

東京都 沖ノ鳥島・南鳥島に関する研究調査事業
類型 B 実施機関 東京海洋大学

沖ノ鳥島周辺海域の地球物理観測データ統合
(令和7年度 成果報告書)

2026 (令和8年) 年1月
東京海洋大学 海洋資源エネルギー学部門
古山 精史朗

目次

1. 要旨	3
2. はじめに	4
3. 地域概説	6
4. 地球物理観測データの集積	7
5. 集積した地球物理データの特徴と解析	8
5.1. 海底下表層地質データについて	8
5.1.1. 測線 105	9
5.1.2. 測線 106	11
5.1.3. 測線 107	12
5.1.4. 測線 108	12
5.1.5. 測線 109	14
5.1.6. 測線 110S	14
5.1.7. 測線 113a	14
5.1.8. 測線 113b	14
5.1.9. 測線 10S	14
5.1.10. 測線 11N	20
5.1.11. 測線 11S	20
5.1.12. 測線 12a	20
5.1.13. 測線 12b	20
5.1.14. 測線 13	20
5.1.15. 測線 16a, 16b, 17	20
5.1.16. 音響相の分布について	29
5.2. 地磁気データについて	29
5.3. 重力データについて	30
6. まとめと今後の展望	31
7. 参考文献	32

研究協力者（敬称略，五十音順）

いであ株式会社

1. 要旨

東京都 沖ノ鳥島・南鳥島に関する研究調査事業において、本研究は「沖ノ鳥島周辺海域の地球物理観測データ統合」と題し、沖ノ鳥島周辺でこれまでに取得された海底地形データや海底下探査データなど地球物理観測データの統合処理・再解析を行っている。2024年度は、主に海底地形の既存データに焦点を当て、海底地形の詳細と、その地質学的意義について検討を行った。2025年度は、海底表層地質データ、重力および地磁気異常を対象に検討を行った。その結果、海底表層地質データから、沖ノ鳥島周辺の海底表層では3つの音響相が認められることがわかった。全ての音響相に共通する内部反射が認められない反射パターンは、サンゴに由来する石灰岩で主に構成されていることを示唆する。さらに上に凸になった反射パターンが斜面に特徴的に認められることから、沖ノ鳥島周辺海域の斜面は非常に起伏に富んでいると考えられる。一方、地磁気異常について、沖ノ鳥島周辺でダイポール型磁気異常が認められた。また重力データは沖ノ鳥島付近で正の異常を示した。これは沖ノ鳥島を頂部に載せる海山に起因する可能性がある。

2. はじめに

我が国最南端の島である沖ノ鳥島は、地政学的、経済学的な観点から重要な島の1つである。そのため沖ノ鳥島の積極的な利活用による知見の積み重ねは、沖ノ鳥島が我が国および東京都に帰属することを国際的にアピールするうえで鍵となる。

沖ノ鳥島は、フィリピン海をおよそ南北に縦断する九州・パラオ海嶺上にあり、フィリピン海の中央部付近に位置する(図1)。沖ノ鳥島は海山上に発達したサンゴ礁を起源としており、現在は東小島および北小島が海面上に露出する。沖ノ鳥島周辺では、生物学、環境学的、海洋工学、地政学に関する研究はこれまでも実施されている(例えば、Kayane et al., 2012)が、地球科学的な研究例は少なく、島の成り立ちについて依然として不明な点が多い。そこで本研究では、沖ノ鳥島周辺海域で取得された地球物理観測データを集積・統合および解析を実施している。海底および海底下を対象とした地球物理観測データには、海底地形、海底下表層から深層までの地質構造、それよりさらに深い地殻構造、重力、地磁気などが含まれる。これらは地球の表層から深部までの地質情報を示しており、最も表層にあるものが海底地形データである。2024年度は、詳細な海底地形図の作成およびその広域化を実施し、沖ノ鳥島周辺の海底地形の詳細とその地質学的意義について検討を行った。2025年度は、海底下表層地質および、地下深部の地質に着目し、沖ノ鳥島の地球科学的特徴を明らかにする。本研究で集積・統合・解析する地球物理観測データは、遠く離れているため現地に行くことが困難であり、さらに海況の安定しない沖ノ鳥島周辺での効率的な海域調査の計画立案に有効である。

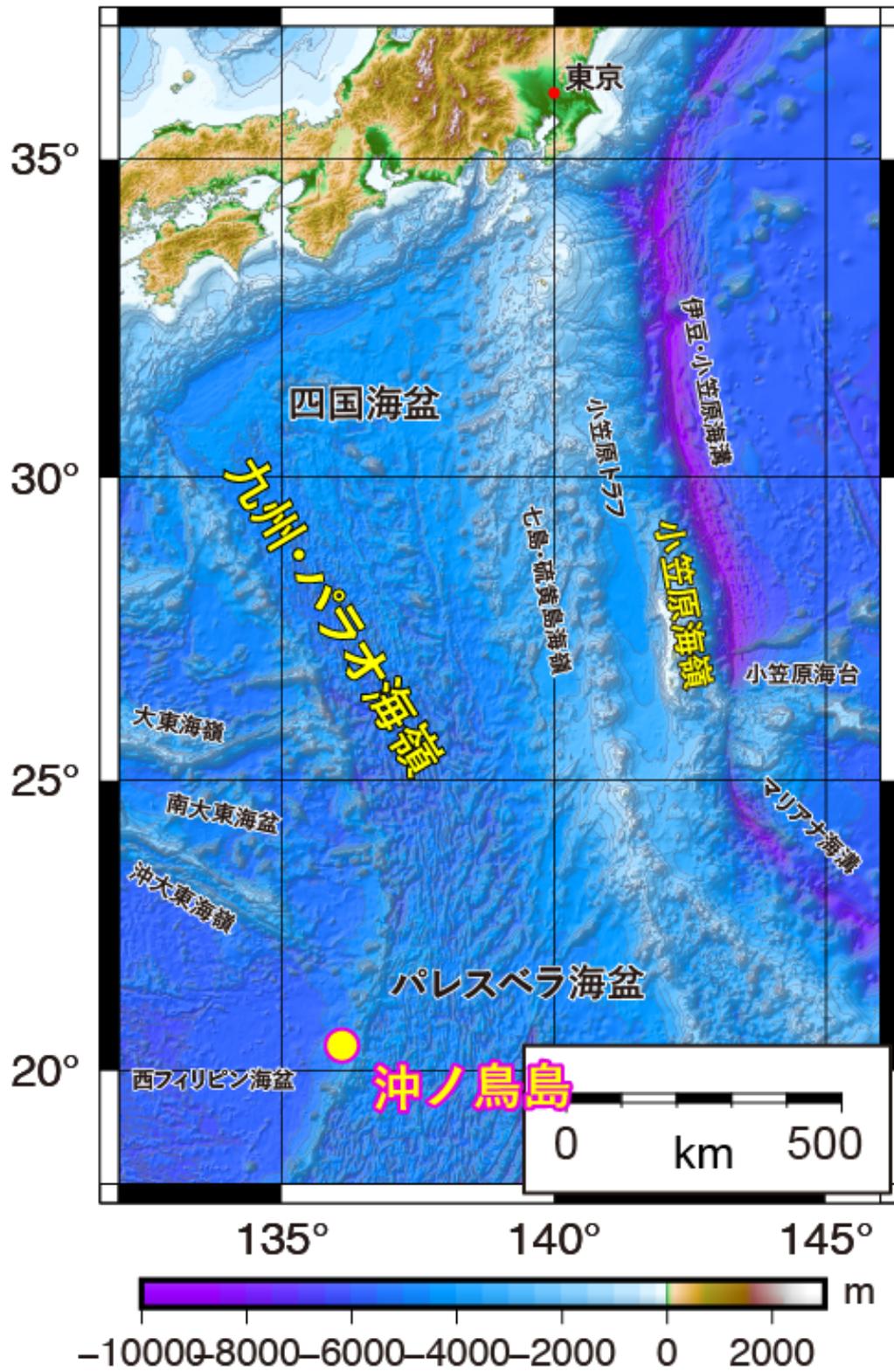


図1. 沖ノ鳥島の位置と周辺海域の海底地形

3. 地域概説

沖ノ鳥島は、九州南東からパラオ諸島まで 3000 km 以上にわたって延びる海嶺である九州・パラオ海嶺上に位置する。九州・パラオ海嶺の東側には、西から順に、四国海盆およびパレスベラ海盆、七島・硫黄島海嶺、小笠原トラフ、小笠原海嶺が位置する（図 1）。小笠原海嶺の東には、伊豆・小笠原海溝やマリアナ海溝といった海溝が連なる。九州・パラオ海嶺の西側には、北側から、大東海嶺、南大東海盆、沖大東海嶺、西フィリピン海盆が位置する（図 1）。

九州・パラオ海嶺は、現在の伊豆・小笠原弧とかつては一体となっており、約 2500 万年前の四国海盆およびパレスベラ海盆の 2 つの背弧海盆の形成に伴って分離した古島弧である（海野ほか，2009）。この海嶺の島弧火山活動の時期は約 4800 万年前から約 2500 万年前とされる（Shibata et al., 1977; Ishizuka et al., 2007）。九州・パラオ海嶺を境に、東側は比較的新しい海洋底、西側は古い海洋底となっている（沖野, 2015）。

沖ノ鳥島は火山を基盤とし、その上部にサンゴ礁を起源とする石灰岩が積み重なって形成された島である。現在の沖ノ鳥島は礁性石灰岩および有孔虫石灰岩から構成されている（田山，1952）。沖ノ鳥島の基部は水深 4000m~6000m であり、海面下の斜面は急傾斜となっている。また、沖ノ鳥島付近では、沖ノ鳥島以外にも比高 3000 m を超える海嶺上のピークの存在が報告されている（海野ほか，2009）。海野ほか（2009）はさらに、沖ノ鳥島の海底部が、底径が約 35×30 km 程度の西北西—東南東方向に延びる山体を形成しており、複数の火山で構成される可能性を指摘している。

沖ノ鳥島海底部からは玄武岩溶岩とその角礫が彫られており、2750-2710 万年前を示す年代が報告されている（Ishizuka et al., 2007; 海野ほか，2009）。これは、沖ノ鳥島の基盤となる山体において、2700 万年頃まで玄武岩質マグマが活動していたことを示す（海野ほか，2009）。

