

博士論文

高分解能音波探査による中部沖繩トラフ熱水活動域の構造解釈

(Structural Interpretation of Hydrothermal Fields, Mid-Okinawa Trough,
based on High-Resolution Acoustic Surveys)

多良 賢二

論文要旨

海底熱水活動は、海底下のマグマを熱源、海水を媒質、海底下の断層や裂かといった割れ目を流路とする熱水循環のことを指し、これらの環境が揃った海底の火山地帯に分布が確認されている。熱水噴出孔では、熱水と岩石の反応により熱水中に溶け込んだ金属元素が冷たい海水と反応し硫化鉱物が晶出し、煙突状の硫化物チムニーを形成する。硫化物チムニーは成長・崩壊を繰り返すことで硫化物マウンドと呼ばれる地形的な高まりを形成する。また、硫化物マウンドの内部では硫化鉱物が晶出することにより塊状鉱体が形成される。このような硫化物マウンドのうち銅・鉛・亜鉛や金・銀といった有用金属を含む鉱体は海底熱水鉱床と呼ばれ、海洋鉱物資源としての開発が期待されている。一方で、熱水噴出域には熱水からエネルギーを得る生物群集の息が確認されており、生態系の保護を考慮した海底熱水鉱床の開発が求められる。この課題の解決策として、熱水活動を停止した海底熱水鉱床の開発が挙げられる。熱水活動を停止した海底熱水鉱床はやがて遠洋性堆積物などに覆われ、その姿を海底面から識別することができなくなると考えられる。従って、堆積物に覆われた海底熱水鉱床を発見するには、鉱体自身が持つ物理特性（例えば、周辺堆積物との密度差や金属を多く含むことによる電気的な性質など）を利用した物理探査手法による検出が求められる。

一般に海底下の構造把握には、堆積物間の物性（密度や弾性波速度）の違いを利用し海底下の構造断面を得る音波探査が用いられる。海底熱水鉱床は周辺堆積物と比較して十分な密度差をもつことから、熱水活動を停止した海底熱水鉱床の検出に有効な手法であると考えられる。しかしながら、石油・天然ガスを対象とし発展してきた従来型の音波探査では、石油・天然ガスの貯留層と比べ1/10程度の規模である海底熱水鉱床の構造を詳細に把握することはできない。そのため、熱水活動域における海底熱水鉱床を対象とした音波探査手法、および音波探査記録の解釈方法は確立されていない。音波探査記録の高分解能化を考えた場合、垂直分解能を向上させるためには高周波音源の利用が必要である。音波の高周波成分は低周波成分と比較して海水中で減衰しやすいため、音源を海底に近づける、もしくは受振器を海底に近づけるあるいはその両方を海底に近づけるといった探査手法が必要となる。また、水平分解能の向上には一般的な空間サンプリング定理から、ある水平間隔を分解するには、その1/2以下の間隔でデータを取得する必要がある。垂直分解能と同様に、海底近傍での音波探査が有効である。2008年度に文部科学省により実施された「海洋資源の利用促進に向けた基盤ツール開発プログラム」では、前述のような高分解能データ取得のための探査ツールの開発が行われ、海底接地型音源や深海において独立してデータ収録が可能なハイドロフォンケーブルが開発された。これらの探査ツールを用いた音波探査は、モデル鉱床とされる中部沖縄トラフ、伊是名海穴の Hakurei サイトにおいて実施され、データ取得方法の検討が行われた。

本論文では熱水活動域で取得した高分解能音波探査記録を用い、熱水活動域の構造解釈、および熱水活動域の調査に適した音波探査手法の検討を目的とした。海底熱水活動域の海底下構造探査に適した音波探査手法の検討は、有索式無人潜水機に搭載したサブボトムプロファイラによる音波探査、海底係留方式ハイドロフォンケーブルを用いた音波探査、深海曳航方式ハイドロフォンケーブルを用いた音波探査の3つの手法について行い、2章から4章でそれぞれの成果を示す。5章では未調査海域での熱水活動域調査事例を示し、6章でそれぞれの探査手法の利点や課題について総合考察を行った。

2章では、有索式無人探査機 (Navigable Sampling System: NSS) に搭載したサブボトムプロファイラ (SBP) による深海曳航型 SBP 探査によって得られた硫化物マウンドとその周辺の表層地質探査データを用い、地下構造の解釈および手法の有効性について検討した。音波探査記録は2011年に中部沖縄トラフ伊是名海穴の熱水活動域である Hakurei サイトで取得したデータを使用した。深海曳航型 SBP 探査の結果、硫化物マウンドの内部構造は音響的に透明ではあるもののその下位からの反射波を検出していることから、一様な堆積物で構成されていることが示され、マウンド内部の空隙中に硫化鉱物が晶出・充填され形成した塊状硫化鉱物で構成されていると推測した。また、マウンド周辺では調査海域に広く認められる軽石を含む粗い表層堆積物による音波の散乱・減衰の影響により海底下の構造を不明瞭であったが、海底面に熱水活動の痕跡が確認できる場所では何らかの物性境界を示す反射面が認められ、海底熱水鉱床形成過程の初期段階に形成される脈状鉱物によるものと推測した。一方で、音波探査と並行して NSS に搭載した深海カメラによる海底観察結果からは、硫化物チムニーや、硫化物マウンドを覆う巨礫といった構造物が音波を散乱させていることを明らかにした。これらの結果から、チムニーやマウンドといった起伏に富む海底地形を呈する熱水活動域では、音波がどこから返ってきたものか識別できる探査システムが必要であると結論した。

3章では、海底係留方式ハイドロフォンケーブルを用いた Vertical Cable Seismic (VCS) によって得られた熱水活動域の音波探査記録を用い、海底下のイメージング、速度解析を行うことで手法の有効性について検討した。本手法はハイドロフォンケーブルを鉛直方向に係留することによって、海底下からの反射波と海底表層からの散乱波を識別可能としている。また、海底面に係留したハイドロフォンケーブルに対し、様々な距離から音波を発することで、海底下の速度構造解析が可能である。音波探査記録は2章と同じ海域で取得したデータを使用した。海底下のイメージング結果からは、本手法によって熱水活動域特有の起伏に富んだ地形や海底下構造をイメージングできることが示され、Hakurei サイトの硫化物マウンド下位の堆積層中にマウンド状の構造物が分布することを明らかとした。また、速度解析によって得られた高速度異常の検出結果から、堆積層中に分布するマウンド状の構造物は塊状硫化鉱物である可能性が示され、海底下の堆積構造から、過去の海底面に形成された硫化物マウンドであると推測した。このように、音波探査によって海底熱水鉱床の速度異常を検出した例は他に無く、貴重な成果といえる。これらの成果から、本手法は海洋鉱物資源と

して期待される緻密な塊状硫化鉱物を速度異常により検出し、3次元的な広がり把握する手法として有効であると結論した。

4章では、深海曳航方式ハイドロフォンケーブルを用いた Zero-offset Vertical Cable Seismic (ZVCS)によって得られた音波探査記録の解釈について議論した。本手法では、鉛直方向に配列させたハイドロフォンケーブルに対し水平方向に同じ位置(ゼロオフセット)で発震を行うことで、複雑な海底地形による側方反射を識別、除去することを可能としている。音波探査記録は2016年度に2章および3章と同じ海域で取得したデータを使用した。ここでは、硫化鉱物が堆積する熱水活動域だけでなく、その周辺の構造を連続して取得し、熱水活動域と非熱水活動域の震探相(反射波の連続性や波形を示す振幅や周波数)の違いに着目した。この結果、硫化鉱物が堆積する場所は断続的な反射イベントで特徴付けられることが明らかとなった。また、高密度の鉱体が堆積する場所では反射波の位相に変化が現れることを示した。本手法は、低速度の曳航により高密度のゼロオフセットデータを取得することで、測線方向に対し高い水平分解能の反射断面を取得し、熱水の流路となりうる表層堆積物の断層や裂かといった断裂構造の分布を検出する手法として有効であると結論づけた。

5章では、2章から4章までに得られた海底熱水活動域における音波探査結果をもとに、最も効率的な熱水活動域の絞り込み手法を構築し、未調査海域での音波探査による熱水活動域の絞り込みが可能であるか検討を行った。調査手法には、広域の音波探査が可能な深海曳航方式のZVCSを採用した。調査航海は、内閣府による戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)のうち「次世代海洋資源調査技術(海のジバング計画)」によって行われた統合調査の一環として2018年度に実施された。本調査によって得られた火山体全域の広域2次元断面および熱水活動域の高分解能3次元イメージから熱水の流路となりうる断層や亀裂が特定できることを示した。また、同海域で得られた掘削コアサンプルと対比することで、調査海域の地質構造解釈を行い、熱水活動域における音波探査の有効性を示した。

最終章では、本論文で扱った各種高分解能音波探査手法について総合考察を行った。本論文では、音波探査に用いられる受振器、または音源と受振器の両方を海底に近づけて調査することによって、海底熱水鉱床探査の指標となりうる断層や裂かの分布、硫化物マウンドスケールの構造物の堆積層中での分布、マウンドを構成する塊状硫化鉱物による高速度異常や反射波の位相の変化を明らかにできる高分解能データが取得可能であることを示した。また、深海曳航方式による広域の調査は、熱水活動域の堆積環境解明に重要な役割を果たし、本論文中で集中的に調査を行なった伊是名海穴 Hakurei サイトでは、過去の海底面で形成された硫化物マウンドが斜面崩壊物に覆われ、新たな海底面に再び硫化物マウンドを形成するという熱水活動域の発達史を解き明かした。各種音波探査手法についてはそれぞれの利点と課題を整理し本論文のまとめとした。

| | |
|---|----|
| 1 章 緒論 | 1 |
| 1.1 海底熱水活動域と熱水鉱床 | 1 |
| 1.2 海底熱水鉱床探査 | 2 |
| 1.3 中部沖繩トラフおよび伊是名海穴の地質概説 | 3 |
| 1.4 研究目的 | 8 |
| 引用文献 | 10 |
| 2 章 有索式無人探査機を用いた海底熱水鉱床発達域における表層地質調査 | 15 |
| 2.1 はじめに | 15 |
| 2.2 調査海域表層の地質背景 | 16 |
| 2.3 有索式無人探査機による音波探査 | 18 |
| 2.3.1 サブボトムプロファイラの断面作成 | 21 |
| 2.3.2 ルートマップの作成 | 21 |
| 2.4 海底観察結果 | 21 |
| 2.4.1 Line 1 | 21 |
| 2.4.2 Line 2 | 22 |
| 2.4.3 Line 3 | 22 |
| 2.5 深海曳航式 SBP による海底表層構造探査結果 | 27 |
| 2.5.1 熱水性硫化物マウンド周辺の地下構造探査結果 | 27 |
| 2.5.2 熱水性硫化物マウンドの地下構造探査結果 | 27 |
| 2.6 考察 | 30 |
| 2.6.1 熱水性硫化物マウンド周辺の表層地質構造解釈 | 30 |
| 2.6.2 熱水性硫化物マウンドの地質構造解釈 | 30 |
| 2.6.3 海底地形による偽像の検討 | 32 |
| 2.7 まとめ | 34 |
| 引用文献 | 35 |
| 3 章 海底係留方式ハイドロフォンケーブルを用いた海底熱水鉱床調査 | 37 |
| 3.1 はじめに | 37 |
| 3.2 地質背景 | 38 |
| 3.3 海底係留方式ハイドロフォンケーブルによる音波探査 | 40 |
| 3.3.1 データ取得 | 40 |
| 3.3.2 データ処理 | 40 |
| 3.3.3 重合前深度マイグレーション(PSDM)による 3 次元イメージング | 45 |
| 3.3.4 等価オフセットマイグレーション(EOM)による 2 次元速度解析 | 49 |
| 3.4 処理結果 | 53 |
| 3.4.1 PSDM による 3 次元地下構造イメージング結果 | 53 |
| 3.4.2 EOM による 2 次元速度解析結果 | 56 |

| | | |
|-------|------------------------------|-----|
| 3.5 | 北部マウンド直下の海底下構造解釈 | 58 |
| 3.6 | まとめ | 59 |
| | 引用文献 | 60 |
| 4 | 深海曳航方式ハイドロフォンケーブルを用いた熱水活動域調査 | 63 |
| 4.1 | はじめに | 63 |
| 4.2 | 調査海域の地質背景 | 64 |
| 4.3 | 深海曳航方式ハイドロフォンケーブルによる音波探査 | 64 |
| 4.3.1 | データ取得 | 64 |
| 4.3.2 | データ処理 | 67 |
| 4.4 | データ処理結果 | 69 |
| 4.5 | 震探相による熱水活動域の構造解釈 | 73 |
| 4.6 | まとめ | 77 |
| | 引用文献 | 78 |
| 5 | 未調査熱水活動域における高分解能音波探査の適用 | 81 |
| 5.1 | はじめに | 81 |
| 5.2 | 調査海域の地質背景 | 81 |
| 5.3 | 深海曳航方式ハイドロフォンケーブルによる音波探査 | 83 |
| 5.4 | データ処理 | 83 |
| 5.5 | データ処理結果 | 85 |
| 5.5.1 | 広域2次元調査結果 | 85 |
| 5.5.2 | 詳細3次元調査結果 | 88 |
| 5.6 | 掘削サンプリング結果 | 92 |
| 5.7 | 地質構造解釈 | 94 |
| 5.8 | まとめ | 95 |
| | 引用文献 | 96 |
| 6 | 総合考察 | 99 |
| 6.1 | 各種音波探査手法の利点と課題 | 99 |
| 6.1.1 | NSSによる深海曳航SBP | 99 |
| 6.1.2 | VCS | 99 |
| 6.1.3 | ZVCS | 100 |
| 6.2 | VCSおよびZVCS断面による分解能の考察 | 102 |
| 6.3 | VCSおよびZVCS断面の統合解釈 | 105 |
| 6.4 | 音波探査による熱水鉱床探査 | 106 |
| 6.4.1 | ZVCS-DTによる広域2次元調査 | 106 |
| 6.4.2 | ZVCS-Rによる詳細2次元調査 | 107 |
| 6.4.3 | VCSによる速度解析用データ取得 | 107 |

| | |
|---------------------------------------|-----|
| 6.4.4 3D-ZVCS-R による詳細 3 次元調査 ----- | 107 |
| 6.4.5 3D-VCS による詳細 3 次元調査 ----- | 108 |
| 6.5 まとめと今後の展望 ----- | 111 |
| 引用文献 ----- | 112 |
| 補遺 ROV による深海曳航型ハイドロフォンケーブルの運用方法 ----- | 113 |
| ハイドロフォンケーブルの工夫 ----- | 113 |
| ZVCS-R オペレーション手順 ----- | 115 |
| 引用文献 ----- | 119 |
| 謝辞 ----- | 121 |

1 章 緒論

1.1 海底熱水活動域と熱水鉱床

海底熱水活動とは、海底下のマグマを熱源、海水を媒質、海底下の断層や裂かといった割れ目を流路とする熱水循環のことを指し、マグマによって温められた熱水が海底面から噴出する場所でその存在が観測されてきた。この海底熱水活動は、1970年代後半のガラパゴス海嶺の拡大軸における高温の熱水噴出とその周辺に生息する生物群集の発見に始まり (Corliss et al., 1979; Francheteau et al., 1979), 火山活動が活発である海洋底のプレート発散境界、沈み込み帯の火山フロントより背弧域およびホットスポットなどの数多く地域で存在が確認されてきた (図 1-1)。熱水噴出孔では、熱水と岩石の反応により熱水中に溶け込んだ金属元素が冷たい海水と反応し、硫化鉱物を晶出させる (Helgeson, 1964)。有人潜水艇や無人潜水機に搭載した深海カメラを用いた調査では、熱水噴出孔で降り積もり続けた硫化鉱物が煙突状の形状を呈す硫化物チムニーを形成する様子が明らかにされてきた (例えば, Iizasa et al., 2004, 1999)。硫化物チムニーの内部ではその間隙中にも硫化鉱物が充填され、緻密な構造を形成する (Haymon, 1983)。熱水活動により形成された硫化物チムニーは成長、崩壊を繰り返し、硫化物マウンドと呼ばれる地形的な高まりを形成すると考えられている (Hannington & Scott, 1988; Tivey & Delaney, 1986)。硫化物マウンドの内部においても、硫化鉱物の晶出、充填が行われ緻密な鉱体が形成される (Herzig & Hannington, 1995; Lydon, 1988)。このように海底熱水活動によって形成される鉱体は、陸上鉱山における火山性塊状硫化物 (Volcanogenic Massive Sulfide: VMS) 鉱床 (Galley et al., 2007; Shanks & Thurston, 2012) との比較研究により、鉱体の分布や濃集元素の類似性から VMS 鉱床の現代におけるアナロジーと考えられており (Glasby et al., 2008; P. Halbach et al., 1989; Tanahashi et al., 2008), VMS 鉱床に対して、海底塊状硫化物 (Seafloor Massive Sulfide: SMS) 鉱床という用語が用いられることもある。

日本周辺海域に位置する伊豆小笠原弧および沖縄トラフの島弧—背弧系における熱水活動域では銅・鉛・亜鉛や金・銀といった複数の金属を含む黒鉱型の鉱体を形成することが知られている (Glasby et al., 2000; Glasby & Notsu, 2003; Ishibashi et al., 2015)。黒鉱とは日本の秋田県、北鹿地域を中心に分布する VMS 鉱床の一つであり、かつて多くの鉱山で黒鉱が採取されてその成因などについても研究が行われてきた (Ohmoto, 1996)。現在の海底熱水活動域に形成されている熱水性の硫化物マウンドのうち、中部沖縄トラフ伊是名海穴の Hakurei サイトと呼ばれる熱水活動域では、独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (JOGMEC) による集中的なボーリング調査が行われ、最大 340 万トンの予測鉱物資源量を算出し、かつて秋田県で操業していた中規模黒鉱鉱床である「深沢鉱床」と同規模の鉱物資源量であると報告された (経済産業省資源エネルギー庁, 2013)。このような背景から、海底熱水活動域に形成される熱水鉱床は、新たな海洋鉱物資源としての開発が期待されている。

1.2 海底熱水鉱床探査

1980年代から90年代初頭の期間に日本列島周辺の島弧・背弧系である伊豆小笠原弧や沖縄トラフでは総合的な海洋底総合観測が行われ、地質構造探査、熱水噴出域と有望視される海底地形の絞り込み、熱水の調査、および潜水艇の調査が行われてきた（例えば、Japanese DELP research group on back-arc basins, 1991）。これらの調査の中で、熱水性硫化鉱物として有用金属に富む黒鉱型の硫化鉱物が分布することが分かった(Ishikawa et al., 1991; Tsugaru et al., 1991)。このような背景のもと、2008年に日本国において閣議決定された第1期の海洋基本計画のうち海底熱水鉱床については、その賦存状況把握のための調査を実施するとともに、開発に伴う環境への影響評価技術の確立、海洋環境基礎調査、採鉱技術の開発等、将来の商業化に必要な技術開発等を計画的に推進すると述べられている。海底熱水鉱床は資源的な利用価値が期待される一方で、熱水からエネルギーを得る生物群集の生息が確認されていることから、生態系の保護を考慮した海底熱水鉱床の開発が求められる。この課題の解決策として、熱水活動を停止した海底熱水鉱床の開発が挙げられる。熱水活動を停止した海底熱水鉱床はやがて遠洋性堆積物などに覆われ、その姿を海底面から識別することができなくなると考えられる。従って、堆積物に覆われた海底熱水鉱床を発見するには、鉱体が示す密度や弾性波速度(Salisbury et al., 2000)、金属を多く含むことによる電気的な性質(Cairns et al., 1996)や地磁気異常(Gee et al., 2001)といった物理特性を利用した物理探査手法による検出が求められる。

一般に海底下の構造把握には、堆積物間の物性（密度や弾性波速度）の違いを利用し海底下の構造断面を得る音波探査が用いられる。海底熱水鉱床は周辺堆積物と比較して十分な密度差をもつことから、熱水活動を停止した海底熱水鉱床の検出に有効な手法であると考えられる。しかしながら、石油・天然ガスを対象とし発展してきた従来型の音波探査では、石油・天然ガスの貯留層と比べ1/10程度の規模である海底熱水鉱床の構造を把握することはできない。そのため、熱水活動域における海底熱水鉱床を対象とした音波探査手法、および音波探査記録の解釈方法は確立されていない。音波探査記録の高分解能化を考えた場合、垂直分解能を向上させるためには高周波音源の利用が必要である。音波の高周波成分は低周波成分と比較して海水中で減衰しやすいため、音源を海底に近づける、もしくは受振器を海底に近づけるあるいはその両方を海底に近づけるといった探査手法が必要となる。また、水平分解能の向上には一般的な空間サンプリング定理から、ある水平間隔を分解するには、その1/2以下の間隔でデータを取得する必要がある、垂直分解能と同様に、海底近傍での音波探査が求められる。

2008年に文部科学省により海底熱水鉱床やコバルト・リッチ・クラスト等の海底鉱物資源の賦存量を高精度で把握するためのセンサー等の基盤ツールを研究開発することを目的として、「海洋資源の利用促進に向けた基盤ツール開発プログラム（以下、基盤ツール）」が実施された。基盤ツールでは、前述のような高分解能音波探査データを取得するため、深海において独立してデータ収録が可能なハイドロフォンケーブルの開発が行われた(Asakawa

et al., 2012)。新たに開発された機器は、集中的なボーリング調査によって海底下の構造把握が進められている中部沖縄トラフ伊是名海穴の熱水活動域においてデータ取得試験が実施された (KY11-E04 航海; 3 章)。また, 2014 年からは内閣府による戦略的イノベーション創造プログラム (Cross-ministerial Strategic Innovation Promotion Program: 以下, SIP) の「次世代海洋資源調査技術 (海のジパング計画)」の下, 海底熱水鉱床の探査手法確立を目的とし, 本研究で扱う音波探査 (JM16-04 航海; 4 章, JM18-04 航海; 5 章) だけでなく, 電気探査 (Kawada & Kasaya, 2017), 磁気探査 (Honsho et al., 2016) などの手法を用いた統合的な調査・研究が行われた。現代の日本国において, 海底熱水鉱床の鉱量把握は非常に重要な研究および技術開発課題である。海底鉱物資源を対象とした高分解能音波探査手法の開発は前述の課題解明にあたり, 中軸となる研究分野と位置づけられる。

