

2.3 地殻変動観測による地殻活動モニタリング

2.3.1 海底地殻変動観測①

(1) 調査観測の内容

(a) 課 題 海底地殻変動観測①

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
東北大学大学院理学研究科	教 授	藤 本 博 巳

(c) 調査観測の目的

バックスリップが大きいと予想される海域に海底地殻変動観測基準局を新たに設置してGPS音響結合海底精密測位観測を行い、観測における問題点を明らかにし、繰り返し観測精度の向上と地殻変動の現状把握を図る。

(2) 平成14～16年度の成果

(a) 調査観測の要約

宮城県沖地震の陸側想定震源域に近いGJT4サイトおよび海側の想定震源域に近いGJT3サイトにおいて、**GPS音響結合海底精密測位観測を行った**。1.5m四方のブイにGPSアンテナ3台と音響送受波器を装備し、船から数10m離して曳航して、各海底局および海底局アレイの測位を行った。GJT4サイトでは複数回の観測を実施し、海底局アレイの位置の計測誤差は3-4cmと推定できた。測位精度向上の鍵は、海中の音速構造変化の影響を除去し、海上のGPS測位精度を向上させることにあった。

(b) GPS音響結合方式の海底地殻変動観測の経過および成果

1) 調査観測の実施方法

宮城県沖地震の海側の想定震源域に近いGJT3サイトにGPS音響結合海底精密測位用の海底局（精密音響トランスポンダー）を海面から投下する方式で4台設置し、陸側想定震源域に近いGJT4サイトに同じ方式で海底局を3台設置した。各海底局は、水深と同程度の半径の円周上にほぼ等間隔に設置することが原則であるが、より正確にはある海上の点からそれぞれの海底局に向かう音波の入射角が等しくなるように設置する。この点をアレイの中心と呼ぶ。各サイトの海底局およびアレイ中心の位置を以下に示す。

GJT3 (Deployment June/August 2003)

EJ13 38 - 17.002 143 - 27.498 3254 m 4105m 5.47s

EJ14 38 - 14.980 143 - 28.996 3274 m 4130m 5.51s

EJ15	38 - 16.978	143 - 30.533	3285 m	4144m	5.53s
CNT-S	38 - 16.342	143 - 28.998	37.57 deg		
EJ13	38 - 17.002	143 - 27.498	3254 m	4104m	5.47s
EJ15	38 - 16.978	143 - 30.533	3285 m	4143m	5.53s
EJ16	38 - 19.007	143 - 29.011	3295.8m	4157m	5.54s
CNT-N	38 - 17.637	143 - 29.014	37.55 deg		

GJT4 (Deployment July 2003)

Unit 1	38 - 25.231	142 - 49.976	1489.5m	2114m	2.82s
Unit 2	38 - 24.031	142 - 49.093	1483.8m	2106m	2.81s
Unit 3	38 - 24.027	142 - 50.886	1479.3m	2099m	2.80s
CNT	38 - 24.420	142 - 49.993	45.20 deg		

GPS 音響結合海底精密測位観測には、図 2.3.1-1 に示す 1.5m 四方のブイを用いた。ブイには GPS アンテナ 3 台と音響送受波器を装備し、船から数 10m 離して曳航した。GPS によりブイの位置と姿勢を 1 秒毎に測定するとともに、各海底局まで音波が往復する時間を計測した。船で直接観測すると、船の推進機が出す水中音響雑音が音響計測の障害になるという障害が生ずる。推進機を使うことができれば、測位観測を行う場所を制御できず、観測は潮任せ、風任せになる。



図 2.3.1-1 GPS 音響結合海底精密測位観測用の曳航ブイ

2) 調査観測の成果

最初の観測では、ブイを曳航して各海底局の周りを 1 周し、設置点の水平位置を測定した。音速プロファイルは温度と塩分濃度の鉛直プロファイルから求め、観測期間

中は一定とした。ブイと各海底局との測距残差を最小にするように海底局の位置を求める。測距残差は、観測値から理論値の差である。観測値は音波の往復時間の半分に平均音速を掛けた値であり、理論値はブイと海底局の位置および音速プロファイルから求められる。前記のように海底局の位置を求めると、測距残差は 10 cm 程度になる。

そのようにして求めた各海底局の位置に基づいて、海底局アレイの測位を行った。各海底局に向かう音波の入射角が等しくなる点の付近にブイを保持して、GPS によりブイの位置と姿勢を 1 秒毎に測定するとともに、各海底局までの音波の往復時間を計測する。海洋は基本的に水平成層構造をなしているので、音速変化の大きい海洋の表層部においては、各海底局に至る音波はほぼ共通の音速構造を通過し、したがって音速構造の時間変化が海底局アレイの水平位置の計測に与える影響はほとんどキャンセルされる。一例として、2004 年 8 月 22 日に GJT4 サイトで行った観測により得られたアレイ中心の位置の測定結果を図 2.3.2-2 に示す。1 時間毎の平均値を示しており、その標準偏差は約 10 cm である。1 日の平均値の推定計測誤差は 3-4 cm である（舟越、2005）。

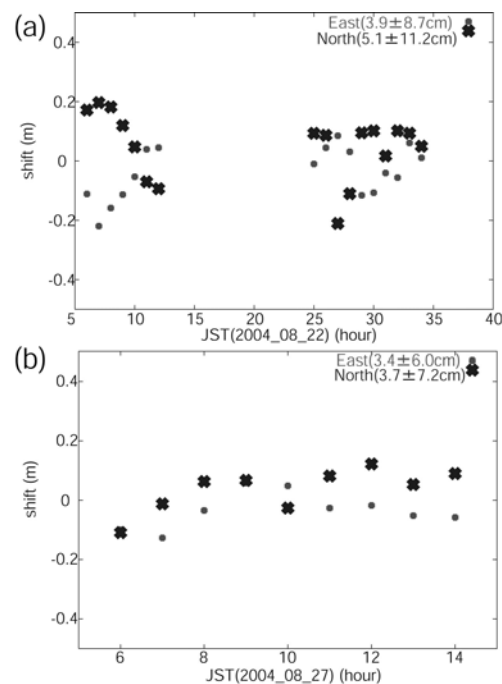


図 2.3.1-2 2004 年 8 月 22 日に GJT4 サイトで行った観測により得られたアレイ中心位置の測定結果。1 時間毎の平均値を示しており、その標準偏差は約 10 cm である。

GJT4 サイトでは、海底局アレイの位置を求める観測を複数回実施している。2003 年の 8 月に 1 回（ただし約 2 時間のみ）、2004 年の 8 月に 2 回（それぞれ約 1 日間）の観測を行い、その結果をまとめて図 3 にプロットした。2004 年 8 月の 2 回の観測結果は推定計測誤差 3-4 cm の範囲に収まっており、またたった 2 時間しか観測できなかった 2003 年の結果も、東西方向については、陸上 GPS 観測から推定されている海底地殻変動の値（諏訪・他、2004）と調和的である。

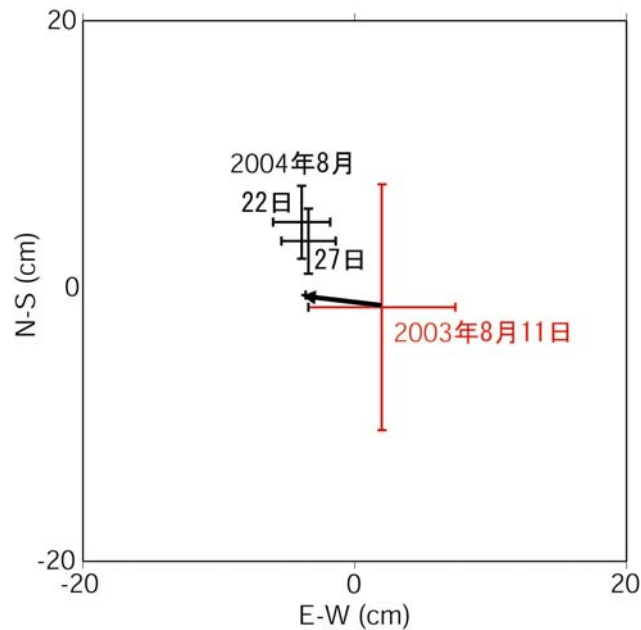


図 2.3.1-3 宮城県沖 GJT4 サイトにおける海底測位観測の結果。十字の大きさは推定誤差を示す。2003 年は 2 時間程度の観測であったので、誤差が大きい。2004 年の 2 回の観測結果は推定誤差の範囲にある。矢印は陸上 GPS 観測から推定されている海底地殻変動のマップ（諏訪・他、2004）から推定した値である。

3) 結論ならびに今後の課題

海底に 3～4 台の海底局を設置し、そのアレイの中心において、ブイを用いて海上キネマティック GPS 測位と海底局との音響測距を行い、海底局アレイの水平位置を精密に測定する観測を行った。2004 年 8 月に行った 2 回の観測結果は推定計測誤差 3-4cm の範囲に収まっているが、今後引き続き、繰り返し測位精度の評価が必要である。測位精度の向上の鍵は、海中の音速構造変化の影響を除去し、海上の GPS 測位精度を向上させることにある。

(c) 引用文献

- 1) 長田幸仁：曳航ブイに搭載した GPS 音響結合方式の海底精密測位システムの開発と深海底における測位試験，東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻博士論文，2005.
- 2) 諏訪謡子、三浦哲、長谷川昭、佐藤俊也、立花憲司：東北日本沈み込み帯におけるプレート境界の固着状況，地震 2，Vol. 56，pp. 471-484，2004.

(d) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

著 者	題 名	発 表 先	発表年月日
舟越実・三浦哲・長田幸仁・日野亮太・桑野亜佐子・藤本博巳	宮城県沖における小型曳航ブイを用いた GPS/音響海底精密測位観測の開始	測地学会誌	投稿中
藤本博巳	海底地殻変動観測	測地学テキスト WEB 版、日本測地学会、 http://wwwsoc.nii.ac.jp/geod-soc/web-text/part3/fujimoto/fujimoto-1.html	2004
佐野修・藤本博巳・山岡耕春・金沢敏彦・山内常生・田所敬一	新たな観測・実験技術の開発	月刊地球、292、773-782	2003

2) 口頭発表、その他

発表者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
Funakoshi, M., H. Fujimoto, R. Hino, S. Miura, Y. Osada, A. Kuwano, A. D. Sweeney, T. kawakami, T. Yabuki, M. Fujita, and K. Kawai	, GPS/Acoustic seafloor positioning off the northeastern Japan with a new acoustic system	AGU (American Geophysical Union) Fall Meeting, G21A-0140, San Francisco	Dec. 14, 2004
Fujimoto, H., S. Miura, A. Sweeney, M. Ito, Y. Osada, and T. Kanazawa	GPS/Acoustic seafloor positioning experiment in the subduction zone of the Japan Trench	Proceedings of Oceans 2003 Marine Technology and Ocean Science Conference, San Diego, Paper #827, IEEE	2003
Fujimoto, H.	Seafloor geodesy and an ocean bottom cable system	Scientific Submarine Cable 2003 Workshop (SSC' 03), 25-27 June 2003, Tokyo, IEEE Catalogue Number 03EX660, 251-254,	2003

藤本博巳・三浦哲・金 沢敏彦・長田幸仁	GPS・音響を用いた海底地 殻変動観測	京都大学防災研究所研 究集会報告、14K-07, 155-159、宇治	2003
Fujimoto, H., A. Sweeney, N. Uchida, S. Miura, K. Koizumi	On the stability of horizontal positions of acoustic transponders for seafloor geodesy deployed on thick sediment	AGU (American Geophysical Union) Fall Meeting, G52A-0970, San Francisco	Dec. 2002
藤本博巳	海底地殻変動観測システ ムの開発と試験観測の進 捗状況	地震予知連絡会会報、 68, 9-10 & 548-552, 東京	2002

2.3.1 海底地殻変動観測②

(1) 調査観測の内容

(a) 課 題 海底地殻変動観測②

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
海上保安庁海洋情報部	課長補佐	加 藤 幸 弘
	課長補佐	矢 吹 哲一朗
	主任衛星測地調査官	藤 田 雅 之
	衛星測地調査官付	石 川 直 史

(c) 調査観測の目的

バックスリップが大きいと予想される地域に海底地殻変動観測のための海底基準局を新たに設置して、GPS 音響結合海底精密測位観測の問題点の解明と精度向上、及び地殻変動の現状把握を図る。

(2) 平成 14～16 年度の成果

(a) 調査観測の要約

平成 16 年度は宮城県沖地震の想定震源域に近い海域に、4 台の海底基準局を新しく設置し、地殻変動を観測する海底基準点（一体となって動くと仮定した海底基準局 4 台の重心位置）を新設、GPS 音響結合方式による測位観測を 3 日間実施した。ここで得られたデータを解析し、海底基準点の精密な位置を求めた。

今回の 1 回の観測結果のみから地殻変動を議論することはできないものの、今後観測を継続的に実施することによって、この地点の地殻変動が把握できるようになると期待される。

(b) 調査観測の実施方法

平成 16 年 10 月 12 日、測量船「明洋」によって、宮城沖西海底基準点に海底基準局 4 台を設置した。設置場所は、塩釜の東方約 120km、平成 13 年 9 月に設置した宮城沖海底基準点の西約 40km の水深約 1100m の地点（図 2.3.1-1）である。4 台の海底基準局を、直径が水深と等しい円の円周上の東西南北に設置した。

平成 13 年設置の宮城沖海底基準点は、これまでも重点的に観測を行っており、ユーラシアプレート安定域に対する西北西方向の変動が捉えられている (Fujita et al. 2004)。今回新設した宮城沖西海底基準点は、宮城沖海底基準点に対して海溝軸直交方向陸側に位置し、この両基準点において海底地殻変動観測を実施することによって、プレート境界付近から陸上に至る間での地殻変動速度の変化を把握することができる。

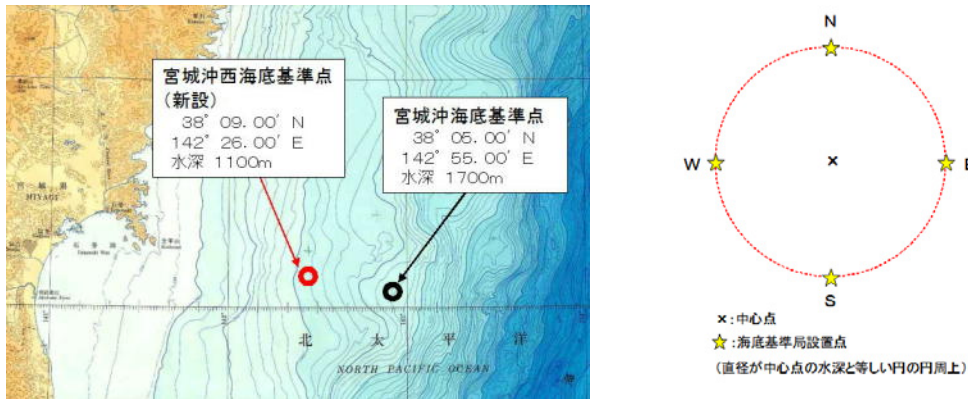


図 2.3.1-1：海底基準点設置位置

海底基準局設置後、10月13日から15日までの3日間、測位観測を実施した。測位観測は、測量船の位置を精密に求めるためのGPS測位、測量船と各海底基準局との間の音波往復伝播時間を求める海中音響測位、慣性GPSジャイロによる船体動揺計測、及び海中の音速度構造を求めるためのCTD・XBT観測によって行う。