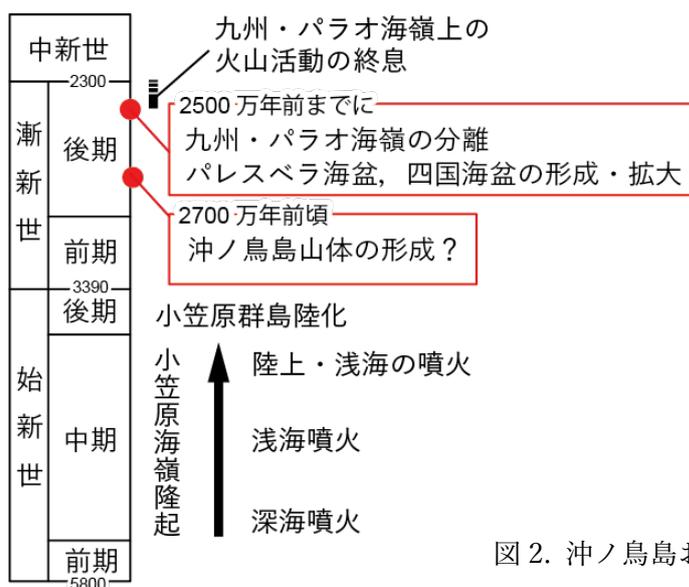


図 2. 沖ノ鳥島および周辺地域の地質発達史概略

4. 地球物理観測データの集積

2024 年度において本研究では、国立研究開発法人海洋研究開発機構（以下、JAMSTEC）が公開する JAMSTEC 航海・潜航データ・サンプル探索システム（以下、DARWIN; Data and Sample Research System for Whole Cruise Information in JAMSTEC）、日本海洋データセンター（以下、JODC; Japan Oceanographic Data Center）、一般財団法人日本水路協会発行「海底地形デジタルデータ」M7000 シリーズ、GEBCO（General Bathymetric Chart for the Oceans）、いであ株式会社から海底地形、地磁気、重力データなどについて、約 65 航海分の既存データを集積した。地磁気データについて集積した結果、その多くは東・東南アジア地磁気異常図（石原ほか、2021）にまとめられていることがわかった。そこで本研究では東・東南アジア地磁気異常図を解析した。また重力データについては、国土地理院が 2024 年に統合データを出版していることから（国土地理院、2024）、本研究ではこちらを予察的に解析した。これらに加え 2025 年度は、東京都 沖ノ鳥島・南鳥島に関する研究調査事業 類型 A において、東京海洋大学 練習船「神鷹丸」に搭載されたサブボトムプロファイラー（Sub-bottom profiler, 以下 SBP）で取得された海底表層地質データを追加した。海底表層地質データの解析は SonarWiz 7.12（Chesapeake Technology）を用いて行った。

5. 集積した地球物理データの特徴と解析

5.1. 海底下表層地質データについて

東京海洋大学は2025年7月に、沖ノ鳥島周辺の東側、南東側、西側を対象に海底下表層地質調査を行い、海底下100m以浅の海底下表層地質データ（以下、反射断面）を取得した（図3）。全17測線の反射断面を取得した。総測線長さは179.393kmである。得られた反射断面を図5から図21に示す。測線105, 106, 107, 108, 109, 110S, 113a, 113bは、北東-南西方向の測線である。測線10S, 11N, 11S, 12a, 12b, 13, 16a, 16b, 17は、北西-南東方向の測線である。

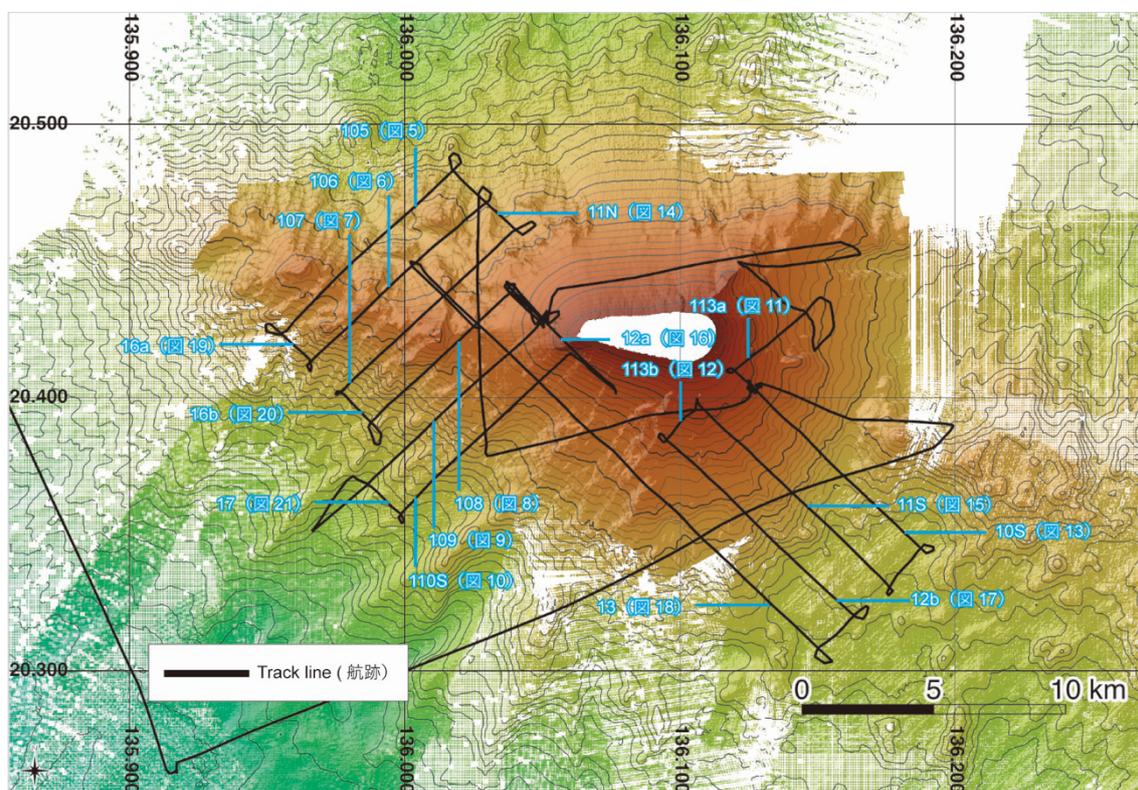


図3. 2025年7月の調査時の航跡（黒線）と海底地形。白色部は海底地形データのない部分である。図中央の白色部は沖ノ鳥島と周辺サンゴ礁である。青字は図の位置を示す。

得られた反射断面の音響的特徴について、池原ほか（1990）および井上ほか（2017）を元に区分した。彼らは、海底面の反射パターンと内部構造の反射パターンの組み合わせから、9つの音響相を提案している。本研究では、それらのうち、以下の音響相が認められた（図4）：

音響相 2：海底面の反射強度が強く、また内部反射は認められない。

音響相 6：海底面の反射強度が弱く、また海底面や反射面に大きな凸凹が認められ、双曲線同士が重なりあうとともに、内部反射の認められない。

音響相 9：反射強度が弱く、傾斜が大きく急な斜面部分で認められ、内部反射の認められない。

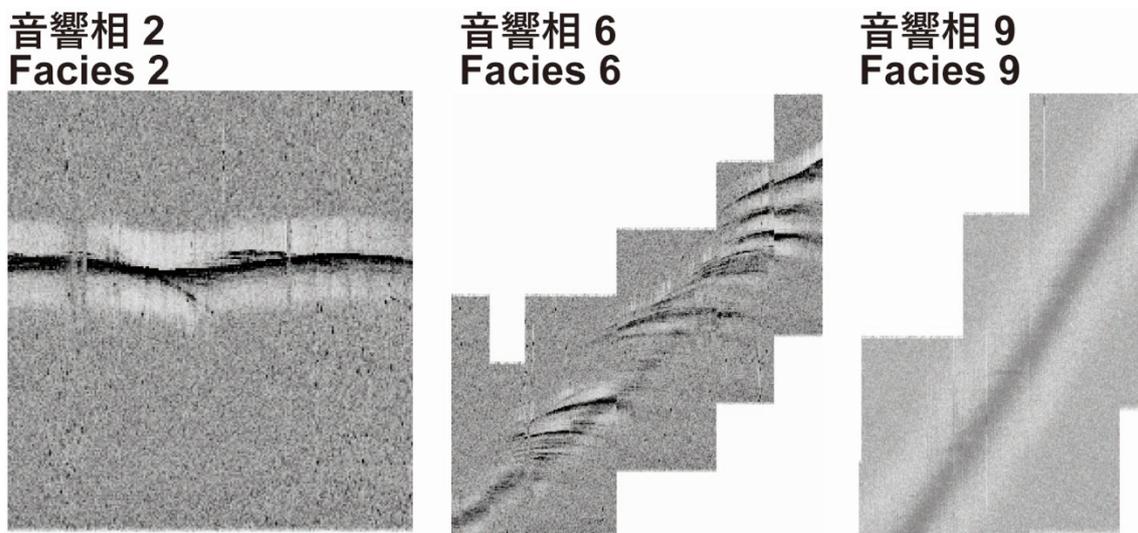


図4. 沖ノ鳥島周辺海域で認められる3種類の音響相。左から音響相2、音響相6、音響相9。

以下では、これらの音響相区分を用いて、各測線の特徴を記述する。

5.1.1. 測線 105（図5）

測線 105 では、比高 700 m の高まりと、比高 200 m の高まりがそれぞれ認められる。これらの高まりの全域で音響相 6 が認められる。また測線の東端付近では海底の反射が認められない。



図 5. 測線 105 の反射断面.