1.3 中部沖縄トラフおよび伊是名海穴の地質概説

日本周辺海域のうち, 海底熱水活動が認められる海域のひとつである沖縄トラフは琉球海溝—琉球弧の背弧側 (大陸側) に位置し (図 1-2a), 九州南部から台湾にかけて全長 1,200 km におよぶ舟状海盆を指し, 火山活動が活発なリフティング期のテクトニクスであると考えられている (Ikegami et al., 2015; Lee et al., 1980; Letouzey & Kimura, 1986; Sibuet et al., 1987, 1998)。沖縄トラフはトカラ海峡および慶良間海裂によって北部, 中部, 南部に分けられる (小西ほか, 1965)。中部沖縄トラフ (図 1-2b) は, 北部沖縄トラフの島弧 (火山フロント) の火成活動が背弧側に遷移する領域 (Volcanic Arc-rift Migration Phenomenon: VAMP) と考えられており, VAMP 領域は高い地殻熱流量 (Yamano et al., 1989) と集中的な熱水活動で特徴付けられる (Glasby & Notsu, 2003; Ishibashi et al., 2015; Ishibashi & Urabe, 1995)。この活発な火成活動は琉球海溝に沈み込むフィリピン海プレート上の大東海嶺に起因するものと考えられている (Sibuet et al., 1998)。北緯 27.5 度, 東経 127 度に位置する背弧域 (図 1-3) では N70° E 方向の雁行配列した海底火山とグラーベンが認められる (Sibuet et al., 1987)。VAMP 領域の南に位置する伊是名海穴では, 日本周辺海域で初めて海底熱水活動とそれに伴う黒鉱型の硫化鉱物が発見された (Halbach et al., 1989)。

伊是名海穴は, Aguni graben, Iheya graben と呼ばれる 2 つの地溝が隣接する場所に位置しており, Halbach et al. (1993) では 2 つの地溝のリフティングに伴う横ずれ歪みの影響を受け, 矩形のカルデラ状の地形を呈しているとした (図 1-3)。長径 6 km, 短径 3 km のカルデラ底の最大水深は 1,665 m で, カルデラ壁の頂上より 400 m ほど低くなっている。伊是名海穴の西南西域には, 25 km に達する海底地滑りの痕跡も認められる (加藤ほか, 1989)。1987 年および 1988 年に伊是名海穴の北東斜面, 南斜面, 中央部小海丘で行われた「しんかい 2000」および深海曳航式カメラによる潜航調査結果では, 1) 中央部小海丘はデイサイトの塊状溶岩で構成されること, 2) 海穴の内側斜面は凝灰岩, 凝灰角礫岩, 材木状軽石に富む凝灰岩, 泥岩が露出すること, 3) 海穴の北東斜面では, 広い範囲で熱水による変質域が存在することが報告されている (加藤ほか, 1989)。また, 伊是名海穴の南東斜面に認められる馬蹄形状

の凹地は斜面崩壊により形成されたと考えられ、その斜面崩壊物がカルデラ底の南東半分に分布し3-4°の斜面を形成していると考えられている(加藤ほか, 1989)。伊是名海穴北西部のカルデラ底最深部は、少なくとも10-20mの層厚で未固結の堆積物で満たされていると報告されている(Halbach et al., 1989)。

伊是名海穴北東斜面の水深約1300mから1450mに位置するJADEサイトと呼ばれる熱水活動域の中心部では、320°C近い熱水を噴出するブラックスモーカーが報告されている(Halbach et al., 1989)。JADEサイトからカルデラ底にかけて実施された複数の熱流量観測により、熱水噴出域近傍の熱水変質帯では30,000 mW/m²を超える熱流量が観測されるものの、そこから100m程度離れると熱流量は1,700 mW/m²まで下がることを示した(Kinoshita & Yamano, 1997)。さらにJADEサイトが分布する斜面基部には熱水循環による海水の取込み口が存在することを熱流量のマッピングにより示し、断層を流路とした熱水循環だけでなく、海底表層で起こる比較的小規模な熱水循環があることを示した(Kinoshita & Yamano, 1997)、堆積物に覆われたカルデラ底南西部にはHakureiサイトと呼ばれる熱水活動域が確認されている(前田ほか, 1996)。2003年の潜航調査では、このサイトで326°Cの高温熱水を噴出するフランジと呼ばれるキノコ状の笠を持つ硫化物構造体が確認されている(稲垣ほか, 2004)。Ishibashi et al. (2014)では、JADEサイトとHakureiサイトで採取された高温熱水の地球化学的分析により、熱水の起源は同じであること、Hakureiサイトでは熱水が堆積層中を上昇する過程で水-堆積物反応による影響を受けていることを示した。

Hakureiサイトには熱水性の硫化物チムニーやその崩壊物によって構成される直径100-200m、比高20-30mの3つの硫化物マウンドがおおよそ南北方向に配列している(前田ほか, 1996)。これら硫化物マウンドは海底熱水鉱床開発のモデルマウンドに選定され、独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構(JOGMEC)による鉱物資源量把握を目的とした集中的なボーリング調査が行われ、硫化物マウンド内部の構造や硫化物マウンド周辺の堆積構造が明らかとされた(経済産業省資源エネルギー庁, 2011, 2013)。Hakureiサイトの詳細な地質概説は、本海域を調査対象とする2章から4章にて行うこととする。

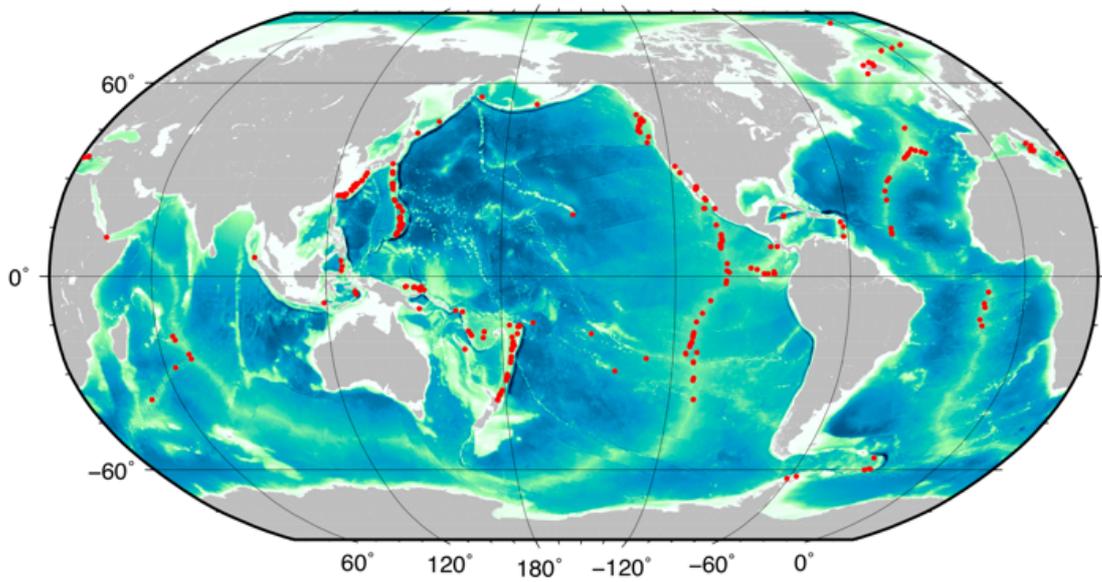


図 1-1. 世界の海底熱水活動域分布。赤点は熱水噴出が確認された点を示す。データは InterRidge Vents Database Ver. 3. 4 (Beaulieu and Szafranski, 2019) に基づく。

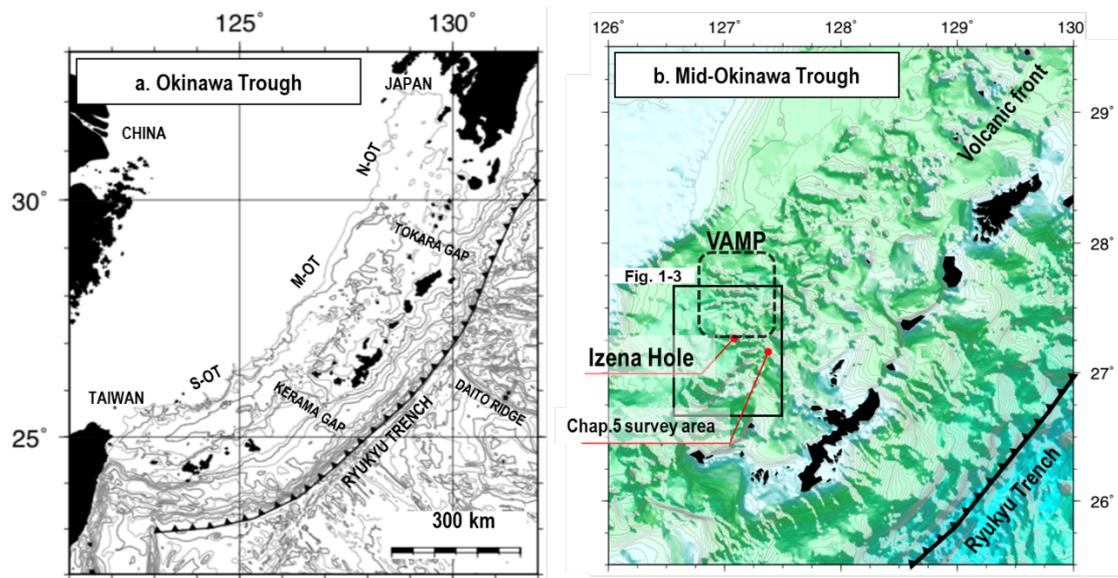


図 1-2. (a)沖縄トラフの海底地形。N-OT は北部沖縄トラフ，M-OT は中部沖縄トラフ，S-OT は南部沖縄トラフを示す。(b)中部沖縄トラフの海底地形。本論文の 2 章から 4 章の調査海域となる伊是名海穴および 5 章の調査海域を赤点で示した。VAMP は Volcanic Arc-rift Migration Phenomenon の略である。

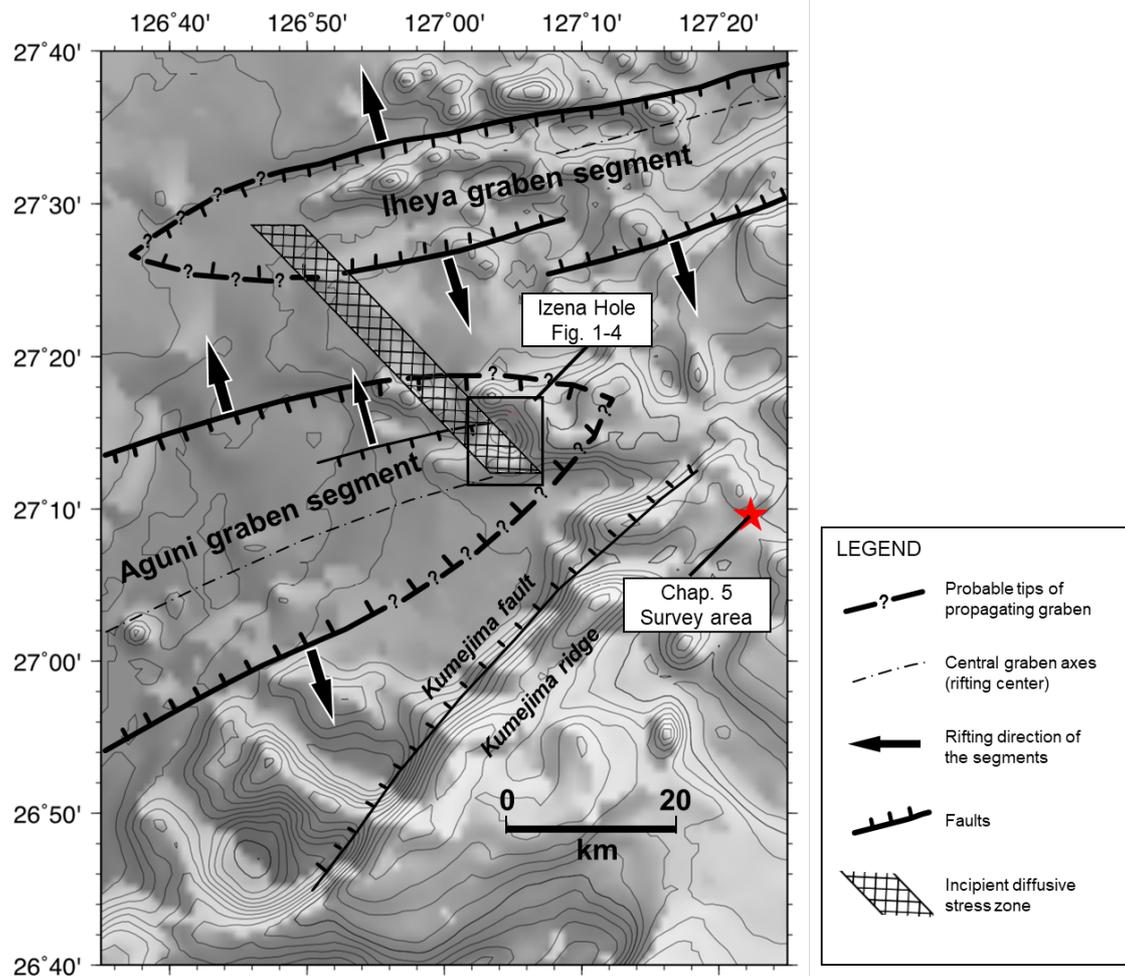


図 1-3. 中部沖繩トラフ，調査海域周辺の地溝帯テクトニックセッティング（Halbach et al., 1993 に加筆）。2 章から 4 章の調査海域である伊是名海穴は黒枠内，5 章の調査海域は赤塗星で示した。

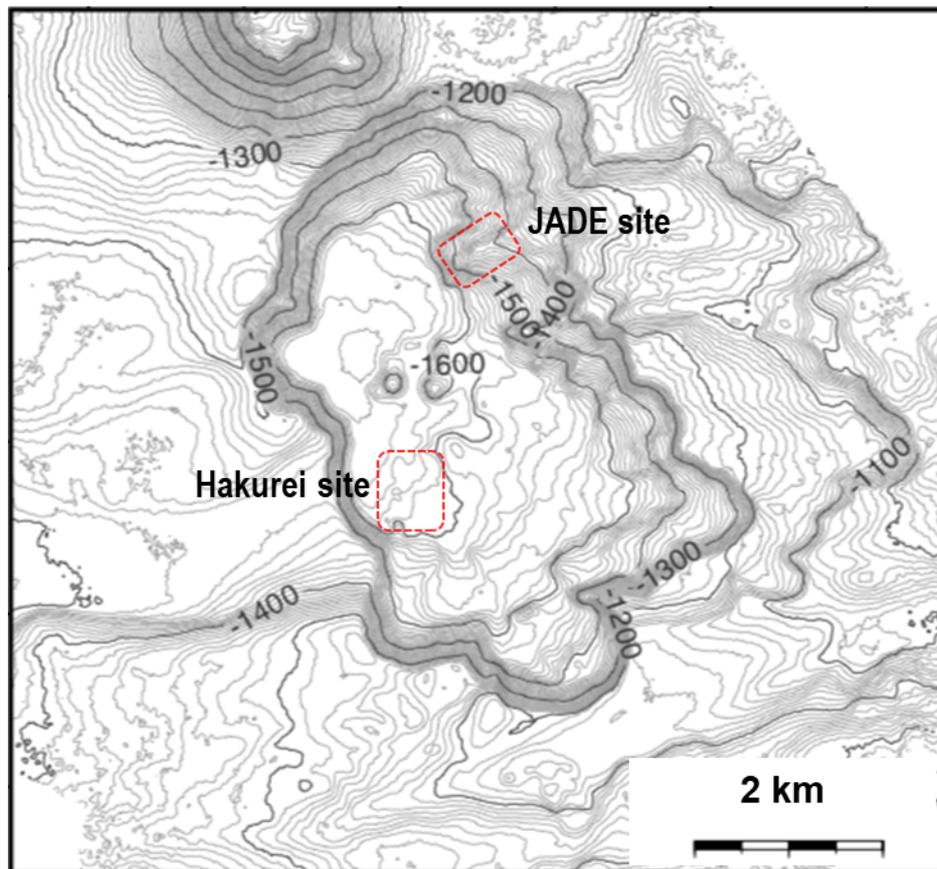


図 1-4. 伊是名海穴の海底地形。伊是名海穴の熱水活動域である JADE サイトおよび Hakurei サイトの領域を赤破線で示した。海底地形データは、R/V「かいよう」に搭載されたマルチビーム測深器（SEABEAM 2112）により KY11-E04 航海で取得されたものを用いた。

1.4 研究目的

本研究では、新たに開発された音波探査ツールを用いた熱水鉱床探査手法の提案を最終目的とし、効率的に海底下の鉱床の分布を把握する音波探査手法の検討、および海底熱水鉱床探査の指標となる熱水鉱床の音響学的な特徴の抽出することを目的とした。

2章から4章は、海底熱水鉱床開発モデル地域として集中的な掘削調査が行われた伊是名海穴 Hakurei サイトにおいて、音源と受振器の組合せを変えた複数の高分解能音波探査手法によるデータ取得を行い(図 1-5, 図 1-6)、海底下のイメージングおよび構造解釈を行った。5章は、伊是名海穴 Hakurei サイトで確立した熱水活動域の探査手法を熱水鉱床が見つからない未調査海域へ応用し、既調査海域で得られた熱水鉱床探査の指標に基づき、海底下の構造解釈および熱水鉱床の形成が見込まれる海域の絞り込みについて議論した。海底下の地質構造解釈と熱水活動域調査に適した音波探査手法の確立に向けた検討を行った。6章は総合考察であり、本論文で実施した各種高分解能音波探査の成果を比較することで、各探査手法の活用方法についてまとめるとともに、最終目標である熱水鉱床探査手法の提案を行った。

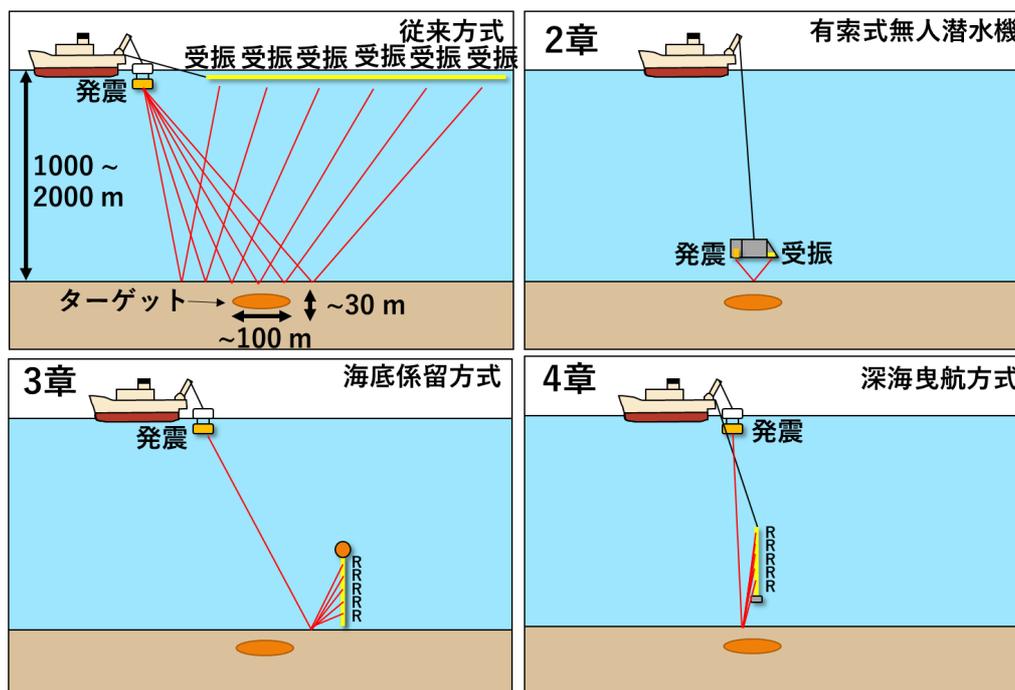


図 1-5. 本論文 2 章から 4 章の音波探査手法概略図。海上で発震・受振を行う従来型の音波探査手法 (左上) と異なり、海底近傍での受振を行うことで高分解能データの取得を実現している。

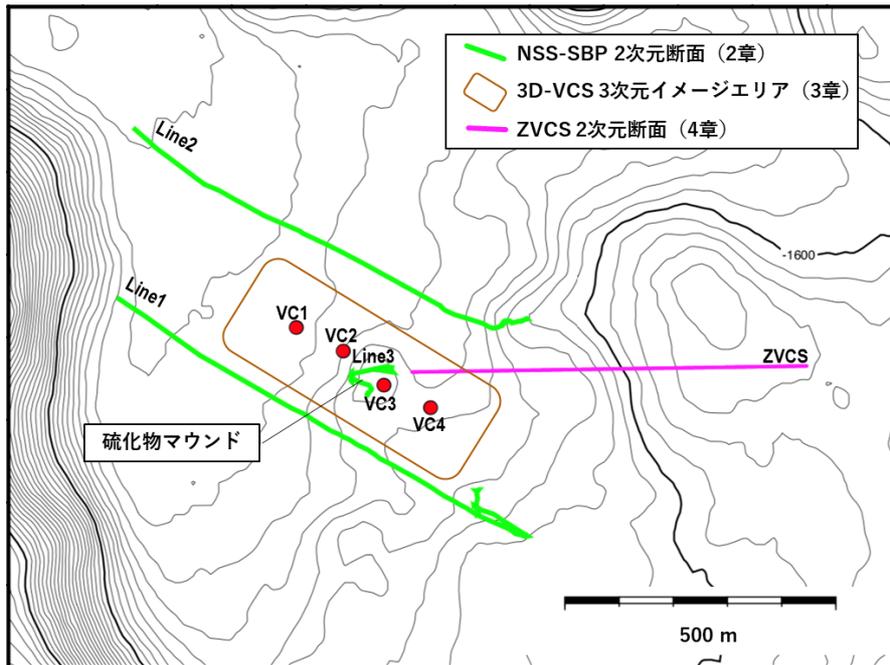


図 1-6. 本論文 2 章から 4 章の調査海域である中部沖縄トラフ伊是名海穴, Hakurei サイトの海底地形と, 各章のデータ取得位置。VC は 3 章で用いた海底係留型のハイドロフォンケーブルであるバーティカルケーブルの略であり, 番号はハイドロフォンケーブルの識別番号である。

