

函館湾の海底断層†

森下泰成*, 渡辺一樹**, 富田輝勝*, 田中喜年***, 藤澤 豪****

The Submarine Faults in Hakodate Bay †

Taisei MORISHITA*, Kazuki WATANABE**, Terukatsu TOMITA*,
Kitoshi TANAKA*** and Takeshi FUJISAWA****

Abstract

Four faults 1 to 3 km in length were found off the western shore of Hakodate Bay. They are reverse faults with down throw to east, striking N-S to NNW-SSE roughly. They show an en echelon form trending in N-S direction. On the basis of their distribution and deformational features, these faults are considered to be the seaward extension of the active fault zone on the western margin of Hakodate Plain. This shows that the fault zone extends seaward to at least 10 km. It is probable that these submarine faults have been active in the Holocene.

1. はじめに

中央構造線をはじめ、六甲・淡路島断層帯など陸域の活断層が海域へ連続することは珍しくない。函館平野とその西側の上磯山地の境界を走る函館平野西縁断層帯も1つの例であり、その南方延長は函館湾へと連続している可能性が指摘されていたものの（例えば、活断層研究会，1980），その南限は不明であった。一般に、活断層の長さとはそれから発生しうる地震の最大規模には一定の関係があることが経験的に分かっている（松田ほか，1975）。従って、陸域における既知の活断層が海域にどれだけ延長されるかを把握することは、その活断層が引き起こす地震の最大規模を見積もり、さらに地震動による災害を予測し、防災対策を講ずる上で必要不可欠である。

今回、平成10年に函館平野西縁断層帯の南限を明らかにすることを目的として、函館湾周辺海

域において音波探査による活断層調査を実施したので、その結果を報告する。

なお、函館平野西縁断層帯は、地震に関する基盤調査観測計画における基盤的観測の対象断層（全国98主要活断層帯）の1つであり、函館平野西縁断層帯の長期評価（地震調査研究推進本部，2001）では、本調査で確認された海底断層が当該断層帯の海域延長部と見なされた。さらに、同断層帯の総延長が陸域と海域とを合わせて約24kmとなったことから、M7.0 - 7.5程度の地震が発生する可能性が指摘されている。

2. 函館平野西縁断層帯について

函館平野は北海道南西端に位置し、亀田半島と上磯山地に挟まれた南に向かって開く三角形の沖積平野で、その東西両側には数段の海成段丘が形成されている（太田ほか，1994）。函館平野西縁断層帯は、その函館平野と上磯山地の境界部を

† Received 2001 November 13th.; Accepted 2002 March 13th.

* 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division

** 大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys Office

*** 第五管区海上保安本部水路部 Hydro. Dept., 5th R. C. G. Hqs.

**** 白浜水路観測所 Shirahama Hydrographic Observatory

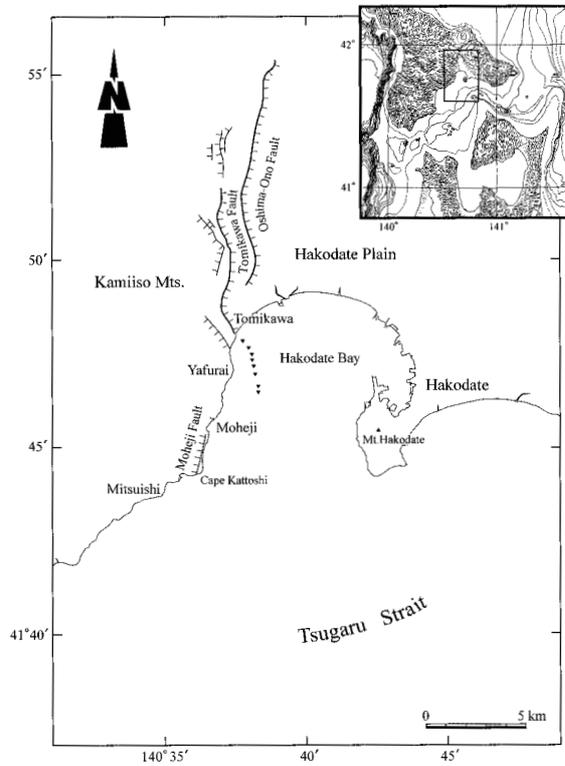


Fig.1 The fault distributions in land area of the active fault zone on the western margin of the Hakodate Plain.

Traces of the faults are based on the Headquarters for Earthquake Research Promotion of Japan (2001) and Active Faults Research Group (1991). Upside-down filled triangles in the western part of Hakodate Bay show the geological boundary presumed to be the seaward extension of Tomikawa Fault by Uchida et al. (1997).

南北に走る活動度B級の断層帯である。断層帯は、平野北端付近より更新世の海成段丘を変形させながら南西端の上磯町富川に至り、函館湾に没するが、さらに南の陸上部で確認されている茂辺地断層（寒川ほか，1982）までを含むとされている（Fig.1）。断層帯は併走する2つの主断層から構成されており（活断層研究会，1980；太田ほか，1994），東側に位置するものを渡島大野断層，西側のものを富川断層と呼ぶ（太田ほか，1994）。またこれら断層の西側に長さ4km未満の副次的断層が断続的に分布している。渡島大野断層と富川断層はともに西傾斜，西側隆起の逆断層で，地表では撓曲崖を形成している。副次的断層は西落

ちの逆向き低断層崖として認められ，渡島大野断層及び富川断層の運動に伴ってその背後に形成されたバックスラストとみられる（北海道，1999）。

一方，断層帯が海域に延長される可能性は指摘されているものの，これまで明確には断層は確認されていない。寒川ほか（1982）は，陸上の茂辺地から葛登支岬付近へと伸びる北北東-南南西走向の逆向き低断層崖（茂辺地断層）の存在から，その海側により活動度の大きな東落ちの撓曲崖の存在を推定している。また，北海道立地下資源調査所によって富川から茂辺地に至る沿岸海域でソノプローブによる音波探査が実施され，断層は明確には認められなかったものの，富川断層の変位地形に対応した東に地層が撓み下がる構造が，富川沖から矢不來沖まで約4km確認されている（内田ほか，1997）。

