

黒松内低地断層帯南方延長部（内浦湾）の地質構造と活動性

Geologic structure and activity of the southern extension of the Kuromatsunai-Teichi Fault Zone in Uchiura Bay, Hokkaido, Japan

杉山雄一¹・内田康人²・村上文敏¹・津久井朗太³

Yuichi Sugiyama¹, Yasuhito Uchida², Fumitoshi Murakami¹ and Routa Tsukui³

¹ 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center, sugiyama-y@aist.go.jp)

² 北海道立総合研究機構地質研究所 (Geological Survey of Hokkaido, Hokkaido Research Organization)

³ 大和探査技術株式会社 (Daiwatansa Co., Ltd)

Abstract: The Kuromatsunai-Teichi Fault Zone, which traverses the basal part of Oshima Peninsula, south Hokkaido, in the N-S direction, reaches the northwest coast of Uchiura Bay on the Pacific side. As no precise geologic information had been obtained for the southern extension of the fault zone in Uchiura Bay, we carried out sonic survey as well as piston coring. Our sonic survey has found two left-stepping anticlines with a 5 km interval near the coast of Oshamambe and off Kunnui, respectively. The anticline off Kunnui clearly upheaves the postglacial transgressive surface, and is identified as an active fold. The anticline near Oshamambe is also judged to be an active fold on the basis of structural concordance with the landward tilting of the late Pleistocene marine terraces. Two west-side-up active faults have been identified 1 to 3 km east of the two anticlines. Precise interpretation of the sonic profiles, together with ¹⁴C dating results of the samples obtained by coring, leads to a conclusion that the two active faults ruptured twice in the Postglacial transgression stage between 6,000 and 13,000 years ago. The recognized southern end of this fault zone extends southwards for about 10 km from the conventional fault tip, and the fault zone length will change from 32 km or longer to 43 km or more.

キーワード: 活断層, 活褶曲, 音波探査, 黒松内低地断層帯, 内浦湾

Keywords: active fault, active fold, sonic survey, Kuromatsunai-Teichi Fault Zone, Uchiura Bay

1. 黒松内低地断層帯の概要

1.1 断層帯の概要及び研究史

黒松内低地断層帯は、渡島半島の基部をほぼ南北に横切る黒松内低地帯（長尾・佐々, 1933）に分布する活断層である。北海道南西部は太平洋プレートの沈み込みにより東西圧縮の応力場にあるため、そこに分布する活断層はほぼ南北の走向をもつ逆断層が多い。本断層帯にも、段丘面上の逆向き低断層崖など、ほぼ南北方向の変位地形が多数確認されている（寒川ほか, 1982 など）。

黒松内低地断層帯は、活断層研究会編（1980）によりその位置が示され、その後、山岸・木村（1981）は本断層帯北部の白炭東断層を調査し、同断層が逆断層であることを明らかにした。さらに、今泉・渡島半島活断層研究グループ（1982）は変動地形学的調査を実施し、本断層帯南方の長万部断層の海側（東側）に逆断層が潜在する可能性を指摘した。また、奥村（1983）は、同じく主に変動地形学的調査から、長万部断層の東側にほぼ南北方向の背斜構造（長万部背斜）が存在することを示唆した。このほか、本断層帯の詳細な断層分布が活断層研究会編（1991）、

池田ほか編（2002）、中田・今泉編（2002）などにより示されている。また、吾妻ほか（2003, 2004）は本断層帯の活動履歴などを明らかにするため、北方の白炭東断層から中央付近に位置する巖谷断層を経て、南側の長万部断層までを対象とした地形測量調査、トレンチ調査、ボーリング調査、反射法弾性波探査などの総合的な調査を実施している。

1.2 地震調査委員会による長期評価の概要と残された課題

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）は、吾妻ほか（2004）をはじめとする既往の調査・研究成果に基づき、黒松内低地断層帯の長期評価を取りまとめている。同委員会によると、黒松内低地断層帯は寿都湾岸の南約 2 km（寿都町樽岸付近）から、黒松内町を経て、内浦湾西岸（長万部町中の沢付近）に至る長さ約 32 km 以上の断層帯であり（第 1 図）、西側が相対的に隆起する逆断層とされている。その平均上下変位速度は 0.5~0.7 m / 千年程度で、最新活動時期は約 5,900~4,900 年前であった可能性があると考えられている。また、経験則から求めた単位変位量（2.5 m）と平均変位速度に基づく、平均活動間

隔は3,600~5,000年程度以上の可能性があり、断層帯全体が1つの活動区間として活動した場合、M7.3程度以上の地震が発生する可能性があると考えられている。

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)は、黒松内低地断層帯に関する残された課題として、以下の点を指摘している。本断層帯は褶曲地帯に位置しており、その活動様式は非常に複雑である。したがって、断層の地下深部の形状や活動履歴についてさらに調査を行い、活動区間や区間ごとの活動性を明らかにする必要がある。また、最新活動時期、活動間隔、単位変位量に関する精度の良い資料をより多くの地点で求める必要がある。さらに、本断層帯は南方に延長する可能性があるため、内浦湾を含めた南方海域の調査を行い、断層の分布範囲を明らかにする必要がある。

2. 調査目的と調査項目

2.1 調査目的

上述の残された課題を踏まえ、本調査の目的を以下のように設定した。

- 1) 黒松内低地断層帯の南方延長が内浦湾内にまで延びているか否かを明らかにする。
- 2) 海域に断層が確認された場合には、南方延長の位置及び形状を明らかにする。
- 3) 沖積層(後氷期海進以降に堆積した地層)に断層活動による変位・変形が認められる場合には、平均変位速度、活動層準、活動間隔、単位変位量などに関するデータを取得し、断層が活動した時期を明らかにする。

2.2 調査項目と各項目の主な目標

上記の目的達成のため、実施する調査は以下の4項目とし、各調査項目の主な目標を以下のように設定した。

- 1) ブーマー音源を用いたシングルチャンネル及びショートマルチチャンネル探査(担当:産業技術総合研究所)
内浦湾内の断層帯南方延長域における浅部構造調査(深さ100m~数100m)による断層の位置、形状及び変位・変形の解明と南端の確認。
- 2) パラメトリック方式高分解能シングルチャンネル探査(担当:北海道立総合研究機構)
内浦湾内の断層帯南方延長域における極浅部詳細構造調査(深さ数10m程度)による断層の位置、形状及び変位・変形の解明。
- 3) ナローマルチビーム探査(担当:北海道立総合研究機構)
内浦湾内の断層帯南方延長域の海底地形調査による極浅部変形の存否確認。
- 4) ピストンコアラー柱状採泥調査(担当:北海

道立総合研究機構)

内浦湾内の断層帯南方延長の活動時期、活動間隔及び単位変位量の解明。

本稿では、これら4項目の調査のうち、産業技術総合研究所が担当したブーマーによる音波探査について報告する。また、同探査で発見された海域活断層の最新活動層準・時期に関する議論においては、北海道立総合研究機構が担当したパラメトリック方式高分解能音波探査と柱状採泥調査の成果の一部に言及する。なお、北海道立総合研究機構が担当した3項目の調査の成果については、沿岸海域における活断層調査 黒松内低地断層帯(海域部)成果報告書(北海道立総合研究機構・産業技術総合研究所, 2011)を参照されたい。

3. 探査測線

3.1 黒松内低地断層帯南端部の概要と調査海域の設定

内浦湾北西岸の長万部付近の黒松内低地断層帯は、ほぼ南北に延びる長万部断層や中の沢断層からなり、中の沢断層の南端が黒松内低地断層帯の南端とされている(第1図)。しかし、中の沢断層の南端より南の内浦湾沿岸には、海成の高位段丘(ステージ7)や中位段丘(ステージ5)が分布し(奥村, 1983; 小池・町田編, 2001など)、この地域が少なくとも後期更新世以降、継続的に隆起していることを示している(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005)。このため、同地震調査委員会(2005)は、本断層帯が内浦湾西岸に沿って南へ延びている可能性を考慮し、断層帯南端の信頼度を「低い」とし、断層帯の長さを約32km以上とした。また、長万部断層の東側には、中位段丘面が分布し、内陸側(西側)へ傾動低下している(今泉・渡島半島活断層研究グループ, 1982; 奥村, 1983; 池田ほか編, 2002など; 第2図)。吾妻ほか(2004)は、これらを横断する反射法地震探査を実施し、山麓に発達する西傾斜の長万部断層と西に傾動する段丘面に調和的な反射断面を得ている(第3,4図)。反射断面には、長万部断層付近を軸部とする向斜構造が認められ、向斜東翼に当たる中位段丘分布域では瀬棚層や黒松内層に対比される反射面群は西に傾斜する。反射面群の傾斜は東に向かって緩くなり、海岸付近の深度約400m以下の浅部ではほぼ水平な反射面となっている。このような長万部断層周辺の段丘面の傾動及び瀬棚層・黒松内層に発達する褶曲構造は、今泉・渡島半島活断層研究グループ(1982)や池田ほか編(2002)が指摘しているように、段丘の東側(内浦湾側)に別の西傾斜の逆断層やこれと関連する活背斜構造が存在する可能性を示唆する。

以上のような既往調査研究の結果に鑑み、中の沢断層の南方延長から、別の逆断層や背斜構造が存在

する可能性のある長万部川の河口付近までを含む、海岸沿い約 20 km、沖合約 10 km までの範囲を調査海域とした（第 5 図）。

3.2 探査測線の設定

内浦湾の北～西部では、海岸から約 1～5 km の範囲に、ホタテ貝の養殖筏が設置されている。このため、養殖筏設置域については、沖に通じる航路のみが調査可能である。そこで、地元の長万部漁業協同組合と協議し、4 本の航路において、シングルチャンネル方式の音波探査（A1, B1, C1, D1 測線；測線長 5.0～5.7 km）を実施した。養殖筏設置域より沖合では、航路沿いの 4 測線を延長する形で、測線長 3.7～5.4 km のマルチチャンネル探査測線を設定した（A2, B2, C2, D2 測線）。更に、調査海域の南端にほぼ東西方向、長さ 6.0 km のマルチチャンネル探査測線を 1 測線（E 測線）を加え、これら計 5 本の測線を繋ぐ海岸とほぼ平行な 2 本のマルチチャンネル探査測線（F, G 測線；測線長は 16.6 km と 15.2 km）を設定した。また、海岸と養殖筏の設置域に挟まれた沿岸部については、長さ 0.6～1.8 km の 12 本のシングルチャンネル探査測線（北から S1～S9, SA, SB, SC 測線）を設定した。探査測線の数を第 1 表に、探査測線の位置を第 5 図に示す。なお、探査測線の総延長は 93 km である。

4. 調査方法

4.1 使用機器とデータ取得諸元

(1) 音波探査

シングルチャンネル探査では、音源に公称最大送出力 300J の Applied Acoustics 社製 AA301 型ブーマーを用い、エネルギーソース（送信器）に同社製の CSP-1000 を使用した。受振には 4.5 m 間にハイドロフォン素子 20 個を封入した Applied Acoustics 社製 ストリーマーを使用し、データの収録には Coda Octopus 社の 360P を用いた。探査は発振間隔 0.35 秒、記録長 0.35 秒、サンプリング周波数 16 kHz で実施した。

マルチチャンネル探査では、シングルチャンネル探査と同じ音源と送信器を用い、受振にはチャンネル間隔 3.125 m、1 チャンネル当たりハイドロフォン素子 4 個（0.5 m 間隔）からなる Teledyne Technologies 社製のストリーマーを使用した。データの収録には Seismic Source 社の DAQlink III を用いた。探査は 12 チャンネル受振とし、発振間隔 1 秒、記録長 0.6 秒、サンプリング周波数 8 kHz で実施した。

シングルチャンネル探査及びマルチチャンネル探査とも、探査実施中は、反射データの船上モニター用として、EPC Laboratories 社製の EPC 1084 サーマルプロッターを使用して反射断面の出力を行った。また、調査中の事故の回避を最優先するとともに、調査船のエンジン音のノイズレベルテストの結果を

参照して、ブーマー、シングルチャンネル探査の受振器、マルチチャンネル探査の第 1 チャンネルを船尾後方 22 m に配置した（第 6 図）。なお、潮位補正は、調査域内の長万部港では潮位データが提供されていないため、森港の分単位の潮位データを用いて行った。

(2) 音響測深

音響測深には千本電気社製の PDR-1300 を用い、調査船の舷側にとりつけて測深を行った。測定された水深は用紙にアナログ出力するとともに、デジタルデータとしてログファイルに取り込んだ。

(3) 船位測定・誘導

船位の測定には Hemisphere 社製の R110 D-GPS を用いて行い、計画測線上を調査船が進むように誘導を行った。船位、ブーマーなどの曳航体の位置（船位と進行方向から計算）、時刻のデータはログファイルに記録した。また、100 m 毎に、測位座標と音波探査データとを対応させる測位点（イベント点）を記録に挿入した。

以上の測定作業は平成 22 年 7 月 27 日から 8 月 1 日に実施した。

4.2 データ処理

収録した音波探査データの処理は産業技術総合研究所が担当した。使用したソフトウェアは Parallel GeoScience 社製 SPW である。シングルチャンネル、マルチチャンネル探査データの双方とも、デコンボリューション処理、ゲイン回復、帯域通過フィルタ処理などを行った。また、マルチチャンネル探査データについては、速度解析を行った後、CMP 重合法により 12 重合の反射断面を得た。

5. 調査結果

5.1 調査結果の概要

5.1.1 層序区分

海岸直交方向の A～E 測線、平行方向の F 及び G 測線について、交点を介して反射面群を追跡し、その特徴から推定される地質構造、堆積構造、海水準変動などに基づき、層序区分を行った。まず、水深 10 m 程度の沿岸では海底下 10～20 m、水深 75 m 程度の沖合では海底下約 30 m に達する顕著な不整合面を全測線にわたって追跡した。この不整合面直上の反射面群は、少なくともシングルチャンネル測線では、陸側へのオンラップと沖側へのダウンラップからなるバックステップ構造（荒戸・高野、1995 など；第 13 図）を示すことから、後氷期海進に伴う堆積物に当たると判断し、この不整合面を沖積層（約 1 万 5 千年前以降の堆積物）の基底と見なした。なお、この不整合面の下位には、一部に埋没谷と推定される構造が認められた。また、C 測線や D 測線では海進期堆積物の上位に、最大海氾濫面と推定される反

射面や高海面期のプログラデーションやアグラデーションパターンを示す堆積層が累重する（第 13, 15 図）。

沖積層基底より下位の反射面群については、b 層と c 層に 2 分した。c 層は、岸に近い海域に分布する 5° ないし 10° 以上の傾斜を持つ反射面群で、背斜構造を形成する（第 11 図）。b 層は、c 層を傾斜不整合に覆い、最大 2~3° 程度の傾斜を示す反射面群であり、背斜構造に参加する（第 13 図）。

c 層は、長万部付近のボーリング及び反射法地震探査結果（吾妻ほか、2004）及び陸域の地質情報（石田、1978, 1981, 1983；久保ほか、1983 など）から、下部更新統瀬棚層（能條ほか、1999）に対比されると推定される（第 2 表）。また、b 層は、下部～上部更新統と推定される。

5.1.2 地質構造

音波探査の結果、長万部町長万部の沿岸から同町国縫の南東沖に、2 つの背斜構造が確認された（第 7 図）。これらの背斜は北北東-南南西方向に延び、左雁行配列する。より沖合に位置する背斜は、沖積層の基底（後氷期海進浸食面）を明瞭に持ち上げており、活背斜と判断される。また、陸寄りの背斜は、陸域の段丘面の内陸側への逆傾斜や陸上の反射法地震探査による地下構造と調和的であり、同様に活背斜の可能性が高い。

これら 2 つの背斜構造の東翼部（背斜軸の 1~3 km 東側）に、それぞれ 1 条の西側上がりの断層（撓曲）が確認された（第 7 図）。これら 2 つの断層は、沖積層の基底及び沖積層中～下部に累積的な変位・変形を及ぼしていることから、後氷期海進の開始以降、繰り返し活動している活断層と判断される。

5.2 各測線の調査結果

以下に測線ごとの調査結果を述べる。なお、反射記録の深度変換に際しては、水中及び堆積物中の音速を 1,500 m/秒と仮定した。

5.2.1 A 測線（第 8, 9 図）

(1) 沖積層の基底形状と層厚

沖積層の基底は、測線西端の A1 測線/測位点 56 では往復走時 40 ミリ秒（深度 30 m；海底下約 23 m）に位置し、概ね、現海底に平行に沖合に向かって深くなっている。A1 測線東端付近の測位点 10 付近では、往復走時 100 ミリ秒（深度 75 m）、測線東端の A2 測線/測位点 1 では往復走時 140 ミリ秒（深度 105 m）となる。A1 測線と A2 測線との接合部付近には、埋没谷と推定される構造が認められる。

A 測線の岸に近い部分の沖積層の厚さは 20~25 m に達し、B 測線や C 測線よりもかなり厚い。これは、すぐ北側の S2 測線（後述）でも同様に沖積層が厚いことを考慮すると、両測線が長万部川の河口部に位置し、碎屑物の供給量が多いためと考えられる。測

線東端（海底の深度約 75 m）における沖積層の厚さは約 30 m である。

(2) 沖積層の主な堆積構造

A1 測線の沖積層中～下部には、海進期堆積物に特徴的な、陸側へのオンラップと沖側へのダウンラップを示す反射面群からなるバックステップ（荒戸・高野、1995 など）が認められる。A2 測線ではバックステップは明瞭ではないが、沖積層の基底に陸側へのオンラップが認められる。

(3) 沖積層の変形構造

本測線の沖積層の基底には、後述する B~E 測線に認められるような活断層や活褶曲による変位・変形を強く示唆する顕著な起伏や崖地形は認められない。しかし、A1 測線/測位点 15~10 付近では、初生的な沖側へのダウンラップが発達するため、堆積構造との判別が難しいが、沖積層全体が盛上っているように見える。また、A1 測線と A2 測線の接合部付近から、A2 測線/測位点 27 にかけての部分も、沖積層がその基底を含めて盛上っているようにも見える。

(4) b 層

A1 測線/測位点 50~10 付近に、b 層とした反射面群が認められ、1° 前後の傾斜で沖へ傾き下がっている。

5.2.2 B 測線（第 10, 11 図）

(1) 沖積層の基底形状と層厚

B 測線における沖積層の基底は、陸に近い B1 測線/測位点 1~33 間では、現海底にほぼ平行に沖に向かって深くなり、測位点 33~34 間に認められる埋没している崖（以下、「埋没崖」と呼ぶ）のところで 9 m 程度、急に深さを増している。これに伴い沖積層の厚さも、測位点 25~30 付近の 11~12 m から、測位点 35~40 付近の 19~21 m に、増大している。その海側の B1 測線/測位点 44 から B2 測線/測位点 45 付近にかけては、沖積層基底の傾斜が緩くなり、プラトー状を呈する。この部分では、沖積層の厚さがその陸側及び海側よりも薄くなっている。さらに沖側の B2 測線/測位点 45~20 間では、沖積層は現海底よりも大きな傾斜で基底深度を増し、層厚も増大している。同測線の測位点 20 より沖側では、沖積層の基底はほぼ現海底と平行に深くなっており、測線東端では往復走時 155 ミリ秒（深度 116 m）に達する。測位点 20 より沖側の沖積層の厚さは 32~34 m である。

(2) 沖積層の主な堆積構造

B1 測線の沖積層中～下部には、海進期堆積物に特徴的な、陸側へのオンラップが明瞭に認められるが、沖側へのダウンラップはあまり明瞭ではなく、平行な反射面が積層するアグラデーションパターンが発達する。

(3) 沖積層の変形構造

B1 測線に見られる埋没崖の基部（測位点 34 付近）には、沖積層中部の反射面にまで東側低下（沖側下がり）を示す撓曲変形が認められる。測位点 34 付近で撓曲変形を被った反射面は、その西側の測位点 33 付近において、殆ど変形することなく、埋没崖にアバットしながら、陸側へオンラップしている。従って、B1 測線の測位点 33～34 間の埋没崖は、最終氷期以前に形成された断層（撓曲）崖が後氷期海進に伴う浸食によって、崖の上縁が陸側へ後退したものと考えられる。この断層（撓曲）崖の前面（沖側）の、B1 測線／測位点 35 から同 45 間の沖積層下部～中部には、圧縮によると推定される褶曲状の変形が認められる。B1 測線／測位点 44 から B2 測線／測位点 45 付近にかけての、沖積層基底の傾斜が緩く、沖積層の厚さが薄い部分は、その西側（陸側）に比べてやや盛り上がっているように見える。

