

沿岸海域における活断層調査

(サロベツ断層帯 (海域部))

委託業務成果報告書

平成 25 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

1. サロベツ断層帯の概要	1
2. 調査手法	2
2.1 音波探査の手法	2
2.2 底質採取調査の手法	3
3. 調査の結果	5
3.1 音波探査の結果	5
(1) 層序区分	5
(2) 年代	6
(3) 地質構造	6
3.2 底質採取調査の結果	9
3.2.1 底質採取地点の選定	9
(1) 北側：抜海沖・ユークル背斜前面海域	10
(2) 南側：稚咲内沖・ペンケ背斜前面海域	11
3.2.2 コア試料観察及び各種物性値	12
3.2.3 チャープ記録断面の音響層序と年代値との対比	14
3.3 堆積環境	15
(1) 堆積層内の擾乱構造の形成要因とその時期	15
(2) A2/A1 境界の形成要因	16
(3) A1/A0 境界の形成要因	17
4. まとめ	19
4.1 サロベツ断層帯海域延長部における断層の位置・形状	19
4.2 サロベツ断層帯海域延長部の過去の活動	21
(1) 活動時期	21
(2) 活動区間	21
(3) 活動間隔	22
(4) 1 回の変位量	22
(5) 平均変位速度	23
4.3 評価のまとめ	24
文献	26

巻末資料 採泥コア写真

採泥柱状図(スケッチ)

コア軟エックス線画像

地元説明資料

1. サロベツ断層帯の概要

サロベツ断層帯は、活断層研究会編(1991)、中田・今泉編(2002)等に基づけば、陸域部においては、北海道北部の宗谷丘陵西縁に分布しており、北海道天塩郡豊富町(とよとみちょう)から同郡幌延町(ほろのべちょう)を経て、同郡天塩町(てしおちょう)に至る全長約44 km、概ね北北西-南南東方向に延びる断層帯である(図1-1)。仮に全体が1つの区間として活動する場合の地震規模は、マグニチュード7.6程度となる可能性がある。

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2007)は本断層帯の長期評価において、産業技術総合研究所(2006)に基づき、断層帯の平均的な上下変位速度は0.7 m/千年以上、最新活動は不明であるが、過去の活動時期として約5,100年前以後、約4,500年前以前にあった可能性を指摘している。平均活動間隔は、平均的な隆起速度と3-4mとされる1回の隆起量から約4,000年-8,000年と推定されている。また、既存反射法地震探査の再解析結果から、地表において認められる変位地形は、地下に伏在する東傾斜の逆断層のずれによる断層関連褶曲の成長に伴い生じたものと解釈されている。

本断層帯の延長海域には、小椋他(1992)、徳山他(2001)、池田他編(2002)、荒井(2013)等において、陸域から海域に連続する褶曲、活構造の存在が示されており(図1-1)、陸域部におけるサロベツ断層帯との地質的、地形的な連続性も議論されている。

荒井(2013)は、陸域の宗谷丘陵から海域に連続した複背斜の褶曲帯である宗谷隆起帯の西縁部に伏在する断層を活構造と推定している。小椋他(1992)、徳山他(2001)は、深部反射法地震探査記録に基づき、陸域におけるサロベツ断層帯と同様、この褶曲帯も地下深部の断層運動にともなう断層関連褶曲と解釈している。

2. 調査手法

サロベツ断層帯海域延長部において、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。サロベツ断層帯海域延長部の活構造について、位置、形状を把握し、全長を明らかにするとともに、その活動履歴を解明するため、ウォーターガンを音源としたシングルチャンネル音波探査、ブーマーを音源とする高分解能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、オンボードで地質構造を確認しつつ実施した。加えて海上保安庁水路部（現 海上保安庁海洋情報部）（1993）のスーパーカー記録、荒井（2013）の音波探査記録、石油公団（現、石油天然ガス・金属鉱物資源機構）（1989）の反射法地震探査記録も併せて検討を行なった。

また、活動履歴の把握に必要な堆積物の年代試料を得るための柱状採泥は、分解能の高いチャープソナーによる探査を併用して実施した。

これらの調査項目と数量を表 2-1 に、シングルチャンネル音波探査の測線および高分解能マルチチャンネル音波探査の測線を図 2-1（1）に、採泥地点とチャープソナーの測線を図 2-1（2）、（3）に示す。

2.1 音波探査の手法

本調査における音波探査は、サロベツ断層帯海域延長部の地質構造を分解能良く捉えて、浅層部における活構造の性状、累積的な変位、変形、最終活動時期を把握するため、ブーマーを音源とした高分解能のマルチチャンネル音波探査を主体として実施した。また、必要に応じて、やや深部（海底下 400m 程度）の地質構造を確認するためにウォーターガンを音源とするシングルチャンネル音波探査を実施した。探査仕様を表 2-2 にまとめる。

調査測線は、サロベツ断層帯の走向方向にほぼ直交する E-W 方向に主たる探査測線を設定し（WK1 測線～WK15 測線）、それらの探査測線間の音響層序を対比するために、主たる探査測線を繋ぐ方向に対比するための測線を設けた（WK101 測線、WK102 測線）（図 2-1(1)）。

シングルチャンネル音波探査では Sercel 社製のウォーターガン（S-15）とシングルチャンネルのハイドロフォンを、マルチチャンネル音波探査では Applied Acoustic Engineering 社製の Boomer System 探査装置と 12 チャンネルのストリーマーを、調査

船の船尾から曳航して計画測線上を航行しながら測定した。探査データは船上モニターでデータの音響的なクオリティと、断層の有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、調査船の船位測定はディファレンシャル GPS (DGPS) を用いた。DGPS で使用する補正情報は海上保安庁交通部で沿岸から 200 km の範囲をカバーできるようにラジオビーコンにより発信されているものを使用した。1 秒毎に記録させた船位データを用いて、調査船の進行方向および GPS アンテナと受発振器の距離を考慮して音波探査の反射点位置を決定した。

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は砂質であ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は用いず、バイブロコアラを使用した。

柱状採泥地点の選定に際しては、まず、ブーマー音源による高分解能マルチチャンネル音波探査断面より対象とする地質構造を選定した。さらに、その領域において表層部をより高分解能で探査できるチャープソナーを実施し、最終的な底質採取地点を絞り込んだ。

作業は、採取地点に調査船を定点維持させて底質採取を実施した。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 秒毎に記録しており、採泥器の着底位置と離底位置の間を採泥地点の位置とした。

採泥管内管の直径は 8.8cm 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、写真撮影と観察・記載をおこない柱状図を作成した。ついで、半裁したコアから幅 5cm 厚さ 1cm のアクリルケースに試料を分取し、軟エックス線装置で透過写真を撮影した。さらに柱状試料 S t . 1-2 については含水比用の試料を 5cm 厚さ毎に、粒度分析用試料を 10cm 間隔で厚さ 5cm 分を採取した。