5.1.2. 測線 106 (図 6)

測線 106 では、反射断面を取得できたが、反射断面の水深値が実際的水深値と異なっていた。そのため再度の観測が必要であるが、測線の中央部から東側にかけて音響相 9 および音響相 6 がそれぞれ認められた。

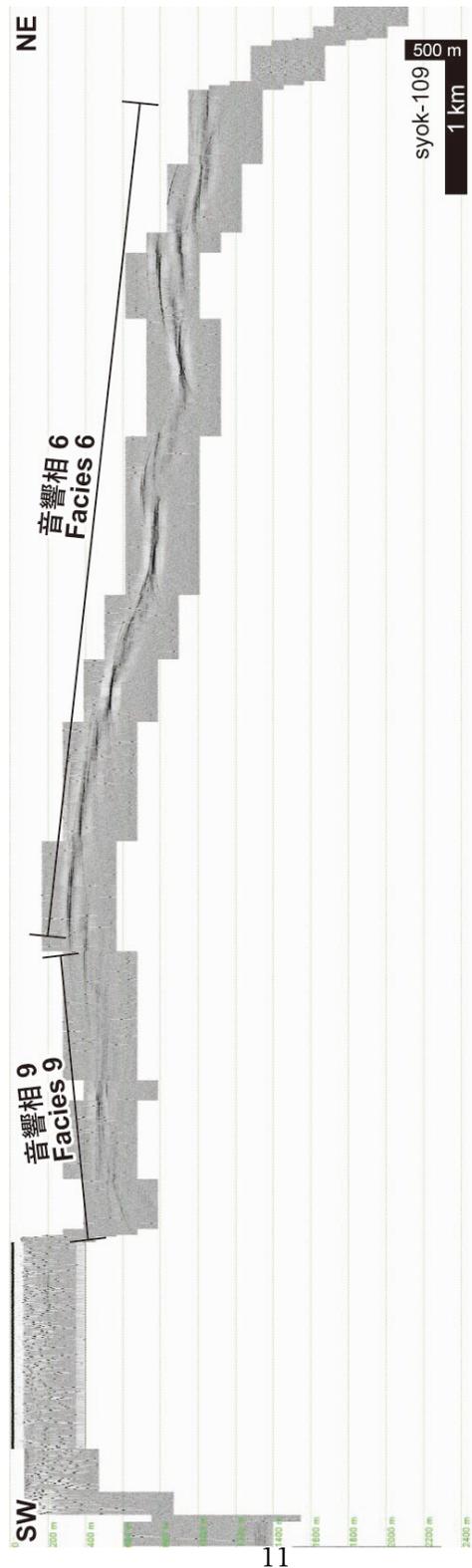


図 6. 測線 106 の反射断面.

5.1.3. 測線 107 (図 7)

測線 107 では、測線の中央付近に比高 400 m 程度の高まりが認められ、この高まりでは音響相 6 が認められる。測線 107 は、先行研究において、断層と報告された構造の上を通過する測線であり、高まりの東側斜面の末端が推定断層に該当すると考えられる。しかし反射断面上では明瞭な変位は認められなかった。

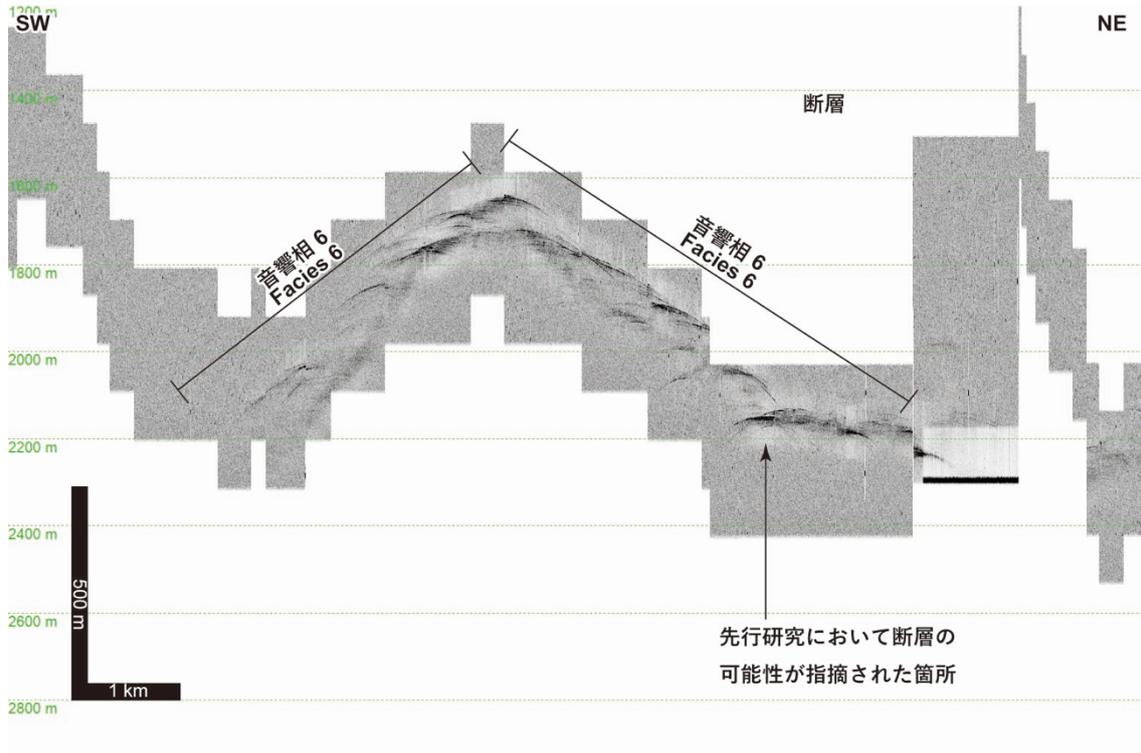


図 7. 測線 107 の反射断面.

5.1.4. 測線 108 (図 8)

測線 108 では、西から東へ比高 1000 m 程度の斜面となっており、水深 3000 m ~ 1900 m まで音響相 9、水深 1900 ~ 1700 m 付近で音響相 6 となっている。斜面を登った東側では比較的起伏の少ない地形となっており、音響相 2 が認められる。

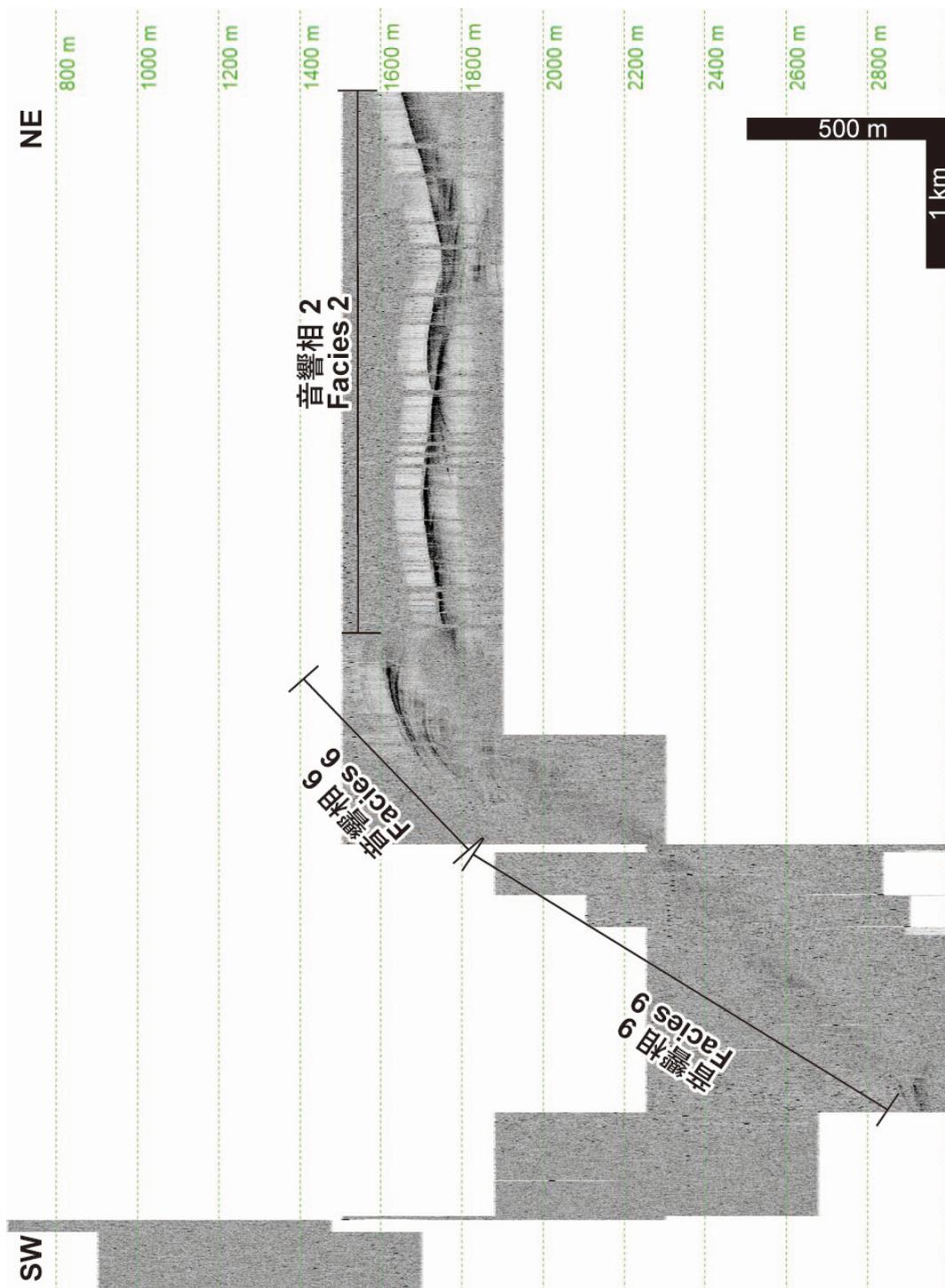


図 8. 測線 108 の反射断面.

