

4.1 海底地震観測による余震分布の解析

4.1.2 余震域の海底の地殻構造と反射法地震探査

(1) 調査研究の目的と概要

(a) 課題名

余震域の海底の地殻構造と反射法地震探査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
独立行政法人 海洋研究開発機構	領域長	金田義行	kaneday@jamstec.go.jp

(c) 調査研究の目的

余震域の海底の地殻構造を反射法地震探査によって明らかにすることによって、高精度の余震分布を求める際に必要な処理に資する。さらに、2000年に取得された海底地形および反射法地震探査データとの比較により、地震の前後における地質・地殻構造の変化を調べる。

(2) 調査研究の成果

(a) 調査研究の要約

2003年十勝沖地震震源域周辺において、深海調査研究船「かいれい」を用いて反射法地震探査および海底地形調査を実施した。目的は、余震域の海底の地殻構造を反射法探査によって明らかにし、高精度の余震分布を求める際に必要な処理に資すること、さらに、2000年に取得された海底地形および反射法データとの比較により、地震の前後における地質・地殻構造の変化を検出することである。その結果、以下の成果が得られた。

- 1) 震源域周辺の浅部堆積層のP波速度構造情報が得られた。
- 2) 震源域付近の浅部速度構造は地形の段差に対応して、三つの区分に分かれる。
- 3) 三年前(2000年)に取得された反射記録および海底地形データの比較では、有為な差が得られた。これらを総合すると2003年十勝沖地震と関連する境界面への流体移動といった要因が考えられるかも知れない。

(b) 調査研究の実施方法

1) 調査内容

海洋科学技術センターでは、平成15年12月11日?27日の間2003年十勝沖地震震源域周辺において、当センターの深海調査研究船「かいれい」を用いた反射法探査および海底地形調査を実施した。反射法測線は、図1に示すとおり震源を含む海溝軸に直交した襟裳海山に至る測線である。海底地形調査は、同図中の破線で囲んだ海域で実施した。

反射法探査の測定は、合計 200 リットルのエアガンアレイ、5km 長のストリーマーケーブル、Syntron 社製データ収録装置を用いて実施した。測線長は約 140km である。測定仕様の詳細は、表 1 に示すとおりであり、これは 2000 年に海洋科学技術センターが実施した北海道南東沖（KR00-04 航海）における測定仕様と同じである。

海底地形調査は、SeaBeam Instruments 社製の SEA BEAM 2112 を用いて実施した。観測は、1999 年および 2000 年の既往調査（KR99-02、KR00-04）と同じ仕様で実施された。すなわち、同じ測位系の測線上を、同船速、同針路でのデータ取得となるべく実施した。シービームの仕様では、調査対象海域が浅くなる程、一度のスワス幅が狭まるため、深い水深値に合わせた測線計画では、浅部域でデータ欠損を生じてしまう。そのため、水深値 1500m 以浅では、北西-南東方向の 7 測線と、それに直交する方向にも 7 本の測線を引き、調査を実施した。

2) 解析手法および結果

a) 反射法探査

本調査では、余震域の浅部構造を求めるべく、TC103 測線と交差する測線も併せた二測線が当初計画されたが、強い季節風のため荒天待機を余儀なくされ、TC103 一測線の観測のみとなった。本測線は、2000 年の KR00-04 航海時の HK103 測線の上を通るように計画された。データ処理としては、振幅補償、ウェーブレット処理、速度解析（2.5km 毎）、多重反射波除去、CDP 重合および重合後深度マイグレーション処理等を実施した。データ処理の結果を図 2 に示す。これは、CDP 重合後の時間断面図であり、海溝軸の約 20km 陸側に沈み込む海山（SP3000 付近）および SP1000-1200 の往復走時 11 秒付近に比較的連続性の良い反射波が見える（図 2 および図 6）。また、SP1800-2000 の海底面近傍では、2000 年の記録と比較して回折波の現れ方や反射パターンに違いが見られる（後述、図 5 参照）。さらに、沈み込む海山の近傍でも、反射振幅の変化が見られる（後述、図 6）。

