

宮城県沖地震における重点的調査観測

(平成19年度)
成果報告書

平成20年5月

文部科学省 研究開発局
国立大学法人東北大学大学院 理学研究科
国立大学法人東京大学 地震研究所
独立行政法人産業技術総合研究所

本報告書は、文部科学省の委託業務として、国立大学法人東北大学大学院理学研究科、国立大学法人東京大学地震研究所、独立行政法人産業技術総合研究所が実施した平成19年度「宮城県沖地震における重点的調査観測」の成果をとりまとめたものです。

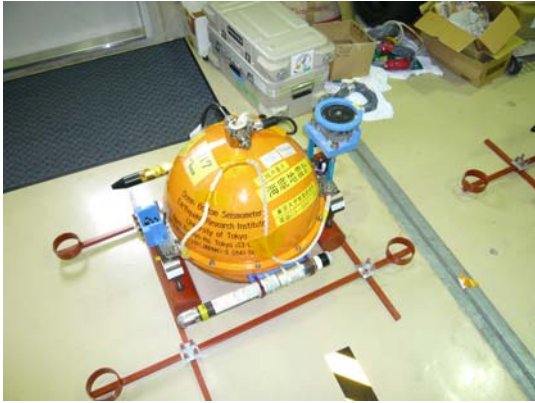
従って、本報告書の複製、転載、引用等には文部科学省の承認手続きが必要です。

グラビア

(1)宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現

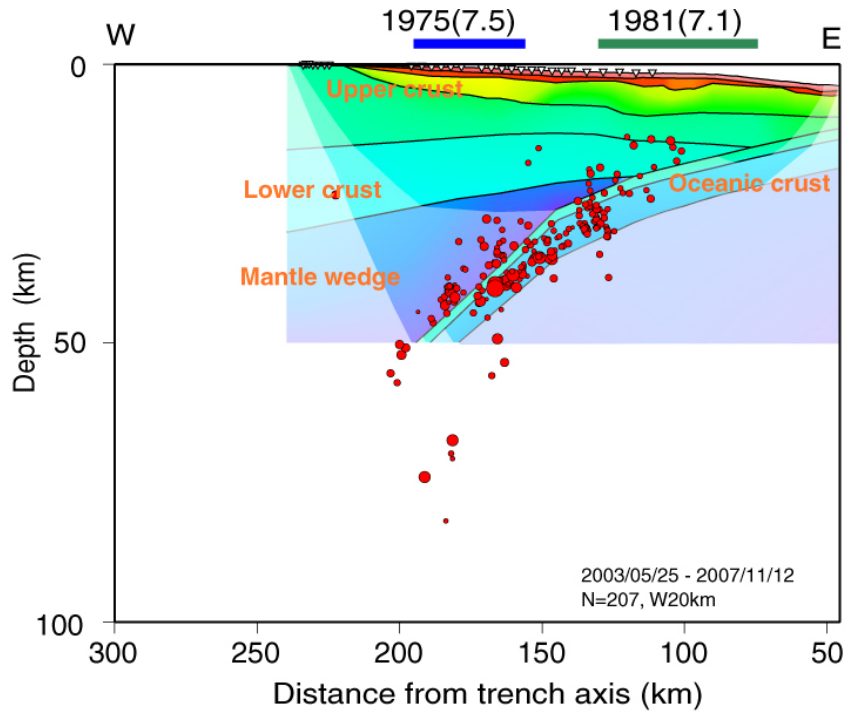
(a)長期海底地震観測

(3. 1. 1 参照)



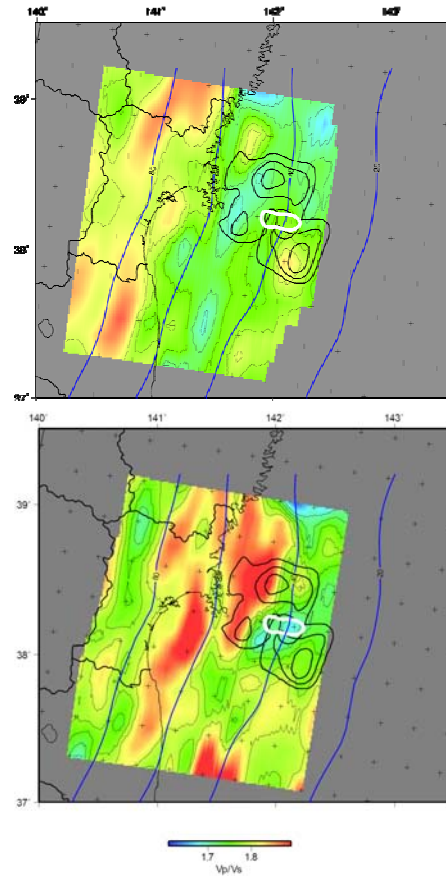
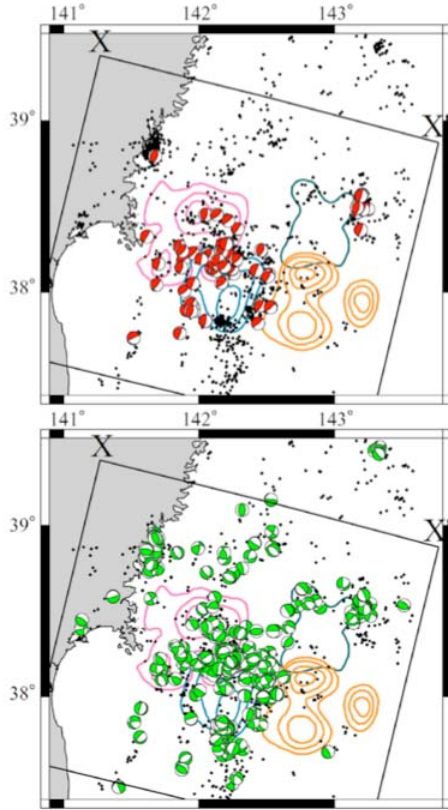
再整備を行った長期型海底地震計

石巻臨時ヘリポートに到着した新規の長期観測型海底地震計



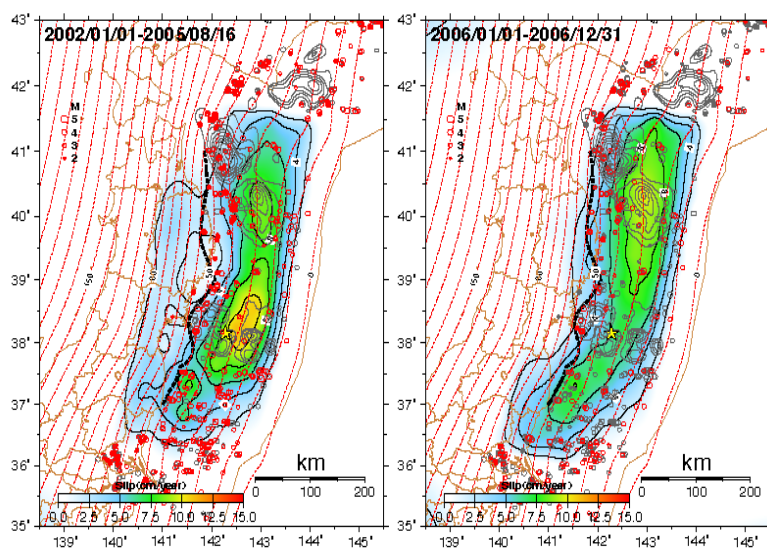
2004年度に実施した人工地震探査により推定されたP波速度構造モデルと、本業務により推定された震源分布との比較

(b) 短期海底地震観測・GPS/相似地震
(3. 1. 2 参照)



プレート境界型 (上) および非プレート境界型 (下) の発震機構解をもつ地震の分布

マンテルウェッジ (上) および海洋性地殻内の V_p/V_s 分布

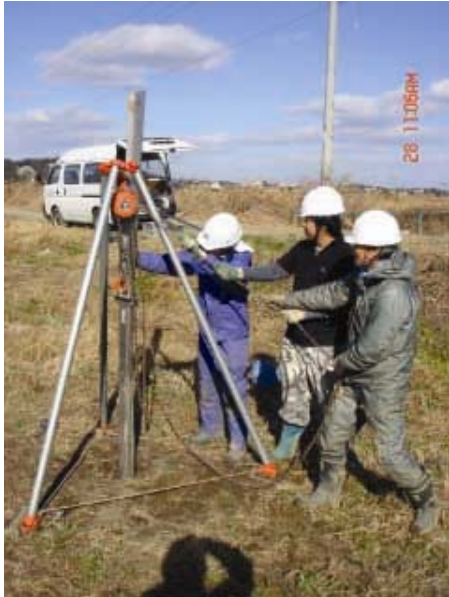


2005年8月16日宮城県沖地震前 (左) および後 (右) のプレート間固着の変化

(2)過去の活動履歴を把握するための地質学的調査

(a)仙台・石巻平野における地質調査

(3. 2. 1 参照)



仙台平野南部亶理町における
ハンディジオスライサーを用いた掘削
調査風景



仙台平野南部亶理町におけるトータルステー
ションを用いた地形測量調査風景



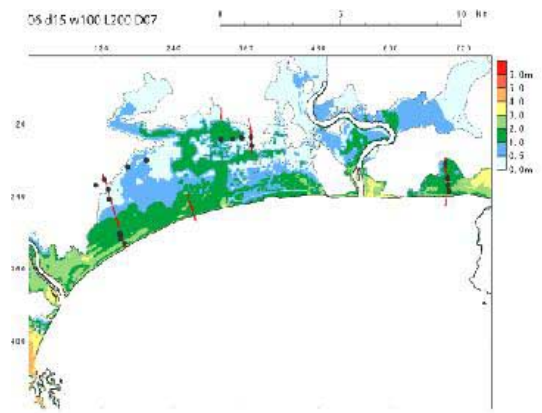
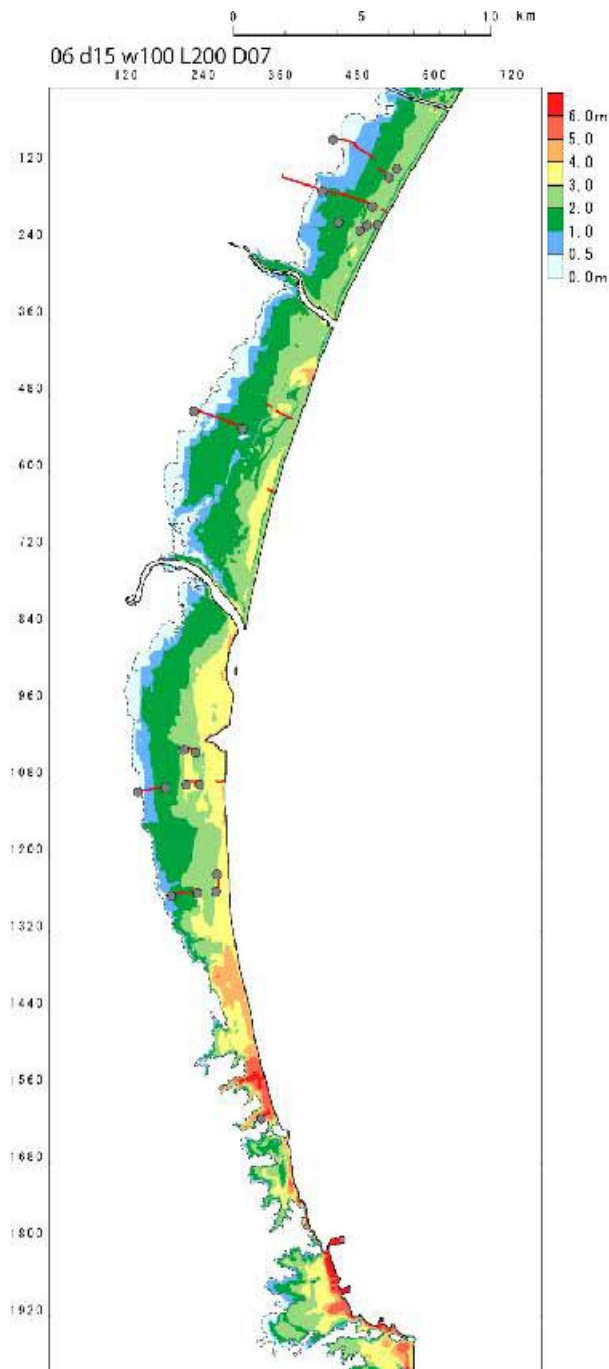
仙台平野南部山元町における現成の海浜堆積物



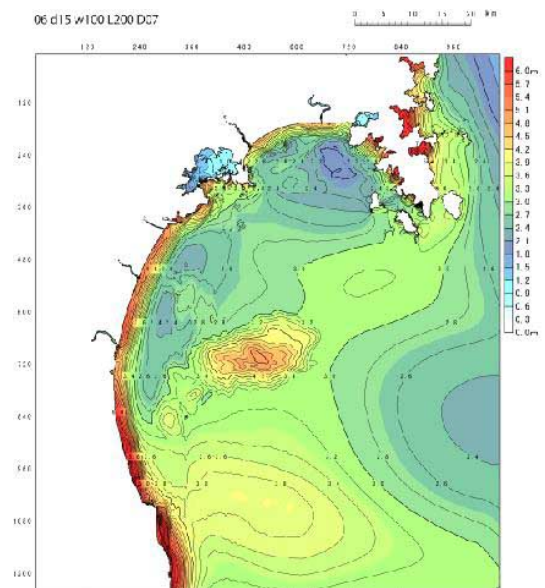
仙台平野南部山元町で採取された生
痕化石を伴う潮間帯の海浜堆積物



仙台平野南部山元町で観察された露頭の概観



石巻平野の津波浸水域と浸水深

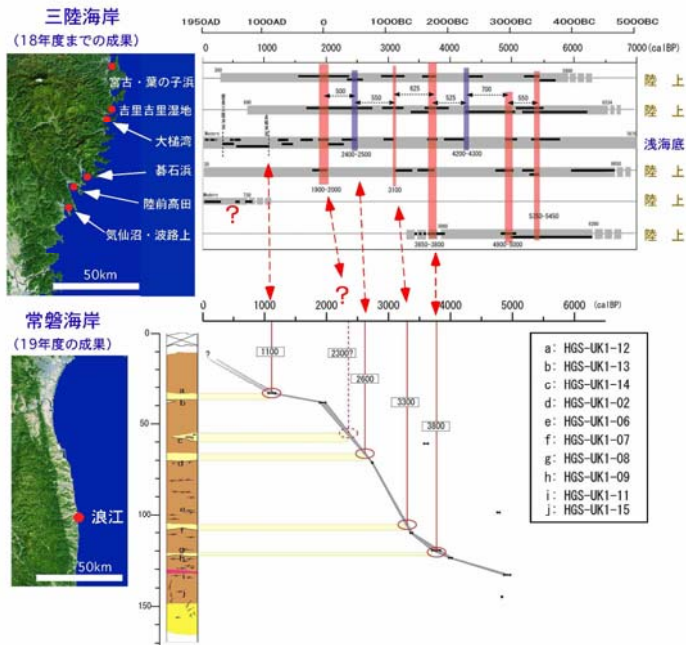


仙台湾の最大津波高

仙台平野の津波浸水域と浸水深

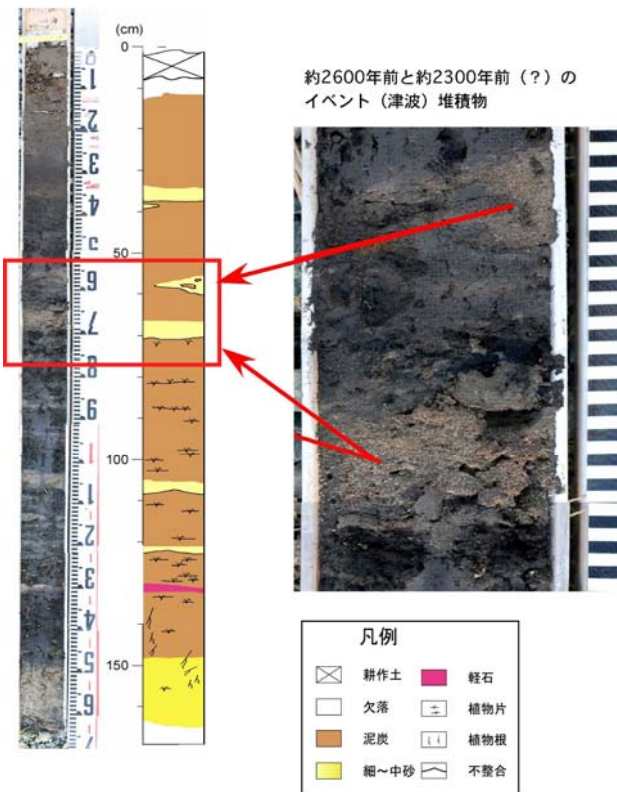
宮城県沖の長さ 200 km，幅 100 km，すべり量 7 m の破壊域を持つプレート間地震によって発生する津波のシミュレーション結果．貞観津波による堆積物の分布をおおよそ説明できる．

(b) 東北地方太平洋沿岸域における地質調査
 (3. 2. 2 参照)



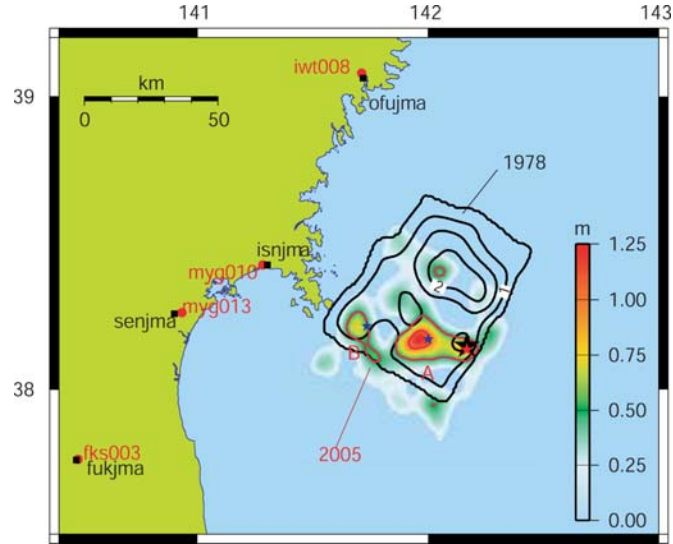
三陸海岸と常磐海岸で得られた過去の津波イベントの時期の比較.

GS2

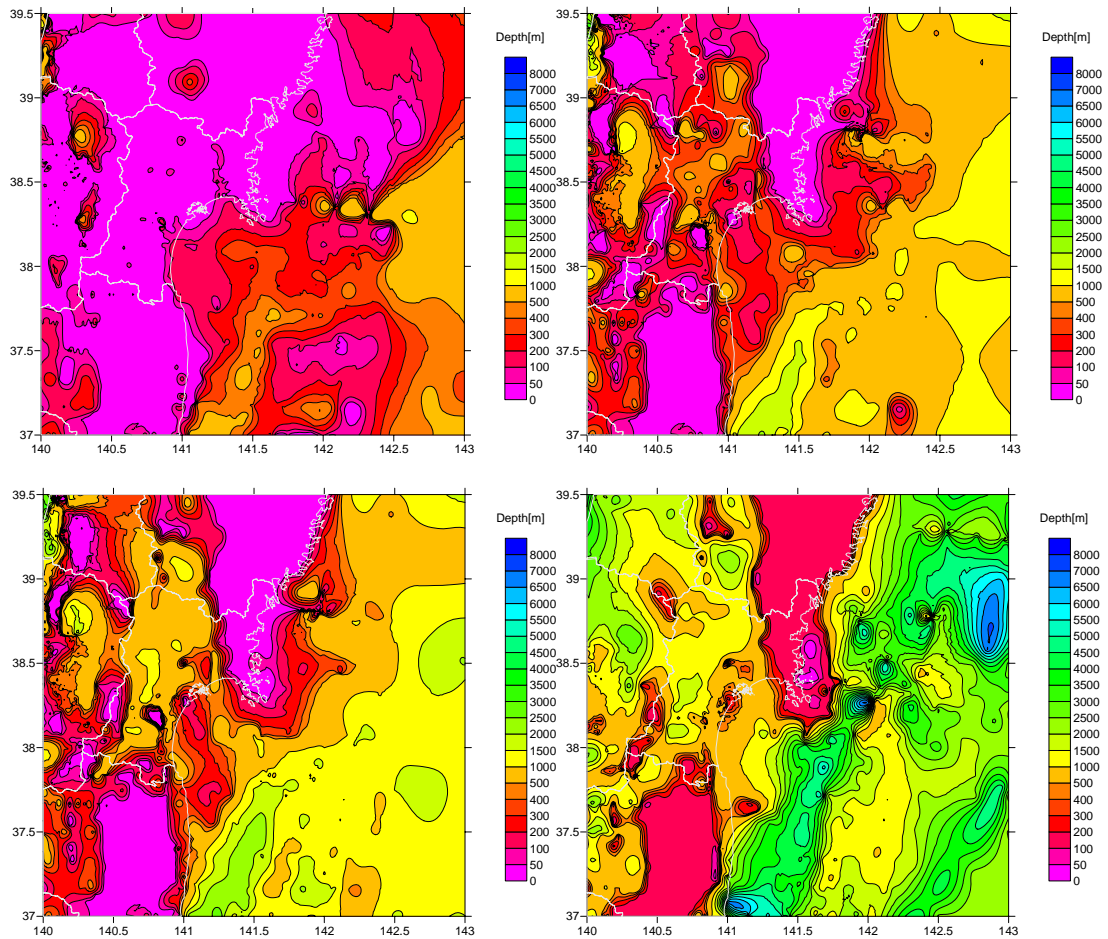


請戸断面(GS2)の中部スケッチおよび写真(約2300年前イベントと約2600年前イベント堆積物).

(3) 仙台圏における高精度強震動評価の実現
 (3.3 参照)



波形インバージョンによって推定された1978年・2005年宮城県沖地震のすべり量分布



H/V スペクトル比を用いてチューニングを行った速度構造モデル

目次

グラビア	i
(1) 宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現..	i
(a) 長期海底地震観測.....	i
(b) 短期海底地震観測・GPS/相似地震.....	ii
(2) 過去の活動履歴を把握するための地質学的調査.....	iii
(a) 仙台・石巻平野における地質調査.....	iii
(b) 東北地方太平洋沿岸域における地質調査.....	v
(3) 仙台圏における高精度強震動評価の実現.....	vi
目次	vii
1. プロジェクトの概要.....	1
(1) 研究内容	1
(2) 研究体制	1
2. 研究機関および研究者リスト.....	3
2. 1. 宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現3	
2. 2. 過去の活動履歴を把握するための地質学的調査.....	3
2. 3. 仙台圏における高精度強震動予測の実現.....	3
3. 研究報告	5
3. 1. 宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現5	
3. 1. 1. 長期海底地震観測.....	5
(1) 業務の内容	5
(2) 平成 19 年度の成果.....	6
(3) 平成 20 年度業務計画案.....	16
3. 1. 2. 短期海底地震観測・相似地震・GPS 観測	18
(1) 業務の内容	18
(2) 平成 19 年度の成果.....	20
(3) 平成 20 年度業務計画案.....	78
3. 2. 過去の活動履歴を把握するための地質学的調査.....	80
3. 2. 1. 仙台・石巻平野における地質調査.....	80
(1) 業務の内容	80
(2) 平成 19 年度の成果.....	82
(3) 平成 20 年度業務計画案.....	106
3. 2. 2 東北地方太平洋沿岸域における地質調査.....	107
(1) 業務の内容	107
(2) 平成 19 年度の成果.....	109
(3) 平成 20 年度業務計画案.....	131
3. 3 仙台圏における高精度強震動予測の実現	133
(1) 業務の内容	133
(2) 平成 19 年度の成果.....	135

(3) 平成 20 年度業務計画案.....	150
4. 全体成果概要	151
5. 活動報告	154
5. 1. 会議録	154
5. 2. 対外的発表.....	158
6. むすび	164

1. プロジェクトの概要

(1) 研究内容

宮城県沖地震は、政府の地震調査委員会が公表した「宮城県沖地震の長期評価」にもあるように、およそ 37 年の繰り返し間隔で発生すると考えられている。前回の 1978 年宮城県沖地震の発生から既に 27 年が経過し、次の地震の発生が差し迫りつつあることから、その発生時期や規模に関する予測の高精度化は急務である。地震時に破壊の中心となるアスペリティの固着状況や、その周囲のすべり状態のモニタリングが実現すれば、発生時期に関する予測精度の向上に大きく貢献するものと期待される。また、次に発生する地震の規模に関する予測精度を高めるためには、1793 年に発生した地震のような、隣接する震源域が同時に破壊する、いわゆる「連動型」地震の活動履歴の解明が必要である。こうしたことを踏まえ、1) 宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現と地震活動の時空間特性の把握、2) 「連動型」宮城県沖地震の活動履歴の解明、を目標として、本業務を実施する。

(2) 研究体制

国立大学法人東北大学大学院理学研究科、国立大学法人東京大学地震研究所及び独立行政法人産業技術総合研究所の 3 機関で体制を構築し、関係する研究機関（者）の参加協力を得て研究を実施する。研究代表機関は国立大学法人東北大学大学院理学研究科とする。

研究を効果的に推進するため、上記 3 機関に加え関係する研究機関（者）等により構成される「宮城県沖地震における重点的調査観測運営委員会（事務局は国立大学法人東北大学大学院理学研究科）」を設置する。また、研究成果を宮城県沖地震の長期評価、強震動評価等の予測精度向上に繋げるため、研究の実施に際し、地震調査研究推進本部との連携を十分に図る。

(a) 宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現

国立大学法人東北大学大学院理学研究科および国立大学法人東京大学地震研究所が協力して担当する。国立大学法人東北大学大学院理学研究科は、主として、短期観測型海底地震計を用いた多点観測ならびに陸上地震・測地観測網による GPS/相似地震観測を行い、国立大学法人東京大学地震研究所は、主として、長期観測型海底地震計を用いた繰り返し観測による通年データ取得を行う。加えて、必要に応じ関係する研究機関（者）の参加・協力を得る。

(b) 過去の活動履歴を把握するための地質学的調査

独立行政法人産業技術総合研究所および国立大学法人東北大学大学院理学研究科が協力して担当する。独立行政法人産業技術総合研究所は、主として、仙台平野および石巻平野

における地質調査を行い、国立大学法人東北大学大学院理学研究科は、主として、東北地方太平洋沿岸域での地質調査を行う。加えて、必要に応じ関係する研究機関（者）の参加・協力を得る。

(c) 仙台圏における高精度強震動予測の実現

国立大学法人東京大学地震研究所が担当する。国立大学法人東京大学地震研究所は、過去の宮城県沖地震の強震記録を用いた解析と、中小地震記録などを用いた地下構造モデル構築を行う。

2. 研究機関および研究者リスト

2. 1. 宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現

所属機関	役職	氏名	担当課題
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	金沢敏彦	3. 1. 1
	助教授	篠原雅尚	
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	教授	長谷川昭	3. 1. 2
	助教授	松澤暢	
	助教授	三浦哲	
	助教授	日野亮太	
	助教	中島淳一	
	助教	伊藤喜宏	
	研究員	飯沼卓史	
	技術職員	平原聡	
	技術職員	中山貴史	
	技術職員	鈴木秀市	
	研究補佐員	鈴木公美子	
研究補佐員	荻荘幸代		

2. 2. 過去の活動履歴を把握するための地質学的調査

所属機関	役職	氏名	担当課題
独立行政法人産業技術総合研究所	チームリーダー	岡村行信	3. 2. 1
	チーム員	澤井祐紀	
	チーム員	穴倉正展	
	チーム員	藤原治	
	特別研究員	藤井有士郎	
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	教授	今泉俊文	3. 2. 2
大阪市立大学大学院理学研究科	助教授	原口 強	
国立大学法人千葉大学理学部	助教授	宮内崇裕	
国立大学法人福島大学教育学部	助教授	後藤秀昭	
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	島崎邦彦	

2. 3. 仙台圏における高精度強震動予測の実現

所属機関	役職	氏名	担当課題
国立大学法人東京大学地震研究所	教授 准教授 助教 産学官連携研究員別 研究員	瀨瀨一起 古村孝志 三宅弘恵 木村武志	3.3

3. 研究報告

3. 1. 宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現

3. 1. 1. 長期海底地震観測

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	金沢敏彦	
	准教授	篠原雅尚	

(c) 業務の目的

宮城県沖地震の想定震源域周辺の地震活動が示す空間的な特徴を把握するためには、同一の観測点配置による観測を長期継続し、データの蓄積を図るとともに地震活動の時間変化を検出する必要がある。このため、宮城県沖地震の想定震源域において、長期観測型海底地震計による繰り返し観測を実施し、人工地震探査の結果などとの比較によりアスペリティ周辺における地震活動と地殻・上部マントル構造との対応関係を抽出する。

(d) 5 ヶ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成17年度：

宮城県沖地震の想定震源域においてアスペリティ周辺における地震活動が示す空間的な特徴を把握するため、想定震源域における繰り返し観測を5観測点で平成17年12月から開始した。東京大学地震研究所で新規整備した海底地震計の設置作業は、東北大学と協力して平成17年12月23日に実施した。また、大量のデータを処理するための海底地震計データの1次処理装置の構築を行った。

2) 平成18年度：

新規整備する長期観測型海底地震計を、前年度に設置した海底地震計を回収する際に設置して、観測を継続するほか、回収した地震記録の解析を行った。

3) 平成19年度：

新規整備および再整備する長期観測型海底地震計を、前年度に設置した海底地震計を回収する際に設置して、観測を継続するほか、回収した地震記録の解析を行った。

4) 平成20年度：

新規整備および再整備する長期観測型海底地震計を、前年度に設置した海底地震計を回収する際に設置して、観測を継続するほか、回収した地震記録の解析を行う。

5) 平成21年度：

再整備する長期観測型海底地震計を、前年度に設置した海底地震計を回収する際に設置して、観測を継続するほか、回収した地震記録の解析を行う。計画の最終年度であるため、年度内に全点の海底地震計を回収して、解析を行い、計画の最終成果を出す。

(e) 平成19年度業務目的

宮城県沖地震の想定震源域周辺において、長期にわたり地震観測を行うため、新たに長期観測型海底地震計を整備する。長期観測型海底地震計を用いた海底地震観測は、平成18年度11月に回収された地震計の再設置および、平成19年度に新規に購入する地震計を設置することにより、従前より観測点数を増やす。また、平成18年度11月に設置した海底地震計を回収し、そのデータ解析を行う。観測は気象庁の観測船の協力を得て、4月に長期観測型海底地震計の設置を行う。今年度購入する長期観測型の海底地震計の設置と昨年度設置した地震計の回収は、今年度第3ないし第4四半期に行う。また、長期および短期海底地震観測データ処理・解析（東北大学が分担予定）の結果を、パイロット重点などこれまでに実施された地殻構造探査の結果と比較し、地震活動と地殻・上部マントル構造との関係を明らかにする。具体的には、地下構造探査により得られた地震波速度構造モデルなどを用いて震源分布を再決定することにより、構造探査により求められているプレート境界の形状など特徴的な構造と地震活動の空間分布との対応関係に関する検討を進める。

なお、海底地震計を用いて観測したデータについては、地震調査研究推進本部調査観測計画部会調査観測データ流通・公開推進専門委員会において定める方針に従い、流通公開を行う。

(2) 平成19年度の成果

(a) 業務の要約

宮城県沖地震の想定震源域においてアスペリティ周辺における地震活動が示す空間的な特徴を把握するためには、同一の観測点配置による観測を長期間継続し、データの蓄積を図ると共に地震活動の時間変化を検出する必要がある。このため、想定震源域における繰り返し観測を5観測点で平成17年12月から開始した。観測に使用した海底地震計は、1年間連続して観測することのできる長期観測型の海底地震計である。

平成19年度は、新規に購入した5台の長期観測型海底地震計に対して、動作確認と組み立て等の整備を実施した。また、音響通信制御装置、GPS時計制御システム等の設置作業支援装置についても動作試験等を行い総合的な整備を実施した。さらに、得られた記録の一次処理を行うために、長期観測型海底地震計の記録処理システムの整備を行った。本年度に新規に整備した5台の長期観測型海底地震計は、宮城県沖地震の想定震源域周辺に、国立大学法人東北大学と共同して、平成19年12月にヘリコプターを利用して設置

作業を実施した。一方、平成18年度に設置した長期観測型海底地震計の回収は、国立大学法人東北大学が実施し、回収した海底地震計は東京大学地震研究所において開封して、観測記録を回収し、記録の一次処理を実施した。

一方、平成16年度に実施した宮城県沖地震の想定震源域とその周辺における発破による海底地震計を用いた広角反射・屈折法探査により求められた構造および平成18年度に実施した福島県・茨城県沖における発破による海底地震計を用いた広角反射・屈折法探査により求められた構造と、本業務で得られた地震活動の空間分布の比較を行った。その結果、宮城県沖地震の想定震源域周辺では、プレート境界付近における地震活動が高く、さらに、沈み込む海洋プレート内で多く発生していることと解釈される。

(b) 業務の実施方法

平成18年度に回収した長期観測型海底地震計5台に加え、新規に5台を東京大学地震研究所が購入し、組み立て整備を実施した。平成18年度に回収し、再整備を行った5台については、函館海洋気象台「高風丸」を用いて、再設置作業を実施した。また、準備の整った新規の海底地震計は、石巻市まで搬送の後、国立大学法人東北大学により、朝日航洋株式会社所有アエロスバシアルAS332L型ヘリコプターを用いて、設置予定位置の5ヶ所の海底に設置した。また平成18年度に設置した長期観測型海底地震計については、函館海洋気象台「高風丸」および海洋研究開発機構「白鳳丸」をもちいて回収作業を行い、東京大学地震研究所において開封して観測記録を回収したのち、記録の一次処理を実施した。

(c) 業務の成果

1) 長期観測型海底地震計の整備及び回収されたデータの処理

長期観測型海底地震計新規5台を東京大学地震研究所において、組み立ておよび動作試験を実施した。加えて前年度回収した長期観測型海底地震計についても、整備および再組み立てを行った（写真1）。また、これら地震計本体の整備のほかに、設置・回収作業およびデータ一次整備に要する機材の保守作業および整備作業を実施した。

本年度は気象庁「凌風丸」において5台の再設置および5台の回収作業、海洋研究開発機構「白鳳丸」により6台の回収作業、東北大学が借り上げた朝日航洋株式会社「AS332」により新規地震計5台の設置を実施した（写真2から4）。これらの設置で使用した海底地震計は東京大学地震研究所において整備を実施した。また回収した海底地震計は、東京大学地震研究所において開封作業を行い、整備を行うとともに、観測記録を回収し、記録の一次処理を実施した。

本業務で用いている長期観測型海底地震計は、チタン合金製の耐圧容器、マイクロコンピュータ制御のジンバルシステム（姿勢制御機構）を持つ固有周期1秒の速度型地震計、24ビットのダイナミックレンジを持つデジタル収録式レコーダ、音響通信制御装

置などから構成されている。電源には1年間の観測のために大容量のリチウム電池を組み合わせて使用しており、このうち音響通信制御装置向けを除いた、ジンバルシステム、地震計、レコーダ用の組電池の製作は東京大学地震研究所において実施した。また、本業務においては継続的に設置・回収作業を実施するため、音響通信制御装置、GPS時計制御システム、海底地震観測用GPS測位システム等の船上作業支援装置についても地震計の整備と併せて総合的な整備を実施した。

また、本観測で得られるデータは、海底地震計内のフラッシュメモリおよびハードディスクに収録されている。これらをデータ処理システムに転送し、東京大学地震研究所にて一次処理を行った。さらに本業務で得られる大規模データを処理するため、海底地震計データ処理装置の増強を併せて行った。これらのデータ処理に併せ、次回使用のための整備・保守作業を実施した。

2) 構造と地震活動の空間分布との比較

平成16年度に実施した宮城県沖地震の想定震源域とその周辺における発破による海底地震計を用いた広角反射・屈折法探査により求められた構造 (Shinohara et al., 2007) および平成18年度に実施した福島県・茨城県沖における発破による海底地震計を用いた広角反射・屈折法探査により求められた構造 (大久保・他, 2007) (図1) と、本業務で得られた地震活動の空間分布の比較を行った (図2、3)。その結果、宮城県沖では、構造探査により求められたプレート境界付近で、地震が発生していることが分かった。その中でも、宮城県沖地震の想定震源域周辺では、プレート境界付近における地震活動が高い。また、宮城県沖地震の想定震源域周辺の地震は、沈み込む海洋プレート内でも多く発生していると解釈される。

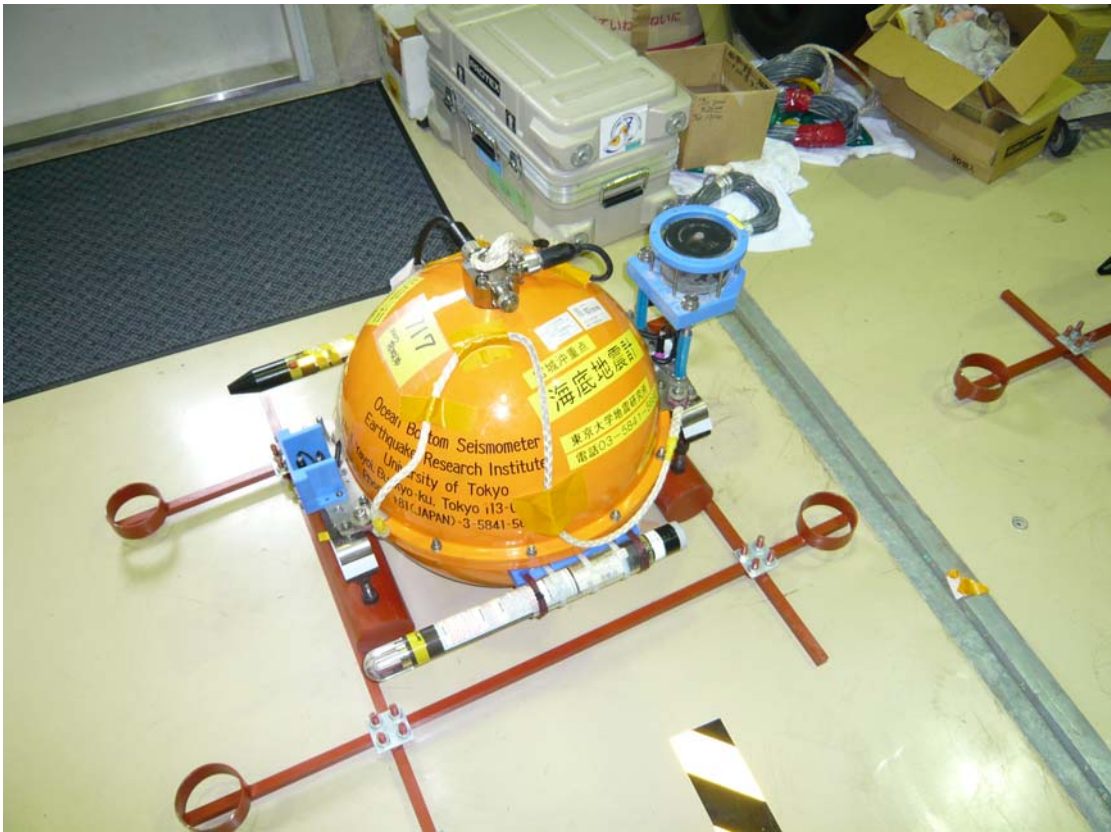


写真1 再整備を行った長期型海底地震計

平成18年度に回収後、再整備・組み立て作業を行い、平成19年度に気象庁「凌風丸」を用いて再設置した再組み立て後の長期観測型海底地震計



写真2 長期観測型海底地震計の輸送
凌風丸で設置した5台の長期観測型海底地震計



写真3 新規の長期海底地震計

平成19年度に新規に整備した長期観測型海底地震計5台。朝日航洋「AS332型」を利用して設置作業を実施した。



写真4 設置直前の新規長期観測型海底地震計
朝日航洋「AS332型」に搭載された長期観測型海底地震計（平成19年12月）

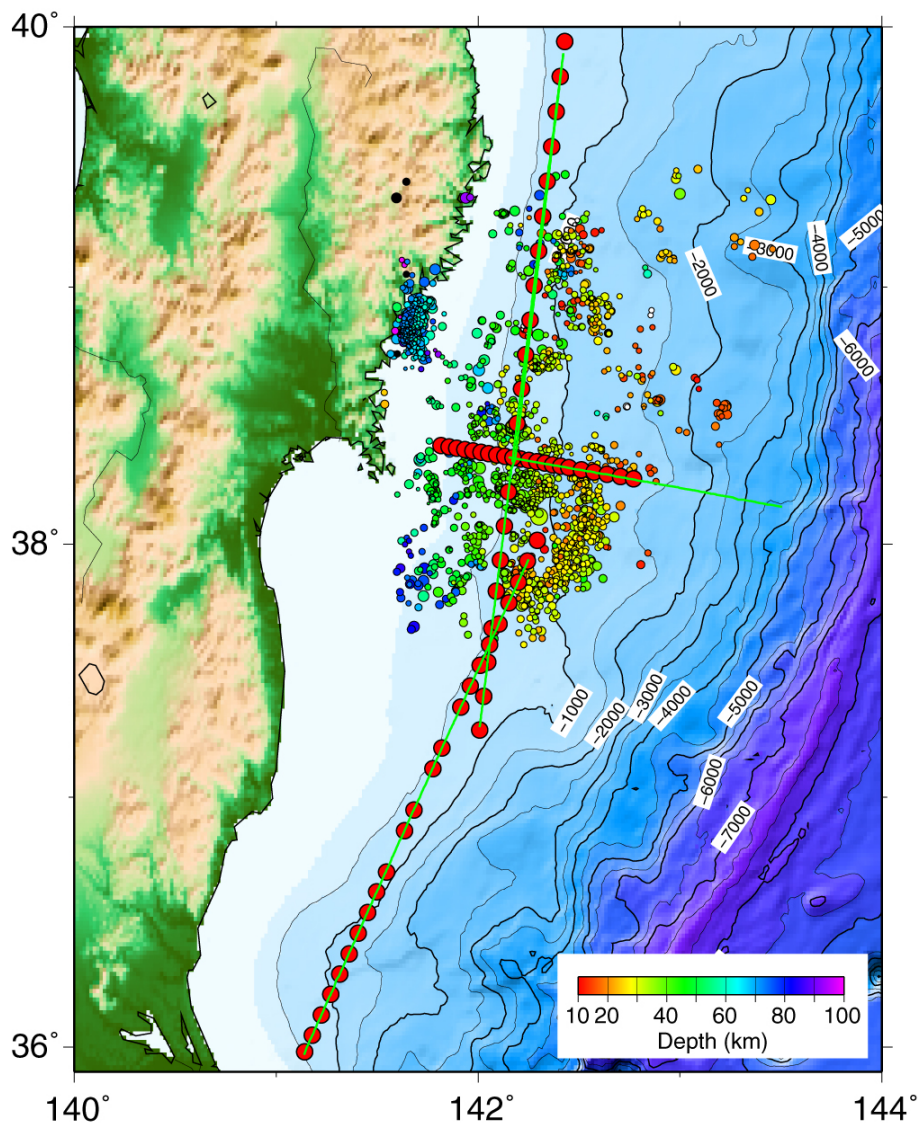


図1 2004年および2006年に実施した構造探査実験の海底地震計および測線位置。赤丸は構造探査実験に用いた海底地震計の設置位置、緑線は構造探査測線を表す。本業務による海底地震観測により決定された地震の震央もあわせて小丸で示す。小丸内の色は、震源の深さを表す。

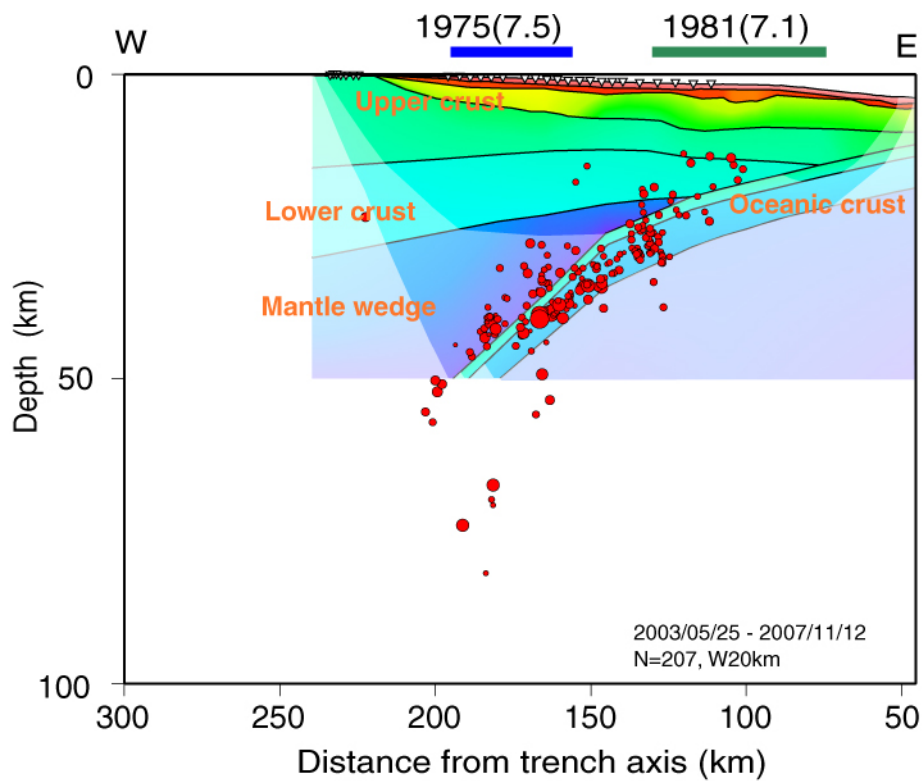


図2 東西測線から求められた構造と、本業務により海底地震観測により決定された震源（赤丸）の比較。▽は探査に用いた海底地震計の設置位置

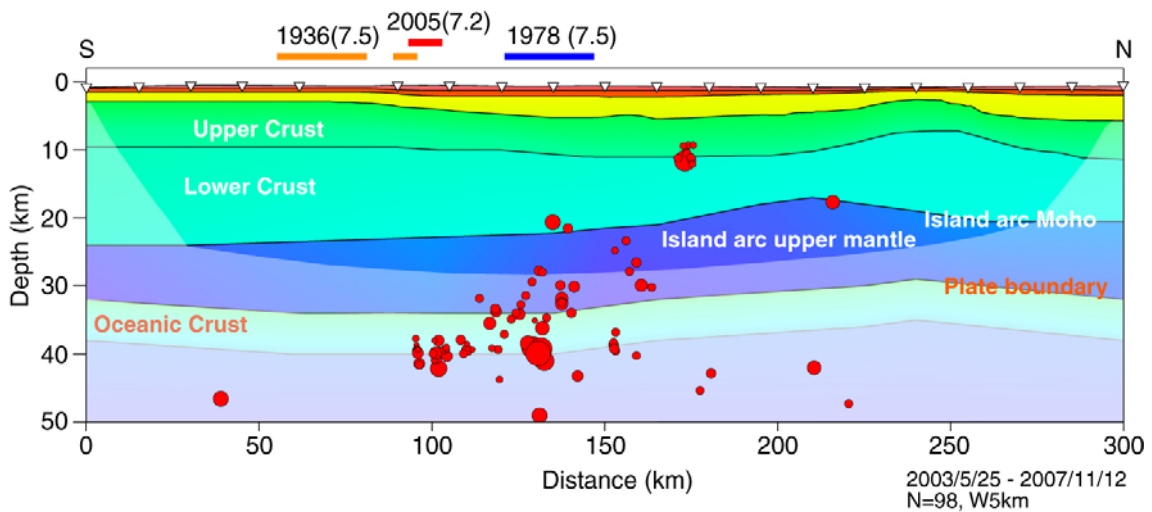


図2（続き） 南北測線から求められた構造と、本業務により海底地震観測により決定された震源（赤丸）の比較

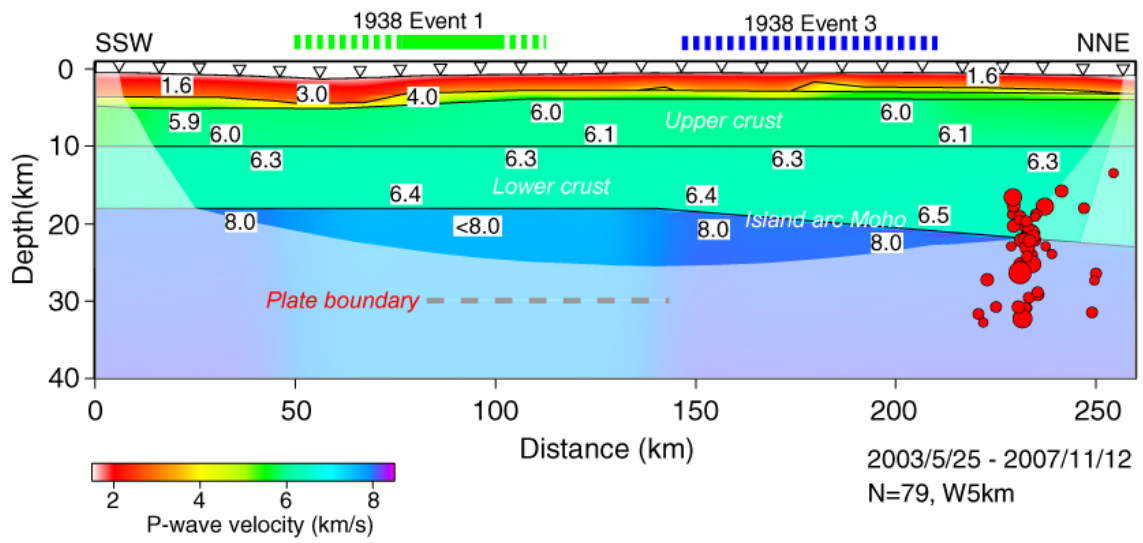


図3 福島県・茨城県沖の構造と、本業務で得られた海底地震計による震源（赤丸）の比較。

(d) 結論ならびに今後の課題

長期観測型海底地震計5台と、海底地震計データの1次処理装置の整備を計画通りに実施した。また、東北大学に協力して、5観測点での観測を開始し、平成18年度に観測を行った海底地震データの一次処理を行った。これまでに行われた構造探査実験の結果と、海底地震計による地震活動分布の比較を行った。その結果、宮城県沖地震の想定震源域周辺では、プレート境界付近における地震活動が高く、さらに、沈み込む海洋プレート内で地震が多く発生していることと解釈される。今後は、蓄積される海底地震データを用いて、決定精度がよい震源分布を求め、構造とのより詳細な比較を行う。

(e) 引用文献

- 1) Shinohara, M, I. Watanabe, K. Nakahigashi, G. Fujie, K. Mochizuki, T. Yamada, T. Kanazawa, R. Hino, T. Takanami, T. Sato, K. Uehira, Y. Kaneda and T. Iwasaki, Seismic structure of plate boundary zone off Miyagi by seismic survey -relation between geometry of plate boundary and asperity-, 日本地球惑星科学連合2008年大会, S152-P035, 2007
- 2) 大久保忠博・篠原雅尚・望月公廣・山田知朗・中東和夫・桑野亜佐子・酒井慎一・金沢敏彦・萩原弘子・蔵下英司・岩崎貴哉・高波鐵夫・村井芳夫・町田祐・山本揚二郎・東龍介・鈴木健介・日野亮太・佐藤利典・樋口春隆・植平賢司・八木健夫・橋本信一・羽田敏夫・平田安廣・渡辺茂・坂守・芹沢正人・田上貴代子・三浦禮子、制御震源と海底地震計・陸上臨時観測点を用いた茨城県沖沈み込み帯の地震波構造探査実験、日本地震学会講演予稿集、2007年度秋季大会、C31-11、p103、2007

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

現在はまだ無し

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1)特許出願

なし

2)ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成20年度業務計画案

宮城県沖地震の想定震源域周辺において、長期にわたり地震観測を行うため、新たに長期観測型海底地震計を整備する。整備した地震計は、国立大学法人東北大学と共同して、平成19年度に設置した長期観測型海底地震計の回収とともに設置し、継続的な地震観測を

行う。平成19年10～11月に回収した6台の海底地震計の最終調整を行う。平成19年4月に設置した地震計5台を回収し、同一の5地点および新規の1観測点に、上記の6台の海底地震計の設置を行う。上記で回収した海底地震計のデータ処理を行うとともに、次の観測に向けて調整作業を行う。平成19年12月に設置した海底地震計5台を回収し、同一5地点に上記の海底地震計を設置する。平成20年度に新たに4台の海底地震計を購入し、新規4観測点への設置を行う。

長期および短期海底地震観測データ処理・解析（東北大学が分担予定）の結果を、パイロット重点などこれまでに実施された地殻構造探査の結果と比較し、地震活動と地殻・上部マントル構造との関係を明らかにする。具体的には、地下構造探査により得られた地震波速度構造モデルなどを用いて震源分布を再決定することにより、構造探査により求められているプレート境界の形状など特徴的な構造と地震活動の空間分布との対応関係に関する検討を進める。

なお、海底地震計を用いて観測したデータについては、地震調査研究推進本部調査観測計画部会調査観測データ流通・公開推進専門委員会機動的な地震観測データ公開WGにおいて定める方針に従い、流通公開を行う。

3. 1. 2. 短期海底地震観測・相似地震・GPS 観測

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人東北大学大学院 理学研究科	教授	長谷川昭	hasegawa@aob.geophys.tohoku.ac.jp
	助教授	松澤暢	matuzawa@aob.geophys.tohoku.ac.jp
	助教授	三浦哲	miura@aob.geophys.tohoku.ac.jp
	助教授	日野亮太	hino@aob.geophys.tohoku.ac.jp
	助教	中島淳一	nakajima@aob.geophys.tohoku.ac.jp
	助教	伊藤喜宏	ito@aob.geophys.tohoku.ac.jp
	研究員	飯沼卓史	hasegawa@aob.geophys.tohoku.ac.jp
	技術職員	平原聡	
	技術職員	中山貴史	
	技術職員	鈴木秀市	
	研究補佐員	鈴木公美子	
	研究補佐員	荻荘幸代	

(c) 業務の目的

M7.5 級のプレート境界型地震が繰り返し発生する宮城県沖では、次の地震の発生が切迫していると考えられており、その発生時期および規模の予測精度の向上が急がれる。本業務では、宮城県沖地震時に破壊すると考えられるアスペリティの固着状況やその周辺における準静的すべりの状態が時空間的にどのように変化しているかを監視するための方策を開発することを目的とする。

アスペリティの状況把握の高度化のためには、プレート境界面の形状や境界面とその周辺における中小の地震活動の空間分布を高精度で明らかにする必要があり、文部科学省事業である「宮城県沖地震に関するパイロット的な重点調査観測」（以下「パイロット重点観測」と称する）によってこの領域において開始された海底地震観測網による長期繰り返し地震観測を発展的に継続することによりこれを実現する。

アスペリティ周囲での準静的すべりの時空間的な変動を監視するためには、本業務ではGPS 観測による地表面の変位速度分布からプレート境界面上でのすべり分布を推定しその時間変化を捉えること、プレート境界面上での小繰り返し地震である相似地震のすべり量と震源分布からすべり分布を推定しその時間変化を捉えることが効果的であると考えられる。特に「監視」という観点からは、高信頼度のすべり量分布を迅速に推定することが重

要であり、そのための技術開発を推進する。

(d) 5カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成17年度：

これまでに宮城県沖の周辺で行われた地震観測のデータを解析し、2005年8月16日に発生したM7.2の地震の破壊域を詳細に明らかにするとともに、1930年代や1978年に発生した過去の宮城県沖地震の破壊域との関係を考察した。また、震源域とその周辺における地震波速度構造モデルを構築した。さらに、GPS観測および相似地震活動の解析に基づき、宮城県沖周辺における準静的すべりの実態把握を開始した。

2) 平成18年度：

海底地震計の入れ替えにより、平成17年度に観測を開始した5点の海底観測点における地震観測を継続するとともに、気象庁と共同して4～10月の間短期観測型海底地震計を用いた機動的な海底地震観測を行った。こうした観測により新たに得られるデータを従来の海底地震観測データに加え、想定震源域周辺の精密な震源分布を求めた。さらに、GPS観測および相似地震活動の解析に基づき、宮城県沖周辺における準静的すべりの実態把握を継続した。

3) 平成19年度：

海底地震計の入れ替えにより、平成18年度に観測を開始した6点の海底観測点における地震観測を継続するとともに、気象庁と共同して4～10月の間短期観測型海底地震計を用いた機動的な海底地震観測を行った。こうした観測により新たに得られたデータを従来の海底地震観測データに加え、想定震源域周辺の詳細な地震活動、地震波速度構造および発震機構解の推定を行った。さらに、GPS観測および相似地震活動による準静的すべり状態の監視の継続・改良を行い、宮城県沖周辺における準静的すべりの実態把握を行った。

4) 平成20年度：

海底地震計の入れ替えにより、繰り返し海底地震観測を継続するとともに、気象庁と共同して短期観測型海底地震計を用いた機動的な海底地震観測を行う。こうした観測により新たに得られるデータを従来の海底地震観測データに加え、プレート境界面上および面外それぞれにおける地震活動の分離を行い、それぞれの位置での地震活動特性の抽出に努める。さらに、GPS連続観測および相似地震活動の解析の準リアルタイム化に基づく、宮城県沖周辺における準静的すべり状態の監視システムの開発を進める。

5) 平成21年度：

海底地震計の入れ替えにより、繰り返し海底地震観測を継続するとともに、気象庁と共同して短期観測型海底地震計を用いた機動的な海底地震観測を行う。こうした観測により新たに得られるデータを従来の海底地震観測データに加え、プレート境界面内・外の地震活動度およびその特性の時空間的な変動の解明に努める。さらに、GPS観測および

相似地震活動の解析の準リアルタイム化に基づく、宮城県沖周辺における準静的すべり状態の監視システムの実用化に目途をつける。

(e) 平成 19 年度業務目的

長期観測型海底地震計の回収・再設置による繰り返し連続地震観測を継続して行うとともに、気象庁と共同して、短期観測型地震計を用いた多点地震観測を実施し、従来取得されている海底地震観測データとの併合処理により、1) 宮城県沖のプレート境界およびその周辺における地震波速度構造モデルの高精度化、2) 宮城県沖で発生する小地震の詳細な震源分布と発震機構解の解明を解明する。特に、2005 年 8 月の地震(M7.2)の前後にみられた地震活動度の時間変化について、活動度を時間変化させた地震の震源位置と発震機構解を明らかにすることにより、どのような機構でそうした変化が起こったのかをモデル化を目指す。

準静的すべりの時空間発展の準リアルタイム・モニタを実現するために、GPS 観測および相似地震観測データを準リアルタイムで処理するためのシステムの開発と実用化のための改良を継続して進める。本学が宮城県内を中心とした地域で整備しつつある陸上 GPS 観測点のデータと従来の観測点および GEONET のデータとの併合解析を進め、それにより得られる地表の変位速度場を用いた逆解析を高度化し、プレート間すべり分布の時空間変化を即時的に検知できるようなシステムの開発を継続して行う。また、リアルタイム収録されている陸上観測網の地震波形データから相似地震を同定し、その位置とすべり量を高精度かつ準リアルタイムで推定するための自動処理手法の開発を継続して行い、プロトタイプ・システムの完成を目指す。

(2) 平成 19 年度の成果

(a) 業務の要約

宮城県沖においては、東京大学地震研究所および気象庁地震火山部と共同で長期繰り返し海底地震観測を平成 14 年度以来行っており、本年度もこの観測を継続して実施した。今年度は、こうした海底地震観測データを用いた 2005 年 8 月 16 日に宮城県沖で発生した M7.2 の余震活動に関する研究を継続して行った。特に P 波初動極性と陸上観測点の S/P 振幅比を用いることで、小地震の発震機構解を多数推定した。得られた発震機構解の特徴から地震をプレート境界で発生した地震（プレート境界型）とプレート境界以外（非プレート境界型）に分類した。プレート境界型の地震は、主に 2005 年の M7.2 の地震のアスペリティ近傍と余効すべり量が特に大きな領域内に集中して発生した。一方で余効すべり量の大きな領域の周辺で発生した地震の多くは、非プレート境界型の発震機構解を示すことが分かった。分類した地震と余効すべりの分布について時空間的な対応関係を調べた結果、プレート境界型地震は、主に余効すべりのすべり速度が大きい期間に発生することが分かった。また宮城県沖から福島県沖にかけて海底地震観測網と陸上地震観測網の走時データを併合