5.1.5. 測線 109 (図 9)

測線 109 では、西から東へ比高 2000 m 程度の斜面となっており、水深 3800 m~3400 m および水深 3000 ~ 2200 m で音響相 9 となっている。水深 3400~水深 3000 m の区間ではデータが取れていない。水深 2200~水深 1800 m のデータが取れていない区間の東側に、音響相 2 が認められる。この部分は、傾斜 4° 程度の緩やかな斜面となっている。音響相 2 が分布する区間の東側もまたデータを取得できなかった。

5.1.6. 測線 110S (図 10)

測線 110S では、西から東へ比高 2000 m 程度の斜面となっている。水深 3400 m~2800 m では音響相 9 が、水深 2800~1600 m で音響相 6 が、水深 1600~950 m で音響相 9 がそれぞれ認められる。断面の東側では、東に傾斜した斜面となっており、ここでもまた音響相 9 が認められる。

5.1.7. 測線 113a (図 11)

測線 113a は沖ノ鳥島の東側を通る測線である。本測線では、測線東端の水深 2000 m 程度の場所に比較的傾斜の緩やかな地形が認められる。ここでは音響相 2 を観察できる。この緩傾斜を呈する地形の西側は比高 1300 m 程度の斜面となっており、水深 2000 m~900 m にかけて音響相 6 が、水深 900~700 m で音響相 9 がそれぞれ認められる。水深 800 m 付近に傾斜の急変点が認められ、上に凸の地形となる。この上に凸になった地形の頂部から西側は再び斜面となる。西側の斜面では音響相 9 が認められる。

5.1.8. 測線 113b (図 12)

測線 113b もまた沖ノ鳥島の東側を通る測線である。本測線では、測線西端の水深 1300 m 程度の場所は比較的傾斜の緩やかな地形となっており、ここでは音響相 2 を観察できる。その東側は比高 450 m 程度の斜面となっており、この部分では音響相 6 が認められる。水深 950 m 付近で浅い傾斜は緩やかとなり、その部分では音響相 2 が認められる。

5.1.9. 測線 10S (図 13)

測線 10S では、水深 3300 m 付近および水深 3000 m 付近が比較的傾斜の緩やかな地形となっており、両者によって階段状の地形が形成されている。これらの場所では音響相 2 が認められる。水深 2800 m から水深 900 m まで斜面となっており、斜面下部では音響相 9 が、

斜面中部から上部では音響相 6 がそれぞれ認められる。

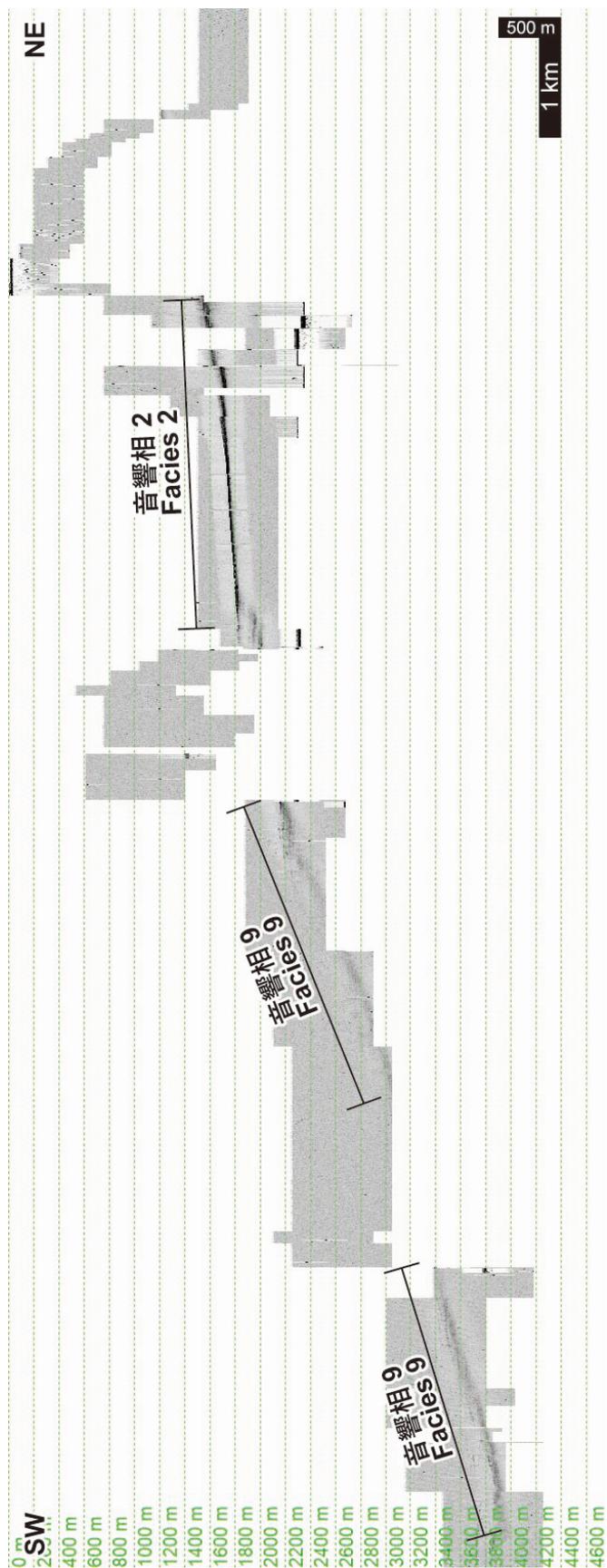


図 9. 測線 109 の反射断面.

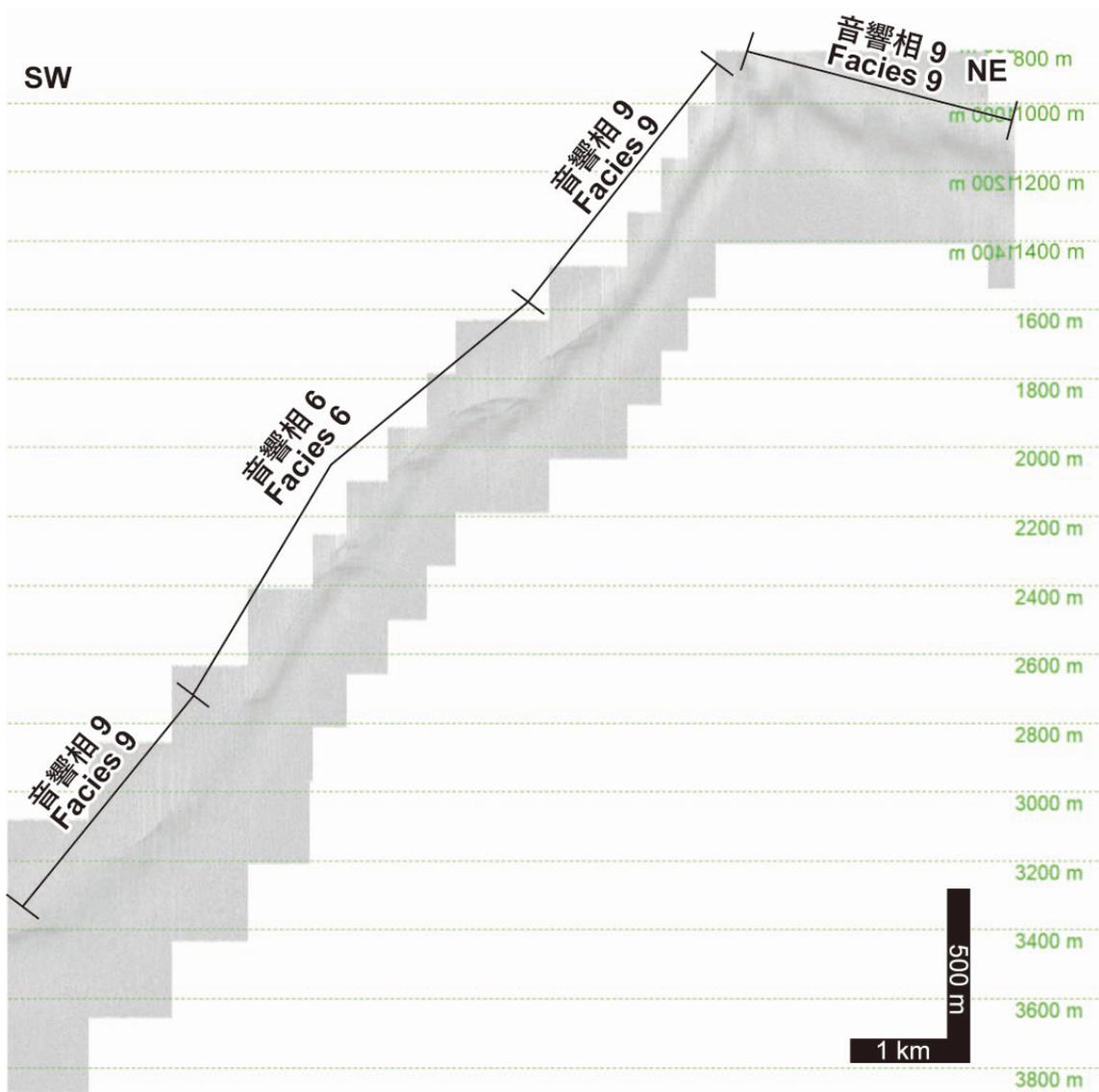


図 10. 測線 110S の反射断面.

