

2007年能登半島地震の海底地殻変動

吉田 進^{1)*}・野口猛雄¹⁾・長 貴浩²⁾・島崎裕行²⁾・木場正信³⁾・佐藤比呂志⁴⁾

¹⁾北陸電力株式会社・²⁾総合地質調査株式会社・³⁾株式会社三菱総合研究所・⁴⁾東京大学地震研究所

Offshore Crustal Movement Associated with the 2007 Noto Hanto Earthquake

Susumu Yoshida^{1)*}, Takeo Noguchi¹⁾, Takahiro Cho²⁾, Masanori Shimazaki²⁾, Masanobu Koba³⁾ and Hiroshi Sato⁴⁾

¹⁾Hokuriku Electric Power Co., Ltd, ²⁾Sogo Geophysical Exploration Co., Ltd, ³⁾Mitsubishi Reserch Institute Co., Ltd, ⁴⁾Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

Abstract

The 2007 Noto Hanto earthquake produced flexure along the known active fault in the offshore focal area. To reveal the amount of vertical crustal movement, echo sounding and sonic prospecting were carried out just after the earthquake. The new observations were carefully compared to the previous data acquired in 1985 and 2006 and co-seismic vertical crustal movement was obtained along several tracks. The upheaval zone was observed along the hanging wall of the active fault at 1-3 km. A 2 m maximum upheaval was found in the northeastern part of the fault trace. Together with the source fault geometry obtained by the seismic reflection profiling and aftershock distribution, the slip distribution on the fault plane obtained by two-dimension section was calculated using the vertical displacement in the focal area, suggesting that a larger slip was estimated in the shallower part of the fault surface. Based on the vertical displacement of the erosion surface formed at the last glacial age and the newly obtained co-seismic displacement of the 2007 earthquake, the average recurrence interval is estimated to be 1700 (1300-2000) years.

Key words: the 2007 Noto Hanto Earthquake, offshore crustal movement, echo sounding, sonic prospecting, recurrence interval

1. はじめに

2007年3月25日に発生した2007年能登半島地震(M_{JMA}6.9)に伴って、顕著な地殻変動が生じた。陸域の地殻変動については、GPS観測等測量結果(Hashimoto *et al.*, 2008)、海岸隆起量(栗田ほか, 2007)、合成開口レーダーデータ(Ozawa *et al.*, 2008; Fukushima *et al.*, 2008)、航空レーザ計測データ等(野原ほか, 2007; 浜田ほか, 2007)によって明らかにされている。また、海域の地殻変動については、海上保安庁は地震後にマルチビーム音響測深を行い、海底に南側が高い比高1m程度の線上の構造を報告した(泉ほか, 2007)。また、産業技術総合研究所は、地震後に取得した高解像度の音波探査記録と1988年に取得した音波探査記録の比較から、断

層の直上の海底地形に0.75~1.5mの海底地形の傾斜変化を報告した(井上ほか, 2007)。

東京大学地震研究所は、能登半島地震後、能登半島西方海域において高分解能音波探査及び音響測深探査を実施した。一方、当該海域では、北陸電力(株)により1985年にはほぼ同様の測深探査等を実施していた。本報告では、これらの探査記録の詳細比較を行い、海底地殻変動等を検出するとともに断層面上の滑り分布、地震の活動間隔について検討した。

2. 本研究で使用した探査記録の概要

地震前のデータとして、1985年に北陸電力(株)が取得した放電式(スパーカー)音波探査及び音響測深を使

*e-mail: yoshida.susumu@rikuden.co.jp (〒930-8686 富山市牛島町15-1)

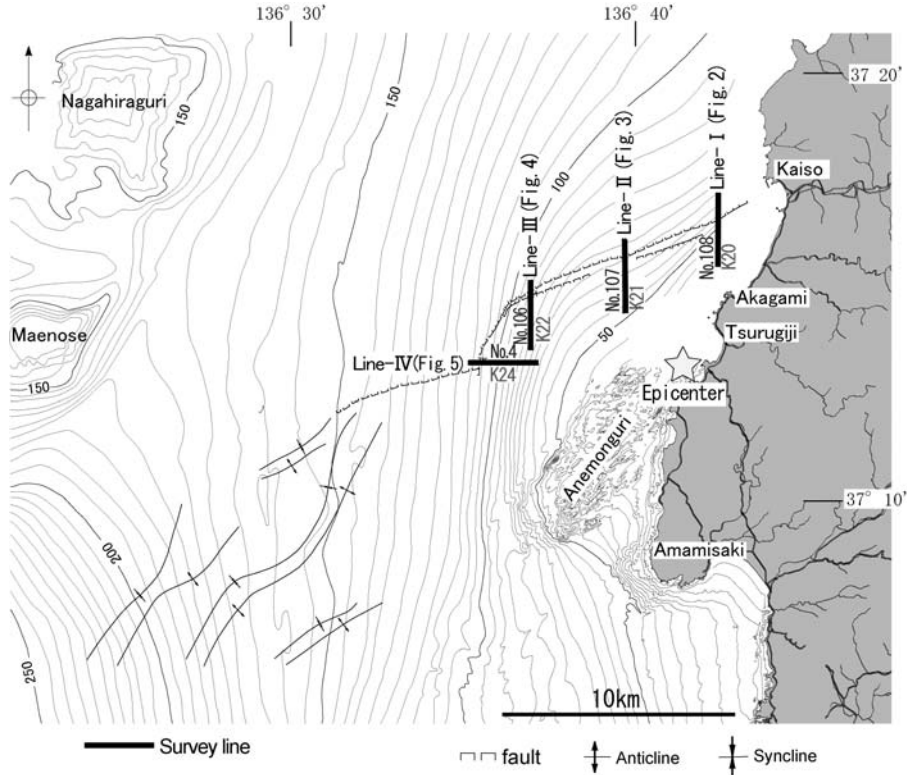


Fig. 1. Bathymetric map around the epicenter of the 2007 Noto Hanto earthquake, showing the surveyed tracks.

用し、地震後のデータとして東京大学地震研究所が取得した電磁誘導式（ブーマー）音波探査及び音響測深の結果を使用した（Fig. 1, Table 1）。

1985年の探査では、活構造の分布、活動性の解明を目的とし、音波探査及び音響測深の使用機器を水深等に応じて沿岸域と沖合域で2種類（発振エネルギー）を使い分けた。いずれもアナログ式の記録収録である（以下、1985年の音波探査データを「1985SP」、音響測深データを「1985AP」と呼ぶ）。1985SPのうち、沿岸域で使用したスパーカーによる探査の特徴として、可探深度は海底面下100～150 m程度と比較的浅所にとどまるが、記録の精度は高く、完新統など第四紀層について詳細に観察可能なデータが得られている。分解能は堆積状況により異なるが概ね1 m程度である。

地震後（2007年）の音波探査は、能登半島地震震源域（主に南西側の褶曲構造）の海底浅部地質構造を解明する目的で、産業技術総合研究所及び総合地質調査(株)により共同開発された高分解能音波探査手法（村上ほか、2003; 村上, 2007; 古谷ほか, 2006）を採用した（以下、2007年の音波探査データを「2007SP」、音響測深データを「2007AP」と呼ぶ）。2007SPの可探深度は海底面下300 m程度であり、分解能は堆積状況により異なるが概

