

日本地震学会講演予稿集

2017年度 秋季大会

PROGRAMME AND ABSTRACTS

THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

2017, FALL MEETING

日 程 2017年10月25日(水)～27日(金)

場 所 かごしま県民交流センター(鹿児島市)

受付 : 1階県民ホール前ホワイエ

A会場 : 1階県民ホール

C会場 : 3階大研修室1

授賞式および受賞講演 : 1階県民ホール

ポスター会場・団体展示 : 2階大ホール

B会場 : 2階中ホール

D会場 : 3階大研修室2

公益社団法人 日本地震学会

日本地震学会 2017 年度秋季大会タイムテーブル

日程 2017 年 10 月 25 日 (水) ~ 27 日 (金)

会場 かがしま県民交流センター (鹿児島市山下町 14-50)

大会受付：1 階県民ホール前ホワイエ

A 会場： 1 階県民ホール B 会場：2 階中ホール

C 会場： 3 階大研修室 1 D 会場：3 階大研修室 2

授賞式および記念講演： A 会場

ポスター会場・団体展示： 2 階大ホール

		A 会場	B 会場	C 会場	D 会場
10 月 25 日 (水)	09:00~ 12:15	S08. 地震発生の物理	S15. 強震動・地震災害	S10. 活断層・歴史地震	S17. 津波
	13:15~ 15:30	S20. 授賞式および記念講演 (A 会場)			
	15:45~ 17:00	S08. 地震発生の物理	S15. 強震動・地震災害	S12. 岩石実験・地殻応力	S17. 津波
	17:00~ 18:30	ポスターセッション コアタイム (会場：2 階大ホール) S10. 活断層・歴史地震, S12. 岩石実験・地殻応力, S15. 強震動・地震災害, S17. 津波			
10 月 26 日 (木)	08:30~ 12:30	S01. 地震の理論・解析法 S21. 大地震の発生予測 と災害軽減に向けて	S15. 強震動・地震災害	S08. 地震発生の物理	S09. 地震活動
	13:30~ 16:45	S21. 大地震の発生予測 と災害軽減に向けて	S02. 地震計測・処理シ ステム	S08. 地震発生の物理	S09. 地震活動 S16. 地盤構 造・地盤震動
	16:45~ 18:15	ポスターセッション コアタイム (会場：2 階大ホール) S01. 地震の理論・解析法, S02. 地震計測・処理システム, S08. 地震発生の物理, S09. 地震活動, S16. 地盤構造・地盤震動, S21. 大地震の発生予測と災害軽減に向けて			
	19:00~ 21:00	懇親会 (会場：パレスイン鹿児島)			
10 月 27 日 (金)	08:30~ 10:30	S22. 九州中部のサイズ モテクトニクス研究と 地震ハザード評価への 展開*	S06. 地殻構造	S04. テクトニクス S19. 地震一般・その他 S11. 地震に伴う諸現象	S03. 地殻変 動・G N S S・重力
	10:30~ 12:00	ポスターセッション コアタイム (会場：2 階大ホール) S03. 地殻変動・G N S S・重力, S04. テクトニクス, S06. 地殻構造, S07. 地球及び惑星の深部構造と物性, S11. 地震に伴う諸現象, S13. 地球化学・地下水, S14. 地震予知・予測, S18. 地震教育・地震学史, S19. 地震一般・その他, S22. 九州中部のサイズモテクトニクス研究と地震ハザード評価への展開*			
	13:15~ 16:45	S22. 九州中部のサイズ モテクトニクス研究と 地震ハザード評価への 展開*	S06. 地殻構造 S13. 地球化学・地下水 S07. 地球及び惑星の 深部構造と物性	S14. 地震予知・予測 S05. 地球熱学 S18. 地震教育・地震学史	S03. 地殻変 動・G N S S・重力

* S22. 九州中部のサイズモテクトニクス研究と地震ハザード評価への展開：別府一万年山断層帯と布田川一日奈久断層帯の調査から見たこと

S05, S20 の各セッションは口頭発表のみ. S21, S22 のポスターのみ三日間掲示可能.

日本地震学会 2017 年度秋季大会のおしらせ

○日程・場所

日 程 : 2017年10月25日(水) ~ 10月27日(金)

場 所 : かごしま県民交流センター(鹿児島市山下町14-50)

<http://www.kagoshima-pac.jp>

大会受付 : 1階県民ホール前ホワイエ

A会場 : 1階県民ホール

B会場 : 2階中ホール

C会場 : 3階大研修室1

D会場 : 3階大研修室2

授賞式および記念講演 : 1階県民ホール

ポスター会場・団体展示 : 2階大ホール

○大会受付

大会受付は1階県民ホール前ホワイエに設置し、大会の当日参加登録、名札・領収書の配布、予稿集電子版の販売、懇親会の参加受付などを行います。

受付時間	10月25日(水)	8:15~17:00
	10月26日(木)	8:00~17:00
	10月27日(金)	8:00~15:15

1. 大会会場へのアクセス

大会会場への最寄駅は、市電市役所前電停です。JR鹿児島中央駅から約25分です(大会会場への案内図は12ページにあります)。

注意: 空港連絡バス・市電では、交通系ICカードSuica・PASMOを使用できません。使用できるのは鹿児島独自のRapicaのみです。Rapicaをお持ちでない方は現金をご用意ください。

2. 受付・参加登録

大会に参加するには、参加登録が必要です。また、会場内では必ず名札を着用されるよう、ご理解とご協力をお願いいたします。

- ・参加登録料に含まれるもの：電子版予稿集、口頭・ポスターセッションへの参加、授賞式および記念講演への参加
- ・参加登録料に含まれないもの：懇親会の会費

～ 事前に参加登録を済ませた方 ～

大会の事前参加登録をされ、締切までに年会費と参加登録料を納入済みの会員の方には、事前に名札をお配りしています。名札を着用し、大会受付を通らずに会場にお進みいただけます。年会費を未納の会員は、必ず大会受付で年会費をお支払いの上、名札及び領収書をお受け取りください。

～ 大会会場で参加登録をされる方 ～

参加登録について。当日払いの参加登録料は次の通りです（価格はすべて税込です）。

種 別		参加登録料（当日払い）
正会員	一般	10,000 円
	学生（大学院生）	5,500 円
	学部生以下	無料（予稿集は含まない）*
名誉会員		10,000 円
賛助会員		12,500 円
非会員	一般	15,000 円
	大学院生	10,000 円
	学部生以下	無料（予稿集は含まない）**

*、** 電子版予稿集代金は、正会員・名誉会員・賛助会員 3,500 円、非会員 5,000 円。

3. 大会の主なプログラム

時間割表は1ページ、会場案内図は8、9ページ、詳しいプログラムは13ページ以降をご覧ください。大会の主なプログラムを以下にご案内します。

○授賞式および記念講演

日本地震学会賞・技術開発賞・論文賞の授賞式および若手学術奨励賞・技術開発賞・日本地震学会賞の受賞記念講演を以下のとおり予定しています。多数のご参加をお待ちしております。

日時：10月25日（水）13：15～15：30

13：15 会長挨拶

13：20 授賞式

13：35 受賞記念講演

若手学術奨励賞：

武村俊介（防災科学技術研究所）

直井 誠（京都大学）

森重 学（海洋研究開発機構）

技術開発賞：

川口勝義（海洋研究開発機構）・他

日本地震学会賞：

金森博雄（カリフォルニア工科大学）

会場：A会場（1階県民ホール）

○口頭セッション

日時：10月25日（水） 9：00～17：00

10月26日（木） 8：30～16：45

10月27日（金） 8：30～16：45

会場：A～D会場

○ポスターセッション

コアタイム：10月25日（水） 17：00～18：30

10月26日（木） 16：45～18：15

10月27日（金） 10：30～12：00

会場：2階大ホール

○団体展示

2階大ホールにて、団体展示を行います。下記 9 団体にご出展頂いておりますので、是非お立ち寄り下さい。

- ・イーグローバレッジ株式会社／株式会社 ALAB
 - ・国立研究開発法人海洋研究開発機構
 - ・株式会社勝島製作所
 - ・株式会社近計システム
 - ・クローバテック株式会社
 - ・ジオサーフ株式会社
 - ・株式会社ジオシス
 - ・白山工業株式会社
- (五十音順)

○懇親会

以下のとおり懇親会の開催を予定しています。奮ってご参加ください。懇親会は、大会の参加登録には含まれていませんので、大会受付で別途、参加登録をして下さい。懇親会会場への最寄駅は、市電 1 系統の甲東中学校前です（懇親会会場への案内図は 12 ページにあります）。

日時：10月26日（木） 19:00～21:00

場所：パレスイン鹿児島（鹿児島市樋之口町8-2）

<http://www.palacein.com>

会費：一般 6,000円、学生 3,000円（予定）

定員：160名（予定、先着順）

○理事会説明会（会員向け）

日時：10月27日（金） 12:15～13:00

会場：A会場（1階県民ホール）

内容：EPS誌の運営について

学会の財務経営に関する基本方針（案）について

○一般公開イベント

大会終了後の10月28日（土）に、一般市民を対象とした「一般公開セミナー」および「地震の教室（親子向け・教員向け）」を開催します。イベントの参加費は無料です。多くの皆さまのご参加をお待ちしています。

(1) 一般公開セミナー

「鹿児島地震津波防災を考える―過去の災害に学ぶ―」

- ・「2011年東日本大震災の津波とその教訓」

(佐竹健治 東京大学教授)

- ・「2016年熊本地震とその教訓」

(清水 洋 九州大学教授)

- ・「南九州の地震・津波と防災」

(中尾 茂 鹿児島大学教授)

日 時：10月28日(土) 13:30～16:30 (開場 13:00)

場 所：かごしま県民交流センター (県民ホール)

申 込：事前申し込みは不要。直接会場にお越しください。

(2) 地震の教室 (親子向け・教員向け)

場 所：鹿児島県立博物館 (鹿児島市城山町1-1)

親子向け教室

「地震計を作って、ゆれを測ってみよう！」

日 時：10月28日(土) 10:00～ (12:00終了予定)

対 象：親子10組 (中・高校生はこども同士も可)

申 込：事前申込制。10月10日(火)締切 (定員に余裕があれば、当日参加も可能です)。

日本地震学会 2017年親子教室 担当係 まで親子の氏名、学年を記し、電子メールでお願いします。

ssj2017-oyako[at]catfish.dpri.kyoto-u.ac.jp ([at]を@にかえてください)

内 容：簡単な材料で地震計を手作りし、地面や建物の揺れを測ってみます。パソコンにつなぎ、測定した揺れを目で見ても実感できます。

教員向け教室

「小中高の授業ですぐに使える地震を教える教材紹介」

日 時：10月28日(土) 10:00～13:00

対 象：主に小・中・高等学校の教員

申 込：不要

内 容：断層、地震の揺れ、液状化など、理科の授業で使える教材を紹介し、教材レシピの配布もあります (先着順)。

お問い合わせ：日本地震学会事務局 (zisin[at]tokyo.email.ne.jp) ([at]を@にかえてください)

4. 大会会場のご案内

大会会場の利用にあたっての注意事項

○喫煙等

館内は全面禁煙です。喫煙は屋外の指定場所をお願いします。また、県民ホールでは飲食禁止です。ご協力をお願い致します。なお、ゴミは原則として持ち帰りください。

○クローク

県民交流センター1階に学会参加者専用のクロークを設置します。設置時間は大会初日、2日目は8:30から19:00まで、最終日は8:30から17:30までです。各日も利用時間を厳守頂けますようお願いいたします。なお、貴重品・現金などはお預かりできません。名札の着用が確認できない場合は荷物をお預かりできませんのでご注意ください。

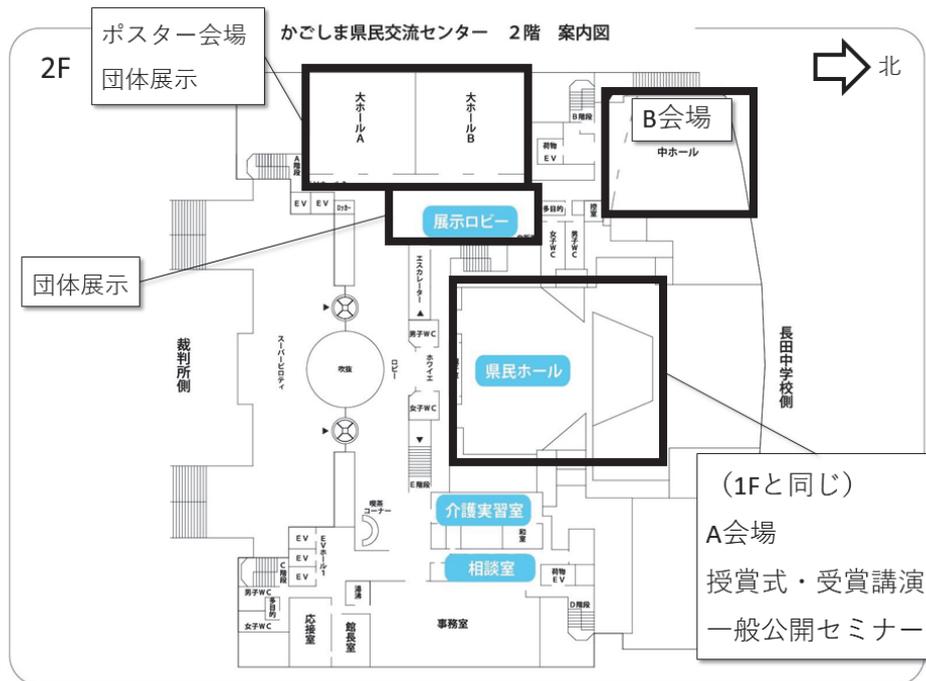
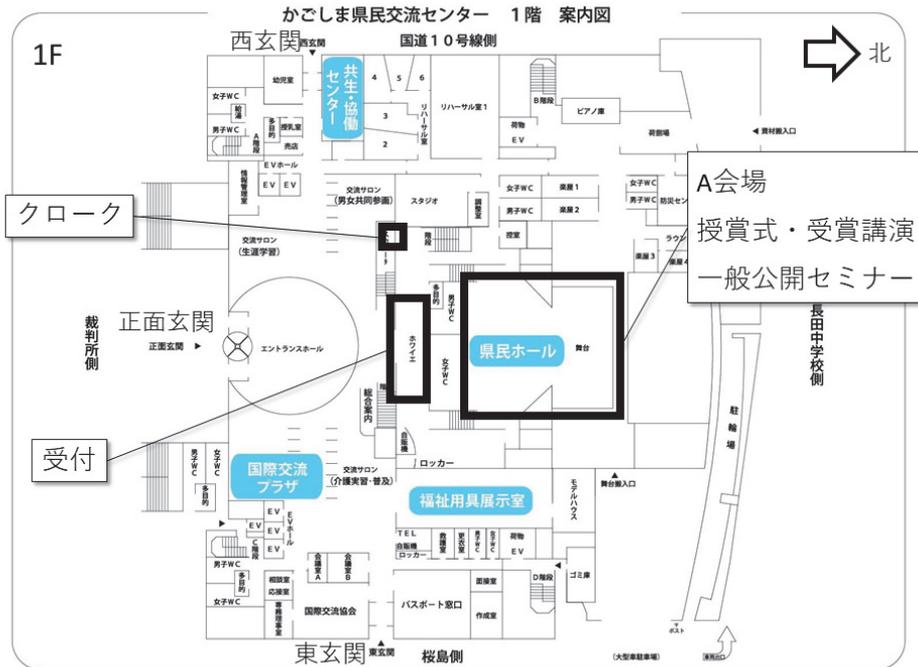
○インターネットアクセス

県民交流センターの1階ロビーに無料のWiFi設備があります(スマートフォンのアプリが必要です)。その他の場所には LAN設備を用意しておりませんのでご注意ください。

○禁止事項

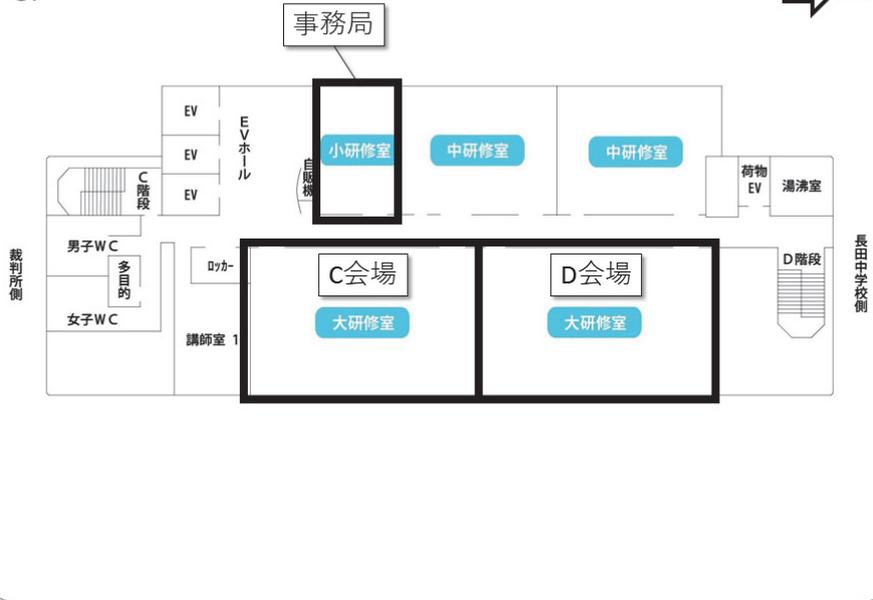
発表者の許可なく、発表内容の 写真、および動画撮影は禁止されていますので、ご注意ください。

○会場内の案内図



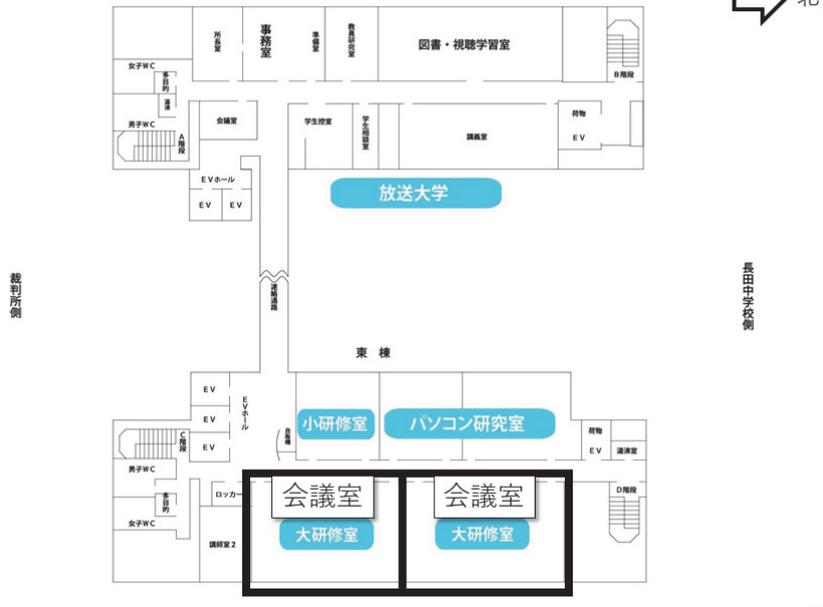
かごしま県民交流センター 東棟3階 案内図

3F



かごしま県民交流センター 4階 案内図

4F



5. 大会で発表をされる方へ

～ ポスター発表をされる方 ～

ポスターの掲示は、初日は 8:30 から 18:30、2 日目は 8:30 から 18:15、3 日目は 8:30 から 15:00 まで可能です。掲示期間を是非フルに利用して、活発な議論の場としてご活用下さい。ポスターは、初日は 18:30、2 日目は 18:15 を過ぎましたら直ちに撤去、3 日目は 15:00 までに撤去をお願いします。ポスター発表のコアタイムは以下の通りです。

コアタイム

10月25日(水) 17:00 ～ 18:30

10月26日(木) 16:45 ～ 18:15

10月27日(金) 10:30 ～ 12:00

※特別セッションのポスターのみ三日間掲示可能です。

ポスター板の大きさは、横幅 90cm、高さ 210cm です。ポスターを留める画鋏は会場に用意します。

～ 口頭発表をされる方 ～

口頭発表は 1 件 15 分（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）です。各口頭発表会場には、パソコン画面を投影するプロジェクタ 1 台を用意します。スライド、オーバーヘッドプロジェクター（OHP）は使用できません。

プロジェクタには D_sub15 ピンのディスプレイ出力端子を備えたパソコン（PC）が接続可能です。会場に備え付けの PC はありませんので、発表をされる方はノート PC をご持参ください。小型や薄型の PC などでは特別なアダプタが必要となる場合が多くありますのでご注意ください。適切な出力端子の無い PC は使用できません。

～ 学生で発表をされる方 ～

日本地震学会では学生による優れた研究発表を奨励し、研究発表技術の向上を目指すために学生優秀発表賞を設けています。「日本地震学会秋季大会において発表者として研究発表を行い、かつ審査対象となることを希望した学生正会員」で、今年度の学生会費適用申請書を予稿採択時点で日本地震学会事務局に提出されている方が対象になります。口頭発表、ポスター発表のいずれも対象になります。ただし、昨年度以前に同賞を受賞した学生は今年度の授賞対象外となります。

6. その他

○託児について

大会期間中の託児に関するご相談は、下記世話人までご連絡ください。

担当：内田直希 (naoki_uchida.b6[at]tohoku.ac.jp)

北佐枝子 (saeko[at]hiroshima-u.ac.jp)

([at]を@にかえてください)

託児所の詳細は、利用者にのみお知らせいたします。

○電子版予稿集の販売

大会受付で電子版予稿集の販売をします。代金は以下の通りです。

電子版予稿集の代金

正会員・名誉会員：3,500円

賛助会員：3,500円

非会員（当日登録のみ）：5,000円

大会に出席しない方でも、学会事務局にお申込みいただければ電子版予稿集を購入できます。なお、CD-ROM等での購入をご希望される方は、郵送させていただく予定です（1,000円の追加料金が発生します）。

お申込先：

〒113-0033 東京都文京区本郷6-26-12

東京RSビル8階 日本地震学会事務局

e-mail：zisin[at]tokyo.email.ne.jp（[at]を@にかえてください）

お支払い方法：

郵便振替もしくは請求書発行（銀行振込）

○会場への連絡方法

秋季大会の期間中、連絡先は以下の通りです。

大会期間中の連絡先：

公益社団法人日本地震学会事務局

Tel：080-9192-2699

○大会会場への案内図

鹿児島空港から会場最寄りの天文館へは空港連絡バスで所要時間 50～55 分です。
詳しい交通案内につきましては、下記のホームページを参照ください。

鹿児島県観光サイト

<http://www.kagoshima-kankou.com/access/>

鹿児島空港

<http://www.koj-ab.co.jp/>



最寄り駅から各会場へのアクセスマップ

10月25日(水) A会場 午前

S08. 地震発生の物理

(講演時間 12分・質疑応答 3分)

座長 加納将行・中野優・竹尾明子・麻生尚文

- 9:00 S08-01 四国西部における微動パッチ強度の不均質性
加納将行・加藤愛太郎(東大地震研)・安藤亮輔(東大理)
案浦理(気象庁)・小原一成(東大地震研)
- 9:15 S08-02 豊後水道および四国地域における深部超低周波地震の活動度変化
須田直樹(広島大理)・松澤孝紀(防災科技研)
- 9:30 S08-03 紀伊半島沖における脈動帯(0.1-2Hz)でのスロー地震
金子りさ・井出哲(東大理)・中野優(JAMSTEC)
- 9:45 S08-04 南海トラフにおける浅部スロースリップと同期して発生する浅部超低周波地震
中野優・堀高峰・荒木英一郎・小平秀一(JAMSTEC)・井出哲(東大理)
- 10:00 S08-05 繰り返し地震およびスロー地震から推定された南海トラフ域におけるスロースリップの移動
内田直希(東北大理)・小原一成(東大地震研)・高木涼太(東北大理)・浅野陽一(防災科研)
- 10:15 S08-06 パークフィールドの低周波地震のスタック波形 —メカニズム推定に向けて—
麻生未季・麻生尚文・井出哲(東大理)
- 10:30 休憩
- 10:45 S08-07 振幅・発生間隔の分布に見られるスロー地震と通常の地震の違い
竹尾明子・小原一成(東大地震研)
- 11:00 S08-08 ブラウニアンモデルが説明する広帯域スロー地震の特徴
井出哲(東大理)・竹尾明子(東大地震研)
- 11:15 S08-09 通常の地震とスロー地震の確率論的動的モデル
麻生尚文・安藤亮輔・井出哲(東大理)
- 11:30 S08-10 ヒクランギ沈み込み帯におけるスロースリップイベントとカイコウラ地震によるトリガリングのモデル化
芝崎文一郎(建築研)・Laura Wallace・Ian Hamling・Yoshihiro Kaneko(GNS Science)
松澤孝紀(防災科研)・伊藤喜宏(京大防災研)
- 11:45 S08-11 アンサンブルカルマンフィルタを用いた豊後水道長期的スロースリップ発生域の摩擦特性およびすべり発展推定に関する数値実験
錦織健人・平原和朗(京大理)
- 12:00 S08-12 東海地域の深部低周波地震と海洋プレート内地震の発生場所から推定される沈み込む海洋地殻の特性
鈴木貞臣(東濃地震研)

A会場 午後

S20. 授賞式および記念講演

(講演時間 16分・質疑応答 4分(学会賞は 30分・5分))

座長 川方裕則・佐藤利典

- 13:15 会長挨拶
13:20 授賞式

- 13:35 S20-01* 地震波形解析と波動伝播計算に基づく地球内部の短波長構造の研究
武村俊介 (防災科研)
- 13:55 S20-02* 南アフリカ大深度金鉱山における震源の物理の観測研究
直井誠 (京都大学)
- 14:15 S20-03* 数値モデルと観測との比較に基づく沈み込み帯ダイナミクスの研究
森重学 (海洋研究開発機構)
- 14:35 S20-04* 「地震・津波観測監視システム」の開発
川口勝義 (海洋研究開発機構)・高橋成実 (防災科学技術研究所 / 海洋研究開発機構)
金田義行 (香川大学 / 海洋研究開発機構)・DONET 開発チーム
- 14:55 S20-05* Learning from outliers
#Kanamori, H. (Caltech)

S08. 地震発生の物理

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 野田朱美・内出崇彦

- 15:45 S08-13 ゆっくりすべり時の排水に伴う構造変化と誘発地震
中島淳一 (東工大)・内田直希 (東北大)
- 16:00 S08-14 CMT データインバージョン法による応力場の推定と誤差評価：東北地方太平洋沖地震前後の応力場の解析例
寺川寿子 (名大環境)
- 16:15 S08-15 リソスフェアアセノスフェア構造を考慮した南海トラフ沿いのプレート間すべり遅れ速度分布の推定
野田朱美・齊藤竜彦・福山英一 (防災科研)
- 16:30 S08-16 プレート境界の固着による西南日本の剪断歪みエネルギーの蓄積・解放分布：応力テンソルとすべり遅れの統合解析
齊藤竜彦・野田朱美 (防災科研)・吉田圭佑 (東北大学)・田中佐千子 (防災科研)
- 16:45 S08-17 茨城県北部における M6 級地震の再来とその载荷過程
内出崇彦・大谷真紀子・高橋美紀・今西和俊 (産総研)

10月25日(水) B会場 午前

S15. 強震動・地震災害

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 川辺秀憲・元木健太郎・内藤昌平・香川敬生

- 9:00 S15-01 2016年熊本地震における地表地震断層近傍の強震動特性と建物被害 (その1) 益城町と西原村の観測記録の再現性に関する一考察
田中信也 (東電設計)・引間和人 (東京電力HD)・金田惇平・久田嘉章 (工学院大)
- 9:15 S15-02 2016年熊本地震における地表地震断層近傍の強震動特性と建物被害 (その2) 益城町と下陳の強震動特性の違いに関する考察
金田惇平・久田嘉章 (工学院大学)・田中信也 (東電設計)
- 9:30 S15-03 益城町における平成28年熊本地震の強震動評価 その1 2次元地下構造モデルを用いた検討
川辺秀憲・小松健太 (阪大工)

*は招待講演

- 9:45 S15-04 熊本地震の活断層至近での強震動連発の検討
石井透 (清水建設)
- 10:00 S15-05 2016 年熊本地震時の益城町と過去の被害地震の地盤増幅率の比較
元木健太郎・加藤研一 (小堀鐸二研究所)
- 10:15 S15-06 熊本地震における地表地震断層近傍の建物被害分布
藤原広行・門馬直一・中村洋光・佐伯琢磨・内藤昌平 (防災科研)
- 10:30 休憩
- 10:45 S15-07 熊本県益城町を対象とした 2016 年熊本地震に伴う地区別死者数の分析
中嶋唯貴・岡田成幸・篠田茜 (北大工)・松多信尚 (岡山大)
- 11:00 S15-08 機械学習を用いた地震による建物被害抽出の試み
内藤昌平・中村洋光・藤原広行 (防災科研)
- 11:15 S15-09 中間・近地項を考慮した強震動シミュレーション手法の検証と 2016 年熊本地震本震への適用
長坂陽介・野津厚 (港空研)
- 11:30 S15-10 2016 年鳥取県中部の地震で見られた非線形地盤応答の基礎的検討
香川敬生・野口竜也・吉見和・吉田昌平 (鳥取大学)
- 11:45 S15-11 ヤンゴン市における推定地盤構造を考慮した強震動予測の試行
松下隼人 (京大工)・松島信一 (京大防災研)
- 12:00 S15-12 A Bayesian-based novel methodology to generate reliable site response mapping sensitive to data uncertainties
#Anirban Chakraborty・Hiroyuki Goto (DPRI, Kyoto Univ.)

B 会場 午後

S15. 強震動・地震災害

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 石辺岳男・吉本和生

- 15:45 S15-13 多次元距離減衰式の検証—気象庁震度データベースを用いて—
石辺岳男・岩佐幸治・古村美津子・松浦律子 (地震予知振興会)
田中裕人・高浜勉 (構造計画研究所)
- 16:00 S15-14 基盤強震観測網 (KiK-net) データの地中記録を用いた内陸地殻内地震の距離減衰式の作成
西村利光・宮腰研 (地盤研)・堀家正則 (阪神コンサルタンツ)
- 16:15 S15-15 Small-Titan の記録を用いた東北地方太平洋沖地震の震源モデルの検証
野津厚 (港湾空港技術研究所)
- 16:30 S15-16 要素内の破壊伝播効果を考慮した統計的グリーン関数法の検証
早川崇・小穴温子 (清水建設)
- 16:45 S15-17 地殻構造のランダム不均質性による最大速度評価の不確定性
吉本和生 (横浜市大)・武村俊介 (防災科研)

10月25日(水) C会場 午前

S10. 活断層・歴史地震

(講演時間 12分・質疑応答 3分)

座長 加納靖之・佐竹健治・木股文昭・川崎一朗

- 9:00 S10-01 『御入国以後大地震考』の再検討
加納靖之 (京大防災研)
- 9:15 S10-02 1586年天正地震における琵琶湖畔での被害
山村紀香 (京大理)・加納靖之 (京大防災研)
- 9:30 S10-03 1891年濃尾地震災害の再検討(2) 東濃地方陶器産業の迅速な復旧と復興
木股文昭 (東濃地震科学研究所)
- 9:45 S10-04 1804年象潟地震の津波伝播過程に関する数値計算
今井健太郎・大林涼子 (JAMSTEC)・岡田真介・安田容子・蝦名裕一 (東北大災害研)
高橋成実 (防災科研)・都司喜宣 (深田地質研)
- 10:00 S10-05 1707年宝永地震と富士山宝永噴火に関する一史料(2) - 『浅間文書纂』に掲載された「大地震富士山焼出之事」の底本 -
服部健太郎・中西一郎 (京大理)
- 10:15 S10-06 1596年伊予・豊後地震と地滑り
中西一郎 (京大理)
- 10:30 休憩
- 10:45 S10-07 南西諸島におけるサンゴマイクロアトールに基づく過去の海面変化の復元
J. Weil-Accardo (南洋工科大学)・# 佐竹健治・五島朋子・原田智也 (東大地震研)
N. Feuillet・J.M. Saurel (パリ地球物理研)・N. Ramos (フィリッピン大)
後藤和久 (東北大災害研)・茅根創 (東大理)・岨康輝 (海洋研究開発機構)・中村衛 (琉球大理)
- 11:00 S10-08 元禄型関東地震発生履歴の年代再測定
小森純希 (東大理)・宍倉正展 (産総研)・安藤亮輔 (東大理)
横山祐典 (大気海洋研)・宮入陽介 (大気海洋研)
- 11:15 S10-09 最近10,000年間における長岡平野西縁断層帯海域部の活動性
大上隆史・阿部信太郎・八木雅俊 (産総研)・森宏 (信州大)
向山建二郎・一井直宏 (川崎地質)
- 11:30 S10-10 2016年熊本地震の地震断層直下の断層露頭 - 西原村大切畑ダム付近の布田川断層帯の活動史
松山和馬 (ダイヤコンサル)・遠田晋次 (東北大)・村上智昭 (復建技術)
坂東雄一 (東北電力)・高橋直也 (東北大)・加茂圭祐 (応用地質)
中原毅・高見智之 (国際航業)
- 11:45 S10-11 田代盆地における地中レーダ探査および精密重力探査によって得られた北伊豆断層帯丹那断層の極浅部地下構造
木村治夫・青柳恭平・大木理江花 (電力中央研究所)
住田達哉・望月一磨 (産総研地調セ)・岡田真介 (東北大災害研)
- 12:00 S10-12 累積地殻変動のモデル計算と地形学的知見との比較
川崎一朗 (東濃地震科学研)

C 会場 午後

S12. 岩石実験・地殻応力
(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)
座長 増田幸治・岩田貴樹

- 15:45 S12-01 火山砕屑性堆積物の摩擦すべり挙動の実験的検証
福家朱莉・金木俊也・市場達矢・廣野哲朗 (大阪大)・大橋聖和 (山口大)
- 16:00 S12-02 地殻構成鉱物の摩擦特性と地震発生領域の分布範囲
増田幸治 (産総研)
- 16:15 S12-03 地震時の巨大滑りにおける断層中の弱い鉱物の役割
金木俊也・廣野哲朗 (大阪大)
- 16:30 S12-04 地殻応力測定法としてのコア変形法 (DCDA 法) の既存岩石コアへの適用
小村健太郎 (防災科研)・林為人 (京都大学)
- 16:45 S12-05 P 波初動データに基づく応力場の空間パターン推定: 応力比推定の試み
岩田貴樹 (常磐大学)

10 月 25 日 (水) D 会場 午前

S17. 津波
(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)
座長 綿田辰吾・谷岡勇市郎・対馬弘晃・鈴木亘

- 9:00 S17-01 卓越周期が偶数比で離散化される 2011 年東北津波
阿部邦昭
- 9:15 S17-02 津波の遡上限界と津波堆積物の識別限界
西村裕一 (北大理)
- 9:30 S17-03 深海 DART 連続記録を用いた干渉法による海洋表面重力波
綿田辰吾 (東大地震研)
- 9:45 S17-04 Fault slip distribution and tsunami simulation for the 2016 Fukushima normal faulting earthquake
Aditya Riadi Gusman・Kenji Satake・Masano Shinohara・Shinichi Sakai (ERI, The Univ. of Tokyo)
Yuichiro Tanioka (ISV, Hokkaido Univ.)
- 10:00 S17-05 2015 年鳥島近海における火山性地震の津波波源モデル
三反畑修・綿田辰吾・佐竹健治 (東京大地震研)・深尾良夫 (JAMSTEC)
杉岡裕子 (神戸大理)・伊藤亜妃 (JAMSTEC)・塩原肇 (東京大地震研)
- 10:15 S17-06 Large effects of dispersion for the tsunami generated by the 2016 Nicaragua outer-rise earthquake (Mw6.9)
Amilcar G. C. Ramirez (INTER, Nicaragua.)
Yuichiro Tanioka・Yusuke Yamanaka (Hokkaido Univ.)
- 10:30 休憩
- 10:45 S17-07 Green's Function-based Tsunami Data Assimilation (GFTDA) : A Fast Data Assimilation Approach of Tsunami Early Warning
Yuchen Wang・Kenji Satake・Takuto Maeda・Aditya Riadi Gusman (ERI)

- 11:00 S17-08 津波データベース検索による津波高予測に適した観測点の選定
谷口純一・田川恭平 (徳島大工)・大角恒雄 (防災科研)
堀高峰 (海洋機構)・岡田真人 (東大新領域)・馬場俊孝 (徳島大工)
- 11:15 S17-09 データベース検索型津波遡上即時予測システム：津波シナリオバンクの構築とシナリオ選別アルゴリズムの拡張
山本直孝・鈴木亘・三好崇之・青井真 (防災科研)
- 11:30 S17-10 Complete Implementation of Green's Function based Time Reverse Imaging Method with Sensitivity Analysis
#M. Jakir Hossen・Kenji Satake (ERI, U Tokyo)・Phil R. Cummins (ANU)
- 11:45 S17-11 周波数依存する津波高増幅率を用いたリアルタイム津波サイト補正
対馬弘晃 (気象研)
- 12:00 S17-12 データベース検索型津波遡上即時予測システム：S-net 実観測データによる動作検証
鈴木亘・山本直孝・三好崇之・青井真 (防災科研)

D 会場 午後

S17. 津波

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 中村武史・竹中博士

- 15:45 S17-13 AQUA-MT/CMT 解を使った津波即時計算システムの開発
中村武史・鈴木亘・山本直孝・木村尚紀・高橋成実 (防災科研)
- 16:00 S17-14 津波シミュレーションデータのクラスタリングとその活用の試み
赤木翔・早川俊彦 (三菱スペース・ソフトウェア)・青井真・前田宜浩・鈴木亘 (防災科研)
- 16:15 S17-15 データベース検索型津波遡上即時予測システム：模擬津波データによる検証
三好崇之・山本直孝・鈴木亘・青井真 (防災科研)
- 16:30 S17-16 2次元線形分散津波方程式の効率的な計算：スキーム編
竹中博士・秦真平・小松正直 (岡山大)・中村武史 (防災科研)
- 16:45 S17-17 確率論的津波ハザード評価における特性化波源断層モデル群の分類—基本、拡張、再現モデル群など
平田賢治・藤原広行・中村洋光・長田正樹・大角恒雄・森川信之・河合伸一・土肥裕史 (防災科研)
松山尚典・遠山信彦・鬼頭直・大嶋健嗣 (応用地質)・村田泰洋・齊藤龍・高山淳平 (国際航業)
秋山伸一・是永真理子・阿部雄太・橋本紀彦・袴田智哉 (CTC)

10月26日(木) A 会場 午前

S01. 地震の理論・解析法, S21. 大地震の発生予測と災害軽減に向けて

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 深畑幸俊・小木曾仁・中原恒・宍倉正展

S01. 地震の理論・解析法

- 8:30 S01-01 地震波異方性のおもいがけない影響
川勝均 (東大地震研)
- 8:45 S01-02 新しい異方性パラメータ η 、 κ の表面波位相速度インバージョンへの影響
奥山秀弥・吉澤和範 (北大理)・川勝均 (東大地震研)

- 9:00 S01-03 直接的先験拘束条件を使用する場合の便法について
深畑幸俊 (京大防災研)・石須慶一 (京大工)
- 9:15 S01-04 Primary microseisms と secondary microseisms の振幅比について
西田究 (東大地震研)
- 9:30 S01-05 アレイ解析による表面波のモード波形分離法の開発
松澤仁志・吉澤和範 (北大理)
- 9:45 S01-06 箱根火山で観測された地震動と空振について—差分法を用いた考察—
若松修平・川方裕則・平野史朗 (立命館大学)
- 10:00 S01-07 多重散乱の効果を考慮した内部減衰・散乱減衰の同時インバージョンの試み
小木曾仁 (気象研)
- 10:15 休憩
- 10:30 S01-08 地球潮汐による地震波速度変化の歪み感度の推定—伊豆大島における地震計小アレイデータの相関解析—
高野智也・西村太志・中原恒 (東北大)・上田英樹・藤田英輔 (防災科研)
- 10:45 S01-09 雑微動の相互相関関数を用いた 2015 年 8 月 15 日桜島のダイク貫入に伴う地震波散乱特性の時空間変化イメージング
廣瀬郁・中原恒・西村太志 (東北大)
- 11:00 S01-10 地震波速度変化の統計的特徴
中原恒 (東北大・理)

S21. 大地震の発生予測と災害軽減に向けて

- 11:15 S21-01* 古地震・古津波研究の現状と課題～地震長期予測の説得力を高めるために何が必要か？
西村裕一 (北大理)
- 11:30 S21-02 不確実性の大きなデータを用いた地震の発生可能性の評価方法の検討 (2)
吉田康宏 (気象大)
- 11:45 S21-03 日本の活断層カタログに対する BPT モデルの適切な推定と予測について
野村俊一・尾形良彦 (統数研)
- 12:00 S21-04 現実の複雑な震源断層のモデル化
島崎邦彦 (東大)
- 12:15 S21-05 GNSS 観測による地表変位から推定した内陸断層におけるクーロン応力変化 (Δ CFS)
西村卓也 (京大防災研)

A 会場 午後

S21. 大地震の発生予測と災害軽減に向けて

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 堀高峰・宍倉正展・加藤愛太郎

- 13:30 S21-06* 経験則による大地震の確率予測—相場と意義
中谷正生 (東大地震研)

*は招待講演

- 13:45 **S21-07** Increasing Testability – Expanding Possibilities: Some CSEP future developments
 #Danijel Schorlemmer (GFZ) · Naoshi Hirata (U Tokyo) · Fabrice Cotton (GFZ)
 Matt Gerstenberger (GNS) · Warner Marzocchi (INGV) · Max Werner (U Bristol)
 Stefan Wiemer (ETH) · Thomas Jordan (USC) · Thomas Beutin (GFZ) · Dave Jackson (UCLA)
 Kazuyoshi Nanjo (U Shizuoka) · Yosi Ogata (ISM) · David Rhoades (GNS)
 Hiroshi Tsuruoka (U Tokyo) · John Yu (USC) · Jianciang Zhuang (ISM)
- 14:00 **S21-08** CSEP 次世代プロジェクトの一展望
 # 尾形良彦 (統数研)
- 14:15 **S21-09** Mw8.0 以上の地震に先行した地震活動長期静穏化の的中率
 # 勝俣啓 (北大)
- 14:30 **S21-10** 地震発生前の固着の剥がれ方の多様性の理解
 # 加藤愛太郎 (東大地震研)
- 14:45 **S21-11*** 不確実な地震予測情報が社会及び個人の防災行動に与える影響に関する調査研究
 # 大谷竜 (産総研) · 林能成 (関西大) · 橋本学 (京大防災研) · 堀高峰 (JAMSTEC)
 隈本邦彦 (江戸川大) · 川端信正 (環境防災総合政策研)
 岩田孝仁 (静岡大防災セ) · 入江さやか (NHK 放送文化研)
- 15:00 休憩
- 15:15 **S21-12** プレート境界固着の時間変化とその監視
 # 横田裕輔 · 石川直史 (海上保安庁海洋情報部)
- 15:30 **S21-13** 地震活動評価のための新たな表示法
 # 吉川澄夫 · 林元直樹 · 明田川保 · 宮岡一樹 · 勝間田明男 (気象研)
- 15:45 **S21-14** 東北地方太平洋沖地震の余効変動の予測実験
 # 藤原智 · 飛田幹男 (国土地理院)
- 16:00 **S21-15** 首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクト
 # 平田直 (防災科研 · 東大地震研) · 田村圭子 (新潟大) · 上石勲 (防災科研)
 酒井慎一 (東大地震研) · 青井真 (防災科研) · 西谷章 (早稲田大) · 梶原浩一 (防災科研)
- 16:15 **S21-16*** 災害軽減へ向けて理学 · 工学をつなぐ計算科学
 # 市村強 (東大地震研)
- 16:30 **S21-17** 討論

10月26日(木) B会場 午前

S15. 強震動・地震災害

(講演時間 12 分 · 質疑応答 3 分)

座長 植竹富一 · 池浦友則 · 山田真澄 · 前田宜浩

- 8:30 **S15-18** 地殻内地震の PL 波がもたらす大振幅の長周期地震動
 # 古村孝志 (東大地震研) · Brian LN Kennett (RSES, ANU)
- 8:45 **S15-19** 関東平野における長周期地震動増幅の特徴的方位変動
 # 向井優理恵 · 古村孝志 · 前田拓人 (東大地震研)
- 9:00 **S15-20** 2016 年 11 月 22 日福島県沖の地震 (M7.4) によるやや長周期地震動
 # 植竹富一 (東京電力 HD)

*は招待講演

- 9:15 S15-21 1855年安政江戸地震による関西での揺れの長さ —経験的グリーン関数に基づく検討—
中村亮一・佐竹健治・西山昭仁・鶴岡弘・鷹野澄・三宅弘恵・平田直 (東大地震研)
- 9:30 S15-22 西日本の浅発地震における大きな $M_j > M_w$ の生成原因
河本洋輝・古村孝志 (東大地震研)
- 9:45 S15-23 2015年小笠原諸島西方沖の地震 (M8.1) による関東～東北地方の地震動距離減衰特性
池浦友則 (鹿島技術研究所)
- 10:00 S15-24 東北日本のスラブ内・プレート境界地震の距離減衰特性: 震源深さによる違い
筧楽磨 (神戸大・理)
- 10:15 休憩
- 10:30 S15-25 緊急地震速報のためのP波検知手法改善の試み
山田真澄 (京大防災研)
- 10:45 S15-26 モーメントMを求めているのは遅い: 震源域近傍の地震動即時予測
干場充之 (気象研)
- 11:00 S15-27 確率論的地震動予測地図の検証—明治以降の観測震度との比較—
近藤利明・# 額額一起 (東大地震研)
- 11:15 S15-28 活断層の長期評価に基づく強震動評価の改良
森川信之・藤原広行・岩城麻子・前田宜浩 (防災科研)
- 11:30 S15-29 地震動シミュレーションデータのクラスタリング
前田宜浩・藤原広行 (防災科研)・早川俊彦・下野五月・赤木翔 (MSS)
- 11:45 S15-30 動力的断層モデルに基づく地表断層の最大すべりと震源近傍の強震動評価: 横ずれ断層の場合
加藤研一・田所萌似香・大塚康弘・渡辺哲史 (小堀鐸二研究所)
植竹富一・引間和人 (東京電力HD)
- 12:00 S15-31 地震に起因する人間被害の複合性把握と減災戦略への構想 (1) 予測実験式と減災戦略に関する研究
小史を踏まえて
太田裕 (東濃地震科研)・志垣智子 (高齢者住宅研)・宮野道雄 (大阪市大)
- 12:15 S15-32 被災者の心の復興 ～精神的苦痛の計量及びその時間推移モデルの構築～
岡田成幸・中嶋唯貴・有吉一葉・牧紀男 (京大防災研)・額額一起 (東大地震研)

B会場 午後

S02. 地震計測・処理システム

(講演時間 12分・質疑応答 3分)

座長 篠原雅尚・鷹野澄

- 13:30 S02-01 緊急地震速報の更なる改善に向けて (その2) —警報基準の問題と多数の電文の問題—
鷹野澄 (東大情報学環 / 東大地震研)
- 13:45 S02-02 Automated Determination of Magnitude and Source Length of Large Earthquakes
#Dun Wang (CUG/ERI)・Hitoshi Kawakatsu (ERI)・Jianchang Zhuang (ISM)
Jim Mori (DPRI)・Takuto Maeda・Hiroshi Tsuruoka (ERI)・Xu Zhao (IGGCAS)
- 14:00 S02-03 特異値分解法による熊本地震の放射特性
菊池年晃 (防衛大)
- 14:15 S02-04 地震波自動読み取りと手動検測システム
堀内茂木・佐藤優子 (ホームサイズモメータ)
松本聡 (九州大学理学部)・飯尾能久 (京都大学防災研究所)

- 14:30 S02-05 金華山における 2011 年東北地方太平洋沖地震前の体積ひずみの挙動について
高波鐵夫 (カーネギー研)・有吉雄哉・斎藤正也 (統計数理研)
三浦哲・内田直希・出町知嗣 (東北大学院理)・伊藤喜宏 (京大防災研)
- 14:45 S02-06 日本海溝海底地震津波観測網 (S-net) の整備
望月将志・植平賢司・金沢敏彦・汐見勝彦・功刀卓・青井真・松本拓己・関口涉次
高橋成実・山本直孝・中村武史 (防災科研)・篠原雅尚・山田知朗 (東大地震研)
- 15:00 休憩
- 15:15 S02-07 海底面での機動的傾斜観測実現に向けた BBOBST-NX での長期試験観測
塩原肇・篠原雅尚 (東大地震研)・伊藤亜妃 (JAMSTEC)・日野亮太 (東北大理)
佐藤利典 (千葉大理)・杉岡裕子 (神戸大理)
- 15:30 S02-08 無人航空機から投下させる貫入プローブ (ペネトレータ) を用いた火山島観測実験
石原吉明・白石浩章・白井慶・早川雅彦・水野貴秀・後藤健・尾崎正伸・山田和彦
田中智 (宇宙研)・山田竜平 (会津大)・及川純 (東大・地震研)・村上英記 (高知大・理)
- 15:45 S02-09 小型広帯域地震計を搭載した長期観測型海底地震計の開発
篠原雅尚・山田知朗・塩原肇 (東大地震研)・山下裕亮 (京大防災研)
- 16:00 S02-10 海底光ファイバーケーブルと DAS テクノロジーを使った地震・津波同時観測の可能性
木村恒久 (シュルンベルジェ)
- 16:15 S02-11 極限環境域への地震観測網展開を目指した広帯域地震計の開発
山田竜平 (会津大学)・白石浩章 (JAXA 宇宙研)
浅利一善 (国立天文台)・田中智 (JAXA 宇宙研)

10月26日(木) C会場 午前

S08. 地震発生の物理

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 鈴木岳人・平野史朗・山下太・縣亮一郎

- 8:30 S08-18 共通のヌルクラインを持つ系に現れる普遍性とその地震学的意義
鈴木岳人 (青学大理工)
- 8:45 S08-19 地震の核形成過程に対する周期的応力摂動の効果
齋藤拓也・波多野恭弘 (東大地震研)
- 9:00 S08-20 震源核形成における発展則と不均質性の影響
小澤創・波多野恭弘 (東大地震研)
- 9:15 S08-21 摩擦不均質モデルによる前震・余震発生
矢部優 (JAMSTEC)・井出哲 (東大理)
- 9:30 S08-22 動的な臨界クラックサイズと階層円形パッチモデルの破壊連鎖
植村堪介・井出哲 (東大理)・青地秀雄 (BRGM)
- 9:45 S08-23 平行する複数のすべり面の弾性相互作用に関する数値実験
三井雄太 (静大理)
- 10:00 S08-24 長大逆断層の一方破壊をもたらす媒質境界と応力場
平野史朗 (立命館大理工)
- 10:15 休憩
- 10:30 S08-25 地震ハザード評価のための動力的震源モデル：布田川断層帯・日奈久断層帯への応用
加瀬祐子 (産総研)・阿部恒平・三輪敦志 (応用地質 (株))

- 10:45 S08-26 大型岩石試料のスティック・スリップ試験中に発生した繰り返し地震的活動について
辻村優志・川方裕則 (立命館大学)・福山英一 (防災科研)・平野史朗 (立命館大学)
山下太・徐世慶 (防災科研)・溝口一生 (電中研)・滝沢茂 (防災科研)
- 11:00 S08-27 メートルスケールの岩石模擬断層で観察された破壊過程と断層面の状態が及ぼす影響
山下太・福山英一・徐世慶 (防災科研)・溝口一生 (電中研)
川方裕則 (立命館大)・滝沢茂 (防災科研)
- 11:15 S08-28 2次元地震破壊伝播の実験室における直接観察
福山英一 (防災科研)・土田琴世 (阪神コンサル)・川方裕則 (立命館)
山下太 (防災科研)・溝口一生 (電中研)・徐世慶 (防災科研)
- 11:30 S08-29 Faulting, stress accumulation and shear localization of a crust-upper mantle system with nonlinear viscoelastic material
張学磊・鷺谷威 (名古屋大学)
- 11:45 S08-30 粘弾性媒質中の断層における地震サイクルシミュレーション～応力蓄積過程に粘弾性はどうか？～
三宅雄紀 (京大理)・野田博之 (京大防災研)
- 12:00 S08-31 非線形粘弾性有限要素解析を用いた準静的地震サイクルシミュレーション手法の開発
縣亮一郎 (JAMSTEC)・市村強 (東大地震研)・兵藤守 (JAMSTEC)
Sylvain Barbot (南洋理工大)・堀高峰 (JAMSTEC)
- 12:15 S08-32 メモリ変数を用いた粘弾性媒質中での地震サイクルシミュレーション
平原和朗 (京大理)・大谷真紀子 (産総研)

C 会場 午後

S08. 地震発生の物理

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 飯尾能久・吉田圭佑・久保久彦・久保田達矢

- 13:30 S08-33 Source location determination of volcanic earthquakes at Izu-Oshima volcano based on seismic cross-correlations
#Theodorus Permana・Takeshi Nishimura (Tohoku Univ.)
- 13:45 S08-34 長野県西部地域における高精度地震観測
飯尾能久 (京大防災研)
- 14:00 S08-35 東北地方脊梁中央部における浅部地震活動と強度不均質
前田純侖・吉田圭佑・岡田知己・吉田武義・松澤暢 (東北大理)
- 14:15 S08-36 東北沖地震後に stress shadow で誘発された群発地震活動の発生機構
吉田圭佑・長谷川昭 (東北大予知セ)
- 14:30 S08-37 山陰地方の地震帯直下下部地殻における地震波速度構造
津田寛大 (京大理)・飯尾能久・澁谷拓郎 (京大防災研)
- 14:45 S08-38 東北沖巨大地震域の異方性トモグラフィー
趙大鵬・Liu Xin (東北大・理)
- 15:00 休憩
- 15:15 S08-39 ポテンシーバックプロジェクション
奥脇亮・笠原天人・八木勇治 (筑波大)
- 15:30 S08-40 Bayesian Lasso 震源インバージョンの開発
久保久彦・野田朱美・鈴木亘・青井真 (防災科研)

- 15:45 S08-41 Slip Inversion of Very Large Earthquakes Using Empirical Green's Function Approach and Bootstrapping
#Ta-Wei Chang · Satoshi Ide (EPS, Univ. Tokyo)
- 16:00 S08-42 海底圧力計を地震計として利用した CMT 解の推定
久保田達矢 · 齊藤竜彦 · 鈴木亘 (防災科研) · 日野亮太 (東北大)
- 16:15 S08-43 微小地震の non-double-couple 成分推定の試み
今西和俊 · 内出崇彦 (産総研)

10月26日(木) D会場 午前

S09. 地震活動

(講演時間 12 分 · 質疑応答 3 分)

座長 酒井慎一 · 尾鼻浩一郎 · 山下裕亮 · 大見士朗

- 8:30 S09-01 長野県小谷村風吹岳付近の地震活動
酒井慎一 (東大地震研)
- 8:45 S09-02 2011 年長野県北部の地震 (Mw 6.2) の核形成過程
下條賢梧 (筑波大学) · Bogdan Enescu (京都大学) · 八木勇治 (筑波大学) · 武田哲也 (防災科研)
- 9:00 S09-03 DD 法による 2016 年 12 月 28 日茨城県北部の地震と周辺の震源分布
#Yano Tomoko Elizabeth · 松原誠 (防災科研)
- 9:15 S09-04 稠密地震観測で求めた、東北沖地震後の内陸誘発地震震源域の応力場
岡田知己 · 中山貴史 · 平原聡 · 堀修一郎 · 佐藤俊也 · 松澤暢 · 吉田圭佑 · 長谷川昭 (東北大 · 理)
2011 年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループ
- 9:30 S09-05 フラクチャーに起因し地震活動と相関する S 波偏向異方性：秋田県森吉山地域
小菅正裕 (弘前大理工)
- 9:45 S09-06 海底地震観測による 1933 年昭和三陸地震震源域の地震活動
尾鼻浩一郎 · 中村恭之 · 藤江剛 · 小平秀一 · 海宝由佳
山本揚二郎 · 三浦誠一 (海洋研究開発機構)
- 10:00 S09-07 茨城県那珂沖で発生する中規模繰り返し地震の震源過程の揺らぎ
奥田貴 · 井出哲 (東大理) · 内田直希 (東北大理)
- 10:15 休憩
- 10:30 S09-08 トンガ海溝における深いスラブ内地震活動の時間変化
村松雛子 · 三井雄太 (静大理)
- 10:45 S09-09 大規模地震の連動と大きな前震を伴う大規模地震の発生数について
橋本徹夫 (気象研) · 案浦理 · 池田雅也 (気象庁) · 岩村公太 · 横田崇 (内閣府)
- 11:00 S09-10 長期海底地震観測に基づく日向灘～南西諸島海溝中部域にかけての浅部低周波微動活動の特徴
山下裕亮 (京大防災研) · 篠原雅尚 (東大地震研) · 八木原寛 (鹿児島大)
山田知朗 (東大地震研) · 渡邊早姫 (九大院理) · 中東和夫 (東京海洋大)
塩原肇 · 望月公廣 · 前田拓人 · 小原一成 (東大地震研)
- 11:15 S09-11 琉球海溝中部における超低周波地震活動の季節変化
中村衛 (琉球大理)
- 11:30 S09-12 メキシコ海溝の群発地震とスロースリップの関係
西川友章 · 井出哲 (東大理)

- 11:45 **S09-13** ニュージーランド沖のヒ克蘭ギ沈み込み帯でのスロースリップに伴った、沈み込む海山周りからの連続的な S 波シグナル
岩崎友理子・望月公廣・石瀬素子・山田知朗・篠原雅尚 (ERI)
Erin K. Todd (Univ. of Otago)・Susan Y. Schwartz (Univ. of California)
Stuart Henrys (GNS Science)・Martha Savage・Hubert Zal (Victoria Univ.)
Anne F. Sheehan (Univ. of Colorado-Boulder)・伊藤喜宏 (DPRI)
Laura M. Wallace (GNS Science, UTIG)・Spahr C. Webb (LDEO)
- 12:00 **S09-14** 振幅スペクトル形状を用いたプレート解析法による低周波微動の検出
片上智史 (京大院理)・伊藤喜宏・太田和晃 (京大防災研)
日野亮太・鈴木秀市 (東北大理)・篠原雅尚 (東大地震研)
- 12:15 **S09-15** 2015 年 8 月桜島マグマ貫入イベントに伴う地震の震源分布
大見士朗・井口正人・為栗健・中道治久 (京大防災研)

D 会場 午後

S09. 地震活動, S16. 地盤構造・地盤震動

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 熊澤貴雄・山田雅行・林田拓己・友澤裕介

S09. 地震活動

- 13:30 **S09-16** Characteristics of Recent Aftershock Sequences from Moderate-sized Earthquakes of Onshore Japan
#James Mori (京大防災研)
- 13:45 **S09-17** 2016 年熊本地震発生前後の九州地方地震活動の点過程モデルによる解析
熊澤貴雄 (統数研)・尾形良彦 (統数研、東大地震研)・鶴岡弘 (東大地震研)
- 14:00 **S09-18** An extensive study of clustering features of seismicity in Italy during 2005 to 2016
庄建倉 (統数研)・郭一村 (東大地震研)・Murru, M.・Falcone, G.・Taroni, M. (INGV)

S16. 地盤構造・地盤震動

- 14:15 **S16-01** 薩摩硫黄島の港湾および飛行場での地震観測記録における長周期大振幅の後続波に関する考察
山田雅行・羽田浩二 (ニュージェック)・野津厚・長坂陽介 (港空研)
福永勇介 (国総研)・長尾毅 (神戸大)・福井海世 (鹿児島県三島村)
- 14:30 **S16-02** Hi-net 観測波形の自己相関関数の時間変化から明らかになった 2011 年東北地方太平洋沖地震における地震波速度低下とその回復過程
沼澤雄也 (茨大院理工)・山田卓司・河原純 (茨大理)
- 14:45 **S16-03** 波形相関による地震波速度変化の解析: 東北地方太平洋沖地震・福島県浜通り地震を対象として
磯野卓也 (茨大院・理工)・山田卓司・河原純 (茨大・理)
- 15:00 休憩
- 15:15 **S16-04** 2016 年熊本地震の余震観測記録に基づく益城町周辺の深部地盤構造の推定
林田拓己 (建築研)・山田真澄・Jim Mori (京都大)
山田雅行・羽田浩二・藤野義範 (ニュージェック)
- 15:30 **S16-05** 平成 28 年熊本地震の余震記録を用いた熊本県西原村周辺の地盤構造の推定
小林弘和 (京大工)・松島信一 (京大防災研)
- 15:45 **S16-06** 2016 年熊本地震被災地での詳細浅部物理探査
稲崎富士・木佐貫寛・尾西恭亮 (土木研)

- 16:00 S16-07 生駒断層帯における段差構造と微動水平上下スペクトル比の関係
佐藤啓太 (京大工)・松島信一 (京大防災研)
- 16:15 S16-08 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域を対象とした不均質減衰構造の推定
友澤裕介・加藤研一 (小堀鐸二研)・野尻揮一郎 (北海道電力)
- 16:30 S16-09 東京における短周期地震動の、地表付近での増幅の解釈
飯田昌弘 (東大地震研)

10月27日(金) A会場 午前

S22. 九州中部のサイスモテクトニクス研究と地震ハザード評価への展開

(講演時間 12分・質疑応答 3分)

座長 竹村恵二・遠田晋次

- 8:30 S22-01 中部九州のテクトニクスと別府-万年山断層帯、日奈久-布田川断層
竹村恵二・別府-万年山断層帯重点的な調査観測メンバー
- 8:45 S22-02 九州中部における最近の地震活動と地殻変動
清水洋・松本聡・松島健・相澤広記 (九大理)
中尾茂 (鹿児島大理)・山下裕亮 (京大防災研)
- 9:00 S22-03* 九州中部の活断層 (別府-万年山断層帯、布田川-日奈久断層帯) の分布と様式
千田昇 (大分大学名誉教授)
- 9:15 S22-04* 別府-万年山重点調査の成果: 陸域・海域・伏在部の活断層と活断層の活動履歴調査法の進展
中西利典・竹村恵二 (京大理)・松山尚典 (応用地質)
ホンワン (KIGAM)・木村治夫 (電中研)
- 9:30 S22-05* 稠密重力測定による大分市内の基盤構造
西島潤・財前貴志・藤光康宏 (九大・工)
- 9:45 S22-06 過去数万年間の阿蘇カルデラ内布田川断層帯の活動 - 活断層先端の成長速度を考える
遠田晋次 (東北大)・村上智昭 (復建技術)・坂東雄一 (東北電力)・高橋直也 (東北大)
松山和馬 (ダイヤコンサル)・加茂圭祐 (応用地質)・中原毅・高見智之 (国際航業)
- 10:00 S22-07 日奈久断層海域延長部における海底活断層調査-海上ボーリングと高分解能マルチチャンネル音波探査に基づく活動性評価-
阿部信太郎・大上隆史・八木雅俊・岡村行信 (産総研)
細矢卓志 (中央開発)・須田茂幸 (地科研)・向山建二郎 (川崎地質)
- 10:15 S22-08 日奈久断層海域延長部における海底活断層調査-超高分解能三次元探査による断層性状の把握-
須田茂幸・大川史郎・菊地秀邦・猪野滋 (地科研)
阿部信太郎・大上隆史・八木雅俊・岡村行信 (産総研)

*は招待講演

A会場 午後

S22. 九州中部のサイスモテクトニクス研究と地震ハザード評価への展開

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 清水洋・志藤あずさ・岩田知孝・三宅弘恵

- 13:15 S22-09 2016 年熊本地震前後の応力場変化 2
松本聡 (九大・理)・山下裕亮 (京大防災研)・中元真美 (極地研)・宮崎真大 (京大防災研)
酒井慎一 (東大地震研)・飯尾能久 (京大防災研)・2016 年熊本地震合同地震観測グループ
- 13:30 S22-10 2016 年熊本地震活動域における背景減衰構造と強散乱体の分布
神蘭めぐみ (九大理)・松本聡 (九大地震火山セ)・山下裕亮 (京大防災研)
中元真美 (極地研)・宮崎真大 (京大防災研)・酒井慎一 (東大地震研)
飯尾能久 (京大防災研)・2016 年熊本地震合同地震観測グループ
- 13:45 S22-11 布田川一日奈久断層帯の地震波速度構造
志藤あずさ・松本聡・清水洋 (九大地震火山セ)・2016 年熊本地震合同地震観測グループ
- 14:00 S22-12 2016 Mw7.0 熊本地震：地殻の空隙率境界沿いの破壊
Zhi Wang (CAS)・# 深尾良夫 (JAMSTEC)・宮川歩夢 (産総研)
長谷川昭 (東北大)・武井康子 (東大地震研)・Dongxu Chen (CAS)
- 14:15 S22-13 2016 年熊本地震の破壊停止に関わる速度構造
青柳恭平・木村治夫・溝口一生 (電中研)
- 14:30 S22-14 2016 年熊本地震後の GNSS による余効変動の観測 (2)
中尾茂 (鹿大理工)・松島健 (九大理)・田部井隆雄・山品匡史 (高知大理)
大倉敬宏 (京大理)・西村卓也・澁谷拓郎・寺石真弘 (京大防災研)
伊藤武男・鷺谷威・松廣健二郎 (名大環境)・加藤照之・福田淳一・渡邊篤志 (東大地震研)
三浦哲・太田雄策・出町知嗣 (東北大)・高橋浩晃・大園真子・山口照寛・岡田和見 (北大理)
- 14:45 S22-15 熊本平野西部における反射法地震探査で得られた自然地震記録を用いた地下構造情報の抽出
岩田知孝 (京大防災研)・清水洋 (九大理)・岡本茂・秋永康彦・末廣匡基 (阪神コンサル)
- 15:00 休憩
- 15:15 S22-16 スペクトルインバージョンに基づく熊本県内の強震観測点におけるサイト増幅特性
染井一寛 (地盤研)・浅野公之・岩田知孝 (京大防災研)
宮腰研・吉田邦一 (地盤研)・吉見雅行 (産総研)
- 15:30 S22-17 強震動評価のための別府一万年山断層帯 (大分平野一由布院断層帯東部) の震源モデル化
吉見雅行 (産総研)・三宅弘恵・安藤亮輔 (東大)・今西和俊 (産総研)・竹村恵二 (京大)
- 15:45 S22-18 九州の地震の応力降下量と地震動のバラツキ
三宅弘恵 (東大)・Adrien Oth (ECGS)・Dino Bindi (GFZ)
- 16:00 S22-19* 動力学的破壊シミュレーション：手法検証と別府一万年山断層帯への適用
安藤亮輔 (東大理)・今西和俊 (産総研)・三宅弘恵 (東大地震研)
吉見雅行 (産総研)・松島信一 (京大防災研)
- 16:15 S22-20 別府一万年山断層帯の震源モデルの断層幾何が強震動予測結果に与える影響について
松島信一 (京大防災研)・吉見雅行 (産総研)・鈴木晴彦 (応用地質)
安藤亮輔 (東大理)・三宅弘恵 (東大情報学環)
- 16:30 討論

*は招待講演

10月27日(金) B会場 午前

S06. 地殻構造

(講演時間 12分・質疑応答 3分)

座長 東龍介・伊藤忍

- 8:30 S06-01 1998-2000年北海道日高域構造探査データの再解析による衝突帯前縁部の構造
岩崎貴哉(東京大学地震研究所)・津村紀子(千葉大学)・伊藤谷生(帝京平成大学)
佐藤比呂志・蔵下英司・平田直(東京大学地震研究所)・在田一則(北海道大学)
野田克也・藤原明・阿部進(地球科学総合研究所)
菊池伸輔(石油資源)・鈴木和子(シュランベルジュ)
- 8:45 S06-02 2011年の宮城沖スロースリップ震源域周辺の地殻構造
東龍介・日野亮太(東北大理)・望月公廣(東大地震研)・村井芳夫(北大理)
八木原寛(鹿児島大理)・佐藤利典(千葉大理)・篠原雅尚(東大地震研)
- 9:00 S06-03 日本海溝アウターライズ地震探査・地震観測:アウターライズ地震震源断層マッピングに向けて
小平秀一・中村恭之・藤江剛・尾鼻浩一郎・野徹雄・三浦誠一(JAMSTEC)
- 9:15 S06-04 屈折法・広角反射法探査データによる日本海溝アウターライズ域東麓の海洋リソスフェア構造
大友周平・東龍介・日野亮太(東北大理)・藤江剛・小平秀一(JAMSTEC)
- 9:30 S06-05 秋田県森吉山周辺における散乱体位置の推定:散乱波へのセンブランス解析の適用
雨澤勇太・小菅正裕(弘前大理工)
- 9:45 S06-06 千葉県九十九里低地(旭市矢指ヶ浦)の浅部地下構造
山口和雄・# 伊藤忍(産総研)
- 10:00 S06-07 関東地域で観測された太平洋プレート内深発地震の顕著な地震波異常とその解釈
金谷希美・前田拓人・小原一成・竹尾明子(東大地震研)
- 10:15 S06-08 近畿地方中北部におけるS波反射面と深部低周波地震との関係
加藤慎也・飯尾能久・片尾浩・澤田麻沙代・富阪和秀・三浦勉・米田格(京大防災研)

B会場 午後

S06. 地殻構造, S13. 地球化学・地下水, S07. 地球及び惑星の深部構造と物性

(講演時間 12分・質疑応答 3分)

座長 飯高隆・佐藤壮・大林政行・鈴木裕輝

S06. 地殻構造

- 13:15 S06-09 沈み込むフィリピン海プレートからの反射波の振幅解析
飯高隆・蔵下英司・五十嵐俊博・岩崎貴哉(東大地震研)
- 13:30 S06-10 四国西部深部低周波微動域周辺における異方性構造の変化
汐見勝彦(防災科研)
- 13:45 S06-11 地震探査による日本海南西部・隠岐トラフ~大和海盆縁辺部の地殻構造
佐藤壮・野徹雄・三浦誠一・小平秀一(JAMSTEC)
- 14:00 S06-12 沖縄トラフに沿う地震学的構造の変化
西澤あずさ・金田謙太郎・及川光弘・堀内大嗣
藤岡ゆかり・岡田千明(海上保安庁海洋情報部)
- 14:15 S06-13 反射法データによる北部琉球弧の断層構造とマグマ貫入
新井隆太・小平秀一・高橋努・三浦誠一(JAMSTEC)・金田義行(香川大学)

S13. 地球化学・地下水

- 14:30 S13-01 岐阜県割石温泉における地震に伴う地下水観測
田阪茂樹・浅井康広・石井紘 (東濃地震科学研)・中村琢 (岐阜大教育)
- 14:45 S13-02 2016 年熊本地震時～地震後の地下水等の変化
小泉尚嗣・安食拓海・森あずみ (滋賀県大環境)
佐藤努・高橋浩・松本則夫 (産総研地質)・川端訓代 (鹿児島大)
- 15:00 休憩

S07. 地球及び惑星の深部構造と物性

- 15:15 S07-01 Velocity structure of the transition zone beneath Central and North America and the Caribbean from waveform inversion
#Anselme F.E. Borgeaud・Kenji Kawai・Robert J. Geller (Univ. Tokyo)
- 15:30 S07-02 ダイヤモンドアンビル-GHz 音速法の開発
米田明 (岡山大)
- 15:45 S07-03 太平洋 LLSVP 西端マントル最下部における局所 S 波速度異常
大林政行 (JAMSTEC)・鈕鳳林 (Rice University)・吉光淳子 (JAMSTEC)
- 16:00 S07-04 再決定した深発地震の震源パラメータを用い波形インバージョンで推定した中米下 D'' 領域の 3 次元構造
山谷里奈・Anselme Borgeaud・河合研志・Robert Geller (東大理)・小西健介 (中研院)
- 16:15 S07-05 Anomalies of S-waves passing through the D'' region beneath New Guinea observed by Thai Seismic Array (TSAR)
#S. Tanaka (JAMSTEC)・W. Siripunvaraporn・S. Boonchaisuku・S. Noisagool (Mahidol Univ.)
K. Kawai・Y. Suzuki (Univ.Tokyo)・Y. Ishihara・T. Kim (JAMSTEC)
K. Miyakawa・N. Takeuchi・H. Kawakatsu (ERI, Univ. Tokyo)
- 16:30 S07-06 地震波形水平 2 成分を用いた北部太平洋下 D'' 領域の 3 次元 S 波速度構造推定
鈴木裕輝・河合研志・ゲラーロバート (東大理)・小西健介 (台湾中央研究院)

10 月 27 日 (金) C 会場 午前

S04. テクトニクス, S19. 地震一般・その他, S11. 地震に伴う諸現象

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 山野誠・土井一生

S04. テクトニクス

- 8:30 S04-01 西南日本の応力蓄積に対する南海トラフの固着と琉球海溝のスラブ後退の効果
橋間昭徳・佐藤比呂志・石山達也 (東大地震研)
- 8:45 S04-02 熊野沖南海トラフ 3D 地震探査再解析から推定したプレート境界断層上のノンテクトニック垂直応力
木下正高 (東大地震研)・Evi Demetriou (Kingston Univ.)
林為人 (京大)・白石和也 (JAMSTEC)
- 9:00 S04-03 紀伊半島沖～四国沖南海トラフ底の熱流量分布：四国海盆の地殻構造との関係
山野誠 (東大地震研)・川田佳史 (東北大災害研)
- 9:15 S04-04 日本列島の東西短縮地殻変動の原因
高橋雅紀 (産総研地質情報)

S19. 地震一般・その他

- 9:30 S19-01 地球シミュレータで計算した爆発事象による理論地震波形
坪井誠司・松本浩幸 (JAMSTEC)・M. Rozhkov (CTBTO)・J. Stachnik (ISTI)
- 9:45 S19-02 サイレント・ランドスライド ー移動土塊とともに 30 m 動いた短周期地震計の記録ー
土井一生・松浦純生・大澤光 (京大防災研)・柴崎達也・土佐信一 (国土防災技術 (株))
- 10:00 S19-03 新聞メディア上で表出される地震学の専門知に対する計量内容分析
山田耕 (早大政経)

S11. 地震に伴う諸現象

- 10:15 S11-01 2006 年伊豆半島東方沖及び 2003 年十勝沖地震時のハイドロフォン波形から推定される混濁流の特徴
岩瀬良一 (JAMSTEC)

C 会場 午後

S14. 地震予知・予測, S05. 地球熱学, S18. 地震教育・地震学史

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 織原義明・井元政二郎・高橋浩晃・根本泰雄

S14. 地震予知・予測

- 13:15 S14-01 熊本地震等の電磁観測データで見る地震予知の確率と実用化
國廣秀光 (JYAN 研究会)
- 13:30 S14-02 日本周辺における深海魚の目撃と地震との関係に関する考察
織原義明 (東海大海洋研)・鴨川仁 (東京学芸大物理)
野田洋一 (有限会社テラテクニカ)・長尾年恭 (東海大海洋研)
- 13:45 S14-03 完新世海成段丘の成因と地震発生時期予測可能モデル
松浦充宏 (統計数理研)・野田朱美 (防災科技研)・宮内崇裕・佐藤利典 (千葉大理)
- 14:00 S14-04 2017 年 7 月 11 日の鹿児島湾の地震 (M5.3) に先行した b 値の時間変化
楠城一嘉 (静岡県大)・吉田明夫 (静岡大)
- 14:15 S14-05 近年の近畿地方の地殻活動異常ー大地震の準備過程が進行中か?ー
佃為成 (元東大地震研)
- 14:30 S14-06 1946 年南海地震前の井戸水減少から推定されるプレスリップモデル
梅田康弘・板場智史 (産総研活断層・火山研究部門)
- 14:45 S14-07 プレート間地震とプレート内地震における地震確率利得の差について
井元政二郎・藤原広行 (防災科研)
- 15:00 休憩

S05. 地球熱学

- 15:15 S05-01 屈斜路カルデラ周辺の温度構造とひずみ分布
高橋浩晃・大園真子・一柳昌義 (北大理)・岡崎紀俊・鈴木隆広・秋田藤夫 (道地質研)
- 15:30 S05-02 地殻熱流量データの活用に向けてー熱伝導率データの拡充ー
田中明子・後藤秀作 (産総研)・山野誠 (東大地震研)

S18. 地震教育・地震学史

- 15:45 **S18-01** 地震の教室（親子向け・教員向け）の現状と課題
根本泰雄（桜美林大自然科学）・伊東明彦（宇都宮大教育）・南島正重（都立両国高附中）
美澤綾子（県立静岡高）・荒井賢一（栄東高）・酒井慎一・山野誠（東大地震研）
赤澤隆士（地域地盤環境研）・荒木正之（aLab）
福岡龍史（エフエム・プランニング）・後藤浩之（京大防災研）
- 16:00 **S18-02** 地震学会「ジオパーク活動で使える地震学Ⅰ」参加者アンケート
平松良浩（金沢大学）・松原誠（防災科研）・中川和之（時事通信）
- 16:15 **S18-03** 地学・技術教育のための加速度地震計の製作
松林弘智（ANET）・関根秀太郎（地震予知振興会）
大竹和生（気象大学校）・根本泰雄（桜美林大）
- 16:30 **S18-04** 日本統治時代に台湾で発生した震災の再調査とその防災上の意義
林能成（関西大社会安全）

10月27日（金）D会場 午前

S03. 地殻変動・GNSS・重力

（講演時間12分・質疑応答3分）

座長 浅井康広・小林知勝

- 8:30 **S03-01** STG200N 観測点で観測された水圧地震応答と応力地震動との関連性について
浅井康広・石井紘・村上理（東濃地震科研）
- 8:45 **S03-02** 動的測地記録の周波数領域における特徴
大久保慎人（高知大）・太田雄策（東北大理院）
- 9:00 **S03-03** サブミリ測地解析による火山活動モニタリング
三浦哲・山本希・市來雅啓・出町知嗣・立花憲司・西村太志（東北大・院理）
- 9:15 **S03-04** 重力で地震発生を捉える（4）ーデータ解析における信号不検出とその物理的解釈ー
木村将也・亀伸樹・綿田辰吾（東大地震研）・大谷真紀子（産総研）
新谷昌人・今西祐一（東大地震研）・安東正樹（東大物理）・功刀卓（防災科研）
- 9:30 **S03-05** アラスカ南東部における後氷期地殻変動に伴う絶対重力変化
長縄和洋・風間卓仁・福田洋一（京大理）
- 9:45 **S03-06** 東北日本の季節的地殻変動再訪：日本海の海水荷重と積雪荷重の変動
日置幸介（北大院理）・道藤俊（北大院理）
- 10:00 **S03-07** 2014年長野県北部の地震の複雑な地殻変動と断層滑り
小林知勝・森下遊・矢来博司（国土地理院）
- 10:15 **S03-08** ネパールにおけるGNSS観測網の整備と地震ポテンシャル評価：序報
田部井隆雄（高知大理工）・大園真子（北大院理）・瀨瀬一起・三宅弘恵（東大地震研）
Rajendra Bhandari・Janak Bahadur Chand・Soma Nath Sapkota（DMG, Nepal）

D 会場 午後

S03. 地殻変動・GNSS・重力

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 田中愛幸・生田領野・石川直史・里嘉千茂

- 13:15 S03-09 東海スロースリップ域における重力変化 (暫定結果)
田中愛幸・今西祐一・大久保修平・安藤美和子・渡邊篤志 (東大地震研)
吉田賢司 (国土地理院)
- 13:30 S03-10 紀伊半島沖における浅部 SSE
板場智史 (産総研)・案浦理・橋本徹夫・鎌谷紀子 (気象研)・勝間田明男 (気象研)
- 13:45 S03-11 四国地方の遷移領域における固着速度と微動発生レートの関係
落唯史・武田直人 (産総研)
- 14:00 S03-12 南海トラフ海底孔内観測による浅部ゆっくり滑りの検出能力について
荒木英一郎・木村俊則・町田裕弥 (JAMSTEC)
Demian Saffer (Penn. State U.)・Achim Kopf (Bremen U.)
- 14:15 S03-13 津波・地殻変動観測のためのオンデマンドプイシステム開発
高橋成実 (NIED・JAMSTEC)
今井健太郎・石原靖久・福田達也・越智寛・鈴木健介 (JAMSTEC)
木戸元之・太田雄策・今野美冴・日野亮太 (東北大学)
- 14:30 S03-14 海底地殻変動で見た沖縄トラフ南西端における背弧拡大と琉球弧・台湾北東部の変形
生田領野 (静大理)・安藤雅孝 (静大防災総合セ)・香味建 (静大院科技)
Horng-You Chen (台湾中央研究院)・Yoko Tu (北大院理)
- 14:45 S03-15 2016 年熊本地震の余効変動モデル
水藤尚 (国土地理院)
- 15:00 休憩
- 15:15 S03-16 海底圧力計と陸上 GNSS のデータに基づく 2003 年十勝沖地震後のプレート間すべりの推定
伊東優治 (京大理)・西村卓也 (京大防災研)・有吉慶介・松本浩幸 (海洋研究開発機構)
- 15:30 S03-17 GPS-A 海底地殻変動観測によって得られた東北地方太平洋沖地震の余効変動の変化
石川直史・横田裕輔 (海上保安庁海洋情報部)
- 15:45 S03-18 粘弾性グリーン関数を用いた 2011 年東北沖地震に伴う地震時・地震後すべりの同時推定
富田史章・太田雄策・日野亮太 (東北大理)・木戸元之 (東北大災害研)・飯沼卓史 (JAMSTEC)
- 16:00 S03-19 巨大地震サイクル後半における地震間の東北地方太平洋沿岸の沈降と脊梁での歪み異常の形成: 島弧の不均質粘弾性構造の重要性
篠島僚平・芝崎文一郎 (建築研)・岩森光 (JAMSTEC, 東工大)・西村卓也 (京大防)
- 16:15 S03-20 モデル計算に基づく 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う火山地域での局所的沈降に関する考察~蔵王山を例に~
里嘉千茂 (東京学芸大教育)
- 16:30 S03-21 2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) による北東アジア地域の余効変動とレオロジー構造の推定
大園真子・高橋浩晃 (北大理)・N. V. シェスタコフ (ロシア極東大・ロシア応用数学研)
孟国杰 (中国地震局)・M. D. ゲラシメンコ (ロシア応用数学研)

10月25日(水) 17:00～18:30 ポスター会場(2階大ホール)

ポスターセッション

S10. 活断層・歴史地震, S12. 岩石実験・地殻応力,
S15. 強震動・地震災害, S17. 津波

S10. 活断層・歴史地震

- S10-P01 活断層による大地震のクラスタリングを考慮した発生確率と更新過程による評価
近藤久雄(産総研活断層火山)・岩切一宏(気象庁)・谷広太(文科省)・佐竹健治(東大地震研)
- S10-P02 重力異常による石狩平野東縁断層帯の密度構造解析
松本なゆた・和田茂樹・澤田明宏・平松良浩(金沢大)
- S10-P03 種子島四万十帯頁岩中に新たに発見した非活断層の破碎帯構造
飯田高弘(セレス)・溝口一生(電中研)・田中竹延(阪神コンサル)・飯塚幸子(セレス)
- S10-P04 南西諸島海域の断層分布
高橋成実(JAMSTEC/NIED)・清水祥四郎・佐藤信明・勝山美奈子・新井麗・田中恵介(JAMSTEC)
金田義行(JAMSTEC/香川大)
- S10-P05 南西諸島海域における波源断層モデルの構築と津波・地震動の島嶼部への影響の評価
乗松君衣・松山尚典(応用地質)・齊藤龍(国際航業)・阿部雄太(CTC)
大角恒雄・藤原広行(防災科研)・高橋成実(JAMSTEC/防災科研)
- S10-P06 柴田家文書に記された安政東海・南海地震
平井敬(名大環境)
- S10-P07 1914年桜島地震における九州全域の震度データの検証
小林励司(鹿大理工)

S12. 岩石実験・地殻応力

- S12-P01 海洋掘削応答を利用した透水係数の推定
木下千裕(京大理)・Demian Saffer(PSU)・Achim Kopf・Alexander Rosner(MARUM)
Laura Wallace(GNS Science)・荒木英一郎・木村俊則・町田祐弥(JAMSTEC)
小林励司(鹿児島大)・Earl Davis(GSC)・Sean Toczko(JAMSTEC)
Stephanie Carr(Colorado School of Mines)・Expedition 365 Scientists
- S12-P02 中型2軸摩擦試験による断層面形状の実験的研究
溝口一生(電中研)・飯塚幸子・飯田高弘(セレス)
- S12-P03 三軸圧縮試験下で発生するAEのb値の推定に向けた震源決定～広帯域観測による検討～
米田直明・川方裕則・平野史朗(立命館大学)・吉光奈奈(Stanford大学)・高橋直樹(三井住友建設)
- S12-P04 飽和過程における砂層地盤中を伝播する弾性波の計測手法の改良
中山雅之・川方裕則・平野史朗(立命館大)・土井一生(京大防災研)・高橋直樹(三井住友建設)

S15. 強震動・地震災害

- S15-P01 石碑が語る関東大震災—住民による復興100年誌—
武村雅之(名古屋大学)
- S15-P02 2016年熊本地震(Mj7.3)の永久変位を含む長周期(2秒以上)地震動評価のための特性化震源モデル
松元康広(構造計画研)・宮腰研(地盤研)・入倉孝次郎(愛工大)・高浜勉(構造計画研)
- S15-P03 北西落ちと南東落ちの断層面を考慮した2016年熊本地震の広帯域震源モデルの推定
佐藤智美(清水建設)

- S15-P04 バックプロジェクション法による 2017 年熊本地震の破壊過程の推定
大島光貴 (清水建設)・竹中博士 (岡山大学)
- S15-P05 Simulation of long-period ground motions (3 - 15 s) for the 2016, Mw 7.1 Kumamoto earthquake
#Yadab P. Dhakal・Takashi Kunugi・Shin Aoi・Takahiro Maeda・Kubo Hisahiko・Wataru Suzuki
Takeshi Kimura・Asako Iwaki (NIED)
- S15-P06 平成 28 年熊本地震における御船 IC 大速度記録の原因分析
豊増明希・後藤浩之・澤田純男 (京大防災研)・高橋良和 (京大工)
- S15-P07 益城町における平成 28 年熊本地震の地震動評価 その 2 表層地盤構造の改良
小松健太・川辺秀憲 (阪大工)
- S15-P08 2016 年熊本地震における地表地震断層近傍の強震動特性と建物被害 (その 3) 建物被害調査と推定される強震動特性
久田嘉章・金田惇平・中村航 (工学院大)・田中信也 (東電設計)
- S15-P09 熊本平野における広帯域強震動評価のための浅部・深部統合地盤モデルの構築
先名重樹・神薫・若井淳 (防災科研)・松山尚典 (応用地質)・藤原広行 (防災科研)
- S15-P10 微動アレイデータを用いた浅部速度構造のベイズインバージョン法の開発
長郁夫 (産総研)・岩田貴樹 (常磐大学)
- S15-P11 Identification of Nonlinear soil response in the Kathmandu Valley during the 2015 Gorkha, Nepal Earthquake (Mw7.8)
#S Bijukchhen・N Takai (Hokkaido Univ.)・M Shigefuji (Kyushu Univ.)
M Ichianagi (Hokkaido Univ.)・T Sasatani
- S15-P12 J-SHIS での新たな地震ハザード再分解表示
河合伸一・東宏樹・森川信之・藤原広行 (防災科研)・宮腰淳一 (大崎総研)・高橋真理・赤塚正樹 (MSS)
- S15-P13 活断層で発生する固有規模より小さい地震の確率論的な地震ハザード評価のための地震活動モデル
宮腰淳一・大島光貴 (大崎総研)・森井雄史 (清水建設)・森川信之・藤原広行 (防災科研)
- S15-P14 過去 20 年間の全国を対象とした震度履歴の推定
中村洋光・藤原広行 (防災科研)・本間芳則 (MSS)
- S15-P15 機械学習を用いた地震動予測式構築の試み
久保久彦・功刀卓・鈴木進吾・木村武志・鈴木亘・青井真 (防災科研)
- S15-P16 M8 程度の海溝型プレート間地震を対象とした広帯域 (0.1 ~ 10 秒) 強震動の試算
森川信之・藤原広行・岩城麻子・前田宜浩 (防災科研)
- S15-P17 強震記録のインバージョンによる震源モデルをもとにしたすべり時間関数の設定
吉田邦一 (地域地盤環境研)
- S15-P18 S 波の後に現れる P 波を用いた緊急地震速報
小寺祐貴 (気象研)
- S15-P19 長周期地震動振幅の短距離間空間較差の発生要因の理解と簡易的予測に向けた数値実験による予備的検討
畑山健 (消防研)
- S15-P20 スペクトル低減パラメータ κ の震源項, 伝播経路項について
鶴来雅人・田中礼司 (地域地盤環境研究所)・香川敬生 (鳥取大学)・入倉孝次郎 (愛知工業大学)
- S15-P21 気象庁における震源過程解析結果の数値データ公表
田中美穂 (気象庁)・迫田浩司 (文科省)・岩切一宏・山内崇彦 (気象庁)
- S15-P22 茨城県北部で 2011 年と 2016 年に発生した M6 クラスの地震の震源過程と震源近傍の強震動 (その 2)
引間和人 (東京電力 HD)
- S15-P23 強震記録に基づく 2016 年 12 月 28 日茨城県北部の地震 (Mw5.9) の震源モデルの推定
染井一寛・宮腰研・郭雨佳 (地盤研)
- S15-P24 経験的グリーン関数法を用いた 2016 年鳥取県中部の地震の余震観測点における強震動シミュレーション
吉田昌平・香川敬生・野口竜也 (鳥大院工)

- S15-P25 震源超至近距離観測された歪計データを用いたオークニー M5.5 地震インバージョン解析
 # 安富達就・James Mori・山田真澄 (京都大学)・小笠原宏幸・小笠原宏幸・石田亮壮 (立命館大学)
 大久保慎人 (高地大学)・山口照寛 (北海道大学)・Durheim Raymond (Wits 大学)
- S15-P26 特性化震源モデルに基づいた 2015 年ネパール・ゴルカ地震 (Mw7.8) の強震動評価
 # 宮腰研・田中礼司 (地盤研)・古村美津子・松浦律子 (振興会)・高井伸雄 (北大工)
- S15-P27 メキシコ地域で発生する海溝型地震の震源特性の検討
 # 友澤裕介・加藤研一 (小堀鐸二研)・池浦友則 (鹿島技研)・渡部哲巳・石川直哉 (中部電力)
- S15-P28 2016 年熊本地震の余震記録を用いたグリーンテンソルの空間導関数 (EGTD) の推定
 # 吉田沙由美・土田琴世・鳥家充裕・堀家正則 (阪神コンサル)
- S15-P29 経験的グリーン・テンソルの推定：福井県嶺南地方で得られた強震記録を用いた試み
 # 大堀道広 (福井大)

S17. 津波

- S17-P01 2次元線形分散津波方程式の効率的な計算：計算編
 # 秦真平・竹中博士・小松正直 (岡山大)・中村武史 (防災科研)
- S17-P02 海底圧力時間微分波形による津波波源推定手法の開発—東北地方太平洋沖地震前震 (Mw 7.3) への適用
 # 久保田達矢・鈴木亘・山本直孝・青井真 (防災科研)・日野亮太 (東北大)
- S17-P03 湾水振動が励起された湾内の運河における津波挙動
 # 大石裕介 (富士通研)・古村孝志 (東大地震研)・今村文彦・山下啓 (東北大災害研)
 菅原大助 (ふじのくに地球環境史ミュージアム)
- S17-P04 海底水圧計記録による津波データ同化における地殻変動成分の推定：高速解法の定式化
 # 前田拓人 (東大地震研)
- S17-P05 長周期非津波成分を含む観測データ使用時の tFISH による津波予測性能の改善
 # 対馬弘晃・山本剛靖 (気象研)
- S17-P06 津波高予測に適した観測点配置のグループラッソによる検討
 # 田川恭平・谷口純一 (徳島大)・大角恒雄 (防災科研)・堀高峰 (海洋機構)
 岡田真人 (東大)・馬場俊孝 (徳島大)
- S17-P07 S-net による水圧観測記録を用いた簡易的な津波波源域推定手法の開発
 # 井上真優・谷岡勇市郎・山中悠資 (北大理)
- S17-P08 遠地地震による津波の第一波の到達から最大波群の到達までの時間と継続時間との関係
 # 中田健嗣・対馬弘晃・山本剛靖 (気象研)
- S17-P09 位相補正した計算津波波形のインバージョンによる 2004 年 12 月スマトラアンダマン地震と 2005 年 3 月ニアス地震のすべり分布
 # 藤井雄士郎 (建築研)・佐竹健治・綿田辰吾 (東大地震研)
- S17-P10 歴史時代の津波氾濫解析における地形復元の影響 —岩手県宮古市における検討例—
 菅原大助 (ふじのくに地球環境史ミュージアム)
 蝦名裕一・岡田真介 (東北大災害研)・今井健太郎 (JAMSTEC)
- S17-P11 津波堆積物を用いた 12 世紀北海道南西沖地震の断層モデル構築
 # 伊尾木圭衣 (産総研)・谷岡勇市郎 (北大)・川上源太郎・加瀬善洋・仁科健二・廣瀬亘 (道総研地質研)
- S17-P12 福井県沖～鳥取県沖の海域活断層による日本海沿岸部の津波高
 Aditya Riadi Gusman・# 佐竹健治 (東大地震研)・室谷智子 (国立科学博物館)・石辺岳男 (地震予知振興会)
- S17-P13 南海トラフにおける確率論的津波ハザード評価のための特性化波源断層モデル群の定義と分類の見直し
 # 遠山信彦 (応用地質)・平田賢治・藤原広行・中村洋光・森川信之・長田正樹 (防災科研)
 松山尚典・鬼頭直・大嶋健嗣 (応用地質)・村田泰洋 (国際航業)・秋山伸一 (CTC)

- S17-P14 南海トラフ沿いを対象とした津波予測解析
 # 齊藤龍 (国際航業)・鬼頭直 (応用地質)・橋本紀彦 (CTC)・村田泰洋・井上拓也・高山淳平 (国際航業)
 松山尚典 (応用地質)・秋山伸一 (CTC)・中村洋光・平田賢治・藤原広行 (防災科研)
- S17-P15 波源断層モデルの定義・分類を見直した南海トラフの確率論的津波ハザード評価の実施
 # 阿部雄太・是永真理子・秋山伸一 (CTC)・松山尚典 (応用地質)・村田泰洋 (国際航業)
 平田賢治・藤原広行 (防災科研)
- S17-P16 1946年南海地震の津波痕跡高を再現する特性化波源断層モデルの作成
 # 鬼頭直 (応用地質)・平田賢治・藤原広行・中村洋光 (防災科研)・根本信・松山尚典 (応用地質)
 村田泰洋 (国際航業)・秋山伸一 (CTC)

10月26日(木) 16:45～18:15 ポスター会場 (2階大ホール)

ポスターセッション

S01. 地震の理論・解析法, S02. 地震計測・処理システム, S08. 地震発生の物理,
 S09. 地震活動, S16. 地盤構造・地盤震動, S21. 大地震の発生予測と災害軽減に向けて

S01. 地震の理論・解析法

- S01-P01 時間領域フィルタによる波形相互相関の推定法の改善
 # 蓬田清 (北大理)
- S01-P02 エンベロープ逆伝播法に基づく余震からのエネルギー輻射量分布の即時推定
 # 澤崎郁 (防災科研)
- S01-P03 V-netを用いた地震波干渉法による阿蘇地域での地震波速度構造時間変化の推定
 # 水谷雄太 (東大院地球惑星科学専攻)・西田究・青木陽介 (東大地震研)
- S01-P04 数値計算に基づく散乱波の角度分布の解析
 # 江本賢太郎 (東北大理)
- S01-P05 陸海統合3次元構造モデルにもとづく日本海溝の浅い地震のFAMT解析
 # 岡元太郎 (東工大)・竹中博士 (岡山大)・中村武史 (防災科技研)
- S01-P06 空隙のある媒質における地震波形伝播特性
 # 河合研志 (東大・理)
- S01-P07 粘弾性媒質中の応力計算におけるH行列法適用
 # 大谷真紀子 (産総研)・平原和朗 (京大理)
- S01-P08 津波地震(スロー地震)規模推定手法の検討
 # 田中昌之・勝間田明男 (気象研)

S02. 地震計測・処理システム

- S02-P01 速度構造の震源決定位置への影響について(2)
 # 勝間田明男 (気象研)
- S02-P02 全国への3次元速度構造であらかじめ計算した走時データを使用した震源決定法の適用
 # 関口渉次 (防災科研)
- S02-P03 一元化震源のための自動震源推定手法ー2016年熊本地震を受けた改良
 # 溜瀧功史 (気象研)
- S02-P04 ニューラルネットワークを用いた低SN比条件下における地震波検出法の開発
 # 高橋馨子・松本裕也・上松大輝・ミケレットルジェロ・金重伊 (横浜市大)・孫哲 (理研)
- S02-P05 深部微動震源決定のための改良エンベロープ相関法の開発と性能評価
 # 水野尚人・井出哲 (東大理)

- S02-P06 豊後水道水ノ子島での地震観測
中東和夫 (東京海洋大)・蔵下英司 (東大・地震研)
松島健・手操佳子・宮町凜太郎・渡邊早姫 (九大・島原)・廣瀬仁 (神戸大)
- S02-P07 超磁歪震源による高分解能地下モニタリング
國友孝洋 (東濃地震研・名大)・石井紘・浅井康広 (東濃地震研)
- S02-P08 小型軽量地震テレメータ装置の開発ー長野県南部の地震の余震観測での活用ー
堀川信一郎・山中佳子・寺川寿子・前田裕太・奥田隆 (名大環)
荻原宏之・柏瀬和信・山口充孝・五十嵐竜也・木村高志 (株計測技研)
- S02-P09 広帯域海底地震計鉛直成分におけるノイズ除去の予備的解析
川野由貴・一瀬建日・川勝均 (東大地震研)・杉岡裕子 (神戸大理)
- S02-P10 DONET 観測点の埋設作業による地震計データの品質向上
鈴木健介・横引貴史・岡林功・荒木英一郎・松本浩幸・西田周平・川口勝義 (海洋研究開発機構)
高橋成実 (防災科研・海洋研究開発機構)

S08. 地震発生の物理

- S08-P01 福島県沖で発生する正断層型地震～1938年と近年の地震との比較～
室谷智子 (国立科学博物館)・佐竹健治 (東大地震研)
- S08-P02 2014年11月22日長野県北部地震 (Mw 6.3) の破壊開始および成長過程
野田俊太 (鉄道総研)
- S08-P03 2011年と2016年に発生した2つの茨城県北部の地震 (Mj 6.1, 6.3) の震源過程と破壊域の比較
田中美穂・岩切一宏 (気象庁)
- S08-P04 Source rupture imaging using regional strong ground motion records
Tristan Deleplanque・Jean-Pierre Vilotte・Pascal Bernard・Claudio Satriano (IPG, Paris)
Hiroe Miyake (ERI, Univ. Tokyo)
- S08-P05 2011年東北地方太平洋沖地震の動力学的断層破壊モデルを用いた断層深部の破壊特性の検討
津田健一・アルズベイマサマン・小川幸雄・渡辺孝英・宮腰淳一 (大崎総合研究所)
岩瀬聡・石川直哉・森勇人 (中部電力)・J-P. Ampuero (Caltech)
- S08-P06 2017年長野県南部の地震の地震波放射エネルギー
村上理 (東濃地震研)
- S08-P07 スラブ内地震における地震波の放射効率
足立夢成・中島淳一 (東工大)・松澤暢 (東北大)
- S08-P08 Locating the North Korea nuclear tests from 2006 to 2016 using Hi-net array in Japan
Dun Wang (CUG)
- S08-P09 日奈久断層周域の応力場について
光岡郁穂・松本聡 (九大理)・中元真美 (極地研)・山下裕亮・宮崎真大・飯尾能久 (京大理)
酒井慎一 (東大地震研)・2016年熊本地震合同地震観測グループ
- S08-P10 2009年箱根群発地震における応力降下量の時空間分布と地震発生メカニズム
藤岡実悠・金亜伊・吉本和生 (横浜市大)・行竹洋平 (温地研)
- S08-P11 繰り返し地震近傍の微小地震の検出
田中麻莉子・内田直希 (東北大理)
- S08-P12 繰り返し起こる深部 VLF 地震
石原靖・山本揚二郎・新井隆太・高橋努 (JAMSTEC)
- S08-P13 西南日本沈み込み帯における誘発微動の網羅的検出と地域差
栗原亮・小原一成・竹尾明子・前田拓人 (東大地震研)
- S08-P14 常時微動を用いた地震波干渉法によるスロー地震に起因する地震波速度変化の検出
植村美優・伊藤喜宏・太田和晃 (京大理)・日野亮太 (東北大)・篠原雅尚 (東大地震研)

- S08-P15 長期的スロースリップイベント (LSSE) の非断層すべり成分の推定: 熱力学的考察に基づいて
光井能麻・伊藤武男 (名大地震火山セ)
- S08-P16 スラブ起源流体の多様な振る舞い
森重学 (海洋研究開発機構)・Peter E. van Keken (カーネギー研究所)
- S08-P17 大断層の長期的滑り速度-応力関係における断層の脆性塑性遷移域の重要性
野田博之 (京都大学防災研究所)
- S08-P18 スペクトル要素法による地震サイクルシミュレーション手法の開発
関淳平・平原和朗 (京大理)・野田博之 (京大防災研)
- S08-P19 三陸沖北部から茨城県沖にかけての地震発生シミュレーション (その3)
藤田健一・弘瀬冬樹 (気象研)・前田憲二 (気象庁)
- S08-P20 南海トラフ沿い巨大地震のシミュレーションモデルの高度化
弘瀬冬樹 (気象研)・前田憲二 (気象庁)・藤田健一・小林昭夫 (気象研)
- S08-P21 三重県沖地震を考慮に入れた東南海地震震源域の地震サイクルモデルの再考
兵藤守・堀高峰 (JAMSTEC)
- S08-P22 2011年東北地方太平洋沖地震前に観測された周期的なスロースリップのモデル化
中田令子・堀高峰 (JAMSTEC)
- S08-P23 短期的スロースリップイベント挙動に対する地球潮汐の影響の数値モデルによる評価
松澤孝紀 (防災科研)・田中愛幸 (東大地震研)・芝崎文一郎 (建築研)
- S08-P24 Volumetric Strain or Mean Normal Stress Criterion for Three-Dimensional Tensile Rupture in Brittle Solids
Koji Uenishi (Univ. Tokyo)・Hiroshi Yamachi (SMC)
- S08-P25 On the Collective Behavior of a Group of Cracks in Brittle Solids and Its Implications in Earthquake Source Physics
Koji Uenishi・Tomoya Yoshida・Shintaro Sakaguchi・Yuki Fukuda (Univ. Tokyo)
Ioan R. Ionescu・Quriaky Gomez (Univ. Paris 13)

S09. 地震活動

- S09-P01 日本列島下の地震活動と活断層分布
田中佐千子 (防災科研)
- S09-P02 日本の地震活動の季節変動性
上田拓・加藤愛太郎 (東大地震研)
- S09-P03 2017年7月1日に発生した胆振地方中東部の地震 (MJMA5.1) と余震活動
一柳昌義・高田真秀・山口照寛・高橋浩晃 (北大地震火山セ)
- S09-P04 下北微小地震観測網 AS-net による東北地方北部および北海道南西部の地震活動と地下構造
野口科子・関根秀太郎・澤田義博・笠原敬司・佐々木俊二・田澤芳博・矢島浩・石田貴美子 (振興会)
- S09-P05 発震機構解と震源分布を用いた断層面の自動決定
内出崇彦・今西和俊 (産総研)
- S09-P06 Triggering and Decay Characteristics of Dynamically Activated Seismicity in Southwest Japan
Anca Opris (University of Tsukuba)・#Bogdan Enescu (Kyoto University)
Yuji Yagi (University of Tsukuba)・Jianchang Zhuang (ISM)
- S09-P07 2016年熊本地震の誘発地震と動的ひずみの関係
齊藤一真・高橋浩晃・大園真子 (北大理)
- S09-P08 2016年熊本地震における特徴的な低周波の余震
木村美桜・鶴川元雄 (日大文理)
- S09-P09 2017年7月11日に鹿児島湾で発生した地震 (M5.3)
平野舟一郎・八木原寛・後藤和彦 (鹿大南西島弧)

- S09-P10 1914年桜島大正噴火時地震の震源位置の再評価 (その2)
緒方誠・松田健助・岩田訓 (気象庁福岡)・後藤和彦 (鹿大南西島弧)
- S09-P11 鹿児島県阿久根市付近に発生する低周波地震および震源がごく浅い地震
後藤和彦 (鹿大南西島弧)
- S09-P12 霧島山における震源再決定とb値分布の推定
千葉慶太・清水洋 (九大・地震火山センター)
- S09-P13 Matched Filter 法を用いた箱根火山深部低周波地震の検出
行竹洋平・安部祐希 (神奈川温地研)
- S09-P14 ニュージーランド南島北部における2016 Mw 7.8 Kaikoura 地震前後での広域応力場の推定とその変化
佐藤将・岡田知己 (東北大・理・予知セ)・飯尾能久・大見士朗・三浦勉 (京大)・松本聡 (九大)
Stephen Bannister・John Ristau (GNS Science)・Jarg Pettinga (Canterbury Univ.)
Francesca Ghisetti (Terra Geologica)・Richard H. Sibson (Otago Univ.)
- S09-P15 本震前後の地震活動の時空間パターンを特徴づける解析手法の検討
宮本彩加・三井雄太 (静大理)
- S09-P16 Hi-net 自動処理震源データを用いた余震活動のリアルタイム確率予測システムの開発
近江崇宏 (東大生産研)・尾形良彦 (統数研)・汐見勝彦 (防災科研)
Bogdan Enescu (京大)・澤崎郁 (防災科研)・合原一幸 (東大生産研)
- S09-P17 時空間 ETAS モデルと震源メカニズム解割合の時間変化を用いた地下応力場の推定手法
松川滉明 (筑波大)・笠原天人・八木勇治 (筑波大)・エネスクボグダン (京大理)
- S09-P18 Modeling and forecasting seismicity in the Kanto region by using a 3D ETAS model
Yicun Guo・Naoshi Hirata (ERI)・Jianchang Zhuang (ISM)
- S09-P19 防災科研 Hi-net のデータ解析による西南日本における相似地震活動
松原誠 (防災科研)
- S09-P20 相似地震発生域におけるb値の特徴について
五十嵐俊博 (東大地震研)
- S09-P21 スロー地震カタログの標準化に向けて ―データベースの整備―
加納将行 (東大地震研)・麻生尚文 (東大理)・案浦理 (気象庁)・新井隆太 (JAMSTEC)
伊藤喜宏 (京大防災研)・鎌谷紀子 (気象庁)・Julie Maury (BRGM)・中村衛 (琉球大理)・西村卓也 (京大防災研)
尾鼻浩一郎 (JAMSTEC)・杉岡裕子 (神戸大理)・高木涼太 (東北大理)・高橋努 (JAMSTEC)
竹尾明子 (東大地震研)・山下裕亮 (京大防災研)・松澤孝紀 (防災科研)
井出哲 (東大理)・小原一成 (東大地震研)
- S09-P22 首都圏地震観測網に基づく関東地方における地震の発震機構解 (2008年ー2015年)
石辺岳男 (地震予知振興会)・中川茂樹・酒井慎一・鶴岡弘・平田直・佐竹健治 (東大地震研)
- S09-P23 海底地震計によって捉えられた東北沖超低周波地震
高橋秀暢・日野亮太・鈴木秀市・太田雄策・内田直希 (東北大)
篠原雅尚・仲谷幸浩 (東大地震研)・松沢孝紀 (防災科研)
- S09-P24 東北日本で発生する深部低周波地震活動の時空間変動と波形相関を用いた地震分類
小菅正裕 (弘前大理工)
- S09-P25 西南日本における超低周波地震活動の時空間分布
馬場慧・竹尾明子・小原一成・加藤愛太郎・前田拓人 (東大地震研)・松澤孝紀 (防災科研)
- S09-P26 海底観測記録を用いた日向灘の浅部超低周波地震の震央位置決定
利根川貴志 (JAMSTEC)・山下裕亮 (京大防災研)・高橋努 (JAMSTEC)
篠原雅尚 (東大地震研)・石原靖・小平秀一 (JAMSTEC)・金田義行 (香川大学)
- S09-P27 日向灘における海底地震観測にもとづく2016年熊本地震後の浅部低周波微動活動
渡邊早姫 (九大院理)・山下裕亮 (京大防災研)・山田知朗・篠原雅尚 (東大地震研)

- S09-P28 日向灘から南西諸島域における超低周波地震のコーナー周波数評価の試み
浅野陽一・松澤孝紀 (防災科研)
- S09-P29 南西諸島北部の海域及び島嶼域における地震観測によるプレート境界面形状の推定 (4)
八木原寛・平野舟一郎・小林励司・宮町宏樹・中尾茂・後藤和彦 (鹿児島大)・馬越孝道 (長崎大)
内田和也・松島健・清水洋 (九州大)・中東和夫 (東京海洋大)・山下裕亮 (京大防災研)
阿部英二・池澤賢志・諏訪祥士・山田知朗・篠原雅尚 (東大地震研)
- S09-P30 琉球列島における遠地地震による低周波地震誘発現象
金城亜祐美・中村衛・門井洋平 (琉球大)

S16. 地盤構造・地盤震動

- S16-P01 2016年4月1日に発生した三重県南東沖の地震 (M6.5) の地震動伝播シミュレーション
武村俊介・久保久彦・齊藤竜彦 (防災科研)・利根川貴志 (海洋研究開発機構)・汐見勝彦 (防災科研)
- S16-P02 2016年熊本地震の阿蘇市一の宮における長周期地震動
重藤迪子・上園周平・寄井田恭佑・神野達夫 (九大)
- S16-P03 関東地域を対象とした浅部地盤モデルの高度化
若井淳・先名重樹・神薫 (防災科研)・長郁夫 (産総研)・松山尚典 (応用地質)・藤原広行 (防災科研)
- S16-P04 吐噶喇 (トカラ) 列島中之島および宝島の深部地盤 S 波速度構造
山田伸之 (高知大)・竹中博士 (岡山大)
- S16-P05 山陰地方西部の堆積平野における微動探査
浅野公之 (京大防災研)・吉田邦一・宮腰研 (地盤研)・大堀道広 (福井大)・岩田知孝 (京大防災研)
- S16-P06 鳥取県中部小鹿谷および高辻地区における稠密微動観測
野口竜也・西村武・日高大我・吉見和・香川敬生・吉田昌平 (鳥取大)
- S16-P07 神城断層の堀之内地区トレンチ近傍における常時微動の卓越周波数の空間変化
栗山雅之・佐藤浩章 (電力中央研究所)・隈元崇 (岡大院)
- S16-P08 2点同時微動観測に基づく傾斜基盤構造推定の試み
飯山かほり (東工大)・宮本崇 (山梨大)・# 盛川仁・飯田剛史 (東工大)・後藤浩之 (京都大)・秦吉弥 (大阪大)
- S16-P09 S 波インピーダンスによる地盤増幅特性評価法の地震観測記録に基づく検証
林穂高・後藤浩之・澤田純男 (京大防災研)・新垣芳一 (TEPSCO)

S21. 大地震の発生予測と災害軽減に向けて

- S21-P01 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト (中間報告)
金田義行 (JAMSTEC・香川大)・福和伸夫 (名大)・小平秀一 (JAMSTEC)
古村孝志 (東大地震研)・プロジェクトメンバー
- S21-P02 準静的応力蓄積計算に基づく南海トラフ地震の動的破壊伝播シミュレーション: 発震位置とマグニチュード
浦田優美 (防災科研)・橋本千尋 (名大)・福山英一・齊藤竜彦 (防災科研)
- S21-P03 地震波異方性モニタリングによる微動活動の観察: 海底地震観測記録への適用
石瀬素子・西田究・望月公廣 (東大地震研)

10月27日(金) 10:30~12:00 ポスター会場(2階大ホール)

ポスターセッション

S03. 地殻変動・GNSS・重力, S04. テクトニクス, S06. 地殻構造, S07. 地球及び惑星の深部構造と物性,
S11. 地震に伴う諸現象, S13. 地球化学・地下水, S14. 地震予知・予測, S18. 地震教育・地震学史,
S19. 地震一般・その他, S22. 九州中部のサイスモテクトニクス研究と地震ハザード評価への展開

S03. 地殻変動・GNSS・重力

- S03-P01 水晶振動子による加速度計を用いた重力測定の可能性に関する検討
松田滋夫(クローバテック株式会社)・中仙道和之(セイコーエプソン株式会社)・#盛川仁・飯山かほり(東工大)
- S03-P02 重力で地震発生を捉える(5)ー地震即時重力変化による弾性変形場の理論解析ー
#木村将也・亀伸樹(東大地震研)
- S03-P03 2011年東北地方太平洋沖地震による地震後の重力変化:粘弾性緩和を考慮した理論計算
#高木悠・大久保修平(東大地震研)
- S03-P04 東北地方太平洋沖地震前の周期的変動を伴うプレート間カップリングの強度低下
#飯沼卓史(JAMSTEC)
- S03-P05 北海道・東北地方におけるGNSS速度場のクラスタ解析
#伊藤嘉秋・三浦哲・太田雄策(東北大・院理)
- S03-P06 2011年と2016年に茨城県北部において再来期間6年で発生した正断層型の地震について
#小林知勝(国土地理院)
- S03-P07 2016年熊本地震(M7.3)による余効変動の時系列解析
#不破智志・大園真子(北大・理)
- S03-P08 Coseismic and postseismic model of the 2016 M6.6 earthquake in central Tottori estimated from GNSS and InSAR observation
#Angela Meneses-Gutierrez・Takuya Nishimura・Manabu Hashimoto(DPRI, Kyoto Univ.)
- S03-P09 GNSS稠密観測から推定される九州南部せん断帯の地殻変動
#渡部豪・雑賀敦・浅森浩一(原子力機構)
- S03-P10 九州下の長期的SSEの繰り返し周期
#矢来博司・宗包浩志・小沢慎三郎(地理院)
- S03-P11 西南日本における応力解放に伴う地殻変動の検出ー小規模なスロースリップの検出に向けてー
#藤田萌実(京大理)・西村卓也(京大防災研)・宮崎真一(京大理)
- S03-P12 傾斜・ひずみデータの統合解析に基づく西南日本の短期的SSEカタログ
#木村武志(防災科研)・板場智史(産総研)・松澤孝紀・木村尚紀(防災科研)
- S03-P13 東海地方における短期的ゆっくりすべりのひずみ計による検知能力評価
#木村久夫(気象庁)・宮岡一樹(気象研)
- S03-P14 東海~東南海地域における短期的ゆっくりすべりの時間的推移とすべり量分布
#宮岡一樹(気象研究所)・木村久夫・甲斐玲子(気象庁)
- S03-P15 1994年から2016年に東海地方で発生したスロースリップイベントの時空間発展の推定
#坂上啓(京大理)・西村卓也(京大防災研)・福田淳一・加藤照之(東大地震研)
- S03-P16 東海地方における稠密GNSSアレイに基づく地殻ひずみの時間変化(2004~2016)
#加藤照之(東大地震研)・坂上啓(京大理)・西村卓也(京大防災研)・生田領野(静岡大理)・原田靖(東海大)
- S03-P17 紀伊水道のスロースリップ
#小沢慎三郎・矢来博司(国土地理院)
- S03-P18 海洋モデル計算を用いた海底地殻変動の評価およびヒ克蘭ギ沈み込み帯への適用
#村本智也・伊藤喜宏(京大防災研)・稲津大祐(東京海洋大)・日野亮太・鈴木秀市(東北大理)
Stuart Henrys・Stephen Bannister・Laura Wallace(GNS Science)

S04. テクトニクス

S04-P01 日本列島の東西短縮地殻変動を再現したアナログ模型

高橋雅紀 (産総研地質情報)

S06. 地殻構造

S06-P01 北海道西方沖での地殻構造探査

野徹雄・佐藤壮・小平秀一・三浦誠一 (JAMSTEC)・石山達也・佐藤比呂志 (東大地震研)

S06-P02 宮城沖日本海溝周辺における散乱および内部減衰の空間変化

高橋努・尾鼻浩一郎・小平秀一 (JAMSTEC)

S06-P03 東北日本下のスラブ内地震における高周波後続波とマントルウェッジの散乱・減衰

椎名高裕・勝俣啓・蓬田清 (北大理)

S06-P04 反射法地震探査による会津盆地西部の地下構造

伊藤忍・木下佐和子・山口和雄・内田洋平・石原武志 (産総研)

S06-P05 長岡地域の最大振幅による減衰構造 (その2)

関根秀太郎・澤田義博・笠原敬司・佐々木俊二・田澤芳博 (地震予知振興会)

S06-P06 新潟-神戸歪集中帯北東部の coda Q の時空間変化と歪集中の成因

道場正伸・平松良浩 (金沢大学)

S06-P07 房総沖スロースリップイベント周辺域のフィリピン海プレート上面からの反射波強度分布

河野昭博・佐藤利典 (千葉大・理)・篠原雅尚・望月公廣・山田知朗 (東大地震研)

植平賢司・眞保敬 (防災科研)・町田祐弥 (JAMSTEC)・日野亮太・東龍介 (東北大・理)

S06-P08 神奈川県平塚市における浅部反射法地震探査

木下佐和子・伊藤忍・山口和雄・横倉隆伸 (産総研)

S06-P09 レシーバ関数を用いた伊豆島弧衝突帯の地殻構造解析

安部祐希・本多亮・行竹洋平 (温地研)

S06-P10 地震波干渉法で探る地震発生と水の関係

片尾浩 (京大防災研)

S06-P11 アクロスを用いて検出した東海地方における地震波速度の経年変化と地震に伴う変化

辻修平・山岡耕春・國友孝洋・渡辺俊樹 (名古屋大・環境)

生田領野 (静岡大・理)・吉田康宏 (気象大)・勝間田明男 (気象研)

S06-P12 既存反射断面データを用いた南海トラフに沈み込むフィリピン海プレートの特徴マッピング

山下幹也・仲西理子・小平秀一・三浦誠一・金田義行 (海洋研究開発機構)

S06-P13 紀伊半島北東部下のスロー地震発生領域周辺における不均質構造のイメージング

蔵下英司・飯高隆 (東大地震研)・津村紀子 (千葉大理)・岩崎貴哉 (東大地震研)

S06-P14 紀伊半島東部における三次元地震波減衰構造の推定

中浴広樹・津村紀子 (千葉大融理)・梅山恵理・水野直希 (千葉大理)

蔵下英司・加藤愛太郎・酒井慎一・飯高隆・岩崎貴哉 (東大地震研)

S06-P15 地震学的手法による南九州下のフィリピン海スラブの構造の推定

澁谷拓郎・寺石真弘・小松信太郎・山崎健一・山下裕亮 (京大防災研)

大倉敬宏・吉川慎 (京大理)・井口正人・為栗健・園田忠臣 (京大防災研)

S06-P16 南西諸島における連続地動記録を用いた雑微動の相互相関解析

邱冬晨・# 小松正直 (岡山大)・豊国源知 (東北大)・竹中博士 (岡山大)

S07. 地球及び惑星の深部構造と物性

S07-P01 鉛直軸対称異方性第五パラメータ η_k の観測可能性

丸山純平・川勝均・竹内希 (東大地震研)

S07-P02 D”層におけるP波異方性トモグラフィー

山下慧・趙大鵬・豊国源知（東北大学予知セ）

S07-P03 スタグナントスラブの形成・崩落メカニズムに関する数値シミュレーション

土田真愛（愛媛大 GRC）・亀山真典（愛媛大 GRC）

S07-P04 実体波の走時差から推定したオントンジャワ海台下の上部マントル構造

小林拓史（神戸大学）・末次大輔（海洋研究開発機構）・大林政行（海洋研究開発機構）・杉岡裕子（神戸大学）

S07-P05 日本列島と東アジア下の太平洋スラブの年齢分布

趙大鵬・Liu Xin・S. Li・W. Wei（東北大・理）

S07-P06 震源間の位相速度解析によるローカールスケールの表面波位相速度分布の推定

吉澤和範・Kurita Ginboi（北大理）

S11. 地震に伴う諸現象

S11-P01 2011年東北地方太平洋沖地震前後の海底地形調査による三陸沖日本海溝北部における海底地形変動

富士原敏也・金松敏也・小平秀一（JAMSTEC）・C. dos Santos Ferreira・K. Bachmann・G. Wefer（MARUM）
T. Sun（Univ. Victoria）・M. Strasser（Univ. Innsbruck）

S13. 地球化学・地下水

S13-P01 地震に伴う神奈川県大井観測井での地下水位の変動について

李楊（日本大学）・板寺一洋・原田昌武（温地研）・鶴川元雄（日本大学）

S14. 地震予知・予測

S14-P01 中規模繰り返し相似地震に対する長期的発生予測の可能性

田中昌之（気象研）

S18. 地震教育・地震学史

S18-P01 高校生の地震研究を地域に活用する試み

岡本拓夫（福井高専）

S18-P02 比較的安価な GNSS 基線長測定キットの開発

大竹和生（気象大学校）

S18-P03 「シン・ゴジラ」における地震学の存在の軽さ：地震学の広報を考える

加藤護（京大院人環）

S19. 地震一般・その他

S19-P01 マリアナ弧の稍深発地震に現れた sPL 波

鶴川元雄（日大文理）・小林穰・深尾良夫（JAMSTEC）

S19-P02 地表地震断層の出現率に関する考察

井上直人（地盤研究財団）

S22. 九州中部のサイスモテクトニクス研究と地震ハザード評価への展開

S22-P01 2016年熊本地震時に出現した2系統の地表地震断層群の活動履歴：益城町寺迫および下陳におけるトレンチ調査結果

上田圭一（電力中央研究所）・宮脇理一郎・家村克敏・横山俊高・宮脇明子（阪神コンサルタンツ）

S22-P02 2016年熊本地震に伴う地表断層群及び阿蘇谷での水平変位の成因は何か？

藤原智・森下遊・中埜貴元・小林知勝・矢来博司・山中雅之・宇根寛（国土地理院）

S22-P03 平成28年熊本地震で生じた阿蘇カルデラ二重峠断層における極浅層反射法地震探査

戸田茂・山口耕平（愛知教育大学）

- S22-P04 熊本平野西部における反射法地震探査：熊本－宇土測線
清水洋（九大理）・岩田知孝（京大防災研）・吉見雅行（産総研）・秋永康彦・末廣匡基（阪神コンサルタンツ）
- S22-P05 別府万年山断層帯近傍における常時微動観測
鈴木晴彦・松山高典・田原道崇・谷田貝淳（応用地質）・竹村恵二（京大・地球熱学研究施設）
- S22-P06 GNSS 速度場の階層クラスタリングに基づく九州地方の地体構造の研究
高橋温志（京大院理・理研）・橋本学・深畑幸俊（京大防災研）
- S22-P07 別府湾周辺における微動の連続観測記録を用いた深部地盤構造の検証
林田拓己（建築研）・吉見雅行（産総研）・小松正直・竹中博士（岡山大）

記念講演 (A 会場)

地震波形解析と波動伝播計算に基づく地球内部の短波長構造の研究

#武村俊介 (防災科研)

Study of small-scale heterogeneities inferred from analysis of observed and simulated seismograms

#Shunsuke Takemura (NIED)

1. はじめに 近年、精力的に行われてきた構造探査やトモグラフィーなどの解析により、日本列島下の 10 km 程度のスケールの 3 次元不均質構造を表現したモデルが構築され、その多くが公開されている (例えば、Nishida et al., 2008; Nakajima et al., 2009; Koketsu et al., 2012; Matsubara et al., 2017). それらの 3 次元構造モデルを基に、GMS (Aoi and Fujiawara, 1999) や OpenSWPC (Maeda et al., 2017) などのシミュレーションコードを利用することで、1 Hz 以下の低周波数地震動についてはその伝播過程の理解が進み、モデル化手法が確立してきた (例えば、Furumura et al., 2008; Nakamura et al., 2015; Takemura et al., 2015b). 一方で、数 km 以下のスケールの短波長不均質構造の影響を受ける高周波数地震動についてはその限りではない。

本発表では、Hi-net など観測された高周波数地震動の特徴を示し、その特徴を再現するための短波長不均質構造のモデル化と応用例について紹介する。

2. 地殻内地震の地震波伝播と短波長構造 地殻内地震の波形記録を丹念に調べると 1 Hz 以上の高周波数において、コーダ波の励起、エンベロープ拡大や最大振幅分布の四象限型からの崩れといった現象が見られる。最大振幅分布の崩れは P 波と S 波に共通して見られ、震源距離と周波数の積に依存して、崩れが増大する (Takemura et al., 2009; 2016c). このような現象の原因として、地殻内の数 km 以下の地震波速度の不均質 (以下、短波長速度不均質) と複雑な表層地形による地震波散乱が挙げられる。1 次元速度構造に表層地形のみを含んだ地震動シミュレーションでは強いコーダ波が励起されるが、観測波形に見られるようなスムーズな時間減衰を再現できない。また、地形散乱の直達波への影響は小さく、最大振幅分布は仮定したメカニズムから予想される四象限型を保持している。短波長速度不均質構造を付与することで、スムーズなコーダ波の時間減衰および最大振幅分布の周波数・距離変化を再現することが可能となる (Takemura et al., 2015a, 2017b). パラメータを様々に変えたモデルシミュレーションと、中国地方で観測された最大振幅の崩れとの比較から、相関距離 1 km, ゆらぎの強さ 0.03 の指数関数型のランダム不均質で中国地方の地殻内の短波長速度不均質を表現できることを明らかにした。

上記の短波長不均質構造を全国 1 次地下構造モデル (Koketsu et al., 2012) に付与し、

地震動シミュレーションを行うことで、地殻内地震で観測される最大振幅の空間分布、距離減衰およびコーダエンベロープを再現することが可能である (Takemura et al., 2017b).

3. スラブ内の地震波伝播と短波長構造 沈み込んだスラブ内部で発生する地震時に観測される高周波数地震動については、3 次元的なスラブ形状やスラブ内の低速度異常の他に短波長速度不均質構造の影響を受けることが知られている (例えば、Furumura and Kennett, 2005; Furumura et al., 2016). スラブ形状とスラブ内の短波長速度不均質構造を考慮することで、深発地震のスラブ内の相対位置の拘束 (Takemura et al., 2016a; Takemura et al., 2017a) や海域の地震における震源決定の誤差要因 (Takemura et al., 2016b) などが明らかとなってきた。沈み込むスラブや付加体は、強震動に与える影響も大きく、海域の地震において Lg 波とやや長周期地震動の顕著な励起・発達が見られる (例えば、Furumura and Singh, 2002; 武村・他, 2017 本大会).

関東東海地域で観測された沈み込む地殻を伝播するトラップ P および S 波の解析により、フィリピン海プレートの地殻は深さ 40 km 以深においてほぼ様な構造であるが、40 km 以浅では強い短波長速度不均質構造が局在することを示した (Takemura et al., 2015cd). 40 km 以深では、短波長速度不均質が弱く、沈み込む地殻は高速度・低減衰で特徴づけられる。この沈み込む地殻内の構造の深さ変化は、深さ 30-40 km における脱水反応と関連していると考えられる。沈み込む地殻からの脱水によって下部地殻内に供給された流体により強い短波長速度不均質構造の形成も確認されており、それらは首都圏の強震動にも大きな影響を与える (Takemura and Yoshimoto, 2014).

4. 今後の課題 上述のフィリピン海プレートの事例のようにトモグラフィーにより検知された低速度異常を導入した事例 (例えば、Kuge et al., 2013; Shiina et al., 2014) もあるが、多くの地震動シミュレーションは層構造モデルの各層に様な短波長速度不均質を与えたモデル内に点震源を仮定したものが主であった。観測・構造探査研究の進展により、火山下または流体に関連した強い短波長不均質構造の局在 (例えば、Takahashi et al., 2009), 断層近傍に局在した強い短波長不均質構造 (Asano and Hasegawa, 2004) などが検出されてきた。また、小中規模地震における震源破壊の指向性効果 (例えば、Boatwright, 2007; Pacor et al., 2016) の報告もある。より精緻な高周波数地震動のモデル化、または地震発生帯の構造的特徴の解明を進めるために、これらの構造・効果を考慮したシミュレーション研究を進めていく必要がある。

謝辞 防災科学技術研究所 Hi-net・F-net による観測波形記録を使用しました。地震動計算には海洋研究開発機構の地球シミュレータを使用しました。観測網および計算機の管理・運営に関わる皆様に、記して感謝致します。

S20-02

南アフリカ大深度金鉱山における震源の物理の観測研究

直井誠 (京都大学)

Observational Study of Earthquake Source Physics in Gold Mines in South Africa

Makoto Naoi (Kyoto Univ.)

室内実験や自然地震観測において、微小破壊あるいは微小地震活動から、大きな地震の発生過程に関する有用な情報が得られることが示唆されている。我々の研究グループでは、微小破壊・地震が果たす役割の理解のブレークスルーを目指し、採掘による応力集中で Mw 3 程度までの誘発地震が多発する南アフリカの大深度金鉱山において Mw -5 級、破壊サイズ数 cm 程度までの微小破壊を、100 m 以上の広範囲で検知可能な観測を実施した。これまでに2つの鉱山で観測を実施し、自然地震観測ではもちろん、鉱山地震観測においても見つけられなかった多様な活動を捉えることに成功した。

同観測によって、鉱山内の地質断層では、厚み数十 cm 以下という極度に集中した微小破壊の定常活動が起こっていることが判明した (Naoi et al. 2015b)。一般に内陸活断層は微小地震の定常的活動を伴わないものも多く、伴う場合でも断層面外の岩盤損傷域での活動と指摘されている (例えば, Powers and Jordan, 2010)。鉱山で従来行われていた観測 (検知限界 $M \sim -1$) においても、断層と微小地震活動に明瞭な関係はみられないと指摘されていたが (Snelling et al. 2013), 我々の観測によって、微小破壊活動を伴う断層が多数存在していること、これらは b 値が高く $M -3$ 以下まで観測しないとほぼ気付くことが不可能であることなどが明らかになった。その一方で、微小破壊活動を全く伴わない断層も確認されており、微小破壊活動と载荷状況・断層状態の関係をより深く理解する必要性が改めて示された。

この断層沿いでおこる微小破壊の P 波初動押引分布は、これらが描き出す面上の正断層滑りと調和的で、On-fault slip であることが示唆された (Naoi et al. 2015b)。さらに、観測条件が最も良いクラスタに対して、波形相関に基づく Repeating earthquake の同定を行ったところ、約半分が Repeater と認定された (Naoi et al. 2015c)。これらの規模は Mw -5.1 から -3.6 で、天然の地質断層上で見つけた Repeating earthquake としては既往最小とみられる。これらに対して、プレート境界のクリープ量推定に一般に用いられている Nadeau and Johnson (1998) の経験則を適用したところ、断層を貫通するケーブルがこの間にダメージを受けていないことと矛盾する、大きすぎるクリープ量が得られた。一方、地震波形記録から求めた応力降下量の対数平均値 16 MPa を仮定して、周囲の

クリープ量が各パッチの積算滑り量に等しいとしてクリープ量推定を行ったところ、より妥当な値が得られた。これらの repeater はプレート境界のものとは異なるクリープ量と発生個数の関係を持つということだが、これは repeater パッチ自身のカップリング率の違いなど、断層面の物理的特性の違いを反映している可能性がある。

このような Repeater を伴う断層上の微小破壊活動が、激しい载荷を受ける、進行する採掘前線から 20-30 m の位置で新たに始まり、活動域が時間とともに 20 m 程度まで徐々に拡大する様子も確認された (Naoi et al. 2015a)。既存弱面上で準静的滑りのパッチが作られ拡大した過程が、AE 活動域の拡大として描き出されているとみられる。このクラスタの b 値は、3ヶ月の間に 2.5 から 1.5 まで大きく低下したことも確認された。また、別の鉱山では、同様の薄い平面状分布が Mw 2 (破壊サイズ 100 m 級) の破壊に発展した例もみられた (Yabe et al. 2015)。

ここまで断層面上でおこる微小破壊に焦点を当ててきたが、そのようなイベントは観測で得られるデータの 10% ほどでしかなく、検知された AE の約 90% は採掘前線に密集して発生している (Naoi et al. 2014)。これら空洞直近でおこる微小破壊は 3次元状に分布するのではなく、1-2 m の厚みと 20-30 m の広がりを持つ板状分布が複数集まって構成されていることが分かった (Moriya et al. 2015)。個々の板状分布の活動は、採掘域が近づくとともに始まり採掘が通り過ぎると停止する。先行研究では採掘後の岩盤の直接観察によって、今回観察された板状分布と似たサイズ・方位を持つ大規模剪断クラックの規則的形成が報告されており (例えば, Ortlepp 2000)、板状分布を示す微小破壊は大きな剪断破壊の準備過程である可能性がある。

一連の観測で行ったことは、極端に言えば検知限界を向上させて小さなものを見たということに過ぎないが、地震はべき則に従うサイズ分布を持つため、検知イベント数の劇的な向上をもたらし、センサの稠密展開の帰結として震源決定精度も大きく向上する。これらによって Seismicity 解析における時空間分解能が劇的に向上したことが本観測の成功の主要因である。また、今回、断層面上に密集する b 値が高い破壊の集合が見つかったように、小さなものが卓越する破壊の集合が存在する可能性もあり、観測感度向上が重要な成果につながる可能性を改めて示したといえる。

謝辞：本研究は JST/JICA SATREPS, JSPS 科研費、ならびに「地震予知のための観測研究計画」の助成を受けて行ったものです。これらの観測・解析は、現地の鉱山会社や協力会社、日本・南アフリカ・ドイツの共同研究者の方々を始めとして、多くの方の協力によって実現したものです。ここに記して深く感謝申し上げます。

数値モデルと観測との比較に基づく

沈み込み帯ダイナミクスの研究

#森重学(海洋研究開発機構)

Subduction zone dynamics constrained based on the comparison between numerical models and observations
#Manabu Morishige (JAMSTEC)

沈み込み帯では多様な観測が行われており、それらを数値計算によって得られた予測と組み合わせることで、沈み込み帯のダイナミクスについての理解を深めることが可能である。本発表では主に日本周辺に焦点を当て、そのような研究例をいくつか紹介する。

1. 東北地方における火山分布

東北地方では火山が島弧伸長方向にいくつかのグループを形成しており、さらにマントルウェッジ内にはそれに対応するような地震波速度異常の分布が見られる。その原因としてマントルウェッジ内の小規模対流の存在が提唱されているが、それが地震波速度異方性(特にP波異方性)から検出可能かどうかをマントル鉱物の格子選択配向理論に基づき調べた。その結果小規模対流の有無を議論するためには、従来行われてきたように異方性の対称軸を水平面内に仮定するのではなく、P波速度の鉛直方向と水平方向の差に着目した解析が有効であることを示した(Morishige and Honda, 2011)。

また東北地方の前弧領域で観測される低地殻熱流量、低地震波減衰の説明として、スラブの直上に薄い低粘性層が存在しスラブとその上のマントルの運動がデカップリングしている可能性が指摘されている。この低粘性層が存在する時、主にその内部で3次元的なマントルの流れが生じ島弧伸長方向の温度変化を作り出すことを発見した。さらに仮定する低粘性層の厚さによっては得られる温度変化の波長がこの地域で見られる火山グループの間隔と良く一致することから、このモデルは東北地方の火山分布を説明する新たなモデルと考えることもできる(Morishige, 2015)。

2. 東北地方から北海道にかけての地震波速度異方性、スラブ形状、スラブ内地震、地殻熱流量

東北地方から北海道にかけての海溝は複雑な形状をしており、太平洋プレートは東北地方に対してはほぼ垂直に、北海道に対しては斜めに沈み込んでいる。その効果を考慮した計算を行った結果、この地域で観測されるマントルウェッジ内の地震波速度異方性(特にS波偏向異方性)、スラブの沈み込み角度、そしてスラブのマントル遷移層での振る舞いの島弧伸長方向の変化が、少なくとも定性的には海溝形状によって説明できることが明らかになった(Morishige and Honda, 2013)。

また北海道南部のスラブの折れ曲がり部分周辺に着目したところ、その辺りでは熱いマントル物質がスラブに向かって流れ込みにくくなり温度上昇が抑えられることが分かった。ただその効果だけではこの地域で観測される特異なスラブ内地震分布、低地殻熱流量を十分に説明することができず、今後は島弧同士の衝突による大陸地殻物質の沈み込みなど他の可能性を考えていく必要がある(Morishige and van Keken, 2014)。

3. 西南日本とカスカディアにおける短期的スロースリップ

沈み込み帯で見られる多様な現象を理解するためには、沈み込んだスラブのどこから、どの程度の流体が放出されるのかに加え、放出された後の流体の詳しい挙動まで理解することが必要である。カスカディアや西南日本では、短期的スロースリップによるすべり量と沈み込むスラブの形状に良い相関関係が見られ、これはスラブの複雑な3次元形状によって生じた流体量の島弧伸長方向の変化を反映している可能性がある。そこで流体がスラブの形状によってどのように3次元的に移動し得るのかを調べた。ここでスラブから放出された流体は、浸透率の異方性のために蛇紋岩の中をスラブ表面に対してほぼ平行に移動すると仮定した。その結果、スラブが海溝から離れるように折れ曲がる場所では流体が集まるように移動し、そこでの流体量が増えることが明らかになった(Morishige and van Keken, 2017)。

今後は岩石抵抗の効果を取り入れた流体移動の計算を行う予定である。地球内部の岩石部分とその隙間に存在する流体部分の運動を同時に取り扱うことで、これまでよりも大きく進んだ知見に基づき沈み込み帯における地震・火山活動の理解を目指す。

S20-04

「地震・津波観測監視システム」の開発

#川口勝義（海洋研究開発機構）・高橋成実（防災科学技術研究所/海洋研究開発機構）・金田義行（香川大学/海洋研究開発機構）及びDONET開発チーム（荒木英一郎・横引貴史・崔鎮圭・松本浩幸・西田周平・木村俊則・大木健・町田祐弥・馬場俊孝・末木健太郎・神谷眞一郎・鈴木健介・有吉慶介・中野優・中村武史）

Development of Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis

#K. Kawaguchi (JAMSTEC), N. Takahashi (NIED / JAMSTEC), Y. Kaneda (Kagawa University / JAMSTEC) and DONET Development Team (E. Araki, T. Yokobiki, J. Choi, H. Matsumoto, S. Nishida, T. Kimura, T. Ohki, Y. Machida, T. Baba, K. Sueki, S. Kamiya, K. Suzuki, K. Ariyoshi, M. Nakano, N. Nakamura)

「地震・津波観測監視システム」: DONETは、東南海熊野灘の海底を陸上の地震観測網と同等に扱える20カ所の地震・津波観測点により網羅することを目的として2006年にスタートしました。DONETはそれまでの海底観測システムでは成し得なかった、システム障害に対する「冗長性」、観測能力の「拡張性」、搭載機器の「置換性」をもつシステムを構築することで、海底の高精度高機能観測の実現に挑戦しています。これらの機能を実装するために、海底で使用するノード（コンセントレータ）をハブにして、センサをスター型のトポロジーで脱着配置するという手法を導入し、これに関連する給電分配システム、時刻情報同期システム等の多岐にわたる観測用海底ケーブル技術を新たに開発しました。また、ROVを用いた観測点とノード間の長距離（10km超）接続技術や、地震計の環境ノイズ軽減のための地中埋設等、高度な海中作業技術を確認することで、精度の高いデータの

取得を可能としました。DONETの1期計画である20観測点は2011年8月に運用が開始され、続く2期計画となるDONET2システムによる紀伊水道沖への31観測点の構築も2016年3月に完了しました。DONETの整備により、海域で発生する地震の震源精度の向上や地震発生メカニズムの解明への貢献が期待できるとともに、シミュレーション技術との同化により、地震発生予測手法の高度化が見込まれます。さらにリアルタイム配信データは気象庁で実施する気象業務への活用のみならず、地方自治体とライフライン事業者へも配信され、早期津波対策や避難誘導、安全対策等で活用が始まっています。加えて現在では掘削船「ちきゅう」で海底掘削孔内に設置した孔内観測装置の接続運用など、拡張機能の利用も始まっているところです。今後もDONETのインフラストラクチャとデータがコミュニティの多くの方に活用され、新しい観測の実現や知見の取得に活用され進化し続けることを期待しています。

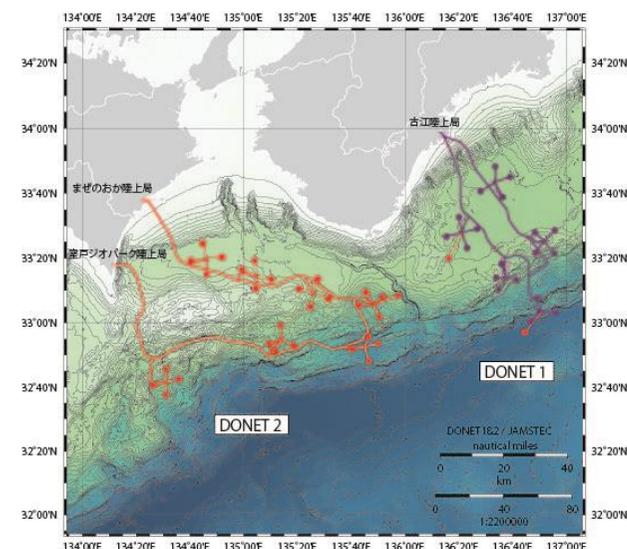


図 DONETシステム海域展開図:紫丸はDONET1での展開観測点、赤丸はDONET2での展開観測点

S20—05

Learning from outliers

Kanamori, H. (Caltech)

In an effort to understand the rule with which nature operates, we study every earthquake to determine source parameters. Various seismic scaling relations between seismic parameters are a result of such efforts. As an example, here we take the relation between seismic moment M_0 and the source centroid time t_c (the source duration is approximately $2t_c$). With the advent of long-period seismology, this relation can be derived from observations in the most objective way. The general trend can be understood as a manifestation of nature's rule. However, some outliers are evident. Examples are the 2004 Sumatra earthquake ($M_w=9.1$), the 2006 Java tsunami earthquake ($M_w=7.8$), and the 2011 Tohoku earthquake ($M_w=9.0$). These outliers are often most damaging and we need to understand why they do not follow the general rule. The 2004 Sumatra and the 2006 Java earthquakes ruptured over a large distance by successively triggering many asperities. Triggering is by nature a stochastic process and its deterministic behavior is hard to predict. Thus, a simple general rule does not work. The 2011 Tohoku earthquake had unusually large slip and stress drop near the trench. Our knowledge about the properties of sediments is still very limited. Other examples of outliers are the large long-period ground motions that occurred in the Osaka basin during the 2011 Tohoku earthquake and in Kathmandu during the 2015 Nepal earthquake. Because of their significant hazard potential, it is important to understand thoroughly, even in retrospect, why it happened so that we can better prepare for such an event next time. Unfortunately, human nature is such that when we experience an outlier we tend to think it a very rare event, and do not take it seriously. We need to correct this behavior.

Kinematic differences of outliers are getting better understood. For hazard mitigation purposes, kinematic understanding of the rules of nature alone can be useful in several ways. For example, scenario earthquake models

constructed mainly on the basis of our kinematic understanding are useful for better preparedness for damaging earthquakes. Real-time determination of kinematic earthquake parameters (e.g., location, magnitude, and mechanism) is obviously important for various warning purposes and rapid post-earthquake disaster relief operations. Also, better kinematic understanding of earthquake diversity can provide key information to engineers for developing effective engineered structures and infra structures. The progress in this regard has been solid and rapid, and situation can get only better in the future.

In contrast, progress in physical understanding of the processes is slow; much better understanding of physics of earthquakes is needed for more comprehensive understanding of earthquake process and outliers. Some efforts are being made, but more creative research is needed. The use of our kinematic understanding of earthquakes can be made more effective with better knowledge of the physics of the process.

Although nature may operate without any fixed rules in detail, and outliers will continue to happen to surprise us, we should strive to understand the kinematics as well as energetics (i.e., physics) of earthquakes (or natural process in general), and try to use the best of our knowledge to deal with outliers thereby reducing the impact of natural hazard.

A 会 場



四国西部における微動パッチ強度の不均質性

#加納将行・加藤愛太郎(東大地震研)・安藤亮輔(東大理)・案浦理(気象庁)・小原一成(東大地震研)

Spatial heterogeneity of strength of tremor patches in the western Shikoku, southwest Japan.

#Masayuki Kano, Aitaro Kato (ERI, UTokyo), Ryosuke Ando (EPS, UTokyo), Satoshi Annoura (JMA), Kazushige Obara (ERI, UTokyo)

世界各地の沈み込み帯において観測される深部低周波微動は、巨大地震発生帯の深部延長で発生することから、巨大地震の発生メカニズムに影響を与えることが示唆されている。従って、微動の活動様式や微動発生場の物理的な特徴を理解することは、巨大地震発生を含む沈み込み帯の地震サイクルを考える上で重要である。これまで、微動の活動様式の理解のために様々な微動カタログが構築されてきた (Suda et al. 2009; Obara et al. 2010; Idehara et al. 2014; Annoura et al. 2016など)。しかしながら、微動活動が活発で波形が複雑な場合においては、震源決定の精度が低くなり、微動カタログから除外されることがしばしば起きる。そこで、Annoura et al. (2016)は、震源決定の前に、あらかじめエンベロープ波形の振幅と相互相関解析から微動のシグナルを抽出することで、微動の取り逃がしを低減する新たな微動推定手法を開発した。このようにして得られた微動のシグナルを用いて震源決定と放射エネルギー推定を行い、Obara et al. (2010)で得られた放射エネルギーよりも大きいことを示した。この傾向は微動活動が活発な四国西部において特に顕著で、微動活動がより適切に評価できたことを意味する。

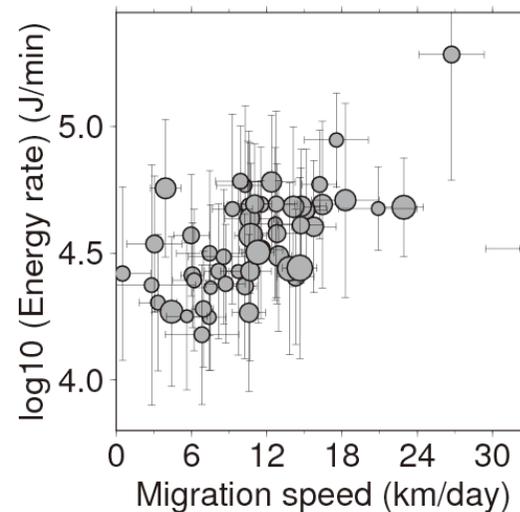
本研究では放射エネルギーの観点から微動活動をより適切に評価したAnnoura et al. (2016)の微動カタログを用いて、特に微動活動が活発な四国西部における微動の活動様式を調べた。まず2004年4月から2015年3月の間に短期的スロースリップを伴って発生した微動活動 (ETS) について、単位時間当たりの放射エネルギーの空間分布を求めたところ、豊後水道に隣接する西側では放射エネルギーが大きく、また対照的に東側では放射エネルギーが小さくなる傾向が見られた。

次に、解析期間に発生した全28回のETSについて微動の活動特性を調べたところ、12回のETSで微動は豊後水道付近で開始し東へと走向方向に移動し、9回のETSでは佐田岬半島東側で微動が開始し浅部へと移動した後、バイラテラルに走向方向に微動が移動していくことが分かった。このような微動フロントの移動は、Ide et al. (2010)などで示されているように拡散的な様式で起きていることが確認された。

また、これらの微動活動の移動から微動フロントを定義し、それらを基に二日毎の微動の移動速度とエネルギー放射レートの平均値を推定し、両者の関連について調べた。その結果、両者の間には正の相関があることが新たに見出された (図)。

このような微動の移動速度とエネルギー放射レートの間の正の相関は、Ando et al. (2012)で提唱された、プレート沈み込み帯の脆性・塑性遷移領域の微動パッチが不均質な強度を持つというモデルで定性的に説明できることが分かった。さらにエネルギーの放射レートが大きな微動の発生場所は、傾斜計から推定された短期的スロースリップのすべり速度(Hirose and Obara 2010)が速い場所に概ね対応する。

以上の結果を踏まえると、四国西部の西側では強度が比較的高い微動パッチが、東側では強度が弱いパッチが分布していると考えられる。この微動パッチ強度の不均質性は、微動が発生している場所の直上に位置する上盤のvp/vs比の大小と対応している(Nakajima and Hasegawa 2016)。西側では上盤のvp/vs比が大きいため、微動発生域では東側に比べて流体が少なく強度が高くなっている一方で、東側では流体の存在によって強度が低くなっていると解釈できる。本研究の結果は、微動パッチ強度の不均質性がプレート境界付近の流体圧の大きさによって支配されている可能性を、微動の放射エネルギーの観点から示唆するものである。



図：微動の移動速度と放射エネルギーレートの関係。一つの丸が二日間の微動活動の移動速度とエネルギー放射レートの常用対数での平均を表し、また丸印の大きさはその微動活動に含まれる微動の個数を表す。またそれぞれの標準偏差を灰色線で示した。

謝辞：本研究は文部科学省・日本科学技術振興会科学研究費助成事業 新学術領域研究「スロースリップ地震学」(JP16H06473)の一環として行われています。

豊後水道および四国地域における深部超低周波地震の活動度変化

#須田直樹(広島大理)・松澤孝紀(防災科技研)

Activity changes of deep very low-frequency earthquake in the Bungo Channel and Shikoku region

#Naoki Suda (Hiroshima Univ.), Takanori Matsuzawa (NIED)

【はじめに】南海沈み込み帯における深部スロー地震については、長期間における活動の推移が明らかになりつつある。しかし、深部超低周波地震(dVLF E)については、深部非火山性微動(dNVT)やスロースリップイベントと比べると、研究例はまだ少ない。dVLF Eの活動推移を明らかにして、その他のスロー地震の活動と比較することは、スロー地震発生の物理を理解する上で重要である。本研究では、Hi-net高感度加速度計記録を解析して2006年から2016年のdVLF Eの活動度の変化を調べた。

【データと方法】解析期間は2006年から2016年で、観測点は四国および豊後水道周辺のHi-net高感度加速度計の計77観測点を使用した。水平2成分の傾斜波形を速度波形に変換し、周期20-50秒のバンドパスフィルターをかけたものを観測波形として用いた。四国および豊後水道地域のプレート境界面上に水平方向5 km間隔で震源グリッド(計816点)を置き、プレート境界面の形状(Baba et al. 2002; Nakajima and Hasegawa 2007; Hirose et al. 2008)とプレート収束方向(Miyazaki and Heki 2001)から予測される震源メカニズム解を用いて、波数積分法(Herrmann 2013)で理論速度波形を計算した。地震波速度構造にはKubo et al. (2002)を改変したモデルを用いた。理論波形をテンプレート波形として、理論P波到達時から理論S波到達時の60秒後までのデータ長で、1秒間隔で観測波形とのマッチングを行ってイベントを探索した。

【結果と議論】図に検出されたdVLF Eの累積地震モーメントを示す。全体(実線)を見ると、2009年から2010年にかけての豊後水道長期的スロースリップイベント(長期的SSE)に伴う顕著な増加が見られる。また、2007年半ばから2009年半ばの長期的SSE開始前までの増加率に対して、長期的SSE終了後の2011年から現在までの増加率が大きくなっている。

これらの特徴は豊後水道+四国西部(破線)に由来している。四国中部+東部(点線)では長期的SSEに伴う増加が見られるものの、その前後での増加率の変化は見られない。豊後水道+四国西部(破線)において2014年から2015年にかけて増加率が著しく小さくなっており、これはBaba et al. (2017)で指摘された特徴と同様と思われる。このような特徴は2011年前半や2006年から2007年にかけても見られ、長期的SSE直後の特徴と考えられる。発表では2003年から2005年の結果も加えて、検出の閾値を変えたときの結果の比較や、dNVTとのスケーリング関係についても示す。

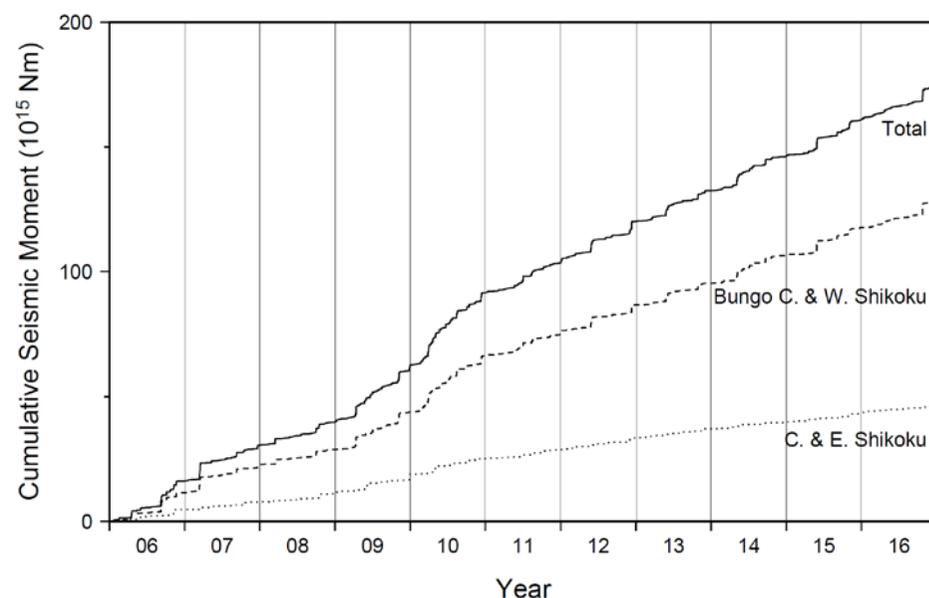


図: 豊後水道および四国地域で発生した深部超低周波地震の地震モーメントの累積値。実線は全域、破線は豊後水道+四国西部、点線は四国中部+東部。

【謝辞】本研究では防災科学技術研究所のHi-net高感度加速度計データを使用させて頂きました。関係各位に感謝いたします。

紀伊半島沖における脈動帯(0.1-2Hz)でのスロー地震

#金子りさ・井出哲(東大理)・中野優(JAMSTEC)

Slow earthquakes in microseism frequency band (0.1-2 Hz) off the Kii peninsula

#Lisa Kaneko, Satoshi Ide (Tokyo Univ.), Masaru Nakano (JAMSTEC)

スロー地震は微動・超低周波地震(VLF)・SSEなどに分けることができ、これらは異なる周波数帯で観測されている。中でも微動は2Hz以上で、VLFのシグナルは主に0.01-0.05Hzで見ることができる。一方、例えば0.1-2Hzのようなこの間の周波数帯においては、地球の微動が支配的となるために地下でのゆっくりとした変動を観測することが困難であり、その存在は確かめられていなかった。しかしながら、2016年4月1日に紀伊半島沖で発生したMw5.9のプレート境界型の地震後、脈動帯において十分に大きなシグナルが観測され、さらに微動やVLFイベントやSSEも同時に観測された。これらを観測することができたのは、今回の震源を取り囲むようにして設置されていた海洋開発研究機構と防災科学技術研究所が管理するDONETと呼ばれる海底地震計である。本研究は脈動帯においてスロー地震を観測した初の研究であり、脈動帯においてイベントの特定と震源決定を行い、2Hz以上の微動やVLFイベントとの時間的・空間的な分布を比較することを目的とする。

今回観測に用いたのは海底広帯域地震計DONETの全20観測点で、2016年4月1日から12日までを解析の対象とした。震源決定は井出(2010)により改良されたエンベロップ相関法を用い、観測点ペアにおいて相関から走時差を計算し、それを最もよく説明するような震源を決定するという方法を用いた。このエンベロップを作る際、0.1-1Hz, 1-2Hz, 2-4Hz, 4-8Hzの異なる4つのバンドパスフィルターをかけ、それぞれについて解析を行うことで周波数帯ごとの震源決定が可能となる。それぞれの周波数帯においてイベントの特定と震源決定に成功し、さらに中野他(2008)の手法により、0.03-0.05HzにおいてVLFの位置・メカニズム解を求めることにも成功した。

0.1-1Hzの脈動帯においては、震源は主に地球の脈動が弱い一方で地震によるシグナルの強かった4月10日に求めることができた。その中でもいくつかの時間帯においては、本研究におけるすべての周波数帯で震源決定が行え、それぞれの震源が2シグマの誤差楕円の中に収まるとともに似たような震源時間関数となった。一方、2・3の周波数帯でのみ震源決定が行えた時間帯もあったこともあり、これよりあるイベントにおいて震源から放出される波は様々なバリエーションに富むことが示唆される。今回は地下構造の不確かさから、震源でのそれぞれの周波数帯における関係性を裏付けられるほどには誤差が小さくはない震源も含まれてはいるだろう。しかしながら、スロー地震により脈動帯でも地震波の放出があること、そしてこれにより、スロー地震は脈動帯も含む連続的な広帯域にわたる複雑な現象であると結論づけることができるだろう。

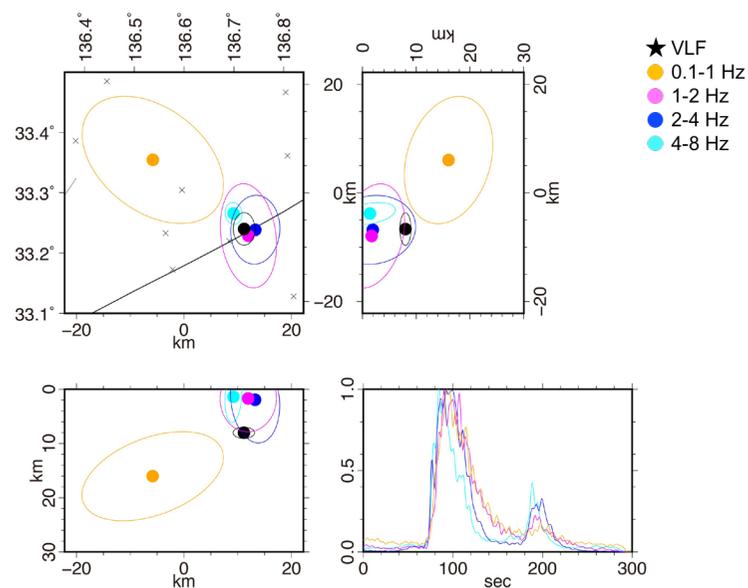


図1 4月1日03:06に発生した5周波数帯でのイベントについて、震源と震源時間関数(左下)をプロットしたもの。楕円は1シグマ区間の誤差楕円を示す。震源は2シグマ区間であれば誤差の範囲内で一致する。

南海トラフにおける浅部スロースリップと同期して発生する浅部超低周波地震

#中野優・堀高峰・荒木英一郎・小平秀一(JAMSTEC)・井出哲(東大理)

Shallow very-low-frequency earthquakes accompanied with a slow slip event along the plate boundary

#M. Nakano, T. Hori, E. Araki, S. Kodaira (JAMSTEC), S. Ide (Univ. Tokyo)

近年の地震、地殻変動観測網の発展によって、世界の沈み込み帯で通常の地震だけでなく「スロー地震」が普遍的に発生していることが明らかになった。スロー地震はその特徴的なタイムスケールによって、大まかに低周波微動(LFT)、超低周波地震(VLFE)、ゆっくり地震(SSE)に分けられる。これらのスロー地震は多くの場合、異なるタイプのイベントが、ほぼ同じ場所で同期して発生することが知られている。

これらスロー地震について、沈み込むプレート深部や内陸活断層で発生するイベントについては陸上の観測網を用いた解析から、詳しい研究が行われてきた。一方、プレート境界浅部で発生するイベントについては、海域での観測に制限があるために研究例は限られてきた。特に浅部 SSE の観測例は深部のそれと比べて圧倒的に少なかった。

近年、紀伊半島沖に設置された掘削坑内での地殻変動観測から、M5クラスのSSEが8~15ヶ月の間隔で繰り返し発生していることが明らかになった(Araki et al. 2017, Science)。紀伊半島沖の同じ海域では浅部VLFEが繰り返し発生していることが知られており、両者の関係を明らかにすることで、プレート境界浅部のスロー地震のメカニズムが明らかになると期待される。本研究では、紀伊半島沖で観測されたVLFEのCMT解析とSSEの観測データから、両者が共通の断層すべりによって起きていることが明らかになったので報告する。

紀伊半島沖で発生したVLFE活動について、DONETデータ(Kaneda et al. 2015; Kawaguchi et al. 2015)を用いてCMT解析を行った。図1に、2016年4月1日三重県南東沖地震(M_{JMA}=6.5)の後に発生した浅部

VLFEのCMT解の分布と発生時間の変化を示す。VLFEは深さ6-8kmで発生し、メカニズムは低角逆断層型であり、活動域は時間とともにトラフ軸に向かって移動した。VLFEの累積モーメントは、坑内間隙水圧計の圧力変化は非常によく似た変化を示した。SSEのモーメントは $4 \times 10^{16} \sim 3.2 \times 10^{17}$ Nm、VLFEによるモーメント解放量はこれと同程度~1/10程度と推定された。坑内間隙水圧の変化はSSEによる体積ひずみの変化を示し、VLFEモーメント解放の曲線と良く似ることから、SSEとして解放されたモーメントの大部分がVLFEとしても解放されたことを示している。VLFE震源の移動はSSEすべり域の拡大または移動を示すと考えられる。

同様に2015年にもSSEと対応してVLFE活動が見られた。この時も同様にVLFEの累積モーメントと坑内間隙水圧変化は良い対応を示した。Araki et al. (2017)では過去6年間に8回のSSEを検出しているが、規模が小さい場合にはVLFE活動が見られなかった。小規模SSEの場合は検知可能なサイズのVLFEを励起しないと考えられる。

これらの結果から、浅部VLFEはSSEと共通の断層のすべりであり、定常的に進行するSSEすべりの揺らぎがVLFEとして観測されることが考えられる。今後VLFEとSSEのスケールリングについてさらに定量的に調べるためには、SSEについてより定量的に明らかにできるように、観測網を整備していく必要がある。

謝辞：解析にはDONETデータを使用しました。

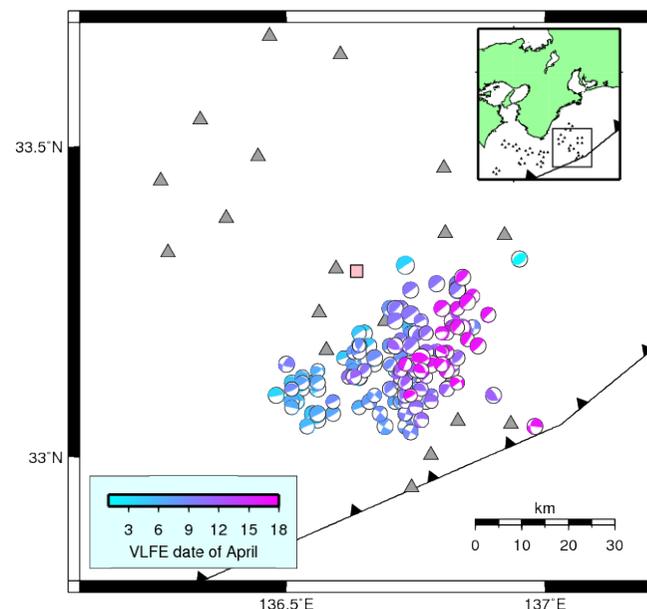


図1. 2016年4月1日三重県南東沖地震の後に観測されたVLFEのCMT解と発生時刻の変化。△はDONET観測点、□は掘削坑内観測点。

S08-05

繰り返し地震およびスロー地震から推定された 南海トラフ域におけるスロースリップの移動

#内田直希(東北大理)・小原一成(東大地震研)・高木涼太(東北大理)・浅野陽一(防災科研)

Migration of slow slip detected by slow and repeating earthquakes along the Nankai trough

Naoki Uchida (Tohoku Univ.), Kazushige Obara (ERI, UTokyo), Ryota Takagi (Tohoku Univ.), Youichi Asano (NIED)

はじめに 南海トラフ域西部においては、浅部の超低周波地震(VLFE)と深部の長期的スロースリップイベント(SSE)および微動が2003年と2010年に同時期に発生した事例が報告されており(Hirose et al., 2010),プレート境界浅部と深部のスロー地震間に何らかの関係がある可能性が指摘されている。本研究ではプレート境界でのスロースリップの発生状況を把握するために、南海トラフ域における小繰り返し地震を用いる。さらに推定したすべりを様々なスロー地震の発生状況と比較することでプレート境界浅部から深部までのスロースリップ(非地震性すべり)の発生特性を明らかにする。

方法 繰り返し地震は非地震性すべりが卓越する場所で発生し、その積算すべりは、プレート境界でのスロースリップの推移を表わしていると考えられる。本研究では、2003年以降の防災科研Hi-netによる地震波形を用い、波形の相似性により繰り返し地震を抽出した。また、地震モーメントとすべり量の関係より、個々の繰り返し地震周囲の非地震性すべりを推定しその時空間変化を求めた。

結果 繰り返し地震は、九州の沖合のプレート境界の深さ約15-30 kmの場所に主に位置していた(図1)。この分布範囲は、浅部のVLFEと深部の微動・長期的SSEの間の深さにあたる。また、プレート間固着が強いと考えられている領域の外に位置する(図1)。推定された非地震性すべりからは、繰り返し地震分布域のうち北部において、2003年と2010年の長期的SSEに先行してすべりレートが比較的速い傾向が見られた。また、2010年の長期的SSE時には繰り返し地震分布域のうち浅部(トラフ側)において短期的な活動が見られ、それは北に向かって移動していた。浅部のVLFEはこの繰り返し地震の前、深

部の微動および陸上GNSS観測点の変位は繰り返し地震活動の後にそれぞれ北に向かう移動が見られており、およそ1ヶ月かけて浅部から深部(南から北)に向けて広い範囲をスロースリップが移動した可能性がある。

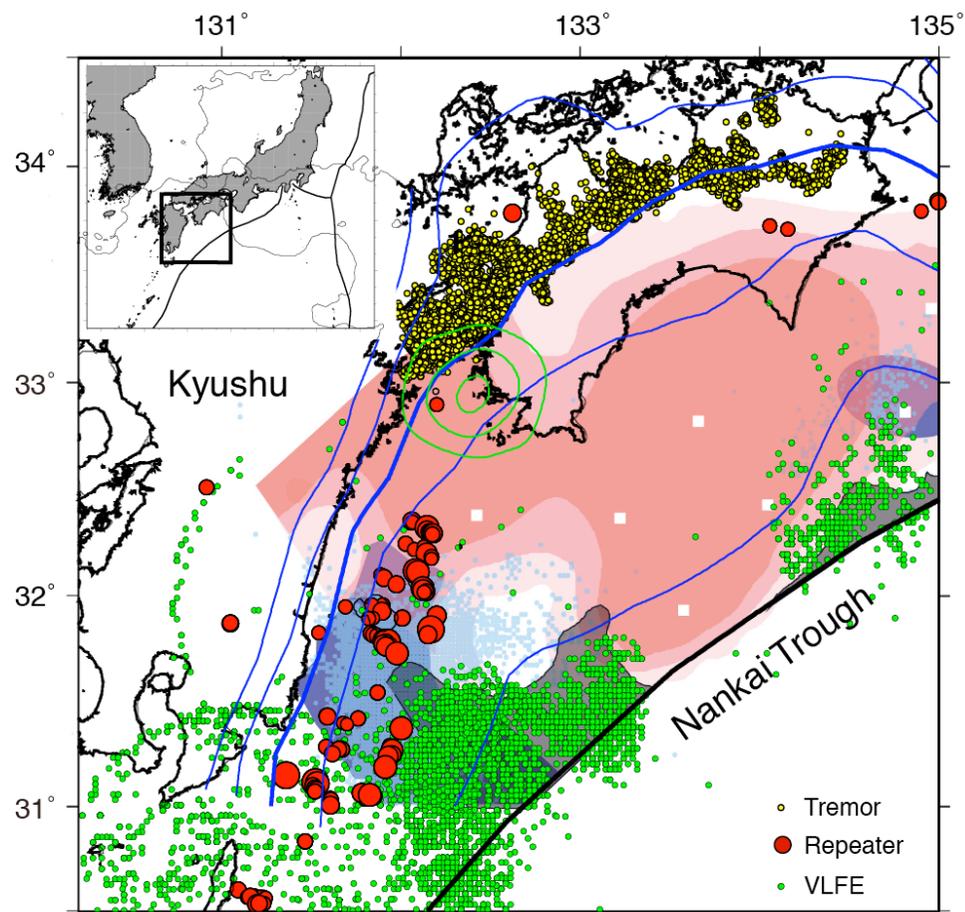


図1 南海トラフ域における繰り返し地震(赤丸,本研究),VLFE(緑丸; Asano et al., 2015),微動(黄丸; Obara et al., 2010)およびプレート間固着(ピンク; Yokota et al., 2016)の分布。緑コンターは2010年長期的SSE(国土地理院, 2014)の位置,青線は10 kmごとのプレート境界深さ。

パークフィールドの低周波地震のスタック波形 —メカニズム推定に向けて—

#麻生未季・麻生尚文・井出哲（東大理）

Stacked Waveforms of LFEs at Parkfield: Toward Estimating Focal Mechanisms

#Miki Aso, Naofumi Aso, Satoshi Ide (UTokyo)

テクトニックな低周波地震は世界中のプレート境界に分布している。低周波地震はしばしばそれ自身が連続する微動として観測される[Shelly et al, 2007]。短周期地震計で観測される微動は、広帯域地震計で観測される超低周波地震や測地的に観測されるスロースリップとの時空間的な関係が指摘されている[Rogers and Dragert, 2003; Ito et al., 2007]。これらスロー地震はプレート境界で起こる巨大地震の近傍で発生しており、巨大地震発生の寄与を含め、詳細な物理的発生メカニズムの解明が求められている。

これまでスロー地震の研究の多くが四国西部や紀伊半島、ニュージーランド、カスケード、メキシコなどの沈み込み帯で行われてきた。特に、低角沈み込み帯の四国西部、カスケード、メキシコの低周波地震[Ide et al., 2007; Royer and Bostock 2014; Frank et al., 2013]は低角逆断層のメカニズムであり、プレートの沈み込みに整合的であることがわかっている。一方で、スロー地震はサンアンドレアス断層のような横ずれ断層帯の周辺でも発見されているが、このような地域の低周波地震のメカニズムは正確に調べられていない。横ずれ断層帯でもプレート運動に整合的な横ずれ断層型メカニズムを持つことが期待されるが、そのことをデータに基づいて確認することは、多様なテクトニック環境でのスロー地震の普遍的理解に欠かせない。さらに正確なモーメントの推定は、応力降下量や破壊速度といった震源パラメータへの制約にも役立つ。また、地震ごとのメカニズムの差異があれば、活動度や断層形状と比較することで、応力の不均質構造が分かる可能性もある。

そこで我々は右横ずれ断層として有名なサンアンドレアス断層帯のパークフィールド周辺の低周波地震に注目し、震源メカニズム解の推定に向けた取り組みとして、波形のスタックを行った。低周波地震はおおよそ 2-8Hz の低周波領域にエネルギーを持つが、個々の地震波形は S/N が低く、震源メカニズムを推定するための P 波初動や後続波の詳細が分からない。そこで本研究では、1 万個程度のイベント波形をスタックすることで、S/N の向上を目指す。

本研究地域の低周波地震は、波形の相似性から Shelly and Hardebeck [2010] によって 88 のファミリー（左下図○印）に分類されている。同分類に基づいて Shelly [2017] によってまとめられた低周波地震カタログを用いた。期間は 2001 年 4 月 6 日から 2016 年 9 月 19 日の 15.5 年間で、検出個数は 1,045,627 個にのぼる。HRSN の 13 観測点、NCSN の 91 観測点、BDSN の 9 観測点の計 113 観測点（左下図△印）での連続速度波形からイベント波形を切り出した。

まず、低周波地震ファミリーごとに各観測点、各成分の全イベント波形をスタックする。その際に、2-8Hz のバンドパスフィルターをかけた波形の最大絶対振幅で規格化してスタックした。その後、スタック波形は L2 ノルムで規格化するが、こうして得られた \hat{u}^{stack} は振幅の情報を持たないので、リファレンスイベント（2001 年 5 月 3 日 8 時 55 分 11.00 秒 UTC）の波形 u^{ref} に基づき振幅情報を回復して最終的なスタック波形 $u^{stack} = (u^{ref} \cdot \hat{u}^{stack}) \hat{u}^{stack}$ を得る。

代表的なファミリー 50672s（左下図●印）について、38 観測点（左下図▲印）でスタック波形の S/N（プレイベントとシグナル部分の RMS 振幅比）が 2.0 以上になった。同ファミリーを BK.PKD（左下図▲印）で観測した 3 成分のスタック波形を右下図に示す。4 秒付近に鉛直上向きの P 波初動が、10 秒付近には、震源から観測点に向かって左向きの SH 波初動が確認される。これはサンアンドレアス断層の右横ずれ型の放射パターンと整合的である。しかし、P 波や S 波以外のフェーズが多くみえており、これらのフェーズを理解する必要がある。そこで、理論波形計算と比較することでフェーズの同定も試みる。本発表では、複数の観測点での複数の低周波地震ファミリーのスタック波形を紹介し、メカニズム推定に向けた取り組みを報告する。

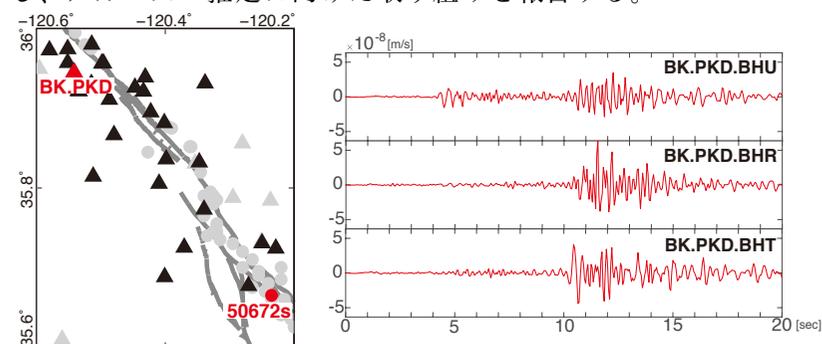


図 震央・観測点分布（左）とスタック波形の例（右）

左図では、サンアンドレアス断層を実線で示した。右図のスタック速度波形は 2-8Hz のバンドパスフィルターをかけている。

S08-07

振幅・発生間隔の分布に見られるスロー地震と通常の地震の違い

#竹尾明子・小原一成（東大地震研）

Difference between slow and regular earthquakes appeared in amplitude and interevent-time distributions

#Akiko Takeo, Kazushige Obara (ERI, UTokyo)

背景

スロー地震とは同じマグニチュードでも通常の地震よりも継続時間の長い地震現象の総称である(Ide et al. 2007). 本研究では、スロー地震と通常の地震の違いをより明確にするため、振幅や発生間隔の分布に着目する。

スロー地震の振幅分布について、先行研究では指数 b 値が通常の地震よりも大きなベキ乗分布(Aso et al. 2011), もしくは指数分布(Watanabe et al. 2007)と解釈している。シグナル・ノイズ比が低く、小イベントが未検出であるか非存在であるか区別できないことが解釈を困難にしている。そこで、本研究ではスロー地震の検出率を定量的に評価し、振幅分布を再検証した。

発生間隔分布について、例えばメキシコではスロー地震の一種である低周波地震の発生間隔分布が時間変化することが指摘されている(Frank et al. 2016). 通常の地震の発生間隔についても物理学的な視点から分布やモデルが検討されている(Corral 2004など). 本研究ではスロー地震及び通常の地震の発生モデル双方の理解を深めることを目標に、まずは発生間隔分布の比較を行い簡単なモデル化を試みた。

データ解析

解析対象のスロー地震としては日向灘の浅部超低周波地震(Asano et al. 2008; 2015)を選んだ。浅部超低周波地震は短期間に群発する傾向があり通常の地震の余震との比較が行いやすいほか、深部超低周波地震に比べて振幅が大きく検出率の評価が行いやすい。地震波形記録としては西南日本のF-

net広帯域地震計記録および四国西部の臨時広帯域観測点3点を用いた。まず、2004年4月から2017年3月の周期20-50秒の波形に対して、CMT解析とマッチドフィルター解析を組み合わせたイベント検出を行った。次に、水平方向の相対位置と相対振幅を決定した。また、実際の観測波形に対してテンプレート波形を1時間ごとに足し合わせた合成波形にマッチドフィルター解析を適用し、検出率を評価した。テンプレートの振幅倍率を変えることで検出率を振幅の関数として得た。通常の地震のカatalogとしては気象庁の一元化カatalogを利用し、マグニチュード6-7の地震の余震系列を抽出した。どちらも1ヶ月から1年という時間スケールでマグニチュード3以上の地震が約500個観測されるという点においては類似しており、統計的分布の比較が可能である。

結果・解釈

得られた浅部超低周波地震の振幅は指数分布を示し、検出率の影響を補正しても変わらなかった。ベキ乗分布を示す通常の地震とは異なり、スロー地震の群発には特徴的マグニチュードが存在することを示唆する。この結果が繰り返し地震と異なるのは、解析した超低周波地震の群発活動が100km近くの移動を伴いながら振幅をほぼ一定に保っている点である。1つの解釈は同じサイズのアスペリティが断層面上に広く分布しているというものである。もう1つの解釈は、観測される超低周波地震活動が潜在的スロースリップイベントの高周波成分だということである。例えばIde et al. (2008)のブラウン運動モデルは振幅が指数分布になることを予測している。

一方の超低周波地震の発生間隔の確率分布はベキ乗分布を示しており、その指数は-2であった。通常の地震の余震系列も同じくベキ乗分布であるが、指数は-1と異なっていた。定性的にはスロー地震・通常地震共に集中的に起こりやすく、さらにスロー地震はその傾向が強いことを示す。発生モデルの1つとしてブラウン運動モデルを用いて一定マグニチュードのイベントの発生間隔を求めると指数-2のベキ乗分布という結果を得た。

以上の結果は浅部超低周波地震の一地域において得られたものであり、今後は解析領域の拡張とより包括的なモデルの構築が課題である。

ブラウンモデルが説明する広帯域スロー地震の特徴

#井出哲（東大理）・竹尾明子（東大地震研）

Characteristics of broadband slow earthquakes explained by a Brownian model

#Satoshi Ide, (EPS, Univ. Tokyo) and Akiko Takeo(ERI, Univ. Tokyo)

Brownian slow earthquake model is a stochastic model explaining the temporal change of seismic moment release by slow earthquakes, which are considered as broadband phenomena including tectonic tremors, low frequency earthquakes, and very low frequency earthquakes in the seismological frequency range, and slow slip events in geodetic range. The behavior of the model is divided into short- and long-time regimes, at a time defined by geometrical restriction for the slow earthquake region. This model explains the scaling law for slow earthquakes, the shape of seismic wave spectrum, and small scaled energy, which are confirmed by the observation of slow earthquakes in many regions. The fluctuation of stochastic differential equation can be non-Gaussian, as suggested by recent observation. The model can also make prediction on statistics of event size and event occurrence rate.

テクトニック微動や低周波地震(LFE)、超低周波(VLF)地震、スロースリップイベントなどは同じ時間にほぼ同じ場所で発生する共通メカニズムを持つ現象であり、広周波数帯域で観察される、ひとまとまりの現象「広帯域スロー地震」とみなすことができる。Ide (2008; 2010)はその統一的記述を与える確率過程モデルBrownian Slow Earthquake (BSE)モデルを提唱した。それから約10年経過し、様々な観察結果が得られてきた。そこでBSEモデルの特徴を再び整理し、モデルが多くの観測事実を説明することを示す。

BSEモデルでは、すべりを起こしている震源の特徴的サイズ r が、

$$dr = -\alpha r dt + \sigma^2 dB$$

という確率微分方程式で表されると仮定する。 σ^2 は震源の移動に関するパラメータ、 α は発生地域の特徴的サイズ(主に深さ方向の幅)で決まるパラメータである。揺動項の dB は正規分布に従う。 r が小さい時は単なるブラウンウォーク、大きくなる

と第1項による減衰が効く。モーメントレート関数は r の2乗または3乗で定義できる。

BSEモデルでは、モーメントレートは α^{-1} より長い継続時間を持つイベントで一定となり、モーメントと時刻の比例スケール法則(Ide et al., 2007)を満たす。 α^{-1} より短いと、モーメントは継続時間の2乗または2.5乗に比例する。またエネルギーレートとモーメントレートの比はほぼ一定となる。実際に様々な地域で得られた、微動の地震エネルギーとVLF帯域の地震モーメントの比(scaled energy)はほぼ同じ値になる(Maury et al., 2017)。モーメントレートスペクトルは高周波と低周波に2つのコーナーを持ち、中間帯域で-1乗で減少する。高周波数コーナーは時刻刻み dt と、低周波コーナーは α に対応する。南海やカスケードでは、脈動帯を挟んでこのようなスペクトルが観察されており、脈動よりシグナルが強い沈み込み帯浅部のスロー地震の近地観測では、0.03-3 Hzで、-1乗で減少するスペクトルがみられる(Kaneko et al., 2017)。微動発生時刻を基準として広帯域地震波形をスタックすると、VLFシグナルが得られる(Takeo et al., 2010; Ide and Yabe, 2014; Ide 2016)のは、スロー地震がこのような広帯域スペクトルを持つからだと説明することもできる。

これまで確率微分方程式の揺動項として、正規分布を考えた例のみ示していたが、中心極限定理により、分散の有限な分布であれば、適当な繰り返しの中には正規分布を仮定したモデルに収束する。近年の観察によって微動やLFEは空間的に固有な発生様式を持つことが示唆されている(Rubin and Armbruster, 2013; Bostock et al., 2015)。空間的に固有な分布でも、時間がランダムなら揺動項とみなすことができ、システムとしての挙動はBSEモデルで記述される。その点で固有なLFEの重ね合わせでVLF帯の信号を説明できるというGomberg et al. (2016)の説はBSEモデルの特殊ケースに相当する。

BSEモデルは、これまで十分議論されていない微動に関する統計を予測する。例えば、モーメントレートがノイズレベルになるところで、「イベント」を定義すれば、そのサイズ(M_0)-頻度統計(累積分布)は、普通の地震のようなべき法則ではなく指数法則になる。また α^{-1} より短い時間範囲では、一定の M_0 を放出するのに必要な時間の累積分布は、指数-1のべき分布と近くなると予想される。今後、地域的な観測結果への適用例を増やすことで、BSEモデルを用いたスロー地震活動の一般化が可能であろう。

本研究は科学研究費16H06477, 16H02219, SATREPS, 災害軽減のための地震火山観測研究計画の補助を用いて実施した。

S08-09

通常の地震とスロー地震の確率論的動的モデル

#麻生尚文・安藤亮輔・井出哲（東大理）

A stochastic dynamic model of both regular and slow earthquakes

#Naofumi Aso, Ryosuke Ando, Satoshi Ide (UTokyo)

Both regular and slow earthquakes are slip phenomena on plate boundaries. The principal physics of slip evolution is slip-stress interaction, and a (quasi-)dynamic modeling can simulate not only regular earthquakes but also slow slips. In these numerical simulations, spatial heterogeneity is usually considered not only for explaining real physical properties but also for evaluating the stability of the calculations or the sensitivity of the results on the condition. However, even though we discretize the model space with small grids, heterogeneity at smaller scales than the grid size is not considered in the models with deterministic governing equations. To evaluate the effect of heterogeneity at the smaller scales, which is expected to exist in reality, we need to consider stochastic interactions between slip and stress in a dynamic modeling. At the same time, tidal stress is known to trigger or affect both regular and slow earthquakes [Yabe et al., 2015; Ide et al., 2016], and such an external force with fluctuation can also be considered as a stochastic external force. A healing process of faults may also be stochastic, so we introduce stochastic friction law.

In the present study, we propose a stochastic dynamic model to explain both regular and slow earthquakes. We solve mode III problem, which corresponds to tremor migration or slow-slip propagation along the strike direction. We use BIEM (boundary integral equation method) scheme to simulate slip evolution, but we add stochastic perturbations in the governing equations, which is usually written in a deterministic manner. As the simplest type of perturbations, we adopt Gaussian deviations in the formulation of the slip-stress kernel, external force, and friction.

By increasing the amplitude of perturbations of the slip-stress kernel, we reproduce complicated rupture process of regular earthquakes including unilateral and bilateral ruptures. By perturbing external force, we reproduce slow rupture propagation at a scale of km/day, although the governing physical process is dynamic triggering that transfer information at S-wave velocity. The slow propagation generated by a combination of fast processes is analogous to the kinetic theory of gasses: thermal diffusion appears much slower than the particle velocity of each molecule.

The concept of stochastic triggering originates in the Brownian walk model [Ide, 2008], and the present study introduces the stochastic dynamics into dynamic simulations. The stochastic dynamic model has the potential to explain both regular and slow earthquakes more realistically.

S08-10

ヒクラング沈み込み帯におけるスロースリップイベントとカイコウラ地震によるトリガリングのモデル化

#芝崎文一郎(建築研)・Laura Wallace・Ian Hamling・Yoshihiro Kaneko(GNS Science)・松澤孝紀(防災科研)・伊藤喜宏(京大防災研)

Modeling slow-slip events and their triggering by the Kaikoura earthquake along the Hikurangi subduction plate interface
Bunichiro Shibazaki (BRI), Laura Wallace, Ian Hamling, Yoshihiro Kaneko (GNS Science), Takanori Matsuzawa (NIED), Yoshihiro Ito (DPRI, Kyoto Univ.)

Introduction Recent geodetic observations revealed the occurrence of various slow-slip events (SSEs) along the Hikurangi subduction plate interfaces (Wallace and Beavan, 2010). Long-term SSEs with a duration of 1.5 years (Manawatu and Kapiti SSEs) occur at the deeper portion of the Hikurangi subduction zone, and shallow, short-term SSEs with a duration of 1–3 weeks occur along the northern and central parts of the subduction zone.

On 14 November 2016, Mw 7.8 Kaikoura earthquake occurred in the northeastern part of the South Island of New Zealand. Hamling et al. (2017) developed a fault slip model using InSAR and GPS data and found slips occurred along numerous faults with diverse orientations. The Kaikoura earthquake triggered a large, shallow SSE and a deep Kapiti SSE of the Hikurangi subduction zone. The earthquake did not trigger a deep Manawatu SSE. The dynamic stress changes in the shallow SSE zone are calculated to be on the order of 200–700 kPa, though the static stress change in this zone is very small (0.2–0.7 kPa; Wallace et al, 2017). Therefore, dynamic triggering caused the shallow SSE. On the other hand, static stress change in the Kapiti SSE is large (500 kPa), because this zone is very close to the source region of the Kaikoura earthquake. The present study considers stress kicks by the Kaikoura earthquake to investigate the mechanisms of triggered SSEs along the Hikurangi subduction zone.

Static triggering We model slip processes along the Hikurangi subduction zone considering a rate- and state-dependent friction law with a cutoff velocity to an evolution effect. We consider a realistic configuration of the plate interface. Based on the study of interseismic coupling, we set the seismogenic zone where $a-b$ is negative. We set both the Manawatu and Kapiti SSE regions at the deeper extension of the seismogenic zone.

Shear and normal stress changes are calculated by the source model of the Kaikoura earthquake (Hamling et al., 2017). We consider the shear stress changes along the direction of the back slip and the normal stress changes. In the southern part of the Kapiti SSE zone, shear stress increase exceeds 0.1 MPa. This value is larger than the theoretically estimated stress drop of 0.07 MPa for Kapiti SSEs. We give stress changes at several time steps to examine whether or not SSEs are triggered. Kapiti SSEs are triggered in many cases. However, in the main slip zone of the Manawatu SSE, SSEs are not triggered. This result is consistent with the observed results.

Dynamic triggering We also try to model SSEs caused by dynamic triggering. For simplicity, we consider a region of shallow SSEs and give a stress perturbation that is a sine function of time and propagates from south to north. Just after the perturbation, slip velocity increases, and slips continue to occur for around a week. Our results suggest that shear stress changes caused by wave propagation along the fault can generate triggered SSEs.

アンサンブルカルマンフィルタを用いた豊後水道長期的スロースリップ発生域の摩擦特性およびすべり発展推定に関する数値実験

#錦織健人・平原和朗(京大理)

Numerical experiments on estimation of frictional properties and slip evolution on the Bungo Channel Long-term SSE fault with Ensemble Kalman Filter

#Kento Nishikiori, Kazuro Hirahara (Kyoto Univ.)

長期的スロースリップイベント(LSSE)は、海溝型大地震発生域深部のプレート境界面で発生する応力解放過程である。LSSEの活動が海溝型大地震の前に変化したり、或いは直接的なトリガーとなる可能性が指摘されている。従って、LSSE発生域の摩擦特性を知り、すべりの発展を予測するのは重要な課題といえる。

GNSSデータを用いた運動学的インバージョン手法によるLSSEの時空間発展の推定が数多く行われてきたが、これらの手法はその物理プロセスを考慮していないため、すべり発展予測には不向きである。一方で物理モデルを用いた数値シミュレーション研究はこれまで観測データを直接扱ってこなかった。データ同化は、独立に進められてきたこれら二分野を統合して、摩擦特性推定やすべり発展予測を行うのに有用であると考えられる。本研究では、逐次データ同化の一手法であるアンサンブルカルマンフィルタ(EnKF)をGNSSデータに適用して、LSSE発生域でのすべり発展と摩擦パラメータを推定することを目標とする。

実データにEnKFを適用する前段階として、本研究では、LSSEを再現するモデル構成し、シミュレーション計算で得られた模擬データを用いた数値実験を行い、その適用可能性を評価した。

我々の以前の研究では、八重山SSE(再来間隔~0.5年、継続時間~1ヶ月)を対象としていたが、安定した同化計算には、同化ステップに比べてSSEの継続時間が十分長いことが必要であることが分かったため、本研究では豊後水道のLSSE(再来間隔~7年、継続時間~1年)を対象とした。

本研究の豊後水道LSSEモデルの概要を述べる。均質半無限弾性体中に傾斜角15度の平面断層を設定した。断層面の摩擦力は速度状態依存摩擦則に従うとし、状態変数の時間発展にはスローネス則を用いる。断層面に半径 $R=35\text{km}$ の円形速度弱化($A-B<0$)パッチを設定し、 $R/R_c=0.46$ (R_c :臨界核形成半径)となるように摩擦パラメータを調整して豊後水道LSSEを再現するモデルを構成した。設定した摩擦パラメータおよびシミュレーション計算で得たすべり発展を真値とし、地表の変位速度に観測誤差としてガウスノイズを加えたものを模擬観測データとして、断層面上の摩擦パラメータ A 、 L およびパッチ内の $B-A$ をすべり速度、状態変数とともにEnKFで推定した。

その結果、1)精度の良い推定のためには、数回のSSEを含む観測データが必要である、2)同化ステップの間隔が長いほど推定値の真値への収束レートは遅い、3)観測点分布が悪い(密度が低い、偏っている)ほど推定値の真値への収束レートは遅い、ことがわかった。また、本研究で用いたような単純なモデルを仮定する限りでは、観測点分布として現実のGNSS観測点分布を用いてもかなり精度よく摩擦パラメータを推定することができた。ただし、理想的な観測点分布を仮定した場合よりも真値への収束は遅くなった。これについては、観測データとして地表の3成分(現在はプレート収束方向の1成分のみ)の変位速度を用いることで改善する可能性がある。

実際のGNSSデータへのEnKFの適用に向け、プレート形状や、不均質な摩擦特性を導入したモデルを用いた数値実験が必要である。また、GNSSの観測量は地表変位なので、変位から変位速度を得るための手法(スムージング等)の検討、或いは地表の累積変位を観測データとする同化実験が必要である。

S08-12

東海地域の深部低周波地震と海洋プレート内地震の発生場所から推定される沈み込む海洋地殻の特性

鈴木貞臣（東濃地震研）

Characteristics of the subducting oceanic crust inferred from occurrence locations of the deep low-frequency earthquakes and intraslab earthquakes in Tokai

#Sadaomi Suzuki (TRIES)

暖かいスラブ（東海、紀伊、カスカディア）では、深部低周波地震(LFE)が時々発生している(例えば Obara (2002), Rogers & Dragert (2003)). 更に, Aber et al.(2013) や Hasegawa and Nakajima(2017) が指摘しているように、これらの暖かいスラブでは、沈み込む海洋地殻の中では地震があまり発生せず、海洋モホに近い海洋マントルで発生している。これら2つの事象は暖かいスラブの特徴として何らかの関連があると考え、東海地域の詳細な震源分布を検討した。図1に、東海地域に設置した 3D アレイと Hi-net の観測点のデータを使って震源決定した 15 個の LFEs (2010 年 11 月に発生)と 19 個の海洋プレート内地震(2010 年に発生した Intraslab earthquakes)の分布(Suzuki et al. 2017)が、S 波速度トモグラフィー(Nakajima & Hasegawa, 2016)の断面上に示されている。(A) LFEs についての特徴は、A1) 震源はプレート境界を中心に分布(例えば, Shelly et al., 2006)し、その上盤(Mantle wedge)と下盤(海洋地殻)に数 km 程度広がっている。A2) Thrust-faulting mechanisms の性質を持っている(Ide et al., 2007)。A3) 震源は周囲より低速度領域に分布し、脱水反応による水の存在が指摘されている(例えば、Kato et al., 2010)。A4) LFEs が発生するためには間隙水圧が高くなる必要があり、非排水性の構造が条件である(Nakajima & Hasegawa, 2016)。A5) 東海では A4 の条件を満たすと思われる Undrained cover(図1)が存在する。(B) Intraslab earthquakes についての特徴は、B1)ほとんどは海洋地殻内では発生せず、海洋

モホに近い海洋マントルで発生している(図1)。B2) B1 の「海洋地殻で発生しない理由」は、暖かいスラブで構成している岩石鉱物相と P-T path から推定される脱水反応による間隙水圧は高くないからである(Aber et al., 2013)。B3) 多くは E-W から NE-SW 方向に T 軸を持つ normal-fault か strike-slip type であり、ridge-shaped slab の「曲げ効果」によって起こった(Miyoshi & Obara, 2010)。

(考察) 海洋地殻内の間隙水圧について、A4 では「高くなる必要があり」、B2 では「高くない」との指摘は矛盾しており、その矛盾について考察する必要がある。海洋地殻が海洋マントルと同じ程度の脆性を持っているならば、曲げられて(B3) Intraslab earthquakes が発生しても良いはずであるが、発生していないのは、暖かいスラブの海洋地殻がかなりの延性をもっているものと思われる。また Thrust-fault の LFEs が発生する(A2)固体的性質も持っている。

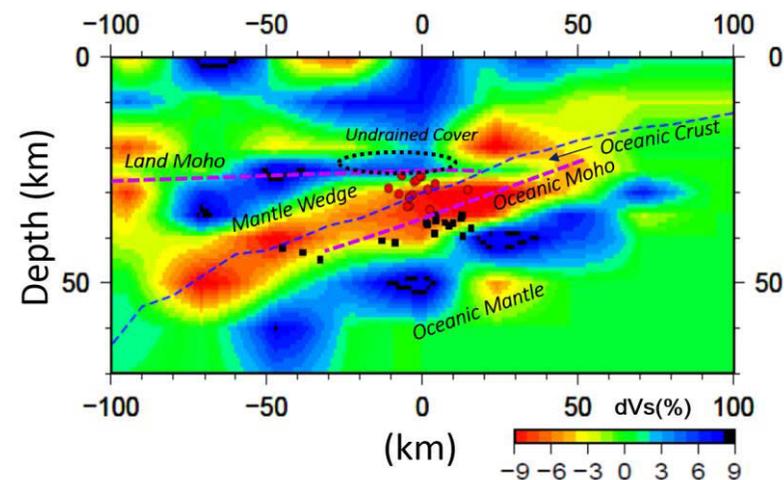


図1. 海洋プレートが沈み込む方向に平行な S 波速度トモグラフィー断面に投影した LFF (赤丸印) とプレート内の普通地震 (Intraslab earthquakes, 黒四角印) の震源分布。黒破線はプレート境界(Hirose et al., 2008)、赤紫破線は陸側モホ(Land Moho)と海洋モホ(Oceanic Moho)である。

ゆっくりすべり時の排水に伴う構造変化と誘発地震

#中島淳一(東工大)・内田直希(東北大)

Episodic slow slip and drainage from the megathrust

#Junichi Nakajima (Tokyo Tech), Naoki Uchida (Tohoku Univ.)

1. はじめに

プレート境界における低周波微動（低周波地震）は、地球潮汐や遠地地震の表面波の伝播など極めて小さな応力変化でトリガーされることが知られており（たとえば、Nakata et al., 2008）、微動発生域では間隙水圧が高く、剪断強度は極めて小さいと考えられている。しかし、高間隙圧状態が常に保たれているわけではなく、プレート境界からの排水や流体の移動により間隙水圧は地震間で時間変化していると考えられている（Sibson, 2013）。間隙水圧の変化により剪断強度も変化することから、プレート境界での強度変化を定量化するためには水の挙動の理解が不可欠である。

我々はプレート境界近傍での水の挙動を明らかにするために、茨城県南西部で発生しているペアの地震（フィリピン海プレートの上部境界の地震とその直上の上盤内地震）に注目し、相関解析および構造解析を行った。本講演では、ゆっくりすべりに伴って上盤側に水が排出されていると解釈できるいくつかの重要な観測事実を紹介する。

2. 解析手法と結果

2004年から2015年までに発生した茨城県南西部のフィリピン海プレートの上部境界の地震とその直上の上盤内地震（深さ25–35 km）を対象に解析を行った。まず、フィリピン海プレートの上の小繰り返し地震からプレート境界でのすべりレートの時間変化を求め、それと上盤側の地震活動との相関を計算した。その結果、小繰り返し地震の活動は1–2年の周期をもつこと、2004–2010年では上盤内の地震活動はプレート境界地震に比べ0.2–0.4ヶ月遅れて発生していたこと、一方で2012年以降はそれらの時間差がほぼ0になったことが明らかになった。次に、地震活動の直上に展開されているMeSO-net観測点8点の波形データを用いて、上盤地震とプレート境界地震のP波初動スペクトル比を計算し、その傾きの平均から地震間の減衰パラメータ(Δt^*)を推定した。この解析では0.4年の時間窓を設定し、プレート境界地震についてはその時間窓の中で発生した

地震のみを解析に用いた。得られた Δt^* と2つの地震の走時差から地震間の平均の減衰(Q^{-1})を計算した結果、 Q^{-1} に明瞭な時間変化が見られ、小繰り返し地震の発生と同期して上盤側の地震波減衰が大きくなっていることが明らかになった。

3. 議論・結論

本研究で得られた観測事実は、プレート境界での下記のような一連のプロセスを反映しているものと考えられる（括弧内は現象を支持する観測事実）。

- 1) ゆっくりすべりの発生（小繰り返し地震の発生）
- 2) プレート境界からの水の排出（プレート直上の減衰の増加）
- 3) 水の上昇（上盤内の地震活動の活発化）
- 4) 水供給の停止（上盤内の地震活動の静穏化）
- 5) プレート境界への水の供給と間隙水圧の上昇

ゆっくりすべりの発生周期は間隙水圧の上昇レートとその場所の剪断応力の大きさで決まり、この場所ではその周期は約1年であるが、例えば西南日本の深部低周波地震発生域では3–6ヶ月周期で『水の排出→供給→間隙圧上昇』が繰り返されていると考えられる。排出された水が上盤内を上昇すればそこでの地震特性が変化するが、もしプレート境界に沿って浅部に移動すれば、そこでの間隙水圧を上昇させるであろう。つまり、ゆっくりすべりの発生に伴う水の移動によりup-dip側の固着域の強度が低下する可能性がある。これまでに指摘されているゆっくりすべりによる固着域への応力擾乱だけではなく、水の供給による強度低下も今後は考慮していく必要があるかもしれない。

本研究で明らかになった一連のプロセスは、注水実験により得られている『注水→構造変化→誘発地震の発生』と類似した現象である。また、プレート境界（注水場所）から5 km程度（数100 m～数 km）離れたところで上盤地震（誘発地震）が発生しているという特徴も注水実験でみられる括弧内の特徴と一致する。この結果は、水の存在・移動そのものが地震を発生させるのではなく、水の供給により間隙水圧が極めて高くなり、強度が低下した領域で地震が発生することを強く示唆している。

謝辞：解析には気象庁一元化の読み取り値、および首都圏地震観測網（MeSO-net）の波形を使用いたしました。記して感謝いたします。

**CMT データインバージョン法による応力場の推定と誤差評価：
東北地方太平洋沖地震前後の応力場の解析例**

寺川寿子 (名大環境)

**Tectonic stress fields and their uncertainties
inferred from CMT data inversion**

#Toshiko Terakawa (Nagoya Univ.)

CMT データインバージョン法は、モーメントテンソルの本来の定義式を定式化の出発点とし、ベイズ的統計推論に基づいて多数の地震の CMT データから地下の応力場を 3 次元的に推定する応力インバージョン法である [1]。これまでに、この手法により、日本列島全域に展開された稠密地震観測網によって得られた大量で良質な中小地震のデータ (期間: 1997 年 1 月~2007 年 1 月, F-net MT カタログ, 防災科研) から、複雑な沈み込み帯に位置する日本列島周辺域のテクトニック応力場が統一的に推定されている [2]。この結果は、従来の研究により積み重ねられてきた応力場の知見と調和的であるだけでなく、数百 km スケールの変動を引き起こすプレートの沈み込み運動や伊豆弧の衝突に見られるような数十 km スケールのテクトニック運動にもよく対応しており興味深い。このように、手法の有効性が示される一方で、応力場の推定誤差の評価に関しては課題が残っていた。そこで、本研究では、CMT データインバージョン法の特長を生かした誤差評価の方法について紹介する [3]。

CMT データインバージョン法では、応力 6 成分を基底関数の重ね合わせで表現し、その係数をモデルパラメータとした観測方程式に「応力場は滑らかである」という先験的拘束条件を課し、モデルパラメータの最適解とその分散・共分散行列を推定する。従来の誤差評価では、分散・共分散行列から各応力成分の標準偏差を計算し、これらを成分に持つ誤差テンソ

ルの大きさを目安としていた [2]。しかし、この方法では、応力場のパターンの信頼区間がどの程度であるのかが明瞭でない。そこで、分散・共分散行列に従う多変量 (モデルパラメータ数) の正規乱数を用いた誤差推定法を検討した [3]。具体的には、インバージョンで得られた分散・共分散行列に従う多変量正規乱数 (合成モデルパラメータ) から応力場を計算し、この合成応力場と最適応力場のテンソルの内積を計算する。この操作を何度も繰り返し、テンソルの内積の平均値とその標準偏差を用いて応力場の推定誤差を評価した。この方法では、応力場のパターンの分布を直接計算するため、2 階のテンソル量としての応力の信頼区間や、副産物として主応力軸の変動範囲などを定量的に評価することができる。

この誤差評価法を用いて、東北地方太平洋沖 (東北沖) 地震前後の応力場について調べた。東北地方の東北沖地震前の応力場に関しては、概ね東西圧縮の逆断層型応力場であることが推定されているが [2]、データ密度の違いを反映して、推定精度には有意なばらつきがあることがわかった。次に、F-net MT カタログの地震データ (期間: 2011 年 3 月 11 日 15:00 ~2017 年 6 月 30 日) から、東北沖地震後の応力場のパターンを推定誤差と共に求めた。東北沖地震前後の応力場を比較すると、有意な違いが見られる領域は、本震で大きくすべった領域の南半分に限られる。また、東北沖地震後の推定誤差の分布からは、超巨大地震後に東北地方の地震活動の様相が大きく変化したこともわかる。

1. Terakawa, T. and M. Matsu'ura, CMT data inversion using a Bayesian information criterion to estimate seismogenic stress fields, GJI, 172, 674-685, 2008.
2. Terakawa, T. and M. Matsu'ura, 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from CMT data of seismic events, Vol. 29, Tectonics, doi:10.1029/2009TC002626, 2010.
3. Terakawa, T., Overpressurized fluids drive microseismic swarm activity around Mt. Ontake volcano, Japan, EPS, 69, 87, 2017.

リソスフェア-アセノスフェア構造を考慮した 南海トラフ沿いのプレート間すべり遅れ速度分布の推定

#野田朱美・齊藤竜彦・福山英一（防災科研）

Slip-deficit rate distribution along the Nankai trough, taking elastic lithosphere and viscoelastic asthenosphere into account

#Akemi Noda, Tatsuhiko Saito, Eiichi Fukuyama (NIED)

1. はじめに

GNSS 観測による地殻変動データを解析して地震間のプレート間すべり遅れ分布を推定する問題では、一般に数年～10年程度の変位勾配（変位速度）とプレート間すべり遅れ速度が対応づけられる。南海トラフを対象とした従来の研究では、完全弾性媒質を仮定して変位速度データから同期間のプレート間すべり遅れ速度を推定した研究が多かった（e.g. Yoshioka and Matsuoka, 2013; Loveless and Meade, 2016; Yokota et al., 2016）。しかしながら、実際に観測される地殻変動にはそれ以前のプレート間すべりに対するアセノスフェアの粘性緩和の影響が含まれているため、本来はすべり履歴と粘弾性応答を考慮した検討が必要である。

2. 地震間地殻変動の表現式

Noda et al. (2013) に従い、プレート境界地震の発生間隔 T がリソスフェア-アセノスフェア構造の有効緩和時間 τ_e より十分長いと仮定すると、地震間の地表の変位速度は、(1) プレート全体の定常的なすべり運動の完全緩和応答、(2) 長期的に継続する一定のすべり遅れ速度の完全緩和応答、(3) 前回発生したプレート境界地震の粘弾性応答（速度）の重ね合わせにより表現される。ここで、完全緩和応答とはアセノスフェアが完全に粘性緩和した応答を指す。完全緩和応答は時間変化しないため、(1)と(2)は一定速度である。従って、前回のプレート境界地震から十分時間が経過して(3)が概ね収束したとき、(1)を理論的に計算して変位速度データから差し引いた残りの変位速度について、完全緩和応答を用いたインバージョン解析を行えば、すべり遅れ速度分布を推定することが可能になる。

完全緩和応答はアセノスフェアの粘性率に依存しないため、一定の厚さの弾性層（リソスフェア）が半無限粘弾性層（アセノスフェア）に載った構造を考えると、完全緩和応答はリソスフェアの厚さにのみ依存する。そこで、本研究ではリソスフェアの厚さを変えて西南日本の GNSS データをインバージョン解析し、構造モデルがすべり遅れ速度分布の推定に与える影響について検討した。

3. 西南日本の GNSS データのインバージョン解析

まず、国土地理院の GEONET F3 解データを、オーバーラップした 6 年間（1996-2002, 1999-2005, 2002-2008, 2005-2011 年）について時系列解析し、変位速度データを得た。これらの期間の変位速度の時間変化が非常に小さいことから、1944 年東南海地震と 1946 年南海地震の粘性緩和は、すべり遅れによる地殻変動と比べて十分小さいレベルまで減衰していると考えられる。そこで、代表として 2005-2011 年の変位速度データを Yokota et al. (2016) による海底地殻変動データと組み合わせて、Noda et al. (2013) の歪みデータインバージョン手法に適用した。プレート境界形状には CAMP standard model (Hashimoto et al., 2004) を用い、応答関数の計算には Fukahata and Matsu'ura (2006) の計算コードを使用した。

完全弾性応答およびリソスフェア厚さ 40~80km の完全緩和応答を用いた場合について解析結果を比較した。完全弾性応答を用いるとすべり遅れのピークが陸寄りに現れるのに対し、リソスフェアが薄い完全緩和応答ほどすべり遅れのピークが海溝側に移動する傾向が確認された（例：図 1）。

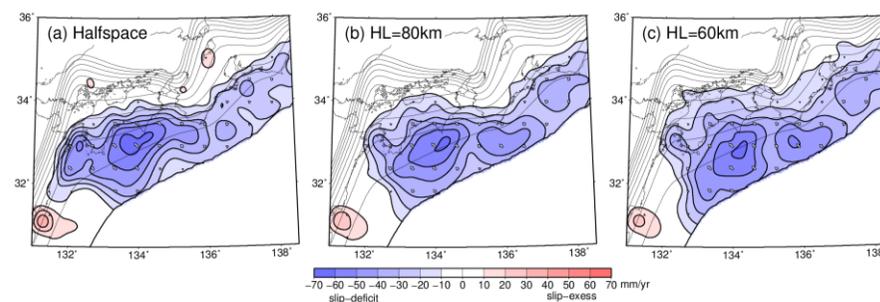


図 1：すべり遅れ速度分布

(a) 完全弾性媒質, (b) リソスフェア厚さ 80km, (c) リソスフェア厚さ 60km

プレート境界の固着による西南日本の剪断歪みエネルギーの蓄積・解放分布: 応力テンソルとすべり遅れの統合解析

#齊藤竜彦¹・野田朱美¹・吉田圭佑²・田中佐千子¹ (¹防災科研, ²東北大学)

Shear-strain energy rate distribution caused by the interplate locking along Nankai Trough: An integration analysis using stress tensor inversion and slip deficit inversion

#Tatsuhiko Saito¹, Akemi Noda¹, Keisuke Yoshida², and Sachiko Tanaka¹ (¹NIED, ²Tohoku University)

1. はじめに 地震発生場を特徴付けるものとして応力蓄積の時空間変化を見積もることは重要である。プレート間の固着(すべり遅れ)は、~100年・~100kmスケールの応力時空間変化をもたらす。この際、すべり遅れが周囲に引き起こす応力変化のみでは、応力が蓄積するか解放されるかは分からない。背景の応力の方向(応力主軸の向き)との関係によって、応力が蓄積するか、解放するかが決まる。そのために、応力擾乱による応力蓄積/解放分布を調べるためには、背景の応力場と応力擾乱とを併せて解析する必要がある。本研究では、剪断応力の蓄積/解放の空間分布を推定するために、応力テンソル解析とすべり遅れ解析結果の統合解析により剪断歪みエネルギーの増減を評価する手法を提案し、南海トラフプレート境界の固着が西南日本の地殻内部に及ぼす剪断エネルギーの増加・減少分布図を作成する。

2. 微小地震データとGNSSデータの統合解析

まず、微小地震のメカニズム解を解析することにより西南日本の応力場を推定する。西南日本で1997年から2015年に発生した130,000個の地震のメカニズム解を用いて、3つの主圧縮軸の方向と応力比 $R(= (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3))$ の空間分布を推定した(Hardebeck and Michael 2006 JGR; 吉田・福山 2016 JpGU)。次に、GEONETで観測された西南日本のGNSS記録(3成分変位記録)を用いて、プレート間のすべり遅れ率の空間分布を推定した(Noda et al. 2013 GJI; 野田・他 2017 地震学会)。推定したすべり遅れ分布が周囲に及ぼす応力変化(応力テンソル)を計算した。

剪断歪みエネルギーは媒質に蓄えられている剪断歪みの量を反映し、媒質内に弱面がランダム等方にある場合、弱面の剪断応力の平均値と関係づけることができる。南海トラフプレート間固着による応力変化が無い場合に地殻内に蓄えられている単位体積あたりの剪断歪みエネルギーを $W(x)$ とする。南海トラフ固着による応力変化 $\Delta\tau_{ij}$ によって、剪断歪み

エネルギーが $W(x) + \Delta W(x)$ に変化する場合、 $\Delta W(x)$ は

$$\Delta W = (\sigma_1 - \sigma_3) / (6\mu) \cdot [-(R+1)\Delta\tau_{11} + (2R-1)\Delta\tau_{22} + (2-R)\Delta\tau_{33}] + 0(\Delta\tau_{ij}^2)$$

と表すことができる。ただし、 $\Delta\tau_{ij}$ は背景応力場の主軸の座標系を用いて表している。また、 $\sigma_1 - \sigma_3$ は背景応力場の差応力、 μ は剛性率である。

3. プレート間固着による剪断歪みエネルギーの増減 応力解析とすべり遅れ解析の結果を用いて推定した剪断歪みエネルギー変化の空間分布を図に示す。ただし、差応力 $\sigma_1 - \sigma_3$ は観測からは決定することができないため、差応力で規格化したエネルギー変化を示す。岡山県・広島県は、剪断歪みエネルギー変化が負(青、剪断応力解消)を示し、近畿地方では、剪断歪みエネルギー変化が正(赤、剪断応力蓄積)を示す。これは、南海トラフ巨大地震前の歪みエネルギー変化の傾向とみなすことができる。一方、南海トラフで巨大地震が発生し、すべり遅れが解消する際には、剪断歪みエネルギーの増減パターンが逆となることが予想される。内陸で発生した歴史地震の活動解析から、南海トラフ巨大地震発生前には近畿地方での地震活動が活発となり、南海トラフ地震発生後には西南日本内陸部(Inner Zone of Southwest Japan)で地震活動が活発となることを報告されている(Hori and Oike 1999)。本研究で推定した剪断歪みエネルギーの増減から期待する地震活動変化は、その傾向と似ている。

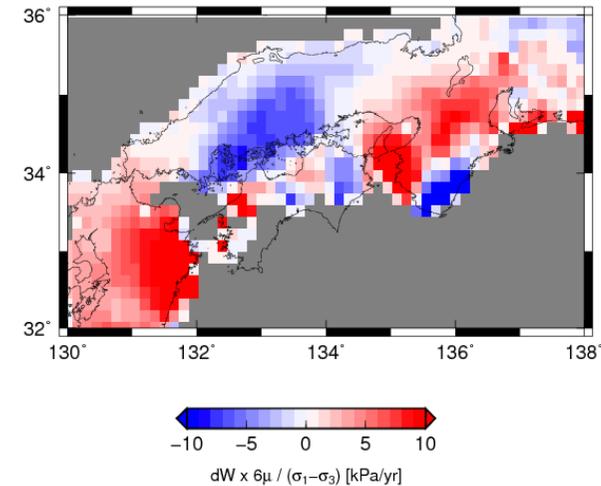


図. プレート間固着に起因する応力変化がもたらす剪断歪みエネルギーの増減分布(深さ10km)。

茨城県北部におけるM6級地震の再来とその载荷過程

#内出 崇彦・大谷 真紀子・高橋 美紀・今西 和俊(産総研)

Recurrence of the M 6-class earthquakes and the loading process in the northern Ibaraki prefecture area, Japan

#Takahiko Uchide, Makiko Ohtani, Miki Takahashi, Kazutoshi Imanishi (GSJ, AIST)

In various areas in the northeast Japan, the seismicity was activated by the 2011 Tohoku-oki earthquakes. The Fukushima-Hamadori and the northern Ibaraki prefecture areas experience the sudden increase in seismicity mainly with normal faulting earthquakes. In the northern Ibaraki prefecture area, an M_j 5.7 earthquake occurred at 14:54 on March 11, 2011 (JST), 8 minutes after the Tohoku-oki mainshock, and an M_j 6.1 one on March 19, 2011. And, 5.8 years after, an M_j 6.3 earthquake occurred on December 28, 2016 in the same area. The InSAR image and the surface rupture survey indicated the re-rupture of the ground surface. The aftershock seismicity of the 2016 event occurred within the seismicity area since 2011, which implies that the 2016 event ruptured faults already ruptured by the 2011 events. On the other hand, the strong-motion records for those three events are different from each other, implying the different source processes at depth. We conducted finite-fault slip inversion analyses for those three events, which indicated that the slip areas are partially overlapped. The events of March 11, 2011 and December 28, 2016 ruptured the shallow portion of the fault and therefore they are likely to rupture the ground surface. 5.8 years of the recurrence interval seems to be short as that for M6-class earthquakes. The GSI GEONET data and the ETAS modeling for the aftershock seismicity commonly imply the loading process by the coseismic and postseismic process of the Tohoku-oki earthquake, which is very different from usual cases such as the constant loading at plate interface.

2011年東北地方太平洋沖地震以後、東北日本の各地で地震活動が活発化した。そのうちのひとつが、福島県浜通りから茨城県北部にかけての地域である。従前はほとんど地震活動がなかったが、2011年4月11日(時刻はすべて日本時間)には福島県浜通り地域で M_j 7.0の地震が発生するなど、正断層型を中心とする活発な地震活動が見られた。茨城県北部においては、2011年3月11日14時54分(東北地方太平洋沖地震の破壊開始の8分後)に M_j 5.7、同月19日に M_j 6.1の地震などが発生していた。その後、徐々に静穏化していった。2012年頃か

らは茨城県北部地域の方が福島県浜通り地域より地震活動が活発であった。そして、2016年12月28日には茨城県北部地域で M_j 6.3の地震が発生した。茨城県北部地域において、5年9カ月半ぶりにM6級の地震が発生したのである。

2011年と2016年の地震は同じ断層を破壊したのであろうか。InSAR画像や地表踏査結果では、地表断層の位置は同一であることが示唆されている。2016年の地震の余震分布は2011年以降の地震活動の範囲内にあるため、2016年の地震によって新たな大きい断層が破壊したとは考えにくい。一方、地震波形には違いが見られるため、地下での震源過程には違いがあると考えられる。

そこで、強震波形記録を用いた断層すべりインバージョン解析を、2011年3月11日・19日、2016年の地震について行った。その結果、すべり分布に違いが見られた。浅部でのすべりを引き起こしたのは2011年3月11日と2016年の地震であると考えられる。2016年の地震の断層すべり分布は2011年の2つの地震を合わせたすべり分布と重複が見られるため、部分的には5.8年で2回すべった場所があると考えられる。この間隔は、歪速度が速いと考えられるプレート境界での繰り返し地震、例えば、釜石沖でのM4.8の地震が5.4年程度で繰り返した例(Matsuzawa *et al.*, 2002)、パークフィールドでのM6.0の地震が23年程度で繰り返した例(Bakun and Lindh, 1985)と比べても、かなり短い。

茨城県北部における応力载荷は、主に東北地方太平洋沖地震の地震時変動及び余効すべり・余効変動によると考えられる。国土地理院 GEONET の日々の座標値(F3解)を用いた地表歪推定により、東北地方太平洋沖地震発生時における東西伸張歪の急激な増加と地震後における緩やかな増加が確認できた。この歪の減速により、福島県浜通り地域では負(圧縮方向)にまで落ち込むのに対し、茨城県北部では正(伸張方向)のままであった。これが両地域における地震活動の推移の違いに表れたと考えられる。時間を区切ってETASモデルを用いて地震活動を解析した結果、バックグラウンドの地震発生率が時間とともに指数関数的に落ちていることがわかった。これは、地下における载荷速度の減少に対応しているものと考えられる。このように、茨城県北部における地震活動と地表歪は良く対応しており、東西伸張歪速度が地震時に急激に増加して、その後減少しつつも正のままであるという载荷過程が明らかとなった。これはプレート境界等での定常的な载荷過程とは全く異なる。今後の地震活動を定量的に予測するには、東北地方太平洋沖地震の余効すべり・余効変動のモデリングと、载荷に対する断層の応答に関する研究が必要である。

S01-01

地震波異方性のおもいがけない影響

#川勝 均(東大地震研)

Unexpected consequences of seismic anisotropy

#Hitoshi Kawakatsu (ERI)

(その1) Kawakatsu et al. (2015), Kawakatsu (2016a,b) は, transverse isotropy 構造に関する新たな第5のパラメータとして, 実体波位相速度の入射角依存性を記述する η_κ を提案した. 位相速度面が楕円になる条件($\eta_\kappa=1$)を基準とし, η_κ をパラメータとし位相速度を図示すると右図のようになるが, P波速度が速くなる方向でSv波速度が遅くなることがわかる. このような構造がある場合, 等方性を仮定して走時トモグラフィーなどの構造解析を行うと, Vp-Vs比がバイアスを受けることが予想される.

(その2) レシーバー関数解析では, P-Sv, Sv-P変換波を計測し, 不連続構造等を推定するが, 等方媒質の場合は, S波構造の変化をみていると考えられている (例えば, Aki&Richards, 1980). η_κ をパラメータとしてTI条件下でのP-Sv, Sv-P変換係数を見積もると, P波異方性に強く影響されることが明らかになった. レシーバー関数の解釈に多大な影響を与える可能性がある (Kawakatsu, 2017).

Reference:

Kawakatsu, H., Montagner, J.P., Song, T.R.A., (2015). On DLA's η , In The Interdisciplinary Earth: A volume in honor of Don L. Anderson. GSA and AGU. pp. 33-38.

Kawakatsu, H., (2016a). A new fifth parameter for transverse isotropy. Geophys. J. Int. 204, 682-685. doi:10.1093/gji/ggv479.

Kawakatsu, H., (2016b). A new fifth parameter for transverse isotropy II: partial derivatives. Geophys. J. Int. 206, 360-367. doi:10.1093/gji/ggw152.

Kawakatsu, H., (2017). A new fifth parameter for transverse isotropy III: reflection and transmission coefficients. in preparation.

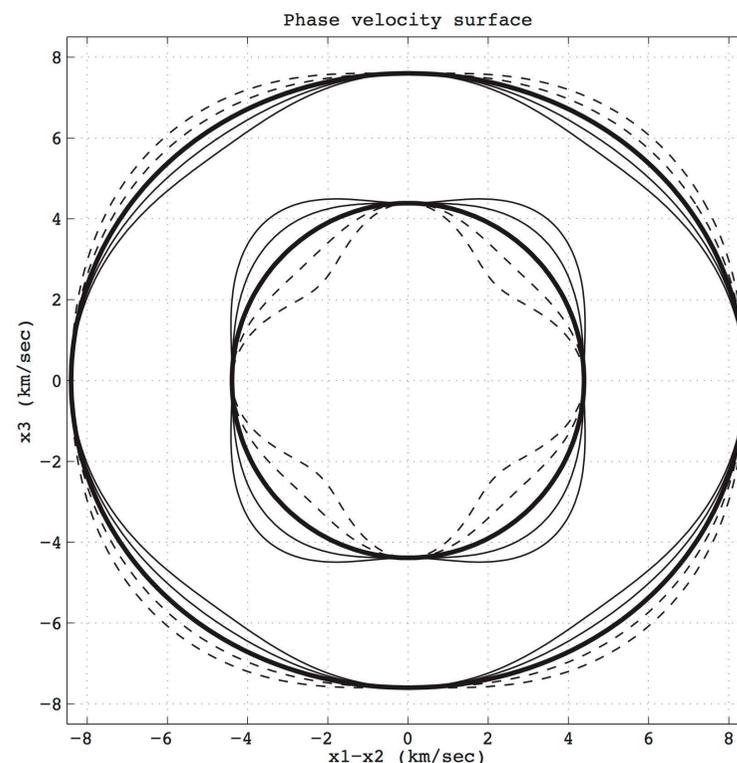


図1. 鉛直異方性構造についての位相速度面 (鉛直面内). 太線は, 楕円条件を満たす場合のqP波, qSv波の位相速度を示す. 細い実線・点線は, 楕円条件からのずれを表すパラメータ η_κ を変化させた場合の位相速度面. 実線は $\eta_\kappa < 1$ の場合, 点線は $\eta_\kappa > 1$ の場合に対応する (Kawakatsu, 2016a, 図3を改変).

S01-02

新しい異方性パラメータ η_κ の表面波位相速度インバージョンへの影響

#奥山秀弥・吉澤和範(北大理)・川勝均(東大地震研)

Effect of new radial anisotropy parameter η_κ on phase speed inversions of surface waves

#Shuya Okuyama, Kazunori Yoshizawa (Hokkaido Univ.),
Hitoshi Kawakatsu (ERI, Univ. of Tokyo)

1. はじめに

地震波速度異方性を調べることはマントルの動きや、地球内部の構造を知る上で重要な手がかりとなる。振動方向による地震波速度の違いを表す鉛直異方性は4つの地震波速度($\beta_v, \beta_h, \alpha_h, \alpha_v$)と異方性パラメータ η によって記述される(β_v はSV波速度, β_h はSH波速度, α_h はPH波速度, α_v はPV波速度を表す)。表面波を用いた最近の鉛直異方性の研究は主にS波速度の異方性($\beta_v, \beta_h, \xi = (\beta_h/\beta_v)^2$)の議論が中心であり, P波速度(α_h, α_v)や η パラメータについてはスクエーリングされるか, 標準モデルで固定され, 直接議論されることは稀である。

最近, Kawakatsu et al. [2015]によって, 5番目の異方性パラメータ η の定義が見直され, 新たな異方性パラメータ η_κ が提唱された。 η_κ の導入により, 実体波速度の入射角依存性との関係がより明確となったが, η を η_κ に変更することで $\alpha_h, \alpha_v, \eta_\kappa$ の感度カーネルには顕著な変化が生じる[Kawakatsu, 2016b]。 η_κ の感度カーネルの大きさは η の場合より大きく(約1.8倍)なり, α_h, α_v の感度カーネルは表面付近に最大感度が集中する。本研究では, η_κ の定式に対応する感度カーネルの構造推定への影響について, 表面波の合成分散曲線データを用いた地球構造モデルの復元テストを通じて検証する。

2. データと方法

地球構造モデルの復元時の η_κ による影響を評価するために, 任意の異常を含む合成モデルに対する理論分散曲線を用いてモデルを復元し, 真のモデルとの比較を行う。この際, Tarantola & Valette [1982]による非線形インバージョンの方法を用い, 5つの弾性パラメータ[$\beta_v, \beta_h, \alpha_h, \alpha_v, \eta$ or η_κ]を独立変数として復元する。密度は標準モデルの値で固定する。利用した周期帯は30-200sで,

基本モード(0次)または0~4次までのラブ波及びレイリー波を用いる。

3. 結果及び考察

従来の η と新しい η_κ に異常を含めた構造モデルの復元テストを通じ, η を η_κ に変更した場合の主な影響を検証した結果, $\beta_v - \eta_\kappa$ 間のトレードオフや, 地殻内の α_h への感度の上昇が見られることがわかった。

η_κ の感度カーネルは η の場合に比べて大きく, 特に η_κ への感度が高い高次モードを利用する場合は, 100~300kmの深部において, S波速度のみならず, η_κ をある程度独立に決定できる可能性が示唆される。ただし, 基本モードのみを用いた場合には, 分散曲線への影響が小さく, 特に100km以浅では η_κ と β_v の感度カーネルの逆相関関係の影響が強く, η_κ の決定は困難である。

また, η_κ に対応する地殻内の α_h の感度は, η の場合より大きくなる傾向がみられる。地殻内の α_h に異常を含む合成モデルを用いたテストでは, 特に地殻浅部での α_h が良く復元できる。これは, η_κ の場合の α_h 感度が地表面で最大ピークを有することが影響していると考えられる。

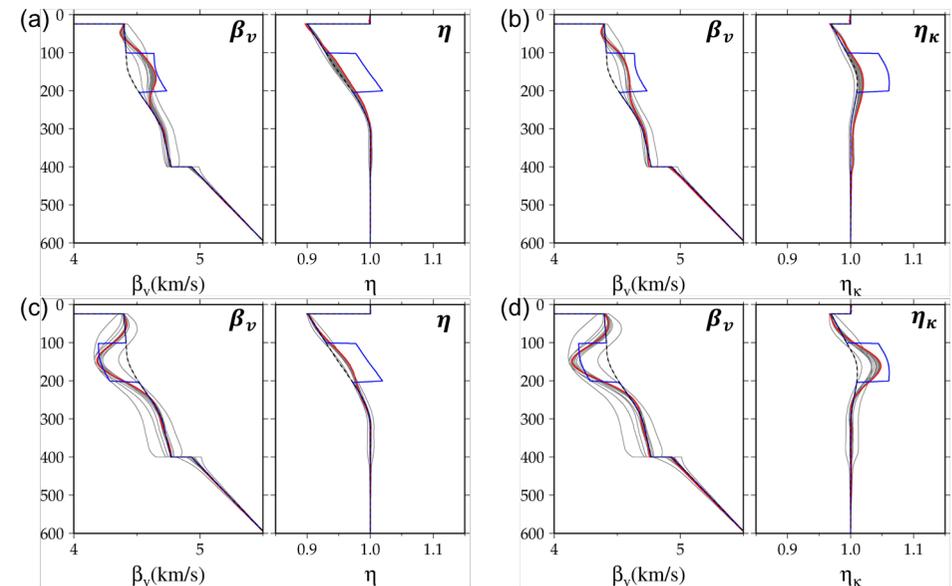


図 : 1次元モデル復元の結果(0-4次モード). 赤線:最終モデル, 青線:真のモデル, 黒破線:初期モデル(PREM). (a) β_v, η 共に5%増加, (b) β_v, η_κ 共に5%増加, (c) β_v 5%減少, η 5%増加, (d) β_v 5%減少, η_κ 5%増加。

S01-03

直接的先験拘束条件を使用する場合の便法について

#深畑 幸俊 (京大防災研)・石須 慶一 (京大工)

A convenient method to use direct prior information in inversion analyses using ABIC

#Yukitoshi Fukahata (Kyoto Univ.), Keiichi Ishizu (Kyoto Univ.)

固体地球物理学の観測データは、通例不十分かつ不正確なため、インバージョン解析では先験的拘束条件を併用するのが普通である。先験的拘束条件は一般に、直接的と間接的に分けられる (Matsu'ura et al., 2007)。

直接的先験拘束条件は、モデルパラメタが取る値を直接規定するもので、Jackson (1979)は以下の形で表現した：

$$\bar{\mathbf{a}} = \mathbf{a} + \Delta\mathbf{a} \quad (1)$$

ここで、 $\bar{\mathbf{a}}$ は先験的情報から推定された尤もらしいモデルパラメタの値であり、 $\Delta\mathbf{a}$ は $\bar{\mathbf{a}}$ の真の値 \mathbf{a} からのずれを表す。 $\Delta\mathbf{a}$ が平均ゼロ、共分散 $\varepsilon^2\mathbf{F}$ のガウス分布に従うと仮定すれば、(1)の直接的先験拘束条件は、

$$p_D(\mathbf{a}; \varepsilon^2) = (2\pi\varepsilon^2)^{-M/2} |\mathbf{F}|^{-1/2} \exp\left[-\frac{1}{2\varepsilon^2}(\mathbf{a} - \bar{\mathbf{a}})^T \mathbf{F}^{-1}(\mathbf{a} - \bar{\mathbf{a}})\right] \quad (2)$$

と確率密度関数の形に表現できる。 M はモデルパラメタ数である。

一方、間接的先験拘束条件は、モデルパラメタ間の関係を規定するもので、例えば地震のすべり分布推定の問題では、滑らかさの拘束条件が広く用いられている。確率密度関数としては、以下のような表現となる：

$$p_I(\mathbf{a}; \rho^2) = (2\pi\rho^2)^{-g/2} |\Lambda_{\mathbf{G}}|^{1/2} \exp\left[-\frac{1}{2\rho^2}(\mathbf{a} - \bar{\mathbf{a}})^T \mathbf{G}(\mathbf{a} - \bar{\mathbf{a}})\right] \quad (3)$$

ここで、 \mathbf{G} は間接的先験拘束条件を表現する行列で、 ρ^2 によってその強さ(重み)が規定されている。 g と $|\Lambda_{\mathbf{G}}|$ は、 \mathbf{G} のランク及び非零固有値の積である。

(2)と(3)の二つの先験的拘束条件は、Fukahata et al. (2004)の方法に従って、以下のように一つにまとめられる (Matsu'ura et al., 2007)：

$$p(\mathbf{a}; \rho^2, \varepsilon^2) = (2\pi)^{-M/2} \left| \frac{1}{\rho^2} \mathbf{G} + \frac{1}{\varepsilon^2} \mathbf{F}^{-1} \right|^{1/2} \exp\left[-\frac{1}{2}(\mathbf{a} - \bar{\mathbf{a}})^T \left(\frac{1}{\rho^2} \mathbf{G} + \frac{1}{\varepsilon^2} \mathbf{F}^{-1} \right) (\mathbf{a} - \bar{\mathbf{a}})\right] \quad (4)$$

ところで、直接的先験拘束条件として、(1)では各モデルパラメタの値を愚直に規定しているが、異なる形の先験的拘束条件を使用したい場合もある。例えば、モデルパラメタ \mathbf{a} の線形結合がある値 $\bar{\mathbf{m}}$ の周りに分布することが期待できる場合、その条件は以下のように表すことができる：

$$\bar{\mathbf{m}} = \mathbf{D}\mathbf{a} + \Delta\mathbf{m} \quad (5)$$

地震のモーメントを拘束条件として用いる場合など、(5)の適用範囲は広い。

ここで、先ほどと同様に、 $\Delta\mathbf{m}$ が平均ゼロ、分散 $\varepsilon^2\mathbf{F}'$ のガウス分布に従うと仮定すれば、(5)の確率密度関数の表現として次式を得る：

$$p_D(\mathbf{a}; \varepsilon^2) = c(\varepsilon^2) \exp\left[-\frac{1}{2\varepsilon^2}(\mathbf{D}\mathbf{a} - \bar{\mathbf{m}})^T \mathbf{F}'^{-1}(\mathbf{D}\mathbf{a} - \bar{\mathbf{m}})\right] \quad (6)$$

$c(\varepsilon^2)$ は規格化定数である。ここで再び、二つの先験的拘束条件(3)と(6)を一つにまとめることを考えると、両者の指数項の表現の形式が異なるため、容易ではないことに気付く。実際、一本の式にまとめることは可能ではあるのだが、(4)と違ってかなり複雑な式になってしまい、見通しが悪くなる。

ではどうしたら良いか、というのが本研究で考える問題である。ここでは、直接的先験拘束条件を観測データの一部として取り扱うことを提案する。このとき、観測方程式 $\mathbf{d} = \mathbf{H}\mathbf{a} + \mathbf{e}$ のデータベクトル \mathbf{d} を直接的先験拘束条件も含むものに拡張し、さらに係数行列 \mathbf{H} と誤差 \mathbf{e} の表現をその拡張に合わせて改変するだけで、基本的に従来のシンプルな枠組みで解析することが可能である。

Primary microseisms と secondary microseisms の振幅比について

#西田 究 (東大地震研)

On the amplitude ratio between primary microseisms and secondary microseisms

Kiwamu Nishida (ERI, UTokyo)

■はじめに

地動の脈動の存在自体は19世紀末から知られている。励起源が海洋波浪であることは既に確立されており、その励起の特徴から大きく2つに分類される。1つ目は、primary microseisms (PM) と呼ばれる約 0.07 Hz の特徴的な周波数を持つ脈動である。この周波数が海洋波浪の特徴的な周波数と対応している事、Love波のエネルギーとRayleigh波のエネルギーが当分配されている事から、海岸線付近の斜面に打ち寄せる海洋波浪が励起源だと考えられている(e.g. Hasselmann 1963, Nishida et al. 2008)。2つ目は secondary microseisms (SM) と呼ばれ、海洋波浪のちょうど倍の卓越周波数(0.15 Hz) をもつ。海洋波浪の2次の非線形効果が励起に寄与していると考えられている (Longuet-Higgins, 1953)。その励起は海水面上の vertical single force で表現でき、結果としてRayleigh波の励起が卓越している事が知られている。

本発表では、それぞれの周波数帯域で、実際に地動が海洋波浪に対して線形に応答するのか、非線形に応答するのかに注目した。原理的には、海洋波浪データと定量的に直接比較することが有効である(e.g. Kedar et al. 2008)。本発表ではより簡便に、PMとSMの振幅比に注目した。

■解析方法

解析には海岸付近の観測点と、海洋から遠くはなれた内陸の観測点に注目した。海岸付近の観測点としては、防災科学技術研究所によって展開されているF-netの上下動記録を、内陸の観測点としてはthe New China Digital Seismograph Network4点の上下動記録を用いた。

時系列を4096秒ごとに切り出し、地震の影響を取り除いたセグメントは解析から除外した。遠地の地震はglobal CMTカタログ(Ekström et al. 2012)を用い除外し、近地の地震は平均自乗振幅の時間変化の大きさから判断し除外した。さらに、観測点ごとの平均自乗振幅の大きさに閾値を設定し、局所的なノイズの影響を受け

ているとして解析から除外した。切り出したセグメントごとにパワースペクトルを計算し、NLNM (Peterson 1993)で規格化した。その後周波数帯ごとにパワースペクトルの平均値を計算し、図に示すようにその頻度分布を計算した。

■結果と展望

F-netの結果はおおよそ2の冪に乗っていることが見て取れる。これはPMが海洋波浪に対して線形に応答し、SMが2次の応答をしていることを示唆しており、これまでに提案されている理論モデルと整合的である。またPM, SMともに共通して日本近海の海況を反映していることも示唆している。一方中国内陸部の結果は、より定常な分布を示している。これは、(i) 励起源から観測点が十分に離れているために、波動場が十分にdiffusiveになっていること、(ii) 励起源から遠く離れているため、より広域の海況を反映し結果として多くの海域の励起源が平均化されている事を示唆している。PMとSMの振幅比は、地震波干渉法への応用を考える上で簡便な波動場のランダムさの指標となり得るかもしれない。

謝辞 防災科学技術研究所が運用している F-net, the New China Digital Seismograph Network (<https://doi.org/10.7914/SN/IC>)のデータを使わせて頂きました。記して感謝します。

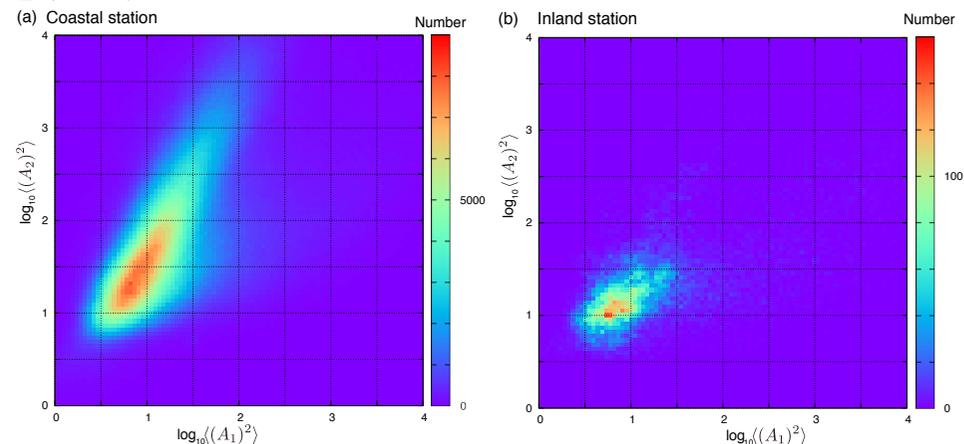


図. (a) Primary microseisms (0.05 to 0.1 Hz) の自乗平均振幅 $\langle(A_1)^2\rangle$ と secondary microseisms (0.1 to 0.2 Hz) の自乗平均振幅 $\langle(A_2)^2\rangle$ に対する確率密度分布。F-net 広帯域地震計記録の上下動記録(2004-2010)の解析結果。振幅は Peterson の New Low Noise Model (NLNM) で規格化している。(b) 中国内陸部の解析結果。解析に the New China Digital Seismograph Network (2004 to 2005) のには LSA, HIA, WMQ の上下動記録を用いた。図は Nishida 2017 より抜粋。

アレイ解析による表面波のモード波形分離法の開発

#松澤 仁志・吉澤 和範(北大理)

Development of a mode-separation method based on array-based analysis

#Hitoshi Matsuzawa, Kazunori Yoshizawa (Hokkaido Univ.)

1. はじめに

近年の広帯域地震観測網の整備に伴い、マルチモード表面波を用いたトモグラフィ法による上部マントル3次元速度構造の復元が広く行なわれている。それらの多くでは、1観測点での理論・観測波形のフィッティングによる震源-観測点間の解析(1点法)により、4~6次程度までの高次モードの情報を利用し、上部マントル~マントル遷移層の構造を復元する。しかし、周期50秒よりも短周期帯では表面波の群速度がかなり近く、波群を分離することが本質的に難しい。そのため1点法では高次モードの位相速度を精度良く計測できる周波数帯域が長周期側に限られる(e.g. Yoshizawa, 2014, PEPI)。特にラブ波の場合は、基本モードの群速度が、高次モードに近い為、基本モードですら独立な位相速度計測は容易ではなく、計測誤差が大きくなる事が指摘されている。複数のモードの位相速度の計測には、広帯域アレイを用いた解析が有効である。本研究では、アレイ解析に基づくマルチモード表面波の位相速度計測法の開発と、線形ラドン変換(位相速度-周波数領域から震央距離-周波数領域への線形変換, Luo et al., 2015, JGR)によるモード波形への分離法の検証を行う。

2. 解析手法

本研究では、同一大円経路上の直線アレイを用いた周波数-波数解析を行う。群速度 U を中心に波形を切り出し、位相速度 c を基準にタイムシフトしつつ、波形をスラントスタックしビーム波形を作る。このビームのスペクトルは、周波数 f 、位相速度 c 、群速度 U の関数となるので、周波数毎に c - U スペクトル図を作成する。ここで、周波数毎のスペクトルピークを中心に狭い波数フィルタをかけて、“偽”スペクトルピークを除去する。その後、 c - f 平面上のスペクトル分布にプロットし、分散曲線を推定する。

ここで、 p - f 領域(p はスローネスで $p=1/c$)でのスペクトルを $m(p, f)$ 、震央距離 x の観測点における波形のスペクトルを $d(x, f)$ とすると、 $f=f_0$ で次の線形関係式(線形ラドン変換)が成り立つ。

$$\begin{pmatrix} d(x_1, f_0) \\ d(x_2, f_0) \\ \vdots \\ d(x_m, f_0) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} e^{i2\pi p_1 x_1} & e^{i2\pi p_2 x_1} & \dots & e^{i2\pi p_n x_1} \\ e^{i2\pi p_1 x_2} & e^{i2\pi p_2 x_2} & \dots & e^{i2\pi p_n x_2} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ e^{i2\pi p_1 x_m} & e^{i2\pi p_2 x_m} & \dots & e^{i2\pi p_n x_m} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} m(p_1, f_0) \\ m(p_2, f_0) \\ \vdots \\ m(p_n, f_0) \end{pmatrix}$$

この右辺の $m(p, f)$ として、アレイ解析によって推定・抽出したモード毎の分散曲線スペクトルを用いることで、観測点毎の単一モード波形を復元できる。

3. 結果

図はPREMのトランスバース成分の合成波形を用いて、本手法を応用した結果の一例である。図(a)は利用した震源(深さは200kmと仮定)と観測点の配置を示し、合成波形は0-8次までのノーマルモードの足し合わせで合成している(図(b)はアレイの重心位置の観測点での合成波形である)。図(c)は、本解析によって得られた位相速度スペクトルであるが、どの帯域でも複数のモードの位相速度を分離できていることが見て取れる。図(d)は、(c)の位相速度スペクトルから線形ラドン変換により復元した、アレイ重心の観測点における基本モードと1次高次モードの波形である。フィルタの影響等により絶対振幅の議論は困難であるが、モード毎の位相の特徴と、モード間の相対振幅は十分よく復元できることがわかる。

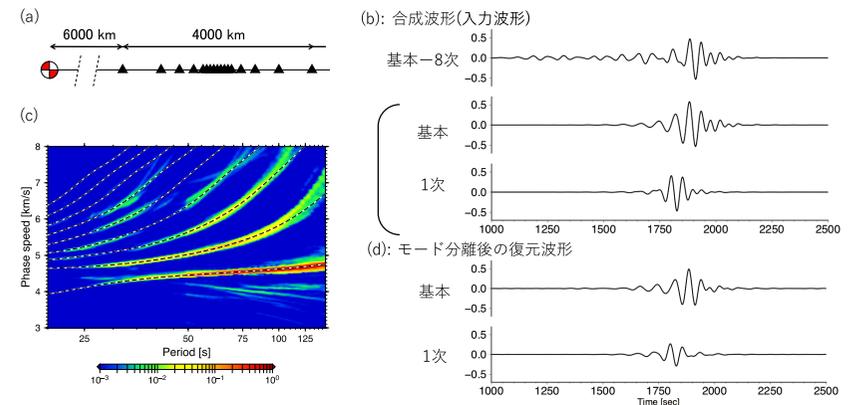


図:(a) 解析に用いた観測点配置例と震源メカニズム解。全17観測点で、アレイ中心部の600kmの範囲には75km等間隔で配置。(b) PREMに対するラブ波の合成波形。基本~8次モードまで含めた理論波形と、基本モードのみ・1次高次モードのみの理論波形。(c) アレイ解析で得られたラブ波の位相速度スペクトログラム。破線はPREMに対するラブ波の位相速度分散曲線。(d) (c)のスペクトログラムから線形ラドン変換を用いて分離・復元した基本モードと1次高次モードの波形。

箱根火山で観測された地震動と空振について
-差分法を用いた考察-

#若松修平・川方裕則・平野史朗(立命館大学)

Observed seismic and infrasonic signals
around the Hakone volcano

-Discussion based on a finite-difference calculation-

#Shuhei WAKAMATU, Hironori KAWAKATA, Shiro HIRANO (Ritsumeikan Univ.)

箱根火山では、2015年4月下旬から火山性地震が増加し、特に大涌谷観測点では7月1日に活発な空振が観測される(行竹他・2016、JpGU)など、火山活動が活発化していた。火山性の空振は火山性微動・地震の発生機構と深く結びついていると考えられるため、空振観測およびその記録の解析は重要である(坂井他・2000)。本研究では、箱根火山で2015年7月1日に発生した空振に着目し、箱根火山での空振伝播について解析・考察した。

箱根火山には空振計よりも地震計の方が多く設置されているため、本研究では2015年6月噴火で生じた火口(温地研・2015)の周辺5km以内にある、気象庁や温泉地学研究所(温地研)の設置した7ヶ所の地震計(上下成分)と2ヶ所の空振計の観測記録を解析に使用した。火口と観測点の位置を図1に示す。気象庁大涌谷空振計で空振が活発に観測された時間に着目し、最初に地震計記録に10Hzのハイパスフィルターをかけ、どのようなシグナルが空振計や地震計で観測されているか詳細に調べた。

解析の結果判明した、地震計および空振計のシグナルの明瞭さや観測点-火口の距離について表1にまとめた。まず地震計については、空振が観測されている時間帯に、地表に設置してある温地研大涌谷地震計や温地研金時地震計でパルス状のシグナルが不定期に繰り返し確認できた。しかし、地中に埋設してある残りの5ヶ所の地震計ではこのようなシグナルは確認できなかった。一方で空振計について、気象庁二ノ平空振計の記録を見てみると、火口との距離は金時よりも二ノ平の方が短いにもかかわらず(表1)、かつ空振計であるにも関わらず、同時刻帯のシグナルは温地研金時地震計と比較して不明瞭であった。

まずはこれらの結果が、空振伝播によるものと解釈可能かどうか議論する。地表設置された大涌谷と金時地震計のパルス状シグナルを見てみると、走時差が常に10~11秒と一

定であり、同一の振動源から到達しているものと推察された。ところがこれらの観測点は約3.5kmしか離れておらず、地中を伝播したと考えるとこの走時差は長すぎる。そこで、シグナルが火口から空气中を伝播して観測点まで到達したと考えてみる。すると、観測された走時差と観測点-火口距離は合致し、また地表設置された2ヶ所の地震計のみで観測されているということとも矛盾しない。そこで、空振が伝播する際、火山周辺の地形の影響を受けたことで、金時地震計と二ノ平空振計のシグナルに明瞭さの違いが生まれたのではないかと考えた。

次にこのような推論が妥当かどうか考えるため、本研究では、差分法を用いて数値計算を行うことで箱根火山での空振伝播の再現を試みた。具体的には、音波の運動方程式を2次精度で差分化し、スタッガードグリッドを用いて空振の伝播の様子を計算した。また地形は、国土地理院の数値地図を用いて10mグリッドの地図を作成し使用した。地表との境界は固定端とし、地表以外の境界はPMLを用いて無反射境界とした。以上の計算に基づき、観測波形の回折による影響について考察する。

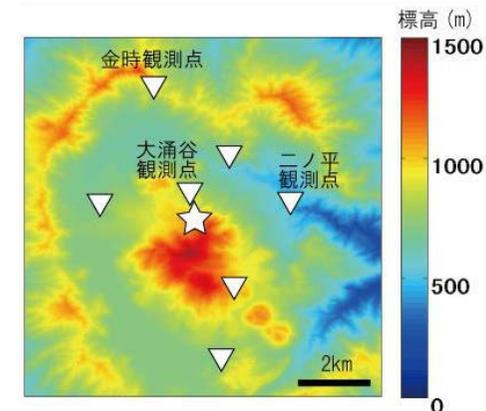


図1: 火口周辺の地図
▽: 観測点
☆: 火口
ただし大涌谷観測点は、地震計と空振計が南北に10mほど離れている

表1: 図1中の観測点から火口までの距離と観測されたシグナルのまとめ
ただし、金時観測点には空振計は設置されていない

	火口との距離	地震計		空振計のシグナル
		設置状況	パルス状シグナル	
大涌谷	約0.5km	地表	○	○
金時	約4km	地表	○	△
二ノ平	約3km	地下	×	△

謝辞:本研究では、気象庁により取得された空振記録、火山観測網のデータ、温泉地学研究所により取得されたデータ、国土地理院発行の数値地図を使用させていただいた。

多重散乱の効果を検討した内部減衰・散乱減衰の同時インバージョンの試み

#小木曾 仁(気象研)

Simultaneous inversion of intrinsic and scattering attenuation parameters incorporating multiple scattering effect

#Masashi Ogiso (MRI)

・はじめに

不均質な減衰構造の推定は、地球内部構造そのものの理解を促進するとともに、地震活動や火山活動の理解にも大きな役割を果たす一方、強震動予測の観点から見ても重要な情報となる。高周波地震動における減衰構造は内部減衰と散乱減衰の2種類に分類することができる。強震動予測の観点から見ると、内部減衰は強震動の最大値に影響を与える一方、散乱減衰は強震動の最大値とともに継続時間にも影響を及ぼすことから、これら2つの減衰を分離して推定することにより、さらなる高度な強震動予測につなげられる可能性がある。本研究では、強震動即時予測への応用を念頭に置き、西南日本を対象とした不均質な内部減衰と散乱減衰(散乱係数)の同時推定を目標とする。

・手法

Multiple Lapse Time Window Analysis (MLTWA, e.g. Hoshiba, 1993, JGR) を用いて日本全国の内部減衰と散乱減衰の同時推定がCarcolé and Sato (2010, GJI)によってなされているが、MLTWAはある対象領域(例えば、観測点周辺)を一樣な構造であると仮定しており、その仮定と結果の整合性に疑問が残る。最近、Takeuchi (2016, JGR)は構造不均質を与えた場合の差分エンベロップをモンテカルロシミュレーションで計算することに成功した。Takeuchi (2016)の手法は一次散乱や伝播速度が一定といった仮定をする必要がなく、幅広いスケールの問題に適用できると考えられる。本研究では、等方散乱の仮定を置いた上で構造パラメータの偏微分係数の計算にTakeuchi (2016)の定式化を使用することとした。本研究ではコーダエンベロップの波形フィッティングを行うため、構造パラメータの偏微分係数は経過時間に依存して変化し、インバージョンの行列は巨大なものとなる。すべての波形データから行列を作成したのちにインバージョンを行うのは非

現実的なので、本研究ではひとつの震源ごとに震央距離100km以内の複数観測点へのエンベロップを計算したのち、観測エンベロップとの差をART-type Bayesian Reconstruction Method (Hirahara, 1998, PEPI)を用いて逐次構造パラメータへ逆投影することとした。

・チェッカーボードテストの結果

水平方向に0.4度、深さ方向に20kmの大きさの不均質を内部減衰・散乱係数ともに与え、チェッカーボードテストを行った。チェッカーボードテストを行う際の観測点は中国・四国・九州地方のHi-net観測点とし、地震はマグニチュードが3~4.5、深さ90km未満で発生したものを適宜間引いた462個を用いて、モンテカルロシミュレーションを用いてエンベロップを計算した。浅部は与えた不均質のパターンがよく再現される一方、深くなるにつれてパターンは不明瞭になり、また、深さ方向のパターンの切り替わりは再現できなかった。構造パラメータの偏微分係数は主に震源と観測点周辺で大きな値を持つため、観測点が稠密に存在する浅部では高い解像度で構造が求まるが、震源分布がまばらな深部では解像度が低い。

実際の観測波形に適用するためには、サイト特性及び震源における放射エネルギーの補正が必要である。今後、これらの補正手法の検討を進め、実観測波形を用いた構造推定を行う予定である。

謝辞

本研究にあたり、防災科研Hi-netの波形を使用しました。また、本研究を実施するにあたり東京大学地震研究所共同研究プログラムの助成を受けました。

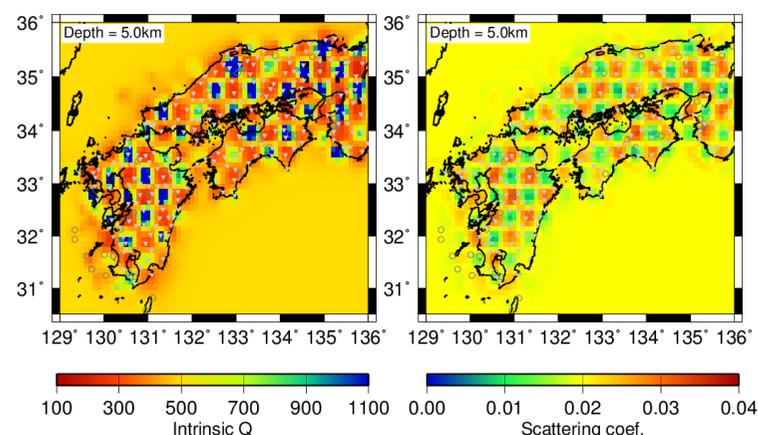


図 浅部(深さ5kmのグリッド)におけるチェッカーボードテストの結果(左: 内部減衰、右: 散乱係数)

地球潮汐による地震波速度変化の歪み感度の推定

—伊豆大島における地震計小アレイデータの相関解析—

#高野智也・西村太志・中原恒(東北大)・上田英樹・藤田英輔(防災科研)

Estimation of strain sensitivity of seismic velocity changes using the Earth tide: Noise correlation analyses of small seismic array data at Izu-Oshima volcano

#Tomoya Takano, Takeshi Nishimura, Hisashi Nakahara (Tohoku Univ.), Hideki Ueda, Eisuke Fujita (NIED)

背景

近年、雑微動の相関解析により、地震や火山活動に伴う地震波速度変化が観測されている[e.g. Brenguier *et al.*, 2008]. 速度変化の要因の一つとして、地殻変動等による歪み変化が挙げられる。地震波速度変化の歪み依存性が得られれば、地殻内の歪み変化を監視することができる。これまで速度変化の歪み感度を推定するために、雑微動を用いて、既知の入力である地球潮汐による地震波速度変化が調べられている[Takano *et al.*, 2014; Hillers *et al.*, 2015]. これらの先行研究では、火山の麓や断層近傍に設置された地震計アレイを用い、観測点付近における速度変化の歪み感度を推定している。しかしながら、雑微動と潮汐を用いて歪み感度を推定した研究は2例のみで、手法の有用性の検証や歪み感度の地域性の議論はまだ行われていない。

そこで、本研究では、地震計小アレイが設置された伊豆大島において、地球潮汐を利用して速度変化の歪み感度を推定する。伊豆大島には、数km離れた観測点からなる定常地震観測網があるので、地震計小アレイで得られる局所的な歪み感度と火山全体の結果を比較することができる。

データと手法

防災科学技術研究所の地震計小アレイで記録された雑微動を解析する。小アレイは口径が約200mで、7点の短周期地震計からなる。2014年4月から2015年4月までに記録された連続波形の上下動成分を使用する。地球潮汐歪みは、気象庁が運用する体積歪み計（津倍付観測点）の生記録から、Baytap08[Tamura *et al.*, 1991]を用いて推定する。

まず、観測された雑微動に対して、ビームフォーミング法を適用することで、波動場の特性を推定する。続いて、潮汐による速度変化の違いを調べるために、潮汐歪みの振幅値から、観測期間を5つの異なる歪みの時期に分ける。それぞれの時期は、媒質の膨張または収縮の度合いが異なる。各時期において、2-4Hzの雑微動の相互相関関数（CCF）をスタックする。基準の潮汐の歪み量の時期のCCFに対して、調べたい歪み量の時期のCCFの位相差から速度変化を計算する。この際、CCFの経過時間の-6秒から+6秒までを解析する。

結果

ビームフォーミングにより、雑微動の見かけ速度は約1km/sで、主に東より到来していることがわかった。得られた見かけ速度は、伊豆大島の速度構造により求めたレイリー波の位相速度と整合的であった。このことより、雑微動には、レイリー波が卓越していると考えられる。

潮汐歪みによる速度変化量から、潮汐によって媒質の膨張時に地震波速度が低下していることがわかった（図1）。小アレイ内の6観測点ペアで平均した速度変化の歪み感度は、 $(-1.6 \pm 0.5) \times 10^4$ /strainであった。得られた歪み感度は、岩手山の麓での歪み感度[Takano *et al.*, 2014]とオーダーで一致した。

気象庁の定常観測網においても、地震計アレイと同様に速度変化の歪み感度を推定した。歪み感度は $(-9.5 \pm 2.5) \times 10^3$ /strainで、地震計アレイの結果の2倍以内に求められた。この結果は、伊豆大島全域において、同程度の歪み感度が観測されることを示唆する。

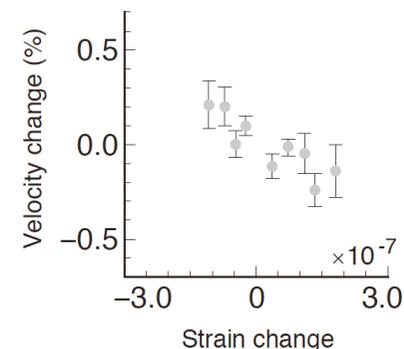


図1. 潮汐歪み量の違いによる地震波速度変化

雑微動の相互相関関数を用いた2015年8月15日桜島のダイク貫入に伴う地震波散乱特性の時空間変化イメージング

#廣瀬郁・中原恒・西村太志（東北大理）

Imaging spatio-temporal changes of seismic scattering properties associated with the the dike intrusion on 15 August 2015 at Sakurajima volcano using cross-correlation functions of ambient seismic noise
#Takashi Hirose, Hisashi Nakahara, Takeshi Nishimura (Tohoku Univ.)

1. はじめに

近年、地震波干渉法に基づき、雑微動の相互相関関数 (CCF) の波形変化 (コヒーレンス変化) から地下の物性を反映する地震波散乱特性の時空間変化を検出する研究が行われている。例えば、Obermann *et al.* (2013a)はレユニオン島において、噴火直前の約2週間で火口付近の地震波散乱特性が大きく変化したことを報告しており、火山性流体の移動などによって地下の地震波散乱特性が局所的に大きく変化することが考えられる。廣瀬・他 (2016, 地震学会)では、桜島における2015年8月15日のダイク貫入に伴う地震波散乱特性の時空間変化を一次散乱モデルに基づき検出した。また、廣瀬・他 (2017, JpGU) では、地殻変動解析 (例えば、Hotta *et al.*, 2016) により推定されているダイクと同じジオメトリの散乱体を仮定し、多重散乱も考慮して地震波散乱特性の時空間変化を推定した。今回は、散乱体のジオメトリを固定せずに地震波散乱特性の時空間変化のイメージングを行なった結果について報告する。

2. データ・解析方法

桜島の島内に設置されている気象庁の6台の短周期地震計で記録された雑微動記録の上下動成分のCCFを解析に用いる。解析期間は2012年 - 2015年の3年間であり、周波数帯は1-2Hzである。

まずCCFのコヒーレンスを計算する。2012年と2013年の2年分スタックしたCCFをリファレンス (RCCF) とし、RCCFと1日分スタックしたCCF (DCCF) のデコヒーレンス (コヒーレンスの低下量) を5.12秒の長さの短時間窓を2.56秒ずつずらしながらラグタイムごとに計算する。ラグタイムは ± 20.48 秒まで用いる。そして、変化を調べたい期間でのデコヒーレンスの平均値をラグタイムごとに計算しこれを観測値とする。次に、散乱体を位置 (東西, 南北), 長さ (方位角方向の大きさ), 幅 (方位角方向と直交する方向の大きさ), 方位角,

散乱係数の変化量 (Δg) の6つのパラメータで特徴づけ、それによって引き起こされるデコヒーレンスを多重散乱を考慮した感度カーネルを用いて理論的に計算する。最後に、評価関数が最小となるような散乱体のパラメータをグリッドサーチにより決定する。評価関数はデコヒーレンスの観測値と計算値の残差二乗和と両者の時系列の類似度を評価する相関係数の2つの項からなり、残差二乗和と相関係数のトレードオフカーブから決定した重みの値を用いて、相関係数の項を重み付けする。散乱体のパラメータについては、位置を0.5km刻み、長さ Δg を0.0005km⁻¹刻みで変化させる。なお感度カーネルの計算では、廣瀬・他 (2017, JpGU) において推定した桜島における散乱係数 g の値 (0.83km⁻¹), 内部減衰のパラメータ b ($b = Qr^{-1}\omega$) の値 (0.1s⁻¹) を用いる。

3. 結果

まず、評価関数における相関係数の項の重みを変えながらその都度散乱体のパラメータを推定した。残差二乗和のみで推定した散乱体は長さ・幅共に5km程度であり、重みを大きくしていくに従って長さ・幅0.5km程度の点的な散乱体が推定されることがわかった。今回はトレードオフカーブから決定した適切な重みの値を用いて定義した評価関数を最小にする散乱体のパラメータを最終的な結果とした。貫入後2週間のデータを用いて推定を行ったところ、地殻変動解析で推定されたダイクの近傍に中心を持つ散乱体が推定された。散乱体の長さは5km程度、幅1km程度であり、 Δg の値は0.01km⁻¹程度であった。貫入前の2015年4月から7月の間でも1ヶ月ごとに同様の解析を行ったところ、貫入直前の7月15日から8月14日の期間において、貫入後とほぼ同じパラメータを持つ散乱体が推定された。

4. まとめ

地震波干渉法を用いて桜島における2015年8月15日のダイク貫入に伴う地震波散乱特性の時空間変化のイメージングを行った。デコヒーレンスの観測値と計算値の残差二乗和に加えて相関係数も考慮してグリッドサーチを行ったところ、ダイク近傍に散乱体が推定された。今後は、デコヒーレンス値の安定性を考慮しながら散乱体のパラメータの推定結果の信頼性を検討していく予定である。

謝辞 本研究では桜島に設置されている気象庁の短周期地震計で記録された雑微動記録および全国の9大学と気象庁が協力して行われた人工地震探査の記録を使用させていただきました。記して感謝いたします。

S01-10

地震波速度変化の統計的特徴

#中原 恒 (東北大・理)

Statistical characteristics of seismic velocity changes

#Hisashi NAKAHARA (Tohoku Univ.)

はじめに 地震波干渉法に基づき地下の地震波速度変化が調べられ、大・中地震に伴う変化(e.g. Wegler and Sens-Schoenfelder, 2007)や火山噴火に伴う変化(e.g. Brenguier et al., 2008)が検出されている。また、これらの現象以外の期間でも、年周変化(e.g. Meier et al., 2010; Hirose et al., 2017)などが見られることが報告されている。地震波速度変化のモニタリングを行い、地震や火山噴火に伴う異常を検出するには、平常時の振る舞いを理解し、その統計的な特徴を事前に調べておくことが重要である。そこで本研究では、地震波干渉法に基づき検出された平常時の地震波速度変化のデータの確率密度分布を調べることにした。

データ 本研究では、Hobiger et al. (2012)とHobiger et al. (2014)により、2008年岩手宮城内陸地震の震源域周辺において求められた地震波速度変化のデータを使用した。観測点は20点で、合計190個の観測点ペアに対して、0.125-1Hzの脈動帯域で地震波干渉法解析を行い、相互相関テンソル9成分のコーダ部分を全てスタックすることで、安定的に地震波速度変化が求められた。図1には例として、岩手宮城内陸地震の震源域周辺のICEH-NRKH, OGCH-JYKペアの0.25-0.5Hzの結果を示す。サンプリング間隔は1日であるが、相互相関テンソルを計算する際に10日間のスタッキングが行われている。データには、2008年岩手宮城内陸地震と2011年東北地方太平洋沖地震に伴うステップ的な速度低下とその後の過渡応答、さらに年周変化などが見られる。

確率密度分布 本研究では平常時の地震波速度変化の確率密度分布を調べたいため、さしあたっては地震によるステップ的な変化を除去し、明瞭なステップ変化が見られない2009年1月から2010年末までの2年間の「平常時」のデータを利用した。そして平均ランク法により図2のようなガウス確率プロットを作成し、その直線性を確認することによりガウス分布に従うかどうかを調べた。ICEH-NRKHペアは少し曲がっているようにも見えるが、第1近似としては直線としても悪くないであろう。一方、OGCH-JYKペアはかなりきれいな直線を示す。他の観測点ペアでもガウス確率プロット上での直線性は良く、平常時の地震波速度変化がガウス分布に従っていると仮定してもよいと考える。

定量的モニタリングに向けて この結果を受けて、次のようなモニタリングが

可能である。例えば、OGCH-JYKペアの場合、今回の結果から平常時の地震波速度変化は、平均0.0056%、標準偏差0.029%のガウス分布に従うことが分かった。この場合、東北地方太平洋沖地震に伴う約0.23%の速度低下量は、平常時の標準偏差の約8倍に対応する極めて大きな変化で、ガウス分布に従えば極めてまれな現象であることが確率的に表現されることになる。もちろん地震に伴うステップ的な変化がガウス分布に従うべきかどうかは事例が少ないため現段階では不明であり、この確率値がどこまで意味をもつかは今後検討を要するが、少なくともこのような枠組みの計算は可能である。今後、他の地域の地震波速度変化の性質についても検討を進める予定である。

謝辞 スイス連邦工科大学 (ETH) のManuel Hobiger博士には、地震波速度変化のデータを提供していただいた。東北大学大学院理学研究科大学院生の廣瀬郁氏には議論に付き合っていたいただいた。

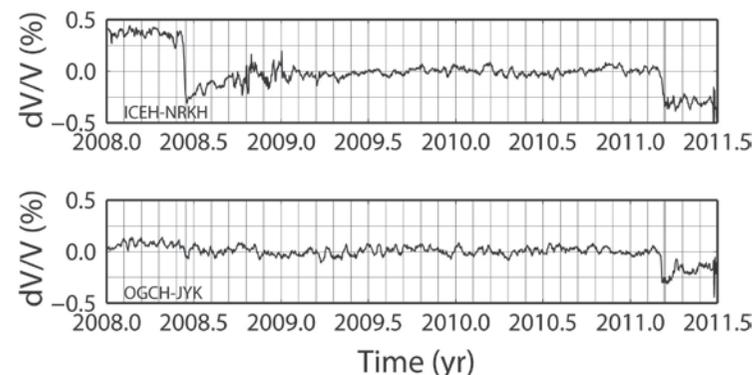


図1. 地震波速度変化の例。

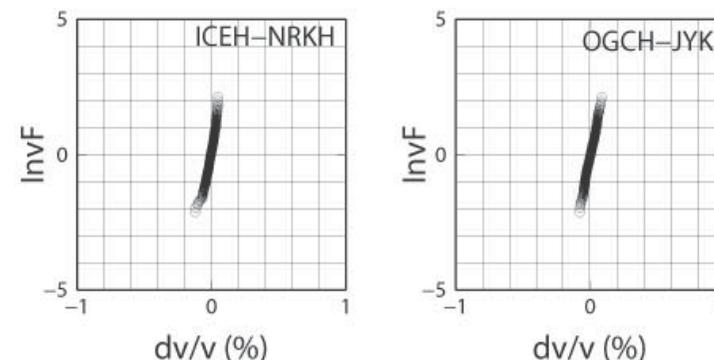


図2. 地震波速度変化の正規確率プロットの例。

古地震・古津波研究の現状と課題 ～地震長期予測の説得力を高めるために何が必要か～

#西村裕一(北大理)

Current status and future prospects of paleo seismic and tsunami research - To increase persuasive power of long-term earthquake prediction
#Yuichi Nishimura (Hokkaido Univ.)

津波や地殻変動の痕跡は古地震に関する一次情報である。これを基に構築される地震の波源モデルや長期予測の説得力は、基本的にこの情報の質で決まる。よって、情報、すなわちデータは、信頼性がしっかり吟味されるべきである。これが評価や吟味を経ずに都合よく使われたり、単なる一意見として軽視されたりされる状況は避けなくてはならない。東北地方太平洋沖地震対応臨時委員会(2012)は、地震研究者およびそのコミュニティに対し「研究者が健全な批判精神を持って現状を認識すること」及び「学会の内外におけるコミュニケーションを深めること」の2点が特に重要であると結んだ。ここでは、この点をあらためて認識し、信頼性の高い一次情報を蓄積するために何が必要か、主に古津波を対象に議論したい。

まず背景を整理する。津波に関しては、津波が沿岸の地形を変えたり痕跡を残したりすることは1960年チリ地震の直後の調査で指摘されていた。その後、1983年日本海中部地震津波を受け、過去の津波堆積物も沿岸湖沼に残されていることが示された。そして1990年前後には国内外の各地で古津波の痕跡が調査された。初期の課題は(1)津波は痕跡を形成するか、(2)痕跡はずっと残るか、(3)津波の痕跡であると認定できるか、(4)痕跡から津波や地震像を構築できるか、であった。1990年代に相次いだ被害津波や2004年インド洋津波で(1)は確認され、(2)-(4)の研究も具体的に進んだ。ただ、2011年の東日本大震災後に状況が変わる。津波堆積物を基に地震の長期予測を行うことが義務づけられたのである。地震が繰り返す現象なら、その周期を決めるために見落としや見間違えは許されない。最大津波の規模を予測するためにはより内陸に残された遡上限界付近の儂い痕跡も認定しなくてはならず、地点間の痕跡を繋げなくてはならない。可能性の有無ではなく、絶対的

な精度度が要求される。地層中で津波堆積物を認定することは、火山灰の同定よりずっと難しい。それでも、火山の噴火履歴以上の精度で津波履歴を描くことが期待され、研究段階にあるような成果でも、目立つ数字が一人歩きし始める。

では、このような中で信頼性のあるデータを取得するために、あるいはすでにあるデータの信頼度を高めるために何が必要か。ここでは主に3つのアプローチ、視座をあげてみたい。第一は、イベントの年代決定の高精度化である。Ishizawa et al. (Quaternary Geochronology, 41, 202-210, 2017) は、最近、津波堆積物を挟む泥炭の炭素同位体年代を細かく連続的に求めることで、堆積物の形成年代をかなり精度よく決められることを示した。イベントの上下だけでなく非イベント層を連続的に測定することは、イベント前後に年代ギャップがないことや、ターゲット以外にイベントが起きなかったことも示すことができる。手間とお金がかかる通常の何倍もかかる手法だが、地震発生履歴の議論をする際には、ある期間に地震が発生していないことも言わなくてはならないので、やはり重要である。

次にあげたいのが、古津波情報のデータベース化である。その際、項目や内容に客観性を持たせるための評価や検証が必要となる。医薬品は世の中に出る前に何重にもチェックやテストが行われる。人の命や生活に関わるハザードマップの元になるデータも同じだろう。先人の結果が正しいと検証されれば、そのデータの信頼性は高まる。手間はかかるが、特に影響力が大きいことがわかっているデータについては、説得力をアップさせる方策も考えていい。また、これから取得するデータに関しては、今後チェックされることが可能な方法で進めるべきである。

3つ目は、前述の(2)痕跡はずっと残るか、という課題に応えることである。津波堆積物は津波発生当時の環境で形成され、それから現在までなんとか消えずに残った痕跡である。形成直後の津波堆積物の特徴は、古津波堆積物の認定基準の策定や、古津波の復元をする際の根拠となりうるが、限界もあるだろう。2011年の東北津波で各地に形成された痕跡はほとんどが残っていないが、まだ調査可能な場所もある。現在、こうした場所で集中的に、かつ今後長く継続することも考えて、追跡調査を繰り返している。集中調査は、調査手法の吟味や開発にも役に立っている。

古津波に関しては、上にあげた他にも土砂移動の屋内実験や数値計算の高度化や新たな認定手法の模索など、研究として進められていることはたくさんある。また、古地震の痕跡には地殻変動や地滑りの痕跡と津波痕跡を連結させることができれば、古地震像はより明確になり、長期予測の説得力もさらに高くなる。

不確実性の大きなデータを用いた地震の発生可能性の評価方法の検討(2)

#吉田康宏(気象大)

Investigation of long-term evaluation technique of large earthquakes with large uncertainties (2)

#Yasuhiro Yoshida (Meteorological College)

1. はじめに

17世紀に千島海溝沿いで発生したとされている超巨大地震は、北海道東部の太平洋岸を中心に津波堆積物を残している(Nanayama *et al.*, 2003, Nature). また最近の津波堆積物の解析などから、このタイプの地震は過去に繰り返し発生していたしてきた可能性が指摘されている(例えばSawai *et al.*, 2009, JGR). しかし、これらのデータは年代の決定精度は低く、地震発生の長期評価に取り入れるためには不確実性をどのように評価するかが大きな問題となってきている. 本公演では、吉田(2016)で検討した評価方法を基に、発生年代の確率分布をどのように取り入れていくかについて検討した結果を発表する.

2. 用いたデータと解析手法

Sawai *et al.* (2009) は霧多布湿原および藻散布沼で採取された津波堆積物より ^{14}C 年代から、イベントの発生時期を過去約6,000年前まで遡り推定している. 今回はこれらのデータのうち、信頼性の高いと思われる過去約3,000年間のデータを用いて解析を行った. 霧多布湿原のデータについては5イベント、藻散布沼のデータについては7イベントが解析対象となる. また、藻散布沼の解析対象とした最新イベントは17世紀に発生した超巨大地震に対応している.

地質データより ^{14}C を用いて年代を決定する手法は、放射性炭素の校正曲線からベイズ統計を用い、イベント年代を決定するOxCalなどのプログラムを使用できるようになってきた(Ramsey, 1995). この方法では発生推定年代の確率密度関数を計算することができる. 本研究では、イベント発生年代の確率密度関数を考慮した評価方法について考察を行った. 計算手法の概要は以下の通りである.

(i) 津波堆積物から推定したイベント発生年の信頼区間を基に、イベント毎に発生年の確率密度関数の形を仮定する.

(ii) 上で仮定した密度関数に整合する乱数を発生させ、擬似的にイベント発生時系列を作成する.

(iii) 疑似イベント発生時系列を基に最尤法を用いてBPT分布のパラメータを決定する.

(iv) (ii)と(iii)のプロセスを繰り返し行い、BPT分布のパラメータやイベント発生間隔のばらつきなどについて評価をする.

3. 結果と議論

下図に霧多布湿原及び藻散布沼の津波堆積物の推定堆積年代から得られたBPT分布のパラメータ(平均発生間隔 μ とばらつきの度合 α)の頻度分布を示す. 平均発生間隔は350年前後にばらついており、従来言われていた500年間隔に比べるとかなり短くなっている. ばらつきの度合いを示す α については、非常に大きな値をとっており、 α が1より大きな値が推定された場合も多数ある. また、発生間隔の頻度分布をみると、1つのピークを持つ綺麗な形にはなっていないことがわかる. これはイベント推定年代データが大きくばらついていることを示しており、他のタイプのイベントが混じっている可能性など今後検討していく必要があると考えられる. 講演では発生間隔のばらつきや、今後このタイプの地震が発生する確率などについても議論を行う.

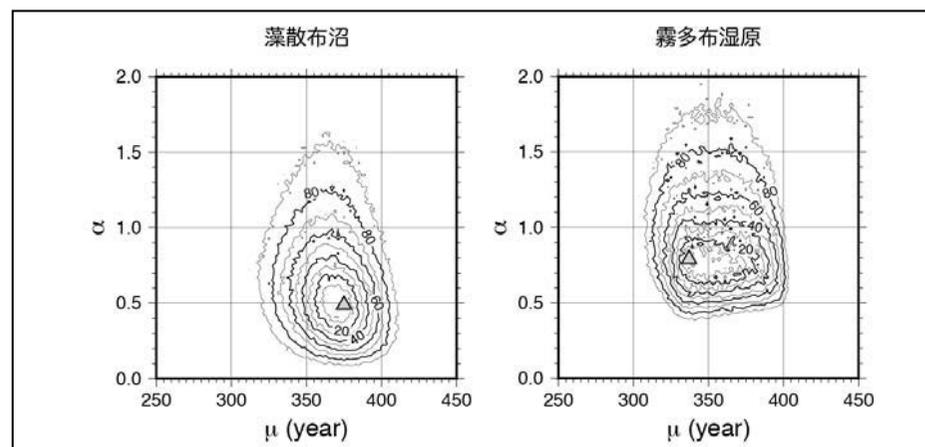


図. BPT分布のパラメータ頻度分布. コンターは頻度が大きい順に並べて何%以内に入っているかを示す. 三角は最頻値.

日本の活断層カタログに対する BPT モデルの適切な推定と予測について

#野村俊一・尾形良彦（統数研）

On Appropriate Inference and Forecast of the BPT Model for Japanese Paleoseismic Catalog

#Shunichi Nomura, Yosihiko Ogata (ISM)

1. はじめに

地震調査研究推進本部（地震本部）による日本に分布する活断層の調査は現在も進められており、長期評価の開始当初と比べて活動履歴のデータは大きく更新されている。特に、BPT 分布更新過程のばらつきパラメータ α を決めるのに用いられた 4 つの活断層の活動履歴データは現在までにその多くが修正されており、それゆえ現在全国的に適用されている α の推定値 0.24 についてその信頼性が危ぶまれている。そこで、本報告では、現在地震本部が長期評価にて公表している内陸活断層の古地震カタログに基づいて、ばらつきパラメータ α の取りうる範囲を適切に推定した上で、ベイズ予測による安定した地震発生確率の評価を与える。

2. ベイズモデルによるパラメータ推定と予測

ある活断層における調査年代 $S \sim T$ 中に発生した地震活動年代の系列を $S < t_1 < \dots < t_n < T$ とおき、その活動間隔が平均 μ 、ばらつき（変動係数） α の BPT 分布に従うことを仮定したときの尤度を $L_{[S,T]}(\mu, \alpha | t_1, \dots, t_n)$ と表す。歴史地震を除いて、多くの地震活動年代は 1 時点に特定できず、地震痕跡周辺の堆積物の炭素年代などによる制約条件からしか推測することができない。そのような不確定な地震活動年代を、その確率密度関数 $\psi(t_1, \dots, t_n)$ により表現したとき、厳密な尤度は次のような不確定な地震活動年代に関する多重積分で表される。

$$L_{[S,T]}(\mu, \alpha | \psi) = \int_S^T \dots \int_S^T L_{[S,T]}(\mu, \alpha | t_1, \dots, t_n) \psi(t_1, \dots, t_n) dt_1 \dots dt_n.$$

さらに、パラメータ μ, α について確率密度関数 $\pi(\mu, \alpha)$ をもつベイズ事前分布を与えたとき、ベイズ周辺尤度は $L_{[S,T]}(\pi | \psi) = \iint L_{[S,T]}(\mu, \alpha | \psi) \pi(\mu, \alpha) d\mu d\alpha$ と表される。このとき、将来期間 $T \sim T + \Delta$ における地震発生確率について、次式のベイズ予測により評価することができる。

$$F_{\psi}(\Delta | \pi) = \frac{\int_0^{\Delta} \int_S^T \dots \int_S^T L_{[S,T]}(\mu, \alpha | t_1, \dots, t_n) \psi(t_1, \dots, t_n) \pi(\theta) F_{T-t_n}(\Delta | \mu, \alpha) dt_1 \dots dt_n d\mu d\alpha}{L_{[S,T]}(\pi | \psi)}.$$

ただし、 $F_{T-t_n}(\Delta | \mu, \alpha)$ はパラメータ μ, α が与えられた下で、最新活動年代から $T - t_n$ 年経過時点での、将来 Δ 年間における地震発生確率である。

3. 日本の活断層カタログに対するパラメータ推定と予測

地震本部が長期評価にて公表している内陸活断層カタログのうち、少なくとも最新活動と 1 つ前の活動の活動年代が判明している 71 の活動区間の活動年代を用いて、パラメータ μ, α の推定および将来の地震発生確率の評価を行った。特に、ばらつき α に対する尤度の変化を図 1 に示した。日本のカタログは活動区間ごとの活動履歴が少ないため、図 1 の緑線、赤線から求まる α の最尤推定値 $\alpha = 0.33, \alpha = 0.39$ は α を過小評価している可能性が高い。一方で、黒線で示した α のベイズ事後分布は、最尤推定に伴う過小評価が生じないため、 $\alpha = 0.50$ はより真に近い値と考えられる。本発表では、乱数シミュレーションにより予測手法ごとの予測精度を比較しながら、適切な予測手法について議論を行う。

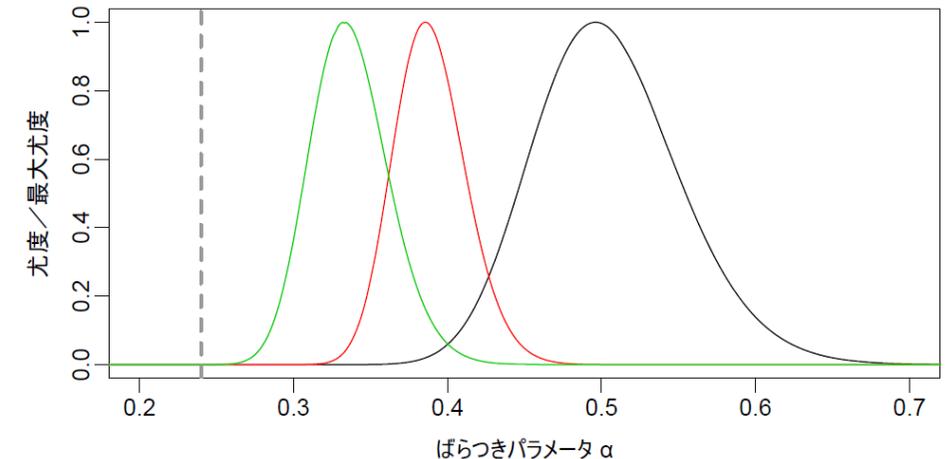


図 1 ばらつきパラメータ α に対する日本の活断層カタログの尤度。緑線と赤線は、活動年代に推定区間内の一様分布、推定区間の中点をそれぞれ仮定し、いずれも平均 μ に最尤推定値をおいており、それぞれ $\alpha = 0.33, 0.39$ で最大となる。黒線は、パラメータ μ, α に無情報事前分布を仮定したときの α の事後分布であり、 $\alpha = 0.50$ で最大となる。縦点線は地震本部の推定値 $\alpha = 0.24$ を表す。

現実の複雑な震源断層のモデル化

#島崎邦彦(東大)

Filtering of actual complex seismic rupture for prediction #Kunihiko Shimazaki (Tokyo Univ.)

The Kumamoto earthquake of April 16, 2016 revealed actual complexities of seismic rupturing such as parallel surface ruptures. It would be difficult to foresee the details of complicated observed features. Thus filtering out unnecessary characteristics and forming relatively simple model of the rupture is needed for prediction of the rupture for various purposes, e.g., seismic damage mitigation. Various models have been proposed so far for this purpose. Two important points are: necessary information should be well predicted and necessary parameters are available prior to the earthquake occurrence. The Kumamoto earthquake showed a problem of ‘recipe a’ (Earthquake Research Committee, 2017) for strong ground motion prediction: Using the available parameters on the size of seismic rupture turns out to underestimate the seismic moment. Available information on the fault size prior to the earthquake occurrence fits to simple classical fault modeling.