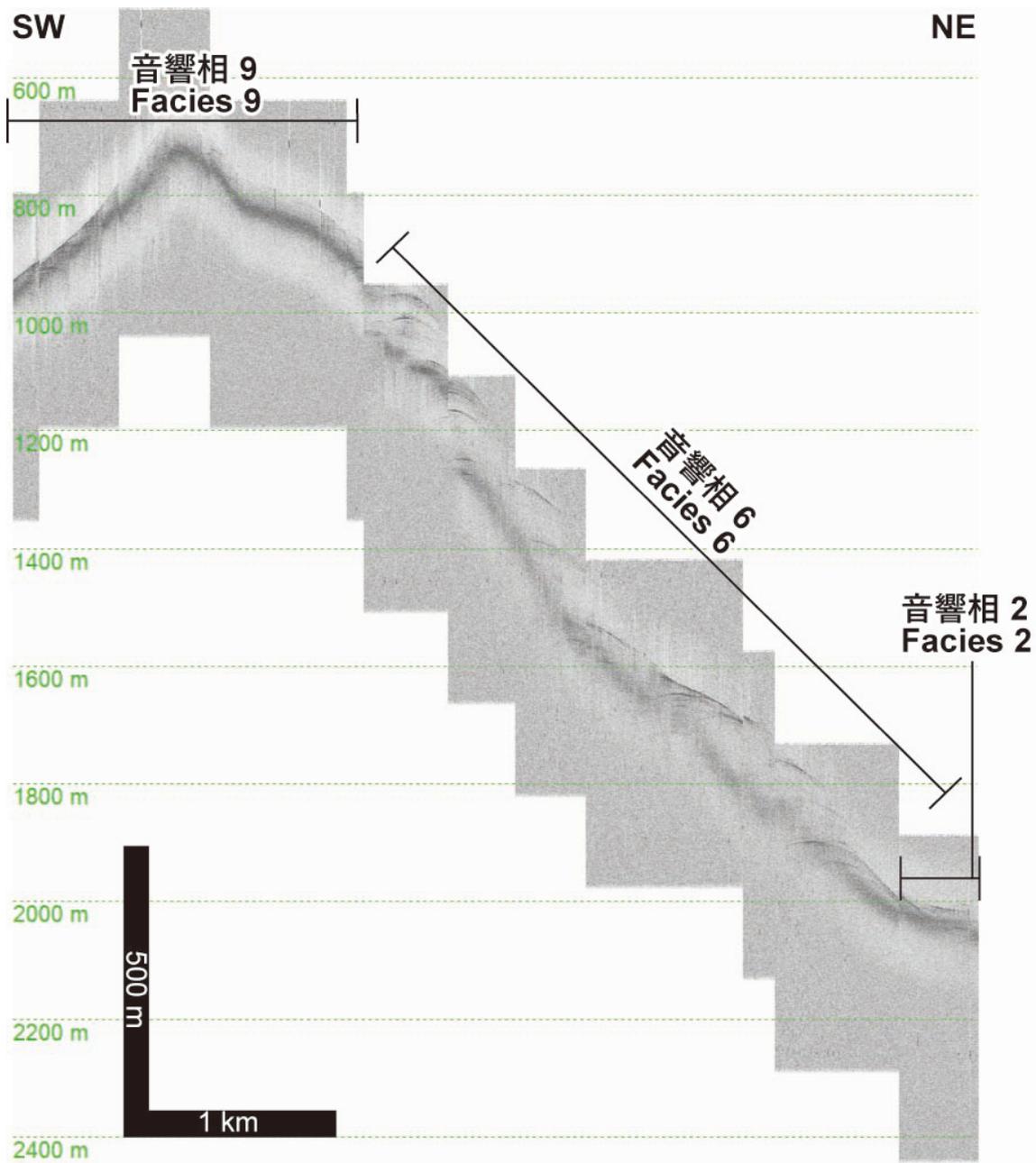


図 11. 測線 113a の反射断面.

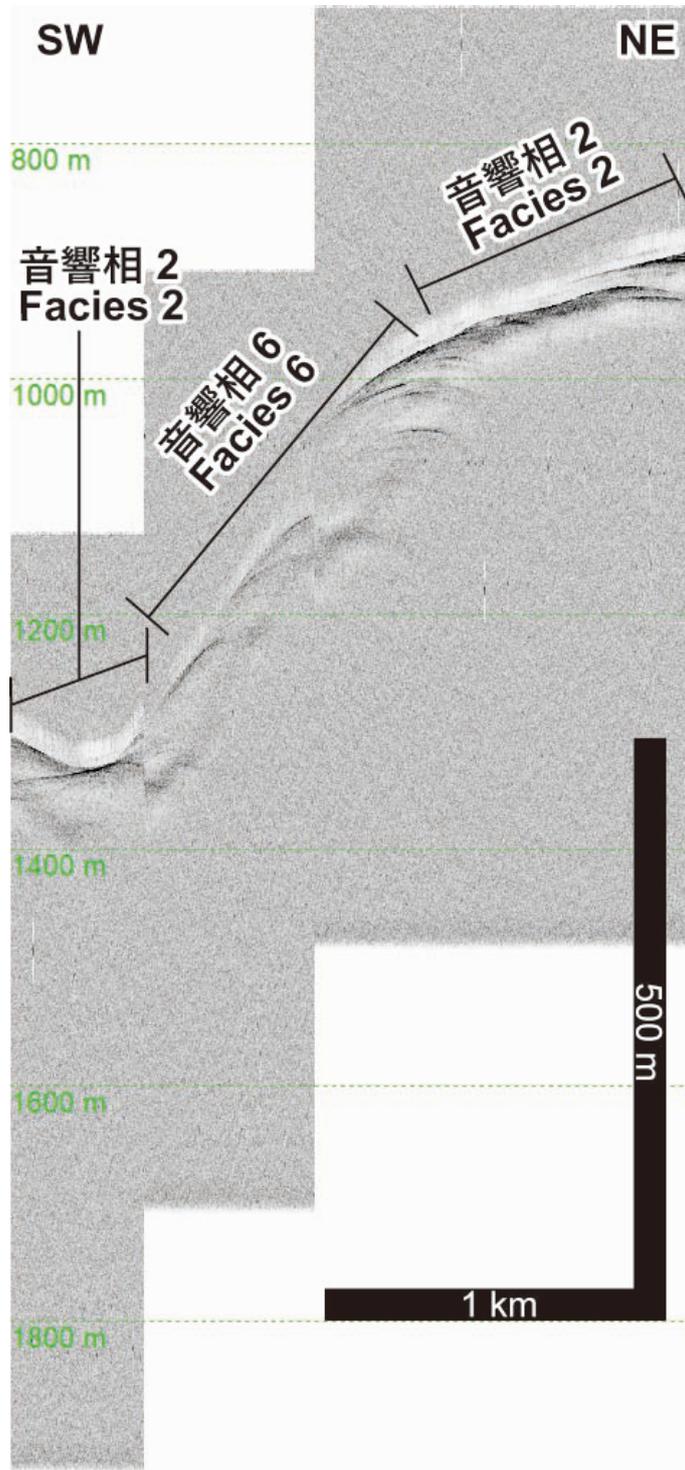


図 12. 測線 113b の反射断面.



図 13. 測線 10S の反射断面.

5.1.10. 測線 11N (図 14)

測線 11N では、測線中央部から東側にかけて反射面が認められ、水深は 3000 m 程度から 2200 m へと変化し、次第に浅くなる。ここでは音響相 6 が認められる。

5.1.11. 測線 11S (図 15)

測線 11S では、水深 3300 m 付近が比較的傾斜の緩やかな地形となっており、ここでは音響相 2 が認められる。水深 3300 m から水深 1000 m まで斜面となっており、音響相 6 が認められる。水深 1000 m 付近から緩傾斜となり、音響相 2 が認められる。

5.1.12. 測線 12a (図 16)

測線 12a の中央部付近に上に凸の地形が認められる。この凸地形の東側が先行研究で崖崩れの可能性が指摘された箇所に該当するが、傾斜が急なため反射面を得られなかった。凸地形の東側と西側斜面では、その上部で音響相 6 が認められ、下方で音響相 9 へ変化する。

5.1.13. 測線 12b (図 17)

測線 12b では、西から東へ向けて下る斜面が認められ、斜面上部から順に、音響相 2、音響相 6、音響相 2、音響相 6 が認められる。斜面下部では反射面を得られなかったため、その詳細は不明である。測線の東端で平坦な地形となっており、音響相 2 が認められる。この傾向は測線 10S と測線 11S と同様であることから、測線 12b においても斜面は水深 3300 m 程度まで続き、その後水深 3300 m 付近で緩傾斜になっていると考えられる。

5.1.14. 測線 13 (図 18)

測線 13 は、島の南東から西にかけて延びる最も長い測線である。測線の最も東側の水深 3300 から 3400 m 付近は緩傾斜となっており音響相 2 が認められる。水深 3300 m から水深 1800 m までの区間は急傾斜となっており、音響相 6 が認められる。測線中央部は、その東において海底面に凹凸が認められ、音響相は 6 となっている。測線中央部の西側では、海底面に凹凸はあまり認められず、音響相は 2 となっている。測線の西側は斜面となっており、音響相 6 が認められる。斜面の一部で認められる凹みは、先行研究において断層の存在が示唆された箇所であるが、反射断面において断層の特徴は認められなかった。

5.1.15. 測線 16a, 16b, 17 (図 19, 図 20, 図 21)

測線 16a および測線 16b では海底面の反射は認められなかった。また測線 17 では海底面の反射は認められたものの、反射強度が弱く、その特徴を十分に捉えることができない。これらの測線は再度の観測が必要である。



図 14. 測線 11N の反射断面.

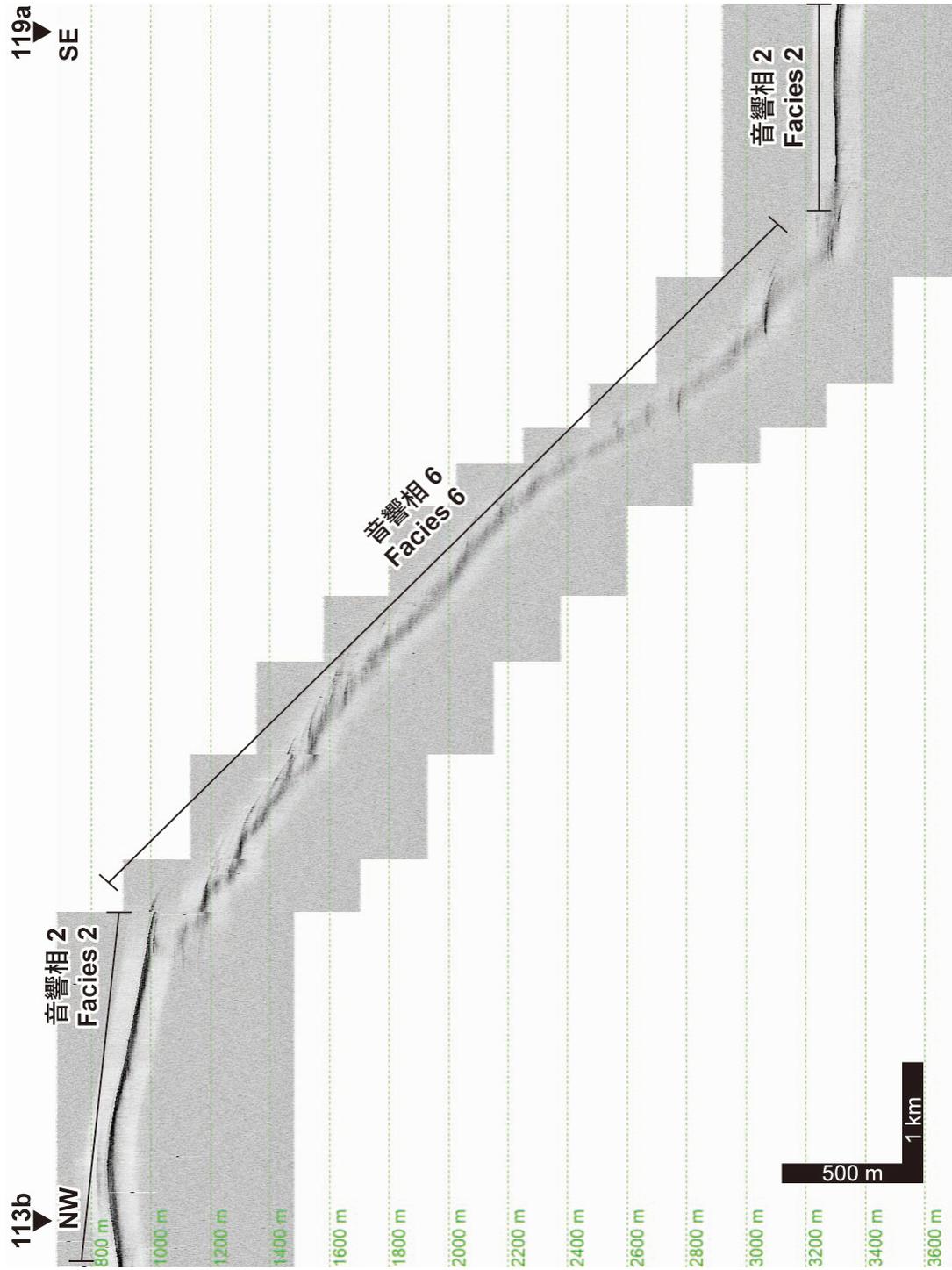


図 15. 測線 11S の反射断面.