これらの観測で得られたデータを結合させて解析を行い、海底基準点の精密な位置を求めた。

なお、海底地殻変動観測の技術開発は東京大学生産技術研究所と協力して行っている。また、KGPS解析に用いたGPS陸上基準点の一部は、国土地理院の電子基準点であり、1秒データを提供していただいている。

(c) 調査観測の成果

宮城沖西海底基準点の測位観測において取得したデータの数(音響測位における音波のショット数)は表2.3.1-1の通りである。得られたデータを解析し、各海底基準局の水平位置を求めた結果を図2.3.1-2に示す。図のプロットは海底基準局の重心位置について、3日間の観測結果を比較したもので、3日間の平均値を基準として1日ごとの結果の間の差を示している。結果のばらつきはほぼ10cm以内に収まっており、1日データの解析結果の再現性としては、現時点での所定の精度を有している(藤田・佐藤、2004)。

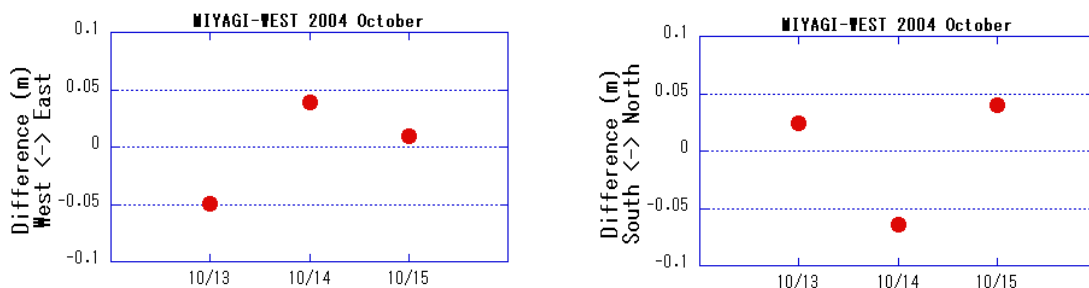


図 2.3.1-2：宮城沖西海底基準点観測結果
(3日間の平均を基準、左：東西成分、右：南北成分)

表 2.3.1-1：観測データ数

日付	10/13	10/14	10/15
データ数	975	600	1512

(d) 結論ならびに今後の課題

宮城県沖地震の想定震源域の近くに、GPS 音響結合方式による海底地殻変動用の観測基準点を設置し、引き続き測位観測を実施した。

今回の3日間の観測結果は、これまでの海底地殻変動観測の実績からみて、想定内の精度を有しており、さらに観測を続け、データを蓄積していくことによって、海底基準点の位置変化を求めることができると期待される。

この調査観測の目的である海底地殻変動の測定のためには、既設の宮城県沖海底基準点と併せて、今後も定期的に観測を行い、長期間に渡ってモニタリングしていくことが必要である。

(e) 引用文献

Fujita M., T.Ishikawa, M.Sato, M.Mochizuki, M.Katayama, S.Toyama, T.Yabuki, A.Asada and O.L.Colombo: Seafloor geodetic observation along the major trenches around Japan -Focusing on results at off-Miyagi area-, EOS. Trans. AGU, 85(47), Fall Meeting Suppl., Abstract G41 A-06, 2004.

藤田雅之、佐藤まりこ：海底地殻変動観測における局位置決定再現性の評価、海洋情報部研究報告、40, 85-92, 2004.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

著者	題名	発表先	発表年月日
なし			

2) 口頭発表、その他

発表者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
藤田雅之、石川直史、松本良浩、河合晃司、矢吹哲一郎、望月将志、浅田昭	海溝沿いの 海底地殻変動観測 ～現状と計画～	地球惑星関連学会 2005年合同大会、 地球惑星科学合同大会 運営機構、 幕張メッセ国際会議場	2005年 5月23日 (予定)

2.3.2 陸上 GPS 連続観測による地殻活動モニタリング

(1) 調査観測の内容

(a) 課 題 陸上 GPS 連続観測による地殻活動モニタリング

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
東北大学大学院理学研究科	教 授	海 野 徳 仁
地震・噴火予知研究観測センター	助 教 授	三 浦 哲

(c) 調査観測の目的

陸上において GPS 連続観測を実施し、宮城県沖地震想定震源域周辺の地殻活動をモニターする。

(2) 平成14～16年度の成果

(a) 調査観測の要約

本プロジェクトにて平成 14 年度に東北大学の金華山地震観測点に設置した GPS 連続観測システム、および国土地理院・東北大学の既設 GPS 連続観測網において得られたデータを蓄積した。平成 15 年度には想定震源域周辺で 5 月 26 日に M7.0 のスラブ内地震、7 月 26 日に M6.4 の内陸地震が発生したため、これらの地震の前後で得られた GPS および水準測量のデータを用いて、測地インバージョンにより断層モデルの推定を行った。平成 16 年度には、2003 年十勝沖地震(M8.0)の発生後に顕著な余効的地殻変動が観測されている北海道の GPS 観測点で観測されたデータをもとにプレート境界面上の余効すべり分布の時空間発展に関する調査研究を実施した。

(b) 2003 年 5 月 26 日宮城県沖地震(M7.0)の断層モデルの推定

1) 調査観測の実施方法

2003 年 5 月 26 日宮城県沖(気仙沼市直下)で M=7.0 の地震が発生した。震度は大きいところでは 6 弱が観測され、大きな被害がでた。この地震の震央は、想定されている宮城県沖地震の震央より約 80km 北に位置していた。この地震に伴い、地表で顕著な地震時地殻変動が観測された(図 2.3.2-1)。地表変位の特徴としては、震央から放射状に外側を向いており、震央に近いところで変位量は小さい反面、少し離れたあたりで最大となり、さらに震央から遠ざかるにつれて変位量は再び小さくなっている。これは、想定されている宮城県沖地震のようなプレート境界型地震の低角逆断層型地震による地表変位とは大分異なった特徴である。本課題では、あらかじめ地震波形解析などから得られている結果を用いて断層のジオメトリを拘束し、GPS 連続観測によって得られた地震時地殻変動データを用いて、断層モデルを推定する。

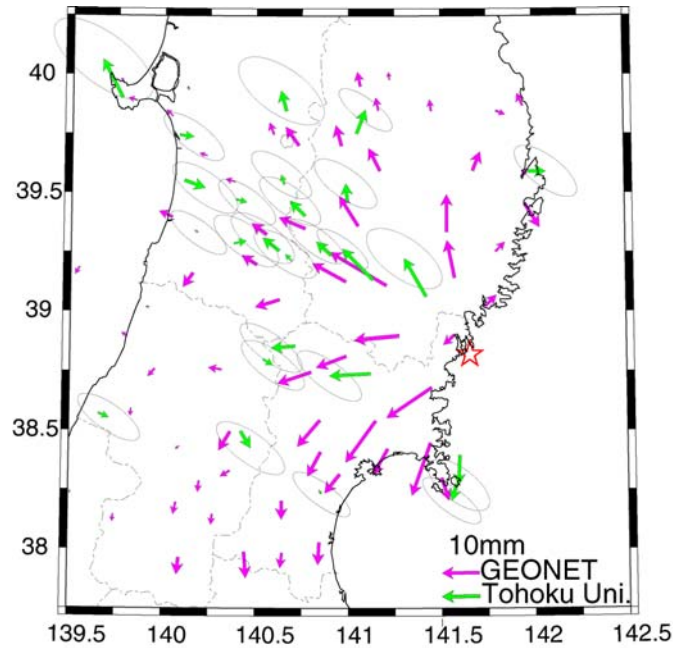


図 2.3.2-1 国土地理院・東北大学の GPS 連続観測点で得られた 2003 年 5 月 26 日の宮城県沖地震 (M7.0) の地震時地殻変動。紫が国土地理院、緑が東北大学の観測点の水平変位ベクトルを示す。

断層モデルの幾何学的パラメーターについては、あらかじめ地震波形インバージョンによって得られたメカニズム解(Okada and Hasegawa, 2003)と Double Difference 法を用いて再決定された高精度余震分布(迫田, 2003)より、断層のジオメトリ(走向、傾斜、深さ、位置)を拘束し、平面矩形断層面を仮定する(図 2.3.2-2)。すべり方向については傾斜方向の逆断層型に固定し、すべり分布については、Yabuki and Matsu'ura(1992)による手法を用いてインバージョンによって推定した。

2) 調査観測の成果

図 2.3.2-3 に推定されたすべり量分布を示す。すべり量の大きな領域は、余震が多数発生している領域によく対応している。最大すべりは、約 2m で本震の震央(破壊の開始点)の北側に位置していることがわかる。図 2.3.2-4 に八木・他(2003)による地震波形インバージョンの結果を示す。図をみると、南北二つの領域ですべり量が大きなことがわかる。GPS による推定では、そこまでの空間分解能はないと考え、後者は前者を空間的に滑らかにしたような分布になっており、両者の結果は調和的であると言える。八木・他(2003)による地震モーメントの積算値は、約 $4.0 \times 10^{19} \text{Nm}$ であったのに対し、本研究では、約 $3.9 \times 10^{19} \text{Nm}$ となり概ね一致している。

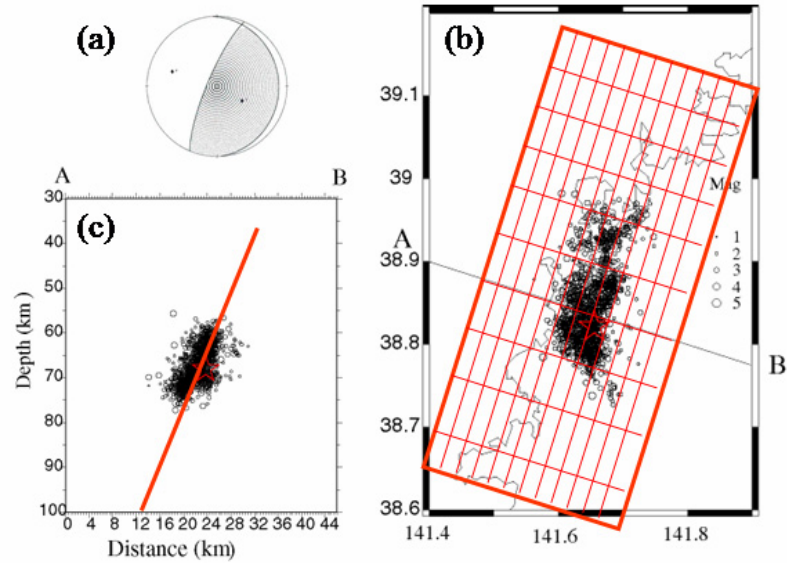


図 2.3.2-2 (a)Okada and Hasegawa (2003)によるメカニズム解。(b) 迫田 (2003) による余震の震央分布と、(c)深さ分布。赤線は仮定した断層面を示す。

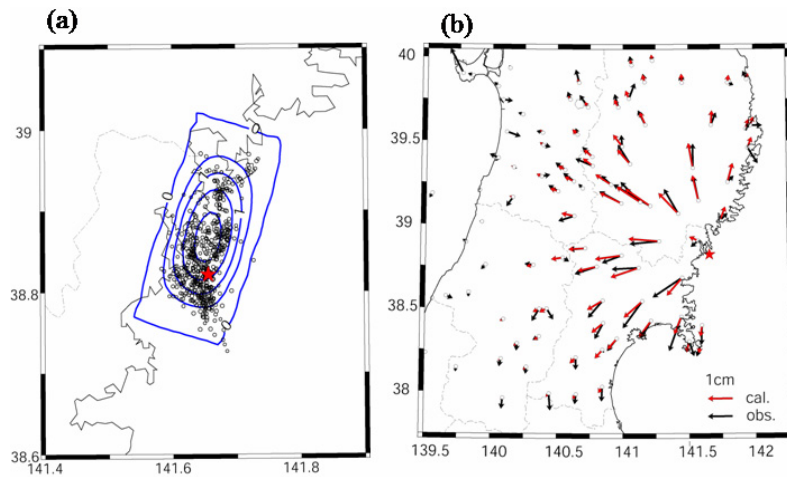


図 2.3.2-3 (a)インバージョンによって推定されたすべり分布。コンター間隔は 0.5m。(b)観測された地震時水平変位と推定された断層モデルから計算された変位の比較

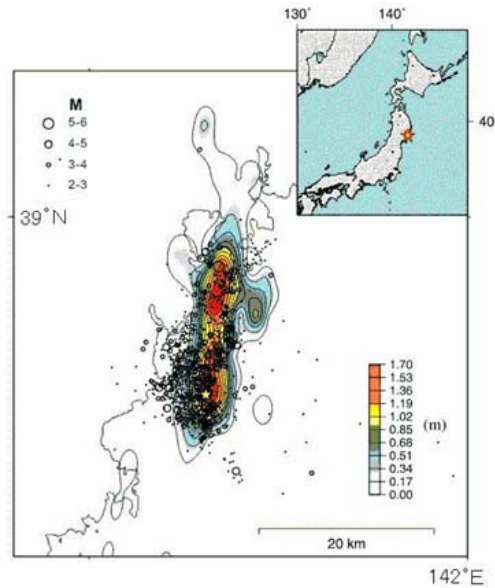


図 2.3.2-4 地震波形インバージョンによるすべり分布(八木・他, 2003)

3) 結論ならびに今後の課題

2003 年 5 月 26 日の宮城県沖地震は、深さ約 70km のスラブ内地震であったが、マグニチュードが 7.0 と比較的大きな地震であったために、地表でも広い範囲で地震時地殻変動が観測された。この地震は宮城県気仙沼市直下を震源域としており、地殻変動データはその西側のみでしか得られていないが、断層パラメターのうち幾何学的パラメターについては、余震分布やメカニズム解から先験情報として与えてやることによりすべり分布を求めることができた。得られたすべり分布は、地震波形インバージョンによって得られる分布ほどの空間的分解能はないが、その大まかな特徴はとらえることができた。

