内陸及び沿岸海域の活断層調査

# 平成 29 年度成果報告書

3. 石狩低地東縁断層帯(海域部)

## 平成 30 年 5 月

国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地方独立行政法人 北海道立総合研究機構

1.	石狩低地東縁断層帯の概要			1
2.	調查手法			3
2.1	音波探査の手法			3
2.2	底質採取調査の手法			4
3.	調査の結果			6
3.1	音波探査の結果			6
(1)	)層序区分			6
(2)	)年代			8
(3)	)地質構造			9
(4)	)地質構造の空間分布			13
3.2	底質採取調査の結果			14
(1)	)底質採取地点の選定			14
(2)	)コア試料観察及び年代測定			16
(3)	) 年代測定結果にもとづく沖積	賃層の堆積速度 ・・・・・		18
(4)	)変形を受ける地層の形成年代	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		18
4.	まとめ			20
4.1	石狩低地東縁断層帯(海域部)	の位置・形状	•••••	20
4.2	石狩低地東縁断層帯(海域部)	の過去の活動 ・・・・・	•••••	22
(1)	)活動時期		•••••	22
(2)	)活動区間			22
(3)	)活動間隔			23
(4)	)1回の変位量		•••••	24
(5)	)平均変位速度		•••••	25
4.3	評価のまとめ		•••••	26
文南	Ż		•••••	28
図表	Ś		•••••	31

#### 1. 石狩低地東縁断層帯の概要

石狩低地東縁断層帯は、石狩平野とその東側に分布する岩見沢丘陵,栗沢丘陵, 馬追丘陵との境界付近に位置している活断層帯である(図 1-1).本断層帯の長期 評価は平成 15 年に地震調査研究推進本部によってまとめられ、平成 22 年に改訂 された(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2003,2010).その後、本断層帯 の海域延長部が分布する海域において 20 万分の 1 海底地質図がまとめられ(辻 野・井上,2012),さらに平成 24 年度に産業技術総合研究所による沿岸部の重点的 な調査が実施された(岡村・他,2014).ここでは、これまでに行われた調査研究 結果にもとづいて、本断層帯の諸特性を次のように整理した.

本断層帯は、その分布形態から石狩低地東縁断層帯主部と石狩低地東縁断層帯 南部に区分される.石狩低地東縁断層帯主部は、北海道美唄市から勇払郡安平町に 至る長さ約 66 km の断層帯と推定され、東側が西側に対して相対的に隆起する逆 断層である(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2010).石狩低地東縁断層帯 南部は、北海道千歳市から沙流郡日高町沖合の海域に至る長さ 54 km 以上と推定 される断層帯であり、東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層である.

石狩低地東縁断層帯主部は地表面を撓曲変形させており,その平均上下変位速 度は 0.4 m/ky 以上と推定されている(産業技術総合研究所,2007;地震調査研究 推進本部地震調査委員会,2010).活動履歴に関しては,最新活動時期(1739年以 降,1885年以前)と1回前の活動時期(2,400年前以降,8世紀以前)が明らかに なっており,平均活動間隔は1~2ky程度であった可能性がある(産業技術総合研 究所,2007;地震調査研究推進本部地震調査委員会,2010).1回の上下変位量に ついては,約2mもしくはそれ以上であった可能性がある(産業技術総合研究所, 2007;地震調査研究推進本部地震調査委員会,2010).

石狩低地東縁断層帯南部は活褶曲を陸域および海域に発達させており、その平 均上下変位速度は陸域においては 0.2 m/ky 程度の可能性があり(池田・他編, 2002; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010),沿岸海域においては 0.1 m/ky オー ダーと推定されている(佐藤・他, 2013).活動履歴や1回の上下変位量に関する 直接的な資料は得られてない.断層帯の海域延長部に活褶曲が発達することが明 らかにされたが(辻野・井上, 2012;佐藤, 2014),変形フロント側(西側)の活 背斜の南端位置は確認されていない.

- 1 -

石狩低地東縁断層帯主部全体を 1 つの活動区間とした場合,断層帯の長さから M 7.9程度の地震が発生する可能性がある(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010).また,石狩低地東縁断層帯南部を1つの活動区間とした場合,断層帯の長 さから M 7.7 程度以上の地震が発生する可能性がある(地震調査研究推進本部地 震調査委員会,2010).さらに,両者が同時に活動するケースを考慮すると M 8.2 もしくはそれ以上の地震が発生する可能性がある(地震調査研究推進本部地震調 査委員会,2010).

石狩低地東縁断層帯主部では,断層帯の分布範囲や活動度の解明が進んでおり, 活動履歴や1回の活動に関する詳細な資料が得られてきている.将来の活動を明 確にするためには,平均活動間隔および1回の変位量について精度良く求める必 要がある.

石狩低地東縁断層帯南部では,断層の活動履歴や1回の活動に関する資料が得 られていない.断層帯の分布範囲に関しては,断層帯の南端位置を絞り込むために 必要な海域の資料が不足している.そのため,最新の活動時期やそれ以前の活動履 歴を精度良く求めるとともに,海域の調査研究にもとづいて断層帯の南端位置を 確認する必要がある.

また,石狩低地東縁断層帯主部と石狩低地東縁断層帯南部は,並走する区間にお いて地下で収斂している可能性がある.そのため,地下における断層面の位置・形 状などについて調査研究を進めるとともに,過去の活動履歴にもとづいて相互の 関係を明らかにする必要がある.

- 2 -

#### 2. 調査手法

石狩低地東縁断層帯海域延長部を対象として,断層長と活動履歴の把握を主な 目的として,海底活断層調査を実施した.石狩低地東縁断層帯海域延長部の活構造 について,最も変形フロント側に発達する活構造の位置・形状を把握し,その全長 を明らかにするため,日高沖においてウォーターガンを音源としたマルチチャン ネル音波探査を実施した.調査は,必要に応じて補足のための測線を追加すること が可能なように,オンボードのモニター記録で概略の地質構造を確認しつつ実施 した.加えて,調査海域における既存の反射法探査記録(石油公団,1973,1987; 辻野・井上,2012;佐藤,2014)も併せて検討を行った.

また,活動履歴の把握を目的として,勇払平野沿岸域(以下,「勇払沖」)の浅海域(水深 50 m 以浅)に分布する活構造を対象として高周波音源を用いた高解像度 音波探査を実施した.その探査記録にもとづいて,堆積物の年代試料を得るための 柱状試料採取地点を選定した.

これらの調査項目と数量を表 2-1 に示す.ウォーターガンを音源としたマルチ チャンネル音波探査および高周波音源による高解像度音波探査の測線図を図 2-1(a, b)に示す.

#### 2.1 音波探査の手法

本調査における音波探査は、石狩低地東縁断層帯海域延長部の地質構造を分解 能良く捉えて、活構造の性状、累積的な変位、変形を把握するため、ウォーターガ ンを音源としたマルチチャンネル音波探査を主体として実施した.探査仕様は表 2 -2aの通りである.

ウォーターガンによるマルチチャンネル音波探査の調査測線は、石狩低地東縁 断層帯海域延長部に発達する活構造のうち、最も変形フロント側の活構造の背斜 軸にほぼ直交する NE-SW 方向に設定した(図 2-1a).既存の調査研究による成果 との対比を行う目的で、測線の一部が既存の音波探査測線網と重なるように調査 測線を配置した.

マルチチャンネル音波探査では,Sercel 社製のウォーターガン(S-15 型)と12 チャンネルのストリーマーケーブルを調査船の船尾から曳航して計画測線上を航 行しながら観測した.観測中は船上モニターでデータのクオリティや活構造の有

- 3 -

無などの地質状況を確認しつつデジタル記録を取得した.

音波探査に際して,調査船の船位測定には,ディファレンシャル GPS (DGPS) を用いた.本調査では,DGPS の補正情報は静止軌道衛星を用いた SBAS (衛星航 法補強システム)信号の配信サービスを用いた.操船の際には,誘導システムにて 位置データをディスプレイに表示し,リアルタイムで確認した.

#### 2.2 底質採取調査の手法

音波探査記録で認められる浅層部の地層形成年代を確認するために,柱状採泥 により堆積物を採取し,年代測定を実施した.本調査海域の海底堆積物には砂質な 堆積物が含まれることが予想されたため,泥質な堆積物の採取に有効なピストン コアラーは用いず,バイブロコアラーを使用した.

柱状採泥地点の選定に際しては、まず、底質採取調査が可能な海域(水深 50 m 以浅)において、表層部を高解像度で探査可能な高周波音源を用いた音波探査を実 施した(図 2-1b).高周波音源を用いた高解像度音波探査に際しては、Innomar 社 のパラメトリック音響技術にもとづく探査システム(SES2000)を用いて、活構造 に直交する方向に設定した測線において探査を実施した.探査仕様は表 2-2bの通 りである.探査記録断面にもとづいて対象とする地質構造を選定し、底質採取地点 (YFT-1、YFT-2)を決定した(図 2-1b、表 2-3).

底質採取地点に調査台船をアンカーで固定してバイブロコアラーを用いた底質 採取調査を実施した.採泥器を海中に投入してから回収するまでの作業中は,船位 データを1秒毎に記録した.アンカーで固定した調査台船の船位は一定であった ため,その船位データから採泥地点の位置を決定した.

採泥管内管の直径は 8.8 cm である. コア試料は現地で1m 長に切断し,振動を 極力避けて乱れないように梱包した上で実験室へ運搬した. 帯磁率をループ型セ ンサによって計測した後,半裁し,写真撮影と肉眼による観察・記載を行った.ま た,半裁したコア試料から,アクリルケース(幅 5 cm,厚さ1 cm)に試料を分取 し,軟エックス線装置で透過写真を撮影した.以上の観察にもとづいて柱状図を作 成した.

