

沿岸海域における活断層調査

函館平野西縁断層帯（海域部）

成果報告書

平成 24 年 5 月

独立行政法人 産業技術総合研究所

北海道立総合研究機構 地質研究所

目次

目次	i
1. 函館平野西縁断層帯の概要	1
1.1 断層帯の概要及び研究史	1
1.2 地震調査委員会地震調査研究推進本部（2001）による長期評価の概要 ..	1
1.3 これまでに残された主な課題	2
2. 調査内容	2
2.1 調査目的	2
2.2 調査手法および数量	2
1) 浅層地下構造調査（マルチチャンネル音波探査）	3
2) 極浅層地下構造調査（シングルチャンネル高分解能音波探査）	3
3) 海底堆積物調査	4
4) 海成段丘調査	5
3. 調査地点に関する情報	5
3.1 海底地形と底質	5
3.2 層序	6
4. マルチチャンネル音波探査	6
4.1 区域ごとの調査結果	7
4.1.1 七重浜～茂辺地沖	7
4.1.2 茂辺地沖～サラキ岬沖	8
4.1.3 サラキ岬南～知内沖	9
5. シングルチャンネル高分解能音波探査	10
5.1 区域ごとの調査結果	10
5.1.1 七重浜～茂辺地沖	10
5.1.2 茂辺地沖～サラキ岬沖	13
6. 海底堆積物（柱状採泥）調査	15
6.1 柱状採泥調査結果	15
6.2 地層の形成環境	16
7. サラキ岬における海成段丘調査	17
7.1 空中写真判読および地形断面測量調査結果	17
7.2 地質調査およびピット掘削結果	17
7.3 完新世地形の形成について	18
8. 断層帯の分布形状と活動	18
8.1 断層の位置・形状	18

8.2 断層帯のずれの向き	20
8.3 断層帯の過去の活動.....	20
8.4 陸域断層との関係	21
9. まとめ.....	22
10. 参考文献	23
11. 参考資料.....	25
謝辞.....	26
図表.....	I

1. 函館平野西縁断層帯の概要

1.1 断層帯の概要及び研究史

北海道は東からの太平洋プレート沈み込み運動による東西圧縮の応力場にあることから、南北方向の走向をもつ逆断層が多い。函館平野西縁断層帯もそのような東西圧縮応力場を背景とする、南北走向の逆断層帯で、渡島（おしま）半島南部の上磯山地と函館平野の境界部をなす。本断層帯は主に2条の活断層からなり断層帯東側の活断層は渡島大野断層、西側の活断層は富川断層と呼ばれる（活断層研究会，1991；太田ほか，1994；図 1.1-1）。

北海道（1999）や平川ほか（2000）は本断層帯の詳細な分布を示した。また、活動履歴については鴈澤・紀藤（1996）、渡島大野活断層調査班（1996）、田近（1996）、貞方・小石（1996）により検討され、それらの結果をまとめた北海道（1999）では、渡島大野断層の最新活動時期を 8.8～7.8 千年前と報告している。一方、富川断層については、その副次断層を対象としたトレンチ調査（田近・大津，2005）において、過去 4 千年程度は動いていないと解釈されている。

寒川ほか（1982）は、陸域の茂辺地（もへじ）～葛登支岬（かつとしみさき）に、ほぼ南北方向に延びる西落ちの逆向き低断層崖が存在することから、その東側（海側）に東落ちの主断層が存在する可能性を指摘した。宮内・八木（1984）は、松前半島に分布する海成段丘面の変位を指摘し、サラキ岬周辺の段丘面高度の違いから完新世における断層活動に関して論じた。内田ほか（1997）は、函館湾上磯沖でソノプローブ式音波探査を実施し、堆積層の撓曲帯を確認し、その走向が陸域の富川断層と一致した方向に延長されることを明らかにした。海上保安庁水路部（現・海洋情報部）は、スパーカー、チャープソナー、及びユニブームを用いた音波探査を同海域で実施し、陸域断層帯の延長上にはほぼ南北に配列する2条の断層と、2条の推定断層を認定した（森下ほか，2002；図 1.1-2）。これらはいずれも西傾斜・西側隆起の逆断層であることから海域の活断層は函館平野西縁断層帯の一部と考えられ、断層帯は海域に 10km 以上延長されることが明らかにされた（海上保安庁水路部，2000；森下ほか，2002）。電源開発株式会社（2007）は、上記の情報のほか、エアガン、スパーカーを用いた調査を行い、函館平野西縁から延びる F-2 及び F-3 断層とそれを断つように発達する南東—北西方向の断層系（F-4 など）の存在を指摘した（図 1.1-3）。

1.2 地震調査委員会地震調査研究推進本部（2001）による長期評価の概要

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）は、北海道（1999）、平川ほか（2000）、海上保安庁水路部（2000）などの調査結果に基づき、本断層帯を以下のように評価した（表 1.2）。

函館平野西縁断層帯は、函館平野の西縁付近から函館湾西岸付近にかけてほぼ南北に

延びる断層帯であり、西側が東側に対し相対的に隆起する逆断層である。本断層帯は、北部～中部の渡島大野断層と中部～南部の富川断層及びこれらに付随する断層からなる。本断層帯の長さは函館平野の北端付近から葛登支岬南方付近の推定断層 F4（海上保安庁水路部，2000）までの計 24 km である（[図 1.2-1](#)）。断層帯の平均上下変位速度は 0.2～0.4 m/千年程度で、最新の活動は 1 万 4 千年前以後である。平均活動間隔は、段丘面（5 面）の形成年代と断層の活動回数から 1 万 3 千～1 万 7 千年とみられる。断層帯全体が 1 つの活動区間とみなされ、その場合、M7.0～7.5 程度の地震が発生する可能性があると考えられた。

1.3 これまでに残された主な課題

内田ほか（1997）、海上保安庁水路部（2000）、森下ほか（2002）、電源開発(株)（2007）による数多くの音波探査記録から、函館湾～津軽海峡に活断層が存在することは明らかである。しかし、それぞれの調査結果が示す海域活断層のトレースは一致しておらず、活動履歴、1 回の活動の変位量、平均変位速度など、過去の地震に関する情報も得られていない。また、上磯丘陵南縁（富川～木古内）の隆起海成段丘や木古内南方の低地に発達する逆向き断層崖（森越撓曲）が、本断層帯の活動による変動地形であるのかについても明らかにされていない。したがって、隆起海成段丘の分布域ならびに森越撓曲の沖合における活断層の分布と、それらの過去の活動に関する情報を取得することが課題である。

2. 調査内容

2.1 調査目的

上記の残された課題を踏まえ本調査では、断層の南端延長域の特定に加えて、断層の変位様式を明らかにし、断層活動履歴を解明することを目的とした。

2.2 調査手法および数量

調査地域における既存の調査データを参照しつつ、断層活動に伴う海底浅部～極浅部の変形形状を、特性の異なる 2 種類の音波探査によって検討した。さらに音波探査断面で完新統に系統的な層厚変化が認められた場所で、バイプロコアラを用いた堆積物採取を行った。得られた堆積物は観察記載、年代測定および帯磁率測定を実施し、音波探査断面と対比して断層活動時期を推定した。また、サラキ岬に分布する低位の海成段丘について、離水年代を決定するための調査を実施した。調査項目と数量は[表 2.2-1](#)に示し、各調査手法および調査概要について記述する。

1. 浅層地下構造調査（マルチチャンネル音波探査）：209.6 km
2. 極浅層地下構造調査（シングルチャンネル高分解能音波探査）：128 km

3. 海底堆積物調査：10 地点 合計採泥長 16.5 m
4. サラキ岬における海成段丘調査：地形測量 1 測線，ピット掘削 5 地点

1) 浅層地下構造調査（マルチチャンネル音波探査）

マルチチャンネル音波探査(以下、ブーマー探査と称す)は、音源にブーマー(Applied Acoustic Engineering 社製 AA300 型)，受信器には 2.5m 間隔に 12ch のハイドロフォンを組み込んだストリーマケーブル(総合地質(株)製)を使用し、海底下数 100m 程度の地質構造を明らかにすることを目的として実施した。これらの機器は船尾から約 25m 後方で曳航した。発振間隔は 1.25 m とした。ストリーマケーブルで受信した波形データは LX110 (TEAC 社製) でデジタル収録すると共にグラフィックレコーダー (EPC Laboratories 社製 GSP-1086-2) に音波探査断面として描かせた。記録は 0.1 msec でサンプリングし、SEG-Y 変換時に 600 msec に切り出した。船位測定には DGPS (Trimble 社製 DSM232) を使用し 125 m 毎にイベントを挿入した。表 2.2-2 に探査仕様を示す。上記システムを用いて、既存資料による活断層の一般走向と変形構造の特徴から、断層の一般走向に直交する 17 測線と、それらに対比するために断層の一般走向に沿った 13 測線を実施した(図 2.2-1、表 2.2-3)。探査期間は平成 23 年 8 月 18 日～平成 23 年 8 月 30 日である。取得したデータは反射探査データ処理ソフト SPW (Parallel Geoscience 社製) を用いて、振幅補償、帯域周波数通過フィルター、デコンボリューションを含む一般的な CMP 重合法より処理を行った。なお、時間から深度への変換は、堆積物中の音波伝搬速度を 1500m/sec と仮定して行った。図 2.2-2 に処理フローを示す。