含水比は、摂氏 105 度 16 時間乾燥の前後に湿重量および乾燥重量を秤量し算出した。粒度分析は、5 %酢酸で炭酸塩を、6 vol %過酸化水素水で有機物を除去した後、超音波分散 (25 分間) をおこない、レーザー回折式粒度分析装置 (coulter 社製:LS230) で

計測した。測定においてサブミクロンサイズの計測は Mie 散乱理論を用い、光学モデルは屈折率実数部：1.7，虚数部：0.1 を適用した。

コア試料中からは 5 点の年代測定用試料を選定し採取した。年代測定は加速器質量計を用いた計測をおこない放射性炭素年代値を得た。同位体分別補正をした補正年代に対して、レザバー補正を 400 年，地域補正 ($\delta\text{-R}$) は 0 年として暦年補正をおこなった。

3. 調査の結果

3.1 音波探査の結果

本探査では、ブーマーによる高分解能マルチチャンネル音波探査で海底面下およそ150～200mまでの反射記録, シングルチャンネル音波探査で海底面下およそ350～500mまでの反射記録が得られた。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での弾性波伝播速度を1,500m/secと仮定した。

(1) 層序区分

本調査海域において, 荒井(2013)はGIガンによる音波探査記録によって, 内部の構造や層序関係等に基づいて音響基盤(Bs), 宗谷沖層群(Sy), 稚内沖層群(Wk), 抜海沖層群(Bk)に層序区分を行っている。さらに抜海沖層群(Bk)はオンラップ不整合面を境界として抜海沖層群下部層(Bk-L), 中部層(Bk-M), 上部層(Bk-U)に細分している。

また, 隣接する南方海域においては, 海上保安庁(1993)はソノローブおよびスパーカーによる音波探査記録によって, I層～VII層に区分している。

本調査で取得した音波探査記録断面の地質解釈においては, 調査海域が重なっている点を考慮し, 基本的には荒井(2013)の層序区分に従った。

ただし, 本調査における音波探査記録は浅層部の分解能が荒井(2013)で用いられているGIガンによる音波探査記録よりも高いことから, その最上位層である抜海沖層群上部層(Bk-U)の浅層部をさらに2層に細区分し, 上位のものからA層, B層とした(表3-1)。また, 本調査の音波探査結果から明瞭に認識できるのは, 荒井(2013)の抜海沖層群下部層(Bk-L)より上位の地層である。それより下位の層についても背斜軸部の削剝を受けている領域においては露出していると推察されるが, 地層が急傾斜を呈しているため, 層序として区分することは困難であった。したがって, 反射断面図上ではそれらの層をまとめてC層とし, その分布域については, 必要に応じて荒井(2013)を踏襲した。以下に各層の特徴を述べる。

【A層】調査範囲の最上位層で, 層厚は最大でも15m程度と薄く, 下位層とは不整合関係にある。堆積構造が把握できたところでは水平ないしは緩く傾斜した内部構造を示すが, ブーマーを音源とする反射記録断面では内部反射面の連続性は必ずしも明瞭ではない部分も多い。底質採取地点選定のために一部の海域で実施したチャー

プソナーにおいては、A層内部は音響的特徴の違いによりA0層、A1層、A2層に細分化される。

【B層】内部反射面が明瞭なところでは、A層と同様に、ほぼ水平から緩く傾斜した内部構造を示し、下位層にオンラップする。層厚はA層よりも薄い。一部、背斜構造の前翼部付近に小規模ながらプログラデーションに類似した反射パターンを呈している部分が認められる（図3-1）。

【Bk-U層、Bk-M層、Bk-L層】利尻島および礼文島の高まりと宗谷隆起帯に挟まれた領域に発達した礼文トラフ、および宗谷隆起帯上の向斜軸を埋める堆積層である。ほぼ成層構造を呈しており、不整合面によって3層に区分され、上位よりBk-U層、Bk-M層、Bk-L層とした。

(2)年代

A層は、顕著な侵食面を不整合で覆うことから最終氷期以降の堆積物と推定される。それ以下の地層については直接的に年代を示す資料は乏しいが、A層基底面以下のB層には、一部にプログラデーションと類似する堆積構造が確認されることから上部更新統の地層と解釈した。Bk層については、荒井（2013）が宗谷隆起帯上におけるグラブ採泥試料から更新世以降の堆積物としている。

(3)地質構造

本調査で実施した反射断面ならびに解釈断面を、図3-2～図3-23に示し、以下に各断面における地質構造の特徴を述べる。なお、以下において測線名Bはブーマーによる高分解能マルチチャンネル音波探査断面、測線名Sはシングルチャンネル音波探査断面を示す。

【WK1測線】WK1S測線において、ショットポイント（以下SPと記す）4700の深度0.8秒からSP4300の深度1.0秒にかけて東へ傾斜した反射面がC層内部に確認される（図3-2）。この反射面は、同一位置における石油公団（1989）の記録によると深部から連続する衝上断層に相当する。その上盤側にはSP3570を軸とする背斜構造

(Fo1) が認められる。この背斜は WK1B 測線では SP1450 付近に認められ、その西側には変位量の小さな逆断層が 3 本存在する (図 3-3)。背斜構造の軸部は地形的な高まりを形成し、削剝により Bk-U 層及び B 層が欠如している。この褶曲構造の西側の翼部では A 層まで褶曲変形が及んでいる。WK1S 測線の東側にも SP750 を軸にする背斜構造 (Fo2) が認められる (図 3-2)。

【WK2 測線】 WK2S 測線において、SP240 付近と SP580 付近に、隣り合う 2 つの背斜構造が認められ、箱型褶曲を形成している (図 3-4)。この背斜構造は浅部では 1 本の背斜軸を有する構造 (Fo1) となり、少なくとも Bk-U 層には褶曲変形が及んでいる (WK2B 測線の SP3345 付近) (図 3-5)。また、WK2S 測線の SP3160 付近に軸を持つ背斜構造 (Fo2) も認められる。この褶曲の軸部では Bk-U 層及び B 層が欠如しているが、背斜構造の軸部には地形的な高まりが認められる。

【WK3 測線】 WK3S 測線において、SP860 付近に背斜構造 (Fo2) が認められる (図 3-6)。この背斜構造より西側ではほぼフラットな地質構造を呈する。WK3B 測線でみると、この背斜構造は西側の翼が東側の翼に比べて傾斜がやや急になっている非対称性を有している (図 3-7)。また、軸部は削剝され Bk-U 層及び B 層が欠如しているものの、西側翼部において、Bk-U 層には明瞭に褶曲変形が認められる。それより上位の地層では変形構造は明瞭には認められないが、海底地形に緩い撓みが認められる。