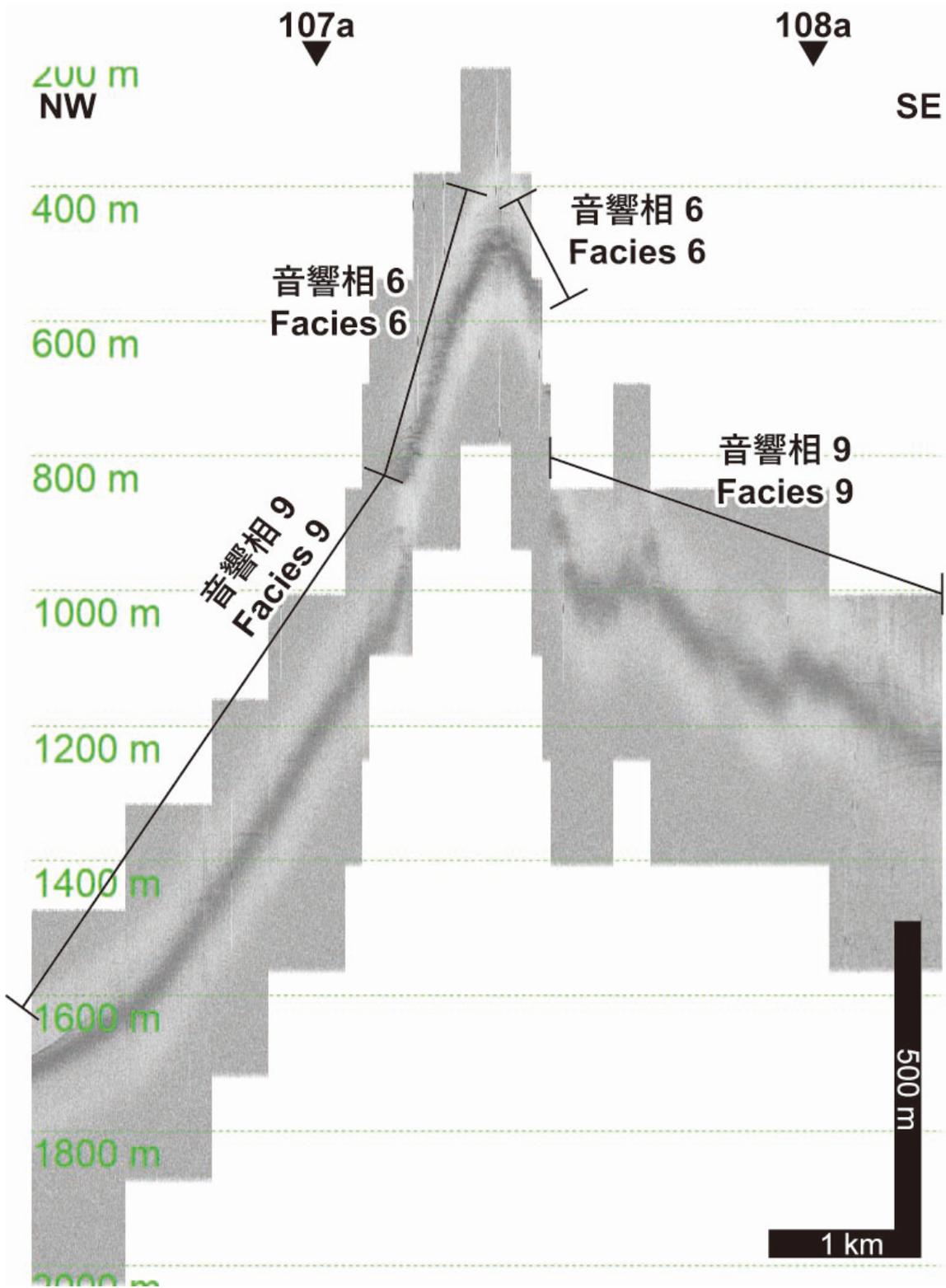


図 16. 測線 12a の反射断面.

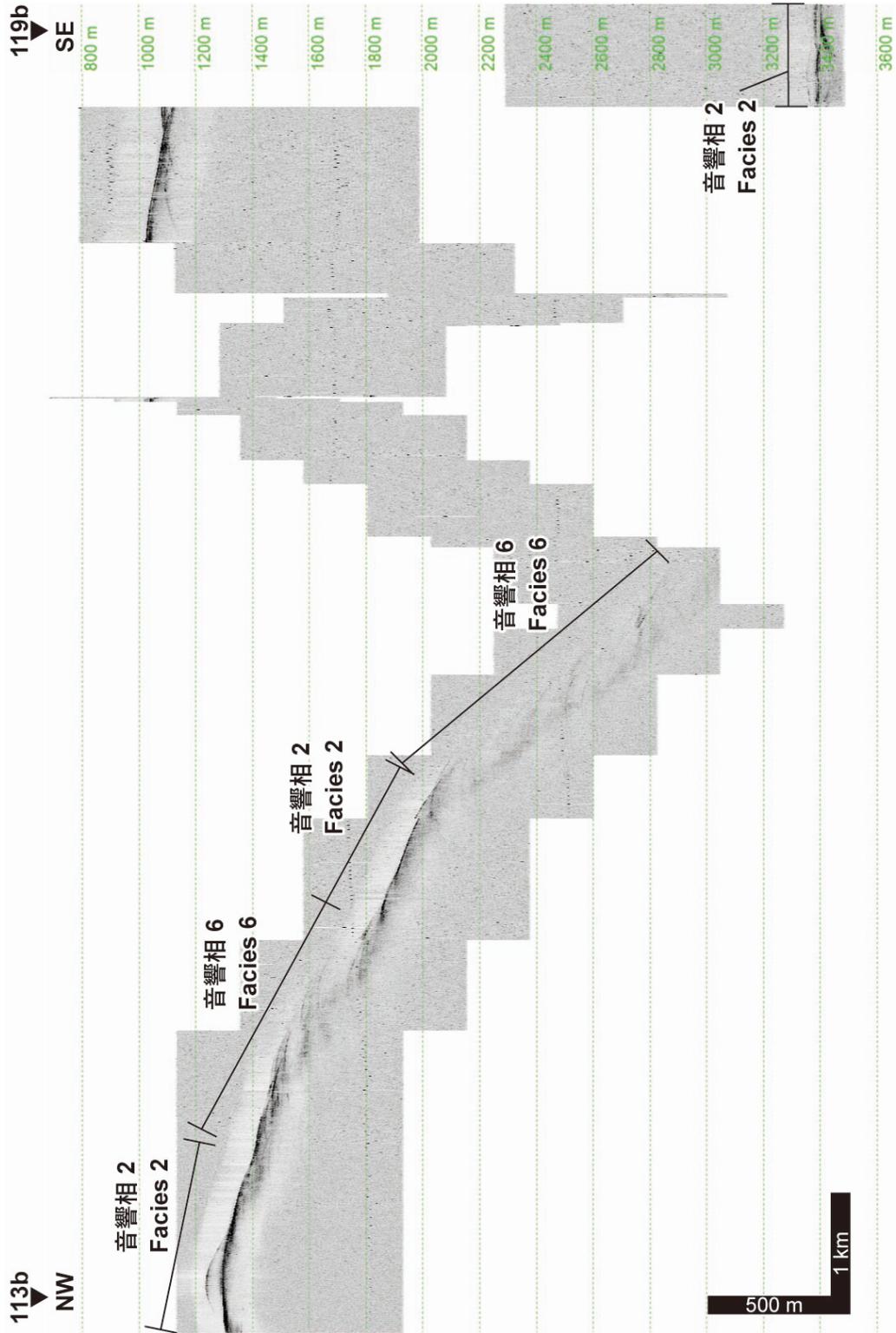


図 17. 測線 12b の反射断面.

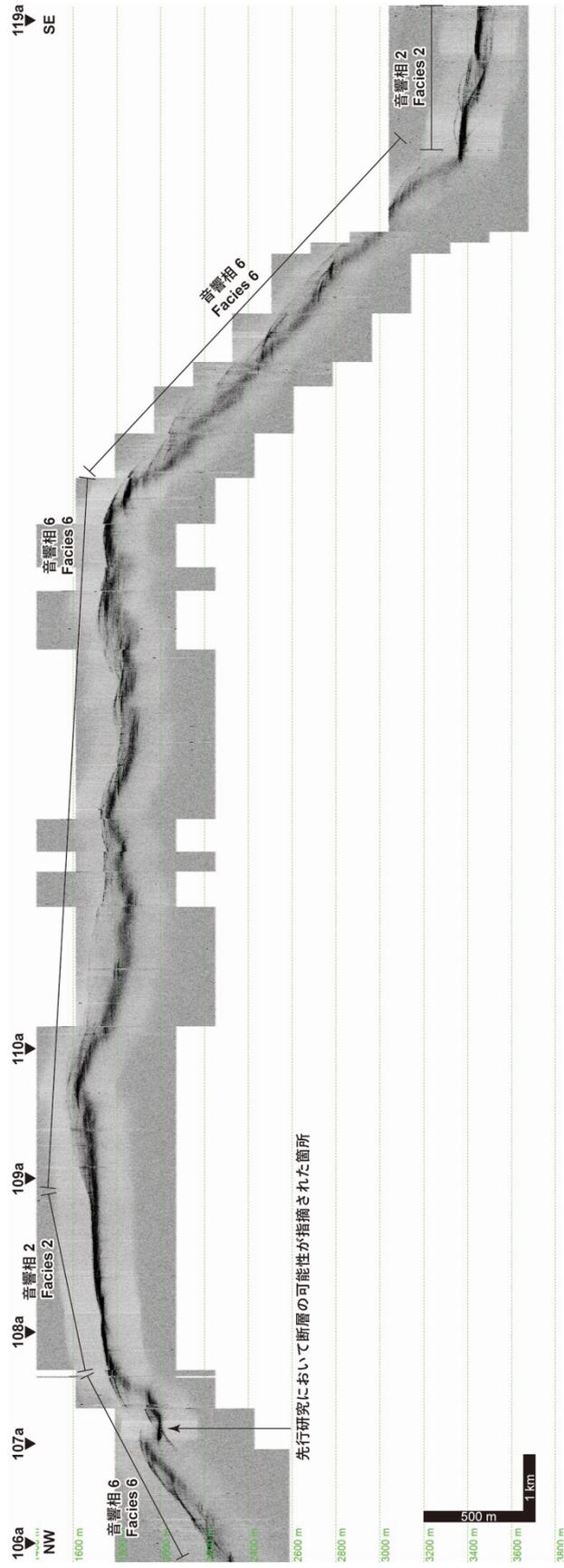


図 18. 測線 13 の反射断面.