断層帯の活動については，太田ほか（1994）が詳細な地形調査に基づき，新旧の段丘面を変位基準として渡島大野断層の変位速度を0.2～0.9m/kaと求めている。1995年には北海道教育大学函館校のグループにより渡島大野断層のトレンチ調査が実施され，2.3万年～1.7万年前と1.2万年前以降の2回の活動が確認された（鴈澤・紀藤，1996；田近，1996）。北海道は1996から1997年にわたり反射法弾性波探査やトレンチ掘削調査等を精力的に実施し，富川断層では活動時期を示す成果は得られなかったものの，渡島大野断層については3箇所のトレンチ調査から，最新活動期7800～8800yBP，活動間隔5000～9000年，1回の上下変位量1～1.5m，平均上下変位速度0.2m/1000年と見積もった（北海道，1999）。一方，地震調査研究推進本部（2001）は，断層帯の長期評価に際して上述のトレンチ調査の再検討を行い，北海道（1999）が断層運動によると解釈した「変形」は不確実だとして最新活動期を12000yBP（暦年補正をすると1万4000年前）とした。さらに，活動一回当たりの上下変位量を地形面の変位に基づき約3mと推定し，断層の平均活動間隔を，活動一回当たりの上下変位量と形成時代の判明している地形面の変位量とから，約1万3000年～1万

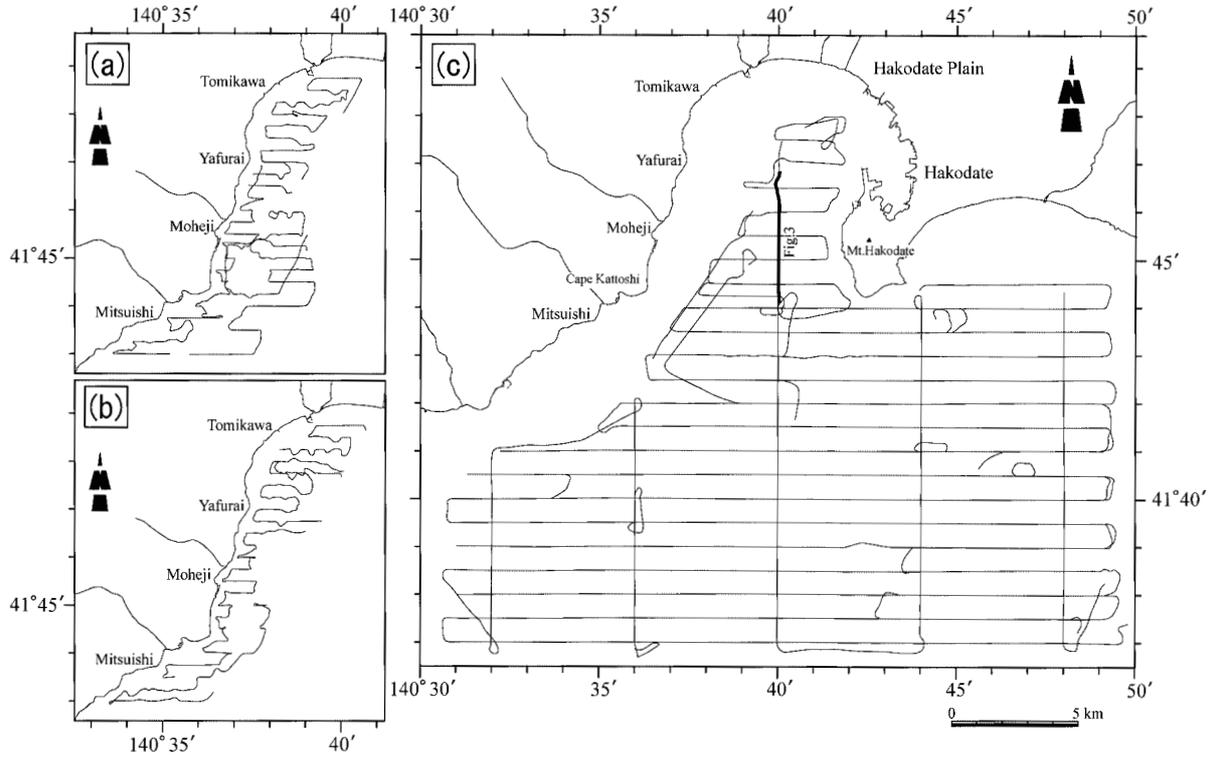


Fig. 2 Track lines of the seismic surveys.
(a)Uniboom, (b)Chirp sonar, (c)Sparker and Chirp sonar

7000年と見積もった。

3. 調査方法

調査は1998年10月～11月に実施した。調査区域を沖合部と函館湾西岸沿岸部（水深20m以浅）に分け、沖合部は測量船「天洋」本船により、沿岸部は天洋の搭載艇により実施した。測線は、東西方向の主測線を沖合部では0.5海里間隔、沿岸部では0.25海里間隔で設定し、沖合部については主測線に交差する南北方向の測線を3海里間隔で設けた。測線をFig.2(a)～(c)に示す。音波探査の音源には、スパーク（沖合部、発振エネルギー：1000J、発振間隔：1秒、周波数域：200～1000Hz）、チャープソナー（沖合部及び沿岸部、発振エネルギー：30J、発振間隔：0.25秒、周波数域：3.5kHz）及びユニブーム（沿岸部、発振エネルギー：300J、発振間隔：0.5秒、周波数域：0.5～2kHz、受信装置：ハイドロフォンケーブル25m）を用いた。

ユニブームの使用に当たっては、搭載艇の電力

不足を補うため5kVA発電機を搭載艇の屋根に設置して調査を実施した。記録に50～60kHz及び100～120kHzの周期的なノイズが出たため、発電機を含む全ての装置にアース線を付けるとともに、周波数フィルター等の調整を行ったが、ノイズを除去できなかった。これは搭載艇が小さいために、ハイドロフォンケーブルをノイズの発生源（エンジン、発電機、トランス）から十分な距離を置いて設置できなかったためではないかと考えられる。また、スパークについては、ハイドロフォンケーブルが接続されているプリアンプに不具合があったため、記録に細かな周期的なノイズが出てしまった。その結果、記録の解析は可能であったものの、地層内部の反射パターンの判読が難しくなった。