引用文献

- Asakawa, E., Murakami, F., Sekino, Y., Okamoto, T., Ishikawa, K., & Tsukahara, H. (2012). Vertical Cable Seismic Survey for Hydrothermal Deposit, 1.
- Beaulieu, S.E., Szafranski, K. (2019) InterRidge Global Database of Active Submarine Hydrothermal Vent Fields, Version 3.4. World Wide Web electronic publication available from <http://vents-data.interridge.org> Accessed 2019-12-02. (n.d.).
- Cairns, G. W., Evans, R. L., & Edwards, R. N. (1996). A time domain electromagnetic survey of the TAG hydrothermal mound. *Geophysical Research Letters*, 23(23), 3455–3458.
- Corliss, J. B., Dymond, J., Gordon, L. I., Edmond, J. M., von Herzen, R. P., Ballard, R. D., et al. (1979). Submarine thermal springs on the Galapagos Rift. *Science*, 203(4385), 1073–1083.
- Francheteau, J., Needham, H. D., Choukroune, P., Juteau, T., Seguret, M., Ballard, R. D., et al. (1979). Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. *Nature*, 277(5697), 523.
- Galley, A. G., Hannington, M. D., & Jonasson, I. R. (2007). Volcanogenic massive sulphide deposits. *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5*, 141–161.
- Gee, J. S., Webb, S. C., Ridgway, J., Staudigel, H., & Zumberge, M. A. (2001). A deep tow magnetic survey of Middle Valley, Juan de Fuca Ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(11).
- Glasby, G. P., & Notsu, K. (2003). Submarine hydrothermal mineralization in the Okinawa Trough, SW of Japan: an overview. *Ore Geology Reviews*, 23(3–4), 299–339. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2003.07.001>
- Glasby, G. P., Iizasa, K., Yuasa, M., & Usui, A. (2000). Submarine Hydrothermal Mineralization on the Izu–Bonin Arc, South of Japan: An Overview. *Marine Georesources & Geotechnology*, 18(2), 141–176. <https://doi.org/10.1080/10641190009353785>
- Glasby, G. P., Iizasa, K., Hannington, M., Kubota, H., & Notsu, K. (2008). Mineralogy and composition of Kuroko deposits from northeastern Honshu and their possible modern analogues from the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc south of Japan: Implications for mode of formation. *Ore Geology Reviews*, 34(4), 547–560. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.09.005>
- Halbach, P., Nakamura, K., Wahsner, M., Lange, J., Sakai, H., Käselitz, L., et al. (1989). Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin. *Nature*, 338(6215), 496.
- Halbach, Peter, Pracejus, B., & Maerten, A. (1993). Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the central Okinawa Trough, Japan. *Economic Geology*, 88(8), 2210–2225. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.8.2210>
- Hannington, M. D., & Scott, S. D. (1988). Mineralogy and geochemistry of a hydrothermal silica-

- sulfide-sulfate spire in the caldera of Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge. *The Canadian Mineralogist*, 26(3), 603–625.
- Haymon, R. M. (1983). Growth history of hydrothermal black smoker chimneys. *Nature*, 301(5902), 695.
- Helgeson, H. C. (1964). *Complexing and Hydrothermal Ore Deposition: International Series of Monographs on Earth Science*. Pergamon.
- Herzig, P. M., & Hannington, M. D. (1995). Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor a review. *Ore Geology Reviews*, 10(2), 95–115.
- Honsho, C., Yamazaki, T., Ura, T., Okino, K., Morozumi, H., & Ueda, S. (2016). Magnetic anomalies associated with abundant production of pyrrhotite in a sulfide deposit in the Okinawa Trough, Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(11), 4413–4424.
- Iizasa, K., Fiske, R. S., Ishizuka, O., Yuasa, M., Hashimoto, J., Ishibashi, J., et al. (1999). A Kuroko-Type Polymetallic Sulfide Deposit in a Submarine Silicic Caldera. *Science*, 283(5404), 975–977. <https://doi.org/10.1126/science.283.5404.975>
- Iizasa, K., Sasaki, M., Matsumoto, K., Shiokawa, S., & Tanahashi, M. (2004). A first extensive hydrothermal field associated with kuroko-type deposit in a silicic submarine caldera in a nascent rift zone, Izu Ogasawara (Bonin) arc, Japan. In *Oceans '04 MTS/IEEE Techno-Ocean '04 (IEEE Cat. No. 04CH37600)* (Vol. 2, pp. 991–996). Kobe, Japan: IEEE. <https://doi.org/10.1109/OCEANS.2004.1405638>
- Ikegami, F., Tsuji, T., Kumagai, H., Ishibashi, J., & Takai, K. (2015). Active Rifting Structures in the Iheya Graben and Adjacent Area of the Mid-Okinawa Trough Observed Through Seismic Reflection Surveys. In J. Ishibashi, K. Okino, & M. Sunamura (Eds.), *Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems* (pp. 361–368). Tokyo: Springer Japan. https://doi.org/10.1007/978-4-431-54865-2_28
- Ishibashi, J., & Urabe, T. (1995). Hydrothermal activity related to arc-backarc magmatism in the western Pacific. In *Backarc Basins* (pp. 451–495). Springer.
- Ishibashi, J., Ikegami, F., Tsuji, T., & Urabe, T. (2015). Hydrothermal Activity in the Okinawa Trough Back-Arc Basin: Geological Background and Hydrothermal Mineralization. In J. Ishibashi, K. Okino, & M. Sunamura (Eds.), *Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems* (pp. 337–359). Tokyo: Springer Japan. https://doi.org/10.1007/978-4-431-54865-2_27
- Ishibashi, J.-I., Noguchi, T., Toki, T., Miyabe, S., Yamagami, S., Onishi, Y., et al. (2014). Diversity of fluid geochemistry affected by processes during fluid upwelling in active hydrothermal fields in the Izena Hole, the middle Okinawa Trough back-arc basin. *GEOCHEMICAL JOURNAL*, 48(4), 357–369. <https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0311>
- Ishikawa, M., Sato, H., Furukawa, M., Kimura, M., Kato, Y., Tsugaru, R., & Shimamura, K. (1991). Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough: Part 6. Petrology of volcanic rocks. *Bull.*

- Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 66, 151–177.
- Kawada, Y., & Kasaya, T. (2017). Marine self-potential survey for exploring seafloor hydrothermal ore deposits. *Scientific Reports*, 7(1), 1–12.
- Kinoshita, M., & Yamano, M. (1997). Hydrothermal regime and constraints on reservoir depth of the Jade site in the Mid-Okinawa Trough inferred from heat flow measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2), 3183–3194. <https://doi.org/10.1029/96JB03556>
- Lee, C.-S., Shor, G. G., Bibee, L. D., Lu, R. S., & Hilde, T. W. C. (1980). Okinawa Trough: Origin of a back-arc basin. *Marine Geology*, 35(1–3), 219–241. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(80\)90032-8](https://doi.org/10.1016/0025-3227(80)90032-8)
- Letouzey, J., & Kimura, M. (1986). The Okinawa Trough: genesis of a back-arc basin developing along a continental margin. *Tectonophysics*, 125(1–3), 209–230.
- Lydon, J. W. (1988). Ore deposit models# 14. Volcanogenic massive sulphide deposits Part 2: Genetic models. *Geoscience Canada*, 15(1).
- Ohmoto, H. (1996). Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective. *Ore Geology Reviews*, 10(3–6), 135–177.
- Salisbury, M. H., Milkereit, B., Ascough, G., Adair, R., Matthews, L., Schmitt, D. R., et al. (2000). Physical properties and seismic imaging of massive sulfides. *Geophysics*, 65(6), 1882–1889.
- Shanks, W. C., & Thurston, R. (2012). *Volcanogenic massive sulfide occurrence model*. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Sibuet, J.-C., Letouzey, J., Barbier, F., Charvet, J., Foucher, J.-P., Hilde, T. W. C., et al. (1987). Back Arc Extension in the Okinawa Trough. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B13), 14041–14063. <https://doi.org/10.1029/JB092iB13p14041>
- Sibuet, J.-C., Deffontaines, B., Hsu, S.-K., Thareau, N., Le Formal, J.-P., & Liu, C.-S. (1998). Okinawa trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B12), 30245–30267. <https://doi.org/10.1029/98JB01823>
- Tanahashi, M., Fujioka, K., & Machida, S. (2008). Myojin Rift, Izu-Bonin Arc as the Modern Analog of Hokuroku Basin, Northeast Japan: Geotectonic Significance of the New Hydrothermal Deposit in the Back-Arc Rift. *Resource Geology*, 58(3), 301–312. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2008.00063.x>
- Tivey, M. K., & Delaney, J. R. (1986). Growth of large sulfide structures on the Endeavour Segment of the Juan de Fuca Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 77(3–4), 303–317.
- Tsugaru, R., Tamaki, Y., Sako, M., Kimura, M., & Shimamura, K. (1991). Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough: part 4, preliminary report on the sediment samples. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 66, 71–89.
- Yamano, M., Uyeda, S., Foucher, J.-P., & Sibuet, J.-C. (1989). Heat flow anomaly in the middle Okinawa Trough. *Tectonophysics*, 159(3–4), 307–318.

- 前田耕平, 伊藤真紀, 中村光一, & 山崎哲生. (1996). 沖縄トラフ伊是名海穴における海底熱水活動. 海洋調査技術学会研究成果発表会講演要旨集, 8, 21.
- 加藤幸弘, 中村光一, 岩淵洋, 橋本博, & 金子康江. (1989). 沖縄トラフ中部, 伊是名海穴の地形と地質-1987, 88 年の潜航結果-. *JAMSTEC Deep Sea Res.*, (5), 163–182.
- 小西健二. (1965). 琉球列島 (南西諸島) の構造区分. 地質学雑誌, 71(840), 437–457.
- 経済産業省資源エネルギー庁. (2011). 海底熱水鉱床開発計画にかかる第1期中間評価報告書.
- 経済産業省資源エネルギー庁. (2013). 海底熱水鉱床開発計画にかかる第1期最終評価報告書.

2 章 有索式無人探査機を用いた海底熱水鉱床発達域における表層地質調査

2011 年度、中部沖縄トラフ・伊是名海穴の熱水活動域（Hakurei サイト）において、海底鉱物資源の賦存量を高精度で把握することを目的とし新たに開発された深海運用型探査機器の実海域試験が行われた。本章では、その試験航海の調査項目のひとつとして実施した、有索式無人潜水機（Remote Operated Vehicle: ROV）に搭載したサブボトムプロファイラ（Sub-Bottom Profiler: SBP）による深海曳航方式 SBP 探査結果について述べる。また、SBP 探査と並行して取得した深海カメラ映像による海底観察結果と合わせ、Hakurei サイトの表層地質について議論する。また、深海曳航方式 SBP 探査の結果から熱水活動域に有効な音波探査手法について論じる。

2.1 はじめに

中部沖縄トラフ、伊是名海穴のカルデラ底南部に位置する熱水活動域（Hakurei サイト）で確認されている熱水性硫化物マウンド（北部マウンド）は海底熱水鉱床開発計画のモデルマウンドとして独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構（JOGMEC）による集中的なボーリング調査が行われ、資源量把握を目的としたマウンド内部の構造把握が進められてきた（経済産業省資源エネルギー庁, 2011）。マウンド内部の構造はボーリングによって採取されたコアサンプルの岩相をつなぎ合わせることで把握しているが、隣り合うコア間で岩相が異なる場合や当時の深海用ボーリングマシン（BMS）の掘削限界（20 m）以深については岩相の連続性を把握することはできていない。より正確な資源量把握のためには側方および深度方向への構造の連続性を明らかにする必要がある、海底下の構造把握を目的とした探査手法が求められた。

2011 年 9 月の JAMSTEC の海洋調査船「かいよう」KY11-E04 航海では、基盤ツール開発プログラム¹（以下、基盤ツール）の一環として伊是名海穴 Hakurei サイトの北部マウンドを中心に深海運用型の音波探査機器を用いた高分解能地下構造調査が行われた。本調査では、基盤ツールによって開発された海底係留型ハイドロフォンケーブル（3 章）や海底設置型音源（市川ほか, 2012a; 市川ほか, 2012b）の実海域試験の事前調査として、有索式無人潜水機 ROV に搭載したチャープ式サブボトムプロファイラ（Sub-Bottom Profiler: SBP）による深海曳航式 SBP 探査を実施し、北部マウンドを中心とした海底下の構造把握を試みた。本手法は、海底近傍での発震・受振を行うことで、深海域での音波の減衰を低減し高周波音源による高分解能構造断面の取得が可能であり、海底下表層（～50 m）の堆積構造調査に用いられている（例えば Ashi et al., 2014）。また、Lonsdale (1977) では、東太平洋海嶺に位置するガラパゴスリフトの熱水活動域において、本手法と同様の深海曳航方式による音波探査を行い、曳航体に取り付けた深海カメラの映像と音波探査断面によって解釈された基盤岩のギャップ

¹ 日本周辺海域の海洋資源の持続的・積極的活用を目的とし 2008 年 8 月より文部科学省によって開始された「海洋資源の利用促進に向けた基盤ツール開発プログラム」

から、熱水の流路となる断層や亀裂の分布を推測している。したがって、本調査では深海曳航式 SBP 探査によって得られた高分解能音波探査データと ROV に搭載された深海カメラ映像を用い、北部マウンドを中心とした Hakurei サイトの表層地質解釈をおこなった。

2.2 調査海域表層の地質背景

中部沖縄トラフおよび伊是名海穴における地質は 1 章で述べたとおりである。ここでは、調査海域である Hakurei サイト（図 2-1）の表層地質について概説する。

Hakurei サイトは 1995 年、旧金属鉱業事業団（現 JOGMEC）の白嶺丸によって水深約 1600 m の伊是名海穴カルデラ底南西部に発見された。Hakurei サイトにはチムニーやその崩壊物、塊状硫化物で構成される直径 100-200 m、比高 20-30 m の 3 つのマウンドがおおよそ南北方向に配列している（前田ほか、1996）。これらのマウンドはそれぞれ北から北部、中部、南部マウンドと呼ばれている。マウンド頂部から BMS の掘削限界である 20 m までは硫化鉱物で満たされていることが明らかとされている。また、マウンドを離れると砂質から泥質の軟弱な堆積物が分布していると報告されている（経済産業省資源エネルギー庁、2011）。2005 年に行われた ROV Hyper Dolphin による潜航調査では、北部マウンドの東に位置する 200°C を超える熱水を噴出するチムニーや塊状硫化鉱物、その南方で活動を停止した硫化物チムニー（デッドチムニー）の採取が行われた（Noguchi et al., 2007）。これら硫化鉱物の組成は、伊是名海穴北東斜面に位置する JADE サイトの黒鉱型の鉱物組成（Halbach et al., 1993）と同様の鉱物組成を示すことが分かっている（Noguchi et al., 2007）。

1987 年および 1988 年に伊是名海穴の北東斜面、南斜面、中央部小海丘で行われた「しんかい 2000」および深海曳航式カメラによる潜航調査のうち Hakurei サイト南方にあたる南斜面の調査では、凝灰岩、凝灰角礫岩、材木状軽石に富む凝灰岩、泥岩が露出することが報告されている（加藤ほか、1989）。また、伊是名海穴の南東斜面に認められる馬蹄形状の凹地は斜面崩壊により形成されたと考えられ、その斜面崩壊物がカルデラ底の南東半分に分布し 3-4° の斜面を形成していると考えられている（加藤ほか、1989）。Hakurei サイトの北方にあたる水深約 1650 m のカルデラ底最深部は、少なくとも 10-20 m の層厚で未固結の堆積物で満たされていると報告されている（Halbach et al., 1989）。また、このカルデラ底最深部の堆積物は、グラビティーコアラールによって採取された試料から主に泥質堆積物からなり、粗粒砂～細礫サイズの粗いパミス（軽石）層を挟むことで特徴付けられた（川村ほか、2003）。さらに、古流向解析によってカルデラ底の堆積物は南から供給されている可能性を示した（川村ほか、2003）。

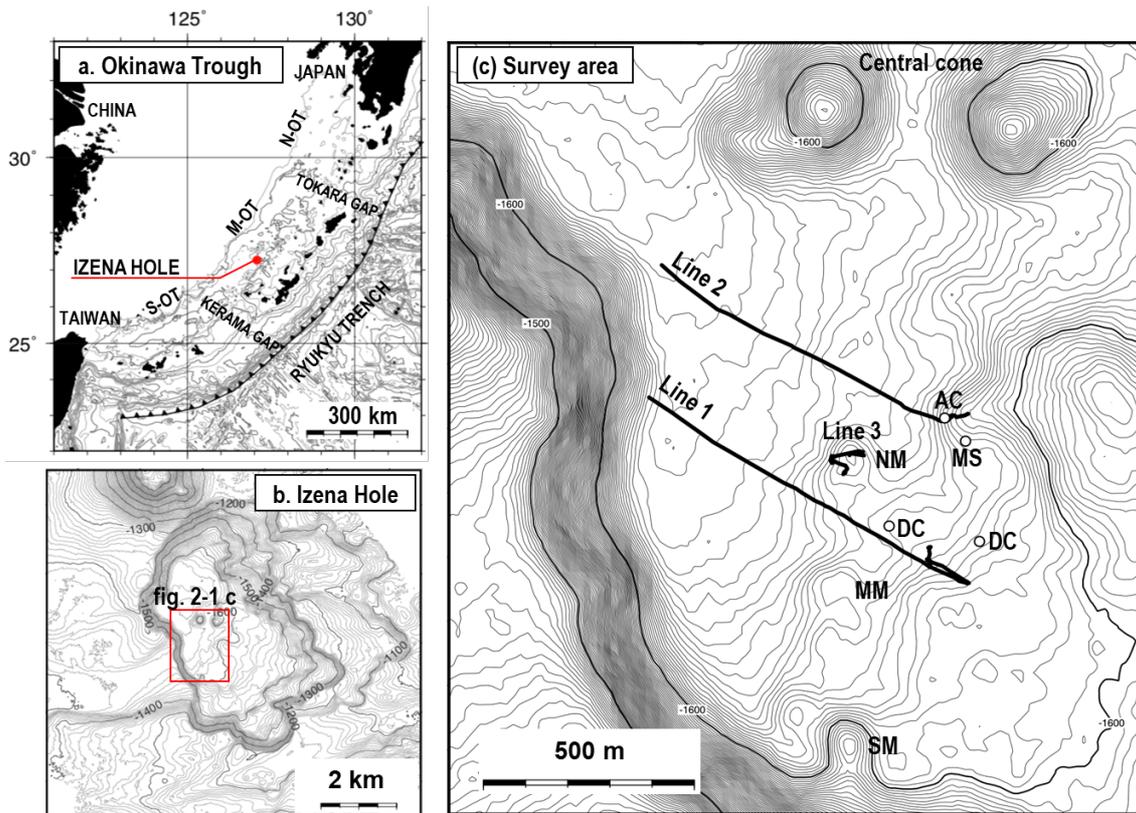


図 2-1. 調査海域周辺の海底地形と調査測線。(a)沖繩トラフの海底地形。調査海域である伊是名海穴は沖繩本島から北西約 110 km の中部沖繩トラフに位置する。(b)伊是名海穴の海底地形。海底地形データは、R/V「かいよう」に搭載されたマルチビーム測深器 (SEABEAM 2112) により KY11-E04 航海で取得されたものを用いた。赤枠は調査領域を示す。(c)ハクレイサイトの海底地形と調査測線。ハクレイサイトには発達した熱水性の硫化物マウンドが認められており、北から北部マウンド(NM)、中部マウンド(MM)、南部マウンド(SM)と呼ばれる。測線は黒の実線で示す。丸印は「しんかい 2000」により底質の採取が行われた場所を示す (Noguchi et al. 2007)。AC: 熱水噴出が認められるチムニー, MS: 巨大チムニーの下部で採取された塊状硫化鉱物, DC: 熱水噴出を停止したチムニー。

2.3 有索式無人探査機による音波探査

海底近傍での音波探査を実施する ROV には東京大学大気海洋研究所が所有する深海底サンプリングシステム NSS (Navigable Sampling System: NSS) を使用した (図 2-2)。構造探査を行うための SBP には Edge Tech 社 DW-106 を用い、NSS の前後にそれぞれ発震器と受振器を装備することで深海曳航型 SBP 探査を実施した。DW-106 は 1.5~10 kHz のチャープ波を発震し、海底下浅部 (数十メートル) を対象とした地質構造探査を行う機器である。垂直方向の分解能は反射波の卓越周波数を 1.5 kHz, 水中および海底下表層の音波の速度を 1500 m/s とした場合, Rayleigh の 1/4 波長則 (例えば, Kallweit & Wood, 1982) に従うと 25 cm となる。NSS によって海底近傍でのデータ取得を行うことで, 海水中での音波の減衰を抑えた高分解能データの取得が可能となっている (図 2-3)。NSS の深海における位置情報は, NSS 直上 11 m のアンビリカルケーブルに取り付けたトランスポンダーを用いた SSBL (Super Short Base Line) 方式によって計測した。また, NSS の高度, 深度, 方位については, NSS に搭載された高度計, 圧力計, ジャイロセンサを用い, 曳航高度は 10 m とした。また, SBP による構造探査データ取得と同時に, NSS に取り付けた深海カメラによって海底表層の地質観察を実施した。

音波探査の概要を表 2-1 に示す。探査測線は Hakurei サイトの北部マウンドと呼ばれる熱水性硫化物マウンドを中心に, マウンド直上を通過する測線と, マウンド周辺の緩やかな斜面の傾斜方向に直交する 2 測線の計 3 測線を実施した (図 2-1 c)。

