

## 1968年十勝沖地震の北側アスペリティ近傍に発生した地震 (2001年8月14日, $M_w$ 6.4) の余効すべり

佐藤魂夫<sup>1)\*</sup>・今西和俊<sup>2)</sup>・加藤尚之<sup>3)</sup>・鷲谷 威<sup>4)</sup>

<sup>1)</sup> 弘前大学

<sup>2)</sup> 産業技術総合研究所

<sup>3)</sup> 東京大学地震研究所

<sup>4)</sup> 国土地理院

現名古屋大学大学院環境学研究科附属地震火山・防災研究センター

## Afterslip of the 14 August 2001 Earthquake ( $M_w$ 6.4) Occurring Near the Northern Asperity of the 1968 Tokachi-oki Earthquake off the Pacific Coast of North- ern Honshu, Japan

Tamao Sato<sup>1)\*</sup>, Kazutoshi Imanishi<sup>2)</sup>, Naoyuki Kato<sup>3)</sup> and Takeshi Sagiya<sup>4)</sup>

<sup>1)</sup> Faculty of Science and Technology, Hirosaki University

<sup>2)</sup> National Institute of Advanced Science and Technology

<sup>3)</sup> Earthquake Research Institute, University of Tokyo

<sup>4)</sup> Geographical Survey Institute

now at Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

### Abstract

We investigated the rupture process of 2001 August 14 earthquake ( $M_J$  6.2) that occurred at the eastern tip of a seismic gap off the Pacific coast of Aomori, northern Honshu, Japan. An average slip of 11 cm on a fault size of  $25 \times 35 \text{ km}^2$  ( $M_w = 6.4$ ) was estimated as the coseismic slip by inverting waveform data recorded by the K-Net. A detailed analysis of daily site positions of GPS stations from GEONET allowed us to find post-seismic horizontal displacements of several millimeters with a decaying-time constant of 2.2 months. The post-seismic deformation was explained by an afterslip that took place mainly on the northern periphery of the northern asperity of the 1968 Tokachi-oki earthquake ( $M_w$  8.2). The seismic moment of the afterslip is estimated to be about three times greater ( $M_w$  6.7) than that of the coseismic slip. We infer that the afterslip has increased the earthquake-generating stress in the northern asperity that has been considered a seismic gap since the occurrence of the 1994 Sanriku-haruka-oki earthquake ( $M_w$  7.6). This slow event was not accompanied by any salient seismic activity.

**Key words:** post-seismic deformation, afterslip, Tokachi-oki earthquake, asperity, plate coupling

### 1. はじめに

2001年8月14日午前5時11分0秒、青森県東方の太平洋沖に気象庁マグニチュード ( $M_J$ ) 6.2の中規模の地震が発生し、青森県三八上北、津軽北部、および岩手県

内陸北部では震度4の中震を観測した。青森県東方沖(北緯40.5-41.5度)で発生したM6以上の地震としては1995年以来6年ぶりのものである。

この地域は過去にM7~8級の大地震が繰り返し発生

\*e-mail: tamao@cc.hirosaki-u.ac.jp (〒036-8561 青森県弘前市文京町3)

している場所で、最近では、1968年十勝沖地震 ( $M_w 8.2$ ) および1994年三陸はるか沖地震 ( $M_w 7.6$ ) がある。Sato *et al.* (1996) は初期破壊の震源の震央、高周波を励起した震源の震央、および余震分布の比較から、1994年三陸はるか沖地震の破壊過程が1968年十勝沖地震の前半の破壊過程と類似しており、両者の違いは1994年三陸はるか沖地震が北緯約40.7度以南の破壊で止んだのに対し、1968年十勝沖地震では破壊がさらに北側の領域に拡大していった点にあるとしている。永井・他 (2001) は近地と遠地で観測された地震波形記録の解析から、それらふたつの地震のすべり領域を比較し、十勝沖地震では互いに約80 km離れた南北二つの領域が大きくすべり、三陸はるか沖地震のすべり領域は十勝沖地震の南側のすべり領域にほぼ一致していることを示した。この結果はこの地域におけるプレート間の固着 (カップリング) の状態が様ではなく、約80 kmの波長で変化していること、また、固着の強い領域 (アスペリティ) が数次の地震サイクルにわたってほぼ同じ場所に存在していることを示したものと注目される。もし、北側アスペリティ領域の固着状態も南側アスペリティと同様に時間的に不変であるとすれば、十勝沖地震ではすべったが三陸はるか沖地震ではすべらなかつた北側アスペリティには、すでに三陸はるか沖地震に匹敵する規模の地震を引き起こす歪エネルギーが蓄えられていると考えられる。川崎・他 (1998) は北緯38°から北緯42°の東北地方沖の太平洋で、1968年十勝沖地震以降、まだ蓄積した地震モーメントを解放していない領域を3つあげているが、この北側アスペリティはその中のひとつに数えられている。2001年8月14日の地震はこのいわば地震空白域内に徐々に発生したM6クラスの地震であり、その活動は1968年十勝沖地震の北側アスペリティの破壊に至る前駆的活動として注目される。こうした観点から本研究ではこの地震の破壊過程および地殻変動を詳しく調査した。その結果、この地震には時定数が2.2ヶ月の余効性地殻変動が発生しており、それは地震モーメントがco-seismicのものに比べ3倍も大きな余効すべりによって説明できることが明らかになった。

## 2. 本震の破壊過程

2001年8月14日の地震の破壊過程を推定するために、防災科学技術研究所が全国に展開している強震ネットワーク (K-NET) の波形記録を解析した。使用されているK-NET95型強震計は周波数帯域20 Hz~D.C. でフラットな応答特性を持つデジタル式強震計であり、データは100 Hz サンプリングで加速度記録が収録されてい

る (木下・他, 1997)。本研究ではノイズが少なく震源域をできるだけ取り囲むように北海道および東北地方の13観測点を選んだ。観測点分布をFig. 1に示す。これらのデータに2~10秒のバンドパスフィルターをかけ、サンプリング間隔0.2秒の変位記録に変換した。波形解析に使用する時間長はP波とS波を含む30秒間である。

本研究ではHartzell and Heaton (1983) のMulti Time Window法を用いて、すべりの時空間分布を推定した。ハーバード大学グループ (Harvard CMT database) によれば、2001年8月14日の地震の断層面解はひとつの節面 (走向188°, 傾斜20°, すべり角73°) が低角で西に傾斜する逆断層解になっている。一方、気象庁により決められた余震分布は20°より高角で西に傾斜している。Umino *et al.* (1995) によれば、この地域の震源の深さの精度は悪く、余震分布は実際よりは高角になることが予想される。ここではUmino *et al.* (1995) により推定されたこの地域における太平洋プレートの形状を考慮して、断層面をFig. 1に示される位置に設定した。断層面は長さ45 km、幅30 km、走向N188°E、傾斜20°で、その深さ(43~57 km)は余震分布に比べかなり深めになっている。この断層面を5 km×5 kmの54個の小断層面に分割し、各小断層での震源時間関数を推定する。このとき、各小断層での震源過程を小断層の中央に位置する点震源で近似し、点震源の断層メカニズム解はハーバード大学の断層面解を仮定した。各小断層でのすべり速度関数は、仮想破壊フロント (仮想破壊伝播速度 $v_f$ ) の到達時刻から時間0.4秒ごとに、ライズタイム0.4秒の二等辺三角形を8個並べて構成する。仮想破壊伝播速度は1.5 km/s~4.0 km/sの間で変化させ、観測波形と理論波形の残差が最小になった3.6 km/sを最終的に採用した。なお、破壊開始点は気象庁の本震の震源位置を参考に、Fig. 1の星印の場所とした。以上によりモデルパラメータの個数は432個となる。一般に未知パラメータが多くなると解は不安定になるため、インバージョンに際しては地震モーメントの正值拘束 (Lawson and Hanson, 1974) と最終モーメント解放量の空間分布のラブラシアン最小化条件を導入した。Green関数は非弾性減衰を考慮した離散化波数法 (武尾, 1985) を用いて計算した。計算に用いた速度構造 (Table 1) は永井・他 (2001) が用いたものと同じである。

インバージョンにより推定されたすべり量分布のスナップショットをFig. 2に示す。破壊はほぼバイラテラルに進行し、全体で約8秒間継続した。最終的なすべり分布はFig. 3に示す。すべり量は震源の深さに対応する剛性率をTable 1から計算し (54 GPa), その値に基づ