【WK4 測線】 WK4B 測線では SP1390 付近に軸を持ち、東側に比べて西側の翼の傾斜がきつい非対称な背斜構造 (Fo2) が存在し、西側翼部においては、Bk-U 層に褶曲変形が認められる。それより上位の地層には変形構造は明瞭には認められないが、海底地形に緩い撓みが認められる。この背斜構造の軸部付近には変位量の小さい 6 本の断層が発達している (図 3-8)。

【WK5 測線】 WK5S 測線において、SP1475 付近に地層の傾斜変換点が認められる。また SP180 付近にも地層の傾斜変換点が認められる (図 3-9)。前者は WK5B 測線の SP2000 付近に認められるもので、削剝によって B 層および Bk-U 層が欠如しており、変形

を受けている最上位の層準は不明であるが、海底地形に高低差が認められる（図 3-10）。後者は WK5B 測線の SP400 付近のものであり、B 層はこの褶曲変形を受けている Bk-U 層以下の地層と内部構造が調和的でない。しかし、B 層以上の地層や海底地形に緩い撓みが見られる（図 3-11）。

【WK6 測線】WK6B 測線において、東部では Bk-M 層以下の地層の傾斜が大きく、中央から西部にかけては緩く西側に傾斜する地質構造が認められる。あまり明瞭ではないが、それらの傾斜変換点が SP580 付近に認められる（図 3-12）。Bk-U 層以下の地層はほぼ調和的な変形構造を示しており、B 層以上の地層はそれらを不整合に覆って堆積している。

【WK7 測線】WK7S 測線において、SP800～SP900 付近に、Bk-U 層以下の地層に傾斜変換点が認められる（図 3-13）。この傾斜変換点は WK7B 測線においては SP1250 付近に認められる（図 3-14）。Bk-U 層以下の地層はほぼ調和的な変形構造を示しており、B 層以上の地層はそれらを不整合に覆って堆積している。B 層以上の地層や海底地形にも緩い撓みが見られる。

【WK8 測線】WK8B 測線において、SP1000～SP1100 を境に Bk-U 層以下の地層は、東側では急傾斜、西側ではほぼフラットな構造が認められる（図 3-15）。Bk-U 層以下の地層はほぼ調和的な変形構造を示しており、B 層以上の地層はそれらを不整合に覆って堆積している。B 層以上の地層や海底地形にも緩い撓みが見られる。

【WK9 測線】WK9B 測線において、SP600～SP800 を境に Bk-U 層以下の地層は、東側では急傾斜、西側ではほぼフラットな構造が認められる。急傾斜を示す Bk-U 以下の地層を不整合で覆って B 層以上の地層が堆積しているが、その不整合面より上の地層や海底地形にも撓みが見られる（図 3-16）。

【WK10 測線】WK10S 測線において、SP1000 付近に軸を持つ向斜構造 (Fo4) が認められ、その東側では C 層がやや急傾斜している。また、西側の SP1560 付近には背斜構造が確認される（図 3-17）。WK10B 測線では SP1200 より東側では Bk-M 層の傾斜がき

つく、SP1400 より西側では比較的緩い傾斜を呈しているものの、その間の SP1200～SP1300 あたりは散乱層になっており両者の関係は不明である（図 3-18）。しかし、B 層以上の地層や海底地形には撓みが見られる。

【WK11 測線】WK11S 測線において、SP1735 付近に軸を持つ背斜構造（Fo5）が認められる。また、西側の SP670 付近には C 層に傾斜変換点が認められる。ここより西側では、C 層を含めて、地層は緩く西側に傾斜している（図 3-19）。

【WK12 測線】WK12B 測線において、SP1250 付近に地層の傾斜変換点が認められ、それより西側では地層の傾斜が緩く、東側では急傾斜を呈することより断層を想定した。この傾斜変換点において、A 層基底面の傾斜も変わっている（図 3-20）。

【WK13 測線】WK13B 測線において、SP900 付近に地層の傾斜変換点が認められ、それより西側では地層の傾斜が緩く、東側では急傾斜を呈することより断層を想定した。この傾斜変換点において、B 層内部の傾斜も変わっている（図 3-21）。

【WK14 測線】WK14B 測線において、SP1300 付近に音響基盤の盛り上がりを確認される。基盤の盛り上がり周辺では、B 層や Bk-U 層の傾斜がやや急になる（図 3-22）。

【WK15 測線】WK15B 測線において、SP1000～SP1200 より西側では Bk-M 層以下の地層の傾斜が緩い。SP600 付近には急傾斜を示す C 層が確認されており、反射パターンの変わり目に断層を想定した（図 3-23）。

各反射断面において断層に伴う変位、変形と考えられる構造が認識された位置および褶曲軸の位置を既存の文献に記載された断層とともに測線図上に示す（図 3-24）。

3.2 底質採取調査の結果

3.2.1 底質採取地点の選定

本地域では、既存の反射記録断面（産業技術総合研究所，2006）等によれば、北北西－南南東に延びる複数の背斜構造が海域においても確認され、これらは東西圧縮に

よって深部に形成された東傾斜の逆断層に伴う断層関連褶曲とみられる。このうち豊徳台地付近から浜勇知方面に延びるユークル背斜は、背斜形成後にその軸部寄りに高角逆断層が生じていることが推察され（石油公団，1998），その西側の海岸線沿いには稚咲内背斜が存在し，さらに北西側に雁行する形でペンケ背斜が延びている。陸域の背斜構造の形態や変形が及んでいる層準，そして形成過程から判断して，これらの海域の背斜構造は変形帯前面に位置しており，西側のものほどより新期の活動を反映している可能性がある。このため，調査域はユークル背斜の前面に相当する北側の抜海沖海域（HR0-1C 測線～9C 測線）とペンケ背斜の前面に相当する南側の稚咲内沖海域（HR0-10C 測線～17HC 測線）とに分けて計画した（図 3-25（1），（2））。稚咲内背斜についてはその分布が海岸線に沿う形となるため，今回は海域調査の対象から除外した。

対象とした海域で今回実施したチャープ探査においては，全ての測線で概ね良好な反射記録断面を得ることができた。これらから，地層の年代測定用試料を得る条件の良い採取地点を決定するために，以下のような基準で各反射断面を検討した。

- ・断層の活動性評価のため，反射断面上で最終氷期侵食面およびそれより上位の層準が明瞭に確認できること。
- ・最上位の A 層に，断層活動に起因する変形もしくは変位が認められること。
- ・A 層内部に，地層の堆積した年代を分解能良く判定することが可能な，連続性の良い内部反射面が存在すること。

このような条件に最も合致する記録断面として，北側のユークル背斜前面海域では HR0-4C, 6C, 8C の 3 測線，そして南側のペンケ背斜前面海域では HR0-15C, 16HC の 2 測線を選定した。これらの測線における反射断面ならびに解釈断面を図 3-26～3-30 に示し，地質構造の特徴を述べる。