速度解析の結果、図 3 に示す速度構造が得られた。震源域付近の浅部には、堆積層と考えられる P 波速度 4.2km/s 以下のユニットが分布している。このユニットの速度構造は地形の段差に対応して、三つのブロックに区分できる（図中の陸側、中央、海側ブロック）。特に陸側ブロックと中央ブロックとでは堆積層の層厚と傾斜が異なり、この境界は海底地形図（図 1）上に見られる海溝軸と平行なりニアメント（海溝軸の約 70km 陸側を北東-南西に延びるリニアメント）と一致する。さらに、アスペリティ分布および余震活動域の海側端とも比較的良い一致を示す。この速度構造モデルを使用して重合後深度マイグレーションを実施した結果を、図 4 に示す。重合断面図で見られた往復走時 11 秒付近の反射波は、20-25km の深度かつ約 16 度の傾斜にマッピングされ、その深度と傾斜からプレート境界付近からの反射であろうと推定される。

2003 年十勝沖地震の前後に置ける地質・地殻構造の変化を検出するため、2000 年の記録との比較処理を実施した。TC103 測線で用いた処理パラメータと全く同じパラメータで 2000 年の HK103 測線の処理を実施し、両者の差分を表示した。図 5 は、震央の約 15km 南

東に位置する海側傾斜の斜面での差を表示している。ここで、上二つの記録の相対振幅は保存されている。2003年と2000年の記録の差を取ると、まず海底面およびその近傍から発生する回折波のパターンが異なること、さらに海底面直下の反射パターンの違いが分かる。

図6は、20-25kmの深部反射について同様の計算を行った結果である。2003年と2000年の両者を比較すると、反射波の振幅に違いが見られる。差分を計算すると、二枚の反射のうち深い方の反射波においてより顕著な振幅の違いが見られる。ここで、これらの反射波の出現深度および傾斜角から、これらはプレート境界付近からの反射であると考えられる。深度が深いために反射波の極性を議論することはデータ品質上困難であるが、振幅変化は境界面での音響インピーダンスが変化したことを示している。その変化を起こしたプロセスとして、例えば1968年の十勝沖地震での研究事例(Magee and Zobak, 1993)を参考にすれば、本震によって励起された流体が境界面へ移動したことによるといった要因があげられるかも知れない。

図7は、海溝軸の約20km陸側で陸側プレートの下に沈み込む海山の近傍での反射波形態を比較したものである。2003年と2000年との比較から、海山の上位前方の海底面(図中の左下がりの破線楕円)が最も大きな振幅変化を示している。次に、沈み込む海山の上位に認められる連続性の良い反射波(図中矢印:ここでは、断層面と解釈する)および海山の後方の海底斜面(図中の右下がりの破線楕円)において相対的に大きな振幅変化が見られる。

b) 海底地形調査

千島海溝域ではこれまでに、深海調査研究船「かいれい」により1999年十勝沖海底ケーブル敷設に伴う地形調査、2000年襟裳海山とその北西に沈み込む海山を狙った地殻構造探査およびボックスサーベイを実施しており、得られた海底地形調査結果をまとめて周辺海域の海底地形図を作成してきた。2003年十勝沖地震を受けて、地震の生じる前後での海底表層での何らかの変動の検出を目指し、震源域を中心とした地形調査を計画した。また、震源域を十分に覆うべく、浅部震源域でもボックス調査を行った。

調査海域は、親潮と黒潮の交叉し合う海域であり、季節柄、親潮による亜寒帯フロントが形成される時期であったため、表層水温に大きな変動が観測された。海底地形調査エリアの北西と南東部では、海溝軸を境に8度もの違いが生じていた。水温の影響による音速補正を行うため、調査エリアの東西、南端の3か所で、XBTによる鉛直方向の水温分布を測定した。その結果、12°Cから4°Cの変動幅を持つ表層水温値は、水深300mまでに、3°Cの一定値に落ち着くデータが得られた。3つのプロファイルを用いて、それぞれの水温プロファイルから音速補正を行い、絶対水深値を求め、海底地形図を作成したところ、3通りの地形図にほとんど変化が見られなかったことから、表層水温による水深値への影響は少ないことを確認した。