処理することにより、宮城県沖地震のアスペリティに対応したマントルウェッジ内および海洋性地殻内の地震波速度異常を見いだした。

2005年8月16日の宮城県沖の地震(M7.2)の発生後における、想定宮城県沖地震の震源域のプレート間すべりの推移をGPS連続観測データから精確に推定するに際して、他の領域でのプレート間カップリングの変化に起因する地殻変動の影響を除く必要が生じた。そこで東北地方広域のGPS観測データを解析し、2002年以降のプレート間カップリングの時空間変化を推定した。解析の結果、2006年中旬から宮城県沖のプレート境界地震発生域の深部延長において、カップリングが弱まっている、もしくは消滅していることが観察された。また、1994年三陸はるか沖地震(M7.6)の震源域における固着がほぼ回復を完了していることが示唆された。

相似地震モニタリングを、関東地方(北緯35度から36.5度)をモニタリング領域に加えて、過去のデータに遡って適用するとともに、最新のデータに基づくモニタリングを継続した。また、解析の高速化の準備として自動処理震源に基づく波形切り出しを始めた。

想定宮城県沖地震の北側のアスペリティ付近で2007年12月25日に発生した、M5.6のプレート境界地震の余効すべりに関して、GPS連続観測データ並びに相似地震の活動を基に、想定宮城県沖地震への影響を検討した。GPSデータの解析からは地震時変動以外の有意なプレート間すべりは宮城県沖には推定されず、また相似地震活動も想定宮城県沖地震の震源域では顕著な活発化はなかったことから、この地震に伴う大きな余効すべりは発生しておらず、依然、想定宮城県沖地震の北側のアスペリティは強く固着していることが示された。

(b) 業務の実施方法

平成18年度に設置した6台の長期観測型海底地震計による海底地震観測を11月まで継続して実施し、回収したデータの処理を東京大学と共同して行った。また、長期観測型海底地震計5台を4月に設置して20年5月までの予定で連続海底地震観測を実施している。また、気象庁と共同して、短期観測型海底地震計を用いた地震観測を4~10月の間実施した。この観測は、6月にいったん機材を入れ替えることにより、約6ヶ月間にわたりほぼ継続して行った。

2005年8月16日に宮城県沖において発生したM7.2の地震およびその余震を観測した海底地震計と陸上の地震観測網のデータとを併合処理することにより、地震波速度構造および発震機構解を詳細に推定した。また、2006年のGPS連続観測による地表変位速度データおよび小繰り返し地震活動を解析することにより、プレート境界面上におけるすべりの時空間的な分布について、2005年の宮城県沖地震発生後から継続して推定するとともに、地震活動度との対応関係についての詳細な検討を行った。

2002年から2006年の5年間のGPS連続観測データから、各観測点におけるアンテナ交換に伴う擬似的な変動、地震時変動及び年周・半年周変動成分を、一定期間の長期トレンドと同時に推定し、求めた長期トレンドに測地逆解析手法を適用し、プレート境界での滑り

欠損量の推定を行なった。

相似地震に関しては、対象領域で発生した新しい地震について一定の基準に合致するものを相似地震とし、モニタリングを遡及ならびに継続した。この処理のための解析ルーチンの開発を行なった。

上記のように推定された長期トレンドを除いた GPS 観測点の変位時系列並びに相似地震活動データを用いて、2007 年 12 月 25 日の地震後のプレート間カップリングの変化について検討した。

(c) 業務の成果

1) 繰り返し海底地震観測

図 1 に、本年度実施した海底地震観測の観測点配置を示す。今年度の観測は、観測点の配置が異なる次の 5 期に分けられる。

第一期：平成 18 年 11 月 15 日～平成 19 年 4 月 27 日

第二期：平成 19 年 4 月 27 日～6 月 21 日

第三期：平成 19 年 6 月 21 日～10 月 22 日

第四期：平成 19 年 10 月 22 日～ 11 月 20 日

第五期：平成 19 年 12 月 11 日～

第一期では、本業務で昨年 11 月に設置した長期観測型海底地震計 6 台で地震観測が行われた（図 1a）。

第二期は、気象庁と共同で行った観測期間であり、4 月に気象庁観測船「凌風丸」により 5 観測点に長期観測型海底地震計を、7 観測点に短期観測型海底地震計を設置した（図 1b）。

第三期も、気象庁の共同で行った観測期間であり、6 月に気象庁観測船「高風丸」により短期観測型 7 観測点の入れ替え作業および 4 観測点に短期観測型の設置作業を実施した。これらの観測は、11 月に「高風丸」で回収するまで観測を継続して行った（図 1c）。

第四期は、第二期で設置した長期観測型観測点 5 点による観測期間で、5 台の長期観測型地震計を独立行政法人海洋研究開発機構の「白鳳丸」により 11 月に回収した（図 1d）

第五期は、ヘリコプター（朝日航洋）を用いて 5 観測点に長期観測型地震計の設置作業を行った（図 1e）。この観測は、現在も観測を継続中である（平成 20 年 12 月回収予定）。

これらの海底地震観測のデータの処理は第四期の途中までが終了している。

2) 宮城県沖の地震活動と地震波速度構造

2005年8月16日11時46分にM7.2の地震が宮城県沖において発生した。本震の波形解析などによって推定された発震機構解は低角逆断層型であり、この地震がプレート境界で発生した地震であることを示す。この地域では、前回発生した1978年宮城県沖地震(M7.4)に至るまで、およそ40年間の再来周期をもってプレート境界型地震が繰り返し発生していることが明らかになっており、次のプレート境界型地震の発生に至る過程を明らかにすることが本業務の重要な目的の一つである。

昨年度までの調査観測の結果、2005年の地震は1978年宮城県沖地震時に破壊されたアスペリティの一部だけを破壊したものであり、主要な部分が未破壊のまま残されていると推定された(例えば、*Yaginuma et al.*, 2006; 海野・他, 2007)。従って、未破壊のアスペリティに周囲のプレート間の非地震性すべりにより、ひずみが蓄積されていく過程を解明することが、次に発生する地震の時期や規模を予測する上で、決定的に重要である。そこでGPS連続観測データと小繰り返し地震活動によるプレート間すべりのモニタリングと、および海底地震観測データに基づく余震活動の詳細な時空間分布から、未破壊域へのひずみ蓄積過程および余効すべり域の時空間発展を推定した。

2005年の地震発生(2005年8月16日)前の2005年6月から2006年6月までのデータを用いて、宮城県沖周辺の地震活動を調べた。図1に示すようにOBSは宮城県沖の水深が浅い領域に設置されていない。そのため、OBSのみでは想定宮城県沖地震の震源域の西側の観測点配置に偏りが生じる。よって、震源域に近い太平洋岸の陸上の観測点のデータを併せて用いた。

陸上の観測点は、東北大学大学院理学研究科附属地震・噴火予知研究観測センターによる微小地震観測網、独立行政法人防災科学研究所の高感度地震観測網(Hi-net)と気象庁によって整備されている観測網の太平洋沿岸部の観測点を用いた。OBSによって得られた連続波形記録に対しては、OBSの設置前および回収後に行ったOBSの内部時計とGPS時計との時刻差を用いて時刻ずれの補正を行った。海底においてはレコーダ内部の温度の変化は少ないため内部時計の水晶振動子の発振周波数の変動は小さいと考えられること、また観測期間が比較的短いことから、OBSの内部時計とGPS時計の時刻差は線形に変化すると仮定し、設置前と回収後に得られた時刻差を線形補間することによって補正を行った。時刻補正を行った連続波形記録は、波形観測支援プログラムwin(ト部・東田, 1992)のデータフォーマットに変換された後に、全OBS観測点の波形データを統合した上で1分長のファイルに切り出し、これを波形データベース化した。本研究では、OBSによるデータが得られている期間中に発生した地震のうち、気象庁一元化処理によって震源が決められているものを解析の対象とし、これらの地震についてOBSおよび陸上観測点の波形記録からP波およびS波の到達時刻とP波初動極性の読み取りを行った。

震源決定にあたっては、まずOBS観測点直下の堆積層と基盤岩との間で生じるPS変換波を用いて堆積層による走時遅れを求めて補正した上で絶対走時を用いた通常の震源決

定を行った。次にその結果を初期震源分布として、ダブルディファレンス法 (Waldhauser & Ellsworth, 2000) を用いて震源を決定した。絶対走時を用いた通常の震源決定およびダブルディファレンス法で用いた速度構造を図 2 に示す。2005 年 8 月 16 日に本震が発生した後、2005 年 8 月 24 日と 31 日に 1981 年の地震 (M7.0) のアスペリティ (濃い青のコンター) の北東端で M6.3 の地震、2005 年 12 月 2 日に本震近傍で M6.6 の最大余震、2006 年 1 月 18 日に 1936 年の地震のアスペリティの南端で M5.7 の地震といった M5.5 を超える地震が発生している (図 3)。震源分布にはいくつかのクラスターが存在する (図 4)。それらは主にプレート境界 (山本, 2007) 周辺に分布するものの、いくつかのクラスターには深さ方向に明らかなばらつきがある。たとえば、2005 年の地震のすべり域の東端付近 (図 5) では、海溝軸と平行に地震が分布し、それらの深さは、周辺の地震に比べて浅い位置で発生している。また、図 4 の d の領域では、宮城県沖全域と比較すると、明らかにプレート境界面よりも浅部で地震が発生している (図 5)。これらの結果は、2005 年宮城県沖の地震の余震は、プレート境界上だけではなく、プレート境界面外でも発生している可能性を示唆する。

発震機構解の推定には、OBS と陸上観測点の P 波初動極性データに加えて、陸上観測点の P 波と S 波の振幅比を用いた。波形記録に 1 から 4Hz バンドパスフィルターを施した後、P 波、SV 波、SH 波の最大振幅をそれぞれ、上下動成分、radial 成分、transverse 成分から求め、それらの振幅比 (SV/P、SH/P) と P 波初動極性から発震機構解を求めた。震源が決定できた地震の 2116 個のうち 22% にあたる 456 個の小・中地震について発震機構解が得られた。また、発震機構解が得られた地震について発震機構解の特徴に基づき、プレート境界型とそれ以外 (非プレート境界型地震) に分類した。具体的にはプレート境界で発生した 2005 年の地震の発震機構解と小・中地震の発震機構解について Kagan 角 (Kagan, 1991) を用いて比較することで地震をプレート境界型と非プレート境界型に分類した。

発震機構解が得られた地震の 19% (86 個) がプレート境界型、68% (310 個) が非プレート境界型に分類された。13% (60 個) については発震機構解の決定精度を考慮してどちらにも分類しなかった。

宮城県沖における発震機構解の分布を図 6 および図 7 に示す。プレート境界型の地震は主に本震周辺で発生しているのに対し、非プレート境界型の地震は様々な場所で発生している。非プレート境界型の地震は様々な場所で発生しているが、空間的に均一に分布しているのではなくいくつかの集中域が存在し、本震近傍と 2003 年の地震のアスペリティの西端付近に非プレート境界型の地震の割合が高い領域が存在する (図 8)。

本震周辺の (a) の領域では、プレート境界型、非プレート境界型の地震の両者が発生している。このクラスターは 2 つのサブクラスターから構成される；(1) 海溝に平行する北東-南西方向の線形配列をするサブクラスター (図 9 で赤破線で囲んだ領域)；(2) (1) と直交する北西-南東方向に配列するサブクラスター (図 9 で緑破線で囲んだ領域)。

そのうち、(1) 海溝軸と平行な方向のサブクラスターでは、プレート境界型の発震機構解をもつ地震の割合が低く、非プレート境界型地震が卓越して発生している。逆に、(2) 北西-南東方向のサブクラスターでは、プレート境界型地震の方が卓越している。

1981年のアスペリティの北東端の(b)の領域では、プレート境界型と非プレート境界型地震の両者が混在して発生しているが、1936年の地震のアスペリティと2003年の地震のアスペリティに挟まれた(c)や1936年の地震のアスペリティの南端(d)では、プレート境界型地震はほとんど発生せず非プレート境界型地震が卓越している。

非プレート境界型地震がプレート境界型地震に対してどのような位置に分布をするかということは応力場を考える上で重要である。地震のタイプごとのプレート境界に対する深さの差の頻度分布を図10に示す。ただし、震源の決定精度の高い領域内についてのみ示した。プレート境界型地震は、プレート境界付近に集中して発生しており、分布のピークは鋭い。すなわち、プレート境界型地震の発生位置はプレート境界面上またはごく近傍に限定される。一方、非プレート境界型の分布のピークはプレート境界よりも浅く、裾の広い形状を示す。このことは、非プレート境界型地震がプレート境界の近傍のみならず、上盤側や下盤側のプレート内でも発生していることを示す。プレート境界型の大地震に伴う余震活動のなかに、プレート境界面から離れた場所で発生する地震が含まれ、その発震機構解の多くが本震と大きく異なることは、大地震発生に起因する局所的な応力擾乱が、それらの余震の発生に寄与する可能性を示唆する。

上述した結果は、地震時すべりの不均質な空間分布により生じる応力擾乱の位置を、プレート面外で発生する非プレート境界型地震のクラスター的な活動として検出できる可能性を示すものである。したがって、非プレート境界型地震の活動状況の時空間的な変化を調べることにより、プレート境界面上におけるすべりの空間分布、あるいはその原因となるプレート境界面上における摩擦特性の変化に関する情報を抽出できる可能性がある。

次に余効すべりの分布と発生する地震の発震機構解との対応について述べる。*Miura et al.* (2006)と飯沼・他(2007)は、GPS解析を行うことで2005年宮城県沖の地震の余効すべり域を推定した。余震活動と余効すべりの積算すべり量の比較を図11に示す。本震直後では、余効すべりの大きな領域が本震近傍に存在する。本震直後の余効すべりの大きな領域とプレート境界型地震の分布を比較すると、プレート境界型地震は本震近傍の余効すべりの大きな領域に集中して発生している。一方で、非プレート境界型地震は、本震近傍と余効すべり域の北端および東端で発生している。余効すべりは、12月2日に最大余震(M6.6)が発生した後、その伝播方向を北へ変え、すべり域の中心も本震の破壊域の北東側に移った。この時期では、本震直後とは異なり、余効すべりの大きな領域では、プレート境界型と非プレート境界型地震のどちらも発生していないが、余効すべり域の南端では非プレート境界型地震が継続して発生している。

本震発生から約 1 年の余効すべりの積算すべりと地震活動を比較すると、プレート境界型の地震は余効すべり域内に集中して発生し、余効すべり域ではプレート境界型の地震の割合が高い。一方、非プレート境界型の地震の活動が活発な領域は、本震近傍を除くと余効すべり域の端に位置するように見える。このように、宮城県沖地震の余震活動期間中に発生した地震の発震機構解の空間分布と余効すべりの空間分布の間には、プレート境界型の地震は余効すべりの大きな領域で発生し、非プレート境界型の地震は余効すべりの大きさが変化する領域で発生するという対応が見られた。

余震活動の時間変化と余効すべりの時間発展との関係について述べる。図 12(a) から (d) に、余震活動群 (a) から (d) の領域内における地震活動と余効すべりの時間発展との関係を示す。発震機構解が得られた地震に対するプレート境界型の地震の割合の時間変化 (波線) を見ると、余効すべりのすべり速度が大きい期間にプレート境界型の地震の発生割合が高い傾向がみられる。逆に、余効すべりのすべり速度が低下すると共に、プレート境界型の地震の発生割合も低下する。本震発生直後の期間では、余効すべりが発生していたと考えられる (a)、(c)、(d) の 3 領域で、いずれもプレート境界型地震の割合が高い。その後、余効すべり量の減少に伴って、プレート境界型地震の発生割合も減少するが、最大余震の震源を含む領域(c)では、最大余震発生後の余効すべりの再活発化とほぼ同期するようにプレート境界型地震の発生割合も増加している。一方、非プレート境界型の地震の活動は、余効すべりによらず顕著な活動が観測期間内に見られ、非プレート境界型の地震の活動は余効すべりの時間発展と必ずしも対応関係は見られない。

Matsuzawa et al. (2004) は、アスペリティで発生した地震の余効変動が近隣するアスペリティを破壊することで二次的な余効変動が生じ、さらに次のアスペリティを破壊するといった連鎖反応モデルを提唱した。上記のような、宮城県沖地震の余震活動期間中に見られたプレート境界型の地震は余効すべりと時空間的対応は、この連鎖反応モデルによって発生様式を解釈することができる。すなわち、非地震性すべり領域の拡大に伴って、その範囲内のプレート境界上の小アスペリティの破壊が促進され、それがプレート境界型の発震機構解を持つ余震の活発化として観測されたと考えられる。

一方、非プレート境界型の地震は、余効すべり域の端で多く発生していることとプレート境界の上盤側で発生していることから余効すべりによって直接励起された地震ではなく、余効すべりが起こることによりすべり域の端部で生じる応力擾乱によって励起された地震であると考えられる。

上述のように地震活動と余効すべりの間には時空間分布において対応関係が見られた。本震の地震時すべりと同様に、余効すべりもプレート境界上の摩擦特性の影響を受け、広域応力場に対して擾乱を与えたと考えられる。したがって、プレート境界型の地震の活動によって余効すべりの時間発展を、非プレート境界型の地震によって余効すべりの空間的広がりを監視できる可能性がある。

宮城県沖に設置された OBS のデータと陸上地震観測網によるデータを統合処理したデ

ータを用いた Double-difference トモグラフィー法 (Zhang & Thurber, 2003) により、海域下の P 波速度 (V_p) および S 波速度 (V_s) の 3 次元構造を高精度で推定した。

低 V_p 、 V_s で明瞭にイメージされる海洋性地殻は深さ 20~70km の範囲において、高 V_p/V_s を保ったまま沈み込んでいることがわかった (図 13)。この結果は、北西太平洋における人工地震探査の結果と、東北日本の陸域下でのトモグラフィ解析による結果をつなぐものであり、これらを総合すると、海洋性地殻は沈みこむ以前から高い V_p/V_s によって特徴付けられ、その特徴を保持しつつ地下深部にまで沈み込んでいることが明らかとなった。

プレート境界の位置 (山本, 2007) を基準として、上盤側のマントルウェッジおよび下盤側の海洋性地殻の内部それぞれについて、宮城県沖地震のアスペリティの分布に対応するような不均質構造についての検討を行い、次のような特徴を見出すことができた。

(1) マントルウェッジ内においては、アスペリティの周辺では高 V_p および高 V_s であり、周囲に比べ V_p/V_s は小さい (図 14)。このことは、アスペリティが分布する領域においては、マントルウェッジの水和がほとんど起こっていないことを示すものであり、ここで M7 級の地震が繰り返し発生することの原因の一つであると考えられる。(2) 海洋性地殻内においては、2005 年宮城県沖地震の震源周辺において、その周囲に比べて V_p/V_s が有意に小さい (図 15)。この領域は、1978 年宮城県沖地震の破壊過程においても破壊開始点に隣接するアスペリティとなっており、2005 年の地震と同様の破壊過程が繰り返されたと考えられている。破壊の開始点については、1936 年宮城県沖地震もこれらの地震に近いことが知られる。本研究によって見出された海洋性地殻内に見られる局所的な低 V_p/V_s 域が存在することにより、この領域は周囲に比べて応力集中を受けやすくなるために、大地震の破壊の開始点になりやすい場所となっている可能性がある。

3) GPS によるバックスリップ推定

GPS 連続観測のデータの解析から推定された、2002 年から 2006 までのプレート間カップリングの推定について報告する。昨年度報告済みであるが、2005 年宮城県沖地震の発生後にみられた余効すべりの空間分布とその時間変化には、宮城県沖地震の想定震源域付近以外のプレート境界でのカップリングの変化の影響が及んでいることが示唆されていた。そのため、東北地方におけるプレート境界でのカップリングの変化を広域の GPS データを用いて改めて推定した。

図 16 に東北地方中南部に設置された GPS の観測点の配置を示す。東北大学によって設置された GPS 観測点で取得したデータは、公衆回線とモデムを使ったダイヤルアップ式で東北大学まで伝送している。

得られた GPS 観測データの基線解析には、米国航空宇宙局 (NASA) のジェット推進研究所 (JPL) で開発された GIPSY/OASIS-II (GOA-II) による精密単独測位法 (Precise Point Positioning ; 以下、PPP 法と呼ぶ) (Zumberge *et al.*, 1997) を用いた。得られる GPS

観測点の変位の時系列には、プレート間カップリングやプレート間の準静的すべりによる地殻変動のほかに、季節変動成分や地震に伴う変動及びアンテナ交換等のサイトメンテナンスに伴う擬似的なステップ変動が含まれている。そこで、下記の(1)式で示したような、線形トレンド、年周・半年周成分、地震時変動などのステップ変化からなる関数を仮定し、最小二乗法により $a \sim g$ の各係数を推定した。

$$u(t) = a \cdot t + b + c \cdot \sin(2\pi t/T) + d \cdot \cos(2\pi t/T) + e \cdot \sin(4\pi t/T) + f \cdot \cos(4\pi t/T) + \sum_{j=1}^J g^j \cdot H(t - t_a^j) \quad (1)$$

ここで $u(t)$ は観測点座標の時系列、 T は 1 年間の日数、 $H(t)$ は階段関数、 t_a^j は j 番目の地震の発生日である。また、線形トレンド a について、2002 年から 2006 年までの全期間に対して一つの値をとるものとした場合、2005 年 8 月 16 日の宮城県沖の地震前後で違う値になるとした場合、2002 年から 2006 年までの年ごとに異なる値とした場合、及び 2002 年から 2006 年までの年ごとに異なりかつ 2005 年は 8 月 16 日を境に値が変化するとした場合の四通り解析を行なった。図 17 に座標値時系列の例を示す。

上述の方法により得られた各期間のトレンド成分（観測点の変位速度）をデータとして、*Yabuki & Matsu'ura* (1992) のインバージョン法を用いてバックスリップ分布を推定した。推定領域の上端及び下端においてバックスリップが 0 となるという拘束条件をかけた上で、プレート収束方向から ± 45 度の範囲に解が求まるように NNLS (Non-Negative Least Square) 法を用いて解析を行なった。2002 年から 2006 年までの期間について、年毎に、また 2005 年については 8 月 16 日で期間を分けて得られたトレンド成分を用いた場合の結果を図 18 に示す。これらの図から以下のような特徴を指摘することができる。

- (1) 2005 年宮城県沖地震以前の期間においては、宮城県沖に非常に強い固着域が存在していた。
- (2) 1994 年三陸はるか沖地震の震源域においてやや強い固着域が存在している。
- (3) バックスリップの大きな（最大値の 1/2 以上）領域の西縁は低角逆断層型地震の西縁 (*Igarashi et al.*, 2001) とほぼ一致している。
- (4) 一方でそれよりも深い領域も弱く固着している。
- (5) 2003 年までの期間と、2004 年から 2005 年 8 月までの期間とでは、宮城県沖の固着域の中心位置が異なっており、やや北へ遷移したように見える。
- (6) 2004 年頃から福島県沖南部で固着がやや強化している。
- (7) 2005 年宮城県沖地震以後の期間では、1978 年の宮城県沖地震の破壊域よりも深い側の固着が消滅している。
- (8) 小繰り返し地震の活動度と、固着域の分布は概ね調和的である。

図 19 にチェッカーボードレゾリューションテストの結果を示す。左図のようにすべりが無い部分と、プレート収束方向に 3 cm/year のバックスリップに相当するすべり速度を与えた部分とを配置して、各観測点において期待される変位速度を計算し、計算された

変位速度の各成分にそれぞれ最大10%の誤差を乱数で与え、それを元に逆解析を行なった。結果を見ると、海溝付近のすべり分布はほとんど再現できていないのに対し、それ以外の領域では概ね推定できていることがわかる。なお、再現されたすべり領域は仮定されたすべり領域に対して面積が狭くなる一方、最大すべり速度は大きめに推定される傾向も見られる。全体のモーメントの総計では概ね矛盾なく説明できているものと思われるが、実際の推定結果について、すべり領域やすべり量について議論する際にはこの点に注意を要する。

図20に、M7.2の地震の発生前である2002年1月1日から2005年8月15日までの期間と、地震発生後の顕著な余効すべりが終息した後の2006年1月1日から2006年12月31日までの期間、それぞれにおけるバックスリップの分布を示す。図には一年当たりの値として示している。前者については、1997年から2001年までの5年間のデータを用いて同様の解析をおこなった *Suwa et al.* (2006) の結果と同様に、宮城県沖で強い固着の傾向を示しているのに対し、後者の期間については、地震発生後の余効すべり (*Miura et al.*, 2006) の影響により、宮城県沖の固着はかなり弱まっているように見える。一方で解析領域の北側の岩手県北部・青森県沖では、逆にバックスリップ速度の増加傾向が見られる。

上述のバックスリップ分布の特徴の(7)に関して、GPSの変位時系列に戻ってみると、2006年の後半から上下成分に非定常な変動が現れており、特に内陸の点でその変化が顕著であった。図21にいくつかの点における時系列を示す。深部での固着の変化は沿岸部よりも内陸部に影響を強く及ぼすと考えられ、これらの変位時系列は深部での固着の弱化（もしくは消滅）を強く示唆する。一方で、年周変動成分が除去し切れていないようにも見えるため、今後さらに最近のデータを加えての解析を行ない、トレンドの変化が確実なものなのかどうかを検証していく必要がある。

4) 相似地震モニタリング

相似地震は、プレート境界の非地震性すべり域に存在する小さなアスペリティが繰り返し破壊するために生じると考えられる (*Ellsworth, 1995; Nadeau et al., 1995*)。すなわち、小繰り返し地震のアスペリティでは、1)その周囲の非地震性すべりによって応力が集中し、2)やがてそれがアスペリティの強度の限界に達し、地震が発生する、というサイクルを繰り返す。このような小繰り返し地震発生メカニズムが正しく、小繰り返し地震は、その周囲の非地震性すべりに追いつくように発生すると考えると、逆に小繰り返し地震の積算すべりから、その周囲での準静的すべりの時間変化を推定することができる。

図22は、2007年一年間に東北日本下のプレート境界において発生した相似地震の分布を示したものである。本年は昨年までにモニタリングしていた領域に関東地方（北緯35度から36.5度の範囲）を加え、過去に遡って相似地震活動の再評価を行い、プレート境界面におけるすべり速度を改めて求めた。相似地震の判定基準としては、震央間距離40km以内の過去の地震と波形を比較し、 P ・ S 波を含む40秒間で1-8Hzの平均のコヒーレンスが0.95以上となるものを相似地震とみなすこととした。

推定された相似地震活動の時空間分布から計算された、プレート境界面上での滑り速

度分布の例を図 23 に示す。図 23(a)には 2001 年 1 月までの一年間のすべり速度が示されている。プレート境界型地震発生域の深部ですべり速度が高く、特に三陸はるか沖地震の破壊域よりも深部、岩手県から青森県の沖にかけてやや高いすべり速度を示す領域があることが分かる。この傾向は、他の期間においてもそれほど変わらない。一方、2006 年から過去一年間のデータから推定されたすべり速度では、宮城県沖地震や十勝沖地震のアスペリティ周辺ですべり速度が高まっており、それぞれ 2005 年の宮城県沖の地震 (M7.2)、2003 年十勝沖地震 (M8.0) の余効滑りの影響を見て取れる (図 23(b))。また、GPS データから得られたバックスリップ分布 (図 18、図 20) と比較すると、バックスリップの大きい領域、即ちプレート間の固着が強い領域においては、相似地震から求められたすべり速度が概ね小さくなっており、ほぼ調和的な結果を得ることとなった。

5) 2007 年 12 月 25 日の地震

2007 年 12 月 25 日に M5.6 の地震が宮城県沖で発生した。この地震は、規模は大きくなかったものの、震央が 1978 年の宮城県沖地震の震源域内であった (図 24) ため、現在もまだその大部分が固着していると考えられる 1978 年のアスペリティに何らかの影響を及ぼす可能性も考えられた。このため、地震発生前後の地殻変動並びに相似地震活動を詳細に検討した。図 25 は、宮城県牡鹿半島周辺の東北大学、および国土地理院の GPS 連続観測点における、2007 年 12 月 4 日から約 50 日間の座標値変化を示す。なお、ここで示した座標値は、2005 年 8 月の宮城県沖地震 (M7.2) 発生前の期間において推定された季節変動成分とリニアトレンド成分を差し引いたものである。これらの時系列を *Yagi & Kikuchi* (2003) のインバージョン法で解析することにより、プレート境界面上に仮定したすべり分布の時間発展の推定を行った。なお、*Yagi & Kikuchi* (2003) のインバージョン法では、座標値時系列の中に地震時地殻変動によるステップ関数的な座標値変化を複数含むような場合にも適用できるようになっており、ここではそれを利用して 2007 年 12 月 25 日の地震に伴う地震時すべりも同時推定した。

図 26 にインバージョン解析による推定結果とその時の推定誤差を示す。12 月 4 日から 12 月 18 日の期間において、逆断層型の非地震生すべりが発生しているように見えるが、これについては、季節変動の除去がうまくできていない可能性もあり、更なる検討を要する。同図の赤枠で囲んだパネルは同時推定した 12 月 25 日の地震による地震性すべりである。地震時すべりの最大値は 12.7cm と推定された。推定されたすべり分布に基づいてモーメントの積算値を計算した結果、モーメントマグニチュードは 5.7 に相当しており、地震学的に推定されたマグニチュードと概ね調和的である。元々の観測された時系列 (図 25) を見ると、ノイズレベルとほぼ同程度の座標値変化ではあるが、震源過程に関する情報がそれなりに抽出できているものと考えられる。

同地震後の相似地震活動を図 27 に示す。等値線で示されている 1978 年宮城県沖地震の破壊域、並びにその南方及び東方 (2005 年の宮城県沖地震のあと、余効すべりが到達した領域 (*Miura et al.*, 2006)) では相似地震活動の活発化は見られず、1978 年宮城県沖地震の破壊域の北側で活動があったことがわかった。これらの解析結果によれば、今回の地震に伴い大きな余効すべりが発生しており、想定宮城県沖地震の発生に強い影響をもたらした、とは考えにくい。

図 24 に示されている通り、今回の地震及び 2005 年 12 月 17 日の余震 (M6.1) と、*Yamanaka & Kikuchi* (2003) による 1978 年宮城県沖地震の破壊域の北側の大きく滑った部分とはやや重なりあう関係にあるが、*Yaginuma et al.* (2006) の推定結果を用いると、地震時に大きなすべりがあった領域の縁でこれらの地震が発生したように見える。このことは、2005 年の宮城県沖の地震以降のこの地域の諸活動について、想定宮城県沖地震に与える影響について評価する際には、1978 年宮城県沖地震の破壊域の不確定性についても考慮に入れる必要があることを示唆している。

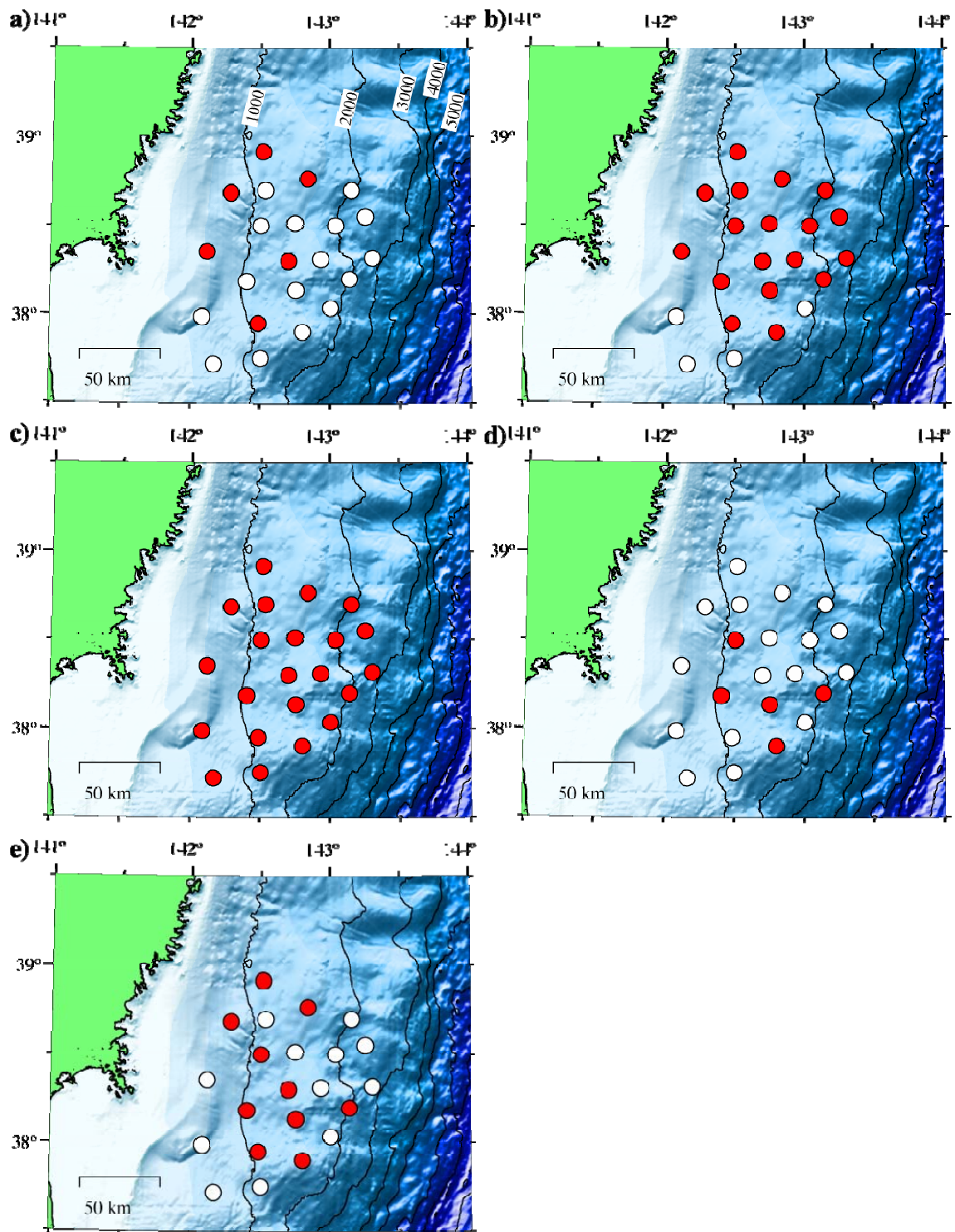


図1 平成19年度に実施した海底地震観測の観測点配置図。a) 第一期、b) 第二期、c) 第三期、d) 第四期 e) 第五期。白丸が全観測点の配置、赤丸がそれぞれの観測期間に海底地震計が設置されていた地点。

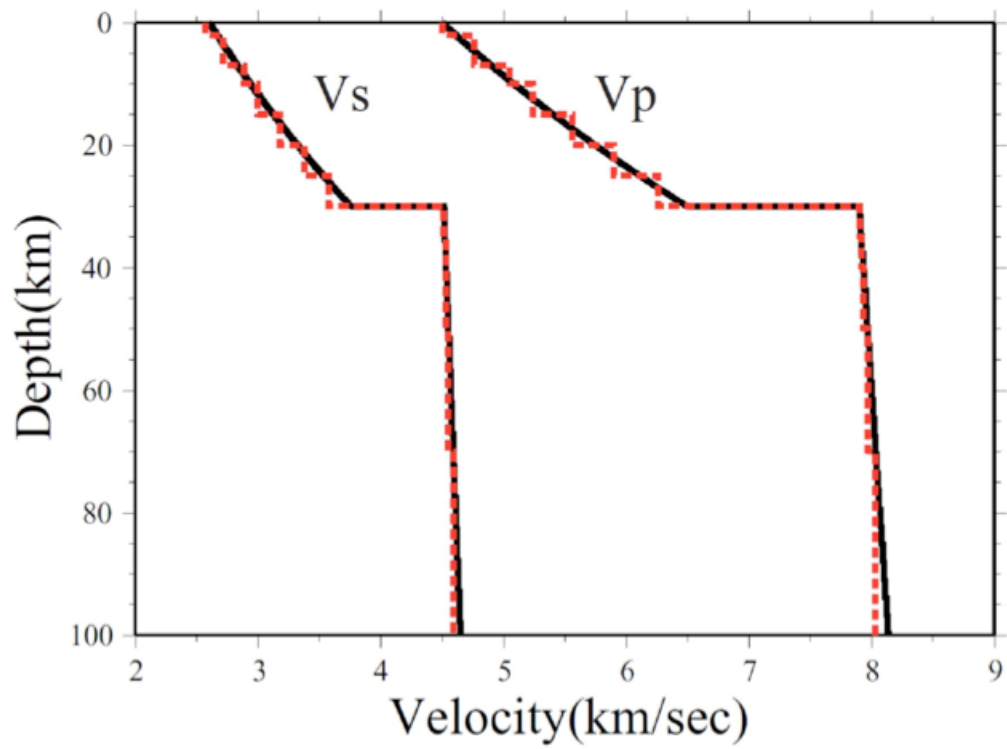


図2 震源決定に用いた1次元速度構造。実線は堆積総補正を用いた絶対走時の震源決定で用いた速度構造、破線は Double-difference 法で用いた速度構造を示す。

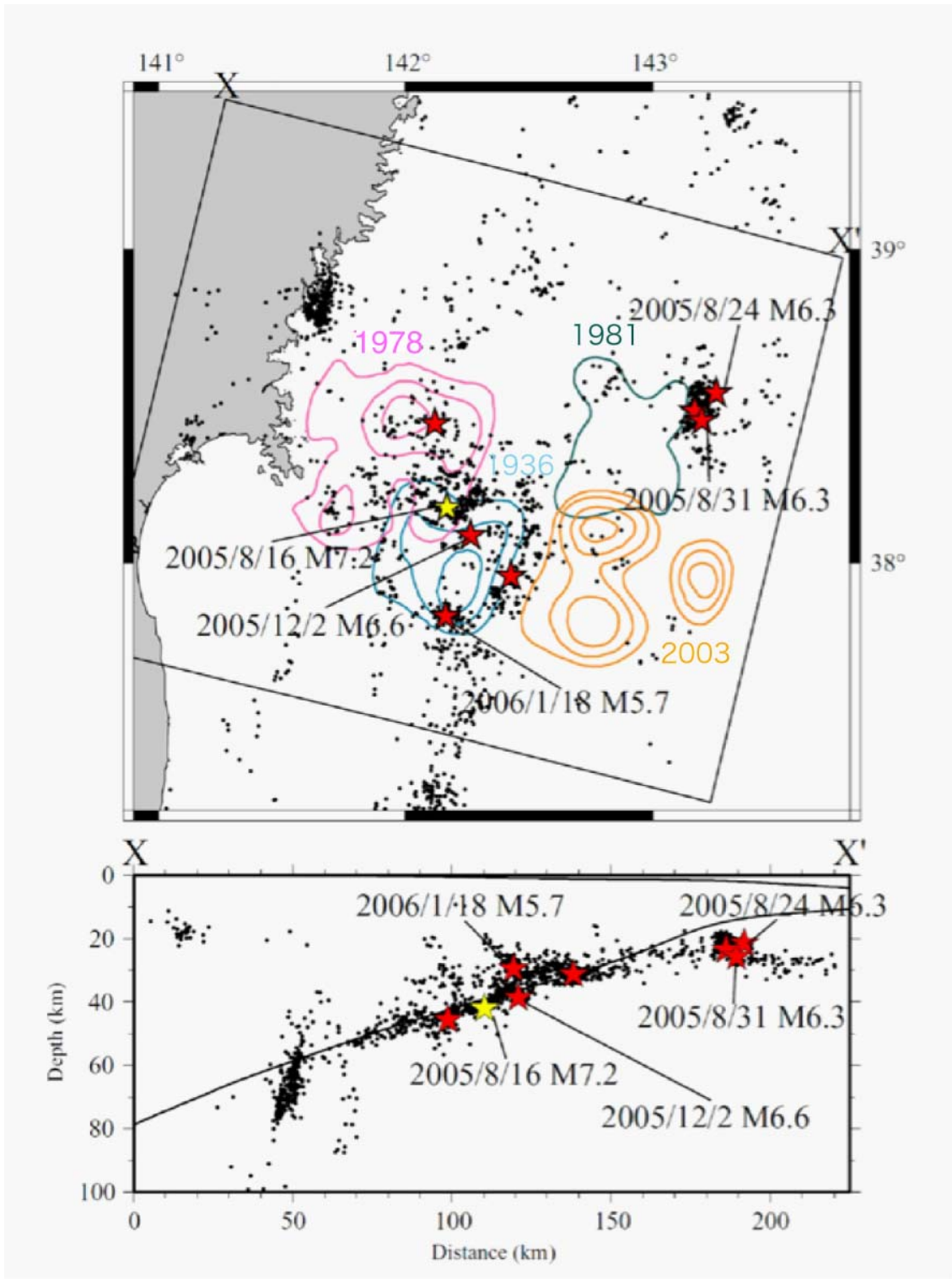


図 3 Double-Difference 法で求めた震源分布。黄星は 2005 年 8 月 16 日に発生した地震を示す。赤星は M5.5 以上の地震を示す。(上) 震央分布図。カラーコンターは山中(2003)および Yamanaka & Kikuchi (2004)によるアスペリティを示す。(下) 上図矩形領域内の鉛直断面図。実線は山本(2007)によるプレート境界を示す。

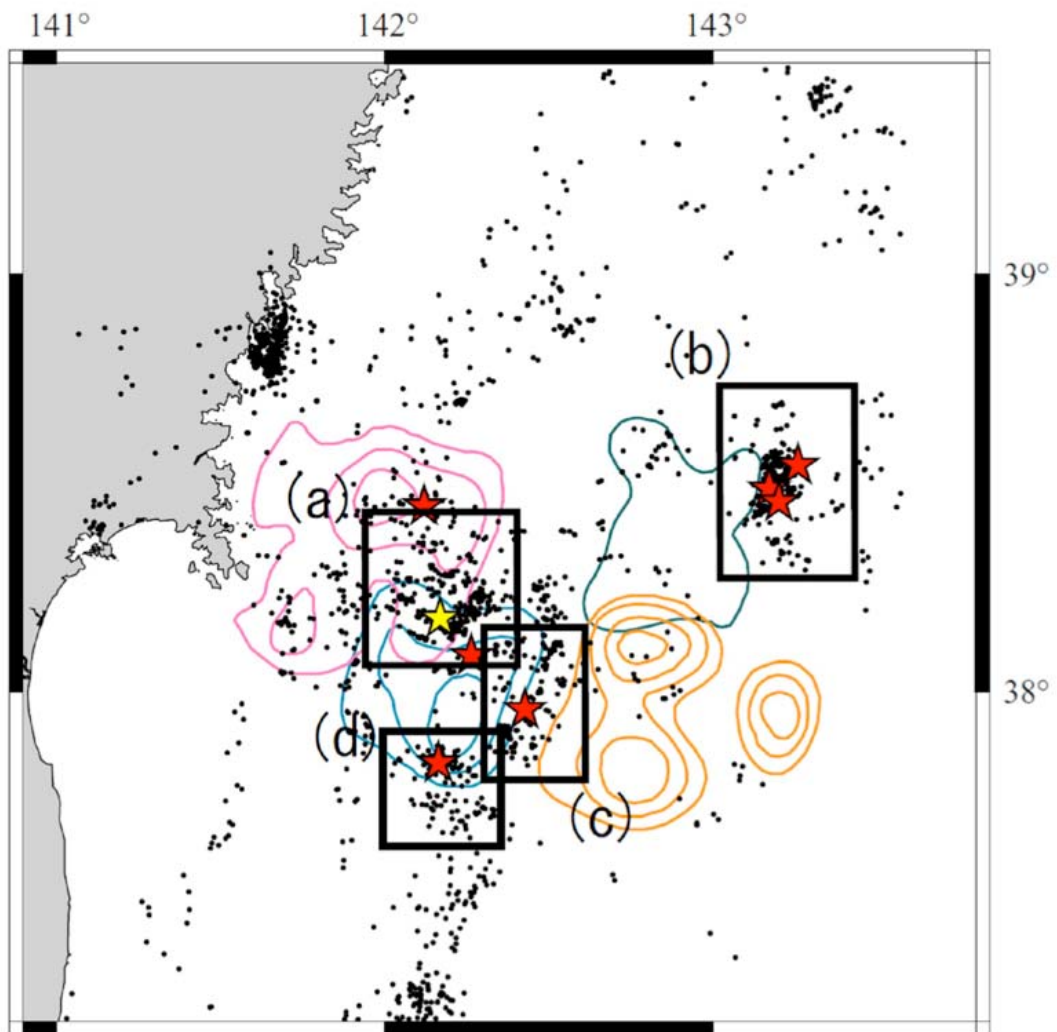


図 4 2005 年宮城沖の地震の余震における顕著なクラスターの分布。シンボルは図 3 と同様である。

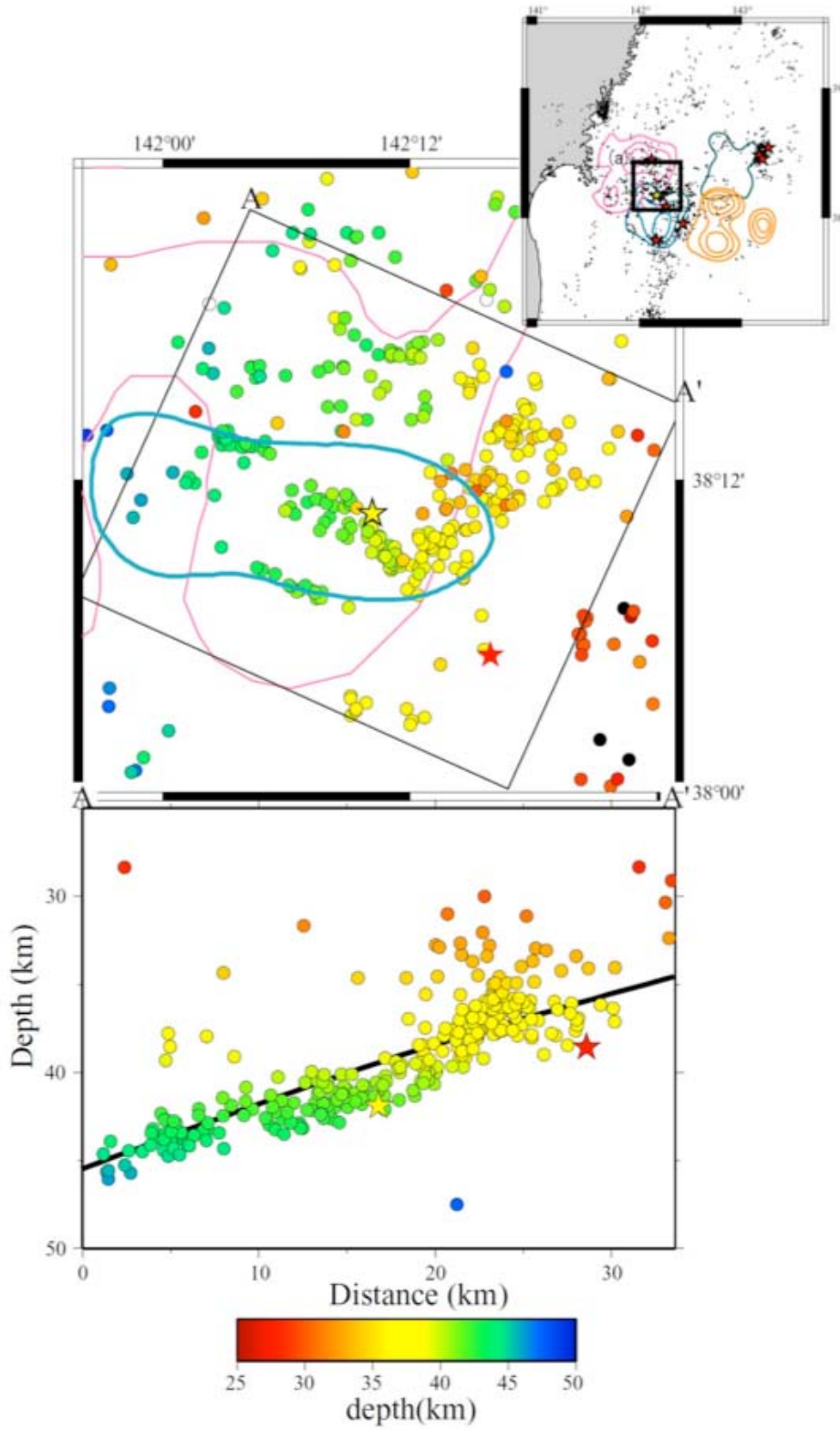


図5 図4の領域(a)の拡大図。震源(丸)のカラーは震源の深さを示す。青線は2005年8月の地震の地震時すべり(を示す)。他は図3と同様である。

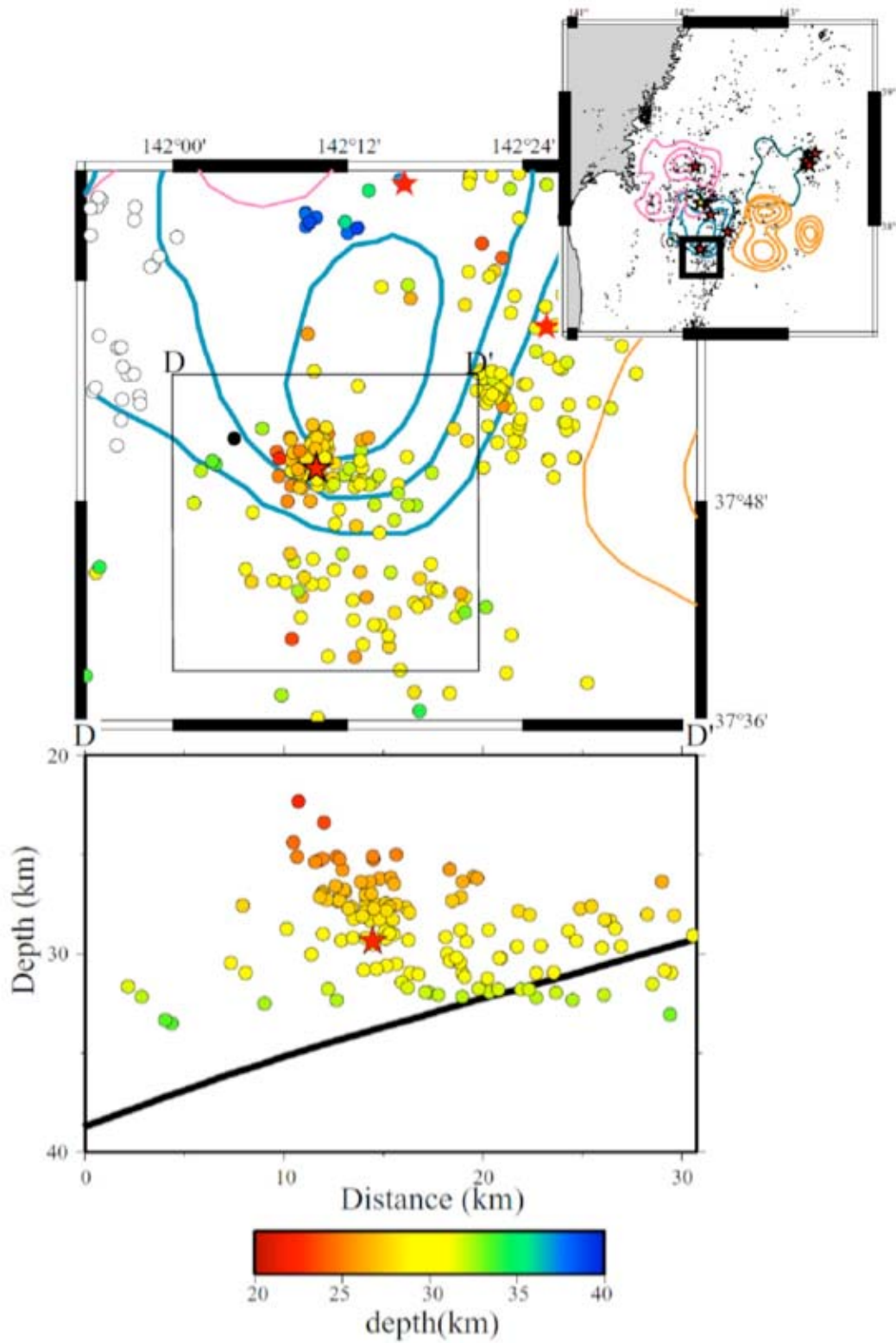


図5 図4の領域(d)の拡大図。シンボルは図3と図4と同様である。

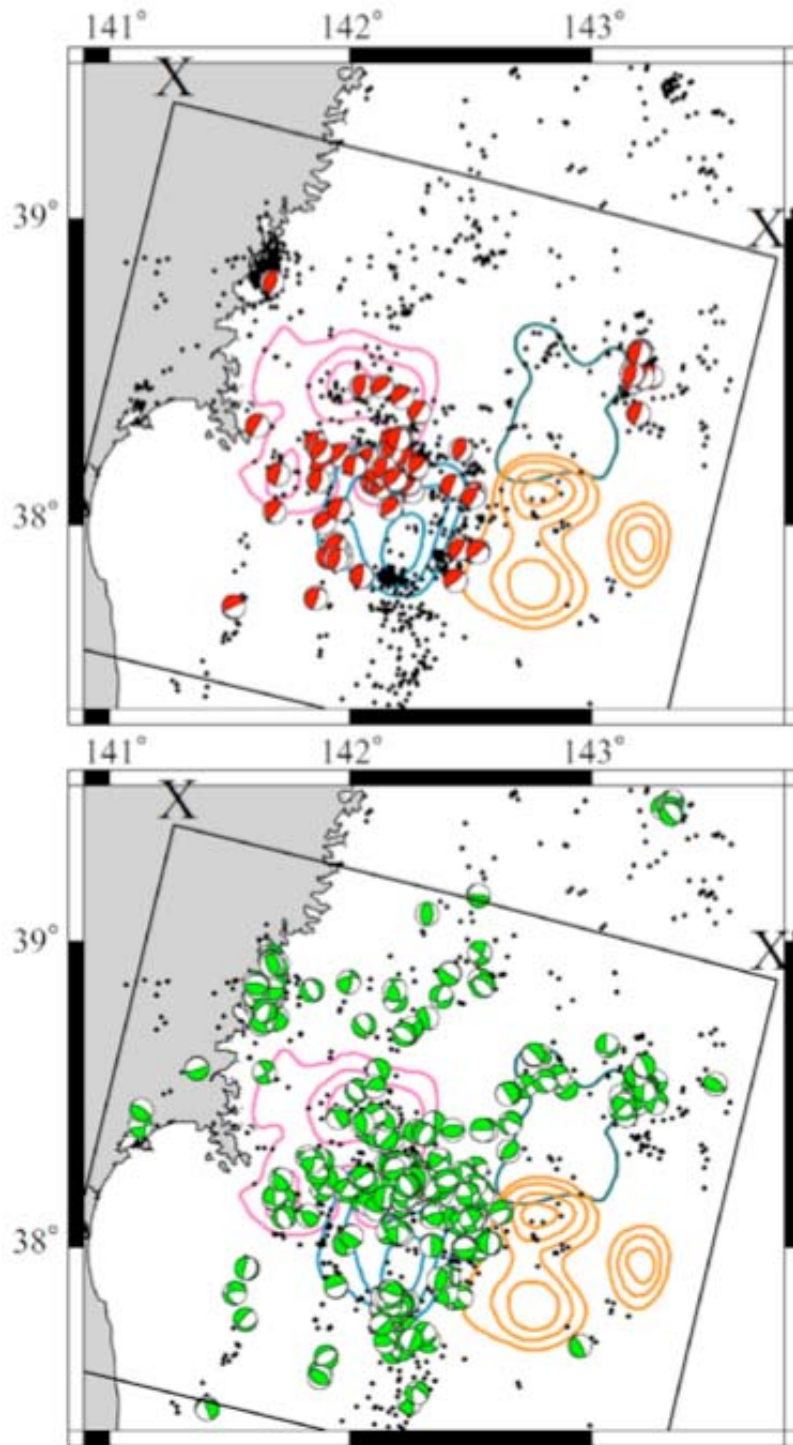


図6 発震機構解の空間分布。プレート境界型（上）および非プレート境界型（下）の地震の発震機構解を赤および緑の震源球で示す（下半球等積投影）。黒点は発震機構解が得られなかった地震を示す。カラーコンターは図3に同じ。