（1）北側：抜海沖・ユークル背斜前面海域

【HR0-4C 測線】

HR0-4C 測線では A1, A2 層および A 層基底面に明瞭な東上がりの変形が確認される（図 3-26）。測位点 74 と 75 付近に内部反射面の傾斜変換点が存在する。A2 層の層厚は殆ど一定であるが，上位の A1 層は内部に認識される等時間面を表す反射面の間隔が西側（沖側）に向かって厚く，東側の褶曲構造側に薄くなっている，いわゆる成長層が認められることが確認され，撓曲変形を受けていると推測される。さらに海底面にも変形が

及んでいることから、この撓曲変形を形成した断層は最終氷期以降に活動した可能性がある。

本測線は今回の調査において、最も分解能良く地層の内部反射面が確認される記録が得られた一つであり、A1 および A2 層が変形により海底面直下～浅部に達している測位点付近で柱状採泥を実施することで、最終氷期以降の活動時期に関する情報を得られることが期待できるため、最も優先する候補地点と判断した。

【HR0-6C 測線】

HR0-6C 測線では A1, A2 層の内部反射はやや不明瞭になるが、北側の HR0-4C 測線に見られるのと同様の撓曲変形と A1 層の層厚変化が確認され、測位点 111 付近が傾斜変換点となる（図 3-27）。測位点 113～114 間では A 層基底面の盛り上がりと海底面の変形が確認され、最終氷期以降に活動があったことを示している。本測線上では測位点 117～113 間にわたって最上位の A0 層が分布しており、その下部は A 層基底面によって下位層と接している。したがって層厚が大きい測位点 115～116 間付近において柱状試料を採取できれば、A0 層の堆積時の環境を把握するとともに A 層基底面の直上の堆積年代を明らかにできる可能性があるため、候補地点とした。

【HR0-8C 測線】

HR0-8C 測線では測位点 169 付近を傾斜変換点とし、A1 層と A2 層の境界面（以下、A2/A1 境界と称す）にわずかな変形が認められる（図 3-28）。本測線と同一場所で測定されたブーマーマルチチャンネル音波探査記録（WK13B 測線）でも、本測線の測位点 167～169 付近に相当する場所で A 層基底面に変形が確認される。この付近で A0 層は最も厚くなり 5～6m に達し内部には 2, 3 枚の反射面を確認できることから、ここでは柱状採泥によって A0 層の堆積年代に関する情報を得られる可能性がある。したがって候補地点の一つとして選定した。

(2) 南側：稚咲内沖・ペンケ背斜前面海域

【HR0-15C 測線】

HR0-15C 測線では、調査域南側の稚咲内沖海域において最も明瞭な反射断面記録が得られている。測位点 29 付近より西側において、A1 層および A2 層に測位点 24 付近を傾斜変換点とした西向きに撓みがある（図 3-29）。この範囲で A 層基底面は確認できないものの、周辺でのブーマー探査結果から、深部の断層活動に起因する撓曲変形

である可能性が高い。ただし、A1層、A2層は変形を被ってはいるが北側のユークル背斜前面海域の場合とは異なり、海底面直下～浅部にまでは達していないため、柱状採泥により活動時期に関する情報を得ることはやや困難と考えられる。

【HR0-16HC 測線】

HR0-16HC 測線では、測線中央部から西端にかけて明瞭な内部構造が確認され、測位点 59～63 付近においては A0 層基底に相当する強い反射面の盛り上がりおよび A0 層の薄化が認められる（図 3-30）。しかしながら A0 層の内部には連続した反射面が確認されないため、より新しい時代の活動年代に関する情報を得ることは難しいことが予想されるため、HR0-15C 測線と共に、今回の底質採取地点候補からは除外した。

以上より、本調査での底質採取は、断層による撓曲変形の年代が最も精度よく決定できる高分解能の反射記録が得られた北側の HR0-4C、および最上位で最新の堆積物からなる A0 層に関する情報が得られることが期待される HR0-6C, 8C の 3 測線を対象として実施することとし、1 測線 1 箇所、計 3 箇所の採取地点を決定した（図 3-25 (1), (2), 図 3-26, 図 3-27, 図 3-28)。

3.2.2 コア試料観察及び各種物性値

3 地点で採取したコア試料は極細粒から細粒砂を主体とし、一部には砂層と泥層の薄層の互層と細礫層が認められる。ところどころに貝殻や細礫の混入が見られる。堆積構造および物性値には不連続な境界が存在したが、3 本のコアで相互に対比できる鍵層は存在しなかった。得られた試料の柱状図を図 3-31 に示す。また、採取したコア試料に対して、帯磁率・含水比・粒径値及び含泥率の測定を実施した。帯磁率は地層中の磁性鉱物量およびその粒径を反映し、鉛直方向の構成粒子の特性変化を簡便に得ることが可能である（ただし、ループセンサでは 1 m 長毎の計測のため端部では計測値が低下する）。さらに含水比・粒径値及び含泥率からは当時の堆積環境について推察することができる。これらの測定値を図 3-32～33 に示す。なおコア写真、スケッチおよび軟エックス線画像は巻末資料として添付する。

以下に各柱状試料について、その特徴を述べる。

【St. 1-2】St. 1-2 コアは HR0-4C 測線上の水深 35 m 付近にて採取し、コア長は 4.46 m

である。堆積物はおもに極細粒から細粒砂で構成され、上部は中粒砂および細礫から構成される。一部に礫および貝殻からなる層準や礫を含む層準が存在する。下部から中部の層準で砂泥互層の構造や葉理が認められるが、擾乱が著しい。また一部の層準に擾乱の弱いシルトの葉理が認められ、これらの存在する間隔から、地層内部での流動による上下方向の移動範囲は最大で 0.5m を越えないと推定した。このことから数 10 センチ～メートルオーダーでは地層の大きな逆転はなく、このコア試料を用いて層序の議論が可能であると判断した。

軟エックス線画像観察では葉理が乱れた構造が顕著に認められ、液状化痕や流動化痕が存在し、以下の構造・特徴が認められる。①乱雑な変形構造、②均質化した層準、③碎片化した泥片を含む層準、④球状の葉理を含む偽礫（リップアップクラスト）、⑤コンボリュート構造。帯磁率は今回の 3 つのコアの中では最上部の層準を除いて全体的に低い値を示し、下部からコア深度約 1.8m に向かって帯磁率が減少、より上位では上部にむかって増加するサクセッションを示す（図 3-32）。なお、最下部で帯磁率が高いのはコアキャッチャーのねじが試料中に混入した事による人為的なものである。