ね0.5 m程度である。

本手法は、分解能を向上させるため高周波数のブーマーを使用し、S/N比を向上させ、より深部の地質情報を得るために受振部が12チャンネルでデジタル収録を行っている。

本研究では、すべての調査において1素子の音響測深機を使用し、深度を読み取る際に音速度補正及び潮位補正を行った。音響測深記録に描かれる海底面の深度は水中の音波伝播速度を1500 m/secと仮定している。しかし音波伝播速度は、水中の温度・塩分濃度などによって変化しているので、これらを一括してバーチェックにより補正した。また、東京湾中等潮位（T.P.）を基準面とし、金沢港検潮所の潮位データを使用して潮位補正を行った。算出した海底面深度には、測位誤差（使用機器・使用船舶によるローリング、ピッチング・気象・海象）及び機器誤差（音波の周波数・指向性・紙送り速度）を含んでいることを考慮し、ここでは、断層下盤側の海底面の地殻変動量を地震前後でゼロとし、断層上盤側での変位量の検出を行った。音響測深記録の精度は、沿岸域で±10～15 cm程度、沖合いで±25 cm程度である。探査位置の精度については、1985年の探査では、電波測距機を使用した2距離法を行い陸上の基準局を3箇所設

Table 1. Specification of the echo sounding and sonic prospecting.

		Before Eq.		After Eq.	
Survey year		1985		2007	
Survey area		Offshore	Coastal waters	Offshore-coast	
Survey line		No.106, No.4 No.105	No.108, No.107	K20,K21,K22,K24,K26,K16,K18	
Navigation	Accuracy	$\pm(0.5 \times 10^{-5} \times \text{Distance})\text{m}$	$1 \pm (3 \times 10^{-5} \times \text{Distance})\text{m}$	about 1m(DGPS)	
	Frequency	2900-3300MHz	2977MHz	L1 band (1575.42MHz)	
Echo sounder	Data	1985AP		2007AP	
	Recorder	Recording range	1000m	120m	250m
		Vertical scale	1/769.23	1/100	1/200(shallow1/100)
		Recording paper	Electric discharge	Electric discharge	Thermal
		Accuracy	$\pm(0.1 + \text{depth} \times 1/1000)\text{m}$	$\pm(0.03 + \text{depth} \times 1/1000)\text{m}$	$\pm(0.03 + \text{depth} \times 1/1000)\text{m}$
	Transducer and hydrophone	Frequency	28kHz	200kHz	200kHz
Beam angle		20°	6°	6°	
Sonic prospecting	Data	1985SP		2007SP	
	Method	Analog method Single channel reflection		Digital method Multi channel reflection (12 channels)	
	Transmitter	Sparker		Electromagnetic induction	
		NE-17D Electrode amount:12continued	NE-19C Electrode amount:50continued	AA300	
	Receiver	Piezoelectric element of vibration			
		Single channel (40 elements) 400m	Single channel (25 elements) 200m	12 channels interval : 2.5m 4 elements/1 channel 300m and,450m	
	Depth range	400m	200m	300m and,450m	
	Transmission energy	2450 J	360 J	200 J	
	Band pass filter	120-1000Hz	500-2000Hz	300-1800Hz	
	Resolution	2-4m	1m	0.5m	
Shot interval	5m	1m	1.25m		
Vertical exaggeration	15	6	6		

置して調査船の船位測量を行い、地震後の探査では、DGPS (Differential GPS) により調査船の船位測量を行った。探査位置の精度は、地震前で、 $\pm 5\text{m}$ 、地震後で、 $\pm 1\text{m}$ である。

3. 震源域周辺海域の海底地形・地質の概要

本研究の対象海域である能登半島北西沖海域には大陸棚が広がり、その上に沿岸の安右エ門礁、沖合いの長平礁及び前ノ瀬からなる西能登堆群などの隆起帯が分布する (Fig. 1)。沿岸陸域には新第三系の穴水層 (富岡・佐藤, 2007) が分布し、岩礁海岸を形成しており、ほぼ海岸線に沿って水深約 20 m までは起伏に富む海底地形を示す。また、震源域中央部に当たる海士岬西方の安右エ門礁周辺では、水深約 80 m まで起伏に富んだ海底地形が連続している。海底地形は概ね沖合いの西方に向かって深くなっているが、震源断層が推定されているハケ川沖では、水深約 100 m 以浅の等深線は北東-南西方向に屈曲し、断層に沿う海底地形を呈する。

本海域の地質については、片川ほか (2005) は、音波探査結果等により D 層 (~前期鮮新統), C 層 (鮮新統 ~ 下部更新統), B 層 (中部更新統 ~ 上部更新統) 及び A 層

(完新統) に区分しており、地質構造的には傾動地塊が存在し、その北西縁を NE-SW 方向の断層群に境されとしている。能登半島地震は、これら傾動地塊の北西縁を区切る断層群の深部延長で発生したと推定されている (Kato *et al.*, 2008; Sakai *et al.*, 2008)。本研究では、片川ほか (2005) の層序区分に準拠して地質構造の解釈を行った。

4. 震源域の海底地殻変動

能登半島地震震源域のほぼ中央に位置する 4 測線 (測線 I ~ 測線 IV; Fig. 1) では、地震前後で同一の測線で音響測深及び音波探査が実施されている。

4.1 測線 I 沿いの地殻変動 (No. 108・K20)

(1) 浅部海底地質 (Fig. 2-B, C)

1985SP (No. 108) では断層推定位置 (測点 5.3 付近) の A 層 (最終氷期以後の堆積物 (完新統)) 下部の反射面に変形が推定され、A 層基底面に 5 m 程度の北側低下の段差が認められる。

2007SP (K20) では 1985SP (No. 108) で推定された断層と同一位置 (測点 8.9 付近) において A 層中下部の反射面に変形が認められ、A 層基底面には 5 m 程度の北側