2) 極浅層地下構造調査（シングルチャンネル高分解能音波探査）

シングルチャンネル高分解能音波探査(以下、SES2000 探査と称す)は、パラメトリック音響技術を採用した SES2000 地層探査システムを使用し、海底下数 10m の地質構造を高解像度で示し、採泥コアと対応させることを目的として実施した。この探査では、精密測深と地層探査を同時に実施することが可能であり、さらに従来の浅海用音波探査システムよりも細いビームであるため、トランスデューサー直下の探査が可能である。また動揺補正装置(ダイナミックモーションセンサー)を用いて波浪による船の動揺(ヒープ)補正を行うことで、明瞭な記録を取得することができる。船速については良好な記録を取得するために船速を極力一定にしつつ、データ量を増やすために低速走行に努めた。測線方向によっては潮流の影響等により船速は異なったものの、概ね 2～4 ノットで航走した。調査測線は、既存資料による活断層の一般走向を考慮し、断層の一般走向に直交する東西方向の 32 測線と、反射記録断面のクロスチェックのため断層の一般走向に沿って設定した南北方向の 6 測線を実施した(図 2.2-3)。測線の総延長は約 128km となった。探査期間は、平成 23 年 9 月 10 日～平成 23 年 9 月

16日である。表 2.2-4 に探査仕様、表 2.2-5 に主要なシングルチャンネル音波探査装置と SES2000 地層探査装置との仕様比較を示す。反射記録の深度変換に際しては、水中及び浅層堆積物中での音波速度をいずれも 1,500 m/sec と仮定した。

3) 海底堆積物調査

音波探査で確認された地層の堆積年代に基づき、地層の変形が生じた時期を決定するため、海底堆積物調査を実施した。調査地点の選定は、高分解能音波探査記録断面及びブーマー調査のニアトレース断面の解釈に基づいて行った。調査手法は調査域の底質状況からパイプロコアを用いた柱状採泥（コアリング）とした。コアリング実施地点の選定は、音波探査記録上に明瞭な撓曲変形が認められ、完新統の堆積物が厚く堆積している矢不來（やふらい）から茂辺地にかけての沖合い海域を第一候補とした。しかし、同海域は養殖施設・定置網の近傍にあたり作業船の進入が困難なことから、漁業施設に影響を及ぼさない範囲で海域断層に最も近い GSH_5 および GSH_6 測線上の撓曲地形近傍、および比較のため GSH_4 測線上の沖合部を実施地点とした。採泥調査位置を図 2.2-4 に、調査位置座標を表 2.2-6 に示す。採泥に関するデータを表 2.2-7 に示す。

海底堆積物調査は平成 23 年 10 月 8 日～平成 23 年 10 月 13 日にかけて実施した。コアリングおよびコアの観察・試料分析は川崎地質株式会社に委託した。年代測定は AMS 法とし、株式会社地球科学研究所に依頼した。なお、全コアにおいて年代決定に用いることが可能な火山灰試料が含まれていなかったため、火山灰分析は実施していない。

コアリングに用いたコアラは、外部のステンレス鋼管の外径が 89 mm で、これに塩化ビニルの内径 75 mm のインナーチューブを挿入したもので、重錘を積載して海底面に投入し、電動式の振動を与え海底下へ差し込んだ。調査では高分解能音波探査結果に基づいて、GSH_4、5、及び 6 の 3 測線上においてパイプロコアリングを行い、No.1～10 の 10 地点で計 11 本、12 試料、総採泥長 16 m のコアを採取した。採取したコアの長さは 0.40 m ～3.25 m である。データ品質の観点から、このうちの 2 試料を除き、10 試料（採泥長 15 m）について観察および分析を行った。

採取したコア試料は、船上でインナーチューブを 1 m 毎に切断し、ゴム製のコアキャップで両端を密封した後、ビニールフィルムで包み試料の乾燥を防いだ。室内作業では、最初に半割作業を行い、アーカイブ（保存）コアとワーキング（作業）コアに分けた。アーカイブコアでは観察・写真撮影を実施し再び密封して保管した。ワーキングコアに対しては帯磁率測定及び放射性炭素同位体年代測定（植物片、貝殻等）を実施した。

4) 海成段丘調査

隆起海成段丘の最新活動時期を明らかにすることを目的に、サラキ岬の海成段丘について空中写真判読および地形断面測量と地質調査、ピット掘削をおこなった。図 2.2-5 および表 2.2-8 に掘削地点の位置を示す。

空中写真は、米軍撮影 M1153-17 および 18(4倍部分拡大)、国土地理院撮影 CHO-76-21-C3B11 および 12、林野庁撮影 山-636C18-29 および 30 を使用した。地形断面測量は2周波 GPS および光波測距儀を用いて海岸線と直交する方向で計測した。ピット掘削で得られた試料は放射性炭素同位体年代測定を実施した。

上記3) および4) で得られた ^{14}C 試料は、同位体分別効果の補正を行った後、 ^{14}C 年代、暦年代を算出した。 ^{14}C 年代の暦年較正には OxCal4.1(較正曲線データ: IntCal09 および Marine09; Reimer et al., 2009) を、貝殻の海洋レザバー補正は $R=400$, $\Delta R=34\pm 42$ (Yoneda et al., 2007) を用いた。

3. 調査地点に関する情報

3.1 海底地形と底質

海底地形を図 3.1-1 に、底質図を図 3.1-2 に示す。海底地形は日本水路協会発行海底地形デジタルデータ「M7006 津軽海峡東部」に、底質図は旧・上磯町が発行する漁場基本図および木古内町が発行する漁場環境図に基づいて作成した。函館湾は函館山と上磯地塊の間に位置する南側に開いた湾で、南方で津軽海峡と通ずる。湾奥には弓状に延びる砂浜海岸が広がり、七重浜海岸と称される。一方、その南西側は、大きく半円(弧)状に南東側に張り出した岩石海岸とほぼ南北に直線上に発達する砂浜海岸からなり、木古内(きこない)を境に大きく様相が異なる。

函館湾の湾奥～湾口部では、水深 5 m の等深線が海岸線から数 100 m～1 km 沖合に分布する。また、水深 10 m～30 m にかけてはやや緩傾斜であり、それ以深の水深 30 m～60 m は傾斜を増す。湾の外にあたる葛登支岬以南～木古内沖では、水深 5 m の等深線は出入りに富み、ほぼ波食棚の分布範囲と一致する。波食棚の分布を除けば、緩急もなく、ほぼ一様に水深 60 m まで低下しているが、その傾斜は湾部や後述の木古内～知内沖のそれらよりも急である。木古内から知内沖では、波食棚の分布はみられず、南北方向の直線的な海岸線が発達している。海岸線付近から水深 10 m までは急激に深くなる特徴があり、その沖合 10 km の範囲は緩傾斜面が広がり、南南西から北北東へ延びる凹凸が発達している。水深 70 m～100 m にかけては、幅 3-5km の傾斜帯となっており(図 3.1-1 のハッチ部分) 鉤状の分布を示す。

葛登支岬以南～木古内沖の水深 5m 以浅の波食棚には中新統の木古内層や鮮新統の茂辺地川層が参加する褶曲構造がそのまま表現されており、砂泥互層が組織地形として表れている。波食棚より沖合には粗砂～細砂が分布する。茂辺地川をはじめとする河川

の海域延長部には礫が陸域の谷底とほぼ同じ幅で分布しており、河川水の流れが作用する範囲を示唆する。

3.2 層序

本調査海域で得られた反射記録断面の音響層序は、内部反射構造や周辺陸域の地質分布を考慮して上位から順に大きく A 層、B 層、C 層、D 層の 4 層に区分した。層序区分を表 3.2-1 に示す。

A 層は、音響的に白く抜ける特徴があり、最上部を構成する。SES2000 では、海底面にほぼ平行する弱い内部反射面が局所的に認められる。

B 層は、平行～やや波打つ強反射面層を上部に持つユニットで、函館湾内では A 層の下位に、津軽海峡側では直接海底に分布する。また、層内の軽微な不整合面により上位から B0、B1、B2、B3 層に細分される。B1 層はやや起伏に富んだ上面をなし、その谷を縞状の内部反射をもつ B0 層が埋積する。森下ほか (2002)、電源開発(株) (2007) の層序区分においては、上記の A 層および B0 層を含め完新統と推定しているものの、後述するとおり本調査における柱状採泥結果から強反射面が最終氷期以降の海水準上昇期に形成された侵食面と考えられることから、本調査においてはこれより上部の A 層を完新統、B0 層以下を上部更新統と区分した。沿岸部の B1 層および B2 層は湾内では平行な反射面で特徴付けられ、沖合になるとフォアセット状の堆積形態が発達する。B3 層は比較的広範囲にフォアセット状の堆積形態を有し、B2 層とは明瞭な不整合面で区分される。

C 層は間隔の狭い平行層理が卓越する層で、強反射面とその間の振幅の小さな反射面群との繰り返しが発達する。また、沖合でシーケンス境界あるいは断層による反射面の不連続が認められることがある。

D 層は平行層理が卓越する層であるが、反射面群の振幅はほぼ一様である。また、海底の露岩域を広く構成する。C 層は陸域の富川層、D 層は茂辺地川層にそれぞれ対比される。

なお、津軽海峡を挟んで対する地域の大間海脚・平館海峡付近ではあるが、電源開発(株) (2007) は柱状採泥にて、ナンノ化石および珪藻化石分析から、C 層を前期更新世～鮮新世、D 層を鮮新世と位置付け、B1 層は十和田ビスケット 1 火山灰、阿蘇 4 火山灰、十和田カステラ火山灰が産出することから後期更新世に、B1 層と C 層の間に挟まる層準を中期更新世とした。