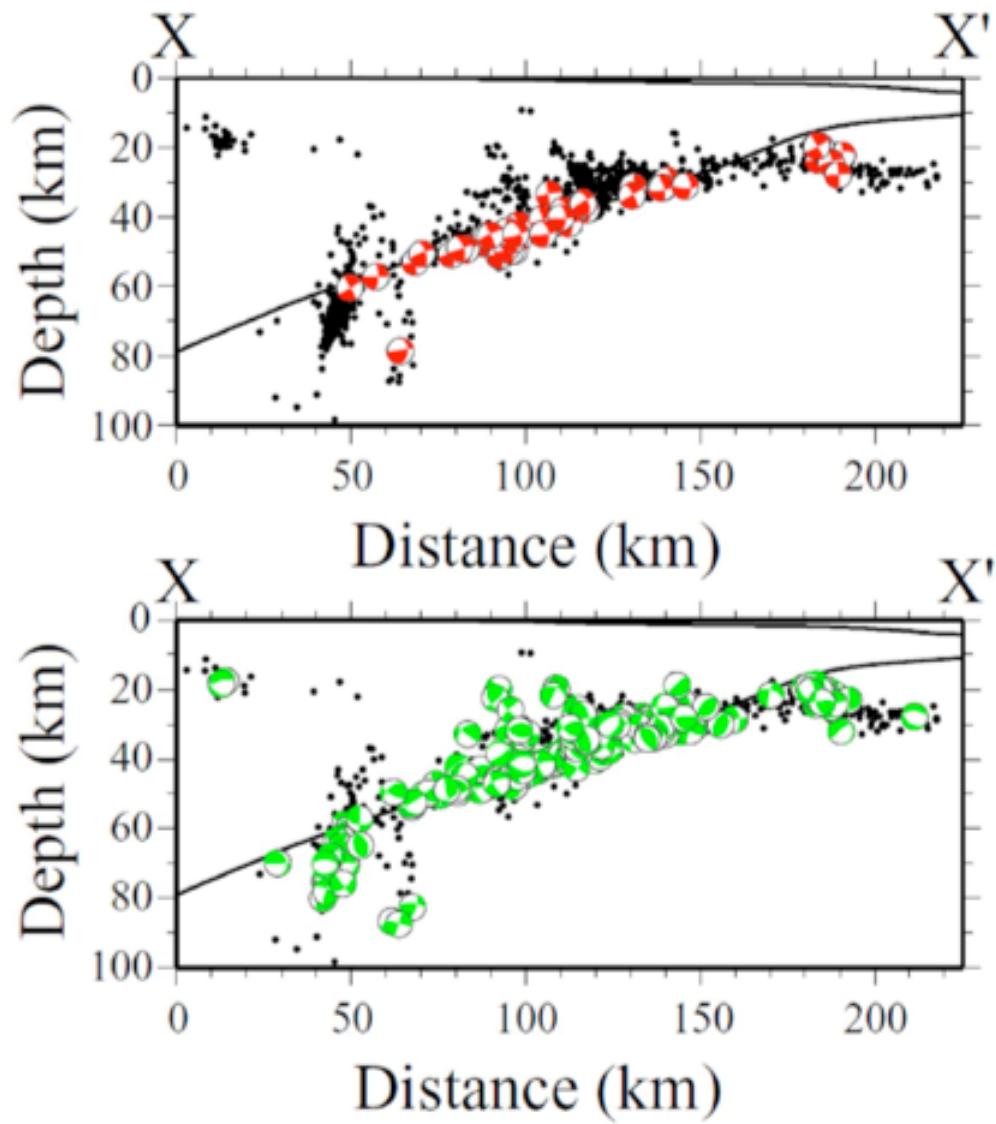


図7 図6の矩形領域内の鉛直断面図。(上)プレート境界型の地震(下)非プレート境界型の地震。

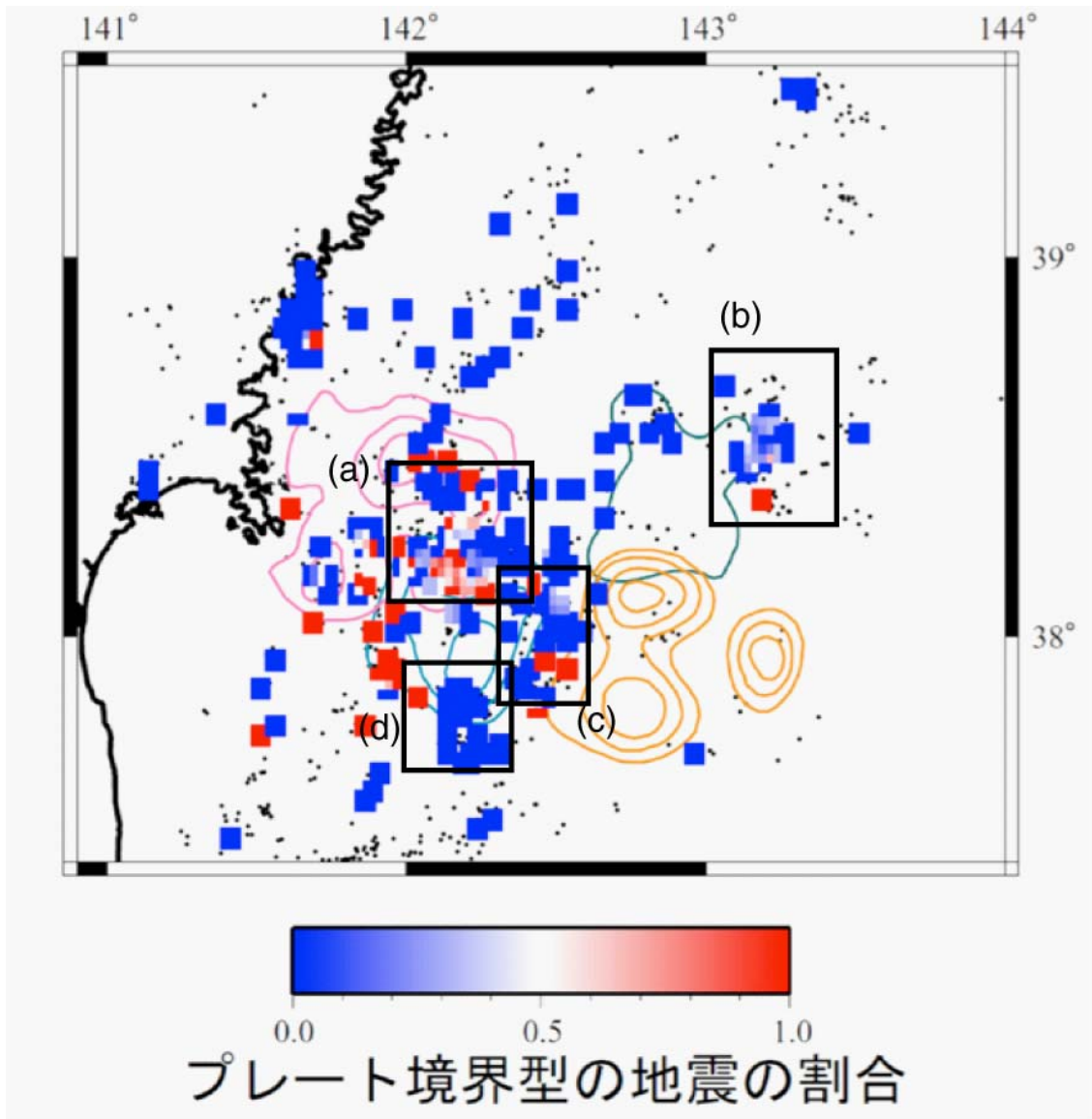


図8 プレート境界型地震の発生割合。発生割合は、 0.05° 四方の領域内におけるプレート境界型の地震と発震機構解が推定された全地震数の比で示す。黒点は震源を示す。矩形領域は図4と同じ。

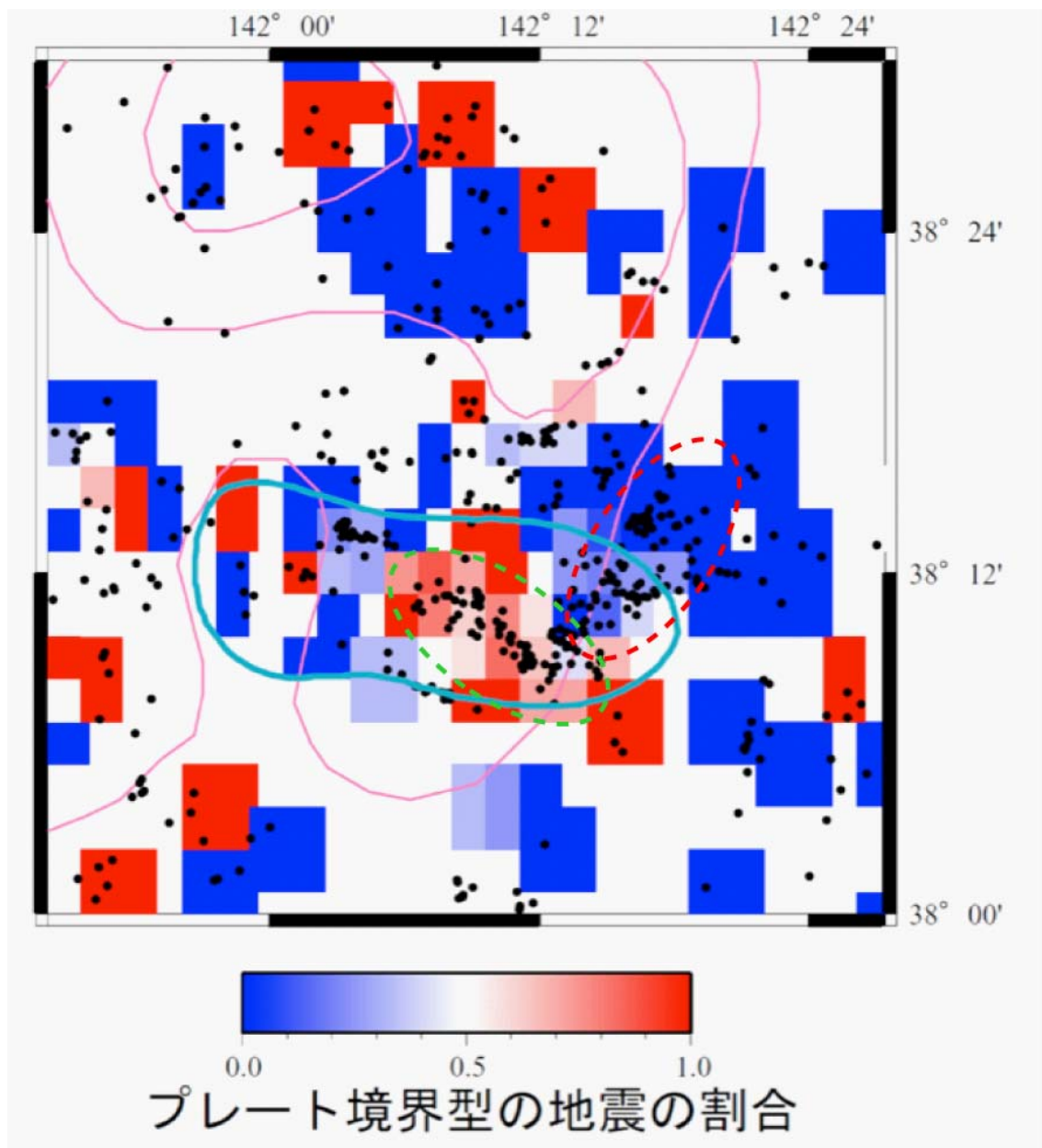


図9 図4領域(a)におけるプレート境界型地震の発生割合。赤と緑色の破線の楕円は本震周辺の2つの地震クラスター。他のシンボルは図3および図8に同じ。

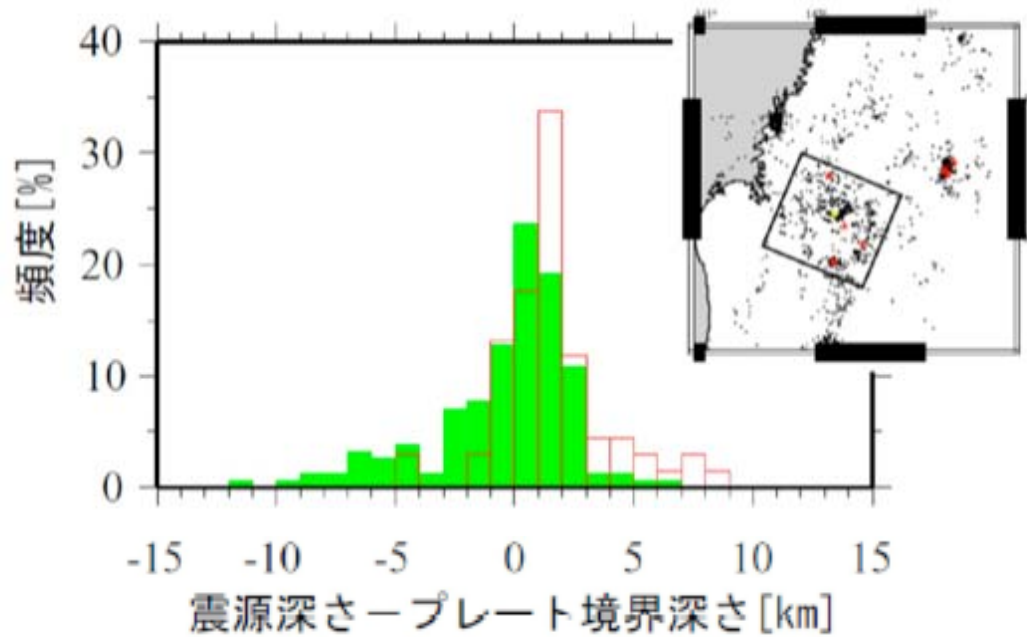


図 10 プレート境界に対する震源の相対的な深さ分布。山本(2007)によるプレート境界からの相対的な震源の深さ頻度を示す。分布は震央分布図中（右上）の矩形領域内について示す。プレート境界型を赤線、非プレート境界型を緑で示す。

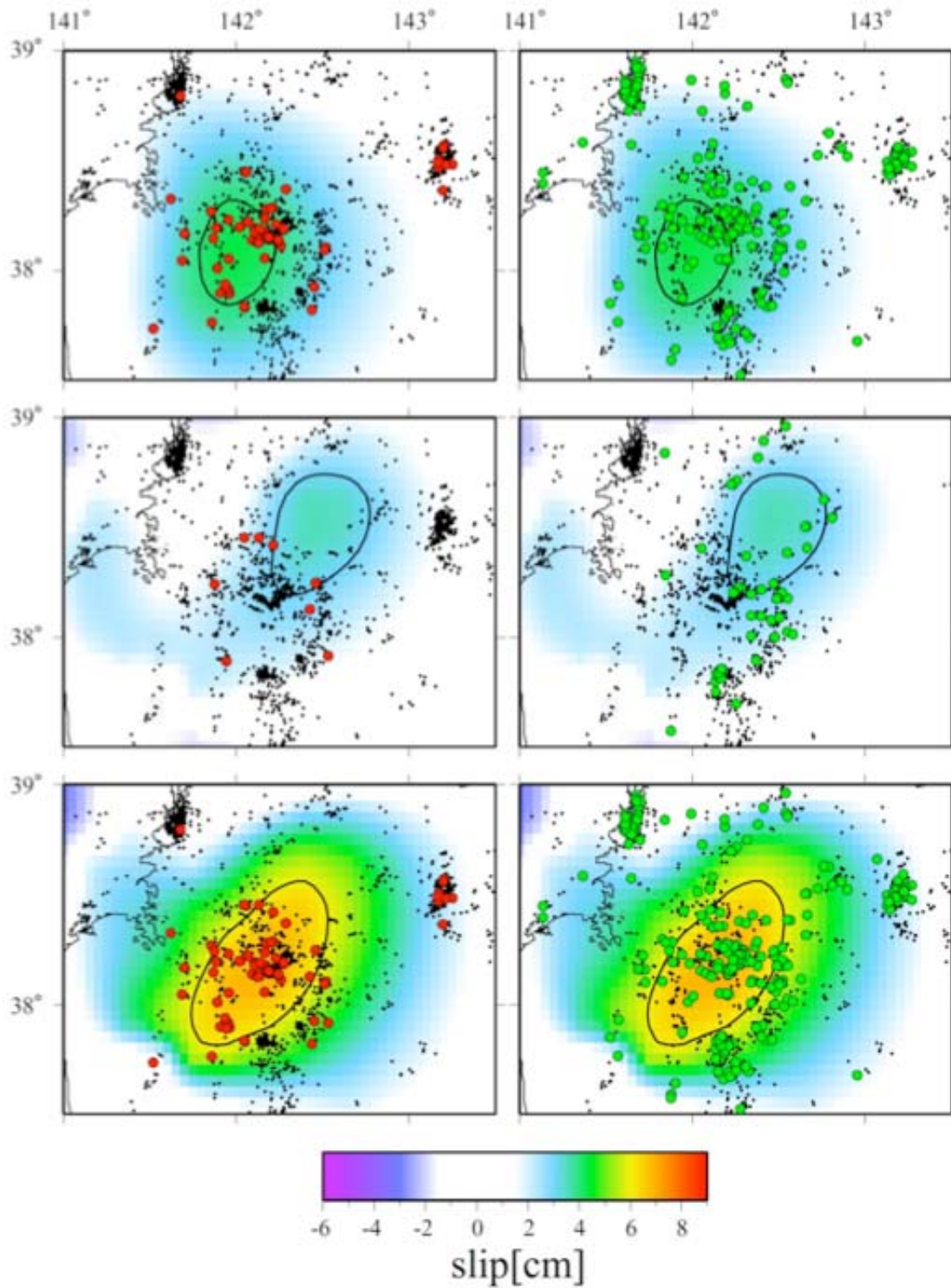


図 11 プレート境界型の地震（左側）と非プレート境界型地震（右側）の分布と余効すべり域の比較。（上）最大余震前。（中）最大余震後。（下）最大余震前と最大余震後の積算。

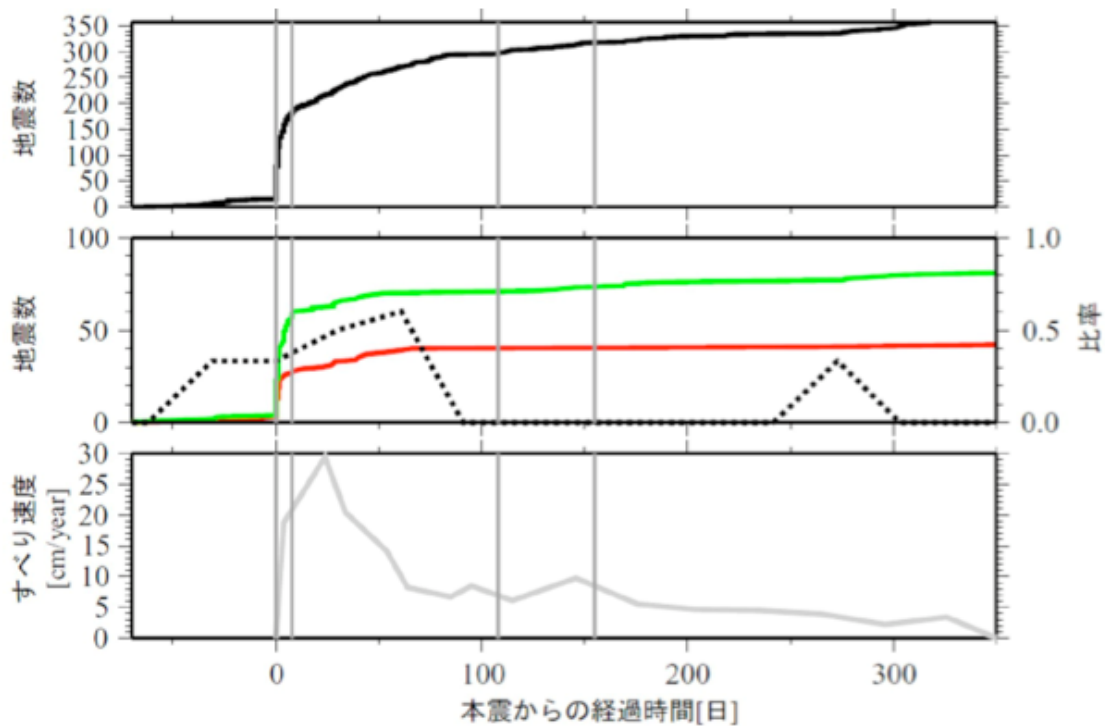


図 12(a) 地震数、プレート境界型と非プレート境界型地震、および余効すべりのすべり速度の時間変化。図 2 の領域(a)について示す。本震発生を 0 日として、縦の灰色実線で、2005 年 8 月 16 日の地震 (本震) (M7.2)、8 月 24 日の地震 (M6.3)、12 月 2 日の最大余震 (M6.6)、2006 年 1 月 18 日の地震 (M5.8) が発生した時間を示す。(上) 領域内のすべての地震の累積個数。(中) プレート境界型 (赤) と非プレート境界型 (緑) 地震の累積個数とプレート境界型地震の割合 (破線)。(下) 余効すべりのすべり速度 (*Miura et al.*, 2006)。

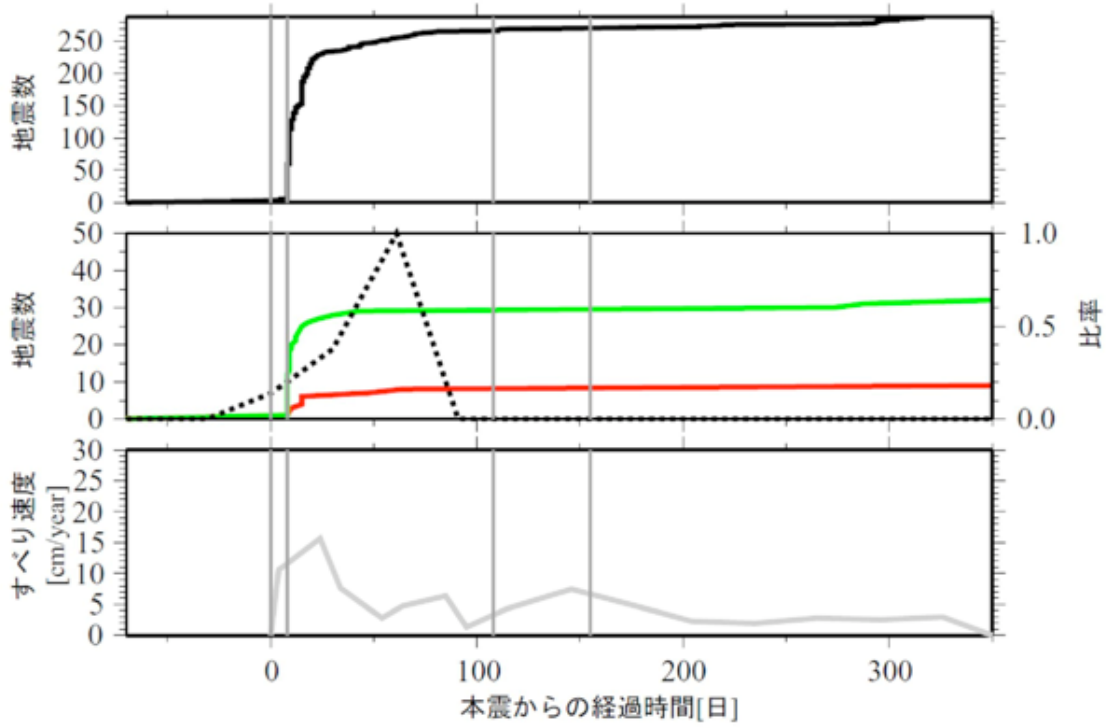


図 12(b) 地震数、プレート境界型と非プレート境界型地震、および余効すべりのすべり速度の時間変化。図 2 の領域(b)について示す。他は図 12(a)と同様である。

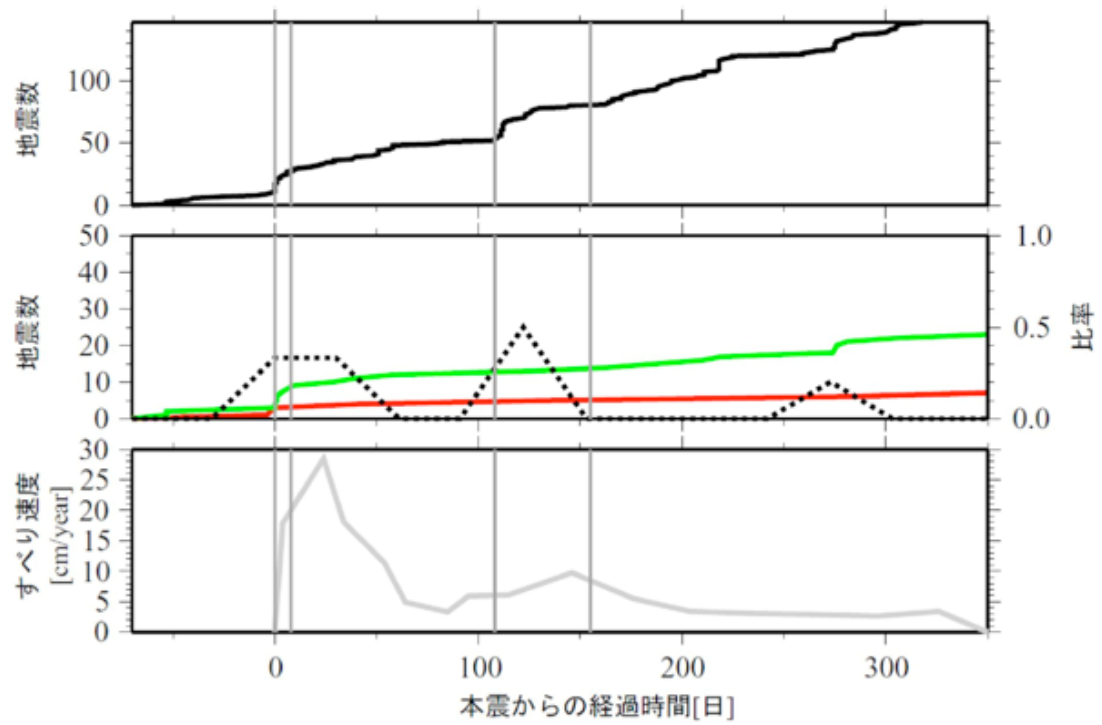


図 12(c) 地震数、プレート境界型と非プレート境界型地震、および余効すべりのすべり速度の時間変化。図 2 の領域 (b) について示す。他は図 12(c) と同様である。

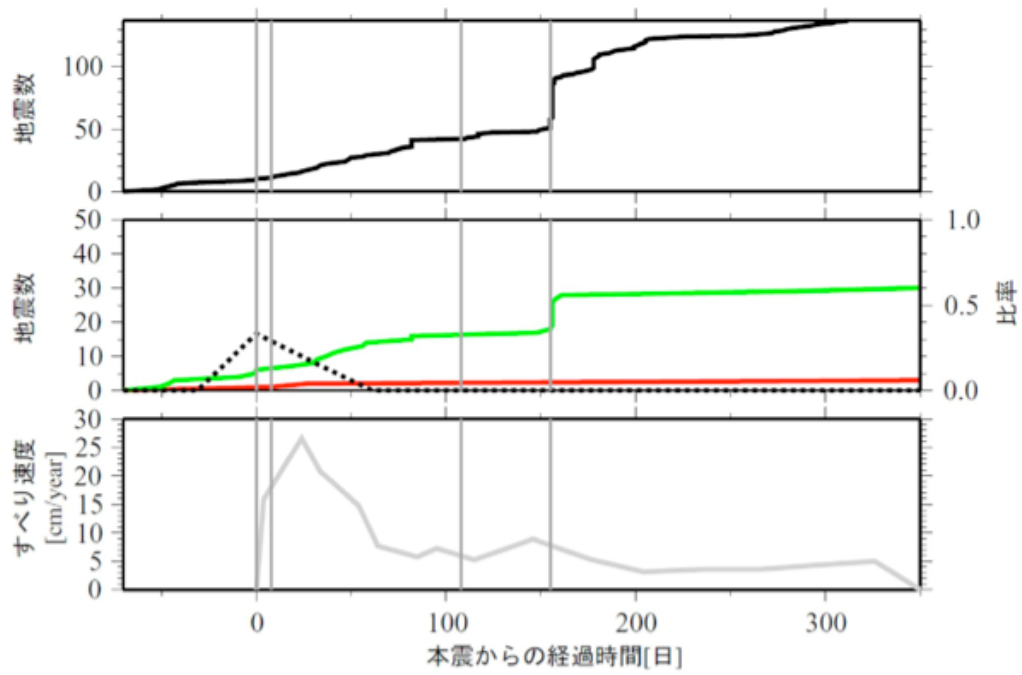


図 12(d) 地震数、プレート境界型と非プレート境界型地震、および余効すべりのすべり速度の時間変化。図 2 の領域 (b) について示す。他は図 12(d) と同様である。

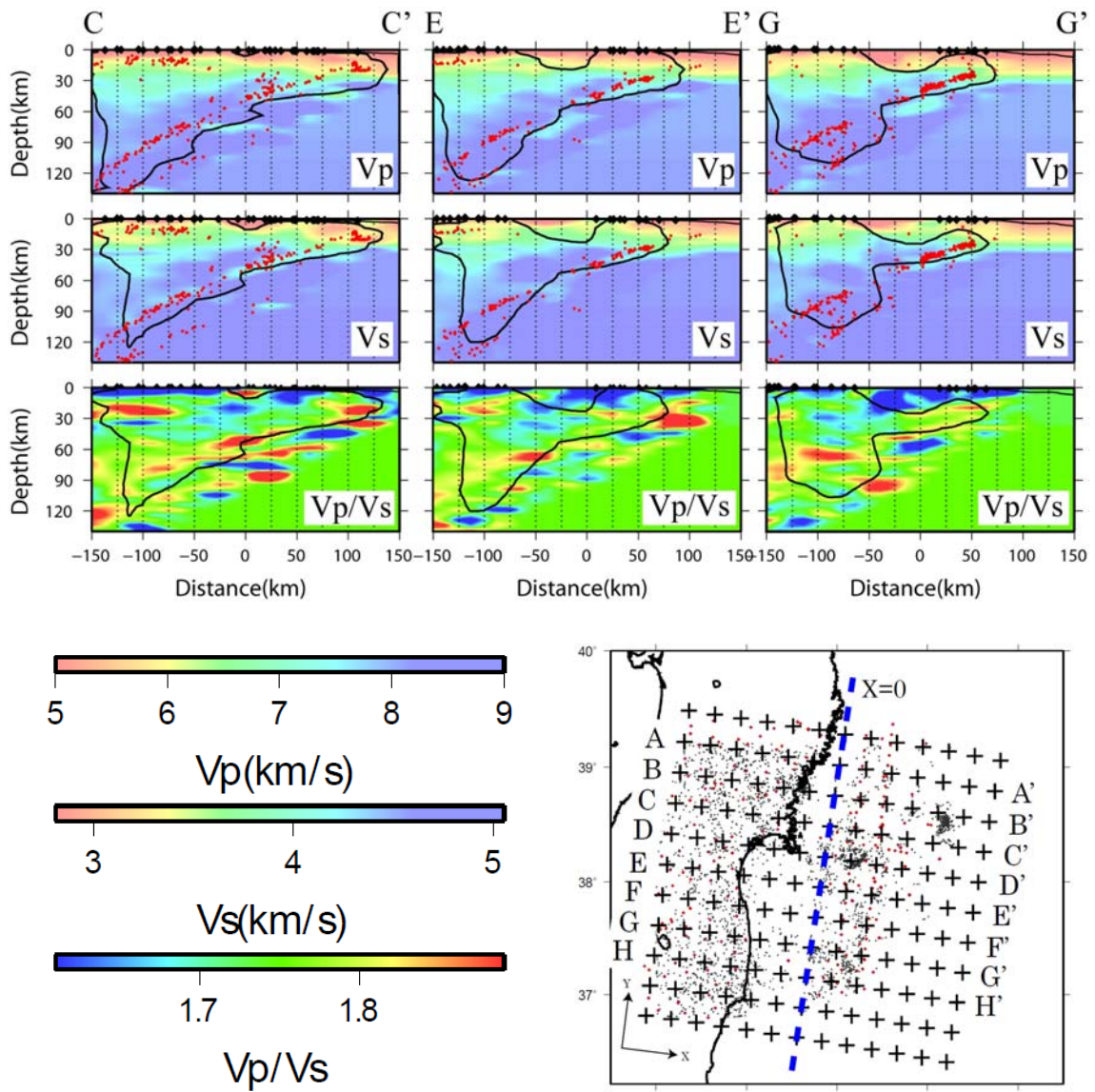


図 13 Double-Difference トモグラフィー法で推定した V_p 、 V_s および V_p/V_s 構造の鉛直断面図。右下図中の CC' 断面、EE' 断面、GG' 断面を示す。それぞれ ± 15 km 以内の地震を赤点で示す。

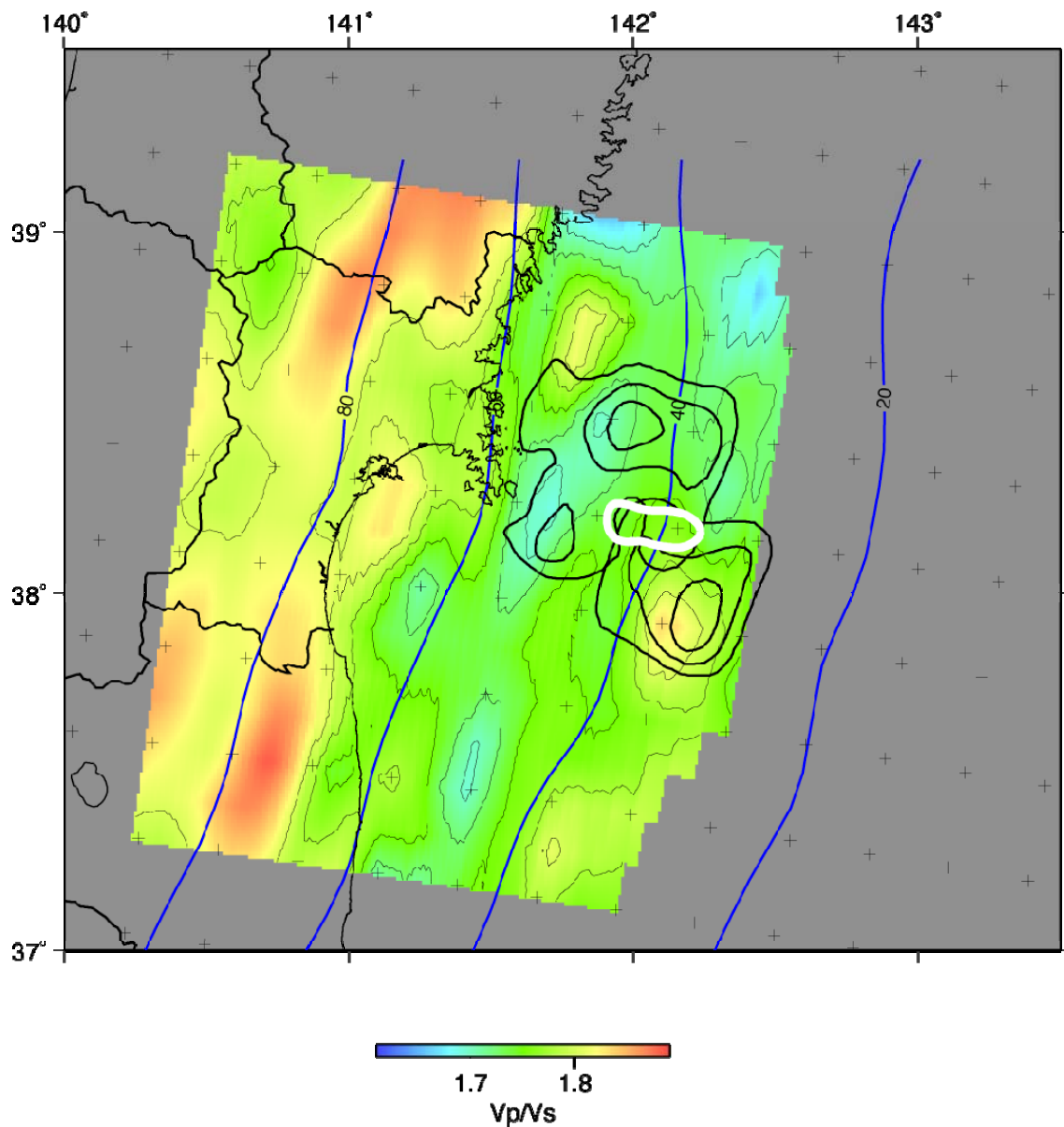


図 14 マントルウェッジ内の V_p/V_s 分布。山本(2007)によるプレート境界の等深度線を青線で示す。プレート境界よりも 2km から 12km 浅い領域の V_p と V_s の平均速度を求めた後、 V_p/V_s 比を求めて表示した。赤は *Yamanaka & Kikuchi* (2004) によるアスペリティ、白線は *Yaginuma et al.* (2006) による 2005 年 8 月の宮城沖の地震のアスペリティを示す。

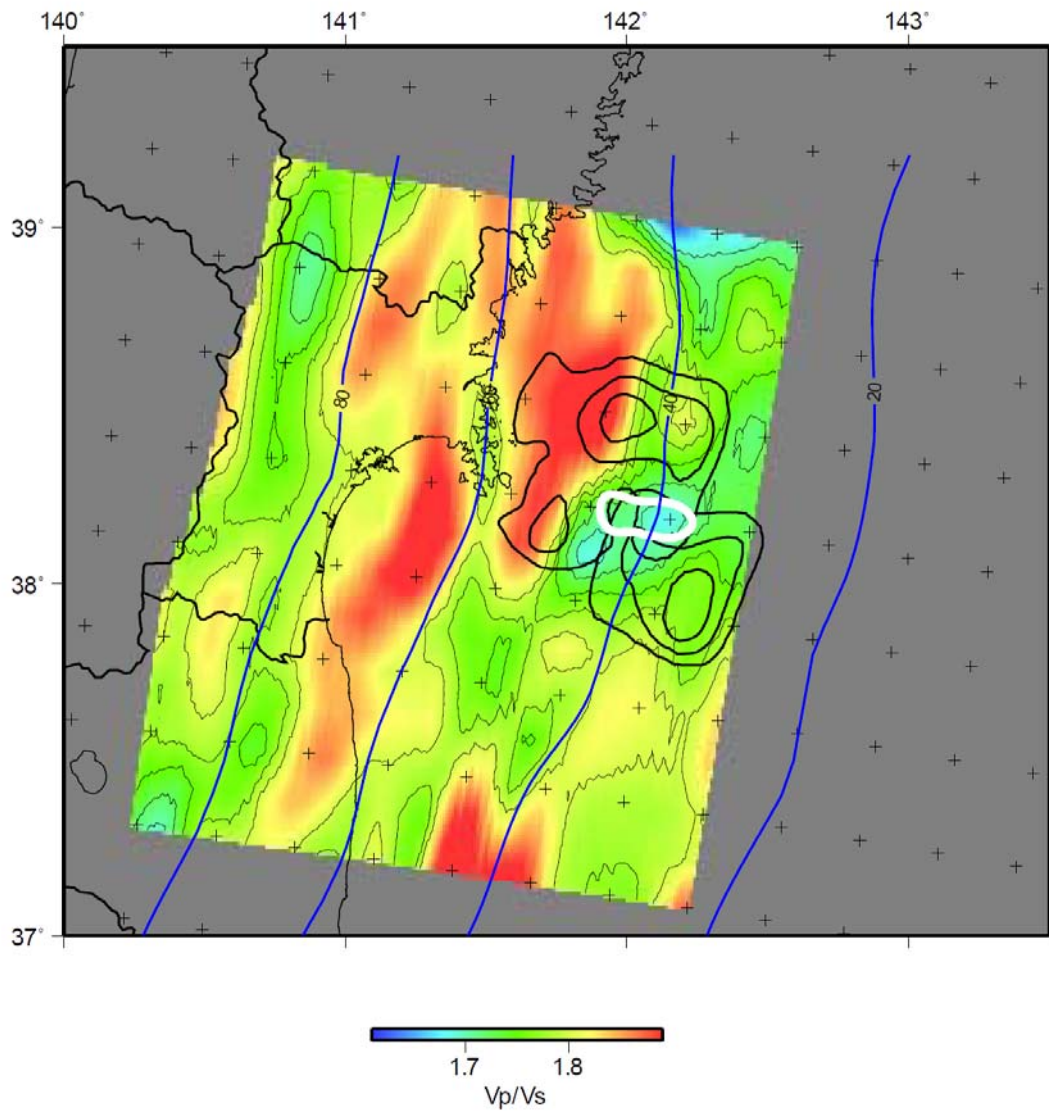


図 15 海洋性地殻内の V_p/V_s 分布。山本(2007)によるプレート境界の等深度線を青線で示す。黒コンターは Yamanaka & Kikuchi (2004)によるアスペリティ、白線は Yaginuma et al. (2006)による 2005 年 8 月の宮城沖の地震のアスペリティを示す。

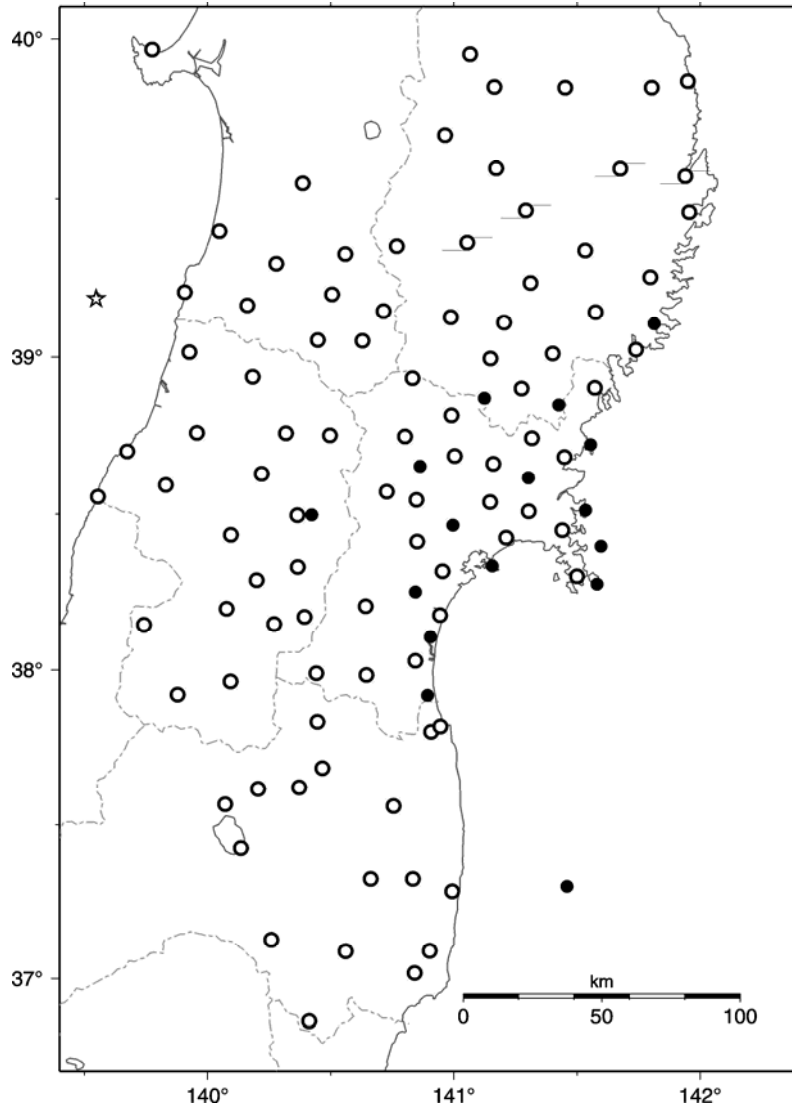


図 16 東北地方中南部の GPS 連続観測点分布図。白丸は国土地理院の GEONET 観測点、黒丸は東北大学の観測点を示す。

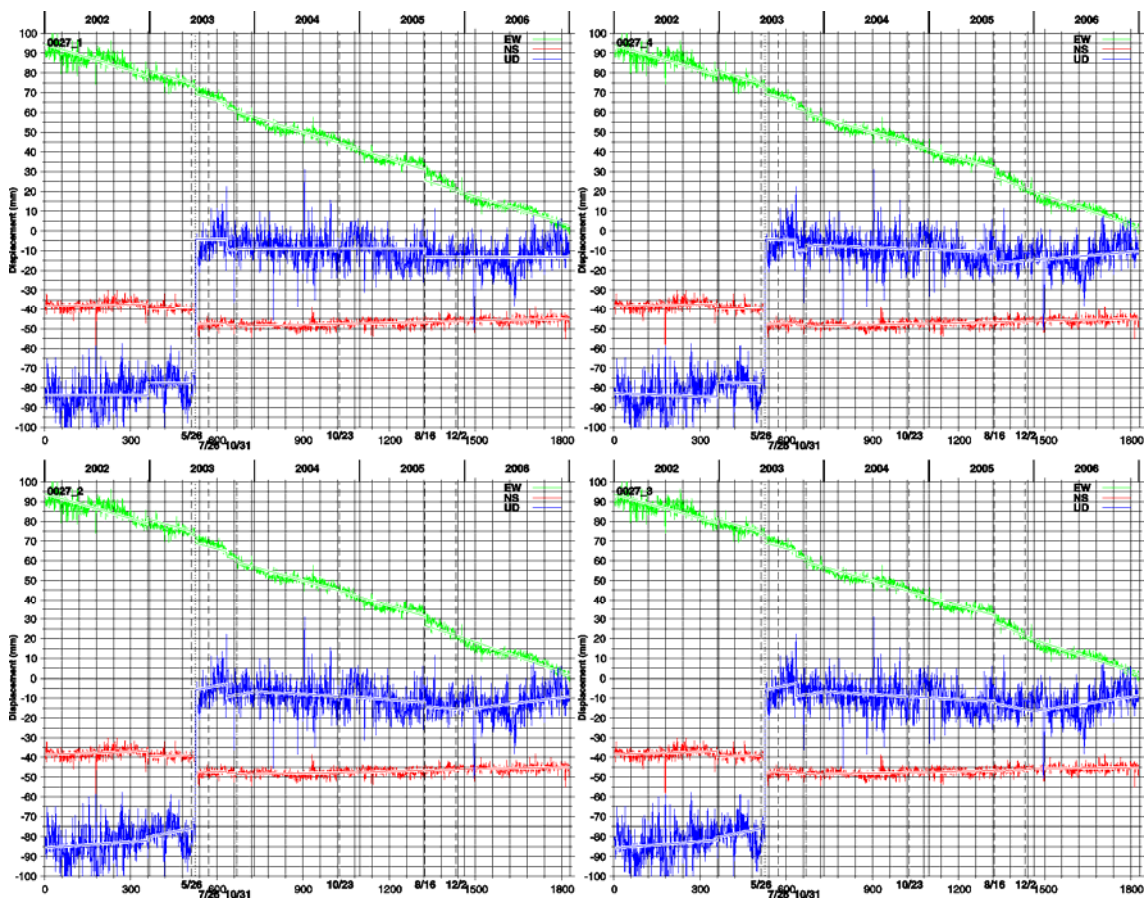


図 17 GPS データから推定された変位時系列の例(GEONET 久慈の座標変化、固定点は飛島)。トレンドの推定を、(左上)五年間通して、(右上)2005 年宮城県沖地震以前・以後で分けて、(左下)年ごとに、(右下)年ごとに分け、かつ 2005 年を 2005 年宮城県沖地震以前・以後で分けて、それぞれ行なった。年周・半年周成分を除いた観測値を実線で、推定されたトレンドとステップから期待される座標変化を白縁取りの線で図示してある。赤、緑、青は、それぞれ、北向き、東向き、上向きの変位を示す。縦方向の破線は大きな(M>6)地震の発生日を、点線はサイトのメンテナンス日をそれぞれ示す。

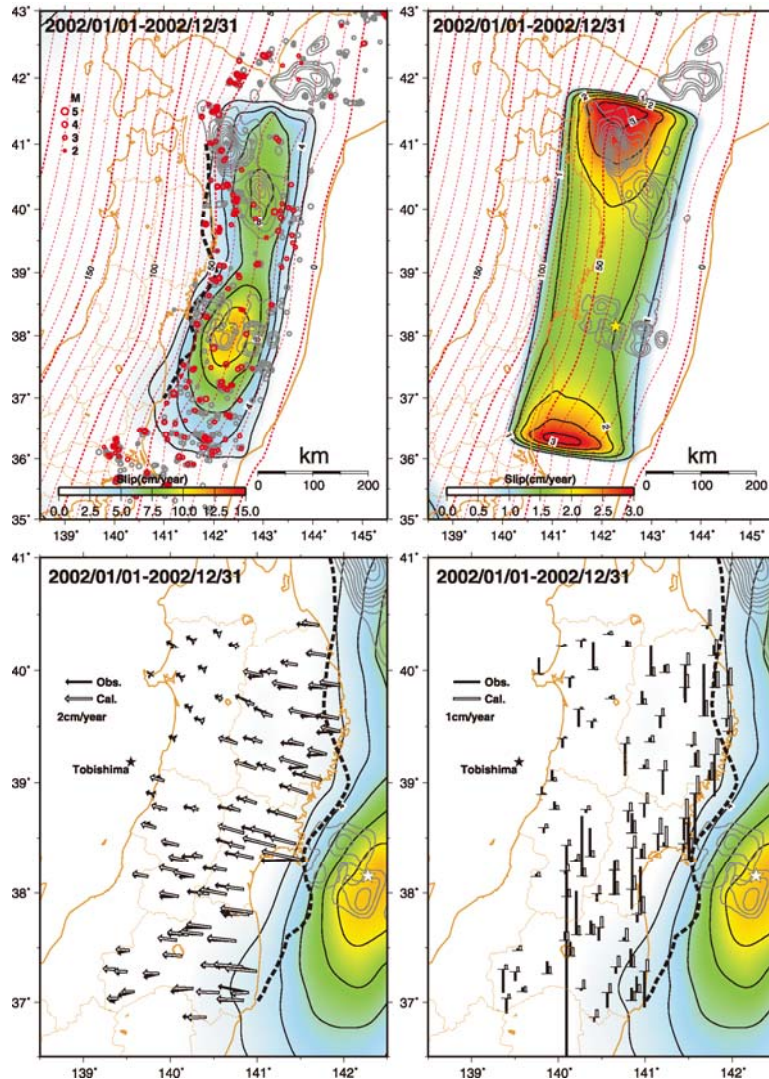


図 18(a) バックスリップインバージョン解析により推定されたプレート間のすべり欠損分布(2002 年一年間)。(左上) 推定されたすべり欠損分布。コンター間隔は 2cm/yr。丸印は小繰り返し地震の震源で、赤が当該期間中に発生したもの、灰色が 2002 年から 2006 年の全期間に発生したものを示す。黒破線は *Igarashi et al.* (2001)による低角逆断層型地震の西縁、赤破線はプレート境界面の深さを示す。灰色の等値線は北から 2003 年十勝沖地震、1968 年十勝沖地震、1978 年(陸側)・1981(海側)・1936 年の宮城県沖地震、2003 年の福島県沖地震のアスペリティをそれぞれ示す (*Yamanaka & Kikuchi, 2003; Yamanaka & Kikuchi, 2004; 山中, 2003*)。 (右上) 推定されたバックスリップの誤差の分布。等値線間隔は 1cm。(左下・右下) 各期間における GPS 変位速度(黒)と、推定されたバックスリップ分布から期待される変位速度(白抜き)との比較。★は固定点である飛島を示す。左下は水平成分、右下は上下成分を示している。

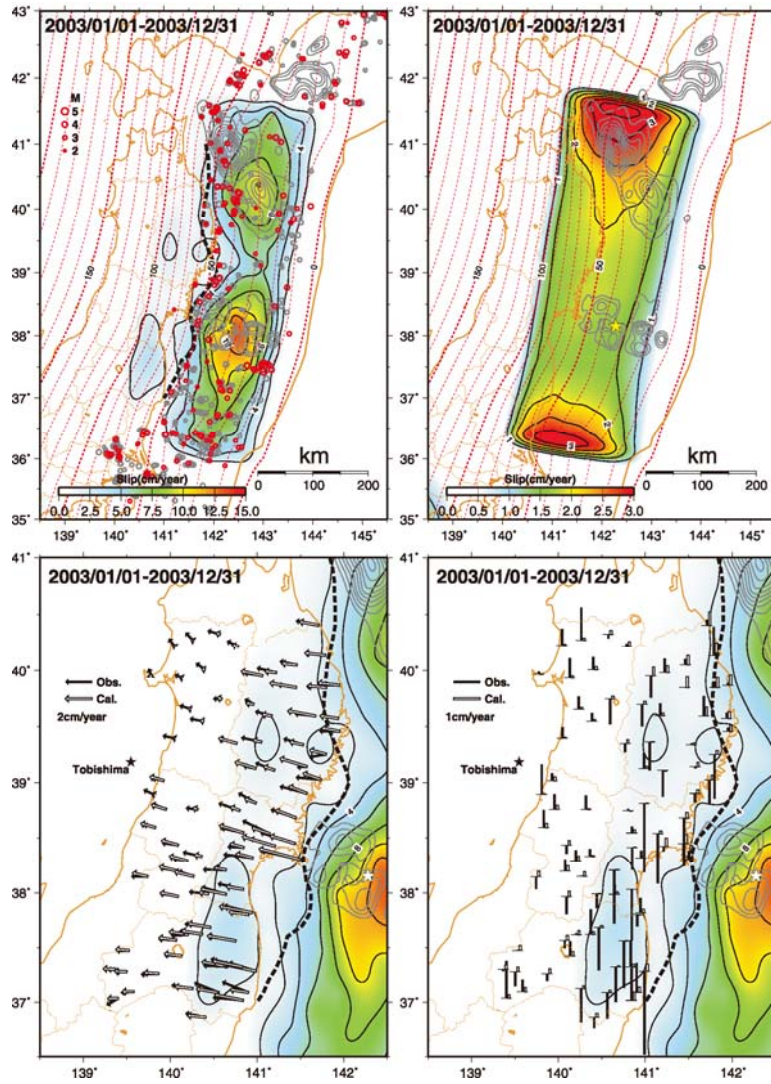


図 18(b) (a)と同じ。ただし 2003 年 1 年間の結果を示す。

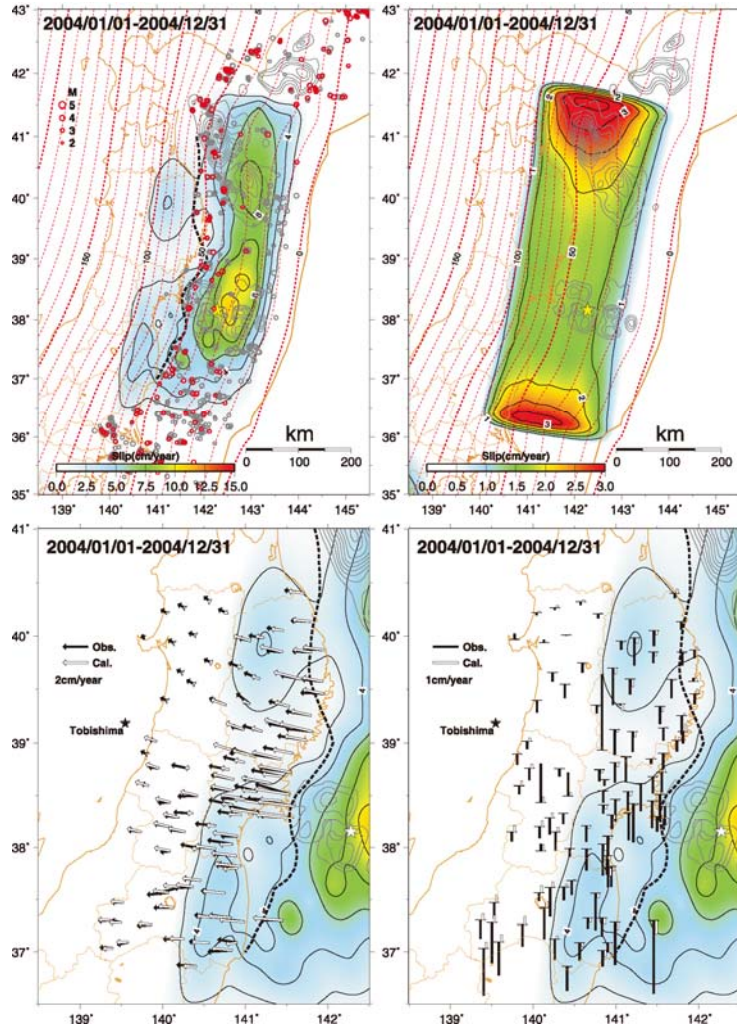


図 18(c) : (a)に同じ。ただし 2004 年 1 年間の結果を示す。

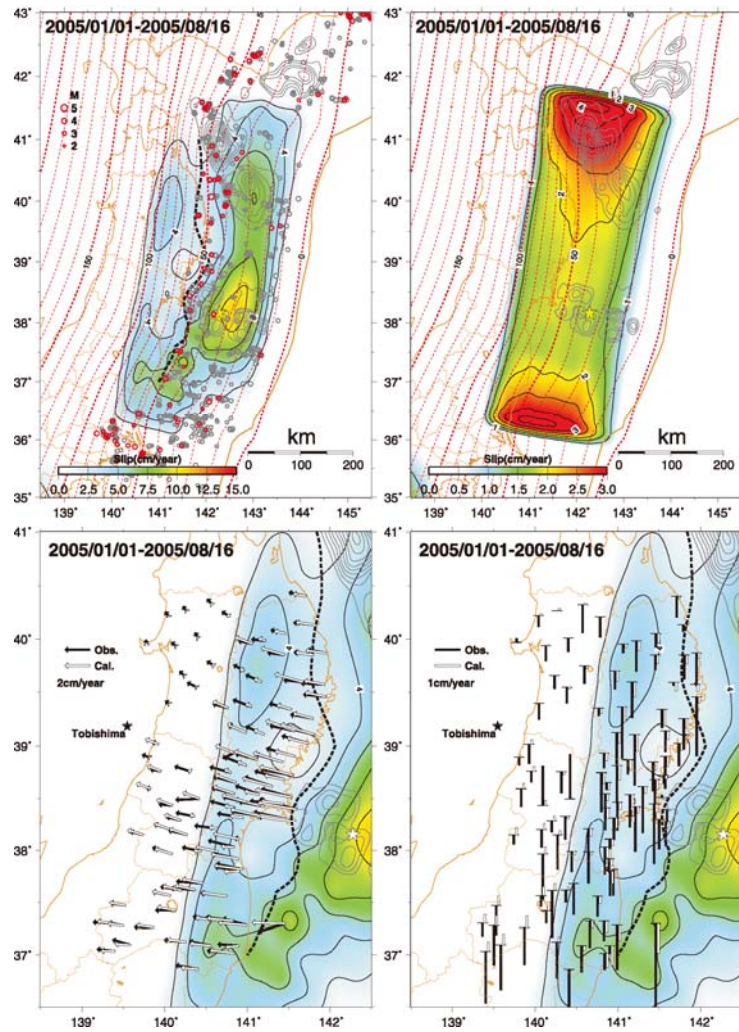


図 18(d) : (a)に同じ。ただし 2005 年 1 月から 2005 年 8 月 16 日の宮城県沖地震 (M7.2) 発生前までの期間の結果を示す。

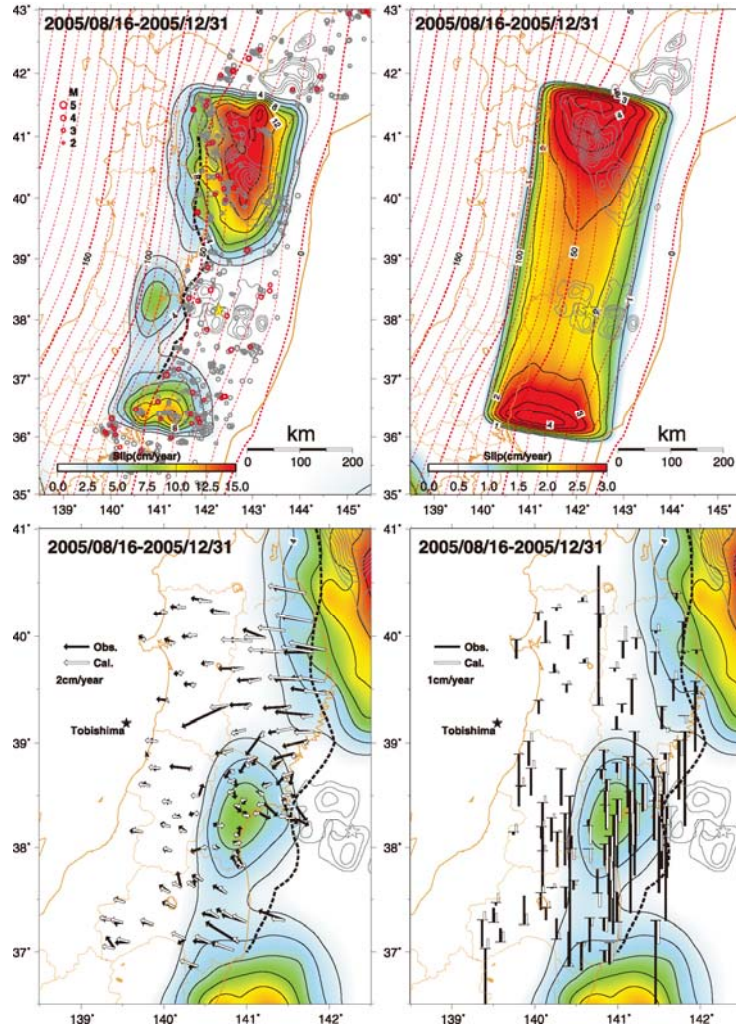


図 18(e): (a)に同じ。ただし 2005 年 8 月 16 日の宮城県沖地震 (M7.2) 発生後から 2005 年 12 月 31 日までの期間の結果を示す。