コア試料から得られた貝化石および植物化石から合計 6 個の年代測定用試料 (YFT-1 から 3 試料, YFT-2 から 3 試料)を選定し, AMS 法を用いて放射性炭素

- 4 -

年代測定を行った.得られた放射性炭素年代を暦年較正する際には,暦年較正プロ グラム CALIB 7.04 (Stuiver and Reimer, 1993)を使用した.較正曲線には,植物化 石の放射性炭素年代には IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013),貝化石の放射性炭素年代 には Marine13 (Reimer *et al.*, 2013)のデータセットを用いた.また,海洋リザーバ ー効果の地域差 (ΔR) は0とした.

#### 調査の結果

#### 3.1 音波探査の結果

本調査では、ウォーターガンを音源とするマルチチャンネル音波探査によって、 海底下深度 300 m までの反射記録が得られた.また、底質採取調査のために実施 した高周波音源を用いた高解像度音波探査によって、海底面下深度 10 m 程度まで の反射記録が得られた.層序区分および年代については高解像度音波探査の結果 についても述べる.なお、反射記録の深度変換にあたっては、水中および堆積物中 の音波の伝播速度を 1,500 m/s と仮定した.

(1) 層序区分

石狩低地東縁断層帯の海域延長部にあたる日高沖においては, 辻野・井上(2012) が日高舟状海盆 20万分の1海底地質図を作成している.また,海陸シームレス地 質情報集「石狩低地帯南部沿岸域」(岡村・他, 2014)の中で,佐藤(2014)が勇 払平野沿岸域 20万分の1海底地質図を作成し,勇払沖における層序をまとめてい る.それらによれば,本調査海域における地質層序は,中期中新世以前の苫小牧層 群(H4050層)および後期中新世以降の日高舟状海盆層群(H0040層)に区分され ている.H0040層は,下位よりH3040層(後期中新世),H2030層(鮮新世~前期 更新世),H1020層(前期-中期更新世),H0010層(前期-中期更新世~完新世) に細分されている.勇払沖においては,H0010層の上部は上位よりT1層,T2層, T3層に細分されている(表 3-1).

本調査におけるマルチチャンネル音波探査で取得した記録断面の地質解釈にあたり、日高沖においては、調査海域の重なりと探査の分解能を考慮して、辻野・井上(2012)の層序区分に従った.ただし、本調査で取得した音波探査記録は辻野・井上(2012)による探査記録よりも高い分解能を持つ.そのため、最上位のH0010層をA層およびB層に区分した.B層については、連続性が良く追跡が可能な強反射面を境として、上位層をB1層、下位層をB2層に細分した.H1020層以下の地層を区分することは困難であったため、一括してC層とした.

また,勇払沖において実施した高周波音源を用いた音波探査で取得した記録断面の地質解釈においては,調査海域の重なりと探査の分解能を考慮して,佐藤 (2014)の層序区分に従った.日高沖におけるA層は,勇払沖におけるT1層およ

- 6 -

び T2 層に相当する.本調査における高周波音源を用いた音波探査は,佐藤(2014) によるブーマーを音源に用いた高分解能マルチチャンネル音波探査よりもさらに 高い分解能を持つため,最上位の T1 層を細分して上位層を uT1 層,下位層を IT1 層とした.また,T1 層よりも下位の地層(T2 層以下)は,本調査では区別が困難 であったため,細分していない.

以下に、本調査におけるマルチチャンネル音波探査にもとづく各層の音響的な 特徴を述べる.最上位の A 層については、本調査における高周波音源を用いた高 解像度音波探査による音響的な特徴についても述べる.

【A層】A層は本調査海域における最上位層であり、本調査におけるマルチチャン ネル音波探査において、連続性の良い反射面を介して下位のB層に累重する.A 層/B層境界は概ね平滑な反射面であるが、陸棚斜面には崩壊性の侵食面と解釈 し得る凹凸に富む反射面となっている領域がある.陸棚上においては、A層下部 の内部反射面はプログラデーションを、A層上部の内部反射面はオンラップを 示す.また、陸棚斜面では、内部反射面がアパレントトランケーションパターン を示す領域がある.陸棚斜面よりも沖側の海盆では、内部反射面に成層構造が発 達し、下位のB層に対して低角でダウンラップまたはオーバーラップしている. また、背斜構造が発達する範囲では、下位のB層にオンラップしている領域が ある.

陸棚上の勇払沖においては、A層の上部はT1層、下部はT2層に区分される. 本調査における高周波音源を用いた高解像度音波探査によって、T1層はさらに 上位層(uT1層)と下位層(IT1層)に区別できる.uT1層は調査海域北部(陸 側)に比較的厚く分布し(最大6m程度)、南部(沖側)に向かって層厚を減じ る.uT1層の基底面は強い反射面であり、下位のIT1層またはT2層以下を不整 合に覆う.uT1層の内部反射面はやや不明瞭であるが、uT1層が形成する起伏の ある堆積地形と調和的な内部反射面を認識できる場所がある.IT1層はほぼ水平 から緩く傾斜した成層構造が発達しているため、マルチチャンネル音波探査に よって認識されたオンラップする層に対比される.IT1層には短周期の波打つよ うな変形が認められる領域がある.本調査における高周波音源を用いた探査で は、A層下部のT2層に関する音響的な検討は困難である. 【B 層】B 層は A 層の下位層であり,連続性の良い反射面を介して C 層に累重する.内部反射面には成層構造が発達しており,その中で連続性の良い内部反射面を境として下位から B2 層, B1 層に細分できる.

B2 層は下位の C 層に対して低角にダウンラップまたはオーバーラップして累 重する.背斜の東翼においては C 層に対してオンラップしている.上位の B1 層 との境界面においては,低角なトップラップまたはトランケーションが認識さ れる部分がある.内部反射面には成層構造が発達する.一部に乱雑な層相を示す 部分があり,崩壊等に伴う攪乱を受けたことを示唆する.

B1 層は下位の B2 層に対して低角にダウンラップまたはオーバーラップして 累重する.背斜の東翼においては B2 層に対してオンラップしている.上位の A 層との境界面においては,低角なトップラップまたはトランケーションが認識 される部分がある.

【C層】C層は本調査海域における最下位層であり,B層の基底面より下位の地層 を一括したものである.内部反射面には成層構造が発達している.C層上部の内 部反射面はB層/C層境界面においては、トップラップまたはトランケーショ ンが認識される部分がある.

(2) 年代

本調査において,音響層序の年代は辻野・井上(2012)および佐藤(2014)に従った. 辻野・井上(2012)においては,既存の層序区分(石油公団,1987;伊藤・ 他,1999)および珪藻化石(渡辺,2007)と放散虫化石(本山,2007)に基づいて 地層の年代を検討している.また,佐藤(2014)においては,探査記録のスタッキ ングパターンの解釈および海底表層堆積物から得られた放射性炭素年代値(片山・ 他,2014)と勇払平野おける層序(小松原・他,2014)に基づいて地層の年代を検 討している.

辻野・井上(2012)はH1020 層基底の形成年代を前期-中期更新世(1.7-0.3 Ma) と推定し,H0010 層およびH1020 層を更新統に対比している.佐藤(2014)はH0010 層の上部(上位からT1層,T2層,T3層)について,T1層を最終氷期(MIS2)直

- 8 -

後の海面上昇期以降のサクセッション(後期更新世末から完新世), T2 層を MIS6 直後の海面上昇期から MIS2 までのサクセッション(中期更新世末から後期更新 世), T3 層を MIS8 直後の海面上昇期から MIS6 まで(中期更新世)のサクセッシ ョンに対比している.

A 層は H0010 層のうち,最上部の T1 層および T2 層に相当し,後期更新世から 完新世にかけての堆積物に対比される. B 層は H0010 層のうち,T3 層以下に相当 し,前期-中期更新世の堆積物に対比される.C 層は H1020 層以下の地層に相当し, 前期-中期更新世以前の堆積物に対比される.

勇払沖においては、A層の上部にあたる T1層を上位層(uT1層)と下位層(IT1 層)に細分できる.uT1層は下位の地層を不整合に覆う.本調査で取得した堆積物 コア試料(堆積物コア試料については後述する)と比較すると,uT1層に相当する 堆積物から得られた放射性炭素年代は9.40~0.42 cal kBPを示す.また,uT1層は 全体に砂質な堆積物によって構成され,基底付近は礫混ざりの粗砂からなる.さら に,uT1層は砂堆状の堆積地形を形成している.以上より,調査海域におけるuT1 層の基底部は後氷期の海水準上昇に伴って形成されたラビンメント面を覆うラビ ンメント堆積物または海進期ラグ堆積物に対比され,上部はそれ以降に形成され た堆積物と解釈される.IT1層はuT1層の下位にあたり,ほぼ水平に成層した層か らなる.また,IT1層は下位層にオンラップする.本調査で取得した堆積物コア試 料と比較すると,IT1層に相当する堆積物から得られた放射性炭素年代は11.30~ 11.19 cal kBPを示す.また,IT1層は砂層が狭在する泥質な堆積物によって構成さ れる.海水準上昇期に形成されたオンラップを示す水平な反射面が発達した層は, T1層下部の海進期堆積体(佐藤, 2014)に対比される.

(3) 地質構造

本調査におけるマルチチャンネル音波探査によって取得した反射断面ならびに 解釈断面を図 3-1~図 3-7 に示す. 測線には北から順に H1~H7 の番号を付した. 以下に各断面における地質構造の特徴を述べる.