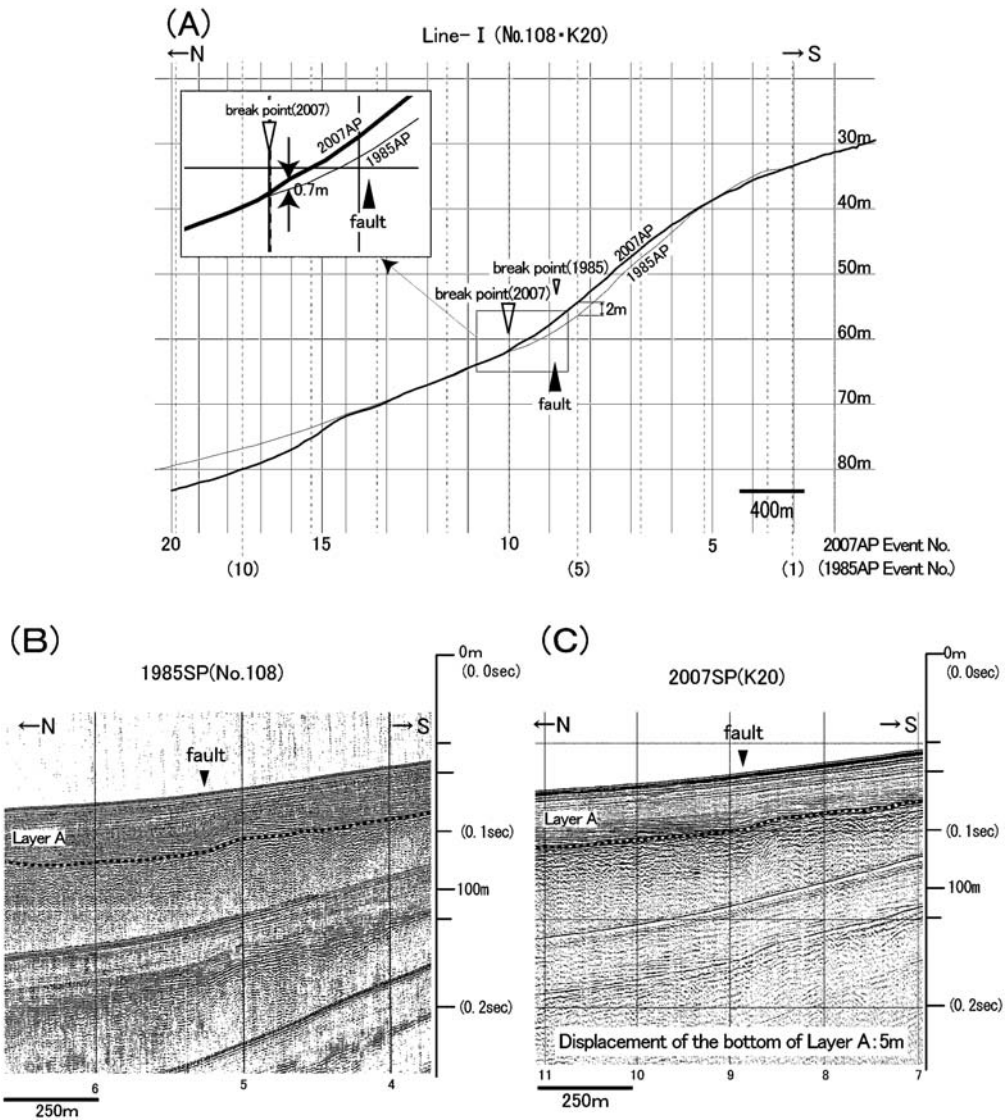


Fig. 2. Bathymetric and seismic profiles before and after the 2007 Noto Hanto earthquake along the Line I.

(A) Bathymetric profile before and after the earthquake.

(B) Seismic profile acquired in 1985.

(C) Seismic profile acquired in 2007.

The base of the layer A (Holocene sediments) shows 5 m of vertical displacement along the fault. At the break point, 300 m north of the fault, about a 0.7 m of upheaval was found after the 2007 Noto Hanto earthquake.

低下の撓みが認められた。また、両記録とも A 層下部には海進時に形成されたとみられるほぼ水平な階段状のパターンが判読される。しかし、音波探査の分解能の範囲内では地震前後で A 層基底面の撓みに明瞭な差は認められない。

(2) 海底地形 (Fig. 2-A)

1985AP (No. 108) では断層推定位置に海底地形の傾斜変換部が認められ、断層上盤側 (断層南側) の測線沿いの勾配は 20/1,000 程度であり、断層下盤側 (断層北側) の測線沿いの勾配は 10/1,000 程度と緩傾斜となっ

ている。

2007SP (K20) では断層推定位置から約 300 m 北方 (測点 10 付近) に海底地形の傾斜変換部が認められる。

地震前後の海底地形の変位量については、断層推定位置から約 300 m 北方から南側約 1.1 km 区間にわたり最大約 2 m の相対的隆起が認められる。断層推定位置での隆起量は約 0.7 m であり、断層推定位置から約 0.2 km 上盤側で最大となり、これより北側では急に、また南側ではやや急に小さくなっている。また、海底地形の傾斜変換部から北側には最大 0.4 m 程度の沈降が認められた。

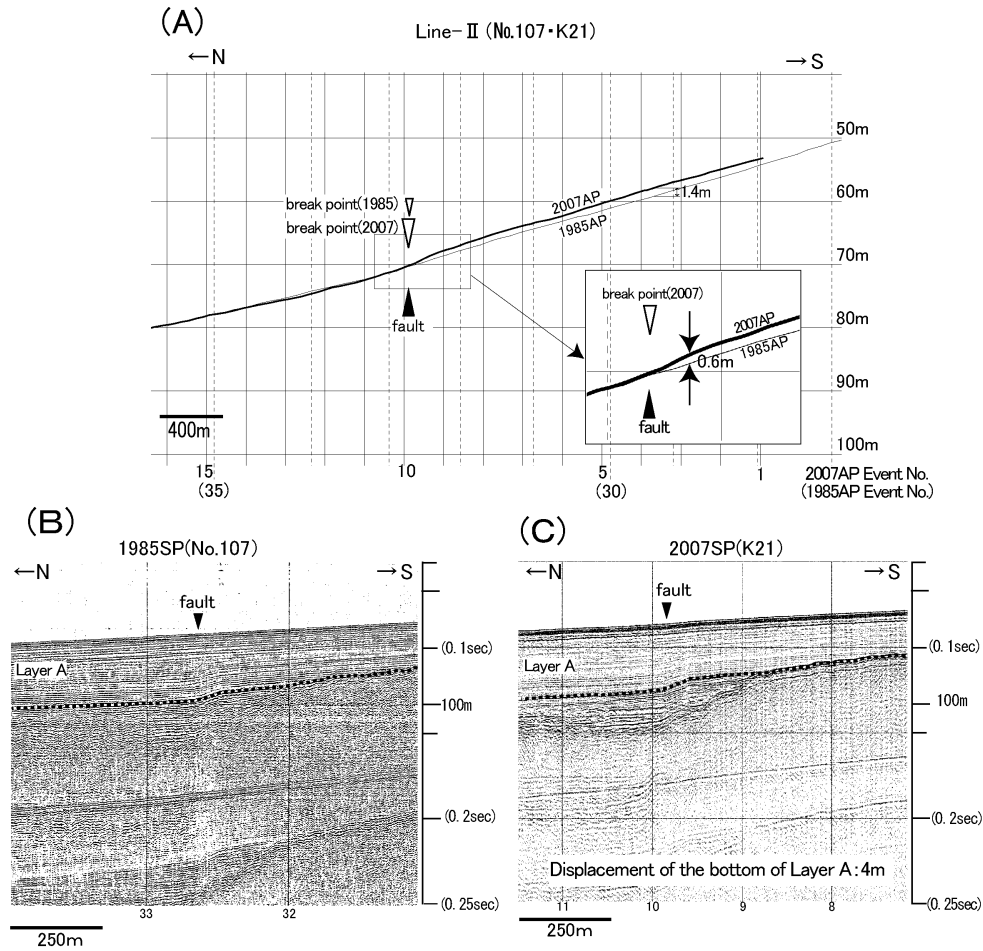


Fig. 3. Bathymetric and seismic profiles before and after the 2007 Noto Hanto earthquake along the Line II.