また、沿岸部（特に矢不來～茂辺地の沖合2～3km付近）では定置網が数多く設置されていたため、漁網を避けながら調査することとなった（Fig.2a, b）。

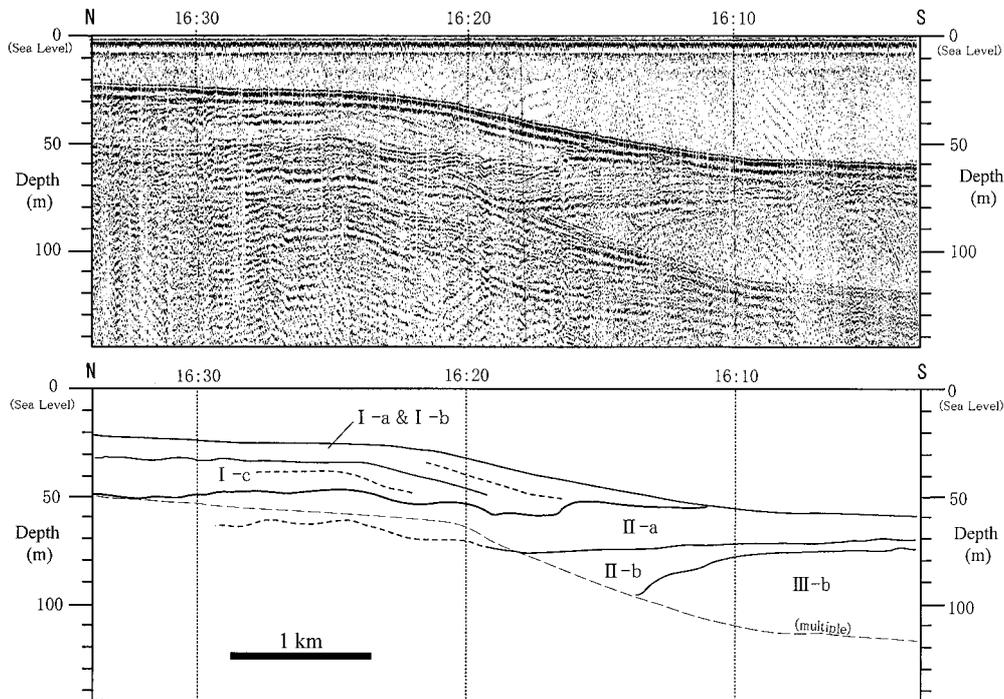


Fig. 3 Representative seismic profile (Sparker-record) of alluvium in Hakodate Bay. The location of the section is shown in Fig. 2.

Table 1 Correlation of submarine seismic stratigraphy in the present study with onshore geology in the Oshima Peninsula and the Shimokita Peninsula.

Geological age		Stratigraphy in the land area		Seismic stratigraphy in the sea area	
		Oshima district	Shimokita district	Sedimentary rocks	Volcanic rocks
Quaternary	Holocene	Alluvium Fan deposits Dune deposits Alluvial terrace deposits	Alluvium	I-a I-b I-c	
	Pleistocene	Terrace deposits Zenigamesawa Pyroclastic Flow Deposit	Terrace deposits	II-a II-b	
		Motomachi Formation Fumizuki Formation		III-a III-b	
Neogene	Pliocene	Tomikawa Formation	Hakodateyama Volcanic Rocks	IV	VII
		Mohejigawa Formation		V	VIII
	Miocene	Todagawa Formation	Matsukura Agglomerate	VI	
		Shiodomarigawa Formation			Ohma Formation

4. 層序区分及び地層対比

音波探査記録に認められる不整合面をもって調査海域の海底地質を上位よりⅠ～Ⅷ層に区分した (Table 1). 函館湾中央部を南北に横切るスパーカー測線 (Fig.3) において, 海面下深度50m付近の顕著な浸食面を沖積層の基底面として, 沖積層であるⅠ層を識別し, その測線を基準として全海域に展開した. さらにⅠ層をその音響パターンの違いにより, Ⅰ-a, Ⅰ-b, Ⅰ-cの3層に区分した. Ⅰ-a層は薄いため, チャープソナーかユニブームにより識別可能である. チャープソナーにおいて, Ⅰ-a層は白く抜ける反射パターンを示し, Ⅰ-b, Ⅰ-c層はやや散乱した黒いパターンを示す. Ⅱ層はスパーカーにおいて縞状パターンを示し, その下位のⅢ層は淡い縞状の反射面を有し, 前置層的な斜層理が特徴的であるこ

とから, 両層を区分した. Ⅱ層及びⅢ層は, 層内の顕著な反射面をもって, Ⅱ-a, Ⅱ-b, Ⅲ-a, Ⅲ-bにそれぞれ区分することができる. Ⅱ～Ⅲ層は直接陸上との連続性などからは1対1の対応はできないが, Ⅰ層と後述するⅣ層との間にあることから, 文月層以降の更新世の段丘堆積物に対比した. Ⅳ層は縞状の反射パターンを有し, 沖合部では緩やかな褶曲構造を呈する. 西部海域では褶曲の発達するⅤ層にアバットする. 調査区域の北西部沿岸部で, 陸域の富川層に連続することから同層に対比できる. Ⅴ層は強い縞状の反射パターンを示し, NNW-SSE方向の褶曲構造が発達する. 海域西部の矢不來から三ツ石の沿岸付近に分布し, 函館湾西岸に露出する中新世～鮮新世の茂辺地川層の分布域に繋がることから同層に対比できる. Ⅵ層～Ⅷ層はいずれも強い散乱パターンを示す. Ⅵ層は海域東部の沿岸から沖合において