4. マルチチャンネル音波探査

ブーマー探査断面では、海底下 100 m 内外の堆積層の内部反射面が捉えられている。

その結果、調査海域には、複数の活断層が存在することが明らかとなった（図 4.1-1）。活断層は富川からサラキ岬東方沖に分布し、富川断層の海域部は北北西－南南東～北北東－南南西走向でほぼ連続することが分かった。以下では、代表的な断面を用いて地域ごとの特徴を詳述する。位置は断面上部に示されたイベント番号を用いて記述する。

4.1 区域ごとの調査結果

4.1.1 七重浜～茂辺地沖

この地域は湾部にあたり、陸域には北北西－南南東方向に富川断層と副次的なバックスラスト（宮内・八木，1984 の f1）が分布している。ブーマー探査では、渡島大野断層および富川断層が、それぞれ海域まで連続しているかどうかを確かめるため、できるだけ海岸に近づくように測線を配置した。

GSH1-3 断面（図 4.1.1-1）は、富川から海岸線に沿って南下する測線である。海底面は水深 10m 以浅にあり、Ev.17（反射断面上部の Event No.）より沖合で、やや深くなる。断面の南西端から Ev.17 付近までは傾斜する反射面群（D 層及び C 層）が発達する、特に Ev.19-16.5 にはやや急傾斜する反射面群（C 層）が捉えられているが、Ev.1-16.5 はほぼ水平な反射面からなる B2 層、B1 層、A 層が広がる。それらの水平な地層は Ev.15 付近で急傾斜し、南西に向かって隆起して、層厚も減少する。Ev.15 付近は、富川断層の走向をそのまま海域へ延長した場所にあたることから、B2 層～A 層に認められた構造が、富川断層海域延長部の活動に伴った変形であると推定される。

GSH_2.5 断面（図 4.1.1-2）は矢不來沖合のほぼ東西方向の測線である。海底面は沖合に向かって約 7～25m と徐々に深くなるが、C 層が露岩する場所においては、互層を反映した凹凸（組織地形）が発達する。断面西端から Ev.15 にかけては、東方へ傾斜する反射面群が認められ、一部に褶曲構造が発達している様子が捉えられている。東方への傾斜は、下位の D 層より上位の C 層の方が急傾斜である。さらに、Ev.1-15.5 の深度 20-45m ではほぼ水平に堆積してみえる反射面群（下位より B2 層、B1 層、A 層）は、Ev.15 付近で西側隆起の撓曲構造が発達し、層厚も西に向かって薄くなる。この地質構造は GSH1-3 断面で捉えられた富川断層海域延長部（F1 断層）と同様の構造である。

GSH_3 および GSH_3-2 断面（図 4.1.1-3）は、茂辺地川沖合の東西測線である。海底面は東西端から Ev.17 付近に向かって深くなる。EV.32 付近を境として西側は、急傾斜し、部分的に褶曲した D 層および C 層が分布する。一方、EV.32 以東は B2 層、B1 層、A 層が分布するが、全体として、なだらかな構造を持つ。EV.32 付近の構造は不鮮明であるが、GSH_1-3 断面、GSH_2.5 断面で観察されたような撓曲構造が発達すると推定される。EV.32 以東の B2 層、B1 層、A 層分布域では、Ev.18 付近で東傾斜が大きい部分が認められる。

GSH_3-3 断面（図 4.1.1-4）は、GSH_3 および GSH_3-2 断面で不鮮明であった富川断層海域延長部を再測した記録である。海底面は深度約 10～35m と東へ向かって深く

なるが、その傾斜は、Ev.7より東側で急になる。また、前述の断面同様、D層およびC層が露岩する場所に組織地形が発達している。断面西端からEv.5にかけては、急傾斜し褶曲構造が発達しているC層が認められる。B2層、B1層、A層は、EV.4より東側では緩やかに西に傾斜し、厚さは東に徐々に減じるが、EV.4より西では東に急傾斜し、層厚は西方に向かって急減する。このようなEV.4付近の構造は富川断層海域延長部の特徴と一致する。

以上のように、七重浜～茂辺地沖では、東へ急傾斜するC層とそれをほぼ水平～緩傾斜で覆うA層・B層の分布及び構造境界が明瞭に認められ、その位置は富川断層の海域延長部に一致する。このことから、富川断層延長部は、GSH_2.5断面(図4.1.1-2)のEv. 12-18、GSH_3断面(図4.1.1-3)のEv. 28-35(やや断面が不明瞭)、GSH_3-3断面(図4.1.1-4)のEv. 1-8に連続すると考えられる。一方、七重浜の沖合の断面からは、断層活動に起因する変形・変位が確認されなかったことから、渡島大野断層は海域へは延長していないと推察される。

4.1.2 茂辺地沖～サラキ岬沖

この地域は湾部と津軽海峡との間に位置し、海底面は北の函館湾、南の木古内・知内沖よりも急傾斜となっている。また、陸域には北北東-南南西方向の逆向き断層崖や北北西-南南東方向の断層(宮内・八木, 1984)が分布している。ブーマー探査では、これら陸域で報告されている断層の海域延長部に活構造の有無を確かめるため、できるだけ海岸近くまで測線を配置することにした。

GSH_4断面(図4.1.2-1)は葛登支岬の東方沖の東西断面である。海底面は断面西端から緩やかに深くなっているが、Ev.38には比高5m弱の東落ちの落差が生じている。この段差を境に、西側には傾斜したC層が露出し、海底には組織地形が認められる。一方段差の東側では、ほぼ水平なB2層、B1層、A層が広く分布する。Ev.34-38では、B2層以上に撓曲帯が形成され、背斜状に盛り上がっているが、測線が大きく曲がっている場所に当たることから、真の構造ではない可能性が高い。B2層、B1層、A層は、大局的には断層に向かって(西側に)層厚を増す。

GSH_4-2およびGSH_4-3断面(図4.1.2-2)は、GSH_4測線が漁具を避けるために屈曲したため、西北西方向の測線で再測した記録である。海底面は断面西端から緩やかに深くなり、Ev.10で比高数mの東落ちの落差が生じている。この地点を境に西側では東傾斜の反射面群からなるC層が、東側ではほぼ水平なB3層～A層が分布する。Ev.10付近では局所的にB2層以上も大きく傾斜しており、傾斜は上位層ほど小さくなる。

GSH_5断面(図4.1.2-3)は葛登支岬南方沖を東西に走る断面である。海底面は概して東へ深くなっているが、Ev.47には地形の傾斜に対して逆向きの西落ち崖が認められ、Ev.27付近には東落ちの5m程度の落差が生じている。Ev.47付近の地質構造は不明瞭

であるが、この位置は宮内・八木（1984）で f2 断層とされた葛登支岬の西落ちの断層のほぼ南方にあたる。また、Ev.30 付近を境に西側には褶曲した C 層が発達し、東側には変形の弱い B2 層以上の地層が広がっている。Ev.30 付近では東に大きく傾斜した B2 層、B1 層、A 層が明瞭に観察できる。傾斜は上位層ほど小さい。

GSH_E 断面（図 4.1.2-4）は葛登支岬南方を北西-南東方向にとる断面である。GSH_4 断面や GSH_5 断面ほどの変位の明瞭さはないが東傾斜の C 層を不整合で覆う B2 層、B1 層及び A 層が Ev.14 付近で変形している様子が観察できる。

GSH_6 断面（図 4.1.2-5）は大釜谷（おおかまや）川沖合の東西断面である。海底面は概して東へ深くなっているが、Ev.50 には西落ちの崖、Ev.29 付近には比高 5m 程度の東落ち段差が認められ、Ev.7 には海底面がやや盛り上がり認められる。Ev.29 付近を境に、西側には東傾斜の C 層が発達し、東側にはほとんど変形が認められない B2 層、B1 層及び A 層が広がる。その境界では、B2 層及び B1 層も東に傾斜する。

GSH_7 断面（図 4.1.2-6）はサラキ岬から東に延長した測線である。反射断面にみられる地質構造は GSH_6 断面によく似ており、Ev.36 付近で褶曲した C 層を覆う B3 から B1 層の境界になり、これらの地層も東に傾斜している。同断面の西部には褶曲した C 層或いは D 層が発達し、Ev.102 付近に断層も認められるが、活断層である可能性は小さいと判断される。

以上のように、茂辺地川沖～サラキ岬東方沖海域でも、北部の海域と同様に東へ傾斜する C 層とほぼ水平～緩傾斜で覆う A 層・B 層の構造境界が南北に連続することが確認された。構造境界部における A 層・B 層の変形は七重浜～茂辺地川沖海域よりも明瞭である。富川断層延長部は、GSH_4 断面（図 4.1.2-1）の Ev. 35-42、GSH_4-3 断面（図 4.1.2-2）の Ev. 7-15、GSH_5 断面（図 4.1.2-3）の Ev. 27-33、GSH_E 断面（図 4.1.2-4）の Ev. 13-18、GSH_6 断面（図 4.1.2-5）の Ev. 27-32、GSH_7 断面（図 4.1.2-6）の Ev. 33-39 を通過すると考えられる。また、茂辺地川沖では、例えば、GSH_4 断面（図 4.1.2-1）では、断層下盤に B1 層および B2 層が参加する隆起構造（Ev. 34-38）が形成されるなど地質構造に変化が生じている。