- (A) Bathymetric profile before and after the earthquake.
- (B) Seismic profile acquired in 1985.
- (C) Seismic profile acquired in 2007.

The base of the layer A (Holocene sediments) shows 4 m of vertical displacement along the fault. At the break point over the fault, about a 0.6 m of upheaval was found after the 2007 Noto Hanto earthquake.

なお、2007SP (K20) の測点 14.4 付近から北方では、障害物を回避するために測線が西方に屈曲しているため相対的変位量の比較はできない。

4.2 測線Ⅱ沿いの地殻変動 (No. 107・K21)

(1) 浅部海底地質 (Fig. 3-B, C)

1985SP (No. 107) では断層推定位置 (測点 32.7 付近) の A 層下部の反射面に变形が推定され、A 層基底面に 4 m 程度の北落下の撓みが認められる。

2007SP (K21) では断層推定位置 (測点 9.9 付近) の A 層中下部の反射面に变形が推定され、A 層基底面には 4 m 程度の北落下の撓みが認められる。

しかし、音波探査の分解能の範囲内では、地震前後で A 層基底面の变位量に明瞭な差は認められない。

(2) 海底地形 (Fig. 3-A)

1985AP (No. 107) では断層推定位置付近に海底地形の傾斜変換部が認められ、断層上盤側 (断層南側) の測線沿いの勾配は約 10/1,000 と大きく、断層下盤側 (断層北側) の測線沿いの勾配は約 5/1,000 程度である。

2007SP (K21) では、断層推定位置付近の約 250 m 区間 (測点 9.5 付近から測点 9.9 付近) で約 0.6 m の段差状地形が形成されている。

地震前後の海底地形の変位量については、断層推定位置付近から測線の南端までの約 2.2 km 区間にわたり最大約 1.4 m の隆起が認められる。隆起は、断層推定位置から約 1.5 km 南側付近で最大となり、これより北側では緩やかに減少し断層推定位置近傍でやや急に収束する。また、南側では緩やかに減少する傾向が認められ、海上保安庁海洋情報部の測深結果とあわせると傾斜変換

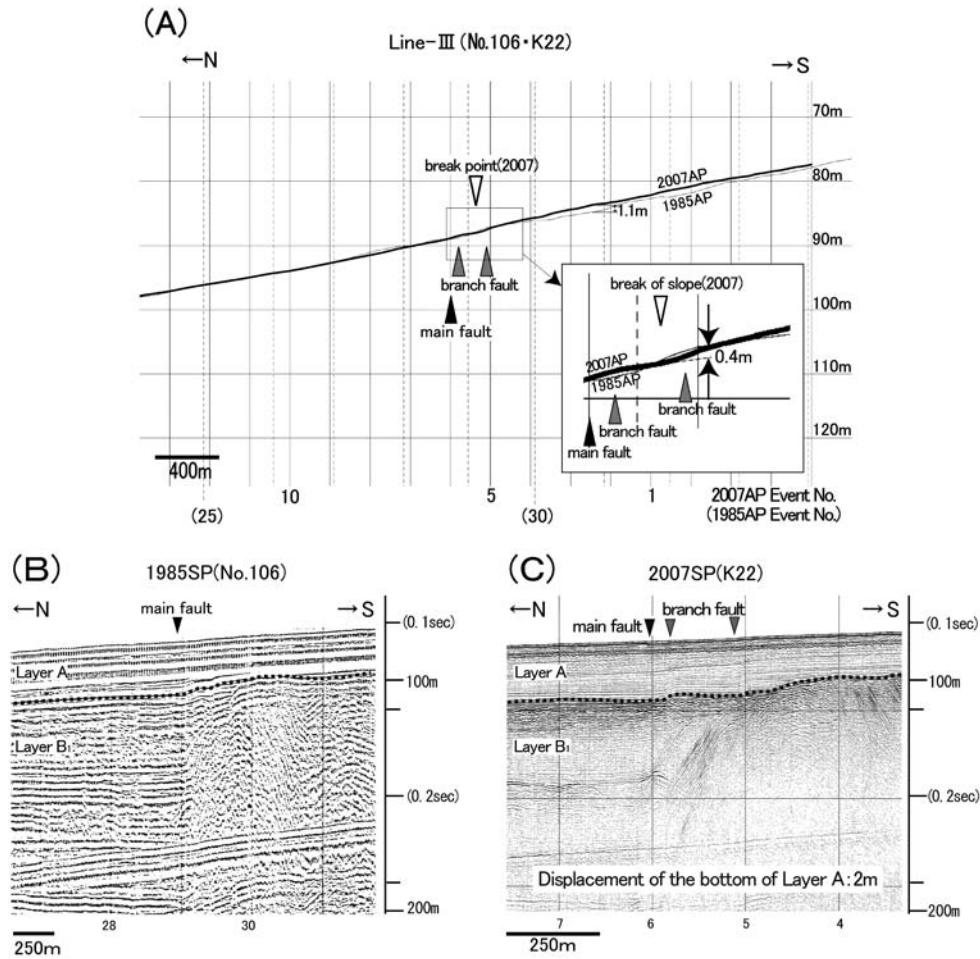


Fig. 4. Bathymetric and seismic profiles before and after the 2007 Noto Hanto earthquake along the Line III.

- (A) Bathymetric profile before and after the earthquake.
- (B) Seismic profile acquired in 1985.
- (C) Seismic profile acquired in 2007.

Upper Pleistocene (layer B1) along the main fault is not deformed. A branch fault, 50 m south of the main fault, deformed the layer A (Holocene sediments). The base of the layer A shows 2 m vertical displacement along the fault. At the break point at this branch fault, about a 0.4 m upheaval was found after the 2007 Noto Hanto earthquake.

部から約 4 km 南部で 0.5 m 以下の変動となる。また、海底地形の傾斜変換部から北側約 1 km 区間には最大 0.2 m 程度の沈降が認められた。

4.3 測線Ⅲ沿いの地殻変動 (No. 106・K22)

(1) 浅部海底地質 (Fig. 4-B, C)

1985SP (No. 106) によれば、中新統に対比される D 層が北側に低下する断層 (測点 28.9 付近) が確認されており、2007SP (K22) によれば、その断層上の B1 層及び A 層には明瞭な変形は認められない。しかし、約 50 m 南方 (測点 5.8 付近) の A 層下部の反射面に変形が認められ、A 層基底に 2 m 程度の北落下の撓みが判読される。また、さらに南方の D 層隆起の縁辺 (測点 5.1 付近) にも A 層下部の反射面にわずかな撓みが判読される。

これら A 層の変形構造は、1985SP (No. 106) ではスパーカーの発振に特有の残渣信号により判読できない。一方、2007SP では深部の構造が判読できないため、1985SP で確認された断層との関係は音波探査記録からは不明であるが、測点位置の相互関係等から 2007SP で確認された断層は 1985SP で確認された断層の上盤側に現れた副次的断層と推定される。