【H1 測線】H1 測線では,共通反射点(以下,「CDP」)3300~7000 の範囲に,CDP5500

付近を軸とする非対称な背斜構造 Fo が認められる (図 3-1). Fo 背斜の内部に は、CDP4200付近を軸とする背斜が認められ、これは Fo 背斜の副次的な背斜構 造と判断される.Fo背斜が認識できる範囲においては,B1層の上部は削剥を受 けていると判断される. 削剥によって B1 層の層厚が薄い領域では内部反射面の 連続性が不明瞭であり、変形構造を検討することが難しい. CDP6500 よりも北 東側の陸棚上では A 層はプログラデーションパターンを示す. また, CDP6500 ~5500の陸棚斜面上部においては A 層の堆積勾配が大きい. これらの領域では A 層の内部反射面について変形構造と堆積構造を区別することが難しい. 一方 で、陸棚斜面の CDP5500 付近の遷緩点より東側の領域では、A 層の内部反射面 は滑らかに成層している.Fo 背斜に伴う内部反射面の変形は A 層, B2 層, C 層 において認識される.その変形は下位ほど大きく,累積性が認められる.また, 海底面には Fo 背斜と調和的な撓みが認識される. CDP8000~11700 の範囲に, やや不明瞭であるが CDP9600 付近を軸とする背斜構造 Fo1 が認められる. 本調 査では、Fo1 背斜に伴う背斜構造は C 層においては認識できるが、B 層以上では 不明瞭である. CDP12900 よりも北東の範囲に、やや不明瞭であるが CDP15600 付近を軸とする背斜構造 Fo2 が認められる.本調査では Fo2 背斜付近の層序区 分を実施していないが、Fo2 背斜に伴う変形は下位ほど大きく、累積性が認めら れる.また、海底面には Fo2 背斜の西翼と調和的な撓みが認識される.

【H2 測線】H2 測線では CDP6500~3800 の範囲に, CDP5500 付近を軸とする非対称な背斜構造 Fo1 が認められる (図 3-2). Fo1 背斜の内部には, CDP6000 付近 および CDP5000 付近を軸とする背斜が認められ, これらは Fo1 背斜の副次的な 背斜構造と判断される. Fo1 背斜が認識される領域では, B1 層上面はトランケ ーションを示すため, B1 層上部は削剥されていると判断される. また, Fo1 背 斜の背斜軸付近では A 層の層厚が薄く, 内部反射面の連続性が不明瞭である. Fo1 背斜に伴う内部反射面の変形は, B1 層, B2 層, B3 層で認識される. その変 形は下位ほど大きく, 累積性が認められる. H2 測線においては, Fo1 背斜に伴 う A 層および海底面の変形を認識することは困難である. また, CDP3200 より も北東の範囲に, CDP800 付近を軸とする背斜構造 Fo2 が認められる. H2 測線 においては, Fo2 背斜の軸付近は陸棚上に位置している. 本調査ではこの領域に おける層序区分は実施していないため, Fo2 背斜に伴う変形の累積性は検討できない. 背斜を構成している地層は B 層~C 層に対比しうるが, これらは Fo2 背斜に伴う変形を受け, 陸棚上で平坦に侵食されたと推察される. H2 測線においては, Fo2 背斜に伴う海底面の変形を認識することはできない.

- 【H3 測線】H3 測線では CDP3700~9000 の範囲に, CDP6500 付近を軸とする背斜 構造 Fo1 が認められる (図 3-3). Fo1 背斜の内部には, CDP5600 付近および CDP7500 付近を軸とする背斜が認められ, これらは Fo1 背斜の副次的な背斜構 造と判断される. Fo1 背斜が認められる領域においては, A 層の層厚は薄く, 内 部反射面の連続性は不明瞭である. また, B2 層は下位の C 層に低角のダウンラ ップを示すため, 内部反射面が受けた変形構造と堆積構造を区別することが難 しい領域がある. Fo1 背斜に伴う変形は B1 層, B2 層, C 層に認められる. これ らの地層の変形は下位ほど大きく, 累積性が認められる. 海底面には Fo1 背斜 と調和的な撓みが認識される. また, CDP9300 より北東側の範囲には背斜構造 Fo2 が認識されるが, H3 測線においては背斜軸を捉えられていない. H3 測線に おいては Fo2 背斜の西翼基部が陸棚斜面と海盆を画する遷緩線付近に位置して いる. そのため, 特に A 層においては, Fo2 背斜に伴う変形と堆積構造を区別す ることが難しい. ただし, Fo2 背斜の西翼部における内部反射面の傾斜は下位ほ ど大きいため, 累積的な変形を受けていると判断される.
- 【H4 測線】H4 測線は, H4\_1 測線(北東部分)とH4\_2 測線(南西部分)によっ て構成される(図 3-4). H4\_2 測線の CDP7800~2300 の範囲に, CDP4700 付近 を軸とする非対称な背斜構造 Fo1 が認められる. Fo1 背斜が認められる範囲にお いては, A 層および B2 層は低角のダウンラップを示すため,内部反射面が受け た変形構造と堆積構造を区別することが難しい領域がある.また, A 層および B2 層は Fo1 背斜の西側では相対的な沈降域を埋めて堆積し,背斜の西翼基部に オンラップしている. Fo1 背斜に伴う変形は A 層, B1 層, B2 層, C 層に認めら れる.これらの地層の変形は下位ほど大きく,累積性が認められる.海底面には Fo1 と調和的な撓みが認識される.また,H4\_2 測線の CDP1500 より北東側の範 囲には背斜構造 Fo2 が認められるが,H4 測線ではその背斜軸の位置は不明であ

る. Fo2 背斜の内部には, H4\_1 測線の CDP1700 付近および CDP800 付近に背斜 軸が認められるが, これらは Fo2 背斜の副次的な背斜構造と判断される. H4 測 線においては Fo2 背斜の西翼基部が陸棚斜面と海盆を画する遷緩線付近に位置 している. そのため, Fo2 背斜に伴う変形と堆積構造を区別することが難しい. ただし, Fo2 背斜の西翼部における内部反射面の傾斜は下位ほど大きいため, 累 積的な変形を受けていると判断される.

- 【H5 測線】H5 測線では CDP5300~8200 の範囲に, CDP6700 付近を軸とする非対称な背斜構造 Fo1 が認められる(図 3-5). Fo1 背斜が認められる範囲においては,B2 層は下位の C 層に低角でダウンラップを示すため,内部反射面が受けた変形構造と堆積構造を区別することが難しい領域がある,Fo1 背斜に伴う変形は B1 層,B2 層,C 層に認められる.これらの地層の変形は下位ほど大きく,累積性が認められる.A 層および海底面においては,Fo1 背斜に伴う変形を認識することは困難である.また,CDP9300 より北東側の範囲には背斜構造が認められるが,H5 測線ではその背斜軸の位置は不明である.Fo2 背斜が認められる範囲では,B1 層の上部において,反射記録がやや乱雑で,内部反射面が不明瞭な領域がある.Fo2 背斜に伴う変形はB1 層の下部,B2 層,C 層に認められる.これらの地層の変形は下位ほど大きく,累積性が認められる.A 層および海底面にお
- 【H6 測線】H6 測線では,H1~H5 測線にかけて認識できる Fo1 背斜の延長線上に は背斜構造が認識されない(図 3-6). CDP1500 より北東側の範囲には背斜構造 が認められるが,H6 測線ではその背斜軸の位置は不明である.Fo2 背斜が認め られる範囲においては,B1 層の上部に反射記録がやや乱雑で,内部反射面が不 明瞭な領域がある.Fo2 背斜に伴う変形はB1 層,B2 層,C層に認められる.こ れらの地層の変形は下位ほど大きく,累積性が認められる.A層および海底面に おいては,Fo2 背斜に伴う変形の有無を判断することは困難である.
- 【H7 測線】H7 測線では CDP8200 より北東側の範囲に, CDP11800 付近を軸とする 背斜構造 Fo2 が認められる (図 3-7). Fo2 背斜の西翼側では, Fo2 背斜に伴う変

形は B1 層, B2 層, C 層に認められる. これらの地層の変形は下位ほど大きく, 累積性が認められる. A 層において Fo2 背斜に伴う変形の有無を認識すること は困難であるが,海底面には Fo2 背斜と調和的な撓みが認識される. Fo2 背斜の 東翼側では,地層の変形は下位ほど大きく,累積性が認められる. また,海底面 には Fo2 背斜と調和的な撓みが認識される. ただし,本調査では背斜の東翼側 における層序区分は実施していない.

(4) 地質構造の空間分布

反射記録断面において認識された地質構造の位置を,各測線上に示した(図 3-8,図 3-9). Fo 背斜, Fo1 背斜, Fo2 背斜は,少なくとも更新世以降の地層である B 層以上の地層を累積的に変形させているため,活背斜であると判断される. 既存 の海底地質図(辻野・井上,2012)と比較すると,活背斜 Fo1 および活背斜 Fo2 は, それぞれ勇払沖背斜および鵡川沖背斜に対比される.本調査の結果からは,活背斜 Fo の連続性に関する新しい知見は得られていない.

背斜構造の空間的連続性を検討する目的で, B 層/C 層境界の強反射面(以下, 「C 層上面」)の深度分布図を作成した(図 3-10,図 3-11). C 層上面においては C 層の内部反射面に低角なトップラップまたはトランケーションが認められるた め,その深度分布は B 層の堆積開始時までに形成された侵食的な平滑面が活構造 による変形を受けたものと解釈し得る.各音波探査断面において C 層上面を追跡 し,それらの深度データを空間補完することによって深度分布図を作成した.深度 分布図の作成にあたり,本調査で取得した音波探査記録に加えて,既存の海底地質 図(辻野・井上,2012)に用いられた既存のマルチチャンネル音波探査記録(辻野・ 他,2007)も用いた.