4.1.3 サラキ岬南～知内沖

この地域は津軽海峡に面した浅海部で、陸域には南北方向に森越撓曲 (f5) が分布し、明瞭な逆向き断層崖を形成している。河川の流入があるにもかかわらず、非常に直線的な海岸線が形成されていることも特徴である（図 3.1-1）。ブーマー探査では、森越撓曲と関連する活構造が海域に存在するのか、それらと函館平野西縁断層帯が連続するかを確かめるため、できるだけ海岸近くまで測線のばし、さらに既存の調査測線の間を補完するように測線を配置した。

GSH_8 断面（図 4.1.3-1）は、木古内東方からサラキ岬南方沖をとる東西断面である。海底面は複数の傾斜変換を伴いながら、徐々に東方へ深くなっているが、サラキ岬

の沖合ではドーム状の盛り上がりが認められる。また、隆起部を限るように Ev12 に高角な断層が認められる。また Ev.39 付近に、傾斜した C 層と緩傾斜の B3 から B1 層の分布境界が認められるが、GSH_7 やその北側よりは幅広い、不明瞭な境界となっている。

GSH_9 断面 (図 4.1.3-2) は森越撓曲前面海域の東西測線である。海底面はなめらかに東へと深くなる。Ev.56-58 の西側は傾斜し、褶曲した地層が発達し、その東側には変形の小さい地層が広がる。ただし、Ev.70 付近にも海底直下の地層の傾斜が大きくなる撓曲帯が認められる。Ev.90 付近から東側にプログラデーションパターンが発達する地層が広がる。

GSH_10.5 断面、GSH_11 断面 (図 4.1.3-3) では、全層に堆積過程で形成された不整合や層厚変化が認められるため構造が不明瞭な部分もあるが、顕著な変形構造は認められない。

以上のように、サラキ岬南～知内沖では、北部の海域から追跡した富川断層海域延長部の構造が GSH_8 測線付近で認められなくなる。また、サラキ岬のドーム状隆起は、D 層が参加する背斜構造で、GSH_7 断面の Ev.75 以西および GSH_8 断面の Ev.1-12 に認められ、翼部には断層の形成も確認された。東側に発達する活断層の活動に関連した変動を示している可能性がある。また、GSH_9 にも、西部で変形の大きい C 層及び D 層が分布し、東部では変形の弱い B 層以上が広がる。その構造境界は、サラキ岬のドーム状隆起の東縁部の南方延長に当たる可能性がある。一方、木古内-知内には森越撓曲に関連する背斜構造が、海岸線に沿って存在する可能性があるが、対応する構造は反射断面には認められない。

5. シングルチャンネル高分解能音波探査

以下、主な断面について、区域ごとに各断面の特徴を詳述する。なお、測線名についてはブーマー調査と共通した測線を GSH_ で統一し、高分解能音波探査独自の測線を SES_ で統一した。反射記録断面上の位置は断面上部に示されたイベント (測位点) 番号を用いて示した。

5.1 区域ごとの調査結果

5.1.1 七重浜～茂辺地沖

調査域北側、七重浜沖から矢不來沖にかけての GSH_1～GSH_2 測線までの反射記録断面には、海底下最上部の音響的に白く抜け、部分的に海底面にほぼ平行な内部反射面を持つ A 層と、その下層の断続的で起伏に富んだ反射面で特徴づけられる B0 層および B1 層が確認されるが、両層の境界は明瞭ではない。また、海底下 7～8 m 以深の記録は得られなかった。

図 5.1.1-1～4 に GSH_1, SES_1, SES_2 および GSH_2 の反射断面を示し、それぞれ

れの特徴について述べる。

(1) GSH_1：本調査で最も北側の測線で、最上位の A 層が全域に分布し、その厚さは測線東端で最も厚く約 5 m に達するが、測線中央付近より西側の測位点 9~10 間では 1 m 程度と薄くなり下層との境界は凹凸した侵食面の様相を呈す。A 層内部にも何枚かの平行に近い内部反射面が確認され、測位点 6 付近では A 層基底面が局所的に東下がり形状を示す。

(2) SES_1：測位点 4~5 間、水深 10m 付近の海底面に局地的な凹凸が存在し、これを境に沖側に向かって海底面の傾斜が増し、A 層が分布する。A 層内部の反射面は GSH_1 測線ほど明瞭ではないが、測位点 7 付近より沖側で確認される。測線東側の測位点 2~3 間で A 層基底面に東下がりの局所的な形状がみられる。

(3) SES_2：測位点 4~5 間の水深 10m 付近を境に、浅部ではより下位の C 層が海底面に露出し凹凸した海底地形を形成している。一方、測位点 5 以東では最上位に A 層の分布がみられ、海底面は平坦になる。A 層の層厚は、測線中央東寄りの測位点 10 付近までは 1~2m 程度と薄いですが、沖に向かって次第に厚さを増し、測線東端では約 4m に達する。

(4) GSH_2：測線西側の測位点 17 付近には C 層とみられる東に傾斜した内部反射面が認められ、それより沖側の約水深 10 m 以浅では、測位点 14~13 間に B1 層が海底に露出し凹凸した海底面を形成している。測位点 14~13 では水深 10 m にごく薄く A 層が確認される。A 層基底面は測位点 9~8 で局所的に東下がりの形状を示し、A 層は測線東方に向かって次第に厚くなり東端では約 4 m に達する。

上記のように GSH_1, SES_1, そして GSH_2 測線にはそれぞれ、A 層の基底に対応する反射面が局所的に東に傾斜する部分がみられるものの、いずれも対応するブーマー記録において、海底下深部に断層活動に起因する変形・変位が確認されないことから、構造的な撓曲変形ではなく侵食によって形成されたものと考えの方が妥当である。したがって、陸域の渡島大野断層の延長にあたる海域には、断層による変位と解釈される地質構造は存在しない可能性が高い。

矢不來（やふらい）沖から茂辺地沖にかけての、GSH_2.5~SES_7 測線の反射記録断面には、海底下約 10 m 以深の構造は音波散乱のため取得できなかったが、A 層とその下層との境界は明瞭な強い反射面として確認された。A 層の厚さは北斗市矢不來から茂辺地にかけての前面海域で 4~5 m に達するが、それ以外の海域では 1~2 m 程度であった。A 層内部には、局地的に内部反射面が確認できる部分もあるものの、広域に連続した反射面としての記録は得られなかった。A 層基底面は凹凸に富む形状を示し、下層に確認される内部反射面を切っており、上位と下位層との不整合面になっている。

図 5.1.1-5~9 に北側から順に GSH_2-2, GSH_2.5, SES_6, GSH_3-3 および SES_7 の反射断面を示し、それぞれの特徴について述べる。

(1) GSH_2-2 : 測位点 13~14 間までは傾斜した内部反射面を示す C 層上面が侵食され凹凸した海底面を形成している。それより東側では A 層が分布して海底面は平坦となる。A 層は沖側に向かうにつれて緩やかに層厚を増している。調査域北側の七重浜沖から矢不來沖と比べると A 層基底面は明瞭に確認され、測線中央部付近で盛り上がるような形状を示している。

(3) SES_6 : 反射記録断面は北側の GSH_2.5 測線と同様の傾向をもち、測線西部には A 層は存在せず、測位点 10~11 間までには C 層が海底面付近まで認められる。これよりも東側には A 層が分布し、A 層基底面はこの付近で西上がりに傾斜を増し、崖状の形態を示しつつ海底面に達している。A 層基底面より下層には、測位点 12~15 間と 19~22 間にチャンネル内部を埋積する弱い縞状の反射パターンを示す B0 層が確認される。

(2) GSH_2.5 : 測線西部には A 層は存在せず、測位点 16 付近には、傾斜した連続的な内部反射面を示す C 層が海底面付近まで認められる。測位点 15~14 にかけては褶曲構造を示唆する反射面が確認され、ブーマー記録からも同地点に背斜構造が認められた。測位点 12~11 よりも東側には A 層が分布し、A 層基底面はこの付近で西上がりに傾斜を増し、崖状の形態を示しつつ海底面に達している。A 層基底面より下層には、測位点 11~8 間と 6~5 間にチャンネル状の地形が確認される。チャンネル内部を埋積する層は弱い縞状の反射パターンを示し、A 層とは明確に区別され、これを B0 層とした。これら A 層及び B0 層は、分布状況や反射パターンから森下ほか (2002) による層序 I-a 及び I-b にそれぞれ対応するものとみられる。

(4) GSH_3-3 : 海岸近傍から測線東部の測位点 4 付近までは下位の C 層とみられる層が分布し、海底地形はきわめて凹凸に富むが A 層が海底に分布する測線東側では海底面は平坦となる。測位点 4 付近において A 層基底面は西上がりの崖状の形態を示している。さらに下位の B1 層の内部反射面も確認することができるが、海底下 10m 程度より深部の内部反射面は上部とは異なり、西側に (陸側に) 傾斜している。

(5) SES_7 : 測線西部の測位点 2 付近において、A 層基底面が西上がりの崖状の形態を示し、海底面にも比高約 6~7m の段差が生じている。A 層内部は白く抜け、大部分の場所で内部反射面は明瞭に確認できない。A 層基底面は沖側に向かって緩やかに傾斜しており、測位点 10~11 間に傾斜変換点が存在し、それより沖側ではほぼ水平になる。

本調査においては、A 層基底面以外に変形の基準面となる、各測線に共通して連続する反射面が確認されなかったため、各測線における A 層基底面の撓みが構造的な地層の変形によって形成されたものか侵食崖であるかを判断することは難しい。しかし、GSH_2.5 測線の測位点 11~10 間の A 層内には、A 層基底面にほぼ平行する弱い数枚の内部反射面が認められる。これらの反射面も崖状地形付近で撓み上がるような形状を示していること、さらに GSH_2.5 測線の測位点 11~8、および SES_6 測線の測位点