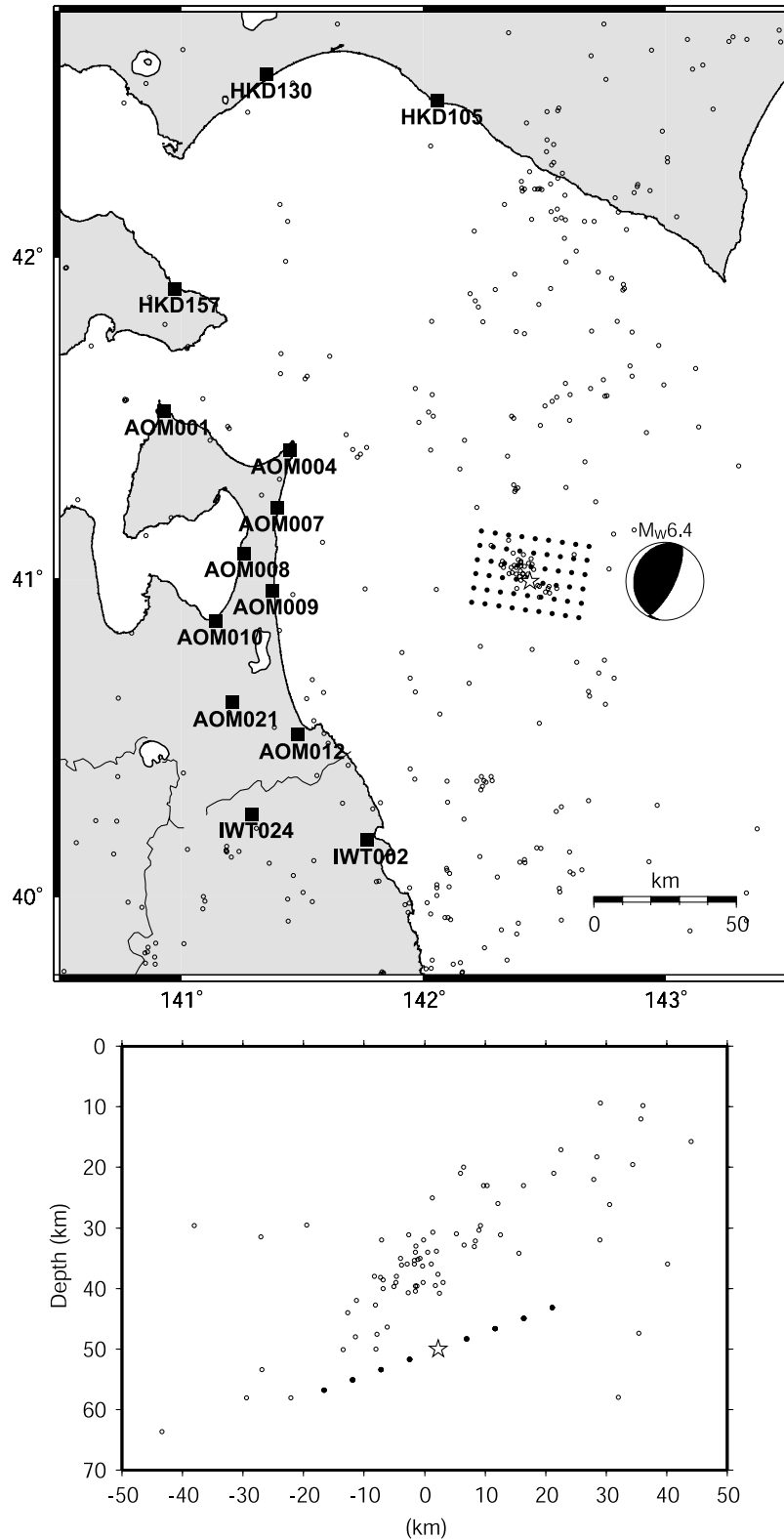


Fig. 1. Location map of the K-Net stations (solid squares) and fault model (solid circles) used for waveform inversion. Open circles in the upper plan view show the epicenters of earthquakes determined by Japan Meteorological Agency for the period 2001.8.14–2001.9.13. Open circles in the lower cross-section show the hypocenters of aftershocks. The rupture starting point is represented by the star. The focal mechanism diagram shows the fault plane solution of the 2001 earthquake as determined by the Harvard group (Harvard CMT database).

Table 1. Structures used for waveform inversion.

Vp km/s	Vs km/s	$\rho$ $10^3 \text{kg/m}^3$	Qp	Qs	Thickness km
2.00	1.20	2.10	200	100	1
5.00	2.90	2.40	300	150	2
5.90	3.40	2.70	600	300	9
6.40	3.70	2.80	600	300	13
7.10	4.10	3.20	1000	500	$\infty$

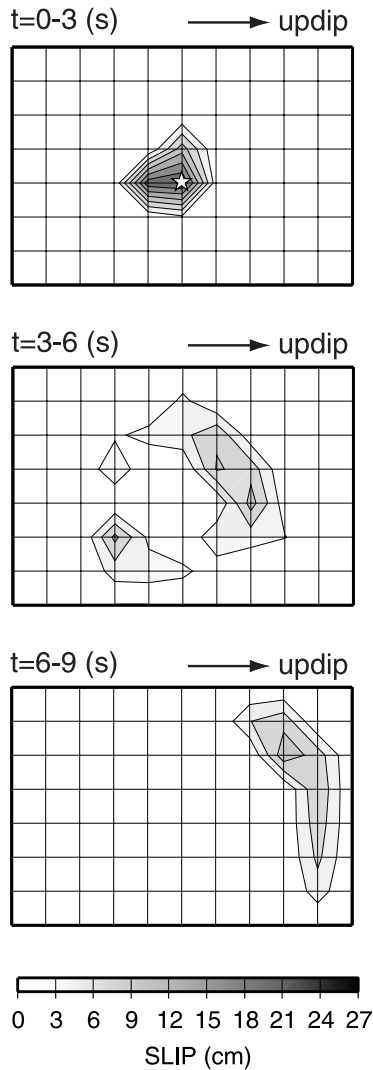


Fig. 2. Snapshots of the rupture taken every 3 sec. Contours show isolines of slip.

き地震モーメントから換算した。地震モーメントの総和は  $5.0 \times 10^{18} \text{ Nm}$  であり、ハーバード大学グループが求めた  $5.2 \times 10^{18} \text{ Nm}$  とほぼ一致する。これはモーメントマグニチュードに換算すると  $M_w = 6.4$  に相当する。15 cm 以上すべった主要なすべり領域は破壊の開始点を囲むほぼ 10 km 四方に限定されるが、3 cm 以上すべった領域は約  $35 \times 25 \text{ km}^2$  に広がる。断層面積を  $35 \times 25 \text{ km}^2$  とすれ

ば、その平均すべり量は 11 cm となり、平均的応力降下量は  $\Delta\sigma = 2.5 M_0 / S^{1.5} = 0.5 \text{ MPa}$  となる。Fig. 4 に観測波形と理論波形の比較を示す。北海道の 2 観測点 (HKD 105 および HKD 130) を除き、波形の一致は良好である。この 2 観測点で波形の一致が良くないのは、仮定した速度構造がこの地域にはあまり適切ではないためであろう。地殻構造の不均質がはなはだしい地域においては、不均質を考慮した解析が望ましいが、それは今後の課題である。

### 3. 余効地殻変動

地震波から推定した断層パラメータ (断層面積は  $35 \times 25 \text{ km}^2$ 、平均すべり量は 11 cm) を用いて計算した水平変位ベクトルを Fig. 5 に示す。計算には半無限媒質を仮定し、Okada (1985) の計算アルゴリズムを用いた。この図から、青森県の下北半島では最大東向き 2 mm の coseismic な変位が期待される。なお、断層面積を適当な範囲で変えても、地震モーメントを変えないように平均すべり量を与えれば、断層が陸から離れているため、陸上で計算される水平変位ベクトルは Fig. 5 とほとんど変わらない。

この地震に伴う地殻変動を調べるため、国土地理院が決定した GPS 観測網 (GEONET) の日々の座標値 (Hatanaka *et al.*, 2003) を用いた。解析期間は 1999 年 1 月 1 日から 2002 年 10 月 13 日までとした。使用した観測点の分布を Fig. 6 に示す。固定点には青森県と岩手県の県境付近に位置する観測点 950157 (田子) を選んだ。固定点は他にいくつか試したが、後述の余効地殻変動は観測点 950157 を固定点とした時に最も明瞭に現われる。Fig. 7 に観測点 940024 (むつ) における日々の座標値の変化を示す。図中の曲線は、最小二乗法により、一次の直線成分と年周成分からなるモデル関数をデータにあてはめて得られた理論曲線を示す。年周成分は 1 年周期、半年周期、1/3 年周期、 $\dots$ 、1/N 年周期 (N は整数) の正弦および余弦関数からなるものとし、N をどこまで取るかは赤池の情報量基準に基づいた (Sagiya, 2002)。予備的な解析から後述の余効地殻変動が 2~3 ケ月でほぼ終

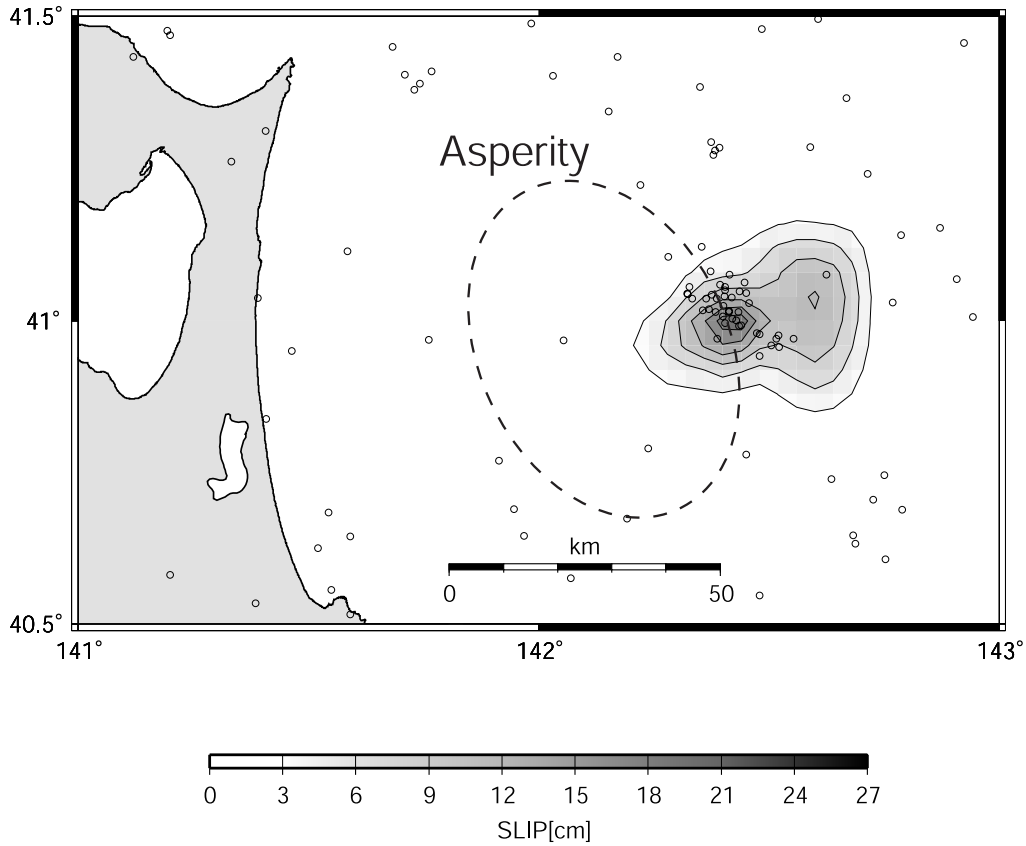


Fig. 3. The slip distribution of the 2001 earthquake in comparison with the northern asperity of the 1968 Tokachi-oki earthquake determined by Nagai *et al.* (2001). Contours show the isolines of slip every 3 cm.