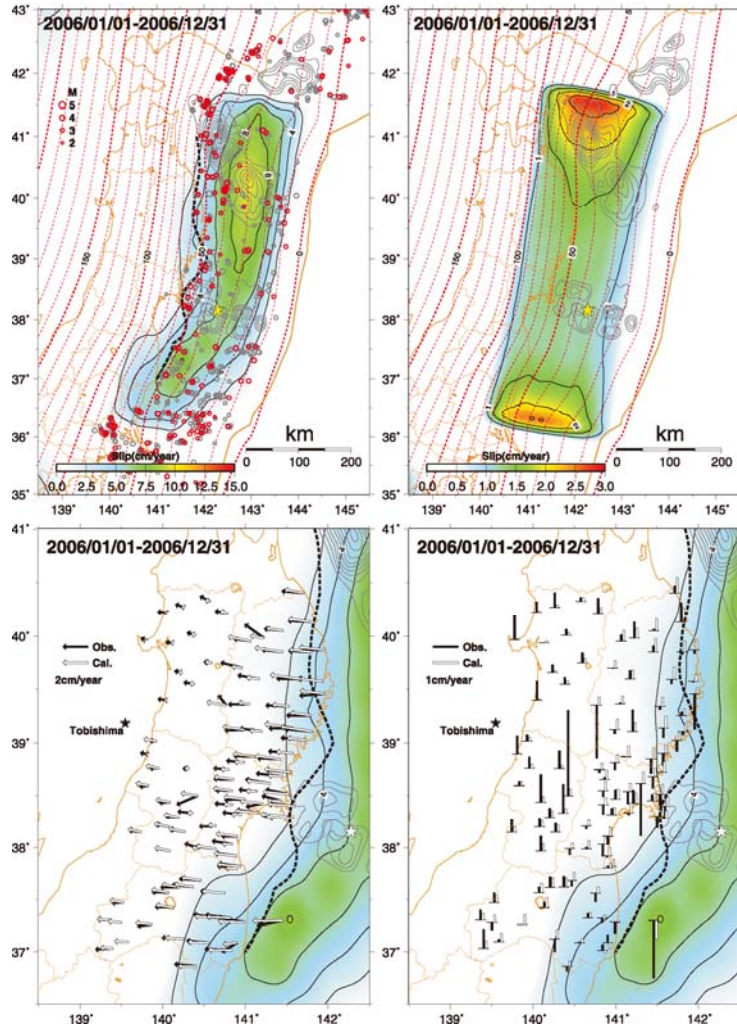


図 18(f) : (a)に同じ。ただし 2006 年 1 年間の結果を示す。

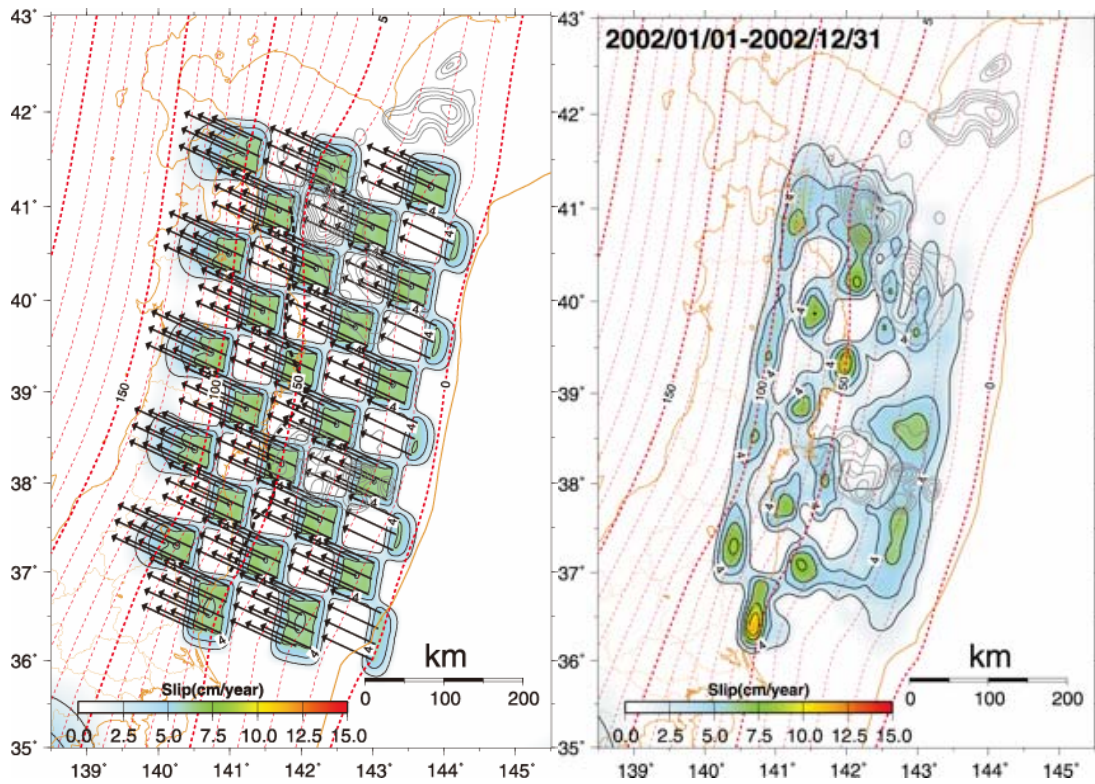


図 19 チェッカーボードテストの結果。左図のように、すべりが無い部分とプレート収束方向に 3cm/year のすべり速度を与えた部分とを配置して、各観測点での変位速度を計算し、変位速度の各成分にそれぞれ最大 10%の誤差を乱数で与え、それを元に逆解析を行なった結果を右図に示す。

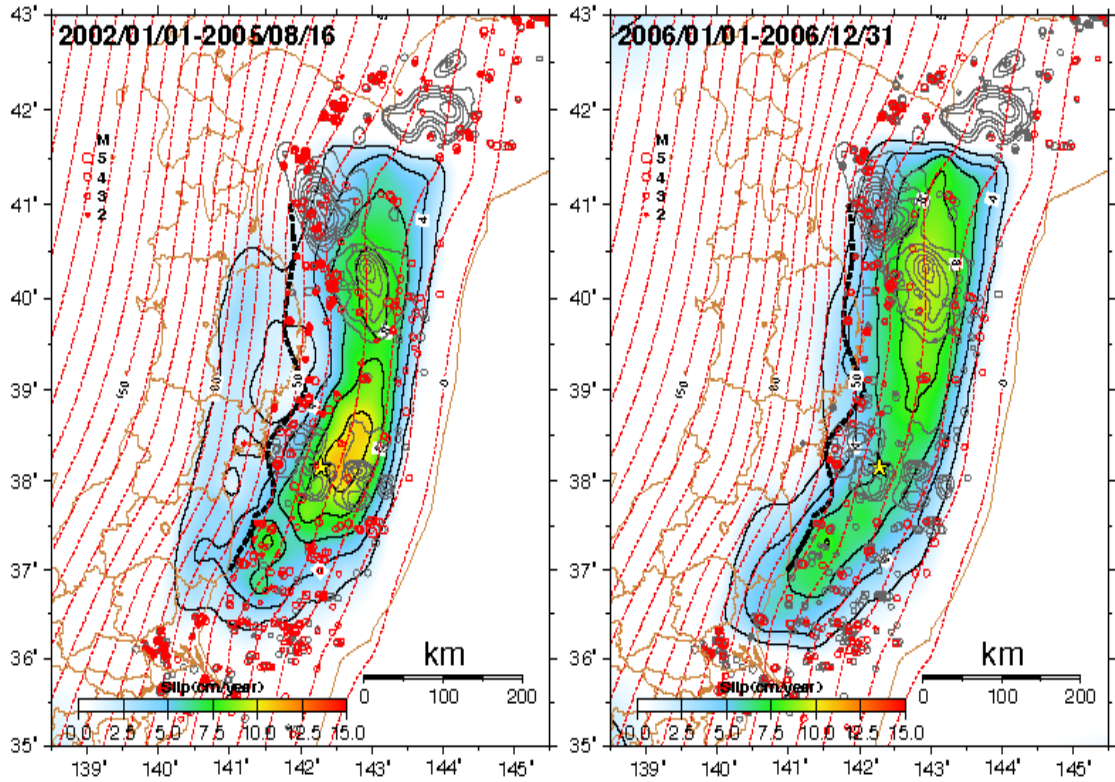


図 20 2005 年 8 月 16 日宮城県沖地震前後のバックスリップの分布。(左) 2002 年 1 月 1 日から 2005 年 8 月 16 日まで。(右) 2006 年 1 月 1 日から 2006 年 12 月 31 日まで。小円は 2002 年から 2006 年までに発生した小繰り返し地震の震源であり、それぞれの期間内に発生したものを赤、それ以外を灰色で示す。黒破線は *Igarashi et al.* (2001) による低角逆断層型地震の西縁を示す。赤破線は想定したプレート境界面の等深線で、間隔は 10 km。

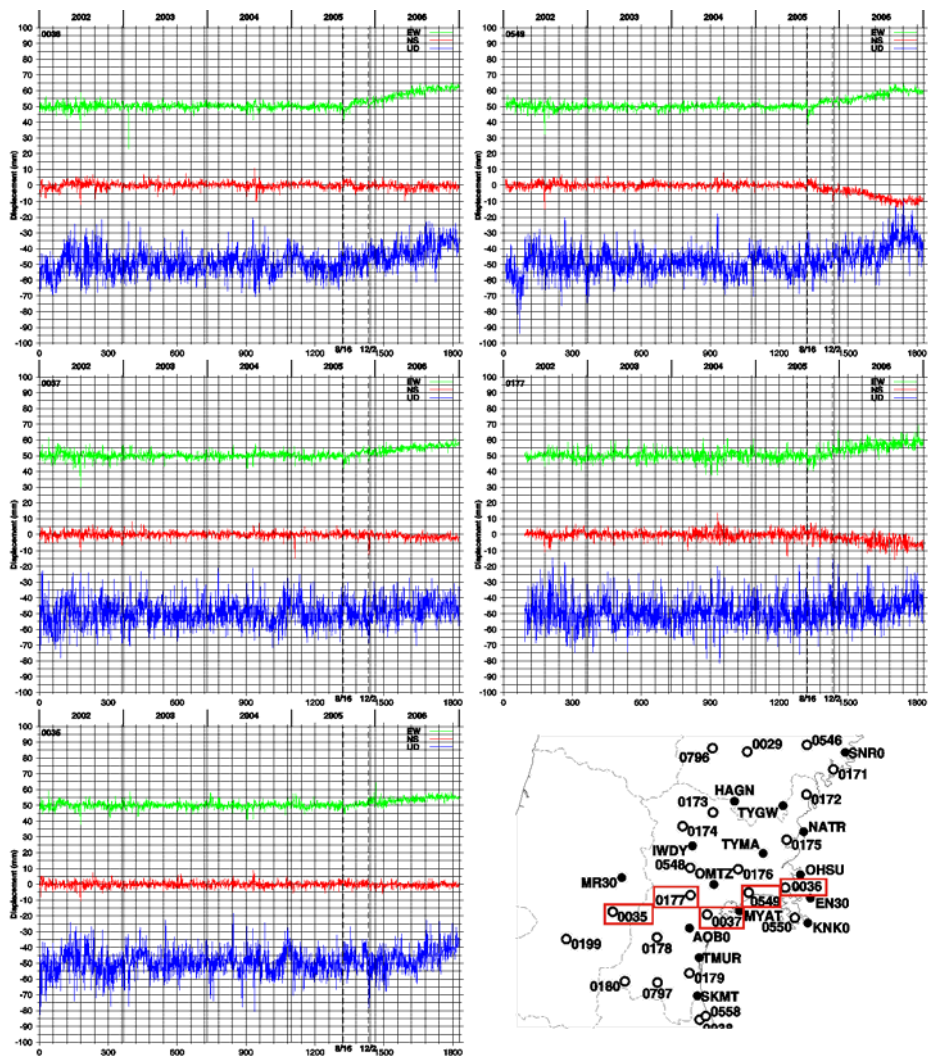


図 21 GPS 観測から得られた観測点座標時系列の例。年周・半年周成分、ステップ変動、2005 年 8 月 16 日以前のトレンドから推定される定常変動成分を除去したものを示す。右下の地図において赤枠で囲まれている観測点のものを抜き出してある。赤、緑、青は、それぞれ、北向き、東向き、上向きの変位を示す。縦方向の破線は 2005 年 8 月の宮城県沖の地震及びその最大余震の発生日を示す。

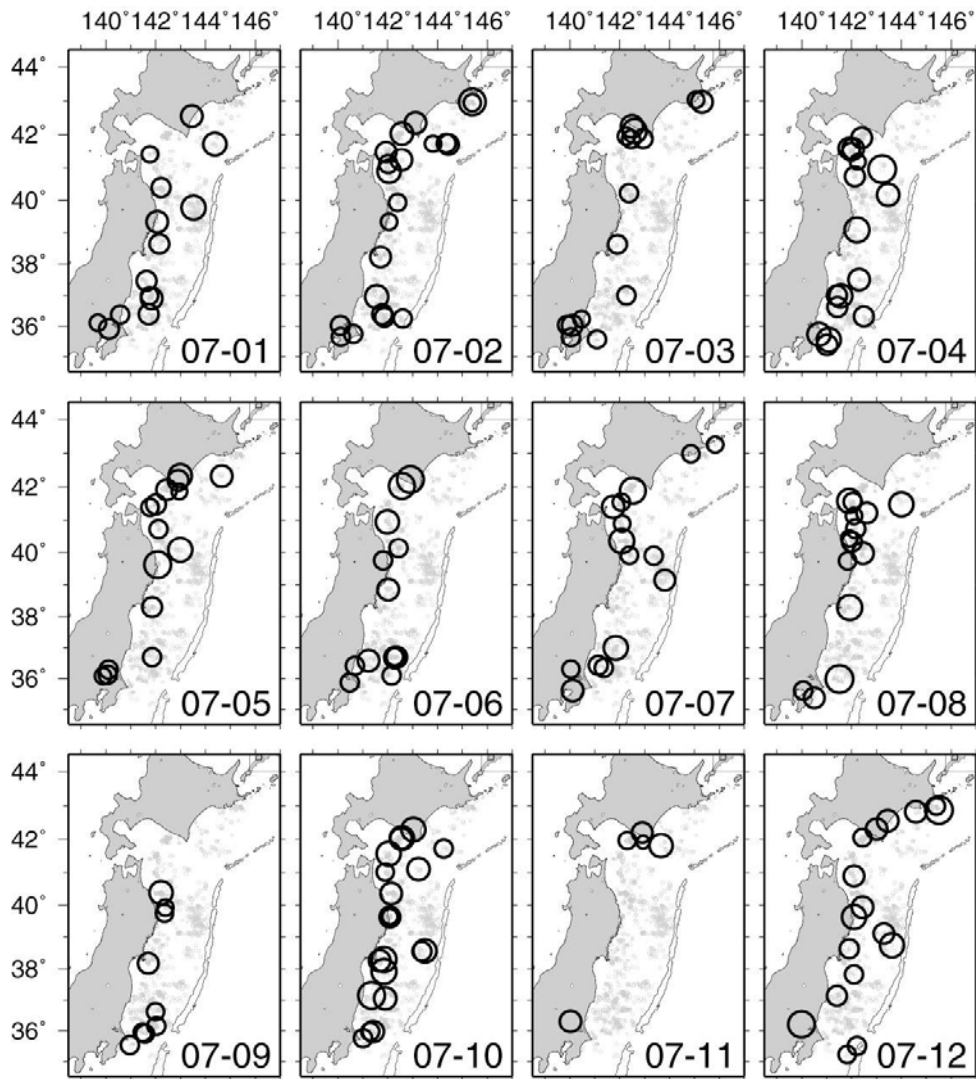


図 22 2007 年一年間に発生した相似地震の分布。1 月から 12 月まで月ごとに示す。

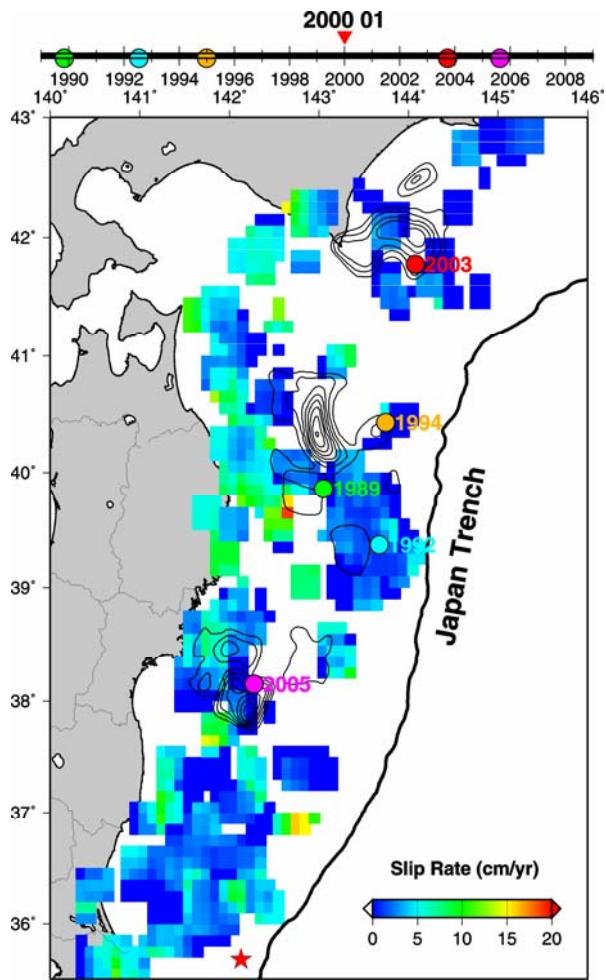


図 23(a) : 相似地震活動から推定されたプレート境界面上での滑り速度分布の例。2000 年 1 月から過去一年間に遡った期間に発生した相似地震から求めたものを示す。

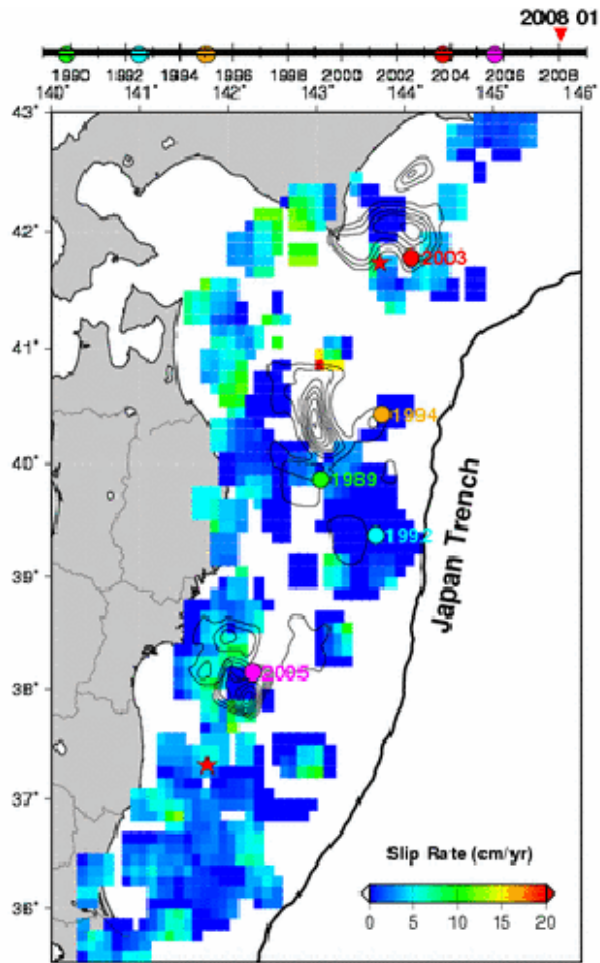


図 23 (b)： 相似地震活動から推定されたプレート境界面上での滑り速度分布の例。2006 年 1 月から過去一年間に遡った期間に発生した相似地震から求めたものを示す。

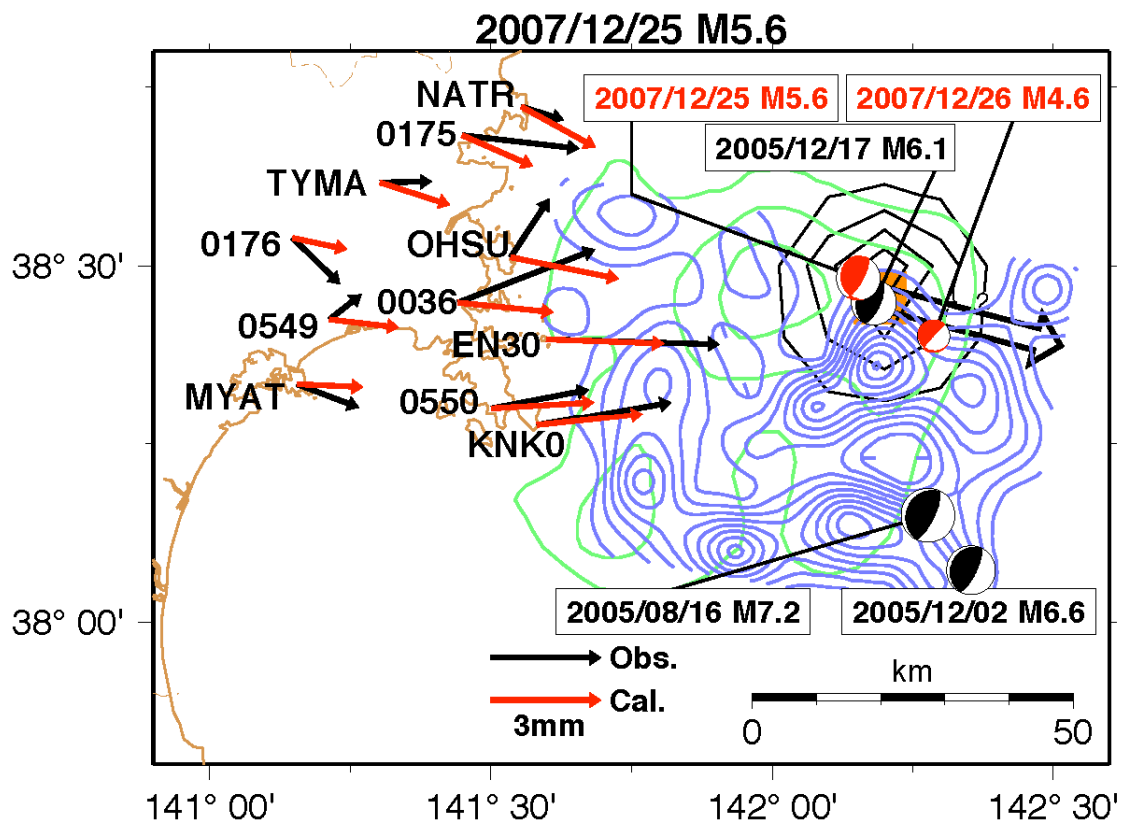


図 24 2007 年 12 月 25 日宮城県沖地震 (M5.6) に伴う地殻変動。黒矢印：GPS 連続観測点において観測された地震に伴った水平変動 (12 月 20 日から 24 日までの平均座標値を、12 月 26 日から 30 日までの平均座標値から差し引いた結果)。黒等値線：Yagi & Kikuchi (2003) のインバージョン法により推定された地震時すべり。等値線間隔は 3cm。赤矢印：推定された地震時すべりから計算された水平変動。赤の震源球：2007 年 12 月 25 日の地震 (M5.6)。および同年同月 26 日の地震 (M4.6)。青等値線：柳沼 (2007) が地震波形インバージョンにより推定した 1978 年宮城県沖地震の地震時すべり分布。等値線間隔は 26 cm。緑等値線：Yamanaka & Kikuchi (2003) が地震波形インバージョンにより推定した 1978 年宮城県沖地震の地震時すべり分布。等値線間隔は 50 cm。

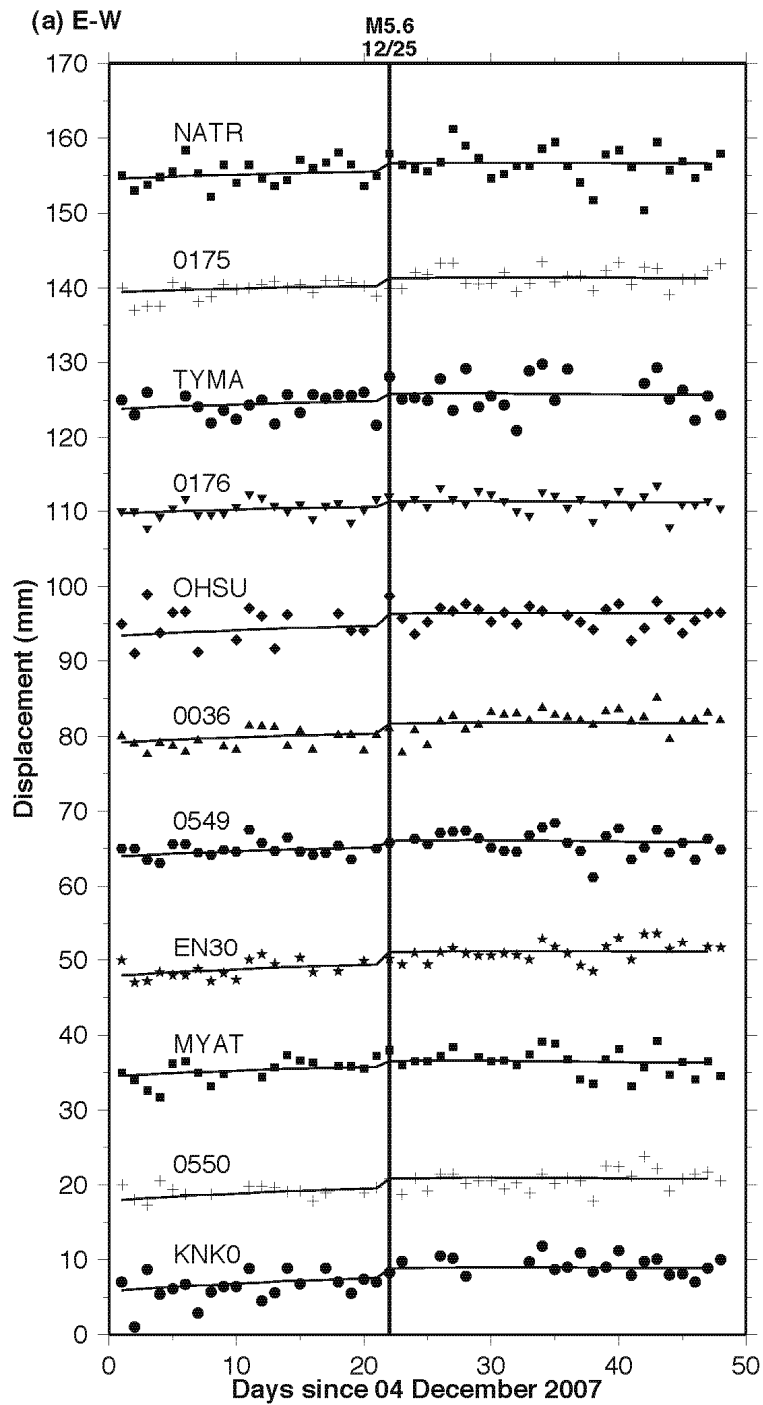


図 25(a) 2007 年 12 月 25 日宮城県沖地震 (M5.6) 前後の GPS 観測点の経度変化。横軸 22 日目の縦線が M5.6 の地震が発生した 12 月 25 日を示す。

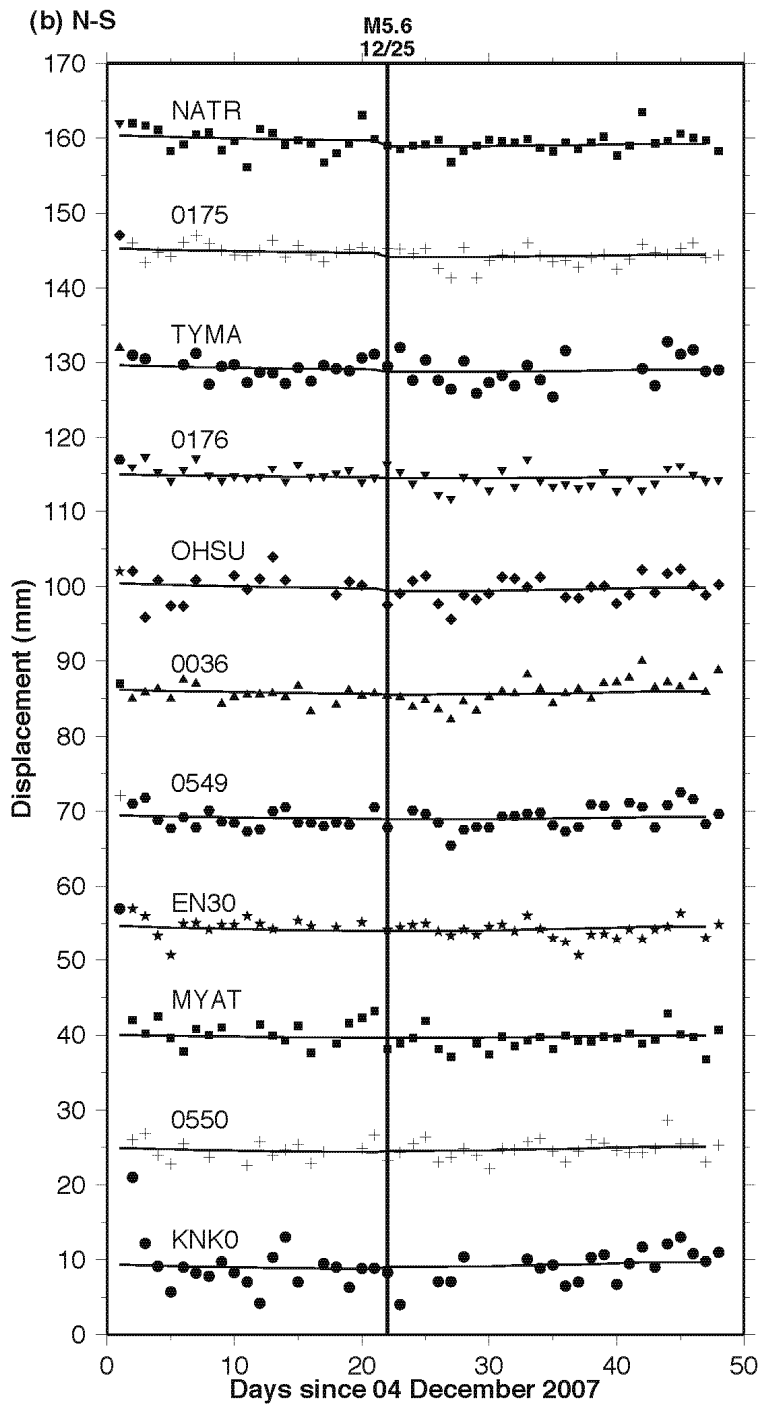


図 25(b) 2007 年 12 月 25 日宮城県沖地震 (M5.6) 前後の GPS 観測点の緯度変化。横軸 22 日目の縦線が M5.6 の地震が発生した 12 月 25 日を示す。

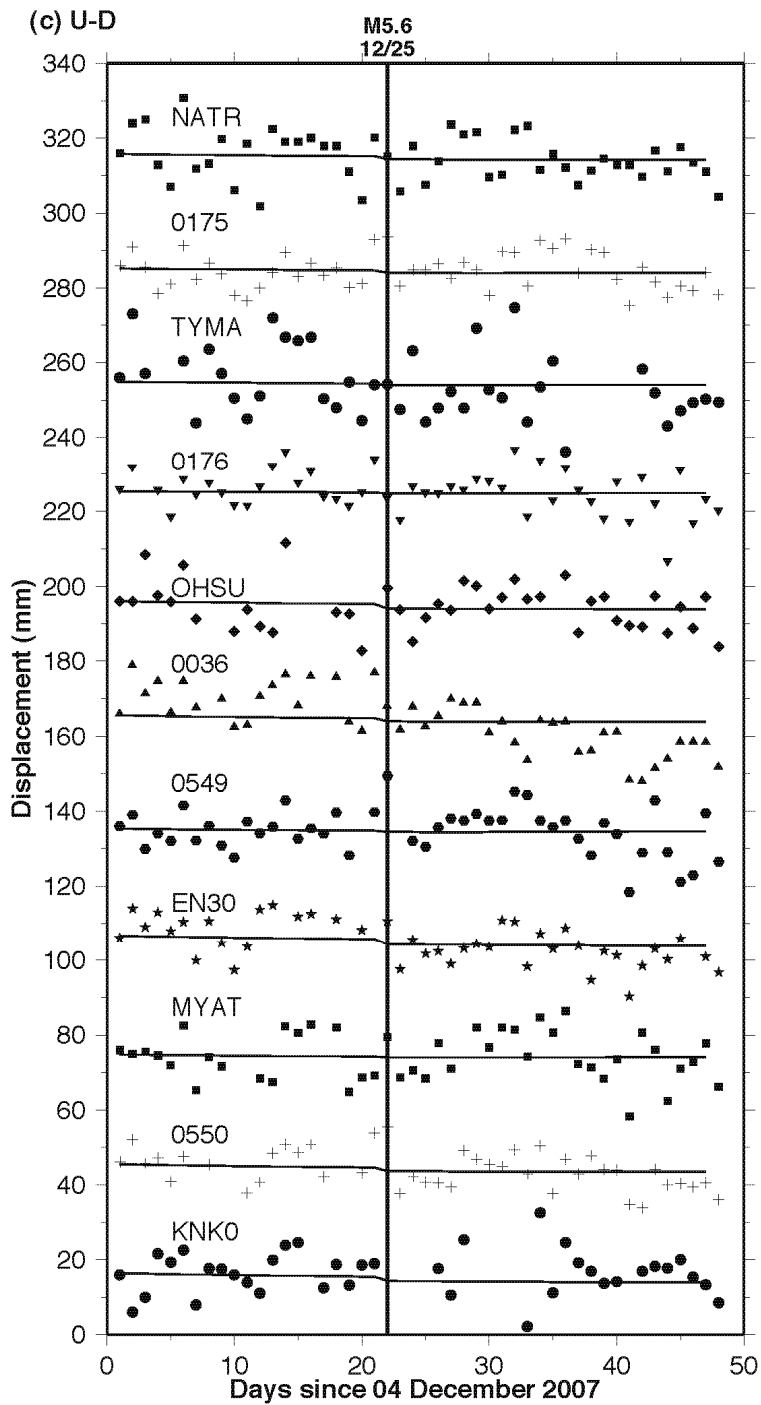


図 25(c) 2007 年 12 月 25 日宮城県沖地震 (M5.6) 前後の GPS 観測点の楕円体高変化。横軸 22 日目の縦線が M5.6 の地震が発生した 12 月 25 日を示す。

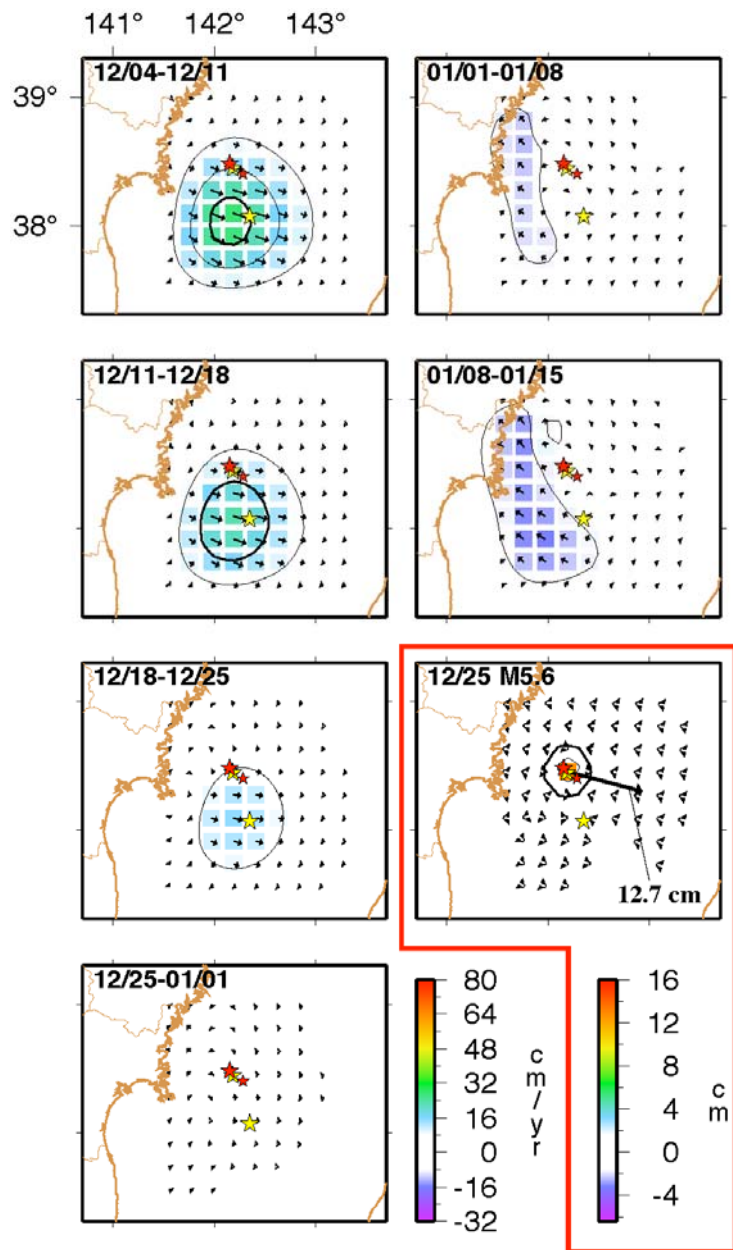


図 26(a) 2007 年 12 月 25 日宮城県沖地震 (M5.6) 前後のプレート境界上のすべりの時空間変化のスナップショット。Yagi & Kikuchi (2003) のインバージョン法により推定されたプレート境界上のすべり分布を 12 月 4 日から 1 週間毎にスナップショットで示す。右下の赤枠内のパネルは、同時に推定された 12 月 25 日の M5.6 の地震に伴う地震時すべり分布を示す。黄色星印は、南側が 2005 年 8 月 16 日の宮城県沖地震 (M7.2)、北側が 2005 年 12 月 17 日の M6.1 の地震、大小の赤星印は、2007 年 12 月 25 日の M5.6 の地震と同年同月 26 日の地震 (M4.6) の震央を示す。太い等値線は推定誤差 2σ (図 12(b)参照) に相当している。

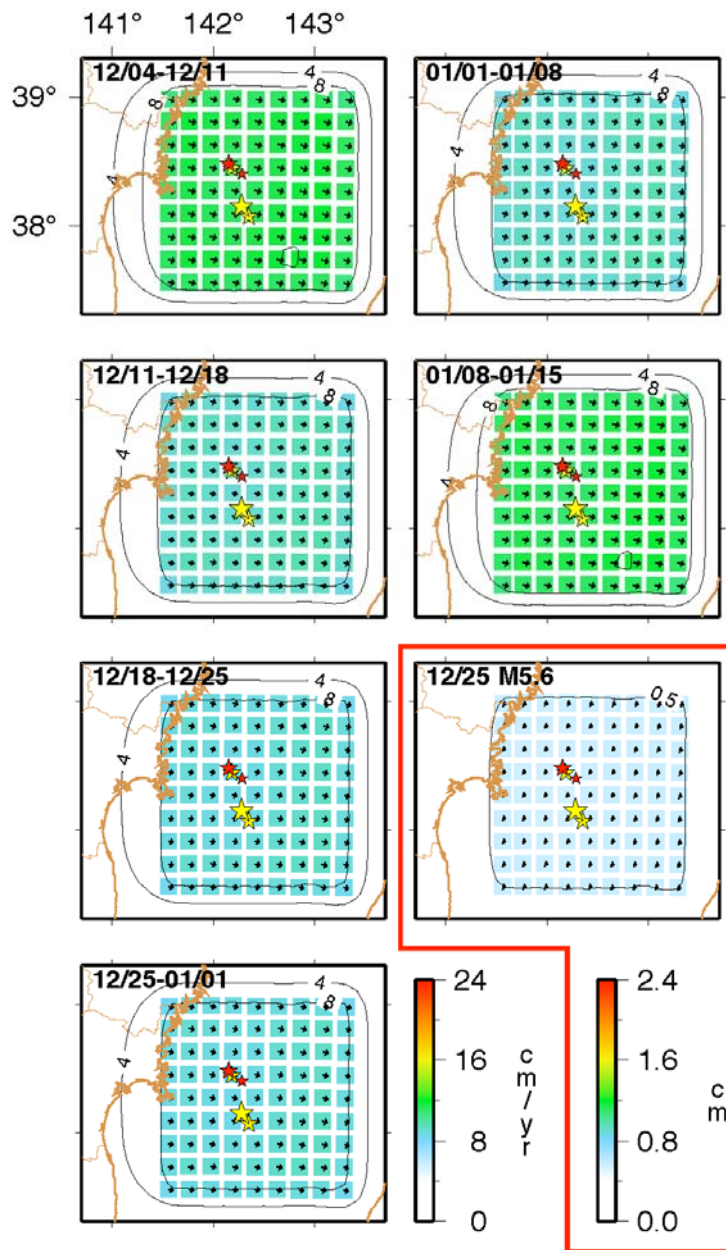


図 26(b) (a)で示したすべり分布の推定誤差。

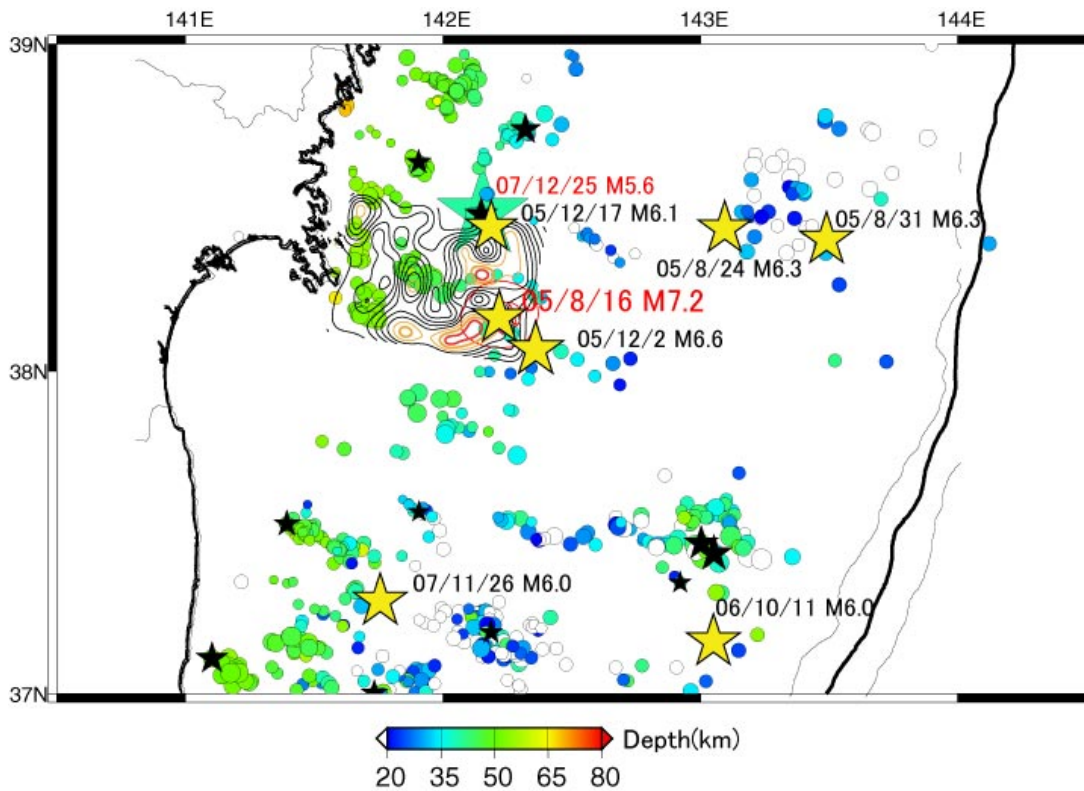


図 27 2007 年 12 月 25 日の宮城県沖の地震 (M5.6) 以降の相似地震活動。2007 年 12 月 25 日から 2008 年 1 月末までに発生したものを黒の星印で、1984 年から 2008 年 1 月までに発生したものを、発生深度に応じた色で塗られた丸印にて示す。黄色の星印は 2005 年 8 月 16 日以降に発生した M6 以上の地震。中央やや左上の等値線群は 1978 年の宮城県沖地震 (M7.4) の破壊域 (Yaginuma et al., 2006)。

(d) 結論ならびに今後の課題

今年度は2005年8月16日に宮城県沖で発生したM7.2の地震の破壊域周辺で発生した地震について、OBSと陸上観測点のデータを併合処理することにより詳細な震源分布、多数の地震の発震機構解、陸域-海域にかけて詳細な地震波速度構造を推定した。発震機構解の空間分布から、プレート境界域で発生する地震活動には、大地震の地震時すべりや余効すべりとの間に時空間的な対応関係が見られることがわかった。こうした対応関係が存在することは、プレート境界域で発生する地震の活動の時空間的な変化を、その発震機構解に注目して解析することによって、プレート間すべりの時空間変化の特徴を抽出することができる可能性を示している。こうした地震活動の解析によりもたらされるすべりの時空間的な変化に関する情報は、プレート境界面における摩擦特性の空間な不均質を理解する上で有用であると考えられる。

速度構造の詳細な解析から、宮城県沖地震の震源域においては、マントルウェッジは低 V_p/V_s を示すことが分かった。このことは、マントルウェッジの水和がこの領域でほとんど起こっていないことを示すものであり、ここでM7級の地震が繰り返し発生することの原因の一つであると考えられる。また、宮城県沖地震の震源域では、海洋性地殻の V_p/V_s が有意に小さい。過去に発生した宮城県沖地震が、そのすべり域は異なっても震源位置が近いことから、局所的に含水量の少ない海洋性地殻が存在し、それが蛇紋岩化していないマントルウェッジと接することで破壊の開始点となりうるのかもしれない。今後、人工地震探査データや、本研究によって得られたプレート境界面などの速度不連続面を仮定した速度構造解析を行うことで、より高分解能の速度構造推定が可能となり、プレート境界域におけるすべり現象の棲み分けの成因に迫ることができると考えられる。

GPSデータに基づくプレート間カップリングの推定ならびに相似地震のモニタリングに関しては、その対象領域を宮城県沖の外へ広げ、宮城県沖以外の領域での現象に起因する、宮城県沖におけるプレート間すべりの推定に際する問題点を排除することに務めた。その過程で見いだされた現象の今後の推移を引き続き注意深く調査することが、今後の最重要課題の一つといえる。

今年度までの調査研究の成果は、陸上のオンライン観測のデータに基づくGPSおよび相似地震解析がプレート間すべり状態を把握するのにきわめて有効であることを示している。したがって、こうした観測データの処理・解析を準実時間化・ルーチン化することは、プレート間すべりの現状を監視する手段として有効であると考えられるため、今後はこうした監視システムを実現するための技術開発を進めていく必要がある。特にGPS時系列データを用いた時間依存逆解析手法に関して、現在使用しているものでは時間方向にプレート間すべりの分布が急変するような場合、その推定が困難になるという欠点をはらんでおり、この点を改良した手法を開発し、実用化することが必要である。

(e) 引用文献

- 1) Yaginuma, T., T. Okada, Y. Yagi, T. Matsuzawa, N. Umino & A. Hasegawa, Co-seismic slip distribution of the 2005 off Miyagi earthquake (M7.2) estimated by inversion of teleseismic and regional seismograms, *Earth Planets Space*, **58**, 1549-1554, 2006.
- 2) 海野徳仁・河野俊夫・岡田知己・中島淳一・松澤暢・内田直希・長谷川昭・田村良明・青木元, 2007, 1930年代に発生したM7クラスの宮城県沖地震の震源再決定-1978年宮城県沖地震のアスペリティでのすべりだったのか?-, *地震*, **2**, **59**, 325-337.
- 3) ト部卓・東田進也, win-微小地震観測網波形検測支援のためのワークステーション・プログラム(強化版), 地震学会講演予稿集, No. 2, 331, 1992.
- 4) Waldhauser, F., & W. L. Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 1353-1368, 2000.
- 5) 山中佳子, EIC 地震学ノート, No. 141,
http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/EIC_News/031031.html, 2003.
- 6) Yamanaka, Y. & M. Kikuchi, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, **109**, B07307, doi: 10.1029/2003JB002683, 2004.
- 7) 山本揚二郎, 東北日本前弧域の地震波速度不均質とその地震テクトニクスの意義, 東北大学博士論文, 127 pp, 2007.
- 8) Kagan, Y. Y., 3-D rotation of double-couple earthquake source, *Geophys. J. Int.*, **106**, 709-716, 1991.
- 9) Miura, S., T. Iinuma, S. Yui, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana & A. Hasegawa, Co- and post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M7.2) as inferred from GPS data, *Earth Planets Space*, **58**, 1567-1572, 2006.
- 10) 飯沼卓史・長谷川昭・三浦哲・立花憲司・佐藤俊也, 2005年宮城県沖地震の最大余震(2005年12月2日・M6.6)により励起された可能性のあるプレート間ゆっくり滑り, 日本地球惑星科学連合 2007年大会予稿集, D107-P012, 2007.
- 11) Matsuzawa, T., N. Uchida, T. Igarashi, T. Okada, & A. Hasegawa, Repeating earthquakes and quasi-static slip on the plate boundary east off northern Honshu, Japan, *Earth Planet Sci.*, **56**, 803-811, 2004.
- 12) Zhang, H. & C. H. Thurber, Double-Difference Tomography: the method and its application to the Hayward Fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 1875-1889, 2003.
- 13) Zumberge, J. F., M. B. Heflin, D. Jefferson, M. Watkins & F. H. Webb, Precise Point Positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large

- networks, *J. Geophys. Res.*, **102**, 5005–5017, 1997.
- 14) Yabuki, T., & M. Matsu'ura, 1992, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.* **109**, 363–375.
- 15) Igarashi, T., T. Matsuzawa, N. Umino, & A. Hasegawa, 2001, Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-plated deep seismic zone, *J. Geophys. Res.*, **106**, 2177–2191.
- 16) Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato, & K. Tachibana, Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three dimensional displacement field, *J. Geophys. Res.*, **111**, B04402, doi:10.1029/2004JB003203, 2006.
- 17) Ellsworth, W. L., Characteristic earthquake & long-term earthquake forecasts: Implications of central California seismicity, in *Urban Disaster Mitigation: The Role of Science and Technology*, edited by F. Y. Cheng & M. S. Sheu, Elsevier, Oxford, 1995.
- 18) Nadeau, R. M., W. Foxall, & T. V. McEvilly, Clustering and periodic recurrence of microearthquake on the San Andreas fault at Parkfield, California, *Science*, **267**, 503–507, 1995.
- 19) Yagi, Y. & M. Kikuchi, Partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1087, doi:10.1029/2002GL015664, 2003.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Gamage, S. S. N., N. Umino, A. Hasegawa	Offshore double-planed shallow seismicity in the NE Japan forearc region revealed by seismic waveform characteristics	日本地球惑星科学連合 2007 年大会	2007 年 5 月 19 日
荒尾正克, 松澤暢, 内田直希, 有吉慶介, 長谷川昭	小繰り返し地震波形の各周波数におけるコヒーレンスと再来間隔との関係	日本地球惑星科学連合 2007 年大会	2007 年 5 月 1 日
飯沼卓史, 長谷川昭, 三浦哲,	2005 年宮城県沖地震の最大余震(2005 年 12 月 2 日・	日本地球惑星科学連合 2007 年大会	2007 年 5

立花憲司, 佐藤俊也	M6.6)により励起された可能性のあるプレート間ゆっくり滑り		月1日
柳沼直, 岡田知己, 加藤研一, 武村雅之, 八木勇治, 内田直希, 長谷川昭	2005年宮城県沖地震(M7.2)と1978年宮城県沖地震(M7.4)のアスペリティの比較研究(3)	日本地球惑星科学連合 2007年大会	2007年5月1日
鈴木健介, 日野亮太, 山本揚二郎, 金沢敏彦, 山田知朗, 篠原雅尚, 植平賢司, 田中昌之, 金田義行	海底地震観測による2005年宮城県沖の地震(M7.2)の余震分布	日本地球惑星科学連合 2007年大会	2007年5月1日
Shantha Gamage, Norihito Umino, Akira Hasegawa	Earthquake generating stress of the offshore double-planed shallow seismic zone in the NE Japan forearc region	日本地震学会 2007年秋季大会	2007年10月24日
伊藤喜宏, 山本揚二郎, 鈴木健介, 日野亮太, 松原誠, 小原一成	海底地震観測網による震源との比較に基づく波形・走時ハイブリッドモーメントテンソル解析法の検証	日本地震学会 2007年秋季大会	2007年10月1日
荒尾正克, 松澤暢, 内田直希, 有吉慶介, 長谷川昭	プレート境界における非相似地震と相似地震の関係	日本地震学会 2007年秋季大会	2007年10月1日
山本揚二郎, 日野亮太, 鈴木健介, 伊藤喜宏, 山田知朗, 篠原雅尚, 金沢敏彦, 田中昌之, 金田義行, 植平	宮城県沖および福島県沖前弧域の地震学的構造	日本地震学会 2007年秋季大会	2007年10月1日

賢司			
飯沼卓史, 三浦哲, 内田直希, 佐藤俊也, 立花憲司, 長谷川昭	GPS データから推定された東北地方のプレート間カップリングの時空間変化 - 2002年から2006年まで-	日本地震学会 2007 年秋季大会	2007年10月1日
鈴木健介, 日野亮太, 山本揚二郎, 伊藤喜宏, 金沢敏彦, 山田知朗, 篠原雅尚, 植平賢司, 田中昌之, 金田義行	放射特性を用いた 2005 年宮城県沖の地震(M 7.2)の余震のメカニズム解分布	日本地震学会 2007 年秋季大会	2007年10月1日
Iinuma, T., A. Hasegawa, S. Miura, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana	Possible slow slip event on the plate interface induced by the largest aftershock of the 2005 Miyagi-oki earthquake	IUGG 2007	2007年7月1日
Yamamoto, Y., R. Hino, K. Suzuki, T. Yamada, M. Shinohara, T. Kanazawa, M. Tanaka, Y. Kaneda, K. Uehira	THREE-DIMENSIONAL SEISMIC VELOCITY STRUCTURE IN THE OFF-MIYAGI AND OFF-FUKUSHIMA FOREARC REGION	EASTEC symposium 2007 Dynamic Earth -its origin and future-	2007年9月1日
Ito Y., Y. Yamamoto, K. Suzuki, R. Hino, M. Matsubara, K. Obara	Performance of the hybrid method for waveform and travel-time analyses based on a comparison with the hypocenters calculated from the ocean-bottom-seismometer	AGU 2007	2007年12月13日

	network		
Suzuki, K., R. Hino, Y. Yamamoto, Y. Ito, T. Kanazawa, T. Yamada, M. Shinohara, K. Uehira, M. Tanaka, Y. Kaneda	Focal mechanism distribution of main- and after- shock of the 2005 off Miyagi Earthquake (M7.2) by using radiation pattern of P- and S- wave	AGU 2007	2007 年 12 月 13 日
Uchida, N., T. Matsuzawa, W. L. Ellsworth, K. Imanishi, T. Okada and A. Hasegawa	Source parameters of a M4.8 and its accompanying repeating earthquakes off Kamaishi, NE Japan - implications for the hierarchical structure of asperities and earthquake cycle	Geophys. Res. Lett. 34, doi:10.1029/2007GL031263	2007 年
日野亮太・鈴木健介・山本揚二郎・西野 実・金沢敏彦・山田知朗・中東和夫・望月公廣・篠原雅尚・桑野亜佐子・青木元・田中昌之・荒木英一 郎・小平秀一・藤江剛・金田義行	海底地震観測による 2005 年宮城県沖地震 (M7.2) の余震分布 (速報)	地震 2	2007 年
三浦 哲・油井智史・飯沼卓史・佐藤俊也・立花憲司・長谷	2005 年宮城県沖地震 (M7.2) に伴った地震時・地震後地殻変動から推定されたプレート境界面上のす	地震 2	2007 年

川 昭	べり分布		
内田直希・松澤暢・三浦 哲・平原 聡・長谷川 昭	小繰り返し地震解析による宮城・福島県沖プレート境界の準静的すべり	地震 2	2007年
有吉慶介・松澤暢・矢部康男・長谷川昭・加藤尚之	沈み込みプレート境界における断層セグメント間の相互作用	地震 2	2007年
海野徳仁・河野俊夫・岡田知己・中島淳一・松澤 暢・内田直希・長 谷川昭・田村良明・青木 元	1930年代に発生した M7クラスの宮城県沖地震の震源再決定－1978年宮城県沖地震のアスペリティでのすべりだったのか？－	地震 2	2007年
河野俊夫・海野徳仁・長谷川昭	1930年代に発生した M7クラスの宮城県沖の地震の震度分布について	地震 2	2007年

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成 20 年度業務計画案

海底地震計の入れ替えにより、繰り返し海底地震観測を継続するとともに、気象庁と共同して短期観測型海底地震計を用いた機動的な海底地震観測を行う。こうした観測により新たに得られるデータを従来の海底地震観測データに加え、プレート境界面上および面外それぞれにおける地震活動のより詳細な検討を進める。さらにプレート境界付近の応力場をより詳細な発震機構解の空間分布から推定するとともに、それぞれの位置付近における

プレート間すべりとプレート境界近傍の応力場の変化の時空間的対応の抽出に努める。

準静的すべりの時空間発展の準リアルタイム・モニタを実現するために、GPS 観測および相似地震観測データを準リアルタイムで処理するためのシステムの開発と実用化のための改良を継続して進める。本学が宮城県内を中心とした地域で整備しつつある陸上 GPS 観測点のデータと従来の観測点および GEONET のデータとの併合解析を進め、それにより得られる地表の変位速度場を用いた逆解析を高度化する。時間方向での急激な変動があっても推定を精確に行なえる手法の開発・調整を継続し、実用化を目指すとともに、プレート間すべり分布の時空間変化を即時的に検知できるようなシステムの開発及び異常値があった際の判定プロセスの確立を行う。また、リアルタイム収録されている陸上観測網の地震波形データから相似地震を同定し、その位置とすべり量を高精度かつ準リアルタイムで推定するための自動処理手法の開発を継続して行い、プロトタイプ・システムの完成を目指す。

3. 2. 過去の活動履歴を把握するための地質学的調査

3. 2. 1. 仙台・石巻平野における地質調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

仙台・石巻平野における地質調査に基づく過去の活動履歴

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
独立行政法人産業技術総合研究所 活断層研究センター 海溝型地震履歴研究チーム	チームリーダー	岡村行信	okamura-y@aist.go.jp
	副センター長	佐竹健治	
	研究員	藤原治	
	研究員	宍倉正展	
	特別研究員	藤野滋弘	
	特別研究員	行谷佑一	

(c) 業務の目的

仙台平野および石巻平野において、過去約 6000 年間に平野内に浸入した津波の履歴と浸水範囲を、津波堆積物の調査から明らかにするとともに、沿岸域の地殻変動を明らかにして、地震と地殻変動との関係解明を試みる。それらの成果を基に、津波の波源モデルを構築し、平野への浸水範囲を説明出来る津波のシミュレーションを行う。

(d) 5 ヶ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成 17 年度：

仙台・石巻平野における過去の巨大津波の浸水域と地震に関連した地殻変動の履歴を地質学的証拠から明らかにするため、仙台平野中南部の地形判読を行い、それにより認定した堤間湿地内の測線沿いにピートサンプラー及びジオスライサーを用いて試料採取を行った。この調査により、西暦 869 年に発生した貞観津波の遡上距離と津波襲来当時の海岸線の位置を復元し、貞観の津波は当時の海岸線から少なくとも 3km は遡上していることを明らかにした。また、貞観津波を示す津波堆積物より古い地層中に、少なくとも 2 層の津波堆積物が広域に観察されることから、貞観津波以前にも巨大な津波が本地域に襲来していたと推定した。最も古い津波堆積物の直下から得られた炭素片の放射性炭素年代測定値は、3980—3820 年前（暦年補正年代, cal yr BP）を示した。仙台平野と同様に浜堤列が発達する石巻平野では、貞観の津波に相当する津波堆積物は観察されなかったが、過去の海水準を示す前浜堆積物の高度分布から、過去 100 年間に観測されている沈降現象は、数千年の時間スケールでは継続していないと推定した。

2) 平成18年度：

仙台平野北部（仙台市，名取市）と石巻平野の地形判読を行い，それにより選定された測線沿いにボーリングを行った．この調査により，仙台平野北部および石巻平野における貞観津波の遡上距離と津波襲来時の海岸線の位置を復元した．また，昨年度の仙台平野中南部における成果とあわせて，仙台平野から石巻平野全域における津波遡上範囲を復元した．また，貞観津波を示す津波堆積物より古い地層から，少なくとも2層の津波堆積物が広域に観察された．亙理町北部の鳥の海では，珪藻化石群集の解析から過去環境変化および地殻変動を復元することを試みたが，過去500年間において顕著な環境変動を検出することができなかった．石巻平野での地形測量と海浜堆積物の高度分布の調査では，過去3000年間で急速な地震隆起の証拠は見つからなかった．一方，平野の西部が東部に対して2m程度高く，平野地下の伏在断層の活動の影響が推定される．