12 付近のチャネル内部の B0 層内にみられる平行な縞状の反射面がこの付近で西上がりになっていることから、構造的な変形により形成された可能性が高い。今回、高分解能音波探査と同一測線において実施したブーマー調査からも、GSH_2.5 測線や GSH_3-3 測線の反射記録断面で、この崖状地形付近の海底下約 20~40 m に東傾斜の反射面が確認されており、上記の反射面の撓みは深部の断層活動に起因して形成された撓曲地形を示していると判断される。

A 層基底面にみられる撓曲変形は、北側の GSH_2-2 測線から明瞭に確認され、茂辺地川沖の GSH_3-3 測線まではほぼ南北方向に延びていることから、陸域の富川断層の海域延長部がここまでは連続すると推定される。しかし、それより約 800 m 南に位置する SES_7 測線では、A 層基底面の変形は断層の南北方向の走向から推定される位置より水平距離にして 1 km 程度西側（陸側）にずれている（図 5.2.1-9）。本調査においては、SES_7 測線より南側の葛登支岬沖合の GSH_4 測線までの約 1.5 km の範囲については漁業施設のため測線を設けられなかったため、この範囲における断層の走向や長さに関する新たなデータは得られていない。

5.1.2 茂辺地沖～サラキ岬沖

調査域南部で得られた反射記録断面では、北側の断面と同様に A 層基底面を境界として、上位の音響的に白く抜けるパターンを示す A 層と、下位の散乱した黒いパターンを示す層が認められた。上記の面の他には連続した明瞭な反射面は確認されなかった。GSH_4~SES_15 測線の東部（沖側）には、A 層基底面より下層にチャネル状の凹地が存在する（たとえば、図 5.1.2-1）。しかしながらブーマー記録では同位置の深部反射面に変形が確認されないことから、構造的に形成されたものではなく河川等による侵食地形であると考えられる。A 層の層厚は概して薄く、チャネル地形部分において約 3 m に達するほかは約 1~2 m である。

図 5.1.2-1~4 に GSH_4, GSH_5, SES_10 および SES_15 の反射断面を示し、それぞれの特徴について述べる。

(1) GSH_4 : 測線西側の測位点 3~4 間では、A 層基底面が東に傾斜して西上がりの崖状の形態を示し、A 層の層厚は局所的に約 3m に達する。それより沖側に向かって A 層基底面は緩やかに傾斜し、測線東側の測位点 10~12 間において比高 2m 程度のチャネル状の地形を形成している。

(2) GSH_5 : 測線西側の測位点 20 付近には、海底面に落差約 3~4 m の明瞭な西落ちの地形が認められる。同様の地形は約 1 km 南側に位置する SES_10 測線においても確認され、両者を結ぶ走向は南北方向となり、その北側延長は陸域の西落ちの逆向き低断層崖である f2 断層（図 4.1-1）とほぼ重なる。ブーマー記録からも、より下層の反射面が西落ちの変形を示しており、東側の主断層（F2, 図 4.1-1）の運動に伴ってその背後に形成されたバックスラストを示している可能性が高い。測位点 13 付近には C 層

内の向斜構造が明瞭に認められる。測線中央部の測位点 10~11 で海底地形と A 層基底面沖側に向かって傾斜を増し、約 3m の落差を生じる。測位点 9 より沖側では海底面、A 層基底面ともに緩やかに深度を増し、測線東端付近での A 層の厚さは約 3 m に達する。本測線でのブーマー記録では測位点 12~11 に相当する部分の深部構造に西上がりの断層運動による変形が確認されており、これに伴う撓曲変形が A 層基底面に及んだと判断される。

(3) SES_10 : GSH_5 測線の約 1km 南側に位置する。測線西部 SES_10-1 の測位点 5 付近には、海底面に落差 1~2m 程度の明瞭な西落ちの地形が確認され、南北方向の走向をもつ陸域の茂辺地断層の延長に相当する。測線中央部の測位点 3 (SES_10-2) よりも東側で A 層が海底に分布し、沖側に向かって次第に層厚を増して測線東端では約 2m となる。測位点 3~5 間 (SES_10-2) においては、下位の B1 層の内部反射面が明瞭に確認でき、測位点 3~4 間にかけて東傾斜の崖状地形を形成している。

(4) SES_15 : GSH_5 測線より約 500 m 北側に位置する。測線西側の測位点 9 付近には、海底面に東下りの崖地形が認められ、A 層基底面がこの付近で約 3 m の落差を伴って不連続となる。その東側では A 層基底面は沖側に向かって緩やかに深度を増している。測線東端に確認される落ち込みはチャンネルと解釈した。本記録では A 層内部に 2 枚の反射面が確認され、そのうち A 層基底面直上にみられる反射面は測線東側の測位点 2 付近から西側に追跡することができ、岸側に向かって A 層基底面に対して次第にオンラップする状況が確認される。

調査域南部で得られた反射記録断面上で確認された東落ちの撓曲崖は、GSH_4~SES_22 測線間においては連続して確認され、その走向は概ね南北方向を示す。さらに北側約 1.5 km に位置する SES_7 測線の反射記録断面にみられる撓曲構造の位置もこの延長上に相当する。しかし、本調査域の最も南側に相当する SES_10, GSH_6, 及び GSH_7 測線上で確認される撓曲崖の位置はさらに西側に約 1 km シフトしている。このことから、SES_22 測線と SES_10 測線間で断層は不連続になり、南側では北北東-南南西の走向をもって連続する別の断層セグメントを形成していると考えられる。GSH_7 よりも南側には高分解能音波探査測線を設けていないため、さらに南側延長範囲に関しては本調査の結果だけから断定することはできない。同海域のブーマー調査により、延長部に相当する海底下深部に確認される断層構造は GSH_8 までである。

以上の、A 層基底面に確認された撓曲変形の位置をとりまとめて図 5.12.2-5 に記す。各音波探査断面で認められた撓曲帯の位置を示すと、2 ヶ所で不連続があり、その位置をセグメント境界として、北から Fs-1, Fs-2, Fs-3 と呼ぶ。調査域北側の富川断層末端部から南側に茂辺地川沖まで延びる Fs-1 は、その位置及び反射記録の特徴から、内田ほか (1997) により富川沖から矢不來沖にいたる海域で確認された一連の東に撓み下がる構造および森下ほか (2002) による推定断層 F1 にほぼ対応する。また、Fs-1 より西側に約 1 km シフトし、ほぼ南北方向の走向をもって SES_7~SES_22 まで確認

される Fs-2, およびその南側でさらに約 1 km 西側にシフトして GSH_7 まで確認される Fs-3 は, それぞれ森下ほか(2002)による F3, F4 を含むセグメントと判断される。

今回の調査で判明した完新統(A層)の層厚を, 等層厚線図として図 5.1.2-6 に示す。この図から, 富川沖からほぼ南北方向の走向で函館湾内に延びる断層が, 茂辺地沖で一旦不連続となり, 別のセグメントとして区分されることが読みとれる。

6. 海底堆積物(柱状採泥)調査

6.1 柱状採泥調査結果

採取したコアの層相は全体的に砂層を主体とした粗粒堆積物が卓越する。柱状図を図 6.1-1~2 に示す。さらに図 6.1-3 および図 6.1-4 には高分解能音波探査記録断面上にコア採取位置および年代測定値を表した図を示す。年代測定値は表 6.1-1 にまとめた。なお, 以下に示す年代値は, 断りが無い限り $\delta^{13}\text{C}$ による補正を行った値 (conventional age) である。以下に, 各地点で採取されたコアの特徴を記す。

1) GSH-5, SES-5 測線上 (図 6.1-1)

No. 1-2 はコア長 1.75 m で主に細粒砂から構成される。コア深度 1.00~1.09 m にある礫層を境に下部・上部に区分される。下部はシルト層を挟する細粒砂層から構成され, 高角の斜交層理で特長づけられる。また, 赤褐色の水酸化鉄の沈殿・濃集層が視察されるほかコア下限付近にはマッドクラストが認められる。下部の砂層の上限は明瞭な侵食面で上位の大礫の礫層と接する。上部の砂層は小礫および細礫混じりの細粒砂から構成され, 上方に細粒化する。一部に平行葉理が認められる層準, および貝殻が濃集する層準があるほかは, 生物擾乱相が発達する。

No.2 はコア長 0.40 m で最下部に大礫からなる礫層が存在し, その上位は貝殻交じりの細粒砂から構成される。

No.6 はコア長 1.15 m で最下部は大礫からなる礫層から構成され, その上位には細粒砂層が重なる。砂層は生物擾乱を受けているが, 一部に上に凸な低角の斜交層理や平行葉理が認められる。コア深度 0.63 m および 0.73 m から得た貝殻の ^{14}C 年代値は, それぞれ $6,450\pm 30$ yBP および $4,920\pm 40$ yBP である。

No.9 はコア長 3.25 m でコア深度 2.15~2.37 m の礫層を境に, その下位および上位層は砂層から構成される。下部の砂層はシルトから極粗砂の互層から構成され, 砂層中には高角のトラフ状斜交層理や逆級化構造が認められ, 一部に極薄層の泥層を挟在する。中部の礫層は細礫から小礫, 小礫から大礫サイズの礫層の 2 層から構成され, 下位の砂層とは明瞭な侵食面で境する。上部の砂層は粗砂から細粒砂で構成され, 上方に細粒化する。全体に生物擾乱相が発達し, 一部に貝殻濃集層を挟在する。下部砂層から得られた木材の ^{14}C 年代値は $11,280\pm 30$ yBP, $11,350\pm 50$ yBP, 上部砂層から