(2) 海底地形 (Fig. 4-A)

1985AP (No. 106) では断層推定位置周辺の海底は 1 m 程度の緩やかな凹凸のある地形を示し、明瞭な傾斜変換部等は認められない。

2007AP (K22) では、凹凸地形は認められず、平坦な地形を示すが、断層推定位置付近から約 120 m 南方 (測

点 5.4 付近) に約 0.4 m の段差状の地形が形成されている。

地震前後の海底地形の変位量は、2007AP における海底地形の傾斜変換部から約 3 km 区間にわたり最大約 1.1 m の隆起が認められる。隆起は、断層推定位置から約 1.1 km 南側付近で最大となり、これより北側では緩やかに減少し、南側ではやや緩やかに減少する傾向が認められる。また、海底地形の傾斜変換部から北側約 0.7 km 区間には最大 0.3 m 程度の沈降が認められる。

なお、1985AP で認められた凹凸地形が 2007AP で確認されないことについては、探査時期の相違による堆積の影響も考えられるが、1985AP (No. 106) の探査機器の精度が若干劣ることが主な要因と考えられる。

4.4 測線IV沿いの地殻変動 (No. 4・K24)

(1) 浅部海底地質 (Fig. 5-B, C)

1985SP (No. 4) によれば、中新統に対比される D 層が北側に低下する断層 (測点 48.2 付近) が確認され、同断層の活動性については断層の上位に堆積する B₁ 層 (上部更新統) が隆起帯の上部斜面を埋めるようにして堆積しており、そこに断層による影響が及んでいないと判断される。2007SP (K24) によれば、同断層 (測点 10.8 付近) 上の B₁ 層に変形は認められないものの、約 250 m 東方 (測点 11.7 付近) の A 層下部の反射面には変形が認められ、A 層基底には 2 m 程度の北側低下の撓みが判読される。この A 層の変形構造は、1985SP (No. 4) ではスーパーカーの発振に特有の残渣信号により判読できないため、1985SP で確認された断層との関係は音波探査記録からは不明であるが、測点位置の相互関係等から 2007 SP で確認された断層は 1985SP で確認された断層の上盤側に現れた副次的断層と推定される。

(2) 海底地形 (Fig. 5-A)

1985AP (No. 4) では、断層推定位置付近 (測点 48.2 付近) には海底地形に傾斜変換部が認められ、断層上盤側 (断層東側) の測線沿いの勾配は 15/1,000 程度であり、断層西側 (断層下盤側) の測線沿いの勾配は 10/1,000 程度とやや緩傾斜である。

2007SP (K24) でも、ほぼ同様な海底地形を示しているが、副次的断層が推定された付近に約 0.4 m の段差状の地形が判読される。

地震前後の海底地形の変位量については、1985AP (No. 4) の測点 51 付近の西方でやや隆起、東方でやや沈降の傾向が判読されるが 1985AP (No. 4) の探査機器の精度が若干劣るため、地殻変動によるものかどうか確実性に欠ける。

5. 地震性地殻変動の様式と活構造の関係

5.1 震源域に見られる地震性地殻変動

(1) 地殻変動分布

測線 I ~ 測線 III の変動量分布から求めた能登半島地震による海底の変動量の平面分布を Fig. 6 に示す。陸域については、野原ほか (2007) の航空レーザ計測結果による変動量分布を示す。

隆起量 0.5 m 程度以上の隆起域は、海域断層北東部の測線 I 付近では断層の南側に沿った幅約 1 km の分布と推定されるが、その南西方では隆起域の幅が拡大し測線 II 付近では幅約 3 km の分布が推定される。この比較的顕著な隆起域の分布は余震分布や深部反射法探査から推定された断層面が地下約 3 km 以浅で低角化するエリア (佐藤ほか, 2007) とほぼ一致する。また、陸域の変動量分布との関連については、測線 II 付近南東側では海域断層から約 3~4 km までの背斜状の明瞭な隆起域の南方では輪島市笹波付近の陸域まで緩やかに隆起量が継続するが、測線 I 付近では海域の顕著な隆起域が海域断層直近の狭い範囲に集中し、陸域の輪島市赤神付近との間の約 5 km 区間に緩やかな隆起域が現れているか、向斜状に変動するゾーンが推定される。これは、海域と陸域の変動量算定手法の相違による計測誤差の可能性もあるが、断層面の形状とすべり量、地表変形の関係等が考えられ、次節で議論する。

(2) 地表変位から推定される断層面上のすべり分布

前述した海底地形の変位量と航空レーザ計測結果に基づく陸域地形の変位量 (野原ほか, 2007) から、測線 I 及び測線 II 付近の震源断層面直交断面において余震分布及び反射法地震探査から想定される断層形状を拘束し断層面上のすべり分布を推定した (Fig. 7, Fig. 8)。計算は、Mansinha and Smylie (1971) の式を用い、変位量が断層面上において一様で横ずれ成分を伴わない滑りが生じた場合として地表変位を求めた。

測線 II 付近における震源断層の形状は、余震分布から地下約 3 km 以深の断層は傾斜角がほぼ 60° の高角な断層面であるが、地下約 3 km 以浅の断層は反射法地震探査から傾斜角が約 30° の低角な断層面が想定される (佐藤ほか, 2007; Fig. 7)。その結果、断層上盤側の隆起量分布を再現するための断層面上のすべり量は、深度約 1~4 km 付近で比較的大きなすべり分布で、深度 2 km 付近に 3.8 m のすべりを仮定した場合が最適解となった。

測線 I 付近における震源断層の形状は、余震分布から、地下約 4 km 以深の断層は傾斜角がほぼ 60° の高角な断層面であるが、地下 4 km 以浅の断層は傾斜角が約 35° の低角な断層面が想定される (佐藤ほか, 2007; Fig.