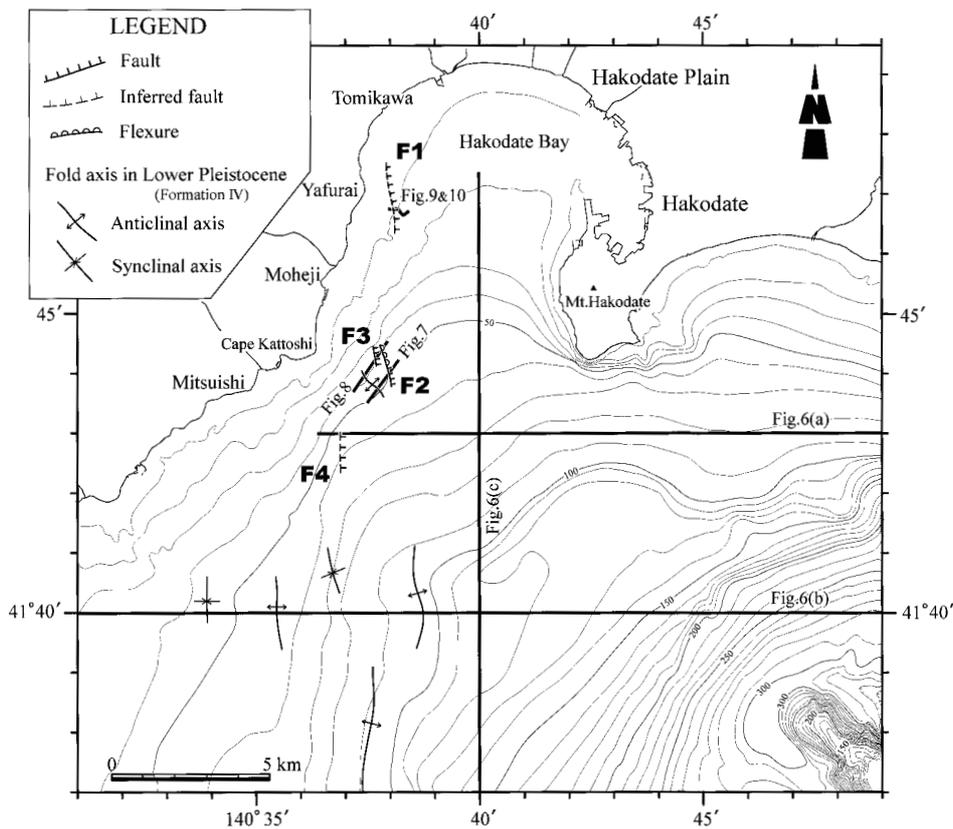


Fig. 4 Geological structure map of Hakodate Bay and the adjacent area. Bathymetric contour interval is 10 m. Thick solid lines show the locations of the examples of seismic profiles.

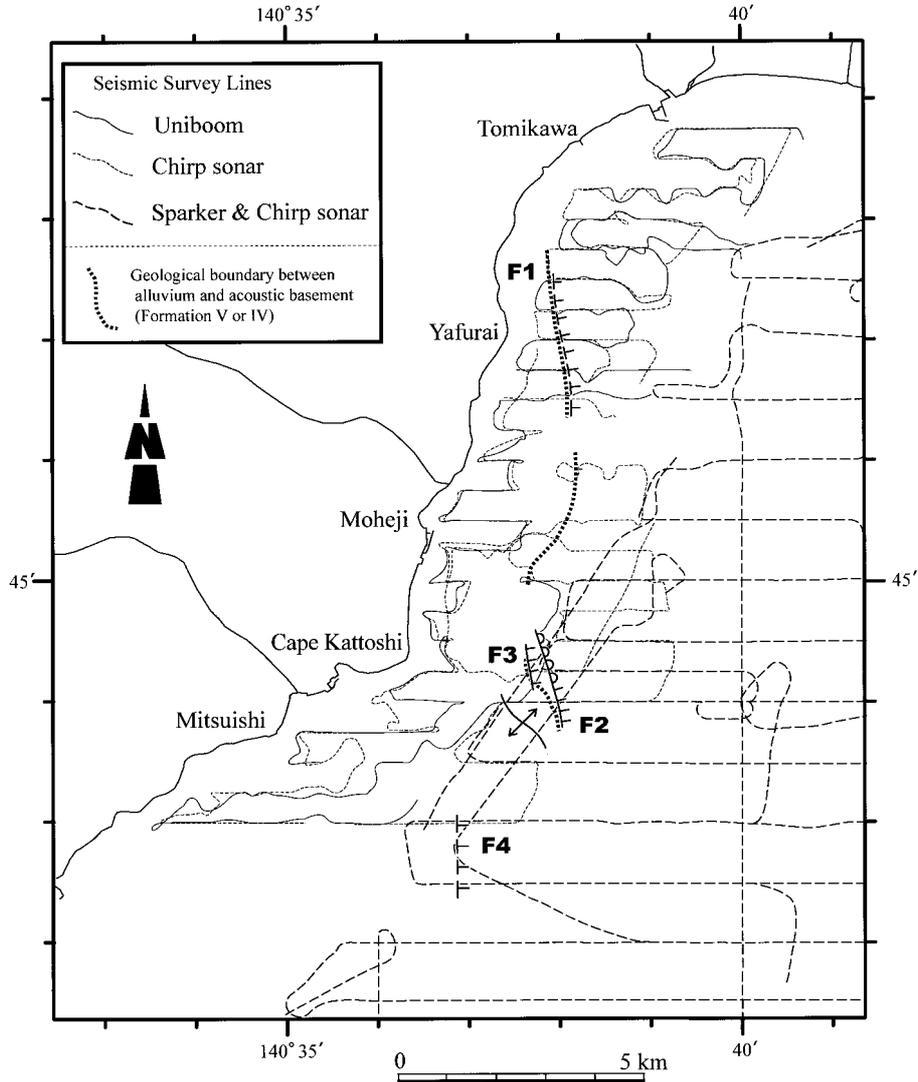


Fig. 5 Distributions of the faults and seismic survey lines in the northwestern part of the surveyed area. This figure also shows the geological boundary between alluvium and acoustic basement (Formation V or IV) detected by the chirp-sonar survey.

IV層に覆われて分布することから中新世の松倉集塊岩もしくは汐泊川層に、VII層は函館山周辺域のみに分布することから前期更新世の函館山火山岩類に、VIII層は津軽海峡軸部の南に分布することから下北半島北部に露出する鮮新世の易国間安山岩類に、それぞれ対比できる。

5. 地質構造

調査海域の海底地形、断層及び褶曲等の構造分布をFig.4に、函館湾西岸付近の断層分布をその根拠になった音波探査測線と共にFig.5に示す。

また、代表的な地質断面図をFig.6(a)~(c)に示す。I層は主として函館湾内に厚く堆積しており、I-a、I-b、I-cの3層に区分可能である(Fig.6(c))。I層は湾奥では層厚30~40mに達する。III層にはしばしば前置層的な内部構造が認められる(Fig.6(a), (c))。海域南部では、IV層に南北方向に軸をもつ緩やかな波状褶曲が認められる(Fig.4, Fig.6(b))。V層には褶曲構造が発達するが(Fig.6(b))、その褶曲軸は中新世~鮮新世の茂辺地川層と同様にNNW-SSE方向であり、V層のみに見られる構造であるため、活構造若しくは活構造の可能性のある構造を把握するという観点

