

宮城県沖地震における重点的調査観測

(平成18年度)
成果報告書

平成19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18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

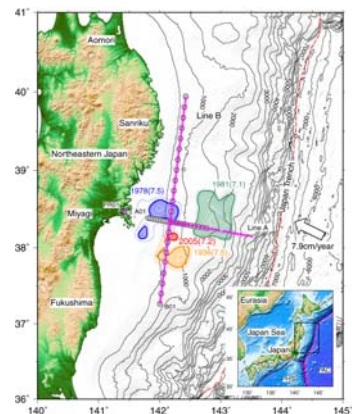
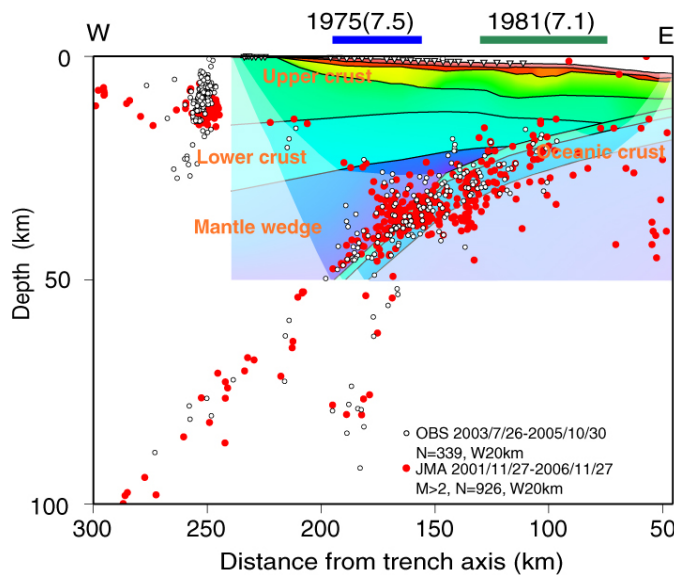
(1)宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現

(a)長期海底地震観測

(3. 1. 1 参照)

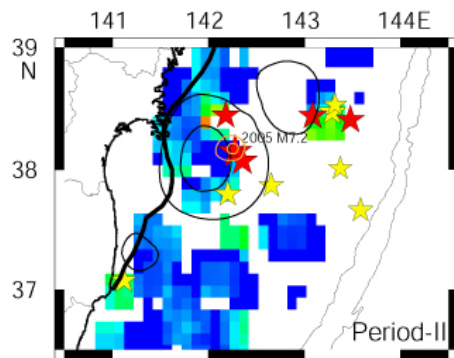
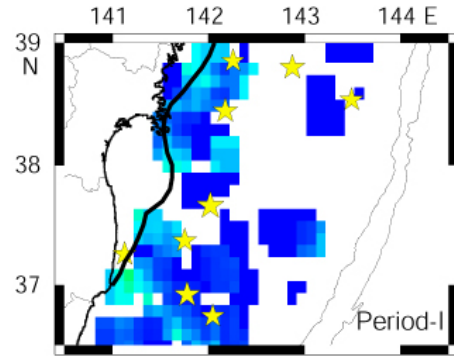
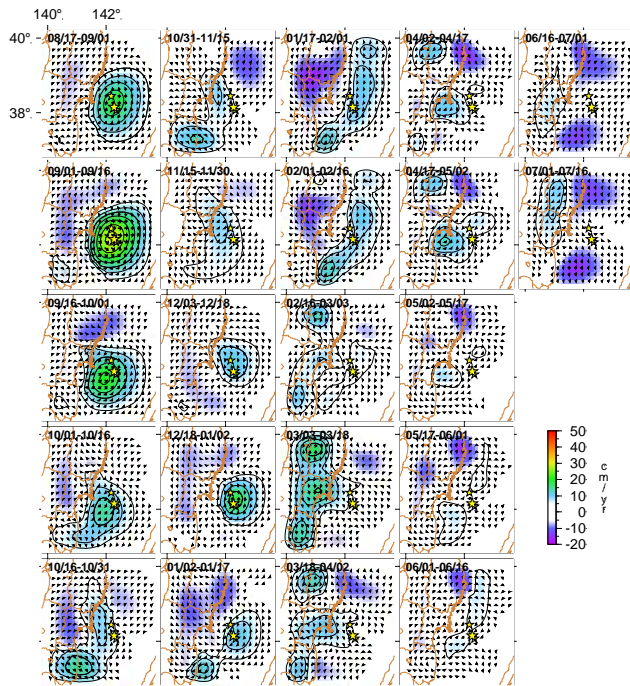


新規整備した、1年間連続して観測可能な長期観測型海底地震計6台。平成18年11月に東北大学用船を用いて想定震源域周辺に海底設置され、繰り返し観測が継続された。



海底地震計による震源（白丸）と気象庁が決定した震源（赤丸）との比較（左図）。2004年に実施した海中発破と海底地震計による構造探査実験（右図）の東西測線から求めた速度構造に重ねて表示した。観測された地震の多くはプレート境界付近に発生している。特に地震活動が活発な場所は、沈み込む海洋プレートの沈み込み角が大きくなった領域に対応する。

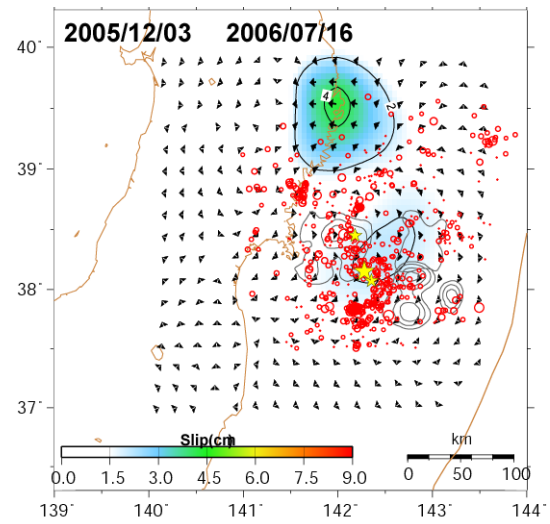
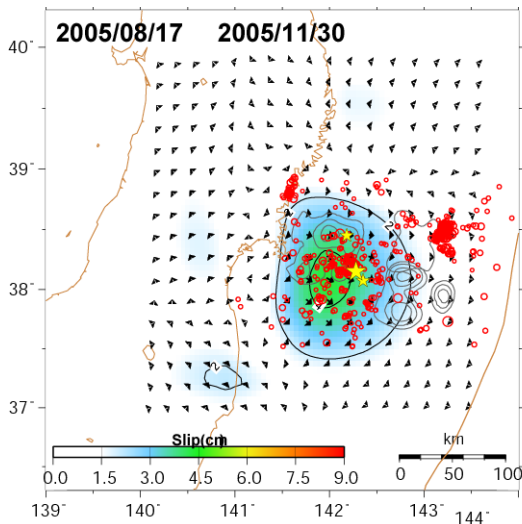
(b) 短期海底地震観測・GPS/相似地震
(3.1.2 参照)



Slip Rate (cm/year)

GPS 連続観測による 2005 年宮城県沖地震の余効すべり域の空間変化

相似地震解析による宮城県沖でのすべり速度の空間分布



余効すべり域と微小地震活動の時間変化

(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)



石巻平野西部 Y 測線付近の概観



石巻平野で行われたハンディジオスライサーによる掘削調査風景



亘理町鳥の海における調査風景



石巻平野で採取された十和田 a テフラと貞観津波を含む 3 層のイベント砂層 (A-4)

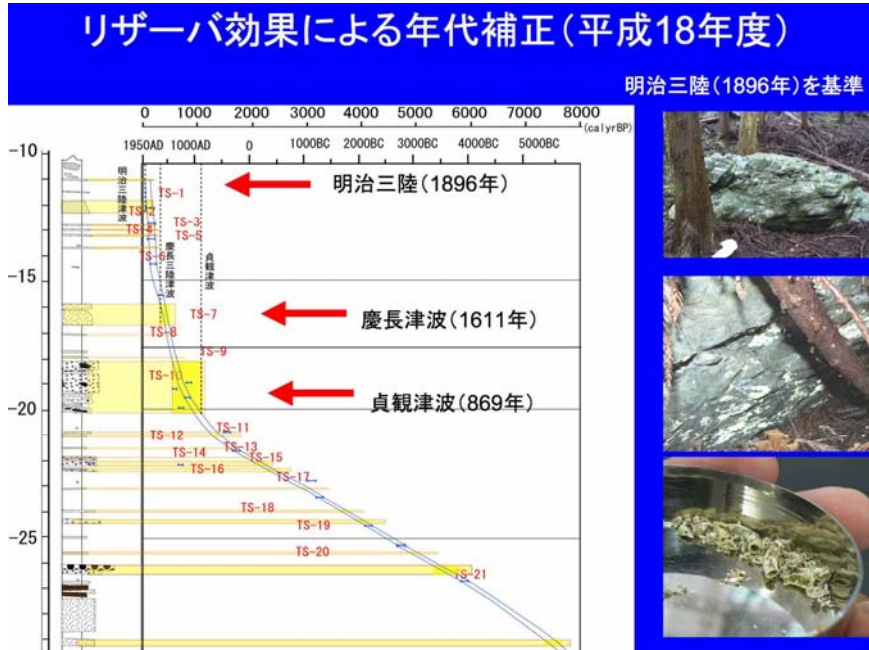


石巻平野で採取された生痕化石を伴う潮間帯の海浜堆積物 (A-11)



亘理町鳥の海で採取された干潟堆積物中のイベント砂層

(b) 東北地方太平洋沿岸域における地質調査
 (3. 2. 1 参照)



明治三陸地震 (1896 年) により打ち上げられた津波大石に付着したヤッコカンザシの年代補正值に基づいて求めた大槌湾での堆積速度曲線と過去の津波イベントとその年代



陸前高田・古川沼でのジオスライサー調査. 1960年チリ地震の津波堆積物 (右上) と過去のイベント堆積物 (右下)

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.....	iv
目次	v
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.....	2
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	2
2. 2. 過去の活動履歴を把握するための地質学的調査.....	2
3. 研究報告	2
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	2
3. 1. 1. 長期海底地震観測.....	2
(1) 業務の内容	2
(2) 平成 18 年度の成果.....	4
(3) 平成 19 年度業務計画案.....	14
3. 1. 2. 短期海底地震観測・相似地震・GPS 観測	15
(1) 業務の内容	15
(2) 平成 18 年度の成果.....	17
(3) 平成 19 年度業務計画案.....	56
3. 2. 過去の活動履歴を把握するための地質学的調査.....	57
3. 2. 1. 仙台・石巻平野における地質調査.....	57
(1) 業務の内容	57
(2) 平成 18 年度の成果.....	58
(3) 平成 19 年度業務計画案.....	73
3. 2. 2. 東北地方太平洋沿岸域における地質調査.....	74
(1) 業務の内容	74
(2) 平成 18 年度の成果.....	76
(3) 平成 19 年度業務計画案.....	96
4. 全体成果概要	98
5. 活動報告	100
5. 1. 会議録	100
5. 2. 対外的発表.....	104
6. むすび	111

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。

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	
	助手	西野実	

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	宍倉正展	
	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	

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	
	助教授	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う。

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う。

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18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。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17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。また、長期および短期海底地震観測データ処理・解析（国立大学法人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 18 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18年度は、新規に購入した6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6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18年11月に船舶を利用して設置作業を実施した。一方、平成17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が示唆された。

(b) 業務の実施方法

長期観測型海底地震計6台を東京大学地震研究所が新規に購入して組み立て整備を実施

した。準備の整った海底地震計は、塩釜市まで搬送の後、国立大学法人東北大学により、株式会社オフショア・オペレーション「かいゆう」を用いて、設置予定位置の6ヶ所の海底に設置した。同じ航海において、国立大学法人東北大学により、平成17年度に設置した長期観測型海底地震計が回収され、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。

(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6台を東京大学地震研究所において、動作試験、組み立てを実施した。これらは、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ー、音響通信制御装置などから構成されている。また、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する。これら組電池の製作も、東京大学地震研究所で実施した（写真1～写真6）。また、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総合的な整備を実施して、準備した。海底地震計の観測データは、海底地震計内のハードディスクに収録される。本年度の海底地震計回収に向けて、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（写真7、8）。平成18年11月に東北大学が借り上げた株式会社オフショア・オペレーション「かいゆう」は、東京大学地震研究所が整備した海底地震計6台を積載し、設置予定点において、設置作業を行った。同じ航海において、国立大学法人東北大学により、平成17年度に設置した長期観測型海底地震計が回収された。東京大学地震研究所において回収された海底地震計を開封して、観測記録を回収した。その後、記録の一次処理を実施した。

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（図1）により求められた構造（Shinohara *et al.*, 2006）1）と、海底地震観測で得られた地震活動の空間分布（山本・他、2006）2）の比較を行った（図2）。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ことが示唆された。さらに、2005年に発生した宮城県沖の地震（図3）も、プレート境界付近に位置し、震源メカニズム解から推定される断層面の角度は、構造探査から求められたプレート沈み込み角と良い一致を示す（図4）。また、余震（Hino *et al.*, 2006、日野・他、2006）3）、4）の多くは、沈み込む海洋プレート内に多く発生している。

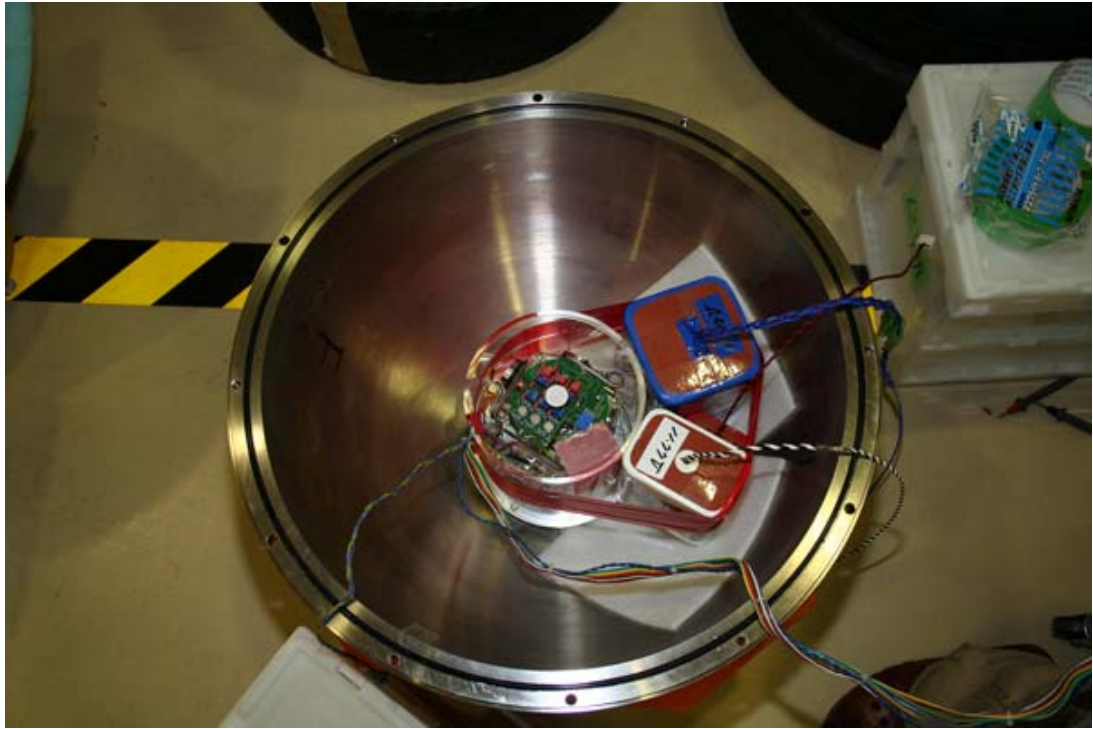


写真1 長期観測型海底地震計の組立
チタン製耐圧容器下半球への、地震計センサーユニット及び電池の組み込み。

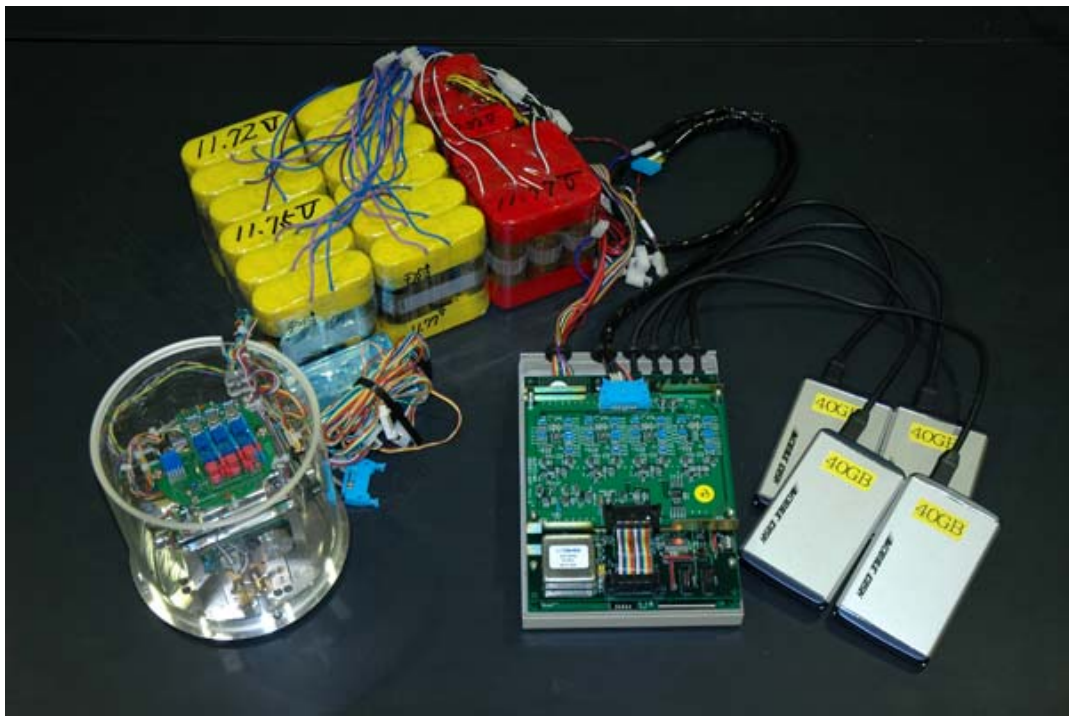


写真2 長期観測型海底地震計計測部
観測に利用した能動制御式ジンバル付き1秒センサーと記録器・リチウム電源



写真3 長期観測型海底地震計の組立作業

チタン製耐圧容器下半球へ地震計センサーユニット及び電池の組み込み後、レコーダおよびハードディスクを組み込む。



写真4 組み立てが完了した長期観測型海底地震計

東京大学地震研究所において、最終組み立てまで行い、設置作業船舶に輸送する。



写真5 地震研究所海底観測実験室において組み立てが完了した長期観測型海底地震計6台



写真6 東北大学が借り上げた船舶上に積み込まれた海底地震計



写真7 新規整備した海底地震計データの1次処理装置。上から、中央処理装置、大容量ディスクアレイシステム、バックアップ電源



写真8 新規整備した海底地震計データの1次処理装置のシステムコンソール

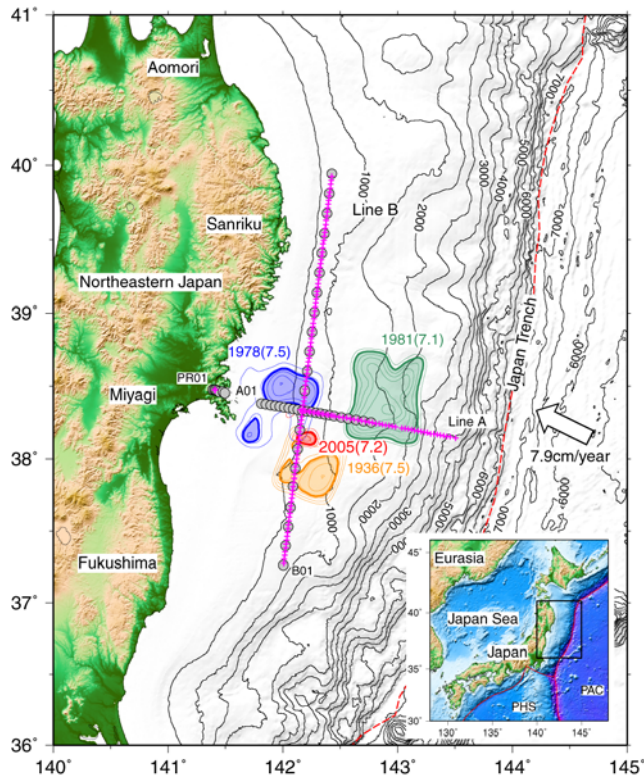


図1 2004年に実施した構造探査実験の測線
過去の大地震のアスペリティ (Yamanaka and Kikuchi, 2004) 5) も示す

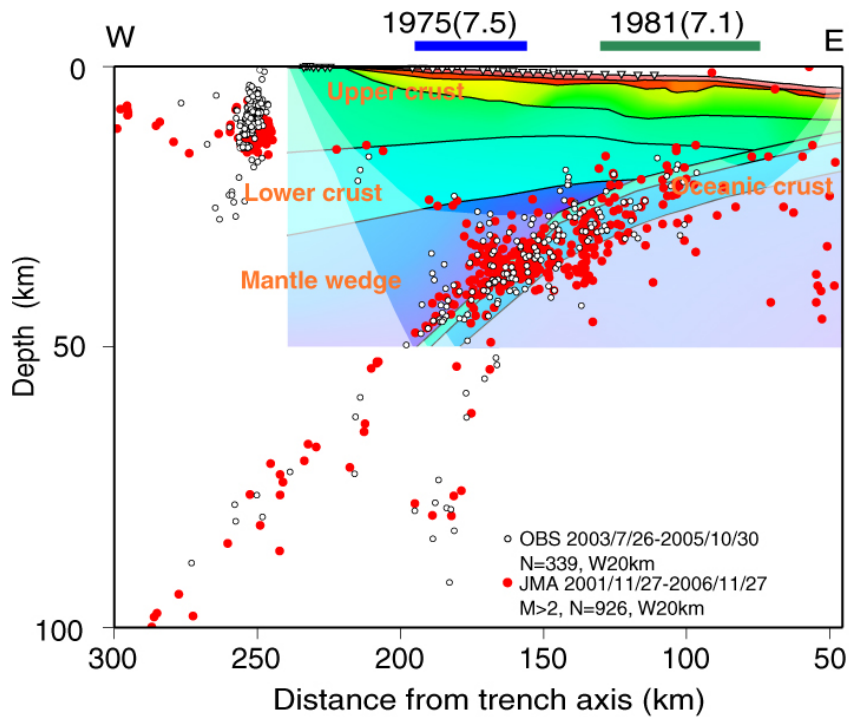


図2 東西測線から求められた構造と、気象庁が決定した震源 (赤丸) と海底地震計による震源の比較。▽は探査に用いた海底地震計の設置位置

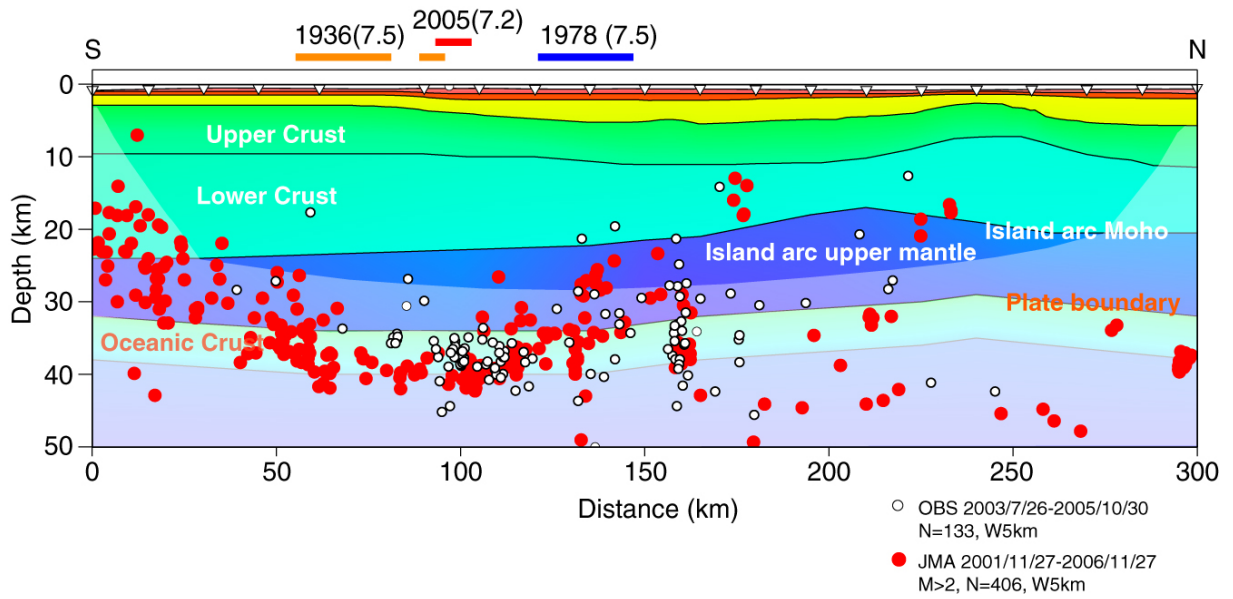


図2 (続き) 南北測線から求められた構造と、気象庁が決定した震源 (赤丸) と海底地震計による震源の比較

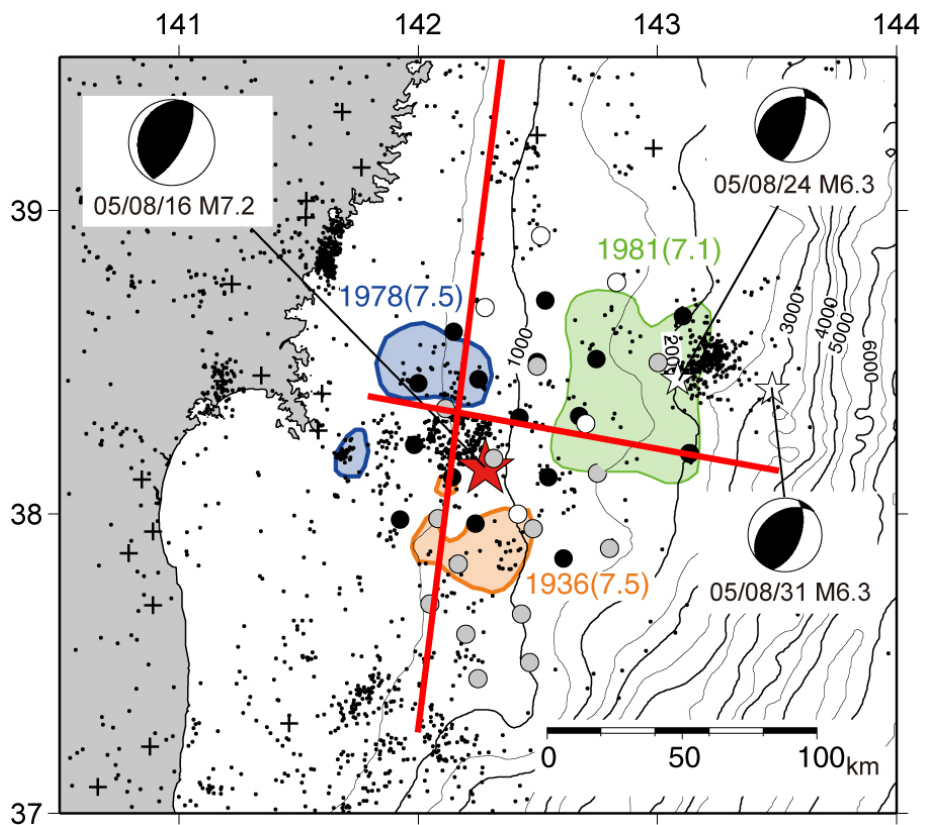


図3 2005年に発生した宮城県沖の地震 (赤星印) と構造探査測線 (赤線)、海底余震観測点の位置 (黒丸、灰色丸及び白丸)。過去の大地震のアスペリティも示す

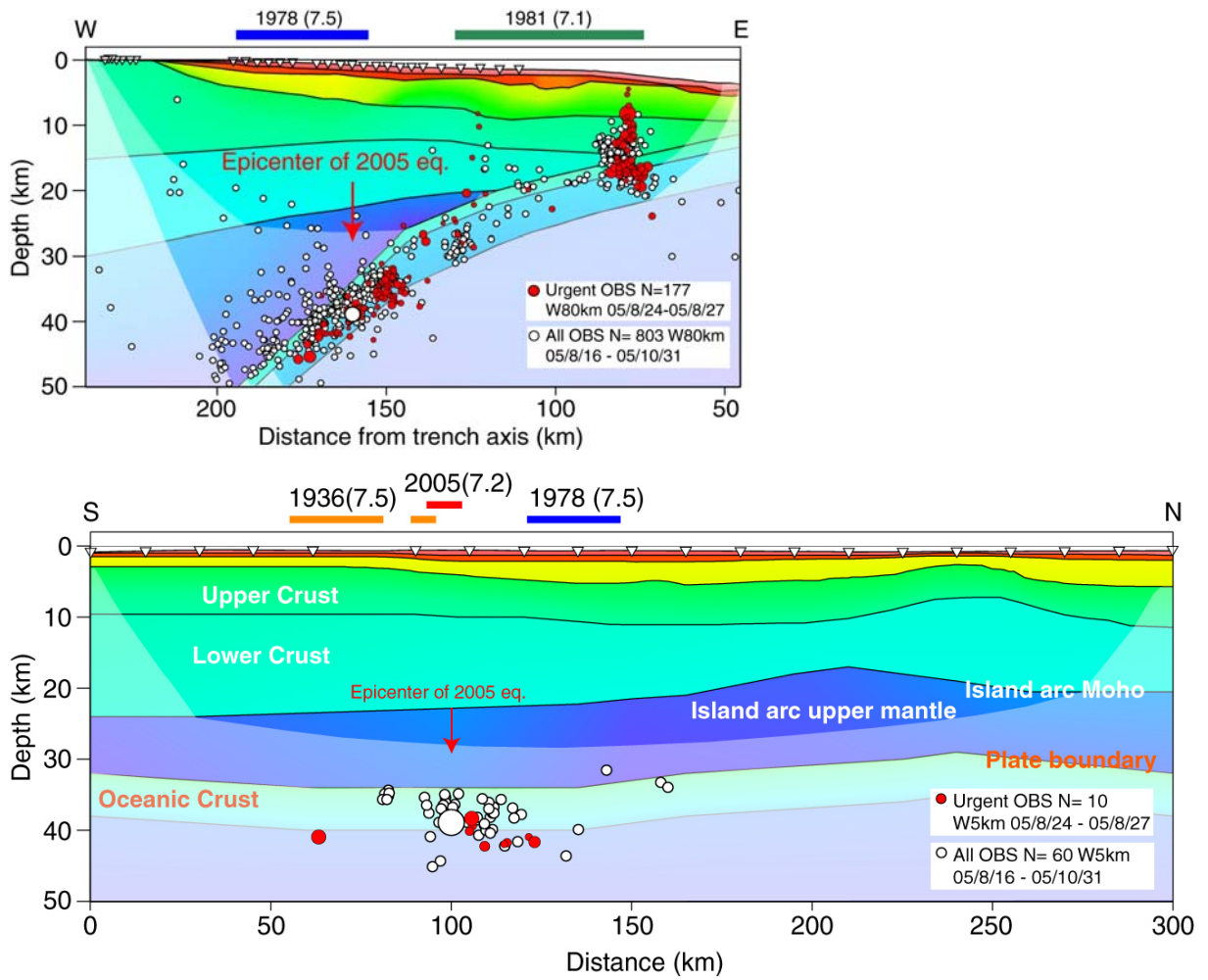


図4 宮城県沖の構造と、海底地震計による震源（赤丸及び白丸）の比較

(d) 結論ならびに今後の課題

長期観測型海底地震計 6 台と、海底地震計データの 1 次処理装置の新規整備を計画通りに実施した。また、東北大学に協力して、6 観測点での観測を開始し、平成 17 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。観測された地震の多くは、プレート境界付近に発生している。特にプレート境界付近の地震活動が活発な場所は、沈み込む海洋プレートの沈み込み角が大きくなった領域となっている。また、2005 年に発生した宮城県沖の地震の余震分布とも比較を行った。これらの結果は、沈み込む海洋プレート内に多くの震源が位置するという特徴を持つ。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. Mochizuki, T. Yamada, E. Kurashimo, K. Nanahigashi, T. Kanazawa, S. Miura, G. Fujie, R. Hino, T. Takanami, T. Sato, K. Uehira, T. Iwasaki, N. Hirata, Y. Kaneda, Seismic structure around the asperity area of off-Miyagi earthquake, NE Japan using OBSs, Land stations and explosives, *12th International symposium on deep seismic profiling of the continents and their margin*, 2006
- 2) 山本揚二郎・日野亮太・鈴木健介・山田知朗・篠原雅尚・金沢敏彦・青木元・田中昌之・金田義行, Double-Difference Tomography 法による宮城県沖地震震源域の地震波速度構造、*日本地震学会講演予稿集 2006 年度秋期大会*, C039, 98, 2006
- 3) Hino, R., Y. Yamamoto, A. Kuwano, M. Nishino, T. Kanazawa, T. Yamada, K. Nakahigashi, K. Mochizuki, M. Shinohara, K. Minato, G. Aoki, N. Okawara, M. Tanaka, M. Abe, E. Araki, S. Kodaira, G. Fujie and Y. Kaneda, Hypocenter distribution of the main- and aftershocks of the 2005 Off Miyagi Prefecture Earthquake located by ocean bottom seismographic data, *Earth Planets Space*, **58**, 1543-1548, 2006.
- 4) 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*, 印刷中
- 5) Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JB002683, 2004.