得られた貝殻の 14C 年代値は $2,160 \pm 30$ yBP である。

No.10 はコア長 2.20 m で最下部の礫層とそれを覆う砂層から構成される。礫層は小礫から大礫からなり、大礫が優勢である。上位の砂層は中粒砂、細粒砂、極細粒砂から構成され、上方に細粒化する。砂層下部には侵食面を下面とする細礫を含む小礫層、砂層中部には中粒砂層、貝殻および貝殻片が濃集する層準が認められる。砂層は生物擾乱を受けている。砂層から得られた貝殻の 14C 年代値は、 $6,250 \pm 30$ cal. yBP, $5,220 \pm 30$ cal. yBP, $1,350 \pm 30$ cal. yBP である。

2) GSH-6, SES-6 測線上 (図 6.1-2A)

No.3 はコア長 0.90 m でシルト層および中粒から粗粒の砂層から構成される。下位のシルト層と上位の砂層は明瞭な侵食面によって接している。侵食面下のシルト層中には境界面から穿孔した生痕が認められ、上位の砂層と同質な砂によって充填されていた。侵食面より上位の砂層は上方細粒化する粗粒から中粒砂層が重なる。貝殻を含み生物擾乱相が発達する。侵食面直上の貝から $11,930 \pm 50$ yBP の 14C 年代値を得た。

No.4 はコア長 2.25 m で下位よりシルト層、泥炭、砂層が重なる。泥炭と砂層の境界は明瞭な侵食面である。侵食面下位の泥炭には、上位の砂層と同質な砂で充填された生痕が認められる。また侵食面の上位の砂層最下部には泥炭質の偽礫が混じる。砂層は上方細粒化する粗粒から中粒の砂層が重なり、貝殻を含み、生物擾乱相が発達する。泥炭層下部の泥炭から $41,660 \pm 360$ yBP, 泥炭最上部の木材から $27,210 \pm 130$ yBP の 14C 年代値を得た。

No.7 はコア長 0.80 m で中粒砂から構成される。堆積構造は明瞭でなく、貝殻片の濃集する層準が認められる。

No.8-2 はコア長 0.65 m で中粒砂から構成される。最下部に細礫質な極粗粒砂の層準が認められる。

3) GSH-4 測線上 (図 6.1-2B)

No.5 はコア長 1.55 m で淘汰の良い細粒砂から構成される。生物擾乱を受けている。

6.2 地層の形成環境

コアに認められた侵食面を境にして堆積物の特徴が異なること、および侵食面を挟んで上下の層準の形成年代に大きなギャップがあることが明らかになった。シングルチャンネル高分解能音波探査記録との対比から、侵食面が A 層の基底に相当すると考えられる。堆積物の特徴とその層序から次のような堆積環境が推定される。

GSH-5 および SES-5 測線では、コア No.1-2, No.9 で礫層下面の侵食面より下位に砂層が分布する (図 6.1-3)。この砂層中に発達する高角の斜交層理や上方粗粒化構造、

マッドクラストや水酸化鉄の濃集といった堆積構造や特徴は、河川環境での堆積を示唆する。また、GSH-6 および SES-6 測線のコアでは (図 6.1-4) , コア No.3 および No.4 で侵食面より下位にシルト層ないしは泥炭層が分布し、その侵食面下には生物によって穿孔された穴があり、その穴の内部は上位の砂層と同質の砂で充填されていることから、この侵食面は海底で形成されたことを示唆している。侵食面直上で得られた貝の年代値は約1万2千年前の年代であることから、最終氷期以降の海水準上昇に伴う外浜侵食によって形成された侵食面 (ラビンメント面) である。また、GSH-5 および SES-5 測線で認められた礫層は、侵食に伴う残留堆積物 (海進ラグ) に相当する。侵食面より上位の砂層は、生物擾乱を受けていること、貝殻が含まれること、および波と流れの複合作用の下で形成された砂層の特徴 (ハンモック状斜交層理) である上に凸で低角な斜交層理や平行葉理を示すことから、現在のコア採取地点と同様の浅海の堆積環境で形成されたことを示している。

7. サラキ岬における海成段丘調査

7.1 空中写真判読および地形断面測量調査結果

1948 年および 1973 年の空中写真では、浜堤列が現在の海岸線と平行に発達するほか、段丘崖から海岸線までに自然に形成された著しい不連続面は確認できなかった。現地測量の結果 (図 7.1-1) では、段丘崖の基部から現在の海浜のバームまではほぼ一様の傾斜であったが、標高 3.1~3.3 m に約 0.2 m の段差 (図 7.1-1 のピット 2 と 3 の間) が海岸線と平行に連続して認められた。この段差と海側の浜堤の間には、やや低湿な地帯 (堤間湿地) が帯状に分布し、植生がその陸側と海側で異なっている。この植生の違いは空中写真によっても確認できた。海岸線より沖側には、基盤岩が広く露出し、標高 0.3 m (函館港の平均水面は 0.57 m) に波食棚が分布する。この波食棚は砂泥互層が広く露出し、空中写真では波食棚上に地層の走向が明瞭に現れる。走向方向は岬の突出方向のやや西側を境に異なっており、ドーム状の背斜軸が確認された。

7.2 地質調査およびピット掘削結果

海岸線の法線方向に測線を設定し、地形を考慮して掘削地点を選定した。選定した 5 点 (海側に向かってピット 1~5) において地層断面を観察し、年代測定用の試料を得た。ピット 2 より陸側の地点では貝殻および貝殻片は存在せず、有効な年代試料は得られなかった。

いずれの地点も基盤までの掘削することはできなかったが、最大で深度 1.6 m までの地層を確認した (図 7.2-1) 。完新世地形の地層は、砂層とその上位の腐植質砂層、一部では泥炭層から構成されており、さらに下位の砂層はその特徴から下部、中部および上部に区分された。砂層の下部は、層理の不明瞭な円礫混じりの極粗砂から細礫

から構成される。ピット4および5では砂層中に貝殻濃集層を挟在する。中部は淘汰の良好な細粒から中粒砂から構成され、重鉱物濃集層を含む平行葉理構造を有する。挟在する粗粒層には貝殻の濃集層が認められる。砂層の上部は淘汰の不良な極粗粒から構成され、段差より海側では貝殻片を多く含み、小礫混じりの細礫層を挟在する。これらの特徴および層序から、砂層の下部は上部外浜、中部は前浜で、そして上部は後浜の堆積環境で形成されたと解釈される。

ピット3、4および5から、次の年代値を得た。

ピット3（海岸から146 m）：砂層と泥炭層最下部の泥炭，398AD

ピット4（海岸から81 m）：前浜の堆積環境を示めす下部砂層中の貝殻，251AD

ピット5（海岸から47 m）：前浜の堆積環境を示す下部砂層中の貝殻，392AD

7.3 完新世地形の形成について

海岸線の前進速度を、後期更新世の段丘面の海側の崖、ピット4、ピット5の形成年を時間基準面として、以下の通りに求めた。後期更新世の段丘崖基底（現在の海岸から276 m）は完新世最高潮位時期に形成された海蝕崖であることから、この年代を縄文海進時の最高潮期（6000年前）とする。ピット4までの間の距離200 mの堆積時間間隔は6000年前と251ADの間の約4300年間であることから46 m/千年、ピット4から5までが34 mで、392ADと251ADの間の141年間であることから240 m/千年、ピット4から5までが47 mで、2011ADと392ADの間の1621年間であることから29 m/千年と、それぞれ計算された（図7.3-1）。

これらの3期の前進速度のうち、段差の形成後のピット4から5の期間は前後の期間に比べて5～8倍と著しく前進速度が大きい。このことは、この期間に碎屑物の供給量が著しく増加したか、相対的に大きな海退が生じた可能性を示している。段差が存在すること、および著しい海岸線前進速度の増大は地殻変動の傍証といえる（増田ほか、2001）ことから、急激な地殻変動があった可能性が高い。段差の生じた直接の年代は得られていないが、ピット4と段差までの距離をピット4と5の間の前進速度で除すことにより求めると、AD/BC境界頃と推定される。

8. 断層帯の分布形状と活動

8.1 断層の位置・形状態

以上のマルチチャンネル音波探査とシングルチャンネル音波探査の結果を統合して、函館湾内に見いだされたB1層以上を変位させる活構造を以下のようにまとめる。断層の位置は図4.1-1および図5.1.2-5を、結果を表8-1に示す。

F1 断層：富川沖から三ツ石沖に分布。東に傾く撓曲帯であるが、南北走向の逆断層と推定され、長さは約 **5km**。シングルチャンネル音波探査の **Fs-1 断層**（図 5.1.2-5）に相当。

F2 断層：茂辺地川沖から三ツ石沖に分布。東に傾く撓曲帯であるが、南北走向の逆断層と推定され、長さは約 **8km**。シングルチャンネル音波探査から **1km** 前後の不連続を境に 2 つのセグメント（**Fs-2 断層**，**Fs-3 断層**）に区分される（図 5.1.2-5）。**Fs-2 断層**は、**F1 断層**南端より約 **1km** 西の地点から南北に延びる長さは約 **3km** の逆断層、**Fs-3 断層**は、**Fs-2 断層**南端より約 **1km** 西の地点から、北北東-南南西方向に延びる長さ約 **2.5km** の逆断層である。

F3 断層：葛登支岬南方沖に分布。北北西-南南東走向、長さは約 **2km**。逆向き断層崖を形成し、陸上の **f2 断層**に連続する。海陸を含めた断層の長さは、約 **4km**。