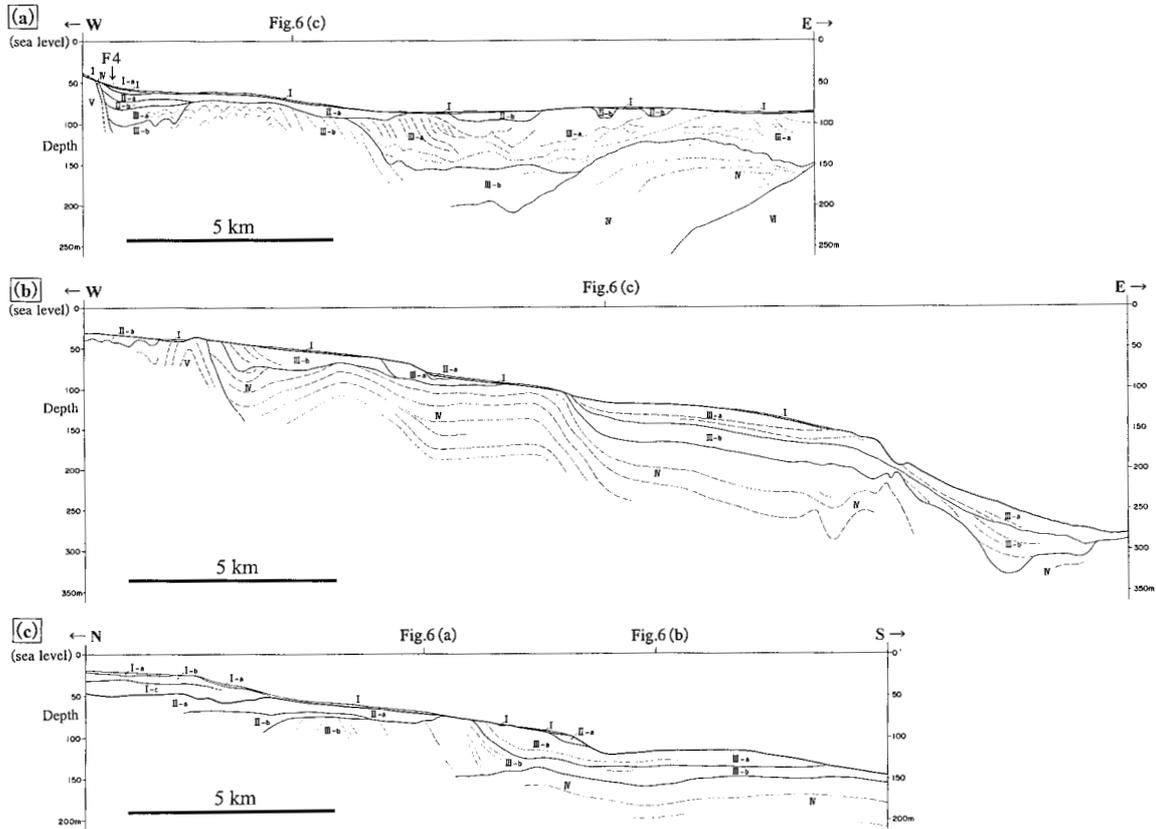


Fig. 6 Representative geological cross sections. The locations of the sections are shown in Fig.4.

から Fig.4 には記載していない。

調査海域の断層はいずれも南北方向の走向を持ち、長さ0.6km～2km程度で、函館湾西縁の矢不來沖から湾口部の葛登支岬南東沖にかけて断続的に分布している (Fig.4, 5)。この分布域は陸域の渡島大野断層及び富川断層の海域延長上にあたる。いずれも西側隆起の逆断層で、断層面は西傾斜と推定される。Fig.7～10にこれらの断層の音波探査記録例を示す。音波探査記録上は、断層の東側に分布するⅡ層、Ⅲ層（上部更新統）が西側（陸側）に向かって層厚を増しながら逆傾斜し、断層の西側では背斜構造を伴ってⅣ層、Ⅴ層（鮮新統～下部更新統）が隆起する変形構造を示す。Fig.7では、断層F2の西側の背斜構造を伴った隆起地塊に向かって、東側からⅡ～Ⅲ層が逆傾斜している。背斜の東翼は断層によって断ち切られている。Fig.8も同様に、F2及びF3の西側にそれぞれ背斜構造が認められ下位層が隆起している。F3は、Ⅳ層及びⅤ層が形成する背斜の東翼を断

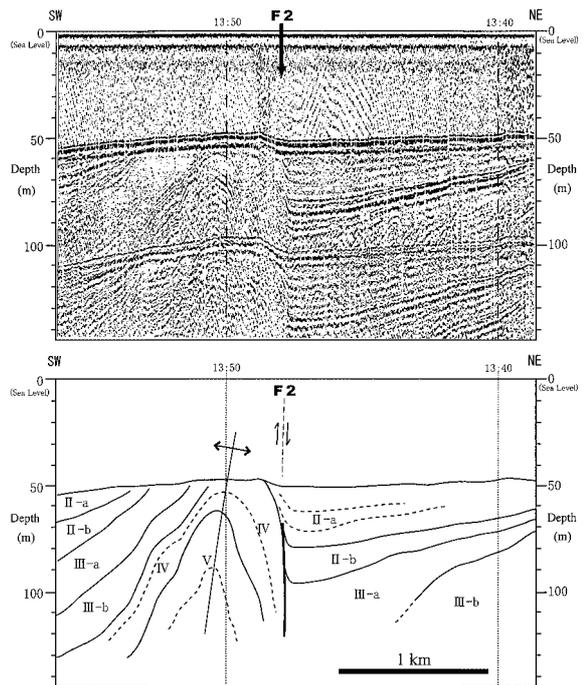


Fig. 7 An example of seismic profile (Sparker-record) across the fault F2 and its geological cross section. The location of the section is shown in Fig.4.

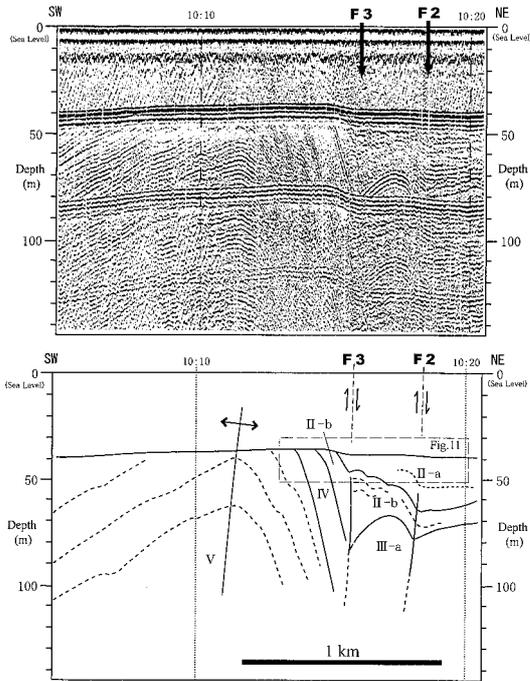


Fig. 8 An example of seismic profile (Sparker-record) across the fault F2 and F3 and its geological cross section. The location of the section is shown in Fig.4.