C 層上面には活背斜 Fo1 による変形が明瞭に捉えられている.活背斜 Fo1 は北西-南東走向で,北西側に広い翼を持つ非対称性を有する.活背斜 Fo1 による変形帯は H2 測線から H5 測線にかけて連続的に認識できるが,南端付近ではその幅が狭くなり,H6 測線に至って認識できなくなる.よって,活背斜 Fo1 の南端はこの領域に位置していると推察できる.

- 13 -

#### 3.2 底質採取調査の結果

(1) 底質採取地点の選定

地質構造の活動性を評価するための年代測定試料を取得するため,2地点におい てバイブロコアラーを使用した柱状採泥を実施し,堆積物試料を採取した.活構造 による堆積物の変形を捉えて柱状採泥地点を選定するために,陸上から海域に連 続的に分布する勇払背斜の海域部(佐藤,2014)を対象として,底質採取が可能な 海域において高周波音源を用いた高解像度音波探査を実施した(図 3-12).

本研究で実施した高解像度音波探査においては、概ね良好な反射記録断面を得ることができた.全ての測線における探査記録の検討にもとづいて,柱状採泥を実施する地点を選定した.その結果,後期更新世末~完新世における断層活動を検討するために,A層最上部(uT1層およびIT1層)の年代決定を目的として,Y-06測線(図 3-13)およびY-09 測線(図 3-14)における各1地点を柱状採泥調査地点とした.

以下に Y-06 測線および Y-09 測線における地質構造と,各測線における柱状採 泥調査地点について述べる.

【Y-06 測線】Y-06 測線では、凹凸を伴う強い反射面の上位に uT1 層が分布してい る(図 3-13). uT1 層は測線距離 3.2~3.9 km 付近において 500 m 以上の波長を 持つ地形的起伏を形成し、測線距離 3.9 km 付近よりも東側には厚く堆積して崖 状の堆積地形を形成している. さらに測線距離 1.8~3.2 km 付近の領域では海底 面に波長の短いベッドフォームを発達させている. uT1 層の内部反射面は不明瞭 である. uT1 層の下位の層は、測線距離 2.1 km 付近から西側の領域において、 やや不明瞭であるが水平に成層した内部反射面を認識できる. そのため、uT1 層 下位の地層を IT1 層と判断した. 測線距離 2.1 km 付近から東側の領域において は、内部反射面が不明瞭であるため、uT1 層の下位の地層が IT1 層であるか T2 層以下であるかを直接判断することができない.

Y-06 測線においては断層活動に伴う地層の変形は認められない.一方で,uT1 層が形成する地形的な起伏の鞍部(測線距離 3.9 km 付近)では uT1 層の層厚が 比較的薄いため,柱状採泥によって uT1 層を貫いて IT1 層に対比される可能性 がある地層に到達する堆積物試料を採取し得る.これにより,uT1 層基底および

- 14 -

IT1 層最上部の年代を決定できる可能性がある.よって,この地点を柱状採泥調 査地点(YFT-1)とした.

【Y-09 測線】Y-09 測線では,uT1 層の分布は不明瞭であるが,後述のバイブロコ アリングの結果(図 3-15,図 3-17)を参照すると,uT1 層は海底面の表層部に 薄く分布していると推察される(図 3-14).海底面付近の強反射面の下位には水 平に成層した内部反射面が発達したIT1 層が分布している.IT1 層の水平な内部 反射面はアパレントトランケーションパターンで海底面に接している.バイブ ロコアリングの結果を参照すれば,IT1 層上面はラビンメント堆積物(uT1 層) を伴うラビンメント面によって侵食されていると判断される.測線の東側の領 域では,IT1 層が「下位層」の上面にオンラップするような構造がみられる.し かし,同一海域で実施されたブーマーを音源とした高分解能マルチチャンネル 音波探査による成果(佐藤,2014)によればT1 層基底はさらに深部に推定され る(図 3-12).そのため,「下位層」の上面は散乱層と判断される.

測線距離 1.4 km 付近から西側の領域では、IT1 層の内部反射面に,西側が低下 する変形が認められる.しかし,前述の高分解能マルチチャンネル音波探査によ る成果(佐藤, 2014)では,この変形の深部には活構造が認められない.さらに, 変形の低下側には波打つような地層の変形が発達している.これらのことから, この変形構造は海底斜面の側方流動に伴って形成されたものと判断される.

測線距離 3.0~4.0 km の領域では、やや不明瞭であるが、IT1 層の内部反射面 が撓んで西側が低下する構造を認識できる.この構造の下部には上述のように 散乱層が形成されているため、本調査では海底面下 5 m 程度までしか構造を追 跡できない.ブーマーを音源とした高分解能マルチチャンネル音波探査による 成果(佐藤, 2014)にもとづけば、この構造は勇払背斜が推定されている海域に 形成されている(図 3-12). そのため、勇払背斜を成長させる断層が IT1 層の形 成以降に活動したことによって、この構造が生じた可能性がある.

Y-09 測線において IT1 層の年代を精度良く決定することによって, IT1 層形 成以降における断層活動についての情報を得られる可能性が高い.よって, Y-09 測線において IT1 層の内部反射面が良好に認識できる地点(測線距離 1.5 km 付近)を柱状採泥調査地点(YFT-2)とした. (2) コア試料観察及び年代測定

YFT-1 および YFT-2 において採取した堆積物コア試料の観察にもとづいて,柱 状図を作成した(図 3-15). YFT-1 コアの写真を図 3-16 に, YFT-2 コアの写真を図 3-17 に示す. さらに, Y-06 測線および Y-09 測線における層序と比較するため,こ れらの測線の探査記録断面に YFT-1 および YFT-2 コアの柱状図を重ねた(図 3-18 ~19). また,堆積物中から得られた貝化石および植物化石を対象として放射性炭 素年代測定を実施した(表 3-2).

それぞれのコアの観察結果, 音波探査記録断面との対応, 放射性炭素年代測定結果を述べる.また, それらに結果にもとづいて解釈した堆積環境についても述べる.

【YFT-1】YFT-1 コアは Y-06 測線上の水深 24 m 付近にて採取した. コア長は 1.57 m であった.YFT-1 コアの堆積物は,粗粒な貝化石が混入した礫混ざりの砂質堆 積物を主体とする.コア深度 1.57~1.37 m の区間は,礫混ざりの粗砂~極粗砂 を主体とする.コア深度 1.37~0.95 m の区間は,ラミナが発達した細砂~中砂 からなり,軽石からなる極粗砂の砂層および層厚 1 cm 程度の泥層が挟在する. 泥層には侵食を受けた痕跡が認められ,堆積物の二次的な移動・堆積を示唆する. コア深度 0.95~0.40 m の区間は,貝化石を含む細砂~中砂からなり,生物擾乱 を受けて一次的な堆積構造は不明瞭である.コア中には泥層の塊が混在してお り,マッドクラストまたは生痕化石と解釈される.コア深度 0.40~0.00 m の区 間は貝化石を含む中砂~粗砂を主体とする.貝化石が密集した層準を含み,最上 部 (0.05~0.00 m) は軽石層からなる.

Y-06 測線においては, uT1/IT1 境界面(茶色で示した線)は, YFT-1 コアの基 底付近に位置する(図 3-18). よって, YFT-1 コアの堆積物は, すべて uT1 層に 対比される.

コア深度 0.18 m から採取した二枚貝, コア深度 0.74 m から採取した木材, 及 びコア深度 1.50 m から採取した二枚貝を対象として放射性炭素年代測定を実施 し, それぞれ 770±30 BP (0.42 cal kBP), 8040±30 BP (8.95 cal kBP), 及び 8720±30 BP (9.40 cal kBP) の年代値を得た (表 3-2. 括弧内の年代は暦年較正した median probability の値).

コア深度 1.57~1.37 m の礫混じり粗砂からなる堆積物は、 ラビンメント面と

解釈される内部反射面(uT1/IT1 境界面)付近に位置しており,後氷期の海水 準上昇期の年代を示すことから,uT1層の基底をなすラビンメント堆積物と判断 される.その上位の堆積物は,現在の海底面と同様の陸棚上に形成された堆積物 と解釈される.

【YFT-2】YFT-2 コアは Y-09 測線上の水深 43 m 付近において採取した. コア長は 3.90 m であった. 明瞭な侵食面を境界として,下部層(コア深度 3.90~0.55 m) と,上部層(コア深度 0.55~0.00 m)に区分できる.下部層は貝化石を含む泥層 を主体とし,層厚 2 cm 程度の塊状のシルト層,葉理構造が発達した極細砂~砂 質シルト層の互層からなる.全体に生物擾乱が認められ,砂粒子を多く含む層準 では擾乱の程度が相対的に大きい.砂粒子を多く含むの層の一部には,二次的な 流動を示唆する堆積構造が認められる.上部層は礫混じり砂層を主体とし,マッ ドクラストや貝化石を含む.上部層の基底付近(コア深度 0.45 m)には長径約 7 cm の軽石の円礫が認められる.また,上部層の最上部(コア深度 0.00~0.09 m) は無層理のシルト層からなる.

Y-09 測線においては,海底面付近の強反射面付近に YFT-2 コア上部層(コア 深度 0.55~0.00 m)の基底が位置する(図 3-19).よって,上部層は uT1 層に, 下部層は IT1 層に対比できる.YFT-2 コアの層相から推定される uT1/IT1 境界 を茶色の破線で示した(図 3-19).

コア深度 0.25 m, 0.85 m, および 3.60 m から採取した二枚貝を対象として放 射性炭素年代測定を実施し, それぞれ 910±30 BP (0.52 cal kBP), 10200±30 BP (11.19 cal kBP), および 10320±30 BP (11.30 cal kBP)の年代値を得た(表 3-2. 括弧内の年代は暦年較正した median probability の値).