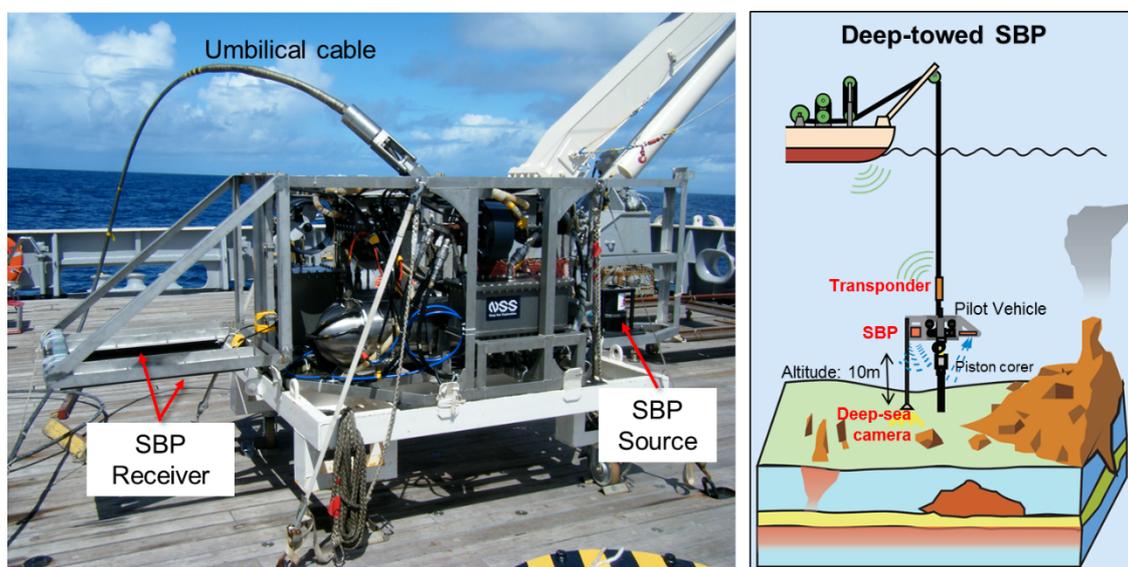


図 2-2. 表層音波探査装置(サブボトムプロファイラ:SBP)を搭載した東京大学大気海洋研究所の有索式無人探査機 NSS (Navigable Sampling System)の写真と深海曳航 SBP 探査の模式図。

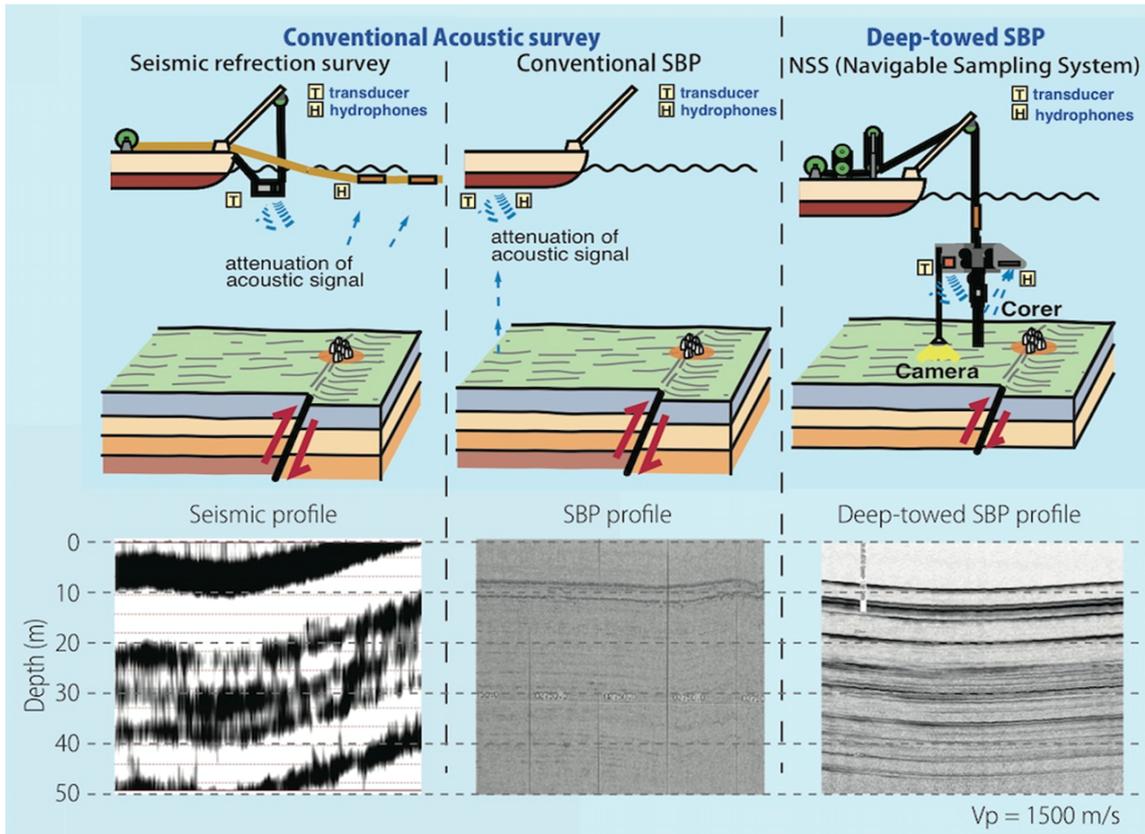


図 2-3. 従来型反射法地震探査，船底サブボトムプロファイラ，NSS を用いた深海曳航サブボトムプロファイラで得られた反射断面の比較。反射断面は砂泥互層が発達した地域で得られた記録から海底下約 50m を縦横比 1:1 で切り出したものである。本調査海域外のデータを使用。

表 2-1. 有索式無人探査機を用いた地下構造探査のデータ取得様式

| <i>Acoustic survey specifications</i> | |
|---------------------------------------|--|
| Cruise | : KY11-E04 |
| Vessel | : R/V Kaiyo |
| Survey system | : Edge Tech Sub-Bottom Profiler (DW106) |
| Pulse type | : Full Spectrum Chirp FM |
| Pulse length | : 12 ms |
| Frequency band | : 1.5 – 10 kHz |
| Ping rate | : 5.63 Hz |
| Sampling rate | : 21.701 Hz |
| Samples/Trace | : 3478 |
| Trace length | : 159.988 ms |
| Data resolution | : 10 – 30 cm |
| Penetration | : 15 m (in coarse sand), 150 m (in clay) |
| Towing speed | : 0.1 – 0.8 kt (average 0.5 kt) |
| Date | |
| Line 1 | : Sept. 24, 2011, 9:34 ~ 13:28 (JST) |
| Line 2 | : Sept. 24, 2011, 14:08 ~ 17:07 (JST) |
| Line 3 | : Sept. 27, 2011, 11:55 ~ 14:30 (JST) |

2.3.1 サブボトムプロファイラの断面作成

SBPで取得したデータの処理手順を図2-4に示した。取得データはEdge Tech社のDiscover-Sub-Bottom version 3.52に取り込みを行い（図2-4(1)）、位置情報の付加（図2-4(2)）、深度・高度情報の付加を行い、取得データの基準面を揃えることで海底面反射と実際の海底地形が揃うように補正し成果断面とした（図2-4(3)）。

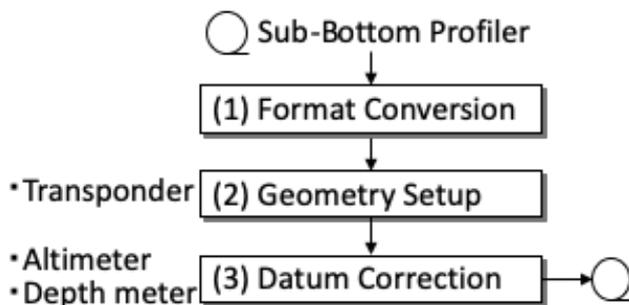


図 2-4. データ処理フロー。位置情報はNSS の上位 11 m に取り付けられたトランスポンダーの取得データを用いた。NSS に搭載している高度計，深度計の取得データを海底地形補正に用い，成果断面を作成した。

2.3.2 ルートマップの作成

NSS に搭載された深海カメラの映像をもとに，海底面の観察を行いルートマップの作成を行った（図2-5）。深海カメラはカラーと白黒の2種類が搭載されており，ルートマップの作成には曳航高度 10 m でも海底面の様子が識別可能な白黒カメラを用いた。底質の識別は，カルデラ底を一様に覆う泥質堆積物，泥質堆積物から露出した岩石，NSS の4m 下に吊り下げたピストンコアラより大きく写る巨礫の3つに区別した。また，熱水噴出によって形成された硫化物チムニー，白黒カメラにおいて海底面が白色に変化する場所，海底面の亀裂を記載した。

2.4 海底観察結果

2.4.1 Line 1

Line 1 は北部マウンド西側に位置する水深約 1,640 m のカルデラ底から，北部マウンドの南側を南東方向におよそ 900 m 直進した測線である。測線東端の斜面部からおよそ 150 m 折り返し，測線南東側のチムニー群が認められた場所の海底観察を行なった。

カルデラ底中央部の平坦面では，一面泥質な堆積物で被覆されており，底棲生物の巣穴と思われる穴が確認できることがある（図2-5 a (A), 図2-6 (A)）。また，所々で巨礫によるものと思われる高まりがあり，泥質の堆積物からその一部が露出していた（図2-5 a (B), 図2-6 (B)）。水深 1,630 m 付近では，熱水変質作用による白化，もしくはバクテリアマットとみ

られる白色の物質が海底面に確認された（図 2-5 a(C), 図 2-6(C)）。平坦面から斜面へ差し掛かる場所では、カルデラ底を一様に覆っていた泥質な堆積物が薄くなり、礫が露出しはじめる（図 2-5 a(D), 図 2-6(D)）。さらに斜面を上がると巨礫が明瞭に認められた（図 2-5 a(E), 図 2-6(E)）。北部マウンド南西部では、進行方向の左側に煙突状のチムニーと思われる構造物が認められた（図 2-5 a(F), 図 2-6(F)）。傾斜が緩やかになる場所では、比高およそ 5 m から 8 m の 2 つの高まりが存在し、薄く泥質堆積物に覆われた露岩が認められ（図 2-5 a(G), 図 2-6(G)）、再び一様な泥質堆積物に覆われる底質が続いた。測線南東部の斜面では、海底面の亀裂と、その亀裂に沿うように海底面が白く変質している様子が認められた（図 2-5 a(H), 図 2-6(H)）。海底面の亀裂の走向は、NSS の進行方向と直交するように認められたことから、亀裂は等深線と平行に分布していると考えられる。亀裂の南東側にはチムニー群が現れ、その周辺は巨礫で覆われていた（図 2-5 a(I), 図 2-6(I)）。Line 1 東端の斜面は岩盤が薄く泥質堆積物に覆われている様子が認められた（図 2-5 a(J), 図 2-6(J)）。図 2-5 a(H) のチムニー群の北東側には頂部が白色に変質し、周囲を礫に覆われるチムニーが認められた（図 2-5 a(K), 図 2-6(J)）。さらに北側では、図 2-5 a(H) と同じ走向の亀裂とそれに沿う白色の変質が確認された（図 2-5 a(I), 図 2-6(I)）。

2.4.2 Line 2

Line 2 は北部マウンド北西に位置する水深約 1,640 m のカルデラ底から、北部マウンドの北側を南東方向におよそ 900 m 直進する測線である。カルデラ底の平坦面では、Line 1 と同様に一面泥質堆積物で被覆され、海底地形図の等深線の間隔が比較的密になる場所に、泥質の堆積物から礫が露出していた。測線東端の急斜面に差し掛かる場所では、海底面に巨礫が認められるようになり、複数のチムニーが認められた（図 2-5 a(M), 図 2-6(M)）。また、急斜面の頂部には比高 10 m を超えるチムニーが認められ、チムニーの頂部は白色の物質で覆われている様子が認められた（図 2-5 a(N), 図 2-6(N)）。

2.4.3 Line 3

Line 3 は北部マウンドの頂上部から、観測を開始し、北部マウンドを東西に横切るように観測を行なった。マウンドの東側斜面は巨礫に覆われていた（図 2-5 b(O), 図 2-6(O)）。東側の斜面からマウンド頂部に差し掛かる場所では熱水噴出による映像の揺らぎが認められ、生物の生息も認められた（図 2-5 b(P), 図 2-6(P)）。マウンドの西側斜面にさし掛かると海底面を覆っていた礫を泥質堆積物が被覆する様子が認められた（図 2-5 b(Q), 図 2-6(Q)）。北部マウンド南側、海底地形図の等深線間隔が広がる緩傾斜の場所では、海底面は泥質堆積物に覆われていた。

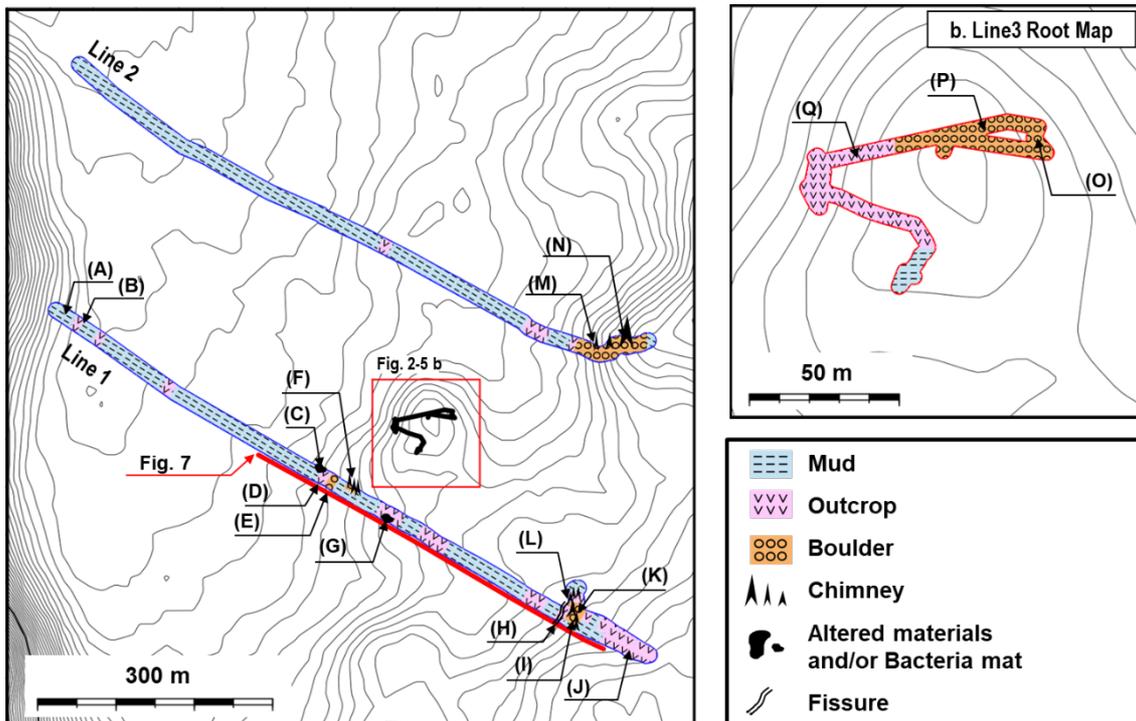


図 2-5. NSS 深海カメラの海底観察結果に基づくルートマップ。海底地形データは、R/V「かいよう」に搭載されたマルチビーム測深器 (SEABEAM2112) により KY11-E04 航海で取得されたものを用いた。コンター間隔は 2 m である。

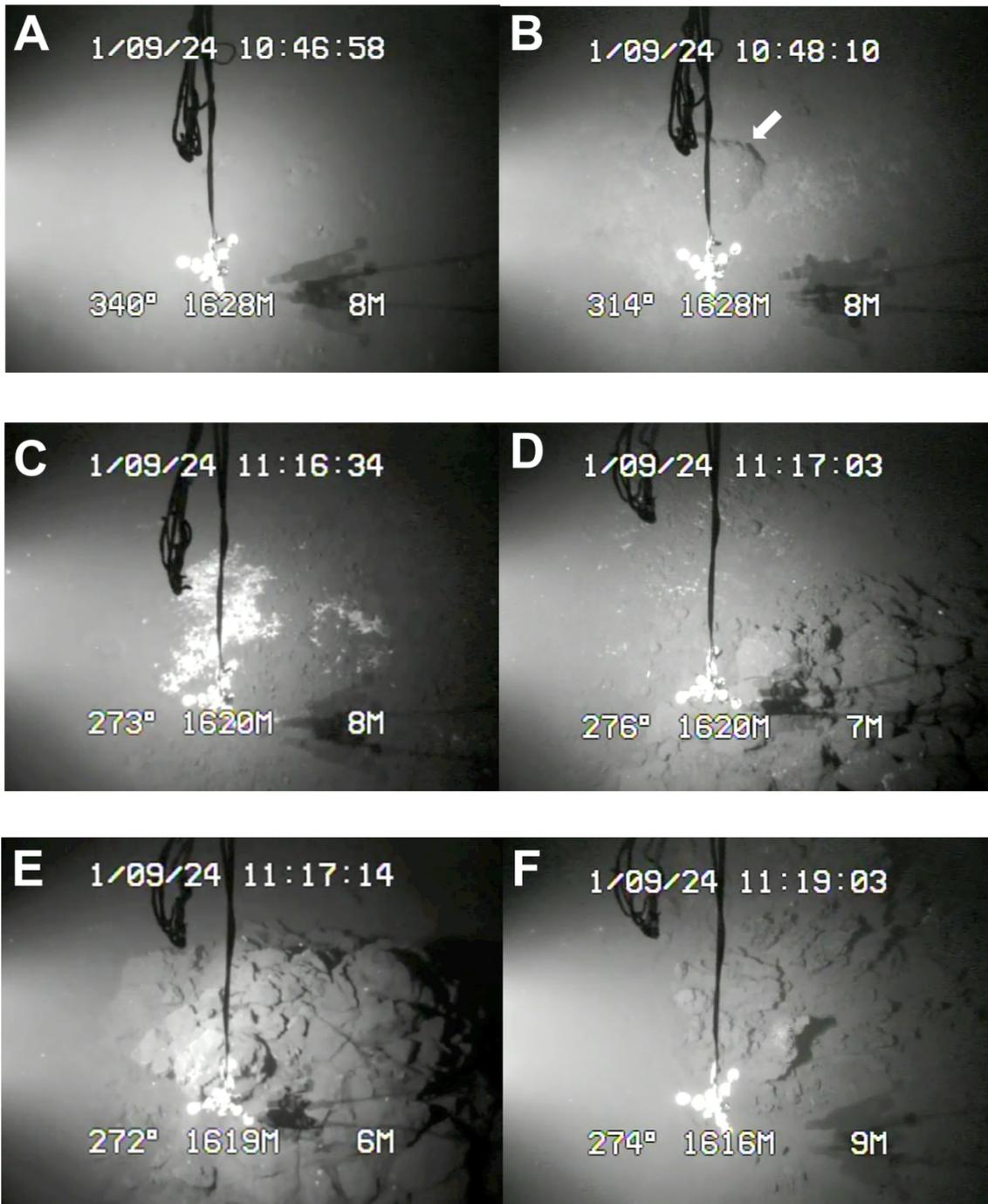


図 2-6. 深海カメラ映像のキャプチャ。(A)泥質堆積物。(B)露岩。(C)白色のバッチ。(D)露岩。(E)巨礫。(F)チムニー。

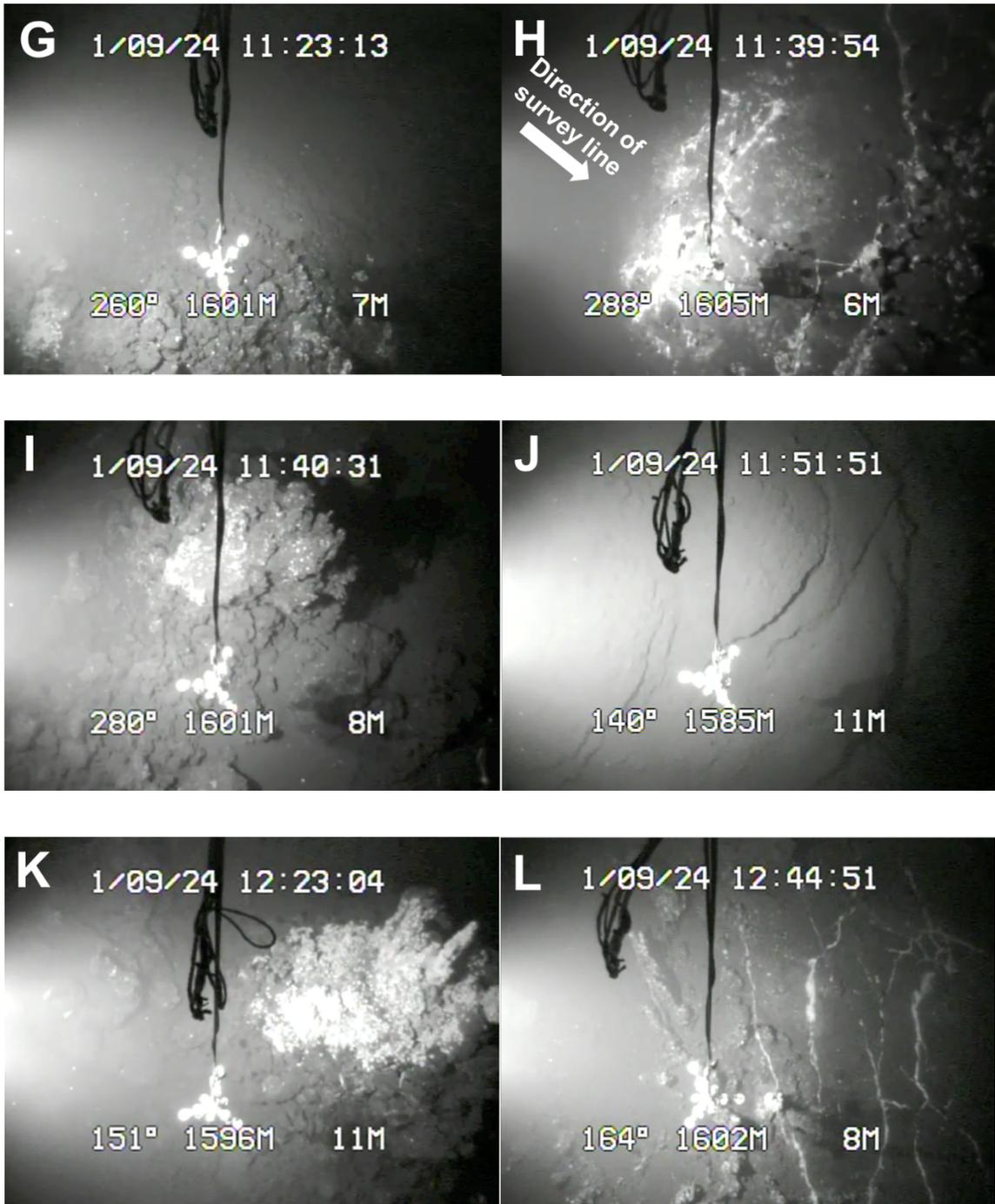


図 2-6. 続き。(G)地形の高まり。(H)亀裂に沿う白色変質，矢印はNSSの進行方向を示す。(I)チムニーと巨礫。(J)泥質堆積物中から露出した岩盤。(K)チムニー。(L)脈状の白色変質と配列した小型のチムニー。(H)のやや北側での定点観測中の映像。脈状の白色変質と小型チムニーの配列の方向は(H)と同じ。