(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 19 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。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。

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	
	助教授	松澤暢	
	助教授	三浦哲	
	助教授	日野亮太	
	助手	西野実	

(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囲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囲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 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：

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、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、想定震源域周辺のプレート境界面の形状および3次元的地震波速度構造モデルを求め、アスペリティ位置の推定精度の向上に資する。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着手し、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に着手する。

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 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18年度業務目的

これまで宮城県沖において繰り返し行ってきた海底地震観測を、長期観測型の海底地震計を用いて通年にわたって実施することにより、宮城県沖の想定震源域における地震活動の特性とその時間変化を明らかにするとともに、気象庁と共同して行う短期観測型海底地震計を春～秋の期間に実施し、長期観測型の地震観測網を補完することにより、宮城県沖

で発生する地震の震源位置や発震機構の詳細を明らかにする。さらに、東北地方に展開した微小地震観測網および GPS 測地観測網のデータを用いた相似地震解析および測地インバージョン解析により、宮城県沖地震の想定震源域およびその周辺におけるプレート間固着・すべり状況を評価する。

(2) 平成 18 年度の成果

(a) 業務の要約

2005 年 8 月 16 日に発生した宮城県沖地震 (M7.2) の発生が宮城県沖における M7.5 級のプレート境界地震の発生サイクルに及ぼす影響を理解することを目的として、地震発生時とその直後に展開した多点の海底地震計により得られたデータを用い、2005 年 8 月以降にこの領域で発生した地震の震源分布を正確に求め、地震活動が示す時空間的な変化を調べた。その結果、顕著な余震活動がみられるのは 2005 年 8 月の地震の破壊域の近傍だけであるが、破壊域の東端には、本震破壊に起因する応力変化に誘発された地震活動がみられる他、本震破壊域から北東側に離れた 1981 年宮城県沖地震の破壊域の近くでは、プレート間すべりの加速に対応すると考えられる地震活動の活発化がみられたことがわかった。

また、2005 年の地震発生後におけるプレート間すべりの状況を、GPS 連続観測のデータおよび相似地震 (微小繰り返し地震) 活動から推定した。GPS 観測データの解析結果は、2005 年の地震後約 3 ヶ月間の余効すべりは本震破壊域の南側に拡大したが、12 月 2 日の最大余震 (M6.6) を契機としてすべり域が本震の破壊域より東ないし北東側へ移ったことを示す。この期間に発生した地震の震央分布を海底地震計のデータを用いて再決定すると、本震発生直後に顕著な余震活動がみられた本震破壊域での地震活動は最大余震が発生するまでにほぼ終息していたが、逆に、本震破壊域東側の地震活動が最大余震発生後に活発化していたことが判明した。

2005 年 8 月に地震が発生した後に活動がみられた相似地震は少なく、広域的にすべり速度が顕著に加速するような現象はみられなかったが、本震の破壊域から北東側に離れて 1981 年宮城県沖地震の破壊域近くで活発化した地震活動に、相似地震の活動がみられた。その後、最大余震発生後に、本震破壊域北側で相似地震活動の活発化が認められ、GPS データと同様に、最大余震の発生を契機に停止しつつあったプレート間すべりが再加速したことを示す。

(b) 業務の実施方法

平成 17 年度に設置した 5 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で行った。また、東京大学において新規調達し調整を終えた長期観測型海底地震計 6 台を設置して 19 年 11 月までの予定で連続海底地震観測を実施している。また、気象庁と共同で、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、7 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連続して行った。

一方、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のデータを解析することにより、本震・余震の詳細な震源分布を求めるとともに、それらの発震機構解を推定し、その空間変化を明らかにした。また、2005 年の地震発生後の約 1 年間の GPS 連続観測によってえられた宮城県沖地震の震源周辺における地表変位速度データを逆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を推定するとともに、地震活動度との対応関係についての検討を行った。

(c) 業務の成果

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 4 期に分けられる。

第一期：平成 17 年 12 月 25 日～平成 18 年 4 月 26 日（10 点）

第二期：平成 18 年 4 月 26 日～10 月 21 日（16 点）

第三期：平成 18 年 10 月 20 日～11 月 15 日（5 点）

第四期：平成 18 年 11 月 15 日～（6 点）

第一期では、本業務で平成 17 年 12 月に設置した長期観測型海底地震計 5 台の他、平成 17 年 5 月に東京大学によって設置された 5 台の長期観測型海底地震計（3 月 31 日で記録終了）からなる、10 観測点で地震観測が行われた（図 1a）。

第二期は、気象庁との共同で多点観測を行った期間であり、4 月に気象庁観測船「凌風丸」により 11 観測点に短期観測型海底地震計を設置する一方、5 月に行われた函館海洋気象台観測船「高風丸」の航海で平成 17 年 5 月以来観測を行っていた長期観測型海底地震計を回収した。短期観測型海底地震計は 7 月に「高風丸」で回収するとともに、同一観測点に再設置され、10 月まで観測を継続した（図 1b）。

第三期は長期観測型のみ観測となり、11 月に行った用船航海（新日本海事「かいゆう」）で回収するまでの間、5 観測点での観測を継続した（図 1c）。

第四期は、パイロット重点時代から長期観測型海底地震計により繰り返し観測を行ってきた 4 観測点での観測を継続するとともに、従来、短期型の機材で観測を行ってきた 2 観測点に長期観測用の機材を設置して長期観測を開始した（図 1d）。合計 6 台の長期観測型海底地震計は、今年度導入したものであり、東京大学で整備を行った、上記の用船航海により設置作業を行った。この観測は、現在も観測を継続中である（平成 19 年 11 月回収予定）。

これらの海底地震観測のデータの処理は第二期の途中までが終了しており、第二期後半と第三期の観測データの処理を現在進めている。

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。従って、未破壊のアスペリティに応力・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、海底地震観測データに基づく余震活動の詳細な空間分布を明らかにすることにより、2005 年の地震の破壊域の広がりを正確に推定するとともに、この破壊がどのような範囲にどのような影響を及ぼしたかを明らかにした。さらに、未破壊領域へのひずみ蓄積過程には、2005 年の地震後に震源域周囲で発生した余効すべりが深く関与していることが考えられるため、余効すべりを起こしている領域の広がりが時間とともにどのように変化しているのかを、GPS 連続観測の解析から推定した。

余震活動の解析には、本震時に観測中であった OBS 観測点のうちの 14 点と臨時余震観測のために追加設置された 16 点のあわせて 30 観測点のデータと震源域に近い太平洋岸の定常地震観測点のデータを併合して用いた。8 月 16 日の本震発生後の 8 日後および 15 日後の 8 月 24 日および 8 月 31 日に M6.3 の地震が、本震震源域から 80 km 程度北東側で発生し (図 2)、引き続きそれらの地震の余震活動と思われる活発な地震活動がみられているが、これらの震源分布についても再決定を行った。また、8 月 16 日の本震およびその震源域近傍で発生した余震については、十分な観測点配置で P 波初動の押し引きを読みとることができたものについて発震機構解を求めた。

図 2 に観測点配置を示す。震源域の周辺では、地震発生当時すでに 19 観測点において OBS が稼働しており、本震およびその発生前後の地震活動が観測されている。これらのうち、2006 年 5 月に回収を行った 5 観測点 (図 2 中白丸) を除く 14 点 (図 2 中灰色丸) のデータを以下の解析で使用した。また、本震の発生後に臨時余震観測として 16 観測点 (図 2 中黒丸) を新設し、上記の 14 点のデータとあわせて解析に使用した。

震源決定は、まず絶対走時を用いた通常の震源決定法を行い、その結果を初期震源分布としてダブル・ディファレンス (DD) 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) 1) による震源決定を行った。初期震源の決定では、1次元の速度構造を仮定した。図 3 に震源決定に用いた速度構造モデルを示す。第 1 層と第 2 層はそれぞれ地殻とマントルに対応する。

図 4 に絶対走時を用いた震源決定の結果を示す。図には、Zhao *et al.* (1997) 2) により推定されたプレート境界面の形状を示したが、再決定された多くの震源がプレート境界面付近に集中しており、一元化カタログによる震源と比較して、OBS のデータを加えることにより震源深さの決定精度が向上していることがわかる。震央分布をみると、8 月 16 日の本震の震央周辺と、8 月 24 日および 31 日に北東側の領域で M6.3 の地震が発生した領域に顕

著な活動域が見られる他は、小さなクラスタ状の密集域がまばらに分布していることがわかる。Yamanaka and Kikuchi (2004)3)による 1978 年の宮城県沖地震の破壊域の広がりとは比べると、2005 年の地震の余震活動は 1978 年の破壊域と比較してごく狭い範囲に限られており、2005 年の地震が 1978 年の地震の破壊域の一部のみを破壊したものであることを示す。

北東側の活発な地震活動域は、8 月 24 日と 31 日に発生した 2 つの M 6.3 の地震とそれら余震活動と考えられ、本来の意味での 2005 年の宮城県沖地震の余震活動とは異なる。一元化カタログによれば、2 つの M 6.3 の地震の震央は 30 km 以上離れているが、再決定の結果、これらの地震は近接して発生していたことがわかった。8 月 16 日に発生した本震から北東側に飛び離れたこの地震活動域は、1981 年の宮城県沖地震の破壊域 (Yamanaka and Kikuchi, 2004) 3) のすぐ東側 (海溝側) に位置し、その震央範囲は東西-南北が $10 \times 20 \text{ km}^2$ 程度の領域内に収まっている。これらの地震の再決定された震源深さは 15 ~ 20 km に集中している。この領域では、エアガン-OBS を用いた人工地震探査が行われており、プレート境界の深さはおよそ 15 km と推定されている (Hino *et al.*, 2003) 4)。したがって、これらの地震はプレート境界で発生した地震であろうと考えられる。8 月 24 日、31 日の地震の余震活動には、おなじ場所がかつて発生した相似地震の再活動が含まれており、この地域でのプレート境界における非地震性すべりが 8 月 16 日の地震後に加速していると考えられるが (相似地震解析の結果については後述)、OBS 観測により明らかにされたこれらの地震の震源深さ分布は、相似地震活動がプレート境界上での小アスペリティの繰り返し破壊であるという考えを支持するものである。

8 月 24 日、31 日の地震の震源域近くでは 1981 年に M 7.0 のプレート境界型地震が発生しているが、今回の活動域はその余震分布の一部に一致していると考えられる。図 5a は、東北大学の陸上地震観測網のデータにより決定された 1981 年の地震発生後 1 ヶ月間の震央分布を今回の震央分布を比較したものである。気象庁一元化処理による 2005 年の 8 月 24 日と 31 日の地震の震央が、OBS のデータにより再決定されたものと大きく異なること (図 4) をみても、陸上観測網のデータだけでこの領域で発生する地震の震央を精度よく決定することは困難であることがわかる。したがって、1981 年の地震の余震が東西に広く分布しているのは、みかけのものであり、実際には 1981 年の地震の本震も含め、2005 年の 8 月 24 日と 31 日の地震の発生域あるいはそのごく近くで発生していた可能性もある。一方、1981 年の余震活動は、本震の震央から 20 km ほどの南北方向に拡がりをもつ低地震活動域をはさんで南側にも見られるが、2005 年の活動ではこの領域では顕著な地震活動の活発化は認められない。本震の破壊域から東側に遠く離れた領域での地震活動の活発化は、1978 年の宮城県沖地震の後にも認められる (図 5b)。ただし、このときは 1981 年の余震域と比較すると、2005 年には活発化しなかった南側の方でより活発化しており、逆に 1981 年の本震の震央に近く 2005 年に活発化した北側の領域での活発化はそれほど顕著でない。こうしたことは、1981 年の地震の破壊域には、独立した複数の小さなアスペリティが分布している可能性を示す。

1978年の宮城県沖地震の際にも、2005年の地震後と同様に、宮城県沖で発生したプレート境界地震の後に、この場所でプレート境界における非地震性すべりの加速が起こっていた可能性がある。もしそうなら、1981年の地震の余震域の一部において、宮城県沖地震の発生後にすべりが加速するという現象が、繰り返し発生しているということの意味する。1981年の地震の発生自体も、1978年宮城県沖地震の発生のわずか3年後であり、こうした非地震性すべりの加速の結果ひき起こされたものかもしれない。

図6に2005年8月16日に発生した本震とその近傍で発生した余震の震源分布の拡大図を示した。この図に示した震源は、図4に示した絶対走時を用いて決定した震源分布を初期震源分布としてDD法により震源を再決定したものである。ここでは、絶対走時を用いた震源決定の結果、震源深さが最寄りの観測点までの震央距離よりも大きい地震は、震源が十分な精度で決定できていると考え、それらを対象として再決定を行った。

本震のすべり量が大きかった領域内とそこごく近くでは、震央分布でL字（を左に90°回転させた）型のクラスタに集中して余震が発生している。L字の西北西-東南東方向を向く方の腕は、本震の震源を含んでおり、その南北約20kmの範囲の余震群とともに、非常に薄い面状の分布を示しており、これらが本震の破壊面にそった余震活動であることを強く示唆する（図5中A群）。それと直交するL字のもう一方の腕を形成する余震（図6中B群）は、本震のすべり分布（柳沼・他、2006）5の東端と良い一致を示している。震源深さ分布をよく見ると、B群はA群に比べてやや浅い側に広がっているようであり、このグループの余震活動には上盤プレート内で発生したものが含まれている可能性がある。

一方で、プレート境界から上方に大きく離れて分布する地震をいくつか認めることができ、図6中でこれらをC群として他の地震と区別した。C群の地震の半数以上が、1978年宮城県沖地震のすべり量が最大であった場所の直上に集中している。この活動は、これまでの宮城県沖における繰り返しOBS観測により、上盤プレートのマントル内の地震活動としてすでに認識されていたもので、定常的に1ヶ月に数個程度の頻度で地震が発生することがパイロット重点的調査観測の成果により明らかとなっている。C群に属する地震の数は多くないので、活動度の時間変化はよく分からないが、少なくとも8月16日の地震の発生直後に顕著に数が増えることはなく、この地震の発生とは無関係な定常的な活動に近い状態にあるものと思われる。

図7は、本震およびその震源域周辺で発生した余震の発震機構解を震央位置にプロットしたものである。本震および多くの余震が低角逆断層型の発震機構解を示す。こうした低角逆断層型の余震は、本震の破壊域内およびその周辺に広く分布しており、この領域で発生する多くの余震が本震のすべり面にそって発生しているという、震源深さ分布に関する解釈を支持する。一方で、低角逆断層とは異なる発震機構解をもつ余震も少なからず存在しており、特に、本震の破壊域の東縁に位置するB群に属する余震にそうした地震が多く含まれる。なかでも、逆断層型ではあるが本震タイプに比べ高角な節面をもつものが多く含まれていることが注目される。上盤側プレート内のすべり域東縁では、本震のすべりによ

り東西方向の圧縮応力が高まることが期待されるため、こうした高角逆断層型の発震機構解の地震は、B群の地震の震源深さ分布の特徴から示唆される上盤側プレート内での余震に対応するものであろう。

震源深さ分布や発震機構解の特徴から、A群は本震のすべり面（プレート境界面）に沿って発生した余震がほとんどである一方、B群には上盤側内での地震をより多く含んでいる可能性がある。プレート境界面上とプレート内部との間で構造や状態の違いがあるとすれば、それを反映してそれぞれで発生する地震の発生様式に何らかの違いがあることが期待され、それをA群とB群の地震の活動様式の違いとして認めることができるかもしれない。そこで、A群・B群それぞれに属する余震について地震発生率の時間変化と規模別累積個数分布を調べた。1日あたりの地震発生率の時間変化（図8a）をみると、総個数が少ないため期間の前半でしか変化の様子は分からないものの、典型的な余震個数の減少パターンを示しており、A群・B群両群の間でその活動度の時間変化の仕方に明瞭な違いはみられない。ところが、規模別頻度分布（図8b）は両群の間で大きな違いが見られ、 b 値が顕著に異なっている。最尤法（宇津、1965）6）によりA群とB群のそれぞれについての b 値を求めたところ、それぞれ、0.55、0.81となった。

弘瀬・他（2002）7）は、東北日本太平洋側のプレート境界で発生する地震の b 値の空間変化をしらべ、高 b 値の領域が大きな地震のアスペリティを避けるように分布することを示している。ここで議論しているA群・B群の違いは、彼らが議論しているものに比べ小さい空間スケールでの違いであるため、全く同じ現象を反映したものであるかどうかは分からないが、本震のすべり量が大きくアスペリティと考えられる領域のごく近傍で発生したA群の余震が小さな b 値を示すのは、彼らが示した傾向と矛盾するものではない。

次に、GPS連続観測のデータの解析から推定された、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ついて報告する。この地震が、顕著な余効すべりを伴ったことは、昨年度の調査観測の結果からも明らかとなっていたが、今年度は、すべり分布が時間変化することを考慮した逆解析手法を使用することにより、すべり分布の時間変化の詳細を明らかにすることができた。

図9に宮城県周辺に設置されたGPSの観測点の配置を示す。宮城県牡鹿半島の東方沖に位置する金華山および江島の2観測点は想定震源域に最も近い観測点であり、この領域のプレート間すべりのモニタリングを行う上で重要な観測点であるため、本年度GPS受信機の高速サンプリング化を実施した。これらの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) 8)を用いた。図10に、国土地理院の基線解析の最終解としてインターネット上で公開されているF2解(Hatanaka *et al.*, 2003) 9)と本研究で採用した解析方法による解とを比較した結果を示した。図示した

成分は山形県の飛鳥観測点 (0194) と宮城県の大鹿観測点 (0550) 基線の基線長成分であるが、両者を比較するとほぼ同程度の再現性が得られていることがわかる。さらに詳しく見ると、F2 解では前後の日の解と比較して 5mm を超えるような異常値が時々見られるが、本研究の結果にはそのような異常値は見られない。

このようにして得られた GPS 観測点の変位の時系列をデータとして、Yagi and Kikuchi (2003) 10) のインバージョン法によりプレート境界面上のすべりを仮定して余効すべり分布の推定を行った。大きな地震が発生していない期間における GPS の基線解析結果には、プレート間カップリングによる定常的な地殻変動や季節変動成分が含まれており、これらは余効すべりの検出を行う際には除去する必要がある。そこで、地震発生前の 2004 年 1 月 1 日から 2005 年 8 月 15 日までの期間の基線ベクトル各成分について、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、線形トレンドと年周・半年周成分を除去したものを非定常成分(余効変動)として解析に使用した。

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

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 は本震発生日である。

図 11 に震源域に最も近い東北大学の金華山観測点における座標値の時系列を示す。ここで、原記録に含まれるトレンドと季節変動については、上述の方法により除去している。この観測点では、本震以降の余効変動が明瞭にみられる。その変化は特に本震直後に大きく次第に小さくなっており、10 月半ば以降は一旦ほとんど終息しているように見える。2005 年 12 月 2 日には、本震震央の約 10km 南東側で最大余震である M6.6 のプレート境界地震が発生している。この最大余震後にも本震直後ほど顕著ではないものの余効変動が見られる。この変動も最大余震直後には変動速度が大きかったが、時間の経過とともに徐々に小さくなっている。

2005 年 8 月 17 日から 2006 年 7 月 16 日までのデータを用いてインバージョンを行った結果を図 12(a) に示す。上述のように最大余震時には震源に近い観測点において地震時地殻変動が観測されているため、解析期間を最大余震前後の二つの期間(2005 年 8 月 17 日～2005 年 11 月 30 日までと、2005 年 12 月 3 日～2006 年 7 月 16 日まで)に分けて個別に解析を行った。図 12(a) には 8 月 17 日以後 15 日間ごとに推定されたプレート境界面上の余効すべり分布を日数で割ってすべり速度に変換して示している。なお、すべりが西向き成分を持つときには、負号をつけて青から紫のカラースケールで図示した。Suwa et al. (2006) 11) は、1997 年から 2001 年までの定常的な GPS 観測点における変位速度から、東北地方の太平洋側、特に宮城県沖のプレート境界では、プレート間の強い固着を示唆する大きなバックスリップが卓越していることを示した。本研究では定常的な変位速度を取り除いたものをデータとして使用しているため、西向きの変位速度成分をもつ領域では、バックスリップの加速現象を意味している。図 12(b) には図 12(a) の各期間に対応した推定誤差の分布を示した。この推定誤差の概ね 2 倍に相当するすべり速度を信頼限界と考え、図 12(a) では太いコンターで示してある。

図 12(a) をみると 9 月 16 日までの期間については、本震の震央近傍で余効すべり分布が

最大となっているのに対し、それ以降の期間については、本震の南西側で最大となり、10月16日以降には福島県沿岸でピークとなっていて、余効すべり域が南側に進展していった可能性を示唆していると考えられる。ただし、本震直後の余効変動の大きさは本震震源に最も近い金華山観測点でも約2cm程度と小さいため、今後推定精度について十分な検討を要するが、図11に示した時系列において、東西成分と南北成分の変位速度の時間変化を比較すると、南北成分のほうがより緩やかに減衰しているようにも見えることから、上記で述べたような現象は、実際に起きている現象と考えられる。2005年11月15日から15日間のスナップショットでは、有意な余効すべりは存在せず、本震直後からの余効すべりは11月半ば頃に一旦終息しつつあったと考えられる。

次に最大余震発生後の12月3日以降のすべり分布を見てみると、信頼限界を超えるようなすべりが本震・最大余震の震源域において約1ヶ月程度続いていることから、最大余震の発生をきっかけとして余効すべり活動が再び活発化した可能性がある。2006年1月2日以降では、唯一3月3日から18日までの期間でのみ陸域の下の2ヶ所で信頼限界を超えるすべりが推定されているが、その領域はその前の1月から2月にかけては逆向きのすべりとして推定されていることから、季節変動が完全には取り除かれていないことなどが原因かもしれない。

図13に2005年8月17日から2005年11月30日まで、および2005年12月3日から2006年7月16日までの各期間の余効すべりの積算値を示す。Yaginuma et al. (2006) 12)が地震波形インバージョンにより推定した本震時のすべり分布(図中青色のコンター)と比較すると、最大余震前の期間での余効すべりの範囲(図13a)は、本震のすべり域と一部は重なっているものの、本震の破壊域より南西側に位置している。測地インバージョンにより推定される宮城県沖におけるプレート間すべり分布については、海溝周辺ほどではないにしろ、その分解能の問題から地震波形インバージョンによる推定結果と比較して、分布がよりブロードになる傾向がある(Miura et al., 2006) 13)。したがって、実際の余効すべりは、その最大値の周辺により集中していて、余効すべりは本震時のすべりと相補的に分布していると考えられる。同様の現象は1996年の日向灘地震(Yagi and Kikuchi, 2003) 10)や1994年三陸はるか沖地震(Yagi et al., 2003) 9); 2003年十勝沖地震(Miura et al., 2004 14); Miyazaki et al., 2004 15); Ozawa et al., 2004 16); 油井, 2005 17))でも報告されている。2003年十勝沖地震の余効すべりは本震の破壊域の東西に分布しているのに対し(Ozawa et al., 2004 16); 油井, 2005 17); Baba et al., 2006 18))、今回の余効すべりは南西側だけに分布している。これについては、本震の北側に未だ固着状態にあるアスペリティが存在していることによるものと考えられる。なお、震源域周辺の赤の矩形内において推定されたこの期間のモーメント解放量は $3.7 \times 10^{19} \text{Nm}$ (Mw7.0)である。

一方で、図13(b)の最大余震発生後の期間について見ると、量的には3cm程度と小さいものの、本震と同じ逆断層型のすべり(フォワードスリップ)が本震の北北東側に分布しており、最大余震の発生前と異なる場所ですべりが加速したことを示している。なお、図13(b)の赤枠で示した領域におけるモーメント解放量は、 $3.2 \times 10^{19} \text{Nm}$ (Mw6.9)であり、図13(a)の期間とあわせると $6.9 \times 10^{19} \text{Nm}$ (Mw7.2)となる。図14に観測された余効変動の水平成分と本論により推定された余効すべりモデルにより計算された変位の比較を示した。

最大余震の発生を契機として、非地震性すべりのすべり域が移動したことは、現在も非破壊のままであるアスペリティにおけるひずみ蓄積過程に大きな影響を及ぼすものと考え

られる。一方で、GPS の検知能力や余効すべりが小さいことを勘案すると、捉えられたすべり域の空間的な変化を詳細に議論するためには、地震活動の空間変化との対応を調べる必要がある。

図 15 は、今年度行った第 2 期前半までの海底地震観測のデータを加えて決定した宮城県沖の震源分布である。この期間は、GPS 連続観測によって余効すべり域の移動がみられた期間を含む。海底地震計のデータを用いて震源決定をすると、2005 年 12 月に発生した最大余震は、プレート境界面上の本震破壊域のすぐ東側で発生したことがわかった。

図 16 には、最大余震発生前後でのすべり域の分布と震央分布を重ねて示した。本震の破壊域に注目すると、活発な余震活動が本震発生後およそ 3 ヶ月の間みられるが（図 16a）、最大余震の発生後の活動度をみると、他の領域と比べても特に違いが見られない程度に低下していることがわかる（図 16b）。一方で、最大余震発生後の期間では、本震の破壊域よりも東側で地震活動が顕著に活発化している。この領域での地震活動は、最大余震前には顕著でないこと、震源がプレート境界の周辺に集中していることを考えると、最大余震あるいはその頃にプレート境界で発生した何らかの現象の影響下で活発化したものと考えられる。地震活動が活性化した領域は、最大余震前後で異なる余効すべり域の間に位置していることから、GPS データから推定されたすべり域の移動とも関連した現象である可能性がある。

最大余震発生後のすべり量分布（たとえば、図 16b）では、モデル断層の北側には西向きすべりが見られるが、これはバックスリップの加速、すなわちプレート間固着の強化を意味している。小沢・他(2006) 19)は、東北地方の GEONET の観測点座標の時系列について 1997 年～2000 年の期間からトレンドを推定し、2000 年～2006 年の期間からそのトレンドを除去した結果、東北地方北部において西北西方向の変位が卓越していることを示した。さらにその変位データを用いてバックスリップインバージョンを行った結果、岩手県北部の太平洋下のプレート境界でプレート間カップリングが強化したと結論している。ここで行った GPS データ解析の結果得られたモデル断層の北側に見られる西向きすべりは、それに起因している可能性が考えられる。

図 17 は、2004 年以來の、宮城県沖周辺における相似地震の分布を示したものである。従来指摘されてきたように（たとえば、Uchida et al., 2003) 20)、相似地震は過去に大きなプレート境界地震の破壊域となった領域内ではほとんど発生せず、むしろその周囲で発生している様子を明瞭に見て取ることができる。

陸上観測点での観測地震波形が相似である地震の組み合わせを、1つのシーケンスとして、それらのシーケンスのなかで震央位置に近いものを一つのグループとする。そのグループの活動履歴から、それぞれのグループの位置におけるプレート間すべり速度を推定したものが、図 18 である。宮城県沖周辺で発生する相似地震は、図 17 に示す位置を代表する A から M にグループ分けされた。図 17 中で位置を青く示したグループでは、2005 年の宮城県沖地震が発生した 8 月 16 日以降に、そのグループの位置で顕著にプレート間すべりが加速しているように見える（図 18）。

グループ毎のすべり速度の時間変化を詳しくみると、2005 年 8 月 16 日の地震以後にみられる加速は、本震発生の直後と 12 月の最大余震発生後の 2 ステージに分かれているようである。相似地震活動から推定されるすべり速度の地域変化を示したのが図 19 である。この図は、相似地震の活動履歴から推定されたすべり速度を、その相似地震の震央位置での

すべり速度を代表したものと、複数の相似地震ごとに推定されたすべり速度を空間的に移動平均することによって、すべり速度の空間分布を求めたものである。この図を見ると、本震発生前 (Period-I) には、解析領域の西縁にプレート境界における固着-すべり遷移域に対応するやや高速のすべり速度を持つ領域があるほかには、顕著な空間変化はみられない、一方、2005 年宮城県沖地震の発生後には、その震源域の周囲の何方かですべりが加速している。北東側の加速域は、8 月 24 日と 31 日に M6 級の地震が発生した領域に対応する。それ以外の領域でもっとも顕著な加速が起こったのは、本震震源の北側の領域である。ここでは、12 月 17 日に M6.1 のプレート境界型地震が発生している。

相似地震の活動が活発化した領域と、GPS により余効すべりが見いだされた領域とは必ずしも良い対応関係を示してはいないが、2005 年の破壊域の周辺において非地震性のすべりが加速傾向にあることを共通して示している点は注目に値する。また、相似地震活動からみたすべり速度が、最大余震後に加速しているのは、GPS 連続観測の解析結果が示す、最大余震の発生を契機としたすべり域の移動に対応したものなのかもしれない。

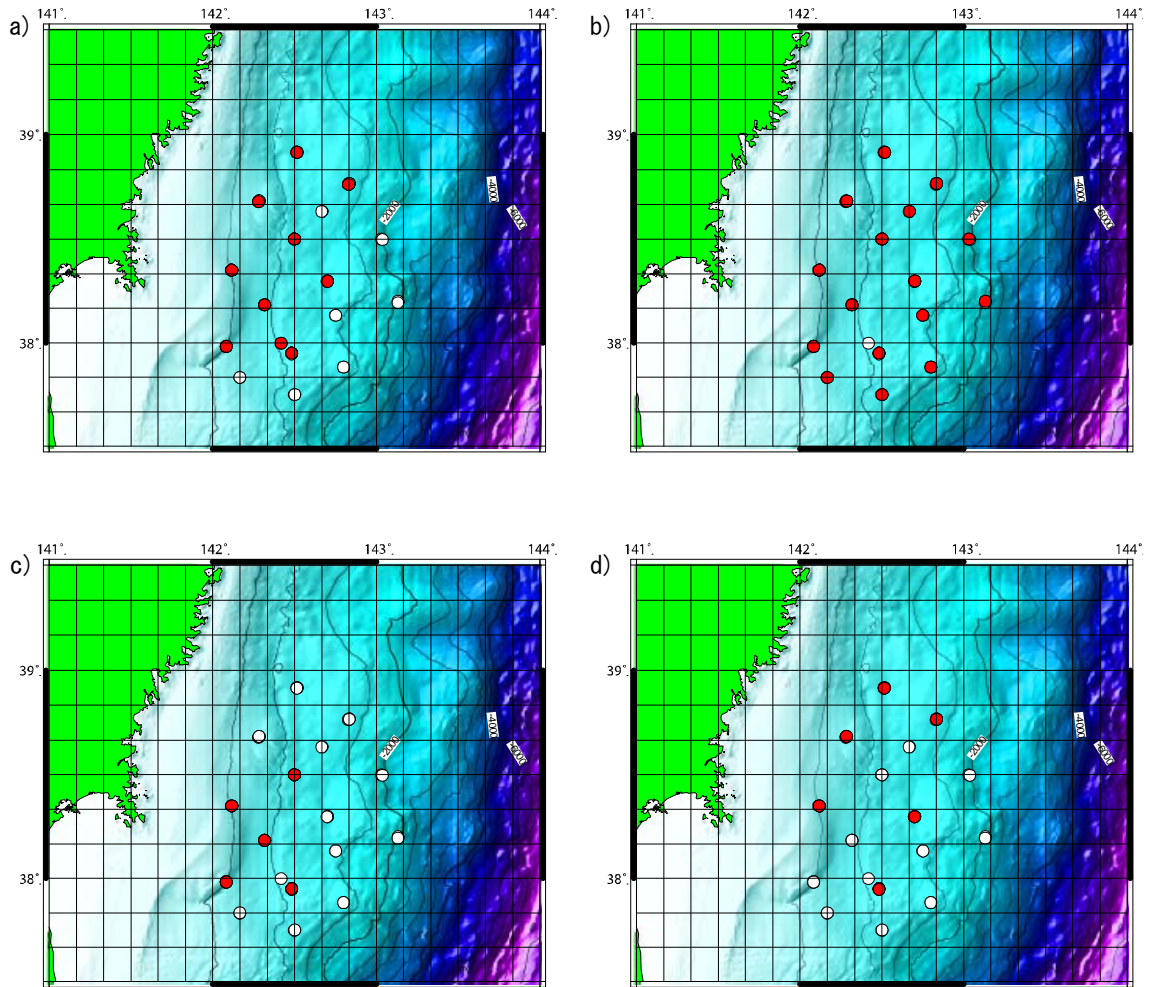


図1 平成18年度に実施した海底地震観測の観測点配置図。a)第一期、b)第二期、c)第三期、d)第四期。白丸が全観測点の配置、赤丸がそれぞれの観測期間に海底地震計が設置されていた地点。

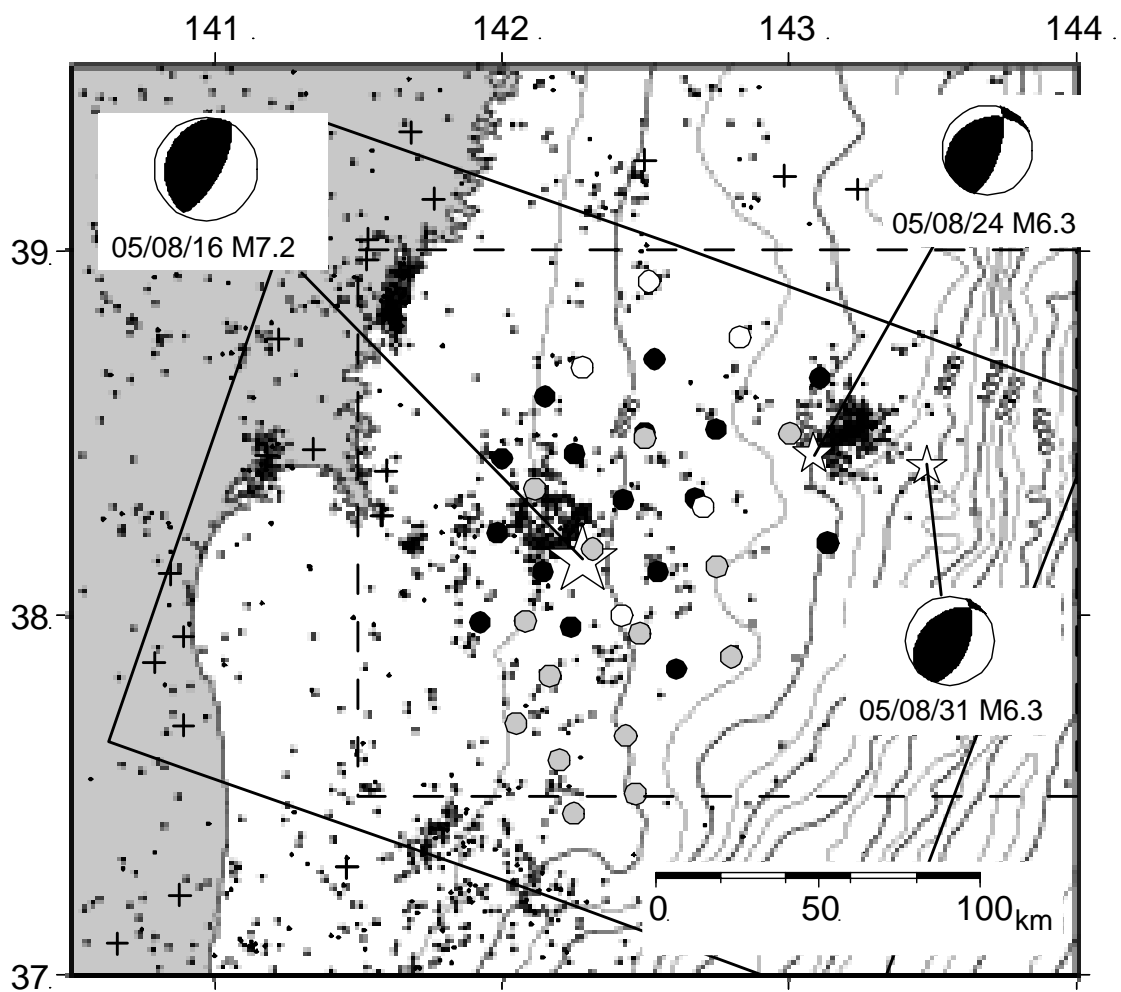


図2 2005年宮城県沖地震の本震・余震分布の解析に使用した観測点の配置。丸印が海底地震観測点（色の違いについては本文参照）。十字印は陸上観測点。震央分布は気象庁一元化処理による。