過去の海底地形データをまとめて作成した地形図では、十勝沖地震の震源域では、大陸棚

から海溝陸側斜面にかけて、ほぼ欠損のないデータが得られており、十勝沖の深海平坦面はいくつかの海脚と海底谷の存在により特徴づけられていることが明らかになった。水深 7,000m の等深度線で表される千島—日本海溝海溝軸の屈曲と平行して、5,000m、4,000m、そして 3,000m の等深度線が引ける。2,000m の等深度線に沿って、本震後 4 週間の M6 以上の大きな余震の震央分布（気象庁一元化震源データ）が並んでおり、襟裳海山と沈み込んだ海山から北西に延長した線と 2,000m の等深度線との交点が、十勝沖地震の本震である。M6 よりも小さな震央は、襟裳海底谷から釧路海底谷に挟まれる領域下に存在すること、M6 以上の大きな地震の震央は深海平坦面と海溝陸側斜面の境界近傍に位置していることが指摘されている（西沢ほか, 2003）。

2000 年と今回取得したデータを用いて、それぞれ海底地形イメージ図を作成したものが、図 8 (a) である。2000 年の調査では、2,000m の等深線よりも深部をターゲットとしたため、今回の調査と比較すると浅部にデータ欠損がある（図 8 (b)）。一方、今回の調査では、震源域をターゲットとしたため、襟裳海山まではボックスエリアを広げなかった（図 8 (c)）。両者の比較のため、重なり合うエリアのみ 2003 年取得データから 2000 年取得データを差し引いた残差図が、図 8 (d) である。SeaBeam2112 のスペックは、3,000m での測深誤差が、直下で 6m 程度、側方で 15m 程度（直下 0.2%、側方 0.5%）である。津波によるインバージョンで得られている 0.5m 程度の変位を検出するには、測定精度の範囲を越えているが、水平方向への長距離に渡る変動があれば、残差に現れるのではないかと、という予測の元に解析を行った。得られた残差図（図 8 (d)）は、暖色系が今回の調査データで高い値が得られている領域であり、寒色系は、低い値の領域を示し、大きい所で 20m 程度の差が生じている。地形の急峻な海域や谷地形や尾根の側壁などを中心に、暖色系 / 寒色系が集中して現れており、ダイポール型の異常域と捉えることができる。本震と襟裳海山を結ぶ測線上や水深 4,000m 等深度線沿い、そして海山の北西側と沈み込んでいる海山直上に大きな異常が見られる。しかし、各測線両端にも異常域の線状配列が認められ、船体の動揺補正や測位誤差などが取りきれていない可能性もあり、20m の有為性の議論は、今後の課題である。

シービームによる海底地形調査では、後方散乱強度値も得られる。ピクセル値のカラーインデックスを統一し、2000 年と 2003 年の結果を比較すると、大方、濃淡の様子は類似している。反射法の浅部記録で差が見られた箇所に着目すると、強度の違いが認められる（図 9 (a)(b)）。しかしながら、拡大図にすると、2000 年の調査結果は、シャープネスが低く、データ欠損が多いため、十分な比較が難しいことがわかった（図 10 (a)(b)）。2003 年の記録は良好で、海底地滑りのようなフロー構造が認められる。図で白く表される散乱強度の弱い領域と、濃い色の散乱強度の強い領域の境界がはっきりとしている。2000 年の記録は不鮮明であるが、2003 年と 2000 年の後方散乱強度の残差分布図を作成したものが、図 9 (c) である。図 8 (d) のカラーイメージの残差分布図と比較すると、後者は青 / 赤系の異常域が数カ所まとまって出現しているが、後方散乱強度の残差分布図で異常が見られるのは、必ずしも図 8 (d) の異常域とは一致しない。大きな異常域の陸側や小規模の異常域に散乱強度差、濃淡パターンの違いが見られる。顕著な違いは、水深 2,000m から 4,000m までの間の海陸境界斜面の谷地形と襟裳海山北西部の沈み込む海山直上の急峻な海域である。カラーイメージ残差図では、海底堆積物の移動総量を捉えている一方で、後方散乱強度残差図では、海底面のラフネスの度合い、反射強度差を示していることから、両者を統合し