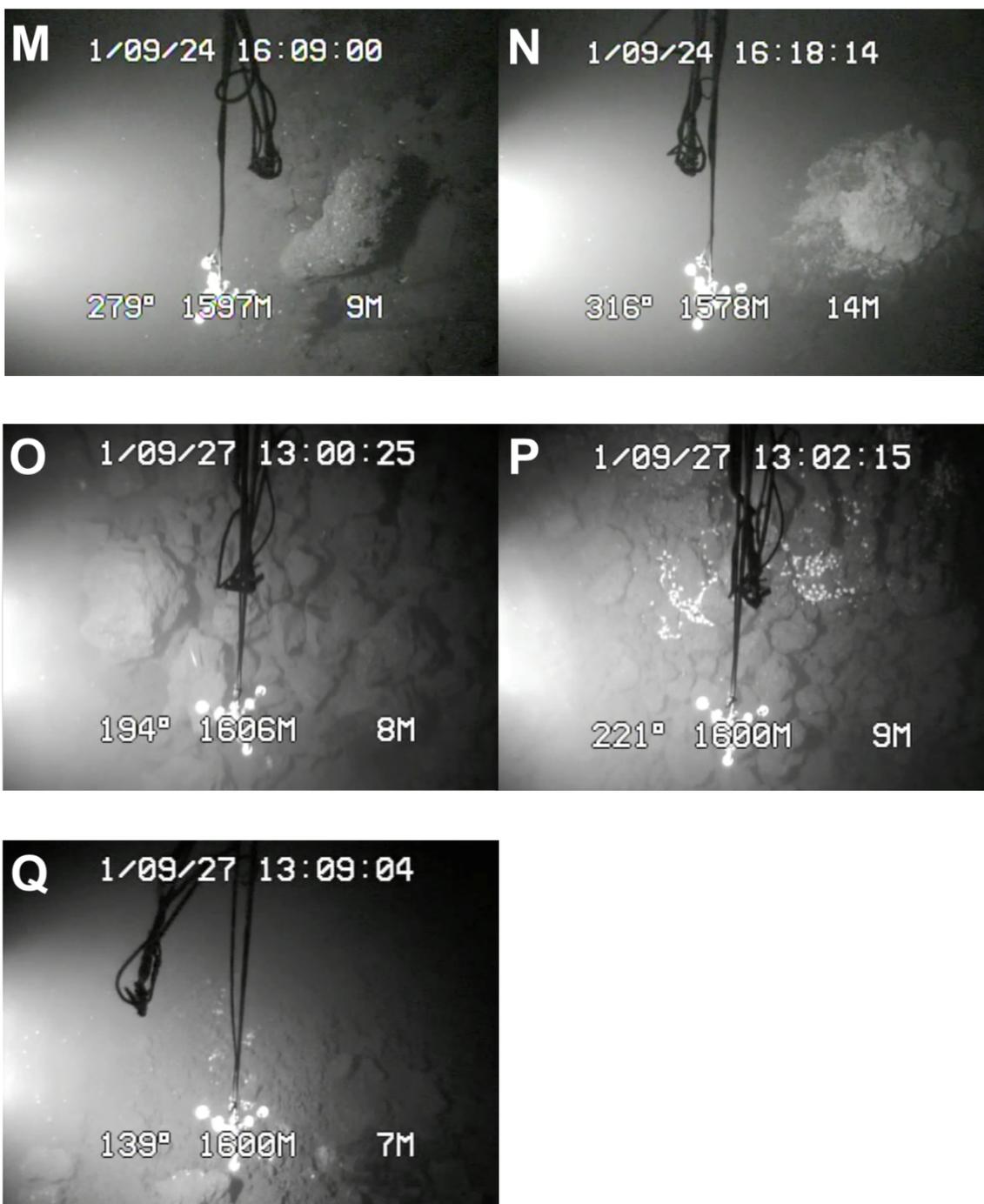


図 2-6. 続き。(M)チムニー。(N)比高 10 m を超える巨大チムニー，チムニーの頂部は白色に変質している。(O)北部マウンド東側斜面を覆う巨礫。(P)北部マウンド頂上部の熱水噴出域。熱水噴出域には生物の生息が認められる。(Q)北部マウンドの西側斜面。マウンド地形を構成する礫を薄く泥質の堆積物が覆っている。

2.5 深海曳航式 SBP による海底表層構造探査結果

2.5.1 熱水性硫化物マウンド周辺の地下構造探査結果

Line 1 の地形補正を行なった反射断面を図 2-7 に、反射断面の位置を図 2-5 a に示す。反射断面は音波の伝播速度を海中の音波伝搬速度である 1,500 m/s 一定と仮定し、深度変換した。なお、海底面反射の上位に認められる波状の薄い反射波は NSS に吊り下げた曳航物の影であり、実際の海底地形に対し NSS がどのような航跡で調査を行ったのか把握する材料となる。また、図 2-7 中に示した図 2-5 a (C), (E) の間の海底下には鉛直方向に伸びる反射が認められるが、これは NSS の推進器を使用した際のノイズである。

反射断面が示す海底面の起伏は、深海カメラが捉えた地形の高まりの分布とよく一致することから、詳細な海底地形を示していると考えられる。反射断面が示す海底起伏は平坦面（図 2-7 の "Flat" 部分）と斜面（図 2-7 の "Slope" 部分）に区分される。平坦面における海底下の反射波はおよそ海底下約 3 m まで認められた。一方、海底下 3 m 以深では反射波がほとんど認められず、同じく熱水性硫化物マウンドの周辺で調査を行った Line 2 も同様に海底下の構造が得られていない。この理由として、海底下 3 m 以深は音響インピーダンス（密度と速度の積）の差が小さい一様な堆積物で覆われている、あるいは海底下 3 m 以深で粒径の粗い堆積物が分布し、音波が散乱・減衰の影響を受け返ってこなかったことを示す。斜面部の海底下には傾斜した反射面が認められた。このうち、断面中央部に認められる地形の高まりの基部から双曲線状に海底下に続く反射波は、地形の高まりを覆う礫から返ってきた散乱波と考えられる（図 2-7 青三角）。一方、図 2-7 中の図 2-6 (C), (H) で示す底質の白色変質や亀裂が認められた場所では、海底面から北西方向に傾斜する反射面が、それぞれ海底下 15 m と海底下 30 m 付近まで認められた（図 2-7 赤三角）。NSS の海底観察範囲内では散乱波を生じさせるような構造物は認められなかったことから、海底下の構造境界から反射してきたものと考えられる。

2.5.2 熱水性硫化物マウンドの地下構造探査結果

熱水性硫化物マウンド（北部マウンド）の直上を観測した Line 3 の地形補正後反射断面を図 2-8 に。観測中の変針点を B から H で示した。変針点 C と D の間は北部マウンドを東西方向に横切る測線である。マウンドの表層は海底下約 5 m まで振幅の大きい強反射で特徴付けられる。マウンド表層の強反射の下位には海底下 10 m 程度まで追跡できる層状の反射面が認められる。また、この層状の反射面は熱水噴出孔に向かって傾斜していた。さらに下位では、マウンドの西側において、熱水噴出口に向かって傾斜した反射面が海底下 50 m 付近まで認められた（図 2-8 赤三角）。層状の反射面は、変針点 B-E 間のマウンド東側斜面、変針点 E-F 間のマウンド西側を南北方向に走る測線にも認められた。一方、比較的傾斜の緩やかなマウンド南部（変針点 H 以降）では層状の反射面が認められなかった。

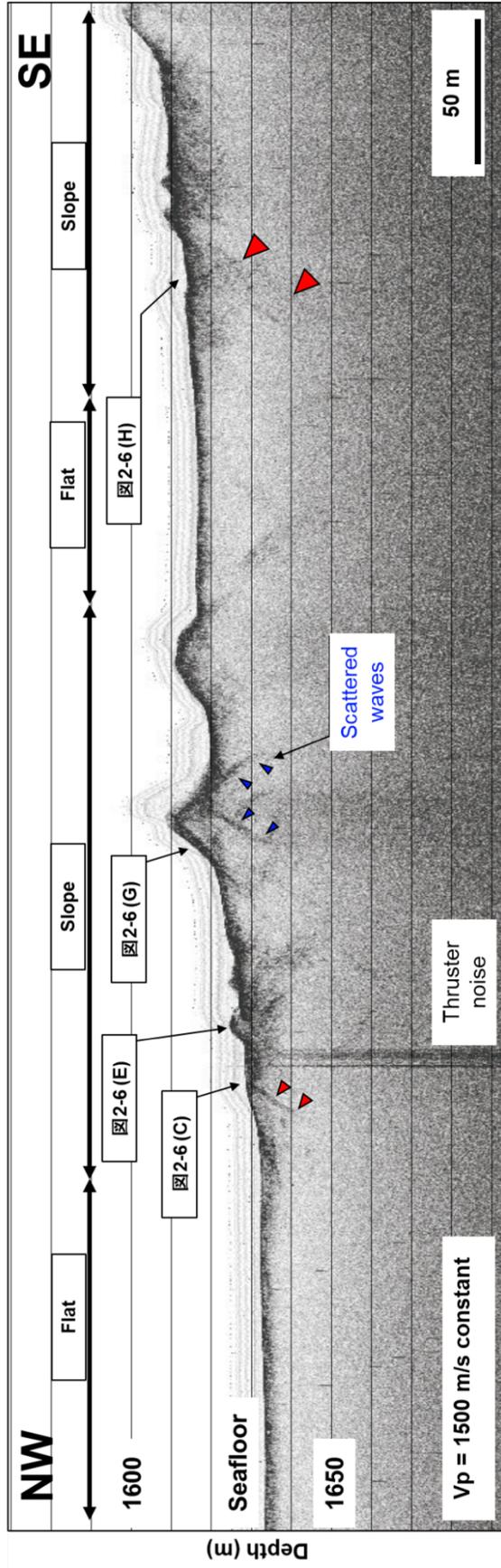


図 2-7. Line 1 海底地形補正適用後の反射断面。縦軸は音波の伝搬速度を 1500 m/s 一定と仮定し深度で表示した。海底面反射の上位に認められる波状の薄い線は NSS に吊り下げた曳航物の影である。反射断面が示す海底地形から、断面の領域を平坦面 (Flat) と斜面 (Slope) に分類した。地形の高まり基部から双曲線状に海底下に続く反射波は散乱波による偽像と判断し青三角で示した。底質の白色変質や亀裂が認められた海底面から海底下に続く傾斜した反射面を赤三角で示した。

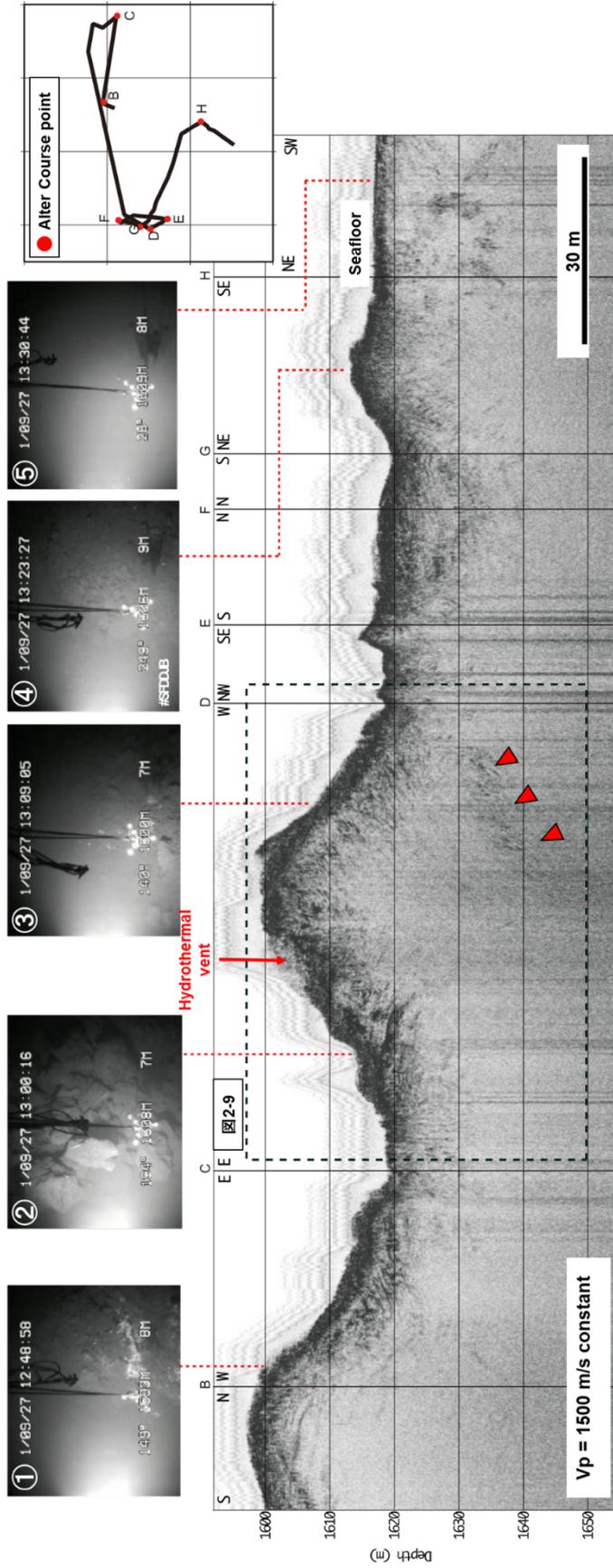


図 2-8. 熱水性硫化物マウンド（北部マウンド）の直上を蛇行しながら観測した Line 3 の海底地形補正適用後反射断面。測線中の変針点を B から H で示した。また、赤破線で示した場所の深海カメラ映像を①から⑤で示した。赤矢印は北部マウンドの熱水噴出孔を示す。縦軸は音波の伝搬速度を 1500 m/s 一定と仮定し深度で表示した。海底面反射の薄い線はNSS に吊り下げた曳航物の影である。マウンド内部において最も深くまで認められるマウンド中央部に向け傾斜した反射面を赤三角で示した。縦横比は 1 対 1 で示した。

2.6 考察

2.6.1 熱水性硫化物マウンド周辺の表層地質構造解釈

海底観察結果から、調査測線全域の海底面表層は広く一様な泥質堆積物に覆われていることが明らかとなった。しかしながら、SBPによる反射断面はほとんど透過が認められず、粒径の粗い堆積物の存在が示唆された。川村ほか(2003)では、伊是名海穴北西部のカルデラ底で採取されたグラビティコアラー試料より、カルデラ底表層の堆積物は伊是名海穴南部より供給されていると指摘し、供給源に近い南側でより粗粒な軽石を含む堆積物からなるとしている。また、加藤ほか(1989)では、伊是名海穴南部カルデラ壁およびその前面のカルデラ底の地形が緩い傾斜を示すことから、現在のカルデラ壁は斜面崩壊によって形成されたものであると指摘している。さらに、加藤ほか(1989)では「しんかい2000」による海底観察から、伊是名海穴南部のカルデラ壁表層は材木状軽石で覆われていることを明らかにした。よって、南部のカルデラ壁と北西部のカルデラ底の間に位置するHakureiサイトの表層は軽石を含む粗粒な堆積物で構成されることが考えられる。したがって、SBP反射断面が海底面からわずか3m程度しか反射波を捉えることができなかった理由として、軽石を含む粗粒な堆積物による音波の散乱・減衰が考えられる。一方で、音波を散乱させるような構造物は認められないが海底面の白色の変質といった熱水活動の痕跡が認められる場所(例えば、図2-6(C))では海底下30m付近まで北西方向に傾斜した反射面が認められた(図2-7赤三角)。まず、軽石を含む粗粒な堆積層中の音波の透過を説明する理由として、熱水活動に伴う岩石-熱水反応による表層堆積物の熱水変質が挙げられ(Inoue, 1995)、熱水変質により生成した粘土鉱物は、音波を散乱させる粗粒な堆積層の空隙を埋め、音響インピーダンス差が小さい、音響的に均質になったことにより音波の散乱・減衰の影響が軽減された可能性が考えられる。次に、熱水噴出孔の海底下では、海底面表層に近づいた熱水が冷たい海水に冷やされ、海底面だけでなく熱水の流路においても硫化鉱物を沈殿させ脈状鉱(Stockwork)を形成すると考えられている(Goldfarb, 1983)。このように海底下の熱水の流路に沈殿した鉱体は、音響的に均質となった周囲の熱水変質帯と比べ音響インピーダンスに差異が生じ反射面として現れた可能性が考えられる。以上より、SBP反射断面において、熱水活動の痕跡が認められる海底面の下位に分布する傾斜した反射面は、熱水噴出域の海底下に形成された網脈状の鉱体の分布を示していると推測した。

2.6.2 熱水性硫化物マウンドの地質構造解釈

熱水性の硫化物マウンドは硫化物チムニーの形成・崩壊を繰り返すことで形成されると考えられている(Goldfarb, 1983; Lydon, 1988)。硫化物マウンドの表層は熱水と冷たい海水との反応により不透水層が形成され、マウンド内部に高温の熱水が対流する環境を形成する。この時、比較的高温の環境で晶出・沈殿する銅を含む鉱物(黄銅鉱)などがマウンド内部の空隙を充填する。マウンド表面の不透水層は地震などにより亀裂が生じ、再び熱水噴出が起きる。これらの現象が繰り返されることによって硫化物マウンドは大きく成長す

る(Goldfarb, 1983)。以上より、北部マウンドも同様に、熱水性の硫化物チムニーが、何らかの原因で破壊・ブロック化し、それらが積み重なったもので構成され、内部は空隙中に熱水性の硫化物鉱物が充填された緻密な硫化物で構成されていると推測される。SBP 反射断面ではマウンド表層は層状の反射が認められ、その下位で音響的に透明になるが、さらにその下位で傾斜した反射面が認められた。マウンド内部の音響的に透明な領域が粒径の粗い堆積物による音波の散乱が原因とすると、その下位に認められる傾斜した反射面は観測されない。つまり、音響的に透明な領域は音響インピーダンスの変化が小さい均質な堆積物が連続していたと考えられる。したがって、北部マウンド内部に認められた音響的に透明な領域は、硫化物マウンドの成長に伴い形成された緻密な鉱体が分布している領域であると解釈した(図 2-9)。したがって、マウンドの下位に認められる傾斜した反射イベントは、母岩とマウンド内部の緻密な鉱体との境界であると考えられる。また、深海曳航型 SBP 探査および深海カメラによる海底観察結果(図 2-8)から、北部マウンドの東側斜面は泥に覆われていない巨礫に覆われており、その西側は泥質堆積物に薄く覆われていることが明らかとなった(図 2-8 写真 2 および 3)。よって現在の北部マウンドの熱水噴出はマウンドの東側に集中しており、泥に覆われていないチムニー崩壊物が観測されたと考えられる。

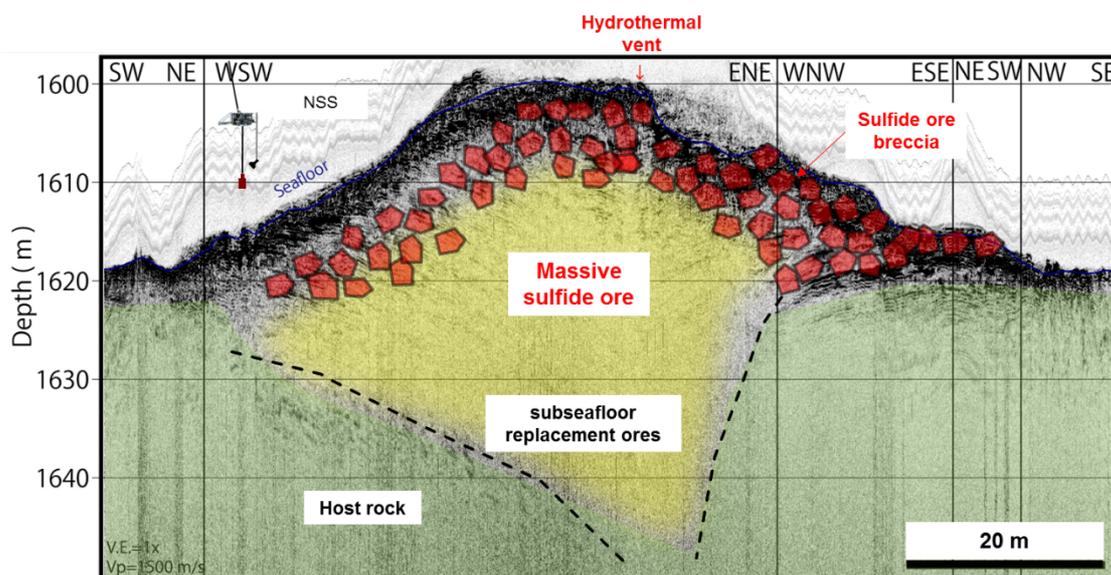


図 2-9. 北部マウンドを東西に切る断面の解釈図。赤のブロックは硫化物鉱物の礫、黄色塗はマウンド内部に形成された塊状の硫化物およびマウンド下位に分布する網脈状の鉱体の分布を示す。緑塗は母岩を示す。

2.6.3 海底地形による偽像の検討

熱水性硫化物マウンドの周辺の構造探査を実施した Line 1 では、地形の高まりの一部で双曲線状の散乱波による偽像が認められた。この散乱波の原因として、海底面の礫やチムニーといった構造物が考えられる。よって、巨礫に覆われた北部マウンドにおいても散乱波による偽像が生じる可能性が示唆された。そこで、北部マウンドにおける散乱波のシミュレーション結果と反射断面を比較することで散乱波による偽像の有無を確かめた。