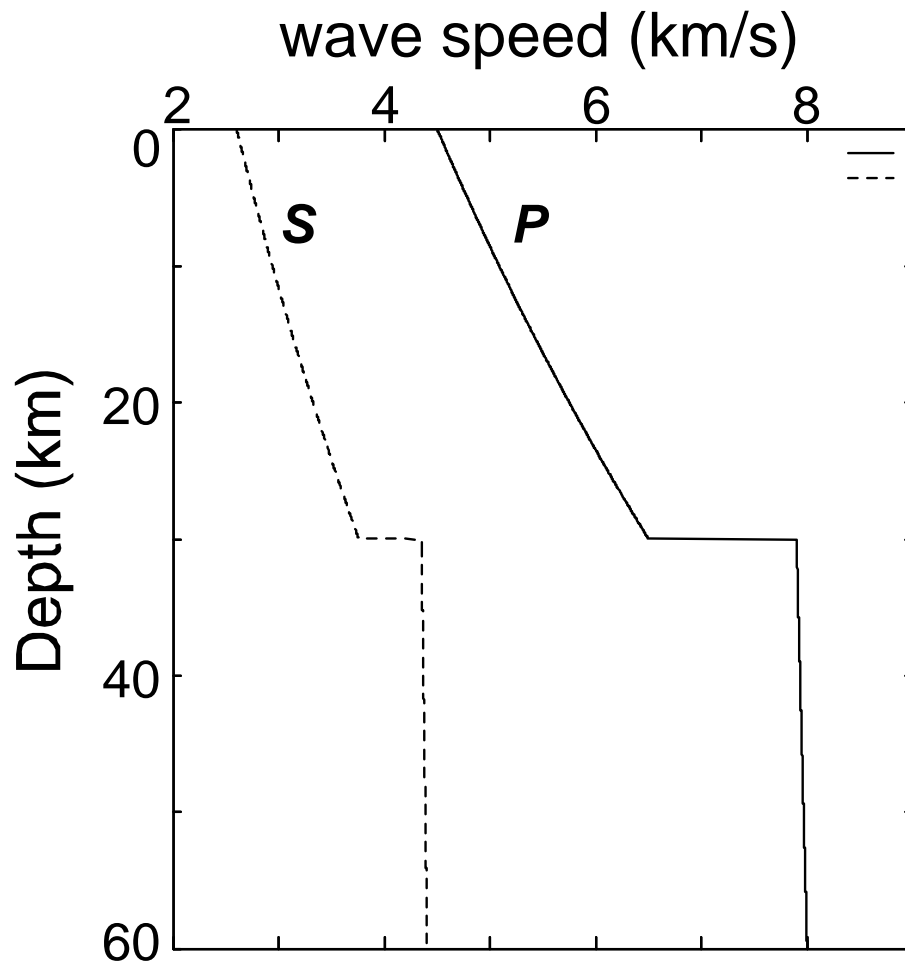


図3 震源決定の際に用いた地震波速度構造モデル（実線：P波、破線：S波）。

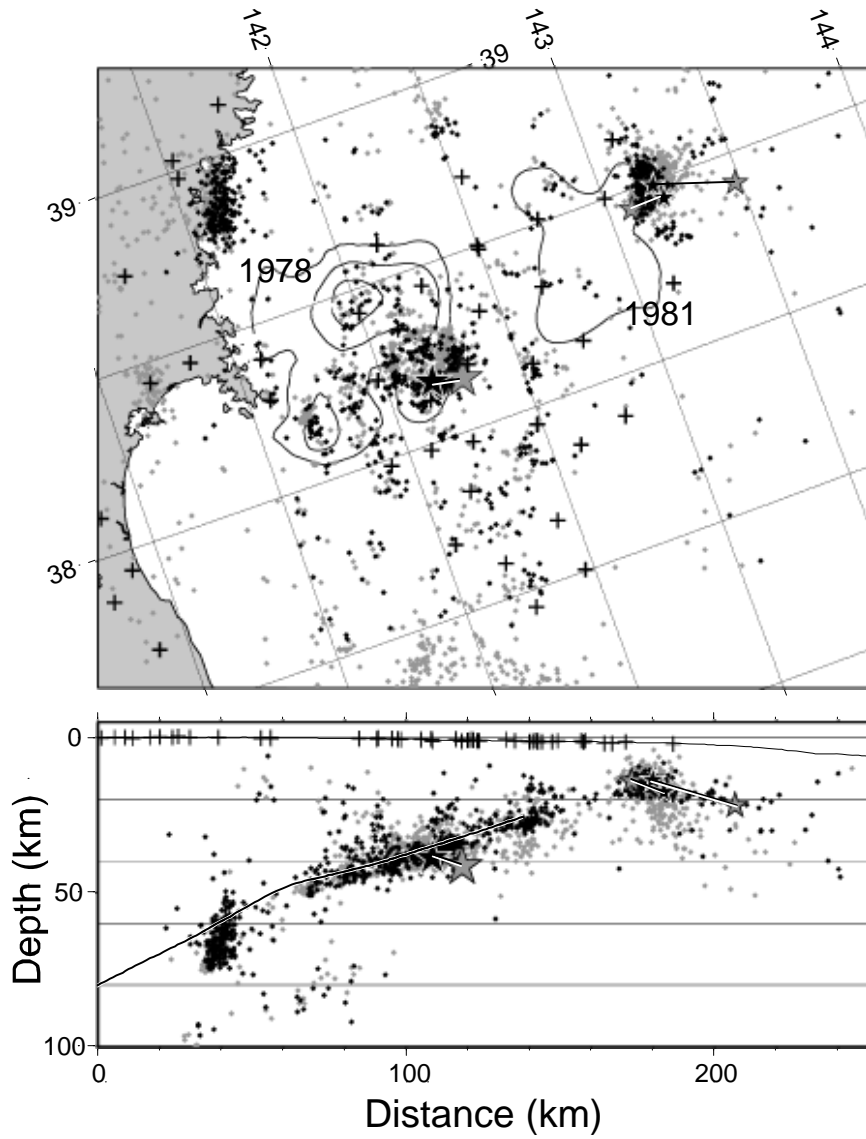


図 4 2005 年宮城県沖地震の本震および余震の震源分布。灰色印は気象庁一元化処理によるもの、黒印が海底地震計のデータを用いて再決定されたもの。

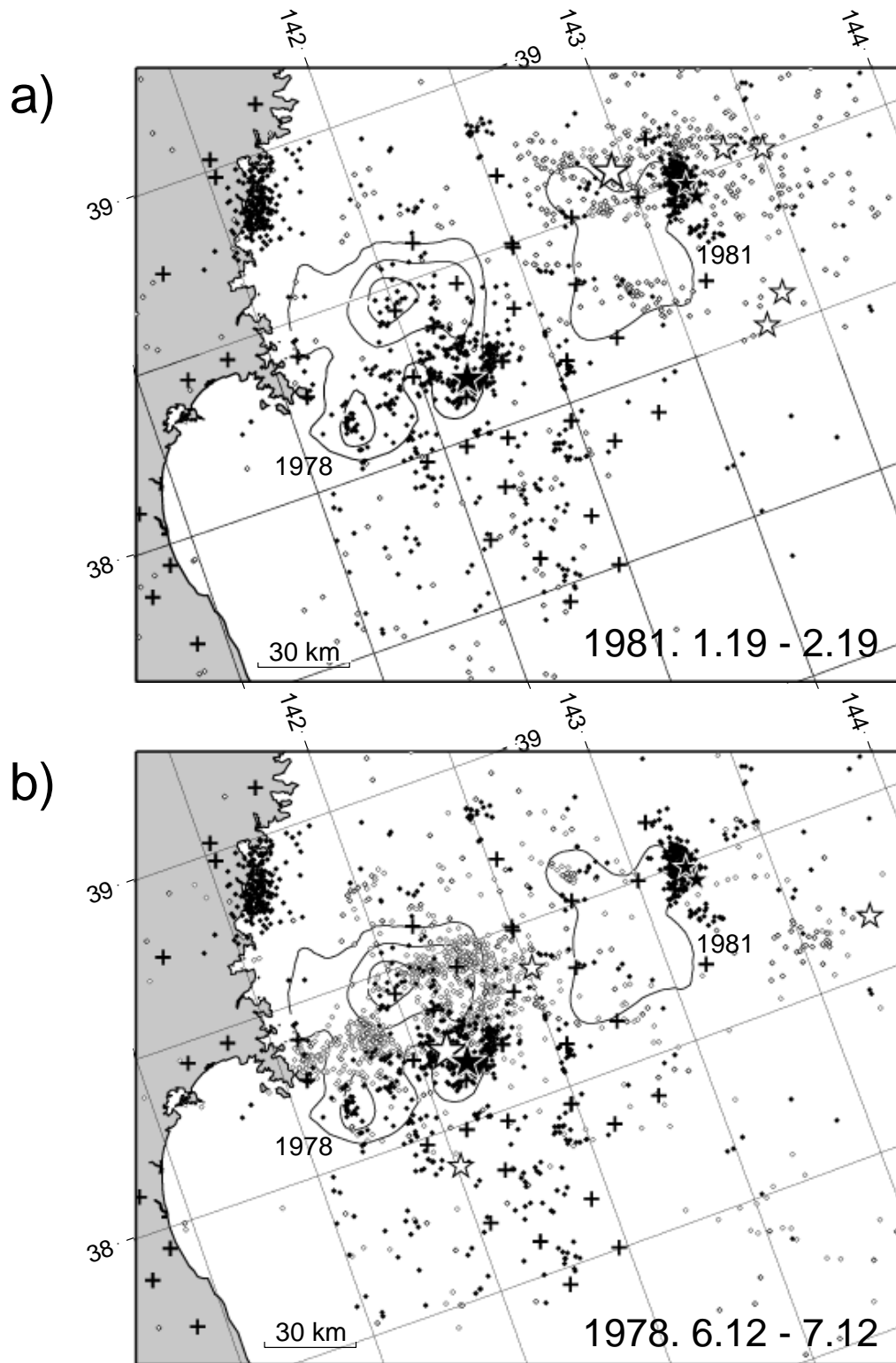


図5 宮城県沖における過去の地震活動との比較。a) 1981年宮城県沖地震発生後1ヶ月間。
b) 1978年宮城県沖地震発生後1ヶ月間。

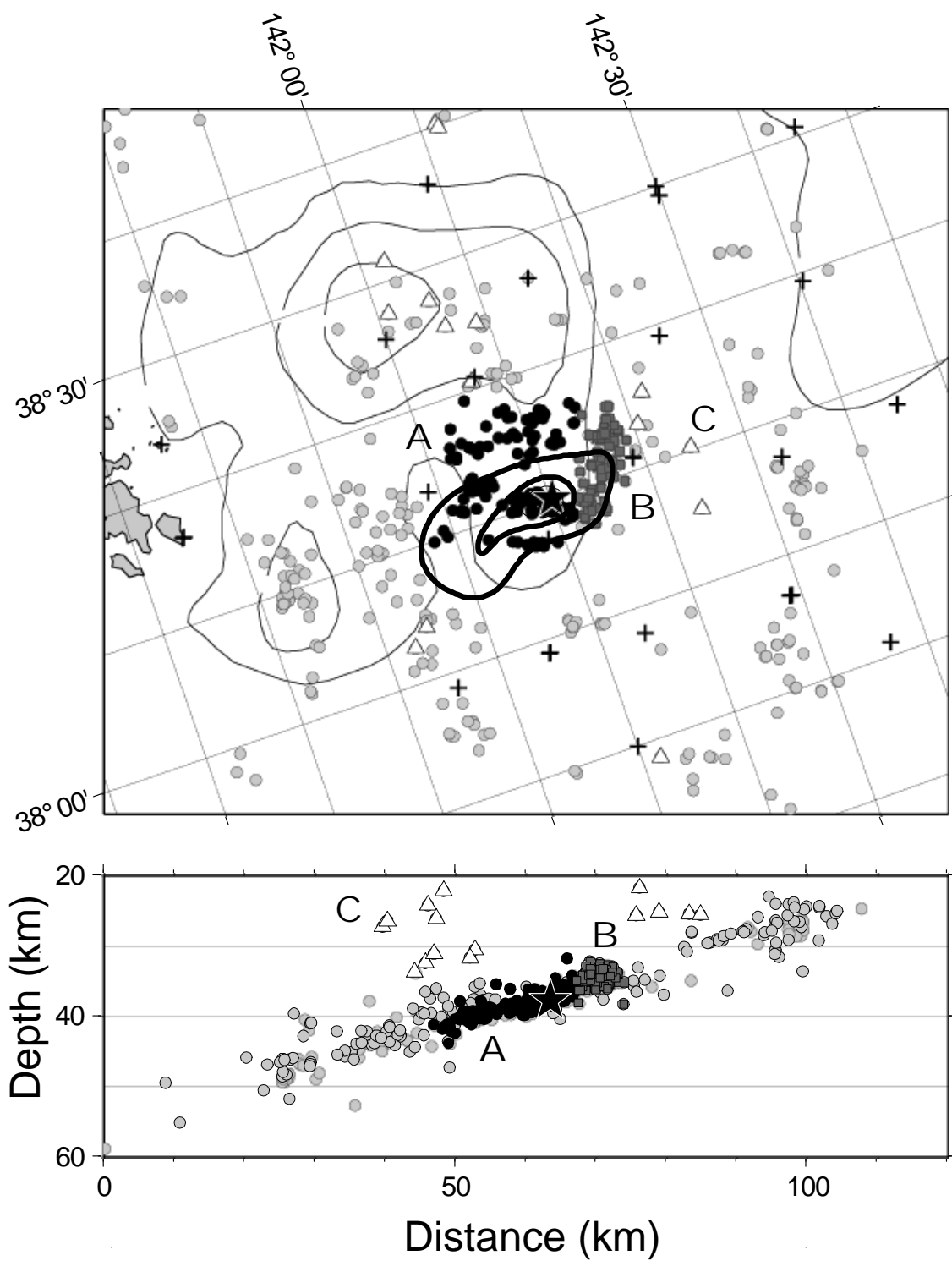


図6 2005年宮城県沖地震の破壊域近傍における震源分布。A, B, Cのグループについては本文参照。

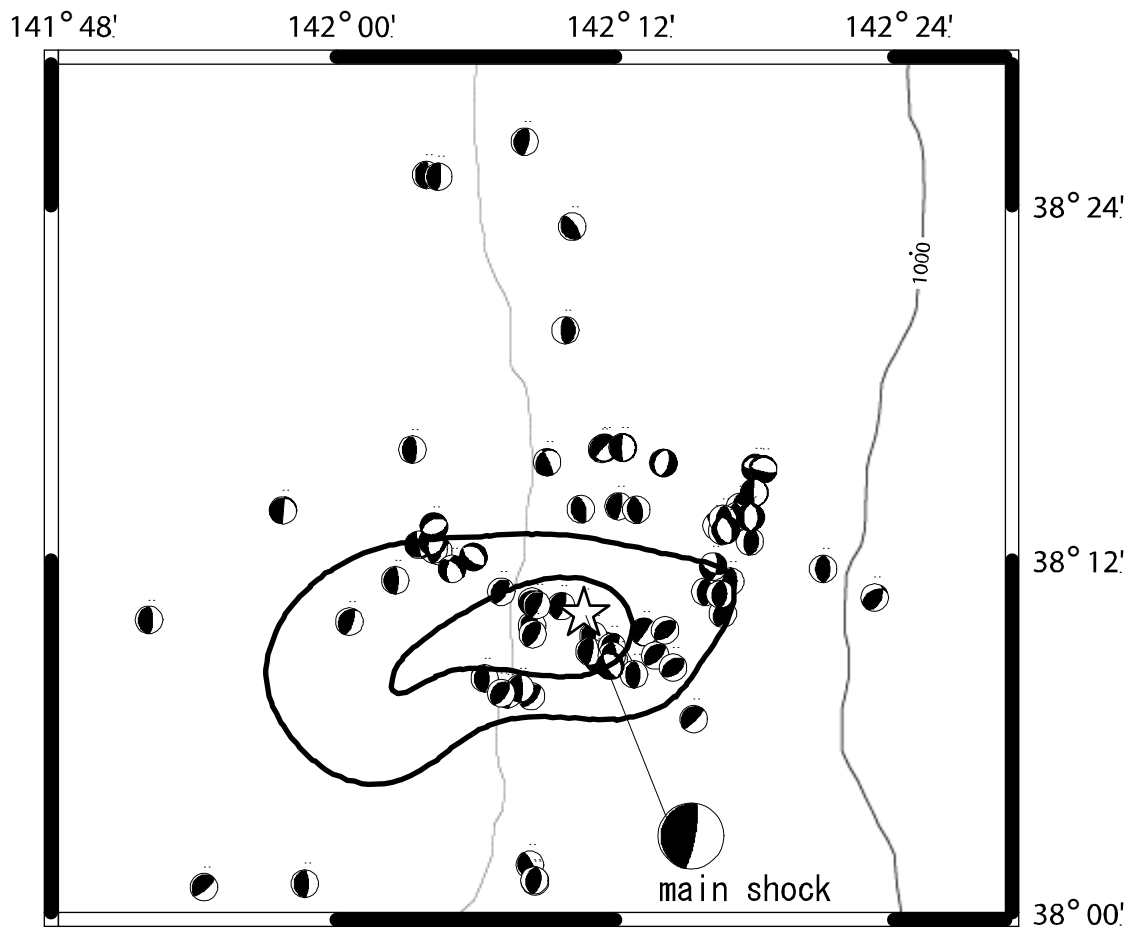


図 7 2005 年の地震の本震破壊域近傍で発生した地震の発震機構解の分布。

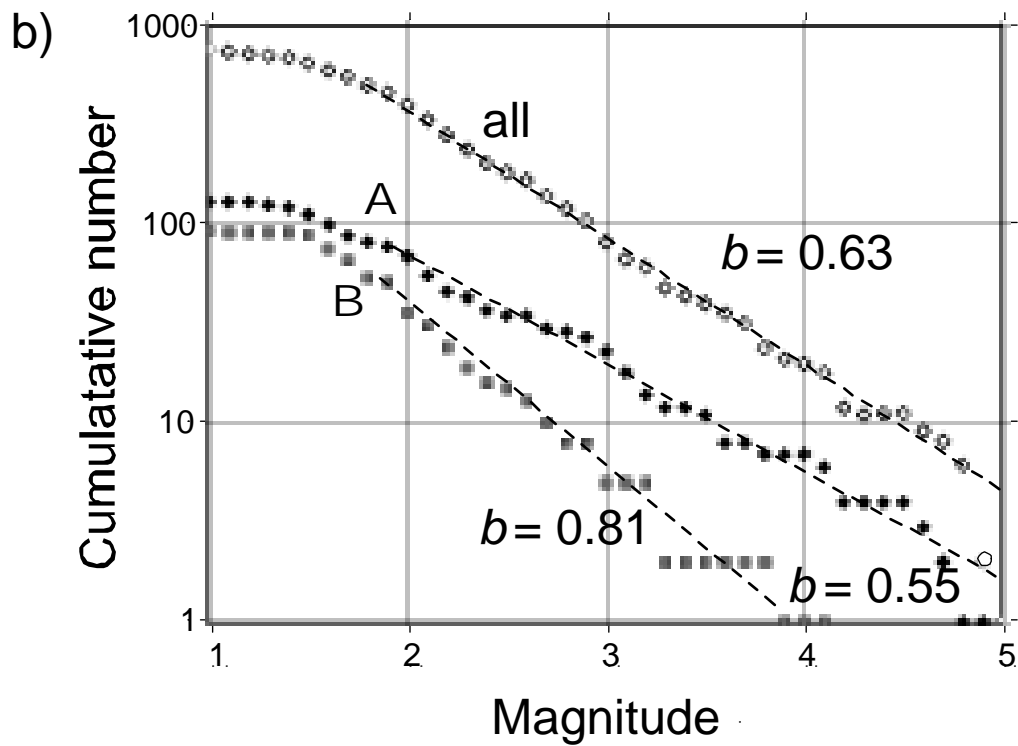
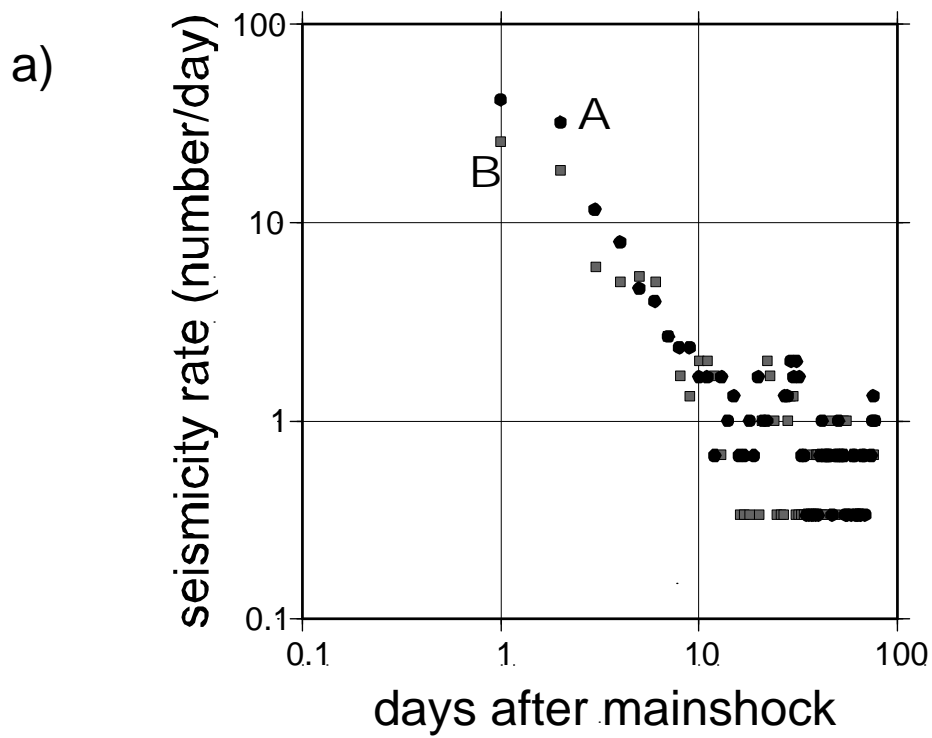


図8 2005年宮城県沖地震の余震が示す a) 日別地震発生数の時間変化と b) 規模別頻度分布。
 図7中のAおよびB群についてそれぞれ示した。

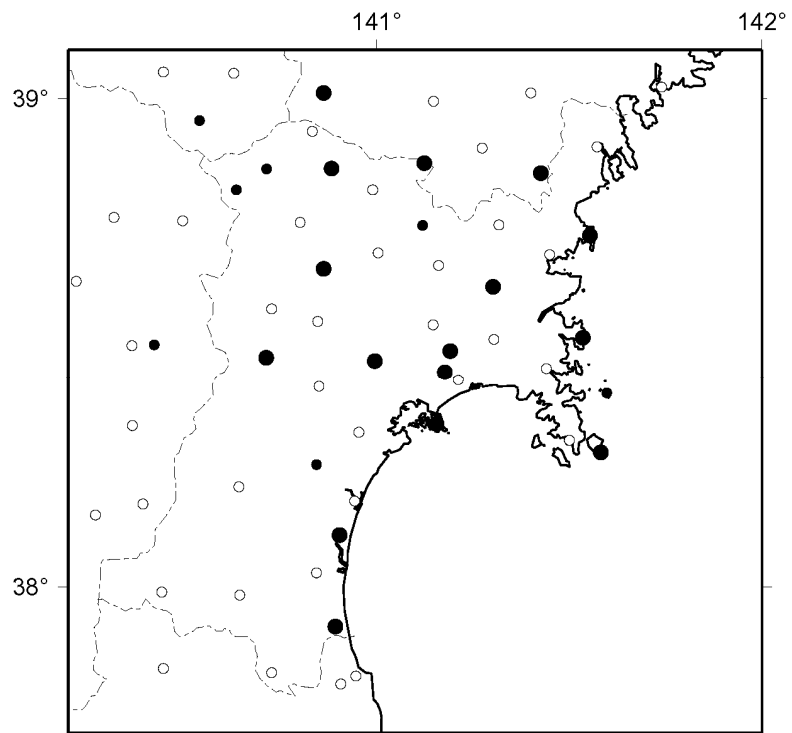


図9 宮城県周辺のGPS連続観測点分布図。白丸は国土地理院のGEONET観測点、黒丸は東北大学のGPS観測点(大きな黒丸は2003年以降に新設された観測点)を示す。

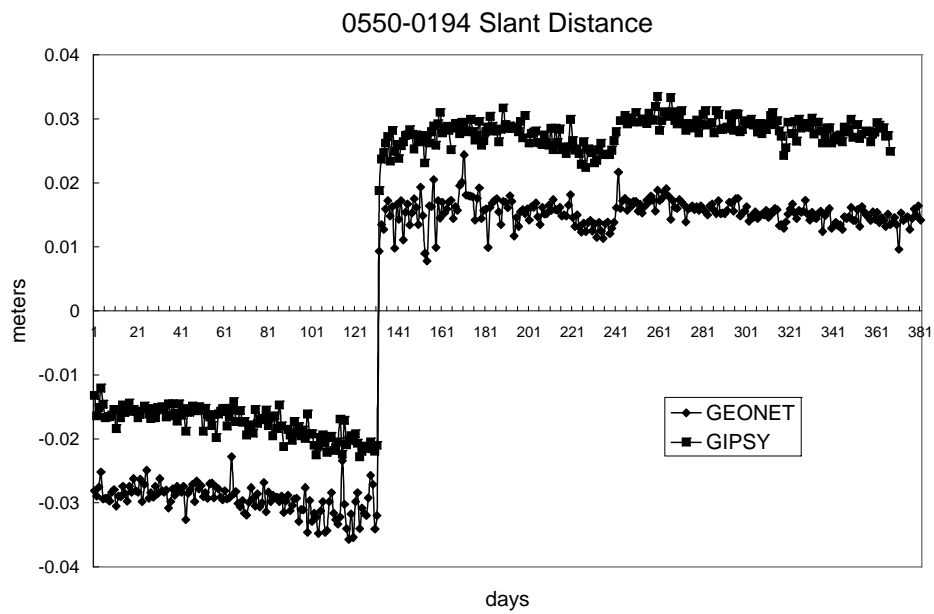


図 10 GEONET の飛島観測点(0194)－牡鹿観測点(0550)間の基線長の時系列。ひし形は国土地理院による Bernese 解析ソフトウェアを用いた最終解(F2 解)、四角は東北大学による GIPSY 解析ソフトウェアを用いた解を示す。

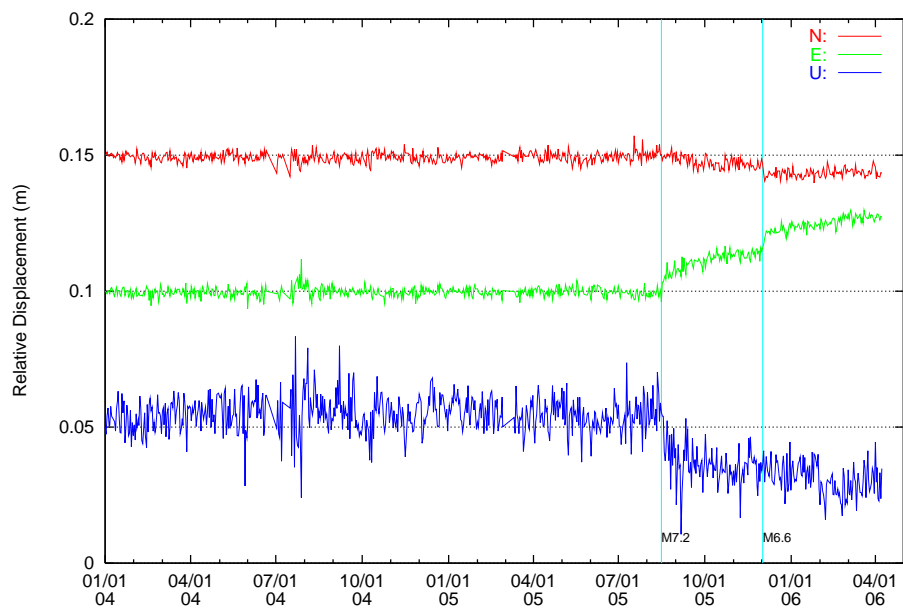


図 11 東北大学の金華山観測点において観測された余効地殻変動。赤、緑、青は、それぞれ、北向き、東向き、上向きの変位を示す。経年変動、年周・半年周変動および本震発生に伴う地震時変動は最小二乗法により除去してある。

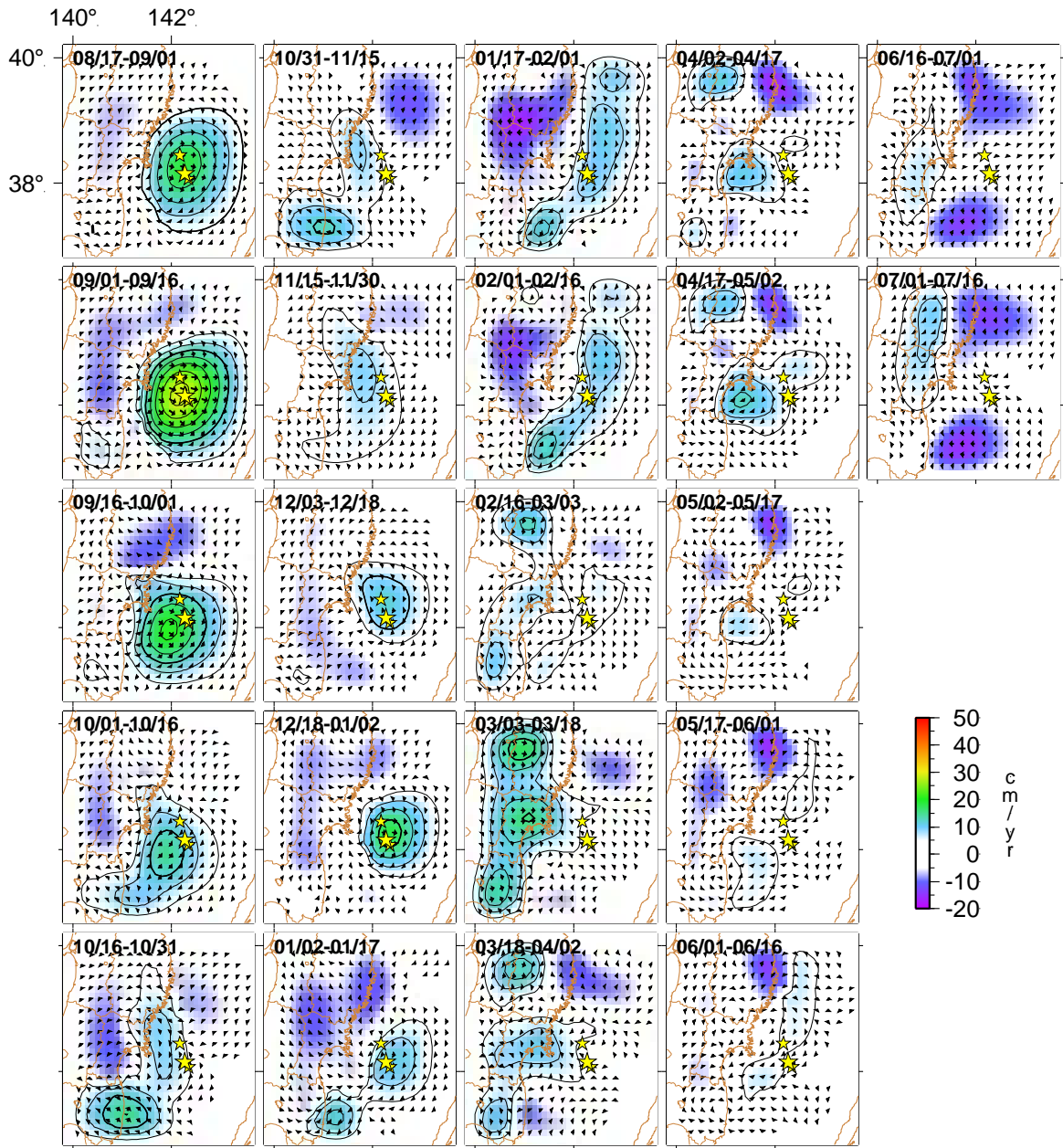


図 12(a) GPS 連続記録インバージョンによって推定されたプレート境界面上のすべりの時空間発展のスナップショット(15日毎の変化分)。コンター間隔は5cm/yr。大きな星印は本震の、小さな星印のうち南側のものは最大余震の、北側のものはM6.3の余震の震央を示す。