2016年熊本地震は実際の震源断層が複雑であることを如実に示した。地表の変形がSARやGNSS観測により、時間的および空間的に詳しく捉えられ、地震観測や地表踏査等と併せて様々な震源モデルが提唱されている。ここではモデル化の意味をまず考え、その応用として予測を行う場合の注意点を述べる。満足できる予測が得られるとともに、パラメータ値が事前設定できることが重要である。そして一例として強震動予測レシピの問題点を指摘する。

ものごとの一面を捉えて単純化する作業はどこにでも見られる。今回の熊本地震の例のように、観測が充実して様々な情報が得られる場合には、焦点を絞って論じることが有効な場合が多い。ここでは震源モデルに注目しよう。震源について広めの視野を持たば、マグニチュード自体が一つのモデル化であると言えることができる。そして距離(震源距離或は震源断層からの距離など)を介して、マグニチュードと強震動との関係式が得られれば、マグニチュードを知った時点で各地の強震動を予測することが可能となる。もしも地震発生以前に将来発生する地震のマ

グニチュードが推定できれば、予め強震動への対策を取ることが可能で震災軽減に役立つ。

強震動の波形まで予測するために、震源断層上に矩形の強震動生成域を設ける、破壊に関連するパラメータを一定の統計則に従う乱数で分布させる等、これまで様々なモデル化が行われて来た。地震調査委員会のいわゆるレシピもその一つである。将来発生する地震の地震モーメントの予測に、レシピ(ア)では入倉・三宅(2001)の式が用いられ、レシピ(イ)では松田(1975)の式が用いられている。熊本地震の強震動予測について、瀨瀨(2016)はレシピ(ア)が過小評価であり、レシピ(イ)の方がより良いことを示し、島崎(2016)は西日本に多い、垂直または垂直に近い断層では、同様の問題があることを指摘した。地震調査委員会は2016年12月にレシピを改訂し、その表現を改めている。関係者からレシピ(ア)と(イ)の両方を使うように議論が進められたと聞かすが、原子力規制庁ではレシピ(ア)のみから得られた基準地震動を審査で認めている。

国土地理院(2016)から公表されている熊本地震の三つの(暫定)震源モデルを例としよう。暫定1モデルは1枚の断層からなり、GNSS観測に基づく。暫定2は3枚の断層、3は4枚の断層からなり、いずれもGNSSとSAR観測に基づく。暫定3のみ断層面上でずれが不均質となっている。断層モデルは1から3へと複雑になり、断層長(の和)は、27, 35, 60kmと、断層面積(の和)は333, 416, 1200(トリミング無し) km²と大きく増加する。当然のことであるが、地震モーメントは40(暫定1), 51(2), 48(3) × 10¹⁸ Nmと一定の範囲に収まっている。レシピと比較すると、暫定3はレシピ(ア)と、暫定1はレシピ(イ)と調和的となっている。肝心なことは、パラメータが事前設定可能かどうかである。暫定1の断層長は09年長期予測の断層長と等しい。それ故レシピ(イ)が妥当である。レシピ(ア)では過小評価となる。

活断層(群)の一端から他端までの距離は、事前設定可能であり、単純で明瞭なので、これを震源断層の長さとする、次のように過去の断層モデルの断層長とほぼ等しいことがわかる。レシピ(イ)のような、どちらかと言えば古典的な地震モーメント推定式が妥当となるのは、このような理由によると思われる。

地震	断層長	出典	事前設定可能断層長
1927年北丹後地震	35km	Kanamori (1973)	33km
1930年北伊豆地震	22km	Abe (1978)	27km
1943年鳥取地震	33km	Kanamori (1973)	30km

活断層から事前設定できる断層長と古典的震源モデルの断層長との比較

GNSS 観測による地表変位から推定した 内陸断層におけるクーロン応力変化 (ΔCFS)

#西村卓也 (京大防災研)

Coulomb stress change (ΔCFS) on inland faults estimated from surface displacement observed by GNSS

Takuya Nishimura (DPRI, Kyoto University)

1. はじめに

大地震が発生したときに周囲の断層にどのような影響を与えるかを評価する指標として、クーロン応力変化 ($\Delta CFS = \tau + \mu' \sigma$, τ : 剪断応力, σ : 法線応力, μ' : 実効摩擦係数) がある。 ΔCFS は、余震分布や次の大地震の誘発現象を説明するために幅広く用いられており、大地震が発生したときは、複数の機関・研究者により周辺での ΔCFS の計算結果が公表されている。

ΔCFS の計算には、まず地殻変動や地震波等の解析から震源断層モデルを推定し、震源断層モデルから半無限等方均質弾性体内での独立な応力変化テンソル (6 成分) を計算する。そして、応力変化テンソルを、受け手となる断層すべりの応力成分に変換して ΔCFS を求める方法が一般的である。一方、上田・高橋(2005)や大園・高橋(2016)は、地表の GNSS 観測点で得られた変位データから直接 ΔCFS を求める手法を提案し、2003 年十勝沖地震や 2016 年熊本地震の地震時及び地震後の ΔCFS を計算した。

現在、内陸地震の長期評価 (地震調査研究推進本部による) には、主に活断層における過去の地震発生履歴のデータが用いられており、GNSS 等によって観測される現在の地殻変動のデータは評価には直接用いられていない。本研究は、GNSS データから直接 ΔCFS を計算する手法の精度検証を行い、地殻変動観測結果に基づいて各断層帯での地震発生促進の有無を評価することを目的とする。

2. 地表変位から ΔCFS を計算する方法

南、東、鉛直上方をそれぞれ x , y , z 軸方向とする 3 次元デカルト座標系での応力変化テンソルを考える。等方弾性体内の任意の断層面のすべり方向に対して ΔCFS を計算するためには、応力変化テンソルの独立な 6 成分 (σ_{xx} , σ_{xy} , σ_{yy} , σ_{xz} , σ_{yz} , σ_{zz}) が必要である。GNSS 観測点が設置されている地表面での応力を考える場合は、自由表面でのトラクションが 0 になることより、 σ_{xx} , σ_{xy} , σ_{yy} のみが非 0 の成分となり、この 3 成分は地表面のひずみ変化 e_{xx} , e_{xy} , e_{yy} より、等方均質線形弾性体の構成式 (フックの法則) から求めることができる。すなわち、地表面においては地表変位のみから ΔCFS を計算することが可能である。しかし、地震は実際には地下で発生するので、地表変位のみから地下の ΔCFS を計算すること

はできない。

しかし、内陸地震を考える場合は 10km 程度の深さにおける応力変化を考えれば良いので、沈み込み帯におけるプレート間カップリングによる内陸域の断層への影響のように、力源からある程度離れた場所においては、地表付近の応力変化を深さ 10km の応力変化と近似的に見なすことは、許容できる可能性がある。そこで、本研究ではまず、2003 年十勝沖地震と 2016 年熊本地震について、地表変位から計算した ΔCFS と国土地理院による震源断層モデルを用いて深さ 10km で計算した ΔCFS の比較を行った。地表変位から ΔCFS を計算する場合は、GNSS 観測点での地震時変位から Shen et al.(1996)の方法で任意の場所でのひずみ変化 3 成分を計算した。残るひずみ変化の 3 成分は、0 と仮定する (平面ひずみ状態) して計算を行った。その結果、受け手の断層の傾斜が鉛直の場合は、地表変位から計算した ΔCFS は一般的に良い近似を与えることがわかった。これは、鉛直断層の場合は、 ΔCFS は、地表のひずみ変化から概ね求められる σ_{xx} , σ_{xy} , σ_{yy} のみに依存するからである。しかし低角の断層の場合は、他の 3 成分の寄与が相対的に大きくなり、地表変位から計算した ΔCFS の値は、震源断層モデルから計算したものと大きく異なる場合もあった。また、震源断層の近傍においては、鉛直断層の場合でも断層モデルから計算される複雑な ΔCFS 分布を再現することはできなかった。これは、GNSS 観測点の配点密度、ひずみの計算方法に平滑化したものを用いていること、地表と深さ 10km の ΔCFS の差が大きいことなどが原因として挙げられる。

3. 活断層における過去 21 年間の ΔCFS (暫定)

GEONET が構築された

1996 年 4 月以降の地表変位データを用いて、内陸域の活断層と近年の地殻内大地震の震源断層における ΔCFS を計算した。活断層の走向・傾斜・すべり角は地震調査委員会(2009)によるものを用いた。図 1 は、 $\mu' = 0.4$ とした場合の 1996 年 4 月から 2017 年 4 月までの西日本における ΔCFS の暫定的な計算結果である。九州では多くの活断層で ΔCFS が正となるが、中央構造線の東部や近畿の活断層では ΔCFS は負と計算された。

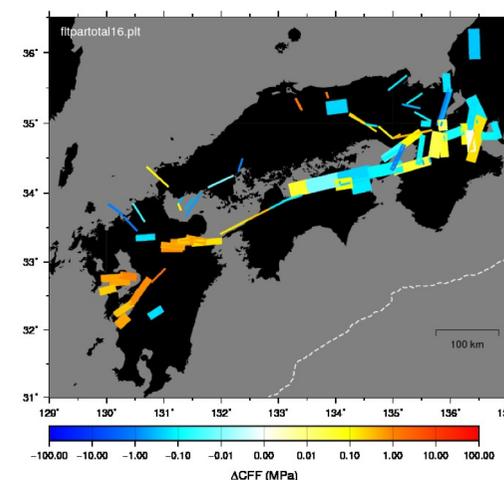


図 1 過去 21 年間の西日本の活断層における ΔCFS

経験則による大地震の確率予測—相場と意義

#中谷正生(東大地震研)

Empirical Approach toward Probabilistic Forecast of Large Earthquakes - Performance and Implications

#Masao Nakatani (ERI)

これこれの事象が観察された場合に、そのあと一定の期間T内に、ある空間領域Rで、あるM以上の地震がおこる確率 Q_{ON} はいくらであるか？これに答える最も単純な方法は、過去に「これこれの事象」がおきた事例を集めて、何例中何回で地震が実際におきたかという実績(適中率)を調べておくことだろう。次にその事象が観察されれば、Mいくつかの地震がRTで発生する確率が Q_{ON} (実際には、母比率の区間推定)になったと発表する。本講演の「経験則による地震の確率予測」とはこの作業を指している。アラーム型の予測も、実質的には確率予測であり、ただ予測値が Q_{ON} と Q_{OFF} の二種しかないだけである。また、統計モデルといわれるものは「これこれの事象」の有無ではなく、その程度を連続値として把握して、出力Qに0と1の間のあらゆる値を許すだけで、これも、純粋な経験則である。

もちろん、「これこれの事象」なしに地震が起きることはあり、地域xの長期平均の大地震発生レート($\lambda_0(x)$, 発/単位時空)にRTを乗じて得られるベース確率 $Q_0(x)$ より Q_{ON} が大きくなければ、その事象の観察は、確率予測の濃淡を増す効果がない。本講演では、 $M>6$ を対象に確率ゲイン $G = Q_{ON}/Q_0$ (正確には λ_{ON}/λ_0)が有意に >1 であることが示されている事象のR, T, Q_{ON} , Gをレビューする。経験の蓄積が速い $M<5.5$ の中規模地震では、有意性が示された事象はずっと多いが、「経験則」であるから中地震での経験を大地震に敷衍できる保証はない。

なお、Gは、上記のように適中率の改善倍率であるが、実は、予知率も全く同じ倍率Gで改善される(Utsu,1982; Zechar and Jordan, 2008)。予測としての「凄み」、すなわち、どれだけ大胆なことを言っているかは、Gでほぼ表せるといってよいだろう。しかし、人間生活への効果を考える場合は、R, T, Q_{ON} が重要である。

$\lambda_0(x)$ も立派な予測情報だが、広くコンセンサスがあるので、本講演は、 λ の時間変化、それも数年以内のTに関して有意なゲインをもつものを議論する。大地震の λ_0 は非常に小さいから、RTが小さい予測で高い Q_{ON} を出すには非常に高いGが必要で、そんな情報を持つ事象(経験則)は見付かっていない(Jordan, 2011)とよく言われる。しかし、実際にどの程度のものか、定量的な相場の把握なしには、社会

的效果にしる、地震発生物理との関係にしる、実のある議論は望めない。

現状、圧倒的にGが高いのは経験則による短期的な前震の事前識別(前田・冬瀬, 2016; Ogata and Katsura, 2012; Lippielloら, 2013)で、 $\lambda_0(x)$ に対して数百倍から数万倍のGを示す。数日、数十kmで $M>6$ の Q_{ON} として10%を優に超えることがあり、人心を乱すには十分な情報だろう。これらの手法は、空間的集中の増進、特徴的なM構造など、単なるseismicityの高まり以上の特徴も利用しているが、実は、高まったseismicityの余震として大地震がおこる確率をETASで計算するだけでも、大地震発生直前の時空間の λ が λ_0 の数百倍以上になることはよくあり、前震で高いGの予測ができることが、大地震がいまにも起きそうな特別な物理的状態(直前過程)の存在を保証するわけではない。一方で、このことは、ETASとGR則を組合せるだけでも、相当のゲインをもった大地震の予測ができることを示唆している。加州の $M>6.5$ に対するETAS予測の性能は、既にETASの有効性が確立している小地震に対する予測と同等なようだ(Hardebeck, 2013)。

電離層状態もグローバルなデータがあるのでよく調べられており、Tが1-10日程度で数百kmのRに対して数倍のGをもつ事象が報告されている。とりわけ、よい衛星データが得られた最近の $M>7.8$ の11例全てにT=数十分で先行し、また振幅がM依存する電子密度の変動(Heki and Enomoto, 2015)は、普遍的な直前過程の存在を示唆する点で衝撃的である。短期・直前事象でこんなに予知率が高いものは、他に聞いたことがない。ただし、変動の大きさは太陽活動によって頻繁に生じる程度のもので、適中率は低く、ノイズレートの極端な最悪値見積りとして10時間に1回(磁気嵐の時期)とすれば、アラームフラクションが10%となり、Gは10にすぎない。長期にわたるノイズの調査はされていないが、宇宙起源のノイズの多くは移動性なので判別がつくことも考慮して、仮に年に1回まで減らせたとしても対象のMが大きくTが短いため、 Q_{ON} は0.1%程度に留まる(Rは~数百km)。

中期的な予測手法としては、数年スケールの地震活動の変調をみることで1000km, 1-5年程度に対して3-10倍程度のGを示す予測手法がある(Kossobokov, 2011; Shebalin, 2012)。RTが大きいから Q_0 が高く、M7やM8に対して50%を超えるような Q_{ON} となり、社会的効果はありうる。また、余震の相対的静穏化(Ogata, 2001)では150km, 1年で $G\sim 10$, M7に対して数%の Q_{ON} が出る。

本講演では、個々の事象のもつ予測能力の程度を議論したが、複数の事象が共起した場合には、それらが独立であれば、ゲインの掛け算が成立し、熊本地震直前には3日、150kmで $Q_{ON}=6-26%$ (Ogata, 2017)となった。また、独立でない事象でも、それに準じた方法で、ゲインを高めていけることが示されている(Shebalin, 2014)。掛け算であるから、ゲインの高い事象が起きている状態ではゲインの低い事象の有無が Q_{ON} に大きな差をもたらすことがある。

Increasing Testability — Expanding Possibilities

Some CSEP future developments

#Danijel Schorlemmer (GFZ), Naoshi Hirata (U Tokyo),

Fabrice Cotton (GFZ), Matt Gerstenberger (GNS),

Warner Marzocchi (INGV), Max Werner (U Bristol), Stefan Wiemer (ETH),

Thomas Jordan (USC), Thomas Beutin (GFZ), Dave Jackson (UCLA),

Kazuyoshi Nanjo (U Shizuoka), Yosi Ogata (ISM), David Rhoades (GNS),

Hiroshi Tsuruoka (U Tokyo), John Yu (USC), Jianciang Zhuang (ISM)

The Collaboratory for the Study of Earthquake Predictability (CSEP) has expanded over the years to many different testing areas hosted at multiple testing centers. Hundreds of earthquake forecast models have been submitted to CSEP and are being tested. New testing metrics were developed and implemented and a lot of progress was made to establish CSEP as an institution that cannot be ignored when issuing earthquake forecasts. Its rigor and independence became the standard in evaluating earthquake forecasts and in reporting on the results.

In the framework of the Testing activities of the Global Earthquake Model, one line of expanding the capabilities of CSEP was developed at GFZ Potsdam. The group there applied the mechanisms that CSEP introduced to earthquake forecast models to the area of intensity prediction equations (IPEs) and ground-motion prediction equations (GMPEs). First truly prospective test were carried out on IPEs for Italy and also on GMPEs for Japan. This new set of tests helped CSEP move into the hazard domain and increase the relevance of its results to the hazard community. Finally, the group at GFZ Potsdam has also conducted the first prospective test of the US national seismic hazard maps. Although these tests have been successful

and well-received, they have also shown the limitations of the CSEP approach. Many aspects of seismic hazard or earthquake forecasting remain inherently untestable if only the model forecasts are tested and not the model ingredients.

We propose to continue along the lines of the GFZ Potsdam developments and create new areas of activity for CSEP, namely targeted experiments that cannot be conducted with the current CSEP software system. As part of the EFEHR-EPOS ground-shaking models service, we will introduce permanent testing of IPEs and GMPEs to the testing center to establish strong performance records to be used in hazard models. Further targeted experiments include the predictive power of b-values, discrimination of foreshocks for short-term forecasting, as well as a deeper look into precursory phenomena applying CSEP-style rigorous testing. We support including testability in future hazard models or their components to move to better testable seismic hazard models. Finally, to expand into the risk domain, we will test exposure models against new and independent data.

S21-08

CSEP 次世代プロジェクトの一展望

#尾形良彦(東大地震研、統数研)

A prospect for the next generation of the CSEP project

Yoshiko Ogata (ERI Univ. Tokyo, ISM)

Collaboratory for Study of Earthquake Predictability (CSEP) プロジェクトは今年で約 10 年以上になる。その第一目的は、時間・空間・マグニチュード領域における各種地震活動モデルの開発を促し、それらに基づく確率予測をし、評価をすることだった。単一の地震活動モデルだけでなく長期・中期・短期モデルのアンサンブルや乗法モデルなどの複数のモデルを組み合わせた結果、或る程度の確率利得の向上が図られている^{1,2)}。

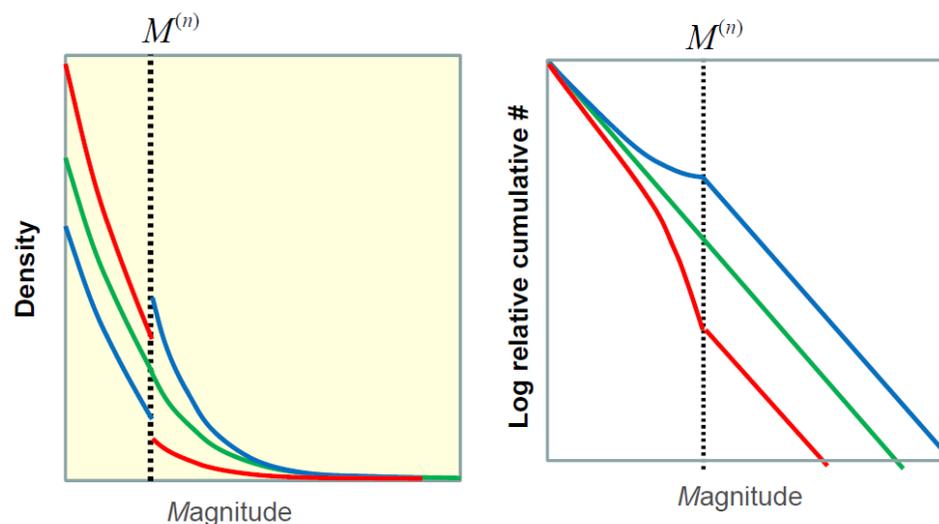
現時点で空間と時空間領域に関して私は初期の目的を順調に達成しつつあると考えており、次ステップでは地震の大きさ(マグニチュード)に関する予測の新展開を図る必要があると考える。CSEP に応募している従来の殆どの地震活動モデルではマグニチュード列が同じ指数分布に従う。すなわち全地域を通して同じ b 値の Gutenberg-Richter (G-R) 則に基づき、独立に発生することを仮定する。しかし現実的にこれらは 2 重の意味で単純すぎる。先ず G-R 則の b 値は地震発生位置(場)に依存していることが考えられる。さらに b 値は地震活動の履歴に依存することが考えられる。前者は一例³⁾ だけ CSEP 日本で検証中である。後者に関しては、従来から大地震と b 値変動の報告論文が多数見られるのにかかわらず世界 CSEP には一例⁴⁾ を除いて b 値の予測を含んだモデル提案がない。が地震規模の頻度分布(M)テストでは鋭敏な差が検出されない。

マグニチュード分布を G-R 型に限らないことがマグニチュードに関する予測の展開の自由度を広げる。様々な異常現象の適切な定義と大地震の因果関係は CSEP 様式では非 G-R 型地震規模として定式化することができる。例えば時・空間・マグニチュードの履歴に基づく前震予測アルゴリズム⁵⁾ を独立 G-R 頻度

分布モデルと比較することが間接的に既存の時間・空間・マグニチュード領域の尤度または周辺尤度による検証で可能である。このように次世代 CSEP の検証は M テストでなく尤度または周辺尤度による比較⁷⁾ を考えるべきである。

参考文献:

- 1) Ogata Y (2017) *Seism. Res. Lett.* **88** (4) 1117-1126.
- 2) Ogata Y (2017) *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* **45**, 497-527,
- 3) Ogata Y (2011) *Earth, Planets Space*, **63**, 217-229
- 4) Smyth C and Mori J (2011) *Earth, Planets Space*, **63**, 231-238
- 5) Ogata Y, Utsu T and Katsura K (1996) *Geophys. J. Int.*, **127**, 17-30.
- 6) Ogata Y and Katsura K (2014) *J. Geophys. Res.* **119** (11), 8457-8477.
- 7) Ogata Y, Katsura K, Falcone G, Nanjo KZ and Zhuang J (2013). *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **103** (3), 1692-1708



$$M^{(n)} \equiv \max \{M_i; i \leq n\} + 0.45$$

図. 前震の確率予測⁵⁾のマグニチュード頻度分布(左)と累積分布(右)。

S21-09

Mw8.0以上の地震に先行した地震活動長期静穏化の的中率

勝俣 啓 (北大)

Hit rate of precursory long-term seismic quiescence before shallow great earthquakes with Mw8.0 or larger in the world between 1990 and 2015

Kei Katsumata (Hokkaido Univ.)

1. 予知率

勝俣(連合大会,2017)は, 1990~2015年に発生した68 km以浅, Mw8.0 (Global CMT)以上の地震24個を調査し, 地震活動が低い場所に発生した5個を除く19個すべてにおいて, 本震直前に地震活動の長期静穏化が起きていたことを示した. すなわち, 解析可能な地震に対しては, 予知率は100%である. 次に問題となるのは的中率である. 本研究では, 長期静穏化がどのくらいの割合で本震発生につながったのか調査した.

2. 解析方法

ISCの震源カタログを用いて1964年1月1日から各地震の本震までに発生した深さ60 km以浅, 実体波マグニチュード(m_b)5.0以上の地震を解析した. デクラスター処理した後, 0.1度×0.1度の空間格子を置き, 各格子点の周囲からN個の地震を選択し発生順に並べ, 時間的に隣り合う地震EQ₁とEQ₂の発生間隔 $dt (= t_2 - t_1)$ を計算した. また, 地震活動がポアソン過程に従うと仮定し, Shimazaki (1973)の式を用いてNと dt から偶然の確率Pを計算した. N=10から1ずつ増やしながら dt を求め, 震源域内で本震直前5年以内に偶然確率Pが最小になる場合を選択した. その結果は, 上記の通り勝俣(連合大会,2017)が報告している. 次に dt の閾値をいろいろ変えて的中率を求める. ある年数以上の dt を含む格子点が n_1 個存在すると仮定する. その内, dt の終点 t_2 が本震発生前5年以内かつその格子点が震源域内に含まれるものを的中とした(n_2 個). そして閾値 dt 年に対する的中率を n_2/n_1 と定義した.

3. 的中率

dt 年を0.5年ずつ変えて的中率を計算し, 偶然確率Pに対してプロットした(図1). 予知率が100%であった19例の内, 図1の12例の地震では最終的に的中率が1.0に達しているが, それ以外の7例は的中率0.1程度が最大で, それ以上にはならなかった. 19例の場合は, 最も長い dt を含む格子点が震源域内に存在するが, 1.0に達しない7例では, 最も長い dt が震源域外にも現れる. 図1を見ると, おおよそ偶然確率Pが 10^{-3} ~ 10^{-4} 以下になると, 的中率が0.5~1.0になることが分かる. 長期静穏化を用いて prospective に予測する場合, 警報 on の基準としては単に「 dt が10年以上」とするのではなく, 「偶然確率Pが 10^{-3} 以下」という基準にした方が良さそう.

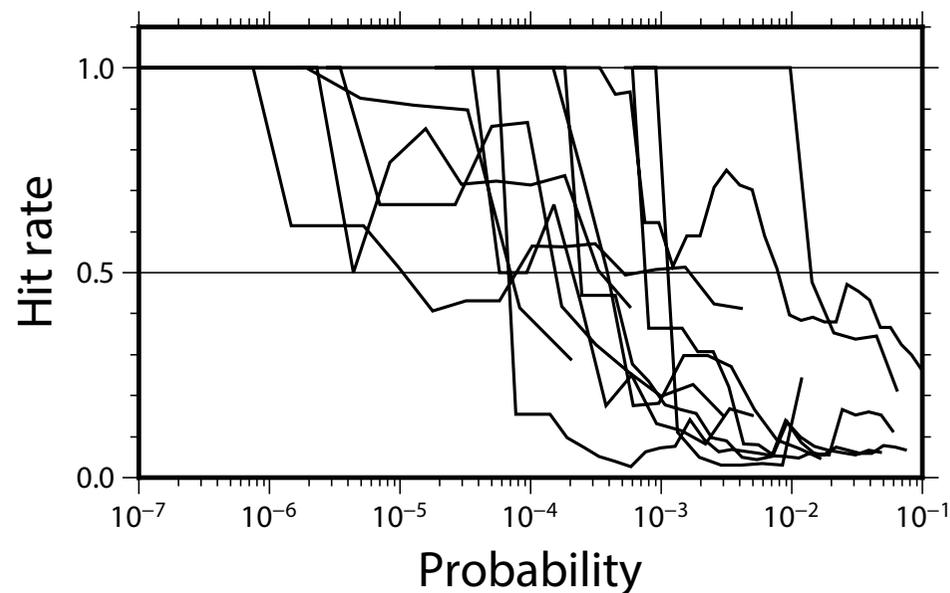


図1. 偶然確率Pと的中率. 以下の12地震は的中率1.0に達した: 1994Kurile, 95Chile, 2000NewIreland, 01Peru, 04Sumatra, 05Nias, 06Kurile, 06Tonga, 09Tonga, 10Chile, 11Tohoku, 14Chile.

地震発生前の固着の剥がれ方の多様性の理解

#加藤愛太郎(東大地震研)

Toward better understanding for diversity of unlocking of source faults prior to major events

#Aitaro Kato (ERI)

過去に起きた沈み込み帯プレート境界で発生した大地震の中には、本震に先立ち前震活動が発生し、断層面の固着が部分的に剥がれていることを示唆する事例が多数報告されている(e.g., Kato et al., 2012; Bouchon et al., 2013)。しかしながら、前震活動の規模や継続時間も様々であり、固着の剥がれの程度と本震のマグニチュードの大きさとの間には明瞭な相関は見られない。また、大地震の発生前に前震が起きない場合もあり、大地震の発生過程は多岐にわたることが明瞭である。

2014年4月1日にチリ北部沖のプレート境界でM8.2の地震が発生した。本震発生の約2週間前から震源域では4個のM6クラスの地震を含む活発な前震活動が観測され、本震の破壊開始点へ向かう震源移動も見られた(e.g., Kato and Nakagawa, 2014)。同期間には、海岸線に設置されていたGNSS観測点でもプレート境界の固着の剥がれを示す地殻変動が捉えられた(Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014)。また、小繰り返し地震も検出されており、通常地震活動による速い滑りに加えて、ゆっくり滑りの伝播という2つの現象が同時に進行し、プレート境界の固着域の一部が本震発生前に剥がれたと考えられる。固着が事前に剥がれた領域は固着率の高い領域の端に対応する。長期的な地震活動によると、本震発生の約270日前から固着の剥がれが開始し、間欠的に進んでいたことも明らかとなった(Kato et al., 2016a)。しかし、固着の剥がれが間欠的に生じるため、大地震発生の切迫度を現在進行形で把握することは極めて難しく短期的な地震発生予測の精度は低いのが現状である。

プレート境界型の地震に限らず、内陸の浅い地殻内地震においても、同様に断層面の固着が本震発生前に剥がれていたと考えられる事例が確認されている。例えば、2016年熊本地震の前震から本震の一連の過程では、前震発生域

の断層面上に沿った拡大と非地震性滑りが起きていたことが捉えられており、前震による応力の载荷に加えてゆっくりすべりにより、本震断層面への応力载荷が進行し、本震の発生が促進されたと考えられる(Kato et al., 2016b)。

また、2013年に栃木県で発生したM6.3の地震発生前には、2段階の間欠的な前震活動が見られた。前半の活動は本震発生の約2日前から開始し、後半の活動が本震発生の約1時間前に活発化した。後半の活動は、高角に傾斜する面上に地震活動が集中するとともに、活動域の拡大も見られる。

一方、2015年9月16日にチリ中部沖のプレート境界でM8.3の地震が発生した。2014年地震とは対照的に、この地震の発生前には前震活動や地殻変動の変化が本震発生の直前には見られなかった(Ruiz et al., 2016)。本震の大滑り域は固着率が高い場所に一致しており、長期的な地震活動を見てみると、固着率の高い領域を縁取るように地震活動が事前に起きていたことがわかる。但し、これらの地震活動は本震発生直前には活発化を示しておらず、GNSSデータからも発生直前の固着の剥がれは捉えられていない。

上記2つのチリ沖地震の大滑り域は、事前に推定されていた固着率の高い領域に一致するという共通点は確認できるものの、本震発生直前の固着の剥がれ方には大きな差異が見られる。このような固着の剥がれ方の差異が生じるメカニズムも含めて、今後も大地震発生の直前過程の観測事例を増やすとともに、大地震の発生に至る過程の多様性・複雑性に関する学術的理解を深めることが極めて重要である。また、断層への応力载荷過程を、静的・動的な応力変化を通じた断層間の相互作用や、非地震性すべり、下部地殻・マントルの粘性変形などの非定常な変形過程を通して理解することも欠かせない。

【参考文献】

- Kato, A., et al. (2012), *Science*, 335, 705–708, doi:10.1126/science.1215141.
 Bouchon, M., et al. (2013), *Nat. Geosci.*, 6, 299–302, doi:10.1038/ngeo1770.
 Kato, A., and S. Nakagawa (2014), *Geophys. Res. Lett.*, 41, 5420–5427.
 Ruiz, S., et al. (2014), *Science*, 345(6201), 1165–1169.
 Schurr, B., et al. (2014), *Nature*, 512(7514), 299–302.
 Kato, A., et al. (2016a), *Scientific Reports*, 6, 24792, doi:10.1038/srep24792.
 Kato, A., et al. (2016b), *Geophys. Res. Lett.*, doi: 10.1002/2016GL070079.
 Ruiz, S., et al. (2016), *Seismol. Res. Lett.*, 87, 1–11, 10.1785/0220150281.

S21-11

不確実な地震予測情報が社会及び個人の防災行動に与える影響に関する調査研究

#大谷竜(産総研)・林能成(関西大)・橋本学(京大防災研)・堀高峰(JAMSTEC)・隈本邦彦(江戸川大)・川端信正(環境防災総合政策研)・岩田孝仁(静岡大防災セ)・入江さやか(NHK放送文化研)

Impact assessment of the uncertainties of earthquake forecasting information on societal and individual disaster preparedness

#Ryu Ohtani (GSJ, AIST), Yoshinari Hayashi (Kansai Univ.), Manabu Hashimoto (DPRI, Kyoto Univ.), Takane Hori (JAMSTEC), Kunihiro Kumamoto (Edogawa Univ.), Nobumasa Kawabata (CeMI), Takayoshi Iwata (Shizuoka Univ.), Sayaka Irie (NHK)

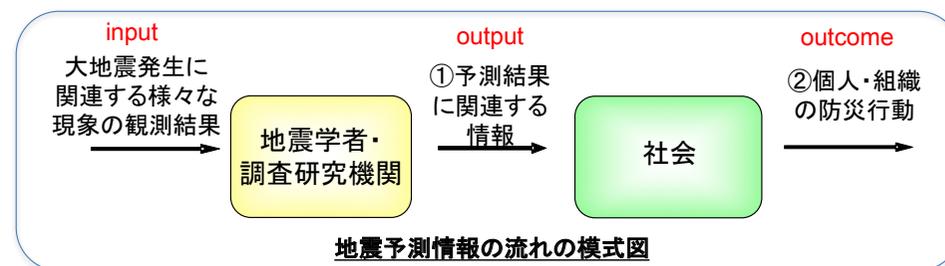
[背景]

東日本大震災以来、国はこれまでの地震防災政策の大幅な見直しを行ってきた。特に、南海トラフ巨大地震は大きな被害をもたらすと考えられるため、その対策は喫緊の課題として内閣府を中心に検討されている。最近では昨年9月、「南海トラフ沿いの地震観測・評価に基づく防災対応検討ワーキンググループ」が設置され、大規模地震対策特別措置法(以下、大震法)に基づくいわゆる「東海地震」対策の見直しや、その南海トラフ全体への拡大の是非について、地震予測に内在する大きな不確実性を踏まえた上で、効果的な地震防災のためにはどのような情報を出していけばいいのか議論されている。しかしながら、不確実性を持つ予測情報に対して社会や人々がどのような反応を示すのかが十分解明されていないことが、検討を困難なものにしている。

予測情報がどのように生成・加工・流通され、最終的に社会や個人の防災行動に影響を与えるのかを明らかにするため、現在進められている、地震学と災害情報学の研究者を中心とする異分野連携研究の概要と取り組みについて本講演では紹介する。

[調査内容]

本研究では、まず大震法等の枠組みによって、地震予測情報の発表プロセスやそれに対する社会の対応のスキームが制度的に定められている東海地震を対象として検証する。



地震予測情報の生成・使用のプロセスを上図のように表現する。不確実性を有する予測情報を社会で適切に活用するには、多様な様態を示すと考えられる大地震発生に関わる様々な現象を前にして、どのような予測情報をどう出さうのか(①)、またそうした予測情報を受けて社会はどのように動くのか(②)を知る必要がある。

その解明のため、「前兆シナリオ作成班」、「判定班」、「報道班」による図上演習を実施し、その結果を用いて、地震予測情報によって個人や組織の防災行動がどう変化するかを社会調査で明らかにする。

図上演習では、「前兆シナリオ作成班」が作成した擬似的な前兆シナリオを、結末を知らない「判定班」がどう判定・公表するか、その内容を受けて、やはり結末を知らない「報道班」がどう解釈し報道するかを検証する。具体的には、Hyodo et al. (2016)等による、対象地域の地震発生数値シミュレーションの結果や、過去の大地震に先行して観測された事象等を参考に、想定される地殻変動等の疑似観測データを前兆の出現から大地震発生までのタイムラインに沿って複数作成する。次に、状況付与型図上演習の要領で、タイムラインに沿って疑似データを検討し、地震発生の可能性を判定役が評価する。そして、この判定結果を受けて、メディアがどのように取材を行い、最終的にどのような形で情報発信するのかメディアの種類毎に検討する。

社会調査では、地震防災対策強化地域内外の自治体・ライフライン事業者や企業、住民がどのように地震予測情報を受け止め、防災行動をとるのかなど、社会の反応の実態を明らかにする。

本研究の特徴は、①と②の検証・調査を一体として行うことで、大地震発生に至るプロセスの多様性に応じた様々な社会反応を多面的に推量することができる点にある。またこうした作業を通じて、予測情報の発信側と受け手側が互いに学びあい、情報の出し方や報道のあり方等を一緒に考えることも可能にしている。発表ではこうした手法について紹介するとともに、初期的な成果についても報告する。

S21-12

プレート境界固着の時間変化とその監視

#横田裕輔・石川直史(海洋情報部)

Monitoring of time-change of interplate coupling condition
#Yusuke Yokota, Tadashi Ishikawa (JHOD)

プレート境界の固着状態は、後に発生する地震の領域・規模・時間間隔といった発生メカニズムそのものを理解するために極めて重要な知見である。その詳細な分布は長く曖昧なままであったが、近年の海底地殻変動観測技術の進展によっておぼろげながら南海トラフの固着状態を把握できるようになった。観測点の展開さえ達成されれば、どの地域でも固着状態を知ることが可能である。

一方で、陸域の地殻変動観測からは、固着状態は時間とともに変化していることが見えてきている(いわゆるスロースリップイベント(SSE)による影響も含む)。固着状態の時間安定性の理解は、巨大地震が発生する前にどれだけプレートが引きずり込まれているか、という基本的な情報にくわえて、スローイベントを含む地震発生過程・長期的なプレート沈み込み過程・プレート境界の物性などの数多くの関連する物理過程の理解を促進し、地震災害を予測していく上で必須となる基盤的情報である。本発表では、固着の時間変化を海底から精密に検出するための課題について紹介する。

海上保安庁海洋情報部では固着状態の把握のために、GPS-A(GPS-音響測距結合方式)を用いた海底地殻変動観測を実施している。船を用いているため、現状の観測の頻度は年に数回程度であり、精度は海中音速構造の影響を受けてGPSよりも悪く $\pm 2-3$ cmの位置決定精度である。現在のGPS-A観測技術の精度と頻度でも固着状態の時間変化は検出できると考えられるが、

検出可能な現象はSSEによる短期的な変化であれば、かなり大きなシグナルでなければならない。また、長期的な変化の場合も発生後すぐには検出できず、その後のデータの蓄積が必要になる。技術的には、頻度と精度の向上が課題となっている。

高頻度化の課題は、船以外の海上局(係留ブイや自航式ブイ)を利用することによって解決される。ただし、測線の自由度が落ちるため、その場合の解析技術の高度化が必須である。また、このようなハード面での技術開発は高コストであるため、観測システム自体が海洋学や気象学などの多岐にわたる科学的目的を有することが期待される。また、ブイ局を用いる手法でリアルタイム観測が実現されれば、震源直上での津波計としての役割を持つことも可能となり、津波災害の減災への貢献も期待できる。

精度向上に向けては現在、解析技術の高度化の検討を進めている。特に、海中音速構造の影響の除去が重要であるため、マイクロスケールの海洋場の理解を目指して技術開発を進めている。また、海底水圧計等の異なる海底測地観測技術との連携も精度の向上や評価において重要であると考えられる。

リアルタイムかつ高精度な海底地殻変動観測ネットワークが成立することで、データ同化等の手法を用いて、プレート境界固着の時間変化を精密かつ連続的に知ることができるようになる。ただし、このようなプレート直上のデータを用いる場合のモデル化について、地殻構造モデルやプレート境界モデル、モデル化の手法自体による影響が考えられるため、これらモデル化に関する手法の高度化も合わせて必要である。

地震活動評価のための新たな表示法

#吉川澄夫(気象研)・林元直樹(気象庁)・明田川保(気象庁)・宮岡一樹(気象研)・勝間田明男(気象研)

A new presentation method for evaluating seismic activity

#Sumio Yoshikawa (MRI), Naoki Hayashimoto (JMA), Tamotsu Aketagawa (JMA), Kazuki Miyaoka (MRI), Akio Katsumata (MRI)

著者ら(例えば、吉川・他(2017))は、これまで地震活動静穏化・活発化の表示方法として明田川・伊藤(2008)及び林元・明田川(2010)の方法(eMAP)を用いてきた。これは解析期間の全震源の位置を対象にそれらを中心とする領域毎に地震活動を評価していく方法である。これまで基準期間の活動から推定されるポアソン分布に基づき評価期間の静穏化・活発化の出現確率1%以下の領域のみを表示していた。しかしながらこの方法では中間的な確率を示す領域の分布が分からず、その情報に意味があるかどうか不明であった。これらを確認するため全領域の確率(累積確率)を表示する方法を適用した。作図にはGMT(Wessel & Smith)を使用した。

検証のため松村(2007)による想定東海地震の震源固着域と比較した結果を示す。松村によれば固着域とはプレート境界付近の微小地震の活発化域であり、長期的に安定して存在する領域である。適用に際し下限M, 基準期間, デクラスターなどのパラメータは松村に合わせた。他方、松村の矩形枠内の地震数の変化率と本手法の出現確率の違いやHi-net切替による評価期間の違いなどは避けられない。解析の結果、松村固着域の分布(図のA, B, Cの領域)(図1左)と本手法による活発化域(図1右)との間には良い一致が見られた。静穏化域にも一致する傾向が見られる。この結果は確率分布表示が地震活動の表示法として適していることを示す。

もう一つの適用例として東海地域における2013~2015年頃のゆっくり滑りに伴い地震活動低下が起きていた地殻内の静穏化・活発化の状況を示す。静岡県中西部地殻内のM1.1以上の地震の累積頻度曲線には2017年6月現在も明瞭な増加傾向が見られない。図2左の2013~2015年の期間と同右の2016年以降の違いが固着域周辺であまり顕著ではないが北方の活動レベルが若干上昇しているように見える。この結果は地震活動と地殻変動との関連を広域的に見ていく上で確率分布表示が有効であることを示す。

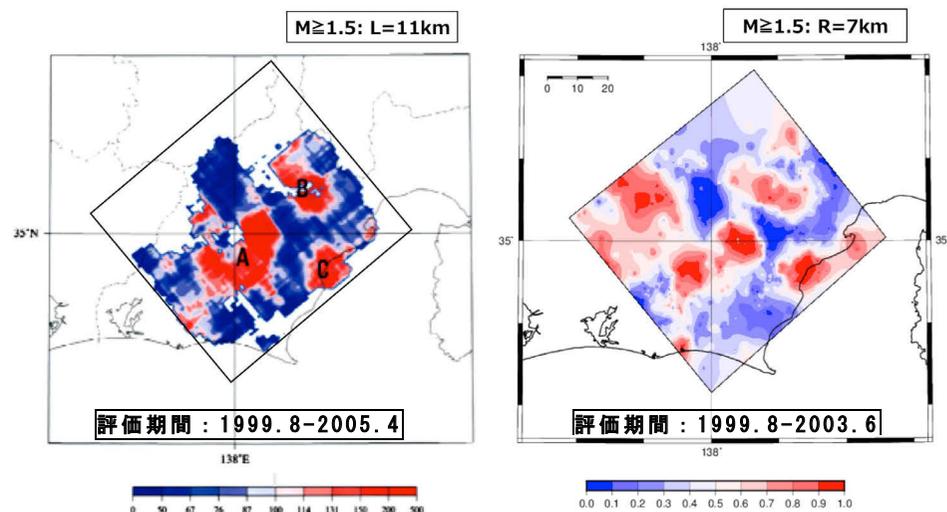


図1 プレート内(下盤側)固着域の静穏化域(青)と活発化域(赤)。左は松村(2007)の結果を引用。右はeMAPによる地震活動の確率分布。基準期間は共に1986.6-1996.5。防災科学技術研究所震源データ(関東東海ネットワーク:1983年-2003年)を使用。

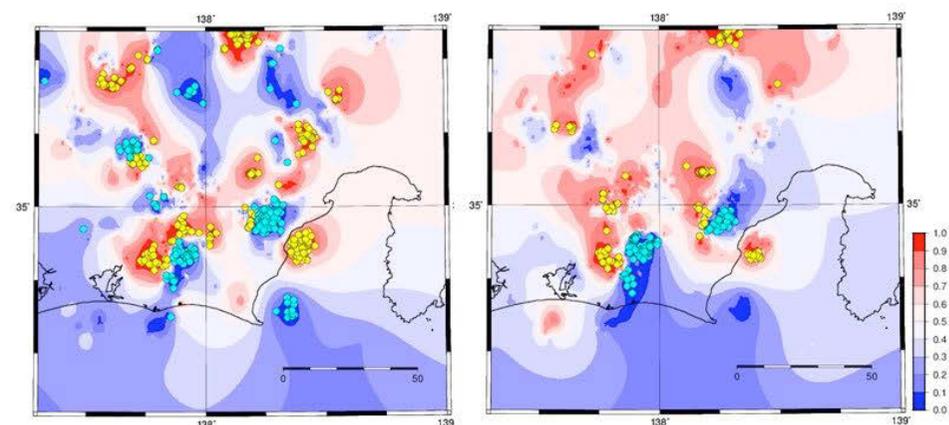


図2 東海地域と周辺の地殻内地震活動の確率分布(M ≥ 1.1, R = 7km)。基準期間は共に1997.10-2000.12, 評価期間は左2013.1-2015.12, 右2016.1-2017.6。水色と黄色の丸は出現確率1%以下の静穏化および活発化領域の震源位置をそれぞれ示している。気象庁一元化震源データを使用。

東北地方太平洋沖地震の余効変動の予測実験

#藤原智・飛田幹男(国土地理院)

Experimental forecast of post-seismic deformation of the 2011 Tohoku-oki earthquake

Satoshi Fujiwara, Mikio Tobita (GSI)

大地震の発生予測を行うには、地下の応力場等とその変化を短期・長期にわたって予測することが求められる。本報告では、平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の余効変動の時系列に関数近似を行うという予測実験を通して、広域の余効変動の予測力の実力と課題を示す。東北沖地震の余効変動は、主にプレート境界面上の余効すべりと上部マントルの粘弾性緩和により生じていると考えられており、こうした物理現象のより正確な推定のためにも有効と考えられる。

(1) 短期予測・長期予測の実力と課題

Tobita (2016)により、下記の式で表される対数・指数関数の混合モデルを用いることで、場所によって異なる複雑な余効変動の振る舞いを近似できるようになり、また短期予測の見通しが立ちつつある。

$$D(t) = a \ln(1+t/b) + c + d \ln(1+t/e) - f \exp(-t/g) + Vt$$

ここで、 $D(t)$ は余効変動時系列の東、北、上成分、 t は地震後の日数、 \ln は自然対数、 b, e, g は全観測点に共通の対数関数または指数関数の緩和時定数、 V は観測点ごとの定常速度である。

図1に、「宮古」観測点の東西成分の観測値と予測値、及びその残差を示した。予測値は観測値に対して2015年初めまでは1cm以内で一致していたが、その後、2015年2月に発生した三陸沖の地震(M6.8)等をきっかけとするように傾向が合わなくなっており、他のイベント発生による擾乱のために予測の限界が存在することがうかがえる。このことは、近似期間が長くなればなるほど他のイベント等の影響を受けやすくなることを示している。直感的には近似期間を長く取れば取るほど長期予測には有利のように感じられるものの、実際には、「別の地震」等が含まれるような期間でパラメータを決定してしまう可能性が高まるので、予測期間を必要以上に長く取ることが長期予測にとって有利に働かないことを示唆する。

(2) 物理過程を表す空間関数分布

図2に、求められた時定数ごとの振幅の空間分布を示す。短期成分(a)は三

陸・銚子付近で大きくなり、余効すべりの影響を表しており、長期成分($d+f$)は東北南部で大きくなり、粘弾性緩和の影響を表していると推定され、予測に用いた時空間関数は純粹に統計的に求められたものであるものの、地下の物理過程を反映しており、余効変動以外の予測への応用が期待される。

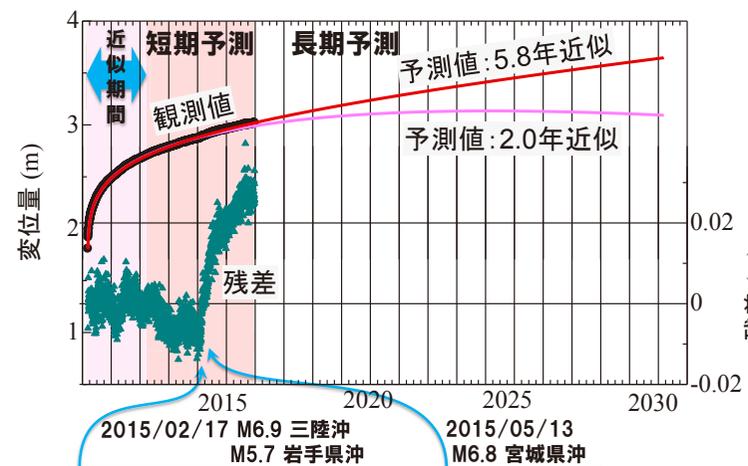


図1 電子基準点「宮古」東西成分の短期・長期予測と残差
ピンク色の線は近似期間が2年間で、赤色の線は近似期間を最大の5.8年としたもの

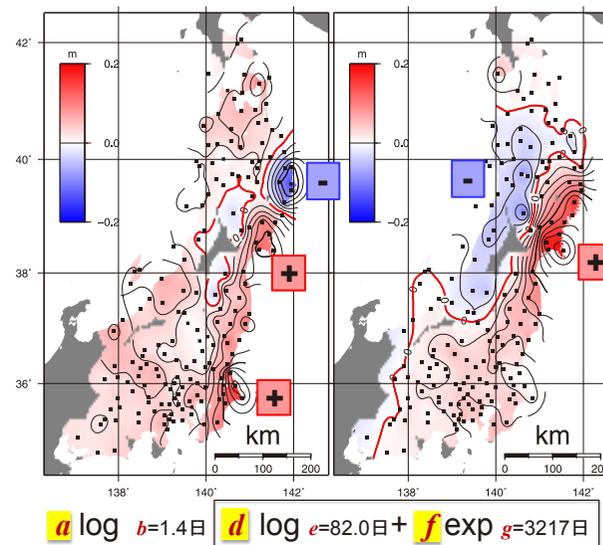


図2 地震後3年における上下成分の時定数ごとの振幅の空間分布
左図は短期成分(a)、右図は長期成分(d と f の和)による各振幅

参考文献 Tobita M (2016) Earth Planets Space. doi: 10.1186/s40623-016-0422-4

首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクト

#平田直(防災科研・東大地震研)、田村圭子(新潟大)、上石勲(防災科研)、酒井慎一(東大地震研)、青井真(防災科研)、西谷章(早稲田大)
梶原浩一(防災科研)

Tokyo Metropolitan Resilience Projector

N. Hirata (NIED, ERI), K. Tamura (U. Niigata), I. Kamiishi(NIED), S.Sakai(ERI), S. Aoi (NIED), A. Nishitani (Waseda U.), K. Kajiwara(NIED)

1. はじめに

首都圏での大地震の発生の可能性は高く、一旦発災すると甚大な災害になる可能性が高い。震災を軽減するためには、社会の防災力(レジリエンス)を高める必要がある。このために、2017年から「データプラットフォーム拠点形成事業(防災分野)～首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクト～」が開始された。

2. 社会科学、地震学、地震工学の融合研究

社会の防災力を向上させるためには、地震学、工学、社会科学が連携した、融合型の研究が必要である。従来も、「首都直下地震・防災減災特別プロジェクト」、「都市の脆弱性の引き起こす激甚災害軽減化プロジェクト」などの融合型研究が行われてきたが、本プロジェクトでは、社会科学的研究が地震学と地震工学を牽引する体制となった。防災科研が、新潟大学(sub_a 社会科学)、東京大学地震研(sub_b. 地震学)、早稲田大学(sub_c. 建築学)などの全国の研究機関と連携して実施するプロジェクトが発足した(図)。

3. 首都圏レジリエンスプロジェクト・データ利活用協議会(デ活)

防災力向上のためには、「産官学民」が連携し、首都圏を中心とした地域のレジリエンス力向上に貢献する必要がある。そのために、データ利活用協議会(デ活)を組織した。デ活では、「学」が災害・防災対策分野における企業・組織の課題解決に活用できる研究成果を提供し、「産」が課題解決に貢献できる情報やデータを提供し、「官」が課題解決のための場や情報を提供し、「民」が圏域のニーズに係る情報を提供する。地域・組織の強みを向上させ、災害時にも確実な事業継続につながるソリューションを創造する。さらに、デジタルデータを活用してレジリエントな社会の実現に貢献することを目指している。呼びかけに応じ、2017年6月末で、

ライフライン、交通、情報通信、セキュリティ、設計・建設関連の企業など87社(内、東証1部上場15社、東証2部上場2社、JASDAQ2社、現在も増加中)が参加表明している。災害レジリエンスに対する、社会のニーズが伺える。

4. おわりに

2017年4月から、「首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクト」が始まった。産官学民の連携により、Hi-netやK-NET、MeSO-net等の基盤的観測網と、「産民」のセンサー網を結合した「新しい観測網」ができつつある。

(本プロジェクトは、文部科学省の補助を受け、防災科学研究所が実施する事業である)

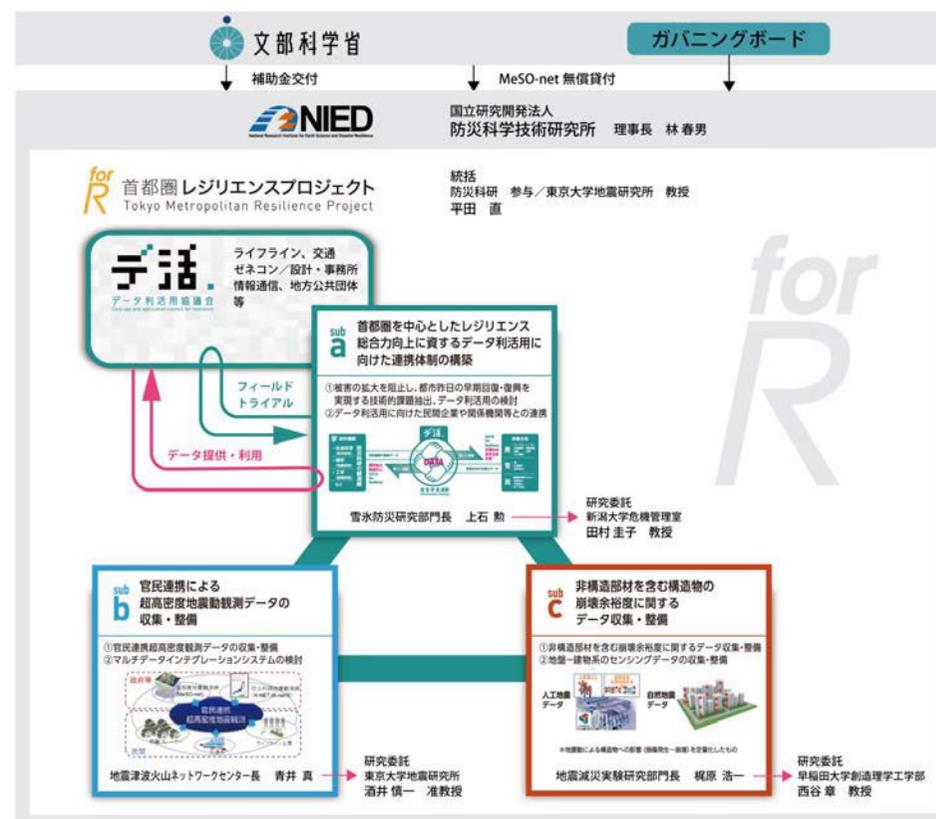


図1. 首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクト (forR) の研究体制

S21-16

災害軽減へ向けて理学・工学をつなぐ計算科学

#市村強(東大地震研)

Earthquake damage reduction with seismology and earthquake engineering enhanced by computational science #Tsuyoshi Ichimura (Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo)

昨今の、観測データの蓄積及び数理モデルの高度化を十分に考慮した数値解析により、「限界と曖昧さを踏まえた事実の明示化」を目指すことは災害軽減を図る上で有効なアプローチのひとつと考えられる。

大地震の発生予測と災害軽減に関係する、地殻変動、地震動、地盤震動等について学際的なアプローチが必要となるが、理学・工学で個別に検討されてきた感がある。しかし、数理問題の観点からは、連続体力学の範疇でその多くがモデル化され、かつ、幾何形状や境界条件の影響が大きいことから非構造要素を用いた有限要素法での数値解析が有効とされるという共通の性質がある。また、対象領域が大きく必要分解能も高いため、観測によって得られた高詳細な三次元構造を用いた数値解析の解析コストは膨大となってしまう、単純化した三次元構造や二次元解析等を用いざるを得ない状況も共通している。逆に言えば、解析コストが軽減されれば、観測データを用いた解析検討能力がさらに向上するとともに、数理問題の観点から学際的なアプローチをより広汎に進めることが可能となると期待される。

計算機の進歩を踏まえた計算科学の昨今の進展により、有限要素法の解析コストが大幅に軽減された。具体的には、低次非構造要素による有限要素法を用いた、1兆自由度級の非線形波動場解析とこれを用いた1000億自由度級の地盤震動解析と広域都市地震応答解析(例えば、参考文献1)及び図1)や100億自由度級の日本列島全域を対象としたco/post-seismicな地殻変動解析(例えば、参考文献2))が実現されている。また、このような解析技術を用いることで、解析結果の信頼性向上や曖昧さ考慮に必要な逆解析やモンテカルロシミュレーションも実現されつつある(例えば、参考文献3)では、8000万自由度の地殻変動解析を36万回実施している)。

本講演では、計算科学の進展による解析基盤構築の可能性を概観するとともに、観測と解析の更なる融合による将来の可能性についても考える。

参考文献:

- 1) Tsuyoshi Ichimura, Kohei Fujita, Pher Errol Balde Quinay, Lalith Maddeggedara, Muneo Hori, Seizo Tanaka, Yoshihisa Shizawa, Hiroshi Kobayashi and Kazuo Minami, Implicit Nonlinear Wave Simulation with 1.08T DOF and 0.270T Unstructured Finite Elements to Enhance Comprehensive Earthquake Simulation, SC15: International Conference for High Performance Computing, Networking, Storage and Analysis, 2015.
- 2) Tsuyoshi Ichimura, Ryoichiro Agata, Takane Hori, Kazuro Hirahara, Chihiro Hashimoto, Muneo Hori, Yukitoshi Fukahata, An elastic/viscoelastic finite element analysis method for crustal deformation using a 3-D island-scale high-fidelity model, Geophysical Journal International, 206, 114-129, 2016.
- 3) Takuma Yamaguchi, Tsuyoshi Ichimura, Yuji Yagi, Ryoichiro Agata, Takane Hori, and Muneo Hori, Fast crustal deformation computation method for multiple computations accelerated by a graphic processing unit cluster, Geophysical Journal International, 210, 787-800, 2017.

謝辞: 本稿の結果の一部は、理化学研究所スーパーコンピュータ「京」を利用して得られたものです。

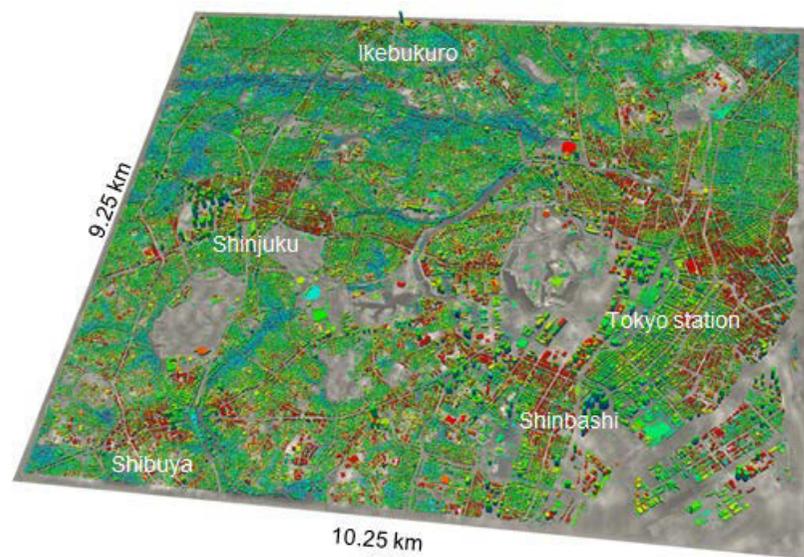


図1 広域都市地震応答解析: 東京の9.25×10.25kmの範囲を対象とした1336億自由度の非線形地盤増幅解析とその解析結果を用いた32.8万棟の都市構造物の非線形動的応答解析結果。

中部九州のテクトニクスと別府一万年山断層帯、日奈久一布田川断層

#竹村恵二(京大理)・別府-万年山断層帯重点的な調査観測メンバー

Quaternary tectonics in central Kyushu, Beppu-Hayeyama Fault zone and Hinagu-Futagawa Fault zone
Keiji Takemura (Kyoto Univ.), Members of Comprehensive Research Project for the Beppu-Haneyama Fault zone

2014年から2016年度の3年間の計画で、別府一万年山断層帯(大分平野一由布院断層帯東部)の重点的な調査観測(文部科学省研究開発局・京都大学大学院理学研究科, 2017)を実施していた2016年4月に熊本地震が発生した。九州中部東部に位置し、正断層が卓越すると考えられてきた別府一万年山断層帯と、九州中部中西部に位置し、横ずれ断層が卓越する日奈久一布田川断層帯は九州中部の主要な活断層帯であり、この両者を比較検討することは、この地域のサイスマテクトニクスを考える上で重要である。また、この両者の間に阿蘇火山などからなる火山フロントが分布することも地殻構造や地殻内応力を考える上で重要である。

別府一万年山断層帯での主な成果:活断層分布の再検討が実施でき、朝見川断層および府内断層の活動時期の推定(1596年の活動の可能性が高まった)と同時に、断層の平均的変位量や繰り返し間隔が得られた。海域調査が重点的に実施され、別府沖、大分沖で流山状の地形が確認でき、1596年慶長豊後地震時の形成が指摘された。また別府湾の最深部での20mの堆積物から地震イベントの解読がすすめられた。古文書の収集・解析から、地震の日付も閏7月9日あるいは12日、両者の併記などと、記録によって混在する状況が確認され、2回の大きな地震の可能性を指摘した。

自然地震によるこの地域の調査においては、過去20年余の震源データを再解析し、地震発生層、応力場、非弾性ひずみの分布を明らかにした。別府一万年山断層帯では地震発生層深度が九州内陸の他地域に比べて浅く、脆性領域が薄いことが示された。また、GPSによるせん断ひずみの空間分布や地震活動から推定される応力場からの解析や深部比抵抗構造の解析が進んだ。地震探査、重力探査から三次元構造モデルや断層モデルへの情報が高度化

された。また、ボーリングデータベースの作成から、断層伏在地域での詳細な活構造分布が得られた。温泉成分のデータ解析、水位データ解析、海域のラドンガス調査、浅層の比抵抗調査などから、地下流体移動と断層との関連の情報が得られた。活動的な中央構造線の西端と九州中部の短い断層密集域でのテクトニクスとして、第四紀を通じた応力変遷を地質・地形、小断層解析・シミュレーションからまとめ、30万前の画期の重要性を指摘できた。

また、本対象断層帯に位置し、当該断層が活動した場合に大きな揺れに見舞われる可能性が高い大分平野および別府扇状地等の地下構造モデルの高度化を図るとともに、その地下構造モデルと震源断層モデルに基づいた強震動予測を下記のように行った。微動アレイ探査による深い速度構造の推定、小半径微動アレイ観測および単点微動観測による浅部速度構造の推定、連続微動観測記録を用いた地震波干渉法解析、地震記録の収集・解析、別府湾内の地殻内地震および2016年熊本地震で動的誘発された大分県中部の地震活動を用いた応力場解析、深部速度構造モデルの作成、浅部速度構造モデルの作成、深部速度構造モデルの検証、断層形状の設定、震源モデルの構築、地震動計算を実施し、本重点調査による地震動計算と、地震本部の長期評価に基づく震源モデルおよびJ-SHISの深部速度構造を設定した計算とを比較した。その結果、大分平野に対しては、新たに構築した速度構造モデルの方が強い地震動を及ぼすこと、本重点調査で設定した震源モデルの方が大分平野の南部まで大きめの地震動が予測されることがわかった。

日奈久一布田川断層帯は、2016年4月の熊本地震の震源断層を構成している。これらの特徴は、横ずれの断層運動による地震であることである。この地震は、1995年の兵庫県南部地震後に、国が推進した地震調査研究の方向に沿って設置されてきた観測システムでとらえられたはじめての大きなマグニチュードの地震であり、地表変位が生じる規模であった。現在、多くの研究成果が出されているが、2016年度から始まった熊本地震関連の重点調査の成果と、別府一万年山断層帯調査の成果を比較しながら、九州中部のサイスマテクトニクスを考えることは重要な課題である。

引用文献:文部科学省研究開発局・京都大学大学院理学研究科(2017)別府一万年山断層帯(大分平野一由布院断層帯東部)における重点的な調査観測 平成26-28年度成果報告書。

九州中部における最近の地震活動と地殻変動

#清水 洋・松本 聡・松島 健・相澤広記(九大理)・中尾 茂(鹿児島大理)・山下裕亮(京大防災研)

Recent Seismic Activity and Crustal Movement in the Middle Kyushu

#Hiroshi Shimizu, Satoshi Matsumoto, Takeshi Matsushima, Koki Aizawa (Kyushu Univ.), Shigeru Nakao (Kagoshima Univ.), Yusuke Yamashita (Kyoto Univ.)

九州における内陸地震や2016年熊本地震についてのこれまでの観測研究の成果に基づき、別府-万年山断層帯や布田川・日奈久断層帯を含む九州中部域の地震活動、起震応力場、地殻変動(ひずみ場)の特徴を整理する。

【地震活動】

近年、九州の地殻内で発生する地震は、火山直下の地震を除くと、福岡県玄界灘～博多湾周辺、九州中部を横断する地域(別府から天草灘及び八代海)、鹿児島県北西部～甕島周辺海域で特に活発である。このうち玄界灘と鹿児島県北西部は、それぞれ2005年福岡県西方沖地震と1997年鹿児島県北西部地震の余震活動であるが、九州中部は2016年熊本地震以前から、別府-万年山断層帯や布田川・日奈久断層帯などに沿って定常的に地震活動が活発である。また、この九州中部では、松本征夫(1979)により別府-島原地溝帯が提唱され、同地溝帯を continental rift valley とする考えもある(多田, 1984;1985)。Matsumoto et al. (2016)は、九州内陸の浅発地震(30km以浅)の震源再決定を行い、地震発生層下限を示すパラメータであるD95の深度を求めた。D95の深度は、別府-万年山断層帯において小さい値(7-10km)が得られたが、熊本付近では15km程度以上と比較的深く、別府-島原地溝帯に沿った帯状の地震発生層(上部地殻)の薄化は認められない。

【応力場とひずみ場】

九州の地殻における起震応力場については、Matsumoto et al. (2015)により求められている。これによると、九州中部においては南北伸張が卓越し、水平最大主圧縮力と中間主圧縮力が近い値を示すことから、正断層と横ずれ断層がどちらも起こりうる場である。このような応力場の中で、正断層と横ずれ断層のいずれになるかを規定するのは応力場に対する断層の走向・傾斜角であり、別府-万年山断

層帯においては正断層、日奈久断層においては横ずれ、布田川断層に対しては正断層を伴う横ずれのすべりがそれぞれ発生しやすい場となる。これは、2016年熊本地震の前震・本震・余震の発震機構と概ね調和的であり、一連の地震が当該地域の応力場を反映していることを示している。

また、前述のように、九州中部は定常的に地震活動度が高いことが特徴であり、2016年熊本地震は九州内陸部でbackgroundの地震活動が最も活発な領域で発生した。Matsumoto et al. (2016)は、地震のモーメントテンソルから地震で解放された非弾性ひずみを見積もり、最近約14年間でのひずみレートは最大で $10^{-7}/\text{yr}$ に達することが明らかになった。これはGNSSによって推定されているひずみ速度と同じオーダーである。別府-万年山断層帯や布田川・日奈久断層帯は、この非弾性ひずみレートの大きい地域に位置しており、断層帯における応力蓄積を評価するうえで、定常的に発生する地震による変形も無視できないことを示している。2016年熊本地震の本震や規模の大きな前震・余震は、その高ひずみ域の縁辺部で発生したことから、非弾性ひずみが大きな領域は応力を支えることができず、その周辺に応力が集中した可能性がある。

【地震発生ポテンシャル】

Aizawa et al. (2016)は、2016年熊本地震の活発な余震・誘発地震活動と比抵抗構造との対応を、広帯域MTデータをコンパイルして解析した。その結果、地震活動は低比抵抗体の周辺、やや高比抵抗よりで発生していることが明らかになった。1975年1月の阿蘇北部地震($M_{\text{JMA}}6.1$)、同年4月の大分県中部地震($M_{\text{JMA}}6.4$)の震源も同様に低比抵抗体の周辺部に位置していた。これら比抵抗構造と震源の関係は、過去の内陸地震発生域で行われた比抵抗構造研究の結果(e.g., Yoshimura et al., 2007; Ichihara et al., 2014)と同様であり、比抵抗構造から地震発生の可能性が相対的に高い地域を予測できる可能性を示している。

【2016年熊本地震の震源断層】

2016年熊本地震による一連の地震活動について、詳細な断層構造と地表地震断層との関係を明らかにするため、高精度震源決定を行った(山下他, 2016)。その結果、日奈久断層については北西側に傾斜した面が震源分布から明瞭に見られ、地表の断層トレースともおおよそ一致する。一方、布田川断層では余震の面状分布は明瞭ではない。また、前震及び本震の震源(初期破壊点)が位置している布田川断層と日奈久断層の会合部付近では、前震の初動解の南東傾斜の節面や、本震の北北東-南南西走向のほぼ鉛直な節面に対応する地震列が認められ、さらにこれら以外にも複数の面が混在し非常に複雑な断層構造をしている事が明らかになった。

S22-03

九州中部の活断層(別府-万年山断層帯, 布田川-日奈久断層帯)の分布と様式

#千田 昇(大分大学名誉教授)

Distribution and mode of active faults in Central Kyushu (Beppu-Haneyama Fault Zone and Futagawa-Hinagu Fault Zone)

#Noboru Chida (Emeritus Prof. of Oita Univ.)

別府-万年山断層帯における活断層の分布は、図1のように中央構造線の西方延長としてとらえられる。これは延長部に相当する大分平野の活断層群である府内断層・志村断層・三佐断層から大きな変位量を示す別府扇状地南縁を限る堀田-朝見川断層, さらに西方の由布院断層へと連続する。

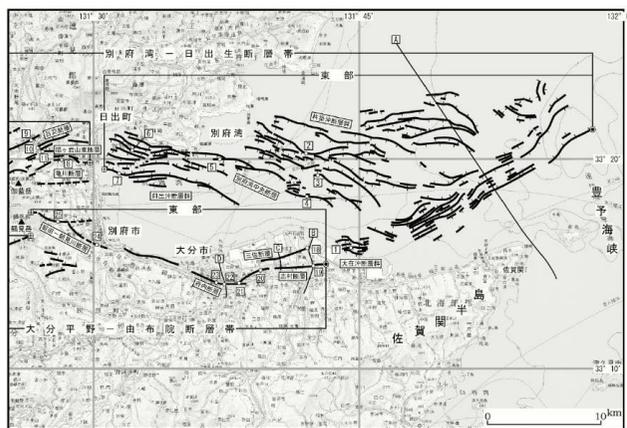


図1 別府-万年山断層帯の位置(地震調査委員会, 2005)



図2 中部九州の地溝分布(千田1992)

また別府湾から西方へ、短い正断層からなる地溝が分布する。これは大分-熊本構造線の北側に連続して分布する(図2)。これらは中央構造線の九州への延長と考えられる大分-熊本構造線の右横ずれ活動により、その北方に南北伸張の地溝形成が行われたことによると考えられる。大分-熊本構造線が九州中部のどの位置を通過するかはまだ十分に知られていないが、大分平野に分布する活断層群, 堀田-朝見川断層や由布院断

層はそれに関連して活動する活断層の可能性が大きい。

布田川-日奈久断層帯を構成する活断層を図3に示した。2016年熊本地震は、主として布田川断層帯の活動で発生した。それによる地表の亀裂分布は図4に示される(国土地理院, 2016)。この亀裂は地震断層や斜面の崩壊などによるものも含まれているが、布田川断層帯の活動を示している。その活動が右ずれであること、従来は知られていない阿蘇カルデラ内に連続したこと、内牧温泉付近にも地震断層が見られることから、大分-熊本構造線の活動が中央構造線の活動であり、九州中部の地溝分布に関連することを示している。

国土地理院は、平成 29 年度都市圏活断層図の布田川・日奈久断層帯北部「熊本」「阿蘇」、同南部「八代」「日奈久」を作成中であり、これらにより九州中部の活断層の分布と様式が示されると考える。

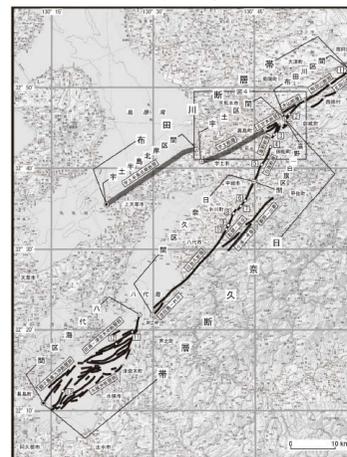


図3 布田川-日奈久断層帯の位置(地震調査委員会, 2013)

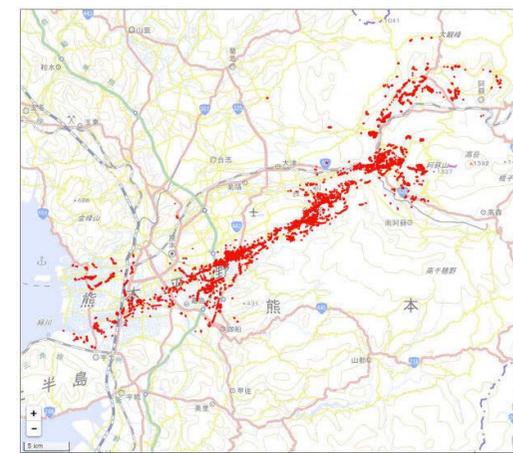


図4 布田川断層帯周辺の地表の亀裂分布(国土地理院, 2016)

文献

千田 昇(1992): 中部九州の活断層-九州における中央構造線の第四紀活動. 地質学論集, 40号, 39-51.

地震調査委員会(2005): 別府-万年山断層帯の評価. 73p.

地震調査委員会(2013): 布田川断層帯・日奈久断層帯の評価(一部改訂). 66p.

国土地理院(2016): 布田川断層帯周辺の地表の亀裂分布

別府一万年山重点調査の成果：陸域・海域・伏在部の活断層と活断層の活動履歴調査法の進展

#中西利典・竹村恵二(京大理)・松山尚典(応用地質)・ホンワン(KIGAM)・木村治夫(電中研)

Paleoseismological investigation of the Beppu – Haneyama Fault Zone beneath a land, bay bottom, coastal areas in eastern Kyushu, Japan

Toshimichi NAKANISHI, Keiji TAKEMURA (Kyoto Univ.), Hisanori MATSUYAMA (Oyo Corp.), Wan HONG (KIGAM), Haruo KIMURA (CRIEPI)

文部科学省が平成 26～28 年度に推進した「別府一万年山断層帯(大分平野一由布院断層帯東部)における重点的な調査観測」の一環として、別府扇状地と大分平野に伏在する朝見川断層と府内断層の活動履歴に関する研究結果を報告する。これらの調査地域は都市化が進んでいる上に、断層活動を記録する地層が厚くて地下水位が高いので、トレンチ調査を実施することが難しい。そのため、断層近傍においてボーリング調査を実施して得られた堆積物コア試料を分析した。コア観察の際には、岩相、岩相境界の特徴、堆積構造、粒度、構成粒子の支持様式、含有物、色調を記載した。また、地層の堆積環境を評価するために合計 44 試料の珪藻化石の群集組成を検討した。さらに、堆積物の形成年代を推定するために合計 99 試料の放射性炭素年代値を韓国地質資源研究院(KIGAM)と地球科学研究所において測定した。最後に、掘削地点と地表地震断層および掘削地点間の地質構造を可視化するために、地中レーダ探査を実施した。これらの結果を総合的に解釈して断層の最新活動時期、活動間隔、平均変位速度を評価した。

別府扇状地南部の朝見川断層周辺の浜脇～朝見地区で 2 本のボーリング調査を実施すると共に、それらの周辺の 2 本の既存試料を追加分析した。その結果、上位から人工盛土、現世河川～砂丘堆積物、塩性湿地～浅海底堆積物、網状河川堆積物を認定した(文部科学省研究開発局・京都大学大学院理学研究科, 2015; 中西・他, 2015)。その中で浜脇地区において 600 cal BP 以前に形成された氾濫原堆積物が現海面下 3～4 m に埋没している

ことを認定して、同時期以降に沈降イベントがあったと推定した。この時期には西暦 1596 年の慶長豊後地震時に同地域において甚大な被害が報告されている。それ以前の沈降イベントを示唆する現象として朝見地区において 1900 cal BP 頃に堆積速度の急増を認定した。両イベントが共に朝見川断層の活動によるものならば、同断層の活動間隔は 1500 年程度となる。浜脇地区の朝見川断層を挟んだ地質地形断面の鬼界アカホヤ火山灰層の標高差に基づいて、5.2 mm/yr 程度の平均上下変位速度を推定した。

大分平野西部の府内断層周辺において 8 本のボーリング調査と 2 測線の地中レーダ探査を実施して、上位から人工盛土、デルタプレーン、デルタフロント、プロデルタ、エスチュアリー、網状河川流路の堆積物を認定した(文部科学省研究開発局・京都大学大学院理学研究科, 2016)。府内断層の低下側におけるデルタプレーン堆積物の上部には 400 cal BP 頃に形成された厚さ数 10 cm の泥層が標高-0.5～1.0 m に連続的に分布する。この泥層は断層の上昇側には連続せず、800 cal BP 頃に形成された泥層が分布する。また、断層の上昇側の泥層の珪藻化石群集組成は、断層の低下側よりも海の影響を強く受けている。これらを根拠に 800～400 cal BP の間に地表変位があり、この古地震イベントの時期は西暦 1596 年の慶長豊後地震に整合する。一方、同地域のデルタフロント堆積物の上部にあたる標高-4～-8 m において 2000～2200 cal BP の植物片を含んだ厚さ 2～4 m の泥層もボーリング調査と地中レーダ探査で確認した。この泥層の上面は断層を挟んで 3～4 m 程度標高差があり、上位にある断層の上昇側の泥層の珪藻化石群集の方が低下側よりも塩水の影響が大きかった。したがって、2000 cal BP 以降に少なくとも 3～4 m の上下変位を生じさせた古地震が推定できる。以上をまとめると府内断層の古地震の再来間隔は少なくとも 1200 年程度であると考えられる。大分市中島西地区周辺において府内断層を挟んで、海水準上昇期の内湾泥層に挟在する鬼界アカホヤ火山灰層が 20 m、約 18000 年前の沖積層基底礫層の上面が 47 m 上下方向に分布深度が違っていることを根拠にして、同断層の平均上下変位速度を 2.6～2.7 mm/yr と推定した。

これらの結果を周辺で報告されてきた既存の古地震データと対比することで断層活動の時空間分布を明示した。

引用文献: 文部科学省研究開発局・京都大学大学院理学研究科(2015-2017)別府一万年山断層帯(大分平野一由布院断層帯東部)における重点的な調査観測 平成26-28年度成果報告書。中西・他(2015)地形, 36, 159-171.

稠密重力測定による大分市内の基盤構造

#西島 潤・財前貴志・藤光康宏（九大院工）

Basement structure inferred from dense gravity survey

#Jun Nishijima, Takashi Zaizen, Yasuhiro Fujimitsu (Kyushu Univ.)

本研究では文部科学省による別府-万年山断層帯における重点的な調査観測の一環として、断層帯構造の解明を目的とした、稠密重力測定を大分市内において実施した。本調査では、シントレックス社製CG-3+相対重力計を用いて大分市内において大分駅前、高城駅前、鶴崎駅前を起点にして測定を実施した。測定点は浅部の詳細な構造を検出するため数10 m~100 m程度の高密度な間隔で配置した。各測定点の座標(緯度, 経度, 標高)はGPSと携帯電話回線を利用したリアルタイムキネマティック(RTK)測量により測定を行った。重力基準値は国土地理院によって重力値が測定されている大分市中央町一等水準点1935(979541.04mgal)を使用した。

重力異常図は重力測定データ614点に既存の重力点93点(産総研地質調査総合センター(編), 2013, Gravity research group in southwest Japan, 2001)を加え合計707点のデータに対して各種補正(器械高補正、地球潮汐補正、ドリフト補正、フリーエア補正、ブーゲー補正、地形補正)を行い作成した。重力異常図を作成する際の補正密度はMurata(1993)の方法を用いて 2450 kg/m^3 と決定した。

得られた重力異常図には、今回ターゲットにしている断層による重力異常のほか、深部構造を反映した長波長の重力異常が含まれるため、スペクトル解析から長波長成分を取り出し比較・検討を行った。この結果、大分市牧付近に大分層群を反映したと考えられる高重力異常が見られることや、重力残差図の急傾斜部が本地域に推定されている府内断層や他の断層位置と良い対応が見られることから、この長波長成分を上方接続で分離するとともに、表層のノイズを除去するバンドパスフィルター(上方接続残差)を施した(図1)。バンドパスフィルタには2つの異なる接続高度(0mおよび250m)に上方接続したものの差を取った。長波長成分は調査地域南東部(小池原から乙津付近)と北西部(豊海から新川町)に高重力異常が見られた。南東部の高重力異常については中島付近をピークに北西方向にやや急激に重力異常が低くなり(約2mgal)、原川以西で比較的傾斜が緩くなっている。この形状は大分層群が調査地域南東部で急激に北落ちし、原川以西で緩やかに北西に向かって深くなっている構造を反映しているものと考えられる。一方、

北西部の高重力異常については局所的な基盤の盛り上がりが存在することが考えられる。

上方接続残差図を見ると、大分市新川町および碩田町を中心に北西方向の高重力異常が大分川(舞鶴町)付近まで続いているが、大分川の東側で急激に低異常に転じている。また、この高異常域の南西側には東春日町から府内城南を通り長浜町まで低重力異常が見られ。また、高異常域の北東側にも西新地付近に低重力異常が見られる。これらの高重力異常とその北東および南西側に見られる低重力異常は落差自体あまり大きくないものの(約1.2mgal)、急激に高重力異常から低重力異常に変化している。特に南西側の重力異常の急傾斜部については、本地域に推定されている府内断層の位置と非常に良く合っている。一方、大分川の東側は西新地に見られる低重力異常を除くとほぼ平坦であり、大分川の東側と西側で大きく構造が異なっていることが考えられる。また、調査地域東部の小池原、千歳、乙津、皆春付近では、残差異常が東に向かって帯状に急激に高くなっている。小池原、千歳については丘陵地と一致しており、本地域の基盤が浅くなっていることを反映していると考えられる。一方、小池原、千歳と同様丘陵地に位置する高残差異常の西側(東明野、牧)には周辺に比べ約1 mgal程度低い残差異常域が見られる。この地域で特に密度が低くなるような地層は確認されておらず、解釈についてはボーリングデータや反射法地震探査の結果等との比較を行い検討を行う必要があると考えられる。

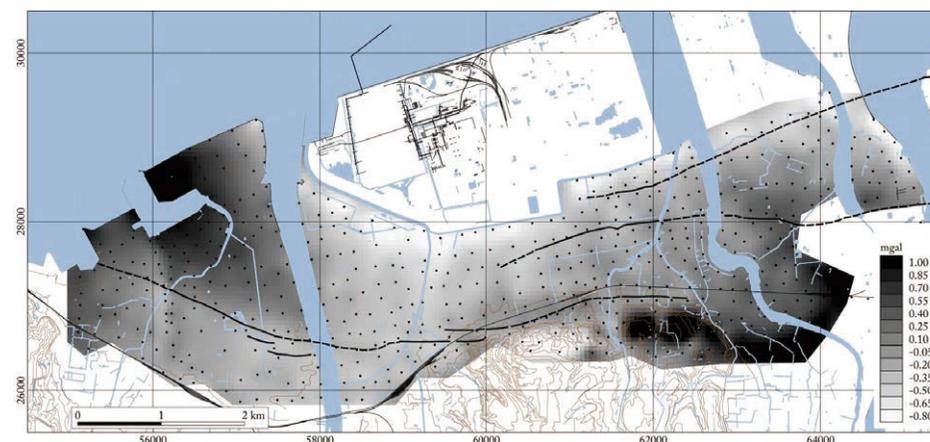


図1 重力異常上方接続残差図(補正密度 2450 kg/m^3)。断層位置(黒線)は別府-万年山断層帯における重点的な調査観測の調査結果。

過去数万年間の阿蘇カルデラ内布田川断層帯の活動 -活断層先端の成長速度を考える

#遠田晋次（東北大）・村上智昭（復建技術）・坂東雄一（東北電力）・高橋直也（東北大）・松山和馬（ダイヤコンサル）・加茂圭祐（応用地質）・中原 毅・高見智之（国際航業）

The Futagawa fault zone extended to the Aso Caldera during the several ka: A clue for fault growing speed

Shinji Toda (Tohoku Univ.), Tomoaki Murakami (Fukken Gijyutsu), Yuichi Bando (Tohoku Electric Power), Naoya Takahashi (Tohoku Univ.), Kazuma Matsuyama (Dia Consultants), Keisuke Kamo (Oyo), Tsuyoshi Nakahara and Tomoyuki Takami (Kokusaikogyo)

平成28年4月16日に発生した熊本地震（M7.3）では、甲佐町・御船町・益城町・西原村・南阿蘇村にかけて、北東に延びる長さ約30kmの地表地震断層が現れた（Shirahama et al., 2016; 熊原ほか, 2016）。これらは、日奈久断層と布田川断層に概ね沿って出現し、最大約2.5mの右横ずれ変位を伴った。一方で、地震断層帯の北東端は阿蘇外輪山を横切り、カルデラ内に約3 kmも延びていた。本講演では、阿蘇大橋・長陽大橋復旧工事などに伴う新露頭と立野峡谷のドローン空撮を紹介し、カルデラ縁辺部・内の断層性状と構造を報告し、地表断層の発達過程や末端成長速度を議論する。

1) カルデラ縁辺部での新期溶岩の累積変位: 地震断層は後カルデラ火山活動期に噴出した高野尾羽根溶岩と沢津野溶岩（小野・渡辺, 1985; 渡辺, 2001）上に分布する。阿蘇大橋付近では、約5.1kaの高野尾羽根溶岩直下の赤褐色酸化帯が上下10m程の累積断層変位を受けている。また、阿蘇長陽大橋の西の小丘は両端を断層に挟まれて、全体的に北西に傾斜するテクトニックバルジであることが明らかになった。約5.4kaの立野溶岩が見かけ上30mほど隆起しており、局所的な隆起速度は0.6 mm/年となる。

2) カルデラ内の地震断層の特長と末端成長速度: 阿蘇火山では、約27万年前のAso-1火砕流噴出後～約9万年前のAso-4火砕流まで4回の巨大噴火とカルデラ形成が繰り返されてきた。一方で、布田川断層はこれらの巨大噴火以前から活動し、同断層沿いに分布する赤井火山（約

15万年前）や大峰火山（約9万年前）の活動に関係していたとみられている（渡辺ほか, 1978）。巨大噴火のたびに陥没に寄与したリング状の断層が布田川断層を断ち切った可能性は高い（図1の解釈1）。仮にAso-4噴火時に布田川断層北東端が切られ構造がリセットされたとすると、再度北東に延伸する速度は3km/9万年=33mm/年となる。布田川断層帯の平均活動間隔についてはまだ結論が出ていないが、仮に3000年とすると、1回の地震で断層先端部が約100m成長したことになる。一方で、震源・測地インバージョンモデルからは、熊本地震の震源断層はカルデラ北東縁まで北東走向に延びているとする見方も多い。また、石村ほか（2017）はカルデラ内北東部の阿蘇市JR宮地駅周辺で北東走向に長さ約2kmの区間で最大上下変位10cm程度、右横ずれ変位約5cmの地震断層を報告している（図1解釈2）。当地点は地震断層北東端である阿蘇ファームランド付近から約12km離れており、この間には4千年前よりも噴出年代が新しい杵島岳火山、米塚火山、往生岳の溶岩流に覆われている。これらの溶岩流が熊本地震以前に断層変位を受けたとしても1回ほどであろう。そのため、溶岩中に顕著な破断や断層構造が形成されていない可能性もある。仮に宮地駅付近まで北東走向の活断層構造が延長されているとすると、前述の成長速度はおおよそ190mm/年と著しく速くなるが、大分―熊本構造線という地質構造上に阿蘇カルデラがあり（図1解釈2）、新しく母岩を破壊して構造が進展したとみるよりも、構造上の弱線の再活動とみることもできる。その場合、単純な進展速度を求めることに無理があろう。また、今回は地温勾配が高く地震発生層が薄いとみられる阿蘇火山直下での検討である。非火山地域以上に地殻の破壊が進みやすいことも考慮に入れなければならないだろう。

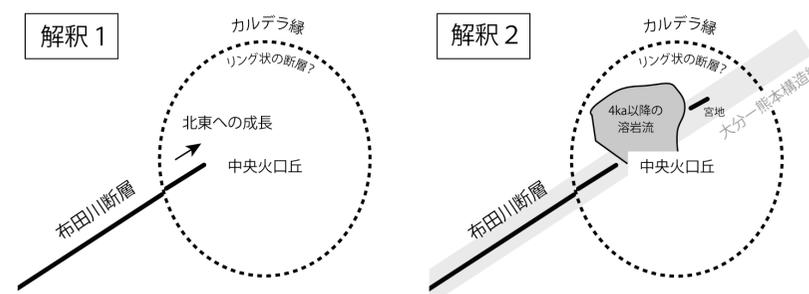


図1. 阿蘇カルデラ内の断層分布、発達過程に関する2つの解釈（模式図）

S22-07

日奈久断層海域延長部における海底活断層調査 —海上ボーリングと高分解能マルチチャンネル音波探査に基づく活動性評価—

#阿部信太郎・大上隆史・八木雅俊・岡村行信(産総研), 細矢卓志(中央開発), 須田茂幸(地科研), 向山建二郎(川崎地質)

Offshore active-fault survey of Hinagu Fault based on high-resolution multichannel seismic reflection profiling and offshore borings.

#Shintaro Abe, Takashi Ogami, Masatoshi Yagi, Yukinobu Okamura (AIST), Takushi Hosoya (CKC), Shigeyuki Suda (JGI), Kenjiro Mukaiyama (KGE Co., Ltd.)

文部科学省「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」の一環として、日奈久断層海域延長部の活動履歴を解明する目的で、検討対象の断層を挟む 2 地点における海上ボーリング調査と、その周辺の測線網における高分解能マルチチャンネル音波探査を実施した。本講演においては、現時点までのその成果を発表する。

本調査プロジェクトにおける調査海域は、既存の八代海における高分解能マルチチャンネル音波探査記録の再解析結果に基づき、熊本県葦北郡津奈木町沖に選定した(図 1)。この海域は沖積層に相当する地層が厚く分布している領域の 1 つであるため、完新世における断層活動を高い時間分解能で記録していることが期待される。

海上ボーリング調査によって、GS-TNK-1 では約 20 m (標高: GL-28.68 ~ -48.68 m), GS-TNK-2 では約 25m (標高: GL-30.19 ~ -55.19m) の堆積物コア試料を採取した(図 2)。堆積物コアは、上部は貝殻混じりの海成シルト層を主体とし、下部は凝灰質粘土および砂層からなる。音波探査記録断面上で明瞭な反射面が確認された海底下深度



11.0~13.0 m 付近には、軽石密集層や火山灰層が分布する。放射性炭素年代測定を実施し、GS-TNK-1 および GS-TNK-2 における最深年代試料から、それぞれ 10,170 cal BP (コア深度 9.26 m) および 10,240 cal BP (コア深度 9.43 m) の年代値を得た。これより、上部の海成シルト層は沖積層に相当すると解釈され、その基底面はいわゆる沖積層の基底である可能性が高い。

音波探査記録断面に基づいて、音響学的層序により上部の海成シルト層を 4 層 (上位より A~D 層) に区分した(図 2)。4 層のいずれにおいても、断層を挟んだ沖側 (断層北西側) では陸側 (断層南東側) に対して、層厚が増加している。これは断層による変位の累積性を示すものであり、海成シルト層の基底から最上位層準の堆積時に至るまでの過去約一万年間に最低でも 4 回、断層活動によって沖側が陸側に対して相対的に沈降したと推定される。

本研究で検討対象とした断層は日奈久断層帯の主断層からやや離れた位置にあることから、断層の形状や変位量については 3 次元的な検討が必要である。

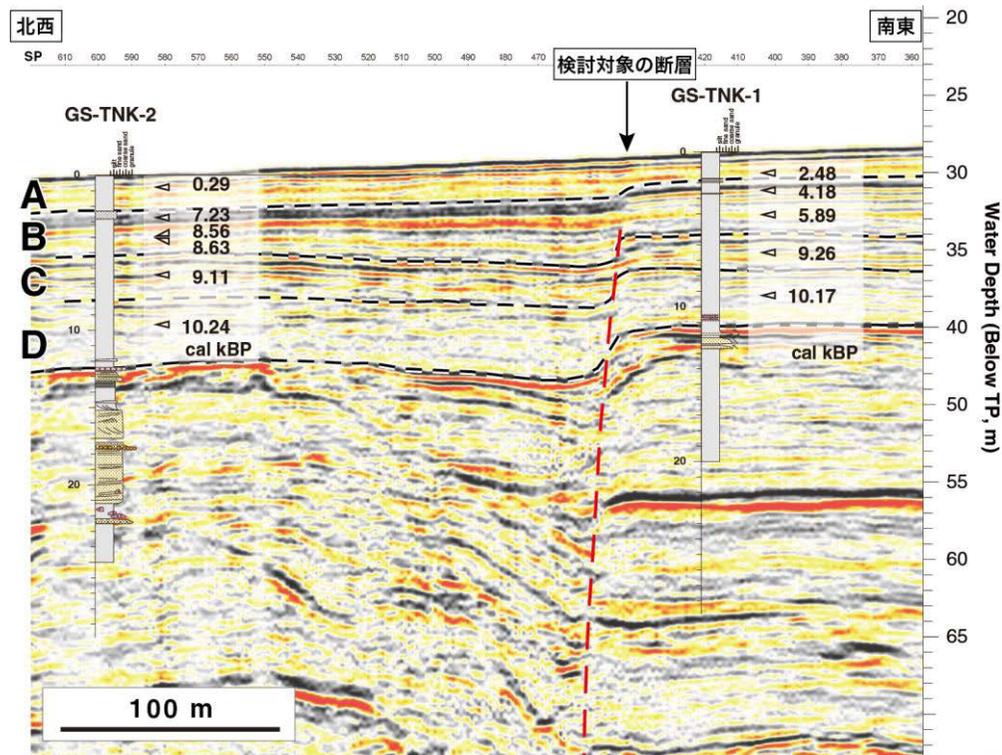


図 2. 高分解能マルチチャンネル音波探査断面とボーリングコアの対比図

S22-08

日奈久断層海域延長部における海底活断層調査 —超高分解能三次元探査による断層性状の把握—

#須田茂幸・大川史郎・菊地秀邦・猪野滋(地科研)・阿部信太郎・大上隆史・八木雅俊・岡村行信(産総研)

Offshore active-fault survey of Hinagu Fault base on ultra high resolution 3D seismic, Yatsushiro Sea, Kyushu, Japan.

#Shigeyuki Suda, Shiro Ohkawa, Hidekuni Kikuchi, Shigeru Ino (JGI), Shintaro Abe, Takashi Ogami, Masatoshi Yagi, Yukinobu Okamura (AIST)

1. はじめに

日奈久断層海域延長部では、楢原・他(2011)等、様々な機関によって音波探査を主体とした海底活断層調査がなされてきた。2016年に発生した熊本地震以降は、特に平成28年度の文科省による総合的な活断層調査の一環として、海上ボーリングや、年代測定による活動性評価が進みつつある。これらを踏まえ、同海域において、超高分解能三次元地震探査を実施した。本講演では、その概要と調査結果について述べる。

2. データ取得

調査は図1に示す区域で2017年2月に実施し、5m間隔に16個ハイドロフォンを配置したケーブル4本を10m間隔で曳航しながら、5m毎にブーマー震源の発振を行い、データを取得した。調査エリアは、1km×2km(2km²)である。

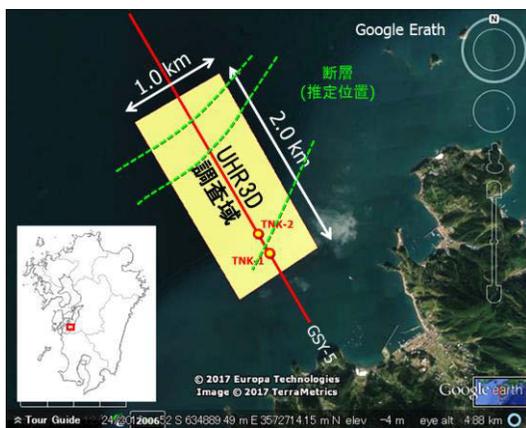


図1 調査位置図

3. データ処理

データは3KHzを超える有効成分を有している。また水平方向の分解能(ビンサイズ)は、2.5m×5mと極めて高い。このような高分解能になると潮汐や波浪の影響が大きくなるため、これらの点を考慮しながら、重合後マイグレーションまでの処理を実施した。

4. 調査結果

マイグレーション結果の鳥瞰図を図2に示す。

2カ所のボーリング地点を挟んで明瞭な断層が認められるものの、その走向はこれまで予想されていた方向(楢原・他,2011)とは異なり、また、直線上ではなく、雁行状になっていることが判明した。さらに、北側の断層も走向が従来考えられている走向と異なっている。

三次元震探調査は、断層分布や地質構造、地層分布を空間的に捕らえられるのみならず、アトリビュート解析による地層物性推定も可能であり、活断層調査に極めて有益な手法であることが実証された。

本講演では、断層解析や構造解釈結果なども含めて報告する予定である。

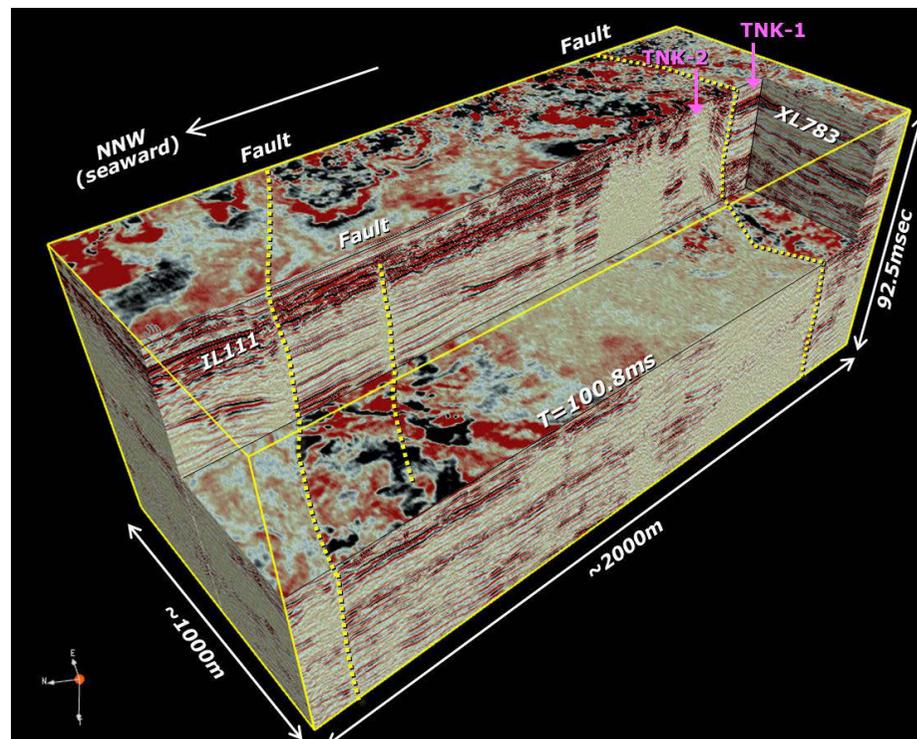


図2 マイグレーション結果鳥瞰図

参考:楢原京子・他(2011):布田川・日奈久断層帯海域部における高分解能マルチチャンネル音波探査,活断層・古地震研究報告, No.11, p.273-294, 2011

2016年熊本地震前後の応力場変化2

#松本聡(九大・理)・山下裕亮(京大防災研)・中元真美(極地研)・宮崎真大(京大防災研)・酒井慎一(東大地震研)・飯尾能久(京大防災研)・2016年熊本地震合同地震観測グループ

Change in stress condition around the 2016 Kumamoto earthquake (2)

#Satoshi Matsumoto (Kyushu Univ.), Yusuke Yamashita (Kyoto Univ.), Manami Nakamoto (Inst. Polar Res.), Masahiro Miyazaki (Kyoto Univ.), Shin-ichi Sakai (Univ. Tokyo), Yoshihisa Iio (Kyoto Univ.), Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake

はじめに

2016年熊本地震は九州内陸でも地震活動の活発な領域で発生した。この地域の応力は卓越したほぼ南北の最小主圧縮応力が特徴的であるが、日奈久断層から北部にかけて空間的に変化することが知られている。ここでは地震前後の発震機構解を用いて地震前後の断層周辺応力場を求め、その特徴を調べる。

データおよび解析

我々は熊本地震前20年間および地震後2016年11月末までの発震機構解を用いた。地震のマグニチュード情報をMatsumoto et al. (2016)で用いられたマグニチュードと地震モーメントとの間の経験式を用い、発震機構解から地震モーメントテンソル解を計算してデータとして用いた。

解析はMatsumoto et al. (2015)と同様な考え方、すなわち広域応力場と地震断層の応力集中度をパラメータとして考え、各地震モーメントのデータを最も説明できる値を推定した。応力集中度を測る地震断層として最大前震、本震を考え、本解析では取り扱う。まず第一段階としては応力集中度が最大前震、本震のものが同じと仮定した。断層上のすべりはAsano and Iwata (2016)を用いた。応力集中度(ここではM1と表記)は-1~0の間をとるとした。M=-1はモデルとする地震(ここでは最大前震M6.5, 本震M7.3)によって完全に応力集中が解消され、空間的に応力場が一様となる場合である。逆に、M=0の時は地震前は一律な応力場で、地震によって応力場不均質が作られる場合である。広域応力場としてはアンダーソンモデル(応力主軸の1軸が鉛直)を考え、以前の研究で明らかのように、最小主圧縮軸が水平を向くことから、その方位をパラメータとし、そのほか応力比、

差応力をグリッドサーチして求めた。

結果および議論

深さごとに広域応力の主軸方向、応力比、差応力と応力集中度を求めた。広域応力は深さによらずN11° W程度である。図1にテンソル差の分布を示す。深さごとに別々にグリッドサーチを行ったが、応力集中度は深さによらないため、2つの深さ範囲で重なる部分が集中度の値となる。応力集中度は地震で解放された応力の20-50%程度である。差応力は数メガから20MPa程度の範囲に求められた。この結果はこの地域の差応力が非常に小さいことを示している。これは地震前後の応力場の変化が検出されていることから、地震による応力降下と同程度であることと整合的である。ここでの結果は熊本地震の最大前震と本震のみが応力の空間変化を生み出すと仮定している。そのほかの応力擾乱源がある場合など、今後の検討が必要である。

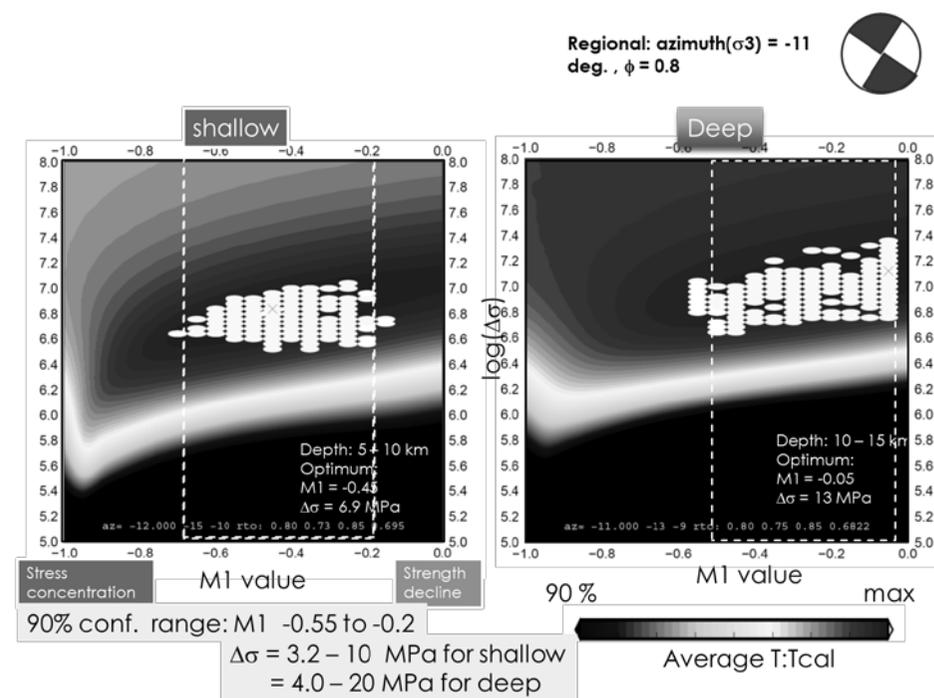


図1 広域応力方向、応力比が最適値の場合の差応力-応力集中度空間でのtensor差分布。赤いほど差が小さい。白の楕円で95%の信頼範囲を示す。破線は集中度の90%信頼範囲。

S22-10

2016年熊本地震活動域における背景減衰構造と強散乱体の分布

#神薮めぐみ (九大理)・松本聡 (九大地震火山セ)・山下裕亮 (京大防災研)・中元真美 (極地研)・宮崎真大 (京大防災研)・酒井慎一 (東大地震研)・飯尾能久 (京大防災研)・2016年熊本地震合同地震観測グループ

The Background attenuation structure and strong scattering around the area of the 2016 Kumamoto earthquake activity.

#Megumi Kamizono (Kyushu Univ.), Satoshi Matsumoto (SEVO, Kyushu Univ.), Yusuke Yamashita (DPRI, Kyoto Univ.), Manami Nakamoto (NIPR), Masahiro Miyazaki (DPRI, Kyoto Univ.), Shin-ichi Sakai (ERI, Univ. Tokyo), Yoshihisa Iio (DPRI, Kyoto Univ.), Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake

2016年熊本地震は4/14 21:26に最初の地震(M6.5)が、4/16 1:25に本震(M7.3)が発生した。余震活動はこれまでの観測では例を見ない広い範囲で活発に続いた。今回の地震は布田川断層と日奈久断層の接合部付近を震源としているが、主に滑ったのは布田川断層でありその活動の東端は活火山である阿蘇山まで及んでいる。このように特徴的な活動をもち、また余震活動領域内に火山も存在することから、地下は非常に不均質であることが考えられる。そこで本研究では、地下の構造を明らかにするためにこの周辺地域の地震波形記録のコーダ波から地震波減衰構造を推定する。解析手法としては、Paasschens [1997]の輻射伝達理論近似式を観測データエンベロープにフィッティングさせ、各ソースレシーバーのペアそれぞれに最適な減衰係数 α_t と減衰比 B_0 のカップルを推定する。この減衰パラメータカップルから背景の減衰構造を求めるために、Del Pezzo et al. [2016]によってDirect Monte Carlo法を用いて導出された2次元空間重み関数と推定した $\alpha_t \cdot B_0$ の値から Q_i^{-1} と Q_s^{-1} の空間分布を求める。更に各ペアのエンベロープと最適な減衰パラメータカップルをもつ理論エンベロープを比較し、理論エンベロープから大きく逸脱する部分(リップル)を強い散乱波として抽出し、全ペアの結果を足し合わせることでその散乱体の位置を推定する。その結果、重

み付き減衰構造からは(図1)布田川断層と日奈久断層の接合部と阿蘇火山下で減衰が大きくなっていることがわかった。散乱体の位置分布からは(図2)、布田川断層と日奈久断層の接合部分に強散乱体が存在する可能性が高いことがわかった。

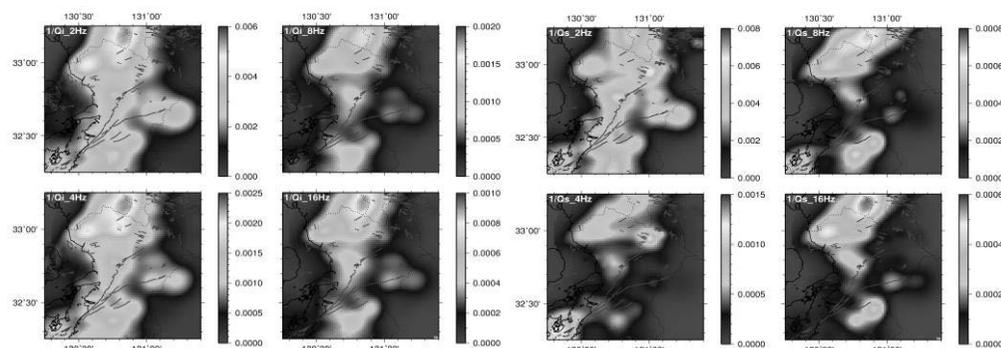


図1. 重み関数を用いて推定された Q_i^{-1} (左4つ)と Q_s^{-1} (右4つ)の空間分布。それぞれ2, 4, 8, 16Hzの帯域でバンドパスフィルターをかけている。

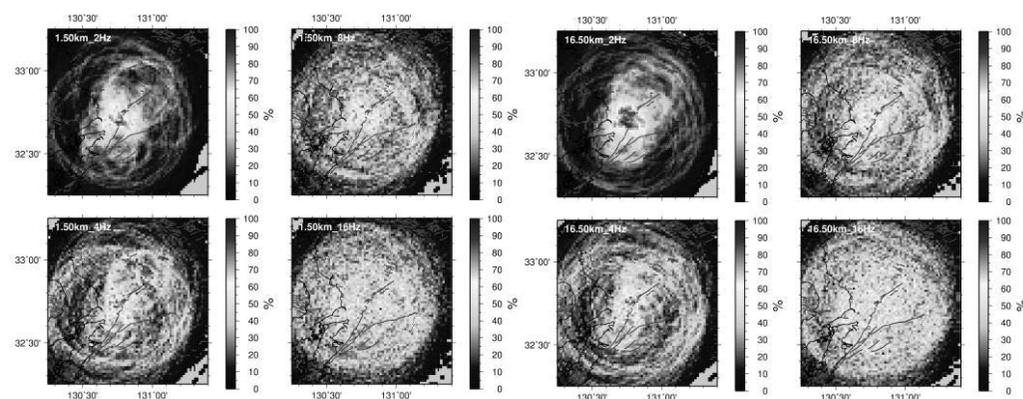


図2. エンベロープのリップルから推定された強い散乱体の各深度における水平位置分布。周波数は図1に同じ。左4つが深さ1.5km、右の4つが深さ16.5kmでの分布を表す。カラースケールは重なったリップルの総和に対する割合を示す。

<謝辞>本研究にはNIED, JMA及び京都大学の地震波形データを使用させていただきました。記して感謝いたします。

S22-11

布田川一日奈久断層帯の地震波速度構造

#志藤あずさ・松本聡・清水洋（九大地震火山セ）・2016年熊本地震合同地震観測グループ

Seismic velocity structure along Futagawa-Hinagu Fault zone.

#Azusa Shito, Satoshi Matsumoto, Hiroshi Shimizu (SEVO, Kyushu Univ.), and Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake

布田川一日奈久断層帯は、阿蘇外輪山の西側斜面から八代海南部に至る長さ約 100 km の活断層帯で、全体として北東-南西方向の走向を持ち、南東側が相対的に隆起する上下成分を伴う右横ずれ運動をされると考えられている。2016 年熊本地震は、Mj6.5 の前震が日奈久断層、Mj7.3 の本震が布田川断層の活動に伴って発生した横ずれ断層型の地震であり、隣接する二つ断層帯が連動することで大地震が連続して発生した稀な地震活動であった。本研究では、Shito et al. [2017]により推定された三次元地震波速度構造と、布田川一日奈久断層帯を含む活断層や阿蘇山を含む活火山との関係、また他の地球物理学的観測結果（比抵抗構造）との比較結果について検討する。

Shito et al. [2017]では、Double-Difference Tomography 法により、熊本地震震源域の三次元地震波速度構造を推定した。P波速度構造の水平方向の断面図（図1）では、浅部（深さ2.5 km）において、本震震源域周辺は低速度領域に対応していることがわかる。また、布田川一日奈久断層帯よりも北側には相対的に低速度領域、南側には相対的に高速度領域が卓越している。このことは、布田川一日奈久断層帯が中央構造線の延長部であり、北部が内帯、南部が外帯に対応することと調和的である。深部（深さ10.0 km）では、布田川一日奈久断層帯は中庸な速度領域としてイメージされている。本震震源から北西に伸びる余震域はやや高速度な領域としてイメージ

されており、これは比抵抗構造[Aizawa et al., 2016]と調和的である。また、阿蘇山の西側下には浅部から深部に続く低速度領域が存在している。この低速度領域の存在により、布田川断層に沿った本震の破壊が停止したと考えられる[例えば、Shito et al., 2017]。

謝辞

本研究では、気象庁、防災科学技術研究所、京都大学、鹿児島大学、九州大学の観測点によって記録された波形データを使用しました。また、本研究の一部は、日本学術振興会科学研究費補助金JP15J40067、文部科学省科学研究費補助金JP16H06298、文部科学省による「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」、および東京大学地震研究所共同研究プログラムの助成を受けました。記して感謝いたします。

引用文献

Aizawa K., et al., Seismicity controlled by resistivity structure: the 2016 Kumamoto earthquakes, Kyushu Island, Japan, *Earth, Planets, and Space*, 2016, DOI 10.1186/s40623-016-0590-2.

Shito A., Matsumoto S., Shimizu H., Ohkura T., Takahashi H., Sakai S., Okada T., Miyamachi H., Kosuga M., Maeda Y., Yoshimi M., Asano Y., and Okubo M., Seismic velocity structure in the source region 1 of the 2016 Kumamoto earthquake sequence, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, in press.

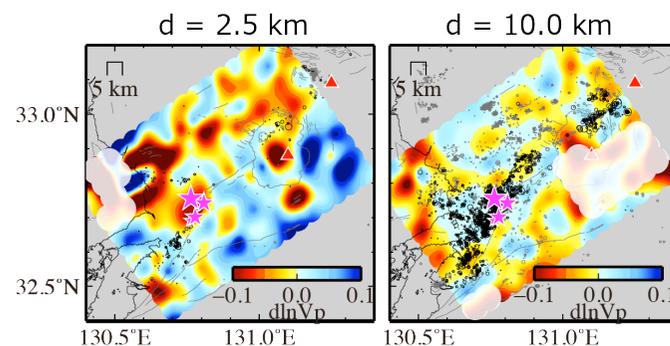


図1. P波速度構造

2016 Mw7.0 熊本地震：地殻の空隙率境界沿いの破壊

Zhi Wang(CAS)・#深尾良夫(JAMSTEC)・宮川歩夢(産総研)・長谷川昭(東北大)・武井康子(東大地震研)・Dongxu Chen(CAS)

The 2016 Mw7.0 Kumamoto earthquake, Japan, a rupture along the boundary of crustal porosity

Zhi Wang (CAS), #Yoshio Fukao (JAMSTEC), Ayumu Miyakawa (AIST), Akira Hasegawa (Tohoku Univ), Yasuko Takei (ERI), Dongxu Chen (CAS)

【はじめに】 2016年 Mw7.0 熊本地震は、九州を東西に横断する大分・熊本構造線の一部（布田川断層）が断層破壊したものであった。後述する地震波トモグラフィが示すように、この構造線は地震波速度異常の境界ともなっている。本研究では、構造線の北側の負の速度異常が地殻の空隙率異常に起因すること、別府・島原地溝における南北伸張過程は大小の地震発生に伴う地殻の空隙形成によるものと考えられることを示す。

【解析1】 九州の地殻・最上部マントルの3次元速度構造を、近地Hi-Net観測点のP波・S波到達時刻データを用いて求めた。但し同一地震・同一観測点でP・S両方のデータが揃っていることを条件とした。図1は、上部地殻（深さ5kmと12km）におけるVp異常、Vs異常、 σ （ポアソン比）異常を示す。大分・熊本構造線の北に構造線と並行して顕著な負のVp・Vs異常帯が見られる。一方、 σ にはそれほど顕著な異常は見られない。

【解析2】 既に指摘されていることであるが、別府・島原地溝には南北張力の正断層地震が卓越する。その一方で南北張力の横ズレ断層地震の活動も無視できない（e.g., Yoshida et al., GRL, 2016）。2016年熊本地震の本震のメカニズムは両者の性格を併せ持つCLVDタイプであった（e.g. Himematsu and Furuya, EPS, 2016）。

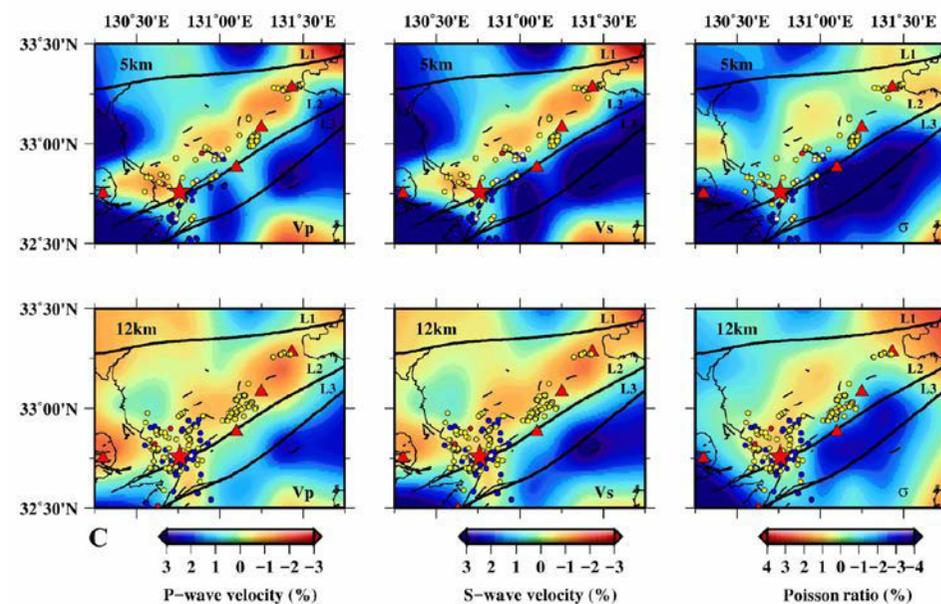
【解析3】 別府・島原地溝の上部地殻の速度負異常は $dV_p/V_p \approx dV_s/V_s < 0$ で特徴付けられ、他地域の負異常が一般に $|dV_s/V_s| > |dV_p/V_p|$ であるのと著しい対比をなす。この特徴はTakei (JGR, 2002)理論に基づく、水で飽和したアスペクト比が0.04程度の平板クラックないし、ほぼ球形のポアのどちらかよって説明できる。速度負異常の大きさから見積もられる含水量は、ポアモデルと比べてクラックモデルでは1桁小さい。

【解析4】 どちらの含水量が妥当かを判断するために、見積もった含水量を密度異常値に換算し、期待される負のブーゲー異常分布を計算した。平板

クラックモデルから求められるブーゲー異常分布は、実測と比べて振幅が1桁小さく実測と全く合わない。一方、球形ポアモデルに基づくブーゲー異常分布はそのパターン、振幅共に実測と比較的良好一致を示す。

【結果・解釈】 別府・島原地溝における地震波速度異常とブーゲー異常は、体積比にして1-3%程度の水に飽和した球形ポアによって説明できることがわかった。地溝における上部地殻の南北伸張変形は、固体部分の塑性変形によるものではなく、ミクロな粒界滑りから大小の地震滑りまで、互いに交差する滑り面の末端に生じたクラックが協調的に南北方向に体積を増していく過程として理解できる。

図1. 別府・島原地溝付近の上部地殻の地震波速度異常分布



上段：深さ5kmにおける Vp異常（左）、Vs異常（中央）、 σ 異常（右）

下段：深さ12kmにおける Vp異常（左）、Vs異常（中央）、 σ 異常（右）

黒線： L1: 松山・伊万里構造線、L2: 大分・熊本構造線、

L3: 臼杵・八代構造線

赤三角： 活動的の火山、 赤星印： 2016年熊本地震本震の震央

黄ドット： 正断層地震の震央、 青ドット： 横ズレ断層地震の震央

2016年熊本地震の破壊停止に関わる速度構造

#青柳恭平・木村治夫・溝口一生(電中研)

Velocity Structure Contributed to the Rupture Termination of the 2016 Kumamoto Earthquake

#Yasuhira Aoyagi, Haruo Kimura, and Kazuo Mizoguchi (CRIEPI)

2016年熊本地震では、布田川断層帯および日奈久断層帯の高野-白旗区間で破壊が進行したが、その南側の日奈久区間には破壊が進行しなかった。こうしたセグメント区分は、過去の活動履歴に基づいて評価されたものであるが(推本, 2013), 今回の地震が活動セグメントに対応して発生したことは、各セグメントの間に恒常的な差異があることを示唆する。本研究では、地殻構造からその差異を検討するため、臨時余震観測に基づく地震波トモグラフィ解析を行った。

観測期間は2016年7月23日から9月9日の1ヶ月半で、震源域に約5km間隔で計30点の臨時観測点を設置した。winシステム(ト部・東田, 1992)により自動観測した走時データを定常観測点の観測値と併合処理し、暫定的な震源決定で誤差が1km以下に求まった1710個の地震の走時データを用いて、tomoDD(Zhang and Thurber, 2003)により速度構造と震源の位置を同時に決定した。その結果、地震が主に発生している深さ2.5kmから12.5kmの範囲では、水平4km×鉛直2.5kmのグリッドで十分な解像力を有する速度分布が得られた。

対象域の速度構造の最大の特徴は、地震発生層を通じて、東-西～東北東-西南西方向の帯状の速度異常が発達していることである。この方向は、大分-熊本構造線や臼杵-八代構造線とほぼ一致しており、この地域における大局的な地質構造を反映したものと考えられる。前述した高野-白旗区間と日奈久区間の境界部付近では、やはり同様の方向に顕著な速度急変部が認められ、いずれの深さでも北側が低速度、南側が高速度になっている。この境界は、地表では堆積岩類(御船層群)と変成岩類(肥後変成岩類)の境界とよく対応する。

各震源における速度のヒストグラムをとると、中央80%は $V_p=5.9\sim 6.3\text{km/s}$, $V_s=3.5\sim 3.8\text{km/s}$, V_p/V_s 比が1.62~1.74の範囲に分布する。一方で、 V_p/V_s 比がこれより大きな領域では、ほとんど余震が発生していない。地震発生層の V_p/V_s 比はポアソン比では0.19~0.25に相当しており、余震は比較的脆性的な領域で発生する一方、より延性的な領域では発生しないことを示唆している。

さらに、本震の破壊域との関係を明らかにするために、本震直後(前震~本震

後1日間)の気象庁一元化震源を本研究による速度構造と重ねて検討した(図1)。本震直後の余震も、やはり低 V_p/V_s 領域に発生している。震源分布の南端は、前述したセグメント境界付近での速度急変部(矢印部分)によく一致している。断面図でも、余震が密集しているのは低 V_p/V_s 領域であり、その南端は高 V_p/V_s 領域を避けるように急激に浅くなっている。したがって、 V_p/V_s 比の変化は余震の発生状況だけでなく、本震の破壊挙動にも影響を与えた可能性が高い。すなわち、地震時の破壊は、ポアソン比の低い脆性的な領域で進行する一方、ポアソン比の高い延性的な領域で停止したと解釈される。

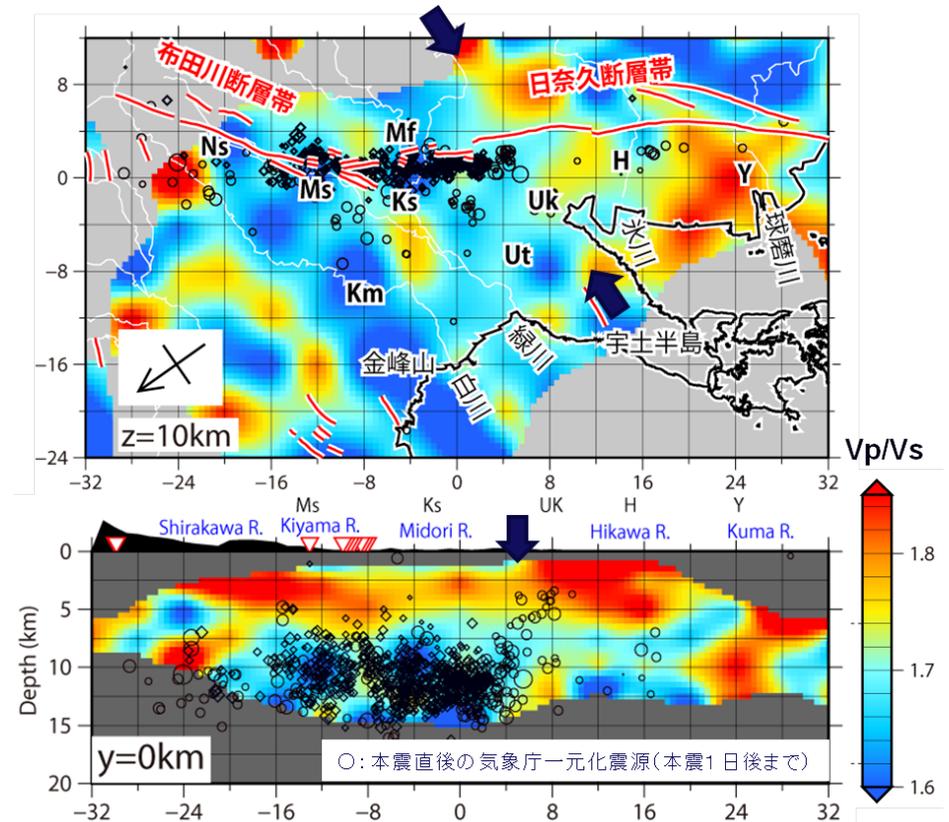


図1 (上段)深さ10kmにおける V_p/V_s 分布と本震後1日間での余震分布。深さ $10\pm 1.25\text{km}$ の範囲の震源をプロット。(下段)断層の走向に沿う $Y=0\text{km}$ における断面図。 $Y=0\pm 2\text{km}$ の範囲の震源をプロット。

2016年熊本地震後のGNSSによる余効変動の観測（2）

＃中尾茂(鹿大理工)・松島健(九大理)・田部井隆雄・山品匡史(高知大理)・大倉敬宏(京大理)・西村卓也・澁谷拓郎・寺石眞弘(京大防災研)・伊藤武男・鷺谷威・松廣健二郎(名大環境)・加藤照之・福田淳一・渡邊篤志(東大地震研)・三浦哲・太田雄策・出町知嗣(東北大)・高橋浩晃・大園真子・山口照寛・岡田和見(北大理)

Observation of post-seismic deformation of 2016 Kumamoto Eq. by GNSS 2
 #Shigeru Nakao(Kagoshima Univ.), Takeshi Matsushima(Kyushu Univ.), Takao Tabei(Kochi Univ), Tadashi Yamashina(Kochi Univ.), Takahiro Ohkura(Kyoto Univ.), Takuya NISHIMURA, Takuo Shibutani, Masahiro Teraishi(DPRI), Takeo Ito, Takeshi Sagiya, Kenjiro Matsuhira(Nagoya Univ.), Teruyuki Kato, Jun'ichi Fukuda, Atsushi Watanabe(ERI), Satoshi Miura, Yusaku Ohta, Tomotsugu Demachi (Tohoku Univ.), Hiroaki Takahashi, Mako Ohzono, Teruhiro Yamaguchi, Kazumi Okada(Hokkaido Univ.)

1. はじめに

前報(中尾・他、2016、地震学会)では、2016年熊本地震後に余効変動を観測する目的で設置したGNSS観測網について報告した。GEONET観測点や気象庁定常観測点、九州大学・京都大学・鹿児島大学で継続しているGNSS連続観測点のデータと同時にBernese V 5.2を用いて解析し、顕著な余効変動が観測されていることについても報告した。ここでは、その続報として、現在の余効変動について報告し、余効変動に対数関数と指数関数をフィッティングして求める試みについて報告する。

2. 余効変動

図1に日奈久断層南西側に設置された観測点の時系列を示す。東西成分では余効変動は収まっているように見えるが、南北成分では現在なお継続しているよう

に見える。2017年1月29日から座標系がITRF2014に変更された。図1では座標系をITRF2014に統一しているが一部成分で座標系の変更時にステップが見える。現在のところ原因は不明である。東西成分については4~5か月後に余効変動が収まったように見えるが南北成分はまだ継続している。

3. 余効変動の時定数の推定

余効変動をアフタースリップと粘弾性の影響であると仮定し、余効変動の時系列に次式を非線形最小二乗法によりあてはめ、緩和時間を求めた。

$$u = a \cdot \ln(1 + t/\tau) + b + c \cdot (1 - e^{-t/d})$$

日奈久断層帯・布田川断層帯近傍の観測点26点の東西、南北2成分について解析を行った。非線形最小二乗法が成功したのは南北成分で15、東西成分で3であった。求められた時定数はアフタースリップで0.5~35.5日、粘弾性の影響は40~2104.5日であった。

4. まとめ

余効変動の観測を継続し、南北成分では現在も余効変動が継続していることが分かった。余効変動の時定数を求めた。非線形最小二乗法が成功していない成分があるため、さらに解析をすすめて、アフタースリップと粘弾性の影響を分離するひつようがある。

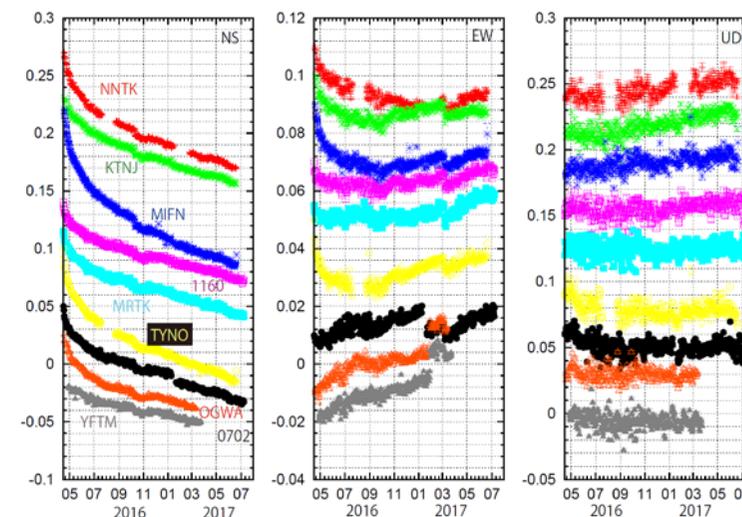


図1. 日奈久断層南西側に置かれた観測点の時系列。

熊本平野西部における反射法地震探査で得られた 自然地震記録を用いた地下構造情報の抽出

#岩田知孝(京大防災研)・清水 洋(九大理)
・岡本 茂・秋永康彦・末廣匡基(阪神コンサルタンツ)

Estimation of Underground Velocity Structure using Seismic Records obtained Seismic Reflection Survey Lines

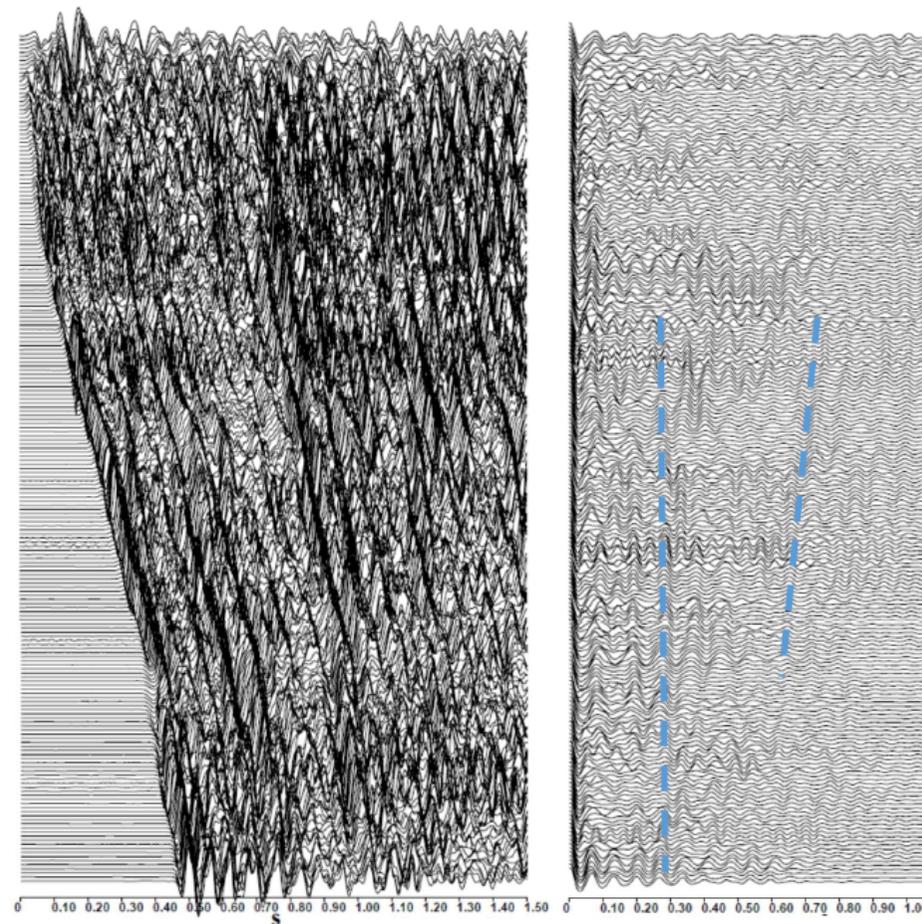
#Tomotaka Iwata(DPRI, Kyoto Univ.), Hiroshi Shimizu (Kyushu Univ.), Shigeru Okamoto, Yasuhiko Akinaga and Masaki Suehiro (Hanshin consultants Co., Ltd.)

文部科学省「平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」において、2017年2～3月に、熊本平野西部の金峰山から宇土市立岡町に至る南北約17kmの反射法地震探査が行われ、測線下の堆積層構造や活構造に関する情報が得られた(清水・他, 2017, 本大会)。この調査では、受震器には固有周波数10Hzの上下動速度型地震計を6個グルーピングした独立型連続レコーダ(サンプリングレート500Hz)を、測線展開・移動を考慮し、同時に約2500mの区間に標準受振点間隔20mで設置した。観測実施時期は熊本地震発生から約10ヶ月後であったが、まだ余震活動が続いていたことから、連続記録中にある自然地震記録を用いて、測線下の地下構造に関する情報を抽出することを試みた。測線全体を同時にカバーできている時期はないものの、区間毎に数日連続観測が行われているため、それらを組み合わせることによって測線全体の反射断面と比較検討することができる。

図には、例として測線近くで起きた自然地震(2017年2月27日4時11分JST $M_J=2.2$)のP波初動から1秒程度を切り出したものである(バンドパスフィルタ10-30Hz)。全点で良好な記録が得られており、初動から0.3秒程度と0.6-0.7秒後にイベントが見える。この信号部分の各観測点の自己相関関数をとって並べると、上述したイベントの時間差に対応する信号が見えている。

このような処理や相互相関関数をとることによるコモンショット記録を、人工地震探査記録(清水・他, 2017)と比較することによるイベントの意味づけの確認を行う。

謝辞:本研究は「平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」の一環として行われました。



図(左)2017年2月27日4時11分JST $M_J=2.2$ の初動部分の記録のペーストアップ。観測点間隔は、実際は等間隔でない。(右)各トレースの自己相関関数。0.3秒付近と0.6-0.7秒付近に連続するイベントが確認できる。

スペクトルインバージョンに基づく熊本県内の強震観測点におけるサイト増幅特性

#染井一寛(地盤研)・浅野公之・岩田知孝(京大防災研)・宮腰 研・吉田邦一(地盤研)・吉見雅行(産総研)

Site Amplification at Strong Motion Stations in Kumamoto Prefecture, Japan, based on Spectral Inversion Technique
#Kazuhiro Somei (GRI), Kimiyuki Asano, Tomotaka Iwata (DPRI, Kyoto Univ.), Ken Miyakoshi, Kunikazu Yoshida (GRI), Masayuki Yoshimi (AIST)

強震観測点におけるサイト増幅特性は、対象地域の地震動の特徴を理解するための基本的な情報となり得るとともに、既存の地下速度構造モデルの検証や改良を進める上で有益である。本研究は、熊本県内の強震観測点における2016年熊本地震と一連の地震活動で得られた強震記録に対してスペクトルインバージョン法を適用し、各強震観測点の地震基盤から地表までのサイト増幅特性を求めるとともに、既存地下速度構造モデルによる増幅特性との比較を行う。

本研究では、K-NET, KiK-net, F-netの強震観測点38地点(うち熊本県内36地点, 大分県内1地点, 福岡県内1地点)に熊本県内の市町村に設置されている震度計(自治体震度計)観測点72地点を加えた計110地点を対象とした。自治体震度計を加えることで、人口集中域もしくは堆積平野等の情報を高密度に得ることができる。地震記録は以下の条件で探索し、計48地震 (M_{JMA} : 3.5-5.1) を使用した。1) 2016年4月14日21時26分から2016年5月31日23時59分までに熊本県内で発生した内陸地殻内地震, 2) $PGA \leq 200 \text{ cm/s}^2$, 3) 震央距離 $\leq 150 \text{ km}$. このようにして選定した合計3278地震記録のデータセットを用いてスペクトルインバージョンを実施し、0.2-10 Hzの周波数帯域で、観測スペクトルから、震源、伝播経路、サイトの各特性を分離した。

観測波形のS波を含む10.24秒間を切り出して、区間の開始、終了の各0.5秒間に余弦関数型のテーパ処理を適用し、加速度Fourierスペクトルを計算した。周波数軸上で中心周波数 $\pm 5\%$ の移動平均によって平滑化し、水平2成分の二乗和平方根を観測スペクトルとした。震源とサイト特性のtrade-offを避けるため、F-netのTMC(砥用)を基準観測点(増幅特性2)とした。

図1に各強震観測点で推定されたサイト増幅特性の1.0-2.0 Hzの平均値を示す。菊池平野, 熊本平野, 八代平野, 人吉盆地の中の地点では、それ以外の地点よりも増幅が相対的に大きい。また、天草市五和町では1.0-2.0 Hzで約100倍の大きな増幅特性を持つことがわかった。2016年熊本地震本震時に周辺に比して大きな震度(震度6弱)を計測した地点であり、サイト増幅特性が大きく寄与していると考えられる。

各強震観測点に対しては、J-SHIS全国深部地盤モデルV2(藤原・他, 2012, 防災科学技術研究所研究資料, 第379号)のような全国規模の地下速度構造モデルが存在するほか、幾つかの地点では、微動アレイ探査等によって地下速度構造モデルが得られており(例えば、吉田・他, 2016, 物理探査学会第135回学術講演会論文集), 推定されたサイト増幅特性とこれらの既存地下速度構造モデルによる1次元理論増幅率との比較を進めている。

なお、ここで分離した Q 値は、同じ地域で求められている既往の研究成果(例えば、佐藤, 2016, 日本地球惑星科学連合2016年大会, MIS34-P71)と0.5-10 Hzの範囲で調和的な結果が得られた。

謝辞: 国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網K-NET, KiK-net, 広帯域地震観測網F-net, 及び熊本県震度情報ネットワークシステムの各強震記録を使用させて頂きました。本研究は「平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」の一環として行っている。

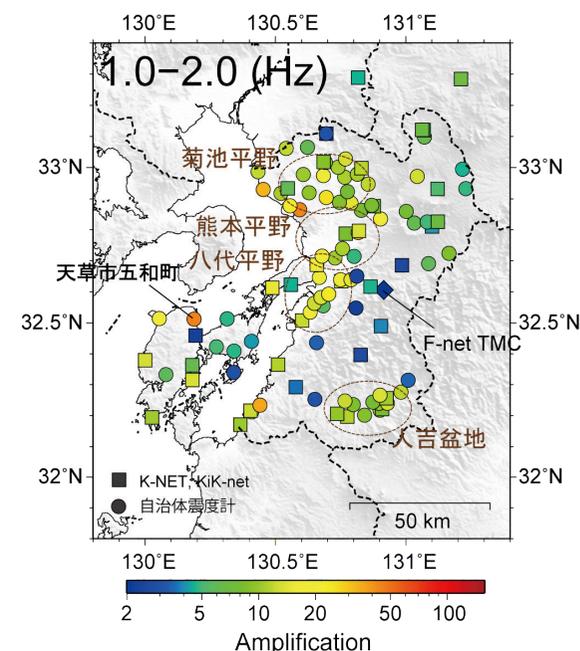


図1 推定されたサイト増幅特性の1.0-2.0 Hzの平均値の分布。四角印はK-NET, KiK-net観測点, 丸印は自治体震度計観測点をそれぞれ表す。

強震動評価のための別府－万年山断層帯(大分平野－由布院断層帯東部)の震源モデル化

#吉見雅行(産総研)・三宅弘恵(東大)・安藤亮輔(東大)・今西和俊(産総研)・竹村恵二(京大)

Source Modeling of the Beppu-Haneyama Fault Zone for Strong Motion Simulation

#Masayuki Yoshimi (AIST), Hiroe Miyake (Univ. Tokyo), Ryosuke Ando (Univ. Tokyo), Kazutoshi Imanishi(AIST), and Keiji Takemura (Kyoto Univ.)

別府－万年山断層帯は中央構造線の西縁，別府－島原地溝の北東端に位置する活断層帯で，主に正断層成分の短い活断層から構成されている．地震本部長期評価では主に位置関係と履歴に基づき，別府湾周辺域では別府湾内に分散する断層群と，大分平野から由布院にかけての断層群に区分されている．一方，構造発達史に基づく既往研究(Takemura et al. 1995, Itho et al. 2014)では，南北伸張を伴う右横ずれのMTLと，その西端に形成されたpull apart basinとして解釈されている．

別府－万年山重点では，既往反射法探査の再解析断面に基づき，右横ずれの豊予海峡セグメントとその西に連続する正断層の三佐セグメント，堀田－朝見川－府内セグメントを強震動評価で考慮する断層とした．本断層帯の現在の地震活動は低調であり，深部断層形状を拘束するデータは得られていない．本研究では，深部の断層傾斜については，豊予海峡セグメントは高角(75度)，他のセグメントは45度と60度の2ケースを考慮した．

応力場についてはMatsumoto et al.(2015)と今西ほか(2016)に基づき設定し断層帯西部と東部でやや異なる応力場を設定した．地震発生層下限

深さは断層西部で浅め(最大15km程度)，東部では20km程度であるものとした．地震発生層の上限は，別府湾では堆積層厚を超えないよう3kmに，別府扇状地地域では2kmとした．

断層パラメータのうち滑り角は，前述の応力場と断層ジオメトリを設定した境界積分方程式法による動力学的計算(安藤ほか，2016)によるセグメント毎の平均値とした．滑り角以外の断層パラメータは入倉・三宅(2001)に基づき，セグメント毎にアスペリティを1つ配置するモデルとした．

これらに基づき3次元差分法で地震動波形を計算した．速度波形を積分して求めた変位場は，別府湾西部を大きく沈降させるものとなり，別府湾形成に寄与する断層モデルが設定されたことが確認できた．

謝辞:本研究は，文部科学省委託「別府－万年山断層帯(大分平野－由布院断層帯東部)における重点的な調査観測」(研究代表者:竹村恵二)の一環として実施しました．

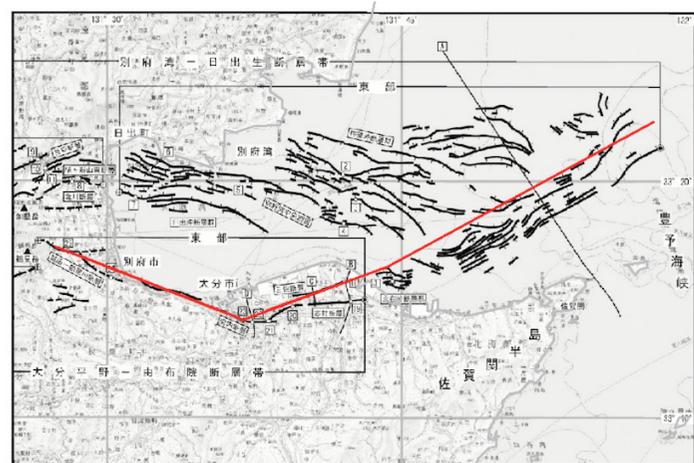


図1 別府湾周辺域の別府－万年山断層帯の活断層分布と，本研究で設定した断層トレース(赤線)

九州の地震の応力降下量と地震動のバラツキ

#三宅弘恵(東大)・Adrien Oth (ECGS)・Dino Bindi (GFZ)

Earthquake Stress Drop and Ground Motion Variability in the Kyushu Region

#Hiroe Miyake (The University of Tokyo, Japan), Adrien Oth (European Center for Geodynamics and Seismology, Luxembourg), and Dino Bindi (GFZ Potsdam, Germany)

One of the key parameters for earthquake source physics is stress drop since it can be directly linked to the spectral level of ground motion. Stress drop estimates from moment-corner frequency analysis have been shown to be extremely variable, and this to a much larger degree than expected from the between-event ground motion variability. This discrepancy raises the question whether classically determined stress drop variability is too large, which would have significant consequences for seismic hazard analysis. We use a large high-quality dataset from Japan with well-studied stress drop data to address this issue. Non-parametric and parametric reference ground motion models are derived and the relation of between-event residuals for JMA equivalent seismic intensity and peak ground acceleration with stress drop is analyzed for crustal earthquakes. We find a clear correlation of the between-event residuals with stress drops estimates; however, while the island of Kyushu is characterized by substantially larger stress drops than Honshu, the between-event residuals do not reflect this observation, leading to the appearance of two event families with different stress drops levels yet similar range of between-event residuals. Both the within-family and between-family stress drop variations are larger than expected from the ground motion between-event variability. A systematic common analysis of these parameters holds the

potential to provide important constraints on the relative robustness of different groups of data in the different parameter spaces and to improve our understanding on how much of the observed source parameter variability is likely to be true source physics variability.

Significant variation of stress drop is a crucial issue for ground motion prediction equations and probabilistic seismic hazard assessment, since only a few ground motion prediction equations take into account stress drop. In addition to average and sigma studies of stress drop and ground motion prediction equations (e.g., Cotton et al., 2013; Baltay and Hanks, 2014), we explore 1-to-1 relationship for each earthquake between stress drop and between-event residual of a ground motion prediction equation. We used the stress drop dataset of Oth (2013) for Japanese crustal earthquakes ranging 0.1 to 100 MPa and K-NET/KiK-net ground motion dataset against for several ground motion prediction equations with volcanic front treatment. Between-event residuals for ground accelerations and velocities are generally coincident with stress drop, as investigated by seismic intensity measures of Oth et al. (2017). Moreover, we found faster attenuation of ground acceleration and velocities for large stress drop events for the similar fault distance range and focal depth. It may suggest an alternative parameterization of stress drop to control attenuation distance rate for ground motion prediction equations. We also investigate 1-to-1 relationship and sigma for regional/national-scale stress drop variation and current ground motion equations in Japan.

Reference: Oth, A., H. Miyake, and D. Bindi (2017). On the relation of earthquake stress drop and ground motion variability, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 122, doi:10.1002/2017JB014026.

動力的破壊シミュレーション:手法検証と別府万年山断層帯への適用

#安藤 亮輔(東大理)・今西 和俊(産総研)・三宅 弘恵(東大地震研)・吉見 雅行(産総研)・松島 信一(京大防災研)

Dynamic rupture simulation: Validation and application for the Beppu-Haneyama fault zone

#Ryosuke Ando (Univ. Tokyo), Kazutoshi Imanishi (AIST), Hiroe Miyake (ERI), Masayuki Yoshimi (AIST), Shinichi Matsushima (Univ. Kyoto)

Dynamic rupture simulation is a forward modeling method that considers the stress boundary conditions and solve temporal evolutions from given initial conditions based on the fracture mechanics. In order to apply the dynamic rupture simulations to hazard analyses such as strong motion predictions, it is important to validate the method concerning the reproducibility of actual large earthquake events. In this talk we discuss the reproducibility of the 2016 Kumamoto earthquake together with the relevant observations, and the application of the method to possible events on the Beppu-Haneyama fault zone.

動力的な破壊伝播シミュレーションとは、応力の境界条件を考慮することで、破壊力学的に初期値の時間発展問題を順方向に解く手法である。強震動等の予測に、動力的シミュレーションを活用することで、予測に物理的な制約や合理性を与えようとする要請がある。そのためには、大地震前に推定可能なパラメータをもとにモデルの初期条件を拘束したシミュレーションの結果が、どの程度、実際の大地震を再現できているのかということについて検証を進めることが重要である。

断層形状が動的破壊過程をコントロールする重要なパラメータであることが、いくつかの地震観測(Wald and Heaton, 1994など)や地質観察(Wesnouski, 2006など)に基づいて指摘されており、物理的メカニズムについて理論的な解釈が加えられている(Aochi and Fukuyama, 2002など)。ところが、そのような仮説を実証する

ことは容易でない。それは、主に、数値計算において3次元断層形状を高精度で扱うことや、断層形状および応力場を観測的に拘束することが、一般には容易でないためである。そのため、動力的な破壊伝播シミュレーションを行う際にも、断層形状の非平面性の効果を、平面断層上の、摩擦や応力のパラメータの不均質な空間分布に適当に押しつけて考慮するような手法が取られることも多いが、そのような方法論の妥当性を評価することは難しい。

しかしながら、近年、観測手法と数値計算手法の高度化が進んだことにより、そのような検証を行うことが現実的な課題となってきた。それには、大地震による地殻変動や地震活動が合成開口レーダーやローカルな地震計ネットワークなどの高空間解像度の観測で捉えられるようになってきたこと、大地震前の広域的応力場がインバージョン解析によって広く推定されるようになってきたこと、境界積分方程式法などの非平面断層を扱うことのできる手法の効率化が進みスーパーコンピュータを用いた現実的断層形状を考慮したモデルの解析が可能となってきたことの果たす役割が大きい。

本発表では、熊本地震の再現計算の結果を手法検証という立場から議論し、別府万年山断層帯への動力的シミュレーション適用の結果を示す。また、強震動予測への動力学シミュレーションの適用可能性について、議論する。

本研究の一部は文部科学省の別府・万年山断層帯の重点観測調査の一環として行われた。

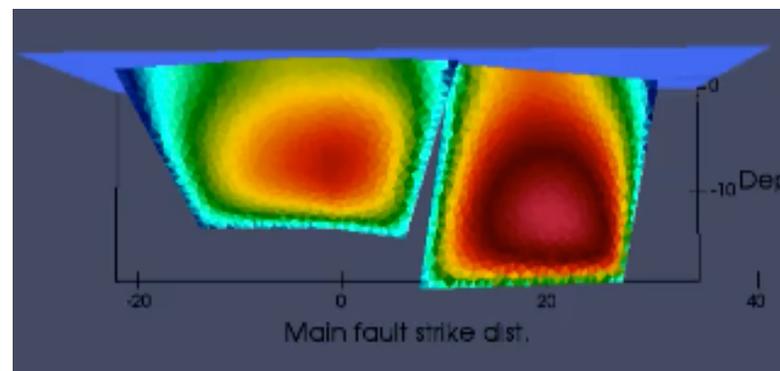


図. 非平面断層形状を考慮した別府・万年山断層帯の動的破壊シミュレーションの例。コンターは、最終滑り分布を示す。

別府-万年山断層帯の震源モデルの断層幾何が 強震動予測結果に与える影響について

#松島信一(京大防災研)・吉見雅行(産総研)・鈴木晴彦(応用地質)・安藤亮輔(東大理)・三宅弘恵(東大情報学環)

The Effect of the Fault Geometry of Source Model of the Beppu-Haneyama Fault Zone to the Estimated Strong Motion

#Shinichi Matsushima (DPRI, KU), Masayuki Yoshimi (AIST), Haruhiko Suzuki (OYO), Ryosuke Ando (EPS, UTokyo), Hiroe Miyake (III, UTokyo)

As part of the comprehensive research on the Beppu-Haneyama Fault, Matsushima et al. (2017) estimated the strong motion considering the fault parameters based on the parameters that were derived from the dynamic rupture simulation on the fault zone (Ando et al., 2017). In this study, the effect of the fault geometry of source model to the estimated strong motion is evaluated in order to understand the uncertainty of the estimation.

はじめに

松島・他(2017)では、別府-万年山断層帯のうち、府内-浅見川-堀田セグメント、三佐セグメント、豊予海峡セグメントの3セグメントから構成される震源断層モデルについて、断層パラメータの一部を震源断層における動的破壊過程シミュレーション(安藤・他, 2017)に基づくものを取り入れ、三次元地盤構造には「別府-万年山断層帯(大分平野-由布院断層帯東部)における重点的な調査観測」の調査結果を踏まえた新しい知見を元に再構築された速度構造モデル(吉見・他, 2017)を導入し、強震動予測を行った。セグメントごとの傾斜角に応じたすべり角を動的破壊過程シミュレーションの結果を参考に決めた。

本研究では、既往の研究をもとに、震源モデルの断層幾何が強震動予測結果に与える影響について検討を行い、断層幾何の不確実性によって得られる強震動の変動がどの程度想定されるかについて評価する。

計算手法

強震動計算には有限差分法(GMS, 防災科学技術研究所)を用い、工学的基盤での強震動の違いについて検討を行う。震源モデルの断層幾何については、基本モデルとして、松島・他(2017)で用いた、府内セグメントと三佐セグメントの傾斜角が45°または60°のものとし、破壊開始点は西側もしくは東側とする。

計算結果

基本震源断層モデルのうち傾斜角45°の震源断層モデル(図1)による結果を図2に示す。本研究では、この結果に対して、震源モデルの断層幾何を変えた場合の強震動の変動の程度について検討する。

謝辞

本研究は、文部科学省委託事業「別府-万年山断層帯(大分平野-由布院断層帯東部)における重点的な調査観測」の一環として実施しました。

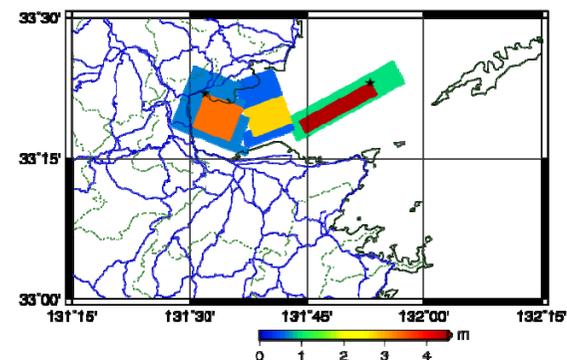
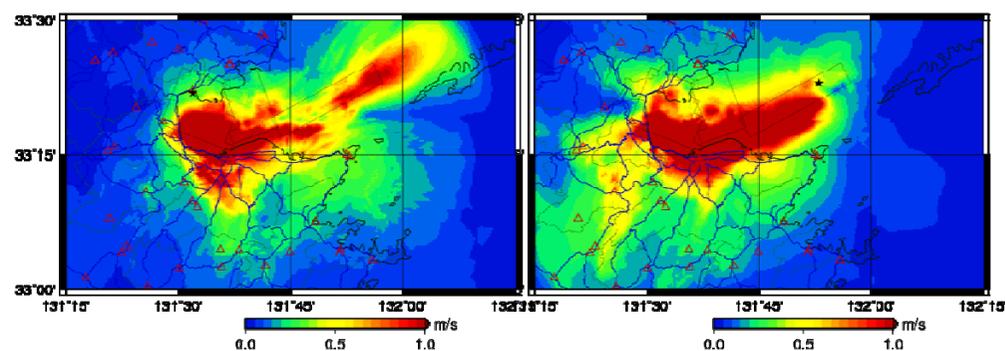


図1 基本震源断層モデル(傾斜角45°)の断層とアスペリティ位置



(a) 西側破壊開始 (b) 東側破壊開始
図2 基本震源断層モデル(傾斜角45°)による最大速度分布

B 会 場



2016年熊本地震における地表地震断層近傍の強震動特性と建物被害（その1）益城町と西原村の観測記録の再現性に関する一考察

#田中信也(東電設計)・引間和人(東京電力HD)・金田惇平・久田嘉章(工学院大)

Near-fault ground motion characteristics and Building Damage on the 2016 Kumamoto Earthquake

~ (Part1) Replication of Strong Ground Motion at Mashiki town and Nishihara village ~

Shinya Tanaka (TEPSCO), Kazuhito Hikima (TEPCO), Junpei Kaneda, Yoshiaki Hisada (Kogakuin Univ.)

2016年熊本地震では地表地震極近傍に位置する益城町と西原村において貴重な強震観測記録が得られた。益城町の記録については、宮武(2016)や瀧瀬(2017)において、断層深部から上方に伝播する破壊の指向性効果が指摘されている。一方、西原村の記録については、十分な分析がなされていないと考える。本研究では、強震動レシビを基本とした震源モデルと波数積分法を用いてこれらの記録を再現し、地表地震断層近傍の強震動特性について考察する。

設定する震源断層の巨視的面は引間(2016)と同様とする。微視的断層パラメータは、地震発生層上端深さ3km以深を強震動レシビに基づき設定する。一方、地震発生層以浅の震源パラメータの設定方法は確立されてない。本研究では、既往の震源逆解析結果を収集し、地震発生層内と地震発生層以浅のアスペリティを抽出しパラメータを分析した。その結果を踏まえ、地震発生層内のアスペリティと同じ長さとする(2.9m)を持つアスペリティを布田川断層の地震発生層以浅に設定した。地震発生層以浅のすべり速度時間関数は規格化Yoffe関数を用いることとし、そのパラメータは田中ほか(2017)に基づき設定した。破壊開始点は2016年熊本地震の位置と各観測点の深部に設定する。対象とした観測点はKiK-net益城と西原村役場であり、断層面上端(≒地表地震断層位置)からの距離は、それぞれ約2.1kmと約0.8kmとなる。設定した震源断層モデルを図1に示す。

波数積分法に基づく地震動評価結果(対象周期1秒以上)を図2に示す。以下、断層平行(FP)成分について述べる。KiK-net益城では観測の特徴を再現できるのに対して、西原村の速度波形は過小評価となる。また、破壊開始点を観測点の深部に設定した場合、いずれの観測点でも、指向性効果により地震発生層内からの速度振幅が大きくなる傾向が確認できる。ただし、西原村では観測記録に比べて振幅が非常に小さい。なお、変位に関しては地震発生層以浅の寄与が大きい。

この結果を踏まえ、西原村を含む断層直交方向に仮定の観測点を設定して波数積分法による評価を行った。ただし、この検討では布田川断層のみを考慮し地盤も1層としている。断層平行成分の最大速度分布を図3に示す。地震発生層内と地震発生層以浅の寄与率は地表地震断層からの距離によって大きく異なる。地震発生層以浅からの地震動は地表地震断層位置で最大となる。これは静的項の寄与が大きいためである。一方、地震発生層以深からの地震動は地表地震断層から1km程度以内では非常に小さい。これは放射特性の節になるためと考えられる。指向性効果は本解析結果でも見られるが、地表地震断層から1km程度以内では振幅の絶対値が小さい。したがって、図1の巨視的面を前提とする限り、布田川断層深部からの指向性効果で西原村の観測記録を再現することは難しいと考える。

以上の検討結果を踏まえると、西原村の観測記録を再現する方法は2つある。1つは地震発生層以浅のすべり速度時間関数を短くし、すべり量やすべり角に不確かさを考慮する方法である。もう1つは、異なる巨視的面を用いる方法である。例えば、出ノ口断層の地表断層位置と西原村の距離は2~3km程度離れていることから、破壊開始点位置によっては断層深部からの指向性効果が大きくなる。大会当日にはこれらの方法に基づく西原村の評価結果について報告するとともに、地表地震断層近傍における強震動評価の課題についても整理して示す予定である。

謝辞:本研究はJSPS科研費JP16K06586の助成を受けたものです。図の作成にGMTを使用しました。

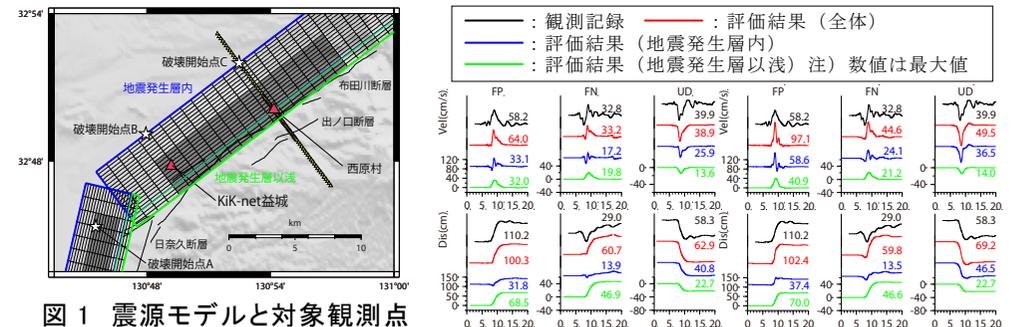


図1 震源モデルと対象観測点

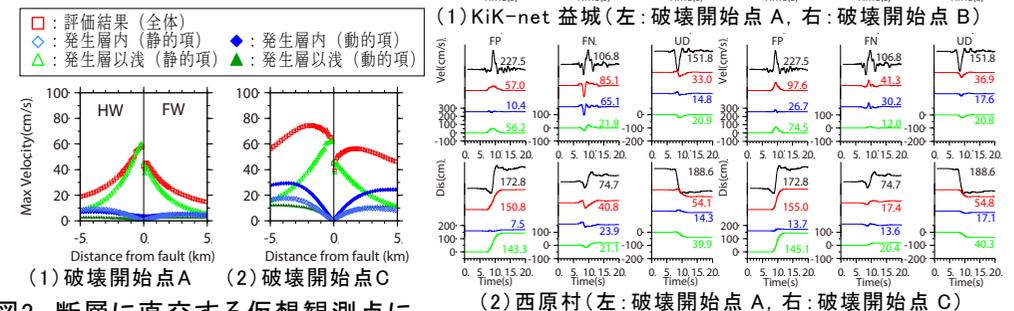


図3 断層に直交する仮想観測点における断層平行(FP)成分の最大速度分布 図2 波数積分法に基づく評価結果

S15-02

2016年熊本地震における地表地震断層近傍の強震動特性と建物被害（その2）益城町と下陳の強震動特性の違いに関する考察

#金田惇平・久田嘉章(工学院大)・田中信也(東電設計)

Near-fault ground motion characteristics and Building Damage on the 2016 Kumamoto Earthquake (Part2) Replication of Strong Ground Motion at Shimojin village #Junpei Kaneda, Yoshiaki Hisada (Kogakuin Univ.), Shinya Tanaka (TEPSCO)

2016年熊本地震では布田川・日奈久断層に沿って地表地震断層が現れ、震源近傍の強い地震動や地表地震断層による断層ズレにより広範囲に甚大な建物被害が発生した。しかしながら、同じ地表地震断層の近くでも建物被害の様相は地域ごとに大きく異なり、例えば益城町では建物被害が集中したが、布田川断層の直上に位置する下陳地区では地表地震断層の断層ズレによる変形被害の除いて甚大な建物被害が生じなかった(久田ほか(2016)、田中ほか(2016)、元木(2016)など、および、(その3))。益城町の強震動特性や建物被害に関しては詳細な調査が行われており、震源断層上を破壊伝播が上昇することによる指向性パルス(宮武(2016)など)や、軟弱な表層地盤による増幅効果(後藤ほか(2016)、国土交通省(2016)など)等の影響により、震度7の強い地震動が主に断層平行成分に近いEW成分で卓越し、町の中心部の老朽化した古い木造家屋を中心に甚大な被害が発生したと解釈されている。一方、下陳などで地表地震断層のごく近傍でも強い地震動が生じなかった原因は、主として表層地盤の増幅効果の違いとして解釈されている(田中ほか(2016)、元木(2016)、など)。

本報告では、地表地震断層近傍の益城町と下陳における強震動特性の顕著な違いが生じた原因のひとつとして、震源断層の放射特性に着目する。まず単純なモデル概念図として、図1に主断層である布田川断層と、益城町・下陳の相対的な位置関係を示す。次に、断層面に左横ずれの点震源(0.6秒の三角形速度すべり)を配置し、単純な一様地盤モデルにより地表位置での振幅分布を調べる。震源深さを変化させ、地表での最大速度振幅(断層平行成分)の分布を図2に示す。震源がほぼ地表に位置する場合(0.1 km)は、震源の横ずれ成分により地表での断層線上で最大振幅となり、地表断層から離れると急激に振幅が減少する。一方、震源が深くなると(3.0、5.0 km)、放射特性により地表の断層線上で最小の振幅となり、ある程

度離れた地表点で振幅が大きくなる。強い地震動は地表地震断層ではなく、深さ数kmより深い地震発生層で生じるため、ここから発生した強震動の断層平行成分は、その放射特性により益城町では強く、下陳では弱かったと考えられる。

次に、(その1)で構築した2016年熊本地震の断層震源モデルと波数積分法を用いて、益城町と下陳における強震動を計算する。地盤モデルはKiK-net益城の地盤モデルを共通に使用した(最上層は $V_s=1.1(\text{km/s})$)。図3に断層モデルと両地点の位置を、図4にKiK-net益城の観測波と両地点の計算結果(加速度・速度・変位波形と速度フーリエスペクトル)を、それぞれ示す。両地点とも地表地震断層に起因する長周期速度パルスやフリグステップの性状は類似しているが、益城で卓越する周期1~2秒の断層平行成分の強い地震動が下陳では見られないことが確認できる。より詳細な検討結果は大会当日に発表する予定である。

謝辞:本研究はJSPS科研費JP 16K06586の助成を受けたものです。図の作成には一部GMTを使用しました。

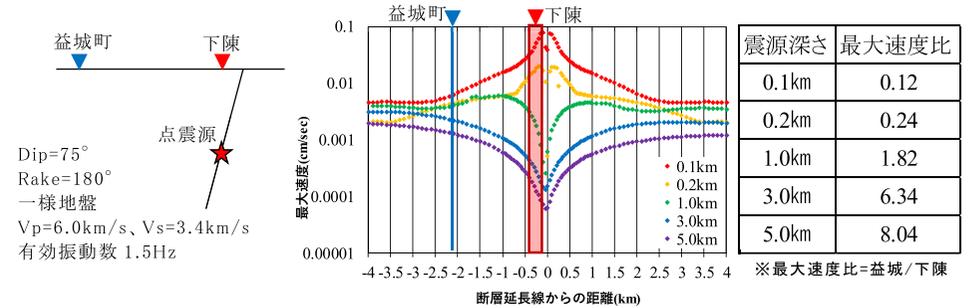


図1 震源断層モデル概念図

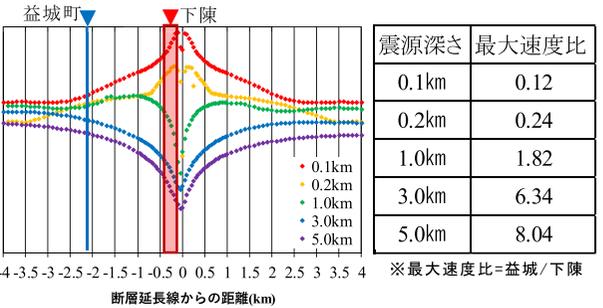


図2 断層平行成分(FP)における最大速度分布

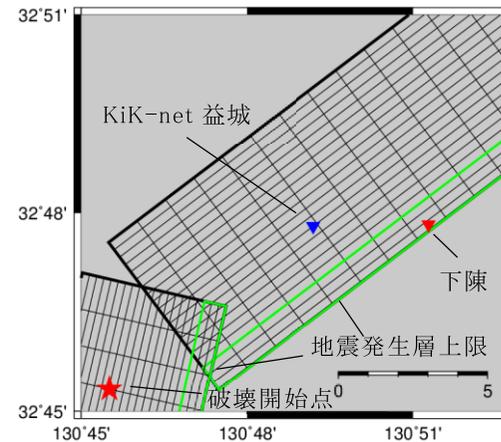


図3 震源モデルと益城・下陳

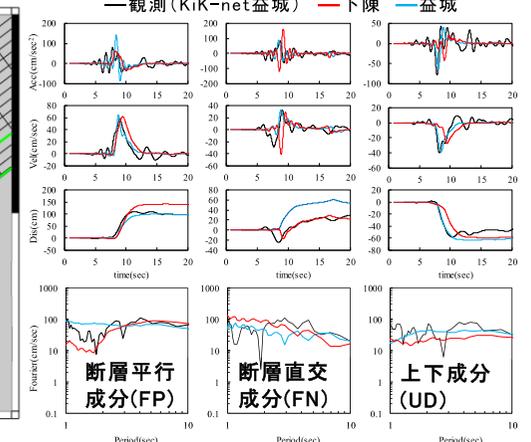


図4 波数積分法による計算結果

益城町における平成28年熊本地震の強震動評価

その1 2次元地下構造モデルを用いた検討

#川辺秀憲・小松健太(阪大工)

Estimation of strong ground motion in Mashiki town for 2016 Kumamoto earthquake - Part1 2D Ground motion simulation -

#Hidenori Kawabe, Kenta Komatsu (Osaka Univ.)

1. はじめに

平成28年熊本地震では、益城町役場周辺の傾斜した地盤上に立つ構造物に多くの被害が発生した。この被害の要因を把握するためには、表層地形の不整形性を考慮して地震動評価を行う必要がある。

本研究では、その1(本稿)で既存の益城町の地下構造調査結果をもとに2次元表層地盤モデルを作成し、表層地盤の地震動への影響を評価する。その2では、地盤調査結果がほとんどない表層地盤モデルの深部構造をチューニングし、観測波形の再現性の向上を試みる。

2. 解析の概要

解析には2次元有限要素法を用いる。地下構造モデルは、防災科学技術研究所のKiK-net益城町の速度構造および吉見・他(2017)によるボーリング調査の結果をもとに、図1(国総研(2016)に加筆)に示す益城町役場東側の南北の測線(A-Line)について、2次元速度構造モデル(図2)を作成する。なお、入力地震動としてKiK-net益城の本震の地中記録を用い、作成した地盤モデルの下端に鉛直方向一様入射を仮定する。表層地形の不整形性の影響を評価するために、表層の段差構造を考慮したモデル(モデル1)と、段差構造をスロープ構造に変更したモデル(モデル2)の2つの構造について検討する。なお、予備的な検討の結果、ここでは1.5m以上の段差構造のみを考慮することとした。結果的に段差構造を設定した場所は図中に示す段差1～段差4までの4箇所であり、益城町役場は段差1と段差2の間に位置する。

3. 解析結果および考察

図1に示した測線の地表での最大加速度分布を図3に示す。なお、モデル1で段差構造を設定した部分は図中に点線で示している。図3より、段差を設定した部分では、段差の上側が下側より大きな値となっていることが分かる。一方、段差構造

をスロープ(傾斜)構造にしたモデル2では、モデル1の段差部分で、段差1上端と下端の平均的な値となっている。次に、益城町役場駐車場で秦・他(2016)による本震記録(TMP1)と解析結果の応答スペクトルの比較を図4に示す。この図より、観測記録の卓越周期である周期1秒付近の振幅は概ね再現できている。一方、観測記録の周期0.6秒付近に見られる2つのピークについて、モデル2では同周期付近で1つのピークしかないが、モデル1では振幅は若干小さいものの2つのピークを再現できている。この結果は、周期0.6秒付近の2つのピークは、段差構造によるものであることを示唆しており、表層地盤の増幅特性を評価する際には、表層地形の不整形性(1.5m程度以上の段差構造)を考慮する必要があると考える。

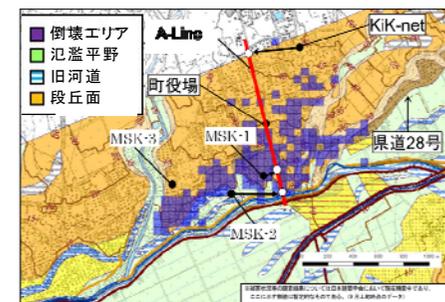


図1 測線位置(国総研(2016)に加筆)

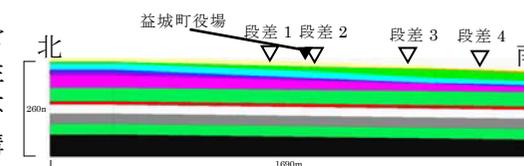


図2 2次元速度構造モデル(モデル1)

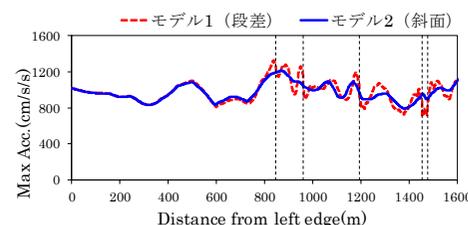


図2 最大加速度分布

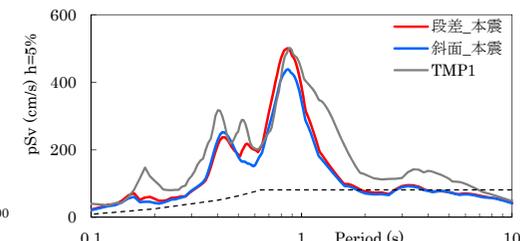


図4 擬似速度応答スペクトル(減衰5%)

参考文献

- 国総研, 2016: 建築研究所:平成28年(2016年)熊本地震建築物被害調査報告(速報).
- HATA, Yoshiya et al., 2016: Preliminary Analysis of Strong Ground Motions in the Heavily Damaged Zone in Mashiki Town, Kumamoto, Japan, during the Main Shock of the 2016 Kumamoto Earthquake (Mw7.0) Observed by a Dense Seismic Array, Seismological Research Letters, Vol.87, No.5, pp.1044-1049, 2016.
- 吉見・他, 2016: 熊本県益城町の2016年熊本地震被害集中域におけるボーリング調査結果(速報), 日本活断層学会2016年度秋季学術大会.

熊本地震の活断層至近での強震動連発の検討

#石井 透 (清水建設)

A Study on Near-fault Strong Ground Motions during the 2016 Kumamoto Earthquakes

#Toru Ishii (Shimizu Corporation)

2016年熊本地震の震源近傍で観測されたような最大級の強震動の連発効果は従来の建築物の設計では殆ど考慮されていない。そこで本報では、熊本地震で活動した活断層から至近距離の防災科学技術研究所の強震観測点KMMH14(豊野)とKMMH16(益城)での地表地震動記録三成分(NS・EW・UD)を分析・検討した。

各観測点で、2016年4月14日21時26分～6月30日24時に発生した一連の熊本地震のうち少なくとも一成分の最大値が 100cm/s^2 以上となった地震(図1)の三成分記録を選定した。各観測点・各地震で三成分共通の60秒間の時刻歴区間を決め、冒頭と末尾の各2秒間にcosine taper処理を施して検討用データとし、減衰定数5%擬似速度応答スペクトル pS_V [cm/s] を求めた。各地点・各成分・各周期について、全地震の地震動の pS_V の値を大きな順に並べ替えて序列化し、各地点・各成分について、周期を横軸に、各序列の応答スペクトルの値を縦軸にとってスペクトル表示し、序列化応答スペクトル $pS_V^{#i}$ (i は序列1～10位) と呼ぶ。序列各位の $pS_V^{#i}$ を序列1位の $pS_V^{#1}$ で除し、序列化応答スペクトル比 $R^{#i}$ と呼ぶ。KMMH16での地震動NS成分の pS_V を図2に、 $pS_V^{#i}$ を図3上段に、 $R^{#i} = pS_V^{#i} / pS_V^{#1}$ を図3中段に示す。KMMH14とKMMH16の地震動全成分の $R^{#i}$ の最大値をまとめて図3下段に示す。

$R^{#i}$ の山・谷は僅かな条件で変わるのでスペクトルの包絡形が重要である。 $R^{#2} \approx 1$ となっており、最大級の応答振幅に少なくとも二回は見舞われ得ると言える。周期1～2秒以上の帯域では震源の放射特性やアスペリティの破壊指向性の影響が大きく、地点や成分による地震動の応答振幅の差が大きい。 $R^{#3}$ の最大値は長周期側で減少し、序列3では破壊指向性の寄与が相対的に低下しているとも考えられる。一方、短周期帯域では、多少小規模でも至近距離の地震の地震動の応答振幅は大きく、序列低下に応じた $R^{#i}$ の低減の度合いは長周期帯域に比べて弱い。余震活動が活発な場合には、長周期構造物よりは短周期構造物の方が一連の地震によって大きな応答振幅にさらされる頻度(回数)が相対的に多いと考えられる。

謝辞: 本研究には、気象庁の地震情報と防災科学技術研究所の強震観測網の公開データを使わせて頂いた。データ運用・管理関係者の皆様に心より感謝申し上げます。

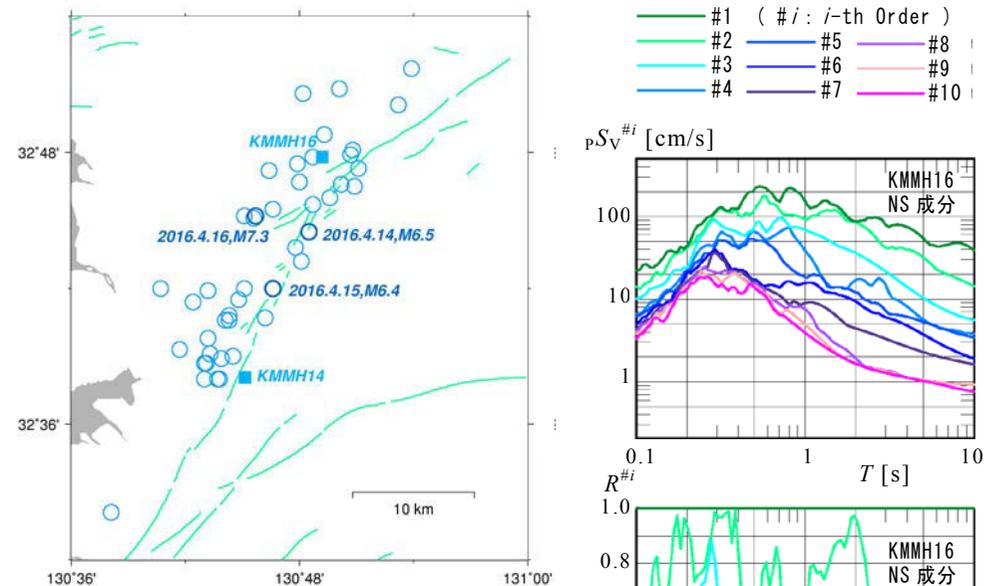


図1 検討に用いた熊本地震の震央(○印; 気象庁)と断層至近観測点(■印; 防災科研)および活断層(緑線; 中田・今泉, 2002)

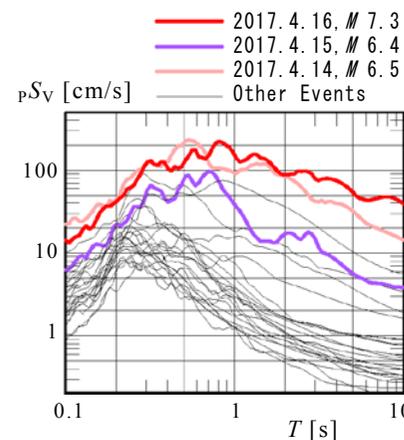


図2 熊本地震によるKMMH16の地震動NS成分の減衰定数5%擬似速度応答スペクトル pS_V

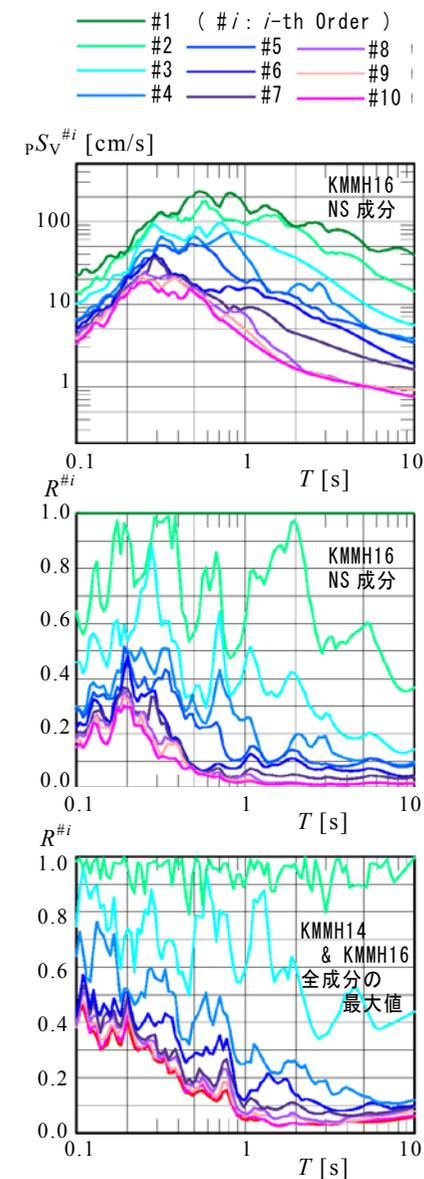


図3 熊本地震による断層至近の地震動の序列化応答スペクトル $pS_V^{#i}$ と序列化応答スペクトル比 $R^{#i}$

S15-05

2016年熊本地震時の益城町と過去の被害地震の地盤増幅率の比較

元木健太郎・加藤研一（小堀鐸二研究所）

A Comparison of Site Amplification Factors at Mashiki with other stations near source regions of M7 class devastating earthquakes

#Kentaro Motoki and Kenichi Kato(KRC)

1. はじめに

2016年熊本地震の際、益城町の中心部に被害が集中した要因の一つとして、地盤増幅が寄与したと推定されている。本稿では、木造家屋の被害に寄与する周期帯域に対し、益城町の地盤増幅率を過去の被害地震時の地盤増幅率と比較し、上記要因を検討した。比較対象は、同じ地震規模（M7.3）の1995年兵庫県南部地震と2000年鳥取県西部地震の震源近傍における強震観測点とした。

2. 解放基盤波の比較

解析に用いる表層地盤の非線形化を考慮して評価した解放基盤波（以降、基盤波）を表1に示す。KiK-net 益城（KMMH16）における基盤波は、元木・他（2016）による微動探査に基づく地盤モデルを用いて評価した。地表地中間の伝達関数で確認すると、微動モデルはNS成分の記録を説明できたので、NS成分を対象とした。1995年兵庫県南部地震の基盤波は永野・他（1998）を、2000年鳥取県西部地震の基盤波は山添・他（2004）を参照した。なお、賀祥ダムのダム底部は地震基盤相当（C_H級）であり、底部の記録を検討対象に加えた。

基盤波の擬似速度応答スペクトルを図1に示す。KMMH16の応答値を黒太線で、他の観測点の応答値を灰色線と黒細線で示す。左図を見ると、周期0.5～3秒の帯域ではKMMH16の基盤波は兵庫県南部地震時の神戸市内より低く求まっている。その周期帯には破壊伝播効果が現れやすい。熊本地震の際、KMMH16への破壊伝播効果が兵庫県南部地震時の際の神戸市内への効果よりも小さかった可能性が考えられる。右図に示す鳥取県西部地震との比較を見ると、KMMH16は日野や賀祥ダムとほぼ同レベルとなっている。

3. 地盤増幅の比較

地盤増幅率は、基盤波に対する地表の記録の応答スペクトル比から求めた。こ

こでは木造家屋の被害に影響する周期帯を見るため、0.5～2.0秒の平均値で比較する。比較の際に基盤Vsを3200m/sに揃えた。KMMH16、TTRH02およびSMNH01の基盤波はインピーダンスコントラスト比の平方根で振幅を調整した。地表記録と基盤波の応答スペクトルと地盤増幅率の周期0.5～2.0秒の平均値を図2に示す。熊本地震にはHata et al.(2016)による3観測点も追加した。それらの基盤波はKMMH16と同じとした。地表の振幅（図2(A)中の×）において、被害が甚大であったTMP3はFKAやTKTと同程度である。地盤増幅率（図2(B)）を見ると、益城町の観測点、特にTMP3においては地盤増幅率が他の地震の観測点より大きいことが確認できた。今後、KMMH16のEW成分や、熊本地震の他の観測点を検討に加える予定である。

参考文献 1) 元木・他（2016）：日本建築学会地盤震動シンポジウム、2) 永野・他（1998）：日本建築学会構造系論文集、3) 山添・他（2004）：地震工学会論文集、4) Hata et al. (2016)：SRL 謝辞）解析には防災科研、Hata et al.(2016)、永野・他（2016）、山添・他（2014）、大ダム会議、関東協、大阪ガス、鉄道総研、神戸市、気象庁の記録や評価波を使用しました。記して謝意を表します。

表1 解析に用いた基盤波

記号	地震*	観測点	方位	PGA (cm/s ²)	PGV (cm/s)	Vs (m/s)
KMMH16	①	KMMH16	NS	323	48	1123
MOT		本山	N160E	370	53	3200
KBU		神戸大学	N160E	371	59	3200
FKA	②	葦合	N140E	372	49	3200
PIS		ポートアイランド	N130E	385	53	3200
JMA		神戸海洋気象台	N140E	291	51	3200
TKT		鷹取	N145E	223	55	3200
HINO_NS		TTRH02	NS	486	57	1526
HINO_EW		TTRH02	EW	330	29	1526
HAKT_NS	③	SMNH01	NS	301	23	2664
HAKT_EW		SMNH01	EW	300	29	2664
KASH_NS		賀祥ダム(底部)	NS	529	58	3000~
KASH_EW		賀祥ダム(底部)	EW	531	50	3000~

*①:2016年熊本地震(M7.3)、②:1995年兵庫県南部地震(M7.3)、③:2000年鳥取県西部地震(M7.3)

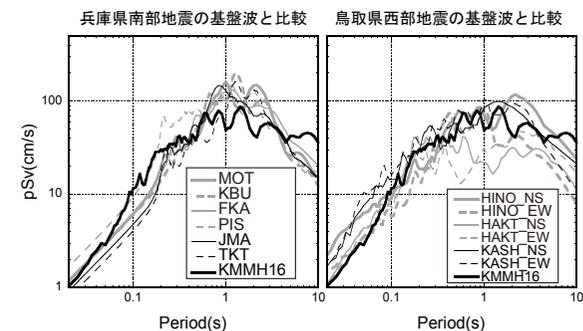


図1 解放基盤波の応答スペクトルの比較

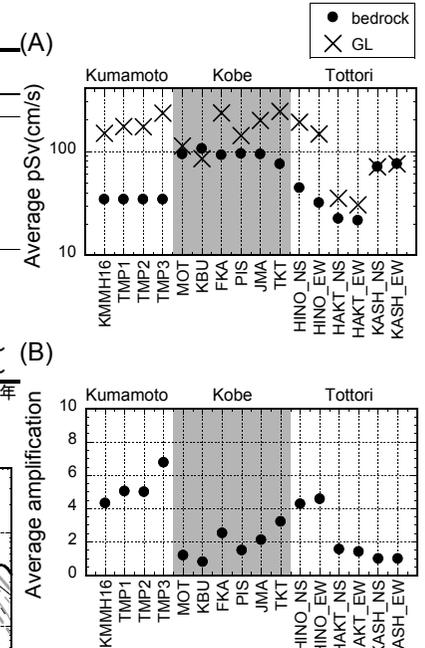


図2 Vs=3200m/sに換算したときの周期0.5～2.0秒の(A) pSvの幾何平均と(B)地盤増幅率の幾何平均

熊本地震における地表地震断層近傍の建物被害分布

#藤原広行・門馬直一・中村洋光・佐伯琢磨・内藤昌平(防災科研)

Distribution of building damage near the surface deformation associated with the Kumamoto earthquake

#Hiroyuki Fujiwara, Naoichi Monma, Hiromitsu Nakamura, Takuma Saeki, Syohei Naito (NIED)

熊本地震により生じた建物被害に関して、熊本市他11市町村を対象とした航空写真判読により作成した建物被害分布データを基に、地表地震断層と建物被害分布の関係を調査するとともに、建物被害が多かった益城町を対象に、地表地震断層の北側と南側の倒壊率を算出し、断層の位置と建物被害の関係を検討した。本研究は、その結果を報告する。

熊本市他11市町村の約42万棟の建物を対象に建物の被害状況を目視による航空写真判読を行い、建物被害分布図を作成した(図1)。ここで、被害状況は、被害大、中、小、なしの4区分とし、被害大は罹災証明の全壊に、中は半壊、小は一部損壊に概ね相当する。

布田川断層帯の地表地震断層と建物被害の関係をみると、地表地震断層に沿って被害大の建物の多くが分布し、断層の北側に被害が多く、地表地震断層の近傍程、建物被害が大きい。図2には、益城町中心部における地表地震断層と建物被害分布を示しており、断層近傍の被害大が顕著に多く、特に断層の北側に多く分布することがわかる。

こうした被害分布の特徴を更に分析するため、益城町中心部を対象として木造建物の建築年代を調査し旧耐震と新耐震建物に分類し、さらに被害大とされた建物群について、1階または2階の傾動、1階または2階の倒壊、全倒壊に細分し、それぞれの被害率を100mメッシュ単位で算出した。

その結果、益城町中心部での地表地震断層と木造倒壊率の関係をみると、断層北側の倒壊率が南側よりも大きい分布を示し、断層北側の極近傍な地区の倒壊率が非常に高いという結果が得られた。講演では、こうした断層を挟んでみられる被害の非対称性について考察する。

参考文献

Shirahama et al.: Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, Earth, Planets and Space, 68:19, (2016)

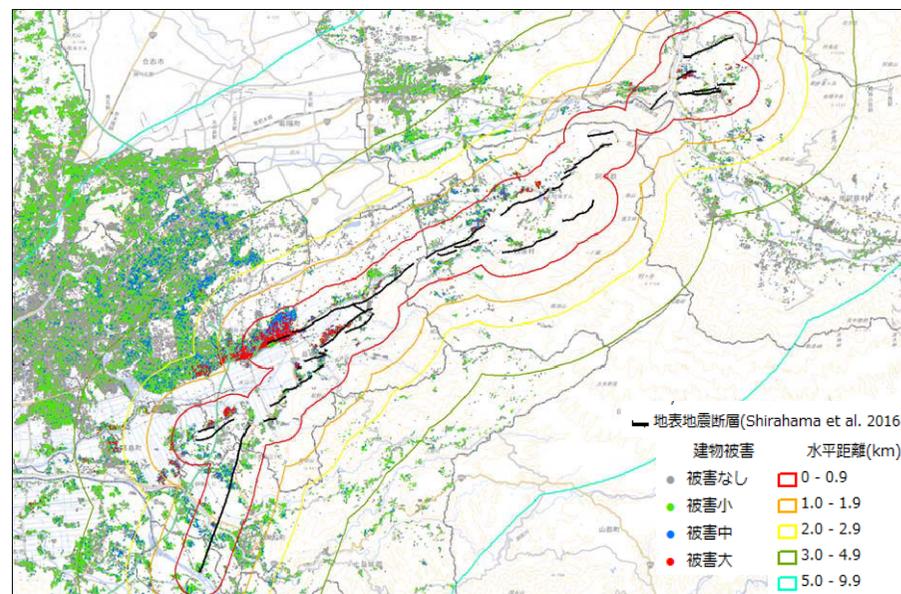


図1 地表地震断層と建物被害分布の全体図

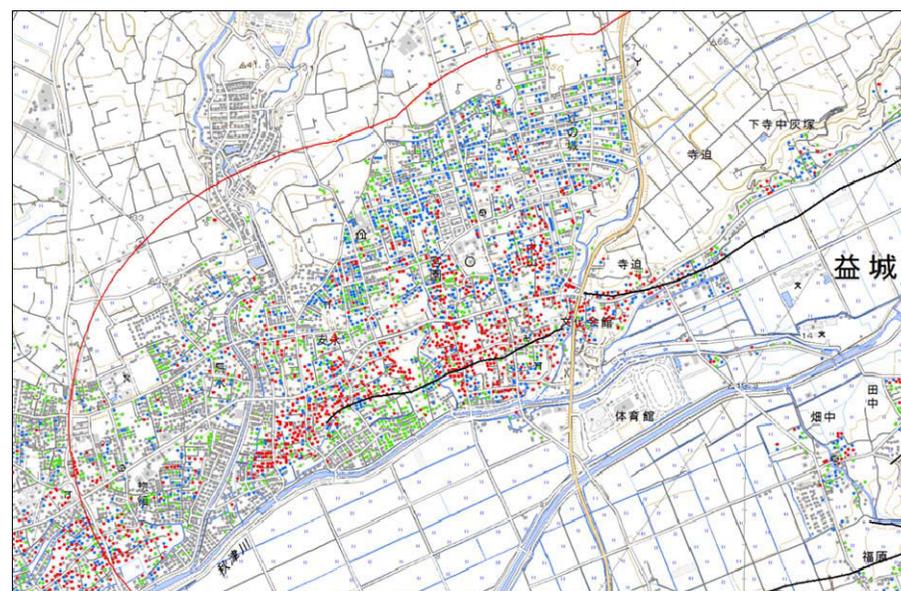


図2 益城町中心部の地表地震断層と建物被害分布

熊本県益城町を対象とした2016年熊本地震に伴う地区別死者数の分析

#中嶋唯貴・岡田成幸・篠田茜(北大工)・松多信尚(岡山大)

Analysis on Death Toll each Site Affected by a Series of Shocks in the Kumamoto Earthquake of 2016
#Tadayoshi Nakashima, Shigeyuki Okada, Akane Shinoda (Hokkaido Univ.), Nobuhisa Matta (Okayama Univ.)

1. はじめに

2016年熊本地震が発生し、熊本県益城町においては地震に伴う住宅の倒壊により前震時7人、本震時12人の死者が発生した。この地震の特徴は死者発生を伴う甚大な被害が前震・本震の2度発生していることである。前震の発生は被災者の自宅外避難を誘発し、本震時の死亡率が大きく減少した¹⁾。加えて、より詳細に検討すると、益城町の中心市街地における前震時の死亡率は兵庫県南部地震の神戸における死亡率と同程度であり、被害が甚大であった市役所周辺では、33名もの命が避難により助かっており、耐震性能の劣る住宅からの避難の重要性が提起され始めている。²⁾。しかしながら、本震時の死者12名のうち9名とその大部分が発生した南部の集落においては、前震の死者軽減効果はいまだ検討できていない。南部の集落においては、前震時の建物倒壊数が中心市街地に比べ少なく、死者が発生していないことから、避難者数が少なかった可能性がある。そこで、本研究では益城町の南部の地区を対象に、建物倒壊家屋の読み取りと死者の推定を実施することで中心市街地と同様の死者軽減効果であったのか検証を試みる。

2. 研究手法

4月14日と4月16日に撮影された航空写真を用い建物被害分布を特定する。本震時に死者が発生した益城町南部の5集落(島田地区、赤井地区、福原地区、平田地区、上陣地区)を対象とし、棟単位でダメージレベル別の読み取りを実施する。建物被害の読み取りには岡田・高井のパターンチャート³⁾を用いた。加えて、棟単位の在宅者数が不明なため平成22年国勢調査の500m地域メッシュデータを用い、棟単位の平均人口を算出し、被害分布と重ね合わせることで、本震時の在宅率100%時の推定死者数を算出する。本論においては、死者推定に用いる死亡率

に篠田他(2017)による益城町中心市街地における前震時ダメージレベル別死亡率を用いた。求めた推定死者数と実死者数を比較することで、前震が本震時の死者数に与えた影響を検討する。図1に死者発生家屋を含む解析範囲を示す。

3. 実死者数と推定死者数の比較

本震時に建物倒壊に伴う死者が発生した住宅を含む500mメッシュの推定死者数と実死者数を図2に示す。島田地区においては益城町中心市街地に比べ避難による死者軽減効果は劣るものの、実死者数1.0人に比べ推定死者数が3.2人と大きく、前震による死者軽減効果がみられた。次に、残りの集落を検討する。赤井地区においては、死者1名に対し推定死者数0.6人、福原地区においては、死者2名に対し1.2人、平田地区においては、死者4名に対し2.4人、上陣地区においては死者1名に対し1.1名と実死者数に比べ推定死者数のほうが小さいか同程度となっており、中心市街地や島田地区に比べ本震時の死者低減率が小さく明瞭な差があることが判明した。この結果から、益城町という小さなエリアにおいても前震時の地域ごとの建物被害などが影響し避難率に大きな差があった可能性が示唆される。今後は、自宅周辺の被害で各世帯が避難を検討するのではなく、各世帯固有のリスクを適切に判断できるリスク情報を提供していくことが重要となろう。

謝辞

国土地理院提供の航空写真を利用させていただいた。ここに記して謝意を表する。
参考文献

1. 中嶋唯貴・岡田成幸：平成28年熊本地震における前震の発生が本震時の人的被害に与えた影響 日本地震学会大会梗概集S15-18、2016、10
2. 篠田茜・岡田成幸・中嶋唯貴：2016年熊本地震の前震が本震に与えた影響に関する研究避難行動に伴う死者低減効果評価、日本建築学会北海道支部研究報告、pp. 349, 352,
3. 岡田 成幸, 高井 伸雄:地震被害調査のための建物分類と破壊パターン日本建築学会構造系論文集 Vol. 64 (1999) No. 524 p. 65-72

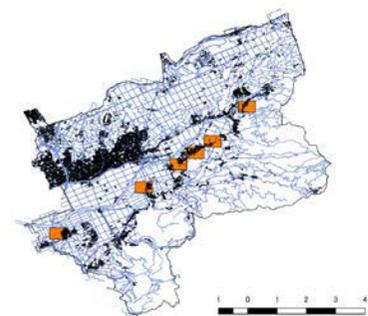


図1 解析範囲

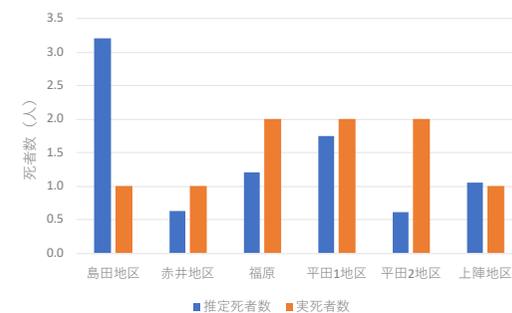


図2 地区別死者数と推定死者数

機械学習を用いた地震による建物被害抽出の試み

#内藤昌平・中村洋光・藤原広行(防災科研)

Trial experiments of the seismic damage extraction of buildings with machine learning methods

#Shohei Naito, Hiromitsu Nakamura, and Hiroyuki Fujiwara(NIED)

災害発生直後から刻々と変化する状況を迅速に記録し、次に発生する災害に備える上で画像による被害状況把握は有益であり、広域にわたる被害状況を即時に俯瞰するために衛星、航空機、UAV、自動車等の機動的な手段を用いて取得された画像は極めて重要である。これらの被災画像は通常の場合、人間の手により整理、分類、データ化が実施される。しかし、例えば南海トラフ巨大地震のような広域災害を考えた場合、大量の画像から人の目のみで情報を抽出する作業には非常に多くの工数が発生することが予想される。従って被害状況を自動識別可能な手法を開発することは、専門家による災害調査、行政による被害認定、および復旧にむけた各機関の意思決定を迅速に進める上で極めて重要であると考えられる。

防災科研では2016年熊本地震の本震発生直後に車載カメラ6台により計約576kmにわたって走行5m毎に撮影した道路走行調査画像計571,700枚による建物被害判読¹⁾や、4/14の前震(M6.5)発生直後および4/16の本震(M7.3)発生直後にそれぞれ取得された航空機オルソ画像を用いた益城町にある建物全棟の目視判読による被災度区分²⁾を実施している。これら多数の画像や目視による被害判読記録はGISで読み込み可能な形式で整理されており、これらを活用することにより大量の訓練用データを作成することが可能である。我々はこのようなデータを用いて画像認識や機械学習の手法により建物被害を自動識別するアルゴリズムを開発中である。

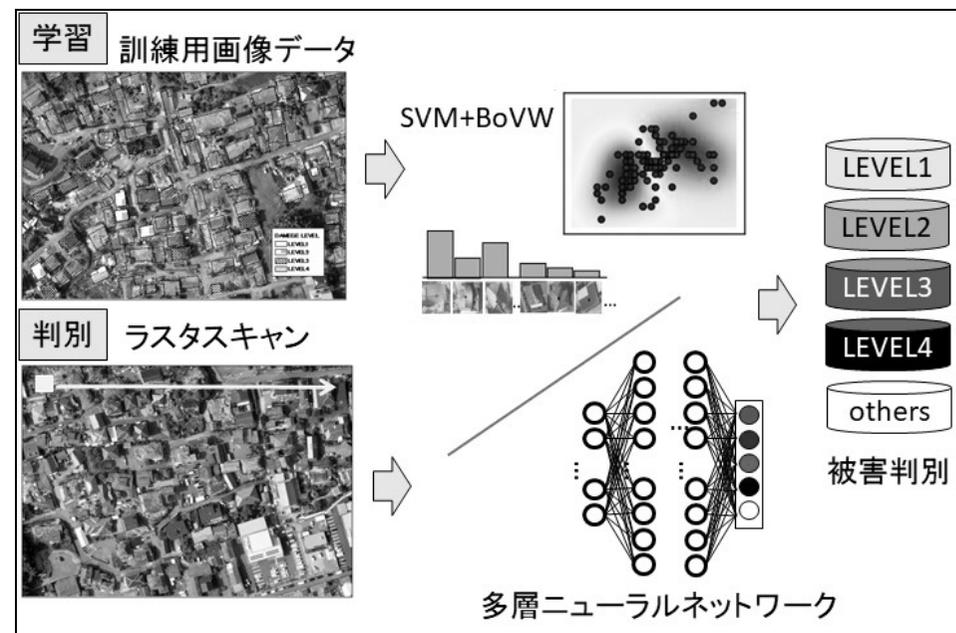
これまで画像認識技術を用いてエッジ解析やテキストチャ解析等によりリモートセンシング画像から被害を自動抽出する取り組みは三富ほか(2002)³⁾など多数実施されてきた。本研究ではこれらの手法に加えて、従来建物被害の識別には用いられてこなかったSupport Vector Machine(SVM)、多層ニューラルネットワーク等の機械学習手法を適用することにより、地震による建物の被災度区分を自動抽出する技術を開発する。なお、アルゴリズムの詳細については講演の中で紹介する。

謝辞

本研究は総合科学技術・イノベーション会議のSIP(戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST)によって実施された。また、航空写真は国土地理院および株式会社パスコが作成したオルソ画像を用い、教師データ作成には株式会社パスコ、アルゴリズム開発にはみずほ情報総研株式会社の協力を得た。記して御礼申し上げる。

参考文献

- 1) 内藤昌平、中村洋光、藤原広行:道路走行調査画像判読による2016年熊本地震の建物被害推定、JPGU-AGU Joint Meeting 2017.
- 2) 門馬直一、藤原広行、中村洋光、佐伯琢磨、下村博之、山田哲也、藤澤誠二:平成28年熊本地震における益城町の震度分布と建物被害の関係、日本地震工学会・大会—2016梗概集.
- 3) 三富創、松岡昌志、山崎文雄:空撮画像を用いた汎用的な建物被害抽出手法に関する考察、土木学会論文集、No.710/I-60、pp.413-425、2002年.



航空写真を用いた機械学習による自動被害判別のイメージ

中間・近地項を考慮した強震動シミュレーション手法 の検証と2016年熊本地震本震への適用

#長坂陽介・野津厚(港空研)

Strong motion simulation of the main shock of the 2016 Kumamoto earthquake considering near and intermediate field terms

#Yosuke Nagasaka, Atsushi Nozu (PARI)

2016年4月16日01:25に発生した熊本地震本震では断層極近傍でフリングステップを含む記録が得られた。フリングステップはこれまで半経験的手法による強震動シミュレーションでは一般的には考慮されてこなかった。一方で、2016年熊本地震本震では変位の立ち上がりと同時に100cm/s以上の最大速度が発生する(図1)など、工学的観点からもフリングステップを考慮することの重要性は増している。浅部の影響を含む強震動を深部のアスペリティのみで再現することには限界があり、深部・浅部の影響を考慮した強震動シミュレーションが必要である。そこで本研究では、修正経験的グリーン関数法を用いた既往のシミュレーション(Nozu and Nagasaka, 2017)に浅部のすべりを加えた強震動シミュレーションを行うことを目的とした。なお、修正経験的グリーン関数法は、矩形のアスペリティを断層面上に配置し、分割後の小断層からの地震動は ω スクエアモデル、Booreの伝播経路モデル、経験的サイト増幅・位相特性を考慮して求め、それらを入倉他(1997)の方法で時空間的に重ね合わせる強震動シミュレーション手法である。Nozu and Nagasaka (2017)では深部に3つのアスペリティを考慮している。

浅部のすべりは、近地項と中間項を考慮するため、遠地項のグリーン関数とのスペクトル比により近地項と中間項を評価する簡便法(野津, 2006)を用いた。震源域の時空間的な広がり、点震源からの地震動を入倉他(1997)の方法により重ね合わせることで表現する。ただし、本手法は検証(verification)されていなかったため、まずは本手法(数値解)と解析解との比較による検証を行った。解析解は中央防災会議(2001)および増田・引間(2002)によるものを用いる。これは円形の断層面全体が同時に一様にすべるときの断層面の中心軸上のある地点における地震動を表したものである。この条件のもとで数値解と解析解を比較した結果、点震源

間の距離が対象地点までの最短距離の約2倍以下であれば数値解と解析解がほぼ一致することが分かった。

次に2016年熊本地震本震への適用のため、地表地震断層や余震の分布を参考に図2のように浅部すべりを設定した。走向、傾斜、すべり角はそれぞれ 240° 、 65° 、 -180° とし、長さは21km、幅は5kmとした。すべり量は西原村付近のみ2mとし、その周辺では1.5mとしている。気象庁による震源から速さ2.2km/sで破壊を伝播させた。ライズタイムは3.0sとし、すべり速度時間関数は入倉他(1997)に従う。断層近傍4地点での結果をNozu and Nagasaka (2017)の結果と観測記録とともに図3に示した。震央近傍では低周波数帯域は浅部のすべりによって説明できることが分かった。一方、西原村周辺では浅部だけでは観測記録を再現できず、多くのインバージョン解析で見られるような比較的深い部分での大すべりが低周波数まで影響している可能性がある。今後は阿蘇カルデラ内の記録も含めて観測記録を総合的に説明するため、アスペリティ部分の調整も含めて検討する予定である。

謝辞:本研究では、熊本県、気象庁およびK-NET, KiK-netの観測記録を利用させていただきました。

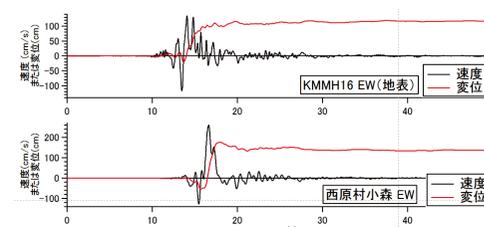


図1 断層極近傍の速度と変位時刻歴

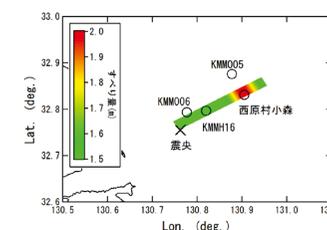


図2 浅部すべりの設定例

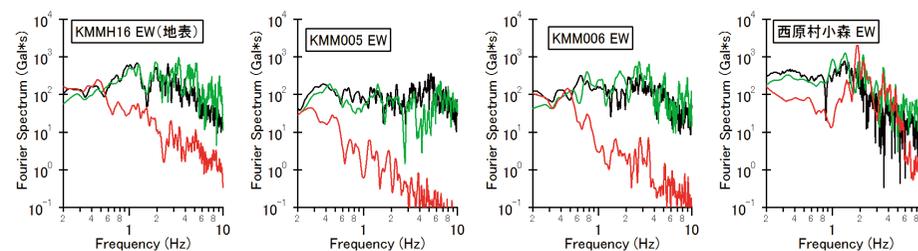


図3 フーリエスペクトル比較

(黒:観測, 緑:Nozu and Nagasaka 2017, 赤:浅部すべりによる数値解)

2016年鳥取県中部の地震で見られた非線形地盤応答の基礎的検討

#香川敬生・野口竜也・吉見和・吉田昌平(鳥取大学大学院工学研究科)

A Primary Study for Non-linear Site Responses
Observed under the 2016 Central Tottori Earthquake

Takao KAGAWA, Tatsuya NOGUCHI, Kazu YOSHIMI and
Shohei YOSHIDA(Tottori Univ., Graduate School of Engineering)

1. はじめに

2016年10月21日14:07に発生した鳥取県中部の地震(M6.6)では、倉吉市役所(K-NET, TTR005), 湯梨浜町龍島(東郷支所), 北栄町土下(北条支所)の3地点で深度6弱(計測震度はいずれも5.8)を観測した。これらのうち、倉吉市役所では1.4Gに達する最大加速度が観測されたものの、湯梨浜町龍島では南北成分で最大0.6G程度となり、パルス状に連続した片振れ波形が見られた(図1)。また、観測点周辺で20cm程度の地盤沈下が観察された。北栄町土下ではさらに小さく最大で0.3G程度であり、水平2成分に周期1.5秒程度のモニタリングな波群が観測された(図2)。これらは、地盤の非線形応答によるものと考えられる。この地震では、日本海沿岸に近い砂質地盤域で液状化による噴砂が散見されたものの、上記2点を含め強震観測点周辺では液状化の痕跡は見られなかった。

2. 前震, 本震, 余震による地盤応答

湯梨浜町龍島, 北栄町土下では、鳥取県が管理する震度観測点で、本震に加えて当日12:12に発生したM4.2の前震, 14:30以降に発生した余震がトリガ起

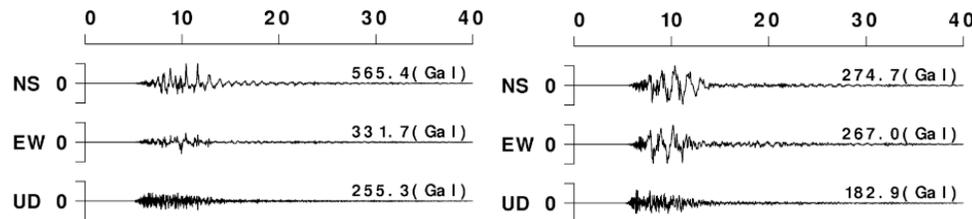


図1 湯梨浜町龍島の本震加速度記録

図2 北栄町土下の本震加速度記録

動で記録されている。これらについて H/V スペクトル比を評価した例を図3に示す。図は、上から前震, 本震, 14:30の余震(M4.4)によるもので、NS/V, EW/V およびその平均の3本のスペクトル比を示している。図中の破線は、前震および余震に見られるピーク周期と、本震の際にそれらが長周期側に移動していることを明示したものである。前震と余震のピークは良く対応しており、これらが弱震時(最大加速度はそれぞれ73, 65cm/s²)の地盤卓越周期と想定される。一方、本震時には長い方の周期で約0.5秒から0.8秒へ1.6倍程度長くなっており、地盤の非線形化が示唆される。北栄町土下の記録でも同様の挙動が確認された。2016年熊本地震では、地盤の非線形化の回復に月単位を要したことが報告されているが(Hata et al., 2017), それに比べると著しく早く回復していると考えられる。また、本震直後の様子を解析できていないことが残念である。

3. おわりに

これらの震度観測点周辺では常時微動によって地盤卓越周期が把握されているが(野口・香川, 2014), 軟弱な地盤が強い地震動を受けた場合にはその周期が卓越するとは限らないことが、2016年熊本地震の益城町の被害要因(Goto et al., 2017)と同様に示唆される結果となり、今後の地震防災において課題となろう。他の震度観測点でも同様の検討を実施したい。

本研究では、鳥取県が管理する震度観測点のデータを利用しました。記して感謝します。

参考文献

Goto et al. (2017), BSSA, Vol.107(4), in press. Hata et al. (2017), EPS, 69:72. 野口・香川(2014), 土木学会 A1, 70(4), I_888-I_896.

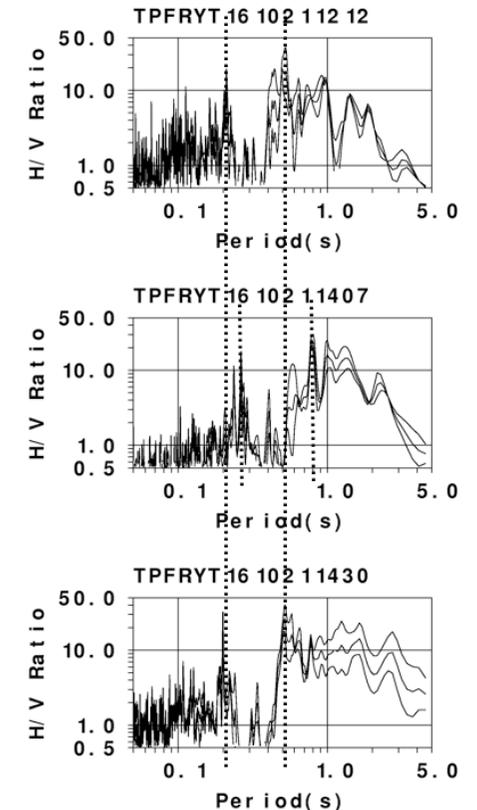


図3 湯梨浜町龍島における H/V スペクトルの推移(上:前震, 中:本震, 下:余震)

ヤンゴン市における推定地盤構造を考慮した強震動予測の試行

#松下隼人(京大工)・松島信一(京大防災研)

Trial of estimation of strong ground motion in Yangon City by using the estimated subsurface velocity structure
#Hayato Matsushita (GSE, KU), Shinichi Matsushima (DPRI, KU)

1. はじめに

ヤンゴン市は地震多発国のミャンマー共和国連邦の最大都市である。ヤンゴン市では地震動への対策が不十分なまま建設ラッシュが進行している。そのため今後起きる地震動を適切に評価し、建築物の耐震安全性へ反映させることが必要である。本研究では廣川ら(2014)によって得られた地下構造とTsunami and Sato(2009)の震源パラメータ等を利用してモデルを作成し強震動予測の試行を行った。

2. 地下構造モデルの構築

ヤンゴン大学で行った常時微動アレイ観測記録にnc-CCA法を用いて地震基盤相当までのRayleigh波位相速度を求めた。解析には微動観測データ解析プログラムBIDO(Cho et al., 2010)を用いた。次にBallard(1964)の方法によりRayleigh波位相速度からS波速度構造を推定後、層分割を行い基本の地下構造モデルとした。続いて、GMT(Wessel and Smith, 1998)のSurface関数で単点微動H/Vスペクトル比から推定した地下構造モデルの補間を行い、三次元地下構造モデルを作成した。

3. 強震動予測手法

強震動の予測には防災科学技術研究所のGMS(青井ら, 2004)を利用した。ヤンゴン市内の地下構造には2.で推定した地下構造モデルを用いたが、市外に関する情報が十分に得られなかったため、本研究では工学的基盤が露頭する水平成層構造を仮定した。震源モデルは2つのモデルを想定した。1つはTsunami and Sato(2009)による1930年の地震を調査して得られたパラメータを利用し(Tsunamiモデル)、もう1つは日本の強震動予測レシピ(Irikura and Miyake, 2010)に基づき設定した(想定モデル)。図1に計算に用いた三次元地下構造モデルの $V_s=800\text{m/s}$ の層の上端深さ分布とTsunamiモデルのアスペリティ配置を示す。

4. 強震動予測結果

図2にヤンゴン大学で計算されたTsunamiモデルの速度波形NS成分を示す。

破壊開始後35秒ほどでS波が到達し最大20cm/s前後の速度の揺れとなる。図3には想定モデルの最大速度分布NS成分を示す。 $V_s=800\text{m/s}$ の層が深くなっている地点で揺れが増幅されていることが確認できる。

5. まとめ

常時微動観測を行いヤンゴン市における三次元推定地盤モデルを構築した。その地下構造モデルを用いてTsunamiモデルと想定モデルの2ケースの強震動の計算を行った。 $V_s=800\text{m/s}$ の層が深くなっている地域で揺れが増幅していることが確認された。今後、より詳細な地下構造モデルを構築し、精度の高い強震動予測を行う。

謝辞

本研究はJSPS科研費JP16H05649の助成を受けたものです。ヤンゴン市での微動観測では京都大学防災研究所の川瀬博教授、Monyawa大学のMyo Thant教授、Yangon Technological大学のTun Naing教授および京都大学、Yangon大学、Mandalay大学から多くの関係各位にご協力を得た。ここに記して感謝の意を表す。

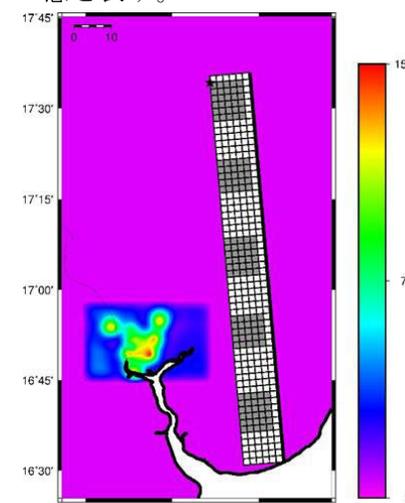


図1 Tsunamiモデルのアスペリティ配置と $V_s=800\text{m/s}$ の上端深さ(m)

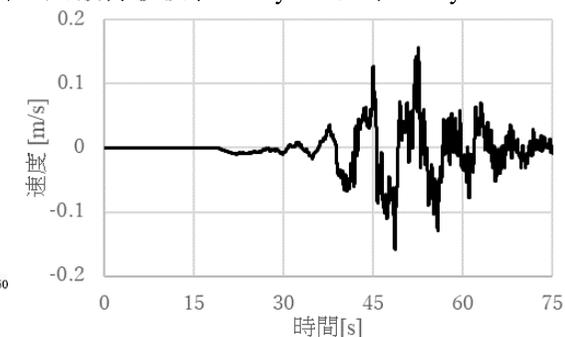


図2 ヤンゴン大学で計算された速度波形NS成分(m/s)

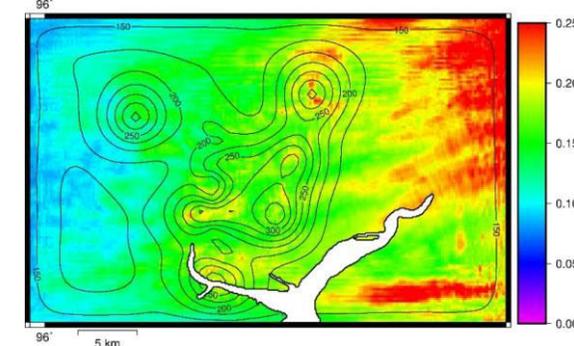


図3 想定モデル最大速度分布NS成分と $V_s=800\text{m/s}$ の深さコンタ

A Bayesian-based novel methodology to generate reliable site response mapping sensitive to data uncertainties

#Anirban Chakraborty, Hiroyuki Goto (DPRI, Kyoto Univ.)

The 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake caused severe damage in many areas further inside the mainland because of site-amplification. Furukawa district in Miyagi Prefecture, Japan recorded significant spatial differences in ground motion even at sub-kilometer scales (Goto and Morikawa,2012). The site responses in the damage zone far exceeded the levels in the hazard maps. A reason why the mismatch occurred is that mapping follow only the mean value at the measurement locations with no regard to the data uncertainties and thus are not always reliable. Our research objective is to develop a methodology to incorporate data uncertainties in mapping and propose a reliable map.

The methodology is based on a hierarchical Bayesian modeling of normally-distributed site responses in space where the mean (μ), site-specific variance (σ^2) and between-sites variance(s^2) parameters are treated as unknowns with a prior distribution. The observation data is artificially created site responses with varying means and variances for 150 seismic events across 50 locations in one-dimensional space. Spatially auto-correlated random effects were added to the mean (μ) using a conditionally autoregressive (CAR) prior (Oliveira,2012). The inferences on the unknown parameters are done using Markov Chain Monte Carlo(MCMC) methods from the posterior distribution. The goal is to find reliable estimates of μ sensitive to uncertainties. During initial trials, we observed that the τ ($=1/s^2$) parameter of CAR prior controls the μ estimation. Using a constraint, $s = 1/(k \times \sigma)$, five spatial models with varying k -values were created. We define reliability to be measured by the model likelihood and propose the maximum

likelihood model to be a highly reliable. The model with maximum likelihood was selected using a 5-fold cross-validation technique.

The results show that the maximum likelihood model (μ^*) follows the site-specific mean at low uncertainties and converges to the model-mean at higher uncertainties (Fig.1). This result is highly significant as it successfully incorporates the effect of data uncertainties in mapping. This novel approach can be applied to any research field using mapping techniques. The methodology is now being applied to real records from a very dense seismic network in Furukawa district, Miyagi Prefecture, Japan to generate a reliable map of the site responses.

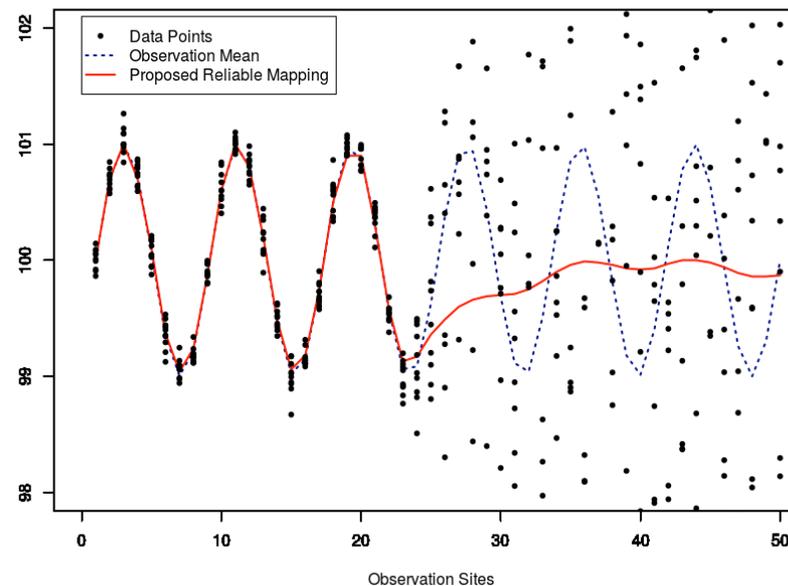


Fig. 1. The proposed reliable mapping(μ^*) with observation data and means.

<References >

1. Goto, H., Morikawa, H. (2012): Ground motion characteristics during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Soils and Foundations*, 52(5), 769-779
2. De Oliveira, V. (2012). Bayesian analysis of conditional autoregressive models. *Annals of the Institute of Statistical Mathematics*, 64(1), 107-133.

多次元距離減衰式の検証

— 気象庁震度データベースを用いて —

#石辺岳男・岩佐幸治・古村美津子・松浦律子(地震予知振興会)・
田中裕人・高浜勉(構造計画研究所)

Validation of a New Ground Motion Prediction Equation Using the JMA Seismic Intensity Database

Takeo Ishibe, Koji Iwasa, Mitsuko Furumura, Ritsuko S.
Matsu'ura (ADEP), Hiroto Tanaka, Tsutomu Takahama (KKE)

最近、田中・他(2017; JpGU-AGU Joint Meeting, 日本地震工学会(投稿中))はK-NET・KiK-netの観測記録を使用し、異常震域等による補正項として観測点下のプレート上面深度、ならびに地盤の影響としてAVS30を用い、広い距離範囲に適用可能な地表の計測震度の多次元距離減衰式を構築した。なお、距離減衰式は震源タイプごとにInter-Plate、Intra-Plate(フィリピン海プレート・太平洋プレート)、Very Shallow(VS)の4タイプに分類して推定されており、主に中規模以上の地震を用いて推定されている。本研究では、気象庁震度データベースを用いることで、地殻内で発生した中小地震に対して構築された多次元距離減衰式が適用可能であること、ならびにAVS30に関する詳細な情報が分からない点についてもJ-SHISによるAVS30を用いることで震度の再現性があることを示す。

2000年から2010年までに震度3以上が観測された20 km以浅で発生した約2300地震を対象に、気象庁観測点での計測震度を計算し観測値と比較した。観測値は上記の地震に対して報告されている全ての計測震度を用いた。計算に使用するAVS30には、気象庁観測点のある250 mメッシュでの値を地震ハザードステーション(J-SHIS)から引用した。また $M_w = M_j - 0.3$ を仮定した。図1aに、気象庁による計測震度と距離減衰式による予測震度の残差分布を示す。気象庁観測点におけるAVS30をJ-SHISによる250 mメッシュでの代表値で代用しているものの、残差の最頻値はほぼ0で正規分布を示す。このことから、田中・他(2017)によって構築された浅発地震に対する距離減衰式が、中小地震までを含め、日本全国の地表における計測震度の推定式として活用できることが確認された。また、上記の地震による各観測点における観測震度と

計算震度の残差の平均値をその観測点での0-Cとして用い、気象庁による震源情報を与え距離減衰式により各観測点の有感地震回数を計算したところ、観測された有感地震回数の分布を概ね再現できることが確認された(図1b)。

田中・他(2017)では、Inter-PlateならびにIntra-Plateに関する距離減衰式も構築されており、これらのタイプの地震に関しても検証を実施するとともに、他の既往研究による距離減衰式との比較を実施する予定である。

謝辞：本研究では、田中・他(2017; JpGU-AGU Joint Meeting, 日本地震工学会(投稿中))によって構築された多次元距離減衰式、ならびにJ-SHISのAVS30データを使用させて頂いた。ここに記して感謝申し上げます。

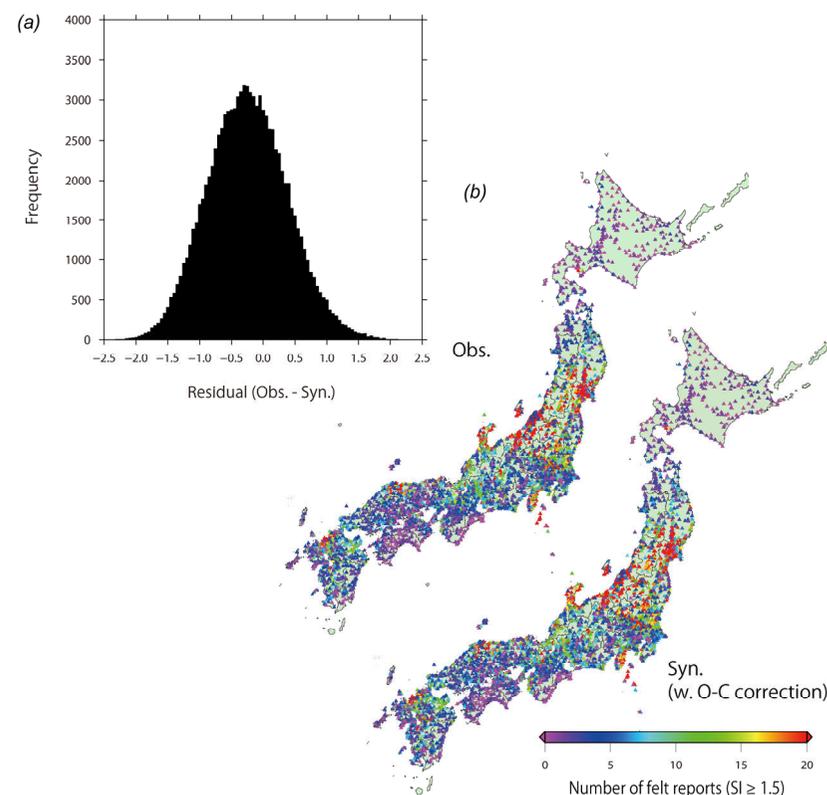


図1(a) 2000年から2010年までに震度3以上が観測された20 km以浅の約2300の地震に対する計算震度と計測震度の残差。(b) 各気象庁観測点における、距離減衰式から計算された有感地震回数(震度1.5以上)と、2000年から2010年までに観測された有感地震回数の比較。

基盤強震観測網 (KiK-net) データの地中記録を用いた内陸地殻内地震の距離減衰式の作成

#西村利光・宮腰研(地盤研)・堀家正則(阪神コンサルタンツ)

GMPE of The Horizontal and Vertical Motion Presumed from Borehole Record of KiK-net Data
 #Toshimitsu Nishimura, Ken Miyakoshi (GRI), Masanori Horike(Hanshin-Consultants)

・はじめに 最大加速度等の地震動指標の距離減衰式は、多くの場合、地表観測記録に基づく。ただし、地盤増幅特性と震源スペクトルの相対的關係で、同一観測点であっても、地震規模による地中-地表間の最大振幅比のばらつきが確認されている(西川・宮島(2014), 西村他(2015))。そこで、この最大振幅比のばらつきの影響がない距離減衰式として、基盤強震観測網(KiK-net)の地中観測記録を用いた地中の距離減衰式(PGA, PGV)の作成を試みた。得られた地中記録に基づいた距離減衰式に、地中-地表間の地盤増幅比(西村他、2015)を用いることで、地表の距離減衰式の高精度化が期待できる。

・地中の強震動データベース 距離減衰式の回帰解析に用いたデータは、1996年6月から2016年3月までにKiK-netによって観測されたMw5.4以上の内陸地殻内で発生した59地震である。地中観測記録は、断層最短距離100km以内かつ、地中地震計が基盤岩中(S波速度 $\geq 2000\text{m/s}$)に設置された観測点のものを使用した。水平成分(水平2成分の最大値)・上下成分のPGA、PGVはS波主要動部分の最大値を取得した。PGVは、司・翠川(1999)を参考に加速度を積分後に0.1秒~3.0秒のフィルターをかけた。

・解析方法および水平動と上下動の距離減衰式 式1に示す回帰モデルを使用した。ここで、 i は地震を、 j は観測点を示す添え字を表し、 Y は最大振幅(PGA, PGV)、 R は断層最短距離(km)、 M_w はマグニチュード、 Dep は震源深さを表す。 $C_1 \sim C_6$ 、 Ce_1 、 Ce_2 、 Ck は回帰係数である。 Cs_i は地震 i 固有の定数項であり、2つのパラメーター M_w 、 Dep の最大次数を1~4とした $2^4=16$ ケースの回帰モデルから、AICによって選択された式2で表される。 Ce_i は地震 i の頭打ちを示す項であり、 $Ce_i = Ce_1 \times 10^{Ce_2 \times M_w}$ で表され、震源近

傍(40km以内)のデータを持つ地震のみで回帰を行った。回帰式の推定には、最小二乗法を用い、3段階回帰分析により、係数 Ck 、係数 Ce_1 、 Ce_2 、係数 $C_1 \sim C_6$ の順に求めた。

$$\text{Log}_{10}(Y_{ij}) = Cs_i - \text{Log}_{10}(R_{ij} + Ce_i) - Ck \times R_{ij} \quad \text{式1}$$

$$Cs_i = \begin{cases} C_1 + C_2 \times Mw_i + C_3 \times Mw_i^2 + C_4 \times Dep_i + C_5 \times Dep_i^2 & : \text{PGA} \\ C_1 + C_2 \times Mw_i + C_4 \times Dep_i + C_5 \times Dep_i^2 + C_6 \times Dep_i^3 & : \text{PGV} \end{cases} \quad \text{式2}$$

作成した地中記録の距離減衰式のPGA水平動(PGA-H)、PGA上下動(PGA-V)、PGV水平動(PGV-H)、PGV上下動(PGV-V)それぞれの回帰係数を表1に示す。

表1 地中記録の距離減衰式の回帰係数

	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₆	Ce ₁	Ce ₂	Ck
PGA-H	10.3590	-3.2035	0.3159	0.02337	-0.000439		0.00230	0.529	0.00297
PGA-V	10.3645	-3.2699	0.3229	0.02368	-0.000513		0.00200	0.547	0.00270
PGV-H	-3.5060	0.8177		0.06007	-0.005326	0.000125	0.05876	0.287	0.00102
PGV-V	-3.6360	0.8208		0.06740	-0.006004	0.000139	0.09730	0.250	0.00102

・既往の距離減衰式との比較及び考察 図1に2008年岩手宮城内陸地震(Mw6.9)の距離減衰式を例に示す。図1から、地中PGV(図中●、Deep)は地表PGV(図中○、Surf.)と比べてばらつきの少ない距離減衰特性であることがわかる。本研究のデータベースに対する、既往および本研究の距離減衰式の対数標準偏差を比較した(表2)。地中の距離減衰式の標準偏差は0.27~0.34であり、既往の地表の距離減衰式のそれ(0.32~0.46)と比べて小さい。しかしながら、地盤増幅比回帰式(西村他、2015)の対数標準偏差が0.17程度、かつ地中の距離減衰式の標準偏差が0.3程度あることから、地表地震動指標の対数標準偏差は0.35程度と予想される。これは既往の地表の距離減衰式と同程度(表2参照)であり、地中の距離減衰式に対してさらなる精度の向上の検討が必要と考える。今後の方針として、地震固有の定数項Csの評価精度の向上を検討している。

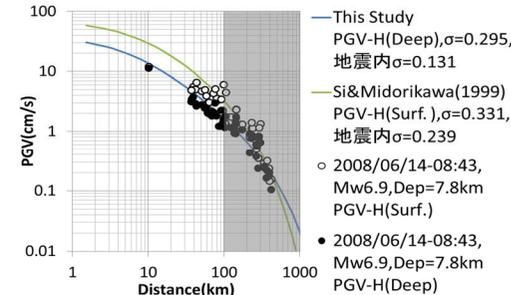


表2 本研究のデータベースに対する対数標準偏差

	地中の距離減衰式(本研究)	Kanno et al.(2006)	司・翠川(1999)	西村・堀家(2003)
PGA-H	0.339	0.455	0.380	
PGA-V	0.333			0.432
PGV-H	0.295	0.316	0.331	
PGV-V	0.268			0.320

図1 距離減衰式と岩手宮城内陸地震の比較

Small-Titanの記録を用いた東北地方太平洋沖地震の震源モデルの検証

#野津 厚(港湾空港技術研究所)

Validating a source model for the 2011 Tohoku Earthquake using records from the Small-Titan #Atsushi Nozu (Port and Airport Research Institute)

2011年東北地方太平洋沖地震の際、宮城県内の観測点では、周期1秒前後のパルス状の地震動が観測され、これが最大振幅を決定している。著者ら¹⁾²⁾は、このパルスの工学上の重要性を指摘し、これを含む強震動を正確に計算するための震源モデルとしてSPGA (Strong-motion Pulse Generation Area) モデルを提案した。このモデルは主に宮城県～茨城県にかけての震源断層に比較的近い位置での強震記録³⁾⁴⁾を再現すべくフォワードモデリングにより作成したもので、それらの地点での強震記録を再現することには成功している。しかしながら、時として、一つのデータセットを説明するために作成した震源モデルが別なデータセットを説明できないということは起こり得るものであり、震源モデルの信頼性向上のためには、独立のデータセットを用いて検証することが望ましい。そこで、ここでは独立のデータセットとして東北工業大学のSmall-Titan⁵⁾の強震記録を利用し、震源モデルの検証を行ったので、その結果を報告する。なお、Small-Titanは仙台市を中心とする20の観測点からなる観測網で、1998年から観測を開始し、500以上の記録を取得した。

地震動の計算には、震源モデルを作成した時と同様、経験的サイト増幅・位相特性を利用する方法⁸⁾⁹⁾を用いた。計算に使用する経験的サイト増幅特性は、Small-Titan観測点とK-NET観測点の中小地震による観測スペクトル比を利用し、K-NET観測点における既存の経験的サイト増幅特性を補正することにより評価した。伝播経路モデルについては、 $(1/r)\exp(-\pi fr/Q\beta)$ 、 $Q=114f^{0.92}$ で表される最も単純なモデルを基本とし、 Q 値を0.7Hz以下で一定とする場合としない場合、80km以遠での幾何減衰の折れ曲がりを考慮する場合としない場合の、計4通りのケースを検討した。これに加えて、表層地盤の多重非線形効果を簡便な方法で考慮するケースとしないケースを考えた。

計算結果については、0.2-1Hzの帯域の速度波形、0.2-10Hzの帯域の速度エ

ンベロープ、および0.2-10Hzの帯域のフーリエスペクトルについて定量的に誤差を評価したところ、 Q 値を0.7Hz以下で一定とし、オリジナルの伝播経路モデルを用いたケースが最も良い結果を与えていると判断された。このケースでの速度波形の計算結果を観測結果と比較して図に示す。問題のパルスをはじめとして波形全体の特徴がうまく再現できているため、検証は成功であったと考えている。

謝辞 強震記録を利用させていただいたことに対し東北工業大学および防災科学技術研究所の関係各位に御礼申し上げます。

参考文献 1) 野津：日本地震工学会論文集、Vol.12、2012年、pp.21-40. 2) 野津他：日本地震工学会論文集、Vol.12、2012年、pp.209-228. 3) Kinoshita, S.: Seim. Res. Lett., Vol. 69, 1998, pp.309-332. 4) Aoi et al.: Eos Trans. Am. Geophys. Union, Vol.81, 2000, p.329. 5) 神山他：土木学会論文集、Vol.664、1999年、pp.283-298. 8) 古和田他：日本建築学会構造系論文集、Vol.514、1998年、pp.97-104. 9) 野津他：土木学会論文集A、Vol.65、2009年、pp.808-813.

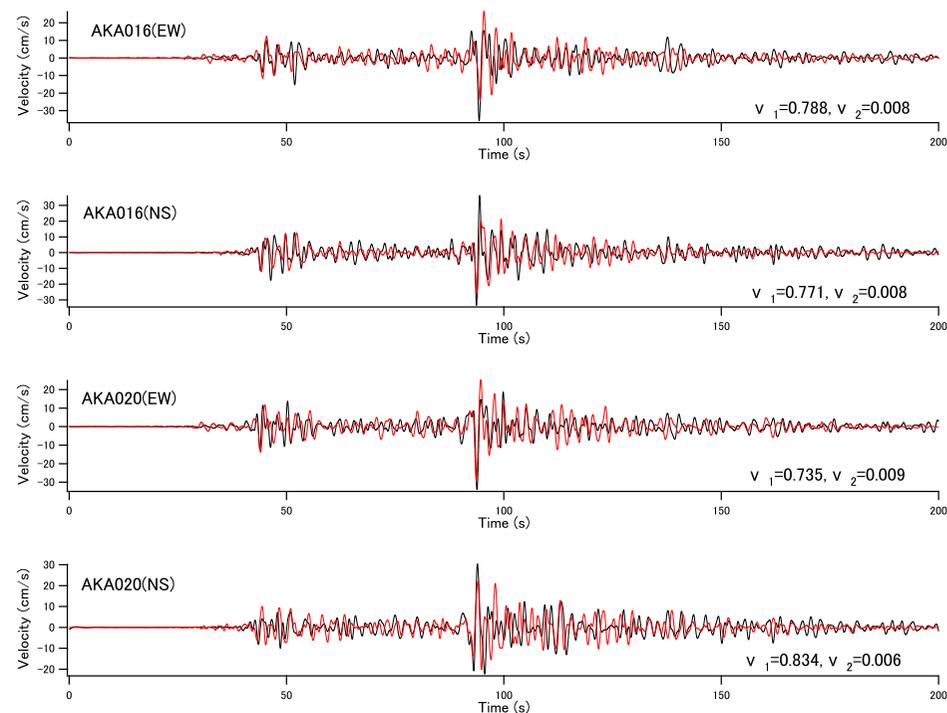


図1 SPGAモデルによる速度波形(0.2-1Hz)の計算結果と観測結果

要素内の破壊伝播効果を考慮した統計的グリーン関数法の検証

#早川崇・小穴温子(清水建設)

A method incorporating rupture directivity effects inside subfaults into stochastic Green's function method
 #Takashi Hayakawa, Atsuko Oana (SHIMIZU Corp.)

1. はじめに

従来の統計的グリーン関数法は要素内の破壊伝播効果を表現できないため、建築物の耐震に重要な周期1秒程度の地震動評価が十分でない場合があると考えられる。筆者らは、統計的グリーン関数法に要素断層内の破壊伝播効果を導入する手法を提案している¹⁾。本報告では手法が機能していることを確認するため、本手法と要素内の破壊伝播効果を理論的に正確に取り込める差分法と比較した。

2. 手法概要

要素断層内でグリーン関数とすべり速度の時刻歴が同じである場合、要素断層による、観測点xにおける遠方S波の地動変位i成分 u_i は(1)式で表される。 $G_{ip,q}$ はグリーン関数、 m_{pq} はモーメントテンソル、 β は伝播経路のS波速度、 v_r は破壊伝播速度である。(2)式の Ω は破壊伝播効果で、発震時刻から測ったS波到達時間Eの面積分で表される。 Δtr は破壊時刻の揺らぎ、 Δur は最終すべり量の揺らぎの平均に対する比である。 Ω のEの第一項の積分値は破壊伝播による地震波の指向性を、第二項の積分値はすべり速度のスペクトル特性を除く震源スペクトルを表す。

$$u_i(x, \omega) = \Omega(x, \omega) \cdot m_{pq}(\omega) \cdot G_{ip,q}(\omega) \quad (1)$$

$$\Omega(x, \omega) = \iint_{\Sigma} \Delta u_r \exp(i\omega E(x, \xi)) d\Sigma \quad , \quad E(x, \xi) = |x - \xi| / \beta + |\xi - d| / v_r + \Delta tr \quad (2)$$

$$\Omega'(x, \omega) = \iint_{\Sigma} \Delta u_r \exp(i\omega E'(x, \xi)) d\Sigma \quad , \quad E'(x, \xi) = |\xi - d| / v_r + \Delta tr \quad (3)$$

$$H(x, \omega) = \Omega(x, \omega) / \Omega'(x, \omega) \quad (4)$$

厳密な議論は困難であるが、従来の統計的グリーン関数法の震源スペクトルは(3)式の $\Omega'(x, \omega) \cdot m_{pq}(\omega)$ に相当すると考えられる。大地震の要素断層の合成波に(4)式の補正スペクトルを合積すれば、従来のSGFに破壊伝播効果を導入できる。

3. 数値モデルによる手法検証

中央防災会議による都心南部直下の断層モデル²⁾を用いて、都庁における地震

動を従来法と提案法のSGF、三次元差分法で算定した。破壊開始点はSMGA中心から真下に10.5km下がった位置に設定し、同心円状破壊とした。図1に断層モデルと都庁の位置を示す。差分法では中央防災会議による三次元地下構造モデルを用い、SGFでは同モデルから抜き取った一次元モデルを用いた。SGFのグリーン関数は要素断層のモーメントと応力降下量からスペクトル振幅を設定し³⁾、経時特性⁴⁾を満たしかつ長周期でコヒーレントな位相を付与⁵⁾して地震基盤上面で作成した。さらに鉛直入射のSH波の増幅率を乗じて、地下構造モデル上面のグリーン関数とした。従来のSGFはグリーン関数を波形合成⁶⁾して地震波を算定した。提案のSGFでは要素断層の合成波に補正スペクトルを合積した以外は従来のSGFと同じである。差分法ではすべり時間関数⁷⁾を設定し、そのfmaxを6Hzとした。図2に補正スペクトルを示す。都庁は破壊伝播方向に位置するため、破壊伝播効果により約0.5Hz以上で1を上回る。図3に都心南部直下の地震動EW成分の速度フーリエスペクトルを示す。提案のSGFは従来のSGFに比べて差分法に近く、提案手法が機能していることを表している。

参考文献 1) 早川・他,2016,日本地震工学会第12回年次大会梗概集,P4-14, 2)内閣府,2015, <http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/shutochokkajishinmodel/index.html>, 3) Boore, D. DM.,2003,Pure Appl. Geophysics,160,pp.635-675,4) 佐藤・他,1995,日本建築学会構造系論文集,451,pp.19-28,5) 香川,2004,日本地震工学会論文集,4-2,pp.21-32,6) 壇・他,1989,日本建築学会構造系論文集,396,pp.27-36,7) 中村・他,2000,地震2,53,1-9

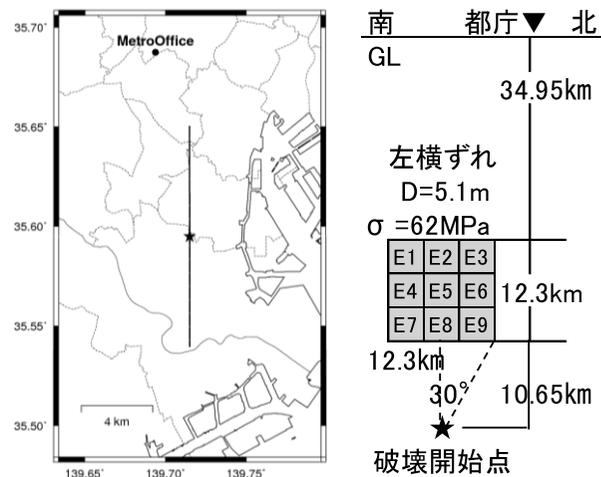


図1 断層モデルと都庁(左:平面図、右:断面図)

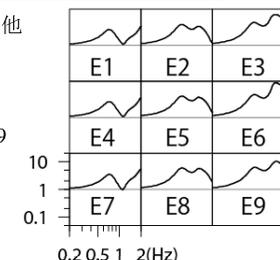


図2 補正スペクトル

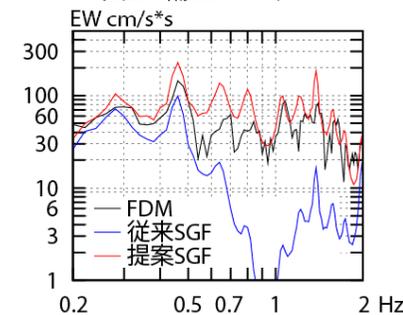


図3 差分法、従来、提案SGによるフーリエスペクトル

地殻構造のランダム不均質性による最大速度評価の不確定性

#吉本和生（横浜市大）・武村俊介（防災科研）

Uncertainty of peak ground velocity estimation related to random crustal heterogeneity

#Kazuo Yoshimoto (Yokohama City Univ.) and Shunsuke Takemura (NIED)

1. はじめに 高周波数域 (≥ 1 Hz) の地震波の振幅は、地殻構造のランダム不均質性による散乱作用で大きくばらつく（以下、「地震波散乱によるばらつき」と呼ぶ）。地震波散乱によるばらつきは、その決定論的な評価が極めて困難であるため、強震動予測においては確率論的に評価せざるを得ないが、その詳細については依然として不明な点が多い。本研究では、観測波形および地震動シミュレーション波形の解析から、P波とS波の振幅のばらつきの周波数・距離依存性を明らかにするとともに、最大速度 (PGV) 評価の距離減衰式の不確定性との関連について検討した。

2. データと解析 吉本・他 (2016) と同様に、中国地方の地殻内で発生した横ずれ型地震 (イベント数 31, マグニチュード 3.1-5.7) の Hi-net の速度波形を解析に使用した。震源距離 75 km 以内で震源輻射特性係数 0.8 以上の速度波形を選定し、比較的近距离における最大輻射方向の地震動に注目した。1-2 Hz および 2-4 Hz 帯域で、コーダ規格化した 3 成分合成最大 P 波振幅および S 波振幅 (以下、「P 波振幅」および「S 波振幅」) を測定し、地震波散乱によるばらつきの周波数・距離依存性の特徴を評価した。さらに、ランダム不均質な地殻構造モデルを採用した 3 次元差分法地震動シミュレーションを行い、観測と地震動シミュレーションの地震波散乱によるばらつきを比較した。地震動シミュレーション手法および地殻構造モデルは Takemura et al. (2017) と同様であり、地殻構造のランダム不均質性には、相関距離 1 km, ゆらぎの大きさ 0.03 の指数関数型モデルを仮定した。

3. 地震波散乱によるばらつき 観測された P 波振幅と S 波振幅のばらつきは、震源距離とともに増大し、高周波数ほどその特性が著しいことが確認された。例えば、1-2 Hz 帯域の S 波振幅のばらつきは、震源距離 30 km 程度まで増大し、それ以降では概ね頭打ちになる (図 A, B)。この特徴は、3 次元差分法地震動シミュレーションおよび地震波散乱数理モデル (Yoshimoto et al. 2015) によって説明できることが確認された。この結果は、数%程度の地殻構造のランダム不均質性によって、最小と最大で 10 倍程度の振幅のばらつきが発生し得ることを示している。地震動シミュレーションおよび数理モデルにより、観測では不明瞭であった震源距離 30 km 以下の地震波散乱によるばらつきの特徴も把握された。

以上の解析結果を踏まえ、本研究では、地殻構造のランダム不均質性による PGV 評価の距離減衰式の不確定性について検討した。簡単のため、最大速度は特定の周波数の S 波に起因するものと仮定し、既往の距離減衰式 (司・翠川 1999) にもとづいてその評価値の標準偏差を算出した。一例として、中規模地震 (Mw 5.5) の PGV の距離減衰の評価値の標準偏差を図 C に示す。標準偏差が震源距離 30 km まで単調増加しそれ以降で一定値になるものと近似した評価 (細実線) と地震波散乱数理モデルによる評価 (破線) を示す。これらの評価はほぼ同一になり、いずれも PGV 評価の不確定性が震源距離とともに増大し、決定論的な評価が困難になることを示している。

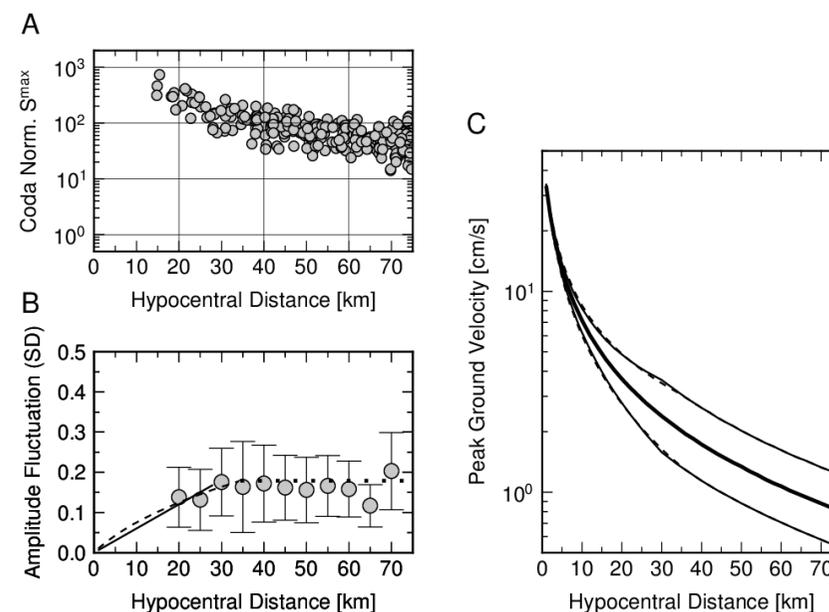


図 A. S波振幅 (1-2 Hz) のばらつきの震源距離変化。S波初動から5秒間のタイムウィンドーを使用。B. 対数S波振幅 (1-2 Hz) のばらつきの標準偏差の震源距離変化。エラーバーは標準偏差。細実線は観測値の線形近似。破線は地震波散乱の数理モデルによる予測値 (Kobayashi et al. (2015) の地殻構造のランダム不均質性の推定値 (指数関数型不均質性, 相関距離 1 km, ゆらぎの大きさ 0.03) を仮定)。点線は数理モデルによる飽和レベル (=0.18)。C. 距離減衰式 (司・翠川 1999) による中規模地震 (Mw 5.5) の PGV の震源距離変化 (太実線)。細実線は観測値から評価した標準偏差, 破線は地震波散乱数理モデルから評価した標準偏差。対象は 1-2 Hz 帯域の S 波。

謝辞 防災科学技術研究所の高感度地震観測網 Hi-net の波形記録と震源カタログを使用しました。地震動シミュレーションには東京大学地震研究所地震火山情報センターの EIC 計算機システムおよび海洋研究開発機構の地球シミュレータを利用しました。

地殻内地震の PL 波がもたらす大振幅の長周期地震動

#古村 孝志¹・Brian L.N. KENNETT²

¹東大地震研,²RSES, ANU

Large amplitude long-period ground motions carried by the PL wave of crustal earthquakes

#Takashi FURUMURA¹ and Brian L.N. KENNETT²

¹ERI, The Univ. of Tokyo,²RSES, The Australian National Univ.

1. PL 波とは

PL 波は、P 波の初動直後に見られる周期数秒以上のやや長周期の分散波群であり、Oliver and Major (1960)が最初に Leaking mode の波として解釈して以来、その成因と伝播特性の研究が進められてきた。日本においても、以前より PL 波の生成と伝播に関する理論・実験的研究(吉井, 1965)が進められ、近地地震波形に見られる PL 波の群速度分散曲線の解析に基づいて、地殻・マントル速度構造とその地域性の議論が進められてきた(吉井, 1969; 山岸・吉井, 1972; 藤田・他, 1990; Fujita and Nishimura, 1991)。

これまでの PL 波の解析には、震源距離 300~500km の長周期地震計データが用いられたが、近年の強震観測網の整備により、より震源近傍での PL 波の生成・伝播が確認されるようになった(Vackar et al., 2014; 村上・ほか, 2017)。本研究では、2004 年新潟県中越地震(Mj6.8; h=13 km)の近地強震波形を例に、P 波直後の早い時間に到達する、やや長周期の PL 波の生成条件、特に地表付近の低速度の堆積層との関係について、強震波形データ解析と地震波伝播シミュレーションに基づき検討した。

2. 震源近傍強震動に見られる長周期の PL 波

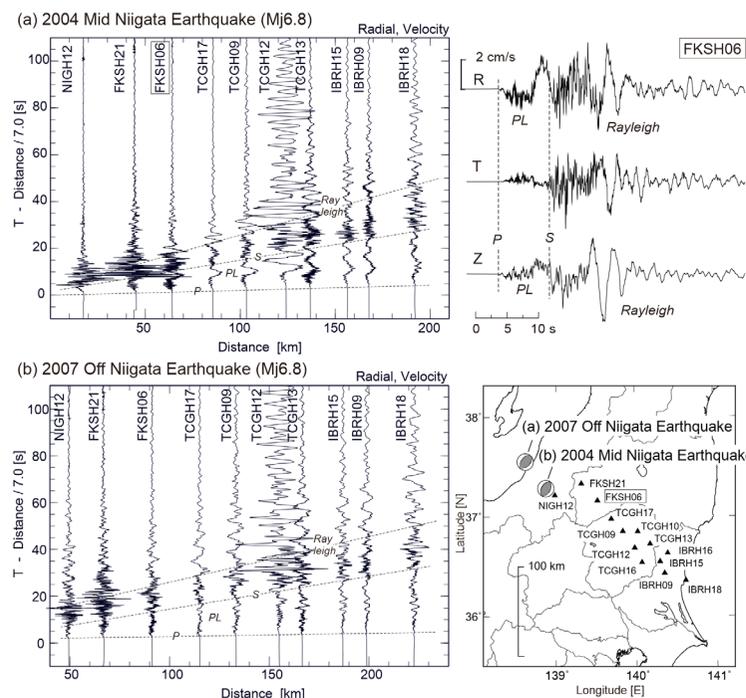
図(a)は、2004 年新潟県中越地震(Mj6.8)の地動速度波形 Radial 成分を震央から茨城にかけて並べたものである。また、右図には、震央から 85 km 離れた KiK-net 伊南(FKSH06)地点の 3 成分地動速度波形を示す。Radial(R)と Vertical(Z)成分において、P 波と S 波の間に見られる、周期 4~10 秒程度の大振幅の長周期地震動の波群は、その粒子軌跡や正分散性の特徴から、PL 波と判断された。PL 波は、P 波が地殻内で広角反射の繰り返しにより生成し、地殻内に閉じ込められるようにつたわる長周期の地震動である。本地震において、PL 波は震源距離 30 km~200 km 以上にわたる広範囲で認められ、断層面から Rayleigh 波の放射が強い方位で振幅が大きい。観測点においては、地動速度(変位)記録の最大振幅となっている地点もある。一般に、長周期地震動は表面波によりもたらされるが、PL 波が強く発生した地震では、P 波直後の早い時刻から長周期地震動の影響が出ることに注意が必要である。

3. PL 波の発生条件と伝播・減衰特性

標準速度構造モデル(JMA2001)を用いた波動伝播計算から、PL 波の生成と伝播に関して、次の特徴を確認した; ①PL 波は 15 km 程度以浅の地殻内地震で強く発生し、その震幅は震源深さとともに弱まる。②卓越周期は、近くの厚さとともに長くなる。③分散特性は、P 波と S 波速度の両方に敏感であり、特に地下数 km の表層の影響が大きい。PL 波の生成には低速度の表層が重要であり、表層による地表での強い SV-P 変換で PL 波の生成効率が高まると同時に、伝播過程において地表での P-SV 変換の生成が小さくなるために、PL 波エネルギーのマントルへの流出(Leaking)が抑制されるためである。生成強度の深さ依存性や地表下の低速度層の影響は、Rayleigh 波とは大きく異なることから、PL 波の波形に着目した震源インバージョンや、PL 波を用いた長周期地震動の早期予測、PL/Rayleigh 比を用いた震源深さの同定などに活用できる可能性がある。

4. 厚い堆積層による PL 波の伝播阻害

PL 波の生成に深く寄与する堆積層は、同時に PL 波の伝播を阻害されることもある。2007



年新潟県中越地震は、規模も深さも 2004 年中越地震と同規模であったが、PL 波の生成は明らかに小さかった(図 b)。その原因として、中越沖地震が越後平野の厚さ数 km を超える越後平野の下で起きたために、震源直上での SV-P 変換が弱まること、地殻内での P 波の広角反射が弱く、震源近傍での PL 波の生成が弱いことが考えられる。

関東平野における長周期地震動増幅の特徴的方位変動

#向井優理恵・古村孝志・前田拓人（東大地震研）

Characterizing directional variations in long-period ground motion amplifications in the Kanto Basin

#Yurie Mukai, Takashi Furumura, and Takuto Maeda (ERI, UTokyo)

■ 目的

内陸や浅い海域で大地震が起きた際に、関東平野では周期3-10秒の長周期地震動が強く生成する。浅い地震で地表に生成した長周期の表面波が長距離を伝播し、平野の堆積層で強く増幅されるとともに、盆地端を2次震源として表面波が強く励起することが、その原因として一般に説明される。これまでの関東平野での地震観測データから、新潟中越地方や紀伊半島沖の地震では長周期地震動が強く発生し、東北地方で発生した地震では生成強度が弱いことが指摘されてきた(湯沢・南雲, 2012; 植竹, 2010)。このように、関東平野での長周期地震動の生成強度と地震の方位の関係には、平野の3次元地下構造や震源での放射パターンなど、様々な原因が関わっていると考えられる。本研究では、関東平野の長周期地震動生成に地震の強い方位性が生まれる原因を探るために、2004年新潟県中越地震と2011年福島県浜通りの地震の長周期地震動の地震波伝播シミュレーションを元に、震源からの放射パターンと関東平野の3次元構造の増幅特性の2つの影響を検討した。

■ 放射パターンによる長周期地震動生成の寄与

関東平野での長周期地震動生成における地震の方位性の影響を評価するために、関東周辺の堆積層モデル(JIVSM; Koketsu, 2012)を用いた地震波伝播の3次元差分法シミュレーションを行った。2004年新潟県中越地震(M6.8)と2011年福島県浜通りの地震(M7.0)のそれぞれの震源モデルに対して、走行を45度ずつ変えたシミュレーションを行ったところ、SIT009(川越)での速度応答スペクトルにそれぞれ約2倍と1.3倍の変動があった。さらに、新潟県中越地震の走行方向は関東平野方向に強く表面波を放射するのに対して、福島県浜通りの地震の走行方向は関東平野方向への表面波放射が弱いことがわかった。このことから、新潟地方で起こりやすい地震の震源メカニズムは関東平野での長周期地震動生成に強く寄与するのに対して、福島

近辺で起こりやすい地震の震源メカニズムは関東平野での長周期地震動生成に寄与しにくい。すなわち、観測された長周期地震動の差には震源における放射パターンが一定の寄与をしていることが示唆される。

■ 関東平野の3次元構造による長周期地震動の寄与

次に、関東平野の3次元構造に関する長周期地震動生成への寄与を調べるため、2004年新潟県中越地震と2011年福島県浜通りの地震の2地震で、関東平野内の地震波の伝播の様子を水平・上下動振幅および水平動振動軌跡の時空間分布から調べた。その結果、2004年新潟県中越地震では、平野の西縁から主要動が先に都心へ到達し(a-2)、その後、平野北西の溝状の深い堆積層で大きく増幅されたレイリ一波とラブ波の混合物である長周期地震動が遅れて都心へ到達する様子が観察された(a-3)。このような現象は観測結果からも報告されている(Uetake, 2017)。一方、2011年福島県浜通りの地震の場合では、関東平野内に入った地震波は平野北部の基盤岩の尾根から相対的に低速度な両脇へ散逸し(b-2)、都心までの経路上(茨城県付近)での表面波の増幅が相対的に弱くなる様子が確認できた(b-3)。このことから、震源放射パターンに加えて、関東平野の複雑な3次元構造が、長周期地震動の生成強度の違いを特徴づけていることが確かめられた。

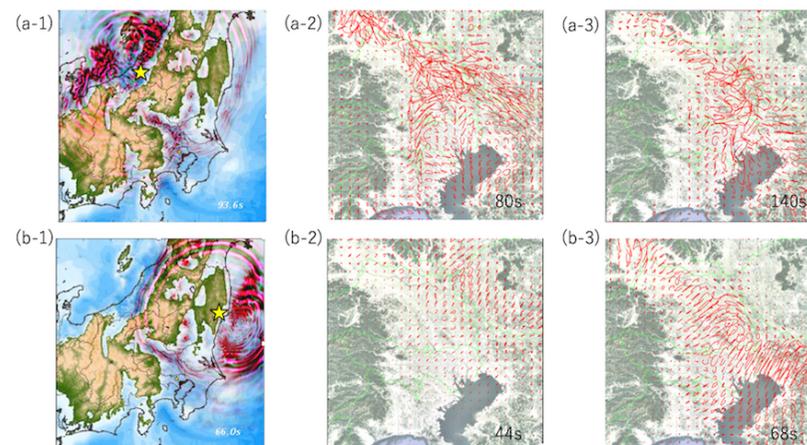


図1 関東平野の基盤構造と長周期地震動の伝播。星印は震源を表す。(a-1)2004年新潟県中越地震の地震波伝播シミュレーション結果。地震発生から94秒後、水平・上下動をそれぞれ赤色と緑色で表す。(a-2,-3)水平動振動軌跡(80秒後、140秒後)。(b)2011年福島県浜通りの地震。左から66秒後の水平・上下動、44秒後、68秒後の水平動振動軌跡。

S15-20

2016年11月22日福島県沖の地震(M7.4)によるやや長周期地震動

#植竹富一(東京電力HD)

Long-period strong ground motion during the M7.4 event occurred in off Fukushima prefecture.

#Tomiichi Uetake (TEPCO HD)

1. はじめに

2016年11月22日に福島県沖でM7.4の地震が発生した。この海域でM7を超えるクラスの地震の発生は、1938年福島県東方沖地震(M7.5)以来である。地震の規模が大きく、震源もこの海域としては比較的浅く(25km)、やや長周期地震動の発生が見られた。本報告では、速度型強震計で得られた記録を中心に東北南部から関東での得られたやや長周期地震動について報告を行う。

2. 東京湾岸のやや長周期地震動

東京湾岸で得られた波形として東京湾岸東側の千葉(CHB)と西側の川崎(KWS)における記録を図1に示す。両地点とも継続時間は長いものの特徴的な波群は見られない。他の観測点でも同様な波形が記録されている。減衰5%の速度応答スペクトルを確認すると、10秒付近で千葉の方が大きいものが顕著なピークではない。いずれの地点でも顕著なピークは見られない。これは、過去にこの海域で発生した地震と同様の傾向である。なお、スペクトル振幅の点から言えば、2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)、同地震の最大余震(茨城沖:M7.6)に次ぐ振幅レベルであった。

3. 福島県東部・広野周辺で観測された後続波群

震源に近い福島県東部・広野(HRN)で観測された記録を図2に示す。波形には、卓越周期6秒の振幅の大きな後続波群が確認される。マルチフィルター解析を行うと、後続波群には分散性が見られ、表面波である可能性が示唆された。この波群の伝播性状を確認するため、周辺の強震観測点記録を調べたが、海岸線沿いに大熊町から北、小名浜から南では確認できず、また、内陸方向は阿武隈山地に入ると見えなくなり、伝播性状を特定できるような解析が出来なかった。今後、震源過程の影響や、海域の地下構造との関係も検討する必要がある。

4. 終わりに

福島県沖で発生したM7.4の地震によるやや長周期地震動を調べた。関東地方では、継続時間が長く、スペクトル振幅レベルは比較的大きいが、スペクトルに顕著なピークは見られなかった。一方、震源に近い広野で得られた記録では、顕著な長周期の後続波が確認された。この成因については引き続き検討を行う。

謝辞: 記録の分析には、防災科研のF-NET, K-NET, KiK-net, 電力中央研究所, 地震予知総合研究振興会の記録も使用いたしました。作図にはGMTを用いました。記して感謝いたします。

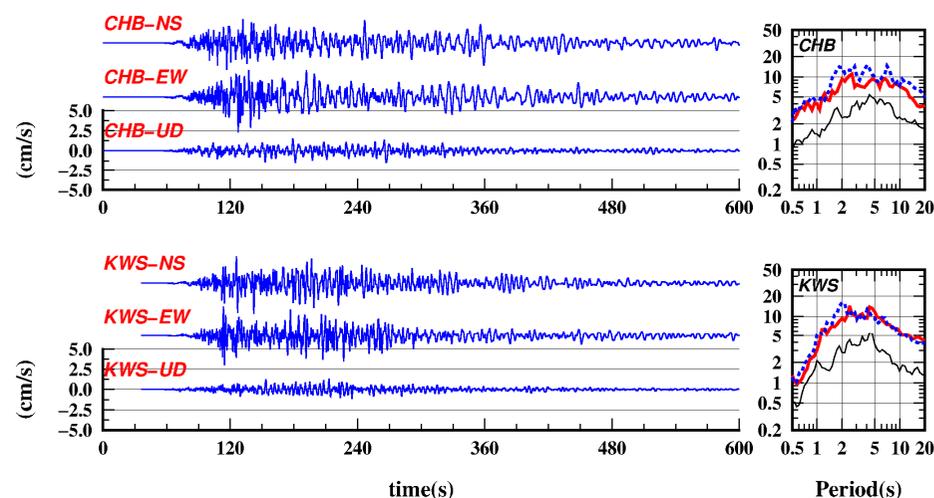


図1 CHB及びKWSにおける速度波形と速度応答スペクトル(減衰5%)
(スペクトルの太線はNS成分, 点線はEW成分, 細線はUD成分)

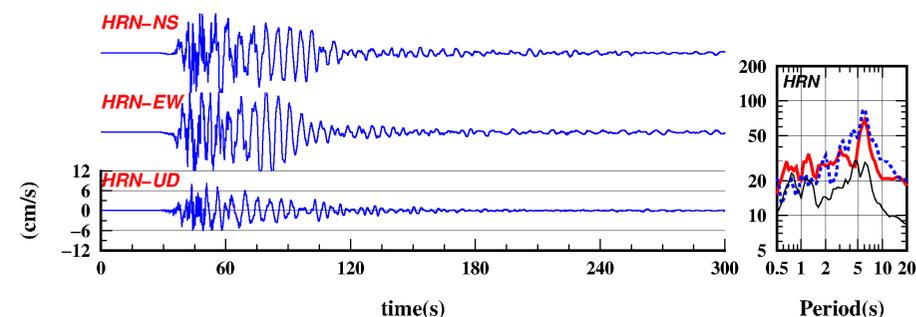


図2 HRNにおける速度波形と速度応答スペクトル(減衰5%)

1855年安政江戸地震による関西での揺れの長さ -経験的グリーン関数に基づく検討-

#中村亮一・佐竹健治・西山昭仁・鶴岡弘・鷹野澄・
三宅弘恵・平田直(東大地震研)

Quake duration in Kansai district by the 1855 Ansei Edo earthquake estimated by using EGF method

#Ryoichi Nakamura, Kenji Satake, Akihito Nishiyama, Hiroshi Tsuruoka, Kiyoshi Takano, Hiroe Miyake and Naoshi Hirata (ERI)

1.はじめに

史料にある地震の記述には、揺れの大きさのみならず揺れの長さが記されているものがある。1855年安政江戸地震では震源から遠くはなれた関西地方で、このような記述がみられる。今回、既往研究の断層モデルで経験的グリーン関数手法により安政江戸地震の地震動が関西方面で、どの程度の継続時間が期待されるかを検討した。その際、関西地震観測研究協議会(以下、関震協)の記録を用いた。

2. 揺れの長さの記録史料

安政江戸地震では次の例のように揺れの長さが記されているものがある。

福井県小浜市:「二日壬辰 晴天 西北風(中略)亥過地震長シ(日記)」

滋賀県近江八幡:「亥刻地震長シ(市田家日記)」

京都府京都市:「去ル二日戌刻過関東大地震并大火之由傳承尤右之刻限
京地も少ク長き地震有之(実相院日記)」

大阪府大阪市:「初夜半時地震強く揺少々長シ(日記録、三井両替店)」

大阪府堺市:「十月二日夜四ツ時同中ノ小震是も長ク震可申候(地震記)」

これらは、いずれも定性的な記述であるが、長いと感じるのは、個人差などを考えても、少なくとも数十秒程度以上あるとみてよいであろう。

3. 経験的グリーン関数による評価

1855年安政江戸地震については、引田・工藤(2001)、佐藤(2016)及び中央防災会議(2013)により断層モデルが提案されている。このうち、前者2つは、経験的グリーン関数を用い関東やその周辺の地点の震度分布を説明するモデルである。今回は、佐藤(2016)が推定した断層モデル及びその際に用いた要素地震(2005年7月23日M6)を使うこととした。この要素地震については関震協の多くの観測点で記録が得られている。今回、「日記録」が記された三井両替店のあった場所に近い地点として福島(FKS)、阿倍野(ABN)、及び森河内(MRG)の3箇所の記録を

用いた。福島(FKS)地点NS成分の波形を図-1に示す。

断層モデルについては、佐藤(2016)のMw7.2のモデルを用いた。K-NETのTKY007及びCHB009で計算したところ、佐藤(2016)との結果とは若干の違いがみられたが、大きな影響はないと考えられる。

関震協の記録を用いた計算結果の加速度波形を図-2に示す。阿倍野地点(ABN)はノイズが大きく25Hz以上の成分を除くハイカットフィルターをかけている。有感となるのは1Gal(cm/s/s)のオーダー以上と考えると、計算結果からいずれの地点も有感となるのは50~100秒以上続いたと考えられる。なお、計測震度はいずれも2程度(2.0~2.3)となり、三井両替店の記録にみられる「地震強く」という点については、まだ、十分には説明できなかった。なお、図-3には応答スペクトルを示す。これによると1秒よりも長周期の成分が大きく、地点間の差は小さい。

4. おわりに

既往研究の断層モデルを用いた経験的グリーン関数の検討から、安政江戸地震の関西での有感となる揺れは50秒~100秒程度以上続いたことが推定され、史料における記述と整合する結果となった。

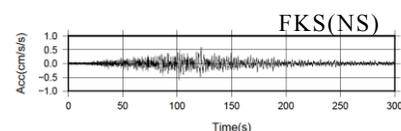


図-1 要素加速度波形例
合成結果(FKS,ABN,MRG)

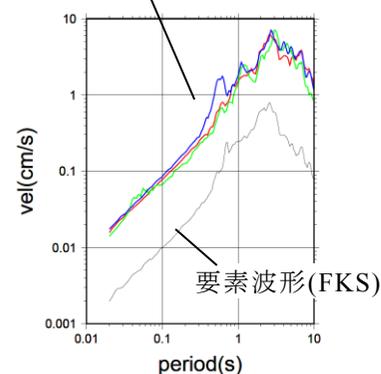


図-3 要素地震及び EGF 計算結果の応答スペクトル(h=5%)

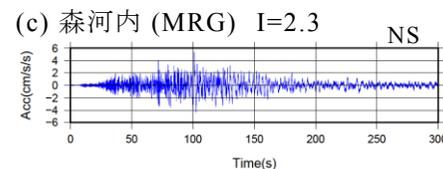
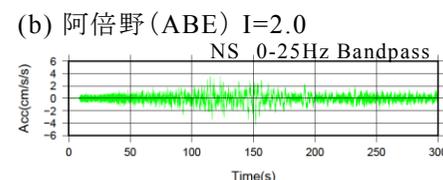
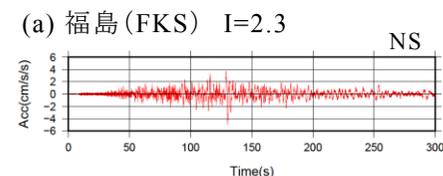


図-2 EGF 計算結果加速度波形
(I:計測震度)

西日本の浅発地震における大きな $M_j > M_w$ の生成原因

#河本洋輝・古村孝志(東大地震研)

The cause of larger $M_j > M_w$ for shallow earthquakes in western Japan

#Hiroki Kawamoto, Takashi Furumura(ERI)

1. はじめに

気象庁マグニチュード(M_j)とモーメントマグニチュード(M_w)のずれがしばしば議論されている。たとえば、2000年鳥取県西部地震では、 $M_j = 7.3$ に対して $M_w = 6.7$ という大きな差が生じた。本研究では、これまで内陸浅部($h < 40\text{km}$)の地震について M_j と M_w を比べ、 M_j が全地震の平均で0.2程度大きいこと、東北日本では $M_j \approx M_w$ が大多数だが、西日本では $M_j > M_w$ の地震が多いことを確認した(Kawamoto and Furumura, 2017; 図1)⁽¹⁾。今回、西日本で M_j が大きく推定される原因を探るために、K-NET, KiK-netの強震観測データを用いた地震波伝播の評価と、JIVSMモデル(Koketsu et al, 2012)⁽²⁾を用いた地震波伝播シミュレーションにより検討を行った。

2. 西日本での M_j の増大(M_w)

M_j は、深さ40 km以浅の地震において、固有周期5秒の変位計で記録された、水平最大振幅(A_N :南北成分、 A_E :東西成分 [μm])に対して震央距離(Δ [km])及び深さ(h [km])による補正を与えて求められる(Katsumata, 2004)⁽³⁾。ここでは、最大変位の距離減衰の係数($\log \Delta$ に係る係数)は、Tsuboi(1954)⁽⁴⁾により1.73が使われる。

$$M_j = \log(A_N^2 + A_E^2)^{\frac{1}{2}} + 1.73 \log \Delta - 0.83 \quad (1)$$

大きな M_j が推定された2000年鳥取県西部地震の変位波形を調べると、周期5秒程度のLove波が震源近傍から震央距離200 km程度までほとんど分散せずに、孤立波としてよく伝わる様子が確認できた(図2)。この結果、最大変位の距離減衰係数は、先に述べた1.73よりずっと小さく、各観測点での変位記録から式(1)を用いて M_j を推定すると、震源距離とともに大きな M_j が推定され、最終的に全ての推定値を平均しても大きな M_j となることわかる(図3)。

3. 地震波伝播シミュレーション

日本列島の地下構造モデル(JIVSM; Koketsu et al., 2012)を用いて、3次元差分シミュレーションにもとづき西日本での表面波の強い伝播の原因を検討した。計算結果は、観測と同様に、孤立的なLove波が生成・伝播し、最大振幅の距離減衰が小さくなる様子が見られた。一方、2004年新潟県中越地震における東北日本～中部日本の波動伝播の計算結果は、Tsuboi(1954)の距離減衰に近い結果となった。

次に、西日本での表面波の強い生成の原因を探るために、2000年鳥取県西部地震の震源モデルを修正し、1)震源の深さを深くしたモデル($h = 30\text{ km}$)、2)新潟県中越地震と同じ逆断層型のメカニズムに変えたモデルを用いて同様の波動伝播計算を行った。その結果、最大振幅の距離減衰係数は0.1～0.2程度大きくなったものの、依然として距離減衰係数は小さい(1.0以下)ままであった。

従って、西日本で多い、浅い、横ずれ型断層の震源メカニズムが原因とは考えにくく、別の原因として、たとえば地下構造の違い(表層地盤の違い、Q構造など)によるLove波の伝播特性の地域性が原因である可能性が残された。

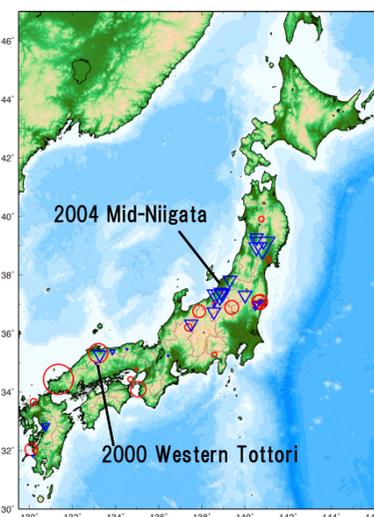


図1. 赤い丸は $M_j > M_w$ の地震、青い三角は $M_j \approx M_w$ の地震を表す。記号の大きさは M_j , M_w の差を表す。

参考文献 (1). Kawamoto, H., Furumura, T., The cause of M_j overestimates ($M_j > M_w$) for the shallow earthquakes in western Japan, JpGU, 2017
(2). Koketsu, K., Miyake, H., Suzuki, H., Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering, p. Paper No. 1773, 2012.

(3). Katsumata, A., Revision of the JMA Displacement Magnitude, Kenhin-Jihou, 67, 1-10, 2004

(4). Tsuboi, C., Determination of the GUTENBERG-RICHTER' E Magnitude of Earthquakes occurring in and near Japan, Ziehn, II, 7, 185-193, 1954.
謝辞. 今回地震の検測値はJMA, GCMT及びHi-netの気象庁一元化震源を用いました。また、波形はK-NET, KiK-netの観測データを利用させていただきました。深く御礼申し上げます。

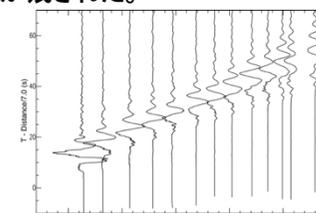


図2. 2000年鳥取県西部地震の観測変位波形(Transverse成分)。K-NET, KiK-netによる、鳥取～福岡に並ぶ観測。

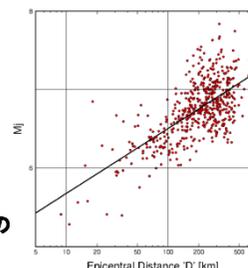


図3. 各観測点での最大振幅から推定した M_j と震央距離の関係。遠距離の観測点ほど M_j の推定値が大きくなる。

2015年小笠原諸島西方沖の地震(M8.1)による

関東～東北地方の地震動距離減衰特性

#池浦友則(鹿島技術研究所)

Attenuation Characteristics of Ground Motions in Kanto and Tohoku Regions during the 2015 West off Ogasawara Islands earthquake(M8.1)

#Tomonori Ikeura (Kajima Tech. Res. Inst.)

【はじめに】2015年小笠原諸島西方沖地震(M_J 8.1, 深さ682km)では全国にわたる広い範囲で強震記録が得られ, 中でも関東～東北南部太平洋側ではやや大きな地震動が観測された. そこで, K-NET・KiK-netの記録をもとに太平洋プレートを通ってきた地震動が関東～東北地方でどのように減衰しているかを検討した.

【データ処理】検討では, 関東～東北地方のK-NET・KiK-net地点における観測地震動(489記録)についてJMA2001のS波着信時刻付近以降約80sの区間から周波数0.3Hz～30Hzの範囲で水平動のフーリエ振幅(NS成分とEW成分のベクトル和)を求め, 観測地震動振幅とした. 次に, これをKiK-net都路(FKSH19)の地中観測点($V_s=3.06\text{km/s}$;地震基盤相当)に対する各地点の相対サイトファクター[池浦・友澤(2012), 池浦(2017)]で割り算して地点毎の揺れ易さの違いを除去し, 基盤地震動振幅に換算した. さらに, それらの基盤地震動振幅を対数周波数軸上で等間隔に8帯域(中心周波数 $f_c=0.4, 0.7, 1.3, 2.3, 4, 7, 13, 23\text{Hz}$)に分割し, 各帯域の平均振幅を求め, 距離減衰特性の検討に用いた.

【基盤地震動振幅の空間分布】基盤地震動振幅分布の例として中心周波数2.3Hzにおける結果を図1に示す. 同図では振幅を0.0094～9.6Gal.sの範囲で寒色系～暖色系で示している. 震央は房総半島の真南約800kmなので, 関東地方から東北地方を北上して遠くなるにつれて振幅が減少し, 暖色系から寒色系に移り変わるが, 過去の深発地震について指摘されてきたように[例えば, 森川他(2003)], 同じ緯度の地点でも日本海沿岸地域では太平洋沿岸地域に比べて振幅が小さく, 全体としては東から西に向かって振幅が低下する特徴が顕著である.

【基盤地震動振幅の距離減衰分布】 $f_c=0.7\text{Hz}$ と 2.3Hz の基盤地震動振幅について, 震源距離に対する距離減衰分布を図2(a), (b)に示す. $f_c=0.7\text{Hz}$ の分布(図2(a))は比較的好くまとまっているが, それに比べて $f_c=2.3\text{Hz}$ の分布(図2(b))は急激に減衰する地点が多くなり, ばらつきが拡大することがわかる.

【短周期地震波の伝播経路について】スラブ内の短周期地震波はラミナ構造の影響でスラブ内部にトラップされ, 前方散乱を繰り返しながら地表に向かって伝播するとされる[Furumura and Kennett(2005)]. 今回の地震でも, 例えばIWITH05藤沢の地中観測記録によると0.6Hz以下の成分は概ねJMA2001の走時に従って到達するが, 1.6Hz付近の成分は20～40s程度遅れた時刻を中心とする紡錘形の包絡形であり, 長周期波動に比べて遠回りしてきているように見える. そこで, 太平洋プレート(PaP)上面の深さ30km以浅を経由する震源-サイトの最短距離を求め, それに対する距離減衰分布を示した結果が図2(c)である. 図2(b)に比べるとばらつきが減少し, 一定の距離減衰特性を示すようになった. ただし, 見た目上はまとまっているが, この距離の場合でも, スラブのHigh-Q, 地殻のLow-Qの効果が混然一体となっていることになり, それぞれによる減衰効果の内訳が明らかでない. スラブ内地震による強震動の予測精度を向上させるには, これらの分離評価が重要であり, 今後の課題である.

【謝辞】K-NET, KiK-netのデータを使用しました. 記して感謝いたします.

【参考文献】Furumura and Kennett(2005)
JGR, 池浦(2017)JpGU, 池浦・友澤(2012)
JAEE年次大会, 森川他(2003)JAEE.

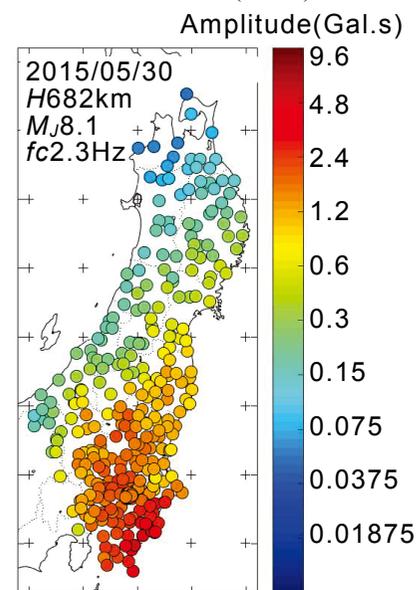


図1 $f_c=2.3\text{Hz}$ 付近の基盤地震動振幅の空間分布

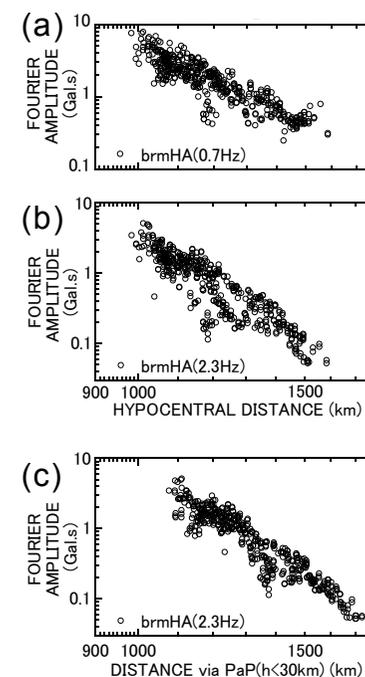


図2 $f_c=0.7\text{Hz}$ 付近と 2.3Hz 付近の基盤地震動振幅の距離減衰分布

東北日本のスラブ内・プレート境界地震の距離減衰特性：
震源深さによる違い

#筧 楽磨 (神戸大・理)

Attenuation relations of intraslab and interplate earthquakes
in Northeastern Japan and their relations to focal depths

Yasumaro KAKEHI (Faculty of Science, Kobe University)

東北日本の福島県沖と宮城県沖の様々な震源深さを持つスラブ内地震とプレート境界地震を対象に、防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net 観測網による高密度強震動データの距離減衰特性について検討した。図には福島県沖と宮城県沖の、震央が隣接していて深さの異なる地震 (図 a) の解析例を示す。図 b と c はそれぞれ福島県沖、宮城県沖の浅い地震 (プレート境界地震) と深い地震 (二重深発地震面下面のスラブ内地震) の加速度最大振幅の距離減衰特性を示す。この図では、K-NET 観測点と KiK-net 地表観測点の前弧側観測点のデータをプロットしている。各点の観測データがサイト特性を含むために、プロットにはばらつきがみられるが、浅い地震に比べて深い地震の距離減衰特性の傾きが急であるという特徴が、福島県沖と宮城県沖のいずれにおいても明瞭にみられる。また、浅い地震の場合、観測データは司・翠川 (1999) による距離減衰式とほぼ同じ傾きを示すが、深い地震の場合は距離減衰式との傾きの差が著しいことも同時にみとれる。図 d には、宮城県沖の地震について、観測データからサイト特性を除去した加速度 Fourier 最大振幅の距離減衰特性を示す。ここで使用した観測点とデータは、筧 (2014) がスペクトルインバージョンに使用したもので、サイト特性は、(スペクトルインバージョンとは異なり) 距離減衰特性の式を仮定する必要のない、隣接観測点ペアのネットワークのインバージョンにより相対的サイト特性を求める手法 (池浦・加藤, 2011) により求めたものである。サイト特性を除去することにより、プロットのばらつきが抑えられた状態で、深い地震の方が距離減衰特性の傾きが急であるという特徴を確認することができる。講演時には、震源深さと強震動の関連をさまざまな視点から論じる。

謝辞 解析には防災科技研の K-NET 強震データ, F-net メカニズム解, 気象庁一元化震源を使用しました。記して感謝いたします。

参考文献 司・翠川, 日本建築学会構造系論文集, 1999, 筧谷・寛, 地震 2, 2014, 池浦・加藤, 日本地震工学会論文集, 2011.

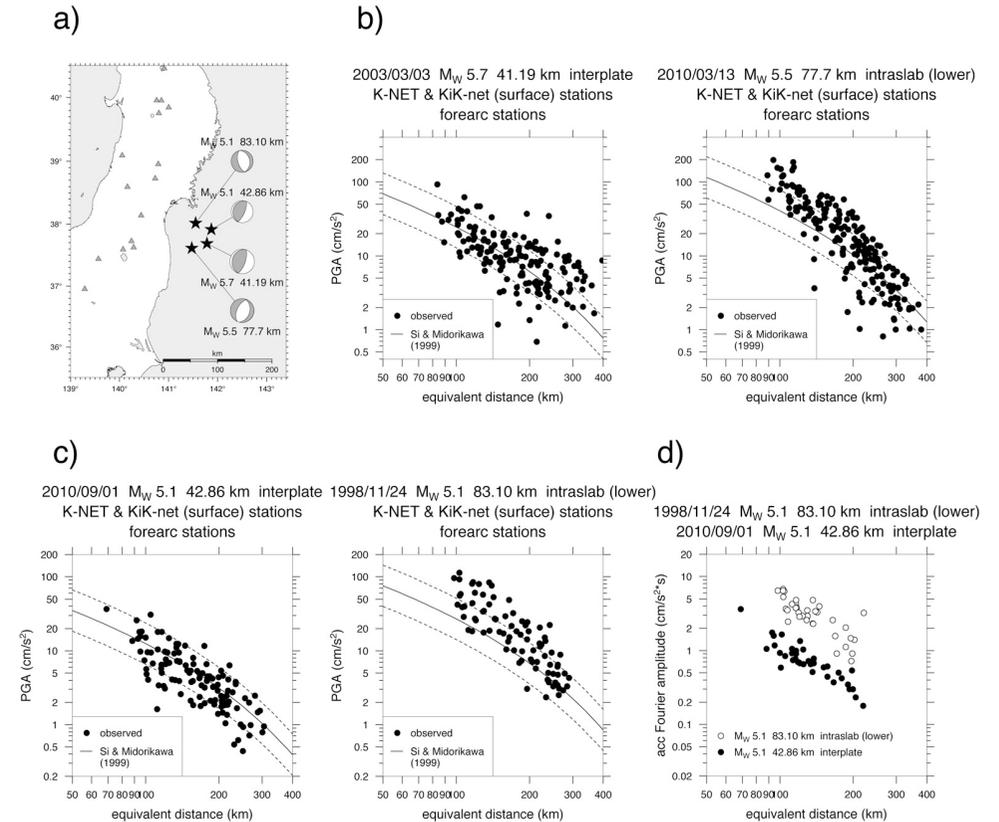


図. a) 福島県沖と宮城県沖の浅い地震と深い地震の震央位置とメカニズム解。b) 福島県沖の浅い地震 (左: M_w 5.7, 深さ 41.19 km, プレート境界) と深い地震 (右: M_w 5.5, 深さ 77.7 km, スラブ内下面) の加速最大振幅の距離減衰特性の比較。c) 宮城県沖の浅い地震 (左: M_w 5.1, 深さ 42.86 km, プレート境界) と深い地震 (右: M_w 5.1, 深さ 83.10 km, スラブ内下面) の加速最大振幅の距離減衰特性の比較。d) 宮城県沖の浅い地震と深い地震のサイト特性を除去した加速度 Fourier 最大振幅の距離減衰特性の比較。

S15-25

緊急地震速報のための P 波検知手法改善の試み

#山田真澄(京大防災研)

Prototype of P-wave Detection Algorithm for Earthquake Early Warning

Masumi Yamada (DPRI, Kyoto Univ.)