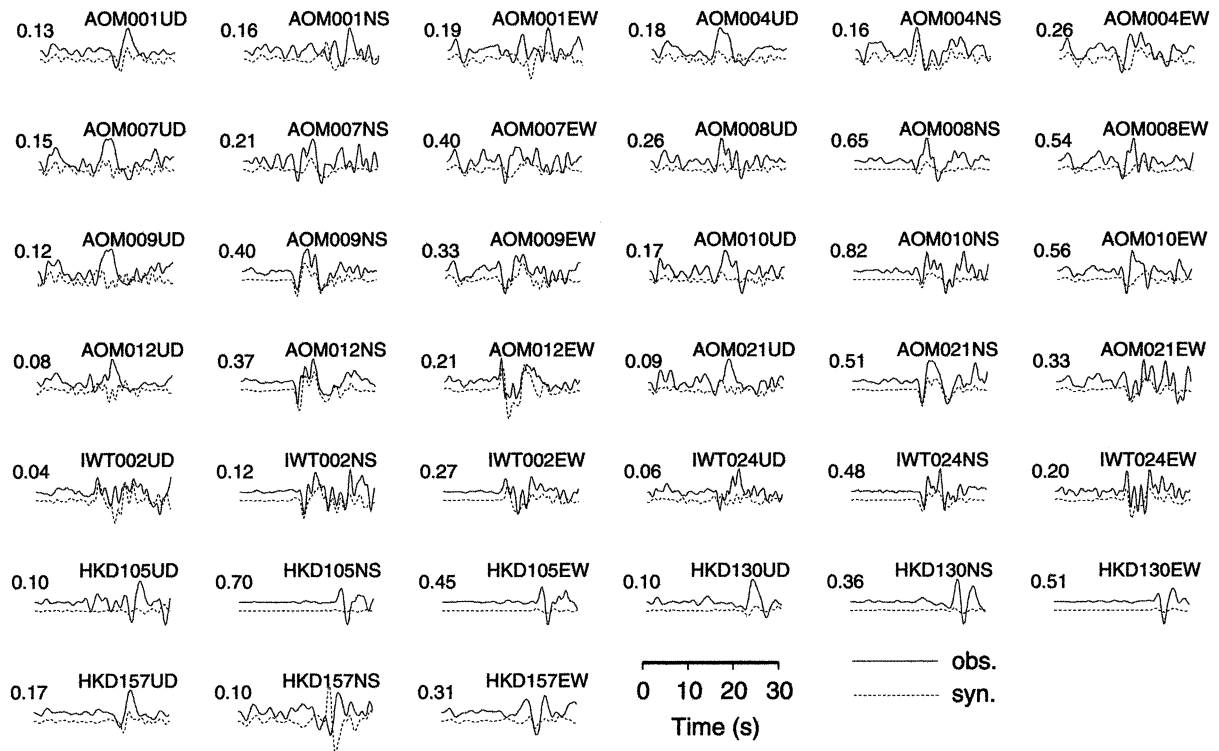


Fig. 4. Fit of observed displacements (solid lines) with the synthetics (dotted lines) resulting from waveform inversion. The numeral for each trace indicates the observed maximum amplitude in centimeters.

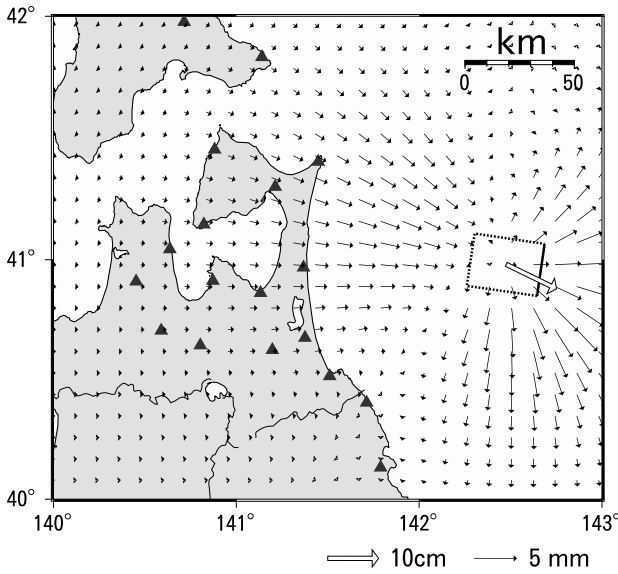


Fig. 5. Coseismic horizontal displacements predicted from the fault parameters of the 2001 earthquake. The open arrow indicates the slip vector of the hanging wall relative to the foot wall of the fault. Triangles show the distribution of GPS stations used in this study.

了していることが確認されたため、理論曲線のあてはめに際して地震発生後の2カ月半（2001. 8. 14～2001. 10. 31）を対象から除外し、かつ、この除外した期間の前と後は一定量のステップ（未知数）が存在できるものとした。これにより、地震の発生後2カ月半の期間を除く解析期間全体に対する最適な一次の直線成分と年周成分からなる理論曲線が、地震の発生後2カ月半に生じたステップと同時に求められている。Fig. 7の理論曲線はそのステップは除き、解析期間全体に対する最適な一次の直線成分と年周成分からなる理論曲線を示している。Fig. 8は観測値からこの理論値を差し引いた残差を示す。Fig. 5で示されたように、観測点 940024 では東向き2 mm 程度の coseismic な変位が期待されるが、この残差の変化からは coseismic な変位は見られず、むしろ、地震後1～2ヶ月の間に徐々に東南東方向に変位する余効性地殻変動が認められる。鉛直成分については、座標値のばらつきに隠れて余効変動らしきものを読み取ることができない。他観測点においても同様に、鉛直成分からは coseismic な変動も余効変動も検出することはできなかった。

下北および三八・上北地域に分布する6観測点についてFig. 8で示したと同様な残差を、各々、EW成分はFig. 9に、およびNS成分はFig. 10に示す。EW成分では観測点 960533, 940024, 950152, および 960537におい

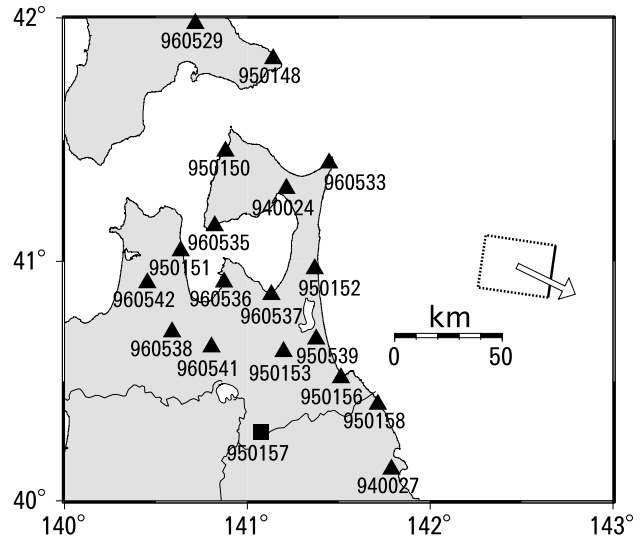


Fig. 6. Station codes of the GPS stations used in this study. All the stations are of GEONET, which is operated by the Geographical Survey Institute, Japan. The solid square (950157) shows the fixed point.

て、ほぼ同一の時定数をもつ東向きの余効変動が見られる。観測点 960539においても、ごくわずかであるが余効変動らしきものが認められる。しかし、950156では全く認められない。余効変動の振幅は北から南に向けてだいに小さくなっており、Fig. 5で期待された coseismic な変位の地域変化と類似している。これは余効変動の原因が本震断層の近傍に存在する余効すべりによるものであることを示唆する。NS成分ではEW成分ほど顕著ではないが、やはり観測点 960533 および 940024 においては南向き、また、観測点 950152 および 960539 において北向きの余効変動が認められる。なお、図中の横線は上述の理論曲線のあてはめに際して求められたステップ量を示す。あとで余効変動の最終変位の空間分布を示すが、その最終変位はこのステップ量で与えられている。

Fig. 9のEW成分の時間軸を拡大したものをFig. 11に示した。図中の曲線は本震発生後の余効変動に

$$u(t) = \alpha \{1 - \exp(-t/\beta)\} + \gamma \quad (1)$$

の指数関数を最小二乗法的にあてはめて得られた曲線である。 $\gamma$ は coseismic な変位に相当し、観測点 960533 および 960539 ではともに西向き1.5 mm、他ではほとんど無視できるほど小さな値になった。この結果はFig. 5で予測される coseismic な変位分布とは必ずしも調和的ではないが、この程度のくいちがいはデータのばらつきから生じる解析誤差の範囲内と考えられる。5観測点の $\beta$ の平均は $0.18 \pm 0.03$  (年)となる。 $\beta$ はいわゆる時定数と呼ばれるもので、最終変位の0.63倍になるまでの時間

# 940024(-950157)

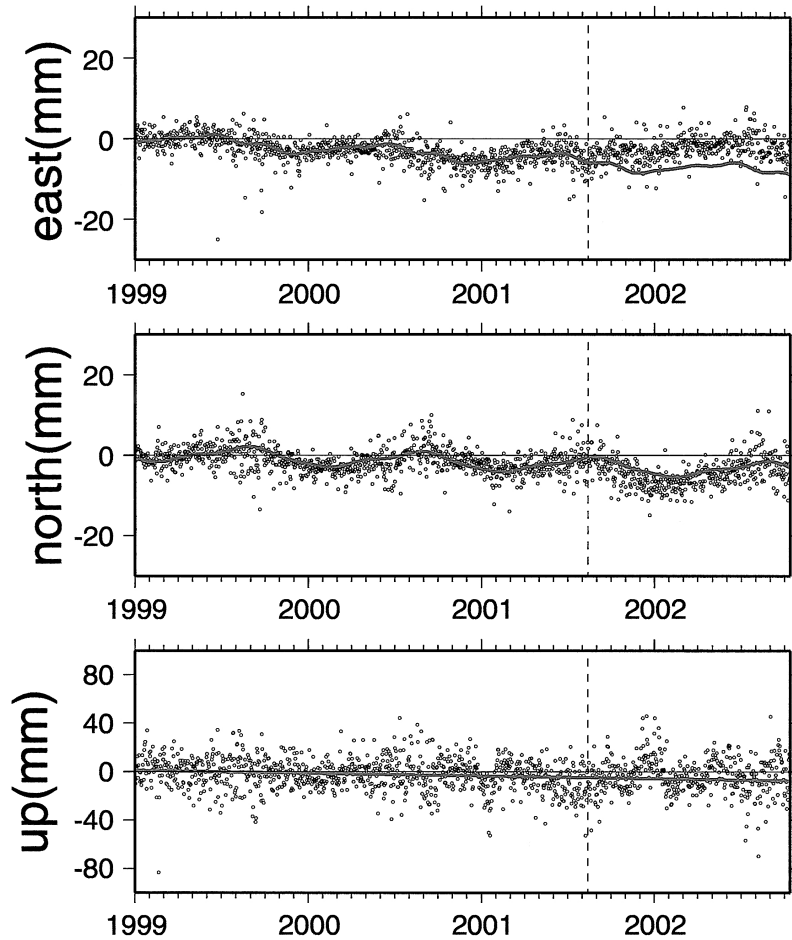


Fig. 7. Three-component daily coordinates at Station 940024 (Mutsu). The solid curves show the theoretical curves fitted to observed data. The vertical dotted lines indicate the time the main-shock occurred (2001.08.14).