ち切り，少なくともⅡ-a層まで変形を及ぼしている。この記録では沖積層のⅠ層はその層厚が薄いため識別できないが，Ⅰ層の変形の有無については後述する。下位層準ほどF2及びF3による大きい変形を被っており，変位の累積性が認められる。しかし，断層の両側で明確な変位基準面が存在しないため変位量は不明である。なお，F2，F3の北方延長部は定置網のために調査不可能であったため，断層は北方に延長される可能性がある (Fig.5)。

矢不來沖の推定断層F1はF2の北4kmに位置する。本調査のチャープソナーの記録 (Fig.9) では，陸側 (西側) から沖合に向かって緩やかに傾斜する音響基盤のV層がF1を境にして落ち込み，その東側でⅠ-a層が分布する。Fig.9とほぼ同一測線のユニブームの記録 (Fig.10) では，音響基盤のV層がF1のところで急激に落ち込み，その東側では追跡できなくなる。また，F1の東側に分布するⅡ層の内部反射面が，沖合から陸側

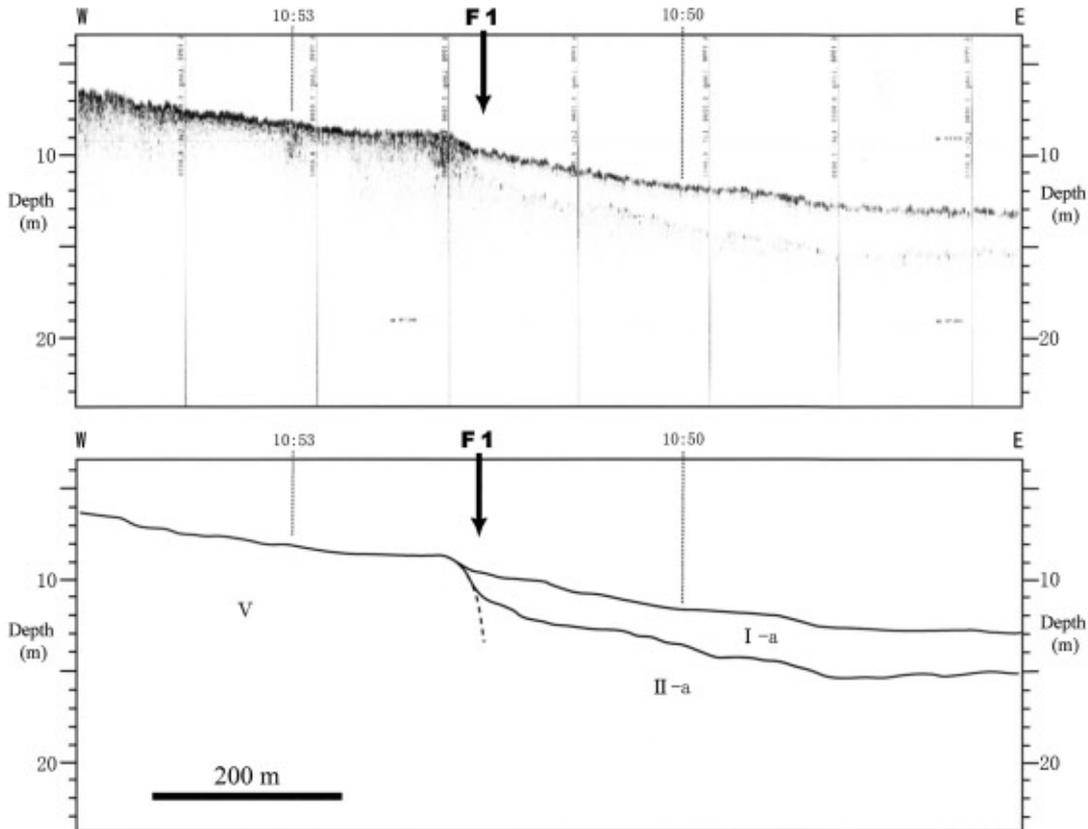


Fig. 9 An example of seismic profile (Chirp-sonar-record) across the inferred fault F1 and its geological cross section. The location of the section is referred to Fig.4.