F4 断層：調査海域で最も東寄りに分布。北北東-南南西走向、長さは約 **3.5 km** の非常に不明瞭な推定断層。

F5 断層：大釜谷川南方沖に分布。北部では北西-南東走向で、中部以南では北北東-南南西走向、長さは約 **8.5km**。陸上の大釜谷断層系に連続すると推定される。

F6 断層：亀川南方沖に分布。ほぼ南北走向、長さは約 **2km**。逆向き断層崖を形成し、陸上の **f3 断層**に連続する。海陸を含めた断層の長さは約 **5km**。

これらのうち、**F1 断層**、**F2 断層**、**F3 断層**はほぼ平行で隣接することことから、地下深部では、一連の断層に収束していると推定される。また、**F1 断層**～**F2 断層**の東側に認められる **F4 断層**も地下深部でつながる可能性が高い。**F3 断層**を除いてすべて西上がりの変位が認められ、特に **F1 断層**・**F2 断層**では後期更新世以降の変位が顕著である。このことから、**F1 断層**～**F2 断層**が主断層で、**F4 断層**はその前縁断層、**F3 断層**は副次的なバックスラストと解釈される。

また、**F4 断層**の断層運動は **B2 層**・**B1 層**の層厚に変化をもたらしていることから、それらの堆積中に活動していることを示す。また、**F5 断層**と **F6 断層**で挟まれた範囲はドーム状に盛り上がっており、その様相は、サラキ岬に発達する海成段丘の形態と調和的である。このことから、**F5 断層**と **F6 断層**が構造的に結びつき、陸へと連続する断層系であると推察される。すなわち、西上がりの変位をもたらす **F5 断層**とそのバックスラストである **F6 断層**によって、その間の地層に波状の変形をもたらしていると解

積される。

一方、森下ほか（2002）および電源開発（株）（2007）と比較すると、図上に示される断層の位置は一致していないように見えるが、撓曲部のマッピング方法の違いに起因していると考えられ、ほぼ同じ地質構造を捉えている。

以上の活断層分布から F1 断層系を函館平野西縁断層帯の海域延長部、F5 断層系はこれとは変位様式が異なるため、別系統の断層であると判断し、本断層帯南端をブーマー-GSH_8 測線で確認された測位点 39 付近の撓曲（F2 断層の南端）とする。その場合、海域の断層の長さは約 12-13km となり、陸域断層と併せた全体の長さは約 26km となる。

一方で、F5 や木古内から南方に連続する森越撓曲など、活断層の存在を示す構造は南西側に断続的に分布することから、これらの評価は今後検討する必要がある。

8.2 断層帯のずれの向き

F1 断層・F2 断層～F4 断層からなる断層では、バックスラストと解釈される F3 断層を除いて、北西側の相対的隆起が認められる。また、F1 断層・F2 断層については撓曲幅が 100m 程度と広いことから断層面の傾斜はやや低角と思われる。

F5 断層は、急傾斜の D 層中に発達する断層で北西側の相対的隆起が認められる。本断層は陸域の大釜谷沿いの断層（図 4.1-1）に連続すると推定されるが、大釜谷断層のトレースは直線的であることから、断層面は高角であると推定される。このことから、F5 断層も高角西傾斜と考えられる。

F6 断層は、急傾斜の D 層中に発達する断層で北東側の相対的隆起が認められる。本断層は陸域の f3 断層に連続すると推定されるが、亀川断層のトレースは大釜谷断層同様、直線的であることから、断層面は高角であると推定される。このため、F6 断層は高角東傾斜と考えられる。

8.3 断層帯の過去の活動

(1) 活動度

撓曲帯を挟んで両側に分布する反射面がないために、累積変位量、単位変位量の正確な値を示すことが出来ない。B2、B1 は撓曲帯の東側には分布するが、西側では侵食され、撓曲変形による変形量を推定することができない。

図 6.1-3 において GSH_5 および SES_15 測線の A 層基底面は、撓曲崖付近において上下に約 3m の落差があることが確認されているため、これを断層変位とした場合、基底付近の年代を約 1 万年とすると、平均上下変位速度は約 0.3 m/千年と見積もられる。ただし、A 層基底面が形成された当時、既にこの場所に崖（侵食崖＋変動崖）が存在していた可能性も高いため、上記の値は本断層海域部の活動度を示す最大の値とみなされる。

る。

(2) 活動履歴

本調査で取得された音波探査断面からは、過去複数回の活動は読み取れない。そのため、活動履歴を検討するに足る情報は得られなかった。なお、最上位層の A 層基底面以浅に変形が認められた。A 層基底面は、柱状採泥の結果からほぼ堆積物中の侵食面および礫層と良い一致を示していることが分かっている。また、その形成年代は約 1 万 2 千年前と見積もられたことから、その堆積期である完新世に活動したことは確かである。しかし、それ以後にも複数の活動があったかについては、それ以上に特定する根拠は得られなかった。また、歴史記録から本地域を襲ったとする地震の記述も発見されていない。

(3) 1 回の活動の変位量

前述の通り、本調査では活動履歴が明らかにできなかったことから、1 回の活動の変位量は不明である。

(4) 平均活動間隔

(3)と同様に、本調査では活動履歴が明らかにできなかったことから、平均活動間隔は不明である。

(5) 過去の活動範囲

A 層基底面に撓曲が認められるのは、七重浜から葛登支岬沖であるが、過去の活動範囲を特定するに足る情報がないため、不明である。

8.4 陸域断層との関係

函館平野西縁断層帯を構成する断層のうち、海岸際まで追跡される活断層は、渡島大野断層と富川断層、f1（富川断層のバックスラスト）断層である。富川～矢不來の沖合反射断面からは、富川断層の海域延長部に、撓曲を伴う西上がり断層が認められる。その分布は北北西-南南東方向で、富川断層の走向とほぼ一致する。このことから、海域の F1 断層は富川断層に連続すると推定される。一方、渡島大野断層の延長上海域には断層による変位と解釈される地質構造が認められなかったことから、海域へは連続しない可能性が高い。

宮内・八木（1984）をはじめとして、活断層研究会編（1991）、中田・今泉（2002）で記されている茂辺地（葛登支）の f2 断層、亀川沿いの f3 断層の海域延長部には、それぞれ、ほぼ南北～北北西－南南東走向の西落ちの逆向き断層崖（F3 断層・F6 断層）が形成されている。これらはその変位様式、出現位置から判断して、陸上の f2 断層お

よび f3 断層と連続している可能性が高い。なお、陸域の f4 断層の海域延長には、上記の断層ほど、顕著な変形を示す構造は認められなかった。

以上のように、本調査地域において、海岸線付近まで認定されている陸域の活断層の多くは、沖合へと延長される。しかし、それぞれ陸と海の活断層が同じ活動履歴を持つかについては不明である。

9. まとめ

海域活断層の分布と性状を明らかにすることを目的とした音波探査と採泥調査を実施した。音波探査ではブーマーを音源、ショートストリーマーを受振器とするマルチチャンネル音波探査とパラメトリック方式の地層探査装置によるシングルチャンネル音波探査の 2 種類を行った。採泥調査にはパイプロコアラを用いた。

海域の音波探査記録からは、北斗市富川からサラキ岬にかけて発達する活構造が捉えられた。活構造は主に急傾斜をなす下部更新統とそれを不整合で覆い東落ちの撓曲構造を伴う上部更新統～完新統で特徴づけられる。茂辺地川沖から葛登支岬沖にかけては、断層がいくつかのセグメントに区分される可能性があり、サラキ岬以南にはこれらとは異なる変位様式の活構造も認められた。得られた断層分布から見積もられる函館平野西縁断層帯海域延長部の長さは、南端をブーマー GSH_8 測線で確認された測位点 39 付近の撓曲とした場合、約 12-13 km となり、陸域断層と併せた全体の長さは約 26 km となる。なお、サラキ岬以南に認められた活構造は、富川断層から連続する断層とは異なる断層と判断し、本断層帯海域延長部には含めなかった。これらの断層群については、その性格を検討する必要がある。

一方、シングルチャンネル音波探査とコアとの比較から、最上部層基底は撓曲帯基部で傾斜が系統的に変化しており、層厚も断層を挟んで明らかに断層下盤側で厚いことが明らかとなった。また、最上部層内部反射に変形が認められることから、最上部層堆積期である完新世に本断層が活動した可能性があり、最上部層の基底面に認められる落差と形成年代から、平均上下変位速度は最大約 0.3 m/千年であると見積もられる。なお、いずれの断層においてもイベント層準を認定するに十分な反射面が得られなかったため、最新の活動時期・活動間隔・回数に関しては不明である。