に対応する。なお、0.18年は2.2ヶ月に相当する。また、 $\beta$ の標準偏差は平均値の15%と小さく、余効変動が同一の原因によっていることを示唆している。もうひとつ、摩擦の状態・すべり速度依存則から期待される余効すべりの対数的な時間変化 (Marone *et al.*, 1991) を考慮して、

$$u(t) = \alpha \ln(\beta t + 1) + \gamma \quad (2)$$

をあてはめた結果を Fig. 12 に示す。5観測点の $\beta$ の平均は $236 \pm 164$  (年<sup>-1</sup>)となる。この $\beta$ から1年後の変位の0.63倍になるまでの時間を計算すると、0.13年となる。ここでも $\gamma$ は coseismic な変位に対応するが、ほとんどが西向き1-2mmの値をとる。これは Fig. 5 から期待される coseismic な変位とは合わない。Fig. 11 と Fig. 12 を比較すると、eq. (2) を用いたあてはめの方が本震直後の変化が大きくなっている。本震直後の変化に

関してはデータのばらつきから eq. (1) あるいは eq. (2) のいずれがよりデータに適合しているか判定はむずかしい。しかし、 $\gamma$ が Fig. 5 から期待される coseismic な変位とは逆向きになることを考慮すると、今回の余効変動に関しては指数関数の方がデータにより適合していると判断される。

上述の6観測点は本震の震源域に最も近い観測点であるが、他の観測点についても残差をとって余効変動の有無を調べ、前述のステップ量から最終変位を推定した。観測点 950148 および 940027 (Fig. 6) については推定されたステップ量は大きいものの、残差の時間変化を詳しく見ると、地震発生後4ヶ月までの残差は小さいにも関わらず、それ以降の残差の増加が著しいため、全体としてステップ量が大きく推定されていることがわかった。これら2観測点については2002年10月までのデータで

# 940024(-950157)

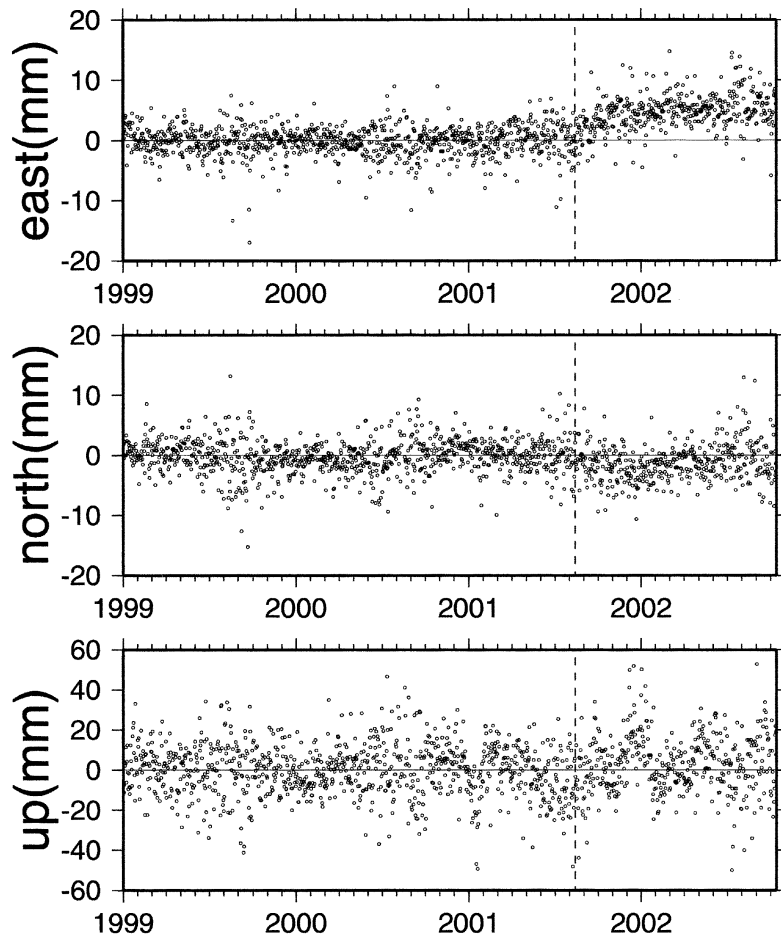


Fig. 8. Residuals of observed minus theoretical values shown in Fig. 7 for Station 940024. The vertical dotted lines indicate the time the main-shock occurred (2001.08.14).

はなく、地震発生後4ヶ月の2002年1月までのデータを使用してステップ量を推定しなおした。このようにして求めた余効変動の最終変位の分布を Fig. 13 に黒の矢印で示す。ここでは最終変位の推定誤差は3段階に別けられ、誤差の小さいものほど太い矢印で示されている。

#### 4. 余効すべり

以下では観測された余効変動が余効すべりによるものと仮定し、観測された最終水平変位の空間分布を最もよく説明する余効すべりの分布を推定する。断層の位置は Fig. 13 に示す4通りを仮定した。断層1は Fig. 5 に示した本震断層と同じ場所に置いた。他は断層1を基準に、down-dip 側に隣接する断層2、走向に沿って北側に隣接する断層3、および、断層3の down-dip 側に隣接する断層4を仮定した。断層1および3は  $142.686^{\circ}\text{E}$ 、

$41.065^{\circ}\text{N}$  の点を通り、上端の深さは  $41\text{ km}$  となっている。また、断層2および4は  $142.298^{\circ}\text{E}$ 、 $41.106^{\circ}\text{N}$  の点を通り、上端の深さは  $53\text{ km}$  となっている。断層の走向 ( $\phi$ ) および傾斜角 ( $\delta$ ) はすべての断層に対して、各々、 $\text{N}188^{\circ}\text{E}$  および  $20^{\circ}$  とした。また、断層面積もすべて  $35 \times 25\text{ km}^2$  と同一にした。

インバージョンに際して  $\phi$  および  $\delta$  は固定し、EW 成分および NS 成分の残差の二乗和が最も小さくなるよう、すべり方向 ( $\lambda$ ) および平均すべり量 ( $D$ ) を ‘最小二乗法標準プログラム SALS’ (Nakagawa and Oyanagi, 1980) を使って求めた。当然のことながら、計算値は観測値にあわせて固定点 950157 に対する相対変位をとっている。結果は Table 2 に示す。Fig. 13 には得られた断層の下盤側に対する上盤側のすべりのベクトルが示されている。Fig. 13 において4つのモデルを比較する



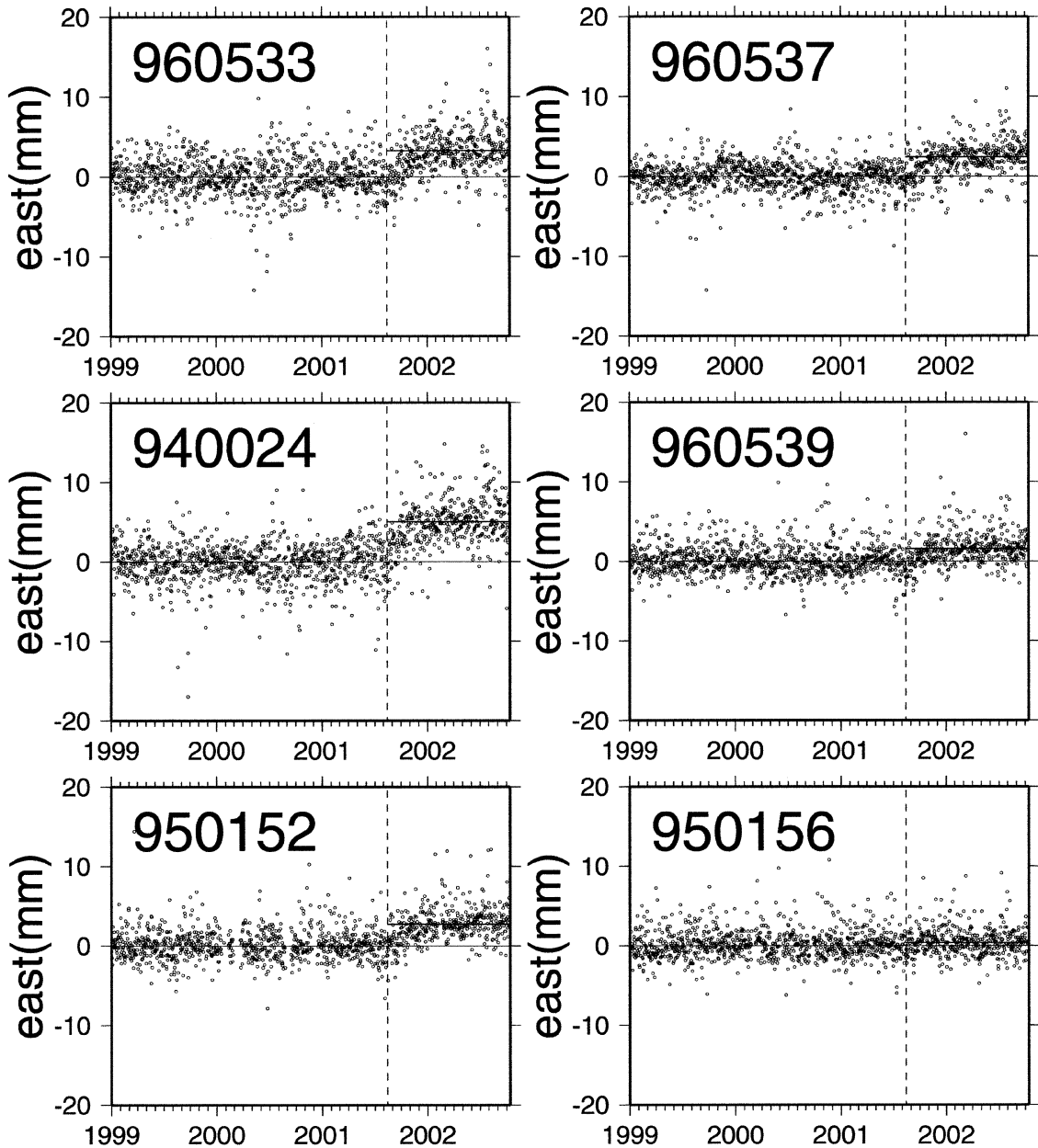


Fig. 9. Residuals of EW components for six stations located in the Shimokita and Sanpatei-Kamikita areas. Horizontal lines indicate the amounts of steps determined by the fitting of the theoretical curves to observed data.