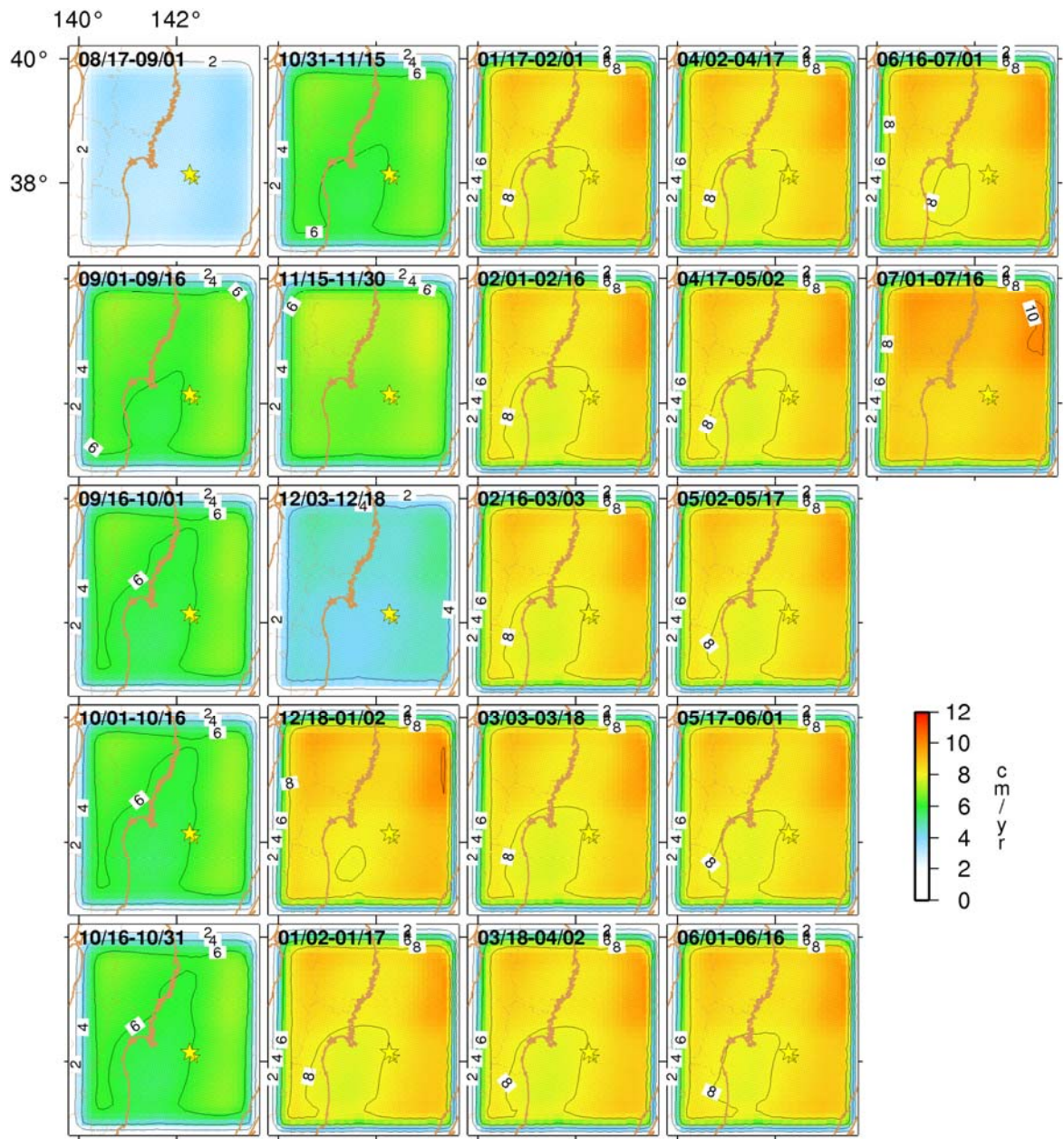


図 12(b) 図 12(a) の推定における誤差の分布。

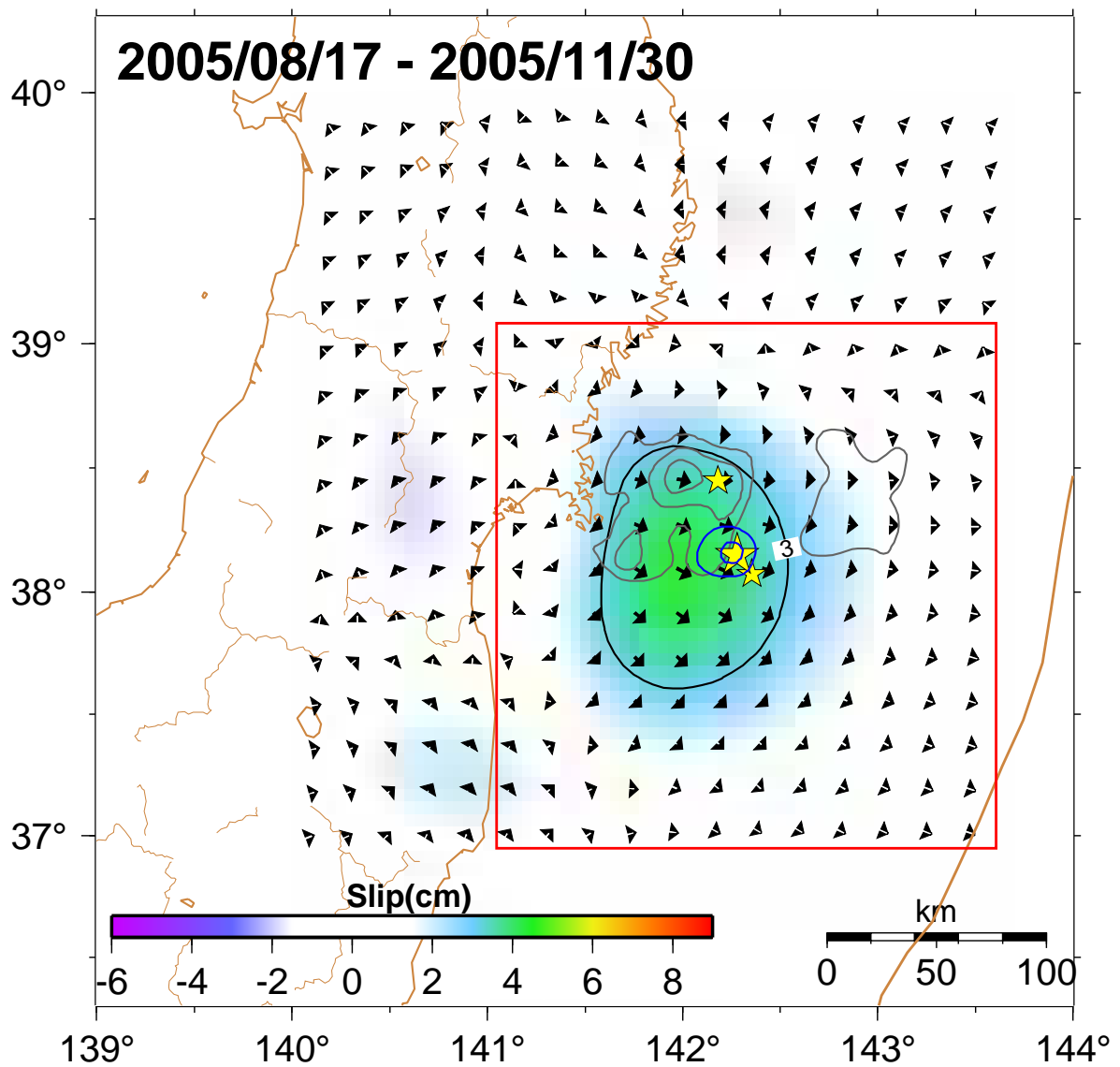


図 13(a) 2005 年 8 月 17 日から 2005 年 11 月 30 日まで(最大余震発生前)の積算すべり分布。灰色のコンターは Yamanaka and Kikuchi (2004) による 1978 (M7.4、西側) および 1981 (M7.0、東側) の地震のすべり量分布 (0.5m 間隔) を示す。青のコンターは Yaginuma et al. (2006) による本震時のすべり分布。

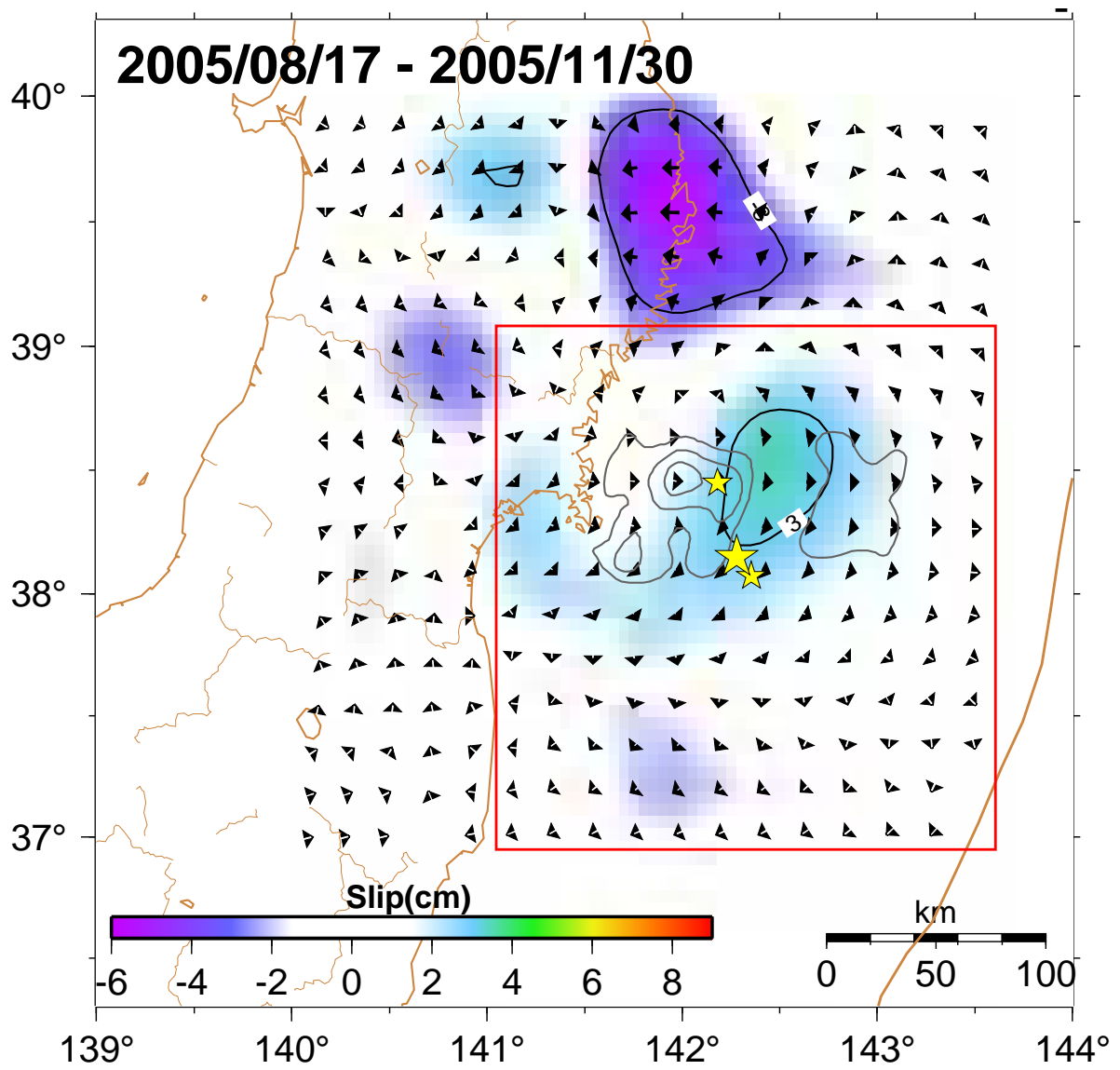


図 13(b) 図 13 (a)に同じ。ただし、2005 年 12 月 3 日から 2006 年 7 月 16 日までの積算すべり分布。

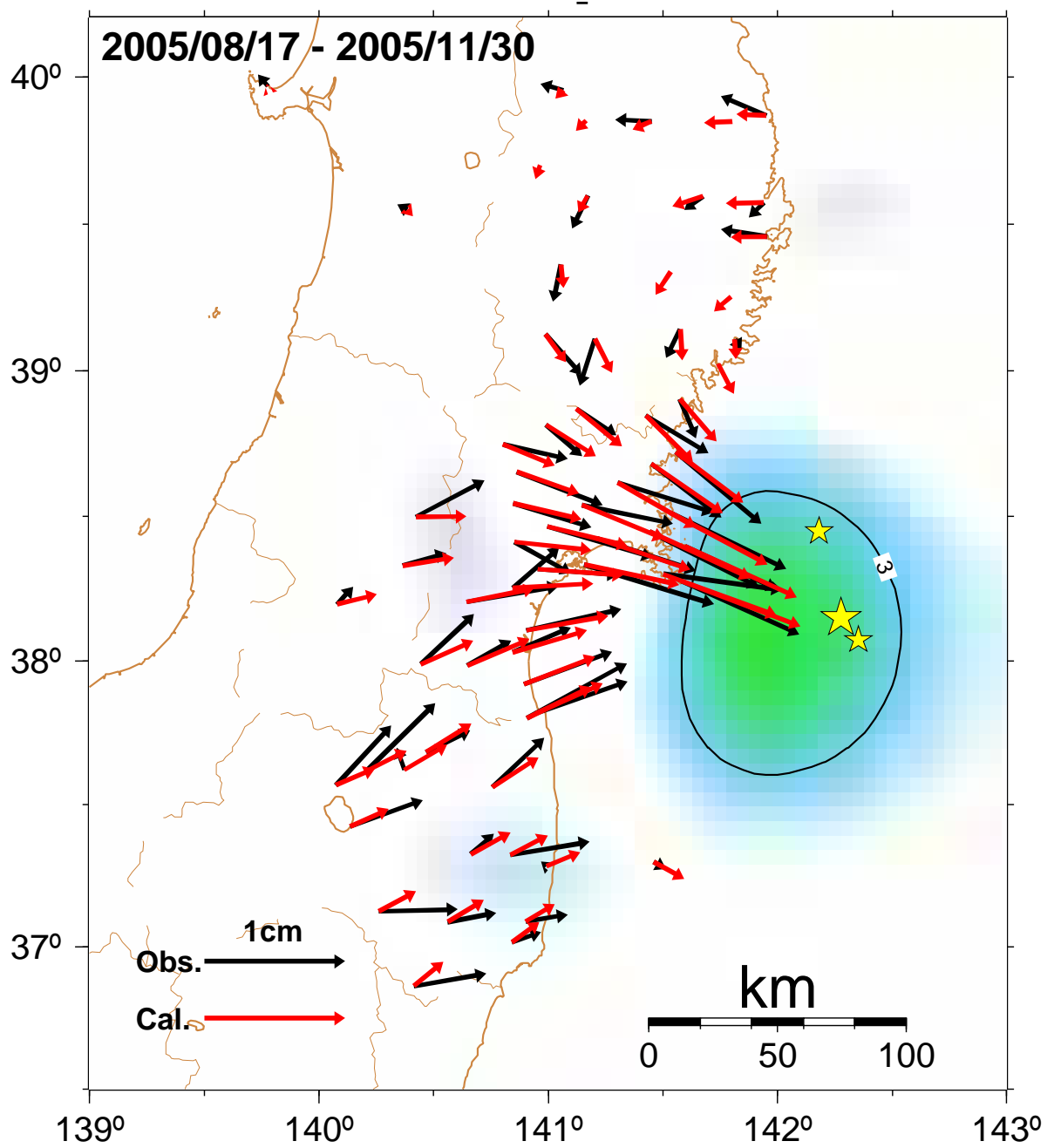


図 14(a) 観測された変位(黒) と推定されたすべりの時間発展から計算された変位(赤)。期間は、2005年8月17日から2005年11月30日まで(最大余震発生前)。

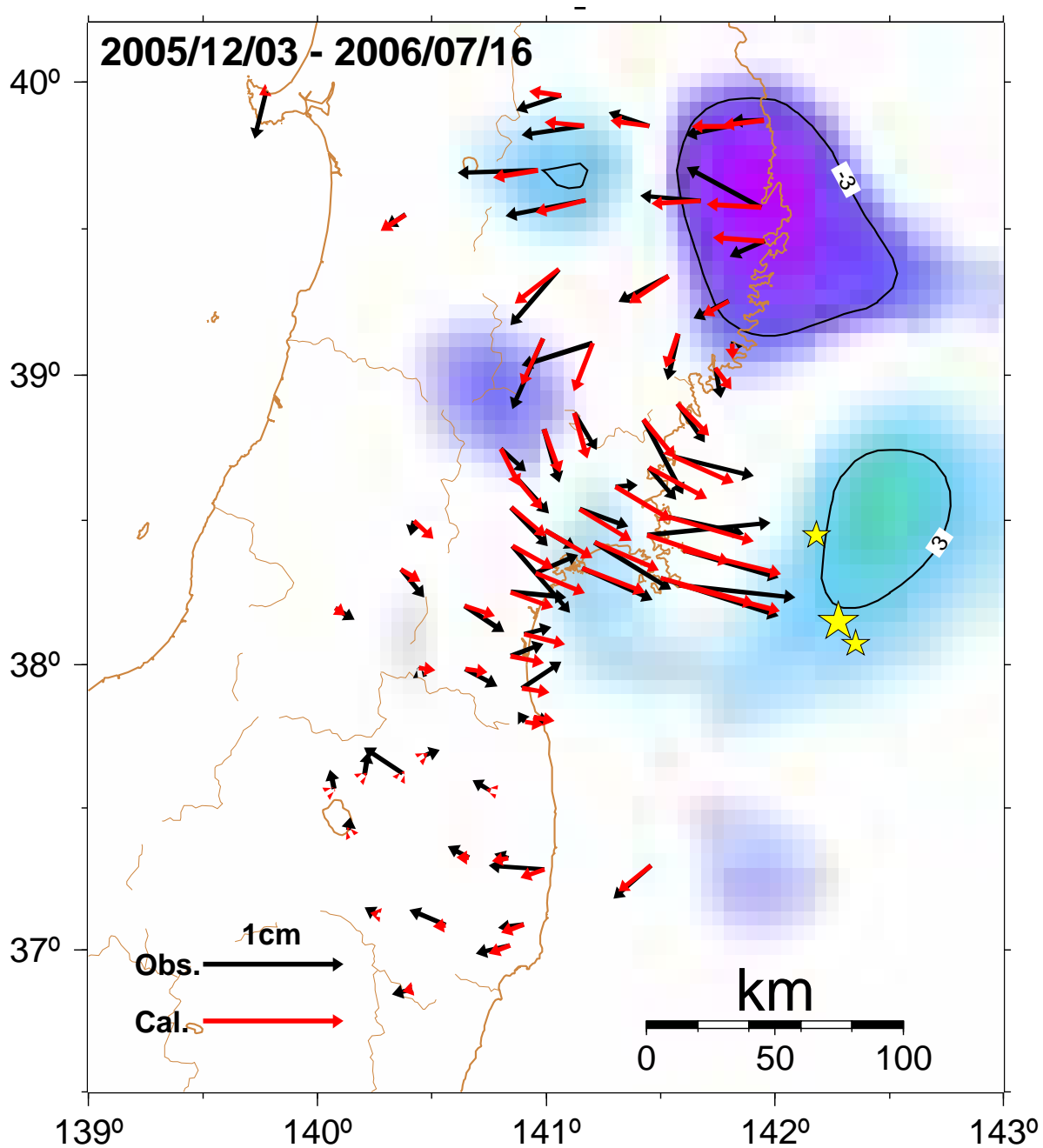


図 14(b) 図 14(a)に同じ。ただし期間は 2005 年 12 月 3 日から 2006 年 7 月 16 日まで。

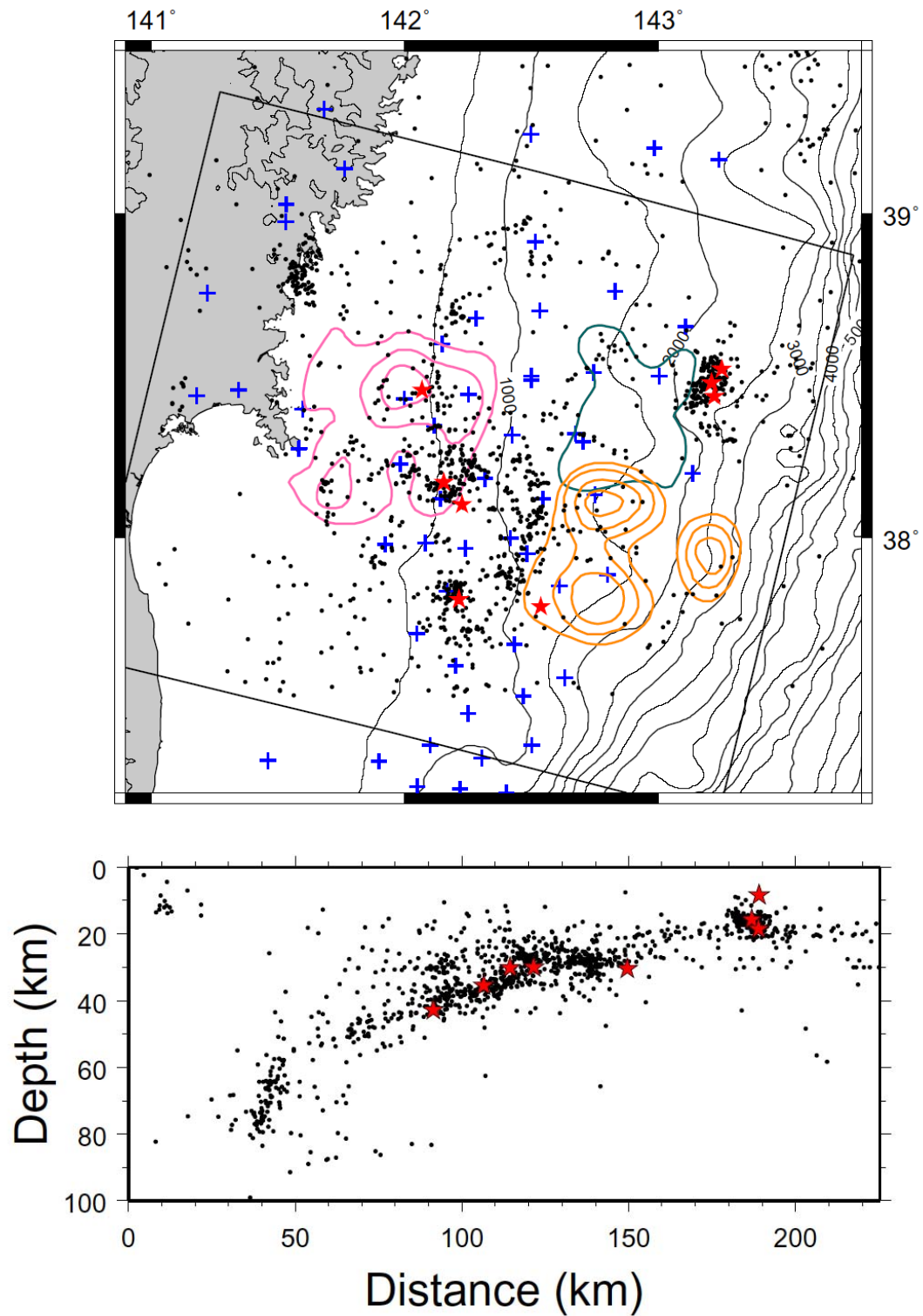


図 15 海底地震計のデータを用いて再決定した 2005 年 7 月 26 日～2006 年 7 月 3 日の宮城県沖における震源分布。赤星印は M5.5 以上の地震の震源。

Cumulative Aseismic Slip

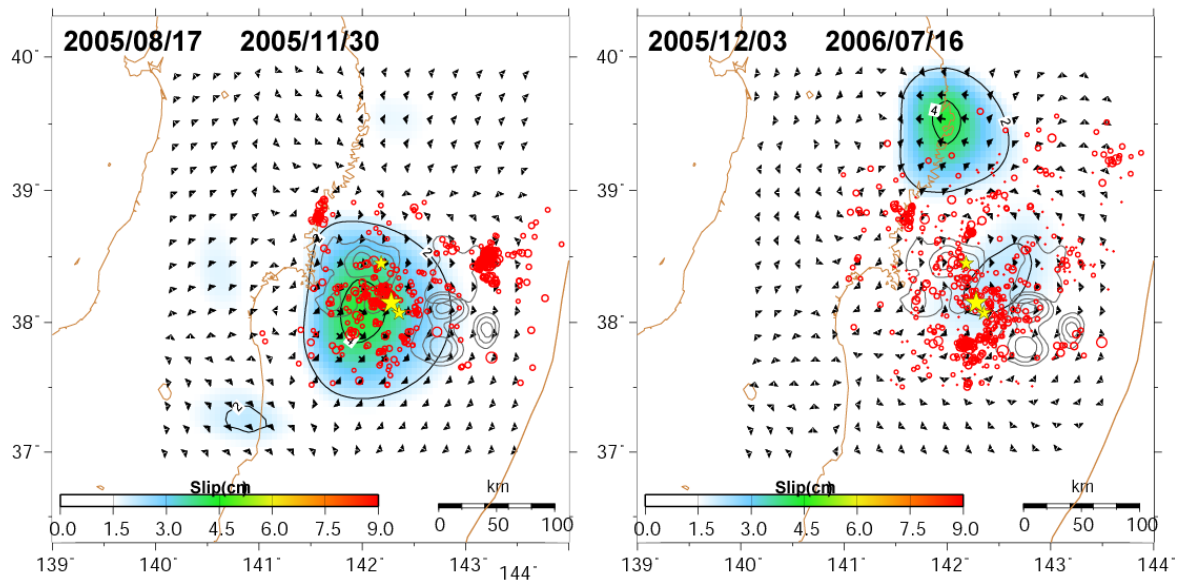


図 16 余効すべりの空間分布と震央分布との比較。左図：本震発生から最大余震発生まで。右図：最大余震発生後。

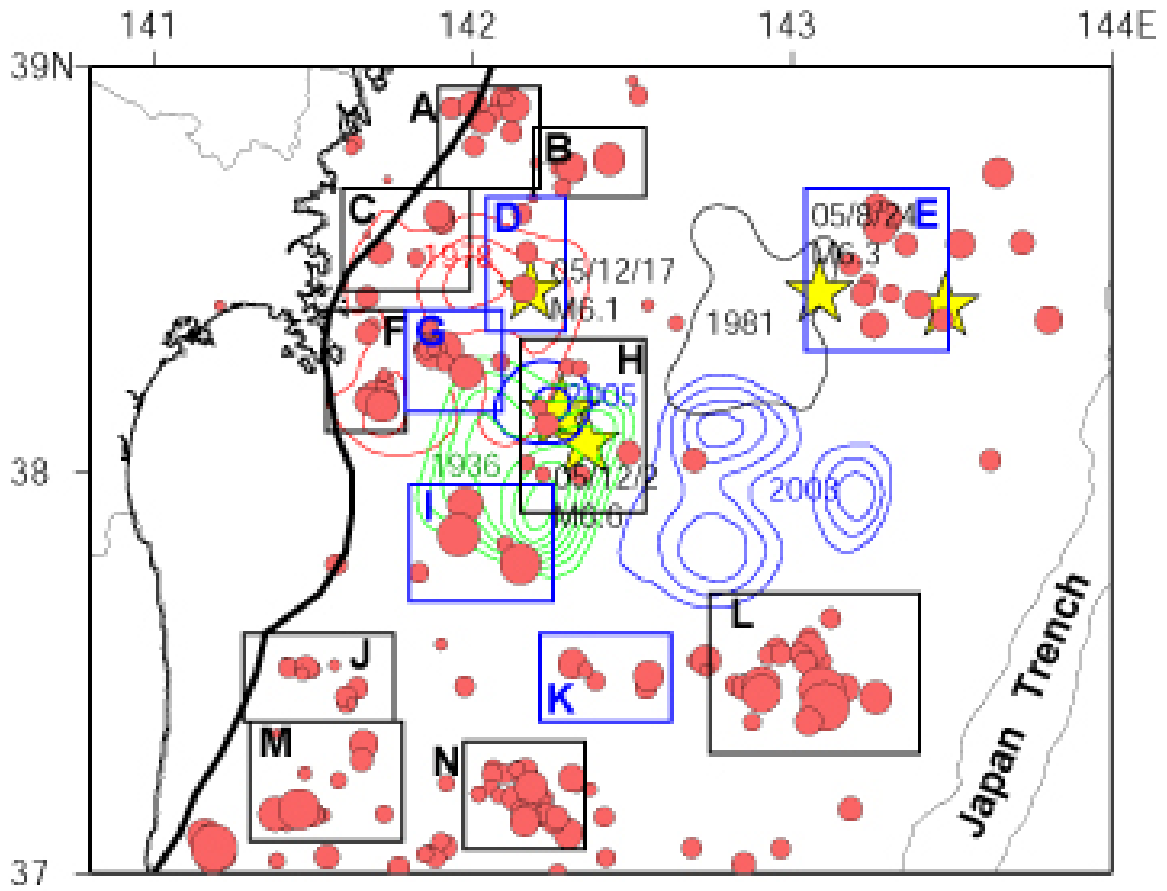


図 17 2004 年以降の宮城県沖周辺における相似地震の分布。A~N の領域ごとに推定したすべり速度の時間変化を図 18 に示す。2003 年の福島県沖地震のすべり分布は山中(2003)21)、そのほかの地震については、Yamanaka and Kikuchi (2004)3)による。

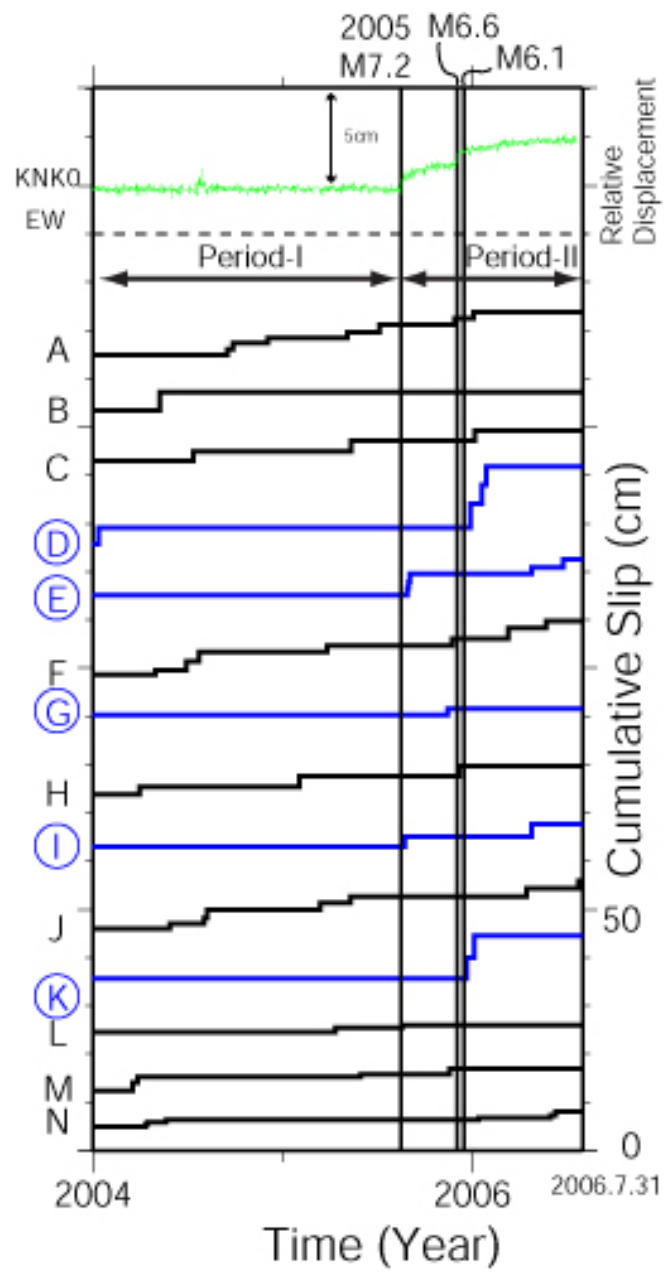


図 18 図 17 に示した A~N の枠内で発生した相似地震の解析によって推定されたプレート間すべり速度の時間変化。

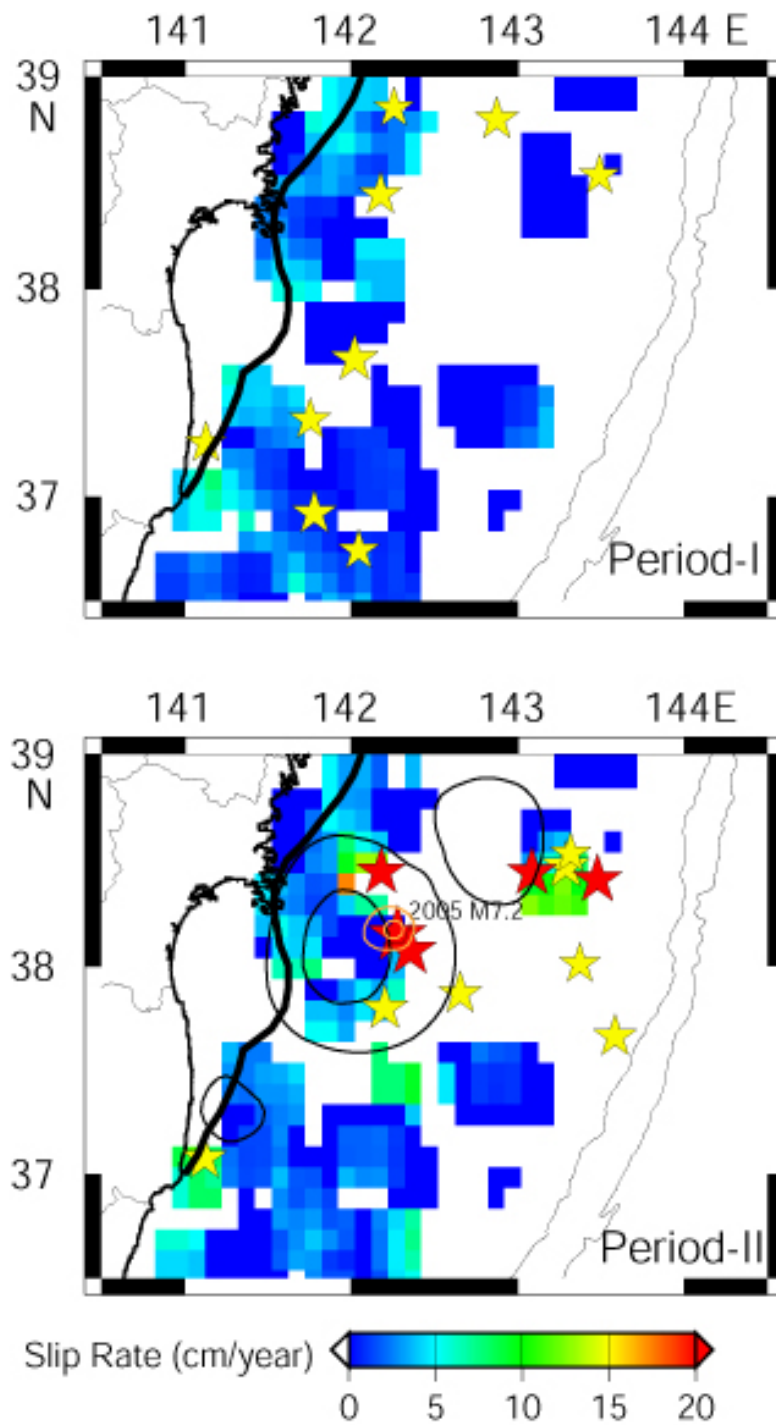


図 19 相似地震解析によって推定されたすべり速度の空間分布。上図：2004 年から 2005 年宮城県沖地震発生まで (Period-I)。下図：宮城県沖地震発生から 2006 年 7 月 31 日まで。

(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における地震の震源分布を詳細に明らかにするとともに、この地震がその破壊域の周囲に対して、プレート境界に沿ったすべり速度およびプレート内の応力場に影響を及ぼしたことによって生じた諸現象を見いだすことに成功した。こうしたプレート間すべりおよびプレート内応力の時間・空間的な変動は、宮城県沖地震の未破壊領域にひずみがどのように蓄積していくかを理解する上できわめて重要であり、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。

一方、海底地震観測により明らかとなった詳細な震源分布に基づく地震活動の時空間変化は、GPSおよび相似地震の解析からもたらされたプレート間すべりの加速・減速によく対応している。これは、こうした地震活動がプレート間すべりの影響を強く受けていることを示唆するが、一方で、明らかにプレート内の応力場の変化の影響を受けてプレート内で発生している地震も存在している。さらに解析精度を向上させることにより、プレート境界とプレート内の地震を分離することと、それぞれの活動度が、プレート境界におけるすべり速度の変化とどのような関係にあるのかについての検討が重要である。プレート間すべりと、相似地震以外の地震の活動との間に、明瞭な定量的関係が存在すれば、GPSおよび相似地震とならんで、地震活動度の時空間変動が、プレート間のすべり状態を監視するための有用な情報として使用できるようになると期待される。

(e) 引用文献

- 1) Waldhauser, F., and 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.
- 2) Zhao, D. T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, Morphology of the subducting slab boundary in the northeastern Japan arc, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 102, 89-104, 1997.
- 3) Yamanaka, Y. and 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.
- 4) Hino, R., M. Nishino, K. Mochizuki, K. Uehira, T. Sato, M. Nakamura, S. Nakata, M. Shinohara, and J. Kasahara, Seismic structure of the middle Japan Trench subduction zone by airgun-OBS experiment, *EOS Trans.*, 84(46), Fall Meet. Suppl.,

Abstract T52B-0252, 2003.