IT1 層に対比される下部層は貝化石が混ざった泥質堆積物からなる. 葉理構造 が保存されていることは,堆積構造が生物擾乱によって大きく乱されていない ことを示す.すなわち,堆積速度が大きく,底層の海水交換が不活発で底生生物 の活動が制約されていたことが示唆される. 泥層に挟在する砂層は洪水等のイ ベントに対応する可能性があり,陸域に近い沿岸海域で形成されたことが示唆 される.さらに,下部層から得られた放射性炭素年代値は,後氷期の海面上昇期 を示している.以上より,下部層はバリアー背後のラグーン堆積物と解釈される. uT1 層に対比される上部層は礫やマッドクラストが混じる砂質堆積物からなる. また,上部層は明瞭な侵食面を介して下部層に累重する.よって上部層の基底は 海進時侵食面を覆う海進時ラグ堆積物と解釈し得る.その上位の堆積物は,現在 と同様の陸棚に形成された堆積物と解釈される.

(3) 年代測定結果にもとづく沖積層の堆積速度

堆積物コア試料から得られた年代値にもとづいて,uT1層およびIT1層の堆積速 度を求めた(表 3-3).堆積速度の計算には暦年較正済み年代値を使用した.暦年較 正年代の中央確率値にもとづく堆積速度に加えて,1σの年代確率幅をとった際に 堆積速度が取り得る上限値・下限値についても求めた.堆積速度の計算に際して, 圧密補正は行っていない.

uT1 層の堆積速度を YFT-1 のコア深度 0.74 m (8.95 cal kBP) およびコア深度 1.50 m (9.40 cal kBP) の年代値から求めると,堆積速度は 1.7 m/ky (1.4~2.1 m/ky) と見積もられる(暦年較正した中央確率値にもとづく堆積速度.括弧内は暦年較正 年代の 1 σ の年代幅を考慮した場合に取り得る堆積速度の幅).

IT1 層の堆積速度を YFT-2 におけるコア深度 0.85 m (11.19 cal kBP) およびコア 深度 3.60 m (11.30 cal kBP) の年代値から求めると,その堆積速度は 25.0 m/ky (14 ~1300 m/ky) と見積もられる (暦年較正した中央確率値にもとづく堆積速度. 括 弧内は暦年較正年代の 1  $\sigma$  の年代幅を考慮した場合に取り得る堆積速度の幅). IT1 層における堆積速度は,調査エリアの海岸線付近で実施された陸上ボーリング (安 井・他, 2016) において,深度 10~30 mの泥層から得られた放射性炭素年代(約 7,800 年前から 10,000 年前の間) から計算される堆積速度(約 9 m/ky) と同程度で ある.

(4) 変形を受ける地層の形成年代

前述のように,Y-09 測線においては IT1 層の内部反射面の変形を認識できる. IT1 層の変形は,勇払背斜を成長させるような断層活動に伴って形成された可能性 がある.変形構造はY-09 測線における IT1 層の内部反射面のうち青色で示した層 準および赤色で示した層準において明瞭に認識できる(図 3-20).そのうち,沈降 側から隆起側まで連続的に追跡できる赤色で示した層準において,堆積勾配を考 慮して上下変位量を検討した.反射記録断面上における IT1 層のみかけの堆積勾 配を 0.7×10<sup>-3</sup>とすると,赤色で示した層準の上下変位量は約 1.3 mと見積もられ る(図 3-20).青色で示した層準は赤色で示した層準とほぼ平行に形成されている. Y-09 測線上では,変形が認められる範囲においては青色で示した層準よりも上位 の地層は保存されていない.そのため青色で示した層準よりも上位の地層が変形 しているかは不明である.また,赤色で示した層準よりも下位の地層は,変形が認 められる範囲においては,散乱層が存在するために内部反射面を連続して追跡す ることができない.

YFT-2において得られた放射性炭素年代にもとづき,変形を受ける IT1 層の形成 年代を検討した.YFT-2において放射性炭素年代を得たコア深度 0.85 m (11.19 cal kBP)の層準は,Y-09 測線における内部反射面のうち橙色で示した層準に対応する (図 3-19).また,橙色で示した層準の 1.1 m 上位に赤色で示した層準が位置し, さらに赤色で示した層準の 1.1 m 上位に青色で示した層準が位置する (図 3-19). よって,青色で示した層準は橙色で示した層準の 2.2 m 上位に位置する.前述のよ うに IT1 における堆積速度は 25.0 m/ky と見積もられるため,赤色および青色で示 した層準は,それぞれ橙色で示した層準の 0.04 ky 後および 0.09 ky 後に形成され たと推定される.よって,橙色で示した層準の形成年代 (11.19 cal kBP) に外挿す ると,赤色および青色で示した層準の形成年代はそれぞれ 11.15 cal kBP および 11.10 cal kBP と見積もられる.よって,変形を受けている地層は少なくとも 11.10 cal kBP までに形成されたことになる.

#### 4. まとめ

#### 4.1 石狩低地東縁断層帯(海域部)の位置・形状

本調査で実施したマルチチャンネル音波探査の解析結果(図 3-3~図 3-9),既存の海底地質図により示されている地質構造(辻野・井上,2012;佐藤,2014)を総合的に解釈し、本海域における断層の位置、形状、活構造の連続性について議論する(図 4-1).

石狩低地東縁断層帯南部は、日高衝突帯の前縁褶曲・衝上断層帯の西縁に位置づけられ、変形フロント付近では伏在衝上断層が活断層として存在して地表を変形させている(伊藤,2000;池田・他,2002;横倉・他,2014). そのため、本調査 海域における活背斜は、伏在衝上断層に伴って形成された断層関連褶曲と解釈される.

本調査において勇払沖で実施した高解像度音波探査では,陸域から沿岸海域に 連続的に発達する断層関連褶曲である勇払背斜の海域部(佐藤,2014)において, 地形および地層の変形を追跡した.本調査では活構造に伴う地形および地層の変 形を断片的に認識できたが,その分布・形状に関する新しい知見は得られなかった.

本調査において日高沖で実施したマルチチャンネル音波探査の結果にもとづく と,石狩低地東縁断層帯の海域延長部に発達する断層関連褶曲である活背斜 Fo1 お よび活背斜 Fo2 は,それぞれ勇払沖背斜および鵡川沖背斜(辻野・井上,2012)に 相当する.本調査においては活背斜 Foの連続性は不明であるが,調査海域の南部 においては活背斜 Fo1 よりも西側には活構造が認識されない.よって,活背斜 Fo1 は最も変形フロント側(西側)に発達した活構造であると判断される.

活背斜 Fo1 は、本調査における C 層から A 層までを累積的に変形させる活構造 である.よって、この活構造は少なくとも中期更新世以降に成長してきたと推定さ れる.活背斜 Fo1 に伴う変形帯は H2 測線から H5 測線にかけて連続的に認識でき る.変形帯を活背斜 Fo1 に沿って北側から南側に追跡すると、南側では変形帯の 幅が減少し、H6 測線および H7 測線では変形を認識できなくなる.そのため、活 背斜 Fo1 に伴う変形帯の延長と H6 測線の交点付近を、本調査における活背斜 Fo1 の南端とした.

活背斜 Fo2 は,活背斜 Fo1 の東側に併走して発達する.活背斜 Fo2 は C 層から 海底面までを累積的に変形させている.ただし,本調査で実施したマルチチャンネ

- 20 -

ル音波探査においては活背斜 Fo2 の褶曲軸を捉えた測線は限定される.そのため, 本調査では活背斜 Fo2 の位置・形状に関する新しい知見は得られていない.活背 斜 Fo2 と活背斜 Fo1 の軸間距離は約 5 km 以上である.そのため,松田(1990)の 基準に従えば活背斜 Fo2 と活背斜 Fo1 はそれぞれ別の起震断層に伴って成長した 構造とみなし得るが,これらの断層関連褶曲の地下深部における構造は不明であ るため,一連の活構造である可能性は否定できない.

以上をまとめると、陸域から沿岸海域に発達する勇払背斜(佐藤,2014)および 活背斜 Fo1 は、伏在衝上断層の活動によって発達した一連の断層関連褶曲である と解釈される.よって、本調査で明らかにした勇払沖背斜の南端が一連の活構造の 端点であると判断される.ただし、この一連の活構造に活背斜 Fo2 が含まれる可 能性は否定できない.

石狩低地東縁断層帯南部の海域部の海岸線から活背斜 Fo1 南端までを含む全長 は約44 km となる.陸域から日高沖(活背斜 Fo1 南端)までを一連の活構造とす ると,その全長は約73 km となる.ただし,活褶曲 Fo2(鵡川沖背斜)が一連の活 構造に含まれるとすれば,その全長は73 km 以上となる.

#### 4.2 石狩低地東縁断層帯(海域部)の過去の活動

(1) 活動時期

本調査で把握された勇払背斜の海域部(佐藤,2014)から活褶曲 Fo1 に至る一連の褶曲は伏在衝上断層に伴う断層関連褶曲と判断され,少なくとも中期更新世以降の堆積層(日高舟状海盆層群上部)が全域にわたって変形を受けている.

勇払沖における高解像度音波探査によれば,勇払背斜が推定される海域におい て、本研究における IT1 層の変形を認識できる.Y-09 測線における高解像度音波 探査記録においては、IT1 層が西側に撓み下がる構造が形成されている.IT1 層は 連続性の良い平行な内部反射面を発達させており、YFT-2 における柱状採泥によれ ば、貝化石が含まれるパラレルラミナが発達したシルト~砂質シルトの互層から なる.これらのことから、IT1 層は海面上昇期におけるバリアー背後のラグーン堆 積物と解釈される.浮流物質がほぼ水平に堆積して IT1 層が形成されたと仮定す れば、その成層構造が撓み下がる変形構造は勇払沖背斜の成長に伴って形成され た可能性が高い.IT1 層においては、少なくとも 11.10 cal kBP までに形成された堆 積体が上下方向に約 1.3 m の変位を受けていると見積もられる.よって少なくとも 11.10 cal kBP 以降に勇払沖背斜を成長させるような断層活動が 1 回以上存在した 可能性がある.