3) 平成19年度：

前年度までに行った津波堆積物調査の補完調査を実施し，津波堆積物の広域的な対比を行った．また，石巻平野と仙台平野における津波堆積物の分布域といくつかの断層モデルに基づいた津波シミュレーションによる浸水域とを比較した．シミュレーションでは，スラブ内正断層，津波地震，仙台湾内の断層によるモデルでは両平野の津波堆積物の分布を再現することはできないことがわかった．プレート間地震の場合では幅が100km，すべりが7m以上の場合には，浸水域が大きくなり，津波堆積物の分布をほぼ完全に再現できた．津波堆積物調査では，仙台平野南部で，貞観津波時の海岸線と現在の海岸線との間で，測線沿いに掘削調査を行い，前浜堆積物の高度分布に基づいて過去約1100年間における相対的海面変動を復元を試みた．その結果，貞観津波以降1.2～1.3mの比較的急速な海面低下が生じ，その後500～600年の間に同程度（1.1～1.2m）の海面上昇でほぼ元のレベルに戻ったと推定された．

4) 平成20年度：

仙台平野の完新世地殻変動の履歴を解明するための追加調査を実施し，それらの結果を考慮して津波波源モデルを改善する．

5) 平成21年度：

東北地方沿岸域の貞観津波を再現する津波波源モデルを構築するとともに，平野内への津波浸水シミュレーションを実施する．

(e) 平成19年度業務目的

過去2年間で仙台平野及び石巻平野において明らかになった西暦869年貞観津波の津波堆積物の分布を説明する津波をシミュレーションで再現する．さらに，平成18年度に引き続いて，地質調査試料とその分析結果に基づいて，完新世（最近の約10,000年間）の地殻変動を解明するとともに，仙台平野周辺に特徴的な浜堤列の発達史の解明を実施する．

特に，今までの調査で解決していない，最近100年間の沈降運動と数千年間でほとんど

地殻変動がないことの矛盾を説明するため、海岸付近の砂丘で小型ジオスライサーによる堆積物採取を行い、最近 2-300 年間の地殻変動の検出を試みる。

(2) 平成 19 年度の成果

(a) 業務の要約

貞観津波をシミュレーションで再現するため、石巻平野と仙台平野における津波堆積物の分布域といくつかの断層モデルに基づいた津波シミュレーションによる浸水域とを比較した。スラブ内正断層、津波地震、仙台湾内の断層によるモデルでは両平野の津波堆積物の分布を再現することはできない。プレート間地震で幅が 100 km、すべりが 7 m 以上の場合には、浸水域が大きくなり、津波堆積物の分布をほぼ完全に再現できた。また、貞観津波後の地殻変動を明らかにするため、仙台平野南部で、貞観津波時の海岸線と現在の海岸線との間で、測線沿いに掘削調査を行い、前浜堆積物の高度分布に基づいて過去約 1100 年間における相対的海面変動を復元を試みた。その結果、貞観津波以降 1.2~1.3 m の比較的急速な海面低下が生じ、その後 500~600 年間に同程度 (1.1~1.2 m) の海面上昇でほぼ元のレベルに戻ったと推定された。

(b) 業務の実施方法

津波シミュレーションに関しては、宮城県沖のプレート境界地震或いは海溝外側斜面の正断層型地震について、いくつかの異なる波源域やすべり量を与え、仙台平野及び石巻平野における浸水域を計算した。シミュレーションによる浸水域と両平野の津波堆積物の分布域を比較し、よく一致する波源域のパラメーターを貞観津波の波源域とした。

仙台平野の地殻変動は、空中写真の地形判読によって平野の浜堤列および堤間湿地を識別し、調査に適した地域を選定した。ハンディジオスライサーを用いて、堤間湿地において地表下 1.5 m 程度までの堆積物を採取し、その層相観察から、かつての潮間帯を示す前浜堆積物を認定した。特に西暦 869 年貞観津波が襲来した当時の海岸線の位置と現在の海岸線との間に集中して調査を行った。また、トータルステーションや GPS を用いた地形測量から、海浜堆積物の高度分布を明らかにし、過去約 1100 年間における相対的海面変化を推定した。

(c) 業務の成果

1) 貞観津波の数値シミュレーション

a) はじめに

貞観十一年五月廿六日 (ユリウス暦 869 年 7 月 9 日) の貞観津波については、『日本三代実録』に、以下のように記されている。

陸奥國地大震動、流光如晝隱映、頃之、人民叫呼、伏不能起、或屋仆壓死、或地裂埋殮、馬牛駭奔、或相昇踏、城 = (土へんに郭) 倉庫、門櫓牆壁、頽落顛覆、不知其

數、海口哮吼、聲似雷霆、驚濤涌潮、沝 = (さんずいに回) 漲長、忽至城下、去海數十百里、浩々不弁其涯 = (さんずいに矣)、原野道路、惣為滄溟、乘船不遑、登山難及、溺死者千許、資産苗稼、殆無子遺焉、…

(大日本地震史料第2巻、「古代・中世」地震・噴火史料データベース(石橋・他、2008)1)による、なお、上記の記述は Imamura(1934)2)によって英訳されている (Sawai et al., 2008) 3)。

陸奥国で大震動があり、建物の倒壊や地割れによって人間や牛馬などに多くの被害がでた。また、雷のような音とともに津波が発生し、城下に至り、数千里が海のようになり、溺死者千人が出たという。ここでの城とは、一般には仙台市北方の多賀城と考えられているが、仙台市南方の岩沼とする説もある(渡邊, 1998) 4)。また、渡邊(2000, 2001)5)、6)は、宮城県気仙沼市、多賀城市、仙台市、名取市、岩沼市、福島県新地町、相馬市、いわき市、茨城県北茨城市、高萩市、東海村、ひたちなか市、大洗町、大洋村において、貞観地震・津波に関連するとされる伝承を収集して検討している。

三陸沿岸に大きな被害をもたらした明治三陸地震(犠牲者約22,000名)や昭和三陸地震(犠牲者約3,000名)による津波は、仙台平野では高さ数m以下であった(たとえば渡辺, 1998) 7)ことから、貞観津波は、これらの三陸津波よりも仙台平野に大きな影響を与えた。貞観津波の波源は仙台湾内(羽鳥, 1998) 8)、海溝から陸側斜面(菅原・他, 2001, Minoura et al., 2001) 9)、10)、茨城沖から宮城沖の海溝付近(渡邊, 2000) 5)などに想定されてきた。

この津波による堆積物は阿部・他(1990) 11)やMinoura and Nakaya(1991)12)によって発見されていたが、最近産総研によって実施された調査(澤井・他, 2006; 2007、宍倉・他, 2007; Sawai et al., 2008) 3)、13)、14)、15)により、石巻平野及び仙台平野における津波堆積物分布域と、堤間湿地が発達する両平野における貞観津波当時の海岸線は、仙台平野では現在よりも1km内陸に、石巻平野では1~1.5km内陸にあったことが明らかにされている。貞観津波による堆積物は、両平野に分布する十和田火山灰(915年)の直下に認定され、浸水距離は仙台平野では当時の海岸線から1~3km、石巻平野では3km以上であった。また、貞観津波の下部にも数枚の津波堆積物が発見され、その繰り返し間隔は約1000年程度と推定されている。

本研究では、貞観津波を起こした地震の規模やメカニズムを推定するため、日本海溝沿いにおける様々なタイプの断層モデルからの津波浸水シミュレーションを実施し、仙台平野と石巻平野における津波堆積物の分布と比較した。

b) 断層モデル

貞観津波を発生させた地震の断層モデルとして、昭和三陸地震と同様な海溝外側のスラブ内正断層、明治三陸地震と同様な津波地震、プレート間地震、さらに仙台湾内

の断層による地震を検討した。

正断層地震については、走向は日本海溝に平行の 202° とし、傾斜角 45° で西に傾く断層面を仮定した。断層の長さ 200 km、幅 50 km、上端が日本海溝のやや東側の海底（深さ 0 km）に位置し、すべり量は 5 m である。

津波地震については、走向はやはり 202° で、沈み込む太平洋プレートに沿って、傾斜角 18° の逆断層で、断層の長さは 200 km、幅は 50 km（深さは海底から 15 km まで）、すべり量は 5 m とした。

プレート間地震については、走向と傾斜角は津波地震と同じだが、断層上端の深さ d を 15 km、31 km の二通り、幅 W を 50 km、100 km の二通りとした（モデル 3-6）。これらについては、断層の長さは 200 km、すべり量は 5 m とした。この他、断層の長さを 300 km としたもの（モデル 7）、100 km としたもの（モデル 8）、さらに、断層の長さ 200 km、幅 100 km、深さ 15 km ですべり量を 7m と変化させた（モデル 10）も試した。これらの断層モデルのモーメントマグニチュードは $M_w=8.1\sim 8.4$ 程度である。

仙台湾内の断層については、嵯峨溪逆断層群に沿って長さ 40 km、幅 20 km、傾斜角 45° 、すべり量 5 m の逆断層を仮定した。これらの断層の位置を図 1 に、パラメータを表 1 に、海底地殻変動の断面図を図 2 に示す。

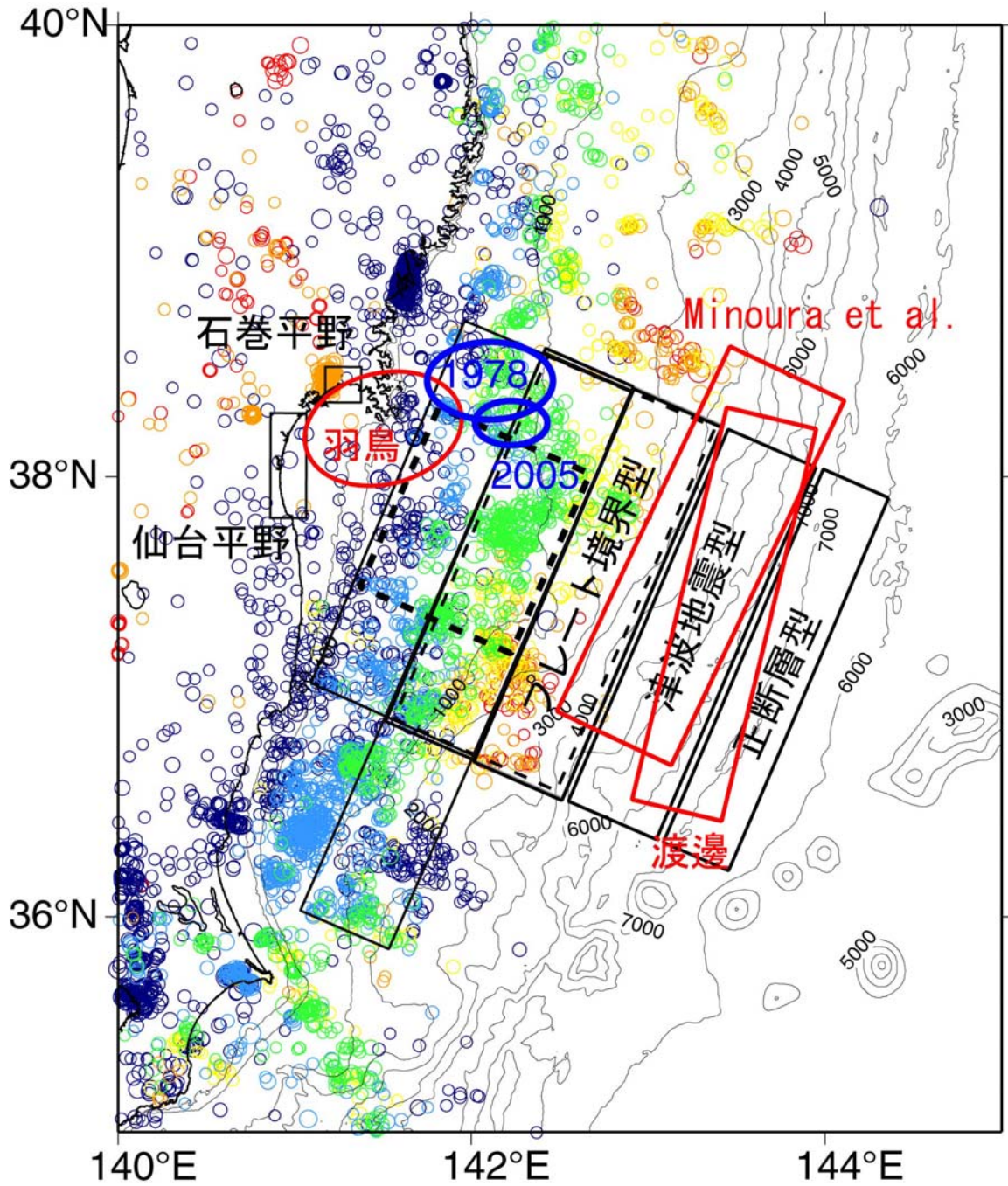


図1 貞観津波の断層モデル。本研究で検討したモデルのほか、羽鳥（1998）8）、Minoura et al.（2001）10）、渡邊（2000）5）による推定波源域、1978年、2005年の宮城県沖地震の震源域も示す。カラーの小丸はこの地域の地震活動（気象庁一元化震源）を示す。

表1 本研究で検討した貞観津波の断層モデル

ケース名	深さ km	長さ km	幅 km	すべり 量 m	地震モーメント、 Nm	Mw
1 正断層型 Normal Fault	0	200	50	5	2×10^{21}	8.1
2 津波地震型 Tsunami Eq.	0	200	50	5	2×10^{21}	8.1
3 プレート間地震 D15W50	15	200	50	5	2×10^{21}	8.1
4 プレート間地震 D31W50	31	200	50	5	2×10^{21}	8.1
5 プレート間地震 D15W100	15	200	100	5	4×10^{21}	8.3
6 プレート間地震 D31W100	31	200	100	5	4×10^{21}	8.3
7 プレート間地震 D31L300	31	300	50	5	3×10^{21}	8.3
8 プレート間地震 D31L100	31	100	100	10	4×10^{21}	8.3
9 仙台湾内の断層 Sendai Bay Fault	1	40	20	5	1.2×10^{20}	7.3
10 プレート間地震 D15W100u7	15	200	100	7	5.6×10^{21}	8.4

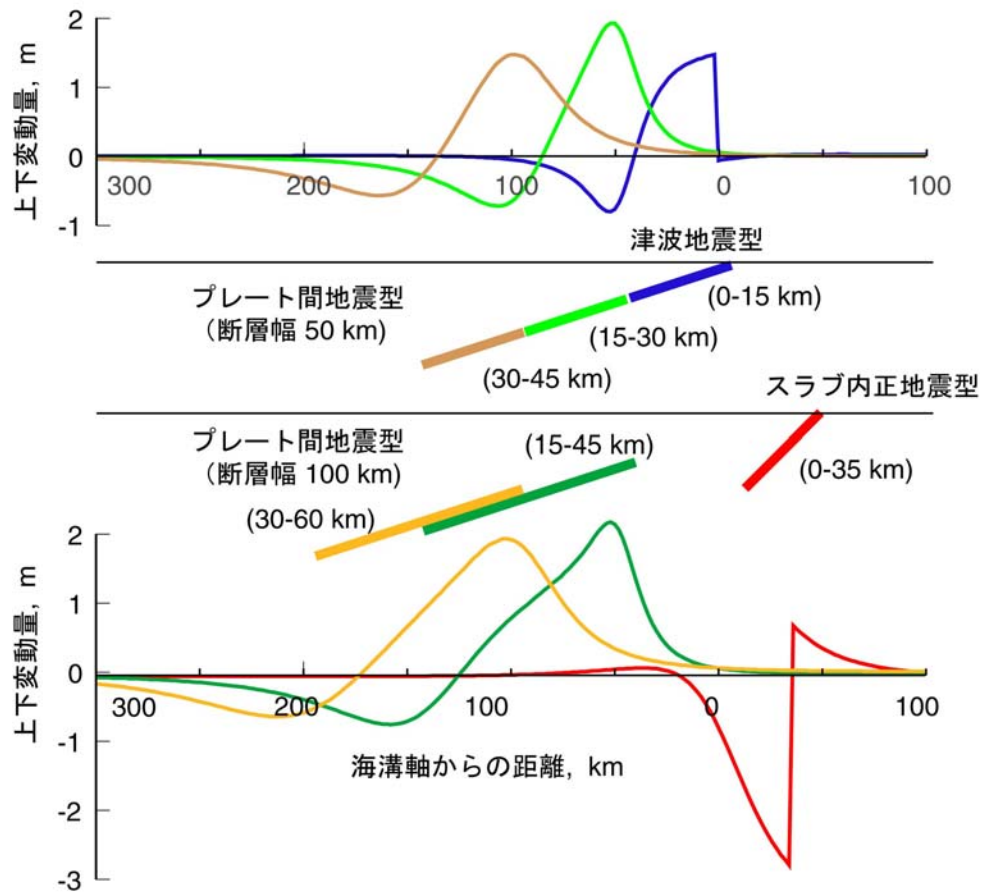


図2 スラブ内正断層、津波地震、プレート間地震モデルによる断層と海底の上下変動の断面。

c) 津波シミュレーション

断層モデルによる海底・海岸の地殻上下変動を、Mansinha and Smylie (1971)16)の式で計算して、津波発生の初期条件とした。津波の伝播は、基本的には非線形長波（浅水理論）で、移流項・海底摩擦項を含む運動方程式と連続の式を有限差分法で解いた。ただし、外海においては、線形長波の式を解いた。

差分の格子間隔は外海では約 2000 m（この範囲のみ線形計算）で、海岸に近づくにつれ、675 m、225 m、75 m、25 m と次第に細かくした。仙台・石巻両平野への遡上計算には、最小の 25 m 格子を用いた。

計算時間間隔は差分法の安定条件を満たすよう 0.5 秒として、地震発生から 3 時間の津波伝播を計算した。

海底地形データは、日本水路協会から公開されているデジタル水深データ（日本近海 1000 m メッシュ海底地形データ、沿岸の海の基本図）から、直交座標に変換して利用した。陸上の地形データは、国土地理院から公開されている 50 m メッシュから作成した。仙台・石巻平野については、沿岸海域土地条件図の 1 m 等高線を用いて現況の標高データを作成した。次に明治時代の迅速図と米軍の空中写真を基に、仙台空港（仙台平野）や自衛隊基地（石巻平野）建設前の浜堤を再現し、さらに、貞観当時の海岸線沿いに標高 2.5 m の浜堤を設定して、貞観当時の地形を再現した。なお、堤間湿地は標高 1 m とした。遡上計算に用いた石巻平野の地形データを図 3 に、仙台平野の地形データを図 4 に示す。

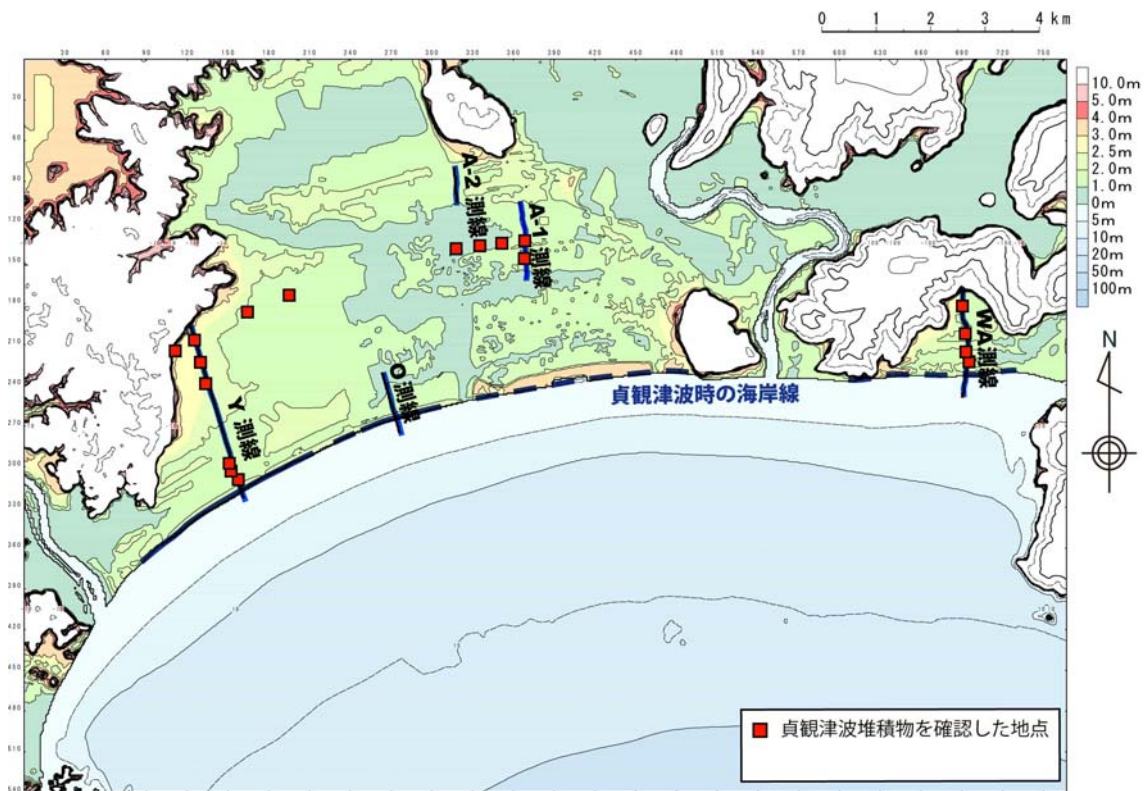


図3 石巻平野の貞観当時の推定地形（格子間隔 25 m）

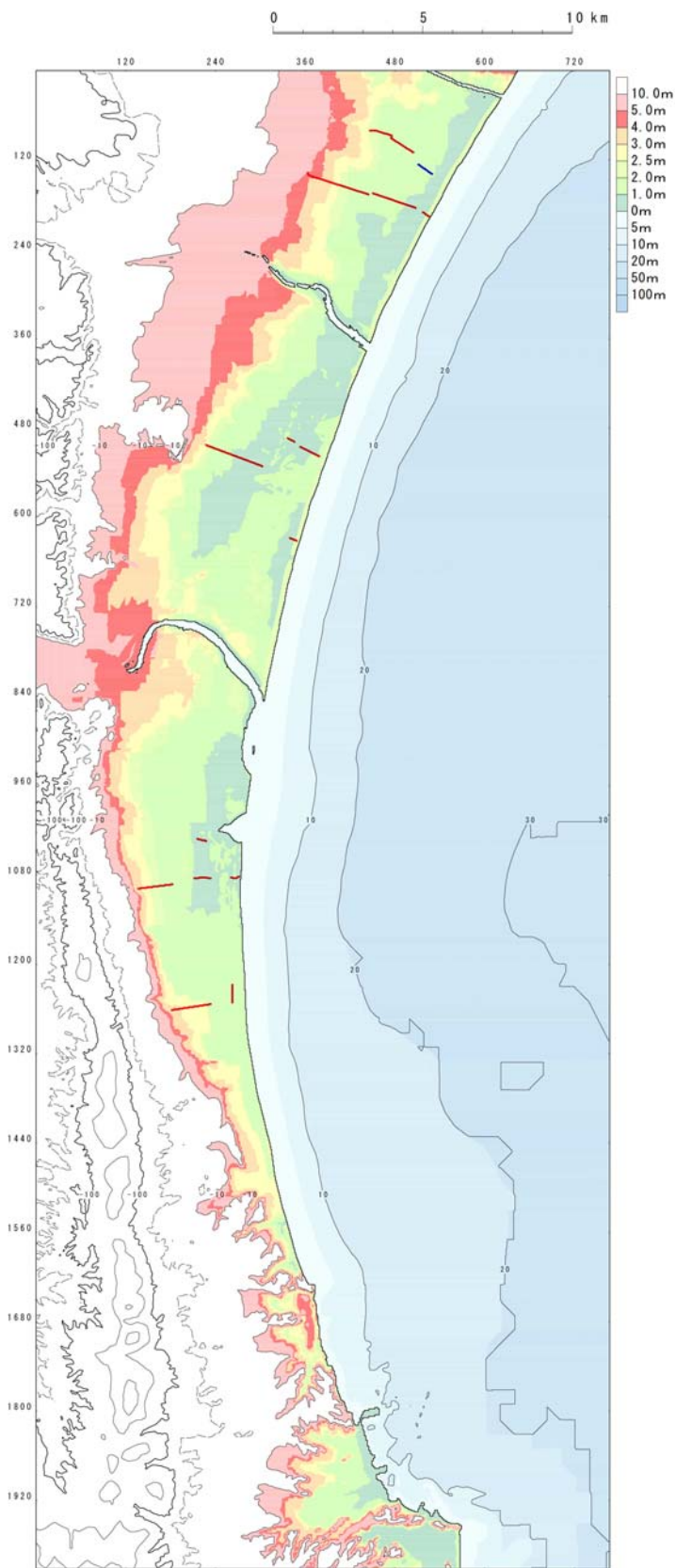


図4 仙台平野の貞観当時の推定地形（格子間隔 25 m）

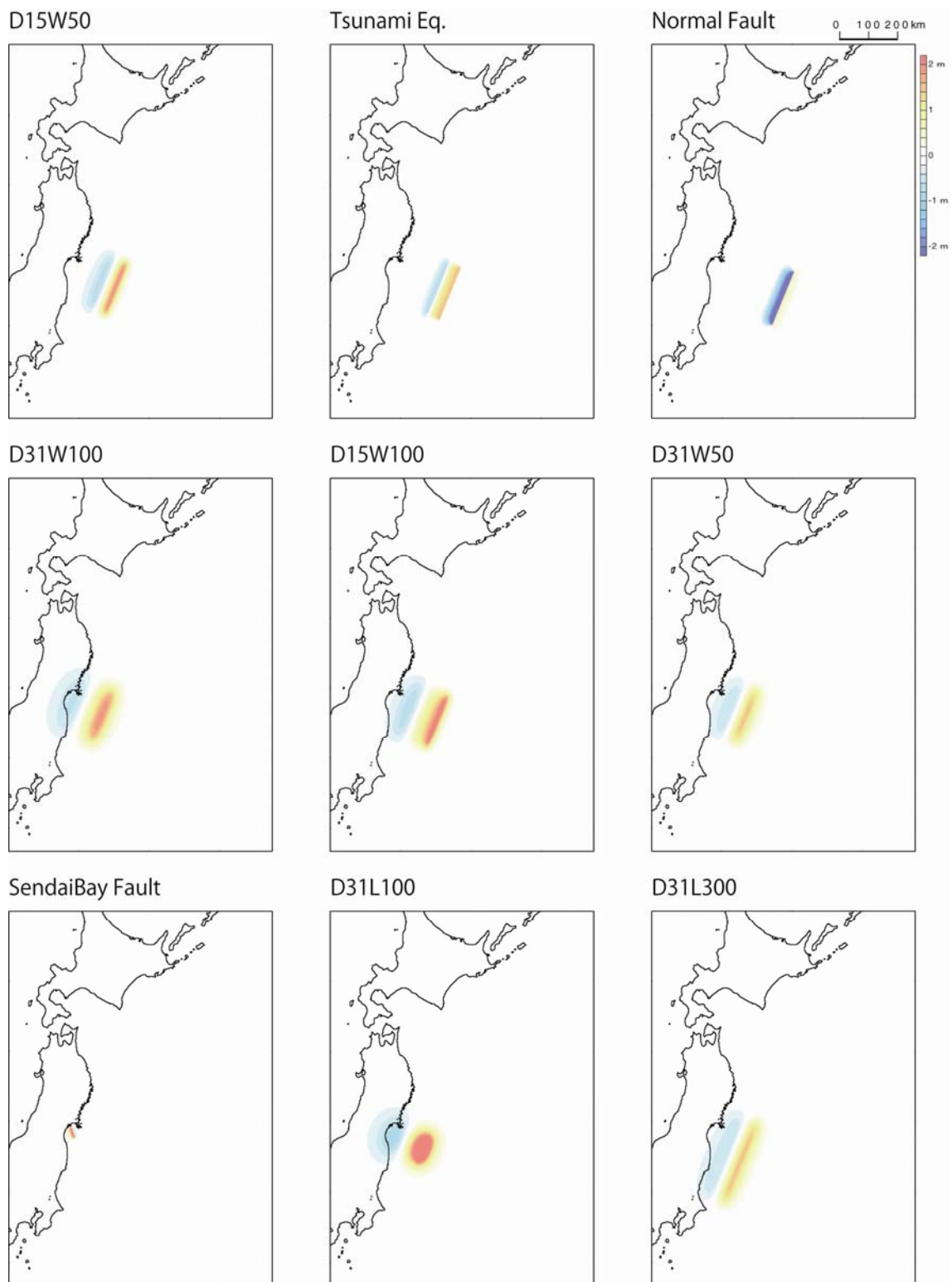


図5 モデル1-9による初期水位分布。モデル10はD15W100を7/5倍したもののなので省略した。

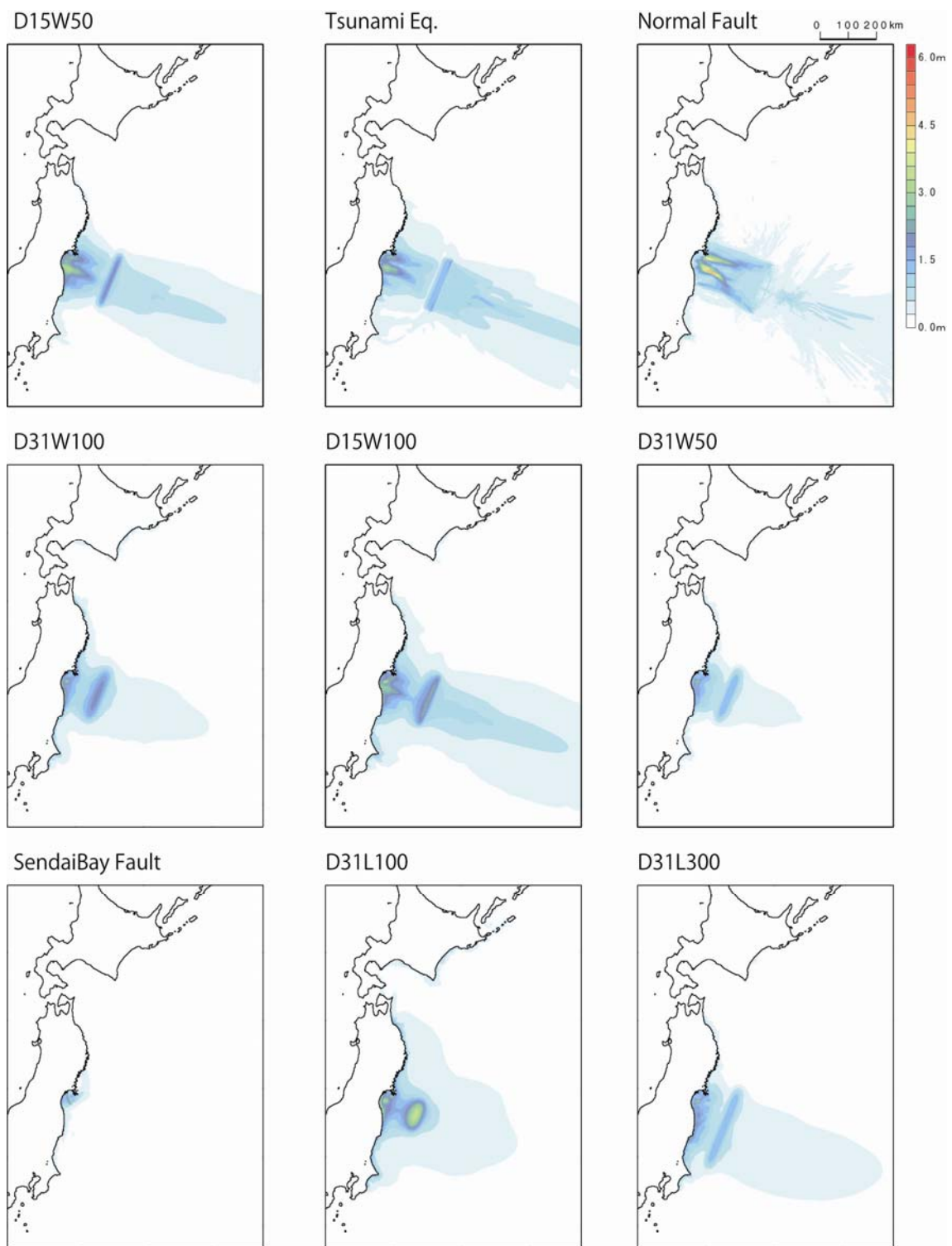


図6 モデル1-9による最大水位分布。モデル10はD15W100を7/5倍したもののなので省略した。

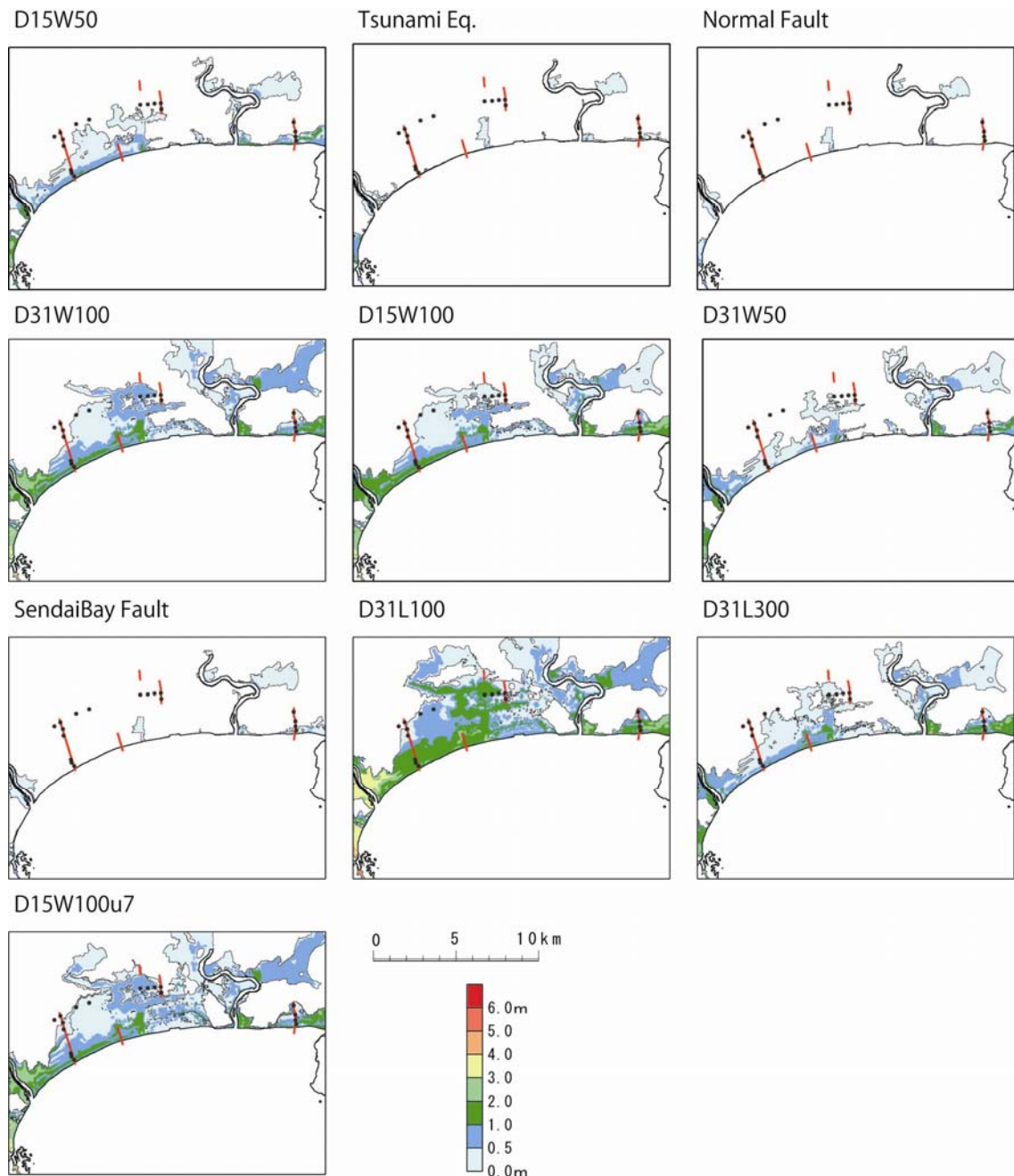


図7 モデル1-10による石巻平野の最大浸水深と津波堆積物の分布（黒丸）

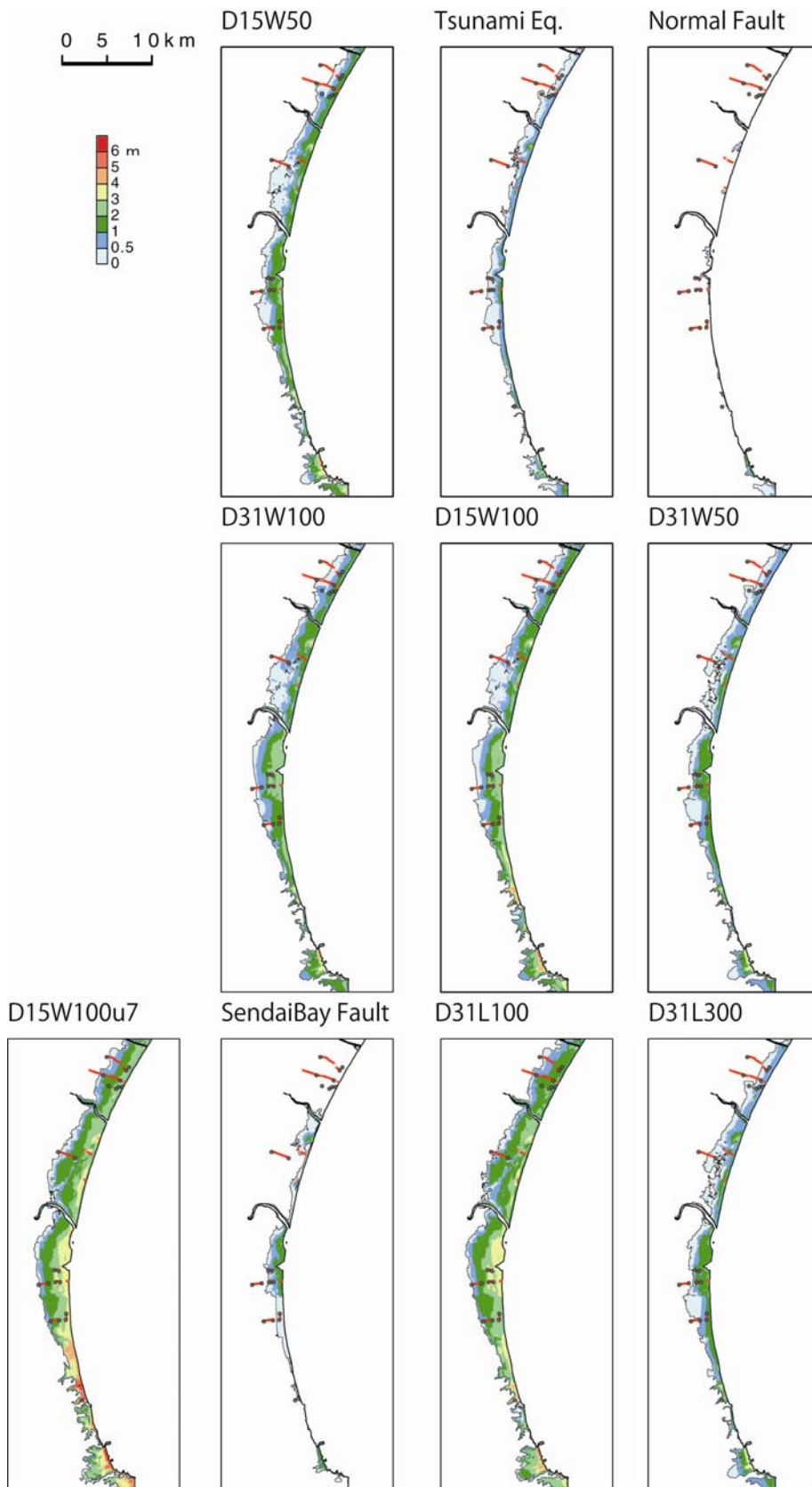


図8 モデル1-10による仙台平野の最大浸水深と津波堆積物の分布（黒丸）

d) 結果

各モデルによる初期水位分布を図 5 に、最大水位分布を図 6 に示す。初期水位の分布は、スラブ内の正断層と仙台湾内の断層を除いて、沖（東）側で隆起、陸（西）側で沈降というパターンを示す。最大水位分布については、断層長さが 300 km の場合を除いていずれも仙台湾付近で水位が最大となる。断層長さが 300 km の場合は、福島県まで水位が高くなる。

モデル 1-10 により得られた最大浸水深（地盤上の津波高）と津波堆積物分布を比較したものを、石巻平野については図 7 に、仙台平野について図 8 に示す。石巻平野と仙台平野における浸水域はモデルによって大きく異なる。スラブ内正断層の場合は、石巻・仙台平野ともにほとんど浸水しない。津波地震の場合は、石巻平野ではほとんど浸水せず、仙台平野で 1~2 km 浸水するが津波堆積物の分布を再現する程ではない。また、仙台湾内の断層についても、両平野ともほとんど浸水しない。

プレート間地震について、石巻・仙台平野とも、断層幅が 100 km の方が、断層幅 50 km よりも浸水域は大きい。断層の幅が同じであれば、断層の深さ (15 km と 31 km) による違いはほとんどない。断層を 300 km にすると (幅 50 km)、石巻平野での浸水域はやや広がるが、仙台平野ではほとんど変わらない。石巻平野では、Y 測線の内陸部の標高が 3m 程度とやや高く、ここまで浸水するのは、断層のすべり量を 10 m (深さ 31 km、長さ、幅 100 km) あるいは 7 m (深さ 15 km、幅 100 km) の場合のみである。これらの場合は、仙台平野での浸水域も広く、津波堆積物の分布をほぼ再現できる。以上から、石巻・仙台平野での津波堆積物分布を説明するには、プレート間モデルで断層幅は 100 km、すべり量は 7 m 以上の場合がよいと結論される。

2) 仙台平野の地殻変動調査

仙台平野南部において、前年度までの調査で推定された 869 年貞観津波襲来時の海岸線周辺から現在の海岸線にかけて、空中写真判読で確認された浜堤列と堤間湿地（砂丘列の間の低地）を横断するように測線を設けた（図 9）。調査サイトは 3 カ所で、北から亘理地区 (WT)、牛橋地区 (UB)、笠野地区 (KS) である。各サイトにおいて粗粒~極細粒砂層、泥炭層の詳細な分布を明らかにした。特に潮間帯で堆積した前浜堆積物に注目し、その検出を行った。前浜堆積物はおもに淘汰の良い細~中砂で構成され、平行ラミナが特徴的に発達し、生痕化石 (*Macaronichnus segregatis*) を伴うことが多い。このためハンディジオスライサーによる幅 6~10 cm のコアからも容易に識別できる。前浜堆積物の上限は通常の波の遡上限界に対応し、高潮位 + α のレベルである。この前浜堆積物の上限高度と地形断面の計測を行い、現在の高潮位の高度との関係を調べた。各サイトにおける調査結果の詳細は以下のとおりである。

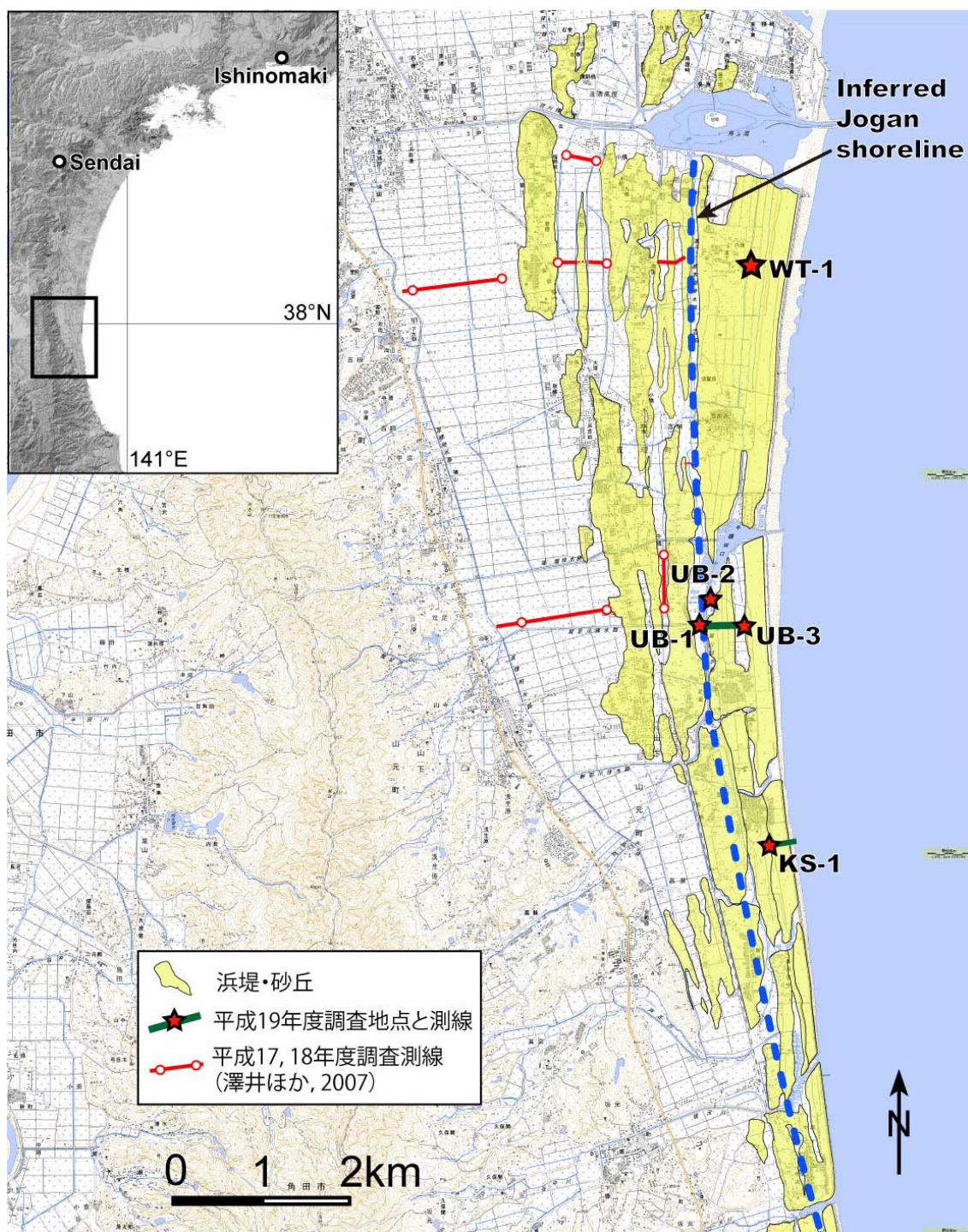


図9 仙台平野南部の浜堤分布及び調査側線
 国土地理院発行 1/2.5万地形図「荒浜」「山下」を使用

a) 亘理地区 (WT)

亘理地区では鳥の海の南の 1 地点 (WT-1) で掘削を行った。この地点は 869 年貞観津波襲来時の海岸線から約 700m 海側で、現在の海岸線から約 600m 内陸に位置する。掘削深度は 0.6 m であり、表層 0.2 m が耕作土、深度 0.2 m より下位は淘汰の良い細砂が分布する (図 10)。深度 0.35 m 付近より明瞭な平行ラミナが観察され、前浜堆積物と判断される。平行ラミナの出現する高度を最寄りの三角点を基準に計測した結果、標高-0.25 m であることが明らかになった。すなわち WT-1 地点に海岸線があった時の高潮位が、現在標高-0.25 m にあることを意味する。現在の高潮位は標高 0.8 m 付近まで達することから、その差は 1.0~1.1 m である。この地点の離水年代は不明であるが、貞観津波以降であることから、過去 1100 年以内にネットで 1.0~1.1 m の相対的海面上昇があったことになる。

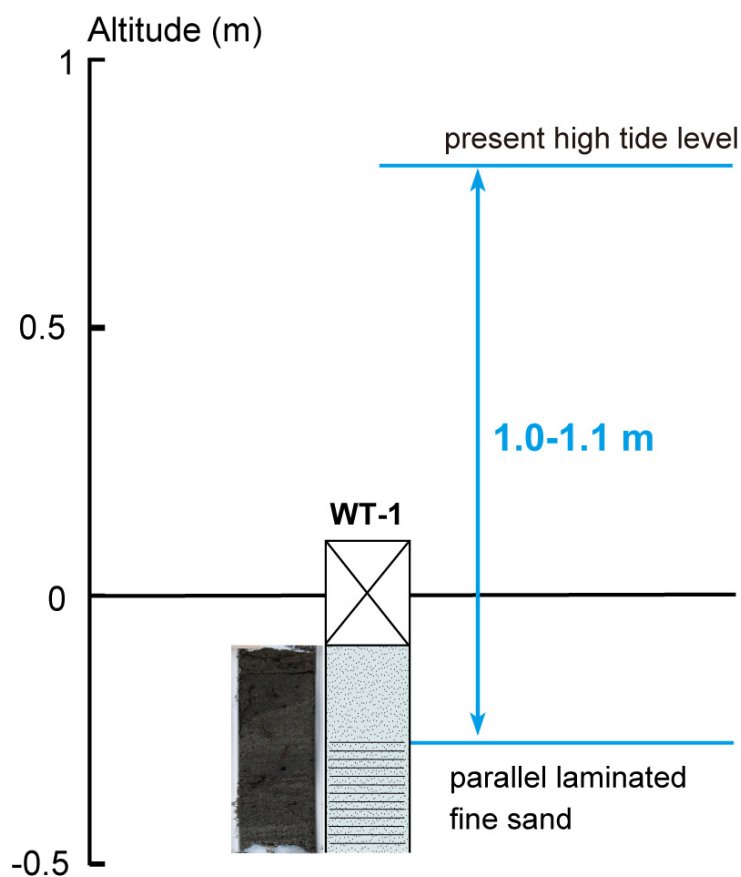


図 10 亘理地区 (WT) におけるコア写真と柱状図およびその高度

b) 牛橋地区 (UB)

牛橋地区では UB-1 と UB-3 の 2 地点でハンディジオスライサー掘削、UB-2 の 1 地点で露頭観察を行い、地形断面測量を行った。

UB-1 地点は貞観津波襲来時の海岸線の推定位置にほぼ一致し、現在の海岸線から約 1000 m 内陸に位置する。この地点で深度 1.05 m までのコアを採取した (図 11)。表層 0.13 m は表層耕作土で、深度 0.13~0.25 m が腐植質のシルト質砂、0.25~0.4 m が腐植質の砂質シルト、深度 0.4 m 以下は淘汰の良い細~中砂がそれぞれ分布する。砂層中には深度 0.55 m より明瞭な平行ラミナが観察され、この中には潮間帯の指標である白斑状の生痕化石 (*Macaronichnus segregatis*) も伴っていることから、前浜堆積物と判断される。

UB-2 地点は、UB-1 地点から 370 m 北北東で、貞観津波襲来時の海岸線から約 100 m 海側、現在の海岸線から約 850 m 内陸に位置する。この地点ではちょうど水道施設工事のため地表面から地下へ約 2.6 m 掘り下げており、露頭を観察することができた (図 12)。表層 0.7 m は埋積土で、深度 0.7~0.9 m は腐植質のシルト質砂が分布する。深度 0.9~1.3 m は無層理塊状の細砂が分布し、層相からみて風成砂の可能性が高い。この砂層の下位には層厚 0.25 m (深度 1.3~1.55 m) で腐植質の砂質シルトからなる埋没土壌が観察された。深度 1.55~2.3 m には淘汰の良い細砂が分布し、このうち深度 1.65 m 付近より下位には平行ラミナを伴い、前浜堆積物と考えられる。深度 2.3 m 以下には貝殻混じりの中~粗砂が分布し、斜交ラミナが観察される。この砂層は層相からみて上部外浜堆積物と判断される。

UB-3 地点は貞観津波襲来時の海岸線から約 550 m 海側、現在の海岸線から約 450 m 内陸に位置する。この地点では深度 1 m までのコアを採取した (図 11)。表層 0.08 m は埋積土で、深度 0.08~0.15 m が泥炭、深度 0.15~0.28 m が腐植質のシルト質砂、0.28~0.34 m が腐植質の砂質シルト、深度 0.34 m 以下は淘汰の良い中砂がそれぞれ分布する。砂層中には深度 0.55 m より明瞭な平行ラミナが観察され、この中には潮間帯の指標である白斑状の生痕化石 (*Macaronichnus segregatis*) も伴っていることから、前浜堆積物と判断される。

UB-1 と UB-3 を結ぶほぼ東西方向の測線において地形断面測量を行い、各観察地点における前浜堆積物の上限高度を計測した (図 13)。その結果、貞観津波の頃の海岸線に位置する UB-1 地点における前浜堆積物の上限高度は、標高 0.6 m に分布する。UB-2 地点は測線から外れるものの、高度測定した結果を地形断面に投影した。この地点で観察された埋没土壌は、上面が標高-0.25 m にあり、現在の海面より低い。前浜堆積物の上限高度は-0.65 m で、UB-1 地点の前浜堆積物上限との高度差は 1.2~1.3 m である。UB-3 地点では浜堆積物の上限高度は標高 0.5 m に分布し、UB-1 地点とほぼ同じレベルで、UB-2 地点の前浜堆積物上限に対して 1.1~1.2 m 高い。また、現在の高潮位に対しては 0.3~0.4 m 低い。

以上より、UB-1 と UB-2 の位置関係と前浜堆積物の高度の変化から、貞観津波からまもなくして相対的海面が 1.2~1.3 m 低下したと考えられ、隆起が生じた可能性がある。その後、UB-3 の地点に海岸線があった頃には相対的海面は上昇し、貞観津波の頃とは

ぼ同じレベルに回復している。さらにその後、0.3～0.4 m の相対的海面上昇があり、現在のレベルになったと考えられる。最近の驗潮記録によれば、本地域周辺では年間 5～6 mm の速度で沈降しており、UB-3 の離水以降大きな変動がなかったとすれば、0.3～0.4 m の相対的海面上昇は過去 100 年以内の沈降で説明できてしまう。

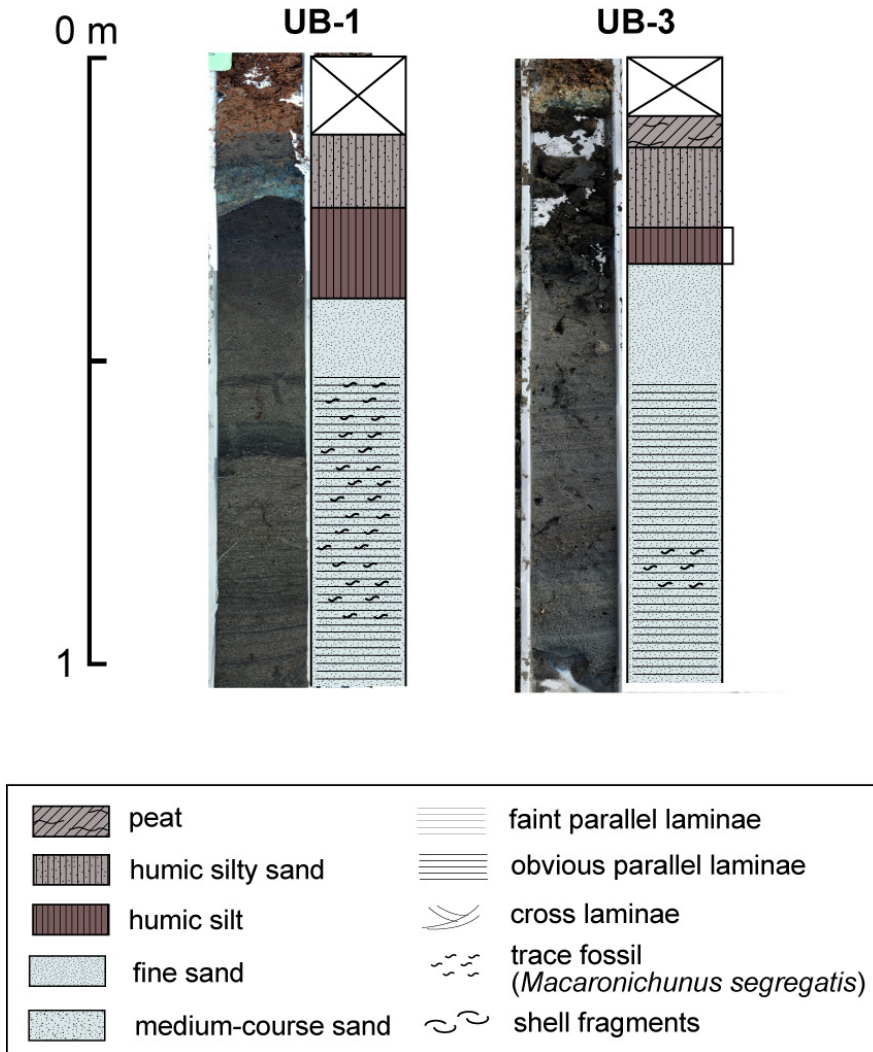


図 11 牛橋地区 (UB) における UB-1、UB-3 のコア写真と柱状図

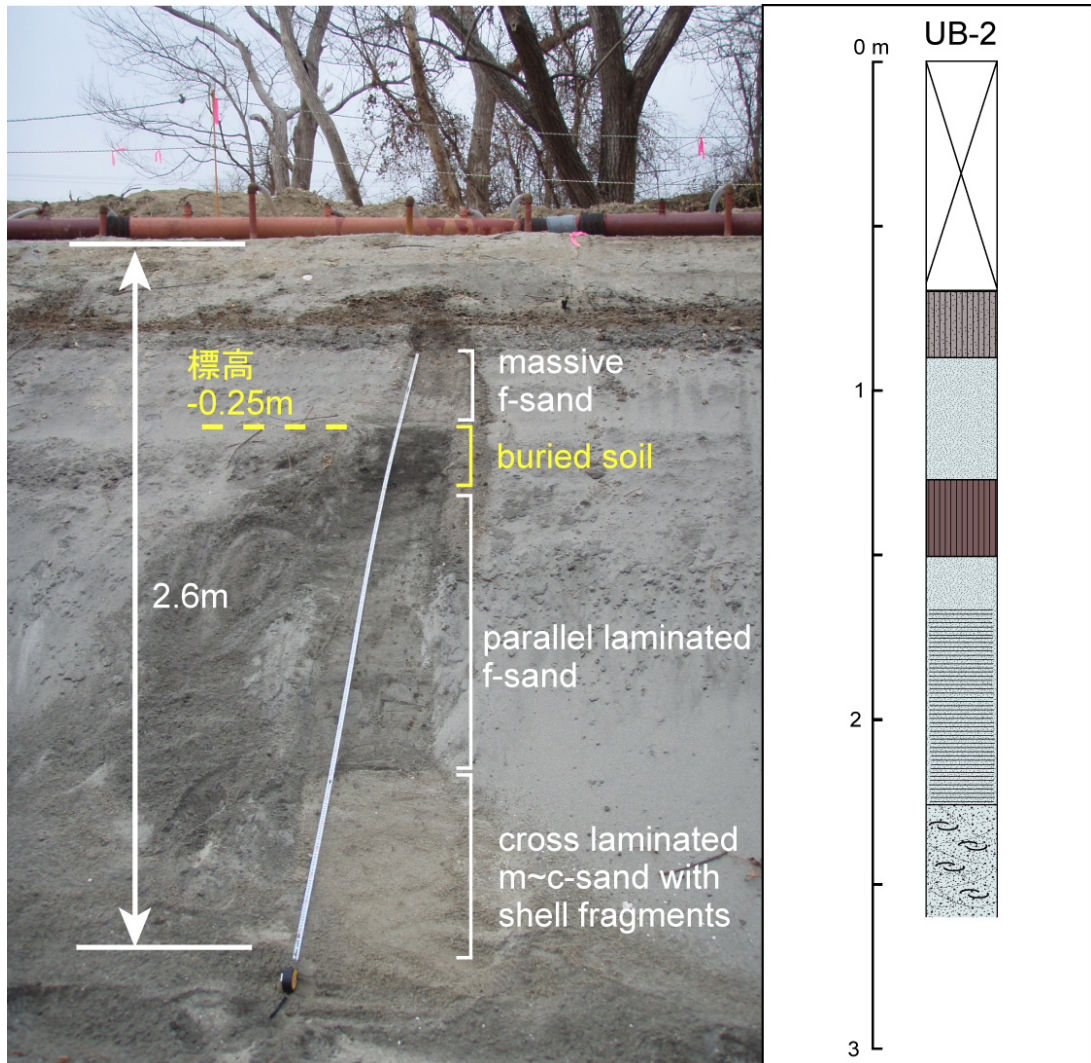


図 12 牛橋地区 UB-2 の露頭における写真と柱状図
 柱状図の凡例は第 3 図に準ずる。露頭壁面は 30° 傾斜しているため、写真では露頭下部（手前側）が大きく、露頭上部（奥側）が小さく見えている。