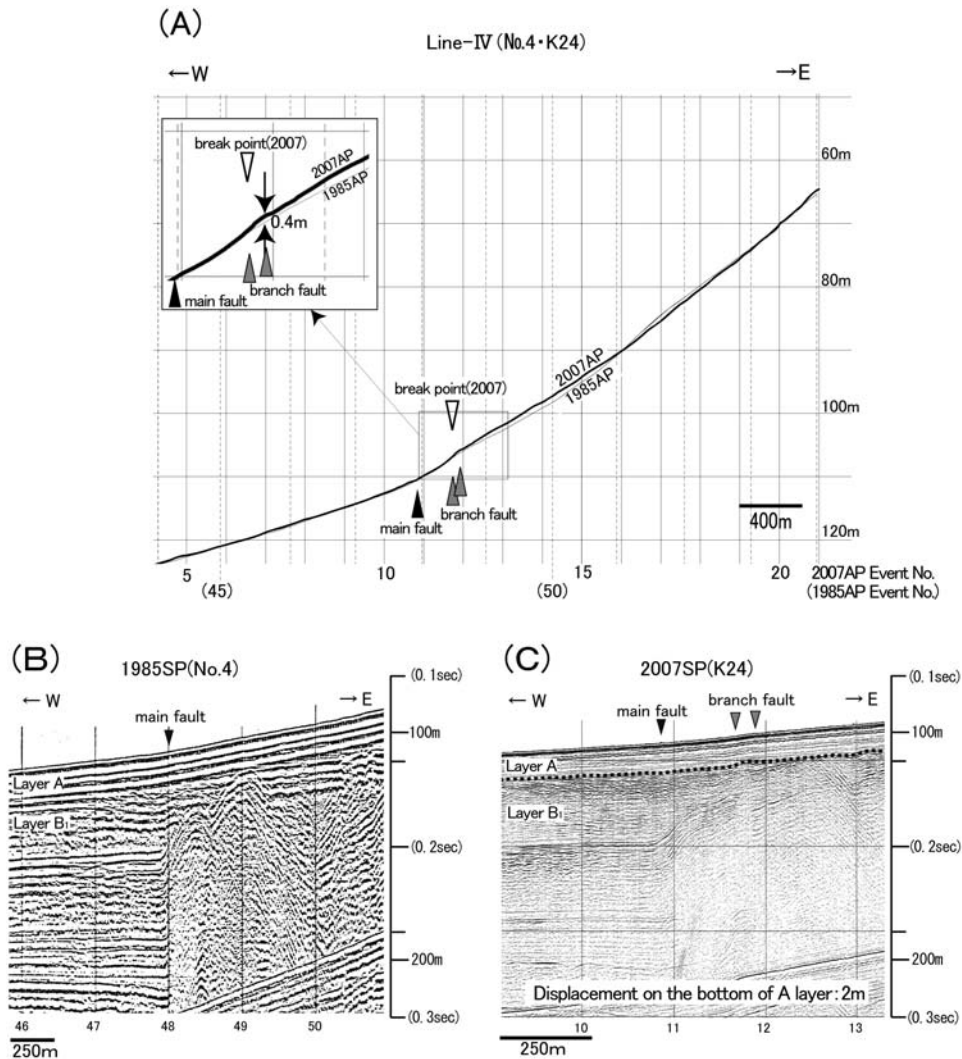


Fig. 5. Bathymetric and seismic profiles before and after the 2007 Noto Hanto earthquake along the Line IV.

(A) Bathymetric profile before and after the earthquake.

(B) Seismic profile acquired in 1985.

(C) Seismic profile acquired in 2007.

Upper Pleistocene (layer B1) along the fault is not deformed. A branch fault, 250m east of the main fault, deformed the layer A (Holocene sediments). The base of the layer A shows 2m vertical displacement along the fault. At the break point at this branch fault, about a 0.4m upheaval was found after the Noto Hanto earthquake.

8). その結果、断層上盤側の隆起量分布を再現するための断層面上のすべり量は、地表下の1km程度の浅部に3.1mのすべり量を仮定した場合が最適解となった。しかし、断層位置から南側約1kmの範囲で急激に隆起量が減衰する状況の再現性は向上しなかった。佐藤ほか(2007)により輪島市赤神沖には、能登半島地震の震源断層と共役の関係にある北西傾斜で北東-南西方向の断層が推定されており、余震分布にも現れている。そこで、能登半島地震の震源断層による南東側隆起の変動に加えて、この共役断層を考慮したモデルで上記の急激に隆起

量が減衰する状況の再現を検討したが、再現性の向上は認められなかった。しかし、このモデルの場合、海岸付近の陸域にわずかに隆起が抑制されるエリアが出現し、レーザ計測でその付近に検出されたわずかに隆起が凹形状を示す傾向と整合的であり、カキの分布上限を指標とした上下変動量分布において、輪島市剣地以北で隆起量が減衰していること(栗田ほか, 2007)とも整合する。これは、能登半島地震の震源断層の活動に伴い、それと共役の位置関係にある断層もわずかに滑ったことを示唆する可能性がある。次に、変位量分布の再現性の向上を

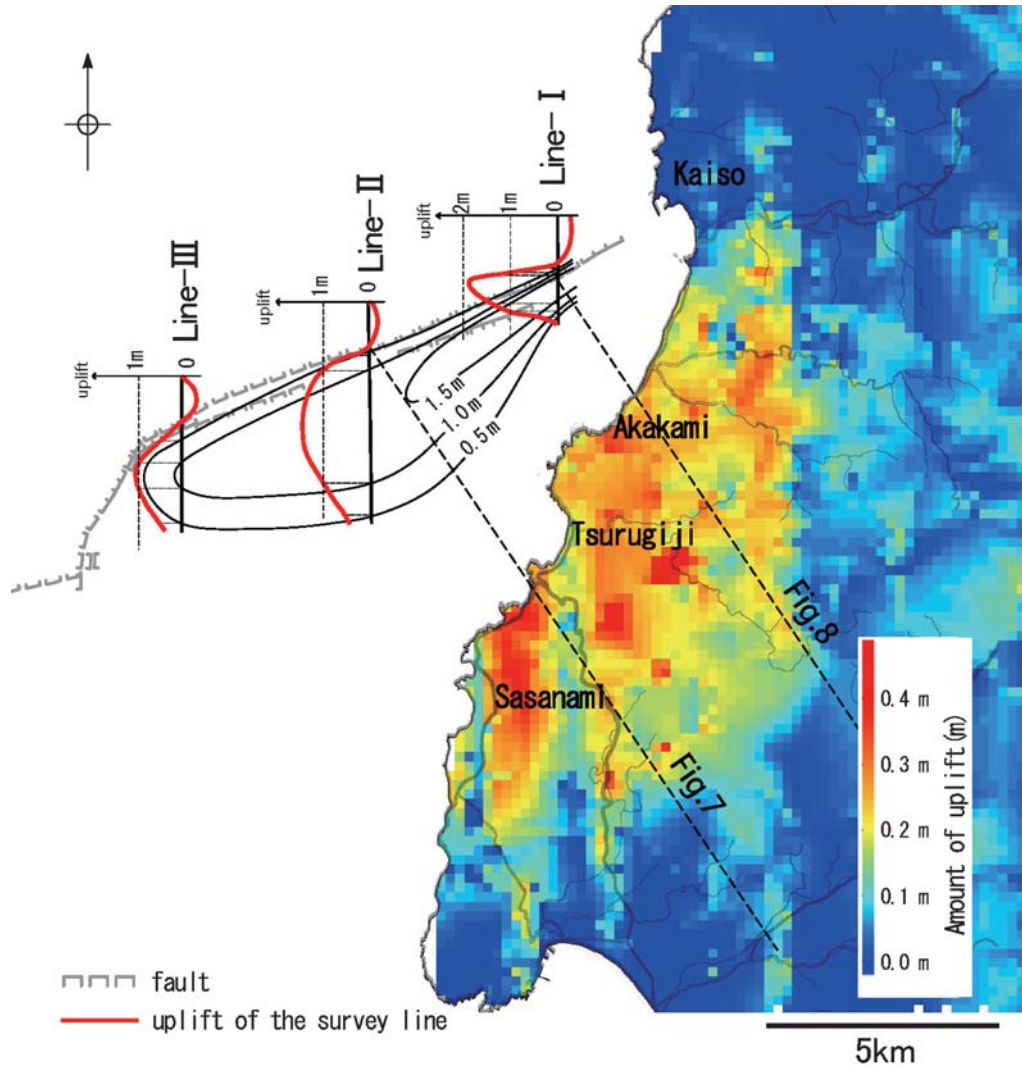


Fig. 6. Distribution of coseismic crustal movement associated with the 2007 Noto Hanto earthquake. Onshore crustal movement is after Nohara *et al.* (2007).