日高沖におけるマルチチャンネル音波探査によれば、本調査における C 層から A 層までを累積的に変形させる活構造である. H3 測線における探査記録記録(図 3-3) に見られるように、B 層/C 層境界面においては、活背斜 Fo1 の背斜軸付近 では C 層の最上部がトランケーションを示し、背斜の西翼においては B 層がオン ラップしている. そのため、少なくとも B 層/C 層境界の層準(前期-中期更新世) までには活背斜 Fo1 は成長を開始していたと推察される.

(2) 活動区間

本調査結果によると、本断層帯南部の海域部にあたる日高沖には、断層関連褶曲 である活背斜 Fo,活背斜 Fo1 および活背斜 Fo2 が分布している.それらのうち、 調査海域の南部まで連続する活背斜の中では活背斜 Fo1 は最も変形フロント側に 位置しており、中期更新世以降に伏在衝上断層の活動に伴って成長してきた活背 斜と解釈される.そのため、活背斜 Fo1 は陸域から沿岸海域(勇払沖)に連続的に

- 22 -

分布する勇払背斜と一連の活構造である可能性が高い.活背斜 Fo2 は活背斜 Fo1 に並走し,本調査における C 層から海底面までを累積的に変形させる活構造である.活背斜 Fo2 と活背斜 Fo1 の軸間は 5 km 以上離れている.そのため松田(1990)の基準に従えばこれらの活背斜はそれぞれ別の起震断層に伴って成長した構造とみなし得るが,これらの断層関連褶曲の地下深部における連続性については不明であるため,一連の活構造である可能性は否定できない.以上にもとづくと,石狩低地東縁断層帯南部の南端は活背斜 Fo1 の南端の海域であると判断されるが,さらに南部に連続する可能性もある.

本調査で明らかにした石狩低地東縁断層帯南部の海域部における断層関連褶曲 の分布範囲にもとづくと、本断層帯南部を構成する活断層は 73 km またはそれ以 上の区間に分布する.これらの活断層は、活動区間として一連となる可能性がある.

(3) 活動間隔

本断層帯南部の活動間隔に関する直接的資料は得られていない.

佐藤・他(2013)は勇払沖におけるブーマーを音源とした高分解能マルチチャン ネル音波探査にもとづき、本研究における T3 層(MIS 6の海面低下期~低海面期 の堆積物)の上面が上下方向に 30 m 変位を受けていることを報告している. T3 層 上面の形成年代を MIS6/5 境界(130 ka, Lisiecki and Raymo, 2005)とすれば、その 平均上下変位速度は 0.23 m/ky と算出される.

勇払沖における高解像度音波探査および柱状採泥の結果によって、本調査における IT1 層に断層活動に伴って形成されたと解釈し得る変形構造が認識された. これにより、11.10 cal kBP 以降に勇払背斜が成長するような断層活動が存在した と推察される.その上下変位量は約 1.3 m であり、これは1回程度の断層活動によ るものと推察される.本調査によって捉えられた IT1 層の上下変位量 1.3 m が断層 活動 1 回あたりの上下変位量だとすれば、前述の平均上下速度にもとづいて平均 活動間隔は約 5.7 ky と見積もられる.

一方で、石狩低地東縁断層帯南部が陸域から本調査における活背斜 Fo1 の南端 まで連続しているものと仮定すると、その断層長は約 73 km となる.この断層長 から、松田(1975)の経験式(1),(2)

 $\log L = 0.6M - 2.9$  (1)

- 23 -

 $\log D = 0.6M - 4.0$  (2)

を用いると、断層全体における1回の活動に伴う断層の変位量は約5.8mと計算される.ここでLは1回の地震で活動する断層の長さ(km), Mはその時のマグニチュード, Dは1回の活動に伴う変位量(m)である.また、松田・他(1980)の経験式(3)

D = 0.1L (3)

を用いると断層全体における 1 回の活動に伴う断層の変位量は約 7.3 m と計算さ れる.ただし、変形フロント側においては低角の伏在衝上断層の活動に伴って活褶 曲が成長することによって上下変位が生じている可能性が高い.そのため、断層長 から経験式によって求めた断層の変位量に対して、上下変位量は有意に小さくな ると推察される.既存の探査記録(例えば、横倉・他、2014)を参考にすると、勇 払沖における伏在衝上断層の傾斜角は 10~20°である.そのため、衝上断層に伴 う褶曲形成モデル (Suppe, 1983; Suppe et al., 2004)を参考にすれば、上下変位量 は断層変位量の 0.17~0.34 倍になると考えられる.以上にもとづくと、1 回の活動 による褶曲成長に伴う上下変位量はそれぞれ 1.0~2.0 m, 1.3~2.5 m と算出される. 前述の平均上下変位速度にもとづくと、平均活動間隔は 4.4~8.6 ky または 5.5~ 10.9 ky と見積もられる.

(4) 1回の変位量

本断層帯南部の1回の変位量に関する直接的資料は得られていない.(3) 平均活 動間隔で述べたように,勇払沖における高解像度音波探査および柱状採泥の結果 によって,本調査におけるIT1層に勇払背斜の成長に伴う撓曲変形が認められ,そ の上下変位量は約1.3mと見積もられた.また,(3)平均活動間隔で述べたように 平均活動間隔は4.4~10.9kyと見積もられる.IT1層の撓曲変形は11.10 cal kBP 以 降に形成されているため,その変形は1回の断層活動によって形成されたと見な し得る.既存の探査記録(例えば,横倉・他,2014)を参考に,伏在衝上断層の傾 斜角を10~20°と仮定すれば,勇払背斜を成長させる断層の1回の変位量は3.8~ 7.5mと推定される.

他方で,(3) 平均活動間隔で述べたように,石狩低地東縁断層帯南部が陸域から 本調査における活背斜 Fo1 の南端まで連続しているものと仮定した時,松田・他

- 24 -

(1980)の経験式にもとづくと1回の断層活動の変位量は7.3mと算出される.

(5) 平均変位速度

本断層帯南部においては、複数回の活動に関する直接的な情報は得られていない. ただし、前述の(3) 平均活動間隔で述べたように、勇払背斜の成長に伴ってT3 層の上面が上下方向に約30m変位している(佐藤・他,2013). T3 層の上面をMIS6/5 境界(130 ka)とすれば、勇払背斜の成長に伴う平均上下変位速度は0.23 m/kyと見積もられる. さらに、既存の探査記録(例えば、横倉・他、2014)を参考に伏在衝上断層の傾斜角を10~20°と仮定すれば、勇払背斜を成長させる断層の平均変位速度は0.7~1.3 m/kyと推定される.

#### 4.3 評価のまとめ

【平均変位速度】

本断層帯南部においては,複数回の活動に関する直接的な情報は得られておら ず,平均変位速度は不明である.

ただし、本調査で対象とした勇払背斜の海域部においては、MIS6の海面低下期 ~低海面期に形成された T3 層の上面が上下方向に約 30 m 変位を受けている(佐 藤・他, 2013). T3 層上面の形成年代を MIS6/5 境界(130 ka)とすれば、それ以降 の平均上下変位速度は約 0.23 m/ky と見積もられる.既存の探査記録(例えば、横 倉・他, 2014)を参考に伏在衝上断層の傾斜角を 10~20°と仮定すれば、勇払背斜 を成長させる断層の平均変位速度は 0.7~1.3 m/ky と見積もられる.

#### 【活動時期】

日高沖における活背斜 Fol は本調査における C 層から A 層までを累積的に変形 させていることから、少なくとも中期更新世以降に成長していると判断される.よ って、活背斜 Fol を成長させる伏在衝上断層は少なくとも中期更新世以降に活動 を繰り返してきたと推察される.

勇払背斜の海域部においては、IT1 層に勇払背斜の成長に伴う変形構造を認識で きる.変形を受ける層は少なくとも 11.10 cal kBP までに形成されているため、少 なくとも 11.10 cal kBP 以降に勇払背斜を成長させるような断層活動が 1 回以上あ ったと推察される.

【1回の変位量】

本断層帯南部の1回の変位量に関する直接的な資料は得られていない.ただし, 高解像度音波探査記録によって勇払背斜の成長に伴う IT1 層の変形構造が捉えら れた.この変形構造は、少なくとも 11.10 cal kBP までに形成された地層を上下方 向に 1.3 m 変位させていると見積もられる.この変形が 1 回の断層活動に伴うもの であるとすれば、1 回の上下変位量は 1.3 m となる.一方、勇払背斜を成長させる 伏在衝上断層の傾斜角を 10~20°と仮定すれば、その断層の 1 回の変位量は 3.8~ 7.5 m と推定される. 【平均活動間隔】

本断層帯南部においては、複数回の活動に関する直接的な情報は得られておらず、平均活動間隔は不明である.ただし、勇払背斜の海域部における13万年前以降の平均上下変位速度を0.23 m/ky,1回の断層活動による背斜の成長に伴う上下変位量を1.3 m とすれば、平均活動間隔は約5.7 ky となる.