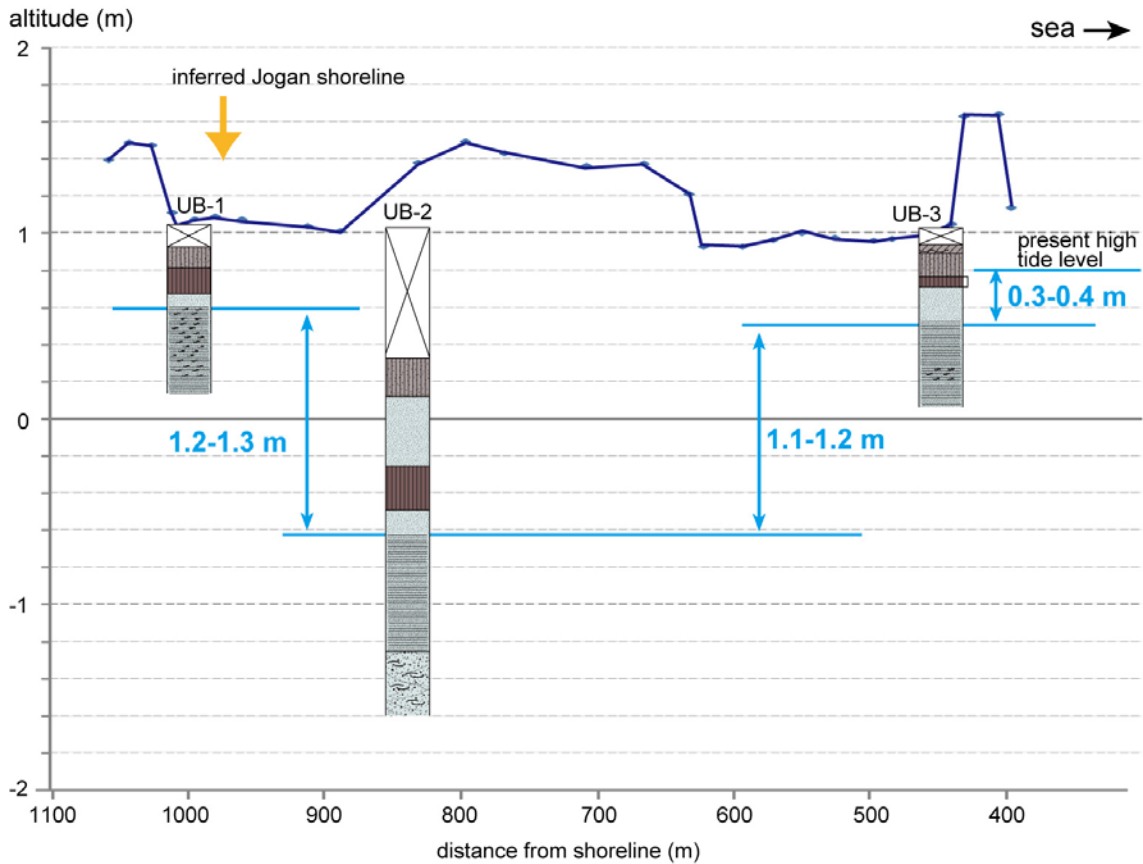


図 13 牛橋地区における地形断面と前浜堆積物の高度

c) 笠野地区 (KS)

笠野地区ではKS-1の地点内においてKS-1-1とKS-1-2の2カ所でコアを採取した。

KS-1-1地点は貞観津波襲来時の海岸線から約400m海側、現在の海岸線から約370m内陸に位置する。この地点で深度1.15mまでのコアを採取した(図14)。表層0.2mは耕作土で、深度0.2~0.3mが腐植質のシルト質砂が分布する。深度0.3m以下は淘汰の良い細砂が分布し、この砂層中には深度0.4m付近より薄く平行ラミナが観察される。ラミナは深度0.6m以下で非常に明瞭になり、潮間帯の指標である白斑状の生痕化石(*Macaronichnus segregatis*)も伴っている。層相からみて深度0.4~0.6mは後浜堆積物の可能性が高く、深度0.6m以下が前浜堆積物と判断される。

KS-1-2地点はKS-1-1地点から約60m海側に位置し、現在の海岸線から約310m内陸の地点である。この地点では深度1.15mまでのコアを採取した。表層0.16mは耕作土で、深度0.16~0.2mが腐植質のシルト質砂が分布する。深度0.2m以下は淘汰の良い細砂が分布し、この砂層中には深度0.4m付近より薄く平行ラミナが観察される。ラミナは深度0.6m以下で非常に明瞭になり、潮間帯の指標である白斑状の生痕化石(*Macaronichnus segregatis*)も伴っている。層相からみて、KS-1-1地点のコア

と同様に深度 0.6 m 以下が前浜堆積物と判断される。

KS-1 地点周辺から現在の海岸線までの東西の測線において地形断面測量を行い、各コアの前浜堆積物の高度を計測した (図 15)。その結果、KS-1-1、KS-1-2 とも前浜堆積物の上限高度は標高 0.25 m 付近にあり、現在の高潮位の高度から 0.5~0.6 m 低い位置に分布する。この地点の離水年代は不明であるが、貞観津波の頃の海岸線と現在の海岸線との位置関係から、おおよそ 500~600 年前である可能性が高い。すなわち過去 500~600 年のネットで 0.5~0.6 m の相対的海面上昇があったと考えられる。牛橋地区と同様に、KS 地点の離水以降、大きな変動がなかったとすれば、0.5~0.6 m の相対的海面上昇は最近 100 年程度の沈降運動で説明できる。

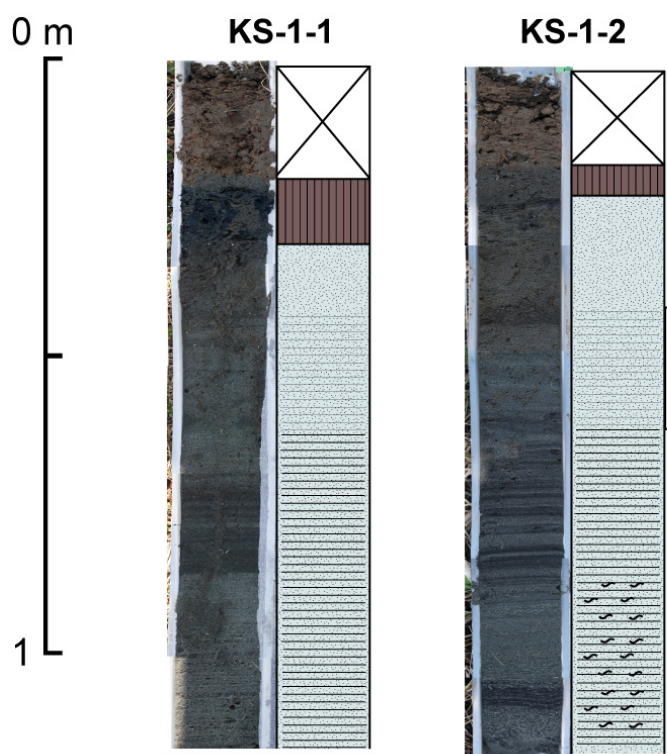


図 14 笠野地区 (KS) におけるコア写真と柱状図
凡例は第 3 図に準ずる

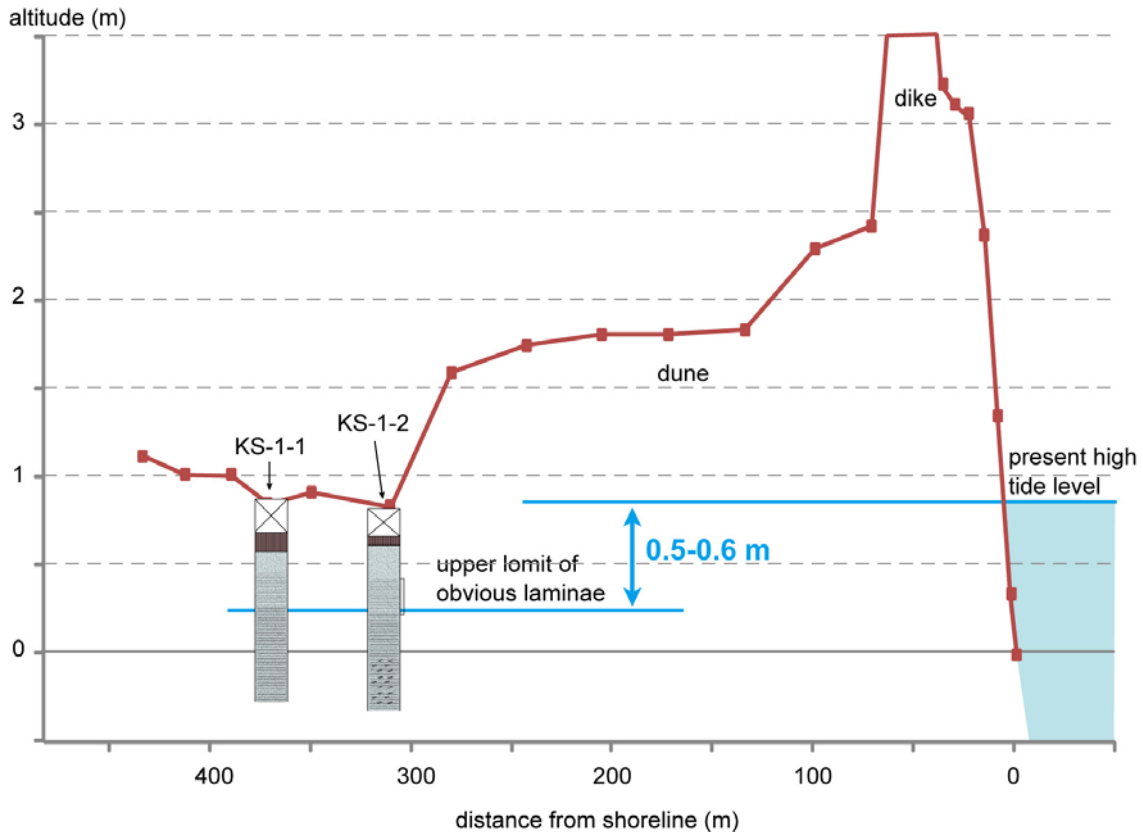


図 15 笠野地区における地形断面と前浜堆積物の高度

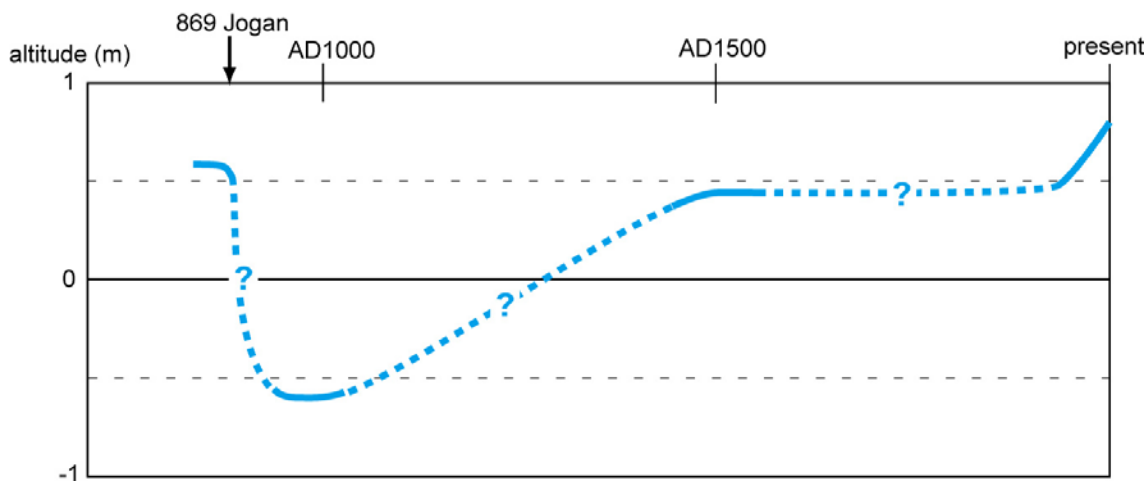
(d) 結論ならびに今後の課題

貞観津波による石巻平野と仙台平野における津波堆積物の分布といくつかの断層モデルからのシミュレーション結果とを比較した。スラブ内正断層、津波地震、仙台湾内の断層によるモデルでは両平野の津波堆積物の分布を再現することはできない。プレート間地震で幅が 100 km、すべりが 7 m 以上の場合には、浸水域が大きくなり、津波堆積物の分布をほぼ完全に再現できた。本研究では、断層の長さは 1 例を除いて 200 km と固定したが、断層の南北方向の広がり（長さ）を調べるためには、今後、福島県や茨城県での調査が必要である。

仙台平野南部の地殻変動に関する平成 19 年度の調査では、仙台平野南部において前浜堆積物の検出と高度測定を行い、869 年貞観津波以降の過去約 1100 年間における相対的海面変化を復元した（図 16）。その結果、貞観津波の頃からまもなくして 1.2~1.3 m の比較的急速な相対的海面低下があり、隆起した可能性がある。その後 500~600 年の間に再び元のレベルまで相対的海面が上昇した。以降、大きな変動がなかったとすれば、驗潮記録に基づく最近の沈降傾向は過去 100 年以内の現象である可能性が考えられる。

以上の結果は限られた地点での観察に基づいているため、より正確な相対的海面変化の解

明のためには、貞観津波の頃以降、現在までの浜堤列において密に前浜堆積物の高度の情報を取得し、その離水年代を明らかにしなければならない。しかしながらハンディジオスライサーによって掘削できる場所は非常に限られており、新たな掘削方法や用地の確保が必要である。また、本地域のような沖積平野では、軟弱な沖積層の圧密による不等沈下の影響も考えられるため、今後検討していく必要がある。



第 16 図 前浜堆積物の高度から復元された高潮位レベルの相対的变化

(e) 引用文献

- 1) 石橋克彦・古代・中世地震史料データベース化研究グループ, 2008, 「地震・噴火史料データベース (古代・中世編)」のインターネット公開、日本地球惑星科学連合大会.
- 2) Imamura, A., 1934, Past tsunamis of the Sanriku coast. Japanese J. Astronomy Geophysics, 11, 79-93.
- 3) Sawai, Y., Y. Fujii, O. Fujiwara, T. Kamataki, J. Komatsubara, Y. Okamura, K. Satake and M. Shishikura, 2008, Marine incursions of the past 1500 years and evidence of tsunamis at Sujin-numa, a coastal lake facing the Japan Trench, The Holocene, 18, 533-545.
- 4) 渡邊偉夫, 1998, 869 (貞観 11) 年の地震・津波の実態と推定される津波の波源域、歴史地震, 14, 83-99.
- 5) 渡邊偉夫, 2000, 貞観十一年(869年)地震・津波と推定される津波の波源域(総括), 歴史地震, 16, 59-77.
- 6) 渡邊偉夫, 2001, 伝承から地震・津波の実態をどこまで解明できるかー貞観十一年(869年)の地震・津波を例としてー, 歴史地震, 17, 130-146.
- 7) 渡邊偉夫, 1998, 日本被害津波総覧【第2版】, 東京大学出版会.
- 8) 羽鳥徳太郎, 1998, 貞観 11 年(869年)宮城多賀城津波の推定波源域, 月刊海洋号

外, 15, 167-171.

- 9) 菅原大助, 箕浦幸治, 今村文彦, 2001, 西暦 869 年貞観津波による堆積作用とその数値復元, 津波工学研究報告, 18, 1-10.
- 10) Minoura, K., F. Imamura, D. Sugawara, Y. Kono and T. Iwashita, 2001, The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan, J. Natural Disaster Sci., 23, 83-88.
- 11) 阿部壽・菅野喜貞・千釜章, 1990, 仙台平野における貞観 11 年 (869 年) 三陸津波の痕跡高の推定, 地震, 43, 513-525.
- 12) Minoura, K. and S. Nakaya, 1991, Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan, J. Geology, 99, 265-287.
- 13) 澤井祐紀・岡村行信・宍倉正展・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎, 2006. 仙台平野の堆積物に記録された歴史時代の巨大津波—1611 年慶長津波と 869 年貞観津波の浸水域—, 地質ニュース, 624, 36-41.
- 14) 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝, 2007. ハンディージオスライサーを用いた宮城県仙台平野 (仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町) における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, 7, 47-80, 2007.
- 15) 宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than Tin Aung・石山達也・藤原治・藤野滋弘, 2007. 石巻平野における津波堆積物の分布と年代, 活断層・古地震研究報告, 7, 31-46.
- 16) Mansinha, L. and D. E. Smylie, 1971, The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Am., 61, 1433-1440.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
澤井祐紀・藤井雄士郎・藤原 治・鎌滝孝信・小松原純子・岡村行信・佐竹健治・宍倉正展	宮城県山元町水神沼に見られる津波堆積物	地球惑星科学連合 2007 年大会	成 19 年 5 月 19 日
宍倉正展・小松原純子・アオン タン テイン・澤井祐紀・岡村行信・石山達也	前浜堆積物の高度分布と離水年代を用いた石巻平野における伏在活断層の活動履歴	地球惑星科学連合 2007 年大会	平成 19 年 5 月 19 日

宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・AUNG Than Tin・藤原 治・藤野滋弘	石巻平野に分布する過去約3000年間の津波堆積物	日本第四紀学会2007年大会	平成19年8月31日
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・松浦旅人・AUNG Than Tin・小松原純子・藤井雄士郎・佐竹健治・行谷佑一	仙台・石巻平野に襲来した歴史・先史時代の巨大古津波	日本地震学会2007年大会	平成19年10月25日
佐竹健治・行谷佑一・宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・山木 滋	869年貞観津波の波源モデル—仙台・石巻平野の津波堆積物分布と浸水シミュレーションに基づく—	2007年日本地震学会秋季大会	平成19年10月25日
岡村行信	仙台平野に残された巨大津波の痕跡—西暦869年貞観津波の実像—	日本地震学会秋季大会	平成19年10月27日
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・松浦旅人・小松原純子・AUNG Than Tin	Tsunami inundation history in Sendai Plain, inferred from tsunami deposits.	Geological Society of America 2007年大会	平成19年10月28日
佐竹健治・澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・行谷佑一・山木 滋	貞観津波の数値シミュレーション	2007年米国地球物理学連合秋季大会	平成19年12月12日
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・AUNG Than Tin・小松原純子・藤井雄士郎・藤原 治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝	ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野（仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町）における古津波痕跡調査	活断層・古地震研究報告第7号、47-80p.	平成19年12月28日

宋倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・AUNG Than Tin・石山達也・藤原治・藤野滋弘	石巻平野における津波堆積物の分布と年代	活断層・古地震研究報告第7号、31-46p.	平成19年12月28日
--	---------------------	------------------------	-------------

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

名称	機能
なし	なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成20年度業務計画案

平成19年度に実施した津波シミュレーションにより、本業務で明らかとなった仙台平野・石巻平野における津波堆積物の分布を説明することができるような869年貞観津波の波源モデルを構築した。その結果から、地震時には仙台平野は沈降することが推定されるが、地質調査に基づく地殻変動は、地震後の隆起を示唆している。また、最近100年間では急速に沈降していることが知られている。このように、短期的な測量結果に基づく地殻変動、断層の数値モデルによる地殻変動および数千年間の地質学的時間スケールでの地殻変動は必ずしも一致しない。そこで、2020年度は、上記の異なる時間スケールでの地殻変動が一致しない原因の解明を目的として、以下のような地質調査を実施する。

宮城県下の海岸平野において浜堤列発達史の解明を進めつつ、貞観津波より新しい時期の津波堆積物と地殻変動に関する地質調査を行う。さらに新たに常磐海岸についてもかつての干潟域を中心に地質調査を実施し、完新世（最近の約10,000年間）の地殻変動の調査に着手する。

3. 2. 2 東北地方太平洋沿岸域における地質調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

東北地方太平洋沿岸域における地質調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東北大学	教授	今泉 俊文	imat@m.tains.tohoku.ac.jp
東北大学	助教	石山 達也	t-ishiyama@m.tains.tohoku.ac.jp
大阪市立大学	准教授	原口 強	haraguti@sci.osaka-cu.ac.jp
千葉大学	教授	宮内 崇裕	tmiya@faculty.chiba-u.jp
広島大学	准教授	後藤 秀昭	hgoto@hiroshima-u.ac.jp
東京大学地震研究所	教授	島崎 邦彦	nikosh@eri.u-tokyo.ac.jp

(c) 業務の目的

宮城県沖を中心とした東北地方の太平洋沿岸域において詳細な地質学的な調査を実施して、津波堆積物を検出し、その空間的な広がりや年代から、「連動型」宮城県沖地震の同定および発生時期の特定を進め、「連動型」地震の活動履歴を解明する。

(d) 5カ年の年次実施計画

1) 平成 17 年度

三陸海岸・大槌湾内及び吉里吉里湿地において、ボーリング・ジオスライサーによる試料採取調査を行い、内湾海域での既存音波探査等の記録解析を行った。また試料の年代測定を実施した。これらの結果から、三陸海岸、大槌湾（水深約 10m から 34m まで）では、過去 6000 年間の地層中から、22 枚の津波の痕跡の可能性のある粗粒堆積物を見出した。このうち、上部の 16 枚については、過去約 2500 年間に平均 100-150 年間隔で堆積しており、下部の 6 枚については、過去約 2500 年前から 6000 年前までは平均 500-800 年間隔で堆積していた。一方、吉里吉里湿地における試料採取の結果、過去約 2000 年前から約 5000 年前間の泥炭層中に少なくとも 6 枚の津波堆積物（砂層）が検出され、これらの砂層の堆積は、約 500 年間隔であった。これらのことから、規模の大きい津波地震がこの付近の海域では、少なくとも 500 年毎に発生している可能性が高いことが推定された。

2) 平成 18 年度

平成 18 年度は新たに、宮古湾から気仙沼までの三陸海岸で 5 地域（6 カ所）を選定し、

津波堆積物調査を行った。その結果、気仙沼大島の2ヶ所を除く4地域で新たに津波のイベント堆積物の痕跡が検出された。

堆積物の年代対比を行うと、歴史時代以前の古いものでは、4地域以上で重複が確認されるイベントの年代間隔はおよそ550～1050年間隔、3地域以上で重複が確認されるイベントも加えるとイベントの間隔はおよそ500～700年間と概算された。

歴史時代の津波堆積物の痕跡が陸前高田地区で見つかり、過去約750年間に約200～500年間隔でイベントの発生が示された。さらに明治三陸津波の津波石に付着した生物遺骸を用いて従来サンプルの¹⁴C年代の暦年校正の結果、大槌湾での堆積物の一部がAD1611の慶長三陸津波、AD869の貞観津波（渡辺，1998）に対応する可能性が示唆された。また、陸前高田平野の試料からも慶長津波をはじめとする歴史時代に発生したと見られる津波堆積物が数枚確認された。

3) 平成19年度

平成18年度の成果で明らかとなった歴史地震と対応可能な新しい津波堆積物が保存されている可能性が高い、岩手県陸前高田市と福島県常磐海岸北部地域において実施した。

陸前高田平野では、平成18年度の調査に引き続き、慶長津波（西暦1611年）及び貞観津波（西暦869年）などの津波堆積物を確実に検出するために、深度約3mまでの地層採取を実施した。しかし、河川の影響による堆積物と津波堆積物との識別が難しく明確な津波堆積物と断定できるイベント堆積物の採取には至らなかった。

福島県常磐海岸北部では、浪江・請戸地区において、これまで松川浦地区などで報告されている貞観津波と見られる堆積物（箕浦，1995；菅原ほか，2002）を検出し、さらにそれより古い時期のイベント堆積物の採取ができた。年代測定の結果、貞観津波堆積物の下位に、約2300年前（不確定）、約2600年前、約3300年前、約3800年前の4枚のイベント堆積物を確認した。これらの結果を、平成18年度までに三陸海岸や仙台平野で得られた過去のイベント堆積物と比較すると、少なくとも4000年前以降については、イベントの回数（4回）は合致し、それぞれの年代値についても一致するものがある事がわかった。

4) 平成20年度

平成19年度と同様な調査を陸前高田平野および常磐海岸・いわき等で行うとともに、平成19年度までに得られた調査結果をもとに、「連動型」宮城県沖地震の活動履歴の推定を行う。

5) 平成21年度

平成17-20年度に実施した常磐海岸および三陸沿岸での研究成果を取りまとめ、同地

域の補足調査を行い、その結果も加えて「連動型」宮城県沖地震の活動履歴の推定を行う。

(e) 19年度の業務目的

1793年に発生した地震は、1978年宮城沖地震などの地震のアスペリティと海溝付近に存在する別のアスペリティとの複合破壊（いわゆる「連動型」）によるものと考えられ、大きな津波を伴ったことが知られている。こうした「連動型」タイプの地震の発生頻度は、1978年宮城沖地震のような「単独型」より発生頻度が低い（間隔が長い）ために、歴史資料などによる調査結果だけからは、その活動の評価は十分ではない。

そこで、本調査研究では、過去に津波襲来の頻度が高い、三陸海岸において、地形学・地質学的手法によって津波堆積物を検出し、その空間的な広がりや年代から、「連動型」宮城県沖地震に伴う津波堆積物を特定する。そして、それらの規模、発生時期・発生間隔などを解明する。さらに、津波堆積物とその上下の堆積層の分析から、このような「連動型」地震発生の前後の地殻変動についても検討を行う。

平成19年度は、平成18年度の調査範囲の一部であった三陸海岸の南部地区（陸前高田市）と、福島県常磐海岸北部地域（浪江町）を対象に実施し、津波堆積物の時空間分布の資料を得るとともに歴史地震津波のイベント堆積物の痕跡を探ることを目的とする。

(2) 平成19年度の成果

(a) 業務の要約

本年度の調査は、宮城県沖を中心とした東北地方の太平洋沿岸域のうち、特に岩手県陸前高田市と福島県常磐海岸北部地域において実施した。

陸前高田平野では、平成18年度の調査に引き続き、慶長津波（西暦1611年）及び貞観津波（西暦869年）などの津波堆積物を確実に検出するために、深度約3mまでの地層採取を実施した。しかし、人工改変（圃場整備）の影響を避けるために選定した調査地点が、旧河道地の近傍に位置しており、河川の影響による堆積物と津波堆積物との識別が難しく明確な津波堆積物と断定できるイベント堆積物の採取には至らなかった。

一方、福島県常磐海岸北部では、浪江・請戸地区において、これまで松川浦地区などで報告されている貞観津波と見られる堆積物（箕浦，1995；菅原ほか，2002）を検出し、さらにそれより古い時期のイベント堆積物の採取ができた。年代測定の結果、貞観津波堆積物の下位に、約2300年前（不確定）、約2600年前、約3300年前、約3800年前の4枚のイベント堆積物を確認した。これらの結果を、平成18年度までに三陸海岸や仙台平野で得られた過去のイベント堆積物と比較すると、少なくとも4000年前以降については、イベントの回数（4回）は合致し、それぞれの年代値についても一致するものがあった。

(b) 業務の実施方法

本年度の調査は、岩手県陸前高田市気仙町中堰地区および福島県双葉郡浪江町請戸地区において、ハンディージェオスライサーおよびボーリングステッキ（検土杖）を用いて津波堆積物の検出調査を行った。ハンディージェオスライサーによって採取した試料のうち、中堰地区では6試料、請戸地区では10試料の¹⁴C年代を行った。

調査地点の選定にあたっては空中写真の地形判読により、沖積低地（海岸平野）の上で、浜堤列および自然堤防背後の後背地で、できる限り人工改変（耕作による攪乱少ない）の影響が少ない場所を選び、それぞれの場所では複数箇所掘削を行った。また、ハンディージェオスライサーによって採取した地層断面をはぎ取り保存した。請戸地区では、採取した地層の下部付近に火山灰層を見いだしたのでこの火山灰層の分析をおこない、紀元前約3700～3000年の沼沢湖起源のテフラ（山元，2003）であることを確認した。この沼沢湖起源のテフラ以降に堆積した地層の¹⁴C年代測定を基に、本地域の後背湿地の泥炭層の堆積曲線を推定し、泥炭層中に堆積したイベントの年代の推定を行った。

(c) 業務の成果（図は後にまとめた）

本年度の主な結果について以下に整理する。調査地域は図1に示す。

1) 岩手県陸前高田市気仙町中堰地区での調査結果

平成18年度の古川沼での調査において、この地域での津波記録として最も新しいチリ地震（1960年）をはじめ、慶長津波（西暦1611年）と推定される数枚のイベント堆積物を採取したが、貞観津波と断定できる堆積物は確認できなかった。そこで、千田ほか（1984）の地形分類図を基に、約千年前以前に形成されたと推定される浜堤列近傍の湿地（図2中に示したA、B、Cの3地点）においてハンディージェオスライサーを用いて地表下2.7m程度までの地層を採取した（図3）。

A地点（図4）では、耕作土（地表から16cm）の下には、高師小僧を多く含む無構造で褐色の有機質シルト層や植物片および植物根を多く含む無構造で暗褐色の有機質シルト層がほぼ地表下約2m付近まで続く。その間に細粒～中粒砂層を挟み、砂層には平行ラミナも見られる。また、地表付近に比べると下方では、暗褐色のシルト層中に中粒～粗粒砂及び直径が0.2～1cm程度の円礫等が含まれ淘汰は悪い。また、B・C地点（図4）でも、同様に無構造で灰褐色のシルト層中に数枚の砂層を狭在する。砂層直下とシルト層の境界は明瞭な場所もあるが、砂層上方は一般に漸移する。また、A地点と同様に下位ほど含まれる砂が多くなってくなり、砂層中には暗褐色の砂質シルトのマッドクラストも見られた。B地点では、166～178cmは極めて淘汰が悪く、直径が最大で1cm程度まで円礫を多く含む粗粒～極粗粒砂層で、その下位には、炭化した木片も含まれている。また最下部からは、胡桃やどんぐりの殻、松の球果、炭化した木片などの植物片が多く見られた。

A、B、Cにおいて観察された砂層は、泥炭層や有機質シルト層のような湿地性堆積物

の中に挟まれていることから、明らかに異地性の堆積物であり、イベント堆積物であると言える。しかし、これらのイベント堆積物は、3 地点が近接した場所にも関わらず連続しない。また砂層は全体的に淘汰が悪く礫が含まれることから、このイベント堆積物は津波堆積物とは考えにくい。また、3 地点は現在の海岸線から 700~1000m 程度離れており、通常は波浪のおよぶ場所ではないことからストーム堆積物であるとも考えにくい。さらに、気仙川は現在の堤防が築かれるまでは、洪水時には一時的に大石沖から直接古川沼に注いでいたとされている(千田ほか, 1984)、このような状況から、これらのイベント堆積物は洪水堆積物である可能性が高いと考えられる。ただし、津波が河川内を遡上し、自然堤防を越えて平野内に侵入する場合も考えられるため断定はできない。

B、C 中のイベント堆積物の ^{14}C 年代測定の結果(表 1)、B 地点における最上部のイベント層の年代値は 530-500 cal BP である。これは、前年度の追加調査の結果(310-290 cal BP)と比較すると大きく矛盾する値ではないが、歴史地震と対応するには至らなかった。また、B 地点で上位から 2 番目のイベント層の年代値が 1290-1260 cal BP から 1410-1350 cal BP であり、前年度の追加調査結果(510-460 cal BP)とは大きく異なる。さらに C 地点では、イベント堆積物の上下の年代が明らかに逆転した値(図 4, 表 1)を示した。このようなことから、これらの一連のイベント堆積物は、主として河川から洪水などによってもたらされた堆積物と考えるのが妥当であろう。したがって本地域では、平成 18 年度にチリ地震などが確認された古川沼周辺のラグーンにおいて再度泥炭層の中からイベント堆積物を検出するための調査が必要と考えられる。

2) 福島県双葉郡浪江町請戸地区での調査結果

a) 調査地点と調査方法

阿武隈山地東麓の常磐海岸の相馬地区・原町地区・浪江地区では、完新世の地形面(沖積平野)が発達している(図 5; Pasha, 2005)。このうち、相馬地区の松川浦などでは、すでに箕浦(1995)、菅原ほか(2002)が調査を行い、貞観津波(西暦 869)の堆積物を確認している。

南北両縁を更新世海成段丘面に限られた浪江町請戸地区の沖積低地は、完新世段丘面、海岸砂丘、後背湿地自然堤防、旧河道から構成される。完新世段丘面のうち完新世 I 面は、海岸砂丘の背後から丘陵および更新世海成段丘の麓にかけて広がる低平な地形面である。完新世 II 面は、完新世 I 面を削り込んだ河成段丘面で、完新世 I 面とは比高 5 m 以下の低崖で接する(図 6)。

請戸川と前田川の間には東西幅約 1km の完新世 I 面が分布しており、北側、南側、東側は両河川より浸食されるが、西縁は、緩やかに弧を描く比高約 20m の崖により丘陵と接している。地形測量の結果、完新世 I 面の中央部には僅かな高まりが認められた。この高まりと丘陵基部の間の完新世 I 面を測線 A-A' に沿って(図 7)ハンディージオスライサー 4 地点(GS1~GS4)およびボーリングステッキ 10 地点(PS1~PS10)によ

ってそれぞれ地表下 2m 程度までの断面を作成し、それぞれの採取試料から津波イベント堆積物の検出を行った。以下、この断面図（図 8・図 9）と主としてハンディージェオスライサー断面（GS2）に基づいて観察した結果を記載する。

b) イベント堆積物と年代測定

14 本の柱状図を地形断面図上に投影すると、PS4、PS5 付近の地形的な微高地を境にして、内陸側では泥炭層が見られるが、海岸側では泥炭層が見られず全体的に砂質の堆積物である。この砂堤は、GS1 断面から下部には平行ラミナが見られることから砂層上部が現在の浜堤よりも古い時代の外浜堆積物であり、下部が前浜堆積物であると考えられる。この砂堤より内陸側の後背湿地の泥炭層および有機質シルト層に、GS2 から PS9 までの間に 5 枚の砂層がほぼ連続的に確認できた。

また、GS1～GS4 および PS9 において泥炭質層中の下部に黄褐色の火山灰層が見られる（図 10）。この火山灰層は、下部が中粒～粗粒砂程度の火山砂、上部が降下軽石からなる。このテフラの鉱物組成は、石英に富み斜方輝石および普通角閃石を含む特徴がある。この地域の火山灰分布から判断すると、紀元前 3700～3000 年頃に降下したとされる沼沢湖テフラ（山元，2003）に対比されるとみられる。なお、この火山灰直下の泥炭層から 4970-4860 cal BP（紀元前 3020-2910 年）が得られており、年代値からみてもほぼこの火山灰が沼沢湖火山灰と見て良いであろう（表 2）。したがって、本地域では、少なくとも約 5000 年前以降のイベント堆積物を記録している。

この火山灰層の直上約 10cm に、15cm 程隔てて 2 枚の砂層が連続して見られる（図 11）。2 枚の砂層はいずれも現在の海浜砂と酷似して淘汰が良く（一部では上方へ細粒化する級化構造がみられるが）、しかも直下の泥炭層を削り込んで堆積しておりその境界は明瞭である。これに対して砂層の上部と泥炭層の境界は不明瞭で砂層直上の泥炭層には砂を含むところもある。この場所に直接流れ込む河川が無いことから、このような砂層は、当時に海浜砂が泥炭地に運び込まれた津波によるイベント堆積物と判断できよう。このうち下位の砂層の直上と直下の泥炭層の ^{14}C 年代は、それぞれ 3840-3700 cal BP、4080-3970 cal BP であることから、約 3800 年前のイベント堆積物と考えられる。同様に、上位のイベント堆積物直下の泥炭層の ^{14}C 年代（直上は未測定）は、3390-3350 cal BP を示すことから、約 3300 年前のイベント堆積物と推定される（図 14 および表 2）。

この上位のイベント堆積物の上方（約 40cm ほど間隔がある）に、明瞭な砂層が 3 枚追跡できる。いずれも、海浜砂とよく似ており粒度は均質である。また、砂層の下面の境界はいずれも明瞭である。この 3 枚の砂層のうち、下位の砂層は厚さ約 5cm 以上で、5 枚のイベント堆積物中最も厚い。また、中位の砂層中には周囲の泥炭層の一部がブロックとして取り込まれている様子がわかる（図 12）。最上位の砂層は、やや粒度は粗いが、砂層下面と泥炭層との境界は明瞭である。場所により耕作土と攪乱され不明

瞭な地点もあり、また極めて未固結なために地層採取時に脱落したところもある（図 13）。これらの 3 層のイベント堆積物を挟んで行った ^{14}C 年代測定に加え、前述の年代測定結果および沼沢湖テフラの年代を基にこの地域の堆積曲線を求めた（しかし、一部では年代値が上下逆転したり、試料の量が少なく測定すべき層準で測定できなかったところもある。図 14）。その結果、最上位の砂層は、その上位の泥炭の年代から 1180-1060 cal BP（西暦 770-890 年）を示し、西暦 869 年の貞観津波の発生時期と矛盾しない。同様に、この堆積曲線から下位の 2 つのイベントの年代は、それぞれ約 2300 年前、2600 年前と推定される。

表1 陸前高田・気仙地区での ^{14}C 年代測結果一覧。

Data Loc.	Sample Code	Laboratory No.	Type of material	Measured ^{14}C age (yr BP)	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	Conventional ^{14}C age (yr BP)	Calendar year (1 σ) (cal BP)	Method
a	07102701-01	Bata-237752	plant material	530 \pm 40	-28.5	470 \pm 40	530-500	AMS
b	07102701-02A	Bata-237750	organic sediment	1320 \pm 40	-25.1	1320 \pm 40	1290-1260	AMS
c	07102701-03	Bata-237751	organic sediment	1500 \pm 40	-24.4	1510 \pm 40	1410-1350	AMS
d	07102701-06	Bata-237753	plant material	1190 \pm 40	-25.9	1180 \pm 40	1170-1060	AMS
e	07102901-01A	Bata-237754	plant material	140 \pm 40	-27.9	90 \pm 40	140-30	AMS
f	07102901-03A	Bata-237755	plant material	2160 \pm 40	-21.7	2210 \pm 40	2320-2150	AMS

表2 浪江・請戸地区での ^{14}C 年代測結果一覧。

Data Loc.	Sample Code	Laboratory No.	Type of material	Measured ^{14}C age (yr BP)	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	Conventional ^{14}C age (yr BP)	Calendar year (1 σ) (cal BP)	Method
a	HGS-UK1-12	Bata-239364	organic sediment	1180 \pm 40	-23.8	1200 \pm 40	1180-1060	AMS
b	HGS-UK1-13	Bata-239365	organic sediment	1960 \pm 40	-23.4	1990 \pm 40	1990-1890	AMS
c	HGS-UK1-14	Bata-239819	organic sediment	3370 \pm 40	-25.3	3370 \pm 40	3640-3570	AMS
d	HGS-UK1-02	Bata-239358	plant material	2620 \pm 40	-26.9	2590 \pm 40	2750-2730	AMS
e	HGS-UK1-06	Bata-239359	plant material	4130 \pm 40	-27.7	4090 \pm 40	4620-4520	AMS
f	HGS-UK1-07	Bata-239360	plant material	3170 \pm 40	-26.7	3140 \pm 40	3390-3350	AMS
g	HGS-UK1-08	Bata-239361	plant material	3540 \pm 40	-27.5	3500 \pm 40	3840-3700	AMS
h	HGS-UK1-09	Bata-239362	plant material	3720 \pm 40	-27.3	3680 \pm 40	4080-3970	AMS
i	HGS-UK1-11	Bata-239363	plant material	4410 \pm 40	-27.8	4360 \pm 40	4970-4860	AMS
j	HGS-UK1-15	Bata-240218	plant material	-	-	4220 \pm 40	4740-4730	AMS

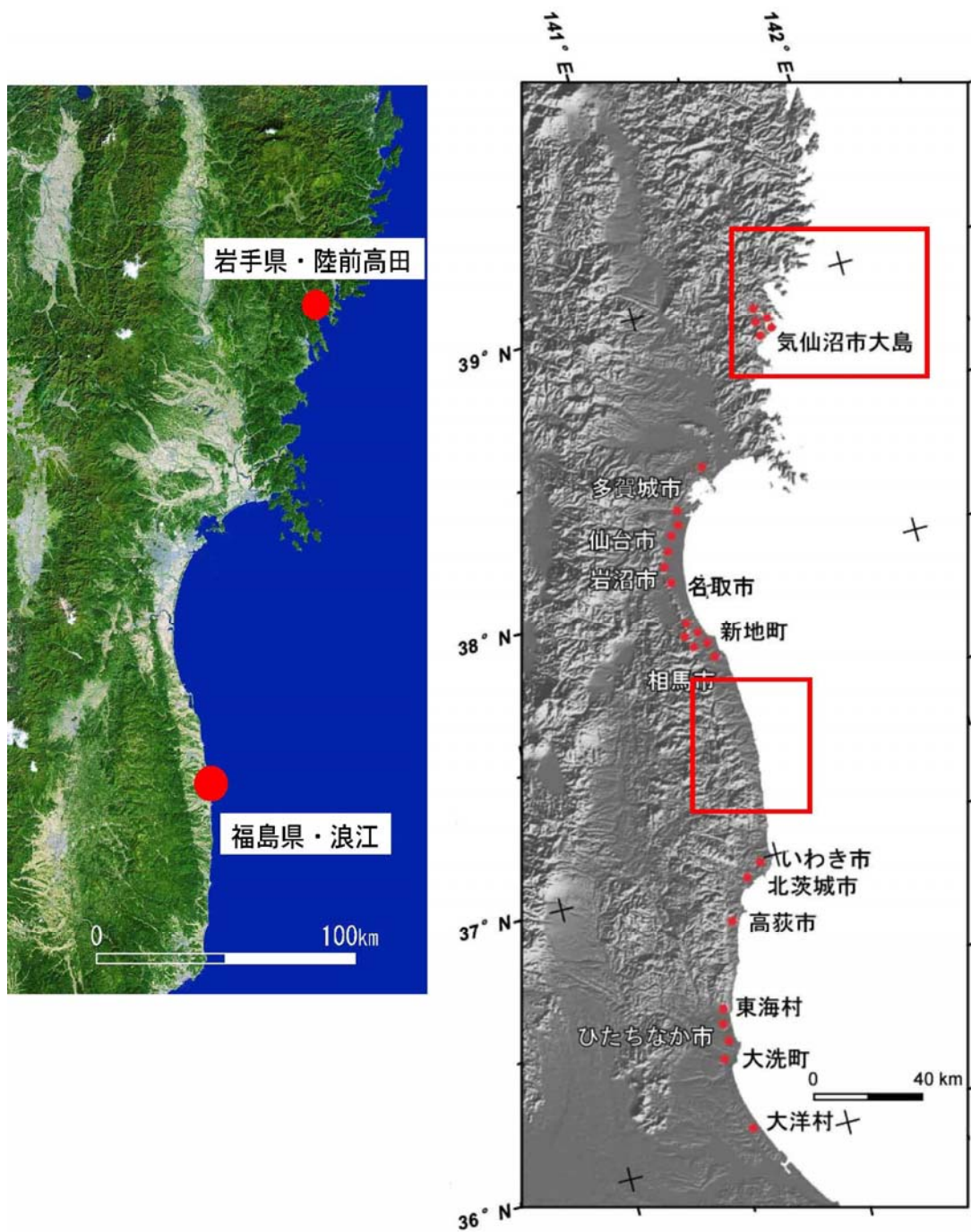


図1 平成19年度の調査地域（陸前高田と浪江）と貞観津波（西暦869年）の伝承が残されている地点の分布（渡辺、2001による）. 宮城県気仙沼市大島から茨城県大洋村に至るまでの約330kmの太平洋沿岸にわたって貞観津波（西暦869年）の伝承が残されている.

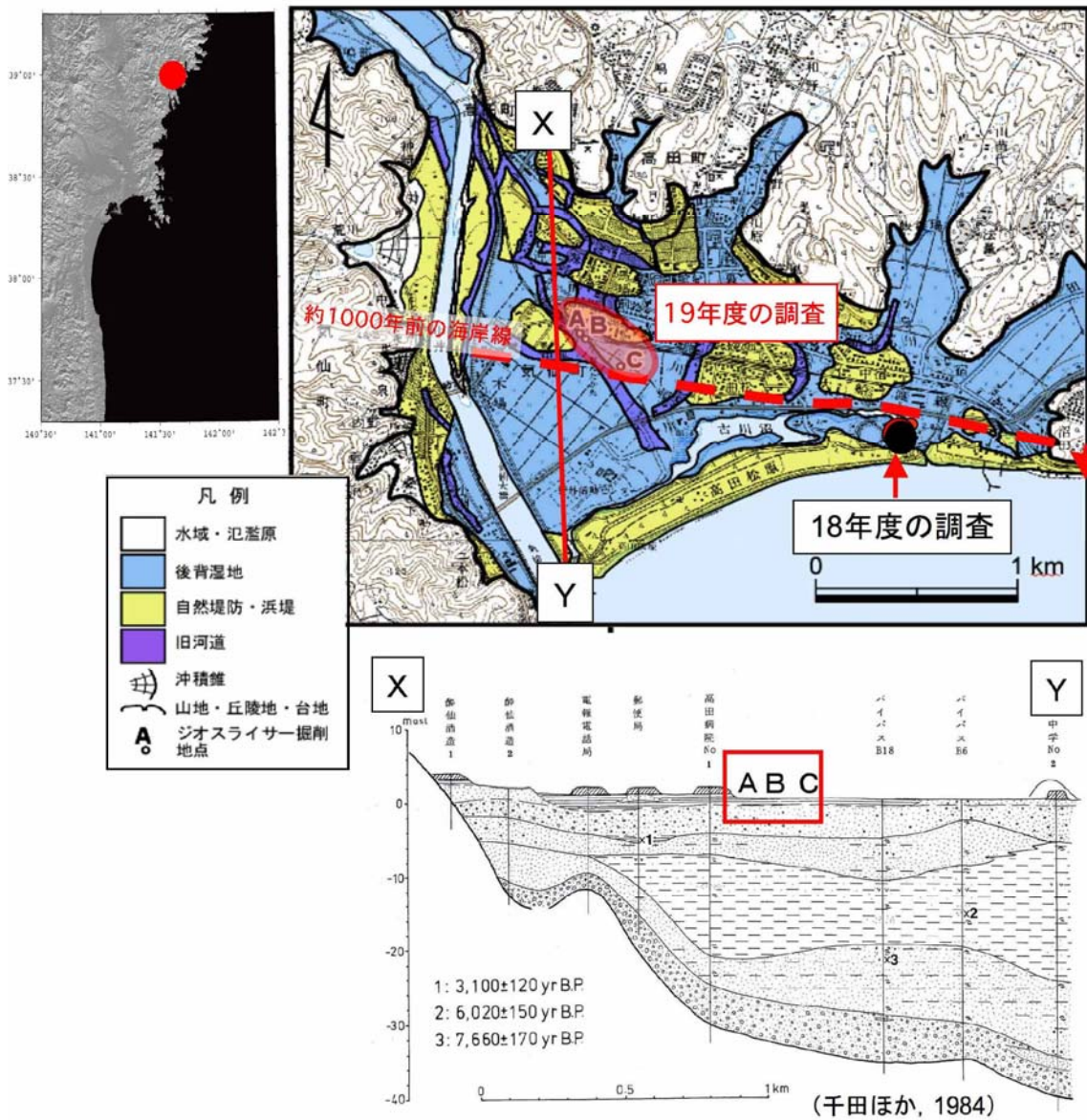


図2 陸前高田平野の地形分類とハンディージオスライサーによる調査位置 (A・B・C)。
 地形区分は千田ほか(1984)を引用した。基図として国土地理院発行の1/25000地形図「陸前高田」を使用した。

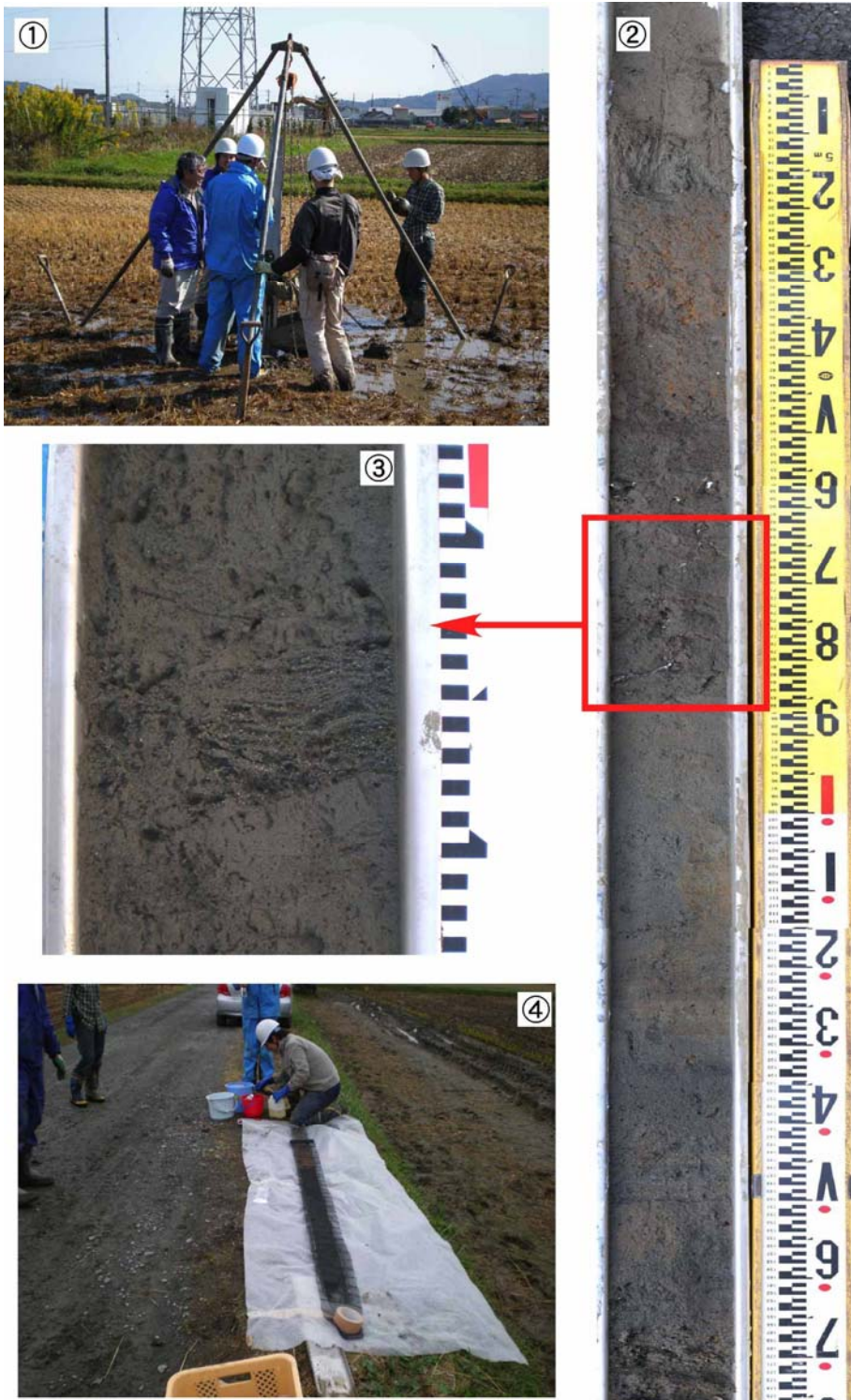
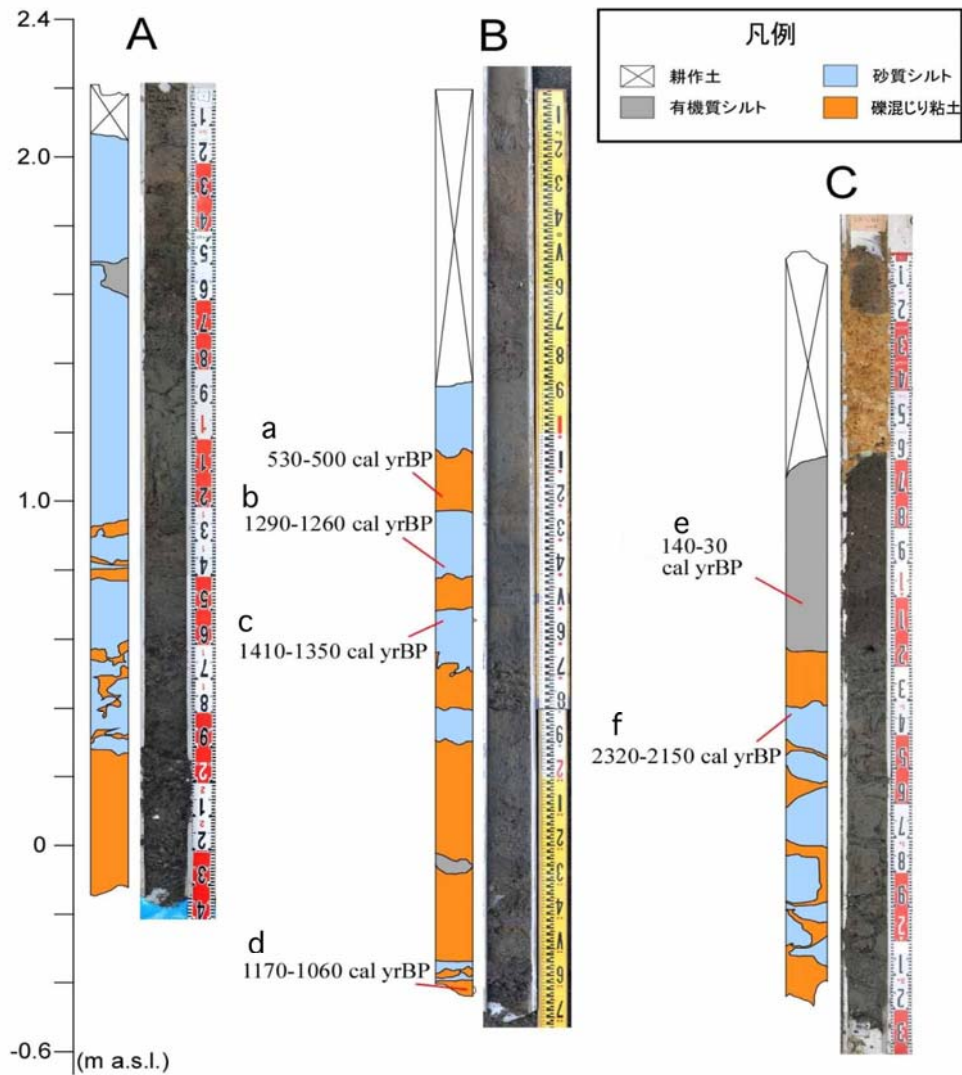


図3 ハンディージオスライサーによる陸前高田平野での津波堆積物調査.

①ハンディージオスライサーによる抜き取り開始, ②採取試料, ③イベント堆積物と見られる砂層, ④採取試料からはぎ取り断面の作成.



【陸前高田地区¹⁴C年代測定結果】

Samples	Measured ¹⁴ C age (yr BP)	δ ¹³ C(‰)	Conventional ¹⁴ C age (yr BP)	Calendar year (1σ) (cal BP)
a	530 ± 40	-28.5	470 ± 40	530-500
b	1320 ± 40	-25.1	1320 ± 40	1290-1260
c	1500 ± 40	-24.4	1510 ± 40	1410-1350
d	1190 ± 40	-25.9	1180 ± 40	1170-1060
e	140 ± 40	-27.9	90 ± 40	140-30
f	2160 ± 40	-21.7	2210 ± 40	2320-2150

図4 陸前高田平野・気仙町中堰地区 (A・B・C地点) におけるハンディージェオスライサーによる地層断面と採取試料の¹⁴C年代。

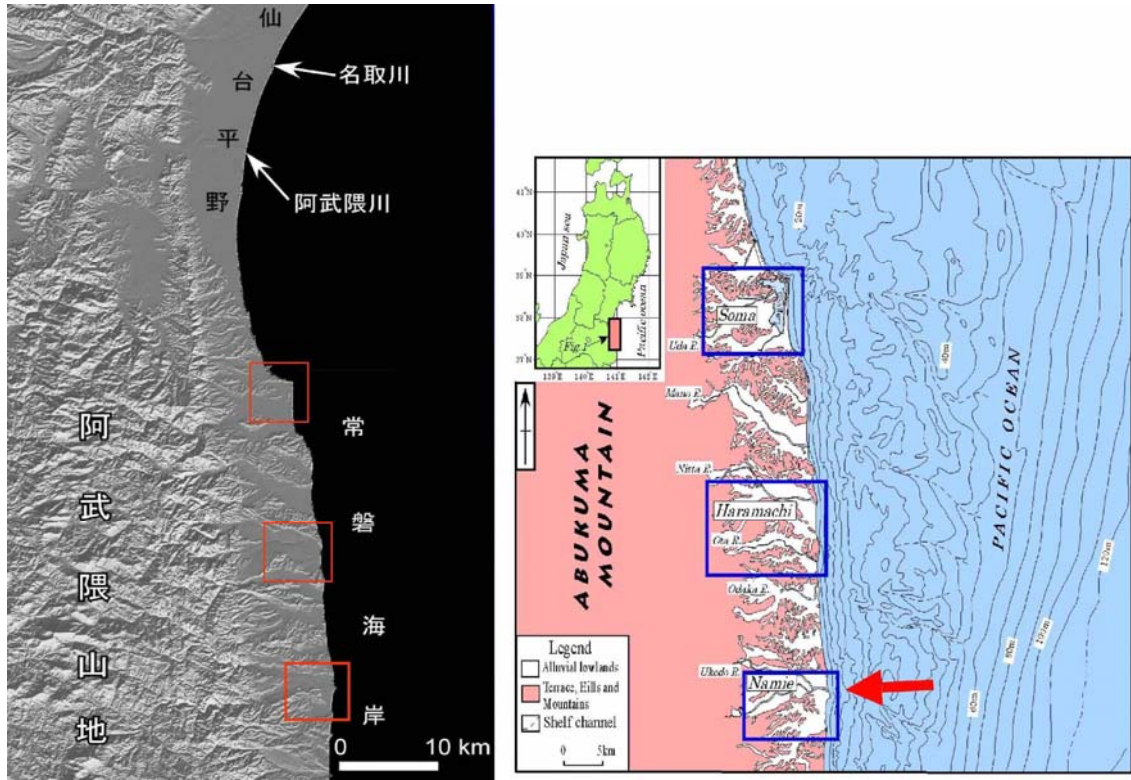


図5 常磐海岸における調査位置.