含水比については不連続に変化する層準が 2 層準存在する（図 3-33）。不連続に変化する層準のうち上位のものはコア深度 0.35m であり、これより上位は 0.24 ± 0.06 (2σ) であり下位の 0.31 ± 0.04 に比べて含水比が低い。下位はコア深度 1.90 m で、この層準を境に上位で含水比が高く、下位 (0.27 ± 0.06) で相対的に低い。平均粒径および中位径はともにコア深度 2.0m を境に不連続に変化し、この層準を境に下位よりも細粒となる。コア深度 0.4m より上位では最上部に向かって粗粒化する。最頻径はコア深度 3.0-3.4m, 1.9-1.5m 付近の層準で段階的に細粒化し、1.1-1.3m の層準で最も細粒となる。コア深度 1.1m より上位では最頻径は粗粒化する。含泥率は各粒度代表値と調和した鉛直変化を示し、多くの層準は 40-60% の範囲である（図 3-33）。本コアの上端から 103 cm のところから採取した二枚貝、165-175 cm のところから採取した貝殻片、及び 185-195 cm, 405-415 cm のところから採取した二枚貝を用いて測定した放射性炭素年代（炭素同位体分別補正後の年代）はそれぞれ 7410 ± 40 yBP, 7570 ± 40 yBP, 7750 ± 40 yBP, 及び 8270 ± 40 yBP である（表 3-2）。また、これら 4 試料の年代値から算出された平均堆積速度は約 3.5mm/年となった。

【St. 2-2】 St. 2-2 コアは HR0-6C 測線上の水深 29 m 付近にて採取し、コア長は 1.72 m

である。主として細粒砂および中粒砂から構成され、細粒砂とシルト～極細粒砂層の互層、細礫層を挟在する。中部から下部で乱れた構造が存在する。下部では礫および細粒～中粒砂の層理面が垂直に近く傾斜している。軟エックス線画像においてもコア深度 0.40 m 以深からコアボトムまで層理面の傾斜が認められ、最大でほぼ垂直に傾斜した構造が認められる。コア深度 0.40 m には傾斜した層理面がほぼ水平に侵食され、侵食面の上位 4 cm は下位の堆積物と同質の堆積物によって構成されている。より上位の海底面までの層準には生物擾乱が認められる。コア深度 0.40 m の侵食面より下位の乱れの構造に堆積の不連続性は認められない。帯磁率は上方に向かって帯磁率が低下する 2 組のサクセッションが、深度約 0.7m の層準を境に存在する（図 3-32）。本コアの上端から 34 cm のところから採取した貝（タマガイ科）を用いて測定した放射性炭素年代は 770 ± 30 yBP である（表 3-2）。

【St. 3-2】 St. 3-2 コアは HR0-8C 測線上の水深 24m 付近で採取した。主として淘汰の良い極細粒砂から構成され、薄いシルト層の葉理、極粗粒砂層の薄層、細礫層が存在する。これらの成層構造はほぼ水平であり、堆積層の乱れは最上部の採泥時の流動化痕跡のほかは認められない。本試料の帯磁率は上方に向かって増加するサクセッションを示し、コア深度約 0.3m の層準で低下する。また最下部で帯磁率が高いのは St. 1-2 の場合と同様、人為的な理由によるものである（図 3-32）。

3.2.3 チャープ記録断面の音響層序と年代値との対比

St. 1-2 コア試料において、各物理特性値（帯磁率、含水比、粒度、含泥率）の不連続面やサクセッションの境界は、コア深度約 1.90m および 0.35m 付近とほぼ一致した（図 3-33）。この結果と対比するために HR0-4C 測線のチャープ探査記録断面と St. 1-2 コア採取位置および年代測定値、含水率を重ねたものを図 3-34 に示す。

図 3-34 において、St. 1-2 での A 層基底面の深度は海底下約 7m となり、コア長はこの面までは到達していない。その上位の A2/A1 境界の深度は海底下約 2m となり、含水比等の物理特性値の不連続面の深度（約 1.9m）とほぼ一致する。さらに上位の A0 層と A1 層の境界面（以下、A1/A0 境界と称す）の深度は、記録断面上での反射面がやや不明瞭になるものの海底下数 10 cm（1m 以浅）とみられ、コア試料の 0.35m 付近に存在す

る物理特性値不連続面に対応するものと考えられる。

放射性炭素年代値および堆積速度から推定したこれらの境界の暦年代(2 σ 範囲)は、A2/A1境界は8310-8140 cal BP(コア深度185-195 cmでの年代値)より若干古く、A1/A0境界は外挿年から約7,000年前と見積もられた。

3.3 堆積環境

得られた堆積物は主として極細粒砂ないし細粒砂から構成され、泥との互層、極細粒砂の葉理、細礫層が存在した。また一部には生物擾乱が認められた。このような堆積相から示唆される堆積環境は内側陸棚である。内側陸棚は、静穏時の波浪影響が少なく静穏時には泥質物の堆積があり、暴浪時には波浪の影響が及ぶため淘汰のよい砂層や礫層が堆積し、暴浪から静穏化する過程でラミナ層が堆積する。また暴浪時には厚い堆積が生じるため生物によって擾乱されない層理構造が保存される。採取地点の現在の水深は約24~35 mであり、現在の水深から判断される内側陸棚の堆積環境と一致する。

内側陸棚の堆積相は水深が減少すると暴浪時の波浪影響をより受けやすく、より粗粒な堆積物の堆積や堆積域から侵食域へ堆積環境が変化する。St. 1-2の堆積相および物性値に認められた堆積環境の変化は、A2/A1境界に相当するコア深度1.90 m層準を境にして若干の深海化、A1/A0境界に相当するコア深度0.35 m層準を境に浅海化があったと推察される。

このような堆積環境の変化は断層活動時期に関連している可能性があるため、以下に、確認された堆積環境の変化およびその形成時期に関して考察した。

(1) 堆積層内の擾乱構造の形成要因とその時期

St. 1-2 および St. 2-2 では堆積層内に擾乱が認められた。認められた擾乱は地震性堆積物(Montenat et al., 2007)の揺籃性ボウル構造等と類似した構造や、破壊され均質化した構造を示している。地層の正常な堆積構造を乱す外力としては地震動の他に、ストームの波浪による圧力変化によっても液状化が生じる。また、急激な堆積によっても様々な液状化や間隙水に伴われる砂の噴出が生じることがある。さらに、傾斜地ではわずかな傾斜であっても、低地に向かって移動することで地層内部に大きな変形を生じさせうる。

ただし、今回採取した試料にみられる擾乱構造が採泥時に人為的な要因で生じた可能性も完全には否定できない。試料に認められた著しく傾斜した構造は、液状化および流動化を示す痕跡であり、このような痕跡を形成した要因として地震動などの自然現象以外にも、採泥時のバイブロコアラーによる振動がコア内部の地層に擾乱を与えた可能性も考えられる。