散乱波の条件は以下の通りとした

1. 北部マウンドの表層を覆う礫によって散乱波が生じるとし、NSS の発震直下の海底面反射の位置に散乱点を設定する。
2. NSS と散乱点との水平距離が 40 m 以内、かつ NSS よりも深い位置にある海底面から散乱波を受ける。
3. 散乱波は散乱点から NSS まで最短距離で返ってくるものとし、水中の音速は 1500 m/s 一定とした。
4. 散乱点となる北部マウンドの海底面深度は、NSS に搭載した高度計と深度計の値を加算することで求めた。

以上より求めた北部マウンド観測時の散乱波シミュレーション結果を図 2-10 に示す。NSS の各観測点において双曲線状の散乱波線が得られた。波線は観測高度の変化によって、その分布に粗密が認められた。散乱波線が分布しない領域に認められる反射面は海底下の構造による反射であることを支持する。マウンド表層に認められる海底下約 5 m までの振幅の大きい強反射が分布する領域では、マウンド斜面の上部からの散乱波が海底下浅部に集中する結果が得られた。この結果は、海底下表層の強反射はマウンド斜面からの複数の散乱波が同時に収録されることで、ある程度の層厚を持った強反射として現れる可能性を示している。マウンド表層の強反射の下位に認められる層状かつマウンド中央に向かって傾斜した反射面は、その傾斜角がシミュレーションで得られた波線の傾斜角とよく一致する傾向が認められ、散乱波による偽像である可能性が示唆された。マウンド西側の海底下 50 m 付近まで認められる傾斜した反射面は、同じ深度および傾斜角でシミュレーションによる波線が密に分布する様子が認められ偽像である可能性が示された。また、海底下 50 m 付近の反射面を散乱波によるものとした場合、散乱波は水平距離で 40 m 離れた側方からも到来していることになる。

今回のシミュレーション結果では、北部マウンドにおける深海曳航 SBP 探査によって得られた反射断面には散乱波による偽像が含まれる可能性を示した。この偽像を除去する方法としては、反射断面からシミュレーションによって求めた散乱波を差し引く方法が考えられる。一方、発震点直下の全ての海底面が散乱点になると仮定したため、実際の反射断面上で音響的に透明になるマウンド内部においても散乱波線が分布していたことから、散乱点の選別が必要であることがわかる。しかしながら、NSS 搭載の深海カメラ映像などから散乱波を生じさせる構造物のみを抽出し散乱波を再現することは困難である。また、SBP の

発震高度の変化によって散乱波線が双曲線を示すとは限らないことが示され、反射断面に対して線形ノイズを除去するフィルターなどの適用も困難である。従って、本調査の取得データに関しては、散乱波によるノイズを除去した断面を示すことは困難であるが、少なくともシミュレーション結果と異なる反射波を得られた場所は、実際の海底下の構造を示していると言える。

以上より、複雑な海底地形を呈す熱水活動域では、散乱波ノイズの予測が困難であることが示され、データ取得の段階でどの方向から返ってきた音波なのか判別できる音波探査システムの利用が不可欠であることが示された。例えば、複数の受振器を配列させたハイドロフォンアレイを用いることで、水中の音速、アレイ間の音波の到達時間の差（走時差）から音波の到来方向を導くことが可能となる。

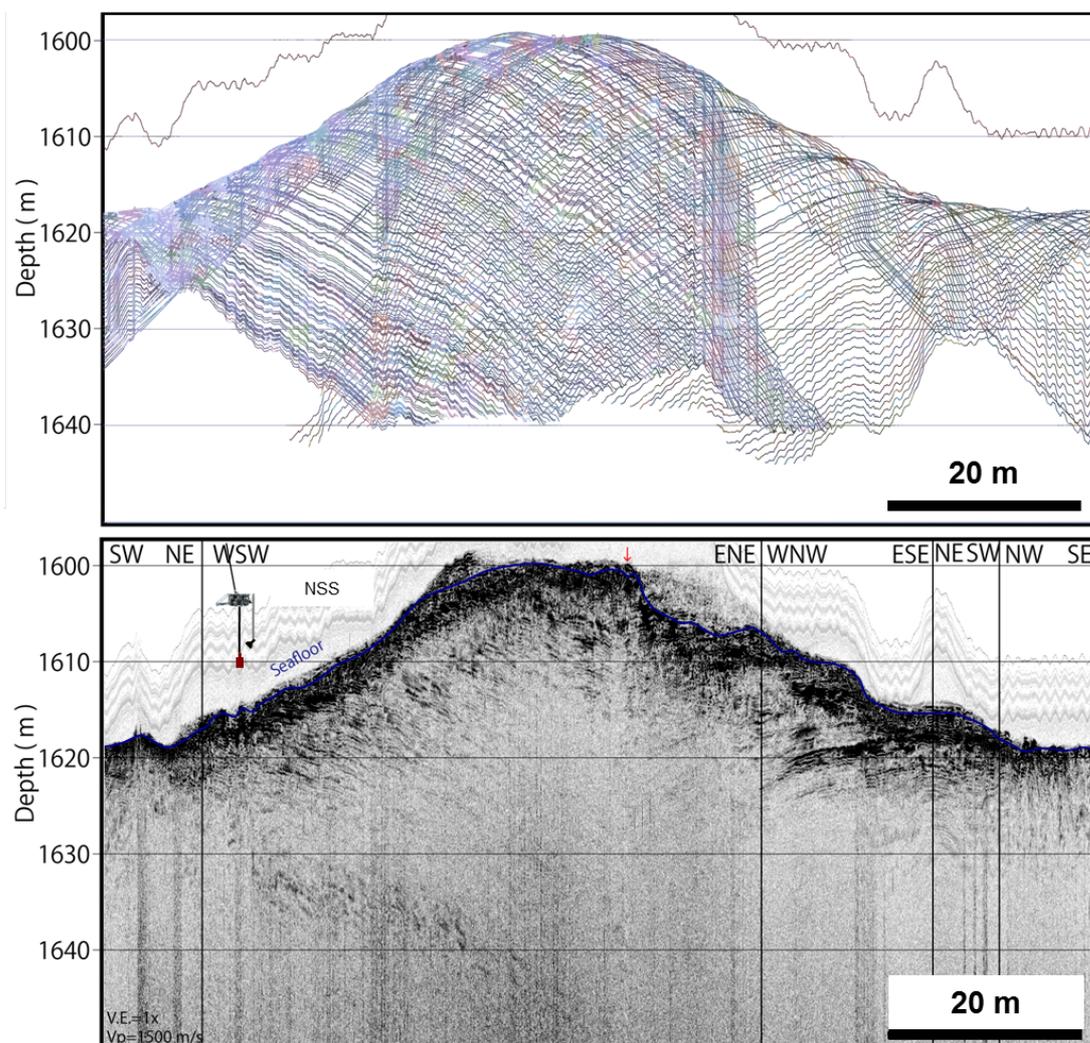


図 2-10. 北部マウンド調査時の散乱波シミュレーション結果（上図）と同範囲の SBP 反射断面（下図）。

2.7 まとめ

本章では、伊是名海穴 Hakurei サイトとその周辺において、有索式無人探査機 NSS による深海曳航型の SBP 探査および深海カメラによる海底観察を実施し、熱水活動域の海底下浅部の構造解釈を行なった。Hakurei サイトの海底面は一様に泥質の堆積物で覆われており、硫化物チムニーや海底面の亀裂といった熱水活動を示唆する構造物の分布は海底地形の傾斜が比較的急な場所に認められ、等深線と並行に配列する傾向を明らかにした。また、深海曳航型 SBP による地下構造探査の結果、熱水活動の痕跡が認められる海底下では熱水の流路に形成された脈状鉱体によるものと考えられる反射面を検出した。また、北部マウンドにおいては、均質な構造を示唆する音響的な透明領域の分布と、一般的な熱水性硫化物マウンドの成長モデルから、マウンド内部に緻密な鉱体が分布していることを示した。この結果は、これまで行われてきたボーリングによる掘削調査結果の水平方向および深度方向の連続性を示すことができる重要な結果と言える。一方、SBP 音源では軽石を含む粗い表層堆積物による音波の散乱・減衰の影響が大きいことも明らかとなった。音波の散乱・減衰を回避するには、より低周波寄りの音源を使用する、あるいはより高出力な音源を使用する手段が検討される。また、チムニーやマウンドといった起伏に富む海底地形を呈する熱水活動域では、音波がどこから返ってきたものか識別できる探査システムが必要であることが示された。その手法の一つとして、ハイドロフォンアレイによる観測が挙げられる。

引用文献

- Ashi, J., Sawada, R., Omura, A., & Ikehara, K. (2014). Accumulation of an earthquake-induced extremely turbid layer in a terminal basin of the Nankai accretionary prism. *Earth, Planets and Space*, 66(1), 51.
- Goldfarb, M. S. (1983). The genesis of hot spring deposits on the East Pacific Rise 21 ° N. The Kuroko and Related Volcanogenetic Massive Deposits. *Econ. Geol. Monograph*, 5, 184–197.
- Halbach, P., Nakamura, K., Wahsner, M., Lange, J., Sakai, H., Käselitz, L., et al. (1989). Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin. *Nature*, 338(6215), 496.
- Halbach, Peter, Pracejus, B., & Maerten, A. (1993). Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the central Okinawa Trough, Japan. *Economic Geology*, 88(8), 2210–2225.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.8.2210>
- Inoue, A. (1995). Formation of clay minerals in hydrothermal environments. In *Origin and mineralogy of clays* (pp. 268–329). Springer.
- Kallweit, R. S., & Wood, L. C. (1982). The limits of resolution of zero-phase wavelets. *Geophysics*, 47(7), 1035–1046.
- Lonsdale, P. (1977). Deep-tow observations at the mounds abyssal hydrothermal field, Galapagos Rift. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(1), 92–110. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90191-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90191-1)
- Lydon, J. W. (1988). Ore deposit models# 14. Volcanogenic massive sulphide deposits Part 2: Genetic models. *Geoscience Canada*, 15(1).
- Noguchi, T., Oomori, T., Tanahara, A., Taira, N., Takada, J., & Taira, H. (2007). Chemical composition of hydrothermal ores from Mid-Okinawa Trough and Suiyo Seamount determined by neutron activation analysis. *GEOCHEMICAL JOURNAL*, 41(2), 141–148.
<https://doi.org/10.2343/geochemj.41.141>
- 前田耕平, 伊藤真紀, 中村光一, & 山崎哲生. (1996). 沖縄トラフ伊是名海穴における海底熱水活動. 海洋調査技術学会研究成果発表会講演要旨集, 8, 21.
- 加藤幸弘, 中村光一, 岩渕洋, 橋本博, & 金子康江. (1989). 沖縄トラフ中部, 伊是名海穴の地形と地質— 1987, 88 年の潜航結果—. *海洋科学技術センター試験研究報告 JAMSTEC DEEPSEARES*, (5), 163–182.
- 川村喜一郎, 池原研, & 藤岡換太郎. (2003). KR01-09 沖縄トラフ航海で採取された海底堆積物の堆積学的・岩石磁気学的研究. *JAMSTEC 深海研究*, 22, 31–42.
- 市川大, 徳山英一, 浅川栄一, 村上文俊, 伊藤讓, 芦寿一郎, 多良賢二, 斎藤章. (2012a). 海底設置型音源と VCS システムを併用した高解像度反射法地震探査に関する検討. *物理探査学会学術講演会講演論文集= Proceeding of the SEGJ Conference*, 126, 122–125. 物理探査学会.

- 市川大, 徳山英一, 浅川栄一, 伊藤譲, 由井紀光, 村上文俊, 芦寿一郎, 多良賢二, 斎藤章.
(2012b). 海底設置型音源を用いる反射法地震探査の高精度化: 位置決定法の検討. *物理探査学会学術講演会講演論文集= Proceeding of the SEGJ Conference, 127*, 109–112. 物理探査学会.
- 経済産業省資源エネルギー庁. (2011). 海底熱水鉱床開発計画にかかる第1期中間評価報告書.

3章 海底係留方式ハイドロフォンケーブルを用いた海底熱水鉱床調査

2011年度に中部沖縄トラフ・伊是名海穴の熱水活動域（Hakurei サイト）において実施された KY11-E04 航海では、海底鉱物資源の賦存量を高精度で把握することを目的とし新たに開発された深海運用型探査機器を用いた音波探査が実施された。本章では、海底係留方式ハイドロフォンケーブルと海上震源を用いたバーティカルケーブルサイスミック (Vertical Cable Seismic: VCS) によって取得された音波探査データから熱水性硫化物マウンド（北部マウンド）を中心とした地下構造のイメージング、および速度解析を行い、伊是名海穴 Hakurei サイトの北部マウンド周辺の地下構造について論じる。

3.1 はじめに

2008年より海洋研究開発の一環として文部科学省によって開始された「海洋資源の利用促進に向けた基盤ツール開発プログラム」（以下、基盤ツール）では、海底熱水鉱床やコバルト・リッチ・クラスト等の海底鉱物資源の賦存量を高精度で把握するためのセンサー等の基盤ツールの開発が行われた。このうち海底熱水鉱床資源量調査については、有用金属が濃集する熱水性硫化物マウンドの海底下の広がり把握する探査技術が求められた。また、現在海底にて形成されている熱水性硫化物マウンドの厚さは、Ocean Drilling Project (ODP) による掘削調査などの結果から約 5 m から数十 m であることが示されており（例えば、Davis et al., 1992; Fouquet et al., 1998; Humphris et al., 1994 など）、資源量の評価には少なくとも垂直方向にメートルオーダーの精度で熱水性硫化物マウンドのような鉱体を検出する手法が求められた。また、調査対象となる熱水性硫化物マウンドの水平方向の規模は直径 100-200 m 程度であることから（経済産業省資源エネルギー庁, 2011）、水平分解能についてもメートルオーダーの精度が必要と考えられる。ここで音波探査による構造探査の分解能について考える。垂直分解能は音源の波長の 1/4 が理論限界とされる。熱水性硫化物マウンドの P 波伝搬速度を 2-4 km と想定し、10 m の分解能を得るためには 50-100 Hz の音源周波数が必要となる。よってメートルオーダーの分解能を得るためにはそれ以上の周波数が必要となる。水平分解能については、一般にフレネルゾーン (Fresnel zone) 半径に支配されている。フレネルゾーン半径とは、ある反射点とその近傍の散乱点から返ってくる波がお互いに干渉し識別することができない半径のことで、音源の波長と反射面から観測点までの距離によって決まる。よって、水平分解能を向上させるためには、短波長（高周波）の音源を用いるか、受振器を反射面に近づける必要がある。以上の背景から、熱水活動域の高分解能音波探査を実現する探査ツールの一つとして、深海での運用が可能な独立型のハイドロフォンケーブルが開発された (Asakawa et al., 2012)。

2011年9月の JAMSTEC の海洋調査船「かいよう」KY11-E04 航海では、伊是名海穴 Hakurei サイトの北部マウンドを中心に、新たに開発された独立型ハイドロフォンケーブルを用いた音波探査が実施された。本調査ではハイドロフォンケーブルを海底に係留することで高

分解能データの取得を試みた。本章では海底係留方式のハイドロフォンケーブルで取得された音波探査データを用い、北部マウンドを中心とした海底下のイメージングと地下構造の解釈を目的とした。

3.2 地質背景

調査海域である伊是名海穴の海底地形、および海底下のイメージングを行なった Hakurei サイトの海底地形を図 3-1 に示す。また、図 3-1b には海上発震測線、図 3-1c には海底に係留したハイドロフォンケーブルの位置を記した。中部沖縄トラフおよび伊是名海穴における地質は 1 章で述べたとおりである。また、Hakurei サイトの表層地質については 2 章で述べたとおりである。ここでは、Hakurei サイトに分布する熱水性硫化物マウンドの一つである北部マウンドの海底下における地質を整理する。

伊是名海穴の Hakurei サイトでは、JOGMEC による集中的なボーリング調査が行われ、北部マウンド表層は金属硫化物の礫で覆われており、マウンド内部は全て金属硫化物で構成されるものと推測した(経済産業省資源エネルギー庁, 2011)。また、2012 年 2 月に就航した海洋資源調査船「白嶺」の船上設置型ボーリングマシンにより、Hakurei サイト北部マウンド裾野において、海底下 30 m 付近の堆積岩類の下部に新たな硫化鉱物帯が発見された(経済産業省資源エネルギー庁, 2013)。2011 年に「白嶺」の前身となる鉱物資源探査専用船「第 2 白嶺丸」で行われた TAIGA11 航海では、Hakurei サイト北部マウンドの約 100 m 西方にて海底着座型のボーリングマシン(BMS)による掘削調査が行われた。海底面から 610.4 cm の掘削を行った TAIGA11-BMS-H-1 孔では、直径数 cm の軽石を含む堆積物に薄く(18 cm)覆われた硫化物を含む 389.0 cm のコア試料が採取され、海底下 221 – 510 cm 間には塊状の硫化鉱物が採取された(Ishibashi et al., 2015; Yoshizumi et al., 2015)。

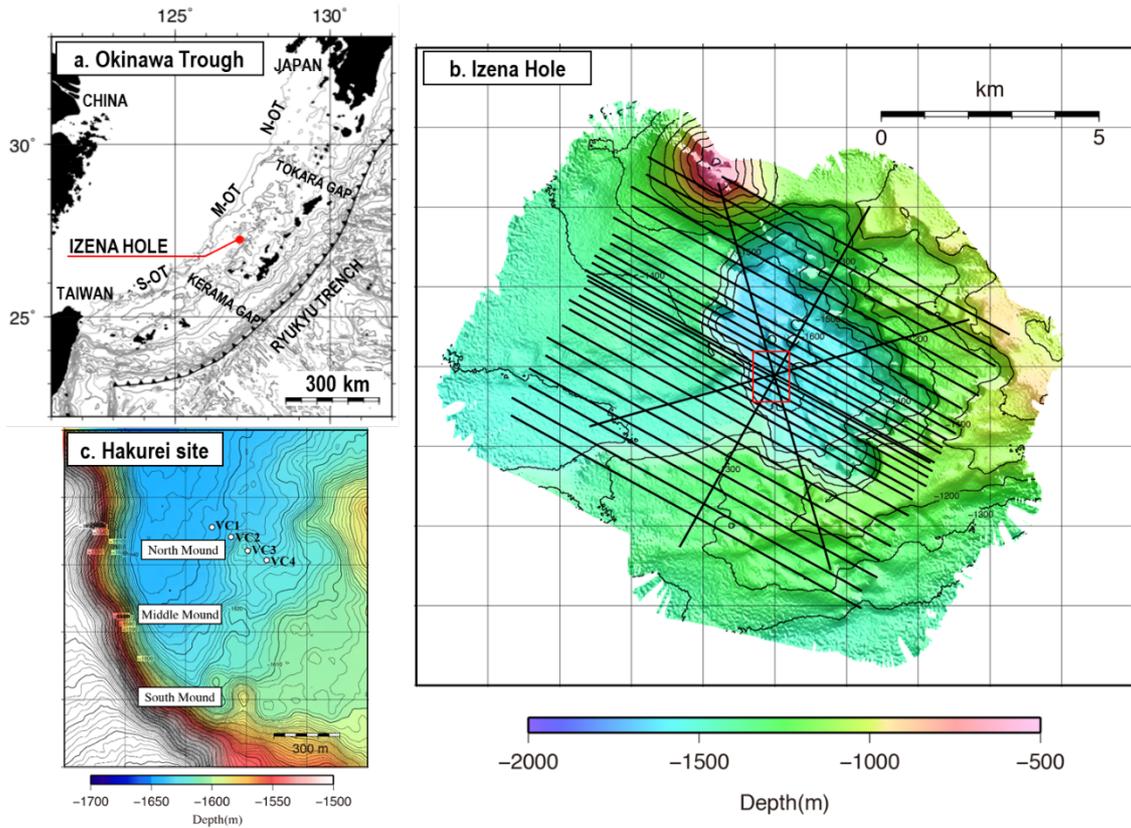


図 3-1. 調査海域周辺の海底地形と調査測線。海底地形データは、R/V「かいよう」に搭載されたマルチビーム測深器 (SEABEAM2112) により KY11-E04 航海で取得されたものを用いた。(a)沖縄トラフの海底地形。調査海域である伊是名海穴は沖縄本島から北西約 110 km の中部沖縄トラフに位置する。(b)伊是名海穴の海底地形と海上震源の発震測線 (黒実線)。赤枠は図 3-1 c の領域を示す。(c) Hakurei サイト熱水活動域の海底地形と海底係留方式ハイドロフォンケーブル (Vertical Cable: VC) の係留点。熱水性硫化物マウンドである北部マウンドを中心に北西南東方向に 4 本の VC を投下、係留した。

3.3 海底係留方式ハイドロフォンケーブルによる音波探査

3.3.1 データ取得

海底係留方式ハイドロフォンケーブルには地球科学総合研究所が開発した独立型ハイドロフォンケーブル，バーティカルケーブル（図 3-2， Vertical Cable: 以下 VC）を用いた。海面付近で発震したシグナルを海底に鉛直方向に係留した VC で受振する探査手法をバーティカルケーブルサイスミック（図 3-3， Vertical Cable Seismic: 以下 VCS）と呼ぶ(Asakawa et al., 2012)。VC を複数本海底に展開することにより，音波の上下の到来方向だけでなく，空間的な到来方向を各 VC への走時差から識別することができ，海底下の 3 次元イメージが可能となる。使用機器の詳細を表 3-1 に示す。海上震源である GI ガンによる発震測線は，図 3-1 b に示すように投下した VC を中心に 9 km 四方の範囲を北西-南東方向に 400 m および 200 m 間隔の測線 24 本（Line1 - Line24），VC 直上を北西-南東方向，北東-南西方向，北北東-南南西方向，西北西-東南東方向に走る測線 4 本（Line26~Line29）の計 28 本，測線の総延長 9 km で取得した。