優先に、断層面上のすべり方向の拘束を外した場合を検討した。その結果、深度1 km付近に負のすべりを想定した場合に著しく再現性が向上した。この場合、逆断層としての物理的な説明はつきにくいだが、比較的浅部における細かな断層分岐による多様なすべり条件を持つ面が派生した可能性など、断層主部近傍での複雑な断層運動を示唆している可能性も考えられる。

以上、海域における震源断層近傍の地殻変動を再現する海底浅部の大きなすべり領域は、測地学的や地震学的な断層面上すべり量解析の結果と概ね整合的であり、地下約4 km以浅に見られる低角な断層面の存在に関連する可能性がある。

5.2 震源断層の活動間隔

測線 I～IV測線において、能登半島地震によるものと

想定される海底地形の変動を検出したが、一方で音波探査における最上位層の A 層は最終氷期以後の堆積物であり、A 層基底は最終氷期における陸上侵食地形と考えられる。そこで、断層位置における A 層基底面の変位量を A 層基底面形成後に発生した地震による累積変位量とし、能登半島地震による海底地形の変動が毎回の地震で発生するものとして、A 層基底面形成後の地震の活動間隔を求めた (Table 2)。

断層付近における海底面の変位量は、断層中央部の測線 I 及び測線 II で $0.6\sim 0.7\text{ m}\pm 0.1\text{ m}$ と比較的大きく、断層西端付近の測線 III 及び測線 IV で $0.4\text{ m}\pm 0.25\text{ m}$ と小さい。なお、それぞれの算定誤差については、地震前の測深探査機器の精度を反映して設定した。また、A 層基底面の変位量は地震後の音波探査記録から判読してお

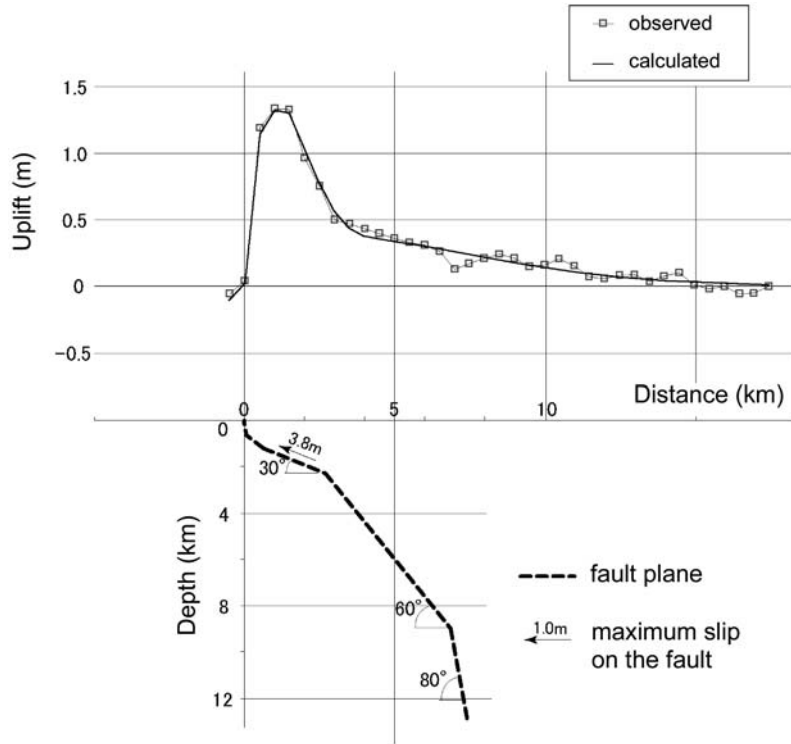


Fig. 7. Vertical displacement associated with the 2007 Noto Hanto earthquake along Line II and slip distribution on the fault. Geometry of the fault is after Sato *et al.* (2007).

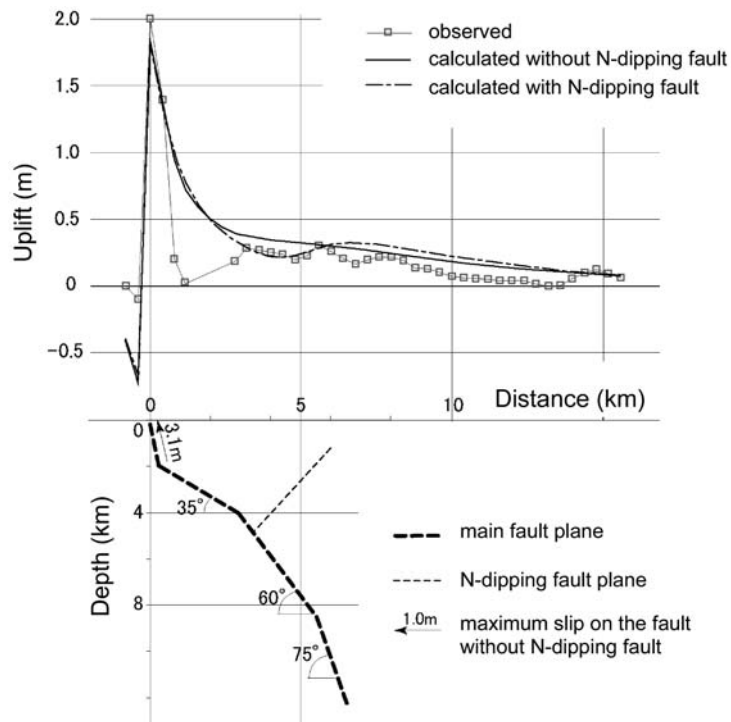


Fig. 8. Vertical displacement associated with the 2007 Noto Hanto earthquake along Line I and slip distribution on the fault. Geometry of the fault is after Sato *et al.* (2007).

Table 2. Activity of the submarine active fault in the Holocene time.

	Line		2007 coseismic vertical displacement* (m)	Vertical displacement of the base of Holocene sediments** (m)	Number of earthquake events in Holocene	Calculated interval (year)
	Before Eq. (1985)	After Eq. (2007)				
I	No.108	K20	0.7±0.1m	5±0.5m	7 (6~9)	1,700 (1,300~2,000)
II	No.107	K21	0.6±0.1m	4±0.5m	7 (5~9)	1,700 (1,300~2,400)
III	No.106	K22	0.4±0.25m	2±0.5m	5 (2~17)	2,400 (700~6,000)
IV	No.4	K24	0.4±0.25m	2±0.5m	5 (2~17)	2,400 (700~6,000)

* Coseismic displacement was obtained from the bathymetric change observed by echo sounding.