- 5) 柳沼 直・岡田知己・加藤研一・武村雅之・八木勇治・長谷川 昭, 2005 年宮城県沖の地震(M 7.2)と1978年宮城県沖地震(M 7.4)のアスペリティの比較研究, 日本地球惑星科学連合2006年大会予稿集, S207-009, 2006.
- 6) 宇津徳治, 地震の規模別度数の統計式 $\log n = a - bM$ の係数 b を求める一方法, 北海道大学地球物理学研究報告, 13, 99-103, 1965.
- 7) 弘瀬冬樹・中村綾子・長谷川 昭, アスペリティの破壊に伴う b 値の変化—東北日本太平洋下の b 値の時空間分布—, 地震2, 55, 249-260, 2002.
- 8) Zumberge, J. F., M. B. Heflin, D. Jefferson, M. Watkins and 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.
- 9) Hatanaka, Y., T. Iizuka, M. Sawada, A. Yamagiwa, Y. Kikuta, J. M. Johnson and C. Rocken, Improvement of the Analysis Strategy of GEONET, *Bull. GSI*, 49, 11-37, 2003.
- 10) Yagi, Y. and 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.
- 11) Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato, and K. Tachibana, Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three dimensional displacement field, *J. Geophys. Res.*, 111, B04402, doi:10.1029/2004JB003203, 2006.
- 12) Yaginuma, T., T. Okada, Y. Yagi, T. Matsuzawa, N. Umino and 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.
- 13) Miura, S., T. Iinuma, S. Yui, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana and 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.
- 14) Miura, S., Y. Suwa and A. Hasegawa, The 2003 M8.0 Tokachi-Oki earthquake - How much has the great event paid back slip debts?, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05613, doi:10.1029/2003GL019021, 2004.
- 15) Miyazaki, S., P. Segall, J. Fukuda, and T. Kato, Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional properties, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06623, doi:10.1029/2003GL019410, 2004.
- 16) Ozawa, S., M. Kaidzu, M. Murakami, T. Imakiire, and Y. Hatanaka, Coseismic and postseismic crustal deformation after the Mw 8 Tokachi-oki earthquake in Japan,

Earth Planets Space, 56, 675-680, 2004.

- 17) 油井智史, GPS データから推定した千島弧西部におけるプレート間結合の時空間発展に関する研究, 東北大学修士論文, 93 pp, 2005.
- 18) Baba, T., K. Hirata, T. Hori and H. Sakaguchi, Offshore geodetic data conducive to the estimation of the afterslip distribution following the 2003 Tokachi-oki earthquake, Earth Planet. Sci. Lett., 241, 281-292, 2006.
- 19) 小沢慎三郎・水藤 尚・今給黎哲郎, 2003 年以降に見られる岩手付近のプレート間カップリングの変化, 日本地震学会 2006 年秋季大会予稿集, P019, 2006.
- 20) Uchida, N., T. Matsuzawa, A. Hasegawa, and T. Igarashi, Interplate quasi-static slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes, Geophys. Res. Lett., 30, doi:10.1029/2003GL017452, 2003.
- 21) 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.

(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
鈴木健介, 日野亮太, 西野実, 桑野亜佐子, 山本揚二郎, 金沢敏彦, 山田知朗, 中東和夫, 望月公廣, 篠原雅尚, 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 年宮城県沖の地震 (M7.2) の本震・余震の震源分布とメカニズム解	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	2006 年 5 月 18 日
Shantha S. N. Gamage, 内田直希, 海野徳仁, 長谷川昭	Aftershock distributions of three large off-Miyagi Prefecture earthquakes in 2005 revealed by sP phase	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	2006 年 5 月 18 日
柳沼直, 岡田知己, 加藤研一, 武村雅之, 八木勇治, 長谷川昭	2005 年宮城県沖の地震 (M7.2) と 1978 年宮城県沖地震 (M7.4) のアスペリ	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	2006 年 5 月 18 日

	ティの比較研究		
日野亮太, 西野実, 桑野亜佐子, 山本揚 二郎, 鈴木健介, 金 沢敏彦, 山田知朗, 中東和夫, 望月公 廣・篠原雅尚・青木 元・田中昌之・荒木英 一郎・小平秀一・藤江 剛・金田義行	Ocean bottom seismographic observation of the aftershock activity accompanied with the 2005 off Miyagi Earthquake (M 7.2)	日本地球惑星科学連合 2006年大会	2006年5 月18日
三浦哲, 油井智史, 伊藤浩司, 長谷川昭, 佐藤俊也, 立花憲司	GPSデータにより推定さ れた宮城県沖プレート境 界の非地震性すべり —2002年11月3日 M6.3・2005年8月16日 M7.2後の余効変動—	日本地球惑星科学連合 2006年大会	2006年5 月16日
飯沼卓史, 三浦哲, 油井智史, 佐藤俊也, 立花憲司, 長谷川昭	GPSデータから推定され た2005年宮城県沖地震 (M7.2)に伴う余効すべり の時空間変化	日本測地学会第106回講演 会	平成18年 10月20 日
山本揚二郎, 日野亮 太, 鈴木健介, 山田 知朗, 篠原雅尚, 金 沢敏彦, 青木元, 田 中昌之, 金田義行	Double-Difference Tomography法による宮城 県沖地震震源域の地震波 速度構造	日本地震学会2006年秋季 大会	平成18年 11月1日
飯沼卓史, 三浦哲, 油井智史, 佐藤俊也, 立花憲司, 長谷川昭	GPSデータから推定され た2005年宮城県沖地震 (M7.2)に伴う余効すべり の時空間変化	日本地震学会2006年秋季 大会	平成18年 10月31 日
柳沼直, 岡田知己, 長谷川昭, 加藤研一, 武村雅之, 八木勇治	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(2)	日本地震学会2006年秋季 大会	平成18年 11月1日
鈴木健介, 日野亮太, 山本揚二郎, 西野実,	海底地震観測による2005 年宮城県沖の地震(M7.2)	日本地震学会2006年秋季 大会	平成18年 11月2日

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・植平賢司・青木 元・田中昌之・荒木英 一郎・小平秀一・藤江 剛・金田義行	の余震のメカニズム解		
Yaginuma, T., T. Okada, A. Hasegawa, K. Kato, M. Takemura, Y. Yagi	Comparison of source areas of the 2005 (M7.2) and 1978 (M7.4) Miyagi-Oki earthquakes, NE Japan, by seismic waveform inversions	AGU 2006 Fall Meeting	平成18年 12月14 日
Iinuma, T., S. Miura, S. Yui, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana, A. Hasegawa	Spatio-temporal evolution of post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M7.2) as inferred from GPS data	AGU 2006 Fall Meeting	平成18年 12月13 日
Suzuki, K., R. Hino, Y. Yamamoto, M. Nishino, T. Kanazawa, T. Yamada, K. Nakahigashi, K. Mochizuki, M. Shinohara, A. Kuвано, K. Uehira, G. Aoki, M. Tanaka, E. Araki, S. Kodaira, G. Fujie, and Y. Kaneda	Aftershock distribution of the 2005 off Miyagi Earthquake (M7.2) by ocean bottom seismographic data	AGU 2006 Fall Meeting	平成18年 12月12 日
Yamamoto, Y., R. Hino, K. Suzuki, T. Yamada, M.	Seismic velocity structure in the focal area of the Miyagi-Oki	AGU 2006 Fall Meeting	平成18年 12月12 日

Shinohara, T. Kanazawa, G. Aoki, M. Tanaka, and Y. Kaneda	earthquake revealed by double-difference tomography		
Yamamoto, Y. R. Hino, M. Nishino, T. Yamada, T. Kanazawa, T. Hashimoto and G. Aoki	Three-dimensional seismic velocity structure around the focal area of the 1978 Miyagi-Oki earthquake	Geophys. Res. Lett. 33, doi:10.1029/2005GL025619	平成18年 5月23日
Yaginuma, T., T. Okada, T. Matsuzawa, N. Umino and A. Hasegawa	Coseismic slip distribution of the 2005 off Miyagi earthquake (M7.2) estimated by inversion of teleseismic and regional seismograms	Earth Planet Science, 58, 12, 1549-1554	平成19年 2月2日
Umino, N., T. Kono, T. Okada, J. Nakajima, T. Matsuzawa, N. Uchida, A. Hasegawa, Y. Tamura, and G. Aoki	Revisit to the 1930s' three Miyagi-oki earthquakes with magnitude more than 7: Possible rupturing of asperities that caused the 1978 M7.4 Miyagi-oki earthquake	Earth Planet Science, 58, 12, 1587-1592	平成19年 2月2日
Hino, R., Y. Yamamoto, A. Kuwano, M. Nishino, T. Kanazawa, T. Yamada, K. Nakahigashi, K. Mochizuki, M. Shinohara, K. Minato, G. Aoki, N. Okawara, M. Tanaka, M. Abe, E. Araki, S. Kodaira, G. Fujie and Y. Kaneda	Hypocenter distribution of the main- and aftershocks of the 2005 Off Miyagi Prefecture Earthquake located by ocean bottom seismographic data	Earth Planet Science, 58, 12, 1543-1548	平成19年 2月2日

Miura, S., S. Yui, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana and A. Hasegawa	Co- and post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M7.2) as inferred from GPS data	Earth Planet Science, 58, 12, 1567-1573.	平成19年 2月2日
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	印刷中
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	印刷中
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	印刷中
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	印刷中
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	印刷中
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	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 19 年度業務計画案

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する。設置可能な長期観測型海底地震計の台数が増えたため、18 年度まで短期観測型地震計で観測した地点の一部を長期観測の観測点とする。これに伴い、短期多点観測では、新規の観測点を設け、観測点密度のさらなる向上を図る。19 年度は、18 年度の調査の成果をふまえ、非地震性すべりが継続していると考えられる 2005 年と 1981 年の宮城沖地震の破壊域の間の領域に稠密な観測網を設けることにする。

さらに、従来取得されている海底地震観測データともあわせ、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メカニズム解の解明を進める。特に、2005 年 8 月の地震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メカニズム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することをめざす。

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。

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	yokamura@aist.go.jp
	副センター長	佐竹健治	
	研究員	宍倉正展	
	研究員	澤井祐紀	
	研究員	藤原 治	
	研究員	小松原純子	
	テクニカルスタッフ	Than Tin Aung	

(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 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。亘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 年間に於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う。また地殻変動を明らかにすることを目的とした地質調査を行う。また、津波シミュレーションを行うため、東北地方の海底及び沿岸域の地形データの整備を行うとともに、貞観の津波を再現できる津波波源モデルの構築を試みる。

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 18 年度業務目的

平成 17 年度に調査に着手した仙台平野南部、仙台平野中部、石巻平野において、埋没地形や津波堆積物の詳細な調査を引き続き行う。採取方法は、掘り式ピートサンプラー（長さ 2m、直径 2cm 程度のパイプ状の柱状堆積物採取装置。未固結堆積物の分布域において人力で地面に突き刺すことによって、大きな穴を掘ることなく、地表下 1-2m の堆積物を連続して採取できる）および小型ジオスライサーを用いる。この調査により、西暦 869 年に発生した貞観津波等による津波堆積物の分布と津波襲来時の海岸線などの地形との関係を明らかにする。また、仙台平野北部において同様の調査に着手する。

(2) 平成 18 年度の成果

(a) 業務の要約

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の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。

(b) 業務の実施方法

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。手掘り式ピートサンプラー（長さ2m、直径2cm程度のパイプ状の柱状堆積物採取装置。地表下1-2mの未固結堆積物を連続して採取できる。）および小型ジオスライサーを用いて、堤間湿地において地表下3m程度までの堆積物を採取し、その層相観察や広域での対比から、かつての海面を示す海浜堆積物や泥炭層中に挟まれる火山灰および砂層を認定した。特に西暦869年に発生した貞観津波およびそれ以前の巨大津波によって運ばれた砂層（以下、「津波堆積物」と呼ぶ）の分布域を明らかにし、同時に津波が襲来した当時の海岸線の位置を推定して浸水履歴を検討した。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、過去数千年間における地殻変動を推定した。津波堆積物の年代や海浜堆積物の離水年代は、歴史時代の降下火山灰（十和田a火山灰）の分布と放射性炭素年代測定法を用いて決定した。

(c) 業務の成果

<仙台平野>

仙台平野北部において、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（図1）、測線沿いにおける十和田a火山灰層、粗粒～極細粒砂層、泥炭層の詳細な分布を明らかにした。また名取市においても、昨年度の調査を補足するために同様の調査を行った。亙理町の鳥の海においては、フローター上から泥質堆積物を採取した。採取した堆積物中に見られた砂層は、鉱物組成が石英質であること、海生微細藻類を多く含むことから過去の津波によって形成された津波堆積物と推定した。特に、十和田a火山灰直下の津波堆積物は、火山灰の降下年代から貞観津波によって形成されたものと考えた。各地域における調査結果の詳細は以下のとおりである。

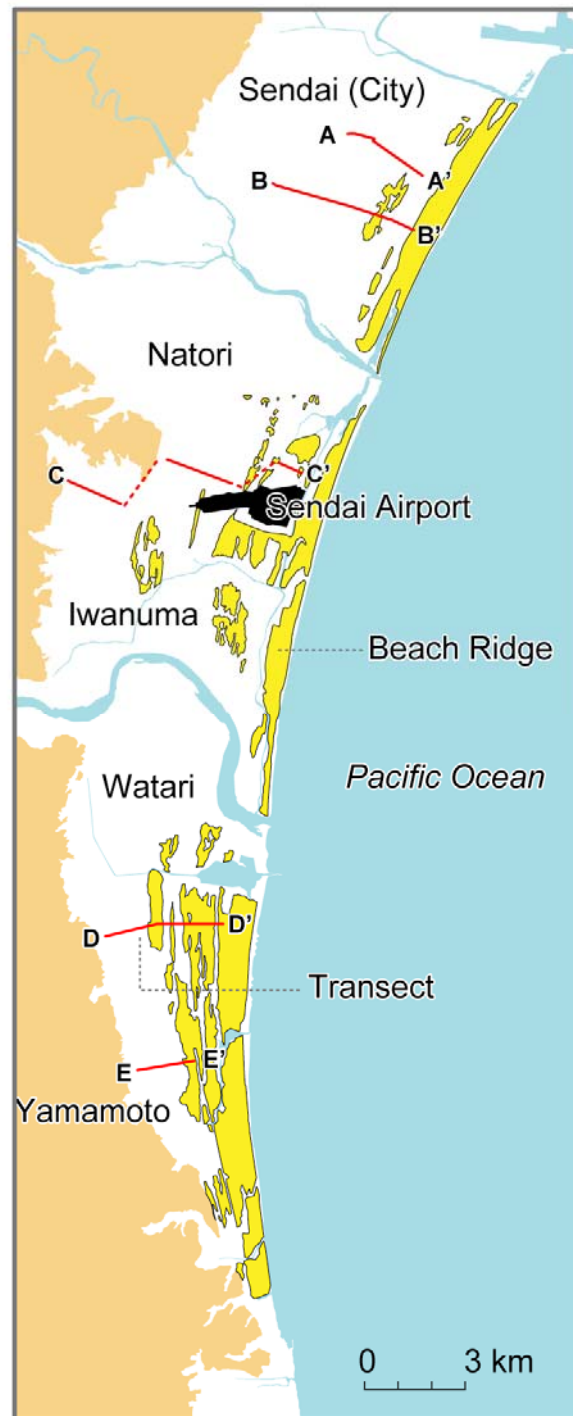


図1 仙台平野の浜堤分布（黄色）及び調査測線

[仙台市]

設置した測線沿いの合計 96 地点で試料の採取を行った結果、現在の海岸線より約 2km の地点まで貞観津波による砂質の津波堆積物を確認することができた (図 2)。貞観津波襲来時の海岸線の位置は現在の海岸線より 0.5km 程度内陸に存在していたと推定されることから、貞観津波の遡上距離は少なくとも 1.5km と考えられる (現在の仙台東部有料道路付近) (図 3)。最も内陸にある調査地点では、貞観津波によるものも含めて 4 層の津波堆積物が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を襲来していたと考えられる。放射性炭素年代測定の結果から、貞観以前の巨大津波は約 2000-2500 年前、2500-3000 年前に襲来したことが推定された。3000 年前より以前の津波堆積物の年代は、適切な試料が得られなかったために推定できなかった。

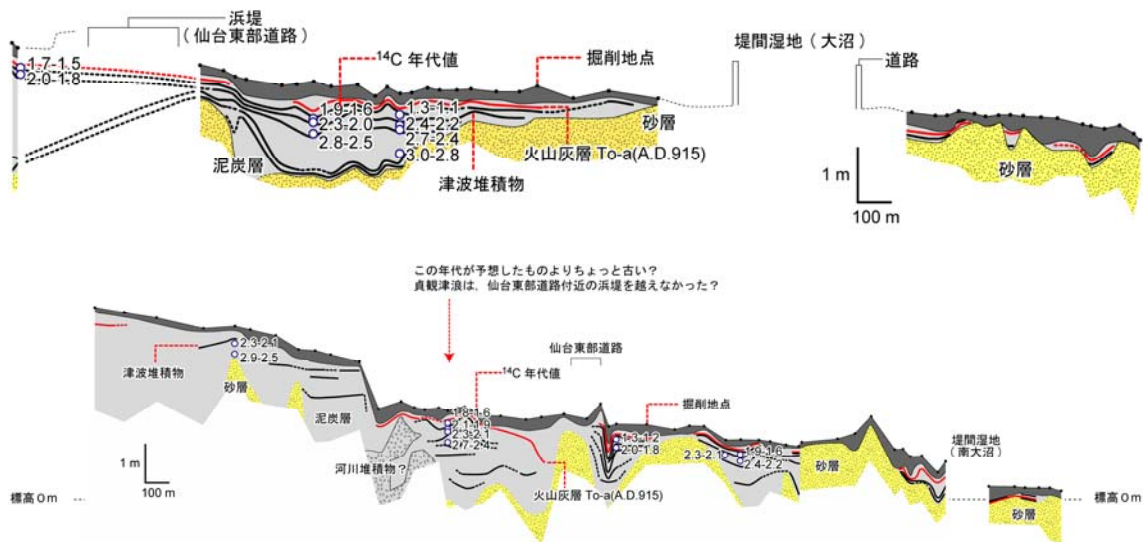


図 2 仙台平野北部の地質断面図と津波堆積物。

上：大沼測線、下：南長沼-霞の目測線

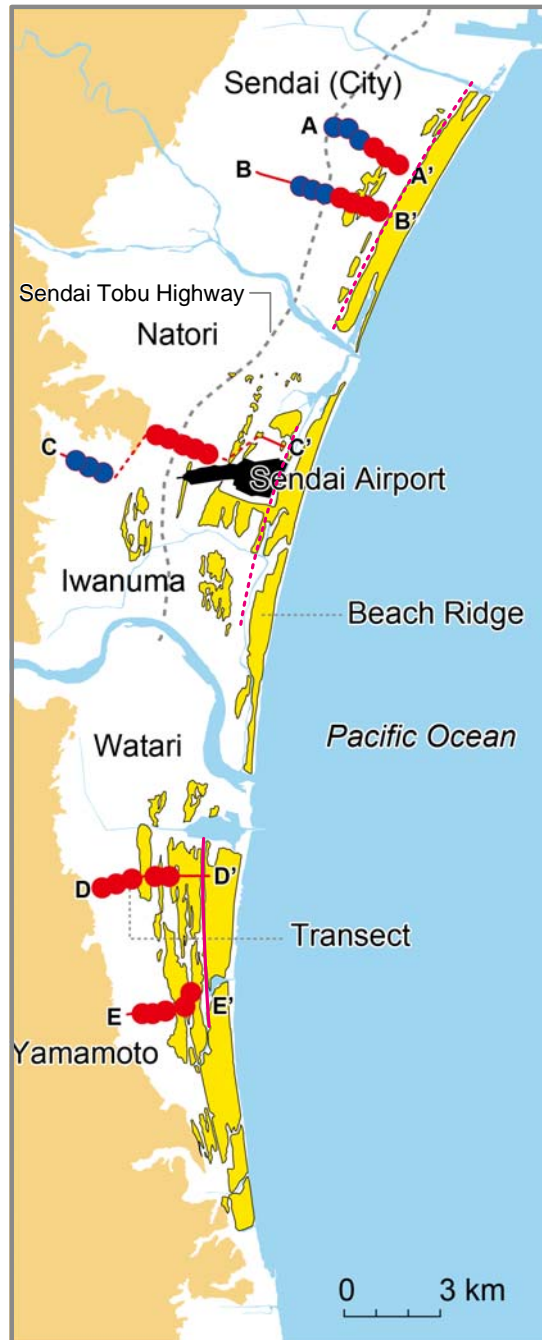


図3 貞観の津波堆積物の分布域（赤丸）と当時の海岸線（ピンクの実線及び点線）。青丸は貞観の津波堆積物の可能性があるが断定できない砂層の分布域。

仙台市では、貞観津波起源の可能性のある津波堆積物が、仙台東部有料道路より内陸の地点からも見つかっている（図3）。今後炭素年代測定などを多く行うことによって、推定される貞観津波の浸水域がより内陸にまで到達する可能性がある。

[名取市]

昨年度行った調査を補足する目的で、設置した測線沿いの合計 31 地点で試料の採取を行った。その結果、現在の海岸線より約 5km の地点まで貞観津波による砂質の津波堆積物を連続的に確認することができた (図 4)。この結果は、昨年度までの結果と調和的である。本地域では、貞観以前の津波堆積物が 2 層確認され、そのうち 1 層の放射性炭素年代は 2200-2800 年前の値を示した。

現在の海岸線より 5km 以上内陸の地点においては、泥炭層中に連続的な無機質泥層を確認することができたが、それらが津波堆積の一部であるかどうかを明らかにすることはできなかった。

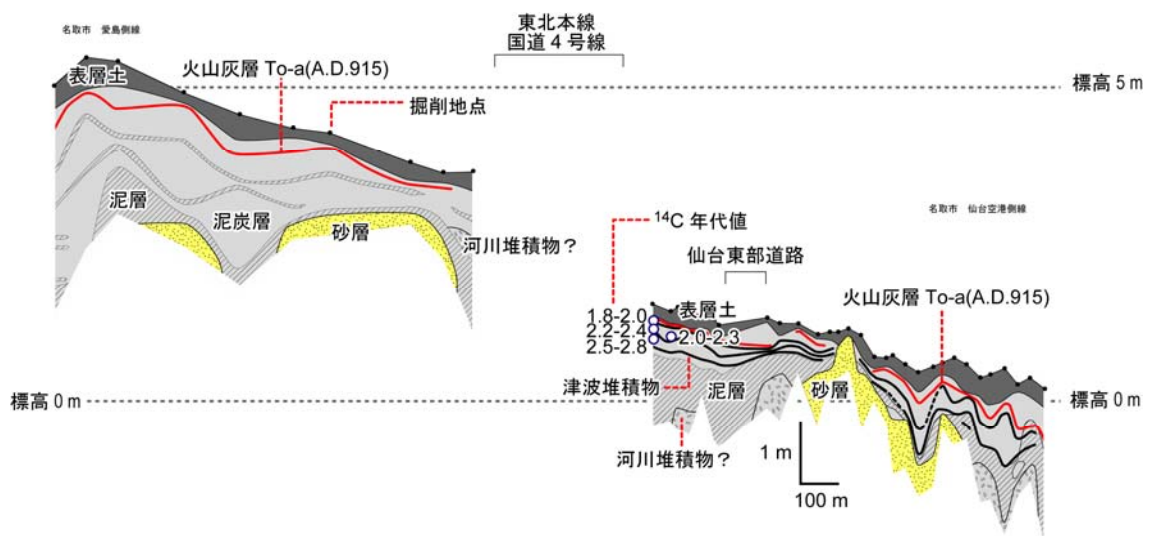


図 4 名取市の地質断面図と津波堆積物の分布

[亘理町]

仙台平野南部の亘理町では、汽水湖である「鳥の海」において連続柱状堆積物を採取した (図 5)。採取した連続堆積物中の珪藻化石を観察した結果、全長 2m のコア全体を通して、淡水生 *Fragilariaceae* 科珪藻種、淡水生 *Pinnularia* 属珪藻種、淡水生種 *Synedra ulna*、汽水生種 *Pseudopodosira kosugii*、汽水-海水生種 *Tabularia fasciculata* が優占する混合群集を形成していることが明らかになった (図 6)。生育域の重複しないこれらの分類群が混在することは多量の異地性遺骸が鳥の海に流入していることを示しており、阿武隈川および鏡川排水路の影響が非常に強いと推定された。放射性炭素年代測定の結果から、このような環境は過去 500 年間継続していたと考えられた。ここでの調査目的は、珪藻化石群集から古水深変化を推定し、そこから地殻変動を復元することであった。しかしながら、以上のような成果から、生物指標を使つての古水深・地殻変動史復元は鳥の海においては難しいという結論に達した。

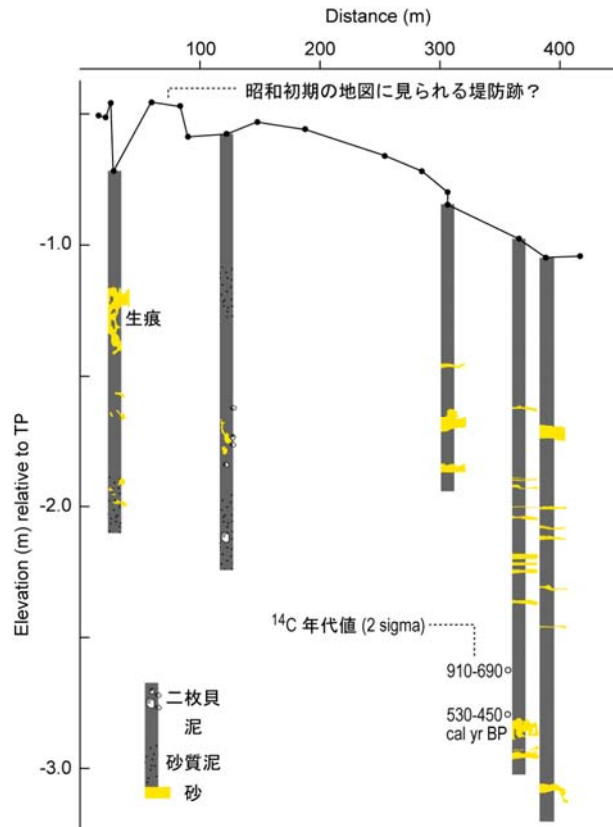


図5 鳥の海で採取したジオスライサー試料の柱状図。

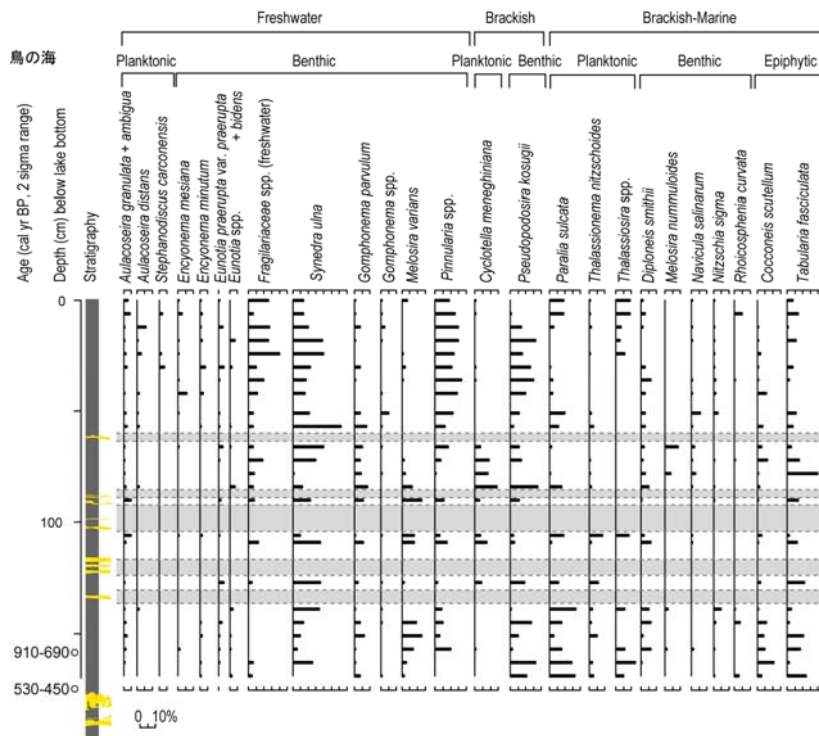


図6 鳥の海試料の珪藻化石分析結果。図5の右から2番目の試料

<石巻平野>

空中写真判読によって石巻平野の浜堤列と堤間湿地を詳細に微地形区分し、過去の海岸線の位置を抽出した(図7)。それらを横切るように、海岸線に直交方向に設けた4つの測線(Y測線、O測線、A測線、WA測線)と、浜堤に沿って平野を横断する測線(SR測線)において掘削調査を行った。特にY測線、SR測線、WA測線では、全地点でハンディジオスライサーを用いて掘削し、堆積構造の観察から、平行葉理の有無などに基づいて潮間帯で堆積した海浜堆積物の認定を行った。またO測線、A測線ではおもにピートサンプラーを用いた掘削から泥炭層中の砂層の分布を追った。砂層は仙台平野と同様の特徴を持ち、津波堆積物と判断される。また、十和田 a 火山灰も広域で検出され、その直下の砂層は貞観津波によって形成されたものと考えた。各測線における調査結果の詳細は以下のとおりである。

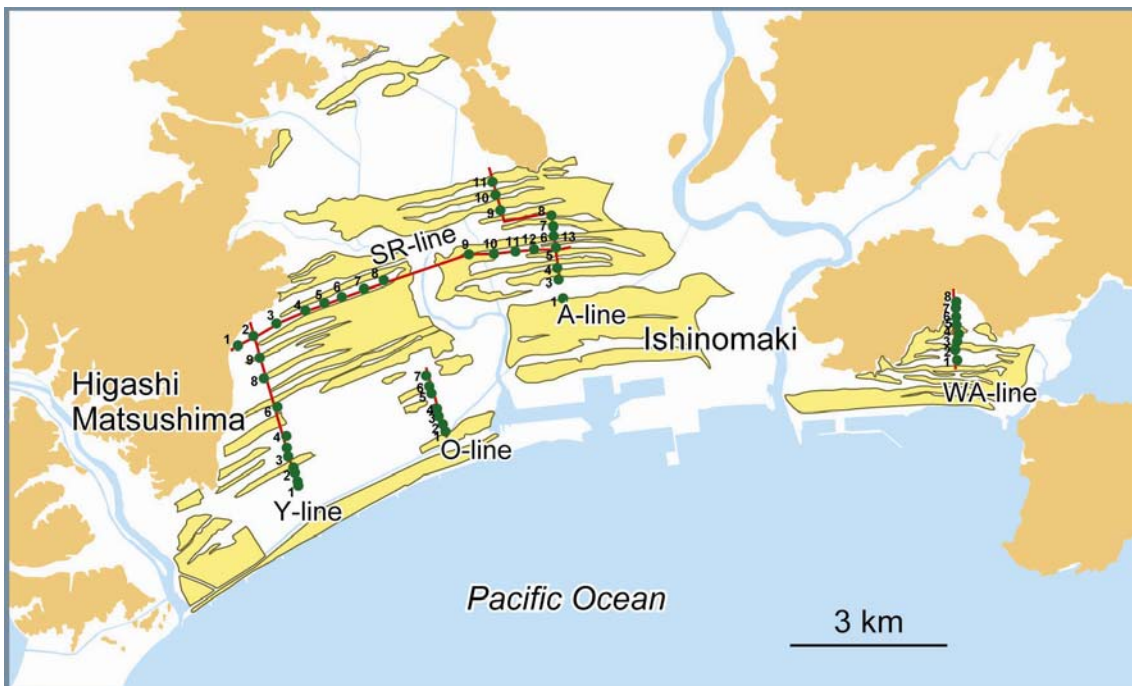


図7 石巻平野の浜堤の分布(黄色)と調査測線

[Y測線(平野西部)]

石巻平野西部に設けたY測線は、現海岸線から約1km内陸の地点から、約4km内陸の地点までの南北方向に延びる測線で、11地点でハンディジオスライサーによる柱状試料を採取した(図8)。特に海側のY-1~4の地点で密に掘削し、十和田aテフラの有無とその上下の砂層を確認し、貞観津波襲来時の海岸線の位置が、Y-1.5付近(現海岸線より1.3km内陸)にあったことを明らかにした。また、もっとも海側のY-1では、貞観津波より後に堆積した2回のイベント砂層を確認した。そのうち下位の砂層は、放射性炭素年代からAD1210~AD1410の間に堆積したと考えられる。

貞観津波と考えられる砂層は、Y-3で明瞭であるが、Y-3.5~9では確認できなかった。

しかし、Y-10（SR-2 と兼ねる）では、3枚の砂層が確認され、後述する SR 測線の放射性炭素年代との対比から、最上位の砂層が貞観津波の可能性が高い。すなわちこの測線沿いでは、貞観津波の浸水域は、当時の海岸線から少なくとも 3km 内陸まで及んだ可能性がある。また、下位の 2 枚の砂層は、ともに 2700 年前頃から 2300 年前頃間に堆積した可能性が高い。

トータルステーションによる測量で得た Y 測線の地形プロファイルを見ると、内陸側の標高 3m 付近から海側へ徐々に高度を下げており、もっとも海側の Y-1 付近で標高約 0.6m である。平行葉理を伴う砂層の上限高度の分布も、多少の不連続はあるが、地形と同様に緩やかに海側へ高度を下げているように見え、1m を超えるような急激な地盤の変動は示さない。ただし、貞観津波の発生時期を含む Y-2.5 から Y-1 の間の近接した区間では、やや急な高度の変化見られ、今後、さらに海側での調査が求められる。