今後は、水準測量による上下動変動をデータとして与えることにより、どの程度分解能が向上するか検討する必要がある。

(c) 2003 年 7 月 26 日宮城県北部地震(M6.4)の断層モデルの推定

1) 調査観測の実施方法

2003 年 7 月 26 日 07 時 13 分に宮城県北部を震源とする M6.4 の内陸地震(以下では宮城県北部地震と称する)が発生した。この地震は、それぞれ M5.6, M5.5 の最大前震(同日 00:13)、最大余震(同日 16:56)を伴っており、これらの震源の深さが約 7 km と浅かったこともあって、600 人以上がけがをし、家屋 10,000 棟以上が被害を受けた。

本震発生後約 10 時間後には、東北大学の地震・噴火予知研究観測センターによって震源域近傍に臨時余震観測網が展開され。Okada *et al.*, (2003)は、得られたデータに、Waldhause and Ellsworth (2000)によって考案された二重差震源決定法を適用することにより、非常に高精度な余震分布を得た。海野・他(2003)は、同じデータを用いて、多数の余震のメカニズム解を求めた結果、大部分の余震は逆断層型のメカニズム解を持つこと、また、余震のメカニズム解の主圧力軸は、震源域の南側領域では北西－南

東、中央部では東西、北側領域では北東－南西であることを明らかにした。また、八木・他(2003)は、地震波形インバージョンを行い、前記の三つの主要なイベントのすべり分布を求め、最大すべりが余震域の中央部やや北側に存在することを示した。

例えば Seno *et al.* (1980)などによれば、宮城県沖では、M7.5 クラスのプレート境界型大地震が繰り返し発生していることが知られている。もっとも最近発生したイベントは、1978 年の宮城県沖地震(M7.4)であり、今回の地震はその真西に位置している。政府の地震調査研究推進本部では、過去の歴史地震の記録にもとづいて、宮城県沖地震の長期評価を行い、次の M7.5 クラスの宮城県沖地震が今後 10 年以内に起こる確率を約 40%、30 年以内では約 99%と非常に高い確率で発生する可能性を公表している。

この長期評価の結果に鑑み、国土交通省国土地理院は、既存の GPS 連続観測網における GPS 観測とともに、宮城県北部地域においてキャンペーン方式の GPS 臨時観測、ならびに水準測量を実施した。特に水準測量については、地震発生前日に震源域近傍を通る路線の測量作業を完了していたが、地震発生をうけて急遽 2 回目の測量を行うことにより、地震時の上下変動を捉えることができた。GPS 臨時観測についても地震前に観測を行っており、地震後の再測によって、貴重なデータが得られている(Nishimura *et al.*, 2003)。

Nishimura *et al.* (2003)は、2 枚の矩形断層を用いて観測された地震時地殻変動の説明を試みており、得られたモデルは、観測された地殻変動を概ね説明するものであったが、2 枚のモデル断層は一部重なっており、Okada *et al.* (2003)によって得られた余震分布とは、整合していない。そこで本研究では、Okada *et al.* (2003)による高精度余震分布のデータにもとづいて曲面断層を仮定し、その断層面上でのすべり分布を Yabuki and Matsu'ura (1992)によって考案された測地インバージョン法によって推定した結果について報告する。

2) 調査観測の成果

国土地理院では、全国に 1000 点以上の観測点からなる GPS 連続観測網、GEONET、(GPS Earth Observation Network) を構築している(Miyazaki *et al.*, 1997)。この観測網から得られるデータは、地震時や地震後の地殻変動(例えば、Heki *et al.*, 1997; Nishimura *et al.*, 2000)や、火山活動に伴う地殻変動(例えば、Miura *et al.*, 2000)、歪集中帯の発見(例えば、Sagiya *et al.*, 2000; Miura *et al.*, 2002)等々、日本列島で進行しているさまざまな時間・空間スケールの地殻変動に関して重要な知見を提供している。しかし、平均的な観測点間距離は、20～30km 程度であり、今回の地震のような M6 クラスの地震による地殻変動を詳細に議論するには十分な観測点密度とは言い難い。

宮城県沖では、前述のように次の M7.5 クラスのプレート境界型地震の発生確率が年々高まっているため、国土地理院では GEONET に加え、数日間の観測を繰り返す(キャンペーン観測)ための測点網を宮城県北部地域に設置し(図 2.3.2-5)、地震前に 1 回目の観測を完了していた。また、地震調査研究推進本部の長期評価にもとづいて、文部科学省では、2002 年から 3 年計画で「宮城県沖地震に関するパイロット的な重点的調査観測」を行っており、その中の観測項目の一つとして仙台市から牡鹿半島先端に至る一等水準路線の再測量が挙げられていたため、国土地理院では 2003 年 7 月 9 日から測量作業が行われていた。地震前日の 7 月 25 日までは仙台市から石巻市までの路線の測量が終了しており、地震発生を受けて 7 月 29 日から 8 月 4 日にかけて再測が行われている。この結果、地震の直前・直後の貴重な上下変動データが得られている。

GPS 機動観測点と国土地理院および東北大学の GPS 連続観測点、水準測量によって得られた地震時地殻変動を図 2.3.2-6 に示す。図 2.3.2-6(a)の黒矢印は水平変動、(b)の黒三角は水準路線に沿った上下変動を示す。GPS 連続観測点における水平変動の推定誤差は、時系列の短期再現性から約 2～3mm 程度、GPS 起動観測点の場合は、観測時間が 48 時間しかないため、その 2 倍程度と考えられる。

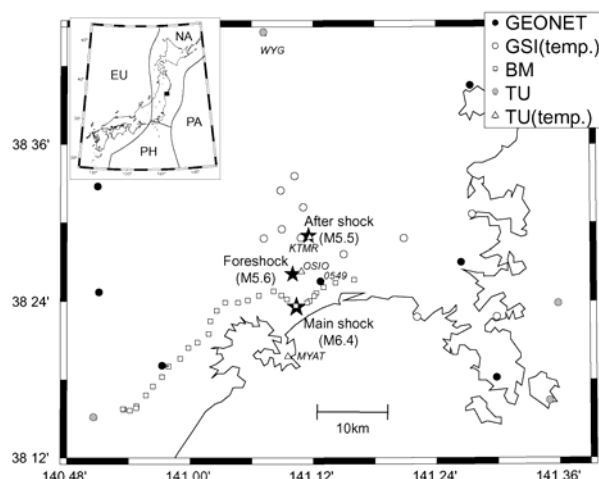


図 2. 3. 2-5 震源域周辺の測地観測点配置図。黒丸、白丸、白四角は、国土地理院の GEONET 観測点、GPS 機動観測点、水準点を、灰色丸、三角印は、東北大学の GPS 連続観測点および臨時観測点を示す。

震源域に最も近い GEONET 観測点 0549 (矢本町立矢本東小学校)の座標値の時系列を図 2. 3. 2-6 (c) に示す。解析には、米国航空宇宙局(NASA)ジェット推進研究所(JPL)で開発された GIPSY/OASIS-II というソフトウェアのなかの精密単独測位法(Zumberge *et al.*, 1997)を用いた。この解析方法では、グローバルな解析によって GPS 衛星の精密軌道暦・時計誤差、地球回転パラメーターなどを予め高精度で推定しておき、それらを使って観測点位置を推定するため、特に基準点を必要としない。また、得られる結果は、地球重心に原点を持ち、地球の自転とともに回転する直角座標系(ITRF 座標系)上の座標値として得られる。それを GRS80 という回転楕円体の緯度・経度・楕円体高に変換したものが図示されている。図に示したように、宮城県北部地震によって南東方向に 16cm 変位しており、また約 8cm の隆起が顕著である。なお、5 月末にもわずかなステップ的な変化が見られるが、これは、5 月 26 日に気仙沼市周辺直下で発生した M7.1 の地震によるものである。

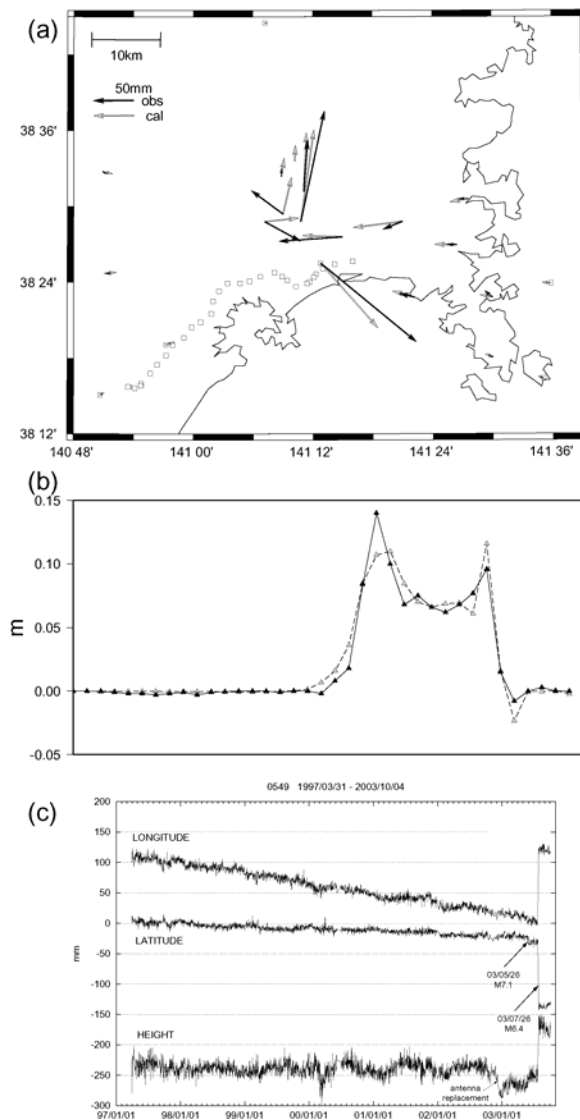


図2. 3. 2-6 GPS、水準測量により観測された地震時地殻変動および測地インバージョンにより推定されたすべり分布から計算された地殻変動。(a) 黒矢印、灰色矢印はそれぞれ水平変動の観測値および計算値を示す。(b) 黒三角、灰色三角はそれぞれ上下変動の観測値および計算値を示す。(c) 本震近傍の国土地理院矢本観測点(0549)の座標値の時系列。宮城県北部地震による顕著な地震時地殻変動(南東方向に約16cm、及び約8cmの隆起)が観測されている。5月下旬に見られる小さなステップ的变化は、5月26日に気仙沼市周辺直下で発生したM7.1の地震による地震時変動である。2002年12月に見られる沈降は、GPSアンテナの交換による見かけの変動である。

震源域から遠方の観測点の水平変位に着目すると、西側の観測点では東向き、東側の観測点では西向きの変位が卓越している。また、震源域近傍では顕著な隆起が観測されている。このような地震時地殻変動の特徴は、地震のメカニズムが逆断層型であることを示しており、海野・他（2003）の結果と一致する。次章では、これらの観測データをもとに、Okada *et al.*（2003）による精密余震分布から示唆される曲面断層面上のすべり分布を測地インバージョン法によって推定する。

測地インバージョン法としては、Yabuki and Matsu'ura（1992）によって考案された手法を用いる。この方法では、予め仮定された断層面(曲面でも可)においてすべり分布を推定する際に、すべり分布は滑らかであるという物理的な先験情報を取り入れ、分布の粗さの度合いは観測データの品質や数によって統計的に最適になるように推定される。

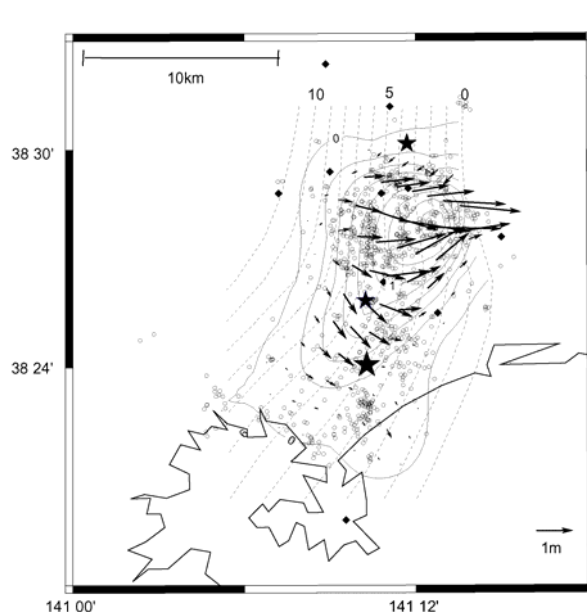


図2. 3. 2-7 Yabuki and Matsu'ura（1992）による測地インバージョン法により推定されたすべり分布(黒矢印)。破線はOkada *et al.*（2003）により得られた高精度余震分布(丸印)に基づいて仮定した曲面断層の等深線(1km間隔)。細実線は、すべり量の等値線を示す(0.2m間隔)。星印は、北から最大余震、最大前震、本震の震央を、菱形はGPS観測点を示す。

図 2. 3. 2-7 は、この手法によって推定されたすべり分布を示す。推定されたすべり分布から計算された水平・上下変位を図 2. 3. 2-6 に灰色の矢印、および灰色の三角で示した。全体的な特徴については、概ね説明できていると考えられるものの、観測点によっては、計算値と観測値があまりよく合っていない場合も見受けられる。この原因については、例えば地表近くの副次的な断層による局所的な変動や、地震による強振動にさらされたことによるアンテナ固定柱や基準点の不安定性などが考えられる。推定されたすべり分布を見ると、約 1.6m の最大すべり域は、余震域の北側、すなわち最大前震と最大余震の中間付近にある。また、その周辺では、余震活動も相対的に活発であることがわかる。

得られたすべり分布から地震モーメントを積算すると、約 1.8×10^{18} Nm 程度 ($M_w 6.1$) となり、例えば八木・他(2003)により得られている地震モーメントの推定値と一致している。このことは、今回の地震では、本震発生前後数日間では、特に顕著な非地震性すべりはなかったことを意味する。