従来、バイブロコアラーで採取されたコアの乱れとしては、明らかに人為と判断できる半裁時の引きずりによる擾乱、採泥管との摩擦によって管の周囲の堆積物が下方へ引きずられた構造、振動によって管周囲の堆積構造が不鮮明化した擾乱構造等があった。しかし半裁時の引きずりの痕跡を除くと、いずれも採泥管の接触部から 1 cm 程度内側範囲までの擾乱であり、コアの中心部までは及んではない。さらに、コア中部にほぼ水平な層準が存在すること、コア下部は締まっていて容易に流動・流出しないことから、採泥時の横倒しの影響およびコア末端部からの流出の影響についても否定される。以上を根拠に、今回認められたコアの擾乱は人為的なものではなく、地層の内部構造であると判断した。

St. 2-2 では一時的に生じた変形や液状化痕と考えられる砂脈が海底面下 1 m と深部までおよぶことから（図 3-31）、ストームによる液状化は考えにくい。チャープ記録断面では採泥地点の直下の堆積層（B 層以下）に変形が認められ、さらに A1 層も変形を受けていることから、地層を変形させる断層の活動があったと判断できる。この際の地震動ないし地震動に伴うスランプがコアに認められた地層の内部構造を変形させた要因である可能性が高い。

St. 2-2 において、深度 0.40 m に認められた侵食面より上位の層準は液状化の影響がみられないため、要因となった事象以降に堆積したものとなる。コア試料の詳細な検討より、侵食面より上位 4 cm までは流動化を受けた堆積物の再堆積と考えられ、この層準の直上の層準に含まれる貝（コア深度 0.34 m）の暦年代は 470-320 年前（西暦 1,480-1,630 年）であった（表 3-2）。したがって、液状化が発生した時期は少なくともこれより前と推定される。

（2）A2/A1 境界の形成要因

チャープ探査の記録断面（HR0-4C 測線）において、断層による変形に伴う堆積速度の差が反射面の厚さの違いとして認定される、いわゆる成長層が St. 1-2 よりも沖側で

認められた。この成長層が発達しはじめた等時間面に対応する反射面は A2/A1 境界となり、対比される St. 1-2 の層準（コア深度 1.90m）の年代値から、沖側に対して相対的に隆起した時期は約 8,000 年前と推測される。この年代値は、少なくとも 12 mm/y を超える急激な汎世界的海水準の上昇のあった時期、すなわち 8.2–7.6 千年前(Cronin et al., 2007) とほぼ一致している。本測線上の St. 1-2 コア試料の物性値からも、この境界より上位で堆積物の細粒化がみられることから（3.2.2 節）、若干の深海化が示唆される。したがって、沖側に対して陸側が相対的に隆起するような撓曲変形を被っているものの、堆積物の時間分解能においては、この時期に局地的な隆起を上回るレベルの海水準の上昇があったと解釈できる。

(3) A1/A0 境界の形成要因

St. 1-2 コアにおいて、深度 0.35m 層準を境にした浅海化を示す堆積相の変化が認められることから、それまでの堆積の場から A1 層を侵食させるような場へと堆積環境の変化が生じたことが考えられる。さらにその後侵食面を覆って、より粗粒な構成物からなる A0 層が堆積した。音波探査記録からみて、A1/A0 境界に相当する侵食面の分布域がユークル背斜前面域付近に限られていることから、この浅海化は深部の断層活動による断層関連褶曲に伴う背斜軸の隆起に起因する可能性が高い。

隆起によって St. 1-2 の地点が堆積域から侵食域に転じた時期は、3.2.3 で述べた A1 層の最上部の年代、約 7,000 年前以降と計算された。HR0-4C 記録断面では、St. 1-2 よりも沖側においては A1 層内部の反射面と A1/A0 層境界が斜交しており、より沖側で A1 層が厚く堆積している。したがって、A1 層の層厚変化が小さくなる沖側の地点の堆積速度を、St. 1-2 地点の A1 層内の堆積速度と同等と仮定して、これと A2/A1 境界の年代から A1/A0 境界の形成時期を算出することを試みた。HR0-4C 測線の沖側末端に近い水深 37m の地点での記録断面上で A1 層の層厚が約 10m であることから、堆積速度が 3.5m/ky であれば、A2/A1 境界と A1/A0 境界の時間間隔は約 2,900 年間となる。A2/A1 境界の形成年代が約 8,000 年前であることから、A1/A0 境界の形成年代は 5,000 年前頃以降と見積もられる。

以上のように、A1 層の削剥要因を断層関連褶曲に伴う背斜軸の隆起に起因するものと解釈すると、沿岸陸域部においても急激な海水準の低下に伴う離水面の存在が示唆

される。

サロベツ沿岸に発達する砂堤列を対象とした地中レーダー（Sensor & Software 社製 pulse EKKO 1000A GPR system）による構造探査（図 3-35）によると，現在の後浜傾斜と同等の傾斜をもつ後浜面より海側に急傾斜した砂堤内部の反射面が認められている。また，砂堤列群 IX 列（川上他，2010；産業技術総合研究所，2006）の SD2 の海側前面と SD3 の地下には急激な離水を示すと解釈できる緩傾斜の後浜面が 1 面存在している（図 3-36）。

砂堤列の地表面に存在した石英粒子が埋没してからの年代を得ることで，砂堤の形成時期と砂堤列の海側へ前進する速度を得られる可能性があるが，現在までのところ本地域で採取された石英粒子による OSL 年代測定において正確な年代は見積もられていない。

4. まとめ

4.1 サロベツ断層帯海域延長部における断層の位置・形状

本調査の解析結果（図 3-24）および荒井（2013）により示されている地質構造を総合的に解釈し，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）。

既存の反射地震記録断面（産業技術総合研究所，2006）等によれば，この地域の背斜構造は基本的に東傾斜の逆断層に伴う断層関連褶曲であり，変形が及んでいる層準から判断すると西側のものほどより新期の活動を反映していると解釈される。この観点において，WK14 測線（図 3-22），WK15 測線（図 3-23）は，陸域部におけるサロベツ断層帯の断層関連褶曲のうち，最も西側にあたるペンケ背斜の前翼部に位置する。反射記録断面上には，断層関連褶曲を示唆する地質構造は認識されないが，基盤の盛り上がりや地層の急傾斜帯が確認され，陸域のサロベツ断層帯の活動に伴う変形は，この領域にも及んでいる。

一方，北方海域延長部については，ユークル背斜の海域延長部となる WK11 測線（図 3-19），WK12 測線（図 3-20），WK13 測線（図 3-21）において，A 層基底面にも影響を与えている地層の傾斜変換点を確認され，深部における断層の存在とその新期の活動が示唆される。また，地層の傾斜変換点の東側には，褶曲構造 Fo5 が確認される。深部に推定された断層および褶曲構造は，荒井（2013）に記載されている利尻および礼文を含む基盤の高まりと，野寒布岬および宗谷岬を含む基盤の高まりに挟まれた舟状海盆である礼文トラフの東縁の推定断層と褶曲構造に位置的には連続する。