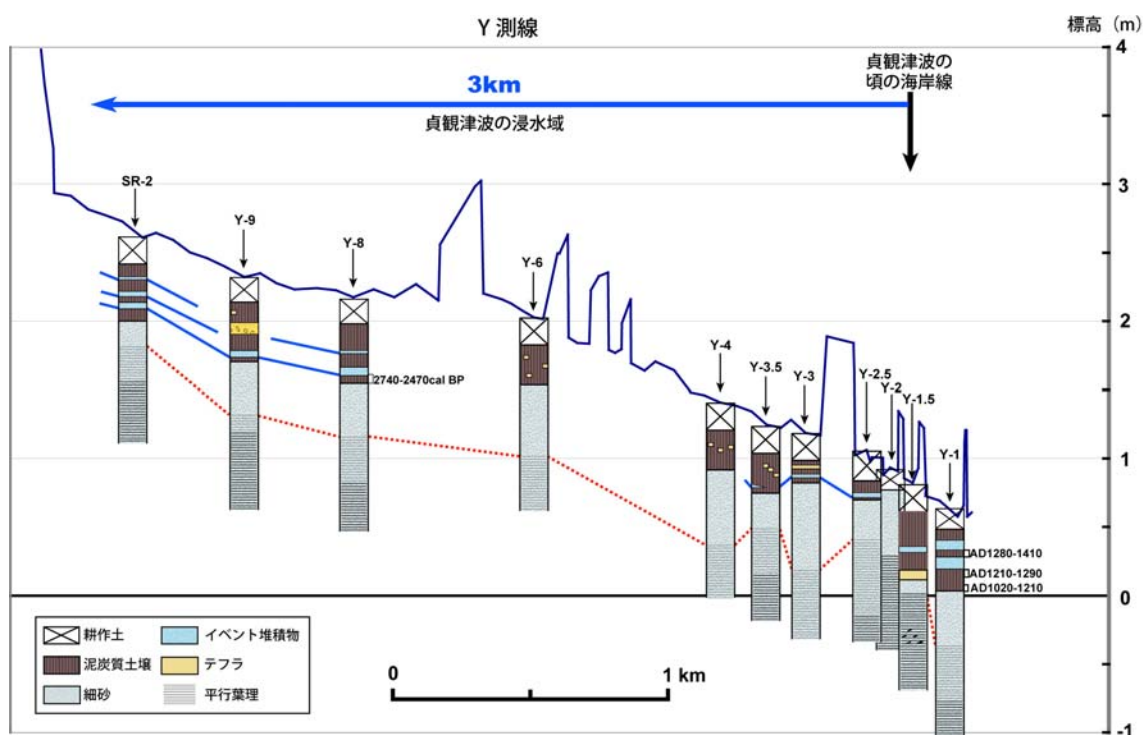


図 8 Y 測線の柱状図

[0 測線（平野中央部海岸側）]

0 測線は石巻平野の中央部の海側に位置し、現海岸線より約 0.9km 内陸から約 2.1km 内陸までの南北方向のやや短い測線である。おもにピートサンプラーの掘削により 7 地点で柱状記載を行った（図 9）。Y 測線と同様に十和田 a テフラの有無とその上下の砂層を確認し、貞観津波襲来時の海岸線の位置が、0-4 背後の浜堤付近（現海岸線より 1.3km 内陸）にあったことを明らかにした。また、0-4 では、十和田 a テフラの上位にイベント砂層を確認し、放射性炭素年代から AD1160~1270 より後に堆積したことが明らかになった。これは Y-1 に

おける下位のイベント砂層に対比できる可能性が高い。

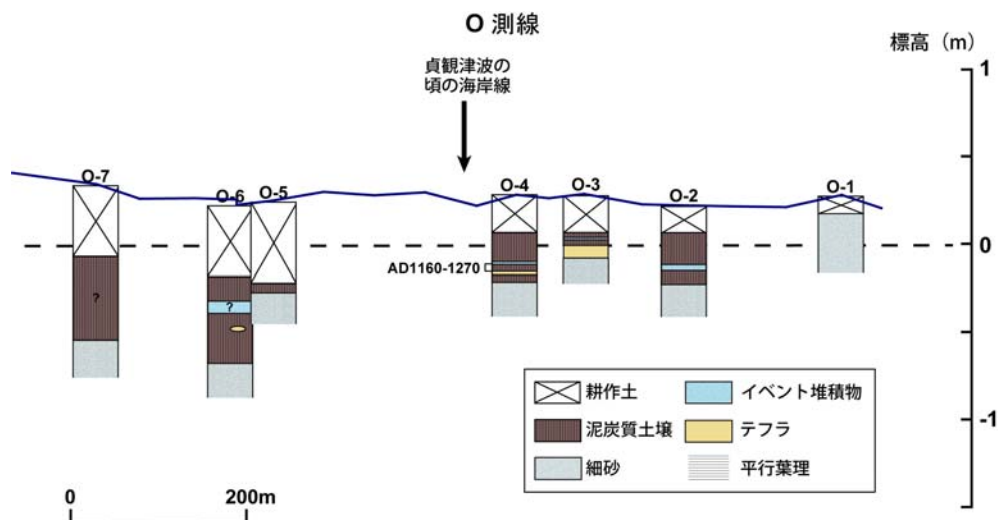


図9 O測線の柱状図

[A 測線 (平野東部)]

石巻平野東部は大部分が市街地化されているため、現海岸線から約 2.7km 内陸の地点より約 5.3km 内陸までオフセットした形で A 測線を設定した。このため、貞観津波襲来時の海岸線は不明瞭である。しかしながら 10 地点で得た柱状試料から、貞観津波を含む 3 枚のイベント砂層を確認した (図 10)。貞観津波は現海岸線から約 3.8km 内陸の A-5 (SR-13 を兼ねる) まで浸水した可能性がある。

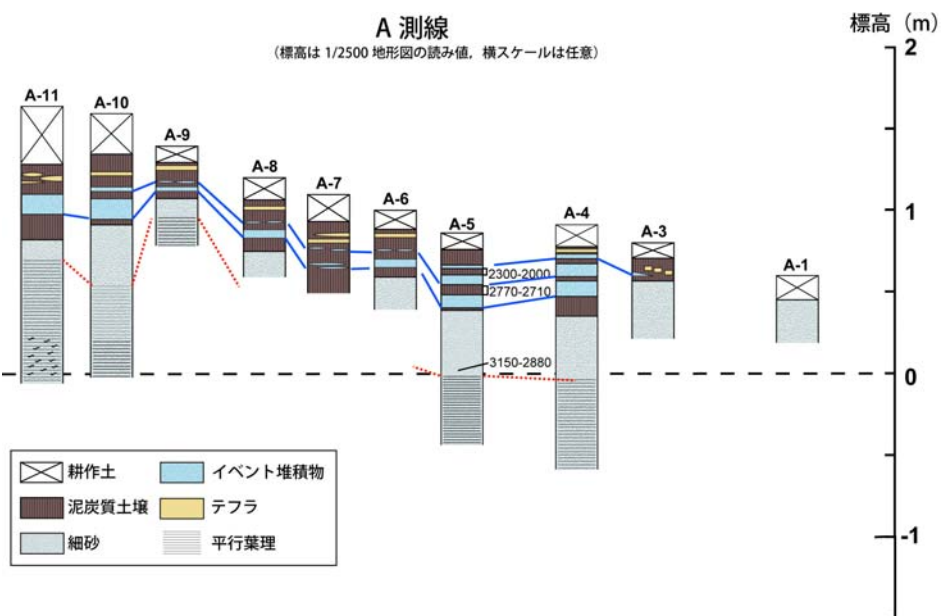


図10 A測線の柱状図

[SR 測線 (平野横断)]

SR 測線は他の測線と異なり、現海岸線から約 4km 内陸において、浜堤に沿って東西方向に設定した測線である。13 地点でのハンディジオスライサー掘削によれば、全ての地点で 1~3 枚のイベント砂層を確認した (図 11)。最上位のものは十和田 a テフラとの層位や放射性炭素年代から貞観津波と判断され、下位の 2 枚は放射性炭素年代からともに 2700 年前頃から 2300 年前頃の間には堆積した可能性が高い。また、海浜堆積物中の年代やそれを覆う泥炭層基底の年代から、この測線沿いの浜堤は 3000 年前頃に離水したと考えられる。

地形プロファイルを見ると、平野西端で標高約 3m であるが、東へ高度を下げ、定川右岸で標高約 1m になる。定川左岸の平野東部では、標高 0.7~0.9m でほぼフラットである。海浜堆積物における平行葉理の上限高度の分布も、ほぼ同様の傾向を示しており、東西の高度差は 2m 程度である。測線沿いの一連の海浜堆積物は、ほぼ同じ高度で堆積したものであるから、このような東西の高度差は、離水後の局所的な地殻変動を反映している可能性がある。

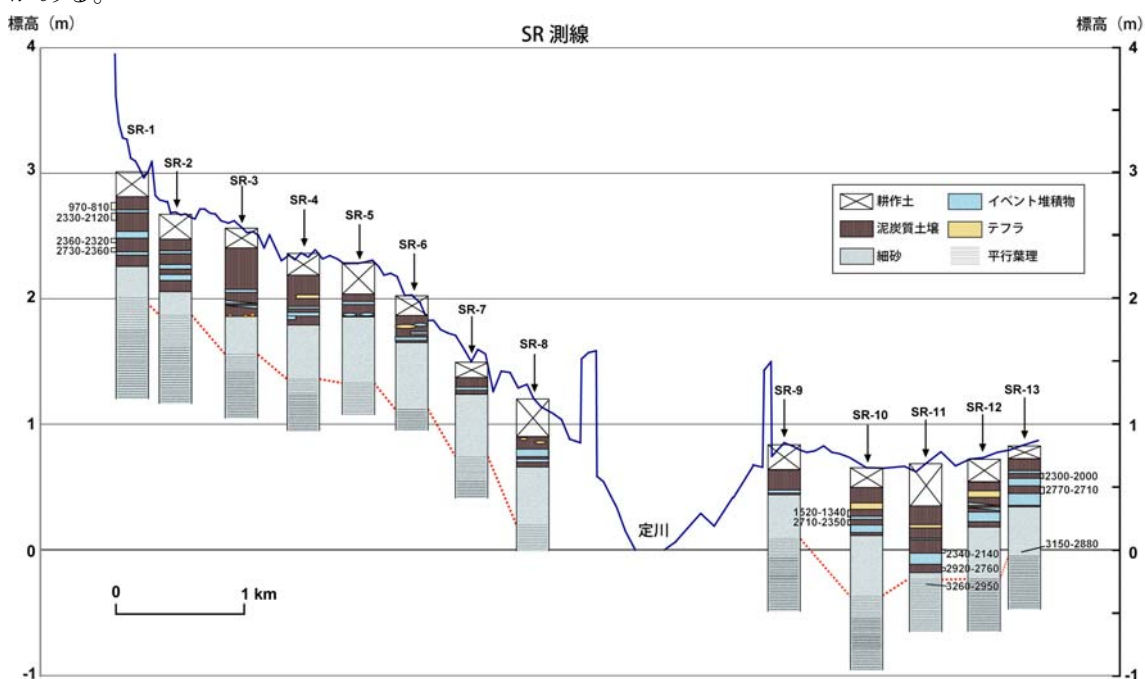


図 11 SR 測線の柱状図

[WA 測線 (渡波地区)]

WA 測線は、旧北上川を挟んで石巻平野の東側に独立して存在する小低地 (渡波地区) において設定した測線で、現海岸線より約 0.9km 内陸から約 2.2km 内陸までの南北方向のやや短い測線である。8 地点でのハンディジオスライサー掘削により、4 地点で貞観津波と考えられる砂層を確認した (図 12)。当時の海岸線が特定できていないが、もっとも海側の WA-1 から WA-7 まで少なくとも 1km 以上浸水していたことは確実である。また、WA-1 では、十和田 a テフラの上位にもイベント砂層を確認し、放射性炭素年代から AD1310~1440 より後に堆積したことが明らかになった。これは O-4 や Y-1 における下位のイベント砂層に対

比できる可能性がある。

WA 測線の地形プロファイルを見ると、WA-8 の標高 2m 付近から WA-1 の標高約 1.2m までゆるやかに高度を下げている。海浜堆積物の平行葉理の上限高度も同様の傾向を示す。

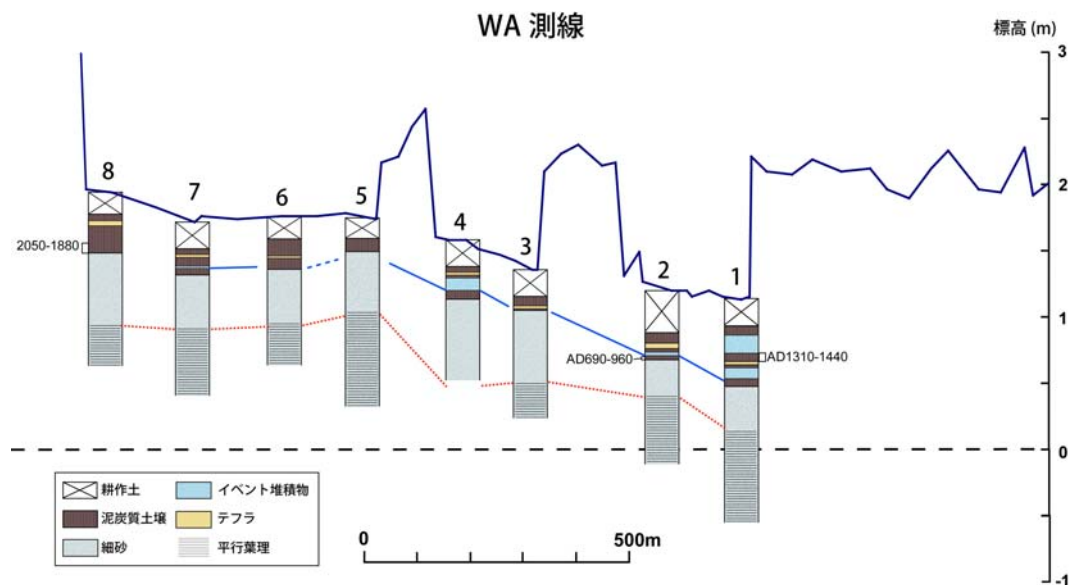


図 12 WA 測線の柱状図

(d) 結論ならびに今後の課題

< 仙台平野 >

平成 18 年度の調査では、仙台平野北部における貞観津波の遡上距離を復元することができた。この結果と昨年度までの結果をあわせることにより、仙台平野全域における貞観津波の遡上距離を把握することができた。これらの遡上距離は、貞観津波が襲来した当時の海岸線の位置を推定することによって、より正確に求めることができた。以上の調査結果と昨年度の調査結果を合わせて、貞観津波、約 2000 年前の津波、約 3000 年前の津波に伴う津波堆積物の分布域を明らかにし、当時の海岸線位置を推定した (図 2、13、14)。過去 3000 年間に仙台平野は拡大し続けてきたが、その間にも少なくとも 3 回の巨大津波が押し寄せ、当時の海岸線から 2km 以上内陸まで達したと推定される。

仙台市および名取市では、津波堆積物の対比が十分ではないため、堆積物から推定される浸水域を過小評価している可能性がある。今後は、放射性炭素年代測定を多く行うことにより、地点間の対比を精度良く行っていく必要がある。また、貞観の地震に伴う地殻変動は地質学的には確認できておらず、それ以降の地殻変動を明らかにすることが重要である。



図 13 約 2000 年前の津波堆積物の分布と当時の海岸線（記号は図 3 に同じ）

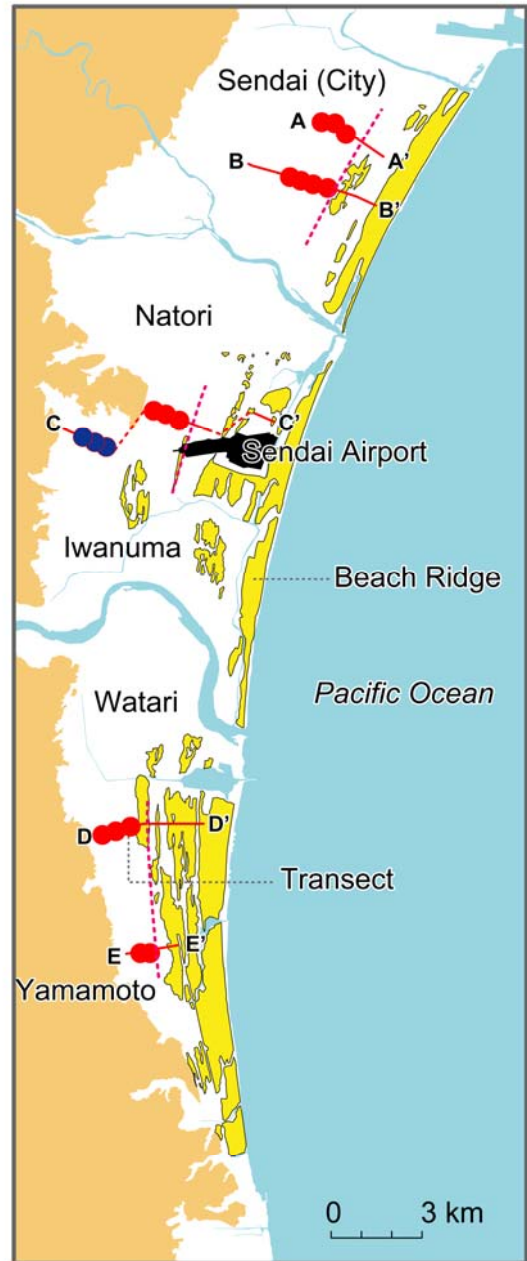


図 14 約 3000 年前の津波堆積物の分布と当時の海岸線（記号は図 3 に同じ）

<石巻平野>

石巻平野においても、貞観津波で堆積した砂層の分布と当時の海岸線位置の推定から、遡上距離を復元することができた。貞観津波は当時の海岸線から少なくとも 3km 程度内陸まで浸水したと考えられる (図 15)。また、それ以前には 2700 年前から 2300 年前頃の間、2 回の津波と思われるイベントが発生していたと推定される (図 16)。

地形や海浜堆積物の高度分布は、海岸線に直交する方向で見ると、平野奥の 3000 年前頃の離水浜堤から現海岸に向かって徐々に下がっていることが明らかになった (図 8、10)。これは相対的に海面が徐々に下がっていたことを示す。貞観津波前後の期間でやや急速な隆起があった可能性もあるが、測地による最近の沈降傾向との矛盾を解消するような大きい地震隆起の明確な証拠は今のところ見つかっていない。また、海岸線に平行な方向で見ると、平野西部が東部に対して隆起しているように見える。2003 年宮城県北部地震でも平野の西部が東部に対して最大 15cm 程度隆起しており、地下の伏在断層の活動との関係が注目される。

今後は貞観津波より前のイベントの遡上距離の正確な復元を行うことと、平野の海側での掘削調査から貞観津波前後、および過去 1000 年以内の海浜堆積物の高度分布を詳細に明らかにし、最近の沈降傾向との関係を明確にする必要がある。また、海溝型地震の変動と内陸の伏在断層の変動との分離も今後の課題としてあげられる。

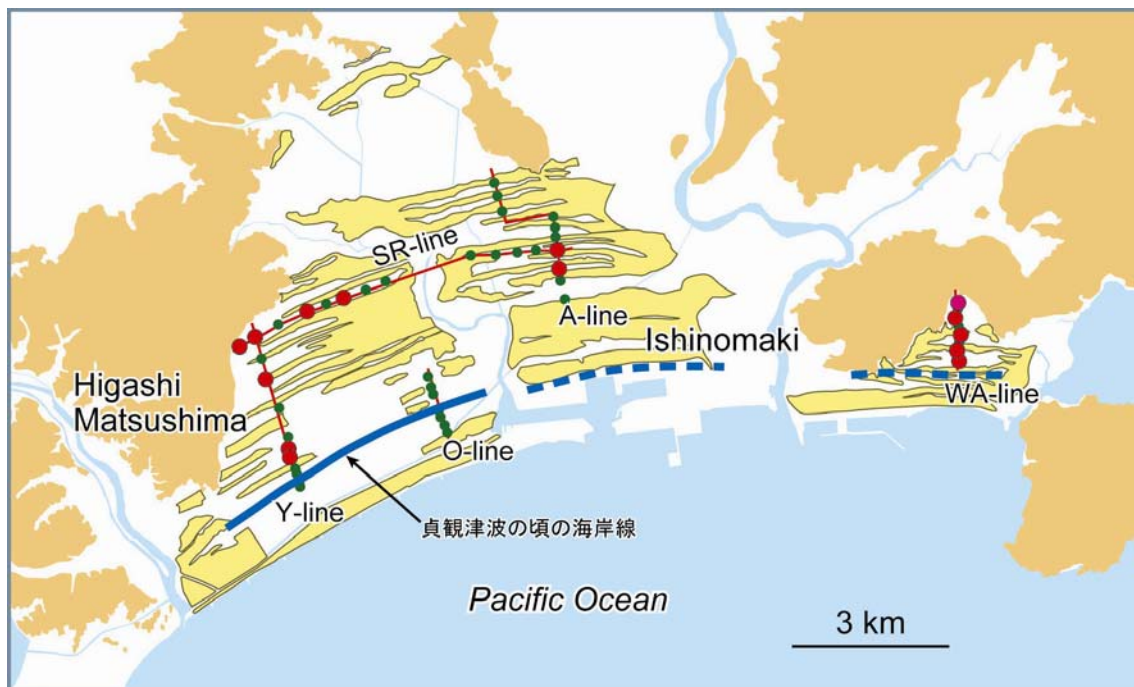


図 15 石巻平野における貞観の津波堆積物の分布域 (赤丸) と当時の海岸線 (青線)

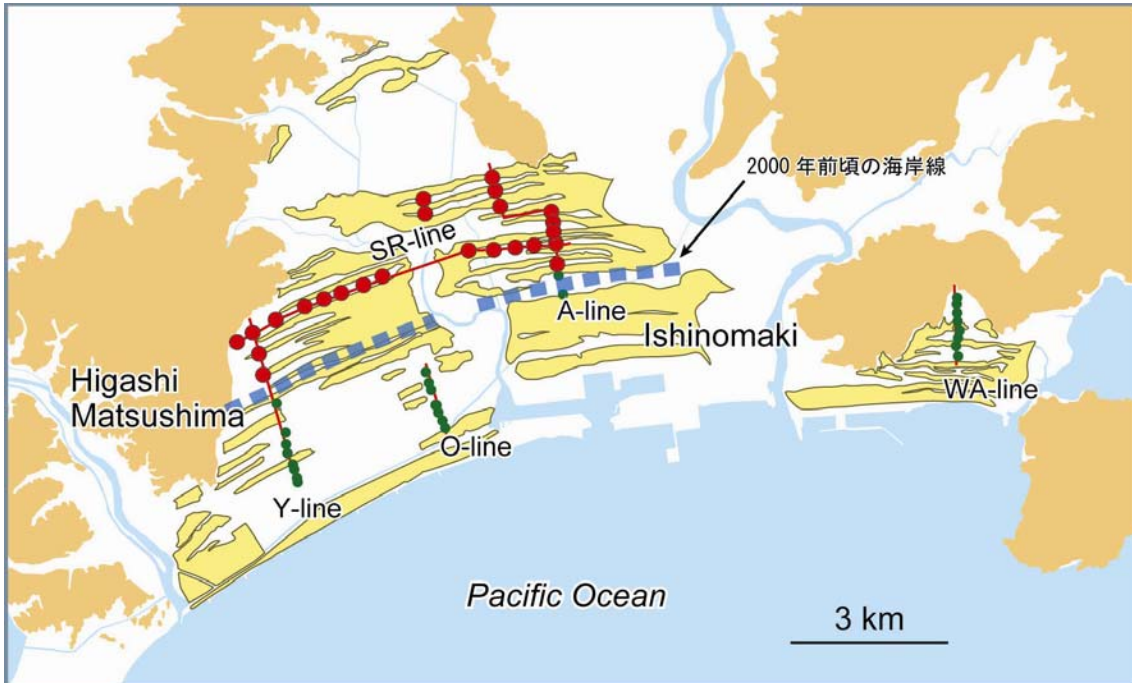


図 16 石巻平野における 2000-3000 年前の津波堆積物の分布域 (赤丸) と当時の海岸線 (青線)

(e) 引用文献

なし

(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・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	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	平成 18 年 8 月
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・Than Tin Aung・松浦旅人・高田圭太・藤井雄士郎・佐竹健治	仙台平野を襲った巨大津波の浸水履歴	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	平成 18 年 5 月 14 日
宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・鎌滝孝信・藤原 治・藤井雄士郎・Than Tin Aung	石巻平野における浜堤列および津波堆積物調査	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	平成 18 年 5 月 14 日

澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・ Than Tin Aung・松浦旅人	History of tsunami inundations in Sendai Plain, detected from coastal geology	2006 AOGS 3rd annual meeting	平成 18 年 6 月 11 日
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・ 松浦旅人・Than Tin Aung・小松原 純子・藤井雄士郎	堆積物から復元した宮 城県中南部における貞 観津波の浸水域	歴史地震研究 会	平成 18 年 9 月

(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 19 年度業務計画案

仙台平野及び石巻平野において過去 2 年間で明らかになってきた津波堆積物の分布を説明する津波シミュレーションに着手する。19 年度は、海岸地形データを整備すると共に、単純な波源モデルを用いて、2 つの海岸平野での津波浸水距離を説明する波源位置の推定を試みる。また、石巻平野において地形・地質調査を実施し、最近数十年間で観察される沈降運動と、より長期的な時間スケールでほとんど地殻変動が認められない事実との矛盾の解明を試みる。

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
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	教授	今泉俊文	imat@mail.tains.tohoku.ac.jp
大阪市立大学大学院理学研究科	助教授	原口 強	haraguti@sci.osaka-cu.ac.jp
国立大学法人千葉大学理学部	助教授	宮内崇裕	tmiya@faculty.chiba-u.jp
国立大学法人福島大学教育学部	助教授	後藤秀昭	hgoto@educ.fukushima-u.ac.jp
国立大学法人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、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 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：

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、内湾海域での既存の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がある粗粒堆積物を見いだした。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 枚の津波堆積層（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17年度と同様な津波堆積物調査を三陸海岸の南部地区（大船渡・気仙沼地区など）を対象に実施する。また、17年度の成果と比較照合するために年代測定も行う。さらに、堆積物分布や堆積物試料から分析される津波の進行方向・流れの停止状況ならびに、離水イベントから推定される地震時地殻変動量などを総合して、津波の波源の位置・大きさの推定を行う。

3) 平成19年度：

平成17年度と同様な調査を三陸沿岸の山田地区のラグーンにおいて行う。また、平成18年度までの陸上調査の結果を総括し、津波シミュレーションと地殻変動のデータを合わせることにより、断層モデルの考察を行う。必要に応じて、補足的な野外調査を行う。

4) 平成20年度：

平成17年度と同様な調査を常磐沿岸の松川浦およびいわき地区と三陸沿岸の釜石地区等で行うとともに、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：

三陸沿岸の陸前高田における調査を行うとともに、常磐海岸および三陸沿岸での17～20年度の地区域・海域の研究成果を踏まえ、「連動型」宮城県沖地震の活動履歴の推定を行う。

(e) 平成18年度業務目的

1793年に発生した地震は、1978年宮城県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年宮城県沖地震のような「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。

18年度は、17年度の範囲をカバーするように宮古湾および三陸海岸の南部地区（大船渡・陸前高田・気仙沼地区など）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 18 年度の成果

(a) 業務の要約

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 ヶ所）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。

また、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 ^{14}C 年代の暦年較正の結果、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。

(b) 業務の実施方法

本年度の調査は、宮古市葉の子浜、大船渡市碁石海岸、陸前高田市高田松原、気仙沼市気仙沼大島および波路上崎野において、津波堆積物の検出調査を行った。さらに、大船渡市合足海岸にて明治三陸津波によって打ち上げられた粘板岩塊に付着した生物遺骸を採取し、その ^{14}C 年代値から海洋リザーバ効果（古海水の影響により海洋性古生物の年代が実際よりも数百年古く推定されること）を推定し従来サンプルの暦年較正を行い、昨年までの津波堆積物年代と歴史津波との対比を行なった。

調査地点の選定にあたっては、

- 1) 沿岸各地に残る歴史時代の津波の記録（到達域など）を収集する。
- 2) 漁港・港湾等の浅海域および陸域において、各種施設建設時の地質情報（ボーリング資料など）を収集する。これらのデータに基づいて、調査地点に優先順位を付けて複数選定し、それぞれの地点での調査計画に基づいて行った。

堆積物の採取と堆積物認定、三次元的な津波堆積物の分布を明らかにするために、各地点での主たる調査は、ボーリング・ジオスライサーによる試料採取調査等である。得られたサンプルの堆積年代と堆積速度を知るために、数多くの放射性炭素年代測定を行った。この結果によって、津波・地震の発生年代を、堆積物の堆積年代から推定した。

また、特に平成 17 年度に大槌湾で行った音波探査については、堆積物の年代測定結果とその海洋リザーバ効果を加味して再解析を行い、堆積曲線とイベント時期の補正を加えた。

(c) 業務の成果

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) 宮古市葉の子浜地区での調査結果

葉の子浜地区（図2）は宮古湾に面し、調査地前面にはポケットビーチが広がり小さい浜堤を隔てて背後には湿地帯が広がっている。流域は小さく目立った河川の流入は見られない。地層は海岸線から約15m離れた陸側でボーリング（長さ6m）1本・ジオスライサー（長さ3m）1本が採取された。地層は泥炭層を主とし砂層及び・砂礫層を挟在し、深度320～360cmでは火山灰層が見られ、360cm以下は砂礫層となる。イベント層はコアで9層、ジオスライサーで7層見られ層厚は数cm～15cm、細粒～極粗粒で構成され、10cm大の礫を含む層も分布する。

泥炭層の¹⁴C年代値から求めた堆積曲線により推定されたイベント層の年代（図3）は、それぞれHNK-TS1（約1960年前）、HNK-TS2（約2470年前）、HNK-TS3（約3070年前）（図4）、HNK-TS4（約3670年前）、HNK-TS5（約4430年前）、HNK-TS6（約5320年前）、HNK-TS7（約5620年）となる。この結果、過去約2000～6000年間で約600～800年間隔のイベントが発生していることが示された。また泥炭層には植物片が多く見られる還元層と見られない分解層との繰り返しが鉛直方向に確認できた。

2) 大船渡市碁石浜地区での調査結果

碁石浜は南東方向に張出した半島の南東端に位置（図5）しており、南側に海を臨む幅約170mのポケットビーチである。ビーチは礫浜で、直径数cm以下の黒色扁平海浜礫によって構成されている。碁石浜背後の浜堤（比高約4m）を隔てた海岸線に直交する測線に沿った低地内で、ボーリングコア2本（約6m）、ロングジオスライサー2本（GS-G1:約320cm、GS-G2:370cm）により地層を採取した。地層は表層よりほぼ連続する泥炭と有機質シルトで構成されており、5.5mで火山灰に到達する。¹⁴C年代測定結果から、この火山灰は約5500～6000年前と推定され、宮古湾や大槌湾で見られる火山灰と対比される。7枚の津波イベント堆積物が認定でき（図6）、層厚は0.5～10cm程度で含有物はいずれも2～6mm程度の黒色扁平礫からなり、碁石浜の礫と極めて酷似している。

認定されたイベントの年代（図7）はそれぞれGS-TS1（約1910年前）、GS-TS2（約3240年前）、GS-TS3（約3610年前）、GS-TS4（約4870年前）、GS-TS5（約5250年前）、GS-TS6（約5340年前）、GS-TS7（約6270年前）である。さらにGS-TS1より上部の泥炭層トップの年代はAD1920年頃となる。この間約1800年間の泥炭層中には礫等のイベント層は認定できない。

3) 陸前高田市高田松原地区での調査結果

調査地は広田湾に面し、高田松原海岸からは砂堤（比高2.5m）とチリ津波後に建設された防潮堤を挟んで海岸線から約250m離れた古川沼に面した低地（図8）で、広田湾からの波浪・高潮の被害は通常及ばない。地層はジオスライサーにより2本（GS-T1:3.5m、

GS-T2:3m)が採取された。地層は共に深度 60~70 cm付近までは盛土で、それ以深では砂層及び砂礫層を挟んだ泥炭層が分布し、深度 270 cm以下では河川を起源と考えられる礫混じりの砂層が堆積している。

イベント層と見られる層は 4 層見られ、層厚は 5 cm~15 cm中粒~極粗粒砂で構成されいずれも下部の泥炭層を侵食したように見える。中には相対する 2 方向のラミナ（礫や砂、泥といった数 mm~数 cm の厚さを持つ堆積物の粒子が並んだ層のこと）を確認できる層（図 9）も見られ、押し波と引き波の流れを示すと考えられる。泥炭層の ^{14}C 年代値から堆積曲線を描き（図 10）イベント層の年代を推定すると、TKM-TS1（約 1910AD 以新）、TKM-TS2（約 1780AD）、TKM-TS3（約 1340AD）、TKM-TS4（約 1200AD）で、過去約 750 年間で 4 回のイベントの発生が示された。最上部の砂層はチリ津波の堆積層である可能性が高い。

古河沼での上記の結果に基づいて、追加調査として陸前高田駅周辺地域の低湿地において、ハンディージオスライサーによる調査を行った。貞観津波（西暦 869 年）の堆積物は採取できなかったが、地表下約 1.0mで上述の古河沼での TKM-TS2 に相当する津波堆積物を採取した。年代測定の結果、石巻や仙台平野などでその存在がわかってきた慶長津波（西暦 1611 年）の可能性が高いことがわかった（図 11）。

4) 気仙沼市波路上崎野地区での調査結果

同地区は前面の小さい砂浜海岸沿いに浜堤が分布し、背後に湿地が分布する。流域は小さく、目立った河川の流入は見られない。地層のサンプルは、海岸線から約 75m 離れた湿地帯でジオスライサー 2 本（GS_K-1:採取長 370cm、GS_K-2:採取長 240cm）によって採取された。ジオスライサーサンプルは共に深度約 20cm まで人工改変で、それ以深では砂礫層を挟んだ泥炭層が分布している。泥炭層の最下部は GS_K-1 で確認でき、深度約 320cm から基底の砂礫層が分布している。

イベント層と見られる層は GS_K-1 では 3 層、GS_K-2 で 1 層見られた。層厚はおよそ 20 cm~70 cmと厚く、中粒~極粗粒砂で構成され非常に淘汰が悪く、いずれも下部の泥炭層を侵食したように見える。貝化石を非常に多量に含み定方向に配列（図 12）している。このことから非常に強い流れによって運搬堆積されたと考えられる。泥炭層の堆積曲線からイベントの年代を検討した結果（図 13）、過去約 3000~6000 年前の間にイベント層を残すような津波が 3 度発生していることが示された。ただし、表層直下から数千年と古い年代の地層が分布し、新しい年代の地層はすべて欠如している結果となった。

5) 大槌湾の津波堆積物と歴史津波との対比

大槌湾では、内湾海底下から 22 層の津波イベント堆積物が認定されたことを 17 年度に報告した。しかし同地域の海洋リザーバ効果が不明であり、歴史津波との対応が出来なかった。今回、明治三陸津波の津波石（図 14）に付着した生物遺骸を用いて海洋リザーバ効果を予察的に求め、従来サンプルの ^{14}C 年代の暦年較正を行った。これにより内湾のリザー

バ効果から津波堆積物と歴史津波との照合を行った。

その結果、堆積曲線との交点から求めた津波イベント年代とこの地域での歴史津波（渡辺、1988）との対応から、TS-7 が AD1611 の慶長三陸津波、TS-10 が AD869 の貞観津波によって形成された可能性が示唆された（図 15）。