(4) b 層及び c 層

本測線西端部には、B1 測線／測位点 6 付近を軸部とする、見かけ上、非対称な背斜構造が認められる。西翼の緩い傾斜を示す反射面を b 層、東翼のより急傾斜を示す反射面を c 層とした。背斜西翼の b 層は、1° 以下の傾斜で軸部から陸側へ傾き下がり、測位点 2 付近から陸側では海側に傾斜を転じ、翼の開いた向斜状を呈する。一方、東翼の c 層は、背斜軸近傍では 5° 前後の傾斜、軸から離れた B1 測線／測位点 30 付近では 2° 程度の傾斜を示す。B1 測線／測位点 34 付近の断層～撓曲崖より沖では、沖積層基底より下位の地質構造を示す反射面は殆ど認められない。

5.2.3 C 測線（第 12, 13 図）

(1) 沖積層の基底形状と層厚

C 測線における沖積層の基底は、C1 測線／測位点 25 付近を基部とする埋没崖部で 5 m 程度、急激に深さを増している。その海側の C1 測線／測位点 25～9 では、凹凸を伴いながら、全体としては、埋没崖より陸側の部分と同程度の勾配で海側へ深くなっている。一方、C1 測線／測位点 9 から C3 測線／測位点 43 付近にかけての部分では、沖積層基底の傾斜が非常に緩く（ほぼ水平に）なっている。その沖では、C3 測線／測位点 12 付近までは現海底よりやや急な傾斜で深さを増し、深度 112 m に達する。これより沖側では、沖積層の基底はほぼ水平である。

沖積層の厚さは、陸側測線端（C2 測線／測位点 15）では約 10 m と薄いが、沖側へ徐々に厚くなり、埋没崖の陸側の C1 測線／測位点 33 付近では 21 m に達する。埋没崖上部の測位点 26～25 付近では約 17 m と一旦薄くなり、埋没崖の基部から、測位点 9 付近までは 21～23 m 程度の厚さである。沖積層基底の傾斜が緩くなる C1 測線／測位点 9～C3 測線／測位点 43 付近では、沖積層の厚さが薄くなり、測線 C1 と C3 の接合部付近では 15 m 程度となる。その

沖側では層厚を次第に増し、C3 測線／測位点 12 付近で 36 m に達し、測線東端部の測位点 10～1 では 32～34 m 程度の厚さである。

(2) 沖積層の主な堆積構造

C1 測線及びその陸側の C2 測線の沖積層中～下部には、A1 測線と同様に、陸側へのオンラップと沖側へのダウンラップを示す反射面群からなるバックステップが認められる。また、この堆積体の上位（沖積層上部）にはアグラデーションパターンを示すほぼ平行な反射面群が累重している。そのため、両者の境界に認められる連続性の良い反射面は最大海汎濫面（例えば酒井ほか、1995）に相当する“apparent truncation”（Vail, 1987）であると判断される。このような反射面の特徴から、沖積層の中～下部は主に後氷期海進に伴う堆積物、沖積層上部は約 6 千年前の海進ピーク期以降（現在に至る高海面期）の堆積物と考えられる。

(3) 沖積層の変形構造

C1 測線／測位点 25 付近の埋没崖の位置では、沖積層中部の反射面にまで、シャープな東側（沖側）下がりの断層変位（撓曲）が認められる。従って、この埋没崖は浸食による陸側への後退が少ない断層（撓曲）崖と判断される。この断層（撓曲）崖前面の、C1 測線／測位点 25～9 では、沖積層基底の凹凸と調和する形で、沖積層中～下部が波打っており、沖積層が褶曲変形を被っていると判断される。

C1 測線／測位点 9～C3 測線／測位点 43 付近では、上述のように、沖積層基底の傾斜が陸側及び沖側よりも緩くなり、C 測線全体を見通すと、この部分が背斜状に盛り上がり、その部分で沖積層が薄くなっている。このような構造は、沖積層がその堆積中に褶曲変形を被っていることを示唆する。

(4) b 層及び c 層

本測線西端部には、C2 測線／測位点 11～12 付近を軸部とする背斜が認められる。背斜の東翼には、1° 前後の傾斜で東に傾き下がる反射面の下位に、より大きな傾斜（最大 7° 程度）を示す反射面が認められる。上位の緩い傾斜を示す反射面を b 層、より急傾斜を示す下位の反射面を c 層とした。また、沖合の C3 測線では、沖積層基底の背斜状盛り上がりの直下に当たる測位点 44～47、深度 150～165 m に、背斜構造を示す反射面が認められる。

5.2.4 D 測線（第 14, 15 図）

(1) 沖積層の基底形状と層厚

D 測線では、B 測線及び C 測線の海岸から約 3 km 沖に認められた沖積層基底の断層（撓曲）崖は認められない。一方、その沖側の沖積層基底の盛り上がりはより顕著に認められる。沖積層の基底は D1 測線の西端から、沖合ほど傾斜を減じながら深くなり、D1 測線／測位点 10 付近から、D2 測線／測位点 45 付近までは、ほぼ水平になっている。ここから、D2

測線／測位点 20 付近までは、海底よりやや急な勾配で深さを増しているが、その途中の測位点 32 付近で沖積層基底に約 6 m 沖側落ちの高度差が生じており、この部分に埋没崖があると考えられる。D2 測線／測位点 20 より沖では、ほぼ現海底と同じ傾斜で深くなり、D2 測線の東端での沖積層基底の深さは約 105 m である。

沖積層の厚さは、陸側の測線端では約 11 m と薄いですが、沖へ厚くなり、沖積層上部が最も厚い測位点 20 (海底の傾斜変換点) 付近では 32 m に達する。この沖合では、沖積層の厚さは沖に向かって薄くなり、D2 測線／測位点 48~45 付近では 10~11 m となる。更にその沖側の測位点 45~33 間では、一転して沖側へ層厚が微増し、D2 測線／測位点 32 付近の急崖部で、崖上 (測位点 33) の約 12 m から崖下 (測位点 31) の約 21 m へ、層厚が急激に大きくなっている。これより沖では、測位点 20 付近まで沖積層の厚さが微増して 30 m に達し、その沖では同程度の厚さがある。

(2) 沖積層の主な堆積構造

本測線の沖積層中～下部も海進期堆積物と推定されるが、D1 測線では多重反射及び音波散乱層の影響で、部分的に陸側へのオンラップが認められるものの、全体としては、オンラップは明瞭ではない。沖積層上部には、C 測線と同じく、下位の反射面群が沖側へ“apparent truncation”する反射面 (最大海氾濫面に相当) が認められ、D1 測線／測位点 25~15 付近では、これより上位の反射面はプログラデーションパターンを示す。海底直下の構造はリングングのため不明であるが、測位点 20 付近の海底にはプログラデーションにより形成されたと考えられる shelf break 様の傾斜変換点が見られる。

(3) b 層及び沖積層の変形構造

D2 測線の西端付近～測位点 33 間では、b 層とした反射面群が明瞭な背斜構造を示す。既述のように、D1 測線／測位点 10 付近から、D2 測線／測位点 32 間の沖積層とその基底は、この背斜構造と調和的に盛り上がり、その部分で沖積層が薄くなっている。従って、この背斜は沖積層の堆積中にも成長している活背斜と判断される。なお、D1 測線／測位点 10 付近では、B 層中に緩い向斜状の変形が見られ、その上位の沖積層基底及び沖積層下部にも調和的な反射面の撓み下がりが認められる。

更にその沖の D2 測線／測位点 32 付近の埋没崖の位置では、沖積層中部の反射面にまで、東側 (沖側) 下がりの断層変位 (撓曲) が認められる。また、海底下約 6~9 m には、“乱堆積層”あるいは“イベント堆積物”を示唆する反射波構造が認められる。従って、この埋没崖は、沖積層の堆積中にも活動している活断層の断層 (撓曲) 崖と判断される。

5.2.5 E 測線 (第 16, 17 図)

(1) 沖積層の基底形状と層厚

E 測線の西端は海岸から約 5 km 沖に位置し、ここでの海底の深度は約 40 m、沖積層基底の深度は約 56 m である。沖積層の基底は、ここから沖に向かってくつろやかに高まり、測位点 55~52 付近での深度は約 54 m となる。これより海側では、測位点 32 付近までは上に凸、これよりも沖では下に凸の形状を示しながら深さを増し、測線の東端では約 103 m となる。また、測位点 32~10 付近では現海底よりもやや急傾斜、これよりも海側では海底とほぼ平行な傾斜を示す。

沖積層の厚さは本測線の西端 (海底深度 40 m) では約 16 m であるが、沖へ薄くなり、測位点 50~42 付近では約 10 m となる。測位点 42 以東では沖へ厚くなるが、沖積層基底の勾配が大きな測位点 32~28 間での厚さの変化が大きく、13 m から 21 m となる。測位点 10 付近より沖 (海底深度約 72~77 m) では 28 m 前後の厚さがある。

(2) 沖積層の主な堆積構造

本測線の沖積層には、反射面がほぼ平行に積層するアグラデーションパターンが認められ、陸側へのオンラップは明瞭ではない。沖積層の層厚が陸側へ減少する測位点 27~30 付近では、陸側への反射面の尖滅が認められる。

測線西端に近い測位点 55 付近では、下位の幾分波打った反射面が上位の海底面にほぼ平行な反射面にトランケートされている。

(3) b 層及び沖積層の変形構造

本測線西部の b 層とした反射面群は、測位点 53 付近を軸部とする背斜構造を示す。本測線西部では、既述のように、沖積層の基底がこの背斜と調和的に盛り上がっている。背斜頂部のやや西翼寄りには、上述のように沖積層中の反射面にトランケーションが認められ、背斜頂部～東翼の測位点 50~42 付近で沖積層が最も薄くなっている。これらの変形及び堆積学的特徴は、この背斜が沖積層の堆積中にも成長している活背斜であることを示唆する。

本測線の沖積層基底は、測位点 33 付近に曲率の変換点があり、この沖側の測位点 33~27 付近の傾斜がその両側よりやや大きく、沖積層の厚さの変化が大きい。このような特徴は、沖積層が測位点 27 付近を下端とする陸側上がりの緩い撓曲変形を受けていることを示唆する。また、この撓曲帯の上端付近には、沖積層の基底及び沖積層の下部に、沖側から陸側へ衝上するバックスラスト様の変形が認められる。

5.2.6 F 測線 (第 18 図)

(1) 沖積層の基底形状と層厚

F 測線の沖積層基底は、測線南端の測位点 162 (海底深度 49 m) では深度 57 m にあり、測位点 157 付近まではほぼ平坦である。ここから北へ向かって海

底面よりやや大きな傾斜で緩やかに深度を増し、D2測線との交点（測位点 119）では 74 m となる。その北側の測位点 118～117 間では、沖積層の基底が 5 m ほど北落ちに急に深くなる。ここから北へ基底深度は漸増し、測位点 79（海底深度 67 m）付近で本測線における最大深度である 99 m に達する。これより北では緩やかな起伏を繰り返す、測位点 22 付近までは 90 m 以上の深度がある。測位点 22 より北では緩やかに浅くなり、測線北端（海底深度約 62 m）では 75 m となる。

F 測線の沖積層の厚さは測線南端付近では約 8 m、D2 測線との交点付近では約 15 m であるが、測位点 118～117 間で急激に 4 m 程度厚さを増し、測位点 115 では 20 m となる。ここから北へ層厚は増大し、沖積層基底が最も深い測位点 79 付近では 33 m に達する。ここから測位点 22 付近までは 30～25 m 程度の厚さがあり、これより北では厚さを次第に減じ、測線北端では約 13 m となる。

(2) 沖積層の主な堆積構造

F 測線の沖積層には、反射面がほぼ平行に累重するアグラデーションパターンが認められる。また、沖積層の基底が浅くなるにつれて、その層厚が減少している測線南部と同北端部では、部分的にオンラップが認められる。

(3) b 層及び沖積層の変形構造

F 測線では、上述のように、測位点 118～117 間で、沖積層の基底が約 4 m 急激に北側に深くなっており、南側が相対的に上昇する活断層～活撓曲の存在が示唆される。沖積層基底よりも下位には、測位点 130 付近から同 117 にかけて、1° 程度の傾斜で北へ傾き下がる反射面群（b 層に対比）が認められ、測位点 120 付近が背斜状に盛り上がっている。このような変形は、断層上盤側の変形と考えられる。一方、沖積層中の反射面には明瞭な断層変位や変形は認められない。

なお、F 測線の反射断面には、海底面にまで微弱な褶曲ないし波曲が及んでいるようにみえるところがある（例えば測位点 75 付近）。これは調査時の荒れた海況のため、調査船の進行方向がしばしば予定測線から逸れ、蛇行状の航跡（第 7 図参照）となった影響であり、地質構造を反映したものではない。

5.2.7 G 測線（第 19 図）

(1) 沖積層の基底形状と層厚

G 測線では、測線北部を除いて、沖積層の基底深度は 100 m 以上に達する。測線南端の測位点 1（海底深度約 74 m）では沖積層基底深度は約 100 m であり、北に向かって緩やかに深くなり、測位点 25 付近で 105 m に達する。その北側の測位点 25～70 間では 110 m 前後で推移し、測位点 70～80 間で最も深い深度（112～113 m）に達する。測位点 80～100 間では 110 m 前後、測位点 100～120 間では 110～105 m の

深度を示す。測位点 120 以北では海底面の傾斜よりもやや急な傾斜で浅くなり、測位点 125 付近で 100 m を切り、測位点 135 付近で約 90 m、測線北端では約 82 m となる。なお、測位点 40～45（～49）間、同 70～75 間には、埋没谷が存在する可能性がある。

G 測線における沖積層の厚さは、測線南端で約 27 m あり、北に向かって厚さを増し、測位点 33 付近で 30 m に達し、沖積層基底が最も深い測位点 70～80 付近で最大 35 m に達する。その北側では 34～30 m の厚さで推移するが、測位点 120 付近で 30 m を切り、北方への薄化が顕著になり、測線北端では約 15 m となる。

(2) 沖積層の主な堆積構造

G 測線の沖積層には、反射面がほぼ平行に積層するアグラデーションパターンが認められる。また、北へ向かって沖積層の基底が浅くなるにつれて、沖積層の層厚が減少している測位点 120 以北の測線北部では、オンラップパターンが明瞭に認められる。

(3) 沖積層の変形構造

本測線の沖積層には、断層運動に起因すると推定される変形構造は認められない。

5.2.8 S1～S9 及び SA～SC 測線（第 20～23 図）

(1) 沖積層の基底形状と層厚

S1～S9 及び SA～SC の 12 の測線では、S6 測線を除いて、沖へ深くなる基底をもつ沖積層が認められる。また、調査地域北部の S1 測線と南部の SB 測線では、顕著な埋没谷が認められる。

S1 測線の埋没谷は 15° 程度の急な谷壁をもち、谷の深さは約 10 m である。S2 測線の岸寄りの部分では、沖積層の厚さが 28 m に達し、北側の S1 測線及び南側の S3～S5 測線の岸寄りの沖積層の厚さ（約 14 m 及び約 7～8 m）の 2 倍以上になっている。このような厚い沖積層や埋没谷の存在は長万部川の影響と考えられる。S6 測線では、リングングと明確に区別され、明らかに沖積層に対応すると判断できる反射面が認められず、沖積層は欠如あるいは数 m 以下の厚さと推定される。B1 測線では岸寄りの沖積層は再び 7 m の厚さとなり、その南の S7～SA 測線間では、南側へ沖積層の厚さが漸増する傾向が認められる。SB 測線にみられる谷壁の高さは約 17 m であり、谷壁前面（谷底）の沖積層の厚さは 25 m に達する。このような埋没谷と厚い沖積層は国縫川の影響と考えられる。

(2) 沖積層の主な堆積構造

これらの測線の沖積層下部は、陸側へのオンラップを示す。沖積層上部の構造はリングングのため、不明瞭な測線が多いが、S2 測線西半部の沖積層上部には、プログラデーションパターンが認められる。

(3) 沖積層の変形構造

S1～S9 及び SA～SC の 12 測線の沖積層には、断層運動に起因すると推定される変形構造は認められない。

(4) b層及びc層

S1～S4 測線では、各測線の東部に、b層とした1～2°程度の傾斜で沖側に傾き下がる反射面が認められる。また、S3～S5 測線では、c層とした3～10°程度の、より急な傾斜の反射面が見られる。このうち、S4 測線では、両者の傾斜不整合が認められる。また、S5 測線では、c層とした反射面群に、測線の陸側に背斜軸、海側に向斜軸が存在することを示唆する傾斜変化パターンが見られる。

その南のS6 測線では、b層とした反射面が測線中央部で盛り上がり、背斜構造を示唆する。同様に背斜構造が認められるB1 測線を挟んで、その南側のS8、C2、S9の各測線でも、b層とした反射面が緩やかに盛り上がる背斜状変形が認められる。なお、S7 測線の西半部は反射記録のS/N比が低く、沖積層下の地質構造は不明である。

その南のSA 測線では背斜状の変形は認められなくなり、沖積層の基底にトランケートされるほぼ水平な反射面(b層に対比)が見られる。SB 測線とSC 測線では、最大30°程度の傾斜を示す反射面群(c層に対比)が認められ、その沖側に傾斜の緩い反射面(b層に対比)が見られる。

6. 活構造の認定及び評価

6.1 長万部沖背斜

(1) 位置及び北方への連続

5.2で述べたように、北側から、S6、B(B1)、S8、C(C2)、S9の5測線において、反射面の背斜状変形が認められ、S6 測線の北側のS5 測線では、測線西端より陸側に背斜軸の存在が示唆される(第21図)。各測線で認められる背斜状の変形は、測線西半部の反射波構造が不明なS7 測線を挟んで、陸上の長万部断層、中の沢断層と平行に、南北から北北西―南南東に連なる(第24図)。以上のことから、長万部の海岸付近から中の沢の沖約1 kmにかけて、5 kmにわたって背斜構造が存在すると判断される。この背斜を「長万部沖背斜」と命名する。

長万部市街地付近で実施された反射法地震探査(測線の東端はほぼ海岸に到達)の結果(吾妻ほか、2004)とその沖合近傍で得られたS5 測線の記録を同一の縦横比(鉛直方向に2倍)にし、接合した図を第25図に示す。海・陸の反射記録はスムーズに繋がり、海岸付近を軸部とする緩やかな背斜構造(長万部沖背斜の北方延長)の存在を示している。

この反射法地震探査測線より北の地域では、長万部沖背斜の北方延長に関する明確なデータはない。しかし、奥村(1983)、北海道電力(2000)、池田ほか編(2002)及び吾妻ほか(2004)は、長万部川下流右岸の段丘面(M2面相当)の西への傾動を指摘している。また、奥村(1983)及び池田ほか編(2002)は、長万部川河口左岸に分布する段丘面の東(海)

側への傾動ないし撓曲を指摘している。更に奥村(1983)は、上述した東西両側への段丘面の傾動から、長万部川河口付近から北へ延びる活背斜(長万部背斜)の存在を指摘している。

以上の既往研究結果に基づく、長万部沖背斜は、奥村(1983)の長万部背斜に連続する可能性がある。

(2) 活動性

1.1及び3.1で述べたように、今泉・渡島半島活断層研究グループ(1982)や池田ほか編(2002)は、長万部市街地背後の段丘面の傾動から、内浦湾側に西傾斜の逆断層やこれと関連する活背斜構造が存在する可能性を指摘した。今回の調査結果はこの指摘を実証したものであり、長万部沖背斜の活動に伴い、その西翼に位置する後期更新世の海成段丘面が西(陸側)へ傾動したと考えられる。