た差異は、過去の一連の地滑り等の流動の痕跡を示しているのかも知れない。沈み込む海山の直上海域において、カラーイメージ残差や後方散乱強度に相対的な違いが見られた。図 11 は、海底地形の 3 次元鯨瞰図の上に、カラーイメージ残差図(a)と反射断面(b)を貼付けたものである。水深 3000m 以深では、地形の急峻な斜面に青系統が集中し、盛り上がり部には赤系統の異常が集中しているように見える。プレート運動による海山の沈み込みに伴う地殻構造の変動を見ている可能性が示唆される。これらの特徴を総合して、今後の深海艇によるピンポイント調査の選定にも利用したい。

(c) 調査研究の成果

平成 15 年 12 月 11 日? 27 日の間、2003 年十勝沖地震震源域周辺において、海洋科学技術センターの深海調査研究船「かきれい」を用いて反射法地震探査および海底地形調査を実施した結果、以下の成果が得られた。

- 1) 震源域周辺の浅部堆積層の P 波速度構造情報が得られた。得られた P 波速度分布は 2km / 秒? 6.5 / 秒の範囲にある。これらの速度情報を活用することで高精度の余震分布の把握が可能となり、2003 年十勝沖地震発生過程の解明に寄与する事が期待できる。
- 2) 震源域付近の浅部速度構造は地形の段差に対応して、三つの区分に分かれる。特に陸側のブロックと中央ブロックとでは浅部構造の傾斜および厚さが異なり、それらの境界は本震のすべり分布および余震活動域の海側端付近に位置する。
- 3) 三年前(2000 年)に取得された反射記録および海底地形データとの比較から、以下のことが明らかになった。
 - a) 陸側ブロックと中央ブロックとの境界近傍の海底斜面において、回折波と反射波パターンに差が見られる。また、海底地形データからこの場所が谷地形の側面であること、サイドスキャンソナーデータから後方散乱強度が小さい場所が北北西-南南東(長さ約 10km 程度)に延びていることから、この回折波および反射パターンの違いは過去に起こった地滑り等の流動の痕跡を示しているのかも知れない。
 - b) 沈み込む海山の上位前方の海底面において、反射振幅と海底地形に違いが見られた。また、海山の後方海底斜面においても後方散乱強度と反射振幅に相対的な変化が認められた。さらに、海山の上位の断層と解釈している反射波においても一部に振幅変化が見られる。これら全ての変化が、沈み込む海山の周辺で見られること、および、この場所が 2003 年十勝沖地震のアスペリティおよび余震域から外れていることを考慮すると、これらの変化は、海山の沈み込みに伴う地殻構造の変動を見ているものと推定される。
 - c) 震央直下付近 20-25km の深さに比較的強い振幅の反射波が観測され、それらはプレート境界近傍からの反射波であると推定される。また、2000 年の記録と比較すると、一部で反射振幅が強くなっているのが認められた。周辺で起こった過去の地震における研究事例を参考にすると、その振幅変化を起こした要因の一つとして、2003 年十勝沖地震と関連する境界面への流体移動といった要因が考えられるかも知れない。

(d) 結論ならびに今後の課題

今回の調査で得られた速度情報を活用することで、より高精度の余震分布の把握が可能

となり、2003年十勝沖地震発生過程の解明に寄与する事が期待できる。反射法探査と地形探査のそれぞれの比較は、いずれも調和的な結果をもたらしたが、測位精度や船体の動揺の誤差範囲の見積もり、絶対残差量の検討など今後の課題も残している。