と、観測値（黒い矢印）と計算値（白い矢印）の水平変位ベクトルの向きは断層3および断層4の方が断層1および断層2に比べ、全体的によく合っていることがわかる。さらに断層3と断層4を比較すると、わずかながら断層3の方がより適合しているように見える。残差の標準偏差および赤池の情報量基準（AIC）は断層3が最も小さい（Table 2）。剛性率 $\mu=54$  GPaを仮定し、断層3に対する余効すべりの地震モーメントを見積もると $M_0=1.6 \times 10^{19}$  Nmとなる。これは先に求めた coseismic な地震モーメント $M_0=5.2 \times 10^{18}$  Nmの3倍であり、 $M_w=$

6.7に相当する。

残差やAICから判断すると断層3が最適解となるが、地表面に投影された上盤側の下盤側に対するすべり方向はほぼ東西を向き、coseismic なすべりの方向（Fig. 5）、あるいはこの地域における北米プレートの太平洋プレートに対する相対運動の方向 $N116^\circ E$ （DeMets *et al.*, 1990）とは多少異なっている。そこですべりの方向を $\lambda=73^\circ$ に固定し、平均すべり量のみを未知数としてインバージョンを行った。その結果をTable 3に示す。Table 2と比較して、断層1および2についてはすべりの

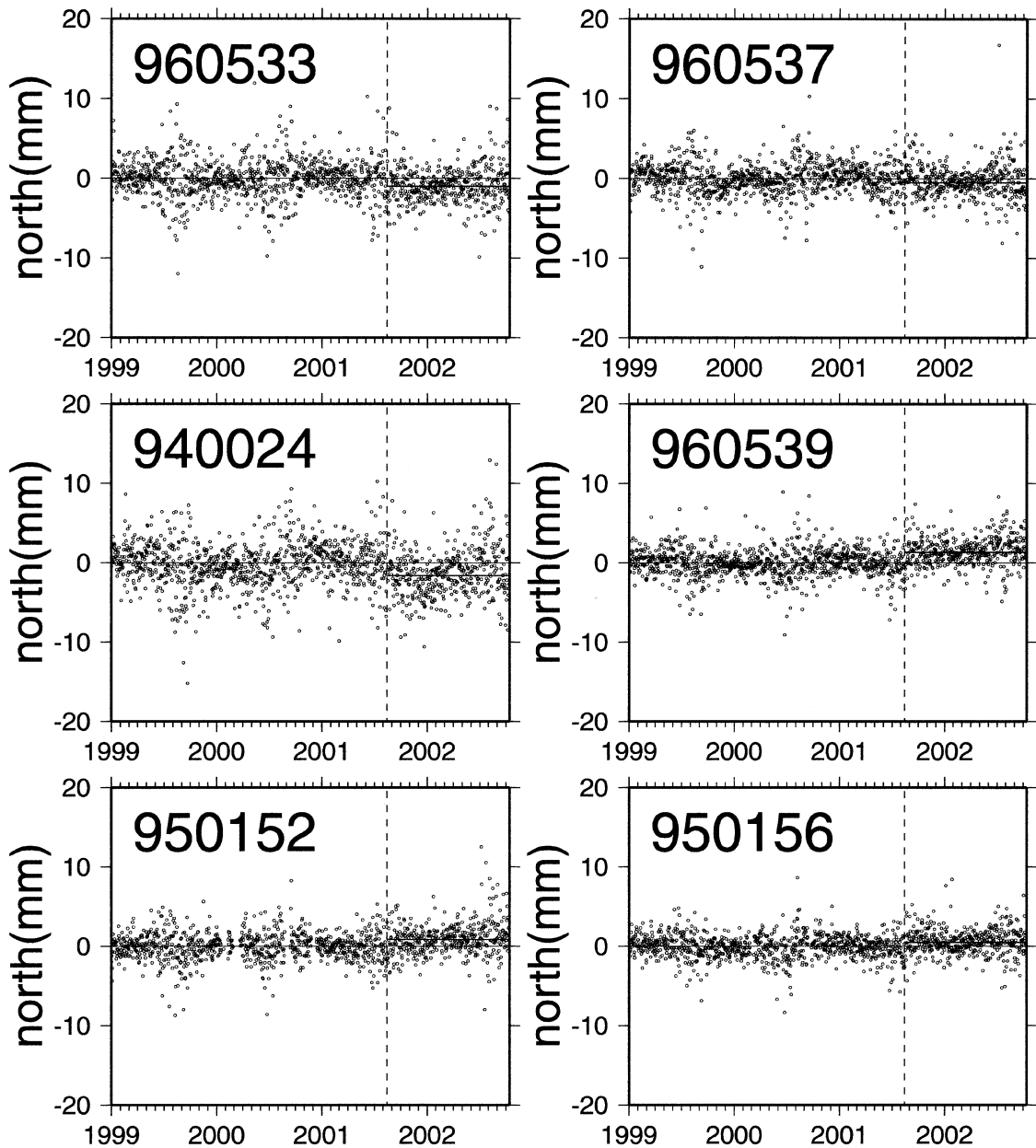


Fig. 10. Residuals of NS components for six stations located in the Shimokita and Sanpatei-Kamikita areas. Horizontal lines indicate the of steps determined by the fitting of the theoretical curves to observed data.

方向がほとんど変わらないことから、平均すべり量、残差および AIC もほとんど変わらない値を示す。しかし、すべり方向が大きく異なる断層 3 および 4 については、Table 2 と比較して残差および AIC が大きくなる。このことから、断層 3 および 4 については、余効すべりの方向が coseismic なすべりの方向と約  $30^\circ$  異なっているとの方が余効変動の観測データをよく説明できるといえる。なお、Table 2 および Table 3 では断層 1 のプレート境界の up-dip の方向に断層 5 を仮定して行ったインバージョンの結果も示した。いずれの場合も残差は断層

3 に比べ大きく、断層 5 で余効すべりが発生したとは考えにくい。

以上は 4 つの断層モデルに対し、個別にインバージョンを行ったものであるが、実際の余効すべりはこれら複数の断層で同時に発生していることが考えられる。そこで断層 1~4 を小断層とする断層モデルを仮定し、これに対してもインバージョンを行った。実は、小断層の数を増やすとインバージョンの解が不安定になり、適当な初期値と拘束条件を与えないともっともらしい解は得にくい。ここでは、各小断層のすべり方向 (rake) は個別

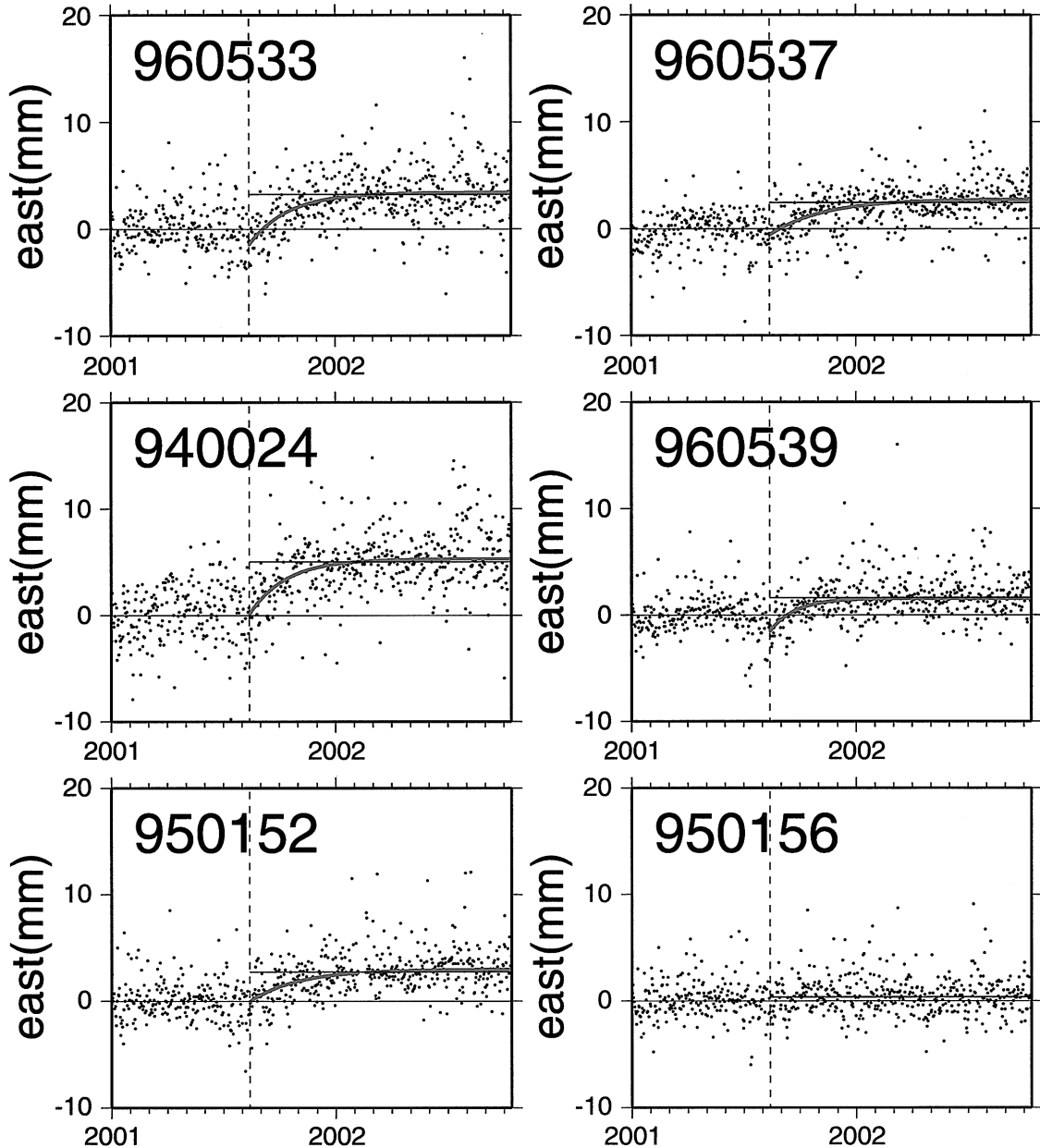


Fig. 11. Least-squares fit of exponential function expressed by eq. (1) to observed residuals of EW components for the stations located in the Shimokita and Sanpati-Kamikita areas. The vertical dotted lines indicate the time the main-shock occurred (2001.08.14).