長万部市街地付近の海成段丘面の形成年代については、第3図のM2面が約10万年前(奥村、1983；吾妻ほか、2004など)または約13万年前(北海道電力、2000；池田ほか編など)、M3面が約8万年前(小池・町田編、2001；小疇ほか、2003；吾妻ほか、2004など)と推定されている。傾動前の段丘面は、水平ないし現在の海岸から沖合1 kmと同じ勾配(最大10%)であったと仮定した場合、長万部市街地付近における長万部沖背斜西翼の傾動速度は、千年当たり0.19～0.27‰または0.25～0.35‰(基準：第3図のM2面)及び0.13～0.25‰(基準：第3図のM3面)と求まる。この値は、貝塚ほか(1977)による傾動の活動性区分では、Bクラス(千年当たりの傾動速度が0.1‰のオーダー)に当たる。

6.2 国縫沖背斜

(1) 位置及び北方・南方への連続

5.2で述べたように、北側から、C(C3)、D(D2)、Eの3測線において、反射面の背斜状変形が認められる。これら3測線で認められる背斜状の変形は、海岸線及び陸上の新第三系～下部更新統の地質構造(石田、1983)と平行に、北北西―南南東にほぼ一直線状に連なる(第24図)。従って、中の沢～国縫～ルコツ川河口の約5 km沖合に、約9 kmにわたって背斜構造が存在すると判断される。この背斜を「国縫沖背斜」と命名する。

B1 測線/測位点44からB2 測線/測位点45付近にかけては、5.2で述べたように、沖積層基底の傾斜が緩く、沖積層の厚さが薄くなっている。これは、C、D、E各測線の国縫沖背斜直上に分布する沖積層の特徴と同じであり、国縫沖背斜がB 測線まで直線的に延びていることを示唆する。また、A1 測線/測位点15～10付近、及びA1・A2 測線の接合部付近からA2 測線/測位点27にかけての部分では、沖積層全体が盛り上がっているように見える。これは、国縫沖背斜の北方延長がA 測線にまで延びている可能性を示唆する。

国縫沖背斜の E 測線より南の海域への延長については、既存の音波探査記録を利用して検討を行った。内浦湾北部から西部で実施された音波探査としては、北海道開発庁が 1965 年度に実施した探査（丸山ほか，1968），海上保安庁水路部が 1972 年度に実施した探査（桜井ほか，1975），地質調査所が 1978 年度に実施した探査（大嶋ほか，1979）がある。このうち、北海道開発庁が実施した音波探査の記録には、国縫沖背斜の南方延長に関して、次のようなデータが含まれている。

ルコツ川の沖合から八雲町山崎の沖合にかけての No. 5～No. 11 の 7 測線では、海岸から約 4 km 沖合を境として、西側（陸側）では沖積層の基底と同層下部が東（沖側）へ傾斜するのに対して、東側（沖側）ではほぼ水平ないし西（陸側）へ傾斜し、緩やかな向斜状ないし傾斜変化構造を呈する（第 26, 27 図）。また、東側の沖積層は東（沖側）へ向かって薄くなる。このような傾斜と層厚の変化は、D 測線の国縫沖背斜西翼部に見られる沖積層の傾斜及び層厚の変化（第 15 図）と同じであり、国縫沖背斜が山崎の沖合まで延びていることを示唆する（第 28 図）。

山崎から八雲市街西方の、海岸から約 2～3 km 内陸の丘陵には、南北に延びる八雲断層帯が存在する（寒川ほか，1982；山岸，1986；中田・今泉編，2002 など）。国縫沖背斜と八雲断層帯とは右ステップの関係にあり、上述した国縫沖背斜西翼端部と八雲断層帯との隔離距離は 6～7 km である（第 28 図）。国縫沖背斜は後述する国縫沖断層と関連する褶曲と考えられることから、地下深部の国縫沖断層の傾斜が低角度であった場合には、両断層の 3 次元的な隔離距離は 5 km 以下の可能性がある。

(2) 活動性

上述のように、国縫沖背斜の直上に分布する沖積層の基底と同層下部は盛り上がるような変形を被り、沖積層の層厚は薄くなっている。これらのことは国縫沖背斜が後氷期にも活動した活背斜であることを示している。

D 測線の国縫沖背斜西翼部の沖積層基底が D1 測線の測位点 11～25 間と同じ勾配（6‰）で形成されたと仮定した場合、背斜西翼部の沖積層基底の形成深度は 70～60 m と推定される。日本近海の最終氷期以降の海水準変化（例えば Saito, 1994）を参照すると、国縫沖背斜西翼部の沖積層基底の形成時期はおおよそ 12,000 年前と見積られ（第 31 図）、背斜西翼の陸側への傾動速度は大雑把に千年当たり 0.5‰ と算出される。この値は、長万部市街地付近の長万部沖背斜西翼の傾動速度よりもやや大きい、同じ 0.1‰ のオーダー（貝塚ほか，1977 の B クラス）である。

6.3 長万部沖断層

(1) 位置及び規模

5.2 で述べたように、B 測線と C 測線では、長万

部沖背斜の東翼（背斜軸から約 3 km 東側）に、沖積層にまで変位・変形を及ぼしている断層が確認された。この活断層を「長万部沖断層」と命名する（第 24 図）。北側の A 測線及び南側の D 測線では、長万部沖断層の延長は認められない。従って、現時点で確認されている長万部沖断層の長さは約 1.4 km であり、断層が確認された 2 地点を結んだ走向は N33°E である（第 24 図）。

(2) 活動性及び活動履歴

C 測線と B 測線における長万部沖断層周辺の拡大した反射断面を第 29 図と第 30 図に示す。

1) 累積変位量

C 測線では、沖積層基底の断層（撓曲）崖の下端と上端のほぼ真上に、沖積層中～下部に認められる撓曲変形の上端と下端が位置している。このことは、沖積層基底の断層（撓曲）崖の比高が沖積層基底形成以降の断層運動によるものであることを示唆する。このように考えた場合、海進浸食面形成以降の C 測線における長万部断層の累積上下変位量は、西上がり 4～5 m と推定される。

B 測線の沖積層基底の崖は、5.2.2 で述べたように、最終氷期以前に形成された断層崖が後氷期海進に伴う浸食によって陸側へ後退したものと考えられる。従って、この崖の比高（7～8 m）の全てを海進浸食面形成以後の累積上下変位量とみなすことはできない。第 30 図の層準 b' より下位の沖積層下部の上下変位量は 2 m 程度と読み取れることから、B 測線における海進浸食面形成以降の長万部沖断層の累積上下変位量は 2 m 程度と推定され、C 測線における値より小さい。

2) 平均変位速度

C 測線の断層低下側（沖側）の沖積層基底深度は 55～60 m であることから、日本近海の最終氷期以後の海水準変化を参照すると、同測線の長万部沖断層付近に海進が及んだのは、おおよそ 11,000～12,000 年前と推定される（第 31 図）。よって、C 測線上における長万部沖断層の更新世末期以降の平均上下変位速度は、0.3～0.5 m / 千年と見積られる。同様にして見積られる B 測線における長万部沖断層の平均上下変位速度はこれよりも小さく、大雑把に 0.1～0.2 m / 千年程度である。

3) 活動イベント層準

C 測線の長万部断層による沖積層の上下変位量と変形は、第 29 図の層準 b の上・下で異なっている。層準 b より下位の反射面群は、この層準でトランケートされており、この層準が広義の不整合面であることを示している。また、層準 b より上位、層準 a より下位の反射面群の変位量はおおよそ 2 m と読み取れ、層準 a より上位の反射面には断層変位は認められない。以上より、C 測線では、層準 a と層準 b が長万部断層の活動イベント層準として認定でき、前者が最新イベント層準となる。

B 測線においても、C 測線と同様に、層準 b' に明瞭な不整合が認められ、その上・下で沖積層の上下変位量と変形に違いが見られる(第 30 図)。層準 b' より下位の反射面の上下変位量は 2 m 程度、上位の反射面の上下変位量は 1 m 程度と読み取れる。層準 a' より上位には変位・変形は及んでいないと判断される。従って、B 測線においても、a' 及び b' の 2 つの層準に活動イベントがあったと考えられる。

4) イベントの発生時期と発生間隔

C 測線における最新活動イベントの層準は、概ね 5.2 で述べた最大海氾濫面の層準ないしその直下に当たる。従って、最新活動イベントの発生時期は、約 6,000 年前の海進ピーク期からその直前である可能性が高い。1 つ前の活動イベントの発生時期は、海進が C 測線の断層付近に及んだ時期(約 11,000~12,000 年前)より後である。従って、これら 2 回の活動イベントの発生間隔は、5,000~6,000 年ないしこれより短いと推定される。B 測線で認定された 2 つの活動イベントの発生時期は、B, C 両測線の反射断面の対比から、上述した C 測線での 2 つのイベント発生時期に対応すると考えられる。

5) 1 回の活動に伴う変位量

C 測線では、上述した沖積層基底の累積上下変位量と層準 b より上位の反射面の上下変位量から、長万部沖断層の最新活動イベントに伴う上下変位量は約 2 m、一つ前の活動に伴う上下変位量は 2~3 m 程度と推定される。B 測線における長万部沖断層について認定された 2 回の活動に伴う上下変位量は、いずれも 1 m 程度であったと推定される。

6.4 国縫沖断層

(1) 位置及び規模

5.2.4 で述べたように、D 測線では、国縫沖背斜の東翼(背斜軸から約 1.5 km 東側)に、沖積層にまで変位・変形を及ぼす断層が確認された。この活断層を「国縫沖断層」と命名する(第 24 図)。国縫沖断層は F 測線の測位点 117 付近でも確認され、D 測線と F 測線の交点付近における同断層の走向は北北西-南南東である(第 24 図)。E 測線では、既述のように、国縫沖背斜の背斜軸から約 2~2.5 km 東側(測位点 28~33 付近)に、国縫沖断層の南方延長と考えられる緩い撓曲が認められる。D 測線~E 測線間の国縫沖断層の走向はほぼ南北であり、F 測線の測位点 117 から E 測線の測位点 28 までの国縫沖断層の長さは約 4.2 km である(第 24 図)。

(2) 活動性及び活動履歴

D 測線における国縫沖断層周辺の拡大した反射断面を第 32 図に示す。以下では、この D 測線のブーマー調査結果に加えて、北海道立総合研究機構が同測線沿いで実施した高分解能音波探査(第 33 図)と柱状採泥調査の結果(第 34 図)に基づき、国縫沖断層の活動性と活動履歴についてまとめる。

1) 累積変位量

第 32 図に示す沖積層基底(海進浸食面)の形状から、同基底形成以降の国縫沖断層の累積上下変位量は、西上がりに約 5 m と推定される。

2) 平均変位速度

D 測線の国縫沖断層基部の沖積層基底深度は約 80~85 m であることから、同測線の国縫沖断層付近に海進が及んだのは、第 31 図より、おおよそ 12,000~13,000 年前と推定される。従って、D 測線における国縫沖断層の更新世末期以降の平均上下変位速度は約 0.4 m/千年と推定される。

3) 活動イベント層準

第 32 図の層準 b' と沖積層基底に挟まれた沖積層下部の厚さは、国縫沖断層の両側で大きく異なっている。このことは、海進浸食後、層準 b' の形成以前に、国縫沖断層の活動があった可能性を強く示唆する。

第 32 図の層準 a' 直下の国縫沖断層の位置には、“乱堆積層”あるいは“イベント堆積物”の存在を示唆する反射構造が認められ、層準 a' がこの堆積物を被覆しているように見える。また、断層隆起側では、層準 a' が盛り上がるように変形した同堆積物を浸食しているようにも見える。これらのことから、ブーマー調査の結果(第 32 図)からは、層準 a' がイベント層準と考えられる。

一方、高分解能音波探査により得られた反射断面(第 33 図)では、同図の DF-3 面がほぼ第 32 図の層準 a' に相当すると考えられ、この層準が変形しているようにも見える。

層準 a' 及び DF-3 面は、国縫沖断層の位置で 1 m 程度の高度差を示す。この高度差については、上記の議論から、i) 断層活動に伴って生じた海底の高度差を完全には埋積できなかったために生じた見かけ上の変位、ii) 層準 a' 及び DF-3 面自体がより新しい時期の断層活動によって 1 m 程度の断層変位を被っている、の 2 つの可能性が考えられる。i) の場合には、層準 a' 及び DF-3 面が D 測線における国縫沖断層の最新イベント層準となる。一方、ii) の場合には、層準 a' 及び DF-3 面より上位に最新イベント層準があることになる。

なお、層準 a' 及び DF-3 面の層準は、次の 4) で述べるように、最大海氾濫面の層準に概ね相当し、沖合への碎屑物の供給が少なくなった時期である。このことを考慮すると、上記 2 つの可能性のうち、i) の可能性がより高いように思われる。しかし、2004 年新潟県中越地震に伴う地震断層のトレンチ調査(Maruyama *et al.*, 2007)で明らかになったように、地表における断層変位量は活動イベント毎に変化し、断層の規模から推定される変位量(例えば松田, 1975)よりも著しく小さい場合があり得る。従って、ii) の可能性を完全に否定することはできない。

4) イベントの発生時期と発生間隔

層準 a” は、5.2 で述べた最大海氾濫面の層準ないしその直下に概ね相当する。従って、層準 a” の活動イベントの発生時期は、長万部沖断層の最新活動イベントと同時期の、約 6,000 年前の海進ピーク期頃かその直前の可能性が高い。採泥調査の一環として実施した ^{14}C 年代測定の結果、St. 5 地点における DF-3 面（層準 a” にほぼ対応）の約 80 cm 上位の層準から $6,730 \pm 40 \text{ cal yBP}$ の年代値が得られた（第 34 図）。また、同地点における海底からの深さ 730 cm 以浅の平均堆積速度は $1.12 \text{ mm} / \text{千年}$ と求められ、海底からの深さ (Y; cm) と堆積年代 (X; cal yBP) との間には、 $Y = 0.1122X - 12.006$ の関係が得られた。この深さ一推積年代関係を 730 cm を超える深さに適用すると、St. 5 地点における DF-3 面の年代として、 $7,050 \sim 7,140 \text{ cal yBP}$ が得られる（第 34 図）。これらの年代データに基づくと、層準 a” の活動イベントの発生時期は約 6,700 年前より古く、約 7,200 年前以前に遡る可能性がある。また、3) で述べたように、層準 a” より上位に別の活動イベントが存在すると考えた場合には、このイベントの発生時期は、第 34 図に示す DF-3 面形成以降、DF-2' 面形成以前と判断され、約 7,200 年前以降、約 5,600 年前以前となる。

層準 b” の下位に存在する可能性がある活動イベントの発生時期は、海進が D 測線の国縫沖断層付近に及んだ時期（約 12,000～13,000 年前）より後である。この活動イベントと層準 a” の活動イベントとの発生間隔は、5,300～6,300 年ないしこれより短いと推定される。

5) 1 回の活動に伴う変位量

層準 b” 及びその上位の反射面の上下変位量から、層準 a” を国縫沖断層の最新イベント層準とみなした場合には、これに伴う上下変位量は約 2 m と見積もられる。一方、層準 a” より上位に最新イベント層準があると考えた場合には、この活動イベントと層準 a” の活動イベントに伴う上下変位量は、それぞれ、約 1 m と推定される。層準 b” の下位に存在する可能性がある活動イベントに伴う上下変位量は、沖積層基底の累積変位量（約 5 m）を考慮すると、3 m 程度と推定される。

6.5 長万部沖断層、国縫沖断層及び陸域活断層の活動時期の比較

上述のように、長万部沖断層の最新活動イベントは約 6,000 年前の後氷期海進ピーク期頃かその前に発生したと考えられる（第 35 図）。国縫沖断層の最新活動は、約 6,700 年前以前、あるいは約 5,600 年前以前に発生したと推定される。この結論は、両断層が約 6,000 年前以前に同時に活動した可能性を示唆する。また、6.4 における考察から、約 11,000～12,000 年前以降に発生したと考えられる長万部沖断層の 1 つ前の活動イベントと同時に、国縫沖断層が

活動した可能性がある。

長万部沖断層の最新活動時期は、陸域の黒松内低地断層帯の最新活動時期とみなされている蔵岱断層の活動時期（約 4,900～5,900 年前；地震調査研究推進本部地震調査委員会、2005）よりもやや古い（第 35 図）。この調査結果は、海域を含む黒松内低地断層帯が複数の活動セグメントから構成される可能性を示唆する。今回の調査により、黒松内低地断層帯の全体像解明に向けた端緒が開かれたが、個々の断層やセグメントの活動履歴データは未だに十分ではなく、更なるデータの蓄積が期待される。

7. まとめ

本調査の主な結果は、以下のようにまとめられる。

(1) 活背斜の発見

長万部市街地の沿岸から同町国縫の南東沖に、北北東一南南西方向に延び、左雁行配列する 2 つの背斜（陸側の長万部沖背斜、沖側の国縫沖背斜）を発見した。両背斜は、それぞれ後期更新世の海成段丘面と沖積層に変位・変形を及ぼしており、活背斜と判断される。

(2) 活断層の発見

2 つの活背斜の東翼に、それぞれ 1 条の西側上がりの断層（陸側の長万部沖断層、沖側の国縫沖断層）を確認した。これら 2 つの断層は沖積層の基底及び沖積層中～下部に累積的な変位・変形を及ぼしており、後氷期海進が本調査海域に及んでからも繰り返し活動している活断層と判断される。

(3) 長万部沖背斜

長万部沖背斜は、長万部の海岸付近を軸部として海陸にまたがる背斜で、海岸線付近から中の沢の沖約 1 km にかけて、南北から北北西一南南東方向に 5 km にわたって追跡される。また、長万部沖背斜は陸上の長万部背斜（奥村、1983）に連続する可能性がある。

(4) 国縫沖背斜

国縫沖背斜は、八雲町・長万部町境界の沖約 5 km から中の沢の沖約 5 km にかけて北北東方向に約 10 km にわたって追跡され、更に北に延びる可能性がある。また、その南方延長は 7 km ほど南南西に延び、八雲町山崎の沖約 5 km に達する可能性がある。

(5) 長万部沖断層

長万部断層の断層確認地点を結んで得られる走向は $N33^\circ E$ 、その間の長さは約 1.4 km である。C 測線における 11,000～12,000 年前と推定される海進浸食面形成以降の累積上下変位量は西上がりになり 4～5 m、平均上下変位速度は $0.3 \sim 0.5 \text{ m} / \text{千年}$ と見積もられる。最新活動イベントの発生時期は約 6,000 年前の海進ピーク期頃かその直前の可能性が高く、1 つ前の活動イベントの発生時期は後氷期海進が長万部沖断層付近に及んだ 11,000～12,000 年前頃より後であ

る。これら2回の活動イベントの活動間隔は、5,000～6,000年ないしこれより短いと推定される。C測線における最新活動イベントに伴う上下変位量は約2m、一つ前の活動に伴う上下変位量は2～3m程度と推定される。

(6) 国縫沖断層

国縫沖断層は全体としてほぼ南北走向、確認された長さは約4.2kmである。D測線における12,000～13,000年前と推定される海進浸食面形成以降の累積上下変位量は西上がりに約5m、平均上下変位速度は約0.4m/千年と推定される。本断層の活動イベントは、約6,700年前以前に発生したと推定される。この活動が国縫沖断層の最新活動イベントである可能性があるが、これより後に別の活動イベントが生じた可能性も残されている。また、後氷期海進がD測線の国縫沖断層付近に及んだ12,000～13,000年前頃より後に、これらの活動に先立つ活動イベントがあったと考えられる。本断層の最新活動イベントが約6,700年前以前に生じたと考えた場合、これに伴う上下変位量は約2m、これに先立つ活動に伴う上下変位量は約3mと推定される。

(7) 黒松内低地断層帯及び八雲断層帯との関係

長万部沖背斜は、黒松内低地断層帯の構成要素とされる長万部市街地背後の海成段丘面の傾動や長万部背斜と一続きの構造であることが確かめられた。従って、今回発見された2つの活背斜と2条の活断層は黒松内低地断層帯の南方延長と位置づけられる。黒松内低地断層帯の南端は、従来の位置から約10km南に伸び、断層帯の長さは約32km以上から約43km以上となる。