礼文トラフの東縁の推定断層は，陸域の宗谷丘陵から海域に連続する複背斜の褶曲帯である宗谷隆起帯を形成する断層であり，本調査でも WK5 測線から WK10 測線（図 3-9～図 3-18）において確認された A 層にも影響を与えている地層の傾斜変換点とその東側の褶曲構造 Fo3，Fo4，Fo5 を隆起帯の縁辺部に形成しつつ，さらに北方まで連続している。

WK5 測線より以北においては，これまで追跡されてきた礼文トラフ東縁の宗谷隆起帯を形成する断層の西側に新たな地層の傾斜変換点とともに褶曲構造 Fo2 が形成されており，本調査の最北測線である WK1 測線まで連続している（図 3-2～図 3-11）。

WK2 測線以北においては，そのさらに西側に褶曲構造 Fo1 が形成されており，前述の陸域と同様の発達形態をたどっていることが確認された。特に WK1 測線において褶

曲構造 Fo1 は、顕著な地形的な高まりを形成しつつ、背斜頂部は Bk-U 層及び B 層が欠如するほど削剥を受けている。さらに、褶曲の西翼部では A 層まで変形が及んでいることから、褶曲構造 Fo1 は地質学的には極めて新しい時代に急速に形成されたと解釈する（図 3-3）。

本調査範囲においては、褶曲構造 Fo1 が最も北側かつ西側に位置する褶曲構造であり、この断層帯が概ね西側に向かって断層関連褶曲として、新しい褶曲構造を形成している発達過程を念頭に置くと、褶曲構造 Fo1 はサロベツ断層帯海域延長部の最新の活動が反映された地質構造と考えられる。なお、本調査においては褶曲構造 Fo1 の北端部は確認できておらず、さらに北側まで連続しているものと考えられるが、サロベツ断層帯海域延長部が礼文トラフの縁辺部に発達していることを考慮すれば、少なくともその北端部は礼文トラフの北端部付近（北緯 45 度 40 分付近）までは連続していると考えられる。

海域における本褶曲帯と陸域部におけるサロベツ断層帯との地質的、地形的な連続性については既往研究成果により議論されている（池田他編 2002 など）。本調査結果に加えて、これらの研究成果も踏まえると、サロベツ断層帯海域延長部の全長は約 53 km 以上となる。

4.2 サロベツ断層帯海域延長部の過去の活動

(1)活動時期

本調査によって把握されたユークル背斜の海域延長部から礼文トラフの北端部付近に至る褶曲帯は断層関連褶曲であり、第四紀層である Bk-U 層は、全域にわたって変形を被っている。また、Bk-U 層以浅の地層である A 層、B 層については、背斜軸上で特に大きく削剝を受けており、全域にわたって変形の有無を判断できる層厚を有している領域は少ない。

本調査範囲の最も北側かつ西側に位置する褶曲構造 Fo1 は、背斜の頂部は大きく削剝を受けているものの、その翼部には A 層、B 層が堆積している。褶曲構造 Fo1 を横断する WK1 測線においては、翼部の海底面に褶曲の成長に伴うと解釈される傾動が確認される（図 4-2）。同様の傾動は A 層基底面にも確認され、その傾動は海底面よりも大きいことから、この傾動は累積性を有する。

堆積などの影響を考えると必ずしも海底面の高低差が 1 回の断層活動の垂直変位量を反映しているとは言えないが、WK1 測線上における褶曲構造 Fo1 翼部における海底面傾動の上下変位量は約 4.5 m であり、陸域で想定されている一回の変位量 3~4 m と同程度である。

同様に A 層基底面における傾動に伴う上下変位量は約 21m と読み取られることから、約 18,000 年前の最終氷期最低海水準期以降、A 層堆積中に海底面の傾動をもたらした活動も含めて、5 回程度の活動があったと推定される（図 4-2）。

一方、調査海域南部のユークル背斜前面でのチャープ探査の HR0-4C 測線記録断面においては、断層による変形に伴う堆積速度の差が成長層として明瞭に認められており、この成長層が発達しはじめた層準（A2/A1 境界）の年代値から約 8,000 年前頃に活動があったと推測される。さらに、より上位の層準である A1 層の堆積から同層が侵食され、最新の A0 層が堆積するに至る隆起イベントは、堆積速度が一定で有ると仮定した場合、約 5,000 年前以降にあったと推定される（図 4-3）。

(2)活動区間

本調査範囲において確認されたサロベツ断層帯海域部の活構造は、（1）陸域から延びるユークル背斜の延長部にあたる断層関連褶曲 Fo5、（2）礼文トラフ西側縁辺部に形成された断層関連褶曲 Fo3、（3）Fo3 と並走しつつその西側に形成された断層関連

褶曲 Fo2, (4) Fo2 と並走しつつその西側に形成された本調査海域における最北かつ最も西側に分布する断層関連褶曲 Fo1 からなる。

これらの各地質構造は連続的な一連の地質構造としては分布していないが、石油公団（1989）の深部反射法地震探査断面に基づけば、東側深部から西側浅部に連続する同一のデコルマ面上に形成された断層関連褶曲であるという共通の形成要因を有している。したがって、サロベツ断層帯海域延長部約 53 km 以上の区間は活動区間としては一連となるポテンシャルを有する活構造となる可能性がある（図 4-1）。

(3) 活動間隔

本断層帯の活動間隔に関する直接的資料は得られていない。本調査範囲の最も北側かつ西側に位置する褶曲構造 Fo1 は、海底面に変位、変形が確認される断層関連褶曲である（図 4-2）。堆積などの影響を考慮すると海底面の高低差が必ずしも 1 回の断層活動の垂直変位量を反映しているとは言えないが、陸域で想定されている 1 回の上下変位量 3~4 m と同程度の上下変位量約 4.5 m が翼部における海底面の傾動としてとらえられている。これを 1 回の断層活動に伴う上下変位量と仮定し、約 18,000 年前の最終氷期最低海水準期の侵食面である A 層基底面の傾動に伴う上下変位量約 21m を考慮すると、過去 18,000 年間に 5 回程度の活動が見積もられ、活動間隔は 3,600~4,500 年程度となる。

一方、調査海域南部のユークル背斜前面でのチャープ探査および柱状採泥の結果から、成長層が発達しはじめた約 8,000 年前、さらに断層関連褶曲による背斜軸の隆起による浅海化が約 5,000 年前頃以降と、2 回の隆起イベントが考えられる。2 回目のイベントの年代算出にあたっては、沖側の地点の堆積速度を St. 1-2 地点の A1 層内の堆積速度と同等と仮定しているが、オーダーでは陸域の浜堤列調査から得られた値（4,650-4,270 yB.P.）と調和的である。以上の 2 回のイベントから活動間隔は 3,000~5,000 年程度と見積もられる。