調査担当：楮原京子（産業技術総合研究所）

内田康人・仁科健二・大津 直・岡崎紀俊（北海道立総合研究機構・地質研究所）

10. 参考文献

- 地質調査所 (1984) : 20 万分の 1 地質図幅「函館及び渡島大島」.
- 電源開発株式会社 (2007) : 大間原子力発電所原子炉設置許可申請書<縮小版>.
- 鷹澤好博・紀藤典夫 (1996) : 渡島大野活断層の変形構造と活動史. 鷹澤好博・貞方昇・紀藤典夫編「西南北海道の地震・火山活動」, 北海道教育大学函館校, 13-22p.
- 平川一臣・今泉俊文・池田安隆・東郷正美・宇根 寛 (2000) : 1:25,000 都市圏活断層図「函館」. 国土地理院技術資料 D・1-No.375.
- 北海道 (1999) : 「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.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001) : 「函館平野西縁断層帯の評価」.
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01jun_hakodate/index.htm
- 海上保安庁水路部 (2000) : 函館湾の断層分布. 地震予知連絡会報, 63, 18-22p.
- 活断層研究会 (1980) : 「日本の活断層一分布図と資料一」. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会 (1991) : 「新編日本の活断層一分布図と資料一」. 東京大学出版会, 437p.
- 増田富士雄・藤原 治・酒井哲弥・荒谷忠 (2001) : 房総半島九十九里平野の海浜堆積物から求めた過去 6000 年間の相対的海水準変動と地震隆起. 地学雑誌, 110, 650-664.
- 宮内崇裕・八木浩司 (1984) : 松前半島東岸の海成段丘と第四紀地殻変動. 地学雑誌, 93, 285-300p.
- 宮内崇裕 (2001) : 函館図幅. 小池一之・町田洋編 (2001) : 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 105pp.
- 森下泰成・渡辺一樹・富田輝勝・田中喜年・藤澤 豪 (2002) : 函館湾の海底断層. 水路部研究報告, 38, 59-70p.
- 中田 高・今泉俊文 (2002) : 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会. 60p, DVD2 枚.
- 日本海洋学会・沿岸海洋研究部会編 (1985) : 「日本全国沿岸海洋誌」. 東海大学出版会, 1106p.
- 太田陽子・佐藤 賢・渡島半島活断層研究グループ (1994) : 函館平野とその周辺の地形一特に西縁の活断層に関連して. 第四紀研究, 33, 243-259p.
- 渡島大野活断層調査班 (1996) : 渡島大野活断層スケッチ. 鷹澤好博・貞方 昇・紀藤典夫編「西南北海道の地震・火山活動」, 北海道教育大学函館校, 44-68p.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes,

P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer C.E. (2009) IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.

貞方 昇・小石秀一 (1996) : 渡島大野活断層トレンチ周辺の段丘地形とその変形. 鴈澤好博・貞方昇・紀藤典夫編「西南北海道の地震・火山活動」, 北海道教育大学函館校, 5–12p.

寒川 旭・衣笠善博・垣見俊弘・八木浩司・奥村晃史 (1982) : 渡島半島の海岸線に沿う逆向き断層崖について. *日本地理学会予稿集*, 22, 100-101.

田近 淳 (1996) : 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「西南北海道の地震・火山活動」, 北海道教育大学函館校, 23–30p.

田近 淳・大津 直 (2005) 函館平野西縁断層帯南部, 上磯町館野の活断層露頭. *北海道立地質研究所報告*, 76, 129-133.

内田康人・嵯峨山積・大澤賢人・菅 和哉・浜田誠一 (1997) : 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*, 23–26p.

Yoneda, M., Uno, H., Shibata, Y., Suzuki, R., Kumamoto, Y., Yoshida, K., Sasaki, T., Suzuki, A., Kawahata, H., (2007) Radiocarbon marine reservoir ages in the western Pacific estimated by pre-bomb molluscan shells. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 259, 432-437.

11. 参考資料

本調査に関して、函館新聞社、北海道新聞社の2社から取材を受けた。取材内容は、活断層調査の目的や調査手法、スケジュールであった。函館新聞は8月20日に、北海道新聞は8月24日にそれぞれ記事が掲載された。

「函館平野西縁」延長上の海底活断層調査始まる

update 2011/8/20 11:55

Ads by Google

店舗家具 業界最
安値への道
業務用店舗家具
の卸価格通販 デ
ザイン・素材
別・業種別で選
べる
www.tenpo-kagu.net

【木古内、北斗】北斗市内に位置する「函館平野西縁断層帯」の延長上に位置する海域部の活断層調査が19日、始まった。海底下数百メートル程度の地質構造を調べるマルチチャンネル音波探査で、機材を積み込んだ漁船に調査員ら6人が乗り込み、木古内町の泉沢漁港を出港。北斗市当別の沖合などで、海域部の地層の状態を確認するのに必要なデータを収集した。

同断層帯の海域部の本格的調査は今回が初めて。調査は、文部科学省が進める「沿岸海域の活断層調査」の一環で、産業技術総合研究所（茨城県つくば市）と道立総合研究機構地質調査研究所（札幌、小樽市）が受託。活断層の分布と活動時期を解明し、得られたデータを文科省の地震調査委員会が評価する。

調査を担当する総合地質調査株式会社（東京）の畑山一人技術部課長によると、「ブーマー」と呼ばれる機材を船尾からえい航し、海底面に音波を出し、音波の浸透や跳ね返り具合で、地層の境界のずれを見極め、断層の有無を判断。データは船内のパソコンに転送され、画像処理されるという。

マルチチャンネル探査は順調にいけば、8月30日で終了を予定。その後、道立総合研究機構が主体となって、海底の比較的浅い部分の音波探査や、堆積構造や地層の年代を特定する柱状採泥調査が行われる。

提供 - 函館新聞社



謝辞

電源開発株式会社には、函館湾および津軽海峡にて同社が実施した音波探査断面を閲覧させていただき、一部断面についてはご提供頂いた。マルチチャンネル音波探査では総合地質株式会社、シングルチャンネル音波探査及び柱状採泥調査では、川崎地質株式会社にご協力いただいた。以上の方々に感謝申し上げます。

図 表

図表目次

表 1-2	函館平野西縁断層帯(海域部)の総括表
表 2.2-1	函館平野西縁断層帯(海域部)の調査項目および数量
表 2.2-2	マルチチャンネル音波探査の探査仕様
表 2.2-3	マルチチャンネル音波探査測線数および測線長
表 2.2-4	シングルチャンネル音波探査(SES2000)の探査仕様
表 2.2-5	シングルチャンネル音波探査の探査仕様比較
表 2.2-6	採泥点座標一覧
表 2.2-7	柱状採泥データ
表 2.2-8	ピット掘削地点座標一覧
表 3.2-1	調査海域の音響層序
表 6.1-1	採泥コアの放射性炭素年代測定結果
表 8-1	函館平野西縁断層帯帯(海域延長部)の総括表
図 1.1-1	松前半島の地質図
図 1.1-2	海上保安庁水路部(2002)による調査結果
図 1.1-3	電源開発株式会社(2007)による調査結果
図 1.2-1	函館平野西縁断層帯の位置及び構成する断層
図 2.2-1	マルチチャンネル音波探査測線図
図 2.2-2	マルチチャンネル音波探査データの処理フロー図
図 2.2-3	シングルチャンネル音波探査測線図
図 2.2-4	柱状採泥実施地点位置図
図 2.2-5	海成段丘調査位置図
図 3.1-1	函館湾一津軽海峡周辺の海底地形
図 3.1-2	函館湾一津軽海峡周辺の底質
図 4.1-1	高分解能マルチチャンネル音波探査による断層分布図
図 4.1.1-1	GSH_1-3 測線の重合断面
図 4.1.1-2	GSH_2.5 測線の重合断面
図 4.1.1-3	GSH_3 および GSH_3-2 測線の重合断面
図 4.1.1-4	GSH_3-3 測線の重合断面
図 4.1.2-1	GSH_4 測線の重合断面

- 図 4.1.2-2 GSH_4-2 および GSH_4-3 測線の重合断面
- 図 4.1.2-3 GSH_5 測線の重合断面
- 図 4.1.2-4 GSH_E 測線の重合断面
- 図 4.1.2-5 GSH_6 測線の重合断面
- 図 4.1.2-6 GSH_7 測線の重合断面
- 図 4.1.3-1 GSH_8 および GSH_8-2 測線の重合断面
- 図 4.1.3-2 GSH_9 測線の重合断面
- 図 4.1.3-3 GSH_10 および GSH_10-2, GSH_10.5, GSH_11 および GSH_11-2 測線の重合断面

- 図 5.1.1-1 GSH_1 測線反射記録断面と地質解釈
- 図 5.1.1-2 SES_1 測線反射記録断面と地質解釈
- 図 5.1.1-3 SES_2 測線反射記録断面と地質解釈
- 図 5.1.1-4 GSH_2 測線反射記録断面と地質解釈
- 図 5.1.1-5 GSH_2-2 測線反射記録断面と地質解釈
- 図 5.1.1-6 SES_6 測線反射記録断面と地質解釈
- 図 5.1.1-7 GSH_2.5 測線反射記録断面と地質解釈
- 図 5.1.1-8 GSH_3-3 測線反射記録断面と地質解釈
- 図 5.1.1-9 SES_7 測線反射記録断面と地質解釈
- 図 5.1.2-1 GSH_4 測線反射記録断面にみられるチャンネル状地形
- 図 5.1.2-2 GSH_5 測線反射記録断面と地質解釈
- 図 5.1.2-3 SES_10 測線反射記録断面と地質解釈
- 図 5.1.2-4 SES_15 測線反射記録断面と地質解釈
- 図 5.1.2-5 A 層基底面に確認された撓曲変形の位置
- 図 5.1.2-6 最上位層(A 層)等層厚線図
- 図 6.1-1 GSH_5 測線上のコア柱状図
- 図 6.1-2 GSH_6 測線(A), GSH_4 測線(B)上のコア柱状図
- 図 6.1-3 GSH_5 測線反射記録断面および年代測定値
- 図 6.1-4 GSH_6 測線反射記録断面および年代測定値
- 図 7.1-1 地形断面および地質調査をおこなったピットの位置
- 図 7.2-1 ピット断面の柱状図
- 図 7.3-1 地形断面と海岸線前進速度の推算値