3.3.2 データ処理

取得した音波探査データの処理には，VSProwess 社の処理ソフトウェア VSProwess ver.2.19 を，イメージングには地球科学総合研究所が所有する解析ソフトウェア DIS および Active Seis をそれぞれ使用した。データの処理手順を図 3-4 に示す。VC に収録された連続データは，GI ガンの発震時刻から 5 秒間を切り出し，測線毎に SEG-Y フォーマットに変換した。切り出し後のデータを図 3-5 に示す。VC はハイドロフォンが鉛直方向に配列するため，上方から伝わる波（Down-going），下方から伝わる波（Up-going），側方から伝わる波（Side-reflection）を各受振器へ到達する走時差によって識別することができる。この特性を利用し，海底面および海底下からの反射とは関係のない方向からの波を除去した（図 3-4 (5)）。波形処理については，震源波形の卓越周波数は 60 Hz であったため，震源波形とは関係のない周波数のノイズは帯域通過フィルターによって除去した（図 3-4 (2), (6)）。次に，震源波形振幅の幾何学的発散による減衰の補正（図 3-4 (7)），および海上震源の動揺，測位誤差による走時のずれを補正した（図 3-4 (8)）。

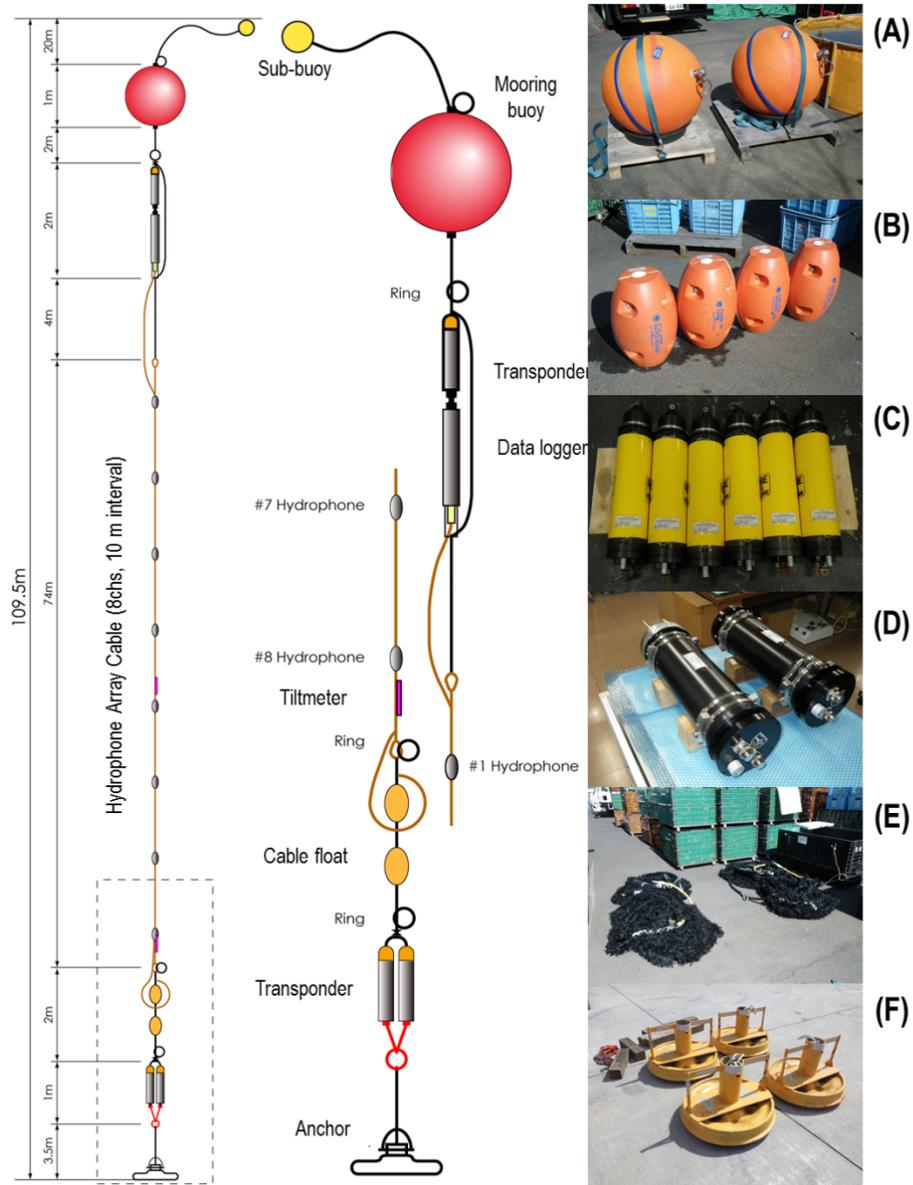


図 3-2. 独立型のハイドロフォンケーブル，バーティカルケーブル（Vertical Cable: VC）の係留方式調査時の機器構成図。写真は(A)係留ブイ，(B)ケーブルフロート，(C)測位用，切り離し用に使用したトランスポンダー，(D)データロガー，(E)ハイドロフォンケーブル，(F)アンカー。

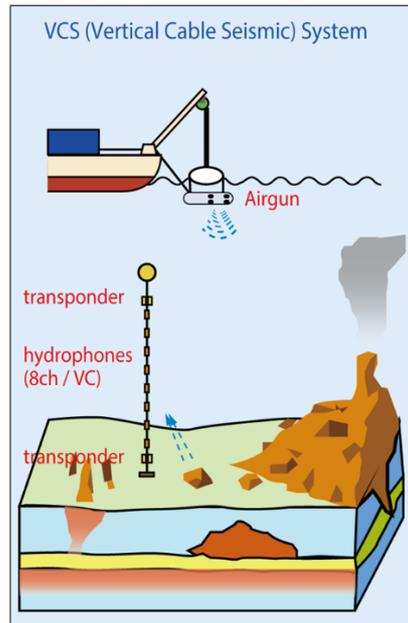


図 3-3. 海底係留方式ハイドロフォンケーブルを用いたバーティカルケーブルサイスミック (Vertical Cable Seismic: VCS)手法の調査概略図。

表 3-1. VCS データ取得様式

| | |
|----------------------------------|--|
| VCS survey specifications | |
| Cruise | : KY11-E04 |
| Vessel | : R/V Kaiyo |
| Source parameter | |
| Source | : SERCEL GI-gun (105 in ³ + 105 in ³) |
| Number of source | : 1 |
| Energy | : 2000 psi |
| Shot interval | : 6 sec (about 25 m) |
| Source depth | : 4 m |
| Vertical Cable parameter | |
| Number of hydrophone | : 8 / VC (10 m interval) |
| Record type | : Continuous recording |
| Sampling rate | : 10kHz (24bit) |
| Max. recording time | : 148 Hours (1 week) |
| Time stamping | : Cs timebase (CSAC) |
| | Synchronized with GPS onboard |
| Max. operating depth | : 2000 m |
| Penetration | : 15 m (in coarse sand), 150 m (in clay) |
| Survey Line | |
| Number of lines | : 32 |
| Line length | : 9,000 m |
| Line interval | : 400 m / 200 m |
| Number of VCs | : 4 |
| VC interval | : about 100 m |

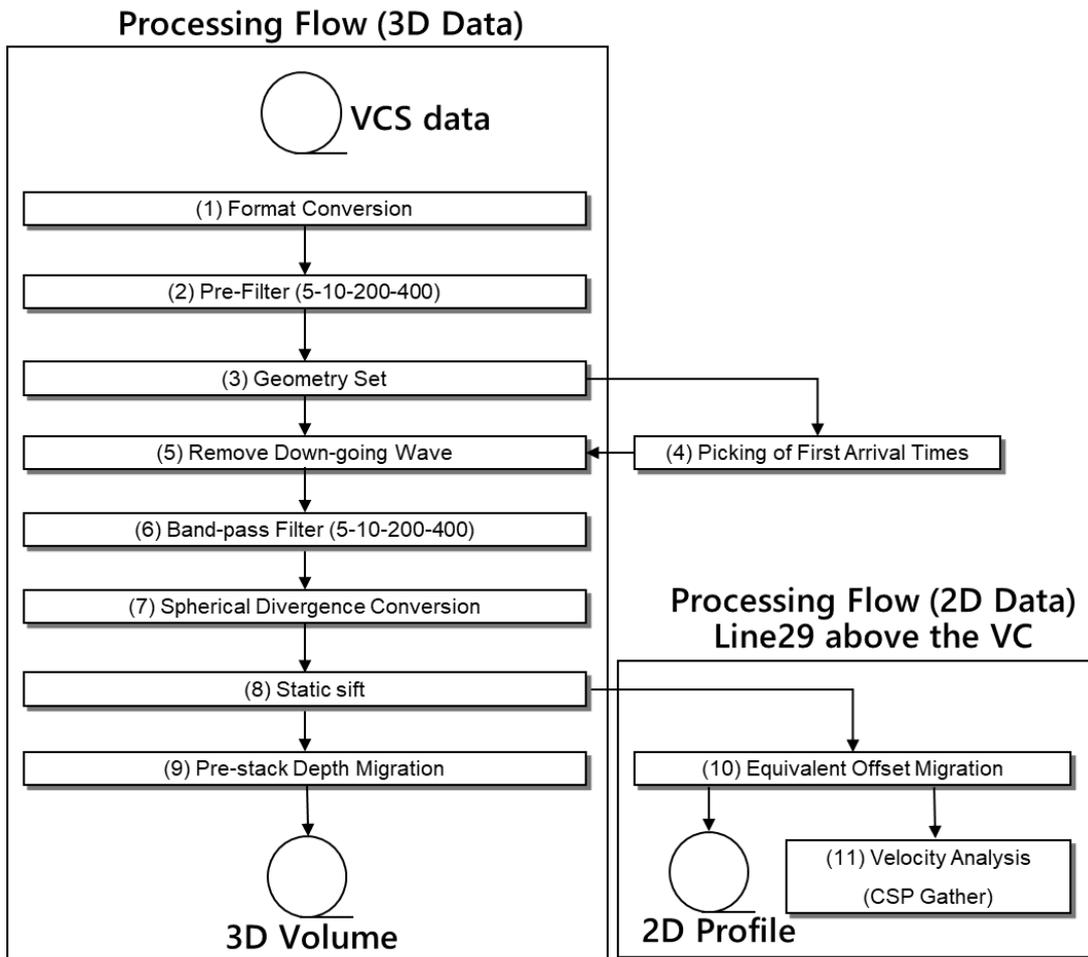


図 3-4. データ処理フロー。3次元の海底下構造のイメージングには(9)重合前深度マイグレーション(Pre-Stack Depth Migration: PSDM)を用いた。また、VCS直上を通過するLine 29の2次元データを用い(10)等価オフセットマイグレーション(Equivalent Offset Migration: EOM)による海底下イメージング、および(11)速度解析を実施した。

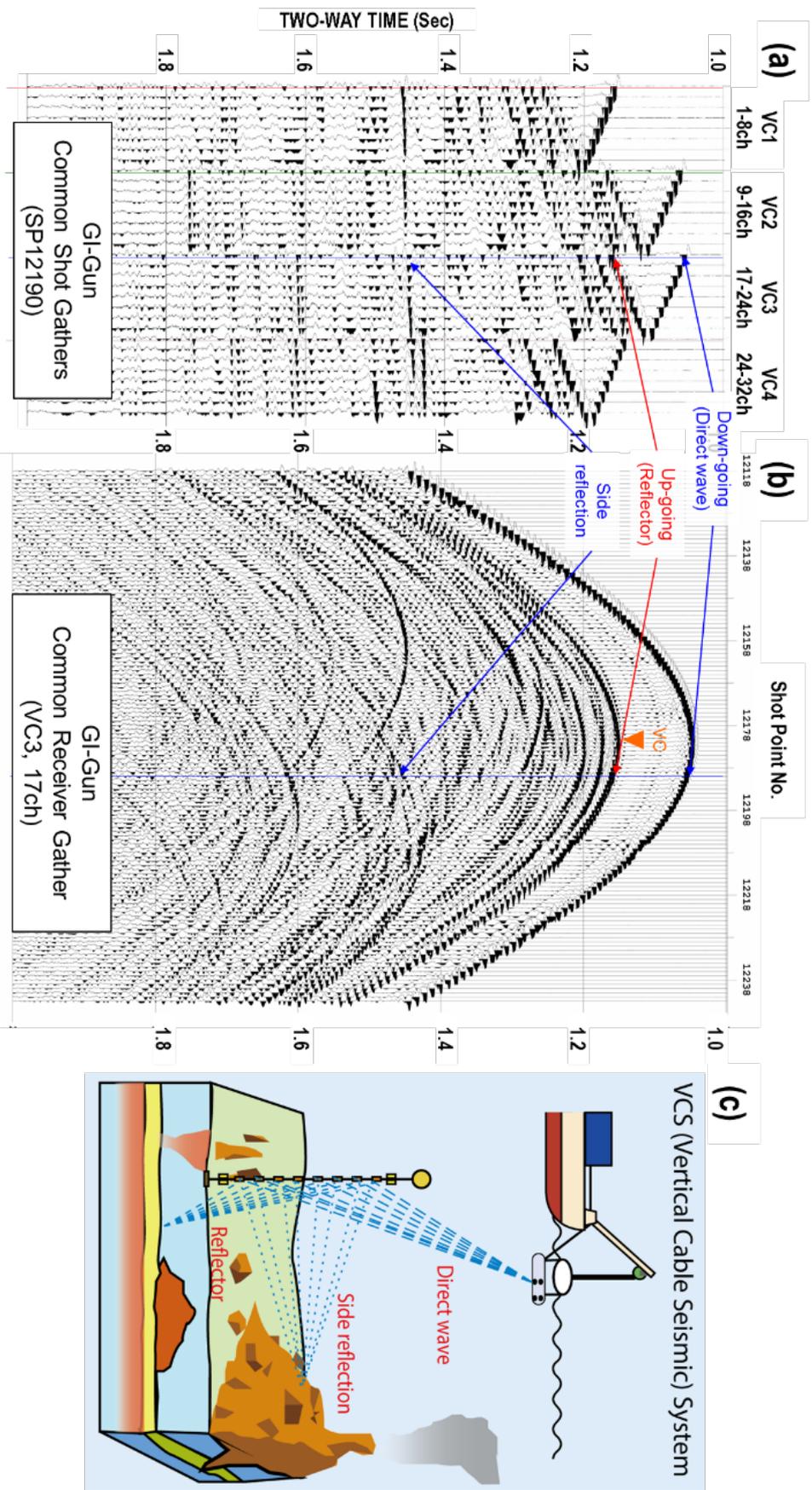


図 3-5. KY11-E04 で VCS によって取得された生データ。(a) 共通発震点における各受振器のデータ (Common Shot Gather), (b) 共通受振点における各発震点のデータ (Common Receiver Gather), 発震点が VC 直上を通過する点を橙色三角で示す。(c) VCS 手法における直達波 (Direct wave), 反射波 (Reflector), 側方反射 (Side reflection) の模式図。

3.3.3 重合前深度マイグレーション(PSDM)による3次元イメージング

熱水活動域における海底下の構造は非常に複雑であることが予想される。そこで海底下の3次元イメージング手法として、水平多層構造を前提としない、キルヒホッフ型重合前深度マイグレーション (Pre-Stack Depth Migration: 以下, PSDM, Yilmaz, 2001) を適用した。マイグレーションに使用した速度モデルには、海水中と海底下の速度で構成される2層モデルを使用した。速度モデルの領域を図3-6aに示す。海水中の音速は同航海で実施したXCTD観測によって得られた海水中の平均音速1,499 m/sとした。海底下の弾性波伝搬速度は、熱水性硫化鉱物の海底表層への堆積により速い弾性波速度が期待されるため、初期値として1,600 m/sとした。PSDMの処理パラメータを表3-2に示す。PSDMで使用するVCSデータの範囲はPSDM処理過程で生成されるマイグレーション後の重合前ギャザーをVCS直下において試験的に出力し、適切な範囲を設定した(図3-7)。また、マイグレーションパラメータのうち、反射波の受振器への入射角を決めるマイグレーション角、および1つの反射点における波動の合成を行う範囲、つまりキルヒホッフの積分を行う範囲(アパチャー)についてもパラメータテストを行った(図3-8)。ここでマイグレーション角を絞った場合、スマイルと呼ばれる双曲線上のマイグレーションノイズは軽減されるが、海底面および海底下表層のイメージングエリアは狭くなるという現象が起きる。また、アパチャーを広げると隣り合ったVC間のイメージをより連続的に表現することが可能と分かった。前述の両方の値をともに広く設定した場合、深部の反射波は打ち消し合うが、海底下約100 mまでの表層では反射波の連続性が良くなることを示した。取得データは海底下浅部のイメージングを目的としていることから、海底下浅部の構造を最も連続的に示したマイグレーション角 90° 、アパチャー500 mを選択した。

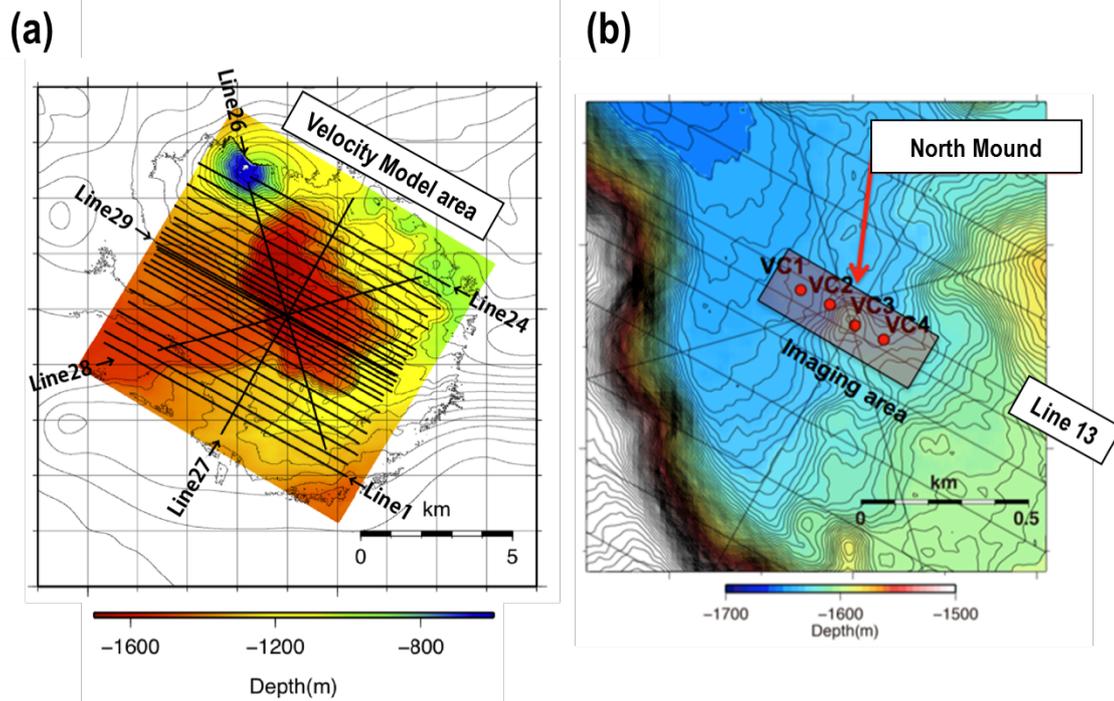


図 3-6. (a) 調査測線に対する PSDM の計算領域 (配色部)。配色は 2 層速度モデルの層境界深度を示す。(b) PSDM 処理のイメージング範囲 (赤塗長方形)。VC を中心に北西-南東方向に 500 m, 北東-南西方向に 200 m である。

表 3-2. PSDM パラメータ

| <i>PSDM parameter</i> | |
|----------------------------|---------------------------------|
| Input data | |
| Max. offset | : 1200 m |
| Velocity model | |
| Grid size | : 5 m x 5 m x 5 m |
| Layer | : 2 layers (1500 m/s, 1600 m/s) |
| Migration parameter | |
| Output grid size | : 1 m x 1 m x 1 m |
| Aperture | : 500 m |
| Theta | : 90 ° |

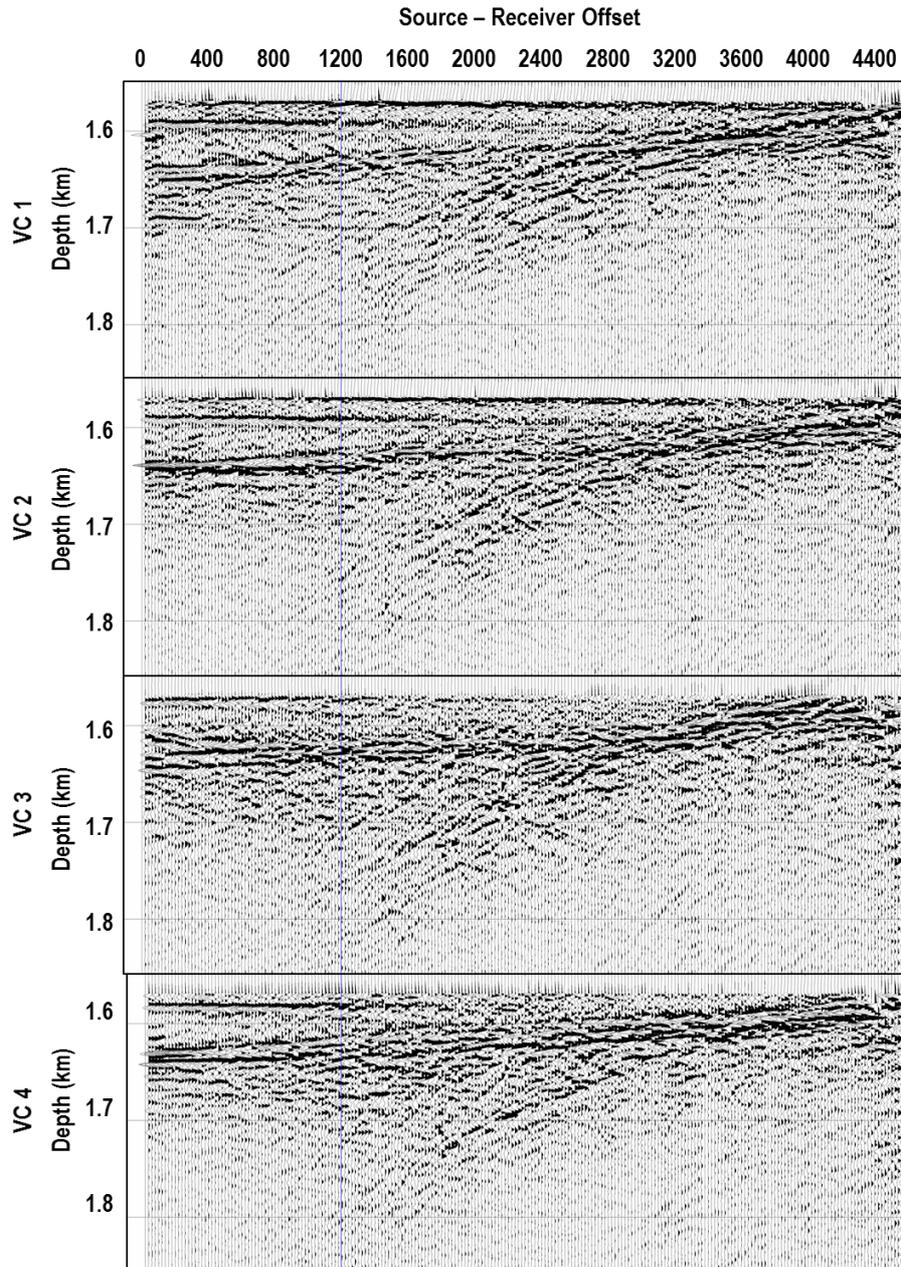


図 3-7. 上から VC1 直下, VC2 直下, VC3 直下, VC4 直下において, マイグレーションに使用する適切な受振点-発震点距離(オフセット)を検討するため最大オフセット(6230 m)までを入力ファイルとした PSDM を行い, マイグレーション後の重合前ギャザーを試験的に出力した。PSDM のパラメータは表 2 に従い, 積分を実行する範囲であるアパチャーを 5000 m とした。PSDM 縦軸は深度, 横軸はオフセットである。オフセット 1200 m (青線) 以遠には双曲線状の波形が認められ, 重合後の記録を悪化させることが明らかとなった。よって PSDM 処理の入力ファイルのオフセットは 1200 m までを用いることとした。