** Base of the layer A corresponds to the basal horizon of Holocene. The age is assumed to be 12 kyr after Chappell (1994).

り、断層中央部の測線Ⅰ及び測線Ⅱで4~5m±0.5mと比較的大きく、断層西端付近の測線Ⅲ及び測線Ⅳで2m±0.5mと小さいことから、断層中央部の地震時の変位量が大きいことを反映した結果と考えることができる。これらに基づくA層基底面形成後の変動回数は、断層中央部で7回(5~9回)、断層西端付近で5回(2~17回)となる。断層推定位置付近のA層基底面の形成時期を12,000年(Chappell, 1994)と仮定した場合、能登半島地震の震源断層の平均的な活動間隔は、断層中央部で1,700年(1,300~2,000年)、断層西端付近で2,400年(700~6,000年)と算定される。

断層西端付近(測線Ⅲ及び測線Ⅳ)に比べ断層中央部(測線Ⅰ及び測線Ⅱ)の探査精度が高いことを考慮すると、およそ1万年前以降における能登半島地震の震源断層の平均的な活動間隔は1,700年(1,300~2,000年)程度と推定される。

6. まとめ

(1) 能登半島地震による震源断層近傍の海底地殻変動が、地震前の1985年と地震後の2007年の音響測深結果の比較により明らかになった。この地震に伴う0.5m以上の垂直地殻変動は、海域の断層に沿った上盤側に幅約1~3kmで分布し、最大隆起量は断層北東部で約2mとなる。海域と陸域の変動量から求めた二次元断面による断層面上のすべり量分布は、地下数km以内の浅部に大きなすべりが推定された。

(2) 能登半島地震に伴う海底面の変位量と、最終氷期の侵食面の変位量との関係から、累積している変位量が全て今回の能登半島地震と同様な変位によってまかなわれているとすると、断層の平均的な活動間隔は1,700年(1,300~2,000年)となる。

謝 辞

本研究の基礎となった測深及び音波探査は、測線周辺の自治体、漁業協同組合及び地元住民の方々のご理解によって初めて可能となった。2007年の探査では、第五豊漁丸の木村豊男船長と総合地質調査(株)の社員に協力頂いた。産業技術総合研究所からは震源域で実施された音波探査記録を、海上保安庁海洋情報部からはマルチビーム測深記録を提供頂いた。東京大学地震研究所の宮崎真一助教、総合地質調査(株)の廉澤 宏代表取締役、本荘静光顧問、三橋 明部長には貴重な助言を頂いた。アジア航測(株)の渡辺省一氏、藤野康宏氏、(株)三菱総合研究所の藤田尚毅氏、北陸電力(株)の西田勝幸氏、浜田憲彦氏、野原幸嗣氏、佐々木晃一氏には基礎資料作成に協力頂いた。匿名査読者から得た助言は、小論を改善する上で有益であった。以上の方々にご心より御礼申し上げます。

文 献

- 粟田泰夫・遠田晋次・吾妻 崇・金田平太郎・堀川晴央、2007、活断層研究センターニュース、no. 66、4-5。
 Fukushima, Y., T. Ozawa and M. Hashimoto, 2008, Fault model of the 2007 Noto Hanto earthquake estimated from PALSAR radar interferometry and GPS data, *Earth Planets Space*, **60**, 99-104。
 古谷昌明・村上文敏・西村清和・佐藤啓司・丸山かおる・松岡弘和、2006、浅海用マルチチャンネル音波探査受信ケーブル開発の現状と今後(演旨)。海洋調査技術学会研究成果発表会講演要旨集、**18**、33-34。
 浜田昌明・野口猛雄・穴田文浩・野原幸嗣・宮内崇裕・渡辺和樹・山口弘幸・佐藤比呂志、2007、2007年能登半島地震に伴う地殻変動と能登半島の海成段丘。地震研彙報、地震研究所彙報、**82**、345-359。
 Hashimoto, M., H. Takahashi, R. Doke, M. Kasahara, A. Takeuchi, K. Onoue, Y. Hosoi, Y. Fukushima, K. Nakamura, F. Ohya, R. Honda, M. Ichiyanagi, T. Yamaguchi, T. Maeda and Y. Hiramatsu, 2008, Postseismic displacements following the 2007 Noto peninsula earthquake

- detected by dense GPS observation, *Earth Planets Space*, **60**, 139-144.
- 井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原 研, 2007, 2007 年能登半島地震震源域の海底活断層, 地震研究所彙報. **82**, 301-312.
- 泉 紀明・伊藤弘志・長野勝行・小野寺健英・西澤あすぞ, 2007, 2007 年能登半島地震震源域における海底地形及び変動地形について, 日本地震学会講演予稿集 2007 年秋季大会, p. 161.
- 片川秀基・浜田昌明・吉田 進・廉沢 宏・三橋 明・河野芳樹・衣笠善博, 2005, 能登半島西方海域の新第三紀～第四紀地質構造形成. 地学雑誌, **114**, 791-810.
- Kato, A., S. Sakai, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa and Group for the aftershock observations of the 2007 Noto Hanto Earthquake, Three-dimensional velocity structure in the source region of the Noto Hanto Earthquake in 2007 imaged by a dense seismic observation, *Earth Planets Space*, **60**, 105-110.
- Mansinha, L. and D. E. Smylie, 1971, The Displacement Fields of Inclined Faults, *Bull. Seims. Soc. Amer.*, **61**, 1433-1440.
- 村上文敏・西村清和, 2003, 浅海用マルチチャンネルストリーマーケーブルの試作と水域実験結果. 海洋調査技術学会研究成果発表会講演要旨集, **15**, 91.
- 村上文敏, 2007, ショートマルチチャンネル音波探査装置の開発—沿岸海底の高分解能音波探査を目指して—. 産総研 Today, **7**, 10, 30.
- 野原幸嗣・野口猛雄・穴田文浩・浜田昌明・小野田敏・沼田洋一・山野芳樹・鈴木雄介・佐藤比呂志, 2007, 航空レーザ計測による 2007 年能登半島地震の地殻変動, 地震研究所彙報. **82**, 321-331.
- Ozawa, S., H. Yarai, M. Tobita, H. Une and T. Nishimura, 2008, Crustal deformation associated with the Noto Hanto Earthquake in 2007 in Japan, *Earth Planets Space*, **60**, 95-98.
- Sakai, S., A. Kato, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa, and the group for the joint aftershock observation of the 2007 Noto Hanto Earthquake, 2008, Highly resolved distribution of aftershocks of the 2007 Noto Hanto Earthquake by a dense seismic observation, *Earth Planets Space*, **60**, 83-88.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・金沢敏彦・宮崎真一・加藤直子・酒井慎一・山田知朗・宮内崇裕・伊藤谷生・平田 直, 2007, 反射法地震探査・余震観測・地殻変動から見た 2007 年能登半島地震の特徴について, 地震研究所彙報. **82**, 369-379.
- 富岡伸芳・佐藤比呂志, 2007, 2007 年能登半島地震の震源域陸域の地質, 地震研究所彙報. **82**, 255-264.

(Received January 18, 2008)

(Accepted March 9, 2008)