に行ったインバージョンで推定された値 (Table 2) に固定し、各小断層のすべり量の初期値はすべて 10 cm を与え、 $\pm 3$  cm のゆるやかな拘束のもとでインバージョンを行った。その結果を Fig. 14 と Table 4 に示す。残差は Table 2 に掲げた断層 3 および 4 の結果とほぼ同じ値になっている。すべり量は小断層 3 が最も大きく、小断層 4 がそれに次ぐ。小断層 1 および 2 を合わせたすべり量は小断層 3 および 4 を合わせたすべり量の半分である。なお、4 つの小断層のすべり量を合計した地震

モーメントは Table 2 に示した断層 3 に対する値 ( $M_0 = 1.6 \times 10^{19}$  Nm) に等しい。以上の結果を総合すると、2001年8月14日の地震の余効すべりは、おもに、本震の断層の北側に隣接する領域、および、その深部延長上で発生したものと推定される。1968年十勝沖地震の北側アスぺリティの位置を余効すべりの分布に重ねると、主要な余効すべりの領域はアスぺリティの中央部ではなく北側の縁に沿って伸びていることがわかる。

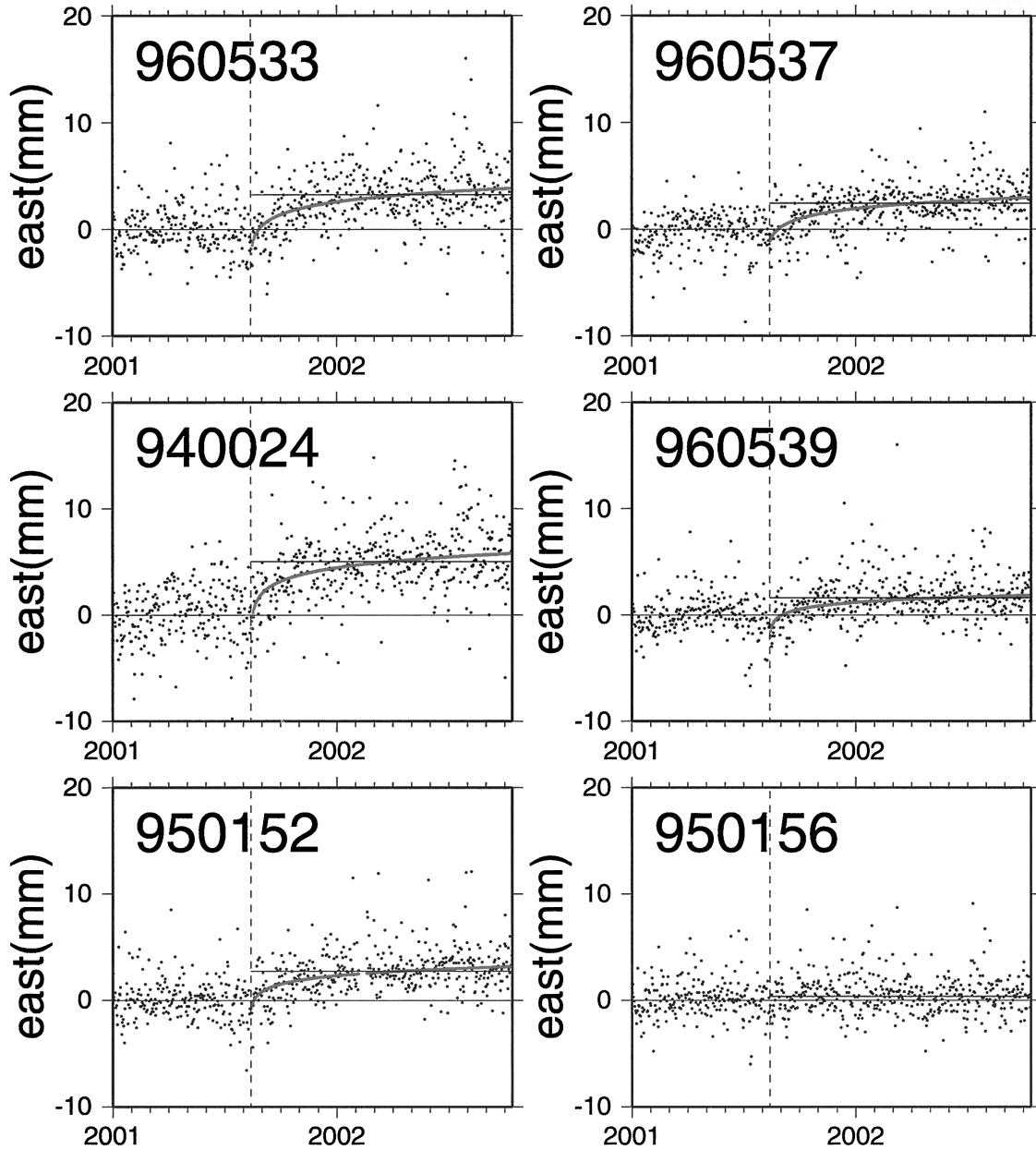


Fig. 12. Least-squares fit of logarithmic function expressed by eq. (2) to observed residuals of EW components for the stations located in the Shimokita and Sanpatei-Kamikita areas. The vertical dotted lines indicate the time the main-shock occurred (2001.08.14).

## 5. 地震活動

ここでは余効すべりと地震活動の関連を調べる。Fig. 15の上図は1997年10月1日から2002年9月30日までの5年間における2001年8月14日の地震の震源域周辺の地震活動を示す。141.5°Eより西側では深さ30kmより浅い地震は除いてあるため、これらの地震はほとんどが沈み込む太平洋プレートと東北日本のプレートの境界付近に発生している地震を表している。Fig. 15の下図は期間を2001年8月14日の地震発生後から2001年

12月31日までに限定したものである。図中、南北に伸びたふたつの領域AおよびBが示されている。Fig. 16はこれらふたつの領域AおよびB内で発生した地震の時系列を示す。領域Aは海溝側の浅い断層1および3を含み、領域Bはdown-dip側の断層2および4を含んでいる。領域A内の活動を見ると、断層1の領域で余震が本震後半月ほど続いたことがわかる。それ以降、断層1の領域内で余震はほとんど発生していない。断層1の北側の断層2の領域では9月に若干地震が増えている

1968年十勝沖地震の北側アスぺリティ近傍に発生した地震の余効すべり

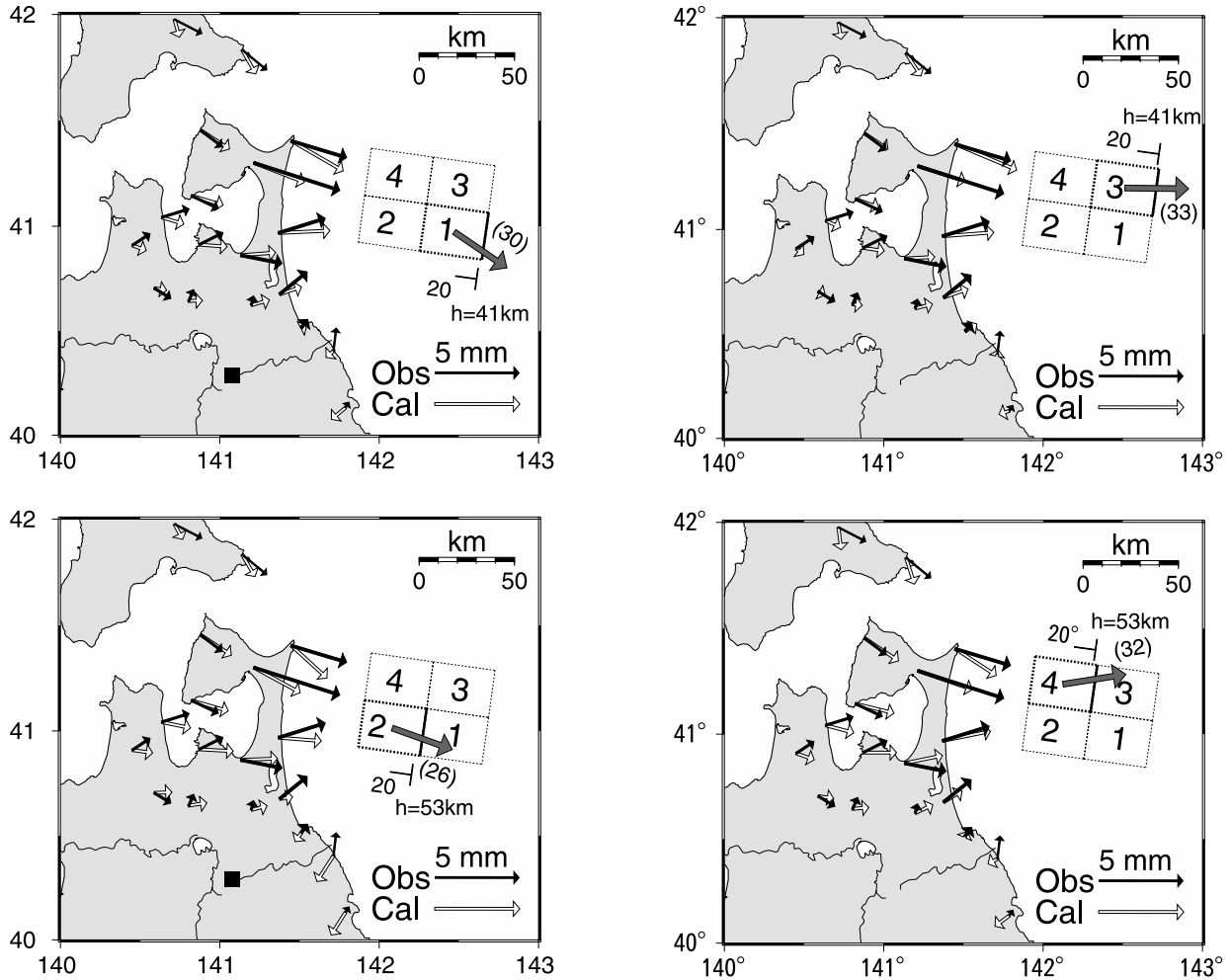


Fig. 13. Comparison of the observed (solid arrows) and calculated (open arrows) post-seismic displacements for fault models 1 to 4. The slip vector indicates the displacement of the hanging wall relative to the foot wall side of the fault. Numerals in parentheses show the slip amount in centimeters. The numbers following h= denote the depths of fault tops. The rectangles indicate the faults assumed for explaining observed post-seismic deformation.