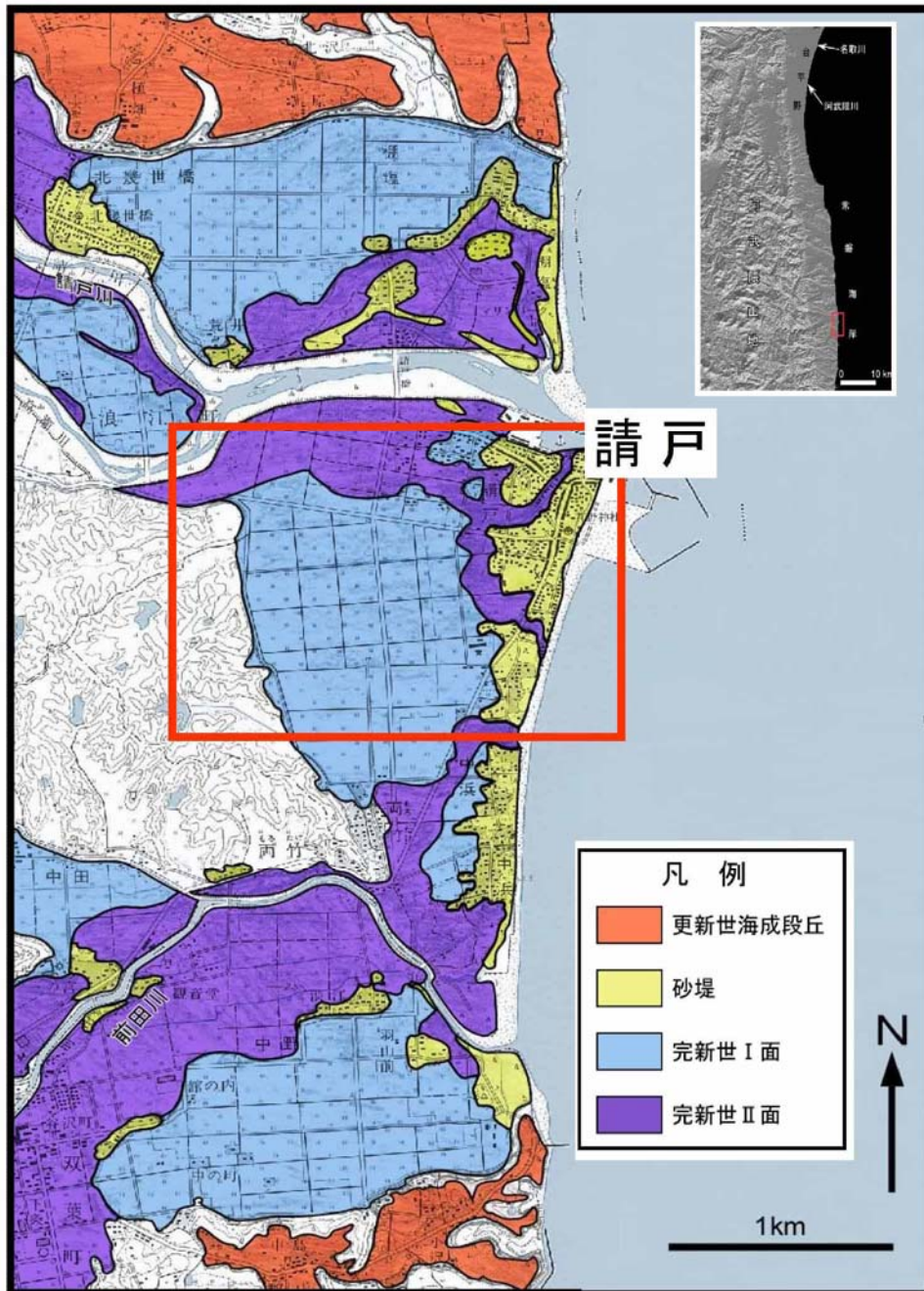


図6 浪江・請地区周辺の地形分類図.

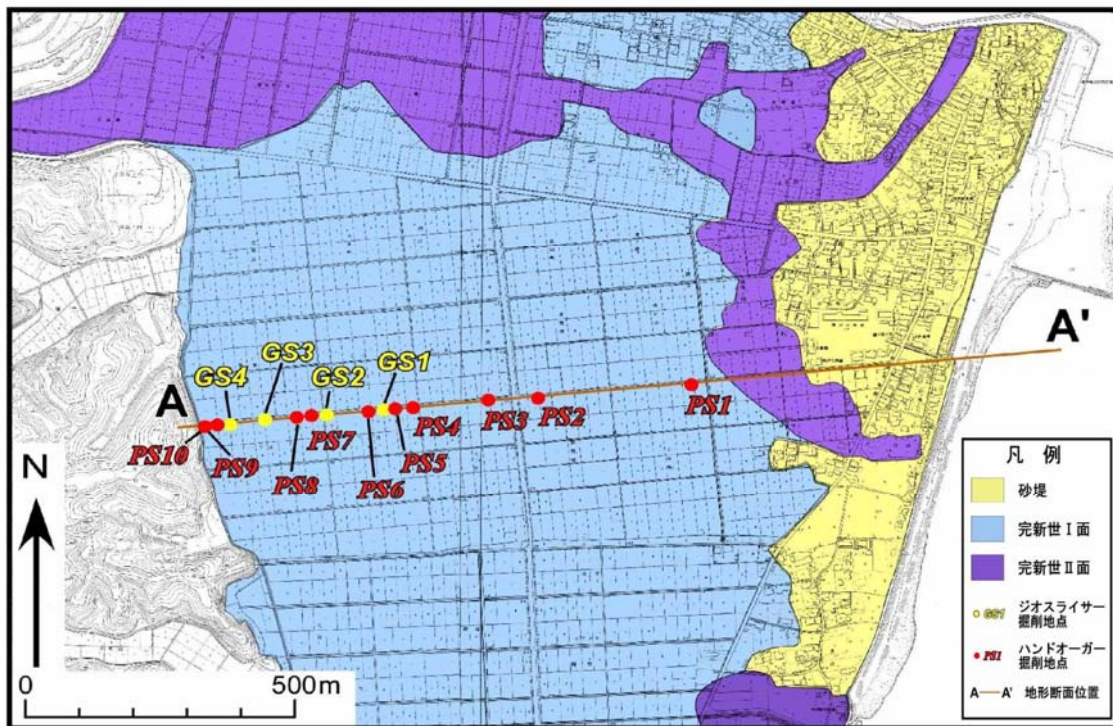
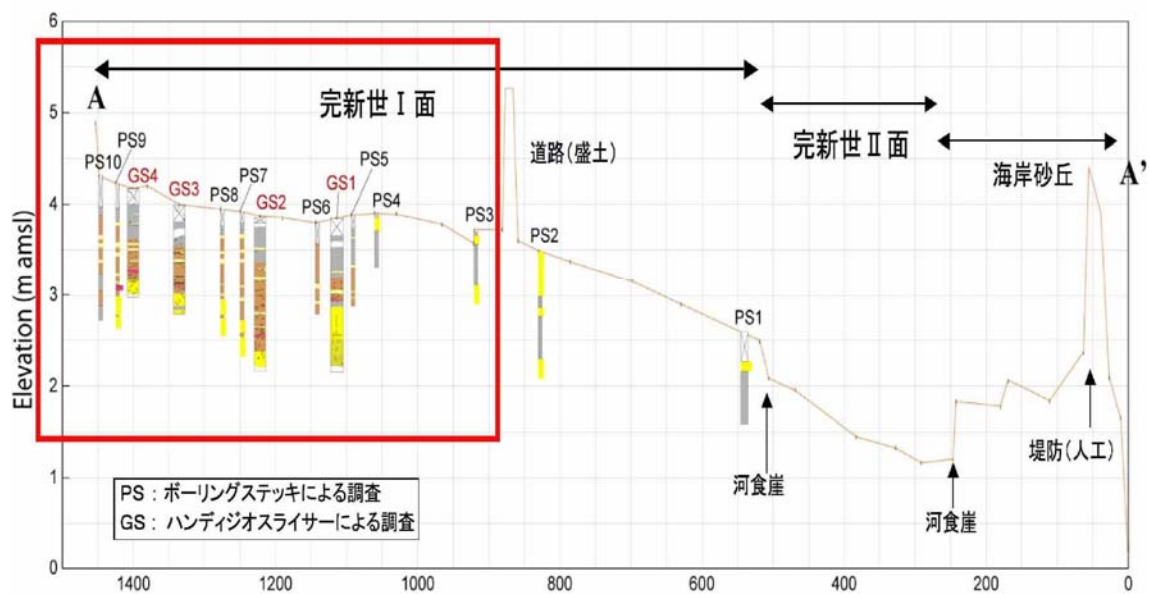


図 7 請戸地区の沖積面における調査地点



凡例

☒	耕作土
□	欠落
■	有機質シルト
■	泥炭
■	細～中砂 (イベント堆積物)
■	細～中砂 (海浜堆積物)
■	軽石
■	植物片
■	植物根
■	不整合



図8 請戸地区の沖積面における断面図 (A-A') と調査風景.

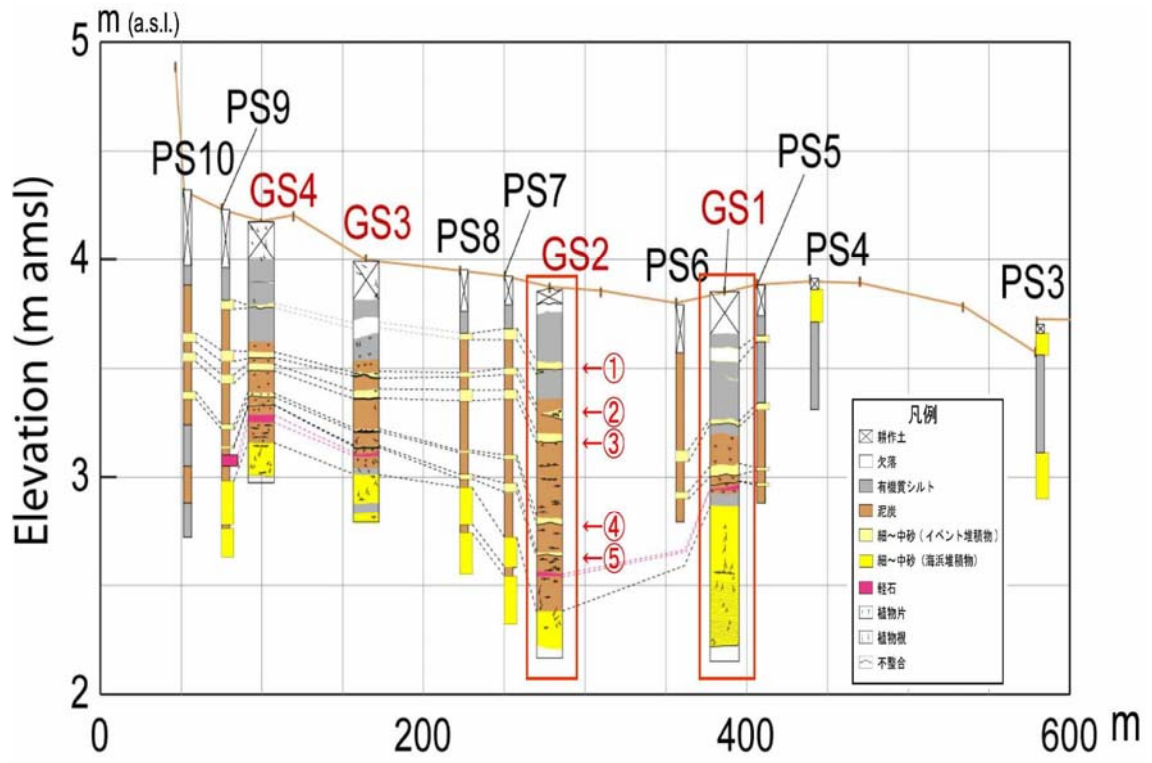


図9 完新世 I 面における断面図 (範囲は図 8 の赤枠).

GS2

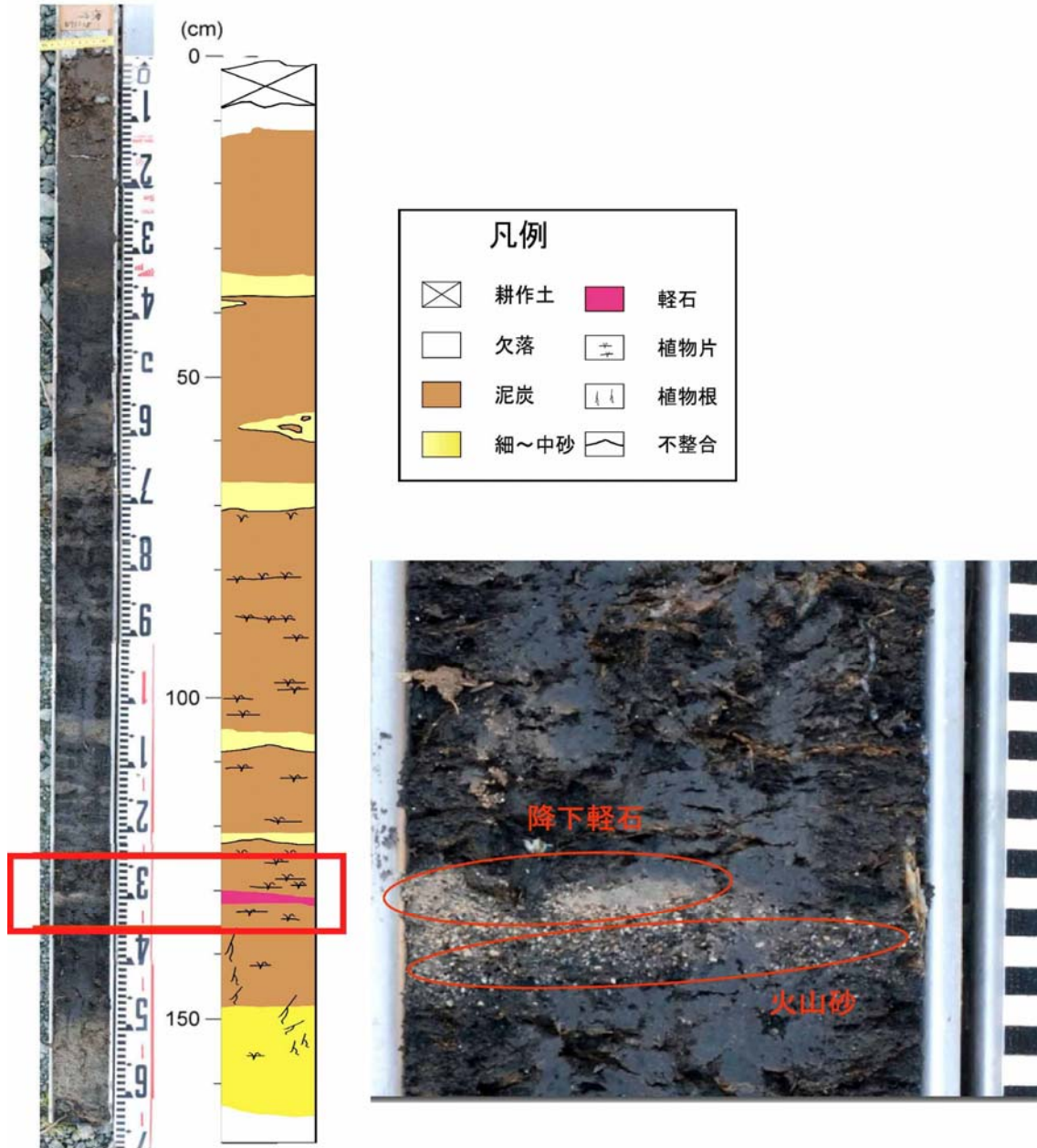


図 10 請戸断面 (GS2) の最下部スケッチおよび写真 (沼沢湖火山灰が明瞭).

GS2

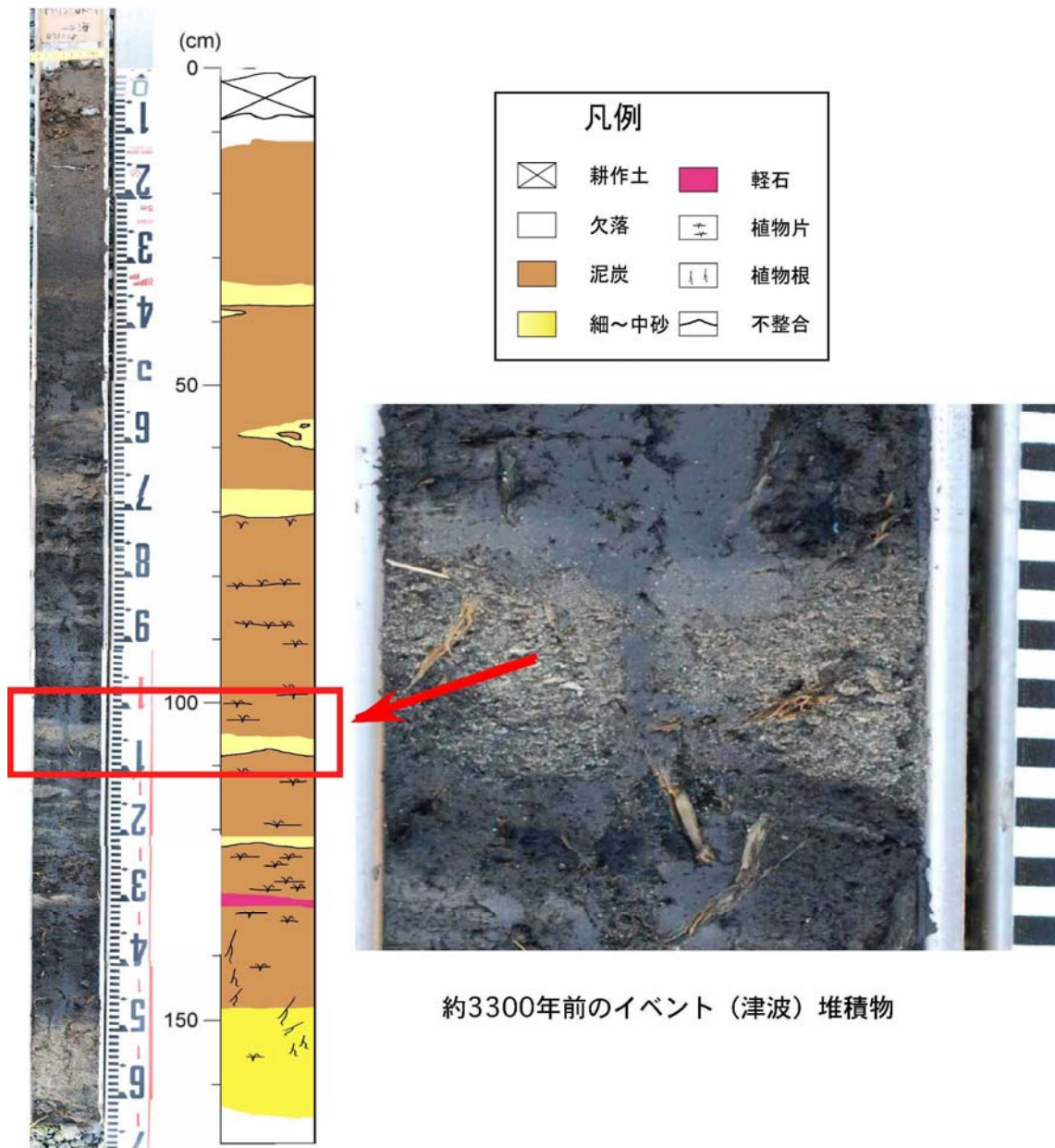


図 11 請戸断面（GS2）の下部スケッチおよび写真（約 3800 年前と約 3300 年前イベント堆積物）.

GS2

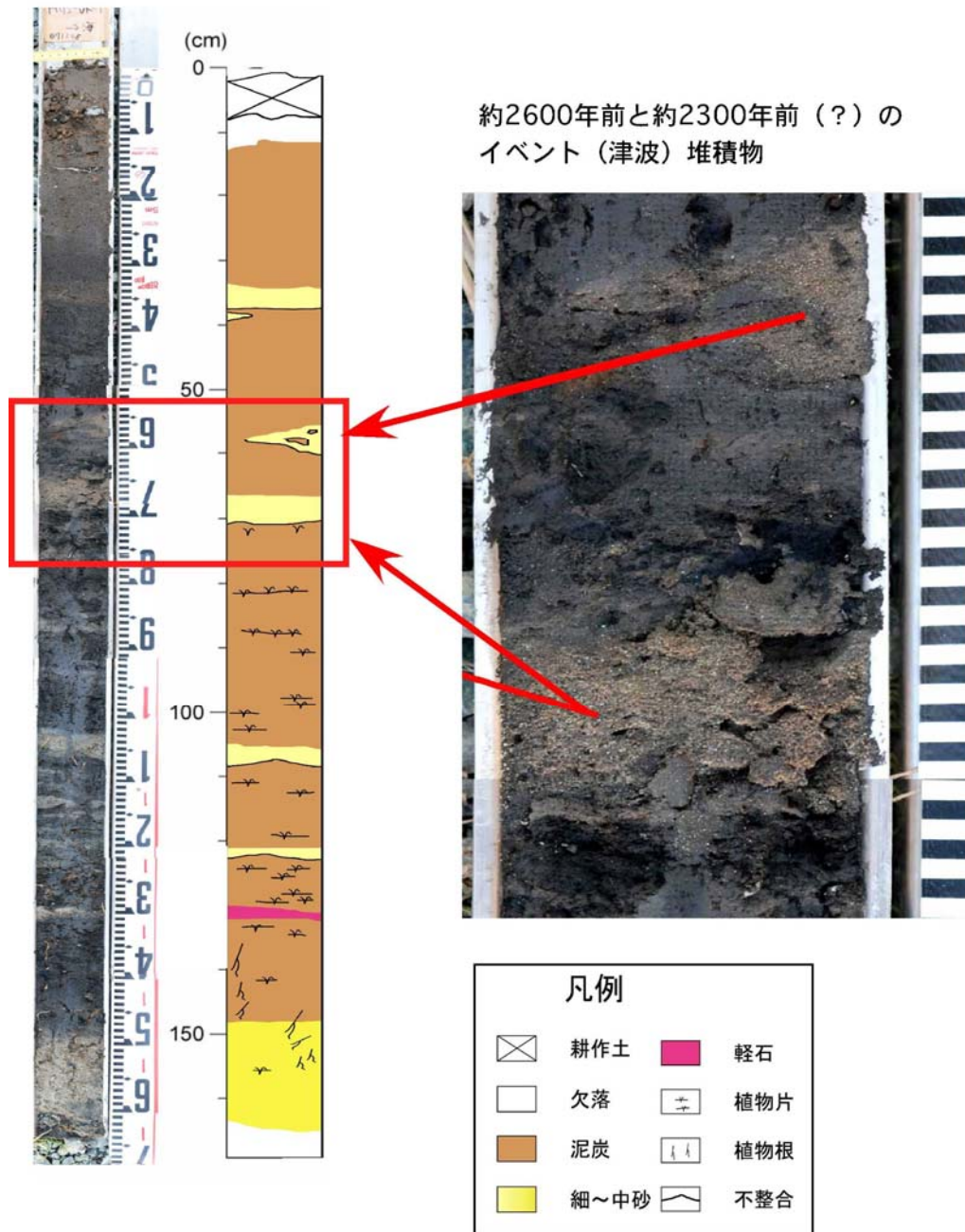
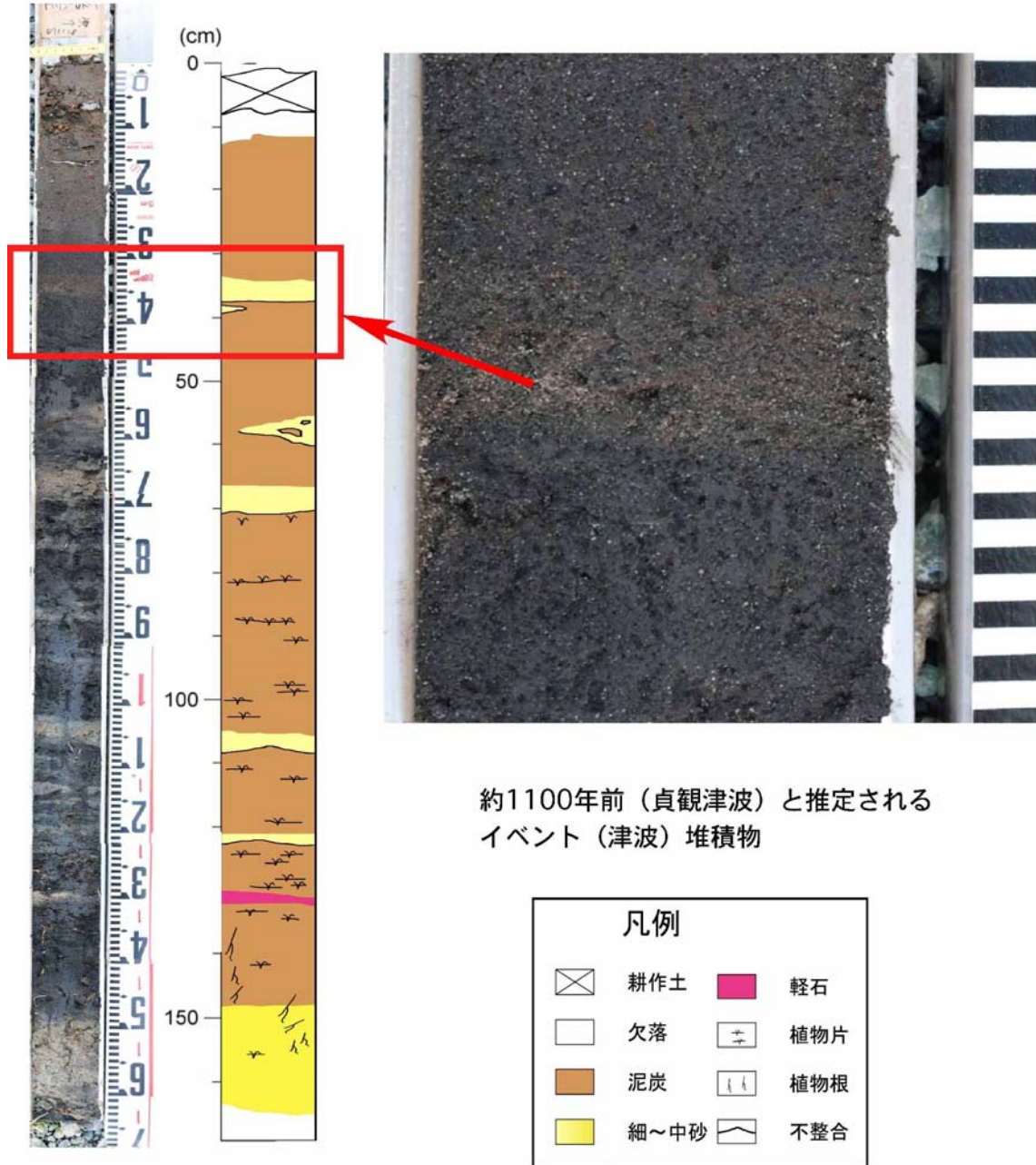


図 12 請戸断面 (GS2) の中部スケッチおよび写真 (約 2300 年前イベントと約 2600 年前イベント堆積物).

GS2



約1100年前（貞観津波）と推定される
イベント（津波）堆積物

図 13 請戸断面（GS2）の上部スケッチおよび写真（約 1100 年前、貞観津波イベント堆積物）.

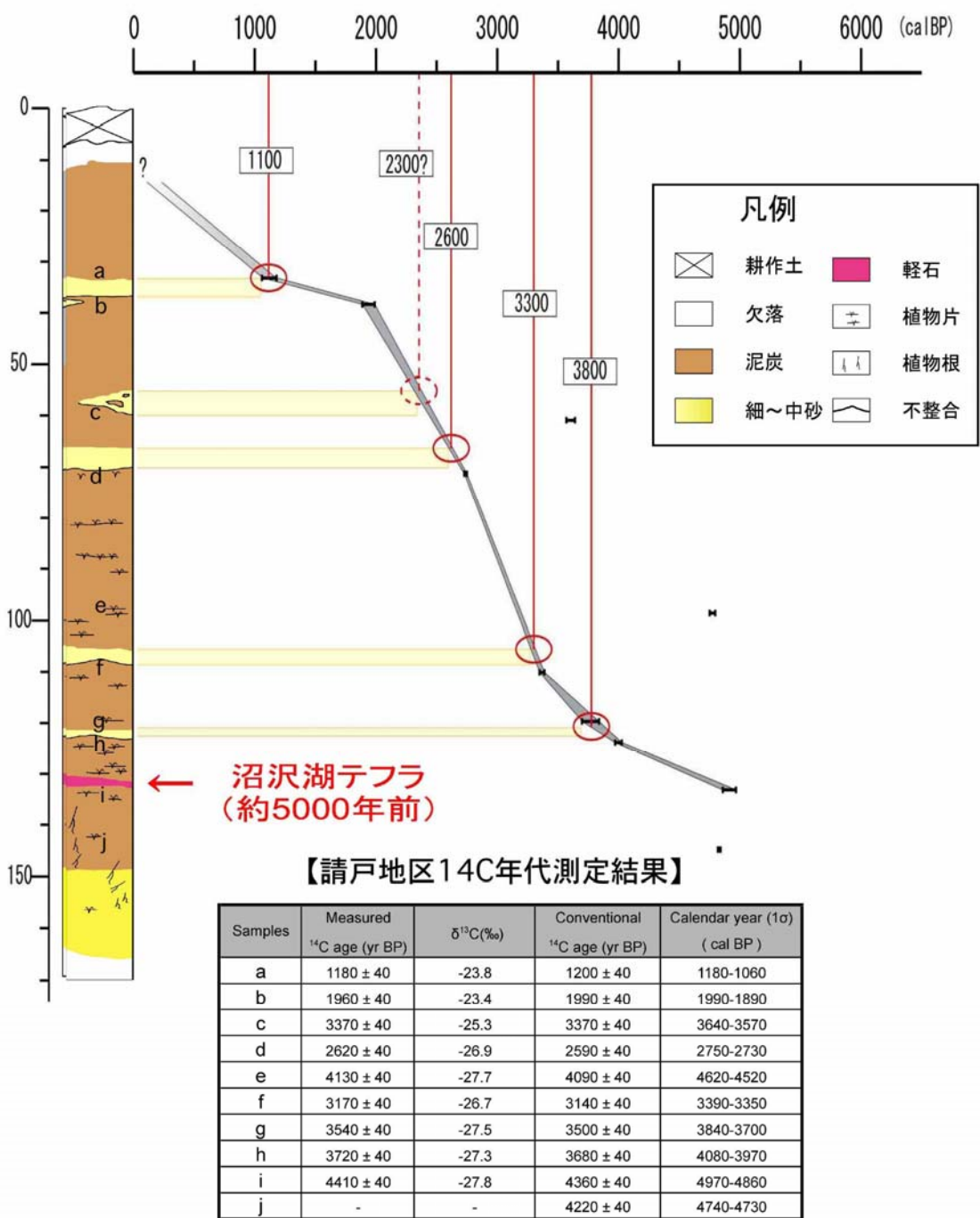


図 14 請戸地区の採取試料の ^{14}C 年代測定結果から求められる請戸地区の完新世 I 面堆積速度曲線と 5 枚のイベント堆積物の推定年代.

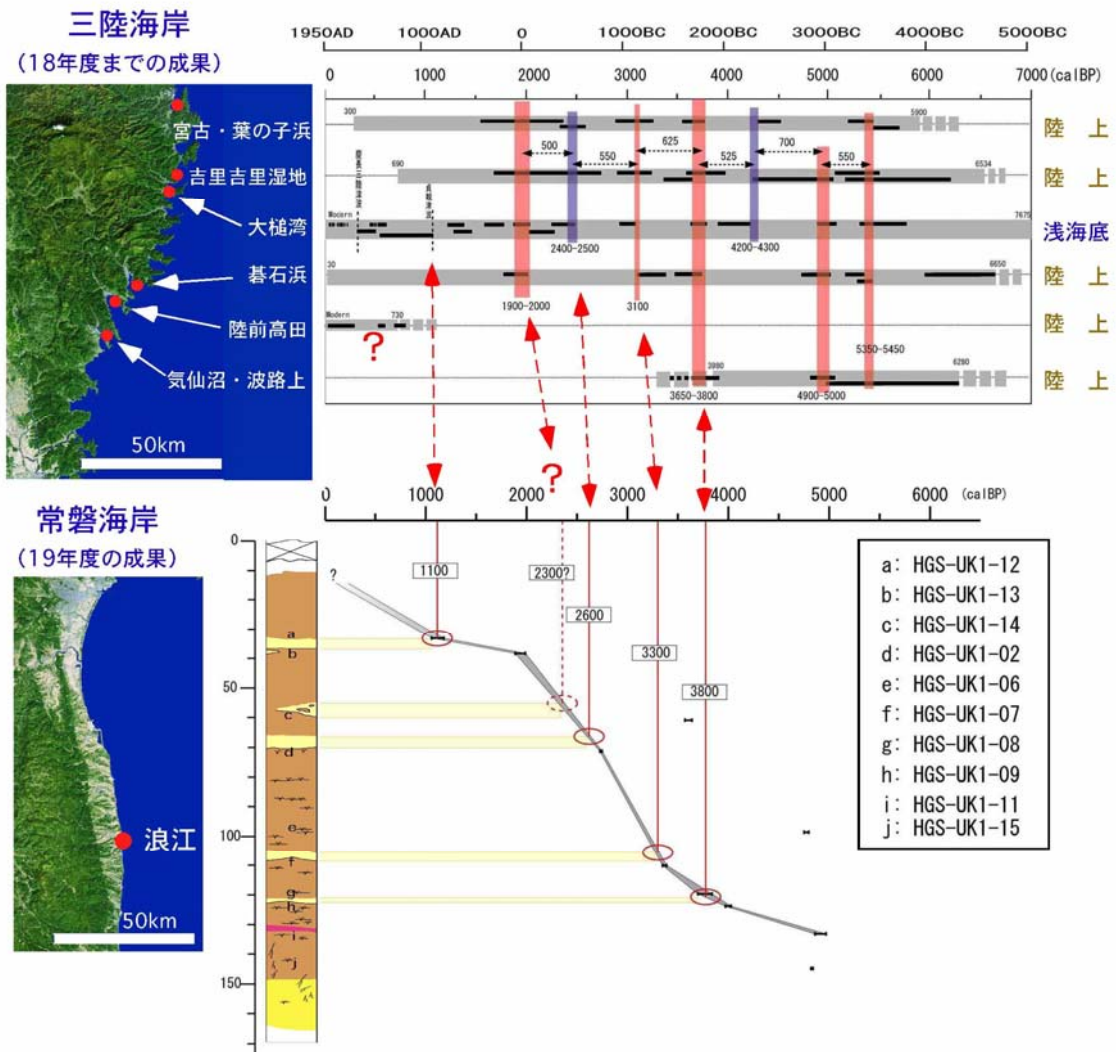


図 15 三陸海岸と常磐海岸で得られた過去の津波イベントの時期の比較.

(d) 結論ならびに今後の検討課題

今年度の調査結果は、以下のようにまとめることが出来る。

1) 西暦 869 年貞観津波イベントの確認

今年度新たに福島県常磐地域（浪江・請戸地区）で行った調査で、これまで歴史資料には記録がなかった場所で、貞観津波イベント堆積物を確認することができた。これによって、仙台・石巻平野から常磐海岸に至る地域で、歴史記録にある貞観津波の存在が確かめられた。しかし、歴史資料に記されている三陸海岸・気仙沼に近接する陸前高田地区では、18 年度の調査につづいて、明確な貞観津波イベント堆積物は確認できなかった。人工改変地を避けるために選定した場所が後背地と旧河道の境界付近に位置し、河川性堆積物の混入があるなど、津波イベント堆積物との識別が容易ではなかったためである。さらに平成 18 年度に実施した気仙沼では、明らかな津波イベント堆積物の年代が、貞観津波（西暦 869 年）以前の古い年代を示すものであった。したがって貞観津波は、浅海底のボーリング試料から得られた場所（大槌湾）を除くと、陸域に遡上した貞観津波堆積物としては、石巻平野付近が北限なのか（牡鹿半島以北には到達していないのか）、今後の重要な課題である。

2) 貞観津波以前の津波イベントの識別と三陸・常磐地域での比較

福島県常磐海岸北部の浪江・請戸地区において、これまで松川浦地区などで報告されている貞観津波と見られる堆積物（箕浦，1995；菅原ほか，2002）を検出し、さらにそれより古い時期のイベント堆積物の採取ができた。年代測定の結果、貞観津波堆積物の下位に、約 2300 年前（不確定）、約 2600 年前、約 3300 年前、約 3800 年前の 4 枚のイベント堆積物を確認した（図 14）。これらの結果を、平成 18 年度までに三陸海岸や仙台平野で得られた過去のイベント堆積物と比較すると、少なくとも 4000 年前以降については、イベントの回数（4 回）は合致し、それぞれの年代値についてもほぼ一致することがわかった（図 15）。これらの結果から、三陸海岸～仙台平野～常磐海岸の広い地域に及ぶ大規模な津波が、少なくとも 500 年～1000 年間で発生している可能性が考えられる。これらのイベントが近接した時期に発生している可能性は考えられるが、全く同一で、広範囲のイベントかどうかについては、さらに調査が必要である。また、貞観津波以降の津波イベント（例えば西暦 1611 年の慶長津波）等の存在については、その存在が十分には確かめられてはいないので、人工改変・攪乱の影響が少なくかつ堆積物の保存の良い場所を選んで調査を行うことが必要である。

3) 今後の検討課題

これまでの調査結果から、歴史記録にある西暦 869 年の貞観津波の到達域が常磐地域から三陸海岸地域までの広い範囲で確認されている（渡邊，1998，1999，2000 など）が、三陸海岸地域の一つでもあり、歴史記録の北限地域に近い陸前高田平野では明確な津波

堆積物が得られていない。そこで、平成 19 年度までの調査から、陸前高田平野で最も堆積物の保存が良いと予想される古川沼周囲のラグーンで再度確認を行う必要がある。この結果、少なくとも陸上に遡上した貞観津波が石巻平野付近を北限とするのか、牡鹿半島や唐桑半島を越えて三陸海岸の各地に及ぶのかの判断がされよう。また、各地点から得られた津波イベントの到達域（標高）、あるいは、堆積物の厚さなどから予想される到達域についても整理する必要がある。

さらに、貞観津波以前の津波イベントの地域対比を充実させ、それらの時空間を明らかにすることが必要である。この時空間に基づいて、「いわゆる連動型」地震タイプの存在やそれらの発生間隔などが明らかにされる。このために、常磐海岸の広い地域の中で、浪江地区のような堆積物の保存の良い場所を特定して調査を行う必要がある。また、貞観津波以降の最近の歴史津波（例えば西暦 1611 年慶長津波など）と対応する津波イベントについても、資料が不足しているので、新しい堆積物が予想される地域に絞った調査が必要である。

(e) 引用文献

- A. B. M. Kamal Pasha, 2005, Geomorphic history of the alluvial lowland related to the sedimentation and environmental changes under differing relative sea level regime; examples from the Soma coastal plain. Science Reports of Tohoku University 7th Series, 54, 25-48.
- 千田 昇・松本秀明・小原真一, 1984, 陸前高田平野の沖積層と完新世の海水準変化. 東北地理, 36, 232-239.
- 渡邊偉夫, 1998, 日本被害津波総覧【第 2 版】. 東京大学出版会.
- 渡邊偉夫, 1999, 三陸海岸に來襲した貞観津波と慶長津波に関する疑問の資料. 津波工学研究報告, 16, 51-59.
- 渡邊偉夫, 2000, 869 (貞観 11) 年の地震・津波と推定される地震の波源域. 津波工学研究報告, 17, 27-37.
- 箕浦幸治, 1995, 津波堆積物. 月刊地球, 17, 541-547.
- 菅原大助・箕浦幸治・今村文彦, 2002, 西暦 869 年貞観津波による堆積物に関する現地調査. 月刊地球, 号外 28, 110-117.
- 山元孝弘, 2003, 東日本沼沢火山の形成史：噴出物層序、噴出年代およびマグマ噴出量の再検討. 地質調査研究報告書, 54, 323-340.

(f) 成果の論文・口頭発表

著者	題名	発表先	発表年月日
鳥居和樹・原口 強・ 今泉俊文・宮内崇 裕・島崎邦彦	東北地方三陸海岸にお ける津波積物調査	日本応用地質学会	平成 19 年 10 月 11 日
今泉俊文・石山達 也・宮内崇裕・大町 瀧丸・森下信人・楳 原京子・佐々木亮 道・吉田春香・鈴木 啓明・田代徳	常磐・三陸沿岸の津波 堆積物調査と歴史地震	日本地理学会	平成 20 年 3 月 28 日
今泉俊文・石山達 也・宮内崇裕・大町 瀧丸・森下信人・楳 原京子・佐々木亮 道・吉田春香・鈴木 啓明・田代徳	常磐-三陸海岸での津 波堆積物	日本地球惑星科学連合 2008 年大会	平成 20 年 5 月 24 日

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成 20 年度業務計画案

調査の要領（平成 20 年度）

宮城県沖を中心とした東北地方の太平洋岸域において詳細な地質学的な調査を実施して津波堆積物を検出し、最近および過去の歴史津波を発生時期、発生間隔、津波の範囲などの特定することを目指す。そして、その空間的な広がりや年代から、「連動型」宮城県沖地震の同定および発生時期の特定を進め、「連動型」地震の活動履歴を解明する。このためには**特に**、陸前高田平野・古川沼周辺地域において、ジオスライサー調査を行い、過去の津波堆積物の採取を行う。特に、貞観津波の検証確認を行う。また、常磐海岸地域においてハン

ディージオスライサーおよびボーリングステッキによって地質調査を行い、過去の津波堆積物を検出し、その時代と分布を明らかにする。さらに、こうした調査で得られた試料の分析（年代測定など）により、津波堆積物が生じた年代の特定を行い、相互に比較検討する。

3.3 仙台圏における高精度強震動予測の実現

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

仙台圏における高精度強震動予測の実現

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	瀧澤 一起	koketsu@eri.u-tokyo.ac.jp
	准教授	古村 孝志	furumura@eri.u-tokyo.ac.jp
	助教	三宅 弘恵	hiroe@eri.u-tokyo.ac.jp
	産学官連携研究員	木村 武志	tkimura@eri.u-tokyo.ac.jp

(c) 業務の目的

強震動の評価を高精度化するためには、震源における断層破壊過程等のモデル、地震波の伝播特性などを規定する震源と対象地域との間の広域的な地下構造のモデル、対象地域の表層地盤による増幅率地図が、それぞれ高い精度で構築されることが必要である。震源のモデル化に関してはパイロット的重点調査観測および本研究サブテーマ1、2から確度の高い情報が得られるだけでなく、本サブテーマでも過去の地震のインバージョン解析を行うなど情報の高度化に努める。また、仙台平野における地下構造探査の実施や、過去の探査結果のコンパイルなどを通して地震動予測のための広域の地下構造モデルの高精度化が可能と期待される。このほか高精度の地盤増幅率地図を作製することにより、仙台圏における強震動評価の高精度化を行う。

(d) 5 ヶ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成17年度：

2) 平成18年度：

3) 平成19年度：

断層破壊過程のモデル構築のために、歴史地震記象などを調査し、過去の宮城県沖地震の強震記録を収集する。収集したデータを用いて震源過程等の解析を行うとともに、断層破壊の動的シミュレーションのために、プログラム開発に着手した。また、地下構造モデルの構築のために必要な、中小地震の地震動波形記録を得るために、仙台圏の強震動総合

ネットワークの整備に着手した。同時に、宮城県中北部で過去に行われた地下構造探査結果をコンパイルし、整備した強震動ネットワークにより得られた中小地震記録などを用いて地下構造モデルのチューニングを行った。

4) 平成20年度：

平成19年度に引き続き、高精度な強震動評価を行うために必要な、震源での断層破壊過程モデル・震源域から対象領域にかけての地下構造モデルについて、更に高い精度での構築を目指すとともに、得られたモデルをもとに実際に強震動の評価を行うことを目的として、下記の方法により業務を行う。

○ 震源での断層破壊過程モデルの高度化では、平成19年度に得られた過去の宮城県沖地震の運動学的震源モデルをもとに、動的震源モデルについても検討する。また、これに必要な断層破壊の動的シミュレーションのためのプログラムの高度化を図る。

○ 地下構造モデルの高度化では、平成19年度に構築したモデルをもとに、更に中小地震の地震動の波形記録等を用いて高度化を図る。

○ 得られた震源・地下構造モデルをもとに、地震動の数値シミュレーションを行い宮城県中北部域の強震動評価に着手するとともに、各モデルの問題点を明確にし、必要であれば修正を検討する。

5) 平成21年度：

仙台平野で地下構造探査を実施して、その結果を基に地下構造の最終モデルを構築する。表層増幅率地図・震源モデル・地下構造モデルに基づき仙台圏などの高精度な強震動評価を実施する。

(e) 平成19年度業務目的

強震動の評価を高精度化するために必要な、震源における断層破壊過程等のモデル、地震波の伝播特性などを規定する震源と対象地域との間の広域な地下構造のモデル、対象地域の表層地盤による増幅率地図を、それぞれ高い精度で構築し、これらを用いて仙台圏の強震動を予測することを目的として下記の業務を行う。

断層破壊過程のモデル構築のために、歴史地震記象などを調査し、過去の宮城県沖地震の強震記録を収集する。収集したデータを用いて震源過程等の解析を行うとともに、断層破壊の動的シミュレーションのために、プログラム開発に着手する。

また、地下構造モデルの構築のために必要な、中小地震の地震動波形記録を得るために、仙台圏の強震動総合ネットワークの整備に着手する。同時に、宮城県中北部で過去に行われた地下構造探査結果をコンパイルし、整備した強震動ネットワークにより得られた中小地震記録などを用いて地下構造モデルのチューニングを行う。

(2) 平成 19 年度の成果

(a) 業務の要約

強震動評価を高精度に行うためには、高精度な震源モデル・速度構造モデルが必要である。本年度はこれらのモデルの高精度化を目的とした研究・開発を行った。震源モデルに関しては、1978 年・2005 年の宮城県沖地震について近地の強震記録の比較および波形インバージョンによる破壊過程の推定を行い、両者の関係について検討した。1978 年の地震では北側の 1 つの大きなアスペリティ（すべりの大きな領域）と南側の 2 つのアスペリティが破壊したのに対し、2005 年の地震では、南側の 2 つのアスペリティしか破壊しなかったことを示した。2005 年の地震について動学的震源モデルを構築し、破損エネルギーは 2 つのアスペリティでそれぞれ 0.5 MJ/m^2 、 0.3 MJ/m^2 であった。また、より現実的な動学的震源モデルの構築に向けてのコード開発にも着手した。速度構造モデルについては、既往の研究から初期モデルを構築し、さらに H/V スペクトル比によるモデルのチューニングを行った。さらに、強震動研究の促進のために、宮城県内の強震動総合ネットワークの整備にも着手した。

(b) 業務の実施方法

1978 年と 2005 年の宮城県沖地震について両者の関係を検討するため、2 つの地震で得られた近地の地震波形を詳細に比較した。1978 年の宮城県沖地震に関しては気象庁の 50-52 型強震計（図 1）、2005 年の宮城県沖地震については近傍の K-NET 観測点の記録を用いた。また、より詳細に 2 つの地震の関係を明らかにするため、波形インバージョンによる運動学的震源モデルの推定も行った。1978 年の地震については近地の観測点（気象庁 50-52 型強震計 8 点、SMAC 型加速度計 6 点）を、2005 年の地震については近地の KiK-net 観測点 12 点（地中）と IRIS の遠地観測点 33 点を用いて解析を行った。近地の観測点配置を図 1 に示す。Green 関数の計算は Kennett and Kerry (1979)²⁾ の反射・透過係数行列法を用いて行い、速度構造モデルは Iwasaki et al. (2001)³⁾ や Nakajima et al. (2002)⁴⁾ を参考に仮定した。断層モデルは表 1 に示したものを仮定した。インバージョン解析は Wu and Takeo (2004)⁵⁾ の手法を用いて行った。

さらに、動学的な観点で 2 つの地震の破壊過程を比較することを目的とし、上記の震源インバージョン解析によって得られた運動学的震源モデルをもとに、フォワードモデリ

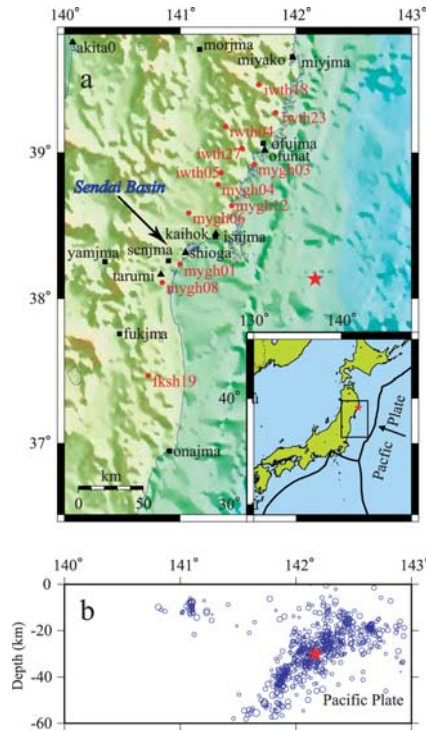


図1 (上) 波形インバージョンによる運動学的震源モデルの推定に用いた近地観測点の分布。赤丸は2005年宮城県沖地震の解析に用いたKiK-net観測点を示す。黒三角と黒四角は1978年宮城県沖地震の解析に用いた気象庁の観測点とSMACによる観測点をそれぞれ示す。(下) 2002年10月31日から2003年3月25日までの震源分布の断面図。赤い星印はそれぞれ2005年宮城県沖地震の震央(上)・震源(下)を示す。(Wu et al. (in press)¹⁾より引用)

ングによって2005年宮城県沖地震の動学的震源モデルを構築した。断層面上の破壊の構成則はすべり弱化解(Ida, 1972⁶⁾; Andrews, 1976⁷⁾)を仮定し(図2)、Strength Excess、すべり弱化解距離 D_c および応力降下量を、運動学的震源モデルの最終すべり量や破壊伝播速度を再現するように与えた。応力降下量分布は運動学的震源モデルの最終すべり量分布から半無限均質媒質を仮定し、Okada (1992)⁸⁾の手法を用いて計算した。すべり弱化解距離 D_c は0.3mで一定とした。Strength Excess は応力降下量の0.1、0.2、0.3倍を仮定し、0.1倍を与えたときにほぼ運動学的震源モデルの破壊伝播速度を再現できた。破壊の動的シミ

表1 波形インバージョンで仮定した震源断層モデル (Wu et al. (in press)¹⁾より引用)

Earthq.	Hypocenter Location			Strike (deg.)	Dip (deg.)	Rake (deg.)	Dimension length by width
	Latitude	Longitude	Depth				
1978	38.150	142.167	30 km	211	22	90±45	78 km×72 km
2005	38.137	142.167	30 km	211	23	90±45	70 km×70 km

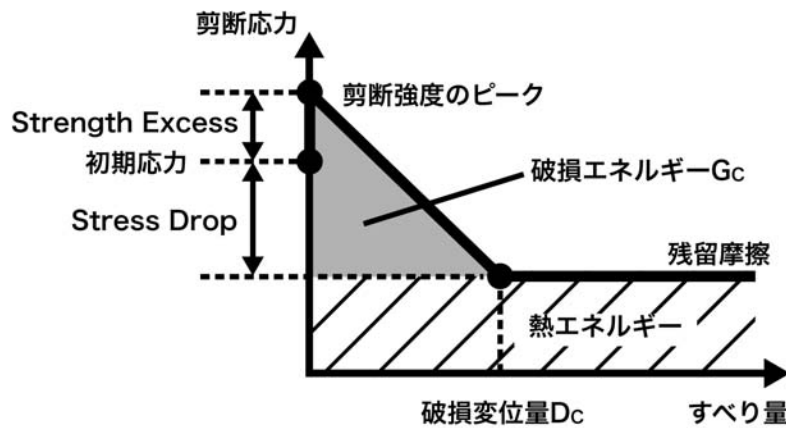


図2 すべり弱化モデルにおけるすべり量とせん断応力の関係。

シミュレーションはスタッガードグリッドを用いた空間4次・時間2次精度の有限差分法 (FDM、Virieux and Madariaga, 1982⁹⁾) で行い、グリッドサイズおよび時間ステップ幅は 0.1 m、0.005 秒とした。また、上記 FDM による計算は無限均質媒質中における平面断層を仮定して行ったが、宮城県沖地震のような海溝型のプレート境界地震では、より現実的な 3 次元的に不均質な媒質中での非平面断層上でのモデル構築が望ましい。このため、有限要素法 (FEM) を用いた動的シミュレーションコードの開発にも着手した。

宮城県中北部域の地下構造モデルの構築では、宮城県 (2004)¹⁰⁾ の宮城県地震被害想定調査に用いられたモデルをもとに構築した。ただし、仙台市周辺については、より詳細な宮

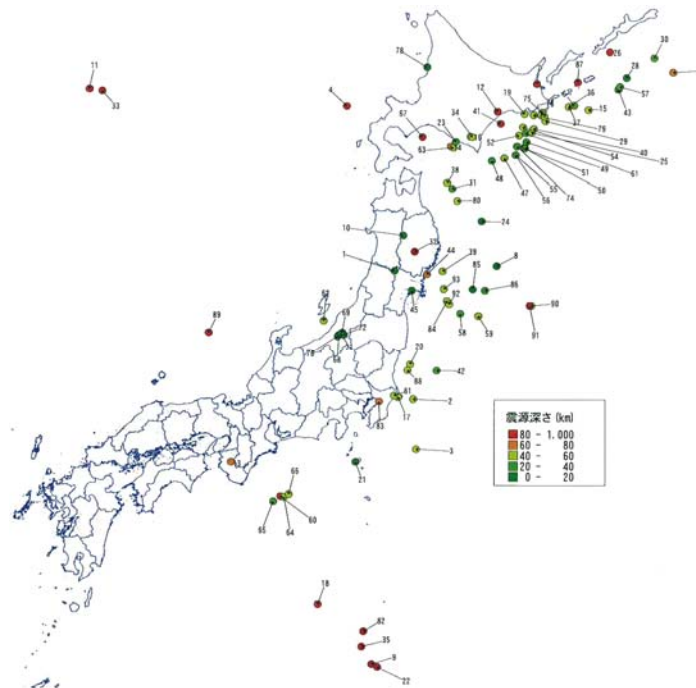


図3 H/V スペクトル比の解析に用いた地震の震央分布。

表 2 速度構造モデルの検証に用いた地震の震源パラメータ

震源時	経度 (°)	緯度 (°)	深さ (km)	走向 (°)	傾斜 (°)	すべり 角 (°)	M_0 (Nm)	ライズ タイム (秒)
03/07/26 16:56	141.1883	38.5	5 (F-net) 12 (気象庁)	296	52	81	9.45×10^{16}	1

城県 (2005)¹¹⁾による堆積平野地下構造調査によるモデルを適用した。また、地震基盤以深については田中・他 (2006)¹²⁾のものを用いた。これらのモデルをもとに初期モデルを構築した。さらに、防災科学技術研究所の強震観測網 K-NET や KiK-net、気象庁の観測点で得られた観測記録による H/V スペクトル比の卓越周期を再現するように、各観測点の地下構造モデルをチューニングした。図 3 に示す 93 の地震による S 波初動 20 秒以降の後続波について、ラディアル成分と上下動成分のフーリエスペクトルを求め、地震ごとにスペクトル比を計算した。得られたスペクトル比の平均を観測 H/V スペクトル比とした。これに対し、地下構造モデルからレイリー波の理論 H/V スペクトル比を計算し、各観測点の観測 H/V スペクトル比の卓越周期が一致するように、モデルのチューニングを行った。レイリー波の理論 H/V スペクトル比の計算は、4 次モードまでの高次モードを考慮して行った。また、修正後のモデルの妥当性を検討するため、中規模地震 (M_{JMA} 5.5、表 2) による地震動を、3 次元有限差分法を用いて計算し、観測波形・初期モデルによる計算波形との比較を行った。震源深さについては、気象庁と防災科学技術研究所の F-net によるものの 2 通りについて計算した。グリッドサイズは 105 m とし、計算可能周期は 1.5 秒以上である。比較は 1.5-10 秒のバンドパスフィルターをかけ、速度波形で比較した。

宮城県設置の震度計ネットワークおよび東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センターに設置されている地震波形データ収集装置 (以下、データ収集サーバ) からなる強震記録収集ネットワークの整備に着手した。データ収集サーバにあるデータについて従来の WIN 形式によるダウンロードだけでなく、強震動研究に有用な SAC 形式への変換・ダウンロード機能を追加した。

(c) 業務の成果

まず、1978 年宮城県沖地震では震源域の北側の大きなアスペリティと南側の 2 つのアスペリティが破壊したのに対し、2005 年の地震の際には南側の 2 つのアスペリティのみが破壊したことを、両者の地震波形の比較および波形インバージョンによる震源過程の推定から示した。図 4 は 1978 年の宮城県沖地震に関しては気象庁の 50-52 型強震計 (図 1)、2005 年の宮城県沖地震については近傍の K-NET 観測点の記録をそれぞれ重ねてプロットしたものである。なお、1978 年の波形に関しては振幅を 0.6 倍してある。南側の 5 点 (onajma、fksjma、yamjma、senjma、isnjma) での波形、特に最初の 10-20 秒の部分が非常によく似ていることが分かる。相関係数はこれらの点で全て 0.7 以上の高い値を示し、fksjma では

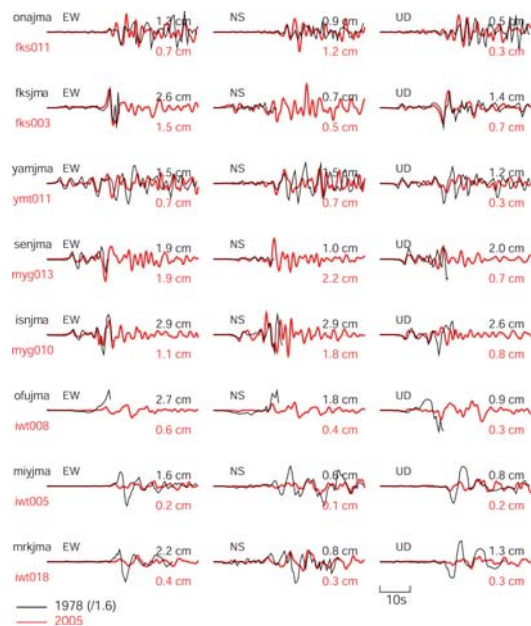


図4 1978年、2005年宮城県沖地震による近地の強震観測点での波形の比較。黒線は気象庁50-52型強震計による1978年の地震の変位波形。赤線は近傍のK-NET観測点による2005年の地震の変位波形（50-52型強震計の計器特性を加え、変位波形に変換）。ただし、2つの地震の地震モーメントは異なるため、1978年の波形については振幅を0.6倍している。数字は最大振幅。（Wu et al. (in press)¹⁾より引用）

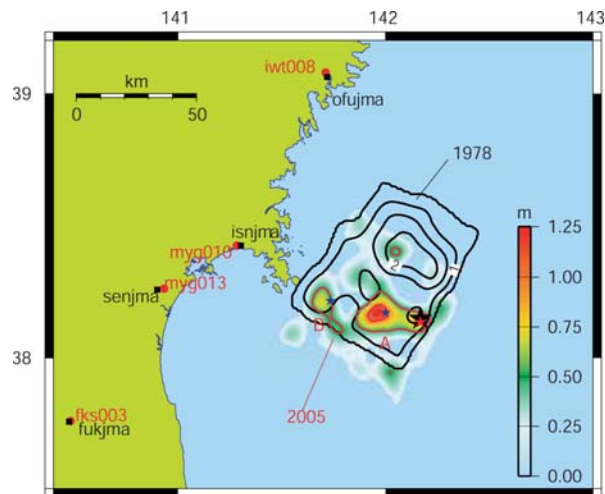


図5 1978年（黒コンター線）と2005年（カラーコンター）宮城県沖地震のすべり量分布を地表に投影したもの。黒星印と赤星印はそれぞれ1978年、2005年の震央を示す。図4で示されている波形の観測点位置も示す（黒四角が1978年の時のもの、赤四角が2005年の時のもの）。青星印は観測波形に見られるパルスから推定した2005年の2つのアスペリティ（A、B）の位置を示す。（Wu et al. (in press)¹⁾より引用）