図1 18年度の調査地域

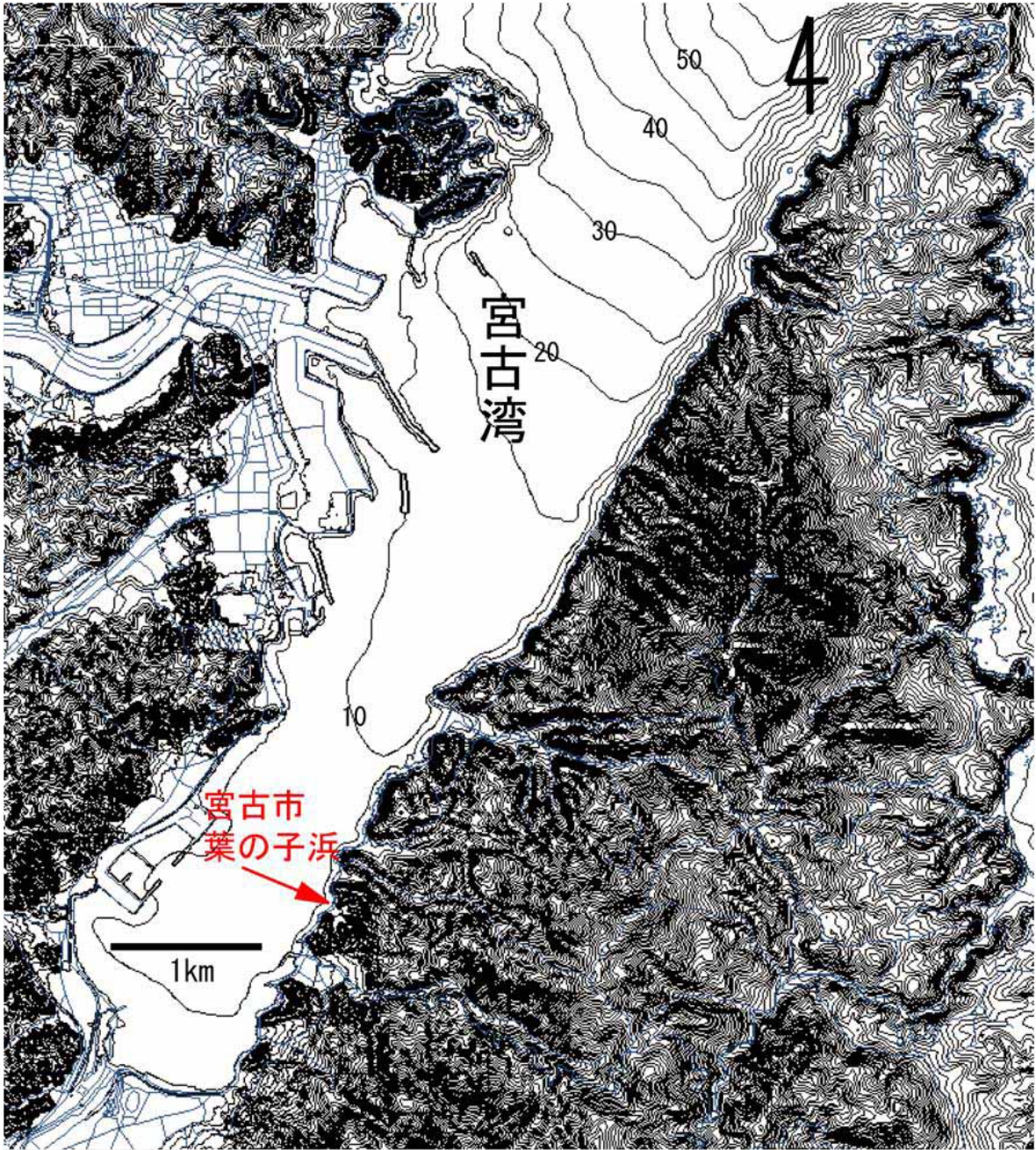


図2 宮古湾・葉の子浜の調査地点

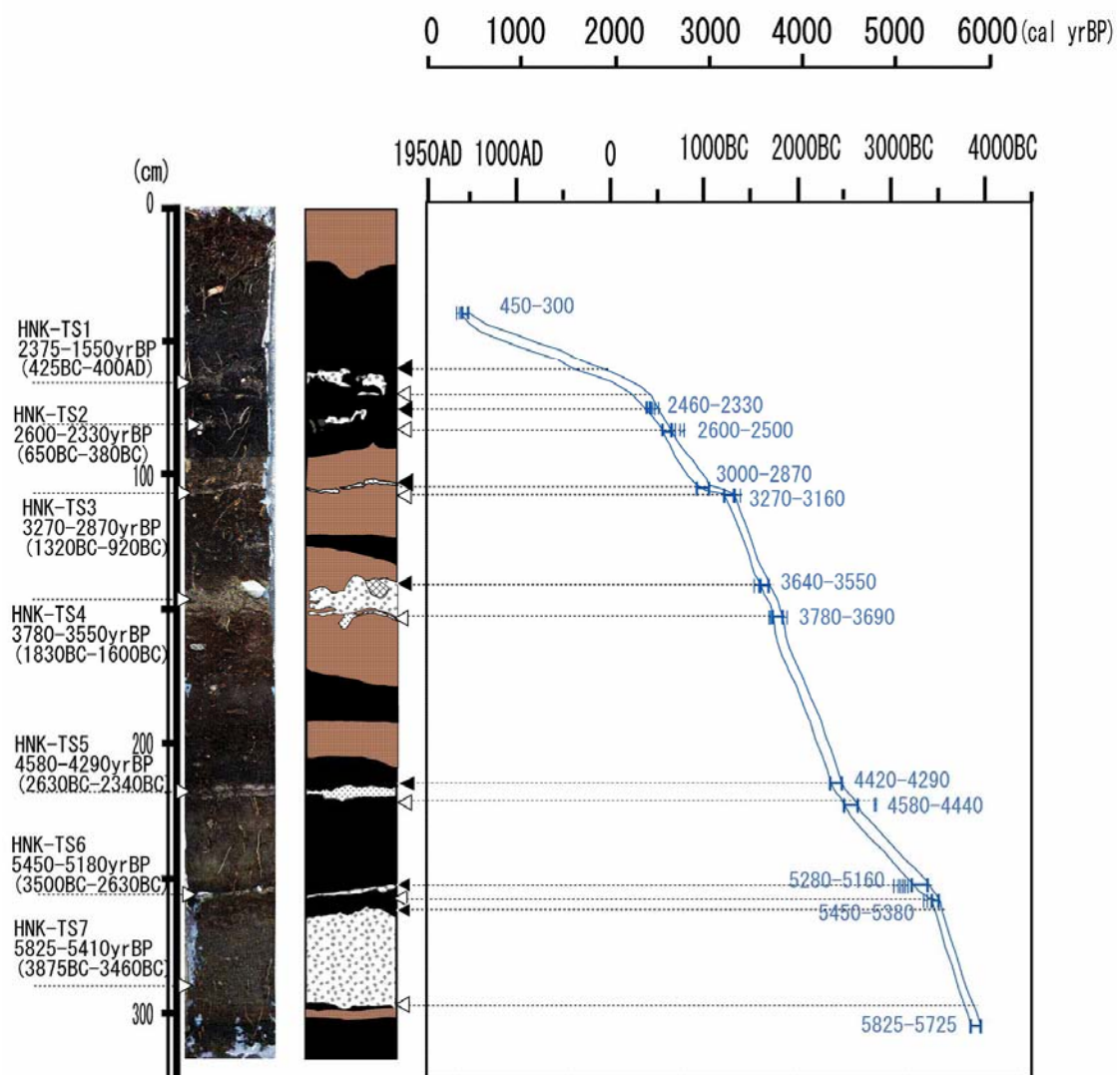


図3 葉の子浜の沖積層堆積速度と津波イベントの年代



図4 葉の子浜、HNK-TS3 (約3070年前) イベントの堆積物

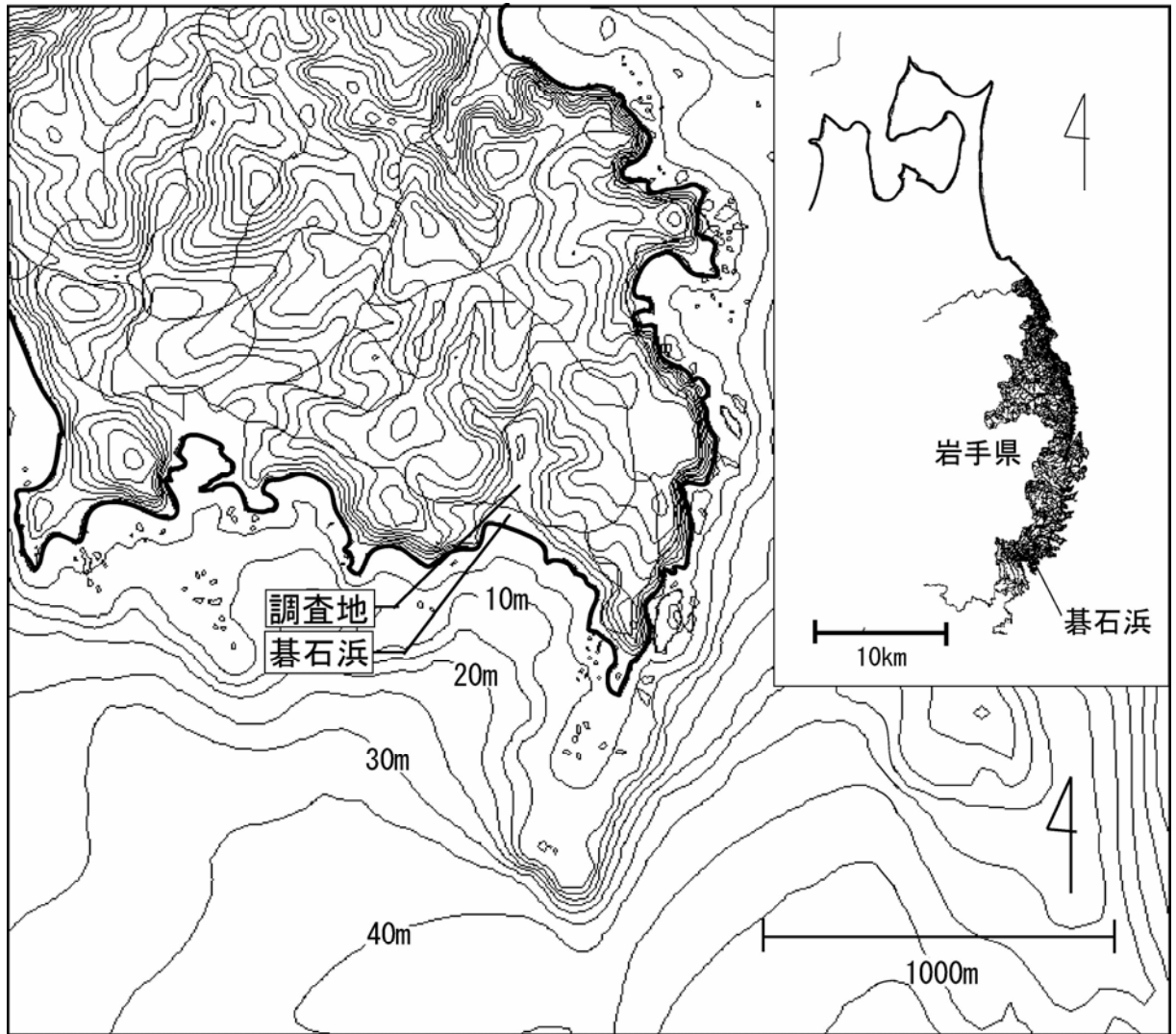


図5 碁石浜調査地点

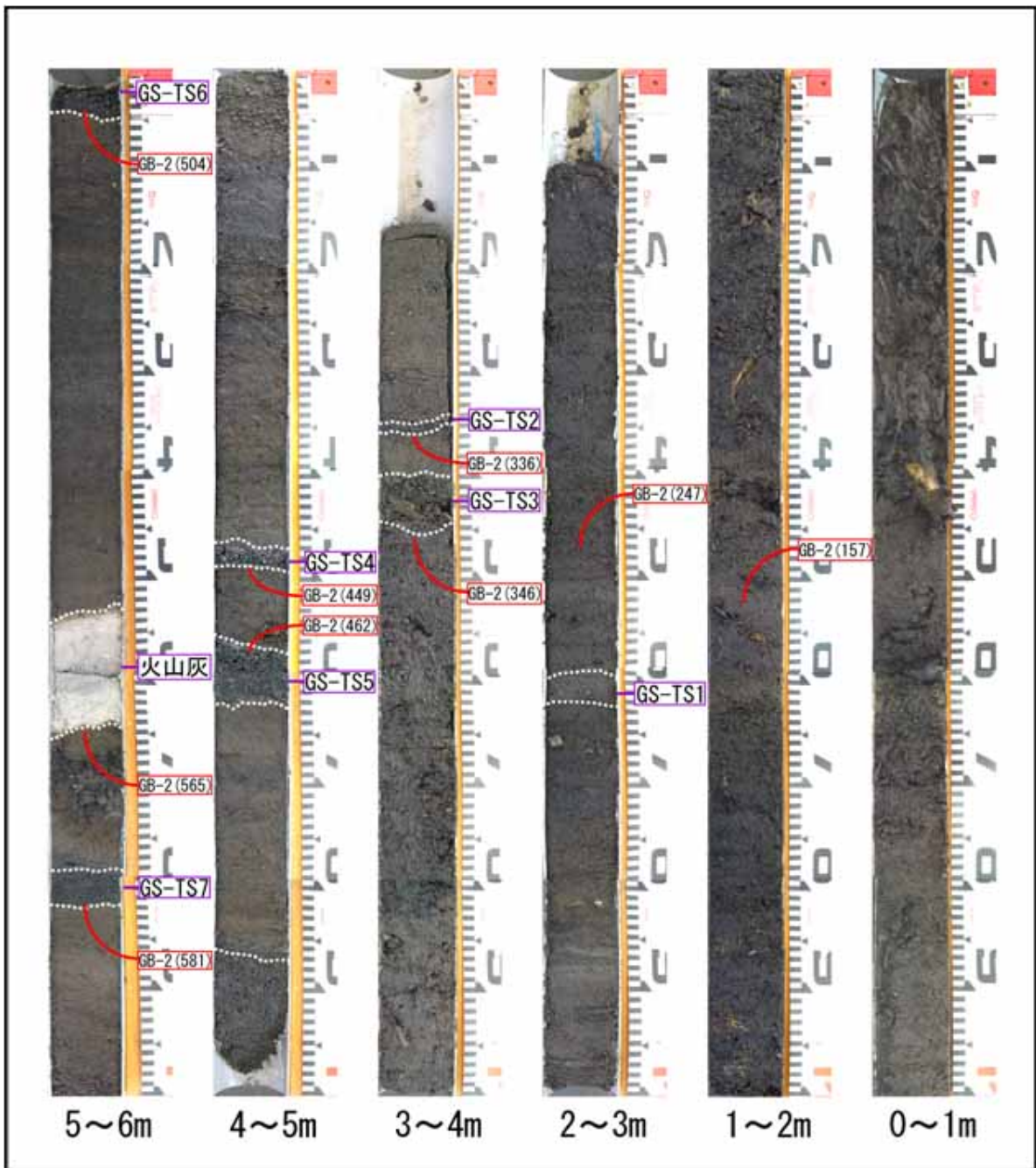


図6 基石浜のボーリング試料

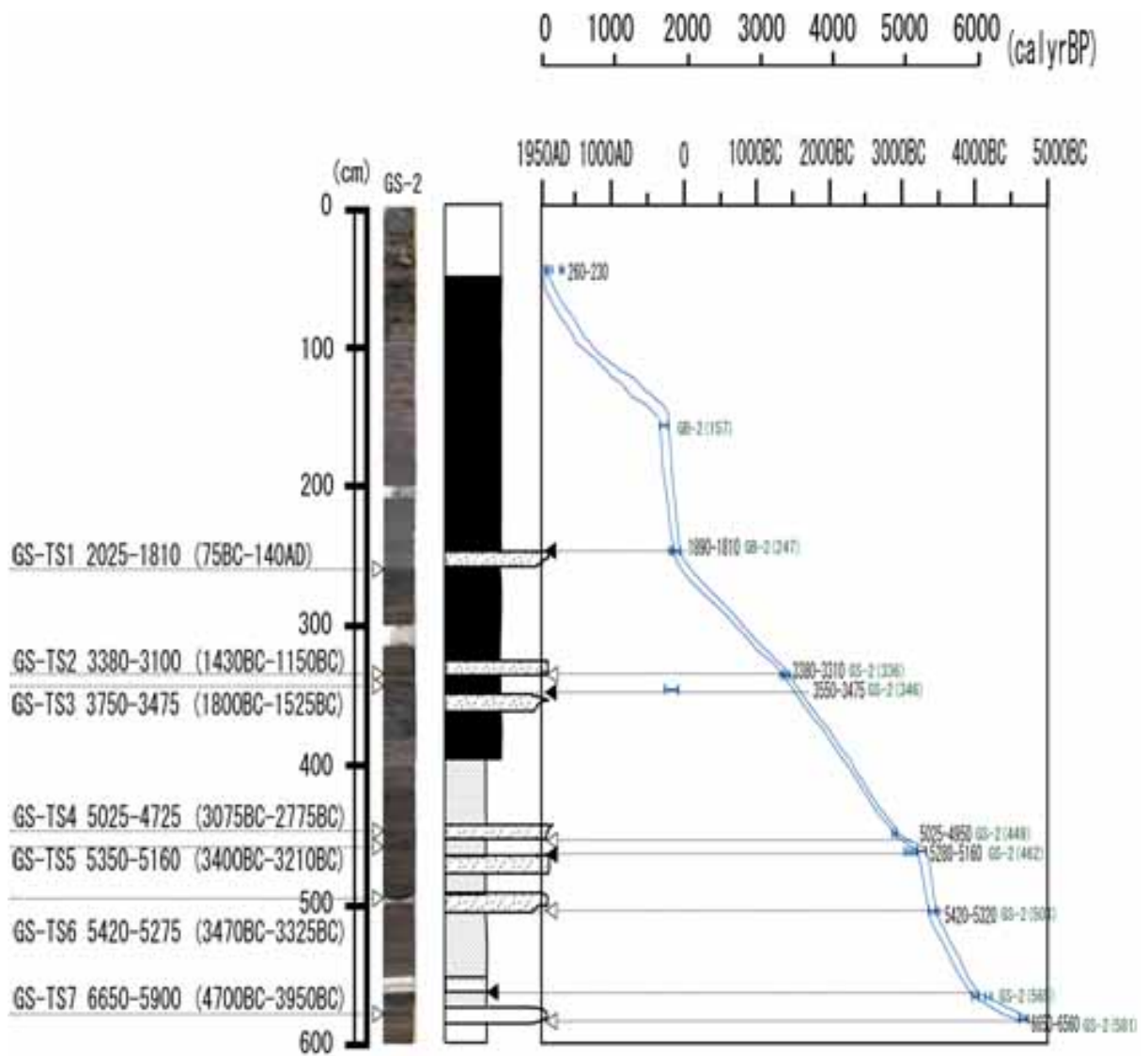


図7 碁石浜の沖積層堆積速度と津波イベントの年代

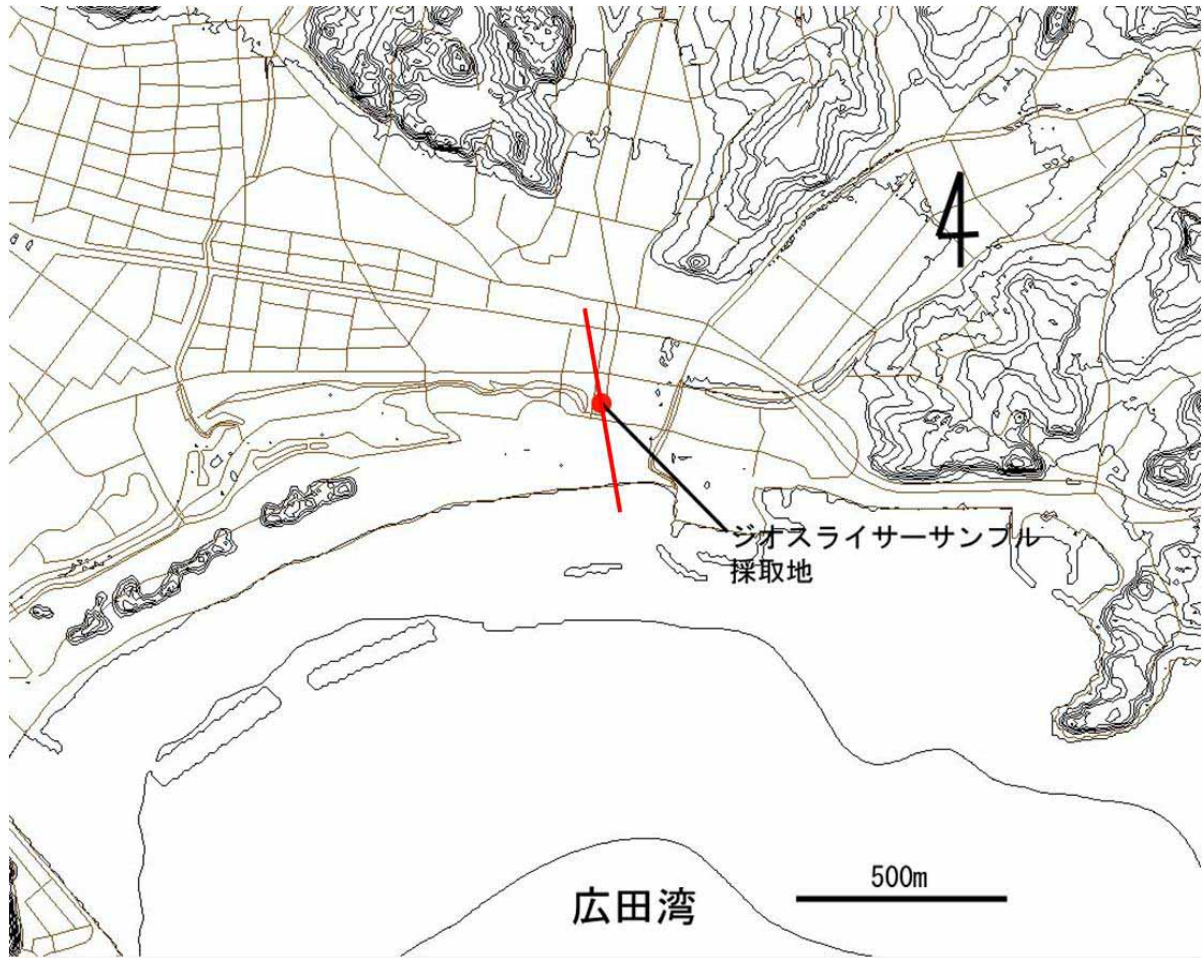


図8 陸前高田のジオスライサー調査地点

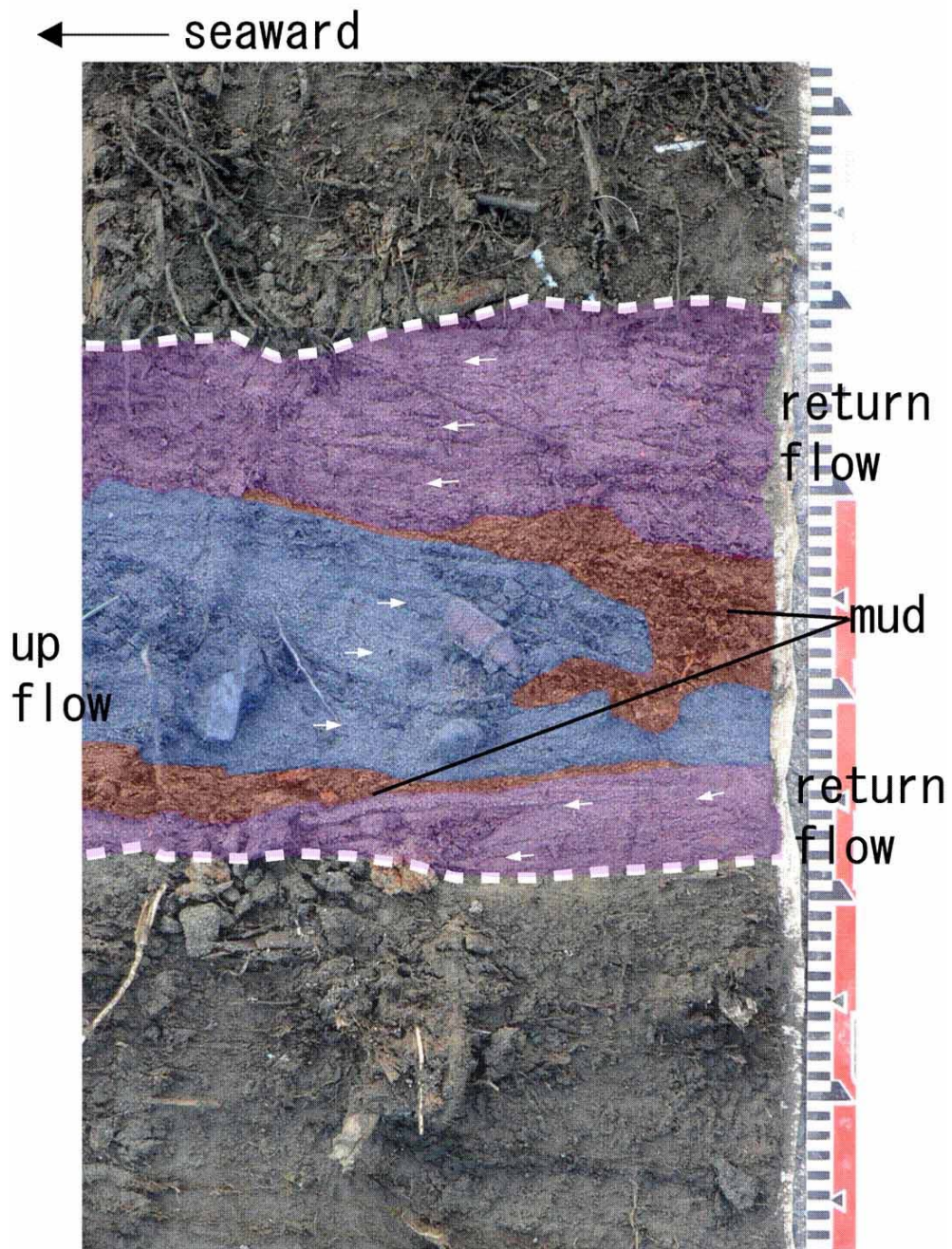


図9 陸前高田における最新イベント(チリ地震津波)堆積物(矢印は津波の移動方向)。
mud は押し波と引き波の休止期に堆積したと考えられる泥の層

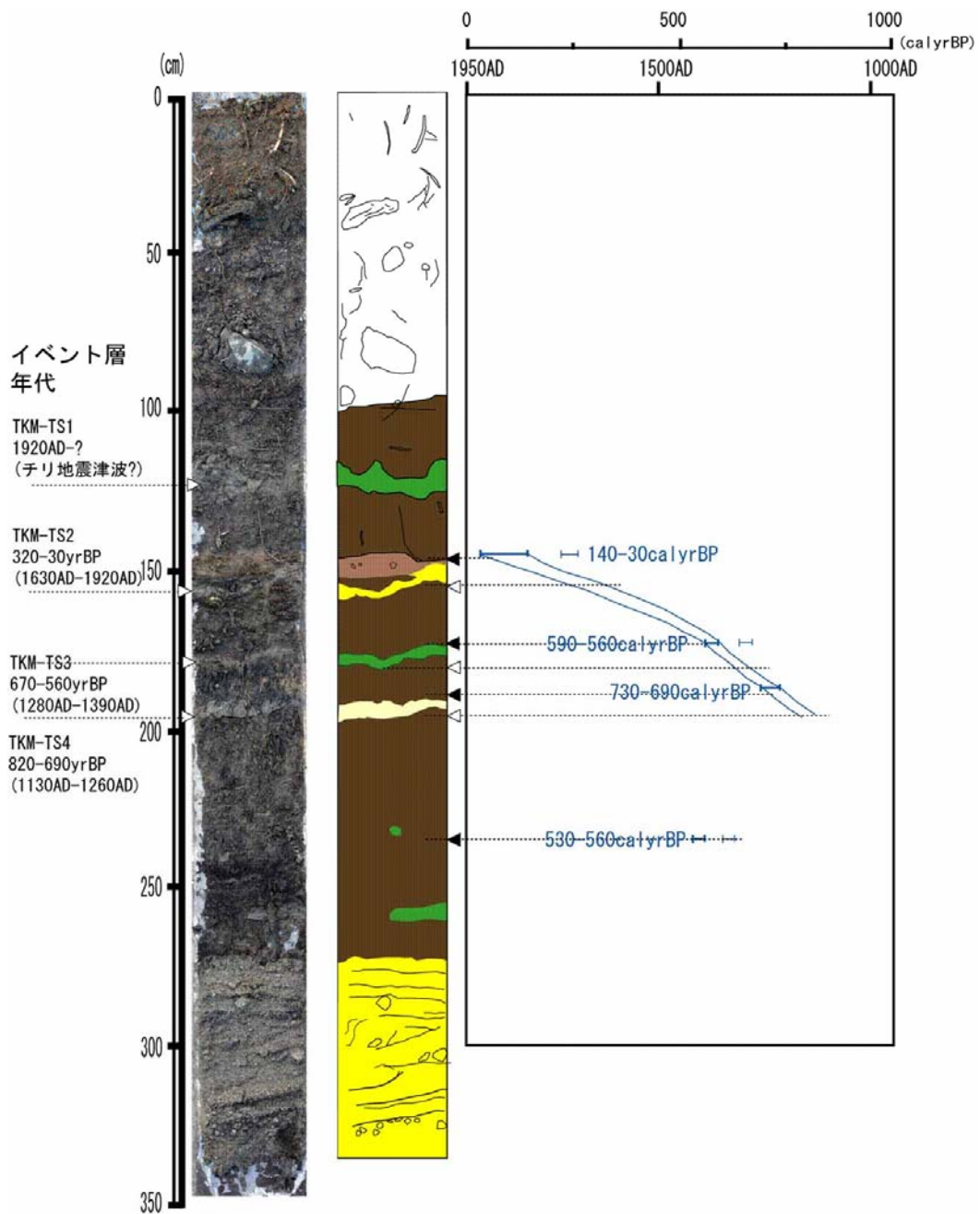


図 10 陸前高田古河沼における沖積層堆積速度と津波イベントの年代

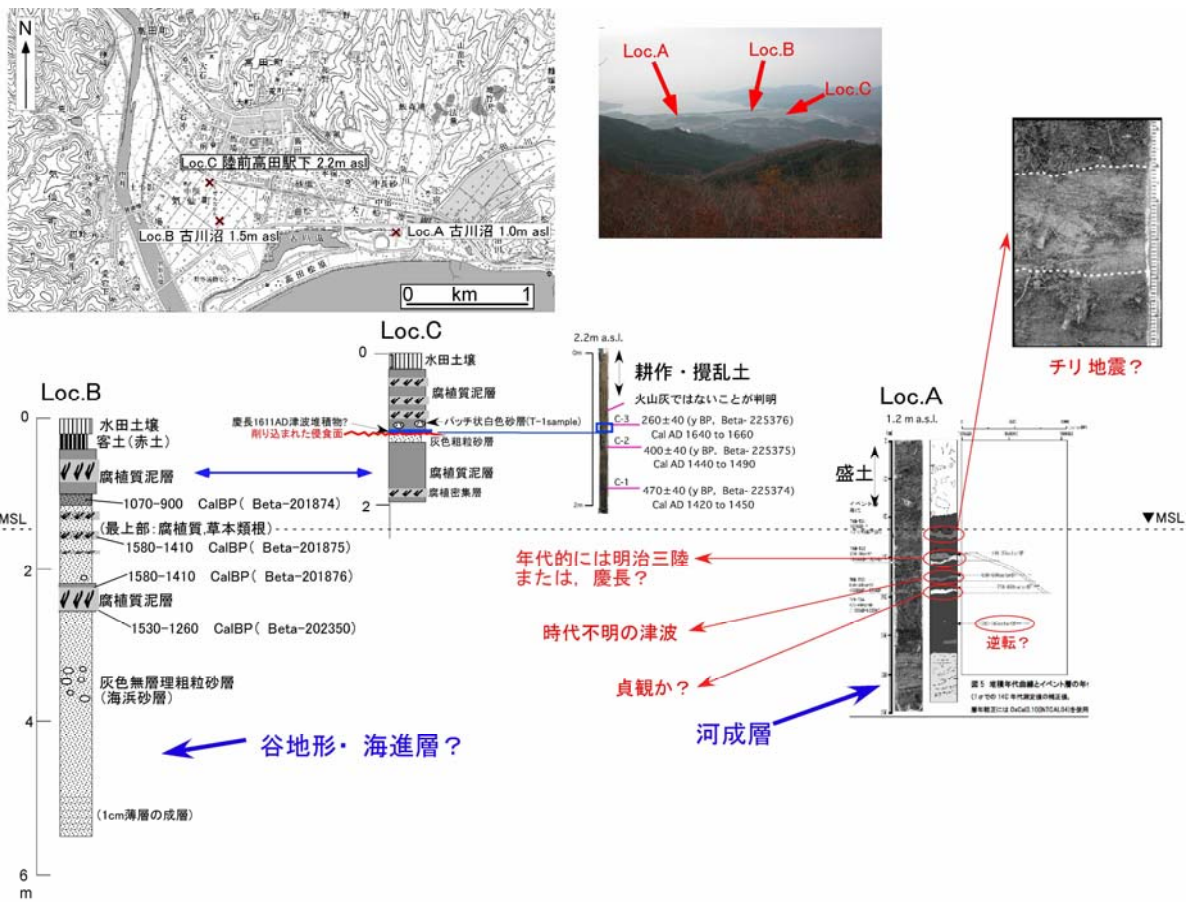


図 11 陸前高田平野における調査結果のまとめ (地点Cは追加調査による)