が、顕著なものではない。領域 B 内の活動の時系列を見ると、地震発生後、断層 2 および断層 4 の領域で特に地震活動が高まった様子は見られない。余効変動が発生している本震後数ヶ月の間で、4つの断層領域内に発生した M4 以上の地震は、M5.2 の最大余震を含む 4 個である。これらの地震によるすべりの合計は、 $M_w$  6.7 に相当する余効すべり量に比べはるかに小さい。したがって、今回の余効すべりはほとんどが非地震性のゆっくりしたすべりからなり、顕著な地震活動を伴わずに進行したといえる。

## 6. 議 論

当初、波形インバージョンから推定された断層パラメータを用いて coseismic な地殻変動を計算し、下北半島の観測点で最大 2 mm 程度の水平変位が予測された時

(Fig. 5), GPS の S/N を考慮すればこの変位が観測に現われているかどうかは際どいものと予想された。定常的な変動からの残差を詳しく調べた結果 (Fig. 9, Fig. 10), coseismic な変位は認められず、代わりに時定数が 2.2 ヶ月程度の余効変動が見出された。実際、データのばらつきを見ると、coseismic な変位が 2 mm 以下であればそれははっきりと認めることは困難であることがわかる。一方、余効変動は東西成分で最大 6 mm 程度の最終変位を生じ、明瞭に認めることができた。その余効変動は余効すべりによるものと考えられ、その地震モーメントは coseismic なものの 3 倍も大きく推定された。地殻変動と地震波という異なるデータから推定された地震モーメントの大小関係は不確かさを伴うが、地殻変動のみで比較した場合、相対的な規模の比較はより信頼性が高い。Fig. 9 および Fig. 10 に示される地殻変動の co-

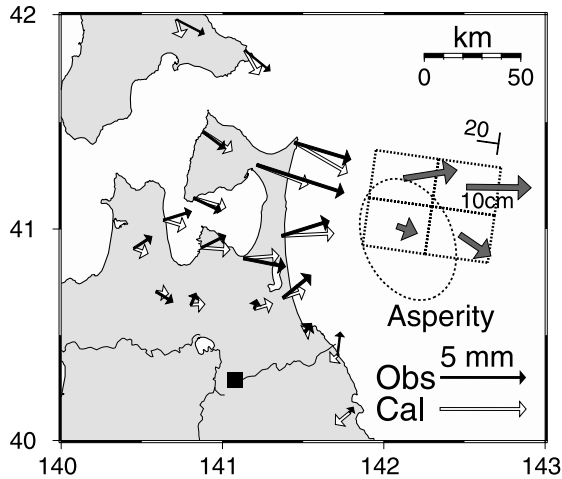


Fig. 14. Comparison of the observed (solid arrows) and calculated (open arrows) post-seismic displacements for the fault model consisting of four subfaults. The dotted ellipse indicates the northern asperity of the 1968 Tokachi-oki earthquake determined by Nagai *et al.* (2001).

seismic な変位と余効変動の振幅比から、余効すべりの地震モーメントが coseismic なすべりに比べ3倍ないしはそれ以上であることはほぼ確実といえる。

1994年三陸はるか沖地震 ( $M_w$  7.6) は、GPS 観測網によって顕著な余効地殻変動が観測された初めての例として注目を浴びた。その余効すべりは地震発生後ほぼ1年にわたって継続し、coseismic なすべりと同程度の地震モーメントを解放した (Heki *et al.*, 1997)。GPS 観測網が整備される以前も、1989年三陸はるか沖地震 ( $M_j$  = 7.1) および1992年三陸地震 ( $M_w$  = 6.9) に際して、伸縮計の観測データから余効すべりが検出されている (Miura *et al.*, 1993; Kawasaki *et al.*, 2001; Kawasaki *et al.*, 1995)。これらは1994年三陸はるか沖地震の南側に隣接する地域で発生した地震である。また、さらに三陸沖の南側の領域で発生した1978年宮城県沖地震 ( $M_j$  = 7.4) では、潮位記録および水準測量のデータから本震の0.8–1.4倍の地震モーメントを解放した余効すべりが見出されている (Ueda *et al.*, 2001)。今回調べた地震 ( $M_w$  = 6.4) は地震モーメントが1994年三陸はるか沖地震の1/

Table 2. Inverted fault parameters.

Model	Depth to Fault Top (km)*	Dip Angle (deg)*	Rake (deg)	Slip Amount (cm)	S.D. of Residuals (mm)	AIC	Relative Motion Direction#
1	41	20	65 ± 5	30 ± 2	0.39	133	N124E
2	53	20	79 ± 5	26 ± 2	0.47	146	N110E
3	41	20	97 ± 5	33 ± 2	0.36	127	N91E
4	53	20	106 ± 4	32 ± 2	0.37	130	N81E
5	29	20	50 ± 5	54 ± 4	0.4	135	N140E

\*Fixed parameters

#Direction of Hanging wall projected on the surface

Table 3. Inverted fault parameters. Rake is fixed.

Model	Depth to Fault Top (km)*	Dip Angle (deg)*	Rake (deg)*	Slip Amount (cm)	S.D. of Residuals (mm)	AIC	Relative Motion Direction#
1	41	20	73	31 ± 2	0.4	133	N116E
2	53	20	73	26 ± 2	0.46	144	N116E
3	41	20	73	32 ± 2	0.4	134	N116E
4	53	20	73	25 ± 2	0.46	144	N116E
5	29	20	73	52 ± 4	0.45	143	N116E

\*Fixed parameters

#Direction of Hanging wall projected on the surface

Table 4. Inverted fault parameters for each subfault.

Subfault	Depth to Subfault Top (km)*	Dip Angle (deg)*	Rake (deg)*	Slip Amount (cm)	Relative Motion Direction#
1	41	20	65	7 ± 3	N124E
2	53	20	79	4 ± 2	N110E
3	41	20	97	12 ± 3	N91E
4	53	20	106	10 ± 3	N81E

S.D. of Residuals=0.37mm; AIC=131

\*Fixed parameters; #Direction of Hanging wall projected on the surface

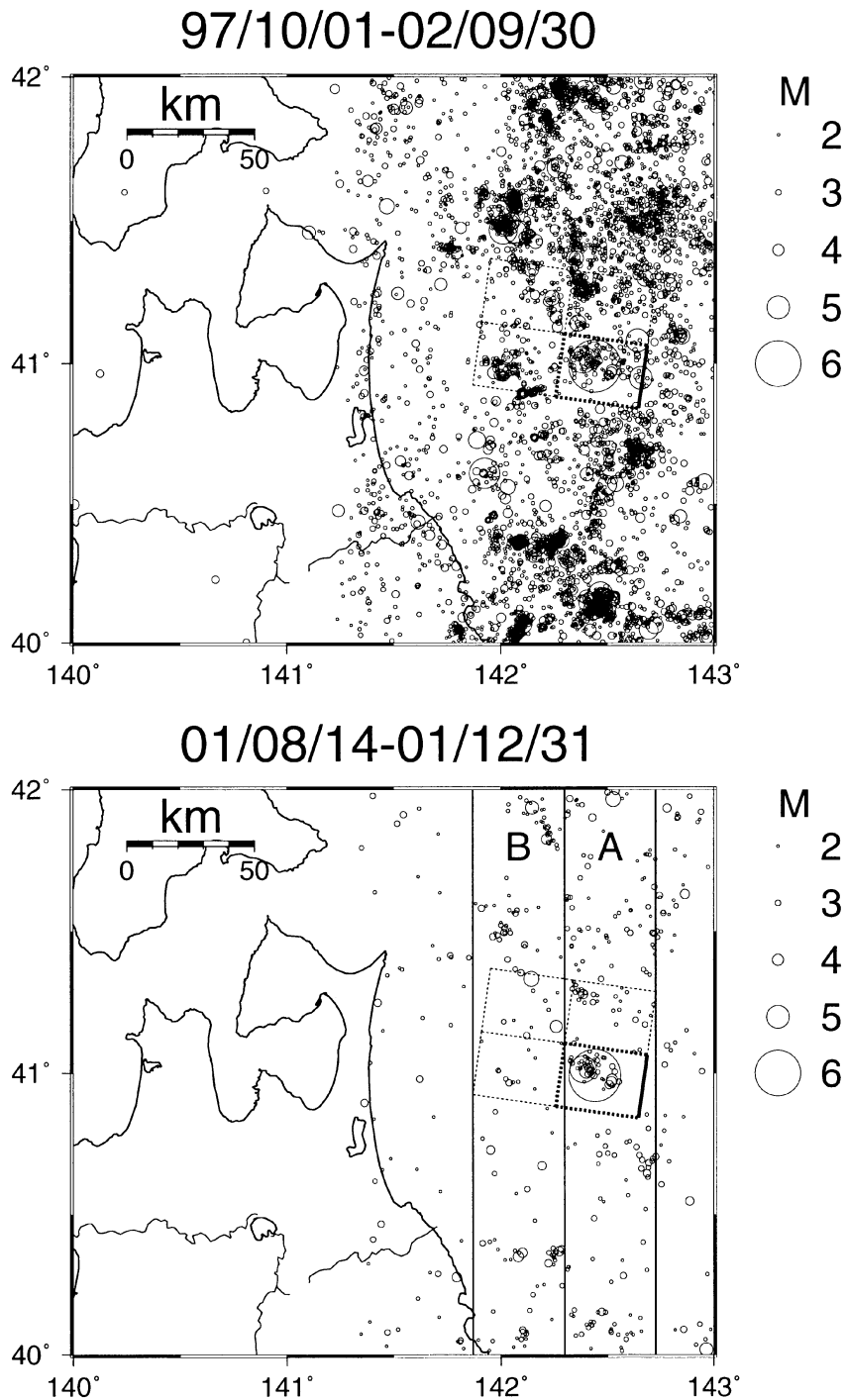


Fig. 15. Seismic activity in and around the source area of the 14 August 2001 earthquake. Upper for the period 1997/10/01-2002/09/30 and lower 2001/8/14-2001/12/31. Earthquakes shallower than a depth of 30 km are excluded in the west of 141.5°E. Two north-south extending zones are defined so that Zone A includes Faults 1 and 3 and Zone B includes Faults 2 and 4.