また、既存音波探査の検討結果から推定される国縫沖背斜の南方延長までを黒松内低地断層帯に含めた場合には、断層帯の長さは約49km以上となる。更に、この国縫沖背斜南方延長の西6～7kmに位置する八雲断層帯までを黒松内低地断層帯に含めた場合には、断層帯の長さは約55kmとなる。

(8) 活動時期から示唆される断層の同時活動と活動セグメント

長万部沖断層と国縫沖断層は、約6,000年前以前に同時に活動した可能性がある。また、これに先立って、約11,000～12,000年前以降にも、同時に活動した可能性がある。長万部沖断層の最新活動時期は、陸域の蔵岱断層の最新活動時期よりも古い。この結果は、海域を含む黒松内低地断層帯が複数の活動セグメントから構成される可能性を示唆する。

謝辞 北海道渡島支庁産業振興部水産課、長万部町産業建設課、長万部漁業協同組合の関係者の皆様には、本調査の計画段階からご指導を戴きました。また、調査船の借り上げと調査測線の設定に際しては、長万部漁業協同組合の有賀 智氏をはじめとするご関係の皆様にご協力・ご尽力を賜りました。ここに記

して、以上の皆様に篤く御礼申し上げます。

文 献

- 荒戸裕之・高野 修 (1995) 石油・天然ガスの探鉱におけるシーケンス層序学の意義。地質学論集, 45, 43-60.
- 吾妻 崇・下川浩一・寒川 旭・杉山雄一・桑原拓一郎・奥村晃史・黒澤英樹・信岡 大・三輪敦志 (2003) 黒松内低地断層帯における断層活動履歴調査。活断層・古地震研究報告, No. 3, 315-362.
- 吾妻 崇・後藤秀昭・下川浩一・奥村晃史・寒川 旭・杉山雄一・町田 洋・黒澤英樹・信岡 大・三輪敦志 (2004) 黒松内低地断層帯の最新活動時期と地下地質構造。活断層・古地震研究報告, No. 4, 45-64.
- 北海道電力株式会社 (2000) 添付書類六 変更に係る原子炉施設の場所に関する気象, 地盤, 水理, 地震, 社会環境等の状況に関する説明書。377p. 泊発電所原子炉設置変更許可申請書 (3号原子炉の増設)。
- 北海道立総合研究機構・産業技術総合研究所 (2011) 沿岸海域における活断層調査 黒松内低地断層帯 (海域部) 成果報告書。産業技術総合研究所, 本文 47p, 60 図・4 表。
- 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.
- 今泉俊文・渡島半島活断層グループ (1982) 黒松内低地帯の活断層。日本地理学会予稿集, 22, 98-99.
- 石田正夫 (1978) 八雲地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 39p.
- 石田正夫 (1981) 遊楽部岳地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 64p.
- 石田正夫 (1983) 国縫地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 42p.
- 石田正夫・久保和也・広島俊男 (1983) 20万分の1地質図「室蘭」, 地質調査所。
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 黒松内低地断層帯の長期評価について。http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05apr_kuromatsu/index.htm
- 貝塚爽平・松田時彦・町田 洋・松田磐余・菊地隆男・丸田英明・山崎晴雄・村田明美 (1977) 第3章 首都圏の活構造。東京直下地震に関する調査研究 (その4) - 活断層および地震活動状況等に関する考察 -。東京都防災会議, 165-220.
- 活断層研究会編 (1980) 「日本の活断層 - 分布図と資料 -」。東京大学出版会, 363p.
- 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.

- 小嶋 尚・野上道男・小野有五・平川一臣編（2003）「日本の地形2 北海道」. 東京大学出版会, 359p.
- 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, CD-ROM 3枚・付図2葉・122p.
- 久保和也・石田正夫・成田英吉（1983）長万部地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1図幅）, 地質調査所, 70p.
- 丸山修司・斎藤正雄・室住正義・小野寺公児・石橋嘉一（1968）I 鉦量調査. 北海道開発計画調査鉦業開発計画調査 特定鉦床開発促進調査報告 噴火湾海底砂鉄鉦床, 北海道開発庁, 1-51.
- Maruyama, T., Iemura, K., Azuma, T., Yoshioka, T., Sato, M. and Miyawaki, R. (2007) Paleoseismological evidence for non-characteristic behavior of surface rupture associated with the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake, central Japan. *Tectonophysics*, 429, 45-60.
- 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.
- 長尾 巧・佐々保雄（1933）北海道南西部の新生代と最近の地史（I）. 地質学雑誌, 40, 555-577.
- 中田 高・今泉俊文編（2002）「活断層詳細デジタルマップ」. 東京大学出版会, DVD-ROM 2枚・付図1葉・60p.
- 能條 歩・長谷川四郎・岡田尚武・都郷義寛・鈴木明彦・松田敏孝（1999）西南北海道瀬棚層の広域的岩相層序区分と生層序年代. 地質学雑誌, 105-5, 370-388.
- 奥村晃史（1983）黒松内低地帯の活構造と地形発達. 日本地理学会予稿集, 23, 30-31.
- 大嶋和雄・井内美郎・村上文敏・松本英二・横田節哉・池田国昭・谷津良太郎・渡辺真治・木村 亨・山屋政美（1979）噴火湾および周辺海域の堆積物. 昭和53年度公害特別研究報告集, 通産省工業技術院産業公害研究調整官, 60-3-60-51.
- Saito, Y. (1994) Shelf sequence and characteristic bounding surfaces in a wave-dominated setting: latest Pleistocene-Holocene examples from Northeast Japan. *Marine Geology*, 120, 105-127
- 酒井哲弥・斎藤文紀・増田富士雄（1995）シーケンス層序学入門. 地質学論集, 45, 1-14.
- 桜井 操・永野真男・長井俊夫・桂 忠彦・戸沢 実・池田 清（1975）北海道南岸沖の海底地質. 水路部研究報告, 10, 1-37.
- 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.
- Vail, P.R. (1987) Seismic stratigraphy interpretation procedure. In Bally, A.W., ed., *Atlas of seismic stratigraphy Part 1. Studies in Geol. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 27, 1-9.
- 山岸宏光（1986）北海道におけるいくつかの活断層露頭. 活断層研究, 2, 19-28.
- 山岸宏光・木村 学（1981）黒松内低地帯の活断層露頭. 地球科学, 35, 94-97.

（受付：2011年7月20日，受理：2011年9月1日）

第1表. 音波探査測線の長さ.

Table 1. Length of acoustic reflection survey lines.

測線名	測線長 (km)	内 訳	
		シングルチャンネル探査 (km)	マルチチャンネル探査 (km)
A 測線	9.2	5.5	3.7
B 測線	10.5	5.6	4.9
C 測線	10.6	5.7	4.9
D 測線	10.4	5.0	5.4
E 測線	6.0		6.0
F 測線	16.6		16.6
G 測線	15.2		15.2
S1 測線	1.7	1.7	
S2 測線	1.7	1.7	
S3 測線	1.8	1.8	
S4 測線	0.7	0.7	
S5 測線	0.6	0.6	
S6 測線	0.6	0.6	
S7 測線	0.7	0.7	
S8 測線	1.0	1.0	
S9 測線	1.2	1.2	
SA 測線	1.2	1.2	
SB 測線	1.8	1.8	
SC 測線	1.5	1.5	
合計	93.0	36.3	56.7

第2表. 陸上と海域の層序対比表.

Table 2. Stratigraphic correlation between onshore and offshore areas.

時代	陸域の層序		海域の層序		
	陸域	海域	陸域	海域	
第四紀	完新世	沖積層	沖積層		
	更新世後・中期	河成段丘堆積物	b 層		
		海成段丘堆積物			
		知来川層 中ノ沢川層			
更新世前期	瀬棚層	c 層			
第三紀	鮮新世	黒松内層			
	中新世	八雲層			
		訓縫層			

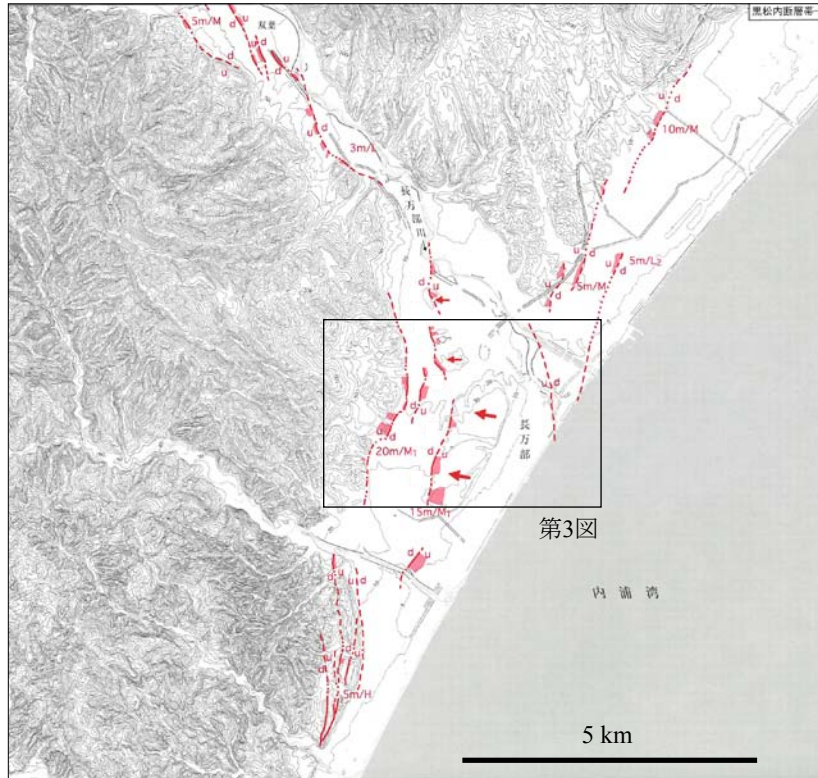


1 : 白炭地点 2 : 蔵袋地点 3 : 長万部地点
 A-C : 反射法弾性波探査測線
 A : 文献1 B, C : 文献2
 ● : 断層帯の北端と南端
 断層の位置は文献3に基づく.
 基図は国土地理院発行数値地図200000「岩内」「室蘭」を使用.



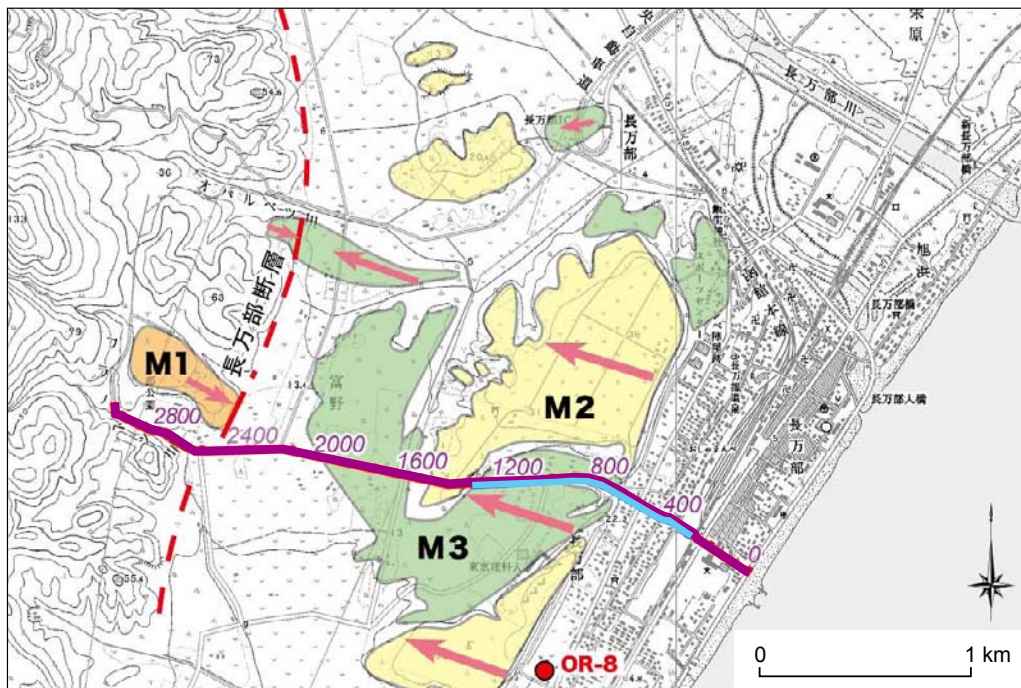
第1図. 黒松内低地断層帯の位置と構成断層 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005).

Fig. 1. Location and constituent faults of the Kuromatsunai-Teichi Fault Zone. After the Earthquake Research Committee, Headquarters for Earthquake Research Promotion (2005).



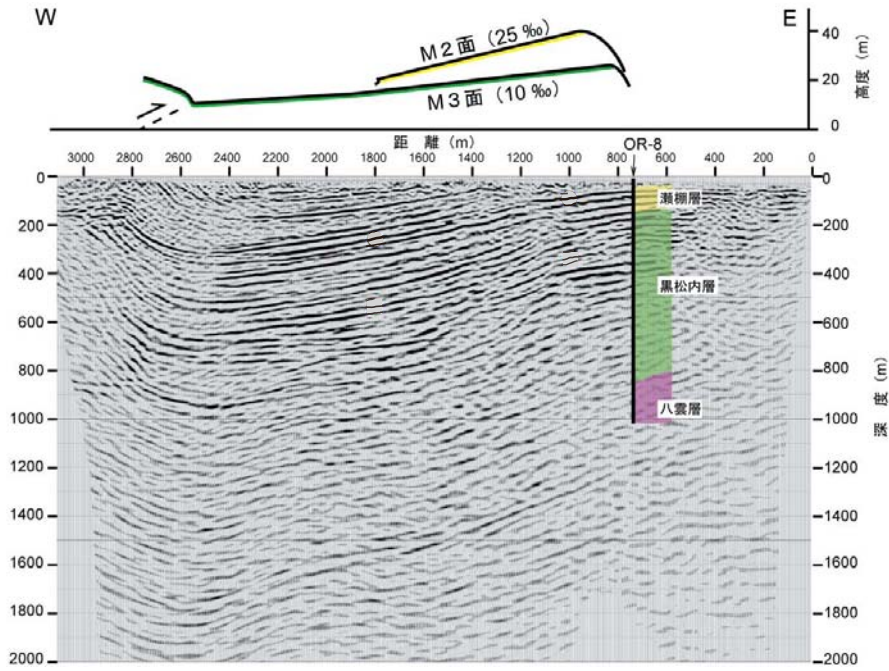
第2図. 黒松内低地断層帯南部に認められる海成段丘面の内陸側への傾動（池田ほか編，2002）. 赤矢印が段丘面の傾動方向を示す.

Fig. 2. Landward tilting of marine terraces along the southern part of the Kuromatsunai-Teichi Fault Zone. Red arrows indicate tilting direction of terraces. After Ikeda *et al.* (2002).

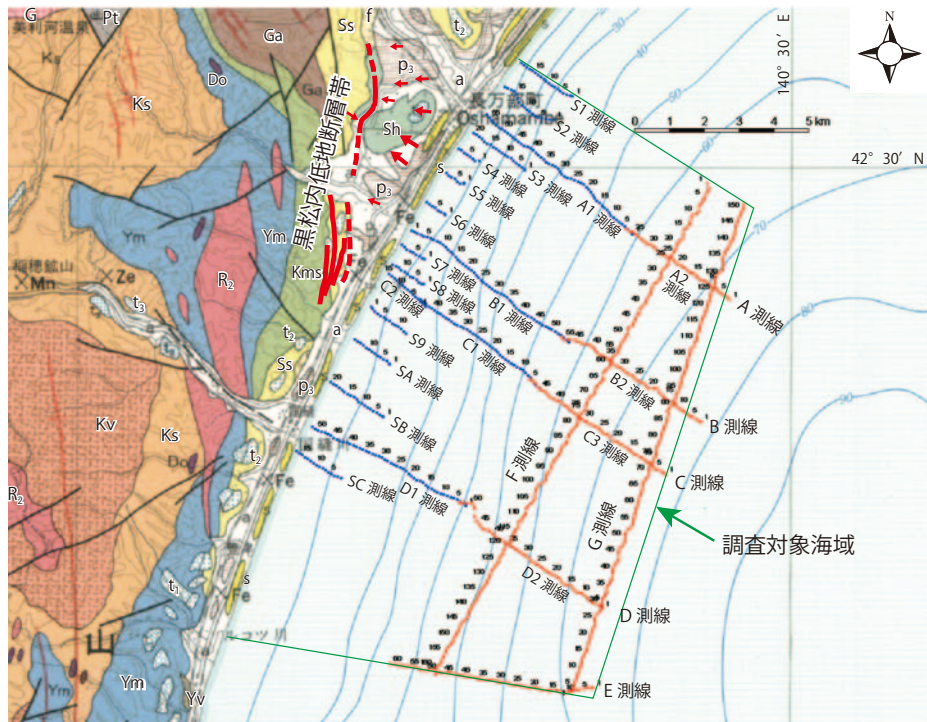


第3図. 長万部付近における海成段丘面（M1, M2, M3 面）の分布と反射法地震探査測線（吾妻ほか，2004）. 赤紫はP波探査の測線，水色はS波探査の測線. 矢印は段丘面の傾動方向を示す. OR-8は深度1005mのボーリング. 基図は数値地図25000「長万部」及び「渡島双葉」.

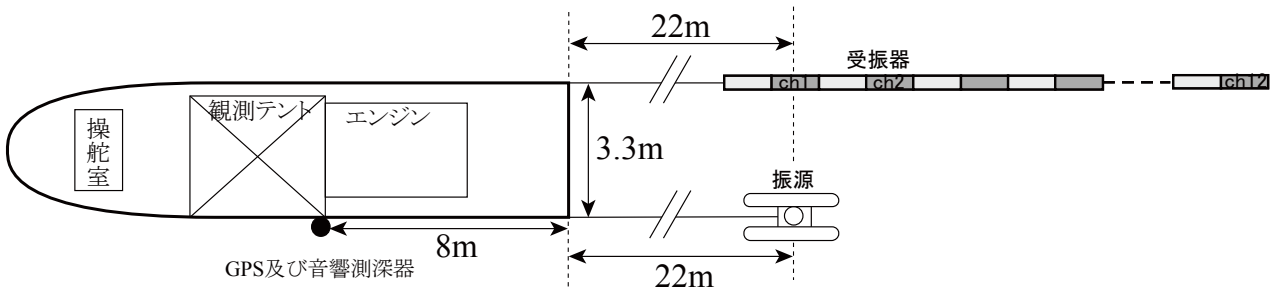
Fig. 3. Distribution of Late Pleistocene marine terraces and location of seismic reflection survey lines (Azuma *et al.*, 2004). Purple and sky blue lines indicate P-wave and S-wave survey lines, respectively. Arrows indicate tilting direction of terraces, and OR-8 is a 1005-m-deep drill hole.