地震波の到来を自動的に検知する P 波検知手法は長年研究され、これまでに様々な効果的な手法が提案されてきた(例えば、Allen 1978)。近年、地震の発生を即時に検知し、S 波到着前に警告する緊急地震速報が実用化され、地震波の即時検知はより重要な課題となってきた。

緊急地震速報のための P 波検知手法は、従来の地震カタログ作成のための P 波検知とは異なり、いくつかの制約がある。まず、地震波の到着後 1 秒でも早く P 波を検知する必要がある。そのため、P 波到着後のデータが少なくとも検知できる手法であることが望ましい。また、誤報を減らすためにノイズによる誤トリガをできるだけ減らす必要がある。そのためには短時間のデータでノイズか地震波かを判別する必要がある。つまり、(a)P 波検知の速度、(b)ノイズに対する耐性を向上させる必要がある。

さらに、すべての手法に共通する課題ではあるが、P 波到着時刻を精度よく推定する必要がある。P 波到着時刻と P 波検知時刻は基本的には同一ではない。P 波到着後、1 サンプルのデータで P 波を検知することはほぼ不可能で、少なくとも数サンプルのデータが必要となる。つまり、P 波を検知した後、データをさかのぼってどの時刻で P 波が到着したかを推定する必要がある。

これらの条件を満たすために、フィルタバンクの概念を応用して、地震波形を複数のバンド帯域に分割することを考える。一般に、加速度などの高周波の波形は立ち上がり早く、比較的短時間で最大値を迎えるが、バラつきは大きい。変位などの低周波の波形は立ち上がりは遅いが、ノイズや表層地盤構造の影響は受けにくいいためバラつきは小さくなる。高周波

の波形を利用することで P 波検知の速度を上げ、低周波の波形を利用することでノイズに対する耐性を向上させることができる。

図 1 に構築したアルゴリズムを東北地方太平洋沖地震の加速度波形に適用した例を示す。縦の実線が P 波到着時刻を示す。P 波検知には従来の STA/LTA、P 波到着時刻の推定には kurtosis、ノイズフィルタには 1-2Hz の波形の STA/LTA を利用している。ノイズ波形(a)の場合には高周波が卓越し、1-2Hz の低周波の波形の振幅はほとんど変化しない。地震波形(b)の場合には低周波の波形の振幅も大きく変化している。P 波到着から検知までに必要なデータ長は 1 秒以下であった。

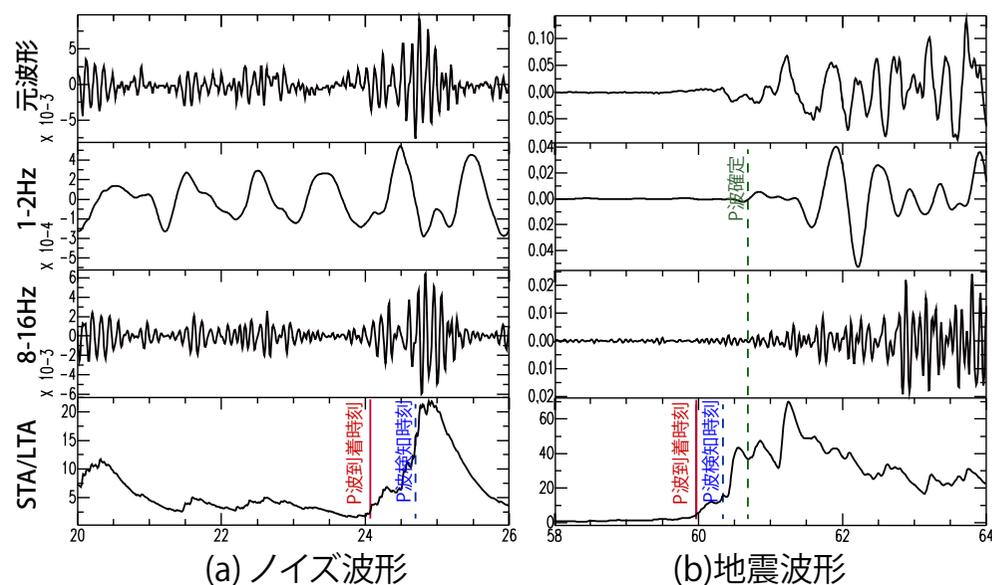


図 1 (a)ノイズ波形と(b)地震波形に P 波検知手法を適用した例。上からオリジナルの波形、1-2Hz のバンドパスフィルタをかけた波形、8-16Hz のバンドパスフィルタをかけた波形、STA/LTA の波形を示す。

モーメントMを求めているのは遅い：震源域近傍の地震動即時予測

#干場充之（気象研）

Too-late warning by estimating M_w : Earthquake Early Warning at near-fault region

#Mitsuyuki Hoshiba (MRI)

1. はじめに:

地震動即時予測の分野では、いったん震源位置とモーメントマグニチュード、 M_w 、を推定し、地震動予測式(GMPE)により揺れの大きさを予測する考え方(震源情報推定法)が多いが、一方、我々は、“揺れから揺れを直接予測する”という考え方に則り、現時点の波動場を推定し、そこから未来の波動場を予測する手法(波動場推定法)の構築を進めている。予測のタイミングについて、「震源情報推定法は波動場推定法に比べて早い」という意見を聞くことが多いが、はたして本当に震源情報推定法は早いのだろうか？ 2016年熊本地震を例に、震源域近傍での地震動即時予測を検討し、即時予測の早さを考察する。

なお、本発表では、震源域近傍とは、震源距離(あるいは、断層最短距離)が、断層の長さと同程度あるいはそれ以下の場所を指すものとする。ここは、ちょうど強い揺れが観測されることが多い場所でもある。

2. 最大加速度(PGA)の出現時間:

震源域近傍では、どんなに観測点密度を増やしても、 M_w を推定してはS波に間に合わないところがある(例えば、Minson et al., 2016)。観測点が密にある状況では、震源位置は即座に推定できるものの、 M_w が確定するのは破壊が終了する時点であり、また、通常、破壊伝播速度はS波速度より遅いためである。つまり、S波が通り過ぎた後に破壊が近くまでやってきて強い揺れをもたらすことが生じる。また、Minson et al.は、震源域近傍で強い揺れが現れるのは、破壊が終了する(つまり、 M_w が確定する)時点よりも前であることが多いことを示している。

2016年の熊本地震(4/16; M_w 7.0)では、自治体震度観測網、K-NET, KiK-net, JMA観測網により、震源域近傍で密な加速度波形が得られた。これらの3成分記録から、PGAが出現した時間を求めた(図1)。この地震では多くの震源過程解析の研究があり、破壊は比較的小さく始まり数秒後に大きくなり全体の継続時間は20秒程度である、との結果を得ているものが多い。気象庁(2017)による震源過程解析でも継続時間は18秒程度であり、その結果も図1に示す。

震源に比較的近い観測点では、震源時から7秒程度でPGAが現れる。伝播

に時間がかかることを考えると、破壊の早い段階で輻射された波によるものと思われる。破壊が終了したと推定される20秒までの時点で、震央距離50kmまでの場所では既にPGAが出現している。つまり、 M_w を(最速で求めたとしても)確定できた時点では、強い揺れに間に合っていないことになる。

図1で、震源から南西に位置する観測点に注目すると、(他の方向よりも)比較的早い段階でPGAが現れている。これらのPGAは、破壊全体ではなく、震源から南西に向かった破壊(の一部)によって生じたものと推定される。

3. 議論とまとめ:

熊本地震の例にあるように、震源域近傍のPGAは、断層の破壊全体からではなく、破壊の一部からの寄与により決定される。そして、全体の破壊が終了する前に現れることも多い。 M_w は破壊全体を表す情報(個々の部分の累積値)であるので、一部の部分を表すのにはあまり適さない。さらに、 M_w は破壊が終了した時点で確定する量であり、時間の概念に乏しい(例えば、破壊継続時間が3秒なのか10秒なのか)。このように、震源域近傍の地震動即時予測では、複雑な破壊過程を M_w という1つ量だけでは捉えきれない(もし、1つの量で行うとしても、 M_w やモーメントではなく、モーメントレートの最大値を考えるほうが、より合理的だと思われる)。

震源情報推定法の多くは、震源位置と M_w を「原因」と捉え、GMPEで揺れの大きさという「結果」を予測するという考え方であるが、震源域近傍では、 M_w という「原因」より、強い揺れという「結果」の方が早く生じてしまう。“正確な M_w を求める”という考え方では、震源域近傍での地震動即時予測に間に合わせることは難しい。

謝辞:自治体震度計網, NIED K-NET, KiK-net, JMA観測網の波形を使用した。

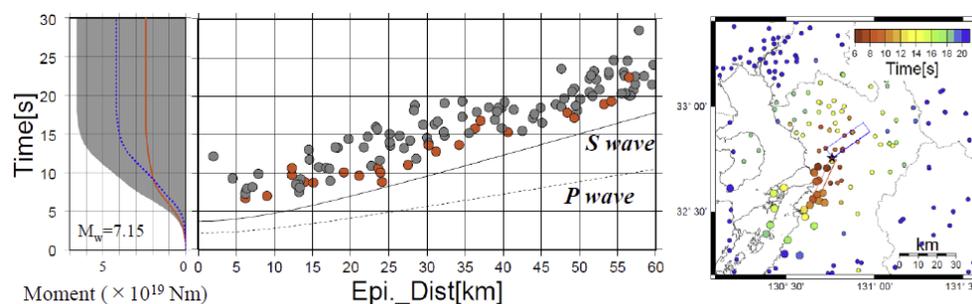


図 1: (左) 熊本地震でのモーメントの成長 (気象庁, 2017 による)。赤線は南西側, 青線は北東側のセグメント。(中) PGA の出現時間。赤点は震源から見て南西側の観測点。(右) PGA の出現時間の分布。大きなシンボルは、中図で赤色とした南西側の観測点。

S15-27

確率論的地震動予測地図の検証 —明治以降の観測震度との比較—

近藤利明・#瀬藤一起(東大地震研)

Verification of the Probabilistic Seismic Hazard Maps — Comparison with Observed Seismic Intensities—

Toshiaki Kondo, #Kazuki Koketsu (ERI, Univ. Tokyo)

はじめに

地震調査研究推進本部地震調査委員会が公表する確率論的地震動予測地図は、土木・建築構造物の合理的な地震力設定や地震保険の料率算定などでの活用が期待されている。一方でモデルや数値に対する批判の声が上がっている(たとえばGeller, 2011)ので、そうした批判を踏まえて、そのモデルや数値に対する十分な検証が必要である。

これまでの研究

確率論的地震動予測地図の検証を行った先行研究として以下のようなものがある。Miyazawa and Mori (2009)は、500年の間に観測された最大震度地図と2008年起点の50年超過確率10%の確率論的地震動予測地図の比較を行った。石川・他 (2011)は、過去を起点とした確率論的地震動予測地図とシミュレーションによる過去の地震のハザードマップの比較を行った。また、宮腰・他 (2016)は、2011年東北地方太平洋沖地震をうけて改良された確率論的地震動予測地図のモデルを用いて石川・他 (2011)と同様の比較を行った。

検証の方法

確率論的地震動予測地図はある起点年から数十年間の地震動を予測するものであるから、本来の検証では、過去のある年を起点とする予測地図を作って、その年以降、数十年間の震度データと比較するべきものである。しかし、先行研究ではこうした検証は行われていないので、本研究ではまず明治時代以降の震度データを整理し(表1)、30年区切り(1890~、1920~、1950~、1980~)および2010年からの7年間で各震度観測点における最大震度を求めた。

次に対応する期間、超過確率の過去を起点とした確率論的地震動予測地図を作成した。Miyazawa and Mori (2009)に従い震度の発生確率はポアソン分布とし、

宮腰・他 (2016)による再現期間30年の工学的基盤上のハザードカーブから算出を行った。

表1 用いた観測震度

対象地震	用いたデータ
1890~1925年の地震	石垣(2007)によるデータ
1923年1月1日~2016年12月31日の地震	気象庁震度データベース
1923年大正関東地震	武村(2003)によるデータ
1944年昭和東南海地震、1945年三河地震、1946年昭和南海地震、1948年福井地震	宇佐美(1985)および原田・他(2016)によるデータ

検証の結果

これら予測震度と実際に観測された震度を、それぞれの期間、それぞれの観測地点で比較することによって確率論的地震動予測地図の検証を行った。その結果、予測震度と観測震度間に正の相関があることは確認できた。しかし、相関の程度は低く、回帰直線の傾きは小さい。傾きが小さいので震度4から5より小さい側では予測が大きい過大評価になっており、逆に大きい側では予測が小さい過小評価になっている(図1)。こうした傾向は500年間を対象としたMiyazawa and Mori (2009)の結果に比べて著しく、確率論的地震動予測地図は30年程度の短い期間では高い予測精度を持たないことを意味する。

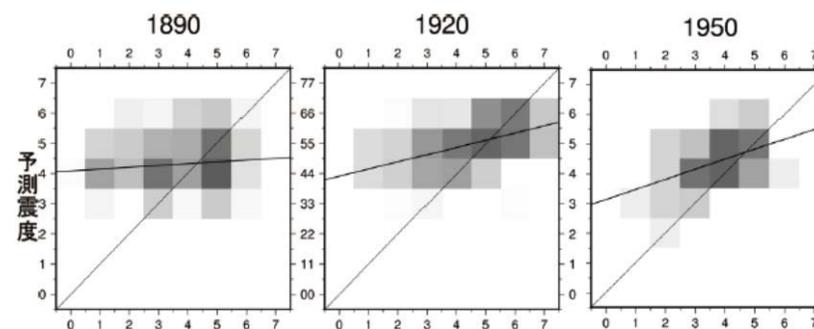


図1 予測震度(縦軸)と観測震度(横軸)の比較

謝辞

藤原広行博士、森川信之博士、宮腰淳一博士には打ち合わせに参加させていただいて助言をいただきました。宮腰淳一博士、宮沢理稔博士にはハザードカーブやデータの提供をいただきました。記して感謝いたします。

活断層の長期評価に基づく強震動評価の改良

#森川信之・藤原広行・岩城麻子・前田宜浩(防災科研)

Revision of Strong-motion Evaluation Procedure Based on Long-term Evaluation of Earthquakes in Active Faults

#Nobuyuki Morikawa, Hiroyuki Fujiwara, Asako Iwaki, Takahiro Maeda (NIED)

地震調査委員会による活断層の地域評価では、「活断層の長期評価手法(暫定版)」(地震調査委員会長期評価部会、2010)の枠組みにしたがい、強震動評価に必要な地下での震源断層長さや地震発生層下限深さ、断層幅も評価され、具体的な断層面も示されている。しかしながら、全国地震動予測地図作成のための震源断層モデルを設定する際には、これまで「レシピ」の(イ)の方法が適用されてきた。その結果、活断層の長期評価において、断層上端は 0km(地表)と評価されているのに対して、震源断層モデルの上端は 2km より深くっており整合していない。さらに、(イ)の方法の場合、断層幅が 18km 程度で頭打ちしてしまうため、断層幅が 20km 以上になると評価されている傾斜が緩い断層に対しては、震源断層の大きさや地震モーメントを過小評価する可能性がある。

一方で、平成 28 年熊本地震では、明瞭な地表断層、地表変位が確認されていることに加え、地表付近に大きなすべりを有する震源インバージョン解析結果もある。このことは、地震発生層より浅いすべりも震源断層全体から放出される地震モーメントに寄与することを意味している。従って、主要活断層帯のように明瞭な地表断層が認められるような規模の大きな地震を対象とした強震動評価においては、震源断層モデルの上端を 0km と設定する方が、特に断層面積より地震モーメントを設定する(ア)の方法を適用する際には妥当であると考えられる。この点に関しては、その元となっている入倉・三宅(2001)や Murotani et al. (2015) の地震モーメントと断層面積の関係式の導出において断層上端がほぼ地表となっているモデルも含まれていることとも矛盾しない。

これらの点を踏まえて、本稿では長期評価に基づく活断層の地震の震源パラメータ設定手順として以下の新たな案を提示する。

- ① 長期評価の M から武村(1990)の式を用いて地震モーメント(M_0)を設定。
- ② 震源断層は長期評価によるものをそのまま用いる。→ S
- ③ 「震源断層面積 S」と「地震モーメント M_0 」を用いて地震調査委員会の「レシ

ピ」の(ウ)を適用。このとき、地震発生層より浅い部分(以下では単に「浅部」と記す)は背景領域のみとし、かつ長周期成分のみ出す、と仮定する(または実効応力をゼロと設定)。

さらに、浅部の震源モデル化手法が未確立である現時点では、暫定的に以下のいずれかを仮定する。

a: 浅部と深部で背景領域のすべり量が等しいと仮定。

b: 浅部と深部で平均すべり量が等しいと仮定。

- ④ ②の S から「レシピ」の(ア)の方法(3 ステージの $S-M_0$ 関係)によって求められる地震モーメントが①と大きく異なる場合はそのモデルも考慮する。

ここで、③に関して、すべり時間を smoothed ramp 型関数とし、ライズタイムは地震発生層内の背景領域と同じとする。また、破壊伝播速度は、各速度層の S 波速度の 72%とする。

ただし、浅部の S 波速度が遅いほど、あるいは厚いほどすべり量が大きくなる。そのため、速度が遅い堆積層が厚い場合には本案によるモデル化は適切でない可能性がある。また、断層幅が長さよりも極端に短い場合、震源断層全体の平均応力降下量($\Delta\sigma$)を円形クラックの式を用いて設定すると、アスペリティ面積が 50%を超えてしまいモデルが破綻してしまう。この場合は、 $\Delta\sigma=3.1\text{MPa}$ (Fujii and Matsu'ura, 2000) およびアスペリティ面積約 22% (Somerville et al., 1999) を仮定する「暫定的な措置」を適用することになるが、そもそも断層が地表に到達している場合に円形クラックの式を用いること自体適切ではない。従って、本案もあくまで暫定的な方法であり、適用にあたってはこの点に留意する必要がある。

これらの課題に加え、今後のさらなる改良として、地表断層の位置形状、地震発生層より浅い部分のすべり分布やすべり関数を詳細にモデル化するための検討も今後進める必要がある。また、将来発生する地震に対する評価を行う上では、不確実さをどのように考慮していくかについてもあわせて検討する必要がある。

参考文献

Fujii and Matsu'ura (2000): PAGEOPH, 157, 2283-2302.

入倉・三宅(2001): 地学雑誌, 110, 849-875.

地震調査委員会長期評価部会(2010): http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/katsu_hyokashuho/honpen.pdf

Murotani et al. (2015): PAGEOPH, 172, 1371-1381.

Somerville et al. (1999): SRL, 70, 59-80.

地震動シミュレーションデータのクラスタリング

#前田宜浩・藤原広行(防災科研)・早川俊彦・下野五月・赤木翔(三菱スペース・ソフトウェア)

Cluster Analysis of Ground Motion Simulation Data

#Takahiro Maeda, Hiroyuki Fujiwara (NIED), Toshihiko Hayakawa, Satsuki Shimono, and Sho Akagi (MSS)

地震リスク評価の前提となる地震ハザード評価では、起こりうる地震動の幅(ばらつき)が地点毎に適切に評価されるのが理想である。われわれは震源モデルの不確かさが地震動予測に及ぼす影響を調べるために、理論や経験則に基づく震源モデル化手法に従い作成された多様な震源モデルに対して長周期地震動シミュレーションを行い、ばらつきの評価や震源パラメータと長周期地震動との関係性などについて検討している。一方で、多数のシミュレーションにより得られた膨大な情報の中には、ばらつきに関する情報以外にも、有用なハザード情報が存在していると考えられ、それらをいかに抽出できるかということも重要な課題といえる。

本研究では、多数の震源モデル(シナリオ)に対する長周期地震動シミュレーションにより面的に出力された膨大なデータに対して、主成分分析(PCA)と k -means法を組み合わせたシナリオのクラスタリングを試行した。具体的な解析手順は以下の通りである。

1. N 個のシナリオそれぞれに対して、地震動シミュレーションにより Q 個のメッシュにおいて出力された地震動指標値に対して、平均0、分散1の正規化を施す。
2. N 個のシナリオの正規化地震動指標値を用いて、主成分分析により P 個の主成分を抽出し、次元削減($Q \rightarrow P$)を行う。これにより、 Q 個のメッシュにおける正規化地震動指標値によって表されていた各シナリオの地震動分布が P 個の主成分に対する係数で表現可能となる。
3. P 次元のデータに対して k -means法を適用しシナリオのクラスタリングを行う。

本研究では、南海トラフの巨大地震を想定した長周期地震動シミュレーションデータ(前田・他, 2014, 日本地震工学シンポジウム)を使用した。入力シナリオ数は369、データ出力点数(Q)は77609メッシュである。シナリオは、断層面、破壊開始点、アスペリティ、破壊伝播速度、震源時間関数、 f_{\max} を変えて設定されている。

地震動指標値としては、最大速度値、または速度応答(周期3, 5, 7, 10, 20秒)を用いた。ここでは周期5秒の速度応答を用いたケースを例として、PCAの主成分次元(P)を5とした場合の第1主成分係数から第5主成分係数までを地図上にプロットした(図1)。第1主成分では四国、中国、九州、第2主成分では大阪湾から紀伊半島周辺、第3主成分では関東周辺、第4主成分では伊勢湾周辺で大きな振幅を示している。第5主成分までの累積寄与率は約75%となっており、369シナリオによる地震動分布は、これら5つの主成分係数を用いて概ね表現されると考えられる。

分類数(k)を30と設定し、 k -means法によるクラスタリングを行ったところ、第1主成分から第5主成分に対する重みが良く似たシナリオによりクラスタが形成され、各クラスタに分類されたシナリオとシナリオパラメータの対応について調べたところ、震源域、破壊開始点、浅部アスペリティの共通するシナリオによりクラスタが構成される傾向が見られた。こうしたクラスタとシナリオパラメータの関係を明らかにすることで、次に追加すべきシナリオの候補を抽出できる可能性がある。また、前田・藤原(2016, 地震学会)で用いた評価手法では、2段階のクラスタリングにより各地域の地震動とシナリオパラメータの関係を求めていたが、本研究で用いた方法では、地震動指標値の主成分を可視化することで直観的に理解しやすい分類結果が得られたと考えられる。

謝辞: 本研究は、JST、CRESTの支援を受けたものである。

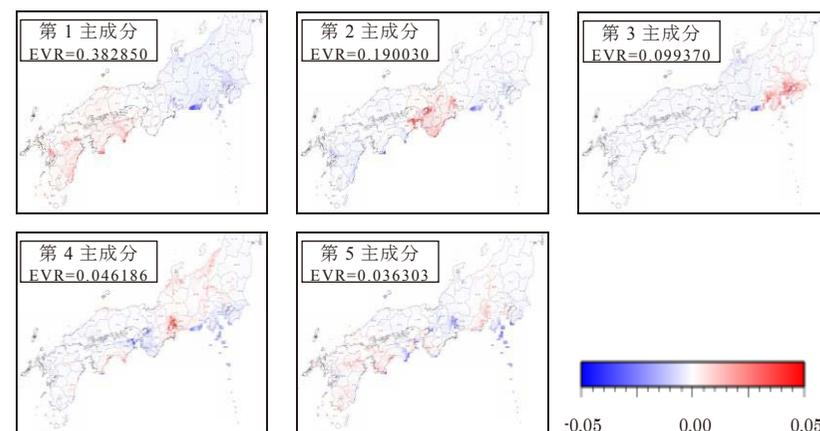


図1 369シナリオによる速度応答分布(周期5秒)から抽出された第1～第5主成分の主成分係数の空間分布。

S15-30

動学的断層モデルに基づく地表断層の最大すべりと震源近傍の強震動評価: 横ずれ断層の場合

#加藤研一・田所萌似香・大塚康弘・渡辺哲史(小堀鐸二研究所)
植竹富一・引間和人(東京電力HD)

Max. Surface Slip and Near Fault Ground Motions Based on Dynamic Rupture Simulation: For Strike Slip Fault #Kenichi Kato, Monika Tadokoro, Yasuhiro Ohtsuka, Tetsushi Watanabe (KRC), Tomiichi Uetake, Kazuhito Hikima (TEPCO)

内陸地殻内地震について、断層長さLと地表断層の最大すべり量Dの関係を検討することは、想定地震の規模などを推定する上で重要となる。Kase(2010、*BSSA*)は3次元半無限媒質を対象とし、複数の横ずれ断層の動的相互作用を考慮した破壊過程のシミュレーションから、LとDのスケールングを検討している。本報ではLとDの関係に加え、Lが長くなると震源近傍の強震動がどのように変化するかを動学的断層モデルに基づいて検討した。

断層幅Wを15kmに固定し、Lのみを30、55、80、105、130kmに変化させた5つの1枚断層モデルを設定した。次にL=30km、W=15kmの単位セグメントを設定し、セグメント間の重なりを5km、離間距離を0.3kmとして1から5セグメントまで配置したモデルを設定した。この5セグメントモデルの全長は130kmとなり、1枚断層と同一の長さとした。解析は3次元差分法(Kase & Kuge, 2001、*GJI*)を用い、断層面にはすべり弱化的摩擦構成則を適用した。

上記2種類のモデルに対し、LとDの関係を整理した結果を図1に示す。■は1枚断層を示し、地表断層の中央の値をプロットした。1枚断層はL=80kmからDが頭打ちしている。▼はセグメント断層内の最大すべりDを示し、4連動に相当する等価断層長さL=105kmから頭打ちしている。セグメント断層より1枚断層のDが大きくなるのは、Kase(2010)と同じ傾向である。

次にセグメント断層のL=80kmとL=130kmを例にとり、断層直交方向(Y)の地表面最大速度分布を図2に示す。さらに震源近傍の3地点(P1、P2、P3)を対象とし、各々の断層長さLによる最大速度を比較した結果を図3に示す。例えば評価地点をP3(★)に固定して考えると、Dが大きくなりかつ破壊が近づくL=30、55、80、105kmでは最大速度が徐々に増加する。一方、L=130kmではDが頭打ちすると共に、破壊が遠ざかる方向にLが延びること

から、その部分が強震動に与える影響は小さく、最大速度はほぼ一定となっている。地点ごとに最大値は異なるが、P1(●)やP2(▲)でも最大速度が一定となっている。ここで設定した条件下ではあるが、Lが長くなっても最大速度は大きくなるとは限らない傾向にある。1枚断層でも同じ傾向を確認した。【謝辞】産業技術総合研究所・加瀬祐子博士、東京理科大学・永野正行教授から貴重なご意見をいただいた。

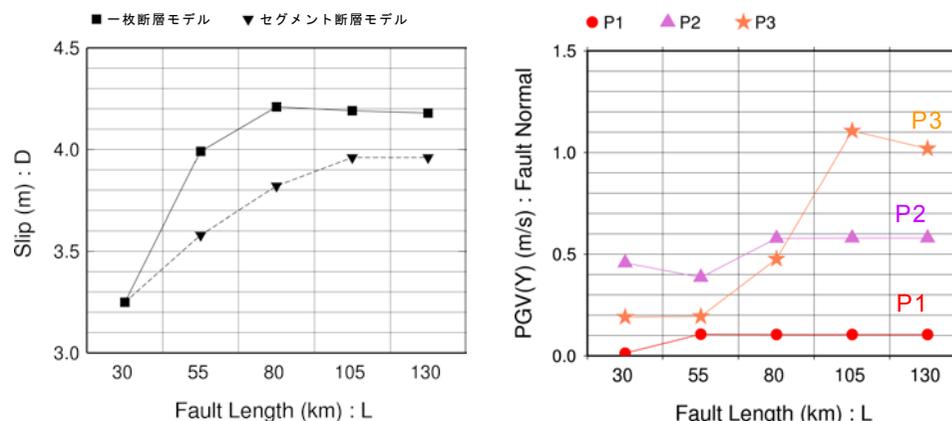


図1 断層長さLと地表断層の最大すべり量Dの関係

図3 断層長さLに対する地点ごとの最大速度の比較(セグメント断層)

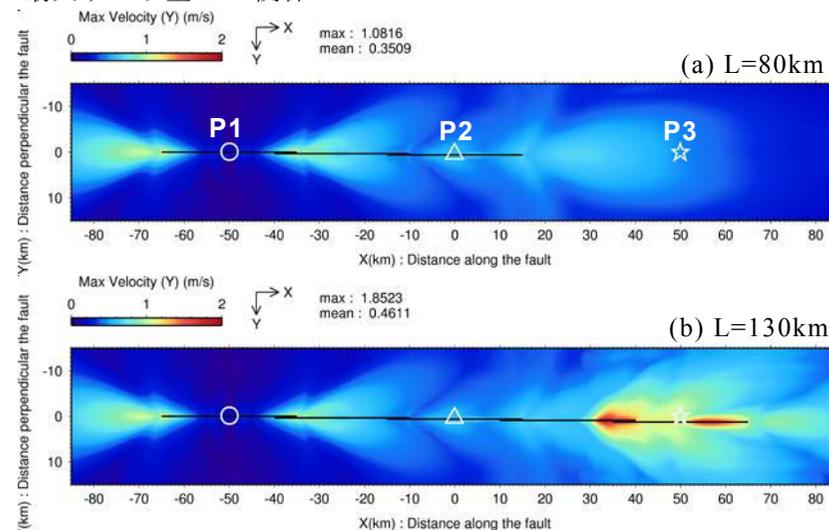


図2 断層直交方向(Y: Fault Normal)の地表面最大速度分布

S15-31

地震に起因する人間被害の包括的把握と減災戦略への構想 (1)

予測実験式と減災戦略に関する研究小史を踏まえて

#太田裕 (東濃地震科研)・志垣智子 (高齢者住宅研)・宮野道雄 (阪市大)

Comprehensive Understanding of Human Casualties and Their Reduction Strategies regarding Inland and Off-shore Earthquakes (1) Based on An Overview of Development of Human Loss Estimation and Its Reduction Scheme

#Yutaka OHTA (Tono Res. Inst. Earthq. Sci.)・Tomoko SHIGAKI (Elderly Res. Inst.) and Michio MIYANO (Osaka City Univ.)

1. 激甚地震と既往研究—1995年神戸の地震以前—

主題関連の研究は1923年関東大震災以降～1948年福井地震以前の主要地震時の死者について家屋倒壊数を単一の説明変量とした予測式(河角, 1954)に始まるが, 以降顕著な地震発生に伴って関連因子の追加を含む改定作業が実施されてきた。中でも, 宮野・呂(1995)による研究はその多彩性において往時の到達点を示すものであった。そこでは地震動を主入力としながら, 家屋被害の激甚度が震源距離に左右されること, また性別にも留意した上で, 死者・負傷者数を別個に算定する等, さらに津波に起因する, あるいは斜面崩壊による人間被害にまで考察枠を広げる等, 量的評価が可能な多くの因子を取り込む等, 当該課題において一新紀元をなすものであった。他方, この時期に太田他(1983)は予測式を量的変量に加えて質的変量も説明因子として取り入れる手法を模索している。

2. 激甚地震と既往研究—1995年神戸の地震以降～現在—

1995年神戸の地震は住家の倒壊(それに伴う延焼火災)を主要因として直接死だけでも5,500人強・負傷者が40,000人を超える大災害となり, さらに地震後の時間経過と共に漸増する関連死・孤独死を含めて長期にわたる多様な人間被害を伴う激甚震害となり, さらに1981年公布の「新耐震法」で既存不適応住宅とされた非持ち家住民に死者が集中する等の問題点を併せて浮き彫りにした。一方, あまりに多い負傷者の故に救急活動の円滑運用が不能となり, 病院も大きく被災し機能劣化となるなど, 都市域集中なるが故の大災害となってしまった。このため, 防災対応も抜本的見直しが要請され, 特別救急医療班DMAT(Disaster Medical Assistance Team)結成を促す地震ともなった。

その後も, 2004年中越地震・2007年中越沖地震では続発する余震群が長期にわたったことから, 人間被害も直後の外科的なものから内科・精神科的な疾病へ拡大するなど, 長期にわたり, 従来の予測式がもつ想定範囲を大きく越える様相が

顕著になった。以上は内陸浅発地震を主体とするものであったが, 2011年発生の東日本大地震は福島県沖を当初発震点としながら, 南北500km強・東西250kmを越える広域を震源域とする海溝型巨大地震であった。この結果, 千葉・茨城県を経て福島・宮城・岩手県に至る沿海部では津波による溺死者が20,000人を超える甚大な災害となった。福島県に立地する原発被災は深刻で修復不可は勿論, 今日に至るも居住不可の広域エリアを出現させている。この地震では神戸の地震で発足したDMATが殆ど機能しなかった。つまり, 早期の手当を必要とする重傷者多発の通例が成り立たず, 「死者 or 軽傷者」の2者択一的な人間被害発生となってしまった。さらに2016年の(内陸活断層型)熊本地震では震度7を連続して記録し, しかも後者が本震という, 既往知見・経験を越える事態が発生し, 加えて被害の拡大に二重の悪影響をもたらす等, 地域住民はもとより防災の専門家にも困惑を齎す昨今となっている。

3. 人間被害予測式の再構築に向けて

上記のような次第で, 地震に伴う人間被害が時空間共に複雑・多様となり, 現有的人間被害予測式が簡に過ぎることが自明となった。それ故, 本シリーズが研究の目標を「地震に伴う人間被害の多様な諸相を適格に説明できる予測式を実現し, 防災への基本知見を高めること」におくのは当然である。しかし, 取得可能なDataとの関連・協働の問題もあり(宮野・志垣等2012), この目標に合致する高いレベルの予測式の早期構築は至難である。したがって, 関連Dataの取得・整理とも併行する形で「易より難へ」と順を追った段階的構築を心がけるのが妥当であろう。なお, 在るべき予測式としては説明変量・目的変量共に複数個となり, また必然的に質量混合の形となることから, 先述の太田他(1983)の予測式構成の試みが手掛かりを与えてくれる筈である。外国の文献としてはSpence et al(2011)が参考になる。

関連文献

- ・Kawasumi H, 1954, Intensity and Magnitude of Shallow Earthquakes, Bureau Central Seism. Intern. Ser.
- ・宮野・呂(1995), 地震による人的被害と家屋被害等他, 自然災害, Vol.13 & 14.
- ・太田・後藤・大橋, 1983, 地震時の死者発生数予測に関する実験式の一構成, 地震36, 463, 1983.
- ・宮野・志垣他, 2012, 地震に伴う死者発生の当初段階に関する事例資料の収集, 東濃地震科研, Seq. No. 30, 2012.
- ・Spence, R., et al Eds, Human Casualties in Earthquakes; Springer, 2011.

被災者の心の復興 ～精神的苦痛の計量及びその

時間推移モデルの構築～

#岡田成幸・中嶋唯貴・有吉一葉(北大工)・牧紀男(京大防災研)
・瀨瀬一起(東大地震研)

Psychological Recovery Model for Seismic Disaster
#Shigeyuki Okada, Tadayoshi Nakashima, Kazuha Ariyoshi
(Hokkaido Univ.), Norio Maki(DPRI), Kazuki Koketsu(ERI)

1. はじめに 被災者にとっての復興は、身体的外傷の治癒、失業・住家損壊からの資産回復に加え、家族喪失や地域壊滅等からの精神的回復なしには完了しない。いわゆる心の復興に関する問題は心理学ないしは精神医療分野からの事後対処アプローチに限定されている。本研究は事前対策の観点から、どのような事態(インシデント)が大きな精神的苦痛を与え心の復興を遅らせるのかを明らかにし、個人の精神被害影響の時系列評価をモデル化することで、いわゆるBCP対策と同様のアプローチを試みるものである。

2. Kesslerの心理指標 精神状況判断には精神疾患医療分野において提案されているKesslerによるK6指標を用いる。これは6項目の質問からなる不安障害を判断する4区分測定指数(0-4点：問題なし、5-9点：心理的ストレス相当、10-12点：気分・不安障害相当、13-24点：重症精神障害相当)であるが、本研究では定義域を[0,24]とする間隔尺度とみなし確率変数として扱う。これを原変数Xとし、どのような確率分布に従うかを検証する。平常時における日本国民の心理状態を平成22年度国民生活基礎調査の統計データ(離散的)から求め、以下の指数分布(CDF)を当てはめたのが図1である。

$$F_X(x) = 1 - e^{-\lambda x} \quad (1)$$

ここに x は K6 値、パラメータ $\lambda=0.239291$ である。図より上式でよく再現されているのが分かり、国民一人の平常時における心理的苦痛状態は K6 尺度を用いるとその状態確率は指数分布に従うと言える。

3. 被災時精神状態のモデル化 被災時の精神的状態をK6で計量することを考える。災害時における精神的苦痛は平常時に比べ相当に大きい。よって、式(1)に従う発生確率の極値を求める問題に定式化できる。極値理論では観測集団(本論では個人の様々な心の状態)がある極値 y を超え

ない発生確率が同時に成立することで以下のように積集合で定義される。

$$F_{Y_n}(y) = P(X_1 \leq y) \cdots P(X_n \leq y) \quad (2)$$

ここに、 $P(X_i \leq y)$ は指数分布の累積確率で表現できるので Y_n の累積分布関数と確率密度関数は次式(3)(4)で示される。

$$F_{Y_n}(y) = (1 - e^{-\lambda x})^n \quad (3), \quad f_{Y_n}(y) = \lambda n (1 - e^{-\lambda x})^{n-1} \lambda e^{-\lambda y} \quad (4)$$

パラメータ n はサンプル数を表す。極値理論はある空間内に存在するサンプルの極値を議論しているが、本研究では一人の人間の状態を扱うので、 n はその個人のインシデントの経験数と解釈することで、極値理論の応用が可能であろう。すなわちK6の分布に対して「 n が大きいほど、心理状態に与える影響が大きくなる」ことを意味する。当モデルについて、2014年神城断層地震の被災者調査を長野県白馬村において行った際のデータ(28名)を用いて検証を行う。地震直後の負傷者に伴う最大期待値分布を式(4)でモデル化し図2に示す。あるインシデントに対する確率密度はK6軸上で幅広く分布しており、個人差は大きいことを反映していると解釈できる一方で、分布のピーク値には一定の順序が成立している。すなわち、一人の人間の中では各インシデントに対する精神的苦痛の順序に日本人としての共通性がある。特徴的なのは本人のみあるいは本人が無傷で家族が負傷した場合、精神的苦痛が大きく現れていることである。精神医学領域で認められている認知的仲介因子として自分だけが怪我をした(怪我をしなかった)ことが罪悪感として関与している可能性が示唆される。

4. 各種インシデントの影響度 人的被害以外の各種インシデント10項目の大きさを同様にモデル化するため、Sheffeの対比較法によるアンケート調査を防災講演会等の出席者196名に実施した。回答者全体の平均対マトリクスを作成し固有値問題で定式化すると、得られた固有ベクトルが各インシデントの影響度となる。これを式(3)(4)のパラメータ n に変換し各インシデントの影響度の極値密度関数(式(4)相当)が求められる。各種事例(1:家屋倒壊+自傷+避難, 2:事例1+失業, 3:家屋倒壊+家族傷+避難, 4:事例3+失業, 5:家屋倒壊+避難+失業, 6:失業)のシミュレーション結果を図3に示す。本研究は、東大地震研・京大防災研、拠点間連携共同研究プログラムの援助を受けた。

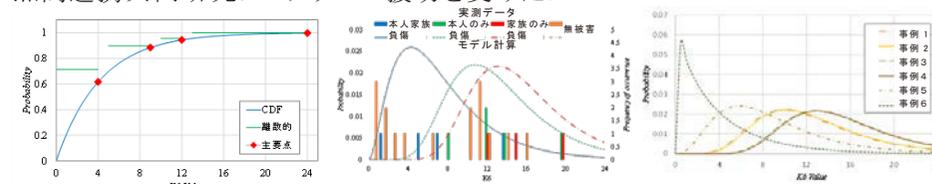


図1 K6の指数分布モデル

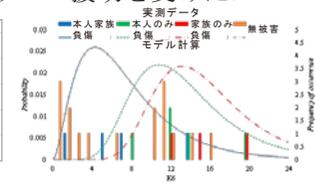


図2 K6最大期待値分布

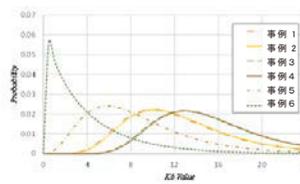


図3 事例最大期待値分布

緊急地震速報の更なる改善に向けて(その2)

—警報基準の問題と多数の電文の問題—

#鷹野澄(東大情報学環/東大地震研)

Toward Further Improvement of Earthquake Early Warning (part 2) : Problems of Alarm Criteria and Numerous Telegrams

#Kiyoshi TAKANO (III and ERI, the University of Tokyo)

1. はじめに

2014年7月14日に気象庁が報道発表した「今後の緊急地震速報の技術的改善について」(気象庁2014)を受けて、2014年の本学会大会で、「緊急地震速報の更なる改善に向けて—残された課題とその改善策—」と題して発表した(鷹野2014)。具体的には、(1) 直下型地震対応の緊急地震速報、(2) 海域地震計の活用、地中観測点の活用、(3) 警報発表基準の見直し、(4) 巨大地震の時の緊急地震速報発表内容の周知、(5) 過大なマグニチュードの事前チェック、(6) 見逃しの原因と対策、である。その後2年半を経た今日、これらについてあまり進展が見られないように感じられるのは筆者のみであろうか？本発表では改めてこれらの課題とその改善策について確認し、その中でもあまり問題の理解が深まっていないように思われる「警報発表基準の見直し」の問題について、見直しの必要性と改善策について述べる。また、新たな問題として浮上した、PLUM法・ハイブリッド法による多数の電文の問題(気象庁2017)について、その問題点と改善策について述べる。

2. 警報発表基準の見直し—見直しの必要性と改善案—

すでに、(鷹野・鶴岡2014、同2015、鷹野2014)などで問題提起したように、現在の緊急地震速報の警報基準では、日頃の地震の時は震度3以下の広い地域にも警報が過大に出されてしまう、という問題があること、一方めったにないM8以上の巨大地震の時は、まだ地震の規模がM6~M7と小さいうちに警報が出される可能性が高く、その結果狭い地域にしか警報が出されない、といった問題がある。

警報の続報(改訂版)の発表基準についても、最初の警報が出された後に地震が巨大化して規模が大きくなり、震度5弱以上の地域(予報区)が拡大するといった状況でも、今の基準では、警報の続報が出される可能性はかなり低いこと、もし運よく警報の続報が出された場合でも、震度3以下の広い地域にも警報の続報が過大に出されてしまう、といった問題がある。

特に、震度3以下の広い地域にまで警報が出される現状では、警報を有効活用可能と考えられていた多くの利用現場において、過剰な警報が多くて大変利用しにくいという困った状況となっている。警報本来の意味を考えれば、最大震度4以下の予報区に警報を出すことにどれだけの意味があるのか疑問であり、むしろそのような過大な警報は、緊急地震速報の多様な活用の推進に妨げとなるということをも十分理解することが肝要であろう。

改善策としては、警報は本来震度5弱以上が予想される地域(予報区)にのみ出されるべきで、続報も震度5弱以上の地域(予報区)が拡大したときに速やかに出されるようにすれば、より多くの利用現場で警報が有効活用可能になるだろう。

3. PLUM法・ハイブリッド法による多数の電文の問題—その問題点と改善案—

気象庁が今年から導入を予定しているPLUM法・ハイブリッド法では、ひとつの地震に対する緊急地震速報の電文が何通も非常に多く出されるという問題がある。具体的なシミュレーション事例として東北地方太平洋沖地震の場合は従来手法では約111秒の間に15通であったが、新手法では約172秒の間に58通出ることになり、最初の警報後に55通もの電文が出るとされる。また、ひとつの地震で99通以上の電文が出ることも想定してフォーマットが改定されている(気象庁2017)。しかしこれには多くの疑問と実用上の問題がある。例えば東北沖のシミュレーションでは、警報は続報も含めて3回しか出されないのになぜ58通もの電文が必要なのか？警報が発表されている地域(予報区)に変化がなく、震源要素も変化していないのに、同じ内容の電文が毎秒のように繰り返し出されるのはなぜか？また、新規電文ではリアルタイム震度などの情報が増えるので、そもそも一つの電文が長くなり処理時間が多く必要になり、受信側システムには短時間で電文を処理する高い処理性能が要求される。しかしそのようにして設備増強しても、その大量の電文を受信側でどのように使うのかといった活用についてのガイドラインや十分な説明がないため、結局使えない電文を意味なく受信して捨てることになるものと懸念される。

この改善策は、警報発表区域に変化がなく震源要素も変わらないものは1通だけにして電文の数を減らす、受信側での電文の活用方法を示し、そこで利用されないような電文は出さないなど、利用者目線で電文の出し方を改善する事であろう。

*参考: 気象庁2014, 気象庁報道発表2014.7.14、及び、2014.8.26説明会資料
鷹野2014、緊急地震速報の更なる改善に向けて、地震学会秋季大会,B11-06
鷹野・鶴岡2014、緊急地震速報はどのように放送すべきか、情報学環紀要No86
鷹野2014、最大値警報から平均値警報へ、日本災害情報学会2014学会大会
鷹野・鶴岡2015、緊急地震速報の自動放送装置の開発、災害情報、No.13
気象庁2017、2017.2.13「PLUM法導入に伴う緊急地震速報電文等説明会」資料、
同2017.7.12説明会資料*

Automated Determination of Magnitude and Source Length of Large Earthquakes

#Dun Wang (CUG/ERI), Hitoshi Kawakatsu (ERI), Jiancang Zhuang (ISM), Jim Mori (DPRI), Takuto Maeda (ERI), Hiroshi Tsuruoka (ERI), and Xu Zhao (IGGCAS)

Rapid determination of earthquake magnitude is of importance for estimating shaking damages, and tsunami hazards. However, due to the complexity of source process, accurately estimating magnitude for great earthquakes in minutes after origin time is still a challenge.

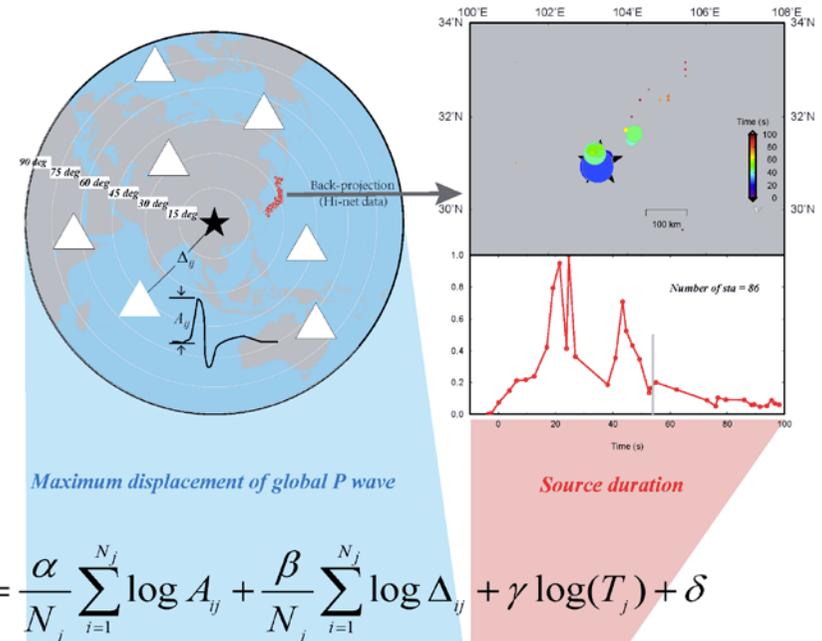
M_w is an accurate estimate for large earthquakes. However, calculating M_w requires the whole wave trains including P, S, and surface phases, which takes tens of minutes to reach stations at tele-seismic distances. To speed up the calculation, methods using W phase and body wave are developed for fast estimating earthquake sizes.

Besides these methods that involve Green's Functions and inversions, there are other approaches that use empirically simulated relations to estimate earthquake magnitudes, usually for large earthquakes. The nature of simple implementation and straightforward calculation made these approaches widely applied at many institutions such as the Pacific Tsunami Warning Center, the Japan Meteorological Agency, and the USGS.

Here we developed an approach that was originated from Hara [2007], estimating magnitude by considering P-wave displacement and source duration (Figure 1). We introduced a back-projection technique [Wang et al., 2016] instead to estimate source duration using array data from a high-sensitive seismograph network (Hi-net). The introduction of back-projection improves the method in two ways. Firstly, the source duration could be accurately determined by seismic array.

Secondly, the results can be more rapidly calculated, and data derived from farther stations are not required.

We purpose to develop an automated system for determining fast and reliable source information of large shallow seismic events based on real time data of a dense regional array and global data, for earthquakes that occur at distance of roughly $30^\circ - 85^\circ$ from the array center. This system can offer fast and robust estimates of magnitudes and rupture extensions of large earthquakes in 6 to 13 min (plus source duration time) depending on the epicenter distances. It may be a promising aid for disaster mitigation right after a damaging earthquake, especially when dealing with the tsunami evacuation and emergency rescue.



$$M_j = \frac{\alpha}{N_j} \sum_{i=1}^{N_j} \log A_{ij} + \frac{\beta}{N_j} \sum_{i=1}^{N_j} \log \Delta_{ij} + \gamma \log(T_j) + \delta$$

Figure 1 Methodology for determining earthquake magnitude. The magnitude is estimated by combing maximum displacement of global P-wave amplitudes and source duration. Here the source duration is estimated by back-projection analyses using a large regional seismic array.

S02-03

特異値分解法による熊本地震の放射特性

#菊池年晃(防衛大)

Radiation characteristics of Kumamoto earthquakes using a singular value decomposition method.

#Toshiaki Kikuchi (NDA)

1. はじめに

先に、タイムリバーサル法を用いて震源における振動を求めた。それらの解析結果から震源振動の動的モデルを提唱した。今回は、特異値分解法を用いて震源放射の主要振動数とその方位特性を求め、被害地域との比較を行う。

2. 特異値分解法

観測信号からの主要な変動成分の分離・抽出に特異値分解法が用いられる。観測信号の部分時系列からなる軌道行列 \mathbf{X} は次式によって特異値 \mathbf{W} ($\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_r$) と関係づけられる。

$$\mathbf{X} = \mathbf{U}\mathbf{W}\mathbf{V}^T \quad (1)$$

ここで \mathbf{U} , \mathbf{V} は正規直交行列でその成分 u_i , v_i を用いると軌道行列 \mathbf{X} は次式で表される。

$$\mathbf{X} = \lambda_1 u_1 v_1^T + \lambda_2 u_2 v_2^T + \dots + \lambda_r u_r v_r^T \quad (2)$$

この第一項を震源振動の主要振動数とする。

3. 周波数放射特性

初めに、2012年1月18日に山梨東部で発生した地震(本震 7:43, M5.4)を対象とする。各観測点で受信した信号のP波成分から軌道行列を作成し、それを特異値分解法にかけて(2)式の第一項を求め、その振動数を求める。求められた周波数を震源からの方位に対して表示すると周波数放射パターン、**Fig.1** が得られる。ここでは地震計の東西成分信号を用いた。図から明らかなように、主要振動数は方位によって大きく異なっている。しかし、限られた方位に、限られた振動数が放射されている。**Fig.1** では、震源からほぼ東方に 5-10 Hz の振動

が放射されている。前兆と余震(M2.8-M4.2)についても同様な方法で分析した。得られた周波数放射パターンの方位はほぼ東方で一致するが、周波数は本震に比し、高低差が大きかった。

次に、2016年4月14、16日に発生した熊本地震について分析する。分析方法は山梨東部地震に対する方法と同じである。14日の地震を熊本 A、16日の地震を熊本 B とする。

熊本 A に対する周波数放射パターンを **Fig.2** に、熊本 B に対する周波数放射パターンを **Fig.3** に示す。

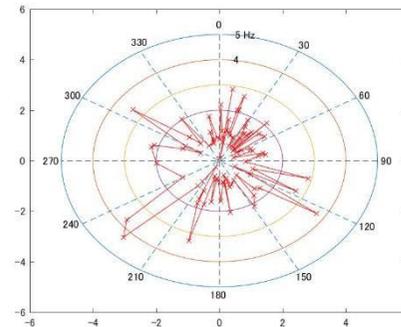
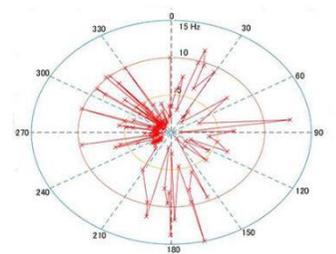


Fig.2 熊本 A の周波数放射

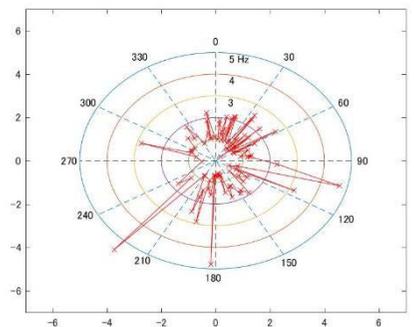


Fig.3 熊本 B の周波数放射

熊本 A では、震源から西方に 1-2Hz の振動が放射されている。熊本 B では、震源から南方に約 2Hz の振動が放射されている。被害の大きかった益城町は熊本 A の西方に位置し、そして熊本 B の南方に位置している。即ち、益城町は、熊本 A と熊本 B の両方の放射方向に位置している。また何れも約 2Hz の振動数で家屋の固有振動数に近い。一方、**Fig.1** に示す山梨東部の放射周波数は約 5Hz で熊本地震とは大きく異なっている。この相違は活断層の構造に起因していると考えられる。

地震波自動読み取りと手動検測システム

堀内茂木・佐藤優子（ホームサイズモメータ）・

松本 聡（九州大学理学部）・飯尾能久（京都大学防災研究所）

Automatic hypocenter location and manual inspection systems

1. はじめに 我々は、地震の専門家のノウハウを組み込んだP波、S波自動読み取りシステムの開発を行ってきた。その結果、日本全体の自動震源決定では、一元化震源に比べ、2-3倍の震源決定が行えるようになった。このシステムは、STA/LTAを用いて観測点毎にイベント検出を行い、複数の観測点で同時に、イベントが検出された場合に、トリガー波形を作成し、到着時刻の読み取り、震源決定を行うものである。しかし、地震が頻発している場合に、同一地震に対応する観測点波形を集めることが難しく、1個の地震の波形が、複数の地震に分かれる等の問題があった。本発表では、トリガー波形を用いなくて、全観測点の全時間区間について、到着時刻を読み取るようにした。その結果、より多くの震源決定ができるようになったので報告する。また、自動読み取り結果をディスプレイに表示し、手動で自動読み取り結果を修正するためのシステムについても報告する。

2. 到着時刻の読み取りと震源決定 全観測点の波形データを、1分間毎に読み取り、3分間分の波形データに対応するメモリーにオーバーラップしながら書き込むようにした。P波、S波の到着時刻は、このデータを用いて読み取り、複数の地震が発生している場合は、最大30個まで読み取るようにした。震源決定は、P波、S波到着時刻に対応する時刻で振幅が大きくなる疑似波形を作成し、発震時と、震源位置とを変えてセンブリランスを計算し、センブリランスが最大となる震源位置を求めるようにした。複数の地震が発生している場合は、最初の震源決定で使われた到着時刻データを削除し、次を行うようにした。一般に、震源決定では、ノイズや、別の地震の到着時刻データが含まれると解は不安定になる。センブリランス解析は、ノイズが含まれた波形データからコヒーレントな位相を抽出する解析手法である。

疑似波形には、ノイズや別の地震のデータも含まれるが、ノイズ等に対応するセンブリランス値は、震源位置を変えても大きくならない。複数の地震が存在する場合は、極大となる位置が複数個存在し、その最大値は、到着時刻数が最大となる地震の震源に対応することになる。

3. 手動検測システム 自動処理では、間違った読み取りデータを完全に除去することは難しい。そこで、自動読み取りのデータを高速に修正するための手動処理システムを作成した。自動読み取りでは、パラメータの設定次第で、S/Nが低いデータも読み取ることは可能であるが、研究目的によっては、S/Nが低いデータを読み取ってはいけない場合がある。そこで、手動読み取りに、自動読み取りプログラムを組み込み、研究目的に合わせて、読み取りレベルを設定できるようにした。手動読み取りでは、1画面に複数の観測点（約10点）の波形データと、自動読み取り結果を表示し、修正できるようにした。波形表示は、自動読み取りから期待される到着時間の時間区間を拡大し(Line mode)、高精度に修正できるようにした。P波の修正では、生波形、high-passフィルターの出力、ARモデルを用いたフィルター出力の一つを、S波の修正では、生波形、SH波、P波・S波識別フィルター、ARフィルター、水平動2成分の絶対値の波形を選べるようにした。また、震源決定した場合の走時残差の大きい観測点や、発震機構解を決定した場合の極性が矛盾した観測点のみの波形データを表示する機能も加えた。その他、マウス操作が最少となるよう、各種機能を加えるようにした。

4. 結果 自動読み取りプログラムを上述の方法に変更したことにより、地震決定数が増加した。特に、大地震発生直後の震源決定に有効であり、例えば、熊本地震発生直後のデータに適用した結果では、地震決定数が約8割増加した。自動読み取りによるP波、S波到着時刻と、オペレータの読み取りとの時間差を調べた結果、P波、S波の90%以上は、差がそれぞれ0.025秒、0.05秒以下であった。高精度自動処理を組み込むことにより、高速の手動処理が可能になった。

S02-05

金華山における2011年東北地方太平洋沖地震 前の体積ひずみの挙動について

#高波鐵夫(カーネギ研)・有吉雄哉・斎藤正也(統計数理研)・三浦哲・内田直希・出町知嗣(東北大学院理)・伊藤善宏(京大防災研)

Behavior of Volumetric Strain before the 2011 Tohoku-Oki Earthquake at Kinkasan Island, Miyagi, the Tohoku district.

#Tetsuo Takanami (Carnegie Inst.), Yuya Ariyoshi, Masashi Saito (ISM), Satoshi Miura, Naoki Uchida, Tomotsugu Demachi (Tohoku Univ.), Yoshihiro Ito (Kyoto Univ.)

2011年東北地方太平洋沖地震前のスロースリップについて、Ito et al. (2012)によれば、本震の約2年半前の2008年11月下旬と、本震の約1ヶ月前の2011年1月下旬から3月9日の最大前震の直前まで、震源に近い位置に設置された海底圧力計に変化が見られ、解析の結果、本震から海溝寄りの領域で Mw7 程度のスロースリップが発生していたと推定された。陸上でも金華山の体積ひずみ計で海底圧力変化に同期した変化が観測されている。また、Ohta et al. (2012)は3月9日の最大前震 (M7.3) の余効変動について解析し、ひずみ計、GPS、海底圧力計のデータなどから余効すべりが前震の震源域から南側の本

震に向かって拡大したと推定した。ただし、加速的な変動は観測されなかった。国土地理院の報告(2011)においても、GPSの観測では3月9日の最大前震の余効変動を除いて、本震直前には顕著な変化は見られないとされている。国土地理院によるプレート境界上のすべりの検知能力は、本震震源付近では約 Mw6.7~7.1 程度であった。なお、防災科学技術研究所の報告(2011)によれば、Hi-net 併設の高感度加速度計(傾斜計)について、前震および本震に先立つ顕著な傾斜変動は観測されていない。傾斜計の検知能力は、本震震源域下端付近もしくは深部延長上で Mw6.2、本震の震源付近では Mw7.3 である。このように観測によって、地震前のスロースリップの確認が異なっている。

そこで、我々は東北大学金華山観測点の体積ひずみ記録に統計的な時系列解析法を適用し、体積ひずみ記録のトレンド成分を抽出することで、本震前のスロースリップの確認を行っている。その結果について、学会で報告する。

S02-06

日本海溝海底地震津波観測網 (S-net) の整備

望月将志・植平賢司・金沢敏彦・汐見勝彦・功刀 卓・青井 真・
松本拓己・関口渉次・高橋成実・山本直孝・中村武史 (防災科研)
篠原雅尚・山田知朗 (東大地震研)

Construction of Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis along the Japan Trench (S-net)

M. Mochizuki, K. Uehira, T. Kanazawa, K. Shiomi, T. Kunugi, S. Aoi,
T. Matsumoto, S. Sekiguchi, N. Takahashi, N. Yamamoto, T. Nakamura (NIED)
M. Shinohara, T. Yamada (ERI)

はじめに

2011年3月の東北地方太平洋沖地震発生の後、津波のリアルタイム計測を実施すること、海域での地震観測を強化することを旨とし、文部科学省からの補助金を受けて、日本海溝海底地震津波観測網 (S-net) の整備をスタートさせた。整備開始より6年の歳月を経て、本年 (2017年) 3月に一通りの整備が終わった。整備実施中、地震学会秋季大会を通じて年毎の工事進捗を報告してきた。以下の通りである。2012年秋季大会 (D11-09)、2013年秋季大会 (D11-12)、2014年秋季大会 (C32-08)、2015年秋季大会 (S02-05)、2016年秋季大会 (S02-07)。本講演では、S-net 整備の最終区間となった、海溝軸外側ルート工事について報告を行うと共に、6年間の S-net 整備について振り返り、整備および S-net システムについて総括を行いたいと考えている。

海溝軸外側ルート工事

海溝軸外側ルートは、根室沖の水深 2,100m の海域に端を発し、日本海溝東側に沿って南下、房総半島沖で日本海溝を横断して千葉県南房総市へと至る。海底ケーブル長は約 1,470km に及び、およそ 60km おきに 25 台の観測装置

が配置されている。ほぼ 2 倍のルート長、観測装置のほとんどが 5,000m 以深の大水深への設置となるという、他の 5 つのサブシステムとは異なる設置条件に対応するため、長距離伝送、高圧給電に対する耐電圧特性、耐水圧特性に関してチューニングされたシステムとなっている。

海洋部の敷設工事は韓国 KT Submarine 社のケーブル敷設船「Segero」を使って実施した。通信用ケーブルの中継器に比して大型となる観測装置筐体を扱うために、甲板上に専用移動経路、船尾に専用シューターを特設した上で敷設工事を実施している。海洋部敷設工事と平行して、南房総局舎内装置、つくばデータセンター内装置等、陸上部の整備を行い、システムとして海溝軸外側ルートが完成した。現在、海溝軸外側ルートからのデータはつくばデータセンターまで伝送されてきており、試験運用の中でデータ品質の確認を行っているところである。

S-net の現状

6年間の工期を経て S-net の整備を一通り終えた。北海道沖から房総半島沖までの海域に、150 点の海底観測点からなる、全長 5,500km 超のリアルタイム地震津波観測網が構築された。6つの海域に分けて整備を進め、2016年3月までに整備を完了している 5 海域については、地震と津波の監視に利用するために気象庁へとデータが伝送されている。最後の整備海域となった海溝軸外側ルートのデータについても、データの品質チェックが終わり次第、気象庁への配信を開始する予定でいる。

S-net のデータは 5 つの陸上局舎を介してつくばデータセンターへと送られてくる。陸上局舎は無人で、陸上局舎内各装置から送られてくるステータス情報を取得しながら、リモートで監視し運用を行っている。実運用を通して、より適切な運用が行えるよう、監視システムの改修、監視態勢の構築を進めている。

海底面での機動的傾斜観測実現に向けた BBOBST-NXでの長期試験観測

#塩原 肇・篠原雅尚(東大地震研)・伊藤亜妃(JAMSTEC)・日野亮太(東北大理)・
佐藤利典(千葉大理)・杉岡裕子(神戸大理)

Long-term tests of the BBOBST-NX system for practical mobile tilt observation at the seafloor

#Hajime Shiobara, Masanao Shinohara(ERI), Aki Ito (JAMSTEC), Ryota Hino
(Tohoku Univ.), Toshinori Sato (Chiba Univ.), Hiroko Sugioka (Kobe Univ.)

1. はじめに

機動的な海底傾斜変動観測の実用化に向け、新型の広帯域海底地震計(BBOBS-NX) [1]を基にしたBBOBST-NXによる、最初の長期観測結果は2014年11月の地震学会で報告した[2]。そこでの課題は、傾斜変動観測での安定性を確認するには1年間では短い点と、観測結果への地形的影響の可能性であった。更なる検証のため、2015年に房総沖と宮城沖で1年以上の長期観測を開始した。本発表では2017年4月に回収した宮城沖、および9月に回収予定の房総沖での観測結果を紹介する。

2. 計測・処理方法

BBOBS-NXでは独立した広帯域センサー部が海底面に大半埋設されており、底層流の影響による傾斜変動はほぼ無い。自由落下して貫入するため海底堆積層との結合も良好である。広帯域センサーの水平動2成分のマスポジション信号(加速度出力)を速度信号3成分と併せ連続記録し、広帯域地震・傾斜変動を計測するものである。

実際に得られた記録には、広帯域センサーの経時変化とマスのセンタリングによるシフトが顕著に見られる。シフトの前後で記録はほぼ連続しており、シフト分を補正した後に適当な関数を当てはめ経時変化を差し引き、傾斜変動の記録を得る。海底での潮汐による傾斜変動は小さいが、必要に応じbaytap08プログラム[3]を適用して潮汐成分を取り除く。

3. 房総沖での長期試験観測

前回は2013年4月から1年間、今回は2015年7月から2年間、房総沖で繰り返しSSEが発生している領域(KAP3)で長期試験観測を実施した(図1)。前回は底層流の流向・海底地形の走向・センサー方位が一致し、その成分の傾斜変動に約1ヶ月周期の大きな変動が水温とほぼ同期して見られた。そこで、今回は地形が平坦な少し離れた地点にNT15-12航海で設置した。宮城沖と共に、自記式水温計をBBOBST-NXの外装に取り付けた。

4. 宮城沖での長期試験観測

2015年9月にKR15-15航海で、宮城沖の日本海溝陸側斜面(水深5400m)に設置した(図1,図2)。この観測は特別推進研究(代表:日野亮太)の一部として実施し、2017年4月のKR17-06航海で回収、約1年半の観測記録が得られた。房総沖での前回の観測結果とは大きく異なり、約1ヶ月周期の大きな変動は見られない。観測期間途中から明確な傾斜変

動が見られるが、局所的な地震は伴わず、それまでのセンサーの安定性からも、実際に発生したものと思われる。但し、まだその傾斜の原因を定量的に説明出来る段階にはない。

5. まとめ

BBOBST-NXによる1年以上の長期観測から、安定した海底傾斜変動観測が期待出来るようなことが確認できつつある。房総沖のKAP3観測点では、黒潮の流軸に近くかつ水深が浅いため、底層まで黒潮の影響下にあり、それが傾斜変動観測に影響していると予想される。そのような問題が無い宮城沖のような環境では、数 μ radの変動は十分に検出可能とみられる。

参考文献

- [1] Shiobara, H., T. Kanazawa and T. Isse, IEEE-JOE, 38, 396-405, 2013.
- [2] 塩原・他, 日本地震学会秋季大会, C32-09, 2014.
- [3] Tamura, Y., et al., GJI, 104, 507-516, 1991.

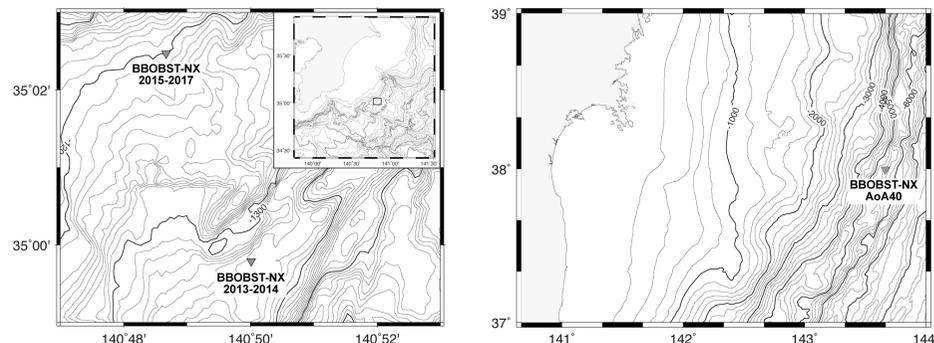


図1 房総沖(左)と宮城沖(右)での観測点配置図。

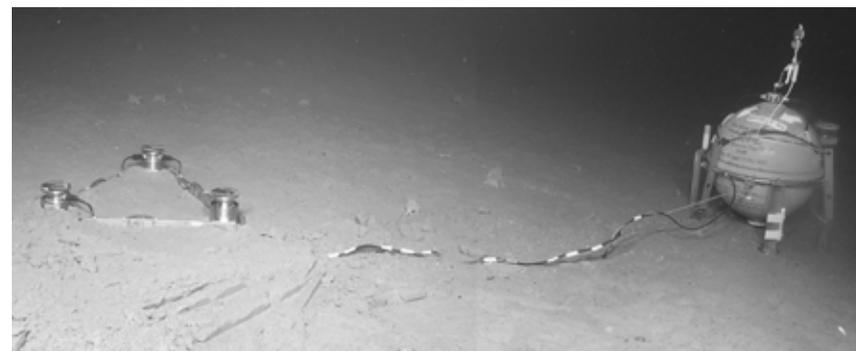


図2 宮城沖でのBBOBST-NXの設置状態。左側に見える三角形のものがセンサー部。右側がチタン球耐圧容器のデータ記録部、両者間は水中ケーブルで接続。

S02-08

無人航空機から投下させる貫入プローブ（ペネトレータ）を用いた火山島観測実験

#石原吉明・白石浩章・白井慶・早川雅彦・水野貴秀・後藤健・尾崎正伸・山田和彦・田中智（宇宙研）・山田竜平（会津大）・及川純（東大・地震研）・村上英記（高知大・理）

Field Test of Penetrator Probe at An Active Volcanic Island with Unmanned Aerial Vehicle

#Yoshiaki Ishihara, Hiroaki Shiraishi, Kei, Shirai, Masahiko Hayakawa, Takahide Mizuno, Ken Goto, Masanobu Ozaki, Kazuhiko Yamada, Satoshi Tanaka (ISAS/JAXA), Ryuhei Yamada (Univ. of Aizu), Jun Oikawa (ERI, Univ. of Tokyo), and Hideki Murakami (Kochi Univ.)

無人航空機を用いて活動中の火山を観測できる投下型プローブ（ペネトレータ）を開発している。噴火直後に常設の観測機器が故障した場合、また通信・電源システムが被害を受けた場合、本観測システムを用いて迅速に臨時観測点を設置し観測の空白領域・期間を埋めることで、定常観測点が本格復帰するまでの補完データを提供することが可能となる。また、人間が容易に近寄れない火口周辺や、観測点設置に長期の航海が必要となる離島火山などに、迅速かつ低コストで多点設置することも目標としている。本講演では、無人航空機を含めた観測システムの詳細と今年度実施したペネトレータ投下実験について報告する。

ペネトレータには火山活動を監視する地震計・磁力計・マイクロフォンなどのほか、これらの観測センサーを制御しデータを送信する支援システム（制御用コンピュータ・イリジウム通信機・電源部）が搭載される。一方、無人航空機にはペネトレータを搬送・分離・投下するランチャー機構だけでなく、設置地点周辺を空撮する撮像システムを装備する。

これまで実機サイズ（直径90 mm × 全長600 mm）のプローブやスケールモデルを用いた飛行・投下実験を複数回実施し、

- (1) プローブ構造およびランチャー機構の設計
- (2) センサーおよび電子回路部の耐衝撃性

(3) 小型軽量化のための実装方法

(4) 長期観測のための効率的な運用方法

などの課題について検証と改良を進めてきた。

その結果、ペネトレータの総重量は8 kg以下（ランチャー機構を含めて約10 kg）で製作でき、搬送する無人航空機の性能にも若干の改良を加え200 km以上の往還飛行が可能になった。

現在、搭載機器全系をアセンブリした噛合せ試験のほか、火山での実運用を想定した観測リハーサルを実施している段階である。また、活動的な火山での実証実験を想定した飛行制御システムの改良も行っている

開発目標の1つである『人間が近寄ることが出来ない火口のごく近傍へのペネトレータの設置・観測』の場合、火口付近の起伏に富んだ地形だけでなく、飛散した大きな岩石や傾斜面の転石が比較的多く存在することが予想される。つまり、岩塊や窪地をできるだけ避けながら、観測運用とデータ受信を適切に行うことができる地点にピンポイントで設置できることが望ましい。例えば、ガスセンサーや磁力計を火口近傍に設置しガス成分の濃度や全磁力の変動をモニタリングすることで噴火前後の活動予測に役立てることができるともかもしれない。そこで、投下時の気象条件（風向・風速・気圧）、飛行情報（高度・速度）および空力減速を考慮した飛翔経路を即時に計算し、事前に設定した地点に貫入設置できるよう分離する位置と時刻を調整できるアルゴリズムを飛行制御システムに実装した。

本年6月に実施した静岡県三保飛行場での投下実験では、高度約400 m、対地速度約90 km/h、向かい風約3 m/sの条件で分離したペネトレータを目標地点から約10mの誤差で貫入設置することができた。また、昨年度の飛行実験では採用していなかった火山ガス濃度（二酸化硫黄、硫化水素）を測定できるセンサーを搭載して耐衝撃性や貫入前後の特性変化について「予備的」な調査を行った。

今後実施する活動的な火山での投下実験では、無人航空機に搭載した撮像システムによって適切な候補地点を事前に探索し、設定した目標地点に高精度で設置したうえで各種の地球物理観測や火山ガス濃度の測定を行うことが可能であることを検証する予定である。

本研究課題は科学研究費補助金・基盤研究(A)(15H01793)の補助を受け実施している。

小型広帯域地震計を搭載した長期観測型海底地震計の開発

#篠原雅尚・山田知朗・塩原肇(東大地震研)・山下裕亮(京大防災研)

Development of compact long-term broadband ocean bottom seismometer

#Shinohara, M., T. Yamada, H. Shiobara (ERI, U. Tokyo), and Y. Yamashita (DPRI, Kyoto U.)

海洋プレート沈み込みのダイナミクス、特に海溝型地震の発生を考える上で、地震を発生する領域である固着域や地震を発生せずに滑りを起こしている領域(非地震性滑り域)の空間分布を精度良く明らかにする必要がある。浅部プレート境界においては、深部プレート境界に見られる低周波微動・超低周波地震(スロー地震)が発生していることが明らかになり、南海トラフでは、従来から用いられている広帯域海底地震計による先駆的な海底観測が実施されている(Sugioka *et al.*, 2011)。また、浅部スロー地震は、プレート間スロースリップと関係していると推定されており、日向灘では、従来の短周期海底地震計を用いた観測による浅部低周波微動の活動様式が明らかになっている(Yamashita *et al.*, 2015)。

海洋プレートが沈み込む海溝付近のプレート境界で発生していると考えられているスロー地震の活動を精度良く把握するためには、活動域直上である海底における観測が必要である。さらに、スロー地震活動は活動期間が短く、かつ、発生頻度は高くないので、長期間にわたる待ち受け観測が必要である。また、立ち上がり明瞭でない波形の特徴から震源決定が難しく、精度の良い観測のために、多数の海底地震計を用いた空間的に高密度な観測も必要である。現在は、1年以上観測可能な長期観測型海底地震計が開発され、測器数も多い(金沢・他, 2009)。しかしながら、短周期地震計(固有周期1秒)をセンサーに用いているために、スロー地震の観測には、やや帯域が不足している。一方、現在利用可能な広帯域海底地震計では、観測期間、観測帯域共に十分であるが、主にコストの面から測器数が限定されている。そこで、これまでに実績があり、測器数が多い長期観測型海底地震計を広帯域化して、長期観測型小型広帯域海底地震計を開発した。

小型広帯域地震計センサーには、固有周期20秒のNanometrics社Trillium Compact Broadband Seismometerを用いた。このセンサーの特徴は、ある程度傾いてもセンサーが角度の補正を行い、鉛直・水平成分を出力することである。自由落下自己浮上式海底地震計は、海底の設置姿勢を制御できないので、センサーを水平に保つためのレベリング装置は必要であるが、ある程度の傾きが許されることは、レベリング装置を安価に製作する上で有利である。また、このセンサーは消費電力が大きくなり、耐圧容器に収納可能な電池量でも、1年程度の長期連続稼働が可能である。

採用したセンサーは、直径90 mm、高さ100 mmの円筒形容器に収納されており、収納容器のまま搭載できるレベリング装置を新規に開発した(図左)。開発したレベリング装置の全体の大きさは、これまでの長期観測型海底地震計の固有周期1秒センサーのレベリング装置とほぼ同じ大きさ(高さ110mm×直径160mmの円筒形)として、レベリング装置部のみの入れ替えを可能とした(図右)。レベリング装置はモーター駆動の水平2軸による、20度の傾斜まで対応したマイクロコンピューター(Arduino)制御を用いたレベリング機構と固定のためのクランプを有している。制御精度は1度以下である。レベリング後に、制御部自身の電源を落として、電力を殆ど消費しないことが特徴である。動作としては、制御部に電源が投入されると、レベリング動作を行い、レベル後にセンサー電源を投入する。さらに、補正した角度を、マイクロSDカードに書き込む。その後、制御部は電源断となる。

開発した長期観測型小型広帯域海底地震計は、スロー地震の観測だけではなく、深部構造研究のための深発地震や遠地地震の観測や、海底火山の観測への利用が期待される。

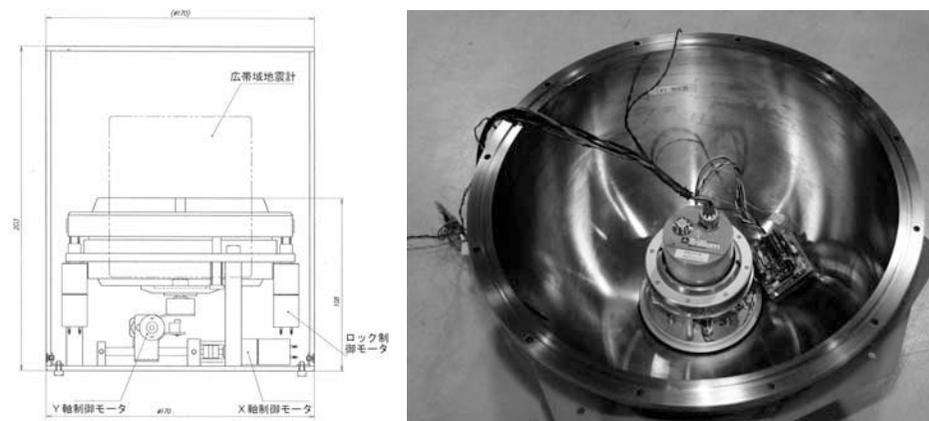


図 開発したレベリング部(左)と、海底地震計への搭載の様子(右)

海底光ファイバーケーブルとDASテクノロジーを使った地震・津波同時観測の可能性

#木村恒久(シュルンベルジェ)

Potential for Earthquake and Tsunami Events Monitoring using Submarine Fiber Cable and DAS Technology #Tsunehisa Kimura (Schlumberger)

DASテクノロジーは、パイプラインのモニタリングや侵入者を感知するために、2011年頃から石油・ガス産業で使われているが、近年、3DVSPを含む良好なサイズミックデータ、および流体の動きを記録することができるようになり、最新の技術として注目されている。ボックスキャッターの位相差データを用いるこのシステムのことを、振幅を用いる通常のDASと区別するため、『hDVS』と呼んでいる。

hDVSは、通常用いられるジオフォン等の電気・磁気的なセンサーでなく、光ファイバーを振動計測のセンサーとして使う。実際には、光ファイバーの振動に対する動的ひずみを計測しており、つなげたファイバーの全長、もしくはパラメータで決めた長さだけをセンサーとして使うことができる。光ファイバー内での光の減衰や、光データのサンプリング周波数にもよるが、通常、海底ケーブルで使われるシングルモードファイバーの場合、最大50km程度の長さまで対応可能である。

通常の電気・磁気的なセンサーは、1995年の阪神・淡路大震災以降、日本各地に設置され、2011年の東日本大震災後、その観測網は、海底にも広がっている。この日本における地震観測網は、世界一の密度を誇っている。しかし、通常のセンサーは、点としてのデータしか収集することができなく、しかも設置にかかるコストや、センサーの設置環境の制限により、設置される数と場所に限りがある。

hDVSの場合、主にデータ通信の目的で設置してある既存の光ファイバーを、瞬くうちに線状の地震波観測用のセンサーとして扱えるばかりか、センサーの設置コストと設置にかかる時間を低く抑える事ができる。ここ20年間のIT革命の一環として、光ファイバー網が世界中に張り巡らされているが、特に、米国、アジア諸国との間をつなぐ国際海底光ファイバーケーブルは、地震が起きやすいプレートとプレートが重なる領域をまたいで設置してある。そのような海底光ケーブルが、たちまち地震観測用のセンサーと化す可能性がある。また、S-net、DONETは、海底光ファイバーケーブルを使っているのので、既存の海底センサーに加えて、光ファイ

バーをセンサーとして使うことで得られるデータも同時に記録することができ、観測領域をより広範囲に拡大することが可能となる。

津波に関しては、海上風力発電所の海底ケーブルを用いて連続観測実験を行った際、天候が悪化し2m程度の高波が発生した様子を、海岸から5kmの領域において良好に観測することができた。これは、DASを用いて波を連続観測した世界で初めての事例である。図1のイメージが、2m程度の高さの波を30秒記録したデータで、これが、最大50km範囲の観測に使うことができる。この図は、距離と時間のグラフなので、波の動きを示す斜線の傾きを計算することによって、瞬時に波の群速度を求めることができる。また、正確な水深データを使い、津波の式を逆算することによって、波高値を求めることも可能である。つまり、地表で既存の海底光ファイバーにhDVSをつなげることによって、津波の速度、および波高値を正確に連続観測することが可能となる。S-netやDONETでカバーされていない海岸から最初の観測点までの約50kmの領域を連続観測できることにより、正確な津波情報を連続して海岸線近くの住人に伝える警報網が格段に強化される。

海底光ファイバーケーブルとhDVSを使えば、近い将来起こることが予想されている南海トラフ、東海地震に備え、光の速さで同時にモニタリングする包括的なネットワークを時間と費用を大きくかけずに築くことができるであろう。これによって、より多くの人命を救えることを確信している。その方法について話をします。

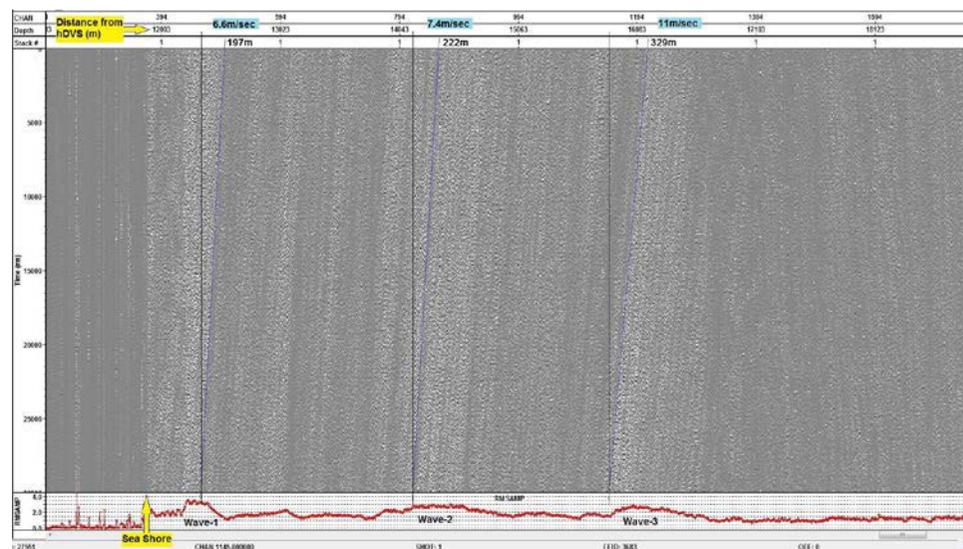


図1 海底光ケーブルをセンサーとして用いた2m程度の高波の観測データ

極限環境域への地震観測網展開を目指した広帯域地震計の開発

#山田竜平(会津大学)・白石浩章(JAXA宇宙研)・浅利一善(国立天文台)・田中智(JAXA宇宙研)

Development of a broadband seismometer to deploy a seismic network in hard environments

#Ryuhei Yamada (Univ. of Aizu), Hiroaki Shiraishi (ISAS/JAXA), Kazuyoshi Asari (NAOJ), Satoshi Tanaka (ISAS/JAXA)

地震の発生メカニズムや天体の内部構造に関する研究は、地震計による観測網を拡張する事により進展してきた。その一方で、一般に、海底、火山地域、極域、月惑星等、いわゆる人が地震計を運搬し、設置するのが困難な極限環境下に、地震観測網を展開するのは決して容易ではない。本研究では、極限環境域への地震観測網展開を目指すため、小型軽量の汎用性の高い広帯域地震計の開発を実施している。

この開発において、我々は宇宙機用として開発された短周期地震計(図1)をベースに周波数応答の広帯域化を行った。この地震計は固有周波数1Hzの電磁コイル式の短周期地震計であり、同タイプの地震計と比較しても小型軽量(直径5cm×高さ5cm, 重量350g)でありながら、より高い感度(1000V/m/sec)を実現しているため、火山噴火地域や月惑星等、無人で観測装置を運ぶ際に有利となる。また、この地震計は航空機等からの投下により無人でのセンサー設置が可能なハードランディングプローブであるペネトレータにも搭載できる。ペネトレータは槍型の貫入装置であり、地震計を搭載しての地上試験実績も有している。開発した地震計は、このペネトレータの貫入衝撃に耐えて微小振動を観測できるだけの頑健性もすでに実現している(Yamada et al., 2009)。この小型軽量で汎用性の高い短周期地震計を広帯域化する事で、地震計の運搬・設置が困難な極限環境域で一点設置であっても、より多くの観測成果が得られるようになる。

本研究では、この短周期計に容量型変位検出器とフィードバック機構を取り付けて広帯域化を図り、0.033-50 Hzの帯域で高感度(2000V/m/sec)を実現する事を目指している。これにより、広帯域地震計として汎用されているGuralp社のCMG-3ESPと同等の性能を持ちながらも、各段に小型・軽量な広帯域地震計が実

現される事になる。

本研究では、開発した地震計を容量変位型の広帯域地震計としても使用できるようにするため、図1に示すよう振子とケース端面に電極板を取り付けて、検波回路を接続することで、地動変位に伴う容量変化を検出できるようにした。そして、簡易的な負帰還回路を接続した状態で、その周波数応答と観測性能を調査した。観測試験は国立天文台水沢の江刺地球潮汐観測所で実施し、地球用の広帯域地震計と比較観測を行っている。この調査の結果、地震計の感度は長周期側に拡張され、10-15秒程度までの地動もリファレンス用の広帯域計と遜色なく観測でき、広帯域地震計として機能する事を確認できた。

そして、フィードバックをかけていないパッシブな状態においても周波数応答と観測性能の調査を実施した。現状、この調査結果を基に、上記の目標とする応答を実現するための、フィードバック回路の設計と試作を繰り返し実施している段階である。本発表では、これまでの開発状況、及び実験室や江刺での観測試験結果について、報告・議論する予定である。

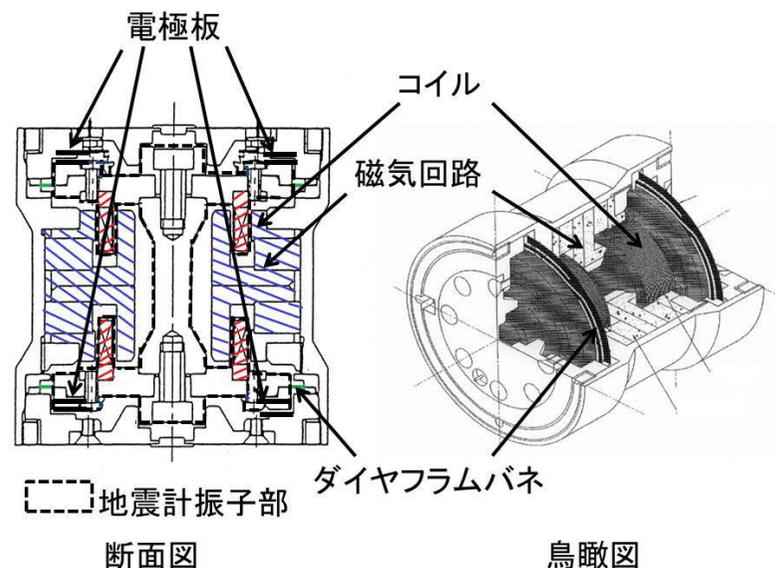


図1.ペネトレータ搭載可能な短周期地震計の断面図と鳥瞰図

S06-01

1998-2000 年北海道日高域構造探査データの再解析による 衝突帯前縁部の構造

岩崎貴哉 (東京大学地震研究所)・津村紀子 (千葉大学)・伊藤谷生 (帝京平成大学)・
佐藤比呂志・蔵下英司・平田直 (東京大学地震研究所)・在田一則 (北海道大学)・
野田克也・藤原明・阿部進 (地球科学総合研究所)・
菊池伸輔 (石油資源)・鈴木和子 (シュランベルジュ)

Forland Structure of the Hidaka Collision Zone, Hokkaido, from Reanalysis of 1998-2000 Hokkaido Transect Seismic Data

Iwasaki, T. (ERI, Univ. of Tokyo), Tsumura, N (Chiba Univ.), Ito, T. (Teikyo Heisei
Univ.), Sato, H., Kurashimo, E., Hirata, N. (ERI, Univ. of Tokyo),
Arita, K. (Hokkaido Univ.), Noda, K., Fujiwara, A., Abe, S. (JGI), Kikuchi, S. (JAPEx)
and Suzuki, K. (Schlumberger Ltd.)

はじめに

北海道は、その南で太平洋プレートの沈み込みが進行し、その中軸部において中新世より東北日本弧と千島前弧の衝突が進行している。この地域では、1994-2000 年にかけて実施された反射法・屈折/広角反射法地震探査によって、衝突構造に対する地球科学的知見が集積された。

2012 年から、我々は新しい解析手法 (CRS(Common Reflection Surface)/MDRS(Multi-Dip Reflection Surfaces)法等) を用いて、これまでに行われた探査データの再解析を行ってきた。衝突帯南部における 1994, 1996-7, 2000 年の反射法探査の再処理は、日高側地殻の delamination がより明瞭な形で imaging されるとともに、更に深部の太平洋プレートとの位置関係が明らかになった(Tsumura et al., 2013)。一方、1998-2000 年の反射法・屈折/広角反射法探査(1998-2000 Hokkaido Transect) の再処理/再解析では、日高衝上断層の地表から深さ 20 km 付近までの形状とともに、その下に沈み込む東北日本弧の下部地殻/モホの形状が明らかになった。更に、日高側地殻は、南部に比べてより深い部分から剥離が始まり、剥離した地殻深部が、日高衝上断層前縁側で東北日本弧側地殻と会合して複雑な構造を形成している。しかし、衝突帯前縁部の fold-and-thrust belt 域の構造については、まだ十分な解析が行われていない。

2000 年日高衝突帯前縁部探査データの再解析

2000 年に行われた日高衝突帯前縁部で行われた探査は、屈折広角反射法探査及び反射法地震探査 (震源はダイナマイトと震源車(Vibroiseis), 直線長で約 70km) から成るデータの質は良好であるが、その record section は、いくつかの走時の jump と shadow zone が見られ、浅部の構造が複雑であることを示していた。

これまでに得られた結果

この部分の構造については、破線追跡法 (Iwasaki et al., (2004), 屈折 tomography (Iwasaki et al., 2014)で求められてきた。両者の解析は、この地域には深さ 10 km にまで及ぶ厚い堆積層が存在することである。しかし、冒頭に述べた 1998-2000 年データ (本解析のデータを含む) の統合的反射処理では、この堆積層内に顕著な構造を見出すには至っていない。

今回は、特に 2000 年に取得した反射法記録の初動・後続波の走時と振幅を用いて Asymptotic Ray theory に基づく解析を行った。これまでに得られた結果を以下に要約する。

- (1) 反射法記録の初動データを用いることによって、深さ 1-2km までの表層構造の解像度が向上した。その結果、屈折・広角反射波の走時も全体としてよく説明できるモデルが構築されつつある。
- (2) 厚い堆積層内の P 波速度(V_p)は、西から東に向かって 3.2-3.7 km/s から 3.8-4.2 km/s へと増加する。
- (3) 反射法測線東端の shot の見かけ速度はかなり早い (見かけ速度で 6km/s 弱)。これは、測線中央部や西部と大きくことなり、fold-and-thrust belt の東側境界 (イドンナップ帯と空知・蝦夷帯の境界) の形状を規定する情報と考えられる。
- (4) 厚い堆積層の中には、少なくとも 2 つの低速帯 (速度が 3-4 km/s 程度) が存在する (覆瓦状構造)。Iwasaki et al. (2004) が求めたその形状と速度は、走時だけでなく、振幅も比較的よく説明することがわかった。反射法の shot 記録にも、低速度帯の存在を示すものが見られ、それらの情報を加味することによって、その構造をより精度よく求めることができる可能性がある。

S06-02

2011年の宮城沖スロースリップ震源域周辺の地殻構造

東龍介・日野亮太(東北大理)・望月公廣(東大地震研)・村井芳夫(北大理)・八木原寛(鹿児島大理)・佐藤利典(千葉大理)・篠原雅尚(東大地震研)

Seismic structure around the 2011 SSE source in northeastern Japan forearc by an airgun-ocean bottom survey

#R. Azuma, R. Hino (Tohoku Univ.), K. Mochizuki (ERI, Univ. Tokyo), Y. Murai (Hokkaido Univ.), H. Yakiwara (Kagoshima Univ.), T. Sato (Chiba Univ.), M. Shinohara (ERI, Univ. Tokyo)

2011年に発生した東北沖地震(M 9.0)の震源となった宮城県沖では、2008年と2011年にスロースリップ(SSE)が発生しており(Ito et al., 2013), 東北沖地震の発生に大きく関与したと考えられる。スロー地震研究の盛んな南海トラフでは、スロー地震の震源断層が高間隙圧流体の存在を示唆する地震波低速度異常となっていることが報告されている(例えば, Shelly)。一方で、宮城県沖 SSE 震源域の地殻構造はよくわかっておらず、これを明らかにすることがスロー地震の発生メカニズムと巨大地震への寄与の理解につながると考える。

本研究では SSE 震源域とされる宮城県沖の海溝陸側斜面において実施されたエアガンー海底地震計探査2測線(図1)の記録を解析し、当該領域における地殻構造を推定した。構造推定には、初動走時トモグラフィ(Fujie et al., 2013)によって2次元 P 波速度構造を推定した。さらに、得られた速度モデルを用いて、反射波走時マッピング法(Fujie et al., 2006)によりプレート間流体の有無に感度のあるプレート境界周辺構造からの反射波の空間分布を求めた。

走時解析の結果、陸側と海溝側の両測線南部のおよそ SSE 震源域に対応する範囲で、プレート境界上に高速度の白亜紀堆積層(~4 km/s)や島弧地殻(~5 km/s)が分布することがわかった(図1左)。さらに同領域においては、プレート境界周辺からの反射波が測線

北部に比べて明瞭に観測かつ連続的に分布した(図1左上および右中黒太線)。しかし、推定された白亜紀堆積層や島弧地殻と海洋性地殻第2層の P 波速度差は小さく、反射効率は低いはずである。それにもかかわらず反射効率が低いことから、当該領域には大きな速度コントラストが必要であり、すなわちプレート間は低速度層の存在が示唆され、南海トラフにおけるスロー地震の事例と調和的であるといえる。一方、海溝側測線北部においてもプレート境周辺の反射波が観測された(図1左下および右中黒破線)。これは上盤側を構成するプリズム状堆積層と海洋性地殻との速度差が大きいことに起因すると考えられる。

ところで、陸側測線沿いのプレート境界反射強度の変化する場所が、SSE 断層の北端と一致せず、より北に位置している。Ito et al. (2013) が SSE 断層の推定に使用した海底圧力観測網は東西方向に展開されていたために南北方向の不確かさが大きい。そのため、断層長を拘束出来ていないと考えられる。仮に、断層間隙圧の高い領域でゆっくりすべりが起こるなら、2011年の SSE 断層は Ito et al. (2013) の推定範囲よりも北側に広がったと考えてよいだろう(図1中灰色線および矢印)。

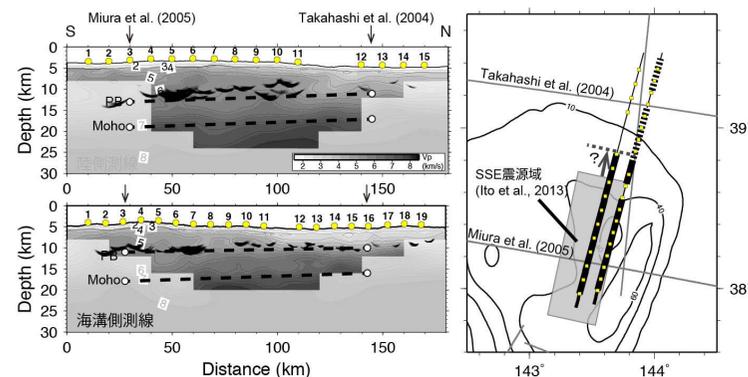


図1. 左)陸側測線(上)と海溝側測線(下)の2次元 P 波速度構造とプレート境界反射波分布。○と破線は Miura et al. (2005)と Takahashi et al. (2004)の測線(右図参照)との交点でのプレート境界と海洋モホ面の深さ。右)プレート境界強反射域(太線)と SSE 震源域(Ito et al., 2013)との比較。コンターは Iinuma et al. (2012)の東北沖地震時すべり量分布。

日本海溝アウターライズ地震探査・地震観測：

アウターライズ地震震源断層マッピングに向けて

#小平秀一・中村恭之・藤江剛・尾鼻浩一郎・野徹雄・三浦誠一
(JAMSTEC)

Seismic studies in the outer rise of the Japan Trench toward mapping potential seismogenic faults

#Shuichi Kodaira, Yasuyuki Nakamura, Gou Fujie, Koichiro Obana, Testuo No, Seiichi Miura (JAMSTEC)

1. はじめに

2011年東北沖地震発生直後から、日本海溝沖の海溝軸付近からアウターライズにかけての領域で地震活動が活発化している。本震直後のMw=7.6の地震の他、2011年7月10日(Mw=7.0)、2012年12月7日(二つのMw=7.2の地震)、2013年10月25日(Mw=7.1)など、マグニチュード7以上の地震も発生している。このうち、2012年12月7日の地震以外はプレート沈み込み方向に張力軸を持つ正断層、もしくは横ずれ断層の地震である。また、過去の観測事例によると、東北沖地震のような海溝軸近傍の大きなすべりを伴う海溝型地震とアウターライズ巨大正断層地震が対になって発生している。例えば、1896年明治三陸沖地震と1933年昭和三陸沖地震、2006年と2007年の千島海溝での地震などがその典型的な例である。しなしながら、2011年東北沖地震発生後は直後に発生したMw=7.6の地震が最大で、マグニチュード8クラスのアウターライズ正断層地震は発生していない。

日本海溝域の津波早期検知はS-netの整備により大きな改善が進められているが、アウターライズ地震による津波に関しては震源断層の情報が著しく少なく、即時浸水予測等に必要現実的な震源断層を設定した津波データベースの構築が遅れている。そこで、JAMSTECではアウターライズ想定震源断層のマッピングに向けて、2015年度から地下構造、地震観測、地形調査などからなるプロジェクトを開始した。

2. 観測概要

本プロジェクトでの調査観測はアウターライズ域での大局的地震波速度構造調査、地震活動観測、稠密反射法探査からなる。大局的構造調査では正断

層の発達により地下構造が変化する領域をおさえ、稠密探査の観測領域を絞り込む。その後、稠密探査と地震活動観測を実施し、その結果と詳細地形データからアウターライズ断層マッピングをすすめる。

これまでのところ、大局的構造探査は既存観測も含めて、千島海溝南部から福島沖の領域で終了した。データ取得では400-600kmの測線上に海底地震計を約6km程度以下で高密に展開した。これに引き続き今年度より稠密反射法探査を開始し、三陸沖南部において海溝軸から約150km程度の範囲で海底広域研究船「かいめい」を用いた反射法探査データを取得した。地震観測は三陸沖、宮城沖で海底地震計を約20km程度の間隔で設置し実施した。これにより、既存観測も含んで三陸沖から福島沖アウターライズにかけての地震観測データを取得した。

3. データ解析と結果

大局的構造調査データ(既存データも含む)の解析により、千島海溝南部から日本海溝宮城沖の領域では、海溝軸から約150km沖合までの範囲で、地殻・マントルのP波速度低下が確認され、これはアウターライズ正断層発達によるものと解釈した。この構造変化領域で実施した稠密反射法探査データは現在解析中であるが、海溝軸から約30km程度のアウターライズ域は既存の高分解能反射法探査データがあり、このデータと詳細地形データ(図1)から連続性のよい海洋地殻基盤の落差をトレースし、正断層地震の想定断層の設定を進めた。その結果、20kmから100km程度の長さの断層を設定した。地震活動の高い宮城沖では設定した断層と良い相関を示す震源の線状分布を確認した。今後稠密構造探査結果と震源分布を統合してアウターライズ域での想定断層の設定を進める。

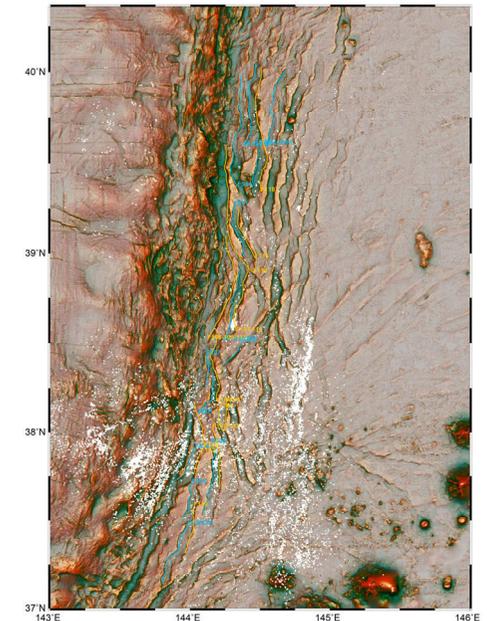


図1. 赤色立体図(千葉他2007)による日本海溝近傍海底地形と震源分布(白点)

S06-04

屈折法・広角反射法探査データによる日本海溝アウターライズ域東麓の海洋リソスフェア構造

#大友周平・東龍介・日野亮太（東北大理）・藤江剛・小平秀一（JAMSTEC）

Oceanic lithospheric structure beneath the eastern foot of the Japan Trench outer rise by Airgun-OBS survey

#Shuhei Otomo, Ryosuke Azuma, Ryota Hino (Tohoku Univ.), Gou Fujie, Shuichi Kodaira (JAMSTEC)

海洋性地殻の地震波速度構造は、比較的均質であると考えられるが、海洋性地殻下部から最上部マントルにかけて複雑な構造をもった反射面が認められることがある。こうした地殻深部やマントルにみられる不均質構造は海洋プレートの形成・発達過程に因るものと推測される。本研究では、日本海溝アウターライズの東麓において実施したエアガン-海底地震計（OBS）構造探査の波形記録を解析し、この領域の地殻・マントル内の地震波反射構造を詳細に明らかにすることを通して海洋プレートの形成・発達過程を考察する。

本研究で用いるエアガン-OBS 探査データは、2010年に北西太平洋において取得されたもので、6 km 間隔で23台のOBSを設置した測線沿いに、エアガン発振を0.2 km 間隔で1199回行った。得られたOBS記録を見ると、海洋性地殻第3層からの屈折波初動振幅が顕著に小さくなりマントル屈折波初動と不連続になる特徴（シャドウゾーン）が認められ、海洋性地殻深部のモホ面の直上にシャドウゾーンの原因となる構造が存在すると推察される。こうしたシャドウゾーンは測線南側のOBSの記録でより広く認められ、地殻深部の構造が測線に沿って大きく変化することが示唆される。

屈折波・広角反射波走時ジョイントインバージョンによりP波速度構造モデルを推定した結果、測線南部から中央部における海洋性地殻第3層下部および測線中央部の最上部マントルに低速度層が存在することがわかった（図1）。

一方、OBS記録に地震波干渉法を適用して合成した仮想稠密観測点における地震波形に反射法的処理を施すことで、海洋プレート内反射構造のイメージを試みたところ、モホ面などの反射面を抽出することに成功した（図2）。モホ面の連続性は測線中央部で不明瞭になっているが、これは走時解析から推定されたP波速度構造の特徴によって定性的に説明することができる。測線中央部では最上部マントル内に低速度異常が、測線北側では地殻最深部に高速度異常があるために、地殻-マントル間の速度コントラストが低下していて、モホ面からの反射波の振幅が小さくなっているのであろう。

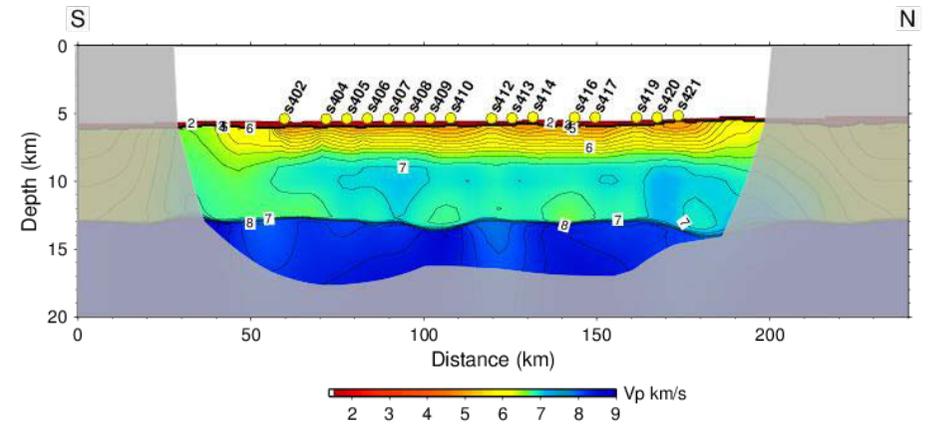


図1. P波速度構造

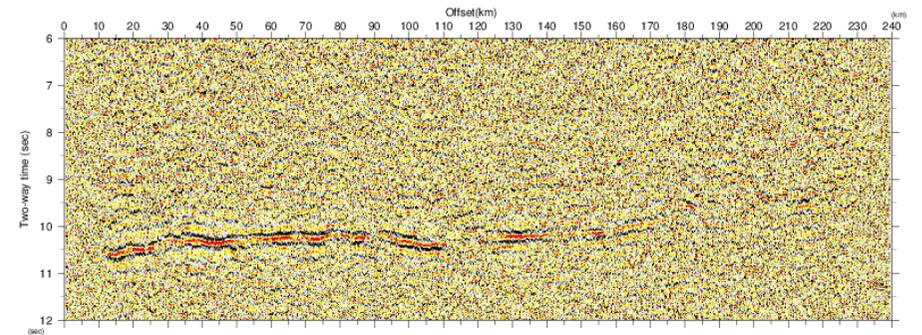


図2. 反射断面

S06-05

秋田県森吉山周辺における散乱体位置の推定：

散乱波へのセンブランス解析の適用

雨澤勇太・小菅正裕（弘前大理工）

Estimate of the scatterer location around the Moriyoshi-zan volcano in Akita prefecture : application of semblance analysis to scattered waves

#Yuta Amezawa, Masahiro Kosuga (Hiroasaki univ.)

1. はじめに

秋田県北部の第四紀火山である森吉山周辺では、2011年東北地方太平洋沖地震以降、震源のマイグレーションを伴う誘発地震活動が活発化した。また、観測波形のS波の後に明瞭な後続波が見られることが以前から報告されており、その発生源について議論されてきた。Kosuga(2014, EPS) は、観測される後続波はS-S散乱波であると仮定し、back-projection法で散乱源の位置を推定したが、推定位置の空間的なばらつきは大きい。

そこで、本研究では弘前大学が2012年11月～2014年5月の期間に森吉山の北側に設置した地震計アレイで得られたデータを用いて、センブランス解析から散乱体の位置を推定した。

2. 観測データと解析方法

アレイは、固有周波数 1 Hz の3成分速度型地震計9台により構成され、サンプリング周波数は 100 Hz および 200 Hz である。アレイの形状は腕の長さが約700 m のL字型である。解析では後

続波をS-S散乱波であると仮定し、散乱波が現れるP波到達後 4.0 ～ 4.5 s の波形に対してセンブランス解析を行った。散乱波の入射スローネスベクトルを決定した後、S波と散乱波の走時差から散乱体の位置を推定した。この際、簡単のためにS波および散乱波の伝播速度は一定とした。また、地震計間隔から制約される解析可能周波数は約 6 Hz 以下であり、10 Hz以上が卓越する散乱波に対して十分に高いセンブランス値が得られなかったため、森吉山北方のクラスターを囲むグリッド内での3か月間の結果をスタックしてセンブランス値を確保した。

3. 結果と議論

センブランス値が0.9以上の見かけスローネスベクトルの方位角は $N 348^{\circ} E \pm 10^{\circ}$ 、絶対値は 0.153 ± 0.024 s/km であった。これらより、散乱体位置は震源のマイグレーションが観測されたクラスターの下方面であると推定される。水平位置は、先行研究での最適推定位置と比較して北東へ約 5 kmずれている。本研究での推定位置のばらつきは、深さ・水平方向とも 5 km以内に収まっており、アレイデータを用いたため、方位の制約は既存の結果よりも良いものと考えられる。しかし、震源位置推定は単純化した方法を用いているため、アレイからの距離と深さについてはさらに検討が必要である。しかし、今回推定した散乱体位置に地殻流体が存在するとすれば、ここから流体がほぼ真上に上昇し、クラスター内を移動することで、マイグレーションが生じたと考えることができる。

謝辞：解析には気象庁一元化震源カタログを利用させていただきました。記して謝意を表します。

千葉県九十九里低地(旭市矢指ヶ浦)の浅部地下構造

山口和雄・#伊藤忍(産総研)

Shallow subsurface structure near Yasashigaura, Asahi city, Kujukuri coastal plain, Chiba Prefecture
Kazuo Yamaguchi, #Shinobu Ito (AIST)

千葉県九十九里低地の沖積層埋没谷の位置・形状の把握及び深度300m程度までの地下構造の解明を目的として反射法地震探査による地下構造調査を実施した。1回目の調査は、地質図(関東地方土木地質図編纂委員会, 1996)で標高-40mの埋没谷が推定される九十九里町の海岸後浜を測線とした(2016年連合大会で報告)。その後、埋没谷が通るという予測に基づいて行われた新規ボーリングによって旭市矢指ヶ浦と横芝光町木戸浜の沖積層基底が確認され(小松原・水野, 2016), 2回目と3回目の調査は各ボーリング地点近傍を通る路線とした。調査機器・仕様は各調査でほぼ共通し、震源:P波油圧インパクト(JMI-200, JMI-400), 垂直重合数:5~10回, 測点間隔:2m, 受振器:GS20-DM(28Hzシングル, ケーブルと一体型), 同時受振:192ch, 展開:192固定受振点の1~48点目で発震し48点分を測線先端に移動, 最大オフセット:382m, 探鉱機:DSS-12, 等である。本稿は2回目の矢指ヶ浦付近の調査について報告する。

測線は全長7kmの9割以上が海岸保安林内あるいは堤防工事用の未舗装道路で車両等のノイズはほぼ無かった。ボーリング地点付近を通る約500mの市道区間は工場と車両のノイズが目立った。発震記録は、速度約1,600m/sの初動が最大オフセットに達し、反射波は浅部から往復走時900ms付近まで見られ、一部の記録で700ms付近の反射波は強振幅で明瞭である。簡易的なデータ処理(ジオメトリ, デコンボリューション, バンドパスフィルタ, 振幅調整, 静補正, CMPソート, 速度解析, NMO補正, ミュート, CMP重合)を適用し予備的なCMP重合時間断面を作成した(図1)。

往復走時20ms~950msの範囲で反射面を捉えた。S/Nは測線の北東半分の方が良い。最浅部の反射面は20ms~60msの範囲に分布し強振幅で凹凸を示す。それ以深は、傾斜する反射面が幾つか認められ、それぞれの反射面の傾斜はおおよそ一定で、下位の反射面の方が傾斜が大きい。最も深い反射面は東端600ms

西端950msで、その東半分は強振幅を示す。

矢指ヶ浦ボーリング地点で沖積層基底は標高-44mである(小松原・水野, 2016)。これは地層速度を1600m/sと仮定すると往復走時55msに相当する。ボーリング付近の反射断面の浅部では20msから60msの範囲に反射面が見られるが明瞭な境界となっておらず、沖積層基底と反射面の対応は今後検討する。

本測線は石油公団(2000)のSB98-1測線と交差する。石油公団(2000)の解釈を参照すると、断面図で最深の反射面は先新第三系上面、傾斜反射面は下位から上総層群大原層, 黄和田層, 大田代層の境界に対応すると考えられる。先新第三系上面の深度は交差箇所に近い坑井旭R-2で標高-733mである(石井, 1962)。

今回、目標深度300mに合わせて機器・仕様を選定した。結果は最深で700mよりも深い反射面を検出した。震源の効きが良い、水平に近い成層構造、ノイズが小さい等の好条件が満たされれば、シングル受振器を用いた簡便な探査システムでも700mより深い深度まで探査できる可能性のあることが分かった。

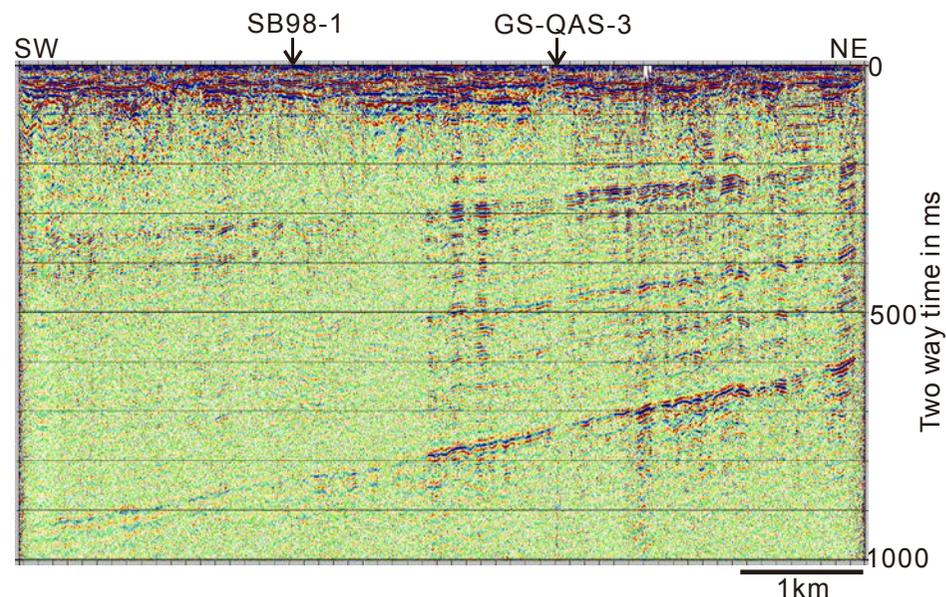


図1 矢指ヶ浦のCMP重合時間断面図

簡易的なデータ処理により作成した。およその縦横比は5倍。GS-QAS-3は矢指ヶ浦のボーリング, SB98-1は交差測線位置。

関東地域で観測された太平洋プレート内深発地震の 顕著な地震波異常とその解釈

#金谷希美・前田拓人・小原一成・竹尾明子（東大地震研）

Significant Anomalies in Seismograms for Intra-slab Earthquakes Observed in Kanto area, Japan, and their Interpretation

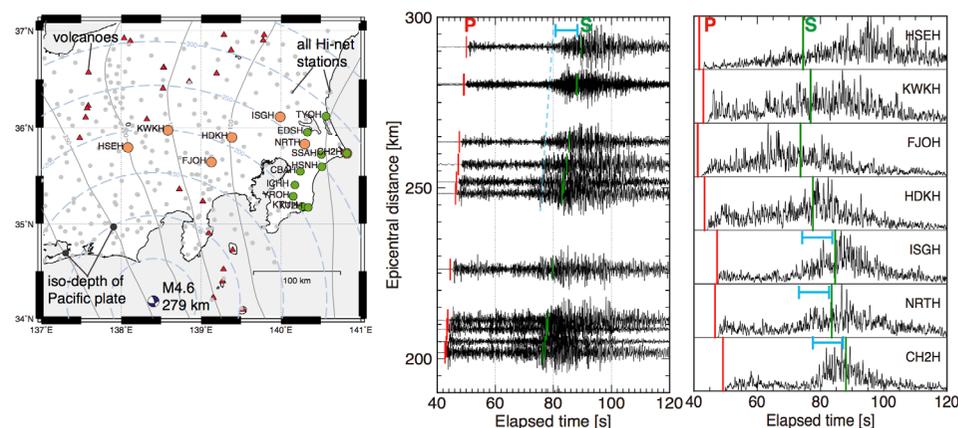
#Nozomi Kanaya, Takuto Maeda, Kazushige Obara
and Akiko Takeo (ERI, UTokyo)

関東地域は、太平洋プレート（以下、PAC）とフィリピン海プレート（以下、PHS）がユーラシアプレートの下に沈み込む複雑な沈み込み帯の上に位置している。沈み込むPAC内で発生した深発地震の波形は地下の構造を反映し、複雑な地震波形が観測される。また、海洋性プレートの内部には非等方的な不均質構造が存在していることが知られており、それらがいっそう観測波形を複雑にしていると考えられる。本研究では、関東地域の観測波形における、異常な振幅を持つ波群に焦点を当て、それらと沈み込み帯の複雑な不均質構造との関連について報告する。

使用した地震は、2004-2016年にPAC内で発生した14の深発地震（M4.4-6.8）である。関東東海地域に設置された防災科学技術研究所Hi-netの観測点で記録された3成分速度波形に対し、1-16 Hzまでのオクターブ幅のバンドパスフィルターを適用し、RMSエンベロープを計算した。また、ak135速度モデルを用いて直達波の理論走時を計算した。観測波形の特徴から、上下動成分でS波の10秒程度前から振幅が増加し、その振幅がS波到達前に直達波振幅と同程度にまでなる現象を見出した（図）。この現象は特に関東地域の東部の観測点で見られるという地域性を有し、高周波数ほど顕著となる。また複数の地震について調べたところ、波形の特徴の震源による系統的な違いが明らかになった。深さ200 km未満の地震や日本海側を震源とする地震では、このような観測波形の特徴は確認できなかった。一方震央が太平洋側や本州内陸部に位置する深発地震では、震源のメカニズムによらずこの特徴が確認できる。以上のことから、この現象は波線経路に起因し、PAC内を日本列島の南側から伝播する過程で生成される波だと考えられる。

この地域における2次元有限差分法数値シミュレーションを行い、日本列島の全国1次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012）の速度構造モデルで観

測の特徴を説明することができるか検証した。観測波形の特徴より、高周波数に卓越することから短波長不均質構造が影響し、上下動の直達S波の前に現れる波であることからS-Pの変換を伴う波であると考えられる。震源は、駿河湾沖で発生した深さ279 km, M4.6の地震（図）を使用し、メカニズムは気象庁の一元化処理震源リストを参照した。地震波伝播スナップショットから、S波の直達波に近い振幅を持つインパルス的な波がS波の10秒程度前に観測され、これはPHS上面におけるS-P変換波であることを確認した。次に、PAC内に短波長の速度ゆらぎ（Furumura and Kennett, 2005）を重畳させて計算した。するとS波前に現れるインパルス的な波の継続時間が長くなり、観測波形の特徴に近づくことが明らかになった。以上のことから、観測で見られたS波到達の前の振幅増加現象は、PAC内の短波長不均質構造により前方散乱されたS波が、PHSやモホ面の速度境界面によってP波に変換された波であると考えられる。また、PHSの存在しない人為的な構造でシミュレーションを行うと、S波の前の振幅値が大きく下がった。このことも、観測波形に対する我々の解釈を支持している。このような複雑な波群は、地震波が長距離伝播する中で複数の複雑な地下構造の要因が重なり生成されたものであると考えられる。今後3次元シミュレーションを行うことで、3次元のジオメトリが波形に及ぼす影響についても解釈していきたい。



図：（左）関東地域におけるHi-net観測点分布、（中央）観測波形(上下動)の震央距離ペーストアップ（図1緑の観測点）、（右）観測波形エンベロープ(8-16 Hz, 上下動)（図1オレンジの観測点）

謝辞：データ解析には防災科学技術研究所高感度地震観測網Hi-netの地震波形データを使用し、数値シミュレーションには東京大学地震研究所EICコンピュータを使用させて頂きました。

近畿地方中北部における S 波反射面 と深部低周波地震との関係

#加藤慎也・飯尾能久・片尾 浩・澤田麻沙代・富阪和秀・
三浦 勉・米田 格(京大防災研)

The relationship S-wave reflector
and deep low-frequency earthquakes
in the northern Kinki district, southwestern Japan
#Shinya Kato, Yoshihisa Iio, Hiroshi Katao, Masayo Sawada,
Kazuhide Tomisaka, Tsutomu Miura, Itaru Yoneda

1997 年の気象庁による一元化によって全国的に地震検知能力が向上し、それまで観測されなかったような現象が確認され始めた。その一つに火山から離れた地域での深部低周波地震の発見がある。深部低周波地震は、プレート境界に生じるテクトニックな深部低周波地震、活火山直下で生じる火山性の深部低周波地震、プレート境界でもなく活火山付近でもない場所で孤立して内陸で生じる深部低周波地震に分類される [Aso et al. (2012)]。近畿中北部の京都府中部では孤立して内陸で生じる深部低周波地震が生じているが、あまり研究されていない。

近畿地方中北部では微小地震が定常的に発生していることが知られている。この微小地震の中には顕著な S 波の後続波を伴うものが多数存在することが報告されており、下部地殻内に S 波の反射面が存在することが報告されている [片尾(1994)]。しかしながら、片尾(1994) では解析で使用され

た観測点数が少なく、S 波の反射面の詳細な形状については不明だった。Aoki et al. (2016) では観測点間距離が 5 km 程度という稠密地震観測網を用いて詳細な S 波の反射面をイメージングし、その北端で深部低周波地震が起きていることを明らかにした。また、Aoki et al. (2016) では近畿中北部の反射面は流体の経路だと考えた。これまでも深部低周波地震と流体の関係があるのではないかと考える報告は多くさている [鎌谷・他(2004), Ohmi et al. (2002) など]。

Aoki et al. (2016) では、反射法地震探査を行う際に、水平構造を仮定して解析を行ったが、この解析で得られた反射面は傾斜していた。真の反射面が傾斜していると、地震波が反射する点は、水平構造を仮定した場合と異なり、反射面の位置も違ってくると考えられる。そのため本研究では、近畿北部の S 波反射面と深部低周波地震の震源領域が関係しているかどうかを調べるために、より正確な S 波反射面の位置を推定することを目的とした。そこで本研究では、Aoki et al. (2016) で用いられた手法にマイグレーション的な処理を加えることで正確な反射面の位置を推定することを試みる。そして、本発表では、新たに得られた S 波反射面の位置と深部低周波地震の震源領域の関係について議論する。

沈み込むフィリピン海プレートからの 反射波の振幅解析

#飯高 隆・蔵下英司・五十嵐俊博・岩崎貴哉（東大地震研）

Amplitude analysis of the reflected wave from the subducting Philippine
Sea plate

T. Iidaka, E. Kurashimo, T. Igarashi, T. Iwasaki (ERI, Univ. of Tokyo)

1) はじめに

西南日本下にはフィリピン海プレートが年間数cmの速度で沈み込んでおり、南海トラフではプレート境界の巨大地震が繰り返し発生してきた。また、南海トラフの沈み込み帯では、非火山性微動の発生や沈み込む海山の存在など、地球科学的に見て興味深い現象が多く発見されている。この領域に発生する巨大地震のメカニズムの解明においては、プレート境界の物理量の把握が重要な課題である。

東海地域から四国にかけての領域では、これまでに人工震源を用いた構造探査がいくつも行われてきた。2001年には東海地方において海・陸統合で構造探査が行われ、詳細な地殻構造が明らかになってきた。この際に、非常に振幅の大きな沈み込むフィリピン海プレートからの反射波が観測された。この反射波は Iidaka et al. (2004)において解析されており、プレート境界に非常に低速度な層の存在が示唆された。また、四国地方においては、Kodaira et al. (2002)においてプレート境界に存在する $V_p=3$ km/s の低速度層の存在が示されている。さらに、紀伊半島東部においては Iwasaki et al., (2016)によってプレート境界近傍からの顕著な反射波が観測されており、沈み込むフィリピン海プレートの表層近傍における顕著な低速度層の存在が示唆されてきた。このようなプレート境界に存在する低速度層の深さ方向における変化を調べることは、プレート境界で発生する巨大地震の発生を理解するうえで非常に

重要な知見となると考えられる。

2) データ

大都市大災害軽減化特別プロジェクトの一環として、2004年に近畿地方を縦断する大規模な構造探査（新宮・舞鶴測線）が行われた（伊藤・他, 2005）。この構造探査のデータと、Iidaka et al., (2004)で解析された東海地方の構造探査のデータを用いた。

3) 結果

プレート境界からの反射波を評価するために、初動と反射波の振幅比を比較した。SP-2D(700 kg)の記録を見ると、震央距離 10km-25 kmで初動の2倍近い振幅も観測され、Iidaka et al. (2004)で示されたような深さ方向に伴う反射効率の変化が検出された。今後は東海地域のデータと比較検討することによりプレート境界の構造を明らかにしていく。

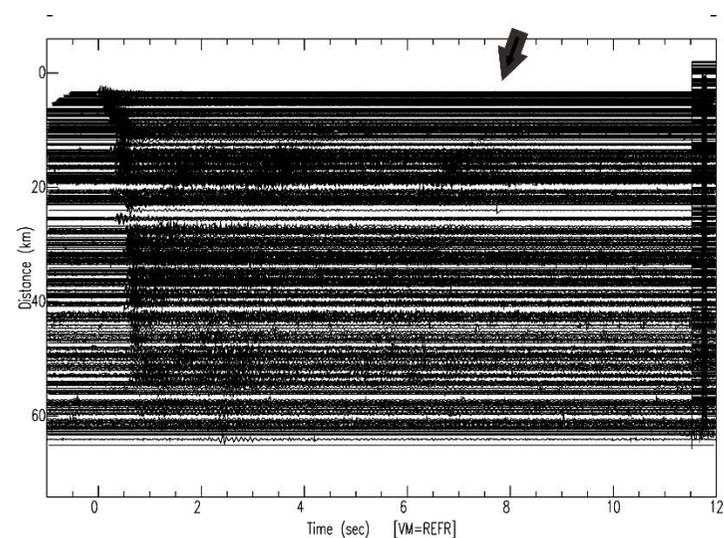


図1 プレート境界からの反射波が観測された新宮・舞鶴測線のSP-2Dの波形記録。

四国西部深部低周波微動域周辺における異方性構造の変化

#汐見勝彦（防災科研）

Variation of Anisotropic feature around the deep low-frequency tremor zone in the western Shikoku

#Katsuhiko SHIOMI (NIED)

1. はじめに

西南日本で繰り返し発生する海溝型巨大地震震源域の深部境界付近には、深部低周波微動源が帯状に分布する (e.g., Obara, 2002)。汐見 (2017; JpGU) は、四国西部に位置する防災科研 Hi-net/F-net で観測された遠地地震波形に含まれる P_s 変換波の振幅の方位依存性から、深部低周波微動活動域周辺よりも北側の海洋モホ面付近で海洋地殻媒質の異方性が強くなっている可能性を示した。通常、媒質に異方性が存在する場合、レシーバ関数 (RF) の radial 成分のみだけでなく、直交する transverse 成分にも有効な信号が記録されるが、汐見 (2017) の検討対象は radial 成分のみであった。今回、radial および transverse 両成分の RF に Harmonic expansion analysis (以下、HA 解析。e.g., Bianchi *et al.*, 2010; Park & Levin, 2016) を適用した。

2. データ・解析方法

四国西部に位置する定常観測点および機動観測点 (図1枠内の●および★) において観測された遠地地震 ($M \geq 5.8$, $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$. USGS カタログに基づく) の観測記録のうち、良好な S/N を有する記録を抽出した。観測点下に傾斜した不連続面がある場合、観測記録より求められる RF の振幅は周期 360° で変化する。観測点下の媒質に軸が水平な異方性媒質が存在する場合、周期 180° で振幅が変化する (e.g., Maupin & Park, 2009; Shiomi & Park, 2008)。この特徴に着目し、Bianchi *et al.* (2010; JGR) の方法に基づき、ある観測点で得られた複数の RF を 360° 成分 ($k=1$) と 180° 成分 ($k=2$) に分解した。なお、本解析の対象はスラブ周辺の構造であるため、各観測点下の海洋モホ面深度を基準深さとして CCP 重合した。この際、速度構造としては Matsubara & Obara (2011) の結果を用いた。本解析に際しては、出来るだけ様々な方位から地震波が到来していることが望ましいが、観測点の運用期間や S/N によっては必ずしも十分なデータが得られ

ない場合がある。そのため、bootstrap 法による解の安定性の評価を行うとともに、unmodeled 成分が modeled 成分よりも大きい観測点の結果は除外することとした。

3. 解析結果

HA 解析によって得られた結果を図2および図3に示す。図2は海洋モホ面深度周辺の傾斜成分 ($k=1$) から推定された面の傾斜方向を表す。大局的には従来のモデルと整合した結果となっているが、愛媛県下ではより西北西側に傾斜している様子が分かる。海洋モホ面直上、すなわち海洋地殻内の異方性成分 ($k=2$) の分布を図3に示す。深部低周波微動域下では軸の向きが図2に示すスラブ傾斜方向を示すのに対し、より up-dip 側の観測点では、スラブの等深線に平行な方向に変化している。深部低周波微動域下では、その温度・圧力条件から海洋地殻内で脱水を伴う相転移が発生し、微動域への水を供給していると考えられている。今回観測された異方性構造の変化はスラブ沈み込みに伴って媒質が変化している様子を反映している可能性がある。

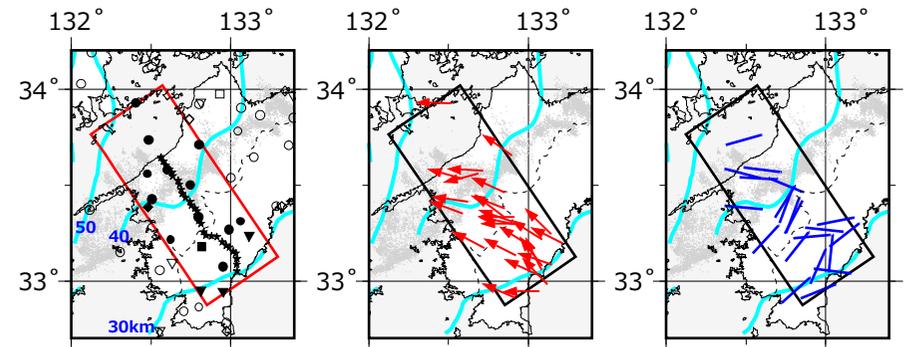


図1 解析対象領域 (赤枠) と 図2 HA 解析に基づく海洋 図3 HA 解析に基づく海洋
解析に用いた観測点分布 (黒点) モホ面の傾斜方向 地殻内の異方性軸の方位
各図の灰点は深部低周波微動源 (Maeda & Obara, 2009) を表す。
海洋モホ面の等深線 (Shiomi *et al.*, 2008) を水色で示す。

謝辞：本研究には防災科研 Hi-net/F-net 観測点のほか、気象庁、産業技術総合研究所、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所、高知大学の観測データならびに文部科学省委託「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」の一環として防災科研が実施した臨時機動観測データの一部を使用しました。HA 解析には、Jeffrey Park 氏より提供頂いたプログラムを本解析用に一部改変して用いました。本研究の一部は JSPS 科研費 JP16H06475 の助成を受けました。

地震探査による日本海南西部・隠岐トラフ～大和海盆縁辺部の地殻構造

#佐藤 壮・野 徹雄・三浦誠一・小平秀一 (JAMSTEC)

Crustal structure from the Oki Trough to the Yamato Basin in the southwestern Japan Sea deduced from the seismic survey

#Takeshi Sato, Tetsuo No, Seiichi Miura, Shuichi Kodaira (JAMSTEC),

日本海は、大陸リフティングとその後の海洋底拡大によって形成した背弧海盆である (例えば, Tamaki et al., 1992; Sato, 1994). 日本海の東縁から南縁部では、圧縮応力により形成した活断層や活褶曲を伴う短縮変形域が帯状に分布し (例えば, Sato, 1994, Itoh et al., 1997), 多くの被害地震が発生している (例えば, Okamura et al., 2007). 近年、日本海東縁部において行われたマルチチャンネル反射法地震探査 (MCS 探査) と海底地震計を用いた屈折法・広角反射法地震探査 (OBS 探査) の結果より、短縮変形域の分布と背弧拡大によって形成した地殻構造の間に対応関係があることがわかってきた (例えば, No et al., 2014). これらのことは、短縮変形域の変形メカニズムを明らかにするためには、日本海背弧拡大過程も併せて理解する必要があることを示している。しかしながら、日本海背弧拡大過程はよくわかっておらず、特に拡大時の大陸リフティングの過程は、地殻構造の情報不足のため、よくわかっていない。日本海南西縁部に位置する隠岐トラフは、海底地形や堆積層の構造より、“failed rift” と解釈されており (Tamaki, 1988), 日本海の大陸リフティング過程を理解するために、海盆の縁辺部とともに重要な場所であると考えられる。そこで、日本海南西部の隠岐トラフから大和海盆南西縁部にかけての地殻構造の特徴を明らかにするために、地震探査を実施した。本講演では、この地震探査で得られた隠岐トラフの地殻構造を中心に隠岐海嶺、大和海盆への地殻構造の変化について発表する。

地震探査は、日本海地震津波防災研究プロジェクトの一環として、2016 年に兵庫県から鳥取県にかけての沖合から、隠岐トラフ、隠岐海嶺、大和海盆南西縁、北隠岐堆に至る測線において MCS 探査と OBS 探査を行った (図 1)。この探査では、隠岐海嶺は朝鮮半島の大陸性上部地殻に対応する P 波速度 5.4~6.2 km/s の部分 (Cho et al., 2006) が厚く存在することから、大陸性地殻の特徴を持っていることが指摘され、一方、大和海盆南西縁部の地殻は隠岐海嶺よりも薄いことが明らかになっている (佐藤・他, 2017JpGU)。

本探査測線上の隠岐トラフの堆積層は約 4 km の厚さをもち、トラフ北東部の堆積層よりも厚い。堆積層を除いた地殻の厚さは約 20 km 弱である。この厚

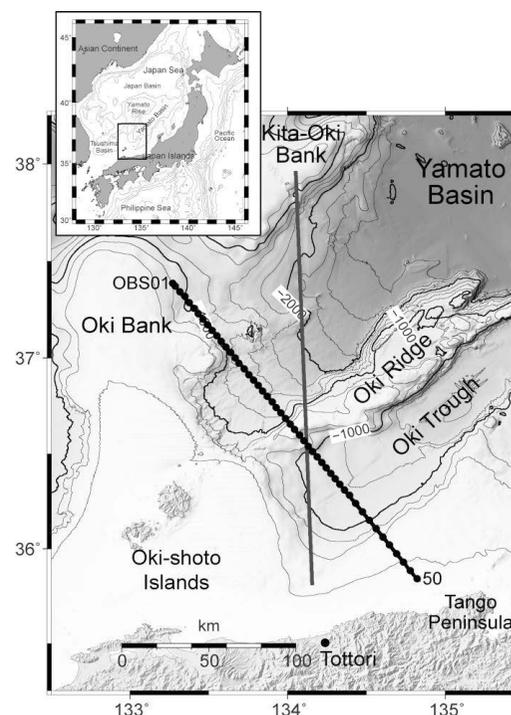


図 1: 探査測線図 黒太線と黒丸が隠岐トラフ～大和海盆に至る地震探査測線と OBS の位置

さは隣接する隠岐海嶺よりも薄い。大和海盆南西縁部よりも少し厚い。隠岐トラフ内の速度分布では、朝鮮半島の大陸性上部地殻に対応する P 波速度 5.4~6.2 km/s の部分は隠岐海嶺よりも薄くなっている。P 波速度約 6.6 km/s 以上の地殻下部は、音響基盤から P 波速度約 6.6 km/s コンターまでの地殻上部に比べて厚い特徴をもっている。この特徴はトラフ北東部福井県沖の隠岐トラフの地殻構造と類似している。また MCS 探査結果から、隠岐トラフ内には地殻の上部に複数の正断層が確認できている。これらのことから、隠岐トラフはリフティングによって地殻の上部が薄くなっていることが示唆される。

沖縄トラフに沿う地震学的構造の変化

#西澤あずさ・金田謙太郎・及川光弘・堀内大嗣・藤岡ゆかり・
岡田千明（海上保安庁海洋情報部）

Variations in the seismic crustal structure along the Okinawa Trough

Azusa Nishizawa, Kentaro Kaneda, Mitsuhiro Oikawa, Daishi Horiuchi,
Yukari Fujioka and Chiaki Okada (Hydrogr. & Oceanogr. Dep., JCG)

沖縄トラフは、南西諸島（琉球）島弧—海溝系における現在活動中の背弧海盆である。沖縄トラフの長さや幅は、それぞれおよそ1,000 kmと100-200 kmであり、海底地形や重力・地磁気異常などのデータはトラフの走向方向および直交方向に大きく変化しており、地震学的構造にも大きな変化があると推定される。海上保安庁では、2008年より南西諸島海域の基盤情報整備のための大規模な海洋調査を実施しているが、本発表では、トラフの走向に沿う7測線と交差する10測線について（図1）、マルチチャンネル反射法地震探査（MCS: multi-channel seismic）およびP波速度(Vp)構造調査の結果を取りまとめ、沖縄トラフのリフティング構造の不均質性についてその特徴を示す。

トラフ下のVp構造は、全体として、上部・中部・下部地殻から構成される、薄化した大陸/島弧地殻を示す。トラフ下のモホ面の深さは、主にPmPの走時から推定することができ、トラフ北部では30 kmを越えるが南部では~13 kmまで浅くなる領域もあり、トラフ軸に沿って大きく変化することがわかった。トラフ軸に直交する測線では、モホ面の深さは北西側の東シナ海陸棚下や南西側の南西諸島弧下より有意に浅い。トラフ北部や中部では、トラフ軸を横断する測線で最もモホ面が浅い場所は、必ずしも最大水深となるトラフ中心付近ではなく、東シナ海陸棚とトラフ間の斜面域に対応している。2015年11月14日の薩摩半島西方沖地震(M7.1, 図1の星印)とその余震活動はこの遷移域に沿って発生した。一方で、トラフ南部では最も地殻の薄い位置はトラフ最深部の海底地溝（リフト）域にある。図2には、得られた構造モデルの例として、トラフ中部と南部においてそれぞれトラフ軸を横断するECr9測線とECr6測線のVp構造断面図を示した。

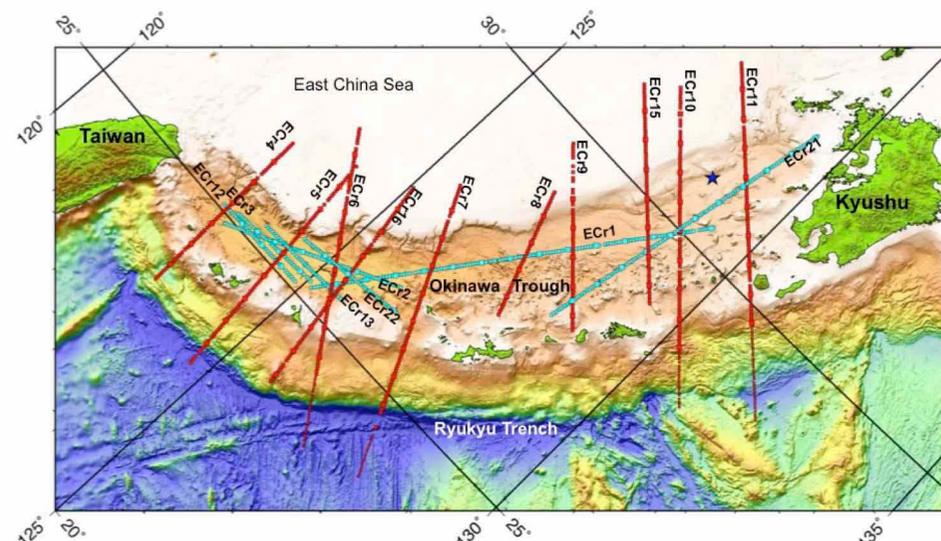


図1. 沖縄トラフの走向に沿う地震探査測線（計7本）と交差する測線（10本）の位置。MCS調査では、容量1050 inch³のトリガンを50 m間隔で発震し、240/480 ch, 3000 mのハイドロフォンストリーマーで受信した。屈折法地震探査では、海底地震計を5 km間隔で設置し、総容量6000 (1500×4) inch³ (98.3 ℓ)のnon-tuned airgun arrayを200 m間隔で発震した。2015年11月14日の薩摩半島西方沖地震(M7.1)の震央の位置を星印で示している。

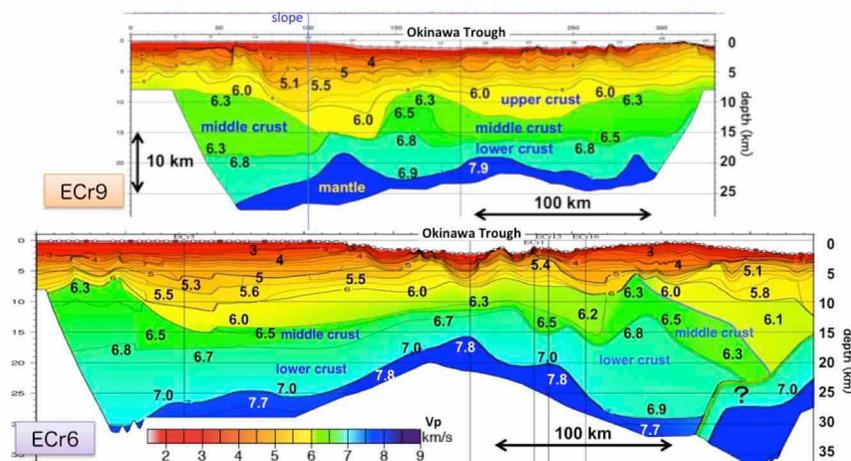


図2. トラフ軸を横断する ECr9（沖縄トラフ中部）および ECr6（トラフ南部）測線の P 波速度構造モデル。

反射法データによる北部琉球弧の断層構造とマグマ貫入

#新井隆太・小平秀一・高橋努・三浦誠一(JAMSTEC)・金田義行(香川大学)

Fault structure and magmatic intrusions in the northern Ryukyu arc revealed by seismic reflection imaging #Ryuta Arai, Shuichi Kodaira, Tsutomu Takahashi, Seiichi Miura (JAMSTEC), Yoshiyuki Kaneda (Kagawa Univ.)

文部科学省による委託研究「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」の一環として海洋研究開発機構が実施している南西諸島海域における地震波構造探査から、2015-2016年に取得した北部琉球弧の反射法イメージについて報告する。

北部琉球弧では火山フロントが島嶼部より背弧側に位置し、背弧海盆である沖縄トラフでは大陸地殻のリフティングが進行している。しかし、こうしたテクトニクスに関する地下構造の知見は乏しい。反射法探査は奄美大島の北側で島弧を横断する2測線(図1)で実施された。調査には海洋研究開発機構の深海調査研究船「かいれい」を使用し、容量7800cu.in.のエアガンアレーと6 km長のストリーマケーブル(チャンネル数444)を用いてデータを取得した。

南側の測線(RK02)はトカラ海峡の南縁に位置する。トカラ海峡は北部琉球弧と中部琉球弧を区分する地形的境界だが、反射法データから、島弧地殻の上に深さ約3kmの大規模な盆地構造が存在することがわかった。この構造と、北部琉球弧と中部琉球弧をつなぐ陸橋が後期更新世に崩壊したとする結果(木村他, 1993)を合わせると、トカラ海峡において島弧地殻が極めて急激な速度で沈降したことが示唆される。これはすぐ南の喜界島で基盤が急激に隆起している(太田他, 1978)のとは対照的である。

火山フロントから背弧側にかけて、堆積層内に多数のマグマ貫入構造が見つかった(図2)。これらは幅1km程度の細長い筒状の構造をなし、周囲に比べて透明な領域としてイメージングされる。筒状構造のいくつかはその底部にシルと考えられるパッチ状の反射体も見られる。また、海底面まで到達して円形の高丘を形成しているものもあるが、その多くは堆積層内に埋没しているため海底地形からは確認できない。こうしたマグマ貫入構造は火山フロントから背弧側へ少なくとも30kmの

範囲に及んで分布する。他の大陸リフト域でも同様のマグマ貫入が報告されており(Jackson et al., 2013), リフト域における特徴的な構造と考えられる。

さらに背弧側の沖縄トラフ北部ではこうした火山体構造は見えなくなり、代わってリフティングに伴う断層が密に発達するようになる。全体的に引張応力場と整合するブロック回転構造を呈する正断層が卓越するが、正断層帯から横ずれ断層帯への急激な遷移も見られ、空間的に複雑な応力場が示唆される。

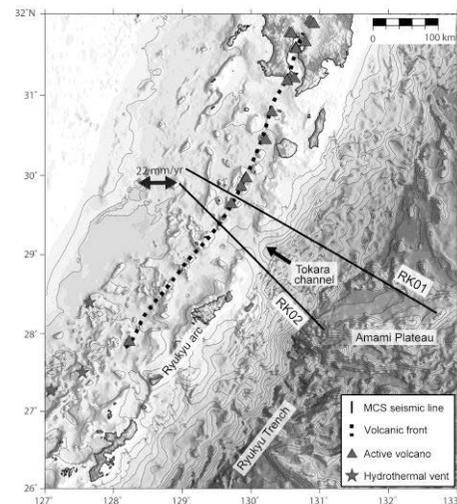
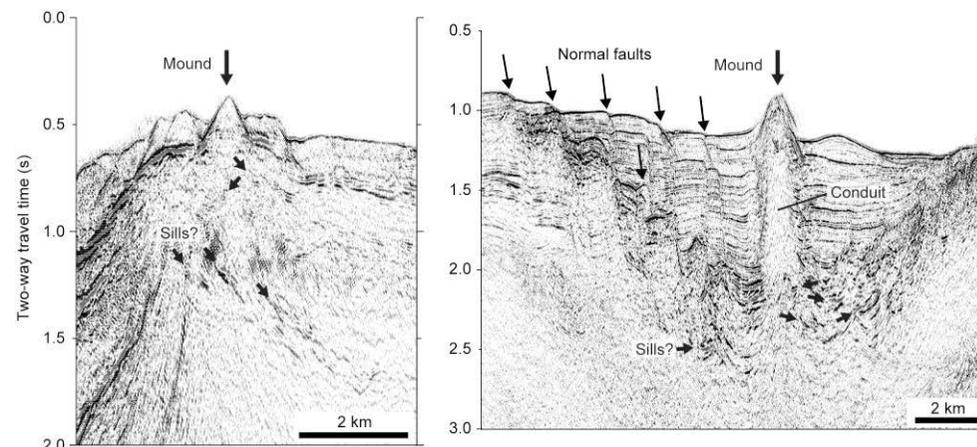


図1(左). 測線図. 島弧を横断する2測線(RK01・RK02)で反射法データを取得した. 図中の両矢印は沖縄トラフでのリフティングの方向を表す(Argus et al., 2010).

図2(下). 反射法データの例. 火山フロントから背弧側にかけて島弧地殻や堆積層内をマグマが貫通することでできた筒状の貫入構造が多くみられる。



岐阜県割石温泉における地震に伴う地下水観測

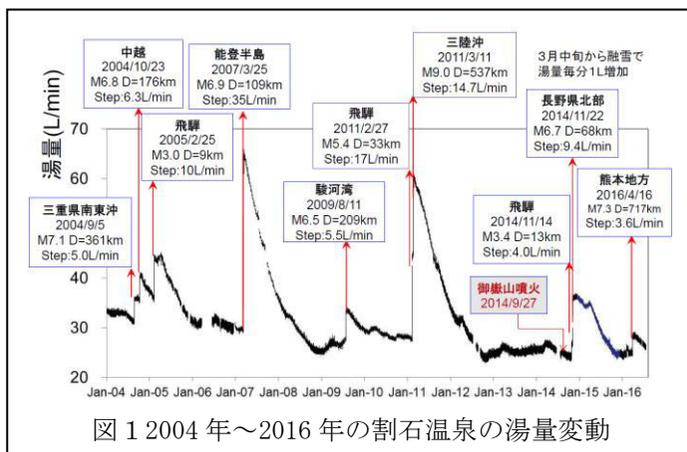
#田阪茂樹(東濃地震科研)・浅井康広(東濃地震科研)
・石井紘(東濃地震科研)・中村琢(岐阜大教育)

Groundwater observations associated with earthquake at Wari-ishi hot spring, Gifu Prefecture

#Shigeki TASAKA (TRIES, ADEP), Yasuhiro ASAI (TRIES, ADEP),
Hiroshi ISHII (TRIES, ADEP), Taku NAKAMURA (Gifu Univ.)

割石温泉の源泉はN 36° 21' 49"、E 137° 17' 4" にあり、1976年金属資源探査の掘削中に地下約850mで湧水量毎分800L、泉温45℃の温泉が自噴した。ボーリング柱状図の記載によると、深度870~880mの黒雲母片麻岩と石灰岩基盤の境界部に透輝石スカルンが厚さ約5mで存在しており、この地層が温泉の滞水層である。

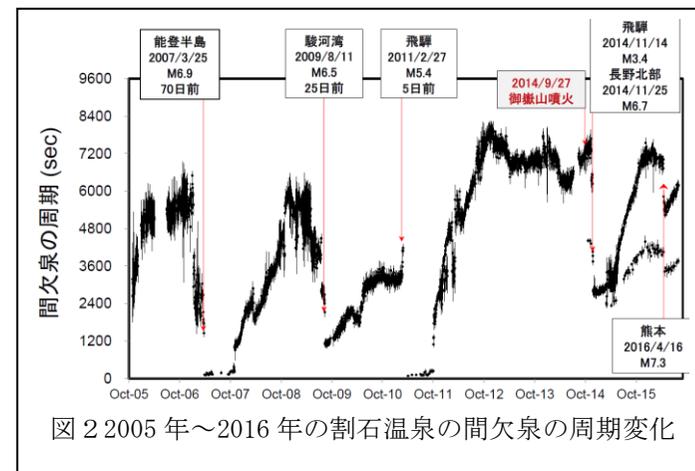
湯量の観測方法は、第Ⅰ期1976年~1997年の期間では、毎週月曜日にバケツと時計を使って精度±10%で記録した。第Ⅱ期1998年~2003年では、岐阜大学が岐阜県・神岡町と共同で、源泉に容量式電磁流量計を設置して、湯量精度毎分±0.35L、10分間隔で連続測定を開始した。第Ⅲ期2004年からは岐阜大学が産総研地震地下水研究グループと共同で、1Hzでデータ取得を実施し、また2015年10月からは東濃地震科学研究所と共同して20Hzでデータを取得している。本報告では第Ⅲ期2004年~2016年の湯量観



測について報告する。第Ⅰと第Ⅱ期1976年~2003年の湯量観測結果については、論文1)に記述されている。図1は2004年~2016年の湯量の観測結果を示す。気象庁地震データベースから、2004年8月~2016年4月までの震度5以上の国内地震206個中で、湯量のステップ的な増加・振動を検出した地震は35個で、M6.5以上、震源距離66km~1400kmであった。図1には湯量のステップ増加を観測した10個の地震を示した。また、国外の遠地地震については2008年10月~2016年4月までの131個中の29個について湯量変動を観測し、これらの地震はM7.5以上で、最も遠いものは、2010年2月27日のチリ中部地震M8.6であった。

2004年~2016年の13年間の湯量観測データについて、潮汐の分潮M2に対する湯量感度を求めた。7個の遠地地震に伴う湯量変動について、東濃地震科学研究所のボアホール歪計の観測データと比較することにより、面歪に対する湯量変動の感度を求めた。また、国内の二つの大被害地震、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震M9.0と、2016年4月16日の熊本地震M7.3について、湯量変動と歪振動波形を比較検討する。

割石温泉は間欠泉である。図2は2004年~2016年の間欠泉の周期変化を示す。大きな地震発生に伴って間欠泉でなくなる場合もあり、周期はおおよそ20分~120分に変化する。2007年3月25日の能登半島地震M6.9では、地震発生の日前に周期6000秒であったが、地震発生の前日で周期1400秒まで短くなった。間欠泉の周期の変化の観測は地震の前兆現象として着目すべきである。論文1): 東濃地震科学研究所報告, No. 36, 53-64, 2016. 3



2016年熊本地震時～地震後の地下水等の変化

#小泉尚嗣・安食拓海・森あずみ(滋賀県大環境)・
佐藤努・高橋浩・松本則夫(産総研地質)・川端訓代(鹿児島大)

Coseismic and postseismic hydrological changes related to the 2016 Kumamoto earthquake

Naoji Koizumi, Takumi Ajiki, Azumi Mori (SES, Univ. Shiga Pref.),
Tsutomu Sato, Hiroshi Takahashi, Norio Matsumoto (GSJ, AIST)

1. はじめに

2016年4月14日21時26分の前震(M6.5)と、同年4月16日の1時25分の本震(M7.3)を主な活動とする2016年熊本地震では、震源域周辺および震源域から離れた四国～近畿～東海地域の地下水にも変化が生じた(小泉・他, 2016). 本講演では、熊本県の湧水等の地震時～地震後の変化について報告する.

2. 調査手法

図1に示す11の湧水箇所において、2016年4月16日の本震発生～2017年5月31の期間に4回～7回の調査を行い、湧水量・水温・水質等の測定を行って、地震後の変化を調べた. 11カ所中の8カ所については、2016年4月14日より前の測定値もあるので、それとの比較も行った(佐藤・他, 2017). 基本的に、湧出している地下水を対象とし、現地では、湧出量・水温・pH・導電率の測定を行った. さらに、採水も行い持ち帰って水質分析等を行っている.

3. 湧水量についての結果

地震前のデータがある8カ所中の1カ所については、地震前の湧水量データがないので、7カ所の湧水量データの地震時(地震直後)の変化を調べてみると、地震直後に(地震前の測定データより)増加したのが3カ所(YSM・DMZ・SOY)、同じく減少したのが2カ所(SOI・SMR)、変化がない(変化がはっきりしない)のが2カ所(YKI・IKN)であった(図2). ただし、減少した2カ所(SOI・SMR)については、地震後(地震直後以降)でも変動が大きく、地震直後の変化が、地震によるものかそれ以外の要因によるのかはよくわからない. 変化がない2カ所(YKI・IKN)については、地震後の変化も小さい. 増加した3カ所(YSM・DMZ・SOY)については、地震後は穏やかに減少に転じて、地震前の値に戻りつつあるように見えたが、最近増加傾向にある.

本講演では、このような変化のパターンの違いについて、湧水を生じる水理地質構造や気象データ、地震の震度や地震時地殻変動と比較検討して考察する予定である.

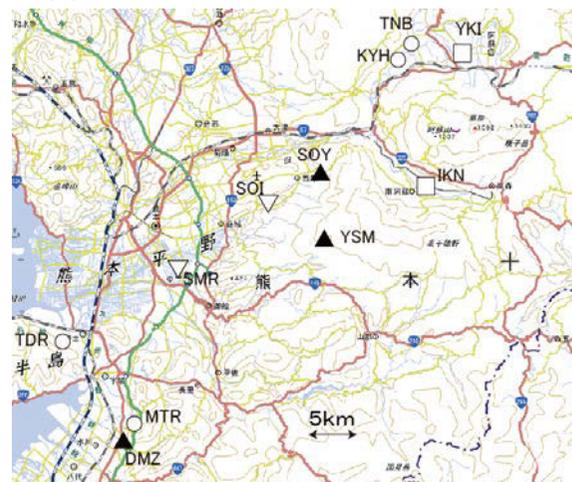


図1: 湧水調査地点.

○は熊本地震前の湧水量データがない地点. □は地震前後で湧水量変化が認められない地点. ▽は地震直後の湧水量が地震前のデータより小さい地点. ▲は、地震直後の湧水量が地震前のデータより増加した地点. 国土地理院の電子国土webを利用(国土地理院, 2017).

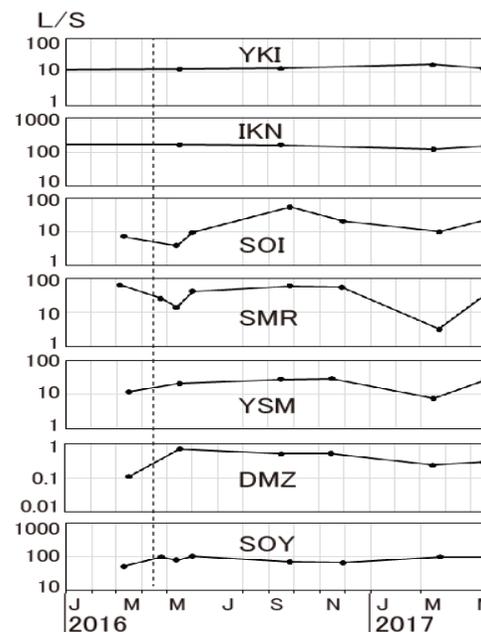


図2: 図1で地震前に湧水量データがある7地点の2016年1月～2017年5月の湧水量変化. 点線は2016年熊本地震の前震及び本震の発生時を示す.

S07–01

Velocity structure of the transition zone beneath Central and North America and the Caribbean from waveform inversion

#Anselme F.E. Borgeaud (Univ. Tokyo), Kenji Kawai (Univ. Tokyo), Robert J. Geller (Univ. Tokyo)

We previously presented evidence for the existence of paleoslabs at the base of the mantle beneath Central America based on waveform inversion for the 3-D S-velocity structure in D". In order to investigate the origin of these paleoslabs, we infer the 3-D S-velocity structures in the depth range 300—900 km beneath Central America, North America, and the Caribbean using waveform inversion. We use ~6,100 transverse components records at epicentral distances $20^\circ < \Delta < 40^\circ$ from ~55 intermediate focus earthquakes beneath South America and Central America recorded at stations of the USArray and Global Seismographic Network (GSN) (Fig. 1). We filter the records between 20—200 s, and truncate them 10 s before, and 60 s after the first S-wave arrival. Our dataset includes S-wave triplications due to the 410 and 660 km discontinuities. The first S-wave arrival, which has a bottoming depth below the 660 km discontinuity for most of our epicentral distance range, is used as a reference to correct for the shallow structure near the sources and the receivers as the first step. The inferred S-velocity structure shows a large-scale high-velocity anomaly beneath the Caribbean continuous from the bottom of the transition zone to the bottom of our target region (900 km), in agreement with the location of the Farallon slab inferred by previous tomographic studies. We also report on a preliminary attempt to conduct waveform inversion using P-wave data.

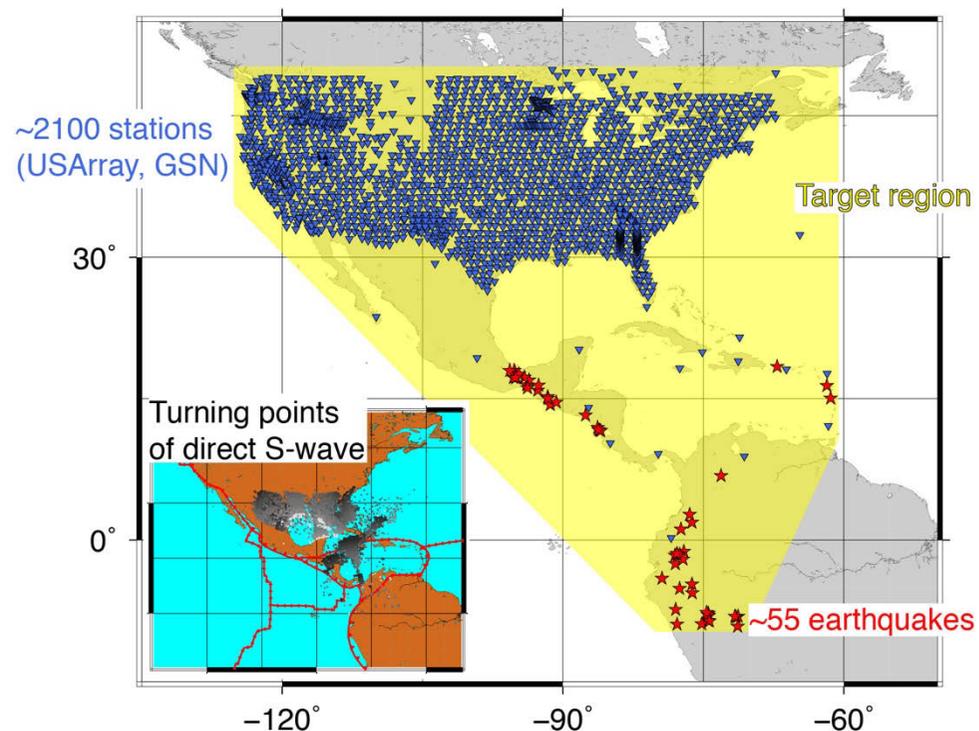


Fig. 1. Distribution of the events (red stars), stations (blue inverted triangles), and target region (yellow area) of this study. Inset: distribution of the turning points of the first S-wave arrival (gray dots).

S07-02

ダイヤモンドアンビル-GHz音速法の開発

#米田明(岡山大)

GHz ultrasonis measurement in DAC

#Akira Yoneda (Okayama Univ.)

2011年頃からGHz音速測定法の開発に取り組んできた。GHz領域の超音波の波長は数 μ m程度であり、ダイヤモンドアンビル(DAC)で加圧した薄い試料の音速測定が可能である。これまで試行錯誤を繰り返してきたが、最近、ようやくDACで挟んだ試料からのシグナル検出に成功した。P波だけでなくS波測定も進行中である。本講演では、GHz音速法の現状と今後の研究計画について報告する。

地球深部を構成する高圧相鉱物の弾性定数測定は、Brillouin散乱法で測られてきた。図1に高圧下でのBrillouin散乱シグナルの様子を示した。試料のP波速度がダイヤモンドのS波速度と重なってくるとP波速度測定が不可能になる。この問題を回避する方策としてGHz音速法の開発を思い立った。最初からDACでの測定を志向して開発を行ってきた。

開発に時間がかかった理由は二つである。第一はGHzバファロッド(図2)の開発に手間取ったことである。またGHzバファロッドを安定的に使い続けるためのノウハウ獲得にも時間を費やした。第二の理由は、バファロッドとダイヤモンド間でのGHz伝達がうまくいかなかったことである。前者は試行錯誤の繰り返しで克服した。後者は接触面のpHを調節することで改善することが分かった。つまりアンモニア水や希釈塩酸塗布後に良好なシグナルを観測できるケースが多いということが分かった。アセトンやアルコールの塗布だけではうまくいかない。状況は随分改善したが、シグナル検出のための完成されたレシピ作成までは至っていない。また、pHが何故重要なのかという理由も現時点では解明できていない。今後の課題である。

図3にDACからのシグナル例を示す。このような測定をGHzの搬送周波数を変えながら測定すると、試料からの反射波到達部の振幅が周波数によって変調する。その変調周期の逆数が試料を伝達する音波のトラベルタイムである。従て、音速を求めるためには試料長のデータが必要である。DAC実験では加圧とともに試料長が減少していく。今後、試料長の測定法確立が重要課題になる。

今後、地球科学で重要な物質の音速を順次行っていく予定である。S波用のバファロッドも試作品段階では成功しており、DAC-GHz法でP波とS波の同時測定の実現可能性は高い。

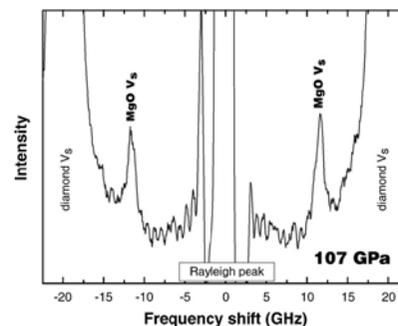


図1(上図) DAC, 100GPa 付近での MgO の Brillouin 散乱測定を示す。図中に V_s に対応するピークが示されているが、 V_p に対応するピークはダイヤモンドの V_s に対応するピークにマスクされて測定することができない。DAC-Brillouin 散乱法の弱点である。

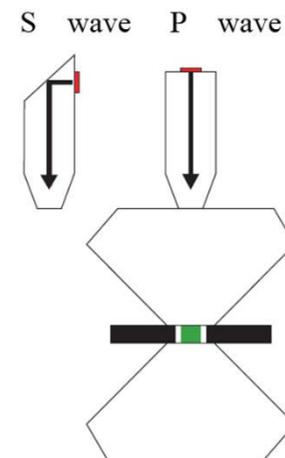
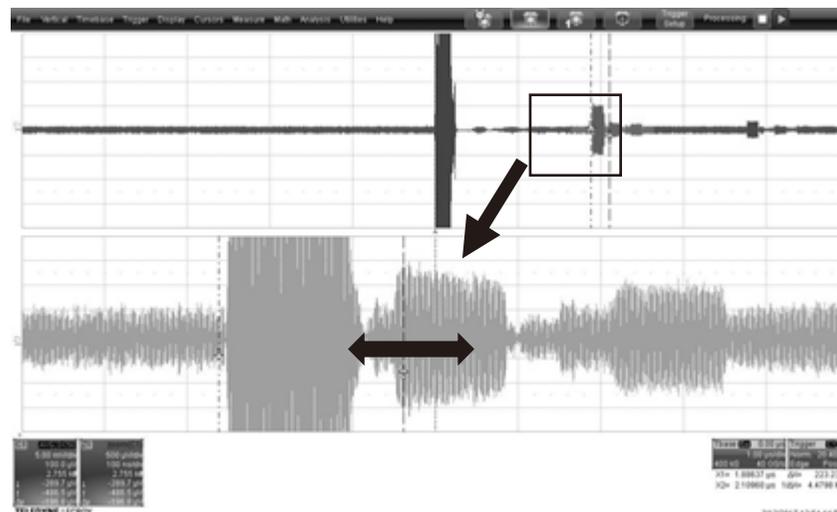


図2(左図) GHz バッファロッドの概念図。P-S 変換を利用した S 波バッファロッドも製作可能である。上写真はケーシングしたバッファロッドである(約70 mm 長)。

図3(下図) DAC 中のダイヤモンドアンビルからの反射波の測定例。両終端矢印を付したシグナルにはDAC中に挟んだレニウム箔のシグナルも含まれている。搬送周波数を変えて振幅変調を測定することによりトラベルタイムが求まる。



S07-03

太平洋LLSVP西端マントル最下部における局所S波速度異常

#大林政行(JAMSTEC)・鈕鳳林(Rice大)・吉光淳子(JAMSTEC)

Local strong slow S-wave anomalies at western edge of Pacific LLSVP in the lowermost mantle

#Masayuki Obayashi (JAMSTEC), Fenglin Niu (Rice Univ.), Junko Yoshimitsu (JAMSTEC)

Seismic tomography studies have revealed two broad slow shear-wave speed anomalies regions beneath the Pacific and Africa called as LLSVPs (Large Low Seismic Velocity Provinces). There are geographic correlations between the LLSVPs and hotspots, and the LLSVPs could probably play an important role for convection throughout the mantle and thermal structure and evolution of the earth. The LLSVPs have been considered to be heterogeneous in composition since the boundaries between the normal mantle are sharp. To investigate the details of the sharp LLSVP edge we measure ScS-S and SKS-S differential traveltimes in the hypocentral distance of about 60°-90° using Japanese and Chinese seismic networks. We used 25 events for the Chinese network and 16 events for Japanese network that occurred in Tonga-Kermadec region and obtained 3750 event-station pairs of ScS-S and 1500 pairs of SKS-S differential travel times.

We found anomalously large (more than 5 sec) ScS-S travel times accompanying normal SKS-S travel times, suggesting local strong slow region in the vicinity of the ScS bounce points (red circles in Figure 1). Such ScS bounce points locate to the northeast of New Guinea Island extending over 20 degrees in NE-SW direction. However below New Guinea Island, both ScS-S and SKS-S travel times are normal (green circles in Figure 1), indicating abrupt end of the local strong slow anomalies.

We inverted the ScS-S and SKS-S differential traveltimes for lowermost mantle S-wave speed structure, assuming isotropic mantle. The result shows very strong slow anomalies of more than 5% at western edge of Pacific

LLSVP that extend vertically not more than 200 km from the core mantle boundary.

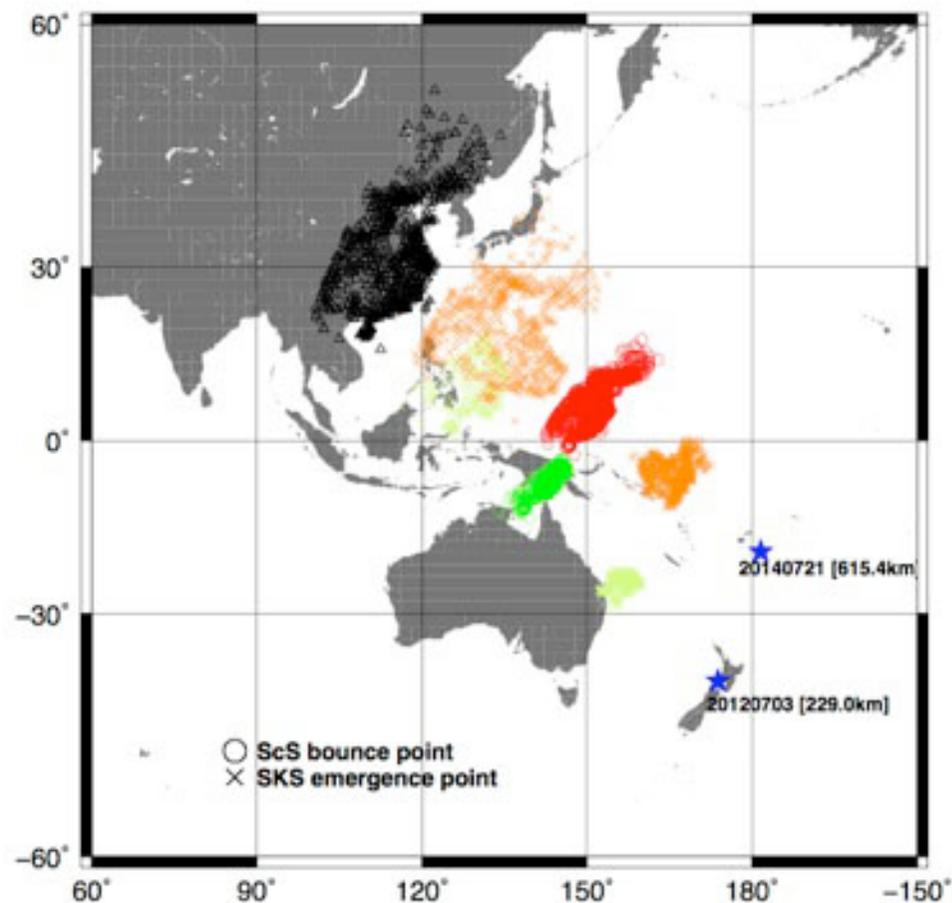


Figure1 ScS bounce points and SKS emergence points observed at the Chinese network for Tonga and Kermadec events. Slow anomalies are observed for ScS waves whose bounce points are shown in red.

再決定した深発地震の震源パラメータを用い波形インバージョンで推定した中米下D”領域の3次元構造

#山谷里奈・Anselme F.E. Borgeaud・河合 研志・Robert J. Geller(東大理)・小西 健介(中研院)

3-D Earth models in the D” region beneath central America obtained by waveform inversion using redetermined source parameters of deep earthquakes

#Lina Yamaya, Anselme F.E. Borgeaud, Kenji Kawai, Robert J. Geller (Univ. of Tokyo), Kensuke Konishi (Academia Sinica)

これまで、私たちの研究グループでは、US-Arrayなどの稠密アレイで観測された波形をデータとして波形インバージョンを行うことにより、マントル最下部の詳細な3次元S波速度構造推定を行ってきた (Kawai *et al.* 2014; Konishi *et al.* 2014)。これらの先行研究では、震源パラメータを主にGlobal Centroid-Moment-Tensor project (GCMT)解に固定し、周期12.5から200秒の実体波を用いて構造推定を行なっている。しかし、GCMT解の決定には、実体波だけでなく表面波及びマントル波が使用されており、さらに周期は50秒以上が用いられ、構造推定に用いる波の種類や周期帯と異なっている。そこでYamaya *et al.* (2016, 地震学会; 2017, JpGU)では比較的小さな部分データセットから再決定したCMT解を用いて構造推定をすることで、観測波形データをよりよく説明できる地震波速度構造推定の可能性を示した。本研究では実際の構造推定に用いる全てのデータセットから詳細な震源パラメータ (CMT解と震源時間関数) を再決定し、より正確な内部構造推定を目指す。

本研究ではまず、南アメリカ下で2005年から2015年に発生した深発及びやや深発地震のCMT解と震源時間関数を、周期12.5から200秒の実体波データの解析により推定した。データはGSN及びFDSNで観測された約5,000の地震波形を用いた。地下構造はPreliminary Reference Earth Model (PREM)と仮定し、理論波形とデータの走時の違いを求め観測点ごとに全ての地震で平均をとることで、第一近似的に構造の影響を差し引いた。このデータセットに対してGCMT解を用いると残渣は60.0%だが、震源パラメータを決定し直すと58.0%と2%の改善があった。これは主に用いた周波数帯の違いによるものと考えられる。また、推定した

モーメントテンソルはGCMT解と大きく異ならないことがわかった。

次に、推定したCMT解及び震源時間関数をUSArrayのデータに適用して波形インバージョンを行い、中米下のD”領域の3次元地震波速度構造を推定する(図1)。USArrayのデータに対する残渣は、GCMT解を用いると51.9%だが再決定した震源パラメータを用いると47.9%と3%の改善があった。推定した地震波速度構造の比較から、波形インバージョン法による構造推定はロバストであることがわかった。また、推定した3次元モデルの残渣は、GCMT解を用いた推定では41.6%、再決定した震源パラメータを用いた推定では39.1%と、2.5%小さくなった。さらに、PREMを仮定して計算しデータと走時を合わせた波形と推定した3次元モデルの残渣の差は、GCMT解を用いた推定では10.3%、再決定した震源パラメータを用いた推定では8.8%とこちらも1.5%小さくなった。これより、GCMT解を用いると震源パラメータに残る誤差が構造推定に押し付けられていたが、震源パラメータを再決定することによって構造推定への誤差の押し付けがなくなり、より正確な構造推定が可能になったと考えられる。

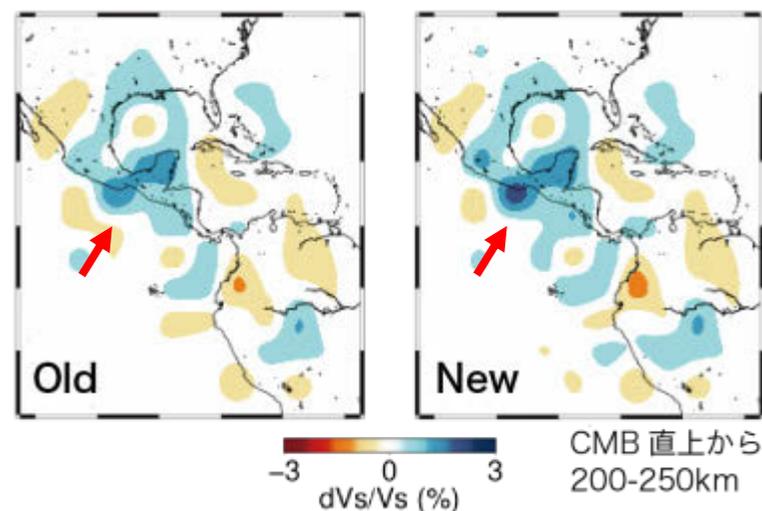


図1 震源パラメータの違いによる3次元S波速度構造推定の比較(左: GCMT解、右: 本研究で再決定した震源パラメータ)。特に赤矢印で示した古スラブの構造が明瞭になった。

Anomalies of S-waves passing through the D'' region beneath New Guinea observed by Thai Seismic Array (TSAR)

S. Tanaka (JAMSTEC), W. Siripunvaraporn, S. Boonchaisuku, S. Noisagool (Mahidol Univ.), K. Kawai, Y. Suzuki (Univ.Tokyo), Y. Ishihara, T. Kim (JAMSTEC), K. Miyakawa, N. Takeuchi, H. Kawakatsu (ERI)

The western edge of the Pacific Large Low Shear-wave Velocity Province (LLSVP) traverses beneath New Guinea, and a complicated structure at the base of the mantle in this region is suggested from the analysis of ScS-S travel times (Idehara et al., 2012). Here we have observed S-waves (SKS, S and ScS phases) from a deep earthquake occurred in Fiji on Feb. 24, 2017 by using a newly deployed

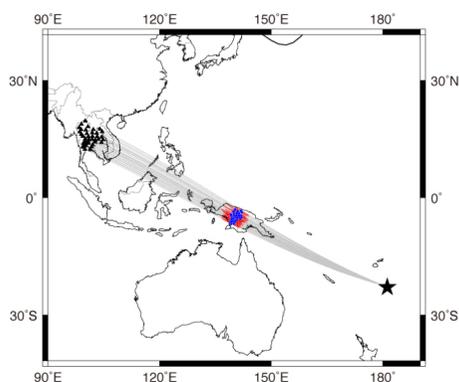


Fig. 1. Map showing the hypocenter (a star), stations (triangles), the middle points (blue circles), great circle paths between the hypocenters and stations (gray lines), ScS ray paths passing in the D'' region (red lines).

Thai Seismic Array (TSAR). S and ScS ray paths are passing through the D'' region below New Guinea (Fig.1).

We examined the radial components of velocity waveforms with a band-pass filter from 0.04 to 0.3 Hz, of which epicentral distances are from 84 to 91°. Although the amplitudes of transverse components are not so large, we measured SKS splitting by using the method minimizing a covariance matrix (Silver and Chan, 1991; Helffrich et al., 2013) and the waveforms with the correction of SKS splitting are used in

the following. Fig. 2 shows an observed record section including SKS, S and probably ScS phases and that of reflectivity seismograms synthesized with PREM (Dziewonski and Anderson, 1981) for comparison, in which SKS arrivals are aligned on zero lapse time (Fig.2).

Relative timings of SKS and S at distances greater than about 88° are consistent with each other. However, at distances smaller than about 88°, the observed S and ScS phases are clearly separated, the relative arrival of S phases with respect to SKS are faster and relative amplitudes of S phases are smaller than those expected from the synthetics. We will discuss possible velocity structures in the presentation.

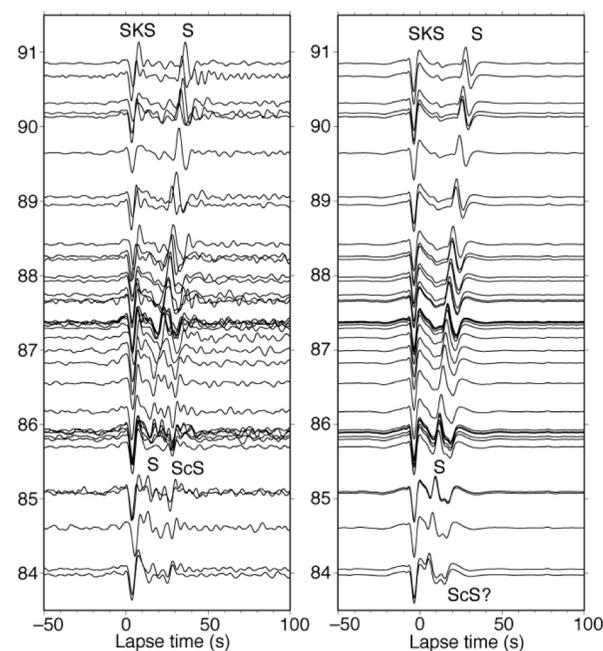


Fig.2 Record sections of (left) observed waveforms, (right) reflectivity synthetics with PREM showing SKS, S, and ScS phases.

Acknowledgements. This project is supported by MEXT/JSPS KAKENHI No. 15H05832, ERI Univ.Tokyo cooperative study 2016-F2-07, 2017-F2-07.

S07-06

地震波形水平2成分を用いた北部太平洋下D''領域の3次元S波速度構造推定

#鈴木裕輝・河合研志・ゲラー ロバート（東大理）・小西健介（台湾中央研究院）

Waveform inversion of two-component horizontal data for 3-D shear velocity structure in D'' beneath the Northern Pacific

#Yuki Suzuki, Kenji Kawai, Robert J. Geller (Univ. Tokyo), Kensuke Konishi (Academia Sinica)

マントル最下部200-300 km (D''領域)はマントル対流の熱境界層と考えられており、マントル構成鉱物のソリダスと地温勾配が近接していることから温度や化学組成の3次元不均質が予想されている。特に沈み込み帯下のD''領域では、沈みこんだスラブと周囲のマントル物質が相互作用して、温度や物質の流動に擾乱が生じる可能性がある。したがってこの領域の地震波速度構造を推定することは地球内部のダイナミクスを探る上で重要な手がかりとなる。

そのため我々は代表的な沈み込み領域である北部太平洋下のマントル最下部400 kmを構造推定の対象として詳細な構造推定に取り組んでいる。これまでに、transverse成分のS、ScS及びその間に到達する波を用いて、波形インバージョン(Kawai *et al.* 2014)を行い、北部太平洋下のマントル最下部400 kmの3次元S波速度構造を推定した(Suzuki *et al.* 2016)。その結果、(A) 核-マントル境界(CMB)から約200 km上の領域には水平方向に広い高速度領域、(B) CMB直上には鉛直方向に~100 kmの強い低速度領域、さらに(C) 低速度領域(B)から少なくとも鉛直方向に400 km続く低速度構造が推定された。速度異常が温度異常に由来すると仮定すると、高速度(A)及び低速度領域(B)はそれぞれ、沈み込んだスラブ及びその下で発達した熱境界層と考えられる。そして、鉛直方向に連なる低速度構造(C)から、我々は上昇プルームがスラブの沈み込みに伴い受動的に発生すると解釈される。そこでこの仮説を検証するためにより詳細な構造推定が必要である。そのため、本研究は地震波形のradial

成分もデータとして用いた構造推定を試みる。

まず、推定対象領域を水平方向に150 km、鉛直方向に50 kmの間隔のグリッドに分割し、radial成分(S, ScS, SKSを含むデータセット)を用いたD''領域のS波等方速度構造を推定の可能性を定量的に見積もる。そして、次に水平2成分を用いたS波等方速度構造を推定を行い、Suzuki *et al.* (2016)の結果と比較する。さらに、TI(transverse isotropy)媒体を仮定して、各グリッドにおいて弾性定数(A, C, F, L, N)に摂動を与えたときの水平2成分(radial, transverse)の偏微分係数波形を計算し、それらを用いてTI異方性構造推定の解像度を見積もり、3次元異方性構造推定の可能性を探る。

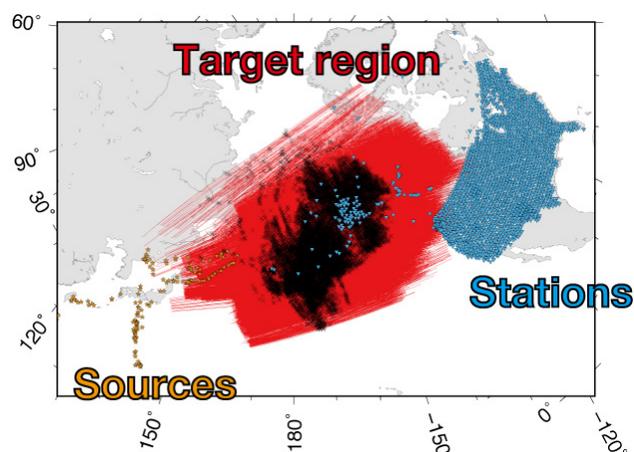


図 1. 本研究で用いた震源、観測点及び推定対象領域

C 会場



S10-01

『御入国以後大地震考』の再検討

#加納靖之（京大防災研）

Reexamination of “Go-nyukoku Igo Oozisin Kou”

#Yasuyuki Kano (Kyoto Univ.)

石橋（1992）は、『御入国以後大地震考』（岡山大学附属図書館池田家文庫、資料番号L4-65、目録では「御入国以後大地震考」となっているので注意が必要である）について、地震史料としての価値が低いことを指摘している。『御入国以後大地震考』は、畑銀鷄が書いた『時雨廻袖』に引用された東條琴台の書簡（「琴台書簡」）を引用したものであるとしている。「琴台書簡」のなかの1648年の地震に関する記述の信頼性が低いことは石橋（1978）でもしめされており、『御入国以後大地震考』の全文と「琴台書簡」との比較から、両者ともに史料価値が低いと結論づけている〔石橋（1992）〕。

ほかの史料などとの比較などを通して、記述のそれぞれの信頼性が低いと判断され、過去の地震のなるべく正確な被害分布や地震像を理解する、という立場からは価値が低いとされることには同意するが、このような史料が作成された経緯などは検討する価値があると考えられる。また、石橋（1992）は「原本が池田家文庫のどの部分にどういう形で蔵されていたのか、“天道人”がいかなる人物か、などを本来調べるべきだが、そこまでやっていない。」として、未解明の問題を指摘している。なお、石橋（1992）はこの史料の作成（編集）者を、「天道人」と読んでいるが、池田家文庫の目録〔岡山大学附属図書館（2010）〕では、「了々道人」である。

『御入国以後大地震考』という名称の史料は、彦根城博物館が所蔵する「彦根藩井伊家文書」にも含まれている（調査番号24220）〔彦根藩文書調査団（1992）〕。内容はほぼ池田家文庫のものと同じである。また、目録での作成者も「了々道人」で一致している。大きな違いは、井伊家文書本では、包紙が伝来していることである。この包紙には、「益池了順調候地震書付」と記されている。

「益池了順」の名は、江戸時代の中期と後期にみられるが、ここでは江戸時代後期に御数寄屋坊主であった「益池了順」としておく。名に「了」の字があり、末尾に「了々道人」と記名したのが「益池了順」であったとも考えられる。

『御入国以後大地震考』は、前半部分が地震の年表の体裁になっている。石橋（1992）が指摘した「琴台書簡」とほぼ一致する部分である。この年表部分で、地震・火山の記述として挙げられているものの最後は、天明三年（1783年）の浅間山噴火である。それに続く部分で、「元和乙卯の年」（元和元年、1615年）から241年目の「今茲乙卯」（安政二年、1855年）までの間の地震の発生数（「寛永四年より今年迄都而十三度也」など）や周期性について議論している。1783年以後1855年までにまとめられた年表と考えるのが自然だろう。

いっぽう、『御入国以後大地震考』の後半部分は、地震現象についての論考である。『時雨廻袖』の別の部分（後編巻一）とほぼ一致していることが指摘されている〔石橋（1992）〕。この部分は『地震考』に書かれている内容ともほぼ一致する。『地震考』は、1830年京都地震の後に、小島濤山の原著を東隴庵が編集して出版したものとされる（国立公文書館、2003）。板本として多数流通したようで、各地の図書館等に所蔵されている。『御入国以後大地震考』の後半の論考は、先行して出版された本と同一内容であり、この部分の比較だけからは、「琴台書簡」との間でいずれがいずれを写したものであるのかを判断することは難しい。

『御入国以後大地震考』については、これまで東條琴台と畑銀鷄のやりとりから成立したものを写したものとされてきた。井伊家文書本から益池了順の名が挙げられたため、人物間の関係を調べることにより、その成立の経緯を明らかにできる可能性がある。

『御入国以後大地震考』の地震史料としての価値が低いことは認めるとしても、地震の年表や地震についての知識がどのように扱われてきたかを垣間見ることができる貴重な史料であるともいえる。現代の地震学にも通じる知識や考え方の系譜として、さらに検討していく余地がある。

謝辞：岡山大学附属図書館、彦根城博物館、およびそれぞれの担当の方々には史料の閲覧にあたってたいへんお世話になりました。

1586年天正地震における琵琶湖畔での被害

#山村紀香(京大理)・加納靖之(京大防災研)

Damages on the Coast of Lake Biwa at the Time of the 1586 Tensho Earthquake

#Norika Yamamura (Kyoto Univ.), Yasuyuki Kano (DPRI, Kyoto Univ.)

§ 1. はじめに

天正十三年十一月二十九日(1586年1月18日)に発生した天正地震は、中部地方から近畿地方にかけて甚大な被害を及ぼしたとされており、中世の内陸大地震として名を馳せている。一方で、天正年間の史料による記述が少ないことから、どのような地震であったかがはっきりしていない地震でもある。どの断層帯を震源として地震が発生したか、あるいは津波を伴ったかなどについては、先行研究で様々な議論がなされており、各々で史料の解釈や主張が異なっているのが現状である。

本研究では、これまであまり深い議論がなされてこなかった滋賀県長浜市の被害の状況について、史料の再検討を行い、地震学的知見を踏まえ、考察する。

飯田(1987)は、長浜市では建物倒壊・火災のみならず、琵琶湖畔で津波あるいは液状化が発生したのではないかと述べている。滋賀県立大学琵琶湖水中考古学研究会の最近の調査[中川, (2016)]では、西浜千軒遺跡(現在の長浜市祇園町)の水没原因は、地震動による液状化に伴う地滑り(側方流動)であると結論づけられている。

§ 2. 史料における被害記述

『フロイス日本史』では、「近江の国には、当初、関白殿が(織田)信長に仕えていた頃に居住していた長浜という城がある地に、人家千戸を数える町がある。そこでは地震が起り、大地が割れ、家屋の半ばと多数の人が呑みこまれてしまい、残りの半分の家屋は、その同じ瞬間に炎上し灰燼に帰した。その火が天から来たものか、人間業によるものか知る者はいない。」と記されており、長浜市で多くの建物倒壊・火災被害があったことが読み取れる。また、『山内系図 御家譜』では、「長浜ノ御城中悉顛倒寝殿潰喪亡六歳光景妙圓此節乳母共喪夭」と記されており、長浜城の倒壊・人的被害があったことが読み取れる。

一方、『ケンペル氏著日本歴史』では、「長浜と殆ど近接して時々多数の商売の群集せる事ある湖畔のフカタ Fukata に於て数日間激烈なる震動を極めたる後終に土地悉く海水のために吸入されたり」、「ここ(Fukata)にありたる堅固の城は一度水下となりしと雖も無事なるを得たり云云」と記されており、長浜市周辺あるいは長浜城で液状化や津波による被害があったのではないかと読み取れる。しかし、これらは、長浜市の建物倒壊・火災被害や、山内家による長浜城の被害記述とはあまり整合性が見られない。

§ 3. 液状化可能性の検討

本研究では、液状化可能性の検討[例えば、滋賀県(2013)]でしばしば使用されている P_L 法によって、長浜市の琵琶湖畔で地震動による液状化に伴う地滑り(側方流動)が発生したかどうかを検討した。

まず、トレンチ調査から得られた活断層の最新活動時期や、各史料から読み取ることのできる被害記述などを考慮し、震源となった可能性の高い断層帯をいくつか仮定した。仮定した震源断層帯は、庄川断層帯、阿寺断層帯、養老-桑名-四日市断層帯、伊勢湾断層帯などの北陸地方から伊勢湾にかけて分布するものである。

そして、防災科学技術研究所の距離減衰式による地震動予測ツール[先名・藤原(2011)]を利用し、断層形状評価結果と距離減衰式をもとにして、震度分布や地表最大速度、工学的基盤最大速度などを求めた。仮定したそれぞれの震源断層帯について、断層パラメータを読み込ませ、解析を行った。得られた地震動の解析結果から、「道路橋示方書・同解説」に準じ、液状化に対する抵抗率を求め、液状化可能性指数(P_L)を算出した。それぞれの震源断層帯の場合において、 P_L 値の分布を比較することによって、液状化可能性の検討ならびに震源断層帯の妥当性評価を行なった。

§ 4. おわりに

史料の再検討だけでは、長浜市の琵琶湖畔における液状化被害を必ずしも裏付けることはできない。今回は、仮定した震源断層帯における液状化可能性の検討によって、長浜市の被害の状況を考察した。

また、天正地震は震源断層帯が一つに定まっていない地震である。そのため、今後の課題として、各地の被害状況をより詳細に再検討することによって、地震像を明らかにしていくことが求められる。

1891年濃尾地震災害の再検討(2)

東濃地方陶器産業の迅速な復旧と復興

#木股文昭(東濃地震科学研究所)

Re-examination on 1891 Nobi Earthquake Disaster (2)

Prompt reconstruction of ceramics industry from annihilation,
in Tono-distinct, Gifu

#Fumiaki KIMATA (TRIES, ADEP)

The 1891 M8.0 Nobi earthquake caused great damage of 5000 victims in Gifu Pref. and 2000 in Aichi Pref. Ceramic industry in Tono distinct in southeast Gifu Pref. was lost almost every kiln by the quake, but people produce a recovery at twice output in one year after the quake nonetheless. It is suggested that character of ceramic industry consisting low plant investment and family labor and people worked hard almost sleepless.

東濃地方主要産業陶器製造は濃尾震災で全窯全潰

1891年濃尾地震は、地震の規模も地震災害も内陸直下型地震として国内最大規模となった。岐阜県東濃地方西部(当時土岐郡)は根尾谷断層系の延長上に位置しながらも、被害は死者2と比較的軽減だった。しかし、当地方の主要産業であった陶器製造では窯元193のうち188が全潰した(土岐郡史、多治見市と瑞浪市の一部が可児郡と恵那郡に属していたため、把握できず)。

同地方の陶器産業は現土岐市と多治見市を中心に、登り窯を持つ窯元が多数ありながらも従業員2-3人とまさに家族だけの零細規模、「寝こなし窯」であり、陶器商が安価を武器に全国から注文を取り、製造資金を窯元に貸し付ける構造、「仕送り窯」で陶器商がインシアチブを握っていた。10月末は年末商戦に備えて大量の注文が入り、フル回転で製造にあっていた。窯の全潰で製品も破損し、窯元には多大な借金が残った。もともと、郡の震災損害は窯が39千円(1窯200円)、製品が120千円(1窯600円)と窯よりも製品が3倍と些細な窯であった。

震災翌年に生産額を震災前々年の倍、そして全国1の産地に

当時、岐阜県の主要工業は生糸産業だった(図1)。陶器産業はその生糸産業

に比較し、1886年に5分1、20万円に満たなかった。陶器は安価と大量生産で生産額を急増させ、震災前々年ではほぼ半額(57万円)に達した。

そこに濃尾地震震災が襲った。にもかかわらず陶器産業は全窯全潰という被害にめげず、震災の翌年1892年には生産額が1889年の倍、119万円に達し、生糸産業に匹敵するまで復興した。とても尋常ではない復興を遂げたのである。

窯元はまさに「寝こなし窯」で復興

登り窯は斜面を利用した簡単かつ小さなものである(図2)。窯の中はやっと立てるぐらいの広さで、壁も石やレンガ積みみを泥で固めただけで、地震に襲われれば家屋よりも倒壊しやすい。倒壊してもレンガや石は再利用でき、さほどの資金がなくても再築できる。窯の損害が製品の損害の3分の1に過ぎなかったことから裏付けられる。設備投資が極めて廉価という特徴がある。確かに最近まで、誰もが窯元になれる、一旗揚げたい人は陶器商という風土が存在した。

多大な借金を負った窯元は震災翌日から、窯の再築に励み、急いで生産の再開に取り組んだ。まさに「寝こなし窯」として、家族総勢で陶器を作り、焼いて借金の返済にあたったと想像される。

しかも東海道線の復旧と中央線の開通という物流が開け、東濃地方の陶器産業は安価を売りに、震災にもめげず日本一の産地に躍り出た。家屋被害が少なく、未発達な産業ゆえ、迅速な復旧と復興に取り組めたと考える。それにしても、それを支えた地域の人びとの努力は評価すべきである。

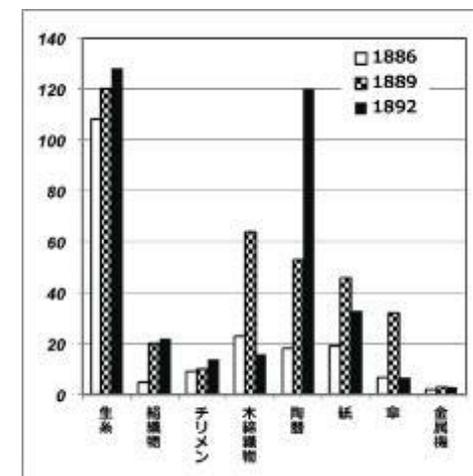


図1 濃尾震災前後の岐阜県の産業別工業生産額の1886-1892年の推移。単位は万円。(岐阜県)



図2 登り窯の模式図 wikiwandより

1804 年象潟地震の津波伝播過程に関する数値計算

#今井 健太郎・大林涼子(JAMSTEC)・岡田真介・安田容子・蝦名裕一(東北大災害研)・高橋成実(防災科研)・都司喜宣(深田地質研)

Tsunami propagation process during the 1804 Kusakata earthquake by numerical computation

#Kentaro Imai, Ryoko Obayashi(JAMSTEC), Shinsuke Okada, Yoko Yasuda, Yuichi Ebina(IRIDeS, Tohoku Univ.), Narumi Takahashi(NIED), and Yoshinobu Tsuji(Fukada Geological Institute)

1. 研究の目的 1804年7月10日に象潟沖で発生したと考えられる地震により、秋田県本荘から山形県酒田の間で甚大な被害をもたらした。景勝地である象潟湖はこの地震により陸地と化した。平野・他(1979)は史料や地形学的根拠に基づいて象潟湖の湖岸線や旧海岸線などの古地理を復元し、本地震による地殻変動の様相を明らかにした。羽鳥(1986)は史料に基づいて震度分布や津波高分布を明らかにした。本地震による有意な津波の影響範囲は象潟周辺から酒田までの狭域であり、象潟関と酒田宮野浦では甚大な被害をもたらした。

本研究では、既往研究で言及されてきた地殻変動量分布および津波高分布や最新の詳細 DEM データによる旧湖岸線や旧汀線を基準海面とした場合の地盤隆起量を説明するための断層モデル(今井・他, 2017)に基づいて、津波伝播に関する数値解析を実施し、史料に残された局所的な津波の高まりの要因について検討することを目的とする。

2. 史料による津波被害 本地震において、際立って高い津波となった地点は2ヶ所あり、ひとつは象潟南部の集落である関村である。金浦年代記には“下居堂迄一面水となり...”という記述がある。下居堂は関集落から若干高い位置にあるため、関集落が海面下に沈んだと解釈できる。もうひとつは、象潟から35 kmほど南に位置する酒田市宮野ノ浦であり、瀧澤八郎兵衛日記には“宮ノ浦は一軒も無御座津浪にて海中へ引かれ申候...”との記述があり、当該集落に全流失被害が生じたと解釈できる。これらの津波痕跡高は都司・他(2015)によって再評価され、関の津波高は下居堂近傍の奈曾川土手の地盤標高を基準として10 m程度、宮野浦の津波高は集落中心地盤標高(≒3.0 m)と

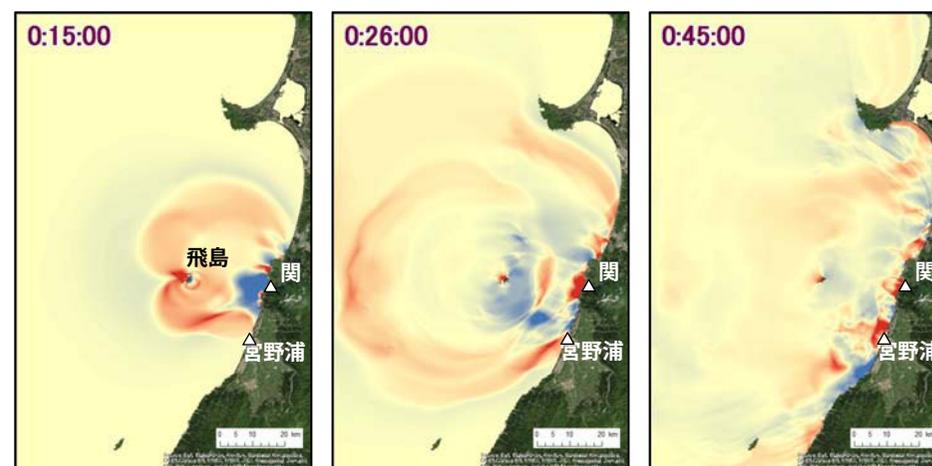


図1 象潟地震の断層モデル(今井・他, 2017)による津波伝播過程。計算条件は非線形長波理論、空間格子間隔50 m、時間間隔0.2 sとした。左図から津波発生から15分後、26分後、45分後を示している。

江戸期家屋の被害関数を利用し、全流失の浸水深から6 mと推定されている。

3. 津波伝播過程を踏まえた関と宮野浦の津波高 関と宮野浦の津波高の素因について、象潟地震の断層モデルを波源として津波伝播解析から解釈を試みた。図1に津波伝播過程を示す。波源は海岸線と平行な走向を持つ陸棚斜面上にあるため、津波は海岸沿いに伝播するエッジ波に発達する(藤間・他, 1999)。津波発生からおおよそ15分後では、波源近傍では定在波動的な振る舞いに発達しつつあること、南北に伝播するエッジ波の成分が海岸沿いに伝播していることや沖に伝播した津波が飛島により捕捉され後方散乱波として再び陸側に伝播しつつある様子が確認できる。26分後には定在波動的な振る舞いにより、波源近傍で津波高が高まっている様子が確認できる。関集落は陸側に凸となる円弧海岸の影響により津波高が増幅したと考えられる。46分後には海岸沿いに伝播したエッジ波の成分と後方散乱波の成分の津波が宮野浦集落海岸で重なり合っていることがわかる。このことが宮野浦での家屋流失をもたらす津波高を生じさせたと考えられる。

謝辞 本研究は科研費(基盤研究(B):16H03146)の一環で実施されました。ここに記して謝意を表します。

S10-05

1707年宝永地震と富士山宝永噴火に関する一史料 (2)－『浅間文書纂』に掲載された「大地震富士山焼 出之事」の底本－

#服部健太郎・中西一郎(京都大理)

A Historical Record on the 1707 Hoen Earthquake and Hoen Eruption of Mt. Fuji (2): Source record of ‘Large earthquake and eruption of Mt. Fuji’ reprinted in “Collection of Sengen Documents”

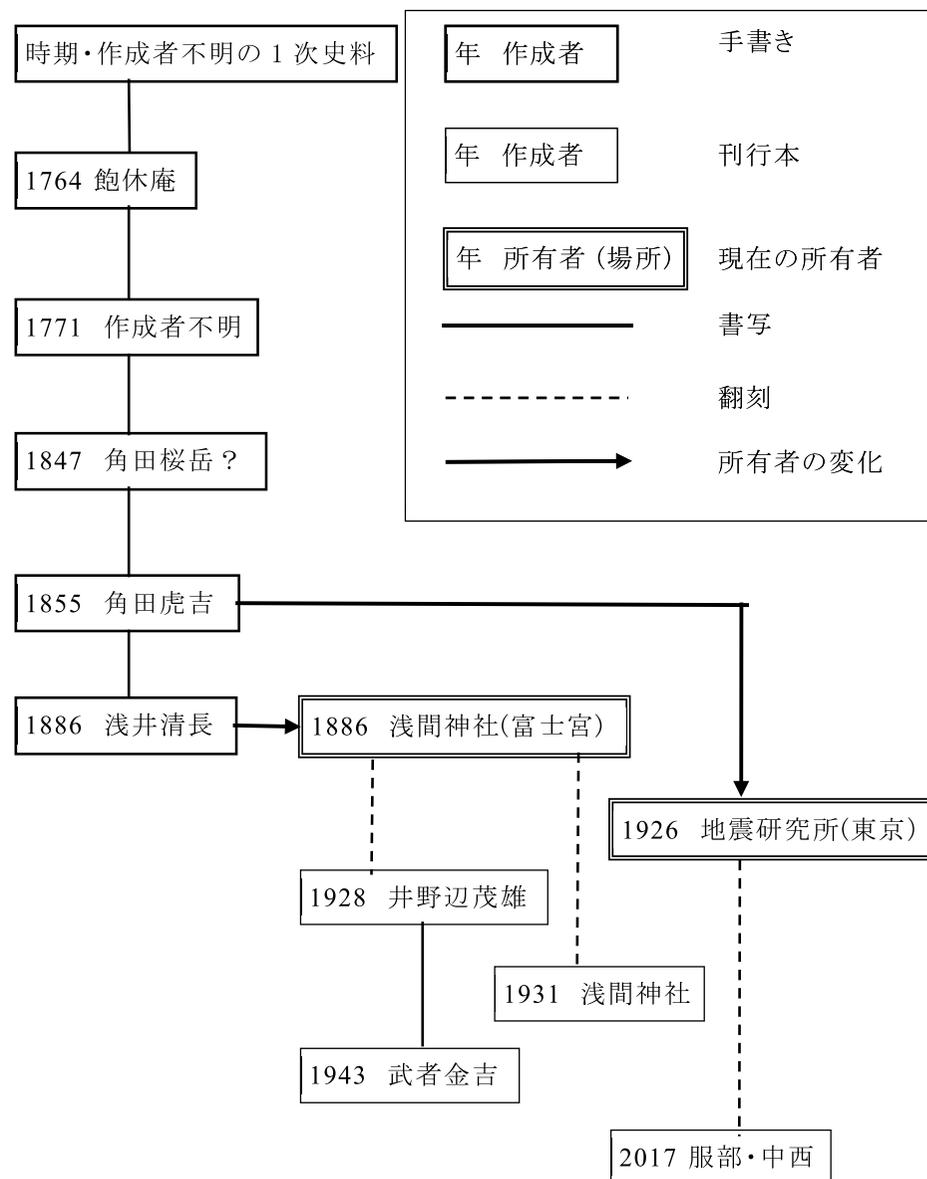
#Kentaro Hattori, Ichiro Nakanishi (Kyoto Univ.)

The present authors have found that the source of the historical record “Large earthquake and eruption of Mt. Fuji”, reprinted in “Collection of Sengen Documents” is owned in Fuji-san Hongu Sengen Shrine. This record is a handwriting copy of the record owned in Library of Earthquake Research Institute, the University of Tokyo.

駿河湾沿岸域における1707年宝永地震・宝永富士山噴火を描いた史料として「大地震富士山焼之事」が挙げられる。この史料は『富士の歴史』・『浅間文書纂』に掲載され、『増訂大日本地震史料 第2巻』に転載された。服部・中西(2017)は、東京大学地震研究所図書室所蔵史料中に「大地震富士山焼之事」の原本(底本)と同系統の写本の可能性が高い史料を見出した。しかし、原本(底本)そのものの存在は明らかでなかった。

富士山本宮浅間大社において、『浅間文書纂』掲載の「大地震富士山焼出之事」の原本(底本)と思われる史料が見つかった。破損箇所再現、文字の崩し方等が、地震研究所所蔵史料の「大地震富士山焼出之事」と酷似している。

服部・中西(2017)による分析と合わせて考えると、安政2年(1855)に「大地震富士山焼之事」が角田家において写された。明治19年(1886)に再度写され、他の史料と綴じられて富士山本宮浅間大社所蔵となり、昭和6年(1931)に『浅間文書纂』に掲載された。一方、元の史料は他の史料と綴じられ、昭和元年(1926)に地震研究所に所蔵される事となった。



図「大地震富士山焼出之事」の写本と翻刻過程の時間経緯

S10-06

1596年伊予・豊後地震と地滑り

#中西一郎（京大理）

1596 Iyo-Bungo earthquakes and landslides

#Ichiro Nakanishi (Kyoto Univ.)

1. はじめに

中西・弘瀬（2015）は、慶長元年閏7月9日-12日に発生した伊予豊後地震が9日戌刻（午後8時頃）に発生し伊予（愛媛県）に被害をもたらした地震（M7）と12日申刻（午後4時頃）に発生した地震（M6）に分離できることを示した。9日の地震による被害が地震動によるものであるのに対し、12日の地震による被害は知られていない。12日の地震とはほぼ同時に別府湾沿岸で津波と土地の崩壊が発生したことが知られている。史料に描かれた津波体験の描写から、津波の発生は日没前のまだ明るい時間帯であり、地震と同じ申刻に発生したと考えられる。

2. 細川忠興自筆書状

関ヶ原役（慶長5年、1600）後に丹後宮津（京都府宮津市）から豊前中津（大分県中津市）へ移封された細川忠興が筆頭家老であった松井康之に宛てた自筆書状（慶長6年4月22日）が熊本県八代市に残されている。書状には次のように記されている。

「松井佐渡守殿 越方、以上、平左（三淵重政）被下候間申候、先書ニ申候木付廻知行所作毛之儀、無油断可被申付候、次ニ木右衛門大夫（木下延俊）殿、速見郡之内ニ而三万石拝領候、其残分、代官預り候、則其方へのあて所ニ仕、奉行衆折昏取下候、被得其意、作毛之儀可被申付候、速見郡六万石之内、地震分ニ五千五百石余引申候の割にて候、具ニ口上ニ申候、恐々謹言、卯月廿二日 忠（花押）松井佐渡守（康之）殿」。

豊後（大分県）全域ではなく、速見郡・由布院（大分県杵築市・別府市）6万石

に限られるが、地震により知行高が1割近く（五千五百石余）減少したことを示すと考えることが出来る具体的な数値が記されている。地震を1596年伊予・豊後地震とすると、地震から5年経った後も知行高の1割近くが復興していなかったことが考えられる。「豊後国速見郡・由布院知行方目録（慶長5年2月7日）」には、各村の石高が記され、速見郡は計約5万石、由布院は計約1万石になる。

3. 滅地

細川忠興の書状は、地震から5年経過しても1割近くの耕作地が復興しなかったことを意味する。別府湾岸の崩壊を示唆する史料も存在する。海岸の崩壊により土地が海面下になった場合には、復興は困難になる。

地震から51年後の正保4年（1647）に作成された正保郷帳にも復興されない土地が存在したことを見る事が出来る（『大分市史 中巻』, 1987）。正保郷帳による豊後8郡の総高は35.7万石であった。速見郡では、約2.9千石が「先年大地震ニ滅す」、「大昔より荒高」、「崩入滅高」になっていた。従って速見郡では、51年経っても減少した知行高（5.5千石）の5割以上が復興していなかった。詳しく見ると、石垣村では「先年大地震ニ滅す」/領地高（正保4年）=0.33、立石村（別府）では「崩入滅高」/領地高（正保4年）=0.44、日出藩では「大昔より荒高」/領地高（正保4年）=0.06になる。ここでは速見郡に関してのみ言及したが、沿岸の崩壊は別府湾南岸でも発生している。例えば、岡藩の船着場があった大分郡内今霧村（大分県大分市今津留付近）では、石高の7割以上が「地震崩れ」となった（松岡, 2015）。

4. まとめ

上記の滅地には地震だけでなく、水害の影響も含まれるが、1596年伊予・豊後地震及び津波が発生した仕組みを考える際には、別府湾や海岸での地滑りを考慮する必要がある。また、地滑りが発生していれば、海底に痕跡が残っているはずである。特に、湾最深部には地滑りによる土砂や岩塊が蓄積されていることが予想される。海底調査が最も直接的かつ容易なアプローチである。他の目的でも海底調査は行われており、既存データの異なった視点からの再調査も地滑り発生の検証になる。

南西諸島におけるサンゴマイクロアトールに基づく

過去の海面変化の復元

J. Weil-Accardo (南洋工科大学)・#佐竹 健治・五島朋子・原田智也 (東大地震研)・N. Feuillet・J.M. Saurel (パリ地球物理研)・N. Ramos (フィリピン大)・後藤和久(東北大災害研)・茅根 創(東大理)・岨 康輝(海洋研究開発機構)・中村衛(琉球大理)

Reconstruction of past sea-level changes by using coral microatolls on the Ryukyu Islands

J. Weil-Accardo (EOS, NTU), #K. Satake, T. Goto, T. Harada (ERI, U.Tokyo), N. Feuillet・J.M. Saurel (IPGP), N. Ramos (U. Philippines), K. Goto (Tohoku U.), H. Kayanne (U. Tokyo), K. Sowa (JAMSTEC) and M. Nakamura (U. Ryukyus)

サンゴのマイクロアトールを用いて南西諸島における過去の海面変化（テクトニックならびに気候・海洋起因）を復元するプロジェクトを東大地震研と仏パリ地球物理研究所とで開始した。サンゴはおよそ年 1 cm 程度の速度で成長するが、海中でしか成長できないことから、海面に達すると横方向にのみ成長して、その上部は平坦になる。この平坦面の標高は低潮位面を示す。海水面が急激に変化すると、マイクロアトールの断面は中央部に比べて周囲が低い hat shape（急激な海面低下）あるいは周辺が高い cup shape（急激な海面上昇）を示す。さらにマイクロアトールの試料を切断し、X線画像を撮って成長線（年輪）と表面標高を計測することによって、過去の海面変化を復元することができる。

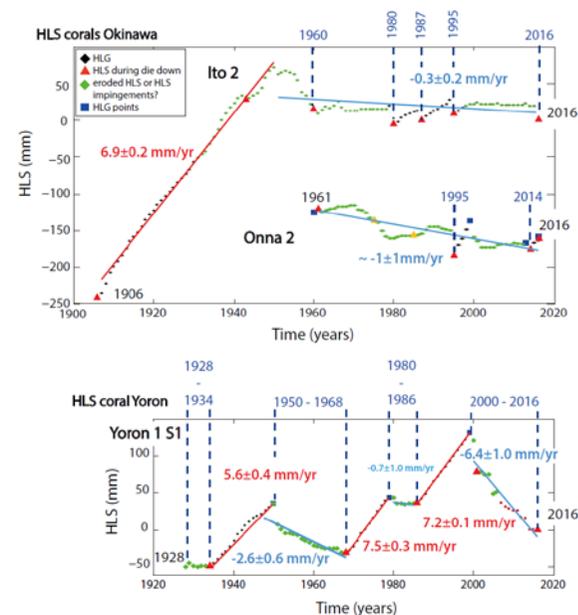
我々はまず、鹿児島県の沖永良部島・与論島、沖縄県の沖縄本島・伊江島・伊平屋島・伊是名島・久高島でマイクロアトールの調査を行い、マイクロアトールの形状の分布を調べた。それに基づき、与論島で現生サンゴ 2 個体・化石サンプル 1 個体、沖縄本島恩納村及び糸満市で現生サンゴ 2 個体ずつの試料を採取し、断面の形状およびその高さから過去の海面変動を調べた。

糸満市の試料は 1868 年から成長を始め、1890 年に海面に達した。その後、

1906 年に海面の急激な低下（港の掘削による）を記録した後、1950 年頃までは 7 mm/年程度で海面が上昇した。1906 年頃以降は 0.3 mm/年程度で沈降を続けているが、1980 年、1987 年、1995 年に小規模な海面低下が記録されている。恩納村の試料は 1948 年頃に成長を始め、1960 年頃に海面に達した。その後、1 mm/年程度の海面低下が続いているが、1995 年及び 2014 年に急激な海面低下が記録されている。

与論島の現生試料は 1904 年頃に成長を始め、1930 年頃に海面に達した後、1950 年頃までは 6 mm/年程度の海面上昇、1950-1968 年は 3 mm/年程度の低下、1968-1980 年及び 1986-2000 年は 7-8 mm/年程度の上昇、2000 年以降は 6 mm/年程度の海面低下を示す。与論島の化石サンゴは、およそ 1650-1965 年の 300 年間の海面変動を記録しており、大きな変化が 1755 年頃にあったことを示している。

沖縄本島の試料はともに 1960 年以降は海面が緩やかに低下していること、1995 年を含む何回の突然の変化があったことを示している。一方で、那覇や沖縄の検潮記録は、1970 年頃から 1-2 mm/年の海面上昇を示しており、サンゴから推定されるトレンドと逆である。



マイクロアトール試料から復元した海面変動

上は沖縄（糸満・恩納），
下は与論島

S10-08

元禄型関東地震発生履歴の年代再測定

#小森純希(東大理)・宍倉正展(産総研)・安藤亮輔(東大理)・横山祐典(大気海洋研)・宮入陽介(大気海洋研)

Revised history of the great Kanto earthquakes from the ages of Holocene marine terraces

#Junki Komori (Tokyo Univ.), Masanobu Shishikura (AIST), Ryosuke Ando (Tokyo Univ.), Yusuke Yokoyama, Yosuke Miyairi (AORI)

フィリピン海プレートが日本列島下に沈み込む相模トラフで発生する巨大地震は、典型的な固有地震の特性を示していると考えられていた。これは、相模トラフでは元禄型関東地震と呼ばれるM8クラスのプレート間地震が、およそ2000から2700年の間隔で、およそ同じ震源破壊域を持って発生していると、ここ数十年かの地質学的調査によって主張されてきた結果を根拠としている。本研究では、この過去1万年間の巨大地震の発生履歴を改めて評価するために、房総半島南東部に位置する千倉低地において、海岸段丘の離水年代を測定した。

海岸段丘の年代は、段丘堆積物から採取した貝化石の放射性炭素年代測定によって計測した。この中で、本研究では、稠密かつ系統的な群列ボーリング調査によってサンプリングを行い、これにより、従来になく信頼性の高い段丘年代の議論が可能になった。さらに、段丘の地表面形状について、航空レーザー測量により取得した標高数値モデル(DEM)を用いた検証も行った。再測定の結果、各段丘の離水年代の上限値は、上位から順に6300 cal yBP, 3000 cal yBP, 2,200 cal yBPと示された。また、それらに加えて、これまで認識されていなかった段丘が最上位と二段目の段丘の間に存在していることが、年代測定と地形判読の両方から確認された。この新たな段丘の離水年代は5800 cal yBPと推定された。

新たに得られた年代値は、これまでの推定値よりも千年近く新しくなった。これにより、相模トラフで発生する巨大地震の発生間隔は、従来の推定よりも短く、かつばらついた値を持つことが示唆される。さらに、千倉低地の南方に連続する段丘分布を、DEMを用いて解析したところ、従来の区分とは異なる解釈の段丘区分図が得られた。この結果は、従来の相模トラフの巨大地震発生履歴の推定を、大幅に見直す可能性を示唆している。本研究の結果は、関東地方の地震発生確率の評価に用いられている現行のデータを改正するとともに、沿岸部で発生した古地震の証拠として一般的に研究されている海岸段丘の調査手法のモデルを示し

ている。

最近10,000年間における長岡平野西縁断層帯海域部の活動性

#大上隆史・阿部信太郎・八木雅俊(産総研)・森 宏(信州大)・向山建二郎・一井直宏(川崎地質)

Activity of Nagaoka-Heiya-Seien-Fault zone during the Holocene based on offshore active-fault survey.

#Takashi Ogami, Shintaro Abe, Masatoshi Yagi (AIST), Hiroshi Mori (Shinshu Univ.), Kenjiro Mukaiyama, Naohiro Kazui (KGE Co., Ltd.)

長岡平野西縁断層帯の海域延長部が分布する新潟沖において高解像度音波探査と海底面表層の堆積試料採取調査を実施し、海底活断層の活動性を検討した。本断層帯は小千谷市から新潟沖にかけて分布する活動度A級の活断層帯であり、断層の西側が東側に対して相対的に隆起する逆断層である(地震調査研究推進本部, 2004)。調査海域には断層関連褶曲である四ツ郷屋沖背斜が発達し、この活構造が海岸線から25.5 kmの範囲に分布することが高分解能マルチチャンネル音波探査によって明らかにされた(阿部他, 2017)。この断層関連褶曲が含まれる活動セグメント(弥彦活動セグメント)については、平均上下変位速度が報告されているが(中西他, 2010; 宮地他, 2011)、活動履歴や平均活動間隔に関する直接的な情報が不足している。本研究では高分解能で断層関連褶曲の浅部地下構造を解明し、その結果に堆積試料から獲得された情報を組み合わせることで、断層関連褶曲を発達させてきた伏在断層の過去10,000年間における活動性を検討した。

地下構造を高い垂直分解能で解明する目的で、高分解能マルチチャンネル音波探査とチャープソナーによる音波探査をセットで実施した。海上ボーリング掘削地点(阿部他, 2016)を含むN13測線、海底面に撓曲崖(比高 ~ 3.5 m)が認められ音響的に高品質な記録断面が得られたN11測線(図)の2測線を主要なターゲットとした。N11測線上では断層を挟む2地点で柱状採泥調査(図中のVAおよびVB)を実施し、放射性炭素年代測定に基づいて堆積年代を検討した。

N13測線およびN11測線におけるマルチチャンネル音波探査の記録断面には、約10,800年前以降に形成された堆積体(下位よりuY2, uY1)の累積的な撓曲変形が明瞭に記録されている。海上ボーリング(阿部他, 2016)とN13測線の記録断面を対比すると、連続性が良好な4.7 ka (uY1基底)および10.8 ka (uY2基底)の反射面が、それぞれ14.1 mおよび26.9 mの上下変位を受けている。したがって、これら2層準の間の平均上下変位速度は2.1 m/kyと算出される。N11測線では、チャープソナーによる高品質な記録断面に基づいて撓曲帯に発達するgrowth strataの内部構造を詳

細に検討した(図)。柱状採泥試料VAから得られた放射性炭素年代と調査海域全域で追跡可能な4.7 ka (uY1基底)の反射面の深度から、断層下盤側の堆積曲線を復元し、代表的な内部反射面の形成年代を推定した。撓曲崖基部付近の地質構造に着目すると、少なくとも2.1 ka以前の内部反射面にkink-axisに相当する明瞭な屈曲を認識できる。また、この屈曲は少なくとも0.9 ka以降の層準には認識できない。0.9 ka以降の堆積体は断層下盤側の平坦面に調和的な堆積勾配を持ち、下位の堆積体が構成するkink-axisおよびkink-bandにオンラップしていると解釈可能である。さらに2.1 \sim 3.8 kaの堆積体が構成するkink-band内には平行な内部反射面を確認できる。以上の結果は、2.1 \sim 3.8 kaのkink-bandは最新の1回の断層活動で形成された可能性を強く示唆し、その断層活動の推定時期は少なくとも0.9 kaより古く、2.1 kaより新しい。2.1 kaのkink-band内の反射面と断層下盤側における平坦面がなす角度、および撓曲崖の変形帯の幅にもとづいて幾何学的に検討すると、最新の1回の断層活動に伴う上下変位量は約7.5 mと見積られる。これらの結果は、海上ボーリングの標高差曲線(阿部他, 2016)から推定された活動性(10,800年間に3回程度の断層活動があり、それに伴う累積上下変位量が26.9 m)と調和的である。

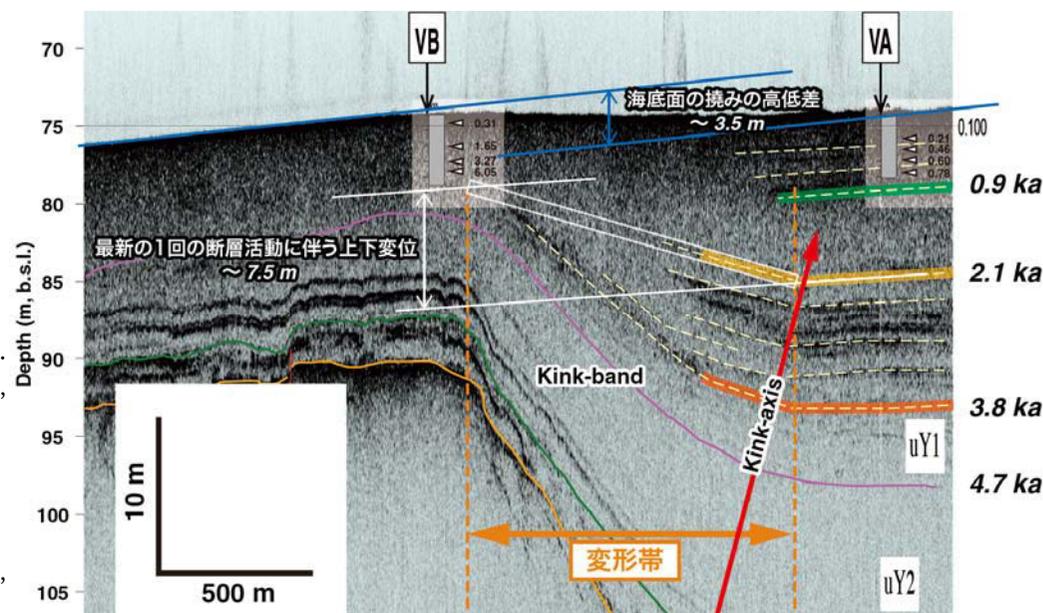


図. 撓曲帯を横断するチャープソナー記録断面(N11測線)の解釈図。

S10-10

2016年熊本地震の地震断層直下の断層露頭 - 西原村大切畑ダム付近の布田川断層帯の活動史

#松山和馬 (ダイヤコンサル)・遠田晋次 (東北大)・村上智昭 (復建技術)・坂東雄一 (東北電力)・高橋直也 (東北大)・加茂圭祐 (応用地質)・中原毅・高見智之 (国際航業)

An outcrop across the Futagawa fault zone in Nishihara Town, exposing recent surface-rupturing events including the 2016 Kumamoto earthquake

#Kazuma Matsuyama, Shinji Toda (Tohoku Univ.), Tomoaki Murakami (Fukken Co., Ltd.), Yuichi Bando (Tohoku Electric Power Co. Inc.), Naoya Takahashi (Tohoku Univ.), Keisuke Kamo (Oyo Corporation), Tsuyoshi Nakahara and Tomoyuki Takami (Kokusaikogyo Co., Ltd.)

1. はじめに

2016年熊本地震により大きな被害を受けた阿蘇郡西原村大切畑ダムの北東約400m地点に、布田川断層帯が新期の堆積物を切る露頭を確認した。この露頭は、地表変状により南東側へ傾いた鉄塔の直下に位置し、複数の地層が断層変位を被っている様子が認められる。この断層露頭において、断層の性状観察、および堆積物中の¹⁴C年代試料分析から、断層の活動履歴を明らかにすることを試みたので報告する。

2. 露頭周辺の断層および地質

露頭は、布田川断層帯の布田川地区、地表地震断層が NE-SW~ENE-WSW 方向で連続して分布する、延長上に位置する。露頭周辺は後期更新世~完新世の扇状地堆積物、崖錘堆積物が地表を覆う。露頭周辺で確認されている熊本地震の地表地震断層の変位量は、上下変位が 10cm 南落ち~70cm 北落ち、水平変位が 20-100cm 右横ずれである。

3. 調査結果

露頭に分布する地層は、下位から G 層 (砂礫), F 層 (砂礫), E 層 (礫・腐植混じり砂質シルト), D 層 (軽石質砂礫), C 層 (礫混じり砂質シルト層), B 層 (腐植混じり砂質シルト層, 腐植・砂質シルト), A 層 (砂質シルト層 (ローム)) からなる (図 1)。

地層に変位を与えている主な断層として、北西側から断層 a~断層 f の 6 条が認められる。いずれも、見かけ上南東側落ちの変位が見られる。最も変

位量の大きな断層は断層 a で、F 層を鉛直約 5m 以上変位させている。この断層 a は走向 N40° E で、80° 東傾斜を示す。断層面は明瞭でなく凹凸があるが、地表面付近まで連続している。地表面や露頭表面に段差や大きなズレといった最近活動した明瞭な痕跡は確認できなかったが、露頭上部の地表に立つ送電鉄塔が南東側に傾くなど地表に変位が見られること、地表地震断層の延長に位置していることから 2016 年熊本地震時に活動したものと判断した。断層の活動年代を特定するため、E 層上部の腐植層および B 層下部において ¹⁴C 年代測定を行い、それぞれ 19,700calBP, 7,500calBP の年代値を得た。

4. 考察

得られた堆積物の年代から、以下のように少なくとも 4 つの地震イベントとそれらの活動時期を推定した。(1) 2016 年熊本地震, (2) B 層下部堆積後 B 層上部堆積前 (断層 d, a の変位)。活動年代は 7,500 年前以降。

(3) C 層堆積後 B 層下部堆積前 (断層 c, e, f の変位)。活動年代は 19,700 年前~7,500 年前。(4) E 層堆積中 (断層 b の変位)。活動年代は 19,700 年前以前。熊本地震も含め最近 3 回のイベントの間隔は 3,700 年~10,000 年程度となる。なお、これらのイベント層準の解釈は、明瞭な断層変位についてのみであり、小規模な変位が途中に生じている可能性は否定できず、さらに活動間隔が短くなる可能性がある。当露頭はトレンチ壁面では無く、現在も露出している。今後さらに詳細な検討や年代測定が必要と思われる。

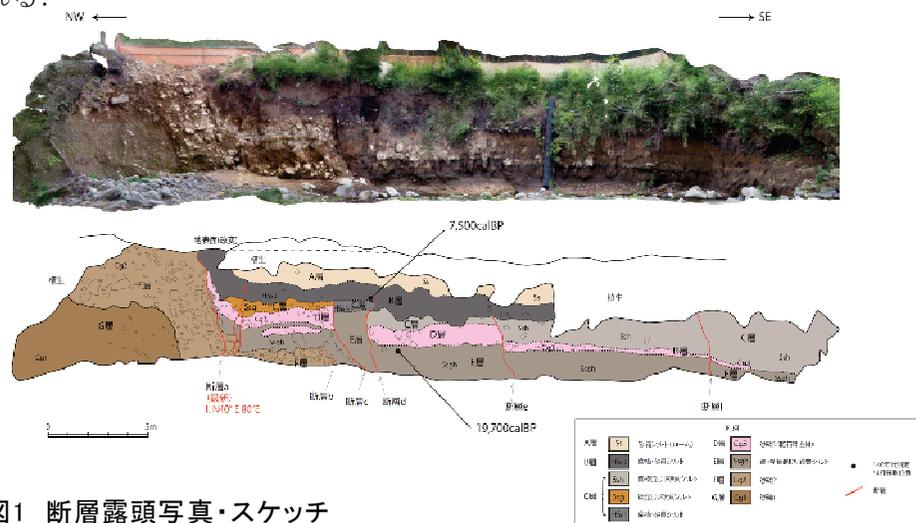


図1 断層露頭写真・スケッチ

田代盆地における地中レーダ探査および精密重力探査によって得られた北伊豆断層帯丹那断層の極浅部地下構造

#木村治夫・青柳恭平・大木理江花（電力中央研究所）・住田達哉・望月一磨（産総研地調セ）・岡田真介（東北大災害研）

Near-surface structure of the Tanna fault in the Kita-Izu fault zone revealed by ground penetrating radar profiling and microgravity survey in the Tashiro basin, central Japan

#Haruo Kimura, Yasuhira Aoyagi, Rieka Ohki (CRIEPI), Tatsuya Sumita, Kazuma Mochizuki (GSJ, AIST), Shinsuke Okada (IRIDeS, Tohoku Univ.)

【はじめに】一般的に、鉛直断面を取得する物理探査によって横ずれ断層を検出することは、縦ずれ断層に比べて困難であると言われている。ただし実際には、横ずれ断層の場合でも地下の地層面が上下方向に食い違っている場合がほとんどである。本研究では、地中レーダ探査と精密重力探査を併用してこのような食い違いを捉えることによって横ずれ断層の検出を試みた。対象は1930年の北伊豆地震($M_{JMA} = 7.3$)で主に左横ずれ変位が生じた北伊豆断層帯丹那断層(図1)である[e.g. 1; 2]。地震時地表変位は最大で2 m以上であり、本探査測線近傍(田代盆地西部)においても水田に約60 cmの左横ずれ変位が生じた[3]。探査測線(図2)及び近傍の水田の地表部において、現在では断層変位の痕跡はほとんど見られないが、トレンチ掘削調査によって地下浅部での断層変位が確認されている[4]。

【地中レーダ探査】地中レーダ探査は、丹那断層に直交する測線で行った。中心周波数やスキャン点間隔等の探査仕様を様々に変えて分解能の異なる4組のデータセットを取得した。探査ではプロフィール測定法[5]によって時間断面を取得し、ワイドアングル測定法[5]によって地中電磁波速度構造を得た。測定システムにはS&S社製のpulseEKKO PROを用い、アンテナは中心周波数50 MHz、100 MHz、

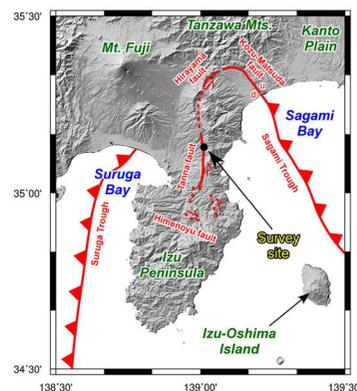


図1. 丹那断層と調査地点

200 MHz, 250 MHz のものを用いた。サンプリング間隔・記録長は0.4~1.6 ns・200~400 ns の範囲で各々のアンテナ周波数にあわせて適宜設定した。データ処理ソフトウェアにはPGC社製のSPW2を用いた。

【精密重力探査】一般に横ずれ断層は、顕著な重力変化を生じにくいいため、高精度探査が要求される。そこで今回は、重力測定および位置測量について以下のような精度確保の工夫を行った。重力探査は、ラコスト重力計(D-68, D-205)を使用した。図2に示される通り、観測点は地中レーダ測線上に配置し、観測点間隔は断層推定位置近傍の20 mの区間で1 m間隔、その他の区間で2 m間隔である。重力測定の精度確認のため、二台の重力計により測定を行い、いくつかの点では、時間を変えて重複測定を行った。位置測量については、GPSによる干渉測およびトータルステーション測量を組み合わせることで精度を確保した。

【断層構造】地中レーダ探査の結果断面では、断層推定位置と対応する場所で、比較的明瞭な反射面の途切れ・食い違いや曲がりといった断層変形構造が見られた。これらの構造は近藤ほか[4]のトレンチ壁面で認められた構造とよく似ている。また、精密重力探査の結果でも、断層推定位置より10m程度西側で重力異常値の変化率に有意な変化が認められる。以上から、本研究においては物理探査によって地下の丹那断層の検出に成功したと言える。今後は、探査パラメータごとにトレンチ結果との詳細な比較を行うことで、分解能や変位量の検出限界等を検討したい。

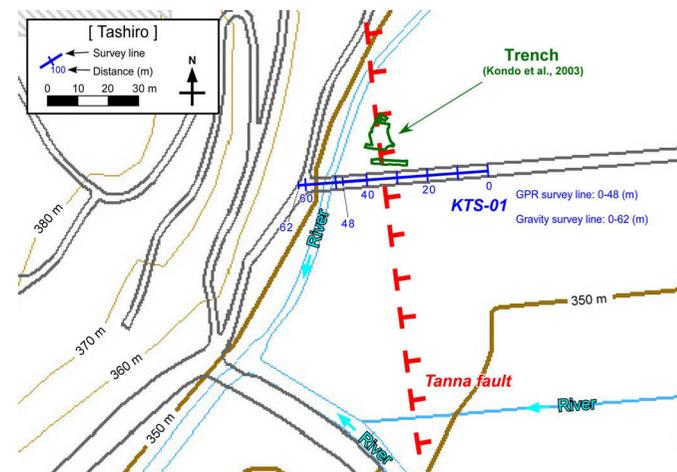


図2. 田代盆地での探査位置図

<引用文献>

- [1] 伊原敬之助・石井清彦, 1932, 地質調査報告 112, 111pp. [2] 鉄道省熱海建設事務所, 1936, 丹那隧道工事誌, 596pp. [3] 松田時彦, 1972, 1930年北伊豆地震の地震断層, 伊豆半島, 73-93. [4] 近藤久雄ほか10名, 2003, 地震第2輯, 55, 407-424. [5] 物理探査学会 編, 1998, 物理探査ハンドブック, 1336pp.

S10-12

累積地殻変動のモデル計算と地形学的知見との比較

#川崎一郎(東濃地震科学研)

Correlating vertical crustal movements of a time scale of a million years modelled by fault parameters of Earthquake Research Committee with heights of marine terraces and others

#Ichiro KAWASAKI (TRIES)

●富山平野の活断層と石川県の邑知潟断層帯に付いて、次の①と②を比較検討する試みを行った。

①「日本の海成段丘アトラス」(小池・町田, 2001)や都市圏活断層図「高岡」(後藤・他, 2015)に記載されている海岸段丘などの地形学的地質学的データ。

②地震調査委員会の「主要活断層帯の長期評価」の断層パラメータを使い、平均的なずれの速度を100万年の時間スケールまで外挿した累積断層ずれに対してモデル計算した累積地殻変動上下成分。長期評価で与えられていない断層深部の傾きや幅などは、適宜仮定した。

●70万年分の累積断層ずれ(上下成分)は、邑知潟断層は280m~560m, 石動断層と高清水断層は210m~280m, 呉羽断層は280m~420mと幅があるが、モデル計算ではその平均をとった。

Fig.1に、一例として、70万年分の累積断層ずれ(上下成分)による邑知潟断層による70万年分の累積地殻変動を示す。これに、石動断層, 高清水断層, 呉羽山断層による累積地殻変動を加えると、70万年の累積地殻変動上下成分は、氷見・七尾沿岸部で~320m(10万年で~46m), 伏木台地で~280m(同~40m), 呉羽山で~300m(同~43m)となる。ただし、30%ほどの幅がある。

以下では、伏木台地と呉羽山の2つの事例を示したい。

●都市圏活断層図「高岡」の解説によると、伏木台地(高岡市伏木)には、上から標高85m~95m(33万年前頃), 55m~65m(22万年前頃), 10m~20m(12万年前頃, 5e)の3面の段丘面が認識されている。したがって、隆起量は33万年前頃~22万年前頃で30m(10万年で~27m), 22万年前頃~12万年前頃で~40m(10万年で~40m)である。累積地殻

変動のモデル計算による隆起10万年で~40mは、その幅を考慮しても調和的である。そうすると、伏木台地の堆積面は、12万年前頃には現在の海水準からは深さ30m~40mで形成されたことになる。それは有りえないので、形成されたのは10万年前頃(5c)から8万年前頃(5a)だということの意味しているものと思われる。

●呉羽山の場合は海成段丘が認識されていないので他の考え方を考える。

呉羽山山頂部は呉羽山礫層(大阪層群相当層)からなっており、上部には上宝テフラが挟在する。活断層の活動による呉羽山の累積地殻変動は、70万年で~300mである。そうすると、現在の標高145mの呉羽山は70万年前は、数値の幅を考慮しても海底であったことになり、海底で上宝テフラが堆積したはずがない。

「日本の海成段丘アトラス」第四紀層基底深度分布図では呉羽山周辺の基底の深さ~400mなので、それが200万年の活断層の活動によらない定常的沈降で生じたとすると、10万年で20mの沈降となる。

活断層の活動による隆起と、富山平野中央部の10万年で~20mの定常的沈降が並行して進行したとすると、呉羽山の見かけの隆起速度は10万年で~23mとなり、70万年前の呉羽山の標高は現在の海水準の下15mになり、当時の海水準を考えれば陸上に頭を出していたことになり、矛盾は解決する。

●もちろん、断層ずれには幅があり、実際には断層すべりは断層面上で一様ではない。そのほか多くの誤差要因がある。本論における計算結果はあくまであらっぽい近似である。とりあえずは、2つの例では、①と②が意外と調和的であることがわかったことでよしとしたい。

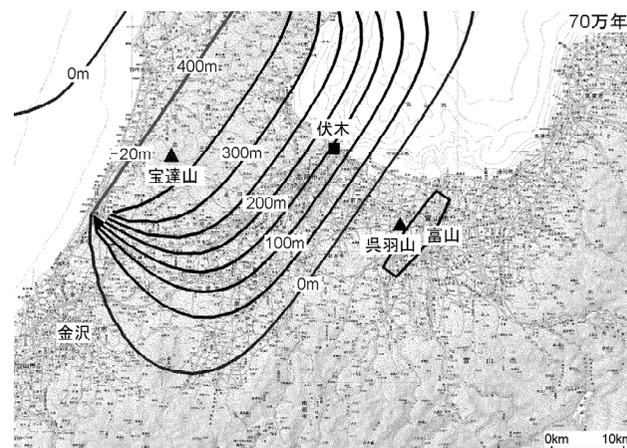


Fig.1. Vertical crustal movement due to the Ouchigata fault using fault parameters of Earthquake Research Committee with an exception of a fault slip of 420m, which is 700 times as average slip velocity for 1,000 years.

火山碎屑性堆積物の摩擦すべり挙動 の実験的検証

#福家 朱莉・金木 俊也・市場 達矢・廣野 哲朗(大阪大)・大橋 聖和(山口大)

Experimental investigation of frictional behavior of volcaniclastic sediments

#Akari Fuke, Syunya Kaneki, Tatsuya Ichiba, Tetsuro Hirono (Osaka Univ.),
and Kiyokazu Oohashi (Yamaguchi Univ.)

はじめに

スロー地震は、巨大地震の発生帯に隣接した地域で発生し、巨大地震発生のタイミングや場所に大きな影響を与えることが、近年の地震波および地殻変動の観察から明らかになっている。房総半島沖では、フィリピン海プレートが10-30日間に10 cm ずべるスロー地震が2-6年周期で観察されており、日本列島において最もスロー地震が観測されているプレート沈み込み帯の一つである(Sato et al., 2017)。また、その鉱物組成は、スロー地震が観測されている他のプレート沈み込み帯(南海トラフなど)と比較して、火山ガラス由来の非晶質物質を非常に多く含んでいることが知られている(Hirono et al., 2008)。断層の鉱物組成における非晶質物質の含有量は、摩擦挙動に大きな影響を与えることから(Aretusini et al., 2017)、この房総沖プレート境界断層試料の特異な鉱物組成は、地震時の断層すべりにおいて何らかの影響を及ぼす可能性が高い。しかし、そのような影響を実験的に検証した研究は報告されておらず、早急な解明が求められる。

そこで、本研究では、非晶質物質に富む断層における摩擦挙動の解明を目的として、過去の房総沖プレート境界断層の天然試料を採取し、摩擦実験、粉末X線回折による鉱物組成定量分析を行った。

手法

房総半島、新第三系の江見層群(保田層群)に発達する断層およびその母岩から試料を採取し、地震時のすべり挙動を再現した摩擦実験を実施、摩擦実験前後の試料にて、X線回折分析を行った。さらにその回折パターンにおいて、鉱物組成定量解析(RockJock法)を実施した。併せて、X線回折パターンの10-40度(2θ)

付近に出現する非晶質起源のハローピークに対して、その積分強度に着目した非晶質定量法により、非晶質成分の定量分析を実施した。また、走査型電子顕微鏡による微小領域観察により、摩擦実験前後の試料における鉱物表面の形態変化を観察した。

結果とまとめ

以上の実験・分析の結果、房総沖プレート境界断層の試料において、中速度領域(1-10 cm/s)にて先行研究で報告されている摩擦係数より有意に低いことが明らかになった。また、RockJock法による鉱物組成定量解析の結果、摩擦実験後試料では、母岩と比較して石英やカリ長石が減少し、一方で緑泥石や白雲母が増加していることが明らかになった。

現在、非晶質定量分析と走査型電子顕微鏡観察を進行中であるが、本発表では、以上の速報をお伝えするとともに、房総沖プレート境界断層物質の鉱物組成がスロー地震の発生にどのような影響を与えているのかについて議論したい。

引用文献

- Sato T. et al. (2017), *Geophys. Res. Lett.*, 44, 2710-2715.
Hirono T. et al. (2008), *Tectonophysics*, 456, 163-170.
Aretusini A. (2017), *Earth and Planetary Science Letters*, 463, 221-231.

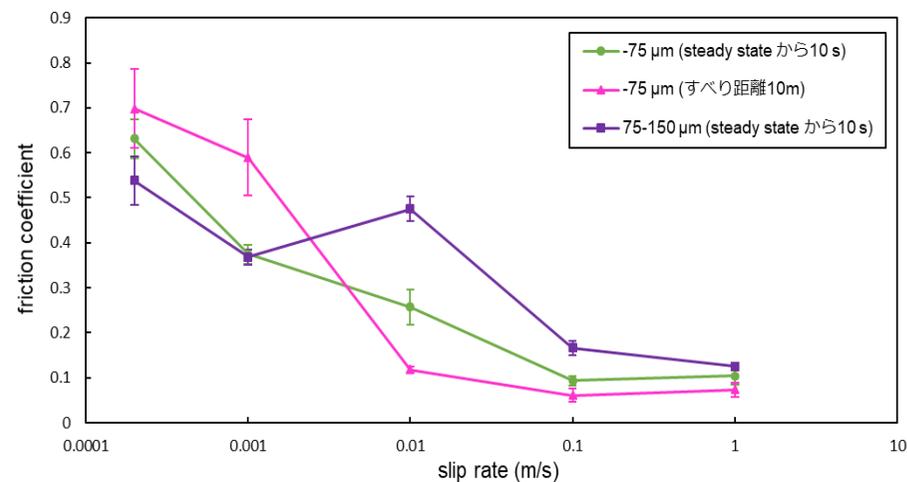


図1 すべり速度と摩擦係数の関係

S12-02

地殻構成鉱物の摩擦特性と地震発生領域の分布 範囲

#増田幸治（産総研）

Effect of frictional properties of minerals in the crust on the depth of seismic faulting

#Koji Masuda (GSJ, AIST)

We measured frictional properties of quartz and feldspar, major minerals of the crustal rocks, under high pressure and high temperature conditions, in order to understand the effects of frictional properties of minerals in the crust on the depth range of seismogenic region. We found that there are temperature ranges correspond to the unstable regions for both quartz and feldspar under the wet condition and that the unstable temperature region of quartz is narrower than that of feldspar.

地震発生領域の深度やその範囲は、地殻構成物質の摩擦特性で説明されている。地震の発生しない安定領域と地震が発生する不安定領域の境界深度は、温度や水の存在によって影響される物質の摩擦物性に支配されている。例えば、構成鉱物として石英が含まれると摩擦特性が安定化する効果が実験によって観測されている。そこで、それぞれの構成鉱物の摩擦特性の影響や地震発生に及ぼすメカニズムを考察するために、地殻主要構成鉱物である石英と長石の摩擦特性を高温高压下で測定した。

細粒の石英ガウジおよび長石ガウジ（Ab）を試料としてもちいた。セラミクス製のsaw-cutブロックに厚さ約1mmのガウジ層をはさみDry（封圧150MPa）およびWet（封圧200MPa, 間隙水圧50MPa）環境下で、Velocity Stepping testを行った。温度範囲は室温～600℃とした。

その結果、水が存在する環境下では、石英・長石ともに地震すべりが発生する不安定領域に相当する温度範囲が存在するが、石英の方がその温度領域が狭いことがわかった。

これらの結果は、個々の構成鉱物の摩擦特性および水の存在が、地震発生領域を決める重要な役割をはたしていることを示している。

S12-03

地震時の巨大滑りにおける断層中の弱い鉱物の役割

#金木俊也・廣野哲朗（大阪大）

Role of weak mineral on large slip during earthquake

#Shunya Kaneki, Tetsuro Hirono (Osaka Univ.)

はじめに

断層岩中に存在する弱い鉱物（粘土鉱物やグラファイト）は、低い初期・降伏・動摩擦係数を持つため、地震時の滑り挙動に大きな影響を与えると考えられてきた。例えばサンアンドレアス断層や日本海溝では、それぞれ滑石及びスメクタイトが地震時に重要な役割を担っていることが報告されている。特に2011年東北沖地震時に観測された大きな滑り量（海溝付近で75 m）は、断層中に豊富に存在するスメクタイトによって促進されたと考えられてきた。しかしこのような弱い鉱物は、高い応力比（S値、 $(\text{降伏応力}-\text{初期応力}) / (\text{初期応力}-\text{動摩擦力})$ ）を伴って断層滑りを安定化させるとも報告されているため、2011年東北沖地震時のように大きな破砕伝播を伴う巨大滑りがスメクタイトのような弱い鉱物によって促進されうるかについては議論の余地が残る。そこで本研究では、代表的な弱い物質として堆積岩中に普遍的に存在する炭質物に着目し、弱い鉱物を含む断層岩が地震時の滑りを促進し得るかについて調査するため、野外地質調査・室内実験・動的破壊シミュレーションを実施した。その結果、弱い鉱物を含む断層は地震時の滑り量を抑制することが明らかとなり、弱い鉱物が巨大滑りに寄与するという既存の仮説は棄却されることがわかった。

過去のプレート境界断層の地質調査

四国四万十帯に露出する過去のプレート境界断層での野外調査及び室内分析の結果、断層面での最高到達温度は900℃であり、地震性滑りに伴って炭質物が一部グラファイト化し、それらが断層面上に層状に分布していることがわかった。

摩擦実験

層状に配置されたグラファイトが断層岩の摩擦強度に与える影響を調査するため、回転型摩擦試験機を用いた摩擦実験を行った。その結果、1 wt.%の石炭を混合した試料では、石英単体と比較して摩擦強度にほとんど変化は見られなかった。一方で1 wt.%のグラファイトを石英層の表面に層状に分布させた場合、初期・降伏摩擦係数（それぞれ0.31と0.50）が石英単体（それぞれ0.72と0.79）と比較して劇的に減少し、それに伴ってS値が増加（0.14から1.97へ変化）することがわかった。このような傾向は、石英にスメクタイトを異なる割合で混合した試料の摩擦実験の報告値とも調和的であった（スメクタイトを多く含むほど断層岩のS値は増加）。

動的破壊シミュレーション

断層の地震時の滑り量を定量的に評価するため、先行研究では断層の動的弱体化過程を考慮した二次元動的破壊シミュレーションを行い、2011年東北沖地震時の滑り分布が再現されている。本研究でのグラファイトを層状に配置した試料にて得られた高いS値（2.0）は、先行研究と同じS値になるため、動的破壊シミュレーションを参照した結果、S値が低い断層（ $S = 1.4$ 、日本海溝に相当）と比べて地震時の滑り量がどの深度においても20%程度小さくなることが確認できた。

結論

以上の調査・実験・分析・解析から、スメクタイトやグラファイトといった弱い鉱物を含む断層は、低い初期・降伏摩擦係数と高いS値を持ち、その結果地震時の滑りを抑制することが明らかとなった。これらの結果は、「巨大地震の原因」＝「断層中の弱い鉱物」との仮説を報告している先行研究を否定するものであり、今後の断層研究においては、摩擦実験のみならず動的破壊シミュレーションを組み合わせた分野横断的な研究を行うことの重要性を示唆している。

地殻応力測定法としてのコア変形法(DCDA 法)の既存岩石コアへの適用

#小村健太郎(防災科研), 林為人(京都大学)

In-situ crustal stress measurement by DCDA method applied to recovered rock cores

Kentaro Omura(NIED), Weiren Lin(Kyoto Univ.)

1. はじめに

地殻内に歪が蓄積され、応力が高まり、それが強度を越えたとき地震が発生すると考えると、地殻の原位置の絶対応力を知ることは、地震発生の過程を理解する上で、重要な情報である。しかし、信頼性の高い地殻応力を求める事は難しい問題である。

本研究は、防災科研で採取された既存の岩石コアに対して、岩石コアの形状を計測して、原位置地殻応力値を推定する「コア変形法(DCDA, Diametrical Core Deformation Analysis 法)」を適用して、原位置地殻応力を推定することを試みた。原位置地殻応力測定では、応力解放法、水圧破砕法が知られているが、それらは、掘削孔内で特殊な計測をする必要があり、限られた地点でしか実績がなかった。それに比べて、岩石コアを利用する手法のひとつであるコア変形法は、岩石コアを採取するだけなので、過去に採取された岩石コアに適用することで、限られた地点ではなく、広域にわたり、地殻応力データが得られる見込みがある。

今回は、まず、時間が経過しても、岩石コア断面が扁平な楕円状になるかを確認することを目的とした。

2. コア変形法の原理(船戸・陳, 2005; 船戸・伊藤, 2013; 船戸ほか, 2014)

鉛直方向の掘削で岩盤から採取されるコアは、円柱状に切り出されるが、直後に、地殻応力から解放され、断面が扁平な楕円状に膨張する。この膨張を等方均質線型弾性体の弾性変形とみなすと(非弾性変形は無視できるほど小さい)、楕円断面の長軸および短軸の長さ d_{max} および d_{min} と、同断面に元々作用していた地殻応力の水平最大値および水平最小値 S_{max} および S_{min} の間に次の近似式が成立する(図 1)。ただし、応力の主軸の 1 つが孔井と同じ鉛直と仮定する。

$$S_{max} - S_{min} \approx \frac{E}{1 + \nu} \frac{d_{max} - d_{min}}{d_{min}}$$

ここで E および ν はそれぞれ岩石コアのヤング率とポアソン比である。採取されたコアの d_{max} および d_{min} を測定すれば、地殻応力の偏差 ($S_{max} - S_{min}$) が求まる。また、岩石コアが定方位ならば、 d_{max} の方位として S_{max} の方位が求められる。

コア断面の d_{max} および d_{min} の計測には、光学的な寸法測定器とコア回転台を組み合わせた、京都大学所有のコア直径測定装置を用いた。コア径の測定精度は $\pm 1 \mu m$ と見込まれ、地下数百 m から採取された岩石コアの弾性変形を計測可能である。

3. 既存岩石コアへの適用と結果

今回、適用した岩石コアは防災科研の断層掘削研究で採取した岩石コアで、採取後、10 年以上経過したものである。深度が 200m から 2000m におよんでいる。

図 2 に測定例を示す。深度 399m から採取された花崗岩コアで、横軸に断面の外周方向の方位、縦軸がコア径を示す。岩石コアをおよそ 3 回転計測しているが、明瞭なサインカーブを示しており、岩石コア断面が楕円状になっていることがわかる。他の深度の岩石コアでは、サインカーブが崩れている場合もあるが、少なくとも、10 年以上経過した古い岩石コアでも、応力開放にともなう弾性変形が保持されていることが示された

4. おわりに

既存の岩石コアで、時間が経過していても、断面が楕円状に変形している状態が保持されていることから、コア変形法により、これまでに岩石コアの採取された地点での地殻応力が推定できる可能性が示された。水圧破砕法などで地殻応力値の測定されている地点でコア変形法を適用して、定量的な整合性を確認することは今後の課題である。

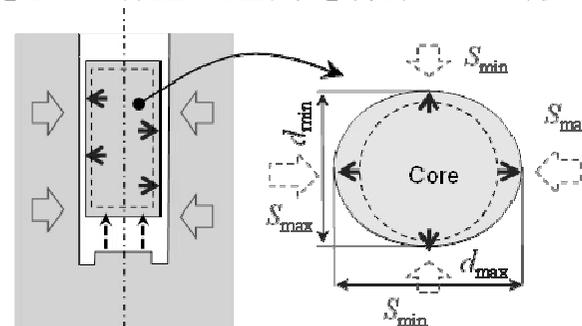


図 1. コア変形法に基づく地殻応力測定の原理(伊藤, 2016 私信).

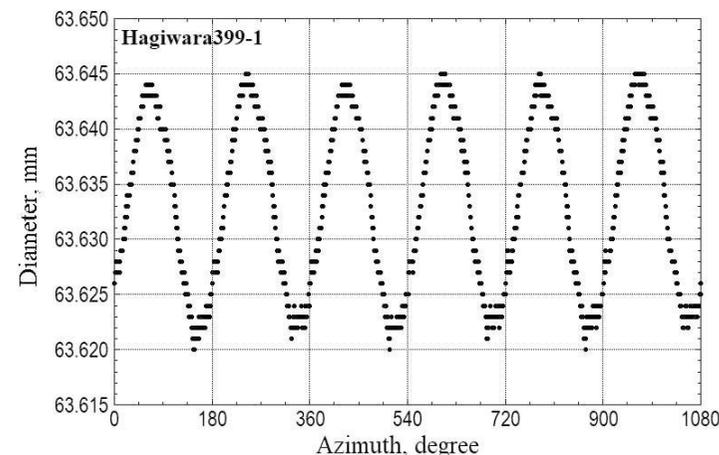


図 2. 岩石コア断面の DCDA 測定例。横軸が断面外周の方位、縦軸がコア径(mm)。

P波初動データに基づく応力場の空間パターン推定：応力比推定の試み

#岩田貴樹（常磐大学）

Spatial pattern of the stress field inferred from *P*-wave first motion data: estimation of the stress ratio

#Iwata, Takaki (Tokiwa Univ.)

*P*波初動データを用いた応力空間パターン推定の手法開発を行っている。Iwata [2017]では、計算の簡便化のため、応力比 $R = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ はそれぞれ最大、中間、最小主応力) を空間一定とした場合について示したが、ここでは、 R の空間変動を考慮した解析について示す。

位置 x における主応力軸の向きは、3つの角度の組（いわゆるオイラー角）で表し、これに R を合わせた計4パラメータ（以下、 $\theta(x)$ ）で応力場を表すこととする。また、*P*波初動の読み取りや、*P*波射出角を求める際の構造の誤りなどにより、*P*波初動の極性（押し／引き）が反転して記録される確率を q とする。さて、ある i 番目の地震の断層面の向きと、震央位置 x_i における応力場 $\theta(x_i)$ を適当に与える。滑りの向きは与えた断層面内で、剪断応力が最大となる方向に生じると仮定すると、与えた断層面の向きと応力場からメカニズム解が定まる。そして、このメカニズム解と実際に観測された*P*波初動極性とを比較する。この地震に対して得られた*P*波初動のデータ数を N 、うちメカニズム解から期待される極性と合致しているものの個数を n とすると、二項分布を基にして[例えば、Brillinger et al., 1980]、尤度（データとモデルの合い具合に関する統計的な評価関数）は、 $(1-q)^n q^{N-n}$ となる。さらに、断層面の向きは一様ランダムであるとする仮定を加える。具体的には、strikeは 0° から 358° 、dipは 0° から 90° の範囲で 2° 刻みで順次与え、それぞれの場合に対して上記の尤度を計算し、その平均を求め、これをこの地震に関する尤度 $L_i(\theta(x_i), q)$ とする。この計算を全ての地震に対して行うことで、全データに対する最終的な尤度 $\prod L_i(\theta(x_i), q)$ を得る。

この尤度を最大化する $\theta(x)$ および q を求めればよい。但し、推定の安定化のため、 $\theta(x)$ の空間変動が滑らかになるような拘束を課した上で推定を行う。この拘束はベイズ推定の枠組みで取り入れることとし、拘束の重みも $\theta(x)$ や q と共に、合わせて客観的に推定することとする。

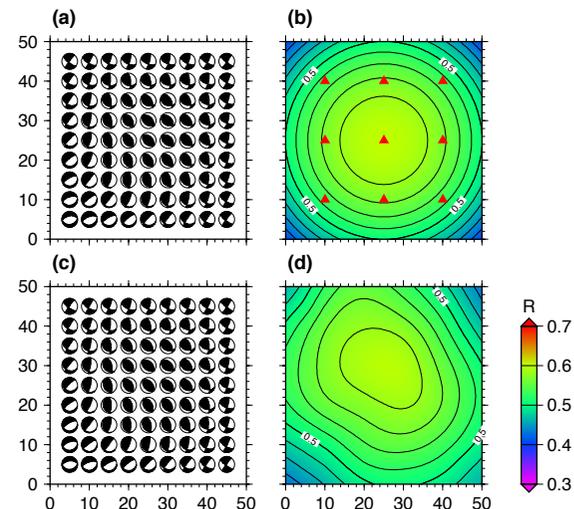
数値実験として行った解析例を以下に示す。データは10,000個の地震を水平方向に0から50、深さ（ z ）方向に10から20の範囲で一様ランダムに置く。また、観測点は地表（ $z = 0$ ）に9点を配置する（図b参照）。応力場については、計算の簡便化のため深さ方向には変化がないとし、水平方向の変化のみを持つ

主応力軸と応力比の空間分布を与えた（図a, b）。各地震の断層面の向きは一様分布からランダムに与える。これと仮定した応力場からメカニズム解を決め、各観測点における*P*波初動データ90,000（= 10,000 × 9）個を生成した。なお、メカニズム解から期待される*P*波初動の極性は確率 $q = 0.05$ でランダムに反転させる。

そして、このデータから上述の手法に基づいて、応力場の空間変動 $\theta(x)$ を推定する。 $\theta(x)$ は3つのオイラー角および応力比それぞれをcubic-Bスプラインで表す。スプラインの節点間隔は10とし、 $(5 + 3) \times (5 + 3) \times 4 = 256$ 個のスプライン係数の値を求める。合わせて、*P*波初動極性が反転する確率 q と、オイラー角および応力比それぞれの空間変動の滑らかさ（拘束）の重みも同時に推定した。実際の推定においては、階層ベイズモデルを構成し、アルゴリズムにはマルコフ連鎖モンテカルロ法（MCMC）を用いて各パラメータの事後分布（確率分布）を求めた。

推定された主応力軸の向きおよび応力比の事後分布平均を、それぞれ図cとdに示す。図aと比較すると分かるように、主応力軸の向きについては大きな違いがない。実際、Kagan角 [Kagan, 1991]を用いて、仮定した主応力軸の向きと推定されたそれとの差異を測ると、解析領域全体で 5° 未満となっている。 R に関して、仮定した空間パターンと、概ね合致するような推定結果が得られた。但し、細部に関しては違いも見られる。これは、主応力軸の向きに比べて、 R の値の変化に対する尤度の変化が敏感でないことに起因すると考えられる。また、 q の事後分布平均は0.051であり、データ生成時に仮定した値と大きく変わらないものであった。

参考文献 Brillinger et al., BSSA, **70**, 149-170, 1980.
Iwata, JpGU-AGU Joint Meeting, SCG62-25, 2017.
Kagan, GJI, **106**, 709-716, 1991.



図：数値実験において、データを生成するさいに仮定した(a)主応力軸の向き（震源球を用いて表してある）、および(b)応力比の空間分布。また、推定された(c)主応力軸の向き、および(d)応力比の空間分布。なお、推定結果は、ベイズ推定による事後分布の平均に基づくものである。(b)にある赤三角は観測点の位置を示す。

共通のヌルクラインを持つ系に現れる

普遍性とその地震学的意義

#鈴木岳人 (青学大理工)

Universality Emerging in the System with Common Nulllines
and Its Seismological Implications

#Takehito SUZUKI (Dept. Phys. & Math., AGU)

1. はじめに

動的地震滑り過程においては、摩擦発熱による流体の高压化及び空隙生成による流体の減圧化が重要な役割を果たしていると考えられる。しかしその系の数理的な取り扱いが完成しているとは言えない。特に相空間上でのアトラクタが線状に連続しているということはこの系の特徴であり、それは数理解物理的にも興味のある点である。本発表では線状アトラクタが作り出す普遍性を解析的に示し、その地震学的意義についても考察する。

2. 臨界指数の導出

支配方程式系は正規化された滑り速度 v と空隙率 ϕ によって以下のようになる：

$$\begin{aligned}\dot{v} &= v(1-v) - \beta h(\phi)v, \\ \dot{\phi} &= h(\phi)v.\end{aligned}\quad (1)$$

ここでは $v=0$ が共通のヌルクラインになっており、 ϕ 軸上に線状のアトラクタが現れることに注意する。相空間上での解軌道は (Suzuki, 2017, submitted to PRE)

$$v = -\beta e^{-A(\phi)}(B(\phi) - B(0)) + e^{-A(\phi)+A(0)}(v_0 - 1) + 1. \quad (2)$$

ここで $g(\phi) = 1 - \beta h(\phi)$, $A(\phi) = \int^{\phi} d\phi^* / (1 - g(\phi^*))$, $B(\phi) = \int^{\phi} e^{\beta A(\phi^*)} d\phi^*$ である。

線状アトラクタは g の形状によって複数存在し得るが、ここでは単一の線状アトラクタを考える (図1 緑線)。その右端の点に至る多様体 (臨界多様体) が v 軸と交わる点を $(0, v_{\text{right}}^1)$ とすれば、式(2)を用いて

$$v_{\text{right}}^1 = \beta e^{-\beta A(\phi_{\text{right}}^1)}(B(\phi_{\text{right}}^1) - B(0)) - e^{-\beta(A(\phi_{\text{right}}^1) - A(0))} + 1 \quad (3)$$

を得る。臨界多様体近傍の解軌道が $(0, v_0)$ で始まり $(\phi_{\infty}, 0)$ で終わるとすれば、

$v_0 = v_{\text{right}}^1 - \delta v_+^1$, $\phi_{\infty} = \phi_{\text{right}}^1 - \delta \phi_+^1$ と書いて (δv_+^1 と $\delta \phi_+^1$ は正の微小量)、式(2)より

$$\begin{aligned}-\beta e^{-\beta A(\phi_{\text{right}}^1 - \delta \phi_+^1)}(B(\phi_{\text{right}}^1 - \delta \phi_+^1) - B(0)) \\ + e^{-\beta(A(\phi_{\text{right}}^1 - \delta \phi_+^1) - A(0))}(\beta e^{-\beta A(0)}(B(\phi_{\text{right}}^1) - B(0)) - e^{\beta(A(\phi_{\text{right}}^1) - A(0))} - \delta v_+^1) + 1 = 0\end{aligned}\quad (4)$$

が成り立つ。ここで A と B の展開が

$$A(\phi_{\text{right}}^1 - \delta \phi_+^1) = A(\phi_{\text{right}}^1) - \delta \phi_+^1 + \frac{g'(\phi_{\text{right}}^1)}{2}(\delta \phi_+^1)^2 + O((\delta \phi_+^1)^3) \quad (5)$$

$$B(\phi_{\text{right}}^1 - \delta \phi_+^1) = B(\phi_{\text{right}}^1) - e^{\beta A(\phi_{\text{right}}^1)}\delta \phi_+^1 + \frac{\beta}{2}e^{\beta A(\phi_{\text{right}}^1)}(\delta \phi_+^1)^2 + O((\delta \phi_+^1)^3) \quad (6)$$

で与えられることから

$$\frac{\beta g'(\phi_{\text{right}}^1)}{2}(\delta \phi_+^1)^2 - e^{-\beta(A(\phi_{\text{right}}^1) - A(0))}\delta v_+^1 + O((\delta \phi_+^1)^3) = 0 \quad (7)$$

となり、 $O((\delta \phi_+^1)^3)$ を無視して

$$\delta \phi_+^1 = (\delta v_+^1)^{1/2} \sqrt{\frac{2e^{\beta(A(0) - A(\phi_{\text{right}}^1))}}{\beta g'(\phi_{\text{right}}^1)}} \quad (8)$$

を得る。 β にも g にも依存しない普遍的な臨界指数 1/2 が得られた。

3. 地震学的意義

最終空隙率と最終滑り量が結び付けられれば、冪則(8)は、初期状態と最終滑り量が簡単な関係式で結びついていることを示す。例えば GR 則における b 値と関係していることが示唆される。

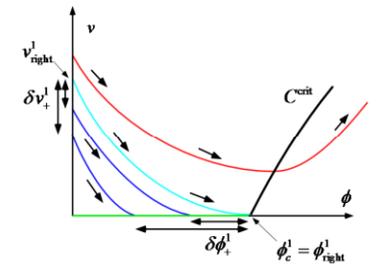


図1 相空間。 C^{crit} は曲線 $v = g(\phi)$ を表す。

地震の核形成過程に対する周期的応力摂動の効果

#齋藤拓也・波多野恭弘(東大地震研)

Earthquake nucleation process under periodic stress perturbations

#Takuya Saito, Takahiro Hatano (ERI)

地震は、地下の岩盤に集中した応力により断層面のすべりが誘起され、それに伴う破壊が関与する現象である。このとき、すべり破壊とともに応力が降下する。潮汐や積雪の融解などの季節変動も周期的に地殻へ応力変化を与える。この周期的な応力の変化量は、地震のそれに比べ十分に小さいことから、周期的応力摂動の地震に対する一般的な関与は小さいと考えられている。しかしながら、その一方で、特定の地域・事象において、周期的応力摂動に対し高い応答が報告されている。

このように実際の現象において、多様な結果が報告されているわけであるが、議論を整理・展開していくためには、微小応力摂動が滑り破壊に及ぼす物理的な基礎理論を見出すことが重要となつてこよう。そこで、今回、地震の核形成過程に対する周期的応答摂動の効果について、数値的・理論的研究を行ったので、その結果について報告する。

速度・状態依存摩擦則を適用した無摂動の場合の理論的な計算によると、まず、ある点で微小な核が形成され、この核は極めてゆっくりと時間をかけて成長していく。そして、長い時間を経て、ある(1つ目の)臨界サイズを超えると、指数関数的(不安定)な核の急激な成長をし、最終的に、次の(2つ目の)臨界サイズを超えると高速破壊に至る[1,2]。この核形成過程に周期的摂動を加える。

最初に周期的摂動を法線応力部分に導入し核形成過程を数値的に調べた。摂動が十分弱ければ、摂動・無摂動にかかわらず、非常にゆっくりとした核形成過程を経て最終的な高速破壊に至る。また、この場合、核形成から最終的な破壊が起こるまでに要する時間も、摂動・無摂動の差異は非常に僅かなものとなった。他方、核が成長する瞬間の、もしくは最終的な高速破壊に入る時の周期的摂動の位相を調べると注目すべき結果となった。それは、最も法線応力が小さくなる位相周辺に局在することである。本発表では、数値シミュレーション結果とともに理論の観点から議論を行う。

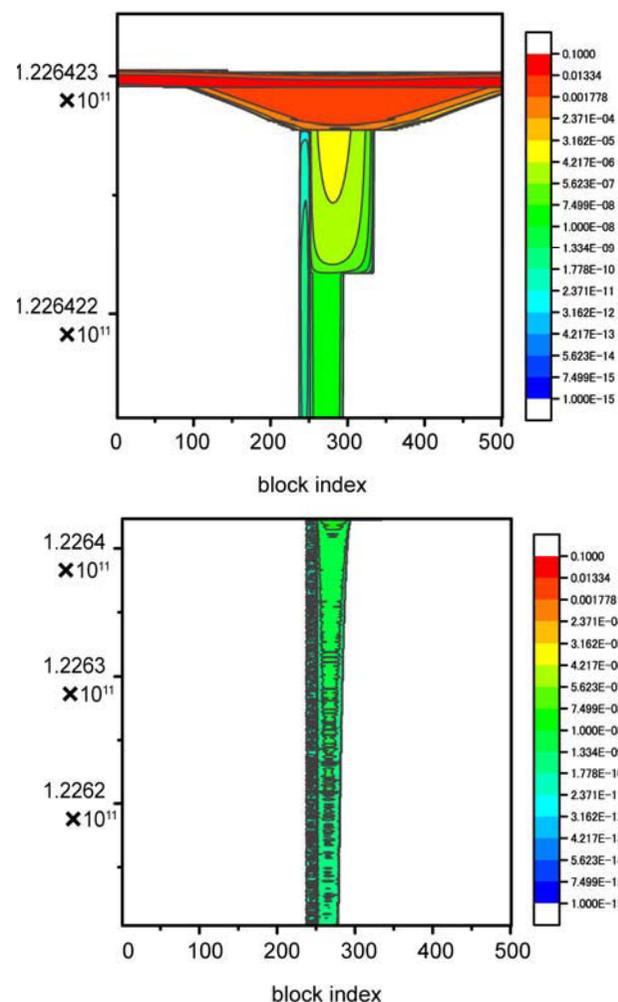


図1 数値計算により得られた核形成過程(無摂動)における有効速度のヒートマップ。縦軸・横軸は、それぞれ、時間・ブロックの標識番号を表す。ここで、有効速度とは、時間間隔をある程度長くとり、その間隔で変位した量を時間平均したものを指す。下図:高速破壊の起こる前の核成長、上図:高速破壊過程。

Ref. [1] 大中康誉、松浦充宏、地震発生の物理学、東大出版

Ref. [2] Y. Ueda et al., Eur. Phys. J. B **88**, 235 (2015)

震源核形成における発展則と不均質性の影響

#小澤創・波多野恭弘(東大地震研)

Effects of evolution laws and inhomogeneity on earthquake nucleation

#So Ozawa, Takahiro Hatano (ERI)

動的破壊に先行する震源核形成は地震発生の物理学の中心的なテーマの一つであり、低速すべりを記述する速度状態依存摩擦則 (RSF) を用いた解析的・数値的研究が行われてきた。(e.g. Dieterich, 1992; Ampuero and Rubin, 2008) 特にプレスリップの検出可能性に関わる「臨界核サイズ」と、地震活動に関わる「核形成時間」(time of instability) は重要な量である。

先行研究では、核形成の形式は発展則、初期条件、摩擦パラメータに大きく依存することが示されている。aging law を用いた場合はクラック的に成長するのに対して、slip law ではパルス的に成長する。また、いずれの場合でも初期応力を高くして強度回復が効かないように短時間で核形成を起こした場合はパッチ的な核形成が見られる。slip law の方がすべり弱化を正確に記述できるため、臨界核サイズの議論では slip law が正しいとされるが、一方で slip law は強度回復を正しく記述できないため、十分に強度回復が起こらず time of instability が短くなってしまう。

本研究では、aging law, slip law, composite law の3種類の発展則について初期条件を変えて核形成の数値シミュレーションを行った。特に Dieterich(1994)による time of instability を基にした地震活動モデルに使われている強度回復無視の1自由度系近似の妥当性を検証した。そして初期状態変数が小さい場合は臨界応力が初期応力に依存するようになり、近似が破綻する結果を得た。

一方で、実際の断層は幾何学的、摩擦的など様々な不均質性を持っており、核形成にも影響していると考えられる。そこで、現実的なフラクタル性を持った不均質構造を考慮したシミュレーションの結果を報告し、岩石実験で観察されている破壊核形成と比較・議論する。

摩擦不均質モデルによる前震・余震発生

#矢部優 (JAMSTEC)・井出哲 (東大理)

The genesis of foreshocks and aftershocks in the frictionally heterogeneous fault model

#Suguru Yabe (JAMSTEC), Satoshi Ide (UTokyo)

断層の滑り挙動は、速い(普通の)地震や余効変動、ゆっくり地震など様々な形態で生じることが知られている。西南日本ではゆっくり地震と速い地震の固着域は棲み分けているように見える(e.g., Liu et al., 2010)のに対し、東北地方ではM9巨大地震の滑り域内部でゆっくり地震(Ito et al., 2013)やより小規模の速い地震とそれに伴う余効変動の発生(Ohta et al., 2012)が報告されている。沈み込み帯全体の歪蓄積・解放プロセスを理解するためには、これら多様で階層的な滑り挙動が発生する物理メカニズムを理解する必要がある。

この問題には、これまで多くの研究が取り組んできており、深さ依存の摩擦パラメータ分布(e.g., Tse and Rice, 1986)や流体と断層滑りの相互作用(e.g., Suzuki and Yamashita, 2009; Segall et al., 2010), 断層面の動的弱化プロセス(Noda and Lapusta, 2013)など様々なアイデアで説明が試みられている。本研究では、断層面上の不均質を用いて説明することを試みる。断層面上には、様々なスケールで不均質が存在すると考えられている。例えば、断層の形状や断層面の凹凸分布にはフラクタル性が存在することが知られている(Okubo and Aki, 1987; Candela et al., 2012)。このような不均質は実際の地震の滑り分布にも反映されていると考えられ、地震の滑り分布にも空間不均質が様々なスケールで存在することが指摘されている(Mai and Beroza, 2002)。本研究では、平面断層上に摩擦パラメータの分布に不均質がある場合について考える(e.g., Ando et al., 2010, 2012; Nakata et al., 2011; Skarbak et al., 2012; Dublanche et al., 2013; Yabe and Ide, 2017)。

Yabe and Ide (2017)では、速度状態依存摩擦則に従う無限長の線断層上に速度弱化領域と速度強化領域が交互に周期的に分布する状況において、断層の滑り挙動を調べた。その結果、速度弱化領域の割合によって、地震性の滑りが速度強化領域内部に限定される挙動から、速度強化領域も含めた断層全体で地震性滑りが生じる挙動への遷移が確認された。2つの挙動の遷移域では、速度弱化領

域と速度強化領域が交互に何度も加速する複雑な挙動が確認された。本研究では、モデルをより現実的な状況に近づけ、有限の長さの線断層上に速度弱化領域と速度強化領域が交互に分布する摩擦不均質を考える(図1)。モデル領域の外部は安定滑りにより応力を載荷する沈み込み帯深部に対応し、モデル領域の端部と中央部はそれぞれ、地震発生層深部と浅部に対応すると考えることができる。

いくつかのパラメータセットで数値計算を行なった結果、一様な摩擦分布の場合には見られない複雑な挙動が観察された。例えば、モデル領域全体で地震性滑りが生じる本震の前後に小規模の前震・余震が大量に発生する挙動が存在した(図2)。余震の発生はこれまで、本震に対応する速度弱化領域の周囲に配置された孤立的な速度強化領域として表現されることがあった(Kato, 2007)。しかし実際の地震では、本震の滑り域内部でも本震の滑り量が大きくない場所では余震が発生している(山田, 他, 2005)。一様な摩擦分布を用いた数値計算ではこのような状況を説明することは難しかった。前震や余震の有無・活発度は設定する摩擦不均質により変化するため、パラメータスタディーによりその存在範囲について検討を行った。一方で、本震の地震間に本震の破壊開始点周辺で繰り返しゆっくりとした加速が発生する挙動も確認された。同じ場所でゆっくり地震と速い地震がともに生じることも摩擦不均質モデルで説明できると考えられる。

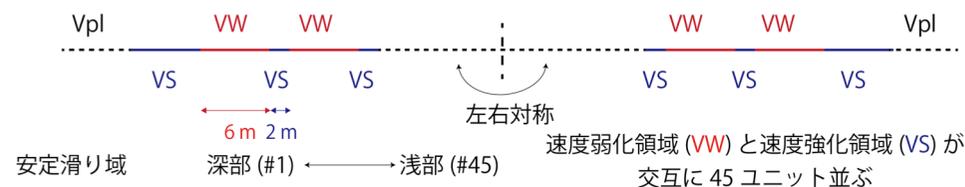


図1：モデル設定の概念図。

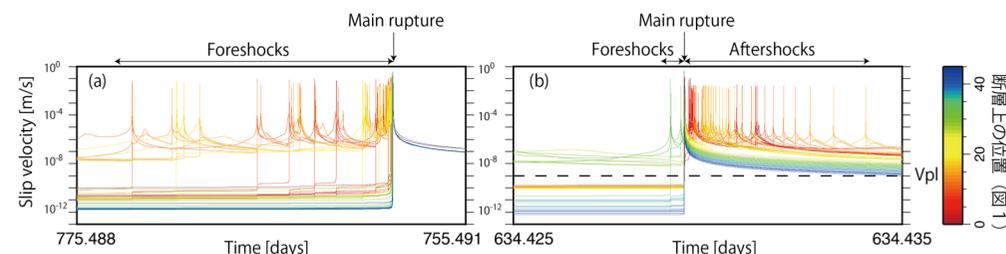


図2：不均質断層の滑り挙動の例。各 VW/VS ユニットの平均滑り速度を示す。(a) 前震が卓越する例。(b) 余震が卓越する例。

動的な臨界クラックサイズと階層円形パッチモデル の破壊連鎖

#植村堪介・井出哲(東大理)・青地秀雄(BRGM)

Dynamic nucleation zone size and the probability of
cascade-up in multiscale circular patch model
#Kansuke Uemura, Satoshi Ide (EPS, Univ. Tokyo), Hideo
Aochi(BRGM)

一定の摩擦法則、破壊エネルギーを持つ面では、動的な破壊を起こすために必要な準静的臨界クラックサイズが決まっている(e.g., Andrews, 1976; Day, 1982; Rubin and Ampuero; 2005)。しかし、地震波形の解析からは、準静的に発達した巨大なクラック成長の存在が示唆された例は少なく、むしろ、小さな地震から破壊が連鎖した最終結果として、巨大な地震が発生していると解釈される例が多い(Ellesworth and Beroza, 1995)。

Ide and Aochi(2005)およびAochi and Ide(2009)では、小さなパッチの破壊がより大きなパッチの破壊核となることで、連鎖的に拡大していく過程(cascade-up)を、フラクタル状に分布した多階層のアスペリティによってモデル化した(階層円形パッチモデル:末註)。両研究では、各階層のパッチサイズが上位階層の臨界クラックサイズ以上になるように、パッチサイズを離散的に設定していた。しかし破壊伝播速度によって動的に変化するはずの動的臨界クラックサイズについては十分な議論がなされていなかった。

本研究ではまず動的臨界クラックサイズを定量化するためにIde and Aochi(2005)のパッチモデルと同様のクラック伝播シミュレーションを行う。摩擦則に滑り弱体化則を用い、滑り弱体化距離 D_c 以外のパラメータは断層上の全点で一様とした。円形の小領域にのみ中心からの距離 r に比例した D_c を課し、それ以外の点では一様な高い D_c を設定することで、小領域では一定速度で伝播する破壊がそれ以外の領域に連鎖するかどうか調べることができる。この小領域の半径を「動的クラックサイズ」と定義する。

準静的な臨界クラックサイズについては、例えばMadariaga(2000)が提案した無次元数によって調べることが出来るため、本研究もこれを応用する。

$$\kappa = \frac{T_e^2 R(\text{static})}{\mu T_u D_c}$$

(T_u :降伏応力、 T_e :背景応力)

小領域の半径 $R(\text{dynamic})$ が大きいと、そのサイズに動的に発達したクラックは、その後外部の高い D_c の下で減速しながらも拡大する。破壊速度が0となる前に準静的な臨界クラックサイズまで拡大することができれば破壊は連鎖する。準静的なクラックサイズは上の式で与えられるため、動的/準静的な臨界クラックサイズの比 $R_c(\text{dynamic})/R_c(\text{static})$ を系のパラメーターで表現出来ればよい。

ある初期パラメーターからパラメーターを独立に変化させると、 $R_c(\text{dynamic}) \propto T_e^{-2.70}$ 、 $T_u^{1.67}$ 、 $D_c^{1.00}$ 、 $\mu^{-1.032}$ という結果が得られた。小領域内部での破壊伝播速度 V_r は $0.4V_s \sim 0.8V_s$ まで変化させた場合の $R_c(\text{dynamic})$ の変化は8%以下となったこの結果は円形クラックについての破壊エネルギーの解析的な議論(Madariaga, 1976)と矛盾しない。

$T_e=3.0[\text{MPa}]$ 、 $T_u=5.0[\text{MPa}]$ 、 $\mu=32.4[\text{GPa}]$ 、 $V_p=6.00[\text{km/s}]$ 、 $V_s=3.46[\text{km/s}]$ 、 $V_r/V_s=0.863$ とした時、 $R_c(\text{dynamic})/R_c(\text{static})=0.517$ となる。上の設定で背景場の滑り弱体化距離を1mと設定すると、動的な臨界クラックサイズはおよそ M_w5 に相当する。

さらに階層円形パッチモデルを用いて破壊連鎖の可能性を議論するためには、上記の動的な臨界クラックサイズに加え、連鎖する二つのパッチ間の相対位置、破壊の拡大過程の情報、2つのパッチの周辺の破壊エネルギーの分布といった情報が必要となる。これらのパラメーターの変化による破壊連鎖確率の変化について予備的解析も報告する。

[註] 階層円形パッチモデル(Ide and Aochi, 2005): 平面的な断層上に滑り弱体化距離 $D_{c_n} \propto r_n = 2^n r_0$ となるような N 階層の円形のパッチ(アスペリティ)をそれぞれ 2^{N-n} 個ランダムに断層上に分布させ、最小のパッチから破壊を開始させる。摩擦則は滑り弱体化則を用い、 D_c 以外に不均質性は導入されていない。

平行する複数のすべり面の 弾性相互作用に関する数値実験

#三井雄太(静大理)

Numerical experiment for elastic interaction between parallel slip interfaces

#Yuta Mitsui (Sci., Shizuoka Univ.)

1. はじめに

地震波や地殻変動のデータを最も良く説明する力源モデルは、弾性体中でのdislocationである。そのため、観測と対応する地震発生モデルとして、まず1枚のすべり面上での力学的プロセスを考えるのは自然なことだろう。一方で、地表で観察可能な断層が必ずしも1枚のすべり面で構成されないことも、広く認識されている(例えばUjii and Kimura, 2014)。

Fagereng et al. (2011)は、付加体メランジュの断層露頭中に平行して走る複数のすべり面について、既存の震源スケーリング則との比較から、低応力降下量のスロー地震の震源断層であることを示唆した。断層の長さはm程度であり、モーメントマグニチュードは-2程度となる。これ自体は、通常地震波や地殻変動観測で捉えられる大きさではない。しかし、特に静弾性効果は長さスケールを無次元化して一般化した議論が可能のため、観察されたような平行する複数のすべり面が力学的にどう相互作用するかを調べることは、スロー地震や地震の発生メカニズムを考える上で有益な情報になり得ると考えられる。

平行する複数の面上での固着-すべりの振る舞いを、制御された実験で調べることは、容易ではない。そこで本研究では、数値実験により調べる。

2. 手法

Kato and Hirasawa (1997)の手法を拡張し、2次元の均質弾性体中に平

行する複数のすべり面を設定する。すべり面では速度・状態依存摩擦則(aging law)が働くとし、一定の載荷速度がかかっているとする。すべり面の長さを2mとし、すべり面間同士の距離を変数 x とした。速度・状態依存摩擦のパラメータは、それぞれのすべり面でスローなすべりイベントが自発的に繰り返して起こるような値とした($A = 0.75\text{MPa}$, $B = 1\text{MPa}$, $L = 5\mu\text{m}$)。

3. 結果・議論

まず2枚のすべり面を設定し、1枚の場合との比較を行った。すべり面間同士の距離 x が、すべり面の長さ程度より短くなると、両者の弾性相互作用が明確に現れる。この場合、双方のすべり面で同時にすべりイベントを生じるのではなく、バラバラに発生するようになることがわかった。これは、片方ですべりイベントが生じた場合、もう片方のすべり面上のせん断応力は低下してすべりが抑制される、stress shadowの効果が働くためと考えられる。

さらに興味深い結果として、すべり面間同士の距離 x が短いとき、数回から十数回のスローなすべりイベントが双方のすべり面で生じた後、突発的に高速の(すべり速度が3~4ケタ速い)すべりイベントが生じることがわかった。この高速すべりイベントは、一度生じると数回連続して発生する傾向がある。これは、固着-すべりのリミットサイクルに大きな応力擾乱がかかった際、以後長期間にわたって影響が残る効果(Mitsui, 2015など)の一例と考えられる。普段のスローなすべりイベントと高速すべりイベントとを比較すると、後者のほうがイベントサイズは大きいものの、違いは倍半分程度であった。この現象を遠方から観測した場合には、1つの同じ断層でスローなすべりイベントが繰り返し、ときおり高速のすべりイベントが群発的に発生する、という形になるだろう。

3枚のすべり面を仮定した場合は、すべり面間同士の距離 x が短いとき、すべりイベントの発生パターン自体はより複雑になるものの、上記の2枚のすべり面の場合での特徴的な結果は再現された。これの統計的な性質についても報告する。

長大逆断層の一方方向破壊をもたらす媒質境界と応力場

#平野史朗(立命館大理工)

Material interface and stress field to generate unilateral dynamic rupture along very-long thrust faults

#Shiro Hirano(Ritsumeikan Univ.)