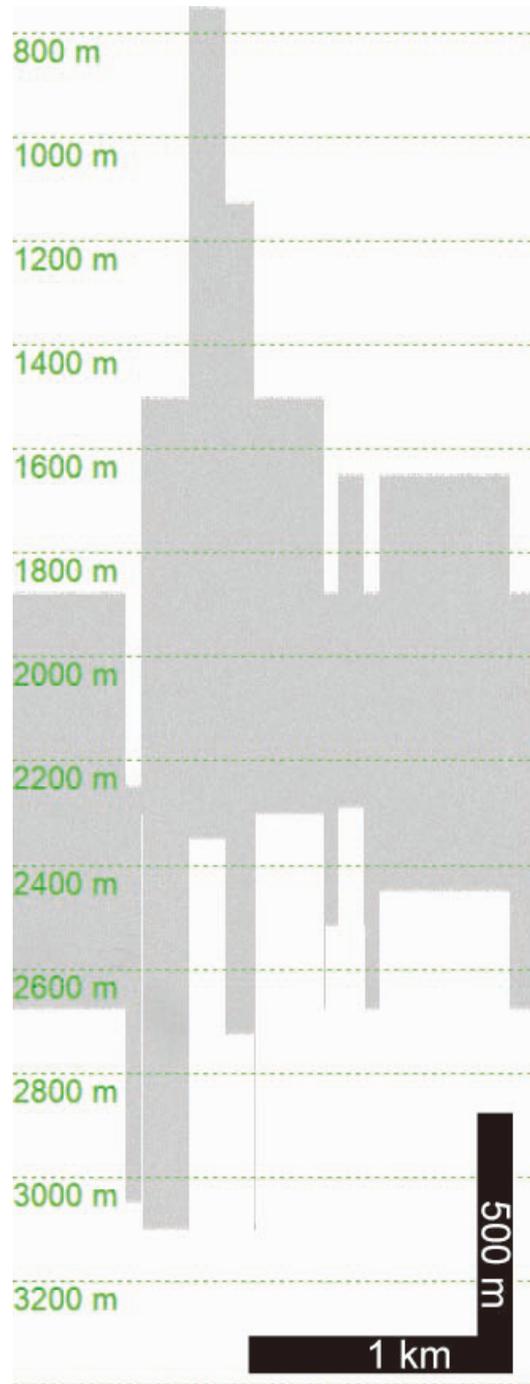


図 19. 測線 16a の反射断面.

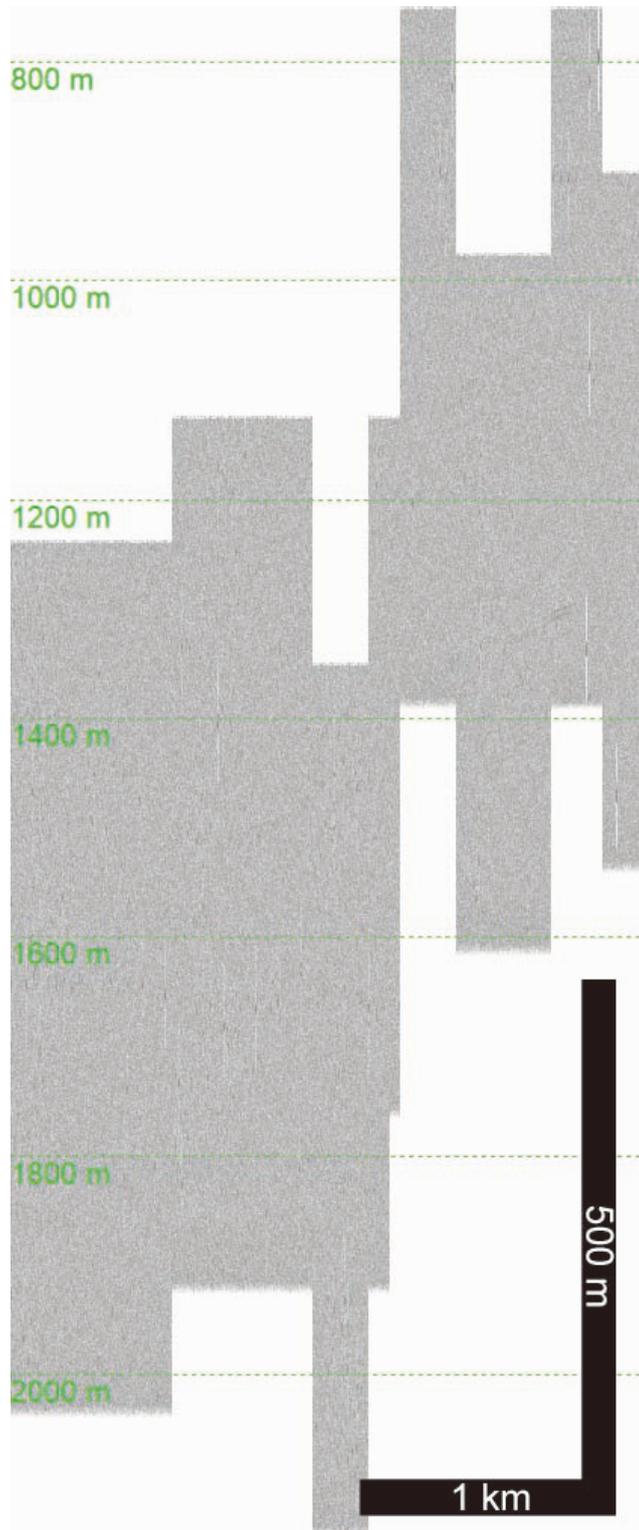


図 20. 測線 16b の反射断面.

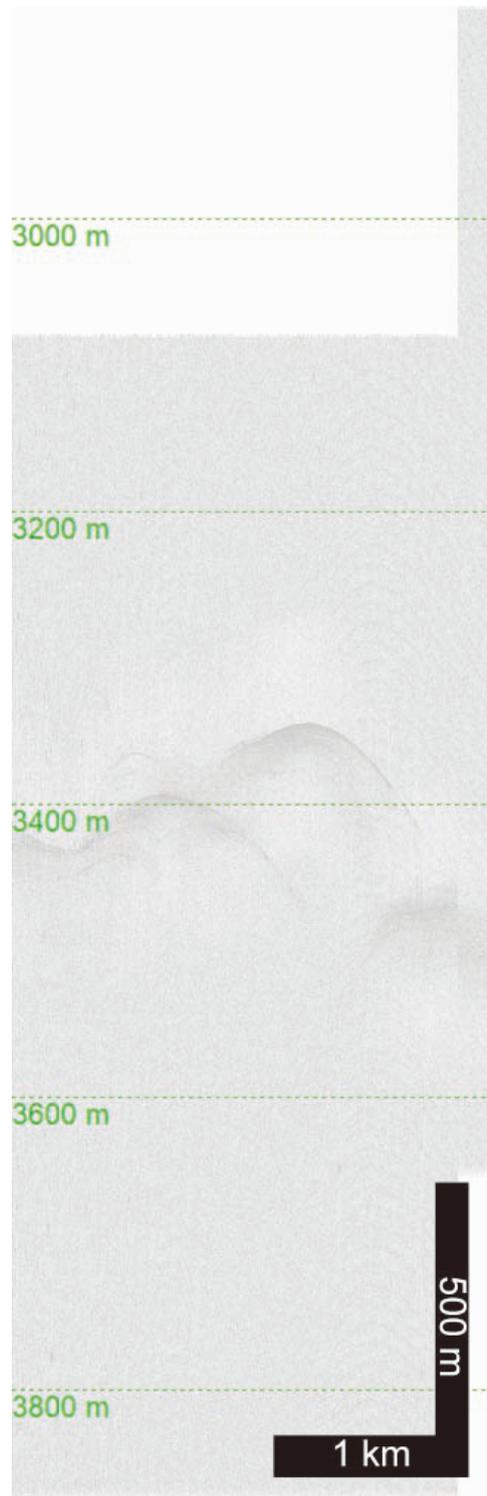


図 21. 測線 17 の反射断面.