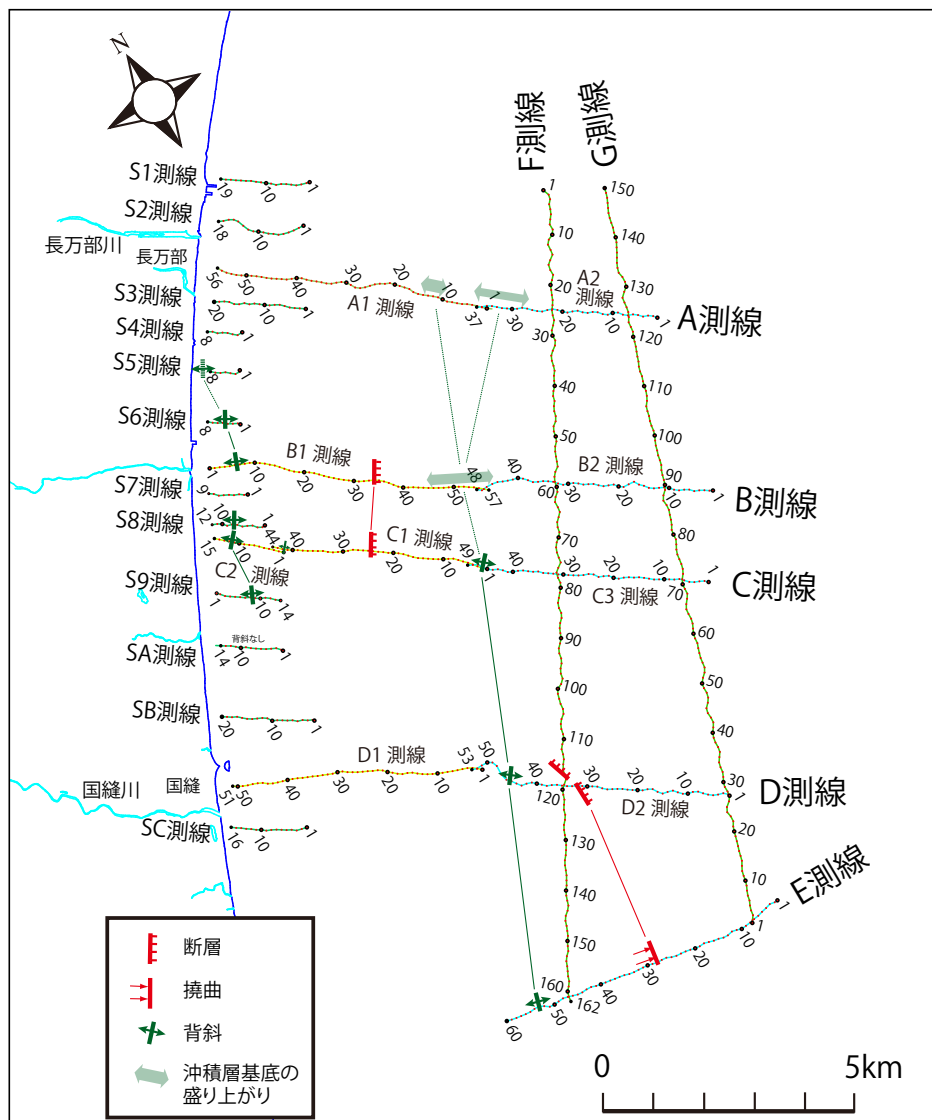
第4図. 長万部付近の深度変換反射断面（下）と段丘面の投影断面（上；吾妻ほか，2004）.
 Fig. 4. Depth-converted seismic profile (bottom) and projection of tilted Late Pleistocene terraces in the Oshamambe area. After Azuma *et al.* (2004).



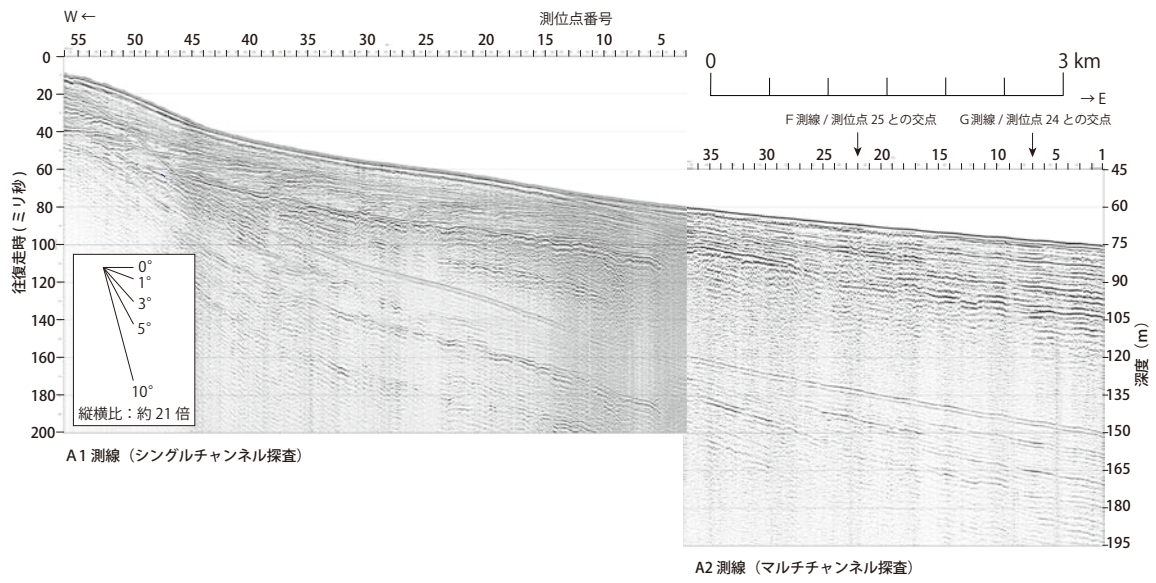
第5図. ブーマー調査の対象海域と調査測線の配置. 青色の測線はシングルチャンネル探査の測線, 赤色の測線はマルチチャンネル探査の測線. 陸域の赤太線は活断層, 赤矢印は段丘面の傾動方向を示す. 基図は20万分の1地質図「室蘭」(石田ほか, 1983). a: 氾濫原堆積物, s: 砂丘堆積物, p3: 低層湿原堆積物, f: 扇状地堆積物 (以上, 完新統), t3: 低位段丘堆積物, t2: 中位段丘堆積物, t1: 高位段丘堆積物, Sh: 知来層, Ss: 瀬棚層 (以上, 更新統), R2: 流紋岩及びデイサイト, Do: ドレライト, Ga: ガロ川火山岩類, Kms: 黒松内層 (泥岩・砂岩; 以上, 鮮新統), Yv: 八雲層 (火砕岩類), Ym: 八雲層 (硬質シルト岩・泥岩等), Kv: 訓縫層 (火砕岩類), Ks: 訓縫層 (凝灰質砂岩, 凝灰岩, 泥岩等; 以上中新統), G: 花崗閃緑岩, Pt: 粘板岩・砂岩・チャート・石灰岩 (以上, 先新第三系).
 Fig. 5. Survey area and lines for sonic survey using a boomer source. Blue and red lines are single-channel and multichannel survey lines, respectively. Onshore thick red lines are active faults and red arrows indicate tilting direction of terraces. 1: 200,000 geologic map “Muroran” (Ishida *et al.*, 1983) is used for the base map.



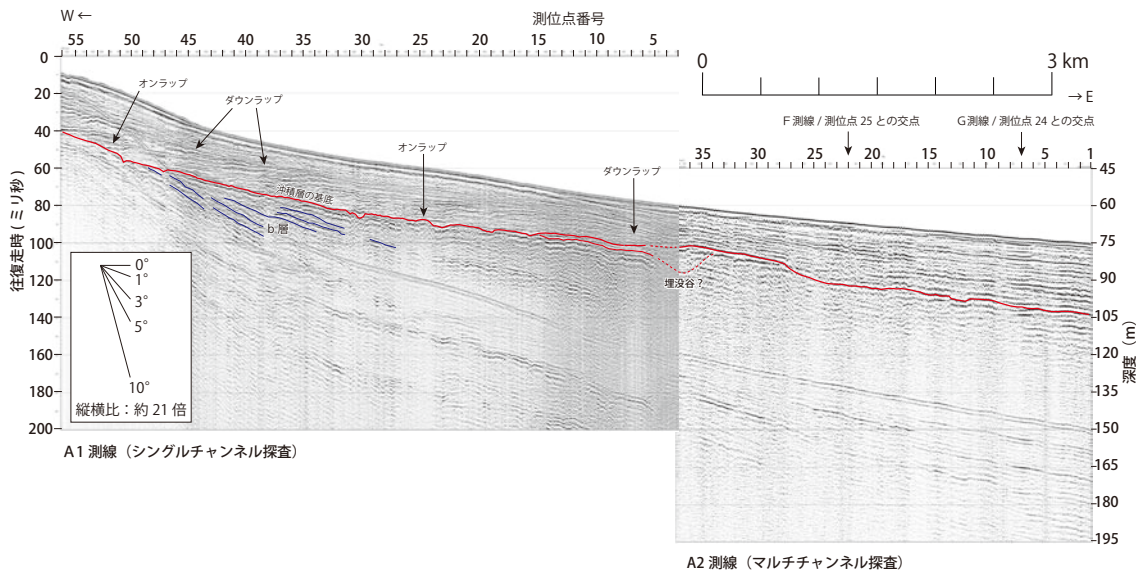
第6図. 調査船, 振源 (ブーマー), 受振器 (ストリーマー) の配置.
 Fig. 6. Configuration of a survey boat, sound source (boomer), and receiver (streamer cable).



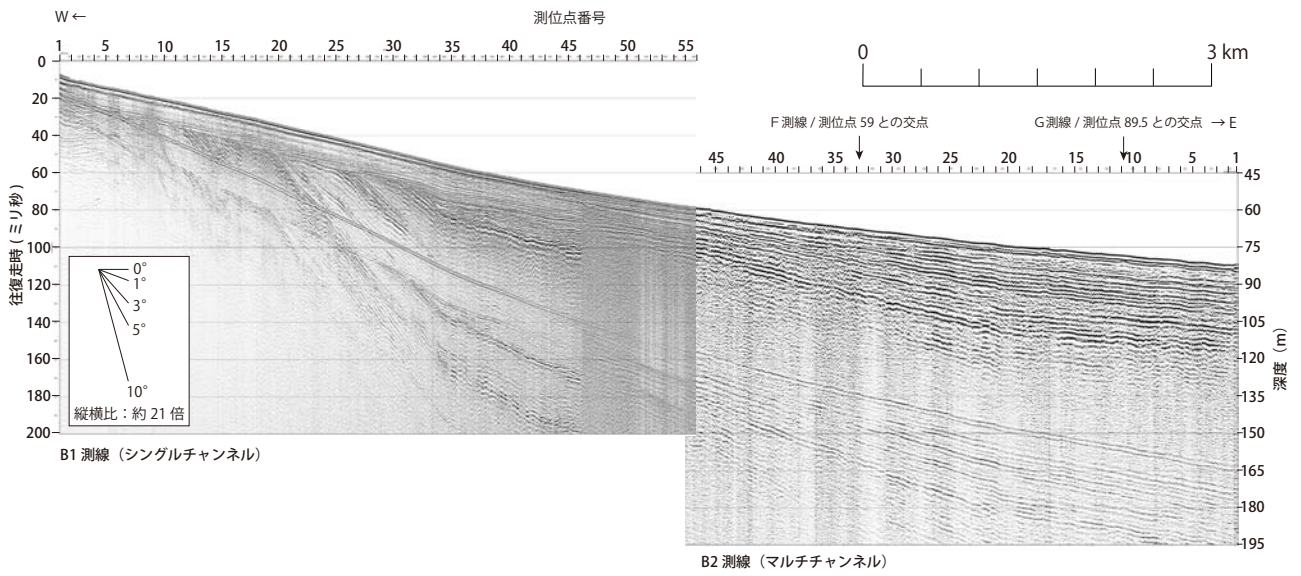
第7図. 調査により明らかにされた活構造の分布.
 Fig. 7. Distribution of newly identified active faults, monoclines, anticlines, and swell of the basement of the Postglacial deposits.



第 8 図. A 測線の反射断面.
Fig. 8. Sonic profiles of Line A1 (single-channel survey; left) and Line A2 (multichannel survey; right).

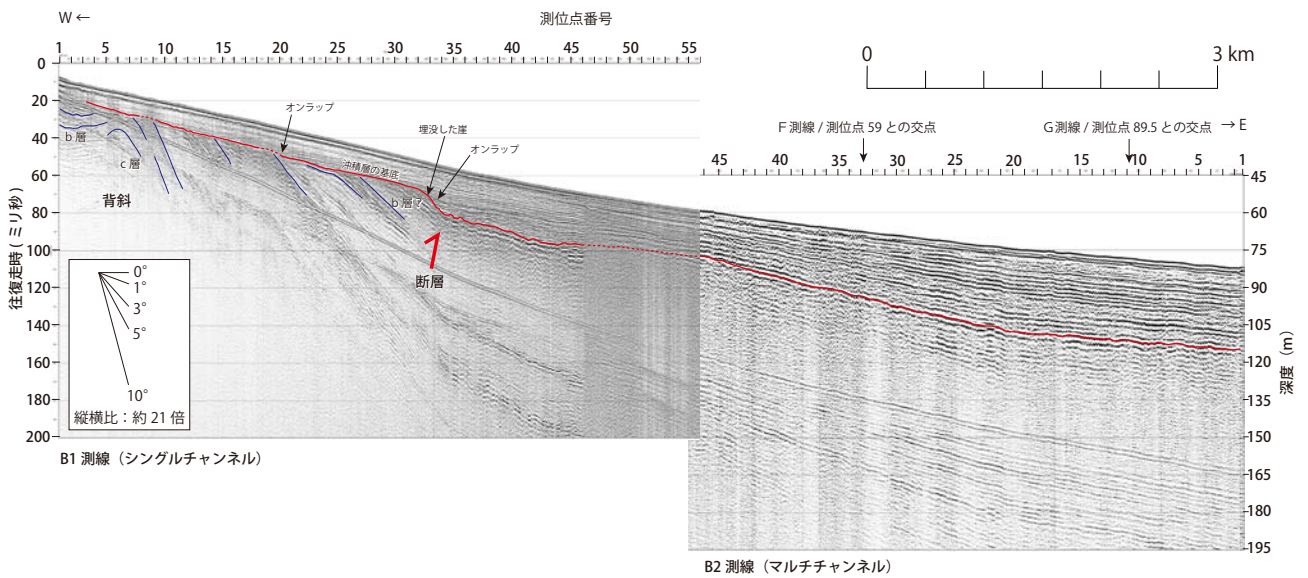


第 9 図. A 測線の解釈断面.
Fig. 9. Geologic interpretation of Lines A1 and A2.



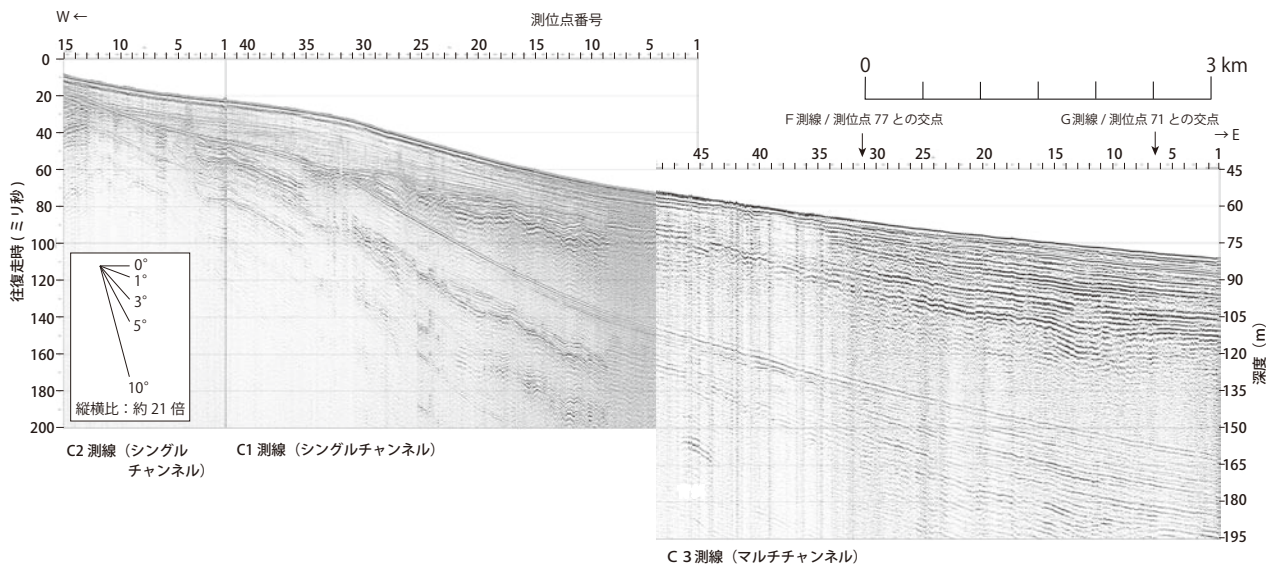
第 10 図. B 測線の反射断面.

Fig. 10. Sonic profiles of Line B1 (single-channel survey; left) and Line B2 (multichannel survey; right).



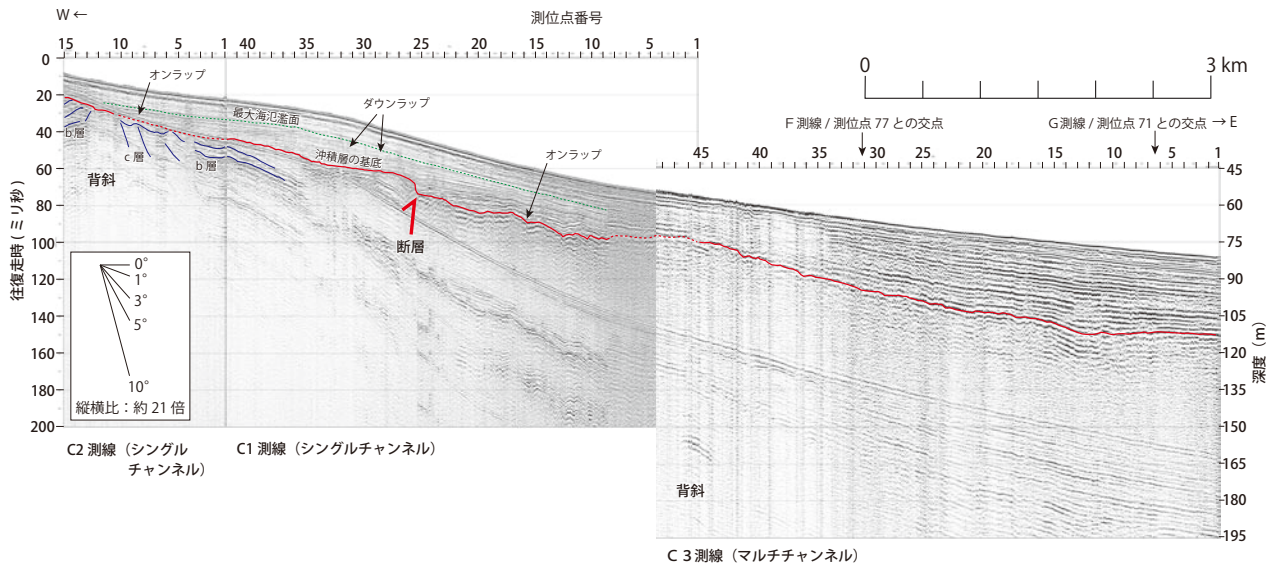
第 11 図. B 測線の解釈断面.

Fig. 11. Geologic interpretation of Lines B1 and B2.



第 12 図. C 測線の反射断面.

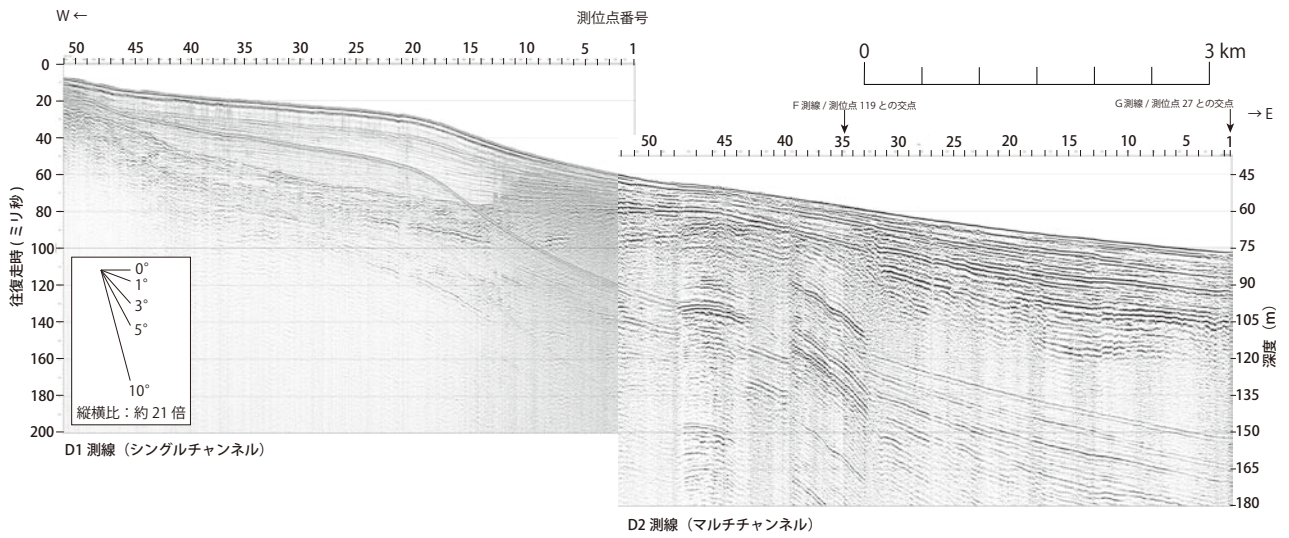
Fig. 12. Sonic profiles of Lines C1 (single-channel survey; center) and C2 (single-channel survey; left), and Line C3 (multichannel survey; right).