海溝付近や地殻内の長大な逆断層における地震においては、断層幅が地震発生層を貫いてなお規模を拡大し続けるため、水平方向に伝播する動的破壊が破壊継続時間の大部分を占める。そのような地震については、2004年スマトラ地震(M_w 9.1; Ishii et al., 2005 *Nature*)や2008年四川地震(M_w 8.0; Yagi et al., 2012 *EPS*), および2010年マウレ地震(M_w 8.8; Okuwaki et al., 2014 *Sci. Rep.*)など、主に一方方向にしか破壊が伝播しなかった事例も少なくない。このような一方方向破壊が何故起こったのかを理解することは、断層近傍の応力や物性など、地震時の動的破壊の行く末を決定する断層面の状態について理解を推し進めることに等しい。たとえばもう一方方向について破壊が拡大できなかった理由として直ちに挙げられる可能性は、破壊開始点から見てその方向に $M8$ - $M9$ 相当の亀裂を持ってしても破壊不可能な強力なバリアが存在したか、もしくは定常滑り領域が存在しエネルギーが溜まっていなかったという2点であろう。しかし、例えばスマトラ島沖の場合、2004年12月に本震が発生し北方向へ伝播したが、本震時に破壊しなかった南側の隣接領域において、わずか3ヶ月後に M_w 8.6の地震が発生しており(e.g., Bürgman, 2009 *Nat. Geos.*), いずれの可能性も薄いと考えられる。

ところで、一方方向破壊については、横ずれ断層を念頭に置いた mode-II 破壊の理論および数値実験によって研究がなされている。媒質境界面上の mode-II 破壊が生み出す変位および応力場は破壊伝播方向に応じて非対称であり、そのため法線応力変化の理論的差異(Weertman, 1980 *JGR*; Hirano & Yamashita, 2016 *BSSA*)や、動的破壊と塑性変形との相互作用についての数値実験(DeDontney et al., 2011 *JGR*)によって、一方方向破壊のメカニズムが解釈可能である。しかし長大

逆断層の場合、断層面および水平方向(つまり破壊伝播方向)に直交する断面について考えると、主には mode-III の破壊伝播が卓越することがわかる(図1)。そして mode-III 破壊の場合、媒質境界を伝播する破壊による応力擾乱は破壊伝播方向に応じて対称であるため、mode-II の場合と同様に一方方向破壊が再現できるわけではない。すなわち、プレート境界などの異種媒質境界であるというだけでは、長大逆断層の一方方向破壊のメカニズムは解釈できない。

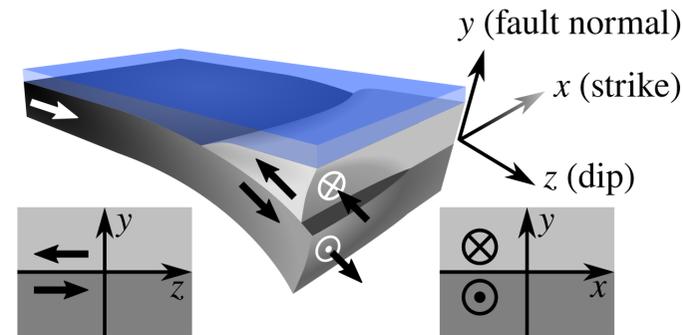


図1: 海溝型逆断層地震に伴う変位方向の概念図. y - z 断面上を等速度で伝播する定常パルス型破壊を考慮し、Rice et al. (2005 *BSSA*) 同様に滑り弱型摩擦則による応力正則化の下で断層面外の応力分布の解析解を求めたところ、背景応力の最大せん断方向が断層面と平行でない場合には、破壊による応力擾乱と背景応力との和である絶対応力が、破壊伝播方向に応じて非対称となることがわかった。ここから、一方の破壊についてのみ強力な応力集中が生じ、それによって断層面外物質の塑性変形が大幅なエネルギーロスを起こして動的破壊伝播を妨げることが予想される。これを確かめるために Andrews(1976 *JGR*; 2005 *JGR*)の塑性変形モデルを導入し有限差分法による mode-III 自発的破壊の数値実験を行なったところ、実際に一方方向に限った破壊の加速が再現された。このことは、破壊伝播方向には何ら不均質が無くとも一方方向破壊が実現する可能性や、破壊伝播の方向について調べることで、断層近傍の応力や物性について知見が得られる可能性を示唆するものである。

そこで本研究では2次元2層媒質の境界に mode-III の破壊を仮定し、更に断層面にかかる背景応力の最大せん断方向が断層面と平行でない場合を考える。まずは理論的考察のために境界

そこを考慮し、Rice et al. (2005 *BSSA*) 同様に滑り弱型摩擦則による応力正則化の下で断層面外の応力分布の解析解を求めたところ、背景応力の最大せん断方向が断層面と平行でない場合には、破壊による応力擾乱と背景応力との和である絶対応力が、破壊伝播方向に応じて非対称となることがわかった。ここから、一方の破壊についてのみ強力な応力集中が生じ、それによって断層面外物質の塑性変形が大幅なエネルギーロスを起こして動的破壊伝播を妨げることが予想される。これを確かめるために Andrews(1976 *JGR*; 2005 *JGR*)の塑性変形モデルを導入し有限差分法による mode-III 自発的破壊の数値実験を行なったところ、実際に一方方向に限った破壊の加速が再現された。このことは、破壊伝播方向には何ら不均質が無くとも一方方向破壊が実現する可能性や、破壊伝播の方向について調べることで、断層近傍の応力や物性について知見が得られる可能性を示唆するものである。

地震ハザード評価のための動力的震源モデル：

布田川断層帯・日奈久断層帯への応用

#加瀬祐子 (産総研)・阿部恒平・三輪 敦志 (応用地質 (株))

Dynamic rupture simulation for seismic hazard assessment:

Application to the Futagawa and Hinagu fault zones

#Yuko Kase (GSJ, AIST), Kohei Abe, Atsushi Miwa (Oyo Co.)

震源断層モデルを用いた地震ハザード評価をおこなう上では、破壊領域およびその発生頻度を評価する必要がある。その基礎情報を提供するために、動力的破壊シミュレーションを利用することを提案する。本研究では、布田川断層帯と日奈久断層帯に手法を適用し、2016年熊本地震以前の情報を用いて作成した動力的震源モデルによるシミュレーション結果を2016年熊本地震の破壊過程と比較した。更に、震源モデルのパラメータのばらつきが、シミュレーション結果に与える影響を調べた。

断層形状は、地震調査研究推進本部 (2013) の活断層位置を基に、布田川断層帯の布田川区間と、日奈久断層帯高野-白旗区間および日奈久区間が連続しているとし、長さ 74.6 km、幅 15 km の鉛直なモデルを設定した。(Fig. 1)

広域応力場は、Matsumoto *et al.* (2015) の応力インバージョン結果を基に、最小水平圧縮応力の向きと応力比を区間ごとに設定したモデルと、3区間共通に設定したモデルを考え、それぞれに応力場推定の誤差も考慮して、36通りを設定した。また、主応力は深さに比例、中間主応力の向きは鉛直方向で、大きさはかぶり圧に等しいとした。

上記のモデルに対し、布田川区間北東端と高野-白旗区間北東端の2通りの破壊開始点を設定し、すべりに依存する摩擦構成則を仮定して、差分法 (Kase and Day, 2006) により動的破壊過程を計算した。最小水平圧縮応力、および、破壊の始まる区間の応力降下量の深さに対する比例係数を変

えてシミュレーションをおこない、1回の活動による各区間のすべり量を概ね再現できる比例係数を、試行錯誤的に求めた。

最小水平圧縮応力の向きと応力比を区間ごとに設定した場合、高野-白旗区間北東端から始まる破壊は、高野-白旗区間と布田川区間に広がり、2016年熊本地震と同様の破壊過程を示した (Fig. 2)。一方、布田川区間北東端から始まる破壊は、布田川区間のみにとどまった。また、最小水平圧縮応力の向きと応力比が3区間共通の場合、布田川区間北東端から始まる破壊は、区間ごとに設定した場合と同様、布田川区間のみにとどまったが、高野-白旗区間北東端から始まる破壊は、区間ごとに設定した場合とは異なり、高野-白旗区間と日奈久区間に広がり、2016年熊本地震の破壊過程を再現できなかった。この結果は、より現実的かつ詳細な応力場の設定が重要であることを示している。

講演では、その他の動力的パラメータの影響についても述べる。

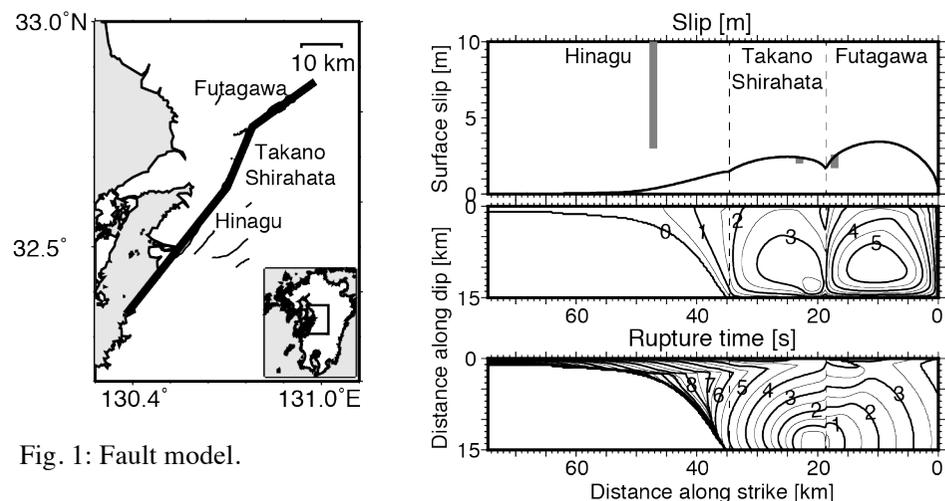


Fig. 1: Fault model.

Fig. 2: Rupture evolution on fault (the bottom panel) and slip distribution (the middle and top panels) in case that azimuths of the minimum horizontal principal stress of Futagawa, Takano-Shirahata, and Hinagu segments are N2°W, N8°W, and N18°W, respectively. Contours are drawn at intervals of 1 second and 0.5 m, respectively. Grey bars indicate observed surface slips per 1 event.

大型岩石試料のスティック・スリップ試験中に発生した 繰り返し地震的活動について

#辻村優志¹, 川方裕則^{1, 2}, 福山英一², 平野史朗¹,
山下太², 徐世慶², 溝口一生^{3, 2}, 滝沢茂²,
1 立命館大, 2 防災科研, 3 電中研

Repeating events during a stick-slip experiment of large rock samples

Yushi Tsujimura¹, Hironori Kawakata^{1, 2}, Eiichi Fukuyama², Shiro Hirano¹,
Futoshi Yamashita², Shiqing Xu², Kazuo Mizoguchi^{3, 2}, and Shigeru Takizawa²
1 Ritsumeikan Univ., 2 NIED, 3 CRIEPI

プレート境界において、類似した波形が記録され、同一地点に震源の決まる地震が繰り返し発生していると報告されている。例えば、釜石沖においては M4.9±0.1 の地震が約 5.5 年間隔で発生している(Matsuzawa et al., 2002, GRL)。そのうち、1995 年 3 月から 2008 年 1 月に発生した 3 つの地震の震源域内に発生した M1.5~3.6 の微小地震群については空間的に 4 つのグループに分けられ、各グループ内の微小地震同士は非常に似た波形を持ち、本震発生後も同じ位置で繰り返し発生することが明らかになっている(Uchida et al. 2012, GJI)。このような繰り返し微小地震の特徴を捉え、本震との関係を解明することは、地震の発生機構を理解する上で重要である。

Brace and Byerlee (1966, Science) によって、地震は断層面上で発生するスティック・スリップであると解釈されて以降、地震の発生機構を明らかにするために、室内におけるスティック・スリップ試験が数多く行われてきた(Marone, 1998, AREPS)。しかしながら、あらかじめ用意された断層面に沿って岩石試料を滑らせた室内試験においては微小破壊がほとんど発生せず、微小破壊に関する解析については現在に至るまであまり行われてこなかった。このような微小破壊は本震の前に発生すると前震と呼ばれるが、Kawakata et al. (2014, AGU) は大型岩石試料を用いたスティック・スリップ試験において、試験終盤に限って少数の前震が発生することを発見し、断層面上にガウジが存在するケースにおいて前震が発生しやすいのではないかと推測した。これを確認するため、辻村ほか(2016, JpGU) はガウジの有無による前震の発生状況の違いについて検討した。この研究では防災科学技術研究所の大型振動台に大型二軸せん断実験装置(Fukuyama et al., 2014)を設置して大型摩擦試験を実施した。試験では下側に 2.0L × 0.5W × 0.5H m³、上

側に 1.5L × 0.5W × 0.5H m³ のインド産変斑レイ岩試料を重ねて 1.33 MPa の垂直応力を載荷し、岩石試料同士の接触面を断層面として、振動台を用いて 0.01 mm/s の速度で最大 8 mm 相対変位させた。その際、弾性波を計測するために下側岩石試料側面と内部に 150 mm~200 mm 間隔で AE センサーを二次元的に稠密に設置した。この時、断層面上に事前の試験で生成されたガウジを残置して行った 1 回の試験において、断層面全体がすべるスティック・スリップ(以下本震と呼ぶ)を 56 回観測した。本震は約 13 秒間隔で発生しており、各本震間隔の後半のみ多くの小スティック・スリップ(以下前震と呼ぶ)が記録された。この前震の発生位置関係およびそれらの特徴を明らかにするため、Tsujimura et al. (2016, AGU) は AE センサーで収録した弾性波記録を用いて前震の震源を決定し、その位置が断層面上の同じ場所に決定される前震群をいくつか確認した。この時、震源決定誤差は、岩石試料上に筒をセットし、その筒の中にボールを落下させた試験の震源決定結果より、筒の内径である 34 mm 以内と推定した。

そこで、本研究ではこのクラスター的に発生している前震群のうち、クラスター半径がいずれも約 3 mm、中心距離が互いに約 20 mm 離れた 2 つのクラスターについて解析を行った。まず、2 つのクラスター内で発生している前震をそれぞれ 22 個と 14 個ピックアップした。続いて、同一地点の AE センサーで収録した弾性波記録から P 波、S 波およびコーダ波を含む 400 μs 長の記録を取り出し、相互相関係数を計算した。その結果、同一クラスター内で発生した前震の弾性波記録のうち、少なくとも 3 地点の AE センサーにおいて、多くが相互相関係数 0.8 以上の高い相関を示した。また、波形の組み合わせによっては 0.99 以上の相互相関係数を示すものも存在した。一方、異なるクラスターに属する前震の波形同士の相互相関係数は、全てにおいて 0.8 以下となった。これらから、ピックアップされた 2 つのクラスターはそれぞれ異なる場所で発生している前震群であることが確認できた。また、同一クラスター内においては、前震はほぼ同じ位置かつ同じメカニズムで発生していることが確認できた。さらに、数十回もの本震が発生したにもかかわらず、同一クラスター内で発生した前震の波形を本震発生前後で比較しても 0.8 以上の高い相関係数が得られたことから、本震によって前震のアスペリティは失われず、引き続き類似の前震が繰り返し発生したことが確認された。

謝辞

本研究は、防災科研プロジェクト研究「地殻活動の観測予測技術開発」、JSPS 科研費(23340131)および文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」によっておこなわれたものである。

メートルスケールの岩石模擬断層で観察された破壊

過程と断層面の状態が及ぼす影響

#山下太・福山英一・徐世慶(防災科研)・溝口一生(電中研)・
川方裕則(立命館大)・滝沢茂(防災科研)

Roughened meter-scale laboratory fault surface controls nucleation and propagation of rupture

#Futoshi Yamashita, Eiichi Fukuyama, Shiqing Xu (NIED), Kazuo Mizoguchi (CRIEPI), Hironori Kawakata (Ritsumeikan Univ.), Shigeru Takizawa (NIED)

はじめに

震源核形成モデルは実験および理論の両面で数多くの研究がなされ(例えば Ohnaka and Shen, 1999, JGR), 地震の始まりを規定するものとして広く受け入れられてきた。しかしながら、間接的ではあるものの実際に観測された前駆すべりは、モデルで示されるような単純な様相を示していない(例えば Kato *et al.*, 2016, Sci. Rep.). これは現実の断層が大きな不均質を有しているためと考えられる。本研究ではメートルスケールの岩石試料を用いた摩擦実験をおこない、断層面が粗くなっていく過程にもなって破壊核形成がどのような影響を受けるのかを調査した。

実験

実験は防災科学技術研究所が所有する大型振動台を利用しておこなった。インド産変はんれい岩の直方体試料2個を上下に重ね、模擬断層面の平均垂直応力が6.7 MPaとなるよう荷重を載荷した。断層の長さは1.5 m、幅は0.1 mである。振動台を用いて0.01 mm/sの一定速度で相対変位させ、総変位量が約7 mmに達するまですべらせた。その間に多数のスティックスリップイベントを観測した。断層沿いに半導体ひずみゲージアレイを設置し、各イベントの震源核形成にもなう前駆すべりの検出とその際のローカルな応力状態の把握をおこなった。最初の実験前に断層面全体の起伏が10 μm 以下になるよう研磨したが、同じ試料を用いて繰り返し実験をおこなうことで断層面を粗くしていった。ここでは断層面の粗さの状態が異なる3つの実験(LB12-002, -007, -012)に注目して調査をおこなう。

結果

まず、3つの実験ごとに震源核が形成された時刻と場所を調べた。断層面が比較的平滑なLB12-002では、全ての震源核がtrailing edge寄りのほぼ同じ場所で形成され、核形成から高速破壊に達するまでの時間 t_c は再来周期の5%未満であった。一方、断層面がかなり粗くなったLB12-012では、平均的な t_c が再来周期の

20%まで増大するとともに、それを中心として広く分布していることが分かった。また形成場所は断層中心部に移り、こちらもやや広い分布を示していた。LB12-007ではLB12-002とほぼ同様の特徴を示したが、いくつかの例外も見られた。

震源核形成の空間分布とローカルな応力分布とを比較したところ、LB12-002およびLB12-007ではせん断応力 τ に対する垂直応力 σ の比が最大、LB12-012では極大となる領域付近で核形成が始まっていることが判明した。この観測結果は、載荷された τ が断層面の摩擦強度を越えた場所からすべりが始まる、というシンプルなアイデアで説明可能である。断層面があまりダメージを受けていない前半の実験では、断層面のもつ静止摩擦係数が断層面全体でほぼ等しいとみなされる。そのため断層面の摩擦強度分布は一義的にローカルな σ に依存し、 τ/σ が最大となる場所ですべり始める。断層面に形成される応力分布は試料の形状や荷重の載荷方法に依存するため、有限要素法でシステムを再現し計算したところ、観測と調和的な結果が得られることを確認した。一方、後半の実験のLB12-012では、ローカルな τ/σ は断層の両端近くで最大を示し、震源核が形成された断層中央部では極大となっていた。これは断層両端部が応力集中のためより大きなダメージを受けて周囲より粗くなり、その結果、静止摩擦係数が高くなったことによると考えられる。そのため震源核はこの領域を避けつつ、 τ/σ が大きな中心部で形成されたのだろう。したがってこの場合でも、 τ が摩擦強度を越えた場所からすべりが始まるという状況に変わりはないが、増加した不均質性により核形成開始位置の空間分布がばらつきを見せている。

各実験中、核形成の場所がほぼ固定されていたのに対し、 t_c は総変位量の増加とともに減少し続けていた。これは平均的なせん断応力やスティックスリップイベント時の応力降下量が断層面の摩擦にもなって増加したことに関連していると考えられる。さらに我々は測定したひずみデータから破壊核の臨界長さ L_c を読み取り、 L_c も約350 mmから275 mmまで減少したことを発見した。すべり弱モデルに基づいた理論的・実験的研究により、 t_c および L_c が静止-動摩擦係数の差 $\mu_s - \mu_d$ に反比例することが示されており(Latour *et al.*, 2013, GRL及びその引用文献), L_c の減少は $\mu_s - \mu_d$ の増加に起因するものと考えられる。本研究で、断層面が最も粗いLB12-012では自発的な高速破壊伝播を観測されなかったため L_c を見積もることはできなかったが、総変位量とともに t_c が減少する傾向は同様に観測された。

まとめと議論

断層面が比較的平滑な実験では、既存の理論や物理背景に従って震源核が形成され高速破壊に移行していることを確認した。比較的粗い断層でもそれらの法則に従っているものの、時間的にも空間的にもばらつきが大きくなる(=再現性が低くなる)ことを確認した。これらの実験結果がそのまま自然界の地震発生に適用できるとすると、不均質性が高い自然断層の摩擦強度を推定すること自体が困難であることから、震源核がどこで形成されるのかを事前に想定することは極めて困難と考えられる。また、仮に震源核形成を観測できても、それがいつ高速破壊に移行するかを予測することは非常に困難であると言わざるを得ない。

2次元地震破壊伝播の実験室における直接観察

#福山英一(防災科研)・土田琴世(阪神コンサル)・川方裕則(立命館)・山下太(防災科研)・溝口一生(電中研)・徐世慶(防災科研)

Direct Monitoring of 2-D Rupture Propagation of Lab Earthquakes

#Eiichi Fukuyama (NIED), Kotoyo Tsuchida (Hanshin Cons), Hironori Kawakata (Ritsumei), Futoshi Yamashita (NIED), Kazuo Mizoguchi (CRI), Shiqing Xu (NIED)

We could successfully monitor the rupture nucleation and propagation process on a 2-D fault surface during large-scale biaxial friction experiments using metagabbro rock specimens. Several patterns of rupture initiation have been identified by embedded strain gauge array measurements installed inside the rock specimens as well as those on the edge of the fault. In most cases, the unstable rupture started just after the rupture front touched the second edge of the rock specimen, which is different from that during the nucleation stage. Therefore, we need to pay much attention to the 2-D rupture process when analyzing the data measured only outside the rock sample. Internal measurements should be very important but such monitoring has ever been done only for transparent materials, whose property might be different from that of rocks.

はじめに

地震破壊がどのように断層面上を伝播していくのかは、波形インバージョンなどの手法により間接的に推定されてきた。しかしながら、推定の不確定さが大きく、詳細な破壊伝播の議論は難しかった。近年、大型岩石試料を用いた摩擦実験が可能になり、極小地震破壊伝播の様子を実験室で再現することが可能となった。しかしながら、実験室においても、断層面そのものの2次元的な動きを直接測ることはできず、試料端面に設置したセンサにより、間接的に1次元的に断層すべりの様子をモニターするしかなかった。

今回、我々は、岩石試料内部の断層面近傍に歪ゲージを2次元的に多数設置し、破壊伝播、特に、地震の初期破壊が進展していく様子を直接捉えることに成功したので、ここに報告する。

実験

断層面長1.5m、幅0.5mのインド産変斑糲岩試料を用いて2軸摩擦実験を行った。垂直圧を1.3MPaかけた後、0.025mm/sの相対速度を与えて2つの岩石を東西方向にずらし、総変位量20mmを与えた。摩擦係数は0.7程度であったが、実験中、多数のstick slip event(擬似地震)が発生した。これらのイベントを歪ゲージで測定し、破壊伝播の様子をモニターした。歪ゲージは、試料内部に24点、試料の側面に24点の計48点設置した。試料内部の歪ゲージはすべり面から50mmの場所に設置し、すべり方向に150mm間隔に8点、すべりと直交方向に125mm間隔に3列(計24点)を設置した。試料側面には、すべり面から15mmの場所に75mm間隔で12点ずつ両側にすべり方向と平行に設置した。歪ゲージはいずれも直交2成分のロゼット型の半導体ゲージを用い、すべり方向の剪断歪を測定した。

破壊伝播の様子

いずれのイベントも、断層面内で破壊が始まり、破壊フロントがゆっくりと広がり、一方の断層端に達する。さらに破壊フロントが拡大を続け、もう一方の断層端に達し、高速の不安定すべりが始まり、断層面全体にすべりが広がる。破壊開始した場所により、幾つかのパターンに分類できる。1)断層南端で破壊が開始し、南端に沿って破壊が拡大していくとともに断層内部へも破壊が進行していく。さらに破壊が成長し、内部の破壊が、反対側の断層北端に達した際に、不安定すべりに移行する。2)断層中心部から破壊が始まり、内部において、破壊面が成長していく。破壊フロントが一方の断層端に達すると破壊がわずかに加速するが、そのまま破壊フロントが成長していき、もう一方の断層端に達した時に、不安定すべりに移行する。3)断層の両端で同時に破壊が始まり、両端から内部に2つの破壊面が広がっていく。両端から成長してきた破壊フロントが、断層中央部付近で合体し、不安定すべりが開始する。

結論

これらの結果から、断層面端での測定のみでは、破壊の初期過程を正確には捉えられないことがわかる。1)の場合は、破壊開始点側に測定点があれば、測定結果はさほど誤ったものではないと推測される。なぜなら、1)の場合は鉛直横ずれ断層の破壊過程と近似でき、鏡像の原理を用いることで断層端の測定値を無限媒質中の測定値と近似できる。しかしながら、2)や3)の場合は、断層内部の測定がなければ、破壊プロセスを正確に捉えることは不可能である。しかも、地震発生初期は高周波波動を出さないため、AEセンサによる推移のモニターは困難である。

S08–29

Faulting, stress accumulation and shear localization of a crust-upper mantle system with nonlinear viscoelastic material

#Xuelei Zhang, Takeshi Sagiya (Nagoya Univ.)

Earthquakes occurring in plate interiors are generally less frequent but highly hazardous. Stress in the continental crust can accumulate for several millions of years which may be even longer than the age intraplate faults. Therefore, it is important to understand the long-term evolution of the crust and mantle. However, crustal deformation around source faults of intraplate earthquakes is slow and distributed, which make it difficult to understand physical mechanisms of stress accumulation and structure evolution associated with intraplate earthquakes.

In this study, we explore evolution of stress, strain, and temperature of a crust-upper mantle system around an infinitely long vertical strike slip fault. We assume that both crust and the upper mantle are composed of nonlinear Maxwell viscoelastic materials whose effective viscosity depends on shear stress, temperature, pressure, and type of mineral. Stress accumulation process is calculated in an initially unstressed crust and mantle with velocity boundary condition of 0.5mm/yr at 50km away from the fault. Frictional coefficient and the maximum coseismic stress drop are assumed to be 0.6 and 5MPa, respectively.

In the early stage of the stress accumulation, deformation of the lithosphere is dominated by uniformly distributed simple shear. Earthquakes rupture the shallowest portion of the crust and only a small portion of accumulated elastic energy is released by earthquakes. As a result, the apparent slip rate on the fault is smaller than the far field velocity in the early stage of stress accumulation.

The fault tip depth increases with the magnitude of accumulated stress until it reaches the depth of brittle ductile transition. Shear localization starts when coseismic rupture extends to the entire brittle upper crust. Together with this transition, the earthquake recurrence intervals decrease from 16 to 1 thousand years due to the localized plastic flow of the lower crust.

After the shear zone is fully developed in the lower crust, the slip rate on the fault catch up with the far field velocity and earthquakes starts to occur periodically. Such kind of steady state can be reached in a few million years since the beginning of stress accumulation, providing that far field velocity does not change with time. Our time-dependent model suggests that many young intraplate strike slip faults may not have localized shear zone in the lower crust under the fault. The structural maturity of the lower crustal shear zone therefore should be considered when studying the crustal deformation around an intraplate strike slip fault.

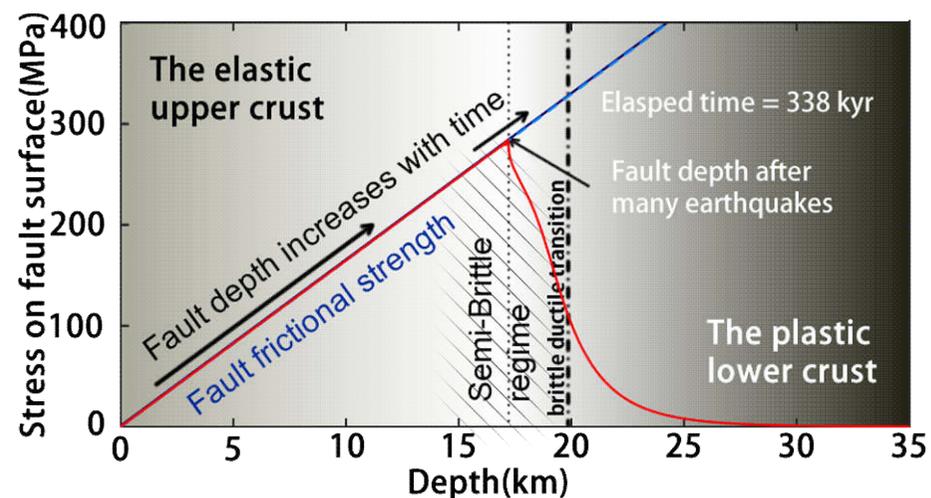


Figure 1: Stress on the bilateral symmetry plane (vertical fault plane)

粘弾性媒質中の断層における地震サイクルシミュレーション～応力蓄積過程に粘弾性はどうか？～

#三宅雄紀(京大理)、野田博之(京大防災研)

Earthquake sequence simulations of a fault in a viscoelastic material with a spectral boundary integral equation method: The effect of interseismic stress relaxation on a behavior of a rate-weakening patch

#Yuki Miyake (Kyoto Univ.), Hiroyuki Noda (DPRI, Kyoto Univ.)

地震サイクルは、幅広い時間スケールで起こる現象で構成される。数十年スケールのプレート運動による準静的な载荷や、数秒で生じる動的破壊などがその一例である。脆性塑性遷移領域やそれより深いところでの岩石は、長い時間スケールでは粘性流体として、短い時間スケールでは弾性体として振る舞う。故に粘弾性応力緩和は、地震発生領域の最深部、SSE現象が起きる領域の深さにおける地震間応力蓄積過程を考える上で重要である。

本研究では、スペクトル境界積分方程式法を用いた弾性体の地震サイクルシミュレーション[例えばLapusta et al., 2000]に対し、Maxwell物質による粘弾性効果を組み込む手法を開発した。スペクトル境界積分方程式法では、媒質内を伝わる動的な応力変化における畳み込み項の計算を効率化することができる。可能な問題サイズは利用可能なメモリ量に規定される。線形粘弾性を実装する場合は、例えば滑り速度履歴とグリーン関数の畳み込みを計算手法が考えられるが、その手法では問題サイズの制限に拍車がかかる事となるため、適切とは言えない。

そこで代わりに、“有効滑り量”分布（応力変化を静的弾性グリーン関数でdeconvolveしたもの）を考え、その時間微分を逐次的に積分する事を考える。これにより、大きなメモリ容量を必要とせず、軽微なアルゴリズムの変更だけで媒質の粘弾性効果を組み込むことが出来る。

この手法では、媒質の粘弾性に関して単純な分布しか扱うことができない。しかしそもそもスペクトル境界積分方程式法の利点は、扱う系を単純な物に限ることで、断層面上での高い空間解像度や効率的な畳み込みの計算を、高速フーリエ変換を用いて効率的に行うことが出来るというものである。粘弾性

媒質中の断層の基礎的な振る舞いを理解するためには可能な限り単純な系を扱う事が望ましく、そのような数値計算を行いたい場合にこの手法は最適である。

本研究ではこの手法を用いて、速度弱化的パッチを持つ断層の地震サイクルに対する粘弾性の影響を調べた。様々な緩和時間を持つシミュレーションを行ったところ、緩和時間が小さくなるにつれ地震の再来間隔が大きくなり、ある臨界緩和時間より小さくなると、地震が起こらなくなることが分かった。調べた限りでは、地震が起こらなくなる遷移の際にSSEを起こすような粘弾性効果は確認されていない。弾性体媒質中ではSSEを起こすような速度弱化的パッチであっても、粘弾性の効果によって、SSEの振幅が小さくなるか、定常滑りをするという計算結果が得られた。

深さに伴い、媒質が持つ性質と断層面での摩擦の性質の両方が変化すると考えられる。今回の計算結果では、粘弾性媒質の緩和時間が短くなっても、その事が原因でSSEを引き起こすケースは確認されていない。その事から、SSEの生成には摩擦の性質の変化が重要であることが示唆される。

非線形粘弾性有限要素解析を用いた準静的地震サイクルシミュレーション手法の開発

縣亮一郎 (JAMSTEC)・市村強 (東大地震研)・兵藤守 (JAMSTEC)・Sylvain Barbot (南洋理工大)・堀高峰 (JAMSTEC)

Quasi-static simulation method of earthquake cycles based on nonlinear viscoelastic finite element analyses
Ryoichiro Agata (JAMSTEC), Tsuyoshi Ichimura (Univ. of Tokyo), Hyodo Mamoru (JAMSTEC), Sylvain Barbot (NTU Singapore) Takane Hori (JAMSTEC)

プレート境界における地震発生過程の理解のため、プレート境界地震の繰り返しを既存弱面での摩擦すべりの時空間変化でモデル化した地震サイクルシミュレーションが用いられている。このようなシミュレーションでは、断層面における速度状態依存摩擦則と、弾性半無限媒質におけるグリーン関数に基づく境界積分法を組み合わせた手法が広く使用されている (例えば Hori 2009; Barbot et al. 2012)。この手法では、地殻変動による断層面の応力変化を解析的に計算することができる一方、マントルレオロジーや重力などの複雑な物理現象の影響を考慮することは一般的には難しい。

本研究では、これらの影響を考慮するために、有限要素法に基づく地殻変動計算と速度・状態依存摩擦則を組み合わせた地震サイクルシミュレーションの開発を行う。このアプローチで問題となるのは数値解を得るための計算コストであるが、スーパーコンピュータの使用を前提とした高速かつスケラブルな有限要素ソルバ (Ichimura et al. 2016) を導入することで、現実的な時間内にシミュレーションを行う。

境界積分法に基づいたアプローチと同様に、速度状態依存摩擦則、力のつりあい式、状態変数の時間発展則からなる支配方程式を解く。この方程式を解くにあたり、断層でのすべりによる変形に起因する断層面での応力変化を、従来手法のようにすべり応答関数を重ね合わせて計算するのではなく、有限要素法を用いて計算する。この応力変化の計算において、複雑な物理現象の一例として、アセノスフェアにおける非線形粘弾性変形を

導入する。ここでは粘弾性構成則として、非線形の Maxwell モデルと Kelvin モデル、およびその直列結合 (Burgers モデル) を導入可能とした。

開発した手法を用い、四角形の断層面に円形の色速度弱領域を設定した、3次元での規範的問題 (図1) においてシミュレーションを行ったところ、従来のシミュレーション手法と整合する結果が得られた。計算は、京コンピュータ385ノードを用い、24時間で終了した。また、アセノスフェアにおける線形粘弾性を考慮した場合とそうでない場合とを比較したところ、粘弾性を入れた場合の方が地震後の応力増加率が高まり、再来間隔が短くなることが示された。今後は非線形 Maxwell 粘弾性の有無による結果の比較をするとともに、開発したシミュレーション手法を2011年東北地方太平洋沖地震のような海溝型巨大地震の余効変動の計算に適用することで、余効すべりと非線形粘弾性の両方を同時に考慮した場合の断層の振る舞いを調べることを計画している。

謝辞：本論文の結果は、理化学研究所のスーパーコンピュータ「京」を利用して得られたものです (課題番号:hp160221)。

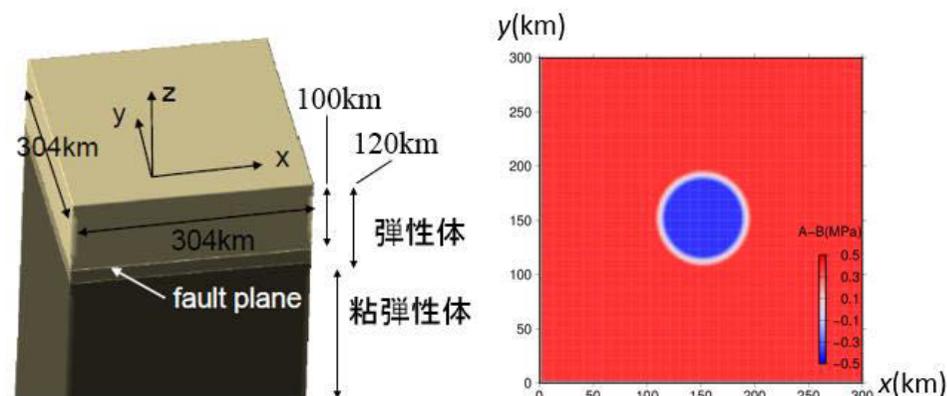


図1 四角形の断層面に円形の色速度弱領域を設定した、3次元での規範的問題。左：有限要素モデル。右：断層面における摩擦パラメータ分布の抜粋 ($A-B$: 値が負である断層面中央部において地震に相当する不安定なすべりがおきる設定)。

メモリ変数を用いた粘弾性媒質中での地震サイクルシミュレーション

#平原和朗(京大理)・大谷真紀子(産総研)

Viscoelastic Earthquake Cycle Simulation with Memory Variable Method

#Kazuro Hirahara (Kyoto Univ.), Makiko Ohtani (AIST)

1) はじめに

Kato(2002)は粘弾性層の上に弾性層を載せた成層粘弾性構造媒質中での2次元antiplane横ずれ断層における地震サイクル計算を行い、弾性媒質での場合と比較して、やや地震の発生間隔が短くなるがほぼ同じ地震サイクルとなることを示した。この研究を除いては、これまで行われてきた地震サイクルシミュレーションでは、弾性体を仮定している。

しかしながら、傾斜断層である東北地方太平洋沖地震のような超巨大地震サイクルや内陸地震を含む海溝型巨大地震サイクルを考える上では、粘弾性の影響を考慮する必要がある。境界要素法による粘弾性媒質中での地震サイクルシミュレーションでは、すべり応答関数とすべり欠損(速度)のコンボリューションにより応力(変化)計算を行うが、これにはすべり欠損(速度)履歴を必要とし、大変な計算量になり、粘弾性媒質中での地震サイクルシミュレーションがこれまで試みられて来なかった主要因となっている。このため、FEMを用いた領域解法による試みもなされているが(兵藤・陰山,2008;Agata et al.,2017)、やはり計算時間の問題がある。

これまで我々は、非弾性媒質中での時間領域差分法による波動場計算で用いられている、レオロジーモデルに基づくメモリ変数を用いる方法(例えば、Emmerich and Korn,1987; Moczo and Kristek,2005)を検討してきた。その方法では、1階の微分方程式に従うメモリ変数を用いることで、過去のすべり速度履歴すなわち履歴積分を必要とせず、弾性媒質と同じオーダーの計算量で応力計算が可能である。一方、粘弾性媒質中での応力計算を漸化型で行う手法も提案されており(例えば、Taylor et al.,1970)、平原・他(2012)は、両者を併せた漸化型メモリ変数法による応力計算の開発を行なっている。

本研究では、メモリ変数を用いた地震サイクルシミュレーション手法を用いて、

単純な1自由度の固着すべり振動子、および2次元沈み込み帯における海溝型地震サイクルにおける線形粘弾性媒質の影響を調べた。

2. 1自由度の粘弾性固着・すべり振動子

まず、地震サイクルにおける粘弾性の効果を簡単な系で調べた。Hirahara(2017)は、速度状態依存の摩擦則に従う、1自由度の固着—すべり振動子に周期的外部応力を作用させた場合の、同期現象を報告しているが、弾性に加え粘弾性の影響も調べている。本研究では、同様に、粘弾性要素を用いた固着—すべり振動子サイクルの再検討を行った。実際の粘弾性解析では、粘弾性層の上に弾性層が載っている2層構造モデルが用いられるが、それに対応して、弾性バネ要素とマックスウェル粘弾性要素を並列に繋げた標準線形固体要素をブロックに繋げ、床とは速度状態依存摩擦則に従う摩擦が働いているブロックを一定の速度で引っ張り、固着—すべり振動子の振る舞いを調べた。

弾性バネとマックスウェル粘弾性要素のバネ定数を同じ値 k にとり、粘性(η)すなわちマックスウェル時定数($t_R = \eta / k$)を変え、すべりサイクルの再来間隔を調べた。 η を小さくして小さな t_R にすると、計算された再来間隔 T_c が小さくなり最小値をもつ現象が見られた。最小値に至るまでの応力の時間変動を見ると、すべり時の応力降下直後の応力回復が粘性を下げると早く大きくなっており、その結果として、すべりの再来間隔 T_c が短くなっていることが理解できる。

3. 弾性・粘弾性層からなる2次元成層粘弾性媒質中での海溝型地震サイクル

マックスウェル粘弾性層(緩和時定数 $t_{R2} = 2 \eta / G = 5.28$ 年)の上に弾性層(層厚40km)の載った2層の成層粘弾性媒質中での傾斜断層(傾斜角 20°)での地震サイクルを調べるため、2次元inplane粘弾性モデルを構築した。

弾性層中深さ30-40kmに断層を設定した試験計算では、弾性媒質中での再来間隔が27.92年であったものが、粘弾性媒質中では、26.85年となり、約1年程度再来間隔が短くなっており、これまでの研究と調和的な結果が得られている。まだ粘弾性中に断層を設定した計算では問題があり、今後の問題であるが、粘弾性緩和時定数との兼ね合いもあるが、傾斜断層での海溝型地震サイクルでは横ずれ型の地震サイクルより粘弾性の効果が大きい可能性がある。

謝辞:本研究ではHashima et al.(2008)のコードにより鹿倉が作成した、粘弾性すべり応答関数を用いている。羽島・鹿倉さんに謝辞を表します。

Source location determination of volcanic earthquakes at Izu-Oshima volcano based on seismic cross-correlations

#Theodorus Permana, Takeshi Nishimura (Tohoku Univ.)

Hypocenters are commonly determined by using conventional methods that minimize the residual between the observations and predictions of the onset times of P- and S-wave. However, volcanic earthquakes and tremors are often not showing clear onset, and determination of their hypocenter has been a problem to be solved in seismology and volcanology.

We adopt the source-scanning algorithm (SSA) that is originally developed for locating tremor sources. The SSA method we use is based on cross-correlation functions (CCFs) of seismic waves recorded for pairs of stations, which we refer to as CCF-based SSA and is based on Droznin *et al.* [2015]. This method defines the hypocenter at the location where the sum of the amplitude of CCF envelopes at predicted travel time differences is maximized. However, the CCF-based SSA is previously used to distinguish tremors from different closely-located volcanoes and the estimation errors are not well examined. Here, we apply the method to locate volcanic earthquakes with known hypocenter to quantitatively examine whether the method works for the seismic data recorded at a single volcano.

We modify the CCF-based SSA by incorporating a 1D seismic velocity model to compute the predicted travel times and avoid the inaccuracy of travel time estimation in the original method. We analyze 51 volcanic earthquakes occurring at Izu-Oshima volcano, whose hypocenters are also determined by a conventional method using arrival times of P- and S-wave. The modified CCF-based SSA, in which S-wave velocity model is used, is applied to the observed waveforms at six frequency bands range from 0.5 to 16 Hz.

Comparison of the estimated hypocenters and the conventional hypocenters shows that the small errors are obtained at frequencies larger than 4 Hz and three clusters recognized in the conventional hypocenter distribution are almost reconstructed. The errors are about 2 km in horizontal distance, and the depths are resolved about 2 km shallower than the conventional hypocenters. The errors are large at lower frequencies of less than 4 Hz. We find that the hypocenters are not well determined if only the coda waves of the volcanic earthquakes are used,

because coda wave contains arrivals from various directions and loses the source location information. The higher frequencies waves of more than 4 Hz show large S-wave amplitudes and smaller in coda wave, while lower frequencies are more dominated by coda waves. Therefore, we observe frequency-dependent accuracy of the hypocenter determination.

The modified CCF-based SSA may serve as an alternative source location determination method as well as a tool for volcanic monitoring, especially for locating seismic events with no clear onset, such as low-frequency earthquakes and tremors.

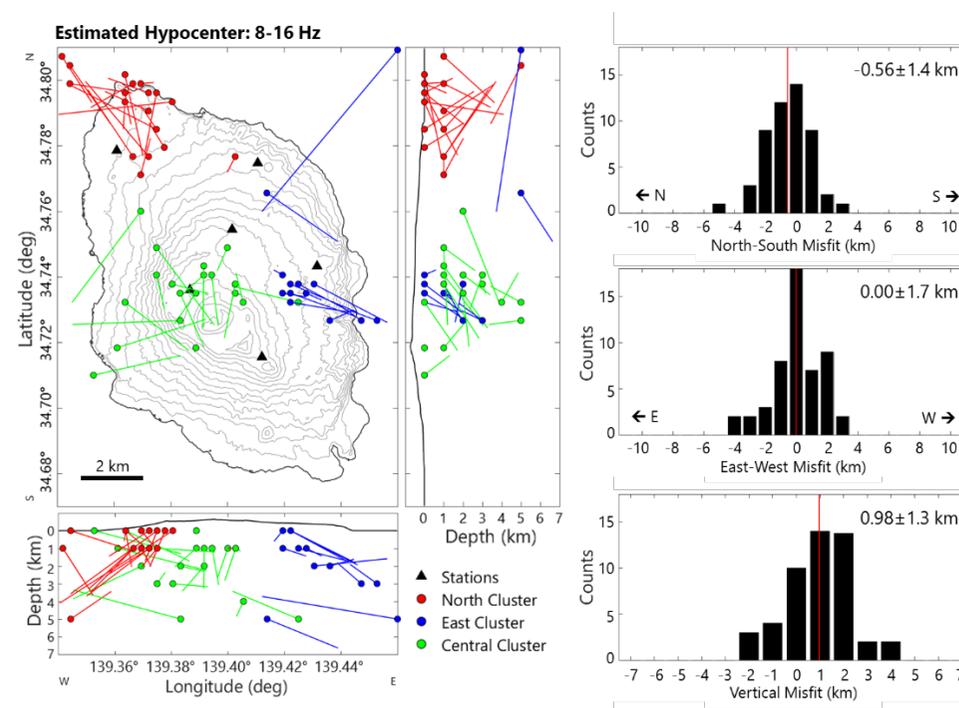


Figure 1. (left) estimated hypocenters (circles) grouped into three clusters. Lines represent the distance to their respective conventional hypocenters called ‘misfit’. (right) distributions of misfit as a measure of error and accuracy.

長野県西部地域における高精度地震観測

飯尾能久（京大防災研）

High quality seismic observation in the Western Nagano Prefecture region

Yoshihisa Iio (DPRI, Kyoto Univ.)

1. はじめに

長野県西部地域では、10kHz サンプリングによる高精度地震観測により、1995年6月から22年以上にわたって、単独点でのトリガー方式による地震データが蓄積されている(Iio et al., 1999, Doi et al., 2013)。観測点は最大55カ所で、長野県西部地震の余震域の東部を中心に設置された。ちなみに、2008年8月には満点システムによる連続観測も開始された。

2013年8月には、GPSユニットのロールオーバーが発生して、時刻が1024週分後戻りした。長期間の使用により観測システムは限界を迎えているように見え、撤収の検討を始めていた矢先の2017年6月25日に、Mj5.6の地震が観測網内で発生した。本講演では、これまで行われた観測・データ処理・解析について振り返り、今後の課題を展望する。

2. 観測

用いている地震計は、地表点ではL-22Dの3成分である。OT01, 02, 0aの3カ所には、150m、100m、800mのボアホール地震計がある。地震が発生している領域の直上で密な観測点配置を実現するため、データロガーは、基本的にはDC電源で駆動している。サンプリング周波数が高いため、低消費電力化には限界があり、当初は、バッテリー2個を2週間おきに交換していた。また、冬季にアクセス出来ない観測点も多かったが、それらは冬前に撤収して春に再設置していたが、2002年7月にソーラーを導入し、労力を大幅に減らすことが出来た。記録媒体としては当初RHD(リムーバブルハードディスク)を用いており、湿気や電圧低下によるためか欠測が多かったが、2007年にCFに交換してからは欠測率が大幅に減少した。しかしながら、

データロガーをプラケースに収納しただけの観測点では、寒暖の差が大きいためか、ここ数年、GPSユニットなどの故障が多く発生するようになるなど、使用可能なロガー台数が減少し、稼働している観測点数も減っていた。地震計についても、直射日光下の点などで、内部に結露が発生することがあり、欠測が発生していた。

3. 解析結果

10kHz サンプリングとしたのは、速度波形のゆっくりした立ち上がり(SIP: Slow Initial Phase)を詳しく調べるのが第一の理由である。ほとんど同じ震源を持つ地震群の800mボアホールでの波形を比較すると、一部に、SIPを示さず直線的に立ち上がり、円形クラック的な単純な破壊過程で説明出来るものがあることが分かった(Iio, 2009)。これから、他の地震のSIPは震源過程を反映していることが確かになった。M4クラスの地震には、その立ち上がりが、通常の地震よりゆっくりしているものも観測された。

サンプリング周波数が高く、良好な岩盤観測点が多いことから、P波初動の手動読み取り精度が2ms程度と高いため(Doe et al., 2013)、震源やトモグラフィーの精度も高い。長期間継続して観測データが得られている点を生かして、震源分布や3次元速度構造の時間変化を解析し、2003年頃から深さ1km程度の浅い地震活動が減少したことや、その頃に群発地震発生域の一部で速度変化が見られたことを報告した。ちなみに、波形相関による相対震源決定では、1m程度の精度が達成されている(Cheng et al., 2007)。近年は、高精度・高分解能の応力場の解析に力を入れ、その空間不均質について調べている(Yukutake et al., 2010など)。

2017年6月25日のMj5.6は、余震域東部のオフフォールトの地震活動が活発な領域(さしわたし5km程度)の内部で起こっているように見える。付近の地震分布や応力場との関係を詳しく検討する予定である。

謝辞：高精度地震観測は、防災科研の特別研究「直下型地震のダイナミクス」により開始され、防災科研、地震及び火山噴火予知のための観測研究計画や科研費のプロジェクトで維持されてきた。全体統括と観測は主に飯尾が行ってきたが、データ処理は当初は大見士朗氏が、2002年頃から堀内茂木氏が担当して下さった。10kHz観測では産総研のボアホール地震計データを、2008年8月以降には、防災科研、名古屋大学、気象庁による定常地震観測点のデータを使わせていただいている。10kHzサンプリングデータロガー(EDR-6600)は近計システムと共同で開発された。

東北地方脊梁中央部における浅部地震活動と強度不均質

#前田純侖・吉田圭佑・岡田知己・吉田武義・松澤暢（東北大理）

Shallow seismic activity and heterogeneous strength distribution in the central part of the backbone range, northeastern Honshu, Japan

#Sumire Maeda, Keisuke Yoshida, Tomomi Okada, Takeyoshi Yoshida, Toru Matsuzawa (Tohoku Univ.)

地殻浅部において発生する内陸地震は、広域の応力場に支配されるだけでなく、構造不均質や深部熱源による応力の空間的不均質や、大規模地震の発生等による応力擾乱、および活断層や岩相境界等の弱面・脆弱な岩帯・高間隙水圧といった強度の不均質の影響を大きく受けていると考えられる(片尾・安藤, 1996;海野・他, 1998). 特に、小さい地震ほど、応力・強度の短波長不均質の影響を受けやすいはずであり、このような不均質が微小・小地震の発生に与える影響を詳細に検討することにより、内陸地震の発生に至る過程の理解を深めることができると考えられる.

微小・小地震の震源の断層タイプ・空間分布と地質学的不均質構造との関係を高い信頼度で解明するためには、i)地震活動度が高い、ii)地質学的データの信頼度が高い、といった2つの条件に当てはまる地域でなければいけない。また浅い地震ほど地表地質構造との関係性が明瞭になると期待される。そこで本研究では、震源の深さが浅く微小・小地震の地震活動が活発である、東北地方脊梁中央部の2008年岩手・宮城内陸地震の震源域から鬼首・鳴子地域にかけての微小地震発生域を研究対象地域とする。

本地域において、地震活動の時空間的変動を調べるために、1) hypoDD法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)による震源の再決定、2)Okada et al. (2012)の臨時観測データに基づく震源分布とYoshida et al. (2014)で決定された発震機構解を組み合わせることによる微小・小地震活動の詳細な特徴抽出、3)震源・発震機構解の分布とカルデラ壁などの地質学的弱面との比較、等を行なった。

本研究地域は、Terakawa and Matsu'ura (2010)から東西圧縮の逆断層場であることが指摘されており、F-netの結果からも逆断層型の地震が優勢である。しかし、2008年岩手・宮城内陸地震の余震には、横ずれ型の地震や南北圧縮の逆断層型の地震が多数発生していることがYoshida et al. (2014)によって示されている。余震分布からは、2008年岩手・宮城内陸地震の余震は西傾斜の本震断層面以外に、東傾斜の共役断層に沿って発生しているように見えたが、余震の断層のタイプ別の震源分布を本研究で詳細に検討したところ、本震の発生した西傾斜の震源分布と、それに対応する共役断層状の東傾斜の震源分布では、断層タイプが異なる地震が卓越していることが判明した。西傾斜の震源分布は、そのほとんどが本震同様の東西圧縮の逆断層型の地震で構成されるのに対し、東傾斜の震源分布は南北圧縮の逆断層型の地震で主として構成されている。本震発生による応力場の変化を計算すると、主破壊域の東西では南北圧縮の応力が強まることが期待されるので、本震発生前の差応力が小さければこの応力場は説明可能である(Yoshida et al., 2014)。しかし、このような地震が帯状に東傾斜で分布する傾向は応力分布のみでは説明がつかず、強度の弱い領域が斜めに分布していると考えざるを得ない。この結果から、2008年岩手・宮城内陸地震の東傾斜の余震分布は共役断層を表しているのではなく、本震の西傾斜の断層面を横切る形で、南北圧縮の逆断層型の地震が発生しやすい領域(弱帯)が斜めに分布していると考えられる。

2008年岩手・宮城内陸地震の余震は、Ohta et al. (2008)やTakada et al. (2009)で考えられている断層面よりも、さらに南の花山カルデラの中心部を横切り、鳴子カルデラの北東のカルデラ壁まで延長している。この延長している地震は、東西圧縮の逆断層型の地震でほぼ構成されており、また、非常に浅い震源分布となっている。この、本震の断層面よりも南部に延長した地震群は、本震発生による応力擾乱と花山カルデラの構造に起因した弱帯を反映したものであると推測され、今後、詳細に解析を進めていく予定である。

東北沖地震後に stress shadow で誘発された群発地震活動の発生機構

#吉田圭佑・長谷川昭（東北大予知セ）

Generation mechanism of swarm activities triggered by the 2011 Tohoku-Oki earthquake in the stress shadow zone

#Keisuke Yoshida and Akira Hasegawa (Tohoku University)

地震は、地球内部に分布する弱面に働くせん断応力が、その摩擦強度に達した際に生じる。このことから、地震を発生させる要因を、大きく 2 つに分けることができる：せん断応力を増加させる効果と、摩擦強度を低下させる効果である。

2011 年東北沖地震後に誘発された地震活動の多くは、東北沖地震による応力増加に非常に良く対応して発生した (Yoshida et al., 2012; Hasegawa et al., 2012, Hasegawa and Yoshida, 2015)。しかしながら、 ΔCFF が減少したにも拘らず誘発された活動がある。東北日本中央部において複数の領域で誘発された群発地震活動がそれである。それらの活動は、共通して、震源の移動がみられる、活動開始が東北沖地震の発生から数日~数週間遅れるなどの特徴を示すことから、東北沖地震に伴う東西伸長に起因して深部から上昇してきた流体による間隙水圧の増加に伴って摩擦強度が低下したことにより引き起こされたと考えられている (吉田・他, 2012; Terakawa et al., 2013; Okada et al., 2015; Yoshida et al., 2016)。

実際、Yoshida et al. (2016, JGR)は、山形-福島県境の群発地震活動域において、摩擦強度が時間変化することを、Yoshida et al. (2017, in revision)は、それに同期して応力降下量・ b 値が時間変化することを明らかにしており、流体の拡散に伴う間隙水圧の時間発展による強度変化により説明することができそうである。更に、吉田・長谷川 (2017a, b, JpGU)は、精密な震源決定により、stress shadow に当たる山形-福島県境および仙台大倉の 2 つの地域で発生した群発地震活動について、その震源が、気象庁一元化震源に見られるような雲状に広がる分布とは異なり、明瞭な複数枚の薄い面に沿った活動であること、メカニズム解の節面の一つがそれらの面と平行であること、migration

がそのような複数枚の面に沿って、深部から浅部に進行していることを明らかにした。この観測事実は、東北沖地震後に、深部から上昇してきた流体が浅部へ移動する過程で、それらの活動を生じさせたと解釈することができる。

本研究では、2011 年東北沖地震後に誘発された地震活動の発生機構について、理解をさらに深める目的で、stress shadow で発生した群発地震活動全てに共通する特徴について調べた。そのために、東北日本中央部で発生した (1) 山形-福島県境、(2) 仙台大倉の活動に加えて、比較的活動規模の小さい (3) 山形県月山、(4) 秋田県湯沢で生じた群発地震活動についても高精度に震源を決め直した。その結果、新たに解析した山形県月山、秋田県湯沢の群発地震活動の場合にも、震源が気象庁一元化震源に見られるような雲状の分布ではなく、明瞭な複数枚の面に沿って分布すること、メカニズム解の節面の一つが面に平行であること、震源の migration がそのような巨視的な面に沿って深部から浅部に進行することが分かった。これらのことは、東北日本中央部において発生した 4 つの誘発地震活動が、同様の発生機構、すなわち深部から浅部へ流体が移動する過程で生じさせられたことを示唆する。

山形-福島県境の活動については、 b 値が時間変化し、特に間隙流体圧が異常に高かったと推定される活動初期においては、 $b=2$ 程度の非常に高い値を持つことが分かっている。同様に、仙台大倉、山形県月山、秋田県湯沢で発生した活動も $b > 1.2$ とする、東北日本の平均的な値 (~ 0.8) に比べて高い値を持つことが分かった。このことは、間隙水圧が非常に高く、それによる強度低下で生じた地震活動においては、 b 値が特に高くなることを示唆する (e.g. Bachmann et al., 2012)。

山形-福島県境の活動については、応力降下量が摩擦強度に対応して時間変化することが示されている。今回、仙台大倉の活動においても、同様に応力降下量の時間発展を見てみると、山形-福島県境の場合と同様に、活動初期にそれが低く、時間とともに徐々に増加することが分かった。このことは、間隙水圧が拡散とともに時間発展する様子を反映している可能性がある。

山陰地方の地震帯直下下部地殻における地震波速度構造

津田寛大 (京大理)・飯尾能久・澁谷拓郎 (京大防災研)

Seismic velocity structure in the lower crust beneath the seismic belt in the San-in district

Hiroo Tsuda (Kyoto Univ.), Yoshihisa Iio, Takuo Shibutani (DPRI)

・はじめに

山陰地方では、日本海沿岸に沿って長大な帯状の地震分布（山陰地方の地震帯）が見られる。また、この地震帯上で内陸大地震も多数発生している。なぜ、プレート境界から離れた山陰地方に地震分布が局在するのか？ この問題は、Iio et al. (2002, 2004)で提案されている、以下に示す内陸地震の発生過程モデルによって説明できるのではないかと考えた。下部地殻に局所的に周囲より低粘性の領域（weak zone）が存在し、その直上に歪・応力が集中することで内陸地震が発生するというモデルである。そこで本研究では、地震帯直下の下部地殻に weak zone が存在するかを検証するために、地震波走時トモグラフィーにより山陰地方の下部地殻における詳細な地震波速度構造を推定した。

・地震波走時トモグラフィー

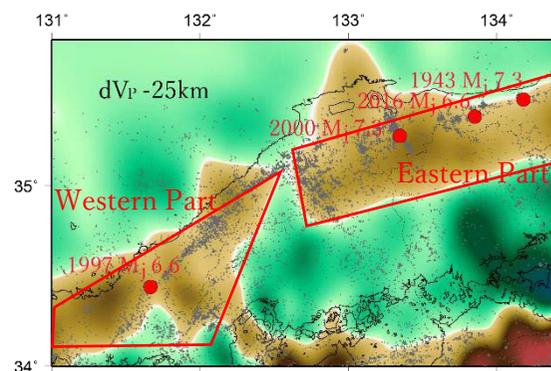
トモグラフィーのプログラムには、FMTOMO (Rawlinson et al., 2006)を使用した。データとしては、中国地方に加え、四国と近畿を含む解析領域内で発生した地震の気象庁一元化震源および検測値を使用した。加えて、気象庁の検

測値には含まれていない、フィリピン海スラブ（PHS）内地震の山陰地方の観測点における初動を手動読み取りしたデータも使用した。PHS 内地震から山陰地方の観測点への地震波の波線は、山陰地方の下部地殻を通過するため、それらを解析に使用することで山陰地方の下部地殻における解像度が向上した。

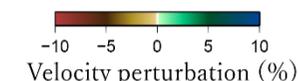
・結果

その結果、山陰地方の地震帯直下の下部地殻に低速度域が存在することが分かった（下図）。岩石が低速度異常を示す要因として、高温であることや岩石中に水が存在することなどが考えられるため、地震帯直下の下部地殻が低粘性（weak zone）であることが示唆される。すなわち、本研究の結果は、Iio et al. (2002, 2004)で提案されているモデルを支持する結果であったといえる。さらに、地震の発生下限分布から下部地殻における温度分布を推定し、下部地殻の低速度異常に対する高温による寄与と水の存在による寄与の大きさを考察した。山陰地方の東部の低速度域は、高温による寄与が大きい一方、西部の低速度域は、高温による寄与は大きくはなく、水の存在による寄与があると考えられる。

謝辞 気象庁の一元化震源および検測値を使用させていただきました。また、防災科学技術研究所の Hi-net の波形データを使用させていただきました。



深さ 25km における P 波速度構造（中国地方の平均速度からの偏差で表示）。グレーの点は、深さ 20km 以浅の地震を、赤い丸は、内陸大地震の震央を表す。



東北沖巨大地震域の異方性トモグラフィ

#趙大鵬・Liu Xin (東北大・理)

Seismic anisotropy tomography of the great Tohoku-oki earthquake area

#Dapeng Zhao, Xin Liu (Tohoku Univ.)

The great 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw 9.0) occurred in the megathrust zone beneath the Tohoku forearc from the Japan Trench to the Pacific coast. To better understand the generating mechanism of this great event, it is necessary to investigate the detailed structure of the megathrust zone using various approaches. Seismic anisotropy tomography is a new but powerful method, because it can determine both 3-D isotropic velocity variations and seismic anisotropy, providing geodynamic information such as stress regime and/or mantle flow (e.g., Zhao *et al.* 2016). Recently, we developed a new method to determine anisotropic tomography using both P and S wave arrival-time data (Liu & Zhao 2016). In this work, we apply this new method to obtain a detailed 3-D model of azimuthal anisotropy tomography of the Tohoku subduction zone from the Japan Trench outer-rise to the back-arc area, using a large number of high-quality P and S wave arrival-time data of local earthquakes recorded by the dense seismic network on the Japan Islands. Depth-varying seismic azimuthal anisotropy is revealed in the Tohoku subduction channel. The shallow portion of the Tohoku megathrust zone (< 30 km depth) generally exhibits trench-normal fast-velocity directions (FVDs) except for the source area of the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw 9.0) where the FVD is nearly trench-parallel, whereas the deeper portion of the megathrust zone (at depths of ~30-50 km) mainly exhibits trench-parallel FVDs. Trench-normal FVDs are revealed in the mantle wedge beneath the volcanic front and the back-arc. The Pacific plate mainly exhibits trench-parallel FVDs, except for the top portion of the subducting Pacific slab where visible trench-normal FVDs are revealed. A qualitative tectonic model is proposed to interpret such anisotropic features (図1), suggesting transposition of earlier fabrics in the oceanic lithosphere into subduction-induced new

structures in the subduction channel (Liu & Zhao 2017).

参考文献

Liu, X., D. Zhao (2016) Seismic velocity azimuthal anisotropy of the Japan subduction zone: Constraints from P and S wave traveltimes. *J. Geophys. Res.* 121, 5086-5115.

Liu, X., D. Zhao (2017) Depth-varying azimuthal anisotropy in the Tohoku subduction channel. *Earth Planet. Sci. Lett.* 473, 33-43.

Zhao, D., S. Yu, X. Liu (2016) Seismic anisotropy tomography: New insight into subduction dynamics. *Gondwana Res.* 33, 24-43.

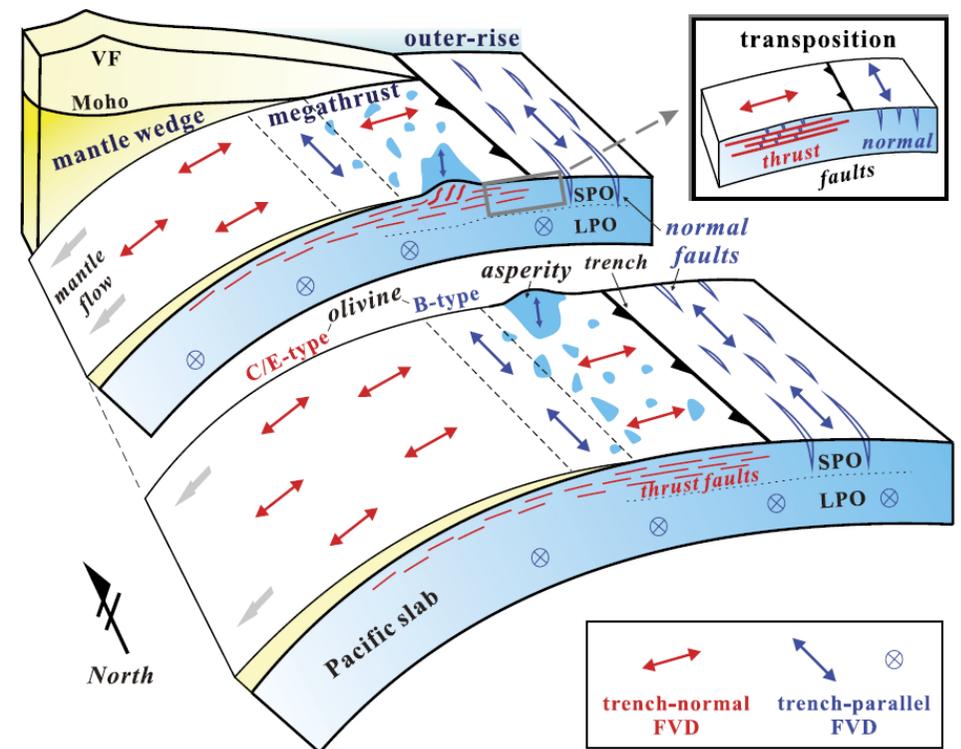


図1. 東北沖巨大地震域の地震波異方性構造の模式図。

ポテンシーバックプロジェクション

#奥脇亮 (筑波大)・笠原天人・八木勇治 (筑波大)

Potency backprojection

#Ryo Okuwaki (Univ. Tsukuba), Amato Kasahara, Yuji Yagi (Univ. Tsukuba)

The backprojection (BP) method and the following-developed hybrid backprojection (HBP) method have been the powerful tools of tracking seismic-wave sources of the large/mega earthquakes. The signal-intensity at a source point of a BP/HBP image is related to how much of observed waveforms was radiated from the point. Since the amplitude of the Green's function (GF) associated with slip-rate generally increases with depth, the intensity of the BP/HBP image inherently has depth dependence. To make a direct comparison of a BP/HBP image with a slip distribution inferred from a waveform inversion, and discuss the rupture properties along the fault, it is desirable to have variants of the BP/HBP methods that directly image potency-rate-density distribution. Here we propose new formulations of the BP/HBP methods, which image the distribution of the potency-rate density by refining the normalizing factors in the conventional formulations. We will present performance-tests of the new formulations by using synthetic waveforms and the real data of the Mw 8.3 2015 Illapel Chile earthquake, and further discuss the limitations of the new BP/HBP methods proposed in this study when they are used for exploring the rupture properties of the earthquakes.

バックプロジェクション (BP) 法は、P 波理論走時を基に地震波形を波源に逆投影することで地震波の放射源の時空間分布を推定する手法として、2004 年スマトラ・アンダマン地震 (Mw 9.1) 以降多くの地震に対して適用されてきた。ハイブリッドバックプロジェクション (HBP) 法は、グリーン関数と観測波形との相互相関を利用することで地震波の放射源の時空間分布を推定する手法である。グリーン関数に含まれる P 波と後続波 (pP、sP 波) の相対振幅および走時差を利用することで BP 法の欠点であった逆投影イメージの深さ方向の解像度を向上させ、さらに後続波のダミーイメージングを軽減することができる。BP/HBP 法の利点は、

波形インバージョン法では扱いの難しい高周波の波源を求めることができる点にある。高周波放射は、破壊伝播速度あるいは滑り速度の急激な変化を反映しており、巨大地震の時空間的に不規則な破壊過程を理解するために、波形インバージョン法と BP/HBP 法の統合的な解析が行われている。

BP/HBP 法は、地震波形あるいは地震波形とグリーン関数の相互相関関数を足し合わせて波源へ逆投影する手法であるため、求められたイメージの相対的なシグナル強度は、断層上のある要素震源から放射された地震波が、観測波形全体に占める割合に対応する。したがって、BP/HBP によって得られたイメージは、一般的なインバージョンとは異なりポテンシーレート密度関数とは一致しない。一般に震源近傍の剛性率は深さとともに増大するため、滑り速度に対するグリーン関数の振幅は深さとともに増大する。したがって、BP/HBP イメージのシグナル強度もまた、深さ依存性をもつ。BP/HBP 法による高周波イメージと波形インバージョン法により求まる滑り分布とを直接的に比較し、断層上での破壊特性の議論を行うためには、BP/HBP イメージのシグナル強度と滑り速度分布 (ポテンシーレート密度分布) とを対応させる必要がある。

本研究では、従来の定式化における正規化項を変更し、ポテンシーレート密度をイメージングする新たな BP/HBP 法の定式化を提案する。BP 法では各要素震源で理論走時分ずらした観測波形をグリーン関数 P 波の最大振幅で正規化、HBP 法では各要素震源において観測波形とグリーン関数の相互相関関数をグリーン関数の自乗和で正規化して、全観測点分スタックし、各要素震源におけるシグナル強度を求める。本定式化では単位滑り速度に対するグリーン関数の振幅の深さ依存性が補正されるため、ポテンシーレート密度に対応したイメージを求めることができる。新たな定式化の妥当性を検証するため、2015 年チリ・イラペル地震 (Mw 8.3) を対象とした数値実験並びに実データを用いた解析を行った。数値実験では、同一のポテンシーを有した仮想的な点震源を断層上に複数個ランダムに配置して計算した理論波形に対して、提案手法を適用した。従来の定式化では、イメージのシグナル強度が深部ほど相対的に強くなる傾向が見られたが、新たな定式化では浅部におけるシグナル強度の低下が軽減され、入力したポテンシー分布を概ね再現することができた。ただし断層浅部の、P 波と反射波との走時差が近接する要素震源では、逆投影されるシグナル強度が依然として小さくなる傾向がある。さらに、実データを用いた解析においても、数値実験で得られた結果と同様に、およそ 25 km 以浅の領域における相対シグナル強度が、従来の定式化に比べて高くなることがわかった。

Bayesian Lasso震源インバージョンの開発

#久保久彦・野田朱美・鈴木亘・青井真(防災科研)

Development of Bayesian Lasso Source Inversion

#Hisahiko Kubo, Akemi Noda, Wataru Suzuki, Shin Aoi (NIED)

1. はじめに

これまでの震源過程解析では物理的に筋が通る解を安定的に得るために、すべり平滑化や地震モーメント最小などの拘束条件を用いたL2ノルム正則化が使われてきた。他方でL1ノルム正則化を用いるスパースモデリングが近年注目を集め、様々な分野で盛んに適用されてきている。L2ノルム正則化を用いた回帰(リッジ回帰)に比べて、L1ノルム正則化を用いた回帰(Lasso)は値ゼロのモデルパラメータを多く有するスパースなモデルを求めやすいという特性を持つため、データが限られている場合でも像がはっきりとした解を推定できるという利点を持つ。このような特性から解析対象のモデルパラメータ空間が多くのゼロで占められている逆問題とスパースモデリングは相性がよい。これまでの研究から断層すべりは時空間的に非常に不均質であることが分かっており、また断層面の設定方法を工夫することによって断層面上の広い領域においてすべりがゼロである解を得ることが可能であるため、震源過程解析にもスパースモデリングを適用することができると考えられる。すでにいくつかの先行研究において、地震時および余効変動時の空間的な断層すべりの推定においてスパースモデリングが適用されている(例えばEvans and Meade 2012; Nakata et al. 2016; Nakata et al. 2017)。

Lassoでは罰金項であるL1ノルム部分の重み(ハイパーパラメータ)が得られる解に大きな影響を与える。これまでの研究では交差検定などによって経験的に決定することが多く、前述の先行研究でも同様のアプローチがとられている。一方でLassoをベイズ的観点で考えると、モデルパラメータの事前分布として独立・同一なラプラス分布を仮定したときの最大事後確率推定とみなすことができる(Tibshirani 1996)。Park and Cassela (2008)ではこのベイズ的観点に基づいて階層型ベイズモデルを構築した上で、マルコフ連鎖モンテカルロ(MCMC)法を用いて事後分布を推定するBayesian Lassoと呼ばれる方法を提案している。本研究ではこのBayesian Lassoを導入した新たな震源過程解析手法を開発する。ここでは地殻変動記録を用いた震源過程解析に適用するBayesian Lassoの利点として、先に上げたスパースモデリングの利点のほかに、

不確定性の評価に有用な解の事後分布を得ることができる点や、Fully Bayesianアプローチによってハイパーパラメータの値を決定できる点があげられる。また事後確率の推定にMCMC法などのフォワードモデリングを用いているため、解析上の自由度が高い点も利点としてあげられる。

2. Bayesian Lasso Source Inversion

断層面を複数のサブフォルトで構成した上で、各サブフォルトでのすべりが各観測点の静的変位と線形に比例する観測方程式を考える。観測方程式の誤差はガウス分布に従い、互いに独立であると仮定し、誤差のスケールファクタを σ^2 で表す。

Park and Cassela (2008)によって提案されたBayesian Lassoでは、モデルパラメータの事前分布として条件付きラプラス分布を、 σ^2 の事前分布としてnon-informativeかつscale-invariantな事前分布($1/\sigma^2$)を仮定する。これらの事前分布を使うことにより、Bayesian Lassoにおける事後分布が多峰性を有することなく単峰性となることがPark and Cassela (2008)によって示されている。事後分布の推定には、Kubo et al. (2016)によるFully Bayesian multiple-time-window source inversionの際に用いたMCMC法をBayesian Lassoに拡張したものを用いる。

一般的なLassoではモデルパラメータ自体のL1ノルムをできるだけ小さくするような解を求める。正則化する対象を変更した手法も提案されており、モデルパラメータの離散化一階微分のL1ノルムを用いたFused Lassoや、モデルパラメータの離散化二階微分のL1ノルムを用いたTrend Filtering Lassoがある。これらの手法に関しても本研究では震源過程解析への適用を行う。このうちTrend Filtering Lassoは現在の震源過程解析でよく用いられているすべり平滑化拘束条件と同じ二階微分型であるが、評価に用いるノルムがこれまでの研究と本研究では異なる。

発表では理論テストや実記録への適用を通して、正則化を行うノルムや正則化の対象の違いが震源過程解析の解に与える影響に関して議論する。

【引用】Evans and Meade (2012) *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L11314.; Kubo et al. (2016) *Geophys. J. Int.*, **204**(3), 1601–1609.; Nakata et al. (2016) *Earth Planets Space*, **68**(1), 1–10.; Nakata et al. (2017) *Sci. Rep.*, **7**, 6129.; Park and Cassela (2008) *J. Amer. Statist. Assoc.*, **103**, 681–686.; Tibshirani (1996) *J. Roy. Statist. Soc. Ser. B*, **58**, 267–288.

【謝辞】本研究はJSPS科研費 17K14384の助成を受けました。

S08—41

Slip Inversion of Very Large Earthquakes Using Empirical Green's Function Approach and Bootstrapping

#Ta-Wei Chang (EPS, Univ. Tokyo), Satoshi Ide (EPS, Univ. Tokyo)

For roughly 20 years, finite fault slip inversion on faults have been applied on numerous earthquakes to investigate rupture patterns as well as source parameters. Among which, the EGF (Empirical Green's Function) approach is able to eliminate complicated site and path effect by using EGF events as the kernel in inversions, provided that the focus of the two events are close enough, both having similar focal mechanisms, and are different in magnitude of roughly over 1.5. In this study, inversions of very large earthquakes were conducted with far-field data, using non-negative-least-squares method, and taking EGF selection from *Baltay et al. (2014)*. Objective way of screening station components is applied by evaluating the radiation pattern for the earthquakes of each stations.

To better estimate model error due to the usage of empirical Green's function, which is also specific to station selection, bootstrapping is made on the station selection process, randomly selecting waveforms from P or SH components in various stations. This will give the average of inversion trials using different data components with different Green's Functions, resulting in a smoothed model with stable features of the individual results, without explicitly applying smoothing constraints.

So far, the above method had been applied to the M_W 8.8 2010 Maule, Chile, and the M_W 9.0 2011 Tohoku-Oki, Japan earthquakes, both giving comparable slip pattern to previous studies, although slip is concentrated in very small regions with unreasonably large amount of slip. These results

should be considered as an extreme case of concentrated slip, and further physical inference is necessary to understand the real rupture process.

海底圧力計を地震計として利用したCMT解の推定

#久保田達矢・齊藤竜彦・鈴木亘（防災科研）

日野亮太（東北大）

Regional centroid moment tensor analysis using ocean bottom pressure gauges as seismometers

#Tatsuya Kubota, Tatsuhiko Saito, Wataru Suzuki (NIED)

Ryota Hino (Tohoku Univ.)

はじめに

海底圧力計 (OBP, ocean bottom pressure gauge) は沖合で発生した地震による津波 (海面の変動) による圧力変動を観測するが、同時に、地震動などに起因する短周期な圧力変動も同時に観測することが報告されている (e.g., Filloux, 1983; Matsumoto et al., 2012). 海洋音響波の卓越周期 (~10 s) より長い周波数帯域では、海底が加速度的に変動することで生じる動的圧力変動は $p = \rho_0 h_0 a_z$ (ρ_0 :海水密度, h_0 :水深, a_z :海底の鉛直加速度) の近似が成立するため (e.g., Matsumoto et al. 2012; Saito 2013; 2017), 海底圧力計の記録は擬似的な加速度地震計として用いることができると考えられる。

これまで、東北沖では OBP による観測が多数行われてきており、沖合で発生した地震の圧力変動を観測している (e.g., Kubota et al., 2017). 沖合の地震を解析する際、陸上記録だけでは震源域より沖側に観測点がないためにセントロイド位置を拘束することが難しくなる。もし沖合で観測した動的圧力変動を地震波の解析に活用できれば、沖合で発生した地震のセントロイド位置、特にその水平位置の推定精度の向上に資すると期待される。本研究では、OBP が捉えた動的圧力変動記録を活用しセントロイドモーメントテンソル (CMT) 解の推定を試み、その水平位置の推定精度に関して検討を行った。

データ・手法

本研究では、東北沖で 2011 年 3 月 9 日に発生した Mw 7.3, および 10 日に発生した Mw 6.5 のプレート境界型地震 (図 1a) (Kubota et al., 2017) を扱った。CMT 解の推定に用いるグリーン関数波形の計算には Saikia (1994) の波数積分法を用い、F-net の MT 解の推定に用いられる一次元速度構造を用いた。解析では点震源を仮定し、F-net の地震計記録 (3 観測点, 3 成分) に、震源域よりも沖側の OBP 観測点 GJT3 で得られた動的圧力変動記録を加えた。解析では、グリッドサーチ的に探索を行い、セントロイドの位置も推定を行った。

結果

いずれのイベントも海底圧力計の波形をよく再現する低角逆断層の CMT 解が、F-net MT 解よりも陸側に推定された (図 1). セントロイドの水平位置は、津波記録から得られた各イベントの断層 (Kubota et al., 2017, 図 1a, 赤/青矩形) の中央とほぼ等しい。陸域に設置した地震計のみではセントロイド位置の違いを解像できなかったが、震源より沖側に設置した水圧計で記録した地震波シグナル (動的圧力変動) を利用することでセントロイドの水平位置の推定精度が向上することを確認した。

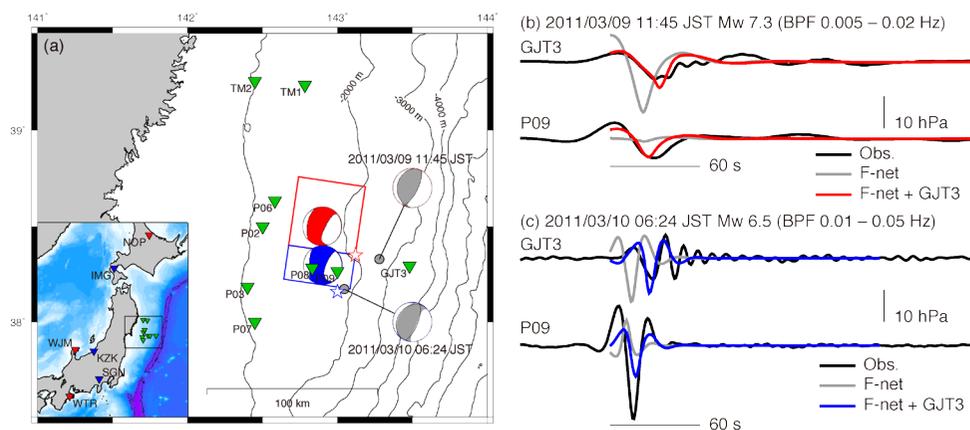


図1 (a) 本研究で対象とした2011年3月9日 (Mw 7.3, 赤星)・10日の地震 (Mw 6.5, 青星) の震央 (Suzuki et al., 2012) と、津波波形解析から得られた各イベント破壊域 (矩形, Kubota et al., 2017). 海底圧力計の位置を緑の三角で、各イベントの解析に用いたF-netの陸上地震計を、対応する色の三角で示す。F-net MT解を灰色で、本研究で推定したCMT解を赤 (9日), 青 (10日) で示した。(b) 3月9日の地震における動的圧力変動波形の比較。黒は観測, 灰色はF-net MT解から計算した波形, 赤は推定されたCMT解から計算した波形。観測点GJT3はCMT解の推定に使用したが, P09はCMT解推定には使用していない。(c) 3月10日の地震における動的圧力変動波形の比較。図の説明は(b)と同様。

謝辞：本研究では東大地震研の釜石沖ケーブル式海底圧力計の記録を使用しました。記して感謝いたします。

微小地震のnon-double-couple成分推定の試み

#今西和俊・内出崇彦(産総研)

A trial of reliable estimation of non-double-couple component of microearthquakes

#Kazutoshi Imanishi and Takahiko Uchide (GSJ, AIST)

ほとんどのテクトニック地震はせん断破壊で説明されているが、火山や地熱地域で発生する地震、流体関与によるinduced seismicityなどは、non-double-couple成分も含まれることが報告されている(e.g., Dreger et al., 2000)。また、テクトニック地震においても、観測の精度を上げていくことで、微小なnon-double-couple成分が検出され始めている(e.g., Ross et al., 2015)。しかし、non-double-couple成分が十分な精度で推定できるのは、基本的には規模が大きい地震に限られている。地震発生における流体の影響や断層帯の性質について新たな知見を得るためには、数多く発生する微小地震を活用し、精度の高いモーメントテンソル解の時空間分布を推定することが不可欠である。

微小地震のモーメントテンソル解析で一番気を付けなくてはいけないのは、地下構造の詳細がわからないため、高周波数域まで正確にグリーン関数を計算できない点である。グリーン関数に不確実性が残る限り、信頼性の高いモーメントテンソル解は得られない。Dahm (1996)は隣接する地震ペアの同一観測点における振幅比をデータとすることで、共通する伝播経路の効果をキャンセルし、グリーン関数を計算せずにモーメントテンソル解を推定する手法(相対モーメントテンソル法)を提案した。この手法で推定されるのは、マスターとなる地震のモーメントテンソル解に対する相対値である。非常に有効な方法であるが、マスター地震のモーメントテンソル解の精度がそのまま推定結果に影響を与えてしまうという本質的な問題点がある。我々はこの問題点を解決するため、昨年の地震学会において、地震クラスターに相対モーメントテンソル法を繰り返し適用し、個々のモーメントテンソル解の推定精度を上げると同時にクラスター内の地震間の相対精度も上げていく方法(逐次相対モーメントテンソル法)を提案した。解析手順は以下の通りである。

- (1)ある程度拘束できているメカニズム解を持つN個の近接した地震(クラスター)を抽出する。
- (2)推定対象とする地震(ターゲット地震)を一つ選び、それ以外の地震をマスタ

ー地震として相対モーメントテンソル法を適用する。この作業を他の地震についても同様に行う。なお、1個のターゲットに対して複数のマスター地震を取ることで、推定精度が十分でないマスター地震の影響を軽減させる効果がある。

(3)推定された解を新たなモーメントテンソル解(修正解)とし、再び(2)を行う。

(4)残差の総和に変化が見られなくなるまで(2)、(3)を繰り返す。

この手法でnon-double-couple成分の推定がどの程度可能かを確認するため、数値実験を行った。一例を図1に示す。半径20kmほどの領域に観測点が12点あり、non-double-couple成分を持った8個の地震を深さ8kmに設定した。観測振幅値を模擬するため、地盤増幅を0.5~4倍の間で与え、さらに10%のランダムノイズを加えた。初期メカニズム解として適当なdouble-couple解を仮定し、本手法により仮定した解(真の解)を復元できるのか調べた。図1(a)に示す通り、数回の繰り返いで残差は大きく減少し、その後、残差の変化はほとんど見られなくなる。仮定したモーメントテンソル解と繰り返し回数30回目のモーメントテンソル解のDC成分、CLVD成分、ISO成分の割合を図1(b)に示す。初期メカニズム解としてdouble-couple解を与えていたにもかかわらず、non-double-couple成分を推定することができており、さらにほとんどの地震に対して、真の解に近い推定結果が得られている。観測点数を増やす、あるいはクラスターの地震数を増やせば、この結果はさらに改善させることができることも確認した。

当日の発表においては、流体の関与が示唆される地熱地域の地震や群発地震等に適用した事例についても報告する。

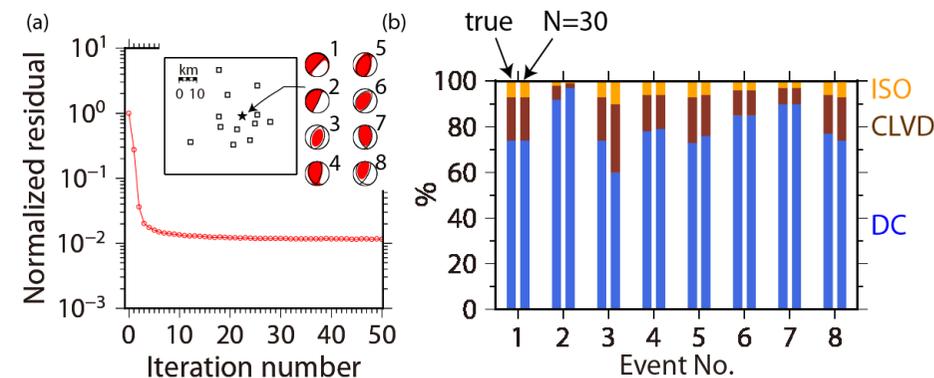


図1. 数値実験結果。(a)繰り返し回数による残差の変化。図中に仮定した観測点配置(□)とモーメントテンソル解を示す。(b)各イベントのモーメントテンソル解のDC、CLVD、ISO成分の割合。左が仮定した解、右が繰り返し回数30回目の解。

S04-01

西南日本の応力蓄積に対する

南海トラフの固着と琉球海溝のスラブ後退の効果

#橋間昭徳・佐藤比呂志・石山達也(東大地震研)

Superposed effects of the Nankai megathrust locking and slab rollback at the Ryukyu trench on Southwest Japan

#Akinori Hashima, Hiroshi Sato, Tatsuya Ishiyama (ERI, Univ. Tokyo)

1. はじめに

西南日本においては、過去 20 年で 1995 年兵庫県南部地震、2016 年熊本地震などの M7 クラスの内陸地震がそれ以前に比べ頻繁に発生している。比較的安定で地震が起こりにくい朝鮮半島においても 2016 年 9 月に観測史上最大の慶州地震 (Mw5.4) の発生を記録した。歴史史料に基づく地震カタログによれば、南海トラフ沿いのユーラシア-フィリピン海プレート境界において M8 の巨大地震が 100-200 年の間隔で繰り返し起きている (e.g., Ishibashi, 2004)。また、歴史地震カタログは、巨大地震の 50 年前からプレート内で M7 クラスの内陸地震が活発に起きるといった傾向を示している (Hori and Oike, 1996)。前回 1944/1946 年の東南海・南海地震から 70 年経過していることを考えると、近年の M7 クラスの内陸地震活動は次回のプレート境界地震前の活発化であると解釈することができる。このような内陸地震の活発化はプレート境界の巨大地震震源域における固着に伴う応力蓄積によるものと考えられる。本研究では、このようなプレート境界過程と内陸地震活動の関係を解明するために、三次元有限要素モデル (FEM) を構築し、内陸に蓄積される応力の計算を行った。

2. 日本列島域の有限要素モデル

モデル領域として、東南海・南海地震の震源域 (300-400 km) より十分に広い 3700 km × 4600 km の領域をとる。この領域には、日本列島に加えて千島弧、伊豆小笠原弧、琉球弧の領域まで含まれる。深さ方向には上部マン

トルに相当する 700 km まで考え、東北日本、西南日本下に沈み込む太平洋、フィリピン海スラブの三次元的形状を既往研究による形状モデルにしたがって取り入れた。特に西南日本の応力場のモデリングを行う際には九州パラオ海嶺の沈み込みに起因するフィリピン海プレートの屈曲の形状を考慮することが重要である。モデル領域は約 100 万個の正四面体のメッシュに分割した。メッシュの大きさは震源域に近いところで 5 km とし、外部に行くにしたがって大きくなるように設定した。

3. 計算結果

既往研究によるすべり欠損速度分布を用い、西南日本における地表変位速度と、応力蓄積速度場を計算した。計算した地表変位速度は西南日本の近畿～中国四国地方で、観測された変位速度を大局的に説明できる。しかし、西方の九州地方に特徴的な反時計周りの変位速度場は再現できなかった。また応力分布も同様に九州地方では観測されたメカニズムパターンを再現できなかった。

九州地方のテクトニクスは琉球海溝におけるフィリピン海プレートのスラブ後退の影響を受けている。スラブ後退は、通常プレート沈み込み運動に、スラブ後退に相当する余剰的なすべり運動を追加することによってモデル化することができる。余剰すべり速度は沖縄トラフの背弧拡大速度にもとづいて 4 cm/year と設定した。スラブ後退の効果を加えて計算した結果、九州地方の特徴的な変位速度場と応力場を再現することができた。

熊野沖南海トラフ3D地震探査再解析から推定したプレート境界断層上のノンテクトニック垂直応力

#木下正高(東大地震研)・Evi Demetriou(Kingston Univ.)・林為人(京都大)・白石和也(JAMSTEC)

Non-tectonic contribution to normal stress along the Nankai seismogenic zone off Kumano

#M. Kinoshita (ERI/UTokyo), Evi Demetriou (Kingston Univ.), W. Lin (Kyoto Univ.), and K. Shiraishi (JAMSTEC)

For a better understanding of the updip edge of Nankai seismogenic zone, it is essential to obtain both the precise seismic structures and insitu drilling data. We present here the improved 3D seismic images improved through reprocessing. Clear images enabled a better detection of the plate boundary and V_p anomalies around it. We attempt to estimate overburden and non-tectonic normal stress along the fault.

南海トラフ地震発生帯の固着域および付加体内部の詳細な地質構造を理解するために、掘削と地下構造探査は欠かせない。2006年、熊野沖南海トラフにおいて三次元マルチチャンネル地震探査・解析が行われ、その後2016年に最新技術を用いて再解析を行った(Shiraishi et al., submitted to SPEPS)。浅部から深部まで明瞭な反射断面イメージが得られ、新たに得られた3D速度構造と合わせて、以下の特徴が明らかになった：熊野海盆下のプレート境界断層の形状は、平均的なdipは15度程度だが南東端側がくぼんでいる。その直上に5km/s超の高速帯が厚さ1kmにわたって存在する可能性があり、それは分岐断層下の低速層(4km/s以下)と対比をなす。

本研究では、このようなプレート境界の形状により、ノンテクトニックな上載荷重や垂直応力がどのような影響を受けるのかを明らかにすることを目的とした。方法は以下の通り：再解析によるPSDMモデルからプレート境界断層を抽出して断層傾斜角(dip)を求めた。一方、から、この地点の掘削データ(C0002)を用いて、Willie et al. (1956)の式により V_p と間隙率の関係を求め(木下他, 2016地震学

会), それを3次元速度モデルに適用して3D間隙率, さらに3D全密度を計算した。上盤側の密度を断層上の各点で深度方向に積分して上載荷重(S_v)を求め, Dipと併せて法線応力成分(σ_n)を見積もった。

プレート境界震度は, 南端で海底下4000m~北端で6000m程度であり, 概して南端から北に向かって(プレート運動とは斜交して)深くなる。Dipは0度から30度まで大きく変動している。南側では20度(N~NNW傾斜)程度だが北側では10度以下(NW傾斜)に変化する。さらに波長が5~10kmでうねっているように見えるが, これはPSDM処理の際のmigrationが除去しきれていない可能性がある。いずれにせよ, 平均のdipが20度程度変動するということは, S_v に起因する垂直応力は10%程度変動することになる。実際の σ_n を見ると, 南端では(浅い断層面のために)もともと小さい S_v が, 大きなdipによってさらに小さくなっていることが分かる。

得られた S_v および σ_n 分布は, 当然であるが上盤の平均的厚みが陸側に向かって増加する影響を最も受ける。そこで, 解析領域全体の平均的な密度-深度プロファイルのリファレンスとし, そこからの「差」を取ることで, 上盤の密度構造の水平変動の影響を抽出してみた。その結果, 解析領域の東南端に2か所, 直径5~10km程度の正の異常がみられる(周囲に比べて1~2MPa大きい)。これは, くぼみ=厚みの効果もあるだろうが, 上盤の高密度の影響を反映していると考えられる。すなわち, 上盤の荷重異常により, 東南端の部分の σ_n は2MPa大きい(断層強度が高い)と考えられる。

実際の応力場はノンテクトニックよりも大きいテクトニック応力(SHmax)が働いており, その合力として(有効)垂直応力・せん断応力を考慮すべきである。しかしながら, 現時点ではSHmaxは, 掘削地点C0002の海底下2000m程度までしか推定されていない。

そこで, SHmaxの値を与えて, それに対してクーロン破壊の「closeness to failure指数(CF)」を, S_v と t_{dip} の関数として求めた。CF値とはモール円上で現在の応力場(円周上の一点)とクーロン破壊直線との「距離」(0MPaで破壊発生)を指す。有効摩擦係数を0.1として計算すると, Dipが2度減少するか, S_v が2MPa増加する(差応力が減少する)と, CF値が0.7~1MPa増加することが示された。例えばdipが10度と20度の地点を比較すると, $S_v \cdot SH_{max}$ が同じ値ならばCF値は約5MPa前後も減少し, 場所によってはゼロ以下(つまり滑りが生じる条件を満たす)になることが分かる。また上載荷重が2MPa増加することで, その地点のせん断強度は1MPa程度増加する(固着が強まる)ことが示唆される。

今回はノンテクトニックのみの考察であったが, これに数値計算による水平応力成分を加えた考察を行い, 断層上の強度, CF指数をさらに高精度で推定することが重要である。

S04-03

紀伊半島沖～四国沖南海トラフ底の熱流量分布： 四国海盆の地殻構造との関係

#山野誠(東大地震研)・川田佳史(東北大災害研)

Heat Flow Variation along the Nankai Trough Floor: Correlation with the Structure of the Shikoku Basin Oceanic Crust

Makoto Yamano (ERI), Yoshifumi Kawada (IRIDeS)

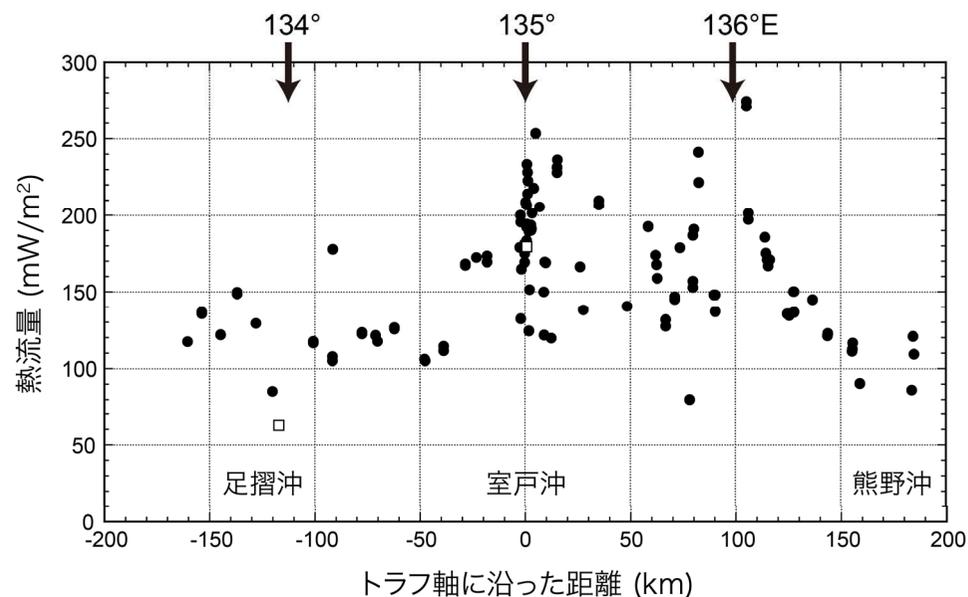
南海トラフで沈み込むフィリピン海プレート(四国海盆)の温度構造は、プレート境界(地震発生帯)近傍の温度構造を支配する主要な要素である。海洋プレートの温度構造は基本的に年齢によって決まると考えられるが、南海トラフの底(変形フロントの海側)において測定される熱流量には、海底年齢に応じた値と大きく異なるものも多い。この異常な熱流量の分布と原因を明らかにすることは、南海トラフ沈み込み帯の温度構造と、その地震発生過程等への影響を考える上で非常に重要である。これを目的とし、四国～紀伊半島沖の南海トラフ底で測定を進めてきた結果、熱流量分布が東西方向(トラフ軸方向)に明瞭に変化することが明らかになった(図)。

南海トラフ底の熱流量分布において、最も特徴的なのは、室戸沖から潮岬南方(東経135～136度付近)での高熱流量異常である。ここでは海底年齢に比べて異常に高く、ばらつきが大きい値(130～250 mW/m²)が得られている。136度付近を境として熱流量分布は顕著に変化し、136度の東ではばらつきが小さく、東に向かって単調に減少する(50 kmで約200から約100 mW/m²まで変化)。熊野沖での測定値は、海底年齢とほぼ整合的である。一方、134.5度付近より西では、全般にばらつきが小さく、海底年齢に応じた値に近い。

この熱流量分布には、沈み込む四国海盆海洋地殻の構造との対応が認められる。中央部(東経134.5～136度付近)の高熱流量でばらつきが大きい地域は、四国海盆拡大末期の北東-南西方向の拡大で形成された部分にあたる。その東側及び西側のばらつきが小さいところは、東西方向の拡大で形成された部分

である。両者の境界付近(136度及び134.5度付近)では、海洋地殻の厚さや基盤地形も東西に変化することが知られている。

このような熱流量分布と地殻構造の対応関係は、海洋地殻内の流体循環に起因すると考えることができる。まずトラフ中央部における高熱流量は、沈み込んだ海洋地殻上部の透水層内での活発な流体循環が、深部から熱を効率的に輸送するという機構で説明可能である(Spinelli and Wang, 2008)。一方、四国海盆拡大過程の境界の東側及び西側では、海洋地殻の透水率構造が中央部と異なり、流体循環の強度やパターンが違うために高熱流量が生じないものと推測される。さらに、136度の東側における50 kmにわたる単調な変化については、3次元モデルでの数値計算を行ったところ、透水率の異方性(トラフ軸に対し直交方向と平行方向)によるものである可能性が示された。海洋地殻内の流体循環による深部からの熱輸送にはプレート境界近傍を冷却する働きがあり、四国海盆海洋地殻の不均質な構造は、南海トラフ地震発生帯の温度構造に影響を及ぼしていると考えられる。



南海トラフ底の熱流量分布(口は深海掘削孔での測定値)

S04-04

日本列島の東西短縮地殻変動の原因

高橋雅紀 (産総研)

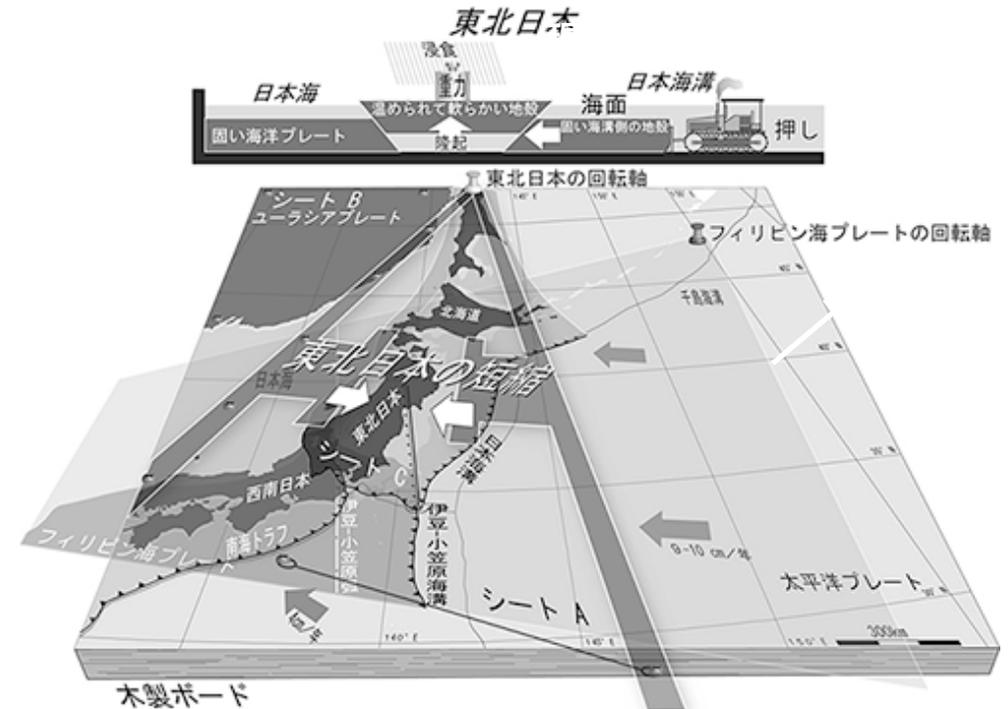
The cause of the E-W contraction of Japan

Masaki Takahashi (AIST)

日本列島は現在、強い力で東西に押されている。この地殻変動によって東北日本では逆断層が活動し、隆起した範囲は山地となり、山地と山地の間には山間盆地が形成された。現在の東北日本の地形は、およそ 300 万年前に始まった東西短縮地殻変動によって形作られた。この地殻変動は、内陸地震の原因でもある。

いわゆる第四紀の東西短縮地殻変動は、当初は西に 10 cm/ 年で移動する太平洋プレートの沈み込みによって、日本列島が東から押されているからと考えられた。ところが、太平洋プレートは過去 4000 万年以上に亘って運動の向きや速度がほぼ一定であるため、300 万年前に開始した地殻変動の原因とは考えにくい。結局、原因が紐解けないまま、多くの地質研究者はこの研究から離れていった。

このような状況で、アナログ模型を併用した思考実験を続けた結果、日本列島の東西短縮地殻変動の原因が、北西に移動するフィリピン海プレートであるとの結論を得た。本州を变形しない陸側のプレートと仮定し、フィリピン海プレートを移動させると、McKenzie & Morgan(1969)* の指摘のように、日本海溝と伊豆 - 小笠原海溝がずれてしまう (下図) 。



その場合、厚さが 90 km に達する固い太平洋プレートが切断されることになり受け入れがたい。そこで、太平洋プレートが切断されない、言い換えるならば、日本海溝と伊豆 - 小笠原海溝が連続する模型の製作を試みた。その結果、【①太平洋プレートが切断されない】かつ【②フィリピン海プレートが現在の運動を続ける】2つの制約条件を満足するアナログ模型が完成し、東北日本が必然的に西に移動して島弧地殻は東西に短縮せざるを得ないことが示された (上図)。このことは、日本列島の東西短縮地殻変動の原因が、太平洋プレートの運動そのものではなく、フィリピン海プレートの運動であることを表している (Takahashi, 2017**).

* McKenzie, D. P. & Morgan, W. J. (1969) Evolution of triple junction. Nature, 224, 125-133.

**Takahashi, M. (2017) The cause of the east-west contraction of Northeast Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, in press.

S19-01

地球シミュレータで計算した爆発事象による

理論地震波形

#坪井誠司・松本浩幸(JAMSTEC)・M. Rozhkov(CTBTO)・J. Stachnik(ISTI)

Synthetic Seismograms of Explosive Sources Calculated by the Earth Simulator

Seiji Tsuboi, Hiroyuki Matsumoto (JAMSTEC), Mikhail Rozhkov (CTBTO), Josh Stachnik (ISTI)

我々は前回の学会において2016年1月6日10:30(JST)に発生した北朝鮮における爆発事象(マグニチュード5.1 :USGS、5.0: JMA)により観測された広帯域地震計記録に対して、地球シミュレータを用いて理論地震波形記録を計算した結果を報告した。今回、この事象に対する新たなモーメントテンソル解を用いて再計算を実施したのでその結果について報告する。

この事象の震源に対するモーメントテンソル解はRozhkov et al., (2016)の解を用いた。この解では、ダブルカップル成分が28%、等方成分が51%となっている。また、震源の深さは1.4kmとしている。地震モーメントはMw5.1に対応する値を設定した。理論地震波形は、地球シミュレータ上でSPECFEM3D_GLOBEを用い、2025ノードを使って40度×40度の1 chunkを用いて計算した。モデルの精度を表すパラメータであるNEXは2880で格子点数は1100億個、地表における格子点間隔は0.87kmである。用いた地球モデルは1次元PREMで、精度は周期1.5秒である。5分間の理論地震波形を計算するための計算時間は約10時間であった。図1に観測点と震源の位置を示した。

図2に中国MDJ観測点における理論地震記録と観測記録の速度波形による比較を示した。事象の発生時刻から130秒後に到着する表面波は、ほぼ理論波形が観測波形を説明しており、震源モデルがほぼ正しいことを示している。P波についてはPn、およびPg波は共に理論波形の走時は観測波形をよく説明しており、用いた地殻構造モデルが震源付近の構造を良く近似していることを示している。しかしながら、理論波形の振幅は正しく推定できておらず、伝播経路の地殻構造モデルを改善する必要があることを示している。

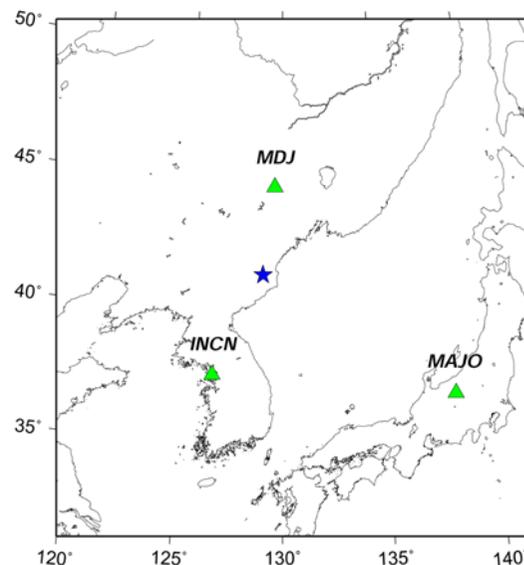


図1 震源(星印)と観測点(三角)の位置

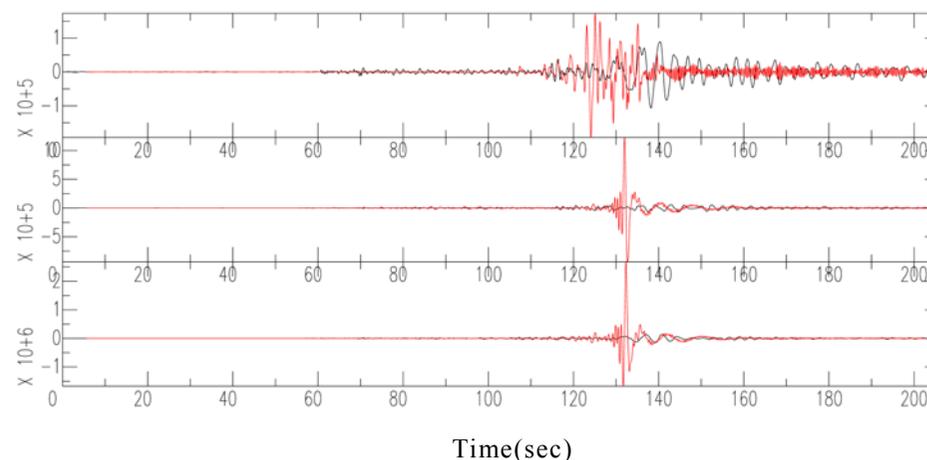


図2 MDJにおける理論波形(細線)と観測波形(太線)の比較。縦軸はデジタルカウント、横軸は時間で200秒間の地震記録を示している。横軸の原点は発震時を表す。上から東西、南北、上下動成分を示す。

S19-02

サイレント・ランドスライド — 移動土塊とともに 30 m 動いた短周期地震計の記録 —

#土井一生・松浦純生・大澤光(京大防災研)・柴崎達也・土佐信一
(国土防災技術(株))

Silent Landslide -Waveform Records from a Short-Period Seismometer Settled on a Moving Landslide Block-
#Issei Doi, Sumio Matsuura, Hikaru Osawa (Kyoto Univ.), Tatsuya Shibasaki and Shinichi Tosa (JCE)

1. はじめに

地すべりの運動形態を把握することは、地すべりの移動条件の把握や流走距離の予測につながり、地すべり一般の防災にとって必須である。また、大規模すべり前後に発生する微小破壊は地すべりに限らず破壊現象の物理を知るうえで重要な現象である。本研究では、短周期地震計を地すべり土塊の上に置いて地震観測をおこなっていたところ、30 m 程度地すべりが移動するイベントが降雨を誘因として発生した。そこで、その際の地震記録の特徴を議論する。

2. 観測概要

北海道東部の太平洋に面する沿岸の地質は主として第三紀の古い泥岩および砂岩、または、それらの互層からなり、冬季の土壤凍結などによってスレーキングし表層部で風化が著しく進行している。このような地質条件のもと、再活動型の地すべりなど多様な海岸地すべりが多数見られる。

対象とした海岸地すべりは東西に細長く、厚岸湾に面した東側に滑動する。大きさは、長さ 50 m、幅 10 m、すべり面深度は約 5 m である。地すべり地内ほぼ中央部に、近計システム製短周期地震計 KVS-300 (固有周波数 2 Hz) を設置し、200 Hz サンプリングで連続地震波形を集録した。また、地震計ごく近傍には、地中において多点における変位を測定する多層移動量計、および、すべり面直上には間隙水圧計が埋設し、同じく連続観測をおこなった。

3. 2016年6月17日のイベント

前日より降り続いた大雨(総降水量148 mm)によって移動土塊が不安定化し、

多層移動量計の記録によると2016年6月17日11時ごろから 0.1 mm の変位が認められ、土塊が移動を開始したとみられる。地すべりは徐々に加速し、6月18日5時ごろには変位量が 3 m に達し(図1)、多層移動量計の測定上限を迎えた。

4. 解析方法と結果

イベント発生時の地震波形記録を精査した。生波形を調べるとともに、ランニングスペクトルを計算し、特定の周波数に卓越する震動の抽出もおこなった。

イベント発生から地震計が転倒したと思われる18日6時半まで、常時微動による震動が記録されていた(図1)。短い(継続時間1秒以下の)振動パッケージが数十個見つかったものの、これらのパッケージの振幅およびスペクトルレベルは、5 kg のおもりを地震計近傍のすべり面深度付近に落下させた時の震動と同じ程度であった。また、同時帯のランニングスペクトルは風や波浪による振幅増加変化が見られるほかは、特段大きな振幅を記録することはなかった。

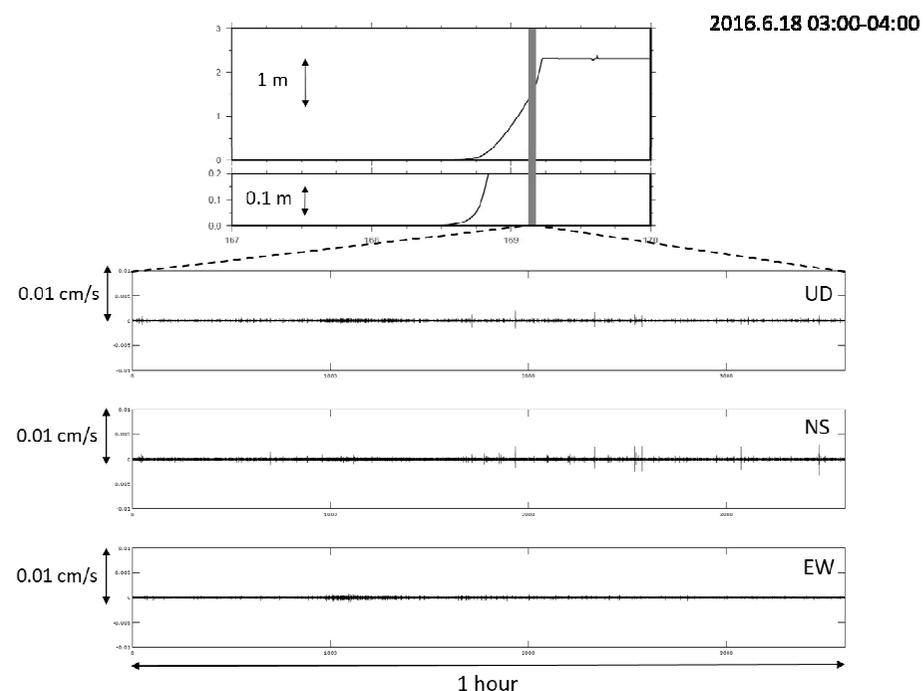


図1 6月16日0時から6月18日24時にかけての多層移動量計による地すべり土塊の変位と6月18日3時から4時の短周期地震計による地動速度記録。

S19-03

新聞メディア上で表出される地震学の専門知に対する計量内容分析

#山田耕(早大政経)

A quantitative content analysis of seismological reporting in print media

#Ko Yamada (Waseda Univ.)

Various kinds of seismological information are currently delivered via mass media to the public. Mass media can help shape the public perspective to potential seismic risk and prompts the social mitigation or preparedness activities. Therefore it is important in the process of the seismic risk communication to reveal which scientific issues of the earthquake phenomena are significantly selected by print media. This study examines representations of seismic disasters in Japanese print media, utilizing a method of text mining, to investigate how scientific findings in the field of seismology are framed. In all, approximately 20000 articles published between 1990 and 2016 in Asahi Shimbun, Yomiuri Shimbun, and Mainichi that contained references to scientific stories on seismology were collected and analyzed.

一般的に、国民は専門家からの専門知、つまり科学的な情報をマスメディアの報道から受け取る。それゆえに、マスメディアは科学に関する国民の知識形成において重要な役割を担っていると言える。しかし、科学情報と一概に言っても、その中身は基礎研究の話題から社会と密接な関係のある話題まで多様である。そのような観点から見ると、地震学は社会と密接な関係のある学問としてマスメディアから見られており、メディアはそのような側面を強調し、報道していると予想される。しかし、その内容はどのようなものであるのかという全体像は十分に分析がなされていない。メディア上で形成される地震学に関する言説空間の大きさは、一般国民が持ちうる地震学の知識レベルを規定すると言える。逆に言えば、この空間外にある情報は人々に知覚されることがない。田中(科学技術リテラシーの向上をめぐる- 公共政策の社会的合意形成の観点から-、レファレンス、No.3、2006)は

「社会的選択を行うための判断根拠として主権者である国民一人ひとりが、科学的素養を身につけることが要請され、その内容には、科学技術の特質や限界に関する知識が求められる」と指摘している。地震学の専門知は防災政策を遂行する上で重要な判断材料的な情報となるため、それが国民によって広く認識される必要がある。そこで、本研究では最初にテキストマイニングの技法を使い、マスメディアが長い間地震学に関してどのようなことを報じてきたのかということ明らかにし、上述した国民の知識レベルを推し量りたい。

本研究の分析対象は、現在発行部数で上位3位を占める読売新聞、朝日新聞、毎日新聞である。これらの1990年～2016年までに掲載された「地震学に関する」記事を分析する。テレビも国民の知識に寄与する点では新聞と同様に大きな影響力を有しているが、その言説空間が新聞と著しく異なるとは考えにくい。

本研究では、「地震学の専門知に関する」ということを次のように定義して記事を選定する。地震学の専門知を地震に関係する科学的情報と読み替え、そのような情報が掲載されている記事には専門家もしくは専門機関が登場するだろうと推測し、「地震&(研究or教授or専門家or大学or科学or気象庁)」をキーワードとして各新聞社のデータベースに入力し、87338本の記事を抽出した。しかし、この条件だけでは地震とあまり関係のない記事もヒットしてしまうため、抽出した記事に対してさらに次の単語のいずれかが含まれている条件を課した:「津波、震度、耐震、震源、南海、東海、マグニチュード、活断層、余震、予測、トラフ、防災対策、地球、プレート、地震計、周期、直下型地震、減災、地震予知、地震波、海溝、液状化現象、地すべり、震央、継続時間」。その結果として、約2万本の記事が選定された。本研究では、これらの記事が地震に関する何らかの科学的情報を掲載している記事とみなし、解析を行う。

2万本の記事において記事一つを分析単位として機械学習させて、ベクトル表現を得た。それらベクトル値の類似度に従ってクラスター分析を行い、13個の大クラスターとその下部クラスターとして31個を同定した。現在、これらのクラスターの意味を整理しているところである。本講演では、地震学の専門知に関連してどのようなことが語られてきたのか、メディア上の言説空間の様態について報告したい。

2006年伊豆半島東方沖及び2003年十勝沖地震時の ハイドロフォン波形から推定される混濁流の特徴

#岩瀬良一 (JAMSTEC)

Characteristics of Turbidity Currents Inferred from Hydrophone Waveform of East Off Izu Peninsula in 2006 and Off Tokachi in 2003 Earthquakes

Ryoichi Iwase (JAMSTEC)

2006年4月21日02:50 JSTに発生した伊豆半島東方沖地震(M_J 5.8)及び2003年9月26日04:50 JSTに発生した十勝沖地震(M_J 8.0)の際、それぞれ各震央の北北東約7 kmの海底に位置する相模湾初島沖「深海底総合観測ステーション」(水深:1175m, 以下「初島沖ステーション」)及び東南東約25 kmの海底に位置する釧路・十勝沖「海底地震総合観測システム」先端観測ステーション(水深:2540 m, 以下「十勝沖ステーション」)では、海底映像もしくは流速計等により混濁流が捉えられており、ハイドロフォン信号上でもこれらの混濁流に対応した特異な信号が検出された(岩瀬, 2013)。

上記信号が検出された初島沖ステーションのハイドロフォン信号は、S-VHSビデオテープの音声トラックに海底映像と同時にアナログ収録された音声帯域の水の中音響信号であり、礫の衝突音(図1)や、「ザー」というホワイトノイズ的な音である。

近年、河床土砂移動の研究において、礫のような粒子が衝突する際に発する音波の周波数が、粒径並びに衝突速度と以下のような単純な関係式で表わされることが報告されている(Rickenmann, 2017)。

$$f = 162U^{0.2}/D, \quad f: \text{中心周波数(Hz)}, U: \text{衝突速度(m/s)}, D: \text{粒径(m)}.$$

図1の礫の衝突音の場合、観測された混濁流の流速(高度12 mで最大 27 cm/s)から、礫の衝突速度はオーダーとして 1 m/s 程度と推定される。当該衝突音のスペクトル(図2)より、中心周波数をピーク周波数と同じ1.7 kHzとして、上式から礫の径は 10 cm 程度と推定される。一方、「ザー」という背景音については、平時の背景雑音から推定される収録データ上の有効な周波数帯域(6 kHz程度以下)では、顕著なピークは見当たらず、音源としては、1 cmオーダー未満の砂等の粒

子の移動に伴う衝突と推定される。

十勝沖ステーションのハイドロフォン信号は、サンプリング周波数 100 Hz の連続データであり、初島沖ステーションと異なり、音声帯域では収録されていない。従って、観測可能な周波数帯域は 50 Hz 以下である。地震発生後、海底での流速が、最大 1.5 m/s となった9時前後では、ハイドロフォン信号のスペクトルには 2 Hz 前後にピークが見られる(図3)。これを前式にそのまま当てはめると、直径数十mの巨岩になってしまう。また流速が 0.5 m/s 程度となった18時には、スペクトルのピークが 1 Hz 前後となっており、前式とは異なる速度依存性が見られ、初島沖ステーションで検出されたものとは信号の生成機構が異なると考えられる。

参考文献

岩瀬(2013), 2013年度地震学会秋季大会講演予稿集, p.121.

Rickenmann(2017), J. Hydraul. Eng., 143(6), DOI: 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001300.

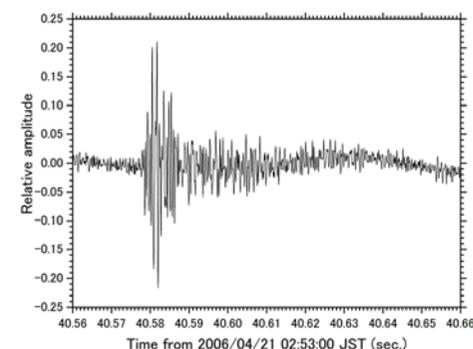


図1 礫の衝突音の波形例

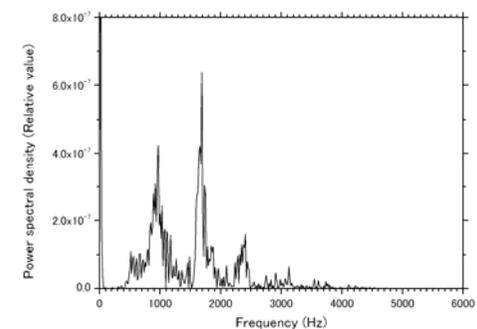


図2 礫の衝突音(図1)のスペクトル

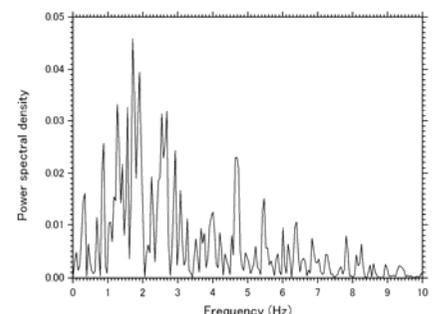


図3 スペクトル例(2003/09/26 09:01 JST)

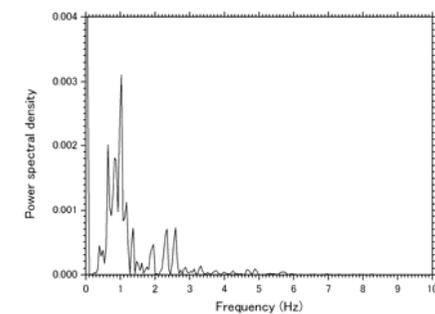


図4 スペクトル例(同 18:01 JST)

S14-01

熊本地震等の電磁観測データで見る地震予知の確率と実用化

#國廣秀光(JYAN 研究会)

Establishment and practical application of earthquake prediction based on electromagnetic observation data of the Kumamoto earthquake

JYAN Study Group Chairman Hidemitsu Kunihiro

Earthquake prediction is said to be difficult, but we have been developing electromagnetic observation equipment for 10 years, we are building an observation network with FM radio waves etc and continue the experiment. Not surprisingly, the Kumamoto earthquake last April showed a unique variation of + 20 dB on April 6 and 9, one week ago. As expected, an earthquake (predictive April 14) and a mainshock on 16th It occurred. Earthquakes occurred after about 1 week after abnormal precursors after the aftershocks. (See figure)

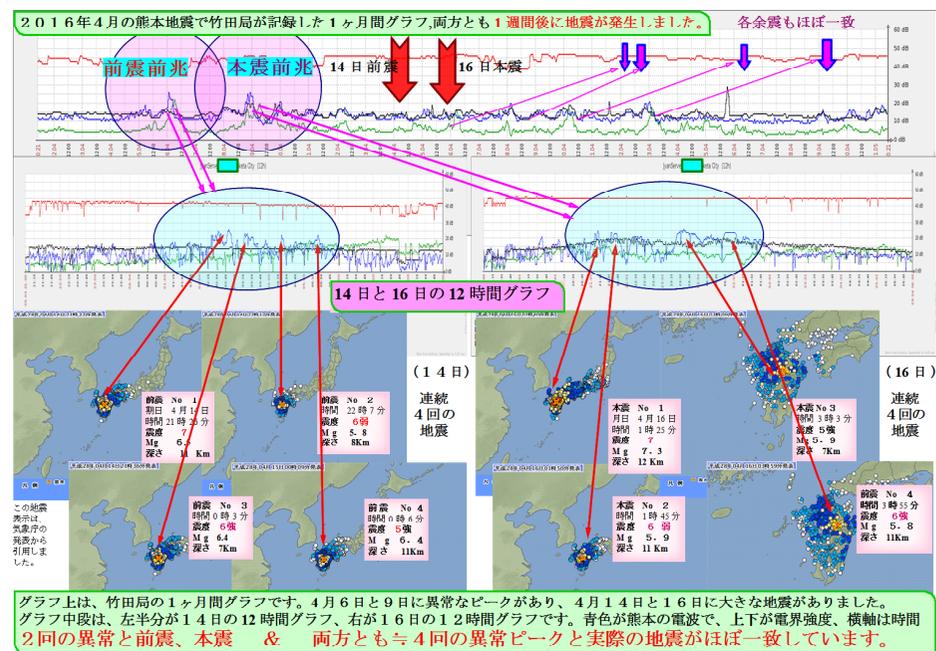
Actually, this electromagnetic observation is also about 10 years of observation and we have experience rule. An earthquake occurred about one week after the precursor abnormality, such as the Hyogo ken Awajijima earthquake, the Nagano ken Northern quake, and the Fukushima earthquake. Therefore, the earthquake that observed large abnormality was almost 100% probability.

地震予知は困難と言われていますが、私達は、10年前から電磁的な観測装置を開発し、FM電波等では観測網を形成し実験を続けています。おりしも、昨年4月の熊本地震では、1週間前の4月6日と9日に+20dBという特異な変動があり、予測通り1週間後に地震(前震4月14日)、16日に本震が発生したのです。その後の余震も異常前兆の約1週間後に地震が発生しています。(図参照)

実は、この電磁観測は約10年の観測で経験則もできています。兵庫県淡路島地震や長野県北部地震、そして福島地震等々、前兆異常の約1週間後に地震が発生しております。従って、大きな異常を観測した地震は、ほぼ100%の確率でした。しか

し、当観測網は未だ十分に敷設されておらず、観測データの不足で、予想と違ったり、予測自体ができ無かった地震があり、早期の観測網整備が望まれているところです。

次に、電磁観測の理論ですが、まず、地震前になると地下深部の震源域では、大きな軋轢が起き、岩盤等に加圧や割裂又は摩擦等が生じます。このとき圧電気や、正負の電気、摩擦電気等が発生し、地上へも電磁気が伝わってくるのです。この伝導現象は、私が実際に観測したデータや記録画像を、地震学会(京都・静岡・横浜)や地震予知学会、JGpU学会等で発表しています。今回は、熊本地震での前震・本震、そして、前本震の連続的な地震迄もが観測データに良く現れています。このような詳しい地震の情報が、数日前に伝われば人的被害は激減することでしょう。



日本周辺における深海魚の目撃と地震との関係に関する考察

#織原義明(東海大海洋研)・鴨川仁(東京学芸大物理)・野田洋一(有限会社テラテクニカ)・長尾年恭(東海大海洋研)

Study of correlation between deep-sea fish sighting and earthquakes around Japan

#Yoshiaki Orihara (Inst. Oceanic Res. & Develop., Tokai Univ.), Masashi Kamogawa (Dep. of Phys., Tokyo Gakugei Univ.), Yoichi Noda (Tierra Tecnica Ltd.), Toshiyasu Nagao (Inst. Oceanic Res. & Develop., Tokai Univ.)

日本では以前から深海魚の目撃や捕獲が地震の前触れとされることがあった。例えば、1957年伊豆新島近海地震(M6.3)の2日前に新島の浅瀬で捕獲されたリュウグウノツカイや、1968年十勝沖地震(M6.3)の3日前に釧路沖で採集されたシギウナギなどである(末広, 1968)。一方で両者は無関係とする主張もあることから、著者らは両者の関連を調査してきた。本年5月に開かれた日本地球惑星科学連合2016年大会では、過去の新聞記事や水族館ホームページに掲載された情報、さらに本間他(2011)から、日本沿岸に漂着、または近海で目撃、捕獲された深海魚(異常)のデータベースを作成し、日本周辺で発生したマグニチュード(M) 6.0以上、深さ100km以浅の地震(余震等を除く)と比較した(一事例のみ例外)。1992年1月1日から2011年3月11日までの間に異常出現日は101日、地震は161回あった。異常出現と地震発生場所を日本海側、北海道から関東地方の太平洋側、東海地方から四国・九州までの沿岸、南西諸島、そして小笠原の5つのエリアに分けて、異常出現から30日後までに地震が同一エリアで発生したかを調べたところ、その割合は8%にとどまった。このことから、少なくとも深海魚目撃等の“異常”は防災・減災に有用な情報にはなり得ないと結論づけた。

今回の発表では、過去の文献から深海魚目撃等の事例を1928年まで遡って整理し、地震との関連性を探る。また、マグニチュードや先行時間などのパラメータをM6.0以上30日以内だけでなく複数の閾値で調べ、防災・減災に有用な情報か?といった視点に加え、両者の関連性を統計的に検証する。さらに、深海魚の目撃

情報等が地震と関連があるとする説では、地震前に地殻内で何らかの異変が生じ、この異変に対して感覚的に非常に敏感な魚類が反応するといったことが提唱されている(末広, 1968)ことから、このメカニズム仮説についても考察する。

<謝辞>

本研究は文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」、東海大学海洋研究所・コアプロジェクト研究、ならびに奈良機械製作所研究助成の一部支援を受けて実施されました。

<引用文献>

末広恭雄, 地震に対する魚類の異常生態, 京急油壺マリンパーク水族館年報, **1**, 4-11, (1968).
本間義治・箕輪一博・中村幸弘・青柳彰・野村卓之, 新潟・佐渡沿岸と沖合におけるアカマンボウ目(紐体類)魚類の漂着・採捕記録再調, ホシザキグリーン財団研究報告, **14**, 31-41, (2011).

完新世海成段丘の成因と地震発生時期予測可能モデル

#松浦充宏(統計数理研)・野田朱美(防災科技研)

宮内崇裕・佐藤利典(千葉大理)

The origin of Holocene marine terraces and the time-predictable recurrence model

#Mitsuhiro Matsu'ura (ISM), Akemi Noda (NIED)

Takahiro Miyauchi, Toshinori Sato (Chiba Univ.)

1. はじめに

Time-predictable recurrence model(タイムプレディクタブル・モデル)は1980年に Shimazaki & Nakata によって提唱された仮説で、現在も南海地震の発生時期予測に用いられている。このモデルが主張するのは「大地震の再来間隔は直前の地震の規模に比例する」ということで、その根拠の一つは南海トラフで発生した一連の地震(1707 宝永, 1854 安政, 1946 昭和)に伴う特定地点(室津港)の地殻隆起量(地震規模の目安)であり、もう一つは房総半島南部及び喜界島に発達した一連の完新世海成段丘の形成年代と現在の段丘面高度である。前者については Scholz (1990) や Kumagai (1996) による議論を検討するに止め、ここでは後者について海成段丘の成因まで立ち返って詳しく考察する。

2. 地震隆起成因モデル

Shimazaki & Nakata (1980)では、他の殆どの研究と同様、完新世段丘の成因は地震による海岸隆起にあるとしている。この場合、地震時隆起の単純な累積では古い時代の段丘面高度が高くなり過ぎてしまうので、地震間の逆戻りにより長期的には或る一定のレートで海岸が隆起し続けているとの前提が必要になる。Shikakura (2014) は、長期的に一定のレートで隆起している海岸が間欠的に地震隆起することで段丘面が形成されるモデルを用いて喜界島の完新世段丘発達

の数値シミュレーションを行い、段丘面の高度差は地震時の隆起量(地震規模)によらず離水年代間隔(地震発生間隔)に比例することを示した。この関係は海岸の長期的な隆起レートが一定という前提からの当然の帰結であるが、房総半島の完新世段丘についても, Fujiwara et al. (2000) の較正年代を用いれば、同じ関係が成り立っていることが確かめられる。

これとは別に、海岸地形を特徴付ける段丘崖の高さと平坦面の幅の間にも一定の関係が認められるが、その意味するところは珊瑚礁海岸の喜界島と岩石性海岸の房総半島南部で異なる。喜界島の場合、平坦面(礁原)の形成は珊瑚礁の成長によるので、その幅は地震発生間隔に比例する。従って、地震規模の目安である段丘崖の高さと平坦面の幅の間に比例関係があれば、タイムプレディクタブル・モデルを支持することになる。一方、房総半島南部の場合は、段丘崖(海食崖)と平坦面(海食台)は波浪による浸食-堆積作用の結果として形成されるので、両者の間に比例関係があるからといって、タイムプレディクタブル・モデルを支持することにはならない。結局、地震隆起成因モデルに与したとしても、大地震の規模と再来間隔に関する何らかの情報を与えてくれそうなのは、珊瑚礁海岸の段丘崖の高さと平坦面の幅の間関係だけである。

3. 海水準変動成因モデル

Noda et al. (2017) は、波浪による浸食と堆積、地盤の隆起、及び海水準変動を考慮した海岸地形形成モデルを構築し、房総半島南部の完新世海成段丘発達の数値シミュレーションを試みている。このシミュレーションで、Siddall et al. (2003) の平均海面高度時系列データに基づく海水準変動曲線を用い、プレート沈み込みに起因する定常的な地盤隆起速度を3~4 mm/yr とすると、沼 I~IV 面に相当する明瞭な段丘面が形成される。この結果は、プレート境界での地震サイクルに伴う隆起-沈降運動を考慮しても、ほとんど影響を受けない。つまり、房総半島南部の完新世海成段丘の発達と大地震の発生を結びつけた議論は、そもそも無理があったということになる。

2017年7月11日の鹿児島湾の地震($M5.3$)に先行した b 値の時間変化

#楠城一嘉(静岡県大)・吉田明夫(静岡大)

Temporal Variation of b Values Prior to the July 11, 2017 $M5.3$ Earthquake in Kagoshima Bay

#K. Z. Nanjo (Univ. of Shizuoka), A. Yoshida (Shizuoka Univ.)

2017年7月11日に鹿児島湾でマグニチュード(M)5.3の地震が発生し(深さ10km), 震度5強の揺れを観測した. この周辺は, 2000年以降だけで見ても断続的に地震活動の活発化が見られ, 特に2016年からその活動は顕著であった(図1c). ここから約10km北に桜島があり, また, 本地震の発生場所は阿多カルデラの中であることから, マグマの動きを反映した地震活動の可能性がある. 本研究では, $M5.3$ の地震前に何らかの兆候があったかを b 値を用いて調査した.

地震の規模別頻度分布はグーテンベルグ・リヒター則に従い, その分布の傾きの b 値は, 不均質性や強度, 温度などの地震の発生場の状況を反映すると考えられている(例えば, Mogi, 1962; Tormann et al., 2015). また, 岩石破壊実験から, b 値は差応力に逆相関することが知られており(Scholz, 1968), b 値解析によって応力の高い領域やアスペリティの場所が推定され将来の地震発生場所の予測に活用できる可能性がある(例えば, Scholemmer and Wiemer, 2015; Nanjo et al., 2012). 一方, 火山付近での b 値は高いが, それはマグマなどの存在によって温度が高いことや流体の間隙水圧が大きく差応力が低いことを反映していると考えられる(例えば, Wiemer and Wyss, 2002).

図1aは b 値の時間変化を示したものである. 2015年以前の b 値は1.5~2であり, 九州付近の一般的な値($b \sim 1$, Nanjo et al., 2016)より有意に高い. 2016年以降の地震活動の活発化に伴い, b 値が時間とともに低下し, $b = 1$ を下回るような値も取るように大きく変化しながら $M5.3$ の地震発生に至っている. この結果は, マグマ由来の高い間隙水圧により差応力の小さい状態が2015年以前まで継続したが, 2016年以降, 破壊応力が大きくなった可能性を示唆する.

約5km南の山川付近の地震活動が $M5.3$ の地震の後, 活発化した(気象庁, 2017). その地震活動の b 値の時間変化は(図1b), 鹿児島湾の活動の b 値に比べて, 概してやや低めで推移しているが($b = 1 \sim 1.5$), 変動が大きく, また, $M5.3$ の地

震に先行したような b 値の急激な低下は見られない. なお, 約10km北にある桜島付近の地震活動に顕著な変化はなく, 気象庁(2017)によれば, 桜島を含む周辺の火山に異常は認められない. 以上より, 今回の鹿児島湾の地震($M5.3$)の発生は局所的な応力変化に起因すると考えられる. 今後, 阿多火山の活動との関連を念頭に, 地殻変動や火山性微動との関係, 先行した地震活動の時空間変化などについて調査を進めたい.

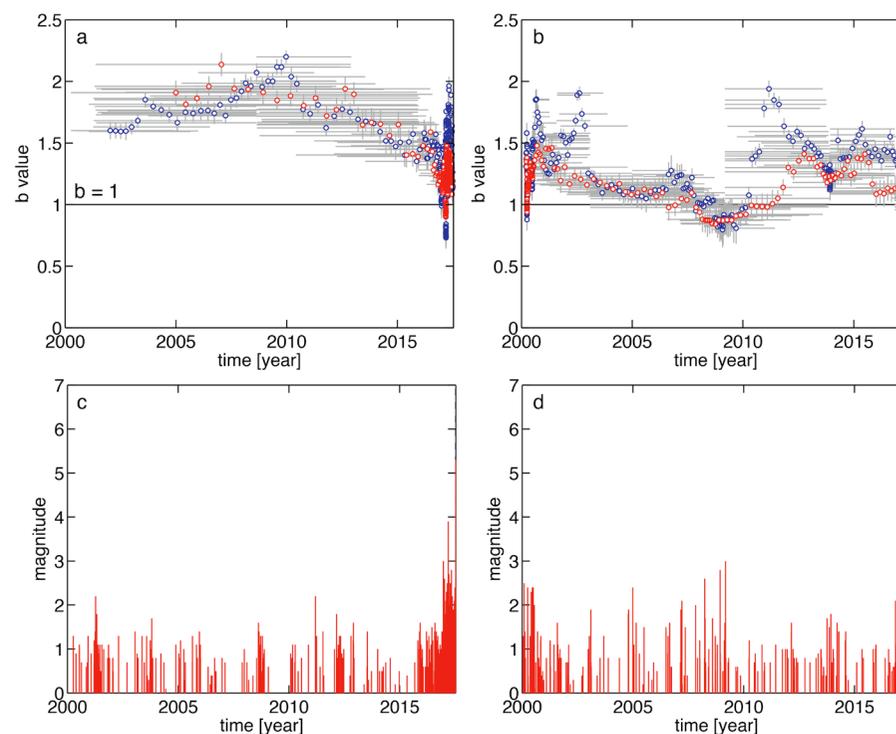


図1 (a) 鹿児島湾の地震($M5.3$)以前の地震活動($M \geq 0$, 東経130.58–130.67°, 北緯31.33–31.44°, 深さ20km以浅)について求めた b 値の時間変化. 図の右端は, $M5.3$ の地震が起きた時間. 200地震毎に時間窓(灰色横バー)を設定して, その時間窓を徐々にずらしながら b 値(灰色縦バー: エラーバー)を求めた(赤丸). 青丸は100地震の時間窓の時系列. 横線は $b = 1$. (b) $M5.3$ の地震より約5km南の山川付近の地震活動($M \geq 0$, 東経130.60–130.68°, 北緯31.21–31.29°, 深さ20km以浅)について求めた b 値の時間変化. (c) 図aに用いた地震のMT図. (d) 図bに用いた地震のMT図.

近年の近畿地方の地殻活動異常

- 大地震の準備過程が進行中か？ -

佃 為成 (元東大地震研)

Anomalous crustal activity changes in Kinki District in recent several years
possibly related to preparation processes of large earthquakes

Tameshige Tsukuda (formerly ERI)

【概要】近畿地方北部では、2002～2003年頃から新潟・神戸歪集中帯の有馬-高槻構造線付近を境にして東では南北圧縮速度の増加(京大:2006, 2010), 西では伸びの歪増加(大谷:2006)とそれに伴った微小地震活動低下(片尾:2005; 京大:2006, 2012)等の変動が始まり、地下水温変化や各種異常も検出されてきた。最近、データに新たな変化。猪名川、淡路の水溫上昇変化はとくに異常である。

【地下水温データ】2010年頃までは、兵庫県猪名川町や京都府亀岡市では水溫上昇傾向、兵庫県西宮市や淡路市では水溫下降が続いた。だが、最近、亀岡では2014年まで下降、その後最近は上昇へ。猪名川(柏原)では、上昇と停滞を繰り返しているが、2016年7月頃よりこれまでの最高の上昇率(79m°C/年)になっている。ただし、精密水晶温度計は故障のため観測終了(2014. 8. 16)。2014. 11. 6より白金抵抗温度計。グラフは機器の季節変化除去後のもの。淡路では2013年4月13日の淡路島中央部の地震(M6. 3)直後の上昇から元へ戻りつつあったが、2013年夏以降上昇異常(35m°C/年)、一時的な降下もあるが、2017年3月18-20日に0. 1°Cほどの急上昇のあと、さらに0. 3°C/年の率で上昇中。

【その他の異変・異常】2006年から京都府亀岡市東別院町の井戸水が濁っている。2007年9月より亀岡市塩屋町でも井戸水の濁りや匂いが確認されたが、現在は収まっている。琵琶湖北部では、水深90～100mの湖底から土砂が吹き上がっているのが2009年12月下旬、琵琶湖環境科学研究センターの自律型潜水ロボット探査によって発見され、2014年4月まで確認されている(熊谷道夫: 私信)。その後は不明。

【考察】地下岩盤の歪に応じて、深部岩盤の間に潜む流体が流動する(Tsukuda et al., 2005)。水溫上昇域の地下は圧縮場、下降域では引張場になっていて、地下深部高温水上昇の強化と弱화가起こり、地下水の濁りや湖底異変も深部の水やガスの上昇が原因と考えられる。琵琶湖・京都・大阪・神戸一帯で大地震の準備過程が進行している可能性がある(最大M8)。

【参考文献】

- 片尾 浩, 2005, 京大防災研究所年報, 第48号B, 167-174.
 京大防災研究所, 2006, 地震予知連絡会会報, 76, 510-517; 522-534.
 京大防災研究所, 2012, 第197回地震予知連絡会資料.
 大谷 文夫, 2006, 日本地震学会講演予稿集(2006年秋), P218, p265.
 Tsukuda, T., K. Goto and O. Sato, 2005, Bull. Earthq. Res. Inst, 80, 105-131.

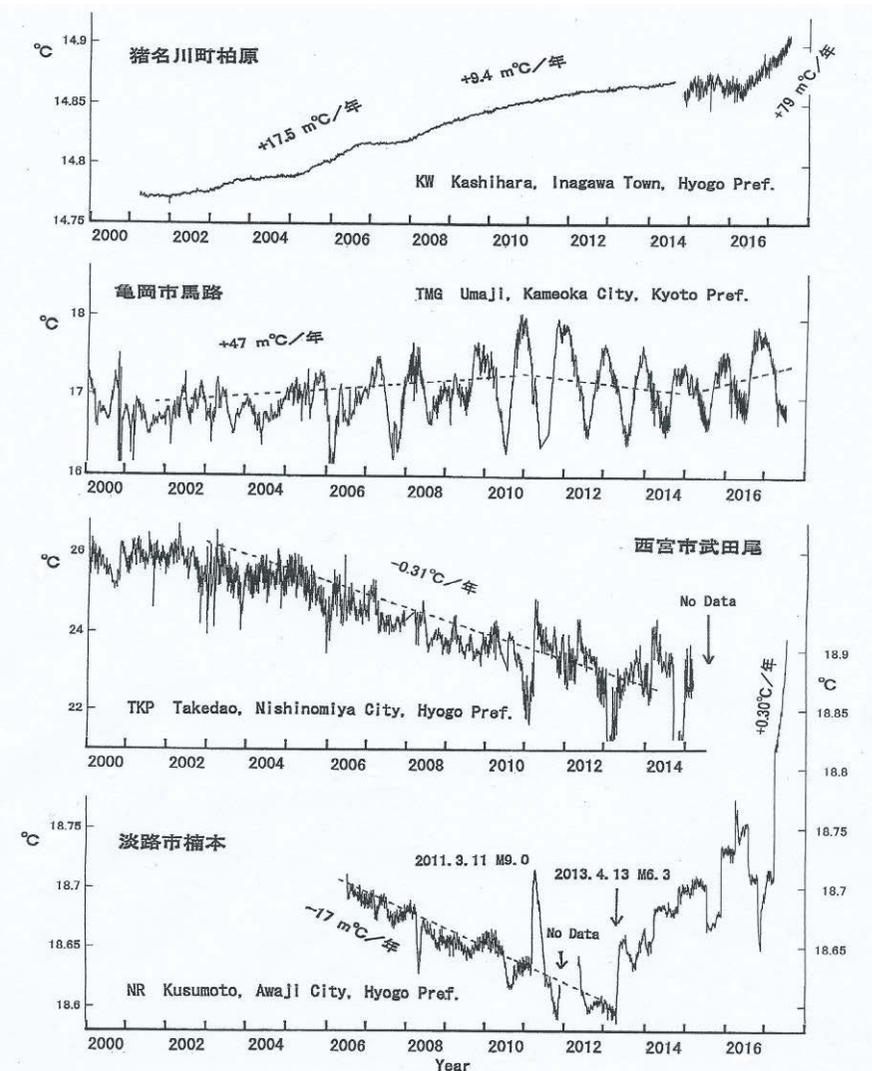


図1 各地の水溫変化(1日平均値)(2017年7月初めまで)。季節変化を除去(2014年までの猪名川7m°C p-p, 亀岡2.4°C p-p, 武田尾2.0°C p-p, 淡路30m°C p-p)。長期トレンドは、猪名川+9.4m°C/年、亀岡+47m°C/年、武田尾-310m°C/年、淡路-17m°C/年と+35m°C/年。(猪名川KWの精密水溫データは計器故障により2014. 8. 16まで。2014. 11. 6開始の計器は精度0.01°C:機器の季節変化除去19.47m°C p-p;淡路NRについては: 2011. 3. 11 M9. 0および2013. 4. 13 M6. 3 直後の水溫急上昇パルスあり。欠測は機器故障による。機器交換; 武田尾TKP: 大規模土木工事が始まるため観測停止。データは2015. 3. 12まで)

S14-06

1946年南海地震前の井戸水減少から推定されるプレスリップモデル

#梅田康弘・板場智史（産総研 活断層・火山研究部門）

A pre-slip model estimated from well water decreases
before the 1946 Nankai earthquake

#Yasuhiro UMEDA, Satoshi ITABA (IEVG, AIST)

I. はじめに

1946年南海地震（以下、本震）の前に、紀伊半島から四国の太平洋沿岸部で井戸の水位が低下したという目撃証言が報告されている。これまでに、水位が低下した井戸の分布（例えば、水路部（1948）、梅田・板場（2014））、水位低下のメカニズム（梅田ほか、2010）、水位低下量と土地の隆起量との関係（梅田・板場、2011）、水位低下が南海地震に先行する日数（梅田・板場、2015）などの研究がなされてきた。今回は、これらの成果をもとに本震前の井戸水減少を説明するプレスリップモデルを提案する。

II. 元になるデータ

1. 紀伊半島から四国太平洋沿岸部における本震前の井戸水低下の分布は図1の白丸で示した25箇所である。
2. 本震に先行した日数は四国西部が最も早く1週間前である（図1のF5付近のグループ）。次いで四国東部の5日前（同、F3）、四国中部と紀伊半島西部（同、F2とF4）の2、3日前、そして紀伊半島東岸（同、F1）の1日前である。
3. 水位低下量から推定される土地の隆起量は0.03~0.05 mである。

III. プレスリップの断層モデル

1. 断層面はプレート境界と仮定する。
2. 前節2で述べた先行日数の異なる5つの領域それぞれに断層を仮定する。
3. 上下方向の情報しかないため、断層の滑り角（Rake）はすべて90°とする。
4. 前節の3で述べたように井戸水減少が目撃された地域では、地表における隆起量が0.03~0.05 mになるように断層のスリップ量を与える。

以上の条件のもと、MICAP-G（気象研究所地震火山研究部、2001）を使って地表の隆起・沈降分布を示したのが図1である。

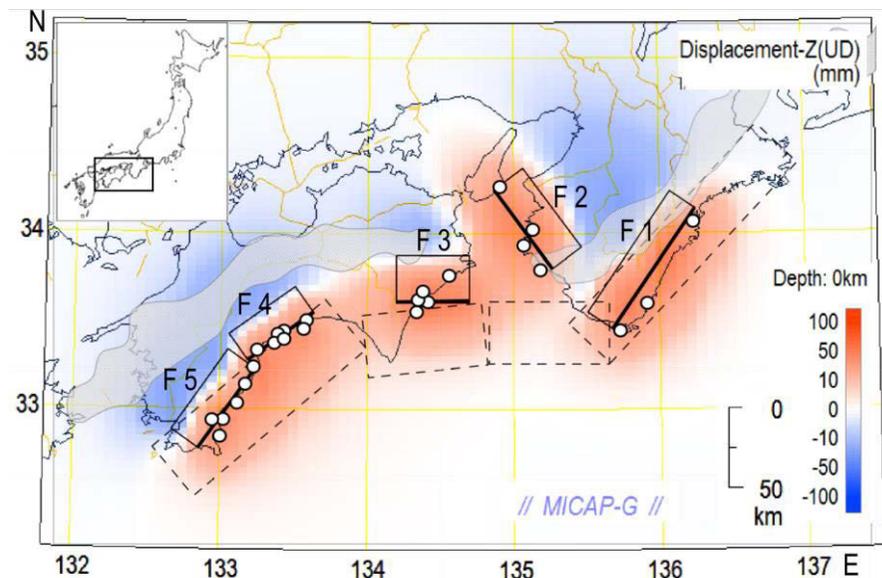


図1：南海地震前の井戸水低下（白丸の地点）を説明する断層モデル（F1～F5）と、滑りによる上下変動（赤が隆起域、青は沈降域）。点線の矩形は海水位の変化から推定された本震の断層（梅田・板場、2017）。半透明の灰色網掛けは深部低周波微動が発生しているおよその領域。

IV. 議論

プレスリップの滑り量は0.25~0.4 mであり、Mwは6.5~6.8である。位置は本震断層より深い所で、紀伊半島西部のF2以外は深部低周波微動の発生域より浅い所である。滑りの発生した時期は、四国西部の1週間前から紀伊半島東岸の直前までである。紀伊半島東岸については本震前には沈降だったという証言と、その逆もあり、時間的なことも含め今後の検討が必要である。

文献

水路部（1948）水路要報，気象研究所地震火山研究部（2001）地殻変動解析支援プログラム，梅田・他（2010）地震ii，63，1-10，梅田・板場（2011）地質調査研究報告62，455-459，梅田・板場（2014）地質調査研究報告65，129-144，梅田・板場（2015）地震学会講演予稿集S14-11，梅田・板場（2017）日本地球惑星連合大会SSS14-05。

プレート間地震とプレート内地震における 地震確率利得の差について

#井元政二郎・藤原広行(防災科研)

Difference in probability gain between interplate and intraplate earthquakes in Kanto, Japan #Masajiro Imoto, Hiroyuki Fujiwara (NIED)

地震規模別分布の係数 a 値と b 値を用いた中規模地震($M \geq 5.0$)確率モデルについて、日本地震学会2015年秋季大会において検証結果を報告した。その際、発震機構解に基づいてプレート間地震と判別される場合には、モデルは高い確率利得を得ることが判明した。ここではより単純に、 a 値のみを含むモデルについて確率利得の違いを調べた。

南関東で2000年～2014年の期間に太平洋プレート境界面上5kmから下15km(以下プレート境界近傍と称する)に発生した約60個の中規模地震を対象とした。地震確率は a 値に比例するものとした。ここで、 a 値は問題とする時空点の近傍半径20kmの球状領域に過去10年間に発生した地震($M \geq 2.0$)の数とした。 a 値を2km間隔の格子点で10日毎に計数し、次期時空格子(2km \times 2km \times 2km \times 10日間:bin)における中規模地震発生確率の算出に用いた。対象となった本震の発震機構解を、その地点で期待されるプレート間地震の発震機構解と比較し、最小回転角が30度以下の場合には、プレート間地震と見なした。

本震発生直前binにおける a 値の分布を、プレート境界近傍の全時空binの a 値から期待される分布と比較した。L-testの手順に従って、地震確率モデルの各binの確率から導かれる期待尤度と、観測された尤度の比較を行った。プレート間地震のみ、プレート内地震のみ、全地震の場合いずれも、観測された尤度は、期待される尤度の許容範囲内に収まった。

図1は、本震発生直前binで観測された a 値の累積分布(②、③)と、全時空binから期待される地震発生binにおける累積分布(①)である。プレート内地震直前bin(③)の累積分布は、期待される分布に概ね従っているが、

プレート間地震の分布(②)では、大きく外れる場合が認められる。 a 値の小さい場合(500個以下)が相対的に少ないことが分かる。これが、先に述べた高い確率利得を得る原因と推察される。期待分布①と観測分布②の差についてコルモゴロフ-スミルノフ検定を行うと、②の分布が①に従うとの仮説は有意水準5%で棄却された。

a 値の計数期間を3年間に短縮して、同様の調査を行った。10年間の場合と同様の結果が得られ、コルモゴロフ-スミルノフ検定においても、②の分布が①に従うとの仮説は有意水準5%で棄却された。

確率が a 値に比例するモデルとポアソンモデルを比較すると、全地震では確率利得の平均は約2.2倍であり、プレート間地震とプレート内地震ではそれぞれ約3倍と約1.6倍となった。プレート間地震の確率利得はプレート内地震の約2倍である。

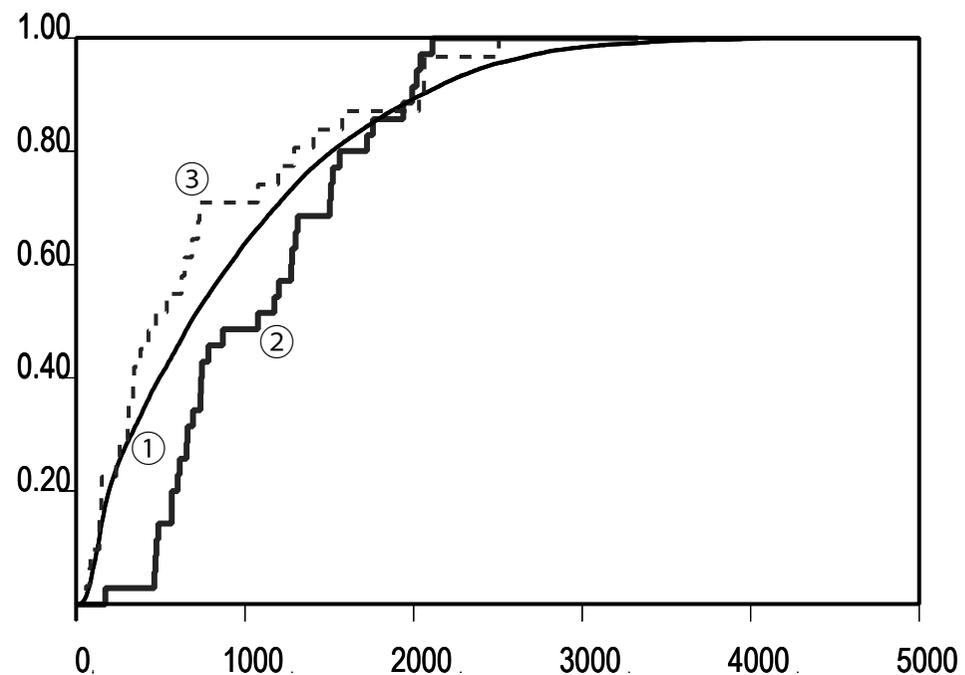


図1 a 値の累積頻度の比較. ①各時空binの a 値から期待される地震確率の積算. ②プレート間地震発生binにおける a 値の分布. ③プレート内地震発生binにおける a 値の分布.

屈斜路カルデラ周辺の温度構造とひずみ分布

#高橋浩晃・大園真子・一柳昌義(北大理)・岡崎紀俊・鈴木隆広・秋田藤夫(道総研地質研)

Geothermal structure and strain distribution around the Kussharo caldera

#H. Takahashi, M. Ohzono, M. Ichiyonagi (Hokkaido Univ.), N. Okazaki, T. Suzuki, F. Akita (Geological Survey of Hokkaido)

北海道東部に位置する屈斜路カルデラは、アトサヌプリや摩周などの活動的な火山の存在に加え、1938年以降M6クラスの構造性地震がカルデラ内で4回発生しており北海道の中で内陸地震活動が活発な地域となっている。重力探査では明瞭な基盤の落ち込みが見られ(本多, 2011), 水理地質基盤は-1750mとなっている(森野・丸谷, 2015)。1938年M6.1地震では断層が出現したが重力性のもので判定されており、陸上および湖底の構造探査からは活断層は確認されていない(内田・他, 2016)。カルデラ中心部の上部地殻内にはマグマに関連すると考えられる顕著な低比抵抗帯が知られている(本多・他, 2011)。1994年の国土地理院GNSS観測網整備以降、カルデラ内では周辺より5倍程度大きなひずみ速度が観測されていて(大園・他, 2015), その原因として千島海溝でのプレート間固着の影響に加え、1993-1994年の火山性膨張とその後の収縮(Fujiwara et al., 2017)との関連も検討されている。一方、ひずみ分布の不均質性には、地震発生層厚の空間分布やマグマ溜まりの存在などの不均質な構造が影響していることも考えられる。地震発生層厚は温度構造に大きく支配されるため、特に地殻熱流量の大きな火山地域などでは局所的な薄化が予見され、層厚が変化する場所の周辺部ではひずみ速度の不均質が起こる可能性がある。地震発生層厚の空間分布の推定を行うため、地温勾配データのコンパイルから温度構造を検討した。

屈斜路カルデラ周辺には、温泉井戸や地熱試験井が数多くあり、その中には温度検層が行われている井戸もある。井戸の温度プロファイルには、地殻の熱構造を直接示すと考えられる熱伝導型を示すものの他に、下降流型・上昇流型などの熱水流動を示すと考えられるものも含まれている。このうち、特に深い部分で熱伝導型の温度プロファイルを示す井戸を選択し、線形近似で温度勾配を推定して温度プロファイルの作成を行った。今回は温度検層時のスタンディングタイムは考慮していない。利用した井戸数は58本である。

屈斜路カルデラの外部では、温度勾配は4K/100m以下であるのに対し、カルデラ内部では最大で8-9K/100mと2倍程度大きな値となっている。カルデラ内には2か所に勾配のピークがあるようにも見えるが、必ずしもカルデラ中心部が高いわけではなく、データの空間不均質の影響による可能性がある。

この温度勾配値を用いて作成した350°C等温深の空間分布では、カルデラ内部での深度は最浅部で4kmより浅く、カルデラ外部の深度8km以上の半分以下であった。350°C等温線は脆性塑性境界と考えられることから、カルデラの境界付近で脆性層厚が急激に薄化している可能性がある。特に、カルデラ南部ではカルデラ壁を横切る5kmの測線に対し、4K/100mという大きな温度勾配変化率が見られる。

稠密観測を含むGNSS観測からは、広域的には太平洋プレートの固着による圧縮場となっている中で、この温度勾配の急変帯付近では正の面積ひずみが観測されている。1959年M6.3や1967年M6.5地震をはじめM5以上地震の震央もこの急変帯付近に位置していて、温度構造、ひずみ速度、地震活動が密接に関連している可能性がある。一方、気象庁一元化が開始された1997年以降の地震活動はそれほど活発ではないものの、再決定震源から得られる深さ分布からは明瞭な空間変化は見られていない。今回は温度勾配のみから考察を行ったが、地殻熱流量に変換した値からの検討や、温度構造を反映するような他の物理探査結果との比較が必要である。

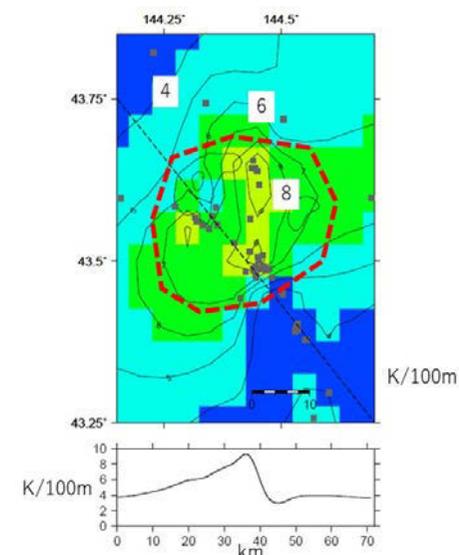


図. 屈斜路カルデラ周辺の地温勾配分布

地殻熱流量データの活用に向けて

- 熱伝導率データの拡充 -

#田中 明子・後藤 秀作(産総研)・山野 誠(東大地震研)

Heat Flow Reassessment in and around Japan: All Data Are Not Created Equal

#Akiko Tanaka, Shusaku Goto (GSJ, AIST),
Makoto Yamano (ERI, Univ. Tokyo)

地球内部温度構造を知るためには、地球熱学におけるほぼ唯一の直接的な測定量である "地殻熱流量" を知る必要がある。しかしながら、測定数はしばしば十分ではなく、測定分布にも偏りがある。これらの欠点を補うためには、新たにデータを取得すれば良いが、さまざまな理由により容易ではない。

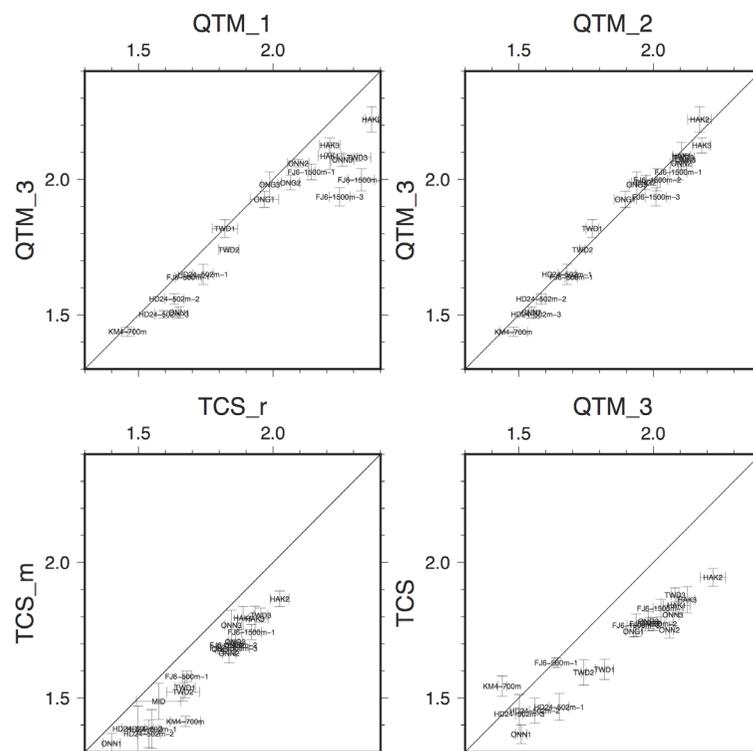
地殻熱流量を得るためには、熱伝導率と温度勾配値が必要である。温度勾配値に比べ、熱伝導率の測定例は限られており、中でも陸上の火山地域における測定例は多くはない。そこで、これらのデータを増加させるために、熱伝導率の測定の実施、および、これまで系統的にコンパイルに利用されてこなかった報告書などの値の収集を行っている。

ここでは、熱伝導率の測定例を紹介する。測定に使用したサンプルは、気象庁がボーリングコア採取を行った掘削深度 100 m の 4 火山の 5 地点における 13 個のボーリングコア試料 [火山噴火予知連絡会コア解析グループ (2017) 気象庁火山観測点ボーリングコアの解析 - 2016 (平成28) 年度成果報告書 -, 気象庁, 144 p.] より取得した。10 cm 強程度の均質と思われる部分を半割し、水で飽和させることのできない試料を除いた試料を選定した。

熱伝導率の測定には、一定の時間試料に熱流を与え、その間の温度上昇から熱伝導率を求める非定常細線加熱法を用いた迅速熱伝導率計 [Quick Thermal Conductivity Meter, QTM] および、1980 年代に Popov *et al.* (1999) などにより開発された、レーザー熱源と赤外線温度センサーを移動させ、熱伝導率を光学走査測定する Thermal conductivity scanning [TCS] を用いた。QTM

は、測定面を均一で平坦に準備する必要はあるが、広く使用されており信頼できると考えられている。TCS は、試料の測定面の形状などは問わず、非接触で測定できるという利点がある。なお QTM は 3 種類の異なる機器、QTM_[1, 2, 3], および TCS は半割した面 (QTM で測定する際に用いた面: TCS_m) とその反対側の面 (円筒上の面: TCS_r) を比較した。すべての測定は、常温・大気圧条件下で行った。それぞれの測定結果の比較を図に示す。

熱伝導率には装置の違いや測定面の違いにより、系統的な違いや値のばらつきはあるものの、有意な正の相関がみられる。逆にこれらの関係を用いることにより、装置間の校正パラメータを決めることができる可能性もある。



地震の教室(親子向け・教員向け)の現状と課題

#根本泰雄(桜美林大自然科学)・伊東明彦(宇都宮大教育)・南島正重(都立両国高附中)・美澤綾子(県立静岡高)・荒井賢一(栄東高)・酒井慎一・山野誠(東大地震研)・赤澤隆士(地盤研究財団)・荒木正之(aLab)・福岡龍史(エフエム・プランニング)・後藤浩之(京大防災研)

The present state and problems of the earthquake learning courses for families or school teachers by the Seismological Society of Japan

#NEMOTO Hiroo (J. F. Oberlin Univ.), ITO Akihiko (Utsunomiya Univ.), MINAMISHIMA Masashige (Ryogoku Sec Sch.), MISAWA Ayako (Shizuoka U Sec Sch.), ARAI, Ken'ichi (Sakaehigashi U Sec Sch.), SAKAI Shin'ichi, YAMANO Makoto (ERI), AKAZAWA Takashi (GRI), ARAKI Masayuki (aLab), FUKUOKA Ryuji (FM Planning), and GOTO Hiroyuki (DPRI)

1. はじめに

子ども達に地震への科学的な興味、関心を持ってもらうこと、および学校での地震に関する授業内容を充実させる一助となる実験・実習教材を広めることを目指し、(公社)日本地震学会(SSJ)学校教育委員会主催の親子向けおよび教員向けの地震の教室を2014年度から開催している(図1)。前者は関西地震観測研究協議会地震防災教育ワーキンググループの協力も得ている。開催日時は、SSJ秋季大会にあわせて開催される一般公開セミナー(午後に開催)にも参加できるようにするため、同セミナー開催日と同じ日の午前中に実施している。なお、教員向け地震の教室の開催趣旨や背景に関しては、美澤ほか(2016)で報告済みである。

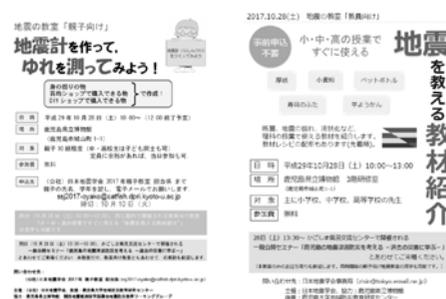


図1 広報で用いたチラシ(左:親子向け教室, 右:教員向け教室)の例(現物はカラー)

2. 変遷と現状

本教室は、可能な限りSSJ秋季大会一般公開セミナーと同じ建物内で実施することを原則としているが、会場の都合に依っては近隣施設での実施となる場合もある。具体的には、2014年度から2016年度は一般公開セミナーと同一建物内での実施であったが、2017年度は一般公開セミナーの会場であるかごしま県民交流センター近くの鹿児島県立博物館研修室での実施(予定)である。

これまでの会場、参加者数の変遷を表1に示す。2014年度、2015年度の広報に関する反省を踏まえ、2016年度からは可能であれば開催地の科学館や博物館の協力を得ることとした。その結果、2016年度は特に親子教室にて広報効果が絶大であり、申し込み開始日から一週間もしない期間で定員が埋まる状況となった。

表1 開催年度別会場および参加者数

開催年度	開催会場	親子向け教室		教員向け教室
		定員	参加者数	参加者数
2014年度	朱鷺メッセ小会議室	25組	親 4名, 子 3名	3名
2015年度	兵庫県民会館鶴の間	10組	親 0名, 子 0名	約30名
2016年度	名古屋市科学館第1実験室	10組	親10名, 子10名	約23名
2017年度	鹿児島県立博物館研修室	10組		

(注)両親とその子1名での参加親子や親1名に子ども2名での参加親子などもいたため、親の数や子の数と親子の組数とは一致しない(2014年度3組, 2016年度8組)。

3. 今後の課題

参加者数であるが、2016年度までの結果からは、美澤ほか(2016)による指摘、すなわち開催日時や会場までの交通利便性、広報の方法に依存している可能性が高いと考えられる。2016年度および2017年度は科学館、博物館などの社会教育施設の協力を得られたが、2018年度以降、開催にあたって社会教育施設の協力を得られる保証は無い。今後、開催会場が社会教育施設で無い場合であっても、広報では開催地の社会教育施設の協力を得られる体制を整えていくことが、解決すべき課題の一つである。

謝辞

地震の教室開催にあたり、科研費研究成果公開促進費(2014年度:260015, 2016年度:16HP0014)の一部を使用しました。名古屋市科学館の西本昌司主任学芸員など、各開催会場にて役所や多くの方に御協力頂きました。ここに記して深謝します。

参考文献

美澤綾子ほか, 2016, 地震の教員向け教室の開催, (公社)日本地震学会2016年度秋季大会講演予稿, S18-06.

S18-02

地震学習会「ジオパーク活動で使える地震学 I」参加者アンケート

#平松良浩(金沢大学)・松原誠(防災科研)・中川和之(時事通信)

Participants questionnaire of seismology workshop
“Seismology in Geopark activities I”
#Yoshihiro Hiramatsu (Kanazawa Univ.), Makoto Matsubara (NIED), Kazuyuki Nakagawa (Jiji Press)

はじめに

日本各地のジオパーク活動の支援ならびに地震学の知識の普及と啓発、研究の促進のために、日本地震学会の中にジオパーク支援委員会が2017年度に発足した。ジオパーク支援委員会ではジオパーク専門員に対する勉強会として、地震学習会「ジオパーク活動で使える地震学 I」を企画し、日本ジオパークネットワーク(JGN)の協力の下に実施した。さらに参加者に対してアンケートを実施し、地震学習会に対する評価や今後のテーマについて調査を行なった。本講演では、地震学習会の内容とともに参加者アンケートから得られた今後のテーマへの要望について紹介する。

地震学習会「ジオパーク活動で使える地震学 I」の実施

地震学習会は日本地球惑星科学連合2017年大会期間中の5月22日(JGN研修会の昼食時間を活用)に実施した。防災科研の松原氏による講演「ジオパーク活動で使える地震学 ー地震観測データの活用方法ー」では、地震観測網の紹介と地震データや震源分布図の入手方法や見方についての解説、国立科学博物館や室戸ジオパークセンターなどでの地震データの展示例や各ジオパークにある地震観測点の分布の紹介が行われた。海上保安庁の西澤あずさ氏による講演「日本周辺の沈み込み帯における海底地形」では、日本周辺の3D海底地形図の紹介があり、ダイナミックな海底地形と地震などとの関係について解説や海上保安庁の各管

区の海の相談室の利用やwebで公開されている海洋台帳に関する解説が行われた。

地震学習会には、事前申込のあった10ジオパークの他に、飛び込みで8ジオパークおよびJGN事務局から計32名の参加者があり、紹介されたデータの具体的な利用法など活発な質問がなされた。

参加者アンケートによる地震学習会の評価と要望

地震学習会は今回が初めての開催であるため、講演内容の理解度や今回紹介されたデータの活用事例の有無、開催時期や時間の長さ、今後のテーマへの要望に関して、参加者に対してアンケート調査を実施した。

7月末時点で14ジオパークの17名から回答があった。講演内容及び各ジオパークにおける地震観測点や海上保安庁が所有するデータの利用方法については概ね理解できたという結果であった。また、今回紹介されたデータについても活用したいという意見が多かった。これらの結果から地震学習会の実施は概ね良い評価を得たものと考えられる。開催時期については、日本地球惑星科学連合大会開催期間中を望む声が多かった。時間の長さについては、ちょうど良いとの意見と短いとの意見に分かれた。これは参加者の地震に関する予備知識の量に依存する結果ではないかと推測される。今後のテーマについては、様々な要望があることが明らかとなった。例えば、

- ・ジオパーク内における地震観測システムを活用した防災
- ・直近の大地震の解説
- ・地震観測からわかる日本列島の構造
- ・公開データの読み方・信頼性・解釈の仕方
- ・地震や津波の発生を視覚化できる小道具の作り方
- ・地震学会としての学校教育における防災減災のための活動

があり、地震学の活用場としてジオパークが重要な位置を担っていることが分かる。

謝辞:地震学習会の実施にあたっては、案内、会場の借り上げ、設営に日本ジオパークネットワーク事務局に多大なるご協力をいただきました。記して感謝します。

S18-03

地学・技術教育のための加速度地震計の製作

#松林弘智(ANET)・関根秀太郎(地震予知振興会)・大竹和生(気象大学校)・根本泰雄(桜美林大)

The development of the acceleration seismograph aimed for the education of earth science and technology

#Hirotooshi Matsubayashi (ANET), Shu'utaro Sekine (ADEP), Kazuo Otake (Meteorological College), Yasuo Nemoto(J.F.Oberlin Univ.)

We constructed the acceleration seismograph and data accumulate system using the Raspberry PI. The main components of the circuit can obtain from parts shop at Akihabara, about 14 dollars. You can expect students to understand the each IC's operations on the circuit, in the process of assembly the seismograph.

RaspberryPIというLinuxOSが動く「50ドル」コンパクトパソコンがあり、複数の出入力のコントロール端子や、その支援プログラム、増設ツール等が用意されている。理科教育への利用を考え、簡易的に作成できるRaspberryPIへ接続するボードタイプの地震計およびデータ蓄積システムを考案した。

中学および高校の理科では、抵抗・コンデンサ・トランジスタを扱うが、実例や実践があまりない。そこで、地震計は、地震を観測する機器を作成する過程にてそれぞれの部品の働きを理解する教材であること、および地震現象を観測し解析する教材であることを目的とした。理科教育およびプログラミング教育への発展が期待できる。

本研究にて考案した地震計は、ペットボトル地震計といった地震計のセンサー構造を知らせる地震計と、製品としての実用地震計の間を埋める内容である。センサーの信号を、フィルタリングして増幅し、ADにて数値データにする、といった手順を見た目わかりやすく単純な部品構成した。

また現場の先生に、教材として使ってもらえるように、汎用部品でICも一般的、しかも価格がすべてでRaspberryPI以外は1500円程度にて揃えられる構成を考えた。この構成を満たす部品である、3成分の加速度計、AD、オペアンプ等が部品・パーツショップにそろっている。

本地震計は、3成分加速度センサーを使用し、阻止周波数約30HzのLowpass RCフィルタで高周波ノイズおよびエアジングを防止し、オペアンプにてインピーダンスを落としてオフセットを修正し、5倍の増幅を行って、ADで数値化している。オフセット修正部分は、半固定抵抗を入れてあり、テスターを用いて調整するように構成している。電源はすべてRaspberryPIから供給し、A/Dのコントロールおよびデータの蓄積は、RaspberryPIにて行っている。この処理回路構成は、センサーを利用した回路の基本構成を網羅しており、地震計のみならず他の測定にも応用できる。

収録データをWINフォーマットに変換すれば、既存の処理システムやデータとも同時に解析できる事になる。

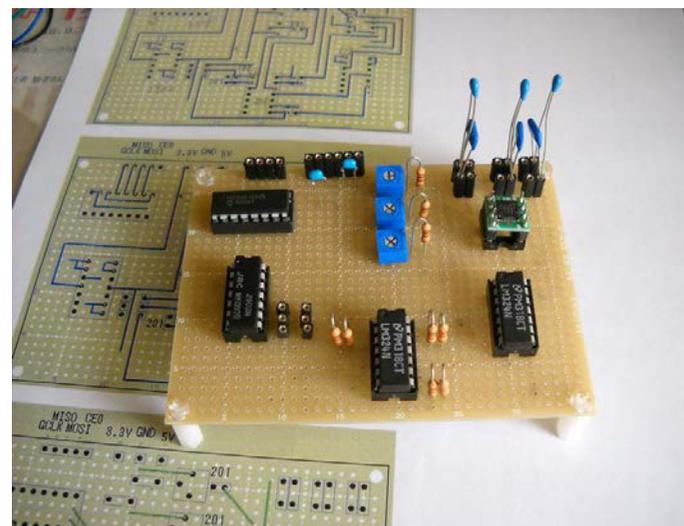


Fig.1 The constructed seismograph (main components are the sensor, 3op amps, AD, and 3variable resistances)

日本統治時代に台湾で発生した震災の再調査とその防災上の意義

#林能成(関西大社会安全)

Reinvestigation of Earthquakes that Occurred in Taiwan under Japanese rule and its Significance of Disaster Mitigation

#Yoshinari Hayashi (Kansai Univ.)

§ 1. はじめに

台湾は地殻活動が活発で、地震の発生数も多い。2013年1月からの3年間に台湾周辺で発生したM4.5以上の地震は124個で、これは面積がほぼ等しい日本の九州周辺での発生数52個と比較すると倍以上である(データはUSGS/PDEによる)。島内の地震活動と人口は逆相関にあり、東海岸の花蓮、宜蘭などでは地震活動は極めて活発であるが人口は相対的に少なく、人口が多い西側の平野部では地震活動は必ずしも高くない。

近年、台湾で発生した被害地震の中でもっとも大きな被害が出たのは、1999年の921大地震(集集地震)である。第二次世界大戦後に発生した最大の被害地震であり、死者・行方不明者2444人という大きな被害が出た。この教訓や被害を後世に伝えるため、921地震教育園區、車籠埔断層保存園區、石岡ダムなどの大規模な現物保存型の施設が整備されている。

台湾の被害地震の歴史を振り返ると、1999年の921大地震以前に死者が1000人を超えた地震は、1935年新竹・台中地震および1906年嘉儀地震まで60年以上さかのぼる。これらの地震は台湾が日本によって統治されていた時代に発生した地震で台湾総督府などによる詳細な被害報告書が残されているが、その記述は全て日本語である。そのため台湾にとっては、足元で起きた身近な歴史地震の資料が外国語で記されたものとなり、一方、日本にとっては日本語で書かれた災害記録の一次資料が残るが「日本の歴史災害」からは除外されるという特殊な震災となっている。

§ 2. 台湾の震災の発生時期と日本の震災との関係

明治以降に日本で発生した震災で、その後の災害対策に特に大きな影響を与えたのは1891年濃尾地震と1923年関東大震災の2つである。この2つの震災との発生時期の観点から、台湾における1906年および1935年の2つの震災は日本の災害史を考える上でも重要であると考えられる。

濃尾地震以後関東大震災までの32年間に、日本国内で発生した顕著な被害地震は1894年庄内地震、1896年明治三陸津波、1896年陸羽地震、1914年秋田仙北地震であるが、津波被害のみの明治三陸津波を除けば、1906年嘉儀地震(死者1258人)の被害はこれらの地震を上回る。また、嘉儀地震が発生したのは、後に関東大震災の復興で活躍した後藤新平が台湾総督府民政長官に就任(1898年から1906年の8年間)し、台湾統治が安定しはじめた時期にあたる。

1935年新竹・台湾地震(死者3279人)は関東大震災の12年後に発生した。この被害の大きさは関東大震災以降、太平洋戦争終結までの期間に発生した最大のもので、同期間に内地で発生した1927年北丹後地震、1933年昭和三陸津波、1943年鳥取地震、1944年東南海地震、1945年三河地震を上回る。

§ 3. 日本統治時代の台湾の地震被害調査

日本統治時代に台湾で発生した震災の中で最初に組織的な被害調査が行われたのは1904年斗六・嘉儀の地震である。東京帝国大学教授の大森房吉と1903年に同大学建築学科を卒業して講師になった佐野利器が震災予防調査会から派遣され現地調査を行っている。その結果は震災予防調査会報告第51号および第54号にまとめられており、佐野は内地ではみられない建築材料「土角」(日干し煉瓦)が被害を拡大したことに注目している。1906年の嘉儀地震は1904年の地震に較べて被害は格段に大きい。震災予防調査会報告には論文は見られない。しかし台湾総督府による「嘉儀地方震災史」が発行され、集落単位の被害状況や被害分布図がまとめられている。

1935年新竹・台中地震では総督府によって「昭和十年震災誌」がまとめられ、その被害が「内地人」「本島人」「外国人」の分類で集計されている。そして家屋倒壊による被害が「本島人」に集中しており、それは佐野らが指摘してきた「土角」の家が原因であると結論している。また今村明恒、佐野利器の両博士は台湾総督府の依頼で地震の約1ヵ月後から3週間の現地視察を行っている。その報告の中で、今村は日本統治時代に台湾で発生した被害地震すべてにおいて「断層の近いところにおいて震度が左程でなかった」ことに注目しており、「内地の地震に比べて臺灣の地震は震度が先ず二分の一、或いはもう少し大きいかも知れませんが、二分の一程度に止まるのぢやないか」と所見を述べている。1999年921大震災においても、地表付近に大きな断層変位があらわれた付近における地震動が比較的弱いことが注目されており、今村のこの着眼点は先見的で興味深い。

本研究の一部は平成29年度国立歴史民俗博物館総合資料学奨励研究(公募型)「歴史資料と現地観測にもとづく日本統治時代に台湾で発生した地震の地球科学・防災科学的特徴の解明」による。

D 会場



卓越周期が偶数比で離散化される 2011 年東北津波

#阿部邦昭

Even number discretization of dominant periods observed at the 2011 Tohoku Tsunami

#Kuniaki Abe

Dominant periods of the 2011 Tohoku Tsunami were obtained from power spectra of waveforms recorded at tide stations, GPS wave stations and DART sea bottom recording system. They are classified into four groups of the period (12.5-25, 25-50, 50-100 and 100-200min). The average are 19, 35, 68 and 115 min, respectively. Basic one is the second group. Ratio of the averaged period is approximated as 2 for third group, 4 for fourth group and 0.5 for first group. An even number discretization is realized in the dominant period. The second group is attributed to width of tsunami source region.

はじめに

2011 年東北津波は従来の検潮所の水位計の他、GPS 波浪計、DART 海底津波計などでも観測された。これによって波源近傍で多くの水位記録が得られた。この津波の特徴を把握するのにこれらの記録を集約することが重要である。検潮所の記録には海岸の局所的な地形に由来する固有振動が含まれるので、波源の性質を解明する手段としては困難な点がある。最近、この影響をスペクトルの間で除く方法が提案されているので、これを適用して外洋の他の記録のスペクトルと一体化させ、広範囲での津波スペクトルから卓越周期を決めた。

方法

2011 年東北津波の潮汐を除いた津波水位記録で、初動を含む 6 時間分を 1 分間隔で読み取った時系列から従来と同じ方法でパワースペクトルを求めた。対象とした記録は東北沖に展開されている GPS 波浪計 6 点、太平洋に展開されている DART 海底津波計の中の波源に近い 5 点、西太平洋の 3 島の検潮所 3 点それに日本の沿岸検潮所 4 点、計 18 点の記録である。前者の検潮記録では、過去の津波の平均スペクトル（阿部、2016）を、後者では検潮所近傍での静振のスペクトルを使って、検潮所に入射する前のスペクト

ルに換算しこれを使った。

結果

卓越周期は各点で 1-3 か所決まり、18 点で合計 38 個が得られた。その数値分布から 4 つにグループ分けすることができる。周期の小さい方から、第 1 グループ 12.5-25 分、第 2 グループ 25-50 分、第 3 グループ 50-100 分、第 4 グループ 100-200 分と分けると、平均値はそれぞれ 19、35、68、115 分となる。図 1 は横軸に震央からの観測点方位をとってこれを示したものである。第 2 グループが卓越周期の数が最多で 14 個であることからこれを基準にしてほかのグループの周期を比べると、第 3 グループはほぼ 2 倍、第 4 グループは 4 倍、第 1 グループは 1/2 倍となる。こうして卓越周期の分布が周期 35 分を基準としてその偶数倍（偶数分の一）で説明される。この津波は波源となる地震断層が 450 k m × 200 k m (Ozawa et al., 2011) と推定されるが、この周期 35 分は断層の幅 200 k m を 1 波長として津波が発生したことに起因し、その 2 倍の 68 分は 35 分周期で発生した津波が海溝で反射し、逆位相で反射して直達波と一体となった結果であり（日本沿岸の場合）、4 倍の 115 分は断層の長さの 2 倍を 1 波長とする波に起因するものである。津波の周期には断層サイズの他に津波の速度を規定する水深も関係している。第 1 グループは第 2 グループの 2 倍高調波とみなされる。

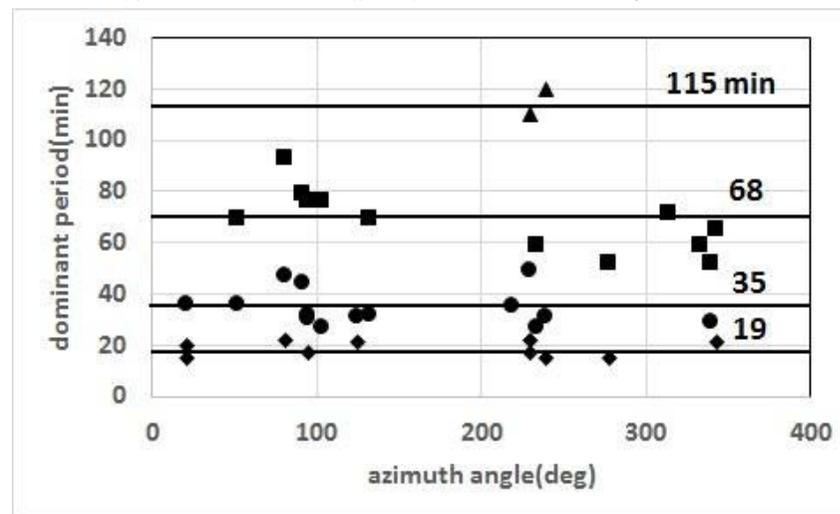


図1

津波の遡上限界と津波堆積物の識別限界

#西村裕一(北大理)

On Inland Limits of Tsunami Inundation and the Deposit Distribution

#Yuichi Nishimura (Hokkaido Univ.)

津波堆積物の分布と実際の津波の遡上の関係を知ることは、古津波堆積物の分布から古津波の規模を推定する際に重要になる。2011年東北地方太平洋沖地震津波では、砂からなる津波堆積物は実際の津波の遡上限界まで分布していないケースが多かった。一般に、津波堆積物は内陸ほど薄く、粒径が細くなる傾向がある。さらに、地表に形成された津波堆積物は、年月を経て土壌に覆われるまでの間に、あるいは地中であっても物理的、化学的、生物学的に風化する。薄い堆積物ほど、風化により検出されにくくなるだろう。こうして、古津波堆積物の内陸検出限界は、実際の津波の遡上限界より海側に徐々に位置することになる。

本研究は、青森県三沢市の海岸域を対象に、津波の遡上域、形成された津波堆積物の分布範囲、5年経って土壌に覆われたのちの津波堆積物の検出限界の関係を調べたものである。三沢市の海岸では、津波発生直後の調査により津波の遡上限界と津波堆積物の分布限界が全13測線で得られている(Nakamura et al., 2012, Sedimentary Geology, Vol.282)。2016年9月、我々はすべての地点を再訪し、地層中で堆積物が識別できるかどうか、識別できた場合には層厚や粒径などの性質がどう変化しているかを調査した。

2011年の津波直後には、13測線中の4測線で津波の遡上限界まで堆積物が確認できた。しかし、この4測線における遡上限界付近の津波堆積物は、2016年調査時にはいずれも消失していた。このうち3測線では、遡上限界は集落ではなく海岸林の中にあった。それでも痕跡が見えなくなったのは、薄い砂泥層が地表にある期間に風雨で吹き流されたか、津波堆積物の粒子が新しい植物が成長する過程で新しい土壌中に拡散したり、根とともに下位の土壌中に運び去られたりしたためと推測される。残りの9測線についてみると、2016年の調査で2011年の分布限界まで堆積物が確認できたのは3測線のみであった。なお消失したという判断は、周辺10mほどの範

囲内で3箇所以上を掘削して行った。一方、確認できた津波堆積物の層厚は、平均して半分程度に減少していた。

図1に、津波の遡上限界、砂層の分布限界、5年後に確認された砂層の分布限界、5年後に2cm以上の層厚で砂層が確認された最も内陸の地点の標高と海岸からの距離を測線ごとに示す。層厚2cm以上という条件で比較した理由は、ある程度以上の厚さで形成された堆積物しか残らない場合を想定するためである。地層として残る津波堆積物の限界は、遡上限界に対し距離では平均343mから282mと60m短くなり(約2割減)、高さでは平均5.8mから3.9mと1.9m低く(約3割減)なる。時を経て津波堆積物の風化が進めば、この限界はさらに海側に、また標高が低い地点に移動するだろう。

限界の海側への移動の様子は、津波が遡上した場所の地形や植生、形成時の津波堆積物の層厚によって異なる。例えば、津波が勾配の小さい低地を遡上した海岸の北部では遡上限界付近まで津波堆積物が識別できたのに対し、斜面を遡上した南部では、遡上限界と堆積物の分布限界のギャップが大きい。また、風が抑えられ植物の活動が活発でない植林地の中では、津波堆積物は比較的よく保存されていた。堆積物が保村され流には初期層厚が2cmほど必要なこともわかった。

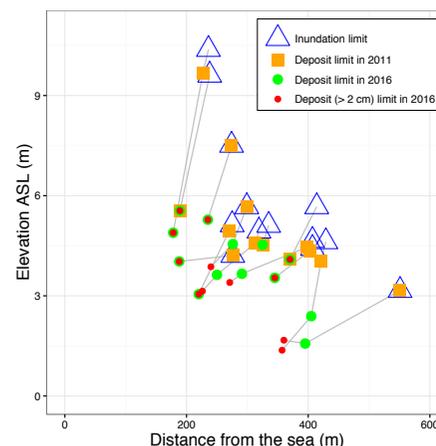


図1 13測線における津波の遡上限界(△), 2011年の津波堆積物分布限界(■), 5年後の津波堆積物の分布限界(●), 同じく5年後、2cm以上の厚さを持つ津波堆積物の分布限界(小●)。

深海DART連続記録を用いた干渉法による海洋表面重力波

#綿田辰吾(東大地震研)

Retrieval of Surface Gravity Waves by the Interferometry of DART Records

Shingo Watada, (ERI),

Abstract We have constructed the synthetic oceanic surface gravity waves between the tsunami meters located at the east of the Japan Trench by the interferometry method. The waveforms have a finite amplitude at zero lag-time and reach its peak amplitude at the arrival time of long-waves which is followed by dispersed surface gravity waves.

【はじめに】 気象庁は 2011 年東北沖地震の直後に津波検知のため日本海溝の海側に南北 270 キロの範囲に 3 台の DART 津波計を設置し、S-net の完成とともに撤去した。綿田他(2017)は、深海底の絶対圧型津波計に記録された連続圧力記録に雑微動相互相関法を適応し、距離 2000km 程度離れた 2 地点の津波波形を構成している。同様の手法を比較的近距离のデータに適応して津波や海洋重力表波の抽出を試みる。

【目的】 長距離の深海底干渉法では 3 年間のデータを利用して干渉波形のノイズは大きい。近距离であれば比較的短時間で波形の抽出が可能になるため、詳細な季節変動の議論が可能となる。

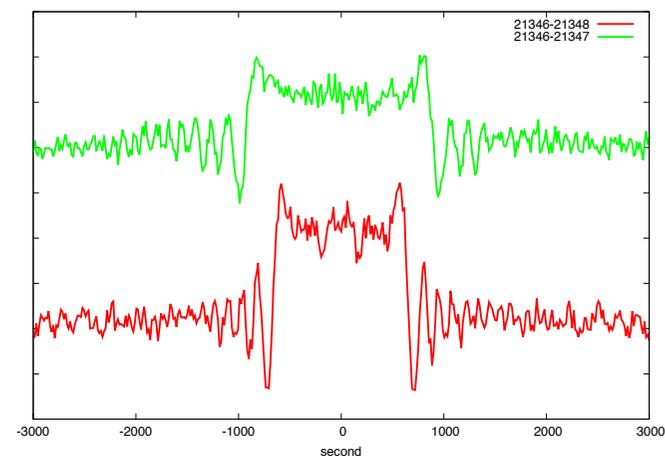
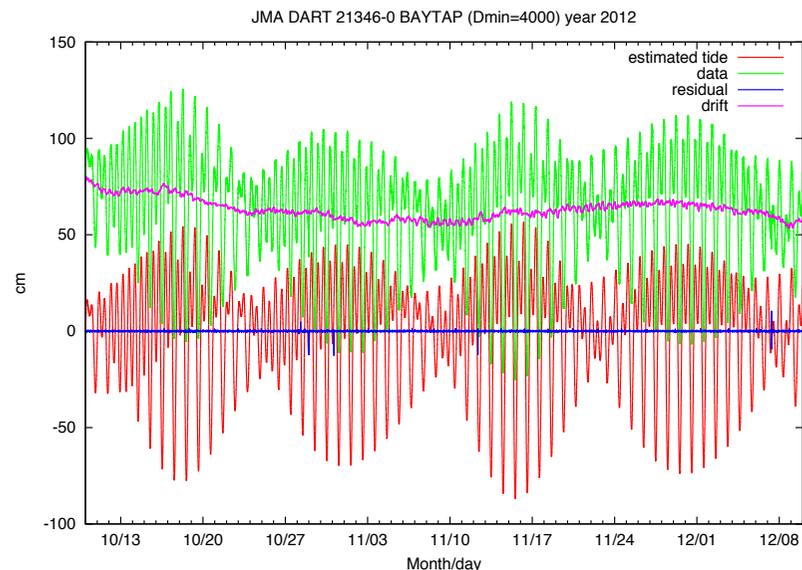
【手法】 圧力連続記録を潮汐成分と海洋潮汐モデルにあわない長周期成分とトレンド成分と残差成分に分離する。3 つの時系列の重みを適切に選ぶことで、残差成分に海洋表面重力波が含まれるようにした。1 日長の記録を半日ずらしながら相互相関処理をした。

【結果】 潮汐成分とトレンド成分と残差成分に分けたため、これまでのフィルタリングによる前処理と比べると重合記録のノイズが減少し、一月程度の記録から表面分散波が抽出可能となった。上図に 3 成分への分離例を示す。

下図はほぼ 2 年分の波形を相互相関した記録。

【議論】 観測点間隔よりも長い海洋重力波の成分が有意にあるため、ゼロ時刻は正の値を持っている。長波成分の到達後に分散した海洋表面波が到達している。

【謝辞】 気象庁地球環境・海洋部海洋気象課より気象庁ブイ式海底津波計の連続記録の提供をいただいた。



Fault slip distribution and tsunami simulation for the 2016 Fukushima normal faulting earthquake

#Aditya Riadi Gusman, Kenji Satake, Masano Shinohara, Shin'ichi Sakai (ERI, The Univ. of Tokyo), Yuichiro Tanioka (ISV, Hokkaido Univ.)

The 2016 Fukushima normal faulting earthquake (Mjma 7.4) occurred 40 km off the coast of Fukushima within the upper crust. The earthquake generated a moderate tsunami which was recorded by coastal tide gauges and offshore pressure gauges. For this study, we used 9 coastal tide gauges (Kuji, Miyako, Ofunato, Ishinomaki, Ayukawa, Sendai, Soma, Onahama, and Oarai) and 5 cabled pressure gauges offshore Kamaishi (TM1, TM2, YTM1, YTM2, and YTM3). The maximum tsunami amplitudes at Soma and Onahama tide gauges which are close the epicenter are ~ 80 cm and ~ 60 cm, respectively. Interestingly, the maximum tsunami amplitude of ~ 75 cm was observed at Kuji which is located approximately 300 km north of the epicenter. The largest tsunami amplitude (1.44 m) from this event was recorded in Sendai port as a second tsunami signal arrived 40 min after the first one. Large secondary tsunami peaks also observed at the offshore pressure gauges and Ofunato tide gauge, which arrived 40 – 60 min after the initial peaks.

We examined the sensitivity of tsunami waveforms to fault dimensions and depths and determined the best size and depth. Tsunami waveforms computed based on four available focal mechanisms (USGS-WCMT, G-CMT, JMA-CMT, and JMA-WCMT) showed that a simple fault model with fault length of 20 km, fault width of 10 km, slip amount of 4 m, striking northeast-southwest and dipping southeast (strike = 45° , dip = 41° , rake = -95°) yielded the best fit to the observed waveforms. This fault geometry was then used in a tsunami waveform inversion to estimate the fault slip distribution. A large slip of 3.5 m was located near the surface and the major slip region covered an area of $20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$. The seismic moment, calculated assuming a rigidity of $2.7 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ was $3.70 \times 10^{19} \text{ Nm}$,

equivalent to $M_w = 7.0$. This is slightly larger than the moments from the moment tensor solutions ($M_w 6.9$). The normal faulting earthquake was estimated to produce seafloor subsidence of up to 1.7 m at the lowest point. The magnitude and location of seafloor displacements from our fault model are consistent with the 1 – 2 m seafloor displacement and fault orientation (northeast-southwest) found during the underwater survey conducted by JAMSTEC.

Our estimated earthquake source model can explain well the observed tsunami waveforms at the offshore pressure gauges and coastal tide gauges. The earthquake source model also produces excellent matches to the small signals in the later phase at most of the stations, even though those signals were not used in the inversion. Tsunami simulations and ray tracing indicate that a significant portion of the tsunami wave was refracted to the north of epicenter because the tsunami source is located on shallow continental shelf. This propagation behavior is responsible with the relatively large tsunami amplitude at Kuji. The tsunami propagation model also shows that the tsunami was reflected to the open ocean on the Fukushima. This result confirmed that the recorded secondary tsunami signals were caused by the reflected tsunami wave.

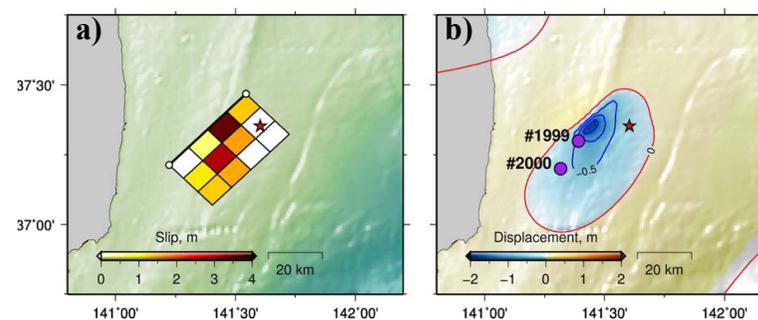


Figure 1. a) Fault slip distribution of the 2016 Fukushima earthquake estimated by tsunami waveforms recorded at coastal tide gauges and offshore pressure gauges. b) Seafloor displacement calculated from the estimated fault slip distribution. Two surveyed underwater points by JAMSTEC are indicated.

Ref: Gusman et al., 2017, Fault Slip Distribution of the 2016 Fukushima Earthquake Estimated from Tsunami Waveforms, *Pure Appl. Geophys.*, 10.1007/s00024-017-1590-2.

2015年鳥島近海における火山性地震の津波波源モデル

#三反畑修・綿田辰吾・佐竹健治(東京大地震研)・深尾良夫(JAMSTEC)・杉岡裕子(神戸大理)・伊藤亜妃(JAMSTEC)・塩原肇(東京大地震研)

Tsunami source modeling of 2015 volcanic tsunami earthquake, near Torishima Island, south of Japan

#Osamu Sandanbata, Shingo Watada, Kenji Satake (ERI),
Yoshio Fukao (JAMSTEC), Hiroko Sugioka (Kobe Univ.),
Aki Ito (JAMSTEC), Hajime Shiobara (ERI)

Abstract An abnormal CLVD-type earthquake occurred at the Smith caldera near Torishima Island and generated larger tsunami compared to its seismic magnitude (M5.7). By numerically computing the Boussinesq equations and comparing synthetic and observed waveforms, we model the tsunami source of the 2015 Torishima earthquake. After confirming that a large uplift is located within Smith Caldera, we suggest a tsunami source model of a main uplift surrounded by a ring of small subsidence. These results will help us to understand a physical mechanism of the earthquake, which efficiently caused crustal deformation with a moderate seismic magnitude.

【はじめに】 2015年5月2日に鳥島近海で発生したM5.7の地震は、八丈島で最大50cmの津波が観測されるなど(JMA, 2015)、地震の規模から一般に想定されるよりも大きな津波を引き起こす、『津波地震』の特徴を示した。Global CMT解の震源は、伊豆・小笠原弧上の須美寿カルデラ近傍の地下浅部に定まっている。この地域では規模・震源メカニズムの類する津波地震が、1984年、1996年、2006年に観測され、同様に津波を発生させているが、地震発生の物理的メカニズムの解明には至っていない。

2015年の鳥島地震による津波は、10の海底水圧計から成るアレーで観測された(Fukao et al., 2016, SSJ)。水圧計アレーでの観測波形は、数mmの小さな負の信号から始まり、2.0cm程度の最大振幅に達したのち、同程度の振幅を持つ顕著な振動が後続していた。これまでに我々は、これらの観測波形の位相情報から津波の波源がカルデラの内部に位置することを解明している(Sandanbata et al., 2016, SSJ)。

【目的】 本研究では、2015年鳥島津波地震の地殻変動情報を得るため、津波の波形数値計算を用いて、初期波源のモデル化を行った。

【手法】 スミスカルデラ近傍を波源として波形数値計算を行い、水圧計アレーでの観測波形と比較をすることで、津波初期波源をモデル化した。数値計算は、JAGURSの津波計算コード(Baba et al., 2015)を使用し、分散性を含む線形ブシネスク方程式を解いた。

【結果】 まず、簡単のため最大隆起1.0m、スミスカルデラと同程度の広がりを持つGaussian型の円形隆起波源をカルデラ近傍で移動させ津波波形を数値計算し、観測波形との比較を行った。その結果、Sandarbata et al., (2016, SSJ)で示された通り、津波波源がカルデラ内に位置する時に、津波の位相がよく合うことが分かった。一方で、津波波形の始めに観測された負の信号は、いずれの観測点でも計算波形では確認されなかった。

そこで、リング状の海面沈降に囲まれたGaussian型の円形隆起を仮定し、観測波形を最もよく再現する円形隆起の半径・振幅およびリング状の沈降の幅・振幅を、試行錯誤的に調べた。その結果、カルデラとほぼ同サイズの広がりを持つ約1mの円形隆起に加えて、その周囲に数kmの幅を持つリング状の数10cmの沈降を初期海面変動として与えた時、観測波形がよく再現された。

【議論】 これらの結果は、2015年鳥島津波地震の地殻変動の重要な情報を与えるものである。第一に、この地震による隆起現象がカルデラ内に集中していることから、カルデラ地形に関係する火山性の地殻変動現象が発生したことを示唆する。また第二に、その地殻変動現象は、少なくともカルデラ周囲の北東側に、無視できない規模の沈降が含むことが明らかになった。これはCLVD型の震源メカニズムとも調和的な結果であるが、こうした地殻変動の情報を考慮して、今後さらに地震発生の物理的メカニズムを調べる予定である。

S17-06

Large effects of dispersion for the tsunami generated by the 2016 Nicaragua outer-rise earthquake (Mw6.9)

Amilcar G. C. Ramirez (INTER, Nicaragua.), #Yuichiro Tanioka (Hokkaido Univ.), and Yusuke Yamanaka (Hokkaido Univ.)

On 24th of November in 2016, a large earthquake of Mw 6.9 occurred off the Nicaragua and El Salvador coast in the outer-rise region along the trench. A small tsunami of about 1 cm was observed at DART32411 in the Pacific Ocean shown in Figure. The mechanism of this earthquake was a normal fault type with a dip angle of 50 degree and a strike of 127 degrees, approximately parallel to the trench (GCMT). In 2012, a large underthrust earthquake of Mw7.3 occurred in the plate interface just landward from the epicenter of the 2016 earthquake. Therefore, the 2016 outer-rise earthquake should be triggered by the 2012 large underthrust earthquake which is similar to the 2006 and 2007 great Kurile earthquake sequence.

In this study, tsunami is first numerically computed by solving linear long wave equations. The fault length of 36.6 km and the fault width of 18.4 km was estimated from Mw6.9 of the earthquake using a scaling relationship of Blaser et al. (2010). The comparison of the observed and computed tsunamis is shown in Figure (upper left). The period of computed tsunami is much shorter than the observed one, so the computed and observed waveforms are quite different each other. In next, the tsunami is numerically computed solving linear Boussinesq equations which includes a dispersion term. The comparison of observed and computed tsunamis is shown in Figure (lower left). The observed tsunami waveforms are very well explained by the computed one. We also computed tsunami using the method of Imamura et al. (1991) which a numerical dispersion becomes similar to a physical

dispersion by choosing a correct grid size. In this study, we chose 3 minutes grid spacing using the method. The comparison of observed and computed tsunamis is shown in Figure (center left). The observed tsunami is explained by the computed one, but not as good as the computed tsunami using the Boussinesq equations (lower left in Figure), however, much better than computed tsunami using the linear long wave equations (upper left in Figure). From the comparison of amplitude of computed and observed tsunami, the slip amount is estimated to be 74cm.

The result indicates that the effect of dispersion becomes very important for tsunamis generated by outer-rise earthquakes with a moment magnitude of about 7.

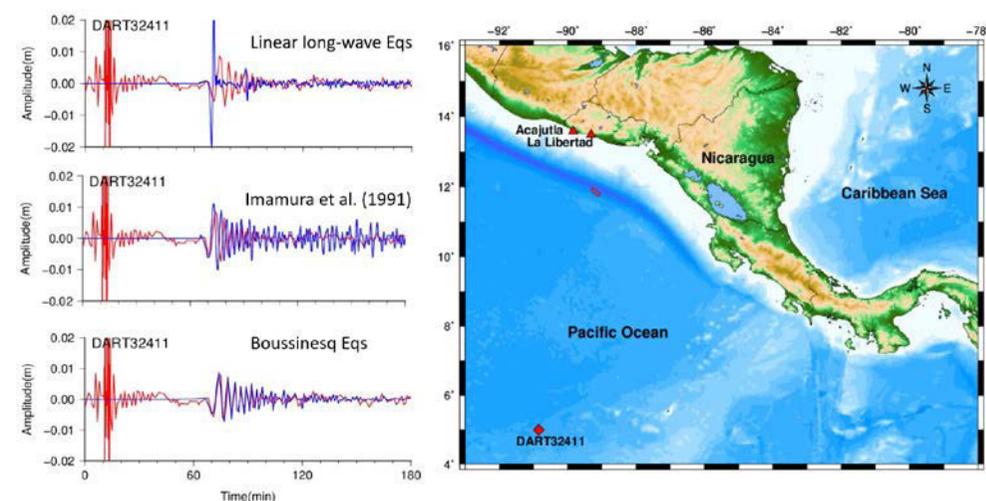


Figure. (left) comparison of observed tsunami (red line) at DART32411 and the computed tsunami waveforms using linear long wave equation (blue line in upper), the method of Imamura et al., 1991, (blue line in center), and Boussinesq equations (blue line in lower). (right) location of an ocean bottom pressure gauge, DART32411 (red diamond) and the fault model of the 2016 earthquake (red rectangle).

Green's Function-based Tsunami Data Assimilation (GFTDA): A Fast Data Assimilation Approach of Tsunami Early Warning

#Yuchen Wang, Kenji Satake (ERI), Takuto Maeda (ERI), Aditya Riadi Gusman (ERI)

We present a new approach based on the employment of Green's function to improve the speed of data assimilation for tsunami warning. In the method of optimal interpolation, if the residual between observed and calculated tsunami height is not zero, there will be an assimilation response around the station, usually a Gaussian-distributed sea surface displacement (Maeda et al., 2015). The Green's function $G_{i,j}$ is defined as the tsunami waveform at the j -th grid caused by the propagation of assimilation response at i -th station. Green's Function-based Tsunami Data Assimilation (GFTDA) forecasts the waveforms at Points of Interests (PoIs) by superposition of Green's functions between observation stations and PoIs. Unlike the previous assimilation approach (Maeda et al., 2015; Gusman et al., 2016), GFTDA does not need to calculate the tsunami wavefield of the whole region during the assimilation process, because the Green's functions have been calculated and stored in advance. The forecasted waveforms can be calculated by a simple matrix manipulation.

We apply our method to a real tsunami of the 2012 Haida Gwaii earthquake and hypothetical earthquake off the Kii Peninsula. The application to 2012 Haida Gwaii tsunami reveals that GFTDA could achieve an equivalent high accuracy while taking only 1% calculation time of the previous method for a valid tsunami warning. We have to choose a proper assimilation time window to keep a balance between calculation speed and forecasting accuracy. In the case of a hypothetical earthquake off the Kii Peninsula, we assume an earthquake similar as the 2004 off

the Kii Peninsula earthquake (Saito et al., 2010), and the tsunami it generates have evident dispersive characteristics. We compute the Green's functions between the observation of Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis (DONET) and the PoIs, with linear long-wave model and linear dispersive model respectively. It is found that both models forecast the tsunami height accurately, and that linear dispersive model can predict the tsunami arrival time more accurately than the linear long-wave model.

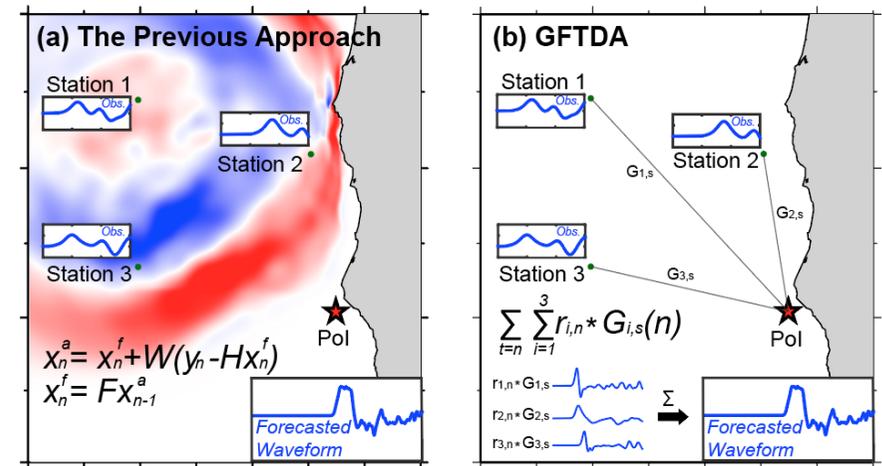


Figure 1. The comparison between the previous tsunami data assimilation approach (a) and GFTDA (b). The previous approach assimilates the tsunami observation and have to calculate the wavefield of the whole interested region, while GFTDA synthesizes the forecasted waveform as the superposition of the pre-calculated Green's functions.

S17-08

津波データベース検索による津波高予測に適した観測点の選定

#谷口純一・田川恭平(徳島大工)・大角恒雄(防災科研)・堀高峰(海洋機構)・岡田真人(東大新領域)・馬場俊孝(徳島大工)

Observation points suitable for tsunami prediction system by using tsunami database

#Junichi Taniguchi, Kyohei Tagawa (Tokushima Univ.), Tsuneo Osumi (NIED), Takane Hori (JAMSTEC), Masato Okada (Tokyo Univ.), Toshitaka Baba (Tokushima Univ.)

津波即時予測の手法のうち、予め多数の地震シナリオに対して津波を計算して結果をデータベース(DB)化し、実際に津波が起こった際に最も近いシナリオを検索することによって津波を予測する方法がある(例えば、Yamamoto et al., 2016). 本稿では、2017年1月に地震本部が発表した「波源断層を特性化した津波の予測手法(津波レシピ)」に従って南海トラフを震源とする地震シナリオ群(3967ケース)を構築し、それを使って徳島県の浅川湾と三重県の尾鷲湾の津波DBを作成した. 既存のDONETとGPS波浪計を観測点として、津波DBに対してYamamoto et al. (2016)のシナリオ検索手法に基づいた方法を適用し、浅川と尾鷲の沿岸付近の津波高を予測する.

この方法の精度を検証するために一個抜き交差検定を行った. その結果、すべての沖合観測点を用いた場合、浅川の真値と予測値の残差はRMSEで0.37m、尾鷲では0.81mとなった. 一方で、検索アルゴリズムにおいて、尾鷲付近の大滑り域のみが若干異なるシナリオを判別できず、尾鷲での予測が大きく外れるケースが確認された. これは、観測点配置に偏りがあるため、観測点が偏って存在する海域の津波高の分布が似ていれば近いシナリオであると判断してしまうことによると考えられる.

そこで逆に、焼きなまし法により、この予測方法に適した10観測点を観測網から選んだ(図1). 選ばれた10点に対して前述の方法で予測をすると、浅川では残差0.49mとなり予測精度が落ちたが、尾鷲では0.54mと大幅に改善された.

選ばれた沖合観測点は、西に離れて1点、東に離れて1点あり、これらによって震源の位置が大まかにどちら側にあるかが分かる. その他の点は、室戸岬と潮岬の間に3点あり、これらは浅川に到来する津波を検知できる. 潮岬と志摩半島の間には5点あり、これらは尾鷲に到来する津波を検知できる. 浅川方面に比べて尾鷲方面の観測点が多く選ばれたのは、このDBでは尾鷲に到来する津波が浅川に到来するものより大きいケースが多いため、こちら側の予測の精度を上げた方が全体的な予測精度が上がるためか、もしくは、尾鷲より東側に観測点が欠けており、尾鷲の津波の詳細な現象を捉えるためには多くの観測点が必要になった可能性もある. しかし、尾鷲付近の観測点が相対的に増えたため、尾鷲付近の津波高の分布が似ていれば最適シナリオとなってしまう、逆に浅川の予測精度が悪くなったと考えられる. したがって、観測点が偏って存在する場合は、その周辺以外の地域の予測精度が悪くなってしまふ恐れがあると考えられる.

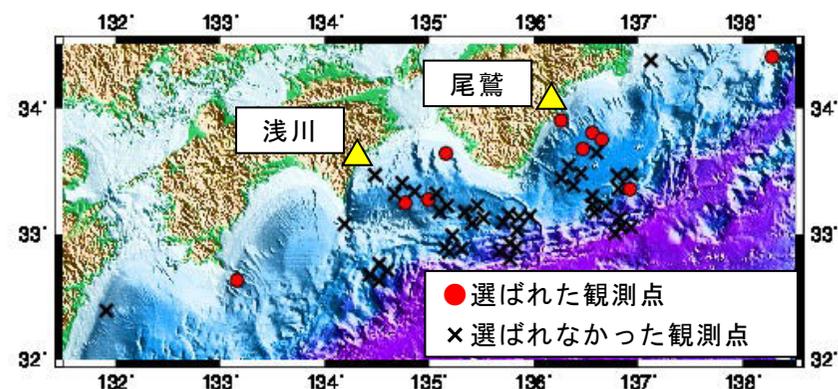


図1 焼きなまし法によって選ばれた10個の観測点

データベース検索型津波遡上即時予測システム： 津波シナリオバンクの構築とシナリオ選別アルゴリズムの拡張

#山本直孝・鈴木亘・三好崇之・青井真(防災科研)

Development of real-time tsunami inundation forecast system: Construction of Tsunami Scenario Bank and enhancement of matching algorithm

Naotaka Yamamoto, Wataru Suzuki, Takayuki Miyoshi, Shin Aoi (NIED)

防災科学技術研究所(防災科研)では、日本海溝沿いに構築している大規模かつ稠密なリアルタイム沖合津波観測網である日本海溝海底地震津波観測網(S-net)[金沢・他, 2012, JpGU; 植平・他, 2015, 地震学会]を用いて、津波の遡上を即時的に予測するシステムの開発を進めている[青井・他, 2015, JpGU]. その中で我々は、複数の指標(2種類のVariance Reduction ($VRO=1-\Sigma(O-C)^2/\Sigma O^2$, $VRC=1-\Sigma(O-C)^2/\Sigma C^2$)と相関係数R)を同時に用いることで適切なシナリオを選別するMulti-index法[Yamamoto et al., 2016, EPS]を開発した。この手法では、広域の津波遡上・浸水の予測を実現するため、津波シナリオバンクに事前に計算した沖合の観測点での水圧変動や沿岸での津波高、遡上浸水深分布を予め登録し、津波が発生した際には、観測データと計算シナリオを比較し適切なシナリオを選別するデータベース検索型を採用している。さらに、選別された複数のシナリオを用いて、予測の不確実性も同時に表現することを目指している。そこで、本発表では、システムの根幹である津波シナリオバンクの構成と観測網の外側に設定された津波波源に基づくシナリオに対処するための選別アルゴリズムの改良点について述べる。

まず、千島海溝～日本海溝～伊豆・小笠原海溝(Mw 7.6～9.8の47,596波源)、相模トラフ(Mw 7.6～8.6の4,089波源)、南海トラフ(Mw 7.6～9.3の8,282波源)沿いのプレート境界地震および太平洋プレートのアウトターライズ地震(Mw 7.6～8.6の3,060波源)を対象とした波源断層モデルを設定した(図1左)。そして、千葉県九十九里・外房沿岸地域に対する影響を評価するため、感度解析を行い、沖

合の津波伝播計算(最小格子90m)を実施した。さらに間引いた波源断層モデルに対して、浸水遡上計算(最小格子10m)を実施し、津波シナリオバンクを構築した[鈴木・他, 2015, 地震工学会]。しかし、平成28年11月22日に発生した福島県沖の地震による津波がS-netによって観測されて、事後的ではあるが本システムの動作を検証した。この地震は、プレート内部の浅い地震で、震源メカニズムが正断層型であり、それまでの津波シナリオバンクには含まれていない地震であったが、水圧変動の絶対値の最大値を用いた選別を行っているため、震央と規模が近いシナリオが選別された。一方で、選別された計算シナリオと観測された沿岸での波形を比較すると、到達時刻や位相がずれていることが明らかとなった。そこで、津波シナリオバンクをこういった地震にも対応させるため、陸のプレート内地震を波源断層モデルとしたシナリオを追加した(図1右)。改めて本システムを検証した結果、観測された沿岸での津波高や波形を包含するシナリオが選別されるのを確認した。

一方で、これまでの検討[山本・他, 2017, JpGU]では、S-netに津波が到達するまでに一定程度の時間がかかるシナリオに対するケアが不足していることが判明した[鈴木・他, 2017, 地震学会]。S-netが敷設されている領域の外側に波源断層がある場合、観測のノイズレベルとの判別が難しい場合が生じている。そこで、S-net観測点で一定以上の水圧変動が生じた場合にシナリオ選別を行うこととした。今後はさらに、実際のリアルタイムデータを用いた検証[鈴木・他, 2017, 地震学会]や、模擬津波データによる検証[三好・他, 2017, 地震学会]を進める予定である。

謝辞:本研究の一部は、総合科学技術・イノベーション会議のSIP(戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理人: JST)によって実施された。

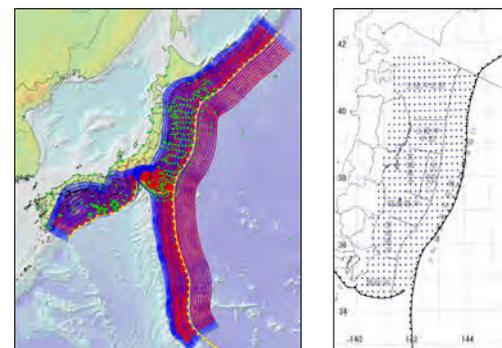


図1 左)過年度設定した波源断層モデルの位置(上辺中央;赤点)と形状(青)、右)追加設定した陸のプレート内波源断層モデルの位置(上辺中央)

Complete Implementation of Green’s Function based Time Reverse Imaging Method with Sensitivity Analysis

M. Jakir Hossen, Kenji Satake (ERI, U Tokyo),
Phil R. Cummins (ANU)

Recently, the Time Reverse Imaging (TRI) method has been implemented in tsunami science to estimate the tsunami source model. A TRI algorithm called Green’s Function Based Time Reverse Imaging (GFTRI) has been developed to reconstruct the source model (Hossen et al. 2015), where it is assumed that the correlation between GFs from two sources is zero if the sources are sufficiently separated from each other. This method is capable of estimating the tsunami source model at a fraction of time and thus considering it as a potential candidate for far-field tsunami forecasting.

In this presentation, we consider a more complete approach to source inversion using reversed time images of the tsunami source. As a consequence, the performance of the method improves significantly. We tested this new algorithm using data from the 2011 Japan tsunami because of the availability of high quality tsunami data. Two different source inversions are performed using: a) the first wave (FW) only containing the crest and trough of tsunami waves and b) the first wave with later arrivals (FL) i.e. full waveforms containing tsunami waves as well as reflected or refracted waves due to the interaction with the coastline. Our results show that the method is capable of extracting more details of the source and providing excellent waveform fits at all stations, including those not used in the source imaging.

We have also studied the sensitivity analysis of reversed-time tsunami source inversion and found that the method is less sensitive to the number of stations, once a minimum number of stations is utilized. Moreover, this new approach is able to estimate the tsunami source with reasonable accuracy using data available soon after an earthquake, which

indicates its potentiality to be used in both near- and far-field tsunami forecasting.

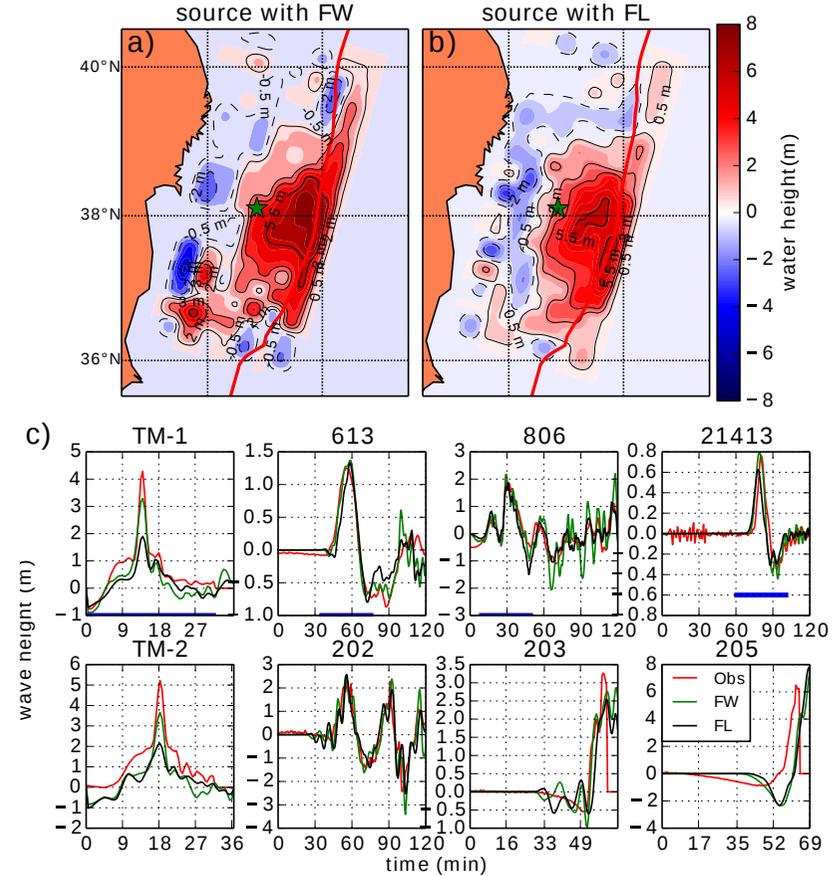


Figure 1: The source models using FW (a) and FL (b) and waveform fits (c) (in the lower panels) are obtained by applying the method with 13 observations with 120 min time series data. The result shows that rupture occurs between the epicenter and the trench line and the location of maximum slip is at near to or on the trench line. The waveform fitting is good at most of the stations in the sense that the amplitude, phase and period of the wave are matched very well for both FW and FL cases. However, inversion with FW provides excellent waveform fit at almost every stations.

周波数依存する津波高増幅率を用いたリアルタイム津波サイト補正

#対馬弘晃(気象研)

Real-time correction of tsunami site effect
by frequency-dependent tsunami-amplification factor
#Hiroaki Tsushima (MRI)

はじめに

沿岸での津波挙動を正確に再現することは、津波即時予測をより正確にする上で極めて重要である。そのためのアプローチの1つが沿岸の津波挙動を模した応答関数の利用である。応答関数を事前準備できれば、観測や波源推定等によって得られる沖合津波波形に畳込積分することで、沿岸の津波挙動をリアルタイムに予測値に反映させることができる。対馬 [2016, 地震学会]は、千島・日本海溝沿いを対象海域として、さまざまな位置・規模の地震津波シナリオについての津波数値計算を実施し、得られた津波波形にスペクトル比法を適用して、津波増幅率の周波数特性を推定した。宮古湾を対象として、湾外から湾内への増幅率を求めた結果、同じ湾内でも、湾口付近と湾奥で増幅率の周波数特性が異なること等を示した。本研究では、対馬 [2016, 地震学会]が推定した周波数特性を持つ津波高増幅率を、津波高サイト補正にリアルタイム活用できるように、時間領域で適用可能な漸化式フィルタを作成し、その性能検証を行う。

手法

本研究では、Hoshihara [2013, BSSA]が地震動のリアルタイムサイト補正のために提案したフィルタ設計手法を用いて、津波高増幅率の周波数特性を持つ漸化式フィルタを設計する。津波高増幅率の周波数特性は、次式のように、1次と2次のフィルタの線形結合で表されると考える：

$$F(s) = G_0 \prod_{n=1}^N \left(\frac{\omega_{2n}}{\omega_{1n}} \right) \left(\frac{s + \omega_{1n}}{s + \omega_{2n}} \right) \prod_{m=1}^M \left(\frac{\omega_{2m}}{\omega_{1m}} \right)^2 \left(\frac{s^2 + 2h_{1m}\omega_{1m}s + \omega_{1m}^2}{s^2 + 2h_{2m}\omega_{2m}s + \omega_{2m}^2} \right)$$

ここで、 $s = i(2\pi f)$ で、 N と M はそれぞれ1次と2次のフィルタの数を表す。 ω_{1n} 、 ω_{2n} 、 ω_{1m} 、 ω_{2m} は角周波数、 h_{1m} 、 h_{2m} はダンピング係数を示す。津波高増幅率と上式との残差二乗和が対数スケールで最小になるときの係数 G_0 、 ω_{1n} 、 ω_{2n} 、 ω_{1m} 、 ω_{2m} 、 h_{1m} 、 h_{2m}

を非線形最小二乗法によって推定する。本研究では、振幅特性を合わせるように推定を行った。得られた各係数を用いて1次と2次のフィルタを設計し、それらの直列接続によって、津波高増幅率と同じ周波数特性を持つ漸化式フィルタを設計する。

結果と考察

岩手県宮古に着目し、津波増幅率の周波数特性を持つ漸化式フィルタの設計と性能検証を行った。具体的には、宮古湾外の仮想沖合地点(FP_IWT4)から湾内の水深30 m地点(MYK30)への津波高増幅率を対象とした。まず、多数の津波伝播数値計算結果から得られたスペクトル比平均(津波高増幅率)を入力として(図1の黒線)、それを再現する上式の係数を最小二乗法で推定した(図1の赤線)。その結果、増幅率を良好に再現する係数が求められた(図1)。次に、得られた係数から漸化式フィルタを設計した。そして、フィルタの性能検証として、宮古の沖合のMw 8.1仮想地震を対象に(図2a)、沖合(FP_IWT4)の津波波形に設計したフィルタを時間領域で適用して沿岸(MYK30)の津波波形を予測した(図2b)。その結果、沿岸地点MYK30における津波高を良好に予測することができた(図2c)。今後は、他地点についてのフィルタ設計と性能検証を進めるとともに、本研究では考慮していない位相特性についても検討する予定である。

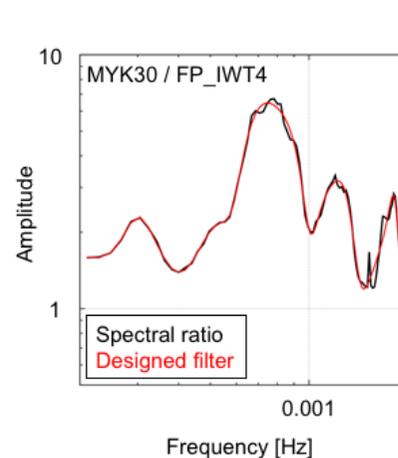


図1 津波高増幅率(黒線)と設計したフィルタの周波数特性(赤線)の比較。

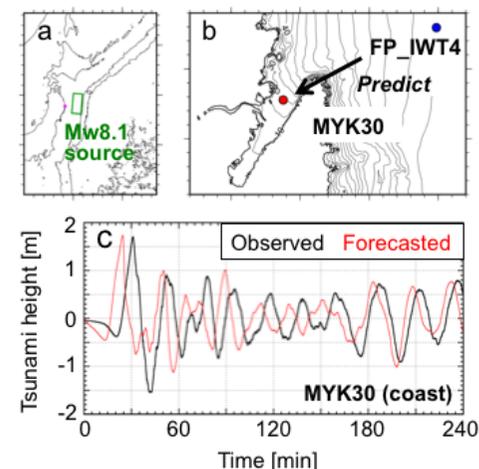


図2 フィルタの津波予測性能検証。(a)対象地震と(b)予測対象地点の位置。(c)観測波形(黒線)と予測波形(赤線)の比較

データベース検索型津波遡上即時予測システム:

S-net実観測データによる動作検証

#鈴木亘・山本直孝・三好崇之・青井真(防災科研)

Test operation of the real-time tsunami inundation forecast system using the actual observation data

#Wataru Suzuki, Naotaka Yamamoto, Takayuki Miyoshi, and Shin Aoi (NIED)

防災科学技術研究所(防災科研)では、日本海溝海底地震津波観測網(S-net)で観測された沖合水圧変動を説明する津波シナリオ(波源断層モデルとそれから計算される津波伝播・遡上浸水の一連の情報)群を津波シナリオバンクより高速に検索することにより、沿岸での津波高のみならず陸域での遡上浸水までを予測する津波遡上即時予測システムの構築を進めている(青井・他, 2015, 連合大会)。昨年度(平成28年度)までに千葉県九十九里・外房を対象地域としたプロトタイプシステムを構築し、現在は実際にS-netで観測されたデータを常時システムに流通させてシステムの動作検証を行っている。本発表ではこの実観測データを用いたシステムの検証について、動作検証を開始してから顕著な津波を伴う地震は発生していないため、非津波時の動作、安定性についての動作検証と抽出された課題について報告する。なお、構築した津波シナリオバンクについては山本・他(2017, 本大会)により、模擬津波データを用いた津波時のシステム予測動作・性能検証については三好・他(2017, 本大会)により紹介する。

構築したプロトタイプシステムの予測処理は以下の流れで実施している。S-net各地点で観測されたリアルタイム水圧波形データについて、水深のオフセットを引き、津波成分を抽出するため遮断周期120秒のバターワース4次のローパスフィルタ処理と遮断周期1800秒のバターワース2次のハイパスフィルタ処理をIIRフィルタにより施す。処理後の観測データは30分間のリングバッファに逐次格納され、Multi-index法(Yamamoto et al., 2016, EPS)に基づきシナリオの沖合水圧データと30秒ごとに比較が行われる。本システムは地震発生や水圧振幅のレベル超過等で予測処理をトリガするのではなく、定常的に観測データとシナリオデータの比較を行うため、評価時刻が津波発生から何分後に相当するかは比較の際には不明である。そのため津波発生からの経過時間を様々にずらしたシナリオデータに

ついて比較を行う。閾値を満たしたシナリオ(群)の沿岸津波高及び陸域浸水深や到達時間を基に津波予測情報を生成する。動作検証用結果閲覧インタフェースでは選別されたシナリオ群の最大、平均と標準偏差、沖合での一致度指標が最も高いシナリオによる沿岸津波高分布を重ねて表示できるほか、10mメッシュの浸水深分布についても最大、平均、90パーセンタイル等の統計処理を即時予測で求められる時間内で実行可能である。

これまでの実観測データを用いた動作検証により、観測データに含まれる様々なノイズへの対応が、第一の検討課題と考えている。津波シナリオバンクにはS-netの敷設海域のみならず千島列島や伊豆・小笠原諸島の海溝側を波源域とする津波シナリオも含んでいる。これらのS-netからやや遠方の波源を有する津波シナリオは最終的に予測対象である九十九里・外房地域に津波をもたらすものの、地震発生から数分以内にS-net観測点に対して有意な水圧変動を生じさせることはない。しかしながら観測水圧データに含まれるある程度のノイズにより、これらの津波シナリオが選別される場合が見られた(図1)。また、特に水深の浅い観測点では顕著な波浪が観測される場合があり、その際に波源断層が陸にかかる津波シナリオが選別される場合も見られた。現在、システムを異なる設定条件で複数並行稼働させることが可能である。定常的なノイズや波浪によるノイズと評価に用いる時間窓及び最終的な予測地域への影響を踏まえて、シナリオ選別への適切な付加的条件の検討を並行稼働するシステムを活用して実施し、より安定的な稼働に向けてプロトタイプシステムの改良を進めている。

謝辞:本研究の一部は、総合科学技術・イノベーション会議のSIP(戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST)によって実施した。

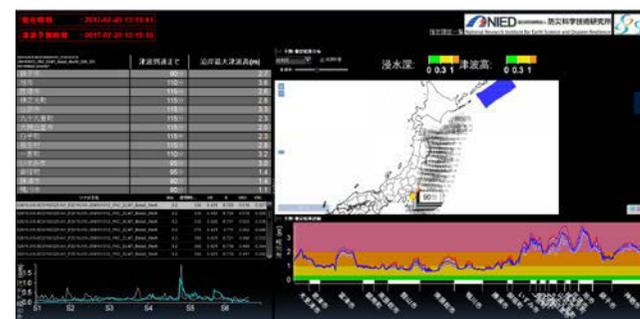


図1: 津波遡上即時予測システムの実データを用いた動作検証において、ノイズ等によりシナリオ選別が行われた例

AQUA-MT/CMT解を使った 津波即時計算システムの開発

#中村武史・鈴木 亘・山本直孝・木村尚紀・高橋成実(防災科研)

Development of a rapid tsunami calculation system by using the AQUA-MT/CMT solutions

#Takeshi Nakamura, Wataru Suzuki, Naotaka Yamamoto,
Hisanori Kimura, Narumi Takahashi (NIED)

地震発生に伴う津波の波高分布や波形を迅速に予測するために、データベース化されたシミュレーション結果の検索(例えば、舘畑, 1998; Titov et al., 2005; Yamamoto et al., 2016)、沖合水圧データを活用した波源推定及び津波伝播の順解析(例えば、Tsushima et al., 2009, 2014)、データ同化による逐次解析(Maeda et al., 2015)、沖合と沿岸波高との関係式の構築(Baba et al., 2004, 2014)等の予測手法が提案されている。本研究では、地震波データのリアルタイム解析で得られたモーメントテンソル解を基に、波源域の設定及び津波伝播の順解析を行い、日本列島周辺の波高分布や沿岸および沖合津波観測点の波形を迅速に予測、情報発信するシステムを開発したので報告する。

開発したシステムでは、松村・他(2006)によって開発されたAQUAシステムによるモーメントテンソル解(AQUA-MT/CMT解)を入力データとして使用する。AQUAシステムは、防災科学技術研究所が運用するHi-net及びF-net観測点の地震波形データを使って走時及び波形解析を行い、発震時刻、震源、規模、モーメントテンソル解を自動推定するシステムである。連続データの処理をリアルタイムで行うことで、地震発生から最短3分程度で解の推定を行っている。また、GNSSデータでは即時的なメカニズム推定が困難な中規模以下の地震について、AQUAシステムではM3クラスまでの地震のメカニズム推定を行うことができる。本研究で開発したシステムでは、AQUAシステムで推定された解を基に有限サイズの断層を震源位置に設定し、地殻変動及び津波伝播の計算を開始する。ここで、断層面積はスケールリング則から推定される値を用い、単一の断層での均質なすべりを仮定する。津波伝播の計算では、線形長波式を数値的に解く、Nakamura and Baba(2016)のコードを使用する。このコードでは、計算機でのメモリアクセスの最適化、多重ループ内での条件分岐の回避、入力地形データの事前分割、地殻変動と津波伝播の統合計算、共役する2つの断層モデルに対する同時計算等の処理や設

定を導入しており、入出力を含めた効率的な並列計算を図っている。Intel Xeon 2.6 GHzのCPUによる12コアMPIフラット並列で、複数のケースで日本列島周辺海域における6時間長の津波伝播の計算を行ったところ、40秒前後の計算時間となった。AQUA-MT/CMT解が得られるまでの時間と合わせると、地震発生から最短4分程度の時間で、津波の波高分布予測や各観測点での予測波形の出力が可能となった。

開発したシステムは、現在、24コアを有する計算機サーバーに実装し、安定的に稼働している。中規模以上の地震発生の際にシステムが起動して地殻変動及び津波伝播の並列計算を行い、計算終了後、予測結果をまとめた情報とともに、関係者へのメール送信と内部ホームページへのアップロードを行う。全ての処理は完全自動で行われ、地震のマグニチュード、震央、深さ等のパラメータで計算対象とする津波を選別することができる。また、最大波高等の予測結果にしたがって、情報発信の要否判断や宛先の変更を行うことも可能である。

本研究で開発したシステムによる予測結果について、観測データの評価や津波のモニタリングに有用となる。例えば、沿岸や沖合観測点で水位変動が検出された場合、予測波形との比較から、津波励起・伝播の判定に役立てることができる。特に、深い場所で発生した地震や中規模以下の地震、横ずれ成分を持つメカニズムの地震時など、津波の振幅が微小なために、観測波形のみからは津波のシグナル検出が困難な場合に、予測波形との比較が効果的である。また、大地震時の観測点周辺での地盤変化やセンサー応答変化等の影響による、津波のシグナル以外の成分の混入有無の判定に、予測波形を活用することもできる。加えて、津波が観測されなかった地震について、波高が定常的なノイズレベル以下であるために津波のシグナル検出が困難であることを理論計算の観点から定量的に示すこともできる。

津波伝播の計算に関して、計算の高速化及び地震発生初期段階での断層破壊に関する情報の少なさから、長波長近似や、間隔が荒い計算グリッド(1分間隔)の使用、単一断層面内での均質すべりの仮定、プレート境界で発生する地震の平均的な応力降下量(3 MPa)によるスケールリング則の適用など、多くの近似や仮定を導入している。このため、計算結果について、必ずしも高い精度を保証するものではない。実際に、計算で使用する近似や仮定の条件を変更すると、予測波高結果が数倍変動することがある。しかし、本研究で開発したシステムにより、地震発生後速やかに第一近似解として、津波の伝播に関する予測結果の情報発信・把握が可能となる。このため、大地震発生時に、津波に対する沿岸地域における即時的なリスクもしくは安全評価や防災警戒態勢の開始・解除の判断等への活用が期待される。

津波シミュレーションデータのクラスタリングと

その活用の試み

赤木 翔・早川 俊彦（三菱スペース・ソフトウェア）
青井 真・前田 宜浩・鈴木 亘（防災科研）

Investigation on Clustering for Tsunami Simulation Data and Utilization of the Clusters

Sho Akagi, Toshihiko Hayakawa (MSS)
Shin Aoi, Takahiro Maeda, Wataru Suzuki (NIED)

防災科学技術研究所では、東日本太平洋沿岸部、特に千葉県九十九里・外房地域にて津波被害を出し得る多数の震源モデルに対して数値シミュレーションを実施し、得られた沖合観測点（日本海溝海底地震津波観測網:S-net）での水圧変動と、九十九里・外房地域での沿岸津波高・陸域浸水深をデータベース化した津波シナリオバンクを構築した。沖合で観測された水圧変動データに対して、津波シナリオバンクから似通った津波シナリオを選別することで、津波遡上を即時に予測する手法が開発されている(Yamamoto et. al. 2016)。

本研究では、津波シナリオバンクに登録された多数のシミュレーションデータを複数のグループに分類(クラスタリング)することで、沖合で観測された津波の波源域や陸域浸水を、所属クラスタの情報から推定する手法を検討した。観測された津波をクラスタによって表現することで、少数の津波シナリオに過度に依存しない津波の特徴抽出が可能になると考えられる。

クラスタリングには、主成分分析(PCA)とK-means法を組み合わせた手法を採用した。津波シナリオバンクに登録されたデータがスパース性を有するという仮定に基づいて、PCAによって入力データを主成分の係数空間(主部分空間)に射影し、主部分空間においてK-means法を適用するという手順で津波シナリオのクラスタリングを行った。沖合水圧変動については、S-net全観測点でのある経過時間における水圧変動絶対値を使用した。平均0、分散1となるように標準化した水圧変動を元の水圧変動と合わせてクラスタリングすることで、波源の規模・位置の両方に対する高い分類性能が得られた。

陸域浸水深についてもPCAとK-means法を組み合わせたクラスタリングを適用し、沖合クラスタから陸域クラスタの遷移を数え上げることで遷移確率を計算した。

各沖合クラスタからの遷移は少数の陸域クラスタに収まっており、遷移確率を使うことで沖合水圧変動から陸域浸水深を推定できると考えられる。

2011年東北地方太平洋沖地震の数値シミュレーション結果を模擬観測シナリオとして、波源および陸域浸水深の推定を試み、本手法の有効性を確認した(図1,2)。模擬観測シナリオの所属クラスタは、沖合水圧変動の主部分空間において最も重心点に近いクラスタとした(図1左, 3番目)。所属クラスタの津波シナリオ波源位置(図1中央, 青線)は、2011年東北地方太平洋沖地震の断層大すべり域(図1右, 濃青)とよく一致している。所属クラスタの津波シナリオ規模はMw8.6-8.8であり、規模についても概ね推定できている。陸域浸水深については、遷移確率に基づいて得られる陸域クラスタの最大浸水深を推定値とした(図2左)。模擬観測シナリオの浸水深分布(図2右)を概ね再現できることが確認できた。

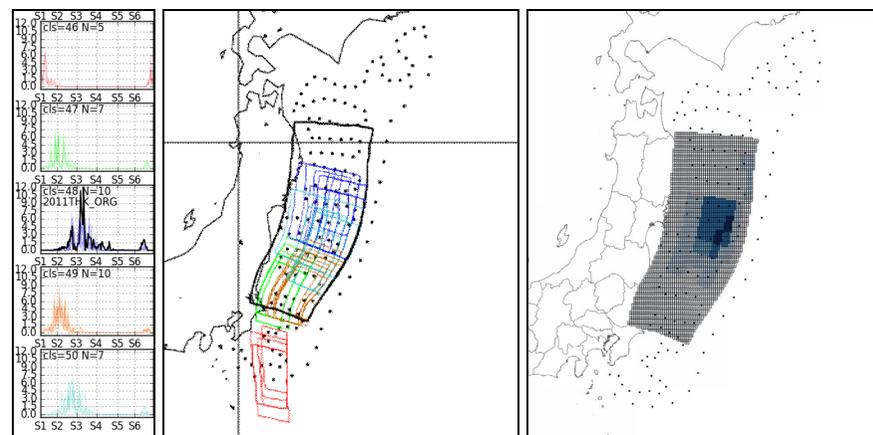


図1 沖合水圧変動クラスタ（左），シナリオの波源断層位置（中央），2011年東北地方太平洋沖地震断層すべり量分布（右，内閣府モデル）
模擬観測データの結果は黒の実線で示した。



図2 遷移確率に基づいて推定される浸水深（左）と計算浸水深（右）。
それぞれ銚子市沿岸部の結果を図示した。

データベース検索型津波遡上即時予測システム: 模擬津波データによる検証

#三好崇之・山本直孝・鈴木亘・青井真(防災科研)

Development of real-time tsunami inundation forecast system: A trial examination using simulated tsunamis

#Takayuki Miyoshi, Naotaka Yamamoto, Wataru Suzuki, Shin Aoi (NIED)

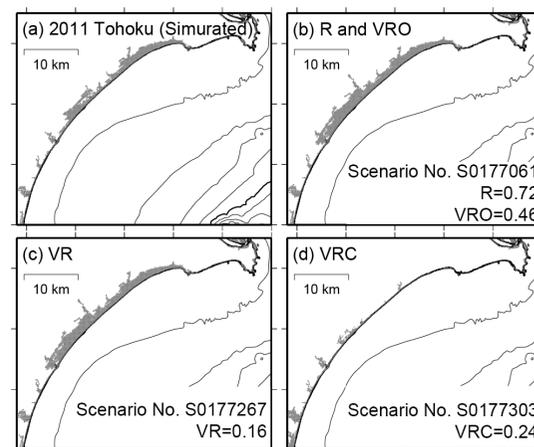
●津波防災において津波遡上を即時的に予測するシステムの構築は喫緊の課題である。防災科学技術研究所(以下、防災科研)では、日本海溝海底地震津波観測網(S-net)のリアルタイム水圧データを利用したデータベース検索型津波遡上予測システム(以下、予測システム)を構築中である(例えば、青井・他2015JpGU)。予測システムでは、津波の沖合水圧データと浸水分布を津波シナリオバンクとして準備し、観測データと津波シナリオバンクの沖合水圧データとで時空間マッチングを行って浸水を予測する。実稼働に向けて、津波データを用いた多くの試験を行う必要があるが、津波の発生頻度が低いため実データによる検証は限定的である。そこで本研究では、過去の津波の再現と多数の仮想津波による模擬津波データに対して、予測システムの検証として津波シナリオ選別の妥当性を調査する。

●本研究で扱う予測システムは、千葉県九十九里・外房沿岸地域における津波遡上を対象とする。房総半島はフィリピン海プレートと太平洋プレートが沈み込む複雑なテクトニック環境にあり、プレート間巨大地震等による津波が襲来する恐れがある。過去には、1707年・1923年の関東地震、1677年延宝房総沖地震、2011年東北地方太平洋沖地震(以下、2011年東北)による津波被害を生じた。まずは、これらに準ずる津波が生じた場合の適切な予測結果が望まれる。本稿では、検索対象を計算済みである津波シナリオ(山本・他、本大会)のうち、太平洋プレート上面・フィリピン海プレート上面・アウターライズを震源とする地震津波の8,801シナリオとし、検証で用いる模擬津波を過去に日本海溝と相模トラフ沿いで発生した10津波とした場合について述べる。

●10津波の模擬データは次のように作成した。まず、文献に基づき震源断面を設定し、Okada(1992BSSA)による半無限媒質に対する地殻変動を計算する。上下変動に加えて水平変動も加味した地殻変動(Tanioka and Satake 1996GRL)に

対し、Kajiura(1963BERI)による水理フィルタを施したものを初期津波とした。基本的には瞬間破壊を仮定するが、2011年東北では内閣府(2012)によるモデルを用いて動的震源特性を考慮し、段階的に地殻変動と初期水位を計算した。初期水位を初期条件として、非線形長波方程式を数値的に解くことで沖合の津波波形や浸水高等を得る。OpenMPによるスレッド並列、計算ジョブの並走により計算の効率化を図ったほか、格子間隔を最大で2430m、最小で10mとした3:1のネスティングを用いた不均質格子を導入することで計算時間の短縮を図った。6時間分の津波を計算して評価の対象とした。

●得られた模擬津波と、検索対象の津波シナリオにおけるS-net観測点での津波波形を用いて予測システムの検証を行った。マッチングはS-netの150観測点について、ある時間窓での最大水圧変動値に対するVariance Reduction (VR, VRO, VRC)と相関(R)による評価基準(Yamamoto et al. 2016EPS)を用いて、模擬津波に対する8,801シナリオとの一致度を調査した。5分間のデータでは、房総から遠い1968年十勝沖地震、破壊時間の長い2011年東北を除き、いずれかの値が0.7以上となりシナリオが選別された。図には10分間のデータを用いた場合の2011年東北に対する結果を示す。各基準でもっとも良い一致のシナリオを図示した。VRCによる選別を除いて、おおむね浸水分布を説明することが分かる。複数の指標で複数のシナリオを選別するので、シナリオ選別による過小評価は防ぐことができる。このような検討をもとに、津波の規模、波源までの距離等に関する知見を予測システムに反映させる。また、仮想システムを稼働してS-net観測記録に模擬津波を加えたデータに対しても評価を行うほか、多数の仮想津波も含めた模擬津波に対する知見を蓄積し、確実な津波遡上予測ができる予測システムを構築する。



謝辞: 本研究の一部は、総合科学技術・イノベーション会議のSIP(戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST)によって実施した。

図 九十九里での模擬津波とシナリオによる2011年東北地震の津波浸水分布(灰色; 10 cm以上)。 (a)模擬津波による浸水分布, (b)RおよびVROで選別された浸水分布, (c)VRによる選別, (d)VRCによる選別。

2次元線形分散津波方程式の効率的な計算: スキーム編

#竹中博士・秦 真平・小松正直(岡山大)・中村武史(防災科研)

Efficient Computation of the 2D Linear Dispersive
Tsunami Equation: Schemes#Hiroshi Takenaka, Shimpei Hata, Masanao Komatsu (Okayama Univ.),
Takeshi Nakamura (NIED)

水深が 1 km を超える海域の津波では分散の効果が現れるため、そのシミュレーションでは、例えば以下の 2 次元線形分散波の方程式が、しばしば時間・空間のスタガード格子差分法等で数値的に解かれている (例えば, Saito et al., 2010, JGR).

$$\begin{aligned}\frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} &= \frac{1}{3} h^2 \frac{\partial^2}{\partial x \partial t} \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} \right), \\ \frac{\partial N}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} &= \frac{1}{3} h^2 \frac{\partial^2}{\partial y \partial t} \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} \right), \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} &= - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} \right).\end{aligned}$$

ここでは、座標系は水平方向を x, y 座標とするデカルト座標系を採用し、 t は時間、 M, N はそれぞれ線流量の x, y 成分、 η は波高、 h は水深である。上の第 1 式と第 2 式の右辺が分散項で、これをゼロに置き換えると非分散の線形長波方程式になる。上の方程式を差分法で解く場合、第 3 式は時間について陽解法で安定に解けるが、 M と N の時間を進めるための第 1 式と第 2 式は、安定に解くために通常 (線形長波の場合と異なり,) 陰解法が用いられる。陰解法では大規模な連立一次方程式を解く必要がありため、この計算は線形長波方程式に比べて極めて計算時間がかかる。

本研究では、陰解法の計算サイズを小さくするため、新しいアプローチを提案する。上の方程式の線流量に分散項を含めて別の変数に置き換え、式の変形をすると以下の方程式が得られる。

$$\frac{\partial U}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0,$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0,$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} - \frac{1}{3} \nabla \cdot (h^2 \nabla) \frac{\partial \eta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right).$$

ここで、 U, V は分散項を含んだ線流量の x, y 成分、 ∇ は 2 次元のハミルトン演算子である。上の第 1 式と第 2 式は、 M, N と U, V という物理量の違いはあるものの、線形長波の対応する式と同じである。地震津波の場合、一般にいずれも初期条件が $M=N=0$ と $U=V=0$ であることを考えると、数値計算的には両者は同一であり、同じ差分法 (すなわち陽解法) で解くことができる。分散項は、第 3 式にのみ現れている。この式は、水位速度 (鉛直流速) $d\eta/dt$ についてのポアソン方程式 (ヘルムホルツ方程式) であり、この式の解き方によって以下の 2 種類のスキーム (スキーム A と B) を考える。

スキーム A は、まず、水位速度 $d\eta/dt$ についてのポアソン方程式を対称係数行列用のポアソンソルバー (陰解法) で解き、その後、時間積分して波高 η を求める。このとき、陰解法の計算サイズは、従来のアプローチの 4 分の 1 である。一方、スキーム B は、第 3 式の時間微分を 2 次精度中心差分 $(\eta^{n+1} - \eta^n) / \Delta t$ で離散化し、フラクショナル・ステップ法を適用して線形長波の場合の式とポアソン方程式に分割して解く。まず線形長波の波高の式を解いた η^* を求め、それと η^n (過去の波高) に係る項を右辺外力項とする η^{n+1} についてのポアソン方程式

$$\eta^{n+1} - \frac{1}{3} \nabla \cdot (h^2 \nabla) \eta^{n+1} = \eta^* - \frac{1}{3} \nabla \cdot (h^2 \nabla) \eta^n$$

を解いて、未来の波高 η^{n+1} を求める。スキーム B は、時間ステップ毎に、まず線形長波の式を解いて、その結果を用いて (分散を考慮したい領域の部分についてだけ) 分散項を含むポアソン方程式を解くというもので、既存の線形長波のコードに適当なポアソンソルバーを追加することで、容易に実装できる。従来の式の M, N は、ちょうど運動学的な地震動シミュレーションにおける応力変数のように、特に震源インバージョンなどの地震学的な利用においては、直接その値が必要なことは稀で、波高 η を求めるための中間変数と言える。そのようなケースでは、今回提案するスキームは有効である。

謝辞: 本研究は、科研費 (課題番号 26282105) の補助を受けました。

確率論的津波ハザード評価における特性化波源断層モデル群の分類—基本、拡張、再現モデル群など

#平田賢治・藤原広行・中村洋光・長田正樹・大角恒雄・森川信之・河合伸一・土肥裕史(防災科研)・松山尚典・遠山信彦・鬼頭直・大嶋健嗣(応用地質)・村田泰洋・斉藤龍・高山淳平(国際航業)・秋山伸一・是永真理子・阿部雄太・橋本紀彦・袴田智哉(CTC)

Classification of characterized earthquake fault models in PTHA— basic, extended, and reproductive model groups, etc

#Kenji Hirata, Hiroyuki Fujiwara, Hiromitsu Nakamura, Masaki Osada, Tsuneo Ohsumi, Nobuyuki Morikawa, Shinichi Kawai, Yuji Dohi (NIED), Hisanori Matsuyama, Nobuhiko Toyama, Tadashi Kito, Kenshi Ohshima (OYO), Yasuhiro Murata, Ryu Saito, Junpei Takayama(KKC), Shin'ichi Akiyama, Mariko Korenaga, Yuta Abe, Norihiko Hashimoto, Tomoya Hakamata(CTC)

防災科研は地震津波に対する事前の備え・対策に資することを目的とし、平成24年度から津波ハザード評価の研究開発への取り組みを開始し(藤原・他,2013,JpGU)、現在までに日本海溝沿い(平田・他,2014,JpGU)および南海トラフ沿い(平田・他,2015,SSJ; 2016JpGU)、相模トラフ沿い(平田・他,2016,SSJ)の地震に伴う津波の確率論的な評価をおこなってきた。

今回、沈み込み帯で発生する地震の多様性を、地震調査研究推進本部地震調査委員会が公表する長期評価の考え方に、より深く関連づけることによって、津波ハザードの評価結果をより直感的に理解してもらいやすくすることを目的とし、海溝型地震の特性化波源断層モデル群の定義と分類を見直すこととした。

本講演では、南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)(地震調査委員会、2013)を踏まえ、既に南海トラフで構築済みの特性化波源断層モデル群(遠山・他、2015、JpGU)を新たな定義・分類について整理し直したので、それに基づき、特性化波源断層モデル群の新定義と分類について説明する。なお、ここで導入した特性化波源断層モデル群の新定義と分類についての考え方は、今後、防災科研の確率論的津波ハザード評価研究を進めるうえで、基本となる考え方である。

我々のグループが、今回見直した特性化波源断層モデル群の新定義と分類は以下のとおりである(表)。

- (1)基本モデル群;長期評価で想定・例示された震源域に対応する、将来発生する地震による津波を評価するためのモデル群
- (2)拡張モデル群;震源域は長期評価で想定・例示されていないが、将来発生す

る可能性が否定できない地震による津波を評価するためのモデル群

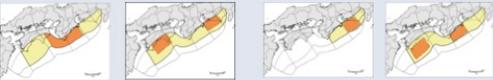
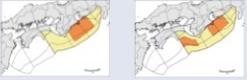
(3)再現モデル群;既往地震による津波の痕跡分布を対象に、特性化した波源断層モデルが適切にその痕跡高を説明できることを確認するためのモデル群。

(4)準再現モデル;再現モデル群の断層パラメタのいずれか1つ以上を標準的なパラメタに置き換えるか、あるいは標準的スケーリング則にしたがうよう調整したモデル群。再現モデルと基本&拡張モデルの中間的な性質を持つ。

特性化波源断層モデル群の新しい定義に基づく分類の詳細は遠山・他(本公演)、それらから計算される津波の概要と特徴は齊藤・他(本公演)、最終的に合成される確率論的な津波ハザード評価の詳細とその特徴は阿部・他(本公演)が発表する。

本研究は防災科研の研究プロジェクト「ハザード・リスク評価に関する研究」の一環として実施している。

表 南海トラフ沿いに設定した特性化波源断層モデル群の定義と分類

		過去の地震の震源域を考慮した震源域	
大 す べ り 域 を 機 械 的 に 配 置	過去の 大すべり 域にほぼ 同じ	<p>「再現モデル群」</p> <p>既往地震による津波の痕跡分布を対象に、特性化した波源断層モデルが適切にその痕跡高を説明できることを確認するためのモデル群。</p>  <p>(1) スケーリング則に従わない (2) 大すべり域の面積比は任意 (3) 大すべり域のアスペクト比は任意</p>	<p>「準再現モデル群」</p> <p>再現モデル群の断層パラメタのいずれか1つ以上を標準的なパラメタに置き換えるか、あるいは標準的スケーリング則にしたがうよう調整したモデル群</p> 
	大すべり 域を機械 的に配置	<p>長期評価で考えられた震源域</p> <p>「基本モデル群」</p> <p>長期評価で想定・例示された震源域に対応する、将来発生する地震による津波を評価するためのモデル群</p> <p>(ハーフピッチモデル) (領域中央モデル)</p>  <p>(1) スケーリング則に従う (2) 大すべり域の面積比は標準値(30%) (3) 大すべり域のアスペクト比は標準値(2:1)</p>	<p>長期評価で考えられていない震源域</p> <p>「拡張モデル」</p> <p>長期評価で想定・例示されていないが、将来発生する可能性が否定できない地震による津波を評価するためのモデル群</p> <p>(ハーフピッチモデル)</p>  <p>(1) スケーリングに従う (2) 大すべり域の面積比は標準値(30%) (3) 大すべり域のアスペクト比は標準値(2:1)</p>

長野県小谷村風吹岳付近の地震活動

#酒井慎一(東大地震研)

Seismic activity around Otari village in Nagano Prefecture.

#Shinichi Sakai (Univ. of Tokyo, ERI)

2016年6月25日、長野県小谷村の風吹大池付近を震源とするマグニチュード4.8(震度4)の地震が発生し、その後、7月1日にM4.4(震度3)の地震が発生するなど地震活動が活発化したため、7月4日から臨時地震観測を行った。この地域は、長野県小谷市と新潟県糸魚川市の県境に位置し、フォッサマグナ北縁の糸魚川-静岡構造線周辺で、北北東-南南西方向の走向をもった活断層が連なる地域である。すぐ南隣の神城断層では、2014年11月22日にM6.7の逆断層型の地震が発生して、大きな被害が出ている。そのときに、この風吹岳周辺の地域でも、若干の地震活動が観測されていた。この二つの地震の発震機構解は、西北西-東南東方向に圧縮軸をもった横ずれ断層型で、神城断層の地震とは主軸の方向が同様である。

この風吹岳は、白馬連峰の一部で、第四期に活動した火山であるといわれている。山岳地域であるため登山道しかなく、近傍に地震観測点が無いため、気象庁の一元化震源では、ほとんどが深さ0km付近で浅い。徐々に活動域が広がっていることもあり、震源地直上に臨時観測点を設置することにした。

固有周期1秒の地震計を設置した新潟県の蓮華温泉および2箇所の登山道の入り口では、電気も電話も無いため現地収録を行った。一方、梅池自然園では、電源をお借りすることができたため、モバイルルータを用いたテレメータ化を行い、地震研で収録することができた。そのため、周辺の観測点と共にトリガをかけることが可能になり、地震活動度のモニタを行った。

この群発地震活動が周辺の活断層とどのような関係にあるのかを調査することが目的であったため、得られた地震波形を使って震源再決定を行い、詳細な震源分布を得た。周辺の人工地震探査の結果を基にして、適当な速度構造と観測点補正値を加えたところ、震源はやや東に移動し、震源の深さは、2~6km程度になった。そのため、地震活動域は、風吹岳の直下ではなく、もう少し姫川に近い。震源分布は、線状の配列ではなく、面的な広がりを持っていたため、活断層に沿った活動とはいえない。

過去にもこの地域では、たびたび地震活動があったようで、たとえば、2007年6月には、この地域の西方の蓮華温泉付近で、やや活発な地震活動があり、現地の人によると気象庁の報告より多くの地震活動があったようである。

現在(2017年7月)は、風吹岳周辺の地震活動は、ほとんど無くなっている。

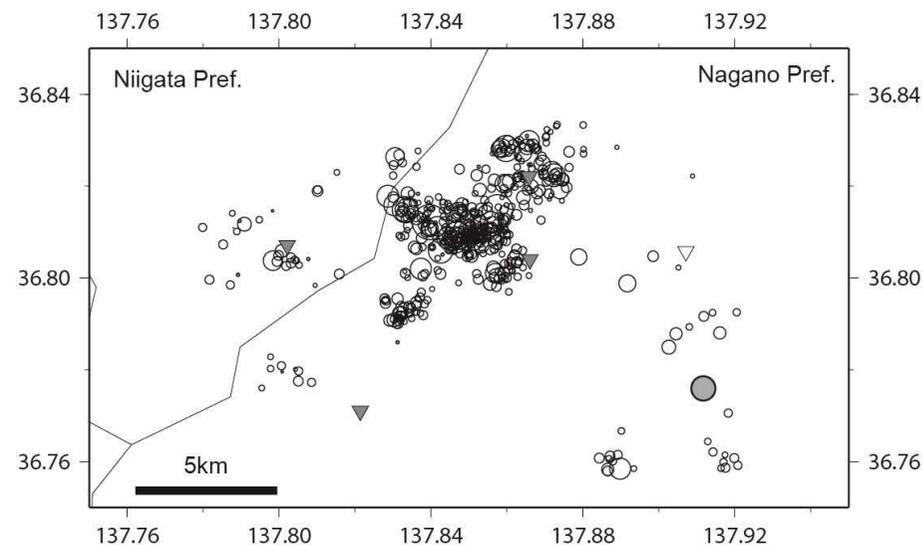


図1 風吹大池周辺の地震の震央分布(2016年1月1日~2017年5月28日)

○:震源、▼:臨時観測点、▽:既存の観測点

謝辞:長野県小谷村役場、梅池ビジターセンター、白馬岳蓮華温泉ロッジの方々には、大変お世話になりました。

2011年長野県北部の地震(M_w 6.2)の核形成過程

#下條賢梧(筑波大学)・Bogdan Enescu(京都大学)・八木勇治(筑波大学)・武田哲也(防災科研)

Nucleation Process of the 2011 M_w 6.2 Northern Nagano Earthquake

#K. Shimojo(Univ. Tsukuba), B. Enescu(Univ. Kyoto), Y. Yagi(Univ. Tsukuba), T. Takeda(NIED)

1. はじめに

長野県北部地域では、東北沖地震後に地震活動が活発化しており、東北沖地震から13時間後には M_w 6.2の地震が発生している。Shimojo et al. (2014)は、同地域の東北沖地震から M_w 6.2発生までの詳細な地震活動を調べる為に、防災科学技術研究所 Hi-net 地震観測網波形にマッチングフィルター法を適用した。その結果、 M_w 6.2のイベントの震源周辺(北領域)と、その震源から南20 kmに位置する2011年4月12日に発生した M_w 5.4の地震の震源域(南領域)で東北沖地震直後に地震活動が活性化していることを明らかにした。北領域と南領域を比較すると、南領域では東北沖地震の表面波通過直後より活発な群発地震活動が見られた一方、北領域では東北沖地震の数時間後から低調な地震活動が発生し、 M_w 6.2の発生前1時間以内に震源近傍で2個の前震が発生している(Shimojo et al., 2014)。本研究では、北領域の M_w 6.2の震源周辺で観測された前震活動を明らかにし、核形成過程と東北沖地震との関係を理解するために、震源付近に展開されていた稠密地震観測網(ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト)にマッチングフィルター法を適用した。

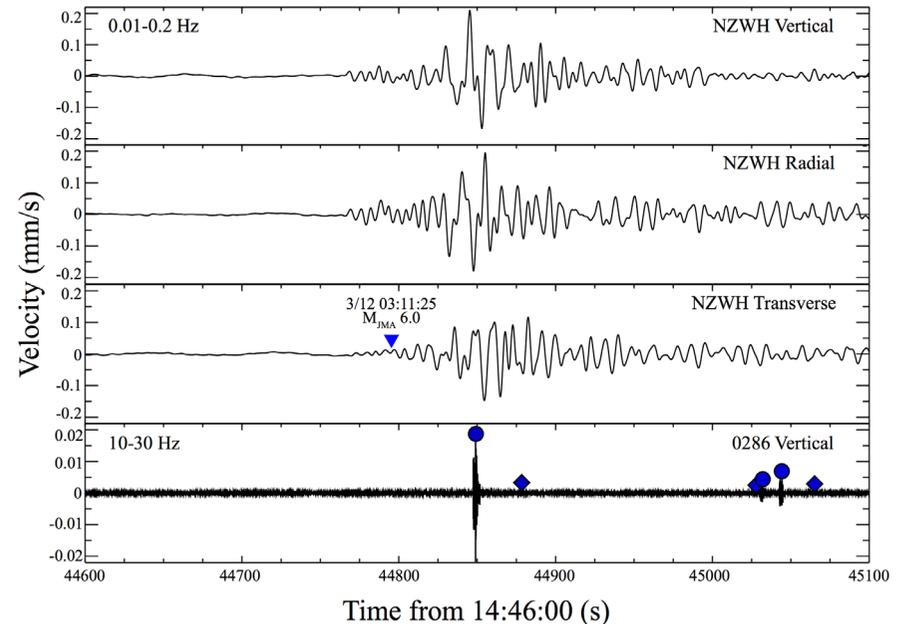
2. データと手法

解析には、稠密地震観測網のデータを使用し、東北沖地震から M_w 6.2の地震発生までの時間帯の稠密地震観測網の0286及び2289の2観測点(図1)の波形データにマッチングフィルター法を適用した。テンプレートの地震はShimojo et al., 2014により発見された地震に加えて観測波形から目視や自動探索によって発見した地震とし、東北沖地震直後から約13時間後の M_w 6.2の地震までの前震活動を求めた。また、同定された前震の震源メカニズム解を求めるために、P波初動の押し引きデータを用いた。

3. 結果

稠密地震観測網による観測点を用いることにより、285個の前震を同定することができ、東北沖地震直後から M_w 6.2の地震の断層付近で活発な前震活動が存在することが明らかになった。前震活動は、本震の震源近傍と震源から東側に約5km程度離れた地点で顕著である。以下、前者を”西側”、後者を”東側”と呼ぶ。

東側では、東北沖地震後1時間以内より活発な群発地震活動がみられる。それぞれの震源は M_w 6.2の震源断層から外れて分布し、時間とともに地震活動領域が浅部から深部(深さ1-10km)へ拡大していく。一方、西側では、東北沖地震の約24分後の東北沖地震の余震の表面波通過直後から始まり、それぞれの震源は概ね M_w 6.2の断層に沿って分布する。特に、 M_w 6.2震源付近では走行方向に約2km、傾斜方向に約1kmの広がりを持つサブクラスタが存在し、東北沖地震発生時から M_w 6.2発生時までの間に3回に分けて活性化が見られる。活性化は東北沖地震の余震の表面波通過中に始まり、活動領域は、断層の走向方向に沿って M_w 6.2震源付近へ移動する。活動領域の移動速度、本研究で求められた前震メカニズム解の検討及び長野県北部地域の地震波速度構造を求めた先行研究結果(Sekiguchi et al., 2013)より、東側での活動領域の拡大については浅部堆積層から深部への流体流動、西側サブクラスタでの活動領域の移動については M_w 6.2震源の南西側から震源付近へ向かう流体流動または非地震性滑りに起因する可能性がある。また、東北沖地震震源域で発生する複数の余震の表面波の通過後に東側・西側双方の地震活動活性化が見られる。このことから、東北沖地震の影響のみでなく、その余震活動により引き起こされる動的応力変化が、長野県北部の一連の地震活動に影響を与えていると考えられる。



Hi-net NZWH観測点で観測された福島県沖の地震(M_{JMA} 6.0)の表面波の三成分と0286観測点の鉛直成分。

▼: 計算上のLove波到達時間; ●◆: MFTで検出された地震

DD法による2016年12月28日茨城県北部の地震と 周辺の震源分布

#YanoTomokoElizabeth・松原誠(防災科研)

Seismicity by DD relocation method during the event at
Northern Ibaraki on December 28, 2016

#Tomoko Elizabeth Yano and Makoto Matsubara (NIED)

● Background

Earthquake of $M_{JMA}6.3$ with epicenter at the northern part of Ibaraki prefecture occurred around 21:38 on December 28, 2016, and a maximum seismic intensity of 6- was observed at Shimotezuna area in Takahagi city. P-wave first-motion solution by NIED Hi-net and moment tensor solution by NIED F-net both showed normal fault type event. The hypocentral depth of the mainshock by Hi-net was 10 km, which was an earthquake occurred in the upper crust. In addition, about 8 kilometers north of this mainshock, a normal fault crustal earthquake of $M_{JMA}6.1$ occurred at a depth of 5.3 km (by Hi-net) on March 19, 2011.

● Method

Hypocenter relocation by Double Difference method (Waldhauser and Ellsworth, 2000) using both routine pick data and waveform cross-correlation data for this area from January 24, 2017 to January 24, 2017 (depth ≤ 20 km) was performed. We assumed 1D velocity structure by Ukwa et al. (1984).

● Result

Aftershocks were located within the rectangle area of 20 km to the northwest-southeast and 10 km to the southwest-northeast from the mainshock (Fig. 1 i). They were mainly distributed along the plane dipping to the west-southwest (shown as blue arrow in Fig. 1 ii). The hypocenter of the mainshock was located at the deepest depth among most of the past background seismicity. In the case

of hypocenter distribution from 2001 to the time before the 2011 mainshock, the area with less aftershock in the south southeastern side of the hypocenter of 2011 can be identified at shallow depth (indicated by blue ellipse in Fig. 1 iii). The same area after the 2016 event also has less aftershock as well. This area coincides with the area of relatively large co-seismic slip of the 2016 event (Kubo et al., 2017).

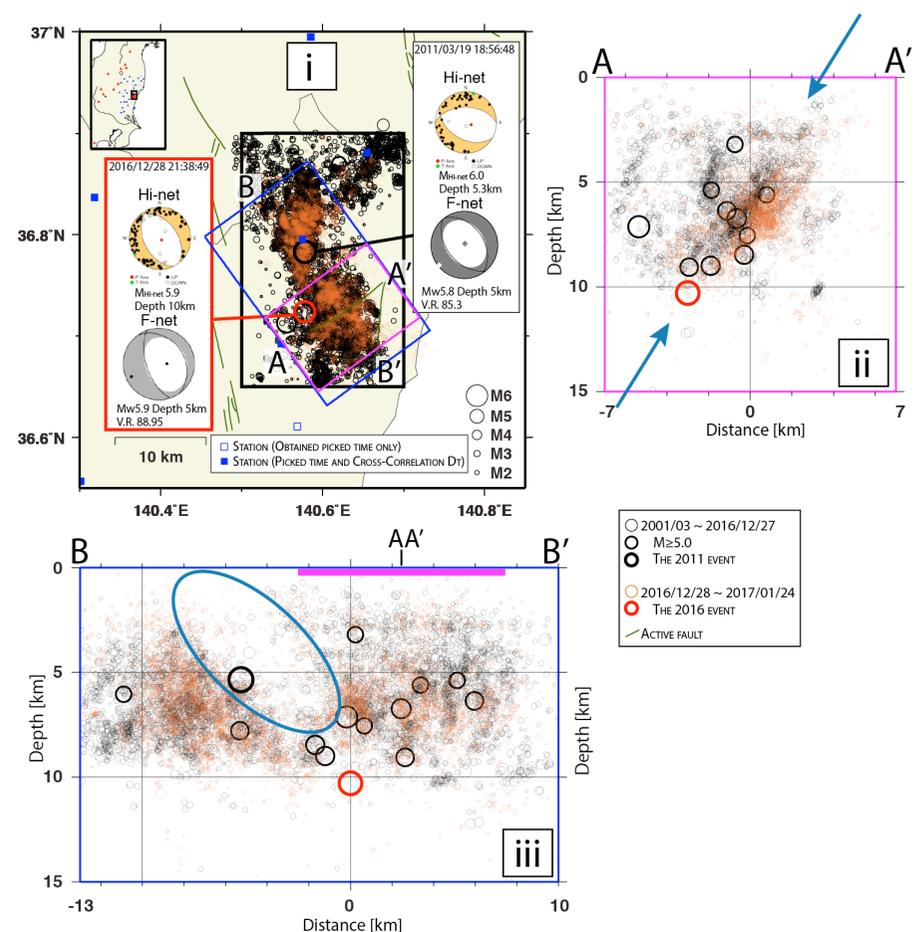


Fig. 1 Relocated hypocenter distribution (i) and cross section along the lines A-A' and B-B' (ii and iii).

稠密地震観測で求めた、東北沖地震後の内陸誘発地震震源域の応力場

#岡田知己・中山貴史・平原聡・堀修一郎・佐藤俊也・松澤暢・吉田圭佑・長谷川昭(東北大・理)・2011年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループ

Stress field in and around the inland earthquake swarms induced by the 2011 Tohoku-Oki earthquake from dense seismic observations

#Tomomi Okada, Takashi Nakayama, Satoshi Hirahara, Shuichiro Hori, Toshiya Sato, Toru Matsuzawa, Akira Hasegawa (Tohoku Univ.), Keisuke Yoshida (NIED), Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

1. はじめに

2011年3月の東北沖地震において、東北地方の内陸部で地震活動の変化が見られた。これまでの研究から、その原因として、応力場(Toda et al., 2011; Okada et al., 2011, 2015; Yoshida et al., 2012など)や間隙流体圧(強度)(Terakawa et al., 2013; Okada et al., 2015など)の変化が指摘されている。東北沖地震の発生から5年以上経過し、地震後の過程の中で、およそ東北沖地震時に発生した地震活動が今後どのような経過を辿るか知ることは、地震活動の変化の原因を再検討し、内陸地震の発生過程の理解の上で重要である。

科研費新学術領域「地殻ダイナミクス」の一環として、東北地方の東北沖地震後に内陸で地震活動が活発化したとされる領域で、稠密地震観測を行っている。本講演では、稠密地震観測の概要とこれまで得られた観測結果について、報告する。

2. 観測

観測は、東北地方の東北沖地震後に内陸で地震活動が活発化したとされる領域である、「秋田県南部」、「秋田県北部」、「山形・福島県境付近」の3つの領域で行った。

「秋田県南部」は、1914年秋田仙北地震の震源域およびその北方であり、東北沖地震(Yoshida et al., 2012)、あるいは1896年陸羽地震や1914年秋田県仙北地

震(吉田・他, 2015, JpGU)の影響で応力場が回転した可能性が指摘されている。「山形・福島県境付近」は、山形県米沢市および福島県喜多方市・北塩原村付近の領域で、大峠カルデラ付近の領域である。「秋田県北部」は、森吉山付近の領域である。これらの領域では、地震活動域が時間とともに拡大する現象が確認されており、応力場の変化以外に間隙流体圧の変化も影響を及ぼしたと考えられる。データロガーと地震計は、近計システムのEDR-X7000, KVS-300を使用した(Hirahara et al., 2015)。

3. 解析結果

稠密地震観測データおよび定常・臨時観測点データを使用した結果、震源決定・メカニズム解の推定のいずれも向上することが出来た。

メカニズム解については、M1程度の地震についても、十分な精度で推定を行うことが可能となった。その結果、推定出来るメカニズム解の数が、約10倍となり、5年以上経過し地震の頻度が低下している状況においても、応力場等の推定が可能となった。

得られたメカニズム解を用いて、それぞれの領域における平均的な応力場および東北沖地震からの時間変化を推定した。得られた応力場の主軸の向きは、東北沖地震直後のそれ(Yoshida et al., 2012)とほぼ同じであるが、応力比の値は変化している。秋田北部、福島・山形県境付近では増加している一方、秋田南部では減少している。東北沖地震後のGNSSのひずみ速度分布と比較すると、福島・山形県境付近では、東北沖地震時に東西引張のひずみ場であったが、5年後には東西圧縮のひずみ場に変化しており、応力比の増加は差応力の増加を反映している可能性がある。秋田南部付近では、東北沖地震時も5年後もひずみ速度の主軸の向きは北東-南西圧縮(北西-南東引張)のままであるが、ひずみ速度の大きさは減少している。従って、応力比の減少は差応力の減少を反映している可能性がある。

また、稠密観測のデータを利用し、震源位置および地震波速度構造の再決定を行った。得られた構造および震源分布からは、震源域およびその周囲に地震波速度低速度域が分布することを確認できた。

フラクチャーに起因し地震活動と相関するS波偏向異方性: 秋田県森吉山地域

#小菅正裕(弘前大理工)

Fracture-induced and seismicity enhanced shear wave splitting above a source area of triggered seismicity in the Mori-yoshi-zan area

#Masahiro Kosuga (Hiro-saki Univ.)

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震後に誘発地震活動が活発になった秋田県北部の森吉山周辺において、臨時地震観測のデータを用いてS波スプリッティング解析を行い、速いS波の偏向方向がメカニズム解のP軸方位とはほぼ直交し、節面の方位分布と平行であることを前報(地球惑星科学連合2016年度大会及び日本地震学会2016年度秋季大会)において報告した。その後の観測データも含めて検討した結果、速いS波と遅いS波の到達時刻差と地震活動度に相関が見られることがわかったので、その解釈も含めて報告する。

2. データ及び解析

解析に用いた観測点のうちの定常観測点は、震源域から西南西に10 km程度離れたHi-net阿仁である。臨時観測点の情報は以下の通りである。2013年10月～2015年11月は、震源域直上の森吉観測点と、震源域から北に5km程度離れたアレイ観測点を使用した。2015年11月以降は、森吉観測点を1 km程度西の場所に移設し、その北側3 km程度の場所に1点を新設した。2016年7月からは、その2点においてサンプリング周波数1000 Hzでのデータ収録を行っている。

解析では、スプリッティングの2つのパラメータ(速いS波の振動方向と、速いS波と遅いS波の到達時刻差、以下では時間差と述べる)を変えながら直交する2方向のS波波形を合成し、2つの波形の相互相関係数が最大となるパラメータの値を求めた。

3. 結果と議論

震源域直上の森吉観測点では、速いS波の振動方向は北西-南東方向を向き、

時間差は0.015秒程度である。それに対して、アレイ観測点と定常観測点での時間差はほぼ0秒である。森吉観測点での時間差を震源にプロットすると、時間差が大きい点では地震活動度が高いことがわかった。このことは、異方性が地震活動によって生じていることを示唆する。一方、2015年11月以降の臨時観測点においては時間差がより小さく、異方性の時間変化があったことを示唆する。

異方性の時間変化を検討するため、異方性パラメータが求められた地震を50個ごとに区切り、25個ずつオーバーラップするようにずらしながら、規格化した時間差(時間差を震源距離で割ったもの)の平均値と標準偏差を求めた。その値は観測開始時の2012年10月に高い値を取り、その後やや低下するがほぼ一定値を示し、2014年末から2015年初めにかけて再び上昇し、その後は急激に低下した。同じ時間ウィンドウにおける1日あたりの地震数をプロットすると、異方性と対応する変動が見られた。そこで、規格化された時間差と1日あたり地震数の散布図を作ると、両者には相関があり、特に、1日あたりの地震数が3個を超えると相関関係が明瞭になることがわかった。このことは、地震活動の増加と異方性の強化が、共通する原因によって生じていることを示唆する。

速いS波の振動方向はメカニズム解の節面の方位分布と平行であることから、森吉山地域の異方性は誘発地震の断層面(フラクチャー)によって形成されているとの解釈を前報で報告した。しかし、フラクチャーが閉じていれば異方性は生じない。従って、フラクチャーを開かせ、かつ、地震活動と相関して時間変化するメカニズムを考える必要がある。その有力なものは地殻流体の効果である。すなわち、高間隙流体圧の流体が震源域に流入することで有効法線応力を低下させて地震活動を活発化させるとともに、断層面を開いて異方性を生じた。流体はしばらく留まって地震活動と異方性を維持し、2014年末から流入量が増えて両者が強化されたが、流体が震源域から抜けていくことで、地震活動が徐々に低下し、異方性も弱まった。以上のように考えると、現象の説明は可能である。

そのようなことが実際に起こったとすると、異方性のモニタリングから地殻流体のふるまいを推測できる可能性がある。異方性の時間変化がわずかである場合は、通常の100 Hzサンプリングでは検出が難しいので、森吉山地域で現在実施している1000 Hzサンプリングのような、高サンプリングでの観測が重要と考えられる。

謝辞: 解析には、防災科研Hi-netで収録された地震波形データと気象庁一元化震源カタログを利用させていただきました。記して謝意を表します。

海底地震観測による1933年昭和三陸地震震源域の地震活動

#尾鼻浩一郎・中村恭之・藤江剛・小平秀一・海宝由佳・山本揚二郎・三浦誠一（海洋研究開発機構）

Seismicity in the source area of the 1933 Showa Sanriku Earthquake revealed by OBS observations

#Koichiro Obana, Yasuyuki Nakamura, Gou Fujie, Shuichi Kodaira, Yuka Kaiho, Yojiro Yamamoto, Seiichi Miura (JAMSTEC)

はじめに

1933年に三陸沖の日本海溝北部で発生した昭和三陸地震(Mw 8.4)は、一般にアウトターライズ地震と呼ばれる、沈み込む太平洋プレート内部で発生したプレート内正断層地震と考えられている(e.g. Kanamori 1971)。昭和三陸地震の震源域である日本海溝北部の海溝軸周辺では、2011年東北沖地震の発生前から、比較的活発な地震活動が陸上の定常観測網によって観測されており、1933年の地震以降長期にわたって継続している余震活動と考えられている(Gamage et al. 2009)。これらの地震は、陸上の定常観測網から遠く離れた場所で発生しており、詳細な震源分布を得るのは困難である。また、日本海溝北部の海溝軸の水深は7000mを超えており、従来一般に使用されている海底地震計(OBS)を用いた観測は不可能である。そこで、本研究では水深7000mを超える日本海溝北部の海溝軸にも設置可能な超深海型OBS(Maeda et al. 2013)を用いた海底地震観測を実施し、1933年昭和三陸地震震源域の地震活動について検討を行った。

観測・解析

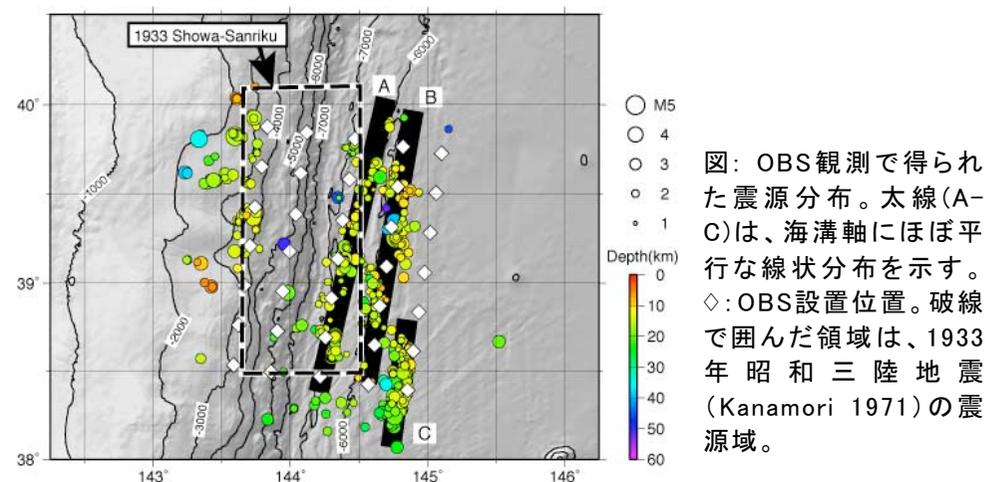
2015年6月下旬に超深海型OBS8台を含む35台のOBSを、三陸沖日本海溝の海溝軸を中心とする領域に25kmから30km間隔で設置し、約2ヶ月間の地震観測を行った後、2015年9月上旬に全てのOBSを回収した。解析では、海底地震計によって得られた記録から検出したイベントについて手動検検を行い、double-difference法(Zhang and Thurber, 2003)により、約1000個の地震の走時データを用いて、震源分布と地震波速度構造を求めた。また、Hardebeck and Shearer (2002)によるHashを用いてP波初動から震源メカニズムを推定した結果、約60個の地震について比較的精度の良い解が得られた。

結果

観測された地震の多くは海溝軸海側で発生しており、海溝軸にほぼ平行な線状分布を示す。このうち、観測網南側のもの(図の太線C)は2011年東北沖地震本震の40分後に、海溝軸海側の太平洋プレート内部で発生したプレート内正断層地震(Mw 7.6)の余震である(Obana et al., 2012)。これ以外の線状分布(A, B)は1933年昭和三陸地震の余震活動に関連したものと考えられる。海溝海側では海溝からの沈み込みに伴うプレート屈曲による正断層の活動により、ホルスト・グラベンが形成されている(Nakanishi 2011)。ホルスト・グラベンは大局的には海溝軸にほぼ平行であるが、細かいセグメントに分かれている。一方、観測された地震活動は、地形に見られる複数のセグメントを跨いで分布している。多くの震源は深さ20kmより浅く、海洋性地殻およびモホ面直下の最上部マントル内に位置しているが、深さ50km付近で発生しているものもある。しかし、深さ40km付近より浅い地震が、海溝軸にほぼ直交する伸長軸をもつ正断層型に近い震源メカニズムを持つものに対し、深さ50km付近の地震は海溝軸に直交する圧縮軸を持っており、浅部とは異なる震源メカニズムを示す。以上の結果は、1933年の地震は深さ50kmより浅い部分で、複数の断層が同時に破壊したとする、Uchida et al (2016)の指摘と整合的であり、海溝海側アウトターライズ地震に伴う津波を評価する際には、複数断層の破壊のような複雑な破壊過程を考慮する必要があると考えられる。

謝辞

本研究はJSPS科学研究費JP15H05718、JP16H04045の助成を受けたものです。



茨城県那珂沖で発生する中規模繰り返し地震の震源過程の揺らぎ

#奥田 貴・井出 哲(東大理)・内田 直希(東北大理)

Variation in rupture process of moderate size repeated earthquakes occurred off Naka, Ibaraki Prefecture

#Takashi Okuda, Satoshi Ide (Univ. Tokyo), and Naoki Uchida (Tohoku Univ.)