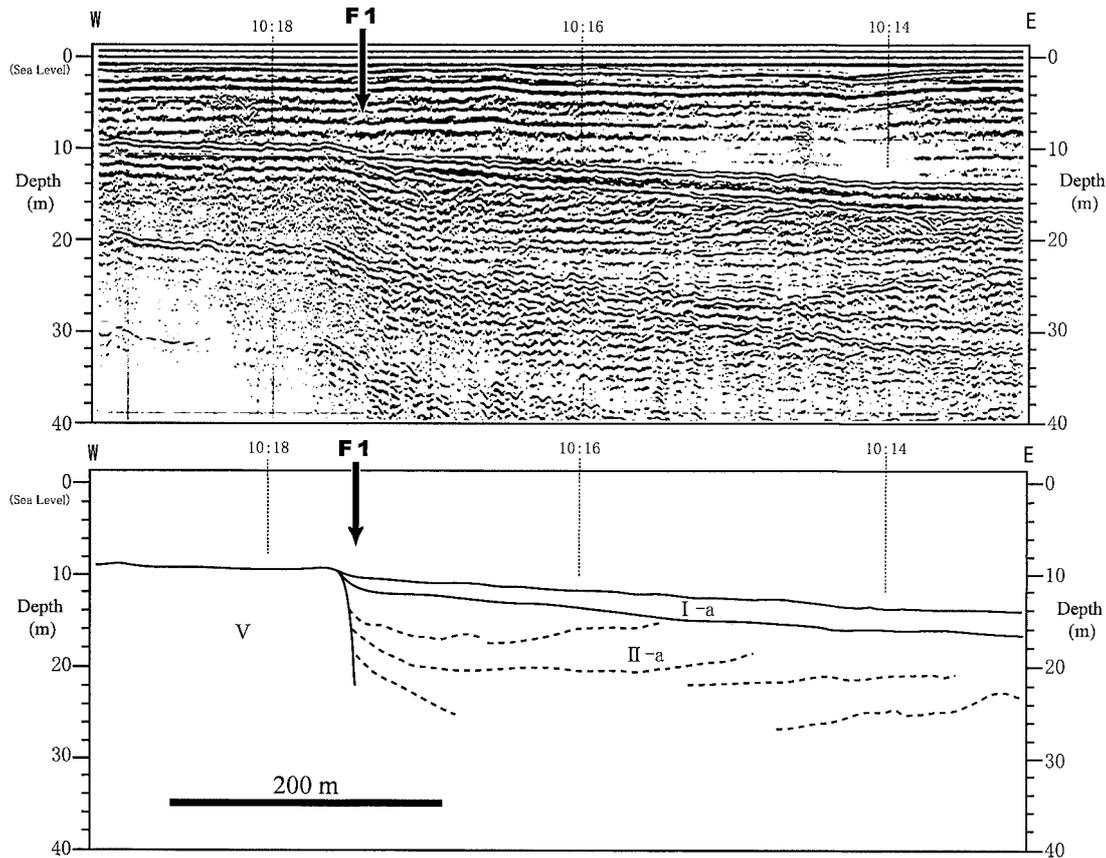


Fig. 10 Seismic profile (Uniboom-record) across the inferred fault F1 and its geological cross section. The location of the section is the same as Fig.9.

(西側)のF1に向かって緩やかに逆傾斜し、さらにF1の近傍でV層に対して駆け上がるように変形しているのが認められる。これらは海底下30mまでの非常に浅い部分の記録であり、変位の累積性が確認できないこと、さらにV層の急崖が埋積された海食崖である可能性も完全には否定できないため、F1を推定断層とした。このF1は、その位置及び記録の特徴から、内田ほか(1997)が陸域の富川断層の変位地形に対応するとして記載した構造(Fig.1)と同一のものと考えられる。

F1の南方延長部には、蛇行したチャープソナーによる探査測線しか存在しない。しかしながら、Fig.9に見られるような海底面におけるV層とI-a層の地層境界は、F1の延長上の位置から茂辺地沖で南西方に湾曲し、F3の方に延びている。この事実は、F1とF3の間にも断層が、函館平野西縁に見られる断層と同様に走向を変化させながら、連続していることを示唆する。

三ツ石埼南東沖の推定断層F4は、F2、F3の南西方3km沖合に位置する。ここではII層以下の層準が逆傾斜しており、向斜状の構造を形成して下位のV層及びIV層よりなる基盤の高まりに接している(Fig.6(a))。深部の情報が得られず、記録上明瞭な断層としては確認できなかったものの、西に逆傾斜しながらIV層及びV層と接するのはF2やF3の場合と同じであることから、単なる不整合ではなく断層を推定した。

6. 断層帯の活動時期

断層帯の活動履歴については、前述の通り、北海道(1999)と地震調査研究推進本部(2001)が陸部において異なる推定をしており、それぞれ、最新活動期を7800~8800yBPと12000yBP、活動一回当たりの上下変位量を1~1.5mと3m、平均活動間隔を5000~9000年と13000~17000年と見積もっている。地震調査研究推進本部(2001)は、

松田ほか(1980)の次の経験式

$D = 10^4 \times L$ (ただし, L :地震断層の長さ,
 D :一回の地震の最大変位量)

において, D を3mとした場合に L が30km程度
となることから, 本断層帯は海域を含めた全長
24kmの断層全体が一度に動くとして推定した。この
推定のとおり一回の活動で断層帯の全区間が動く
とすれば, 本調査により海域から見出された断層
にも, 陸部で推定された最新活動期(更新世末
期-完新世)に活動した痕跡が音波探査記録上認
められる可能性がある。

断層F2及びF3については, スーパーカー記録上
で少なくともII-a層までは変形させていることが
確認された(Fig.7, 8)。Fig.11にFig.8と同一
測線上のチャープソナー記録を示す。I層はII層
上面の浸食面を埋積し滑らかな海底面を形成して
いる。I層は海底を広く覆うI-a層と, チャネル
を埋積するI-b層よりなる。I-a層は白く
抜ける音響パターンを示し, I-b層は, 多くの

場合, 全体として黒く, チャネル壁面に斜交する
弱い縞状パターンを示す。I-a層とI-b層の
境界に反射面が一枚確認できる。I層の層厚は,
局所的には5mに達するが, 2~3mほどと薄い。
海底面には, F2付近で約1m, F3付近で約2.5m
の高低差をもって撓み下がる様子が認められ, こ
れらの海底面の撓み下がりが, それぞれの断層の
変位を表している可能性がある。F3では, 断層
の上盤側(南西側)にI層が分布しておらず,
I-a層内に変形の基準面になるような反射面が
見られないため, 既に形成されていた撓曲崖をI
層が埋積している可能性も考えられる。一方,
F2付近にあるチャネル埋積部の上面は, 海底面
と同様に下盤側(北東側)に約1.5m撓んでいる。
断層の上盤側(南西側)では, I-a層とI-b
層の境界面がF3に向かって緩やかに傾斜してい
る。これらはF2の活動により上盤側が1.5mほど
隆起したことを示す可能性が指摘できる。