第 13 図. C 測線の解釈断面.

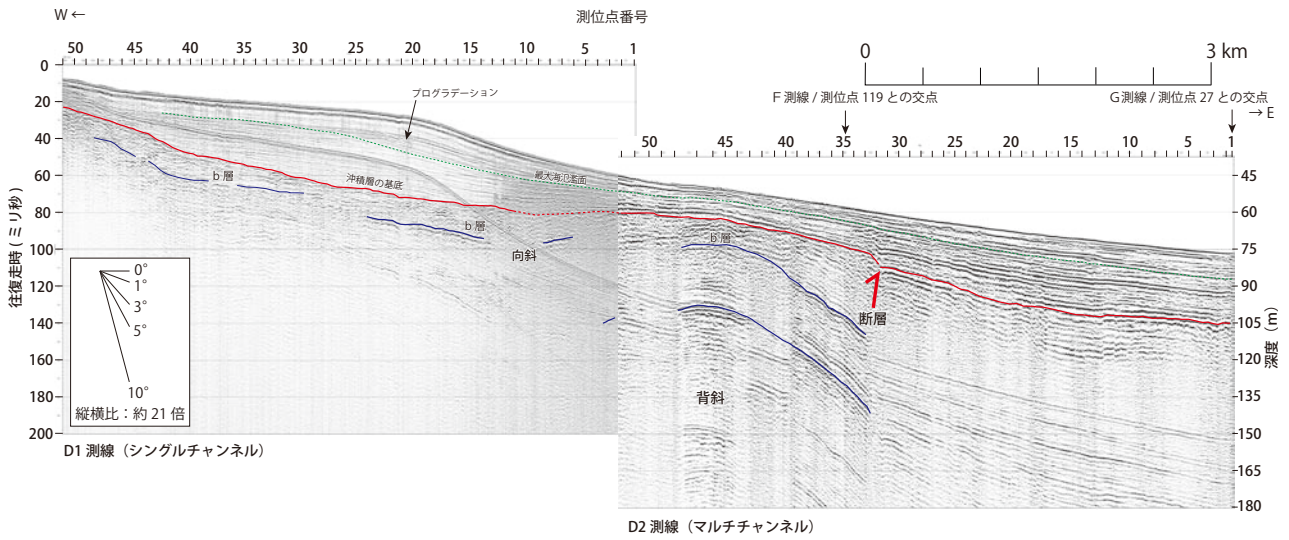
Fig. 13. Geologic interpretation of Lines C1, C2 and C3.

黒松内低地断層帯南方延長部（内浦湾）の地質構造と活動性



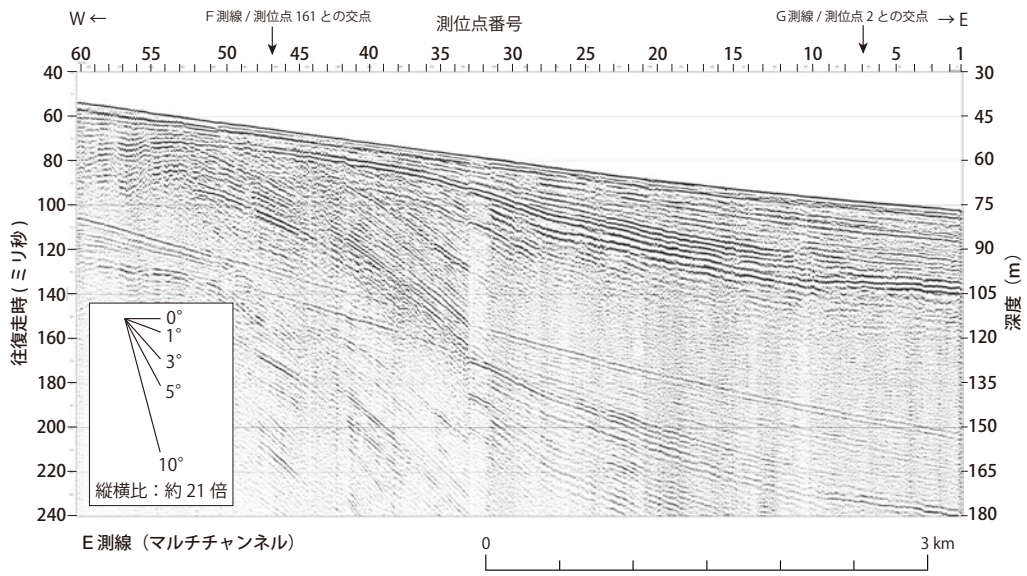
第 14 図. D 測線の反射断面.

Fig. 14. Sonic profiles of Line D1 (single-channel survey; left) and Line D2 (multichannel survey; right).

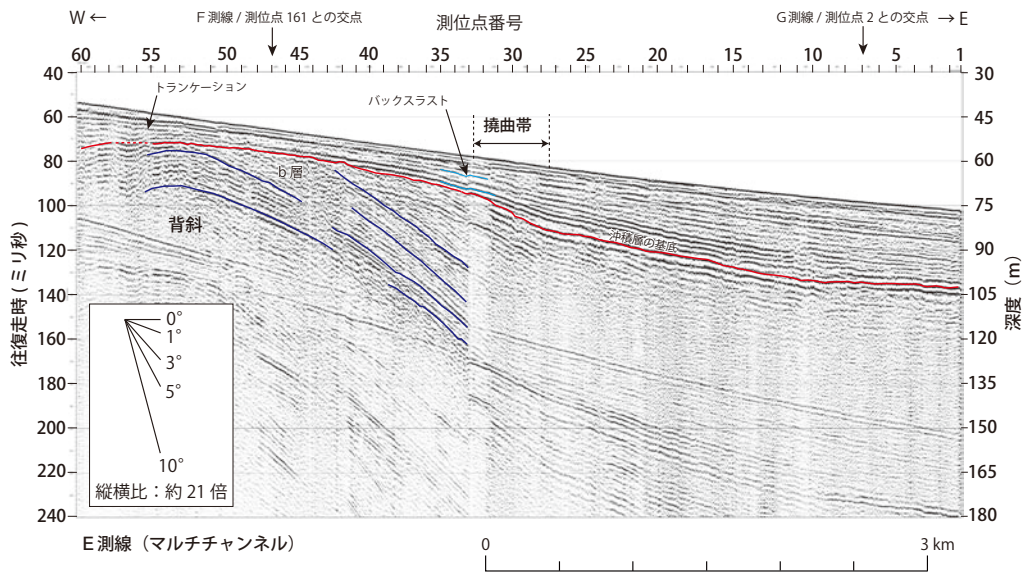


第 15 図. D 測線の解釈断面.

Fig. 15. Geologic interpretation of Lines D1 and D2.

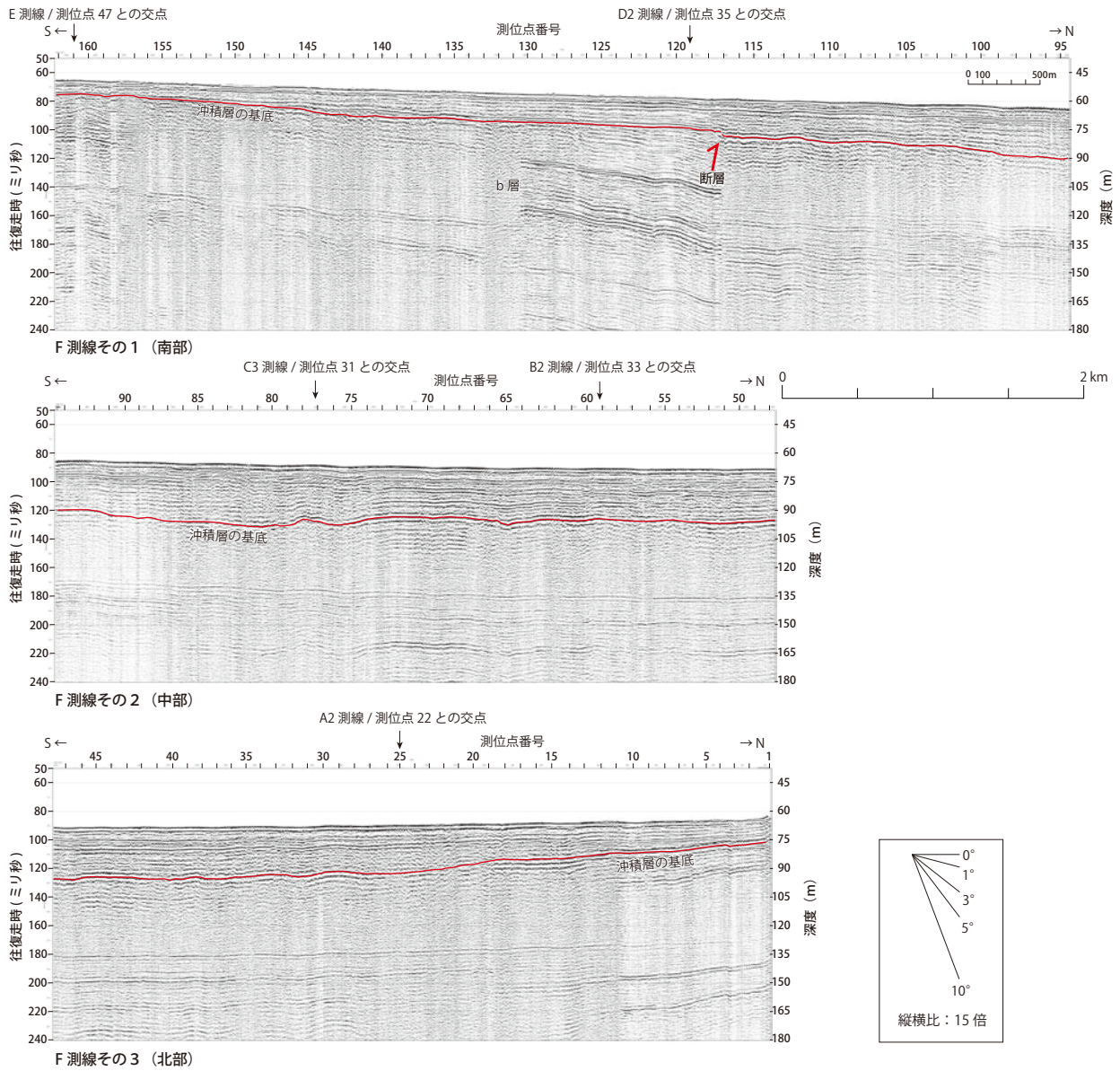


第 16 図. E 測線の反射断面.
Fig. 16. Sonic profile of Line E (multichannel survey).



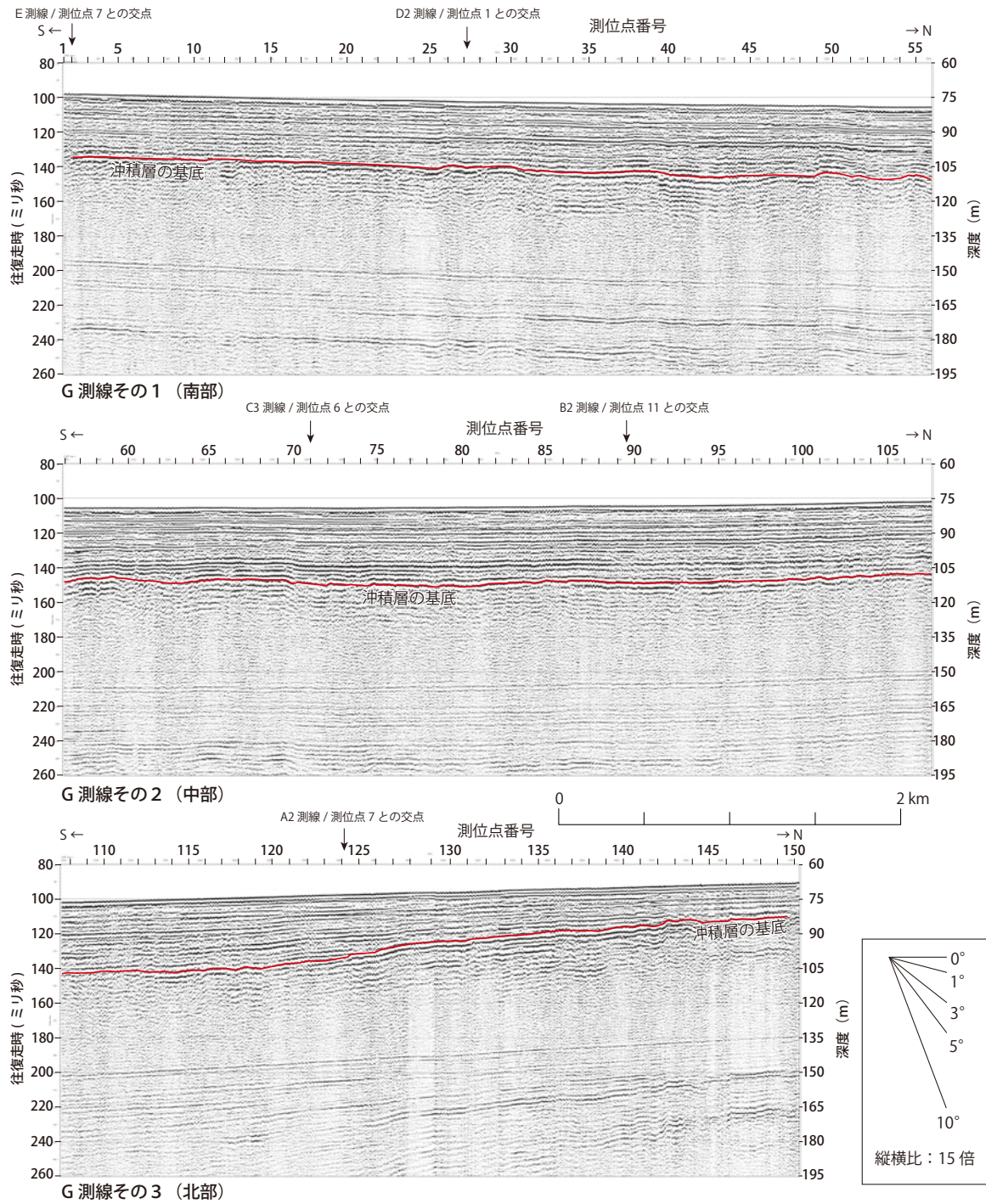
第 17 図. E 測線の解釈断面.
Fig. 17. Geologic interpretation of Line E.

黒松内低地断層帯南方延長部（内浦湾）の地質構造と活動性

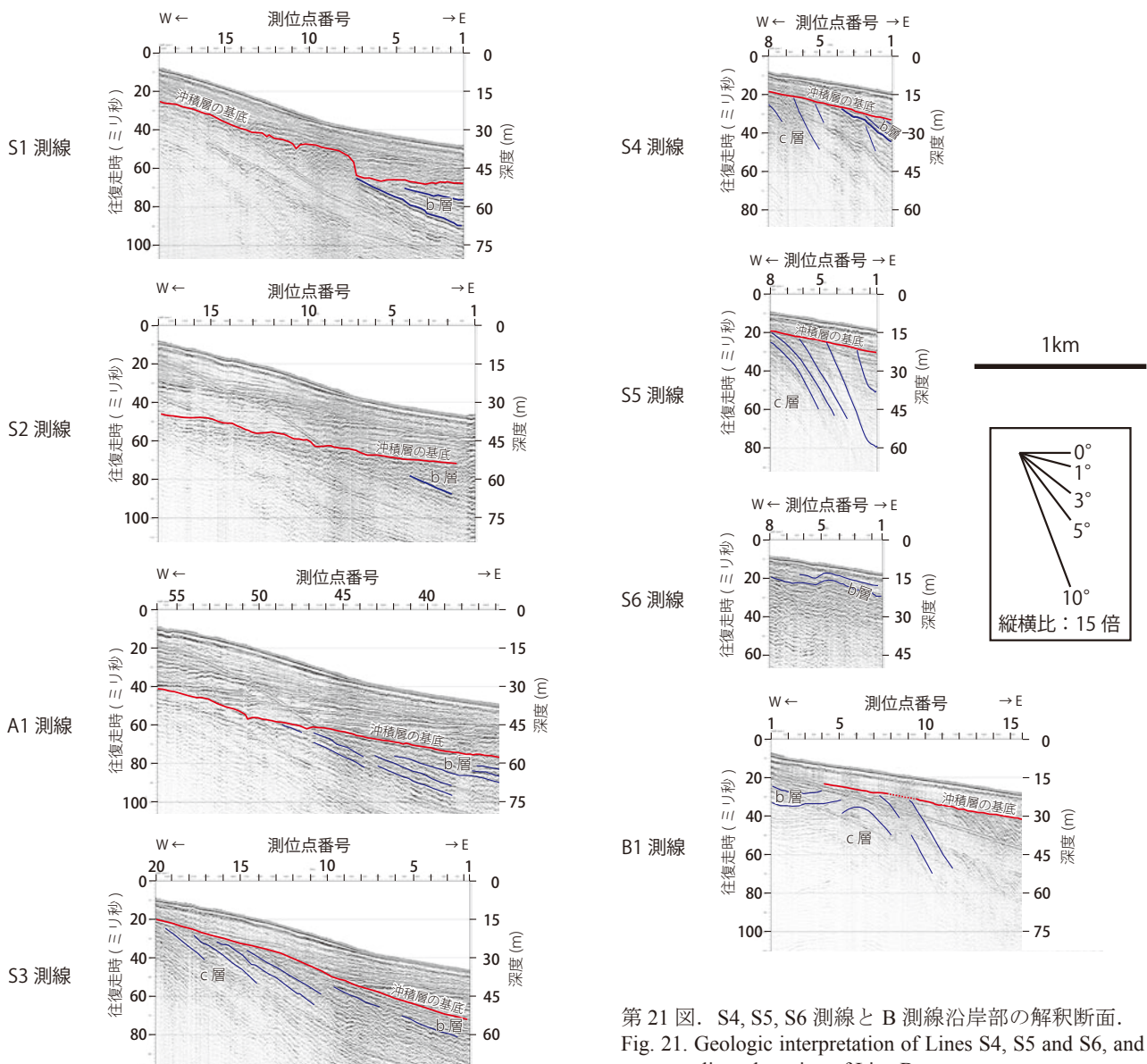


第 18 図. F 測線の解釈断面.

Fig. 18. Geologic interpretation of Line F.

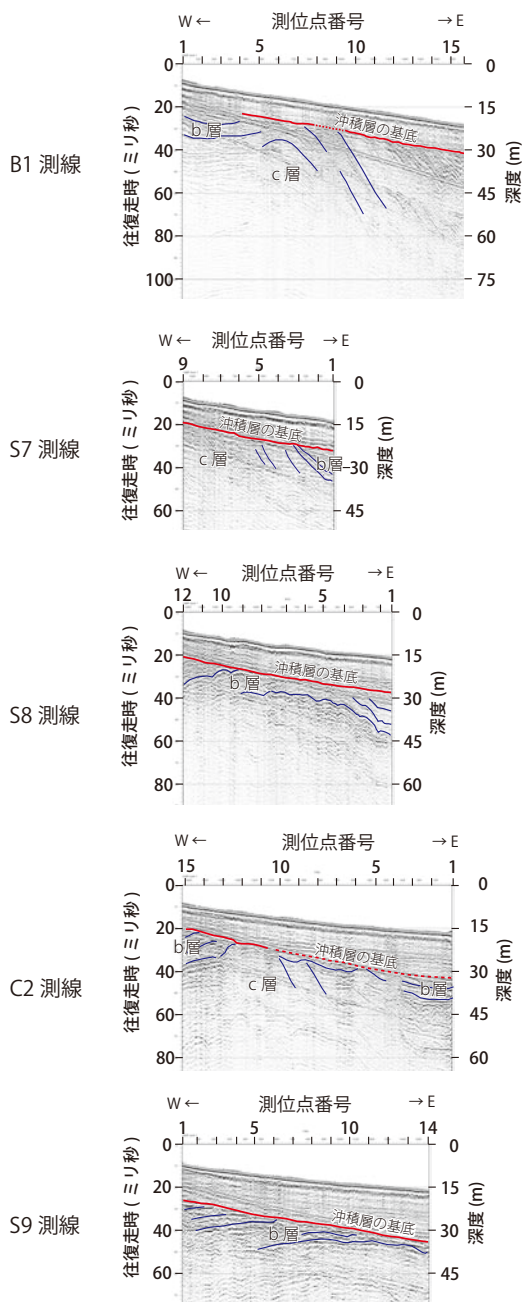


第 19 図. G 測線の解釈断面.
Fig. 19. Geologic interpretation of Line G.