(4) 1 回の変位量

本断層帯の 1 回の変位量に関する直接的資料は得られていない。本調査範囲の最も北側かつ西側に位置する褶曲構造 Fo1 は、海底面に変位、変形が確認される断層関連褶曲である（図 4-2）。堆積などの影響を考慮すると海底面の高低差が必ずしも 1 回の

断層活動の垂直変位量を反映しているとは言えないが、陸域で想定されている1回の上下変位量3~4 mと同程度の上下変位量約4.5 mが翼部における海底面の傾動としてとらえられている。

一方、調査海域南部のユークル背斜前面でのチャープ探査HR0-4C測線の記録断面上で読み取られる反射面(A2/A1境界、約8,000年前)の傾斜変換点より沖側の傾斜を陸側に延長した場合、その垂直変位量は約6mとなり、これが2回のイベントによって形成されたとすれば1回の垂直変位量は約3mと推定できる(図4-3)。

(5) 平均変位速度

本調査範囲の最も北側かつ西側に位置する褶曲構造Fo1を横断するWK1測線においては、翼部の海底面に褶曲の成長に伴うと解釈される傾動が確認される。同様の傾動は約18,000年前の最終氷期最低海水準期の侵食面であるA層基底面にも確認され、その傾動は海底面よりも大きいことから、累積性を有している。A層基底面の傾動に伴う上下変位量は約21mと読み取られることから、平均変位速度は約1.2m/千年と見積もられる(図4-2)。

一方、調査海域南部のユークル背斜前面におけるチャープ探査および柱状採泥の結果に基づく放射性炭素年代値によるA1/A2境界面の形成年代(約8,000年前)と垂直変位量(約6m)からは、平均変位速度は約0.7~0.8m/千年と見積もられる(図4-3)。

4.3 評価のまとめ

【平均変位速度】

調査海域北部の褶曲構造 Fo1 における A 層基底面の傾動に伴う上下変位量は約 21m と読み取られることから、平均変位速度は約 1.2m/千年と見積もられる。

一方、調査海域南部のユークル背斜前面における放射性炭素年代値による A1/A2 境界面の形成年代（約 8,000 年前）、垂直変位量（約 6m）から平均変位速度は約 0.7～0.8m/千年と見積もられる。

【活動時期】

調査海域北部の褶曲構造 Fo1 翼部における海底面傾動の上下変位量約 4.5 m、同様に A 層基底面における傾動に伴う上下変位量約 21m から、約 18,000 年前の最終氷期最低海水準期以降、A 層堆積中に海底面の傾動をもたらした活動も含めて、5 回程度の活動があったと推定される。

一方、調査海域南部のユークル背斜前面における断層変形に伴う成長層が発達しはじめた層準（A2/A1 境界）の年代値から約 8,000 年前に活動があったと推測される。さらに、より上位の層準である A1 層の堆積から侵食を経て、最新の A0 層が堆積するに至る隆起イベントは、約 5,000 年前以降と推定される。

【1 回の変位量】

本断層帯の 1 回の変位量に関する直接的資料は得られていない。調査海域北部の褶曲構造 Fo1 においては、陸域で想定されている 1 回の上下変位量 3～4 m と同程度の上下変位量約 4.5 m が翼部における海底面の傾動としてとらえられている。

一方、調査海域南部のユークル背斜前面における反射面（A2/A1 境界、約 8,000 年前）の垂直変位量は約 6m となり、これが 2 回のイベントによって形成されたとすれば 1 回の垂直変位量は約 3m と推定できる。

【活動間隔】

本断層帯の活動間隔に関する直接的資料は得られていない。調査海域北部の褶曲構造 Fo1 翼部における海底面傾動に伴う上下変位量約 4.5 m を 1 回の断層活動に伴う上下変位量と仮定し、約 18,000 年前の最終氷期最低海水準期の侵食面である A 層基底面

の傾動に伴う上下変位量約 21m を考慮すると、過去 18,000 年間に 5 回程度の活動が見積もられ、活動間隔は 3,600～4,500 年程度となる。

一方、調査海域南部のユークル背斜前面における成長層が発達しはじめた約 8,000 年前、さらに断層関連褶曲による背斜軸の隆起による浅海化が約 5,000 年前以降と、2 回の隆起イベントが考えられる。以上の 2 回のイベントから活動間隔は 3,000～5,000 年と見積もられる。

【活動区間】

本調査範囲において確認されたサロベツ断層帯海域部の活構造は、連続的な一連の地質構造としては分布していないが、石油公団（1989）の深部反射法地震探査断面に基づけば、東側深部から西側浅部に連続する同一のデコルマ面上に形成された断層関連褶曲であるという共通の形成要因を有している。したがって、サロベツ断層帯海域延長部約 53 km 以上の区間は活動区間としては一連となるポテンシャルを有する活構造となる可能性がある。

本断層帯の調査結果を表 4-1 にまとめて示す。

文献

- 荒井晃作 (2013) 宗谷岬西方海底地質図. 海洋地質図, no. 78 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Cronin, T. M., Vogt, P. R., Willard, D.A., Thunell, R., Halka, J. and Berke, M. (2007): Rapid sea level rise and ice sheet response to 8,200-year climate event. *Geophysical Research Letter*, 34, L20603, doi:10.1029/2007GL031318
- 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, 254p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2007): 「サロベツ断層帯の評価」. 24p.
- 海上保安庁水路部 (1993): 5 万分の 1 沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告「利尻水道」.
- 活断層研究会編 (1991): 「新編日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 437p.
- 川上源太郎・大津 直・仁科健二・田村 慎 (2010): 北海道北部, 天塩平野沿岸に発達する浜堤列の地形と地質—サロベツ断層帯の完新世の活動に関連して—. 北海道立地質研究所報告, 81, 65-78.
- Montenat, C., & Barrier, P. (2007): Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, 196(1), 5-30.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002): 「活断層デジタルマップ」. 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚・付図 1 葉・60p.
- 小椋信幸・掃部 満 (1992): 天北・羽幌地域の石油地質—深部構造特性と炭化水素ポテンシャル—. 石油技術協会誌, 57, 32-44.
- 産業技術総合研究所 (2006): サロベツ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」成果報告書, No. H17-1, 26p.
- 石油公団 (1989): 昭和 63 年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「北海道西部～北東部海域」調査報告書.
- 石油公団 (1998): 平成 8 年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「天北浅海域」調査報告書.
- 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐 垣・日野亮太・野原 壮・阿部寛信・坂井眞一・向山健二郎 (2001): 日本

海周辺海域中新世最末期以降の構造発達史. 海洋調査技術, 13, 27-53.

内田康人・菅 和哉・嵯峨山 積・村山泰司・浜田誠一・川森博史・大澤賢人・仁科健二 (2003) : 北海道沿岸域の地質・底質環境-3-日本海北部地域. 北海道立地質研究所調査研究報告, 31, 58p, 付図 1