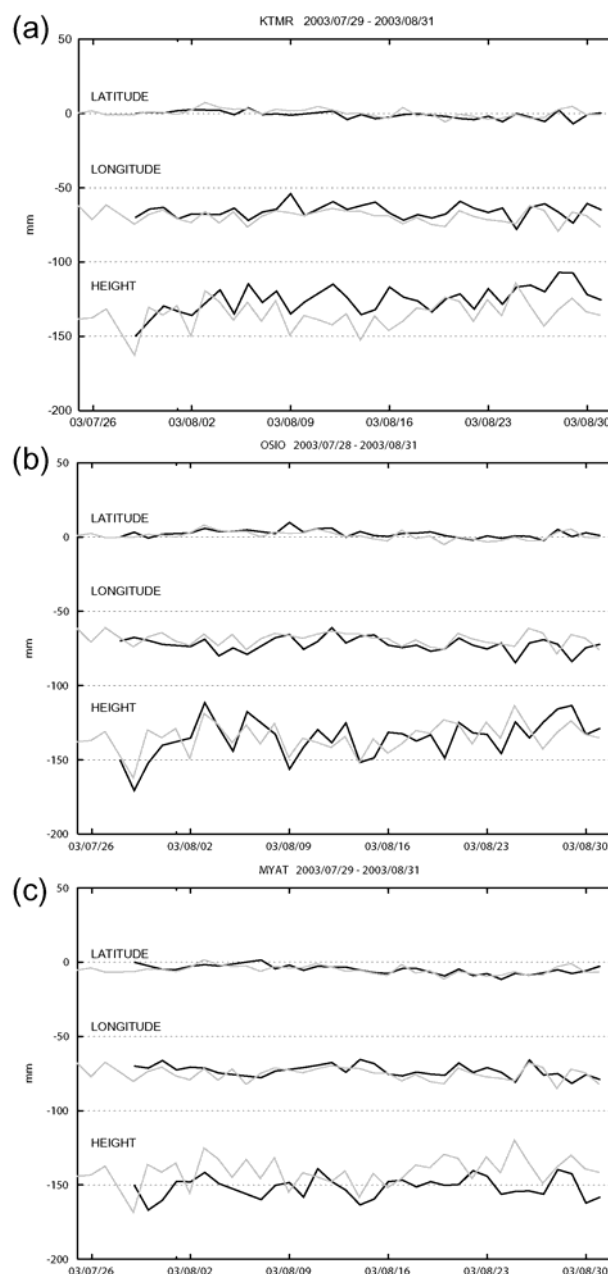


図2. 3. 2-8 東北大学のGPS臨時観測点の座標値の時系列. (a)河南町北村観測点(KTMR)、(b)矢本町大塩観測点(OSIO)、(c)鳴瀬町宮戸観測点(MYAT)。灰色は震源域から北に約30km離れた位置にある若柳観測点の時系列

我々は、今回の地震活動にともなって余効変動の有無を確認するため、本震発生の日後から震源域直上でGPS臨時観測を開始した。観測点配置は、図2. 3. 2-5の三角印で示してある。各観測点には、東北大学のGPS連続観測点と同じ仕様の米国Ashtech社製の2周波GPS受信機とチョークリングアンテナを設置してある。観測されたデータの伝送方法は、鳴瀬町宮戸(MYAT)と河南町北村(KTMR)の両観測点については、携帯電話にモデムを接続し1日1回のダイヤルアップによって収集する方法をとった。矢本町大塩(OSIO)については、臨時余震観測点でもあったため、全国大学衛星テレメターシステム(卜部、1996)を採用し、地震データとともにリアルタイムで仙台の東北大学理学研究科附属地震・噴火予知研究観測センターに伝送した。なお、MYAT観測点については、後に携帯電話から一般加入電話に変更した。

データ解析には、前述の GIPSY/OASIS-II (Zumberge *et al.*, 1997) を用いた。この手法は、研究的な用途によく用いられている(例えば、Ohtani *et al.*, 2000; Shoji *et al.*, 2000; Takiguchi *et al.*, 2000)。図 2.3.2-8 にこれらの臨時観測点で得られた座標値の時間変化を示す。各観測点の時系列には、震源域から約 30km 離れており、有意な地震時地殻変動が観測されていない東北大学の若柳観測点の時系列を重ねてしめしてある。両者を比較すると図示した期間においては、顕著な余効的地殻変動は観測されていないようである。

3) 結論ならびに今後の課題

最近約 10 年間の間に、GPS によって観測された内陸地震に伴った地震後地殻変動に関する論文がいくつか発表されている。Shen *et al.* (1994) は、1992 年に米国カリフォルニア州で発生した M7.3 のランダース地震後に約 55mm に達する地震後地殻変動が観測されたことを報告している。観測された変動の時系列に指数関数を当てはめたところ、時定数は約 34 日であった。Nakano and Hirahara (1997) は、1995 年の兵庫県南部地震(M7.2) 後に、時定数約 50 日で変位量約 20mm の地震後地殻変動を検出している。さらに最近橋本・他(2003)は、2000 年の鳥取県西部地震(M7.3) に伴って約 10mm の地震後地殻変動を見出し、それが地震断層上のゆっくりしたすべりで説明できることを示した。

これらの地震後地殻変動の観測例では、地表で観測される地震後地殻変動の地震時地殻変動に対する割合は約 8~15% である。この割合を単純に今回の地震にあてはめると、KTMR や OSIO などの震源極近傍の観測点では、10~20mm 程度の地震後地殻変動が期待されるが、前述のように現在までのところ、顕著な地震後変動は観測されていない。このことは、地震後地殻変動の大きさが単に地震本体の大きさだけでは決まらないことを示唆していると考えられる。それ以外の要因、例えば本震の地震断層や地震時には変位しなかった周辺の既存断層あるいは弱面の摩擦特性や、震源域周辺媒質の非弾性的性質に依存する可能性も考えられよう。

図 2.3.2-9 に八木・他(2003)による地震波形インバージョンの結果を示す。彼らは最大前震、本震、最大余震の三つのイベントについて、それぞれすべり分布を求めている。得られた結果では、最大すべりが、本研究の結果と同様に余震域の北側に位置していることがわかる。インバージョンの際に仮定した断層の幾何学的パラメーターが異なるので、詳細な比較はできないが、全く独立なデータセットを用いた解析結果が大局的に一致したことから、今回の地震によるすべり分布の特徴は、双方の結果によって明らかにされていると考えてよいであろう。

海野・他(2003)は、前震・本震・余震のメカニズム解の時空間分布を詳細に調査している。その結果、大部分の余震は逆断層型のメカニズム解を持つこと、余震のメカニズム解の主圧力軸は、震源域の南側領域では北西-南東、中央部では東西、北側領域では北東-南西であることなどを明らかにした。本研究で得られたすべり分布(図 2.3.2-7)を見ると、最大すべりが推定された震源域の中央部から北側については、上盤側のすべり方向がほぼ東向きであるのに対し、南側の領域ではすべり方向が南東方向に回転している様子が見られる。このような特徴は、海野・他(2003)の結果と整合している。

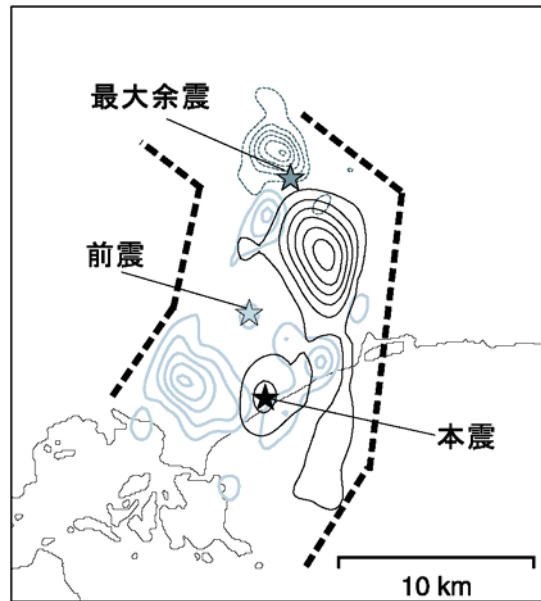


図2.3.2-9 八木・他(2003)が地震波形インバージョンにより推定した各イベントのすべり量分布。灰色線:最大前震(コンター間隔0.05m)、黒線:本震(コンター間隔0.2m)、点線:最大余震(コンター間隔0.05m)

(d) GPS から推定された十勝沖～釧路沖における余効すべり

1) 調査観測の実施方法

図2.3.2-10に北海道内の代表的なGEONET観測点における変位の時系列を示す。GPS解析には、GIPSYの精密単独測位法(Zumberge et al., 1997)を採用した。横軸は2003年1月1日からの通算日で示しており、269が2003年十勝沖地震が発生した日に相当する。十勝沖地震に伴うステップ状の地震時地殻変動に引き続いて、各観測点とも地震発生以前の変位速度とは異なる速度で変化している。この傾向は震源域に近づくにしたがって顕著になる。このような変化は十勝沖地震にともなう余効変動として地震直後から指摘されている(Miura et al., 2003; Miyazaki et al., 2004; Ozawa et al., 2004)。特に震源域に近い北海道のえりも観測点(0019)では、地震時に東南東に約60cm程度変位したあと、引き続き同一方向に変位し続け、2004年10月の時点で約20cm程度変位していることがわかる。

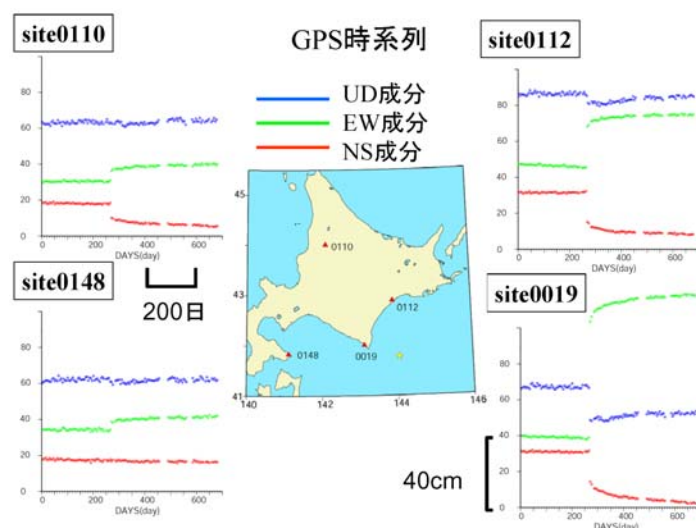


図2. 3. 2-10 北海道内のGEONET観測点における変位の時系列。GPS解析には、GIPSYの精密単独測位法を採用した。

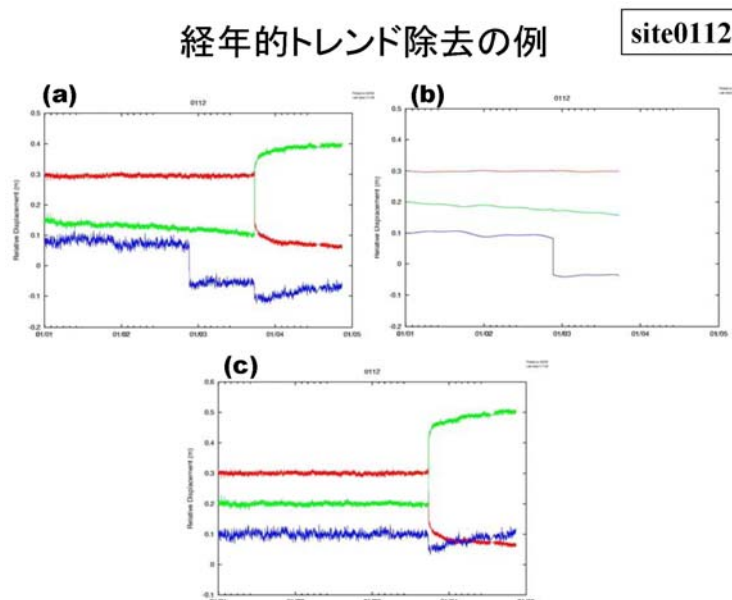


図2. 3. 2-11 GPS変位データの時系列から経年的トレンドを除去した例。(a)GIPSYの精密単独測位法により得られた0112観測点(図10参照)の変位時系列。赤、緑、青は、それぞれ南北、東西、上下成分を示す。(b)地震前のデータに対して、時間の1次関数、1年および半年のsin、cos関数を最小二乗法によりあてはめた結果。(c) (b)で推定した各項の係数を地震後のデータにも適用して、生データから差し引いた結果

以下では、十勝沖地震発生前の時間の1次関数で変化するトレンドを経年的変化として取り除いたものを余効変動とみなす。この変動分を抽出するため、地震前までの期間のGPS変位時系列データが、時間の1次関数、1年および半年のsin、cos関数で近似できると仮定し、各項の係数を最小二乗法により推定し、生データからそれらの項による寄与を差し引いた。図2.3.2-11にこのデータ処理の例を示す。図2.3.2-11(a)がGIPSYの精密単独測位法により得られた生の観測点変位の時系列を示す。2002年の後半に上下成分にステップ的な変化が見られるが、これはGPSアンテナ

の交換に伴う見かけの変化である。このようなステップ状の変化についてもその大きさを最小二乗法により推定した。図 2.3.2-11 (b) が地震前のデータから推定されたトレンド成分と年周・半年周成分、ステップ状の変化である。トレンド成分と年周・半年周成分については、地震後のデータについても同じ係数を仮定して生データから差し引いた結果を図 2.3.2-11 (c) に示す。この図の地震後の変化を余効変動と考える。地震前の地殻変動のほとんどは、プレート間のバックスリップにより駆動されていると考えられる (例えば諏訪・他, 2004) ので、このようなデータ処理により推定されるプレート境界面上のすべりは、すべり欠損の解消分を意味することになる。図 2.3.2-12 に本研究で解析に用いた GEONET 観測点の配置図を示す。

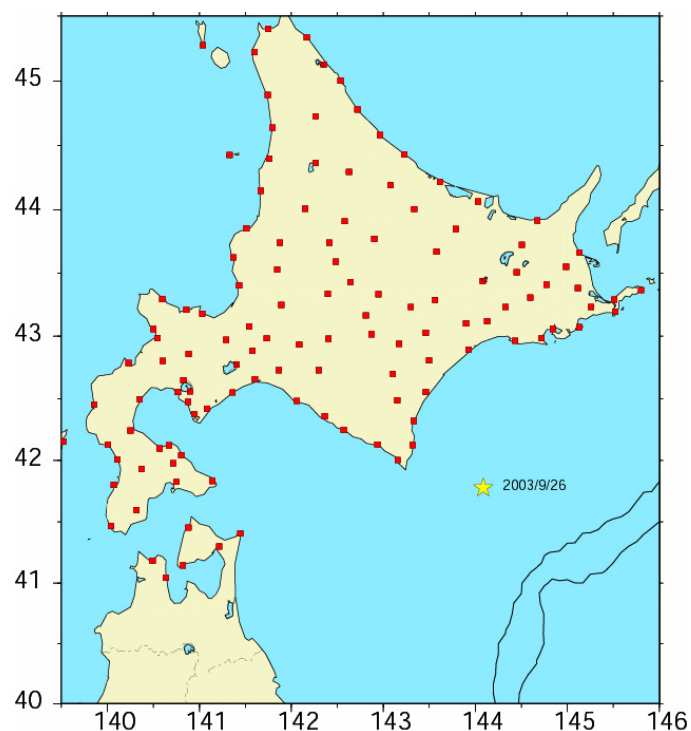


図2.3.2-12本研究で解析に用いた北緯41度以北のGEONET観測点の配置図。黄色の星印は2003年十勝沖地震本震の震央を示す。

上で述べた処理後のデータに基づいて、Yagi and Kikuchi (2003)によるインバージョン法によりプレート境界面上のすべり分布の時空間変化を推定する。以下にインバージョン法の概要を示す。このインバージョン法では、3次元のプレート境界面を仮定し、その一部を切り出してその領域におけるI個のグリッドを持つ1次のスプライン関数で基底関数展開する。また各グリッドにおけるすべりベクトル各成分のすべり速度関数を、立ち上がり時間 T_r でL個のノットを持つ1次のスプライン関数で基底関数展開する。観測点 j における観測方程式を次式で定義する。

$$G_j(t) = \sum_{ikl} A_{ikl} F_{ikj} R(t - (l-1)Tr) + C_j + L_j(t) + e_j(t)$$

ここで、 A_{ikl} はタイムステップ1 におけるk 番目の副断層の非地震性すべりのi 成分、 F_{ikj} は A_{ikl} に相当するグリーン関数、 $R(t)$ はライズタイム Tr のすべりの時間関数、 C_j は変動前の座標値、 $L_j(t)$ は観測点のローカルな変動、 $e_j(t)$ は分散 σ の観測誤差である。また、 $L_j(t)$ は空間的にインコヒーレントなランダムウォークプロセス(分散 τ)である。上記の観測方程式は下記のようにベクトル表記できる。

$$\mathbf{G} = \mathbf{F}\mathbf{x} + \mathbf{C} + \mathbf{L} + \mathbf{e} \quad [\mathbf{x} = (\mathbf{A}, \mathbf{B})^T]$$