(e) 引用文献

- 1) Magee, M.E. and Zobak, M.D., Evidence for a weak interplate thrust fault along the northern Japan subduction zone and implications for the mechanics of thrust faulting and fluid expulsion, *Geology*, 21 809-812, 1993.
- 2) 西沢あずさ、橋口博、登崎隆志、十勝沖地震の震源域近傍における精密海底地形、海上保安庁海洋情報部研究成果発表会、P05、2003.
- 3) 酒井慎一、荻原弘子、2003/09/26 十勝沖地震の本震と最大余震、余震分布、
<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/TOKACHI0KI03/index-j.html>、2003.
- 4) Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, 55, e21-24, 2003.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
鶴哲郎、伊藤亜妃、木戸ゆかり、樋泉昌之、金田義行、「かいいい」KR03-14 乗船研究者	「かいいい」十勝沖反射法地震探査の報告 (KR03-14)	平成 16 年度の合同大会	平成 16 年 5 月 予定
木戸ゆかり、伊藤亜妃、鶴哲郎、金田義行「かいいい」KR03-14 乗船研究者	「かいいい」十勝沖地震震源域探査報告 (KR03-14)	平成 16 年度の合同大会	平成 16 年 5 月 予定
樋泉 昌之、木戸 ゆかり、伊藤 亜妃、鶴 哲郎、金田 義行、「かいいい」KR03-14 乗船研究者	KR03-14 航海速報 (十勝沖地震前後の海底地形データの比較)	平成 16 年度の合同大会	平成 16 年 5 月 予定

図表キャプション

表 1 反射法探査測定仕様

図 1 調査海域図

反射法測線 TC103 を実線（黄色）で、海底地形調査実施エリアを破線（黄色）で示す。また、TC103 は 2000 年の測線 HK103 上に計画された。薄紫色の実線は既存測線を示す。図中の星印が 2003 年十勝沖地震の本震および余震の震央である。コンターは 2003 年十勝沖地震のすべり量分布（Yamanaka and Kikuchi, 2003）および余震域（酒井・萩原, 2003）である。

図 2 重合時間断面図

今回得られた記録の時間断面図である。沈み込む海山の頂部や SP1000-1200 の 11 秒付近に比較的連続性の良い反射波が見える。また、SP1800-2000 の海底面近傍では、2000 年の記録と比較して回折波の現れ方が異なる（後述）。

図 3 速度構造モデル

反射法の速度解析から得られた浅部速度構造を示す。震源域付近の浅部速度構造は地形の段差に対応して、三つのブロックに区分できる。特に陸側ブロックと中央ブロックとでは浅部構造の傾斜および厚さが異なり、その境界はアスペリティ分布や余震活動域の海側端付近に位置している。図中左のカラースケールは P 波速度値を表示している。

図 4 深度断面図

重合後深度マイグレーションを実施した結果を示す。使用した速度は図 3 に示した速度モデルである。時間断面図（図 2）中で見られる深部反射波は深度 20-25km にマッピングされる。

図 5 2000 年との差分（斜面）

2000 年と 2003 年の記録との差を求めた。海底面付近の反射パターンおよび回折波の出現パターンに違いが見られる。

図 6 2000 年との差分（深部反射波）

2003 年十勝沖地震の震央の下方 20-25km に見られる反射波の見え方が異なる。

図 7 2000 年との差（沈み込む海山の上位の反射波）

海山の上位前方の海底面（図中左下がりの破線楕円）、沈み込む海山の上位に認められる連続性の良い二枚の反射波（図中矢印）および海山の後方の海底斜面（図中右下がりの破線楕円）において相対的に大きな反射振幅の変化が見られる。

図 8 (a) 2000 年までの調査により得られた北海道南東沖の海底地形図

2000 年までの海底地形調査で得られたデータをコンパイルして作成した北海道南東沖の海底地形図である。縦横比は、10 : 1 に誇張されている。北海道南東岸が、図左上に位置する。図右下は、襟裳海山北西部の沈み込んだ海山の存在が指摘されている海域で、千島海溝に向かって、地形が大きく変化している。

図 8 (b) 2000 年調査による海底地形図

2000 年 6 月のボックスサーベイによる海底地形図。図中の数値は、水深値を表す。2,000m から海溝に向かって 7,000m まで増加する。図右下は、襟裳海山。カラーインデックスは、(c)図左下に示す通り。図中星印は、2003 年十勝沖地震の震央を示す。

図 8 (c) 2003 年調査による海底地形図

2003 年 12 月のボックスサーベイによる海底地形図。(b)、(c)いずれもカラーインデックスは、(c)図左下に示す通り。図中星印は、2003 年十勝沖地震の震央を示す。