推定断層F1についてみると, 先に示したチャ

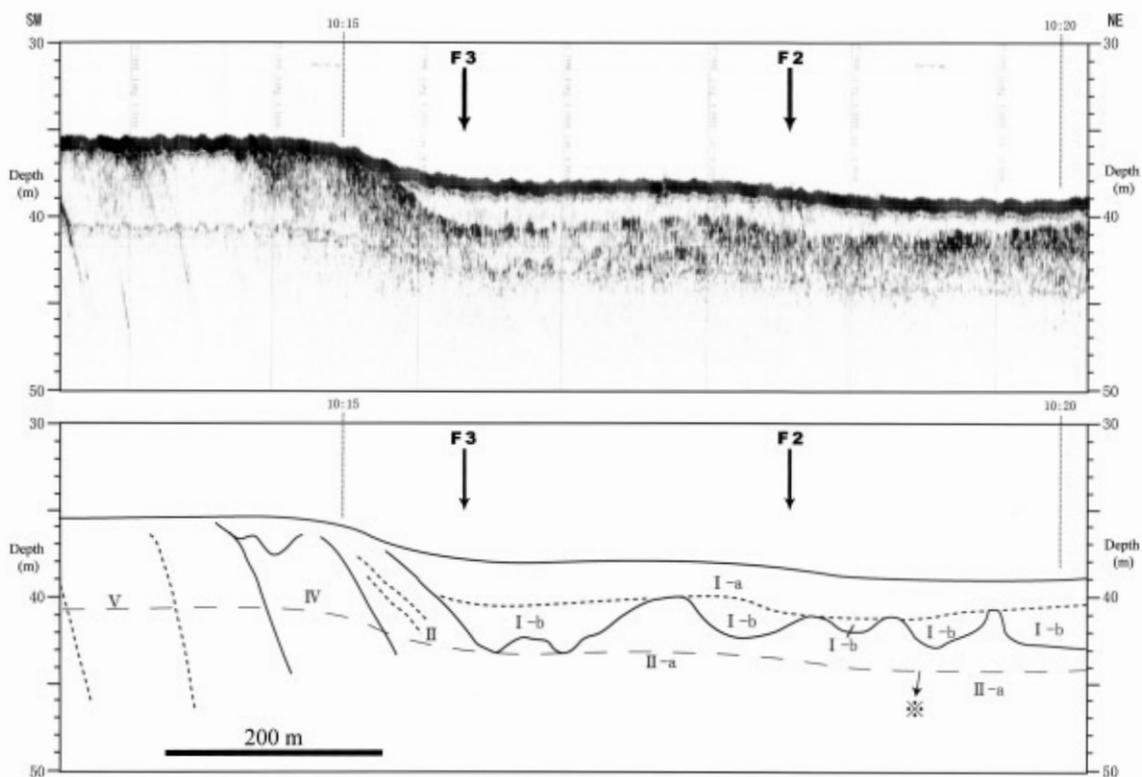


Fig. 11 Seismic profile (Chirp-sonar-record) across the fault F2 and F3 and its geological cross section. The location of this section is shown in Fig.8. Note that the marked (*) reflection represents the echo from the sea bottom reflected on the survey vessel.

ープソナーの記録 (Fig.9) において, V層とI層の境界付近で海底面に約1mほどの落差が認められる。しかし, I層は白く抜けた音響パターンを示し, 2mほどの層厚で湾の中央部に向かって緩く傾斜しているが, I層が変形を被っていることを示す積極的な証拠はない。おそらく, 既存の断層崖をI層が埋積している構造と捉えられる。最も南に位置する断層F4についても, 沖合のため断層付近を覆うI層は薄く, I層における断層変位の有無は確認できない。

以上から, 本海域の断層には一部で沖積層の堆積中に活動した痕跡が認められるものの, ほとんどの場合, 明瞭な断層変位が認められるのは上部更新統までである。Fig.11におけるI-a層とI-b層の境界面の撓み約1.5mが完新世の断層活動に起因するならば, 北海道(1999)が函館平野西縁断層帯の陸上部で推定した, 活動時期7800~8800yBP, 及び活動一回の当たりの上下変位量1~1.5mの結果と調和的である。

7. まとめ

本調査海域の断層は, 陸域の富川断層の海域延長上に位置し, いずれも南北方向の走向を持ち, かつ西側隆起の逆断層であるという点で, 陸域の渡島大野断層, 富川断層と同様の特徴を示す。5km以内で断続又は並走する断層群を1つの起震断層とみなす(松田, 1990)と, 本海域の断層は函館平野西縁断層帯の一部となり, 同断層帯は海域に10km以上延長されることが明らかになった。断層活動の時期については, 一部で完新世の断層活動を示唆する構造が認められたものの, 多くの場合, 明瞭に断層変位が認められるのは上部更新統までであった。

地震調査研究推進本部(2001)により本断層帯の長期評価がなされたところであるが, 海域での断層の活動履歴の詳細は依然として不明であり, 今後, マルチチャンネル音波探査により当該海域の深部の地質構造を明らかにするとともに, ボーリング調査などにより断層の詳細な活動履歴が解明されることを期待したい。

謝 辞

本調査に際しては, 測量船「天洋」の船長以下乗組員の方々には多大なご協力を得た。調査及び解析にあたり, 企画課岩淵洋氏, 加藤幸弘氏には貴重なご助言・ご支援を頂いた。本論をまとめるにあたり, 北海道立地質研究所の内田康人博士には文献資料を頂いた。資料の解析作業に従事された国際航業株式会社海洋エンジニアリング部深澤満技師にご努力によるところが大きい。さらに査読者の方には有益なご意見を頂いた。以上の方々に深くお礼申し上げます。

要 約

函館湾西岸付近の海底に長さ1~3kmの4条の断層を見出した。いずれも, 概ね南北走向で西側隆起の逆断層であり, 南北方向に雁行配列をしている。断層分布及び変形の特徴から, これらの海底断層は, 従来より存在が予想された函館平野西縁断層帯の海域延長部と考えられ, 同断層帯は海域に10km以上延長されることとなった。海底断層の最新活動時期は完新世である可能性がある。

参 考 文 献

- 鴈澤好博・紀藤典夫: 渡島大野活断層の変形構造と活動史, 鴈澤好博・貞方 昇・紀藤典夫編「西北海道の地震・火山活動」, 北海道教育大学函館校, 13-22, (1996).
- 北海道: 「函館平野西縁断層帯 活断層図とその解説」, 北海道活断層図No.2, 65p.+1図葉, (1999).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 「函館西縁断層帯の評価」, (2001).
- 活断層研究会: 「日本の活断層-分布図と資料-」, 東京大学出版会, 363p, (1980).
- 活断層研究会: 「新編日本の活断層-分布図と資料-」, 東京大学出版会, 437p, (1991).
- 松田時彦: 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, 第2輯, 28, 269-283, (1975).

- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文：
1896年陸羽地震の地震断層．地震研究所彙報，55，795-855，(1980).
- 松田時彦：最大地震規模による日本列島の地震分帯図，東大地震研彙報，65，289-319，(1990).
- 太田陽子・佐藤 賢・渡島半島活断層研究グループ：函館平野とその周辺の地形－特に西縁の活断層に関連して，第四紀研究，33，243-259，(1994).
- 寒川 旭・衣笠善博・垣見俊弘・八木浩司・奥村晃史：渡島半島の海岸線に沿う逆向き低断層崖について，地理学会予稿集，22，100-101，(1982).
- 田近 淳：渡島大野活断層の地表近くの形態．鴈澤好博・貞方 昇・紀藤典夫編「西南北海道地震・火山活動」，北海道教育大学函館校，23-30，(1996).
- 内田康人・嵯峨山積・大澤賢人・菅 和哉・浜田誠一：函館湾上磯沖における富川断層延長部の音波探査，物理探査学会第97回学術講演会論文集，23-26，(1997).