ここで、解を安定化するために、いくつかの拘束条件を導入する。すなわち、

$$\mathbf{P}_n \mathbf{x} + \mathbf{e}_n = 0 \quad (n = 1, 2, 3)$$

$n=1$ は断層面上のすべり時間関数の2階微分がゼロに近くなる条件であり、

$$A_{ik(l-1)} - 2A_{ikl} + A_{ik(l+1)} + e_1 = 0 \quad (2 \leq l \leq L-1)$$

と書ける。 $n=2$ はすべり分布が空間的に滑らかである条件を2階空間微分がゼロに近くなるとして、

$$\Delta A_{ikl} + e_2 = 0 \quad (2 \leq l \leq L-1)$$

と書ける。 $n=3$ はすべりベクトルが先験的情報に基づく方向(たとえばプレートの沈み込み方向など)に近くなる条件であり、

$$A_{ikl} - A_{i0} + e_2 = 0$$

と書ける。これらの拘束条件と観測方程式を用いると、次式の残差を最小にするモデルパラメータを定めることになる。

$$S(\mathbf{x}, \sigma_1, \sigma_2, \sigma_3) = \|\mathbf{G}' - \mathbf{F}'\mathbf{x}\|^2 + \sum_{i=1,3} \left(\frac{1}{\sigma_i} \right)^2 \|\mathbf{P}_i \mathbf{x}\|^2$$

ここで、

$$\mathbf{G}' = \frac{1}{\gamma_h} (\mathbf{G} - \mathbf{C}), \quad \mathbf{F}' = \frac{1}{\gamma_h} \mathbf{F} + \frac{1}{\sigma_0} \mathbf{P}_0, \quad \gamma_h = \sigma + \tau \sqrt{t_h / 365.25}$$

である。超パラメータと呼ばれる σ_i が与えられればモデルパラメータの最適値を最小二乗法的に定めることができる。 σ_i を定めるためにAkaike (1980)によって提唱されたAkaike's Bayesian Information Criterion (ABIC)を用いる。複数の超パラメータが存在する場合のABICはFukahata et al. (2004)によって導入されている。

1) 調査観測の成果

本研究でプレート境界面上にすべりを与えたグリッドを図2.3.2-13に示す。プレート境界面は、Hasegawa et al. (1994)による二重深発地震面上面を採用した。解析期間は、2003年9月27日から2004年11月13日までである。図2.3.2-14に推定されたすべり分布のスナップショットを示す。また、図2.3.2-10に示した4観測点について、観測された変位データと計算された変位の時系列を比較したものを図2.3.2-15に示す。

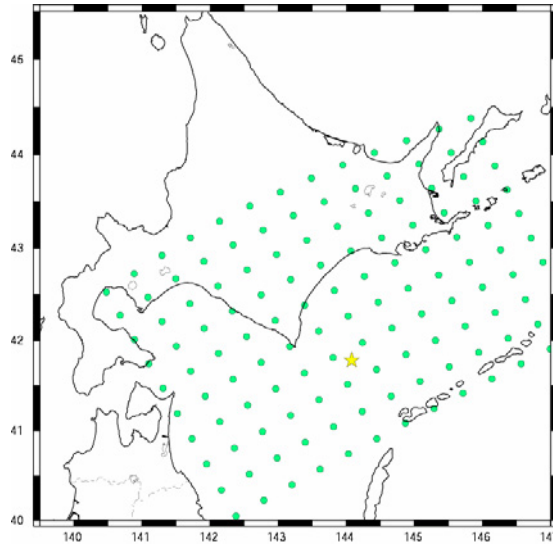


図2.3.2-13 プレート境界面上のすべりを与えたグリッドの配置図。Hasegawa et al. (1994)による二重深発地震面上をプレート境界面とし、その面上の40km毎に走向方向、傾斜方向にそれぞれ、13個、10個のグリッドを配置した(緑丸)。黄色の星印は2003年十勝沖地震本震の震央を示す。

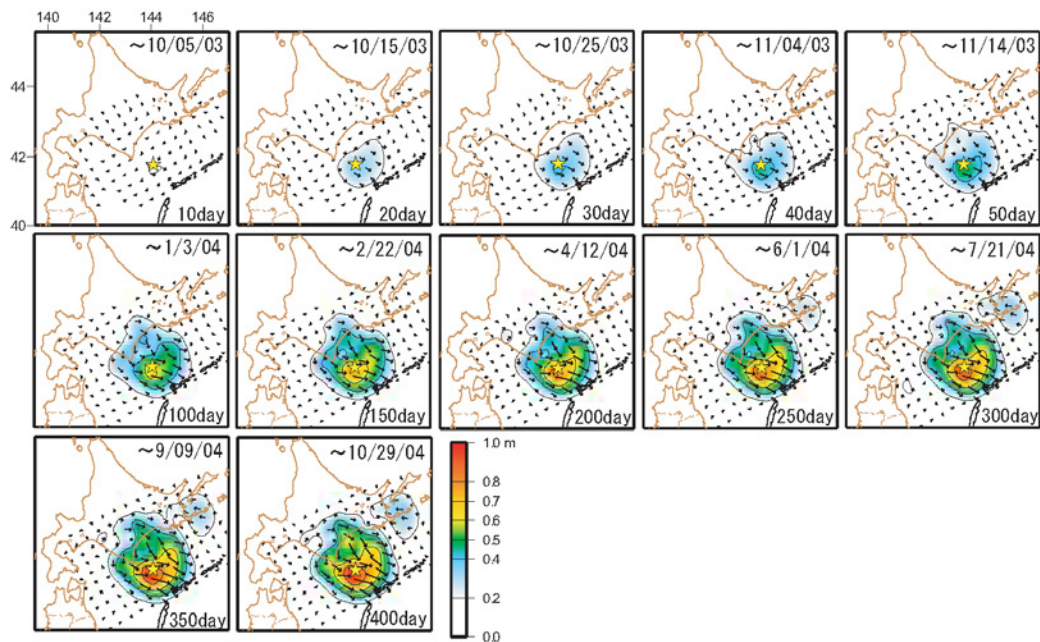


図2.3.2-14 GEONET観測点の変位データから地震前の経年的トレンドを取り除き、Yagi and Kikuchi (GRL,2003)の方法により推定されたプレート境界面上のすべりの時空間発展。コンター間隔は0.2mで、矢印は上盤側プレートのすべりベクトルを示す。星印は本震の震央を示す。

図2.3.2-14をみると、本震後50日間程の期間の余効すべりは、主に本震の南側で発生していることがわかる。これは、Miura et al. (2004)による本震後15日間の余効すべり分布やOzawa et al. (2004)の推定結果と調和的である。しかし、Miyazaki et al. (2004)の結果とは異なっている。Miyazaki et al. (2004)によって推定されたすべりベクトルの方向をみると、南東から南南東を向いていて、かつその方向は場所によってほとんど変化していないように見える。したがって、実際

のすべり方向とはやや異なる方向に拘束が強すぎたために本震の東側に大きなすべり域が推定された可能性が考えられる。

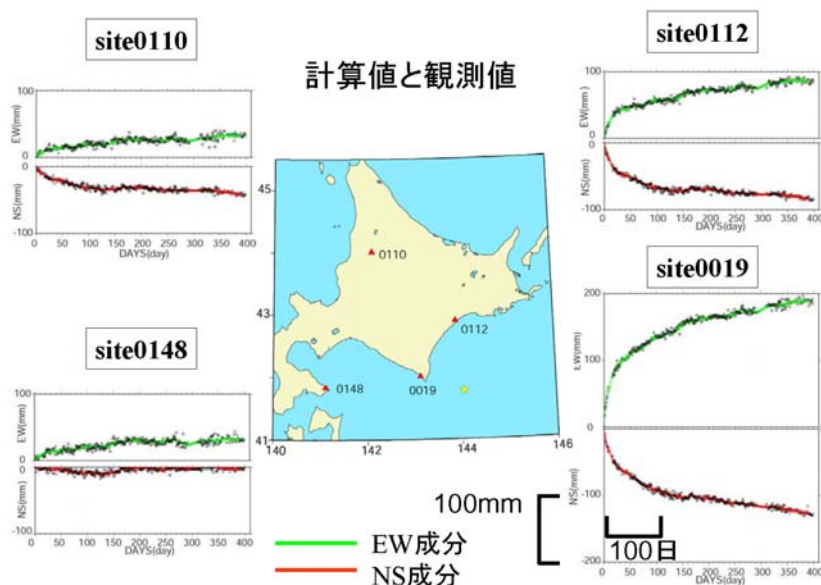


図2. 3. 2-15 観測された変位と計算された変位の時系列の比較。図2. 3. 2-10に示した4観測点について示す。

本震発生後50日以降から余効すべり域が北東方向へ拡大していった傾向が見られる。この方向には、2004年11月に釧路沖地震 (M7. 1) が発生していることから、この余効すべりの拡大現象が、M7. 1 のイベント発生前にそのアスペリティに応力蓄積を加速した可能性もある。さらに100日以降は本震から北西方向への拡大傾向や、本震破壊域深部の西隣の浦幌(帯広-釧路間)直下でも比較的大きくすべりはじめ、約40cm程度のすべりが深さ100kmまで達していることがわかる。

図16に十勝沖地震発生直後から2004年10月31日までの期間で推定されたプレート境界面上のすべりの積算値を示す。青のコンターは、Yagi (2004) が遠地実体波および近地強震動波形を使って推定した本震のすべり量分布を示しているが、両者を比較すると、本震破壊域と余効すべり域は一部を除いて重なっていない。このような本震破壊域と余効すべり域の相補性は、Yagi and Kikuchi (2003) や Yagi et al. (2003) によって、1996年日向灘地震や1994年三陸はるか沖地震などについて既に指摘されているが、十勝沖地震についても同様の結果が得られたことになる。

帯広周辺直下の余効すべりについては、GPSによるプレート境界深部のすべり分布推定における分解能の問題も考慮すべきであるが、このように100kmに達するような深い領域において実際に余効すべりがあったとすれば、そこにすべり欠損が蓄積されていたことを意味しており、諏訪・他 (2004) が行ったバックスリップインバージョンの結果と整合している。また、特にこの深部に張り出したように見える余効すべりが相対的に大きな領域は、Katsumata et al. (2003) により指摘されている太平洋プレートの沈み込み角の急変帯に概ね一致している。さらに彼らは、その周辺で発生している特異なスラブ内地震の震源分布や、二重深発地震面上面で発生している地震の発震機構解から、この急変帯では、太平洋斜角の変化やスラブ内の現在の応力状態を考慮するとプレート間カップリングが局所的に弱まっている可能性もあり、それが大きな余効すべりの原因となっている可能性も考えられる。

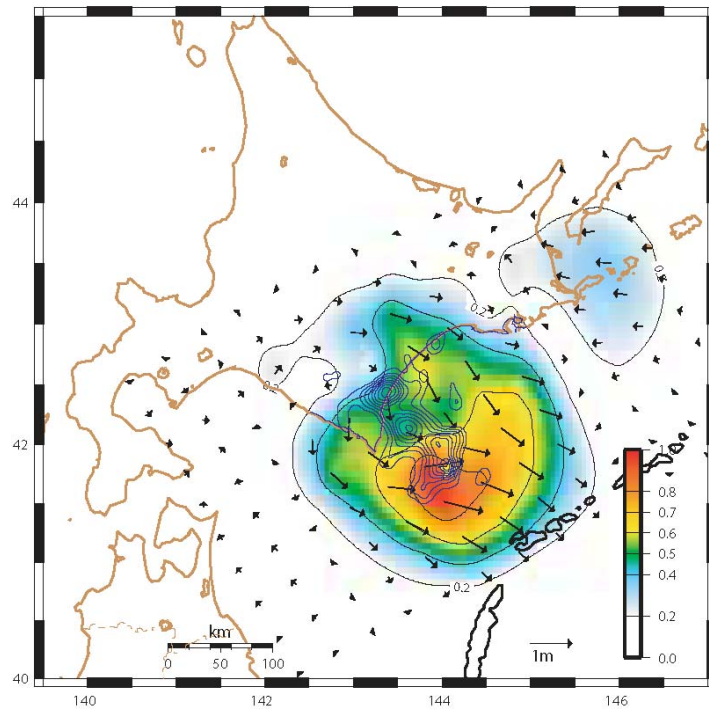


図2.3.2-16 2003年十勝沖地震発生直後から2004年10月31日までの期間で推定されたプレート境界面上のすべりの積算値。コンター間隔は0.2mで、矢印は上盤側プレートのすべりベクトルを示す。青のコンターは、Yagi (2004)が遠地実体波および近地強震動波形を使って推定した1.2m以上の本震のすべり量分布を0.6m間隔で示す。

3) 結論ならびに今後の課題

2003年十勝沖地震発生後のGPS解析により推定されたプレート間すべりの時空間変化から以下のことがあきらかとなった。

- 十勝沖地震の余効すべり域は本震破壊域と相補的である。
- 本震破壊域の南側で大きな余効すべりが進行し、北東方向への伝播現象も見られた。この現象が2004年11月と12月に釧路沖で発生したM7クラスのプレート境界型地震のアスぺリティに応力蓄積を引き起こし、これらの地震の発生を促進したと考えられる。
- 帯広周辺直下にも40cm程度の比較的大きなすべりが深さ約100km程度まで達していることが推定された。これはKatsumata et al. (2003)が指摘したスラブの断裂に対応している可能性もある。