図 8 (d) 2003 年と 2000 年の地形イメージデータの差分図

(c)2003 年調査による海底地形図と(b)2000 年調査による海底地形図との差を取ったもの。暖色系が、今回の調査データで高い値が得られている領域であり、寒色系は、低い値の領域を示す。青い線は、200m 毎の等深度線である。図中星印は、2003 年十勝沖地震の震央を示す。

図 9 (a) 2000 年調査による後方散乱強度図

2000 年 6 月のボックスサーベイで得られたシーブームによる後方散乱強度図。カラーインデックスは、(b)図左下に示す通り。色の濃い部分は強い後方散乱強度を示し(硬い、粗い、および音が地形に対して垂直に当たった場合)、薄い部分は、弱い強度を示している。薄い青い楕円部分は、浅部の反射法記録で差異が見られた海域である(図 5 の回折波の違い)。

図 9 (b) 2003 年調査による後方散乱強度図

2003 年 12 月のボックスサーベイによる後方散乱強度図。いずれもカラーインデックスは、(b)図左下に示す通り。色の濃い部分は強い後方散乱強度を示し(硬い、粗い、および音が地形に対して垂直に当たった場合)、薄い部分は、弱い強度を示している。薄い青い楕円部分は、浅部の反射法記録で差異が見られた海域である(図 5 の回折波の違い)。

図 9 (c) 後方散乱強度データの差分図

(b)2003 年調査と(a)2000 年調査による後方散乱強度図の差を取ったもの。青い線は、200m 毎の等深度線である。(a)(b)(c)いずれも、星印は、2003 年十勝沖地震の震央である。

図 10 (a)2000 年調査による後方散乱強度図

図 9 (a)の浅部を拡大した図である。青い線は、1,000m 毎の等水深度線であり、左上から 3,000m および 4,000m のコンターを示す。図 9 とは同一のカラーパレットを用いているが、

後処理のフィルタリングの違いにより、図 9(a)(b)の浅部のような濃淡差が見られない。

図 10 (b)2003 年調査による後方散乱強度図

図 9 (b)の浅部を拡大した図である。この 2003 年調査の結果の画像は、明瞭で、細かい海底谷や海脚の形状が鮮明である。青い線は、1,000m 毎の等水深度線であり、左上から 3,000m および 4,000m のコンターを示す。図 9 とは同一のカラーパレットを用いているが、後処理のフィルタリングの違いにより、図 9 (a)(b)の浅部のような濃淡差が見られない。

図 11(a)十勝沖海底地形 3 次元鯨瞰図と残差分布図

北海道南東沖の海底地形 3 次元鯨瞰図に地形残差分布を重ねて表示した。北海道南東岸が、図左上に位置する。図右下は、襟裳海山北西部の沈み込んだ海山の存在が指摘されている海域で、千島海溝に向かって、地形が大きく変化している。海底地形図は図 8 と同様であるが、残差分布を重ねて見るために、カラー表示はなくし、白で表した。その海底地形図の上に図 8 (d)2003 年と 2000 年の地形イメージデータの差分図を貼付けた。残差のカラーインデックスは、図 8 と同様で、およそ暖色-寒色系で 20m の差異があった。赤い実線は、TC103 の反射法探査測線。その下に反射法深度断面図を貼付けている。黒い点線は、今回の解析により明らかにされた回折波の違いが見られる浅部域と反射振幅に差異が見られる沈み込む海山周辺域。図中星印は、2003 年十勝沖地震の震央を示す。

図 11(b)十勝沖海底地形 3 次元鯨瞰図、反射断面図と残差分布図

北海道南東沖の海底地形 3 次元鯨瞰図に反射断面図と地形残差分布を重ねて表示した。北海道南東岸が、図左に位置する。図右は、襟裳海山北西部の沈み込んだ海山の存在が指摘されている海域である。地形の上に図 8 (d)2003 年と 2000 年の地形イメージデータの差分図を貼付けた。赤い実線は、TC103 の反射法探査測線。その下に反射法深度断面図を貼付けている。反射断面を見やすくするために、測線の西側は非表示とした。黒い点線は、今回の解析により明らかにされた回折波の違いが見られる浅部域と反射振幅に差異が見られる沈み込む海山周辺域。図中の矢印は、2003 年十勝沖地震の震央を示し、その下部では、深部反射面が観測された。