他方で、本断層帯南部が陸域から海域の活背斜 Fo1 南端まで連続しているもの と仮定すると、松田・他(1980)の経験式から算出された断層の変位量 7.3 m とい う値と、勇払背斜を成長させる伏在衝上断層の傾斜角が 10~20°であること、 13 万年前に形成された T3 層上面が勇払背斜の成長に伴って上下に 30 m 変位してい ることを考慮すると、平均活動間隔は 5.5~10.9 ky となる.

【活動区間】

本調査範囲においては、石狩低地東縁断層帯南部の海域延長部において伏在衝 上断層に伴う断層関連褶曲である活背斜 Fo,活背斜 Fo1 および活背斜 Fo2 が認識 される.これらの活背斜は少なくとも中期更新世以降に形成された堆積物を累積 的に変形させている.これらのうち,活背斜 Fo1 は,陸域から沿岸海域にかけて分 布する勇払背斜とともに、最も変形フロント側に発達した一連の活構造であると 判断される.この一連の活構造を追跡していくと、活背斜 Fo1 は海岸線から約 44 kmの日高沖の海域に至って構造的には認識できなくなる.よって、一連の活構造 の南端はこの領域であると判断される.すなわち、海岸線から海域に延びる一連の 活構造の長さは 44 km となる.ただし、この一連の活構造に活背斜 Fo2 が含まれ るとすると、海域におけるその長さは 44 km 以上となる.

石狩低地東縁断層帯南部の陸域から日高沖までの断層関連褶曲が一連のものと すると、その総延長は73 km またはそれ以上となる.

本断層帯南部の調査結果を表 4-1 にまとめて示す.

池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 編(2002):「第 四紀逆断層アトラス」、東京大学出版会, 254pp.

伊藤谷生(2000):日高衝突帯-前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造.石油技術協会誌,

65, 103-109.

伊藤谷生・森谷武男・井川秀雄・井川 崇・在田一則・津村紀子・篠原雅尚・宮内 崇裕・木村 学・奥池司郎・清水信之・井川 猛(1999):日高衝突帯におけるデ ラミネーション-ウェッジ構造.地球,21,130-136.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003):石狩低地東縁断層帯の評価.26pp.

- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010):石狩低地東縁断層帯の評価(一部 改訂). 34pp.
- 片山 肇・内田康人・輿水健一・西田尚央・池原 研・中島 礼 (2014):北海道勇払 沖陸棚上の堆積物と堆積作用.海陸シームレス地質情報集「石狩低地帯南部沿岸 域」,海陸シームレス地質図 S-4(DVD),産業技術総合研究所地質調査総合センタ 一.
- 小松原 琢・小松原純子・田辺 晋・本郷美佐緒・植木岳雪・中島 礼・石原武志(2014): 勇払平野と支笏火砕流台地地下の上部第四系層序ボーリング.海陸シームレス 地質情報集「石狩低地帯南部沿岸域」,海陸シームレス地質図 S-4(DVD),産業技 術総合研究所地質調査総合センター.
- Lisiecki, L. E., and M. E. Raymo (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d<sup>18</sup>O records, Paleoceanography, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.

松田時彦(1975):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.

- 松田時彦(1990):最大地震規模による日本列島の地震分布図.地震研究所彙報, 65, 289-319.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文(1980):1986年陸羽地震の地震断層.東 大地震研彙報, 55, 795-855.

本山 功(2007) GH06 航海により北海道浦河沖太平洋海底から採取された岩石試 料の放散虫化石による年代分析. 片山 肇編「千島弧-東北日本弧会合部の海洋地 質学的研究」平成18年度調査概要報告書 -日高沖海域-,地質調査総合センター

速報, no.39, 119-121.

- 岡村行信・佐藤智之・小松原 琢・横倉隆伸・尾崎正紀・木村克己・大熊茂雄・駒 澤正夫・山口和雄・片山 肇・岡田真介・内田康人・輿水健一・康 義英・西田尚 央・花島裕樹・小松原純子・中島 礼・田辺 晋・池原 研・中塚 正・上嶋正人・ 阿部 進・本郷美佐緒・植木岳雪・石原武志 (2014):海陸シームレス地質情報集 「石狩低地帯南部沿岸域」.海陸シームレス地質図 S-4(DVD), 産業技術総合研究 所地質調査総合センター.
- Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J.W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C. Buck, C. E., Cheng,
  H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H.,
  Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hughen, K. A., Kaiser, K. F.,
  Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M.,
  Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. and Hogg, A. (2013) :
  IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP.
  Radiocarbon, 55, 1869-1887.
- 産業技術総合研究所(2007):石狩低地東縁断層帯の活動性および活動履歴調査. 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」No.H18-8,35pp.
- 佐藤智之・内田康人・輿水健一・片山 肇・池原 研(2013):石狩低地東縁断層帯 の海域への延長.活断層研究, 39, 17-28.
- 佐藤智之(2014):勇払平野沿岸域20万分の1海底地質図及び説明書.海陸シーム レス地質情報集「石狩低地帯南部沿岸域」,海陸シームレス地質図S-4(DVD),産 業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 石油公団(1973):昭和47年度大陸棚石油・天然ガス基礎調査基礎物理探査「日高 一渡島」調査報告書. 18pp.
- 石油公団(1987):昭和 61 年度国内石油天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「道南 ~下北沖」調査報告書.35pp.

Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) : Extended C-14 Data-Base and Revised CALIB 3.0

C-14 Age Calibration Program. Radiocarbon, 35, 215-230.

- Suppe, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding, American Journal of Science, 283, 684-721.
- Suppe, J., C.D. Conners, and Y.K. Zhang (2004) Shear fault-bend folding in K. MacClay ed., Thrust tectonics and hydrocarbon systems, AAPG Memoir 82, 303-323.
- 辻野 匠・荒井晃作・井上卓彦(2007):日高舟状海盆海域の音波探査. 片山 肇編 「千島弧-東北日本弧会合部の海洋地質学的研究」平成 18 年度調査概要報告書

-日高沖海域-, 地質調査総合センター速報, no.39, 24-29.

- 辻野 匠・井上卓彦(2012):日高舟状海盆海底地質図.海洋地質図, no.77(CD),産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 渡辺真人(2007):GH06 航海で採取された半固結試料の珪藻化石年代. 片山 肇編 「千島弧-東北日本弧会合部の海洋地質学的研究」平成 18 年度調査概要報告書 -日高沖海域-,地質調査総合センター速報, no.39, 122-124.
- 安井 賢・岡 孝雄・近藤 務・中村俊夫・星野フサ・関根達夫・米道 博・山崎芳樹・ 若松幹夫・前田寿嗣・乾 哲也・奈良智法 (2016):北海道厚真川下流域の上部更 新統~完新統のボーリングコアにおける珪藻化石群集と古環境の解明:層相解 析・AMS14C 年代測定・花粉分析の成果をもとに.名古屋大学加速器質量分析 計業務報告書, 27, 73-78.
- 横倉隆伸・岡田真介・山口和雄(2014):反射法地震探査から見た石狩低地東縁断 層帯南部周辺の地下地質構造.海陸シームレス地質情報集「石狩低地帯南部沿岸 域」,海陸シームレス地質図 S-4(DVD),産業技術総合研究所地質調査総合センタ ー.

<b>捆本百日</b>	数量				
詞且項日	測線数(試料採取地点数)	距離			
マルチチャンネル音波探査	7 測線	107.5 km			
高解像度音波探查	15 測線	78.4 km			
柱状採泥	2 地点	_			

## 表 2-1 石狩低地東縁断層帯海域部の調査項目および数量

	調查手法	マルチチャンネル音波探査	
	音源	ウォーターガン(15 inch³) (S-15 型:Sercel 社製)	
	気室内部の圧力	$13.5 \sim 14.0 \; \mathrm{MPa}$	
洋信郊	有効周波数	$30 \sim 300 \ \mathrm{Hz}$	
미리스	音源の深度	3.0 m	
	船尾と音源の距離	45 m	
	発振点間隔	5.0 m	
	受信器	ストリーマーケーブル (MicroEel:Geometrics 社製)	
	チャンネル数	12 ch	
受信部	チャンネル間隔	2.5 m	
	受信器の深度	2.0 m	
	船尾とニアチャンネルの距離	65 m	
	探鉱機	24 bit (Geode:Geometrics 社製)	
	記録方式	SEG-Y	
収録部	重合数	3	
	サンプリング間隔	$0.5  imes 10^{-3}  ext{ s}$	
	記録長	1.200 s	
	測点間隔(CMP 間隔)	1.25 m	
	測位	DGPS (R110:Hemisphere GNSS 社製)	
	船速	約 3 knot	

## 表 2-2a マルチチャンネル音波探査の仕様

調査手法	高解像度音波探查
音源	高周波音源(パラメトリック) (SES2000:Innomar 社製)
ビーム幅	$\pm 1.8^{\circ}$
発振周波数	一次周波数:約 100 kHz (85 ~ 115 kHz) 二次周波数:5,6,8,10,12,15 kHz
パルス幅	$0.066 \sim 0.500  imes 10^{-3}  { m s}$
発振レート	最大 30 回 /s
探查可能海域	水深 5 ~ 200 m
探查可能深度	最大 40 m(海底面下)
垂直分解能	0.05 m 程度
動揺センサー	DMS-05(Teledyne TSS 社製)
測位	DGPS(VS100:Hemisphere GNSS 社製)

## 表 2-2b 高周波音源を用いた高解像度音波探査の仕様

コマタ	掘削位置	(緯度経度)	掘削位置(平面面	孔口水深	
コノ石	緯度	経度	X (m)	Y (m)	(m)
YFT-1	42°32′10.55″ N	141°48′06.98″ E	-162504.50	-36805.20	24
YFT-2	42°30′24.70″ N	141°45′34.07″ E	-165651.19	-40313.11	43