プレート境界面には大小様々な地震性すべり領域 (アスペリティ) が永続性を有しながら存在し、それらが繰り返し破壊されるといったプレート境界型の地震発生モデルが提案されてきた。しかし、比較的単純な構造を持つすべり領域の破壊においても、その破壊過程は常に同じとは限らない。例えば、米国カリフォルニア州の Parkfield では、1966 年の地震の破壊域が、2004 年の地震時に再び破壊したが、その 2 つの地震の破壊の開始点や伝播方向は異なっていることがわかっている [Bakun et al., 2005]。

繰り返し発生する地震の破壊過程の揺らぎの事例の蓄積は充分ではない。しかし、防災科学技術研究所の Hi-net の運用開始から現在 17 年が経過し、中規模地震については、数回の繰り返しを観察できるようになってきた。例えば約 M5 の地震の繰り返し間隔は約 5 年であり、17 年の間には 2~3 サイクルが観測できていることが期待できる。そこで本研究は繰り返し地震カタログを基に、北海道から茨城沖までの沈み込み帯で発生する M4~5 程度の中規模繰り返し地震に対し震源過程を推定した。本学会では M4.8 前後の地震が繰り返し発生している茨城県那珂沖の結果を報告する。

本解析ではまず、NCC 法 [Ohta & Ide, 2008; Ohta & Ide, 2010] を用いて那珂沖の地震の震源再決定を行った。そして、その結果から約 M4.8 の中規模繰り返し地震及びそのすべり域の周辺で発生している M2.9 以上の地震に対して、平面断層上のすべり分布履歴を推定した。推定には経験的グリーン関数と非負すべり条件を課した線形インバージョン法 (Ide, 2001) を使用した。地震波形データは Hi-net 及び、気象庁の計 21 点を使用し、P 波の上下動成分と S 波の南北・東西動成分に 1-8 Hz のバンドパスフィルターをかけたものを用いた。那珂沖の中規模繰り返し地震は陸域に近く、観測点分布が良いため、破壊伝播速度や時空間方向のスムージング、破壊開始点の拘束条件を与えずに解析を行った。また、ブートストラップ法を用い、観測点の選択に対し安定な解を求めた。

経験的グリーン関数は本震のすべり域内で発生する M2.9 の小繰り返し地震を用い、図1では小地震の震源を原点とし、その場所を十字の交差点で表している。

那珂沖で発生した M4.8 前後の規模を持つ 2003 年, 2007 年, 2011 年, 2013 年, 2015 年の 5 つの地震を本震と見なし解析した。最大すべり量が 1m 近くに求まった地震もあるように、スムージングを取り入れなかったため、極めて局所的にすべりが集中した解になっていることに注意する必要がある。すべり分布の結果を比較すると、那珂沖で発生した M4.8 前後の 5 つの本震のすべり域が重なっていることがわかった。しかし、2003 年, 2011 年, 2013 年の地震では深い領域もすべっているが、この傾向は 2007 年と 2015 年の地震においては明瞭ではない。また、すべり速度分布履歴の結果を比較すると、2003 年, 2011 年, 2013 年の 3 つの本震において、経験的グリーン関数に用いた小地震の震源より断層に沿って浅い方向に約 800m の地点から壊が始まり、そこから深い方向へ破壊が伝播していく様子が見られた。これは浅い場所に地震性パッチが存在し、そのパッチの破壊から連鎖的に本震のすべり域全体に破壊が広がっていく現象を反映していると理解できる。一方で、2007 年と 2015 年の地震においては、破壊は小地震の震源に近い領域から始まっている。これらの結果は、同一の領域を繰り返し破壊する地震においても、その震源過程には揺らぎが存在していることを示唆している。

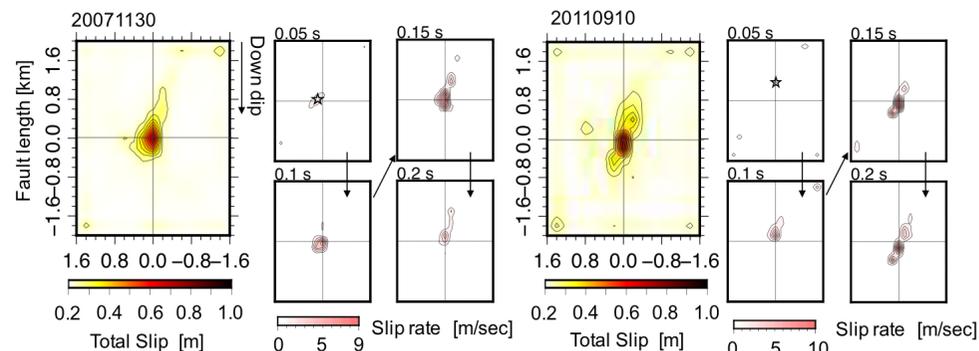


図1. 那珂沖で発生した中規模繰り返し地震本震系列の2007年と2011年の地震時すべり分布。左側は総すべり量を、右側はすべり速度分布履歴を表す。2007年6月3日に発生したM2.9の地震を経験的グリーン関数として使用し、その震源を十字の交差点で表している。上図の等値線は10cm間隔で表示している。また、それぞれの地震において破壊開始点を星で示している。

トンガ海溝における深いスラブ内地震活動の時間変化

#村松雛子・三井雄太(静岡大理)

Temporal changes of deep intraslab seismicity at the Tonga trench

#Hinako Muramatsu, Yuta Mitsui (Sci., Shizuoka Univ.)

1. はじめに

沈み込み帯において、浅いプレート境界地震と深いスラブ内地震との関係が、以前より注目されてきた(例えばLay et al., 1989)。最近でも、2011年東北地震や2010年マウレ地震に先行して、浅い部分での前震活動と深い部分での地震活動が同期して活発化したとする研究がある(Bouchon et al., 2016)。一方で、日本の東北地震の発生前に関しては、深い部分での地震活動の増加は統計的に有意でない、とする報告もある(Delbridge et al., 2017)。

浅い地震と異なり、深いスラブ内地震では、多くの余震を伴うケースが非常に少ない(Frohlich, 2006)。そのため、深い地震はそもそも地震数自体が少ない傾向にあり、地震活動に基づく議論を地域ごとに行うのが難しい、という問題がある。例外的に深い地震の活動が活発な地域として、トンガ海溝の沈み込み帯がある。本地域ではM8級のプレート境界地震も発生しているため、浅い地震と深いスラブ内地震との関係を考察するのに適切な場所と考えられる。

2. 手法

ANSS Comprehensive Earthquake Catalogのデータを用い、トンガ海溝沈み込み帯で、1998年1月1日から2016年12月31日の19年間の地震活動を調べる。使用する地震は、Gutenberg-Richter則が成り立っている範囲を調べた上で、M4.5以上のものとした。

特に、地震数が多い深さ400km以深での地震数の時間変化に着目し、浅部で発生する地震との関係を探る。なお、本地域で発生する深い地震は、ほぼスラブ沈み込みの方向にP軸を持つ傾向がある。

3. 結果・議論

調査期間の間に3回、深さ400km以深の地震数に、大きな変化が見られた。

1度目は、2002年8月19日に発生した、2つのスラブ内地震(M7.7)後の活動増加である。これらの地震の震源深さは、約680km・580kmで、水平距離は約300km離れた場所で、およそ7分の時間差で発生した。これは、先に起きた地震の地震波により、後の地震が動的に誘発されたものと考えられている(Tibi et al., 2003)。この2つの地震後には、水平距離で約500kmにわたる地震活動の広がりが見られた。これは、浅部での同規模の地震の余震面積と比べても遜色なく、深発地震としては珍しい大規模余震活動である。

2度目は、2009年初頭からの地震活動の急激な低下である。これは、時間的には、トンガ海溝ごく近傍の深さ約30kmで発生した2009年3月19日のM7.6の地震に対応するようにも見えるが、静的応力変化によるストレスシャドウで説明するのは困難であり、因果関係は明確でない。なお、この地震の震源球は高角の逆断層であり、プレート境界というより海溝近傍のスラブ内地震と考えられる。

3度目は、2013年中旬からの地震活動の再活発化である。これは、M7以上の大きな地震と時間的に対応していない。再活発化の開始時期には、空間的な違いが見られた。海溝に沿った南北方向へ投影すると、南緯21°近辺から南北方向に10km/dayほどの見かけ伝播速度を示した。深さ方向で見ると、450-600km程度の領域から始まり、より浅部・深部に半年ほど遅れて伝播するような傾向が確認された。

上記の2度目・3度目の変化は、深さ400km以深のスラブ内地震において、大きな地震の余震活動とは異なる未知のメカニズムが地震活動の消長をコントロールしている可能性を示唆する。例えば、浅部でのスロースリップのような、地震活動をトリガーするゆっくりしたメカニズムが、スラブ内にも存在するのかもしれない。

他に興味深い点として、2006年5月3日のM8.0のプレート境界地震(深さ55km)後には、深さ400km以深での顕著な地震活動変化は見られなかった。このことは、深部における上記のメカニズムが、必ずしも浅部プレート境界のプロセスと連動していないことを意味している。

S09-09

大規模地震の連動と大きな前震を伴う大規模地震の発生数について

#橋本徹夫(気象研)・案浦理・池田雅也(気象庁)・岩村公太・横田崇(内閣府)

Numbers of large earthquake interacting fault segments and large earthquake accompanied with large foreshock.

#Tetsuo Hashimoto (MRI), Osamu Annoura, Masaya Ikeda (JMA), Kota Iwamura, Takashi Yokota (CAO)

南海トラフにおける東南海・南海地震は今世紀の前半にも発生する恐れがあるとされており、平成 28 年 6 月から、中央防災会議・防災対策実行会議の下に「南海トラフ沿いの地震観測・評価に基づく防災対応検討ワーキンググループ」が設置され、地震発生予測の現状も踏まえ、南海トラフ沿いの地震観測や観測結果の評価体制、観測・評価に基づく地震防災対応の在り方について検討されている。更にその下に、地震発生予測に関する最新の科学的知見を収集整理し、現時点における南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性を検討するために、「南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会」が設置された。東南海地震(東海地震)と南海地震が連動と同様な事象や大きめ規模の前震の発生が、世界全体で、どの程度発生しているか、この調査部会で検討されたので、ここに紹介する。ただし、調査部会では速報的に処理した結果であったが、今回、データを見直したことにより、調査部会のものと数値が異なる。

1900 年以降に発生した地震について ISC-GEM と USGS のデータを用いて、M8 以上の地震が発生した際に、その後、その震央の 50 km から 500 km のドーナツ型の領域内で M8±1 の地震が、発生しているかを調べてみた。その結果、M8 以上の地震は、96 事例発生しており、その中で、上記条件に合うもののうち、3 日以内に発生するものは、10 事例あり(表 1)、その後、3 年以内に発生するものは 28 事例あった。それら事例の震央分布を図 1 に示す。ほとんどの地震がプレート境界付近で発生していることがわかる。10 事例に挙げたものは、ほとんど本震・余震的であり、そのうち、たとえば、A は関東地震の房総沖の余震、B は 1968 年十勝沖地震後の正断層型の地震として知られている。しかしながら、いずれも本震の震源域の縁辺付近で発生しており、隣接領域付近が破壊している状況は、南海トラフの連動とやや類似の事象ともいえる。いずれにせよ、防災的には、M8 程度の地震が発生した際には、1 割程度は、3 日以内

に、M8±1 の地震が発生するので、注意を要するといえる。

また、前震を伴った地震については、M7 の地震が発生した後、その震央から半径 50 km 以内に、それ以上の規模の地震が発生した事例を検索した。その結果、M7 の地震が 1368 事例発生しており、その内、1 週間以内に発生したのは 24 事例、その後 3 年以内に発生しているもの 32 事例であった。

表 1 M8 の 3 日以内に M8±1 の地震が発生した事例 h:時間差 d:距離km

A	1923 0901 1158	139.344	35.274	15.0	8.1	1923 0902 1146	139.928	34.985	15.0	7.9	h23.8	d62.1
B	1968 0516 0949	143.435	40.860	29.9	8.2	1968 0516 1939	142.864	41.430	25.0	7.9	h9.8	d79.4
C	1976 0817 0111	124.047	6.175	20.0	8.0	1976 0817 1319	29.660	123.048	20.8	7.1	h12.1	d156.6
D	1985 0919 2217	-102.386	18.345	20.0	8.0	1985 0921 1037	-101.621	17.821	30.0	7.5	h36.3	d99.7
E	2000 1116 1354	152.254	-4.011	30.0	8.0	2000 1116 1642	153.139	-5.195	31.6	7.8	h2.8	d164.2
F	2007 0402 0539	157.092	-8.389	15.0	8.1	2007 0402 0547	155.915	-7.209	20.0	7.5	h0.1	d184.5
G	2007 0912 2010	101.502	-4.407	34.0	8.5	2007 0913 0849	100.761	-2.572	35.0	7.9	h12.7	d220.0
H	2009 1008 0718	166.309	-12.607	39.9	8.0	2009 1008 0813	166.403	-13.110	40.5	7.4	h0.9	d56.9
I	2012 0411 1738	93.051	2.273	20.0	8.6	2012 0411 1943	92.420	0.754	20.0	8.3	h2.1	d182.9
J	2014 0402 0846	-70.769	-19.610	25.0	8.2	2014 0403 1143	-70.493	-20.571	22.4	7.7	h27.0	d110.7

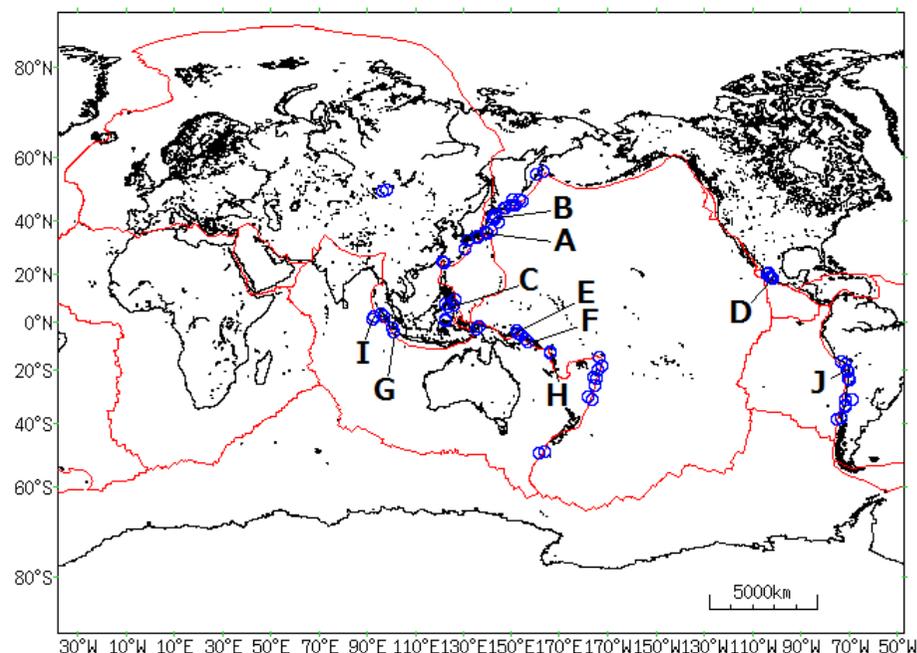


図 1 1900 年からの M8 の 3 年以内に M8±1 の地震が発生した事例

長期海底地震観測に基づく日向灘～南西諸島海溝中部域にかけての浅部低周波微動活動の特徴

#山下裕亮(京大防災研)・篠原雅尚(東大地震研)・八木原寛(鹿児島大)・山田知朗(東大地震研)・渡邊早姫(九大院理)・中東和夫(東京海洋大)・塩原肇・望月公廣・前田拓人・小原一成(東大地震研)

Characteristics of shallow tremor activity from the Hyuga-nada to central part of Nansei-shoto Trench revealed by a long-term ocean bottom seismological observation

#Y. Yamashita (Kyoto Univ.), M. Shinohara (The Univ. of Tokyo), H. Yakiwara (Kagoshima Univ.), T. Yamada (The Univ. of Tokyo), S. Watanabe (Kyushu Univ.), K. Nakahigashi (TUMSAT), H. Shiobara, K. Mochizuki, T. Maeda, and K. Obara (The Univ. of Tokyo)

・はじめに

日向灘から南西諸島海溝にかけてのプレート境界浅部域では、浅部スロー地震活動が活発である。浅部超低周波地震については、先行研究により空間分布が明らかにされているが [例えば, Asano et al., 2015; Nakamura and Sunagawa, 2015など], 陸上からの観測に基づく解析では、海溝軸近傍におけるイベントの位置を精度良く求めることは容易ではない。特に、南西諸島域ではそもそも陸上観測点がまばらで、かつそのほとんどが島嶼部に設置されているため、S/N比も悪い。そのため、浅部スロー地震震源域直上における長期海底観測が重要である。我々の研究グループでは2013年に日向灘で浅部低周波微動を観測し、その詳細を明らかにして以降、2014年より日向灘・トカラ東方海域・南西諸島海溝中部域のプレート境界浅部を対象とした長期海底地震観測を、複数のプロジェクトの元で実施している。本発表では、この長期観測の現段階における成果について報告する。

・日向灘

日向灘では、2014年3月～2017年7月まで、文部科学省委託研究業務「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」において長期海底地震観測を実施した。2014年と2017年は1～3日程度の小規模な活動、2015年には約2ヶ月にわたる活

動、2016年には2016年熊本地震発生直後から約2週間活動が見られた。2013年～2015年の活動から低周波微動の発生密度分布を求めたところ、活動が集中している場所とそうでない場所が明瞭に見られることが分かった。今後、速度構造などとの対応関係を検討する。

・トカラ東方・南西諸島海溝中部域

トカラ東方海域では、鹿児島大学が2014年より災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画において、6台の海底地震計を用いた長期海底地震観測を実施している。また、2015年からは、東大地震研が公益財団法人地震予知総合研究振興会等と共同で実施している「南西諸島における広帯域地震計による低周波地震・微動モニタリング研究」の一環として、南西諸島海溝中部域で長期海底地震観測を実施している。これらの観測網は日向灘に比べ観測点間隔が広いいため、低周波微動の正確な位置推定は難しい。しかし、震源域に近い領域で観測しているため、低周波微動そのものは明瞭に記録されている。そこで、各観測点において低周波イベント(≡低周波微動)の数をカウントし、それらの時間変化の特徴を調査した。その結果、全体として日向灘に比べると活動頻度はトカラ東方・南西諸島海溝中部域の方が高く、海溝軸に沿った形で活動の特徴に違いがあることが分かった。トカラ東方海域の北部では、活動頻度は低いものの、バースト的で、1回のエピソードにおける数が多く、マイグレーションを伴う活動も見られる。この活動様式は日向灘における活動によく似ている。トカラ東方海域の南部～奄美大島付近では、定常的な活動が見られ、まれにバースト的な活動が見られる。南西諸島海溝中部域の奄美大島以南～沖縄本島付近では活動頻度が少なく、またイベント数そのものも少ない。

現在奄美大島周辺で実施中の海底地震観測データが2017年8月に回収予定である。日向灘と同程度の観測点密度であるため、震央位置の推定が可能であると見込んでおり、本発表では、これらの結果についても報告予定である。

・謝辞

トカラ東方海域における海底地震計の設置・回収作業は、長崎大学水産学部附属練習船長崎丸の教育関係共同利用に基づき実施されました。また、東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助を受けました。

琉球海溝中部における 超低周波地震活動の季節変化

#中村衛(琉球大理)

Seasonal variation in tidal response of very low frequency earthquakes in the Ryukyu Trench
#Mamoru Nakamura (Univ. Ryukyus)

【はじめに】琉球海溝では海溝軸に沿って超低周波地震が発生している。その活動は潮汐応答を示し、せん断応力または法線応力が最大の時期に活動が活発化する (Nakamura and Kakazu, 2017)。潮汐応答の大きさには季節変化が見られ、冬季に 0.5 と最大になり、夏季に 0.3 と最小となる。潮汐応答の季節変化は奄美大島付近と沖縄島付近で顕著であり、八重山諸島では季節変化は見られない。この潮汐応答が季節変化する原因を探るため、沖縄島付近で発生する超低周波地震の潮汐応答の季節変化と大気圧および海底圧力によるプレート面での応力変化との関係を調べた。

【解析方法】まず琉球海溝沈み込み帯における大気圧および海底圧力による応力変化を計算した。沈み込んだフィリピン海プレート面上でのクローン破壊関数 (ΔCFS) を、 $\mu=0.1$ に設定して計算した。陸域には大気圧荷重を、海域には海底圧力をそれぞれ加えた。大気圧と海底圧力データには、日々の全球大気圧モデルおよび毎月の海洋循環モデル (ECCO ver. 4 release 3) をそれぞれ採用した。SPOTL (Agnew, 2012) を改良して、半無限媒質における表面荷重による任意の深さでの応力変化を計算した。

次に、超低周波地震の潮汐応答振幅の季節変化を計算した。沖縄島付近で 2002 年から 2015 年に発生したイベントを用いた。どの季節・年でも解析個数が 100 個以上になるように、ある月に対してその 60 日以内・近傍 3 年間のデータを選んで潮汐応答を計算した。例えば 2010 年 8 月の値を求める場合、2009 年から 2011 年の、6 月中旬から 10 月中旬のイベントを用いて計算した。それらのイベントを用いて最も振幅の大き

な M2 分潮に対する超低周波地震発生時系列のフーリエ振幅を求めた。

【結果と考察】応力計算の結果、大気圧による ΔCFS の RMS 振幅は島近傍で 20~40 Pa であり、島から離れると RMS 振幅は急激に減衰した。大気圧による ΔCFS の RMS 振幅は島の南側では冬季に正の最大、夏季に負の最大となった。海底圧力による ΔCFS の RMS 振幅は 10~50 Pa であり、海溝軸付近で最も小さく、プレートが沈み込み急傾斜になるに従って RMS 振幅は大きくなった。海底圧力による ΔCFS の RMS 振幅は春季に正の最大、秋季に負の最大となった。一方、超低周波地震の潮汐応答振幅は 10 月から 2 月に最大 (0.5) となり、5 月から 9 月に最小 (0.3) となる (図 1 左)。このように、潮汐応答振幅は大気圧・海底圧力による ΔCFS と対応している傾向が見られた。潮汐応答振幅は ΔCFS が最大または増加している時に大きい。 ΔCFS 変化と潮汐応答振幅の相関は $25.9^\circ N$ で 0.37 と弱い相関を示す。これは、大気圧・海底圧力による小さな応力変化が超低周波地震の季節変化を生み出している可能性があることを示している。しかし、超低周波地震の周辺域で発生しているスロースリップイベントの発生時期と ΔCFS の増減の間には沖縄島付近でも八重山諸島でも関係が見られなかった。大気圧・海底圧力による応力変化はスロースリップイベントの発生に対してあまり影響しないと考えられる。

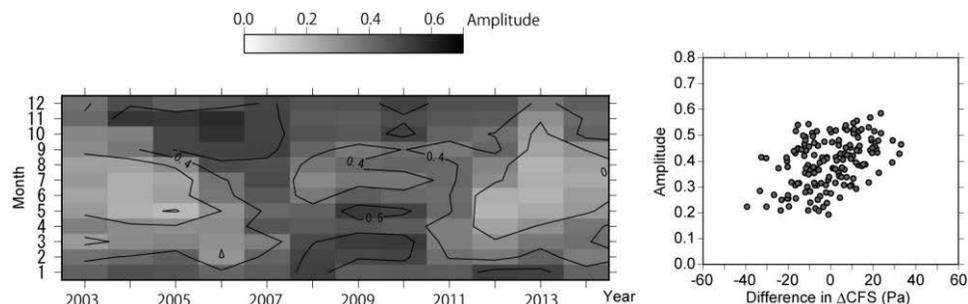


図1 超低周波地震の応答振幅の季節変化と ΔCFS の関係。(左)M2分潮に対する超低周波地震の応答振幅の季節変化。横軸は年(2003年から2014年)を示している。縦軸は月(1月から12月)を示している。(右) $25.9^\circ N$ 、 $127.8^\circ E$ における4ヶ月間の ΔCFS の差と超低周波地震の応答振幅の関係。

メキシコ海溝の群発地震とスロースリップの関係

#西川友章・井出哲(東大理)

Earthquake swarms in the Mexican subduction zone and their relation with slow slip events

#Tomoaki Nishikawa, Satoshi Ide (Univ. Tokyo)

群発地震は明瞭な本震を持たない地震発生レートの高まりであり、余震の大森則 [Utsu, 1961] に従わないという特徴をもつ[e.g., Richter, 1958]。群発地震は火山周辺やトランスフォーム断層をはじめ様々な環境で発生する。特に沈み込み帯で発生する群発地震はプレート境界のスロースリップイベント(SSE)に誘発されると考えられており[Ozawa et al., 2003]、沈み込み帯で群発地震を検出することはスロー地震と通常の地震の関係を理解するうえで重要である。

メキシコ海溝では、地震発生帯深部延長においてSSEが繰り返し発生している[e.g., Radiguet et al., 2012]。特に、ゲレロ州では2014年のSSEがM7.3パパノア地震を誘発した可能性[Radiguet et al., 2016]や、SSE発生中の地震発生レートの増加[Liu et al., 2007]が指摘されている。これらの研究は、メキシコ海溝の地震活動が深部SSEに強く影響されることを示唆する。そこで本研究は、メキシコ海溝に面するゲレロ州、オアハカ州、チアパス州において群発地震を検出し、群発地震活動とSSEや大地震(2012年M7.4オメテペック地震、2014年M7.3パパノア地震)の時空間分布を比較した。これらの解析を通して、メキシコ海溝におけるスロー地震と地震活動の関係の解明を試みた。

まず、メキシコ海溝をゲレロ州、オアハカ州、チアパス州の三領域に分割した。各領域の大きさは走向方向約500km、沈み込み方向200kmとした。次に、各領域内で1995年から2015年の間に発生したM4.2以上の地震(ANSSカタログ)に対し、時空間ETASモデル[Zhuang et al., 2002]に基づく群発地震検出法[Nishikawa and Ide, 2017]を適用し、客観的基準に基づき群発地震を検出した。

その結果、ゲレロ州では7個の群発地震系列を検出した(図1)。このうち、アカプルコ(北緯16.9度、西経99.9度)の2つの群発地震系列は1998年SSE、2001年SSEの直後と発生期間に、パパノア(北緯17.3度、西経101.0度)の1つの群発地震系列は2006年SSEの発生期間に発生していた。2006年の群発地震系列は2014年M7.3パパノア地震の破壊開始点近傍に位置していた。これは、2006年SSEがパパノア地震の破壊開始点近傍を破壊していたことを示唆する。2014年SSEもパパ

ノア地震の破壊開始点を破壊したことが知られており[Radiguet et al., 2016]、パパノア地震の破壊開始点はSSEにより繰り返し破壊されていたことが推測される。また、アカプルコとパパノアにおいてSSE発生期間と非SSE発生期間の背景地震発生レートを計算したところ、SSE発生期間には背景地震発生レートが1.8倍に増加することも明らかになった。

オアハカ州では5個の群発地震系列が検出されたが、SSEと関連するものは確認できなかった。2012年SSE発生期間に発生したM7.4オメテペック地震後にETASモデルでは説明できない異常な地震発生レートの高まりが確認され(ETASモデルが予測する地震発生レートと比べ10 σ 程度の異常)、その一部が群発地震系列として検出された。オメテペック地震後、非地震性滑り速度が大きく増加したこと(6cm/yrから35cm/yrに増加)が繰り返し地震の解析から明らかになっており[Dominguez et al., 2016]、オメテペック地震後の群発地震系列はこの非地震性滑りに誘発されたと考えられる。

チアパス州では11個の群発地震系列を検出した。特にチアパス州の沖合に群発地震が集中していた。これまで、チアパス州においてSSEは報告されておらず、これらの群発地震とSSEの関係は明らかではない。今後、繰り返し地震解析[e.g., Nadeau and Johnson, 1998]や海域の測地観測などによりSSEの有無をさらに検証する必要がある。

本研究により、メキシコ海溝の中でも特にゲレロ州の地震活動は地震発生帯深部延長のSSEに大きな影響を受けることが明らかとなった。一方、オアハカ州では地震活動とSSEの関係は明瞭ではない。これは、ゲレロ州では深部SSEが地震発生帯に一部侵入している一方で[Radiguet et al., 2012]、オアハカ州では深部SSEが地震発生帯より深い場所に限られているためだと考えられる [Correa-Mora et al., 2008]。

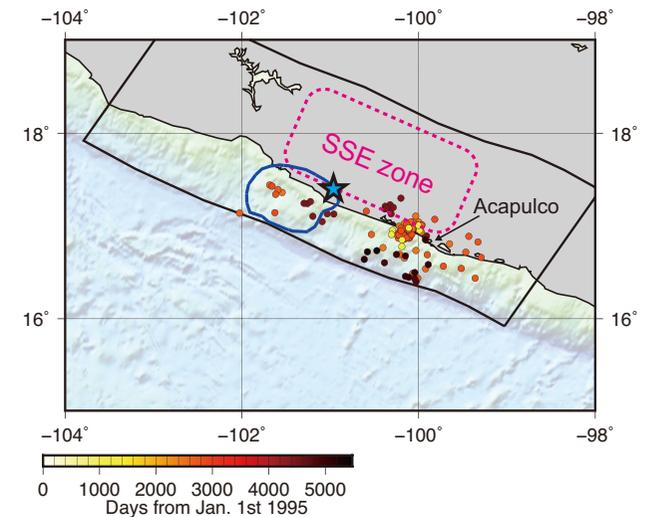


図1 メキシコ・ゲレロ州の群発地震震源分布。
青い星は2014年パパノア地震の震源。

ニュージーランド沖のヒクラング沈み込み帯でのスロースリップに伴った、沈み込む海山周りからの連続的なS波シグナル

#岩崎友理子・望月公廣・石瀬素子・山田知朗・篠原雅尚(ERI)・Erin K. Todd (Univ. of Otago)・Susan Y. Schwartz(Univ. of California)・Stuart Henrys (GNS Science)・Martha Savage・Hubert Zal(Victoria Univ.)・Anne F. Sheehan(Univ. of Colorado-Boulder)・伊藤喜宏(DPRI)・Laura M. Wallace(GNS Science, UTIG)・Spahr C. Webb(LDEO)

Continuous shear wave signals from around a subducted seamount following 2014 Mw 6.8 SSE in the Hikurangi subduction margin offshore New Zealand

#Yuriko Iwasaki, Kimihiro Mochizuki, Motoko Ishise, Tomoaki Yamada, Masanao Shinohara(ERI), Erin K. Todd(Univ. of Otago), Susan Y. Schwartz(Univ. of California), Stuart Henrys(GNS Science), Martha Savage, Hubert Zal(Victoria Univ.), Anne F. Sheehan(Univ. of Colorado-Boulder), Yoshihiro Ito(DPRI), Laura M. Wallace(GNS Science, UTIG), Spahr C. Webb(LDEO)

1.はじめに ニュージーランドのヒクラング沈み込み帯で2014年5月から2015年6月まで海底地震・地殻変動観測が行われた。この海底観測では海底圧力計と15台の海底地震計が設置された。この観測が行われていた9月下旬から10月上旬にかけてMw 6.8のスロースリップが観測網の直下で起こった(Wallace et al., 2016)。また、ヒクラング沈み込み帯ではプレート境界が浅く、沈み込む海山などのプレート境界の構造がよく分かっている。本研究では、この観測で設置されていた海底地震計の約1年間のデータを解析することで、スロースリップと地震活動の時空間的な関係、地震活動とプレート境界の構造との関係を調べた。

2.手法 ニュージーランドの北島沖は地震波の減衰が大きいことが知られている。そのため、通常の微動検出方法よりも少ない観測点の記録から微動活動に関する情報を得ることのできる手法であるPolarization解析、相関係数

の計算を行った。陸のデータに対しては、この手法により微動活動の情報を得ることができたことがいわれている(Ishise & Nishida, 2016)。この解析を約1年間の波形記録に対して連続的に行った。海底地震計で観測されたデータは、陸で観測されたデータに比べてノイズが大きい。そのため、ノイズが大きい帯域を除いた2-5Hzのバンドパスフィルターをかけることと、相関係数がある閾値を超える時のみの結果を用いるということを行なった。相関係数の閾値は計算した相関係数の分布曲線を用いて観測点ごとに定めた。

3.結論と議論 Wallace et al.(2016)で指摘されているスロースリップの期間の終わり頃から、沈み込む海山近くに設置された海底地震計で約2週間にわたって連続的に水平成分に卓越したシグナルが検知され、最大振幅方向に変化が見られた(下図)。このシグナルが検知された時期・場所はTodd et al.(2017) in prep. でエンベロープ相関法により震源決定された微動のそれと整合的である。本研究でエンベロープ相関法では検出できないような規模の小さい微動の検出をしたことから、微動はより連続的に起こっていたことが考えられる。また、スロースリップは海山を避けるようにおこなっていたことが言われている(Wallace et al., 2016)。このことと本研究の結果より沈み込む海山が地震活動に影響を与えていることが示唆される。

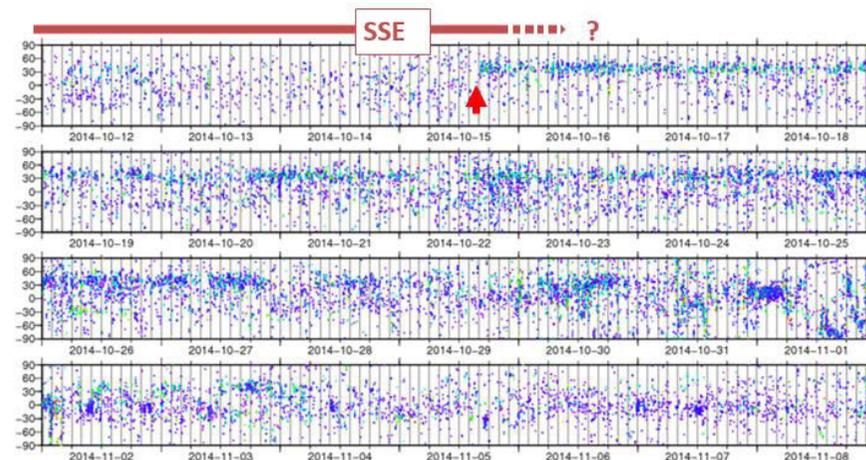


図. 水平2成分の速度波形を用いて求めた最大振幅方向相関係数の値で閾値を設けているため、相関係数が高い時間ほど多くの点が描かれている。沈み込む海山の近くに設置された海底地震計で観測されたデータを用いた。赤矢印の時間から最大振幅方向の変化を見ることができる。

振幅スペクトル形状を用いたテンプレート解析法による低周波微動の検出

#片上智史(京大院理)・伊藤喜宏・太田和晃(京大防災研)・日野亮太・鈴木秀市(東北大理)・篠原雅尚(東大地震研)

Detecting tectonic tremors by matched spectrum method
#Satoshi Katakami, Yoshihiro Ito, Kazuaki Ohta (Kyoto Univ.),
Ryota Hino, Syuichi Suzuki (Tohoku Univ.), Masanao Shinohara
(ERI)

§はじめに

沈み込み帯の地震発生域の深部延長部ではスロースリップや低周波微動といった、数 Hz 付近に卓越周波数を持ち継続時間の長い現象が観測されている[例えば, Obara, 2002; Rogers and Dragert, 2003]. 沈み込み帯の浅部でも低周波微動が海底地震計のデータを用いて観測されている[Yamashita et al., 2015]. 2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震発生前にも、振幅がノイズレベルの10倍程度と地震発生帯深部で観測される微動と比べて小さい微動が、本震発生域直上に設置された海底地震計によって観測された[Ito et al., 2015, Katakami et al., submitted]. この現象は、1月末(Sequence 1; S1), 2月半ば(S2), 3月8, 9日(S3)の3期間発生しており、特に最大前震発生前で活発化していたことが示されている[Katakami et al., submitted]. さらにこの現象は、海溝軸近傍の1点ないしは2点の観測点でのみ観測されること、またその振幅の小ささから震源決定には至っていない。以上から、時間領域での解析であるテンプレート解析のような、ある特定のイベントとの波形相関を用いてイベントを同定することは難しい。ここでは、周波数領域で、微動が発生している時間帯の特定の周波数窓(2-8Hz)の振幅スペクトルの形状と他の時間帯で得られるスペクトルの形状を比較することで微動の検出を行うことを試みる。

§手法

あらかじめ微動発生が確認されている複数の時間帯に対して2-8Hzのバンドパスフィルターを施したのち、振幅スペクトルを求めアンサンブル平

均を求めたものをテンプレートの振幅スペクトル形状とした。その後、微動が検出されていない時間帯で計算された振幅スペクトルとの相関を計算し、高い相関が得られた場合に微動を含む時間帯と判定する。手法の妥当性の確認として、これらの解析を四国西部で発生した微動に対して適用した。特に、2010年1月にHi-netに記録された四国西部の微動活動をリファレンスとし、四国全域での観測点で記録された波形のスペクトルに対し相関係数を求めて、手法の妥当性を確認した。

§結果・考察

微動が発生している期間の振幅スペクトルのテンプレートとして、TJT2観測点(海底地震計:海溝軸から西へ20km程度)において2011年3月9日の0:00~11:00までの各1時間で計算される振幅スペクトルをスタックしたものを用いた。テンプレートの振幅スペクトル波形に対して、2010年12月1日~2011年3月9日までの各1時間の振幅スペクトルの形状との相関係数を計算した。その結果、S1付近とS3付近に高い相関値を示す時間帯が集中したのに対し、S2付近では高い相関が得られなかった(図上)。これは、S1, S3とS2で観測されるスペクトルの形状が異なることを意味する。S2のスペクトルは10Hz付近でS1とS3に比べて振幅が小さい。震源距離が遠い場合に高周波数領域は低周波側の振幅に比べて先に減衰する[Ito and Obara, 2006; Obana and Kodaira, 2009]ことから、震源がS1, S3と異なるS2について[Katakami et al., submitted]相関値が減少したのかもしれない。同様の解析をS18観測点(海底地震計:TJT2より西北西へ30km)について行った。TJT2の場合と同じように、テンプレートの振幅スペクトル波形に対して、2010年12月1日~2011年3月9日までの振幅スペクトルの形状との相関係数を計算した(図下)結果、S2付近に集中的に高い相関係数が集中した。この結果は、TJT2での結果と整合的で、2-8Hzに卓越する微動の震源域がS1, S3とS2とで異なることを意味する。従って、これらのスペクトル形状を用いた検出法により、震源の違いを含んだ微小なシグナルの検出が可能となるかもしれない。

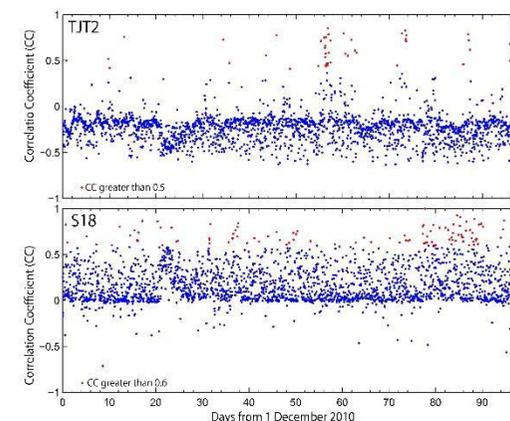


図 振幅スペクトルの相関係数

2015年8月桜島マグマ貫入イベントに伴う地震の震源分布

#大見士朗・井口正人・為栗 健・中道治久(京大防災研)

Intense Swarm Activity in the Vicinity of the Sakurajima Volcano, Kyushu, Japan, in August 2015, detected by the Matched Filter Method.

#Shiro Ohmi, Masato Iguchi, Takeshi Tameguri, and Haruhisa Nakamichi (DPRI, Kyoto Univ.)

§はじめに: 2015年8月15日午前7時過ぎから桜島火山の島内で活発な群発地震が発生し、同時に伸縮計等にも急激な地殻変動が観測され、大規模な噴火が危惧される状況となった。この地震活動は同日9時から13時の間に集中して発生し、14時以降には地震発生数は減少していった。このような状況では、進行しつつある地震活動の状況を即時的に把握することが重要なこととなる。本報告では、8月15日から8月16日にかけての地震活動の推移をMatched Filter Method (MFM)を用いて解析した結果を報告する。本解析の目標のひとつは、本手法により地震活動の推移を現象とほぼ同時進行にかつ効率的に把握できるかどうかを試みることである。解析には、大見 (2015) による、MFMによる地震検出に別手段による震源決定を組み合わせた手法を用いた。

§対象地域とデータ解析の概要: 今回報告する対象地域は、桜島のほぼ島内に限られる地域である。使用したデータは桜島の島内で京都大学および気象庁により運用されている微小地震観測点のうち10観測点のデータである。MFMでのイベント検出は、対象とする地震とテンプレート地震(以下、TP地震)の距離が大きい場合や、両者のマグニチュードの差が大きい場合には検出効率が低くなることもあり、TP地震の選択方法が重要となる。TP地震を選択する手法としては、既存TP地震との震源距離の差やマグニチュードの差に一定の閾値を設けて新規のTP地震を選択する方法が考えられる。しかしながら今回の活動の場合、震源が桜島の島内の比較的狭い範囲に集中していたことに加え、同様の震源位置をもつイベントでも波形の特徴が時間と共に変化していく様子が見られたことから、震源距離やマグニチュードの差のみを選択条件とすることは得策ではないように考えられた。そのため、従来からのSTA/LTA

方式でトリガ判定を行う自動処理において、TP地震候補選択のためにトリガレベル(STA/LTA)を通常より大きく設定し、S/Nが高い比較的少数のイベントのみを候補とすることとした。ここでは、使用した10観測点すべてでSTA/LTAが5.0以上になったイベントを候補地震とし、さらにこれらを再検測して比較的容易に震源決定できるイベントをTP地震として採用した。この条件で選定されたTP地震は8月15日の早朝から13時までの期間で56個であった。新規TP地震が選定された場合には、そのTP地震でそのつど期間中の全データのスキャンを行い、新規TP地震によるイベントの検出と全イベントリストの再構成を行った。

§解析結果: 今回のMFMによる解析では、2日間に56個のTP地震を選択し、これによって約1900個の地震が検出・震源決定された。それによれば震央には主に桜島南岳から北岳の周辺に分布し、深さは海拔下4km付近から0km付近に分布する。また、震源が最も浅いのは15日9時から12時ごろの活動であることなどが把握できる。これらの傾向は、気象庁(JMA)による精査の結果(第133回火山噴火予知連絡会資料、2015)などと比較しても調和的である。

§考察: MFMによる自動処理とJMAの精査の結果を比較すると、両者には共通の傾向が見られる。震源分布の差は、解析に使用した観測点の分布等の差によるもののほかに、TP地震によっては、P波とS波の識別が困難なイベントも散見され、これによるTP地震そのものの震源決定の不確定さに起因する部分があることも予想される。また、TP選択時に比較的容易に震源決定できるイベントを採用していることから、重要な地震クラスタを検出できていない可能性もある。しかしながら、今回の解析では56個という比較的少数のTP地震の選定によって得られたMFM解析の結果の特徴と、精査を経たJMAの解析結果の特徴に共通点も多く見られることから、群発地震の進行中にその概要を同時進行的に把握するための手段として本手法は有用であると考えられる。

§今後の課題: MFMの結果は自動処理結果であることから、MFMで認識されてもJMAで認識されていない震源クラスタが存在するような場合は解析上の虚像である可能性もあり、今後個別の震源データを比較・精査することは必須である。さらに、今回の地震活動ではP波とS波の識別が困難なイベントも相当数が見られ、MFMで検知された地震の震源決定精度を向上させる手法の開発が検討課題である。

日本で最近発生した中規模内陸地震の余震系列の特徴

モリ ジェームズ (京大・防災研)

Characteristics of Recent Aftershock Sequences from Moderate-sized Earthquakes of Onshore Japan

James Mori (DPRI, Kyoto University)

Spatial and temporal distributions of aftershocks were studied for 9 recent moderate earthquakes that occurred at shallow depth onshore of Japan and were well recorded by the regional networks. These events are the 2000 Western Tottori (Mw 6.7), 2004 Niigata Chuetsu (Mw 6.6), 2005 Fukuoka (Mw 6.6), 2007 Noto Peninsula (Mw 6.7), 2007 Niigata Chuetsu-oki (Mw 6.8), 2008 Iwate-Miyagi-ken (Mw 6.8), and 2017 Kumamoto (Mw6.2). All of these earthquakes are approximately of similar size, however, the rates of aftershock activity are quite different. The 2004 Niigata and 2008 Iwate-Miyagi earthquakes have significantly more aftershocks than the other 7 events. In the spatial locations of the aftershocks, these two earthquakes have more complex spatial distributions with more aftershocks occurring away from the mainshock fault plane. There appears to be a correlation between the rate of aftershock activity and the spatial complexity of the locations. The sequences with higher rates of aftershock occurrence may be associated with aftershocks triggered in a volume around the mainshock. In contrast, for the other sequences, aftershocks occur mainly in a planar pattern

close to the mainshock fault plane.

The early time sequence of the aftershocks for these events were also examined. Using continuously recorded seismograms from nearby borehole stations of Hi-net, aftershocks were identified and counted. From about one minute following the mainshock origin time, we estimate that we can identify aftershocks with magnitudes down to M_j 3.5. For the first few minutes the rate of aftershocks is quite similar for all of the mainshocks. The higher rate of aftershocks for the 2004 Niigata and 2008 Iwate-Miyagi earthquakes appears to begin about 10 minutes after the mainshock. This suggests that the enhanced triggering of aftershock for these two earthquakes may be caused by some changes in the aftershock region several minutes after the mainshock.

S09-17

2016年熊本地震発生前後の九州地方地震活動の点過程モデルによる解析

#熊澤貴雄(統数研)・尾形良彦(統数研・東大地震研)・鶴岡弘(東大地震研)

Point Process Models Applied to the Seismicity Before and After the 2016 Kumamoto Earthquakes.

#Takao Kumazawa (ISM), Yoshihiko Ogata (ISM/ERI), Hiroshi Tsuruoka (ERI)

Abstract

Shallow background seismic activity in and around Kumamoto Prefecture, Japan, including the rupture zones of the 2016 strong earthquakes, has been most active within Kyushu inland region. The area is known for its volcanic, geothermal, and high seismic activity, so that seismic activities in this region exhibit extremely diverse patterns. This report reviews such seismic activities in and around Kumamoto region before and after the strong events using statistical models such as stationary and non-stationary epidemic-type aftershock sequence (ETAS) models to monitor the seismicity anomalies. Also, we discuss the changes in b -value of the Gutenberg-Richter Law of magnitude frequencies in time and space during the periods of the foreshocks and aftershocks.

2016年4月14日からの一連の熊本地震の発生前後の余震域における地震活動を、点過程モデルの一種である ETAS モデルやそれを拡張した非定常 ETAS モデル、時空間 ETAS モデルなどで解析し、活動推移の詳細を調べた。熊本地震発生前ではごく狭い地域のみで東北沖地震の影響がみられた。また2016年4月14日の M6.5 から続く前震期間では M6.4 以降で静穏化が有意となった。M6.5 からの前震に加えて本震以降約2週間分の地震活動を解析した場合は、各地域で通常の ETAS モデルおよび変化点を含む ETAS モデルでは説明できないことが分かった。これらの活動に対しては ETAS モデルのパラメータの時間変化を推定する非定常 ETAS モデルや本震 M7.3 の遠隔誘発作用を含むモデルを適用し、地震活動の推移の性質を調べた (図1)。ま

た、同期間における b 値の時間変化 (図2) と空間分布を推定し、 b 値の時間変化が主に地震活動の空間分布に依存することが分かった。

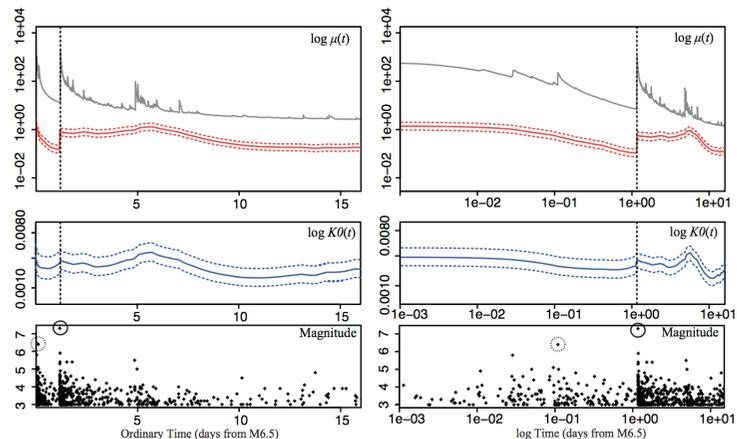


図1：熊本地域での背景地震活動強度 μ と余震発生強度 K_0 の時間変動。

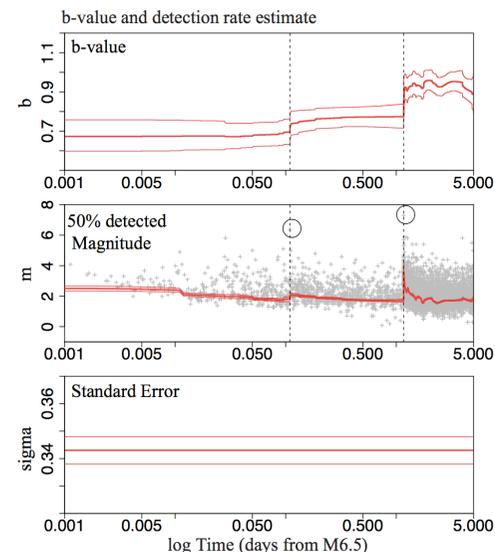


図2： b 値と検知率の時間変動の同時推定。 b 値はM6.4とM7.3の発生時刻で階段状に上昇する。

An extensive study of clustering features of seismicity in Italy during 2005 to 2016

#庄建倉(統數研), 郭一村(東大地震研), Murru, M.(INGV),
Falcone, G.(INGV), Taroni, M. (INGV)

#Jiancang Zhuang (ISM), Yicun Guo (ERI), Maura Murru (INGV),
Giuseppe Falcone (INGV), Matteo Taroni (INGV)

Compiled by Istituto Nazionale Geofisica e Vulcanologia, Italy, the ISIDE catalog includes high quality records of the occurrence times, locations, magnitude and other information of earthquakes that occurred in the Italy region since 2005-4-16. To study the characteristics of seismicity in Italy, we make use of the original form and two extended versions of the space-time ETAS model, the hypocentral 3D ETAS model and the finite-source ETAS model. Our results show:

(a) The rupture geometries of large earthquakes, including the 2009-4-6 M6.3 L'Aquila, the 2012-5-20 M6.1 Emilia, the 2016-0-24 M6.0 Amatrice, the 2016-10-30 M6.2 Norcia earthquakes, control the spatial locations of their direct aftershocks. These direct aftershock aftershock mainly concentrate near some parts close to the parts on the rupture plane with large slips but seldom overlap with them, indicating that aftershocks are the continuation of the rupture process of the mainshocks.

(b) When the focal depth is considered in seismicity modeling, improved probability forecasting of seismicity and hazard assessment can be obtained.

(c) The background seismicity rate is not stationary in all the areas, but shows several phases tuned by the major events.

(d) Adopting isotropic spatial response causes underestimate of the triggering effect of the mainshock, and such biases can be corrected by incorporating the rupture geometry of major events into the model formulation.

(e) Comparing to the original point-source model, there are more direct aftershock from the mainshock estimated with the new model the earthquake data;

(f) Comparison between the reconstruct of offspring productivity function of each patch on the earthquake fault plan and the fault slip distribution

shows that direct offspring of an earthquake mainly distribute around the place where large slips have occurred.

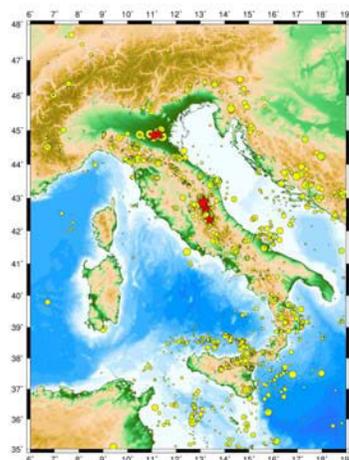


Figure 1. Epicenter map of seismicity in the Italy region during 2005/4/17 to 2017/1/27. The red stars mark the six major earthquakes of M5.5+.

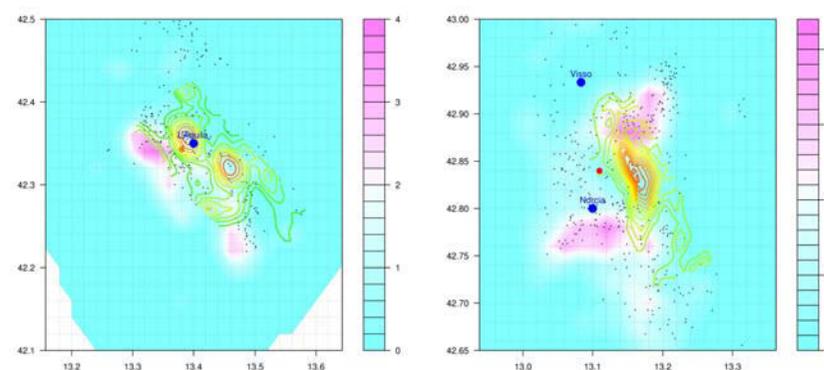


Figure 2. Direct offspring productivity on the rupture planes of the Laquila (left) and the Norcia (right) earthquakes. Small dots represent aftershock within a few days after the mainshock and red dots represent the major shocks. The filled contours represent the productivity of direct offspring and the contour lines represent coseismic slips.

薩摩硫黄島の港湾および飛行場での地震観測記録

における長周期大振幅の後続波に関する考察

#山田雅行・羽田浩二(ニュージェック)・野津厚・長坂陽介(港空研)・福永勇介(国総研)・長尾毅(神戸大)・福井海世(鹿児島県三島村)

Study on Later Phase with Long Period and Large Amplitude Observed at the Port and Airport in Satsuma-Iwojima Island

#Masayuki Yamada, Koji Hada (NEWJEC), Atsushi Nozu, Yosuke Nagasaka (PARI), Yusuke Fukunaga (NILIM), Takashi Nagao (KOBE univ.), Miyo Fukui (Mishima Village)

1. はじめに

港湾や空港の構造物の設計入力地震動の作成においては、震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性(周波数ごとの応答倍率)を考慮することが「港湾の施設の技術上の基準・同解説」等に示されている。深い複雑な地盤構造により、1次元の水平成層構造で説明できない特徴を持つようなサイト増幅特性を明らかにするために、比較的小さな盆地構造(カルデラ)を有する薩摩硫黄島の港湾と飛行場において、地震観測を行ってきた。この中に、長周期大振幅の後続波を有する地震観測記録が見られた。本稿では、長周期大振幅の後続波の特徴や生成要因に関する考察について報告する。

2. 薩摩硫黄島

薩摩硫黄島は、薩摩半島南端から南南西に40~50kmの位置し、鹿児島県三島村に属する一島である。薩摩硫黄島およびその東方の竹島は、東西21km、南北18kmの鬼界カルデラの北縁の陸上部分で、この外輪山に相当する。硫黄島港のすぐ西側に位置する高さ80mの崖が鬼界カルデラのカルデラ壁と考えられており、この解釈に従うと、港湾はカルデラ内、飛行場はカルデラ外となる。

3. 硫黄島港と薩摩硫黄島飛行場における地震観測記録

硫黄島港と薩摩硫黄島飛行場において、2014年9月から2017年7月まで臨時地震観測を実施した。200を超える地震観測記録のうち、長周期大振幅の後続波が見られる2015/11/14 5:51, Mj7.1の地震の飛行場における時刻歴波形(速度)と震央図をそれぞれ図1, 図2に示す。

図1のNS, EW成分の中央部(○印)に長周期大振幅の後続波が見られる。この波群は、初動から約60秒遅れて到達し、0.25~0.3Hzの周波数を有している。この波群は、約1km離れた飛行場、港湾ともに見られるため、地震計設置位置のごく局所的な揺れとは考えにくい。

図2に震央図とともにメカニズムを示した。硫黄島の西方約160kmの東シナ海の、深さ17kmで発生したほぼ南北または東西の横ずれ断層であり、特異な地震とは考えにくい。

図3に飛行場の観測記録の後続波部分30秒間(5秒間ずつ)の粒子軌跡(変位)を示した。上下動成分は少なく、主として水平面内で時計回りの粒子軌跡を描いた。

4. 長周期大振幅の後続波の考察

著者らは薩摩硫黄島の港湾と飛行場におけるサイト増幅特性が、いずれも0.2~0.3Hzの周波数帯で大きい値を示すことを明らかにしている¹⁾。このことから鬼界カルデラ内のトラップ波である可能性が考えられる。さらに、周辺観測点の記録、他の地震の検証などが必要である。

謝辞: 震央図の背景には電子国土²⁾を用いた。メカニズムについては(研)防災科学技術研究所のHP(<http://www.fnet.bosai.go.jp>)より入手した。記して謝意を表する。

1)山田ら: 薩摩硫黄島における低周波数のピークを有するサイト増幅特性の要因分析, 土木学会論文集

2)電子国土Web, <http://maps.gsi.go.jp/>

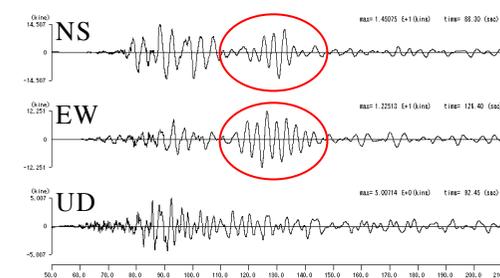


図1 2015/11/14の地震の時刻歴波形



図2 2015/11/14の地震の震央図

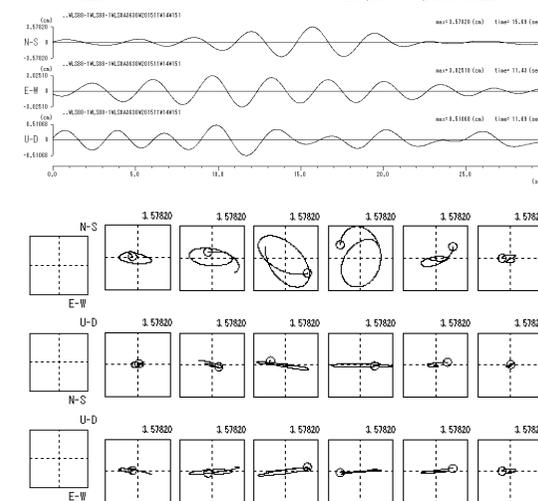


図3 後続波群の粒子軌跡

Hi-net 観測波形の自己相関関数の時間変化から明らかになった 2011年東北地方太平洋沖地震における 地震波速度低下とその回復過程

#沼澤雄也 (茨大院理工)・山田卓司・河原純 (茨大理)

Decrease and recovery of the subsurface velocity due to the 2011 Tohoku earthquake inferred from the auto-correlation functions of Hi-net waveforms observed at the Tohoku region

#Yuya Numasawa, Takuji Yamada, and Jun Kawahara (Ibaraki University)

1.はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震(以下、東北地震と記す)は日本の本州東部に強い揺れをもたらした。本研究では、防災科学研究所の高感度地震観測網(Hi-net)で観測された微動波形3成分について、宮城県と山形県の観測点での自己相関関数を計算し、東北地震による、地震波速度の低下とその回復過程を定量的に評価した。

2.解析手法

微動波形に地震波干渉法を適用し、自己相関関数(ACF)の時間変化を解析した。波形処理は、次のとおりである。観測された微動波形に1.0~3.0Hzのバンドパスフィルターを適用した後、1ビットノーマライズ処理(Bensen *et al.*, 2007)を行った。次に、波形の自己相関関数を計算し、時系列順に並べたものの中で位相がそろった部分に着目して、ピーク部の時刻の変遷から速度変化を推定した。速度変化は、2010年1月から12月の平均値を基準とし、その値からの相対的な変化として評価した。使用した波形データの期間は、2008年11月~2012年12月である。

3.結果・議論

Fig.1は山形県小国観測点の解析結果(NS成分)である。地震前後でlagtime 6.2から6.8s付近の反射波(赤枠内の位相)の到達時刻に変化が見られた。反射面の深さが不変であると仮定し求めた速度変化率をFig.2に示す。小国観測点では地震波速度が東北地震直後に2.5%減少し、8か月程度で回復したことが示唆された。

解析結果を総合すると、宮城県での変化率が4~5%であるのに対し、山形県での変化率は0~2.5%と比較的小さい。東北地震による揺れは山形県の方が弱かったことを考えると、速度変化の原因は東北地震に伴う強震動により地盤浅部が損傷した(Nakahara, 2014)ためと考えられる。また、速度は6か月程度の期間で回復していることも示唆された。

さらに、季節に依存した経年変化が見られた観測点もあった。この点については、今後さらに研究を進めることにより、詳細が明らかになると期待される。

謝辞: 本研究では、防災科研 Hi-net 観測点の地震波形データを使わせていただきました。記して感謝いたします。

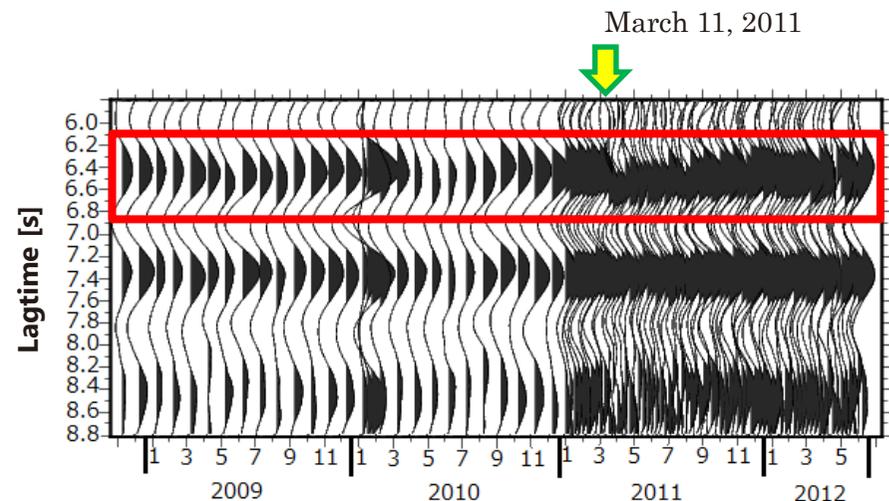


Fig.1 Temporal variation of ACFs at Oguni station (N.ONIH). Horizontal axis indicates dates from January 1, 2009 to June 30, 2012. Vertical one shows lagtimes of ACFs.

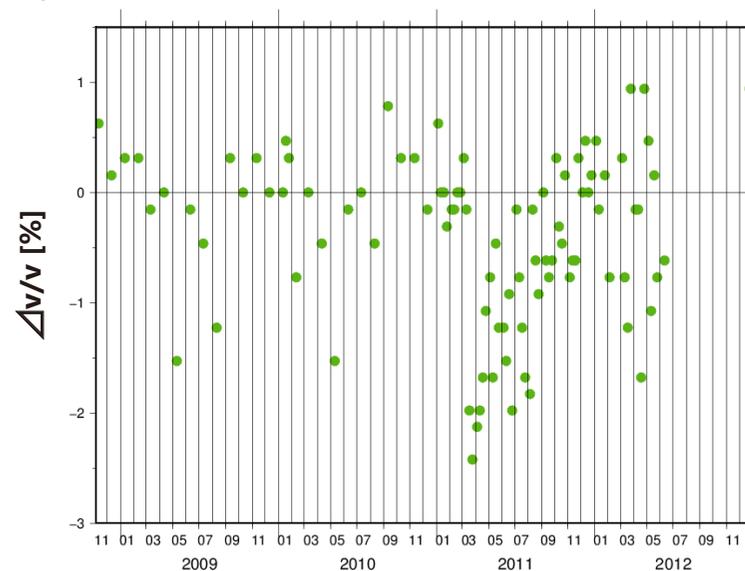


Fig.2 Temporal change in the seismic velocity at the station N.ONIH. Horizontal axis indicates dates from January 1, 2009 to December 31, 2012.

波形相関による地震波速度変化の解析:東北地方太平洋沖地震・福島県浜通り地震を対象として

#磯野卓也(茨大院・理工)・山田卓司・河原純(茨大・理)

Subsurface velocity change associated with the 2011 Tohoku and Fukushima earthquakes estimated by correlations of seismograms

#Takuya Isono, Takuji Yamada, Jun Kawahara(Ibaraki Univ.)

1. はじめに

2011年3月11日に Mw9.0 の東北地方太平洋地震が発生し、同年4月11日には福島県浜通り地方を震源とする Mw6.6 の地震が発生した。これらの地震により、太平洋沿岸地域の地下構造に影響が及ぼされたとみられ、福島県および茨城県で数%の地震波速度変化があったという報告がされている(Minato et al., 2012)。本研究では、福島県および茨城県の Hi-net 観測点における微動波形の自己相関・相互相関関数を計算し、それらの時間変化から東北地方太平洋沖地震および福島県浜通り地震(以下、それぞれ東北地震、福島地震と記す)による地震波速度変化の抽出を試みた。

2. 解析手法

観測波形3成分に、自己相関は1~3Hz、相互相関は0.2~0.6Hzのバンドパスフィルタをかけ、1ビットノーマライズ処理を施した。その後、1分波形の各相関を計算し、24時間平均の相関関数を1時間ごとに算出した(Fig. 1(a))。相関関数上に現れる位相の揃った波群は、地下からの反射波ないし観測点間を伝播する表面波であると考えられる。次に、設定した時間窓内で相関関数が極大となる時刻を読み取り、基準とする2010年4月1日の相関関数との時間のずれを推定した。最後に、反射点(観測点間距離)が時間変化していないと仮定し、上記の時間のずれから地震波速度の変化量を1時間ごとに求めた。

3. 結果および考察

Fig. 1(b)は茨城県の大子(N.DGOH)観測点における南北成分の自己相関解析によって得られた速度変化の結果である。2011年3月11日を境に地震発生前の変動を超える約3%の速度減少を示している。さらに、同県の十王(N.JUOH)観測点においても、約6%の速度減少を示している。また、これらの減少は時間の経過とともに回復の傾向にある。しかし、両観測点において福島地震の発生に伴う明瞭な変化は見られていない。これは、東北地震時の最大加速度が福島

地震時の最大加速度に比べ大きかったことや、強震にさらされた時間の違いが関係している可能性がある。

また、福島地震の発生による変化に注目して、福島地震の地表地震断層を挟む観測点のペアで相互相関解析を行った。その結果、海洋波浪によるレイリー波と考えられる波群を検出した。この波群を用いて速度変化量を推定したところ、福島地震の発生による明らかな変化は確認できなかった。これは、解析に用いた観測点間の距離に対し、福島地震によって影響を受けたとみられる領域が小さいことが関係している可能性がある。なお、相互相関解析に使用した観測点においても自己相関解析を行っているが、速度変化を追跡することが困難であった。

今後は、自己相関解析から得られた東北地震発生後の変化について考察を進め、福島地震による影響の有無についてはさらに調査していく。

謝辞：本研究では、防災科研 Hi-net の波形データを使わせていただきました。記して感謝いたします。

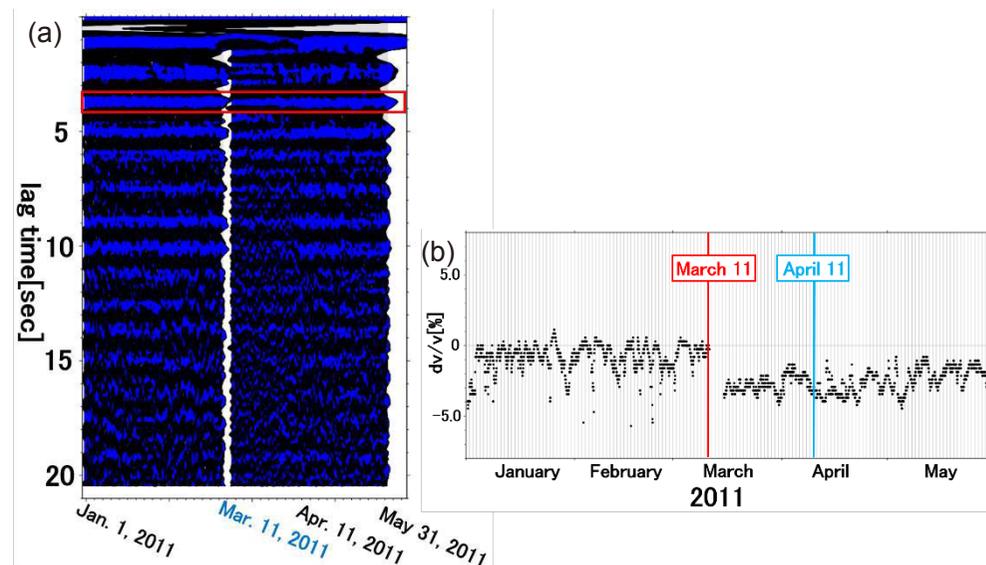


Fig. 1 (a) Auto-correlation functions at N.DGOH in Ibaraki Prefecture. The red rectangle indicates a time window used for estimating the velocity change. (b) Relative velocity change at N.DGOH. Negative values of dv/v represent velocity decrease.

2016年熊本地震の余震観測記録に基づく益城町 周辺の深部地盤構造の推定

#林田拓己(建築研)・山田真澄・Jim Mori(京都大)・山田雅行・
羽田浩二・藤野義範(ニュージェック)

Estimation of Deep Ground Structure in the Mashiki-town
Using Aftershock Data of the 2016 Kumamoto Earthquake
Takumi Hayashida (BRI), Masumi Yamada, Jim Mori (Kyoto
Univ.), Masayuki Yamada, Koji Hada, Yoshinori Fujino (NEWJEC)

1. はじめに

2016年熊本地震によって多くの被害が生じた熊本県益城町の中心域において、著者らは2016年6月10日~13日の4日間にわたる地震動の連続観測を実施した[林田・他(2016地震学会), Hayashida et al. (2017, 投稿中)]. 観測点は益城町役場を北端として、被害集中域の内外を含む東西約500m, 南北約750mの領域に約200mの間隔で8点展開されている. これらの観測によって得られた余震記録および微動記録を用いることで、益城町の中心部における深部地盤構造を推定した.

2. Rayleigh波位相速度の推定

期間中に得られた最大規模の余震(2016/6/12 22:08, Mj4.3, 深さ7km)の記録を用いたセンブルランス解析および地震が発生していない時間帯に得られた微動記録の解析により、Rayleigh波の位相速度を推定した. センブルランス解析では、上下動成分の地震波形記録のS波後続相中にRayleigh波が卓越することを仮定している. 0.3Hzから1.0Hzの周波数帯域を対象に0.02Hz毎に後続波の位相速度を推定したところ、0.32~0.8Hz間において分散性を有する位相速度を得た. また、常時微動の上下動成分記録に対して2点間SPAC法を適用したところ、0.9~1.2Hz間においてRayleigh波の位相速度が得られた. 余震・微動双方の記録を用いて推定した位相速度は、それぞれ周波数帯域が異なるものの概ね連続的であり、同一地域で実施した極小微動アレイ探査(山田・他, 2016, 2017)から推定された位相速度とも整合的である(図1左).

3. 深部地盤構造の推定

次に、得られた位相速度の逆解析を行い、益城町直下の深部地盤構造を推定した. 観測網近傍に位置する防災科学技術研究所のKiK-net観測点

(KMMH16)直下の速度構造, Goto et al. (2017BSSA)により再検討された同観測点直下の速度構造, およびこれらのモデルに任意の変更を加えたモデルを初期モデルとし, S波速度を固定, 層厚を未知パラメータとした遺伝的アルゴリズムを適用することで, 地震基盤層($V_s=2700\text{m/s}$)の上面深度を推定した. 推定された地震基盤上面深度は初期モデルの違いに伴って差異が生じるものの, 概ね400~800m程度であると推察され, 観測点KMMH16の速度構造から示唆される深度と比較して200m以上も深い. 本観測網の微動記録から得られるH/Vスペクトル比および余震記録から得られるR/Vスペクトル比には共に0.4Hz前後の明瞭なピークが見られるが, 本検討において推定した速度構造モデルを用いることで, 適切にピークを説明することができる(図1中央). 先名・他(2017)も同様に益城町周辺の地震基盤層が既往の推定深度より深い可能性を指摘している. 今後は同地域において構築された最新の地盤構造モデルとの比較検討を行い, 推定されたモデルの妥当性を検証する必要がある.

謝辞: 京都大学防災研究所の後藤浩之准教授ならびに防災科学技術研究所の先名重樹博士には、益城町の浅部・深部地盤構造について有益な助言および最新のモデルに関する情報をご提供いただきました.

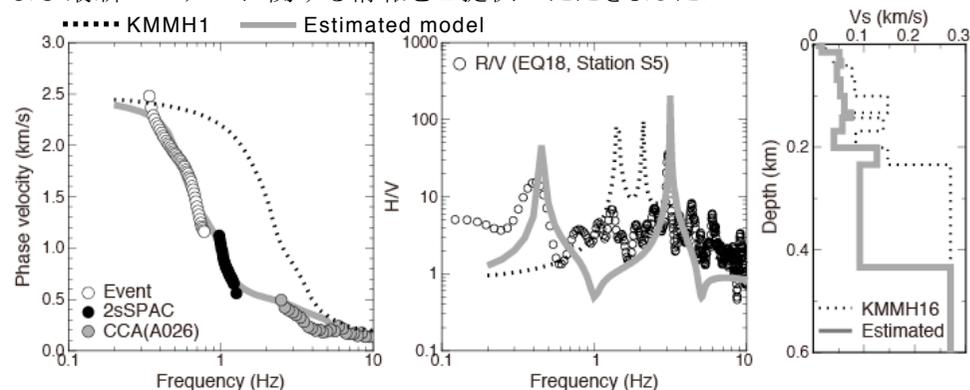


図1 (左)センブルランス法(○)および2点間SPAC法(●)により推定したRayleigh波位相速度. ●は同一地域で実施した極小微動アレイ探査による推定位相速度. 点線およびグレーの線はKMMH16の速度構造, 本検討により推定された速度構造の1つ(右図参照)からそれぞれ推定された理論位相速度.

(中央)最大余震記録(Mj4.3)を用いて推定した地震動のR/Vスペクトル比(○). 点線, グレーの線はKMMH16の速度構造, 本検討により推定された速度構造を基に推定した表面波の理論H/Vスペクトル比.

平成28年熊本地震の余震記録を用いた

熊本県西原村周辺の地盤構造の推定

#小林弘和(京大工)・松島信一(京大防災研)

Estimation of the Ground Structure around Nishihara Village in Kumamoto by Using the Aftershock Records of The 2016 Kumamoto Earthquake

#Hirokazu Kobayashi (GSE, KU), Shinichi Matsushima (DPRI, KU)

1.はじめに

平成28年熊本地震では、本震時に益城町宮園と西原村小森において震度7が観測された。特に、西原村小森では周期3秒の揺れが卓越し、水平方向に約1.6m、上下方向に約2mの永久変位が観測された。西原村は熊本地震の際に地表地震断層が出現した布田川断層帯上またはその周辺に位置し、一部地域では建物の倒壊率も高かった。断層近傍における地震動分布を推定し、地震動と建物被害の関係を明確にするため、西原村周辺の地盤構造モデル構築に向けた検討を行う。

本研究では、拡散波動場理論に基づく地震動水平上下スペクトル比(EHVR)に関する理論計算手法を用いて、熊本県西原村周辺で観測された平成28年熊本地震の余震記録から地盤構造を観測点ごとに推定する。

2.余震観測点の概要

本研究で用いる余震観測記録は、臨時余震観測を行った7地点と防災科学技術研究所(NIED)の強震観測網K-NETの大津観測点(KMM005)で観測されたものである。臨時余震観測点7地点は、京都大学防災研究所が設置したKD01、KD02、KD03、KD04、KD05、東工大・JR総研・東大地震研・福岡教育大が共同で設置したK14、K15である。観測点位置を図1に示す。



図1 臨時余震観測点とK-NET大津

3.地盤構造の同定

拡散波動場理論に基づいて地震基盤以浅の1次元地盤構造を同定する。構造

探査には実数型遺伝的アルゴリズムと焼きなまし法を組み合わせたハイブリッドヒューリスティック法(Yamanaka, 2007; Nagashima et al., 2014)を用いる。本研究では400個体、300世代の計算を10回行い、残差が最少のものを最適モデルとする。なお、残差は0.1~20Hzの範囲で計算をする。減衰は全層1.1%の履歴減衰を仮定した。初期モデルは全7層で、浅部はK-NET大津のS波速度と層厚を用い、それにJ-SHISの深部地盤構造を組み合わせた。観測EHVRとしてRMS/UDを用いてS波速度構造を同定した例として観測点KD01の結果を図2に示す。初期モデル(凡例はNIED)と比べ、観測EHVRをより説明できる地盤構造モデルを推定した。

4.まとめ

熊本県西原村周辺に設置した臨時余震観測点で観測された平成28年熊本地震の余震観測記録からEHVRを得た。臨時観測点および強震観測網K-NETの大津観測点(KMM005)において、拡散波動場理論に基づく理論EHVRが観測EHVRをよく説明する1次元地盤構造を推定した。

謝辞

本研究は、科学研究費補助金一環として実施し、同補助金の支援を受けた東工大、JR総研、東大地震研、福岡教育大の共同研究による余震観測データを提供頂いた。防災科学技術研究所の強震観測網K-NETのデータを使用した。

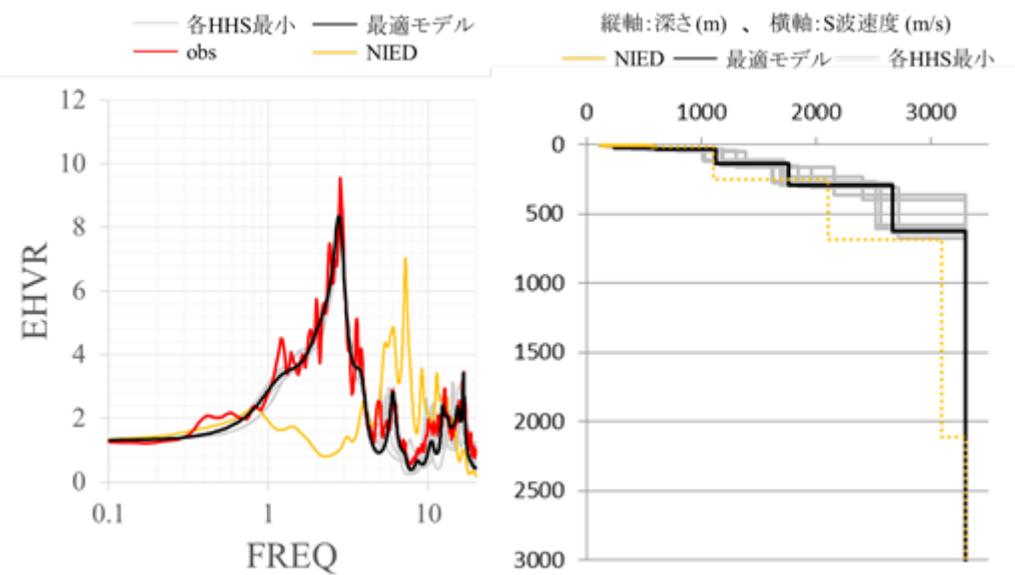


図2 EHVR(RMS/UD)とS波速度構造

2016年熊本地震被災地での詳細浅部物理探査

稲崎 富士・木佐貫 寛・尾西 恭亮(土木研)

Detailed near-surface geophysical survey at Mashiki Town stricken by the 2016 Kumamoto Earthquakes.

INAZAKI Tomio, KISANUKI Hiroshi, ONISHI Kyosuke (PWRI)

Abstract: We conducted a detailed near-surface geophysical survey at Mashiki Town stricken by the 2016 Kumamoto Earthquakes. The survey comprised “Hybrid Surface Wave Survey” (HSWS), capacitively coupled resistivity (CCR) measurement, and GPR. A total of 5 short lines were set to intersect a branched surface rupture. Notable results were as follows. First, GPR successfully imaged a number of step-like dislocations in the surficial zones up to 3 m deep around the surface rupture. The resistivity structure showed relative upthrow of ESE side. HSWS delineated a kink structure of a low velocity lens at the surface rupture. Additional seismic reflection data processing was applied to HSWS records. As a result, a reverse faulting structure of about 100 meters wide was clearly imaged.

2016年熊本地震によって、甚大な建物被害が発生した地域の一つである同県益城町において浅部物理探査を実施した。同地震に伴って、益城市街地の南側を西流する木山川とその支流である金山川が形成する扇状地上に布田川断層から分岐した地表地震断層が出現した。最大1.5m程度の右横ずれ変位を生じさせたこの地表断層は、木山川の左右岸堤防を横断して西南西方向に進展し、益城市街地南縁まで追跡することができる。このように観察が容易な地表徴候に対し、地中特に表層50m程度までの浅部において地表地震断層が地盤にどのような変形を与えているか、については調査事例も少なくまた適用可能な手法も限られていた。筆者らはこれまで、S波ランドストリーマー、ハイブリッド表面波探査など浅部を対象とした詳細物理探査技術の開発と、それらの手法を用いた河川堤防や道路盛土などの人工線形土構造物の内部物性構造の調査研究を進めてきた。そして浅部地盤や人工地盤は不均質性の程度が大きいことから、空間的エリアシングを考慮した稠密なセンサアレイによる計測が重要であることを強調してきた。今回、開発してきた浅部物理探査手法の適用性を検証すること、および人工土構造物の内部損傷の把握を目的として、益城町において各種浅部部地理探査を実施した。その結果の概要を報告する。

適用した探査手法・ツールは、VRS-GNSS 精密測位連動型GPR, キャパシタ電極カップル型電気探査, およびハイブリッド表面波探査である。ハイブリッド表面波探査では測線区間に2mないし1m間隔で240点の地震計(4.5Hz)を展開し同時観測した。

Active探査とPassive探査を連続して実施することが特徴であり、表面波分散特性からS波速度構造を推定できるだけでなく、P波反射波を対象とした通常の反射法データ処理を適用することもできる。

益城市街地中陳にある農道242号線に沿って設定した測線の深度断面をFig.1に示す。同図から地表地震断層を挟んで浅部の物性構造が変化していることがわかる。すなわち、比抵抗断面(上)では右(東南東)側が約5m持ち上がっている。S波速度断面(中)においても標高20m付近に出現する低速度レンズ層が断層交差部で5m程度ずれている。P波反射法深度断面(下)では右側に緩く傾斜する数枚の反射面を認めることが可能であるが、最上部(標高20m附近)の反射面は右側上がりで屈曲している。下位の反射面にも右側上がりの不連続を抽出することができる。これらのことは、この地震によって出現した地表地震断層が、右横ずれ変位だけでなく、東南東側上がりの縦ずれ変位を有していること、縦ずれ変位は深さ300m程度まで追跡することができ、繰り返し活動した活断層であると解釈することができる。

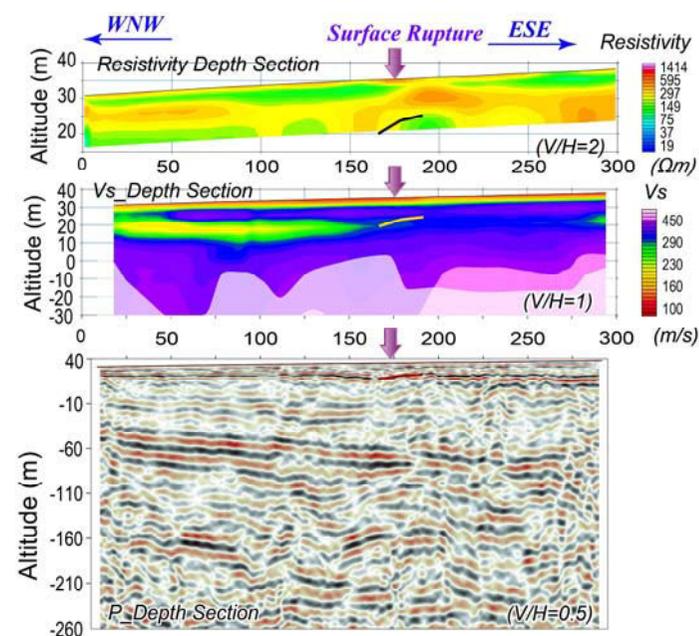


Fig.1 Depth sections along a line set to intersect the surface rupture caused by 2016 Kumamoto Earthquakes. Top: Resistivity; Middle: S-wave velocity; Bottom: P-wave reflection.

生駒断層帯における段差構造と微動水平上下スペクトル比の関係

#佐藤啓太(京大工)・松島信一(京大防災研)

The relation between the vertical step structure at the Ikoma fault zone and microtremor H/V spectral ratios
#Keita Sato (GSE, KU), Shinichi Matsushima (DPRI, KU)

1.はじめに

地盤構造の急激な変化はその周辺で観測される地震動に大きな影響を与えることが知られており、1995年兵庫県南部地震の際の「震災の帯」の原因として六甲断層帯による段差構造の影響が指摘されている(松島・川瀬, 2009など)。このような段差構造は神戸地域に限った話ではなく、堆積盆地の多くに同様の構造が存在していることが考えられ、産業総合技術研究所の大阪堆積盆地地盤構造モデル(堀川・他, 2003)によると、生駒断層付近においても段差構造の存在が推定されている。これらのような段差構造が、比較的簡便に観測できる微動の水平上下スペクトル比(MHVR)によって詳細に把握できれば、それは今後の強震動の予測に際して大いに役立つと考えられる。

そこで本研究では、大阪堆積平野の盆地東端部の生駒断層周辺における段差構造とMHVRの関係について調べ、MHVRから段差構造がどの程度詳細に調査できるかについて検討した。

2.常時微動観測

今回の常時微動の観測点は図1に示すように、ほぼ南北に走る生駒断層帯と垂直な東西方向の測線を3つ配置し、各測線で5地点ずつの計15地点で観測を行った。観測には可搬型3成分加速度地震計SMAR-6A3Pを使用した。観測時間は30分間とし、測線毎の全点で同時に観測した。

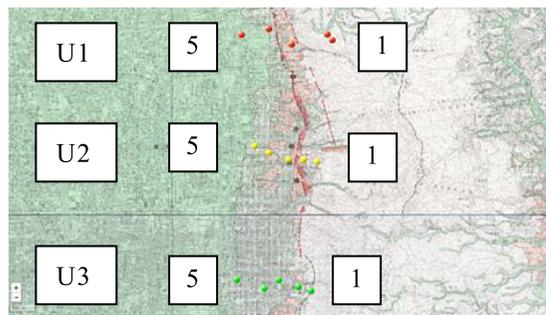


図1.観測点配置(都市圏活断層図に加筆)

3.常時微動水平上下スペクトル比

観測によって得られた30分のデータから、40.96秒の小区間を50%オーバーラップさせて計86区間切り出し、区間ごとのMHVRを計算してその平均をとった。このとき、NS/UD、EW/UDのそれぞれでMHVRを計算した。また、ノイズの影響を少なくするため、ほかの区間と比べて振幅の二乗和平均が大きい区間は除外した。

図2は測線I1における観測MHVRである。地点1-1は他の地点と異なっており、3~6Hzにピークが見られる。また、1-4と1-5の地点ではいずれも1~2Hzにピークが見られる。それに対して1-2と1-3の地点ではNSとEWで差が大きい場合や、ピークが不明瞭な結果が得られた。これらの特徴は他の測線でも見られていた。このことからどの測線でも地点2と3の間で地盤構造が変化しており、地点1では比較的浅い構造が存在しているのではないかと推測できる。そして、観測MHVRと拡散波動場理論に基づいて計算された理論MHVRを比較することによって地盤構造の推定を行った。しかし、地点2と3では観測MHVRを説明する理論MHVRを得るためには1次元地盤構造で計算することは難しく、今後、段差構造を考慮した3次元地盤構造を考慮した計算を行うことが必要である。

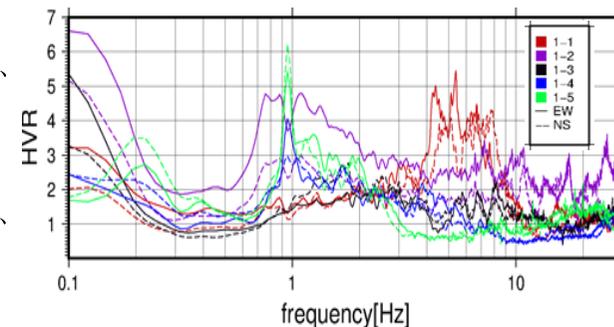


図2.測線I1の観測MHVR

4.結論

理論MHVRと比較した結果から1-1~1-5の間で地盤構造が大きく変化していることが推定できた。また、観測MHVRから1-2と1-3の間で急激な地盤構造の変化が起こっているのではないかと推測できる。しかし、1次元では1-2や1-3の地盤構造を説明することは難しく、今後の課題である。

5.謝辞

本研究はJSPS科研費JP16K06573と、東大地震研一京大防災研拠点間連携共同研究課題募集型研究「詳細地盤構造と活動セグメントの新たな解釈に基づく歴史被害地震の断層モデル構築に関する研究」の助成を受けたものである。また、微動観測には松島研メンバの協力を得た。ここに記して感謝の意を表す。

2008年岩手・宮城内陸地震の震源域を対象とした不均質減衰構造の推定

#友澤裕介・加藤研一（小堀鐸二研）・野尻揮一郎（北海道電力）

Estimation of Inhomogeneous Attenuation structure Near Source Region of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake

#Yusuke Tomozawa, Kenichi Kato (KRC), Kiichiro Nojiri (HEPCO)

1. はじめに

2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺は、減衰構造が複雑であることが指摘されている。笠松・他(2017)は、余震記録の計測震度を用いたトモグラフィ解析により複雑な減衰の不均質分布を推定している。本検討では、友澤・池浦(2016)の手法を用いて同領域の不均質減衰構造(Q値構造)をブロックインバージョン解析により推定した。

2. データセットと解析手法

2008年岩手・宮城内陸地震が発生した領域周辺のK-NET、KiK-net観測記録を収集し、89地震・19観測点の1137記録を検討に用いた。具体的にはM_J4.0~5.7、震源深さ15km以下の内陸地殻内地震、震源距離50km以下であり、地盤の非線形化の影響を避けるため地表観測点で100Gal以下の記録を用いた。

不均質減衰構造を推定するために用いた友澤・池浦(2016)の手法はブロックインバージョン解析の際に、領域分割を予め与えず統計的な意味づけに基づく領域分割を推定している。設定すべきパラメータは以下の二つである。①各ブロックが満たすべき有意水準、②どこまでブロックを細かく分割するかの指標である最小ブロックサイズ。この二つのパラメータを定め、t検定を用いて解の有意性を判断しながらブロックの統合と分割を行って領域分割を再設定し、ブロックインバージョンを繰り返し実行して領域分割とQ値を推定する。この手法により、解く場の不均質性とデータ数に応じた分解能で不均質減衰構造を推定できる。本検討では、領域分割の初期値を20km×20kmとし、各ブロックが満たすべき有意水準を5%、最小ブロックサイズを10km×10kmと設定した。浅い地震を対象としているため、深さ方向に一定のQ値を仮定し、水平方向のみ不均質性を考慮した。

3. 結果

推定した領域分割と10Hzの不均質減衰構造を図1に、各ブロックのQ値を図2に示す。栗駒山を含む領域(B26)ではLow-Qが推定されている。また、対象領域の東側の広域で相対的にhigh-Qの領域が推定されている。

本震の断層面の北側で発生した余震1と南側で発生した余震2に対して、震源からIWTH25一関西、IWTH26一関東とMYG004築館への距離減衰特性を図3に示す。震源から観測点へ至る伝播経路中にどのような減衰構造を通過するかによって、距離減衰の傾きは異なる。特に本震の南側で発生した余震では伝播経路特性の方位性が見られる。

【謝辞】K-NET、KiK-net観測記録を使用しました。ここに謝意を表します。【参考文献】笠松・他(2017)、日本建築学会構造系論文集、友澤・池浦(2016)、日本建築学会大会学術講演梗概集。

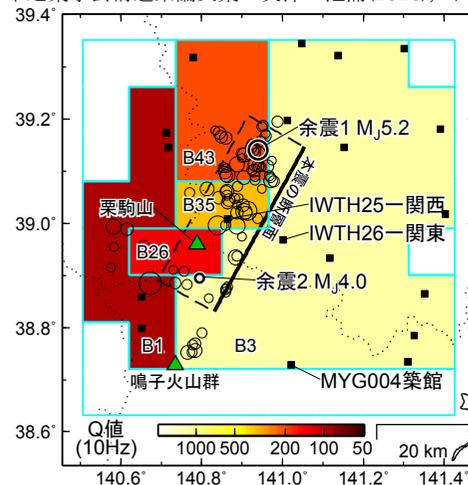


図1 推定した不均質減衰構造

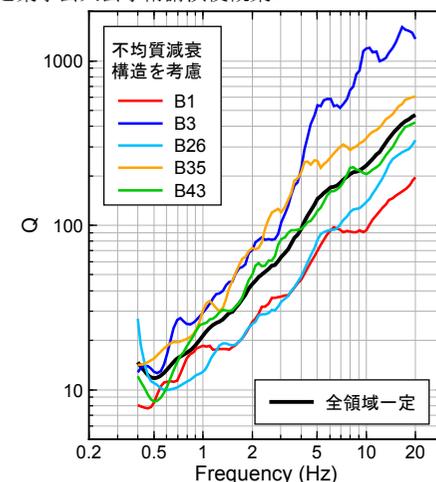


図2 各ブロックのQ値

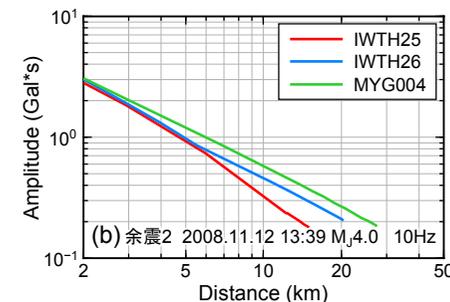
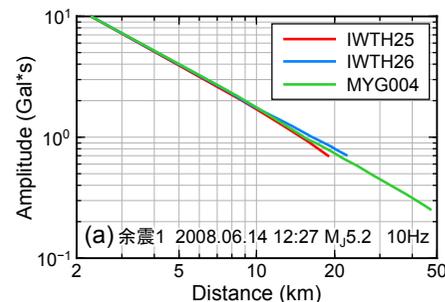


図3 方位ごとの距離減衰特性の比較

東京における短周期地震動の、地表付近での増幅の解釈

飯田昌弘（東京大学地震研究所）

Interpretation of Near-surface Amplification
of Short-period Ground Motions in Tokyo

Masahiro Iida (Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

1. 序 本研究の動機は、東京の軟弱地盤における地表付近の増幅が、従来の方法では説明できないことにある。これまでの研究 [1, 2] では、地震動に表面波が卓越することがあり、その場合には増幅がとても大きくなることを明らかにしたが、増幅の相当なばらつきを説明できなかった。他方、地盤応答計算において、慣性力は、重要な役割を果たしてきた一方、地震動が S 波主体でない場合にはうまく機能しないことを実感してきた [3]。

そこで、本研究では、東京でこれまでに解決できなかった 2 つのテーマを扱う。1 つは、上述の増幅の相当なばらつきの説明である。表面波が卓越する場合、直下の深い地震のほうがむしろ増幅が大きくなることも説明する。もう 1 つは、慣性力を地震波の見地から解釈する。0.1 秒から 2.0 秒の周期帯の、水平 2 成分を対象とする。

本研究の内容は、すでに論文 [4] にまとめられているので、ここではその概要を紹介する。なお、メキシコ市において、同様の研究 [5] をすでに実施している。

2. 振幅比の比較 東京における 2 つの地震動の研究 [1, 2] では、ボアホール観測点において、垂直振幅比（スペクトル比）の評価を実施した。埋立区域が重要なので、本研究では、同区域の 2 つの（越中島と東陽）ボアホール観測点を対象とする。地震計の深さは、両観測点でそれぞれ 100m と 153m である。

以前の研究 [1] では、いくつかの地震による卓越周期での振幅比が、越中島では 2.0 から 5.0 倍と変動が大きく、東陽では 1.5 から 2.0 倍と変動が小さかった。また、越中島では、直下の深い地震のほうが、振幅比が大きかった。

もう 1 つの以前の研究 [2] では、S 波、ラブ波、レーリー波の振幅比を評価し

た。表面波は、トラップされる多層構造の厚さを、越中島と東陽でそれぞれと 600m と 800m とした。高次モードの周期帯では地震動は S 波だったので、基本モードのみを考慮した。

これら 2 つの以前の研究では、東陽では地震動は主に S 波、越中島では S 波とラブ波の混合、と平均的な振幅比を解釈した。

3. 振幅比のばらつきの解釈 越中島観測点において、地震による振幅比のばらつきを解釈する。表面波がトラップされる構造の厚さの影響を調べる。

関東盆地を考慮して、以前の 600m に加えて、210m と 1000m の場合を評価する。ラブ波の振幅比は、薄い構造にトラップされるほど急激に大きくなり、観測される増幅の相当なばらつきの説明が可能になる。他方、レーリー波の振幅比は、適切なものではない。

直下の深い地震の場合、ラブ波は、浅い構造の不均質により薄い構造にトラップされて、相対的に大きな振幅比になる、と解釈できる。

4. 慣性力の解釈 2 観測点において、慣性力を地震波の見地から解釈する。慣性力の振幅比は、観測を説明するには小さすぎるし、S 波や表面波の振幅比とも似ていない。けれども、慣性力は、1 種の入力であるので、慣性力に対応させるために、ボアホール地震計の深さでの上昇 S 波の入力を考える。

上昇 S 波の入力の振幅比は、S 波の振幅比よりもかなり小さくなるが、地盤の 1 次の卓越周期付近では、慣性力の振幅比とは似る。

従って、慣性力は、地盤の 1 次の卓越周期付近では、S 波を表現できる一方、表面波を表現できない。その理由は、慣性力や地震波動が影響を受ける、構造の厚さの違いによると解釈できる。

5. 結論 (1) ラブ波は、トラップされる構造の厚さによって、地表付近での増幅が激しく変化する。そのため、観測される増幅が相当ばらつく。(2) 慣性力は、S 波を表現できるが、表面波を表現できない。

参考文献 [1] Iida, Yamanaka, and Yamada (2005). BSSA, 95(3), 1101-1119. [2] Iida (2007). BSSA, 97(2), 575-590. [3] Iida (2006). Int. J. Geomechanics, ASCE, 6(5), 342-355. [4] Iida (2017). BSSA (submitted). [5] Iida (2016). BSSA, 106(6), 2831-2842.

STG200N観測点で観測された水圧地震応答と応力

地震動との関連性について

#浅井康広・石井 紘・村上 理(東濃地震科研)

Relationship between co-seismic pore pressure changes and dynamic stress variations in STG200N borehole observation site

#Yasuhiro Asai, Hiroshi Ishii and Osamu Murakami (TRIES, ADEP)

はじめに 東濃地震科学研究所は、岐阜県瑞浪市にある瑞浪超深地層研究所立坑内の深度 200m ボーリング横坑（換気立坑側）の床面から深さ 18m のボーリングを掘削整備を行い、孔底付近に TRIES が開発したポアホール応力計（Ishii and Asai, 2015; EPS）を埋設・設置し、2015 年 8 月末から土岐花崗岩中での応力連続観測（20Hz サンプルング）を行っている（STG200N 観測点）。また STG200N では、孔口を密閉しポアホール内の水圧観測（20Hz サンプルング；主に深度 8.10m~8.30m にある帯水層中の間隙水圧）を 2015 年 12 月末より行っている。観測開始から 2017 年 8 月 1 日までに応力地震動に伴う指数関数的な水圧変化（常に増加；以後、水圧地震応答と略）が 5 回観測された（図 1；番号付きの縦線箇所）。本報告では観測された応力地震動の振幅と水圧地震応答のピーク時の変化量に関連性が見られたことを報告する。

観測 STG200N では、2016 年 4 月 1 日三重県南東沖の地震（M6.5；STG200N からの震源距離 243km；図 1 中縦線 1）、2016 年 4 月 16 日 2016 年熊本地震（M7.3；665 km；縦線 2）、2016 年 10 月 21 日鳥取県中部の地震（M6.6；399km；縦線 3）、2017 年 5 月 10 日岐阜県美濃東部の地震（M3.9；54km；縦線 4）2017 年 6 月 25 日長野県南部の地震（M5.6；159km；図 1 縦線 5）の応力地震動が観測され、地震動の継続中に水圧地震応答が始まっていることが判明した（図 2 に 2016 年熊本地震 M7.3 の例を示す）。

解析と結果 STG200N に埋設・設置したポアホール応力計は HSR-1(N189°E)、HSR-2(N279°E)、HSR-3(N324°E)、HSR-4(N52°E)の水平応力計 4 成分と VSR（鉛直成分）から構成されている。次の手順で解析を行った。①応力計記録から[平均応力]=[HSR-1]+[HSR-2]+[VSR]の時系列の地震動全振幅を求める。②次に地震動に伴う間隙水圧変化のピーク時変

化量（水圧上昇量）を求める。③応力地震動の全振幅と間隙水圧地震応答のピーク時変化量との比較を行う。

比較結果から、応力地震動の全振幅と間隙水圧地震応答のピーク時変化量には正の相関があることがわかった（図 3）。一方、2016 年 4 月 14 日熊本地震（M6.5；662 km）や 4 月 25 日愛知県東部の地震（M4.2；62 km）時にはそれぞれ全振幅 1.478kPa および 1.397kPa の応力地震動が記録されているが間隙水圧地震応答は生じていない。観測された最小間隙水圧地震応答（図 1 および図 3 中の 4）は応力地震動全振幅 1.480kPa で生じていることから、1.480kPa から 1.478kPa の間に STG200N における間隙水圧地震応答を生じさせる応力地震動全振幅の閾値の存在が示唆される。閾値の存在については今後観測事例を増やし評価を行いたい。

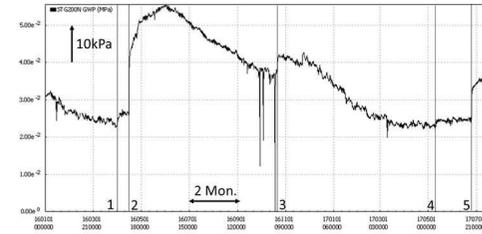


図 1 STG200N 間隙水圧記録。図示期間 2016/1/1 ~2017/7/31

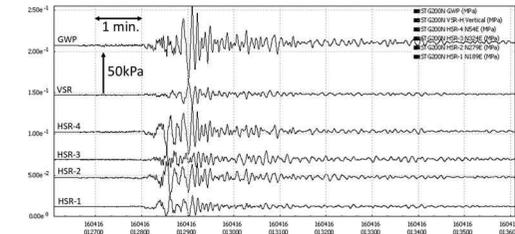


図 2 STG200N 2016 年熊本地震（M7.3）の応力地震動記録と間隙水圧記録（GWP）。

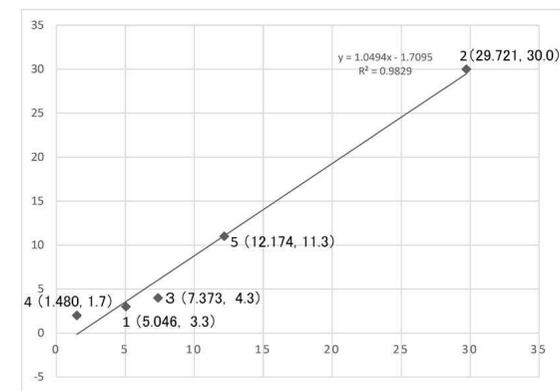


図 3 応力地震動全振幅（横軸）と間隙水圧地震応答のピーク時変化量（縦軸）の比較。単位は kPa。

動的測地記録の周波数領域における特徴

—2011年東北地方太平洋沖地震の場合—

#大久保 慎人 (高知大)・太田雄策 (東北大)

Features of Dynamic Geodetic data on Fourier domain

#Makoto OKUBO (Kochi Univ.) and Yusaku Ohta (Tohoku Univ.)

Geodetic instruments have broadband responses until DC, and high dynamic range. This instrumental response provides us easy understanding of huge earthquake source information. In this study, we applied fourier analysis for High rate GNSS displacement time series records of the 2011 Tohoku Oki earthquake. In our presentation, we will show some features of dynamic geodetic data, such as dynamic strain and high rate GNSS displacement, on Frequency domain.

はじめに:

近年では、地震学においてバネ-振り子系の地震計で得られる地震動記録の解析のみならず、測地観測機器によって得られる地震動記録の解析にも注目が集まっている。例えば、プレート沈み込みや地球潮汐による地殻歪の観測に利用される、GNSS やひずみ計などがある。これらの観測機器では、直流成分から1Hz (ひずみ計では20 Hz 以上) までの広い周波数帯域と、地球個体潮汐 (10^{-8} ~ ひずみ) から岩石が破壊する時点 ($\sim 10^{-4}$ ひずみ) まで、波形が飽和することなく観測可能という観測ダイナミックレンジの高さがその利点である。このような機器特性を利用し、巨大地震時の動的ひずみ変動記録 (以下、ひずみ地震動) が解析され、震源過程に関する報告がなされている (例えば、大久保, 2005SSJ, 大久保・他, 2007aJpGU)。また、大久保・他 (2017JpGU) では、2011年東北地方太平洋沖地震時に得られたひずみ地震動観測記録に対して周波数ひずみ解析法 (Okubo, 2007bSSJ) を適用し、周波数領域における特徴を明らかにした。本研究では、GNSSに

よって得られた変位記録を用い、大久保・他 (2017JpGU) で報告された周波数領域における特徴が、GNSS変位記録にも普遍的に見られる現象かを検証する。

動的測地記録の解析: 本研究では、2011年東北地方太平洋沖地震によって生じ、GEONET で観測された3成分変位波形を利用した。上下、水平 (南北, 東西) の各成分の変位波形に解析ウィンドウ 900 秒, 時間ステップ 60 秒のフーリエ変換を連続的に施し, 各周波数成分の二乗和平方根をから, 最大変位スペクトルを求めた。

解析結果: 得られたスペクトルの時間発展 (水沢1) を図に例示する。地震動到達後 (48 min) から, 20-30 mHz 近傍のスペクトルの振幅が増大し, S波通過後 (55 min) には, 明瞭なピークとして認識できる。この特徴は, 1000 km 以上離れた観測点でも共通して見られ, ピーク周波数は, 大久保・他(2017JpGU)と整合する。この特徴的なピークの周波数は地震規模に関連していると考えられる。

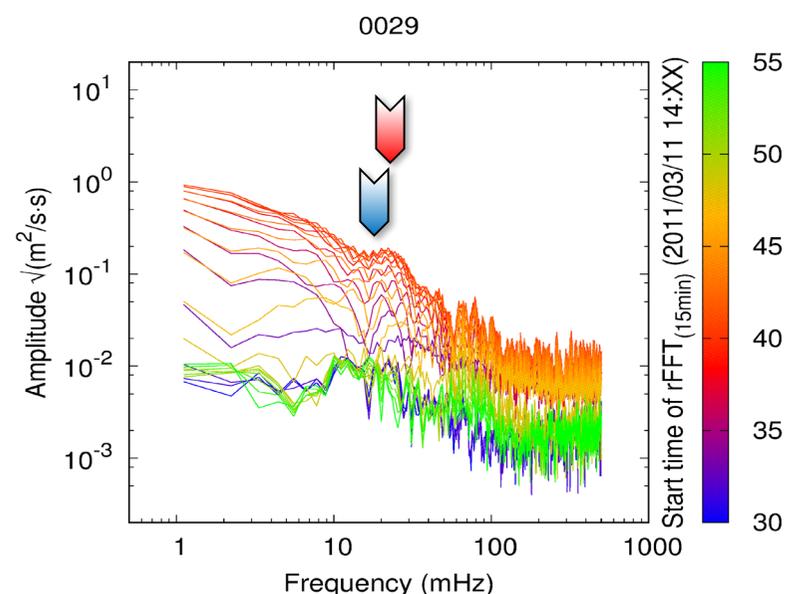


図:最大変位スペクトルの時間発展の例。線の色は解析ウィンドウの開始時刻を表す。矢印はP波(青)及びS波(赤)通過後のピーク位置を示す。

サブミリ測地解析による火山活動モニタリング

#三浦 哲・山本 希・市來雅啓・出町知嗣・立花憲司・西村太志 (東北大・院理)

Monitoring of Volcanic Activity by Sub-mm Geodetic Analyses

#Satoshi Miura, Mare Yamamoto, Masanori Ichiki, Tomotsugu Demachi, Kenji Tachibana, and Takeshi Nishimura (Tohoku Univ.)

はじめに

宮城・山形県境に位置する蔵王山では、2012年頃から深部低周波地震の発生頻度が増大するとともに、2013年以降は火山性地震・微動が観測されている(気象庁, 2017)。2015年4月には多数の火山性地震が継続的に発生するようになったため、気象庁が同月13日に火口周辺警報(火口周辺危険)を発表するに至ったが、地震回数は徐々に減り始めたため、同年6月16日に警報は解除された。同時期には蔵王山周辺のGNSS連続観測網によって僅かな山体膨張も観測されている。小規模な火山性地震は現在も発生しており、その中には静的な傾斜変化を伴うような長周期地震(LPE)も発生している。本研究では、広帯域地震計(BBS)で観測されたLPE波形からmm以下の変位や傾斜変化を抽出し、測地インバージョンによって変動源を明らかにすることによって、火山活動のモニタリングに役立てられないか検討する。

解析方法

Thun et al. (2015, 2016) は、BBSにより得られるLPE波形をメディアンフィルターで処理することにより、速度波形を積分して変位波形に変換する際に問題となる長周期ノイズを効果的に除去する手法(RMF法)を提案している。それを実験室内でmm以下の強制変位をBBSに与えて得られたデータに適用し、最適なパラメータを選択することによって所与の傾斜関数的な強制変位を再現できることを示した。さらに、同手法をいくつかの火山で得られた実際のLPEデータに適用し、mm以下の静的変位が求められることを示した。以下に彼らの処理手順の概要を述べる。(1)原記録の速度波形に対してBBSの機器特性を補正し、(2)遮断周波数 $5/M$ でローパスフィルターをかけ、時間窓 M 秒のメディアンフィルターをかけて長周期ノイズ成分を抽出して(1)の波形から差し引く。(3)積分して変位波形を計算する。

予備的解析の結果

図1に、2017年4月1日に発生したLPEに際して、蔵王山の山頂火口湖(御釜)の東南東約1.5 kmに2016年に新設した東北大学大黒天観測点で得られたBBSデータ(上下成分)に適用した結果を示す。上から、原記録(A/Dカウント値)、BBS特性補正済み速度波形(m/sec)、RMF法(時間窓 M は300秒)による変位波形(m)及び従来の方法による変位波形(東北大学, 2017)を示す。RMF法による変位波形を見ると、LPE前後の変位に長周期成分が見られない、LPEの立ち上がりが明瞭、といったになってしまいう傾向が見られ、パラメータの最適化が必要であることを示唆する。このLPEでは、約2分間で50-60 μ m程度隆起した後に高周波変動を伴いながら約2分間かけて沈降し、結果的に20-30 μ m程度の静的隆起が生じたことがわかる。講演では、これ以外の事例も含めてRMF法で得られた変位や傾斜データを用いた測地インバージョンについても報告する。

2017-04-01T16:35:00 - 2017-04-01T16:55:00

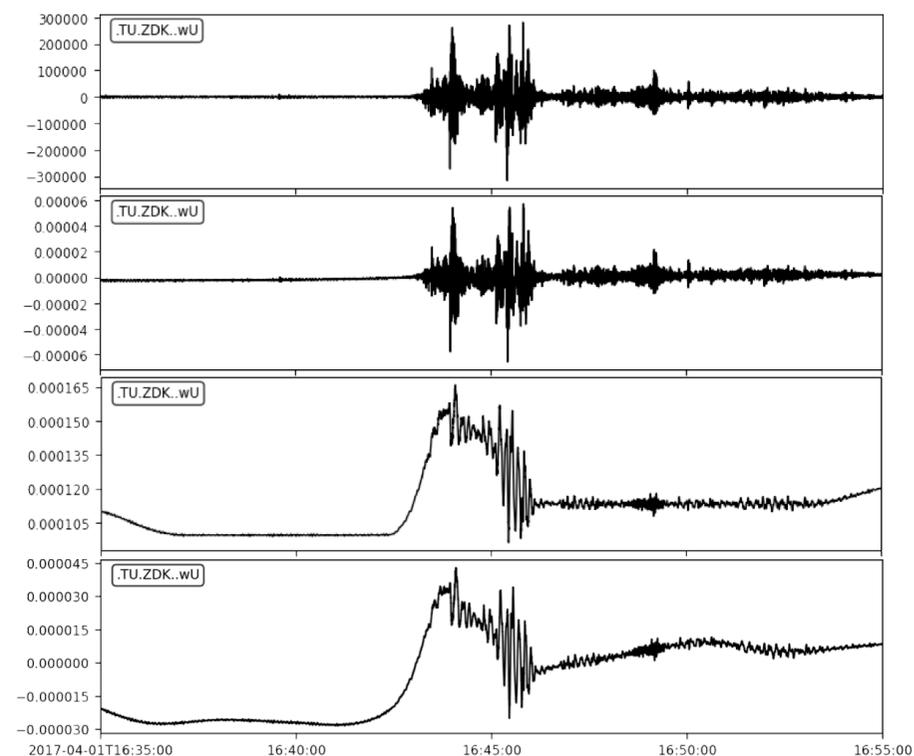


図1. 2017年4月1日に蔵王山で発生した長周期地震の波形例(詳細は本文参照)。

重力で地震発生を捉える(4)

— データ解析における信号不検出とその物理的解釈 —

#木村将也・亀伸樹・綿田辰吾(東大地震研)・大谷真紀子(産総研)・新谷昌人・今西祐一(東大地震研)・安東正樹(東大物理)・功刀卓(防災科研)

Detecting Gravity Change due to Earthquake Dynamic Rupture (4) - Absence of earthquake-induced prompt gravity signals in data and its physical interpretation -

#Kimura, M., Kame, N., Watada, S. (ERI), Ohtani, M. (AIST), Araya, A., Imanishi, Y. (ERI), Ando, M. (Dept. Phys., Univ. Tokyo), Kunugi, T. (NIED)

1. はじめに 地震断層から放射される地震波は媒質の密度変化を引き起こし、それに起因する重力変化は光速で伝わる。実質的に遅延時間ゼロのこの即時重力変化を実際に検出できれば、地震の即時検出に有効である。我々はこれまで、既存の弾性体モデルから期待される重力変化の理論波形を用いて 2011 年東北沖地震からの即時重力信号検出を試みてきた(木村他、地震学会 2015, 2016a, b)。本研究では、多点観測データのスタッキング解析において十分な S/N 比を達成してもなお観測データに即時重力信号が見つからないことを確かめた。これを受け信号の不在を説明する新たな理論モデルを構築した。

2. 既存の理論モデル 我々のデータ解析は、全無限弾性体中で地震の点震源が引き起こす重力変化についての Harms *et al.* (2015) のモデルに依拠する。地震発生時刻から P 波到達時刻までの即時重力変化の理論波形を図 1 に示す。神岡観測点において期待される重力変化(鉛直成分)の理論振幅は超伝導重力計で検出可能な値である。

3. 理論波形にもとづく観測波形解析 2011 年東北沖地震の際に神岡と松代で記録された超伝導重力計の波形(40 Hz サンプリング)を解析し、2. の理論モデルから期待される重力信号を探した。0.001-0.1 Hz バンドパスフィルタによってノイズは十分に軽減されたが、信号は一切検出されなかった(図 2)。F-net 広帯域地震計(全国約 70 点)および Hi-net 傾斜計(約 800 点)のデータに対しては多点スタッキング処理も施したが、やはり信号は存在しなかった(図 3)。

4. 地動加速度を考慮に入れた新たなモデルの構築 この理論と観測の不一致

を解決するために、即時重力変化が引き起こす弾性変形が重力測定に与える影響を考察する。我々は背景重力のない全無限均質媒質において、即時重力変化が体積力として作用した結果生じる弾性体変位の解析表現を導出し、P 波到達前の観測点の地動加速度はそこに働く即時重力変化と一致することを見いだした。これは重力測定において、即時重力変化は地動による慣性力で完全に打ち消されることを意味する。即時重力変化は生じてはいるが、重力計が加速度運動する結果、測定装置の出力には反映されないという我々の観測モデルの説明は、3. の結果と整合的である。

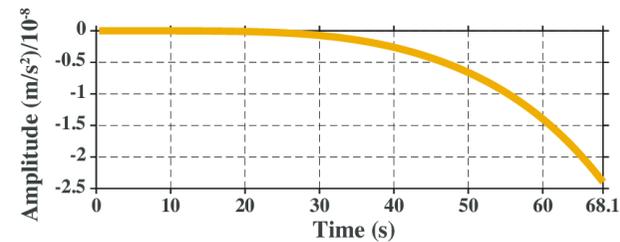


図 1: 2011 年東北沖地震による神岡での重力変化理論波形(鉛直成分上向き正)。 $t=0$ を地震発生時刻とし、 $t=68.1$ s で神岡へ P 波到達。

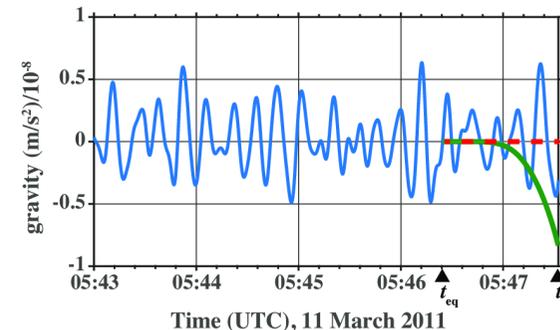


図 2: 2011 年東北沖地震の際に神岡超伝導重力計で記録された鉛直重力波形(青線)と期待される理論波形(緑線)。いずれも 0.001-0.1 Hz バンドパスフィルタ後。赤点線は我々の新たなモデルによる理論波形。

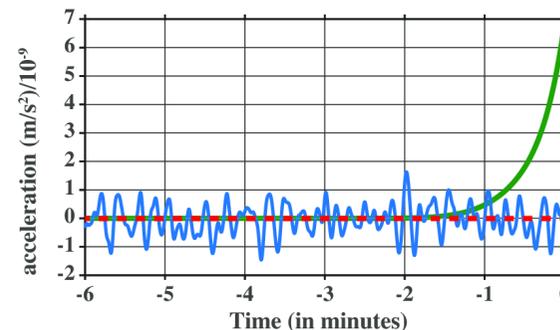


図 3: F-net 広帯域地震計の記録を各観測点の P 波到達時にスタックした波形(青線)と、同様に各観測点での理論波形をスタックした波形(緑線)。いずれもバンドパスフィルタ後。赤点線は我々の新たなモデルによる理論波形。

S03-05

アラスカ南東部における後氷期地殻変動に伴う絶対重力変化

#長縄和洋・風間卓仁・福田洋一（京大理）

Absolute gravity change caused by glacial isostatic adjustment in Southeastern Alaska

#Kazuhiro Naganawa, Takahito Kazama, Youichi Fukuda (Kyoto Univ.)

1. アラスカ南東部のGIAに関する先行研究

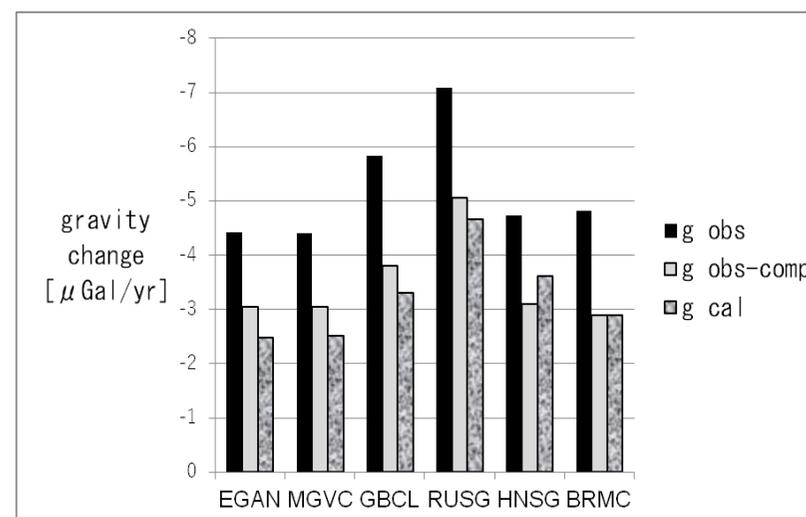
後氷期地殻変動(GIA: Glacial Isostatic Adjustment)は過去～現在の氷河融解によって地殻やマントルが隆起する現象であり、氷河融解量やそれに伴う海水準変動を評価する上で定量的に監視すべき重要な現象である。本研究で対象地域としているアラスカ南東部では現在約16 km³/yrの氷河が融解しており(Larsen et al., 2007)、氷河融解が加速している可能性も指摘されている(Arendt et al., 2002)。また、当地域ではGIAに伴って最大約3 cm/yrの地表隆起(Larsen et al., 2005)~4~7 μGal/yrの絶対重力変化が観測されてきた(Sun et al., 2010)。しかしながら、これらの先行研究は2008年までのGPS・絶対重力データをもとに議論しており、それ以降のGIA変動や氷河融解量を正しく把握するには、より新しい測地データを用いた解析が不可欠である。

2. 地殻隆起・絶対重力変化速度の再決定

そこで本研究では、2013年までに新たに取得されたGPS・絶対重力データ(Kazama et al., in preparation)を用いて、GIAに伴う地表隆起と重力変化の経年変化率を再決定した。また、氷河融解モデル(e.g., Arendt et al., 2002)を用いた荷重変形計算(Farrell, 1972)などから地表隆起・重力変化速度を推定し、上述の観測値とそれぞれ比較した。その結果、アラスカ南東部の重力基準点6点における重力変化率の観測地は平均-5.2 μGal/yrであり、全観測点において先行研究よりも小さな誤差で重力変化率を決定することができた。一方、過去～現在の氷河融解に伴う重力変化の予測値は平均-2.8 μGal/yrであり、観測値よりも約5割小さい事が分かった。地表隆起速度については観測値と予測値が整合的であることから、アラスカ南東部では地表隆起を伴わないような密度減少が地球表層で発生していると考えられる。

3. 地殻内部の有効密度変化に伴う重力変化

重量変化率における観測地を予測値の差異を説明するために、本研究は重力変化の観測値が以下の4つの効果に分離できると仮定した：[1]地表のフリーエア効果、[2]地殻の厚さ変化、[3]地殻内部の有効密度変化、[4]モホ面隆起に伴うマントル物質の増加。下図ではそれぞれ、6点の重力基準点で観測された重力変化率(g obs)、地殻密度変化の効果を差し引いた重力変化率(g obs-comp)、GIAモデルから推定された重力変化率(g cal)を示している。密度変化による重力変化を補正した場合、複数の観測点において観測値とモデル計算値の差が1 μGal/yrの範囲で一致した。このことから、アラスカ南東部の大きな重力変化には、GIAだけでなく地殻内部の有効密度変化が関与している可能性が高いと言える。一方で、MGVCやRUSGといった観測点では、密度変化を補正した場合でも-1.5 μGal/yrほどの隔たりがあるが、その理由には氷河融解モデルのモデル誤差などが考えられる。今後は、氷河融解モデルを用いた重力変化の計算手法をより高度化させるとともに、各重力基準点の重力変化観測値の妥当性についても再検証する。



S03-06

東北日本の季節的地殻変動再訪：日本海の海水荷重と積雪荷重の変動

#日置 幸介（北大理）・道藤 俊（北大理）

Seasonal crustal deformation in NE Japan revisited: Changing load of the Japan Sea water and snow

#Kosuke Heki (Hokkaido Univ.), Suguru Doto (Hokkaido Univ.)

Seasonal vertical crustal movements in NEJ has been attributed to snow loads (Heki, 2001; 2005). Based on the gravity change data from GRACE satellites, we hypothesize that there are two sources of seasonal loads that deform NEJ, i.e. terrestrial snowpack along the western flank of the backbone range and sea water of the Japan Sea. The former had a strong peak in relatively short period (Jan.-Mar.), and have quite local spatial coverage. On the other hand, the latter show broad increase in autumn and winter, and its coverage is regional. We found that the waveforms of the seasonal crustal movements of GNSS stations can be classified into two types, coastal type and inland type. The latter has larger amplitudes (often exceeds 1 cm) and stronger subsidence peak in winter, and is possibly of snow origin. The former has a few mm amplitude and show annual sinusoidal pattern. Behaviors of GNSS stations in NEJ are the mixture of the two end members. We further discuss the link between the changing sea water load in the Japan Sea and the strong seasonality of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea.

東北日本のGNSS局にみられる季節的な地殻変動の主要な部分は積雪荷重起源と考えられている(Heki, 2001 Science; Heki, 2004 Geophys. Monograph). 2002年に打ち上げられたGRACE衛星に基づく重力の季節変化から、この地域の表層荷重の季節変動の原因として、奥羽脊梁山脈西麓の積雪に加え、日本海の海水荷重の季節変化も貢献していることがわかった。東北日本の季節的な鉛直地殻変動にも両者が関わっている可能性が高い。積雪の分布は局地的であるが、変化の振幅は大きい(水換算した荷重量でしばしば1 mを超える)。また比較的短い積雪期(1-4月)に集中して生じる。一方海水の荷重は日本海全域をカバーするより広域のものであるが、その季節変化は高々10 cmに過ぎない(験潮で見られる

数十cmの変化の多くは熱膨張であり、海洋荷重の変動を伴わない)。またその季節変化は一年周期の正弦波に近い。

東北日本のGNSS局の季節上下変動を系統的に再解析した結果、その波形の違いによって、正弦波に近い波形を示す「海岸型」と冬の短い時期に大きな沈降を示す「内陸型」に分けられ、海岸の平野部の局の動きは上記の二つのend memberの混合として理解できることがわかった。

日本海東縁では、アムールプレートの沈み込みによる逆断層型の被害地震がしばしば生じ(図1右)、その時期は5-7月に集中することが知られている。その時期は海水荷重と積雪荷重の双方が最小となる時期に一致する(図1左)。ちなみに内陸部積雪地域では、春夏に地震が多いことと積雪荷重の関係が報告されている(Heki, 2013 EPSL)が、その季節性は海域ほど強くない。太平洋側と異なり、日本海では半日周の海洋潮汐の振幅が小さく、海洋荷重の周期的変化としては季節変化成分が卓越している。日本海溝における被害地震にも、顕著な季節変化は知られていない。

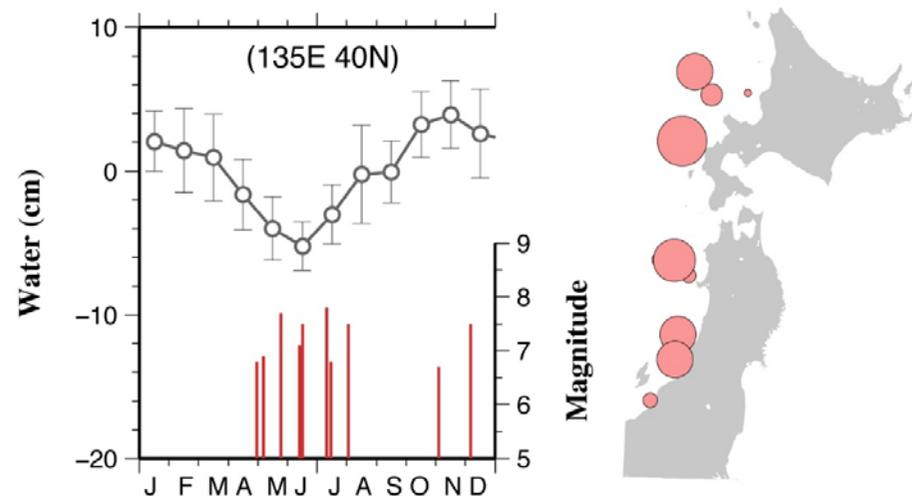


図1 Strong seasonality of past occurrences of disastrous earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea (red bars in the left diagram). The right map shows their epicenters and the radius of the circles indicate their magnitudes. In the left panel, we show average seasonal changes of gravity at the center of the Japan Sea (based on GSM files, CSR RL05), showing a clear minimum in June.

S03-07

2014年長野県北部の地震の複雑な地殻変動と断層滑り

#小林 知勝・森下 遊・矢来 博司 (国土地理院)

Complicated ground deformation and fault slip of the 2014 Northern Nagano earthquake

#Tomokazu Kobayashi, Yu Morishita, and Hiroshi Yarai (GSI of Japan)

1. 背景

2014年11月22日、長野県北部でMw6.2 (Mj6.7)の地震が発生した。この地震は、北北東-南南西の走向を持ち、糸魚川-静岡構造線の最北部に位置する神城断層を震源断層とする。初動発震機構解は北西-南東に圧縮軸を持つ左横ずれ滑りを示す一方、CMT解は北西-南東に圧縮軸を持つ非ダブルカップル成分を含む逆断層滑りを示す。また、余震は東に傾斜する面上に分布するものの、途中で傾斜が大きくなって折れ曲がる形状を示す。このようにM6級の規模にも関わらず、複雑な破壊の様相を示す内陸地震だが、その断層滑りの詳細は未だよくわかっていない。このような背景の下、本研究では、SARデータにより断層近傍の地殻変動を精査し、それを基に断層滑りの詳細を推定したので、ここに報告する。

2. 解析手法

本研究では、地震に伴う地殻変動を抽出することを目的として、本地震を対象に撮像されたALOS-2の3つの軌道データ (path16, 25, 126) を用いて、InSAR解析を実施した。これに加えて、本研究では、衛星の進行方向の変位成分を計測可能なMultiple Aperture Interferometry (MAI) 解析も実施した。これにより、神城断層の走向とほぼ平行する衛星進行方向の変位 (ほぼ南北成分) を抽出することが出来た。最終的に、これらの変位成分を用いて3成分 (東西, 南北, 上下) の地表変位を推定した。また、断層モデルの推定には、GEONETデータも用いた。

3. 結果

InSAR解析及びMAI解析とも、神城断層周辺の南北長さ約20kmの帯状の領域で地殻変動が捉えられた。これらの地殻変動データ5成分から、3次元変位場を推定したものを図1に示す。断層の東側で最大約70cmの隆起が、断層の西側では、最大約15cmの沈降が推定された。大局的には北西-南東方向の圧縮性の水平変動が見られるものの、断層の北東部では、断層走向にほぼ平行

な北北東~北東方向の地表変位が最大約30cm推定された。このことから、逆断層成分に加えて、横ずれ成分が有意に含まれていることが示唆される。

断層モデル計算を行ったところ、断層面が平面のモデルでは観測された地殻変動の再現性が低く、むしろ途中で断層面が折れ曲がるモデルがよいことが推定された。最終的に、地表から傾斜角約30度で東に傾き下がる断層面が、深さ約1kmで傾斜角を50度に変える折れ曲がった断層面が最適解として求まった。滑りは、逆断層滑りと左横ずれ成分の両方を含み、震源領域南部の浅い領域では逆断層成分が、震源付近では左横ずれ成分が卓越する特徴が見られた (図2)。震源付近の左横ずれの滑りは、地震波の初動解から推定されるメカニズムが左横ずれを示すことと調和的である。Panayotopoulos et al. (2016)により再計算された本震の震源は、傾斜角50度の断層面上に位置し、両者に空間的位置の乖離はほとんど見られない。比較的狭い滑り領域で、逆断層成分と左横ずれ成分の滑りが棲み分けている点や断層の折れ曲がりが見られるなど、SARによる高空間分解能データにより、断層破壊の複雑性を鮮明に捉えた事例といえる。

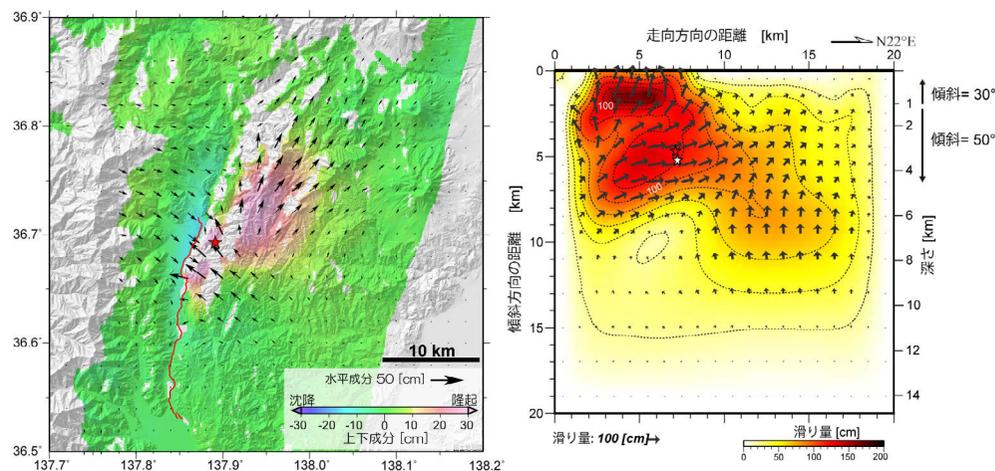


図1. 3成分変位分布図. 背景色は断層面上に投影した震源位置を示す. 矢印は水平成分を示す.

謝辞: 本研究で使用したALOS-2データの所有権は、JAXAにあります。これらのデータは、国土地理院とJAXAの間の協定及び地震予知連絡会SAR解析ワーキンググループの活動に基づいて、JAXAから提供されたものです。

ネパールにおける GNSS 観測網の整備と地震ポテンシャル評価: 序報

田部井隆雄(高知大理工)・大園真子(北大院理)・瀧瀬一起・三宅弘恵(東大地震研)・Rajendra Bhandari・Janak Bahadur Chand・Soma Nath Sapkota (DMG, Nepal)

GNSS monitoring system for the earthquake potential evaluation in Nepal: Preliminary report

Takao Tabei (Kochi Univ.), Mako Ohzono (Hokkaido Univ.), Kazuki Koketsu, Hiroe Miyake (ERI), Rajendra Bhandari, Janak Bahadur Chand, Soma Nath Sapkota (DMG, Nepal)

背景

ネパールは、インド亜大陸が北上しユーラシア大陸に衝突する境界域に位置する。インドがユーラシアの下に浅い角度で沈み込み、ヒマラヤ主断層帯 (Main Himalayan Thrust: MHT) と呼ばれるプレート境界を形成する。インド-ネパール国境は大局的に MHT に沿う。プレート相対運動速度は 36-37 mm/yr で (DeMets et al., 2010), その約半分が MHT からネパールヒマラヤを超えチベットに至る領域の短縮変形に費やされている (Ader et al., 2012)。MHT に沿って歴史的に被害地震が発生しているが、ネパールに限ると、1934 年 Bihar 地震 (M 8.1) を除けば 500 年以上に渡って比較的静穏であった。2015 年 4 月 25 日、カトマンズ北西約 80 km を震源とする Gorkha 地震 (Mw 7.8, 図 1 中星印) が発生し、9000 人を超える死者と約 50 万戸の全壊家屋被害をもたらした。しかし、この地震の発生にも関わらず、ネパール中部から西部にかけての広い領域は、依然として「中央ヒマラヤ地震空白域」(Central Seismic Gap) として残ったままである。

以上のような背景から、カトマンズ盆地を中心とした将来の地震災害軽減を上位目標とする地球規模課題対応国際科学技術協力プログラム「ネパールヒマラヤ巨大地震とその災害軽減の総合研究」(代表: 瀧瀬一起, 2016-2021 年, 通称 SATREPS NERDiM) が組織された。本講演では、プロジェクトの 5 課題のひとつである「ポテンシャル評価」から、GNSS 連続観測網の整備とデータ収集・解析の現状について紹介する。

GNSS 観測網

現在ネパールには、アメリカやフランスの支援で 50 近い GNSS 連続観測点が設営されているが、安定してデータ入手可能なのは約半数である。既存の観測網を補間する形で、2016 年 9 月に新観測点の選点作業を行った。NERDiM 初年度はインド国境近くのタライ地方に 4 点、中部丘陵地域に 1 点を選点した (図 1 中の菱形印)。11 月に、このうちの 4 ヶ所に観測点を設営した。2 点では、地上に高さ約 1.5 m のコンクリートピラーを建設し、

アンテナを固定した。他の 2 点では学校校舎屋上に設置した高さ 50 cm の金属ピラーを利用した。使用機材は Leica GR30 受信機および AR10 アンテナで、データサンプリングは 1 秒および 30 秒である。電源はすべてソーラーでまかなっている。近くカトマンズにデータセンターを設けデータ転送と自動基線解析を始める予定であるが、現時点ではデータを現地収録している。NERDiM 2 年目にあたる今年度は、中部丘陵地域にさらに 5 観測点の新設を計画している。

収集データの予備解析

UNAVCO 経由でダウンロード可能なネパール国内のすべての GNSS データ、および周辺に位置する IGS 観測点のデータより、日々の座標解を算出した。1995 年以降 2015 年 Gorkha 地震発生までの定常的な水平変位速度を図 1 に示す。中部ヒマラヤ基部に位置する JMSM 点を基準とした変位速度は北ないし北北東方向に最大 10 mm/yr 程度で、ひずみ速度に換算すると最大で 7×10^{-8} /yr の南北圧縮である。Gorkha 地震以後のデータ期間は短いものの、震源域近傍では地震時隆起・沈降のパターンの反転など余効変動が認められる。しかし、震源域を離れれば地震の前後で水平・上下とも変動パターンの大きな変化はなく、地震の影響は限定的で、ネパール全土には及んでいないことが確認できる。

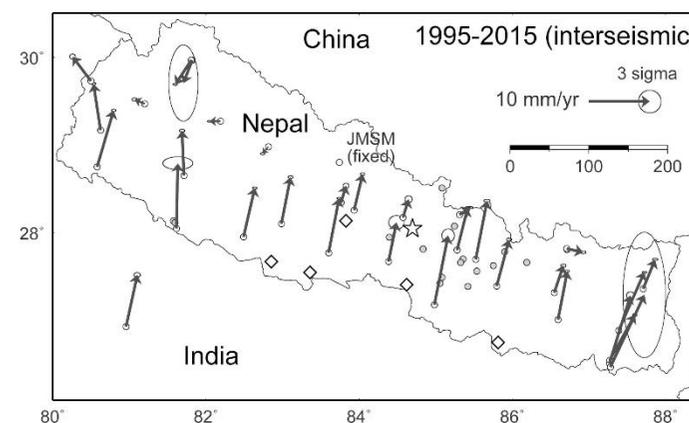


図 1. 2015 年 Gorkha 地震発生以前の定常的地殻水平変位速度 (JMSM 基準)。星印は Gorkha 地震の震央、菱形は 2016 年に選点した新 GNSS 連続観測点の位置を表す。ヒマラヤ主断層帯(MHT) はほぼインド-ネパール国境に沿う。

東海スロースリップ域における重力変化(暫定結果)

#田中愛幸・今西祐一・大久保修平・安藤美和子・渡邊篤志(東大地震研)・吉田賢司(国土地理院)

Gravity change in the Tokai Slow Slip Area (Preliminary Result)

#Yoshiyuki Tanaka, Yuichi Imanishi, Shuhei Okubo, Miwako Ando, Atsushi Watanabe (ERI), Kenji Yoshida (GSI)

GNSS等の地殻変動観測により、スロー地震の一種である長期的スロースリップ(LSSE)が南西日本で発見されてきた(Obara and Kato, 2016)。東海地方では、継続時間が約5年に及ぶイベントが、2000年と2013年に発生し始めている。東大地震研では、国土地理院と協力し、絶対重力計FG5を用いた重力観測を1990年代から御前崎において年に2回程度実施してきた。また、名古屋大学三河(豊橋)及び菊川観測所においても、それぞれ2004年、2008年から年1回程度の観測を行っている。本研究では、これまでに得られた重力の時間変化の原因について予備的な考察を行った。

重力変化は観測点の上下変動と地下の質量変化の2つに感度がある。前者は見かけの重力変化を引き起こすが、GNSSデータを用いて見積もることが可能である。本研究では、最寄りのGEONET観測局のF3解、観測点において実測した重力勾配と、地殻の平均密度を仮定したブーゲー盤を用いて前者を補正した。残りの重力変化が後者の寄与になる。まず、プレート境界のすべりが引き起こす弾性変形による密度変化を補正する。続いて、3.11地震を含む過去の巨大地震による余効変動に伴う密度変化を見積もる。これらの見積もりは粘性の不確かさを含むが、基本的には小さいため、後述の結果には影響しない。最後に、降雨起源の地下水による重力変化をAMDASの降雨データ等を組み込んだ物理モデルであるGWATER1D(Kazama et al., 2015)で見積もった。最小二乗法により土壤の拡散係数、透水係数、重力変化と土壤水分変化の間のアドミッタンスを決定した。その結果、この地下水の効果は長期的なトレンドにはほとんど寄与しないことが分かった。

以上を補正した結果、御前崎、菊川では正の重力経年変化が残り、豊橋では有意なトレンドが見られなかった。また、重力データの時間分解能のために統計的に有意性は明らかではないものの、SSE中に負の変化が生じているようにも見える。

LSSE域には高圧間隙流体が存在することが地震学的観測により明らかになっており、我々の先行研究(Tanaka et al., 2010, EPS)では、高圧流体の流れが絶対重力観測により検出される大きさの重力変化を発生しうることを示した。今回の観測結果を高圧流体の流れによるものと断定することはできないが、流れが発生していると仮定した場合の理論的なモデルを構築し、観測結果と比較することは可能である。現在、先行研究で構築したモデルや別のモデルを用いて、観測されたトレンドとそこからのずれを解釈することを試みている。将来的に、南西日本あるいは海外のLSSEの発生している他の地域でも同様の異常な重力変化が生じているかを検証することが、流体移動とSSEとの関係を明らかにするために重要と考えられる。

紀伊半島沖における浅部SSE

#板場智史(産総研)・案浦理・橋本徹夫・鎌谷紀子(気象庁)・勝間田明男(気象研)

Shallow Slow Slip Event off the Kii Peninsula

#Satoshi Itaba (AIST), Satoshi Annoura, Tetsuo Hashimoto, Noriko Kamaya (JMA), Akio Katsumata (MRI)

2016年4月1日、紀伊半島沖のプレート境界においてM_{JMA}6.5の地震(以下、本震)が発生した。本震直後から、産総研の陸上観測点3カ所で歪変化が観測され、その変化は1週間程度継続した。また、本震の数日後から約2週間後まで、浅部(海溝軸付近~8km程度)で活発な浅部微動活動が観測された[Annoura *et al.*, 2017]。観測された歪変化および海底下の間隙水圧観測結果[Wallace *et al.*, 2016]から、本震より浅部側、および微動発生領域よりも深部側の領域において浅部SSEが発生した事が分かった。本震、浅部SSE、および浅部微動の時空間的關係から、本震によって浅部SSEが誘発され、それによって浅部側の微動・VLFが誘発されたと考えられる。

この浅部SSE発生領域におけるすべり欠損速度は約3cm/year [Yokota *et al.*, 2016]、プレート収束速度は5~6.5cm/year [Heki and Miyazaki, 2001]と推定されている。これらのことから、この領域では浅部SSEがしばしば発生していると推定される。Araki *et al.* [2017] は、同領域の2カ所のボアホールにおける間隙水圧観測結果から、複数の浅部SSEが発生していることを報告している。本発表では、他の浅部SSEの観測事例についてもあわせて紹介する。

参考文献

Annoura, S., *et al.* (2017), Shallow episodic tremor near the Nankai Trough axis off southeast Mie prefecture, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 3564–3571, doi:10.1002/2017GL073006.

Araki, E., *et al.* (2017), *Science*, 356 (6343), 1157-1160, doi:10.1126/science.aan3120.

Heki, K. and S. Miyazaki (2001), Plate Convergence and Long-Term

Crustal Deformation in Central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2313-2316.

Wallace, L. M., *et al.* (2016), Near-field observations of an offshore Mw 6.0 earthquake from an integrated seafloor and subseafloor monitoring network at the Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 8338–8351, doi:10.1002/2016JB013417, 2016.

Yokota, Y., *et al.* (2016), Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone, *Nature*, 534, 374-377, doi:10.1038/nature17632.

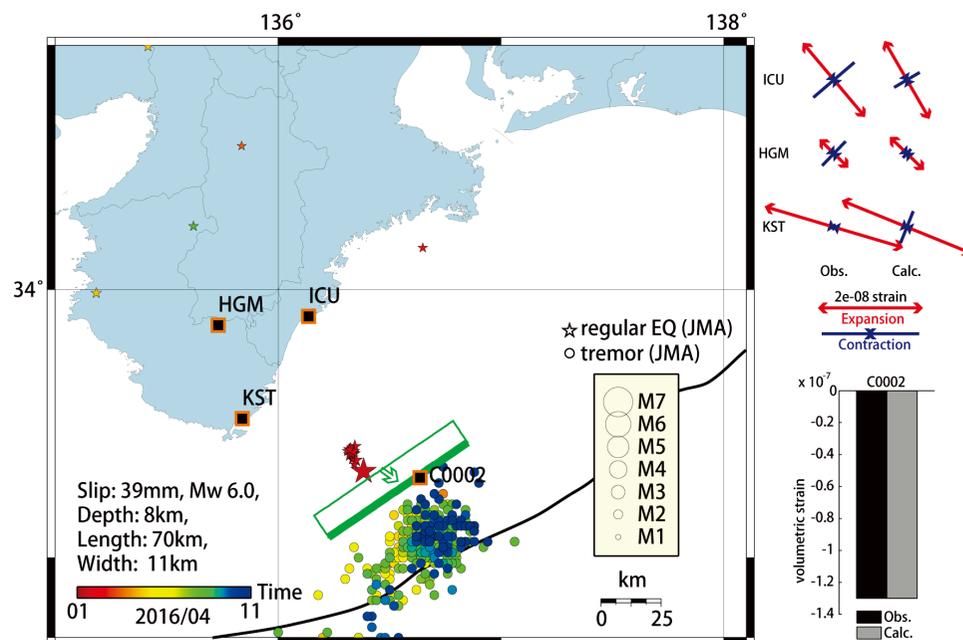


図1 [左側] 2016年4月に発生した浅部SSEの推定断層モデル(緑色矩形)および浅部微動・通常地震の震央分布。[右側] 主歪および体積歪(間隙水圧から変換)の観測地および理論値の比較。

謝辞

気象庁の一元化カタログを使用させていただきました。

四国地方の遷移領域における 固着速度と微動発生レートの関係

#落唯史・武田直人（産総研）

Relationship between coupling and tremor rate in the transition zone around the Shikoku region

#Tadafumi Ochi, Naoto Takeda (GSJ, AIST)

将来の地震の規模を推定するためには、固着領域の中心のみならず周縁部の寄与も考慮する必要がある。周縁部のうち深い側はいわゆる「遷移領域」であり、深部低周波微動の発生領域でもある。もし固着と深部低周波微動の間に何らかの関係があれば、微動の時間変化を固着のモニターの代用として使うことができるはずである。このことは単純に固着を推定する道具が増えることを意味するので、将来の地震予測にとっては都合がよい。以上の観点から、固着と深部低周波微動活動の双方がよく推定できる四国地方の遷移領域を対象として、固着速度の時間変化と深部低周波微動レートの時間変化との関係を推定し、考察した。

固着の推定には、中国・四国地方の GEONET の F3 解を用いた。日々の座標値から年周変動と地震やアンテナ交換によるステップを取り除いた後の時系列に1年ごとに直線をあてはめ、この傾きを年間の平均地殻変動速度とみなした。あてはめる区間を0.2年ずつシフトさせ、2008.6-2015.6年の地殻変動速度の時間変化を算出した。そしてこの地殻変動速度を用いて、Ochi (2015, EPSL)と同様の手順でプレート間の固着速度を推定した。一方、深部低周波微動のデータは産総研が決定した深部低周波微動カタログを用いた。固着の推定に使用したのと同様に1年の窓をとり、カウントした微動の個数をその1年間の微動発生レートとした。プレート境界面に沿って0.1°間隔でグリッドをとり、各グリッドにおける固着速度の時間変化と深部低周波微動レートの時間変化とを比較した。

図1に両者の相関を示す。背景の等値線は2010.0-2011.0年の平均固着速度であり、青色が固着を、赤色が豊後水道で発生したスロースリップに対応している。計算領域の西側は豊後水道 SSE の領域にかかっており、この部分で特によい負の相関をしめす。この結果は多くの先行研究により「スロースリップと深部低周波微動の

同期」として知られていることと同じである。一方豊後水道 SSE からはずれた東側の領域では、場所によっては比較的よい相関を示すグリッドもあるが、全く相関の見られないグリッドも多い。

図2(a), (b)にそれぞれ図1のグリッド[A]-[C]とグリッド[D], [E]における固着速度と微動発生レートの関係をプロットしたものを示す。各プロット点は0.2年ごとにスライドさせた年平均速度・微動レートのそれぞれの時刻の値である。また、背景の破線はそれぞれのプロット点に対して最小自乗法であてはめた直線である。

図2(a)はよい相関を示すグリッドの結果である。多少の違いはあるものの3本の直線の傾きはおおむね一致しているから、よい相関のあるグリッドでは比例係数(微動と固着の変換係数)は共通の値を持つことが予想できる。また、3本の直線を外装すると7-8 cm/yrの固着速度で微動レートのゼロになる。7-8 cm/yrはこの領域のプレート収束速度なので、「完全固着では微動が発生しない」といえる。これに対して図2(b)は相関のほとんどみられないグリッドの結果である。直線がほとんどプロット点を説明していない様子がわかる。また[D]の結果は固着速度の正負によって別々の直線が引けるようにも見える。

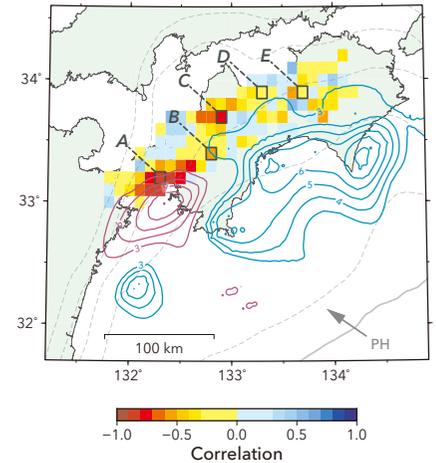


図1 2008.6-2015.6年の固着速度と微動発生レートの相関。等値線の意味は本文を参照。

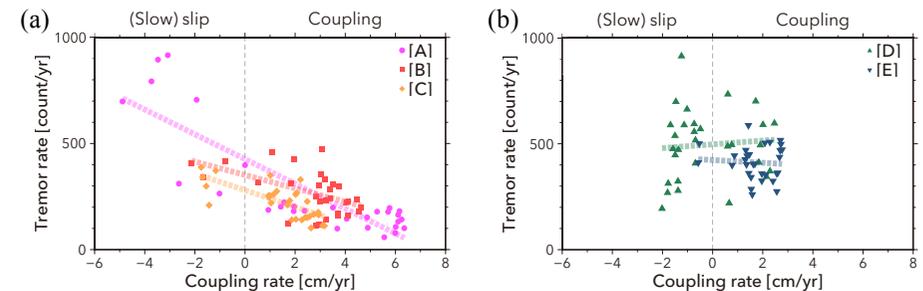


図2 固着速度と微動レートの散布図。[A]-[E]は図1の[A]-[E]に対応する。負の微動レートはスロースリップを表す。

南海トラフ海底孔内観測による浅部ゆっくり滑りの検出能力について

#荒木英一郎・木村俊則・町田裕弥 (JAMSTEC)・Demian Saffer (Penn. State U.)・Achim Kopf (Bremen U.).

Detectability of shallow slow slip events by seafloor borehole observatories in the Nankai Trough

#Eiichiro Araki, Toshinori Kimura, Yuya Machida, (JAMSTEC), Demian Saffer (Penn. State U.), Achim Kopf (Bremen U.).

南海トラフの東南海地震震源域とその周辺に、IODP(国際深海科学掘削計画)におけるNantrotSEIZE(南海トラフ地震発生帯掘削計画)の一環で、複数点の「長期孔内観測システム」から構成される孔内地震・地殻変動観測網を構築している。現在、固着域浅部(C0002), その沖合の付加体分岐断層が発達している領域(C0010)の2点(図1)の孔内観測点が稼働し、DONETに接続することによって陸上観測網と同様にリアルタイムにデータが得られるようになっている。

掘削孔内には、様々なセンサーが設置されているが、そのうち、孔内間隙水圧の計測によって、震源域沖合の海域を中心に繰り返す浅部ゆっくり滑りが見いだされた(Araki et al., 2017)。6年間の観測期間内に、これら2点の孔内での間隙水圧観測によって見いだされた数日から数週間をかけたゆっくりとした変化は、プレート境界での「ゆっくり滑り(SSE)」によるものと考えられ、プレート境界での滑り量は1~4cm程度とみられる。SSEは8-15箇月おきと比較的頻繁に発生していることから、場所によっては、これらのゆっくり滑りイベントは、プレート収束レートの30-55%程度を解消している可能性があり、そのため、このような震源域とその周辺での「ゆっくり滑り」を網羅的に検出分析することは、巨大地震の発生との関係を考えるうえでも非常に重要であると考えられる。

2点の孔内には、間隙水圧の他に、孔内傾斜計および体積歪計が設置されている。孔内傾斜計は潮汐による1~3 μ ラジアン程度の傾斜変動を明瞭に記録しているが、間隙水圧で見られたゆっくり滑りによる傾斜変動量と比べると観測背景ノイズが大きく、ゆっくり滑りを明瞭には検出できておらず、傾斜計の設置手法の改良などにより、より安定度の高い計測がおこなえるようにすることが必要であると考えら

れる。体積歪計は、海底下の高圧で計測が行える歪計がなかったため、海洋研究開発機構で開発したものであるが、2基目に設置したC0010A孔内体積歪計については良好な計測データが2016年7月の稼働開始以来得られている。

C0010A孔内体積歪計と同じ孔内の間隙水圧観測記録を比較したところ、2016年8月に発生したSSEに関しては、間隙水圧、体積歪記録とも同様のS/N比で観測が行えており、孔内体積歪計によってSSEを十分検出することが可能であることが示された。間隙水圧は、周囲地殻での間隙水圧のdiffusionによって数か月を超える期間のSSEの検出が難しくなるため、長期的なSSEの検出には体積歪計が有効であると考えられる。孔内体積歪計は、設置後の測器の発熱等によって初期ドリフトが見られるが、1年以上の観測データが得られたことで、その初期ドリフトモデルを推定、補正を行うことでSSEなどの地殻変動に伴う体積歪変化の検出能力を評価した。その結果、これまで検出された数週間以内のSSEについては、0.1 μ 歪程度、それより長い周期については、0.5 μ 歪程度の変化があった場合充分検出が可能であると考えられる。今後、このような孔内観測点を多点展開することで、南海トラフでのSSE発生を網羅できるようにしたいと考えている。

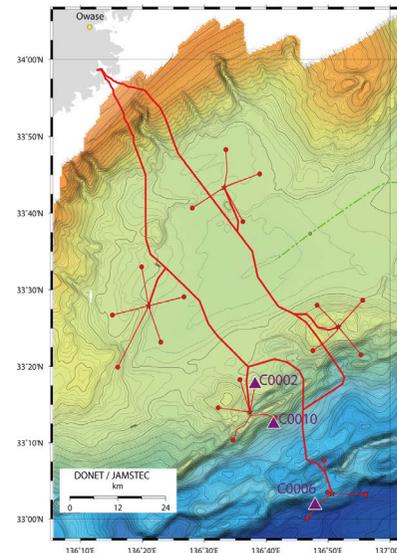


図1. 孔内地震・地殻変動観測点(紫)およびDONET(赤)位置図

津波・地殻変動観測のための オンデマンドブイシステム開発

#高橋成実(NIED・JAMSTEC)・今井健太郎・
石原靖久・福田達也・越智寛・鈴木健介(JAMSTEC)
・木戸元之・太田雄策・今野美冴・日野亮太(東北大学)

On-demand buoy observation system development for tsunami and crustal displacement

#Narumi Takahashi (NIED・JAMSTEC), Kentaro Imai, Yasuhisa Ishihara,
Tatsuya Fukuda, Hiroshi Ochi, Kensuke Suzuki (JAMSTEC), Motoyuki
Kido, Yusaku Ohta, Misae Imano and Ryota Hino (Tohoku Univ.)

南海トラフ域では、近年海底測距により地殻変動観測が行われ、プレート間の固着状況が発表された(Yokota et al., 2016)。このような地殻変動のモニタリングはプレート間のカップリングを知る上で貴重な情報を与えてくれる。しかしながら、これまで年間数回の測距に限られ、通常の測距の観測誤差が大きいことに加えて、地震発生時あるいは発生直後の観測とハイサンプリングのデータ取得が困難であった。これを克服するためにはDONETのような拡張性を持った観測ネットワークに接続して常時給電とデータ回収を行える仕組みの構築がベストであるが、必ずしもそのような状況にはない。そのため、私たちはブイシステムを用いた観測システムを開発している。海面にブイを係留し、海底には水圧計と地殻変動観測用の音響トランスポンダーを設置する。水圧計を備えた海底局から津波検知時は15秒間隔で水圧データを取得し、ブイからは一定間隔で海底の音響トランスポンダーとの測距を実施する。また、ブイにはGNSSを備え、海面高を測定する。これらのデータを組み合わせて、水圧計とGNSSで津波を測定し、水圧計と音響トランスポンダーとの測距を通じて地殻変動を割り出している。しかし、日本周辺では南海トラフを始め、巨大地震の破壊域には黒潮をはじめとする強潮流域があり、DARTをはじめとするブイでは走錨するか水没

してしまう。また、日本周辺は台風が襲来し、高波や強風のリスクも存在する。これらの諸状況にも耐えうる長期的な観測を可能にするブイシステムの実現を目指して開発を継続してきた。

このシステムは海底局から音響信号を通じてブイ直下1000mに設置した吊下局に伝送され、タイムスタンプを付与してブイにデータを伝送して保存している。音響トランスポンダーとの測距の結果とGNSSで取得したブイの海面高のデータもブイで保存するとともに、これらの結果を合わせて衛星通信で陸上に伝送している。音響トランスポンダーとの測距は毎週1回、定期的に測定することとしているが、陸上からも測距の指示を送信できる機能を用意した。海底局や吊下局、音響トランスポンダーはそれぞれバッテリーを保持して運用しているが、すべての観測を制御するブイ上のシステムはすべて太陽光パネルからの発電でまかなっている。強潮流に耐えうるブイ係留を実現するために、水深よりも係留索を長く設定するスラック係留という手法を選択している。ブイを係留するためのおもり、係留索、吊下局、ブイ等、一連のパーツの抵抗を計算し、ブイが走錨せず水没しないスラック比(係留索の長さとおもりの比)を設定する。

これまで1年間の海域試験観測を3回実施してきた。その結果、音響通信へのノイズの混入や反射波の誤検知、ブイの回転によるブイと吊下局間の通信、システムを制御するブイ局の消費電力、大きいスラック比による音響トランスポンダーとの測距の観測誤差等が課題となっている。強潮流域内での係留はこれまでの海域試験を通じて5.5ノットにも耐えうることを証明した。また、海底局からの水圧計の音響通信や音響トランスポンダーとの測距にも成功し、水圧計を用いた津波観測についてはDONETの水圧データと比較して、遜色ないことを確認した。吊下局とブイ局の間の通信については、インラインの通信はブイの回転による障害がこれまで発生しているが、電磁モデムを用いて通信を冗長化することで、データ欠測を回避してきた。消費電力については、GNSSのロガーの消費電力が大きいこと、ロガーを見直すことで解決の見通しである。スラック比については、今後さらに小さくする検討が必要で、ブイの海流に対する抵抗値をいかに下げるかにかかっており、現在、水槽実験を繰り返している。講演では、実際に取得した2016年4月1日の三重県南東沖の地震や11月22日の福島県沖の地震の波形を紹介し、これまでの海域試験の結果を報告する。

S03-14

海底地殻変動で見た沖縄トラフ南西端における

背弧拡大と琉球弧・台湾北東部の変形

#生田領野・(静大理)・安藤雅孝(静大防災総合セ)・香味建(静大院科技)・
Horng-You Chen(台湾中央研究院)・Yoko Tu(北大院理)

Deformation of the Ryukyu arc and north-eastern Taiwan Island at the
western end of the Okinawa trough

based on GNSS/Acoustic seafloor geodesy

R. Ikuta, M. Ando, T. Kohmi (Shizuoka Univ), Y. Tu (Hokkaido Univ.), H-Y Chen
(Academia Sinica)

We measured seafloor movement using GNSS/Acoustic technique at the south of the
rifting valley in western end of the Okinawa trough back-arc basin. The benchmark is
located at the halfway between Taiwan and Yonaguni Islands. The horizontal position of
the benchmark, measured eight times during the period from July 2012 to May 2016,
showed southward movement suggesting back-arc opening of the Okinawa trough. The
average velocity of the site shows block motion together with Yonaguni Island. This
western most part of the Ryukyu arc rotates clockwise pulled apart from the Taiwan
Island, which seems to cause the expansion of Ilan plain and northern part of the Central
Mountain Range of Taiwan.

Introducing this new block to the end of the Okinawa arc, we re-examined two block
boundary models of the Ryukyu arc defined by previous works (Nakamura [2004];
Nishimura et al. [2004]) introducing the Yonaguni block. Based on AIC, the boundary
model in which Yaeyama and Miyako islands are on different blocks which expand in
along-trench direction (Nakamura [2004]) is regarded as a better model. However,
among the rigid block models, a model with the boundary at Kerama gap east to Miyako
Island (Nishimura et al. [2004]) is regarded to be better. However, among the rigid block
models, boundary at the Kerama gap at the east of Miyako Island was better (Nishimura
et al. [2004]).

Considering the transient motion of the seafloor benchmark with seismicity, not abrupt
but gentle episodic opening of the rifting valley accompanying a moderate seismic
activation is suggested.

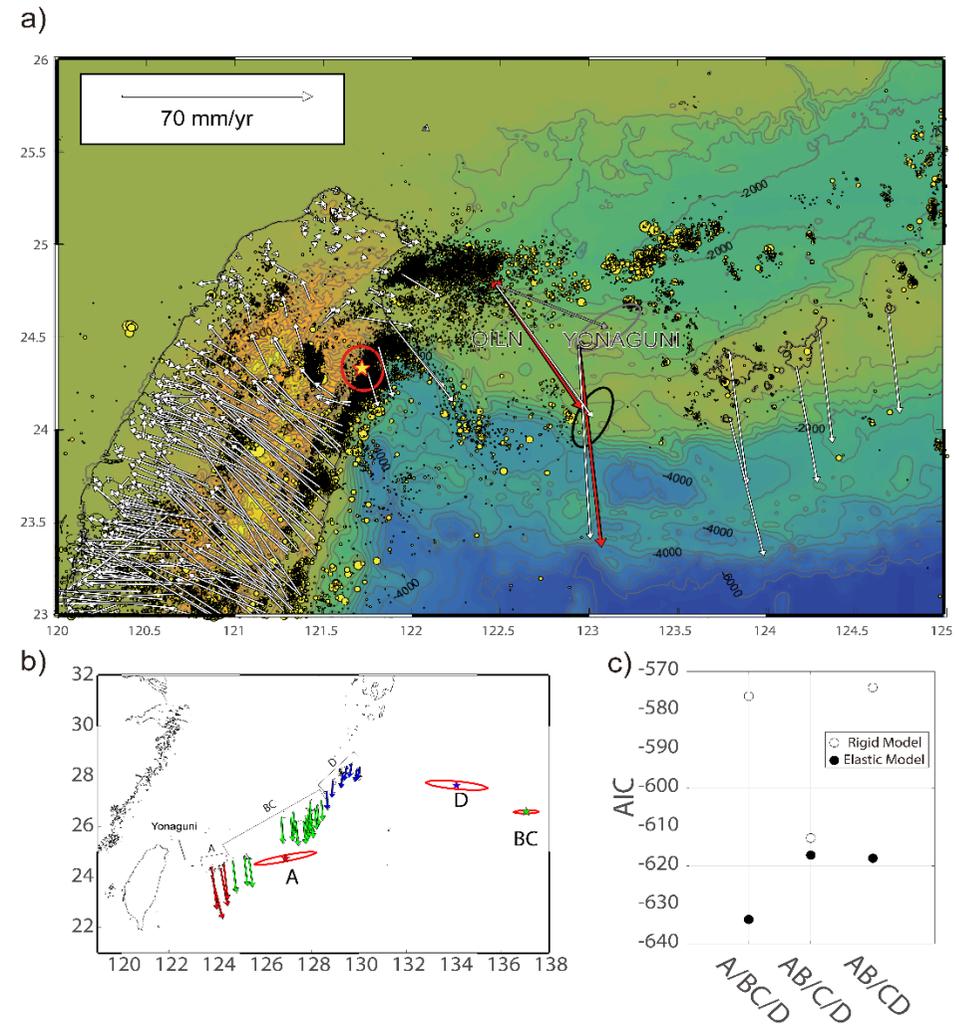


Figure (a) Observed velocity vectors (white arrows) in our OILN GNSS/Acoustic site, YONAGUNI GEONET, and other GNSS sites. The red arrows show the predicted velocity vector as Yonaguni rigid block. The star shows the Euler pole of Yonaguni block. The error ellipses show the 95% confidence intervals. Circles show the epicenter of earthquakes shallower than 20km. (b) The optimal block model. Observed velocity vectors are shown by open arrows. Colored arrows show the velocity vectors predicted by the best 1-D expanding block model. (c) Calculated AIC values with block boundary models assumed in this study. Open and black circles correspond to rigid block and 1-D expanding models, respectively.

2016年熊本地震の余効変動モデル

#水藤尚(国土地理院)

Postseismic Deformation Model of 2016 Kumamoto Earthquake

#Hisashi SUITO (GSI of Japan)

はじめに

平成28年4月14日の前震と同年4月16日の本震を中心とする2016年熊本地震によって九州地方全域に渡って大きな地殻変動が観測された。引き続き余効変動も観測されている(図1a)。本稿では、地震後約1年間の余効変動データに基づき、粘性緩和および余効滑りを考慮した余効変動モデルを構築した。粘性緩和と余効滑りが、観測されている余効変動に対して、それぞれの程度の寄与があるのか、その寄与の大小の空間分布について議論する。

余効変動の特徴

震源域近傍では、地震時と余効変動とで変動の方向が大きく異なる観測点が2点ある。震源域北西に位置する熊本(950465)観測点では、地震時に北東方向への大きな変動が観測されたが、地震後は北西方向の変動が卓越している。震源域西側に位置する城南(021071)観測点では、地震時に北東方向への大きな変動が観測されたが、地震直後の3ヵ月間はほぼ東向きの変動が観測され、その後は南東方向のゆっくりとした変動が観測されている。余効変動は、地震直後3ヵ月間は大きく変動したが、その後は急激に減衰し、引き続き3ヵ月ごとの変動は初めの3ヵ月間に対して1~2割程度の変動量となっている。城南観測点では、地震後3ヵ月間は東向きの変動が顕著だが、その後の期間では、東向きの変動は大きく減衰し、ほぼ南向きの変動が続くなど変動方向の変化が観測されている観測点もある。上下変動は、布田川断層付近で隆起が観測され、その東側と南西側では沈降が観測されている。

粘性緩和による変動の特徴

粘性緩和による変動は粘性構造および粘性率に大きく依存する。本稿では、単純な水平成層モデルを仮定し、最適な弾性体の厚さと粘性率の値を算出した。地震6ヶ月後から6ヶ月間のデータを基に推定した最適な粘性構造は、弾性体の厚さ25km、粘性率 2×10^{18} Pa·sであった。この最適な粘性構造に基づく粘性緩和による変動の特徴は、震源域の東側では西向き、西側では東向きの変動が卓越し、震

源域北側では北向き、南側では南向きの変動が見られる(図1b)。上下方向は、震源域東側の布田川断層付近に隆起の目玉が生じ、隆起を取り囲む領域で沈降が見られる。こうした粘性緩和による変動の空間パターンは、粘性構造によって大きくその傾向が異なることに注意が必要である。以上が、粘性緩和による変動の特徴であるが、粘性緩和のみでは観測値はすべて説明できない。特に初期の急激な変位は余効滑りの影響と考えられる。

余効滑りの推定

次に、地震6ヶ月後から6ヶ月間のデータから推定した粘性構造をもとに、粘性緩和による変動を地震直後のデータから全期間に渡って取り除いた。粘性緩和の影響を取り除いたデータを基に、余効滑りの推定を行った。余効滑りの断層面は地震時と同じ形状を仮定し、滑り量のみを変えてフォワードモデリングにより算出した。地震時に大きく滑った布田川断層よりも日奈久断層沿いに大きな滑りが算出された。また布田川断層北東延長の南東傾斜の断層面にも相対的に大きな滑りが算出されたのも特徴の一つである。

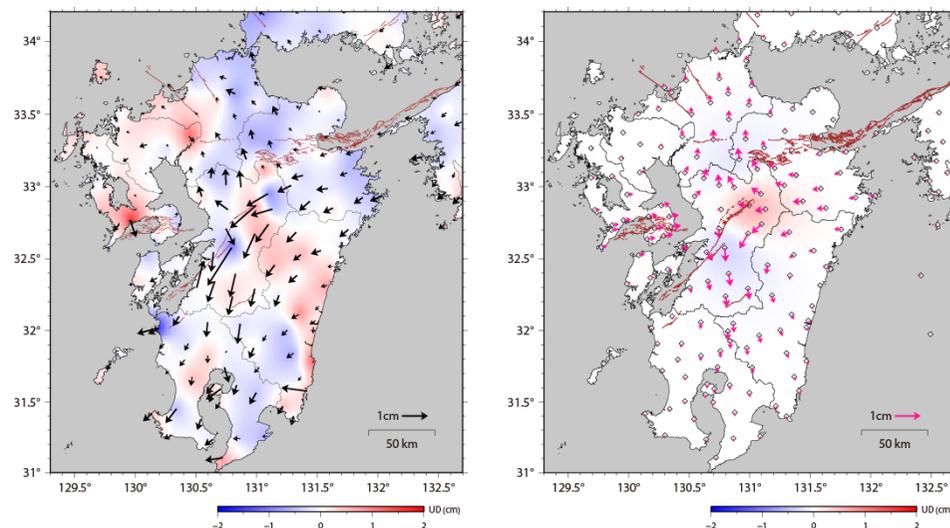


図1 地震6ヶ月後から6ヶ月間の地殻変動。(a)観測値。(b)粘性緩和による変動の計算値。

海底圧力計と陸上GNSSのデータに基づく

2003年十勝沖地震後のプレート間すべりの推定

#伊東優治(京大理)・西村卓也(京大防災研)・有吉慶介・松本浩幸
(海洋研究開発機構)

Spatiotemporal distribution of interplate slip following the 2003 Tokachi-oki earthquake deduced from ocean bottom pressure gauges and onland GNSS data

#ITOH Yuji (Kyoto Univ.), NISHIMURA Takuya (DPRI, Kyoto Univ.),
ARIYOSHI Keisuke, MATSUMOTO Hiroyuki (JAMSTEC)

2003年十勝沖地震(M_w 8.0)は千島海溝で発生したプレート境界型地震で、GNSSで観測された陸上の余効変動データを用いて余効すべりや粘弾性緩和の影響が議論されてきた[例えばMiyazaki et al. 2004, Itoh & Nishimura 2016]。一方で、十勝沖から釧路沖の海底には海洋研究開発機構により2点の圧力計が設置されており[図1], 2003年の地震前後の圧力変化が連続観測されてきた。観測された圧力変化は上下変位に読み替えることができ、沖合の余効すべりを解像する上でこれらの圧力計データが有用であることが示されている[Baba et al. 2006]が、1年以上の長期間のデータを用いた余効変動のモデル化は行われていない。

十勝沖では1952年にも2003年の地震とほぼ同じ規模の地震が発生したことが知られており[例えばYamanaka & Kikuchi 2003], $M8$ 級地震が繰り返し発生することが予見される。そのため、2003年十勝沖地震後のプレート間固着の回復過程を明らかにすることは地震サイクルの挙動を調べる上で重要である。Itoh & Nishimura [2017, JpGU-AGU Joint Meeting]では、2011年東北沖地震発生までの陸上GNSSのデータのみを使用して十勝沖地震の余効変動を地震後のプレート間すべりと粘弾性緩和でモデル化し、プレート間固着の回復過程を議論した。本研究では、陸上GNSSデータに加えて海底圧力計のデータを用いてモデル化する。

最初に、BAYTAP08[Tamura et al. 1991; Tamura & Agnew, 2008]を用いて圧力データから潮汐に伴う変動を除去した。次に、圧力データが並行観測されている温度と相関を持つことが知られており[Baba et al. 2006], 本研究でも相関が見られたため、2002年1月から2003年9月のデータを使用して両者の相関係数を計算し、地震前後のデータから温度変化と相関を持つ変動を除去した。その後、2002年1月から2003年9月のデータを直線で近似することで定常変動成分とドリフト成分を推定し、推定した地震前の速度を地震後へ外挿し除去した。なお、これらのOBPは1999年7月に設置されており[Hirata et al. 2002], 設置から解析期間まで約2年半が経過していることから非線形ドリフトの影響は十分小さいと仮定した。最後に、地震後のデータを1ヶ月毎にダウンサンプリングし、すべりの推定に使用するデータセットを用意した。陸上GNSSデータはItoh & Nishimura [2017, JpGU-AGU Joint Meeting]と同じものを使用し、本研究でも地震前の定常変動速度からの変化分を余効変動と定義する。

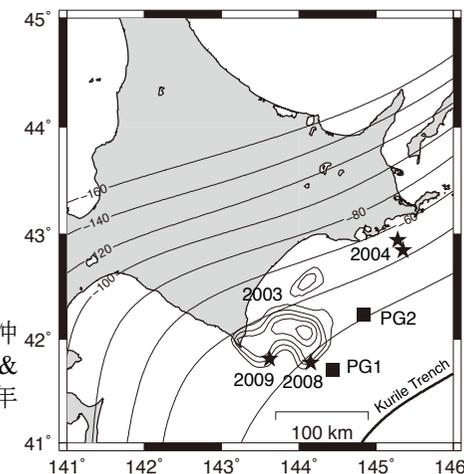
以上の観測データを、2003年、2008年(M_w 6.8), 2009年(M_w 6.4)十勝沖地震、2004年釧路沖地震(M_w 7.0, 6.7)[図1]の地震時すべりと、余効すべりと小規模な余震を含むプレート間すべり、これらのすべてによって励起される粘弾性緩和でモデル化し、地震時及び地震後のすべりの時空間変化を推定した。

発表ではすべりの時空間変化の推定結果を紹介し、プレート間固着の回復過程の領域による違いを議論する予定である。

謝辞

本研究では国土地理院によるGEONETの日々の座標値(F3解)を使用しました。また、山中佳子博士(名大)による2003年十勝沖地震のすべり分布を使用しました。

図1:OBPの設置位置(■), 2003年十勝沖地震のすべり分布(コンター)[Yamanaka & Kikuchi 2003], 2004年・2008年・2009年の地震の震央(★)



S03-17

GPS-A海底地殻変動観測によって得られた東北地方太平洋沖地震の余効変動の変化

#石川直史・横田裕輔(海上保安庁海洋情報部)

Six years of postseismic deformation following the 2011 Tohoku-oki earthquake measured by GPS-A seafloor geodesy

#Tadashi Ishikawa, Yusuke Yokota (JHOD)

海上保安庁海洋情報部では、GPS-音響測距結合方式(GPS-A)による海底地殻変動観測の技術開発及び観測点の展開を行っている。日本海溝沿いでは、東北地方太平洋沖地震の発生以後、その余効変動を把握するため、定期的に観測を実施している。

これまでの観測から、震源域南部となる銚子及び福島沖の観測点では、陸域のGPS観測と類似するような東南東向きの変動が捉えられている。一方、地震時に大きくすべった宮城から釜石沖の観測点では西北西方向に移動するという陸域とは逆向きの変位が捉えられている(Watanabe et al. 2014, GRL)。

地震後の約6年間のデータを、前半と後半の約3年間ずつの2つの期間に区切って求めた1年あたりの平均変位を図1に示す。銚子及び福島沖では陸域と類似するような時間とともに変位量が減衰する様子を示している。一方で、宮城から釜石沖の観測点では、前半と後半で速度が変化してきもの、依然として直線的な変位を示している。

図1は、前半と後半の3年間の平均的な変位速度が有意に変化していることを示している。しかしながら、本観測は年間に数回程度の観測頻度であること、かつ繰り返しの測位精度が2-3cm程度であることから、短期の速度変化を捉えるのに十分な時間分解能を有していない。そのため、実際に速度がいつごろから変化したのか、十分な確度を持って議論することはできていない。限られたデータから時間変化の情報をいかに取り出すかは、今後の課題である。

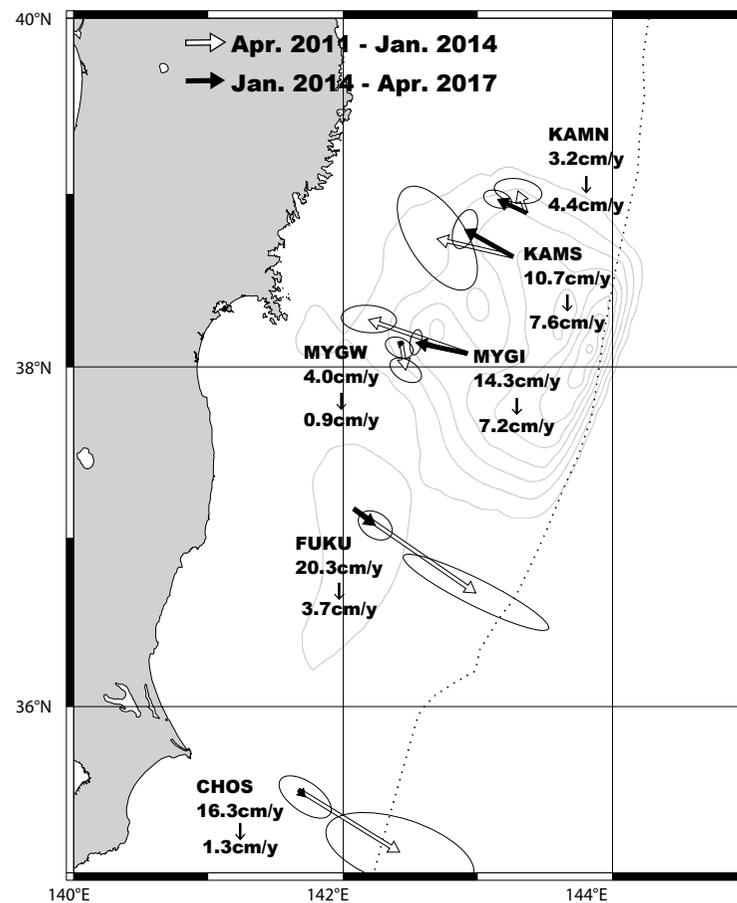


図1 GPS-A観測で得られた時系列の回帰直線から求めた東北地方太平洋沖地震後の1年あたりの平均変位。白矢印は2011年4月から2014年1月までのデータを、黒矢印は2014年1月から2017年4月までのデータを用いた結果。楕円は回帰直線の傾きの推定の95%信頼区間を示す。灰色のコンターは、Iinuma et al. (2012)による地震時のすべり分布。

粘弾性グリーン関数を用いた2011年東北沖地震に伴う地震時・地震後すべりの同時推定

#富田史章・太田雄策・日野亮太(東北大理)・木戸元之(東北大災害研)・飯沼卓史(JAMSTEC)

Simultaneous estimation on co- and post-seismic slip distribution of the 2011 Tohoku-oki earthquake using viscoelastic Green's function

#Fumiaki Tomita, Yusaku Ohta, Ryota Hino (Tohoku Univ.), Motoyuki Kido (IRIDeS), Takeshi Iinuma (JAMSTEC)

1. はじめに

地震時・地震後すべりの空間分布を精密に推定することは、プレート境界における力学的な特性を捉えていく上で極めて重要である。測地データを用いた地震後すべり分布の推定では、既存の地震時すべり分布を元に粘弾性緩和の影響を順計算し、その影響を差し引いた上で弾性グリーン関数を用いて推定することが一般的である。けれども、粘弾性緩和の寄与が地震時すべり分布に関する情報を含んでいることから、地震後の測地データは、地震後のプレート境界断層の挙動を示すだけでなく、地震時すべり分布を拘束しうる事が期待される。

本研究では、粘弾性グリーン関数を用いて、2011年東北地方太平洋沖地震(以後、東北沖地震)に伴う地震時・地震後すべり分布を同時推定する。この際、東北沖地震後に日本海溝に沿って広く設置したGPS音響結合観測(GPS-A観測)の成果(Tomita et al., 2017)を用いることで、地震時・地震後すべり分布をこれまでにない解像度での推定が可能となることが期待される。

2. データ・手法

地震時変位データとして、Iinuma et al. (2012)と同様に、陸上GNSS観測・海底圧力計・GPS-A観測の結果を用いた。地震後変位データとして、陸上GNSS観測・GPS-A観測(Watanabe et al. 2014; Tomita et al. 2017, updated)の結果を用いた。GPS-A観測のデータ期間に合わせるため、2012年9月から2016年9月の累積変位を地震後変位として用いることとした。

すべり分布の推定には、地震時・地震後すべり分布それぞれの滑らかさ、

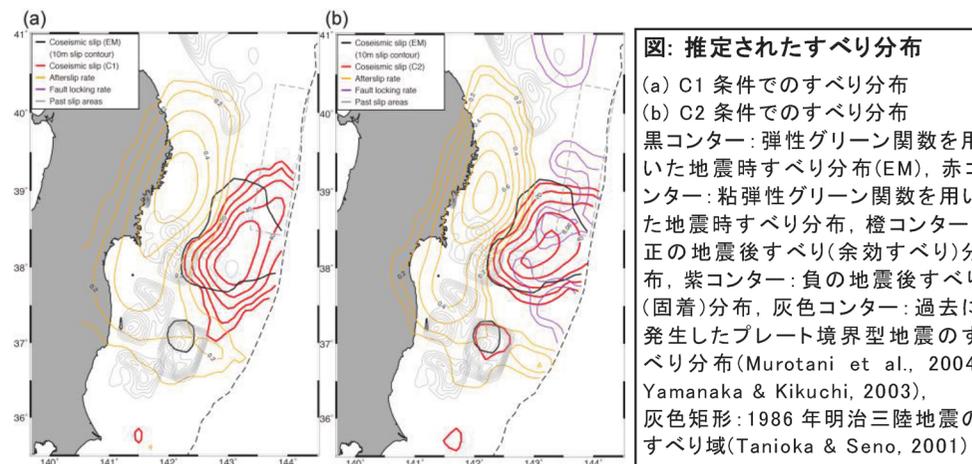
地震時・地震後変位データの相対的な重みの3つのハイパーパラメータをABICにより最適化する方針をとった。粘弾性グリーン関数は、半無限二層粘弾性構造(Fukahata and Matsu'ura, 2006)を元に作成し、粘性係数は試行錯誤の上、 $6.0 \times 10^{19} \text{ Pa s}$ とした。また、地震後すべりにおける固着の影響に関する拘束条件として、Constraint1(C1):地震後すべりの非負拘束、C2:負の地震後すべりをプレート収束速度(85 mm/yr)まで許容、の2つのパターンを検証した。

3. 結果・議論

図にC1・C2条件それぞれのすべり分布を示した。弾性グリーン関数を用いて求めた地震時すべり分布(Elastic Model, EM)と比べると、どちらの条件の地震時すべり分布も海溝に近い領域ですべりが広がっている。C1条件では、C2条件よりも地震時すべり域が南北に広がっているが、この違いは、海域での地震後の陸向きの変動を、地震時すべり分布の拡張による粘弾性緩和のみで説明するか、地震後の固着による寄与を加えて説明するかによって生じている。どちらの条件でも北緯37度から39.5度のプレート境界浅部では、巨大な地震時すべり、または地震後の強い固着が生じており、固着-すべりを起こしうる摩擦特性の領域であることが示唆される。

推定された余効すべり分布は、地震時すべり域の下端側のみならず、福島沖のプレート境界浅部でのすべりも示した。福島沖のプレート境界浅部の余効すべりは、他の研究でも存在が指摘されていたが、本研究ではTomita et al. (2017)の海底測位成果を用いることで、空間的に拘束された結果を得た。

本発表では、推定した地震時・地震後すべり分布について、それぞれの解像度も踏まえて、その空間的な特徴を詳細な議論を行う。



巨大地震サイクル後半における地震間の東北地方太平洋沿岸の沈降と脊梁での歪み異常の形成: 島弧の不均質粘弾性構造の重要性

#篠島僚平・芝崎文一郎(建築研)・岩森光(JAMSTEC, 東工大)・西村卓也(京大防)

Interseismic subsidence of the Tohoku Pacific coast and strain anomaly along backbone range due to heterogeneous arc rheological structure

#Ryohei Sasajima, Bunichiro Shibazaki (BRI), Hikaru Iwamori (JAMSTEC, Toko Univ.), Takuya Nishimura (Kyoto Univ.)

1. はじめに

東北地方宮城県を中心とした太平洋沿岸は、2011年東北地方太平洋沖地震以前、~10年間のGNSS観測、~100年間の潮位観測・水準測量、いずれの観測でも最大5mm/yearに及ぶ沈降を示していた[e.g., Nishimura, 2014]。プレート間固着による地震間の沿岸の沈降を説明するためには、弾性体では非常に深部(~100km)に及ぶ滑り欠損が必要で[e.g., Suwa *et al.*, 2006]、成層粘弾性構造だと浅部の固着のみで説明できると指摘されてきた [e.g., Sagiya, 2015]。

一方、近年、東北日本島弧・マントルウェッジの詳細な不均質レオロジー構造が明らかになりつつある [Shibazaki *et al.*, 2016; Horiuchi and Iwamori, 2016]。そこで、本研究では、その詳細なレオロジー構造を用いて、地震間の沿岸の沈降と、沿岸上下変動のパラドックス[Ikedada, 2012, 活断層研究]を解消するメカニズムの解明を試みた。また、本研究により地震間の脊梁付近における歪み異常(Miura *et al.* [2005]により観測されていた)が再現されたので、合わせて報告する。

2. 粘弾性構造

本研究では、先行研究による詳細な温度・含水量構造を用いて、岩石実験の結果から粘弾性構造を構築した。マントルウェッジは、Horiuchi and Iwamori [2016]による、スラブの脱水や蛇紋岩化による弱化を取り入れたマントル対流シミュレーションによる温度構造・含水量分布を元にし、島弧地殻は稠密な地温勾配データ

[Tanaka *et al.*, 2004; Matsumoto, 2007]に基づいた温度構造を用いた。海洋リソスフェアの温度構造はGrose and Afonso [2013]のモデルを用い、海洋リソスフェア~海洋上部マントルの含水量分布はKarato and Jung [1998]の結果を用いた

3. モデル計算

本研究では、有限要素法[Shibazaki *et al.*, 2007]を用いて、上述の粘弾性構造を用いて、プレート間固着による2次元の地殻変動のモデル計算を行った。本研究では、過去100年間の沿岸域の沈降を再現するため、その間に何度も滑った中~深部のM7~8のアスペリティは滑っている安定滑り領域と仮定した。2011年東北地方太平洋沖地震で大きく滑った浅部(海溝から70km)のアスペリティにfull固着のbackslipを与え、その先から深さ70kmまでのプレート境界を滑るすべり安定すべり領域と仮定し、薄い超低粘性層(厚さ3.5km, 2×10^{17} Pas)によって近似的に表現した。そのさらに深部延長には、厚さ4~10km、深さ~100kmに及ぶ延性剪断帯(10^{19} Pas)を設けた。以上の条件のもとで600年間、浅部にfull固着のbackslipを与え続けて、島弧の地殻変動をシミュレートした。

4. 結果・考察

モデル計算の結果、地震間固着の前半(0~300年)は、浅部のfull固着に引きずられた安定滑り域の滑り欠損は深部には十分に及ばず、沿岸域は隆起を示した。しかし、浅部の固着の期間が長くなるにつれて、プレート境界面の滑り欠損が深部にまで及ぶようになり(600年後には深さ50kmで60%の滑り欠損レート)、沿岸部が沈降へとシフトしていく状況が再現できた。アスペリティ周辺の安定滑り域では、アスペリティの固着に引きずられてアスペリティからの距離に応じた滑り欠損が生じる [Das and Kostrov, 1983]。弾性体内の断層であれば、地震前後を除き、安定滑り域での滑り欠損レートは大きく時間変化をしないが、実際のプレート境界は(1)固着の継続による断層深部延長の延性剪断帯での応力蓄積に伴う粘弾性変形の時間変化、(2)マントルウェッジでの粘弾性緩和によって上盤が板のように振舞い引きずり込まれやすくなる影響、の2つの影響により安定滑り領域の滑り欠損レートは浅部のアスペリティでの固着時間が継続するにつれて深部へと拡大していく事が明らかになった。この現象は、東北沿岸の上下変動のパラドックスを解消するためにNishimura [2014]が提唱した『巨大地震サイクル後半のみの深部滑り欠損の進展と沿岸の沈降』を説明する一つの有力なメカニズムであると考えられる。

また、火山フロント(脊梁付近)下は浅部の地殻が高温のため低い粘性領域が存在し、それに伴って本モデルでは、地震間の水平方向の歪み異常 [Miura *et al.*, 2005]、及び火山フロント~背弧側の隆起が再現された。

S03-20

モデル計算に基づく 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う火山地域での局所的沈降に関する考察 ～蔵王山を例に～

#里 嘉千茂(東京学芸大教育)

A modeling of local subsidence in volcanic regions with the 2011 Tohoku earthquake ~focusing on the Mt. Zao~

#Kachishige Sato (Tokyo Gakugei Univ.)

はじめに 東日本の5つの火山地域(秋田駒ヶ岳, 栗駒山, 蔵王山, 吾妻山, 那須)において, 2011年東北地方太平洋沖地震(Mw 9.0)に伴う局所的な沈降がInSARによって観測された(Takada and Fukushima, 2013, 2014). 各沈降域における空間的な広がりは15~20 km程度, 沈降量は最大で約15 cmにもなった. 本研究では, このような火山地域での局所的な沈降が2011年東北地方太平洋沖地震時のプレート境界面上におけるすべり分布によって定量的に説明できるかを調べるために, 蔵王山を例としてそこを通る東西鉛直断面を用いた2次元有限要素法によるモデル計算を行った.

モデル計算 モデル領域は図1(A)に示すような東西方向に800 km, 深さ方向に200 kmの陸側部分であり, プレート境界面やコンラッド面, モホ面の形状は, 萩原(1986)やZhao et al. (1992, 1994)に基づいて決めた. 本研究では地震に伴う火山地域での局所的な沈降が直下にマグマ溜まりを含む高温岩体が存在するために生じたものと考え, 蔵王山直下の上部地殻内に高温岩体を入れたモデルと入れてないモデルに対する地表上下変位の差を見た. 高温岩体は楕円で近似し, 長軸(東西方向)と短軸(上下方向)の長さの比は2:1に固定するものの, 長軸を5kmから20 kmの範囲で5km刻みで変えた. 上部地殻や下部地殻, 上部マントルの物性パラメータはSato et al. (2010)に基づいて与え, 高温岩体の物性パラメータはよくわからないのでいろいろと変えて計算し, 沈降の計算値と観測値が最も良く合う組合せを探した. モデル領域の西側境界面と底面には, それぞれローラー

コンディション(面の接線方向の変位のみ可能)を与え, 地表面は自由表面とした. また, プレート境界面上の各節点に, 2011年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり分布(水藤ほか, 2012)に基づく接線方向の逆断層型変位を与えた.

計算結果 図2に, 蔵王山を中心とする東西60kmの範囲について, 地表上下変位の観測値とそれに最も良く適合するモデル計算結果(高温岩体がある場合とない場合の地表上下変位の差)をプロットしたものを示す. 図から明らかなように, モデル計算結果においても蔵王付近で明瞭な沈降が見られ(沈降量は最大6 cm程度), 観測結果ともほぼ調和的である. ただし, 蔵王山の西側領域では, 観測値のばらつきが大きいためあまり適合していない. また, 蔵王山の東側領域($x > 7$ km)では, 観測値は1cm程度の沈降であるのに対して, 計算結果では最大1.6cm程度の隆起になっており, 両者に乖離が見られる. モデル計算で見られたこの領域における隆起については, 今後さらに検討していく必要がある.

(謝辞) 北大の高田陽一郎氏と東北大の福島洋氏からInSARによる蔵王山付近の地殻変動観測データを提供していただきました. 感謝します.

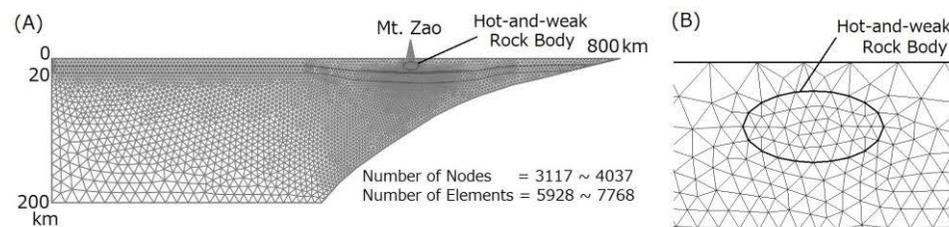


図1 モデル領域とその有限要素分割. 全体図(A)と高温岩体付近の拡大図(B)

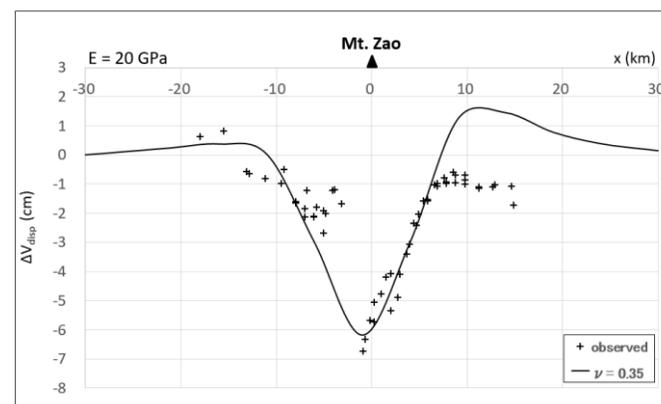


図2 蔵王山付近の地表上下変位. +印は観測値, 実線はそれに最も良く適合するモデル計算結果(高温岩体が長軸15km, ヤング率20 GPa, ポアソン比0.35の場合).

2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)による

北東アジア地域の余効変動とレオロジー構造の推定

#大園真子・高橋浩晃(北大理)・N. V. シェスタコフ(ロシア極東大・ロシア応用数学研)・孟国杰(中国地震局)・M. D. ゲラシメンコ(ロシア応用数学研)

Rheological structure around NE Asia estimated from postseismic deformation field by 2011 Tohoku earthquake

#M. Ohzono, H. Takahashi (ISV, Hokkaido Univ.), N. V. Shestakov (FEFU, RAS), G. Meng (IES-CEA), M. D. Gerasimenko (RAS)

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)による余効変動は北東アジア地域でも観測されており(例えば, Shestakov, 2012), 現在も継続している。昨年の地震学会において, 長期・広域の余効変動が粘弾性緩和によるものと仮定して, 二次元の球面成層構造を用いたモデルからおおよそのレオロジー構造を推定し, 上部弾性層の厚さを65km, 下部粘弾性層の粘性係数を $\sim 10^{18}$ Pa sとしたとき, 余効変動場を説明できることを示した(大園・他, 2016)。本研究では北東アジア地域における余効変動の発生域やそのシグナルの特徴をより詳細に調べることを目的とし, IGS12点の2005年1月から2017年7月までの観測時系列を解析した。

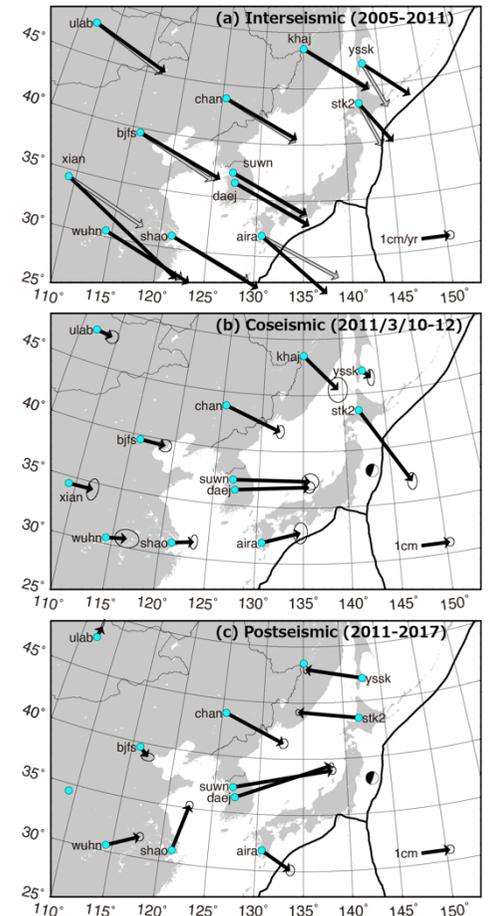
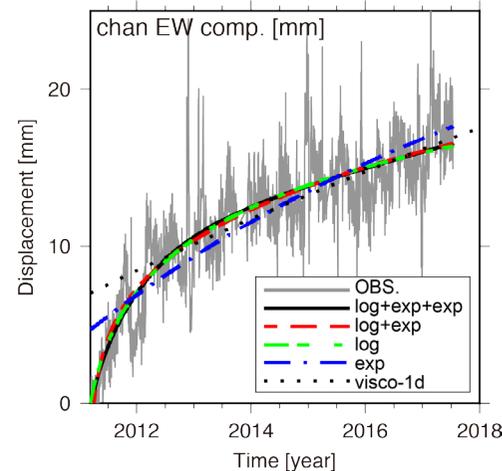
2. 余効変動が発生している範囲はどこまでか?

定常地殻変動との差が余効変動時系列であると仮定する。各点の地震前(2011年3月)までの時系列に対し, 直線・年周・半年周成分の近似から定常速度を求め, その理論時系列を観測時系列から差し引くことで, 余効変動シグナルを抽出した。近似から求めた地震間の速度ベクトルは, 沈み込み帯周辺を除いてプレート運動モデルとよく一致する。震源域から約3000km離れたウランバートル(ulab)は明瞭な地震時変動が得られた一方で, 余効変動はほぼシグナルが見られない。北京(bjfs)や武漢(wuhn)では地震時変動, 余効変動ともにシグナルあり, この地域まで余効変動の影響が及んでいると考えられる。図1に(a)地震間速度場, (b)地震時変位場, (c)地震後6年間の累積変位場を示す。

3. 要因は粘弾性緩和のみか?

北東アジア地域でも余効すべりのシグナルも含まれている可能性がある。Tobita (2016) が求めたパラメータを使った理論時系列, 余効すべりを示す対数関数, 粘弾性緩和を示す指数関数を仮定した時系列近似の結果や粘弾性緩和モデルから推定される理論時系列を観測時系列と比較すると, いずれも観測値を説明する。図2に長春(chan)の観測時系列と各理論時系列の比較を示す。

対数関数成分は時系列を説明するが, 残差や指数関数成分は, 粘弾性緩和モデルが示す変位場の傾向と一致しない。これは, 時系列近似はできてもそれが余効すべりのシグナルを示しているものではないと考えられる。適切な余効変動モデルと比較しながら要因の分離やシグナルの大きさの推定を行う必要がある。



↑ 図1. (a)地震間の速度場(黒:観測値, 灰:ITRF2008), (b)地震時の変位場(地震発生前後の差), (c)残差時系列から求めた地震後6年間の累積変位場。

← 図2. 長春(chan)の余効変動時系列に対する理論時系列の近似。粘弾性緩和モデル(visco-1d)は弾性層の厚さ65km, 粘性係数 2×10^{18} Pa sとした。

ポスター会場

(1日目)

S10, S12, S15, S17



活断層による大地震のクラスタリングを考慮した発生確率と更新過程による評価

#近藤久雄(産総研)・岩切一宏(気象庁)・谷 広太(文科省)・佐竹健治(東大地震研)

Temporal clustering and conditional probabilities of large earthquakes on active faults in Japan

#Hisao Kondo (AIST), Kazuhiro Iwakiri (JMA), Hirota Tani (MEXT), Kenji Satake (U. of Tokyo, ERI)

2016年熊本地震の発生を受け、著者らは最近125年間に生じた全国の活断層地震(ここでは $M_j \geq 6.8$)の頻度と発生確率を再検討した(Kondo et al., 2017)。その結果、2000年までの時点では主要活断層帯から発生した大地震の頻度は、10~20年に1回程度と考えられてきたものの(例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会事務局, 2001)、2016年熊本地震後までの期間で短い活断層も含めると、5~6年に1回程度と従来よりも高い頻度であることが判明した。さらに、時系列と発生間隔から判断して、活断層地震の発生は時間的なクラスタリングを示しており、海溝型巨大地震前後には2~3年に1回程度とさらに高い頻度である。

地震発生確率については、確率モデルの単純さからポアソン過程で算出していた。その結果、125年間の平均発生間隔を5年とした場合、今後5年および10年の地震発生確率はそれぞれ72%と92%と試算される。これらは、日本全国のいずれかの活断層から発生する地震発生確率としては、従来よりも極めて高い。

しかし、ポアソン過程では、大地震発生が時間的にランダムな離散的な事象と仮定することを意味し、時間的なクラスタリングを考慮した場合には明らかな矛盾を生じる。また、プレート境界の地殻応力が内陸の活断層へ伝達し、その相互作用が活断層地震の発生へ影響するという観点からも、応力・歪の蓄積と解放を連続的な時間軸で捉えることが必要である。さらに、世界標準的に実施される更新過程のBPTモデルによる活断層評価(例えば、UCERF3/WGCEP)とも乖離が生じる。そこで本稿では、時間依存型の地震ハザード評価へ資するため、クラスタリングを考慮した連続的な確率密度関数による評価を試みた。

本稿では、最近125年間に生じた28個の大地震データを対象として、フリー統計ソフトウェアRのパッケージであるmclust (Fraley and Raftery, 1999)を用いたク

ラスタリングの解析と混合正規分布モデルのフィッティング、EMアルゴリズムによる平均発生間隔と標準偏差の最尤推定をおこなった。それらをもとにApple社製バンドルソフトウェアGrapherを用いて確率密度関数を定義し、双峰正規分布による地震発生確率の算出をおこなった。また、従来のようにBPT分布、対数正規分布による発生確率も算出した。

混合正規分布モデルによる地震発生間隔のフィッティングでは、双峰正規分布モデルが選択された。これは、Kondo et al. (2017)で指摘したように、発生間隔が短いグループ(21個の発生間隔)と長いグループ(6個の発生間隔)に大別されることを示す。双峰正規分布の混合比(重み)は前者が0.77、後者が0.23となり、平均と標準偏差はそれぞれ 2.8 ± 1.5 年、 10.7 ± 2.0 年となった。対数正規分布の場合には平均と標準偏差は 1.2 ± 0.8 年、BPT分布は双峰正規分布の平均と標準偏差と同様とした。各累積確率には特徴があるが、個別の活断層と同様に、応力・歪の蓄積と解放、その攪乱を踏まえたBPT分布による確率モデル(例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2001)が尤もらしい。

以上の結果は次の点で重要と考える。確率モデルの選択には検討の余地があるが、連続的な確率密度関数で定義することにより、任意の時点で更新過程による条件付き確率の評価が可能となる。例えば、2016年熊本地震がクラスター内の集中期に生じたのか必ずしも明白ではないが、熊本地震がクラスター内であれば今後4年程度までの発生確率が比較的急激に上昇し、クラスター外であれば次の4年から8年程度は確率の上昇が緩やかになる。また、大地震が生じる度にデータ同化とモデルを更新していくことにより、数年程度の中期的な大地震発生可能性を持続的に評価可能と考えられる。

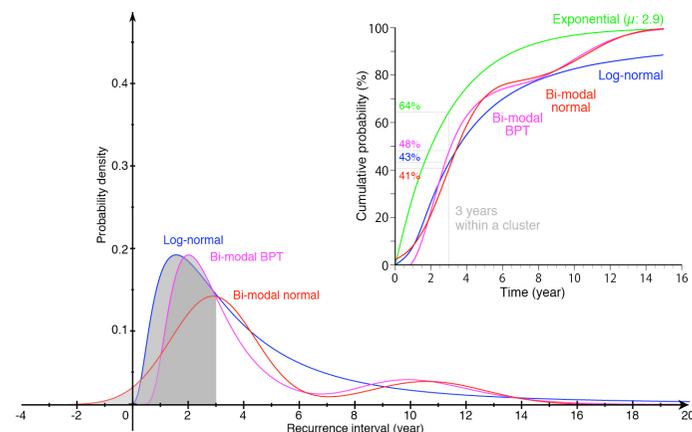


図1 最近125年間の地震発生間隔のモデル化、確率密度関数と累積確率

S10-P02

重力異常による石狩平野東縁断層帯の密度構造解析

#松本なゆた・和田茂樹・澤田明宏・平松良浩(金沢大)

Subsurface density structure analysis around the Ishikari plain eastern margin fault zone with gravity anomalies.
#Nayuta Matsumoto, Shigeki Wada, Sawada Akihiro, Yoshihiro Hiramatsu (Kanazawa Univ.)

The Hidaka thrust system is developed in the west of Hidaka Collision Zone. The Ishikari plain eastern margin fault zone is the front of this thrust system. It is important to reveal the subsurface structure of the fault zone, not only to estimate shortening rate of the thrust system but also to discuss the plate boundary between the Eurasian and Okhotsk plates. In this study, we use gravity anomalies to infer the subsurface density structure around the Ishikari plain eastern margin fault zone. We conduct gravity measurements in July, 2015. We apply 2D-Talwani's method (Talwani et al., 1959) for the density analysis. The density structures are constructed based on the result of seismic reflection surveys, such as line H91-2 (AIST, 2007), Naganuma84 (Yokokura et al., 2014), and Umaoi 2000 (Kato et al., 2004).

石狩低地東縁断層帯は、石狩低地とその東側に分布する岩見沢丘陵、栗沢丘陵、馬追丘陵との境界付近に位置する西側隆起の逆断層帯で、主部と南部に区分されている (HARP, 2009)。東北日本弧と千島弧の衝突と千島弧のデラミネーションにより形成された日高衝突帯の前縁には、マイグレーションにより褶曲・衝上断層帯が発達しており、石狩平野東縁断層帯はそのフロントにあたる (伊藤, 2000)。本断層帯は前縁褶曲・衝上断層帯を含む日高衝突帯全体の約 1/4 の変位を担っているとされている (Kato et al., 2004)。

本研究では、石狩低地東縁断層帯で実施した高密度な重力探査データを用いて、本断層帯の地下の 2 次元密度構造を推定し、断層帯周辺

の重力異常と合わせて、断層構造の特徴を明らかにし、構造発達について考察することを目的とする。

重力探査は 2015 年 6 月 22 日～7 月 6 日に石狩平野東縁断層帯主部の中部および南部域で既往の反射法地震探査測線 H19-2、長沼 85、馬追 2000 に沿った測線と同断層帯周辺において 265 点実施した。測点間隔は原則断層近傍で 200m 程度、その他では 500m 程度とした。使用した重力計は金沢大学所有の Scintrex 社製 CG-3M 型重力計である。測定点の緯度・経度および標高は、GNSS (Javad 製)を用いて高速スタティック法により測定した。解析には金沢大学重力データに加え、国土地理院 (2006)、Yamamoto et al. (2011)、産業総合技術研究所地質調査総合センター (2013)のデータを使用した。

重力データは通常の補正に加え、10mDEMによる地形補正 (Sawada et al., 2015)、バンドパスフィルター処理、トレンドの除去を行った。密度構造は、2次元タルワニ法 (Talwani et al., 1959)を用い、既存の反射法地震探査H91-2 (産業技術研究所, 2007)、長沼84 (横倉ほか, 2014)、馬追2000 (Kato et al., 2004)で提案された構造を基本として推定した。また、地質区分は香東ほか(2002)、各層の密度値は防災科学研究所 (2005)を参考に決定した。

重力異常は東に向かって緩やかに減少しており、断層東側に中新世の堆積岩が分布する地質構造を反映している。断層に沿った重力異常急変帯は認められないが、断層近傍で5mgal前後の凸状の重力増加とその東側での凹状の減少がH91-2、長沼84、馬追2000の3測線全てで認められる。

謝辞：本研究は科研費基盤 (C) 課題番号26400450の助成を受けたものです。また、国土地理院 (2006)、Yamamoto et al. (2011)、産業総合技術研究所地質調査総合センター (2013)による重力データを使用しました。記して感謝いたします。

S10-P03

種子島四万十帯頁岩中に新たに発見した非活断層の破碎帯構造

#飯田高弘(セレス)・溝口一生(電中研)・田中竹延(阪神コンサル)・飯塚幸子(セレス)

Fault-zone architecture of a newly-found inactive fault in shale from the Shimanto Belt in Tanegashima Island, Southwest Japan

Takahiro Iida (CERES), Kazuo Mizoguchi (CRIEPI), Takenobu Tanaka (Hanshin Consultants), Sachiko Iizuka (CERES)

1. はじめに

断層破碎帯は、現在までの長い活動を通して、岩石の破碎、摩耗、変質などを経て形成されており、断層が経てきた地下環境(温度圧力や酸化還元状態)や形成史を明らかにする上で、その構成鉱物や岩石組成は重要な情報源の一つである[1,2]。しかしこれまでに行われてきた断層破碎帯の研究は、歴史地震や近年発生した地震の地震断層など活動性の高い断層に偏っており、最近10万年間活動していない活動性の低い断層(以下、非活断層と呼ぶ)に関する研究は少ない。そこで我々は非活断層における破碎帯性状の特徴を抽出する目的で、これまで花崗岩帯中の非活断層を調査してきた[3,4]。今回鹿児島県熊毛郡中種子町において新たに堆積岩中の非活断層を見出したので、その内部構造の記載、粉末X線回折(XRD)分析および全岩化学組成分析を行い、花崗岩中の非活断層との比較を行った。

2. 実施内容

今回調査した断層は四万十帯日向層群中の頁岩に発達しており、中位段丘堆積物の礫層によって不整合に覆われている。この段丘面は中田(1968)[5]にて下末吉面相当に対比されているため、本段丘面形成後の最近10万年間に活動していない断層と判断した。本露頭の写真とスケッチを図1に示す。断層直上部が侵食されて削りとられているが、中位段丘堆積物には断層の延長部も認められず、段丘礫の変形も認められない。断層面の走向・傾斜はN50°E/70°NWを示し、断層沿いには幅1~10mmの断層ガウジと、幅10cm程の断層角礫が形成されている。断層ガウジ、断層角礫、また断層破碎帯の原岩として下盤側の頁岩を採取し、

XRD分析および全岩化学組成分析を行った。

3. 結果・考察

XRD分析の結果、原岩である頁岩は、石英・長石が主体で、少量のイライトが含まれており、断層角礫、断層ガウジでは、スメクタイト、クロライト、イライトが多く含まれていた。またXRDチャートのピーク強度からスメクタイト、イライトの相対的な量を比較すると、頁岩、断層角礫、断層ガウジの順に含有量が増加する傾向が認められた。これは花崗岩起源の破碎帯における結果と同じである。一方で全岩化学組成分析の結果は、花崗岩起源の断層ガウジでは原岩に比べ大きな元素移動が認められたが、堆積岩起源である本断層ガウジでは断層角礫や、原岩である頁岩との有意な差は認められなかった。今後さらに解析を進めて、当該非活断層における破碎部性状について鉱物学的・地球化学的特徴を明らかにする。

本研究は、電力受託研究「破碎部性状等による断層の活動性評価手法の高精度化に関する研究」によって行われた成果の一部である。ここに記して感謝の意を表す。

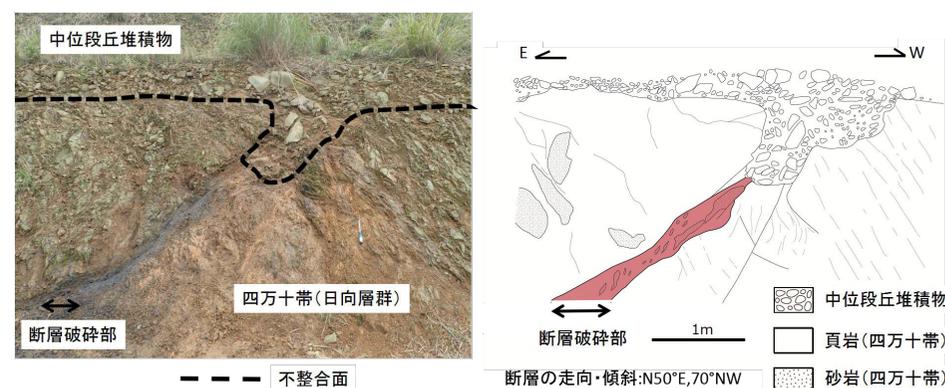


図1. 露頭写真および露頭スケッチ(中種子町納官)

引用文献:[1]長友晃夫・吉田英一, 2009, 地質学雑誌, Vol.115, No.10, 512-527. [2]丹羽正和・島田耕史・黒澤英樹・三輪敦志, 2008, 地質学雑誌, Vol.114, No.10, 495-515. [3]飯田高弘・岡崎和彦・溝口一生, 2015, 日本地質学会第122年学術大会講演要旨, R12-P-12, P267. [4]岡崎和彦・飯田高弘・溝口一生・酒井亨・鈴木悠爾・稲田徳之・亀高正男, 2015, 日本地質学会第122年学術大会講演要旨, R12-P-10, P266. [5]中田高, 1968, 地理学評論, Vol.41, No.10, 601-614.

南西諸島海域の断層分布

#高橋成実(JAMSTEC/NIED)・清水祥四郎・佐藤信明・勝山美奈子・
新井麗・田中恵介(JAMSTEC)・金田義行(JAMSTEC/香川大)

Fault distribution of the Ryukyu island arc area

#Narumi Takahashi (JAMSTEC/NIED), Shoshiro Shimizu, Nobuaki Sato,
Minako Katsuyama, Rei Arai, Shigeyoshi Tanaka (JAMSTEC) and
Yoshiyuki Kaneda (JAMSTEC/Kagawa Univ.)

JAMSTEC は、文部科学省よりの委託事業として、「海域における断層情報総合評価プロジェクト」を平成 25 年度より実施している。このプロジェクトでは、既存の反射法地震探査を利用して、日本周辺海域の断層分布図を作成している。平成 25 年度よりスタートしたこのプロジェクトでは、これまでに、日本海での断層分布図を作成し、平成 27 年度と 28 年度の 2 年間で、南西諸島周辺海域の断層分布図を作成した。この断層分布図を作成するに辺り、JAMSTEC が実施した反射法地震探査のデータのみならず、(独)石油天然ガス・金属鉱物資源開発機構(JOGMEC)が、石油公団として実施していた国の基礎物理探査のデータ、産業総合技術研究所(AIST)の反射法地震探査データ(シングルチャンネルサイスミック)、民間石油会社の物理探査データ、海上保安庁の地震探査データ等を収集して、基礎データとした。これら収集した反射法地震探査データは、1970 年代から極最近のデータまで含まれており、データ取得の仕様や、データ処理手法の違いがあるため、一部のデータに対しては、最新のデータ処理手法を使って再処理を行い、処理結果の統一化を図った。

今回成果を発表する南西諸島周辺海域の断層分布図を作成するに際して、下記のデータ量を使い、解釈作業には Decision Space Geoscience (Landmark 社製)を利用した。今回新たに収集したデータは、JOGMEC (22,431 km)、海洋保安庁(4,508 km)、AIST (26,960 km)、JAMSTEC (2,353 km)、民間石油会社 (10,879 km)で、合計 83,193 km である。南西諸島周辺海域には、反射法地震探査断面図上では非常に多くの断層を認

識できるが、海域に分布する活断層を特定する事が第一義であるため、以下の条件を満たす断層を海域断層として特定した。(1)地震探査断面図上で断層と特定できる、(2)地震探査断面図上の海底に変位が見られる、(3)海底地形でも変位が顕著である、(4)隣接する測線上で断層の連続性が認識できる、の 4 つの指標を基準に断層を解釈している。この解釈した断層の空間的な連続性は、解釈した断層の傾斜が整合していることはもちろんのこと、地形や地質構造の特徴が共通であることを基準としている。但し、南西諸島海域の測線間隔は場所によって数 10 km にもなるケースもあり、この場合は地形的な特徴を追って、断層の範囲を決定した。

これまで、南西諸島海域南部(徳之島以南)の断層分布については既に報告しているが(新井他,2016; 佐藤他, 2016)、新たに総数 307 条の南西諸島海域北部の断層解釈が加わり、南西諸島海域全体の断層の総数は 449 条となった。新たに加わった断層の内訳は、長崎県/熊本県沖 27 条(正断層 12 条、逆断層 4 条、横ずれ断層 11 条)、鹿児島県甬島列島周辺 42 条(正断層 28 条、横ずれ断層 14 条)、鹿児島県薩南諸島周辺 27 条(正断層 22 条、逆断層 5 条)、沖縄トラフ北部 89 条(正断層 86 条、逆断層 3 条)、沖縄トラフ中部 50 条(正断層 50 条)、南西諸島前弧域 66 条(正断層 19 条、逆断層 47 条)である。全体的な特徴としては、南西諸島南部から引き続き前弧域の海溝軸側では逆断層が発達し島弧側では正断層が発達する。奄美海台が衝突しているエリアでは海底が持ち上がったような変形構造を確認できる。火山フロントと沖縄トラフでは正断層が多く発達する。屋久島西方では、顕著な正断層が見つかった。一部は火山としてカルデラ構造が発達し、それに伴う正断層も確認できている。南西諸島南部では沖縄トラフの走向と、その縁辺で発達する正断層の走向はほぼ一致していたが、屋久島西方から北方の沖縄トラフでは、海盆状に発達する沖縄トラフに斜交するように横ずれ断層が発達している。2015 年に発生した薩摩西方沖地震もこういった断層の一部で、これらの断層の走向は甬島列島から日奈久断層につながる走向とほぼ一致している。沖縄トラフ北端部では北東-南西方向の断層が発達し、別府島原地溝帯に接続されるような断層はいくつか沖縄トラフ内で見つかった。沖縄トラフ以北の大陸棚では、断層の走向が変化し北西-南東方向の断層がいくつか確認できた。なお、フィリピン海プレート上に発達する奄美海台、大東海嶺、沖大東海嶺にもいくつか正断層や横ずれ断層を解釈した。しかし、これらは古い構造であり、断層モデルを構築する活断層としては位置付けなかった。

南西諸島海域における波源断層モデルの構築と

津波・地震動の島嶼部への影響の評価

#乗松君衣・松山尚典(応用地質)・齊藤龍(国際航業)・阿部雄太(CTC)・大角恒雄・藤原広行(防災科研)・高橋成実(JAMSTEC/防災科研)

Construction of Fault Model in the Nansei Islands Area and Evaluation of Tsunami and Ground Motion

#Kimie Norimatsu, Hisanori Matsuyama (OYO), Ryu Saito (KKC), Yuta Abe(CTC), Tsuneo Ohsumi, Hiroyuki Fujiwara(NIED), Narumi Takahashi(JAMSTEC/NIED)

音波探査等の観測から得られた断層情報にもとづき、津波予測計算および地震動予測計算で利用可能な断層モデルを構築するための手法を検討し、南西諸島南部の海域において前弧域のプレート沈み込みに関係すると考えられる断層を除く、背弧・島弧・前弧の断層142本について断層モデルを設定した。本発表では、設定した断層モデルと、それらを用いた津波および地震動予測計算の結果について報告する。

断層モデルの設定にあたって、本研究では観測結果をもとに、先行研究における断層モデルの設定方法等も参照し、断層の巨視的特性をあらわすパラメータ(断層の位置、長さ、上端および下端の深さ、走向、傾斜角、すべり角、幅、平均すべり量)を設定した。モデル化に用いたデータには観測の手法や条件に起因する不確かさ、断層および地震などの自然現象そのものが持っているばらつきが含まれている。これらは「偶然的ばらつき」とし、断層モデルにばらつきの範囲を持たせることで考慮した。また、データを解釈し、断層モデルとして単純化、規格化していく際に、複数の考え方や方法があり一義的に決定できないものについては「認識論的不確かさ」として複数パターンのパラメータを設定した。今回は、断層下端深度については認識論的不確かさを、平均すべり量については偶然的ばらつきを考慮した。

さらに本研究では設定した断層モデルを用いて、津波予測計算および地震動予測計算を行い、南西諸島から沖縄諸島にかけての島嶼部で予想される津波および地震動の影響を検討した。図1に津波予測計算の計算結果の一例を示す。

背弧側の断層の活動による島嶼部への津波の影響は、断層の比較的近傍に限定されている。

南西諸島海域においては、従来、このような網羅的な断層モデルは設定されていなかったが、今回の検討により、今後、南西諸島海域の地震・津波の防災施策を検討していく上で重要な知見が得られた。

今後は、南西諸島北部海域および九州西方海域の断層について検討を進める予定である。

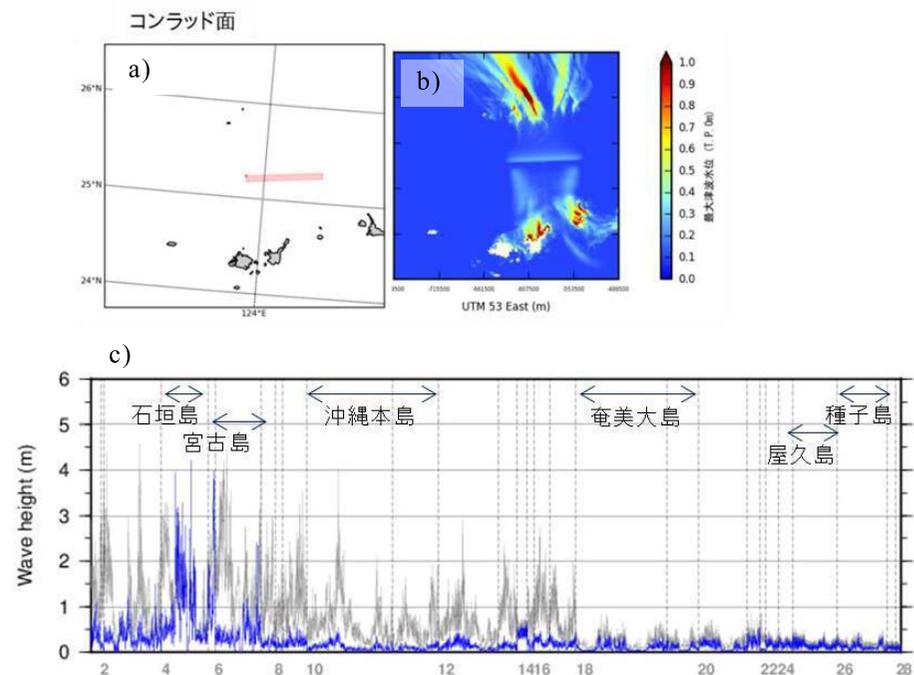


図1 石垣島付近に設定した断層モデルを使用した津波予測計算の結果。c)に示した青線はa)の断層モデルを使用して計算したときの最大水位上昇量を示している。灰色の線は設定したすべての断層モデルの計算結果から得られる最大水位上昇量の最大値を示している。

(謝辞)この研究は文部科学省の「海域における断層情報総合評価プロジェクト」の一環として実施しました。

柴田家文書に記された安政東海・南海地震

平井 敬 (名大環境)

Ansei Tokai and Nankai Earthquakes
Recorded in Shibata Family Documents

Takashi Hirai (Environmental Studies, Nagoya Univ.)

はじめに

名古屋大学減災連携研究センター古文書勉強会では、地域に残された歴史地震関連資料の収集・解読を継続して行ってきた。この活動の一環として、豊橋市美術博物館所蔵の柴田家文書(災害関係)を翻刻した。この文書は、吉田藩士であった柴田家に伝来したもので、普賢岳噴火、善光寺地震、安政東海・南海地震、安政江戸地震などの記録を含んでいる。本報告では、柴田家文書の一部「諸国大地震大津波」(写真1)に記されていた安政東海・南海地震による各地の被害について紹介する。

地震・津波被害の記述

文書中の安政東海・南海地震の記録は、末尾に「安政元年甲寅十二月廿日写之」とあり、発災日(旧暦嘉永7年11月4、5日)の翌月に各地の被害状況に関する情報を集成したものと考えられる。まず東海道・甲州街道・中山道・北国街道について各宿場と沿線主要都市の被害状況に関する記述があり、特に駿府・江戸・甲府については城下の町名を挙げて詳細に記されている。次に、大坂より九州までの西日本の状況についての記載があり、こちらは国ごとに主要都市の被害が記されている。特に大坂については、町名・橋名を挙げて非常に詳しく記述されており、津波の到達地点や火災の発生場所に関する情報も含まれている。

GISを用いた被害のプロット

柴田家文書に記された地震被害のうち、主に東海道・甲州街道・中山道沿いのものについて、GISを用いて地図上にプロットした。図1にこれを示す。被害の様相から震度を推定することは不可能ではないが、建物被害などの詳細な記述が多くなかったため、ここでは文書中の記述(無事・少々そんじ・大そんじなど)から被害状況を無被害・小被害・大被害の3段階に大別して示した。伊勢・東海道・甲府盆

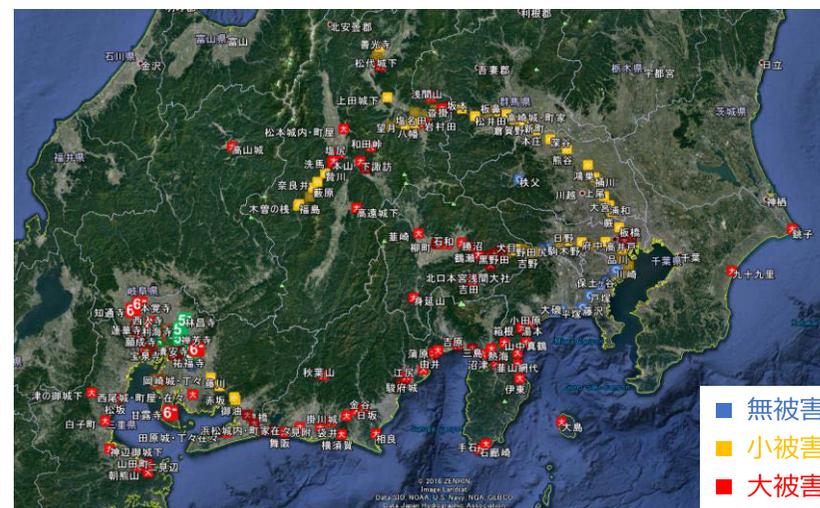


図1 柴田家文書に記された安政東海・南海地震による被害

地・松本盆地などで被害が大きく、その他の街道沿いや山間部では比較的被害が小さい傾向が見て取れる。ただし仔細に見ると、既往の調査による安政東海・南海地震による被害の分布¹⁾と異なるところもあり、さらなる検討が必要である。

参考文献

- 1) 宇佐美龍夫, 最新版 日本被害地震総覧 [416]-2001, p.151-164 (2003)

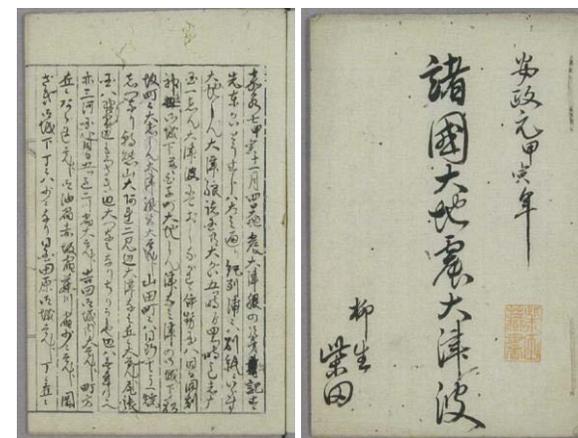


写真1 柴田家文書「諸国大地震大津波」

謝辞

本研究において、豊橋市美術博物館所蔵の「柴田家文書」を参照した。解読にあたり、名古屋大学大学院人文学研究科 石川寛特任准教授の指導と名古屋大学減災連携研究センター古文書勉強会メンバーの協力をいただいた。

S10-P07

1914年桜島地震における九州全域の震度データの検証

小林励司 (鹿大理工)

Review on the seismic intensity data in Kyushu Island for the 1914 Sakurajima earthquake

#Reiji Kobayashi (Kagoshima Univ.)

はじめに 1914年1月12日の10時過ぎ、桜島大正噴火と呼ばれる噴火が始まった。噴火が継続する中、噴火開始から約8時間後の18時30分頃、マグニチュード7.1の地震（以降、1914年桜島の地震と呼ぶ）が発生した〔例えば、今村(1920), Omori(1922), 宇津(1979)〕。この地震による死者数は29人であり、桜島大正噴火の全体の死者数の半分を占めている。鹿児島市街地を襲った地震としては近代的な観測が始まってから最大であり、鹿児島市の地震防災を考える上で重要な地震である。

これまで筆者らは鹿児島市内の震度分布を調べてきた〔小林・他(2017) AGU-JpGU Joint Meeting〕。九州全域まで広げて震度データを収集・整理してみると、データについて不明な点や文献間で矛盾する点が見つかってきた。ここではそれを検証する。

震度データの収集と検証 震度について、この時代においては、中央気象台の発表が官報に掲載されている〔例えば、石垣(2007)〕。今回は、時刻精度が悪さを考慮し、1914年1月12日18時28~31分の時間で掲載されているものを収集した。1914年1月14日~2月12日までの官報に14地点分の記録が掲載されていた。このうち2地点は別の日に重複して掲載されていた。また九州以外の3地点（浜松、宮津、広島）は桜島の地震によるものと判断することは難しい。九州内に限定すれば、9地点である。気象庁(1996)と宇津(1979)はこの中央気象台が発表した震度に基づいていると思われる。

次に発表されたものに、震災予防調査会の和文報告として、今村(1920)がある。「各測候所における器械観測の結果」として上記の中央気象台発表の震度が掲載されている。これに加え「九州各地における観測」として、九州の各地

（各県4カ所から20カ所）の震度が掲載されている。しかし、どのようにして得られた震度かは述べられていない。震度の区分も、強（弱キ方）と弱（弱キ方）がない。また、福岡県の記録もない。

今村(1920)では等震度線を描いた図もあわせて掲載されている。しかし、「各測候所における器械観測の結果」や「九州各地における観測」と比較すると、等震度線と矛盾する地点が多くある。

今村(1920)には、鹿児島県内の市村における住家の全潰数、半潰数が掲載されている。各市村の全戸数は鹿児島県統計書（大正2年版）のものがある。これらをもとに、小林・他(2017)と同様に武村・虎谷(2015)の手法で鹿児島県内における現在の震度階級を推定できる。鹿児島県内でも震度4から震度6弱までの分布が得られた。これらは「九州各地における観測の結果」と若干異なる結果となった。

震災予防調査会の欧文報告としてOmori(1922)もある。ここに掲載されている震度も今村(1920)と同様、どのようにして得られた震度か不明である。それに加えて、各地の震度の区分が strong, moderate, slight, unfelt となっており当時の震度階級との対応が不明である。また等震度線の区分がさらにこれと異なっており、destructive motion, strong motion (some damage), strong motion (no damage), moderate motion, slight motion となっている。今村(1920)の「九州各地における観測」と比べると、福岡県のデータがある、福岡県以外の各県においてもデータの数が多く、という違いがある。震度階級との対応が不明なので、単純に比べることはできないが、同一の地点でも今村(1920)と震度判定が異なっているところがある。

考察 上記のうち、もっとも信頼性の高いのは中央気象台の震度と考えられる。このころには「地震報告心得」によって統一的な基準で震度が判定されているためである。今村(1920)とOmori(1922)は地点数が多いが、いずれもどのように震度を得たかの記述がない。さらに、Omori(1922)は当時の震度階級との対応が不明で、現在の震度への対応も難しくなっている。島津・他(2014)はOmori(1922)と当時の震度階級との対応を試みているが、その過程でこの論文独自の基準で判定を行っている。他の地震の震度分布との比較には注意が必要となるだろう。

S12-P01

海洋掘削応答を利用した透水係数の推定

#木下 千裕(京大理)・Demian Saffer(PSU)・Achim Kopf・Alexander Rösner(MARUM)・Laura Wallace(GNS Science)・荒木英一郎・木村 俊則・町田 祐弥(JAMSTEC)・小林 励司(鹿児島大)・Earl Davis(GSC)・Sean Toczko(JAMSTEC)・Stephanie Carr(Colorado School of Mines)・Expedition 365 Scientists

Estimation of permeability from pore pressure response to the subseafloor drilling

Chihiro Kinoshita (Kyoto Univ.), Demian Saffer(PSU), Achim Kopf, Alexander Rösner (MARUM), Laura Wallace(GNS Science), Eiichiro Araki, Toshinori Kimura, Yuya Machida(JAMSTEC), Rreiji Kobayashi(Kagoshima Univ.), Earl Davis(GSC), Sean Toczko(JAMSTEC), Stephanie Carr(Colorado School of Mines), Expedition 365 Scientists

国際深海科学掘削計画(IODP:International Ocean Discovery Program)の一環として2007年から始動した南海トラフ地震発生帯掘削計画(NanTroSEIZE)では、これまで紀伊半島沖熊野灘において地質試料の採取、掘削孔内の物理検層、地震波探査、観測装置の設置などにより、地震発生メカニズムの解明に資する成果をあげてきた。

海溝軸より陸側へ約35 kmに位置するSite C0002ではHole C0002Gに水圧計、地震計、加速度計、ひずみ計などを搭載したLTBMS(Long term Borehole Monitoring System)が設置されており、DONETを介してリアルタイムに観測データを提供している。2012年に実施された第338次航海ではHole C0002Gから西側約100 mに位置する8 地点でコアリングや物理検層のための

掘削が行われ、その際の地下擾乱をHole C0002Gの水圧計が記録している。海底下約780 m, 980 mの二深度に設置された水圧計の上下はパッカーやセメントで区切られており、隣接する地層との間でのみ水のやりとりが可能な状態であることから、地層内の間隙水圧を測定しているとみなせる。どちらの水圧計も700 m以浅の掘削では地下擾乱による水圧変化を示さないが、掘削が980mに達すると確実に変化を示す。そこで本研究では、最終掘削深度が海底下1000 mを超えた(Hole C0002H;1120.5 m, Hole C0002I;1360.3 m)2本のボアホールの掘削時の水圧応答を用い、掘削時の注水を入力と考え、Hole C0002Gで観測される水圧応答を出力とし、2点間の透水係数を推定した。海洋において、孔間透水係数を推定した例は極めて少なく(e.g., Secretan et al., 2000)、南海トラフにおいては初めての試みである。

また、間隙水圧の地球潮汐による変化を利用した透水係数の推定結果を加え、更には南海トラフで採取された試料を用いて行われた室内実験(Guo et al., 2011)や単一孔における現場透水試験の結果(Boutt et al., 2012; Saffer et al., 2013)とも比較し、透水係数のスケール依存性について評価した。

その結果、最も大きな値を示したものは2本のボアホール間の透水係数 $10^{13} \sim 10^{12} \text{ m}^2$ であり、最も小さな値を示したものは室内実験から推定された $10^{21} \sim 10^{17} \text{ m}^2$ であった。その他の方法で推定した透水係数もこの範囲内であり($10^{14} \sim 10^{17} \text{ m}^2$)、透水係数のスケール依存性を示唆する結果となった。これは、測定対象の岩盤のスケールが大きいほど断層や亀裂を多く含み、岩盤全体の透水係数が高くなると解釈することができる。

S12-P02

中型2軸摩擦試験による断層面形状の実験的研究

#溝口一生(電中研)・飯塚幸子(セレス)・飯田高弘(セレス)

Laboratory study on fault surface roughness using a biaxial friction apparatus with submeter-sized rock

#Kazuo Mizoguchi (CRIEPI), Sachiko Iizuka (CERES), Takahiro Iida (CERES)

目的：断層面の3次元表面形状特性は、断層の運動学的解析を行う上で重要な情報源であり、断層面上で見られる断層条線（断層面が擦れ合っできる擦痕や溝の線状構造）やスリッケンステップ（条線の直交方向にできる階段状のステップ構造）などの表面構造を用いて、野外における断層の変位方向の判定がなされている。また断層面形状は、地震の発生を支配する要因である断層の摩擦特性と関連しており、多くの断層において測定がなされている。一方で断層面形状の発達過程を調べる実験的研究については、これまでいくつかなされているものの、試料サイズや再現できる断層の変位量に制約があり、変位進行に伴う断層面破断、磨耗物形成、剪断面形成など天然の断層面で起こるプロセスを再現できないため、未だ十分な検討がなされていないのが現状である。そこで我々は、従来試験よりも1桁以上大きい長さ450mmの岩石試料を用い、さらに50mm変位させる断層摩擦試験を行うことが可能な中型試験装置を開発し、それを用いて異なる応力下で形成される断層面形状の違いを調べる実験を行っており、今回は本実験の概要及び予備的な実験結果を紹介したい。

実験：本実験では、長さ450mm及び500mmの2個の中国産花崗岩角柱試料（G169）を積み重ね、両者が接する長さ450mm幅100mmの側面

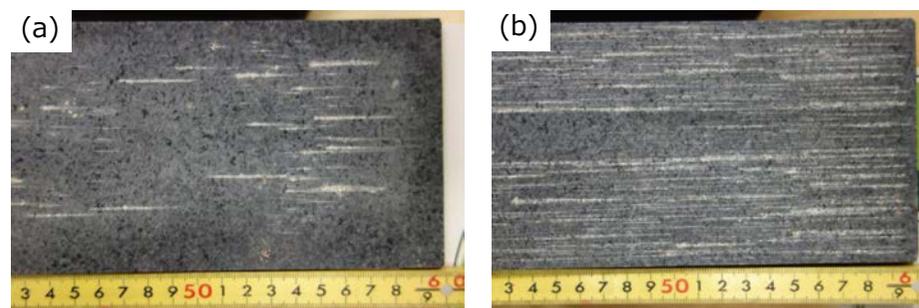


図1. 垂直応力1MPa (a) 及び10MPa (b) で行った実験後の断層面。

(#200-300で研磨済み)を模擬断層面とした。上側試料の上方から3本の油圧アクチュエータを用いて断層面に1MPaもしくは10MPaの一定垂直応力を載荷した上で、下側試料を断層面の長軸方向と平行に1mm/sの載荷速度で50mmまで変位させる摩擦実験を5回行い、断層変位に伴う断層面形状変化を生じさせた。各実験後は、断層面上に形成された磨耗物（ガウジ物質）は刷毛で回収し、次の実験前にはエタノールで断層面を清掃した。実験中は断層面全体にかかる垂直応力、剪断応力、垂直変位、剪断変位の各データを解像度24bitサンプリング周波数1kHzでデジタル収録した。

結果：上記の条件で行った実験後の試料を観察したところ、実験前の断層面には見られなかった滑り方向に伸びた放物面状の磨耗条溝（Wear groove）が多数形成されていた。条溝の数は、高圧下ほど多く見られ、断層面を占める条溝の面積比は、垂直応力におよそ比例していた。このことから、高い垂直応力下の断層面ほど、条溝形成により断層変位に伴って表面粗さが増すことがわかった。今後は断層面形状のフラクタル解析等を進め、より詳細な議論を行っていく予定である。

S12-P03

三軸圧縮試験下で発生する AE の b 値の推定に向けたイベント抽出
～広帯域連続観測による検討～

#米田直明・川方裕則・平野史朗（立命館大学）・
吉光奈奈（Stanford 大学）・高橋直樹（三井住友建設）

AE event extraction for estimating b values under a triaxial compressive condition

～Examination using continuous broadband records～

#Naoaki YONEDA, Hironori KAWAKATA, Shiro HIRANO (Ritsumeikan Univ.),
Nana YOSHIMITSU (Stanford Univ.), Naoki TAKAHASHI (Sumitomo Mitsui Constr.
Co., Ltd)

○ はじめに

明らかな破壊面を持たない岩石試料を用いた圧縮試験時に発生する AE (Acoustic Emission) の b 値は多くの研究で推定がされており, Scholz (1968) が示した軸応力と b 値の関係は自然地震の研究にも広く引用されている. b 値を適切に推定するためには, イベント抽出における無作為性と広い規模帯のイベントを多数集めることが必要であり, これは実験室で記録された AE においても同様である. Lei et al. (2000) は, 三軸圧縮試験下で発生する AE を多数の圧電素子(PZT)を用いてトリガ集録し, b 値と震源メカニズムの推定を行った. しかし, PZT はシグナルを狭い周波数帯域にしか相対的に高い感度を持っておらず, その波形記録は AE の特徴を漏れなく捉えているとは言えない. 加えて, トリガ集録では, 振幅が閾値を超えないシグナルを取りこぼすために, 先に述べた b 値議論の必要条件を満たしていると言い難い. これに対し Thompson et al. (2006) は, 268 秒間の限られた時間ながら連続で波形を記録するシステムを利用することで問題点の改善を目指したが, 連続集録された 268 秒間以外の時間帯の AE はトリガ集録せざるを得なかった. Yoshimitsu et al. (2014) は, 広帯域圧電トランスデューサを三軸圧縮条件下で使用可能にし, さらに長時間連続で波形集録をすることを実現した. そして, 得られた AE の地震モーメントとコーナー周波数が自然地震と同様のスケーリング則を満たすことを示した.

広帯域で長時間連続 AE 観測を実施し, より広い規模帯の AE を解析することで, より信頼度の高い b 値の推定が可能となると期待される. そこで本研究では

Yoshimitsu et al. (2014) と同様の技術を活かし, より高封圧下で約 200 分間に及ぶ連続広帯域観測を実施し, 集録された AE の b 値を推定すべく, できる限り多くの AE イベントの抽出を試みた.

○ 実験

直径 50mm, 高さ 100mm の円筒形の Westerly 花崗岩を使用して, 室温乾燥条件の下, 封圧 50MPa の三軸圧縮試験を実施した. 試料側面に 45 度間隔 8 面のうち 7 面に, 隣り合う 2 つの高さが同じにならないように広帯域圧電トランスデューサ(富士セラミックス社製; 感度帯域 100 – 1000 kHz)を 7 個貼付した. その内の 1 か所には送振用 PZT を隣接するように貼付し, 実験中に複数回弾性波を送振して弾性波速度の計測に使用した. また, 他の 6 か所の内の 3 か所には隣接するように受信用 PZT を貼付した.

まず封圧を上昇させ, その後載荷を行った. 載荷は荷重制御の後に周方向変位制御に切り替えることで破壊をゆっくり成長させた. そして, ピーク応力を超えた後に高速除荷し, 試料を回収した. 試験後に回収した試料には, 明らかな亀裂は見られなかった. 封圧上昇開始から除荷終了までの全時間, 約 200 分間連続で波形の記録を行った.

○ 解析・結果

一度も途切れることなくデータを連続集録した結果, 多数の AE などのシグナルを集録できていた. トランスデューサごとに STA/LTA 比によるシグナルピックを行ったところ, 最多で約 217 万個, 最少でも約 45 万個のシグナルを検出した. これらの中には, 送振 PZT からの弾性波, 及び電気ノイズによるシグナルも含まれている. 全てのピックを時系列順にソートし, 試料内部の震源からの最大走時差を基準に同一イベントによるシグナルである可能性がある組み合わせを作ったところ, 約 45 万個の組み合わせが得られた.

飽和過程における砂層地盤中を伝播する弾性波の計測手法の改良

#中山雅之¹・川方裕則¹・平野史朗¹・土井一生²・高橋直樹³

1. 立命館大, 2. 京大防災研, 3. 三井住友建設(株)

Improvement in transmission experiment of elastic waves through partially saturated porous sand soil

#Masayuki Nakayama¹, Hironori Kawakata¹, Shiro Hirano¹, Issei Doi², Naoki Takahashi³

1. Ritsumeikan Univ., 2. DPRI, Kyoto Univ., 3. Sumitomo Mitsui Construction Co., Ltd.

はじめに

岩石試料に対して、試料の破壊過程や流体による飽和過程において、試料中を伝わる弾性波の伝播特性(振幅や速度)がどのように変化するかということが調べられている(例えば, Kahraman, 2007 Ultrasonics; Yoshimitsu and Kawakata, 2011 BSSA). 一方, 未固結で空隙率が高い砂や土のような媒質に関して, 水の飽和度等, 媒質に変化があった場合の透過弾性波の伝播特性の変化は良く分かっていない.

Nakayama et al. (2016 AGU)では, 未固結で空隙率が高い媒質として, 砂粒子で構成された砂層地盤を使用し, 水飽和度の変化に伴う, 透過弾性波(スイープ信号)の振幅スペクトルの時空間変化を調べた. しかしながら, 飽和過程において, 弾性波の振幅スペクトルは複雑な変化を示し, 媒質の水飽和度が透過弾性波の振幅スペクトルに与える影響を明らかにすることはできなかった.

そこで, 透過弾性波の振幅スペクトルが複雑に変化した原因を明らかにするため, 計測方法をいくつかの要素に分けて, 各要素について要素試験を行うことにした. 上記の原因として, 震源挙動による震源近傍の媒質変化, 媒質の全体的・局所的な変化, 観測点近傍の媒質変化による影響が考えられる. まず我々は, 震源近傍の変化に着目した. 震源近傍の変化として, 弾性波送信用の加振器の加振部分の変位が大きく, 加振部周辺の媒質が塑性変形したことにより, 地盤への入力震動が変化した可能性が考えられる. また, 同実験において, 収録波形の位相速度について調べたところ, 加振器が出力する信号の再現性が低く, 位相差の変化から位相速度の変化を推定することができなかった. 以上の事を踏まえ, 本研究では, 加振部分の変位が小さく, 加振部周辺の媒質の塑性変形が小さいような新たな加振器を用意し, 加振器に信号を印加するファンクション・ジェネレータ(以下, FG)および加振器が出力する信号の再現性について調べた.

ファンクション・ジェネレータ(FG)の出力信号の再現性

FG が持つ機能を用いて, FG から 500 ms 間隔でスイープ信号を出力し, その信号を

トリガー収録した. その結果, 収録波形すなわち FG の出力の位相が時々刻々と単調に変化する様子が観察された. 調査の結果, スイープ信号を出力していない時間帯に, スイープの開始周波数を持つ信号が出力されており, スイープ信号の初期位相を制御することが不可能であることが原因であると推定された. そこで, 初期位相がゼロとなるような理想的な波形(500 ms のスイープ信号(1-6 kHz) + 500 ms のゼロオフセット)を設計し, FG に与え, 繰り返しトリガー収録を行った. 収録波形を並べて比較したところ, FG に入力した波形と酷似した波形が繰り返し得られた(図 1a)ことから, 再現性の高い信号を作ることができたと結論付けられた.

加振器の出力信号の再現性

次に, 加振器の加振部分に加速度計を貼り付け, 先程 FG に与えた任意波形を加振器に印加し, 先程と同様の計測システムで収録した. 収録波形を並べて比較したところ, 酷似した波形が得られた(図 1b)ことから, 再現性の高い信号を印加することができるようになったと結論付けられた.

今後は加速度計で収録された波形を基に, 加速度振幅が一定になるような波形の設計を試みると共に, 再度, 飽和過程における地盤中を伝播する弾性波の振幅スペクトルおよび位相速度の変化を調べ, 信号の再現性を高めた効果について検証する.

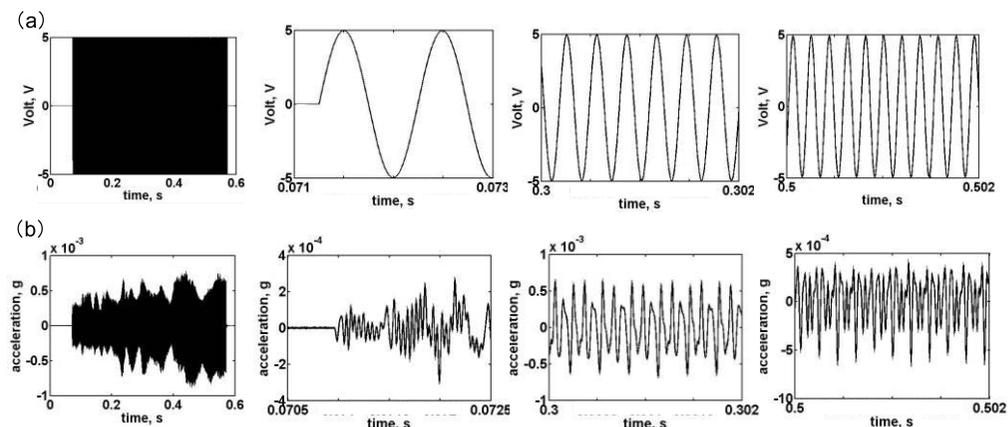


図 1. (a)FG から出力された波形(b)加振器から出力された波形を 100 本重ね書きしたものの全体(左端)といくつかの時間帯で切り出した波形(右 3 つ).

謝辞: 本研究は, JSPS 科研費 JP15H02996 と 26750315 の助成を受けたものである.

石碑が語る関東大震災

—住民による復興 100 年誌—

#武村雅之（名古屋大減災連携研究センター）

Reconstruction Process of Residents during 100 years from the 1923 Great Kanto Earthquake, Described by the Memorial Stones

#Masayuki TAKEMURA (Nagoya Univ.)

2013 年から 3 年をかけて関東大震災の慰霊碑、記念碑、遺構など神奈川県内の 455 カ所、634 対象を調査した。そのうち復興関連の対象物は 251 と最も多い。今回は、それらの調査結果から見える関東大震災の復興の特徴をまとめてみた。なお以下に出てくる復興費は仮に 5000 倍しておよそ現在の貨幣価値に直してある。

帝都復興事業と石碑：関東大震災の復興に関しては国の関与は極めて限定的であり、東京市と横浜市を対象とした帝都復興事業の一部に見ることができる [例えば、北原(2016)]。帝都復興事業の結果整備された橋梁や街路、公園などは今日でも確認することができるが、関連の復興碑はほとんどない。これは、そもそも復興碑が住民により建立されるものであり、その意味では、住民の立場から復興の様子を伝えているこのとの証とも考えられる。

インフラ・交通の復興：そのことを反映してか道路や鉄道の整備を伝える復興碑は限定的で、崖崩れによって県内で最も大きな被害を出した府県道小田原熱海線の復旧記念碑（工費約 10 億円）と旧早川村の海岸堤防復旧碑（工費約 1 億円）が県と地元自治体により建立されているに過ぎない。一方沿岸地域で発生した土地の隆起による港湾復旧については、葉山町漁業組合による葉山港船泊竣功記念碑（工費約 6 億円）があり、国の匡救土木事業補助と地元篤志家（味の素本舗の鈴木三郎助）の資金援助を受けて行われたと書かれている。水道の復旧・整備については酒匂川流域に 8 つの復興碑が確認でき、県の補助を一部受けたものもあるが大半は住民による拠出である。石碑の記載から 1 戸あたり平均約 40-50 万円程度の負担であったことが分る。

農地の復興：住民の負担が最も大きかったのは農地の復興である。県西部の地域を中心に 14 の復興碑が確認できる。足柄上郡・下郡の田畑の被害面積を復興碑に書かれた灌漑対象面積の合計がやや上回ることから、復興碑がこの地域

の農地復興状況を一般的に表しているものと考えられる。いずれも耕地整理法や開墾助成法などの通常法を活用し、県の指導で住民自らが耕地整理組合を造って復興に当たったものである。荻窪灌漑溝や文命用水、酒匂川用水など特に大規模なものを除くと、総工費はいずれも約 3-7 億円で、上記法律の適用による公的補助率は平均 50%程度、地主一戸あたりの平均負担額は 250-400 万円となる。なお、文命用水は総工費が約 29 億円という巨額なものであるが、通常法の活用に加え、用水路に発電所を作り、発電事業者からも補助を受けて、地元負担が僅か 3%の約 8000 万円に抑えられた。将に地元の知恵の現れである。

神社・寺院の復興：神社・寺院の復興は村や集落の復興の重要な柱と考えられていた（例えば、南足柄市天王院の「檀信戮力碑」）。本殿などの復興碑が確認できる神社・寺院は 21 にのぼる。国宝など特別な場合を除くと、そのうち神社は社格が指定村社以上のもので一部に県から最高 20%程度の補助を受けたところもあるが、他は主に氏子や檀家の寄付（一人あたり平均 20-60 万円）と住職の負担によるものである。鎌倉で全潰した 41 社寺（寺院 33、神社 8）の全数調査をした結果、大正年間に復興したのは 13 社寺で、多くは 1933（昭和 8）年までに復興している。その陰には政府が出した「復興しないと社寺明細帳から削除する」という通達があった。但し、近年まで仮復旧だったと思われる寺院は 6 寺院あり、そのうちの 2 つは現在もそのままである。寺院の復旧に際しての住職の苦労は 8 墓碑で偲ぶことができる。

心の復興：小田原城などの史跡の復旧に止まらず、石碑の調査から、この他にも神社の祭礼に使う船や御輿の復旧、市井の石仏や頌徳碑、記念碑の復旧などが人々によって行われた。復興に努力したことが記載された頌徳碑も 10 を数える。また、震災を契機として日本人の教育を見直そうとして行われた植樹を伝える碑と、2 本のイチヨウの大木を大和市立大和小学校で確認できる。

以上、調査を実施して驚いたのは、感謝の意を込めて建てられた石碑が多くあることである。九死に一生を得て感謝（横浜市日枝神社など）、飲み水を得て感謝（箱根町富士屋ホテルなど）、被害が軽微だったことに感謝（相模原市 6 神社の植樹碑など）。もちろん救援をしてくれた人々に対する被災者の謝意は様々な報告書で枚挙に暇がない。復興に当って人々を支えたのは感謝の気持ちだったのかもしれない。感謝の気持ちから希望が芽生え、関東大震災の復興は感謝と希望から始まったようである。不満と絶望からでは復興を成し遂げることはできなかったかもしれない。調査を終えて、そのような感想を持つに至った。

2016年熊本地震(Mj7.3)の永久変位を含む長周期(2秒以上)地震動評価のための特性化震源モデル

#松元康広(構造計画研)・宮腰研(地盤研)・入倉孝次郎(愛工大)・高浜勉(構造計画研)

Characterized source model for estimating long-period (more than 2s-) ground motions including permanent displacement of the 2016 Kumamoto earthquake (Mj7.3).
#Yasuhiro Matsumoto (KKE), Ken Miyakoshi (GRI), Kojiro Irikura (AIT), and Tsutomu Takahama (KKE)

■はじめに 2016年4月16日1時25分に発生した熊本地震(Mj7.3)では、断層近傍の観測点において正断層成分を含む右横ずれの断層運動に伴う大きな永久変位が観測された(岩田, 2016, 熊本地震・三か月報告). 一方, Irikura and Kurahashi (2017, IAG-IASPEI)は特性化震源モデルを用いて永久変位を含む長周期地震動を説明するためには、断層浅部にLMGA (long-period motion generation area)が必要であるとしている. 本研究では、断層近傍の観測点の永久変位を含む長周期(2秒以上)地震動評価のための特性化震源モデルの構築を試みる. 地震動評価の対象観測点は自治体震度観測点の西原村小森(KMMP48)と益城町宮園(KMMP51), KiK-net益城の地表(KMMH16)の3点とし、地震動評価手法は波数積分法(Hisada and Bielak, 2003, BSSA)を用いる.

■特性化震源モデル 断層モデルの位置はYoshida et al. (2017, EPS)を参考に、断層線がShirahama et al. (2016, EPS)による地表断層位置と概ね整合するようにモデル化を行った. その際、益城町付近は木山断層に沿ってモデル化を行った. 対象観測点の永久変位を含む長周期地震動を評価するために、これらの観測点の直下の浅部にLMGAを設定した. LMGAのすべり量は断層近傍の強震動記録の2回積分に基づく永久変位量や震源インバージョン結果等を参考に、西原村直下のLMGA3は4m、益城町直下のLMGA2は1.5mとした. LMGAの幅は地表から深さ3kmまでを仮定、その他、SMGAの設定は染井・他(2016, 地震学会)を参考に、SMGA2とSMGA3がLMGAと接続するように上端深さは3kmとした(図1).

■結果 図2に観測波形と合成波形の比較を示す. KMMP48とKMMH16は永久変位を含む変位波形、速度波形ともに概ね再現できている. KMMP51も変位波

形は概ね再現できているが、速度波形の再現性はKMMH16よりも芳しくない. これは、観測速度波形の最大値がKMMH16とKMMP51で顕著な違いが見られることに起因しており、今後は観測記録や地下構造モデルの詳細な検討が必要と考えられる. ところで、LMGA3に与えたすべり量(4m)はShirahama et al. (2016)による地表での観測変位量(約2m)に比べると明らかに大きい. そこで、LMGA3に地表での観測量に整合するように2mのすべり量を便宜的に深さ0.3km以浅に与え、深さ0.3km以深のすべり量は4mのままとしたモデルで地震動評価を試みた. その時のKMMP48の観測波形と合成波形の比較を図3に示す. このようなモデル化でも観測波形を再現できることが分かる.

■まとめ 断層近傍の観測点の永久変位を含む長周期(2秒以上)地震動は、断層浅部にLMGAを設定した特性化震源モデルで観測記録を概ね再現可能であることを示した. また、LMGAの地表付近のすべり量を地表での観測量に整合するようなモデルを用いても観測記録を概ね再現可能であることを示した.

謝辞 本研究は平成29年度原子力施設等防災対策等委託費(内陸型地震による地震動の評価手法の検討)事業によって実施されました. 地震動データは防災科研の強震観測網(KiK-net)の強震データと地方公共団体(熊本県)の震度計データを使用させていただきました. 記して感謝いたします.

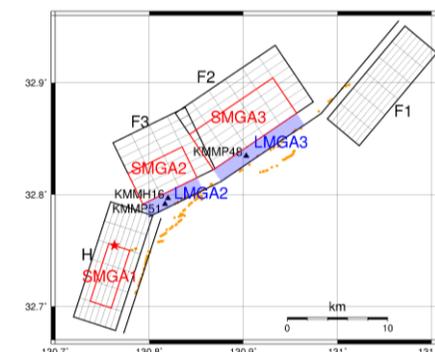


図1 特性化震源モデル

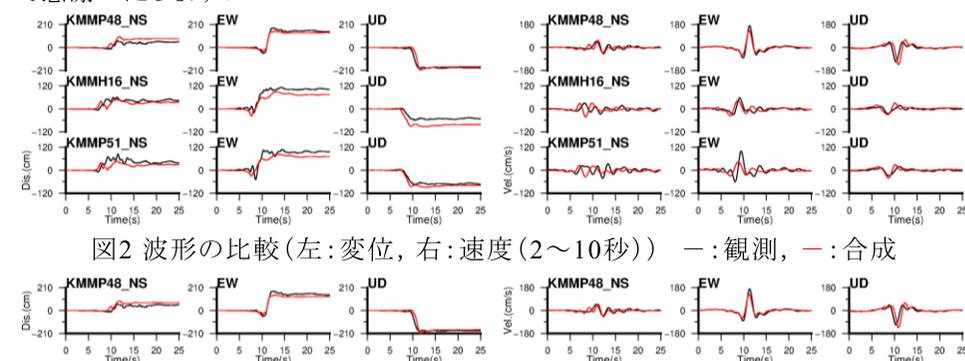


図2 波形の比較(左:変位, 右:速度(2~10秒)) ー:観測, -:合成

図3 波形の比較(KMMP48)(左:変位, 右:速度(2~10秒)) ー:観測, -:合成 (LMGA3の深さ0.3km以浅のすべり量は2m, 0.3km以深のすべり量は4m)

S15-P03

北西落ちと南東落ちの断層面を考慮した2016年熊本地震の広帯域震源モデルの推定

#佐藤智美(清水建設)

Broadband source model considering north-west and south-east dipping faults for the 2016 Kumamoto earthquake

#Toshimi Satoh(Shimizu Corp.)

熊本地震(M_J7.3)の強震記録に基づく長周期波形インバージョンや経験的グリーン関数法による広帯域震源モデルの多くは、北西落ちの断層面を仮定している。本研究では、長周期波形インバージョンを行ったYoshida et al.(2017)と同様に、地殻変動データに基づき推定されている南東落ちの断層面を仮定した場合(Y-model)としない場合(A-model)について、経験的グリーン関数法(佐藤・壇,1998)で広帯域震源モデルの推定を行った。

図1には、本震と佐藤(2016)と同じ要素地震のF-netのCMT解、Asano and Iwata(2016)に基づくA-modelの巨視的断層面と強震観測点を示す。図2には、A-modelとY-modelによる3地点での速度波形と観測波形の比較、図3には両広帯域震源モデルを示す。本震と弱震動のH/Vの違いと、本震と余震のf_{max}(佐藤,2016)の違いを考慮して補正を行っている。A-modelをフォワードモデリングで推定後、Y-modelの南東傾斜の断層面のSMGAと破壊開始点をグリッドサーチで推定した。その結果、加速度エンベロップと速度波形を用いたmisfitはY-modelの方がやや小さく、Y-modelの方を最適モデルとした。ただし、KMMH02やKMM009ではY-modelの方がA-modelより観測の再現性は良いが、KMM004では逆である(図2)。Y-modelのSMGA5とA-modelのSMGA4の北東部の平面的位置はほぼ同じであり、阿蘇カルデラの北西部でSMGAが終わっている特徴も共通である。SMGA2、SMGA4の位置は、Yoshida et al.(2017)のすべり量分布より、モーメントレート関数のピーク値が大きい領域との整合性が良い。

表1には、Y-modelの広帯域震源モデルを示す。破壊伝播速度は日奈久断層側で2.4km/s、布田川断層側で2.8km/sと推定された。応力降下量と短周期レベルは地殻内地震としては平均的である。SMGA総面積は、Somerville et al.(1999)のアスペリティ総面積の1.16倍、Satoh and Okazaki(2016)の横ずれ断層のSMGA総面積の1.27倍とやや大きい標準偏差の範囲内であった。A-modelでも、地殻内地震としては平均的であるという特徴は同じであった。

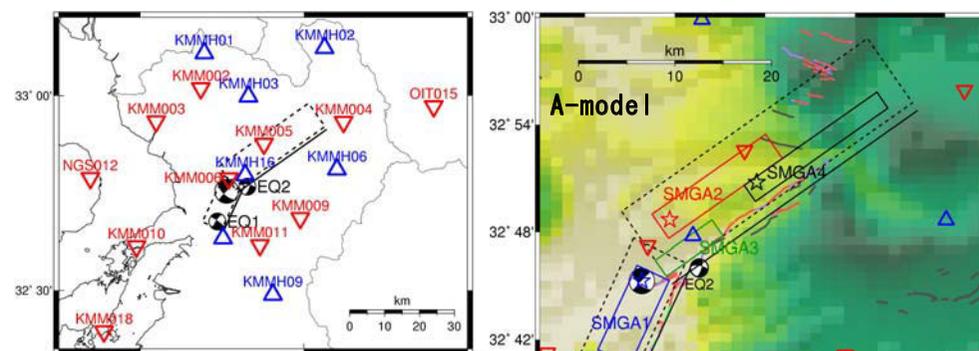


図1 本震・要素地震のF-netのCMT解、Asano and Iwata(2016)に基づく巨視的断層面(A-model)と強震観測点(△KiK-net 地中, ▽K-NET)

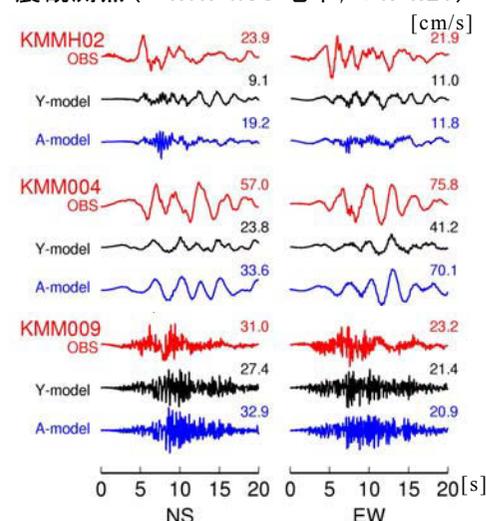


図2 観測とA-modelとY-modelの周期0.1~5秒の速度波形の例

謝辞：本研究は科学研究費補助金基盤研究(A)26242034(研究代表者川瀬博教授)による成果である。防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net強震記録、F-netのCMT解、気象庁の震源情報を用いました。作図にはGMTを用いました。

図3 A-modelとY-modelの広帯域震源モデル。中田・今泉(2002)の活断層位置も表示。

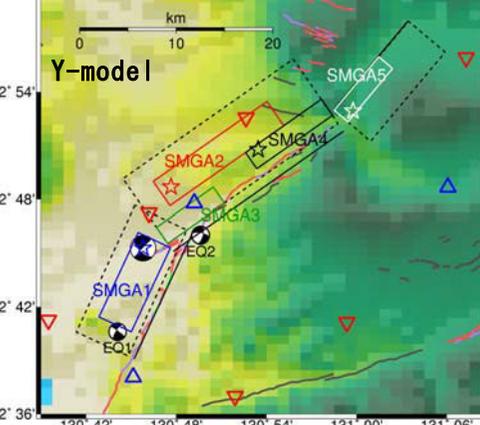


図3 A-modelとY-modelの広帯域震源モデル。中田・今泉(2002)の活断層位置も表示。

表1 Y-modelの広帯域震源モデル

	Length/Width [km]	S_a [km ²]	$\Delta\sigma_a$ [MPa]	M_0 [Nm]	Rupture Starting Time [s]
SMGA1	9.6/12.0	115.20	11.5	5.86E+18	1.0
SMGA2	14.4/7.2	103.68	11.5	5.00E+18	3.3
SMGA3	7.2/4.8	34.56	11.5	9.62E+17	
SMGA4	9.6/4.8	46.08	11.5	1.48E+18	6.7
SMGA5	7.2/7.2	51.84	11.5	1.77E+18	10.6

バックプロジェクション法による 2017 年熊本地震の破壊過程の推定

#1大島光貴(清水建設) #2竹中博士(岡山大学)

Backprojection analysis of rupture process of the 2017 Kumamoto earthquake

#1Mitsutaka Oshima (Shimizu Corp.) #2Hiroshi Takenaka(Okayama Univ.)

1. はじめに

断層すべりの時空間分布、破壊伝播速度など、断層破壊過程の不均質性は地震動に大きな影響を与える。しかし、現状の地震動予測においては、これらの不均質性の全てが考慮されているわけではない。将来の地震動予測においては、断層破壊の不均質性が考慮されると予想され、断層破壊の不均質性を考慮した将来の地震動予測を行うための震源モデル構築には、観測記録から高精度に推定された断層破壊の不均質性に関するデータの蓄積が不可欠である。

本研究では、熊本地震の断層破壊の不均質性を、バックプロジェクション法を用いた地震放射強度の時空間分布の解析を通して調べた。

2. データ

本研究では、2017 年熊本地震の近地強震波形記録を用いた。2017 年熊本県地震では、布田川-日奈久断層が約 40km の長さにわたって破壊したことにより、益城町において震度 7 が観測されるなど強い揺れが観測され、周辺地域において大きな被害が生じた。強震波形記録は、震源断層である日奈久断層帯、布田川断層帯に対して全方位的に得られている。本研究では、これらの強震波形記録のうち、震央距離 120km 以内にある 31 点の KiK-net 地中観測点のものを用いた。節面付近に位置する観測点の記録は除いてある。

強震波形記録は一回積分して速度波形記録とし、アンチエイリアスフィルターを適用した後、20Hz へのダウンサンプリングを行った。

3. 解析

バックプロジェクション法は、Kao and Shan(2004)、Ishii et al.(2005)以降、遠地、近地の地震波形記録を用いた研究が世界中で行われており、地震波の放射強度の時空間分布、放射強度の周波数や断層面上の位置との関係、破壊伝播速度などが、様々な地震について調べられ、報告されている。また、バックプロジェクション法による地震波放射強度などの推定結果の時空間分解能や精度についても、様々な改良手法が提案されている。

本研究では、Kao and Shan(2004)、Ishii et al.(2005)と同様のバックプロジェクション法を用いて、2016 年熊本地震の破壊過程(破壊開始から約 3 秒間)を調べ

た。解析には、震央距離 120km 以内に位置する 31 の KiK-net 地中観測点の速度波形記録を用いた。竹中・山本(2004)と同様のデータ処理を採用することにより、放射強度の震源位置に対する相対位置の精度を向上させた。

4. 結果

バックプロジェクション法により得られた断層面上の地震波放射強度の一例を図 1 に示す。

図 1 から、放射強度の大きなところが、破壊開始点付近や布田川断層の西端に存在することが分かる。本研究では、破壊開始から 3 秒間の地震波放射強度の時空間分布が得られた。しかし、現状では、得られた結果の時空間分解能や精度は十分でなく、実際には地震波を放射していないと考えられる領域にも、人工的なノイズが生じてしまう。今後、人工的なノイズを抑圧するとともに、結果の分解能と精度を向上させるため、適切な断層面設定や走時データの補正の仕方、信号処理の方法などについて検討を行う。

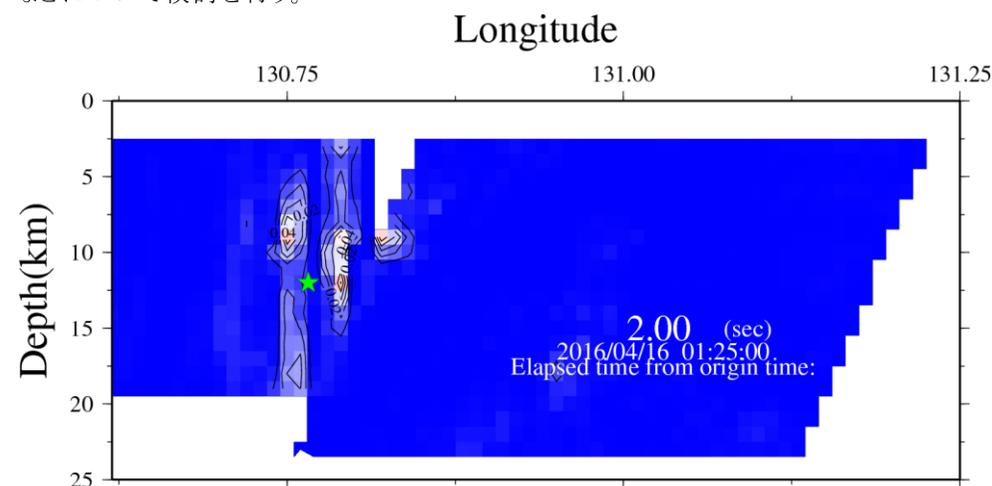


図 1 バックプロジェクション法により得られた、破壊開始から 2.0 秒後の断層面上の地震波放射強度。左側の青色に着色された領域が日奈久断層、右側の青色に着色された領域が布田川断層を示す。緑色の星印は破壊開始点を示す。暖色系に着色された部分が、地震波放射強度が強いところ。

< 謝辞 >

本研究では、防災科学技術研究所の KiK-net 地中観測点の強震波形記録を使用させて頂きました。ここに深く御礼を申し上げます。

S15–P05

Simulation of long-period ground motions (3 - 15 s) for the 2016, Mw 7.1 Kumamoto earthquake

Yadab P. Dhakal, Takashi Kunugi, Shin Aoi, Takahiro Maeda, Kubo Hisahiko, Wataru Suzuki, Takeshi Kimura, Asako Iwaki (NIED)

We performed 3-D finite difference simulation of long-period ground motions of the Mw 7.1 Kumamoto earthquake using the kinematical source model (Kubo et al., 2016) and Japan Integrated Velocity Structure Model (Koketsu et al., 2012). The earthquake fault is 56 km long and 24 km wide discretized at interval of 2 km. The point sources are at a depth of 2 km and deeper on the surface of the dipping fault. We used the technique of Graves (1996) for anelastic attenuation for a reference period of 5 s. The lowest S-wave velocity used in the simulation is 350 m/s. The grid dimensions are 100 m and 200 m in the vertical and horizontal directions respectively up to the depth of 20 km. Below this depth, discontinuous grids (Aoi and Fujiwara, 1999) are adopted. Simulation is carried out for a fourth order accuracy in space. The setting is expected to model accurately seismic waves of periods of approximately 2.5 s and longer. We used the ground motion simulator (GMS) for the waveform simulation. In this abstract, we compared the observed and synthetic PGVs in the period range of 3 to 15 s and absolute velocity response spectra (ABSVR) at a period of 5 s. Details on waveform comparison follow on separate paper. ABSVR were computed using the efficient method of Kunugi et al. (2013). We used strong-motion recordings from NIED, JMA, BRI, and local municipal offices in this study.

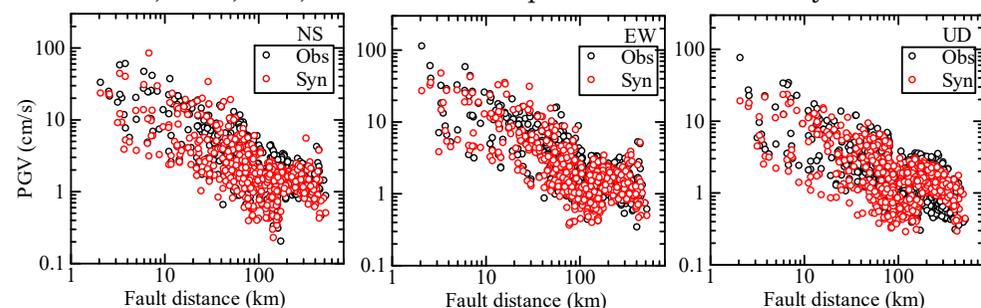


Fig. 1 Plot of observed and synthetic PGVs of bandpass seismograms.

The simulation generally reproduced well the observed PGVs of the bandpass seismograms at most sites as depicted in Fig. 1. The attenuation rate of observed PGVs changes from a distance of about 200 km due to the dominance of long-period surface waves and this feature is reproduced well by the simulation. Figure 2 and right panel of Figure 3 show the regions of underestimations and overestimations of the PGVs and response spectra. Especially, large underestimation is noticeable at several sedimentary sites in Kyushu. Fit at Osaka basin is fair. Underestimation at few near fault sites is related to the fault dislocation close to the surface. The scattering between the data and synthetic response spectra appears to be comparable to that in ground motion prediction equation of ABSVR constructed by Dhakal et al. (2015) as shown in left panel of Fig. 3. Nevertheless, the synthetics explain observed data better at distances beyond about 200 km.

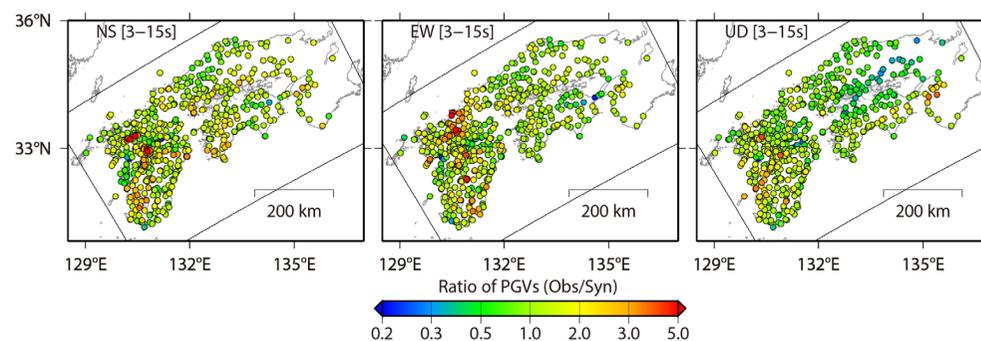


Fig. 2 Spatial distribution of ratios of PGVs.

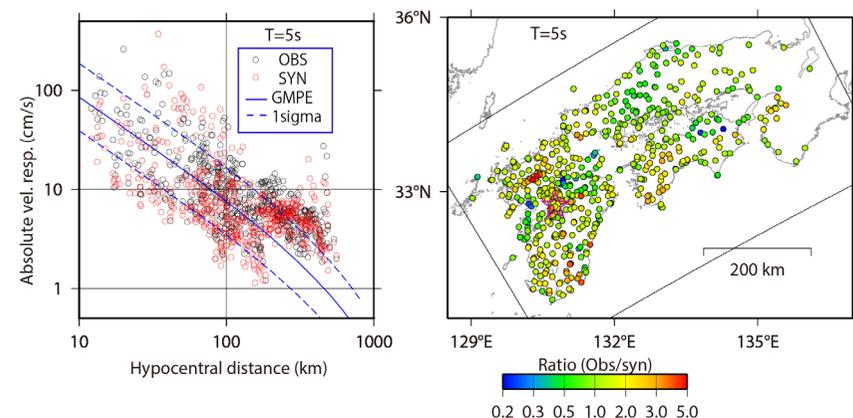


Fig. 3 Attenuation and ratios of peak horizontal vector of ABSVR.

S15-P06

平成 28 年熊本地震における御船 IC 大速度記録の 原因分析

#豊増明希・後藤浩之・澤田純男(京大防災研)・高橋良和(京大工)

Generation mechanism behind the strong velocity record at Mifune interchange on Kyushu Expressway during the 2016 Kumamoto earthquake

#Aki Toyomasu, Hiroyuki Goto, Sumio Sawada, Yoshikazu Takahashi
(Kyoto Univ.)

1. はじめに

平成28年熊本地震は、4月14日に発生したMw6.2の地震を起点とする一連の地震活動であり、4月16日にMw7.0の地震(本震)が発生した。この地震により、強い地震動が複数観測されたが、九州自動車道御船ICの記録もそのうちの1つである。御船ICの本震記録は、それぞれ直線距離で約2km, 約3km, 離れた嘉島町や御船町の自治体震度計の記録と比べて速度値が大きい。南北成分について比較すると、嘉島町、御船町における最大水平速度がそれぞれ88.3cm/s, 45.1cm/sであるのに対し、御船ICにおいては127.3cm/sである。そこで本研究では、御船ICにおいて大速度記録が観測された原因を表層地盤の違いに着目して分析した。

2. 常時微動アレー探査

嘉島町、御船IC、御船町の各観測点の近傍で、表層地盤のS波速度構造の把握を目的とした常時微動アレー観測を実施した(図1)。この観測記録を基にCCA¹²⁾法を用いて、Rayleigh波基本モードの位相速度を推定した。

次に、常時微動アレー観測とボーリングデータに基づいて嘉島町、御船IC、御船町のS波速度構造を推定した。ボーリングデータから土質区分や色調などの特徴が大きく変化する深さを読み取り、この位置に層境界を固定した上で、位相速度を説明するように各層のS波速度を推定した。

3. 御船 IC における熊本地震観測記録の再現解析

推定したS波速度構造を基に、前震記録と本震記録の再現解析を行う。まず嘉島町で観測された地表地震動から嘉島町の工学的基盤相当の入射波を推定する。続いて基盤

入射波が嘉島町と御船ICで等しいと仮定して、嘉島町の基盤入射波を用いて御船ICの地表地震動を計算した。地盤応答解析には等価線形化法(SHAKE)を用いた。結果を図2, 図3に示す。波形の特徴がよく再現されていることがわかる。本震での最大速度に着目すると、観測値127cm/sに対し、解析値104cm/sと計算され、大速度をおおよそ再現できている。また、前震記録においても後続のパルス状のフェーズも含めて良好に再現された。これらの解析は嘉島町と御船ICの両地点で同一の入力波を仮定しているため、表層地盤の違いのみで御船ICにおける本震記録を再現できたといえる。したがって、御船ICにおける大速度記録の原因として、地盤構造の影響による地震波の増幅が考えられる。



図1：地震計の位置(■)と常時微動アレー観測の実施箇所(▲)

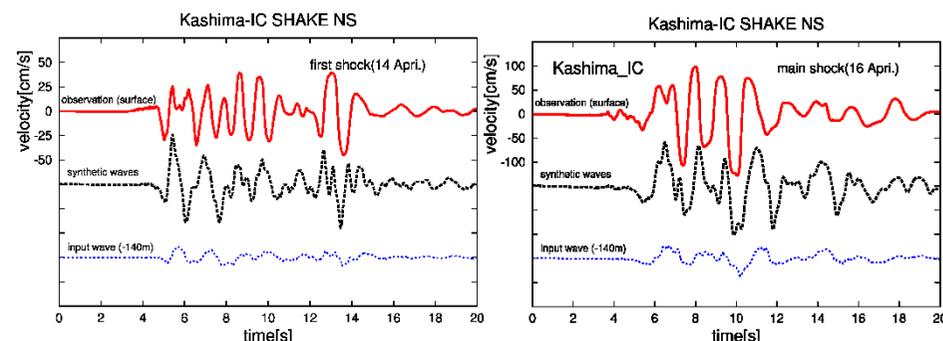


図2：前震(4/14)の速度波形の比較 図3：本震(4/16)の速度波形の比較

<参考文献>

- 1) Cho, I., Tada, T. and Shinozaki, Y.: A new method to determine phase velocities Rayleigh waves from microseisms, Geophysics, Vol.69, pp.1535-1551, 2004.
- 2) Cho, I., Tada, T. and Shinozaki, Y.: Centerless circular array method: Interring phase velocities of Rayleigh waves in broad wave-length ranges using microtremor records, J. Geophys. Res, Vol.111, 2006.

益城町における平成28年熊本地震の地震動評価 その2 表層地盤構造の改良

#小松健太・川辺秀憲(阪大工)

Estimation of strong ground motion in Mashiki town for 2016 Kumamoto Earthquake - Part2 Improved of surface ground structure-

#Kenta Komatsu, Hidenori Kawabe (Osaka Univ.)

1.はじめに

平成 28 年熊本地震による益城町の建物被害は、段丘面にある益城町役場周辺の傾斜地に多く見られた(国総研.2016)。この益城町の被害の要因を把握するためには、表層地形及び表層地盤の不整形性を考慮して地震動評価を行う必要がある。

本検討では、その 1 で示した表層地形を考慮した2次元断面モデル(基本モデル)を改良することで、益城町役場における観測記録の再現精度の向上を測ることを目的としている。

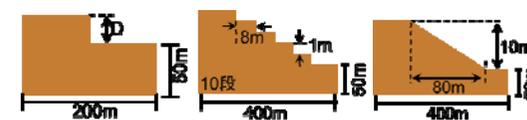
2.単純な不整形地盤モデルを用いた検討について

表層地形の不整形性の影響を評価するために、**図 1** に示す単純なモデル(1 段モデル, 階段モデル, 斜面モデル)を用いて予備検討を行った。解析には、2 次元 FEM を用い、入射波は中心振動数 1.0(Hz)の Ricker 波を用いた。**図 2** に**図 1** に示したモデルの地表での最大加速度分布を示す。図より、段差や斜面の影響により最大加速度は段差付近で局所的に大きくなるのが分かる。

3.益城町における表層地形の影響評価

図 3 に被害分布と解析対象位置、**図 4** に 2 次元地盤モデル(基本モデル)を示す。ここでは基本モデルの 7 層目の層厚を一定にしたモデル(Case1)と、基本モデルの 8 層目以下の南端の層厚を 1m ずつ深くしたモデル(Case2)の 2 つの解析結果を示す。解析には 2 次元 FEM を用いる。入射波には KiK-net 益城(KMMH16)の地中で観測された本震記録を用い、地盤モデルの底面下方から一様に鉛直入射させる。**図 5** に基本モデルと Case1, Case2 の地表での最大加速度分布を示す。図中の点線は段差位置を示している。Case1 は段差 1 から段差 2 の間では最大加速度が小さくなっており、段差 2 より右側では大きくなっている。最大加速度が大きくなった所は、被害が大きかった地域と一致している。Case2 は被害が大きかった地域以外にも最大加速が大き

くなっている。また、北側端部から250m付近まではどのモデルも 1000cm/s^2 も前後の振幅となっているが、この地域の建物被害は少なかったため、地下構造の見直しが必要である。



(a) 1段モデル (b) 階段・斜面モデル

図 1 2次元地盤モデルの形状

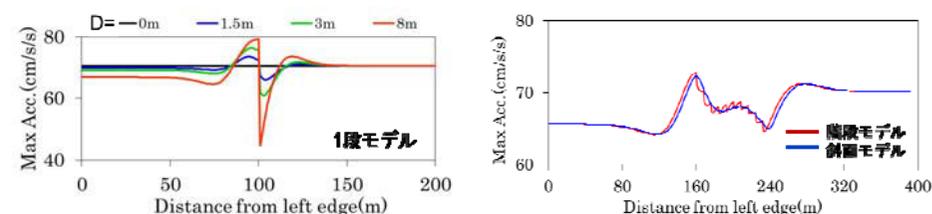


図 2 単純な不整形地盤モデルの最大加速度分布

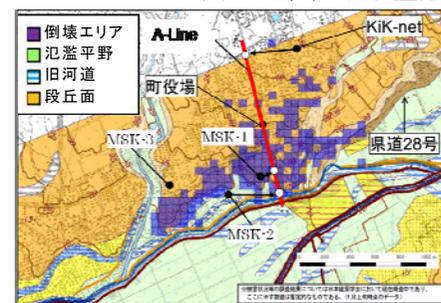


図 3 被害分布と解析対象位置
(国総研(2016)に加筆)

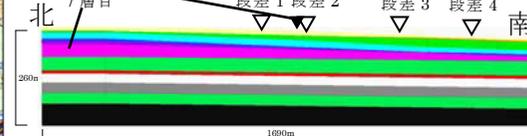


図 4 2次元地盤モデル(基本モデル)

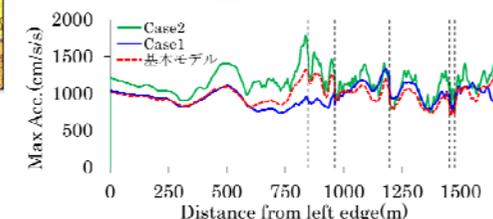


図 5 最大加速度分布

4.まとめ

益城町の表層地形の影響を考慮した地震動評価を地下構造モデルを改良して行った結果、基本モデルよりも、被害が大きかった地域の分布で最大加速度が大きくなった。今後さらに観測記録を精度よく説明できるように、地下構造の検討を行っていく。

謝辞

防災科学技術研究所のKiK-net、大阪大学の秦吉弥助教らの観測記録を借らせて頂きました。記して感謝いたします。

参考文献

国土技術政策総合研究所, 建築研究所:平成 28 年(2016 年)熊本地震建築物被害調査報告(速報), 2016. 9.