今後はGPS解析をさらに最近のデータまで含めて行い、2004年11月以降の釧路沖の地震活動についても相似地震解析の結果と比較できるようにするとともに、下記の点を今後の課題としたい。

- 今回導入したインバージョン法を日本海溝沿いまで領域を拡大し、バックスリップインバージョンにも応用できるようにする。
- 相似地震により推定されるすべりをインバージョンの拘束条件のひとつとして取り込めるよう改良する。

(e) 引用文献

- Fukahata, Y., A. Nishitani, M. Matsu'ura, 2004, Geodetic data inversion using ABIC to estimate slip history during one earthquake cycle with viscoelastic slip-response functions, *Geophys. J. Int.*, **156**, 140-153.
- Hasegawa, A., S. Horiuchi and N. Umino, 1994, Seismic structure of the northeastern Japan convergent margin: A synthesis, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22295-22311.
- 橋本 学・田部井隆雄・鷲谷 威・伊藤武雄, 2000 年鳥取県西部地震の余効変動のモデル化(再訪), 日本地震学会講演予稿集 2003 年度秋季大会, C099.
- Heki, K., S. Miyazaki and H. Tsuji, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595-597, 1997.
- Katsumata, K., N. Wada, and M. Kasahara, 2003, Newly imaged shape of the deep seismic zone within the subducting Pacific plate beneath the Hokkaido corner, Japan-Kurile arc-arc junction, *J. Geophys. Res.*, **108**(B12), 2565, doi:10.1029/2002JB002175.
- Miura, S., S. Ueki, T. Sato, K. Tachibana, and H. Hamaguchi, Crustal deformation associated with the 1998 seismo-volcanic crisis of Iwate Volcano, Northeastern Japan, as observed by a dense GPS network, *Earth Planets Space*, **52**, 1003-1008, 2000.
- Miura, S., T. Sato, K. Tachibana, Y. Satake, and A. Hasegawa, Strain accumulation in and around Ou Backbone Range, northeastern Japan as observed by a dense GPS network, *Earth Planets Space*, **54**, 1071-1076, 2002.
- Miura, S., Y. Suwa and A. Hasegawa, 2004, 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.
- Miyazaki, S., T. Saito, M. Sasaki, Y. Hatanaka, and Y. Iimura, Expansion of GSI's nationwide GPS array, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **43**, 23-34, 1997.
- Miyazaki, S., P. Segall, J. Fukuda, and T. Kato (2004), 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.
- Nakano, T., and K. Hirahara, GPS observations of postseismic deformation for the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 503-506, 1997.
- Nishimura, T., S. Miura, K. Tachibana, K. Hashimoto, T. Sato, S. Hori, E. Murakami, T. Kono, K. Nida, M. Mishina, T. Hirasawa, and S. Miyazaki, Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in northeastern Japan inferred from GPS observations, *Tectonophysics*, **323**, 217-238, 2000.
- Nishimura, T., T. Imakiire, H. Yarai, T. Ozawa, M. Murakami, and M. Kaizu, A preliminary fault model of the 2003 July 26, M6.4 northern Miyagi earthquake, northeastern Japan, estimated from joint inversion of GPS, leveling, and InSAR data, submitted to *Earth Planets Space*, 2003.
- Okada, T., and A. Hasegawa, The M7.1 May 26, 2003 off-shore Miyagi Prefecture Earthquake in northeast Japan: Source process and aftershock distribution of an intra-slab

- event, *Earth Planets Space*, **55**, 731-739, 2003.
- Okada T., N. Umino, and A. Hasegawa, Rupture process of Jul. 26 2003 northern Miyagi earthquake sequence, NE Japan, estimated from double-difference hypocenter locations, submitted to *Earth Planets Space*, 2003.
- Ohtani, R., N. Koizumi, N. Matsumoto, and E. Tsukuda, Preliminary results from permanent GPS array by the Geological Survey of Japan in conjunction with groundwater-level observations, *Earth Planets Space*, **52**, 663-668, 2000.
- Ozawa, S., M. Kaidzu, M. Murakami, T. Imakiire, and Y. Hatanaka, 2004, Coseismic and postseismic crustal deformation after the Mw 8 Tokachi-oki earthquake in Japan, *Earth Planets Space*, **56**, 675-680.
- 迫田浩司, 三陸沖プレート間カップリング遷移域の地震活動特性の研究, 東北大学修士論文, pp. 77, 2003.
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *PAGEOPH*, **157**, 2303-2322, 2000.
- Seno, T., Shimazaki, K., Somerville, P., Sudo, K., and T. Eguchi, Rupture process of the Miyagi-Oki, Japan, earthquake of June 12, 1978, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **23**, 39-61, 1980.
- Shen, Z. K., D. D. Jackson, Y. Feng, M. Cline, M. Kim, P. Fang, and Y. Bock, Postseismic deformation following the Landers earthquake, California, 28 June 1992, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 780-791, 1994.
- Shoji, Y., H. Nakamura, K. Aonashi, A. Ichiki, H. Seko, and Members of GPS/MET Japan Summer Campaign 1997 in Tsukuba, Semi-diurnal and diurnal variation of errors in GPS precipitable water vapor at Tsukuba, Japan caused by site displacement due to ocean tidal loading, *Earth Planets Space*, **52**, 685-690, 2000.
- 諏訪謡子・三浦 哲・長谷川 昭・佐藤俊也・立花憲司, 2004, 東北日本沈み込み帯におけるプレート境界の固着状況, 地震, 第2輯, **56**, 471-484.
- Takiguchi, H., T. Kato, H. Kobayashi, and T. Nakaegawa, GPS observations in Thailand for hydrological applications, *Earth Planets Space*, **52**, 913-919, 2000.
- 海野徳仁・岡田知己・中島淳一・堀修一郎・河野俊夫・中山貴史・内田直希・清水淳平・菅ノ又淳一・ガマゲシヤンタ・仁田交市・矢部康男・迫田浩司・佐藤凡子・伊藤 実・長谷川昭・浅野陽一・長谷見晶子・出町知嗣・矢島良紀, 余震観測から推定した 2003 年 7 月 26 日宮城県北部地震 (M6.2) の余震の震源とメカニズム解の分布, 地震, 投稿中.
- ト部 卓, 衛星通信による地震観測テレメタリングシステムの基本設計, 日本地震学会講演予稿集 2003 年度秋季大会, P22, 1996.
- Waldhause, F. and W. L. Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the Northern Hayward fault, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **90**, 1353-1368, 2000.
- Yabuki, T. and Matsu'ura, M., Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, **109**, 363-375, 1992.
- Yagi, Yuji, Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data (PDF), *Earth Planet and Space*, **56**, 311-316, 2004.
- Yagi, Y., and M. Kikuchi, 2003, Partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(2), 1087, doi:10.1029/2002GL015664.
- Yagi, Y., M. Kikuchi, and T. Nishimura, 2003, Co-seismic slip, post-seismic slip, and largest aftershock associated with the 1994 Sanrikuharuka-oki, Japan, earthquake,

Geophys. Res. Lett., 30(22), 2177, doi:10.1029/2003GL018189
 八木勇治・伊藤喜宏・浅野陽一・関根秀太郎, 2003 年 7 月 26 日宮城県北部で発生した地震の前震・本震・最大余震の震源過程とそれぞれの関係について, 日本地震学会講演予稿集 2003 年度秋季大会, A086, 2003.
 八木勇治・浅野陽一・伊藤喜宏・汐見・関根秀太郎・針生義勝・小原一成, 防災科研 Hi-net を使用した震源過程の推定—2003 年 5 月 26 日宮城県沖の地震(Mj7.0)への適用—, 日本地震学会講演予稿集 2003 年度秋季大会, P180, 2003.
 Zumberge, J. F., M. B. Heflin, D. C. Jefferson, M. 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.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

著 者	題 名	発 表 先	発表年月日
Satoshi Miura, Yoko Suwa, Toshiya Sato, Kenji Tachibana, and Akira Hasegawa	Slip distribution of the 2003 northern Miyagi earthquake (M6.4) deduced from geodetic inversion	Earth, Planets and Space	2004 年 2 月
Miura, S., Y. Suwa and A. Hasegawa	The 2003 M8.0 Tokachi-Oki earthquake – How much has the great event paid back slip debts?	<i>Geophys. Res. Lett.</i>	2004 年 3 月
Miura, S., T. Sato, A. Hasegawa, Y. Suwa, K. Tachibana and S. Yui	Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc	Earth, Planets and Space	2004 年 12 月
諏訪謡子・三浦 哲・長谷川 昭・佐藤俊也・立花憲司	東北日本沈み込み帯におけるプレート境界の固着状況	地震, 第 2 輯	2004 年 2 月
長谷川 昭・中島淳一・海野徳仁・三浦哲・諏訪謡子	東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式	地震, 第 2 輯	2004 年 2 月
油井智史・諏訪謡	測地インバージョンによ	月刊地球	2004 年 2 月

子・三浦 哲・長谷川 昭	る 2003 年 5 月 26 日宮城県 沖地震 (M7.1) の断層モデルの推定		
三浦 哲・油井智史・ 長谷川 昭・佐藤俊 也・立花憲司	宮城県沖およびその周辺 における最近の地震活動 と地殻変動	月刊地球	2004 年 2 月

2) 口頭発表

発 表 者	題 名	発表先, 主催, 発表場所	発表年月日
油井智史, 諏訪 諤 子, 三浦 哲, 長谷川 昭	GPS観測データによる 2003年5月26日宮城県 沖地震 (M=7.0) の断 層モデル	2004 年地球惑星科学関 連学会合同大会, 地球惑 星科学合同大会運営機 構, 千葉市美浜区 幕張 メッセ国際会議場	2004 年 5 月 10 日
三浦 哲・諏訪 諤 子・佐藤 俊也・立花 憲司・油井 智史・長 谷川 昭	GPS によって観測さ れた 2003 年 10 月 31 日福島県沖地震 (M6.8)に伴った地震 時・地震後地殻変動	2004 年地球惑星科学関 連学会合同大会, 地球惑 星科学合同大会運営機 構, 千葉市美浜区 幕張 メッセ国際会議場	2004 年 5 月 10 日
S Miura, N Uchida, A Hasegawa, T Sato, K Tachibana, Y Suwa	Slow slip events around the source area presumed for the forthcoming M7.5 Miyagi-oki earthquake revealed by geodetic and seismological observations	2004 Western Pacific Geophysics Meeting, American Geophysical Union, 米国ホノルル市	2004 年 8 月

2.3.3 PS-InSAR による地殻活動モニタリング

(1) 調査観測の内容

(a) 課 題 PS-InSAR による地殻活動モニタリング

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
国土交通省国土地理院	主任研究官	小 沢 慎 三 郎

(c) 調査観測の目的

干渉合成海溝レーダー技術の1つである PS-InSAR 技術により、宮城県沖地震想定震源域付近牡鹿半島地域における地殻変動を長期にわたって調べる。

(2) 平成15年度の成果

(a) 調査観測の要約

平成15年度は次の項目を実施した。

通常の干渉 SAR では、2 時期の SAR 画像を干渉させて人工衛星と地上点間の距離変化を測定するが、PS-InSAR 技術では、一連の時期の SAR 画像を用いて、地上の恒久的な散乱点（P S 点）と人工衛星間の距離変化を時間変化まで含めて計測できる。この手法では、通常の干渉 SAR では地殻変動を明瞭に推定するのが難しいと考えられる場所においてもかなりの精度で地殻変動を推定することができ非常に有効な新技術と考えられる。本研究では、PS-InSAR を用いて、牡鹿半島を含む面積約 953.2km² のエリアの地表変動情報を得ようとした。

(b) PS-InSAR による地殻変動推定の試み

1) 調査観測の実施方法

1992-2001 年に撮られた、合成開口レーダー画像 20 シーンを処理して、PS-InSAR 解析を行った。全領域処理ではほとんど石巻市上にしか PS 点は抽出できず牡鹿半島には見出せなかった。牡鹿半島の地表変動を得るため、2 回目の処理として領域を分割し牡鹿半島内に別のリファレンスポイントを設定して実施した。即ち図 2.3.2-1 に示されるように領域を大きなクラスタ 1 と小さなクラスタ 2 に分けて解析した。まずクラスタ 1 には 10 年間分 20 シーンのデータが用いられた。このシーン数は推奨の 10 年間以上の処理は最低 30 シーンというレベルより少ない数字である。またクラスタ 2 では、1997 年以降のデータ間隔が、小さいクラスタを処理するのに相応しくなく 20 シーンのうち 1996 年以前の 17 シーンのみを使用している。

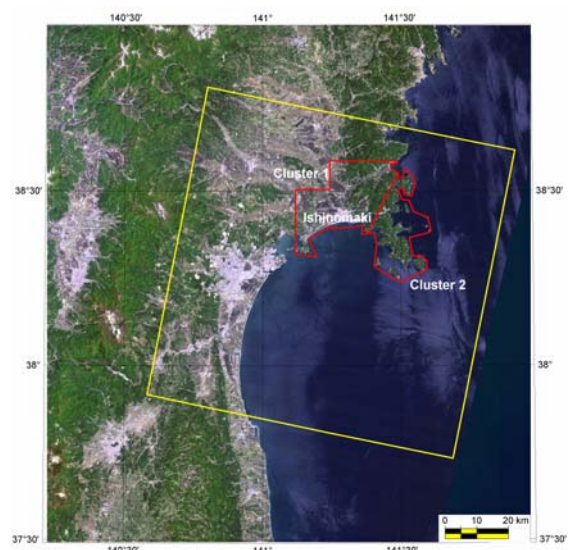


図 2.3.2-1 ERS 衛星の 100km データ範囲（黄色矩形）と 2 つに分かれたターゲットエリア（赤線）

2) 調査観測の成果

以下の解析結果が得られている。

図 2.3.3-2(a)に石巻市の解析結果を示す。図 2.3.3-2(a)に示されるように石巻市では、殆どの地点で $+1.5$ から -1.5mm/年 の速度範囲の動きが推定されており、非常にこの地域が安定していることがわかる。また、推定された変位速度の変化は空間的な傾向も持っていない。図 2.3.3-2(b)に石巻市の牡鹿半島よりの PS 点の時間変化を示すが、非常に変動が小さいことがわかる。図 2.3.3.2(a)の参照点は、石巻市のほぼ中心となっている。また図 2.3.3-3(a)-(b)に牡鹿半島地域の観測点の変動速度の頻度分布図と、牡鹿半島の南部に位置する網地島の点の経年変化図を示す。両者とも、非常に変動量が小さい結果が得られている。