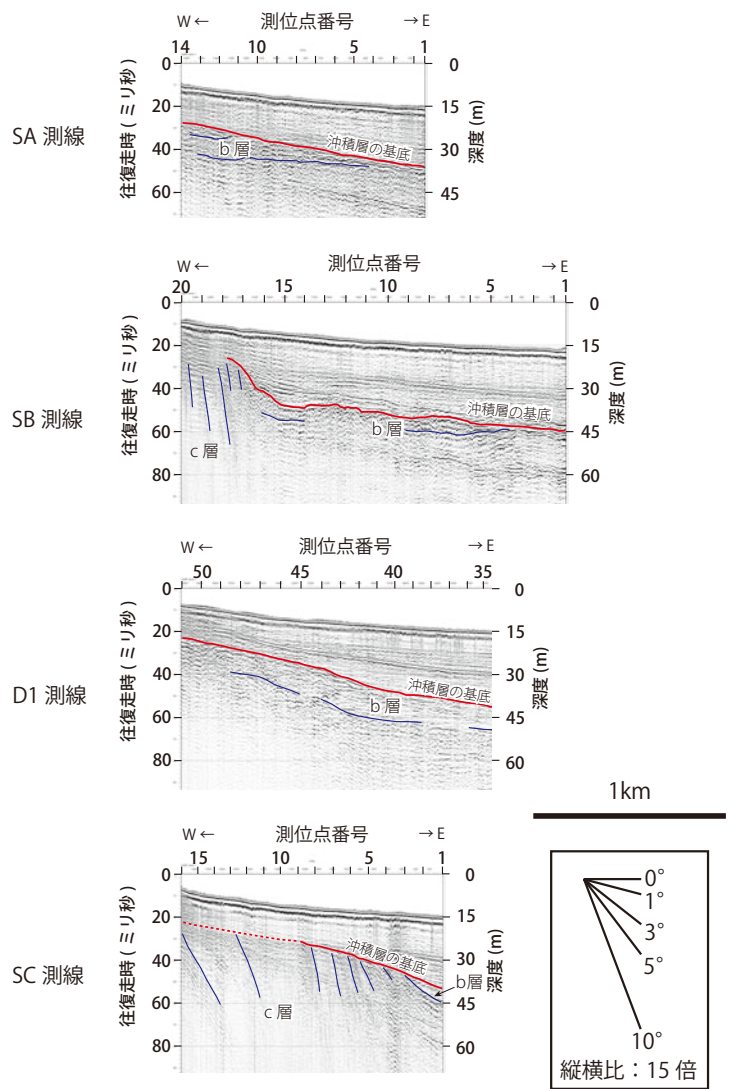


第 20 図. S1, S2, S3 測線と A 測線沿岸部の解釈断面.
Fig. 20. Geologic interpretation of Lines S1, S2 and S3, and littoral portion of Line A.

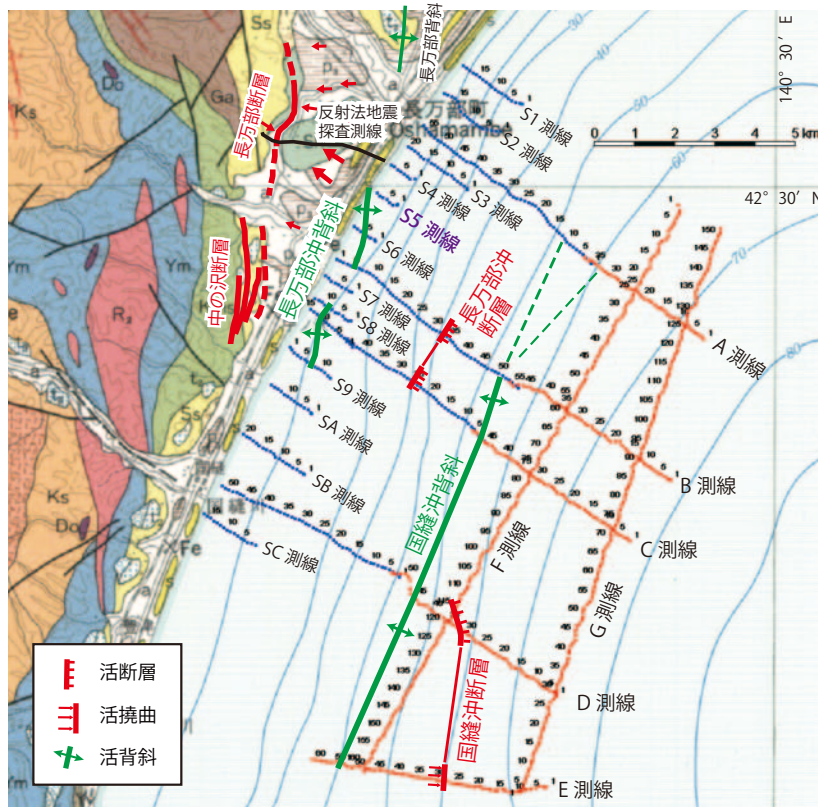
第 21 図. S4, S5, S6 測線と B 測線沿岸部の解釈断面.
Fig. 21. Geologic interpretation of Lines S4, S5 and S6, and littoral portion of Line B.



第22図. S7, S8, S9測線とB及びC測線沿岸部の解釈断面。
 Fig. 22. Geologic interpretation of Lines S7, S8 and S9, and littoral portions of Lines B and C.

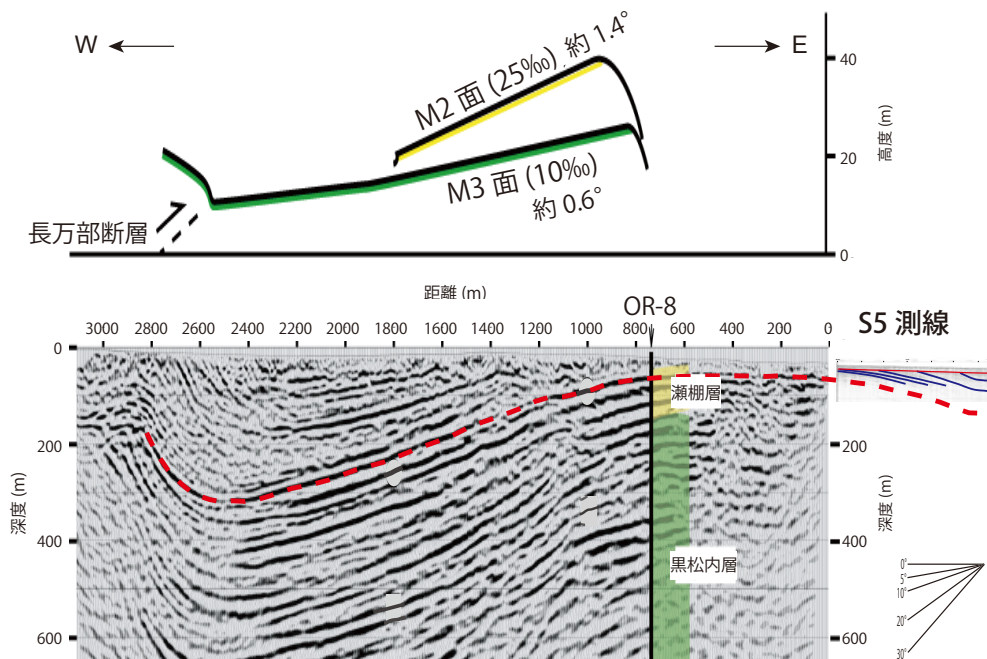


第23図. SA, SB, SC測線とD測線沿岸部の解釈断面。
 Fig. 23. Geologic interpretation of Lines SA, SB and SC, and littoral portion of Lines D.



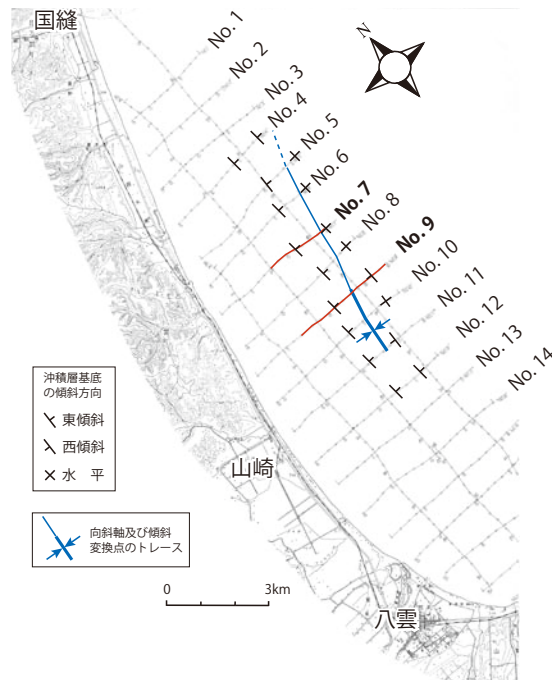
第 24 図. 陸域及び海域の活構造と既存陸上地震探査（吾妻ほか，2004）の測線位置. 基図は 20 万分の 1 地質図「室蘭」（石田ほか，1983）. 地質の説明は第 5 図を参照.

Fig. 24. Onshore and offshore active structures and location of onshore seismic reflection survey line (Azuma *et al.*, 2004). 1: 200,000 geologic map “Muroran” (Ishida *et al.*, 1983) is used for the base map.



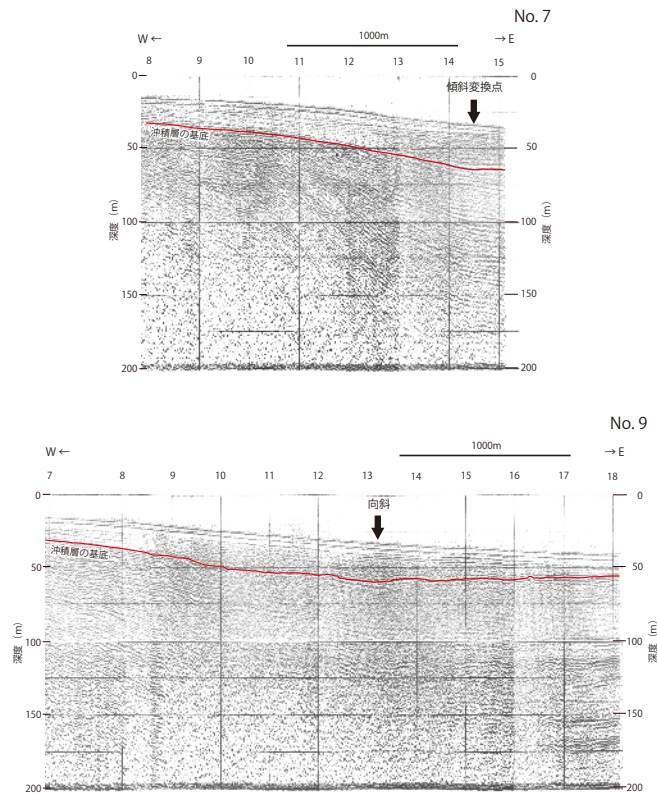
第 25 図. 長万部付近の海・陸統合反射断面. 縦横比（鉛直誇張）は 2 倍. 測線位置は第 24 図を参照. 陸域の反射断面は吾妻ほか（2004）による.

Fig. 25. Integrated onshore-offshore seismic profile. Vertical exaggeration is two times. See Fig. 24 for the location of survey lines. The onshore profile is after Azuma *et al.* (2004).



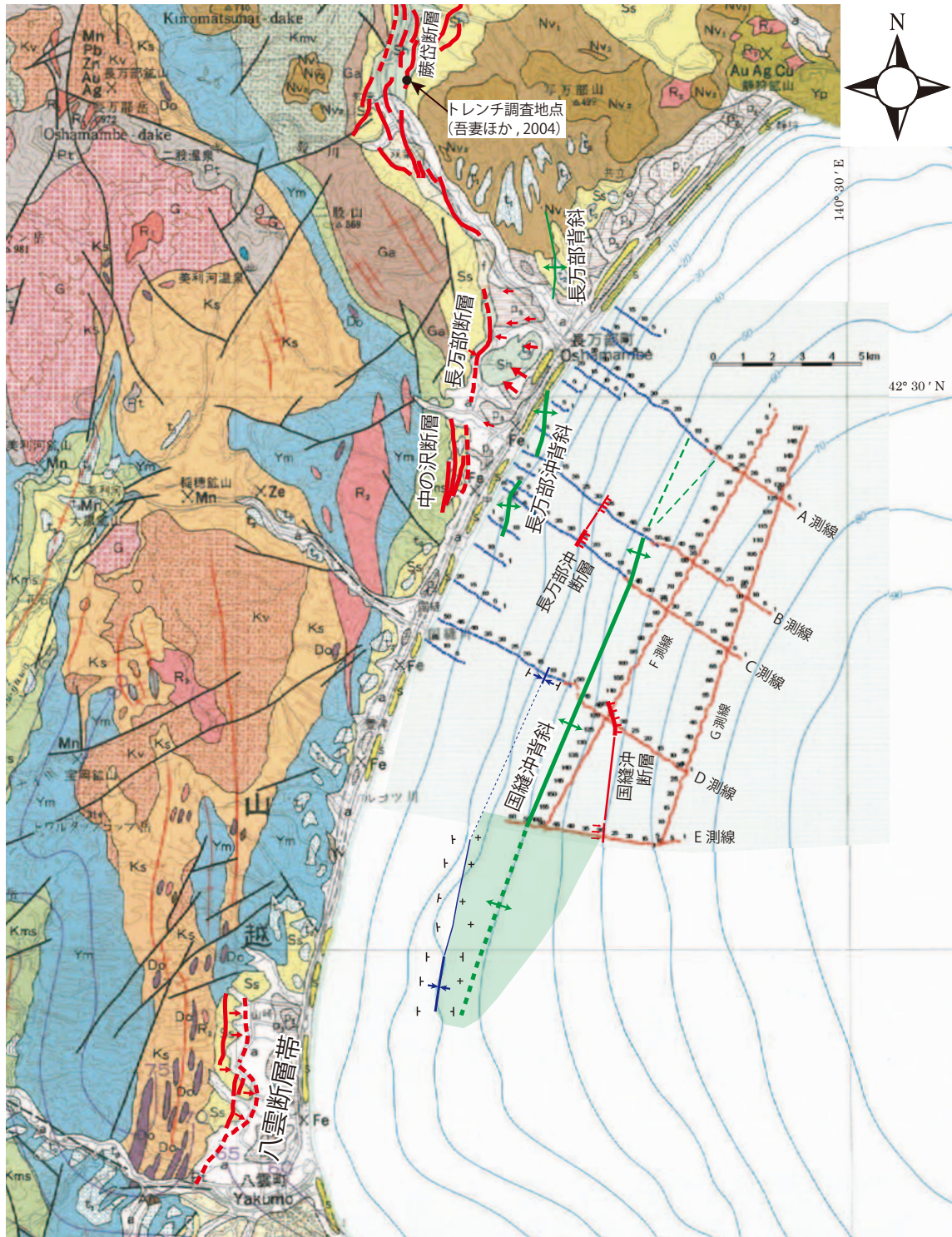
第 26 図. 北海道開発庁が 1965 年度に実施したスパーカーによる音波探査の測線 (丸山ほか, 1968) と音波探査記録に基づく沖積層基底の傾斜方向. No. 7 及び No. 9 測線の赤色部分は第 27 図の音波探査記録の位置を示す.

Fig. 26. Lines of sonic survey using a sparker by the Hokkaido Development Board in 1965 fiscal year (Maruyama *et al.*, 1968) and dip direction of the Postglacial deposits based on the sonic profiles. Red portions of lines No. 7 and No. 9 show the location of sonic profiles in Fig. 27.



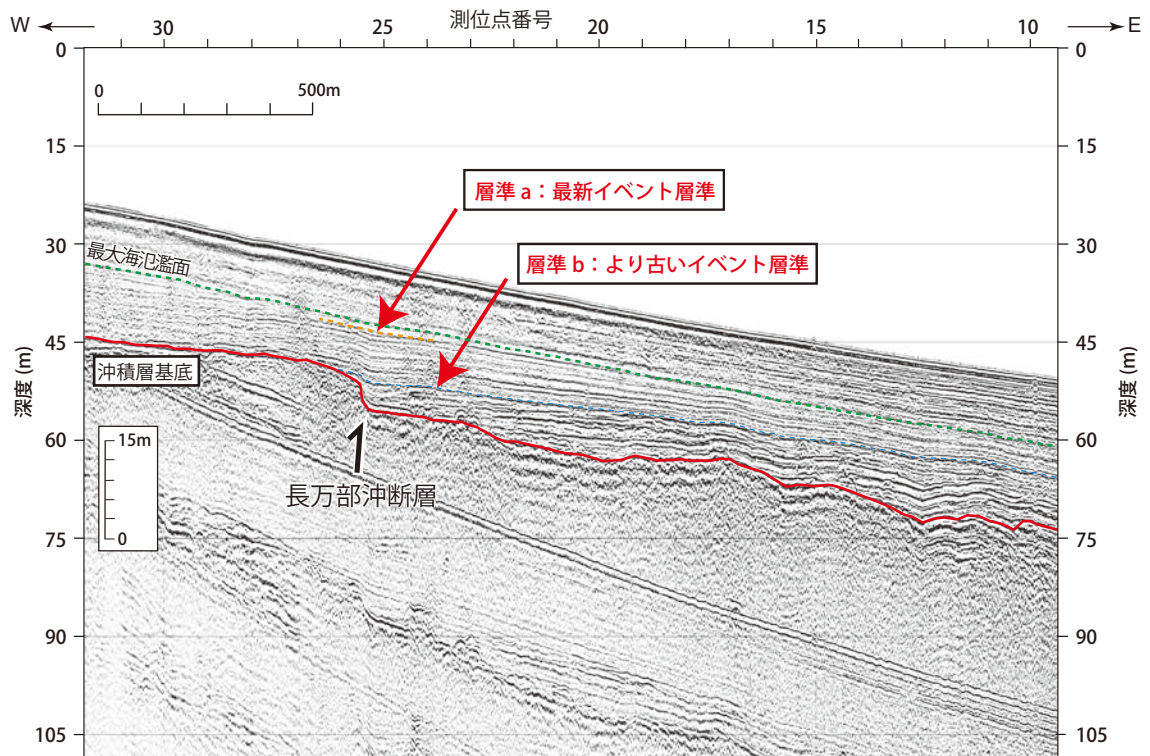
第 27 図. 内浦湾西岸の音波探査記録. 北海道開発庁が 1965 年度に実施したスパーカーによる音波探査のうち, 測線 No. 7 と No. 9 の沖合部を示す. 沖積層の基底を加筆. 測線位置は第 26 図を参照.

Fig. 27. Reflection profiles of lines Nos. 7 and 9 in the western part of Uchiura Bay. Red lines indicate the base of the alluvium (Postglacial deposits). See Fig. 26 for the location of survey lines.