5.1.16. 音響相の分布について

沖ノ鳥島の周辺では、傾斜の緩やかな場所に音響相 2 が、斜面部分に音響相 6 が、傾斜の特に急な場所で音響相 9 が分布するという特徴を示す。音響相 6 は島周辺の斜面で広く認められる。音響相 6 を特徴づける双曲線は、一般的に音波の回折によって形成されることから、斜面では起伏のある地形が数段重なっている可能性が示唆される。沖ノ鳥島の成り立ちを考慮すると、双曲線はサンゴ礁に由来する石灰岩の起伏により形成されている可能性がある。沖ノ鳥島周辺海域の緩傾斜部分において、海底浅部と深部に音響相 2 が分布するのは、堆積物がほとんど堆積していないことを示唆する。これは陸から著しく離れていることから、堆積物の供給が沖ノ鳥島周辺サンゴ礁に限られるためと考えられる。音響相 9 が分布する部分は、傾斜が急なため海底からの反射を十分に捉えることができなかつた可能性が高い。

5.2. 地磁気データについて

沖ノ鳥島周辺の地磁気全磁力異常は $-280\sim 190\text{ nT}$ の間で変化しており、波長約 30 km のダイポール型磁気異常が認められる (図 22)。これは沖ノ鳥島を山頂に載せる海山に由来する全磁力異常と考えられる。沖ノ鳥島の南東側では正の全磁力異常と負の全磁力異常が認められる。この位置には、沖ノ鳥島の載せる海山に連続する高まりが存在しており、それらに対応すると考えられる。

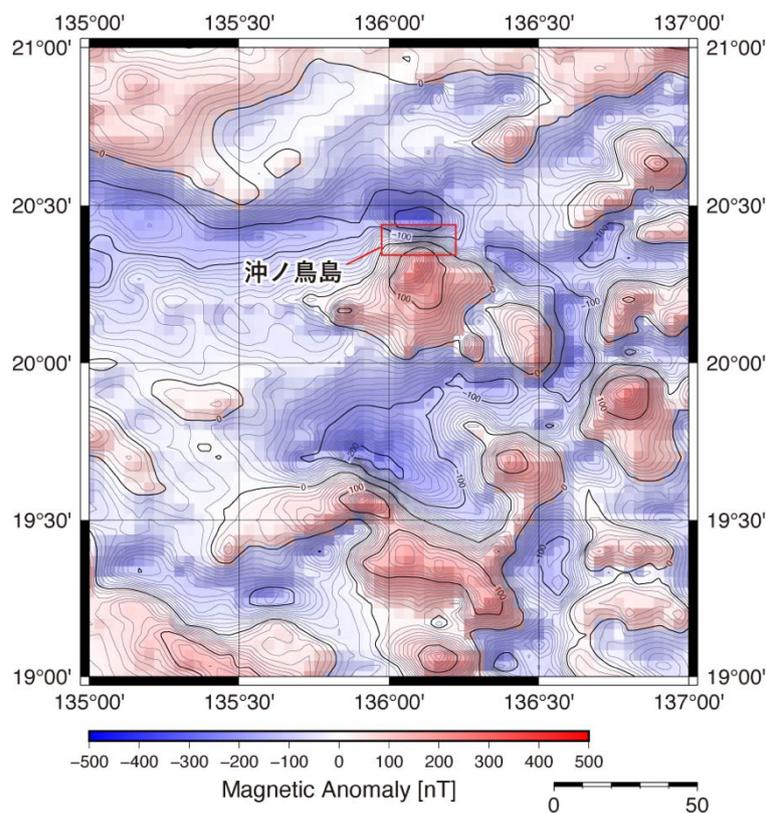


図 22. 沖ノ鳥島周辺の全磁力異常。

5.3. 重力データについて

沖ノ鳥島周辺のフリーエア重力異常は-20~ 120 mGal の間で変化している。より広い範囲でフリーエア重力異常を見てみると、沖ノ鳥島の南北にも正の重力異常が認められる。これは九州パラオ海嶺に属する海山に由来するものと考えられる。

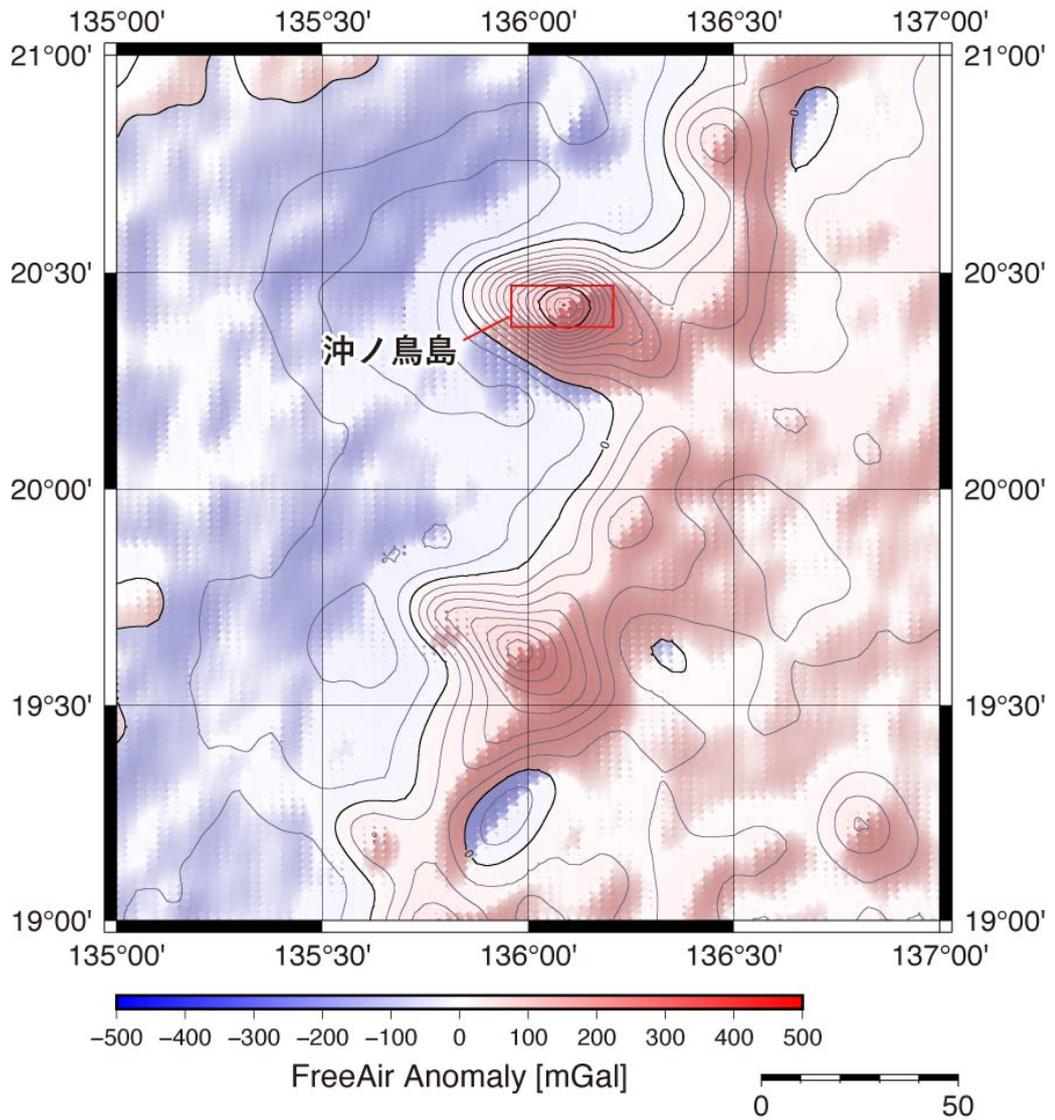


図 23. 沖ノ鳥島周辺のフリーエア重力異常.

6. まとめと今後の展望

2025年度は、海底表層地質データ、地磁気データ、重力データについて取りまとめた。海底表層地質データを解析した結果、沖ノ鳥島周辺海域の海底では石灰岩が広く分布している可能性が示唆された。また、地磁気データ、重力データを予察的に検討したところ、沖ノ鳥島を頂部に載せる海山に由来する異常だけでなく、その周辺でも複数の異常が認められた。これらを詳細に解析することで、沖ノ鳥島形成以前から初期の発達史を理解できる可能性がある。

今後は、引き続き、既存データの集積を行うとともに、すでに集積済みの各種地球物理データの解析を行う。また東京海洋大学が行う沖ノ鳥島調査において取得できた海底表層地質データおよび海底地形データを用いて、沖ノ鳥島山体における地形形成要因や沖ノ鳥島の形成史を明らかにする。

7. 参考文献

- 池原 研・佐藤幹夫・山本博文., 1990, 高分解能音波探査記録からみた隠岐トラフの堆積作用. 地質学雑誌, **96**, 37-49.
- 井上卓彦・三澤文慶・荒井晃作. GH16 航海における宮古島周辺海域の SBP 記録概要, 2017, 板木拓也 (編) 「沖縄周辺海域の海洋地質学的研究」平成 28 年度研究概要報告書—宮古島周辺海域—, 地質調査総合センター速報, **72**, 34-46.
- 石原丈実・内田利弘・CCOP, 2021, 東・東南アジア磁気異常図 改訂版 (第 3 版), 地質調査総合センター, P-3 Revised.
- Ishizuka, O., Taylor, R.N., Stern, R.J., Reagan, M.K., Ohara, Y., 2007, Variability of intra-oceanic island arc magma in its initial stage: new constraints from the Eocene-Oligocene Izu-Bonin arc. *SOTA2007, extended abstracts*, 102-105.
- Karig, D.E., 1971, Origin and development of marginal basins in western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, **76**, 2542-2561.
- Kayanne, H., Hongo, C., Okaji, K., Ide, Y., Hayashibara, T., Yamamoto, H., Mikami, N., Onodera, K., Ootubo, T., Takano, H., Tonegawa, M., Maruyama, S., 2012, Low species diversity of hermatypic corals on an isolated reef, Okinotorishima, in the northwestern Pacific. *Galaxea, Journal of Coral Reef Studies*, **14**, 73-95.
- 国土地理院, 2024, 重力異常データ 日本とその周辺
- Mrozowski, C.L. and Hayes, D.E., 1979, Evolution of the Parece Vela Basin, Eastern Philippine Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, **46**, 49-67.
- Okino, K., Kasuga, S. and Ohara, Y., 1998, A new scenario of the Parece Vela Basin Genesis. *Marine Geophysical Researches*, **20**, 21-40.
- Okino, K., Ohara, Y., Kasuga, S. and Kato, Y., 1999, The Philippine Sea: New survey results reveal the structure and history of the marginal basins. *Geophysical Research Letters*, **26**, 2287-2290.
- 沖野郷子, 2015, フィリピン海の磁気異常とテクトニクス. 地学雑誌, **124**, 729-747.
- Shibata, K., Mizuno, A., Yuasa, M., Uchimi, A., Nakagawa, T., 1977, Further K-Ar dating of tonalite dredged from the Komahashi-dani Seamount. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **28**, 503-506.
- 海野進, 中野俊, 石塚治, 駒沢正夫, 2009, 20 万分の 1 地質図幅「小笠原諸島」. 地質調査総合センター.