S15-P08

2016年熊本地震における地表地震断層近傍の強震動特性と建物被害 (その3) 建物被害調査と推定される強震動特性

#久田嘉章・金田惇平・中村 航(工学院大)・田中信也(東電設計)

Near-fault ground motion characteristics and Building Damage on the 2016 Kumamoto Earthquake~(Part3) Investigation of Building Damage and Estimated Strong Ground Motion~

Yoshiaki Hisada, Junpei Kaneda, Wataru Nakamura (Kogakuin Univ.), Shinya Tanaka (TEPSCO)

著者らは布田川・日奈久断層帯および南阿蘇地域において、2016年熊本地震で出現した地表地震断層の近傍で計240棟(倉庫を除くと193棟)の建物被害調査を実施している。ここでは前報(久田他、2016、2017)に引き続き、地表地震断層による建物被害の特徴と推定される強震動特性を報告する。

調査例として、下陳における結果を図1と表1に示す。図1は岡田・高井(1999)による建物の被害程度(D0:無被害、D1:軽微、D2:一部損壊、D3:半壊、D4:全壊、D5:倒壊、D6:完全崩壊)の分布図である。図中、太線の建物は現地での外観目視による調査結果(無色は倉庫、調査日は2016/5/7、2016/5/25、2017/7/23)、細線の建物は文献(田中ほか(2016))やGoogle Mapのストリートビューなどで判読した結果で参考扱いとした。一方、図1には熊本地震で出現した地表地震断層と、都市圏活断層図による布田川断層の位置を示すが、両者は建築のスケールでは一致せず、事前に正確な位置を同定することは容易ではないことが分かる。

表1は現地調査結果のみ使用した統計結果である(倉庫を除く)。調査建物は計23棟で、全て2階以下の低層木造建築であった。D5(倒壊)以上の被害は無く、D4(全壊)は1棟のみで、全壊率は4%である。表1には「非常に古い」(30年程度以上)と判断された建物(17棟)と、地表地震断層の直上(5棟)、および、断層直上以外(18棟)の結果も示している。D4(全壊)は非常に古い平屋の住宅であり、地表地震断層の直上に位置していた(約60cmの縦ずれ断層の直上、田中他(2016))。D3(半壊)は2棟であり、全て非常に古く、かつ地表地震断層の直上であり、強震動というよりも断層ズレによる被害が顕著であった。地表地震断層の直上以外の建物は全てD2以下であり、震度は5弱以下と推定される。この結果は既往の結果(元木ほか(2016))とも整合する。

震度7の極めて強い地震動が生じた益城町などに比べ、地表地震断層の極近傍にも拘わらず下陳地区の地震動が強くなかった原因として、表層地盤の増幅特性の違いが指摘されている(田中ほか(2016)、元木ほか(2016)など)。それに加えて、本報(その1)(その2)で指摘しているように、主要断層である布田川断層帯の震源断層からのS波の放射特性の違いが寄与した可能性がある。下陳以外の地表地震断層近傍での被害調査結果と推定される強震動特性や、強震動の数値計算結果との比較検討など、より詳細な結果は大会当日に紹介する予定である。

謝辞:本調査には村上正浩・寺本彩乃・柳田悠太郎・進藤俊弥氏(工学院大)、鱒沢曜氏(鱒沢工学研究所)、境茂樹・森清隆・仲野健一・東條有希子氏(安藤ハザマ)、木本幸一郎氏(SAI構造設計)、小林亘氏(東京電機大)、鈴木 光氏(減災アトリエ)が参加しました。また文部科学省科研費(JP16K06586)の助成を受けています。

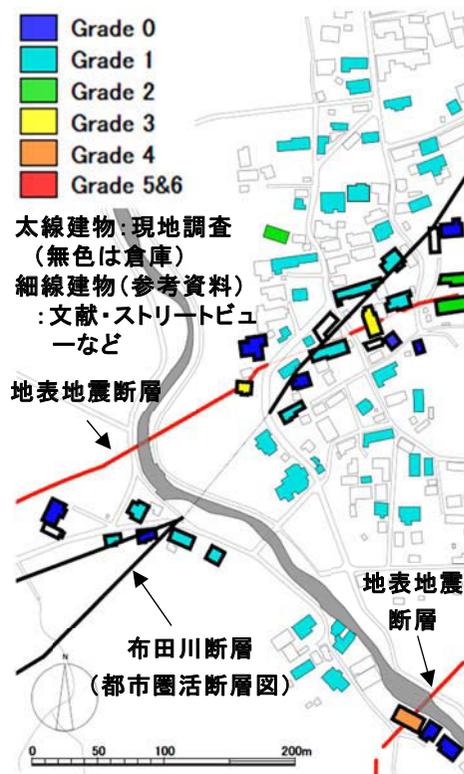


図1 地表地震断層と被害調査(下陳)

表1 建物被害調査結果(下陳)

全体			非常に古い		
被害度	棟数	割合	被害度	棟数	割合
D0	9	39%	D0	4	24%
D1	9	39%	D1	10	59%
D2	2	9%	D2	0	0%
D3	2	9%	D3	2	12%
D4	1	4%	D4	1	6%
D5	0	0%	D5	0	0%
D6	0	0%	D6	0	0%
合計	23	100%	合計	17	100%
全壊	1	4%	全壊	1	6%
倒壊	0	0%	倒壊	0	0%

地表断層直上			断層直上以外		
被害度	棟数	割合	被害度	棟数	割合
D0	0	0%	D0	9	50%
D1	1	20%	D1	8	44%
D2	1	20%	D2	1	6%
D3	2	40%	D3	0	0%
D4	1	20%	D4	0	8%
D5	0	0%	D5	0	8%
D6	0	0%	D6	0	8%
合計	5	100%	合計	18	8%
全壊	1	20%	全壊	0	8%
倒壊	0	0%	倒壊	0	8%

S15-P09

熊本平野における広帯域強震動評価のための浅部・深部統合地盤モデルの構築 # 先名重樹・神薫・若井淳(防災科研)・松山尚典(応用地質)・ 藤原広行(防災科研)

Modeling of the subsurface structure from the seismic bedrock to the ground surface for a broadband strong motion evaluation in Kumamoto plain

Shigeki Senna, Kaoru Jin, Atsushi Wakai(NIED),
Hisanori Matsuyama(OYO corp), Hiroyuki Fujiwara(NIED)

1. はじめに

平成28年熊本地震においては、益城町において4/14の前震(Mjma6.5)と4/16の本震(Mjma7.3)の2度にわたって震度7を観測し、断層近傍の住宅等に大きな被害を及ぼした。住宅等建物被害の分布においては、本地震の想定される地表地震断層近傍に被害が集中している傾向が確認されたが、断層直上であっても被害が少ない場所や、断層から離れていても被害が比較的大きな場所も確認されている。これらの現象は、地盤構造に起因する可能性が高いとの指摘もある。そこで、まず、被害が大きい断層近傍の熊本平野を中心とした地域において、ボーリングデータの収集による初期地質モデルの構築を行った。次に、微動観測および地震観測記録の収集し、初期地質モデルの層厚・S波速度を調整した。最終的には、浅部・深部統合地盤モデルを構築し、建物被害分布との比較・検討を行った。なお、地盤モデルの構築においては、総合科学技術・イノベーション会議のSIP「レジリエントな防災・減災機能の強化」の⑤「リアルタイム被害推定・災害情報収集・分析・利活用システム開発」で作成しており、これまでも同様の作成方法にて、関東・東海地域の地震基盤から地表までの統合地盤モデルを構築中である(先名ほか, 2016)。

2. データの収集

データの収集については、ボーリングデータ等の地質調査データの収集と極小・不規則微動アレイ観測および観測データの収集を行った。ボーリングデータについては、主に九州地盤情報共有データベース(第1版・第2版)、熊本県および市町村からの提供、熊本市地盤図、平成28年熊本地震復興支援ボーリング柱状図緊急公開サイトのデータを収集した。地震観測記録については、熊本県の震度計の地震波形データを収集した。微動観測については、主に工学的基盤(Vs400程度)までを極小アレイ観測で、地震基盤(Vs3000程度)までを半径800m(400m, 200m, 100m, 50m, 25m)、の4点のアレイにて実施し、極小アレイ観測は、アレイ半径60cmの「4点極小アレイ」および1辺5m~10m超の「3点不規則アレイ」の組み合わせで実施している。これらの観測は、地震観測点(K-NET, KiK-net, 自治体震度計および気象庁)付近や公道上などで

実施している。アレイは約5km間隔以内で26地点、極小アレイは約1km間隔(益城町周辺は100~500m間隔以内)約500地点において実施した。観測機材としては、一体型常時微動観測機材JU410を用いて、約1km間隔(益城町においては、100~250m間隔)で各地点15分間の観測を行った。また、サンプリング周波数は200Hzとした。

3. 作成した地盤構造モデルによる結果の検討

本検討で作成した広域の浅部地盤モデル(250mメッシュ)のS波速度構造は、いずれも阿蘇カルデラから有明海へ向けて深くなる構造を示す。台地部では概ね安定した深度に分布し、平野部で海側へ深くなる傾向が強い。また、益城町付近の50mメッシュで作成した詳細モデルでは、木山川沿いの地溝状構造がより明瞭に見て取れる。被害の集中した益城町中心部は、背後(北側)のAso-4火砕流の初生的な堆積面から木山川沿いの低地へ緩やかに下る緩斜面を成しており、この部分については、工学的基盤相当の速度層上面が深くなっていることが示されている。また、作成した地盤モデルによる応答解析結果等により、特に益城町の断層直上付近の住宅被害集中地域において、1.75Hz~3Hzを示す地域に「全壊」の割合が多く、1.75Hz未満の地域には比較的被害が少ないこと等が分かった。また、1.75Hz未満の地域ではAVS30が100~180(m/s)、1.75Hz以上では180~270(m/s)であり、線形増幅倍率は前者の方が大きくなるが、実際の建物被害は後者の方が大きくなっている。

4. 課題と今後の予定

熊本市付近および益城町における地震時の建物等の被害については、今回作成した地盤モデル(250mメッシュ, 50mメッシュ)に加えて、益城町の被害集中地域の直下に伏在すると想定されている活断層を考慮した震源の検討も行い、被害様相の再現を試みていく予定である。また、今後の地震防災対策においては、内陸活断層のごく近傍の強震動予測が必須の要請となると考えられるが、今回実施した地盤モデルの検討・作成方法は、ひとつのプロトタイプとなると考えられる。今後、他の活断層地域でも同様の試みを行い、データを蓄積して、このようにして作成した地盤モデルの有効性を検証していく予定である。

<参考文献>

先名重樹・若井淳・神薫・松山尚典・前田宜浩・藤原広行(2017): 関東地域における広帯域強震動評価のための浅部・深部統合地盤モデルの構築(その2), 日本地球惑星科学連合2017年大会, SSS15-19.

<謝辞>

本研究は、総合科学技術・イノベーション会議のSIP(戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人: JST)によって実施されました。

S15-P10

微動アレイデータを用いた浅部速度構造のベイジアンバージョン法の開発

#長郁夫(産総研)・岩田貴樹(常磐大学)

Development of a Bayesian inversion technique for shallow velocity structures using microtremor array data
#Ikuo Cho (AIST), Takaki Iwata (Tokiwa Univ.)

要旨 微動上下動のアレイ観測で得られるレーリー波位相速度を用いて浅部 S 波速度構造を推定する手法を開発した。開発手法は事前分布の作成に観測データを用いる経験ベイズアプローチを用いる。層数の異なる複数の速度構造モデルの候補からベイズファクターに基づいて最良の1つを選択する。提案手法を用いれば観測された位相速度分散曲線を説明するための1次元速度構造モデルの層数を客観的に決められる。これによって、浅部にしばしば想定外的に存在する局所的な低速度層や高速度層(特異構造)を発見できる可能性がある。本研究では数値実験及び観測データ解析を基礎として、提案手法により実際に浅部(～数十 m)に存在する特異な構造を同定できることを示した。これにより小規模微動アレイの機動性を生かした探査が可能となる。

研究の背景と概要 浅部構造(数 m から数十 m)を対象とする小規模微動アレイ観測は非常に機動的である。しかし、速度構造を解析する段階では、速度構造の逆解析における非一意性の問題により、一般に微動アレイ以外の各種探査(地質ボーリング, N 値, 速度検層)で得られる情報を照らしつつ慎重に解析を進める必要がある。

実際、調査地点の地盤が特異な構造であっても、そのことが事前に分かっているならば、その想定の下にモデルパラメータを設定することでその特徴を効果的に同定できるかもしれない。しかし、そのためには事前情報すなわち既存の探査データが必要となる。既存の探査データがなければ、客観的なインバージョンは難しいので、結局他の探査よりもいち早く観測データが得られるという小規模微動アレイ観測の機動性を活かし切れぬ。そこで我々は、微動アレイデータだけで、事前情報なしに想定外の特異構造を発見できるような速度構造推定手法を開発したいと考えた。

この目的を達成するためには、インバージョンモデルが複雑な特異構造を表現できるようにパラメータ化されている必要がある。一方、データの周波数帯域の関係でデータに特異構造の情報が含まれない場合、インバージョンの不安定のせいで人工的な「特異構造」が誤って「再現」されないようにしてはならない。この問題は、データの持つ情報に応じてモデルの複雑さ(ここでは層数)を調整する問題、すなわちモデル選択の問題に帰結する。

この問題の解決策として、我々は冒頭で述べた経験ベイズアプローチを採用した。実はこの解決策は、いわゆる ABIC を用いたアプローチとして良く知られている。ABIC は、強震動地震学の分野ではスプライン関数を用いた地盤境界面深度のインバージョンや地震断層に沿う滑り分布のインバージョンなどで拘束条件の重みを客観的に決めるための道具として定着している。しかし、実際には ABIC はもっと広範囲に活用できる。細部を除けば、ABIC によるモデルの比較は形式的にベイズファクター(Kass and Raftery, 1995)によるモデル選択と同じである。結果として、ABIC は層数の異なるモデルの比較にも適用可能なことが示される。このような解釈のもとで ABIC を基礎とするレーリー波位相速度のインバージョン手法を開発し、数値・観測データに適用したところ、少なくとも深さ数十 m までの浅部速度構造に関しては複雑な特異構造を再現できることが示された(図1)。

本研究の一部は JSPS 科研費 15H04080, 17K18962 の助成を受けました。

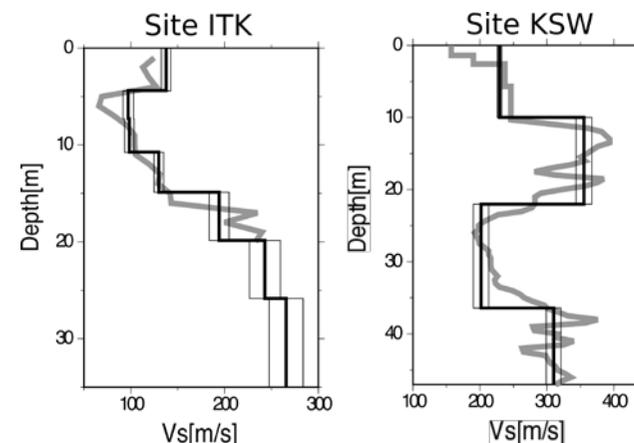


図1 特異構造の地盤で観測された微動データのインバージョン解析例。実線はインバージョン結果、細線は標準偏差、薄太線は速度検層によるS波速度を示す。

S15–P11

Identification of Nonlinear soil response in the Kathmandu Valley during the 2015 Gorkha, Nepal Earthquake (Mw7.8)

#S Bijukchhen (Hokkaido Univ.), N Takai (Hokkaido Univ.), M Shigefuji (Kyushu Univ.), M Ichiyangi (Hokkaido Univ.), T Sasatani

When seismic waves pass from bedrock to the overlying soil layers, they get amplified. Nevertheless, the phenomenon can be different during propagation of strong seismic waves. The strong ground-motion increase shear strain in the soil layers causing increased shear strain and damping factor. It results in decreased amplitude in high frequency range due to augmented damping factor, and this is termed as nonlinearity. The observation of nonlinearity has been reported in many places around the world during large earthquakes (Bresnev and Wen 1996, Noguchi and Sasatani 2008). There has been reports of nonlinearity in Kathmandu during the 2015 Gorkha, Nepal Earthquake (Mw7.8) (Dhakal et al 2015, Rajaure et al 2016). The 1-D velocity models of strong-motion stations in Kathmandu Valley estimated by forward modelling of SH waves indicate thick layers of soft sediments (Bijukchhen et al 2017). The site KTP is a rock site with a probable thin weathered rock layer overlying the bedrock. The sediment sites TVU and PTN have ~300 m thick sediments whereas THM has 440 m. The models show a sharp velocity contrast between the bedrock ($V_s=3200\text{m/s}$) and the lake sediments (average $V_s\sim 300\text{m/s}$) at the bottom of the basin. The nonlinearity occurs when strong seismic waves propagate through these soft and thick layers during large earthquakes.

The nonlinearity of a soil profile can be identified by comparison of S-wave horizontal to vertical spectral ratio (S-H/V) of weak motions with that of

strong-motion (Wen et al 2006, Noguchi and Sasatani 2008). This method is useful to examine the nonlinearity in sites lacking a pair of surface and borehole seismometers. We calculated the S-H/V for a number of ~M5 aftershocks of the Gorkha earthquake and compared them with that of the main shock (Figure 1) in those four stations. We detected that the amplitude in the high frequency (> 4 Hz) range in the S-H/V spectra of strong-motion decreased significantly when compared to that of the weak motion. The main-shock records show decreased high-frequency waves and the PGA estimate from GMPE's were higher than observed PGA (Takai et al 2016) which can also point to the presence of nonlinearity in the Kathmandu Valley.

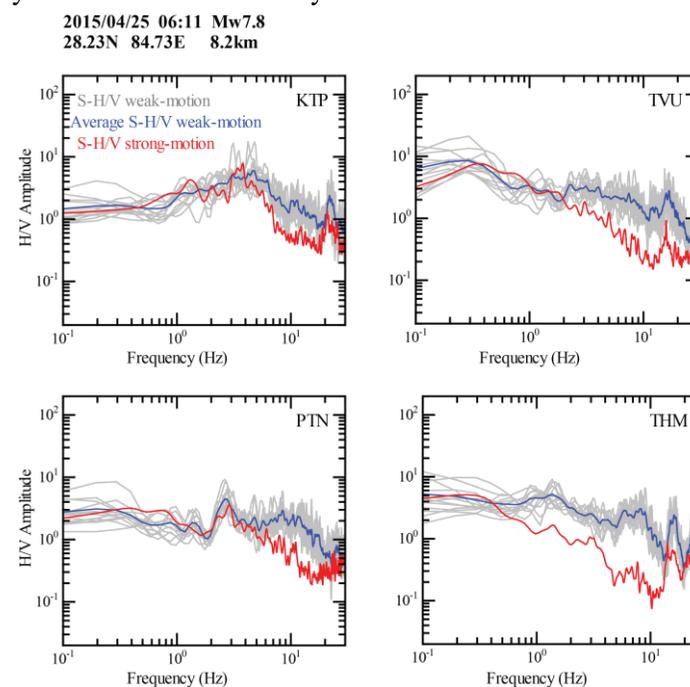


Figure 1. Comparison of S-H/V spectral ratio of weak-motion and strong-motion

[Part of this study was supported by the SATREPS program of JST/JICA and J-RAPID program of JST and JSPS KAKENHI (Grant Numbers 16K06586, 16K16370, and 17H06215)]

S15-P12

J-SHISでの新たな地震ハザード再分解表示

#河合伸一・東宏樹・森川信之・藤原広行(防災科研)・宮腰淳一(大崎総研)・高橋真理・赤塚正樹(MSS)

Disaggregation of National Seismic Hazard Maps for Japan on J-SHIS

#Shinichi Kawai, Hiroki Azuma, Nobuyuki Morikawa, Hiroyuki Fujiwara (NIED), Jun'ichi Miyakoshi (ORI), Mari Takahashi, Masaki Akatsuka (MSS)

確率論的地震動予測地図は、発生しうる全ての地震を不確定性も含めて評価する確率論的地震ハザード評価結果に基づき作成されている。その活用方法の1つとして、確率論的想定地震(亀田・他, 1997)が挙げられる。これまで、防災科学技術研究所の地震ハザードステーションJ-SHISでは、地震調査研究推進本部(地震本部)より公表された確率論的地震動予測地図に関して、地震カテゴリ別だけでなく、「地震グループ」別の工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$)上最大速度のハザードカーブを提供するだけでなく、地震ハザードカルテにおいて震度6弱以上の揺れに見舞われる30年超過確率に対する影響度の大きい3つの「地震グループ」を表示してきた。ただし、活断層については、「主要活断層帯で発生する地震」と「その他の活断層で発生する地震」のみの区分であったため、具体的にどの断層の影響が大きいのかまでは分からなかった。

この点を改善するため、活断層については個々の断層帯にまでさらに分解することとした。基本的には、主要活断層帯について、地震本部の長期評価における断層あるいは単位区間ごとに分解したが、複数の区間が同時に活動する地震が評価されている場合には、それらを一つの「地震グループ」とした。具体的には、布田川断層帯(布田川区間, 宇土区間, 宇土半島北岸区間)・日奈久断層帯(高野-白旗区間, 日奈久区間, 八代海区間)を一つのグループに、深谷断層帯と綾瀬川断層(鴻巣-伊奈区間, 伊奈-川口区間)を一つのグループに、などである。このとき、「地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震」も含んでいる。また、その他の活断層についても個々の断層に再分解した。地震本部より公表された全国地震動予測地図2017年版について、地震カテゴリごとに影響度の大きい上位3つの「地震グループ」を示すようにした。表示方法についてはハザードカーブだけでなく、4つの地震動レベル(震度5弱以上, 5強以上, 6弱以上, 6強以上)に

おける表形式による表示も追加した。これにより、海溝型地震の影響が大きい太平洋側の地域も含めて、着目する場所において考慮すべき活断層が具体的に分かるようになった。

例として、熊本県庁を含むメッシュ(メッシュコード4930154934)における地震カテゴリⅢの上位3つの地震グループの表示結果を表1に示す。地震動レベルが小さい場合は震源断層を予め特定しにくい地震(J-SHISでは陸域で発生する活断層が特定されていない場所で発生する地震)が1位となり、震度5弱以上や5強以上では熊本県庁から遠いものの発生確率が高い雲仙断層群の影響が相対的に大きい。しかしながら、震度6弱以上では、発生確率は低いものの熊本県庁に最も近い位置にある布田川断層帯・日奈久断層帯の影響が大きくなり、震度6強以上では1位となっている。このように単に対象となる断層帯が明らかになるだけでなく、地震動レベルによって異なることもあり得ることが分かるようになる。

一方で、震源断層を予め特定しにくい地震についてどのように再分解し表示していくかについて、今後の検討課題として残されている。現状では、「陸域の浅い地震」、「太平洋プレートの地震」、「フィリピン海プレートの地震」のように大まかな一つの地震グループと区分していることもあり、地震カテゴリⅢに関しては多くの地点・地震動レベルにおいて震源断層を予め特定しにくい地震が1位となっている。対象地点の直下で発生する最大規模の地震を考慮するだけでなく、それよりも一回り小さい規模であっても発生頻度(確率)が高い場合には十分考慮しうる状況も考えられる。

表1 熊本県庁位置における地震カテゴリⅢの上位3地震グループ(G).

順位	震度5弱以上		震度5弱以上		震度5弱以上		震度5弱以上	
	地震G	影響度	地震G	影響度	地震G	影響度	地震G	影響度
1	震源不特定	20.2%	震源不特定	21.4%	震源不特定	27.9%	布田川・日奈久	48.0%
2	雲仙断層群北部	2.9%	雲仙断層群南東部	5.2%	布田川・日奈久	16.0%	震源不特定	29.8%
3	雲仙断層群南東部	2.6%	雲仙断層群北部	5.1%	雲仙断層群南東部	9.6%	雲仙断層群南東部	7.9%

※震源不特定:(陸域の浅い)震源断層を予め特定しにくい地震。

注:影響度は全ての地震に対する値

S15-P13

活断層で発生する固有規模より小さい地震の確率論的な地震ハザード評価のための地震活動モデル

宮腰淳一・大島光貴（大崎総研）・森井雄史（清水建設）・森川信之・藤原広行（防災科研）

Seismic activity modeling of earthquakes occurred on inland active faults with smaller magnitude than assumed characteristic event for probabilistic seismic hazard

Jun'ichi Miyakoshi, Mitsutaka Oshima (ORI), Takeshi Morii (Shimizu corp.), Nobuyuki Morikawa and Hiroyuki Fujiwara (NIED)

本研究では、確率論的な地震ハザード評価に活用するために、活断層で発生する固有規模より小さい地震の地震活動モデルについて検討する。このような地震の例として、2014年11月22日の長野県北部の地震（神城断層地震 M6.7）や2016年4月14日21時26分頃の熊本地震（M6.5）が挙げられる。

地震調査研究推進本部（以下、地震本部）では、固有規模の地震として「地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震」も考慮して確率論的地震動予測地図を作成している。そこでは、評価対象となる活断層の単位区間に対して、地震規模の上限をそれらの単位区間の規模（ただし、M7.4を超える場合は7.4）とし、下限はM6.8とする。平均活動間隔をそれぞれの単位区間の平均活動間隔の2倍とした上で、b値が0.9のG-R式でマグニチュードの刻み0.1ごとに頻度を割り振り、ポアソン過程に基づき地震発生確率を求めものとしてモデル化している。しかし、先に挙げた地震のような固有規模より小さい地震を活断層で発生する地震としては考慮していない。

そこで、本研究では、活断層で発生する固有規模よりも小さい地震も考慮した地震活動モデルについての検討を行う。具体的には、地震本部のモデルを参考に、次の3つのモデル（図1）を考える。

- ① モデル1：地震本部のモデルのうち、平均活動間隔をそれぞれの単位区間の平均活動間隔の1倍としたモデル。
- ② モデル2：地震規模の下限をM6.5とし、地震本部のモデルで地震規模に応じて割り振った頻度をM6.5まで拡張したモデル。
- ③ モデル3：モデル1とモデル2を組み合わせたモデル。

地震本部による主要活断層に対して、これらのモデルを適用して確率論的地震動予測地図を作成した。その結果、モデル1とモデル2が地震ハザードに与える影響は同程度で、すべての地震のハザードがやや上昇する。モデル3が地震ハザードに与える影響は他のモデルより大きい。次に、これらの地震活動モデルから計算される地震数を規模別に整理し、実際に発生した地震数と比較して妥当性について検討した。

本研究では、地震本部のモデルを拡張する形で発生頻度を設定したが、固有規模より小さい地震の発生頻度は、固有規模の地震とは別にモデル化する必要がある。今後は、震源断層を予め特定しにくい地震の発生頻度や、観測された地震数との比較を通して、固有規模より小さい地震の地震活動のモデル化を行っていく。

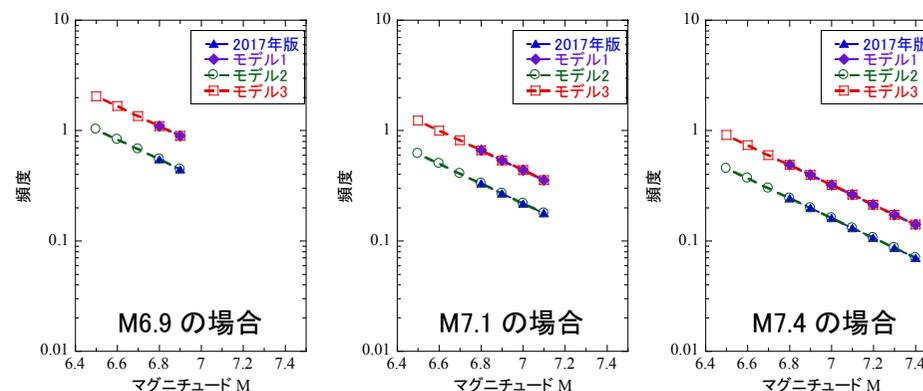


図1 固有規模より小さい地震の発生頻度モデル

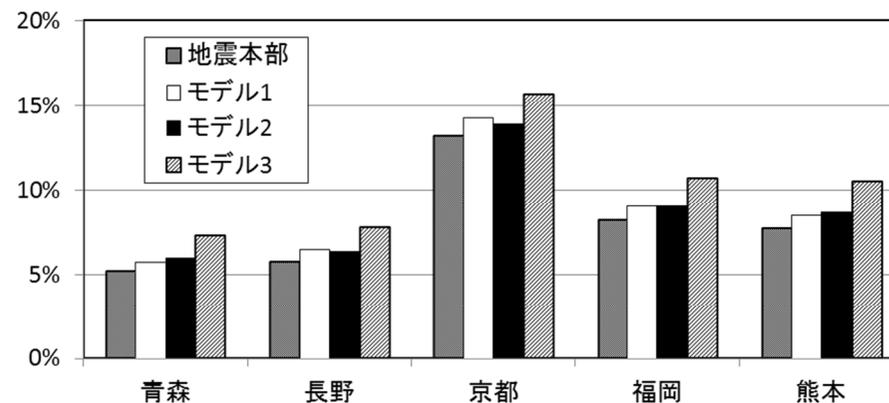


図2 主要地点での震度6弱以上の30年超過確率

S15-P14

過去 20 年間の全国を対象とした震度履歴の推定 #中村洋光・藤原広行(防災科研)・本間芳則(三菱スペース・ソフトウェア)

Estimated seismic intensity history for 20 years in Japan
#Hiromitsu Nakamura, Hiroyuki Fujiwara (NIED), and
Yoshinori Homma (MSS)

1. はじめに

1995 年の阪神・淡路大震災における俯瞰的な被害状況の把握や初動対応の遅れ等の反省から、全国を均質に覆う強震観測網や震度観測網の整備が行われ、20 年以上が経過し、2011 年東北地方太平洋沖地震のような海溝型の巨大地震や、最近では 2016 年熊本地震のように内陸活断層の極近傍での貴重なデータが得られている。

本研究では、このような稠密な観測網での観測が行われ始めた 1996 年以降の震度データを用い、地盤の増幅度を考慮した空間補間を行うことで、過去 20 年間の日本列島の揺れの履歴を調査することを目的とする。なお、対象とした地震は 1996 年以降に発生し、概ね震度 3 以上を観測した約 4700 地震である。

2. 震度の空間分布の推定方法

震度の空間的な分布の推定については、まず地表で観測された計測震度データ (K-NET, KiK-net, 気象庁及び地方公共団体の震度観測点) を藤本・翠川(2005)により、最大速度に変換し、地表での増幅率を除することで、工学的基盤最大速度を求める。このような処理で得られた観測点直下の工学的基盤の最大速度を、逆距離加重法 (IDW) 等を用いて 250m メッシュに空間補間した後、増幅率を乗じて地表最大速度を推定し、震度の面的分布を算出する。なお、ここで用いる増幅率は、全国を対象として作成された地形・地盤分類 250m メッシュマップから求められた地表から深さ 30m までの平均 S 波速度に基づくものである。

3. 最大推定震度分布

図 1 に求めた最大推定震度分布を示す。大半の人が、恐怖を覚え、物につかまりたいと感じると言われる震度 5 弱以上に見舞われた地域は、陸域の 32% 相当となり、震度曝露人口になると 5880 万人に相当していた。さらに、震度 6 弱以上に見舞われた地域は、陸域の 6% 程度、震度曝露人口は 860 万人に相当していた。また、2011 年東北地方太平洋沖地震より前の最大推

定震度分布と比較すると、日本海溝沿いの地域、特に福島県以南から関東地域の最大震度は、2011 年以降の地震の影響が強いことが分かる。最後に、本研究では 250m メッシュで震度の推定を行っていることから、各地点の震度の履歴についても紹介したいと考える。

謝辞 : 本研究の一部は、総合科学技術・イノベーション会議の戦略的イノベーション創造プログラム (SIP) 「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人: JST) によって実施された。推定震度を求める際に、K-NET、KiK-net、気象庁及び地方公共団体のデータを利用した。

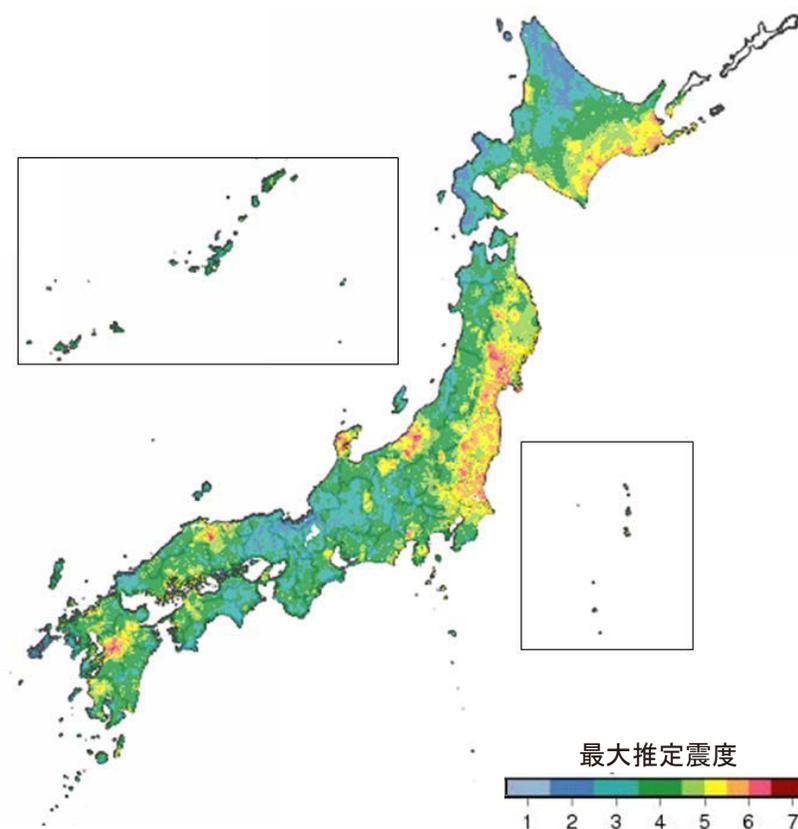


図 1 最大推定震度分布(1996 年 5 月～2017 年 7 月)

機械学習を用いた地震動予測式構築の試み

#久保久彦・功刀卓・鈴木進吾・木村武志・鈴木亘・青井真

Attempt to Construct Ground Motion Prediction Equation Using Machine Learning

#Hisahiko Kubo, Takashi Kunugi, Shingo Suzuki, Takeshi Kimura, Wataru Suzuki, Shin Aoi (NIED)

1. はじめに

本研究では機械学習を用いた地震動予測式の構築を試みる。従来の研究では説明変数と目的変数の関係を表す関数の形を事前に仮定した上での回帰が行われてきた。それに対して本研究ではランダムフォレストに代表されるノンパラメトリックな機械学習手法を用いることにより、関数形を事前に仮定することなく、関数形も含めて回帰式を過去のデータから直接求める。例えば距離減衰の傾きは実体波を仮定した場合と表面波を仮定した場合で異なるが、関数形を回帰前に仮定する従来の研究では一つの値によって全体の距離減衰を表現することが多かった。これに対して機械学習手法を用いる本研究では、距離減衰の傾きと震源距離および地震規模の関係を表す関数を過去の記録から直接求めるため、観測記録をより説明できる地震動予測式が導出されると期待される。また地震の発生場所やそのメカニズム解、観測点位置などの情報も学習させることにより、震源や波線経路の地域特性を反映させた地震動予測式を得ることもできると考える。ニューラルネットワークなどの機械学習手法を地震動予測式の構築に用いた研究は既にあるが(例えば Derras et al. 2012)、本研究では先に述べた機械学習手法の利点を最大限に生かしながら、より高い予測性能および信頼性を持つ地震動予測式の構築を目指す。

2. 記録および手法

学習記録として 1997 年から 2015 年までに防災科学技術研究所 K-NET・KiK-net の地表強震計で得られた強震動指標記録を用いる。対象としたイベントセットには F-net モーメントテンソル解カタログおよび気象庁一元化震源カタログに存在し、4.5 以上 7.5 以下のモーメントマグニチュードを持つ地震を用いた。発生頻度が少ない巨大地震を学習データセットに組み入れると、構築しようとしている地震動予測式が過去の数少ない記録に大きく引きずられる可能性があり、そのような事態を避けるためにイベントセットの地震規模に上限をこ

こでは設けた。予測対象とする目的変数は PGA、PGV、震度、速度応答 (0.125 Hz、0.25 Hz、0.5 Hz、1 Hz、2Hz、4 Hz) の 9 つの強震動指標である。これらを予測するための説明変数として震源距離、震源深さ、モーメントマグニチュード、 V_s30 、 V_s 1400m/s 層までの深さ (D_{1400}) の 5 つを用いる。震央距離の計算における地震の水平位置、震源深さ、モーメントマグニチュードは F-net モーメントテンソル解カタログを使用した。 V_s30 については J-SHIS で公開されている表層地盤情報(松岡・若松 2008; 若松・松岡 2013)から各観測点での値を使用した。 D_{1400} については J-SHIS 深部地盤構造モデル(藤原・他 2009; 藤原・他 2012)から各観測点での値を使用した。Morikawa and Fujiwara (2013) では浅部地盤および深部地盤による増幅を V_s30 および D_{1400} を用いてモデル化した上で、地盤増幅の補正を行っており、本研究でも同様の補正効果を見込んで V_s30 および D_{1400} を説明変数に加えた。

上記の説明変数から目的変数である強震動指標を予測するためにノンパラメトリック回帰を行う。解析には Python のオープンソース機械学習ライブラリ scikit-learn において実装されているランダムフォレストを用いる。ランダムフォレストは決定木と呼ばれる複数の弱学習器を統合させたアンサンブル学習アルゴリズムである。決定木は木構造を模したモデルによって回帰・分類を行う手法で、教師あり学習の一つに分類される。回帰問題に用いる場合には回帰木と呼ばれる。ランダムフォレストなどのアンサンブル学習アルゴリズムは複数の学習器を使うことで予測精度および信頼性の向上が期待でき、また複数の学習機からの予測を比較することで予測のばらつきの評価も可能である。決定木の総数と個々の決定木における木構造の最大深さについては交差検定によって決めた。

3. 予備解析結果

ランダムフォレストおよび決定木では木構造における説明変数へのアクセス度合いによって、各説明変数の重要度を評価することができる。予備的な解析結果では、震源距離とモーメントマグニチュードの重要度が飛びぬけて大きく、二つを合わせると全体の7割を占めることが分かった。それらに比べると他の説明変数(震源深さ、 V_s30 、 D_{1400})の重要度は低いが、これらを考慮することによって地震動予測式の予測性能が向上することも確認した。

発表では既往研究で一般的に用いられている回帰解析を行った場合との比較や、他の機械学習手法を試した場合との比較を行う。

S15-P16

M8程度の海溝型プレート間地震を対象とした広帯域 (0.1~10秒)強震動の試算

#森川信之・藤原広行・岩城麻子・前田宜浩(防災科研)

A Trial of Broadband Strong-motion Evaluation for M8-class Inter-plate Earthquakes

#Nobuyuki Morikawa, Hiroyuki Fujiwara, Asako Iwaki, Takahiro Maeda (NIED)

地震調査研究推進本部(地震本部)の震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシビ」)では、海溝型プレート間地震の特性化震源モデルの設定方法もまとめられており、これまでに検証を含めて5つの強震動評価が実施されている。ただし、2003年十勝沖地震を対象とした検証では、マグニチュード(M)8クラスの巨大地震に関して、短周期地震動(周期1秒以下)については短周期レベルを適切に設定した震源モデルにより観測記録がおおむね説明できるものの、現状の特性化震源モデルでは理論的手法により計算される周期1~5秒の地震動が過小評価となる傾向があり、地下構造モデルとあわせて改良が必要であるとされている。

一方、地震本部では、海溝型巨大地震を対象とした長周期地震動の評価もの検討も進められており、これまでに5つの震源域を対象とした試作版が公表されている。そのうち、宮城県沖地震、東南海地震、南海地震については、それぞれ1978年、1944年、1946年に発生した地震を対象とした震源インバージョン解析結果である震源モデルが「前イベントモデル」として設定されているものの、相模トラフの巨大地震と過去に発生したことが知られていない想定東海地震については、震源断層全体の平均応力降下量を3MPa、アスペリティ面積を約20%と仮定して震源モデルが設定されている。さらに、相模トラフ巨大地震の震源モデルでは、2003年十勝沖地震を対象とした検証(Iwaki et al., 2016)を踏まえて関口・吉見(2006)のマルチスケール不均質性が導入されているとともに、関東地域の新しい地下構造モデルが用いられた結果、三次元差分法により周期2秒以上が有効な地震動が計算されている。

これまで、海溝型地震の強震動評価は過去に発生した地震の震源モデルや短周期レベルをそのまま用いることが多くされてきたが、将来発生する地震に対する予測という観点から、本稿では海溝型プレート間地震を対象とした強震動評価に

においても長周期地震動評価と同様に、平均応力降下量3.0MPa、アスペリティ面積を20%と仮定する特性化震源モデルを「基本モデル」とすることを提案するものである。そのため、長周期地震動評価2016年試作版(地震調査委員会, 2016)において設定された相模トラフ沿いの巨大地震の震源モデルを用いてハイブリッド合成法により周期0.1~10秒の広帯域強震動波形の計算を試みる。

はじめに、震源モデルの短周期レベルについて確認した結果、壇・他(2001)による内陸地殻内地震の地震モーメントと短周期レベルの関係から推定される値とほぼ同程度であった。なお、長周期地震動評価では、不確実さを考慮してアスペリティ面積を約10%とした震源モデルも設定されているが、その場合の短周期レベルは、壇・他(2001)の関係の2倍近くとなっていた。なお、地震本部により実施された過去の強震動評価の震源モデルでは、太平洋プレートの地震である宮城県沖地震(1978年)、三陸沖北部の地震(1968年)、十勝沖地震(2003年)については、壇・他(2001)の関係の約2倍の短周期レベルとなっている。

長周期地震動については、地震調査委員会(2016)と同様に計算する。短周期地震動については、壇・佐藤(1998)の統計的グリーン関数法により波形合成を行う。このとき、要素断層の大きさは10km四方とし、長周期地震動の計算で付与されているマルチスケールの破壊不均質性はモデルに含めない。伝播経路のQ値はこれまでの地震本部の強震動評価で用いられている周波数(f)に依存した $Q=110 \cdot f^{0.69}$ (佐藤・他, 1994)とする。両波形のハイブリッド合成の接続周期は2秒とする。

ただし、ここでの対象はフィリピン海プレートの地震である相模トラフ沿いの地震である。太平洋プレートの地震については、上述のように短周期レベルが大きめであることから、アスペリティ面積を10%としたモデルの方が「基本モデル」としては良い可能性もある。また、本検討ではM8程度の地震を対象としたが、平成23年東北地方太平洋沖地震のようなM9クラスの地震に関しては、適用可能性を確認していない。また、活断層で発生する地震と同様に、不確実さの考慮も含めた強震動評価手法の確立に向けた検討も今後は必要である。

参考文献

壇・佐藤(1998): 日本建築学会構造系論文集, 509, 49-60.

壇・他(2001): 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62.

Iwaki et al. (2016): EPS, 68:95.

地震調査委員会(2016): http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16_choshuki/choshuki2016.pdf.

佐藤・他(1994): 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89.

関口・吉見(2006): 月刊地球, 号外55, 103-109.

S15-P17

強震記録のインバージョンによる震源モデルをもとにしたすべり時間関数の設定

#吉田邦一(地域地盤環境研)

Slip rate function modeling based on a source model derived from strong-motion inversion

#Kunikazu Yoshida (GRI)

■はじめに 本報では、2016年熊本地震本震の強震記録のインバージョンによる震源モデル(逆解析モデル, Yoshida et al., 2017)をもとに、特性化震源モデルを作成し、観測記録と比較した。ここでは強震動記録のうち1 Hz以下を再現対象とし、特にすべり時間関数の形状のパラメータを、逆解析モデルから設定する方法を議論する。

■特性化震源モデル 特性化震源モデルのパッチ領域は、逆解析モデルのアスペリティ(Somerville et al., 1999)とHRA(吉田・他, 2014)をもとに設定した。アスペリティとHRAはほぼ重なるが、領域1の浅部にアスペリティではあるがHRAではない(小すべり量大すべり速度の)領域があり、そのすべり時間関数が特徴的なので別領域(領域1b)とした(図1)。各領域のモーメント及びすべり角には、逆解析モデルの領域ごとの平均値を用いた。

■すべり時間関数 すべり時間関数には、Modified Yoffe関数(Bizzari, 2012)を用いた。ライズタイム t_r には、Frankel(2009)を参考に多少変形して、逆解析モデルのパッチ領域ごとに、領域内の小断層 i のモーメント解放量 m_i と最大モーメントレート p_i を用いて $t_r = 2 \sum m_i / \sum p_i$ として求めたものを与えた。ここで求められる t_r は、震源時間関数が三角形の場合の底辺の長さを求めていることに等しい。

Modified Yoffe関数のピークタイム $T_p = 2t_s$ は、逆解析モデルの小断層の最終すべり量(u)またはモーメント解放量(m_0)、最大すべり速度(V_{peak})または最大モーメントレート(p_i)を用いて求めた。Bizzari(2012)のp. 11の式 $t_r = 1/t_s (0.9u/V_{peak})^2$ を(記号がBizzariとは少し異なる)変形すると、 $t_s = 1/t_r (0.9u/V_{peak})^2$ となり、ピークタイムが求められる。 t_r は上述の値を用いる。ここではモーメントで値を設定したので、 u および V_{peak} を、 m_0 および p_i に置き換え計算した。実際に設定したすべり時間関数(図2)は、逆解析モデルのすべり時間関数をおおむね表現している。ただし、領域1bの t_r は長すぎる傾向にあり、このような特徴的なすべり時間関数を示す領域に対する設定は改良の余地がありそうだ。

■結果 設定した震源モデルから地震動を計算し、その応答スペクトルを観測地震動の応答スペクトルと比較すると、KMM006では一致が悪いが、それ以外では、逆解析に用いていない西原村(NSH)を含め、良好に説明できており(図3)、今回の設定手法は概ね良好である。ただし、改良すべき点もあることには注意が必要である。

謝辞 防災科研 K-NET, KiK-net の記録を使用しました。本研究は、平成28年度原子力施設等防災対策等委託費(地震動評価における不確かさの評価手法の検討)事業による成果の一部である。

参考文献 Bizzari(2012) JGR, 117, B06309; Frankel(2009) BSSA 99, 664-; Somerville et al.(1999) SRL, 70, 59-; 吉田・他(2014) 地震学会, S15-P19. Yoshida et al.(2017) EPS, 69:64.

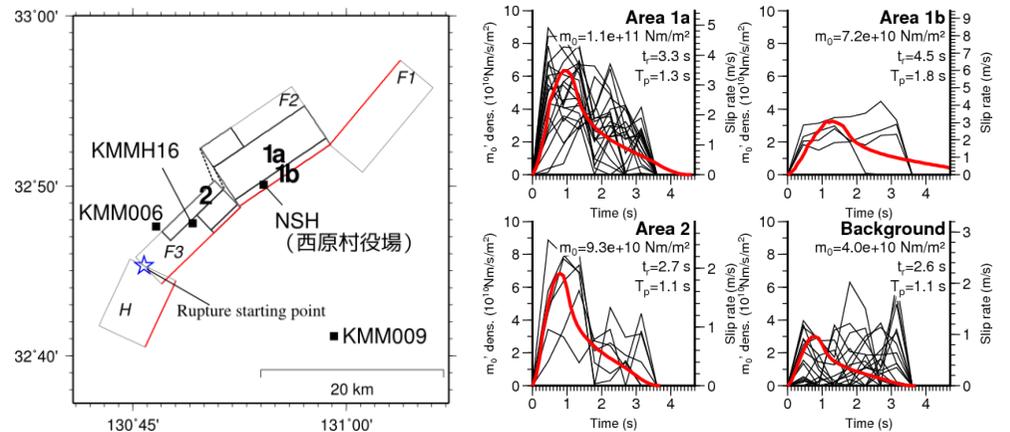


図1 断層面、領域および観測点配置。

図2 設定したすべり時間関数(赤)と逆解析モデルのすべり時間関数(黒)。

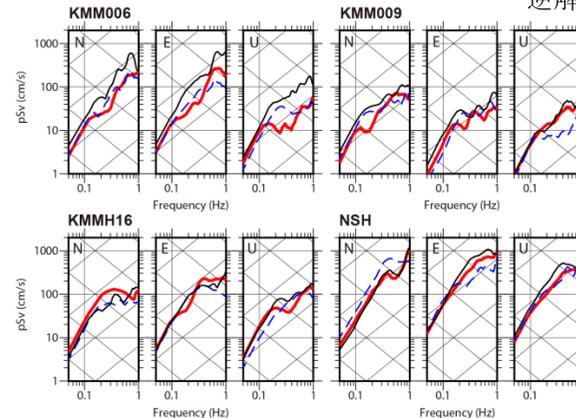


図3 観測(黒)、特性化モデルによる合成(赤)、逆解析モデルによる合成(青破線)の応答スペクトル(h=5%)。

S15-P18

S波の後に現れるP波を用いた緊急地震速報

#小寺祐貴(気象研)

Earthquake early warning using P wave that appears after S wave

#Yuki Kodera (MRI)

近年、M8を超える巨大地震や連発地震に対する緊急地震速報の予測精度を向上させるため、震源を推定せずに観測された揺れから揺れを直接予測する手法がいくつか提案されている(例えばHoshiya, 2013; Hoshiya and Aoki, 2015; Kodera *et al.*, 2016). これらの手法は、主にS波による強い揺れが観測された後、それを伝播させることで最大の揺れを予測している。従って、そのS波に対応するP波を検知して活用できれば、予測の迅速性がより高まることが期待される。

更に、東北地方太平洋沖地震では、破壊開始点からのP波だけでなく、強震動生成域(SMGA)に対応するP波の存在も確認されている(Kurahashi and Irigura, 2013). SMGAからのP波(破壊開始点のS波よりも後に来るP波)の情報も活用できれば、巨大地震時の揺れの最大値をより早く予測できることに繋がるだろう。

本研究では、まず初めに、極性解析を用いて破壊開始点およびSMGAのP波をリアルタイムで検出することを試みた。KiK-net地中点の加速度波形(0.5-10Hz, サイト補正済)に対し、4秒窓で主成分分析を行い、P-filter(例えばRoss and Ben-Zion, 2014)を計算した。東北地方太平洋沖地震に適用したところ(図1), ①破壊開始点近くの2つのSMGA(S1とS2)と福島県沖の1つのSMGA(S3)に対し、理論P波~S波到達時刻の間に明瞭なP-filterのピークが現れる観測点があること、②P-filterのピークが現れた後に、リアルタイム震度(功刀・他, 2013)が極大値を取ることを確認できた。これらは、P-filterの値を監視することで、その地点におけるリアルタイム震度の極大値を前もって予測できることを示唆している。

次に、得られたP-filterの値を用いて、リアルタイム震度の極大値をon-siteで予測する具体的方法を検討した。P-filterの値が0.4以上の場合、上下動だけから求めたリアルタイム震度の値に1.0を加算することで、その地点における予測値とした。S1-3付近にある観測点に対してこの方法を適用したところ、S1-3によるリアルタイム震度の極大値は、半数以上の観測点において±0.5の精度で予測でき、平均して8-9秒程度の迅速化効果が得られることが分かった。

(謝辞)本研究では防災科学技術研究所のKiK-netのデータを利用しました。

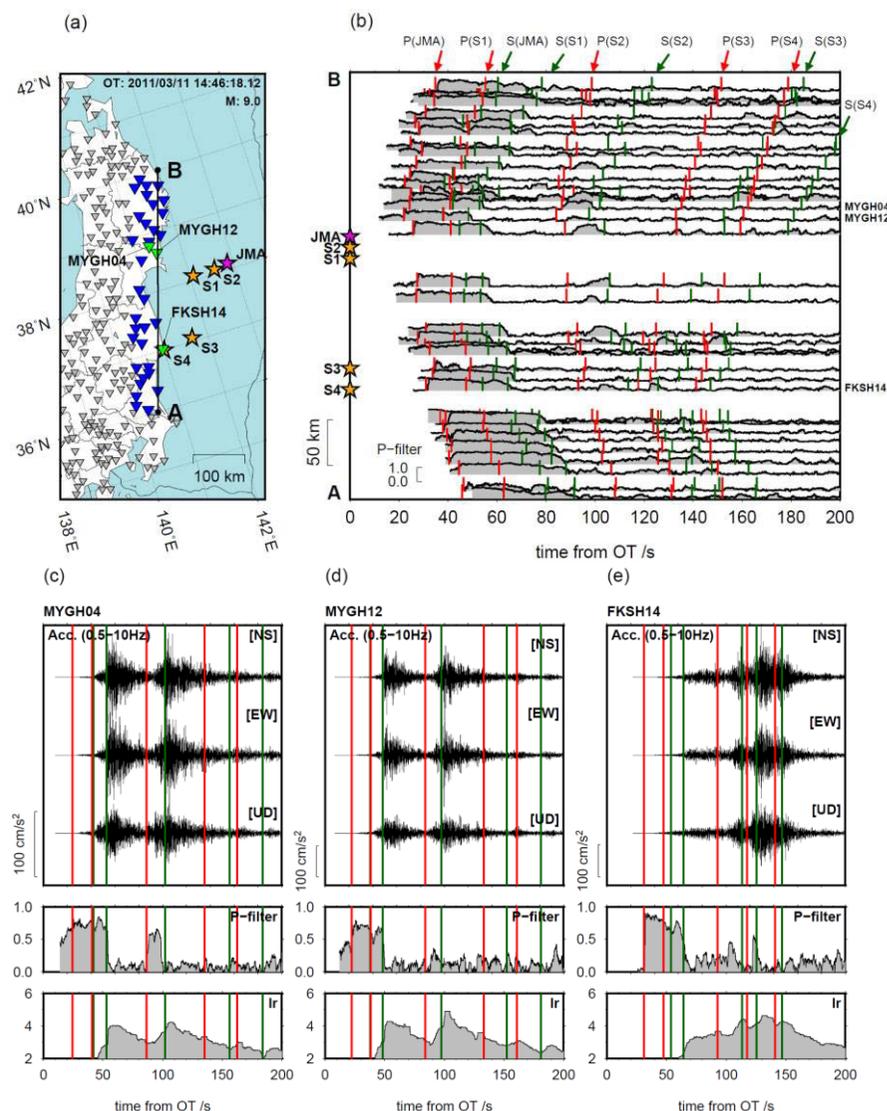


図1 東北地方太平洋沖地震への適用例。(a)破壊開始点(JMA), SMGA(S1-4), 計算対象観測点(青・緑▽)の位置。SMGAはAsano and Iwata (2012) による。(b)計算対象観測点における、P-filterの時系列。赤・緑線は破壊開始点または各SMGAの理論P波・S波走時。(c-e)緑▽の観測点における、加速度波形(0.5-10Hz, サイト補正済), P-filter, リアルタイム震度の時系列。

S15-P19

長周期地震動振幅の短距離間空間較差の発生要因の理解と簡易的予測に向けた数値実験による予備的検討

#畑山健(消防研)

Preliminary Numerical Experiments toward Understanding of Cause and Simplified Prediction of Short-Distance Variation of Long-Period Strong Ground Motion Amplitudes
#Ken Hatayama (NRIFD)

はじめに

堆積盆地で観測される周期数秒から十数秒の長周期地震動の主成分を表面波であるとした場合、その波長は水平方向におおむね数kmから20ないし30kmと見積もられるが、この波長に比べて1波長にも満たないような短い距離で長周期地震動のスペクトル振幅が大きく異なる(例えば1.5倍とか)事例またはそれを示唆するような事例がしばしば観測される。

例えば、東京湾岸羽田空港周辺に存する離隔距離約6kmの2観測点では、観測される地震動の周期7秒付近のスペクトル振幅が平均的に約1.4倍異なる。この地域での1次元地下構造モデルから計算される周期7秒のRayleigh波基本モードの波長は約15kmである。

また、2011年東北地方太平洋沖地震の際に新潟東港地域の石油備蓄基地の大型石油タンクで発生したスロッシングの高さの実測値は、これらの石油タンクのスロッシング1次固有周期である周期11秒付近の地震動のスペクトル振幅が、2km離れた場所で1.3倍程度異なっていた可能性を示唆するものであった。この地域につき計算される周期11秒のRayleigh波基本モードの波長は約28kmである。

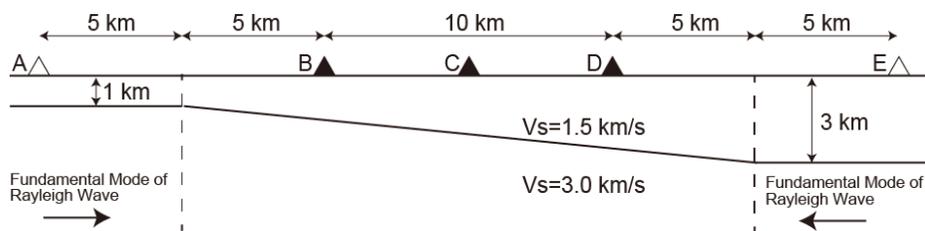


図1 数値実験に用いた2次元地下構造モデル。

このような短い距離で長周期地震動特性の違いが生じる仕組み・要因を理解することは、長周期地震動予測の精度向上の方策を探る上で有意義と考える。この見地から、手始めとして簡単な数値実験により、横方向に不規則な地下構造の中を伝播する表面波について、1波長にも満たない短距離でそのスペクトル振幅がどの程度変化するかを調べるとともに、不規則な地下構造の中でどのような波動場が形成されているかを調べた。

数値実験とその結果

図1に示すようなS波速度3km/sの地震基盤が傾斜する単純な2次元地下構造モデルを考え、左右の水平成層構造からRayleigh波の基本モードの水平動を入射させ、地震基盤が深くなる向きに入射波が伝播する場合と、浅くなる向きに伝播する場合の2つの場合についての波動場を差分法により計算した。C地点直下の1次元地下構造から計算されるRayleigh波基本モードの波長は、周期8秒で約20km、周期12秒で約30kmである。

地震基盤が深くなる向きに伝播する場合の計算では、周期8秒におけるスペクトル振幅は、B地点に対して10km離れたD地点では約1.6倍大きく(図2)、浅くなる向きに伝播する場合には、周期12秒におけるスペクトル振幅はD地点に対してB地点では約2/3になるという結果になった。このように、期待される波長に比べて1波長にも満たないような短い距離でも、長周期地震動の振幅が2/3~1.5倍程度異なりうるということが理論的な計算から確認された。

また、各地点直下の深さ方向のスペクトル振幅分布は、周期によってはその地点直下の1次元地下構造から計算されるRayleigh波基本モードの固有関数とよく一致することもわかった。この性質をうまく利用すれば、対象地点直下の1次元地下構造モデルから簡易な方法で、長周期地震動の増幅特性を粗くではあるかもしれないが推定することが可能かもしれない。

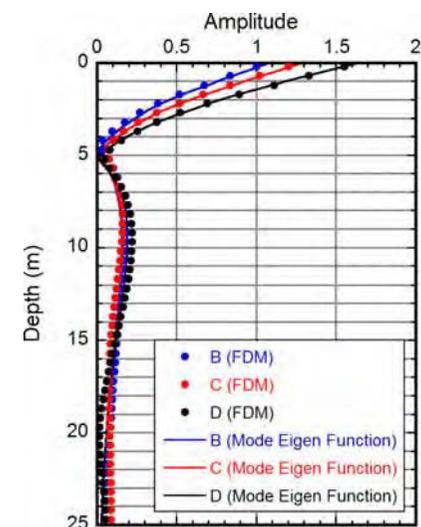


図2 地震基盤が深くなる向きに入射波が伝播する場合の計算結果(周期8秒におけるフーリエ振幅スペクトル)。振幅はA地点地表におけるスペクトル振幅で正規化されたもの。

スペクトル低減パラメータ κ の震源項, 伝播経路項について

#鶴来雅人(地域 地盤 環境 研究所)・田中礼司(地域 地盤 環境 研究所)・
香川敬生(鳥取大学)・入倉孝次郎(愛知工業大学)

Source and Path Characteristics of Spectral Decay Parameter κ

#Masato TSURUGI (Geo-Research Inst.), Reiji TANAKA (Geo-Research Inst.),
Takao KAGAWA (Tottori Univ.), and Kojiro IRIKURA (Aichi Inst. of Technology)

1. はじめに

高周波数領域においてはスペクトルが低減し、 ω^{-2} 則から乖離することが知られており、強震動予測の精度向上のためにはこの領域における地震動特性の解明が必要不可欠である。このスペクトル低減特性を表現する方法として f_{max} [Hanks (1982)] による方法、パラメータ κ [Anderson and Hough (1984)] による方法があり、日本では前者が、アメリカなど諸外国では後者が主流となっている。さらに κ については震源・伝播経路・サイトの各項に分離する試みも行われている [例えば, Van Houtte *et al.* (2011)]. 本論では鶴来・ほか(2016), 鶴来・ほか(2017)で評価した κ を震源項と伝播経路項に分離する試みを紹介する。

2. 対象地震と解析手法

対象地震は近年国内で発生した $M_J > 6.0$ の7つの大地震であり、これらの地震の複数の岩盤観測点(ここでは、地中地震計設置深度におけるせん断波速度が 2,000m/sec 以上の KiK-Net 観測点)における記録を用いた。

まず、これらの観測スペクトルを用いて κ を評価した。一般に κ は式(1)で表される。

$$\kappa = \kappa_{Source} + \kappa_{Path} + \kappa_{Site} \quad (1)$$

続いて、観測スペクトルからスペクトル・インバージョンで得られた伝播経路特性の補正を行って、震源スペクトルを求め、これに対して κ を評価した。サイトの影響が小さい岩盤観測記録を用いていることと、地中地震計設置深度におけるせん断波速度と得られた κ に相関が認められなかったことから、サイト項(κ_{Site})は 0.0 と考えても良い。したがって、得られた値は κ の震源項(κ_{Source})と考えられる。さらに、式(1)より κ の伝播経路項(κ_{Path})が得られる。

3. 解析結果

一例として、2003年宮城県北部地震および2016年熊本地震最大前震の κ , κ_{Source} および κ_{Path} の震源距離依存性を図1に示す。 κ_{Path} の震源距離依存性が見られるが、これは Q 値による減衰項の距離依存性と対応している。また、 κ_{Source} のばらつきは比較的大きいことがわかる。さらに、減衰が大きい2011年静岡県東部の地震や2016年熊本地震の遠距離(80~100km)の観測点では、 κ_{Source} と κ_{Path} の値は同程度となるが、それ以外では κ_{Source} が κ_{Path} に比べ大きい。Tsai and Chen (2000)は「高周波数領域におけるスペクトルの低減には震源、震源距離、サイトのいずれもが寄与している。ただし、震源距離の影響は小さい」と指摘しているが、ここで得られた結果は、Tsai and Chen (2000)と矛盾しない。

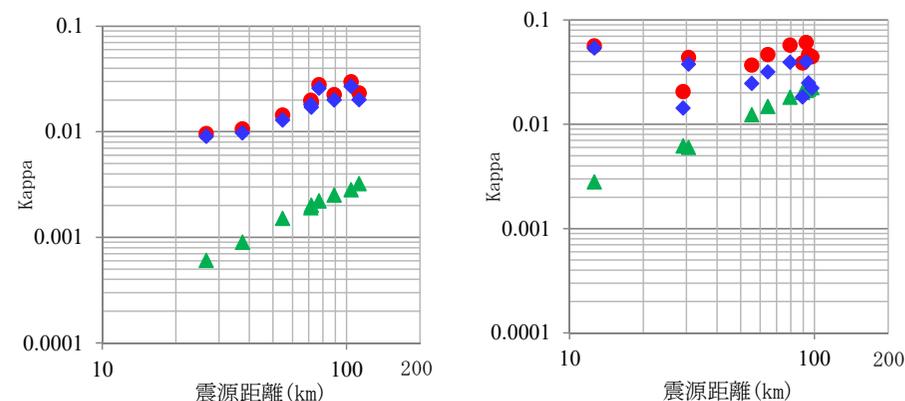


図1 κ の震源距離依存性 (● : κ , ◆ : κ_{Source} , ▲ : κ_{Path})

(左 : 2003年宮城県北部地震, 右 : 2016年熊本地震 最大前震)

4. おわりに

本論では高周波数領域におけるスペクトル低減特性を表すパラメータ κ の震源項, 伝播経路項の分離を行なった。 κ_{Source} のばらつきは比較的大きいこと、 κ_{Source} が κ_{Path} に比べ大きく Tsai and Chen (2000)と矛盾しないこと、が明らかとなった。防災科学技術研究所の KiK-net の観測記録を使用しました。記して感謝します。

参考文献 : Anderson and Hough (1984), *BSSA*, Vol.74, pp.1969-1993. Hanks (1982), *BSSA*, Vol.72, pp.1867-1879. Tsai and Chen (2000), *BSSA*, Vol.90, pp.1535-1542. 鶴来・香川・入倉 (2016), JpGU2016年大会, SSS25-P06. 鶴来・香川・入倉 (2017), JpGU2017年大会, SSS15-P06. Van Houtte *et al.* (2011), *BSSA*, Vol.101, pp.2926-2941.

S15-P21

気象庁における震源過程解析結果の数値データ公表

#田中美穂 (気象庁)・迫田浩司 (文科省)・岩切一宏・山内崇彦 (気象庁)

Publication of Finite Fault Model Data on the JMA Web Page

#Miho Tanaka (JMA), Koji Sakoda (MEXT), Kazuhiro Iwakiri,
Takahiko Yamauchi (JMA)

1. はじめに

気象庁では2010年12月より国内で発生した地震について、近地強震波形および遠地実体波による震源過程解析結果資料を気象庁ホームページで公開している(海外の地震については2009年9月より公開)。解析結果データは、強震動シミュレーション、断層モデルのスケーリング解析、地殻変動モデルとの比較などへの活用のため、主に研究者から提供依頼が寄せられている。これを受け、従前の図情報の資料に加え、国内で発生した地震の解析結果の数値データの掲載を2017年5月より開始した。公開したデータを有益に活用していただくため、数値データファイルの構成の詳細について紹介する。

2. 数値データファイルの構成

数値データのファイルは、これまで震源過程解析の結果資料を掲載しているページから取得することができる(図1)。1つの地震に対し、4つの数値データファイルとフォーマットの説明書(日本語版・英語版)を含む1つの圧縮ファイルを用意している。4つの数値データファイルはそれぞれ、(1)地震の情報、(2)設定断層面の情報、(3)震源時間関数の情報、(4)各小断層のすべり量の情報である。これら全てのファイルはテキスト形式である。このファイルについてはPDF版の解析結果資料とほとんど同時に掲載を行う。また、数値データファイルのうち、(1)地震の情報のファイルにはデータの公表日を記載している。

3. 解析方法の変更について

近地解析、遠地解析ともに2012年に解析プログラムを一部変更している。変更

箇所は大まかに (a) モーメント量の計算方法, (b) 各小断層の破壊開始可能時刻の設定方法, (c) 時間スムージングの導入, (d) ABIC の導入であるが、詳細については岩切・他(2014)に記載のとおりである。(1)地震の情報ファイルには解析タイプを記載する項目を設定し、解析結果がプログラム変更前後のどちらの解析であるかを分かるようにしている。

4. 得られるデータ

得られる4つのデータファイルから、断層面全体の震源時間関数、断層面上のすべり分布、地図上のすべり分布を描画することができる。

発生日時刻	震源位置			M	震央地域名	Mw	OMT解	解析結果資料(PDF)		解析結果データ(TXT)	
	緯度	経度	深さ					近地	遠地	近地	遠地
2016-12-28 21:38	30度43.2分N	140度34.4分E	11km	6.3	茨城県北部	5.9	○	○	—	download	—
2016-11-22 05:59	37度21.2分N	141度36.2分E	25km	7.4	福島県沖	6.9	○	—	◇	—	download
2016-10-21 14:07	35度22.6分N	133度51.3分E	11km	6.6	鳥取県中部	6.2	○	◇	—	download	—
2016-07-30 08:18	18度50.1分N	145度45.5分E	233km	7.7	マリアナ諸島	7.7	○	—	○	—	download
2016-04-16 01:25	32度45.2分N	130度45.7分E	12km	7.3	熊本県熊本地方	7.0	○	○	—	download	—
2016-01-14 12:25	41度58.2分N	142度48.0分E	52km	6.7	浦河沖	6.7	○	◇	—	download	—
2015-05-30 20:23	27度51.6分N	140度40.9分E	682km	8.1	小笠原諸島西方沖	7.9	○	—	○	—	download
2015-05-13 06:12	36度51.7分N	142度09.0分E	46km	6.8	宮城県沖	6.8	○	○	—	download	—
2014-11-22 22:08	36度41.5分N	137度53.4分E	5km	6.7	長野県北部	6.2	○	○	—	download	—
2013-10-26 02:10	37度11.7分N	144度34.1分E	56km	7.1	福島県沖	7.1	○	—	○	—	download
2013-04-13 05:33	34度25.1分N	134度49.7分E	15km	6.3	淡路島付近	5.8	○	○	—	download	—
2013-02-02 23:17	42度42.1分N	143度13.6分E	102km	6.5	十勝地方南部	6.8	○	◇	◇	download	download
2012-12-07 17:18	36度01.1分N	143度52.0分E	49km	7.3	三陸沖	7.3	○	—	—	—	—

図1. 気象庁 HP 国内で発生した顕著な地震の震源過程解析結果のページ
<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/index.html>
 右列の"download"から解析結果の数値データをダウンロードする。

S15-P22

茨城県北部で2011年と2016年に発生したM6クラスの地震の震源過程と震源近傍の強震動(その2)

#引間和人(東京電力HD)

Source Processes of the M6 class Earthquakes at Northern Ibaraki Prefecture on 2011 and 2016, and Near Source Strong Ground Motion (Part 2)

Kazuhito HIKIMA (TEPCO)

【はじめに】茨城県北部では2011年3月19日にM_j 6.1の地震が発生し、2016年12月28日にもM_j 6.3の地震がほぼ同じ場所で発生した。引間(2017)ではDD法による再決定震源とCMT解を元に断層面を設定して震源過程解析を行い、両者の強震動発生源は近接しているもの異なる場所にあることを示した。今回は断層形状などを再検討し、あらためてすべり分布を推定した結果を報告する。

【断層面の設定】Kato *et al.* (2017) は2011年東北地方太平洋沖地震の直後nにこの地域で地震活動が活発化したことから稠密臨時地震観測を実施し、今回解析対象の地震を含めて高精度の震源諸元を求めている。本検討ではこれらの震源データを参照し断層面を設定した。2011年と2016年の震源の間は両者の余震はNNW-SSE走向のほぼ同じ平面上に並んでいる。一方で2011年の震源付近より北側では両者の余震は重なり合うが、やや不明瞭な並びとなる。また、観測波形の再現性からは北部ではNW-SE走向に近い面が望ましい。そこで、2011年の震源付近を境界として走向傾斜を変えた2枚の断層面を設定し、この面を共通の巨視的断層面として、2011年、2016年の地震のすべり分布を推定した。なお、北部の面ではInSARなどを参考に地表付近まで断層面を設定した。

【解析方法・使用データ】震源インバージョンは引間(2017)と同様のデータを用いて行った。両者の解析で同じ観測点を選定し、震源から概ね50km以内のKiK-net, K-NETの観測点の解析記録を用いた。観測された加速度記録に0.05~0.8 Hzのバンドパスフィルタを適用して積分し速度波形とした3成分波形を解析対象とした。グリーン関数の計算に使用する速度構造モデルは、震源域で発生した小地震の記録を用いてチューニングし、Kohketsu(1985)により計算した。

震源インバージョンはマルチタイムウィンドウ法[Yoshida *et al.* (1996), 引間(2012)]により行った。但し、今回の断層面の設定では2枚の面が重なる部分があるため、一方では重複部でのすべり量を0とするようにプログラムを修正した。

【解析結果】2011年、2016年の地震で求めた断層面上のすべり分布と、それらを重ね描いたものを図に示す。両者のアスペリティは近接した位置にあるが、主要部は互いに重ならない。これは引間(2017)と同様の結果である。さらに、今回は同じ断層面を仮定したため、断層の屈曲部を境に大きなすべりが分布する様子が示された。両者の震源過程に断層形状が影響した可能性が示唆される。

一方、地震時に1G程度の強震動が観測されたIBRH13観測点(KiK-net 高萩)がアスペリティのごく近傍に位置することは、引間(2017)の結果と同じである。また、2011年の地震のアスペリティでのすべり速度時間関数は、継続時間が短く最大値が大きな傾向がみられた。これらと観測された強震動との関連について、詳細な検討が必要である。

[主な文献] Kato, A., S. Sakai, T. Iidaka, and K. Obara: Very short recurrence interval of M~6 earthquakes within the common fault zone, JpGU-AGU Joint Meeting, SCG62-P03, 2017. 引間和人: JpGU-AGU Joint Meeting, SSS15-01, 2017.

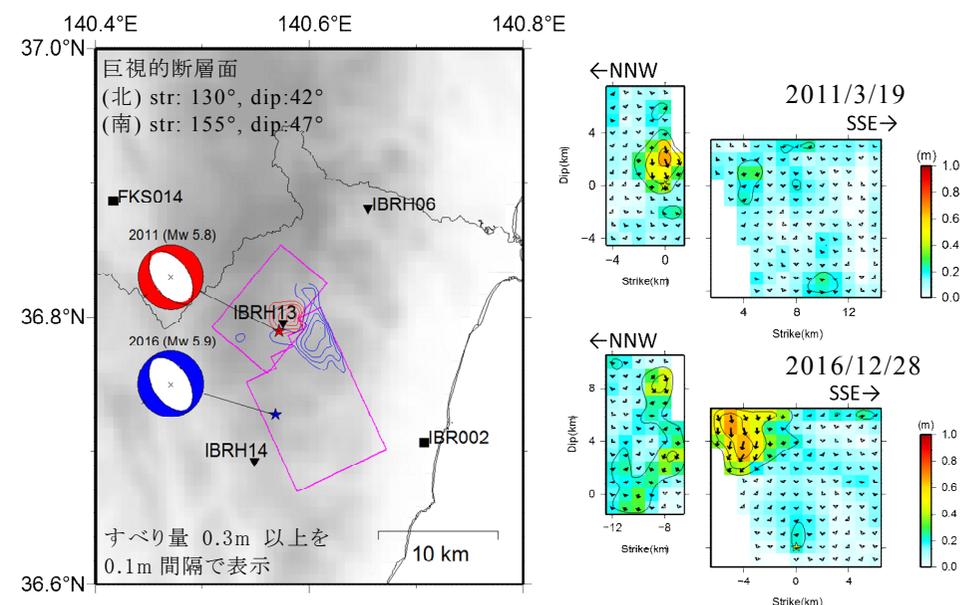


図 断層上のすべり分布(右)と最終すべり量の地表面への投影図(左)

謝辞：震源情報を頂いた東大地震研究所 加藤愛太郎准教授に深く感謝致します。解析には防災科研 K-NET・KiK-netの波形記録、F-netのメカニズム解等を使用させて頂きました。

強震記録に基づく2016年12月28日茨城県北部の地震 (M_w 5.9) の震源モデルの推定

#染井一寛・宮腰 研・郭 雨佳(地盤研)

Source Model of the 2016 Northern Ibaraki Prefecture Earthquake (M_w 5.9) Derived from Strong Motion Records #Kazuhiro Somei, Ken Miyakoshi, Yujia Guo (GRI)

2016年12月28日21時38分(日本時間)に茨城県北部で M_w 5.9 の正断層型の地震(以下、2016年茨城県北部の地震)が発生した。茨城県高萩市で最大震度6弱が観測される他、震源近傍の強震観測点において、大きな強震記録が得られた。例えば、国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網のうち、IBRH13(KiK-net 高萩)では 760 cm/s^2 (3成分最大値)の最大加速度記録が観測されている。引間(2017)は、強震波形インバージョン解析から本地震の震源過程を考察し、IBRH13の近傍で大きなすべりを生じ、大きな地震動記録の生成の要因となっていることを指摘している。

一方で、このような波形インバージョン解析に使用する周波数帯域(1 Hz以下)ではあまり明瞭ではないが、本地震による周辺の観測記録を広帯域(例えば、0.3-10 Hz)に見ると、2つの主要な波形パッケージが確認できる。このことは、今回の地震が M_w 5.9 という規模でありながら、やや複雑な震源過程を持っている可能性を示唆している。本研究では、2016年茨城県北部の地震による震源近傍の大きな地震動記録(例えば、IBRH13)の生成メカニズムを説明するとともに、周辺で観測されている2つの波形パッケージを広帯域に再現するような震源モデルを構築することを目的として、波形インバージョン解析(0.1-1.0 Hz)による震源過程解析、及び経験的グリーン関数法(0.3-10 Hz)を用いた強震動生成領域(Miyake et al., 2003)モデリングを実施した。

波形インバージョン解析では、震源周辺の強震観測点17地点の観測速度波形(0.1-1.0 Hz)を対象としたマルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法(Hartzell and Heaton, 1983)による震源過程の推定を行った。仮定する断層面は、気象庁一元化検測値を用いて Double Difference 法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)により再決定した余震分布(図1)と気象庁による CMT 解から矩形の断層面を設定し、1辺が1 km 四方の小断層によって分割した。時間方向に対しては、各小断層に0.8秒のライズタイムをもつ平滑化傾斜関数を0.4秒間隔で5つ仮定することでモーメントレート関数を表現した。理論グリーン関数の計

算に用いる1次元速度構造モデルは、各観測点直下の J-SHIS 全国深部地盤モデル V2(藤原・他, 2012)から作成した。

波形インバージョンから得られた最終すべり量分布を図1に示す。大きなすべり領域は、IBRH13の直下やや南側に拡がりを持ち、引間(2017)の結果と整合的である。また、大きなすべり領域は、再決定された余震分布と相補的な関係を持っていることもわかった。ただし、IBRH13の記録はやや過小評価となっている。IBRH13をはじめ震源近傍の観測点については、微動アレイ探査等に基づく速度構造モデルの改良を実施している(染井・他, 2017)ため、本講演では、改良速度構造モデルを用いたインバージョン結果を示すとともに、経験的グリーン関数法による強震動生成領域モデリングの結果も併せて、2つの波形パッケージを含む広帯域地震動生成を説明する震源モデルを報告する予定である。

<参考文献>

藤原・他(2012), 防災科学技術研究所研究資料, 第379号.
Hartzell and Heaton (1983), Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1553-1583.
引間(2017), JpGU-AGU Joint Meeting 2017, SSS15-01.
Miyake et al. (2003), Bull. Seism. Soc. Am., 93, 2531-2545.
染井・他(2017), 物理探査学会第137回秋季学術講演会, 投稿中.
Waldhauser and Ellsworth (2000), Bull. Seism. Soc. Am., 90, 1353-1368.

<謝辞>

解析に際しては、国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網 K-NET, KiK-net の強震記録、及び気象庁の一元化震源情報、検測データ、CMT 解をそれぞれ使用させて頂きました。また、本研究は、平成29年度原子力施設等防災対策等委託費(内陸型地震による地震動の評価手法の検討)業務による成果の一部である。

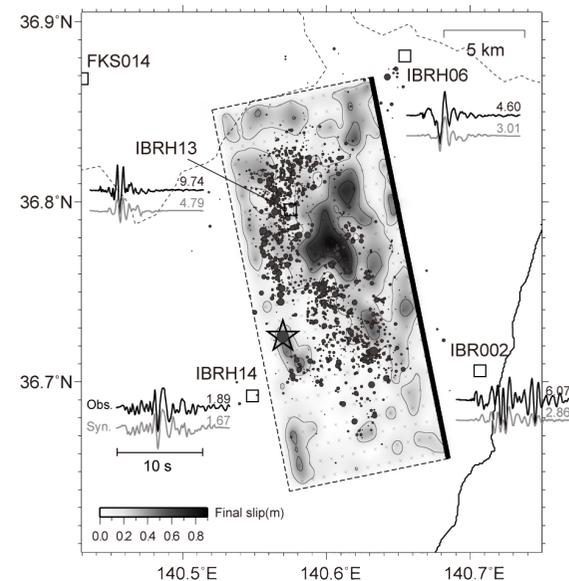


図1 最終すべり量分布(コンタ)と観測(黒色)と理論(灰色)速度波形の比較(NS成分, 0.1-1.0 Hz). 波形右上の数値は各波形の最大速度値(cm/s). 丸印, 星印はそれぞれ再決定した余震(本震後24時間)と本震の震央位置を表す.

S15-P24

経験的グリーン関数法を用いた2016年鳥取県中部の地震 の余震観測点における強震動シミュレーション

#吉田昌平・香川敬生・野口竜也(鳥取大院工)

Strong ground motion simulation at after shock observation points
for the 2016 central Tottori earthquake

#Shohei YOSHIDA, Takao KAGAWA, Tatsuya NOGUCHI
(Tottori Univ., Graduate School of Engineering)

2016年10月21日、鳥取県中部を震源として $M_J6.6$ ($M_w6.2$)の地震が発生し、鳥取県内3箇所まで震度6弱を記録した。この地震による建物被害は全壊18棟と少ないものの、半壊および一部破損は15000棟¹⁾を超えており、広範囲で強い揺れが生じたことが示唆される。また、建物の倒壊被害は局所的で、被害要因の解明のために余震観測や常時微動観測など精力的な調査が実施されている。今後も大規模地震の発生確率が高い中国地方北部地域²⁾において、当該地震の被害要因を明らかにしておくことは、地震防災上非常に有意義だと考える。

鳥取大学は、本震直後に被害地域を中心として臨時余震観測点を設置しており、本震の翌日(22日)以降に発生した多くの余震観測記録を収集できている³⁾。具体的には、TTR005(倉吉)から北の小鴨川に向けて倉吉市街域で3点、北栄町で被害の大きかった西園地区で1点、倉吉駅北西部の天神川左岸の微動卓越周期変化部に3点、などである。建物被害地域の被害要因を解明するためには、本震時の強震動波形が必要不可欠であると考えられる。吉田ほか⁴⁾は、(国研)防災科学技術研究所(NIED)K-NET, KiK-net(地中)および自治体震度観測点で得られた地震波形を基に、経験的グリーン関数法を用いて特性化震源モデルの構築を実施している。図1に示すように、当該地震は2つの強震動生成域(SMGA)から構築されており、図中に示すTTR005を含めた多くの観測点で、観測波形を良く対応する再現波形得られている。しかし、SMGAは本震前に発生した前震(10月21日12時12分)を要素地震として推定されているため、22日以降の余震記録のみを収集している臨時余震観測点では、直接強震動シミュレーションを実施できない。そこで

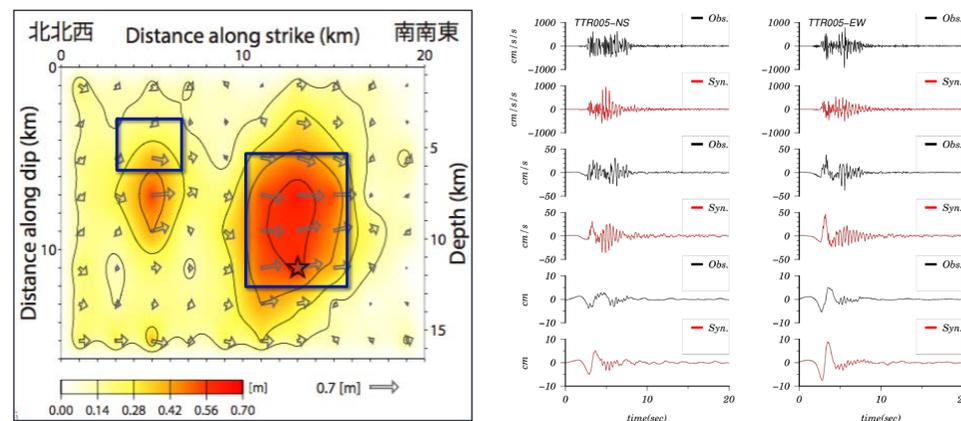


図1 吉田ほか⁴⁾の特性化震源モデル(NIEDの波形インバージョン結果⁵⁾に加筆とTTR005(倉吉)の観測波形と計算波形の比較

本研究では、臨時観測点で得られた余震記録を要素地震として、吉田ほか⁴⁾の特性化震源モデルの断層面積、地震モーメント、応力降下量と整合する重ね合わせを設定し、臨時余震観測点での強震動シミュレーションを試みた。

謝辞

本研究には、(国研)防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netの強震観測記録を使用しました。また、自治体震度観測点の強震観測記録は鳥取県がまとめたものを提供していただきました。記して感謝申し上げます。

- 1) 鳥取県(2017): <<http://www.pref.tottori.lg.jp/secure/1085647/95.pdf>>
- 2) 地震本部(2016): <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16jul_chichugoku/chu_honbun.pdf>
- 3) 野口ほか(2017):JPGU-AGU Joint Meeting 2017, SSS15-P16.
- 4) 吉田ほか(2017):JPGU-AGU Joint Meeting 2017, SSS15-P03.
- 5) 防災科学技術研究所(2016): <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Tottori_20161021/inversion/inv_index.html>

S15-P25

震源超至近距離観測された歪計データを用いたオー クニーM5.5地震インバージョン解析

#安富達就・James Mori・山田真澄(京都大学)・小笠原宏・小笠原宏
幸・石田亮壮(立命館大学)・大久保慎人(高地大学)・山口照寛(北
海道大学)・Durheim Raymond(Wits大学)

Inversion of Orkney M5.5 earthquake South Africa using strain meters at very close distances

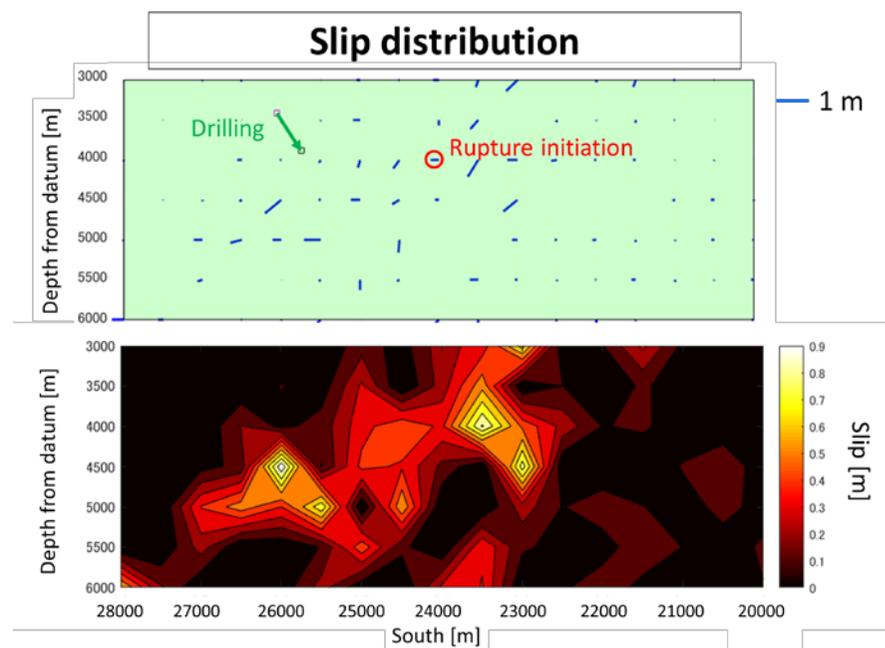
#Tatsunari Yasutomi, James Mori, Masumi Yamada (Kyoto Univ.),
Hiroshi Ogasawara, Hiroyuki Ogasawara, Akimasa Ishida (Rits
Univ.), Makoto Okubo (Kouchi Univ.), Teruhiro Yamaguchi
(Hokkaido Univ.), Durheim Raymond (Wits Univ.)

The largest event recorded in a South African gold mining region, a M5.5 earthquake took place near Orkney on 5 August 2014. This is one of the rare events as the main- and after-shocks were recorded by 46 geophones at 2-3 km depths, 3 Ishii borehole strain meters at 2.9km depth, and 17 surface strong motion meters at close distances. The upper edge of the planar distribution of aftershock activity dipping almost vertically was only some hundred meters below the sites where the strainmeters were installed at distances larger than a few tens of meters from tunnel. Drilling across this fault is now progress (Jun 2017 to December 2017).

Although the geophones data were saturated during the mainshock, the strainmeters recorded clear nearfield waveforms. We try to model source of the M5.5 mainshock using the nearfield strainmeter data. The strain Green

functions were calculated assuming infinite medium and using a finite difference method. We Use small aftershocks to check Green function. The validation with small earthquake shows a good agreement.

We present the results of source and the second several hundred meters to the west (Figure 1).



(Figure 1)

特性化震源モデルに基づいた2015年ネパール・ゴルカ地震(Mw7.8)の強震動評価

#宮腰研・田中礼司(地盤研)・古村美津子・松浦律子(振興会)・高井伸雄(北大工)

Estimation of ground motions of the 2015 Gorkha, Nepal, (Mw7.8) using the characterized source model

#K. Miyakoshi, R. Tanaka (GRI), M. Furumura, R. S. Matsu'ura (ADEP), and N. Takai (Hokkaido Univ.)

1. はじめに：2015年4月25日11時56分（現地時間）にネパール中北部のゴルカで地震（Mw7.8：以下、ゴルカ地震）が発生し、震央から約150km離れた首都カトマンズを中心とする広い地域で、主として煉瓦造建物が倒壊し、多くの被害が発生した。この地域ではヒマラヤ山脈の南縁からインド大陸を含むインドプレートがユーラシアプレートに衝突・沈み込んでおり、ゴルカ地震は大陸性プレート境界型の衝上断層の地震タイプと考えられる。本研究では、この地震の震源インバージョン解析結果に基づき、特性化震源モデルを作成し、カトマンズの岩盤観測点(KTP)の強震動評価を実施した。

2：震源モデル：本研究ではKobayashi et al.(2016)による震源インバージョン解析結果に基づき、特性化震源モデルを作成した。彼らは遠地実体波、測地データ、5-Hz GPSの記録を用いるとともに、カトマンズ盆地の強震動記録(Takai et al., 2016)も用いてジョイント・インバージョン解析を行っている。設定断層はstrike 293° 、dip 7° 、断層長さ180km、幅110km、第1タイム・ウィンドウの伝播速度は3.3km/sとしている。特性化震源モデルを作成する際、Somerville et al. (1999)の規範に従って、震源インバージョンの不均質すべり分布に基づき、断層破壊領域及びアスペリティ領域を抽出した。なお、断層の最深部及び東端に比較的大きなすべりが認められたが、便宜的に、これらの断層端は削除して断層面のトリミング操作を行った。その結果、断層破壊領域は140km \times 90km、アスペリティ領域は70km \times 40kmとなった(図1参照)。断層破壊領域及びアスペリティ領域の面積はMurotani et al. (2008)のスケーリング則と一致する。また、断層破壊領域に対するアスペリティ領域の面積比は22%で、これもMurotani et al. (2008)の20%とほぼ一致する。

3. 強震動評価結果：次に、各要素断層で得られている震源インバージョンの震源時間関数に基づき、断層面における破壊伝播時刻を推定した。その際、石井他(2000)に倣い、要素断層毎の最終すべり量の0.1倍以上を破壊開始時刻と仮定した。図1に破壊伝播時刻をコンターで示している。図1からアスペリティ領域内の破壊は主に西から東に進んでいる。また、各要素断層のライズタイムを推定する際、最終すべり量の0.1~0.7倍までの時間とした。その結果、アスペリティ領域のライズタイムに大きなばらつきは認められず、その平均値は6.5sであった。以上から、特性化震源のモデル化において、マルチ・ハイポセンターの破壊伝播様式を仮定し、アスペリティ領域(図1の黒実線枠内)での破壊開始点は領域の西側(図1の☆)、その破壊伝播速度は3.3km/s(同心円状)とした。また、アスペリティ領域の震源時間関数として、ライズタイム6.5sのsmoothed ramp time functionを用いた。図2にKTPにおける計算速度波形を観測速度波形と比較して示す。なお、ここでは簡便的にアスペリティ領域のみを仮定した地震動計算を実施している。特性化震源モデルに基づいた計算速度波形は観測速度波形とよく一致している。今後は計算波形に対する破壊伝播様式の影響について検討をする予定である。

謝辞：東大地震研の小林博士には震源インバージョン結果を提供していただきました。記して感謝します。本研究は文科省の委託で実施されました。

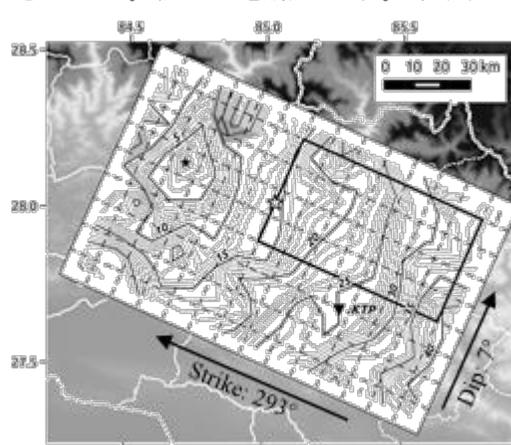


図1 ギルカ地震(Mw7.8)における破壊伝播時刻。黒実線枠内：アスペリティ領域。★：破壊開始点、☆：アスペリティ領域内の破壊開始点。▼：KTP観測点。

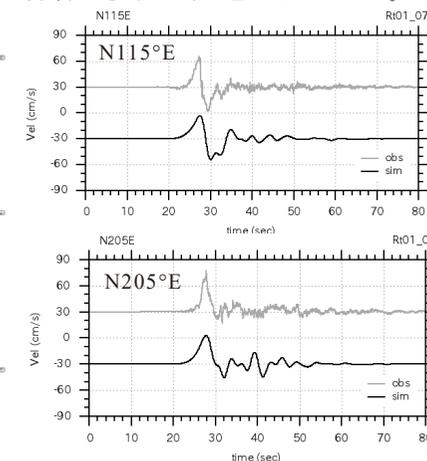


図2 KTPにおける計算速度波形(黒色)と観測速度波形(灰色)の比較例(上：N115°E, 下：N205°E。No filter)

メキシコ地域で発生する海溝型地震の震源特性の検討

#友澤裕介・加藤研一（小堀鐸二研）・池浦友則（鹿島技研）・渡部哲巳・石川直哉（中部電力）

Investigation of Source Characteristics of Subduction Zone in Mexico Region

#Yusuke Tomozawa, Kenichi Kato (KRC), Tomonori Ikeura (KATRI), Tetsumi Watanabe, Naoya Ishikawa (CHUDEN)

1. はじめに

1985年メキシコ地震(Mw8.0)は陸域直下のプレート境界で発生した地震であり、震源域直上で多くの観測記録が得られた。遠距離まで含めた距離減衰特性やサイト増幅特性の検討は、Ordaz and Singh(1992)等により行われているが、この地域で発生する地震の震源特性の深さ依存性に着目した検討は少ない。本検討では、メキシコ地域で発生した地震観測記録を用いてスペクトルインバージョン解析を行い、同地域のQ値、震源特性、サイト増幅特性を評価した。また、評価した震源特性から応力降下量と深さの関係や地震モーメントと短周期レベルの関係を検討した。

2. データセットと解析手法

COSMOS(Consortium of Organizations for Strong-Motion Observation Systems)から同地域の観測記録をダウンロードした。

まず、本震と最大余震を除く観測記録からスペクトルインバージョン解析を用いてQ値、震源特性とサイト増幅特性を評価した。21地震・20観測点の100記録を検討に用いた。データセット分布を図1に示す。これらの記録はMw5.2~7.2、距離200km以下で、200Gal以下の記録である。拘束条件は、金谷ほか(2006)と同等とした。小地震の震源スペクトルが ω 二乗モデルによくあてはまるという仮定のもとに、基準地震を選定し、その震源スペクトルを拘束した。また、各地震の震源深さに応じたS波速度と密度をMendoza and Hartzell(1989)に基づき設定して震源スペクトルを評価した。

次に、推定したQ値とサイト増幅特性を用いて本震と最大余震の震源スペクトルを評価した。その際に、Mendoza and Hartzell(1989)の断層モデルを参照し、すべりの不均質性を考慮した等価震源距離を用いた。

3. 結果

収集した海溝型地震に対してプレート境界付近で発生する地震とそれ以外の地震に分類して推定したQ値を図2に示す。ばらつきの小さい1Hz以上に着目すると、両者に顕著な違いはみられず、 $Q(f)=80f^{1.0}$ 程度となっている。推定したコーナー周波数からBrune(1970)により応力降下量を算定した。応力降下量と震源深さの関係を図3に示す。ばらつきが大きいものの深さ依存性がやや見られる。地震モーメントと短周期レベルの関係を図4に示す。メキシコ地域の地震の短周期レベルは、壇ほか(2001)の平均よりもやや小さい結果となっている。

【参考文献】Brune(1970), JGR. Hayes et al.(2012), JGR. Mendoza and Hartzell(1989), BSSA. Ordaz and Singh(1992), BSSA. 金谷ほか(2006), 日本建築学会学術講演梗概集. 壇ほか(2001), 日本建築学会構造系論文集.

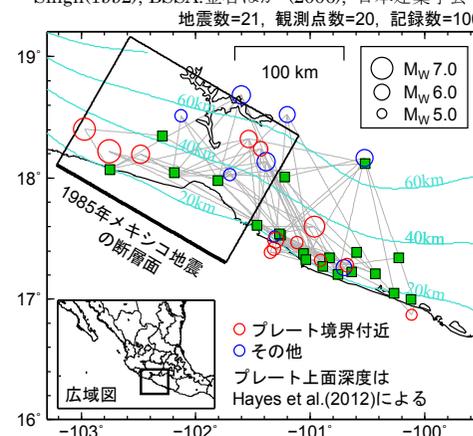


図1 検討に用いたデータセット

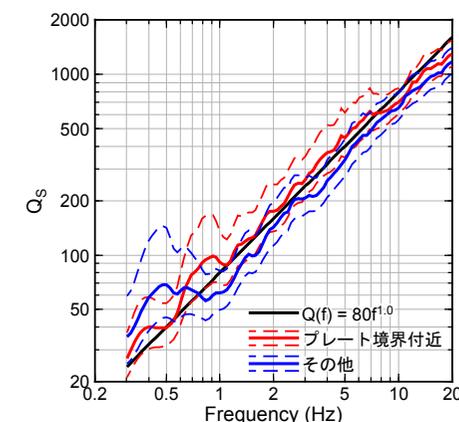


図2 推定したQ値

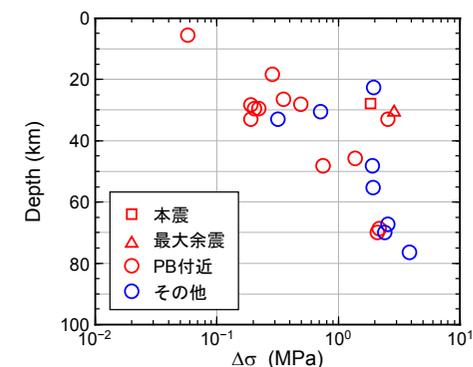


図3 応力降下量と震源深さの関係

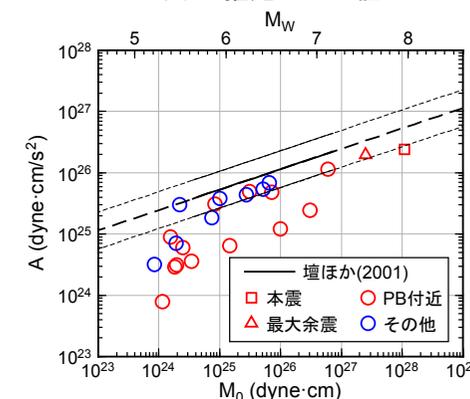


図4 地震モーメントと短周期レベルの関係

2016年熊本地震の余震記録を用いたグリーンテンソルの空間導関数(EGTD)の推定

#吉田沙由美・土田琴世・鳥家充裕・堀家正則(阪神コンサル)

Estimation of Green's tensor derivatives Using Aftershocks for 2016 Kumamoto Earthquake

#Sayumi Yoshida, Kotoyo Tsuchida, Mitsuhiro Toya, Masanori Horike, (HANSHIN Co., Ltd.)

(1) はじめに

地震動波形の合成には、震源から観測点までの伝播経路や地盤のモデル化が必要である。とりわけ、短周期地震動の精度を向上させるには地盤の速度構造の分解能や精度を上げる必要があるが現状では難しい。このような問題を回避するために観測記録を用いて、自動的に伝播経路や地盤構造の影響を考慮した方法として経験的グリーン関数と空間導関数がある。

経験的グリーン関数では合成波形は大地震と小地震のメカニズム解をほぼ一致させ、放射特性と伝播距離の補正が必要となってくるが、これらは近似的にしかできない。これに対してPlicka and Zahradnik(1998)が提案したグリーン関数の空間導関数(EGTD)の手法は断層あるいは要素断層から放出される地震動グリーン関数の空間微分地のみを推定する。そのため、放射特性と伝播距離の補正が必要ないため、経験的グリーン関数法のように大地震と要素(小)地震の震源メカニズムが類似している必要がなく、任意の震源メカニズムの断層の地震動予測に使える。その結果としてより高周波まで精度の高い地震動計算が期待される。EGTDでは、多数の余震が必要となるが、熊本地震の余震観測により多くの余震記録を得たので、それらを用いて、EGTDの推定可能性を検討する。

(2) 観測と解析

EGTDをG, モーメントテンソルをMと表すと、地震動波形 $U_i(i=1,2,3)$ は次式のようになる。

$$U_i(x, t) = M_{pq}(\varepsilon, t) * G_{ip,q}(x, \varepsilon, t, 0)$$

ここで、 x は観測点位置、 ε は震源位置、 t は時刻、 p, q は総和規約に従う。この式を用いて、EGTDである $G_{ip,q}(x, \varepsilon, t, 0)$ を求める。このためには、観測記録 U_i とモーメントテンソル $M_{pq}(\varepsilon, t)$ は既知量で無ければならない。余震のモーメントテンソルは、その地震モーメント、震源時間関数、断層パラメータ(走向・傾斜・滑り角)を変数とする関数であるため、これらを決定する必要がある。2016年5月5日～6月27日に17点観測点を設置・観測した2016年熊本地震の余震観測に対してこれらの震源情報の推定を行う。

本研究では、この期間に得られた17点の余震観測記録に加えてHi-netなどの定常観測点の記録も用いる。まず、M2以上の余震の震源位置を精度良く決定した。具体的には、最小自乗法で決定した震源位置を再度相対震源位置決定法により改善した。次に、P波初動の極性と震源位置を用いて発震機構解を推定し、断層パラメータに変換した。その結果、641個の余震の断層パラメータを推定した。地震モーメントは、比較的大きいものはスペクトルインバージョン、小さいものは観測スペクトルから求めた。震源時間関数は三角形を仮定する。

モーメントテンソルは対称行列であるため、1つのEGTDを求めるには最低5つの地震記録が必要である。そのため、今回はある地震(基準地震)に対して震源距離が1km以内の地震をグルーピングし(Fig1)、6つ以上地震が観測されたグループ

(およそ100個)に関してEGTDの推定を行うこととした。同グループの内1つの地震はEGTD推定計算には用いず、検証のための地震に設定した。さらに、比較的大きな地震近傍で発生した余震群のEGTDを推定し、波形合成を行うことにより、どの程度高周波数まで対応できるか検証をする。

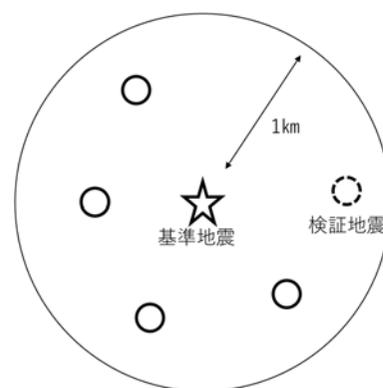


Fig1 余震のグルーピング

経験的グリーン・テンソルの推定: 福井県嶺南地方で 得られた強震記録を用いた試み

#大堀道広(福井大)

Estimation of Empirical Green's Tensor Spatial Derivative Elements: A Preliminary Study using Strong Ground Motion Records in Southern Fukui Prefecture, Japan
#Michihiro Ohori (Univ. Fukui)

Plicka and Zahradnik (1998)が提案した経験的グリーン・テンソル(Empirical Green's Tensor Spatial Derivative, EGTD)法は、同一の震源域で発生した多数の小地震による観測記録を用いて経験的グリーン・テンソルを推定した後に、これを用いて任意の震源メカニズムに対する地震動を計算することができる特徴を有する。しかし、多数の観測記録を必要とするため、これまでの適用事例は限られている[例えば、Ito et al. (2001), Pludo et al. (2006)など]。著者らもこの方法を強震動予測に適用することに関心を持ち、これまで断続的に研究を行ってきた[大堀・久田(2006), Ohori and Hisada (2011), Ohori (2016)]。本報では、図1に示す福井県嶺南地方(福井県と滋賀県の県境付近)の7地震(M_j 3.7~4.2)の強震記録を用いて、防災科学技術研究所のK-NET敦賀(FKI007)および周辺の数観測点を対象として、EGTDの推定を試みた事例について報告する。

解析手法の概要を述べる。ダブル・カップル点震源に対する地盤応答 u_i ($i=x,y,z$)を次式で表わす。

$$u_i = \sum_{j=1}^5 M_j \cdot G_{ij} \quad (1)$$

ここで、 M_j , G_{ij} は順にモーメント・テンソル、グリーン・テンソルを意味する。 M_j , G_{ij} はAki and Richards (1980)に定義される M_{ij} , G_{ij} を意味し、対称性を考慮して次のように略記し、 $M_1=M_{xy}$, $M_2=M_{yy}$, $M_3=M_{yz}$, $M_4=M_{yz}$, $M_5=M_{zz}$, および $G_{i1}=G_{ix,y}+G_{iy,x}$, $G_{i2}=G_{iy,y}-G_{x,x}$, $G_{i3}=G_{iy,z}+G_{iz,y}$, $G_{i4}=G_{ix,z}+G_{iz,x}$, $G_{i5}=G_{iz,z}-G_{ix,x}$ と表される。モーメント・テンソルは震源特性で決定され、一方、グリーン・テンソルは震源から観測点までの地盤特性で決定される。ここでは、同じ震源域で発生した多数の地震より得られた各観測点の各成分ごとに式(1)を連立させて解き、グリーン・テンソルを経験的に算

出する。モーメント・テンソルにはF-netの解を用いた。震源は北東から南西に向かいほぼ直線状に分布しており、Event 2(図1中の#2)を基準とし、震源メカニズム解を水平面内で回転させて各震源からの観測点方位の差異を補正した。観測された加速度記録には、低周波数帯域(0.25~1Hz)および広帯域(0.25~10Hz)の2種類のバンドパスフィルターを施した上で積分し、速度波形とし、さらに各地震のS波到達時刻が一致するように時間補正を行った。

以上の手順で推定したEGTDの例として、FKI007の広帯域に関する結果を図2に例示する。また、これを用いた計算波形と観測波形の比較結果を図3に例示する。ここでは7地震を全て用いてEGTDを算出しており、計算波形と観測波形の一致度は良好である。他の観測点では振幅が過小評価となる地震や成分によって一致度が異なる場合も認められ、これらを改善するために、F-netの震源メカニズム解の微修正や震源時間関数あるいはコーナー周波数の違いの補正なども試みている。

今回対象とした地域は地震活動が活発ではなく、全国的にも有感地震が少ない。従って、EGTDの推定に利用できる観測記録も非常に少ないが、今後の記録の蓄積に従ってEGTDを適宜更新し、推定精度を高めて行きたいと考えている。

謝辞 本研究では、防災科学技術研究所のK-NET, Kik-net, F-netの公開データを利用して頂きました。また本研究の一部は、科学研究費補助基金・基盤研究(C) 課題番号50419272の支援を受けました。記して感謝申し上げます。

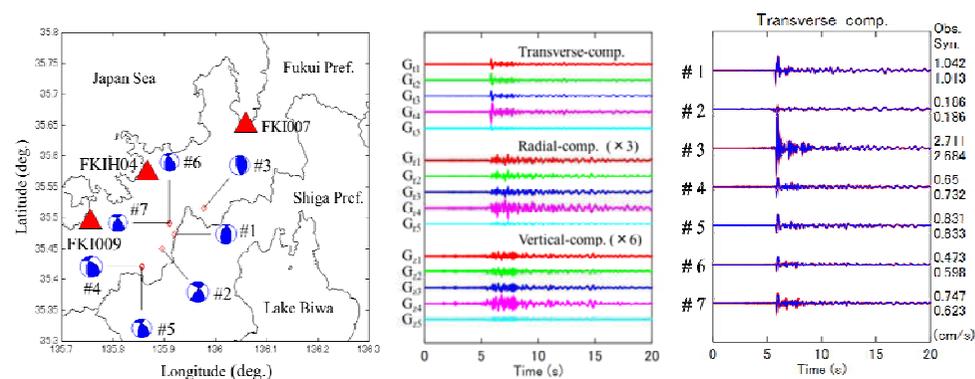


図1 対象地震と観測点の分布

図2 EGTDの推定例

図3 速度波形の比較

2次元線形分散津波方程式の効率的な計算: 計算編

秦 真平・竹中博士・小松正直(岡山大)・中村武史(防災科研)

Efficient Computation of the 2D Linear Dispersive Tsunami Equation: Feasibility Study

Shimpei Hata, Hiroshi Takenaka, Masanao Komatsu (Okayama Univ.),
Takeshi Nakamura (NIED)

はじめに

竹中・他(2017, 本大会)では2次元線形分散波の方程式を差分法で効率的に解く, 新しい2種類のスキーム(スキームAと, B)を提案している. これらは, 線流量変数に変換(置き換え)を施すことによって, 分散項を線流量の2つの方程式から波高の方程式に移して水位速度(波高の時間微分)についてのポアソン方程式をポアソンソルバーで陰的に解いた後に, 陽時間積分して波高を求める. 一方, スキームBは, 水位速度についての方程式にフラクショナル・ステップ法を適用して線形長波の場合の式とポアソン方程式に分割して解く. 本研究では, 実際に2つのスキームをそれぞれ既存の線形長波の差分法コードに実装して線形分散波のコードを作成し, 様々な計算例を通して, これらのスキームの特徴を検討する. その際, Saito (2013, EPS)の線形ポテンシャル理論に基づく半解析解との比較も行う.

計算例

Figure 1はひとつの計算例で, Saito et al.(2010, JGR)のAppendix Bの計算をベンチマークとして行ったものである. 水平デカルト座標系 X, Y において水深4 km一定の領域を与える. 断層の走行が X 軸の正の向き, 長さ80 km, 幅40 km, 傾斜角 40° , すべり量1.6 m, 海底から4.0 kmの深さに断層上端があるとする. この断層がライズタイム10秒で立ち上がるケースを, 計算領域の真ん中に断層の中心が来るように, 格子間隔2.0

km, 時間ステップ2秒でスキームAで計算した. ポアソンソルバーにはICCGR法を用いた. Figure 1は, 破壊開始から24分後のスナップショットである. 比較のため, 線形長波方程式の差分解と, 線形ポテンシャル理論(例えば, Saito 2013, EPS)に基づく半解析解も示している. スキームAの解は, 線形ポテンシャルの解とほぼ一致しており, 分散を正確に再現できている.

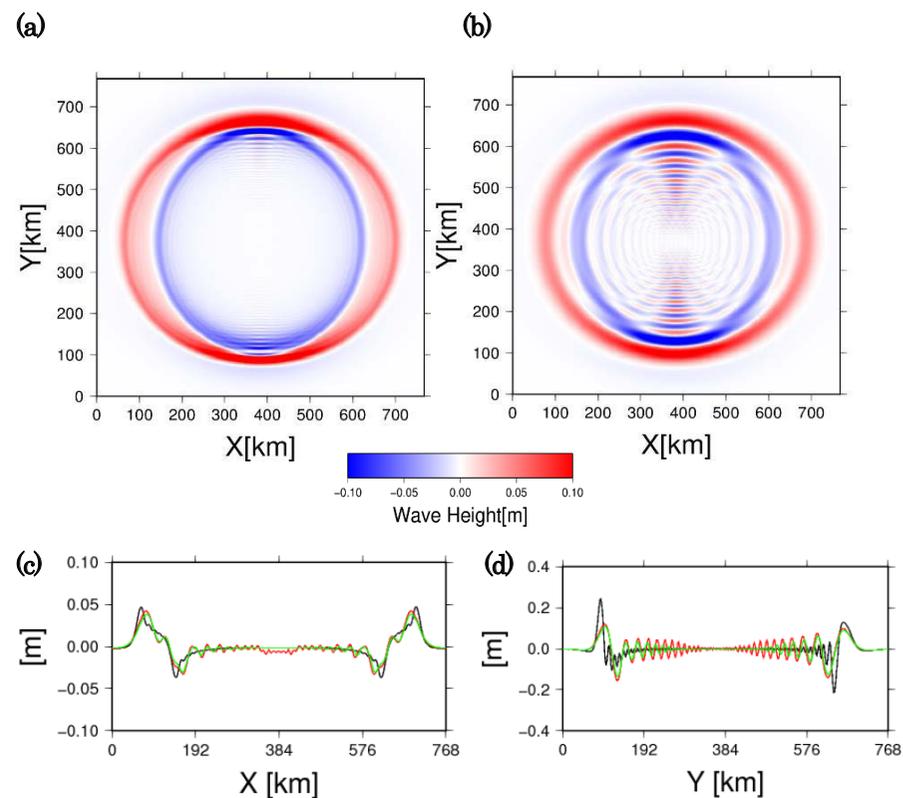


Figure 1. (a)線形長波理論, (b)スキームAに基づく津波のスナップショット. 断層の真ん中を通る(c)Y軸に垂直, (d)X軸に垂直な断面から見た波高分布. 線形長波理論(黒線), スキームA(赤線), 線形ポテンシャル理論(緑線).

謝辞: 本研究は, 研究費(課題番号 26282105)の補助を受けました.

海底圧力時間微分波形による津波波源推定手法の開発 — 東北地方太平洋沖地震前震 (Mw 7.3) への適用

#久保田達矢・鈴木亘・山本直孝・青井真 (防災科研)・

日野亮太 (東北大)

Tsunami source inversion of the interplate moderate earthquake off Tohoku (Mw 7.3) using time-differential pressure record

#Tatsuya Kubota, Wataru Suzuki, Naotaka Yamamoto, Shin Aoi (NIED),
and Ryota Hino (Tohoku Univ.)

はじめに

近年、沖合に設置された海底圧力計の津波記録から津波の波源分布を推定し、それに基づいて沿岸津波を予測する手法に関する研究がなされてきている (たとえば, Tsushima et al., 2012; Tsushima and Ohta, 2014)。これら沖合の海底圧力計で用いられることの多い Paroscientific 社製の圧力センサは、センサが回転して重力加速度との向きが変わると圧力 DC 値が変化することが報告されており (Chadwick et al., 2006)、2016 年 4 月 1 日の三重県南東沖の地震 (M6.5) において、震央近傍の海底圧力計で地震動によって 10 cm 相当の見かけの圧力 DC 変化が生じた可能性が指摘されている (Wallace et al., 2016)。仮に圧力データに見かけの DC 変化が含まれていた場合、津波波源の推定精度ならびに沿岸津波予測の精度が低下する可能性がある。そこで本研究では、「地震発生直後に圧力 DC 値が変化した」という状況を想定し、自己浮上式の海底圧力実観測記録に擬似的な DC 変化を与えて、予測結果がどのように変化するか検討した。また、そのような「ノイズ」を含む状況下でも津波波源を精度良く推定する手法を考案し、その性能評価を行った。

地震直後の DC 変化を含む圧力記録を用いた沿岸津波予測精度

検討には 2011 年 3 月 9 日の宮城沖の地震 (Mw 7.3) の東北大学の海底圧力観測記録 (Kubota et al., 2017) を用いた。地震直後の地震動により上下変動量換算で 10 cm の圧力 DC 変化が生じたという状況を想定し、圧力計記録に擬似的な DC 変化を与えた (変動の向きは観測点によって異なる)。このデータセットから推定された津波波源分布は、低角逆断層型の CMT 解から期待される上下変動分布に近いものの、観測点の周辺でやや歪んだ分布となり (図 1a、青コンター線)、沿岸 GPS ブイでは観測点によっては実観測より 5 cm ほど津波が過大に予測され、また津波が未到達のタイミングに押し波が予測されることがあった (図 1c、青線、矢印)。

海底圧力時間微分記録を用いた津波波源推定

圧力 DC 変化の問題を回避するために、本研究では、圧力記録時系列およびグリーン関数を時間微分してインバージョンを行うという手法を考案した。この手法によって推定された津波波源分布は低角逆断層型地震の CMT 解と調和的で (図 1a、赤コンター線)、DC 変化のない、本来の水圧計の波形をよく再現した (図 1b、赤線)。また、沿岸の GPS ブイの予測波形もよく観測と一致し (図 1c、赤線)、地震直後の急激な DC 変化による予測への影響は回避できた。

本発表では、従来の圧力時系列をそのまま解析に用いる手法との違いや、予測精度が時間経過とともにどのように変化するか検討した結果についても述べる。

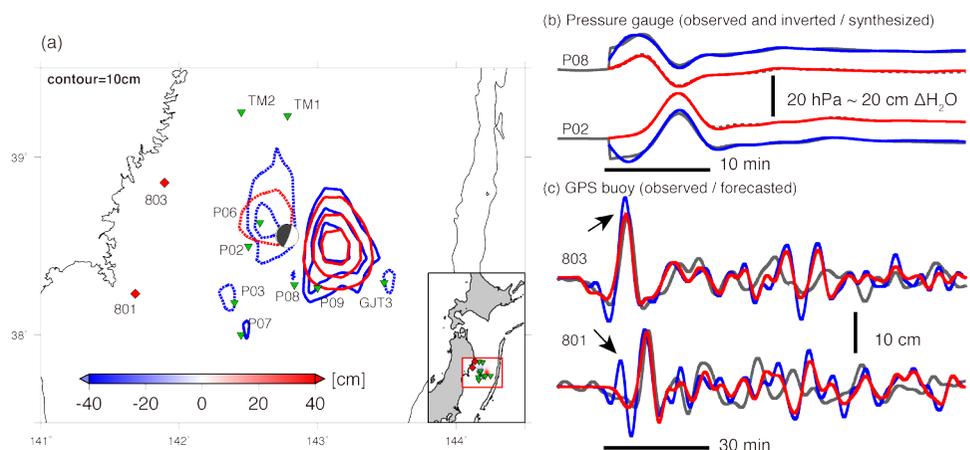


図1(a) 本研究で解析対象とした2011年3月9日の地震 (Mw 7.3) の津波波源分布。青コンター線は擬似的なDC変化を与えた場合に推定された波源、赤コンター線は時間微分記録を使って推定された波源分布を示す。Global CMT 解を灰色で示した。(b)水圧計の波形の比較 (一例)。灰色線は擬似DC変化を加えたあとの観測波形、青線はDC変化を含むデータセットから推定した波源分布から計算した波形、赤が時間微分波形から推定した波源分布から計算した波形。なお、解析には発震時刻から1 - 20分の記録を用いた。(c) GPSブイの実際の観測波形 (灰色) と、予測波形 (青、赤) の比較。

謝辞：本研究では東大地震研の釜石沖ケーブル式海底圧力計の記録およびNOWPHASのGPSブイの波高記録を使用しました。記して感謝いたします。

S17-P03

湾水振動が励起された湾内の運河における津波挙動

#大石裕介(富士通研)・古村孝志(東大地震研)・今村文彦・山下啓(東北大災害研)・菅原大助(ふじのくに地球環境史ミュージアム)

Tsunami Behavior in a Canal that Locates in an Oscillating Bay

#Yusuke Oishi (Fujitsu Lab.), Takashi Furumura (ERI), Fumihiko Imamura, Kei Yamashita (IRIDeS), Daisuke Sugawara (Museum of Natural and Environmental History)

湾内において津波は湾の固有周期での共鳴現象である湾水振動により増幅し、長期化することが知られている。湾水振動は、より小さなスケールの運河においても発生する。湾内の臨海工業地帯においては、埋め立て人工島と陸地の間などに人工の運河が見られ、産業上重要な海上航路となっている。そのため、そこにおける湾水振動の特性についての事前に十分に理解を深めておくことは防災上重要な課題である。

湾内に位置する運河においては、湾全体の湾水振動と運河の振動のみならず、それぞれの関連性についての理解が必要となる。そこで本研究では、異なる津波波源によって発生する湾全体の振動特性の違いが、運河における水面変動に及ぼす影響について調査を行った。まず内閣府による南海トラフ巨大地震の波源モデル 11 ケースについて東京湾の応答特性を調査した。その結果、東海・東南海に大すべり域を持つケース①、②、⑥、⑦、⑧については周期 68 分、南海に大すべり域を持つケース④、⑤、⑪については周期 77 分の成分が励起され、全てのケースにおいて周期 111 分の成分は共通して励起される結果が得られた。

次にそれぞれのケースに対する湾内に位置する運河（図 1）における海面変動の特性について調査した。運河の長さは約 10km、水深は 14m であり、右側が壁面と考えると固有周期は約 58 分と推定される。ケース①における、

図 1 に示す運河内外の点 A, B における津波波形を図 2 に示した。津波到達から 18 時間後程度までは、運河の内側では外側よりも津波が増幅されていることが分かる。一方で、それ以降では運河内外の津波は一致しており、運河特有の挙動は収まっている。次に、点 A, B での波形のスペクトル分布を図 3 に示す。図 3 より、111 分成分は運河内外でほとんど差が見られず、68 分成分が運河内において大きく増幅されていることが分かる。その比率は 1.8 あった。また、運河外ではあまり見られない周期 50 分以下の短周期成分が運河内では発生している。68 分が励起される他のケース②、⑥、⑦、⑧についても増幅率は共通して 1.8 であった。一方で、77 分が励起されるケース④、⑤、⑪については共通して増幅率は約 1.5 で、運河の固有周期に近い周期成分がより強く増幅される結果となった。

さらに東京湾内に津波が侵入しやすい神奈川県独自の津波波源モデル(慶長型地震、Mw8.5)を波源として津波解析を実施した。その結果、より短周期の津波の湾内への入射が見られ、運河の固有周期にさらに近い 61 分の成分が湾内で卓越した。図 1 の運河内外の振幅比率は 2.0 であった。以上より、運河における津波防災では、運河の固有周期に近い周期成分の卓越が予測される津波波源の特徴について事前に把握しておくことが有用であると言える。

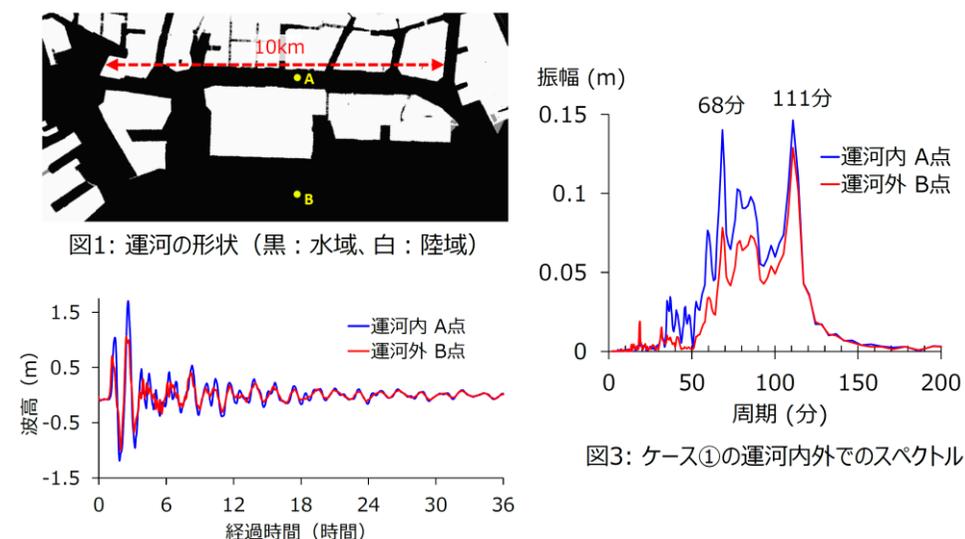


図2: ケース①の運河内外での波形

S17-P04

海底水圧計記録による津波データ同化における地殻変動成分の推定：高速解法の定式化

#前田 拓人（東大地震研）

Estimation of coseismic deformation based on the tsunami data assimilation with pressure gauges: A fast algorithm

#Takuto Maeda (ERI, UTokyo)

■はじめに 海底ケーブル式の海底水圧計による津波観測が充実しつつある。最近、Maeda (2016) は津波波動場の時空間変化を直接推定するデータ同化法を用いて、海底圧力記録のみから波動方程式に従う津波成分とそれ以外の地殻変動成分とを分離する手法を提案した。この方法は実観測点レイアウトでその有効性が示されているものの、地殻変動推定のために計算時間が大幅に増大してしまうという問題があった。本研究では定式化の再検討を行い、計算量を大幅に短縮する方法を考案した。

■従来のデータ同化法とその問題点 津波データ同化法 (Maeda et al., 2015) は、数値計算によって予測された津波水位と実観測との差と予め決定された最適内挿法の重み関数（以下内挿関数と呼ぶ）を用いて数値モデルを逐次的に修正する方法である。もし地殻変動等の影響によって海底水圧による観測記録と真の波高との間にオフセットがある場合には、データ同化される結果は真の波高が同化された場合に得られる結果と地殻変動に関わる項の線形結合になることが理論的に予想される。これに津波の浅水波方程式を与える演算子を作用させた上でローパスフィルタ等により短周期変動の影響を小さくすると、同化結果の浅水波方程式の残差を非斉次項に持つ微分方程式が得られる。

Maeda (2016) はこの微分方程式を空間的に連続な地殻変動項に関する不均質媒質中のPoisson方程式として扱い、それを数値的に解くことで地殻変動項を分離する方法を提案した。しかし、この方法はPoisson方程式の求解によって計算量が大幅に増大してしまい、即時予測に向かないという問題がある。また、もともと海域の津波を海底で観測するという状況を前提とした定式化であるため、陸域との接続部分における海岸境界条件の扱いに不明瞭な部分があっ

た。さらに、データ同化の津波計算に用いるPML (Maeda et al., 2016) 等の吸収境界近傍において、Poisson方程式の数値解が不安定になることもあった。

■Galerkin法による高速解法 データ同化において海底圧力記録を用いた際に現れるオフセットは、厳密には地殻変動の空間分布そのものではなく、観測点における地殻変動振幅が内挿関数によって空間補外されたものである。本研究ではこのことを踏まえ、推定されるべき地殻変動の空間分布を内挿関数を基底関数とした展開で表現することにした。この場合、微分方程式の空間微分は地殻変動項そのものではなく、内挿関数に作用する。したがって、この微分方程式は観測点数分の離散的な地殻変動量だけを未知数とする問題となる。

この問題は有限要素法で用いられるGalerkin法で効率的に解くことができる。内挿関数をこの方程式の両辺に乗じて空間積分し、それが平均的に微分方程式を満たしていることを要請する。すると、この問題は最終的に観測点位置の離散的な地殻変動項を未知数とする連立一次方程式に帰着する。この連立一次方程式の係数行列は内挿関数の空間勾配の内積と水深とからなるが、それらはすべて観測点レイアウトと水深分布、および先験的に仮定される最適内挿法のパラメタのみで予め定まっている。したがって、この行列を事前にLU分解しておくことによって、データ同化の結果から得られる非斉次項と係数行列との演算のみで地殻変動を分離することができる。今回の再定式化によってデータ同化のステップ毎に微分方程式を数値的に解くことが不要となり、しかもその代わりに必要となった連立一次方程式も事前に解いておけるため、計算効率を劇的に向上させることができた。

Galerkin法に基づく本定式化では、係数行列に水深項が含まれるため海岸境界部分の寄与は自然と零になり、従来は不明瞭であった境界条件の扱いが改善した。また、吸収境界条件部分についても内挿関数が実質的に零になるように計算領域を取っていれば問題を起こさない。最近 Wang et al. (2017) は最適内挿法によるデータ同化結果に基づく波動場推定結果からの津波予測をGreen関数の考え方を用いて高速化する方法を提案している。この方法では観測点におけるデータ同化による水位変動量に予め計算したGreen関数を畳み込むものであるが、今回提案した方法では地殻変動量も観測点における変位振幅と内挿関数とだけで表現できるため、同様の手法で地殻変動まで考慮したデータ同化のさらなる高速化が実現できると期待される。

長周期非津波成分を含む観測データ使用時の tFISHによる津波予測性能の改善

#対馬弘晃・山本剛靖(気象研)

Improvement of tFISH for accurate tsunami forecast from pressure data including long-period non-tsunami signals

#Hiroaki Tsushima and Takeyasu Yamamoto (MRI)

背景

我々は、沖合津波波形逆解析に基づく津波即時予測手法tFISH [Tsushima et al. 2009]の高度化を進めている。実運用では、非津波成分入力時に誤警報にならないことも重要である。Saito and Tsushima [2016, JGR]は、数値実験により、地震波等の地震時非津波成分の混入に対して、tFISHの津波予測は頑健性が高いことを示した。一方、理論的に再現されていない非津波成分も実観測されている。Wallace et al. [2016, JGR]によれば、震源域直上の水圧計で、地殻変動では説明困難なオフセット変化(非地殻変動オフセット)が地震時に観測された。また、対馬・日野 [2008, ASC Meeting]は、潮汐補正後の水圧データには、数時間の周期帯の変動(非津波性長周期変動)が残存することがあり、tFISHの性能低下につながりうることを指摘した。こうした非津波成分は、将来も観測される可能性がある。そこで本研究では、非津波成分を含む観測データを用いた場合のtFISHの予測性能を改善するための改良について検討する。

津波波形逆解析手法の改良

tFISHの観測方程式は、「観測時系列データは、津波波形と水圧計直下の地殻変動オフセットの線形和で表現される」という仮定に基づく。本研究では、この式に、各非津波成分の時間変化を模した基底関数項を追加し、津波、地殻変動、それ以外の成分を逆解析で同時分離推定を試みる。次の2種類の基底関数項を追加した。1つは高川・富田 [2012, 海岸工学]が提案したオフセット変化に関する項、もう1つは本研究で新規提案するもので、線形一次トレンド時間変化の項である。非津波性長周期変動の周期は、近地津波予測の時間窓では線形一次トレンドとみなせるほど長いことから、この関数形を採用した。この方程式を解いて、初期水位分布と各観測点での地殻変動オフセット量に加えて、非地殻変動オフセット量と、線形一次トレンド変化傾斜量を同時推定する。なお、トレンド項にはダンブ拘束を課した。長周期津波波形の緩やかな立ち上がりは一次トレンドに類似して

おり真の津波成分がトレンドとして誤推定されうるため、これを軽減するためである。

数値実験による提案手法の検証

仮想津波波形データを用いた津波予測実験を実施した。断層運動に伴う初期水位分布(真値)から津波波形を計算し、非津波成分を加算して仮想観測津波波形とし、このうち沖合津波波形にtFISHを適用して初期水位分布を推定し精度評価をする。宮城県沖のM8.0の震源断層を対象地震とした。非地殻変動オフセット変化は、震源近傍ほど変化量が大きくなるよう二次元ガウス分布で与えた(原点振幅0.5 m, 特徴距離100 km)。非津波性長周期変動は、振幅0.5 m, 周期6時間の正弦波を考え、位相をばらつかせながら全水圧計に加算した。tFISH解析では、同海域の全沖合津波計での地震発生後30分までの観測データを用いた。

波源推定結果を図1に示す。非津波成分を含まない観測波形にtFISHを適用すると、真値に近い初期水位分布が求められた(図1a)。一方、非津波成分を含む観測データに適用すると、顕著な偽波源が生じ精度低下がみられた(図1b)。これに対して、提案手法を適用すると、偽波源の大幅な減少がみられた(図1c)。このことから、提案手法のような同時推定方式が、非津波成分対策として有効であると言える。今後は、問題設定を変えて提案手法の頑健性を検証するとともに、ここでは主観的に与えたトレンド項に対するダンブ拘束強さを、赤池バイズ情報量規準等によって自動最適化する手法についても検討を進める。

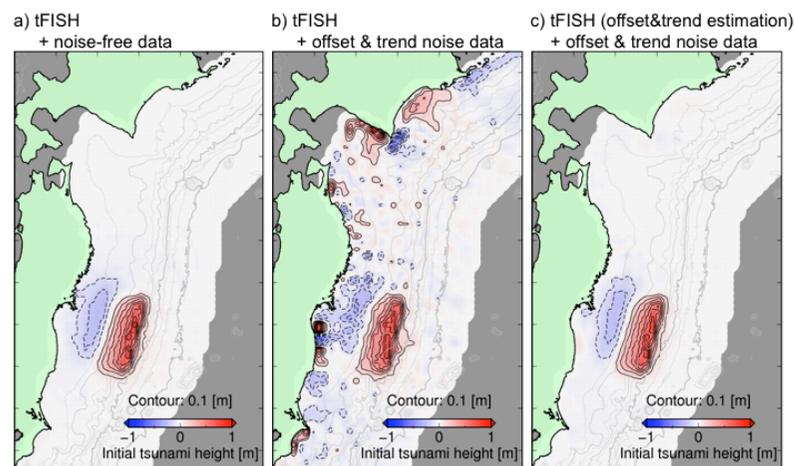


図1 波源推定結果。(a) 非津波成分を含まない観測波形へのtFISH適用結果。(b) 非津波成分を含む観測波形へのtFISH適用結果。(c) 非津波成分を含む観測波形への提案手法適用結果。

津波高予測に適した観測点配置の グループラッソによる検討

#田川恭平・谷口純一(徳島大)・大角恒雄(防災科研)

堀高峰(海洋機構)・岡田真人(東大)・馬場俊孝(徳島大)

Observation point placement suitable for tsunami high prediction
by group Lasso

Kyohei Tagawa, Junichi Taniguchi(Tokushima Univ.), Tsuneo Osumi
(NIED), Takane Hori (JAMSTEC), Masato Okada (Tokyo Univ.), Toshitaka
Baba (Tokushima Univ.)

1. はじめに

近年、日本の海域にはDONETやS-netなど、高密度な沖合津波観測網が急ピッチ整備されている。これらを用いた津波即時予測システムが研究開発され、近い将来実用化されると予想される。

津波災害に悩む国々に日本の最先端の海底観測とそれを用いた津波予測の技術転用を考える際に、海底観測施設の敷設に係る経費が課題になることが多い。そのため沖合津波観測点の配置を最適化し、数少ない観測点でも高精度に津波を予測できる手法を開発することは有益である。これまで、沖合津波観測データの線形回帰による津波予測システムにL1正則化項を導入することで、各観測点の重要度を評価し、沖合津波観測網の最適配置を検討してきた。しかし、この手法では沿岸予測点が1つに絞られてしまうという課題があった。そこで、新たに沖合津波観測データの線形回帰による津波予測システムにグループラッソを導入することにより、2つ以上の沿岸予測点を対象とした最適配置の検討を行った。

2. 手法

本研究では、線形回帰による沿岸での津波高予測にグループラッソを導入し、最適配置の検討を行っていく。津波高さを予測する地点は2地点、四国東海岸の浅川と紀伊半島東海岸の尾鷲とした。また、沖合観測点として、南海トラフ域に敷設されたDONET海底水圧計49点とGPS波浪計8点の計57点を使用した。

解析は地震本部の津波予測レシピに従って作成した南海トラフ 3967 ケ

ースの断層モデルを基に、津波の数値計算により生成された沖合予測点と沿岸予測地点での津波の疑似データセットに対して行った。本研究で用いた回帰モデルは次の式を最小にするものである。このモデルの正則化項は同じグループ内の観測点がすべて残るもしくは、一斉に0になりやすい性質を持っている。

$$\operatorname{argmin} E(w) = \frac{1}{2M} \|XW - Y\|_2^2 + \lambda \|W\|_{21} \quad \text{ここで, } \|W\|_{21} = \sum_{j=1}^N \sqrt{\sum_{g=1}^G w_{j,g}^2}$$

M はシナリオ数 (3967), N は観測点数 (57), G はグループ化した数 (2), X は観測点での最大津波高さの行列(3967×57), Y は各予測地点での最大津波高さをグループ化した配列(3967×2), W は各観測点での係数をグループ化した配列(57×2)で, E(w)を最小にする w の組み合わせを求める。λ は正則化項の重みである。

3. 解析結果

図1(左)は浅川を対象に λ=0.1 での非零の係数が得られた観測点の分布を示す。非零の係数となり予測システムに取り込まれた観測点の数は全57観測点中13観測点であった。また、予測値と真値の残差二乗平均平方根(RMSE)は0.752(m)となった。

図1(右)は選択された観測点の数と RMSE の比較結果である。観測点の数が多くなるほど、予測値と真値の残差二乗平均平方根(RMSE)は小さくなり、予測精度は向上した。しかし、13観測点以上では、RMSE は大きく変化しない結果が見られた。よって、費用対効果の観点から、RMSE と配置観測点の数を比較検討し、最適配置を決定することが好ましい。

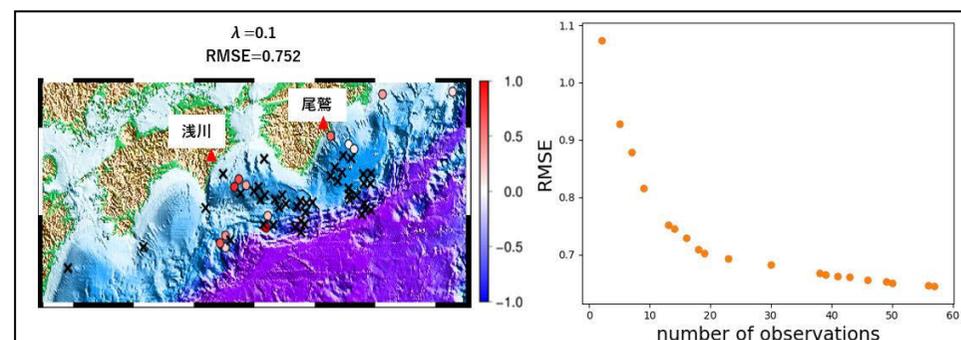


図1：左) 選択された (非零係数) 観測点 (色付きの○, 最大係数で規格化) と選択されなかった (零係数) 観測点 (×). 係数は浅川を対象としている。右) 選択された観測点の数と RMSE(m)の比較。

S-netによる水圧観測記録を用いた簡易的な津波波源域推定手法の開発

#井上真優・谷岡勇市郎・山中悠資(北大理)

Simple method for real-time tsunami source estimation using seafloor pressure sensor network in Japan
#Mayu Inoue, Yuichiro Tanioka, and Yusuke Yamanaka (Hokkaido Univ.)

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)が引き起こした津波は、東北地方の沿岸に大きな被害をもたらした。その後、防災科学技術研究所(NIDE)によって、その震源域も含まれる広範囲の地域に日本海溝海底地震津波観測網(S-net)が設置された。近年、様々な研究者によってS-netで観測される津波波形を用いた津波即時予測手法が開発されている。一方、将来的には津波観測波形がリアルタイムで一般公開されることが期待される。避難行動実施の主体である市町村の防災担当者が、各自でその波形を簡易的に利用して避難の必要性を即時的に判断することができれば、沿岸市町村の防災力が飛躍的に向上すると考えられる。そこで本研究では、地方自治体の職員が実施できる、高度な分析手順を排除した津波即時予測手法を開発することを研究の最終目標とし、本稿では津波即時予測に不可欠である津波波源域(初期隆起域)の推定手法について検討する。

2. 手法

北海道太平洋沖では、これまでに1952年と2003年の十勝沖地震や1894年と1973年の根室半島沖地震、17世紀巨大地震など、プレート境界型巨大地震により大津波が発生し、沿岸域で大きな被害が生じてきた。そこで本研究では、北海道太平洋沖のプレート境界型巨大地震により発生する大津波を対象とする。まず、プレート境界に沿ってMw8.0程度の震源断層を、その位置や深さを変えながら10ケース想定し、その断層運動から期待される津波の伝播計算を実施した。本研究では、S-net観測点上で計算される津波波形を水圧波形に変換し、観測波形として使用した。これらの波形の詳細な分析に基づき、地震発生から500秒時点での波形を用いる制約を課したうえで津波波源域(初期隆起域)の推定を試みた。

3. 結果

地震発生から500秒以内の波形は、(1)地震(津波)発生と同時に水圧が下がり、回復しない波形(図の波形16, および赤丸), (2)水圧が最初に上昇し、後に下降するまで1つの波が500秒間に完全に入っている波形(図の波形10, および赤文字), (3)それ以外の波形(図の黒文字), の3タイプに分類できた。(1)の波形が観測されたS-netは津波波源域内に含まれており、(2)の波形が観測されたS-netは津波波源域内ではなく、その近傍に位置しており、(3)の波形が観測されたS-netは津波波源域から遠くに位置していた。S-net観測点で直接観測される水圧波形を上記の3タイプを用いることによって、津波波源域を推定すると図の波線になる。この波線は実際に計算された初期隆起域と良く一致していることが分かる。また想定した全てのケースに対して比較的精度良く津波波源域を推定することができた。

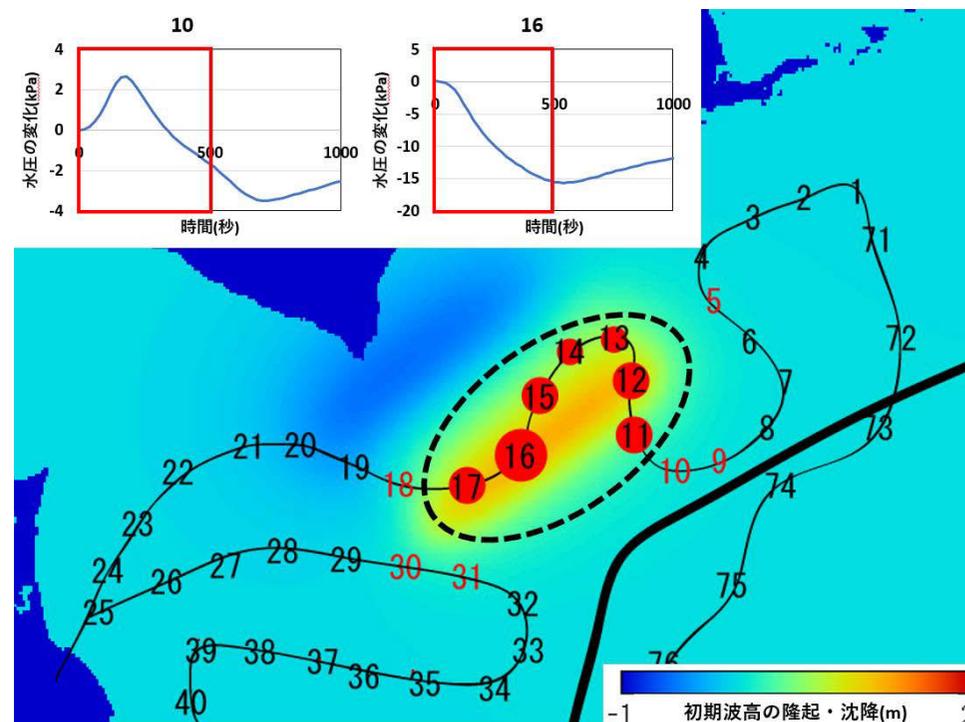


図 北海道太平洋沖での波源域推定の結果

図は初期波高の隆起と沈降を示している。数字は各S-net観測点の位置を示している。波形10と16は、津波波源域を推定する際の特徴的な波形のうちのひとつである。

S17-P08

遠地地震による津波の第一波の到達から最大波群の到達までの時間と継続時間との関係

#中田健嗣・対馬弘晃・山本剛靖(気象研)

Relationship between the time from the arrival time of the first wave of a tsunami caused by a distant earthquake to that of the maximum wave group and the duration

#Kenji Nakata, Hiroaki Tsushima, Takeyasu Yamamoto (MRI)

目的

太平洋の遠方で発生した遠地地震による津波は日本沿岸の広い範囲で、数日に渡り観測される。津波の平均化した高さの推移の包絡線の時定数(指数関数的に減衰し最大値の1/eになる時間)を求める研究が行われている。時定数は、沿岸部について、林・他(2011, 海岸工学)により、例えば2006年の千島列島東方の地震について20.1時間(太平洋の地点)である。沖合部については、Rabinovich et al.(2013, GRL)により、2010年のチリ中部沿岸の地震について、24.7時間(太平洋の海域)である。これらの時定数を用いることで、津波数値シミュレーションでの再現が困難とされる、津波の最大波からの減衰を含めた推移の目安を得ることができる。

さらに海域毎よりも詳細に観測点毎にみると、減衰の傾向に若干のばらつきがみられる。これは、波源から観測点への津波の入射形態や、観測点固有の周辺の海岸地形や海底地形の特性等によるものと考えられる。本研究では、このような特性を大局的に得る方法として、第一波到達から最大波群が到達するまでの時間と、第一波到達から振幅があるしきい値未満になるまでの時間の関係を見ることにした。

手法

データは、検潮所の潮位記録で、潮汐成分を除いた値(1分値)を用いる。まず、データから、観測点の第一波の到達時刻の値を、既存資料(気象庁潮汐観測資料)を使用して得る。詳細な時刻が入っていないが波形でおおよその到達が確認できる地点は、周辺の観測点の値を参考にして10分単位で入れる。最大波群の到達時刻は、次のようにして決める。遠地地震の場合、最大波より少し遅れて最大波の振幅に近い波が到達することが多い。そのような波も観測点に入射する津波のエネルギーとして考えられるため、最大波の0.9倍の振幅までの波を考え、そのうちで一番遅い波の時刻を採用する。以上から、第一波から最大波群の到達までの時間(Tatmax)を得る。

また、津波が観測点に到達後、振幅があるしきい値未満になるまでの時間(津波継続時間、Tdur)を次のようにして求めた。まず、ゼロクロスにより津波の山・谷のピークデータを得る。

津波到達前の9時間のピークデータの絶対値の平均をとり、バックグラウンドレベルの振幅(Abgl)とする。バックグラウンドレベルが津波到達後も変わらないと仮定し、津波の振幅のしきい値(Atsu)を変化させたときの観測波形の振幅のしきい値(Aobs)を以下で求める。

$$Aobs = (Atsu^2 + Abgl^2)$$

あるしきい値Aobsとなる時刻を計測後、その後6時間、それを超える振幅の波がなければ確定とし、第一波到達時刻との差をとり、Tdurとする。

結果と考察

2010年2月27日チリ中部沿岸の地震(Mw8.8)、2014年4月2日チリ北部沿岸の地震(Mw8.1)、2015年9月17日チリ中部沿岸の地震(Mw8.3)の3事例について、日本の太平洋沿岸を網羅する12地点の観測点(気象庁所管の検潮所)に対して、津波の高さのしきい値Atsuが最大波に対して40%、15%の場合を採用し、TatmaxとTdurの関係を調べた(図1)。12地点のうち、計測できたものだけをプロットした。結果、2010年チリと2015年チリではTatmaxが大きいほどTdurが大きいという相関が概ねみられる。ばらつきは15%よりも40%の方が小さい。2014年チリでは、気象擾乱によると思われる振動が多く見られ、計測できるデータ数が少なく判断が難しい。

このような相関がみられる理由の一つとしては、ある観測点に数波にわたって主要な津波が入射するほど、入射する津波のエネルギーが大きくなり、その後の減衰が遅れることが考えられる。詳細は検証事例を増やすことも含め、今後検討する必要がある。

あらかじめTatmaxとTdurの関係を見ておくことで、最大波群の到達までを津波の現況で判断するか、数値計算により予測できれば、その後の津波の推移の目安を得ることができる。今回の方法は、時定数を用いた方法と補完的に使用することができる。

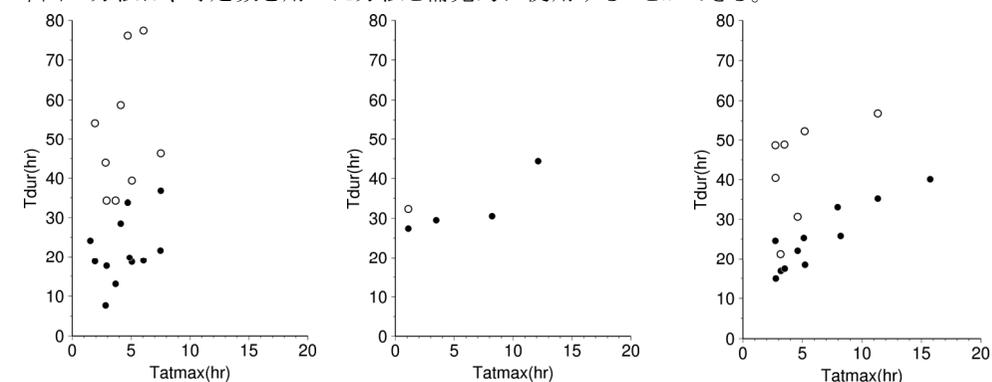


図1 TatmaxとTdurとの関係

左図:2010年チリ、中央図:2014年チリ、右図:2015年チリ
津波の振幅のしきい値が、●は最大波の40%、○は15%を示す。

S17-P09

位相補正した計算津波波形のインバージョンによる 2004年12月スマトラ-アンダマン地震と2005年3月 ニアス地震のすべり分布

#藤井雄士郎(建築研)・佐竹健治・綿田辰吾(東大地震研)

Slip Distributions of the December 2004 Sumatra-Andaman and March 2005 Nias Earthquakes from Inversions using Phase-corrected Linear Tsunami Waveforms

Yushiro Fujii (IISEE, BRI), Kenji Satake and Shingo Watada (ERI, U. Tokyo)

2004年12月と2005年3月(Mw9.1とMw8.6, USGSより)に発生したスマトラ島沖の地震について、位相補正を施した計算津波波形(グリーン関数)を用いた津波データインバージョンにより、両地震のすべり分布を再検討する。2004年の地震については、Fujii and Satake (2007, BSSA)が検潮記録と人工衛星の海面高度データの同時インバージョンによりすべり分布を求めている。本研究では、Fujii and Satake (2007)で使用した検潮記録に加え、遠地で観測された津波波形もインバージョンに用いる。

津波波形データとして、インド洋沿岸の検潮記録を用いる(図1左)。地震発生当時、一部の検潮記録はハワイ大学のSea-Level Center (UHSLC)により収集されホームページ上で公開されていた。これらの記録に加え、インドなどの研究機関が観測した検潮記録や論文に記載された検潮記録(Tsuji et al., 2005, EPS)をデジタル化して津波波形インバージョンに用いる。また、人工衛星(TOPEX/Poseidon, Jason-1, EnviSat)が捉えた津波の海面高度データとして、Hayashi (2006, UJNR予稿)が品質改善のため海面変動成分を除去したデータを用いる。Fujii and Satake (2007)では、人工衛星が地震の10日前に同じ飛行経路を通過した際の海面高度を津波発生後の海面高度から差引いた値を津波高度データとして解析に使用していた。

本稿では、2004年12月の地震について暫定的な解析結果を示す(図1右)。Fujii and Satake (2007)を踏襲し、海溝軸沿いに100 km x 100 kmの小断層を22枚配置した長さ約1,400 km、幅200-100 kmの断層モデルを設定した。津波シミュ

レーションの初期条件として、それぞれの小断層において矩形断層モデルによる静的な地殻変動をOkada (1985, BSSA)の式により計算し、水平変動による津波の励起効果(Tanioka and Satake, 1996, GRL)も考慮した。各小断層のすべり継続時間(立ち上がり時間)を60秒とし、線形長波近似による津波の数値計算をSatake (1995)による差分法で行った。海底地形データとして、GEBCO30秒を計算グリッド間隔の24秒(約0.74 km)でリサンプリングしたものを使用した。津波伝播への固体地球の弾性と海水の圧縮性、重力ポテンシャルの変化の影響を考慮するため、Watada et al. (2014, JGR)の手法を適用した。計算した線形津波波形に周波数領域で位相補正を行い、時間領域に戻した計算津波波形をグリーン関数として津波波形インバージョンに用いる。

各小断層のすべり遅れを考慮するために破壊伝播速度を1.0 km/s, 1.5 km/s, 2.0 km/s, 2.5 km/sと変化させてインバージョンを実施した。図1右に検潮記録のみを用い、破壊伝播速度を1.5 km/sとしたときのインバージョン結果を示す。位相補正したグリーン関数によるすべり分布(図1右a)の方が補正なしのグリーン関数によるすべり分布(図1右b)よりすべり量が若干大きく求まっている。発表では人工衛星の海面高度データと検潮記録を同時にインバージョンした結果、及び2005年3月ニアス地震の津波波形インバージョン結果を紹介する。

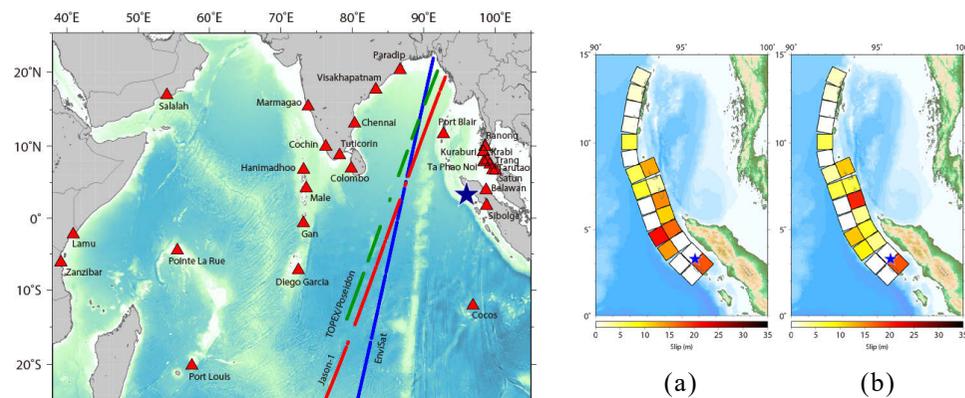


図1 (左)2004年12月のスマトラ-アンダマン地震による津波を観測した検潮所(三角)の分布。星印は震央の位置を示す。人工衛星の海面高度データの位置もドットで示している。(右)2004年12月の地震津波の検潮記録のみを使用した暫定インバージョン結果(破壊伝播速度1.5 km/sを仮定)。(a)計算津波波形(グリーン関数)を位相補正した場合。(b)位相補正なしの場合。

S17-P10

歴史時代の津波氾濫解析における地形復元の影響 -岩手県宮古市における検討例-

菅原大助(ふじのくに地球環境史ミュージアム)・蝦名裕一・岡田真介(東北大災害研)・#今井健太郎(JAMSTEC)

The influence of topographical modification following historical condition on tsunami inundated computation, the case study of Miyako city, Iwate Prefecture

#Daisuke Sugawara (Museum of Nat. & Env. History, Shizuoka), Yuichi Ebina, Shinsuke Okada (IRIDeS, Tohoku Univ.), Kentaro IMAI (JAMSTEC)

1. 研究の目的 現在我々が目にしている地形は、高度経済成長以降に顕著となる高度な土地利用によって、自然地形から人工改変されたものである。防災や土地利用の観点から河川流路や海岸線は改変が顕著であり、明治期以前に発生した津波災害をより正確に分析するためには発災当時の地形を復元する作業が必要となる一方で、その影響についての検討例は少ない。本研究は岩手県宮古市沿岸を対象として、歴史津波の氾濫解析を行うための基礎情報としての地形復元に際し、江戸時代や明治期の古絵図・古地図を用いて古地形を復元するための要件について検討し、復元地形が津波氾濫解析に与える影響について検討することを目的とする。

2. 地形復元手法 岩手県沿岸部における歴史地形を描いた主な絵図・地図史料とその特徴は次の通りである。①**正保国絵図**：幕府の命令により正保年間に盛岡藩が調査・作成したほぼ絵画的な描写の絵図であり、1650年に幕府へ提出された。②**大日本沿海輿地全図(伊能大図)**：伊能忠敬が1800~1816年まで実測し、1821年に提出された。実測に基づいて海岸線を明確に描くものの、それ以外の地形や河川については簡易な描写に留まる。③**御領分海陸分絵図**：1857年に盛岡藩が作成した。絵画的描写ではあるが沿岸部の海岸線や集落の所在・街道が描かれている。④**地引絵図・耕地絵図(公図)**：1876年に明治政府が実施した地租改正の施行に伴い、各地の官吏・土地所有者が検査・作図した。部分的に面積や形状が不統一であり、その傾向は海岸部や山間部において顕著となる。⑤**陸地測量部作成図**：陸軍参謀本部陸地測量部が1884年から作

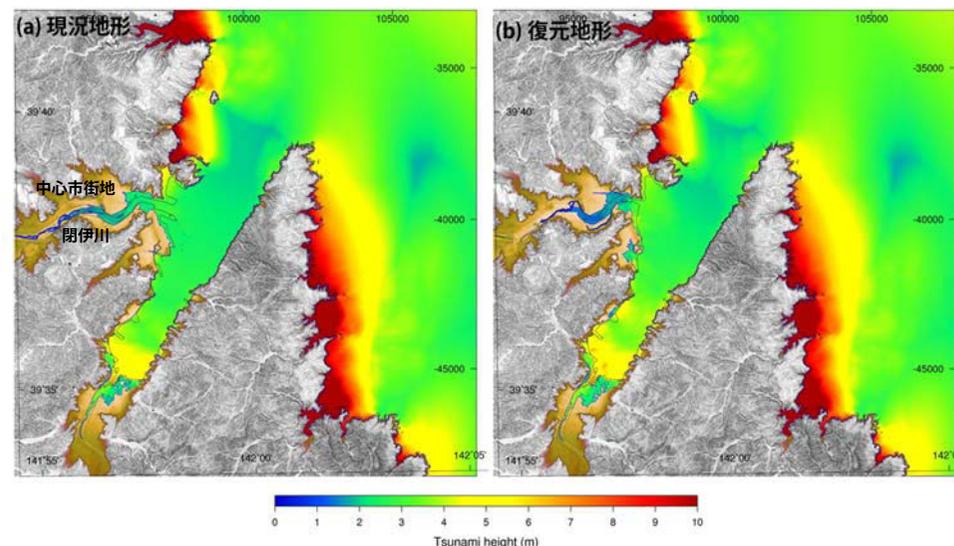


図1 現況地形と復元地形による最大津波高分布。(a)は現況地形、(b)は復元地形(1816年)に基づく解析結果を示している。

成を開始した現代の測量技術に基づく輯製図・実測図である。②の海岸線情報と⑤の地形図情報は実測に基づいて作成されているが、それ以外の資料を利用する場合、歴史的解釈を含めて復元作業を行う必要がある。本研究では1611年慶長奥州地震津波を対象としているため、400年前の地形を十分に復元できているかどうかは議論が必要であるが、明治期以降の人工改変による影響は少なくとも除去されていると判断される。

3. 復元地形による津波氾濫解析 図1に1611年慶長奥州地震(今井・他, 2015)の波源による現況地形と復元地形による最大津波高分布を示す。宮古市中心市街では、閉伊川河口部の人工改変の影響により現況地形の方が津波氾濫域は拡大している。一方で、宮古湾の湾奥では復元地形の方が津波高は高まっていることがわかる。定量的な影響評価を行うためには、津波痕跡高との比較が必要であろう。

謝辞 本研究は平成29年度東大地震研・京大防災研拠点間連携共同研究の成果、および科研費(基盤研究(B):16H03146)の一環で実施されました。ここに記して謝意を表します。

S17-P11

津波堆積物を用いた 12 世紀北海道南西沖地震の断層モデル構築

#伊尾木圭衣(産総研)・谷岡勇市郎(北大)・川上源太郎・加瀬善洋・仁科健二・廣瀬亘(道総研 地質研)

Fault model of the 12th century southwestern Hokkaido earthquake estimated from tsunami deposits distribution

#Kei Ioki (AIST), Yuichiro Tanioka (Hokkaido Univ.), Gentaro Kawakami, Yoshihiro Kase, Kenji Nishina and Wataru Hirose (GSH)

1. はじめに

北海道日本海沿岸は、1993 年南西沖地震や 1983 年日本海中部地震などにより、繰り返し津波が襲来している。北海道奥尻島南部や北海道南西部の檜山沿岸では、津波堆積物調査より、1993 年北海道南西沖地震による津波を超えるような高い場所、より内陸側に津波堆積物が残されていることが明らかにされた(加瀬 ほか, 2016; Kawakami et al., 2017)。北海道奥尻島沿岸では、過去 3000 年間に 5 層ほどの津波堆積物が残されており、テフラおよび C14 年代値による対比から、最新のものは 1741 年渡島大島津波、その 1 つ前は 12 世紀頃の津波と推定された。

2. 断層モデル

津波堆積物の分布範囲が、北海道奥尻島沿岸や檜山沿岸などの複数の地点で相伴うことから、1741 年と 12 世紀頃の 2 つの津波の波源域も近接すると推定された。1741 年の津波は渡島大島の噴火—山体崩壊に起因するが(佐竹・加藤, 2002)、12 世紀頃の津波は同時期に奥尻島の陸上で大規模斜面崩壊が発生していること、津波堆積物調査より津波発生に繰り返し性があること、また北海道日本海域に海底活断層が存在することより、地震性の津波である可能性が高い。そこで本研究では 12 世紀頃の地震について、津波堆積物の確認地点と計算さ

れた浸水域を比較することにより、断層モデルを構築した。基本となるモデルは、日本海における大規模地震に関する調査検討委員会(2014)による、渡島大島近傍の海底活断層として示される断層モデル F17 を採用した。このモデルをもとに断層パラメーターを調整し、非線形長波近似式による津波の浸水計算を行い、断層モデルの最適解を見つけ出した。

3. 結果

北海道奥尻島沿岸や檜山沿岸の津波堆積物分布を最も良く説明できるモデルは、断層モデル F17 の断層長を 104 km と北側を短く、すべり量を 18 m と大きくする必要があることがわかった。この断層モデルの地震のモーメントは、剛性率を $3.43 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ と仮定すると、 $9.95 \times 10^{20} \text{ Nm}$ (M_w 7.9) と計算された。またこの推定された断層モデルの位置は、1993 年北海道南西沖地震の南側、1983 年日本海中部地震の北側に位置する。現在確認されてる津波堆積物の分布からは、この断層モデルの南側限界に言及することはできないが、北側限界に関しては、12 世紀頃の地震の北端と、1993 年南西沖地震の南端は隣接することがわかった。

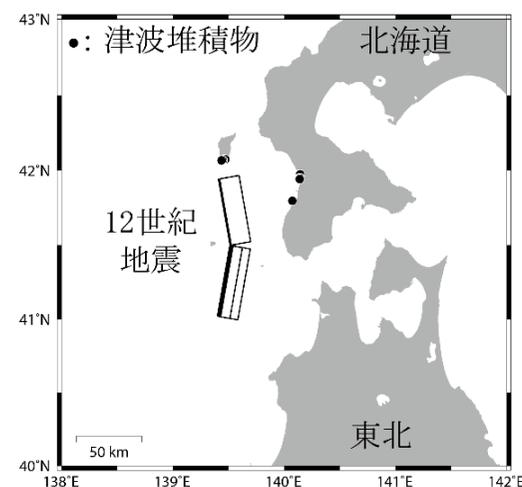


図1 12 世紀頃に発生した地震の断層モデルと津波堆積物の分布。

福井県沖～鳥取県沖の海域活断層による

日本海沿岸部の津波高

Aditya Riadi Gusman・#佐竹 健治(東大地震研)・室谷 智子(国立科学博物館)・石辺 岳男(地震予知振興会)

Tsunami heights along the Japan Sea coast from active faults off-Fukui and off-Tottori

Aditya Riadi Gusman, #Kenji Satake (ERI), Satoko Murotani (NMNS), and Takeo Ishibe (ADEP)

「日本海地震・津波調査プロジェクト」の海域構造調査や海陸統合構造調査から推定される福井県沖から鳥取県沖の海底活断層・沿岸伏在断層、および「日本海における大規模地震に関する調査検討会」のF49断層を対象としてシナリオ型津波シミュレーションを実施し、日本海沿岸部における津波高分布を計算した(図1)。それぞれの断層が個別に活動するとした11モデルと、連動する可能性のある断層の組合せを考慮した9モデルとの、合計20モデルを対象に、3通りのスケールン則(入倉・三宅(2001;地学雑誌)式、松田(1975;地震2)式+武村(1990;地震2)式、武村(1998;地震2)式)から断層すべり量を算定し、9秒メッシュを用いて沿岸の津波高を計算した。また、すべり角について、基準すべり角から±15度、±30度に変化させることで、津波高のすべり角に対する依存性を検討した。さらに、沿岸域に影響を及ぼす断層を対象に3秒メッシュを用いた詳細津波シミュレーションを実施した。

単独の断層・セグメントが活動するモデルでは、入倉・三宅式あるいは松田式+武村式に比べて、武村式を用いた場合の方が津波高は総じて大きくなった。一方、連動モデルでは、いずれのスケールン則を用いた場合でも沿岸の津波高はほぼ同程度となった。これは、入倉・三宅式ならびに松田式においては断層長とともにすべり量が大きくなるのに対し、武村式は断層長と断層幅からすべり量を求めるため、連動してもすべり量が大きくなりかスケードモデルであることに起因する。また、横ずれに近く沿岸域の津波高が比較的低い断層の場合、すべり角の設定が津波高に与える影響が、スケールン則の相違と同程度かそれ以上になる可能性が明らかとなった(図2)。

入倉・三宅式を用いて算定した断層すべり量による9秒メッシュを用いたシミュレーションから、沿岸域における最大津波高が1mを超えた連動5モデルを選んだ。これらについて、それぞれ13計算領域の沿岸域における主な構造物ならびに陸上遡上を考慮した3秒メッシュを用いた詳細計算を実施した。その結果、多くのケースでは陸上には浸水せず、また浸水したとしてもその多くは沿岸域のごく一部に留まった。なお、津波シミュレーションの基礎方程式には非線形長波式を用い、9秒メッシュを用いた計算では陸上遡上は考慮しなかった。時間格子間隔は0.5秒とし、マニングの粗度係数は $n=0.025 \text{ m}^{-1/3}/\text{s}$ を与えた。計算は地震発生後5時間まで行い、平均潮位面を基準面とした。

本研究は文部科学省受託研究「日本海地震・津波調査プロジェクト」の一環である。

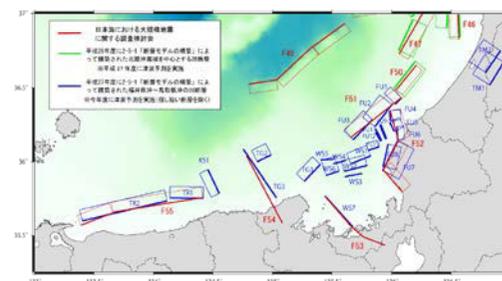


図1 「日本海地震・津波調査プロジェクト」による福井県沖～鳥取県沖の断層モデル(青)と「日本海における大規模地震に関する調査検討会」による断層モデル(赤)。

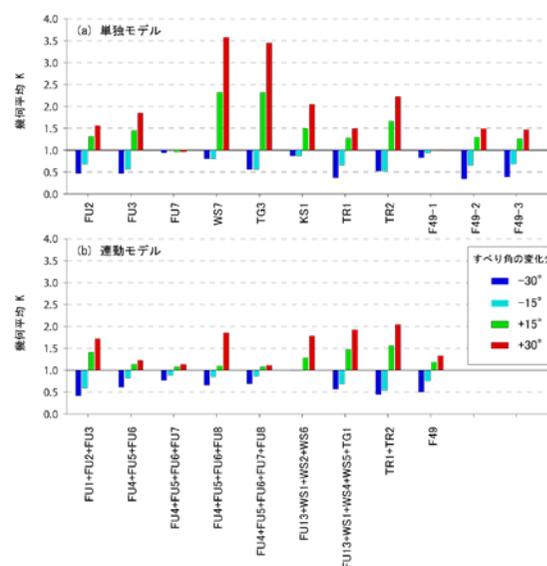


図2 (a) 単独11モデル、(b) 連動9モデルについて、すべり角を基準から±15度、±30度変化させた場合の津波高の増幅度の幾何平均。

S17-P13

南海トラフにおける確率論的津波ハザード評価のための特性化波源断層モデル群の定義と分類の見直し

#遠山信彦(応用地質)・平田賢治・藤原広行・中村洋光・森川信之・長田正樹(防災科研)・松山尚典・鬼頭直・大嶋健嗣(応用地質)・村田泰洋(国際航業)・秋山伸一(CTC)

Revised definition and classification for a set of characterized earthquake fault models for the probabilistic tsunami hazard assessment in the Nankai Trough region

Nobuhiko Toyama(OYO), Kenji Hirata, Hiroyuki Fujiwara, Hiromitsu Nakamura, Nobuyuki Morikawa, Masaki Osada(NIED), Hisanori Matsuyama, Tadashi Kito, Kenshi Ohshima (OYO), Yasuhiro Murata (KKC), Shin'ichi Akiyama(CTC)

防災科学技術研究所が取り組んでいる日本全国を対象とした津波ハザード評価(藤原・他,2013,JpGU;平田・他,2015,JpGU)における「確率論的津波ハザード評価」のための津波シミュレーションにおいては、将来起こり得る全ての地震を対象として各種不確かさを考慮した特性化波源断層モデル群が必要である。そのための津波波源設定の考え方と特性化波源断層モデル群の設定については遠山・他(2014,JpGU)、鬼頭・他(2016,JpGU)等で紹介されている。

南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)(地震調査委員会、2013)(以後、長期評価と呼称)を参考に、既に遠山・他(2015,JpGU)で特性化波源断層モデル群を長期評価で示された評価対象領域に基づき各領域の組合せによる震源断層が特定できる地震とそれ以外の震源断層を予め特定しにくい地震に対して設定していた。今回、さらに検討を進め、既に構築済みの震源断層が特定できる地震に対する特性化波源断層モデル群に関する定義と分類を表1のように見直した。

各モデル群について、以下に紹介する。

(1)基本モデル群;長期評価で例示された15種類の震源域(Mw:8.3~9.2)に対し、大すべり域を機械的に配置したモデル群。多様なすべりパターンを考慮するため、大すべり域をi)海溝軸方向におよそハーフピッチでずらして網羅的に配置、ii)各領域の中央に配置、の二種類の方法を採用した。大すべり域の個数は、過去、南海トラフで発生した大地震の震源の特徴を考慮し、震源域が東海地域と南海地域にまたがる場合は、それぞれの地域に1つずつ計2つの大すべり域があるモデルも設定した。その他のパラメタ設定は地震調査委員会(2017)による津波レシピが推奨する標準的なパラメタを持ち、総モデル数は1400超である。

(2)拡張モデル群;震源域は長期評価に例示されていないが、長期評価の領域を組合せたもので、大すべり域をハーフピッチで機械的に配置したモデル群のみであるが、大すべり域の個数は基本モデル群と同様、2つの大すべり域があるモデルも設定した。計70種類の震源域(Mw:7.7~9.1)に対して設定した総モデル数は2400超である。津波レシピの標準的なパラメタを持つ。

なお、基本モデル群と拡張モデル群においては、長期評価に記されているように、深さが最も深い深部領域は、深部低周波地震の発生領域として、海溝沿いの巨大地震が起きた場合には、この深部領域も引きずられてひずみが解放されることもあり得るが、深部領域のみを震源域とする地震は想定しないものとした。

(3)再現モデル群;過去の地震の震源域を考慮した震源域とし、その津波の痕跡高が、特性化した波源断層モデルによって説明できることを確認するためのモデル群。大すべり域の面積やそのすべり量など、必ずしも津波レシピの標準的なパラメタは持たない。再現モデルの一例が鬼頭・他(本講演)で紹介されている。

(4)準再現モデル群;再現モデル群の断層パラメタのいずれか1つ以上を、津波レシピの推奨する標準的なパラメタに置き換えたモデル群で、過去の地震が繰り返し発生することを重視する場合は、これを将来評価に用いることを我々は考えている。

なお、南海トラフの再現モデル群と準再現モデル群は、現在改訂中である。

本研究は防災科研の研究プロジェクト「ハザード・リスク評価に関する研究」の一環として実施している。

表1. 南海トラフ沿いに設定した特性化波源断層モデル群の定義と分類

分類	基本モデル群	拡張モデル群	再現モデル群	準再現モデル群
目的	長期評価の想定震源域に基づく将来予測	長期評価で示されていない震源域に基づく将来予測	津波の痕跡高を再現し、特性化の妥当性を示す	標準的なパラメタで津波痕跡高を再現し、将来予測での使用も想定
震源域	長期評価で例示されている	長期評価の領域の組合せ	過去の地震の震源域を考慮した震源域	
大すべり域の配置	機械的に配置		過去に発生した地震の大すべり域とほぼ同じ	
大すべり域のパラメタ設定方法	地震調査委員会(2017)による津波レシピの標準的な特性化ルールに従う		津波レシピの標準的な特性化ルールに必ずしも従わない	再現モデルの一部パラメタを特性化ルールに従うように修正

南海トラフ沿いを対象とした津波予測解析

#齊藤龍(国際航業)・鬼頭直(応用地質)・橋本紀彦(CTC)・村田泰洋・井上拓也・高山淳平(国際航業)・松山尚典(応用地質)・秋山伸一(CTC)・中村洋光・平田賢治・藤原広行(防災科研)

Tsunami simulations of earthquakes in the Nankai Trough region

#Ryu Saito(KKC), Kito Tadashi(OYO), Norihiko Hashimoto(CTC), Yasuhiro Murata, Takuya Inoue, Jyumpei Takayama(KKC), Naohisa Matsuyama(OYO), Shinichi Akiyama(CTC), Hiromitsu Nakamura, Kenji Hirata, Hiroyuki Fujiwara(NIED)

防災科研は、日本全国の沿岸において想定される津波の確率論的な評価を行うための手法の検討に着手し(藤原・他、2013)、すでに日本周辺のいくつかの海域における検討内容及び評価結果を報告してきた(平田・他、2014、2015、2016、JpGU)。また、評価作業の一環として実施した津波予測解析の結果についても、それぞれの海域毎に報告してきた(高山、2016、JpGU; 齊藤、2016、地震学会)。今回は、以前報告した南海トラフ沿いで発生する地震の特性化波源断層モデル群の定義と分類を見直したことに伴い(平田・他、本講演)、津波予測解析の結果について再整理し、それぞれのモデル群から生じる津波の特徴などについて検討した。

津波予測解析の対象になる地震は、海溝及びトラフから沈み込むプレート境界に沿って発生する地震並びにその近くで発生する地震とした。海溝型の大地震(プレート間地震、プレート内地震、津波地震)に加え、震源をあらかじめ特定しにくい地震も対象とした。ただし、海域断層の地震については、その断層の正確な位置や過去の活動が調べられていないものが少なくないため本発表では取り扱わないこととした。

今回の見直しでは、南海トラフ沿いの地震の特性化波源断層モデル群を①基本モデル、②拡張モデル、③再現モデル、④準再現モデルの4種類で定義した。まず、南海トラフ沿いの断層の種類は、「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査委員会、2013)で例示された南海トラフの地震をトラフ軸方向に6つ、プレート沈み込み方向に3つの計18領域に分割し、その組み合わせから想定震源域を、東海地域と南海地域のプレート境界が同時破壊する

場合と、東海地域と南海地域に2つの地震が時間差を置いて発生する場合の15種類に分類した。その15種類の想定震源域に対し1450個程度の特性化波源断層モデルを設定した(遠山・他、本講演; 遠山・他、2015、JpGU; 平田・他、2015、地震学会)。これらを基本モデル(長期評価で想定・例示された震源域に対応する将来発生する地震による津波を評価するモデル)の地震として取り扱った。また、15種類の想定震源域以外の70種類の震源域に対し2450個程度の拡張モデルも設定した。これらを拡張モデル(震源域は長期評価で想定・例示されていないが、将来発生する可能性が否定できない地震による津波を評価するためのモデル)の地震として取り扱った。その他、再現モデル(すでに発生した地震による津波の痕跡分布を概ね説明するためのモデル)や、準再現モデル(再現モデルと基本及び拡張モデルの中間的モデル)についても検討中である。

これらの特性化波源断層モデル約3950個(「震源を特定して設定する地震」約3900波源と「震源を特定しにくい地震」約50波源)を使い津波予測解析を実施した。計算領域は、震源域から沿岸域までを一括して計算するため、外洋から陸域に近づくほど細かい格子間隔となるように領域を細分化し、各計算領域の格子間隔を外洋部から順に1350m、450m、150m、50mで接続した。50m格子の計算領域は鹿児島県から茨城県までの太平洋沿岸と伊豆・小笠原諸島に設定した。津波伝播解析の支配方程式として海底摩擦及び移流を考慮した二次元非線形長波理論式を考え、スタaggered格子によるリープフロッグ差分法で解いた。陸域では遡上境界条件、海域では完全無反射の透過境界条件を設定した。初期水位は、Okada(1992)の手法により波源断層モデルから算出される海底地殻の鉛直方向と水平方向の変動成分を与えることで求めた。潮位基準はT.P.+0mとした。

このように実施した津波予測解析の結果を、沿岸の最大津波水位のデータセットとして整備した。これらのデータセットは、不確実性の見積もりや不確実性を考慮した沿岸の津波ハザード評価の検討に利用できるなど、確率論的な基礎研究などへ貢献する。

本研究は、防災科研の研究プロジェクト「自然災害に対するハザード・リスク評価に関する研究」の一環として実施した。

波源断層モデルの定義・分類を見直した南海トラフの確率論的津波ハザード評価の実施

#阿部雄太・是永真理子・秋山伸一(CTC)・松山尚典(応用地質)・村田泰洋(国際航業)・平田賢治・藤原広行(防災科研)

Probabilistic Tsunami Hazard Assessment along the Nankai Trough revising the definition and classification of earthquake fault models

Yuta Abe, Mariko Korenaga, Shinichi Akiyama(CTC), Hisanori Matsuyama(OYO), Yasuhiro Murata(KKC), Kenji Hirata, Hiroyuki Fujiwara (NIED)

防災科学技術研究所が取り組んでいる日本全国を対象とした津波ハザード評価の一環として、南海トラフ沿いで発生する地震による確率論的津波ハザード評価を行ってきた(平田・他,2015,SSJ; 2016JpGU)。今回、既に構築済みの特性化波源断層モデル群に関する定義・分類を見直すこととなったため(平田・他,本講演、遠山・他,本講演)、新定義による波源断層モデルの分類に基づき、改めて確率論的津波ハザード評価を実施し、報告する。

新定義における特性化波源断層モデル群は、「基本モデル群」、「拡張モデル群」、「再現モデル群」、「準再現モデル群」の4種類に分類される。このうち、確率論的津波ハザード評価の解析に用いるモデル群として、次の2ケースを考慮した。

ケース1:長期評価(地震調査委員会,2013)で例示された15種類の震源域に対応する基本モデル群のみを解析に用いる

ケース2:震源域の多様性を考慮して長期評価で例示されていない震源域に対応する拡張モデル群を加え、基本モデル群と拡張モデル群を解析に用いる

また上の2ケースそれぞれにおいて、地震の発生確率の算出方法として、現時点から今後30年間の津波の危険度を評価するための「現時点でのハザード評価」と、数千年から数万年に1回程度の低頻度で発生する非常に大きな津波の危険度を評価するための「長期間平均ハザード評価」の2条件で確率を算出し、計4つの条件でハザード評価を行った。

現時点でのハザード評価では、長期評価に準じて地震の発生確率を設定し、地震の発生間隔の確率分布がBPT分布に従うと仮定して算出した。各震源域・各波源断層モデルへの確率の分配方法としては、ケース1においては全国地震動予測地図(地震調査委員会,2014)と同様の方法を用いて過去に発生した地震の震源域を参照して重みを設定した。ケース2においては拡張モデル群にも

確率を分配するために、東西方向の連動領域数によって震源域を分類して、過去に発生した地震の東西連動領域数を参照して重みを設定した。長期間平均ハザード評価では、過去に南海トラフで発生した大地震から平均発生頻度を定め、定常ポアソン過程により発生確率を算出した。各震源域・各波源断層モデルへの確率分配は、ケース1・ケース2共に、マグニチュードに応じて発生頻度がG-R則に従うように分配した。

評価結果として、南海トラフ沿いの沿岸に設定した代表評価地点において津波ハザードカーブを算出した。また、全ての沿岸において計算した津波ハザードカーブから、任意の超過確率及び最大水位上昇量を参照し、津波ハザードマップを作成した。ケース1とケース2の評価結果を比較すると、震源域が多様になることでケース2の方がバラツキが大きくなり、低い超過確率または高い最大水位上昇量でケース2がケース1を上回る傾向が見られた。また、現時点でのハザード評価と長期間平均ハザード評価を比較すると、現時点でのハザードの方が地震発生確率が高いために、ほぼ全ての地点で現時点でのハザードが上回る結果となった。

本研究は防災科研の研究プロジェクト「ハザード・リスク評価に関する研究」の一環として実施している。

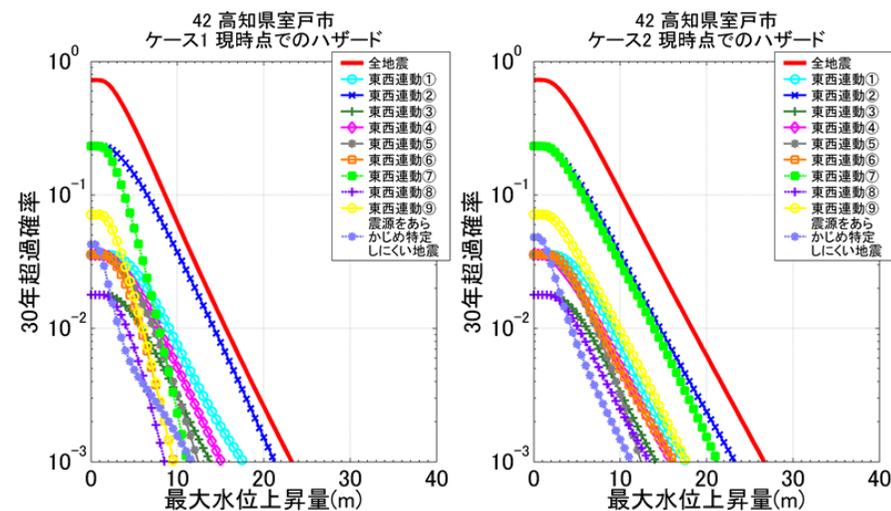


図 南海トラフの確率論的津波ハザードカーブの例。現時点でのハザード評価におけるケース1(左)及びケース2(右)の比較。

1946年南海地震の津波痕跡高を再現する特性化波源断層モデルの作成

鬼頭直 (応用地質)・平田賢治・藤原広行・中村洋光 (防災科研)・根本信・松山尚典 (応用地質)・村田泰洋 (国際航業)・秋山伸一 (CTC)

A characterized Fault Model estimated from the Tsunami height of the 1946 Nankai earthquake

Tadashi Kito (OYO), Kenji Hirata, Hiroyuki Fujiwara, Hiromitsu Nakamura (NIED), Makoto Nemoto, Hisanori Matsuyama (OYO), Yasuhiro Murata (KKC), Shinichi Akiyama (CTC)

1. モデル作成の目的

防災科学技術研究所では、東北地方太平洋沖地震を契機として、日本全国の沿岸を対象とした確率論的津波ハザード評価の研究を進めている (藤原・他, 2013, JpGU)。平成 24 年度から開始され、日本海溝・千島海溝沿い、南海トラフ沿い及び相模トラフ沿いの海域において断層すべりの不均質性を簡略化した「特性化波源断層モデル」を設定し、津波伝播計算による沿岸の津波高から確率論的に津波ハザードを評価している。そのような評価を実施する上で「特性化」の枠組みが有効であることが求められるが、この有効性は、適切にチューニングを加えた 1 つの特性化波源断層モデルが過去の地震津波を良好に再現することで確認することが可能である。これまで、2003 年十勝沖地震において、「特性化」の枠組みの有効性を確認している。本研究では、1946 年南海地震の津波痕跡高 (東北大学の「津波痕跡データベース」 (<http://irides.tohoku.ac.jp/project/tsunami-db.html>)) を再現する特性化波源断層モデルを、地震調査委員会 (2012) の長周期地震動予測地図の震源モデルとの整合性を考慮しつつ、地震調査委員会 (2017) の津波レシピに基づき作成した。

2. 作成方法

曲面的なプレート面上の断層すべりを表現するため、南海トラフから沈み込んでいるフィリピン海プレートの上面に約 5km x 5km の要素断層を配置した。すべり角はフィリピン海プレートのユーラシアプレートに対する相対

運動方向に基づき設定した。地震調査委員会 (2012) の長周期地震動予測地図で使用されている 1946 年南海地震の震源モデルをベースとし、ベースモデルの巨視的パラメータ (断層面積 (57608km²)、地震モーメント (6.84x10²¹Nm)、平均すべり量 (2.37m)) を設定し、すべり量大きい領域を矩形の大すべり域で近似して、特性化波源断層モデルを作成した。特性化波源断層モデルの平均すべり量に対する大すべり域のすべり量倍率を 1.8 倍、2.0 倍、2.2 倍、2.4 倍、震源域に対する大すべり域の面積比を 20%、26%及び 33% (各 2 モデル) に設定し、合計 24 の特性化波源断層モデルを作成した。これらのモデルについて、地盤変動量を計算して津波伝播計算を行い、津波痕跡高と比較して再現性を評価した。

3. 再現性の評価

モデルの再現性を評価する指標として、痕跡高と計算値の残差二乗和を用いた。痕跡高のデータとしては、是永・他 (2013) の条件に合致するように選別した 1946 年南海地震の津波痕跡高を用いた。津波痕跡高と計算値の残差二乗和が最小値となるモデルは、震源域に対する大すべり域の面積比が 33%、平均すべり量に対する大すべり域のすべり量倍率が 2.4 倍のモデルとなった (図 1)。選定したモデルに関して、相田 (1977) の幾何平均 K と幾何標準偏差 κ を計算したところ、それぞれ $K=1.071$ 、 $\kappa=1.4264$ を示し、この観点においても、1946 年南海地震の津波痕跡高を概ね再現する特性化波源断層モデルとして有効であると考えられる。今後、特性化波源断層モデルの妥当性・有効性を担保するために、過去の地震の津波痕跡高を一定程度説明する特性化波源断層モデルを各海域で求めていく予定である。

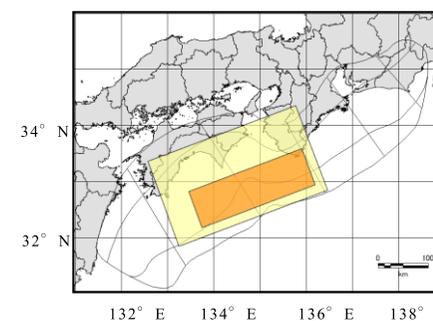


図1 1946年南海地震の津波痕跡高を再現する特性化波源断層モデル。背景すべり域 (薄黄色) と面積比33%ですべり量倍率2.4倍の大すべり域 (橙色) の2段階すべりで表現される。

ポスター会場

(2日目)

S01, S02, S08, S09, S16, S21

時間領域フィルタによる波形相互相関の推定法の改善

#蓬田 清 (北大・理)

Estimation of waveform cross-correlations:
Improvement with time-domain filterings

#Kiyoshi YOMOGIDA

Graduate School of Science, Hokkaido University, Sapporo, JAPAN

複数の地震波形記録を比較して（合成波形の場合もある）、その相関や誤差を定量化することは、地震学のあらゆる分野で行われる。その際に、時間領域での差を直接用いると、波形の凹凸の性質（位相の 2π の周期性）のため、一意的な値にならず主観的判断が不可欠となる（Warner & Guasch, 2016）。また、短い記録長のデータの場合、フーリエ変換による解析では両端の切断（あるいは離散化による繰り返し）から推定精度の劣化が生じる。この任意性や劣化を防ぐために、2つの波形 $f(t)$, $d(t)$ の差を係数が M 個の Wiener フィルタ $w(t)$ を介した形で表現する解析が有効である（*は畳み込み、データ数が N , データ間隔が Δt ）（e.g., Robinson & Treitel, 1980）:

$$\min. \sigma^2(M) \equiv \sum_{i=0}^{N-1} (f(t_i) * w(t_i) - d(t_i))^2 \Delta t$$

しかし、このような自己回帰モデルに基づく解析では、(1) フィルタの係数 M を増やすほど誤差が自動的に小さくなる、(2) 数値的な桁落ちにより最小二乗法で一般的に見られるデータ点間の区間で振動する成分が混入する、といった問題がある。(2) については、対角成分に小さな値を加えて安定化させ、その割合の振幅の white noise をデータに加えたことと考える。(1) については、maximum entropy法でも導入される、AICを最小にする係数 M を最適と考えて、誤差とパラメタ数の trade-off を客観的に評価すれば良い:

$$\text{AIC} \equiv N \log(2\pi\sigma^2(M)) + N + 2M$$

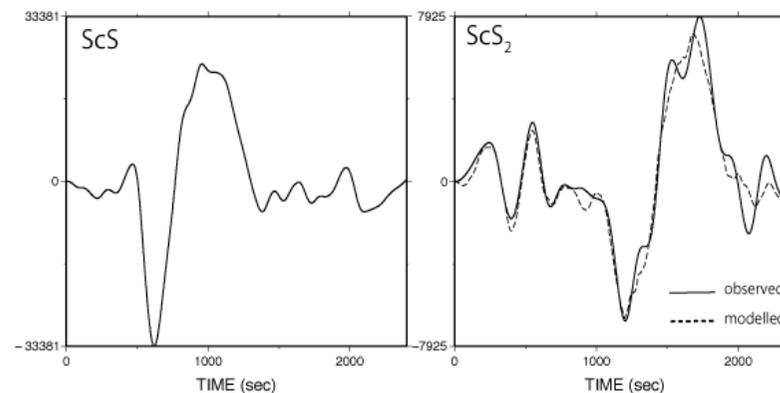
一例として、2015年5月30日に小笠原諸島西方沖での深さ680kmのM7.9深発地震におけるF-netの富士川（FUJ）観測点での核・マントル境界面からのScS多重反射波を取り上げる（右図）。transverse

成分での2つの波形（ScS→ScS₂）の比較より、マントルの平均的走時・減衰の分散性が推定できるが、短いパルス状の波形なので通常のスペクトル解析では分散性が詳しく求められない。Wienerフィルタを用いると、図の破線で示す予測される2つの波形の相関を得ることができた。

ただし、この例ではフィルタの幅がパルス幅以上、すなわちデータ長 N に近いフィルタ係数 M が必要である。これに対して、有理関数の形式でフィルタを表現すると、少ない係数で良い近似を与えることが知られている（Padé approximantsと呼ばれる）。非弾性減衰を差分法に適用する場合（e.g., Day and Minster, 1984）などが知られており、WienerフィルタがFIRフィルタの形式となっているのに対して、IIRフィルタに対応する。 z -変換（ $z \equiv \exp(i\omega\Delta t)$ とする）でのフィルタは以下の (M_1+M_2+1) 個の係数 a_n , b_n で表され、時間領域では次の漸化式の形式で、2つの波形の線形結合の表現となる:

$$W(z) = \frac{\sum_{n=0}^{M_2} b_n z^n}{1 + \sum_{n=1}^{M_1} a_n z^n} \rightarrow \sum_{n=0}^{M_2} f_{i-n} b_n = d_i + \sum_{n=1}^{M_1} d_{i-n} a_n \quad (i = 0, \dots, N-1)$$

Wienerフィルタと同様に、両辺の差の二乗が最小となる係数を求めればよく、大まかな周波数特性が安定して推定できる利点がある。



- <文献>・ Day & Minster, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **78**, 105-118, 1984.
 ・ Robinson & Treitel, *Geophysical Signal Processing*, Prentice-Hall, 1980.
 ・ Warner & Guasch, *Geophys.*, **81**, R429-R445, 2016.

S01-P02

エンベロープ逆伝播法に基づく余震からのエネルギー輻射量分布の即時推定

#澤崎郁(防災科研)

Rapid estimation of energy release distribution from aftershock sequence on the basis of the Envelope Back-Projection Method

#Kaoru Sawazaki (NIED)

はじめに

大地震直後の余震のような複雑かつ活発な地震活動を即時に把握するためには、波形の振幅情報を直接用いて余震からのエネルギー輻射を連続的に推定する手法が有効である。これまでに、エネルギー輻射の時間経過を即時把握する手法はおおむね確立し、いくつかの大地震の余震活動に対し適用されてきた(例えば Sawazaki et al., 2016)。一方で、エネルギー輻射域の広がり即時把握は困難なままであった。今回、地震波形エンベロープの逆伝播振幅分布を用いて、エネルギー輻射点候補を経過時間ごとに推定することで、エネルギー輻射量分布を比較的短時間で求める手法を考案した。その手法の概要と、2016年熊本地震後の余震に対し同手法を適用した結果を紹介する。

エンベロープ逆伝播法に基づくエネルギー輻射量推定法

高周波地震波エネルギーの伝播はマルコフ近似に基づく前方散乱過程にしたがうものとする。任意の時間・空間グリッドに震源を置いた場合に各観測点で予測されるS波最大振幅到達時刻を計算し、それぞれの時刻におけるエンベロープ振幅を足し合せて、その時間・空間グリッドにおける逆伝播振幅を得る。各時間グリッドにおける逆伝播振幅分布の中で、半径40km以内の振幅重心と幾何学的中心とが一致する点を、その時間グリッドにおけるエネルギー輻射点とする。全ての時間グリッドにおけるエネルギー輻射点を決めた後、各点に仮のエネルギー輻射量を与え、マルコフ近似に基づく地震波エンベロープを畳み込んで合成エンベロープを作成する。予想最大振幅到達時刻における合成エンベロープ振幅と観測エンベロープ振幅の残差2乗和が最小となるように、各時刻におけるエネルギー輻射量を補正する。補正後のエネルギー輻射量を用いて再びエンベロープを合成し、合成・観測エンベロープ振幅の残差2乗和を計算し、エネルギー輻射量を再補正する。このエンベロープ合成とエネルギー補正の手順を繰り返し、エネルギー輻射の補正量が一定基準以下まで小さくなったところで計算を終了する。

2016年熊本地震への適用

図は、今回開発した手法を用いて得られた2016年熊本地震(本震)発生後1日間のエネルギー輻射量(4-20Hz)の分布である。熊本地震の本震後は大規模な余震活動のみならず、大分県や阿蘇地域での誘発地震活動も生じているが、本手法では、北東-南西方向に100kmにわたるエネルギー輻射の分布が明瞭に捉えられている。観測エンベロープが得られてからこの1日分のイメージが得られるまでの計算時間は、通常の計算機を用いて数分程度であり、即時把握のために十分許容できる計算量である。今後は観測点数が少ない場合や震源域に対して偏る場合の適用可能性について調査する予定である。

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。

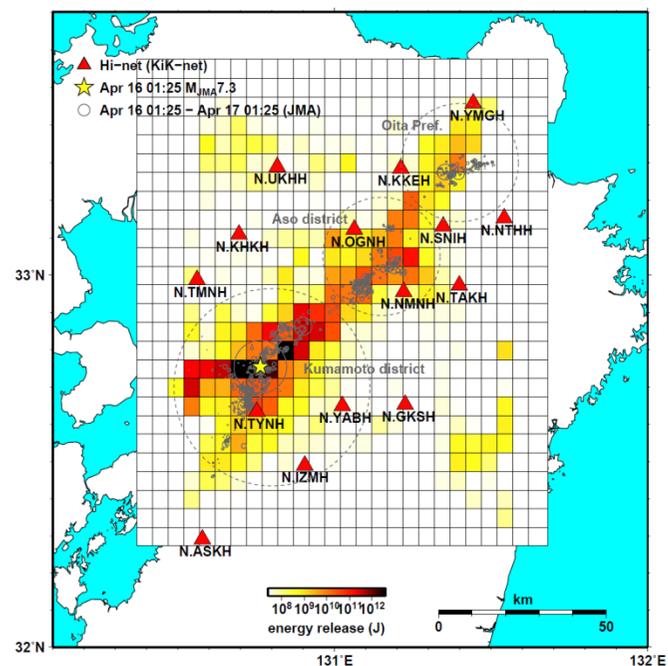


図:熊本地震の本震発生後1日間のエネルギー輻射量の分布。三角は使用したHi-net(一部KIK-net)観測点。灰色丸は本震後1日間の気象庁一元化震源。

S01-P03

V-netを用いた地震波干渉法による阿蘇地域での地震波速度構造時間変化の推定

#水谷 雄太 (東大院地惑専攻)・西田 究 (東大地震研)・青木 陽介(東大地震研)

Temporal change of subsurface structure near Mt. Aso inferred from seismic interferometry using V-net data

Yuta Mizutani (UTokyo), Kiwamu Nishida (ERI, Utokyo), Yosuke Aoki (ERI, UTokyo)

■研究目的 2016年4月の熊本地震, 10月の噴火活動など, 近年, 阿蘇山周辺の活動は活発である. 地震や火山活動を理解する上で, これらのイベントに伴う地震波速度構造をモニタリングすることは重要な手がかりとなる. 近年, 地震波干渉法を用いた地下構造の時間変化推定に関する研究の進展は著しい. しかし多くの場合, 深さ方向の解像度の問題を抱えている. そこで本研究では特に, 同観測点での地震計を用いた鉛直方向に200 m程度のスケールを持つペアと, 異なる観測点の広帯域地震計同士, あるいは短周期地震計同士を用いた水平方向に10 km程度のスケールを持つペアでの相互相関関数に注目した. 異なる時空間スケールで地震波速度構造のモニタリングを行うことで, 速度変化の物理的要因を空間的に制約することを目指す.

■解析方法 解析には, 防災科学技術研究所によって展開されているV-netの4観測点のデータを用いた. 各観測点は地表の広帯域地震計とボアホール(深さ ~200 m)内の短周期地震計(1 Hz~)から構成されている. まず, 毎日の相互相関関数を計算する. 同観測点ペアに関しては, 1日のデータに2-8 Hzのバンドパスをかけ, 周波数領域で機器応答を補正した. 1日データから81.92秒ずつ切り出し, 周波数領域でホワイトニングした後に相互相関関数を計算し, 1日ごとに平均を求めた. 異なる観測点ペアについて, 広帯域地震計ペアと短周期地震計ペアに対しては, 1日データから163.84秒ずつ切り出し, 0.3-1.0 Hzの周波数帯で相互相関関数を1日ごとに求めた.

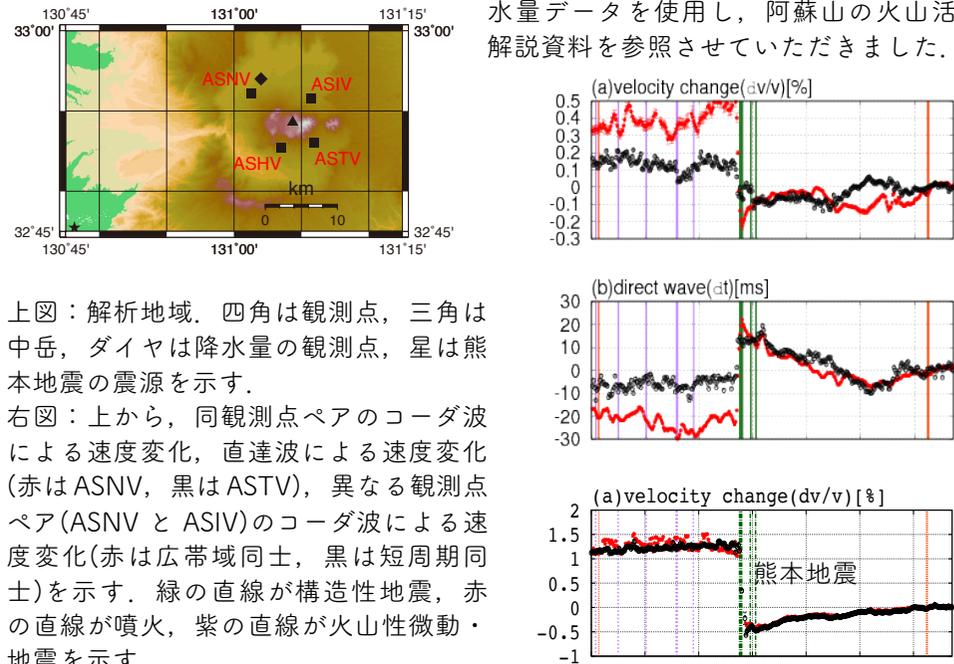
2016年10月一ヶ月分のレファレンスと, 注目した日と前後5日分を平均したもののとの走時の変化から速度変化を推定する. 同観測点の上下ペアに関しては, -15秒から15秒まで幅2.56秒の時間窓をずらしながら, 走時遅れをプロットしていく. 経過時間の絶対値が1.6秒より遅いコーダ波の部分で, 走時遅れの絶対値が0.2秒より小さく相関係数が0.7よりも大きい点を用いて, 最小二乗法により直線フィッ

ティングした. 異なる観測点ペアに関しては, -40秒から40秒まで幅10.24秒の時間窓を用い, コーダ波を経過時間の絶対値が20秒より遅い部分とし, 閾値は走時遅れに対して1.0秒, 相関係数に対しては0.5とした. 速度変化が空間に一様に生じたと仮定すると, 直線フィッティングによって推定された傾きの逆符号が速度変化を示す. なお同観測点ペアについて, 1.2秒の時間窓における走時遅れを直達波によるものだと考え, その時間変化も示す.

■結果 熊本地震に対応する地震波速度変化が顕著であった. 同観測点ペアの直達波部分から最大で20%近くの速度低下が検出された. また, コーダ波部分から検出された速度変化は, 同観測点ペアでは0.5%程度, 異なる観測点ペアからは1.5%の速度低下が検出された.

より広いスケールでより大きな速度変化が検出されたことは, 注目すべき点である. 周波数帯の違いを考慮すると, この結果は深部でのダメージが大きかったことを示唆していると考えられる. 今後は, 感度カーネルなどから, 速度変化の要因を深さ方向に制約していく.

謝辞 本研究ではV-net(防災科研)の地震計記録と, 気象庁阿蘇乙姫観測点での降水量データを使用し, 阿蘇山の火山活動解説資料を参照させていただきました.



上図: 解析地域. 四角は観測点, 三角は中岳, ダイヤは降水量の観測点, 星は熊本地震の震源を示す.

右図: 上から, 同観測点ペアのコーダ波による速度変化, 直達波による速度変化(赤はASNV, 黒はASTV), 異なる観測点ペア(ASNVとASIV)のコーダ波による速度変化(赤は広帯域同士, 黒は短周期同士)を示す. 緑の直線が構造的な地震, 赤の直線が噴火, 紫の直線が火山性微動・地震を示す.

数値計算に基づく散乱波の角度分布の解析

#江本賢太郎(東北大理)

Analysis of the propagation angle distribution of scattered waves by using the numerical simulation

#Kentaro Emoto (Tohoku Univ.)

【目的】

コーダ波は地球内部の微細不均質により散乱されたランダムな散乱波で構成されている(Aki 1969). 高周波地震波では, 初動到達直後の地震波は多重前方散乱波で構成されているという仮定に基づいたエンベロップの解析が行われてきた(e.g., Sato, 1989). また, 十分時間が経過したコーダ波は, 空間的にほぼ一様なエネルギー分布になり, 拡散方程式で記述できる(e.g., Ishimaru, 1978). このことは, 2次元差分法計算により数値的に確かめられている(e.g., Paul et al., 2005). 我々はこれまで, エンベロップを記述する理論モデルを3次元差分法により検証してきた. 本研究では, 差分法を用いたアレイ解析で散乱波の角度分布を調べ, 理論モデルと比較することで, どのような散乱波のモデル化がされているか調べた.

【手法】

- 媒質: 3次元指数関数型ランダム媒質 ($a=5\text{km}$, $\varepsilon=5\%$, $c_0=4\text{km/s}$)
- 3次元差分法: 中心周波数1.5HzのRicker waveletの等方震源を仮定し, 伝播距離25kmごとの球面上に20個の観測点を設置する. 各観測点の周りに3つの異なるサイズの正十二面体の頂点となる位置に観測点を配置し3次元アレイを構成する. FK解析を適用し, そのピーク値から散乱波の角度を求める. 差分法の空間刻みは80m, 時間刻みは6msとする. 媒質は1辺が3840グリッドの立方体とした. 統計的解析をするため, 6つの異なる媒質の実現値で計算を行う.
- 輻射伝達方程式: ボルン近似による散乱係数を用い, モンテカルロシミュレーションを行う. 震源から等方的に粒子を輻射し, 震源距離25kmごとに, 1kmの厚みを持った球殻上で粒子の進行方向を記録する. 全粒子数は 10^8 とする.
- 1次非等方散乱: 震源から散乱点と散乱点から観測点までの幾何減衰を考慮し, 散乱パターンとしてボルン近似による角度依存する散乱係数を用いる.
- 拡散モデル: ボルン近似を用いて拡散係数を計算し, 拡散場のエネルギーフラックスを計算する.

本研究のモデル設定は, マルコフ近似もボルン近似も適用可能な状況である.

【結果】

それぞれの手法による角度分布の時間依存性を図1に示す. 差分法による角度分布は, 初動到達直後から 20° 以内の散乱波が5秒程度続き, その後広角の散乱波が到達する. 拡散モデルと比較すると, 経過時間50秒ではまだ拡散状態には到達していないことがわかる. 1次非等方散乱は, 初動到達後徐々に角度が大きくなるが, 裾野の広い分布を示す. 経過時間50秒のコーダ部分では差分法の分布よりも広角散乱波の割合が多い. 輻射伝達方程式から求められる分布は, 差分法や1次非等方散乱より早く広角の散乱波が増えるが, 経過時間50秒では差分法の分布に近い. 差分法で初動到達後に小さい角度の散乱波が続く様子ほどのモデルでも再現できていない. これは, 初動到達直後エンベロップはマルコフ近似でよく再現できるように, 多重前方散乱が支配的であるためだと考えられる.

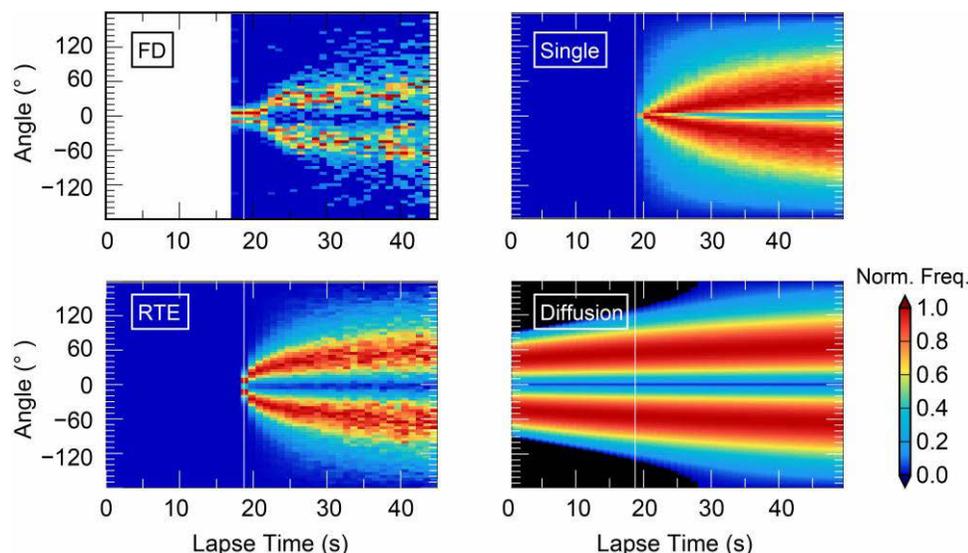


図1 伝播距離75kmにおける散乱波の角度分布. 差分法(FD), 1次非等方散乱(Single), 輻射伝達方程式(RTE), 拡散モデル(Diffusion)の比較. 色は各時刻において規格化した頻度を示す. 角度を θ とすると, $\sin(\theta)$ の重みがかかっている.

[謝辞] 本研究では, 海洋研究開発機構が運営する地球シミュレータを使用させて頂きました.

陸海統合3次元構造モデルにもとづく 日本海溝の浅い地震のFAMT解析

#岡元太郎(東工大)・竹中博士(岡山大)・中村武史(防災科技研)

FAMT Analysis of Shallow Suboceanic Earthquakes in The Japan Trench by Using a Land-Ocean Unified 3D Structure Model
#Taro Okamoto (TokyoTech), Hiroshi Takenaka (Okayama Univ.), Takeshi Nakamura (NIED)

1. はじめに

沈み込み帯の地震ではしばしば海溝に近い部分で断層破壊が発生し、明治三陸地震のような「津波地震」などの大きな津波励起に至る場合があると考えられている(Kanamori 1972)。そのため断層すべり量の分布は、地震波や津波の励起に関して重要な情報となる。同時に、すべり量分布は地震発生に至った応力状況や断層周辺の強度・物性なども反映していると考えられる。

このような重要性を持つ断層すべり量分布を高い分解能で推定するためには地震波波形データが一般に用いられる。しかし海域では継続的な地震観測は陸上よりも難しく、(近年整備が進められているが)陸上に比べて観測点数が著しく少なくなる。そのため、海域の地震解析では観測点分布に大きな偏りを生じ、波形解析において震源位置推定などにバイアスをもたらす可能性がある。また海域を伝播する地震波波形には、地震波速度の遅い海水層や厚い堆積物層などの3次元不均質構造の影響が強く現れることが知られている(Okamoto 2002; Nakamura et al. 2014, 2015)。このことは計算地震波波形が観測地震波波形をどこまで再現できるかという点で解析上の困難となる。

これらの困難に対応するために、我々はFirst-motion Augmented Moment Tensor (FAMT) 解析を提案した(Okamoto et al. 2017)。この方法ではモーメントテンソル解析に用いるグリーンテンソル波形を陸海統合3次元構造モデルのもとで計算することにより、3次元不均質構造の影響を近似なしで計算波

形に取り入れる。また海域の浅い地震では表面波が卓越するが、短周期(～数秒以下)の表面波の再現は現在でも難しい(Okamoto et al. 2017)。一方で長周期(～10秒程度以上)の波形を用いると実体波部分の振幅が小さくなりPS時間などがはっきりしなくなる。このことは観測点分布の偏りに起因するバイアスに対応するのが難しくなることを意味する。そこでFAMT解析では短周期側と長周期側のフィルターをかけた2種類の波形を作成し、短周期側では初動部分(実体波部分)のみをデータとし、長周期側では表面波波形を含めた全波形をデータとして、実体波から得られる情報も取り入れる。この手法により、モーメントテンソルだけでなく、発震時、震源位置や震源時間関数も推定する。

本発表では、2011年東北地方太平洋沖地震が発生した東北沖の日本海溝を対象として、陸海統合3次元構造モデルのもとでのFAMT解析を実施し、地震波再現性や沈み込み帯の不均質構造と震源位置や地震波波形の関係について考察する。

2. 地震波データと構造モデルほか

本研究ではK-NET、KiK-netの強震動波形データとF-netの広帯域波形データを利用する。陸海統合3次元構造モデル構築には、地形モデル(岸本、2000)、J-SHIS深部地盤データV1(藤原・他、2009)、コンラッド面・モホ面・プレート形状(Baba et al. 2006; Nakamura et al. 2010)を利用した。

地震波シミュレーション手法はHOT-FDM(Nakamura et al. 2011, 2012)であり、本研究ではマルチGPU対応プログラム(Okamoto et al., 2010, 2013)を利用する。計算には東工大TSUBAME-2.5を利用する(後継機のTSUBAME-3.0も利用する予定である)。TSUBAME-2.5での代表的なFDMパラメータは、計算領域768km×480km×216km、格子間隔150m、GPU 480個、上限周波数0.61 Hz である。発表では、FAMT解析により海域の浅い地震の最適震源パラメータ(モーメントテンソル・震源時間関数・震源位置・発震時)を推定し、波形再現性や、構造モデルと計算波形との関係などを議論する。

謝辞 データ・構造モデルを提供くださった各機関・各位に感謝いたします。本研究の一部には科研費(16K05535)、JHPCN(jh160029-NAH, jh170022-NAJ)、HPCI(hp130118)の支援を受けています。

S01-P06

空隙のある媒質における地震波形伝播特性

#河合研志(東大・理)

Seismic wavefield properties in cracked solids

#Kenji Kawai (Univ. Tokyo)

地球の地殻とマントルを構成する岩石には亀裂が含まれており、それらは気体または液体状態の流体によって満たされていると考えられている。その地震波形伝播特性は亀裂の密度、大きさ、形や乾燥・飽和状態によって変化する (e.g., Nur and Simmons 1969)。そのため地震や火山といった地球の活動を理解するためには、亀裂の状態や分布が地震波伝播特性にどのように影響するかを理解することが重要である。

そのような研究の代表的なものとして、特定の岩石において亀裂が有効地震波速度および減衰率といった巨視的な弾性および非弾性特性を理論的に考察したものがある(O'Connell and Budiansky 1974; hereafter referred to as OB74, O'Connell and Budiansky 1977)。彼らは水に対する飽和度がS波速度よりもP波速度が敏感であることを示した。また、液体および固体によって構成される複合体の巨視的な弾性定数を調べることにより、 V_p/V_s の空隙の幾何の影響を調べたものもある(Takei, 1998; 2002)。一方でおもに差分法(FDM)の数値計算手法の最近の発展により、岩石の弾性および非弾性特性の空隙の分布、形、大きさに対する依存性が見積もられ、それらと、有効な速度や非弾性減衰パラメータQといった巨視的な地震波特性との関係が議論されるようになった(e.g. Saenger and Shapiro, 2002, Suzuki et al., 2013)。Saenger and Shapiro (2002) では平面波を亀裂のある媒質に伝播させアレイで観測した初動の走時を用いた。Suzuki et al. (2013)では励起した平面波をアレイで観測してスタック波形を解析した。それらの研究では、震源および観測点を結ぶ波線に対して垂直な方向に関しては周期境界条件を課し、先駆波のもつ情報の一部から巨視的な弾性および非弾性特性を調べており、後続波および波形そのもののもつ情報をより引き出すことが望まれる。

そこで、本研究では厳密にエネルギー保存則を満たす2次元差分法を用いて、ランダムに分布した(水を含まない)空隙を持つ弾性媒質における波動伝播の数値計算を行った。計算スケールは典型的な岩石圧縮破壊実験を想定した。その結果、完全な弾性体にもかかわらず、空隙密度が増加するにつ

て、計算波形には、走時の遅れ、振幅の減少、および波長の増大が見られた。特に、空隙密度が0.1よりも大きいときには、摂動論では説明できないほど波形が変化することがわかった。次に、弾性波の有効速度を調べ、空隙密度が増加してもP波およびS波速度の変化比に大きな変化が見られないことがわかった。これらの結果は最近の岩石圧縮破壊実験の結果と定性的には調和的である。

粘弾性媒質中の応力計算におけるH行列法適用

#大谷真紀子(産総研)・平原和朗(京大理)

Application of H-matrices method to the calculation of stress field in a viscoelastic medium

#Makiko Ohtani (AIST) and Kazuro Hirahara (Kyoto Univ.)

日本列島は南からフィリピン海プレートが沈み込み、陸側プレートとの境界ではM(マグニチュード)8級の地震が南海トラフ沿いで繰り返し発生している(南海東南海地震)。プレートの沈み込みに伴い九州では阿蘇や桜島などの活火山列が形成され、東海関東地方には富士山や伊豆大島などの活火山が分布する。1707年に発生した宝永地震(M8.7)はその発生の49日後に富士山で大規模な噴火が発生しており、南海トラフで発生した地震による応力変化が火山の噴火に影響を及ぼしたと考えられている。

このようなプレート境界型の巨大地震が火山に及ぼす応力変化を推定するには、地殻の粘弾性媒質の効果を考慮する必要がある。粘弾性を考慮した計算には有限要素法(FEM)がよく用いられるが、最近境界要素法をベースとした方法が考え出され、注目されている(Barbot and Fialko, 2010; Lambert et al., 2016)。本手法では領域を立方体セルに分割し、各セルでの非弾性ひずみを等価な体積力に置き換えることで、弾性体中のひずみ-応力関係を示すグリーン関数を用いて粘弾性ひずみを考慮した応力場を計算することが可能となる。本手法を用いて粘弾性媒質を考慮した応力場の時間発展を計算するには、粘弾性媒質の分割セル個数 N_{visco} に対して $O(N_{visco}^2)$ の計算量が必要である。

そこで本研究ではまず、上記の方法に密行列圧縮手法であるH行列法を適用し、計算の高速化を行った。H行列法では行列を小行列に分割し、各小行列内で低ランク近似を行う(図a)ことで、行列のメモリ量削減・行列を利用した計算の計算量削減が可能となる。テストケースとして、水平方向に400km×350km、深さ方向に20kmの粘弾性領域を考える。10×10×5kmの均一サイズのセルでの分割した場合($N_{visco}=8,640$)と、5×5×2.5kmの均一サイズセルで分割した場合($N_{visco}=69,120$)にH行列法を適用した。その結果メモリ量は前者では0.17倍、後者では0.05倍となり大幅に削減され(図b)、圧縮された行列を用いてひずみに対する応力場を精度よく計算することができた(図c)。また本手法を用いて、単純な粘弾性構造を仮定したときの、南海東南海地震が周辺の火山に及ぼす応力変化の時間発展を紹介する。

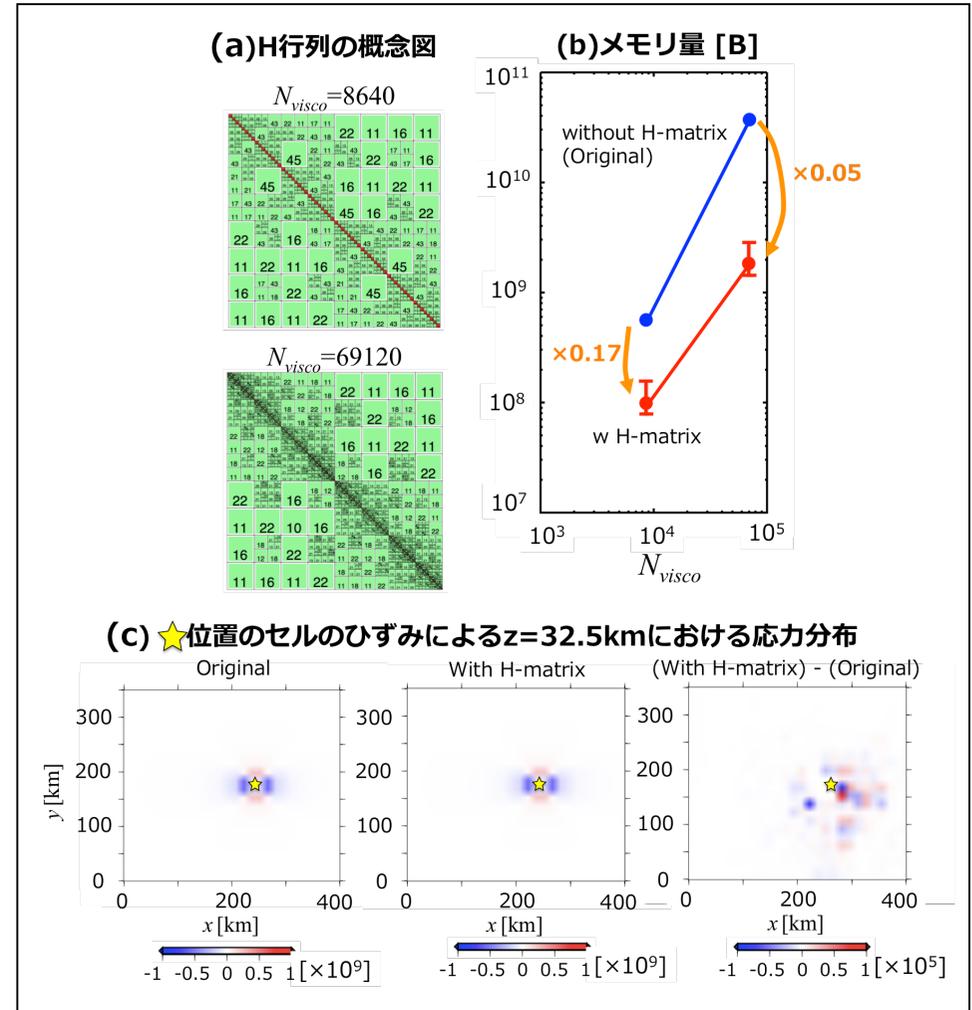


図 (a) H行列の概念図。 $N_{visco}=8,640$ 及び69,120の場合において、各セルにおける単位ひずみ ϵ_{11} が他のセルに及ぼす応力 τ_{11} 成分を示す。図中各四角形は分割された小行列を、その内部に表記された数字は各小行列の圧縮後ランクを示す。(b) 各 N_{visco} に対する非圧縮行列(Original)・圧縮行列(w H-matrix)のメモリ量[B]。(c) ☆位置の単位ひずみ ϵ_{11} が他のセルに及ぼす応力 τ_{11} 成分。非圧縮行列(Original)・圧縮行列(w H-matrix)を用いて計算したものと、それらの差を示す。

津波地震(スロー地震)規模推定手法の検討

#田中昌之・勝間田明男(気象研)

Study on Magnitude Estimation Method of Slow Earthquakes

#Masayuki Tanaka, Akio Katsumata (MRI)

1. はじめに

津波地震(スロー地震)は、気象庁マグニチュード M_j や表面波マグニチュード M_s に比べて異常に大きな津波が観測される現象で、海溝などの沈み込み帯でよく見られる。普通の地震よりも地震動の継続時間や周期が長いという特徴を持っている。このため、1896年明治三陸地震($M_s:7.2$, $M_w:8.0-8.1$)や1946年アリューシャン地震($M_s:7.3$, $M_w:8.6$)等のスロー地震に、3分以内の津波予報に用いられている変位振幅に基づくマグニチュードを用いると、過小評価すると想像される。それに対して、地震モーメント M_0 (Aki, 1966)に対応した、モーメントマグニチュード M_w (Kanamori, 1979)ではほぼ適正に推定されると思われる。

Kikuchi and Ishida (1993)によれば、広帯域地震計(STS-2)で捉えた地震動のP波初動部分の面積は、 M_0 に比例しており、速度を2回時間積分した変位積分と震源が分かれば M_0 の近似値が得られ、 M_w の推定が可能となる。よって、スロー地震の規模推定手法に、長周期まで観測できる広帯域地震計の活用が考えられる。Tsuboi et al. (1995)は、広帯域地震計(STS-1)のP波の鉛直成分を2回時間積分して得られる広帯域P波モーメントマグニチュード M_{wp} を提案している。なお、同論文には、1992年にニカラグアで発生した津波地震($M_s:7.2$, $M_w:7.7$)にこの手法を適用すると、 M_{wp} は7.0未満となる旨の記述がある。

ここでは、近地で得られた広帯域地震計等の記録を使い、1回時間積分した変位の最大片振幅付近までで、2回時間積分した記録から、規模の違いで何か特徴は見られないか調べた。なお、波形のデジタル化以降、国内でM6超の津波地震は発生しておらず、M6以上で津波を伴った普通の地震のいくつかを用いて調査した。

2. 方法

国内設置の広帯域地震計(STS-1, STS-2, STS-2.5)及び速度型強震計(TSM-1, VSE-355G2, VSE-355G3)の垂直成分を使い、地震計の特性に応じてデコンボリューションを行い、カットオフ周波数200秒のハイパスフィルタを通した1回時間積分した変位と2回時間積分した変位積分のデジタル記録を作成する。各地震イベント

について、気象庁一元化震源からP波とS波の理論走時を計算し、変位で理論P波付近から理論S波以降の最大振幅付近までの間の、変位積分での最大片振幅値(絶対値)を調べる。横軸に震央距離、縦軸に変位積分片振幅の両対数グラフに調査結果をプロットし、各イベントのプロット図から規模の違いによる特徴を調べる。

3. 結果

2011年東北地方太平洋沖地震で、F-net 気仙沼(震央距離約150km)の速度型強震計で観測された速度、変位、変位積分及び変位積分(絶対値)の波形記録を図1に、全観測点の変位積分での最大片振幅値(絶対値)をプロットしたものを図2に示す。図2から、S波が混じっても、観測点によって大きくばらつくことは無いのが確認できる。他のイベント結果も紹介し、規模の違いによる特徴を考察する。また、理論波形との整合を調べており、その結果も紹介したい。

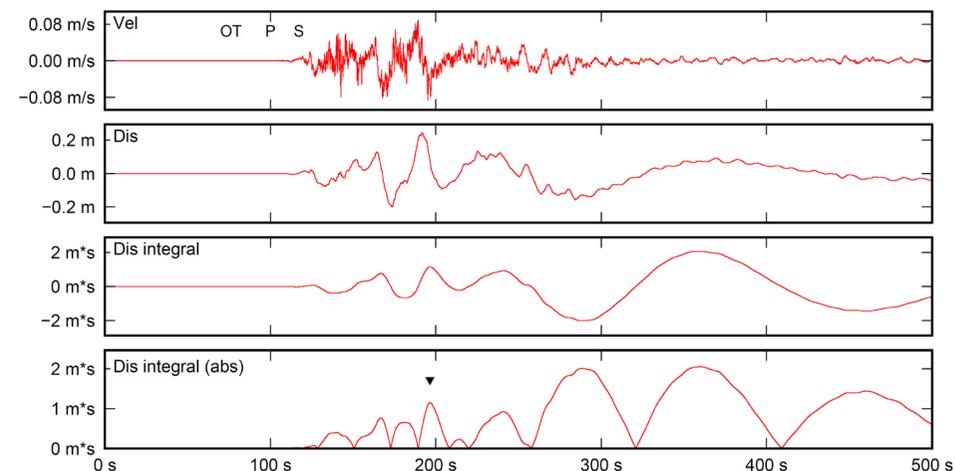


図1 2011年東北地方太平洋沖地震で観測されたF-net 気仙沼の地震波形と積分波形。
▼部分の最大値を図2に使用。

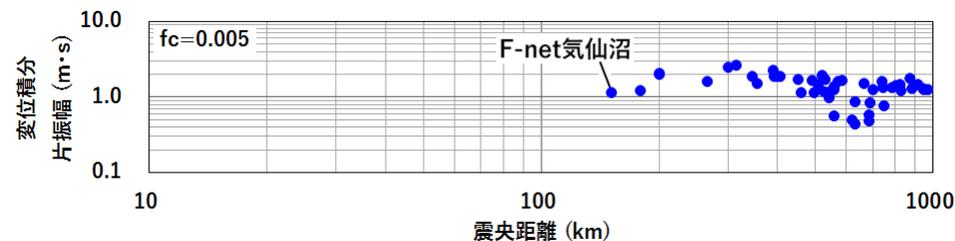


図2 各観測点の変位積分での最大片振幅値(絶対値)をプロットした図。

謝辞 防災科学技術研究所のF-net波形と気象庁一元化震源を使用しました。

S02-P01

速度構造の震源決定位置への影響について(2)

#勝間田明男(気象研)

What Aspects of Velocity Structure Controls Hypocenter Locations? (2)

#Akio Katsumata (MRI)

1. はじめに

これまで、震源決定に用いるための速度構造について調査してきている。今回は、三次元速度構造(Katsumata, 2010, 2015等)(3Dと表記)を用いて決定した観測網から離れた深発地震の震源位置について検討を行った。地域観測網から離れた地域については、グローバル観測網で決定された震源の方が地域観測網によって決定された震源位置よりも、より実際の震源位置に近いと考えられる。そこで、一元化震源の観測網で決定された震源とUSGSのPDEの震源位置とを比較した。なお、ここで用いている3D構造はプレートの高速度をモデル化しているものの、トモグラフィーによる速度最適化は浅い部分のみである。

2. 結果

図1に伊豆小笠原弧の沈み込み帯における震源計算結果の比較を示す。上野・他(2002)(1Dと表記)を用いて決定された一元化震源を併せて示す。USGSの震源に比較して、1D・3Dとも震源位置がずれている。震源深さ400~600kmの震源について、USGSの震源に比べてよりも東側の深い部分に決定されている。ずれは数十km程度である。1Dと3Dを比較した場合には、3Dの方がややUSGSによる震源からの差が小さい様子である。水平方向ばかりでなく深さ方向の差も小さくなっている様子である。しかし、3Dの場合にも明確なずれがあり速度構造として最適化されていないことがわかる。なお、3Dの場合の方が1Dの場合よりも震源のばらつきが大きいとみられる。これは、3Dの方が空間的規模の小さな速度勾配があり、そのため波線の射出方向や入射方向にばらつきが大きくなっていることが影響している可能性があると考えられる。震源計算に用いる構造としては、ある程度局所的速度勾配を抑えたものがふさわしいと見られる。

同様の比較をオホーツク海における深発地震や伊豆小笠原弧の更に南方の深発地震、琉球諸島の沈み込み帯の地震などについても比較を行った。琉球

諸島の地震については、明確な震源位置のずれは認められなかったが、その他の深発地震については、図1と同様に1D・3DともにUSGSの震源位置よりも東側にずれて深めになる傾向が認められた。

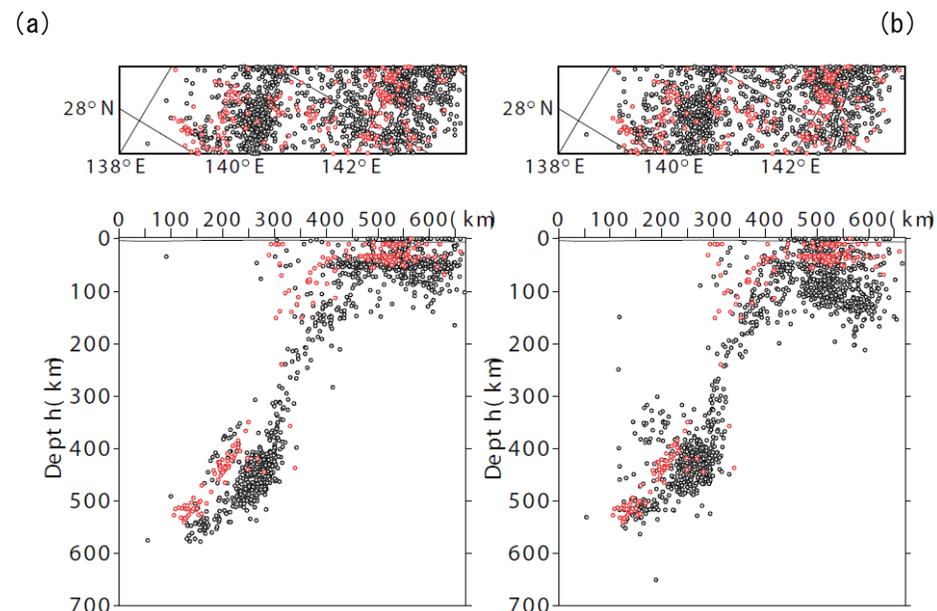


図1 USGSのPDEの震源との比較。(a) 1D速度構造(上野・他, 2002)による震源位置との比較。(b) 3D速度構造による震源位置との比較。

謝辞

本調査には、国立研究開発法人防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、気象庁、国立研究開発法人産業技術総合研究所、国土地理院、青森県、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、横浜市及び国立研究開発法人海洋開発研究機構及のデータを利用している。

S02-P02

全国への3次元速度構造であらかじめ計算した走時データを使用した震源決定法の適用

#関口 渉次(防災科研)

Applying hypocenter determination method in three dimensional velocity structure, using pre-calculated travel-time data, to Japan

#Shoji Sekiguchi (NIED)

これまで、3次元速度構造内で迅速に震源決定ができるように、あらかじめ3次元速度構造で各観測点から対象領域内の全格子点までの走時計算を行い、その結果を補間することにより領域内の任意の地点での走時を算出し、震源決定を実施する手法について検討した結果を報告してきた(関口(2008)日本地震学会秋季大会C11-09, 関口(2009)日本地震学会秋季大会D32-08, 関口(2010)防災科学技術研究所研究報告, vol.77, p1-5, 関口(2016)日本地震学会秋季大会S02-p07)。

今回は南西諸島方面を除くほぼ日本全域にこの手法を適用し震源決定をしたので報告する。

3次元速度構造はMatsubara and Obara (2011)のトモグラフィ結果を使用した。この構造の水平方向の格子間隔は 0.1° 、深さ方向は5km(0-10km), 10km(10-40km), 20km(40-60km), 30km(60-400km)となっている。関東東海地域(34-37N, 136-141E, -5-400km)、旧APE観測点124点で補間値の誤差が平均して0.01sec以下になるよう格子間隔を見積もったところ水平方向は 0.1° 、深さ方向は2.5km(-5-10km), 5km(10-60km), 15km(60-180km), 20km(180-300km), 25km(300-400km)で十分なことがわかったので、これを採用した。

走時計算した領域は28-46N, 128-148E, -5-400km, Hinet 811観測点(図1)、P波とS波両方とした。実際の観測点の深さ(高さ)を波線の起点としている。走時の値の分布を見ると観測点の特異点になるので、そこでの地震波速度でreductionして平滑化しSPLINE関数による内挿誤差が生じないように工夫した。

図1内の小領域W,E,Nに分割すると走時計算結果がそれぞれ32G, 30G, 40G程度となり計算機のメモリに乗せることも難しくない。

2015年1年間62,386eventsの読み取り値に適用した震源決定結果が図2である。

ルーチン処理震源も併せて示してある。収束したeventの率は98.2%、残差は0.423sec(収束した地震のみ)となった。読み取り値が100個以上あるeventのみを使用して観測点補正を実施しその補正值を使用している。実計算時間は走時データが大きくHDDに保存したのでIOに時間がかかり4h53mとなった。

次に領域Eに限り、走時データ収納方法による1event当たりの計算時間の違いを示す。予想通りメモリ収納の場合が圧倒的に早い。

- HDD: 0.191s/event
- memory: 0.00257s/event

なお、リアルタイムでray tracingをした場合は以下の通りとHDDより遅い。

- realtime ray tracing: 0.912s/event

日本全域についてはデータ量が多いのでHDD収納となるが1次元構造と3次元構造の場合、以下の通りほぼ同じ値となった。

- 1D: 0.279s/event
- 3D: 0.282s/event

なお計算資源についての条件は以下の通りである。

- HP Z440 (Intel Xeon E5-1650 v3 (6 Cores, 3.50GHz), 64GBytes Memory)
- OS : CentOS 7
- Compiler : gfortran (並列化は行っていない)
- HDD: USB3.0で接続した外部HDD

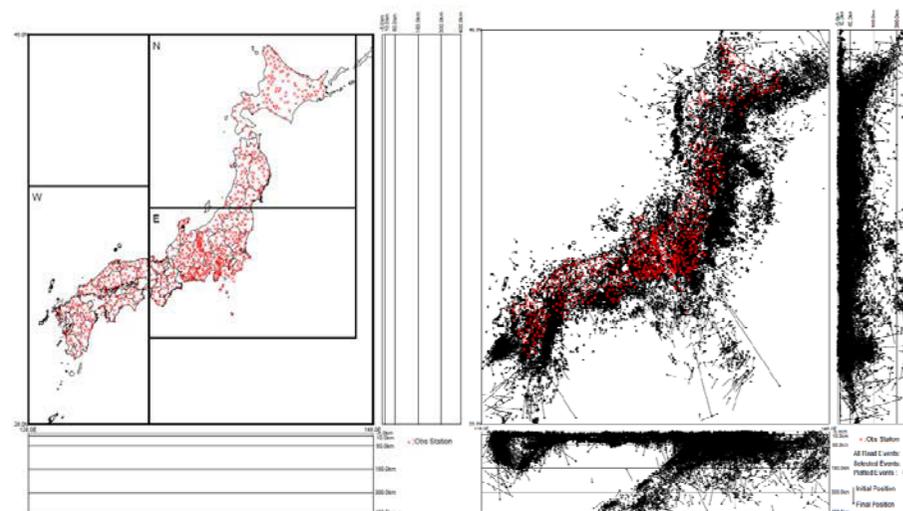


図1 計算対象領域

図2 震源決定結果

S02-P03

一元化震源のための自動震源推定手法—2016年熊本地震を受けた改良

#溜瀧功史(気象研)

Automatic Hypocenter Determination for the JMA catalog – Improvements After the 2016 Kumamoto Earthquake #Koji Tamaribuchi (MRI)

気象庁では地震波形データから自動処理によって地震を検出し、その処理結果を目視確認により決定精度の分類、あるいは手作業で精査し、一元化震源カタログの作成を行ってきた。この一元化震源の自動処理は、2016年4月からPF法(溜瀧・他, 2016, 験震時報)を活用し、大幅に決定性能が向上した。平成28年(2016年)熊本地震においては、PF法は4月14日から5月末までの期間に7万個近くの震源を自動で決定し、地震活動の推移や余震域の広がり等をリアルタイムに把握、報道発表資料に活用するなど、自動震源は一定の効果を発揮している。

一方、この自動震源は、地震活動の活発化により、地震が短期間に連発した際に、必ずしも適切に決定できない事例が生じた。このような誤決定の主な原因は、地震が連発した際に、微小な前の地震のP相と、後続の地震のP相またはS相を、前の地震のS相と誤認識して震源決定することと考えられる(図1)。誤決定や決定精度の悪い自動震源が含まれるデータセットから、波形相関を用いて適切な震源を効率的に分類する手法の開発(溜瀧, 2017, 験震時報)と同時に、このような誤決定の頻度を減らす開発も重要である。

そこで、そのような誤決定を回避するため、従来は最初に入力されたP相検測値をキーとして入力時刻順に処理を行っていたが、各検測時刻から最大5秒間の最大振幅値を事前に確認し、最初に入力されたP相の検測値から60秒間待機し、さらに大きな振幅を持つ後続の相をキーとして行うように、処理の改良を行った。これにより、振幅の大きな検測値から優先的に処理が行われるようになり、従来人が行っていたような、規模の大きな地震から優先的に処理をすることと同等の作業を自動的に行うことができるようになった。これを熊本地震の地震が多発していた時間帯に適用すると、改修前後で震源のばらつきが抑えることが確認でき、さらに信頼度の高い震源分布を得ることが可能となったと考えられる。この改良は2017年3月22日から気象庁の処理システムに導入された。

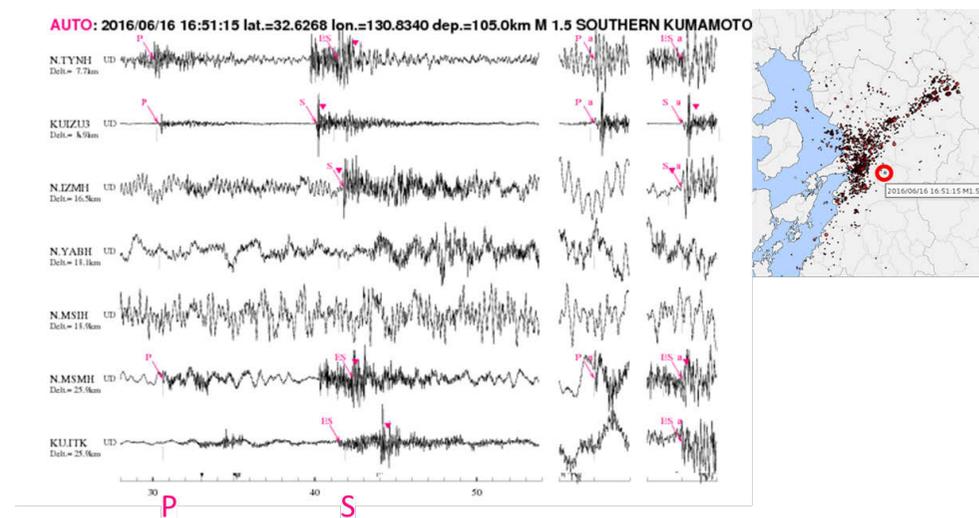


図1 (左)誤決定の地震波形例, (右)震央分布図. 赤丸が誤決定の震央を示す.

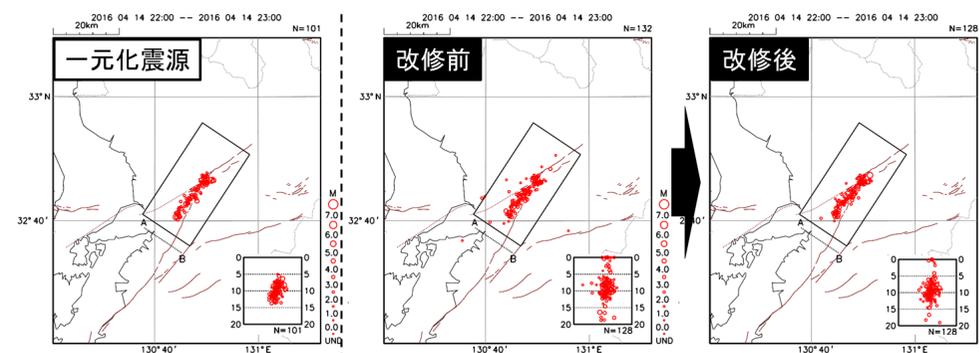


図2 2016年4月14日22時~23時の震央分布図と断面図. (左)一元化震源, (中央)自動震源・改修前, (右)自動震源・改修後を示す.

本調査では、国立研究開発法人防災科学技術研究所、九州大学、鹿児島大学等の各関係機関、気象庁、2016年熊本地震緊急観測グループのオンライン臨時観測点(河原、熊野座)の地震観測データと、それらを気象庁と文部科学省が協力して処理した一元化震源を利用させていただきました。

ニューラルネットワークを用いた 低SN比条件下における地震波検出法の開発

#高橋馨子・松本裕也・上松大輝・ミケレットルジェロ・金亜伊(横浜市大)・孫哲(理研)

Development of the seismic signal detection method under low SNR condition using an artificial neural network
#Kahoko Takahashi, Yuya Matsumoto, Hiroki Uematsu, Ruggero Micheletto, Ahyi Kim (Yokohama City Univ.), Sun Zhe (RIKEN)

1. はじめに

Citizen Seismic Network (CSN)プロジェクトでは、家庭でも導入しやすい地震計としてMEMS加速度センサーと小型コンピュータRaspberry Piを用いた小型で安価なセンサーユニットを製作し(図1)、市民参加型の地震波計測コミュニティーセンサーネットワークを構築した。市民の生活圏に即した揺れをリアルタイムで観測することで、よりきめ細やかな地震情報を提供することを目指している。

センサーの設置場所(家庭内や公共施設内など)が高ノイズ環境下であることや、センサーに機械ノイズがあることから、地震とノイズを識別することが重要である。しかし従来の地震動検出法であるSTA/LTA検出法は振幅の急激な変化を捉える方法であるため、地震とノイズの識別が難しい。本研究ではニューラルネットワーク(ANN)によるパターン認識学習に着目し、高ノイズ環境下に設置した安価なセンサーでも利用可能な地震波検出手法の開発および検証を行った。



図1. ユニットに使用する加速度センサー(左)と小型コンピュータ Raspberry Pi(右)

2. 地震波検出能力の検証

ANNの検出能力検証には、横浜市強震計ネットワークで得られた強震記録にCSNセンサー特有のノイズを重ね、あたかも本センサーで得られたかのような地震記録(以下擬似データ)を作製し使用した。ANNには入力層・中間層・出力層からなる階層型三層モデルを用いた。入力データには加速度3成分それぞれの絶

対値における、5秒間の波形を使用し、教師データには地震波の立ち上がりが2秒目にくるものを地震教師データ(図2)、それ以外のものをノイズ教師データ(図3)としてANNの学習を行った。学習したANNで本センサーの記録を判定した結果、図4のように地震とノイズを識別することに成功し、その能力は従来の方法に比べ高いことがわかった。さらに、学習に使用するデータを分割し、ノイズ教師データを抽出しながら段階的に学習させることで地震検出率が向上した。

しかし、検出能力は教師データの選び方に依存し、その選び方によってはANNの学習がうまく収束しないことがあることもわかってきた。また、震度が小さい地震動は機械ノイズの影響が大きく地震波形のパターンを認識しにくいいため、検出率が低い。本研究ではウェーブレット変換を用いたノイズ除去により機械ノイズを低減させることで、検出能力が向上する可能性があることがわかった。本発表ではこれらの検証について最新の結果を紹介する。

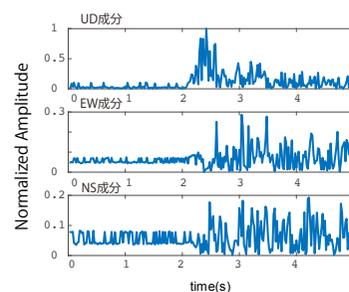


図2. 地震教師データ例

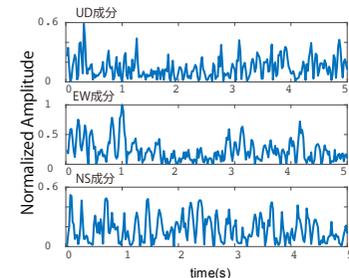


図3. ノイズ教師データ例

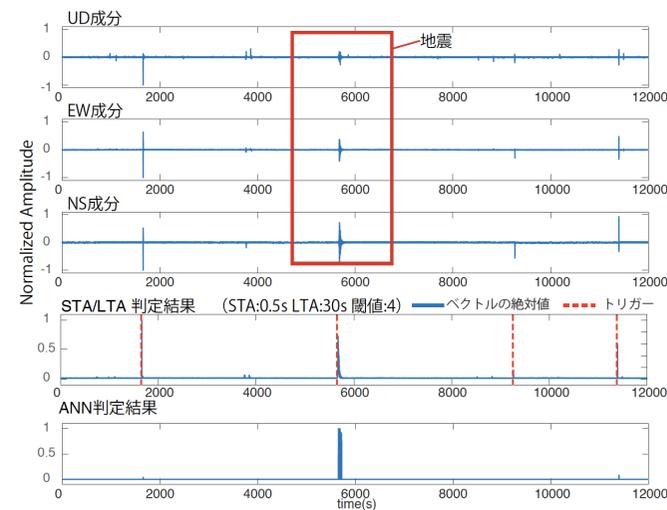


図4. 判定結果 (2015年5月25日)

謝辞

本研究は横浜市強震計ネットワークの波形記録を使用しました。記して感謝いたします。

S02-P05

深部微動震源決定のための改良エンベロープ相関

法の開発と性能評価

#水野尚人・井出哲(東大理)

Development and evaluation of modified envelope correlation method for deep tectonic tremor

#Naoto Mizuno, Satoshi Ide (EPS, Univ. Tokyo)

We develop a new location method for deep tectonic tremors, as an improvement of widely used envelope correlation method, and applied it to construct a tremor catalog in western Japan.

Using the cross-correlation functions as objective functions and weighting components of data by the inverse of error variances, the envelope cross-correlation method is redefined as a maximum likelihood method. This method is also capable of multiple source detection, because when several events occur almost simultaneously, they appear as local maxima of likelihood.

Applying to continuous seismograms in western Japan for 12 years, the new method detected 27% more tremors than a previous method, owing to the multiple detection and improvement of accuracy by appropriate weighting scheme.

深部微動の震源決定のための新たな手法を開発し、南海沈み込み帯の微動活動に適用した。新手法は微動震源決定手法として広く用いられているエンベロープ相関法を、最尤法の観点から整理したものである。相互相関関数を直接的に目的関数とし、各観測成分を分散の逆数によって重みづけることで、エンベロープ相関法と最尤法は同値となる。この定式化に従い、重み付きの相互相関関数を最大化する震源決定アルゴリズムを開発した。本手法では複数のイベントがほぼ同時に起こった場合、それぞれが尤度の極大値として現れる。

重み付きの相互相関関数の平均 (ACC) は、微動の震源位置を変数とする非線形関数である。この関数の最大化は二段階に分けて行う。まず始めに深さを30kmに固定し水平方向に0.2度刻みでグリッドサーチを用いて局所解を列挙し、それらを震源位置の候補とする。それらの局所解を初期値として3次元的な位置を推定するために勾配法を用いる。この結果、5分間のタイムウィンドウ内で複数の震源が決定されることがある。分解能をそれぞれの震源が分離して検出できるように必要な距離として定義すると、観測された震源ペアの距離の分布からこれは約100kmであると推定された。理論波形を用いて震源間の距離に応じて両方を検出できる割合を計算したところ、観測から推定された分解能と同様の結果が得られた。本手法を西日本の12年間の連続波形に用いたところ、従来手法よりも微動の決定数が27%向上した。これは複数の震源を同時に決定することと重みづけによる精度向上によるものである。

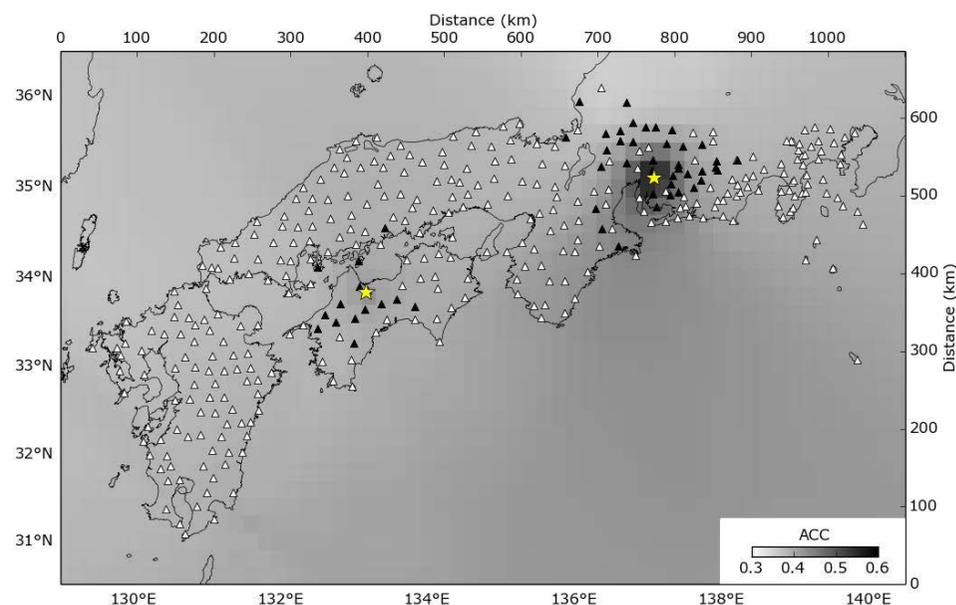


図1: 本手法を用いた震源決定の例。四国と東海に局所解があり、それぞれが震源として決定された。

豊後水道水ノ子島での地震観測

#中東和夫(東京海洋大)・蔵下英司(東大・地震研)・松島健・手操佳子・宮町凜太郎・渡邊早姫(九大・島原)・廣瀬仁(神戸大)

Seismic observation at the Mizunoko Island in the Bungo Channel

#Kazuo Nakahigashi (TUMSAT), Eiji Kurashimo (ERI), Takeshi Matsushima, Yoshiko Teguri, Rintaro Miyamachi, Saki Watanabe (SEVO), Hitoshi Hirose (Kobe Univ.)

豊後水道周辺はプレートの沈み込みに伴うスロースリップイベントや低周波地震が発生していることが知られおり[例えばHirose et al., 2010]、豊後水道の中央部に位置する水ノ子島においてもそれらの現象を捉えるために臨時地殻変動観測が実施されている。プレートの沈み込みに伴う現象を考察するためにはプレート形状の正確な把握が必要である。プレート形状の推定を行うためにはプレート境界地震の正確な震源分布は重要な情報である。しかし、海域である豊後水道内には定常的な地震観測点は存在していないため周囲の陸域と比較して震源位置などの決定精度がやや劣ると考えられる。また、豊後水道下はフィリピン海プレートの形状が変化している領域であり、震源分布は複雑であると考えられる。海域下での震源分布を正確に求めるにはその直上で地震観測をすることが重要である。

海域での地震観測には自己浮上型の海底地震計などが使用されるが、陸上観測と比較して人的・金銭的コストが高い。また、豊後水道のように陸から近い海域では

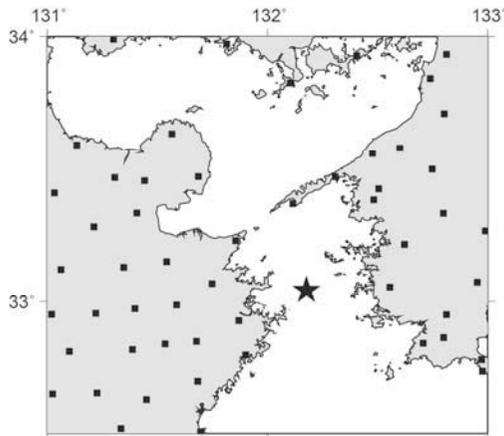


図1 豊後水道周辺の地震観測点分布
★: 水ノ子島、■: 定常地震観測点

沿岸漁業が盛んに行われており、海底地震計の設置には漁業者との調整等が必要となり容易には観測作業は実施できない。このような海域でも低コストで地震観測を実施するには陸域周辺に数多く見られる岩礁のような場所において地震観測を実施することが有効である。しかし、岩礁のような場所で容易に設置できる地震観測システムは一般的に実用化されているとは言えない。

そこで豊後水道下の精度の高い地震活動把握や地震波速度構造把握、および今後の岩礁で使用可能な地震観測システム開発に向けた基礎データの取得を目的として、水ノ子島において地震観測を開始した(図1、写真1)。水ノ子島は無入島であり、商用電源、インターネット回線等は整備されていない。また、観測点は荒天時には海水にさらされる可能性がある。そこで観測では地殻変動観測で使用されているステンレス製の筐体内に1Hz地震計・レコーダ・電源を収納した。さらにレコーダ・電池ボックスは防水ケース内に封入し、電源ケーブル・センサーケーブルの接続部は生ゴム・絶縁テープなどを使用して防水処理を行い筐体内への海水の流入に備えた。



写真1 水ノ子島の全景
黒矢印: 地震計を設置した地点。

これまで2度のデータ回収作業を行った。1期目の観測では平成28年7月～10月、2期目の観測では平成28年12月～平成29年5月の地震記録をそれぞれ得ることが出来た。1期、2期とも筐体内への大規模な海水流入の形跡は見られなかった。1期、2期で使用した乾電池量と地震観測システムの消費電力から計算した観測期間は6か月を想定していたが、実際の観測では3～5か月でレコーダは停止していた。この原因は現在検討中である。現在実施中の3期目の観測では観測期間を長期化することを目的として、電源に大容量リチウム電池を使用している。本観測で得られた地震波形データを見ると比較的良好な記録が得られており、今後、地動ノイズレベルと気象・海況観測データとの比較などを行う予定である。謝辞: 観測機器の準備では地震研究所の芹澤正人技術専門員に協力して頂きました。水ノ子島の作業では福井海世氏、高島奏氏、平井広大氏に協力して頂きました。本研究は東京大学地震研究所共同研究プログラムの支援を受けました。

超磁歪震源による高分解能地下モニタリング

#國友孝洋(東濃地震研・名大)・石井紘・浅井康広(東濃地震研)

High resolution subsurface monitoring
by a giant magnetostrictive seismic source

#Takahiro Kunitomo (TRIES, Nagoya Univ.),
Hiroshi Ishii, Yasuhiro Asai (TRIES)

<はじめに> 超磁歪素子を利用したアクチュエータは、変位は小さいが発生応力が大きく、扱いが簡便なため、高周波用の人工震源装置としての活用が期待される。2016年の地震学会では、GPS同期で任意波形が発生できるシングルフォース型の超磁歪震源を開発したこと、700m先のボアホール地震計で検出した熊本地震(2016年4月16日M7.3)に伴う地震波速度変化が、瑞浪超深地層研究所立坑内観測点STG200Nで測定している間隙水圧の変化と良い相関を示すことを報告した。本講演では、超磁歪震源が1年3か月間以上に渡ってメンテナンスフリーで稼働していること、瑞浪観測壕内に設置した地震計アレイで、瑞浪層群内に大きく変動する箇所が見つかったことを報告する。

<実験概要> 本実験で用いた震源と地震計アレイの配置を図1に示す。実験場所は、中新世の堆積岩である瑞浪層群の中に掘削された坑道内(瑞浪地殻変動観測壕)である。約90m下には土岐花崗岩との不整合面がある。本実験に用いた震源は、5kgの重錘を上下に加振する最大発生力91kgfのシングルフォース型の超磁歪震源である。送信制御信号には、100.5~200.5Hz(1Hz間隔)の101本の等振幅の正弦波を合成した電流波形を用いた。合成後の最大振幅が極力小さくなるよう各正弦波の位相を調整して加算している。地震計アレイには、固有周波数8Hzの上下動ジオフォン12台を用いた。ジオフォンは、ケーブルに5.5m間隔で取り付けられており、ケーブルにテンションがかからないようにするため5.4m間隔で設置した。総延長約65mの小アレイである。記録計は、SC-ADH10K(4ch)を3台用い、1kHzでサンプリングした。送信スペクトル(発生力)は、重錘に取り付けた加速度計のデータからを計算した。観測スペクトルを送信スペクトルでデコンボリューションし、時間領域に変換することで、グリーン関数を計算した。

<結果> 地下坑道内に設置された超磁歪震源の上下加振の放射パターンから、主として、水平方向にSV波が、上下方向にP波が放射される。図2は、1日間スタックしたグリーン関数を、2016年11月1日~2017年7月25日の間の267日分を重ね書きしたペスタアップである。初動は、見かけ速度約2100m/sで伝播するP波と考えられ、瑞浪層群の平均的なP波速度と一致している。1000m/sあるいは800m/sの見かけ速度を持つ大振幅フェーズは、屈折SV波、直接SV波であると考えられる。以上のフェーズは、267日間重ね書きしても、ほぼ一本の曲線に見え波形の再現性が高いことがわかる。一方、後続波は、瑞浪層群内からの反射波であると考えられ、波形が変化しているために線が太くなっている。距離103mの観測点の0.15s付近のフェーズは特に変化が大きい。前後の走時のフェーズが変化していないことから、観測点近傍の変化ではなく瑞浪層群内の特定の箇所の変化である。S波の波長は4~10mであり、隣の観測点には変化が表れていないことから、変化している箇所のサイズは数m程度と考えられる。この結果から、超磁歪震源による高空間解像度の地下モニタリングの可能性が示されたと考えられる。本講演では、変化の箇所と原因についても議論したい。

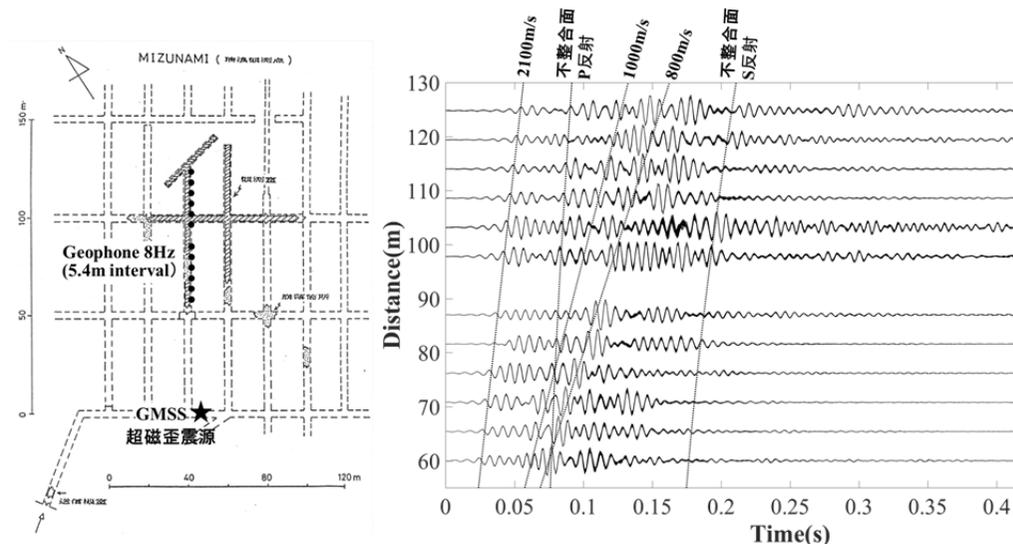


図1.実験位置図(瑞浪観測壕)
●ジオフォン★超磁歪震源

図2.グリーン関数(1日スタック)のペスタアップ
2016年11月1日~2017年7月25日を重ね書き

小型軽量地震テレメータ装置の開発

—長野県南部の地震の余震観測での活用—

#堀川信一郎・山中佳子・寺川寿子・前田裕太・奥田隆(名大環)・
荻原宏之・柏渕和信・山口充孝・五十嵐竜也・木村高志(株 計測技研)

Development of portable seismic telemetry system -Temporary aftershock observation of Nagano-ken Nanbu earthquake-

#Shinichiro HORIKAWA, Yoshiko YAMANAKA, Toshiko TERAOKA,
Yuta MAEDA, Takashi OKUDA (Nagoya Univ.), Hiroyuki OGIWARA,
Kazunobu KASHIWABUCHI, Mitsutaka YAMAGUCHI,
Tatsunari IGARASHI, Takashi KIMURA (KGC co.)

1. はじめに

2014年の御嶽山噴火以前より名古屋大学では山頂域での継続的なテレメータ地震観測を可能にする観測手法の検討を行っていた。噴火により計画は一時停止したが、2015年7月、東大地震研と(株)計測技研による超多点観測システムの低消費電力テスト機(以降、テスト機と呼ぶ)の紹介があり、小型・軽量化、作業性、堅牢性、汎用性を開発コンセプトとした地震テレメータ装置(以降、開発機と呼ぶ)の開発を行った。山頂域観測と同様に人的・時間的負担が大きい緊急観測等においても、短時間での設置、3G携帯網によるリアルタイムデータの取得が可能で有効に活用できる。本年6月25日に長野県南部で発生した地震(M5.6)の緊急余震観測で本開発機を使用した。

2. 地震テレメータ装置の開発

太陽光発電を電源とする装置の小型・軽量化は使用する二次電池に依存するため、蓄電容量と観測地における発電量とのバランスが重要となる。そこで電源を始めとする各仕様を検討するため、2015年10月、御嶽山五ノ池小屋付近(火口の北2kmの稜線上、標高約2800m)の2箇所テスト機を使った冬期運用試験を開始した。

電源にはソーラーパネル8Wx2、ニッケル水素電池(以下、Ni-MH)4.8V, 14.7Ahを使用した。観測地には地形や風の影響で積雪が少ないと予想される場所を選定した結果、浸水により機器が故障する翌年3月末まで稼働

した。カメラ画像からも積雪後数日でパネル面が露出し充電が開始されたことが分かった。このことから開発機の蓄電容量は無日照2週間以上の運用、かつ選定筐体に内蔵できる最大容量を条件に11Ahとした。二次電池には、安全性・充電回路の簡素化の観点からNi-MHを採用した。また電源の汎用性を向上するため12V系システムに変更した。さらに外部電源入力を設け、この電源設計に適合しない観測環境での利用を可能にした。

テスト機のような地震計との一体化は、その大きさが不利になること、目的に合わせた地震計の選定ができないこと等から採用しなかった。また地震計の分離は電波が透過する樹脂ケースの利用を可能にする。筐体には強化防水樹脂ケース(27x25x13cm)を採用し、ケーブル損傷事例の多いGPSや3Gアンテナを内蔵した。開発機的主要仕様を表に示す。

3. 長野県南部の地震の緊急余震観測での活用

本年6月25日、長野県南部で地震(M5.6)が発生した。震源直上に名大定常観測点がなかったため、同日18時までに震源直上の2地点で本開発機を使用した観測を開始した。地震計にはLE-3D Mk-II、L-4C-3Dを使用した。

防水筐体のため観測ボックスを必要とせず、地震計設置さえ済めば装置の接続と起動でテレメータ観測を素早く開始できる。内蔵電池のみで2週間強の運用ができるので、余震活動を見ながらソーラーパネル等による電源増強作業を進めることが可能であり、大地震発生直後の危険地域での余震観測に適した装置であると考えられる。

表) テスト機・開発機的主要仕様

変更仕様	テスト機	開発機
筐体	アルミダイキャストケース 20x20x12cm	強化樹脂防水ケース 27x25x13cm
電源	内蔵 Ni-MH(4.8V 14.7Ah) 外部電源なし	内蔵 Ni-MH(12V 11Ah) 外部電源 12V
重量	約 8 kg(4.5Hz 内蔵地震計)	約 4 kg(外部地震計)
共通仕様 コア部	アナログ入力 3ch, レジスタ ±5V(差動), ΔΣ方式 AD変換, 分解能 24bit, サンプルレングス 100Hz/200Hz, 記憶容量 64GB 対応(CF), GPSモジュール内蔵	
通信部	3G回線, FTPSによる専用サーバへの間欠データ送信	
その他	消費電力 0.2W 以下(100Hz サンプルレングス、1時間毎の送信) Bluetooth 状態モニタ (iOSアプリ)	

広帯域海底地震計鉛直成分におけるノイズ除去の予備的解析

#川野由貴・一瀬建日・川勝均(東大地震研)・杉岡裕子(神戸大理)

Preliminary analysis of noise removal from the vertical component BBOBS data

#Yuki Kawano, Takehi Isse, Hitoshi Kawakatsu (ERI), Hiroko Sugioka (Kobe Univ.)

1. 背景

Crawford and Webb (2000)や Bell et al. (2015)によると、海底観測点における長周期データには傾斜ノイズやコンプライアンス・ノイズが存在するため、陸上観測点に比べてそのノイズレベルは高くなる傾向にある。傾斜ノイズは、地震計の上下動成分が真の鉛直方向からずれることによる水平動成分の上下動成分へのしみ出しに起因する。海底地震観測における水平動成分は底層流の影響を直接に受けるため、底層流によるノイズを上下動成分よりも多く含み、地震計の傾斜が上下動成分に与える影響は陸上観測点よりも深刻である。一方、コンプライアンス・ノイズは超長周期重力波が物理的に海洋底を歪めることに起因する(e.g., Crawford and Webb, 2000)。Crawford and Webb (2000)が示すところによると、潮流の時間変化と鉛直成分スペクトルの時間変化には明瞭な相関があり、また、地震計の 0.2 度の水平面からのずれでさえもノイズレベルを 20dB 以上高くする。長周期成分から傾斜ノイズとコンプライアンス・ノイズを除去した結果、Crawford and Webb (2000)では鉛直成分スペクトルのノイズレベルを 25dB 以上低減させ、Bell et al. (2015)では、1 から 2 桁低減させることに成功した。

2. 解析手法

本研究では、Bell et al. (2015)の手法を参考にし、シャツキー海台北西に設置された広帯域海底地震計(BBOBS)の上下動成分における長周期ノイズの除去を試みる。始めに傾斜ノイズの除去を行う。予備的な解析では、1日長のデータを 2000 秒長のセクションに分割し、地震イベントが含まれないセクションの

みを使用して水平動成分と上下動成分の1日平均の相互相関を求める。このとき、水平動成分を上下動成分回りに5度から20度刻みで回転させ、0.01Hz以下の周波数帯で上下動成分(Z)と最も相関の高い水平方位を推定し、この方位の水平動成分をHとする。HからZへの伝達関数を重み付き最小二乗法で求め、これを用いてZから傾斜ノイズを取り除いた。

3. 結果

観測点NM02(BBOBS-NX)の2011年1月18日の地震波形データを例にとると、水平動成分と上下動成分の相関が最大になるのは、130度回転させたときであり、0.01Hz以下の平均コヒーレンスは0.79であった。ZからHの影響を取り除くと、上下動成分のノイズレベルは低減され(図1)、0.003から0.05Hzのバンドパスフィルタではノイズに埋もれていた地震(Mw5.9、震央距離64度、11時33分44秒発生)を認識できるようになった(図2)。

4. 今後の展望

傾斜ノイズの除去によってBBOBSのノイズレベルを低減する可能性は示された。今後は、統計的なデータ処理をより精密化すると共に、微差圧計の水圧記録を用いたコンプライアンス・ノイズの除去を試みる。

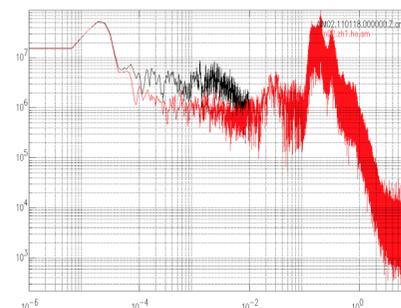


図1 観測点NM02の2011年1月18日の地震波スペクトル。黒がノイズ処理前の鉛直スペクトル、赤が傾斜ノイズ除去後の鉛直スペクトルである。

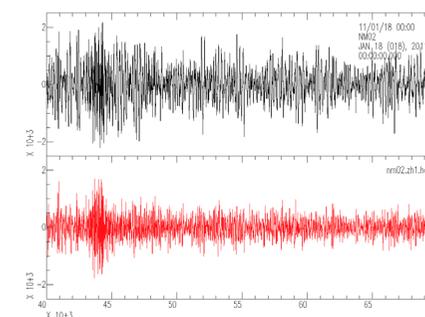


図2 観測点NM02の2011年1月18日(11時06分頃~19時26分頃)の地震波形データ(バンドパスフィルタ0.003~0.05Hz)。上段(黒)がノイズ処理前の地震波形であり、下段(赤)が傾斜ノイズを除去した地震波形である。

S02-P10

DONET観測点の埋設作業による地震計データの品質向上

#鈴木健介・横引貴史・岡林功・荒木英一郎・松本浩幸・西田周平・川口勝義(海洋研究開発機構)・高橋成実(防災科研・海洋研究開発機構)

Improvement of the seismic observation data at the DONET stations by doing the back-filling

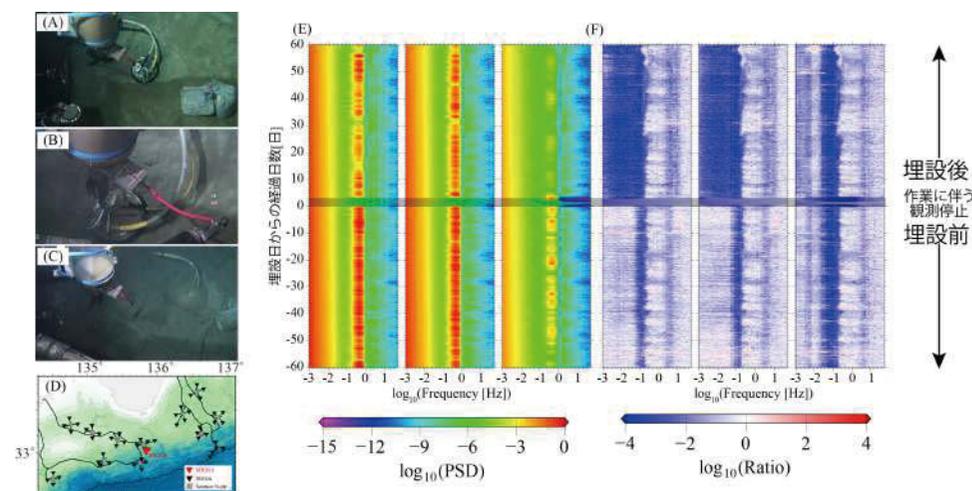
#Kensuke Suzuki, Takashi Yokobiki, Isao Okabayashi, Eiichiro Araki, Hiroyuki Matsumoto, Shuhei Nishida, Katsuyoshi Kawaguchi (JAMSTEC), Narumi Takahashi (NIED・JAMSTEC)

海洋研究開発機構は、南海トラフで発生する地震・津波を常時監視することを目的として熊野灘から室戸沖にかけて地震・津波観測監視システム(Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis: DONET)の構築を行ってきた。DONETの各観測点には、広帯域地震計・強震計・ハイドロフォン・微差圧計・水晶水圧計・精密温度計が設置され、多項目の観測が行われている。熊野灘に展開されているDONET1は2011年8月、室戸沖に展開されているDONET2は2016年3月に全観測点の構築が終了し、現在DONET1&2の両者が運用されている。構築作業終了後の2016年4月1日よりDONETは、海洋研究開発機構から防災科学技術研究所に移管され、両者が連携して運用・保守を行っている。

DONETの各観測点では、地震動を正確に捉えるために広帯域地震計・強震計・伝送部が封入された圧力管体(地動センサシステム)を海底面に設置されているケーシングに設置している。観測装置設置後に海洋研究開発機構が保有しているハイパードルフィンなどのROVを用いて圧力管体とケーシング間に存在する隙間に流動性の高い目地砂を充填することで地動センサシステムと海底面のカップリングを高めている。本研究では、上記の目地砂の充填作業を埋設作業と呼ぶ。海底面とのカップリングを高めることによってノイズ低減を代表としたデータ品質の向上が期待される。本研究では、埋設作業によるノイズ低減効果を確認し、ノイズ特性を整理することを目的としている。

広帯域地震計で記録された1時間の波形データからノイズスペクトルを計算し、埋設前後においてそれらを比較することでデータ品質の向上を確

かめた。図E・Fに室戸沖に設置されているMRD16に対して計算されたノイズスペクトル・スペクトル比の時間変化を示している。埋設作業後に3成分の0.5 Hz以下の帯域においてノイズ低減が見られる。さらに、X・Y成分の7~12 Hz付近においてもノイズ低減が見られる。したがって、上記のような埋設作業に起因するノイズ低減によってより小さな地震・低周波地震の検知が可能となる。今後、埋設によるノイズの低減について定量的に議論するとともに地震時の挙動についても確認する予定である。



図。(A)埋設前の地動センサシステム。(B)埋設作業中の地動センサシステム。(C)埋設後の地動センサシステム。(D)観測点分布図(▼:DONET観測点, ■:ノード)。▼は、ノイズスペクトルの計算に用いたMRD16を示す。(E)ノイズスペクトルの時間変化(MRD16, 左からX・Y・Z)。(F)スペクトル比の時間変化(MRD16, 左からX・Y・Z)。埋設前(-60~0日)の期間においてスタックしたノイズスペクトルに対するスペクトル比を用いている。

福島県沖で発生する正断層型地震
 ~1938年と近年の地震との比較~

#室谷智子（国立科学博物館）・佐竹健治（東大地震研）

Normal fault earthquakes occurred off Fukushima
 - Comparison of the 1938 events and recent earthquakes -
 #Satoko Murotani (NMNS), Kenji Satake (ERI)

福島県東方沖（塩屋沖）で1938年11月5日にプレート境界で発生したMjma 7.5と7.3の地震に続いて11月6日と7日に発生したMjma 7.4と6.9の地震は、Abe (1977, Tectonophysics) によって正断層地震と推定されているが、2011年東北地方太平洋沖地震の余震が発生するまで、この地域ではM7クラスの正断層地震の発生は知られておらず、本当に正断層の地震なのかという議論は長く残っていた。2014年7月12日に、1938年11月7日の地震の震源付近でMjma 7.0の正断層型地震が、2016年11月22日には、1938年11月6日の地震の震央付近で1938年と同規模のMjma 7.4の正断層型地震が、発生した（図1）。福島県沖を震源とするM7を超える地震が発生したのは、1938年以降、これらの2014年と2016年の地震だけである。福島県沖で発生する正断層型地震の検討を行うため、これらの地震の津波波形と地震波形の比較を行った。1938年と2016年の津波波形に関して、両者を比較できる観測点は宮古、鮎川、小名浜の3点、1938年と2014年は鮎川1点のみしかなく、観測点によって波形の振幅比の大小が異なるうえに波形の位相の相関も良いとは言えず、津波波形の比較からこれらの地震の比較は難しかった。2016年の遠地実体波インバージョンによる結果は、陸のプレート内を震源（深さ約15km）とする、断層面積 70 km×40 km、平均すべり量0.2 m、最大すべり量1.2 m、 $M_0 = 2.2 \times 10^{19}$ Nm、Mw 6.8、走向42°、傾斜角35°、すべり角-94°の正断層型となった。1938年11月6日のChristchurch (CHR, ニューゼーランド), De Bilt (DB, オランダ), Pasadena (PAS, アメリカ), Pulkovo (PUL, ロシア) とそれらに近い2016年のSouth Karori (SNZO, ニューゼーランド), Black Forest Observatory (BFO, ドイツ), Pasadena (PAS, アメリカ), Obninsk (OBN, ロシア) での遠地観測波形の比較は、振幅は1938年の方が大きい、波形の位相や立ち上がりは良く似ており（図2）、1938年の地震は正断層である可能性が示唆される。2016年の地震のすべりが大きかった領域は震源付近に位置し、津波到達時刻による逆伝播図から推定される波源域に一致している。この波源域は、同じく津波到達時刻から推定された1938年の波源域に比べてかなり小さく（図1）、1938年の遠地観測波形の振幅が2016年よりも大きいことと合わせ、Abe (1977) によって推定された1938年11月6日の地震のMw 7.7と2016年のMw 6.8との差が表れていると思われる、2014年7月12日の地震は

11月7日の地震の震央と非常に近いが、観測波形はどちらかというとも11月6日や2016年の波形に近い。Abe (1977)によって11月6日と同じメカニズムが仮定されていた11月7日の地震は、遠地地震波形を見るといくつかの観測点で初動が異なるため、これらの地震とは異なるメカニズムであると考えられるが、さらに詳細な検討が必要である。2014年と2016年は2011年東北地方太平洋沖地震（Mw 9.0）から数年が経過しているが、福島県沖では、プレート境界においてM7~9クラスの逆断層地震が発生した後は、正断層型の余震が起こるものと思われる。2016年と1938年のすべり分布の位置関係も気になるところであり、正断層型の余震が太平洋プレート上盤側の地殻内で起こるのか、太平洋プレート内で起こるのか、引き続きこれらの地震の震源の深さや1938年のすべり分布の検討も行っていく。

謝辞：本研究は科研費JP16H01838によって行われました。気象庁による津波観測データ、IRIS-DMCによる遠地地震波形データを使わせていただきました。

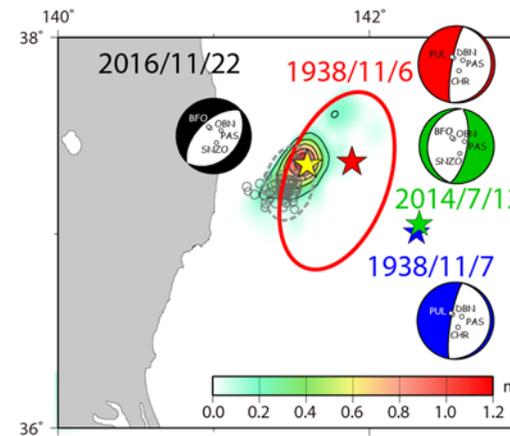


図1 2016年11月22日の地震のすべり分布（コンター間隔0.2 m）と福島県沖で発生したM7クラスの1938年、2014年、2016年の地震の震央とメカニズム解。1938年はAbe (1977)、2016年は遠地地震波インバージョンの結果によるメカニズム解、2014年は気象庁によるCMT解、灰色丸は、2016年11月22日に起きたMjma4以上の地震の分布、赤楕円は1938年の波源域、灰点線は2016年の波源域。

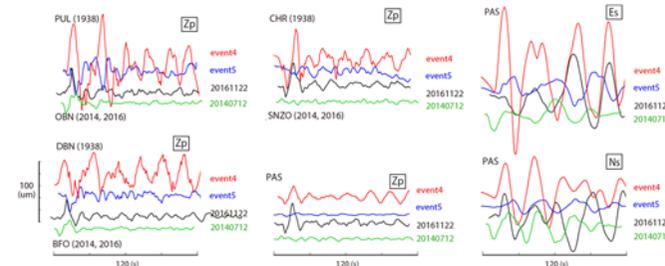


図2 1938年と2014年、2016年の遠地観測波形の比較。

S08-P02

2014年11月22日長野県北部地震(M_w 6.3)の

破壊開始および成長過程

#野田俊太(鉄道総研)

Initiation and Growth Processes of the M_w 6.3 Northern Nagano Prefecture Earthquake on November 22, 2014

#Shunta Noda (RTRI)

It is one of the essential questions for seismology to understand how earthquakes nucleate and grow up larger. Umeda (1990) and Ellsworth and Beroza (1995) demonstrated that a sudden increase in P-wave amplitude was usually observed for major earthquakes. Here, I call the P wave with smaller amplitude before the increase, “P phase”, and the one with bigger amplitude after the increase, “P’ phase”. Takenaka et al. (2006) identified the P’ phases in strong-motion data recorded from the 2005 Fukuoka prefecture earthquake (M_j 7.0), and concluded that the P’-phase radiation onset was located at the edge of the asperity, suggesting that the P’-phase should correspond with the start of the asperity break (i.e., the main rupture) for the event.

On November 22, 2014, a M_w 6.3 earthquake occurred in the northern Nagano prefecture, which ruptured a part of the Kamishiro fault. According to the JMA catalog, a foreshock sequence, that began with a M_j 2.8 event four days before the mainshock, was observed. Imanishi and Uchide (2017) newly detected more than 400 earthquakes within the foreshock activity using a matched filter approach, and found that those events were distributed along the NNW-dipping (or N-dipping) plane that was consistent with one plane of the focal mechanism determined by JMA from the first-motion polarities of P waves. They also indicated, however, that the aftershock distribution dipped to the ESE direction (or E direction) which agreed with the other plane of the F-net MT mechanism (NIED). These suggest that the main rupture of the event appears to have occurred on the ESE-dipping fault, even though it may be controversial to conclude that it nucleated on the same plane.

To discuss this issue, I first picked P’-phase arrivals from 19 Hi-net stations

surrounding the hypocenter. I see no significant dependency of the time difference between P’ and P onsets (now, $T_{P'-P}$) on distance but find a clear evidence that $T_{P'-P}$ depends on azimuth (Figure 1). Next, I determine the radiation onset of the P’ phases from hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) which enables me to obtain the relative location and time of the rupture onset.

As a result, the relative time results in 1.92 s that is consistent with the scaling relation of $T_{P'-P}$ shown by Umeda (1990) as well as the duration of nucleation phase proposed by Ellsworth and Beroza (1995). I compute the perpendicular distances between the P’ location derived from hypoDD and the fault orientations of the focal mechanisms of JMA and NIED to consider their geometric relationship. Consequently, I find that the P’ location is significantly closer to the E-dipping planes than the N-dipping ones. This demonstrates it is more likely that this earthquake initiated on an E-dipping fault to trigger the rupture of the P’ phase due to the stress transfer.

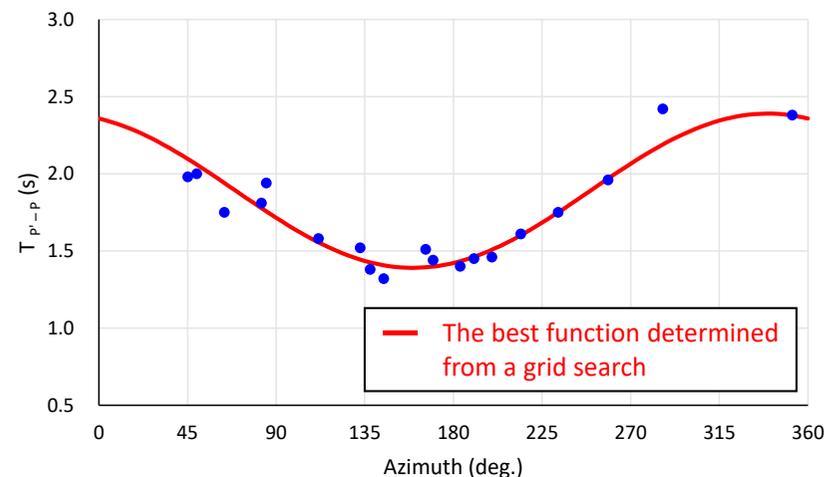


Figure 1. Relationship between the azimuth and $T_{P'-P}$ using the Hi-net dataset.

Acknowledgment: I used the Hi-net waveforms distributed by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED). I would thank William L. Ellsworth for his comments.

2011年と2016年に発生した2つの茨城県北部の地震 (Mj 6.1, 6.3) の震源過程と破壊域の比較

#田中美穂・岩切一宏 (気象庁)

Source Processes of the Two Ibaraki Earthquakes and Comparison between their Rupture Areas

#Miho Tanaka, Kazuhiro Iwakiri (JMA)

1. はじめに

2016年12月28日に茨城県北部でMj 6.3の地震(以下、2016年の地震)が発生した(気象庁, 2017)。この地域では平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震後に地震活動が活発になっており、2011年3月19日にはMj 6.1の地震(以下、2011年の地震)が発生した。2011年の地震の震央は2016年の地震の震央よりおよそ10km北に位置しているが、それぞれの地震発生後1日間の余震分布はほぼ同じ範囲に広がっている。小林(2017)は2つの地震のSAR干渉画像を比較し、地表浅部の断層すべりはほぼ同じ領域で発生したと述べている。余震分布やSAR干渉解析の結果から、2つの地震は同じ断層面上で発生したと考えられるが、発生間隔はわずか6年ほどである。わずか数年の間隔でMj 6.0程度の内陸地震が繰り返し発生することは稀であり、2つの地震の破壊過程を明らかにすることは重要である。本発表では、強震波形を用いて2つの地震の震源過程解析を行い、主な破壊域の空間的広がりを比較したので紹介する。

2. 解析方法

国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET, KiK-net)および気象庁震度計の加速度波形を積分した0.05~0.2Hzの速度波形を用いた。グリーン関数は、離散化波数法(Bouchon, 1981)、透過反射係数行列法(Kennet and Kerry, 1979)により、Koketsu et al. (2012)から2016年の地震の破壊開始点付近での構造を参考に一次元水平成層構造を仮定して計算した。断層面はそれぞれの地震発生後1日間の余震分布を参考に、2つの地震で共通の面を仮定した。解析方法は

岩切・他(2014)に従い、非負の拘束条件と時空間スムージングによる拘束条件を与えた。非負の拘束条件により、各小断層でのすべり角は、気象庁CMT解のすべり角の $\pm 45^\circ$ の範囲に拘束している。時空間の滑らかさの程度を表すハイパーパラメータは赤池ベイズ情報量基準(Akaike, 1980)が最小となる条件のもとで決定した。破壊伝播速度はそれぞれの地震の破壊開始点でのS波速度の0.75倍と仮定した。震源時間関数は底辺1.2秒の二等辺三角形を0.6秒間隔に、2011年の地震については3個、2016年の地震に関しては7個置くことで表現した。

3. 震源過程と破壊域の比較

2011年の地震については、破壊開始から3秒のうちに破壊開始点周辺で大きくすべり、最大すべり量はおおよそ0.3mであった。断層面全体の破壊はおおよそ10秒で終了した。また、すべりの大きな領域では余震が少ない。2016年の地震については、すべりの大きい領域は破壊開始点から北側の浅い領域に推定され、最大すべり量はおおよそ0.3mであった。断層面全体の破壊は、破壊開始からおおよそ12秒で終了した。2016年の地震で推定された主な破壊領域の広がり、国立研究開発法人産業技術総合研究所(2017)の現地調査による地表地震断層の位置と概ね対応している。また、余震の多い領域は主な破壊領域の周辺に位置し、すべりの大きい領域では余震は少ない。

2016年の地震の主な破壊領域は2011年の地震の主な破壊領域の一部を含み、北東方向の浅い領域に伸びている。0.2m程度のすべりを伴う特に大きく破壊した領域の位置を比較すると、2011年の地震と2016年の地震の領域は隣り合う位置関係にある。

4. 結論

2011年の地震と2016年の地震発生後1日間の余震分布の広がりが等しく、同じ断層面上で発生したと考えられるが、主な破壊領域の位置や大きさは異なっている。以上のことから2つの地震の破壊過程は異なっていると考えられる。

謝辞

解析には国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET, KiK-net)のデータを用いました。記して感謝申し上げます。

S08—P04

Source rupture imaging using regional strong ground motion records

#Tristan Deleplanque (IPG Paris), Jean-Pierre Vilotte (IPG Paris), Pascal Bernard (IPG Paris), Claudio Satriano (IPG Paris), Hiroe Miyake (ERI Univ. Tokyo)

The dynamic rupture of large earthquakes generates complex radiation with a large frequency range. The properties of the fault interface and the fault geometry determine this complexity. Inversion methods using kinematic models are well-established to recover the space-time distribution of the fault slip for low frequency signals (50 – 5 s). On the contrary, for high frequency (1 – 5 Hz), even though models are more difficult to simulate and a well-posed inversion approach does not exist yet, we can identify emission zones by back projection method.