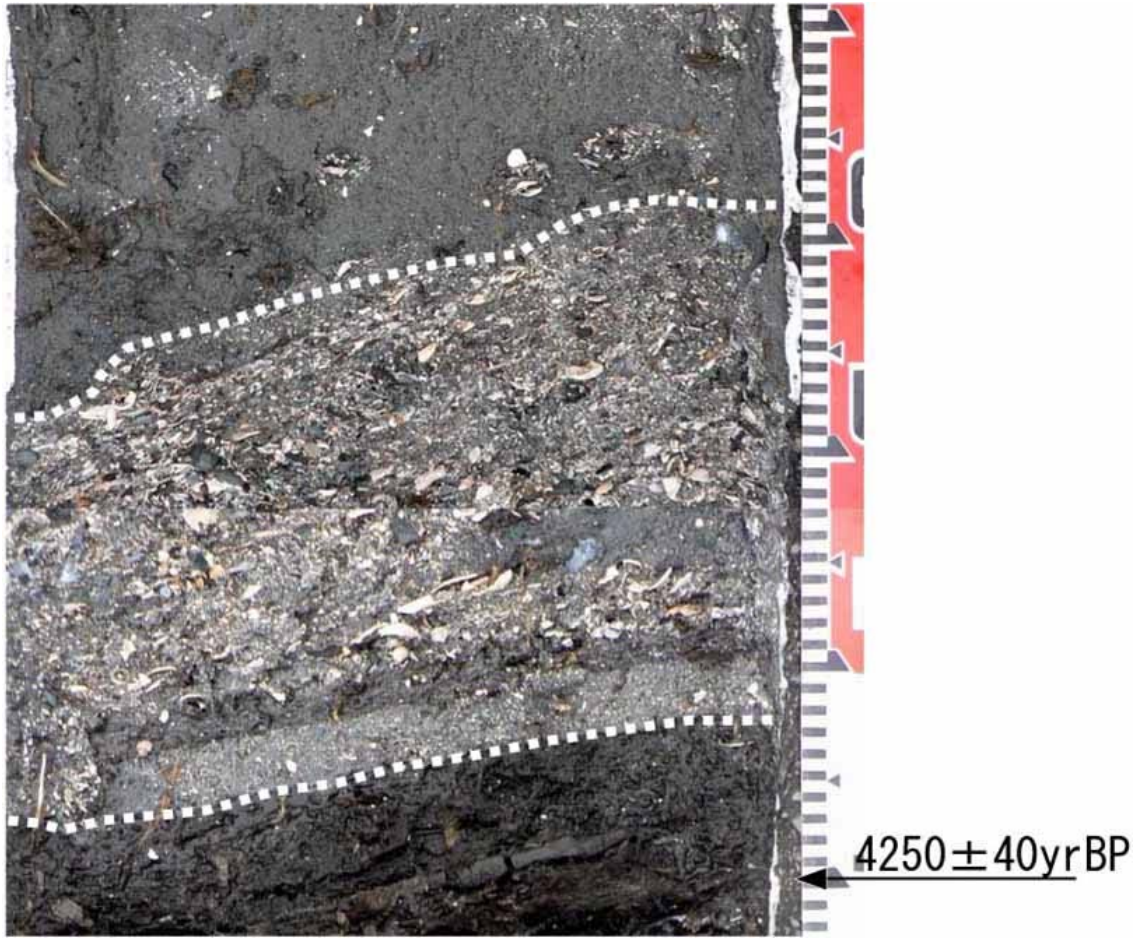


図 12 気仙沼市波路上崎野地区における津波堆積物（貝化石）試料

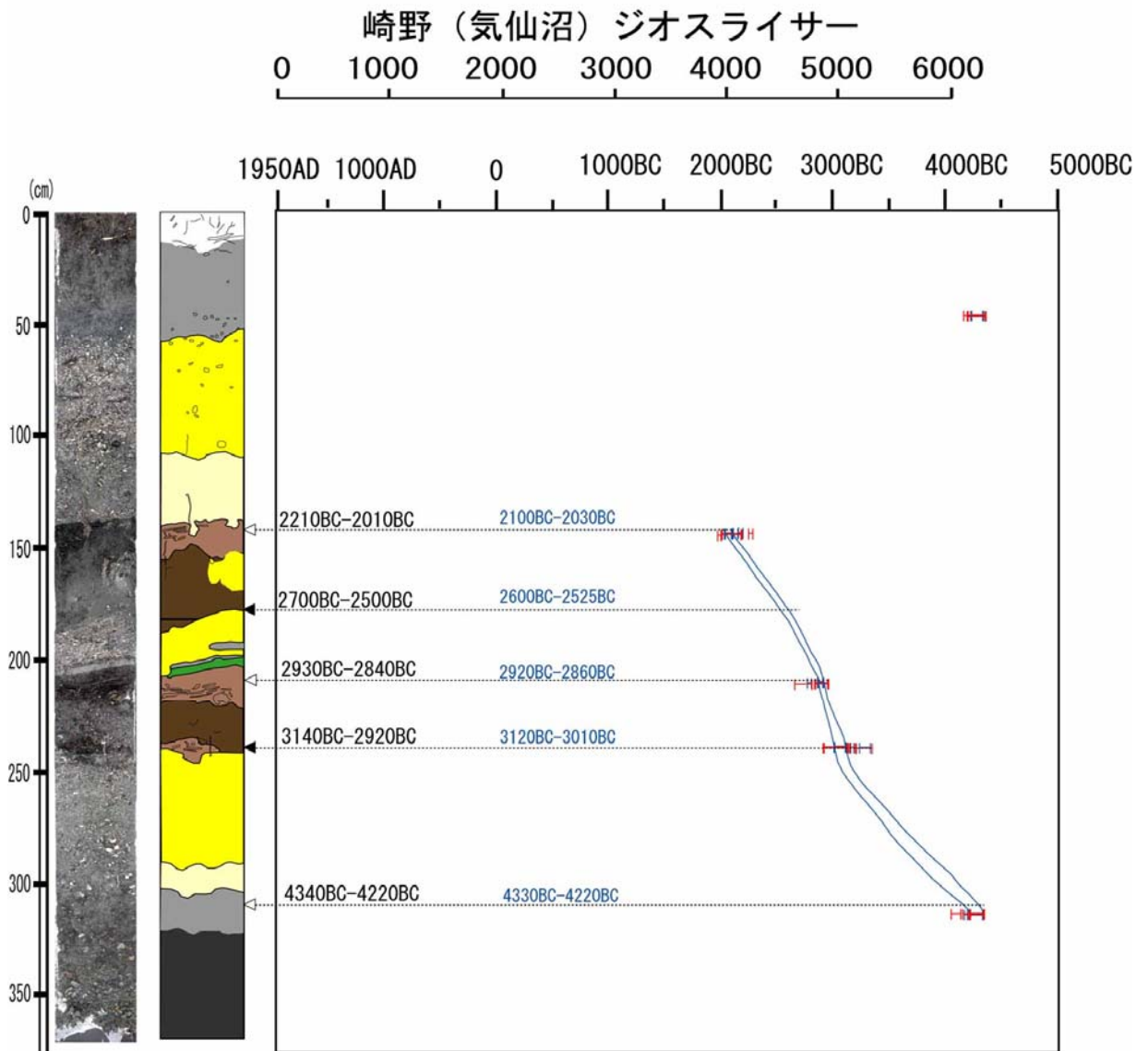


図 13 気仙沼市波路上崎野地区における沖積層堆積速度と津波イベントの年代



図 14 大槌湾における明治三陸地震（1896 年）時の津波石に付着した生物遺骸

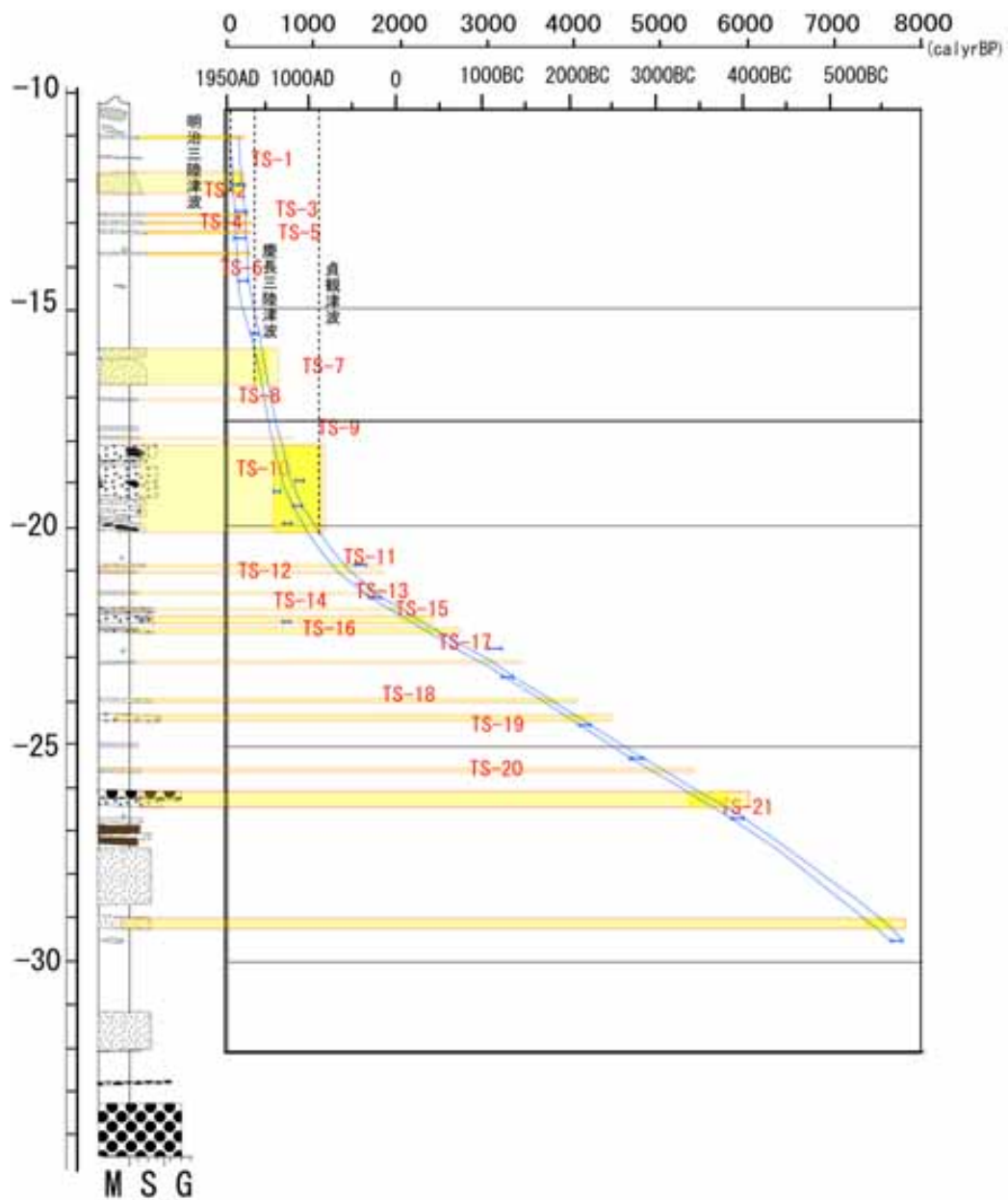


図 15 大槌湾における補正年代に基づく沖積層堆積速度と津波イベントの年代 (TS-7 が AD1611 の慶長三陸津波、TS-10 が AD869 の貞観津波の可能性はある)

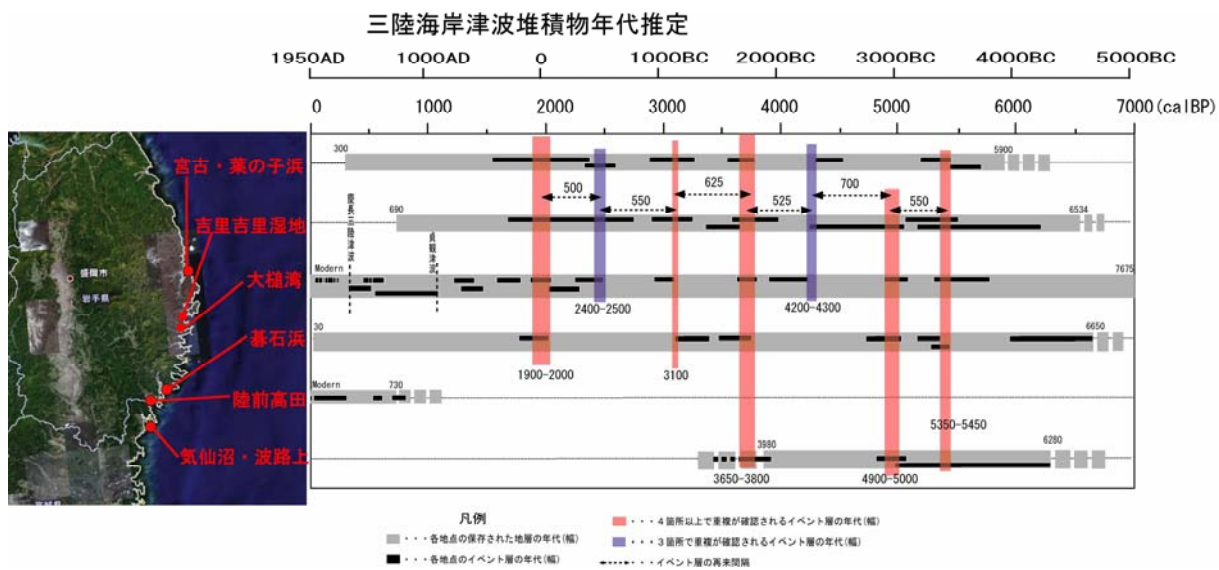


図 16 堆積物から認定される三陸（宮古～気仙沼）における主要津波イベントの年代とその間隔

(d) 結論ならびに今後の課題

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) 堆積物から認定される津波イベントの再来間隔

三陸海岸宮古～気仙沼にかけて、陸上の海岸低地の地層中から、過去数千年間の津波堆積物（図 16）が検出された。宮古から気仙沼にかけてのデータセットから過去 2000 年前～6000 年前までの津波堆積物年代を対比すると、4 地点以上で年代のほぼ一致するものが 5 層準、3 地点以上で一致するものが 2 層準で合計 7 層準が認定される。

重複する層準年代は、それぞれ 1900～2000cal. y. BP、2400～2500cal. y. BP、3100cal. y. BP、3650～3800cal. y. BP、4200～4300cal. y. BP、4900～5000cal. y. BP、5350～5450cal. y. BP となる。堆積物から認定される津波イベントの再来間隔は 500 年から最大 700 年程度となり、例外的に長い再来間隔をもつ超巨大三陸地震を示している可能性がある。

2) 歴史記録と対応する津波堆積物

上記地域の最近の約 2000 年間を見ると地層が保存されているにもかかわらず明瞭なイベント層は確認できない地点が多い。明治・昭和三陸津波に対比される堆積物も未確認である。

一方、陸前高田市では、古川沼付近で過去約 750 年間に 4 回のイベントの発生が示され、特に最上部の砂層はチリ津波の堆積層である可能性が高い。さらに大槌湾の津波堆積物を暦年較正した結果、貞観津波、慶長津波に対応する可能性があるイベント堆積物が特定された。

3) 今後の課題

これまでの調査結果から、陸域に比べ内湾に多くのイベント堆積物が保存されその優位性が示された。今後は内湾にシフトして調査を行うことにより現代に近い時間軸でのより詳細な情報が得られると期待される。一方陸域については、最近の歴史津波と対応する情報が不足している。このことから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

1) 渡辺偉夫（1998）日本被害津波総覧【第 2 版】，東京大学出版会

(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
原口 強・鳥居和 樹・藤原 治・島崎	東北地方三陸海岸，大槌湾の津 波堆積物	月刊地球 28 巻-8 号 539-545	平成 18 年 8 月

邦彦・今泉俊文			
原口 強・鳥居和樹・今泉俊文・宮内崇裕・島崎邦彦	東北地方三陸海岸における過去数千年間の巨大地震と地殻変動	北淡活断層シンポジウム 2007 講演要旨集, 15-18	平成 19 年 1 月 13 日
原口 強・鳥居和樹・今泉俊文・宮内崇裕・島崎邦彦	三陸沿岸宮古湾, 葉の子浜の津波堆積物	北淡活断層シンポジウム 2007 講演要旨集, 43-46.	平成 19 年 1 月 13 日
鳥居和樹・原口強・島崎邦彦・今泉俊文	東北地方三陸海岸, 大槌湾の津波堆積物と歴史津波との対比	北淡活断層シンポジウム 2007 講演要旨集, 47-50.	平成 19 年 1 月 13 日
呉屋健一・原口強・今泉俊文・島崎邦彦・宮内崇裕・池田哲哉	東北地方三陸海岸, 碁石浜の津波堆積物	北淡活断層シンポジウム 2007 講演要旨集, 51-52.	平成 19 年 1 月 13 日
今泉俊文・宮内崇裕・原口 強・島崎邦彦・楳原京子・佐々木亮・道・Kamal Pasha・呉屋健一	三陸沿岸の津波堆積物と歴史地震	日本地理学会 発表要旨集 71, 117.	平成 19 年 3 月 20 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 19 年度業務計画案

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、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。

陸域については、最近の歴史津波と対応する情報を補うための津波堆積物調査を行う。平成 18 年度の成果で明らかとなった歴史地震との対応から新しい堆積物が保存されている可能性が高い三陸沿岸の陸前高田地区を中心に、津波堆積物調査を行う。また、福島県、常磐地域においても調査を行う。これらの調査結果を総括し、津波堆積物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」地震の活動履歴の活動履歴の推定を行う。

調査は、陸前高田地区を対象として、ハンディージェオスライサーを使用して、津波堆積物の検出調査を行う。詳細な平野の微地形学的な調査を実施して場所選定後、堆積物の採取と堆積環境の認定、堆積物の年代測定を行い、津波イベント年代の推定を行う。また、福島県松川浦・原ノ町周辺地区海岸低地において、同様の調査を行う。そして宮城県沖を中心とした東北地方の太平洋沿岸域のうち、特に最近の歴史津波と対応する堆積物の空間的な広がりや年代を特定することを目指す。

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。この観測を平成18年11月まで継続するとともに、東京大学地震研究所で6台の海底地震計を新規に整備し、平成18年11月以降の観測を継続している。この海底地震計の設置作業は、東北大学と協力して平成18年11月13日～17日に実施した。また、気象庁と共同して、短期観測型の海底地震計を用いた多点観測を4月から10月の間実施した。これらの観測データは、2005年に発生した宮城県沖地震(M7.2)の発生後の地震活動の変化の状況把握に大きく貢献した。

また、昨年度に取得した海底地震計のデータの解析を進め、2005年宮城県沖地震の余震活動の詳細な特徴を明らかにし、主たる余震活動は本震の破壊域に限られるが、本震の破壊に伴う応力変化やプレート境界面におけるすべりの加速によって、その周辺の一部で地震活動が活発化している状況が明らかとなった。

さらに、この地震後の余効すべりの空間分布が、破壊域の周囲でどのように時間変化しているのかを、GPS連続観測のデータを用いた逆解析により解明した。本震発生後、余効すべり域は本震破壊域の南側に余効すべり域は拡大するが、約3ヶ月後にはほとんどすべりが停止する。しかし、12月に最大余震(M6.6)が発生すると、本震破壊域の東側の領域においてすべりが再加速した。同様のすべり速度の加速・減速の様子は、相似地震解析からも明らかとなった。これらの観測事実は、2005年の地震の発生により、その周囲のプレート間すべりが加速されたことを示している。

一方、仙台平野の北部では、貞観の津波当時の海岸線が現在より約1km内陸に位置し、津波堆積物そこからさらに2-3km内陸まで分布していることが明らかになった。その結果、仙台平野全域の貞観津波の分布域がほぼ明らかになった。また、貞観の津波以前にも2-3枚の津波堆積物が確認でき、平均して約1000年に1回の頻度で大規模な津波に襲われてきたことが明らかになった。石巻平野でも、広域的に津波堆積物の調査を実施し、貞観の津波時には海岸線の位置が現在より約1.5km内陸に位置し、そこからさらに約3km内陸まで津波が侵入したことが明らかになった。また、2000-3000年前にも2回の大きな津波が石巻平野に侵入したことが明らかになった。過去約3000年間では大きな地殻変動が認められないが、石巻平野西縁に沿って局地的な隆起が起こったことが明らかになった。

三陸海岸では、宮古湾から気仙沼までの三陸海岸で5地域(6ヵ所)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 ^{14}C 年代の暦年較正の結果、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。

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18年9月28日(木) 14時00分～16時30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	助教授	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	教授	瀬瀬 一起
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
海洋研究開発機構 地球内部変動研究センター	研究推進スタッフ	伊藤 亜妃(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

(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
文部科学省研究開発局地震・防災研究課	地震調査官	小河原 隆広
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	助教授	三浦 哲

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18-1-1・2

東大地震研金沢教授が欠席のため、日野委員が長期海底地震観測・短期海底地震観測の両方の説明を行った。

17年度に引き続き、海底地震計解析・相似地震解析・GPS 解析を行って、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を調べている。

今年度計画でも、引き続き長期・短期OBSの観測態勢を昨年度と同様に行っている。

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 18-1-3

H18年度の仙台・石巻平野における地質調査の計画について説明を行った。仙台平野側では、昨年度調査試料の年代測定と解析がほぼ終わり、新たに鳥の海のジオスライサー調査を行った。

石巻平野側に関しては、秋以降、津波堆積物追加調査を行う。

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 18-1-4

H17年度宮古周辺のジオスライサー調査を行ったところ、1000年以上前の、古い堆積物しかみつからなかったため、H18年度は、大船渡市周辺でジオスライサー調査を行った。

その結果、チリ地震津波らしき堆積物がみつき、他の歴史時代に記録が残っている規模の大きい津波に伴う堆積物の同定とめざす。

5. 宮城県沖地震震源域周辺の最近の活動状況（東北大理：三浦）

陸域地震GPS連続観測データを用いた、8/16の地震余効すべりの時空発展と過去の地震活動に関する調査結果を報告した。

6. その他（文科省：小河原）

今年度の予算についての連絡があった。

7. 閉会の挨拶

作成者：事務局 飯淵 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19年3月6日(火) 14時00分～16時20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	助教授	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
海洋研究開発機構 海底地震・津波ネットワーク開発部	部長	金田 義行
防災科学技術研究所	総括主任研究員	堀内 茂木
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
東北大学大学院理学研究科環境動態論講座	教授	箕浦 幸治
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

(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
文部科学省研究開発局地震・防災研究課	地震調査官	宮岡 一樹

(事務局)

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	助教授	三浦 哲
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	事務補佐	飯渕 みか

議事概要

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。

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

(東大地震研：金沢) 資料18-2-1

金沢委員から、人工地震探査により明らかにされた宮城県沖地震震源域の地震波速度構造についての説明があった。

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 18-2-2

日野委員から、プレート間すべりのモニタリングについて、今年度の成果についての報告があった。また、19年度のOBS観測態勢について説明があり、引き続き海底地震観測の充実を図る予定である旨の説明があった。

3. 仙台・石巻平野における地質調査

(産総研：岡村) 資料 18-2-3

岡村委員から仙台・石巻平野における今年度の地質調査の成果について報告があった。来年度より津波シミュレーションに着手する予定であることを説明した。

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 18-2-4

今泉委員により、東北地方太平洋沿岸域における地質調査の成果について報告があった。来年度は福島県・岩手県南部などで、地質調査を行う予定。

5. 第一回運営委員会議事録の承認

特に訂正・意見等がなかったので、議事録は承認された。

6. 成果報告書について（文科省：石関）

平成18年度の成果報告書は、以下のスケジュールで進めたい。

5/31までに、H18年度成果報告書を3冊作成し、文部科学省に提出。

なお、東北大は再委託分も合わせて成果報告書を取りまとめる。

7. H19年度計画について

主査より、H19年度から強震動予測に関する調査研究が開始されることがアナウンスされた。

8. 閉会の挨拶

主査より、次年度も引き続き研究をお願いしますとの挨拶があった。

作成者：事務局 飯渕 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
鈴木健介, 日野亮太, 西野実, 桑野亜佐子, 山本揚二郎, 金沢敏彦, 山田知朗, 中東和夫, 望月公廣, 篠原雅尚, 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 年宮城県沖の地震 (M7. 2) の本震・余震の震源分布とメカニズム解	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	2006 年 5 月 18 日
Shantha S. N. Gamage, 内田直希, 海野徳仁, 長谷川昭	Aftershock distributions of three large off-Miyagi Prefecture earthquakes in 2005 revealed by sP phase	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	2006 年 5 月 18 日
柳沼直, 岡田知己, 加藤研一, 武村雅之, 八木勇治, 長谷川昭	2005 年宮城県沖の地震 (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	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	2006 年 5 月 18 日
日野亮太, 西野実, 桑野亜佐子, 山本揚	Ocean bottom seismographic	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	2006 年 5 月 18 日

二朗, 鈴木健介, 金沢敏彦, 山田知朗, 中東和夫, 望月公廣・篠原雅尚・青木元・田中昌之・荒木英一郎・小平秀一・藤江剛・金田義行	observation of the aftershock activity accompanied with the 2005 off Miyagi Earthquake (M 7.2)		2006年5月18日
三浦哲, 油井智史, 伊藤浩司, 長谷川昭, 佐藤俊也, 立花憲司	GPS データにより推定された宮城県沖プレート境界の非地震性すべり—2002年11月3日 M6.3・2005年8月16日 M7.2 後の余効変動—	日本地球惑星科学連合 2006年大会	2006年5月16日
飯沼卓史, 三浦哲, 油井智史, 佐藤俊也, 立花憲司, 長谷川昭	GPS データから推定された2005年宮城県沖地震(M7.2)に伴う余効すべりの時空間変化	日本測地学会第106回講演会	2006年10月20日
山本揚二郎, 日野亮太, 鈴木健介, 山田知朗, 篠原雅尚, 金沢敏彦, 青木元, 田中昌之, 金田義行	Double-Difference Tomography 法による宮城県沖地震震源域の地震波速度構造	日本地震学会 2006年秋季大会	2006年11月1日
飯沼卓史, 三浦哲, 油井智史, 佐藤俊也, 立花憲司, 長谷川昭	GPS データから推定された2005年宮城県沖地震(M7.2)に伴う余効すべりの時空間変化	日本地震学会 2006年秋季大会	2006年10月31日
柳沼直, 岡田知己, 長谷川昭, 加藤研一, 武村雅之, 八木勇治	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(2)	日本地震学会 2006年秋季大会	2006年11月2日
鈴木健介, 日野亮太, 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・植平賢司・青木	海底地震観測による2005年宮城県沖の地震(M7.2)の余震のメカニズム解	日本地震学会 2006年秋季大会	2006年10月

元・田中昌之・荒木英 一郎・小平秀一・藤江 剛・金田義行			
Yaginuma, T., T. Okada, A. Hasegawa, K. Kato, M. Takemura, Y. Yagi	Comparison of source areas of the 2005 (M7.2) and 1978 (M7.4) Miyagi-Oki earthquakes, NE Japan, by seismic waveform inversions	AGU 2006 Fall Meeting	2006年12 月14日
Iinuma, T., S. Miura, S. Yui, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana, A. Hasegawa	Spatio-temporal evolution of post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M7.2) as inferred from GPS data	AGU 2006 Fall Meeting	2006年12 月13日
Suzuki, K., R. Hino, Y. Yamamoto, M. Nishino, T. Kanazawa, T. Yamada, K. Nakahigashi, K. Mochizuki, M. Shinohara, A. Kuwano, K. Uehira, G. Aoki, M. Tanaka, E. Araki, S. Kodaira, G. Fujie, and Y. Kaneda	Aftershock distribution of the 2005 off Miyagi Earthquake (M7.2) by ocean bottom seismographic data	AGU 2006 Fall Meeting	2006年12 月12日
Yamamoto, Y., R. Hino, K. Suzuki, T. Yamada, M. Shinohara, T. Kanazawa, G. Aoki, M. Tanaka, and Y. Kaneda	Seismic velocity structure in the focal area of the Miyagi-Oki earthquake revealed by double-difference tomography	AGU 2006 Fall Meeting	2006年12 月12日

Yamamoto, Y. R. Hino, M. Nishino, T. Yamada, T. Kanazawa, T. Hashimoto and G. Aoki	Three-dimensional seismic velocity structure around the focal area of the 1978 Miyagi-Oki earthquake	Geophys. Res. Lett. 33, doi:10.1029/2005GL025619	平成18年 5月23日
Yaginuma, T., T. Okada, T. Matsuzawa, N. Umino and A. Hasegawa	Coseismic slip distribution of the 2005 off Miyagi earthquake (M7.2) estimated by inversion of teleseismic and regional seismograms	Earth Planet Science, 58, 12, 1549-1554	平成19年 2月2日
Umino, N., T. Kono, T. Okada, J. Nakajima, T. Matsuzawa, N. Uchida, A. Hasegawa, Y. Tamura, and G. Aoki	Revisit to the 1930s' three Miyagi-oki earthquakes with magnitude more than 7: Possible rupturing of asperities that caused the 1978 M7.4 Miyagi-oki earthquake	Earth Planet Science, 58, 12, 1587-1592	平成19年 2月2日
Hino, R., Y. Yamamoto, A. Kuwano, M. Nishino, T. Kanazawa, T. Yamada, K. Nakahigashi, K. Mochizuki, M. Shinohara, K. Minato, G. Aoki, N. Okawara, M. Tanaka, M. Abe, E. Araki, S. Kodaira, G. Fujie and Y. Kaneda	Hypocenter distribution of the main- and aftershocks of the 2005 Off Miyagi Prefecture Earthquake located by ocean bottom seismographic data	Earth Planet Science, 58, 12, 1543-1548	平成19年 2月2日
Miura, S., S. Yui, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana and A. Hasegawa	Co- and post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M7.2) as	Earth Planet Science, 58, 12, 1567-1573.	平成19年 2月2日

	inferred from GPS data		
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 (M 7.2) の余震分布 (速報)	地震 2	印刷中
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	印刷中
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	印刷中
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	印刷中
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ー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？ー	地震 2	印刷中
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	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。

(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・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	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	平成18年8月
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・Than Tin Aung・松浦旅人・高田圭太・藤井雄士郎・佐竹健治	仙台平野を襲った巨大津波の浸水履歴	日本地球惑星科学連合2006年大会	平成18年5月14日
宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・鎌滝孝信・藤原 治・藤井雄士郎・Than Tin Aung	石巻平野における浜堤列および津波堆積物調査	日本地球惑星科学連合2006年大会	平成18年5月14日
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・Than Tin Aung・松浦旅人	History of tsunami inundations in Sendai Plain, detected from coastal geology	2006 AOGS 3rd annual meeting	平成18年6月11日
澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎	堆積物から復元した宮城県中南部における貞観津波の浸水域	歴史地震研究会	平成18年9月

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
原口 強・鳥居和樹・藤原 治・島崎邦彦 今泉俊文	東北地方三陸海岸, 大槌湾の津波堆積物	月刊地球 28巻-8号 539-545	平成18年8月

原口 強・鳥居和樹・今泉俊文・宮内崇裕・島崎邦彦	東北地方三陸海岸における過去数千年間の巨大地震と地殻変動	北淡活断層シンポジウム 2007 講演要旨集, 15-18	平成 19 年 1 月 13 日
原口 強・鳥居和樹・今泉俊文・宮内崇裕・島崎邦彦	三陸沿岸宮古湾, 葉の子浜の津波堆積物	北淡活断層シンポジウム 2007 講演要旨集, 43-46.	平成 19 年 1 月 13 日
鳥居和樹・原口強・島崎邦彦・今泉俊文	東北地方三陸海岸, 大槌湾の津波堆積物と歴史津波との対比	北淡活断層シンポジウム 2007 講演要旨集, 47-50.	平成 19 年 1 月 13 日
呉屋健一・原口強・今泉俊文・島崎邦彦・宮内崇裕・池田哲哉	東北地方三陸海岸, 碁石浜の津波堆積物	北淡活断層シンポジウム 2007 講演要旨集, 51-52.	平成 19 年 1 月 13 日
今泉俊文・宮内崇裕・原口 強・島崎邦彦・楮原京子・佐々木亮・道・Kamal Pasha・呉屋健一	三陸沿岸の津波堆積物と歴史地震	日本地理学会 発表要旨集 71, 117.	平成 19 年 3 月 20 日

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 18 年度は、東京大学地震研究所で新規整備した 6 台の長期観測型海底地震計の設置作業を、東北大学と協力して平成 18 年 11 月に船舶により実施し、想定震源域における繰り返し観測を継続した。また、平成 17 年度に設置した長期観測型海底地震計の回収は東北大学が実施した。回収した海底地震計の開封と観測記録の回収を東京大学地震研究所において実施したほか、海底地震計データの 1 次処理装置を新規整備して記録の一次処理を実施した。観測された地震の多くはプレート境界付近に発生している。特にプレート境界付近の地震活動が活発な場所は、沈み込む海洋プレートの沈み込み角が大きくなった領域に対応する。また、2005 年に発生した宮城県沖の地震の余震分布を構造と比較すると、沈み込む海洋プレート内に多くの震源が位置するという特徴を持つ。今後さらに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。

(b) 短期海底地震観測・GPS/相似地震観測

平成 18 年度は、東京大学とともに、宮城県沖において長期観測型海底地震計を用いた連続地震観測を継続して実施するとともに、気象庁との共同により、短期観測型海底地震計を用いた多点地震観測を 4 月～10 月の間実施した。これらの観測データの一部については、処理解析が終了しており、2005 年宮城県沖地震 (M7.2) 発生後の地震活動の変化の状況を把握するのに大きく貢献した。

また、昨年度に取得した海底地震計のデータの解析を進め、2005 年宮城県沖地震の余震活動の詳細な特徴を明らかにし、主たる余震活動は本震の破壊域に限られるが、本震の破壊に伴う応力変化やプレート境界面におけるすべりの加速によって、その周辺の一部で地震活動が活発化している状況が明らかとなった。

さらに、この地震後の余効すべりの空間分布が、破壊域の周囲でどのように時間変化しているのかを、GPS 連続観測のデータを用いた逆解析により解明した。本震発生後、余効すべり域は本震破壊域の南側に余効すべり域は拡大するが、約 3 ヶ月後にはほとんどすべりが停止する。しかし、12 月に最大余震 (M6.6) が発生すると、本震破壊域の東側の領域においてすべりが再加速した。同様のすべり速度の加速・減速の様子は、相似地震解析からも明らかとなった。これらの観測事実は、2005 年の地震の発生により、その周囲のプレート間すべりが加速されたことを示しており、未破壊のアスペリティへの影響を今後慎重に検討する必要がある。

(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 18 年度に仙台平野周辺で実施した地質調査により次のようなことが明らかとなった。仙台平野の北部で、貞観の津波当時の海岸線が現在より約 1km 内陸に位置し、津波堆積物そこからさらに 2-3 km 内陸まで分布していることが明らかになった。その結果、仙台平野全域の貞観津波の分布域がほぼ明らかになった。また、貞観の津波以前にも 2-3 枚の津波堆積物が確認でき、平均して約 1000 年に 1 回の頻度で大規模な津波に襲われてきたことが明らかになった。石巻平野でも、広域的に津波堆積物の調査を実施し、貞観の津波時には海岸線の位置が現在より約 1.5 km 内陸に位置し、そこからさらに約 3 km 内陸まで津波が侵入したことが明らかになった。また、2000-3000 年前にも 2 回の大きな津波が石巻平野に侵入したことが明らかになった。過去約 3000 年間では大きな地殻変動が認められないが、石巻平野西縁に沿って局地的な隆起が起こったことが明らかになった。

(b) 東北地方太平洋沿岸における地質調査

平成 18 年度は、三陸海岸の宮古湾から気仙沼までの三陸海岸で 5 地域（6 ヶ所）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 ^{14}C 年代の暦年較正の結果、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。