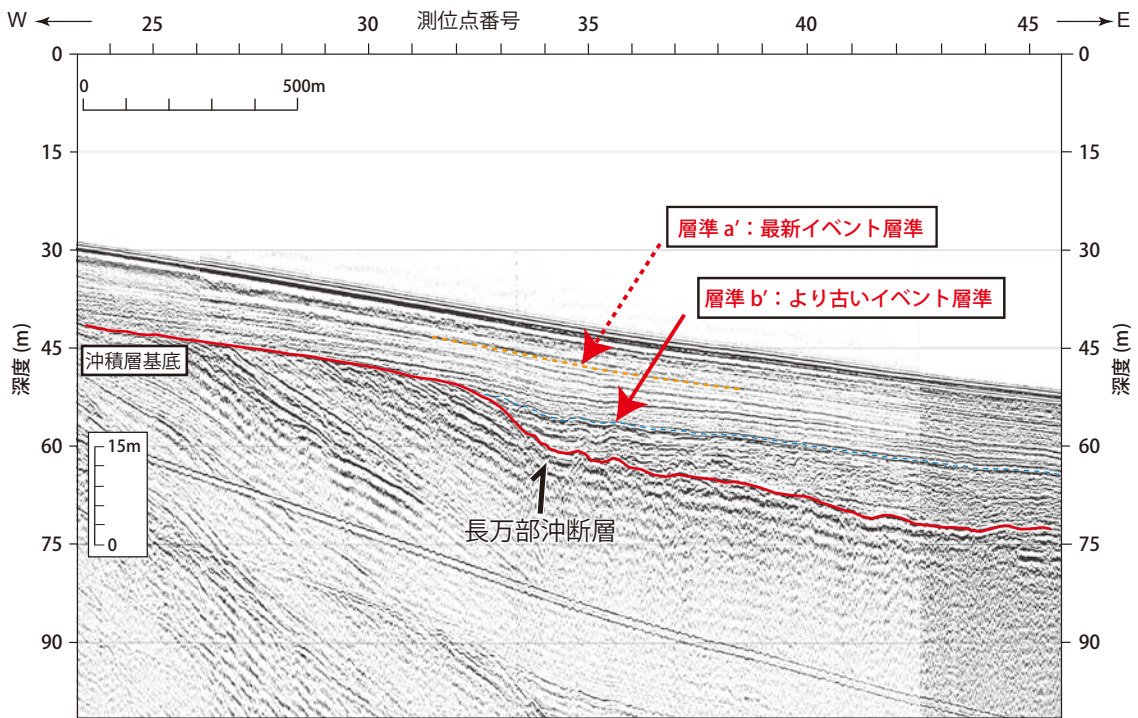


第 28 図. 黒松内低地断層帯と八雲断層帯, 長万部沖背斜, 長万部沖断層, 国縫沖背斜, 国縫沖断層との位置関係. 基図は 20 万分の 1 地質図「室蘭」(石田ほか, 1983). a: 氾濫原堆積物, s: 砂丘堆積物, p3: 低層湿原堆積物, p2: 中間湿原堆積物, p1: 高層湿原堆積物, f: 扇状地堆積物 (以上, 完新統), t3: 低位段丘堆積物, t2: 中位段丘堆積物, t1: 高位段丘堆積物, Sh: 知来層, Nv2: 写万部山火山岩類 (溶岩), Nv1: 写万部山火山岩類 (火砕岩類), Ss: 瀬棚層 (以上, 更新統), R2: 流紋岩及びデイサイト, Do: ドレライト, Ga: ガロ川火山岩類, Kmv: 黒松内層 (火砕岩類), Kms: 黒松内層 (泥岩・砂岩; 以上, 鮮新統), Yv: 八雲層 (火砕岩類), Ym: 八雲層 (硬質シルト岩・泥岩等), Kv: 訓縫層 (火砕岩類), Ks: 訓縫層 (凝灰質砂岩, 凝灰岩, 泥岩等; 以上中新統), R1: 流紋岩, G: 花崗閃緑岩, Pt: 粘板岩・砂岩・チャート・石灰岩 (以上, 先新第三系).

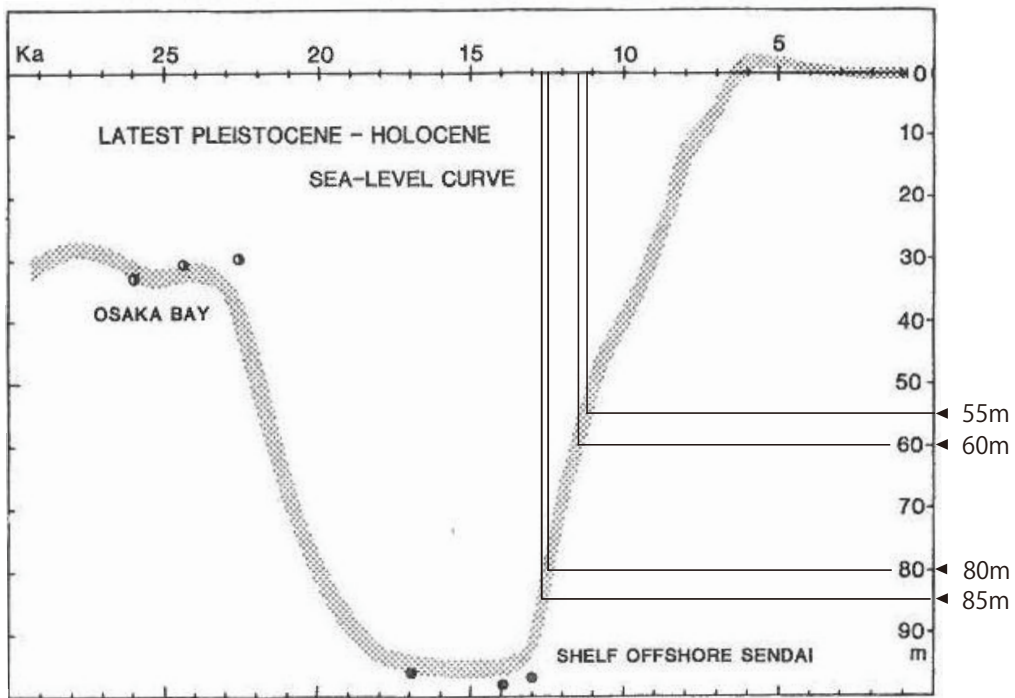
Fig. 28. Spatial relationship of the Kuromatsunai-Teichi Fault Zone with the Yakumo Fault Zone, Oshamambe-oki anticline and fault, and Kunnui-oki anticline and fault. 1:200,000 geologic map "Muroan" is used for the base map.



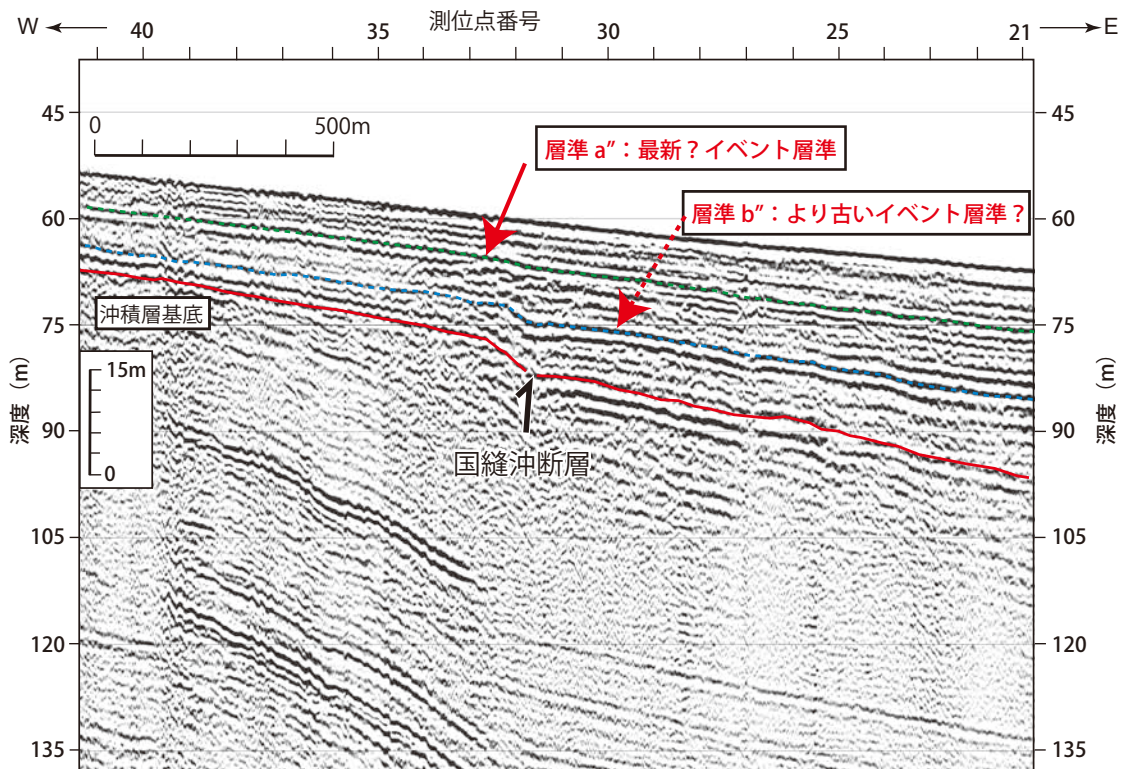
第 29 図. C 測線における長万部沖断層周辺の反射断面 (C1 測線/測位点 10~30 付近).
 Fig. 29. Acoustic reflection profile around the Oshamambe-oki fault on Line C (Loc. point 10~30, Line C1).



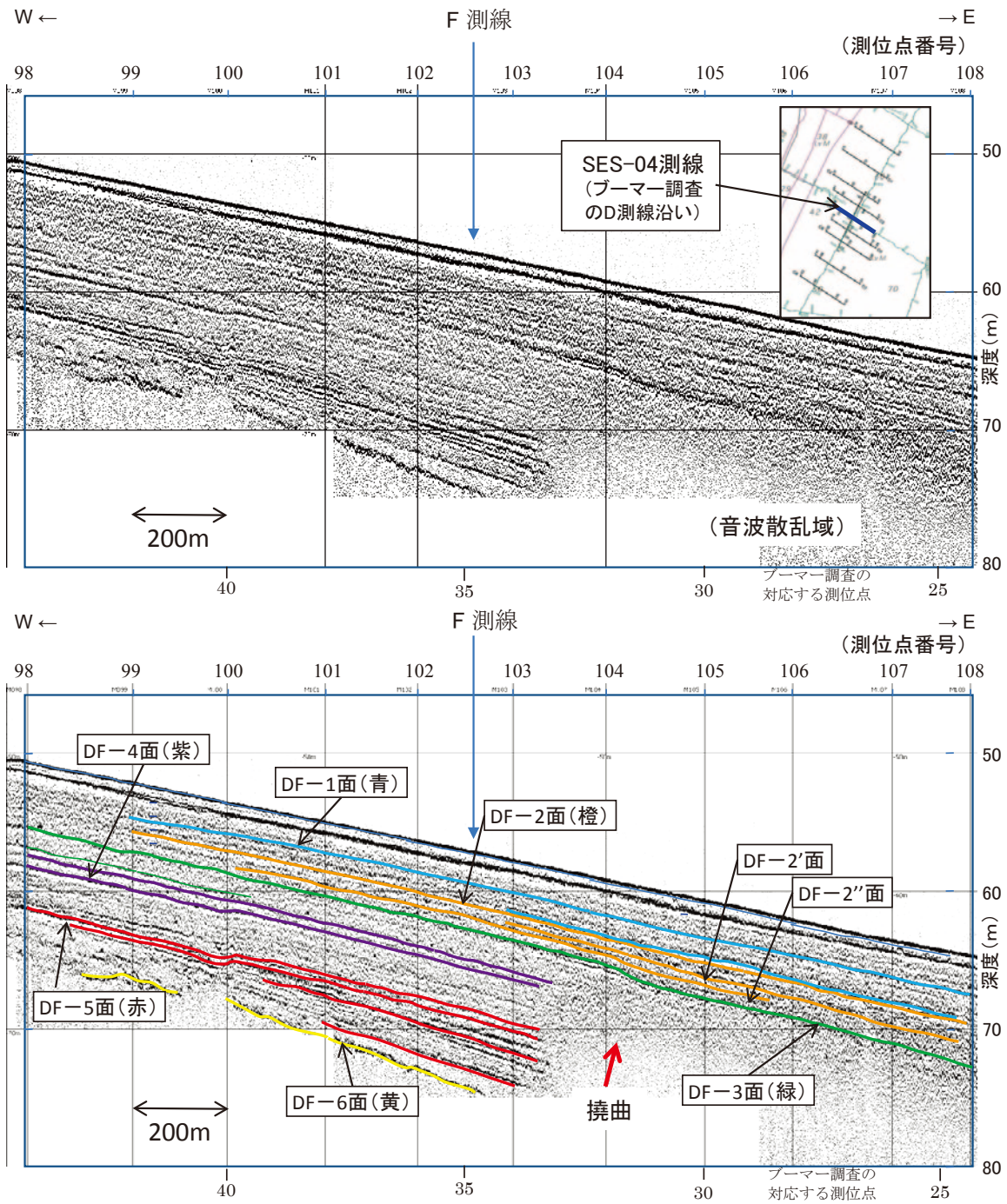
第 30 図. B 測線における長万部沖断層周辺の反射断面 (B1 測線/測位点 25~45 付近).
 Fig. 30. Acoustic reflection profile around the Oshamambe-oki fault on Line B (Loc. point 25~45, Line B1).



第 31 図. 日本近海における最終間氷期末期以降の海水準変動 (Saito, 1994).
 Fig. 31. Sea-level change around Japan, in and after the latest Last Interglacial Stage (Saito, 1994).

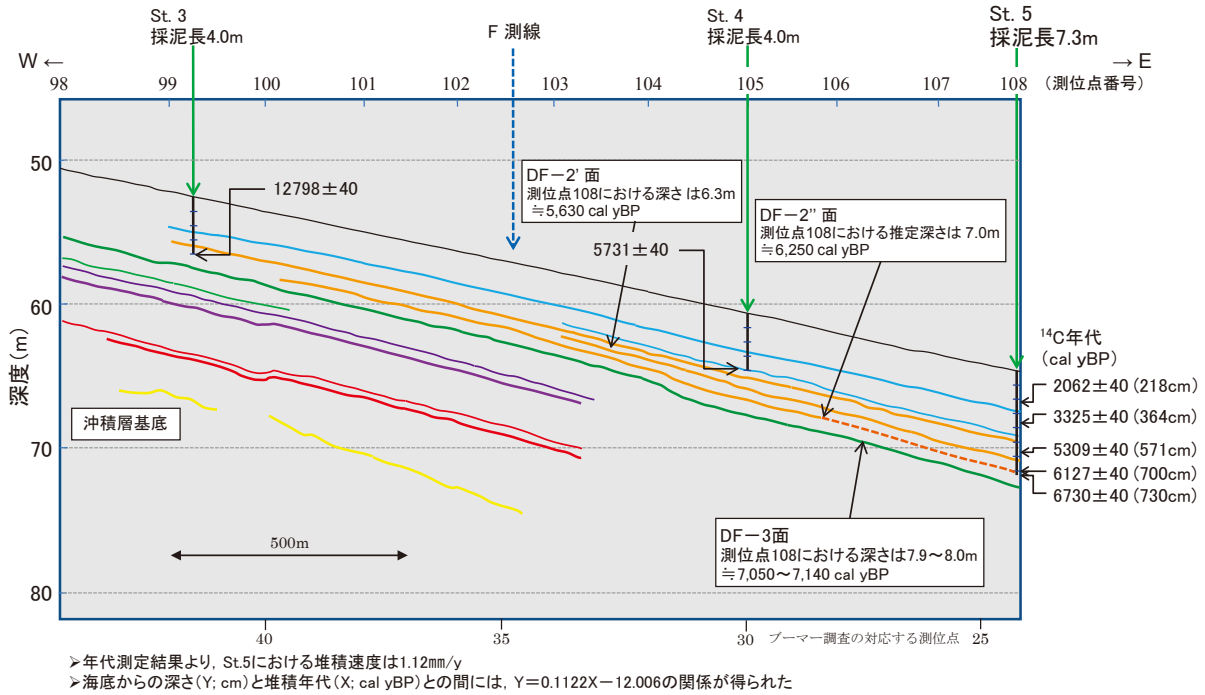


第 32 図. D 測線における国縫沖断層周辺の反射断面 (D2 測線/測位点 21~40 付近).
 Fig. 32. Acoustic reflection profile around the Kunnui-oki fault on Line D (Loc. point 21-40, Line D2).



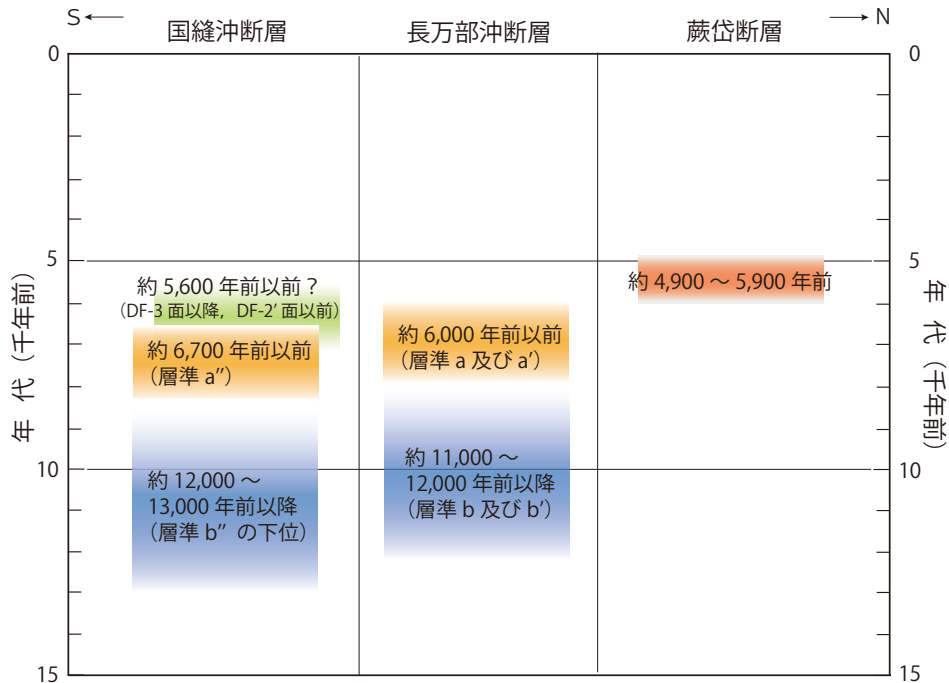
第 33 図. SES-04 測線 (ブーマー調査の D 測線沿い) の高分解能音波探査断面 (上) と解釈断面 (下). 北海道立総合研究機構・産業技術総合研究所 (2011) による.

Fig. 33. High-resolution acoustic reflection profile around the Kunui-oki fault on Line SES-04 along Line D of boomer sonic survey (top) and its geologic interpretation (bottom). After Hokkaido Research Organization and AIST (2011).



第 34 図. 高分解能音波探査解積断面に投影したコア採取位置, ^{14}C 年代データ及び各層準の推定堆積年代. 北海道立総合研究機構・産業技術総合研究所 (2011) による.

Fig. 34. Coring sites projected on the geologic interpretation of Line SES-04, obtained ^{14}C dating results and inferred depositional age of each stratigraphic horizon.



第 35 図. 蕨岱断層, 長万部沖断層, 国縫沖断層の活動時期. 蕨岱断層の活動時期は地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) による. 層準 a 及び b は第 29 図, 層準 a' 及び b' は第 30 図, 層準 a'' 及び b'' は第 32 図をそれぞれ参照. DF-3 面及び DF-2' 面は第 33 図及び 34 図を参照.

Fig. 35. Timing of faulting events on the Warabitai, Oshamambe-oki, and Kunnuiki faults. The timing of the latest faulting event on the Warabitai fault is after the Earthquake Research Committee, Headquarters for Earthquake Research Promotion (2005). See Fig. 29 for stratigraphic horizons a and b, Fig. 30 for horizons a' and b', and Fig. 32 for horizons a'' and b'', respectively. See Figs. 33 and 34 for DF-3 and DF-2' surfaces.