Here, we want to improve the detail level of the HF images, obtained by back projection, by using a regional network. The aim is to make our understanding of the rupture process better and to identify properly the link between HF radiation and the variability of strong ground motion. However, at regional scale, the phase coherence between signals emitted along the fault is no more effective due to the heterogeneity of the crust, and the network aperture implies deformations of the Green function between stations. That is why, by using characteristic functions (envelopes), we want to extract consistent information that lasts in the signal.

To do that, we study the April 16, 2016 Kumamoto earthquake and more generally smaller events which occurred during April along Hinagu and Futagawa faults using a dense array of strong motion records from K-NET and KiKnet networks.

For different small events with similar hypocenter depth and focal mechanism, we calculate the ratio of the energy value for each couple of stations with different frequency and time windows. We want to identify relevant stations, stations whose ratio is consistent among the catalog of the studied events. Once the selection of the stations is done, we apply back projection on the two large foreshocks and the main shock using only selected stations taking into account the ratio value to have density function of distribution.

S08-P05

2011年東北地方太平洋沖地震の動学的断層破壊モデルを用いた断層深部の破壊特性の検討

#津田健一・アルズペイマ サマン・小川幸雄・渡辺孝英・宮腰淳一(大崎総合研究所), 岩瀬聡・石川直哉・森勇人(中部電力), J-P. Ampuero (Caltech)

Dynamic Rupture Simulations to Investigate the Behavior of the Deep Part of the 2011 Tohoku Earthquake Fault

#Kenichi Tsuda, Samaneh Arzpeima, Sachio Ogawa, Takahide Watanabe, Jun'ichi Miyakoshi (ORI), Satoshi Iwase, Naoya Ishiwaka, Hayato Mori (Chubu Electric Power Company), J-P. Ampuero (Caltech)

マグニチュード(M)9のプレート境界巨大地震である2011年東北地方太平洋沖地震では、走向方向(南北方向)には三陸沖から茨城県沖までの約500km、傾斜方向には海溝軸付近の非常に浅い領域から、これまで約30年周期でM7~M8の地震が発生してきた宮城県沖の深い領域までの約200kmの非常に広大な領域にまで断層破壊が進展した。また、海溝軸付近で50m以上の非常に大きなすべりが発生したことや、その海溝軸付近の領域では短周期の地震波の励起が少なく(ゆっくりとした断層破壊)、逆に宮城県沖のような断層深部では短周期の地震波の励起が大きいといった特性が見られた。

これまで著者等は、東北地方太平洋沖地震の断層の破壊を、特に断層浅部の破壊挙動に着目し、断層浅部と断層深部の特性を単純化したモデルを用いて動学的な断層破壊シミュレーションを行ってきた(Tsuda・他, 2017, Pure and Applied Geophysics)。シミュレーションでは、断層浅部に応力降下量($\Delta\sigma$)が周囲よりも大きく(平均6MPa)、面積が大きい領域(走向方向 150km×傾斜方向 75km、浅部アスペリティと呼ぶ)、断層深部に短周期の地震波の励起を想定した破損応力降下量(強度超過+ $\Delta\sigma$)が大きく(25MPa)、面積の小さな領域(25km四方、深部アスペリティと呼ぶ)を設定するなどした特性化モデルを作成した。図(a)に、そのシミュレーションで得られた最終すべりの分布を示す。また、このモデルを用いて、海溝軸付近の断層浅部のすべりの分布特性に関する検討も

行った。

本研究では、2011年東北地方太平洋沖地震の動学的断層破壊モデル(Tsuda・他(2017)のモデル)を用いて、短周期の地震波の励起を想定した深部アスペリティに着目した検討を行った。図(b)に、深部アスペリティのみを考慮した断層破壊シミュレーションの最終すべり分布を示す。Mwは7.7、最大すべりは約14mとなった。この結果は、宮城県沖の深い領域において、約30年周期でM7~M8の地震が発生してきたことと整合的である。更に、深部アスペリティを対象に、応力降下量や摩擦特性、その場所(深さ)、個数等の特性を変化させた動学的な断層破壊シミュレーションを行い、将来発生することが想定される、プレート境界地震のすべり分布やすべり速度時間関数等の断層の破壊特性の把握を試みた。

参考文献: Tsuda・他, (2017) Pure and Applied Geophysics

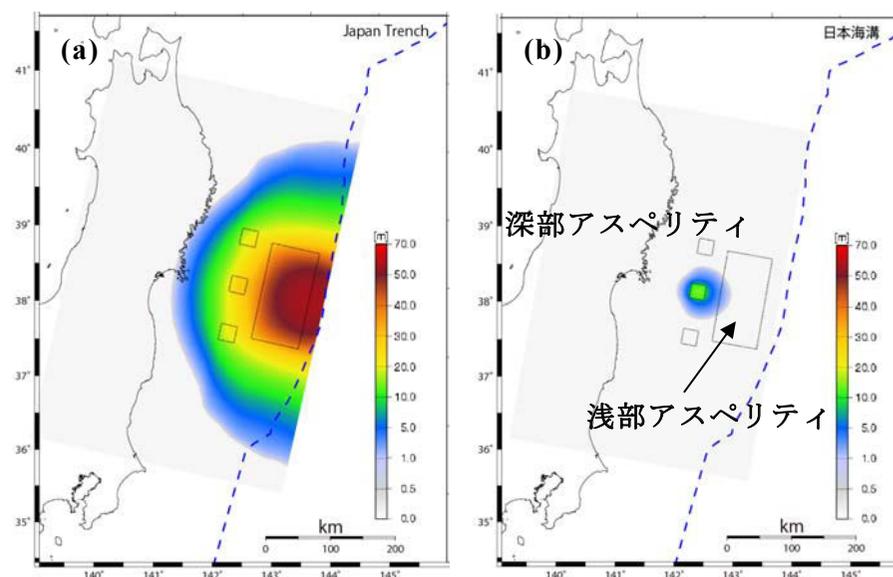


図 すべり分布の比較

(大きい□: 浅部アスペリティ, 小さい□: 深部アスペリティ)

- (a) Tsuda・他(2017)による最終すべり分布(計算されるMw 9.1)
(b) Tsuda・他(2017)のモデルのうち、深部アスペリティのみを考慮したモデルの最終すべり分布(計算されるMw 7.7)

2017年長野県南部の地震の地震波放射エネルギー

#村上理(東濃地震研)

Radiated Energy from the Southern Nagano prefecture earthquake in 2017

#Osamu Murakami (TRIES)

2017年6月25日に、御嶽山の東側でMj5.6の地震が発生した。この地震の震源は、2014年に噴火した御嶽山の近くに位置し、1984年長野県西部地震の震源域近傍でもあるため、この領域における地震の物理を理解することは重要である。この2017年長野県南部の地震には、いくつかの特徴が見られる。まず、その地震の規模(Mj5.6)のわりに、有感だった領域が広い。また、やや大きめ(Mj3.0以上)の余震も多く発生した。特に、前者の規模のわりに有感だった領域が広がったことは、地震発生時における地震波放射エネルギーが、相対的に大きかったことが示唆される。

そこで、本研究では、2017年長野県南部の地震の地震波放射エネルギーの推定を試みる。地震波放射エネルギーの推定については、Venkataraman et al. (2002)や、Baltay et al. (2011)などにおいて行われている。Baltay et al. (2011)では、M4から5クラスの日本国内で発生したイベントにおいて、高周波成分に富んだenergetic eventや高周波成分の少ないenervated eventを見つけている。ここでは、予備的解析として行った、3つのイベントのスペクトル振幅の比較を示す。なお、比較対象として、2011年長野県中部の地震(Mj5.4)と2014年神城断層地震(Mj6.7)を取り上げる。S-P時間が、それぞれの地震の破壊継続時間よりも長くなるように、やや遠めの観測点(震源距離70km程度)を使用した。各観測点において、P波初動の1.0秒前から8.0秒後までのタイムウィンドウで、フーリエスペクトルを求めた(図1)。2014年神城断層地震が最も大きいので、低周波部分のスペクトル振幅は、2014年神城断層地震のものが最大となるのは合理的であり、残りの2つのイベントの低周波側のスペクトル振幅はほぼ同じである。一方、高周波側に着目すると、2017年長野県南部の地震のスペクトル振幅は、2014年神城断層地震のスペクトル振幅と同程度であることがわかる。この10Hz付近より高周波な地震波が、広い有感な領域をもたらしていた可能性が高く、この地震は、Baltay et al. (2011)で提唱されたenergetic eventに分類されると思われる。

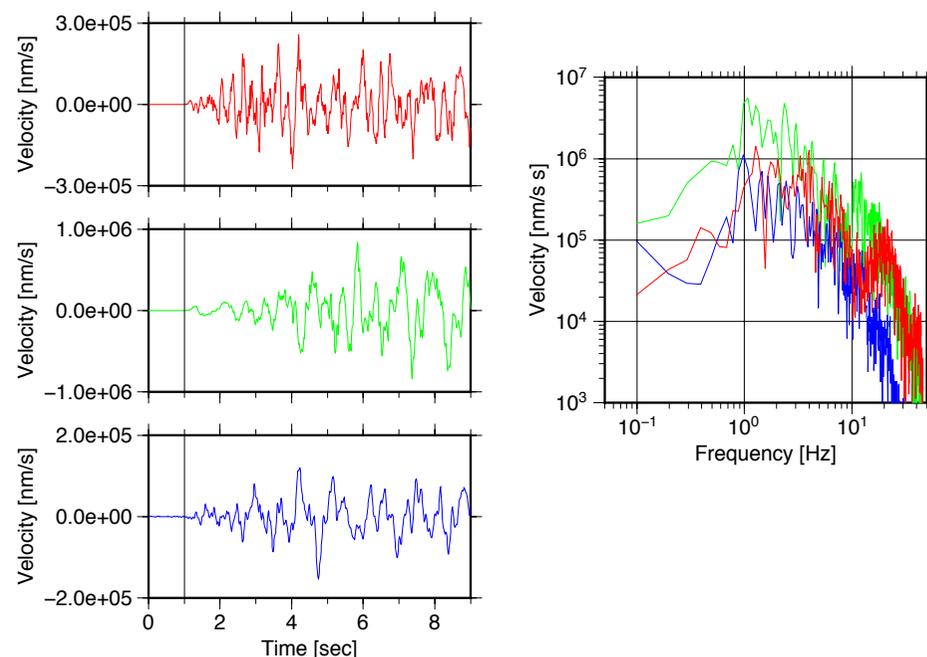


図1 (左)長野県で発生した3つ地震の波形例。上から、2017年長野県南部の地震(赤; Mj5.6, 観測点N.KSSH, 震源距離69km), 2014年神城断層地震(緑; Mj6.7, 観測点N.NGWH, 震源距離72km), 2011年長野県中部の地震(青; Mj5.4, 観測点N.ASYH, 震源距離72km)を示している。それぞれ、P波初動の1.0秒前から8.0秒後までのタイムウィンドウとした。(右)3つの波形のフーリエスペクトル。色は波形(左)の色と対応している。

謝辞:本研究では、防災科学技術研究所のHi-netのデータを使用させていただきました。

スラブ内地震における地震波の放射効率

#足立夢成・中島淳一（東工大）・松澤暢（東北大）

Radiation Efficiency of Intraslab Earthquakes

#Yumenari Adachi, Junichi Nakajima(Tokyo Tech), Toru Matsuzawa(Tohoku Univ.)

1. はじめに

沈み込むプレートの内部で発生する地震はスラブ内地震と呼ばれ、大地震のおよそ10%を占めるが、その発生メカニズムは未だ解明されていない。地震波放射効率は断層破壊に対して余剰に蓄積されたエネルギー量であり、地震断層の破壊プロセスと密接に関係のある物理量のひとつである。しかし、地震波放射効率の深さ依存性やモーメント依存性については研究によりその解釈が異なっている（たとえば、Nishitsuji and Mori 2014; Poli and Prieto 2016）。本研究では、日本列島下のフィリピン海スラブと太平洋スラブで発生した地震の放射効率を推定し、その深さ依存性とモーメント依存性を明らかにする。

2. 手法

地震波放射効率(η_R)は、地震波放射エネルギー(E_R)と断層破壊エネルギー(E_G)を用いて、 $\eta_R = E_R / (E_R + E_G)$ と表される。 $E_R + E_G$ は静的応力降下量から導出でき(Kanamori and Brodsky 2004)、 E_R は観測された振幅スペクトルに対して減衰係数と放射パターンを補正することで見積もりが可能である(Kanamori et al. 1993)。静的応力降下量を求めるためには観測された振幅スペクトルに震源モデル(ω^2 モデル)(Brune 1970)を当てはめコーナー周波数を求める必要があるが、コーナー周波数と減衰係数の間には強いトレードオフがあり、両者を同時に精度良く決定するのは難しい。そこで本研究ではコーダ波スペクトル比法を用いてまずコーナー周波数を求め、得られたコーナー周波数から静的応力

降下量と減衰係数を求めるという方法を用いた。この方法によりコーナー周波数と減衰係数を独立に求めることができ、より高精度な地震波放射効率の推定が可能である。

3. データ

日本列島周辺で2006年1月から2015年2月までに発生した深さ80-200kmの地震($M \geq 2$)、合計9230個を用いた。コーダS波はS波走時の2倍、直達S波は読み取り走時の1秒前を基準とし、6秒間の波形を切り出して10%のコサインテーパーをかけ、フーリエ変換を行った。得られたスペクトルに対してハニングフィルタをかけ、上下、南北、東西の三方向成分に対して二乗和の平方根を取ったものを解析に用いた。また、コーダS波に関しては1/3オクターブで0.1Hzから30Hzまでリサンプルを行った。

4. 結果

地震波放射効率は地震モーメントに依存して減少する傾向が見られた。地震波放射効率のモーメント依存性を最小二乗法でフィッティングし、モーメント依存性の影響を取り除いたところ、地震波放射効率はわずかではあるが深さに依存して減少していく傾向が見られた。これは、震源が深いと断層破壊に使われるエネルギーの割合が増えていくことを示唆している。フィリピン海スラブと太平洋スラブにおける地震の地震波放射効率はほぼ同じ値であり、またいずれのスラブでも地震波放射効率の深さ依存性が見られることも明らかになった。今後は深発地震まで解析対象を広げ、広い深さ範囲で地震波放射効率を推定する予定である。

謝辞：解析には気象庁一元化による読み取り値を使用いたしました。記して感謝いたします。

Locating the North Korea nuclear tests from 2006 to 2016 using Hi-net array in Japan

#Dun Wang (CUG)

Precisely locating sites of nuclear tests is important for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty and structure studies utilizing the seismic waves generated by nuclear explosions. Here we apply a relative location method to a dense regional seismic array, Hi-net, to determine the relative locations of the sites of the North Korea nuclear tests from 2006 to 2016 using the 2009 event as the reference event. For the sites of the 2013 to 2016 events, our results show that they are closely located together, within 600m distance to the site of the 2009 event. The site of the 2006 event is located ~2km southeast to the site of the 2009 event. Those results are further verified by bootstrap tests.

To further explore the minimum requirement for the azimuth coverage of stations, we choose portions of Hi-net stations that cover a series of azimuth ranges of 40° with azimuths $137-177^\circ$, 60° with azimuths $117-177^\circ$, 80° with azimuths $97-177^\circ$, and 100° with azimuths $77-177^\circ$, respectively. Results derived from data recorded at stations with azimuth ranges $\geq 80^\circ$ show more concentrated source locations, with a location uncertainty of ~200 m to the locations derived from data recorded at the whole Hi-net stations except for the 2006 event (Fig. 1).

Our results suggest that seismic data recorded at dense regional stations with a small range of azimuth coverage can resolve the relative locations of the nuclear events, which might be applicable for locating natural earthquakes as well. Seismic array data usually are well maintained and are easy to acquire in real time. Therefore this approach could be implemented in an automated fashion for fast responses after earthquake clusters, explosions, or other repeating shaking events.

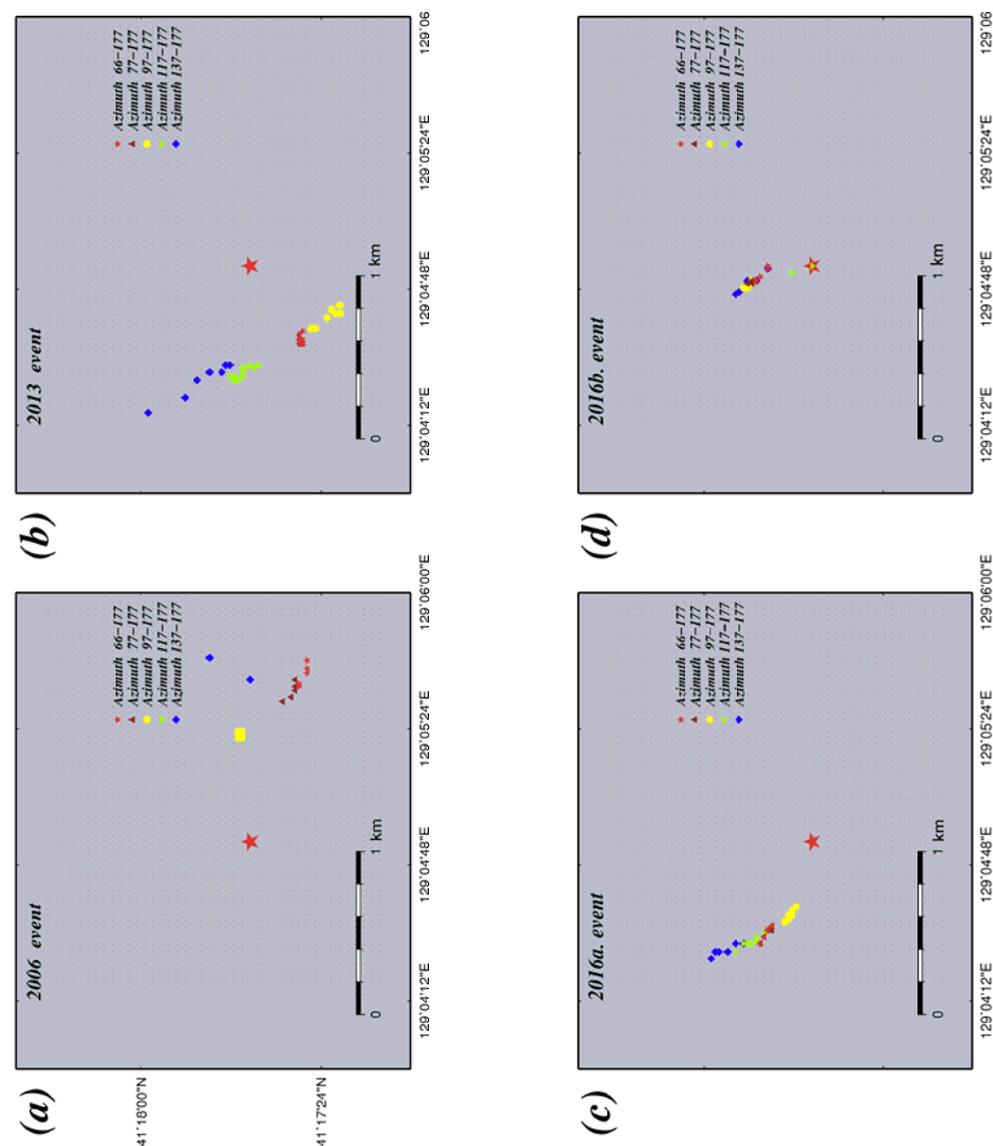


Figure 1. (a) Locations of the 2006 event using stations at a series of azimuth ranges in Hi-net. Red star indicates the location of the 2009 event. (b), (c), and (d) are the same as in (a) except for the 2013, 2016a, and 2016b events, respectively.

日奈久断層周辺の応力場について

#光岡郁穂・松本聡(九大理)・中元真美(極地研)・山下裕亮・宮崎真大・飯尾能久(京大防災研)・酒井慎一(東大地震研)・2016年熊本地震合同地震観測グループ

Stress condition around Hinagu fault zone

#Ayaho Mitsuoka, Satoshi Matsumoto (Kyushu Univ.), Manami Nakamoto (NIPR), Yusuke Yamashita, Masahiro Miyazaki, Yoshihisa Iio (DPRI), Shin-ichi Sakai (ERI), Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake

2016年熊本地震は、横ずれまたは正断層応力場で日奈久断層帯および布田川断層帯において発生した。M6.5の最大前震(2016年4月14日)は日奈久断層帯で起こり、その後、活発な地震活動が見られた。一般に、震源断層に働く剪断応力と法線応力は断層周囲の応力と断層の向きによって決定される。そのため、断層帯周辺の応力状態を知ることは、地震の発生を理解するために必要である。特に、応力場の深さ方向の空間分布を調べることは、大変重要である。本研究では、最大前震(M6.5)を起こした日奈久断層帯に目を向け、その周辺の偏差応力場を推定し、その変化を調べることを目的とする。

地震モーメントテンソルを用いた偏差応力場推定(Matsumoto, 2016)を行い、日奈久断層周辺の偏差応力場と応力比を決定した。データは、深さ0kmから20kmの範囲で発生した地震のうち、地震前、最大前震-本震間、本震後のものを対象とした。その結果、最大前震が発生してから本震が発生するまでの間の応力場は、どの深さでもほぼ横ずれ応力場であることがわかった。しかし、本震発生後の偏差応力場は、深さ5km以深で正断層応力場であることがわかった。この正断層応力場の深さ領域は、すべりの大きい領域(Asano and Iwata, 2016)と一致する。これらより、本震発生後の応力場は、本震発生の影響を受けていることが推測される。この変化について調べるために、岡田モデル(Okada, 1992)を用いてそれぞれの期間において、応力変化を推定する。また、熊本地震発生前との比較も行う。

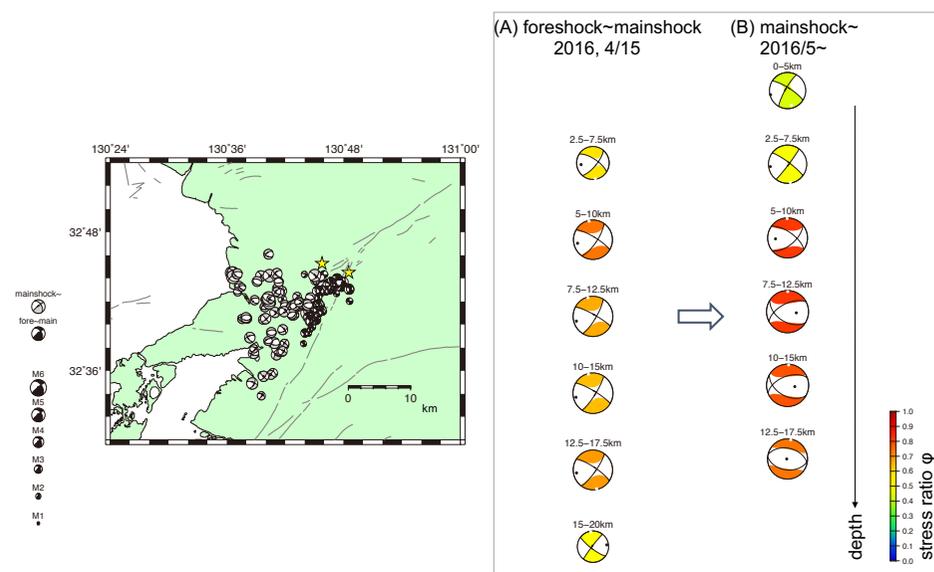


図1 左: 発震機構解分布. 太線: 断層の地表トレース. 黒: 最大前震(M6.5)発生後から本震(M7.1)発生前までのデータ. グレー: 本震(M7.1)発生後2016年5月~12月のデータ.

右: 推定された偏差応力場. (A)最大前震(M6.5)発生後から本震(M7.1)発生前. 横ずれ応力場. (B)本震(M7.1)発生後2016年5月~12月. 浅い領域では横ずれ応力場. 深さ5km以深の領域で正断層応力場.

2009年箱根群発地震における 応力降下量の時空間分布と地震発生メカニズム

#藤岡実悠・金亜伊・吉本和生(横浜市大)・行竹洋平(温地研)

Spatio-temporal stress drop variation and generation process
of the 2009 swarm activity at Hakone volcano

#Miyu Fujioka, Ahyi Kim, Kazuo Yoshimoto(Yokohama City Univ.),
Yohei Yukutake(HSRI)

1. はじめに

箱根火山は火山活動が活発であり、しばしば有感地震を伴う群発地震が観測される。当地域では、2009年8月4日から12日にかけても活発な群発地震活動が発生した[Yukutake *et al.*, 2011] (以下、「群発地震」と呼ぶ)。藤岡・他(2016)は、この群発地震の発生過程を解明するために地震の応力降下量を求めた。その結果、応力降下量は一般的な地殻内地震と比較して低い値を示し、時間的に変化することを指摘した。本研究では、その詳細な特徴を明らかにするために、正確に震源決定したデータに基づいて応力降下量の時空間変化を調べた。

2. 解析手法

震源情報はYukutake *et al.* (2011) でDouble-Difference法によって得られたものを用いた。地震の応力降下量の推定には経験的グリーン関数法を用いた。同解析手法は、地殻構造が複雑で地形の効果も考慮する必要がある火山地帯でも有効に適用可能である。本研究では経験的グリーン関数法を適用する地震の条件を、モーメントマグニチュードの差が1以上、波形の相互相関係数が0.7以上とした。このような基準にもとづいて、群発地震の主なクラスターで発生した地震のうちS/N比の良い35個の地震(図A)について応力降下量を求めた。

3. 結果

以下に、本研究で解析した地震について得られた主な特徴をまとめる。

1. 一般的な自然地震と比較して低い応力降下量が求めた[e.g. Allmann and Shearer, 2007].
2. 応力降下量は最大地震の発生に向けて時間とともに増大する傾向がみられた(図B)。
3. 群発地震活動の初期(最大地震発生前)における応力降下量と地震モーメントには正の相関がみられた(図B)。

上記の結果1および2については、応力降下量の誤差の大きさを考慮しても有意な結果であると判断された。また、結果3については、地震の応力降下量が0.03から0.5 MPa、地震モーメントが 3×10^{11} から 5×10^{12} Nmの範囲でみられた現象である。本研究の解析から明らかとなったクラスターの地震活動の特徴は、深部より流体が陥入したことにより破壊強度が低くなり、流体の拡散に伴って震源が移動した可能性を示唆したYukutake *et al.* (2011)の研究と調和的である。

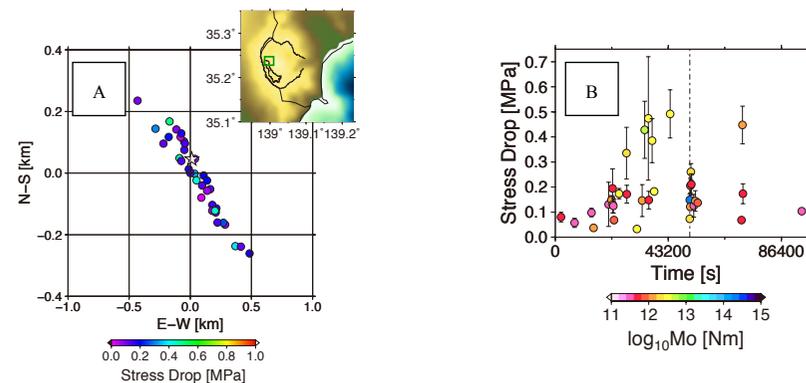


図 A. クラスターを構成する地震(応力降下量を求めた 35 個の地震)の震央と応力降下量。主図は右上地図の□の範囲の拡大。応力降下量の大きさは右下のカラースケールによる。☆はクラスターで最初に発生した地震。B. 地震の応力降下量と地震モーメントの時間変化。応力降下量の誤差を誤差棒で示す。破線は最大地震の発生時間。

繰り返し地震近傍の微小地震の検出

田中麻莉子・内田直希（東北大理）

Detection of Micro-earthquake Occurring in and around Repeating Earthquake Clusters

#M.Tanaka (Tohoku Univ) and N. Uchida (Tohoku Univ.)

はじめに 沈み込み帯などプレート境界で発生する繰り返し地震のうちいくつかは、その発生様式に特徴的な性質を持つことが知られている。例えば、近くに存在する別系列の繰り返し地震どうしが、発生するタイミングや規模に相互作用を及ぼすことや、大きな地震のすべり域内部での特徴的な地震活動の存在が報告されている (Lui and Lapusta, 2016 ; Uchida et al., 2012) 。また、これらの観測事実の一部が繰り返し地震アスペリティ内へのスロースリップ進展で説明可能である (Hori and Miyazaki(2010) ; Chen and Lapusta (2009)) ことから、繰り返し地震クラスタでの微小地震活動を調べることが、繰り返し地震の発生間隔や規模を規定する要素の解明につながることを期待できる。本研究では、その解析には繰り返し地震クラスタ内の微小地震活動のもれの少ない詳細なカタログの必要性を鑑み、繰り返し地震クラスタ近傍の地震検出を行った。

方法 Uchida and Matsuzawa (2013)の繰り返し地震カタログの延長版に記載のあった繰り返し地震の中から適当にイベントを選び、震源付近の5観測点において、S波到着3秒前から6秒後までの9秒間の波形をテンプレートとした Matched Filter Method (Shelly et al., 2007; 大見, 2014; 奥田, 2016 : 以降 MFM)による地震検出を行った。解析期間はテンプレートイベント発生日の10日前から10日後までの計21日間とし、3成分の連続波形を用いた。ある地震の近傍で地震が起きた場合、相互相関値の全チャンネル平均値 (Mean CC) が大きな値を持つ。この値が規定の閾値 (全観測期間の Mean CC の標準偏差の10倍) を超えた場合に地震とみなして検出を行った。

結果 岩手県沖で発生した Template A (2016/7/14 12:54:51 発生, M2.7)を用いた場合について、解析期間中にテンプレートイベントと相関性の高い地震として検出されたイベントは2つであった (表1)。このうち7/8の検出イベントについては、Mean CCが閾値を超えてはいるが、生波形から地震動とみなせる振動波形が見られず、誤検知の可能性もある。一方で、7/20の検出イベントは Mean CCが非常に高い値をとり、その波形もテンプレート波形とよく似ていた (図1)。

考察 高い Mean CCを得た7/20のイベントは、Uchida and Matsuzawa (2013)の繰り返し地震カタログの延長版から、テンプレートイベントの破壊域のかなり近くで発生した別系列の繰り返し地震であり、両系列の繰り返し地震の震源の位置関係から、破壊域が隣接している可能性がある。しかしこれらの系列での地震発生時期には明確な関係性は見られなかった。今後、より多くの繰り返し地震やより長い解析期間への適用によって、近傍地震との時間的關係を明確にできる可能性がある。

表1. Template Aについて Mean CCが閾値を超えたイベント。検出されたものがテンプレートイベントそのものである場合については、網掛けで示した。気象庁一元化震源カタログに掲載があったものについては、「JMA M～」と記載されていたマグニチュードを付記、掲載のなかったものについては「No match」と付記した。

日付	時刻	Mean CC	
2016/7/8	10:09:15	0.23	No match
2016/7/14	12:55:05	1.00	Template event
2016/7/20	11:08:16	0.91	JMA M3.3

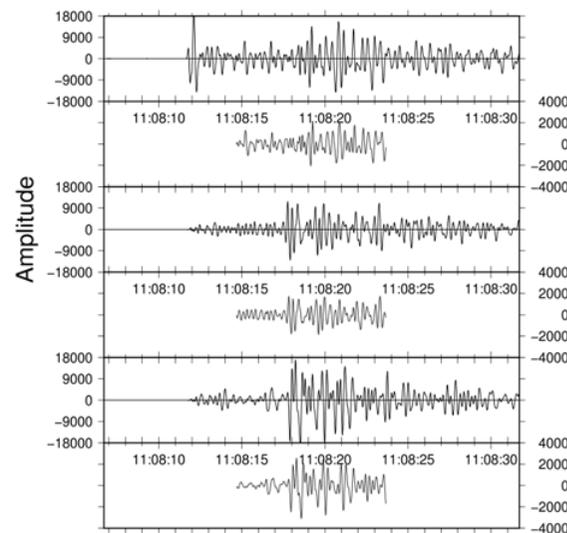


図1. 高い Mean CC を得たときの、観測点 N.TROH で観測された波形3成分。1,2段目が上下動成分の、3,4段目が南北動成分の、5,6段目が東西動成分の連続波形 (上) とテンプレート波形 (下) を示す。

繰り返し起こる深部VLF地震

#石原 靖・山本揚二郎・新井隆太・高橋 努 (JAMSTEC)

Repeating deep very low frequency earthquake

#Yasushi Ishihara, Yojiro Yamamoto, Ryuta Arai
and Tsutomu Takahashi (JAMSTEC)

1. はじめに

琉球海溝西端にあたる八重山諸島の周辺域では繰り返し発生するスロースリップ (Heki and Kataoka, 2008; Nishimura et. al., 2014)、浅部VLF地震 (Ando et. al., 2012; Nakamura and Sunagawa, 2015) や津波地震のいわゆるスローな地殻活動が多く見られる領域である。Arai et. al. (2016) はこの地域の構造探査からプレート境界層での流体の存在を示す強い反射相を検出し、これらのスローな地殻活動の要因を論じた。一方でプレート境界での地震活動も活発であり、スロースリップのすべり域との間で空間的な棲み分けをしている点が指摘されている (山本他, JpGU2017)。石原他 (JpGU2017) は石垣島で長期間にわたり計測をおこなっている広帯域地震記録からやや深い場所で励起した周期10-20秒帯域に卓越した信号を検出し、震源がスロースリップと通常の地震は発生域の境界付近にあることを確認した。本研究では系統的に15年間分のデータを用いて同様な性質を持つイベントの検出をおこない、この地域での深部VLF地震(dVLF地震)の活動度を評価する。

2. データと解析

石原他 (JpGU2017) ではPacific21観測網の石垣島(ISG)観測点に設置されているSTS-1地震計の観測記録から継続時間が短く且つ周期10秒以上に卓越した信号を確認した。周辺のF-netや気象庁の短周期記録から石垣島と多良間島の上に震源が求められている。同様な特徴を持つ3イベントを得たが、信号がほぼ同じ形状を示しており、震源位置や震源メカニズム、震源時間がほぼ同じものと推定される。このうち最も品質の良い波形記録をテンプレート波形(時間長60秒)として設定し、広帯域オリジナル記録3成分の連続データに対して相関をとり、相関係数が0.8以上となる信号を抽出した。抽出された信号については波形の確認と震源リストとの照合をおこない、本地域での深部VLF地震の候補リストを作成した。

3. 結果

10年間ほどのデータ解析を終えたところでは12個のイベントが検出された。周辺の観測点を併せてみると、震源位置は基準とした地震イベントとほぼ同じ領域であると推定される。波形と酷似しており、震源時間の観点では相似した繰り返しVLFが発生しているように見える。Nishimura et. al. (2014) によるスロースリップ・イベントの時系列と比較すると連動性やその他活動に関連は認められない。西南日本の活動で報告されているスロースリップと発生域が重複し、活動が連動する様式とは異なる。この深部VLF地震は脆性的な振る舞いをする領域とスロースリップを起こす領域に推移する領域で発生している。それぞれの領域での構造的な特徴を抽出することにより、これらの破壊・すべり変動の性質を制御する要因解明に糸口をつかむことが期待される。

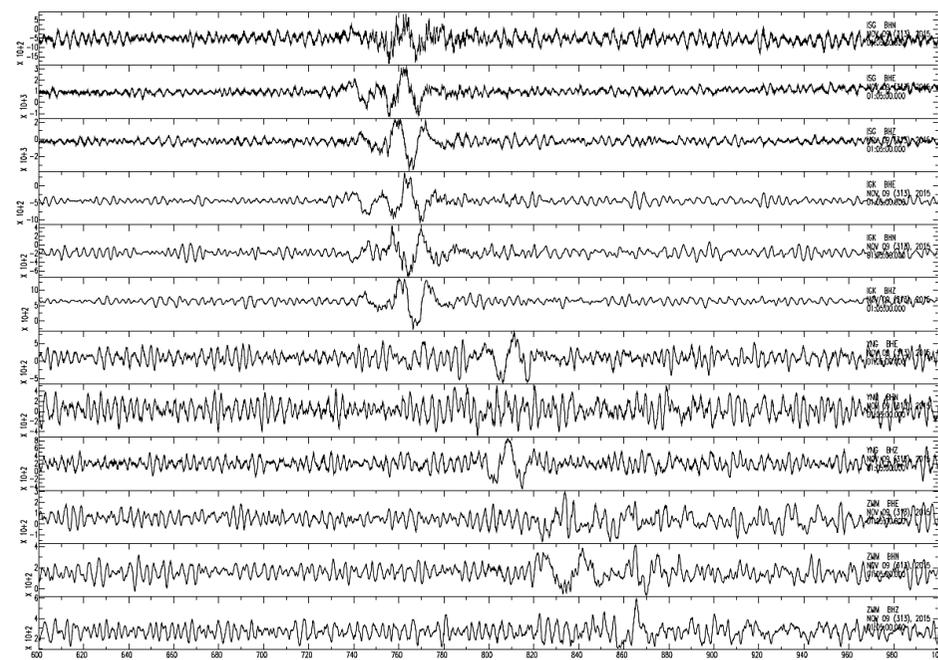


図: 観測された深部VLF地震の波形記録。広帯域出力のオリジナル記録。石垣島にある観測点 (ISG/Pacific21, IGK/F-net) に早く到達する。

S08-P13

西南日本沈み込み帯における誘発微動の網羅的検出と地域差

#栗原亮・小原一成・竹尾明子・前田拓人（東大地震研）

Comprehensive detection and regional difference of triggered tremor in southwestern Japan subduction zone

#Ryo Kurihara, Kazushige Obara, Akiko Takeo, and Takuto Maeda (ERI, UTokyo)

はじめに

プレート沈み込み帯のスロー地震発生域では、遠地地震の表面波の位相に同期して深部低周波微動が誘発されることがある。これらの誘発微動は、プレート沈み込み帯で間欠的に発生する深部低周波微動 (Obara, 2002; 以下では定常微動と呼ぶ) 活動の発生領域内で観測されているが、その震源は、南海の沈み込み帯の定常微動活動全域に分布するのではなく、限られた5箇所程度の場所に集中していることがわかった (Chao and Obara, 2016)。栗原・他(2016)はこのうち2箇所で4つの遠地地震について詳細な解析を行い、誘発微動の位置が時間とともに系統的に動くマイグレーションを発見した。本研究では、この解析対象の領域と時間帯を拡張し、誘発微動活動のさらなる網羅的把握を試みた。

誘発微動中の低周波地震の検出手法

南海の沈み込み帯全域を解析の対象とし、それを四国西部、四国東部、紀伊南部、紀伊北部、および東海の5箇所に分割した。各地域において、防災科学技術研究所 Hi-net 観測点それぞれ10点で得られた連続波形データを利用し、マッチドフィルタ法 (Shelly et al., 2007) を用いて遠地地震による誘発微動中に含まれる低周波地震を検出した。テンプレートとしては、気象庁カタログ中の2014年1年間に発生した低周波地震全ての観測波形記録を用いた。各低周波地震のデータ長は5秒とし、検出に用いた周波数帯域は2-8 Hzである。この条件の下で、2004年4月から2016年までの世界中で発生したMw 7.5以上の全ての遠地地震を解析した。

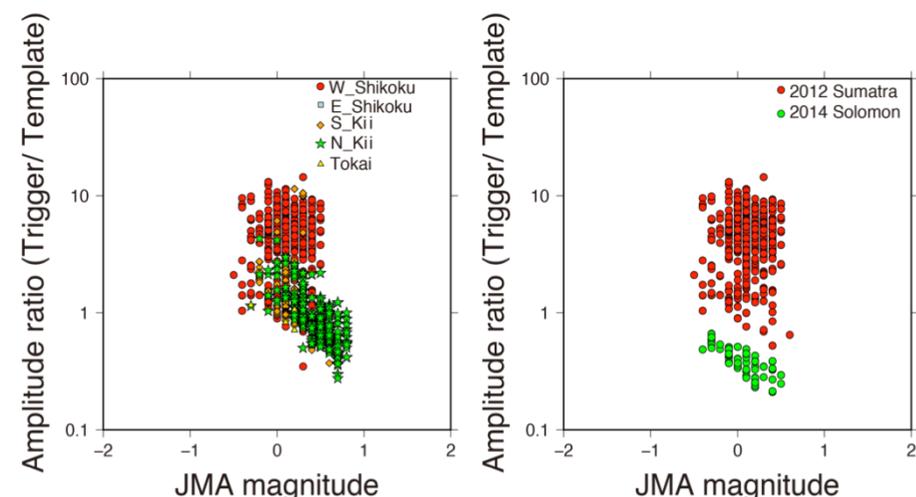
結果：紀伊北部と四国西部における誘発微動の移動

解析の結果、誘発微動は紀伊北部においては活発な一つの領域に集中して検出されたが、四国西部においては2つの領域に分かれて検出された。紀伊北部と四国西

部においてはそれぞれ9例、15例の誘発微動を観測し、それぞれ7例、5例において誘発微動のマイグレーションが確認された。マイグレーションの方向は紀伊北部では全ての例においてdown-dip方向であり、四国西部では5例中4例でup-dip方向、残り1例はdown-dip方向であった。マイグレーションの速度は紀伊北部で2-20 km/h、四国西部では10-70 km/hであった。

結果：各地域における誘発微動と定常微動の振幅

各領域での誘発微動の振幅を比較すると (左図)、誘発微動活動の活発な四国西部においては誘発微動の振幅がテンプレートとした低周波地震に対しても大きいということがわかった。しかし、紀伊北部等別の地域においてはこのような傾向は見られず、誘発微動と低周波地震の振幅は同程度であった。このため、誘発微動の振幅には地域差がある。さらに、四国西部においては時に振幅の小さい誘発微動も発生し、遠地地震毎にもテンプレートに対する振幅比は異なっている、つまり振幅の異なる誘発微動が発生する場合があるということがわかった (右図)。



図：検出に用いたテンプレートとなる低周波地震の気象庁マグニチュードと、検出した誘発微動のテンプレートに対する振幅比の関係。

(左) 2012年4月11日のスマトラ島での地震 (Mw8.6)における各地域での結果の比較。(右) 四国西部における2012年スマトラ地震と2014年4月12日のソロモン諸島の地震 (Mw7.6)での結果の比較。

S08-P14

常時微動を用いた地震波干渉法によるスロー地震に起因する地震波速度変化の検出

#植村美優・伊藤喜宏・太田和晃(京大理)・日野亮太(東北大)・篠原雅尚(東大地震研)

Detecting the Temporal Variation in Seismic Velocity Caused by slow earthquakes, Using Seismic Interferometry of Ambient Noise

#Miyuu Uemura, Yoshihiro Ito, Kazuaki Ohta (Kyoto Univ.), Ryota Hino (Tohoku Univ.), Masanao Shinohara (ERI)

巨大地震前後あるいは、巨大地震に先行する地震波速度変化を検出する一つの手法として常時微動を用いた地震波干渉法が有効である。これまでに複数の先行研究において、地震発生前後(例えば, Wegler et al., 2009; Yamada et al., 2010)及び地震発生前に地震波速度が低下するという結果が得られている(例えば, Lockner et al., 1977; Yoshimitsu et al., 2016)。一方, Slow Slipや低周波微動に起因した地震波速度変化はほとんど知られていない。

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)発生前の同年1月末から3月9日の最大前震(Mw7.3)発生までの間にSlow Slip(Mw7.0)及び低周波微動が宮城県沖で観測された(Ito et al., 2013; Ito et al., 2015; Katakami et al., 2016)。本研究では、常時微動を用いた地震波干渉法解析を行い、スロースリップや低周波微動活動に伴う地震波速度変化の検出を試みた。

解析には2010年11月初頭から2011年4月末まで宮城県沖に設置されていた17点の自己浮上式海底地震計(固有周波数4.5Hz)の記録を用いた。解析に際して海底地震計の設置方位を直達P波の振動軌跡を用いて推定し、結果17点中13点の海底地震計について設置方位を決定することができた。

解析は以下の手順で行った。はじめに、海底地震計の連続波形記録に0.25~2.0Hzのバンドパスフィルタをかけ、その後1bit化処理を行う。次に、5秒の移動窓を用いて0.02秒刻みで120.00秒間の自己相関関数(Auto-Correlation Function, ACF)を計算した。連続した15日間及び全期間の自己相関関数のアンサンブル平均を求めて、15日平均及び基準とする自己相関関数とした。最後に15日平均と基準の自己相関関数の相互相関を5秒の移動窓を用いて、最大となる相互相関値とラグ時間を計算し、ラグ時間の変化から地震波速度変化を推測した。

解析の結果、東北地方太平洋沖地震に伴う顕著な地震波速度低下は見られたものの、スロースリップや低周波微動の活動に伴う地震波速度変化は見られなかった。一方、低周波微動の発生に伴い自己相関関数の時系列の先頭付近(経過時刻0-5秒付近)で相互相関係数が低下していた。解析では、観測波形に含まれる地震波形は取り除いているものの、検出が困難な微動の波形は取り除いていない。微動に伴う相互相関係数の低下は、微動発生に伴い雑微動を構成する波動場自体の変化を検出しているのかもしれない。

長期的スロースリップイベント(LSSE)の 非断層すべり成分の推定:熱力学的考察に基づいて

#光井能麻・伊藤武男(名大・地震火山セ)

Estimation of non-fault slip source components of long-term slow slip event: based on thermodynamic theory
#Noa Mitsui, Takeo Ito (EVRC, Nagoya Univ.)

Introduction

観測技術の向上により、各種SSEが主に沈み込み帯で検出されてきた(e.g., Schwartz and Rokosky, 2007; Obara and Kato, 2016)。これらのイベントはいずれも、プレート境界における断層すべりとしてモデル化されているが、通常の地震とは異なるゆっくりとした現象になる原因は明らかでない。

最近、地質学的研究によって、SSEの一種である浅部スロー地震の発生深度で形成されたプレート境界岩内に断層すべり以外の変形要素(開口クラック)が多く認められることが分かった(Ujiie et al., 2016; Ohta et al., 2017)。このような断層すべり以外の変形要素は、SSEの発生メカニズムの議論に有用である。なぜなら、断層面に対して法線方向への引張は法線応力が小さいことを示し、法線応力が小さいと剪断すべりは安定化してSSEの発生原因となり得るためである。この法線方向の変形を摩擦構成則の熱力学的解釈(光井・Ván, 2015; 2016)に基づいて解釈すると、プレート境界は弾性定数の小さい層とみなせるため、海洋プレートの沈み込みに伴い層内の体積歪が変化した場合、層外から加わる法線応力との応力差を解消すべく法線方向に歪が変化し、定常状態に近づけていると言える。

よって本研究では、SSE発生域における断層すべり以外の変形要素の有無を観測データから検討することを目的とし、その最初の試みとして、1回の発生規模が大きいLSSEで多数の観測点のデータが利用可能な東海SSEを研究対象とした。

Method

東海SSEの先行研究では、震源モデルとして、屈曲したフィリピン海プレート上面におけるすべり量の空間分布を求めている(e.g., Ozawa et al., 2002; Ohta et al., 2004)。SSEの震源推定において、プレート境界面の形状は重要な要素であるが、本研究の目的はSSE発生域の大局的な変形の特徴をつかむことであるた

め、極力単純な震源モデル(点震源、矩形断層)を採用した。

観測データはGEONETのF3解を用いた。東経136.5-138.7度、北緯34.0-35.7度の範囲にある88点3成分のデータを使用し、範囲外の観測点(大湊)を固定点とした。基準の観測期間(1998-2000年)およびSSE期間(2001-2004年)のデータを使用し、基準の期間における変位速度の定常成分・年周成分・半年周成分を推定、これらをSSE期間のデータから引いた残りをを用いて一定の変位速度を推定した。その結果、水平成分は観測点範囲全域において南東方向の傾向、上下成分は観測点範囲の南東部では隆起、北西部では沈降の傾向を示した。これをSSEによる変位速度として、下記の通り震源モデルの推定を行った。

まず点震源モデルを用いデータの空間分布の再現度を確認した。全SSE期間に対して1つの点震源を仮定し、東経136.5-138.7度、北緯33.5-35.7度、深さ10-50kmの範囲で5km間隔のグリッドを設定、各グリッドについて変位速度を再現するメカニズム解(モーメントテンソル6成分)を下記2種類の最小二乗法で推定した。

- ・ 変位速度の推定値のみを使用、重みづけなし
- ・ 変位速度の推定値およびその標準偏差を使用、重みづけあり

また、それぞれ(1)ダブルカップル(DC)成分のみ(2)DC成分+CLVD成分(3)DC成分+CLVD成分+等方変形成分の3通りの仮定を用いて推定した。

Result

- ① 重みづけなしの場合、震源は(1)-(3)全てについてほぼ同じ場所(浜名湖の北西、深さ45km)となった。いずれも、震源近傍を除いた観測点範囲全域の変動を水平成分・上下成分ともに再現している。
- ② ①のメカニズム解は(1)逆断層(2)逆断層+CLVD(3)等方収縮+CLVDとなった。なお、(3)の推定結果はほぼDC以外の成分(クラック閉口)で構成されていた。これらをAIC(Akaike, 1973)で比較すると(3)が最良のモデルとなった。
- ③ 一方、重みづけありの場合、震源は御前崎の南東約50kmの辺りに推定される傾向にあった。これは、変位速度の水平成分の重みが上下成分よりも大きく、①よりも水平成分をより良く再現するために推定されたと考えられる。

上記②より、断層すべり以外の変形成分が存在する可能性および、その変形成分がクラック閉口であることが示された。この変形は例えば、プレート境界を成す層の厚さが薄くなることに対応しており、プレート境界の形状が原因で法線方向に引張歪が発生しやすい場合、その歪をLSSEで解消している可能性がある。一方、①・③より、震源モデルとして点震源よりも矩形断層が適切である可能性が得られた。本発表では上記結果に加えて、矩形断層を用いた結果も紹介する。

S08-P16

スラブ起源流体の多様な振る舞い

#森重学(海洋研究開発機構)、Peter E. van Keken(カーネギー研究所)

A wide range of behavior of slab-derived fluid

#Manabu Morishige (JAMSTEC), Peter E. van Keken (Carnegie Institution for Science)

It is well known that slab-derived fluid plays a key role in the generation of magma and the occurrence of various types of earthquakes. Previous work has focused primarily on where and how much fluid is released from the slab using the predicted thermal structure and the maximum water capacity of each rock type constituting oceanic plate. A recent numerical study showed by including the effects of viscous resistance to volume change that a part of slab-derived fluid can be trapped in and migrate along the fluid source. In this presentation, we further investigate the effects of the resistance on the behavior of slab-derived fluid. The main differences from the previous work are that (1) viscoelasticity is included, and that (2) fluid migration into the inner part of the slab is also considered.

We construct 2D and 3D finite element models based on a theory of two-phase flow, which allows us to treat the movement of rock- and fluid- phases simultaneously. The slab is assumed to subduct at a uniform velocity. The location of fluid source and fluid production rate are fixed in both time and space. There are several parameters affecting the fluid behavior. The first and second ones are bulk viscosity and bulk modulus, which show a resistance to volume change as a viscous fluid and elastic body, respectively. The third one is permeability, which shows how fast fluid can migrate. The last one is fluid viscosity. We fix bulk modulus and change the other parameters to see their effects.

We find that slab-derived fluid shows a wide range of behavior depending on the assumed parameters. When bulk viscosity is sufficiently low, viscous effects are dominant and the fluid goes up almost vertically soon after its release with producing solitary porosity waves. When we use a higher value of bulk viscosity, elasticity becomes dominant and large amount of fluid is trapped in the fluid source. Furthermore, fluid migrates along the source when relatively high ratio of permeability to fluid viscosity is used. Another notable feature is that porosity increases not only in the shallower part but also in the deeper part of the fluid source. It is likely that this mechanism enables the slab-derived fluid to migrate into the inner part of the slab, which gives us new insights into the occurrence of intraslab seismicity and deep water cycle. In 3D fluid focusing occurs where the slab bends away from the trench and it leads to the increase in porosity there. It might help us explain the observed along-arc variations in short-term slow slip events in Cascadia and SW Japan, and seismic belt in the upper plane of double seismic zone at the junction of NE Japan and Kurile arcs.

大断層の長期的滑り速度-応力関係における断層の脆性塑性遷移域の重要性

#野田博之(京大防災研)

Importance of fault rheology around brittle-plastic transition on a relation between long-term slip rate and stress of a major fault

#Hiroyuki Noda (DPRI, Kyoto Univ.)

リソスフェアの強度は、地震が繰り返し発生する大断層（活動中の主要な弱線）が長期的に支えている応力によって規定されると考えられる。1970年代に圧力増加により強度を増す脆性変形と温度上昇により弱化する結晶塑性変形を組み合わせた脆性塑性遷移（Brace-Goetze 強度断面、いわゆる「クリスマスツリー」）が提唱され、同遷移域が極大の強度を持つためリソスフェアの強度を考える上で重要であると考えられてきた。また Sibson (1983) により、多くの大地震は遷移域から破壊が開始する事が指摘され、大地震の発生過程を考える上でも遷移域の物性は重要だと考えられる。

近年、数多くの研究が地下深部の高過剰間隙水圧の存在を支持している。もしそれらが正しい場合、すでに多くの論文が指摘している通り、上述のリソスフェアの強度に関する考え方には大きな変更が必要となる。すなわち、地下深部の断層の有効垂直応力がとても低い、もしくは頭打ちとなる場合、「クリスマスツリー」はやせ細り、顕著な強度のピークは存在しない可能性がある。本研究では、脆性塑性遷移を有する大断層に関して、地下に高過剰間隙水圧を仮定した。その様な断層に対して地震サイクルシミュレーションを用いた数値実験を行い、長い時間スケールにおける滑り速度 V_{pl} と断層の支える応力 τ_{pl} の関係を調べた。断層の V_{pl} や τ_{pl} は、大雑把には(1)断層に対する載荷様式(2)断層の巨視的な構成則の二つの要因によって左右されると考えられる。本研究の目的は、後者を明らかにすることである。

簡単のために Lapusta et al. (2000) と同様に横ずれ断層を深さ方向に離散化した、面外歪の二次元問題を考える。地温勾配は $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$ とし、断層

の各点に与える構成則としては Shimamoto and Noda (2014) による、石英の剪断帯に関する脆性塑性遷移を考慮した摩擦-流動構成則を用いた。有効垂直応力は浅部では静岩圧-静水圧の勾配で上昇し、最大値 σ_{emax} で頭打ちとなる分布を採用した。境界条件としては、滑り速度 $V = V_{pl}$ を地下30km以深に仮定した変位境界値条件と、リソスフェアを幅30kmの弾性板と理想化し遠地剪断応力で断層を駆動した応力境界値条件を調べたが、境界値条件の違いによる結果の違いはほとんどなかった。数値シミュレーションには Lapusta et al. [2000] のスペクトル境界積分方程式法を用いた。

ある滑り速度 V_{ss} に対して、断層面が一様に滑る定常解が存在する。しかしこの解は不安定であり、実際には浅部で地震が繰り返す不均質な解が得られる。同じ応力レベルでは、不安定定常解と比較して2倍ほど早く断層が変位する事がわかった。 V_{pl} と τ_{pl} の関係は冪状則でよく表現する事ができ、その指数 n ($V_{pl} \sim \tau_{pl}^n$) は20近くとなり、深部に仮定した石英の流動則 ($n = 4$) と比べてはるかに大きい。また τ_{pl} の σ_{emax} に関する依存性は直線的であり、その意味で摩擦的であることが分かった。 V_{pl} が 10^{-15} m/s から 10^{-9} m/s と変化する際に摩擦係数は0.13程度から0.33程度に変化するが、この数字は脆性領域に仮定した摩擦係数 $f_0 = 0.6$ に比べて低く、また有意な見かけの固着力が存在する。この様に、大断層の力学的性質は、巨視的には速度強化の冪乗則に従う、固着力のある摩擦であることがわかった。

今回のモデルでは遷移域は、より浅部の脆性領域に比べて剪断強度は低くなっている。それ故、 τ_{pl} に対する貢献という意味ではそれほど重要とは言えない。しかし大断層の速度依存性を考えた場合、遷移域は大変重要となる。今回のモデルでは、応力を絶対値の意味で最も支えているのは脆性領域であるが、その部分の速度依存性は速度弱体化で精々 -0.24 MPa であるのに対し、遷移域での速度依存性は最大で 3.5 MPa 程度に達する。遷移域は存在するかもしれないピーク強度のためのみならず、その顕著な速度依存性のために重要であると言える。

スペクトル要素法による地震サイクルシミュレーション

手法の開発

#関淳平・平原和朗(京大理)・野田博之(京大防災研)

Development of the method of spectral-element earthquake cycle simulation

#Junpei Seki, Kazuro Hirahara(Kyoto Univ), Hiroyuki Noda(DPRI)

スペクトル要素法は有限要素法と同じ領域解法であり、境界積分法等と異なり、計算する領域内に不均質構造を組み込むことができる手法である。もともとは、流体分野で使用されていたが、Ampuero(2002)によって地震時の動的な過程を扱うSEM_2DPACKが開発され、Kaneko et al.(2011)によってantiplaneの全無限断層での地震サイクルシミュレーションを扱うプログラムが開発された。これを参考にして、Shimizu(2015)では、inplaneの問題を扱うアルゴリズムの開発に取り組み、全無限媒質中の断層や、半無限垂直断層で境界積分法による解と比較し、十分再現できているという結論に達したが、半無限傾斜断層の計算では、計算を始めてすぐに急激な滑りが発生し、計算が破綻するという問題が生じてしまった。本研究ではこの半無限傾斜断層での計算を行えるようにアルゴリズムの改良を行った。

断層面上の節点にはsplit nodeを用い、摩擦則には速度状態依存摩擦則を適用する。Shimizu(2015)では地震時を動的に、地震間を準動的に計算する手法を用い、その準動的な計算の運動方程式は、

$$Ku = B\tau \quad (1)$$

の形で表される。Kは剛性マトリックス、uは変位ベクトル、B断層境界マトリク

ス、 τ はトラクションである。この式を以下の二つの式に分離する。

$$K^{f \rightarrow f} u^f = -K^{m \rightarrow f} u^m + B\tau \quad (2)$$

$$K^{m \rightarrow m} u^m = -K^{f \rightarrow m} u^f \quad (3)$$

添え字のfは断層面上の節点、mは周囲の媒質中の節点に関するものであることを表す。式(2)は断層面上の力のつり合い、式(3)は媒質中の力のつり合いを示す。Kaneko et al.(2011)では、

1. 時刻nステップの速度からn+1ステップの断層面上の変位の更新
2. 式(3)を用いて断層面上の変位から媒質中の変位を更新
3. 式(2)から断層面にはたらくトラクションを求め、それと速度状態依存摩擦則より求めたトラクションのつり合いから断層面に平行な断層面上の速度を更新

という手順で計算を行っている。Shimizu(2015)ではここに

4. 式(2)から断層面に垂直な断層面上の変位及びその時間差分から速度の更新

を加えて計算している。本研究ではこの部分の改良に取り組んだ。断層面上の変位を、split nodeの重心の変位と相対変位に書き直し、式(2)、(3)を断層面上の相対変位に関するつり合いとsplit nodeの重心を含む媒質中の力のつり合いに書き直し、上記の過程1でsplit nodeの相対運動を更新し、過程2でsplit nodeの重心運動を求めるようにすることで、split nodeの変位が自然に求められるようにアルゴリズムを変更した。

謝辞: 清水宏幸氏には、プログラムの引き継ぎから中身についての質問まで協力していただき、ありがとうございました。

三陸沖北部から茨城県沖にかけての地震発生シミュレーション(その3)

#藤田健一・弘瀬冬樹(気象研)・前田憲二(気象庁)

Simulation of Recurring Earthquakes along the Japan Trench : Part3

#Kenichi Fujita, Fuyuki Hirose (MRI), Kenji Maeda (JMA)

1. はじめに

三陸沖北部から茨城県沖にかけては規模(M)7-8 クラスの地震が各領域で繰り返し発生し、さらに 2011 年東北地方太平洋沖地震(以下、東北沖地震)が発生したことで、M9 クラスの地震も発生することが分かった。東北沖地震の際には、最もすべり量が大きかったとされる海溝軸付近に加えて、宮城県沖や三陸沖南部海溝寄りなど M7-8 クラスの地震が繰り返し発生していた領域もコサイスマックに破壊したと考えられている。また、東北沖地震から約 6 年が経過し、GNSS や GPS/Acoustic のデータを使用した解析が行われ、東北沖地震に伴うプレート境界面上の余効すべりが観測された [Yamagiwa et al., 2015, GRL ほか]。

本研究では、前回の報告に比べてセルのサイズをより小さく、海溝軸付近のアスペリティ(破壊域)をより詳細に設定して、観測されている東北沖地震に伴うコサイスマックなすべり及び余効すべりを再現する地震発生シミュレーションモデルの作成を試みたのでその結果を報告する。ここでは、Yamagiwa et al. [2015]の解を目標とし、海溝軸付近については Sun et al. [2017, Nat. Commun.]で推定されたすべり量を再現対象とした。

2. 解析方法

地震発生サイクルをシミュレートするモデルには、地震波放射を考慮した弾性論 [Rice, 1993, JGR]から導かれる運動方程式及びすべり速度・状態依存摩擦構成則 [Dieterich, 1979, JGR]とその発展則 Composite-law [Kato and Tullis, 2001, GRL]を用いた。解析領域は、M9クラスの地震のアスペリティが十分に含まれるように三陸沖北部から茨城県沖にかけての領域を設定した。三次元プレート境界の形状は、Nakajima and Hasegawa [2006, GRL]に従い1辺の長さが、地震発生領域で約2 km, その他の領域で約4 kmの三角形セル96,573個で表現した。陸に対する太平洋プレートの沈み込み速度は、Wei and Seno [1998]等を参考に

北から南まで8.5 cm/yearに設定した。アスペリティは、中央防災会議 [2005]で設定された断層モデル等を参考に設定した。海溝軸付近のアスペリティは、アスペリティサイズのスケージング則 [Murotani et al., 2013, GRL]を参考に、アスペリティの中に特に大きくすべる領域を設定した。摩擦パラメータ(A, B, L)は、東北地方の沈み込み帯域における岩石摩擦すべり実験 [Sawai et al., 2016, GRL]の結果等を参考に設定した。

3. 解析結果

現時点で、東北沖地震に伴うコサイスマックなすべり及び余効すべりを最も良く再現できたモデルの特徴を以下に示す。コサイスマックなすべりによる地震の M~9.0, 宮城県沖の海溝軸付近の最大すべり量~70 m, 地震の発生間隔~800 年であった。余効すべりについては、岩手県から福島県にかけての太平洋沿岸付近で観測されている余効すべりを概ね再現している。それぞれの結果は、前回の報告に比べてより観測結果に近くなった。しかし、海溝軸付近の余効すべりは前回の報告と同様に観測結果よりもすべり過ぎており再現できていない。また、これまで再現できなかった三陸沖北部の海溝寄りのプレート間地震(例えば、明治三陸地震)が再現され、東北地方太平洋沖型の地震間に1度発生し、中央防災会議 [2005]で設定された断層モデルとよく似た結果となった。

今後は、比較的近い将来発生が予想される三陸沖北部について、アスペリティの位置や摩擦パラメータの値等をチューニングすることで、東北沖地震以降に三陸沖北部で見られている地震発生パターンの調査を行う。

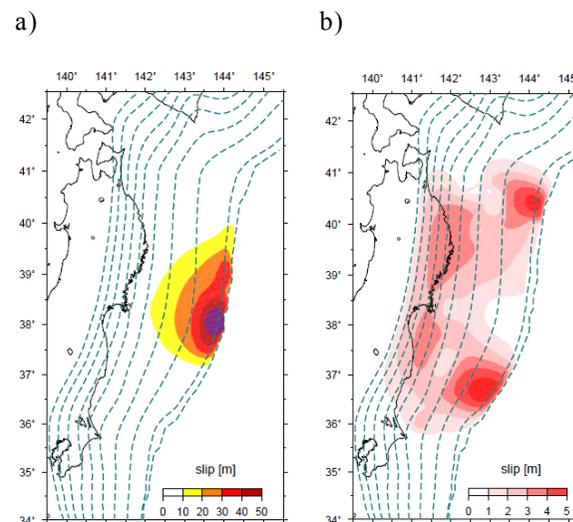


図1 a) M~9.0の地震に伴うコサイスマックなすべり量分布. 50 mを超えるすべりは紫色となっている。b) M~9.0の地震に伴う余効すべり(本震後約0.05年から約2.50年の間のすべり量を積算)。

S08-P20

南海トラフ沿い巨大地震のシミュレーションモデルの高度化

#弘瀬冬樹¹・前田憲二²・藤田健一¹・小林昭夫¹

Improvement of Simulation of Great Earthquakes along the Nankai Trough

#Fuyuki Hirose¹, Kenji Maeda², Kenichi Fujita¹, Akio Kobayashi¹

1: 気象研(MRI), 2: 気象庁(JMA)

1. はじめに

我々は、南海トラフ沿いで発生する現象の解釈や見通しに資するために、以下に示す様々な現象を再現する数値シミュレーションモデルの構築を目指している。

- A. 南海トラフ沿い巨大地震の発生履歴 [推本, 2013]
 - (1) 特に直近3回でみられる東端の破壊バリエーション
 - (2) 東南海と南海地震の時間差(0-3年)
 - (3) 宝永地震のような特に巨大な地震の再来間隔400-600年 [宍倉・他, 2008, 活断層・子地震研究報告; 岡村・松岡, 2012, 科学]
- B. 昭和東南海・南海地震のすべり分布 [Baba and Cummins, 2005, GRL]
- C. 陸上GNSS・海底GPS/Aから推定された不均質なすべり欠損レート分布 [Nishimura et al., 2016, AGU]
- D. 東海地方や豊後水道で繰り返す長期的スロースリップイベント(LSSE) [例えば, Ozawa, 2017, EPS]

2. 解析手法・各種パラメータ

均質半無限弾性体中に3次元の曲面プレート境界面を設定し、プレート境界面を三角形のセルで離散化してシミュレーションを行った。本モデルは速度-状態依存摩擦構成則に基づき、摩擦パラメータ a 及び b は、岩石実験の結果 [Sawai et al., 2016, GRL] を参考にトラフ軸から深さ30 kmまでを地震発生層として $a-b = -0.003$, それ以深を安定すべり域として $a-b = 0.003$ と設定した。プレート収束速度は、Nishimura et al. [2016]によるブロック断層モデルの結果に基づき、解析領域の西端で5.5 cm/y, 東端で1.0 cm/yを与えた。有効法線応力は南海トラフ沿いプレート間が高間隙水圧下 [例えば, Seno, 2009, JGR] にあると考えられるため30 MPaを基本値とし、海山が沈み込んでいる東海沖と四国沖で

はそれより大きな値(35-40 MPa)を与えた。一方、特に多くの流体の存在が示唆されるLSSE域 [例えば, Hirose et al., 2008, JGR] では基本値より小さい値(6-10 MPa)を与えた。特徴的すべり量(L)は、多様な破壊様式を示す階層アスペリティモデル [Hori et al., 2009, JDR] を参考に、昭和東南海・南海地震時のすべり域(0.08-0.17 m)を大きな L (7.5 m)で囲んだ。沈み込む海山では、境界面のラフネスが大きいと考えられるため [Dieterich, 1979, JGR], やや異なる値(0.2-0.6 m)を与え、LSSE域では観測値と合うように L の値を調整した(0.016-0.0335 m)。

3. 結果

再現対象とした現象を概ね再現するパターンが現れた(図1)。東端の破壊にバリエーションがみられ、M7.9-8.8の地震が91-191年の間隔で発生し、東南海側と南海側の時間差は0-8.9年であった。特に大きめの地震(M8.7-8.8)の発生間隔は385-526年であった。昭和地震のすべり分布やすべり欠損レート分布も観測と概ね一致した。LSSEが繰り返す様子も再現できた。しかし、地震の発生順(宝永→安政→昭和)の再現はできておらず、さらなるパラメータのチューニングが必要である。

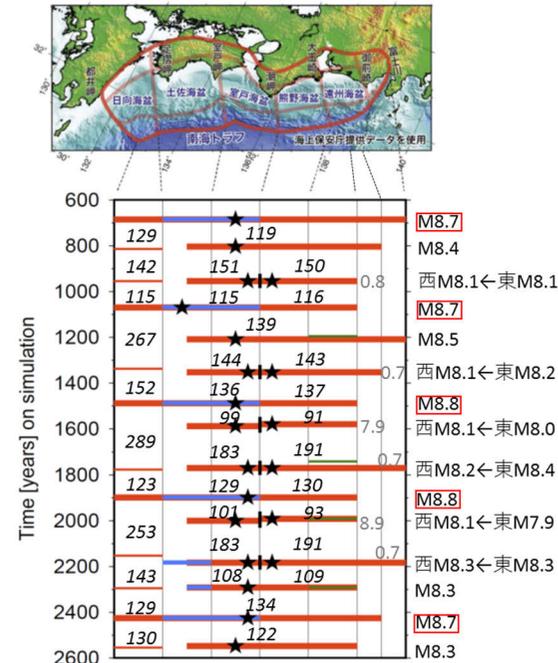


図1. 断層すべり域. 南海側の青線はトラフ軸まですべったことを示す. ★は破壊開始点. 斜体数字は発生間隔[年]. 灰字は東南海・南海の時間差[年]. 赤枠は超巨大地震(M8.7-8.8)を示す. 日向灘地震は M7.4-7.6. 緑線はLSSE域で発生した地震(M6.7-6.8)を示す.

三重県沖地震を考慮に入れた東南海地震震源域の 地震サイクルモデルの再考

#兵藤 守・堀 高峰(JAMSTEC)

Re-examination of earthquake cycle model in Tonankai
region considering April 1, 2016 Mie-ken Oki earthquake

#Mamoru Hyodo, Takane Hori (JAMSTEC)

2016年の4月1日に三重県沖の南海トラフ地震の震源域内の熊野灘で地震(Mw~6.0)が発生した。この地震は、1944年東南海地震の破壊開始位置より浅い側ではあるものの、南海地震の破壊開始位置と非常に近い場所で発生している。このため、この地震がどのように発生したかを理解し、この地震と来るべき巨大地震との関係を明らかにすることは重要である。

最近の陸域/海域のGNSS観測局の両方を利用した解析から、南海トラフ域のプレート境界でのすべり欠損分布に強弱があることが示されつつあり、三重県沖地震が発生した熊野灘では、三重県沖地震の震源の陸側にすべり欠損の強い(=すべり欠損率の高い)領域が存在していることがわかってきている(Yokota et al., 2016)。また、熊野灘ではDONETなどの海底観測局が展開され、地震計や水圧計による常時リアルタイム観測がなされている。さらに、近傍の掘削孔内では上盤内で間隙水圧変化にもとづく体積歪変化が観測され、DONETに接続されている。三重県沖地震後には、この掘削孔内での体積歪の変化から、2-3日程度でトラフ軸に向かって余効すべりが伝搬したことが示唆されている(Araki et al., 2017)。またHi-netとDONETの地震計データを含めた解析からは、震源の浅い側で超低周波地震(VLFE)がトラフ軸方向に2-3週間程度の時定数で移動している様子が見えており、ゆっくりしたすべりの伝播に対応していると考えられる(中野・他, 本大会)。こういった三重県沖地震後のトラフ軸方向へのゆっくりしたすべりの伝播は、三重県沖地震近傍のプレート境界の摩擦的性質と地震発生時のそこでの固着状態を強く反映するものと考えられ、それらを制約することは南海トラフ巨大地震震源域

の詳細な摩擦性質の理解に繋がるとともに、今後の振る舞いを検討する際の拘束条件を与えることになる。

本研究では、前述のすべり欠損分布や三重県沖地震以後に観測された事象を説明することを目標に、東南海領域の二次元と三次元の地震サイクルのフォワードシミュレーションを実施した。まず、M8クラス巨大地震の主要なすべりをまかなう部分(すべり欠損率の高い部分)の浅い側の縁にM6のアスペリティが存在し、両者がM8のすべり域に対応するサイズのパッチの中に含まれるような階層的な設定の二次元のシミュレーションを行った(図1)。その結果にもとづいて、M6に対応する地震の発生以後、浅い側に余効すべりが伝播しやすい摩擦パラメタを試行錯誤的に探索した(図2)。二次元シミュレーションの結果得られたパラメタをベースに三次元シミュレーションを行ったところ、固着域の広がり有限であることによる影響でM8の再来間隔が縮まり、結果的にM6の起こり方が二次元の場合とはかなり異なることになった。そのため、二次元シミュレーションで得られた余効すべりの起こり方の知見を考慮しつつ、三次元シミュレーションでM8とM6の発生パターンが三重県沖地震の場合に近い状況を現在試行錯誤的に探索している。その上で、M6地震とM8クラス巨大地震との関係について検討する予定である。

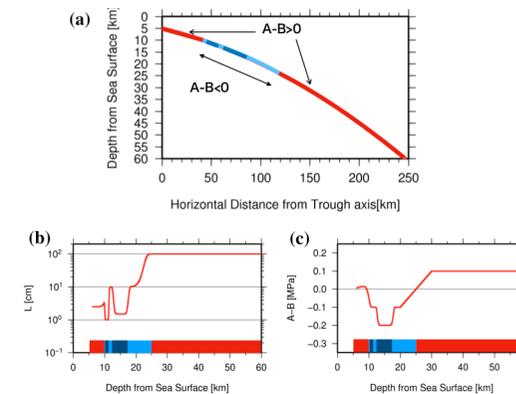


図 1: 二次元シミュレーションの条件例。
(a) 形状とパラメタ概要。(b) L。(c) A-B。

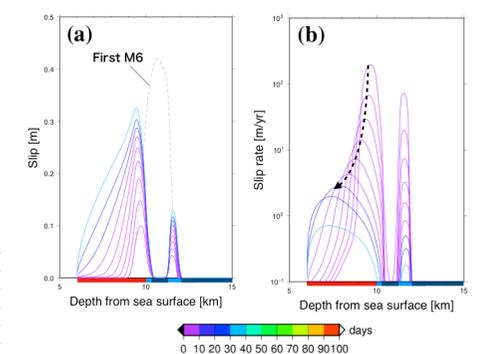


図 2: 図 1 の条件での計算例。(a)M6
後の余効すべり。(b)余効すべりのす
べり速度(矢印はその伝播を示す)。

2011年東北地方太平洋沖地震前に観測された 周期的なスロースリップのモデル化

#中田令子・堀高峰 (JAMSTEC)

Numerical modelling of periodic slow slips prior to the 2011 Tohoku-Oki Earthquake

Ryoko Nakata and Takane Hori (JAMSTEC)

はじめに

本研究ではこれまで、日本海溝沿いの地域を対象として地震発生サイクルの数値シミュレーションを行い、2011年東北地方太平洋沖地震や、宮城県沖地震をはじめとした M7 クラスの地震の繰り返しを、半定量的に再現できることを示してきた [Nakata et al., 2016]。シミュレーションによって得られる知見をより現実的なものにするために、地震時すべり分布以外の観測に基づく知見(地震波速度 [Huang and Zhao, 2013]や重力異常[Hino et al., 2017JpGU])が示唆する不均質な空間分布をモデルに反映させたり、プレート境界面上の余効すべりやスロースリップ [Iinuma et al., 2016; Ito et al., 2013; Uchida et al., 2016]を定量的に再現したりすることは不可欠である。本講演では、最新の研究で明らかになってきた周期的なスロースリップ [Uchida et al., 2016]を再現するには、どのような物理モデルおよび摩擦条件が必要か検討する。

2011年東北地方太平洋沖地震前に観測された周期的なスロースリップ

Uchida et al. [2016]によると、東北沖で発生する相似地震を用いて、過去 28 年間のプレート境界でのスロースリップの速度の変化を調べたところ、北海道～関東地方の沖合で、1~6年の発生間隔を持つ周期的なスロースリップが発生していることが明らかとなった。

Aging law を用いた地震発生サイクルの数値シミュレーション

Nakata et al. [2016]では、プレート境界で発生する地震の繰り返しを、プレート相対運動からのずれの蓄積と解放過程としてモデル化し[Rice, 1993]、プレートの相対

運動に起因するすべりによって生じる準動的近似でのせん断応力変化と、強度の変化に伴うすべりの時空間変化を計算している。プレート境界面の摩擦は、すべり速度・状態依存摩擦則 [Dieterich, 1979; Nakatani, 2001]に従うと仮定し、強度の時間発展則には、slowness (aging) law [Dieterich, 1979; Ruina, 1983]を用いた。プレート境界面は、海域における構造探査に基づく 3 次元形状 [Baba et al., 2006]の、深さ範囲 70 km・走向方向 480 km にわたるエリアを 1~9 km 四方の 127,367 要素に離散化し、時間刻み幅可変の Runge-Kutta 法で時間積分を行っている。

M7 クラスの地震を起こし得る場所は、宮城県沖・福島県沖・茨城県沖・三陸沖南部海溝寄りにおける過去の地震の震源域を半径約 20 km の円形パッチで近似した。2011年東北沖地震のような M9 クラスの地震の震源域には、海溝寄りの地域で走向方向に約 150km にわたって周囲よりやや不安定な摩擦パラメタの不均質を与えた。地震性すべりを起こし得る場所以外では摩擦パラメタ分布に不均質性は仮定しない、比較的単純なモデルである。このモデルを用いたシミュレーションでは、Uchida et al. [2016]で観測されたような周期的なスロースリップは発生していない。

そこで、Nakata et al. [2016]のモデルに、スロースリップを起こしやすい摩擦特性を持った円形パッチを福島県沖浅部に仮定したところ、M9 クラス地震サイクルの中期には 50 年程度の長い周期のスロースリップを起こすことができた。しかし、M9 クラス地震サイクルの後期になるとそのようなスロースリップは 100 年以上発生しなくなり、そのまま大地震発生に至った。これは、M9 クラス地震が近づくにつれて海溝寄りにおける固着がはがれてきて、茨城県沖や福島県沖で発生する M7 クラスの地震の余効すべりの影響が大きくなったためであると思われる。また、M9 クラス地震の直後には、海溝寄りの地域は固着しているため、スロースリップは発生できない。

このシミュレーション結果は暫定的なものであり、スロースリップ発生域でのさらなる摩擦パラメタ調整が必要である。しかし、それ以上に、摩擦則定式化の見直しや、モデル全域にわたる摩擦パラメタ修正の方が重要であると、現段階では考えられる。どのような場合に M9 地震前のスロースリップを再現できるのか、検証を進めている。

謝辞: 本研究は文科省の「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」の補助を受けて行われました。地震発生サイクルの数値計算には海洋研究開発機構の地球シミュレータを使用しました。東北大学の内田さんからはスロースリップの周期の空間分布に関するデータをいただきました。

短期的スロースリップイベント挙動に対する地球潮汐の影響の数值モデルによる評価

#松澤孝紀(防災科研)・田中愛幸(東大地震研)・
芝崎文一郎(建築研)

Numerical study of the effect of earth tides on the occurrence of short-term slow slip events

#Takanori Matsuzawa (NIED), Yoshiyuki Tanaka (ERI, Univ. of Tokyo), Bunichiro Shibazaki (BRI)

1. はじめに

地球潮汐による応力変化が短期的スロースリップイベント(SSE)に影響を与えていることが指摘され(例えば, Nakata et al., Nat. Geosci., 2008; Ide and Tanaka, GRL, 2014; Yabe et al., JGR, 2015), 数值シミュレーションでも SSE 発生時における潮汐による応力擾乱の影響が調べられている(Hawthorne and Rubin, JGR, 2013). 我々はこれまで, 四国地域のプレート形状を仮定し地球潮汐による応力擾乱を与えた数值シミュレーションを試み, 比較的孤立した SSE 領域では, SSE の発生間隔がやや安定する傾向を得ていた(松澤他, 地震学会, 2016, Matsuzawa et al., JpGU-AGU, 2017). しかしながらこれらは全体的な傾向の報告にとどまっており, 具体的にどのような影響が現れているのかは明らかでなかった. 本研究では, 平板状モデルおよびプレート形状を考慮したモデルの両方で, その影響の評価を試みた.

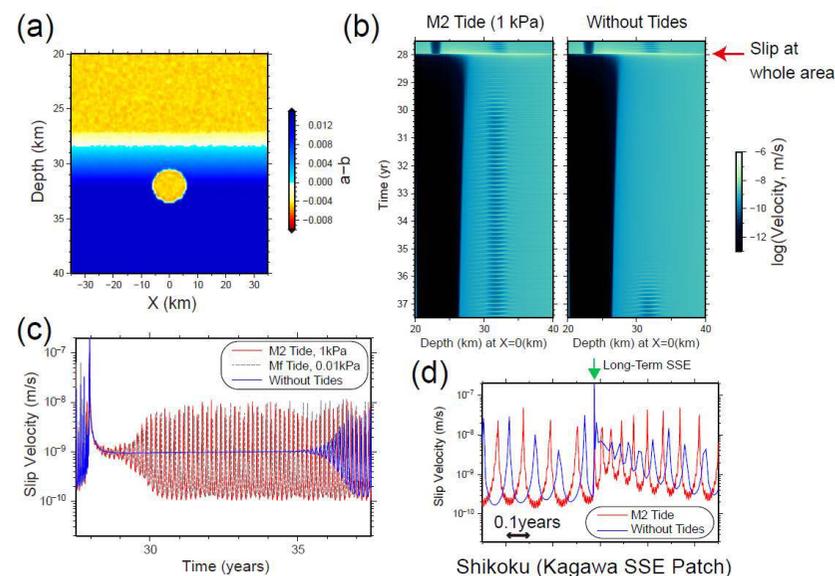
2. 数值モデル

数值モデルとして平板モデルについては, 15度のdip角をもつ矩形領域とし深さ20-40kmの範囲を計算した(図a). プレート形状を考慮したモデルではMatsuzawa et al. (2013, GRL)と同様の四国のモデルを用いた. 摩擦則としてはMatsuzawa et al. (2013)と同様にカットオフ速度をもったすべり速度・状態依存則を使用した. 摩擦パラメタは深さの関数としMatsuzawa et al. (2013)と同様にとったが, 平板モデルにおける摩擦則のa-bについては図aのように設定し, 深さ32kmを中心とする半径6kmの円形パッチ領域をa-bが負の短期的SSE領域として設定した. 応力擾乱について, 平板モデルでは正弦関数で与え, プレートモデルについてはYabe et al. (2015)と同様の方法で計算される値に基づいて与えた. 以下では, 半日潮と長周期潮の例として, それぞれM2分潮と約Mf分潮の場合について計算した結果を示す.

3. 結果・議論

図bに平板モデルによる数值シミュレーション結果の例を示す. 矢印の時刻に計算領域全体のすべりが起きた後, 潮汐がない場合に比べ, M2分潮の周期で振幅1kPaの応力擾乱が与えられた場合の方が, SSEが早い時間から再開した. この傾向は, Mf分潮の場合も同様である(図c). さらに, Mf分潮の場合に与えた振幅は0.01kPaとM2分潮の場合に比べて非常に小さいが, 同程度の影響を与えることがわかる. このように周囲のすべりレートが変化した後には, 潮汐による応力擾乱がある場合の方が, よりepisodicなイベントを安定して起こす傾向がみられる.

一方で, プレート形状を考慮したモデルではMatsuzawa et al. (2013)と同様, 短期的SSEよりも浅い側で長期的SSEが発生している. すべりレートの擾乱源となる長期的SSE後の状況を見ると, 同様に潮汐による応力擾乱を与えた場合の方が, episodicな繰り返し発生が早く再開する(図d). これらの結果は潮汐による応力擾乱が, 周囲のすべりレートによるloading状況の変化の影響を緩和し, episodicなイベントの発生を促進する可能性を示唆している.



図(a)平板モデルでの摩擦パラメタ $a-b$ の分布. (b)円形領域中心でのすべり速度の時空間発展(左:M2 分潮, 右:潮汐無). (c)平板モデルでのすべり速度(赤線:M2 分潮, 黒破線:Mf 分潮, 青線:潮汐無). (d)四国モデルの香川付近のSSE 領域での長期的 SSE(矢印)前後のすべり速度(赤線:M2 分潮, 青線:潮汐無). /謝辞: 本研究は科研費補助金(JP16H06477)により助成された.

Volumetric Strain or Mean Normal Stress Criterion for Three-Dimensional Tensile Rupture in Brittle Solids

#Koji Uenishi (Univ. Tokyo), Hiroshi Yamachi (SMC)

As briefly described in Uenishi (2016 SSJ Fall Meeting), the mechanical characteristics of three-dimensional rupture in brittle solids, often considered in the physics of earthquake generation, have not been completely clarified yet. Also, although open cracks are repeatedly found in earthquake-induced failures in the ground, tensile fracture is most often neglected in dynamic analyses. Recent fundamental experimental study on dynamic rupture of three-dimensional monolithic brittle solid materials (Uenishi et al. 2014, 2016) has suggested that the dynamic process can better be explained by using a (tensile) volumetric strain criterion where the volumetric strain (dilatation; the first invariant of the strain tensor) is considered as a controlling parameter of fracture. The criterion seems to be a purely mathematical one and have no physical sense. Here, by showing its connection with other classical criteria, we try to indicate that it is, to some extent, physics-based.

First, recall there is a relation in the theory of elasticity that connects the volumetric strain θ and the mean normal stress (one-third of the first stress invariant) $\bar{\sigma}$, $\bar{\sigma} = k\theta$. Here, the bulk modulus of elasticity k is given by $k = E/[3(1 - 2\nu)]$ with E and ν being Young's modulus and Poisson's ratio, respectively. That is, a volumetric strain criterion is equivalent to a criterion based on the mean normal stress which is extensively investigated in the theory of plasticity. Second, consider the failure envelope of the classical Mohr-Coulomb rupture criterion that is often employed in describing the shear-related rupture in brittle materials such as rocks and sands. The envelope has the form $\tau = C + \sigma \tan\phi$ with C and ϕ being the apparent cohesion and apparent angle of internal friction, respectively (See Figure 1). Although the “tip” of the envelope, corresponding to tensile fracture, is seldom treated seriously in the engineering research, it is expressed as “critical $\bar{\sigma}$ ” =

$-C/\tan\phi$, or equivalently, “critical θ ” = $-C/(k \tan\phi)$. That is, tensile fracture occurs only when θ reaches $-C/(k \tan\phi)$, and the critical values of θ are strongly governed by C and ϕ . Although some ambiguity still remains, the Mohr-Coulomb rupture criterion may imply that the volumetric strain θ can play a certain role in understanding the tensile fracture in the multi-dimensional context.

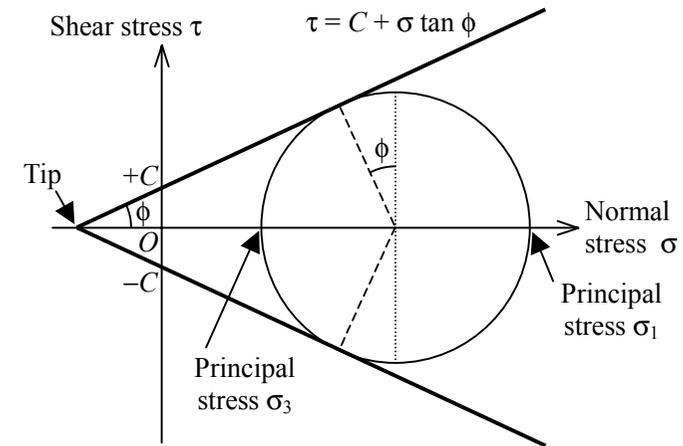


Figure 1. The Mohr-Coulomb rupture criterion often applied to fracture of rocks and sands, drawn on a Mohr diagram (modified after Middleton and Wilcock (1994)).

References

- Middleton, G. V., and P. R. Wilcock (1994). *Mechanics in Earth and Environmental Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Uenishi, K., H. Yamachi, K. Yamagami, and R. Sakamoto (2014). Dynamic Fragmentation of Concrete Using Electric Discharge Impulses. *Construction and Building Materials*, **67(B)**, 170-179, doi: 10.1016/j.conbuildmat.2014.05.014.
- Uenishi, K., N. Shigeno, S. Sakaguchi, H. Yamachi, and J. Nakamori (2016). Controlled Disintegration of Reinforced Concrete Blocks Based on Wave and Fracture Dynamics. *Procedia Structural Integrity*, 8 pages, doi: 10.1016/j.prostr.2016.06.045.

S08—P25

On the Collective Behavior of a Group of Cracks in Brittle Solids and Its Implications in Earthquake Source Physics

#Koji Uenishi, Tomoya Yoshida, Shintaro Sakaguchi, Yuki Fukuda (Univ. Tokyo), Ioan R. Ionescu, Quriaky Gomez (Univ. Paris 13)

Occurrence of earthquakes is often considered as a physical phenomenon of mechanical destabilization of rupture in brittle solid materials that are under certain loading conditions. Either fast or slowly, some rupture areas are nucleated and developed in the solid earth, serving as sources of earthquakes. In such an earthquake model, rupture areas may expand simultaneously in the seismic source region and multiply nucleated ruptures (hereafter, cracks) may mechanically interact with each other, quasi-statically or dynamically. However, the collective behavior of these multiple cracks in brittle solids, which may play a certain role in understanding the physics of earthquake sources, has not been completely clarified yet.

Recent mathematical investigation into the nonlinear deformation of an initially linear elastic but cracked solid by Gomez and Ionescu (Gomez 2017) has clearly shown that the prescribed constant strain rate, externally applied to a solid containing sets of cracks, is a decisive parameter in the stress-strain relation of the solid material. Contrary to our intuition, a higher strain rate gives an “ordinary” stress-strain curve involving smooth increase and decrease of stress with strain while a lower one renders an abrupt stress drop in the stress-strain diagram as is frequently found in the seismological literature and related to material instabilities. Although more detailed interpretation of the numerical results, especially regarding the amount of energy released in a fixed period of time, is needed, the newly found strain-rate dependence of stress-strain curves may provide a new hint in

comprehending the relationship between e.g. diastrophism and faulting.

Here, in order to try to confirm the above theoretical prediction of the dependence of the collective behavior of the cracked solid on strain rates, we perform laboratory photoelastic experiments using, first, a tensile testing machine with specimens (transparent plates) made of polycarbonate. Utilizing a high-speed video camera, we concurrently record the stress evolution in the specimens with sets of parallel cracks prepared by a digitally controlled laser cutter. Different values of constant external strain rates (more exactly, displacement rates) are applied to the edges of the specimens. The experiments seem to require sophisticated techniques, and we have just succeeded in observing an abrupt stress drop at relatively smaller rates. More systematic experiments with optimally designed cracked-specimens are still needed to give any conclusive remarks on the strain-rate dependence.

Acknowledgements: This study has been financially supported by the Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) through the “KAKENHI: Grant-in-Aid for Scientific Research (C)” Program (No. 16K06487). KU is grateful to the generous support provided by the Construction Engineering Research Institute Foundation in Kobe, Japan. KU and IRI would like to sincerely thank the French National Centre for Scientific Research (CNRS) for supporting KU’s scientific visit to the Galilee Institute of University Paris 13.

References

Gomez, Q. (2017). Discontinuous Galerkin Modeling of Wave Propagation in Damaged Materials. *Ph.D. Thesis*, submitted to University Paris 13, France.

S09-P01

日本列島下の地震活動と活断層分布

#田中佐千子(防災科研)

Seismic activity and active faults in Japan

#Sachiko Tanaka (NIED)

はじめに 最近の地質時代に繰り返し活動し、将来も活動することが推定される断層を活断層とよび、日本では 2000 を超える活断層が確認されている。これらの活断層は、陸域における地震発生予測の手がかりとなると考えられ、位置や形状、過去の活動履歴等に関する各種調査が進められている。本研究では、近年の陸域で発生した浅い地震と活断層との関係を明らかにするため、両者の分布を比較し、対応関係を評価した。

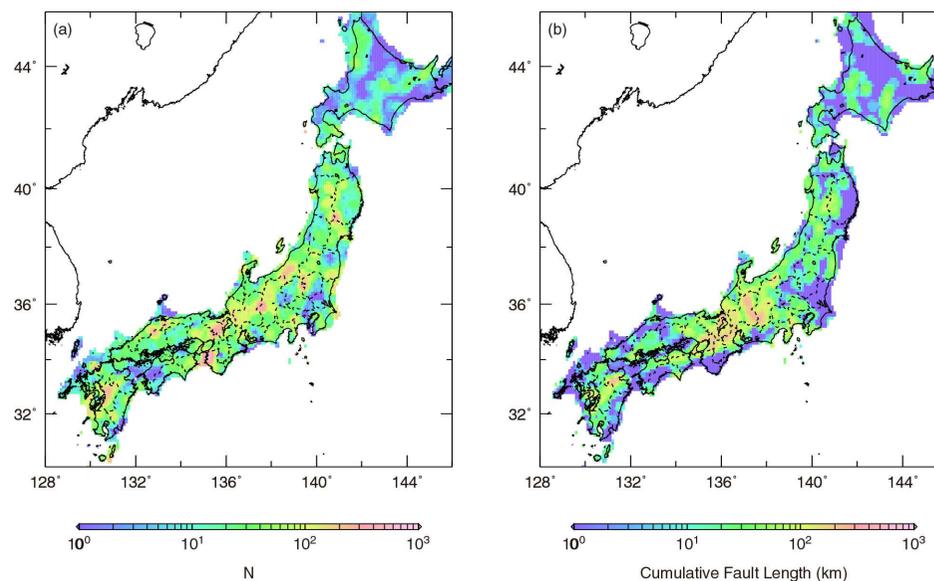
データ・解析方法 用いた地震データは、防災科研 Hi-net 震源カタログ（2003 年から 2016 年まで、M2.0 以上、深さ 20 km 以浅）である。余震や群発的な活動の影響を除くため、シングルリンク法（Frohlich and Davis, 1990）によるデクラスタ処理（時空間の変換係数 1 km/day, 時空間距離 10 km 以内）を行い、各クラスター内で最大規模の地震のみを抽出した。陸域で抽出された地震の総数は 17460 個である。活断層データは、活断層研究会（1991）を使用した。緯度・経度ともに 0.1 度間隔の格子点を配置し、各格子点から 20 km 以内の地震数および活断層の累積長を求め、両者を比較した。

解析結果 図 1 に地震数および活断層の累積長の分布を示す。中部から近畿にかけての日本列島中央部や九州中部では累積断層長が長く、活断層が密に分布している様子がわかる。これらの領域では、発生した地震数も多い。活断層が少ない北海道や四国西部では、地震の発生数も少ない。一方、関東や山陰等、活断層密度に対して地震の発生数が多い地域も確認できる。地震数と活断層の累積長の関係を示したものが図 2 である。両者の対数に対する相関係数は 0.34 で、弱い相関を示す。

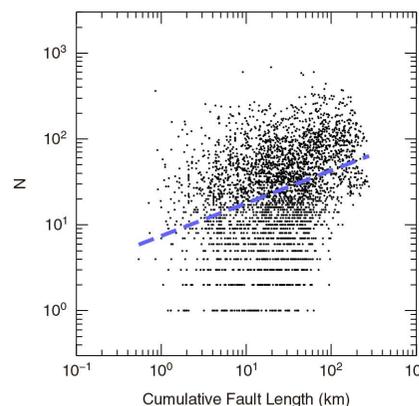
M6.0 以上の規模の大きい地震に注目すると、調査期間内には 13 個の発生が確認できる。そのうちの 10 個は活断層から 10 km 以内に位置しており、活断層分布との密接な対応関係が示唆される。活断層から 10 km 以内の地

域には日本全域の約 40%が該当するが、これらの領域内で 13 個の地震のうち 10 個が偶然発生する確率は 0.68%と非常に小さい。

謝辞:本研究で使用した震源カタログの作成には、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、産業技術総合研究所、気象庁等の観測波形データを使用しました。



↑ 図1. 地震数 (a) と活断層の累積長 (b) の分布.



← 図2. 地震数と活断層の累積長の関係. 破線は回帰直線.

日本の地震活動の季節変動性

#上田拓・加藤愛太郎(東大地震研)

Seasonal variation of seismicity in Japan

#Taku Ueda, Aitaro Kato (ERI)

研究背景

先行研究により、降水量や積雪などによる地表荷重の変化が断層面にかかる応力を変化させ、その微小な応力変化が地震の発生時期に影響を与えていることが示唆されている。例えば、Okada(1982)では太平洋沖のM7.5以上の地震の発生時期に季節的な集中がみられることが、Heki(2003)では国内の積雪地域で発生するM7以上の大地震が、雪解け時の応力変化速度の大きな時期に集中して発生する傾向が見られることが報告されている。また、これらの論文では、季節変動は、大地震のみに現れ、中小の地震活動には現れないものと述べられている。

しかし、Ogata(1983)では、西南日本の1965~1980年のM3.5以上の常時地震活動に季節変動が見られ、その変動が降水量の変化と相関があることが報告されている。ただし、この論文に使用されたカタログは対象とする規模の地震を十分に検知できていない可能性と、常時地震活動を見るためのdeclusteringが不十分だという問題があり、再検証が必要である。

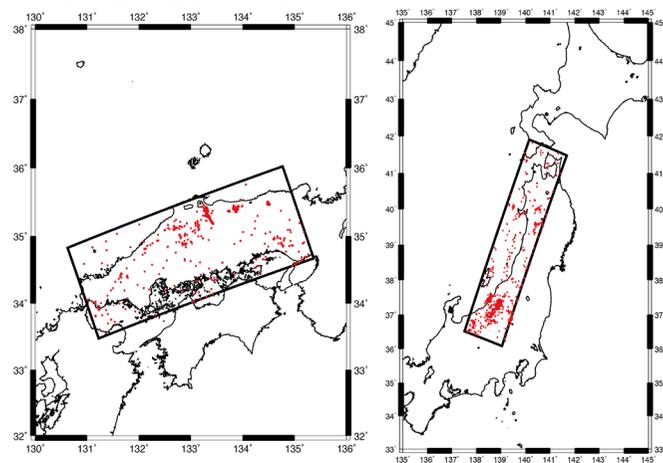


図1. 解析地域(左:山陰地方、右:日本海東縁)、赤点が解析期間中に発生した地震の震央を示す。

研究方法

データとして、地震活動の検出能力の大きな変化が見られない気象庁一元化処理震源カタログの1997年10月~2017年6月までの深さ20 km以下、M3.0以上の地震を使用し、山陰地方と日本海東縁の2つの地域で解析を行なった(図1)。600日ごとにETAS (Epidemic-Type Aftershock Sequence)モデル(Ogata,1988)を用いて地震活動をモデル化し、解析期間を30日ずつずらしていくことで、ETASモデルの常時地震活動度を示すパラメータ μ の時間変化を求め、常時地震活動度の季節変動について調べた。

結果

図2はそれぞれの解析区間における月別の常時地震活動度(平均)を表示したものである。それぞれ年平均の常時地震活動度(0.03events/day, 0.044events/day)に対して、その10%ほどの振幅を持って変動していることがわかる。山陰地方では夏~秋にかけて、日本海東縁では雪解けの時期と考えられる4~5月にかけて地震活動度が相対的に増えており、2つの地域で地震活動が活発化する時期が異なる。山陰地方で見られた特徴は先行研究と概ね一致する。一方、日本海東縁では大地震だけでなく微小地震活動も同様な季節変動を示すという新たな知見が得られた。

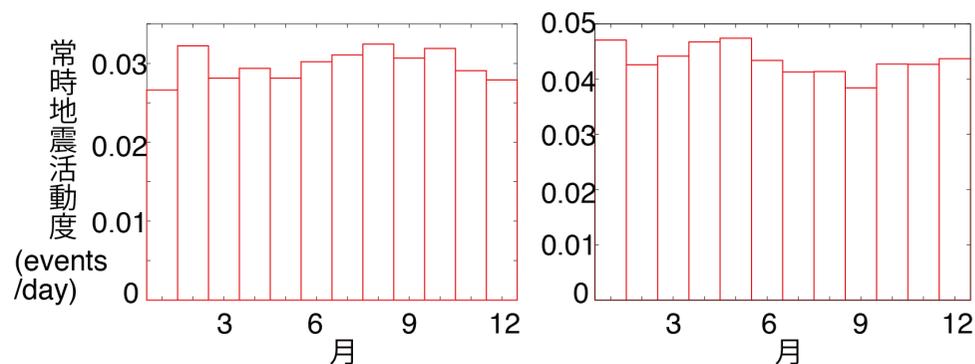


図2. 常時地震活動度の月別頻度分布(左:山陰地方、右:日本海東縁)

参考文献

- Okada(1982), Zisin 2 35, 53-64
- Heki (2003), Earth Planet. Sci. Lett. 207, 159-164.
- Ogata (1983), invited paper, Int. Stat. Inst.
- Ogata (1988), J. Am. Stat. Assoc., 83, 9-27

2017年7月1日に発生した胆振地方中東部の地震 (MJMA5.1)と余震活動

#一柳昌義・高田真秀・山口照寛・高橋浩晃(北大地震火山セ)

Seismic activity associated with the Ishikari depression region earthquake (MJMA5.1), central part of Hokkaido
#Masayoshi Ichiyonagi, Masamitsu Takada, Teruhiro Yamaguchi and Hiroaki Takahashi(Hokkaido Univ.)

1. はじめに

2017年7月1日23時45分頃北海道胆振地方中東部の安平町付近でM5.1の地震が発生し、安平町早来北進と追分柏ヶ丘で最大震度5弱を観測し、札幌市を含む石狩地方や胆振地方の広い範囲で震度4から3を観測した。この地震の震央の西側には政府の地震調査研究推進本部(以下、地震本部)が長期評価を行った石狩東縁断層帯がある。その評価によれば今回発生した震源付近の断層帯南部でM7.7の地震が0.2%以下の確率で発生することが想定されている。北大地震火山研究観測センターでは、平成19年から6年間、文部科学省の委託業務「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」で、この断層帯に8か所の地震観測点を設置した。この観測点は現在でも継続的に運用しており、今回、本震から余震までデータを得ることができた。本発表では、これらと定常地震観測点で観測されたデータを用いて手動検出した後、震源決定を行った。この結果から得られた地震活動の特徴について報告する。

2. 震源決定方法

検出された地震は本震発生当日の2017年7月1日から3日までの63個である。これらのデータからhypomh(Hirata and Matsuura, 1987)を使用して、初期震源計算を行った。この震源計算に用いた速度構造は、Iwasaki et al. (2004)による石狩低地帯の西から日高山脈を横切って、十勝平野に至る測線で行った人工地震探査によって得られた石狩東縁断層帯付近のP波速度を参考にして設定した構造である。なお、 V_p/V_s 比は1.73と仮定した。次にこの初期震源からDouble-Difference法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)を用いて震源計算を行った。その際、検測値に加えて観測波形の地震ごとの波形相関を求めたものも与えて計算を行った。

3. 余震分布の特徴

本震は余震分布のほぼ南端の一番深い位置(深さ27km)で発生し、余震分布は西南西に向かって深くなるように分布し、F-netのメカニズム解の一節面と調和的である。石狩東縁断層帯は、地震本部による評価で、地表断層位置から東側に向かって深くなるように分布し、今回の地震の震央位置では深さ3km付近を通過しており、今回の地震活動はそれよりも深い位置で発生した。

Iwasaki et al., (2004)の構造探査の結果から、地震が発生した石狩低地帯付近は東北日本弧が千島弧と衝突し、東北日本弧の地殻が千島弧の下に潜り込む場所である。今回発生した地震はその深さから東北日本弧が潜り込む地殻内で発生した地震と考えられる。本発表では、得られたデータを用いて震源域付近の速度構造の検討も行う予定である。

謝辞: 本研究を行うにあたり気象庁, 防災科学技術研究所(Hi-net, F-net)のデータを使用しました。ここに記して感謝いたします。

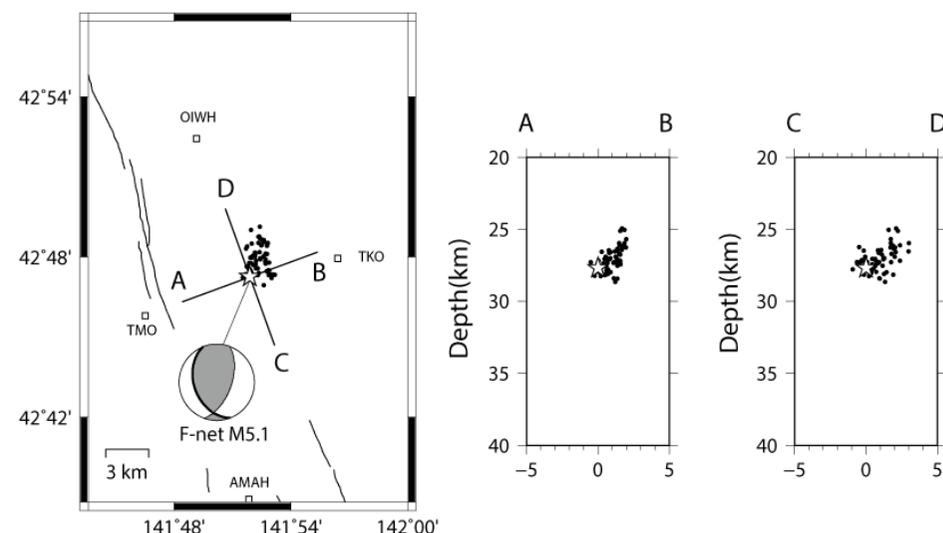


図. 2017年7月1日から7月3日までの震央分布とF-netによる本震のCMT解の一節面方向に投影した震源分布。四角印は観測点, 太線は石狩東縁断層帯の位置。

S09-P04

下北微小地震観測網AS-netによる東北地方北部および北海道南西部の地震活動と地下構造

#野口科子・関根秀太郎・澤田義博・笠原敬司・佐々木俊二・田澤芳博・矢島浩・石田貴美子(振興会)

Seismic activity and subsurface structure around northern Tohoku and southwestern Hokkaido using local network, AS-net

#Shinako Noguchi, Shutaro Sekine, Yoshihiro Sawada, Keiji Kasahara, Shunji Sasaki, Yoshihiro Tazawa, Hiroshi Yajima, Kimiko Ishida (ADEP)

We have installed a dense local seismic network AS-net around northern Tohoku and southeastern Hokkaido at 2013~2014 and have been conducted hypocenter determination using data by AS-net. Using our hypocenter catalogue, we show detailed seismic activity around the region including low-frequency events and focal mechanism. We also show subsurface structure estimated by means of seismic tomography using huge number of phase pick data.

当会では、従来観測網が疎であった東北地方北部から北海道南西部において2014年8月までに36点を擁する地域稠密地震観測網AS-netを整備し、以降当該地域の微小地震活動について震源決定を行ってきた。およそ3年半分の震源決定結果が蓄積され、明らかになりつつある当該地域の地震活動の特徴のほか、蓄積された検測値を用いたトモグラフィ解析による地下構造推定結果について報告する。

震源決定ではAS-netと周辺の134観測点のデータ(図1)を使用し、自動的に検知されたイベントを手動で精査する。AS-netを使用することにより、対象領域内の地殻内地震では、気象庁の一元化震源の約2.3倍の数の地震が捕捉された。震源決定の際には、検測値と理論走時の差から推定した観測点補正を考慮する。その結果、特にAS-netがカバーする下北半島周辺では、地震数で3~5倍にもなる詳細な震源分布と、活動の時間変化が記録された。また、微小地震活動の活発ない

くつかの領域、八甲田山など火山周辺やその他の場所の深さ40~50 km以浅でみられる低周波地震の活動も記録された。震源決定では初動による発震機構解の推定も行っており、期間最大のM5.3から2.2までの12イベントについて、比較的良好な結果が得られた。それらのうち十和田湖の1イベントを除いては、すべて逆断層型であった。

津軽海峡の地震については、震源決定精度の検証のためポップア

ップ式 of 海底地震計(OBS)3~6台による短期観測を3回行った。OBSのデータを陸上データと合わせて震源決定を行い、陸上データのみによる震源位置と比較したところ、海峡の兩岸または比較的広い方位範囲の観測点が使われている場合は、陸上データのみでもOBSを含めてもほぼ変わらない結果となった。また、震源決定にOBSを加えた時の震源位置の変化と、陸上データのみを用いた震源決定で観測点補正値を考慮した場合の変化は同様の傾向を示し、観測点補正が震源決定精度の向上に寄与していることが示された。

トモグラフィでは120観測点18505地震について、P波の絶対走時267628本、S波の絶対走時233117本、P波の相対走時966364組、S波の相対走時869974組を使用した。推定結果は表層および火山の分布と関連を示した。また、推定結果と通常地震および低周波地震の分布との関連についても示す。

謝辞

AS-netは、東北電力、電源開発、日本原電およびリサイクル燃料貯蔵からの委託により、地震予知総合研究振興会が設置・運営しています。本研究では、気象庁、防災科研、北海道大学、東北大学、弘前大学、青森県により観測・提供された地震観測データを使用しています。また、気象庁による一元化震源カタログのデータを使用しています。記して感謝いたします。

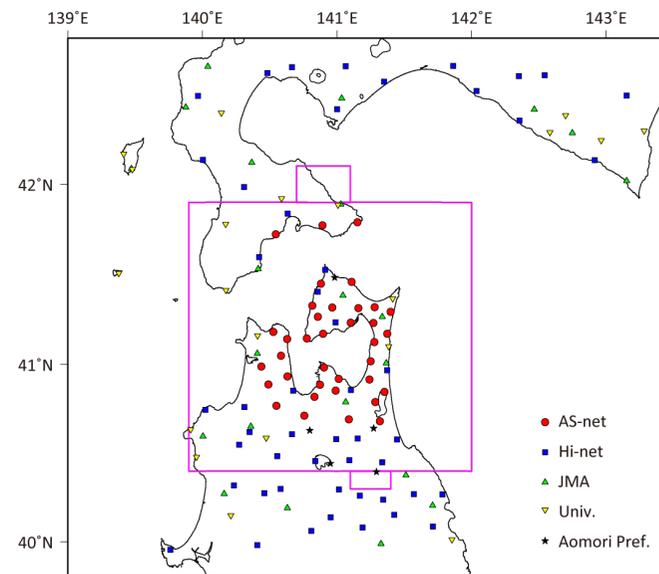


図1 震源決定に使用した観測点の分布と対象領域

発震機構解と震源分布を用いた断層面の自動決定

#内出 崇彦・今西 和俊(産総研)

Automatic identification of fault planes using hypocenter distributions, and focal mechanism solutions

#Takahiko Uchide, Kazutoshi Imanishi (GSJ, AIST)

Hypocenter distributions and focal mechanism solutions are thought to be the indicators of fault structures. It is, however, hard to find such planar structures in points distributed in 3D space. We proposed in the last SSJ meeting a method to automatically detect fault planes using hypocenter locations and focal mechanism information based on the three-dimensional Hough transform. The focal mechanism solutions contribute to constrain fault planes well. The test using the synthetic data implied that the spatial resolution must be comparable to the variation of hypocenter distribution due to not only the location errors but also the off-fault seismicity. The test using the seismicity data of Landers area in California, USA suggested that the focal mechanisms constrain the realistic fault planes. The proposed method searches a small parameter space with only three parameters; therefore, the problem is stable.

3次元 Hough 変換を用いた断層面形状決定法を昨年の秋季大会で提案した。走向 θ 、傾斜 δ で、原点からの距離が r である平面を通る点 (x, y, z) について、

$$x \cos\theta \sin\delta - y \cos\theta \sin\delta + z \cos\delta + r = 0 \quad (1)$$

と書ける。これは、既知の点 (x, y, z) を通る平面 (θ, δ, r) が満たすべき条件である。 (θ, δ, r) の組を $(\Delta\theta, \Delta\delta, \Delta r)$ 毎に離散化し、各点 (x_i, y_i, z_i) は式(1)をよく満たす (θ, δ, r) たちに「投票」をする。票が多く集まった (θ, δ, r) が、点の群れの中にある平面的構造に対応する。複数の面構造があってもそれぞれ検出できる。また、発震機構解がある場合は、2つの節面に対応する方向に振幅 w_m の Fisher 分布によって投票に重みづけをする。平面上にある震源の間隔が g_{\max} 以内の場合のみ一連の構造であると定義することで、面の長さ (L) や幅 (W) を決定する。

本手法には、事前に決める解析条件 $(\Delta\theta, \Delta\delta, \Delta r, w_m, g_{\max})$ と断層面のパラメータ $(\theta, \delta, r, L, W)$ がある。解析条件が決まれば、投票数の極大値を与える (θ, δ, r) の組を順次取り出す。パラメータが少ないため、安定に解析することができる。

解析条件、特に $(\Delta r, w_m, g_{\max})$ の取り方には注意を要する。合成データを用いたテストにより、 Δr は震源のばらつき程度(震源決定の不確かさと主断層外での活

動など震源分布自体のばらつき)となるのが良いことがわかった。米国ランダースのデータを用いたテストでは、発震機構解を用いた方($w_m > 0$)が現実的な断層面を検出できることがわかった(Figure 参照)。 g_{\max} によっても解析結果が変わるが、 g_{\max} がとるべき値は、現実的な断層面構造が、震源分布と発震機構解と整合することに加えて満たすべき条件の設定によって決まる。

謝辞 本研究では、南カリフォルニア地震データセンター(SCEDC)で公開されている震源再決定結果(Hauksson et al., 2012)と発震機構解(Yang et al., 2012)を使用した。

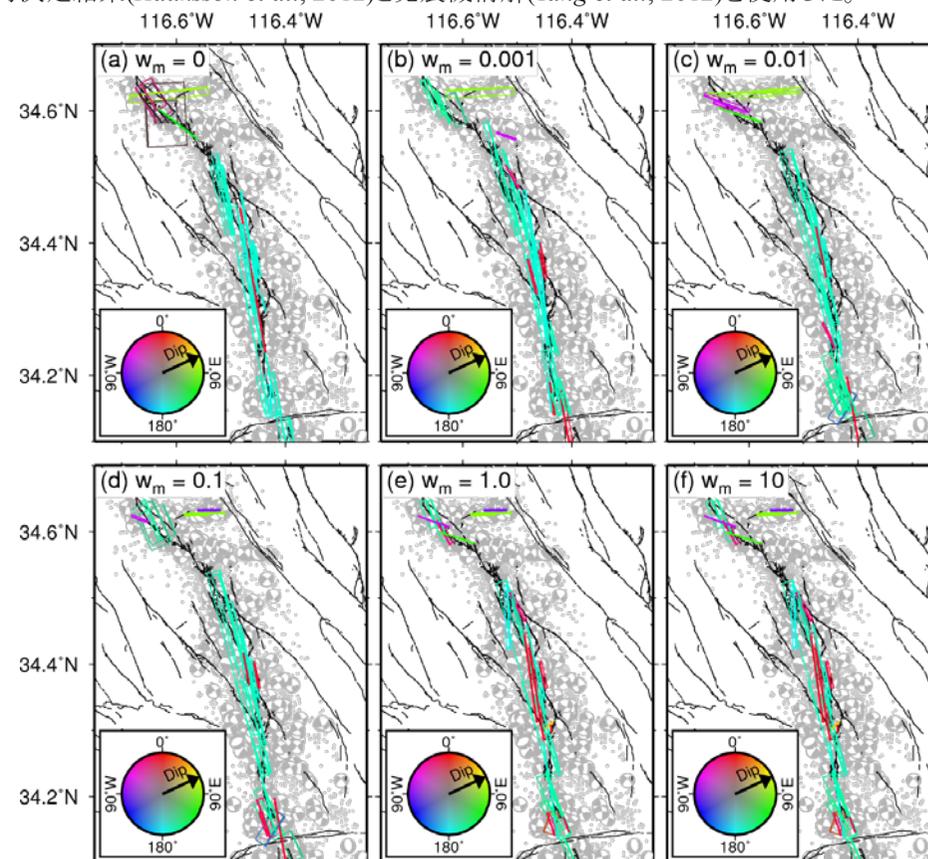


Figure: Results of the analysis using data of Landers, CA, USA with different weights of focal mechanism information (w_m). Color indicates the strike and dip angles. Small w_m (especially $w_m = 0$) produces spurious shallow-dipping planes, whereas almost vertical faults are expected in this area.

西南日本で活性化した地震活動の動的トリガリングおよび減衰率の
特性

**Triggering and Decay Characteristics of Dynamically Activated
Seismicity in Southwest Japan**

Anca Opris (University of Tsukuba), #Bogdan Enescu (Kyoto University), Yuji Yagi (University of Tsukuba), and Jiancang Zhuang (ISM)

Dynamic triggering of seismicity at remote locations by the passage of surface waves from large earthquakes is well-documented (Hill and Prejean, 2015). Somewhat surprisingly, remote activation of earthquakes in Japan is scarce (Harrington and Brodsky, 2006). There are, however, two notable cases of widespread remote triggering, after the occurrence of the 2011 M9.0 Tohoku-oki earthquake (e.g., Miyazawa, 2011; Yukutake et al., 2011) and the 2016 M7.3 Kumamoto earthquake (e.g., Enescu et al., 2016; Miyazawa, 2016; Uchide et al., 2016). Previous research (Miyazawa, 2011) revealed a dynamically triggered earthquake front propagating along SW Japan, in correlation with the arrival of surface waves from the Tohoku-oki earthquake. However, some characteristics of the dynamically initiated seismic activation have not been investigated in detail.

1. Triggering characteristics: Love versus Rayleigh waves passage activation

In this study, we analyze first the dynamic triggering process following the Tohoku-oki earthquake, using the NIED waveform data. Our results suggest that at several triggering sites in SW Japan, including volcanic areas in Kyushu, the arrival of larger amplitude Love waves correlate better with the occurrence of the first locally triggered events, compared to the Rayleigh wave arrivals. We also observe that triggering takes place during relatively high-period surface waves.

To have a better understanding of the triggering characteristics, we search for other cases of dynamic triggering in SW Japan by remote large earthquakes and show that the distinctive phase arrivals of both Love and Rayleigh waves from the 2008 M7.9 Wenchuan earthquake triggered local events in Kyushu. These observations suggest that sharing motion on well-lubricated local faults may have started failure in these areas.

2. Decay characteristics: the cases of the 2011 M9.0 Tohoku-oki and 2016 M7.3 Kumamoto mainshocks

Based on the analysis of an extended earthquake catalog - composed of JMA events and small earthquakes detected by us in the first ~30 min. after the Tohoku-oki mainshock -, we find that the stacked seismicity for the dynamically triggered regions in SW Japan after the Tohoku-oki earthquake has a significant, albeit weak increase after the megathrust event, followed by a relatively slow decay towards the background level for the next several days (Figure 1). The relatively slow decay may reflect the temporal pattern of stacked swarm-like seismicity, which has been mainly activated at volcanic/geothermal areas in Kyushu.

The decay of seismicity within a single activated earthquake cluster may have, however, different characteristics. The analysis of the aftershocks initiated dynamically (e.g., Miyazawa, 2016) at the Yufuin-Beppu geothermal area (Kyushu), by the 2016 M7.3 Kumamoto earthquake, shows a very fast decay that may reflect quick stress recovery near higher-temperature volcanic or geothermal regions.

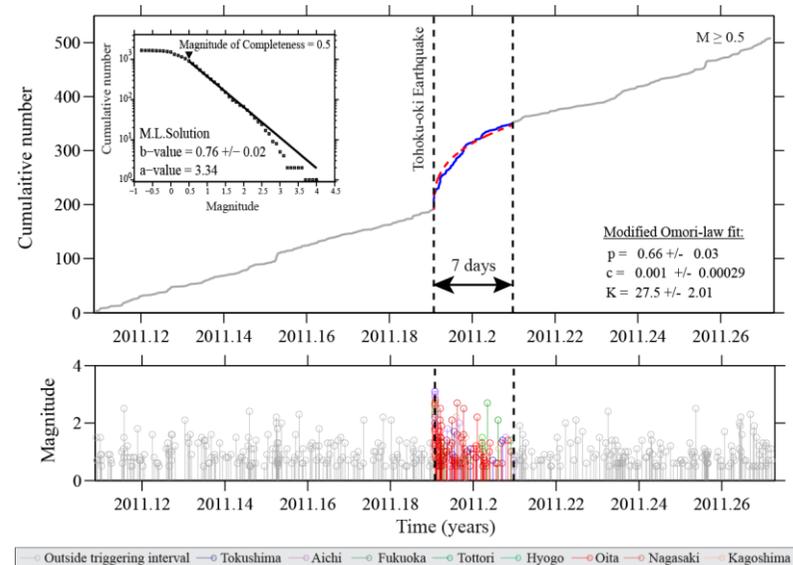


Figure 1. Stacked temporal evolution of seismicity at several triggered areas in SW Japan, before, during and after the “activation period” (of about 7 days).

2016年熊本地震の誘発地震と動的ひずみの関係

#齊藤一真・高橋浩晃・大園真子(北大理)

Dynamic strain and induced earthquakes due to the 2016 Kumamoto earthquake

#Kazuma Saito, Hiroaki Takahashi, Mako Ohzono (Hokkaido Univ.)

1. はじめに

2016年4月16日に発生した熊本地震の本震(M7.3)の地震波の通過によって、震源から北東方向に約80km離れた大分県中部でM5.7程度の別の地震(誘発地震)が発生した。地震波伝播のシミュレーションから、今回の誘発地震では静的応力変化よりも動的応力変化が重要な役割を果たした可能性が高いことが報告されているが(Miyazawa, 2016)。GNSSの1秒サンプリングデータ解析から動的ひずみ・応力変化の検討がなされているが(太田他, 2016), 本研究では、熊本地震の本震での地震波形の観測結果から、地震波の通過の際の動的ひずみ・応力変化を求め、誘発地震発生との関連を調べることを目指した。

2. 解析方法

本研究では、熊本地震の本震のKiK-netの加速度記録を、時間領域で2回積分することで変位記録を作り、3つの観測点の変位記録から三角形内のひずみの時系列変化を推定した。積分する際の基線補正は、速度波形の主要道到達後の部分を2次関数でフィッティングして補正する方法(Boore et al., 2002)を用いた。ひずみの時系列変を、誘発地震が発生した本震の震源北東域の大分県中部の三角形と、誘発地震は発生していない本震の震源南西域の熊本県南部の三角形で比較することで、動的ひずみが地震の誘発に与えた影響を評価した。

3. 結果と課題

図は、誘発地震が起きた本震の震源北東域での面積ひずみの時系列変化を表している。誘発地震発生時刻より前の区間で面積ひずみが 10^{-5} 程度変化していることが分かり、動的ひずみが誘発を引き起こした可能性が示唆された。また、本震の震源北東域の面積ひずみの変化は、本震の震源南西域の面積ひずみ変化の6倍程度大きく、動的ひずみが震源北東域で卓越していたことも分かった。今後の課題として、ひずみの時系列変化を応力に変換し、誘発地震が起きた断層面に対する ΔCFF の時系列変化を求め、静的応力変化による ΔCFF と比較を行う予定である。

謝辞：本研究では強震観測網(K-NET, KiK-net)で観測された地震波形記録を使用させていただきました。記して、感謝します。

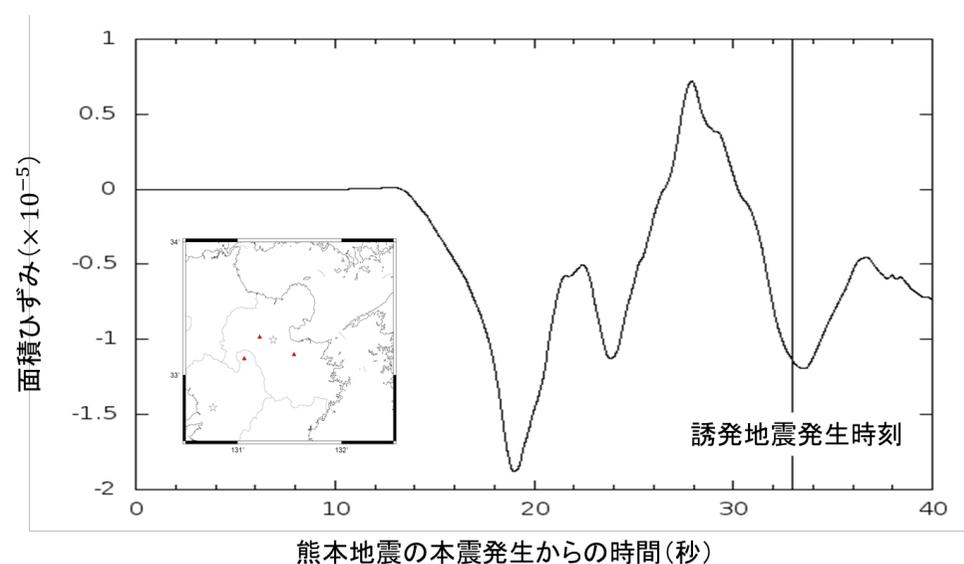


図 本震の震源北東域の三角形での面積ひずみの変化

2016年熊本地震における特徴的な低周波の余震

#木村美桜・鵜川元雄(日大文理)

Characteristic low frequency aftershocks in the 2016 Kumamoto earthquake

#Mio Kimura, Motoo Ukawa (Nihon Univ)

2016年熊本地震の余震の中に低周波成分が卓越する地震が見られた。本研究では、それら低周波の卓越する余震に注目し、Hi-net観測点の地震波デジタルデータを用いて、その特徴を明らかにするとともに低周波が卓越する原因について考察した。尚、震源データは気象庁による値を用いた。

【波形の特徴と震源位置】 本研究で見出した低周波の卓越する余震2個(A:2016年4月24日01時13分、B:4月25日06時59分)について、HKSH観測点における地震記象は図1に示し、その震源と周辺のHi-net観測点の位置は図2に示した。震源の深さは地震Aが4.8km、地震Bが1.3kmである。両地震とも規模はM3である。これらの地震ではP波スペクトルは、2~3Hzにピークがあり、またS波スペクトルは1~2Hzにピークがある。地震Aの震動継続時間は30秒程度であるのに対し、地震Bの地震では約1分程度、震動が継続し、表面波と考えられる1Hz以下の震動がS波の後に見られる。

【バンドパスフィルターによる波形の特徴】 このようなスペクトルの特徴が熊本地震の余震の中で特異なものであることを確認するため、1~2Hz(L帯域)と6~10Hz(H帯域)のバンドパスフィルターを通した波形のそれぞれの最大値の比(L/H)を上記の地震と通常の波形の余震で比較した。通常の地震として、予察的に2016年4月14日から同月30日の期間に緯度32度から33度、経度130度から131度の30km以浅で発生したM1.0からM3.9の30の地震を無作為に選択した。低周波の卓越した地震AとBでは、この比が1.3~6.1であるのに対し、通常の波形の余震ではすべて1未満であり、明らかに地震AとBの波形は低周波が卓越するという点で特異である。地震A、Bともに震源の深さは5kmより浅く、余震活動のなかでは特に浅い地震である。このため震源の浅いことが低周波が卓越する主要因かどうかを調べるため、深さ6km以浅の余震のなかでM2.9~M3.1の地震12個について、上述のバンドパスフィルターの振幅比(L/H)を求めた。その結果、地震Aと地震Bに加え、新たに2個の地震(C:2016年8月16日03時44分、D:2016年9月6日17時51分)について、L/Hが1以上の値を得た。

【考察】 前述の結果は、震源の深さが浅いということだけでは低周波の原因を説明

できないことを示している。これらの地震は熊本平野の地殻浅部と阿蘇山の外輪山に位置しているが、小松ら(2016、地震学会秋季大会)の三次元地震波減衰構造によれば熊本平野の地殻浅部は高減衰領域である。そのため、低周波が卓越する主要因として高減衰領域で発生した地震であることが重要な要因であることが考えられる。高周波成分の励起が震源で小さかったのか、それとも高周波成分は伝播過程で減衰したのかについては更に検討が必要である。

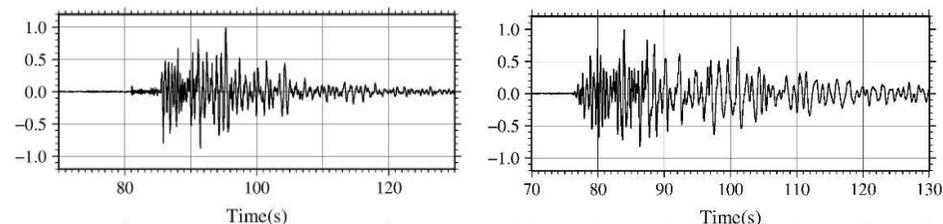


図1 最大振幅を正規化した地震A(左)と地震B(右)のHKSH観測点での地震記象

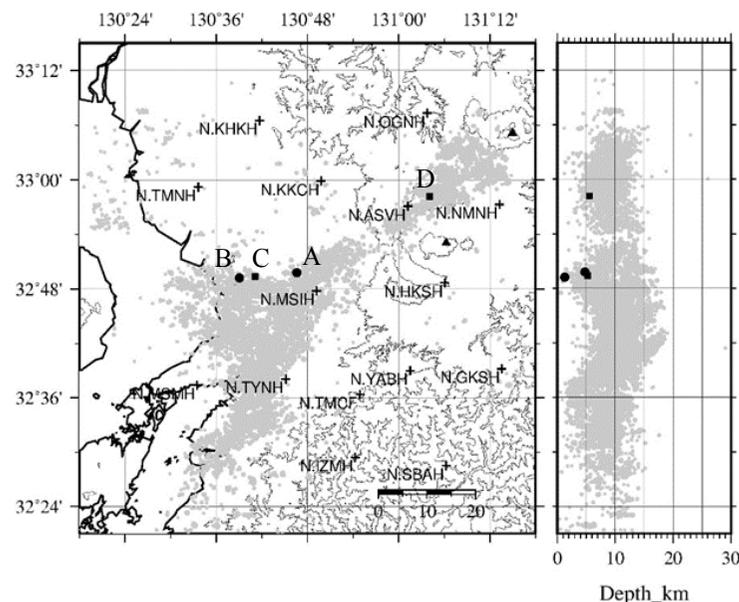


図2 震源分布(震央と南北断面) 黒い丸が地震Aと地震B、黒い四角が地震Cと地震D、灰色の丸が2016年4月19日~9月30日に発生した地震の震源を表す

【謝辞】 防災科学研究所のHi-netデータを使用した。また作図にはGMTを使用した。ここに謝意を表します。

2017年7月11日に鹿児島湾で発生した地震 (M5.3)

#平野舟一郎・八木原寛・後藤和彦 (鹿大南西島弧)

The M5.3 earthquake in Kagoshima bay on July 11, 2017

#Shuichiro Hirano, Hiroshi Yakiwara,
Kazuhiko Goto (NOEV, Kagoshima Univ.)

1. はじめに

2017年7月11日11時56分頃、鹿児島湾を震源とするM5.3の地震が発生した。この地震により、鹿児島市喜入町で震度5強を観測するなど、薩摩半島を中心に九州中南部の広い範囲で有感となった。震源域は鹿児島地溝内で、阿多北カルデラの場所でもあり、テクトニクス的に興味深い領域である。

震源域および周辺領域では以前から地震活動が活発であったため、鹿児島大学では、活動の詳細を把握するために、主に薩摩半島南東部域で臨時地震観測を実施していた。さらに2017年3月29日より震源域の西方約8kmに位置する鹿児島市喜入町(図1のKIRE)でも臨時観測を行っていた。講演ではこれらの臨時観測点および常設観測点のデータを用いて当該地震発生前後の地震活動について報告する。

2. 本震発生前の地震活動

震源域ではこれまでも一時的な地震活動が見られていたが、2015年11月14日に薩摩半島西方沖で発生したM7.1の地震直後の2015年11月20日頃以降は、継続的な活動が認められるようになった。2016年1月に入り活動はいったん落ち着いたものの、4月に入ると再び地震が増加した。さらに、2016年11月中旬からは一段と活動的になり、2016年12月20日にM3.0、2017年3月11日にM3.9の地震が発生した。その後、5月中旬頃からはやや活動が低下していたところにM5.3の地震が発生した。M5.3の本震発生前の7月1日~10日の日平均地震発生数は6個程度であった。

3. 本震-余震活動

図2は本震及び7月14日8時まで発生した主な余震の震源分布である。震源決定は図1に示した観測点のデータだけを用い、かつそれらの観測点での初動到達時刻が全て検出できる比較的規模の大きな地震のみについて行った。

本震は鹿児島市喜入町の沖合約8kmの深さ12.9kmに位置する。得られた余震分布は、海岸線にほぼ平行な東側に高角度で傾斜した明瞭な面的形状を示している。余震域の全長は約5.5km、深さ範囲は9~12km程度であり、本震は余震域の中央付近の最深部で発生している。本震の発震機構は、主引張軸が北西-南東方向、圧縮軸が北東-南西方向からそれぞれ反時計回りに約10度回転した横ずれ断層型で、余震分布と整合する解が得られている。また、起震応力は南九州の浅発地震から推定されている広域応力場と調和的である。図2の海底地形を参考にとすると、本震は鹿児島地溝に関係する既存の断層面に広域的な応力が作用して発生したものと推定される。なお、7月31日現在で余震活動は順調に減衰しており、これまでに発生した最大余震は7月15日のM3.6である。

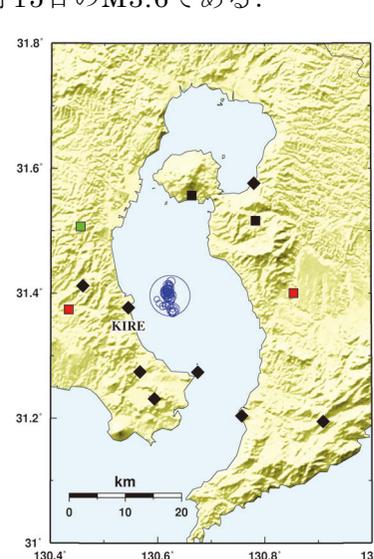


図1

図1 解析に用いた観測点の配置と本震および余震の震央分布。□印は常設観測点(黒:鹿児島大学,赤:防災科学技術研究所Hi-net,緑:気象庁),◆印は鹿児島大学の臨時観測点。

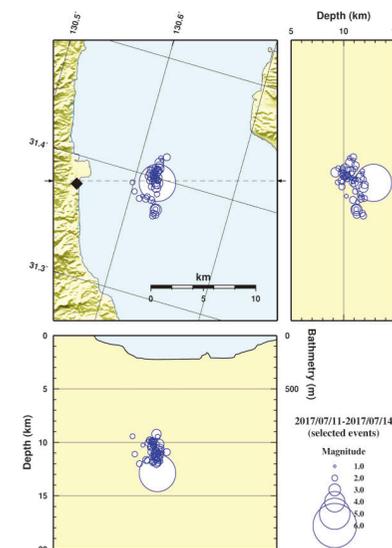


図2

図2 本震および余震の震源分布。震源断面は余震域の走向とそれに直交する方向について示されている。下図の断面図には、震央分布図中の破線に沿った海底地形が書き込まれている。

謝辞: 東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助を受けました。

S09-P10

1914年桜島大正噴火時地震の震源位置の再評価（その2）

#緒方誠・松田健助・岩田訓（気象庁福岡）・後藤和彦（鹿大南西島弧）

Re-evaluation of Hypocenter of the Sakurajima Earthquake on January 12, 1914

#Ogata Makoto, Matsuda Kensuke, Iwata Satoshi(Fukuoka Regional Headquarters, JMA), Goto Kazuhiko(NOEV, Kagoshima Univ)

桜島の大正大噴火の際、1914年（大正3年）1月12日18時28分頃に発生した地震については、当時の震度分布や被害等から鹿児島湾に震源があり、その規模はM7.1というのが現在の通説となっている（Omori（1922）、阿部（1981）、宇津（1982：気象庁カタログ採用））。今般、大正噴火から100年が経過し、次の大正級噴火が近づく中、現存する地震記象紙や原簿・文献等を再点検し、現在気象庁で使用している速度構造（JMA2001）を用いた震源位置の再評価を試みた。

本調査では、鹿児島測候所（当時）に現存する地震記象紙の初動記録から求めた振動軌跡と収集した各地のS-P時間を用いて震源位置を推定し、地球惑星科学連合2016年大会で報告した。その時点では、収集・選別した10地点のS-P時間を用いていたが、その後、徳島の地震記象紙が現存していることがわかり、S-P時間が読み取れたことから、徳島を加えた11地点のデータで再解析を行った。

鹿児島測候所に設置されていたのはグレー・ミルン・ユーイング式地震計で、この地震の地震記象は初動部分のみ記録したあと記録針が振り切れ途絶えている。本調査では、水平動記録をデジタル化し、円弧及びオフセット補正を施した波形について、記録開始から0.7秒後までのパーティクルモーションを描画した。その軌跡から得られた最初の振動方向は北北西方向で、その後、振動方向が東南東方向に変化したことが分かった。そこで、北北西方向に振動している区間について軌跡を直線近似し、その傾きから得られた南南東（北から時計回り154度）方向をこの地震の震央方向として考えた。なお、記録からはS波の到来は読み取れないため、鹿児島測候所におけるS-P時間は0.7秒より大きかったと考えられる。

また、本調査では、各地の観測点について、文献や原簿等に記載されたS-P時間（初期微動継続時間とされているものを含む）を収集するとともに、地震記象紙が現存しているものについては、可能な限りP相、S相の読み取りを行った。こうして、21観測点のS-P時間を収集したが、同一観測点で複数のS-P時間が存在し、値が大きく異なる場合もあるため、残差が概ね5秒を超えるS-P時間を除くなどの選別を行い、最終的に11観測点のS-P時間を再解析に用いた。

震源は、鹿児島測候所の初動方向から得た南南東（154度）方向の断面上での11観測点のS-P時間の走時残差のrms分布で、rmsが最小となる場所とした。こうして、求められた震源は鹿児島測候所から水平方向に6km程度、深さ0kmとなり、鹿児島測候所でのS-P時間は約0.9秒で、初動から0.7秒までにS波が到来していないことと整合する。なお、11観測点を用いて求められた震源は、鹿児島測候所の南西象限（南西7km、深さ0km）となり、初動の方位とは矛盾している。

以上のことから、桜島大正噴火時に発生したM7.1の地震の震央は、鹿児島測候所から見て南南東方向6km程度の鹿児島市街地海岸付近で、震源の深さはごく浅いと再評価できた。

本調査で用いた震源近傍観測点の初動記録を基本とし、S-P時間による震源決定と組み合わせる震源位置を推定する手法は、地震観測黎明期（1885-1922年）の気象庁カタログ改訂にも利用できると思う。

謝辞：本調査には、気象官署が保管している地震記象紙や地震調査研究推進本部が（公財）地震予知研究振興会に委託して行っている強震波形収集事業で地震記象紙を高解像度スキャンしたファイルのほか、国立国会図書館、東京大学地震研究所所有の資料を使用しました。また、気象庁OBの浜田信生氏にはS-P時間を用いた震源計算プログラムを提供していただきました。

鹿児島県阿久根市付近に発生する 低周波地震および震源がごく浅い地震

#後藤和彦（鹿大南西島弧）

Low frequency earthquakes and very shallow earthquakes around Akune, Kagoshima Prefecture

#Kazuhiko Goto (NOEV, Kagoshima Univ.)

鹿児島県北西部の沿岸部に位置する鹿児島県阿久根市付近で2017年6月16日に低周波地震が発生した。火山体直下やプレート境界域以外での低周波地震の発生は珍しい。そこで、鹿児島大学が鹿児島県北西部で地震観測を開始した1996年4月以降の観測データを用いて、阿久根市周辺での低周波地震について調べたので、その結果について紹介する。また、阿久根市付近では、周辺域と比較して深さ3.5km程度以浅の地震活動も目立っている。この地震活動についても紹介する。

気象庁の地震カタログに基づく、阿久根市付近で過去に発生した低周波地震は2001年に1個、2003年に5個、2017年に1個の合計7個だけであり、活動度は非常に低い。さらに、上記の7個のうち4個は、2003年4月6日の3時54分から55分にかけての21秒間に連発したものである。地震の規模はごく小さく（最後の地震はMが-0.7、他はそれと同程度以下）、地震記録を調べたところ、最後の1個の震源は決まるものの、他の3個の震源を決めることは難しかった。図1に鹿児島大学で震源を決めることができた4個の低周波地震を示す（赤○印）。2003年4月6日の低周波地震を除くと、他の3個の震央は数km以内の範囲におさまっている。また、震源の深さは18~23km程度であり、通常地震よりは深部で発生している。これら3個の地震の規模はM0.5~0.6でほぼ揃っている。図2は震央の東方20km程度に位置する鹿児島大学紫尾観測点での地震波形であり、上3個が低周波地震、中3個は震央がほぼ同じで通常地震発生層で発生した同規模の地震である。

この領域の地震検知能力は、Hi-netの阿久根観測点（図1の▽印）の稼働により2000年9月末前後で大きく変わっている。そこで、鹿児島大学の観測データを用いて1996年4月以降について低周波地震の有無を調べた。その結果、M0.3程度以上の地震については、1999年に1個だけ低周波地震の可能性のあるものが見つかった。震央の位置、地震の規模は前述の3個とほぼ同じである。ただし、震源の深さは12.1kmと求められている。

阿久根市付近では震源の深さが3.5km程度以浅のごく浅い地震の活動も特

徴的である。それは、図1の震源断面図で見られる阿久根観測点直下の地震発生層から浅部に突き出したような地震活動である。これらの地震は阿久根観測点に近接した北東から南東方向のごく限られた領域で発生している。図2の下3個の地震波形は震源がごく浅い地震の紫尾観測点での波形であり、中3個の波形と比較すると短周期成分が少なくなっている。

阿久根市付近の低周波地震の活動度は非常に低いものの、地震の特徴は火山体直下で見られるものに類似している。阿久根市を含む南九州西岸沿いには新第三紀の火山岩が見られることから、本稿で示した低周波地震は古い火山の“残り火”的な活動かもしれない。さらに、震源がごく浅い地震の活動も古い火山活動と関連付けて良いかも知れない。

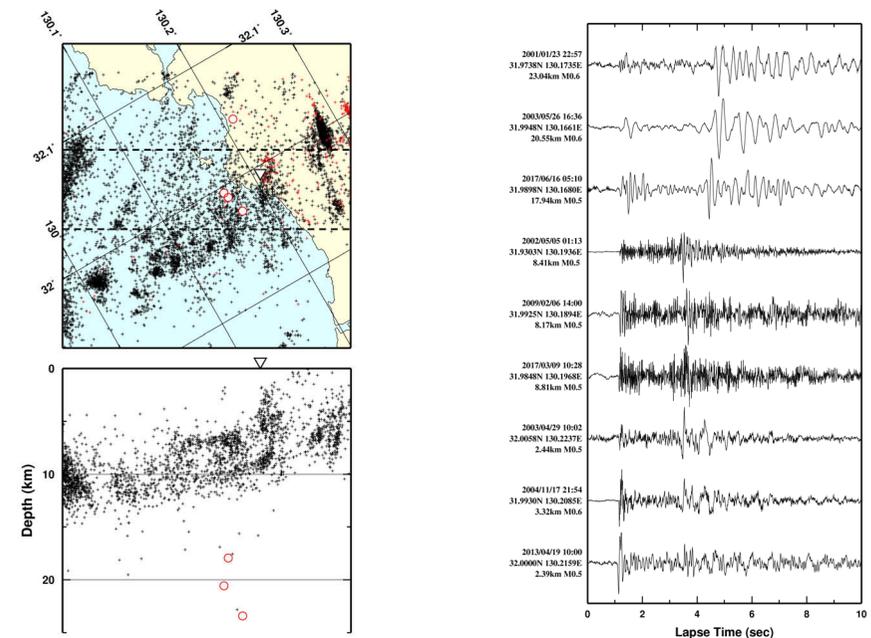


図1. 阿久根市付近の震源分布。赤○印は低周波地震、赤+印は震源がごく浅い地震（3.5km以浅）、▽印は阿久根観測点。断面図では平面図の破線内の地震のみが示されている。

図2. 阿久根市付近で発生した低周波地震、通常の浅発地震、震源がごく浅い地震（上から3個ずつ）の紫尾観測点での1HzHPFを通した上下動成分波形。

謝辞：東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助を受けました。

S09-P12

霧島山における震源再決定と**b**値分布の推定

#千葉慶太・清水洋(九大・地震火山センター)

Hypocenter relocation and estimation of *b*-values distribution in and around Kirishima volcano

#keita Chiba, Hiroshi Shimizu (SEVO, Kyushu Univ.)

霧島火山は九州南部に位置し、成層火山の集合体からなる火山群である。2011年における新燃岳でのマグマ噴火など、近年においても活発的な火山活動が観測されている。さらに、2013年には、えびの高原(硫黄山)周辺において火山性地震の増加が確認され、2015年7月以降は火山性微動の発生も確認されている。地震活動以外にも、えびの高原(硫黄山)周辺では、傾斜変動、熱異常域の拡大・噴気量の増加がみられており、噴火警戒レベルが1から2に引き上げられている(2017/5/9)。本研究では、霧島火山、特に硫黄山周辺に注目し、震源再決定と**b**値解析を通じて、火山活動を明らかにすることを試みる。

解析には気象庁火山性震源カタログを利用した。解析期間は2013/1/1-2016/11/30(本稿投稿時点)である。震源再決定にはhypoDD法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)を使用した。解析の結果、霧島全体において全1264個の震源再決定を行うことができた。震源の相対誤差は水平、鉛直方向にそれぞれ0.19km, 0.27kmであった。オリジナルの火山性地震の震源カタログでは、硫黄山周辺において火山性地震の上限が深さ1km付近に求まることが報告されている。震源再決定後においても同様な分布が確認された。硫黄山近辺では、深さ1km以浅に粘土層の存在が示唆されており(Aizawa et al., 2013)、震源の上限が粘土層によって規定されている可能性が考えられる。続いて、再決定した震源カタログを用いて**b**値分布を調べた。解析にはzmap (Wiemer, 2001)を使用した。0.3km間隔のグリッド点を作成し、各点において最尤法(Aki, 1965)に従い計算を行った。解析の結果、硫黄山直下では、深さ2.5 ~ 1.5km付近に相対的な高**b**値(~ 1.5)を取ることが

わかった。前述のように、硫黄山直下に粘土層が広がると仮定すると、相対的な高**b**値域は粘土層直下に位置することになる。粘土層が地下からのマグマ性流体のキャップロックの役割を果たし、粘土層直下で間隙水圧が上昇し、地殻強度が低下することなどが原因で、相対的な高**b**値域が形成された可能性が考えられる。今後、解析に使用する地震数をさらに増やし、霧島火山における地震活動をより詳細に把握したいと考えている。

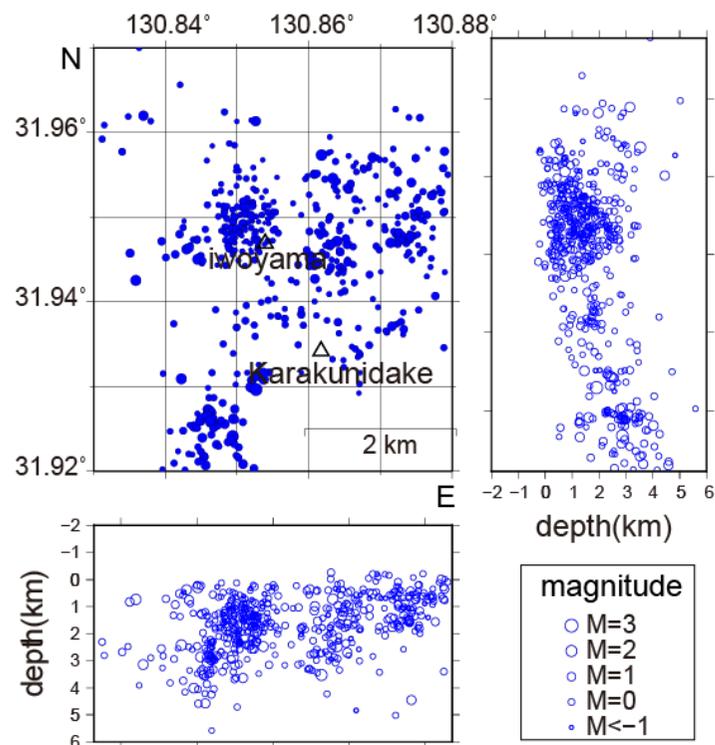


図1 硫黄山周辺の震源分布(2013/1/1-2016/11/30). (下)東西断面図、(右)南北断面図。

謝辞: 火山性地震の震源カタログデータは福岡管区気象台よりご提供いただきました。記して感謝致します。

Matched Filter 法を用いた箱根火山深部低周波地震の検出

#行竹洋平・安部祐希(神奈川温地研)

Detection of deep low-frequency earthquakes beneath Hakone volcano using Matched Filter Method

Yohei Yukutake, Yuki Abe (HSRI)

1. はじめに

火山周辺の深部低周波地震(以下、DLF)はマグマ運動に伴い発生している可能性があり、火山活動を評価する上で重要な指標の一つとなる。しかし、立ち上がりが不明瞭な DLF 波形が地動ノイズに埋もれ、STA/LTA を用いた従来の手法では多くを取りこぼしている可能性があり、DLF と浅部の構造性地震(以下、VT)や地殻変動等の火山活動との関連性は必ずしも明確になっていない。そこで本研究では Matched Filter(MF)法(例えば、Peng and Zhao, 2009)を用い箱根火山で発生する DLF の震源カタログを整備し、火山活動との関係を検証した。

箱根火山ではカルデラ北部下深さ 20km 付近において DLF が発生している。気象庁一元化カタログに基づいた検証では火山活動との関係性は明瞭ではないことが報告されている(原田ほか、2010)。

2. データ及び手法

MF 法は連続波形記録からテンプレート地震波形とコヒーレントな波群を相互相関処理を用いて抽出し、イベント検出をする。本研究ではテンプレート地震として 2011 年 1 月～2016 年 12 月末の期間に気象庁一元化カタログに記載されている M0.4 以上の 52 イベントを用いた。さらに火山下深さ 20km 付近で発生する高周波卓越型の地震(以下、DHF)も 7 イベント用いた。これらの DLF 及び DHF に対して SN 比が高い 9 観測点(神奈川温地研及び防災科研 Hi-net)を選出し解析に使用した。2006 年 1 月～2017 年 7 月の期間を解析対象とした。テンプレート地震波形及び連続波形記録に 1-5Hz のバンドパスフィルタを施し 20Hz にダウンサンプリングし、全観測点波形記録の各テンプレート地震波形に対する相関係数をテンプレート地震の理論走時を差し引いた時刻でスタックした。イベント検出基準には相関係数の中央絶対偏差(Median Absolute Deviation)の 9 倍を用い、スタックした相関係数がこの基準を超える時刻を有意なイベントと見なした。

3. 結果

解析期間において DLF が 6847 イベント、DHF が 270 イベント検出された(図)。これは同期間における気象庁一元化カタログによる DLF 数の約 25 倍に相当する。2013 年 1 月～3 月及び 2015 年 4 月～8 月に DLF 及び DHF の顕著な活発化が認められた。この期間では箱根火山周辺の GNSS 観測点により山体膨張を示す地殻変動が観測され、深さ 7km 以浅で VT が活発化した。山体膨張及び VT の活発化は 2006 年 7 月～11 月にも観測され、顕著ではないが DLF の活発化が認められた。DLF 活発化と山体膨張の開始時期とはほぼ一致しており、このことは DLF と火山活動とが関連性を持っていることを示唆する。DLF は火山深部へのマグマ供給過程を反映した現象なのかもしれない。但し、2008 年～09 年では山体膨張は観測されたが、明瞭な DLF の活発化は認められず、また 2011 年 1 月～2 月のように活発な火山活動が観測されていない期間で DLF のみが活発化する期間も見られた。

謝辞:本研究では気象庁一元化カタログ使用しました。防災科研 Hi-net の地震波形データ及び国土地理院による GNSS データを使用しました。

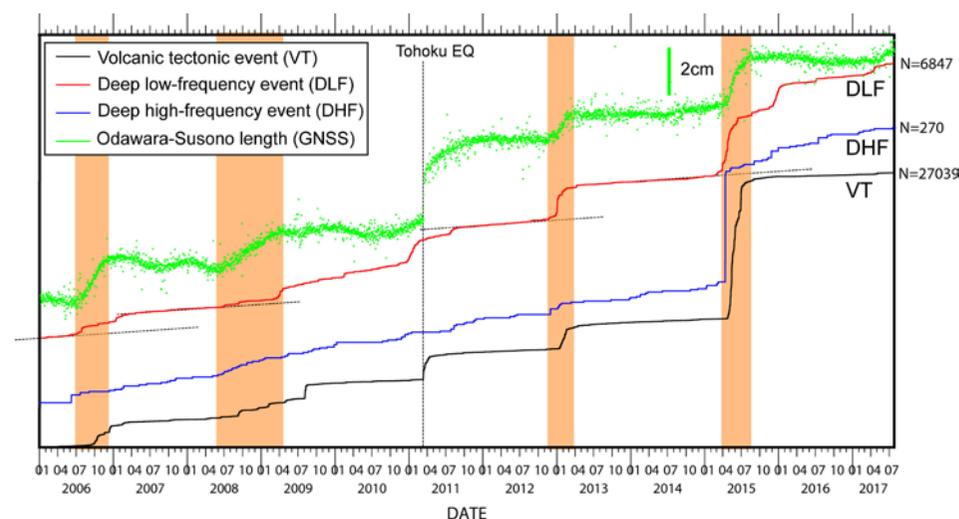


図 下から VT、DHF、DLF 及び GNSS 基線長(小田原-裾野観測点)の時系列変化を示す。

ニュージーランド南島北部における2016 Mw 7.8 Kaikoura

地震前後での広域応力場の推定とその変化

#佐藤将・岡田知己(東北大・理・予知セ)・飯尾能久・大見士朗・三浦勉(京大)・松本聡(九大)・Stephen Bannister・John Ristau (GNS Science)・Jarg Pettinga (Canterbury Univ.)・Francesca Ghisetti (Terra Geologica)・Richard H. Sibson (Otago Univ.)

Spatiotemporal distribution of regional stress field associated with the 2016 Mw 7.8 Kaikoura earthquake in the northern South Island, New Zealand

#Tadashi Sato, Tomomi Okada (Tohoku Univ.), Yoshihisa Iio, Shiro Ohmi, Tsutomu Miura, (Kyoto Univ.), Satoshi Matsumoto (Kyusyu Univ.), Stephen Bannister, John Ristau (GNS Science), Jarg Pettinga (Canterbury Univ.), Francesca Ghisetti (Terra Geologica), Richard H. Sibson (Otago Univ.)

1. はじめに

ニュージーランドの北島と南島北部では、太平洋プレートがオーストラリアプレートに北東-南西方向に斜めに沈み込んでおり、地震活動が活発である。2016年11月14日午前11時32分(UT)に、ニュージーランド南島北東部のKaikouraという場所で、Mw7.8の地震が起こった。本研究では、Kaikoura地震が起こった前後での地殻応力場の時空間変化を推定するために、Kaikoura地震の余震を含む微小～中規模地震の発震機構解を求め、得られた発震機構解を用いて応力テンソルインバージョンを行った。

2. 解析期間と手法

Kaikoura地震の発生前は、稠密地震観測網によって得られた2013年4月1日～2015年4月30日までの2年間のデータの解析を行った。メカニズム解の決定にはHASH program (Hardebeck, 2002; 2003)を使用した。応力テンソルインバージョンには、SATSI algorithm (Hardebeck and Michael, 2006)を用いて、広域応力場の推定を行った。Kaikoura地震の発生後は、2016年11月14日～2017年6月30日までの約8ヶ月間のGNS ScienceのGeoNet

CMT解と、稠密地震観測網によって得られた2016年11月13日～2016年11月30日までのMw5.0以上の地震を用いて、発生以前と同様にメカニズム解を決定し、2つのデータを合わせ、同じくSATSI algorithmを用いて応力場の推定を行った。

3. 結果

得られたメカニズム解の分布と応力場の結果を図1に示す。

Kaikoura地震以前の浅部の地震(深さ0-27km)について応力テンソルインバージョンを行った。領域全体ではほぼ様な結果が得られた。 σ_1 軸はN120Eであり、 σ_2 軸が垂直であった。この結果は、先行研究(Reyners et al., 1997; Townend et al., 2012).と矛盾のないものであった。

Kaikoura地震の余震は東部海岸線付近の深さ0-30kmに分布しており、南西から北東に行くに連れて、震源が深くなっていた。余震分布からは、北東端、本震周辺、南西端の3つのクラスターに分けることができた。地震以前と同様に、深さ0-27kmの地震(余震)に対し、SATSI algorithmを用いて応力テンソルインバージョンを行った。 σ_1 軸は余震域の南西端～本震周辺の中央部ではN120Eである一方で、余震域の北東端ではE-W方向を向いていた。また、 σ_3 軸が垂直であった。地震前後の主応力軸の向きを比較すると、水平面に垂直な主応力軸が、地震前は σ_2 軸であったのに対し、地震後には σ_3 軸へと変化していたと考えられる。一方、応力比(ϕ)は、図1に示すように地震前に対し、地震後では小さくなる傾向にある。

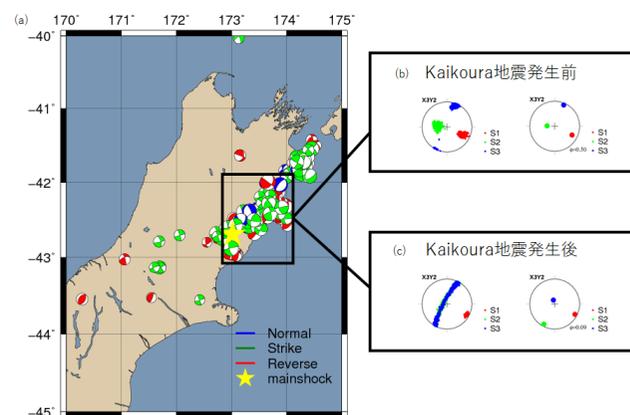


図1

- (a) Kaikoura地震後の余震(メカニズム解)分布図
- (b) Kaikoura地震発生前の主応力軸の方向。左図が95%信頼区間を表した図で、右図が最適解を表す
- (c) Kaikoura地震発生前の主応力軸の方向。図は(b)と同様

本震前後の地震活動の時空間パターンを 特徴づける解析手法の検討

#宮本彩加(静大理)・三井雄太(静大理)

Examination of analytic methods characterizing spatiotemporal pattern of seismicity before and after a mainshock

#Ayaka Miyamoto (Sci., Shizuoka Univ.),

Yuta Mitsui (Sci., Shizuoka Univ.)

1. はじめに

任意の時空間範囲内で、最も大きな地震は本震と呼ばれる。本震の後には、応力再分配により複数の地震が続くことが知られている。それらは余震と呼ばれる。一方、本震の前にその地震よりも規模の小さい地震が発生することがある。それらは前震と呼ばれる。前震と余震を比較することで前震について論じる先行研究は複数存在する(Maeda(1999)やBrodsky(2011)等)。しかし、前震が本震の準備過程の一環として起こるのか、たまたま大きな地震となったものが後から本震と呼ばれるに過ぎないのか、については議論が続いている。前震に関する理解が進まない理由の一つとして、地震活動の複雑さがある。そこで本研究では、複雑な地震活動の特徴を抽出するための手法を開発し、実データに対する適用を試みた。

2. 手法

1998~2014年のJMAの震源カタログデータを使用した。本震はマグニチュードが6よりも大きい地震とした。さらに、本震同士の発生間隔は2年以上、または本震同士の震源の距離が200km以上離れているものとした。その結果、41個の地震が本震として選択された。マグニチュードが2より大きく、本震震源から50km以内かつ本震発生から前後1年間以内に発生した地震を、解析の対象とした。

本震から i 番目に発生した地震の本震震源からの距離を r_i とし、 $|r_{i+1}-r_i|$ を、「散在度」として定義した。これの頻度分布を作成した。この頻度分布は、指数関数でよくフィッティングできることがわかったので、フィッティングカーブの減衰を地震系列の特徴的パラメーターとした。

また、本震を中心に見た散在度だけではなく、よりシンプルに i 番目に発生した地震とその次に発生した地震同士との距離(地震間距離)の頻度分布も調べた。これは、直線でよくフィッティングできることがわかったため、その傾きを各本震の地震系列の特徴的パラメーターとした。

次に、上記手法の比較検討を行うため、Marsan et al.(2014)を参考にし、本研究における前震の判断基準を定義した。本震発生までに日ごとの地震が増加し続けていた場合、前震が発生していた地震系列として定義した。以下で、本研究において前震的な活動があったと定義された本震の地震系列をSeqF、なかった地震系列をSeqNと表記する。

3. 結果と議論

SeqFとSeqNをそれぞれスタックした上で、特徴的パラメーターの値を比較した。まず散在度を用いた場合、SeqFでは本震前の地震のほうが、SeqNでは本震後の地震のほうが時空間的に密集して発生している、という結果になった。一方で、地震間距離を用いた場合、このような結果は得られなかった。これらは、本震震源を中心として地震活動の特徴を抽出する散在度のほうが、単純な地震間距離よりも、前震的な活動が発生していた系列とそうでない系列とを判別するための指標として適切であることを意味する。

次に、41個の本震系列を震源の位置やCMT解などを参考にし、プレート境界・海洋プレート内・大陸プレート内に分類した。その結果、プレート境界の地震系列では、本震前の地震のほうが時空間的に密集して発生していた、という結果が得られた。これは、プレート境界地震では加速的な地震活動が先行することが多いとする先行研究(Bouchon et al., 2013)と調和的である。逆に、海洋プレート内の地震系列では、本震後の地震のほうがはるかに密集して発生していた。

以上に加え、本手法をアメリカの自然地震・(人工的な注水による)誘発地震のデータにも適用し、両者の発生パターンの違いを検出可能か、検討する。

S09—P16

Hi-net 自動処理震源データを用いた余震活動のリアルタイム確率予測システムの開発

#近江崇宏(東大生産研)、尾形良彦(統数研)、汐見勝彦(防災科研)、Bogdan Enescu(京都大)、澤崎郁(防災科研)、合原一幸(東大生産研)

Development of a real-time aftershock forecasting system based on the Hi-net automatic hypocenter catalog

#Takahiro Omi (Univ. Tokyo), Yoshihiko Ogata (Univ. Tokyo, ISM), Katsuhiko Shiomi (NIED), Bogdan Enescu (Kyoto Univ.), Kaoru Sawazaki (NIED), Kazuyuki Aihara (Univ. Tokyo),

大地震の後に起こる余震活動の確率予測を本震後のできるだけ早い段階から行なうことは余震からの被害や被災者の心理的負担を軽減するために重要である。早期の余震活動予測を行うに際しては、(i) 本震直後のデータから小さな余震が数多く抜け落ちてしまっている、(ii) 自動処理によりリアルタイムに得られる震源カタログは人の手によって精査されたカタログに比べると精度が低い、といったような問題が存在している。我々はこれらの問題に対して、データの欠損を特徴付ける統計モデルの導入 [1] や、防災科学技術研究所の Hi-net 自動処理震源カタログを用いた余震活動予測モデルの検証を行い [2]、日本において実用的な余震確率のリアルタイム予測が行える可能性を示してきた。

このような研究を受けて、我々は余震活動の確率予測をリアルタイムに行うためのシステムの開発を行い、防災科学技術研究所にて運用を行なっ

ている。このシステムは Hi-net の自動処理震源カタログを用いることにより、震源決定から予測まで全てのプロセスが一貫して自動的に行なわれるという特徴がある。本システムは、ある決められたマグニチュード以上の大きな地震が起こると、その震源周辺の余震活動のモニタリングを開始し、1 時間おきにその後の 1、3、7 日間の余震発生確率の予測を行う。今回の発表では、この予測システムの概要について説明し、今後の方向性について議論したい。

参考文献:

- [1] T. Omi, Y. Ogata, Y. Hirata & K. Aihara, “Forecasting large aftershocks within one day after the main shock”, *Scientific Reports* (2013).
- [2] T. Omi, Y. Ogata, K. Shiomi, B. Enescu, K. Sawazaki, and K. Aihara, “Automatic aftershock forecasting: a test using real-time seismicity data in Japan”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (2017).

謝辞 : 近江は(株)構造計画研究所より支援を受けています。

S09-P17

時空間 ETAS モデルと震源メカニズム解割合の時間変化を用いた地下応力場の推定手法

#松川 滉明 (筑波大)・笠原 天人・八木 勇治 (筑波大)・エネスク ボグダン (京大理)

Temporal change of stress field estimated by the Space-Time ETAS model and focal mechanism patterns

#Hiroaki Matsukawa (Univ. of Tsukuba), Amato Kasahara, Yuji Yagi (Univ. of Tsukuba), Bogdan Enescu (Kyoto Univ.)

震源情報や震源メカニズムのカタログを用いた応力場の推定は、これまでに多くの研究で議論されてきた。例えば、Tormann et al. (2015) は、 b 値の時空間分布を求めることにより、2011 年東北地方太平洋沖地震の発生前の数年間において、震源域付近での差応力の増加、地震後の応力開放に伴う差応力の減少とその後の急激な差応力の回復といった一連の応力変化を議論している。また、Tanaka (2012) は、東北地方太平洋沖地震発生前後の地震活動を調べ、巨大地震発生から数年前より地震活動と潮汐運動との相関が高まり、巨大地震による応力開放に伴い無相関になることを指摘している。このように、巨大地震発生場の応力の時間変化を推測する手法は複数提案されている。しかし、本震発生前後の長期間において震源域近傍のバルク的な応力場の時間変化が、安定かつ十分な時間分解能で議論された例はまれである。巨大地震が発生すると、震源域近傍の差応力が減少することにより、断層運動のパターンが変化することが知られている。例えば、東北地方太平洋沖地震では、本震発生後に正断層型の地震が増加している (e.g., Asano et al., 2011)。本研究では、震源域近傍で発生する断層運動に着目し巨大地震発生領域での応力場の変化の抽出を試みる。

研究対象の地震は十分な震源メカニズム解のデータが存在する東北地方太平洋沖地震とした。震源近傍における地震を Frohlich (1992) に従い、正断層・逆断層・横ずれ断層型に分類し、それぞれが全体の地震数に占める割合の時間変化を求めた。本震前の解析期間は 1997 年 10 月から 2011 年 3 月 11 日 14 時 45 分、本震後は 2011

年 3 月 11 日 14 時 46 分から 2017 年 3 月とした。本震を中心とし、本震発生前後を一定区間に分け、時間サンプリング間隔は 10 日とした。また、時間変化を安定に求めるために、1 サンプリング点での地震数が 500 以上となるように解区間を定めた。解析対象とする領域は、震源域を広く囲むように設定した。この領域には、アウターライズ部及びプレート境界近傍が含まれる。メカニズム解の割合は余震活動によって変化することが想定される。本研究では、巨大地震以外の地震によって擾乱された非定常的な地震活動の時間変化ではなく、定常的な地震活動のメカニズム解の特徴の時間変化を求めたい。この目的を達成するために、Space-Time ETAS model (Ogata, 1998) を用いて各地震が背景地震活動から生じた確率を求め、得られた確率に基づいて重み付けを行い、震源メカニズムの割合の時間変化を求めた。また、より多くのデータを用いるために、Space-Time ETAS model のパラメータ推定には気象庁一元化震源を利用し、F-net カタログにて震源メカニズム解の分類を行った。

Space-Time ETAS model によって重み付けした場合、重みを付けない場合と比べ、二次余震による影響が軽減され、滑らかな時間変化を見ることができた (図)。図から、2012 年宮城県沖地震 (Mw7.3, 図中 A) や 2016 年福島県沖地震 (Mw7.0, 図中 B) の影響が軽減されていることが分かる。

これは、重み付けしたことにより、定常的な地震活動の時間変化を良く捉えられたためと考えられる。また、逆断層型地震の割合は本震によりステップ状に変化した後、本震前の段階へ急回復する過程が見られた。この事は、地下応力場における応力回復の時間変化を表していると考えられ、Tormann et al. (2015) とおおむね整合的な結果であった。

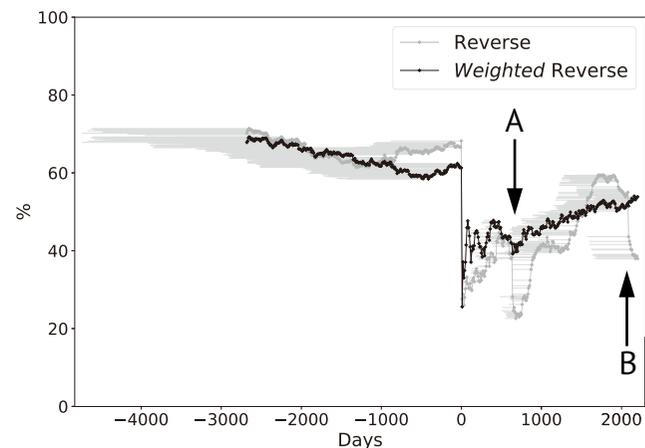


図 東北地方太平洋沖地震発生前後における逆断層型地震の割合の時間変化。本震発生 (2011/03/11) を Days = 0 としている。A, B については本文中を参照。

S09—P18

Modeling and forecasting seismicity in the Kanto region by
using a 3D ETAS model

#Yicun Guo, Naoshi Hirata (ERI), Jiancang Zhuang (ISM)

In this study, we apply the 3D ETAS model to JMA catalog in the Kanto region, in which the focal depth is assumed to follow the beta distribution. By stochastic reconstruction, we find that the deeper main shocks tend to trigger aftershocks at larger time and epicenter ranges than shallow main shocks. To the east of 140.5° E, the shallow main shocks are more productive, while it seems the opposite with the western part. The background seismicity increased to about 5~10 times in three months following the Tohoku earthquake, but recovered to pre-Tohoku level rapidly except for the shallow part of the east of 140.5° E, where the background seismicity remained about 3 times of the pre-Tohoku level. As a perspective of forecast, we carry out the simulation algorithm of the 3D-ETAS model. According to our results, the probability of a M7.0 event in southern Kanto region within 30 years

is about 76.8 percent.

防災科研 Hi-net のデータ解析による 西南日本における相似地震活動

#松原 誠 (防災科研)

Repeating earthquakes in southwestern Japan,
from Tokai to Hyuga nada, detected by NIED Hi-net

#Makoto Matsubara

(National Research Institute for Earth Science
and Disaster Resilience [NIED], Japan)

(1) はじめに

相似地震活動を調べることによりプレート間すべりの様子を捉えることが可能である (Nadeau and McEvilly, 1999, Igarashi *et al.*, 2003, Uchida *et al.*, 2003, Matsubara *et al.*, 2005, Kimura *et al.*, 2006; 2008). 本研究では, 防災科学技術研究所 (防災科研) 高感度地震観測網 (Hi-net) の 2000 年 10 月~2015 年 12 月の約 15 年間のデータを用いて, 東海~日向灘にかけての陸域および沿岸の相似地震活動を調べた。

(2) データ・手法

本研究では防災科研 Hi-net で得られた地震波形記録を用いた。北緯 30.85°~36°, 東経 130.35°~139°の陸域および沿岸において発生した 2000 年 10 月 1 日~2015 年 12 月 31 日までのマグニチュード 1.5 以上の地震 107,806 個を対象とした。

相似地震解析に必要な比較対象の地震について解析したところ, 陸域では震央角度 0.1°未満で十分であるが, 海域では震央距離 0.7°未満の地震と比較する必要があることが分かった。本研究では, 陸域および沿岸の活動を調べるため, 震央角度 0.1°未満の地震 30,137,207 組について, P 波の到達時刻が読み取られている震央距離が 100km 以内の観測点の上下動成分の波形に 1~4Hz, 1~8Hz, 1~20Hz のバンドパスフィルターをかけ, P 波の初動 1 秒前から S 波到達後 5 秒まで, または P 波初動から 40 秒間を切り出して相互相関係数を計算した。3 観測点以上で相関係数が 0.95 以上を記録した組を相似地震の候補として抽出した。

(3) 結果・議論

15692 個の地震からなる 5158 組の相似地震を検出した。このうち, 2 年以上活動が継続したものは 993 組(4156 個の地震)であった (図 1)。

これらの地震の中から防災科研 Hi-net により発震機構解が精度よく求められている地震 2196 個について底角逆断層層と考えられるすべり角 (rake) が 60° 以上 120° 以下で傾斜角 (dip) が 30° 以下の地震 70 個を抽出し, 発震機構解および発生場所を検討した結果, 山梨県東部から日向灘にかけての領域で, プレート境界付近で発生していると思われる相似地震が抽出された (図 1,2)。プレートが沈み込みに伴うと考えられる相似地震は, 日向灘に加えて, 静岡県中部や愛知・岐阜県境付近および紀伊半島南端で発生していた。

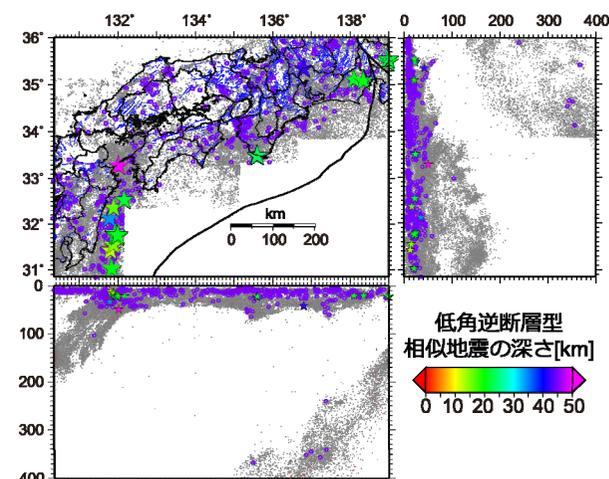


図 1 解析に用いた地震 (灰色) と 2 年以上継続している相似地震の重心位置 (紫) 及びプレートの沈み込みに伴う低角逆断層型の相似地震 (★) の分布

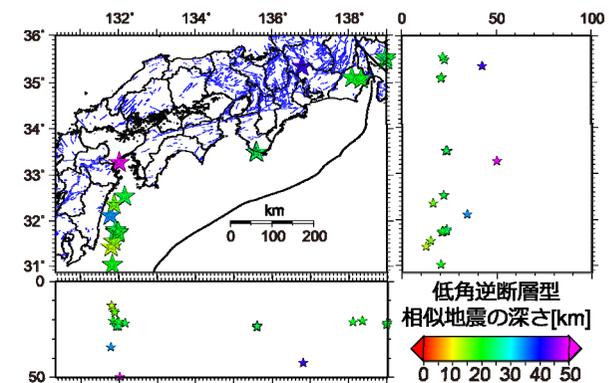


図 2 プレートの沈み込みに伴う低角逆断層型の相似地震 (★) の分布 (深さ方向拡大)

相似地震発生域におけるb値の特徴について

#五十嵐俊博(東大地震研)

Characteristics of b-value in earthquake clusters including similar earthquake sequences

#Toshihiro Igarashi (ERI, Univ. of Tokyo)

1. はじめに. 地震の規模別頻度分布の傾きであるb値は、その地震が発生した地域の応力の指標となることが指摘されている。そのため、b値の時間変化、空間分布の推定が数多く行われてきた。一方、日本列島域では、ほぼ同じ位置で繰り返し発生する相似地震が多数発生していることが知られている。特に、プレート沈み込み帯で発生する相似地震は、そのほとんどが大地震の固着域外のプレート境界面で発生し、地震規模と再来間隔、周辺の滑り速度の間には固有のスケールリング則が成立する。したがって、相似地震活動が卓越している場所では、その発生域固有の特徴を示す統計的性質を持っている可能性がある。そこで本研究では、相似地震活動を含む地震クラスターを抽出し、相似地震活動が規模別頻度分布に与える影響について調査した。

2. 解析手法. 本研究ではまず、気象庁の一元化震源カタログに掲載されている地震の震源情報及びその震源誤差の情報を基に、選び出される地震の重複が無いように地震クラスターの抽出を行った。b値の推定は、1998年1月1日から2011年3月10日までの間に発生したM2.0以上の地震を用いた。さらに、M3以上の地震が10個以上発生し、相似地震が、2002年1月1日から2011年3月10日までの間に1つ以上発生している地震クラスターのみを選び出して解析を行った。

3. 結果. 本解析により、各地震クラスターで得られた、相似地震の発生割合とb値との関係を図に示す。値にはかなりのばらつきがあるものの、その回帰直線から、太平洋プレートとフィリピン海プレートでは、相似地震発生割合が増加するとともにb値が減少する傾向が見られた。これは、各地震クラスターに含まれる相似地震群がプレート境界面上で階層的に分布し、その地震群の数は小規模になってもさほど増加せず、その応力状態よりもむしろ、周辺の滑り状態の変化にตอบสนองして発生していることと対応づけられる。一方、内陸で発生する地震は、相似地震発生割合の増加とともにb値も増加する傾向が見られた。内陸地震はバースト的に発生することが多い。応力の微小な変化に敏感にตอบสนองしやすい断層帯ほど、相似地震の発生が促進されることを示しているのかもしれない。

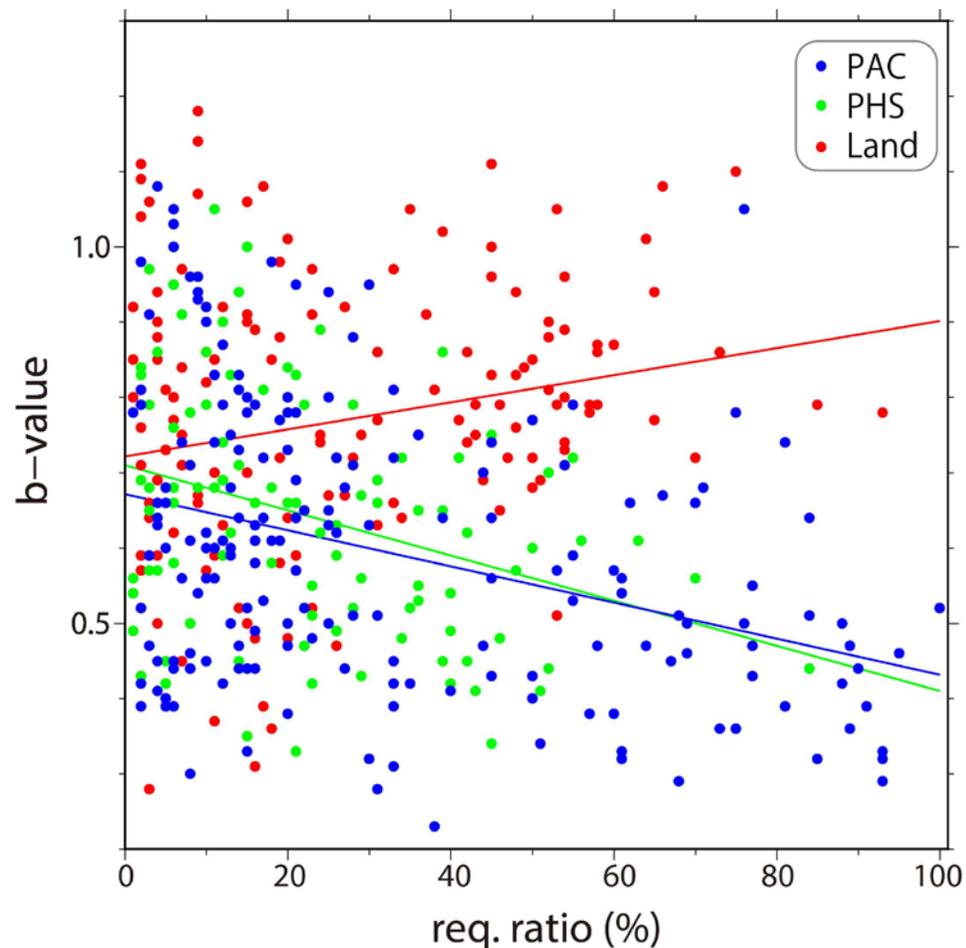


図. 相似地震の発生割合とb値との関係。青、緑、赤はそれぞれ太平洋プレート、フィリピン海プレート、内陸地域で発生した各地震クラスターにおける値を示す。

謝辞. 本研究では、気象庁・文部科学省が協力してデータを処理した地震カタログを使用しました。また、文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」の支援を受けました。記して感謝申し上げます。

スロー地震カタログの標準化に向けて

—データベースの整備—

#加納将行¹・麻生尚文²・案浦理³・新井隆太⁴・伊藤喜宏⁵・鎌谷紀子³・Julie Maury⁶・中村衛⁷・西村卓也⁶・尾鼻浩一郎⁴・杉岡裕子⁸・高木涼太⁹・高橋努⁴・竹尾明子¹・山下裕亮⁶・松澤孝紀¹⁰・井出哲²・小原一成¹

¹東大地震研, ²東大理, ³気象庁, ⁴海洋研究開発機構, ⁵京大防災研, ⁶フランス地質調査所, ⁷琉球大理, ⁸神戸大理, ⁹東北大理, ¹⁰防災科研

Toward standardization of slow earthquake catalog

-Development of database website-

#M. Kano¹, N. Aso², S. Annoura³, R. Arai⁴, Y. Ito⁵, N. Kamaya³, J. Maury⁶, M. Nakamura⁷, T. Nishimura⁶, K. Obana⁴, H. Sugioka⁸, R. Takagi⁹, T. Takahashi⁴, A. Takeo¹, Y. Yamashita⁶, T. Matsuzawa¹⁰, S. Ide², K. Obara¹

¹ERI, Univ. Tokyo, ²EPS, Univ. Tokyo, ³JMA, ⁴JAMSTEC, ⁵DPRI, Kyoto Univ., ⁶BRGM, France, ⁷Univ. Ryukyus, ⁸Kobe Univ., ⁹Tohoku Univ., ¹⁰NIED

近年の地震・測地観測網の発展により、世界各地の沈み込み帯を中心に様々な地域でスロー地震が発見されている。スロー地震は、低周波微動・低周波地震・超低周波地震・スロースリップイベントといった数Hzから数年にわたる幅広い時定数を持ち、多数の研究機関や研究者が様々な手法を用いて検出している。検出されたスロー地震は、個々の研究機関・研究者が論文やウェブサイト（例えば Interactive Tremor Map [Wech 2010]や World Tremor Database [Idehara et al. 2014]）などを通して、独自のフォーマットを用いて公開しているが、特にこのようなカタログを参考に研究を開始しようとする研究者にとっては、アクセス先を調べ、フォーマットを変換し、解析手法の異なるカタログの性質の違いを把握するといった作業には労力を要する。こうした標準化されていない情報利用の煩雑さを軽減するため、科研費新学術領域研究「スロー地震学」では、スロー地震カタログウェブサイトの構築を行い、多岐にわたるスロー地震カタログを扱いやすくすることを目指している。

第一段階として、これまで独自に作成されてきた多数のスロー地震カタログを収集し、Googleマップ上で可視化を行う（図）。ある期間に発生した種々のスロー地震を同時に地図上に表示することで、スロー地震間の空間的な関係や、地域間

でのスロー地震活動の比較、カタログ間の比較などを行うことが可能となる。

第二段階として、収集したスロー地震カタログを共通のフォーマットに変換し、ウェブサイトからダウンロードできるようにする。またカタログに関する情報を一つのウェブサイトから統合的にアクセス可能とする。このような標準化された情報を提供することで、これまで蓄積された成果が利用しやすくなるだけでなく、多分野の研究者のスロー地震研究への参画を容易にし、分野間の連携研究を通して、スロー地震の発生様式・発生環境・発生原理の更なる解明に貢献することが期待される。また、このウェブサイトは世界的に公開されるため、スロー地震カタログの国際的な標準化について主導的な役割を担うことも期待される。

本発表では、本年度中に公開予定のスロー地震カタログウェブサイトの概要およびカタログ公開に向けた準備状況を報告する。

Slow Earthquake Catalog

Time Span

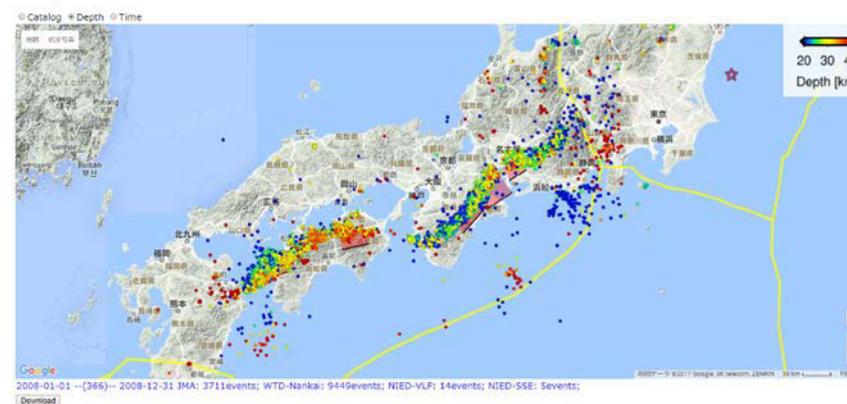
Start: 2008-01-01 Duration: 365 End: 2008-12-31

Catalog

Region	LFE	Tremor	VLF	Slow Slip
Japan	JMA	WTD-Nankai	WTD-Kyushu	NIED
Cascadia				NIED

CMR AS

Color Option



図：スロー地震カタログウェブサイトの試作中の画像

謝辞：本研究は文部科学省・日本科学技術振興会科学研究費助成事業 新学術領域研究（研究領域提案型）「スロー地震学」（課題番号JP16H06472、JP16H06473、JP16H06474、JP16H06477）の一環として行われています。

首都圏地震観測網に基づく関東地方における地震の発震機構解(2008年-2015年)

#石辺岳男(地震予知振興会)・中川茂樹・酒井慎一・鶴岡弘・平田直・佐竹健治(東大地震研)

Focal Mechanism Solutions of Earthquakes in the Kanto Region during 2008-2015 Obtained from the Metropolitan Seismic Observation Network (MeSO-net)

Takeo Ishibe (ADEP), Shigeki Nakagawa, Shin'ichi Sakai, Hiroshi Tsuruoka, Naoshi Hirata, and Kenji Satake (ERI)

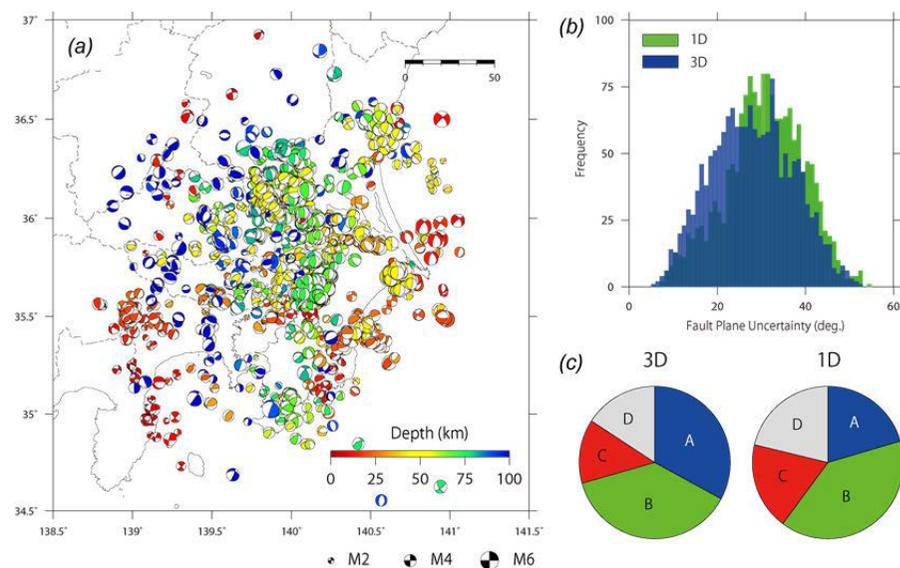
関東地方において2008年4月1日以降、2015年2月9日までに発生した3415地震を対象に、首都圏地震観測網(MeSO-net)ならびに既存観測網によって報告された初動ならびに地震波トモグラフィーによって得られた3次元地震波速度構造を用い、発震機構解を推定しカタログ化した。また、MeSO-netに基づき推定された3次元速度構造を用いることで、発震機構解の品質がどの程度向上したか調査するために、1次元速度構造を用いた場合に推定された発震機構解との比較を行った。

まず、読み取り走時からHYPOMH(Hirata and Matsu'ura, 1987;PEPI)により震源決定を行い、Hirata *et al.* (2011, AGU Fall Meeting)で推定した3次元速度構造を用いて、震源再決定を行った。その後、初動が8観測点以上で検出された地震を対象にHASH(Hardebeck and Shearer, 2002;BSSA)を改良したプログラムを用いて発震機構解を推定した。走向、傾斜角、すべり角を2度刻みで変化させ最適解ならびにその誤差を推定した。推定された発震機構解を、Hardebeck and Shearer (2002;BSSA)に準拠してA(高)~D(低)の品質に分類し、A~Cに分類された発震機構解をカタログ化した。

構築されたカタログは、微小地震に対する信頼性の高い発震機構解を多く含む。推定された発震機構解の品質は観測網分布を反映し、中心部で高く、中心から離れるにつれて徐々に低くなる傾向が見られる。またMeSO-netから推定された3次元速度構造を用いることで、1次元速度構造を用いた場合に比べて断層面の推定誤差が減少し、より品質の高い発震機構解の割合が増加した(図1b, c)。例えば2008年4月1日~2011年8月31日の期間では、品質

Aの発震機構解を例にとると、1次元速度構造を用いた場合には1657地震中339地震(20.5%)であったが、3次元速度構造の場合には545地震(32.9%)に増加した。逆に品質Dのイベントは1次元速度構造を用いた場合には352地震(21.2%)であったが、3次元速度構造の場合には262地震(15.8%)に減少した。MeSO-netに基づく発震機構解カタログの期間中には2011年東北地方太平洋沖地震が発生し、関東地方を含む日本各地で地震活動が活発化したことが報告されている。構築したカタログは東北地方太平洋沖地震前後の発震機構解ならびに応力場の時空間的な変化の解明に有用であると考えられる。

謝辞：本研究では、文部科学省受託研究「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」ならびに「都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト」によって展開・維持された首都圏地震観測網の記録を使用させて頂いた。また、気象庁による初動解ならびに防災科学技術研究所によるF-netメカニズム解を使用させて頂いた。ここに記して感謝する。



(a) 本研究で決定した発震機構解の分布。色は震源の深さを表す。(b) 2008年4月1日~2011年8月31日の期間の地震に対する発震機構解の断層面の誤差分布((青)3次元速度構造、(緑)1次元速度構造を用いた場合)。(c) 上記期間の地震に対して推定された発震機構解の割合((左)3次元速度構造、(右)1次元速度構造を用いた場合)。

海底地震計によって捉えられた東北沖超低周波地震

#高橋秀暢・日野亮太・鈴木秀市・太田雄策・内田直希（東北大理）・篠原雅尚・仲谷幸浩（東大地震研）・松澤孝紀（防災科研）

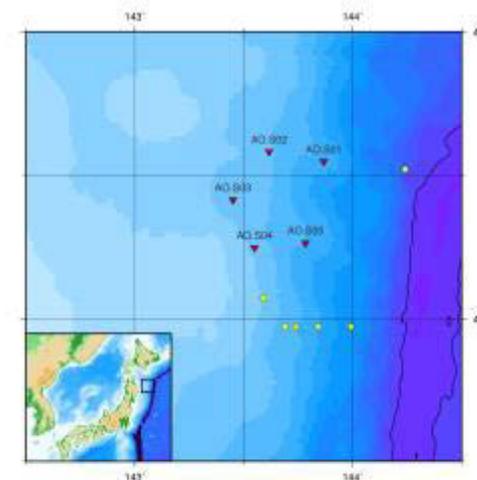
Very Low frequency earthquakes detected by using ocean bottom seismograms in the NE Japan subduction zone

Hidenobu Takahashi, Ryota Hino, Syuichi Suzuki, Yusaku Ohta, Naoki Uchida (Tohoku Univ.), Masanao Shinohara, Yukihiro Nakatani (Univ. Tokyo), Takanori Matsuzawa (NIED)

世界各地の沈み込み帯を中心としたプレート境界で様々なスロー地震が確認されている(Obara, and Kato, 2016)。かつて、スロー地震は起こらないと考えられてきた東北日本沈み込み帯においても、スロースリップイベントと低周波微動が 2008 年と 2011 年に東北沖の震源域、特に海溝軸付近で観測された(Ito et al., 2015)。また、Matsuzawa et al.(2015)は東北沖において、スロー地震の一つと考えられている超低周波地震 (VLFE) を陸上の広帯域地震観測網を用いて検出した。東北沖で検知された VLFE の発生頻度は低く発生地域もごく限られているが、短期間のうちに続発する傾向にある。2011 年東北沖地震後、自己浮上式海底地震計を用いた臨時地震観測が数次にわたって行われており、Matsuzawa et al.(2015)により報告されている複数の VLFE が、震源の近くの海底地震計でも捉えられている可能性がある。図に青森沖の海底地震計の観測点配置と、その設置期間中に Matsuzawa et al.[2015]によ

り検出されている VLFE の震央を載せた。

本研究では、2011 年に青森県沖で発生した VLFE に注目して、その震源に近い海域に設置されていた海底地震計の波形記録の解析を進めた。海底地震計のセンサーは固有周期 4.5 Hz のジオフォン（3 成分）であるが、観測期間中に発生したすべての VLFE 発生時刻あたりで、複数の観測点で特に水平動成分の振幅が顕著に増加する傾向を認めることができた。P 波や S 波の到達を認めることは非常に困難ではあるが、振幅増加が早く現れる観測点ほど、より大きな振幅が観測されることから、これらの震動が地震現象によるものである可能性が高い。VLFE によるとと思われる波形のパワースペクトルを、同程度の震央距離・規模の通常の地震のものと比較したところ、約 1 Hz 以下の低周波成分では同程度のパワーであるが高周波成分が顕著に乏しいこうしたことから、震源の近くに設置された短周期の海底地震計でも VLFE が捉えられていて、その記録を用いることで VLFE の発生位置の推定精度を向上することができそうである。



赤色のシンボルは青森沖の観測点、黄色のシンボルは Matsuzawa et al. [2015]により検出された超低周波地震の震央

東北日本で発生する深部低周波地震活動の時空間 変動と波形相関を用いた地震分類

#小菅正裕(弘前大理工)

Spatiotemporal variation of hypocenters and classification of waveforms of deep low-frequency earthquakes in northeastern Japan

#Masahiro Kosuga (Hirosaki Univ.)

1. はじめに

東北日本弧で発生する深部低周波地震は、地震の規模に比較して卓越周波数が顕著に低く、振動継続時間が長く、地殻の脆性-塑性境界を超えた深さで発生することから、断層運動とは異なるメカニズムで発生することは明らかである。メカニズムとしては、地殻流体の移動や、マグマの冷却に伴う熱応力などが考えられているが、定量的なモデル化はできていない。その理由は、地震活動の様子が地域によって異なることに加え、低周波でありながら多様な地震波形が出現することにある。そこでここでは、カタログデータから地震活動の特徴を表すいくつかのパラメータを用いてその空間分布を調べることと、地震波形の相関を用いて地震を分類し、その空間分布について検討する。

2. 地震活動の時空間変化

気象庁一元化震源カタログで低周波地震のフラグが付けられている地震を対象に、深さ分布を表すパラメータと、時間変化を表すパラメータを求め、その空間分布を調べた。対象としたのは、北海道から関東までの深部低周波地震発生域の中で、発生数が比較的多い42地域である。

深さ分布を表すパラメータとしては、DLF10、DLF50、DLF90を求めた。これは、各領域における低周波地震発生数を浅い方から積算し、総数の10%、50%、90%に達する深さである。DLF90が大きい値をとる領域は、波長100~150 kmで分布しているように見える。DLF90とDLF10の差で表される低周波地震発生域の厚さは、10 km以上のところが多い。これは、低周波地震発生域が深さ方向に伸びた形をしているのが一般的であることを示す。

時間変化を表すパラメータとしては、年間地震発生数の最大値と平均値の比、

及び2011年前後での発生数の比を用いた。前者のパラメータは、北海道地域が東北地方に比べて相対的に大きい。これは、北海道での火山活動が相対的に活発であることを反映するものかもしれない。後者のパラメータが顕著な値を示すのは蔵王のみで、2011年東北地方太平洋沖地震の発生は低周波地震の活動にはほとんど影響しなかったことを示す。

3. 波形相関を用いた地震の分類

波形相関は、2つの地震波形のコヒーレンスを用いて評価した。上記42か所中の10か所を対象に、領域ごとにマグニチュード0.7~1.0以上の地震およそ100個の波形を用いて解析を行った。コヒーレンスはS波部分の3秒間の波形について計算し、周波数0.5~5.0 Hzで平均した後、3成分平均、観測点平均を経て、地震間のコヒーレンスマトリックスを得た。次に、最大コヒーレンスをもつ地震ペアに対して、それぞれの地震とのコヒーレンスが高い地震を探すことで、地震のグループを形成した。未分類の地震に対してこの手続きを繰り返すことで、地震を分類した。

低周波の地震波は経路での短波長不均質構造の影響を受けにくいにも関わらず、コヒーレンスは高周波地震に比べて明瞭に低い。このことは、低周波地震の震源から出る地震波が地震ごとに異なることを示している。

このようにコヒーレンスは低い値をとるが、地震の分類は行うことができた。吾妻山と磐梯山の両地域のデータを併せて解析した結果、地震数が最も多いグループに分類された地震は、両地域にまたがって存在している。このことは、低周波地震の波形を特徴付けるメカニズム自体は、地域によらず共通のものであることを示唆する。各領域内では、震源位置に応じたグループ分けが行われた例が多い。同一グループ内の波形の相関は必ずしも高くないが、他のグループの波形とは系統的な差がある。このことは、低周波地震の波形には発生場所に応じた特徴が含まれることを示す。さらに、各地域においてどのグループにも分類されなかった地震も相当程度存在する。これらは、地震ごとに異なる特徴をもつものである。

以上のことから、低周波地震の波形には、低周波地震共通のメカニズムによる振動、発生地域の特徴を反映した振動、個々の震源の特徴を反映した振動が重なり合っていることが考えられる。今後は、これらの違いを考慮した波形のモデリングを行う必要がある。

謝辞: 解析には、防災科研Hi-net及び気象庁の観測点の地震波形データ、気象庁一元化震源カタログの観測値を利用させていただきました。記して謝意を表します。

西南日本における超低周波地震活動の時空間分布

#馬場慧・竹尾明子・小原一成・加藤愛太郎・前田拓人(東大地震研)・松澤孝紀(防災科研)

Spatiotemporal distribution of activity of very low-frequency earthquakes in southwest Japan

#Satoru Baba, Akiko Takeo, Kazushige Obara, Aitaro Kato, Takuto Maeda (ERI), Takanori Matsuzawa (NIED)

序論・目的

西南日本の超低周波地震(VLFE)には、巨大地震発生帯よりも浅部の深さ数kmで発生する浅部VLFEと、巨大地震発生帯よりも深部の深さ30—40 kmで発生する深部VLFEが存在する。深部VLFEはEpisodic tremor and slip (ETS)と同じ領域で発生し、かつ類似の発震機構解を示す。モーメントマグニチュードは浅部VLFEで3.8—4.9、深部VLFEで3.1—3.8の範囲の値をとる。VLFEはプレート間滑りの時空間分布を反映していると考えられ、Ito et al. (2007; 2009)などで深部VLFEの震源の空間的な分布が議論されている。Baba et al. (2017, JpGU)では、マッチドフィルター法 (Shelly et al., 2007) を用いて、四国西部におけるVLFE活動の経年的な変化を明らかにした。本研究では、同様の手法を用いて、南海トラフ沈み込み帯ならびにその周辺領域のVLFE活動について、より広範囲な時空間分布の系統的調査を行った。

データ・手法

本研究では、防災科学技術研究所の広帯域地震観測網F-netのデータを使用した。波形データには0.02—0.05 Hzのバンドパスフィルターを適用し、2004年4月から2017年3月までの13年間の波形データを用いた。

イベントの検出にマッチドフィルター法 (Shelly et al., 2007) を用いた。テンプレートは、グリッドごとに典型的な発震機構解を仮定して作った理論波形を用いた。テンプレートと波形データとの相関係数は1秒おきに計算し、相関係数の平均の、解析期間における中央絶対偏差の8倍をしきい値と定めた。グリッドは0.1° ごとに定め、同じイベントを複数のグリッドで検出した場合、最も相関係数の大きいグリッドでイベントが発生したと仮定した。

結果・考察

豊後水道では、長期的SSEが6—7年間隔で発生しており、豊後水道のグリッドでは長期的SSEの発生している時期にVLFEの検出個数が顕著に増加した。豊後水道に面した四国の陸域では、約半年間隔で発生するETSに伴って、VLFEの集中的な発生が確認された。また、長期的SSEの発生している時期には、ETSの間隔が短くなり、各ステップのVLFEの発生個数は少なくなっていた。豊後水道から離れた四国中部のグリッドでは、豊後水道で発生する長期的SSEや、豊後水道に面した陸域で発生しているETSの影響は小さかった。四国において検出されたイベントの累積個数のグラフから、2014年前半までと2014年後半以降の回帰直線の傾きを比較すると、2014年の後半以降、傾きが小さくなっていることが明らかになった(図1)。このことから、2014年後半以降、四国西部～中部ではVLFEの活動が低調になっていることがわかる。VLFEの活動が低調になった原因としては、プレート境界における固着の強化が考えられる。紀伊地方でも同様の手法による解析を行ったが、検出数が四国と比較して少なく、四国のような静穏化は現段階では確認されていない。

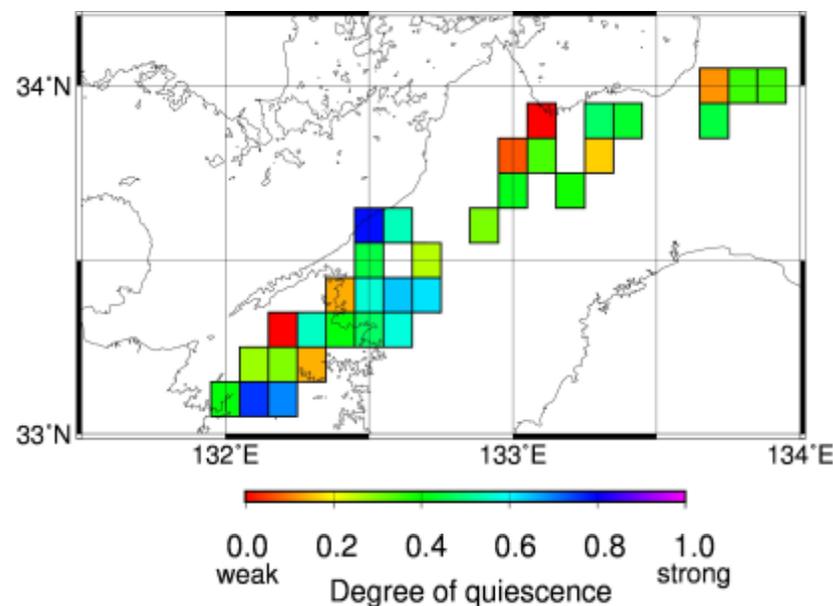


図1 各グリッドにおける、定常期(2004年—2009年)に対する、静穏期(2014年7月—2017年)の年間検出数の低下率。

海底観測記録を用いた日向灘の浅部超低周波地震の震央位置決定

#利根川貴志(JAMSTEC)・山下裕亮(京大防災研)・高橋努(JAMSTEC)・篠原雅尚(東大地震研)・石原靖・小平秀一(JAMSTEC)・金田義行(香川大学)

The epicenter determination of shallow very low frequency earthquakes at Hyuga-nada using seafloor records

#T. Tonegawa (JAMSTEC), Y. Yamashita (Kyoto Univ.), T. Takahashi (JAMSTEC), M. Shinohara (The Univ. of Tokyo), Y. Ishihara, S. Kodaira (JAMSTEC), Y. Kaneda (Kagawa Univ.)

1. はじめに

南海トラフ域では付加体先端部で浅部超低周波地震 (sVLFE) がクラスター状に発生している (Obara and Ito, 2005)。陸域観測で決定できる規模の大きな sVLFE は長周期成分のレーリー波が卓越するため、比較的精度の良い震央決定が可能である。その一方で規模が小さい場合は、陸域観測では sVLFE のシグナルを観測できず、海底観測では sVLFE の 0.05-0.2 Hz 付近の成分を観測できたとしても、波形が複雑なためエンベロープ相関法などの手法の適用が困難な場合がある。本研究では、2014-2016 年に「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」によって日向灘に設置された海底アレイ観測 (観測点数 5-15 点) で取得された sVLFE に関して、地震波干渉法と狭帯域のエンベロープ相関法を用いて震央決定を試みる。

2. 解析手法

地震波干渉法による群速度の分散曲線 近地地震 ($\Delta < 15^\circ$, $M > 5.0$, $D < 50$ km) のレーリー波のコーダ部分に地震波干渉法を適用し、各観測点ペアを伝わるレーリー波を抽出する。その抽出したレーリー波に周波数-時間解析 (FTAN法: Dziewonski et al. 1969) を適用して群速度の分散曲線を推定する。

狭帯域のエンベロープ相関法 sVLFEが観測されている期間の海底連続記録に対して、時間窓 (400秒) を200秒ステップで移動させながらエンベロープ相関法を適用する。その際、0.09-0.15 Hzの帯域 (帯域の選択は後述) において、中心周

波数を0.01 Hzずつ (計7帯域) ずらしながら ± 0.01 Hz幅のガウシアンフィルターを適用し、エンベロープ波形を計算してエンベロープ相関法を適用する。ここで狭帯域のフィルターを使用したのは、広帯域の波形が複雑でも、狭帯域だと分散や不均質構造の影響を受けずにエンベロープ波形がシンプルになる可能性があるためである。震央決定の際には、相関係数0.9以上のペアが5個以上になり、さらにそのような質の高いものが4帯域以上に渡って取得された場合のみ採用した。

3. 結果

まず、分散曲線は0.09-0.15 Hzにおいて群速度0.7-0.8 km/sとなり、それより長周期側では基本モードの群速度が急激に上昇することがわかった (図1)。そのため、0.08 Hzより長周期側はさまざまな群速度の波群が入って波形が複雑になっている可能性があるため、本研究では0.09 Hzよりも短周期側を使用することにした。

位置決定の結果では、2015年 (図2の青丸) に起きたsVLFEは、紀伊半島沖や四国沖で観測されたものと同様に、付加体先端部 (フィリピン海プレートの等深線10 km以浅) で発生している。その一方で、2014、2016年 (図2の赤丸・橙丸) に起きたものは等深線10-20 kmの間に位置しており、他の地域のものよりもやや深部で起きている可能性がある。この場所は、九州パラオ海嶺が沈み込んでいる延長上に位置しており、過去のトモグラフィー研究でもプレート境界以深が周囲に比べて低速度になっていることが知られている (Yamamoto et al. 2013)。

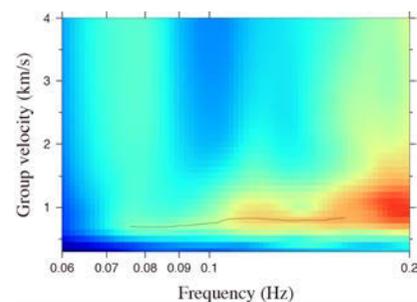


図1. 群速度の分散曲線。
黒線は各周波数の群速度の推定値。

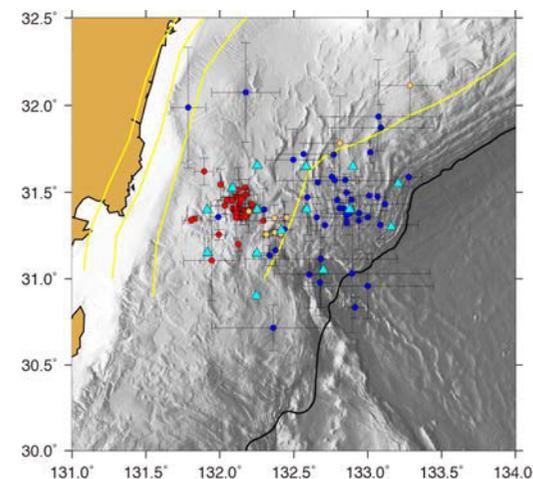


図2. sVLFEの震央位置。赤丸: 2014年、青丸: 2015年、橙丸: 2016年。黄色線はフィリピン海プレートの等深線 (10, 20, 30 km) (Baba et al. 2002; Nakajima and Hasegawa, 2007; Hirose et al. 2008)。

日向灘における海底地震観測にもとづく 2016年熊本地震後の浅部低周波微動活動

#渡邊 早姫(九大院理)・山下 裕亮(京大防災研)・
山田 知朗・篠原 雅尚(東大地震研)

Shallow tremor activity in the Hyuga-nada region after the 2016 Kumamoto earthquake revealed by ocean bottom seismological observation

#S. Watanabe (Kyushu Univ.), Y. Yamashita (Kyoto Univ.),
M. Shinohara, T. Yamada (The Univ. of Tokyo)

1. はじめに

九州東方・日向灘のプレート境界浅部は、低周波微動(Yamashita *et al.*, 2015)や超低周波地震(Obara and Ito, 2005; Asano *et al.*, 2008, 2015)といった、スロー地震と呼ばれる一連の活動が活発な地域として知られている。南海トラフ沿いの巨大海溝型地震の想定震源域の西端部に日向灘は位置しており、この地域におけるスロー地震を含めた地震活動を正確に把握し、プレート境界のすべり特性を正しく理解することは、巨大地震の挙動を知る手がかりになると考えられている。このような背景のもと、この地域のスロー地震の長期海底モニタリングが、文部科学省委託研究「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」における広帯域海底地震観測として、2014年3月より開始された。本研究では、2016年1月から2017年2月の期間で行われた第3期観測期間中に捕らえられた浅部低周波微動について報告する。

2. 観測および解析

第3期の海底地震観測網は、長期観測型短周期(1Hz)海底地震計3台と広帯域(360s)海底地震計2台の計5台によって構成され、全5観測点において、観測期間を通じ良好な地震計波形を取得することができた。これらのデータについて、モニター波形記録を作成し、イベントの有無を目視によりチェックしたところ、2016年熊本地震本震直後より、海底観測網でこれまでに日向灘で観測された浅部低周波微動と同じような波形が観測されている

ことがわかった。いくつかの低周波微動イベントについては、エンベロープ相関法(Obara, 2002; Yamashita *et al.*, 2015)による震源決定を試みた。相対走時差は、2-4Hzのバンドパスフィルターを通したエンベロープ波形を1Hzにリサンプリングし、120秒のタイムウィンドウを設定して各観測点同士の相互相関を計算して推定した。震源の位置はグリッドサーチにより推定(ただし、深さは10kmに固定)し、速度構造はYamashita *et al.*, 2015と同様に、S波3.5km/sの均質構造を仮定した。

3. 結果・考察

モニター波形記録から、浅部低周波微動活動は2016年熊本地震本震後から4月末まで断続的に継続したことが分かった。この期間中における各海底地震計で記録された振幅の時間変化から、発生場所がいくつかの場所に分かれていることが推察される。例えば4月16日には東側、17日から18日にかけては北西側の観測点で振幅が他の観測点に比べ相対的に大きい。18日には再び東側の観測点で振幅が大きくなり、それに加わるように西側の観測点も大きくなっている。一方で、南東側の観測点では、活動期間全体に渡り相対的な振幅の大小はほとんど変わらない。従って、南東側の観測点からはおおよそ等距離の位置で、かつ複数の場所でそれぞれイベントが発生していたと考えられる。

エンベロープ相関法による震源決定は、観測点が少なく震源決定精度はあまり良くないものの、今回の活動はその多くが2013年から2015年の活動領域内で発生していることが示された。2013年から2015年の活動は発生前に大きなイベントは無く、自発的な活動であったが、今回の活動は熊本地震によって誘発された活動であったと考えられる。それぞれの活動で、活動様式などに違いが無いのかエンベロープ相関法に加えて、振幅の大小も考慮し、活動の時空間変化について今後より詳細な解析を行う必要がある。

謝辞：本研究では、文部科学省委託研究業務「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」によって得られたデータを使用した。

日向灘から南西諸島域における 超低周波地震のコーナー周波数評価の試み

#浅野陽一・松澤孝紀（防災科研）

Corner frequency estimation of source spectra
for very-low frequency earthquakes in southwestern Japan

#Asano, Y., T. Matsuzawa (NIED)

日向灘から南西諸島域では超低周波地震活動が比較的活発である。これらのイベントを防災科学技術研究所広帯域地震観測網（F-net）で観測すると、脈動よりも低周波側の0.02~0.05 Hzの周波数帯において高いS/Nでシグナルを捉えることが可能であるが、中には高感度地震観測網（Hi-net）の短周期地震計においても波群の到達が確認できるイベントもある。すなわち、0.01~5 Hz程度という広い周波数帯域においてS/N比が比較的良好なイベントがある。このような超低周波地震について我々は、地震モーメントやコーナー周波数といった震源パラメータの推定を試みた。

観測点における地動の速度スペクトルは、速度震源スペクトルに加えて伝播経路やサイトなどの影響を受けている。本研究ではこれらの影響をトレードオフなく取り除くために、震源位置・メカニズム解が類似した地震と超低周波地震とでペアを構成し、同一観測点の観測記録のスペクトル比を評価した。このスペクトル比はBrune (1970) の ω^2 モデルを仮定すると、地震と超低周波地震との地震モーメントの比とそれぞれコーナー周波数でモデル化することができる。したがって、観測記録によるスペクトル比を説明するようなこれらのパラメータをグリッドサーチなどによって推定することが可能である。

解析には、広帯域地震観測網（F-net）および防災科研・鹿児島大学の合同観測による臨時点の2014年から2016年の広帯域速度記録の上下動成分を使用し、浅野・松澤（2016 秋季大会）による発生時刻と位置が既知の超低周波地震の中から、比較的規模が大きい日向灘の2イベントと奄美大島北東沖の7イベント

を選んだ。また、これらの超低周波地震とペアを組むための経験的グリーン関数にあたる地震として、日向灘と奄美大島北東沖のそれぞれ1イベントを選んだ。解析の際の時間窓は、各イベントのS波と表面波を含む120秒間とした。

解析の結果、日向灘で発生した超低周波地震（2014/6/1 16:02）と地震（2/15/5/26 1:35, Mw4.3）との組み合わせでは、超低周波地震の地震に対するモーメント日が4倍程度、超低周波地震と地震のコーナー周波数がそれぞれ0.05 Hzと5 Hz程度と、比較的安定した推定結果が得られた（図）。他のイベントについてもコーナー周波数はほぼ同程度といえるが、高周波数帯域における低いS/N比のために0.01から0.1 Hzの周波数帯の記録のみで推定を行ったイベントについては、当然ながら解の任意性が高い結果となった。このような場合には、地震のコーナー周波数を既知とするなど未知数を減らす必要があるものと推察される。

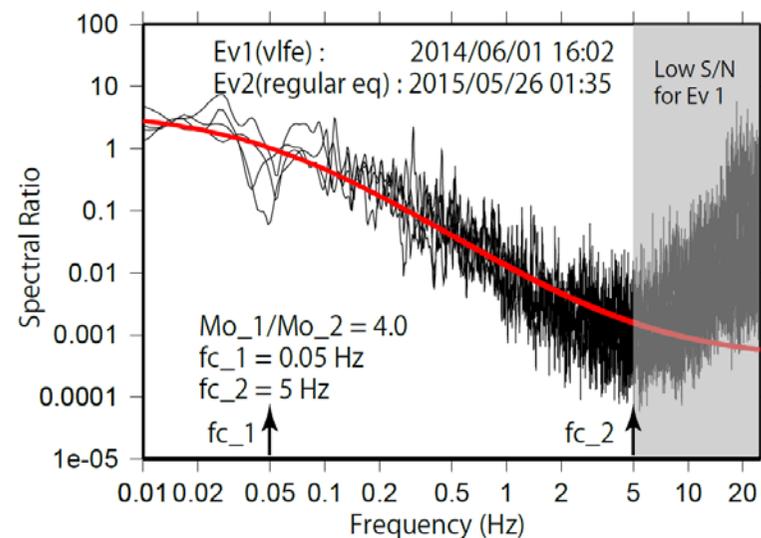


図. 超低周波地震（2014/6/1 16:02）と地震（2/15/5/26 1:35, Mw4.3）との組み合わせによるスペクトル比。黒線は4観測点における観測値を、赤線はモデルから期待される理論値をそれぞれ表す。

謝辞:本研究の一部はJSPS 科研費 JP16H06473 の助成を受けたものです。

南西諸島北部の海域及び島嶼域における地震観測による プレート境界面形状の推定 (4)

#八木原寛・平野舟一郎・小林励司・宮町宏樹・中尾茂・後藤和彦 (鹿児島大)・馬越孝道 (長崎大)・内田和也・松島健・清水洋 (九州大)・中東和夫 (東京海洋大)・山下裕亮 (京大防災研)・阿部英二・池澤賢志・諏訪祥士・山田知朗・篠原雅尚 (東大地震研)

Estimation of a plate boundary derived from seismic observations on sea bottom and land in and around northern part of Nansei Syoto islands (4)

#Yakiwara, H., S. Hirano, R. Kobayashi, H. Miyamachi, S. Nakao, K. Goto (Kagoshima Univ.), K. Umakoshi (Nagasaki Univ.), K. Uchida, T. Matsushima, H. Shimizu (Kyushu Univ.), K. Nakahigashi (TUMSAT), Y. Yamashita (DPRI, Kyoto Univ.), E. Abe, K. Ikezawa, Y. Suwa, T. Yamada, and M. Shinohara (ERI, Univ. of Tokyo)

著者らは、南西諸島北部域において、OBS を 2014 年 4 月から繰り返し投入するとともに、島嶼域においても微小地震観測を実施してきた。これらの観測の目的は、南西諸島北部域のプレート境界面の 3 次元形状推定の精度向上、プレート境界付近の微小地震活動等の時間的空間的变化、さらに浅部低周波微動の発生を検出することにある。2015 年 7 月 5 日以降は、OBS 観測点数をそれまでの 3 点から 6 点に増やし、現在まで継続している。

八木原・他 (2016, 地震学会) までは、1D 速度モデルと station correction を推定し、震源再計算に適用してきた。データの蓄積が進んできたため、ここでは 3D 速度モデルの推定を試み、震源再決定を行った。3D 速度モデルの解析においては、OBS 繰り返し観測開始以降、震央が OBS 及び島嶼域観測点に囲まれる領域で発生した地震 374 個のデータを用いた。先ず 1D 速度モデルと station correction を推定し、得られた 1D 速度モデルを 3D 速度モデルの初期モデルとした。なお、station correction については、1D 速度モデルと同時に

得られた値を固定して与えた。

図は、OBS と島嶼域観測点網内外に発生した 596 個の震源再計算で得られた震源分布を示す。トカラ海峡を境に領域分けした震源断面間 (A-B, C-D) では、地震面の形状の相違が認められる。その一方で、震央分布においては、地震面の等深線を推定するには、地震数が未だ十分でないことが示唆される。

2017 年度の OBS 回収と再投入は、2 航海にわたり、4 月 14 日と 7 月 9~10 日に実施し、6 観測点ともに回収と時刻校正に成功した。ただし本予稿投稿時においては、2017 年度に回収した OBS のデータ処理の途上であり、未解析である。本講演では、2016 年 4 月 13 日~2017 年 4 月 13 日のデータを新たに加えて修正した速度モデルと station correction を適用した震源再計算や、プレート境界面付近の震源メカニズム解の解析により、プレート形状を再考察する。

謝辞 OBS の回収と再投入のための航海は、長崎大学水産学部附属練習船長崎丸の教育関係共同利用に基づき実施されました。また本研究を実施するにあたり、気象庁のデータを使用しました。さらに、東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助を受けました。以上の各機関の皆様には謝意を表します。

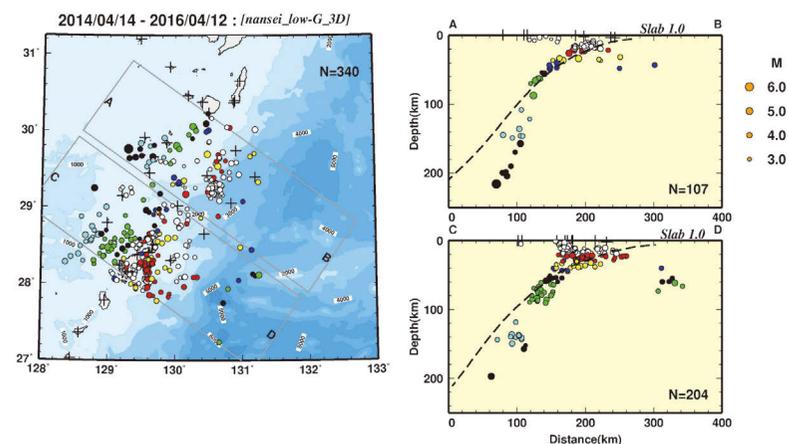


図. 3D 速度モデルと station correction を適用して得られた震源分布。

十字は OBS と島嶼域観測点を示す。収束解が得られた震源のみを示し、プロットの色は、震源の深さに対応する。

琉球列島における遠地地震による低周波地震誘発現象

#金城亜祐美・中村衛・門井洋平(琉球大)

Low Frequency Earthquakes Along the Ryukyu Islands Triggered by Teleseismic Earthquakes

#Ayumi Kinjo, Mamoru Nakamura, Youhei Kadoi (Ryukyu Univ.)

We detected the triggered low frequency earthquakes (LFEs) by the teleseismic earthquake in the Ryukyu Arc. The triggered LFEs have been observed around various places in Japan during the passage of surface waves from teleseismic earthquakes (Miyazawa et al., 2006, Chao et al., 2016). Although the triggered LFEs in the southern Ryukyu Trench had been reported in the previous study (Chao et al., 2016), the detail has not been known.

First, we detected manually the triggered LFEs from the band-pass filtered broadband seismometers. We selected 56 teleseismic events ($M_w > 7.5$) from January 2004 to December 2016, whose epicentral distances were over 1000 km away from Naha. By using the F-net data from NIED, we bandpass-filtered them at the frequency ranges of 2-8 Hz and 0.02-0.05 Hz for the waveforms of the broadband seismometers. Then, we detected the triggered LFEs manually from 2-8 Hz bandpass filtered waveforms during the arrival of surface waves. Then we compared the relationship of triggered LFEs with amplitudes, durations, and arrival directions of surface waves. 37 of teleseismic earthquakes triggered the LFEs among 56 teleseismic events. The LFEs were triggered when the maximum amplitude of the surface waves exceeds 0.1 cm/s at all areas. The relation between the triggered LFEs and arrival azimuth of the surface waves is not clear; however, the triggered LFEs tend to possibly occur when the durations of surface waves are long.

Then we determined the hypocenters of triggered LFEs using grid search method (Chao et al., 2013). The arrival time differences of S waves at each pair of stations were computed using the Envelope Correlation Method (Obara, 2002).

The results showed that the clusters of LFEs of Okinawa and Yaeyama Islands were distributed in the both of Ryukyu Trench and Okinawa Trough (Figure). The hypocenters in the Okinawa Islands concentrated mainly at the Okinawa Trough side rather than at Ryukyu Trench side. There are clusters of the LFEs at the left side and the northern part of the mainland Okinawa. In Yaeyama region, the LFEs hypocenters gathered at the southeastern side of Iriomote Islands and scatter at Ryukyu Trench sides.

The distribution of the triggered LFEs in the Ryukyu Trench is similar to those accompanying very low frequency earthquakes. However, the clusters in the Okinawa Trough have not been observed in the previous studies, suggesting that the hydrothermal activity in the Okinawa Trough would be affected by the dynamic stress change of surface waves.

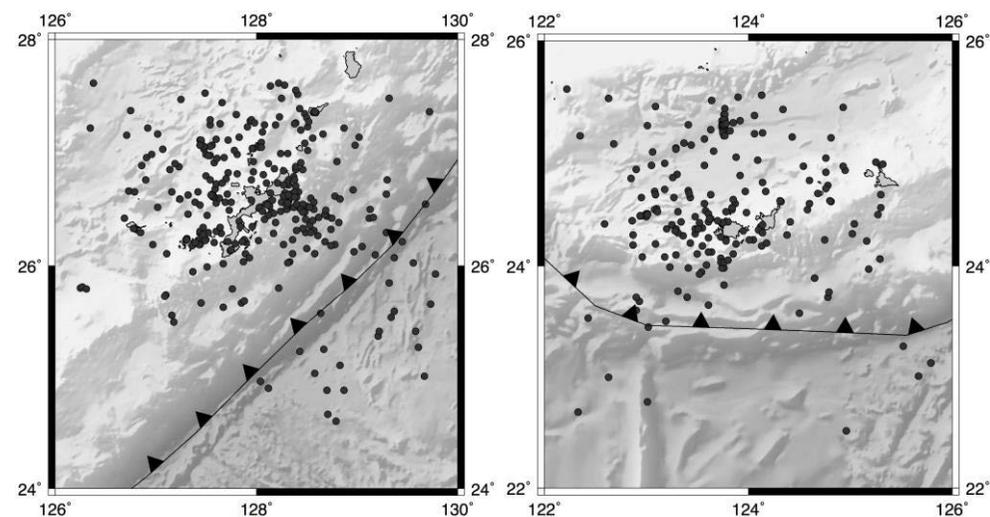


Figure Hypocentral distribution of the trigger LFEs in Okinawa (left) and Yaeyama (right).

2016年4月1日に発生した三重県南東沖の地震 (M6.5) の地震動伝播シミュレーション

#武村俊介¹・久保久彦¹・齋藤竜彦¹・利根川貴志²・汐見勝彦¹ (¹防災科研, ²海洋研究開発機構)

FDM simulation of broadband seismic wave propagation for the 2016 M6.5 Southeast Off Mie earthquake

#Shunsuke TAKEMURA¹, Hisahiko KUBO¹, Tasuhiko SAITO¹, Takashi TONEGAWA² and Katsuhiko SHIOMI¹ (¹NIED, ²JAMSTEC)

1. はじめに 2016年4月1日, 三重県南東沖を震源とするM6.5の地震が発生した。この地震は昭和東南海地震の破壊域の近くで発生しており, プレート境界で発生した地震と考えられている (Wallace et al., 2016; Takemura et al., 2017)。震源域直上には厚い低速度層“付加体”が存在しており, プレート境界で発生する地震の地震動に大きな影響を与える (例えば, Furumura et al., 2008; Guo et al., 2016)。本研究では, この地震について3次元地下構造モデルを用いた地震動伝播シミュレーションを行い, 特に付加体の影響を詳細に調べ, 観測地震動の再現性と付加体モデルの高度化について議論する。

2. 地震波速度構造モデル 地震動シミュレーションに用いる3次元地震波速度構造モデルは全国1次地下構造モデル (JIVSM; Koketsu et al., 2012) を基にした。以下, JIVSMをModel 0と呼ぶが, 付加体はS波速度1 km/sの均質な層としてモデル化されている。しかし, Rayleigh admittance を用いて推定されたDONET下の1次元速度構造では, 深さに対して漸増する傾向を示す (Tonegawa et al., 2017)。そこで, Tonegawa et al. (2017) によるDONET下のS波速度構造から, 鉛直速度勾配を持つ2パラメータモデル (Ravve and Koren, 2006; Takemura et al., 2015) として付加体構造を構築し, Model 1として取り込んだ。各観測点 (図右上地図中の菱形) におけるパラメータをGMT surfaceにより空間内挿および外挿し, 付加体内全体の速度構造モデルを構築した。P波速度, 密度および非弾性減衰については, Brocher (2005, 2008) による経験式を用いた。Model 1の地震基盤以深の構造についてはModel 0と同様である。

三重県南東沖の地震の震源は, Takemura et al. (2017) のMTインバージョンの結果を基に, 点震源を仮定した (図右下地図内の震源球)。地震の規模および観測された変位スペクトルから, パルス幅3秒のcosine関数型の震源時間関数 (Ji et al., 2003) を用いた。地球シミュレータを用いた3次元差分法による地震動伝播シミュレーションにより, 周期5秒より長い帯域の地震動について観測記録と比較を行った。

3. シミュレーション結果 図1に地震動シミュレーションにより得られたF-net N.WTRF およびN.UMJF 観測点 (図右下地図中の三角) の周期5-100秒の3成分速度波形を示す。観測波形 (図中灰色線) と比べると, Model 0 (図中青色線) では表面波の位相の不一致, 振幅も過小評価と再現性が十分ではない。また, 表面波より前に到来する実体波部分についても過小評価となっている。一方で, Model 1 (図中赤色線) では表面波の振幅, 位相, 表面波到来前の実体波について観測波形をよく再現している。これは, 付加体が均質な低速度層としてモデル化されたModel 0と比べ, Model 1の方が短波長の不均質性に富んでいることが原因と考えられる。DONET下の付加体の速度構造モデル導入したことで, 観測波形の再現性を向上させることに成功した。

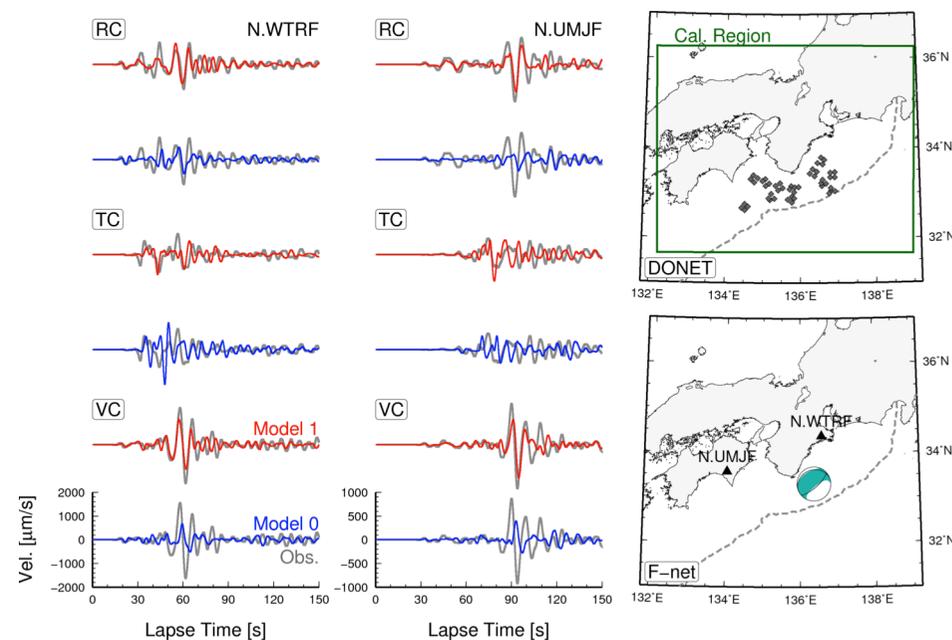


図1. 三重県南東沖の地震動シミュレーション結果。観測波形, Model 0 および Model 1 による計算波形を, それぞれ灰色, 赤色および青色の線で示す。周期5-100秒のバンドパスフィルターをかけた3成分速度波形。比較に使用したF-net観測点を右下地図に示す。Model 1の構築に用いたDONET観測点の位置と計算領域 (緑色の枠内) を右上地図に示す。

謝辞 F-net および DONET の観測波形記録を利用しました。地震動シミュレーションは海洋研究開発機構の地球シミュレータを利用しました。本研究は, 東京海上各務記念財団の地震研究助成「南海トラフで発生する大地震の地震波・津波伝播特性」により実施しています。記して感謝申し上げます。

S16-P02

2016年熊本地震の阿蘇市一の宮における長周期地震動

重藤迪子・上藺周平・寄井田恭佑・神野達夫(九大)

Long-period Strong Ground Motion at KMM004 during the 2016 M_w 7.0 Kumamoto Earthquake

Michiko SHIGEFUJI, Shuhei UEZONO, Kyosuke YOSEIDA, Tatsuo KANNO (Kyushu Univ.)

2016年4月16日1時25分頃に発生した熊本県熊本地方を震央とする M_w 7.0の地震では、阿蘇カルデラ内の阿蘇市一の宮に位置する、防災科学技術研究所のK-NET一の宮観測点（KMM004）において、周期約3秒が卓越する長周期地震動が観測された（図1）。その速度応答値（水平動ベクトル合成，減衰5%）は、周期3秒で400 cm/sを超え、KMM004から北約1.8 kmに位置する阿蘇神社では、固有周期が長いと考えられる楼門と拝殿が倒壊した。

この地震では、断層破壊が震源から北東方向に進み、KMM004による強震波形には破壊伝播効果が現れていることが報告されている（Xie *et al.*, 2017）。また、カルデラ内は軟弱な火山性堆積物が厚く堆積しているため、地震動が増幅されやすいことも指摘されており（野津・ほか，2006），KMM004における長周期地震動は、断層破壊過程と地盤震動特性の影響が反映されたものと考えられる。本研究では、4月16日の M_w 7.0の地震のKMM004における長周期地震動の成因解明を目的に、微動アレイ観測を実施し、地盤震動特性の影響について検討した。

微動アレイ観測は、2016年9月30日~10月1日，12月17日~12月19日に実施した。センサーには、可搬型加速度計JEP-6A3-10（感度10V/g，ミットヨ社製），収録器にはトランスミッターRS-AD24（AD分解能：24bit，アルニク社製），またはGPL-6A3P（AD分解能：24bit，ミットヨ社製）を用いた。サンプリングは100 Hz，アレイ半径は2~450 mとした。得られた微動記録に空間自己相関法（Aki, 1957）を適用し、各アレイの位相速度を求め、この位相速度を満たすS波速度構造を、遺伝的アルゴリズム（山中・石田，1995）による逆解析手法を用いて推定した（図2）。

推定されたS波速度構造は、最表層が0.2 km/s，最深層が2.5 km/sでその上面深さは約1 kmである。防災科学技術研究所のJ-SHIS深部地盤モデル（V2；藤原・ほか，2012）と比較すると，S波速度が同程度の層の上面深さがより

深く推定された。また，推定されたS波速度構造からSH波の地盤増幅特性を求めると，1次卓越周期は3.7秒であり（図2右），KMM004における長周期地震動の成因の一つとして，地盤震動特性の影響があることが確認された。

今後，より深部までのS波速度構造の推定，また，カルデラ内の3次元地下構造による影響について検討する予定である。

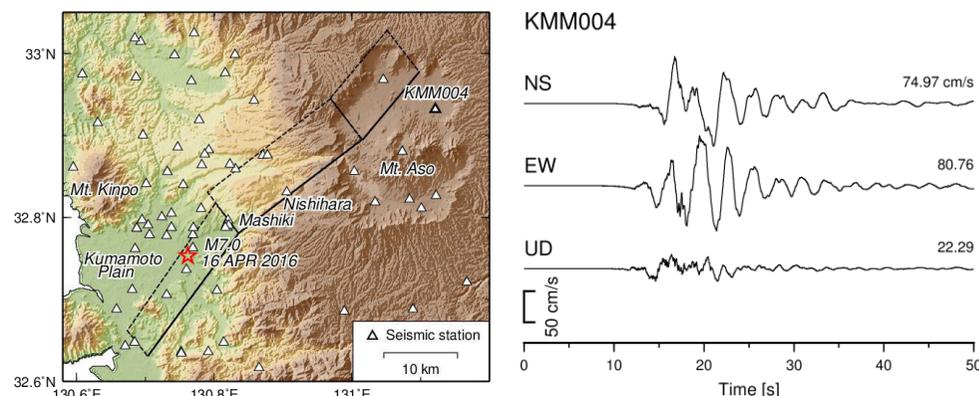


図1 左: 解析対象観測点位置，図中の線は小林・ほか(2016)による震源断層を示す。右: 4月16日の M_w 7.0の地震におけるKMM004の観測速度波形。

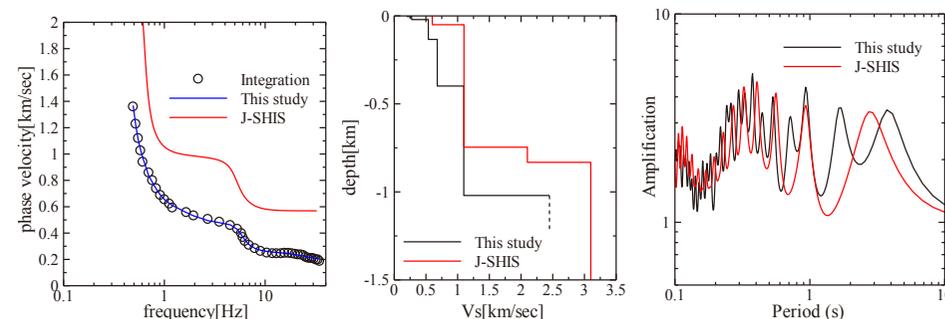


図2 左: 観測位相速度および逆解析により推定したS波速度構造から算出した理論位相速度の比較，中央: 推定S波速度構造，右: SH波地盤増幅特性。J-SHIS深部地盤モデルに基づく値もそれぞれ示す。

謝辞 本研究の一部は，平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査，JSPS科研費16H06298，17H03343により実施した。

関東地域を対象とした浅部地盤モデルの高度化

#若井淳・先名重樹・神薫(防災科研)・長郁夫(産総研)・松山尚典(応用地質)・藤原広行(防災科研)

Improvement of shallow subsurface structure models for Kanto area

#Atsushi Wakai, Shigeki Senna, Kaoru Jin(NIED), Ikuo Cho(AIST), Hisanori Matsuyama(OYO), Hiroyuki Fujiwara(NIED)

1. はじめに

強震動予測精度向上のためには、地下構造モデルの高度化が重要な課題の一つである。これまで防災科研では、可能な限り収集したボーリングデータ、物理探査データ及び既存モデル等を用いて、広帯域の地震動特性を説明できるような広域における浅部・深部統合地盤モデルの作成してきている。さらに、現在、国のSIP事業の一環で、関東および東海地域における広域地盤モデルの構築を実施しているところである。

本稿では、関東地域を対象とした浅部地盤モデルの高度化について取り上げる。具体的には、稠密な極小・不規則アレイ微動観測を実施して得られた地盤震動特性を用いて、防災科研でこれまでに収集した約28万本のボーリングデータや表層地質情報に基づき作成された初期浅部地盤(初期地質)モデルを調整した。ここでは、極小・不規則アレイ微動観測、微動データ解析手法等および修正地盤モデルの増幅特性の特徴について報告する。

2. 極小・不規則アレイ微動観測

常時微動観測については、アレイ半径60cmの「4点極小アレイ」および1辺5m~10m超の「3点不規則アレイ」を組み合わせた極小・不規則アレイ観測を実施した。これらの観測は、関東1都6県の低地および台地の公道上や地震観測点(K-NET, KiK-net, SK-NET, MeSO-netおよび気象庁)付近など、合計で約11,000地点(2017年7月現在)において実施した。また、微動観測機材はJU210/215およびJU410を用いて約1~2kmの間隔で測定し、各地点の測定時間は15分程度である。なお、サンプリング周波数は100Hzもしくは200Hzとした。

3. 微動観測結果の解析手法等

本検討では、近年の研究(例えばCho et al., 2013)で提案、高度化されている極小アレイ微動観測に基づく浅部地盤探査手法により、1次元S波速度構造の評価を行った。具体的な手順は、(1)分散曲線及びH/Vスペクトル比の自動解析・自動/目視読取、(2)AVS30等の増幅特性抽出、(3)分散曲線の直接深度変換、(4)簡易逆解析等のインバージョン処理、(5)工学的基盤($V_s350 \sim 500\text{m/s}$)上面深度抽出としている。

以上により得られる1次元S波速度構造を用いて、既存の初期地質モデルの工学的基盤上面深度および浅部S波速度構造の修正を必要に応じて行った。

4. 修正地盤モデルの増幅特性

一例として、微地形区分に基づいて評価されたAVS30と修正地盤モデルのS波速度構造に基づいて評価されたAVS30の関東1都6県における面的な分布を比較した。大局的には、特に河川部において、修正モデルの方が軟らかくなる傾向が認められた。一方で同じ河川部でも、中川低地、利根川中流付近および小貝川周辺の低地では、より軟らかい地盤構造となっている。

5. まとめ

本検討では、関東地域を対象とした稠密な極小・不規則アレイ微動観測結果から推定されたS波速度構造を用いて、既存の初期浅部地盤(初期地質)モデルの速度構造を修正した。その結果、とりわけ河川部周辺において軟らかい地盤構造がより明確になった。また、高周波側(0.5Hz以上)に対する地盤モデルの検証として、修正地盤モデルを用いた理論的サイト増幅特性を地震観測点における経験的サイト増幅特性と比較したところ、一定の整合性が確認された。

謝辞

本研究は、総合科学技術・イノベーション会議のSIP(戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST)によって実施されました。

参考文献

Cho, I., S. Senna, and H. Fujiwara: Miniature array analysis of microtremors, *Geophysics*, 78, KS13-KS23, doi:10.1190/geo2012-0248.1, 2013.

吐噶喇(トカラ)列島 中之島および宝島の深部地盤S波速度構造

#山田伸之(高知大)・竹中博士(岡山大)

S-wave velocity structure Nakanoshima and Takarajima in Tokara Islands

#Nobuyuki Yamada (Kochi Univ.) and Hiroshi Takenaka (Okayama Univ.)

1. はじめに

南西諸島地域は、大半を占める海域における地下構造の調査は多数なされている[例えば、Nishizawa *et al.* (2017)]が、島嶼部での探査事例は少なく、特に、地震動に影響を与えるS波速度(V_s)構造に関する具体的な物理探査情報が見当たらない。J-SHIS(防災科技研)の深部地盤モデルに南西諸島地域が示されてはいるが、その詳細には不明な点も多い。

著者らは、これまでに北緯30度以南の南西諸島(先島諸島から奄美諸島まで)の島嶼部の地震観測点周辺などにおける深部地盤(V_s 3 km/s 相当の地震基盤まで)の速度構造解明のための常時微動のアレイ探査を行ってきた(計 20 島総地点数 46 地点)。その中でも、山田・竹中(2013)などでは、トカラ列島に隣接する奄美大島での探査の結果(図 1 中の●)を報告してきた。奄美大島での速度構造としては、全般的に地震基盤上面深さは浅く、その上の層の V_s の値も大きく、硬質な地盤構造が推定されていた。今回は、これまでのものとは別に、奄美大島の北約 100 km の位置に点在するトカラ列島の中之島および宝島での探査結果を報告する。トカラ列島は、これまで探査してきた先島・沖縄・奄美の各諸島の島々よりも規模の小さな孤島(島の周囲長が 10-20 km 程度で、比較的深い海に囲まれた島)であり、中之島は活動する火山を有する島である。地質図によると、中之島と宝島とでは、表層地質は大きく異なり、前者は火山岩、後者は海成層とされている。なお、トカラ列島周辺部でもたびたび地震が発生しており、将来強い揺れに見舞われる可能性が高い箇所が島内に含まれている。

2. 中之島・宝島における微動観測

両島での微動観測は、図 1 の NKT(中之島)と TKR(宝島)で実施した。図 1 中には、アレイの中心の位置の緯度経度、微動観測日を示している。両島には、気象庁の津波地震監視網の地震観測点がある。観測には、データロガー(白山工業 LS8800)と加速度計(アカシ 6A3P)を組み合わせた SMAR による 20-60 分間の 7 点同時収録とし、観測点の最大間隔 NKT で 931 m と TKR で 1214 m のアレイ観測を行った。いずれの観測も、GPS による時刻校正を 1 時間毎に行い、収録は 100 Hz サンプルングで行った。一部の地点では、微動振幅が小さく、また、同一アレイ内での地震計設置点の地盤環境の相違のためか周期 1 秒程度付近のスペクトルのばらつきが大きかったが、概ね、解析には耐え得る地盤震動データが得られた。

3. 位相速度とS波速度構造

前述したアレイ観測での上下動記録を用い、F-K 解析[例えば、Capon(1969)]によって、位相速度を算出した。この周期毎の位相速度を図 2 に示す(白丸)。得られた位相速度は、周期 0.4~1.0 s の帯域でしかなく狭く、速度範囲も、1.0~2.5 km/s 強であった。両地点はおおよそ 100 km も離れているが、位相速度の変化傾向としては類似している。

図 2 で示した位相速度をもとに、GA[例えば、山中・石田(1995)]による逆解析を行い、S波速度構造を推定した。その結果を図 3 に示す。逆解析で設定した探索範囲は、J-SHIS のモデルを参照にして、3 層モデルとし、1 層目 V_s : 0.4-1.6 km/s、層厚:0.01-1.0 km、密度: 2.0 g/cm³、2 層目 V_s : 1.4-2.5 km/s、密度: 2.35 g/cm³、層厚:0.01-2.0 km、3 層目 V_s : 2.3-3.6 km/s、密度:2.6 g/cm³とした。このパラメータの設定には、検討の余地があるが、これまでの先島や沖縄の各諸島での速度構造推定時の探索範囲と同じとした。図 3 によると、地震基盤速度は、約 3.5 km/s とやや大きめで、地表付近の第1層の V_s は、0.6-0.7 km/s であった。また、TKR のほうが、NKT よりも基盤上面深度は、大きく 0.6 km となった。なお、本研究で推定された速度構造(図 3)から算出したレイリー波の理論分散曲線と図 2 に示した観測位相速度を比較すると、両者の対応は概ね良好で、観測値を説明できるものであると判断できている。

図 2 と 3 には、アレイの中心位置が入るメッシュでの J-SHIS で示されている速度構造(細線)とそれから算出した理論分散曲線(点線)も記している。両地点とも、ここで推定された速度構造と大きく異なっている。そのため分散曲線も大きく異なる。今後、表層の浅い部分の構造の影響や地震動の記録を活用した検討を加え、得られた速度構造の妥当性の検討や当該地域全体のモデル化にも寄与できるものと考えられる。

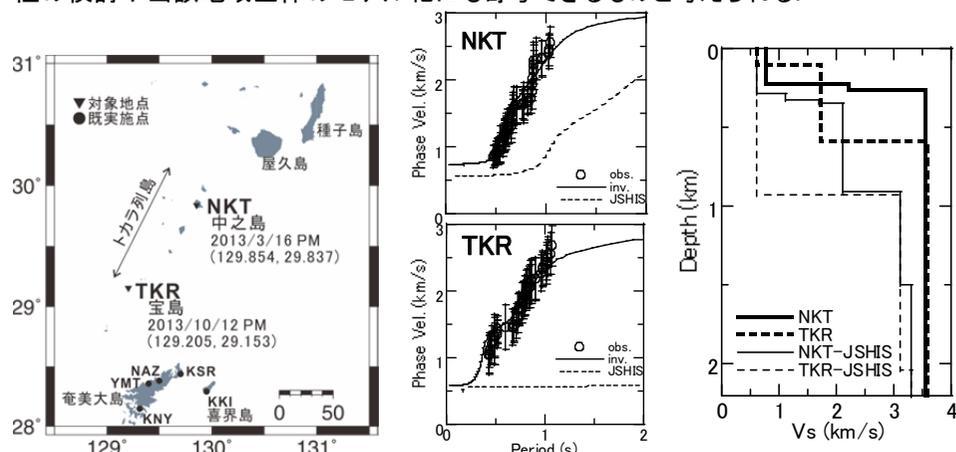


図 1: 観測点周辺地図

図 2: 位相速度の比較

図 3: 速度構造の比較

謝辞: 本研究の微動観測には、岡山大学自然科学研究科博士課程の小松正直さんと同大学学部生および福岡教育大学学部生の皆さんにご協力頂きました。また、この研究では、防災科学技術研究所の J-SHIS の地盤情報を活用しました。なお、この研究は科学研究費基盤研究(B)(課題番号:26282105)の補助を受けています。関係者各位に記して、感謝いたします。

山陰地方西部の堆積平野における微動探査

#浅野公之(京大防災研)・吉田邦一・宮腰 研(地盤研)・大堀道広(福井大)・岩田知孝(京大防災研)

Microtremor Survey in Sedimentary Plains in Western Part of San'in Region

#Kimiyuki Asano (DPRI, Kyoto Univ.), Kunikazu Yoshida, Ken Miyakoshi (GRI), Michihiro Ohori (Univ. Fukui), and Tomotaka Iwata (DPRI, Kyoto Univ.)

山陰地方の沿岸海域及び陸域には多くの活断層が存在している。これらの活断層で生じる地震の強震動予測には信頼できる地下速度構造モデルが不可欠である。鳥取平野、倉吉平野、出雲平野、浜田平野などにおいて、微動や重力等の情報を用いた堆積平野速度構造のモデル化が進められてきているが(例えば, *Noguchi et al.*, 2002; 足立・他, 2009; 野口・他, 2009; 野口・他, 2014), 島根県西部から山口県の日本海沿岸では、堆積平野のS波速度構造に関する調査はほとんど行われていない。益田平野(島根県)や萩平野(山口県)では、平野内外の強震記録を分析したところ、平野内において1~2 Hzの地震動が顕著に増幅していることが分かった。このため、山陰地方西部における速度構造情報を拡充することを目的に、益田平野(MSD)、萩平野(HAG)、仙崎平野(長門)(NGT)及び大津平野(日置)(HEK)において微動アレイ観測及び単点微動観測を実施した。

現地での微動アレイ観測及び単点微動観測は2016年11月14~17日に実施した。観測システムは速度型地震計LE-3D/5s及び収録装置LS-8800を用いた。各平野において、二重正三角形アレイを複数(大アレイ及び小アレイ)展開した。アレイの最大半径は200~280 m(サイトによって異なる)、最小半径は10 mである。単点微動観測は、益田平野15地点、萩平野28地点、仙崎平野14地点で実施した。

微動アレイ観測データにSPAC法を適用し、位相速度の分散曲線を得た。MSD及びHAGでは約5 Hzまで連続性のよい位相速度が求められた(図1左)。これに対し、NGTの0.7~5 Hz, HEKの2~6 Hz付近での微動のパワーが極端に弱く、この帯域では位相速度情報を得られなかったため、これら2地点では適切に解析可能な周波数帯に限定して位相速度を推定した。

Rayleigh波基本モードを仮定し、観測分散曲線に合うS波速度構造モデルを推定した。深い地盤構造の堆積層のS波速度はJ-SHIS V2モデルで定義されている値に固定し、層厚のみを探索対象とした。また、 $V_s = 0.6$ km/sの層の上に表層として1~2層を追加し、層厚とS波速度の両方を探索対象とした。図1(中)はHAGにおける

S波速度構造推定結果であり、地震基盤深さは約1.4 kmと推定された。同様に、MSDは0.4 km、NGTは1.1 km、HEKは0.5 kmという結果が得られた。図1(右)は萩平野における強震記録の観測スペクトル比と理論スペクトル比の比較である。基準観測点をKiK-net YMGH14とし、HAGアレイの中心付近に位置するK-NET YMG002における相対的な増幅率を示した。観測スペクトル比(黒線)は55地震のS波部分水平2成分のFourierスペクトルのベクトル和の比である。理論スペクトル比(赤線)は図1(中)のS波速度構造を用い、重複反射理論でSH波の理論増幅率を計算して得た。基準観測点の速度構造はKiK-netの検層結果を用いた。微動アレイ探査による速度構造は、スペクトル比のピークや増幅率の特徴を良好に説明している。

単点微動観測については、各地点でのH/Vスペクトル比を解析し、ピーク周波数を読み取ることで、基盤深度の空間変化に関する情報を得ることを試みた。益田平野は河口付近の三角州でのピーク周波数が最も低く(約1.3 Hz)、高津川と益田川に沿った谷底状の基盤形状をしていると考えられる。萩平野は阿武川の三角州の中心付近でピーク周波数が低く(約1.0~1.2 Hz)、縁辺部に向かって緩やかに上昇し、阿武川右岸と橋本川左岸で2 Hzを超える。仙崎平野は、深川川三角州と砂嘴が複合して形成された平野であるが、妙見山から正明市にかけてピーク周波数の高い(6~12 Hz)帯状の領域があり、基盤に尾根状の高まりが存在すると考えられる。

【謝辞】本研究は文部科学省科学技術試験研究委託事業「日本海地震・津波調査プロジェクト」(代表機関:東京大学地震研究所)の一部として実施しました。現地での微動観測は、有限会社ジオアナリシス研究所、一般財団法人地域地盤環境研究所、京都大学防災研究所及び関係自治体の皆様のご協力の下に実施しました。国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網K-NET/KiK-net、気象庁及び島根県震度情報ネットワークシステムの強震波形記録を使用しました。記して感謝いたします。

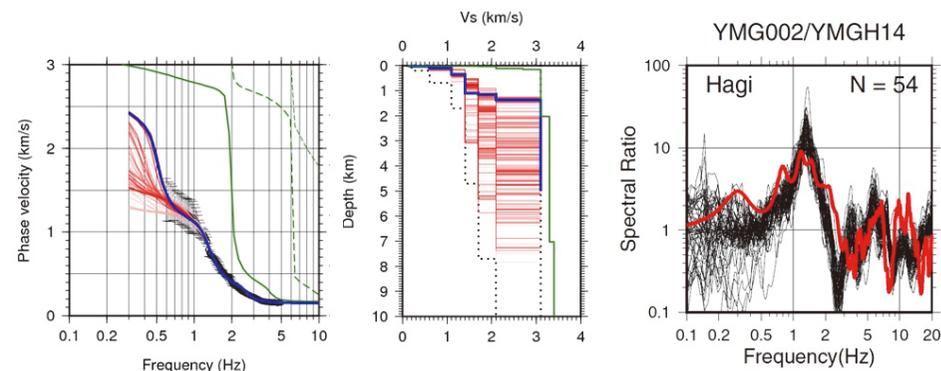


図1) HAGにおける解析結果。(左)微動アレイで得られた位相速度(丸印)、最適解による理論分散曲線(青)、misfitが最適解の2倍以内のモデル(赤)、J-SHIS V2モデルの理論分散曲線(緑)。(中)推定されたS波速度構造(青)、misfitが最適解の2倍以内のモデル(赤)、J-SHIS V2モデル(緑)。(右)YMG002とYMGH14の強震記録S波部分の観測スペクトル比(黒)及び理論スペクトル比(赤)

鳥取県中部小鹿谷および高辻地区における稠密微動観測

#野口竜也・西村武・日高大我・吉見和・香川敬生・吉田昌平（鳥取大）

Dense Microtremor Observation in Osikadani and Takatsuji district, Mid Tottori Prefecture

#Tatsuya Noguchi, Isamu Nishimura, Taiga Hidaka, Kazu Yoshimi, Takao Kagawa and Shohei Yoshida (Tottori Univ.)

1. はじめに

2016年10月21日に鳥取県中部の地震（Mj6.6）の地震が発生し、震源近傍の倉吉市、北栄町、湯梨浜町、三朝町など鳥取県中部の広範囲で建物被害が生じた¹⁾。湯梨浜町の小鹿谷および高辻地区では木造建物の屋根瓦の被害が局所的にみられ、近隣では無被害の家屋もみられた。住宅が密集する領域は両地区とも200~300m四方の領域の狭い範囲内であり、このような場所で局所的に被害が発生する原因を追究することは地震動評価を考える上で重要である。H/Vの卓越周期分布や地盤構造モデルが得られている^{例えば2)}。そこで本研究では、両地区において稠密微動観測を実施し、地盤震動特性の把握および地盤構造の推定を行った。

2. 観測および解析

両地区の住宅が密集する地域を中心に20~100m間隔で、小鹿谷は60点、高辻は20点の単点3成分観測を実施した。また、各地区1か所で正三角形の頂点とその重心に4台の微動計（JU410）を配置するアレイ観測（頂点と重心の間隔0.6~10m）を実施した。解析としては、単点の3成分記録からH/Vを求め、アレイ観測の記録からは、CCA法³⁾、SPAC法⁴⁾により位相速度を求め

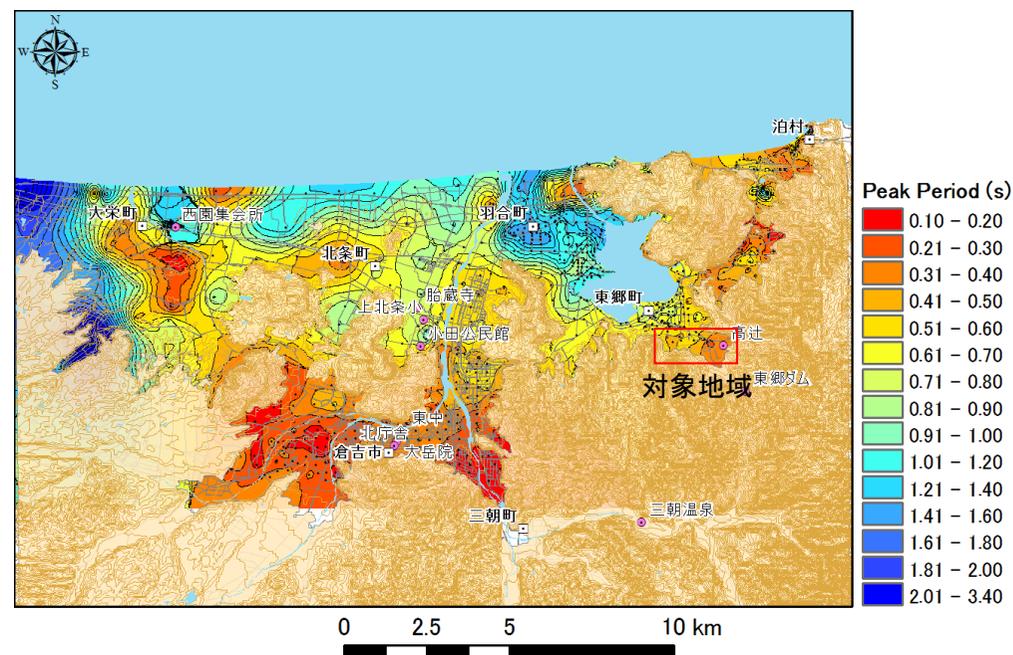


Fig. 1 鳥取県中部におけるH/Vの卓越周期分布

た。H/Vはその形状の特徴や卓越周期を調べ、それらの分布図を作成し、得られた位相速度およびH/Vより地盤構造を推定した。

3. 地盤震動特性および地盤構造

微動の結果より、両地域のH/Vの卓越周期分布と地盤構造モデルが得られた。両地区とも $V_s=500\text{m/s}$ 以下の軟弱層が薄く存在しており、層厚の変化に伴いH/V卓越周期分布が変化していると考えられる。小鹿谷では2017年8月より、高辻では2015年より地震観測を実施しており、高辻では2016年鳥取県中部の地震の本震記録が得られている。今後は今回の微動結果と建物被害との関連性の検討、地震記録も用いて地盤震動特性を把握する予定である。

参考文献； 1)香川・他;地球惑星科学連合大会,2017., 2)野口・他;地球惑星科学連合大会,2017., 3)cho et. al., J.G.R., 2007., 4)Aki, Bull.Earthq.Res.Inst.,1957.

神城断層の堀之内地区トレンチ近傍における 常時微動の卓越周波数の空間変化

#栗山雅之・佐藤浩章(電力中央研究所)・隈元 崇(岡大院)

Spatial variation of peak frequencies of microtremors around the Horinouchi trench site of the Kamishiro Fault

#Masayuki Kuriyama, Hiroaki Sato (CRIEPI), Takashi Kumamoto
(Okayama Univ.)

【はじめに】

地震動評価において、活断層の総延長は重要なパラメータの一つである。しかしながら、総延長を決める活断層端部や境界部の性状は複雑で、判読が難しい場合がある。著者らは、観測が容易なことから高密度に展開でき、かつ地下構造の変化に敏感な常時微動の卓越周波数を用いた調査の活断層への適用性を検討している(例えば、立川断層近傍¹⁾)。本稿では、2014年長野県北部の地震(M_{JMA}6.7)の震源断層となった神城断層の堀之内地区トレンチ近傍で実施した高密度の3成分常時微動観測によるH/Vスペクトルの卓越周波数の空間変化とトレンチ調査、極浅層反射法地震探査との対応について検討した結果について報告する。

【常時微動観測の概要】

常時微動観測は、トレンチ地点(奥村ほか²⁾)の約10m南に位置する東西方向の農道において実施した(図1)。微動観測の測線(A-A')は71mで、1m間隔で72地点で観測を実施した。測線の24mから34mに、堀之内地区トレンチの長手方向の位置がほぼ対応する。また、堀之内地区トレンチ近傍では、今泉ほか⁴⁾による地層抜き取り調査が実施されており、より広域な地質断面も得られている。さらに、測線長200mの極浅層反射法地震探査が、同じ農道で実施されており(松多ほか⁵⁾⁶⁾)、より深い構造との対応について検討することも可能である。

微動観測には、白山工業(株)製のポータブル微動観測装置(JU410)を使用した。尚、サンプリング周波数は100Hzとし、各地点で約5分間の微動を観測した。

【常時微動のH/Vスペクトルの卓越周波数の特徴】

図2には、各観測点で読み取った常時微動のH/Vスペクトルのピーク周波数の空間変化を示す。堀之内地区トレンチ周辺で観測した常時微動のH/Vスペクトルには明瞭な低周波数側の1次ピーク(ピーク1)が見られ、さらに10Hzを超える高周波数側にもピーク(ピーク2)を読み取ることができた。ここで、高周波数側と低周波数側のピ

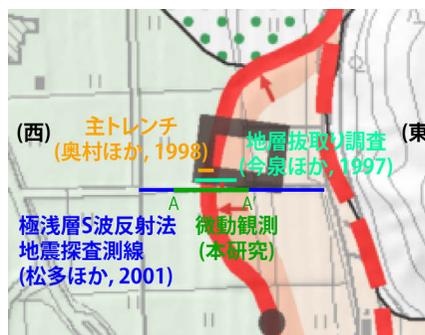


図1 微動観測の測線(緑色)。国土地理院の地理院地図と都市圏活断層図(廣内ほか³⁾)に加筆。

一方、図2の高周波数側のピーク2の空間変化については、今泉ほか⁴⁾の5,000年前の変位基準線との対応が見られた。この変位基準線は、奥村ほか²⁾のトレンチ壁面における軟弱な層とやや硬質な層の地質境界の変化に対応している

と考えられる。本研究の測線におけるトレンチ壁面に該当する24mから28mの間でのピーク2の周波数(10Hz)から、同様に1/4波長則で推定される深さは5mで、奥村ほか²⁾による地質境界の深さとも対応する。

今後、他のトレンチ調査地点においても高密度の常時微動観測を実施し、常時微動の卓越周波数の変化を用いた手法の適用性について検討を進める。

【謝辞】微動観測に際しては、岡山大学大学院教育学研究科の松多信尚教授、竹竝大士氏、森木ひかる氏、前田響子氏、森今日子氏、大西耕造氏、および電力中央研究所の鈴木恭平氏の協力を得ました。

【文献】1)栗山ほか(2015):物理探査学会第132回学術講演会講演論文集、2)奥村ほか(1998):地震2(50)、3)廣内ほか(2017):都市圏活断層図(白馬岳・大町 一部改訂版)、4)今泉ほか(1997):活断層研究(16)、5)松多ほか(2001):活断層研究(20)、6)松多ほか(2007):地震研究所彙報(82)。

ーク周波数は、それぞれ極表層と相対的にやや深い地層境界面の応答に対応すると考えれば、図2は深度断面と類似した変化を表していると考えることが可能である¹⁾。

そこで、図2の低周波数側のピーク1の空間変化に着目すると、測線の東端(点A')から西端(点A)で低周波数側に連続的に変化する、すなわち深くなる傾向にある。これは、松多ほか⁶⁾の極浅層S波反射法地震探査による深部の礫層の変化とよく対応する。松多ほか⁶⁾による深部の礫層の深さは、西端(点A)付近では50m程度となっており、これは深部の礫層以浅の平均S波速度を200m/sとし⁶⁾、微動観測による西端(点A)付近のピーク周波数(1Hz)を用いて、1/4波長則から層厚に換算した結果と整合する。

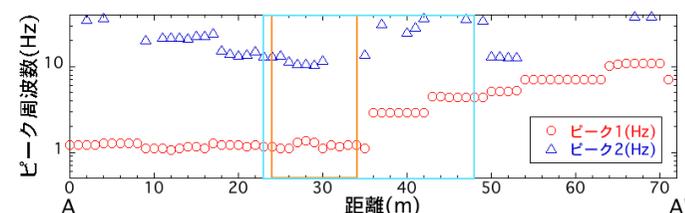


図2 常時微動 H/V スペクトルのピーク周波数の変化。橙色と水色の枠は、それぞれ奥村ほか²⁾のトレンチ、今泉ほか⁴⁾の地層抜き取り調査の位置に対応。

2点同時微動観測に基づく傾斜基盤構造推定の試み

飯山かほり(東工大)・宮本崇(山梨大)・#盛川仁(東工大)・飯田剛史(東工大)
 ・後藤浩之(京都大)・秦吉弥(大阪大)

Attempt to depth estimation of sloped bedrock based on two-sites simultaneously microtremor observation

Kahori Iiyama (TIT), Takashi Miyamoto (Yamanashi Univ.), #Hitoshi Morikawa (TIT),
 Tsuyoshi Iida (TIT), Hiroyuki Goto (Kyoto Univ.), and Yoshiya Hata (Osaka Univ.)

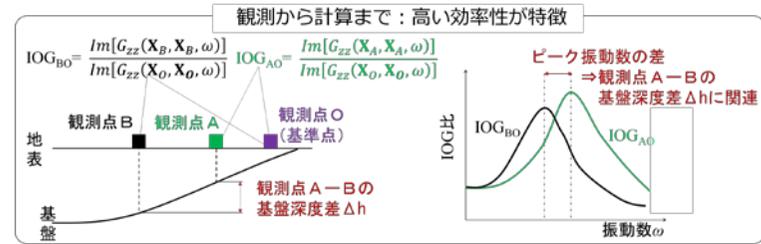


図1 基盤深度差の推定方法概要

1. はじめに

表層地盤の速度構造や基盤(工学的基盤, 地震基盤)の深度や形状が地表面ならびに構造物の地震時動的応答に大きく寄与することは広く知られており, これまでに常時微動を利用した単点あるいはアレー観測記録からこれらを推定する多くの方法が開発されている. 一方, 推定方法の多くがその理論背景において所謂水平成層構造を仮定している点で, 実地盤への適用に課題を抱えていることも事実である. 傾斜基盤の存在によりその上の表層地盤の地震応答が局所的に増幅する場合があることをも踏まえれば, 基盤位置の空間変化を高分解能で推定できる効率的な方法の開発が望まれる. 可能性の一つとして, Zhangらの方法(2015)がある. この方法に基づけば, 2点以上の微動アレー観測記録の組み合わせから, 基準点の基盤深度に対する他方の観測点の基盤深度の差を推定することができる(図1). 本報では, 重力探査に基づく基盤推定結果(Araki et al., 2017)において基盤が概ね1:10以上の割合で傾斜している可能性が示唆された熊本県内の赤井地区近隣において微動アレー測定を行い, Zhangらの方法を適用, 既往の方法との比較に基づきその実用性を検討する.

2. 推定方法

3次元拡散波動場における2つの観測点A-B間(それぞれ観測成分*i, j*)のクロススペクトルのアンサンブル平均と地盤のグリーン関数の虚部との関係は次式で表される(Sánchez-Sesma et al., 2006).

$$\langle u_i(X_A, \omega) u_j^*(X_B, \omega) \rangle = 2\pi E_S k^{-3} \cdot \text{Im}[G_{ij}(X_A, X_B, \omega)]$$

ここに, $u_i(X_A, \omega)$ は観測点Aにおける*i*方向成分の変位場, E_S , k はそれぞれせん断波の平均エネルギー密度, 波数, $G_{ij}(X_A, X_B, \omega)$ は観測点Bにおける*j*方向成分の単位調和加振力に対する観測点Aにおける*i*方向成分の変位を表すグリーン関数, Im , 記号*はそれぞれ複素共役, 虚部を表す. これより, 同一観測点の上下成分のパワースペクトルの比は, グリーン関数の虚部の比(IOG比)で表現できる.

$$\frac{\langle u_z(X_A, \omega) u_z^*(X_A, \omega) \rangle}{\langle u_z(X_O, \omega) u_z^*(X_O, \omega) \rangle} = \frac{\text{Im}[G_{zz}(X_A, X_A, \omega)]}{\text{Im}[G_{zz}(X_O, X_O, \omega)]} = \text{IOG比}$$

共通の観測点を有する2つ以上のIOG比から, 図1のように基盤深度差を推定する.

3. 検討結果とまとめ

IOG比に基づく推定法から, 基盤が浅い箇所と深いと推定される箇所において,

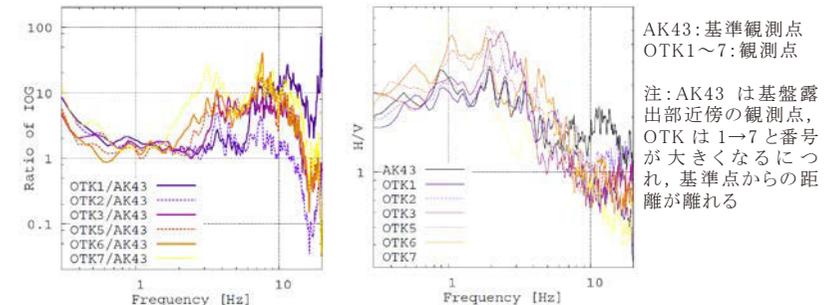


図2 IOG比(左)とH/Vスペクトル(右)による結果の一例

IOG比に振動数の差が変化していく様子が確認された(図2左). 一方, H/Vスペクトル比からはピークとその変化の読み取りが難しかった(図2右). 特に後者では層構成が複雑な場合や, インピーダンス比がはっきりしないような場合はターゲットとする工学基盤境界の推定を難しくなる可能性がある. ただし前者の方法で傾斜の絶対値を推定するためには, ①1点以上のリファレンス(観測点近傍ボーリングデータ等), ②ピーク振動数の差と深度との関係の定式化, の2点が必要となる. 実用化にあたり, 別途数値実験等による検証を加える必要がある.

謝辞

本研究の一部は, 京都大学防災研究所 平成28年度特別緊急共同研究「益城町内の街地における震災の帯の再現を目的とした地盤調査の超高密度実施に基づく2016年熊本地震の強震動評価」(代表: 秦吉弥, 課題番号: 28U-07)により助成を受けたものです. ここに謝意を表します.

参考文献

- Araki, S., et al. : Estimation of 3-D Bedrock Structure using Gravity Survey around Mashiki, Kumamoto, Japan, Journal of Disaster Research, 2017 (Manuscript in preparation)
- Sánchez-Sesma, F.J. and ampillo, M. : Retrieval of the Green's function from cross correlation: The canonical elastic problem, Bulletin Seismological Society of America, Vol. 96, No.3, pp.1182-1192, 2006.
- Zhang, X., Morikawa, H. : A new significance on the vertical component ratio of the power spectra between two sites in the application of array methods, Journal of Seismology, Volume 20, Issue 1., pp. 185-196, 2015.

S波インピーダンスによる地盤増幅特性評価法の 地震観測記録に基づく検証

#林穂高・後藤浩之・澤田純男(京大防災研)・新垣芳一(東電設計)

Prediction performance of V_{sz} and S-wave impedance on site amplification factors

#Hodaka Hayashi, Hiroyuki Goto, Sumio Sawada (Kyoto Univ.),
Yoshikazu Shingaki (TEPSCO)

現在、自治体等では地盤による地震動の増幅を評価して、ハザードマップとして公表する施策が進められている。これらはボーリング情報を用いることを基本とするが、稠密な情報がない場合には微地形区分等の間接的な情報から地盤の物性を推定し、地盤増幅を評価するため精度が十分でない可能性が考えられる。

一般に地盤増幅の評価に用いられる物性の情報は、深さ 30m までの平均 S 波速度 (V_{s30}) であるが、これを求めるためには深さ 30m までの S 波速度の情報が必要である。一方、近年では表層の S 波インピーダンスが地盤増幅と関連することが明らかになりつつある。Goto et al.(2011)は NED の理論に基づき、地盤伝達関数の周波数平均が最表層の S 波インピーダンスのみに依ることを理論的に説明している。さらに、Goto et al.(2015)は、地盤最表層の S 波インピーダンスを原位置で非破壊検査する方法を提案している。このため、最表層の S 波インピーダンスは原位置で簡便に計測でき、かつその値で地盤増幅を適切に評価できる可能性が考えられる。そこで、本研究は、実地盤の S 波インピーダンスやその他の地盤情報と地盤増幅との関係について論じるため、地震観測記録に基づいて地盤増幅との関係について考察した。

本研究では、地盤増幅(増幅度)を観測記録と距離減衰式(安中他 1997)により推定される値との比として定義する。最初に周期成分ごとに平均値を評価したところ、短周期側と長周期側では最表層の S 波インピーダンス、 V_{s20} とスペクトル比の関係が異なる傾向にある。まず、短周期側の傾向を統一的に整理するため、周期 0.1 秒から 0.5 秒までの加速度応答スペクトルの平均値 F_a の増幅と表層の S 波インピーダンス、 V_{s20} との関係を示したものを図 1 に示す。相関係数の値からほぼ同等の性能であることがわかる。一方、長周期側では地盤の卓越周期 T_g と応答スペクトル比との間に関係性がみられる。図 2 は周期 1 秒における T_g 、 V_{s20} と応答スペクトル比との関係を示したもので、両者ともある程度の似た相関がみられる。

以上の結果から、短周期において最表層の S 波インピーダンスは V_{s20} と、長周期において卓越周期 T_g が V_{s20} と同程度の性能が見込まれる。また、最表層の S 波インピーダンスも T_g も、非破壊で直接測定できることが重要である。今後は、異なるマグニチュードの地震記録を用いて評価を進め、また地盤の減衰による影響や強震時の地盤の非線形性について検討することが課題である。

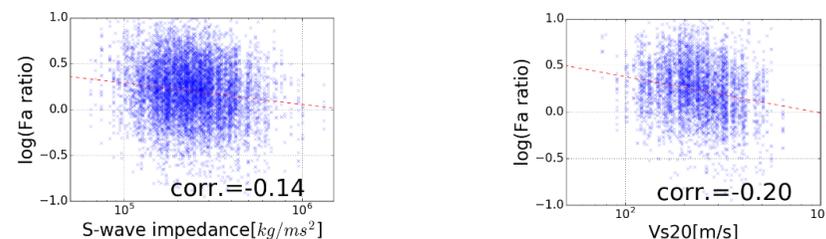


図 1 周期 0.1 秒から 0.5 秒における S 波インピーダンス、 V_{s20} と 0.1-0.5 秒応答スペクトル平均値の比との関係

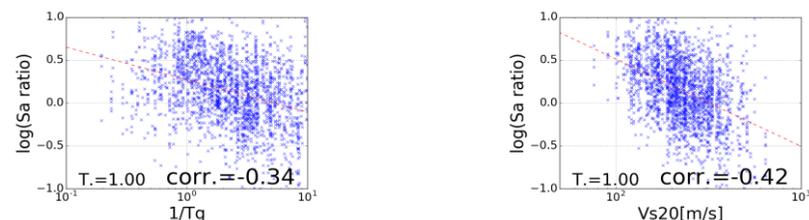


図 2 周期 1 秒における $1/T_g$ 、 V_{s20} と応答スペクトル比との関係

参考文献

- Goto, H., Sawada, S. and Hirai, T.: Conserved quantity of elastic waves in multi-layered media: 2D SH case — Normalized Energy Density, *Wave Motion*, **48**(7), 603-613, 2011.
- Goto, H., Tanaka, N., Sawada, S. and Inatani, H.: S-wave impedance measurements of the uppermost material in surface ground layers: vertical load excitation on a circular disk, *Soils and Foundations*, **55**(5), 1282-1292, 2015.
- 安中正, 山崎文雄, 片平冬樹: 気象庁 87 型強震記録を用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案, 第 24 回地震工学研究発表会講演論文集, **24**, 161-164, 1997.

南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト(中間報告)

#金田義行(JAMSTEC・香川大)・福和伸夫(名大)・小平秀一(JAMSTEC)・古村孝志(東大地震研)、プロジェクトメンバー
New disaster mitigation research project on Mega thrust earthquakes around Nankai/Ryukyu subduction zone (Interim report)

Yoshiyuki Kaneda (JAMSTEC/ Kagawa Univ.), Nobuo Fukuwa, (Nagoya Univ.), Shuichi Kodaira (JAMSTEC), Takashi Furumura (Univ.of Tokyo), Project Members

文部科学省では委託研究「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」を実施している。本プロジェクトは防災課題分野、調査観測課題分野ならびにシミュレーション課題分野の3分野で構成されており、各課題の研究進捗と課題分野内および分野間の連携で南海トラフ巨大地震像の把握、シナリオ検討ならびに被害軽減に向けた研究貢献を目的としている。また、本プロジェクトは2013年度から開始された8年計画のプロジェクトである。その中間成果としては、

1) 防災課題分野としては、①東日本大震災の教訓活用アーカイブシステム構築、②人口や建物等のモデルを整備し、高精度リスク評価を実施し、災害シナリオを試作、③地域研究会による、地域に特化した減災対策の検討と防災減災の啓発活動の推進、④災害による地域への影響を評価する「地域特性評価システム」(図1)を作成ならびに⑤南海トラフ広域地震災害情報プラットフォーム構築等の成果。

2) 調査委観測分野では、①南西諸島北部に沈み込む三次元的フィリピン海プレート境界モデルを構築、②四国沖海域の海底調査から、南海地震による津波の再来間隔を示す可能性のあるタービダイトの堆積間隔が100~300年と評価、③日向灘での地震観測により低周波微動・超低周波微動の時空間分布の把握等の成果。

3) シミュレーション課題分野では、①地殻変動データの逐次同化による逐次推移予測の模擬テストを行った結果、逐次データ同化手法として、アンサンブルカルマンフィルタがSSEに有効であることを示した、②南海地震がM7クラスの日向灘地震で数十年早く誘発され、東南海・東海地震に先行して発生するシナリオ提案(図3)、③横当島(八重山諸島)におけるGNSS観測点を設置・観測し、八重山諸島沖で海溝軸と島との間に固着域がある可能性を得た等の成果が得られた。

前期プロジェクトでは各分野の課題の研究進捗に重点を置きプロジェクトの推進を図ってきたが、後期プロジェクトでは、分野間連携を推進し、プロジェクトとして防災

課題の進捗と南海トラフ広域の地震像ならびに発生シナリオをベースに防災・減災ならびに長期評価等への貢献を目指す。

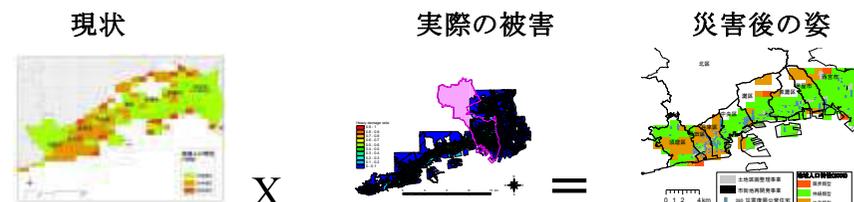


図1 地域特性評価システム

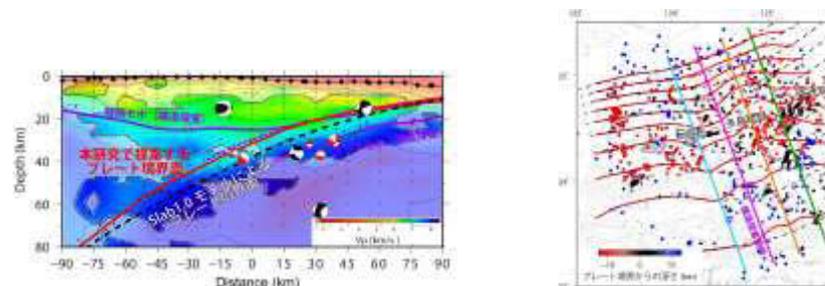


図2 南西諸島域の3次元構造モデル

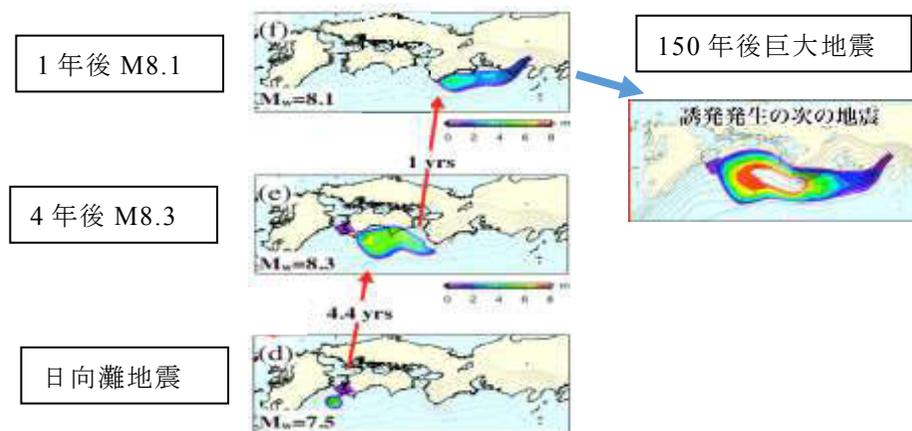


図3 誘発地震シナリオ

準静的応力蓄積計算に基づく南海トラフ地震の動的破壊

伝播シミュレーション：発震位置とマグニチュード

#浦田優美 (防災科研)・橋本千尋 (名大)・福山英一・齊藤竜彦 (防災科研)

Dynamic Rupture Simulations of Possible Nankai-trough Earthquakes,

Southwest Japan: Nucleation Location and Resultant Magnitude

#Yumi Urata (NIED), Chihiro Hashimoto (Nagoya Univ.),

Eiichi Fukuyama, Tatsuhiko Saito (NIED)

(1) はじめに

西南日本の南海トラフ沿いでは、90–210 年の再来間隔で巨大地震が発生してきた。最も新しい南海トラフ地震は、1944 年の昭和東南海地震と 1946 年の昭和南海地震であり、それらの地震からすでに 70 年以上が経過している。南海トラフ地震の発生物理の理解、および地震発生モデルの構築のため、準動的サイクルシミュレーション (Hyodo & Hori, 2013, Tectonophys など) や動的破壊伝播シミュレーション (Hok *et al.*, 2011, JGR) が行われてきた。一方で、Hashimoto *et al.* (2014, Pageoph) により、地震発生の物理に基づく地震発生サイクルシミュレーションの基本的考え方が示され、地殻応力状態の時間発展を再現するための理論的なフレームワークが示された。このサイクルシミュレーションは、3 次元プレート境界面形状を共通の基盤とした、準静的応力蓄積モデルと動的破壊伝播モデルから成る。本研究では、前者により計算された、地震発生直前の応力状態と断層摩擦構成則を用い、その後の動的破壊伝播を計算する。それにより、南海トラフ地震の発生シナリオを検討する。

(2) 手法

断層面形状として、Hashimoto *et al.* (2004, Pageoph) による 3 次元非平面プレート境界面形状を用いる。準静的応力蓄積過程の計算手法は、Hashimoto *et al.* (2014) に従う。断層摩擦構成則として、すべり・時間依存摩擦構成則 (Aochi & Matsu'ura, 2002, Pageoph) を用いる。準静的応力蓄積の数値シミュレーションにおいて、大地震発生後 50 年で実現したすべり遅れ分布は、1996–2000 年の GPS データに基づくインバージョン解析で得られたすべり遅れ分布 (1944 年東南海・1946 年南海地震後

50 数年の状態) を再現した。その応力蓄積モデルから計算された、応力状態と断層摩擦構成則 (図 1) を用い、動的破壊伝播シミュレーションを行う。動的破壊伝播の計算には、境界積分方程式法 (Hok & Fukuyama, 2011, GJI) を用いる。動的破壊伝播シミュレーションにおいて、破壊開始点の位置は不確かであるが重要なパラメータの一つである。そこで、破壊開始点の位置を変えた複数のシミュレーションを行い、破壊開始点の位置と地震の規模の関連性や、破壊開始に必要な応力擾乱の大きさなどについて検討する。

(3) 結果

前回の大地震から 150 年経過後の動的破壊伝播シミュレーションでは、破壊開始点の位置によって地震の規模が大きく異なった。東南海域東側から破壊開始する場合 (図 1 の 1、5)、破壊は東南海全域に広がるが、南海域には伝播しなかった (東南海地震型)。一方、南海域西側から破壊開始する場合 (図 1 の 3)、南海・東南海全域に破壊が広がった (南海・東南海地震型)。前回の地震からの経過時間が短く、すべり遅れによる歪の蓄積が十分でない場合は、南海域西側 (図 1 の 3) から破壊を開始させても、破壊は南海・東南海全域には広がらず、途中で停止した。また、前回の地震からの経過時間とともに、地震の規模は大きくなった。

摩擦構成関係と初期応力分布との関係から、設定した破壊開始位置ごとに破壊を開始させるのに必要な応力擾乱の大きさが異なることに気をつけなければならない。

上記の結果は、摩擦構成パラメータ分布と GPS データから推定されたすべり遅れ分布との関係によって決まり、その系統的な理解が重要である。

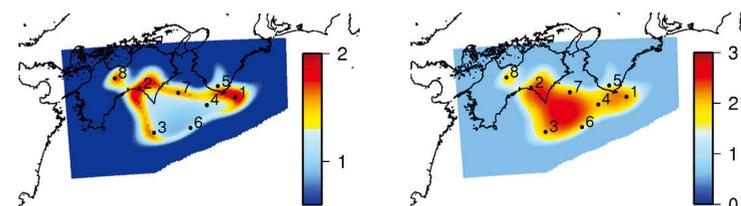


図 1: 準静的応力蓄積モデルで計算した、前回の大地震から 150 年後の剪断応力 [MPa] (左) と断層摩擦のピーク強度 [MPa] (右)。図中の黒点と数字は仮定した破壊開始点の位置を示す。

謝辞: 本研究は委託費「南海トラフ広域地震防災研究」および防災科研プロジェクト「巨大地震発生メカニズム解明」による。

地震波異方性モニタリングによる微動活動の観察： 海底地震観測記録への適用

#石瀬素子・西田究・望月公廣（東大地震研）

Application of A Seismic Anisotropy Monitoring Method to Ocean Bottom Observations

#Motoko Ishise, Kiwamu Nishida, Kimihiro Mochizuki (ERI)

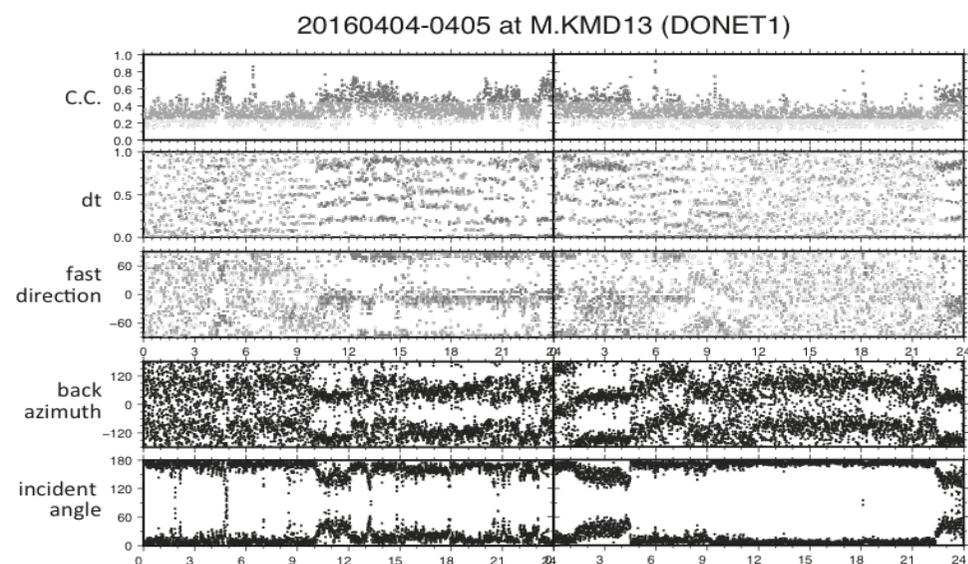
■はじめに： 地震波異方性の特徴は媒質の応力状態や物性と深く関係している。そこで、石瀬・西田(2016)は、四国地方のHi-net観測点における地震波異方性の時空間変化(モニタリング)に基づいたプレート境界における状態変化の観察を試みた。その結果、地震波異方性が系統的に変化する時間帯が存在することが明らかになった。この系統的な変化の消長のパターンは、微動カタログ等による既知の活動とほぼ同期しており、微動の発生によって励起されたS波的な波が観測点に入射している否かに対応していると考えられる。その傍証として、異方性測定に用いた入射波の振動特性のモニタリング結果においても、同様のパターンを持つ系統的な時間変化が確認できた。このことから、地震波異方性と入射波のモニタリングが微動活動の検出に有効な情報を齎すと考えた。

一般的な方法による微動検出では、微動信号が一定数以上の観測点で高い相関をもって観測されなければならない。これに対し、地震波異方性モニタリングを活用した微動検出では、入射波の到来方向と入射角を用いる事で、うまくいけば1観測点の(少なくとも一般的な手法よりは少ない点の)観測記録から微動活動が検出できるだけでなく、同時に大まかな震源位置の推定までもが見込まれる。したがって、当該モニタリングを微動検出に活用することで、より規模の小さな微動の検出や観測点の整備が十分でない地域での微動研究の発展が期待される。

そこで、我々は、既にその有効性と有用性が確認されている陸上記録ほど観測条件に恵まれていない対象として海底地震観測記録に注目し、当該モニタリング手法を用いた海域観測データ解析の有効性及び有用性の検証を開始した。

■解析： 本研究では、DONET1の海底地震観測記録に地震波異方性モニタリング手法を適用した。観測網周辺の最近の微動活動として、2016年4月1日の三重県南東沖の地震(M 6.5)の2日後から同年4月14日に発生した熊本地震に伴う微動活動が知られている。そこで、これらの活動を含む期間をモニタリング対象とした。我々の地震波異方性モニタリング手法は、①S-wave splitting 解析と、②polarization 解析から成る。2-8 Hzのバンドパスフィルタ処理された連続波形データに対し、60秒の解析時間窓を30秒ずつずらしながら、①、②の解析を連続的に実施し、地震波異方性と入射波の振動特性の時間変化を得る。

■結果： ほとんどの観測点において、Hi-netの陸上地震観測記録と同様に、地震波異方性および入射波のモニタリング結果に系統的な時間変化が見られた。当該モニタリング手法が海底地震観測記録にも適用できることを示唆していると考えられる。例としてM.KMD13観測点における2日分のモニタリング結果を示す。



(図) 2日間の地震波異方性(上3段)および入射波(下2段)のモニタリング結果。

謝辞: 解析にはDONETの観測データを使用しました。また、JAMSTECの鈴木健介氏には震源情報はじめ貴重なご意見をいただきました。記して感謝致します。

ポスター会場

(3日目)

S03, S04, S06, S07, S11, S13, S14, S18, S19, S22



S03-P01

水晶振動子による加速度計を用いた重力測定の可能性に関する検討

松田滋夫¹⁾・中仙道和之²⁾・#盛川仁³⁾・飯山かほり³⁾

(¹⁾ クローバテック株式会社・²⁾ セイコーエプソン株式会社・³⁾ 東工大総理工)

Basic Performances of Accelerometer with Crystal Oscillator for Gravity Survey

Shigeo Matsuda¹⁾, Kazuyuki Nakasendo²⁾, and #Hitoshi Morikawa³⁾, Kahori Iiyama³⁾

(¹⁾ Clover Tech Inc., ²⁾ Seiko Epson Corporation, ³⁾ Tokyo Tech)

1. はじめに 重力探査は広域において地盤構造を推定する際に有効な手法の一つである。しかし、一般に相対重力計は振動に弱く、航空機や船舶などの移動体にセンサーを搭載して重力を測定することは容易ではない。小型で振動に強い加速度センサーによって重力測定に十分な感度を得ることができれば、移動体を用いた重力測定の有用性がより高まるものと期待される。

加速度を測定するセンサーは通常、なんらかの形で振り子の振動を測定することによって加速度出力を得ている。しかし、弦重力計のように重力加速度の違いによって振動子の固有周波数が変化することを利用して、弦の振動の周波数の変化を測定することで加速度を得ることも可能である(たとえば、小泉 1983)。近年、弦重力計と同様の原理を用いて、弦の代わりに水晶振動子を用いた加速度センサーが実用化されている。筆者らは、水晶振動子を用いた小型、軽量の加速度計の地震計としての性能について検討を行ったが(松田ほか, 2014)、非常に高い感度を有しており、地震計以外にもセンサーとして高いポテンシャルを持つことを確認した。

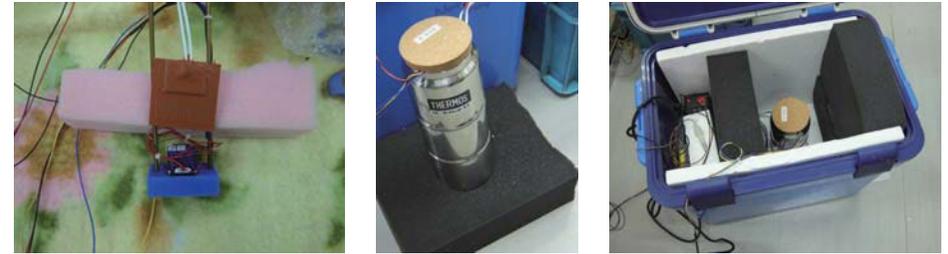
水晶振動子を用いた加速度センサーはセンサー出力に対するフィルタ特性を地震計とは異なるものとするすることで、既に傾斜計としても応用されている。本研究では、傾斜計と比較してより高い感度が求められる重力計として応用の可能性について検討を行う。

2. 水晶振動子による加速度計の温度特性 水晶振動子は温度に対する感度が高く、その固有振動数は振動子の温度に大きく依存する。そのため、温度補償回路を用いたり、オープン内に水晶を封入して温度の影響を受けにくくするということが行われてきた。

重力探査を行う場合、測定される重力値に期待される精度は可能であれば0.01 mGal以上の精度、悪くても0.1 mGal程度は必要である。そのため、ごくわずかの温度変化であっても水晶振動子の固有振動数が変化し、重力加速度の測定値への温度の影響を無視できないことが考えられる。そこで、既に地震計および傾斜計として実用化されている水晶振動子による加速度センサー(Epson社製A351)を用いて温度安定性について検討した。

図1(a)のようにセンサーを樹脂ベースにネジ止めして、その上部にヒーターおよび熱電対をスポンジで挟んで、全体をステンレス製のデューワー瓶に入れた(図1(b))。分解能が0.1°Cの温度コントローラによって、温度を42.5°Cを維持するように制御した。また、フィールドでの測定を考慮して、外気温の影響を受けにくく容易に運搬できるようにデューワー瓶とともにバッテリー等をまとめてクーラーボックスに入れた(図1(c))。

外気温の影響が少ない室内においてセンサーからの出力を記録した。温度がある程度安定してからの記録例を図2に示す。図2では加速度センサーの出力に約10秒の移動平均フィルターをかけている。この図より、時間の経過とともに温度変化が小さくなって安定していくことがわかる。また、加速度出力は温度変化に忠実に追従しており、水晶振動子が温度に対して非常に高い感度を持っていることがわかる。温度変化0.02°Cに対して加速度は約6 mGal程度変動している。これより、0.1 mGalの精度は当面は難しそうであるが、温度管理を厳密に行うことで1 mGal程度の精度での測定の可能性が示唆される。



(a) センサー (b) デューワー瓶 (c) 測定用クーラーボックス

図1: 水晶振動子による加速度センサーを用いた実験装置

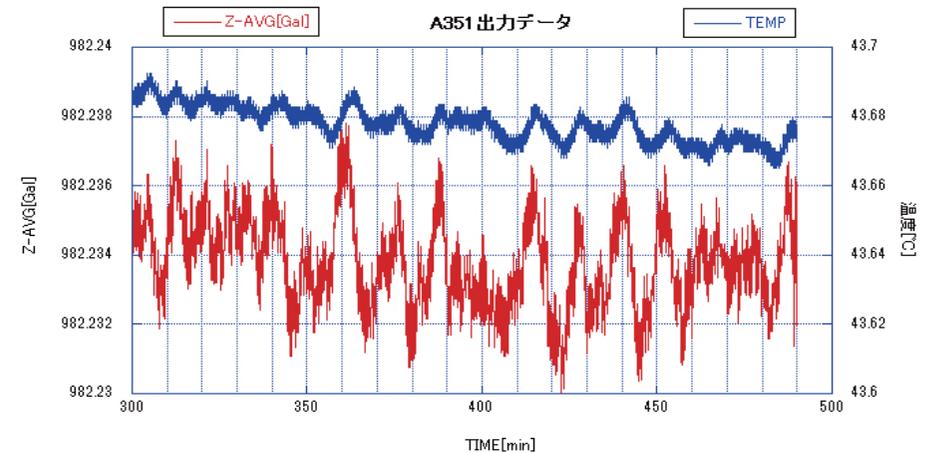


図2: 42.5°Cとなるよう制御された恒温槽に入れた水晶振動子による加速度センサーの出力例(青線: 温度(右目盛[°C]), 赤線: 上下動成分加速度出力(左目盛[Gal]))。

3. まとめ 水晶振動子の温度感度特性は温度に依存し、実験に用いたセンサーの場合、30°C前後で温度変化に対する感度がより小さいことがわかっていて、しかし、外気温が30°Cを超えるような環境では温度制御ができなくなるため、なんらかの工夫が必要である。今後は、温度感度の低い温度での制御方法について検討するとともに、重力値が明らかとなっている場所で測定することでどの程度の精度で重力を測定可能であるか検討する。

参考文献

- 小泉金一郎(1983) 弦重力計の安定性について, 測地学会誌, Vol.29, No.2, pp.94-100.
- 松田滋夫・中仙道和之・盛川仁(2014) 水晶振動子を用いた加速度計の特性に関する基礎的検討, 日本地震学会 2014年秋季大会予稿集, S02-P06, p.192, 2014.