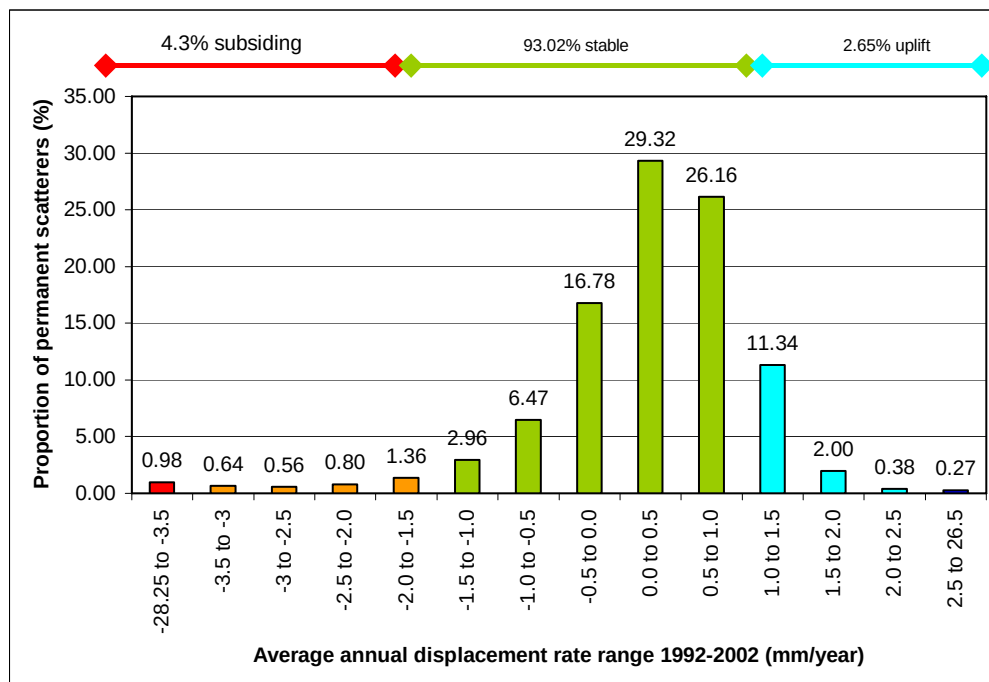


図 2.3.3-2(a) : クラスタ 1 (石巻市) の変位速度別の PS 点の分布

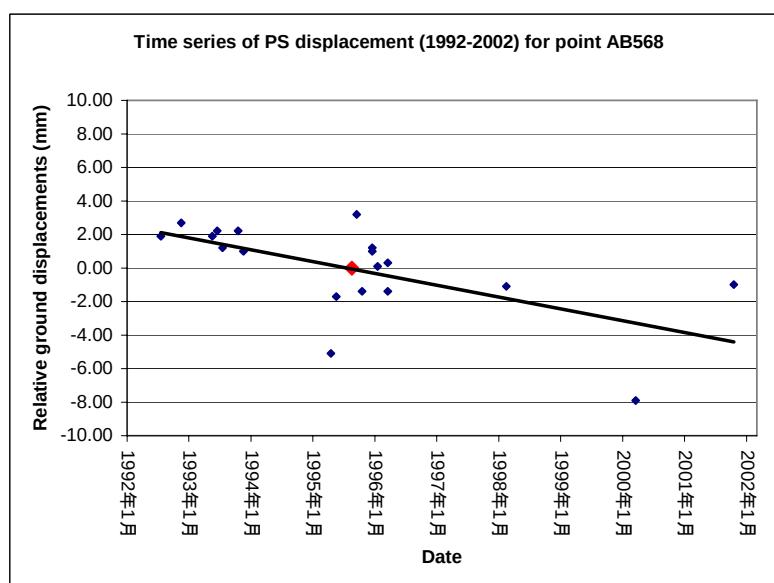


図 2.3.3-2(b) : AB568 の PS 点の非線形時刻暦チャート

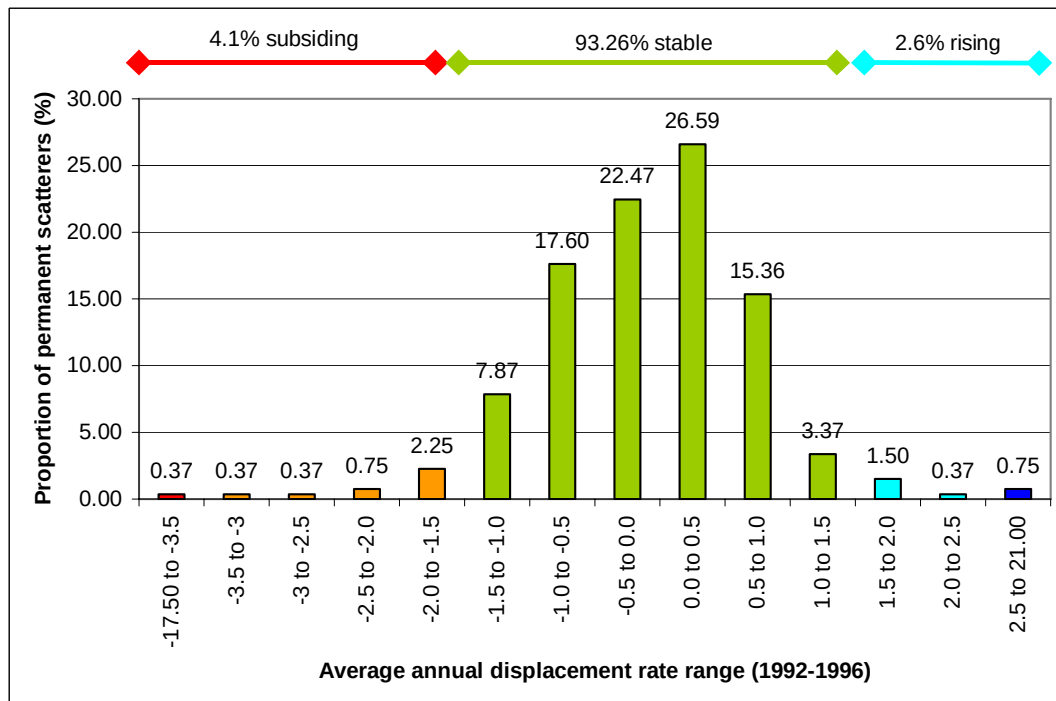


図 2.3.3-3(a) クラスタ 2 (牡鹿半島) の変位速度別の PS 点の分布

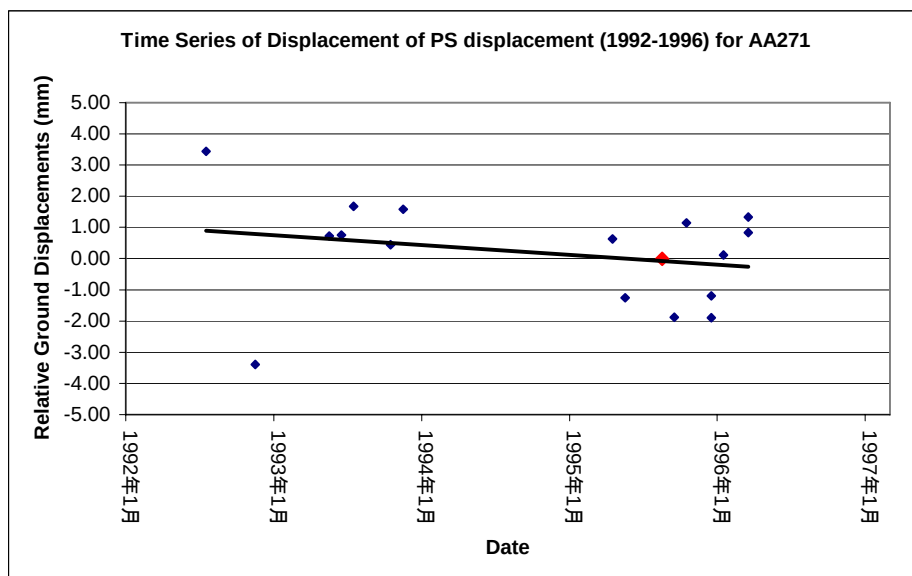


図 2.3.3-3(b) : AA271 の PS 点の非線形時刻暦チャート

3) 結論並びに今後の課題

PS-InSAR 処理から得られた結果は、全エリアの 93% の PS が安定的で 7% の PS が何かしらの動きをしていることを示した。変動として多かったのは沈下である。しかしながら空間的に見て意味のあるような変動を捉えることはできなかった。石巻及び牡鹿半島の 2 つの異なる参照点に対して処理が実行されたため、牡鹿半島の変動と石巻側の関連を評価することはできなかった。牡鹿半島で低い密度でしか観測点がとれなかったことから、限定されたシーン数でのさらなる PS-InSAR は望ましくない。代わりにこれから 3 年あまりで 30 シーン取得できる ENVISAT の新規撮影が望まれる。データ期間間隔が密集していることにより抽出される恒久的な散乱点の数は最大になりそれによって内陸と

の相対的関連のある半島全体の変動を計測することが可能になると思われる。

(d) 引用文献

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

著 者	題 名	発 表 先	発表年月日

2) 口頭発表、その他

発 表 者	題 名	発表先、主催、発表場所	発表年月日

2.3.4 高精度水準測量

(1) 調査観測の内容

(a) 課 題 高精度水準測量

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
国土交通省国土地理院	主任研究官	小 沢 慎 三 郎

(c) 調査観測の目的

水準測量により宮城県沖地震震源域近傍における過去の地盤上下変動を調べ、想定宮城県沖地震の震源域の状態推定に必要な情報を得る。

(2) 平成14年度の成果

(a) 調査観測の要約

平成14年度は次の項目を実施した。

水準測量を、2002年7月～11月期に仙台市から牡鹿半島にかけて実施し、過去の水準測量成果との比較を行った。

(b) 水準測量調査

1) 調査観測の実施方法

図2.3.4-1に、仙台市から牡鹿半島にかけて約50kmの観測路線図を示す。この路線にそって2002年7月～11月期に水準測量を行った。

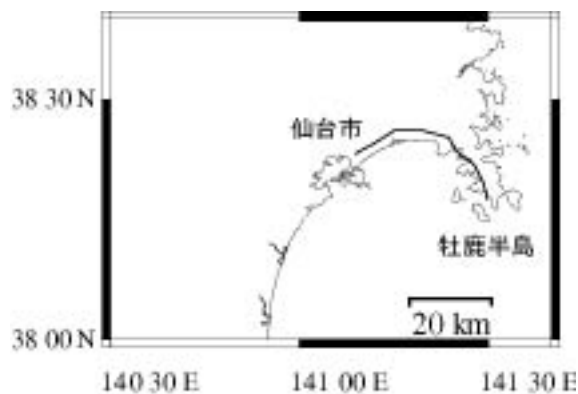


図 2.3.4-1 仙台市～牡鹿半島間の水準観測路線図

2) 調査観測の成果

図 2.3.4-2 に観測結果を示す。図 2.3.4-2 に示されるとおり、前回の観測が 1980 年 8～9 月期という事で、22 年間も経過しているために、白丸印で示される改埋点が多く見られる。一般的に改埋点の精度は移設等されていない点に比べて精度は落ちると考えられる。矢本町、石巻側からみると牡鹿半島の先端は過去 22 年間で 2 cm 程の隆起が見られる。最近 22 年間の結果に対して、1980 年 8～9 月期と 1978 年 9～10 月期の地殻上下変動は、やはり牡鹿半島側が内陸側に対して 2 cm 程隆起して見える。但し 1978 年の観測は 1978 年宮城県沖地震後に行われている。1978 年から 2 年間の上下変化とその後 22 年間の上下変化に量的な差があまり見えない点は、牡鹿半島の隆起・沈降のレートが時間的に変化してきた可能性を意味する。GPS 連続観測網の普及により、この地域の海溝型地震では、地震後の余効変動が多くの場合において発生することが知られており、1978 年宮城県沖地震でも地震後の余効変動が起きた可能性がかなり高いと考えられる。従って、1978 年の地震後 2 年間の変動には地震後の余効変動の効果が含まれていると考えられる。また、2003 年に宮城県北部の地震が今回実施した水準測量の近辺で起きており、2002 年の本観測成果のおかげで非常に明瞭な地震に伴う上下変化が地震前後に捉えられている（図 2.3.4-3）。

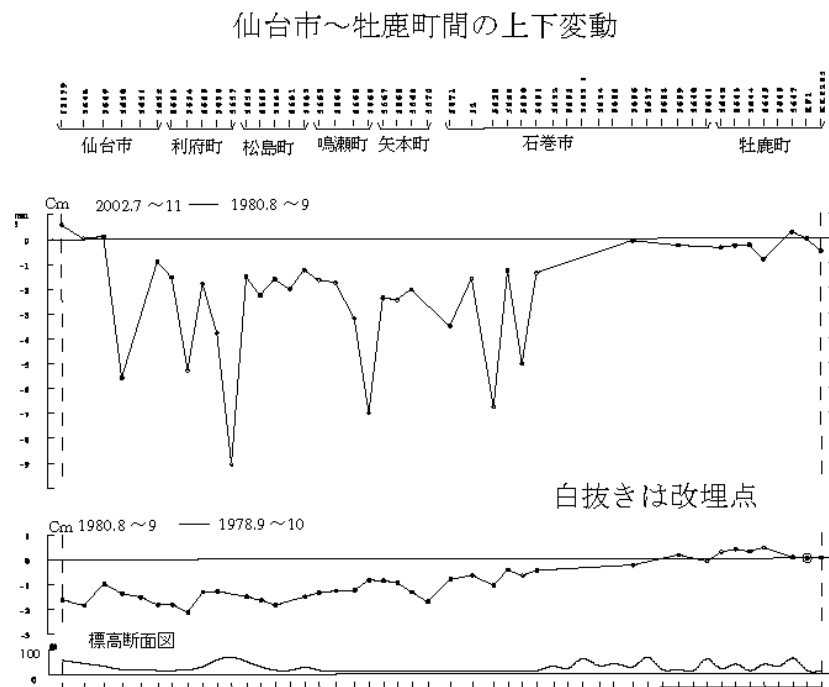


図 2.3.4-2 仙台市～牡鹿半島間の水準測量結果

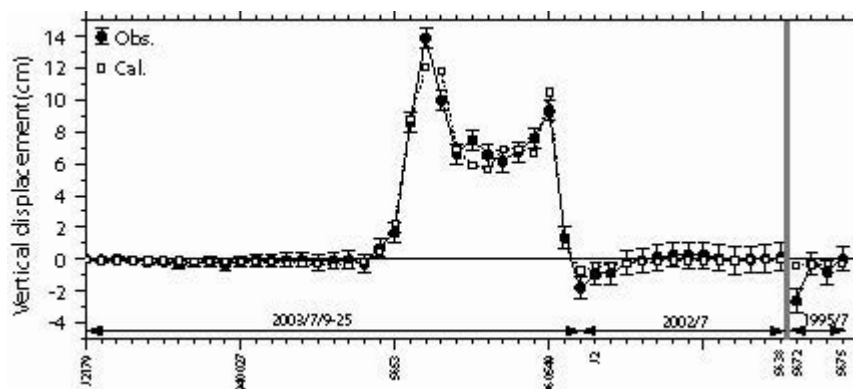


図 2.3.4-3 2003 年宮城県北部の地震に伴う地殻上下変動

3) 結論並びに今後の課題

2002 年～1980 年の観測結果と 1980～1978 年の観測結果で、空間的なパターンが若干
仙台市側で違っているように見える。これが有意なものであるのかどうか、今後の観測デ
ータの蓄積が待たれる。