60 程度の中規模地震であるが、やはり余効すべりを伴っていることが確認された。こうして見ると、この地域に発生するプレート境界地震にとって余効すべりは必ずしも珍しいものではなく、より規模の小さな地震でも発生している現象であることを窺わせる。

今回調査した地震の余効すべりの時定数は 2.2 ヶ月であった。これは 1994 年三陸はるか沖地震の時定数半年 (Heki *et al.*, 1997) に比べれば短く、1989 年三陸はるか沖地震および 1992 年三陸地震の時定数 1~10 日 (Kawasaki *et al.*, 1995; 川崎・他, 1998) に比べれば長い。

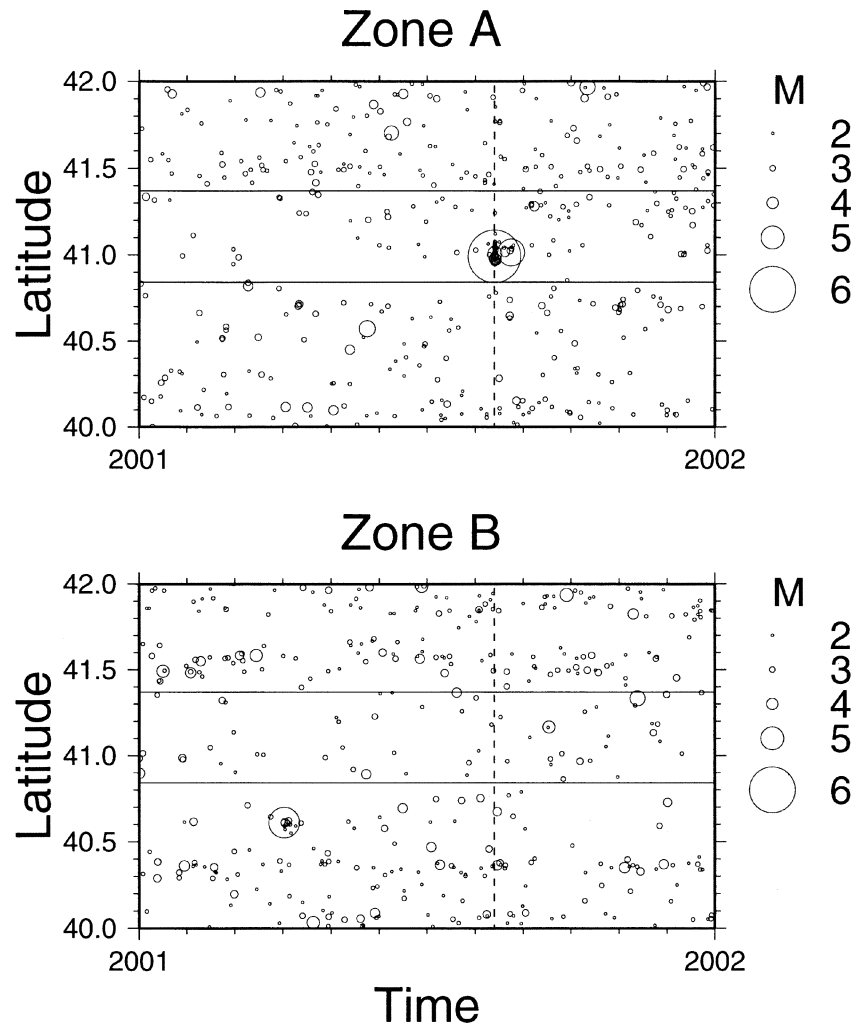


Fig. 16. Temporal variation of seismic activity in zones A and B.

永井・他 (2001) が推定した 1968 年十勝沖地震の北側アスペリティとの位置関係でいえば、主要な余効すべりの領域はアスペリティの中央部ではなく北側の縁に沿って伸びている。1994 年三陸はるか沖地震では、当初、主な余効すべりの領域は本震のすべり領域と重なっていると考えられていた (Heki *et al.*, 1997)。しかし、最近の Yagi *et al.* (2003) の解析によれば、両者は重なってはならず、余効すべりは本震のすべり領域の down-dip 側 (西側) に隣接する領域で発生していたらしい。1996 年 10 月および 12 月に九州の日向灘で発生したふたつの地震 ( $M_w=6.8$  と  $6.7$ ) に伴う余効すべりも、ともに本震のすべり領域の深部延長上で発生している (Yagi *et al.*, 2001)。さらに 1996 年日向灘地震の場合は、余効すべりの領域が時間とともに 1968 年日向灘地震のアスペリティを囲むように拡大している (Yagi and kikuchi, 2003)。これらのことから、一般に余効すべりの領域は大地震のアスペリティとは重ならず、その周囲を取り囲む

ように広がる傾向が示唆される。今回の地震の余効すべりも北側アスペリティの中央部を避けてその周囲で発生しており、余効すべりの領域がアスペリティとは重ならないというこれまでの観測事実と調和的である。 $M_w 6.7$  に相当する余効すべりが北側アスペリティの周辺に発生したことにより、1994 年三陸はるか沖地震の発生以来、地震空白域と見なされている北側アスペリティの起震応力は一層増大したものと推測される。

## 7. 結 語

Fig. 9 および Fig. 10 に示される残差には、今回議論の対象とした余効地殻変動以外に、数ヶ月から 1 年程度の周期をもつ変動がわずかながら認められる。過去数年間のデータから平均的な季節変化のパターンを推定し季節変化の影響を取り去ったはずであるが、季節変化のパターンに揺らぎがあるため、それが残差に現われている。GEONET の座標値データを用いて数 mm レベルの



比較的時定数の長い地殻変動を議論する際は、この季節変化の揺らぎをいかにして取り除くかが鍵になる。今回の調査でも示されるように、 $M_w$  6.7級のすべりでも、断層がかなり沖にある場合、最も近い観測点でも変位は最大6mm程度にしかならない。 $M_w$  6.4級では2mm以下である。したがって、季節変化の影響をより完全に排除することができなければ、余効すべりに限らず、青森県東方沖に発生する時定数の長いスローイベントは $M_w$  6.4-6.7級でも検出が困難になるといえる。 $M_w$  6.4-6.7級のすべりが周囲の応力場に与える影響の大きさを考えると、そのような規模のスローイベントを検出できないことは、大地震の発生予測の研究上、致命的ともいえよう。このような観点から、海底におけるGPS観測がまだ実用段階に入っていない現状では、GEONETのデータから季節変化のノイズを取り除き、数mmレベルの非定常な地殻変動を抽出する試みは当面きわめて重要と考えられる。

#### 謝 辞

K-Netのデータを提供して下さった国立防災科学技術研究所、およびGEONETのデータを提供して下さった国土地理院に心から感謝申し上げます。また、地殻変動の解析に際して、貴重な助言を下さった国土地理院の西村卓也博士には心よりお礼申し上げます。成層構造におけるグリーン関数の計算には東京大学地震研究所、武尾実教授が作成した計算プログラムを使用した。また、半無限媒質における地殻変動の計算には国立防災科学技術研究所、岡田義光博士が作成した計算プログラムを使用した。最後に、独立行政法人建築研究所、八木勇治博士および匿名の査読者には論文の査読をして頂き、貴重なコメントを頂いた。記して感謝申し上げます。

#### 文 献

DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus and S. Stein, 1990, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.  
 Hartzell, S.H. and T.H. Heaton, 1983, Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1553-1583.  
 Hatanaka, Y., T. Iizuka, M. Sawada, A. Yamagiwa, Y. Kikuta, J.M. Johnson and C. Rocken, 2003, Improvement of the analysis strategy of GEONET, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **49**, 11-37.  
 Heki, K., S. Miyazaki and H. Tsujii, 1997, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595-598.  
 木下繁夫・上原正義・斗沢敏雄・和田安司・小久江洋輔, 1997, K-NET95型地震計の記録特性, *地震* **2**, **49**, 467-481.  
 Kawasaki, I., Y. Asai and Y. Tamura, 2001, Space-time distri-

bution of interplate moment release including slow earthquakes and the seismo-geodetic coupling in the Sanriku-oki region along the Japan trench, *Tectonophysics*, **330**, 267-283.

- 川崎一郎・浅井康広・田村良明, 1998, 三陸沖におけるプレート間モーメント解放の時空間分布とサイスモ・ジオデティック・カップリング—中・長期予測の基礎—, *地震* **2**, **50**, 293-307.  
 Kawasaki, I., Y. Asai, Y. Tamura, T. Sagiya, N. Mikami, Y. Okada, M. Sakata and M. Kasahara, 1995, The 1992 Sanriku-oki, Japan, ultra-slow earthquake, *J. Phys. Earth*, **43**, 105-116.  
 Lawson, C.L. and R.J. Hanson, 1974, Solving Least Squares Problems, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.  
 Marone, C.J., C. H. Scholtz and R. Bilham, 1991, On the mechanics of afterslip, *J. Geophys. Res.*, **96**, 8441-8452.  
 Miura, S., K. Tachibana, T. Sato, K. Hashimoto, M. Mishina, N. Kato and T. Hirasawa, 1993, Postseismic slip events following interplate thrust earthquakes occurring in subduction zone, Proceedings of CRCM'93, 83-84.  
 永井理子・菊地正幸・山中佳子, 2001, 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較—, *地震* **2**, **54**, 267-280.  
 Nakagawa, T. and Y. Oyanagi, 1980, Program system SALS for nonlinear least squares fitting in experimental sciences, in Recent developments in statistical inference and data analysis, K. Matusita, editor, 221-225, North Holland Publishing Company, Amsterdam.  
 Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.  
 Sagiya, T., 2002, Searching for silent earthquakes with geodetic data, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **48**, 25-38.  
 Sato, T., K. Imanishi and M. Kosuga, 1996, Three-stage rupture process of the 28 December 1994 Sanriku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 33-36.  
 武尾 実, 1985, 非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波合成, *気象研究所研究報告*, **36**, 245-257.  
 Ueda, H., M. Ohtake and H. Sato, 2001, Afterslip of the plate interface following the 1978 Miyagi-oki, Japan, earthquake, as revealed from geodetic measurement data, *Tectonophysics*, **338**, 45-57.  
 Umino, N., A. Hasegawa and T. Matsuzawa, 1995, sP depth phase at small epicentral distances and estimated subducting plate boundary, *Geophys. J. Int.*, **120**, 356-366.  
 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**, 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 Sanriku-haruka-oki, Japan, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2003GL018189.  
 Yagi, Y., M. Kikuchi and T. Sagiya, 2001, Coseismic slip, postseismic slip, and aftershocks associated with two large earthquakes in 1996 in Hyuga-nada, Japan, *Earth Planets Space*, **53**, 793-803.

(Received July 28, 2003)

(Accepted September 10, 2003)