表 2-3 柱状採泥地点

表 3-1 層序表

						日高沖			ム沖										
年代		地質	時代		辻野・井上 (2012)	本調査		本調査		佐藤 (2014)	本調査								
Ma)			111-7#1	:제 뜨				工1 屋	uT1 層										
I)   0			1	ĸ			∆ 届		IT1 層										
Ö				後期				T2 層	T2 層 以下										
		凹約			0010 層	0010 層	0010 層	0010 層	0010 層	0010 層		B1 層	T3 層	$\sim$					
	生代		第一	中期		B 層	B2 層												
.8]	兼														前期	1020 層	c	〉層	
2.58 1		劣	<u>44 מר 111</u>	# 手利 ビー	2030 層	$\sim$	$\sim$												
		新第三	1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	十新世	3040 層														

Lab Code	Sample Code	Core Name	Core Depth (m)	Material	CRA (yr BP)	δ13C (‰)	Calibrated Age (2σ cal BP)	probability	Median probability (cal BP)
Beta-481486	YFT-1-2_18	YFT-1	0.18	Shell	$770~\pm~30$	+1.9	320 - 480	100.0 %	420
Beta-481487	YFT-1-2_74	YFT-1	0.74	Wood	$8040~\pm~30$	-27.7	8780 - 9020	100.0 %	8950
Beta-481488	YFT-1-2_150	YFT-1	1.50	Shell	$8720~\pm~30$	0.0	9300 - 9470	100.0 %	9400
Beta-481489	YFT-2_25	YFT-2	0.25	Shell	$910~\pm~30$	+2.2	470 - 600	100.0 %	520
Beta-481490	YFT-2_85	YFT-2	0.85	Shell	$10200~\pm~30$	-0.3	11110 - 11270	100.0 %	11190
Beta-487955	YFT-2-360	YFT-2	3.60	Shell	$10320~\pm~30$	0.0	11190 - 11540	100.0 %	11300

表 3-2 放射性炭素年代測定

表 3-3 堆積速度

掘削地点	コア深度(m)	放射性炭 確率中央値	素年代(cal BP) [1σ 幅(68.2 %)]	確率中央値から求めた平均堆積速度 (m/ky) [1σ 幅における最大値,最小値]
VET 1	0.75	8950	[8902-9014]	1.7
1 Г 1-1	1.50	9400	[9369 - 9450]	[2.1, 1.4]
VET 2	0.85	11190	[11155 - 11228]	25.0
¥F1-2	3.60	11300	[11230 - 11354]	[1300, 14]

表	4 - 1	石狩低地	東縁断	層帯南	部の	総括表
---	-------	------	-----	-----	----	-----

	項目	従	来評価	海域部の調査結果	
1.	断層帯の位置・形態				
	(1) 断層帯を構成する断層	千歳市から苫小牧市付近	の断層	苫小牧市~沙流郡日高町南沖合の伏在断層	
	(2) 断層帯の位置・形状	地表における断層帯の位	置・形状		
		断層帯の位置			
		(北端)北緯 42°52′ 東経 141°42′		(北端)陸域部に連続	
		(南端)北緯 42°22′ 東	経 141°54′	(南端)北緯 42°14′ 東経 141°56′	
		長さ 54 km 以上		44 km 以上(海域部のみ)全体では 73 km 以上	
		地下における断層面の位	置・形状		
		長さ及び上端の位置	地表での長さ・位置と同じ	反射記録断面で得られた長さ・位置と同じ	
		上端の深さ	0 km		
		一般走向	N20°W	N15°W	
		傾斜	東傾斜	東傾斜※1	
			(3 km 以深では低角度		
			約 2.5 km でほぼ水平)		
		幅	不明	不明	
	(3) 断層のずれの向きと種類	東側隆起の逆断層		東側隆起の逆断層	
2.	断層の過去の活動				
	(1)平均的なずれの速度	0.2 m/ 千年程度(上下成	<b> </b>	0.23 m/千年(上下成分)※2	
				0.7 ~ 1.3 m/ 千年(断層面上)※ 3	
	(2)過去の断層活動	不明		活動1 約11.10千年以降※4	
	(3) 1回のずれの量と平均活	1回のずれの量	4 m 程度以上	約 1.3 m (上下成分)	
	動間隔			3.8~7.5 m(断層面上)※3	
		平均活動間隔	1万7千年程度以上	約 5.7 千年	
	(4)過去の活動区間	活動区間	全体で1区間	全体で1区間	
З.	断層帯の将来の活動				
	(1) 将来の活動区間及び活動	活動区間	断層帯全体で1区間	断層帯全体で1区間	
	時の地震の規模	マグニチュード	7.7 程度以上	7.9 程度以上	
		1回のずれの量	4 m 程度以上(上下成分)	約 1.3 m(上下成分)	
備	「」 考				
				※2:背斜を構成する反射面(推定形成年代約130	
				千年前)の上下変位量にもとづいて算出	
				※ 3:伏在断層の反射記録断面における見かけの傾	
				斜角(10~ 20°)にもとづいて算出.	
				※4:単一の活動かどうかは不明	



図 1-1 石狩低地東縁断層帯の概要図

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010)および既存の海底地質図(注野・井上,2012;佐藤,2014)を重ねて作成.赤四角の領域は図2-1aの範囲.



図 2-1a 調査測線図および採泥調査地点位置図



図 2-1b 本調査で実施した高周波音源を用いた高解像度音波探査の調査測線図 図の範囲は図 2-1a に示す.





図 3-1 マルチチャンネル音波探査記録(H1 測線)上:反射記録断面,下:解釈図





図 3-2 マルチチャンネル音波探査記録(H2 測線)上:反射記録断面,下:解釈図





図 3-3 マルチチャンネル音波探査記録(H3 測線)上:反射記録断面,下:解釈図





図 3-4 マルチチャンネル音波探査記録(H4 測線)上:反射記録断面,下:解釈図





図 3-5 マルチチャンネル音波探査記録(H5 測線)上:反射記録断面,下:解釈図





図 3-6 マルチチャンネル音波探査記録(H6測線)上:反射記録断面,下:解釈図





図 3-7 マルチチャンネル音波探査記録(H7 測線)上:反射記録断面,下:解釈図



図 3-8 マルチチャンネル音波探査測線上に認められた活構造 マルチチャンネル音波探査測線上に認められた背斜および断層の位置を示す(上 図赤線).既存の海底地質図(辻野・井上, 2012)に重ねた.



図 3-9 本調査における活背斜位置図

本調査におけるマルチチャンネル音波探査および既存海底地質図にもとづいて背 斜軸の位置を示した(上図赤線).既存の海底地質図(辻野・井上,2012;佐藤, 2014)および地震調査委員会(2010)に重ねて作成した.



図 3-10 C 層上面のコンターマップ

本調査で取得した記録断面および既存の記録断面(辻野ほか,2007)において C 層上面を追跡し、そのコンターマップを作成した.コンター間隔は 0.005 s (0.1 s 毎の計曲線を太線、0.05 s 毎の計曲線を中線で示す).



図 3-11 活背斜と C 層上面のコンターマップ

本調査および既存の海底地質図にもとづく背斜軸(図 3-9)を C 層上面のコンター マップ(図 3-10)に重ねた.コンター間隔は 0.005 s (0.1 s 毎の計曲線を太線, 0.05 s 毎の計曲線を中線で示す).



図 3-12 高周波音源を用いた高解像度音波探査測線とT1層の分布 高解像度音波探査の測線を既存の海底地質図(佐藤, 2014)に重ねた.T1層の層 厚分布をオレンジ線コンター(5m間隔)で,勇払背斜の位置を赤太線で示す(赤 線群の領域は背斜が推定される範囲).



上:反射記録断面,下:解釈図









図 3-15 柱状採泥調査で得られたバイブロコアの柱状図



図 3-16 柱状採泥調査で得られたバイブロコアの写真(YFT-1)



図 3-17 柱状採泥調査で得られたバイブロコアの写真 (YFT-2)



図 3-18 YFT-1 コアと高解像度音波探査記録(Y-06 測線)の対比 YFT-1 コアのコア深度 1.37 m から下位の礫層は,探査記録断面における uT1 層/ IT1 層の境界面(茶色の線で示す)付近に位置する.図の範囲は図 3-13 に示す.



図 3-19 YFT-2 コアと高解像度音波探査記録(Y-09 測線)の対比 YFT-2 コアのコア深度 0.55 m から上位の砂層を主体とする層は uT1 層に対比しう る. 探査記録断面においては不明瞭であるが, コア深度から推定される uT1 層/ IT1 層の境界面を茶色の破線線で示した. 図の範囲は図 3-14 に示す.



図 3-20 Y-09 測線の探査記録断面にみられる IT1 層の変形

上:図 3-14 および図 3-19 に示した内部反射面のトレースのうち, 橙色で示した 層準は YFT-2 コアにおいて 11.19 cal kBP の年代値が得られた層準とほぼ一致して いる.赤実線および青実線で示した層準は, 測線距離 3~4 km の範囲で西に撓み 下がる構造を示す.下: IT1 層のみかけの堆積勾配を 0.7×10<sup>-3</sup> として, 各層準に挟 まれた層厚および,赤実線で示した層準の上下変位量を見積もった.赤色の層準の 上下変位量は約 1.3 m であり,青色の層準の推定形成年代は堆積速度にもとづいて 11.10 cal kBP と見積もられる. 図の範囲は図 3-14 に示す.



図 4-1 石狩低地東縁断層帯(海域部)の地質構造

本調査で推定した石狩低地東縁断層帯海域部に分布する活背斜の軸を赤線で示した. コンターマップは本調査における C 層上面(往復走時. コンター間隔は 0.005 s. 0.1 s 毎および 0.05 s 毎の計曲線を,それぞれ太線および中線で示す).