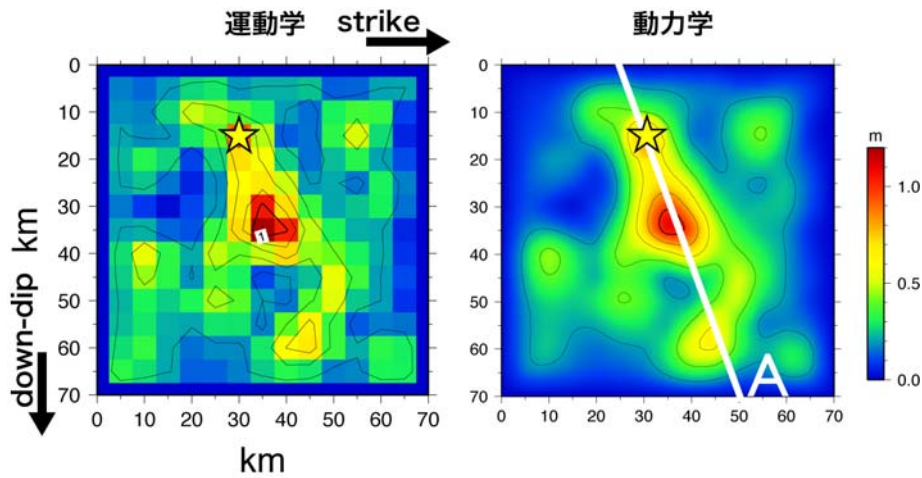


図6 運動学的震源モデル（左）と動力学的震源モデル（右）のすべり量分布の比較。コンター間隔は0.2 m。星印は破壊開始点を示す。右図の白線（直線A）は、図8示されているすべり速度時間関数の時空間分布の位置を示す。

0.9にもなった。一方で、北側の3点（mrkjma、miyjma、ofujma）では、それほど良い相関は見られなかった。また、2つの地震の最大振幅比については、北側に比べ南側の方が小さい。上記の南側5点15成分の振幅比が 1.97 ± 0.96 なのに対して、北側3点9成分は 4.72 ± 1.62 である。さらに、波形インバージョンの結果のすべり量分布を図5に示す。すべり量分布を見て分かるように、1978年の地震では破壊開始点から北側に大きな1つのアスペリティと南側に2つアスペリティが見られる。これに対し2005年の地震では、1978年の破壊開始点とほぼ同じ位置から破壊を開始し、1978年の南側の2つのアスペリティと同様の位置・大きさのアスペリティが破壊した（図5のA、B領域）が、1978年の北側のアスペリティに相当する領域は破壊していないことが分かる。また、南側の2つのアスペリティのすべり量は1978年に比べて2005年の方が小さく、この領域でのモーメント解放量の比は丁度60%に当たる。これらの特徴は上述した2つの地震の近地の強震記録で見られた、1) 南側の観測点の波形の最初の部分の相関がよいこと、2) その振幅比がおおよそ0.6であること、3) 北側の観測点では南側ほど波形の相関がよくないこと、という特徴と一致する。1978年の地震の南側の領域と2005年の地震のすべり量分布の相関係数は0.84であり、2つのモデルがよい相関を示していることが分かる。得られた1978年の震源モデルはYamanaka and Kikuchi (2004)¹³⁾などの既往の研究とは矛盾しない。また、2005年宮城県沖地震の震源モデルはOkada et al. (2005)¹⁴⁾や柳沼・他 (2007)¹⁵⁾などでも推定されている。Okada et al. (2005)¹⁴⁾は遠地実体波のみを用いたインバージョン解析により、1つのアスペリティをもつ震源モデルを推定している。本研究では、近地の強震記録をそのままインバージョン解析に用いるだけでなく、1978年の地震時の波形と比較をすることによって、

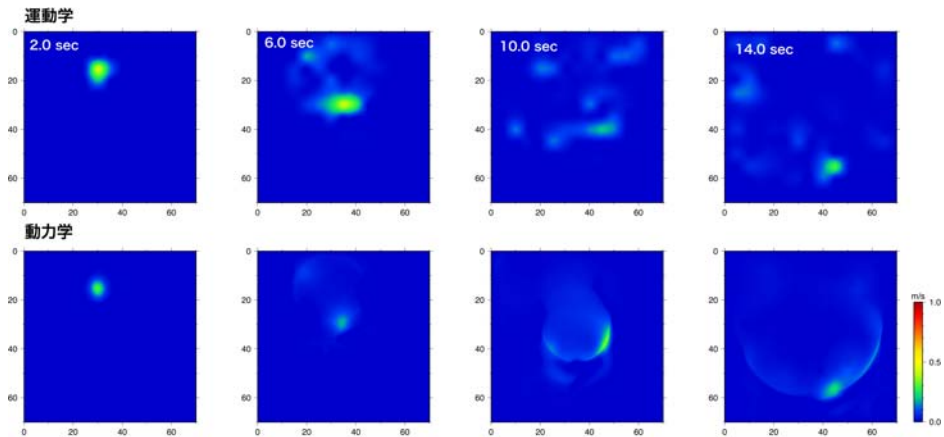


図7 (上) 運動学的・(下) 動力的震源モデルのすべり速度のスナップショット。

2005年の地震の際には2つのアスペリティが破壊したことを示した。

上記の波形インバージョンによって推定された運動学的震源モデルをもとにして、2005年の宮城県沖地震の動力的震源モデルをフォワードモデリングにより構築した。図6、7に運動学的震源モデルと動力的震源モデルの最終すべり量分布と破壊のスナップショットを示す。運動学的震源モデルの破壊過程をよく再現していることが分かる。図8は図6の直線Aに沿ったすべり速度時間関数の時空間分布を示す。破壊は、運動学的震源モデルの推定の際に仮定した第1タイムウィンドウの展開速度とほぼ同じ速度で進展している。図9は断層面上の破損エネルギー G_c の分布を示す。運動学的震源モデルで示されている2つのアスペリティ領域(図5)での G_c の値は、A領域で最大 0.5 MJ/m^2 、B領域で 0.3 MJ/m^2 程度で

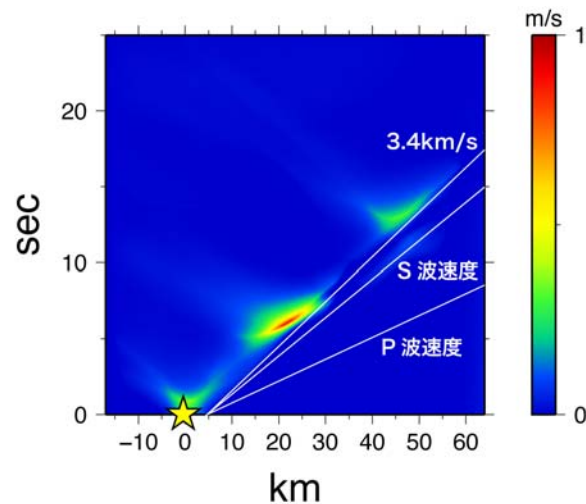


図8 図6の直線Aにおけるすべり速度時間関数の時空間分布。星印は破壊開始位置、白線はそれぞれP波速度、S波速度、 3.4 km/s (運動学的震源モデルにおける第1タイムウィンドウの展開速度)を示す。

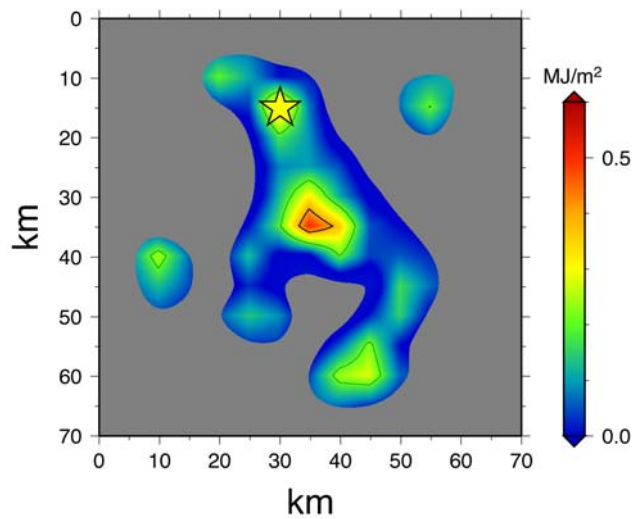


図9 2005年宮城県沖地震の動学的震源モデルにおける破損エネルギー G_c の分布。コンタ一間隔は 0.2 MJ/m^2 。星印は破壊開始点を示す。すべり量が D_c (0.3 m) を超えなかった領域はマスクしてある。

ある。この値は、既往の研究で得られている値 ($10^5\text{-}10^7 \text{ J/m}^2$) と同程度である (Tinti et al., 2005¹⁶⁾; Mai et al., 2006¹⁷⁾)。また、3次元 FEM を用いた断層破壊の動的シミュレーションのためのプログラム開発も開始した。図10は開発中のプログラムのフローチャートである。

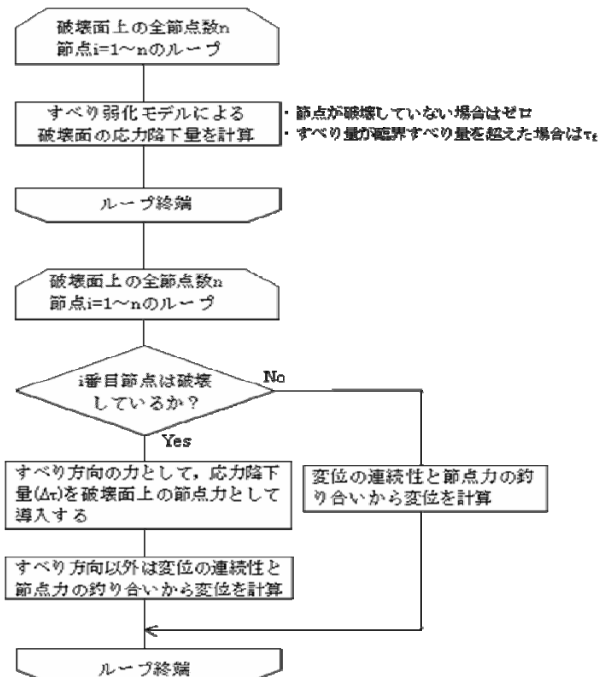


図10 有限要素法による動的破壊シミュレーションのフローチャート。

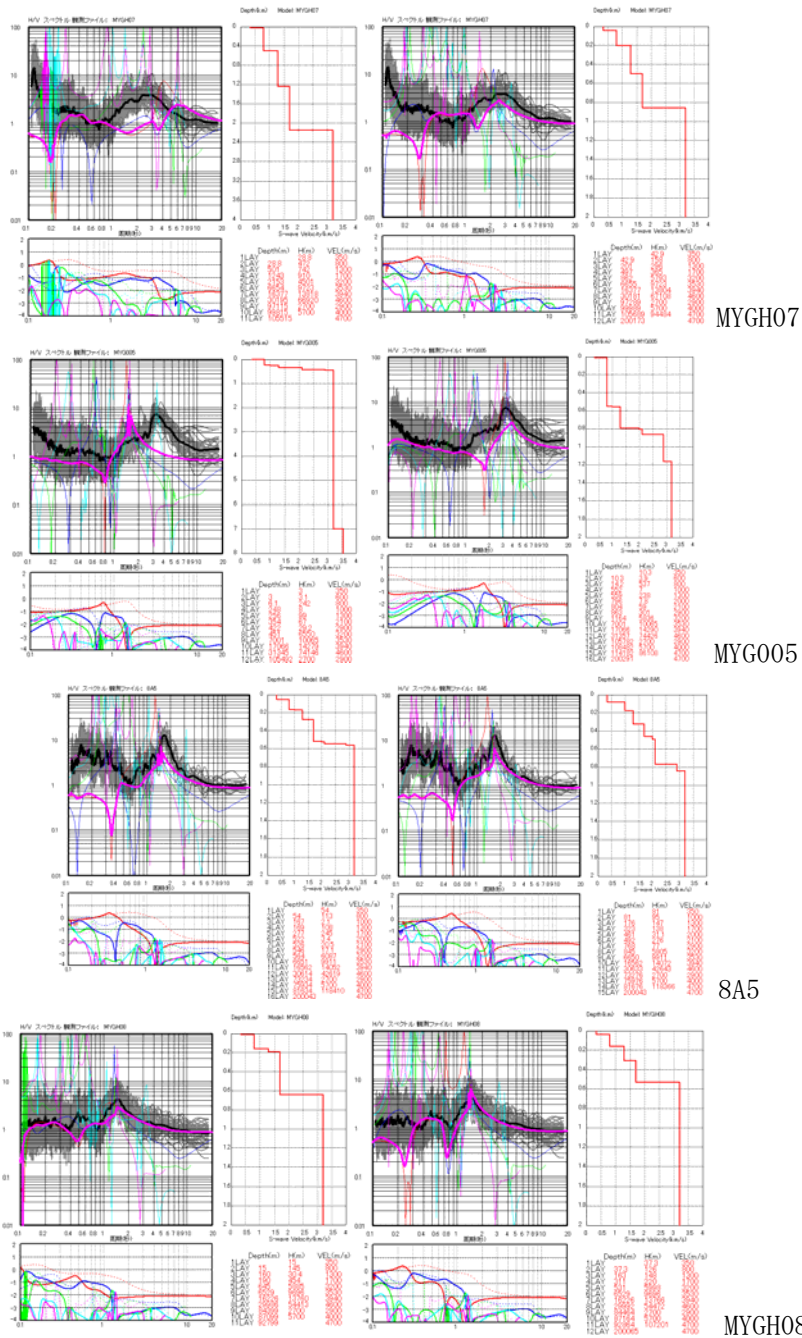


図 11 各観測点での (左) チューニング前、(右) チューニング後の H/V スペクトル比。灰線が各地震の H/V スペクトル比、黒太線がその平均値 (観測 H/V スペクトル比)、桃色太線が理論 H/V スペクトル比を示す。ただし、理論 H/V スペクトル比については、以下のものを足し合わせたもの。赤：基本モード、青：1次モード、緑：2次モード、水色：3次モード、桃色：4次モード。スペクトル比の右横の図が仮定した S 波速度構造モデル。下の図は、レイリー波 (実線) とラブ波 (点線) のメディアムレスポンス。線の色は H/V スペクトル比と同じ。

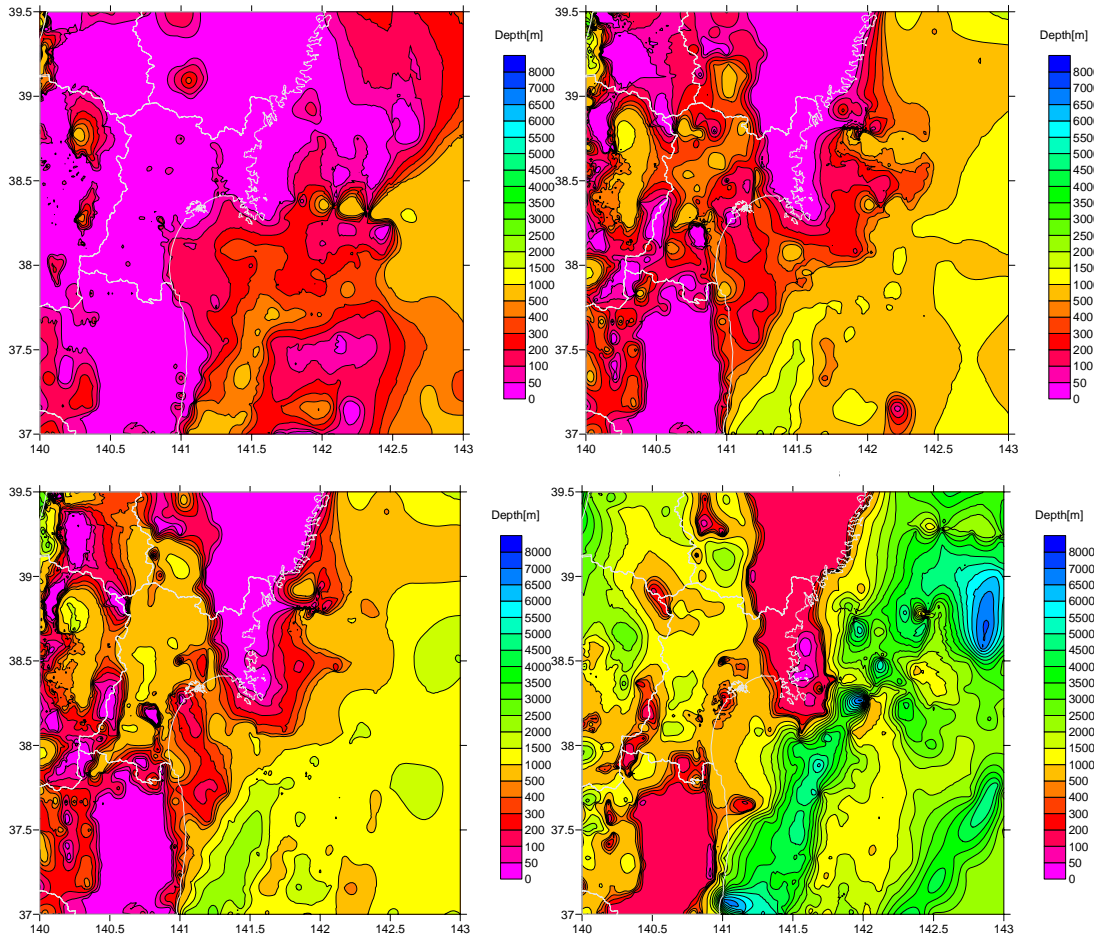


図 12 チューニング後の速度構造モデルにおける (左上) $V_S=0.8$ km/s、(右上) $V_S=1.3$ km/s、(左下) $V_S=1.7$ km/s、(右下) $V_S=3.2$ km/s の各層の上面深度分布。

速度構造モデルの高精度化に向けて、観測 H/V スペクトル比を用いて初期速度構造モデルのチューニングを行った。図 11 は各観測点での、初期モデルおよびチューニング後のモデルでの理論 H/V スペクトル比と観測 H/V スペクトル比の比較の例を示す。チューニングは試行錯誤的に行っているが、基本的には各層厚を一律増減させて、卓越周期を合わせている。MYGH07 や MYG005 では、H/V スペクトル比の卓越周期はチューニングによって大幅に改善されていることが分かる。また、8A5 や MYGH08 では初期モデルでも比較的良好に卓越周期は再現できているが、チューニングによってわずかに改善されている。各観測点のチューニング後の 1 次元速度構造モデルを用いて、H/V スペクトル比による修正後の速度構造モデルを作成した。図 12 はチューニング後の速度構造モデルにおける、深部地盤構造の各層の上面深さ分布を示す。チューニング後の速度構造モデルを検証するために、中規模地震による観測波形と修正前後のモデルを用いたシミュレーション波形の比較を行った。図 13 に図 11 で示した観測点での観測波形、初期モデルを用いた場合の計算波形、H/V スペクトル比による修正後のモデルを用いた計算波形の比較を示す。また、それぞれの速度スペクト

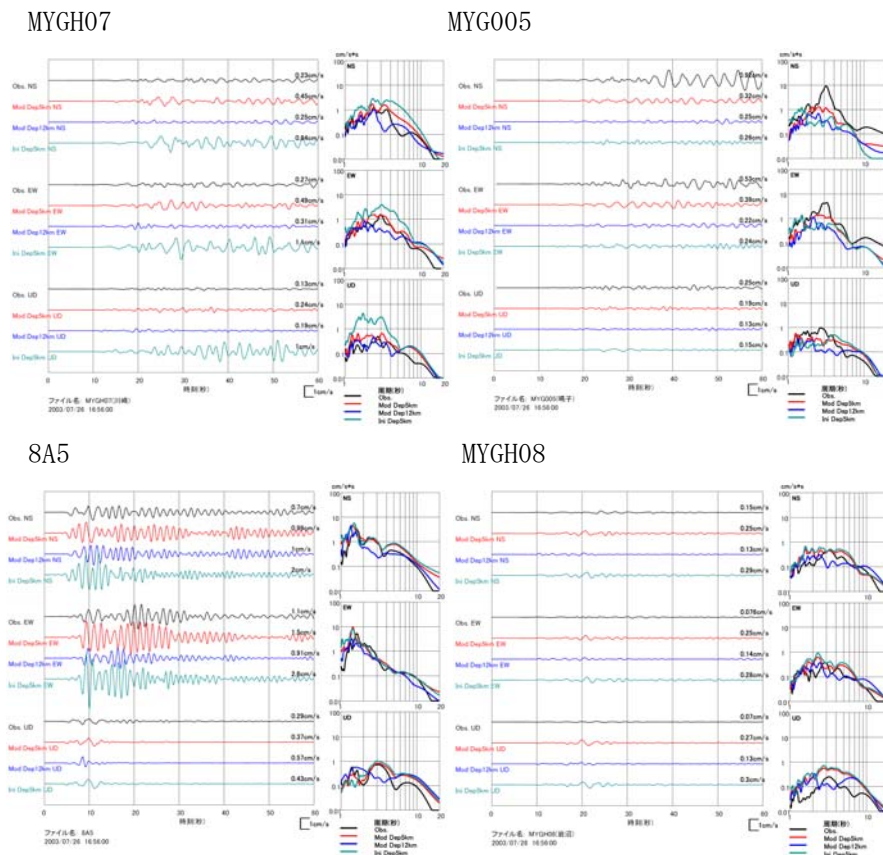


図 13 各観測点での左図は観測波形（黒）、チューニング前の構造モデルを用いた震源深さ 5 km の計算波形（緑）、チューニング後の構造モデルを用いた震源深さ 5 km の計算波形（赤）、深さ 12 km の計算波形（青）の比較。数字は最大振幅。右図は速度スペクトルの比較。

ルも示している。H/V スペクトル比の卓越周期が大幅に改善された MYGH07 では、計算波形も大きく改善されていることが分かる。チューニング前後で H/V スペクトル比の卓越周期がそれほど変わらない 8A5 や MYGH08 では、修正前後でそれほど変化は見られない。一方 MYG005 では、H/V スペクトル比の卓越周期が大きく改善されたにもかかわらず、修正前後でそれほど波形に変化は見られなかった。

東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センターに設置されている波形収集サーバに、強震動研究を円滑かつ迅速に進めるために、よく用いられているデータフォーマットである SAC 形式へのデータ変換ソフトを導入した。図 14 は、従来の WIN 形式と変換後の SAC 形式での地震波形の比較であり、問題なく変換されていることが確認された。

(d) 結論ならびに今後の課題

本年度は、強震動評価の高精度化に向けて、震源モデル・速度構造モデルの高精度化に向けた研究・開発を行った。震源モデルに関しては、強震動評価に必要な震源モデルの構築に向け、1978 年・2005 年宮城県沖地震の運動学的震源モデルの推定、および両者の関係

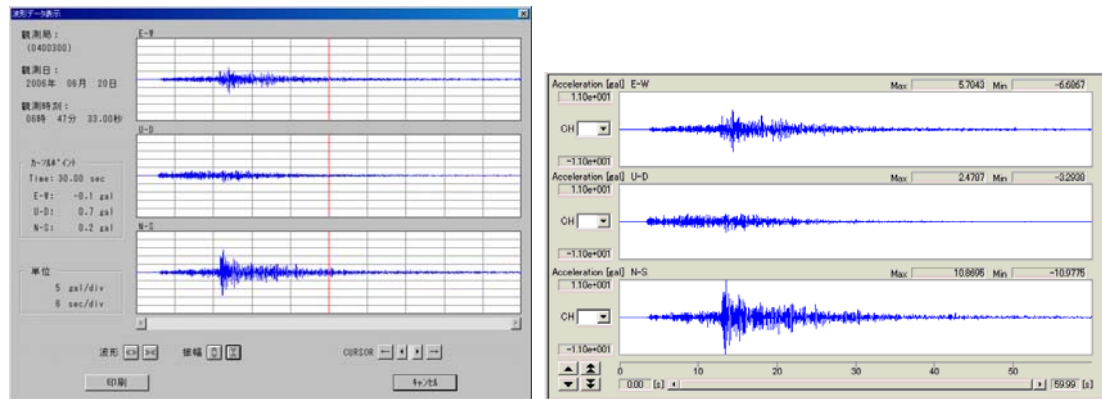


図 14 サンプル波形の（左）WIN 形式と（右）SAC 形式に変換したものの比較。

の検討を行った。1978 年の地震の際には、北側の 1 つの大きなアスペリティと南側の 2 つのアスペリティが破壊した。一方、2005 年の地震の際には、1978 年と同様の破壊開始点から破壊し始めたが、南側の 2 つのアスペリティしか破壊しなかった。これは、近地の強震観測点の波形の比較によっても示された。これらの成果のうち特に次の 2 点は、強震動評価に向けた将来の宮城県沖地震の震源モデル構築に向けて、重要な情報となることが期待される。1) 宮城県沖地震の震源域での詳細なアスペリティ分布を得たこと、2) 2005 年の地震の際には、1978 年の地震における南側の 2 つのアスペリティが繰り返し破壊したのに対し、北側のアスペリティが破壊しなかったことを波形インバージョンおよび近地の地震波形を比較することによって示したこと。また 2005 年の地震については、運動学的震源モデルをもとに、動力的震源モデルの構築を行った。より現実的な動力的震源モデルの構築に向けて、有限要素法を用いたシミュレーションコードも開発中である。速度構造モデルについては、既往の研究等から初期モデルを構築し、さらに H/V スペクトル比を用いたチューニングを行った。また、中規模地震の地震動をシミュレーションすることにより、チューニングの効果についても検討を行った。宮城県内の強震動総合ネットワークの整備にも取り掛かった。

震源モデルの構築についての今後の課題としては、1978 年の地震についても動力的震源モデルの構築を行い、2005 年の地震との関係を動力的な視点から検討する必要がある。また、より現実的な不均質媒質・非平面断層による動力的震源モデルの構築、およびそれらの断層破壊への影響の検討が必要である。速度構造モデルについては、H/V スペクトル比の卓越周期が大幅に改善されたにも関わらず、シミュレーション結果の地震波形がそれほど再現できていない観測点がいくつか存在する（例えば図 13 の MYG005）。これらの要因としては、以下の 2 点のモデル化が不十分であることが考えられる。1) 震源から観測点までの 2 次元的な不均質構造の影響、2) 観測点周辺の盆地構造などの 3 次元的な不均質構造の影響。今後はこれらの点について改善していく必要がある。また、本年度は比較的浅い震源の地震を用いて検討を行ったが、より深い場所で発生した地震の観測記録なども使

ってさらに検討を行う必要がある。また良質な観測記録を得るために、宮城県内の強震動総合ネットワークの整備もさらに進める必要がある。

(e) 引用文献

- 1) Wu, C., Koketsu, K. and Miyake, H. : Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, in press.
- 2) Kennett, L. N. and Kerry, N. J. : Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 57, pp.557-583, 1979.
- 3) Iwasaki, T., et al. : Extensional structure in northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 28, No. 12, pp.2329-2332, 2001.
- 4) Nakajima J., Matsuzawa, T. and A. Hasegawa: Moho depth variation in the central part of northern Japan estimated from reflected and converted waves, *Phys. Earth. Plan. Inter.*, Vol. 130, pp31-47, 2002.
- 5) Wu, C. and Takeo, M. : An intermediate deep earthquake rupturing on a dip-bending fault: Waveform analysis of the 2003 Miyagi-ken Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, doi:10.1029/2004GL021228, 2004.
- 6) Ida, Y. : Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith' s specific surface energy, *J. Geophys. Res.*, Vol. 77, pp3796-3805, 1972.
- 7) Andrews, D. J. : Rupture velocity of plane strain shear cracks, *J. Geophys. Res.*, Vol. 81, pp.5679-5687, 1976.
- 8) Okada, Y. : Internrnal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 82, pp1018-1040, 1992.
- 9) Virieux, J. and Madariaga, R. : Dynamic faulting studied by a finite difference method, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 72, pp.345-369, 1982.
- 10) 宮城県 : 宮城県地震被害想定調査に関する報告書 (2004年3月), 宮城県防災会議地震対策等専門部会, 2004.
- 11) 宮城県 : 平成16年度 仙台平野南部地域地下構造調査 成果報告書, 2005.
- 12) 田中康久, 三宅弘恵, 額瀨一起, 古村孝志, 早川俊彦, 馬場俊孝, 鈴木晴彦, 増田徹 : 首都圏化の速度構造の大大特統合モデル (2) : 海溝型地震のためのモデル拡張とチューニング, 日本地球惑星科学連合2006年大会, 2006.
- 13) Yamanaka, Y. and Kikuchi, M. : Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JB002683, 2004.
- 14) Okada, T., Yaginuma, T., Umino, N., Kono, T., Matsuzawa, T., Kita, S. and Hasegawa,

A.: The 2005 M7.2 MIYAGI-OKI earthquake, NE Japan: Possible rerupturing of one of asperities that caused the previous M7.4 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, doi:10.1029/2005GL024613, 2005.

15) 柳沼直, 岡田知己, 長谷川昭, 加藤研一, 武村雅之, 八木勇治: 近地・遠地地震波形インバージョンによる 2005 年宮城県沖の地震 (M7.2) の地震時すべり量分布 -1978 年宮城県沖地震 (M7.4) との関係一, *地震 第2輯*, Vol. 60, pp43-53, 2007.

13) Tinti, E., Spudich, P. and Cocco, M.: Earthquake fracture energy inferred from kinematic rupture models on extended faults, *J. Geophys. Res.*, Vol. 110, doi:10.1029/2005JB003644, 2005.

14) Mai, P. M., Somerville, P., Pitarka, A., Dalguer, L., Song, S. G., Beroza, G., Miyake, H. and Irikura, K.: On scaling of fracture energy and stress drop in dynamic rupture models: Consequences for near-source ground motions, *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting*, AGU Geophysical Monograph Series, Vol. 170, pp. 283-294, 2006.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
木村武志・ 瀨瀨一起・ 三宅弘恵・ 呉長江・宮 武隆	1978・2005 年宮城県沖地震の動的震源モデル	日本地震学会 2007 年秋季大会	平成 19 年 10 月 24-26 日
Kimura, T., K. Koketsu, H. Miyake, C. Wu, and T. Miyatake	Dynamic Source Modeling of the Miyagi-oki Earthquakes	AGU 2007 Fall Meeting	平成 19 年 12 月 10-14 日
Wu, C., K. Koketsu and H. Miyake	Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes	<i>J. Geophys. Res.</i>	印刷中

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成 20 年度業務計画案

平成 19 年度に引き続き、高精度な強震動評価を行うために必要な震源モデル、地下構造モデルの高精度化を行う。震源モデルについては、平成 19 年度に構築した 2005 年宮城県沖地震の動力的震源モデルに加えて、1978 年の地震についてもモデルの構築を有限差分法によるフォワードモデリングで行う。そして、両者の破壊過程や動力的パラメータの違いについて検討する。また、より現実的な設定での動力的震源モデルの構築に向けて、有限要素法を用いた動的シミュレーションコードの高度化を進める。地下構造モデルの高精度化については、平成 19 年度に構築したモデルをもとに、さらに中小地震の観測記録などを用いてチューニングを進めていく。例えば、観測記録を再現するように深部地盤構造の 2 次元あるいは 3 次元的な不均質を逆解析・フォワードモデリングで補正していく。また、宮城県沖地震の震源域から地震基盤までの比較的深い領域での構造モデルについても、サブテーマ 1 などで得られている最新の結果を参考にしながら検討を進めていく。得られた震源・地下構造モデルをもとに、地震動の数値シミュレーションを行い、宮城県中北部域の強震動評価に着手する。

4. 全体成果概要

宮城県沖地震の想定震源域においてアスペリティ周辺における地震活動が示す空間的な特徴を把握するためには、同一の観測配置による観測を長期間継続し、データの蓄積を図ると共に地震活動の時間変化を検出する必要がある。このため、想定震源域における繰り返し観測を5観測点で平成17年12月から開始した。観測に使用した海底地震計は、1年間連続して観測することのできる長期観測型の海底地震計である。東京大学地震研究所で新規整備した海底地震計の設置作業は、東北大学と協力して平成19年12月に実施した。また、平成18年度に設置した地震計は10月に回収を行い、データ処理を完了した。

海底地震観測データを用いた2005年8月16日に宮城県沖で発生したM7.2の余震活動に関する研究を継続して行った。特にP波初動極性と陸上観測点のS/P振幅比を用いることで、小地震の発震機構解を多数推定した。得られた発震機構解の特徴から地震をプレート境界で発生した地震（プレート境界型）とプレート境界以外（非プレート境界型）に分類すると、プレート境界型の地震は、主に2005年のM7.2の地震のアスペリティ近傍と余効すべり量が特に大きな領域内に集中して発生していることが分かった。一方で余効すべり量の大きな領域の周辺で発生した地震の多くは、非プレート境界型の発震機構解を示すことが分かった。さらに、余効すべりとの時空間的な対応関係を調べた結果、プレート境界型地震は、主に余効すべりのすべり速度が大きい期間に発生することが分かった。

また宮城県沖から福島県沖にかけて海底地震観測網と陸上地震観測網の走時データを併合処理することにより、宮城県沖地震のアスペリティに対応したマントルウェッジ内および海洋性地殻内の地震波速度異常を見いだした。一方、宮城県沖およびその周辺で実施した人工地震探査により推定された地震は速度構造モデルと震源分布との比較を行った結果、プレート境界近傍とともに、沈み込む海洋プレート内部でも地震が発生していることがわかった。

2005年8月16日の宮城県沖の地震(M7.2)の発生後における、想定宮城県沖地震の震源域のプレート間すべりの推移をGPS連続観測データから推定するために東北地方広域のGPS観測データを解析し、2002年以降のプレート間カップリングの時空間変化を推定した。その結果、2006年中旬から宮城県沖のプレート境界地震発生域の深部延長において、カップリングが弱まっている、もしくは消滅していることが推定された。また、1994年三陸はるか沖地震(M7.6)の震源域における固着がほぼ回復を完了していることが示唆された。

相似地震モニタリングについても、最新のデータに基づくモニタリングを継続したほか、関東地方(北緯35度から36.5度)をモニタリング領域に加えて、過去のデータに遡って推定を行った。

想定宮城県沖地震の北側のアスペリティ付近では、2007年12月25日にM5.6の地震が発生したが、GPS連続観測データおよび相似地震の活動によるモニタリングの結果、大きな余効すべりは発生しておらず、依然、想定宮城県沖地震の北側のアスペリティは強く固着し

ていることが示された。

前年度までの調査により、西暦 869 年に発生した貞観津波の津波堆積物の仙台平野および石巻平野における分布が明らかになったことをうけ、今年度は数値シミュレーションに基づく貞観津波の波源の推定を行った。貞観津波の波源としていくつかの断層モデルを仮定し、それぞれに基づいて津波シミュレーションを行い、それによる浸水域と地質調査にもとづく津波堆積物の分布域とを比較した。その結果、スラブ内正断層、津波地震、仙台湾内の断層によるモデルでは両平野の津波堆積物の分布を再現することはできないことがわかった。その一方、プレート間地震を仮定した場合、断層幅を 100 km、すべり量を 7 m 以上とした断層モデルによる津波の浸水域の広がり、津波堆積物の分布をほぼ完全に再現できた。

さらに、仙台平野の浜堤列の形成史と貞観津波後の地殻変動を明らかにするため、仙台平野南部で貞観津波時の海岸線と現在の海岸線との間で掘削調査を行い、得られた前浜堆積物の高度分布から過去約 1100 年間における相対的海面変動の復元を試みた。その結果、貞観津波以降 1.2~1.3 m の比較的急速な海面低下が生じ、その後 500~600 年の間に同程度 (1.1~1.2 m) の海面上昇ではほぼ元のレベルに戻ったと推定された。当初計画した最近 2-300 年間の地殻変動の解明には至らなかったが、貞観津波後の地殻変動の新たな証拠を得ることにより、地殻変動史の解明の上で重要な成果を得ることができた。

また、東北地方太平洋沿岸域における地質調査は、岩手県陸前高田市と福島県常磐海岸北部地域において実施した。

陸前高田平野では、平成 18 年度の調査に引き続き、慶長津波 (西暦 1611 年) 及び貞観津波 (西暦 869 年) などの津波堆積物を確実に検出するために、深度約 3m までの地層採取を実施した。しかし、人工改変 (圃場整備) の影響を避けるために選定した調査地点が、旧河道地の近傍に位置しており、河川の影響による堆積物と津波堆積物との識別が難しく明確な津波堆積物と断定できるイベント堆積物の採取には至らなかった。

一方、福島県常磐海岸北部では、浪江・請戸地区において、これまで松川浦地区などで報告されている貞観津波と見られる堆積物 (箕浦, 1995 ; 菅原ほか, 2002) を検出し、さらにそれより古い時期のイベント堆積物の採取ができた。年代測定の結果、貞観津波堆積物の下位に、約 2300 年前 (不確定)、約 2600 年前、約 3300 年前、約 3800 年前の 4 枚のイベント堆積物を確認した。これらの結果を、平成 18 年度までに三陸海岸や仙台平野で得られた過去のイベント堆積物と比較すると、少なくとも 4000 年前以降については、イベントの回数 (4 回) は合致し、それぞれの年代値についても一致するものがある事がわかった。

強震動評価を高精度に行うためには、高精度な震源モデル・速度構造モデルが必要である。本年度はこれらのモデルの高精度化を目的とした研究・開発を行った。震源モデルに関しては、1978 年・2005 年の宮城県沖地震について近地の強震記録の解析を行い、1978 年の地震では北側の 1 つの大きなアスペリティ (すべりの大きな領域) と南側の 2 つのアスペリティが破壊したのに対し、2005 年の地震では、南側の 2 つのアスペリティしか破壊し

なかったことを示した。さらに、2005 年の地震についての動力的震源モデルを構築するとともに、現実的な動力的震源モデルの構築に向けてのコード開発にも着手した。速度構造モデルについては、既往の研究から構築した初期モデルを H/V スペクトル比にもとづいてチューニングした。また、強震動研究の促進のために、宮城県内の強震動総合ネットワークの整備にも着手した。

5. 活動報告

5. 1. 会議録

(1) 第1回 宮城県沖地震における重点的調査観測運営委員会 議事録

日 時 平成19年10月10日(水) 14時00分～16時00分

場 所 東北大学大学院理学研究科 地震・噴火予知研究観測センター第一会議室

出席者(委員)

東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター	教授	長谷川 昭
東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター	准教授	日野 亮太
東北大学大学院理学研究科環境地理学講座	教授	今泉 俊文
産業技術総合研究所活断層研究センター	研究チーム長	岡村 行信
東京大学地震研究所地震火山災害部門	研究員	木村 武志(瀧瀬代理)
東北大学大学院理学研究科固体地球物理学講座	教授	佐藤 春夫
東京大学地震研究所地震予知研究推進センター	教授	平田 直
防災科学技術研究所	研究参事	堀内 茂木
海洋研究開発機構 地震・津波ネットワークセンター	研究員	有吉 慶介(金田代理)
仙台管区气象台 技術部	地震情報官	内藤 宏人
東北大学大学院工学研究科災害制御研究センター	教授	今村 文彦
東北大学大学院工学研究科災害制御研究センター	教授	源栄 正人
東北大学大学院理学研究科 環境動態講座	教授	箕浦 幸治
東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター	准教授	三浦 哲
東北大学大学院理学研究科環境地理学講座	助教	石山 達也
東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター	助教	伊藤 喜宏

(オブザーバー)

文部科学省研究開発局地震・防災研究課	本部係長	石関 隆幸
--------------------	------	-------

議事概要

1. 挨拶

長谷川主査(東北大理)より、開会の挨拶があり、佐藤委員長(東北大理)の司会により、議事を開始した。

2. 宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現

(東北大理：日野) 資料 19-1-2

18年度に引き続き、海底地震観測データの解析・相似地震解析・GPS解析に基づいて、2005年8月16日に発生したM7.2の地震前後でのプレート間固着・すべり状態の時空間変化の推定を行った。

今年度計画でも、引き続き長期・短期OBSの観測を11ヶ所で行っている。

3. 仙台・石巻平野における地質調査に基づく過去の活動履歴の把握

(産総研：岡村) 資料 19-1-3

すでにH19年度分の仙台・石巻平野における地質調査は終了し、これまで行った津波堆積物の調査結果に基づいて、貞観地震の津波シミュレーションを始めた。

4. 過去の活動履歴を把握するための地質学的調査（沿岸域における地質調査）

(東北大理：今泉) 資料 19-1-4

H19年度はH18年度の追加調査に引き続き、陸前高田市周辺でジオスライサー調査を行う。また、常磐海岸沿いでは、H20年度以降の調査に先立ち、予測調査を行う。

5. 仙台圏における高精度強震動評価の実現 (東大地震研：木村) 資料 19-1-5

H19年度は過去の宮城県沖地震の断層破壊過程のモデル構築、宮城県中北部域の地下構造モデルの構築を行う。

7. 閉会の挨拶

作成者：事務局 飯渕 みか

(2) 第2回 宮城県沖地震における重点的調査観測運営委員会 議事録

日 時 平成20年3月13日(木) 13時00分～16時00分

場 所 東北大学大学院理学研究科 地震・噴火予知研究観測センター第一会議室

出席者(委員)

東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター	教授	長谷川 昭
東京大学地震研究所地震地殻変動観測センター	教授	金沢 敏彦
東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター	准教授	日野 亮太
東北大学大学院理学研究科環境地理学講座	教授	今泉 俊文
産業技術総合研究所活断層研究センター	研究チーム長	岡村 行信
東京大学地震研究所地震火山災害部門	研究員	木村 武志(瀨瀬代理)
東北大学大学院理学研究科固体地球物理学講座	教授	佐藤 春夫
東京大学地震研究所地震予知研究推進センター	教授	平田 直
東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター	教授	海野 徳仁
防災科学技術研究所	研究参事	堀内 茂木
海洋研究開発機構 地震・津波ネットワークセンター	研究員	有吉 慶介(金田代理)
仙台管区气象台 技術部	地震情報官	内藤 宏人
東北大学大学院工学研究科災害制御研究センター	教授	源栄 正人
千葉大学大学院理学研究科地球生命圏科学専攻地球科学コース	教授	宮内 崇裕
大阪市立大学大学院理学研究科都市地盤構造学講座	准教授	原口 強
東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター	准教授	松澤 暢
東北大学大学院理学研究科環境地理学講座	助教	石山 達也
東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター	研究員	飯沼 卓史

(オブザーバー)

文部科学省研究開発局地震・防災研究課	本部係長	石関 隆幸
--------------------	------	-------

議事概要

1. 挨拶

長谷川主査(東北大理)より、開会の挨拶があり、佐藤委員長(東北大理)の司会により、議事を開始した。

2. 宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現

(東北大理：飯沼) 資料19-2-1

飯沼研究員から、19年度の海底地震観測について、長期海底地震計設置を行ったとの報告があった。

3. 宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現

(東北大理：飯沼) 資料 19-2-2

引き続き、飯沼研究員から、海底地震観測+相似地震・GPS観測データ解析に基づく19年度の成果について報告があった。

4. 仙台・石巻平野における地質調査に基づく過去の活動履歴の把握

(産総研：岡村) 資料 19-2-3

岡村委員から仙台・石巻平野におけるH19年度の津波堆積物調査と津波シミュレーションに関する成果について報告があった。

5. 過去の活動履歴を把握するための地質学的調査（沿岸域における地質調査）

(東北大理：今泉) 資料 19-2-4

今泉委員から、H18年度までの研究結果と、H19年度の津波堆積物学調査による成果について報告があった。

6. 仙台圏における高精度強震動評価の実現 (東大地震研：木村) 資料 19-2-5

木村研究員から、宮城県沖地震による強震動予測に関する研究開発のH19年度の成果について報告があった。

7. その他

長谷川主査（東北大理）より、今年度で課題代表を辞し、来年度からの課題代表を松澤暢氏（東北大理）にお願いするとの報告があった。

日野委員より、H21年度の研究計画は、最終年度になるため、早めに研究計画を決定し、H20年度の第一回運営委員会（9月予定）までに、研究計画をまとめたとの発言があった。

8. 閉会の挨拶

作成者：事務局 飯沼 みか

5. 2. 対外的発表

(1) 宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現

(a) 長期海底地震観測

1) 成果の論文発表・口頭発表等

今のところはなし。

2) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

なし。

(b) 短期海底地震観測・GPS/相似地震

1) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Gamage, S. S. N., N. Umino, A. Hasegawa	Offshore double-planed shallow seismicity in the NE Japan forearc region revealed by seismic waveform characteristics	日本地球惑星科学連合 2007 年大会	2007 年 5 月 19 日
荒尾正克, 松澤暢, 内田直希, 有吉慶介, 長谷川昭	小繰り返し地震波形の各周波数におけるコヒーレンスと再来間隔との関係	日本地球惑星科学連合 2007 年大会	2007 年 5 月 1 日
飯沼卓史, 長谷川昭, 三浦哲, 立花憲司, 佐藤俊也	2005 年宮城県沖地震の最大余震(2005 年 12 月 2 日・M6.6)により励起された可能性のあるプレート間ゆっくり滑り	日本地球惑星科学連合 2007 年大会	2007 年 5 月 1 日
柳沼直, 岡田知己, 加藤研一, 武村雅之, 八木勇治, 内田直希, 長谷川昭	2005 年宮城県沖地震(M7.2)と 1978 年宮城県沖地震(M7.4)のアスペリティの比較研究(3)	日本地球惑星科学連合 2007 年大会	2007 年 5 月 1 日
鈴木健介, 日野亮太, 山本揚二郎, 金沢敏彦, 山田知朗, 篠原雅尚, 植平賢司, 田中昌之, 金田義行	海底地震観測による 2005 年宮城県沖の地震(M7.2)の余震分布	日本地球惑星科学連合 2007 年大会	2007 年 5 月 1 日
Shantha Gamage, Norihito Umino, Akira Hasegawa	Earthquake generating stress of the offshore	日本地震学会 2007 年秋季大	2007 年 10 月 24 日

	double-planed shallow seismic zone in the NE Japan forearc region	会	
伊藤喜宏, 山本揚二郎, 鈴木健介, 日野亮太, 松原誠, 小原一成	海底地震観測網による震源との比較に基づく波形・走時ハイブリッドモーメントテンソル解析法の検証	日本地震学会 2007年秋季大会	2007年10月1日
荒尾正克, 松澤暢, 内田直希, 有吉慶介, 長谷川昭	プレート境界における非相似地震と相似地震の関係	日本地震学会 2007年秋季大会	2007年10月1日
山本揚二郎, 日野亮太, 鈴木健介, 伊藤喜宏, 山田知朗, 篠原雅尚, 金沢敏彦, 田中昌之, 金田義行, 植平賢司	宮城県沖および福島県沖前弧域の地震学的構造	日本地震学会 2007年秋季大会	2007年10月1日
飯沼卓史, 三浦哲, 内田直希, 佐藤俊也, 立花憲司, 長谷川昭	GPS データから推定された東北地方のプレート間カップリングの時空間変化 - 2002年から2006年まで-	日本地震学会 2007年秋季大会	2007年10月1日
鈴木健介, 日野亮太, 山本揚二郎, 伊藤喜宏, 金沢敏彦, 山田知朗, 篠原雅尚, 植平賢司, 田中昌之, 金田義行	放射特性を用いた2005年宮城県沖の地震(M 7.2)の余震のメカニズム解分布	日本地震学会 2007年秋季大会	2007年10月1日
Iinuma, T., A. Hasegawa, S. Miura, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana	Possible slow slip event on the plate interface induced by the largest aftershock of the 2005 Miyagi-oki earthquake	IUGG 2007	2007年7月1日
Yamamoto, Y., R. Hino, K. Suzuki, T. Yamada, M. Shinohara, T. Kanazawa, M. Tanaka, Y. Kaneda, K. Uehira	THREE-DIMENSIONAL SEISMIC VELOCITY STRUCTURE IN THE OFF-MIYAGI AND OFF-FUKUSHIMA FOREARC REGION	EASTEC symposium 2007 Dynamic Earth -its origin and future-	2007年9月1日
Ito Y., Y. Yamamoto, K. Suzuki, R. Hino, M.	Performance of the hybrid method for waveform and	AGU 2007	2007年12月13日

Matsubara, K. Obara	travel-time analyses based on a comparison with the hypocenters calculated from the ocean-bottom-seismometer network		
Suzuki, K., R. Hino, Y. Yamamoto, Y. Ito, T. Kanazawa, T. Yamada, M. Shinohara, K. Uehira, M. Tanaka, Y. Kaneda	Focal mechanism distribution of main- and after- shock of the 2005 off Miyagi Earthquake (M7.2) by using radiation pattern of P- and S- wave	AGU 2007	2007年12月13日
Uchida, N., T. Matsuzawa, W. L. Ellsworth, K. Imanishi, T. Okada and A. Hasegawa	Source parameters of a M4.8 and its accompanying repeating earthquakes off Kamaishi, NE Japan - implications for the hierarchical structure of asperities and earthquake cycle	Geophys. Res. Lett. 34, doi:10.1029/2007GL031263	2007年
日野亮太・鈴木健介・山本揚二郎・西野 実・金沢敏彦・山田知朗・中東和夫・望月公廣・篠原雅尚・桑野亜佐子・青木 元・田中昌之・荒木英一 郎・小平秀一・藤江剛・金田義行	海底地震観測による2005年宮城県沖地震(M7.2)の余震分布(速報)	地震2	2006年
三浦 哲・油井智史・飯沼卓史・佐藤俊也・立花憲司・長谷川 昭	2005年宮城県沖地震(M7.2)に伴った地震時・地震後地殻変動から推定されたプレート境界面上のすべり分布	地震2	2007年
内田直希・松澤 暢・三浦哲・平原 聡・長谷川 昭	小繰り返し地震解析による宮城・福島県沖プレート境界の準静的すべり	地震2	2007年

有吉慶介・松澤 暢・矢部康男・長谷川昭・加藤尚之	沈み込みプレート境界における断層セグメント間の相互作用	地震 2	2007 年
海野徳仁・河野俊夫・岡田知己・中島淳一・松澤 暢・内田直希・長谷川昭・田村良明・青木 元	1930 年代に発生した M7 クラスの宮城県沖地震の震源再決定－1978 年宮城県沖地震のアスペリティでのすべりだったのか？－	地震 2	2007 年
河野俊夫・海野徳仁・長谷川昭	1930 年代に発生した M7 クラスの宮城県沖の地震の震度分布について	地震 2	2007 年

2) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定なし。

(2) 過去の活動履歴を把握するための地質学的調査

(a) 仙台・石巻平野における地質調査

1) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
澤井祐紀・藤井雄士郎・藤原治・鎌滝孝信・小松原純子・岡村行信・佐竹健治・宍倉正展	宮城県山元町水神沼に見られる津波堆積物	地球惑星科学連合 2007 年大会	平成 19 年 5 月 19 日
宍倉正展・小松原純子・アオン タン テイン・澤井祐紀・岡村行信・石山達也	前浜堆積物の高度分布と離水年代を用いた石巻平野における伏在活断層の活動履歴	地球惑星科学連合 2007 年大会	平成 19 年 5 月 19 日
宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・AUNG Than Tin・藤原 治・藤野滋弘	石巻平野に分布する過去約 3000 年間の津波堆積物	日本第四紀学会 2007 年大会	平成 19 年 8 月 31 日
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・松浦旅人・AUNG Than Tin・小松原純子・藤井雄士郎・佐竹健治・行谷佑一	仙台・石巻平野に襲来した歴史・先史時代の巨大古津波	日本地震学会 2007 年大会	平成 19 年 10 月 25 日

佐竹健治・行谷佑一・宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・山木 滋	869 年貞観津波の波源モデル—仙台・石巻平野の津波堆積物分布と浸水シミュレーションに基づく—	2007 年日本地震学会秋季大会	平成 19 年 10 月 25 日
岡村行信	仙台平野に残された巨大津波の痕跡 —西暦 869 年貞観津波の実像—	日本地震学会秋季大会	平成 19 年 10 月 27 日
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・松浦旅人・小松原純子・AUNG Than Tin	Tsunami inundation history in Sendai Plain, inferred from tsunami deposits。	Geological Society of America 2007 年大会	平成 19 年 10 月 28 日
佐竹健治・澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・行谷佑一・山木 滋	貞観津波の数値シミュレーション	2007 年米国地球物理学連合秋季大会	平成 19 年 12 月 12 日
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・AUNG Than Tin・小松原純子・藤井雄士郎・藤原 治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝	ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町)における古津波痕跡調査	活断層・古地震研究報告第 7 号、47-80p.	平成 19 年 12 月 28 日
宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・AUNG Than Tin・石山達也・藤原 治・藤野滋弘	石巻平野における津波堆積物の分布と年代	活断層・古地震研究報告第 7 号、31-46p.	平成 19 年 12 月 28 日

2) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定なし。

(b) 東北地方太平洋沿岸における地質調査

1) 成果の論文・口頭発表

著者	題名	発表先	発表年月日
鳥居和樹・原口 強・今泉俊文・宮内崇裕・島崎邦彦	東北地方三陸海岸における津波堆積物調査	日本応用地質学会	平成 19 年 10 月 11 日
今泉俊文・石山達也・宮内崇裕・大町瀧丸・森下信人・楮原京子・佐々木亮道・吉田春香・鈴木啓明・田代徳	常磐・三陸沿岸の津波堆積物調査と歴史地震	日本地理学会	平成 20 年 3 月 28 日

今泉俊文・石山達也・宮内崇裕・大町瀧丸・森下信人・楮原京子・佐々木亮道・吉田春香・鈴木啓明・田代徳	常磐-三陸海岸での津波堆積物	日本地球惑星科学連合 2008 年大会	平成 20 年 5 月 24 日
---	----------------	---------------------	------------------

2) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定なし。

(3) 仙台圏における高精度強震動予測の実現

1) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
木村武志・瀨瀬一起・三宅弘恵・呉長江・宮武隆	1978・2005 年宮城県沖地震の動的震源モデル	日本地震学会 2007 年秋季大会	平成 19 年 10 月 24-26 日
Kimura, T., K. Koketsu, H. Miyake, C. Wu, and T. Miyatake	Dynamic Source Modeling of the Miyagi-oki Earthquakes	AGU 2007 Fall Meeting	平成 19 年 12 月 10-14 日
Wu, C., K. Koketsu and H. Miyake	Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes	J. Geophys. Res.	印刷中

2) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定なし。

6. むすび

本年度は、以下の成果を得た。

(1) 宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現

(a) 長期海底地震観測

平成19年度は、新規に購入した5台の長期観測型海底地震計に対して、動作確認と組み立て等の整備を実施した。また、音響通信制御装置、GPS時計制御システム等の設置作業支援装置についても動作試験等を行い総合的な整備を実施した。さらに、得られた記録の一次処理を行うために、長期観測型海底地震計の記録処理システムの整備を行った。本年度に新規に整備した5台の長期観測型海底地震計は、宮城県沖地震の想定震源域周辺に、国立大学法人東北大学と共同して、平成19年12月にヘリコプターを利用して設置作業を実施した。一方、平成18年度に設置した長期観測型海底地震計の回収は、国立大学法人東北大学が実施し、回収した海底地震計は東京大学地震研究所において開封して、観測記録を回収し、記録の一次処理を実施した。さらに、こうした長期観測の結果得られた震源分布と平成16年度に行った人工地震探査の結果とを比較し、宮城県沖地震の想定震源域周辺では、プレート境界付近における地震活動が高だけでなく、沈み込む海洋プレート内でも多くの地震が発生していることが明らかとなった。

(b) 短期海底地震観測・GPS/相似地震観測

平成19年度は、海底地震計の入れ替えにより、平成18年度に観測を開始した6点の海底観測点における地震観測を継続するとともに、気象庁と共同して4～10月の間短期観測型海底地震計を用いた機動的な海底地震観測を行った。

海底地震観測データを用い、2005年の宮城県沖の地震(M7.2)の余震の発震機構解を調査した結果、プレート境界型の地震は、主に2005年のM7.2の地震のアスペリティ近傍と余効すべり量が特に大きな領域内に集中して発生した一方で、余効すべり量の大きな領域の周辺で発生した地震の多くは、非プレート境界型の発震機構解を示すことが分かった。また、プレート境界型地震は、主に余効すべりのすべり速度が大きい期間に発生することが分かった。さらに、海底地震観測網と陸上地震観測網の走時データを併合処理することにより、宮城県沖地震のアスペリティに対応したマントルウェッジ内および海洋性地殻内の地震波速度異常を見いだした。

2002年以降の東北地方広域のGPS観測データを解析からは、2006年中旬から宮城県沖のプレート境界地震発生域の深部延長において、カップリングが弱まっている、もしくは消滅していることが観察された。また、1994年三陸はるか沖地震(M7.6)の震源域における固着がほぼ回復を完了していることが示唆された。また、相似地震モニタリングを、関東地方(北緯35度から36.5度)をモニタリング領域に加えて、過去のデータに遡って適用する

とともに、最新のデータに基づくモニタリングを継続した。また、解析の高速化の準備として自動処理震源に基づく波形切り出しを始めた。

想定宮城県沖地震の北側のアスペリティ付近で2007年12月25日に発生した、M5.6のプレート境界地震については、GPS連続観測データ並びに相似地震の活動から、この地震に伴う大きな余効すべりは発生しておらず、依然、想定宮城県沖地震の北側のアスペリティは強く固着していることが示唆された。

(2) 過去の活動履歴を把握するための地質学的調査

(a) 仙台・石巻平野における地質調査

平成19年度は、貞観津波をシミュレーションで再現するため、石巻平野と仙台平野における津波堆積物の分布域といくつかの断層モデルに基づいた津波シミュレーションによる浸水域とを比較した。スラブ内正断層、津波地震、仙台湾内の断層によるモデルでは両平野の津波堆積物の分布を再現することはできない。プレート間地震で幅が100 km、すべりが7 m以上の場合には、浸水域が大きくなり、津波堆積物の分布をほぼ完全に再現できた。また、貞観津波後の地殻変動を明らかにするため、仙台平野南部で、貞観津波時の海岸線と現在の海岸線との間で、測線沿いに掘削調査を行い、前浜堆積物の高度分布に基づいて過去約1100年間における相対的海面変動の復元を試みた。その結果、貞観津波以降1.2～1.3 mの比較的急速な海面低下が生じ、その後500～600年の間に同程度(1.1～1.2 m)の海面上昇でほぼ元のレベルに戻ったと推定された。

(b) 東北地方太平洋沿岸における地質調査

平成19年度は、宮城県沖を中心とした東北地方の太平洋沿岸域のうち、特に岩手県陸前高田市と福島県常磐海岸北部地域において調査を実施した。

陸前高田平野では、平成18年度の調査に引き続き、慶長津波(西暦1611年)及び貞観津波(西暦869年)などの津波堆積物を確実に検出するために、深度約3 mまでの地層採取を実施した。しかし、人工改変(圃場整備)の影響を避けるために選定した調査地点が、旧河道地の近傍に位置しており、河川の影響による堆積物と津波堆積物との識別が難しく明確な津波堆積物と断定できるイベント堆積物の採取には至らなかった。

一方、福島県常磐海岸北部では、浪江・請戸地区において、これまで松川浦地区などで報告されている貞観津波と見られる堆積物(箕浦, 1995; 菅原ほか, 2002)を検出し、さらにそれより古い時期のイベント堆積物の採取ができた。年代測定の結果、貞観津波堆積物の下位に、約2300年前(不確定)、約2600年前、約3300年前、約3800年前の4枚のイベント堆積物を確認した。これらの結果を、平成18年度までに三陸海岸や仙台平野で得られた過去のイベント堆積物と比較すると、少なくとも4000年前以降については、イベントの回数(4回)は合致し、それぞれの年代値についても一致するものがあった。

(3) 仙台圏における高精度強震動予測の実現

強震動評価を高精度に行うためには、高精度な震源モデル・速度構造モデルが必要である。本年度はこれらのモデルの高精度化を目的とした研究・開発を行った。震源モデルに関しては、1978年・2005年の宮城県沖地震について近地の強震記録の比較および波形インバージョンによる破壊過程の推定を行い、両者の関係について検討した。1978年の地震では北側の1つの大きなアスペリティ（すべりの大きな領域）と南側の2つのアスペリティが破壊したのに対し、2005年の地震では、南側の2つのアスペリティしか破壊しなかったことを示した。2005年の地震について動力学的震源モデルを構築し、破損エネルギーは2つのアスペリティでそれぞれ 0.5 MJ/m^2 、 0.3 MJ/m^2 であった。また、より現実的な動力学的震源モデルの構築に向けてのコード開発にも着手した。速度構造モデルについては、既往の研究から初期モデルを構築し、さらに H/V スペクトル比によるモデルのチューニングを行った。さらに、強震動研究の促進のために、宮城県内の強震動総合ネットワークの整備にも着手した。