(d) 引用文献

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

著 者	題 名	発 表 先	発表年月日
Takuya Nishimura, Tetsuro, Imakiire, Hiroshi, Yarai, Taku Ozawa, Makoto, Murakami, and Masaru Kaidzu	A preliminary fault model of the 2003 July 26, M6.4 northern Miyagi earthquake, northeastern Japan, estimated from joint inversion of GPS, leveling, and InSAR data	Earth, Planets, and Space	2004 12/1

2) 口頭発表、その他

発 表 者	題 名	発表先、主催、発表場所	発表年月日

2.3.5 重力観測

(1) 調査観測の内容

(a) 課 題 重力観測

(b) 担当者

所	属	役	職	氏	名
東北大学大学院理学研究科		教	授	藤	本 博 巳

(c) 調査観測の目的

海底において重力の経年変化を観測する可能性、および海底圧力観測と合わせて上下方向の海底地殻変動を観測する可能性を調べるために、海底試験観測を行う。海底圧力観測については、宮城県沖で通年観測を開始し、長期安定性に関する問題点を明らかにする。

(2) 平成14～16年度の成果

(a) 調査観測の要約

既設の海底重力計を用いて平成14年度に瀬戸内海の浅海で海底重力測定を実施した。平成15年度にはこの海底重力計の電池交換と保守点検を行い、この重力計のセンサーや計測システム、鉛直保持機構等に問題のないことを確認した。海底における精密な繰り返し重力測定を実現するために、平成16年度には、無人探査機を用いて海底ベンチマーク上の海底重力測定を試行し、観測における問題点を明らかにした。平成15年度に海底圧力計を宮城県沖に設置し、通年の海底圧力観測を開始した。その観測データから、圧力計測値のドリフトとセンサーの腐蝕が問題であることが分かったので、周期測定用の水晶発信器の精度を向上させるとともに、真水を入れたビニール袋の中にセンサーを入れて腐食を防止するという対策を施し、平成16年度から再度通年観測を開始した。

(b) 海底重力測定等に関する調査

1) 調査観測の実施方法

既設の海底重力計（図2.3.5-1）は、シントレックス社の野外観測用重力計をオイルダンパーとフリーズンバル機構で鉛直に保っている重力計であり（藤本ほか、1998；Fujimoto et al., 1998）、東京大学海洋研究所で連続観測をしている。1日約0.2ミリガルのドリフトがあるが、そのドリフトは極めて安定している。この重力計を用いて平成14年度に瀬戸内海播磨灘の浅海で、船からロープで海底重力計を吊り下ろして海底に設置するという方式で、海底重力測定を実施した（上嶋・他、in press）。平成15年度にはこの海底重力計の電池交換と保守点検を行い、この重力計のセンサーや計測システム、鉛直保持機構等に問題のないことを確認した。



図2.3.5-1 チタン合金耐圧球を用いた海底重力計

沈み込み帯は一般に厚い堆積層で覆われており、1cm の海底変動を検出する海底測地観測を行うためには、陸上と同じように海底にも測地観測用ベンチマークを設置し、それを用いた繰り返し観測が不可欠である。その一例として、海底における重力の精密な繰り返し測定に関する試験観測を行った。海底掘削孔の Re-entry Cone のように大掛かりな海底プラットフォームは海底の極限られた場所にしかないので、海底ベンチマークを設置し、無人探査機を用いて測定を試みた。

2005 年 1 月に海洋研究開発機構 (JAMSTEC) の調査船なつしまの相模湾航海 NT05-01 において、無人探査機ハイパードルフィンを用いて海底ベンチマーク上の海底重力測定を試行した。まず、ベンチマークとして用いる約 80cm 四方で水中約 200kg のコンクリート製の平板 (図 2.3.5-2) を無人探査機 (図 2.3.5-3) で海底まで運び、厚い堆積物で覆われた平均傾斜約 8 度の海底に水平に設置する作業を行った。海底重力計はフリーズバル機構を有しているが、傾きの限界は約 15 度であるので、平板を傾斜 10 度以内に設置し、その上に海底重力計を据えつけて一晩観測することを試みた。



図 2.3.5-2 海底ベンチマークとして用いたコンクリート製の平板

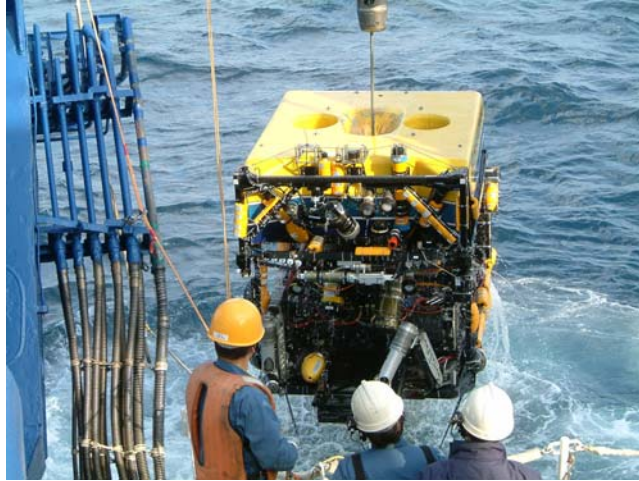


図 2.3.5-3 海洋研究開発機構の無人探査機ハイパードルフィン

海底における長期圧力観測については、平成 15 年 6 月に宮城県沖の海底に圧力計を設置した。圧力センサーは Paroscientific 社製の水晶圧力計であり、1 分間隔で 1 年以上の観測ができる設計となっている。計測システムは耐圧ガラス球に入っており、音響信号により錘を切り離し、自己浮上することができる。

2) 調査観測の成果

瀬戸内海播磨灘の浅海における海底重力測定では、毎朝淡路島の基点から出発し海底における測定を行って夕方には基点に戻るという方式で、4 日間にわたって 23 点の海底重力測定を行った。重力測定では、1 秒間隔で 40 秒間の測定を行いその平均値と標準偏差を求めることとし、そのような測定を 1 分間隔で行った。基点における測定は、標準偏差が 0.03-0.04 mgal と安定しており、重力計のドリフトは基点における測定値を用いてチェックし、ドリフトレートが 0.196mgal/日であることを確認した（上嶋・他、in press）。

海底では、1 点において 3 分から 10 分間の測定データが得られた。重力計を吊り下ろしたロープが重力計に振動を与えることが測定の障害になるので、途中にアンカーをつけた。測定値の標準偏差は、アンカーなしの場合は 2~5mgal と異常に大きい値を示したが、アンカーをつけると、0.6~0.9 mgal となった（上嶋・他、in press）。ただし、海底に単独で据えた時の標準偏差は 0.01-0.02 mgal であった（Fujimoto et al., 1998）ことを考慮すると、ロープで吊り下ろす方式による浅海の重力測定では高精度の測定は難しいようである。

深海底のベンチマーク上における重力測定を試みて分かったのは、緩やかであっても、傾いた海底に平板を水平に近い状態に設置することは難しい作業であるということ、および傾斜している海底においては、無人探査機のビデオ映像から傾きの角度を推定することは難しいということである。傾斜は 10 度程度であると判断して、平板の上に重力計を設置して一晩測定したが、傾斜が大きすぎて測定できなかった。

そこで急遽図 2.3.5-4 に示す簡易傾斜計を作り、再度測定を試みた。簡易傾斜計は役

に立ち、平板が 10 度以上傾いているかどうかはビデオ映像で判断できた。しかし水中約 200 kg の平板を無人探査機で水平にすることはたいへんな難作業であり、またその上に海底重力計を乗せる作業も難航し、途中で重力計が横倒しになるようなこともあった。最終的には約 15 度傾いた平板の上で一晩重力測定を行ったが、横倒しになった影響か、ドリフトが異常に大きく、正常な重力測定はできなかった。



図 2.3.5-4 船上で急遽作成した簡易傾斜計

海底圧力観測については、平成 14 年度に海底圧力計を購入し、平成 15 年度に宮城県沖に設置し通年の海底圧力観測を開始した。その観測データから、圧力計測値のドリフトとセンサーの腐蝕が問題であることが分かった。これまでのいくつかの地点の観測結果から判断すると、ドリフトは多くの場合水深換算で 1 ヶ月に 1 cm 程度であるが、1 桁以上大きいドリフトを示す場合もある。そこで周期測定用の水晶発信器の精度を向上させるという対策を施した。センサーの腐蝕については、真水を入れたビニール袋の中にセンサーを入れるという対策を施した。これらの対策をした後に、16 年度から再度通年観測を開始した。

3) 結論ならびに今後の課題

数 10 マイクロガルあるいはそれ以上精密な海底重力測定は、重力計を海面からロープで吊り下ろす方式では無理である。海底の観測ベースの上で測定する場合は、平坦な地形を選んで測定することが最も重要である。緩やかでも傾いた海底に平板を水平に設置することは難しいので、どうしても緩斜面で測定する必要がある場合には、ベンチマークの上面を平面ではなく窪んだ球面にすることが一つの解決策である。しかし、平板に乗せる前に泥の海底の上で 10 マイクロガル程度のばらつきで重力測定ができていたこと、および斜面が傾いていると海底重力計をベンチマークの上に据えつけることが難しいことを考慮すると、海底における精密な繰り返し重力測定は、ベンチマークの上ではなく、そのそばの海底で行い、重力計とベンチマークの水深の違いを 1 cm の精度で測定する方式も考慮すべきである。海底重力計のドリフトの問題は、1

週間以内の短い航海において、1 晩海底で測定する場合、あまり問題にはならないようである。

海底における長期圧力観測は、計測分解能は水深換算で 1 cm 程度であるが、圧力計測値のドリフトとセンサーの腐蝕が問題であることが分かったので、周期測定用の水晶発信器の精度を向上させるとともに、真水を入れたビニール袋の中にセンサーを入れて腐食を防止するという対策を施した。

(c) 引用文献

Fujimoto, H., K. Koizumi, Y. Osada, and T. Kanazawa, Development of instruments for seafloor geodesy, *Earth, Planets and Space*, **50** (11), 905-911, 1998.

藤本博巳・押田淳・古田俊夫・金沢敏彦、海底重力計の開発（英文要旨付き）、海洋調査技術、**10** (1), 25-38, 1998.

上嶋正人・石原文実・小泉金一郎・島伸和・押田淳・藤本博巳・金沢敏彦、瀬戸内海播磨灘での海底重力測定、海洋調査技術、in press.

(d) 成果の論文発表・口頭発表等

1)論文発表

著 者	題 名	発 表 先	発表年月日
Fujimoto, H., M. Mochizuki, K. Mitsuzawa, T. Tamaki, and T. Sato	Ocean bottom pressure variations in the southeastern Pacific following the 1997-98 El Niño event	<i>Geophys. Res. Lett.</i> , 30 (9), 1456, doi: 10.1029/2002GL016677	May 2003
佐野修・藤本博巳・山岡耕春・金沢敏彦・山内常生・田所敬一	新たな観測・実験技術の開発	月刊地球、292, 773-782	2003 年 12 月
Fujimoto, H.	Seafloor geodesy and an ocean bottom cable system	Proceedings of Scientific Submarine Cable 2003 Workshop (SSC' 03), 25-27 June 2003, Tokyo, IEEE Catalogue Number 03EX660, 251-254	27 June 2003
藤本博巳	海底地殻変動観測	測地学テキスト WEB 版、日本測地学会、 http://www.soc.nii.ac.jp/	2004

		geod-soc/web-text/part3/fujimoto/fujimoto-1.html	
上嶋正人・石原丈実・小泉金一郎・島伸和・押田淳・藤本博巳・金沢敏彦	瀬戸内海播磨灘での海底重力測定	海洋調査技術	印刷中

2) 口頭発表、その他

発 表 者	題 名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
Fujimoto, H., T. Sato, M. Mochizuki, K. Mitsuzawa, T. Tamaki	Ocean bottom pressure variations in the southern Pacific following the 1997-98 El Nino event	EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Nice, France	April 2003
Fujimoto, H.	Seafloor geodesy and an ocean bottom cable system	Scientific Submarine Cable 2003 Workshop (SSC' 03), IEEE & ION, Tokyo, Japan	27 June 2003
Sato, T., H. Fujimoto, Y. Tamura, K. Matsumoto, and T. Higashi	An ocean bottom pressure measurement project off Sanriku, Honshu, Japan	IUGG 2003 General Assembly, G06/03P/C25-009, Sapporo, Japan	3 July 2003
Sato, T., H. Fujimoto, K. Matsumoto, Y. Tamura, T. Higashi, M. Nishino, R. Hino, and T. Kanazawa	, Ocean bottom pressure measurements off Sanriku, Japan	AGU Fall Meeting, G31C-04, San Francisco, USA	10 December 2003
上嶋 正人・石原 丈実・小泉 金一郎・島伸和・押田 淳・藤本博巳・金沢 敏彦	瀬戸内海海底重力測定	地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会、 D005-003、幕張	2003 年 5 月 28 日
佐藤 忠弘・藤本 博巳・田村 良明・松本晃治・東 敏博	三陸沖での海底圧力計観測	地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会、 S081-007、幕張	2003 年 5 月 29 日

藤本博巳・Aaron Sweeney・伊藤実・日野亮太・三浦 哲・金沢敏彦・長田幸仁	三陸沖日本海溝周辺の海底測地観測の進捗状況	日本測地学会第100回講演会、講演番号19、東京	2003年10月8日
藤本博巳・日野亮太・金沢敏彦	測地学における海底ケーブルの科学的利用	海底ケーブルの科学的利用に関するワークショップ、東京大学地震研究所、東京	2003年11月8日
佐藤 忠弘・藤本博巳・松本晃治・田村良明・東敏博・金沢俊彦	衛星重力ミッションと海底圧力観測	地震研究所研究集会「精密衛星測位：衛星重力観測による地球のダイナミクス研究へのブレーク・スルー」、東京	2003年11月11日
藤本博巳	海底における地殻変動観測	京都大学防災研究所研究集会「長周期イベントの理解へ向けての現状と今後」、京都大学防災研究所、宇治	2003年12月16日