重力で地震発生を捉える(5)

— 地震即時重力変化による弾性変形場の理論解析 —

#木村将也・亀伸樹(東大地震研)

Detecting Gravity Change due to Earthquake Dynamic Rupture (5) - Theoretical analysis of elastic deformation due to earthquake-induced

prompt gravity change -

#Kimura, M., Kame, N. (ERI)

1. はじめに 我々は地震発生で引き起こされる実質的に遅延時間ゼロの即時重力変化の検出を試みてきたが、データ解析において信号は一切検出されなかった(木村・他、SSJ, 2017a)。Harms *et al.* (2015) は全無限弾性体中におかれた点震源が引き起こす、P波到達時までの即時重力変化の解析解 $\delta\mathbf{g}(\mathbf{x}, t)$ を導いた。そこで我々は、 $\delta\mathbf{g}(\mathbf{x}, t)$ の計測において更に必要となる補正「観測点の地動加速度」について理論的に考察する。

2. 即時重力変化が引き起こす弾性変形場の導出 背景重力場のない全無限均質媒質において、地震による即時重力変化 $\delta\mathbf{g}(\mathbf{x}, t)$ が体積力として媒質に作用した際に引き起こされる、地震発生時刻からP波到達時刻までの観測点の地動加速度 $\ddot{\xi}(\mathbf{x}, t)$ を導出する。地動変位場 $\xi(\mathbf{x}, t)$ は以下の運動方程式を満たす(Aki and Richards, 2002)。

$$\rho\ddot{\xi}(\mathbf{x}, t) = (\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot \xi(\mathbf{x}, t)) - \mu\nabla \times (\nabla \times \xi(\mathbf{x}, t)) + \mathbf{f}(\mathbf{x}, t). \quad (1)$$

ここで ρ は媒質の密度、 λ, μ はラメ定数、 $\mathbf{f}(\mathbf{x}, t) = \rho\delta\mathbf{g}(\mathbf{x}, t)$ である。即時重力変化 $\delta\mathbf{g}(\mathbf{x}, t)$ は既知であり、このとき変位場 $\xi(\mathbf{x}, t)$ は表現定理を用いてグリーン関数と $\rho\delta\mathbf{g}(\mathbf{x}, t)$ との時空間の畳み込み積分で表現することができる。我々は、この積分を解析的に実行し解を陽な形で得ることに成功した。結果は大変興味深く、かつ直感では理解困難である。すなわち、P波到達以前の観測点の地動加速度 $\ddot{\xi}(\mathbf{x}, t)$ は、その点での即時重力変化 $\delta\mathbf{g}(\mathbf{x}, t)$ と一致する。

$$\ddot{\xi}(\mathbf{x}, t) = \delta\mathbf{g}(\mathbf{x}, t). \quad (2)$$

3. 地動加速度を考慮に入れた重力計測モデル 観測点に固定された重力計が加速度運動をすると、それによって重力計の試験質量に慣性力が作用し重力測定に影響を与える(図1)。重力計の出力 $s(t)$ は重力 $g(t)$ と地動加速度の差となる($s(t) = g(t) - \ddot{\xi}(t)$)。式(2)から、即時重力変化は地動による慣性力で打ち消され、その結果、重力計は即時重力変化に対して感度を失うことになる。

4. 地球上至る所で自由落下する重力観測点：アインシュタインエレベーターの一時的な出現 式(2)は媒質の各点が即時重力変化によって自由落下することを意味しているが、これは我々の直感に反する。なぜなら式(2)で求まる変位は空間的に非一様であり、そのような変形により生じるトラクション(式(1)右辺第1項及び第2項)は、重力変化 $\delta\mathbf{g}(\mathbf{x}, t)$ の働く方向から運動をずらすはずだからである。我々は、この自由落下運動が、即時重力変化に対する弾性体の本質的応答であることを見いだした。物理的には、重力相互作用の空間特性($1/r^2$ で減衰する発散場)により、式(2)で表されるP波到着時までの変位場 $\xi(\mathbf{x}, t)$ が発散ゼロかつ回転ゼロを満たし、式(1)において確かにトラクション項ゼロとなることが理解できる。

5. 将来の即時地震検知へ向けて 非一様な重力(重力の空間勾配)は物体の潮汐変形を引き起こし、これはセンサーが加速度運動をしても計測可能である。将来の地震即時検知の実現に向けて、我々はモーメントテンソル震源に対する地震重力勾配波形の理論式を導いた。現在、アインシュタイン重力波の検出を目指してねじりアンテナ型歪み計が開発されている(Ando *et al.*, 2010; Shoda *et al.*, 2014)。これは1-100秒帯域に感度を持ち、地震重力変化の検出にも適している。

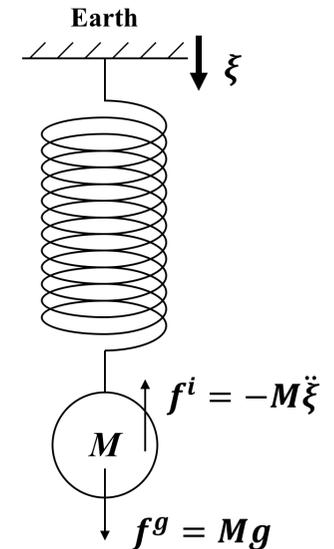


図1 重力測定の原理。質量に作用する重力と測定器の加速度運動による慣性力。

2011年東北地方太平洋沖地震による地震後の重力変化: 粘弾性緩和を考慮した理論計算

#高木悠・大久保修平(東大地震研)

Post-seismic gravity changes caused by 2011 Tohoku-oki earthquake: theoretical calculation by viscoelastic model

#Yu Takagi, Shuhei Okubo (ERI)

1. はじめに

平成23年(2011)東北地方太平洋沖地震による余効変動がGNSSによって観測されている(Ozawa *et al.*, 2011 など)。余効変動の原因は、余効滑りやアセノスフェアの粘弾性緩和、間隙弾性反発があげられるが、特に余効滑りと粘弾性緩和は主要因であると考えられる。最初の数年の変動は余効滑りによって解釈されていたが(Ozawa *et al.*, 2011)、最近では、GPS/音響測距結合方式によって、震源に近い海洋底の観測点で西向きの変動が観測されたことから、比較的初期の段階から粘弾性緩和を考慮することが重要だと指摘されている(Watanabe *et al.*, 2014)。実際、地表変位から弾性層の厚さや粘弾性層の粘性を推測した例もある(Diao *et al.*, 2014)。しかしながら、余効変動に対する余効滑りと粘弾性緩和の寄与の大きさは、はっきりとは分っていない。

これらの研究は、すべて地表変位の観測値を用いているが、地上の観測値には重力変化も含まれる。本研究では、地上重力観測の結果との比較へ向けて、粘弾性緩和による重力変化を理論的に計算し、計算の面からどのようなことが言えるかを議論する。

2. 方法

粘弾性を考慮して重力変化を含めた地震後の変化を理論的に計算する手法は、球対称地球に関しては、Piersanti *et al.* (1995)、Pollitz (1996)、Tanaka *et al.* (2006) らによって開発されてきた。本研究では、Tanaka *et al.* (2006) の方法を、重力変化をもたらす地球内部の体積歪など、内部変形も計算できるように拡張し、それを用いて地震後に地上で観測される重力変化を計算した。

近年では、プレートの形状やマンタルウェッジなどを考慮した3次元モデルを用いた有限要素法を用いた計算も盛んになりつつあるが(Sun *et al.*, 2014; Suito, 2016)、本研究では、最もシンプルなモデルでどこまで説明でき

るかを明らかにするため、球対称地球モデルを用いた。

3. 結果

地震時の滑りモデル(Wei & Sladen, 2011)を用いて、地震後の重力変化を計算した。この時、粘弾性の粘性は $5 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ とし、最上部の弾性層の厚さを15kmから120kmまで様々に変化させた。図1は江刺(39.15°N、141.33°E)における重力変化の時系列を示している。この図から弾性層の厚さの変化に伴い、重力変化の時系列も大きく変化していることが分る。このことは、実際の観測値と比較することによって、弾性層の厚さを見積れる可能性があることを示している。

また、重力変化の時系列は弾性層の厚さが40kmから60kmの間で、変化の様子が大きく変化している。これは、滑り分布の下限が粘弾性層に及んでいるか否かに関係すると考えられる。

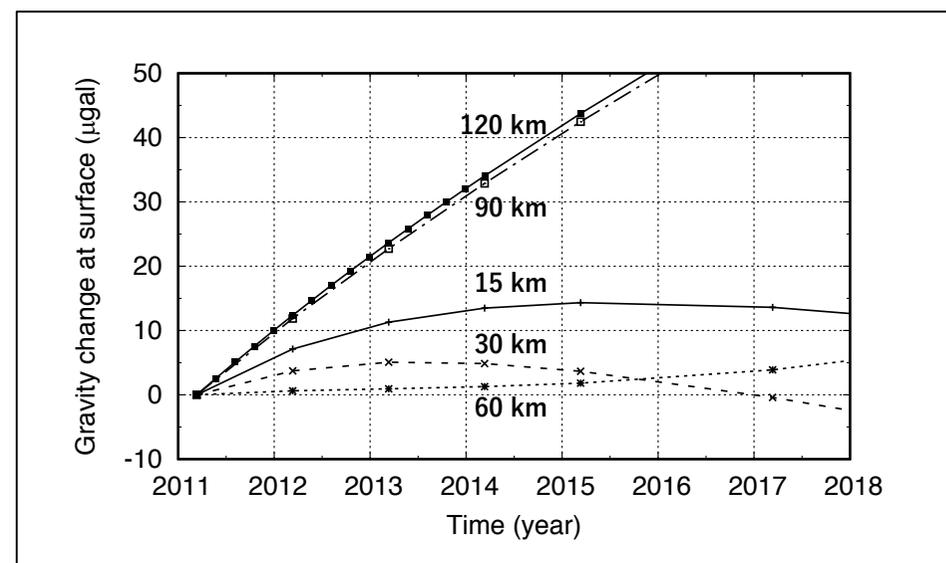


図1. 2011年東北地方太平洋沖地震によって江刺(39.15°N、141.33°E)に生じる粘弾性緩和による重力変化の理論計算。滑り分布として、Wei & Sladen (2011)を用いた。粘弾性層の粘性は $5 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ 。弾性層の厚さを、15km、30km、60km、90km、120kmと変化させて計算した。弾性層の厚さによって時間変化が大きく変化することが分る。

東北地方太平洋沖地震前の周期的変動を伴うプレート間カップリングの強度低下

#飯沼卓史 (JAMSTEC)

Weakening of the Interplate Coupling Before the 2011 Tohoku Earthquake Associated with the Periodic Variation #Takeshi Inuma (JAMSTEC)

はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震(東北沖地震)に先立つ10年弱の期間に、同地震の震源域周辺において、沈み込む太平洋プレートと陸側のプレートとの固着がそれ以前よりも弱くなっていたことが、GNSS観測から得られる変位速度場に基づく解析から示されている(Ozawa et al., 2012; Mavrommatis et al., 2014; Yokota & Koketsu, 2015)。一方、Uchida et al. (2016)は、東北日本のプレート境界面上におけるスロースリップイベント(SSE)が2~6年程度の周期で発生していることを、小繰り返し地震及びGNSS観測から得られる地殻変動場に基づく解析から明らかにした。本研究では、Uchida et al. (2016)でも用いられた、変位速度場の空間勾配の時間変化からプレート間カップリングの時空間変化を抽出する手法を用いて、東北沖地震の主破壊域の南側の領域について詳細な解析を行った。

データと方法

国土地理院が解析・公表している日々の座標値(F3解)を用い、各観測点の日座標値時系列から、5年(もしくは6年)分の時系列を切り出し、変位速度の推定を行った。各観測点での時系列が、定常的な線形トレンド、年周・半年周変動、及びアンテナ交換や地震に伴うステップ的な変動からなるものとして、各成分の係数を最小自乗法により推定した。定常的な線形トレンドに関しては、5年分の時系列に対して、5年間不変とした場合、1年ごとに可変とした場合、さらに最後の半年とそれまでの4.5年とで異なる値となることを許した場合について推定を行った。また、6年分の時系列に対しては、2年もしくは3年ごとに可変とした場合の推定を行った。計5通りの推定を行い、過去5年、3年、2年、1年及び半年間の平均変位速度を得た。

得られた変位速度場から、ほぼプレート収束方向に伸びた帯状の領域を設定し、その領域内の観測点のデータを用いて、水平及び上下変位速度の空間勾配を算出した。水平成分に関しては、N105°E方向の成分に関して計算を行った。それ

ぞれの領域は、東経140度線上に緯度0.1度ごとに中心線を通し、その線から±20km、30km及び40kmと範囲を変えての計算を行った。中心線の方向は、東北地方・北海道いずれも、変位の水平成分を計算したのと同じ方向に設定した。

1997年3月24日から2011年3月7日までの月曜日が最終データとなるように、切り出す範囲を時間方向に一週間ずつずらして、変位速度場の時間変化を追った。

結果

図に結果の例として、過去3年間及び5年間の平均変位速度場から求めた変位勾配値の時空間変化を示す。プレート境界での固着が弱まると変位勾配の値は小さな負の値となることが期待されるが、5年間の時間窓で見ると、北緯36.4~38.4度を通る測線までの広い範囲で2006年頃から変位勾配の値が正方向に加速していく様子が見て取れる。一方、3年間の時間窓に注目すると、2006年頃からほぼ4年おきに変位勾配の値が正方向に振れる時期が存在しており(図中灰色の網掛け)、かつ、その変化の見られる領域の北限が北上していく様子が観察される。Uchida et al. (2016)が指摘した通り、SSE(≡プレート間の固着の弱化)が周期的に生じており、その領域の広がりや東北地方太平洋沖地震の大すべり域に向かって拡大していったのを捉えているものと考えられる。

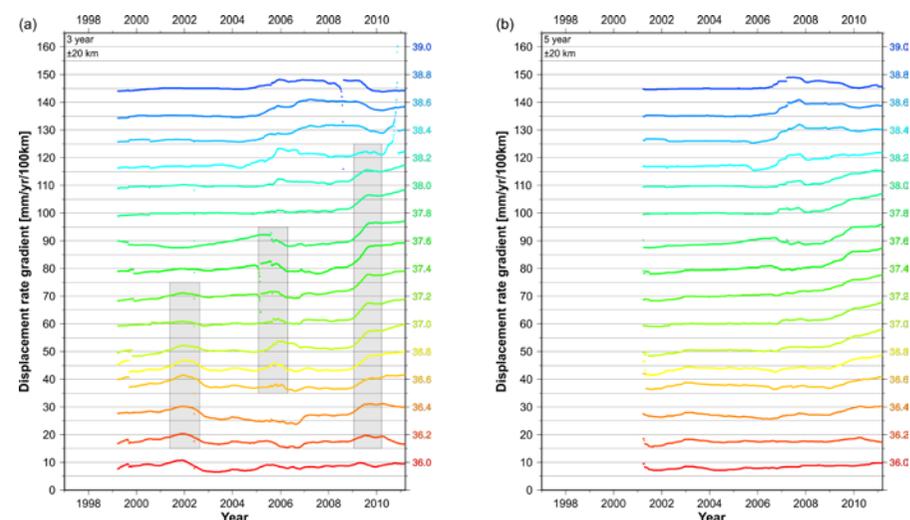


図 変位勾配の時系列変化。縦軸は各領域の中心線の東経140度線上での緯度。横軸は時間(単位は年)。過去3年間(左)と5年間(右)の平均変位速度場について解析を行った結果をそれぞれ示す。

北海道・東北地方におけるGNSS速度場のクラスタ解析

#伊藤嘉秋・三浦哲・太田雄策(東北大・院理)

Cluster Analysis of the GNSS Velocity Field in the Hokkaido and Tohoku Area, northern Japan
#Yoshiaki Ito, Satoshi Miura, Yusaku Ohta (Tohoku Univ.)

はじめに

地球の表層は、10数枚の主要なプレートに分けられ、さらにその一部がブロックに分割されて回転運動をしている。近年、GNSS速度データのクラスタ解析を行い、その結果を地図上に投影することで、既知の断層系に対応するブロック境界を客観的に明らかにする研究が成果を挙げている(Simpson et al., 2012; Savage and Simpson, 2013)。日本におけるブロックモデルについては、Loveless and Meade (2010)が1997年から2000年までのGEONETのデータを用いて、20個のブロックからなるJB1モデルを提案している。本研究では、北海道と東北地方において、クラスタ解析の手法を用いてブロック境界の検出し、さらに得られた境界とLoveless and Meade (2010)によるブロック境界の比較を目的とする。

データと解析方法

本研究では、国土地理院のGEONETにより2010年1月1日から2011年3月8日までの期間で得られたデータを使用した。解析にはGIPSY-OASIS II Ver. 6.1.2を用い、精密単独測位法(PPP)で1日ごとの変位時系列を求めた。衛星軌道情報はJPL再解析暦を使用し、天頂大気遅延量及び大気遅延勾配量推定を行い、座標系はITRF2008とした。得られた変位時系列に対して、線形及び年周・半年周関数を仮定して最小二乗法でフィッティングを行い、線形項の係数を変位速度とした。北海道及び東北地方のそれぞれの領域において、得られた変位速度の水平成分をk-平均法を用いてクラスタ解析を行った。k-平均法では、あらかじめクラスタ数を与える必要があるが、Gap統計量(Tibshirani et al., 2001)を計算し、統計的に最適なクラスタ数を決定した。

結果と考察

東北地方におけるクラスタ解析(図1左)では、4つのクラスタ数が最適となり、3つのクラスタ境界のうち2つは、JB1モデルの奥羽山脈沿い及び日本海東縁の境界とおおよそ一致する。日本海側の2つのクラスタ(□と◇)は、ITRF2008におけるオホーツクプレートの運動を表し、太平洋側の2つのクラスタ(○と△)は、オホーツクプレートと太平洋プレートとのプレート間カップリングの影響を受けている観測点と解釈できる。JB1モデルとの不一致が見られた、青森-秋田県境及び宮城-福島県境周辺の2つの領域は、GNSS変位速度の加速が見られた領域(Mavrommatis et al., 2014)と一致している。

北海道における解析(図1右)では、3つのクラスタが得られた。西部に広く存在するクラスタ(□)はオホーツクプレートの運動を表し、最も東部に位置するクラスタ(○)は、太平洋プレートとのカップリングの影響を受けている観測点と考えられる。クラスタ境界はJB1モデルとは一致していないが、クラスタ○とクラスタ△境界は右横ずれ境界になっており、これはKimura (1986)が示した千島海溝の前弧スリバーの位置と概ね一致している。

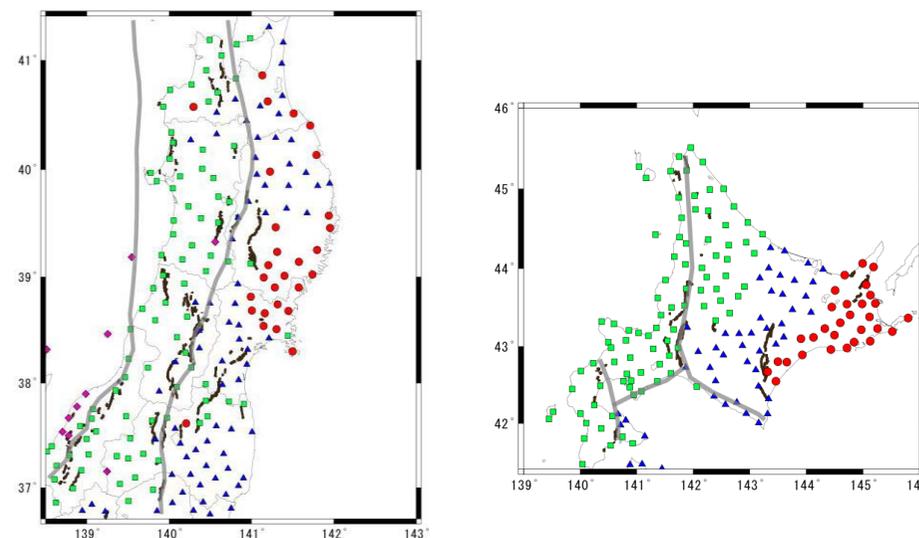


図1. 東北地方(左)と北海道(右)におけるクラスタ解析結果。シンボルが各クラスタを表し、灰色線はJB1モデル、黒線が活断層を示している。

S03-P06

2011年と2016年に茨城県北部において再来期間6年で発生した正断層型の地震について

#小林 知勝 (国土地理院)

The 2011 and 2016 normal-faulting earthquakes in the northern area of Ibaraki Prefecture with 6-year recurrence interval

#Tomokazu Kobayashi (GSI of Japan)

1. 背景

2011年東北地方太平洋沖地震以降、福島県浜通りから茨城県北部にかけての地殻内では、正断層運動を伴う地震が多発してきた。このような背景の下、平成28年(2016年)12月28日21時38分頃、茨城県北部でM_j6.3の規模の地震が発生した。この地震において興味深い点は、得られた地殻変動の場所・分布・規模が、2011年3月19日に発生した地震(M_j6.1)に伴う地殻変動とほとんど同じという大変稀な観測事例であったことである。本発表では、2016年12月に発生した地殻変動と推定された震源断層モデルの特徴を示し、2011年3月の地震との類似性について紹介する。

2. 地殻変動と震源断層モデル

ALOS-2データを用いた干渉SAR解析により地殻変動を抽出した。地殻変動は北茨城市市街地から西約10kmの領域に集中しており、南北に長く分布している。最大の地殻変動が観測される領域では、長さ約2kmの変位の不連続が明瞭に認められ、この領域では地表付近まで断層滑りが生じていることが強く示唆された。得られた地殻変動をもとに、矩形断層面上の一樣滑りを仮定した震源断層モデルを構築した。広域の地殻変動と変位の不連続を示す局所的な地殻変動を説明するために、2枚の断層面を仮定した。得られた断層モデルから、南西傾斜の断層面(傾斜角50~60°)、北北西(北西) - 南南東(南東)方向の走向、正断層型の断層運動、最大変位域の直下のごく浅部に局所的な滑り、等の特徴が挙げられる。余震は推定された震源断層の周囲で主に発生しており、断層近傍では余震活動は低い。

3. 2011年3月19日の地震との比較

この地震で興味深い点は、2011年3月19日に発生した地震で観測された地

殻変動と非常によく似ていることである(図1)。2011年の地震では、ALOS衛星による干渉SAR解析が行われ、ほぼ同じ場所に南北に広がる地殻変動が観測された(Kobayashi et al. 2011)。この時も最大の地殻変動が観測される領域では、変位の不連続が認められたが、驚くべきは、その変位不連続の位置も長さも2016年の地震とほとんど同じことである。地表浅部の断層滑りがほぼ同じ場所で起きたことが強く示唆される。これら地震の震源断層モデルは、両者類似した特徴を持つ。

4. 2011年東北地方太平洋沖地震以降の歪場

GEONET(GNSS)データから、2011年東北地方太平洋沖地震以降の震源領域の歪み場を調べた。その結果、東北地震直後から2016年の地震発生まで、震源領域では、周囲より大きい膨張性の歪み(~1ppm)が局所的に見られることがわかった。断層面周辺には低速度層が分布していることが指摘されており(Kato et al., 2013)、周囲より柔らかい場に応力が局所的に集中したために、短い再来期間で地震発生が促進されたのかもしれない。

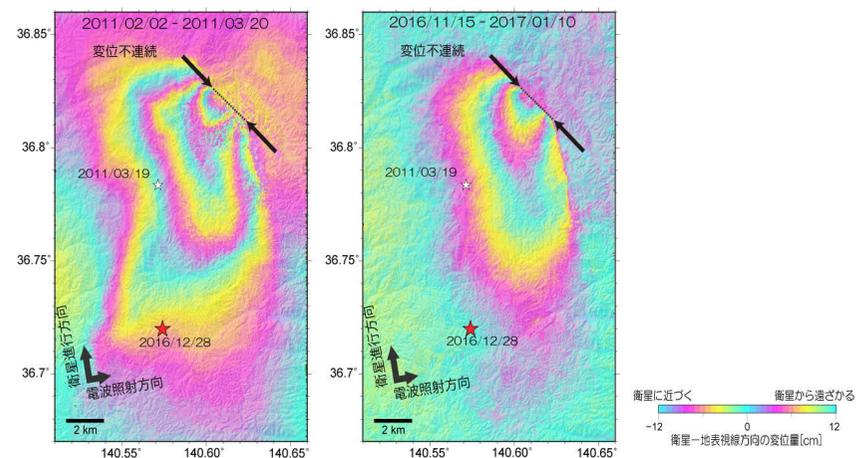


図1. 干渉SARにより捉えられた2011年(左)と2016年(右)の地震に伴う地殻変動

謝辞: 本研究で使用したALOS-2データの所有権は、JAXAにあります。これらのデータは、国土地理院とJAXAの間の協定及び地震予知連絡会SAR解析ワーキンググループの活動に基づいて、JAXAから提供されたものです。

2016年熊本地震(M7.3)による余効変動の時系列解析 #不破智志・大園真子(北大・理)

Time series analysis of the postseismic deformation
Induced by the 2016 Kumamoto earthquake (M7.3)
#Satoshi Fuwa, Mako Ohzono (Hokkaido Univ. Sci)

はじめに

2016年4月16日に発生した熊本地震(M7.3)に伴い、震源域周辺ではGNSS観測によって余効変動が観測されている。余効変動の主な要因については余効すべりと粘弾性緩和が挙げられ、それらによる地殻変動はそれぞれ対数関数、指数関数での時間発展が予測されている。本研究では、九州本土と天草諸島に設置されているGEONET観測点134点について、国土地理院が提供する日座標値(F3解)の水平成分を時系列解析した。2013年1月1日から2016年4月14日までは定常変動であると仮定して、直線、年周、半年周成分で近似した時系列を求め、2016年熊本地震(2016年4月16日)以降2017年4月1日までの観測時系列からその成分を差し引いて余効変動時系列を作成し、それらに対する特徴を2通りの手法を用いて調べた。

1 余効変動初期に注目した解析と特徴

地震後初期は余効すべりが卓越すると考えられるため、まずは地震後50日間の時系列に対して対数関数を近似することで、余効すべりの時間発展を最も良く説明する時定数と振幅を推定した。次に、全期間の余効変動時系列は対数関数と指数関数の足し合わせで説明できると仮定して理論式を作成し、対数関数の時定数を求めた値で固定して、全期間の余効変動時系列に対し近似を行った。

それぞれの現象について、特徴を以下にまとめる。

1-1 余効すべり

余効すべりの理論式から求めた時定数は、多くの観測点で先行研究である中尾・他(2016)が示す0.8~36日の余効すべりの時定数と調和的であった。余効すべりが1つの現象であると仮定して、全観測点で共通の時定数を推定した結果、その値は0.94日となった。この時定数を用いて地震後50日間の時系列に再近似を行うと、震源域周辺で大きな振幅が見られた。また、別府など震源断層から北東部の地域でも比較的大きいことが分かった。

1-2 粘弾性緩和

共通の時定数を用いた対数関数と、粘弾性緩和の理論式の和で示した全期間の近似の結果から、各点における粘弾性緩和の時定数および振幅を求めた。震源から近い地域での振幅はおおよそ同じ値が得られ、時定数は100日前後であった。一方で震源域の北部と東部では、指数関数の時定数は15000日を超える大きな値が得られたことから粘弾性緩和が継続中、または他に起因する変動が発生している可能性がある。

2 地震後50日以降の期間に注目した解析と特徴

地震後50日以降の変動については、余効すべりが落ち着き、粘弾性緩和の影響だけを受けていると仮定し、その時系列に対し、指数関数の理論式で近似を行い、振幅と時定数を求めた。その結果震源に最も近い2観測点除いて、振幅が距離に比例して小さくなる傾向が見られた。震源距離、時定数、振幅の相関関係より、震源から60km以上の観測点においては粘弾性緩和の影響は小さいと考えられるが、震源の北部、南東部では震源から同じ距離にある他の観測点と比較して推定したパラメーターの分布が異なる。1の手法と同様、粘弾性緩和または他に起因する変動が生じていると考えられる。

S03—P08

Coseismic and postseismic model of the 2016 M6.6 earthquake in central Tottori estimated from GNSS and InSAR observation

Angela Meneses-Gutierrez, Takuya Nishimura, Manabu Hashimoto
(DPRI, Kyoto Univ.)

The San-in Shear Zone (SSZ) is a right-lateral shear zone in southwestern Japan with a 30-50 km width, where active seismicity and high strain rates have been observed (Nishimura and Takada, 2017, EPS). On October 21, 2016 a Mj 6.6 earthquake occurred in the central Tottori prefecture, within the SSZ. This event was recorded by a dense GNSS network, composed of GEONET sites and 13 continuous GNSS stations constructed by the Disaster Prevention Research Institute in 2014 around the Tottori and Okayama prefectures to monitor deformation in the SSZ. We analyze this data in combination with available ALOS2 InSAR images to clarify the crustal deformation process associated with the 2016 Tottori earthquake.

Nishimura et al. (2017, JPGU-AGU meeting) estimated fault parameters of a rectangular fault to fit the GNSS coseismic displacement in the Tottori area. They found that the data is best explained by a NNW-SSE trending nearly vertical left-lateral strike slip fault. We assume this fault configuration and perform a linear inversion of the GNSS data and selected InSAR images to estimate the slip distribution of the 2016 M6.6 Tottori earthquake (Nishimura, 2009).

We extend the fault plane along the strike and the down-dip directions, and approximate the fault surface by 8x11 rectangular patches, with a dimension of 2.2x1.7 km for each patch. The distribution of the coseismic slip is characterized by shallow slip (Figure 1). Although multiple patches of large slip are found from strong motion data analyses, we do not find such distribution from the analyzed geodetic data, but rather slip in one narrow region. Maximum slip is estimated to be 1.03 m. The total moment in the model region is

2.97×10^{18} Nm (Mw6.25), in accordance with F-Net solutions (Mw6.2). Our preferred model can reproduce the GPS data well (Figure 1), and the general characteristic of the surface displacement observed in the InSAR data.

After the 2016 M6.6 Tottori earthquake, postseismic deformation has been observed near the source region, suggesting afterslip on the coseismic fault. Thus, we model postseismic displacement of the GPS sites considering the spatiotemporal evolution of the afterslip, and discuss the healing process of the fault and its relation to the seismotectonics of the region.

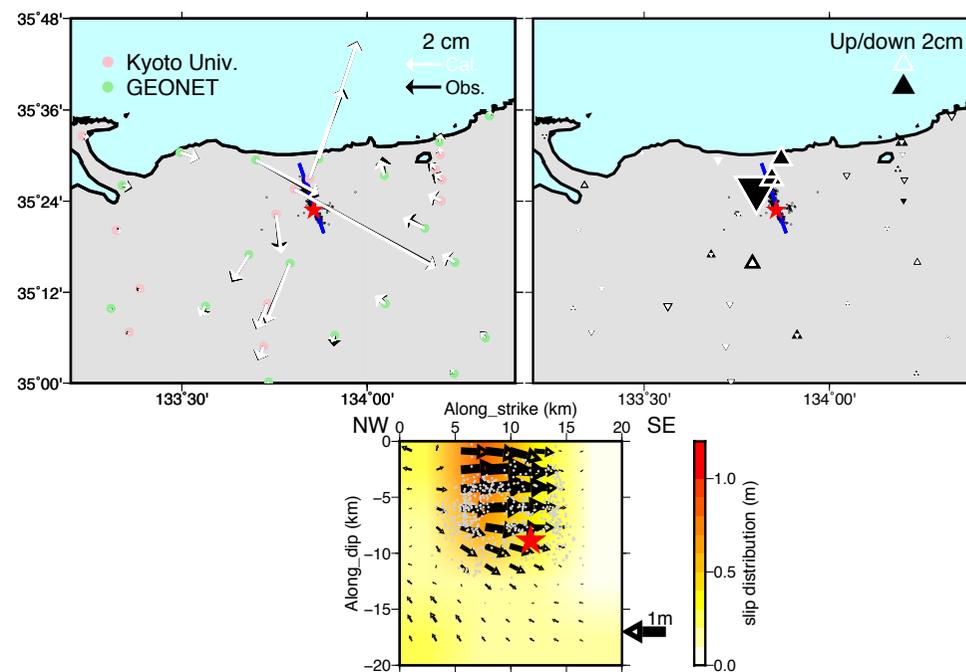


Fig 1. Coseismic displacement of the 2016 M6.6 Tottori earthquake (black arrows) at GNSS stations (pink and green circles) and model displacement (white arrows) associated with slip distribution inferred from geodetic data inversion. Map view and cross section of the fault are shown. Grey dots represent aftershocks on the fault plane (thick blue line) within 2 km from the fault. Red star denotes the hypocenter of the mainshock.

S03-P09

GNSS稠密観測から推定される九州南部せん断帯の地殻変動

#渡部 豪・雑賀 敦・浅森 浩一(日本原子力研究開発機構)

Crustal deformation estimated from dense GNSS observation around the shear zone in southern Kyushu

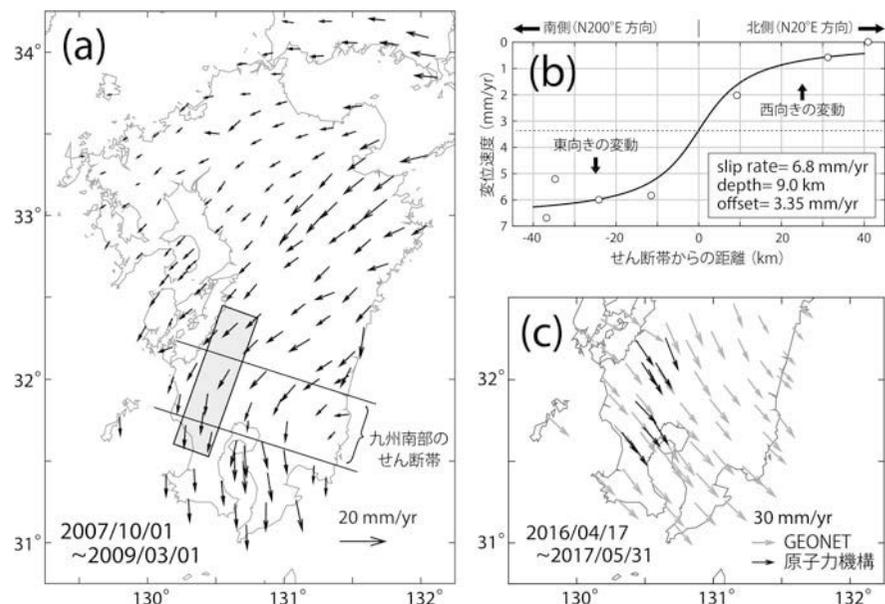
#Tsuyoshi Watanabe, Atsushi Saiga, Koichi Asamori (JAEA)

はじめに 九州南部には、およそ東西方向に伸びるせん断帯ひずみ速度の高い領域(九州南部のせん断帯)が存在する。これは、GNSS速度場によるひずみ速度の推定から明らかにされており、そこには、1997年3月と同年5月に発生した鹿児島県北西部地震(ともに北東-南西方向に圧縮軸、北西-南東方向に張力軸を持つ横ずれ断層型の地震で、それぞれ、M6.6、M6.4)の震源域も含まれる。しかし、それらの地震活動や高いせん断ひずみ速度に対応する明瞭な活断層の存在は認められていない。このような現在の活動と過去の変動傾向との関連性を明らかにすることは、高レベル放射性廃棄物の地層処分の観点からも重要である。そこで、本研究では、将来の地殻変動をモデル化する技術の開発の一環として、比較的最近の時代に変動が開始したと考えられるせん断帯の詳細な地殻変動を把握するため、九州南部のせん断帯を横断する方向に10点のGNSS観測点を設置し、2016年2~3月に稠密観測を開始した。

GEONETデータを用いた予備的解析 半無限媒質中に存在する無限の長さを持つ鉛直な断層の横ずれ運動に伴う地表での変動は、断層のすべり速度、固着域下限の深さ、断層からの距離を入力値として、逆正接関数により理論的に計算できる(Segall, 2010)。予備的解析として、2007~2009年の変位速度(図(a))から九州南部のせん断帯のすべり速度と固着域下限の深さをグリッドサーチにより推定した(図(b))。その結果、0~9kmの深さで固着し、9km以深では6.8mm/yrで左横ずれの相対運動が生じていると見積もられた。この結果は、GNSS速度データを用いたブロック断層モデルによる推定値(Wallace et al., 2009)と調和的である。

GNSS稠密観測網とデータ解析 観測点配置は、せん断帯直下にすべり面が存在すると仮定し、すべりの解像度テストを参考に決定した。観測は、バッテリーと太陽電池により電力の供給を行い、2周波受信機で30秒毎にデータの収録を行っている。データ解析では、稠密観測のデータにIGS観測点(TSKB, USUDなど他7点)のデータやIGS精密暦や地球回転パラメータを用いて、Bernese GNSS Software (Ver. 5.2)により、日毎の座標値を決定した。さらに、2016年熊本地震後の変位速度について、得られた座標値に対し、最小二乗法で直線近似を行った(図(c))。

結果と考察 せん断帯の予備的な地殻変動解析の結果、以下のことが明らかとなった。①せん断帯西部では、深さ9km以深で6.8mm/yrの相対運動が推定された。②これは、ブロック断層モデル(Wallace et al., 2009)によるすべり速度の推定結果と調和的である。③せん断帯近傍で発生する地震のメカニズム解とも整合的である。以上の結果は、せん断帯西部の高いひずみ速度は、上部地殻深部における未成熟な断層の運動が関与している可能性を示唆する。今後、さらに稠密観測を継続し、2016年熊本地震の余効変動を除去して解析を行う予定である。



(a)せん断帯における予備的解析に用いた GNSS 速度場。GEONET F3 解よりアムールプレートに対する速度を推定し、フィリピン海プレートの沈み込みによる変動を除去した後の速度場。解析には、灰色矩形領域内の速度を使用した。図左下に観測期間を示す。(b)変位速度プロファイル。白色丸は図(a)の矩形領域内の変位速度、曲線はそれらの変位速度を最も良く説明する理論的な変位速度を示す。図右下にすべり速度・固着域の深さの最適値を示す。(c)2016年熊本地震後の変位速度。灰色矢印は ITRF2005 座標系、黒色矢印は IGb08 座標系で表示した。図左下に観測期間を示す。

謝辞: 本発表は、経済産業省資源エネルギー庁委託事業「地層処分技術調査等事業(地質環境長期安定性評価確証技術開発)」の成果の一部である。解析には、国土地理院 GEONET F3解を使用させて頂きました。記して感謝致します。

S03-P10

九州下の長期的SSEの繰り返し周期

#矢来博司・宗包浩志・小沢慎三郎(地理院)

Recurrence intervals of the long-term SSEs beneath the Kyushu Island

#Hiroshi Yarai, Hiroshi Munekane and Sinzaburo Ozawa (GSI)

はじめに

南海トラフ沿いでは、東海地域や豊後水道など、長期的SSEの発生領域が複数存在している。特に、豊後水道から九州にかけては、豊後水道SSE(Hirose et al., 1999, GRL), 宮崎北部SSE(矢来・宗包, 2016, JpGU, Ozawa, 2017, EPS), 日向灘SSE(Yarai and Ozawa, 2012, JGR)が連なって分布しており、このうち、豊後水道SSEは1980年以降で約5~6年(Kobayashi and Yamamoto, 2011, JGR), 日向灘SSEは2005年以降で約2年(Yarai and Ozawa, 2012)という繰り返し周期であるが、宮崎北部SSEの繰り返し周期は明らかになっていない。また、日向灘SSEや宮崎北部SSEが2002年以前にも繰り返し発生していたかは不明である。

日向灘SSEや宮崎北部SSEが、豊後水道SSEのように長期的に安定した繰返し周期をもつのか、それとも決まった繰返し周期を持たないのかは、この地域のテクトニクスを考える上で重要である。そこで、2002年以前に遡って、日向灘SSEや宮崎北部SSEのイベント抽出を行った。また、これまで検討された期間についても見落とされたイベントがないか、詳細に検討を行った。

データ

九州周辺のGEONET観測点について、2011年3月までのF3解を用い、フィリピン海プレートの沈み込みの影響を受けにくいと考えられる上対馬観測点を基準とした各観測点の変動を求めた。デトレンド期間を変えたデータセットを複数作成し、それぞれで九州の非定常変動の分布と発生時期について検討を行った。

結果

検討の結果、日向灘SSEが1998年11月~1999年2月に発生していたことが明らかとなった(図1)。しかし、1999年から2002年の間には、明瞭なイベントを見出すことができなかった。但し、定常的な変動とは異なっており、長期的には日向灘SSEとほぼ同じ変動パターンを示す。従って、この時期にはカップリングが十分に

回復していない状態であったか、またはイベントを見落としている可能性がある。再度検討を行う必要がある。1998年以前については、1996年10月と12月に発生した2つのM6クラスの地震の後に続く余効変動が顕著に見られ、この余効滑り域(Yagi et al., 2001, EPS)と日向灘SSEの滑り域(Yarai and Ozawa, 2012)は大部分が重なっている。

宮崎北部SSEについては、2007年から2009年の間にはこれまでイベントが認識されていなかったが、2008年5月~2009年5月に発生していたことが明らかとなった。この時期はこれまで九州地域について検討を行う際に定常変動としていた期間に含まれており、そのためイベントを見落としていたと考えられる。

今回新たに見出されたイベントを含めると、2002年以降では、日向灘SSEが約2年~2年半、宮崎北部SSEが約3年と、ほぼ同程度の間隔で定常的に発生していることになる。今後、各イベントがどの程度類似または異なるのか、滑り域の比較等を行う予定である。

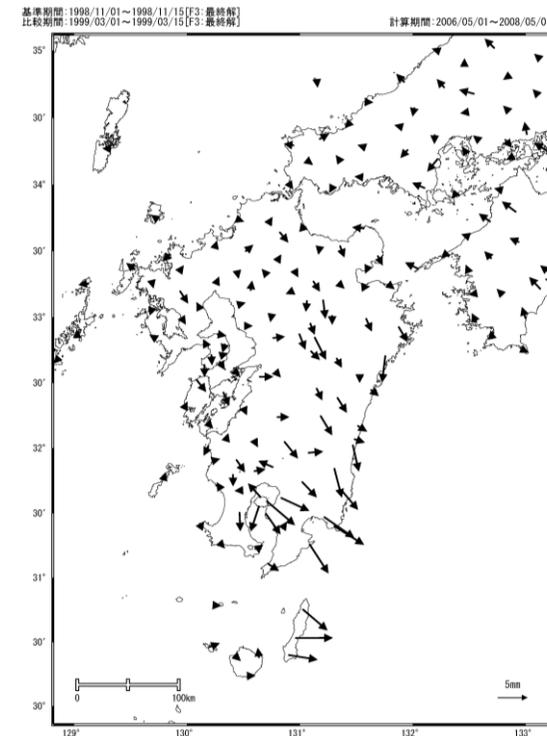


図1 1998年11月~1999年2月のデトレンドベクトル図(北対馬基準)

S03-P11

西南日本における応力解放に伴う地殻変動の検出

-小規模なスロースリップの検出に向けて-

#藤田萌実(京大理)・西村卓也(京大防災研)・宮崎真一(京大理)

Detection of crustal deformation associated with the release of tectonic stress in southwest Japan – An attempt to detect small slow slip events

#Megumi FUJITA (Kyoto Univ.), Takuya NISHIMURA (DPRI, Kyoto Univ.), Shin'ichi MIYAZAKI (Kyoto Univ.)

スロースリップイベント(SSE)はプレート境界の固着域と定常すべり域の間で発生し、プレート境界域に蓄積した応力をゆっくりと解放するすべり現象である。また、深部低周波微動と SSE が同期して繰り返し発生する事例も多く報告されている(例えば Hirose and Obara, 2005)。本研究では GNSS 及び低周波地震のデータを用いて豊後水道を中心とした西南日本に Frank (2016) の手法を適用し、応力解放に伴う地殻変動の検出を試みた。

Frank (2016) は GNSS データと非火山性低周波地震・微動のデータを用いて、従来応力蓄積期だと考えられていた期間において応力解放に伴う小規模な地殻変動を検出した。GNSS の時系列データを見た場合ではノイズよりも小さいために見えなかった SSE に伴うシグナルを検出するために、微動発生期間の累積変位を計算することで SN 比を大きくするという工夫を施した。メキシコの Guerrero における解析では観測点数や観測データ数が少ないことや、観測自体の誤差が大きいこと、解析結果の解釈に難しい点が残る。一方、多くの観測点と約 5 年にわたる観測データを用いた北米大陸の Northern Cascadia の解析では、累積変位から求めた変位速度の方向は多くの観測点でプレートの収束方向と逆方向に向く結果となった。それらのデータは実際に微動と同期して発生する応力解放現象の存在を示唆していると考えられる。

具体的な解析手法としてはまず、GNSS の時系列のデータから各日の日変位を求める。そして低周波地震の発生回数に着目してある閾値以上の低周波地震が発生した日を応力解放が起きていると仮定して抜き出す。抜き出した日の日変位から累積変位を計算し、SSE に伴う累積地表変位としてみ直す。そしてその累積変位の時系列グラフから最小二乗法によって線形回帰直線を決定し、直線の傾きを応力解放速度として求める。また、応力解放が起きていると仮定した日を除いた残りの応力蓄積期においても同様に累積変位を計算することにより、応力蓄積速度を推定することが可能である。

本研究では GEONET の稠密な観測点と約 20 年にわたる観測データを用いて上記の手法を西南日本に適用することにより、西南日本における応力解放に伴う小規模な地殻変動の検出を目指す。

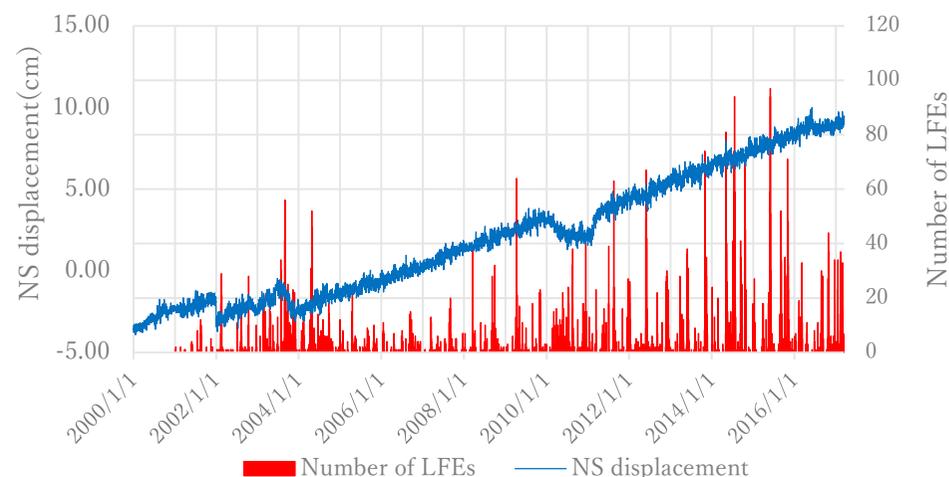


図 1 観測点 970828[愛媛三崎]における南北方向の変化(観測点 950462[福江]基準)と低周波地震(北緯 32.80~33.85 度、東経 131.75~133.05 度)の発生回数(2000/01/01~2017/03/16)

謝辞:本研究には、国土地理院及び海上保安庁の GNSS 観測データ、気象庁一元化震源を利用しました。記して感謝いたします。

傾斜・ひずみデータの統合解析に基づく西南日本の短期的SSEカタログ

#木村武志¹・板場智史²・松澤孝紀¹・木村尚紀¹
(1: 防災科研, 2: 産総研)

Short-term Slow Slip Event Catalog Based on Tilt and Strain data

#Takeshi KIMURA¹, Satoshi ITABA², Takanori Matsuzawa¹ & Hisanori Kimura¹
(1: NIED, 2: AIST)

近年、世界の様々な地域でスロー地震が検出されている。その中で西南日本の東海~四国地域は、稠密かつ他項目の測地・地震観測網による豊富なデータセットが利用でき、スロー地震の研究を最も詳細に行える領域の一つである。これらの地域では、沈み込み帯におけるプレート境界上の固着域と深部側に位置する安定すべり域との間に位置する遷移領域で短期的スロースリップイベント(SSE)・深部低周波微動・深部超低周波地震のスロー地震が同期して繰り返し発生している[例えば, Obara, 2002; Obara et al., 2004; Ito et al., 2007]。遷移領域でのスロー地震の発生過程を理解するためには、最大規模の短期的SSE時のすべり量や継続時間等の基本的なパラメータを把握し、すべり過程と他のスロー地震との関係などを明らかにする必要がある。本研究では、GNSSに比べて時間分解能に勝る傾斜・ひずみデータから短期的SSEを自動検出・解析することにより、客観的に推定された継続時間や詳細なすべり分布を含む短期的SSEの震源カタログを整備することを目指す。

15年以上の長期にわたる傾斜・ひずみデータから短期的SSEによるシグナルを効果的に抽出するためには、観測機器の異常や設置環境の変化等によるデータ品質の時間変化を考慮する必要がある。本研究では、潮汐成分などが補正された30日長(15日ステップ)の各傾斜・ひずみデータをランダムウォークノイズとホワイトノイズ、直線トレンドの和でモデリングし、ノイズ強度を最尤推定する。得られたノイズ強度の時間変化から、強度そのものの値や強度の安定性等を考慮し、短期的SSE自動検出の入力となる地殻変動データを、解析タイムウィンドウごとに自動選択する(図1)。

品質チェックされた各タイムウィンドウのデータセットを用いることにより、各種自

動解析を効果的に行うことができる。ここでは、Kimura et al. [2011]による傾斜データを用いた短期的SSEの自動検出アルゴリズムをひずみデータに拡張し、不均質なすべり分布をもつ震源モデルを推定できるように改良した自動検出・解析手法を用いる。図2は、2014年5月に四国中西部で発生した短期的SSEの自動解析結果である。推定された地震モーメントは $3.1E+18Nm$ で、傾斜データのみを用いた手動解析結果($2.5E+18Nm$)とほぼ同程度である。またすべりの検出された範囲もほぼ同じである。

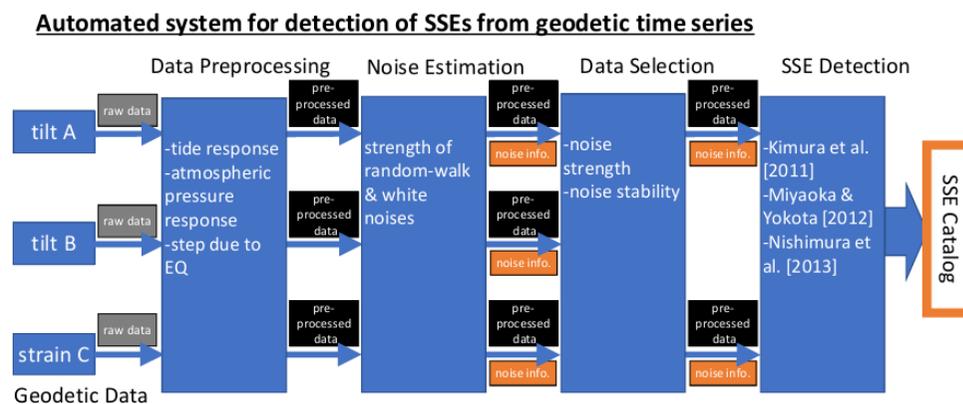


図1 傾斜・ひずみデータから短期的SSEを自動検出するためのシステムのフロー。

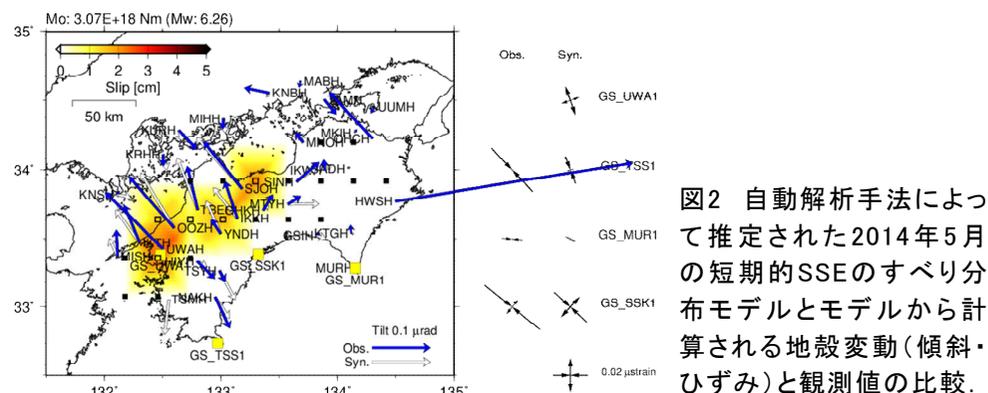


図2 自動解析手法によって推定された2014年5月の短期的SSEのすべり分布モデルとモデルから計算される地殻変動(傾斜・ひずみ)と観測値の比較。

東海地方における短期的ゆっくりすべりの ひずみ計による検知能力評価

#木村久夫(気象庁)・宮岡一樹(気象研)

Observation of short-term Slow Slip Events in Tokai area by Strainmeters

#Hisao Kimura (JMA), Kazuki Miyaoka (MRI)

気象庁は、東海地震の前兆を捉える目的で、ひずみ計による地殻変動観測を実施している。幸いなことに、これまで東海地震は発生していないが、東海地方のプレート境界で繰り返し発生している短期的ゆっくりすべり(以後s-SSEと略す)がひずみ計でも観測されている(小林・他, 2006や木村・他, 2008)。

小林・他(2006)の先行研究では、東海地方のs-SSEをA・B・Cの3つの領域に分類して整理している。しかし、その分類の基準は、各観測点における変化傾向及び低周波地震の震央であり、すべりの詳細な特徴を調べるまでには至っていなかったため、今回は、ひずみ計データからすべりの規模と位置を算出し、ひずみ計によるプレート境界のすべり検知能力の評価を行なった。

今回は、小林・他(2006)の先行研究後の2010年に設置した多成分ひずみ計を含めたs-SSEの検知能力について調査することを目的に、上記のひずみ計が安定した後の、2012～2016年のs-SSEについて行った。また、気象庁がルーチンで行っているs-SSE解析は、観測されたひずみ変化が、東海地震の固着域でのすべりであるかどうかを確認することに主眼を置いており、s-SSEの解析結果を一定の基準で整理することをしていなかったため、この基準についても検討した。

本調査により、ひずみ計で観測されたs-SSEの規模の平均値はMw5.5、下限はMw5.1(図1)であり、傾斜計やGNSSによる解析結果よりも0.3～0.5程度小さいs-SSEが検知できていることがわかった。また、気象庁ではひずみ計によるプレート境界のすべりの検知能力を愛知県東部でMw5.0～5.3程度、長野県南部でMw5.5～5.8程度と評価しており(図2)、本調査結果と比較すると、これまでに観測されているs-SSEはひずみ計による検知能力

の下限に近い現象であることがわかる。

以上のことから、短期的ゆっくりすべりを含めたスロー地震の活動様式を理解には、ひずみ計による観測が大きな役割を果たすことが期待される。

【謝辞】

解析には、産業技術総合研究所及び静岡県ひずみデータも使用させていただきました。記して感謝いたします。

【参考文献】

木村一洋・竹中潤・甲斐玲子(2008): 2005年7月に東海地域で観測された短期的スロースリップに伴う歪変化とその監視, 駿震時報, 70, 35-41.

小林昭夫・山本剛靖・中村浩二・木村一洋(2006): 歪計により観測された東海地域の短期的スロースリップ(1984～2005年), 地震2, 59, 19-27.

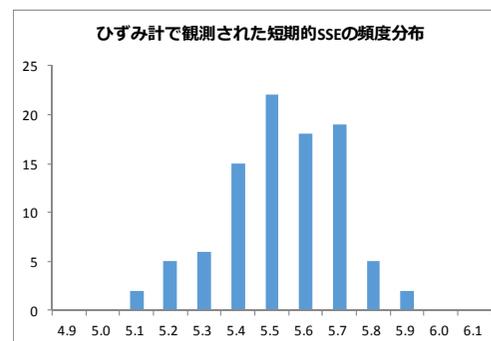


図1. ひずみ計で観測されたs-SSEの頻度分布

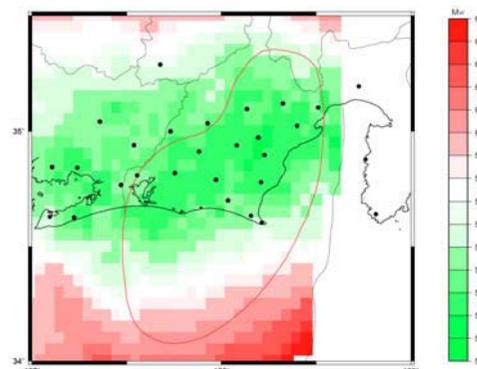


図2. ひずみ計によるプレート境界のすべりの検知能力

東海～東南海地域における短期的ゆっくりすべりの 時間的推移とすべり量分布

#宮岡一樹(気象研)・木村久夫・甲斐玲子(気象庁)

Temporal variation and slip pattern of short-term SSE in Tokai and Tonankai area.

#Kazuki Miyaoka (MRI), Hisao Kimura, Reiko Kai (JMA)

1. はじめに

南海トラフ沿いに沈み込むフィリピン海プレートの深さ 40km 付近で深部低周波地震とともにゆっくりとしたプレート境界すべり（短期的 SSE）が数ヶ月に一度程度、発生している。この短期的 SSE は主にボアホールタイプの地殻変動連続観測などで微小なひずみ変動あるいは傾斜変動として捉えられ、様々な解析が行われている。ひとつの活動エピソードの中で、短期的 SSE のすべり分布も時間とともに変化することが明らかになっている（Hirose and Obara, 2010 など）。また中部地方から四国に至る帯状の活動域で繰り返し発生する短期的 SSE によるモーメント解放の総量は空間的に一様でないことなども明らかになってきている（Nishimura et al., 2013）。このように短期的 SSE にともなうすべり領域の移動やあるいはそれらの時空間分布を明らかにすることは、プレート境界すべりの理解に役立つと考えられる。

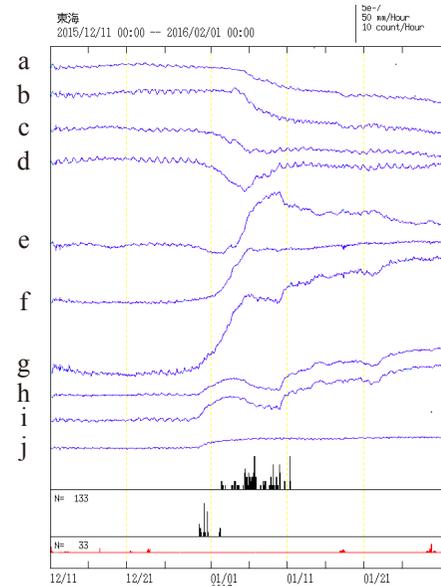


図1 スタッキング波形の例
2015/12/11～2016/01/31
記号は図2のグリッドポイントに対応

本研究では、東海地域から東南海地域のボアホール型ひずみ計データを用いて、この地域で発生する短期的 SSE の解析を網羅的に行い、各エピソードにおけるすべり量およびその移動、また長期間の積算からすべりの総量の分布などを明らかにする。

2. データと手法

解析には気象庁および産業技術総合研究所のひずみ計データのスタッキングデータ（宮岡・横田, 2012）を用いた。複数の観測データを重ね合わせたスタッキングデータは高い SN 比を有しているため、精度の高い変化量データが得られる（図 1）。また図 2 に示すように長野県から和歌山県にいたる帯状の低周波地震発生域（短期的 SSE 発生領域）に 15 点のグリッドを設定し、グリッド毎のすべり量を求めるという方法を行った。各グリッドには 20km×20km の矩形断層を仮定した。それぞれの断層の走向、傾斜はプレート形状から求め、すべり角は各断層の走向と本地域におけるフィリピン海プレートの進行方向から算出し、すべり量のみを未知数とした。短期的 SSE 発生期間中のスタッキングデータを 3 時間毎に読み取ってインバージョン解析を行い、各グリッドのモーメント解放量の時間変化を求めた。

講演ではこれらの解析結果を報告する。

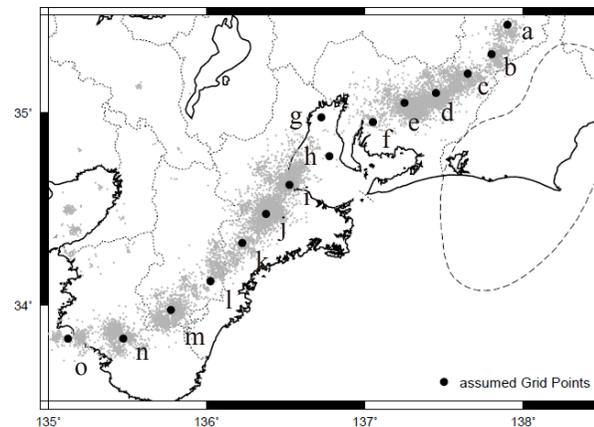


図2 セットしたグリッドポイント
灰色の点は深部低周波地震の震央

S03-P15

1994年から2016年に東海地方で発生したスロースリップイベントの時空間発展の推定

#坂上啓(京大理)・西村卓也(京大防災研)・福田淳一・加藤照之(東大地震研)

Spatiotemporal variations of the slow slip events in the Tokai subduction zone, central Japan, during 1994-2016.

#Hiromu Sakaue (Kyoto Univ.), Takuya Nishimura (DPRI), Jun'ichi Fukuda, Teruyuki Kato (ERI)

スロースリップイベント(SSE)は、日本及び環太平洋の沈み込み帯地域の巨大地震の震源域に隣接する領域で数多く観測されている非常にゆっくりとした非地震性の断層すべり現象である。東海地方では2000年から2005年にかけて長期的SSEが観測されており、ほぼ同じ場所で2013年以降に再びSSEが発生したことも報告されている。

また、長期的SSEの発生領域に隣接するやや深い領域では、深部低周波微動(LFTs)を伴った継続期間が数日程度の短期的SSEが数ヶ月間隔で繰り返し観測されている。短期的SSEによる地表変位は非常に小さく、すべりの時空間発展の推定には傾斜計やひずみ計のデータが用いられることが多かったが、Sakaue et al. (2017 JpGU)ではFukuda et al. (2004, 2008)のインバージョン法をGNSSデータに適用し、2013年以降に発生した長期的SSEと短期的SSEの時空間発展の同時推定を試みた。その結果、2013年の初め頃から浜名湖の西側で長期的SSEによる非常にゆっくりとしたすべりが推定され、このすべりは2015年末の時点でも継続していた。加えて、伊勢湾東側から紀伊半島東側にかけての領域で M_w 6.0前後の短期的SSEの時空間発展の推定に成功し、LFTsの移動と対応して短期的SSEによるすべりが伝搬するケースもいくつか見られた。

本研究では、Sakaue et al. (2017 JpGU)と同様に東海地方で整備された

国土地理院GEONETのGNSS観測網のデータに加え、東大地震研等によるGNSS連続観測データについてもGIPSY OASIS IIを用いて日々の座標値解析を行い、解析期間を1994~2016年へと大幅に延長してプレート境界面上でのすべりの時空間発展の推定を行う。本研究で解析の対象とした1994年から2016年の期間に東海地方では、SSE以外のテクトニックな地殻変動も観測されている。代表的なものとして、2000年の三宅島の火山活動に伴う地殻変動や、2004年紀伊半島沖地震や2011年東北沖地震の地震時変位やその余効変動が挙げられる。これらの影響の補正と季節成分やアンテナ交換等の人為的なオフセットの補正はインバージョン解析の前処理として行う。また、発表では、2000年東海地方長期的SSEと2013年東海地方長期的SSEの時空間発展の比較を行う。また、長期的SSEの発生の有無における短期的SSEの発生頻度や発生様式を比較することで、長期的SSEと短期的SSEの関係についても考察を行う。

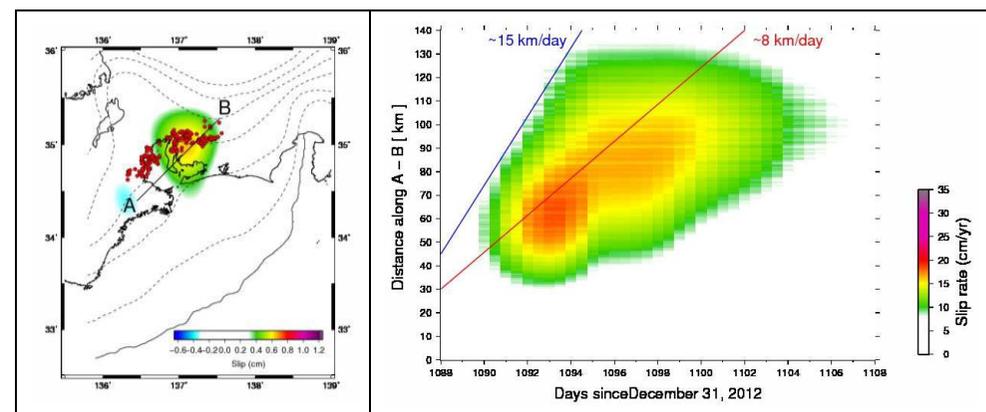


図1 短期的SSEの時空間発展の結果。(左図)短期的SSEによる積算すべり分布(2015年12月20日から2016年1月16日)。(右図)プロファイルA-B(左図)上でのすべり速度の時間変化。Sakaue et al. (2017 JpGU)

S03-P16

東海地方における稠密GNSSアレイに基づく地殻ひずみの時間変化(2004~2016)

#加藤照之(東大地震研)・坂上啓(京大理)・西村卓也(京大防災研)・生田領野(静岡大理)・原田靖(東海大)

Temporal change of crustal strain in the Tokai region based on a dense GNSS array (2004-2006)

#Teruyuki Kato (ERI, U. Tokyo), Hiromu Sakaue (Grad. Sci., Kyoto U.), Takuya Nishimura (DPRI, Kyoto U.), Ryoya Ikuta (Fac. Sci., Shizuoka U.), Yasushi Harada (Tokai U.)

「GPS 大学連合」では 2004 年頃より、東海地方において約 60 点からなる GNSS 連続観測を実施しており、GEONET と併せて稠密なアレイを構築している。今回は観測開始から 2016 年までのデータを解析し、ひずみの時間変化を推定したので結果を紹介し、この地域のひずみの分布とその変化、特に近傍で発生した地震や東北地方太平洋沖地震による影響など、について議論する。

解析には「GPS 大学連合」が設置した点と GEONET を合わせて 148 点の 12 年間のデータを用いた。ひずみの解析には El-Fiky et al. (1997) によって導入された最小二乗予測法(LSP)を用いた。まず、GPS データは GIPSY/OASYS ソフトウェアの PPP 解析によって日毎の座標値が求められた。次に観測点ごとに時系列解析が行われ、直線、年周・半年周、アンテナ交換時の飛び、等を含む関数で近似され、そこから各観測点の速度を抽出した。地震時の飛びや余効変動は除去せずにおいた。データは1年ずつずらした3年間のデータを用いて、2004-2006、2005-2007、…、2014-2016 の11期間についての速度場を得た。なお、大学連合の観測点は現地収録が多く、長期の欠測となる点もある。1.5年以上の長期欠測の点は解析から除くこととした。

こうして得られた速度場に LSP を適用して、3 年期間ごとの平均的な面積ひずみ速度、最大ずりひずみ速度を算出した。LSP の適用には経験的相互相関関数から求められるいくつかのパラメータが必要となるが、これは以前 2004-2012 の期間のデータから推定したものをを用いた。これらに基づき、図1に示す領域の2次元空間のグリッド上のひずみ速度値を推定した。なお、これらの3年ごとの速度場のほか、2004-2016年の全データを用いて速度場を求め、それに基づく13年間の平均的なひずみ速度も推定した。図1は13年間のデータを用いた場合の変位速度場と面積ひずみ速度を示す。

ポスターでは3年間ごとの11期間のひずみの図を示すが、これから、以下のことがわかる。

2011年東北地方太平洋沖地震の影響が東海地方においても大きい。

最近では、その影響が次第に小さくなり、地震前のひずみと同等になりつつある。

2009年駿河湾地震や2004年紀伊半島沖地震の影響なども見て取れるが、東北地方太平洋沖地震に比べると小さい。

最後に、大学連合が構築した稠密アレイがどの程度プレート境界面のすべりの推定精度に影響が出るか検討した。このためにチェッカーボードテストを行った。東海地方直下のプレート境界面を深さ方向に5つ、横方向に6つの小区画に分け、そこに±10mmあるいは±50mmのすべり変位を与え、そこから得られる地上の変位を計算し、それに基づく逆計算によってすべり変位の分布を推定した。その結果、大学連合のデータがあることにより、すべり変位推定に有意な改善がみられることがわかった。

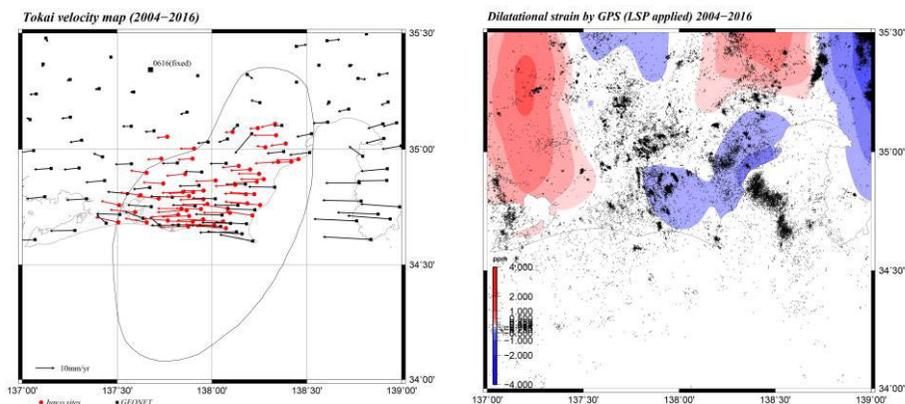


図1 (左)2004-2016年の東海地方の稠密アレイ観測点における変位速度ベクトル(0616を固定)。黒色矢印はGEONET, 赤色矢印は大学連合の観測点。(右)同期間の面積ひずみ速度。赤が拡大, 青が収縮。

S03-P17

紀伊水道のスロースリップ

#小沢慎三郎・矢来博司(国土地理院)

Kii-channel slow slip events

#Shinzaburo Ozawa, Hiroshi Yarai (GSI)

はじめに

繰り返し発生するスロースリップの詳細な解析は、通常地震の繰り返し発生過程を考察する上で重要である。またスロースリップが大地震を引き起こす可能性もあるため、スロースリップの監視は防災上も大変重要となってくる。紀伊水道のスロースリップは、GNSSデータから、1996年に発生したことが、小林(2014)により最初に報告されている。その後、2001年から2004年にかけて2回目の紀伊水道のスロースリップが発生した。3回目の紀伊水道スロースリップは、2014年以降発生していることが小林(2016)によって最初に報告されている。本研究では、この3回のスロースリップの滑り過程の解析を行った。

解析

GNSS観測点の時系列データから、年周成分、地震時・地震後地殻変動成分を取り除き、2012-2014年の変動を定常変動と考えて、一次のトレンド成分を取り除いた。トレンド成分を取り除いたデータを3日平均しデータのばらつきを小さくした。このようにして得られた非定常の座標時系列データを用いて、時間依存のインバージョンで滑りの時空間発展を推定した。計算時間の短縮のため、3日毎にデータをサンプリングして解析に使用している。プレート境界モデルはHirose et al. (2008)を用いた。東西、南北、上下の重みは1:1:1/3としている。紀伊水道周辺のGNSS観測点40-50点程を使用している。固定点によって結果が変わる傾向があるため、計算領域全体としての併進と回転をプレート境界滑りと同時に推定し除去している。

結果

非定常地殻変動データから、紀伊水道のスロースリップが、1996-2000年、2001-2004年、2014-2017年に発生しているらしいことが確認された(図1参照)。推定された滑り領域は、3回のスロースリップでほぼ同じ場所が滑っていることが推定された。推定モーメントは、三回ともMw6.7の地震に相当する。また滑りの時間発展か

らは、3回とも四国側から南東側に若干移動する傾向が見られた。スロースリップの発生間隔は、1回目と2回目で1年、2回目と3回目で10年と比較的大きな幅を持っているが、この大きな違いがなぜ起きているのか今後の検討が必要と考えられる。

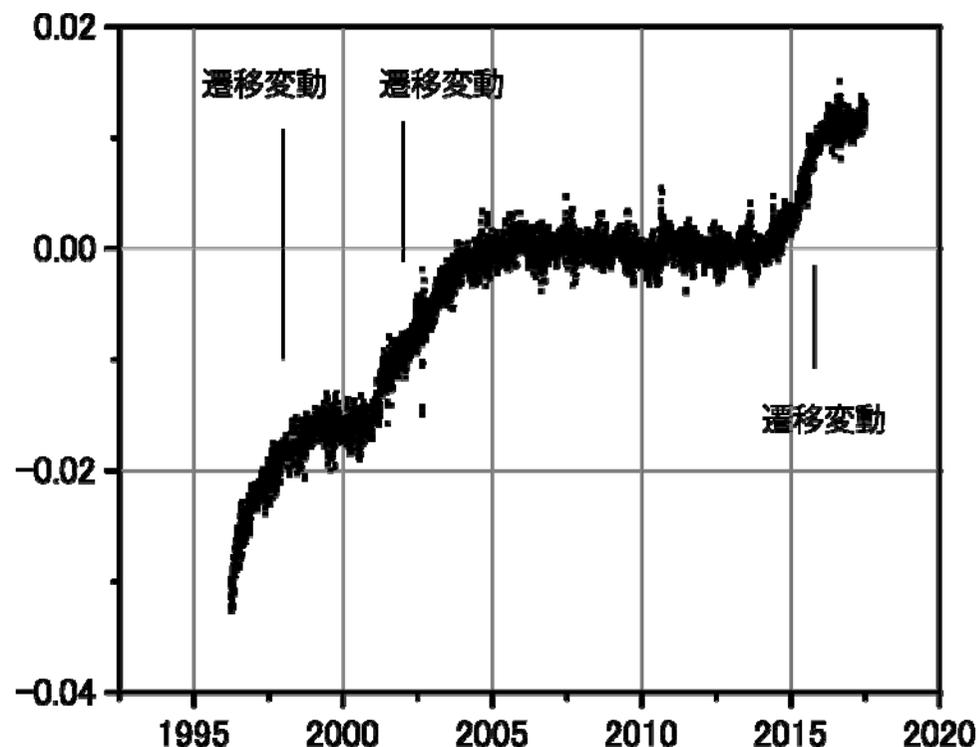


図1 四国の阿南2観測点の東西方向の非定常地殻変動。遷移変動が3回見られる。

S03-P18

海洋モデル計算を用いた海底地殻変動の評価および ヒクラング沈み込み帯への適用

#村本智也・伊藤喜宏(京大防災研)

・稲津大祐(東京海洋大)・日野亮太・鈴木秀市(東北大理)

・Stuart Henrys・Stephen Bannister・Laura Wallace (GNS Science)

Evaluation of sea floor deformation using ocean model calculation with Application to Hikurangi subduction zone

#Tomoya Muramoto, Yoshihiro Ito (Kyoto Univ. DPRI),

Inazu Daisuke (Tokyo University of Marine Science and

Technology), Ryota Hino, Syuichi Suzuki (Tohoku Univ.),

Stuart Henrys, Stephen Bannister, Laura Wallace (GNS Science)

1. はじめに

海域で発生するスロースリップイベントの検出は、陸域の観測点で得られたデータのみでは困難である。そのため、海底観測による研究が近年注目されている。本研究ではその中でも特に海底圧力計を用いた観測に焦点を当て、海底圧力計を用いた地殻変動の検出手法およびその限界について述べる。

海底圧力計は主に、その直上にある海水の量を圧力値として測っている。海底圧力計を用いたスロースリップの観測は、スロースリップに伴う上下変動成分を含む水圧変化を連続的に高い分解能で観測できる点が有用であると考えられている。しかしながら、従来の研究では、海溝軸よりも海側のプレート上などで観測された圧力記録を基準値として用いて解析対象とする観測点の圧力値と差をとることで、2点間の相対変化として海底の上下動を見積もっていた。(e.g. Wallace et al., 2016) この方法では、海洋変動に由来する圧力変動が基準点と解析対象とする点で共通であることを仮定している。しかしながら2点間の距離が離れるとこの仮定が成り立たないため、海洋変動に由来する圧力変化の差を地殻変動として誤って評価してしまうという問題があった。本研究は、数値

シミュレーションによって再現した海底圧力異常と現場観測データを比較することで、各観測点における絶対的な地殻変動による上下動を見積もることを目的とし、ニュージーランドのヒクラング沈み込み帯で実施された海底圧力観測の記録について解析を行った。

2. 解析手法

本研究には2013年4月から2017年6月までのニュージーランド北島東方沖で、自律浮上型の海底圧力計を用いて観測された圧力記録を用いた。BAYTAP-G (Tamura et al., 1991) を用いて潮汐成分を推定し観測記録から除去した。次に気圧と風(大気擾乱)により引き起こされる波高異常によって生じる圧力異常を単層の球面座標浅水波のモデルに基づいた数値計算(Inazu et al., 2012)により求め、除去した。

3. 解析結果

本研究で解析対象としているニュージーランドのヒクラングで実施された圧力観測の期間では、2016年11月14日にニュージーランド南島のKaikouraを震源とするM7.8の地震によって誘発されたスロースリップ由来の圧力変化が記録されていることを期待されていたが、潮汐や海洋モデルによる波高異常の補正を行った結果、回収された圧力記録には、検出限界(± 2 cm)を超える顕著な上下変動は含まれていないことがわかった。

ニュージーランド北島東岸沖では2014年に大規模なスロースリップイベントが発生しており(Wallace et al., 2016)、陸上のGPSデータからは明瞭な変動が確認される。ここでも同様に、該当期間について潮汐や海洋モデルによる波高異常の補正を行った後、スロースリップに伴う圧力変化についての検討をした結果、検出限界を超える明瞭な上下動は海底圧力記録から検出されなかった。これらの結果は、ヒクラングで発生しているスロースリップのすべり域が主として陸側であった可能性を示唆する。単層を仮定した海洋モデルを用いた補正では、モデルの不完全性に由来する圧力擾乱が残差として時系列に残るということが本研究で明らかになった。これは単層モデルの限界を示すと共に、今後2 cm以下の変動を検出する上で、海洋物理学的な手法を用いた新たな解析・補正が必須であるということの意味する。

S04-P01

日本列島の東西短縮地殻変動を再現したアナログ模型

高橋雅紀 (産総研)

Analog model of the E-W contraction of Japan

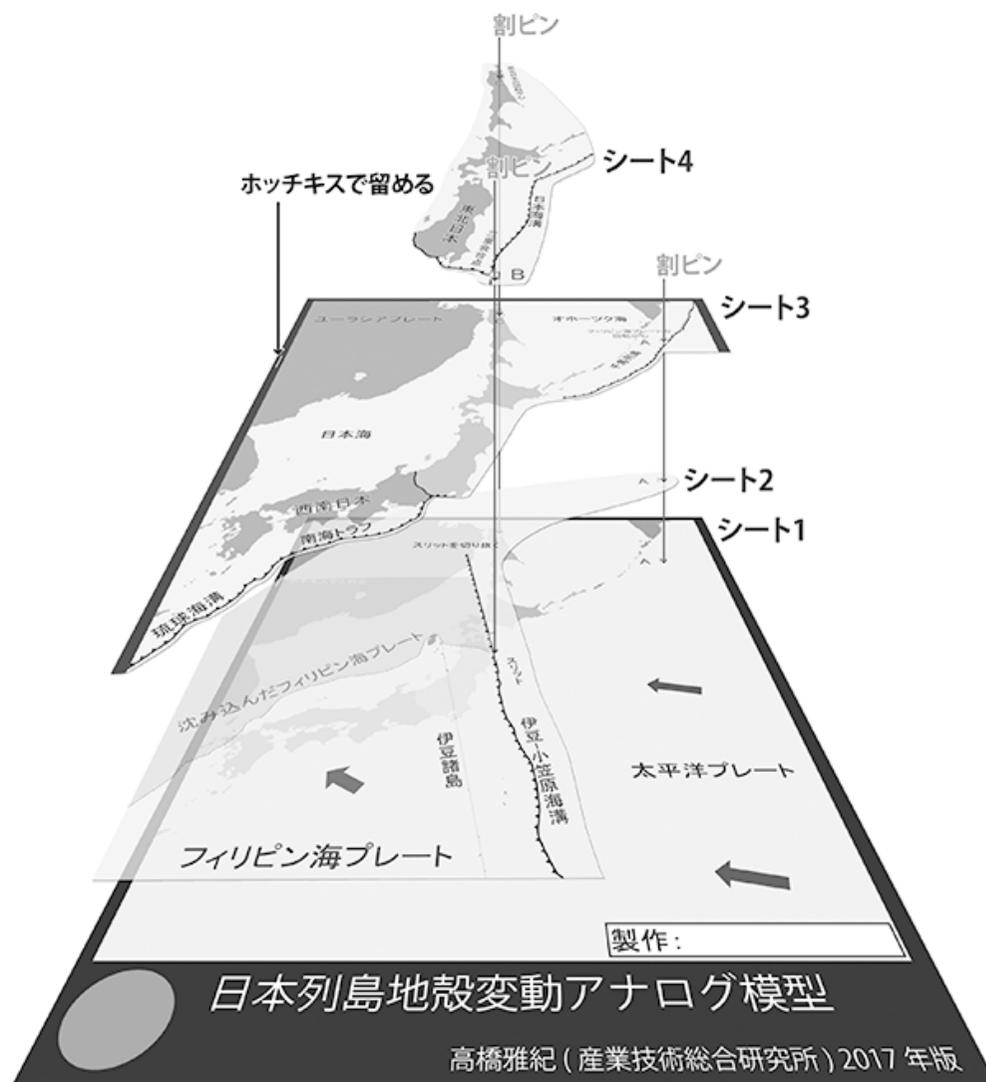
Masaki Takahashi (AIST)

日本列島の東西短縮地殻変動の原因が、太平洋プレートの運動そのものではなく、フィリピン海プレートの運動であるとする Takahashi (2017)* のモデルは、図や文章だけで理解することが大変難しい。そこで、厚紙を用いた簡単なアナログ模型を作成した。設計図は4枚のPDFからなり、地質調査総合センターのホームページ、ないし演者のホームページからダウンロードすることができる。

模型は太平洋プレートが切断されてしまうモデルと、太平洋プレートが切断されず、その結果日本海溝が西に移動する2種類のモデルからなる。ダウンロードしたPDFを厚さが0.16~0.2mm程度の厚紙に印刷し、印刷部をカッターで切り抜いて割ピンを挿せば簡単に作成できる。

右図は、日本海溝が移動して今日の日本列島の地殻変動が再現される模型の組み立て図で、指定の場所に割ピン3個を挿し、一カ所ホッチキスで留めれば完成する。

この模型でフィリピン海プレートを回転させると、割ピンがスリット(伊豆-小笠原海溝)を移動しながら、日本海溝の南端を西に移動させることが観察される。その結果、日本海溝が西に移動するので東北日本は西に移動し、火山活動で温められ変形しやすい日本海東縁に沿って、東西短縮地殻変動が生じることが一目瞭然である。東北日本の島弧近くを東西に短縮しているのは日本海溝の移動であり、日本海溝を西に移動させているのはフィリピン海プレートの運動なので、日本列島の地殻変動の原因がフィリピン海プレートであることが分かる。CGでは同時に発生する事象の因果関係が見えにくいですが、アナログ模型は減少の因果関係を体感的に理解することができる



日本列島の東西短縮地殻変動を再現したアナログ模型

地質調査総合センター (GSJ 研究資料集)

<https://www.gsj.jp/researches/openfile/openfile2017/openfile0644.html>

ないし、下記ホームページからダウンロードできます。

<https://staff.aist.go.jp/msk.takahashi/>

*Takahashi, M. (2017) The cause of the east-west contraction of Northeast Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, in press.

北海道西方沖での地殻構造探査

#野 徹雄・佐藤 壮・小平 秀一・三浦 誠一(JAMSTEC)・
石山 達也・佐藤 比呂志(東大地震研)

Preliminary report on seismic survey off western Hokkaido, Japan sea

Tetsuo No, Takeshi Sato, Shuichi Kodaira, Seiichi Miura (JAMSTEC),
Tatsuya Ishiyama, Hiroshi Sato (ERI)

日本海における地殻構造探査は、ここ10年で「ひずみ集中帯の重点的調査・観測」や「日本海地震・津波調査プロジェクト」などを通じて、西津軽沖～鳥取沖にかけての海域で実施してきたが、今年度は「日本海地震・津波調査プロジェクト」の一環として、北海道西方沖で調査を行った。北海道西方沖は、1940年に積丹半島沖地震(M7.5)が発生しており、沿岸から奥尻海嶺にかけて南北または北東-南西走向の活断層が推定されているが、これまで地殻構造スケールでの地震探査はほとんど実施されてこなかった。

調査は、今年6月～7月に石狩湾～留萌沖の沿岸から日本海盆に至る海域で実施し、マルチチャンネル反射法地震(MCS)探査を5測線行い、そのうち2測線で海底地震計(OBS)を用いた地震探査も行った。MCS探査の主なデータ取得仕様は、発震間隔50 mまたは25 m、エアガン総容量最大5300 cu.in.、エアガン曳航深度10m、受振点間隔3.125 m、ストリーマケーブル曳航深度12 m、受振チャンネル数最大1872である。OBS探査は、測線SJ1707とSJ17ISに合計OBS60台を設置した。測線SJ1707は総容量最大10000 cu.in. (約163リットル)のエアガンアレイを200 m間隔で発震し、測線SJ17ISでは総容量5300cu.in. (約86リットル)のエアガンアレイを曳航し、測線を往復することにより、測線の大半を100 m間隔で発震した。また、設置したOBSの一部は、各設置点の漁業活動の状況に応じて、アンカーを回収できるタイプ、底曳き漁への影響を考慮して改良したアンカーを取り付けたタイプ、ブイやロープでOBSをつなげた形で設置したタイプを導入し、使い分けた。なお、測線SJ17ISは、同時期に石狩平野で東京大学地震研究所が実施した地震探査測線の北西延長上に位置し、統合した

地殻構造研究も実施する予定である。

また、2016年までの日本海におけるMCS/OBSによる地震探査では、深海調査研究船「かいれい」で行ってきたが、今年度は海底広域研究船「かいめい」を用いて実施した。「かいめい」は2016年に竣工したJAMSTECで最も新しい調査船で、その搭載システムの1つである地震探査システムを用いた2次元地震探査を行うにあたり、2つの大きな特徴を持っている。1つは、「かいれい」での反射法地震探査と比較すると、受振点間隔が1/4と狭くなり、CMP(Common mid point)間隔も狭く設定できる。そのため、品質の良いデータが取得できた場合、空間エイリアシングが相対的に抑制され、マイグレーションや速度フィルタなど空間方向の波形処理は非常に効果的に作用することが期待される。もう1つは、エアガンアレイは4列で計44台のエアガンから構成された最大総容量10600cu.in. (約173リットル)のtuned arrayであり、総容量で比較すると「かいれい」の約1.35倍となり、より深部構造のイメージングに対して優位に作用することが期待できる。

本発表では、「かいめい」で行った本調査のデータ取得の概要と初期的なデータ処理結果について報告する。

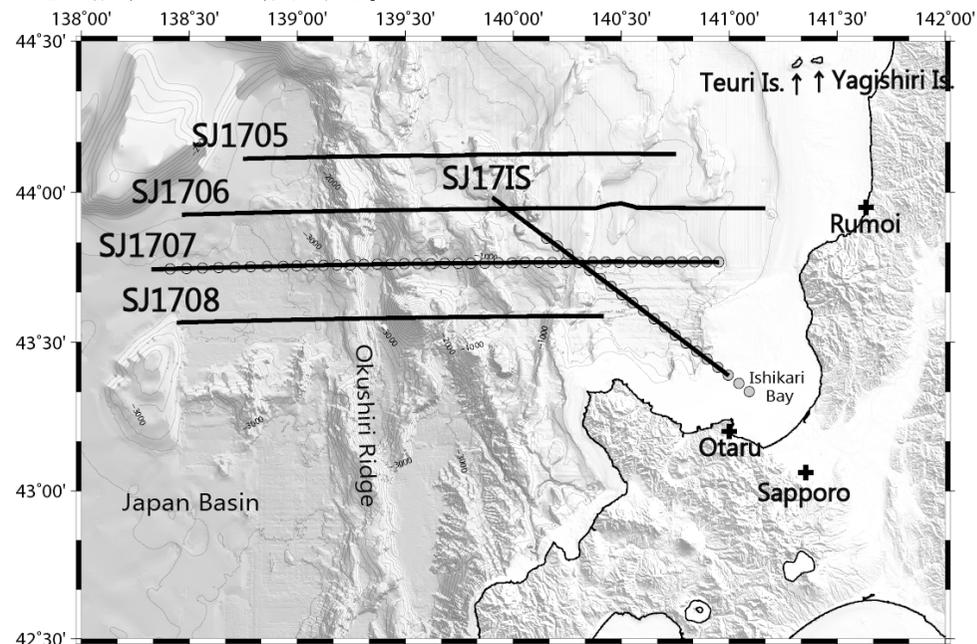


図1 本発表の地震探査の測線図。黒線がMCS探査測線、丸印がOBSの設置点。

S06-P02

宮城沖日本海溝周辺における散乱および内部減衰の空間変化

#高橋努・尾鼻浩一郎・小平秀一 (JAMSTEC)

Horizontal variations of scattering and intrinsic Q around the Japan trench off Miyagi, northeastern Japan
Tsutomu Takahashi, Koichiro Obana, Shuichi Kodaira (JAMSTEC)

数Hz以上の高周波数帯域における地震波形記録は、媒質の微細な不均質性や非弾性的性質により、複雑でインコヒーレントな波群を示す。これらの波群の特徴や媒質の実態を解明するには、散乱と内部減衰の効果を分離して、それぞれの空間変化を明らかにすることが重要である。本研究では、2011年から2013年に海洋研究開発機構が宮城沖日本海溝周辺で実施した3回の自然地震観測の記録を用いて、4-8Hz、8-16Hz、16-32Hzにおける散乱および内部減衰の空間変化を推定した。解析に用いた手法は、直達S波からコーダ波までのエネルギーの時空間変化から散乱と内部減衰を分離推定するMultiple Lapse Time Window Analysis法(e.g., Hoshiya 1993)を未知数の数の可変性を許して拡張した手法(Takahashi, 2017 EGU)で、構造の空間変化に対する平滑化条件を課さずに、データに対して最適な空間分解能で散乱と内部減衰の水平変化を推定することができる。

解析の結果、散乱の強さを表す Q^{-1} 値は顕著な空間変化を示し、海溝軸付近やアウターライズに散乱の強い領域が存在することが分かった(図1)。一方、内部減衰は全ての周波数帯域でほとんど空間変化を示さなかった。海溝軸付近の強散乱域は陸側プレートまで広がり、西端で不連続に Q^{-1} 値が小さくなる。この陸側プレート内の強散乱域の東西方向の広がり、構造探査で得られた低速度域(Ito et al. 2005)に概ね対応する。北緯37.5~38.1度付近では強散乱域が海溝軸付近よりも東側まで広がっているが、高周波数側では海溝軸付近を境とした散乱強度の変化を示唆する結果が得られている。今後散乱の周波数依存性や空間変化の特徴を詳細に調べ、散乱の原因となる不均質構造の実態解明を進める計画である。

アウターライズでは、プチスポットの存在する領域や東北沖地震の約40分後に

発生した余震(Mw7.6)の震源域の南部で散乱が強いことがこれまでの研究でも分かっていたが、本研究で後者の強散乱域が従来の結果よりもさらに北側まで広がっていることが明らかになり、この余震(Mw7.6)の震源域近傍は概ね強散乱域であることが分かった。なお、解析領域南側(37.5°N以南)の海溝軸東側にも強散乱域が検知されているが、この領域は系統的に推定誤差が大きいため有意な結果ではなく、今後データを追加して再検証する必要がある。

謝辞:本研究はJSPS科研費16H01565, 16H04045, 15H05718の助成を受けたものです。

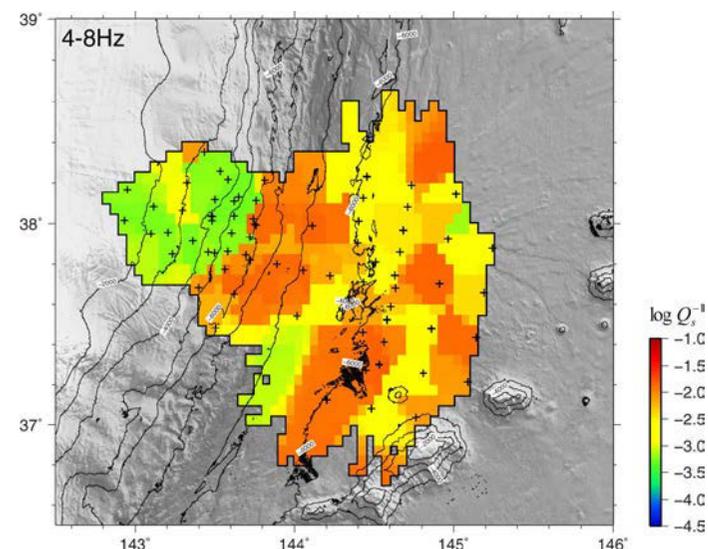


図1 4-8Hzにおける散乱の Q^{-1} 値の空間変化。+印は解析に用いた観測点を表す。

S06-P03

東北日本下のスラブ内地震における高周波後続波とマントルウェッジの散乱・減衰

#椎名高裕・勝俣 啓・蓬田 清(北大・理)

Anomalous high-frequency later phase for intraslab earthquakes by scattering and attenuation in the mantle wedge beneath northeastern Japan

#Takahiro Shiina, Kei Katsumata, and Kiyoshi Yomogida (Hokkaido Univ.)

東北日本下の太平洋スラブ内で発生する地震では、高周波成分 (>8 Hz) に富む後続波相がしばしば観測された。これらの後続相は特に火山フロントより背弧側の観測点で顕著な S 波後続相として現れ、直達 S 波からの大きなラグタイムと長い継続時間を持つ (図 1)。このような特徴を持つ波群はマントルウェッジでの散乱波[Obara and Sato, 1995, JGR; 蓬田・他, 2002, 地震学会], あるいは下部地殻付近での反射波[Hasemi and Horiuchi, 2010, JGR]に類似した後続波と考えられる。一方で、このような後続波を励起する短波長不均質構造の定量的な特性やその空間分布はよくわかっていない。そこで本研究では、東北日本の火山フロント直下から背弧域で発生した太平洋スラブ内地震の観測波形記録を用いて、高周波後続波の散乱波としての励起源の分布およびその伝播経路を推定した。

島弧直交軸に対して 20 km 幅以内に分布する地震と観測点における観測波形に Source-Scanning Algorithm [Kao and Shan, 2004, GJI]を適用することで励起源の位置を推定した。具体的には、観測波形の水平 2 成分エンベロープを合成し、その振幅を、単一散乱を仮定した場合の走時に従ってスタックする。解析は 5つの周波数帯域 (1-2 Hz, 2-4 Hz, 4-8 Hz, 8-16 Hz, 16-32 Hz) それぞれで行い、高周波帯域 (8-32 Hz) でスタック振幅が最

大となる領域を高周波後続波の励起源と定義した。

本解析の結果、前弧下のマントルウェッジ付近に励起源が存在することで、高周波後続波の観測をよく説明できることがわかった。この観測事実は、高周波帯域における背弧下マントルウェッジのける直達 S 波の強い減衰と前弧域下の比較的小さい減衰および散乱波の励起が示唆される。このような前弧下での高周波後続波励起源の分布は Hasemi and Horiuchi [2010]と調和的である。なお、図 1 に示すように低周波帯域 (1-8 Hz) では顕著な後続波が現れない。このような周波数特性や継続時間の測定による、後続波励起源の散乱特性の更なる検討が今後の課題である。

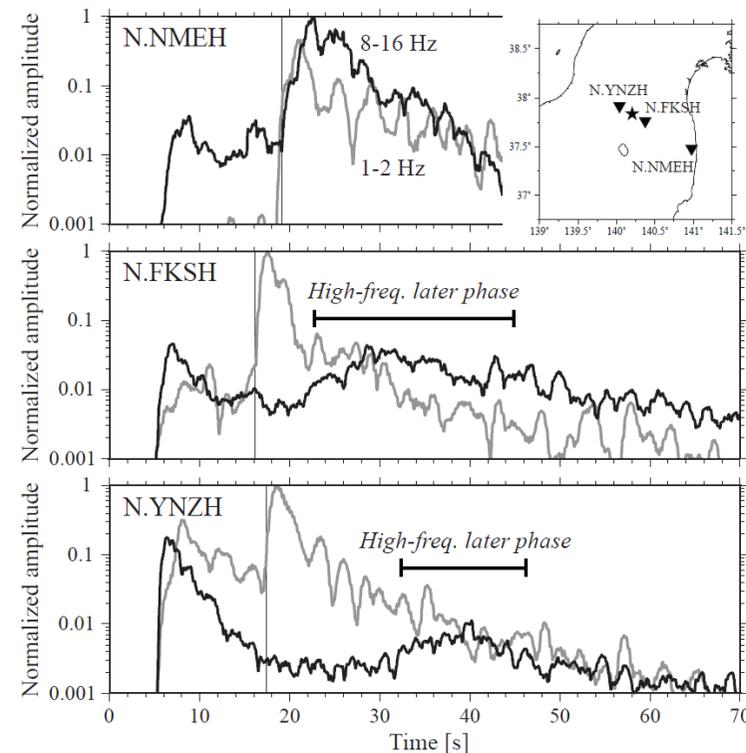


図 1 高周波後続波の観測例。灰線と黒線はそれぞれ 1-2 Hz と 8-16 Hz の MS エンベロープ。右上マップに震源 (★) と観測点 (▼) 示す。スラブ内地震の震源深さは 112 km。縦線は S 波の到達時刻を表す。

S06-P04

反射法地震探査による会津盆地西部の地下構造

伊藤忍・木下佐和子・山口和雄・内田洋平・石原武志（産総研）

Subsurface Structure at West of Aizu Basin by Seismic Reflection Survey

Shinobu Ito, Sawako Kinoshita, Kazuo Yamaguchi,

Yohei Uchida, Takeshi Ishihara (GSJ, AIST)

2014年9月以降、我々は会津盆地東縁断層および西縁断層付近において反射法地震探査を実施してきた。会津盆地全体の地下構造を把握するために、そのコントロールデータとなる東縁および西縁の地下構造を明らかにすることには意味があるが、2017年度はより直接的に盆地の構造を明らかにするために、会津盆地西部に位置する会津坂下町の八日沢付近で全長約5kmのほぼ東西方向の路線（ABY）で調査を実施する予定である（図1）。これに先立ち、2016年9月に会津美里町新鶴地区で実施した調査（AMN1, AMN2, AMN3）のデータ処理を進めるとともに、2014年9月に喜多方市慶徳町山科で実施した調査（KKY）のデータの再処理を進めている。

KKY測線の100m程度北側で、測線にほぼ平行して福島県が群列ボーリングを実施しているが、それによると深度数十メートル以浅には明瞭な断層変位が認められず、慶長会津地震においては地表変位はなかった可能性が高いと結論づけられている。KKYの再処理によってボーリング深度よりも深い部分をイメージングすることができ、断層運動に伴う撓曲であると考えられるイベントが見えるようになった。この撓曲が慶長会津地震によって変形を受けたか否かを結論づけることはできないが、地震に伴う累積的な変形を反映した構造であると考えられる。

福島県によるこの群列ボーリング調査では、ごく浅部の縞状粘土層が東方に向かうに従い層厚を増していることが報告されており、これが慶長会津地震前の地形を反映していると推定されている。KKYの再処理の結果では、東方に層厚を増す層がイメージングされたが、福島県による「縞状粘土層」よりもかなり深い位置にイメージングされている。これは、繰り返し発生してきた地震等に伴う累積的な変動を反映していると考えられる。

会津美里町新鶴測線の時間断面（AMN1, AMN2, AMN3）の0.3s付近に認められる顕著なイベントは、塔寺層の上端が起源であると考えられる。今後、会津坂下町八日沢における調査（ABY）を実施し、塔寺層の連続性や、その上端の深度分布を明らかにすることを目指す。

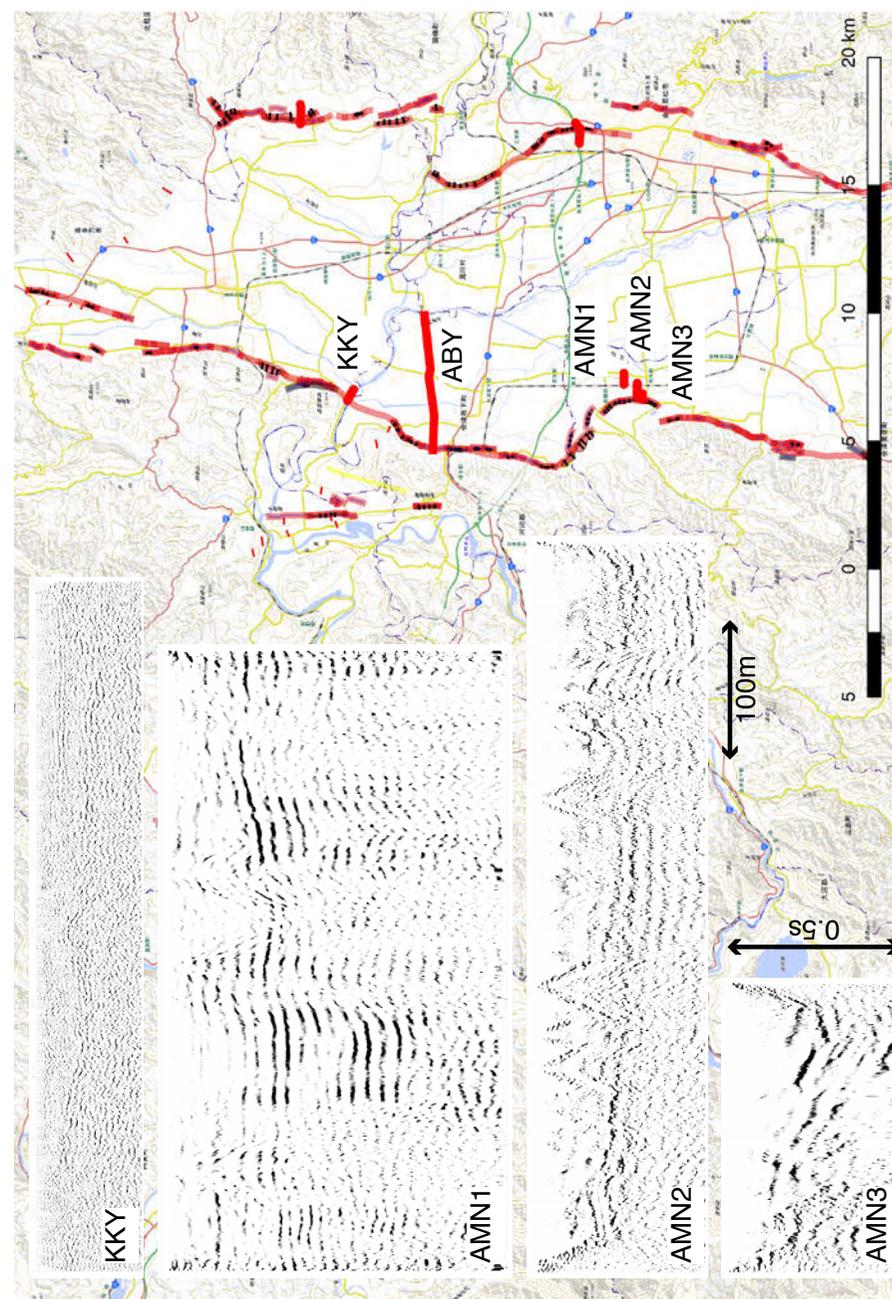


図1. 会津盆地西部における反射法地震探査測線と時間断面。実施予定の会津坂下町八日沢測線（ABY）、既存の喜多方市慶徳町山科測線（KKY）および会津美里町新鶴測線（AMN1, AMN2, AMN3）。

S06—P05

長岡地域の最大振幅による減衰構造（その2）

#関根秀太郎, 澤田義博, 笠原敬司, 佐々木俊二, 田澤芳博（(公財)地震予知総合研究振興会）

Attenuation structure in Nagaoka Region

#Sekine Shutaro, Sawada Yoshihiro, Kasahara Keiji, Sasaki Shunji, Tazawa Yoshihiro (ADEP)

1. はじめに

新潟県の長岡地域はひずみ集中帯の上であり、過去に中越地震や中越沖地震が発生してきている。この地域では2010年11月から地震予知総合研究振興会が稠密観測網（以下 AN-net とする）を展開しており、そのデータおよび周辺域で取られている他機関のデータを元に、詳細な震源分布および速度構造が推定されてきている [関根・他（2017）等]。この地域のデータを用いた減衰構造は、関根・他（2012, 2014）等で計算されているが、その時点と比較して稠密に推定された速度構造分布を用い、新たに追加されたデータを加えることにより、本研究では長岡地域におけるさらに詳細な減衰構造を求めることにする。

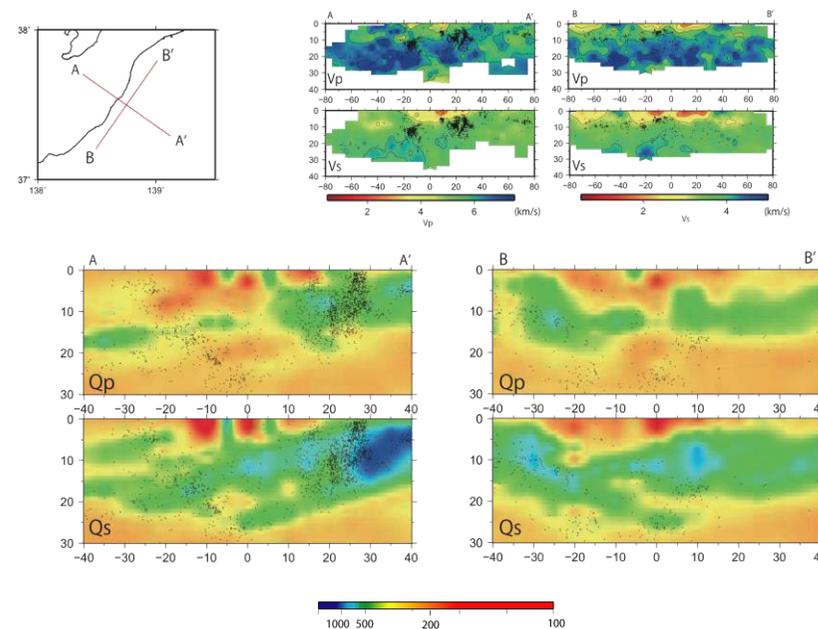
2. データおよび解析手法

AN-net で観測されたデータは他機関のデータと一緒に、堀内・他（2011）による震源決定手法により自動的に震源が決定される。この自動震源決定による震源のうち、北緯 37.1 度から 37.9 度、東経 138.4 度から 139.2 度の中で発生した地震に関して手動読み取りを行い震源再決定がなされている。この再決定された震源において、読み取りが行われた観測点における最大振幅をその出現時が P 波および S 波の読み取りから 1 秒以内であるものをデータとして抽出し、トモグラフィ処理に用いている。なお、減衰構造を求める際には速度構造が必要になるが、これは、同じ処理によって得られた P 波と S 波の読み取りデ

ータから DD トモグラフィ法を用いて推定された速度構造および震源位置を用いている。なお、トモグラフィは、水平方向には 0.05 度、深さ方向には浅部で 2.5km, 深部で 5km から 30km 間隔でグリッドを配置して計算を行っている。

3. 結果および考察

図に求められた減衰構造で、海岸線直交および平行する断面図を示す。P 波、S 波ともに長岡平野で Low-Q の非常に厚い堆積層を持ち、その深さは 7.5km ほどである事が見て取れる。また、浅部構造は用いた速度構造および重力分布の構造とも調和的である。



図：本研究によって求められた減衰構造（ Q_p, Q_s ）断面図およびその断面での速度構造。

新潟－神戸歪集中帯北東部の coda Q の時空間変化と歪集中の成因

#道場正伸・平松良浩(金沢大学)

Spatio-temporal variation in coda Q and origin of high strain rate in the northeastern Niigata-Kobe Tectonic Zone

#Masanobu Dojo, Yoshihiro Hiramatsu (Kanazawa Univ.)

はじめに: 内陸地震の発生過程の解明のために新潟から神戸にかけての歪集中帯(新潟－神戸歪集中帯)(Sagiya et al., 2000) が注目されている。Jin and Aki (2005) は、新潟－神戸歪集中帯とほぼ同じ領域で低周波数帯の coda Q 値が小さいことを報告した。Hiramatsu et al. (2013) や Tsuji et al. (2014) は新潟－神戸歪集中帯中部における coda Q の空間分布から、下部地殻の変形速度が周辺領域より速いことが歪集中帯の成因であると考察している。一方、Dojo and Hiramatsu (2017) は、新潟－神戸歪集中帯北東部においては上部地殻と下部地殻の延性領域の高変形速度のため歪速度が周囲よりも大きいと考察している。大地震が発生すると地殻の応力状態が変化し、地殻の不均質性が変化することが知られていて、Hiramatsu et al. (2000) と Sugaya et al. (2009) では、1995 年兵庫県南部地震震源域周辺で、Padhy et al. (2013) では、2011 年東北地方太平洋沖地震によって東北地方の太平洋沿岸でそれぞれ coda Q の時間変化を報告している。2011 年東北地方太平洋沖地震では、主に東西方向の変位速度が大きく変化している。列島規模の変形場の変化が coda Q の変化として現れるか否かは歪集中帯の成因を考える上で重要である。本研究では 2002 年 6 月から 2004 年 9 月、2009 年 1 月から 2011 年 2 月と 2012 年 1 月から 2014 年 10 月の 3 期間を調べることで、2011 年東北地方太平洋沖地震の影響を中心に新潟－神戸歪集中帯北東部の coda Q の時空間変化を調べ、歪集中帯の成因の議論をする。

データ・解析方法: 本研究の解析領域は北緯36°-38°、東経137.5°-140°である。この解析領域で2002年6月から2004年9月、2009年1月から2011年2月、2012年1月から2014年10月までの期間に発生し、震源が30 kmより浅く、M1.8よりも大きな地震を解析対象とする。防災科学技術研究所のHi-net、気象庁、国立大学の観測点を使用する。震央から30 km以内の観測点のデータから coda Q を

求め、各観測点で平均をとり coda Q の空間分布図を作成した。また、それぞれの期間での coda Q の空間分布を比較し、coda Q の時間変化を求める。

結果: 本研究の解析対象地域では coda Q の空間分布は全ての期間でほぼ同じであった。ほぼ全ての観測点で3期間における coda Q の変化はそれぞれの期間の coda Q の標準偏差よりも小さい。また、t検定の結果からも有意な時間変化はなかったと判断した。

考察・まとめ: 本研究結果は新潟－神戸歪集中帯の空間スケールに対応する短波長の歪速度が東北地方太平洋沖地震の前後で有意な時間変化を示さなかった (Meneses-Getierrez and Sagiya, 2016) ことと整合的である。Dojo and Hiramatsu (2017) の coda Q の空間変化、Meneses-Getierrez and Sagiya (2016) の歪速度の時空間変化、本研究の coda Q の時空間変化の結果から、本研究領域では上部地殻と下部地殻の延性領域における高い変形速度が歪集中帯の形成に寄与し、その変形領域が持続的に存在することが考えられる。

謝辞: 本研究を遂行するにあたり防災科学技術研究所、気象庁、東京大学地震研究所、東北大学地震・噴火予知研究観測センター、京都大学防災研究所地震予知研究センターより地震波形データを提供していただきました。京都大学の西村卓也准教授には歪速度データ、東京工業大学の中島淳一教授には地震波トモグラフィデータを提供していただきました。また、図の作成にはGMTソフトウェア (Wessel and Smith, 1998) を使用しました。本研究はJSPS 科研費 JP261090003の助成を受けたものです。ここに記して感謝いたします。

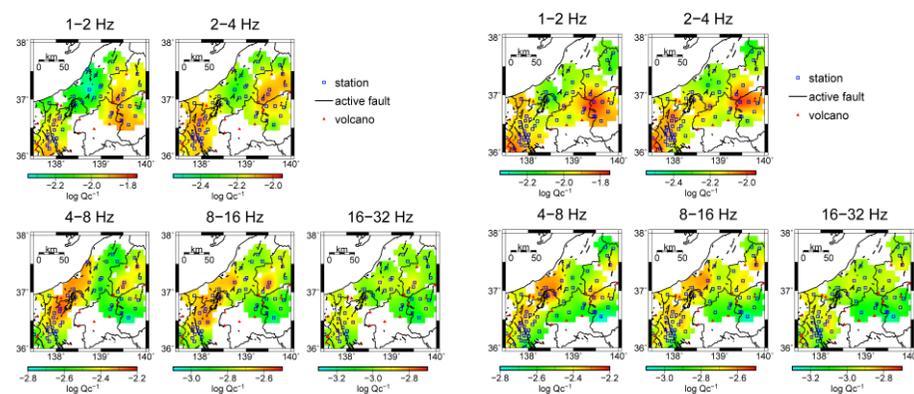


図1 2009年から2011年2月(左図)と2012年から2014年(右図)の新潟－神戸歪集中帯北東部の coda Q の分布図。

S06-P07

房総沖スロースリップイベント周辺域のフィリピン海プレート上面からの反射波強度分布

#河野昭博・佐藤利典(千葉大・理)・篠原雅尚・望月公廣・山田知朗(東大地震研)・植平賢司・眞保敬(防災科研)・町田祐弥(JAMSTEC)・日野亮太・東龍介(東北大・理)

Spatial distribution of reflection intensity of the upper surface of the Philippine Sea plate, near the slip area of the Boso Slow Slip Events

#Akihiro Kono, Toshinori Sato(Chiba Univ.), Masanao Shinohara, Kimihiro Mochizuki, Tomoaki Yamada (ERI), Kenji Uehira, Takashi Shinpo (NIED), Yuya Machida (JAMSTEC), Ryota Hino, Ryoussuke Azuma (Tohoku Univ.)

1.はじめに

房総半島沖では、太平洋プレート(PAC)が日本海溝から本州島弧(HIA)の下へ西向きに沈み込む一方、フィリピン海プレート(PHS)は相模トラフからHIAの下へ北西向きに沈み込んでいる。このような2つの海洋プレートの沈み込みによって、房総沖スロースリップイベントといった様々な地震学的イベントが発生している。それらをより理解するために、房総半島沖の地下構造を知る事は重要である。

これまで当該地域における長さおよそ200kmの2次元P波速度構造を発表し(Kono et al. 2017, Tectonophysics)、その中でフィリピン海プレート上面の形状とそれに沿った反射波強度分布を推定した。当研究と先行研究の結果から、PHS上面からの比較的強い反射波が房総沖スロースリップイベントの滑り領域周辺で見られ、反射波の強い領域と房総沖スロースリップイベントの両者の間に関係がある事が示唆された。しかし、2次元モデルのみから両者の関係について議論するのは不十分であり、強い反射を示す領域の空間的な分布を明らかにする必要がある。

2.観測・手法

2009年7月から8月にかけて、房総半島沖に4つの測線と、それら測線上に合計

27台の海底地震計(OBS)が設置され、エアガンを用いた構造探査が実施された。本発表では、150×90×30 kmの3次元地震波速度構造を求めるために、このうち18のOBSのデータを用いた。

3次元地震波速度構造は、取得されたエアガン発震データと屈折波初動トモグラフィ(FAST) (Zelt and Barton, 1998)を用いて求めた。次に、反射波と思われるフェイズの走時を測線内外のOBSデータの中からピックし、その走時データをTraveltime mapping手法(Fujie et al., 2006)を3次元地震波速度構造モデルに応用する事によって、反射面の面的分布の推定を行った。

4. 結果

解析の結果、フィリピン海プレート上面からの反射波は房総沖スロースリップイベント周辺域と、伊豆・小笠原島弧の前弧域に位置する蛇紋岩海山列が沈み込んでいる領域に集中しているように見られた。

謝辞: 本研究の遂行にあたり、2009年7月から8月にかけて実施された洋上構造探査に白鳳丸を使用させて頂きました。船長以下乗組員の方々に感謝いたします。またその翌年OBSの回収を行った(株)新日本海事(現(株)深田サルベージ建設)の新潮丸の船長以下乗組員の方々にも心から御礼申し上げます。また、本研究は文部科学省による「地震及び火山噴火予知のための観測計画」の支援、および科研費(25287109)の補助を受けました。

S06—P08

神奈川県平塚市における浅部反射法地震探査

#木下佐和子・伊藤忍・山口和雄・横倉隆伸(産総研)

Shallow Seismic reflection survey at Hiratsuka City, Kanagawa Prefecture.

#Sawako Kinoshita, Shinobu Ito, Kazuo Yamaguchi, Takanobu Yokokura (AIST)

神奈川県相模湾沿岸域は伊豆半島、箱根火山、足柄平野(酒匂川低地)、大磯丘陵、相模平野(相模川低地)、三浦丘陵などが分布しており、起伏に富む地形が広がっている。相模湾沿岸域は、足柄平野と大磯丘陵の間に存在する神縄・国府津-松田断層帯や大磯丘陵と相模平野の間に存在する公所断層・小向断層など、台地や丘陵と低地の間を中心に多数の断層が分布している。しかし、相模湾沿岸域の大磯丘陵東端から三浦半島にかけては既存の反射法探査が限られており、地形・地質学的情報から推定されている断層全てに対して十分な調査が行われているとはいえず、その位置や構造の解釈には議論の余地がある。本調査では相模湾沿岸域の地質情報を整備するため、以下の2つの目的で2017年2月に神奈川県平塚市において浅部反射法地震探査を実施した。

1) 金目川低地における伊勢原断層・公所断層の構造の解明(測線1)

金目川低地の北には伊勢原台地西縁に南北走向西側低下の逆断層である伊勢原断層が存在する。また、金目川低地の南には大磯丘陵の東端に南北走向の東側低下の公所断層が分布している。金目川低地は堆積物で覆われており、これらの断層構造は研究によって解釈が異なるため、反射法地震探査によって断層構造を明らかにする。

2) 花水川近傍の沖積層崖の成因解明と構造境界の解明(測線2)

大磯丘陵東端の高麗山で地表に露出している高麗山層群の岩盤は、高麗山から東に約2kmの平塚市錦町において海拔-455mに存在する(小沢・江藤,2005)ため、花水川河口周辺に構造境界が存在する可能性がある。そこで花水川河口付近で反射法探査調査を行い、断層の有無を調べる。

反射探査は、測線1では大根川・鈴川沿いの堤防上で行い、測線2では平塚市・大磯町境界付近から平塚ビーチパークにかけての海岸上で行った(図1)。受振器は固有周波数28Hzの上下動ジオフォン(Geospace社製GS-20DM内蔵)を使用し、2m間隔に設置した。波形は2秒間記録し、収録にはテレメトリー型地震探査システムDSS-

12(サンコーコンサルタント社製)と独立型探査システムGSX(Geospace社製)を使用した。受振器は192点を同時に設置し、48点ずつ展開移動して記録を収録した。震源にはP波油圧インパクト(JMI-200, JMI-400)を用い、発震間隔は2m、発震回数は各点10回を基本とした。図1は測線1, 2における発震原記録をダイバーシティスタックした波形の例である。初動が測点の端までとどき、記録波形は概ね良好であった。今後解析をすすめ断面図を作成し、先行研究やボーリングデータとの比較を行う予定である。

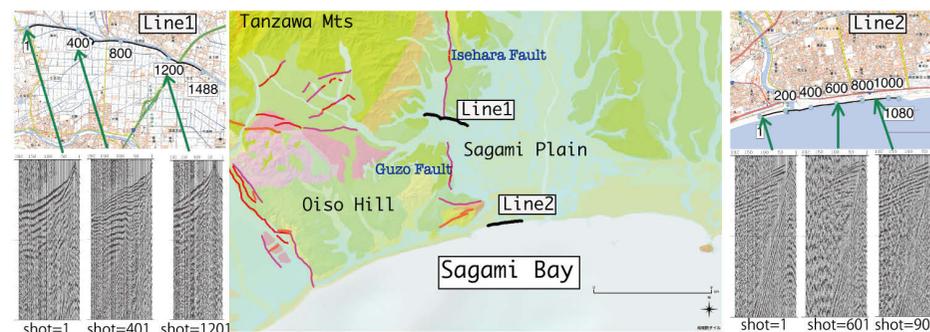


図1 測線位置と発震記録の例

レシーバ関数を用いた 伊豆島弧衝突帯の地殻構造解析

#安部祐希・本多亮・行竹洋平(温地研)

Crustal structure beneath the Izu collision zone, central Japan, derived from receiver function analysis

#Yuki Abe, Ryou Honda, Yohei Yukutake (HSRI, Kanagawa Pref.)

はじめに

神奈川県および静岡県の周辺では、フィリピン海プレートが北米プレートに対し北西方向に約 3 cm/年の速度で相対運動している(Seno *et al.*, 1993, *J. Geophys. Res.*)。フィリピン海プレートは、相模トラフおよび駿河トラフから北米プレートの下に沈み込み、伊豆半島北部では北米プレートと衝突している。このような複雑なテクトニクスを理解しモデル化するためには、地下構造を詳細に明らかにすることが重要である。

伊豆衝突帯における地殻構造の研究として、例えば Arai *et al.* (2014, *Geochem. Geophys. Geosyst.*)は小田原から甲府盆地にかけての測線で得られた人工地震記録から、伊豆島弧の下部地殻上面に対応する反射面を 25–35 km の深さに検出し、その面が北西方向に傾斜していることを明らかにした。人工地震探査では 40 km 以上の深さの境界面が検出されておらず、地殻構造の全容が明らかではないが、富士山とその周辺におけるレシーバ関数(RF)解析からは深さ 40–60 km の不連続面が検出されており、その不連続面は地殻マントル遷移層の底面に対応すると解釈されている(Kinoshita *et al.*, 2015, *J. Geophys. Res.*)。

伊豆島弧衝突帯は、狭い範囲で沈み込みから衝突へとプレート収束の様式が変化し、さらに収束するプレート上の地殻も海洋地殻から島弧地殻へと変化するため、構造が複雑で 3 次元的な変化が大きいと考えられる。現在まで、境界面深度は測線下の断面から推定されているが、この地域のテクトニクスを理解するためには、境界面の 3 次元形状を把握することも重要である。そこで RF を用いてこの地域の不連続面を探索し、その 3 次元形状の推定を試みた。

解析

防災科学技術研究所、東京大学、気象庁および温泉地学研究所が観測した遠地地震波形から、時間拡張型マルチテーパ(Shibutani *et al.*, 2008, *Bull.*

Seismol. Soc. Am.)を用いて RF を作成した。解析には、2007 年から 2013 年にかけて、神奈川県西部からの震央距離が 30°から 90°の範囲で発生したマグニチュード 6 以上の地震を用いた。

RF のピークは全て Ps 変換波を捉えているものとし、それを Matsubara *et al.* (2011, *Earth Planets Space*)が推定した P 波 S 波の 3 次元速度分布に基づいて位置(緯度・経度・深さ)の関数に変換(深さ変換)した。その際、直達 P 波と変換 S 波の観測点への到達時刻は波面法(*e.g.*, Sethian & Popovici, 1999, *Geophys.*; de Kool *et al.*, 2006, *Geophys. J. Int.*)を用いて推定し(Abe *et al.*, 2011, *Geophys. J. Int.*)、変換面が水平であることを仮定して Ps 変換点の位置を推定した。

深さ変換した RF を多数スタックし、緯度・経度 0.1°ごとに等深度の RF の振幅を平均することで、不連続面を RF の連続するピークとして検出した。

結果

深部が浅部に対して高速度の不連続面を 30–60 km の深さに検出し、その 3 次元形状を推定した(図)。検出した不連続面の深度は、Kinoshita *et al.* (2015)による RF 解析の結果と調和的である。伊豆半島からの連続性を考慮すると、検出した不連続面の全てあるいは大部分が島弧地殻底面に対応すると考えられる。その深度は、伊豆半島では 30–40 km、富士山では 50–60 km と北西に向かって増し、Arai *et al.* (2014)等が示すように、伊豆衝突帯においても島弧地殻の深部は大陸地殻の下に沈み込んでいるように見える。

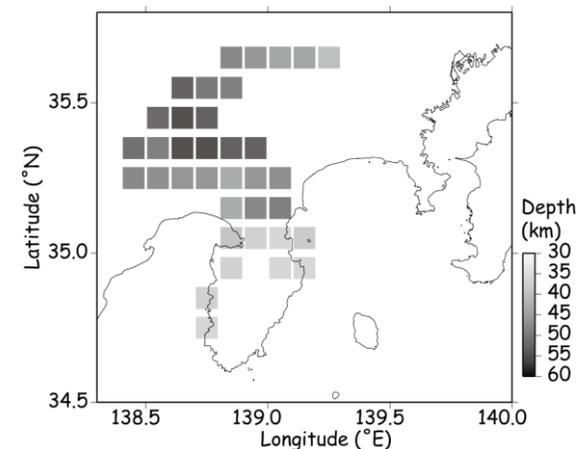


図: 検出した不連続面の深度分布

謝辞

防災科学技術研究所、東京大学、気象庁の地震波形データを使用させていただきました。本研究の一部は、首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクトの助成を受けて実施いたしました。記して感謝いたします。

S06-P10

地震波干渉法で探る地震発生と水の関係

#片尾 浩(京大防災研)

The Deep Crustal Reflector Observed Using the Seismic Interferometry
#Hiroshi KATAO (DPRI, Kyoto Univ.)

近畿地方中北部の北摂・丹波地域では定常的に微小地震活動が活発である。この活動は近年発生した大地震の余震ではなく、特定の活断層に沿うこともなく広く面状に分布していることが特徴である。地震発生は長年にわたりほぼ一定のレートを保っており極めて定常的である。周辺には第四紀火山活動も無く、他地域では見られない特異な定常的活動の原因はよくわかっていないが、地殻内の流体の存在が大きな要因であると考えてられている。(片尾, 2005; 片尾, 2013など)

この地域で観測される微小地震の観測波形には、初動からおよそ10秒後に顕著な後続波が見られる例が多い。反射波の振幅は非常に大きく、直達S波のそれに匹敵する場合もある。これは下部地殻の深さ約20~25kmに存在し、北向きにやや傾き下がる反射面から返ってくるS波であることが知られている。(片尾, 1994など) その高い反射係数から、この反射面には流体(おそらく高温高压の水)が多量に存在していると推定される。反射面に潤沢に存在する水が上部地殻へと上昇していき、定常的な微小地震活動を引き起こす原因となっている可能性が高い。すなわち、地殻内の流体の存在と地震発生には密接な関係があり、内陸地震発生のメカニズムを解明する上で重要な問題である。

自然地震の観測に基づく反射波解析により、北摂・丹波山地の微小地震が活発な地域と、その直下の反射面の存在範囲はほぼ一致するという結果が得られている。(青木, 2014) 大阪平野や滋賀県東部など北摂・丹波山地に隣接する周辺地域では、微小地震活動は低調で下部地殻反射面も検知されていない。

しかしながら、そもそも自然地震があまり発生しない場所においては、反射面を検知することは本来困難である。すなわち、反射面(地下流体)が存在するのでその上部の地震活動が引き起こされているのか、地震が起きるのでその直下の反射面が検知し易いのかを判別できないのである。いわば「鶏が先か卵が先か」ともいえるこの疑問に決着をつける必要がある。

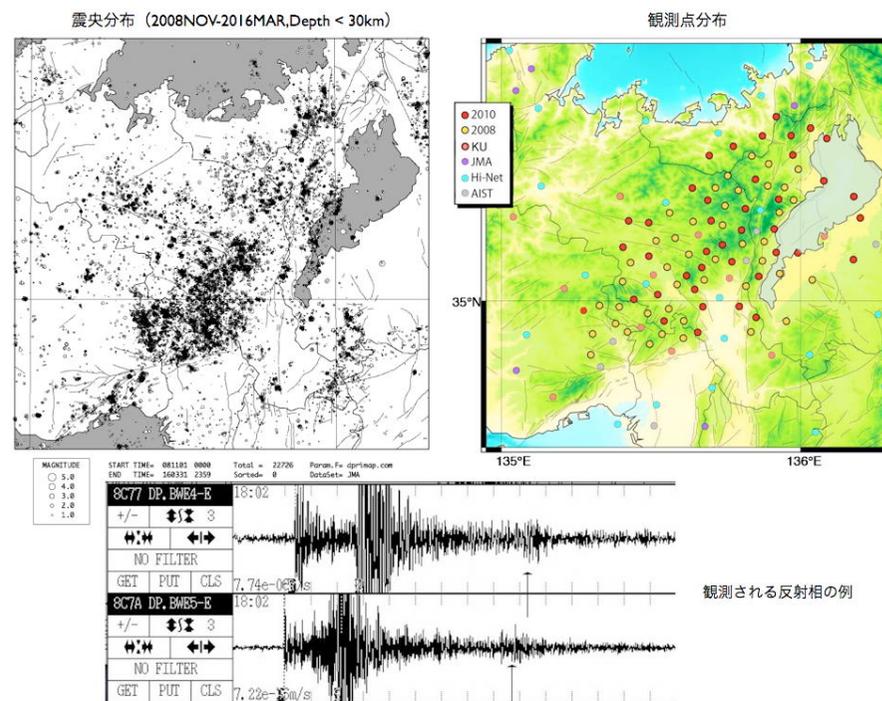
近年、地震波干渉法 (Seismic Interferometry) を用いた地下構造の解析が盛んに行われるようになってきた。近畿地方に地震波干渉法による解析の例としては、三輪(2015)が約2年間にわたる広帯域地震観測網(F-net)の雑微動記録を

利用し、深さ35kmのモホ面からのP波およびS波の反射波を捉えている。本研究では、震動源としての自然地震に依存しない地震波干渉法を用いることにより、近畿地方中北部において深部S波反射面の存在の有無を検証し、下部地殻の流体の存在範囲と、その上部の地震発生頻度との因果関係を明らかにすることを目的とする。

使用するデータは、周辺地域における定常観測網のオンラインデータに加え、京都大学防災研究所で2008年末より琵琶湖西岸から丹波山地にかけて83点の臨時観測点を設けて行っている稠密オフライン観測(飯尾, 2011; 片尾, 2013)のデータを用いる。オンラインおよびオフラインデータを結合するデータ編集は終了しており、現時点で約6年間にわたる連続波形データ(約20TB)が使用可能になっている。

講演では、これらのデータを用いて予察的に解析を行った結果について報告する予定である。

(本研究は、JSPS科研費JP16K05538の助成を受けて行っています。)これは、



S06-P11

アクロスを用いて検出した東海地方における地震波速度の経年変化と地震に伴う変化

#辻修平・山岡耕春・國友孝洋・渡辺俊樹(名古屋大・環境)・生田領野(静岡大・理)・吉田康宏(気象大)・勝間田明男(気象研)

Secular and co-seismic velocity changes in the Tokai region detected by ACROSS

Shuhei Tsuji, Koshun Yamaoka, Takahiro Kunitomo, Toshiki Watanabe (Nagoya Univ.), Ryoya Ikuta (Shizuoka Univ.), Yasuhiro Yoshida (MRI), Akio Katsumata (JMA)

はじめに 我々は、静岡県森町に設置されている弾性波アクロス(以下、森町アクロスと呼ぶ)という精密に制御された震源装置を用いて、東海地方下の地震波伝播速度の経年変化と2011年東北地方太平洋沖地震に伴う変化を検出した。本研究では、2007年から2014年までの期間で、森町アクロスの信号を東海地方に配置されている名古屋大学観測点、及びHi-net観測点で受信して伝達関数を計算した。日々の伝達関数の変化を求めめるために、まず基準となる伝達関数を観測期間中のすべての伝達関数をスタックして各観測点について求めた。また日々の伝達関数については、データロガーの更新や、國友・2014(地震)で報告されたデータロガーの時刻ずれに留意し、人為起源で生じた変化の補正を行った。

データと解析方法 日々の伝達関数から直達S波部分を取り出し、基準となる伝達関数の該当部分で周波数領域におけるデコンボリューションを行い、直達S波の時間変化のデータとした。到達時刻の時間変化を調べたところ、時間の経過と共に到達時刻が早まる傾向や、東北地方太平洋沖地震の際にステップ状に遅れる傾向が見られた。

そこで、時間の経過に従って一定の割合で走時が早まる変化(経年変化)と東北地方太平洋沖地震に伴うステップ(地震時の変化)を仮定して、フィッティングを行い、経年変化率と地震時の変化量という2つのパラメータを求めた。このフィッティングには、新たに複素領域において非線形最小二乗法を用いてパラメータを推定する手法を開発し、これを用いた。この手法は、従来の方法(Ikuta et al., 2002)に比べ、日々のデータのS/Nが小さい場合にも適用できる方法となっている。

経年変化と地震時変化 経年変化としては、使用した観測点の全てにおいて、到達時刻が早まっていく傾向が見られた。地震時の変化は全観測点で到達時刻の遅れが検出できた。Hi-net森観測点での結果を例として示す(図)。

変化の異方性 経年変化と地震時の変化の両方で震源での直線加振方向や受信点におけるS波の振動方向において方位依存性が見られた。そこで、異方性の軸の向きを推定するために、震源の加振方向と、観測点の受信方向をそれぞれ北から南まで5度ずつ回転させ、それぞれを組み合わせ求めて伝達関数を計算し、それらも同様に、経年変化と地震の変化を仮定してフィッティングを行った。その結果、加振方向と受信方向の異方性がほぼ独立であるということが分かった。これは波動の伝達中に散乱によって異方性の方法が失われ、震源付近および観測点付近の情報のみを反映しているものと思われる。解析結果では、震源周辺の地震時のみの変化に系統性が見られたものの、それ以外には必ずしも系統的な異方性は得られなかった。

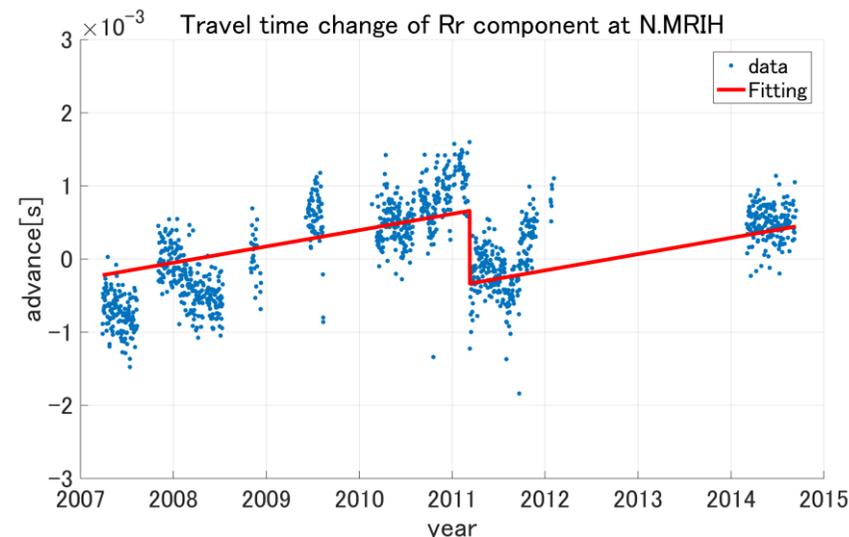


図 Hi-net 森観測点でのRr成分の走時変化。横軸は日付を、縦軸は走時の早まりを表す。

謝辞

防災科学技術研究所のHi-netの連続波形記録を利用しました。

S06-P12

既存反射断面データを用いた南海トラフに沈み込むフィリピン海

プレートの特徴マッピング

#山下幹也・仲西理子・小平秀一・三浦誠一・金田義行（海洋研究開発機構）

Characteristics of subducting Philippine Sea plate in Nankai Trough using the legacy seismic reflection profiles

#Mikiya YAMASHITA, Ayako NAKANISHI, Shuichi KODAIRA,
Seichi Miura, Yoshiyuki KANEDA (JAMSTEC)

1. はじめに

巨大地震が繰り返し発生する南海トラフでは、これまで数多くの地殻構造探査が実施され沈み込むフィリピン海プレートの形状が詳細になってきた (Nakanishi et al., in revision) . また近年南海トラフ周辺では高密度・高精度の地震観測によって低周波地震・微動の分布が数多く報告されている (例えば Yamashita et al., 2015) . プレート構造と低周波地震・微動の分布を対比させることはプレート境界における地震性すべり域やスロースリップといった現象の理解に有効であり、また詳細なモデルを作成することで地震動予測などシミュレーション分野にも大きく貢献することが期待される。南海トラフでは深部強反射面の発見 (Park et al., 2002) やデコルマ面上の位相変化 (Park et al., 2014) などの研究例はあるが、広域的なプレート境界の反射特性については知られていない。そこで海洋研究開発機構では文部科学省の受託研究「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」の一環として既存の反射法地震探査などのデータを用いて南海トラフにおけるプレートモデル構築を行っている。本研究ではその一部として、反射法地震探査データから得られた反射強度などの振幅情報を広範囲にマッピングすることで、プレート境界に着目した物理的特徴を抽出することを目指す。

2. 既存反射法地震探査データ

海洋研究開発機構が南海トラフで取得した反射法地震探査データは大きく3種類に分類できる。2007年以前に取得した大容量・低周波エアガンによる調査が

最も多く全域を網羅しており、2008年以降に導入したチューンドガンによる調査は紀伊半島から東側のデータが存在している。また可搬式システムによる高精度探査は九州パラオ海嶺から四国沖までの西側で実施された。

3. 手法および結果

上述した3種類の探査方法ではそれぞれに収録される振幅値が大きく異なっており、同じデータとして扱うことは困難である。そのためそれぞれの探査方法の種別ごとに沈み込む四国海盆の上部地殻の反射振幅の抽出を試みた。全探査データをデータベースに登録し、断面上で反射面の走時を読み取り、その走時に沿って反射振幅の抽出を行い、マッピングを実施した。不良チャンネルやエアガン数の違いについては重合断面上では影響がほとんど見られなかったため、誤差内とした。2007年以前に取得した既存データから抽出した沈み込むフィリピン海プレート上部地殻の反射振幅マッピングの結果からは紀伊半島を境に東西で異なるという傾向が得られた (図1)。また読み取った反射面の走時から構造の凹凸の割合を示す Curvedness (Roberts, 2001) を計算し、沈み込むフィリピン海プレート年代との対比を行った。

2008年以降のチューンドガンによる探査および可搬式システムによる高分解能探査のデータについては現在、複数のアトリビュート解析を全測線に適用することで、反射振幅以外の情報抽出を試みており、境界面における瞬間周波数の変化など得られた結果についても報告する予定である。

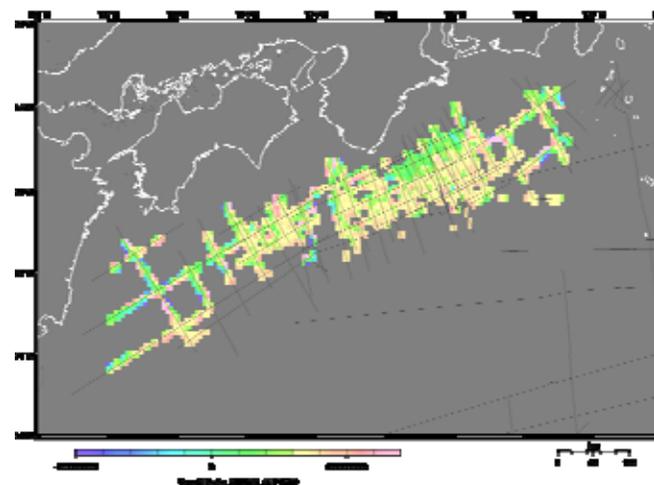


図1
既存反射法地震探査測線から抽出したフィリピン海プレート上部地殻上面の反射振幅マッピング

S06-P13

紀伊半島北東部下のロー地震発生領域周辺における 不均質構造のイメージング

#蔵下 英司・飯高 隆 (東大地震研)・津村 紀子(千葉大理)・岩崎 貴哉(東大地震研)

Imaging of heterogeneous structure in and around the slow earthquake source region beneath the eastern Kii Peninsula, SW Japan

#Eiji Kurashimo, Takashi Iidaka (ERI, Univ. Tokyo), Noriko Tsumura (Chiba Univ.), Takaya Iwasaki (ERI, Univ. Tokyo)

はじめに

紀伊半島沖南海トラフは、フィリピン海プレートが西南日本弧下に沈み込むプレート収束域である。過去南海トラフ周辺域では、巨大地震が繰り返し発生している。この地域での地震発生様式を考える上で、プレートの沈み込み過程に関する知見は非常に重要である。固着域深部延長上のプレート境界遷移領域では、深部低周波微動、深部低周波地震といったプレート境界のすべり運動と考えられる様々な現象が観測されている (例えば, Obara et al., 2002; Obara and Hirose, 2006; Ito et al., 2007)。これら様々なプレート境界での滑り現象を規定する構造不均質に関する知見を得ることは、プレートの沈み込み過程を考える上で非常に重要である。そこで、2015 年度に紀伊半島北東部の深部低周波微動活動が活発な領域を通る測線を設定し、稠密自然地震観測を実施した (Kurashimo et al., JpGU-AGU Joint Meeting 2017)。

本講演では、各観測点で取得したデータに地震波トモグラフィ解析・地震波干渉法解析を適応することで明らかになったロー地震発生域周辺の構造不均質について報告する。

観測とデータ

紀伊半島北東部の深部低周波微動活動が活発な領域を通る滋賀県甲賀市から三重県南伊勢町至る「甲賀 - 南伊勢測線」(測線長:約 90 km) 上の 90 か所

(観測点間隔:約 1km) に臨時地震観測点を設置し、稠密自然地震観測を実施した。観測は平成 27 年 5 月 26 日から平成 27 年 12 月 8 日まで実施し、各観測点では、固有周波数 1 Hz の地震計によって上下動及び水平動の 3 成分観測を行った。気象庁一元化震源リストによると、観測期間中に研究対象地域(緯度 34.0° - 35.4° N; 経度 135.2° - 137.0° E) では $M_j 1.0$ 以上の地震の震源が 740 個決定されている。稠密自然地震観測で得た連続記録から、これら地震の震源時刻に従って、イベント毎へのデータ編集を実施した後、測線周辺の定常観測点(116 か所) で得られている波形データとの統合処理を実施した。

解析と結果

統合処理後のイベントデータから測線近傍の 344 イベントを抽出し、P 波・S 波の手動検測を行った。調査測線下の地震波速度構造を得る為に、得られた走時データを用いて地震波トモグラフィ解析を実施した。地震波トモグラフィ解析には、Double-Difference Tomography 法(Zhang and Thurber, 2003) を使用した。また、調査測線下の構造境界に関する知見を得るために、地震波干渉法解析を実施した。地震波干渉法解析では、観測期間中に調査測線下の 300 km 以深で発生した深発地震(13 イベント) を臨時地震観測点で取得したデータに対して、各観測点データ間の相互相関処理を実施した。このような処理によって作成した、全ての観測点を仮想発震点・仮想観測点とする稠密合成波形データに共通反射点重合法による反射法解析を適応した。NMO 補正・マイグレーション処理、深度変換処理の際に必要な速度構造は、トモグラフィ解析によって得た P 波速度構造をもとにして作成した。

地震波干渉法の解析によって得られた反射法断面図からは、沈み込むフィリピン海プレート上面に対応すると考えられる北傾斜の反射イベントが、深さ 20-25 km 付近に確認できる。深部低周波地震発生域の地震波速度は、P 波速度が低下し、 V_p/V_s 値は大きくなる特徴を示している。紀伊半島北東部下の深部低周波地震発生域では、 Q_p が小さくなる特徴(中浴・他, 本学会) が示されている。これら地震学的特徴から、深部低周波地震の発生域には流体の存在が示唆され、沈み込むプレートの脱水作用によって生成された流体が低周波地震の発生に寄与していると考えられる。

紀伊半島東部における三次元地震波減衰構造の推定

#中浴広樹・津村紀子(千葉大融理)・梅山恵理・水野直希(千葉大理)・蔵下英司・加藤愛太郎・酒井慎一・飯高隆・岩崎貴哉(東大地震研)

Three-dimensional attenuation structure beneath the eastern part of Kii Peninsula

#Hiroki Nakasako, Noriko Tsumura, Eri Umeyama, Naoki Mizuno (Chiba Univ.), Eiji Kurashimo, Aitaro Kato, Shinichi Sakai, Takashi Iidaka, Takaya Iwasaki (ERI)

西南日本では、フィリピン海プレートの沈み込み等深度線30~40kmに沿って深部低周波地震(LFE)(Obara, 2002)が群発している。紀伊半島ではLFEの活動度に東西で差があり、西部では群発領域が数か所に点在している一方で、東部では一か所に集中して発生している。これまでの地震波速度構造や比抵抗構造の研究から、LFEの発生に流体の関与が指摘されている(Kato et al., 2014など)が、紀伊半島の東西でのLFEの活動度の違いの詳細な要因については解明できていない。

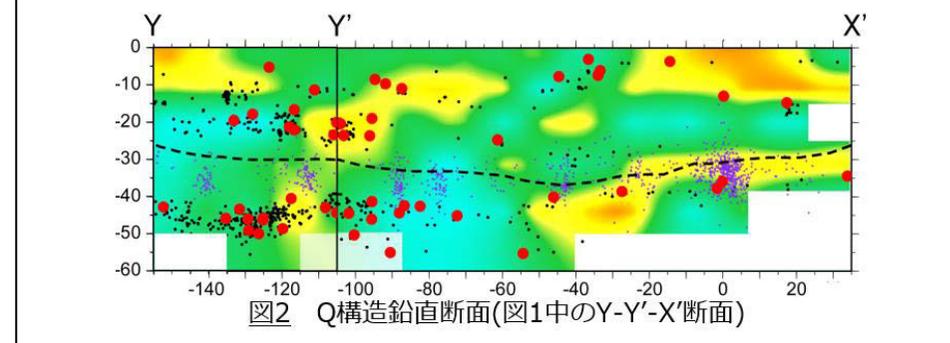
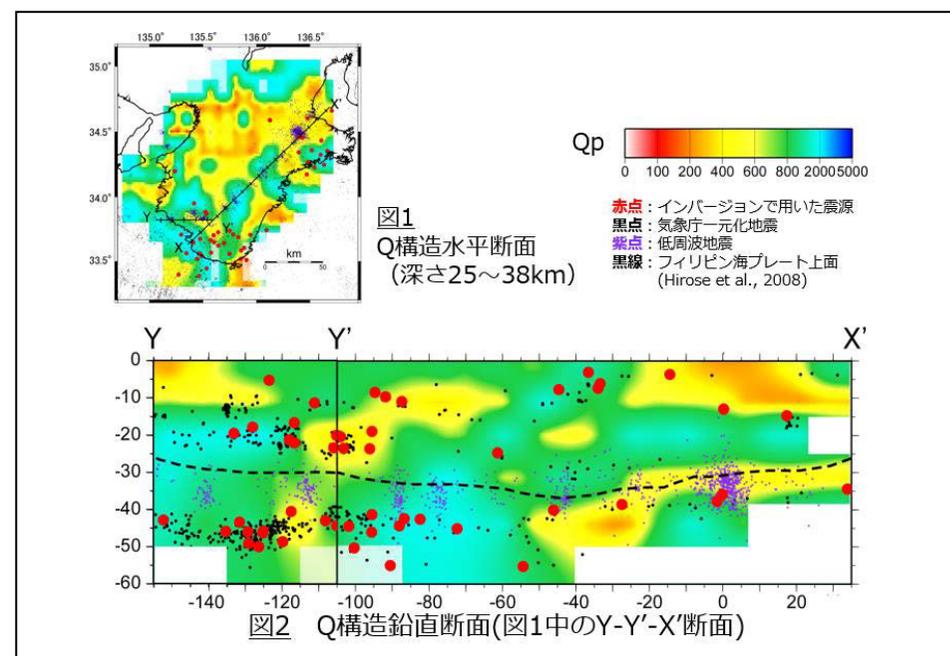
地下物性の推定に用いられるパラメータの中にQ値がある。Q値は一般に流体の存在領域で低い値を示す特性があることから、これまでもLFEの研究に用いられてきた。例えば、紀伊半島西部では既存研究から深部低周波地震群発領域で高Qpであること、浅部の地震群発領域で低Qpであることが分かっている(津村ら, 2016)。一方で、西部と同様にLFEの活動度の高い紀伊半島東部では、これまで詳細な減衰構造は推定されていなかった。そこで本研究では同時インバージョン法(Tsumura et al., 2000)を用いて詳細な三次元P波減衰構造を推定した。

インバージョンにはHi-netほかの定常観測点に加え、紀伊半島南部東西測線(2009.12~2010.5, 測線長60km, 観測点間隔1km)、同西部南北測線(2010.12~2011.6, 測線長86km, 観測点間隔1km)、同東部南北測線(2015.5~12, 測線長90km, 観測点間隔1km)の3測線の稠密地震観測のデータを使用した。インバージョンに使用した定常観測点は90点、臨時観測点は82点で、サンプリング周波数はそれぞれ100~200Hz, 200Hzである。さらに、空間的な偏りが生じないように302個の震源を選びインバージョンに使用した。これらのデータから得られ

た観測スペクトル11451本を、0.78125~31.25Hzもしくは0.97656~39.06Hzを32個の周波数帯に分割してインバージョンに使用した。なお北緯33.3°~35.05°を9個、東経134.75°~136.85°を11個、深さ0~80kmを6個に分割し、ブロックごとにQ値を求めた。

インバージョンの結果、紀伊半島におけるLFE群発領域のQpは、東経135.7°以西でQp≈800のやや高い値、136.0°以东でQp≈400の相対的に低い値を示した。これらの結果から、紀伊半島における東西でのLFEの活動度の違いと、それぞれの群発領域の地下物性の違いが関係している可能性が示唆された。さらにLFE群発領域のうち、東経135.7°~136.0°付近で明瞭な高い値(Qp≈2000)を示す結果が得られた。

なお、Qpは流体の存在以外にも温度やクラック密度にも影響を受けるパラメータであり、また完全に飽和した流体の存在領域では低下しない(Winkler and Nur, 1982)ことで知られている。そのため、LFE発生領域の地下物性を理解する上では、岩石中の水の飽和度に反応するQp/Qsの推定が重要である。本研究のインバージョン結果を用いてQp/Qs構造を推定することで、LFEの発生と流体との関係を解明できるかもしれない。



S06-P15

地震学的手法による南九州下のフィリピン海スラブの構造の推定

#澁谷拓郎・寺石真弘・小松信太郎・山崎健一・山下裕亮（京大防災研）・大倉敬宏・吉川 慎（京大理）・井口正人・為栗 健・園田忠臣（京大防災研）

Estimate of structure of the Philippine Sea slab beneath southern Kyushu, southwestern Japan with seismological techniques

#Takuo Shibutani, Masahiro Teraishi, Shintaro Komatsu, Kenichi Yamazaki, Yusuke Yamashita (DPRI), Takahiro Ohkura, Shin Yoshikawa (Kyoto Univ.), Masato Iguchi, Takeshi Tameguri, Tadaomi Sonoda (DPRI)

In order to contribute to the investigations of the generation processes of Hyuganada earthquakes and the eruption processes of Sakurajima and Kirishima volcanoes, we try to estimate the seismic structure of the Philippine Sea slab beneath southern Kyushu by means of linear array observations, receiver function analyses and seismic tomography. We have now obtained tentative images of seismic discontinuities as results of the receiver function analyses. In the next step we carry out the seismic tomography for 3D seismic velocity structure beneath southern Kyushu.

1. はじめに

日向灘地震の発生過程や桜島・霧島火山の噴火過程の研究に寄与するために、南九州下のフィリピン海スラブの地震学的構造を、リニアアレイ地震観測、レシーバ関数解析、トモグラフィ解析により推定することを試みている。

2. リニアアレイ地震観測

Fig. 1 に示すように、宮崎－阿久根測線（MA）と宮崎－桜島測線（MS）で、固有周期 1 秒の短周期地震計を約 5 km 間隔で配置したりニアアレイ観測を行っている。

3. レシーバ関数解析

2010 年 12 月から 2015 年 3 月までの 52 か月分の遠地地震波形を用いたレシーバ関数解析の結果、これら 2 測線の断面において、Fig. 2 に示すように大陸モホ面（CM）や海洋モホ面（OM）などの地震波速度不連続面がイメージされつつある。

4. トモグラフィ解析

今後、近地地震の P 波と S 波の読み取りを行い、地震波走時トモグラフィにより、南九州下の 3 次元速度構造を推定する。

謝辞

本研究では、防災科学技術研究所、気象庁、産業技術総合研究所、東京大学地震研究所、九州大学、京都大学防災研究所の定常および臨時観測点の波形データを利用した。また、我々が行っている臨時観測においてもいろいろな方々にお世話になった。

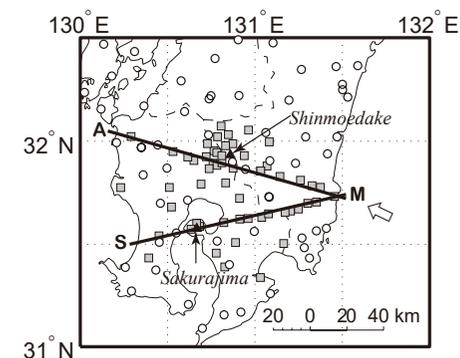


Fig. 1 Seismic linear arrays and stations (circles: permanent, squares: temporal).

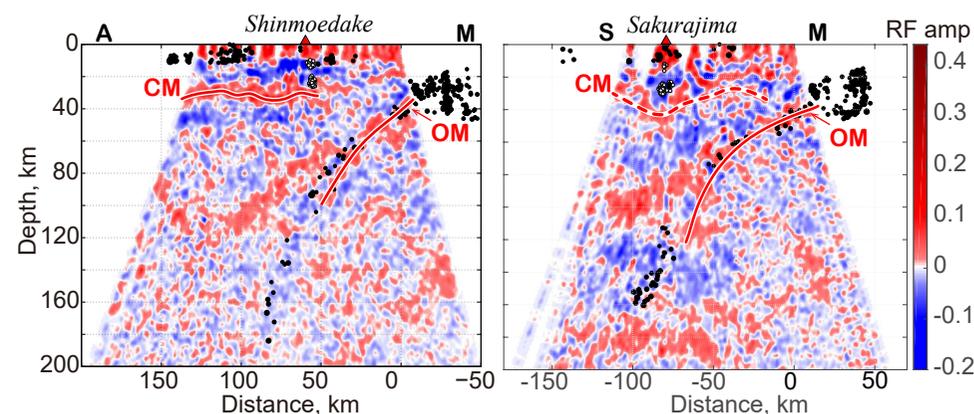


Fig. 2 Receiver function images along Miyazaki (M) - Akune (A) profile (left) and Miyazaki (M) - Sakurajima (S) profile (right). The red lines with "CM" and "OM" indicate the continental and oceanic Mohos, respectively. White circles denote low frequency earthquakes, while black ones normal events.

南西諸島における連続地動記録を用いた 雑微動の相互相関解析

邱 冬晨・#小松正直 (岡山大)・豊国源知 (東北大)・竹中博士 (岡山大)

Ambient-noise cross-correlation analysis using broadband continuous ground motion records from the Nansei Islands

Dongchen Qiu, #Masanao Komatsu (Okayama Univ.),

Genti Toyokuni (Tohoku Univ.), Hiroshi Takenaka (Okayama Univ.)

近年、地震波干渉法を用いた地震波速度構造の研究が盛んに行われている。この手法を用いることにより、2 地点間を伝播する表面波を抽出することができ、群速度を見積もることができる。これらは群速度トモグラフィや既存の速度モデルの評価に用いられ、モデルの更新に役立てることができる。鹿児島県南部から沖縄県に及ぶ南西諸島において、数は多くないが構造探査や地震波トモグラフィなどにより、三次元速度構造が推定されてきている。また、この地域は地震活動が活発であり、1771 年の八重山地震など、被害地震も存在する。この地域において将来発生が予想される大地震の地震動予測のためには、速度構造の評価および検討が必要である。本研究では、南西諸島で観測された上下動連続地動記録に対して地震波干渉法を適用し、各観測点ペアにおけるレイリー波の群速度を推定する。

九州南端および南西諸島に設置されている防災科研の F-net の 7 観測点について、2013 年から 2015 年の 3 年間の連続波形記録を使用した。連続波形を 20 分ずつ切り取り、地震計特性の補正や 1-bit 化処理などの前処理を施した。前処理を施したデータを用いて 21 観測点ペアについて相互相関関数を取り、この処理を 3 年分全てのデータについて行った。求めた相互相関関数をスタックし、時間一周波数解析を行い、レイリー波の群速度を推定した。

各相互相関関数には明瞭なピークが見られ、全てのペアについて観測点間距離で並べると、レイリー波の伝播が認められた(図 1)。特徴としては、特に観測点間距離の長い鹿児島県の観測点 KYK(永田)や TAS(田代)とのペアについて、負の lag time におけるピークが卓越し、これらの観測点の周辺に強い微動源が存在することを示唆する。各観測点ペアで見積もられたレイリー波の群速度を地図上にプロットすると(例えば周期 30 秒の場合について、図 2)、短周期(周期 5 秒, 10 秒)では ZMM(座間味)-YNG(与那国)や KYK(永田)-KGM(国頭)において他のペアと比べて群速度が遅い。また、長周期(周期 20 秒, 30 秒)では背弧側を通る観測点ペアは群速度が速く、島弧側では遅いことが分かった。定性的には、このことはこの地域で報告されている地盤や地殻の厚さの分布と概ね調和する。既存のモデルから計算した群速度と比較すると、既存モデルの群速度の方が速い傾向にある。

謝辞: 防災科研の F-net の連続波形記録を使用しました。記して感謝いたします。本研究は科研費(課題番号 26282105)の補助を受けました。

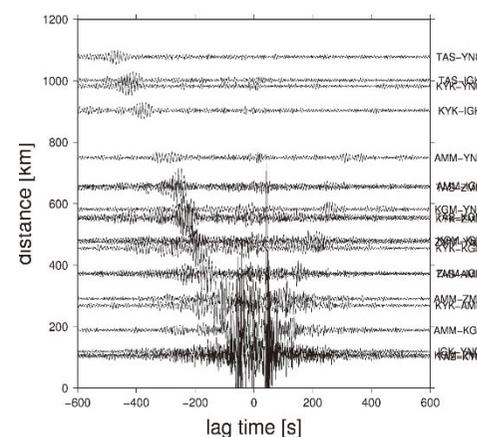


図 1: 相互相関関数のペスタアップ。
0.1~0.3 Hz のフィルタをかけている。

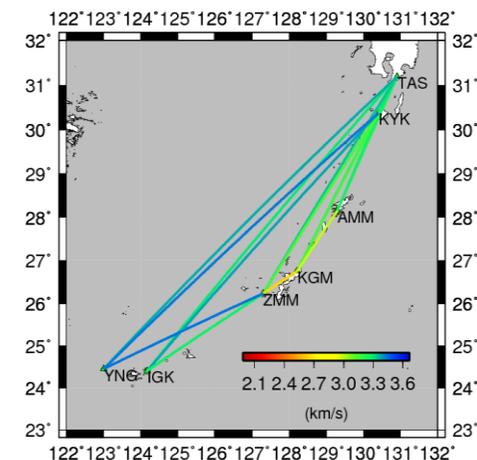


図 2: 各観測点ペアにおける周期 30 秒のレイリー波の群速度。

S07-P01

鉛直軸対称異方性第五パラメータ η_k の観測可能性

#丸山純平・川勝均・竹内希（東大地震研）

Observability of the fifth parameter of radial anisotropy

#Junpei Maruyama, Hitoshi Kawakatsu, Nozomu Takeuchi (ERI)

1. 研究の背景

地球内部の鉛直軸対称な異方性(radial anisotropy)を記述するためには、5つの弾性定数を導入する必要がある。これらを表現する方法として、等方媒体におけるラメ定数 λ, μ に相当する弾性定数 A, L, C, N, F を用いるほか、対称軸に垂直または平行に振動するP波、S波速度 $\alpha_H, \alpha_V, \beta_H, \beta_V$ 及び対称軸に対して斜めに入射する波の角度依存性を表すパラメータ η を用いる方法が提唱されている(Anderson 1961)。このうち $\alpha_H, \alpha_V, \beta_H, \beta_V$ についてはその物理的意味が明白であるのに対し、 η についてはそれが意味するものは明らかではなかった。Kawakatsu (2016)では、従来考えられていた η の代わりにelliptic conditionで1の値を取るような新しいパラメータ η_k を導入することが提唱された。この η_k の大小による地震波の入射角依存性の性質の変化がより明確になり、異方性の対称軸に対して斜めに入射する地震波を用いた解析から新たな観測量が制約できるようになることが期待される。

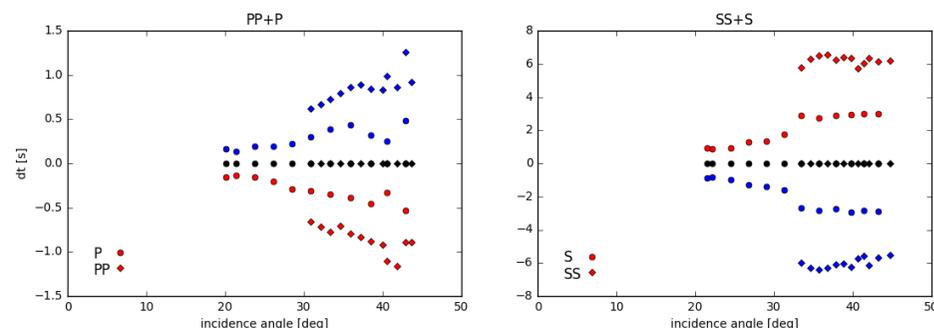
2. 本研究について

本研究では、特に顕著な異方性が観測されているlithosphere-asthenosphere system (LAS)での η_k について、各種の地震波からの観測可能性について考察する。 η_k はLASへの入射角と走時の関係性に大きい影響を与えていると考えられる。この関係性を確認するため、PA5モデル(Gaherty et al. 1996)、PREM (Dziewonski & Anderson 1981)を元に、他の弾性定数は保ちつつ異方性を持つ層の η_k だけを変化させた次元速度構造モデルを構成し、direct solution method (DSM) (Takeuchi et al. 1996)で理論波形を計算して、波形を比較した。 $\Delta=0-120^\circ$ の範囲で実体波P, PP, S_V , SS_V および表面波Raの、モデルを変化させたときの走時のずれを波形の相互相関関数を取ることで計測し、TauP (Crotwell et al. 1999)で計算したLASへの入射角と対比する。

予備的な計算によると、単純な均一多層の場合には η_k の変化による走時のずれの大きさは地震波の伝播速度の3乗に反比例、PとSVでは符号が反転し、同一の入射角では S_V, SS_V での走時のずれの絶対値はP, PPに比べ5倍程度大きい。遠地の地震について直達P波、S波は明確な入射角依存性を示し、PP, SS_V はP, S_V の2倍程度のずれを持つ。Raの位相速度はSVと同様の影響を受け、周波数依存性はあまり見られな

かった。今後は η_k の解析手法をより定量的なものへ発展し、実際に観測された地震波形から、全球的ないし地域的なスケールで η_k の値を見積もることができるかを検証する予定である。

図1 3つの異なる η_k モデル(青: $\eta_k=0.95$, 赤: $\eta_k=1.05$, 黒: $\eta_k=1$)でのP, PP, S_V , SS_V 波の走時のずれ dt 。PとSで符号が反転し、PP, SS_V がP, S_V の2倍程度のずれを持つことが分かる。



参考文献

- Anderson, D.L., 1961, Elastic wave propagation in layered anisotropic media, *Journal of Geophysical Research*, v. 66, p. 2953–2963
- Kawakatsu, H., 2016, A new fifth parameter for transverse isotropy, *Geophysical Journal International*, v. 204, p. 682–685
- Gaherty, J.B., Jordan, T.H., Gee, L.S., 1996, Seismic structure of the upper mantle in a central Pacific corridor, *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 22291–22309
- Dziewonski, A.M., Anderson, D.L., 1981, Preliminary reference Earth model, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 25, p. 297–356
- Takeuchi, N., Geller, R.J., Cummins, P.R., 1996, Highly accurate P-SV complete synthetic seismograms using modified DSM operators, *Geophysical Research Letters*, v. 23, p. 1175–1178
- Crotwell, H.P., Owens, T.J., Ritsema, J., 1999, The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities, *Seismological Research Letters*, v. 70, p. 154–160

D''層におけるP波異方性トモグラフィ

#山下 慧・趙 大鵬・豊国源知 (東北大予知セ)

P-wave anisotropic tomography of the D'' layer

#Kei Yamashita, Dapeng Zhao, Genti Toyokuni (Tohoku Univ.)

1. はじめに

マントル対流による熱循環を担う層のうち、D''層は最も下部に位置しており、地球のダイナミクスを理解する上で重要な層である。例えば、D''層はホットスポット火山の起源であるというモデル (Morgan, 1971; Stacey and Loper, 1983) が提唱されており、グローバルトモグラフィでは CMB (Core-Mantle Boundary) からホットスポット火山に向かって上昇する顕著な低速度異常が検出されている (Zhao et al., 2013)。また、D''層ではそれより上側の下部マントルと比べて、強い異方性が検出されている (Panning and Romanowicz, 2006)。

2. データ・手法

本研究では、グローバルトモグラフィを用いて、全マントルの3次元P波等方性速度構造とD''層におけるP波方位異方性速度構造の推定を行った。コンラッド面、モホ面、410kmと660km不連続面を考慮できるboundary-grid法とflexible-grid法 (Zhao, 2009; 山本・趙, 2010) を用いて、等方性成分は水平方向に約220km間隔、鉛直方向に50・400km間隔で、異方性成分は水平方向に約1100km間隔、深さ2800kmにグリッドを配置した。走時データはISC-EHBカタログのものを使用し、直達P波の他に4種類の後続波 (pP, PP, PcP, Pdiff) の走時データ合わせて百万個以上を使用し、解像度の改善を試みた。イン

バージョンの際に用いる初期速度構造には1次元地球構造モデルiasp91を使用した。

3. 結果・考察

インバージョンの中間的結果より、D''層ではP波方位異方性のFVD (Fast Velocity Direction) は北半球で南北方向に、南半球で東西方向に卓越していることがわかった。これは、北半球では南北方向、南半球では東西方向のマントル対流が生じており、南太平洋とマダガスカル島付近で存在するスーパープレームの影響を示唆している。

参考文献

- Morgan, W.J. (1971) Convection plumes in the lower mantle, *Nature* 230, 42-43.
- Panning, M., B. Romanowicz (2006) A three-dimensional radially anisotropic model of shear velocity in the whole mantle, *Geophys. J. Int.* 167, 361-379.
- Stacey, F. D., D. Loper (1983) The thermal boundary layer interpretation of D'' and its role as a plume source, *Phys. Earth Planet. Inter.* 33, 45-55.
- 山本芳裕, 趙大鵬 (2010) 全マントルP波トモグラフィ -Tohokuモデル-, 月刊地球 32, 312-324.
- Zhao, D. (2009) Multiscale seismic tomography and mantle dynamics. *Gondwana Res.* 15, 297-323.
- Zhao, D., Y. Yamamoto, T. Yanada (2013) Global mantle heterogeneity and its influence on teleseismic regional tomography. *Gondwana Res.* 23, 595-616.

S07-P03

スタグナントスラブの形成・崩落メカニズムに関する数値シミュレーション

#土田 真愛・亀山真典(愛媛大 GRC)

Numerical simulations on the formation and avalanche of stagnant slabs

#Mana Tsuchida, Masanori Kameyama (GRC)

1 はじめに

近年の地震波トモグラフィー研究により、沈み込んだスラブの形態の多様性が明らかにされている。たとえば、伊豆-小笠原弧のようなマントル遷移層に「停滞」するスラブ、マリアナ弧のような下部マントルに「崩落」するスラブに加えて、こうした「停滞」や「崩落」とは単純に分類しがたい形態も存在している。この原因として、先行研究(例えば、Yoshioka and Naganoda, 2010)は、海溝の後退するステージから前進するステージへの変化の関与を指摘している。

そこで本研究では、特に、海溝後退速度の時間変化の効果に注目して、2次元円環状モデルを用いたプレート沈み込みの数値シミュレーションを行い、停滞・崩落といったスラブ挙動の多様性を生むメカニズムの解明を目的とする。

2 研究手法

外径 $r_{\max} = 6400$ km、内径 $r_{\min} = 4400$ km の2次元円環の8分の1(45度分)に相当するモデル領域内において冷たいスラブの沈み込みと海溝後退の動きによって駆動されるマントル物質の熱対流を考える。地表面では「海溝」より左側に海洋プレート、右側に大陸プレートを設置し、それぞれに速度を与えて運動させる。海洋プレートの動く速度 v_{pl} は右向きを正、大陸プレートの動く速度 v_{tr} (=海溝後退速度) は左向きを正として、両者が「海溝」において $v_c = v_{pl} + v_{tr}$ の速度で収束するようにとる。海洋プレートの沈み込みは、最大深さ400 kmまで「海溝」から右斜め下方に延びる「流路」に沿って低温の流体を v_{pl} で流し込むことによってモデル化している。ここでは、 v_{tr} 、 v_{pl} 、上部・下部マントル間の粘性ジャンプ、660 km不連続面における負のクラペイロン勾配の4つのパラメータを系統的に変化させて数値シミュレーションを行い、各条件下でのスラブの挙動・形態を調べた。海溝後退速度については、時間的に不変であると仮定する場合と時間変化を仮定する場合の両方を考慮した。

3 結果・考察

v_{tr} 、 v_{pl} 、上部・下部マントル間の粘性ジャンプ、660 km不連続面における負のクラペイロン勾配を幅広く変化させ、系統的にシミュレーションを行った結果、変更パラメータの組み合わせによって、地震波トモグラフィーで観測されるスラブの多様さを十分網羅しうる様々なスラブ形態の再現に成功した。発現したスラブの挙動は(i)下部マントルへ即座に「貫入」、(ii)660 km付近で「蓄積」、(iii)660 km上に「浮揚」、(iv)660 km付近で水平に横たわるように「停滞」、(v)660 km付近で「停滞」し下部マントルへ「崩落」の5タイプに分類でき、このうち、観測されるスタグナントスラブの特徴をよく再現するタイプは(iv)と(v)であった。スラブの停滞から崩落に至る挙動に注目すると、海溝後退速度が時間的に不変であるという仮定のもとでは、下部マントルへの崩落を経験しないもの(図1a)、もしくは、スラブの先端から下部マントルへ崩落するもの(図1b)が再現できた。地震波トモグラフィーによる観測結果と比較すると、前者は伊豆-小笠原弧、後者はトンガ弧で観測されるスラブ形態に類似している。さらに、海溝後退速度に時間変化を仮定した場合には、マリアナ弧で観測されるような、スタグナントスラブの折れ曲がり部分からの下部マントルへの崩落(図1c)やジャワ弧で観測されるような、スタグナントスラブ崩落後の660 km以深での停滞(図1d)など、海溝後退速度が時間的に不変であると仮定した場合にはみられなかったスタグナントスラブの崩落様式が再現できた。このことは、スラブの停滞・崩落のメカニズムにおいて、海溝後退速度の時間変化が重要な役割をもつ可能性を示している。

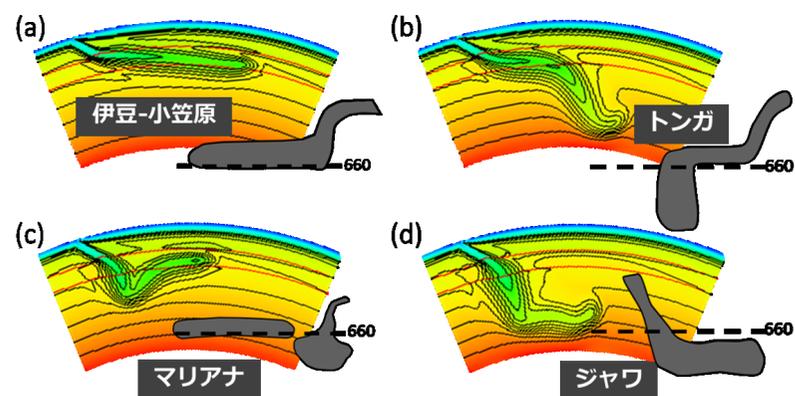


図 1: 4つの特異なスタグナントスラブ挙動とその再現

S07-P04

実体波の走時差から推定したオントンジャワ海台下の上部マントル構造

#小林拓史(神大理)・末次大輔・大林政行(JAMSTEC)
・杉岡裕子(神大理)

Upper mantle structure beneath the Ontong Java Plateau from measurements of body wave differential travel times

#Takumi Kobayashi (Kobe Univ.), Daisuke Suetsugu, Masayuki Obayashi (JAMSTEC), Hiroko Sugioka (Kobe Univ.)

オントンジャワ海台は地球上で最も大きな火山であり、約 120Ma 頃に形成されたと考えられている。OJP の起源を明らかにするためには、OJP の地下構造を知る必要がある。Richardson et al. (2000)は OJP の地下 300km まで、標準地球構造よりも 2-3 パーセント低い S 波速度の領域が広がっていることを示した。

本研究では、OJP とその付近で反射する PP 波、および SS 波を含む波形データから PP-P、および SS-S 走時残差を求め、OJP 下の上部マントル構造を調べた。解析には、2012~2013 年の間に IRIS、および Fnet の観測点で記録された、震央距離 50-100° の波形データを用いた。

Obayashi et al. (2004)の方法を用いて PP-P、および SS-S 走時残差を求めた。最初に、観測された鉛直成分、トランスバース成分の波形データに対して周期 5-10 秒のバンドパスフィルターをそれぞれ適用した。PP-P、および SS-S 走時残差を求めるために、ヒルベルト変換、減衰オペレーター、地殻多重反射補正を適用し、P 波から合成 PP 波を、S 波から合成 SS 波をそれぞれ求めた。地殻多重反射の影響を求めるために、地殻構造モデル CRUST1.0 を用いた。次に、観測 PP 波と合成 PP 波、および観測 SS 波と合成 SS 波の間でそれぞれ相互相関を計算し、iasp91 モデル(Kennett and Engdahl, 1991) に対する走時残差を求めた。SS-S の計算に用いる減衰オペレーター (SS と S の減衰オペレーターの差に相当) は 1.0 から 10.0 まで変化させ、観測 SS 波と合成 SS 波の波形相関が最大になる減衰オペレーターを求めた。得られ

た PP-P 走時残差は反射点が OJP に位置する場合は -4~0 秒 (平均値 -1.6 秒)、OJP の中央ではほぼ Iasp91 モデルに近い値となった。SS-S 走時残差は、OJP 全体としては負の値が多いが、中央部は +1~2 秒程度の正の残差が見られた (OJP 全体での平均値は -2.0 秒)。PP-P でも SS-S でも OJP 全体としては iasp91 よりも速い P および S 波速度が示された。中央部では iasp91 とほぼ等しい P 波速度、そして iasp91 よりも遅い S 波速度が示された。また、OJP 下で反射する SS 波の減衰オペレーターは平均 2.5 であった。PREM の減衰モデルによる SS と S の減衰オペレーターの差は 3.4 なので、OJP 下の S 波減衰は PREM よりも弱いことになる。PP-P、SS-S の走時差からは速度の深さ方向の変化を制約することはできないが、深さ 300km まで、均一な速度異常を持つと仮定した場合、OJP 下の P 波速度は iasp91 よりも 1.7 パーセント速く、S 波速度は iasp91 よりも 1.2 パーセント速い。また、OJP の中央部に限定して同様の均一な速度異常を仮定すると、P 波速度は iasp91 よりも 0.6 パーセント速く、S 波速度は iasp91 よりも 0.6 パーセント遅い。

謝辞：地震波形記録は、IRIS ならびに防災科学技術研究所の F-net 観測網のデータを利用させていただきました。記して感謝します。

S07–P05

日本列島と東アジア下の太平洋スラブの年齢分布

#趙大鵬・Liu Xin・S. Li・W. Wei (東北大・理)

Age distribution of the subducting Pacific slab beneath Japan and East Asia

#Dapeng Zhao, Xin Liu, S. Li, W. Wei (Tohoku Univ.)

The subduction of the Pacific plate has played a critical role in the seismic and volcanic activities and geodynamic evolution of the Japan Islands and the East Asian region. Hence, it is very important to investigate various features and properties of the subducting Pacific slab so as to better understand the causal mechanism of earthquakes, origin of the arc and intraplate volcanism, and the various geological and geophysical phenomena in this broad region. In this work, we study the age of the subducting Pacific slab beneath East Asia using a high-resolution model of P-wave tomography (Wei *et al.* 2012) and paleo-age data of ancient seafloors (Muller *et al.* 2008). Our results show that the imaged subducting oceanic lithosphere becomes younger from the Japan Trench (~130 Ma) to the slab's western tip (~90 Ma) beneath East China (Fig. 1). Such a feature indicates that the flat slab now in the mantle transition zone (MTZ) beneath East Asia is the subducted Pacific slab rather than the Izanagi slab which should have already sunk into the lower mantle. The slab's subduction age ranges from 0 Ma at the present-day trench to ~30 Ma at the western tip of the flat slab in the MTZ beneath East China. The stagnant duration of the flat Pacific slab in the MTZ is no more than ~10-20 million years, much shorter than the age of the big mantle wedge (BMW) beneath East Asia (> 110 million years). It is the present Pacific slab that has contributed to the Cenozoic lithosphere destruction, extensive intraplate volcanism, and back-arc spreading in East Asia, whereas the North China Craton destruction during the Early Cretaceous (~140-110 Ma) was caused by the subduction of the Izanagi (or the Paleo-Pacific) plate (Liu *et al.* 2017).

References

- Liu, X., D. Zhao, S. Li, W. Wei (2017) Age of the subducting Pacific slab beneath East Asia and its geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 464, 166-174.
- Muller, R., M. Sdrolias, C. Gaina, B. Steinberger, C. Heine (2008) Long-term sea-level fluctuations driven by ocean basin dynamics. *Science* 319, 1357–1362.
- Wei, W., J. Xu, D. Zhao, Y. Shi (2012) East Asia mantle tomography: New insight into plate subduction and intraplate volcanism. *J. Asian Earth Sci.* 60, 88–103.

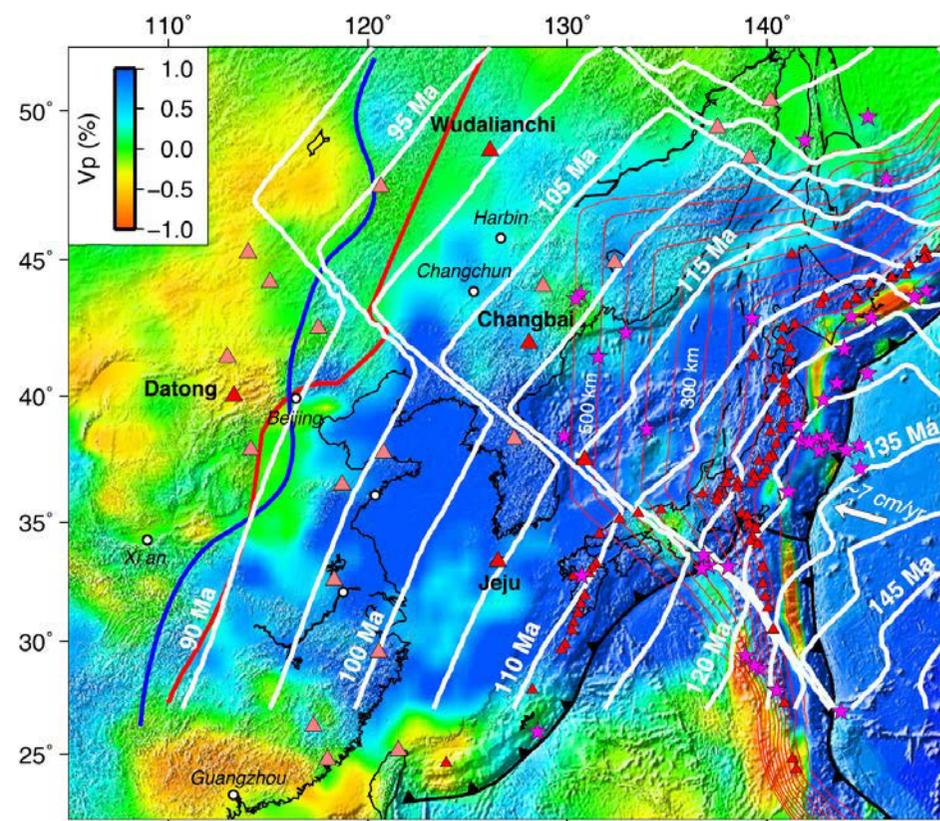


Fig. 1. The lithosphere age distribution (white lines) and P-wave velocity tomography (colors) of the subducting Pacific slab. The triangles and stars denote volcanoes and earthquakes ($M \geq 7.0$) during 1975–2016, respectively.

震源間の位相速度解析によるローカルスケールの表面波位相速度分布の推定

#吉澤 和範, Kuria Ginboi (北大理)

Local-scale phase speed mapping of surface waves based on inter-event phase speed analysis

#Kazunori Yoshizawa, Kuria Ginboi (Hokkaido Univ.)

1. はじめに

近年、大陸域の高密度な広帯域地震観測網により、2観測点間の位相差の情報を用いた高解像度な上部マントル構造の復元が可能になってきた(e.g., Foster et al., 2014, GJI; Hamada & Yoshizawa, 2015, GJI). この2点法では、大量の観測点ペアの情報を用いることで、地震活動が少ない地域でも、高解像度な3次元構造が復元できる。一方、プレート境界周辺等、多くの地震が発生するにも関わらず、観測点数が不十分な地域では、空間解像度の高い構造モデルの復元は難しい。本研究では、グローバル地震観測網から得られた高品質な震源-観測点間の位相情報のデータベースを用いて、同一観測点での震源ペア間の位相差情報を抽出し、震源が集中するプレート境界域における位相速度分布の復元を試みる。

2. 方法

本研究では、Ekström (2011, GJI)によるグローバルな表面波位相速度モデル(GDM52)のベースとなっている、震源-観測点間の大量の位相情報を利用する。震源は2000~2009年のMw5.5以上、深さ50km以浅の3330個の地震に対し、Global CMTカタログの震源情報を利用して全世界の定常観測点258点で計測された位相情報(周期25-250秒)を用いる。観測点毎に、大円経路上に位置する震源ペアを抽出し、その位相差から、震源間の位相速度を求める。これらの波線情報を用いてインバージョンを行い、ローカルな位相速度分布を求める。

3. 結果と考察

図にレイリー波の周期50秒での震源間波線とモデルの例を示す。抽出された震

源ペアは主に地震活動の活発なプレート境界域に集中する(図 a)。特に大量の波線が収集できるニューギニア島周辺域(図 b)での、位相速度分布の復元例を図(c)に示す。この例では9万以上の波線が収集され、その多くが500km未満の短い波線である。チェッカーボードテスト(図 d)では、高い解像度(100~200km)でのモデル復元の可能性が示唆される。暫定的な位相速度分布(図 c)では、南ビスマルクプレートの下に沈み込むソロモン海プレート的高速異常や、マイクロプレート間の境界に沿う速度異常など、ローカルなテクトニクスを反映する構造的特徴も見られる。一方、この手法では震源情報の誤差の影響を強く受けるため、位相速度の測定誤差が大きく、モデルの variance reduction は10%程度に留まる。今後、震源位置等の不確定要因も含めたデータの精査により、モデルの更なる改善が期待される。

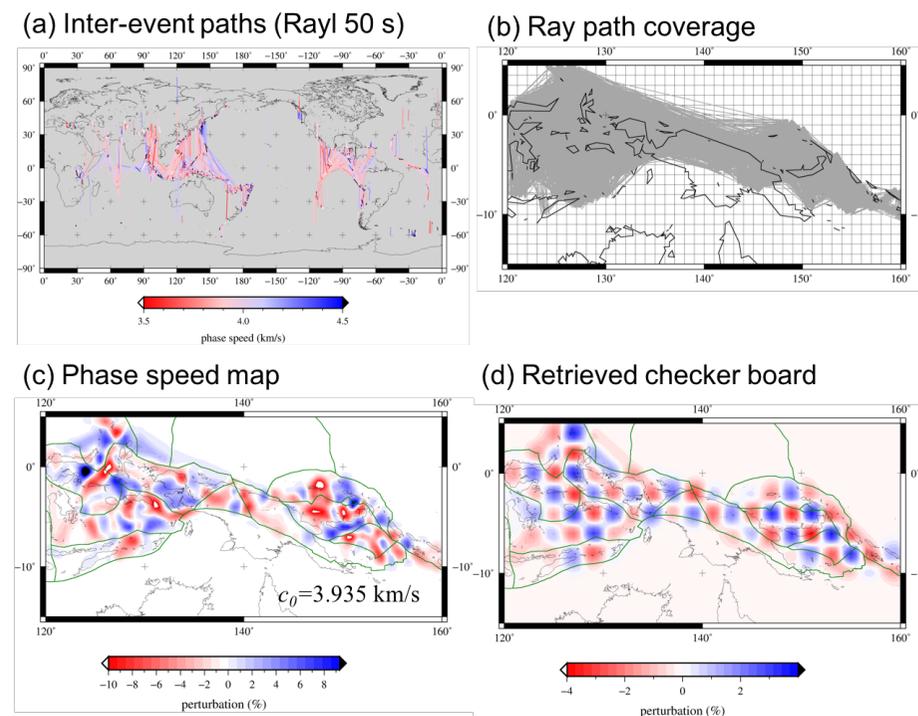


図: 周期50秒のレイリー波での、(a) 震源間波線の全球分布、(b) ニューギニア島周辺域の波線分布。(b)の波線情報を用いた(c)位相速度分布図と、(d)チェッカーボードテストの結果(2度のセルパターンの例)。

S11-P01

2011年東北地方太平洋沖地震前後の海底地形調査による 三陸沖日本海溝北部における海底地形変動

富士原敏也・金松敏也・小平秀一 (JAMSTEC), C. dos Santos Ferreira, K. Bachmann, G. Wefer (MARUM), T. Sun (Univ. Victoria), M. Strasser (Univ. Innsbruck)

Seafloor Displacement after the 2011 Tohoku-oki Earthquake in the Northern Japan Trench Examined by Repeated Bathymetric Surveys

T. Fujiwara, T. Kanamatsu, S. Kodaira (JAMSTEC), C. dos Santos Ferreira, K. Bachmann, G. Wefer (MARUM), T. Sun (Univ. Victoria), M. Strasser (Univ. Innsbruck)

2011年東北地方太平洋沖地震津波の高さは、三陸沿岸部が最大であった [東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, 2011]。三陸沖で大きい津波の波源として、Satake et al. [BSSA 2013]は、三陸沖海溝軸近傍に主破壊から遅れて発生した断層すべり (36 m) があるとした。ただし、三陸沖では 1896 年明治三陸地震津波の際にも大きな断層すべりがあったとされる、約 100 年でまた大きなすべりが起きたことになる。Tappin et al. [Marine Geol. 2014]は、津波の原因は海底地すべりであると主張している。しかしながら、彼らの想定する地すべりは海底変動が局所的に巨大すぎる (± 90 m の地形上昇と沈降) ようにも思われる。

そこで、津波波源を調べる目的で、昨年 2016 年と 2012 年に三陸沖日本海溝北部において、マルチナロービーム海底地形調査を行った。2011 年東北地方太平洋沖地震前後の海底地形の比較により、海底地形変動を調べた。

地震前後の海底地形を比較して検証するためには、日本海溝をまた

いだ既存調査を選び、それと同一測線をとることが必要である。単一測線どうし、精度の良い内側ビームどうしを比較し、海側プレートの海底斜面の地震変動は小さいと仮定して、用いた海中音速の違いに起因するバイアス的な測深差、測位等による位置オフセットを海溝海側斜面で推定して調整する。

本研究では、 39.2°N , 39.5°N で海溝軸を横断する 2 測線について調べた。この 2 測線の位置は、Satake et al. [2013]での断層すべり域、Tappin et al. [2014]での地すべり域と重なる。地震前の調査は、2007 年と 2010 年の JAMSTEC 調査船「かいらい」により行われていた (KR07-08, KR10-12 航海)。地震後の調査はドイツの調査船「ゾンネ」により行われた (SO219A, SO251A 航海)。

地震前後の海底地形どうしの水平ずれから水平変動、高低差により上下変動の海底地形変動を推定した。その結果、海溝に向かっての水平変動量は 20 m 以下、上下変動量は数 m 以内であった。この数量は、この解析における誤差内であり、比較的小さい変動であることがわかった。したがって、少なくとも調べた 2 測線の場所においては、非常に大きな断層すべりや非常に大きな地すべりはなかった。

求められた海底地形変動量は誤差に埋もれている懸念により定量的議論が難しいが、2 測線に共通して海溝陸側斜面における相対的な海底地形の高低差 (地形の斜面効果を含んで 3~5 m) がある。海溝軸付近に沿った下部斜面が上がって、それより陸側の中部斜面、中部斜面平坦面は下がったという変動が示唆される。

S13-P01

地震に伴う神奈川県大井観測井での地下水位の変動について

#李楊(日本大学)・板寺一洋・原田昌武(温地研)・鶴川元雄(日本大学)

Water Level Changes with Earthquakes in Oi-well in Knagawa Prefecture

Yang Li(Nihon Univ.), K. Itadera, M. Harada(HSRI), M. Ukawa(Nihon Univ.)

はじめに

地震前後の地下水位の変化については国内外でしばしば報告されており、地震と地下水理の分野における重要な現象として注目されている。従来の多くの研究は、観測水位データが時間単位または日単位で記録され、水位データには気圧効果や地球潮汐による変化も含めて記録されていて、地震発生後の日単位または月単位水位変化の分析が多い。本研究では、神奈川県温泉地学研究所が設置した大井観測井の秒値データを使い、地震発生直後から数時間の水位変化を分析し、地震直後の地下被圧帯水層の変化を推測する。地震直後の短い時間を使うので、気圧効果や地球潮汐の影響が少なく、地震による地下水位の変化はより明瞭になり、地下被圧帯水層に起きた変化を詳細に推測し、モデル化することができる。

地震に伴う水位変化について

大井観測井は足柄平野と大磯丘陵の境、国府津—松田断層の付近に位置している。井戸のスクリーン深度は 270~300m であり、透水係数は $5.5 \times 10^{-4} \text{cm/s}$ で、貯留係数は 3×10^{-8} である。水位は井戸の中部に、水晶式圧力水位計で mm 単位、サンプリング周波数 1Hz で記録されている。対象とする地震は 2011 年から 2015 年までの期間に地震に伴う地下水位変化が捉えられた 9 個の地震(2011 年東北地方太平洋地震を含む)を選んだ。震源の深さは 18~670km の範囲で、大井観測井までの震央距離は 20~850km の範囲で、すべての地震は小田原で有感であった。

2011 年東北地方太平洋沖地震では地震後、水位が 25cm 減少したに対して、他の 8 個の地震においては 5.5~10cm 水位が上昇した。水位変化は 1 時間以上にわたって継続している。水位が上昇した 8 個の地震について、水位の時間変化をいくつかの時間関数でフィッティングした結果、減衰指数関数 $H(t) = a(1 - \exp(-bt))$ (a と b は定数、 t は時間) が最もよく大井観測井の水位変化に適合することがわかった。

水位変化の物理プロセスについて

被圧帯水層内の物質は地下水と帯水層上部を支える礫岩のみと考えて、井戸から帯水層の涵養地域までの空間において地下水の出入りは対象の井戸(大井観測井)のみと仮定する。また地震による帯水層の変形は無視できるとする。地震後、帯水層内の骨組としての礫岩の強度が落ち、帯水層上部の岩圧は変わらないので、帯水層内の地下水の圧力 Δp_0 が上昇し、その上昇分が井戸の水位上昇を引き起こすモデルを考える。この場合、帯水層内の地下水の圧力の時空分布は拡散方程式

$$\frac{\partial^2 \sigma_f}{\partial x^2} = D \frac{\partial \sigma_f}{\partial t}$$

で表現できる。ここで、 σ_f は帯水層内の流体圧力 [Pa]、 D は水理拡散係数 [m^2/s]、 t は時間 [s]、 x は井戸中心からの距離 [m] である。地震発生前は帯水層内の地下水の圧力が定常状態とする。地震後、帯水層内の骨組(礫岩)の強度が落ちて、水理拡散係数が変化する。このとき、地震前後の水理拡散係数の変化による帯水層内の地下水圧の変化は

$$\Delta \sigma_f(x, t) = \sum_{n=0} \Delta p_0^n \cos\left(\frac{(2n+1)\pi x}{2L}\right) * \exp\left(-\frac{(2n+1)^2 \pi^2 \Delta t}{4L^2}\right)$$

で表すことができる。ここで、 $\Delta \sigma_f$ は水圧の変化量、 Δp_0^n は各 n に対応する Δp_0 の値、 L は帯水層内の地下水の圧力が井戸の影響を受ける最大範囲、 x は井戸の半径、 Δt は水理拡散係数の変化量、 t は時間である。

この変化を観測された水位変化の時間関数 $H(t) = a(1 - \exp(-bt))$ と対応させると、水位変化の時定数 b は地震後の水位が最大上昇水位の $(e-1)/e$ (約 0.6) 倍に達する時間を示している。この時定数を決めるのは L と Δt である。また $n=0$ と仮定した場合は、水位上昇の最大値(定数 a) は $x=r$ (井戸半径)、 Δp_0 と L によって決まる値である。

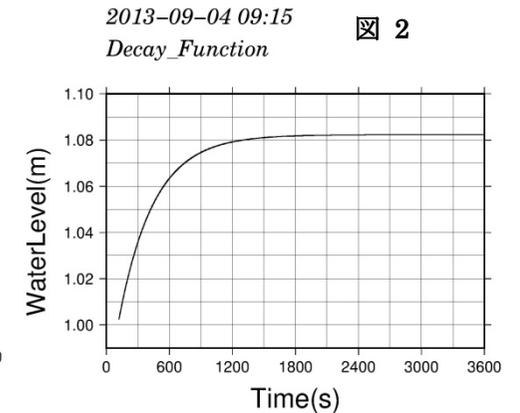
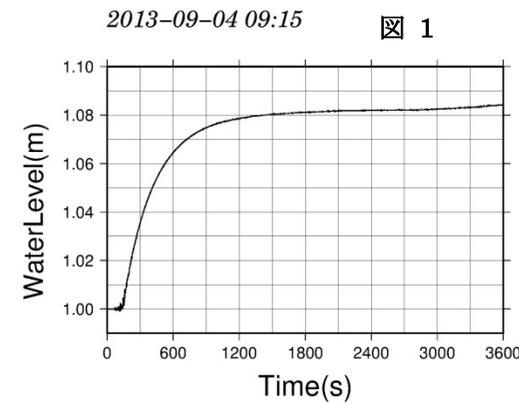


図 1 は 2013 年 9 月 4 日鳥島近海の地震(M6.8、深さ 445km)のとき大井観測井の水位変化
図 2 は同じ地震に対するフィッティングの結果 ($a = 0.079 \text{ m}$, $b = 0.003 \text{ s}^{-1}$)

中規模繰り返し相似地震に対する長期的発生予測の可能性

#田中昌之(気象研)

Long-term Predictability for Moderate Repeating Earthquakes

#Masayuki Tanaka (MRI)

1. はじめに

日本各地で波形が良く似た地震(相似地震)が観測されている。その多くはプレート境界で発生しており、プレート間の定常的なすべりと密接に関係があると考えられている。気象研究所では、気象庁の機械式強震計や速度型地震計などのアナログ記録、加速度計のデジタル記録を使い、中規模の繰り返し相似地震の発生状況を取りまとめている。そして、適宜、ベイズ統計対数正規分布モデル(岡田・他, 2007)を用いて、長期的発生予測の実験を行っている。2014年8月1日に中規模の繰り返し相似地震79系列について、3年確率予測を実施したが、2017年7月31日で予測期間が終了する。そこで、この3年確率予測の成績を確認し、ベイズ統計対数正規分布モデルによる長期的発生予測の可能性について調べた。なお、この予測には、平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震等による余効変動の影響は考慮していない。

2. ベイズ統計対数正規分布モデル(LN-Bayes)

地震の発生間隔(日数)の対数が正規分布 $N(\mu, \sigma^2)$ に従うものと仮定し、観測された地震の発生間隔データから尤度を計算する。事前分布は、平均 μ は一様で、分散 σ^2 は共役分布である逆ガンマ分布を採用している。逆ガンマ分布のパラメータは、形状パラメータ ϕ と尺度パラメータ ζ で、岡田・他(2007)の値($\phi=2.5, \zeta=0.23$)を用いている。発生確率は、ベイズの定理で尤度と事前分布を調和させた母数分布(事後分布)を計算し、それを重みとした条件付き確率(予測期間内の発生確率)の荷重平均で求まる。事前分布とベイズの定理を用いていることから、発生間隔のデータが1個でも計算可能で、例えば、データが非常に少ない中規模以上の相似地震を対象にした発生予測への利用が期待される。なお、79系列中66系列は地震数5個(発生間隔4個)以下で予測したもので、うち33系列は地震数2個(発生間隔1個)と、データの非常に少ない系列が大半を占めている。

3. 予測成績の評価指標

評価には平均対数尤度とブライアスコアの指標を用いた。平均対数尤度は負の値を、ブライアスコアは正の値をとる。予測確率0.5のとき、平均対数尤度は-0.693、ブライアスコアは0.250となる。両指標もこの値より0に近いほど良い成績と言える。

4. 結果

予測対象期間(2014年8月1日~2017年7月31日)に該当地震が発現したのは79系列中27系列で、予測成績は、平均対数尤度が-0.595で、ブライアスコアが0.196であった。なお、指数分布モデルで予測した場合の予測成績は、平均対数尤度は-0.608、ブライアスコアは0.208となり、ベイズ統計対数正規分布モデルが指数分布モデルよりも良い成績であった。

なお、小繰り返し地震を想定したベイズ統計対数正規分布モデルを用いた予測シミュレーションでは、予測確率の分布として図1のような結果を得ている。中規模の相似地震について調べており、その結果を紹介する。

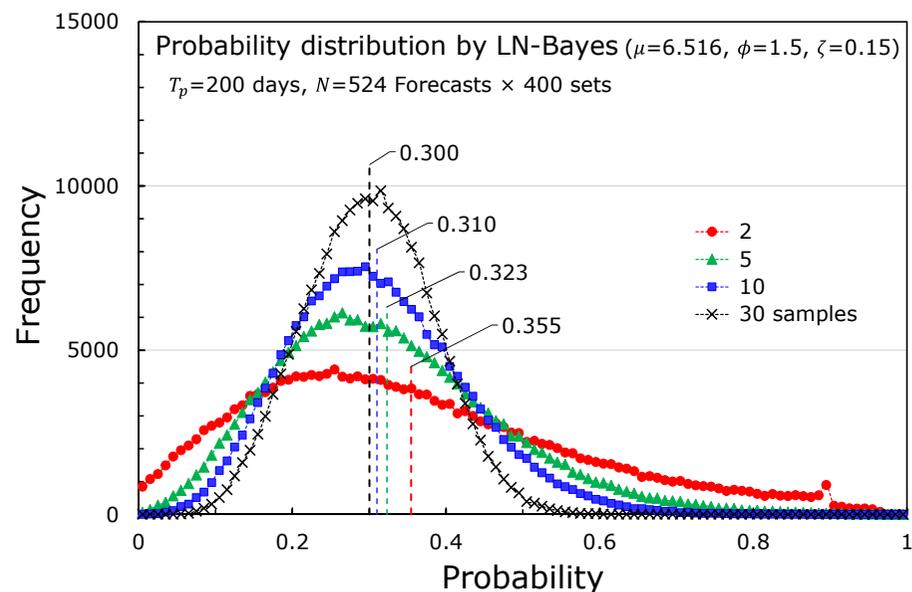


図1 ベイズ統計対数正規分布モデルを用いた小繰り返し地震の1年確率予測の確率分布。発生間隔データが2・5・10・30個のとき、それぞれ直近地震から200日後に予測した場合。縦破線は各データ数での確率の平均値。

謝辞 気象庁一元化震源と東北大学作成の相似地震カタログを使用しました。

S18-P01

高校生の地震研究を地域に活用する試み

岡本拓夫（福井高専）

Seismic Disaster Prevention by using the Research Result of SSH (High school).

Takuo OKAMOTO (FNCT)

We have been teaching the studies in Super Science High School Program from 2010. So, students of high school will get the high motivation to disaster prevention at the city in Fukui prefecture using the their results in SSH. For example, they lecture the active fault in front of the “Echizensi Bousaisi no Kai”, 07/23, 2017.

はじめに

福井平野（福井県北部）には、福井平野東縁断層帯が存在し、その西側断層では福井地震（M7.1, 1948）が発生した。現在でも、その余震活動と思われる地震活動が発生している。最新の研究では（岡本他, 2014）、地震活動が東縁断層帯よりはみ出して存在し、広義の余震活動や未知の断層での活動の可能性が指摘されている。藤島高校や武生高校（SSH指定校）のSSH研究では、福井平野東縁断層帯の地下構造や鯖江断層の詳細を、独自の地震観測網のデータを用いて継続的に調べ（岡本他の指導）、結果を、SSH発表会や地球惑星連合大会の高校生の部門で発表している（figure）。これらの結果を市民の前で説明することにより、各地域における特徴的な震害に対する防災対策へ、各住民のモチベーションの向上に繋げていく試みについて、報告する。

データ・解析方法

SSHで使用している地震計は満点システムで、基本的な解析はWinシステムを利用している。処理には、エクセルを用いている。海拔高度に関しては自治体より頂き、使用した。研究結果を学校防災アドバイザーとしてや各市町村において、希望にそった形式でアドバイスに利用している。他に、出前授業の要請に対応して、SSHの授業の一環として取り組んでいる（越前市防災士の会の前で発表）。参考の震源としては、京大北陸観測所のデータを利用しているが、処理の関係から2012年04月よりは、気象庁で一元化処理をされたデータを利用している。表示には、SEIS-PCを使用している。

まとめ

藤島高校の結果で、福井平野東縁断層帯に帯状に広がる活動は、詳細を見ると地震群が塊状に並んでいることが分かった。断層帯では、特異な偏向異方性の現象やS波の後の後続波を捉えることができ、序報として報告された（地球惑星科学連合大会）。現在、詳細に解析中である。小・中・高等学校で防災のアドバイスをを行う際、起震断

層の一つとして福井地震断層を想定するので、結果がさらに高校生達の研究の励みとなる。昨年度より、鯖江断層の南限の解析を武生高校のSSHの研究指導を始めたので、丹南地区での自治体、学校防災アドバイス、出前授業も念頭に置いて取り入れたいと考えている。高校生達の研究は、子供達の防災や地学への興味きっかけとなり、講演では、アドバイスや出前授業の様子を、詳細に報告する。さらに、高校生達による防災士の研修会での発表による貢献の様子も、報告する予定である。

謝辞

京大防災研、気象庁（福井地台）、石川有三博士よりは、震度、波形、活動情報を頂いております。解析については、井元政二郎博士（元防災科研）、古川信雄博士（元建研）、前田直樹教授（関東学院大）、片尾浩准教授（京大防災研）にお世話になっています。SSH指定校の先生方や福井高専地球物理学研究会の諸氏には、全般にわたり協力を頂いています。以上の方々に、記して感謝致します。

鯖江断層の南端を発見して 防災に繋げよう
福井県立武生高等学校 理数科2年 坂口隼子 玉村薫 前田芽生 湯口志穂

◆はじめに
【福井高専の岡本先生の研究】
鯖江に地震の空白域があり、そこに西上りの逆断層が潜っていることを明らかにした
だが、断層の端の特定はまだだった
【目的】
南端を発見し、地域の防災に役立てる

◆結果
鯖江断層の南端は、**越前市の日野山付近**と考えられる
地震活動の空白域の端と一致している
断層は北に約10kmと推定できる
マグニチュードの最低値
M₀=2.0-0.5M-1.9
M₀=6.4

◆考察
過去のM6.5程度の震度
平成28年10月21日 M6.6 鳥取県中部地震 最大震度6強
平成18年10月23日 M6.8 新潟県中越地震 最大震度7
平成28年4月14日 M6.5 熊本地震の前震 最大震度7
「地震動エネルギーの距離減衰等の特性」の論文

◆方法
①越前市と鯖江市の1/5000の地形図をとりよせる
②地図上から東向きに500m幅に断面図を作成し、高低差を調べる
③断面図から**変曲点**を読み取り、断層の南端を探る
④地震の空白域と照らし合わせて断層の距離を測る
⑤断面の距離からマグニチュードを推定する
⑥⑤で求めたマグニチュードから地震発生時の被害を予測し、防災を考える

◆仮説
「鯖江断層の南端が越前市にある」
目視できる鯖江断層

◆結果
鯖江断層は、南北に20km・マグニチュード6.4以上・震度6強程度
緊急時に備える
家具の固定
避難場所の確認
緊急用持ち出し袋の用意 **そして、第一に身を守る**

◆参考文献
鯖江むかしむかし(2002)
鯖江断層トレンチ調査-経緯-(2007)
福井県鯖江市付近に認められる低地震活動域とそのテクトニクス(2010)
山口県奥山断層帯におけるボーリング調査
国土交通省 気象庁
http://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/faq/faq7.html(2017.11.13閲覧)
http://www.data.jma.go.jp/wc/jeqe/data/hga/j/index.html?pass=3a13d2941f91b1ba265d0f430dc0e8
第30回土木学会地震工学研究発表会論文集
「地震動エネルギーの距離減衰等の特性」
福井平野断層帯と鯖江断層 岡本拓夫 2016年12月
鯖江市付近に認められる低地震活動域周辺で発生する地震の特徴
平成21年6月
スクエア最新図説地学 第一学習社
気象地震速報のリーディングカンパニー Jコーポレーション

S18-P02

比較的安価な GNSS 基線長測定キットの開発

大竹和生 (気象大学校)

Development of inexpensive GNSS baseline measurement kit

#Kazuo Ohtake (Meteorological College)

概要

当校では地震学教育の一環として GNSS(GPS)を用いた測量実験を実施している。従来は測器として古野電気の MG-2110 を使用していたが、基線解析ソフトウェアの更新に 100 万円以上かかることが判明し、代替策を考えることが必要となった。今回、u-blox 社の GPS 評価キットを用いて比較的安価に同等の機能を持つキットを開発することができたので報告する。

キットの構成

GNSS 受信機には u-blox 社の EVK-6T 評価キットを用いた。これは LEA-6T チップを搭載しており、RS-232C あるいは USB 経由でデータを得られる。本キットでは EVK-6T 自体では測位の計算は行わず、後述の RTKLIB を用いることとした。データ収録には KeeLog 社の SerialGhost DB-9 を用いた。これは RS-232C に流れるデータをキャプチャし、USB メモリのように取得したデータを回収できるデバイスである。この 2 つを接続し、Panasonic 社のモバイルバッテリー QE-AL201 (3.7V/5000mAh) から電源を供給する。プラスチック密閉容器に収納し、屋外観測に堪えるようにした。

著者の購入時には EVK-6T が 349 ドル、SerialGhost DB-9 が 59.99 ドル、QE-AL201 が 3600 円であった (送料・関税等別)。これが 2 式以上必要である。

評価

前述の観測キットを 2 式構築し、2017 年 7 月 30 日に気象大学校グラウンドにて観測を行なった。2 観測点 (それぞれ A と B とする) を 46.5m (メジャーによる実測) 間隔を空けて設置した。前述の通り、この段階では GNSS 衛星からの観測データのみを収集し、測位は行なわない。モバイルバッテリーによる稼働時間は

17 時間程度であった。

観測終了後、データを回収して A/B 観測点それぞれで独自に測位の計算を行ない、求めた 2 組の緯度・経度から 2 点間の距離を求める。次に A と B の相対測位 (スタティック測位) を実施する。これらの計算には RTKLIB というオープンソース (二条項 BSD ライセンス) の測位計算プログラムを用いた (<http://www.rtklib.com/>)。

基線長は 1 秒ごとの時系列で求まるが、単独測位では平均 45.6m・標準偏差 4.55m、相対測位では平均 46.8m・標準偏差 0.02m という結果が得られた。なお観測開始から 1 時間分のデータは測位の安定を待つために除外している。

単独測位の結果は一般的な GNSS 測位精度である約 10m とおおむね整合する。また相対測位では専用機と比較して遜色のない結果を得ることができた。

考察

GNSS 基線長を測定できる比較的安価な教材用キットを開発することができた。得られた測位精度は教育目的のためには充分であると考えられる。ただし、「FIX 率」が 52.2% にとどまるなど安定した測定結果を出すためにはまだ念入りのパラメータの調整等が必要であると考えられる。

また今回は組み立ての容易さを優先して評価キットを用いたが、同様のチップを搭載した GPS ロガー製品を分解して利用することによって、さらに安価とすることが可能であるかもしれない。

謝辞

東京大学の笹部哲郎氏には、本キットを開発するにあたってその基本的なアイデアについて大変重要な示唆をいただきました。



図：開発した GNSS 基線長測定キット

「シン・ゴジラ」における地震学の存在の軽さ： 地震学の広報を考える

加藤 護 (京大院人間・環境学)

Unbearable Lightness of Seismology in *Shin Godzilla*

Mamoru Kato (GSHE, Kyoto Univ.)

(注：本発表では映画「シン・ゴジラ」の内容に触れるためにいわゆるネタばれが生じる)。

1. はじめに

映画「シン・ゴジラ」は2016年7月に公開された映画である。東宝製作のゴジラシリーズの第29作であり、2016年邦画興行成績の上位に位置するヒット作となった。この映画では東京首都圏に出現した未知の新生物に対する人々の対応が描かれているが、これまでのシリーズ各作品ではあまり描かれていなかった政府の危機管理の詳細な描写も多くあることが特徴とされる。この点から災害と行政を描いた映画として評価する見方もある。

「シン・ゴジラ」には気象庁が登場する。自然現象の観測情報は危機管理の基礎であり主として気象庁が担当していることはよく知られている。気象庁は地震観測も担当しておりこの映画で地震学が貢献する場面は当然あるべきだろう(と地震学を学んだ私は考える)。しかしこの映画に地震学の要素はほぼない。

本発表では映画「シン・ゴジラ」においてあり得た地震学の貢献や地震学の要素の欠落した原因に関して私見を述べ、地震学の広報について議論する。

2. 考えられる地震学の「貢献」

地震学が扱う範囲は広いが、その歴史から狭義の地震学は観測された地震波形を解析する学問であると定義されるだろう。地震波は自然地震以外の現象でも励起され自然地震以外を扱う研究を Forensic Seismology と総称することがある。近年日本でも人工的な地下爆発や地すべりなどの地震波形解析例が報告されている。

大きな質量を持つ新生物が海底や地表を移動する際には浅い震源から地震波が励起されると予想される。震源の位置、移動、特徴を地震波形を解析して知ることは理論的に可能であろう。例えば以下のような場面では地震学は貢献できたのではないだろうか：1) 東京湾の海底トンネルの崩落、2) 東京湾から新生物が上陸、3) 海への帰還から再上陸するまでの探索

3. 考察とまとめ

「シン・ゴジラ」に地震学の要素が含まれていないことにストーリー上の必然性は見当たらない。地震学が登場しない理由はこの学問がどのような分野であるか知られていないことにあるのではないだろうか。これはわれわれの広報活動の方向が必ずしも最適ではなかったことを意味するかもしれない。また次世代の地震学者をリクルートする障害となっているかもしれない。

地震学＝地震予知・予測をする学問分野というイメージは強いことは地震予知・予測に対し大きな関心が寄せられることから推察される。しかし現状その関心は「地震予測情報を出す人たち」に向いているようである。「地震学」像が実際と乖離していることは研究成果や地震情報の利活用や地震災害の軽減の妨げとなる可能性は指摘できる。さらなる広報活動の改善が求められているかもしれない。

マリアナ弧の稍深発地震に現れたsPL波

鶴川元雄(日大文理)・小林穰・深尾良夫(JAMSTEC)

sPL waves appeared from an intermediate-depth earthquake at Mariana region

M. Ukawa (Nihon Univ.), M. Kobayashi and Y. Fukao(JAMSTEC)

マリアナ弧で発生した稍深発地震の記象に、P波やS波の卓越周期より顕著に長い卓越周期のsP波を見いだした。波形解析の結果、この波動はS波として上方に射出された後、地表あるいは海底面周辺でPL波に変換されたsPL波であること、さらにこのsPL波の卓越周期は、PL波として伝播するリソスフェアの構造に敏感なことが分かった。このsPL波の特徴について報告する。

【対象とした地震とその波形の特徴】

対象地震はマリアナ弧の北部で発生した稍深発地震で、その発震時と震源及び規模は、2007年9月28日13時38分 (UTC)、 21.96° N、 142.70° E、深さ277.5km、MW7.5である。解析したデータはF-net観測点で収録された100Hzサンプリングデータである。図1に震央距離に従って描いた上下動成分の記象を示した。PREMによる計算走時曲線が重ねて描かれているが、sP波の到着時刻付近に長周期の波動が見られ、特に震央距離が 10° ～ 16° では卓越周期が30秒を超えている。この波動に注目し、振動軌跡を解析したところ、波線の進行方向と鉛直方向の面内で振動する「prograde」な軌跡であることがわかった。

【周波数分析】

この振動の卓越周期を求めるためにWAVELET解析を適用し、スペクトル強度が最大になる周期を算出した。その結果、卓越周期は震央距離とともに長くなること、またその傾向には2つの系列が見られることがわかった(図2)。2つの系列のうち周期の長い系列は伊豆小笠原弧や大東海嶺など陸的な地殻構造を通過してきた波線であり、また周期の短い系列はフィリピン海プレートの海的な構造を伝播してきた波線である。

【地震波相の同定と理論記象との比較】

この波動は走時と振動軌跡に加えて、顕著な震央距離が 15° 程度までであり、その範囲で震央距離とともに卓越周期が長くなるという特徴を有する。これらはPL波の特徴である(例えばHelMBERGER(1972:BSSA)、Shaw and

Orcutt (1984: JGR)) ので、この波動は震源から上方にS波として射出された後、地表あるいは海底面周辺でPL波に変換されたsPL波と考えられる。理論記象を計算したところ、周期の長い系列はPREMにより、また周期の短い系列は海洋リソスフェアを有する構造で基本的には再現できる。

【謝辞】防災科学技術研究所のF-netデータを使用した。また作図にはGMTを使用した。ここに謝意を表します。

図1 マリアナ弧の稍深発地震(2007年9月28日)のF-net水平動Radial成分の記象

PREMによるP波、S波、sP波の走時曲線を重ねた。

波線で囲った部分はsPL波が顕著な領域。

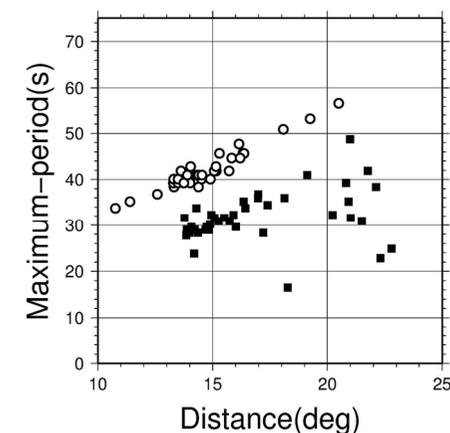
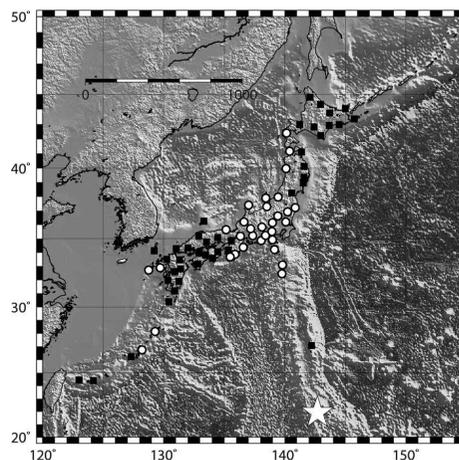
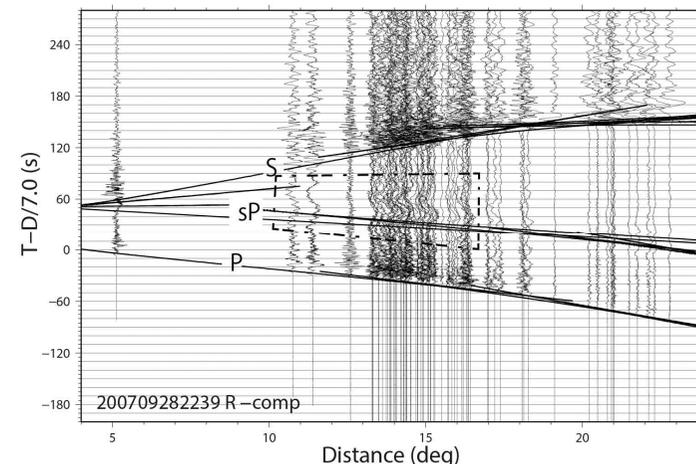


図2 震源(☆)と観測点(○と■) 図3 sPL波の卓越周期と震央距離
図2と図3の記号(○と■)はそれぞれ周期の長い系列と短い系列を表す。

S19—P02

地表地震断層の出現率に関する考察

#井上直人（地盤研究財団）

Examination of probability of surface rupture

#N. Inoue (Geo-Research Inst.)

地震に伴い地表地震断層が発生するかどうかは、断層変位ハザード問題として重要である。これまでに出現してきた地表地震断層の調査成果の蓄積をはじめとして、実データだけでは事例数が限られるため模型実験や数値シミュレーションからのアプローチも多数行われてきている。

確率的に断層変位問題を扱う手法として PFDHA (確率的断層変位評価: Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis) が挙げられる。PFDHA の構成要素の中で、断層の出現確率がある。これは解析において、コンパイルされた地震カタログにおいて、地表地震断層の出現の有無をマグニチュードによってロジスティック分析を行うものである。PFDHA において、様々なデータセットに基づき種々の出現確率 (ロジスティックカーブ) が求められている。逆断層を対象とした PFDHA (Moss and Ross, 2011) では、他のデータセットによる PFDHA (Wells and Coppersmith, 1994, Youngs et al., 2003) よりも低い出現率が指摘されている。一方、国内地震を対象とした PFDHA (高尾, 2013) では、横ずれ断層と逆断層の地震では、出現率に大きな違いがないとされる。

逆断層のデータセット (Moss and Ross, 2011) をみると、マグニチュード 8 クラスでも地表地震断層が出現しなかった地震もみられる。このようにワールドワイドのデータセットでは、逆断層には低角の断層タイプも含まれている。このような場合、遠田 (2013) での検討を考慮すると、非常に低角断層面を考えた場合、規模の大きな地震でも地震発生層で飽和しないため、横ずれ断層では地表地震断層が出現する地震規模でも、逆断層では出現しないとされる。

そこで本検討では、香川・他 (2004) での手法を参考に、断層種別毎に乱数で発生させたマグニチュードに対してレシピ (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017) を参考に震源断層を設定する。検討した断層種別は横ずれ断層 (断層傾斜角 90°), 逆断層 (断層傾斜角 60°), 低角逆断層 (断層傾斜角 30°) である。出現率は香川・他 (2004) や井上・他 (2013) と同様に、設定した震源断層に対して dislocation モデル (Wang et al., 2003)

で算出される地表での変位量を基準にしたものと、断層上端深度を基準にした方法のそれぞれで検討を行った。各基準で地表地震断層が出現しなかったかを判別し、これとマグニチュードのデータセットに対してロジスティック分析を行い、出現率を求めた。

dislocation モデルで地表変位量を求め、想定した閾値を超えた場合に断層が出現したとした場合、先行研究 (片岡・日下部, 2005, 香川・他, 2004, 井上・他, 2013) と同様に逆断層が最も出現率が高く、横ずれ断層が最も小さい結果が得られた。一方、出現率を断層上端深度を基準に検討した場合、横ずれ断層が最も出現率が高く、低角の逆断層が最も小さい結果となった。逆断層と低角逆断層の結果を組み合わせた結果でも出現率は低くなった。この場合、地震発生層が薄いと横ずれ断層と逆断層の出現率の違いが小さくなる傾向がみられた。断層上端深度で考えた場合の出現率の結果に基づくと、ワールドワイドデータをコンパイルして得られたデータセットは低角の逆断層も多く含まれるため、逆断層の出現率が小さくなっている可能性がある。国内データセットのみの場合は、逆断層自体のデータ数が少ない事に加え、低角の逆断層の割合が小さいため、横ずれ断層とそれほど割合が変わらない可能性が考えられる。

今後、極表層の条件を組み込んだ数値シミュレーション等の実施により、震源断層から地表までを含めた定量的な検討を行いたい。

参考文献 [1] Moss, Robb Eric S. and Ross, Zachary E. (2011) "Probabilistic fault displacement hazard analysis for reverse faults," *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 101, No. 4, pp. 1542-1553. [2] Wells, Donald L. and Coppersmith, Kevin J. (1994) "New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement," *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002. [3] Youngs, Robert R., Arabasz, Walter J., Anderson, R. Ernest, Ramelli, Alan R., Ake, Jon P., Slemmons, David B., McCalpin, James P., Doser, Diane I., Fridrich, Christopher J., Swan, Frank H., Rogers, Albert M., Yount, James C., Anderson, Laurence W., Smith, Kenneth D., Bruhn, Ronald L., Knuepfer, Peter L. K., Smith, Robert B., dePolo, Craig M., O'Leary, Dennis W., Coppersmith, Kevin J., Pezzopane, Silvio K., Schwartz, David P., Whitney, John W., Olig, Susan S., and Toro, Gabriel R. (2003) "A Methodology for Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis (PFDHA)," *Earthquake Spectra*, Vol. 19, No. 1, pp. 191-219. [4] 高尾 誠 (2013) 「確率的断層変位ハザード解析手法について」, PDF 資料. [5] 遠田晋次 (2013) 「内陸地震の長期評価に関する課題と新たな視点」, 『地質学雑誌』, 第 119 巻, 第 2 号, 105-123 頁. [6] 香川敬生・壇 一男・大塚康弘・本橋章平 (2004) 「確率的地震危険度評価のための潜在断層地震の発生確率設定法」, 『日本地震工学会論文集』, 第 28 巻, 0047 頁. [7] 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) 「震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (レシピ)」, 51 頁. [8] 井上直人・宮腰 研・北田奈緒子・入倉孝次郎 (2013) 「Dislocation モデルによる地表変形量と PFDHA からみた地表地震断層出現確率の検討」, 『日本地震学会講演予稿集 2013 年度秋季大会』. [9] Wang, Rongjiang, Martn, Francisco Lorenzo, and Roth, Frank (2003) "Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust-FORTRAN programs EDGRN/EDCMP," *Computers & Geosciences*, Vol. 29, No. 2, pp. 195-207. [10] 片岡正次郎・日下部毅明 (2005) 「内陸地震の規模・タイプと地表地震断層の特性との関係」, 『土木学会論文集』, 第 2005 巻, 第 801 号, 801.21-801.32 頁.

S22-P01

2016年熊本地震時に出現した2系統の地表地震断層群の活動履歴：益城町寺迫および下陳におけるトレンチ調査結果

#上田圭一（電力中央研究所）・宮脇理一郎・家村克敏・横山俊高・宮脇明子（阪神コンサルタンツ）

Paleoseismological study on surface fault ruptures produced by the 2016 Kumamoto earthquake

Keiichi Ueta (CRIEPI), Riichiro Miyawaki, Katsutoshi Iemura, Toshitaka Yokoyama, Akiko Miyawaki (Hanshin Consultants)

【はじめに】2016年4月16日に発生した熊本地震(Mw7.0)では、布田川-日奈久断層沿いに地表地震断層群が出現した。このうち益城町寺迫～下陳地区の平野部では、右横ずれ変位主体のENE-WSW系の断層群と、左横ずれ変位主体のNW-SE系の断層群が認められた。断層模型実験との比較・検討から、前者はRiedel shear、後者はantithetic Riedel shearに相当すると考えられるものの(上田ほか, 2016)、それらの活動性については不明な点が多い。そこで両断層群の活動履歴ならびに断層挙動とそのメカニズムの解明を目的として、両断層群のトレンチ調査を益城町寺迫および下陳において実施した。

【トレンチ調査結果】

(1) 右横ずれ変位主体のENE-WSW系地表地震断層群

益城町上陳～益城町寺迫の平野部において、右横ずれ変位主体のENE-WSW系地表地震断層群が長さ約3kmの区間で認められた。当断層群を対象としたトレンチ調査を寺迫地区の2か所で実施した。

1) 寺迫第1トレンチ：当箇所において熊本地震時に出現した地表地震断層は、約50cmの右横ずれ変位と北側低下約15cmの上下変位を有する。トレンチ(深さ約4m)では、礫層・砂層を変位させる高角度の断層群が幅約1mのゾーン(断層帯)で認められた。下位の層準ほど断層帯沿いの上下変位量が大きく、変位の累積が確認された。その直上において、シルト層や腐植土層などの緩やかな傾動や地震時に生じたクラックが観察された。各地層と断層の切断・被覆関係、上下変位量および変形の程度の差をもとに、少なくとも4回の古地震イベントが識別された。

2) 寺迫第2トレンチ(第1トレンチの西南西約250mの地点)：熊本地震時において当箇所の水田は帯状に陥没し(幅約5m)、用水路の撓みから約50cmの右横ずれ変位が推定される。トレンチ(深さ約3m)では、砂層・シルト層を挟在する礫層を変位させる高角度の断層が、その上位の礫層などに被覆される構造が観察された。

3) 古地震イベント年代：現在、両トレンチの年代測定を進めているが、現時点のデータから、2016年熊本地震の1回前の古地震イベントはおよそ2000～1700yrBP、2回前のイベントはおよそ6500～4400yrBPと推定される。

(2) 左横ずれ変位主体のNW-SE系地表地震断層群

益城町下陳周辺の平野部において、NW-SE系地表地震断層群が長さ約500mの区間で出現し、約40cmの左横ずれ変位が認められた。当断層群のトレンチ調査(深さ約4m)を実施した結果、礫層、砂層などを変位させる高角度の断層が観察された。各地層と断層の切断・被覆関係、上下変位量および変形の程度の差をもとに、3回の古地震イベントが推定される。そのうち、最近の2回のイベントは、およそ9500yrBP以降に生じたと考えられる。

【考察】今後、詳細な年代測定結果による検討を行う必要があるが、現時点のデータから、右横ずれ変位主体のENE-WSW系断層群は、最近の時代において、約2000～3000年間隔で活動していると考えられる。また当断層群と左横ずれ変位主体のNW-SE系の断層群とが同時に活動する古地震イベントの可能性も示唆される。このような断層挙動は、Riedel shear群の変位に伴い、それらのステップ部に生じる歪を解消するためantithetic Riedel shearが変位するモデルに整合的と考えられる。

【謝辞】本研究は、電力受託研究「破碎部性状等による断層の活動性評価手法の高精度化に関する研究」によって行われた成果の一部である。

土木学会原子力土木委員会 断層活動性評価の高度化小委員会(金折裕司委員長)の皆様には、現地にてご指導いただきました。

【文献】上田ほか, 2016: 日本地球惑星科学連合2016年大会予稿集, MIS34-P51.

2016年熊本地震に伴う地表断層群及び阿蘇谷での水平変位の成因は何か？

#藤原智・森下遊・中埜貴元・小林知勝・矢来博司・山中雅之・宇根寛
(国土地理院)

What caused horizontal displacements in the Aso Valley and groups of linear surface ruptures of the 2016 Kumamoto earthquake?

Satoshi Fujiwara, Yu Morishita, Takayuki Nakano, Tomokazu Kobayashi, Hiroshi Yarai, Masayuki Yamanaka, Hiroshi Une (GSI)

2016年熊本地震では地表の広範囲で地殻変動による変位が生じており、筆者らはALOS-2のSARを用いてその変位を面的に検出している。これらの地表変位の大部分は震源断層の断層運動で説明できるものの、地表には震源断層の動きでは説明できない複雑な変位が数多く現れている (Fujiwara *et al.* 2016, *EPS*)。

本報告では、これらの中でも特徴的な(1)阿蘇谷における大きな水平変位及び(2)数多くの地表断層群がどのように生じたのかを考察する。

(1) 阿蘇谷北西部の大きな水平変位

阿蘇谷北西部の内牧、狩尾及び石的の3地区に最大2mを超える独立した大きな水平変位が発生した(図1)。これらの変位に共通するのは:

- ✓ 水平変位の方法と土地の緩傾斜の方法が一致する
- ✓ 上下成分が水平成分に比べて非常に小さい
- ✓ 周囲や遠方に変位が及んでいない
- ✓ 北西側に圧縮(短縮)、南東側に引っ張り(伸長)による亀裂が多数分布
- ✓ 3地区でそれぞれ変位が独立している
- ✓ 本震に伴い数秒間で発生した(KiK-netによる)
- ✓ およそ1万年前に存在した湖の湖底堆積物が厚い場所が発生した

であり、これらのことから、傾斜して堆積した水分の多い湖底堆積物で熊本地震の地震動が増幅・反射することで、地下数10mほどの場所が液化化を起し、その上の層で側方流動が発生し、各地区の領域がそれぞれ変位したと推測される (Fujiwara *et al.* 2017, *EPSL*)。

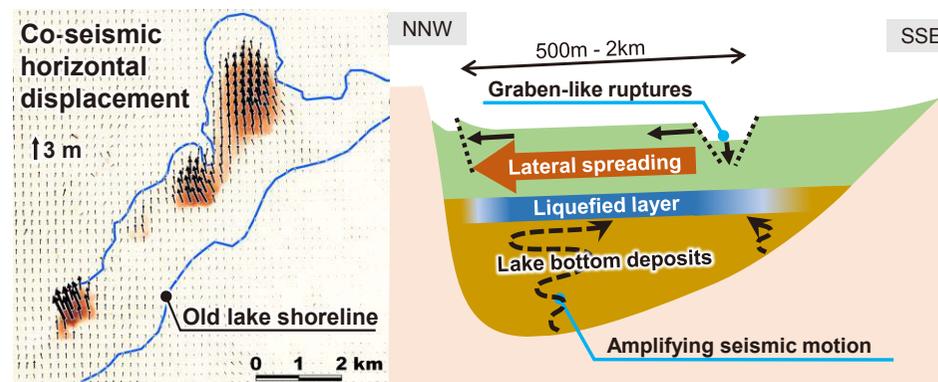


図1 阿蘇谷での地表変位(水平成分)分布(左)、その成因のモデル(右)

(2) 地表断層群

数多くの地表断層群は地域ごとに同様な走向や長さを持ったものが揃っており、共通の原因によってそれぞれの地域で発生したことがうかがえる。図2に、水前寺公園周辺の地表断層位置とSARによって求められた地表の静的なひずみ分布を示す。布田川断層の右ずれ変位に伴う東北東-西南西方向の伸長場が卓越しており、このひずみ場によって地表変位が発生したと考えられる。

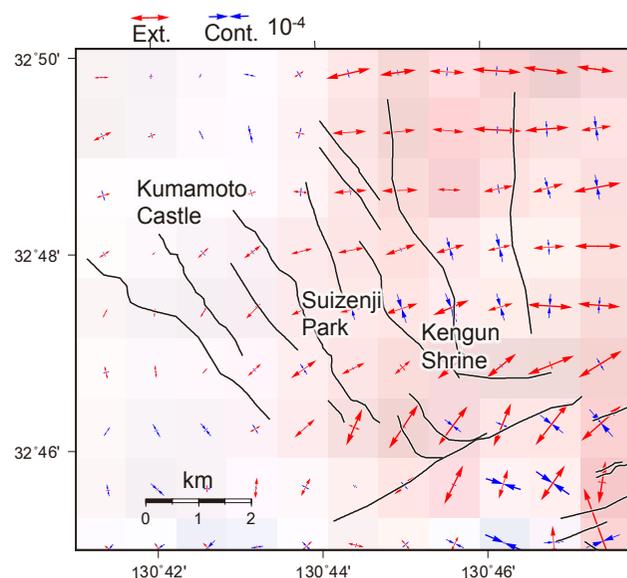


図2 熊本市内水前寺公園周辺の地表断層群とひずみ分布

赤色は面積ひずみが膨張(伸長)、青色は収縮(短縮)を表す

本報告で使用したALOS-2データの所有権は、JAXAにあります。これらのデータは、国土地理院とJAXAの間の協定及び地震予知連絡会SAR解析ワーキンググループの活動に基づいて、JAXAから提供されたものです。

S22-P03

平成28年熊本地震で生じた阿蘇カルデラ二重峠断層における極浅層反射法地震探査

#戸田 茂・山口耕平(愛知教育大学)

Ultra Shallow Seismic Reflection Survey across Futaenotoge graben in Aso Caldera caused by the 2016 Kumamoto earthquake

#Shigeru Toda, Kohei Yamaguchi (Aichi Univ. Edu.)

A ultra shallow seismic reflection survey was made across Futaenotoge graben in caused by the 2016 Kumamoto earthquake. According to Sudo and Ikebe (2001), the Futaenotoge fault is an N60° E striking, right lateral normal fault located on the north west Aso Caldera.

The survey line was carried out across the Futaenotoge graben. A P-wave KAKEYA seismic source and, a 24 channel seismic recording system (Seismic Source, DAQlink 3) was used for these surveys. The spread of the source and receivers was usually the split-spread type with the shot and receiver intervals being 1 meter. Maximum receiver-group offset was 48 meter. Single geophones of 30 Hz natural frequency were used. The sampling rate for all data was 1.0 msec. Sweep length and frequency selected 10 sec. and 20 – 80 Hz, respectively.

Field data were analyzed by using a general CMP Stack Method. Static correction was made by using the first arrival times based on the seismic refraction method, and predictive deconvolution was applied. Velocity analysis was carried out by constant velocity stack and velocity-spectrum method. The RMS velocity was picked up, and the interval velocities were calculated from the resultant RMS velocities. F-K migration was applied to the time sections.

The bruto stack of this study are discerned normal fault of the Futaenotoge fault.

2016年4月16日に発生した熊本地震(M7.3)によって、布田川-日奈久断層帯に沿って右横ずれを示す地表地震断層を生じさせた。布田川-日奈久断層帯の東側延長の阿蘇カルデラ内で直線状に並ぶ地溝状の陥没が出現し、Lin et al. (2016)によれば、これは未知の活断層に沿って現れた地表地震断層であるとされた。

阿蘇カルデラ内の活断層は、カルデラ北西部において、治水工事で出現した露頭観察から走向約N60° E、傾斜角60° の二重峠断層として報告されている(須藤・池辺, 2001)。自然地震活動もこの二重峠断層に沿うように帯状の活発な地震活動領域がある。1997年11月と1999年3月に発生した地震のメカニズム解は、NE-SW走向の正断層型右横ずれ断層と求められている(須藤・池辺, 2001)。

しかし一方で、この直線状に並ぶ陥没帯は、旧河道またはリモナイト採掘に伴う旧坑道で地震動によって生じたとも考えられている。

本研究では、布田川-日奈久断層帯の東側延長の阿蘇カルデラ内で直線状に並ぶ地溝状の陥没帯において反射法地震探査を実施し、その成因を明らかにする。

ブルートスタック断面から高角の正断層と推定される断層を読み取ることができる。今後、解析を進め、速度構造と周辺のボーリング情報から地層を対比し、断層の形態を明らかにする。

S22-P04

熊本平野西部における反射法地震探査:

熊本-宇土測線

#清水 洋(九大理)・岩田知孝(京大防災研)・吉見雅行(産総研)・秋永康彦・末廣匡基(阪神コンサルタンツ)

Seismic Reflection Survey at the Western Kumamoto Plain, Kyushu: Kumamoto – Uto Survey line

#Hiroshi Shimizu (Kyushu Univ.), Tomotaka Iwata (Kyoto Univ.), Masayuki Yoshimi (AIST), Yasuhiko Akinaga, Masaki Suehiro (Hanshin consultants Co., Ltd.)

文部科学省「平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」の一環として、熊本平野南部に伏在が推定される布田川断層帯宇土区間(宇土断層)の存在・位置・形状と熊本平野の深さ1km程度までの地下構造を明らかにすることを目的として、2017年2月-3月に反射法地震探査を実施した。測線は、熊本平野西部の金峰山付近(熊本市西区谷尾崎町)から宇土市立岡町に至る南北約17kmであり、測線北部で立田山断層が通ると推定される地域を、測線南部で宇土断層の伏在が推定される地域をそれぞれ横断している。図1に調査地域と測線を示す。発震はパイプレータ(一部区間は油圧インパクト)を用い、標準発震点間隔10m、標準受振点間隔20mで探査を行った。

得られた深度断面を図2に示す。深度断面図には、盆状の構造が明瞭に認められる。この地域の地質図やボーリングデータと深度断面図の対比から、熊本平野においては、白亜系の基盤が海拔下約500mまで盆状に凹んでその上に阿蘇山の火砕流などの第四系が堆積している詳細な構造が明らかになった。

測線の北端付近(図中のCMP200付近)に立田山断層が通るが、断層構造を示す明瞭な反射面は認められない。一方、地震調査研究推進本部(2013)による布田川断層帯宇土区間(宇土断層)は、測線南部(図中のCMP2200~CMP2400付近)を通るが、白亜系基盤岩の上面に相当する反射面が北に傾斜する構造が確認される。また、基盤より上部の第四系堆積層には、宇土断層の伏在が推定されている付近に正断層系の断層が複数推定される。それぞれの断層の鉛直変位は、阿蘇火砕流堆積物で数10m程度と推定される。このことは、宇土断層に対応する活断層群の存在を示唆する。しかし、これらの断層変位に対応する基盤岩上面の

変形は明瞭ではなく、さらに検討が必要である。

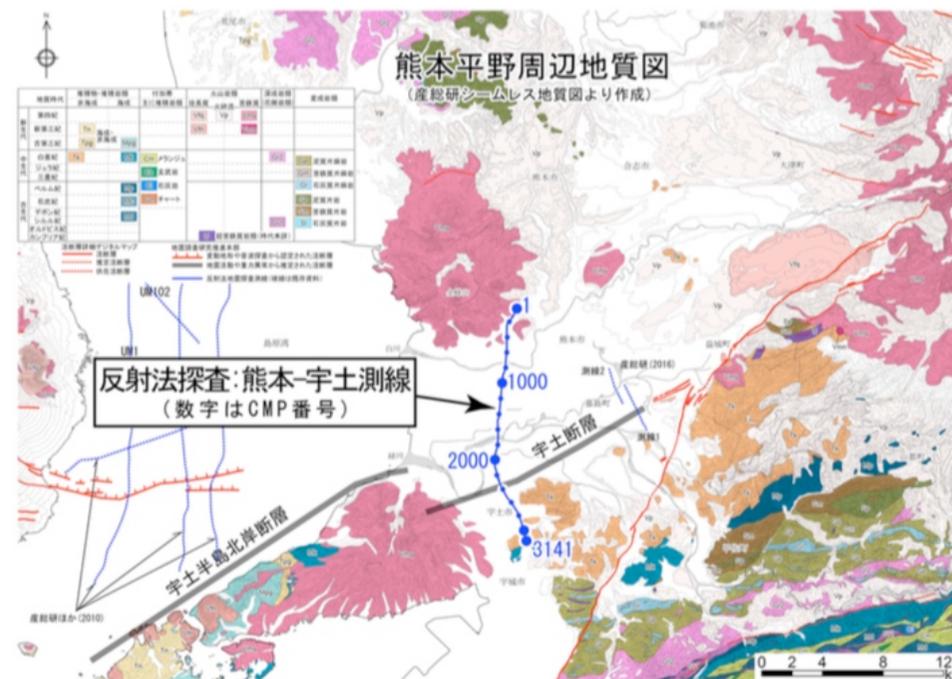


図1 反射法地震探査の調査地域と測線(産総研シームレス地質図に加筆)

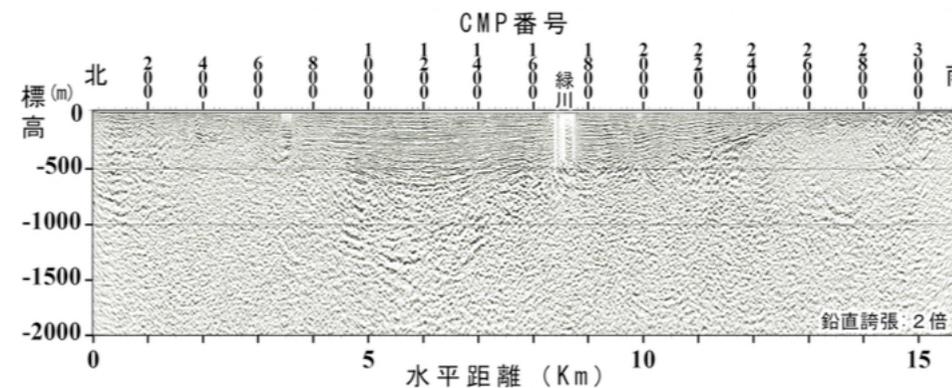


図2 深度断面図(縦を2倍に強調)

S22-P05

別府万年山断層帯近傍における常時微動観測

#鈴木晴彦・松山尚典・田原道崇・谷田貝 淳(応用地質)・竹村恵二(京大・地球熱学研究施設)

Microtremor measurements near the Beppu-Haneyama Fault zone.

#Haruhiko Suzuki, Hisanori Matsuyama, Michitaka Tahara, Atsushi Yatagai(OYO), Keiji Takemura (Kyoto Univ.)

はじめに

文部科学省の「別府一万年山断層帯(大分平野一由布院断層帯東部)における重点的な調査観測」の一環として、別府一万年山断層帯の大分平野における伏在断層の位置を解明するために微動探査を実施し、既往調査データと合わせて伏在断層位置の推定を行うこととした。

解析結果

大分県大分市中島、城崎町、舞鶴町付近(図1)の92か所において測定を実施した。10測線を設定し、直線状に4台の微動計を設置し同時測定を行った。観測された微動波形からH/Vスペクトルを計算し、ピーク周波数を読み取った。また、同時観測を行ったデータを用いて空間自己相関法により微動の位相速度を推定し、H/Vスペクトルとの同時逆解析を実施した(鈴木・山中, 2009)。図1には大分市中島西における既往の微動位相速度との比較を示す。本研究では、直線アレイによるSPAC法を試みたが、既往の三角形アレイの結果と概ねよく対応している。また、PS検層の結果と比較しても、本研究結果では深度60mでS波速度が600 m/sとなる点がやや異なっているが、深度60m以浅の速度構造はよく一致している。

図2には、府内城東側における反射法探査断面と微動探査結果の比較を示す。S波速度350 m/sの上面深度が断層の両側で10 mほど変化しており、反射法探査結果とよく整合している。また、H/Vスペクトルの分布でも推定断層位置付近でH/Vスペクトルの形状が変化していることがわかる。

まとめ

大分県の活断層調査で示された府内断層の推定位置、およびそれを反映した「都市圏活断層図」で示された府内断層の推定位置とほぼ同様の位置でH/Vスペクトルおよび位相速度の変化が生じている。既往資料における断層位置は、当時実施されていた大分平野の活断層調査の成果(既往ボーリングデータの解釈、反

射法探査結果等)をもとにしたものであり、既往資料から読み取られた地質分布および今回の探査に含まれる誤差を考慮すれば、これらは概ね一致している。

謝辞

初期モデル作成には、平成28年度別府一万年山断層帯(大分平野一由布院断層帯東部)における重点的な調査観測による地盤モデルを使用しました。関係各位に感謝申し上げます。

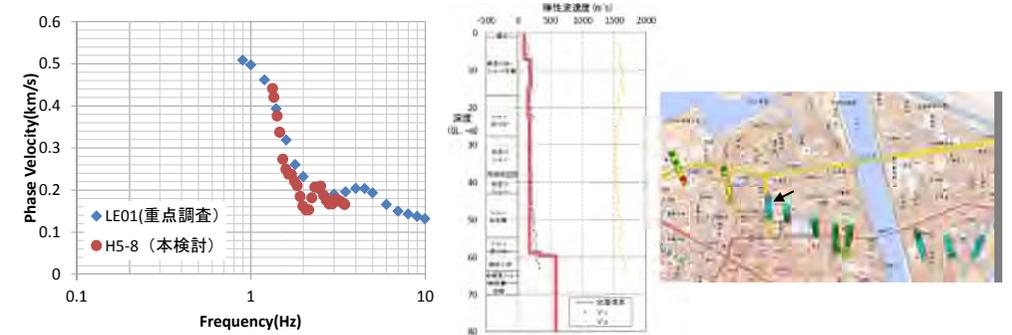


図1 大分市中島西における既往微動位相速度との比較(左図)およびPS検層結果との比較(中図;青丸:PS検層、茶色線:インバージョン結果)、右図:観測点分布

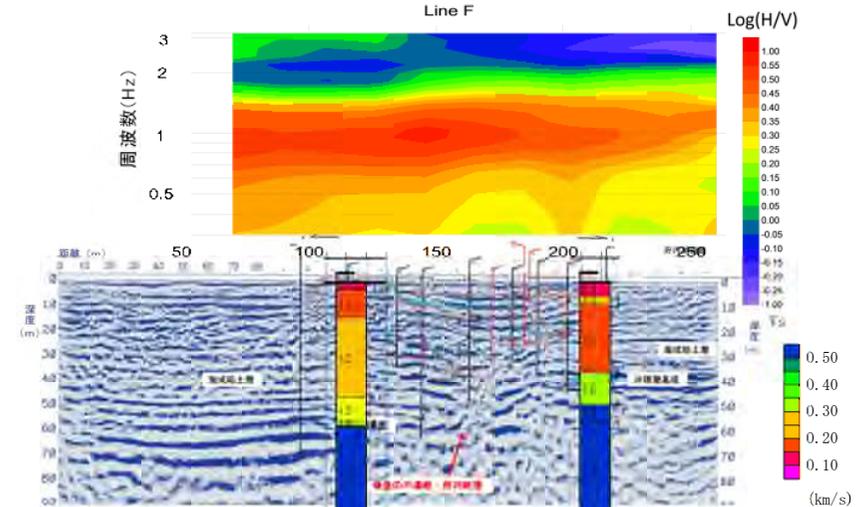


図2 府内城東側における反射法探査断面と微動探査結果の比較(下図)およびH/Vスペクトルの分布(上図)

GNSS速度場の階層クラスタリングに基づく九州地方の地体構造の研究

#高橋温志(京大院理・理研)・橋本学・深畑幸俊(京大防災研)

Tectonic Structure in Kyushu Investigated by a Hierarchical Cluster Analysis of GNSS Velocity Data

#Atsushi Takahashi (Kyoto Univ., RIKEN), Manabu Hashimoto, Yukitoshi Fukahata (DPRI, Kyoto Univ.)

Cluster analysis of GNSS data is a powerful tool to detect crustal block structure without relying on geological information. We apply the hierarchical agglomerative clustering (HAC) algorithm to observed GNSS velocity data in Kyushu, Japan. The result shows that not only the north-south extension but also east-west contraction, is dominant in the central part of Kyushu, which is basically consistent with observed focal mechanism data. In addition, some of the obtained block boundaries pass through near by known active faults, including the Futagawa and the Kego faults, on which the recent biggest earthquakes in Kyushu, the 2016 Kumamoto earthquake (Mw 7.1) and the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake (Mw 6.6), happened. With the result of the cluster analysis, we can well understand the locations and the sense of motions of these earthquakes. So, the cluster analysis of GNSS data is likely to provide us with useful information on future large earthquakes as well as the tectonic framework of block structures.

地震活動や活断層の形成は、固体地球内部の変形の集中によるものと考えられる。したがって、観測データから変動の集中する領域をとらえることは、テクトニクスを理解において根本的に重要な課題である。

Simpson et al. [2012] は剛体的に運動する地殻ブロック上の速度場が類似することに着目し、GNSS データを速度空間でクラスタ解析することによって、地殻ブロックを観測データから推定する方法を提案した。提案された手法はサンフランシスコベイエリアにおいて、主要な活断層と良い相関を示し、手法の

有効性を実証した。

クラスタ解析とは、ある評価空間上での類似度に応じてデータをグルーピングする手法である。本研究では階層型凝集クラスタリングアルゴリズムを用いた。階層凝集型アルゴリズムとは、位相空間上の構成要素（以下データと呼ぶ）を、幾何学的な距離に応じて、順番に凝集していく手法である。

観測データを速度空間上にプロットし、初期クラスタとする。次にデータ間の速度空間上での距離を計算し、もっとも距離の近いデータを選び、その重心に新たな代表データを導入する。選ばれたデータをクラスタの構成要素（メンバー）に追加し系統樹空間で結合する。その後、結合されたデータを速度空間上から削除する。この処理をデータが最後の一つになるまで繰り返すことで、データの系統樹(dendrogram)を作成する。

次に作成された系統樹をある階層で切ることによって、その階層のクラスタリング結果を取り出すことができる。系統樹を高い階層で切れれば、大局的な構造が抽出され、低い階層で切れれば活断層に対応するような細かな構造が観察できる。大局的な構造を表す系統樹の中のバラつきは、各ブロック内の内部変形に対応しており、その系統樹を再分割することによってブロック内変形の集中帯、サブ・ブロック境界を抽出することができる。

本研究では九州地方に階層型クラスタリング手法を適用し、クラスタ構造を細かく分けながら過去の地震や活断層との対応をとった。大きく分けた場合のクラスタリング結果は、九州中央部において東西圧縮南北伸長のダブルカップル型の変形場を示す相対運動を示した。北東・南西方向に走るクラスタ境界は布田川断層に沿って分布し、2016年熊本地震はメカニズムも含めて本研究の解析結果でよく説明できる。さらに、2005年の福岡県西方沖地震も、これと共役を成すクラスタ境界の上に位置した。近年の九州地方北部・中部で発生した大きな地震は、東西圧縮南北伸長という枠組みでよく説明されることが分かった。抽出したクラスタの再分割からは、水縄断層が正断層型の境界として抽出され、この結果は地質学的な観点と矛盾しない結果となり、地震防災上有用な手法であることが裏付けられた。

S22-P07

別府湾周辺における微動の連続観測記録を用いた 深部地盤構造の検証

#林田拓己(建築研)・吉見雅行(産総研)・小松正直・竹中博士
(岡山大)

Validation of Deep Sedimentary Basin Structure Model in the Beppu-Bay Area, Southwest Japan, Using Continuous Ambient Noise Data

Takumi Hayashida (BRI), Masayuki Yoshimi (AIST), Masanao
Komatsu, and Hiroshi Takenaka (Okayama Univ.)

2014年8月から2017年2月にかけて別府湾の周辺および佐田岬半島に12点の広帯域地震計を設置し(図1), 微動および地震動の連続観測を行った. 観測された微動の長期連続記録に対して地震波干渉法を適用することで観測点間のグリーン関数を導出し, 観測点間のRayleigh波およびLove波の群速度を推定した(林田・他, 2015,2017). 得られた群速度の空間分布は既往の地盤構造モデルより推定される理論値の特徴とも調和的であり, 直接的なS波速度構造の検証が難しい湾内における地震波干渉法の有効性を確認することができた. その一方で, 観測記録から導出したグリーン関数(観測グリーン関数)と既往の深部地盤構造モデル(J-SHIS V2)および2017年重点モデル(Yoshimi et al., 2017)に基づいて計算された理論グリーン関数とを比較した際, 対応が必ずしも良好でない事例も見られた(林田・他, 2017).

別府湾内において地震基盤深度が3000mを超えると考えられる領域を跨ぐ観測点ペアの観測グリーン関数および理論グリーン関数には, それぞれ顕著な後続相が見られる(図2). これらの後続相の出現は湾内の地盤構造に起因している可能性があることから, 後続相が湾内でどのように生成され, 伝播するのかを詳細に検証することは地盤構造モデルの妥当性を論じる上において有用であると考えられる. 本研究では, 顕著な後続相の粒子軌跡を確認し, 観測および理論グリーン関数で共通した特徴が見られるのか検証を行った. また, 別府湾内に仮想的な観測点を配置し, 理論グリーン関数計算時の湾内にお

る波の粒子軌跡を確認することで, 後続相の湾内における生成過程・伝播過程について考察した.

謝辞: 本研究は, 文部科学省委託事業「別府-万年山断層帯(大分平野-由布院断層帯東部)における重点的な調査観測」の一環として実施しました.

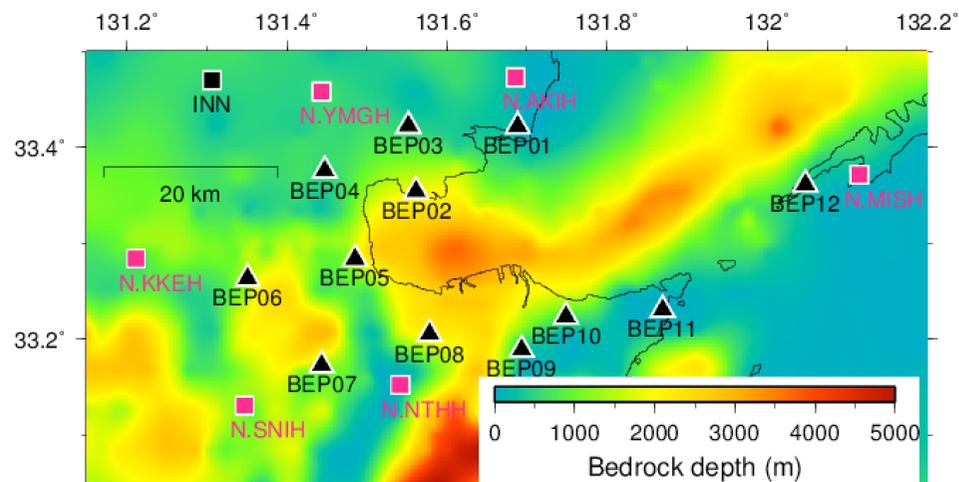


図1. 別府湾周辺に展開した広帯域連続地震観測網(BEP01-BEP12)

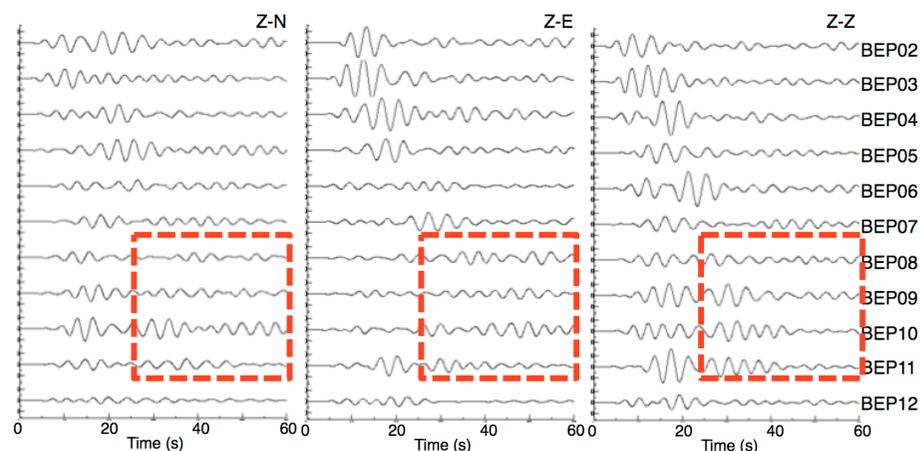


図2. 観測グリーン関数の例 (0.2-0.3Hz: 観測点BEP01で鉛直加振した際
の他観測点での3成分応答)

発表者索引 (*は招待講演)

- あ**
- 青柳 恭平.....S22-13
 赤木 翔.....S17-14
 縣 亮一郎.....S08-31
 浅井 康広.....S03-01
 浅野 公之.....S16-P05
 浅野 陽一.....S09-P28
 東 龍介.....S06-02
 麻生 尚文.....S08-09
 麻生 未季.....S08-06
 足立 夢成.....S08-P07
 阿部 邦昭.....S17-01
 阿部 信太郎.....S22-07
 安部 祐希.....S06-P09
 阿部 雄太.....S17-P15
 雨澤 勇太.....S06-05
 新井 隆太.....S06-13
 荒木 英一郎.....S03-12
 安藤 亮輔.....S22-19*
- い**
- 飯尾 能久.....S08-34
 飯田 高弘.....S10-P03
 飯田 昌弘.....S16-09
 飯高 隆.....S06-09
 飯沼 卓史.....S03-P04
 伊尾木 圭衣.....S17-P11
 五十嵐 俊博.....S09-P20
 生田 領野.....S03-14
 池浦 友則.....S15-23
 石井 透.....S15-04
 石川 直史.....S03-17
 石瀬 素子.....S21-P03
 石原 靖.....S08-P12
 石原 吉明.....S02-08
 石辺 岳男
S09-P22, S15-13
 磯野 卓也.....S16-03
 板場 智史.....S03-10
 市村 強.....S21-16*
- 一柳 昌義.....S09-P03
 井出 哲.....S08-08
 伊藤 忍
S06-06, S06-P04
 伊東 優治.....S03-16
 伊藤 嘉秋.....S03-P05
 稲崎 富士.....S16-06
 井上 直人.....S19-P02
 井上 真優.....S17-P07
 今井 健太郎
S10-04, S17-P10
 今西 和俊.....S08-43
 井元 政二郎.....S14-07
 岩崎 貴哉.....S06-01
 岩崎 友理子.....S09-13
 岩瀬 良一.....S11-01
 岩田 貴樹.....S12-05
 岩田 知孝.....S22-15
- う**
- 上田 圭一.....S22-P01
 上田 拓.....S09-P02
 植竹 富一.....S15-20
 植村 堪介.....S08-22
 植村 美優.....S08-P14
 鵜川 元雄.....S19-P01
 内田 直希.....S08-05
 内出 崇彦
S08-17, S09-P05
 梅田 康弘.....S14-06
 浦田 優美.....S21-P02
- え**
- 江本 賢太郎.....S01-P04
- お**
- 大石 裕介.....S17-P03
 大上 隆史.....S10-09
 大久保 慎人.....S03-02
 大島 光貴.....S15-P04
 大園 真子.....S03-21
- 太田 裕.....S15-31
 大竹 和生.....S18-P02
 大谷 真紀子.....S01-P07
 大谷 竜.....S21-11*
 大友 周平.....S06-04
 大林 政行.....S07-03
 大堀 道広.....S15-P29
 大見 士朗.....S09-15
 近江 崇宏.....S09-P16
 岡田 成幸.....S15-32
 岡田 知己.....S09-04
 緒方 誠.....S09-P10
 尾形 良彦.....S21-08
 岡本 拓夫.....S18-P01
 岡元 太郎.....S01-P05
 小木曾 仁.....S01-07
 奥田 貴.....S09-07
 奥山 秀弥.....S01-02
 奥脇 亮.....S08-39
 小沢 慎三郎.....S03-P17
 小澤 創.....S08-20
 落 唯史.....S03-11
 尾鼻 浩一郎.....S09-06
 小村 健太郎.....S12-04
 織原 義明.....S14-02
- か**
- 香川 敬生.....S15-10
 笥 楽磨.....S15-24
 加瀬 祐子.....S08-25
 片尾 浩.....S06-P10
 片上 智史.....S09-14
 勝間田 明男.....S02-P01
 勝俣 啓.....S21-09
 加藤 愛太郎.....S21-10
 加藤 研一.....S15-30
 加藤 慎也.....S06-08
 加藤 照之.....S03-P16
 加藤 護.....S18-P03
 金森 博雄.....S20-05*
 金谷 希美.....S06-07

金木俊也……………S12-03
金子りさ……………S08-03
金田惇平……………S15-02
金田義行……………S21-P01
加納将行
……………S08-01, S09-P21
加納靖之……………S10-01
神菌めぐみ……………S22-10
河合研志……………S01-P06
河合伸一……………S15-P12
川勝均……………S01-01
川口勝義……………S20-04*
川崎一朗……………S10-12
川野由貴……………S02-P09
川辺秀憲……………S15-03
河本洋輝……………S15-22

き

菊池年晃……………S02-03
鬼頭直……………S17-P16
木下佐和子……………S06-P08
木下千裕……………S12-P01
木下正高……………S04-02
木股文昭……………S10-03
木村武志……………S03-P12
木村恒久……………S02-10
木村治夫……………S10-11
木村久夫……………S03-P13
木村将也
……………S03-04, S03-P02
木村美桜……………S09-P08
金城亜祐美……………S09-P30

く

國友孝洋……………S02-P07
國廣秀光……………S14-01
久保久彦
……………S08-40, S15-P15
久保田達矢
……………S08-42, S17-P02

熊澤貴雄……………S09-17
藏下英司……………S06-P13
栗原亮……………S08-P13
栗山雅之……………S16-P07

こ

小泉尚嗣……………S13-02
瀨瀨一起……………S15-27
河野昭博……………S06-P07
小菅正裕
……………S09-05, S09-P24
小平秀一……………S06-03
小寺祐貴……………S15-P18
後藤和彦……………S09-P11
小林拓史……………S07-P04
小林知勝
……………S03-07, S03-P06
小林弘和……………S16-05
小林励司……………S10-P07
小松健太……………S15-P07
小松正直……………S06-P16
小森純希……………S10-08
近藤久雄……………S10-P01

さ

齊藤一真……………S09-P07
齊藤拓也……………S08-19
齊藤竜彦……………S08-16
齊藤龍……………S17-P14
酒井慎一……………S09-01
坂上啓……………S03-P15
篠島僚平……………S03-19
佐竹健治
……………S10-07, S17-P12
里嘉千茂……………S03-20
佐藤啓太……………S16-07
佐藤壮……………S06-11
佐藤将……………S09-P14
佐藤智美……………S15-P03
澤崎郁……………S01-P02

三反畑修……………S17-05

し

椎名高裕……………S06-P03
塩原肇……………S02-07
汐見勝彦……………S06-10
重藤迪子……………S16-P02
志藤あずさ……………S22-11
篠原雅尚……………S02-09
芝崎文一郎……………S08-10
澁谷拓郎……………S06-P15
島崎邦彦……………S21-04
清水洋
……………S22-02, S22-P04
下條賢梧……………S09-02
庄建倉……………S09-18

す

水藤尚……………S03-15
鈴木健介……………S02-P10
鈴木貞臣……………S08-12
鈴木岳人……………S08-18
鈴木晴彦……………S22-P05
鈴木裕輝……………S07-06
鈴木亘……………S17-12
須田茂幸……………S22-08
須田直樹……………S08-02

せ

関淳平……………S08-P18
関口涉次……………S02-P02
関根秀太郎……………S06-P05
先名重樹……………S15-P09

そ

染井一寛
……………S15-P23, S22-16

た

高木悠……………S03-P03

高波 鐵 夫……………S02-05
 鷹野 澄……………S02-01
 高野 智 也……………S01-08
 高橋 温 志……………S22-P06
 高橋 馨 子……………S02-P04
 高橋 努……………S06-P02
 高橋 成 実
 ………………S03-13, S10-P04
 高橋 秀 暢……………S09-P23
 高橋 浩 晃……………S05-01
 高橋 雅 紀
 ………………S04-04, S04-P01
 田川 恭 平……………S17-P06
 竹尾 明 子……………S08-07
 竹中 博 士……………S17-16
 竹村 惠 二……………S22-01
 武村 俊 介
 ………………S16-P01, S20-01*
 武村 雅 之……………S15-P01
 田阪 茂 樹……………S13-01
 田中 明 子……………S05-02
 田中 佐千子……………S09-P01
 田中 聡……………S07-05
 田中 信 也……………S15-01
 田中 昌 之
 ………………S01-P08, S14-P01
 田中 麻莉子……………S08-P11
 田中 美 穂
 ………………S08-P03, S15-P21
 田中 愛 幸……………S03-09
 谷岡 勇市郎……………S17-06
 谷口 純 一……………S17-08
 田部井 隆 雄……………S03-08
 溜 瀧 功 史……………S02-P03

 ち
 千田 昇……………S22-03*
 千葉 慶 太……………S09-P12
 長 郁 夫……………S15-P10

つ

佃 為 成……………S14-05
 辻 修 平……………S06-P11
 対馬 弘 晃
 ………………S17-11, S17-P05
 辻村 優 志……………S08-26
 津田 健 一……………S08-P05
 津田 寛 大……………S08-37
 土田 真 愛……………S07-P03
 坪井 誠 司……………S19-01
 鶴来 雅 人……………S15-P20

て

寺川 寿 子……………S08-14

と

土井 一 生……………S19-02
 道場 正 伸……………S06-P06
 遠田 晋 次……………S22-06
 遠山 信 彦……………S17-P13
 戸田 茂……………S22-P03
 利根川 貴 志……………S09-P26
 富田 史 章……………S03-18
 友澤 裕 介
 ………………S15-P27, S16-08
 豊増 明 希……………S15-P06

な

内藤 昌 平……………S15-08
 直井 誠……………S20-02*
 中尾 茂……………S22-14
 長坂 陽 介……………S15-09
 中浴 広 樹……………S06-P14
 中島 淳 一……………S08-13
 中嶋 唯 貴……………S15-07
 中田 健 嗣……………S17-P08
 中田 令 子……………S08-P22
 中谷 正 生……………S21-06*
 長縄 和 洋……………S03-05

中西 一 郎……………S10-06
 中西 利 典……………S22-04*
 中野 優……………S08-04
 中原 恒……………S01-10
 中東 和 夫……………S02-P06
 中村 武 史……………S17-13
 中村 洋 光……………S15-P14
 中村 衛……………S09-11
 中村 亮 一……………S15-21
 中山 雅 之……………S12-P04
 楠城 一 嘉……………S14-04

に

西川 友 章……………S09-12
 錦織 健 人……………S08-11
 西澤 あずさ……………S06-12
 西島 潤……………S22-05*
 西田 究……………S01-04
 西村 卓 也……………S21-05
 西村 利 光……………S15-14
 西村 裕 一
 ………………S17-02, S21-01*

ぬ

沼澤 雄 也……………S16-02

ね

根本 泰 雄……………S18-01

の

野 徹 雄……………S06-P01
 野口 科 子……………S09-P04
 野口 竜 也……………S16-P06
 野田 朱 美……………S08-15
 野田 俊 太……………S08-P02
 野田 博 之……………S08-P17
 野津 厚……………S15-15
 野村 俊 一……………S21-03
 乗松 君 衣……………S10-P05

は
橋間昭徳……………S04-01
橋本徹夫……………S09-09
秦真平……………S17-P01
畑山健……………S15-P19
服部健太郎……………S10-05
馬場慧……………S09-P25
早川崇……………S15-16
林穂高……………S16-P09
林能成……………S18-04
林田拓己
……………S16-04, S22-P07

ひ
引間和人……………S15-P22
久田嘉章……………S15-P08
兵藤守……………S08-P21
平井敬……………S10-P06
平田賢治……………S17-17
平田直……………S21-15
平野舟一郎……………S09-P09
平野史朗……………S08-24
平原和朗……………S08-32
平松良浩……………S18-02
廣瀬郁……………S01-09
弘瀬冬樹……………S08-P20

ふ
深尾良夫……………S22-12
深畑幸俊……………S01-03
福山英一……………S08-28
福家朱莉……………S12-01
藤井雄士郎……………S17-P09
藤岡実悠……………S08-P10
藤田健一……………S08-P19
藤田萌実……………S03-P11
藤原智
……………S21-14, S22-P02
富士原敏也……………S11-P01

藤原広行……………S15-06
古村孝志……………S15-18
不破智志……………S03-P07

へ
日置幸介……………S03-06

ほ
干場充之……………S15-26
堀内茂木……………S02-04
堀川信一郎……………S02-P08

ま
前田純伶……………S08-35
前田宜浩……………S15-29
前田拓人……………S17-P04
増田幸治……………S12-02
松浦充宏……………S14-03
松川滉明……………S09-P17
松澤孝紀……………S08-P23
松澤仁志……………S01-05
松下隼人……………S15-11
松島信一……………S22-20
松林弘智……………S18-03
松原誠……………S09-P19
松本聡……………S22-09
松本なゆた……………S10-P02
松元康広……………S15-P02
松山和馬……………S10-10
丸山純平……………S07-P01

み
三浦哲……………S03-03
水谷雄太……………S01-P03
水野尚人……………S02-P05
溝口一生……………S12-P02
光井能麻……………S08-P15
三井雄太……………S08-23
光岡郁穂……………S08-P09
宮岡一樹……………S03-P14

三宅弘恵……………S22-18
三宅雄紀……………S08-30
宮腰研……………S15-P26
宮腰淳一……………S15-P13
宮本彩加……………S09-P15
三好崇之……………S17-15

む
向井優理恵……………S15-19
村上理……………S08-P06
村松雛子……………S09-08
村本智也……………S03-P18
室谷智子……………S08-P01

も
望月将志……………S02-06
元木健太郎……………S15-05
森川信之
……………S15-28, S15-P16
盛川仁
……………S03-P01, S16-P08
森重学
……………S08-P16, S20-03*

や
八木原寛……………S09-P29
安富達就……………S15-P25
矢部優……………S08-21
山下慧……………S07-P02
山下太……………S08-27
山下幹也……………S06-P12
山下裕亮……………S09-10
山田耕……………S19-03
山田伸之……………S16-P04
山田雅行……………S16-01
山田真澄……………S15-25
山田竜平……………S02-11
山野誠……………S04-03
山村紀香……………S10-02
山本直孝……………S17-09

山 谷 里 奈……………S07-04
矢 来 博 司……………S03-P10

ゆ

行 竹 洋 平……………S09-P13

よ

横 田 裕 輔……………S21-12
吉 川 澄 夫……………S21-13
吉 澤 和 範……………S07-P06
吉 田 邦 一……………S15-P17
吉 田 圭 佑……………S08-36
吉 田 沙由美……………S15-P28
吉 田 昌 平……………S15-P24
吉 田 康 宏……………S21-02
吉 見 雅 行……………S22-17
吉 本 和 生……………S15-17
米 田 明……………S07-02
米 田 直 明……………S12-P03
蓬 田 清……………S01-P01

わ

若 井 淳……………S16-P03
若 松 修 平……………S01-06
綿 田 辰 吾……………S17-03
渡 邊 早 姫……………S09-P27
渡 部 豪……………S03-P09

A – Z ほか

郭 一 村……………S09-P18
Yadab P. Dhakal……………S15-P05
張 学 磊……………S08-29
趙 大 鹏
……………S07-P05, S08-38
Yano Tomoko E.……………S09-03
李 楊……………S13-P01
Aditya Riadi Gusman……………S17-04
Angela Meneses-Gutierrez
……………S03-P08
Anirban Chakraborty……………S15-12

Anselme F.E. Borgeaud
……………S07-01
Bogdan Enescu……………S09-P06
Danijel Schorlemmer……………S21-07
Dun Wang……………S02-02, S08-P08
James Mori……………S09-16
Koji Uenishi
……………S08-P24, S08-P25
Md Jakir Hossen……………S17-10
Subeg Bijukchhen……………S15-P11
Ta-Wei Chang……………S08-41
Theodorus Permana……………S08-33
Tristan Deleplanque……………S08-P04
Yuchen Wang……………S17-07

出展団体広告

日本地震学会 2017 年度秋季大会団体展示にて、
地震観測用機材をご紹介します。
ぜひ、弊社展示ブースへお立ち寄りください。



株式会社 **近計システム**

URL <http://www.kinkei.co.jp/>
MAIL info@kinkei.co.jp

〒559-0031

大阪市住之江区南港東 8-2-61

TEL:06-6613-2331 FAX:06-6613-5872

Clover tech

世界の高性能計測機器を、日本のお客様へ提供させていただきます。
ご用途にあわせた特注品対応についても、ご遠慮なくご相談ください。



広帯域地震計・データロガー



短周期地震計・地震計検定台



超伝導重力計 iGrav™

日本総販売代理店

クローバテック株式会社

<http://www.clovertech.co.jp>

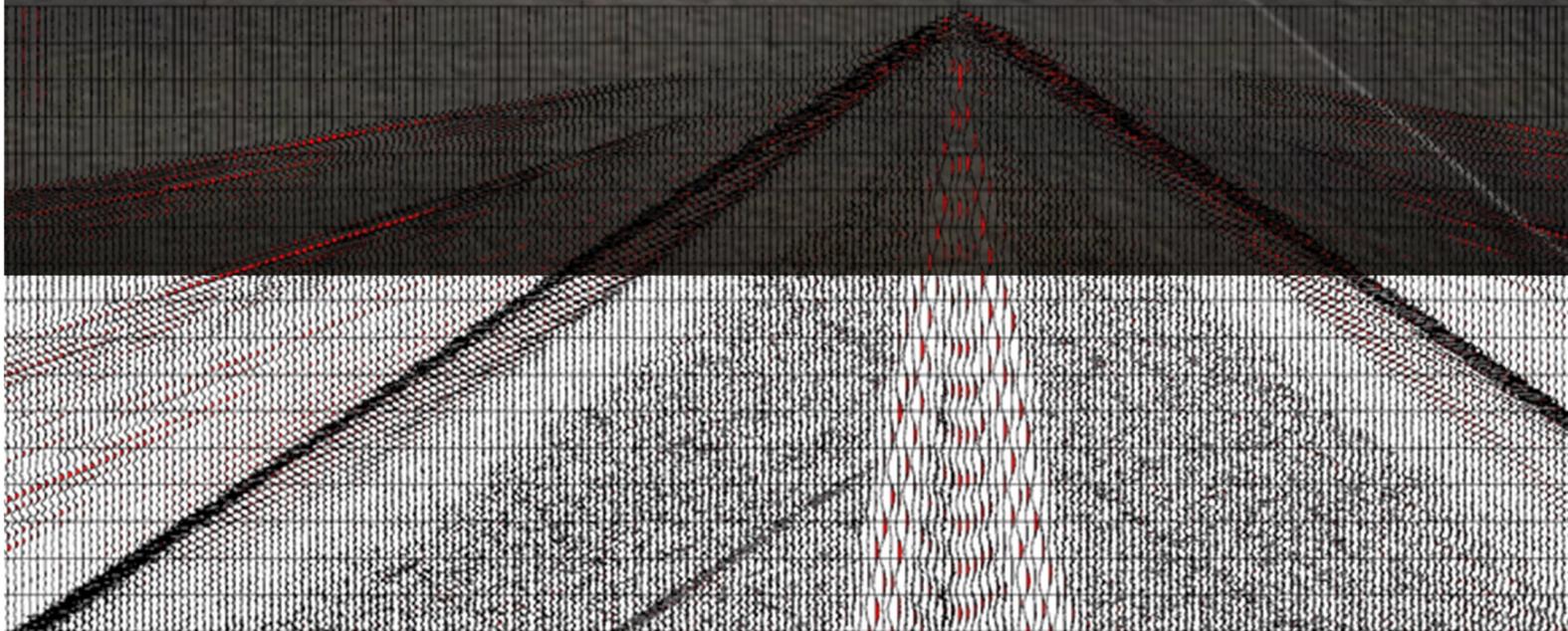
TEL0422-37-2477 FAX0422-37-2478

OBX Ocean Bottom Recorder

OBX-750



- Continuous cable-free 4C autonomous recording
- Maximum operating depth: 750 meters
- Battery module: 30 days
- Built-in full resolution test generator
- Solid-state flash memory: 4 GB per channel
- OVXCO clock



GEOSYS 株式会社ジオシス
東京都文京区大塚 1-5-18



手軽に移動観測!! ポータブル微動観測装置

DATAMARK JU410



■ 高精度センサを搭載

内蔵センサは、堅牢で信頼性の高い日本航空電子工業製のサーボ加速度計を搭載。

■ 小型軽量2.98kg

筐体の内部にセンサ・プリアンプ・バッテリーをコンパクトに収納した、可搬性に優れた一体型装置。

■ 屋外の機動観測に最適

内蔵センサは、電圧感度に観測時の傾斜が影響しないタイプのため、設置が容易に行える。

日本地震学会 2017年度秋季大会 講演予稿集

2017年10月6日 印刷発行

編輯者
発行者 公益社団法人 日本地震学会

印刷所 〒116-0011 東京都荒川区西尾久 7-12-16
創文印刷工業株式会社
電話 03-3893-3692

発行人 〒113-0033 東京都文京区本郷 6-26-12
東京RSビル8階

公益社団法人 日本地震学会
電話 03-5803-9570
Fax 03-5803-9577