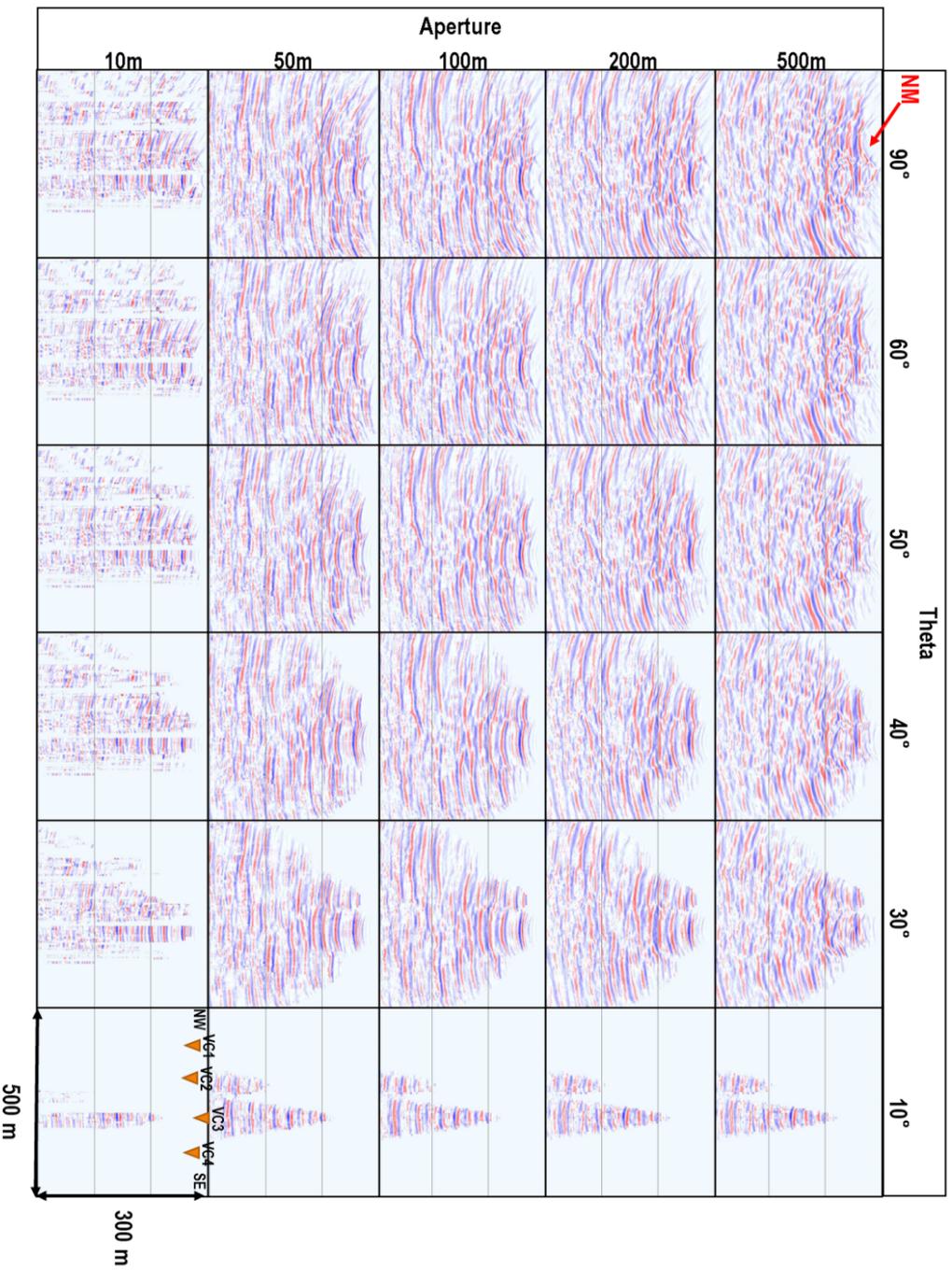


図 3-8. PSDM パラメータのうち、マイグレーション角 (Theta) と積分領域 (Aperture) を変化させたパラメータテスト結果。出力した 2 次元断面はイメージングエリア (図 3-6 b) の北西-南東方向断面中央、北部→サント (NM) を切る断面である。テストパラメータ以外の PSDM パラメータは表 2 に従った。Theta および Aperture はその範囲が大きいほど計算時間はかかるが、急傾斜の反射波に対するマイグレーションの精度が向上する。テスト結果においても、Theta を 90°、Aperture を 500 m とした時、最も北部→サント (NM) の海底面における地形の高まりを表した。

3.3.4 等価オフセットマイグレーション(EOM)による2次元速度解析

傾斜を含む複雑な海底下の構造をイメージングする手法として、上記の PSDM の他に、ディップムーブアウト (Dip-moveout: DMO, Hale, 1984) や等価オフセットマイグレーション (Equivalent Offset Migration: 以下, EOM, Bancroft et al., 1998) が挙げられる。両者は、ほぼ等価な結果を導く手法であるが、後者は計算機上の負荷が少ないことで知られている。Bancroft and Xu (1999)では、EOM が鉛直方向に配列したハイドロフォンアレイデータにおいても有効であることを示した。EOM の処理過程で出力される共通散乱点 (Common Scatter Point: 以下, CSP) ギャザーは、従来の海上で受発震を行う反射法地震探査によって得られる共通反射点 (Common Mid-Point: 以下, CMP) ギャザーと等価に扱うことができ、海底下の速度構造を推測するための重合速度解析を適用できる (Zhang et al., 2006)。Asakawa and McIntyre (2015)および Tara et al. (2016)では本調査にも使用している VC を用いた調査記録に対し EOM の最適化を行なった。そこで、本調査で得られた VCS データのうち、最も VCS 近傍を通過した測線 (Line 13, 図 3-6b) を用い、EOM によるイメージングおよび CSP ギャザーを用いた速度構造の推測を行なった。本速度解析には地球科学総合研究所が所有するソフトウェア Active Seis を用いた。

図 3-9 には本調査のデータ取得ジオメトリによって海底下の速度構造を再現可能であることを確認するために実施した速度解析シミュレーションの結果を示した。海底下の速度モデルは緻密な鈹体が堆積層中に分布することを想定し、高速度層と低速度層の互層となるよう設定した (図 3-9 a, c)。発震点と受振点位置は Line 13 の観測記録位置を用い VC による取得データを作成した (図 3-9 b)。VC 取得データの作成には VSProwess 社の VSProwess を用いた。シミュレーションによって得られた VC 取得データに対し CSP ギャザーを用いた速度解析を適用した結果、速度モデルと同等の区間速度が導かれ、高速度層と低速度層の互層が再現された (図 3-9 d)。速度モデルとの相対誤差は、最表層において約 0.05、5 層目において約 0.01 となり、深部ほど速度モデルに近い値を示す傾向が認められた。また、VC 1, VC 2 とその中間で出力される CSP ギャザーの比較では (図 3-10)、VC 間においても VC 直下と同様の双曲線が得られること、双曲線の傾きが同様であることが確認され、VC 間の速度構造も推測可能であることが示された。

本シミュレーション結果をもとに、EOM 処理の入力ファイルのオフセットは 2,000 m に設定した。マイグレーション断面は Line 13 直下の VC 位置を中心に水平方向 500 m を出力し、CSP 間隔は 1 m とした。また、中間生成物である CSP ギャザーを用いて速度解析を実施した。解析パラメータを表 3-3 に示す。

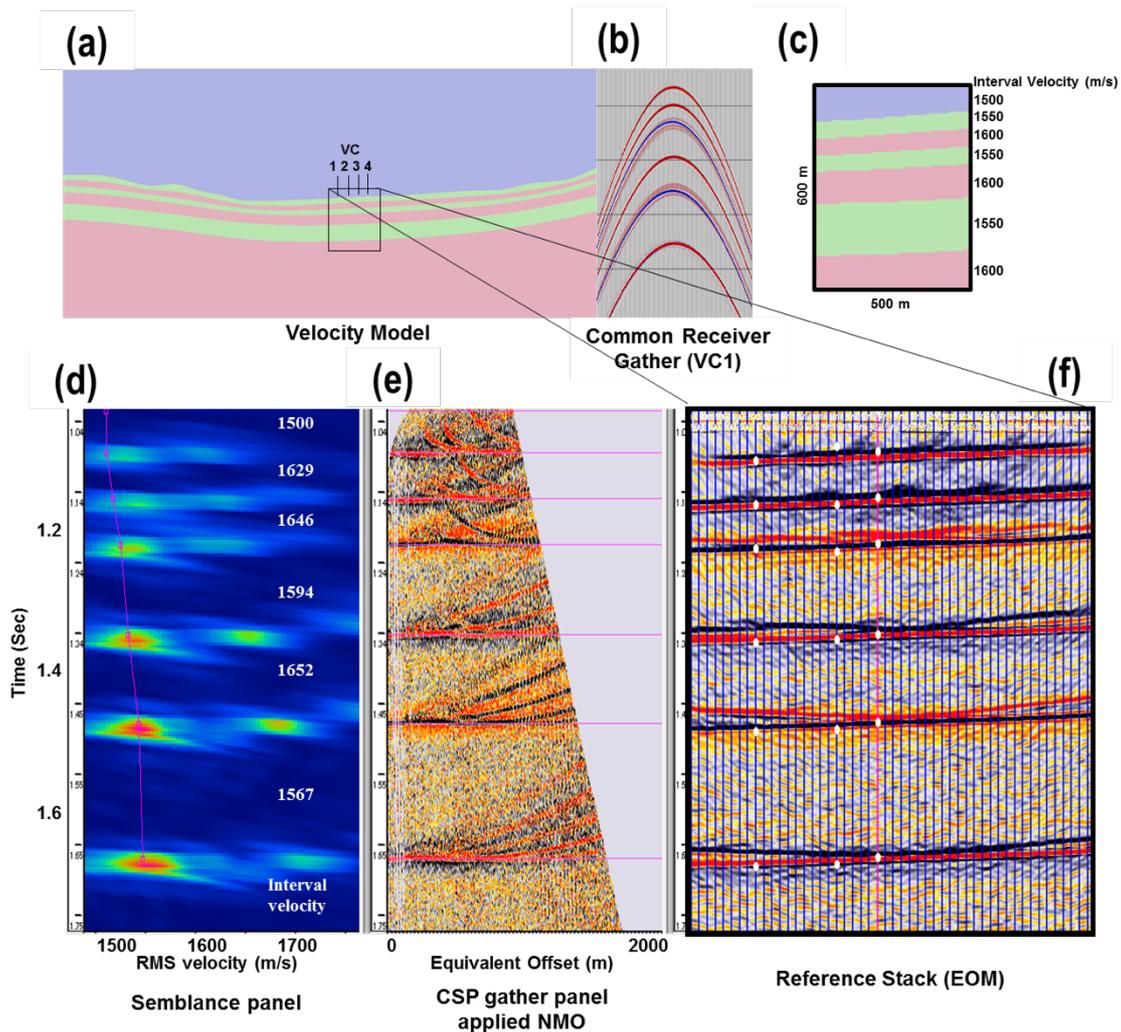


図 3-9. (a) VCS 測線 Line 13 の GI ガン発震領域における速度モデル。区間速度は海水中を 1500 m/s (紫塗) とし、海底下を 1550 m/s (緑塗) と 1600 m/s (桃塗) の互層とした。層厚は表層から 50 m, 50 m, 50 m, 100 m, 150 m である。VC4 本の位置を黒縦線で示した。黒枠は EOM による海底下のイメージングを行った場所を示した。(b)は(a)で示した速度モデル上を Line 13 と同じ発震を行った場合に VC1, 1ch で観測される波形である。(c)はイメージング領域のスケールと速度モデルを示した。(f)は EOM によって得られた反射断面である。速度境界が反射波で示されている。(e)は(f)の赤縦線で示された場所の重合前 CSP ギャザー, (d)は同 CSP ギャザーによる速度解析パネルである。このシミュレーションにより、Line 13 のデータ取得点において EOM による海底下のイメージングが可能であることが示された。また、速度構造が高速度と低速度の互層となっても速度解析により推測できる可能性が示唆された。

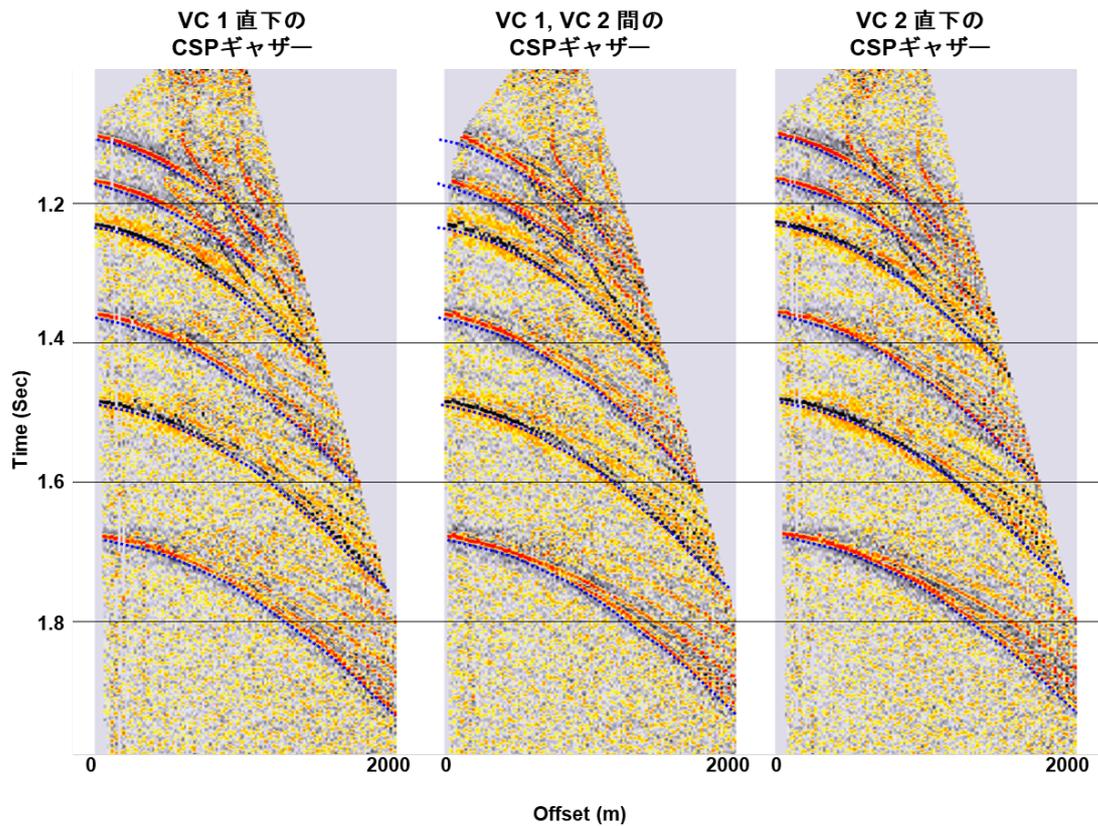


図 3-10. 速度解析シミュレーションによって得られた CSP ギャザー。左から VC 1 直下, VC 1 と VC 2 の中間点, VC 2 直下の CSP ギャザーである。青破線は VC 1 から読み取った各速度境界の反射波が示す双曲線。区間速度が異なるとこの双曲線の傾きが変化する。海底下の速度構造モデルは、海底面と平行な多層構造であることから、それぞれの地点における CSP ギャザーの双曲線の傾きは同じになると考えられる。VC 1 の双曲線を VC 2 とその中間地点の CSP ギャザーにプロットしたところ、同等の速度構造が得られていることが示された。

表 3-3. 速度解析パラメータ

| | |
|--|------------------|
| <i>Velocity analysis parameter</i> | |
| Velocity analysis locations | |
| CSP increment | : 2 m |
| Generate semblance | |
| Minimum semblance velocity | : 1400 m/s |
| Maximum velocity to scan | : 3800 m/s |
| Velocity increment | : 2 m/s |
| Semblance gate length | : 12 msec |
| Stretch mute | : 180 % |
| Semblance sample rate | : 4 msec |
| Automatic velocity picking on semblance | |
| Min. time gap between picks | : 1 msec |
| Max. vel. shift from trend line | : 10 m/s |
| Min. semblance to pick | : 20 % |
| Velocity trend parameters | |
| Sea water velocity | : 1500 m/s |
| Sea-bottom velocity range | : 10 m/sec |
| Min. vel. gradient to scan | : 200 m/sec/sec |
| Max. vel. gradient to scan | : 1000 m/sec/sec |
| Fraction of time gate to scan | : 0.4 |
| Smoothing parameters | |
| CSP range | : 3 |
| Iteration | : 5 |

3.4 処理結果

3.4.1 PSDM による 3 次元地下構造イメージング結果

PSDM によるイメージングエリアと 3 次元の処理結果を図 3-11 に示した。広角の反射波を使用し傾斜した構造のイメージングを行なったことにより、イメージングエリアの中央に位置する北部マウンドの地形的高まりをイメージすることができた。イメージングは北西-南東方向に配列した VC を中心にインライン（北西-南東）方向に 500 m、クロスライン（北東-南西）方向に 200 m の範囲で行なった。しかしながら、イメージングエリアの外周約 50 m はマイグレーションノイズが残るものの、VC に挟まれるエリアはマイグレーションノイズが打ち消し合い、比較的明瞭なイメージを得た。

図 3-12 は VC 直下に位置する熱水性硫化物マウンドである北部マウンドを北西-南東方向に切る海底下イメージである。海底下の構造は、北部マウンド直下で海底下約 100 m、その周辺で海底下約 70 m までに振幅の大きい明瞭な反射面が認められ、その下位では振幅の小さい不明瞭な反射面が認められた。北部マウンドの高まりを示す反射面は、北部マウンドの基部に位置する海底面反射に対しオンラップしており、マウンド自体が周辺とは独立した構造であると考えられる。堆積の順序で考えると、北部マウンドは現在の海底面ができた後に形成されたものであると言える。海底下の構造は、VC 1 および VC 4 の直下では海底面反射とほぼ平行に走る複数の反射面が認められた。北部マウンド直下、水深 1,650 m から 1,680 m の間に上方に凸の閉じたレンズ状反射面が認められた。レンズ状反射面の下面にあたる反射面は VC 1 直下から VC 4 直下まで海底面反射と平行に追跡することが可能である。北部マウンド直下のレンズ状反射面は、水深 1,671 m の深度断面において円形に約 80 m 四方の広がりで見られた（図 3-13）。図 3-14 には 2 章の NSS-SBP によって得られた硫化物マウンドの断面と、PSDM 処理結果断面の比較を示した。PSDM 処理結果は、垂直分解能および水平分解能は NSS-SBP 調査結果より劣るが、より深部の構造をイメージングできている。また、硫化物マウンド下位には同様の反射面が認められた。

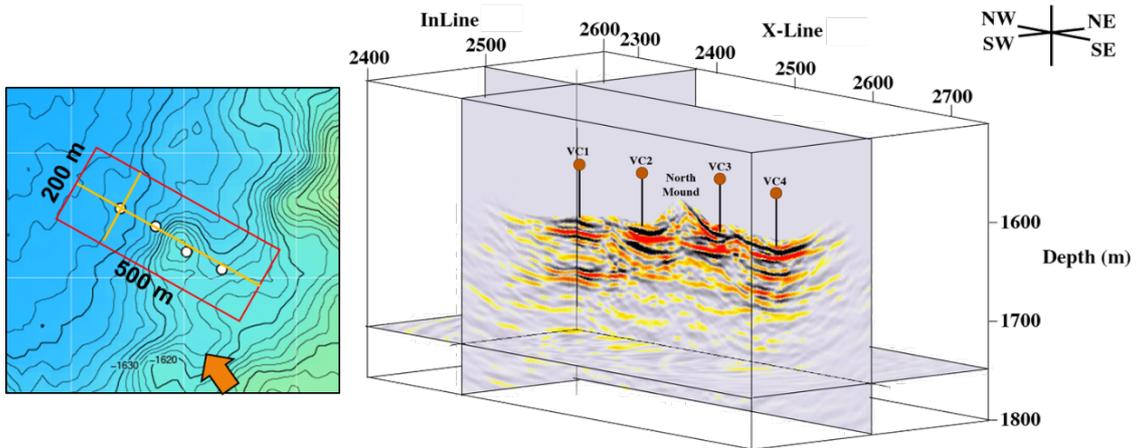


図 3-11. イメージングエリア周辺の海底地形（左図）と 3 次元 PSDM 処理結果（右図）。3 次元 PSDM 処理結果は、左図橙色線で示した断面（In-Line 2500, X-Line 2380）を矢印の方向から見たもの。

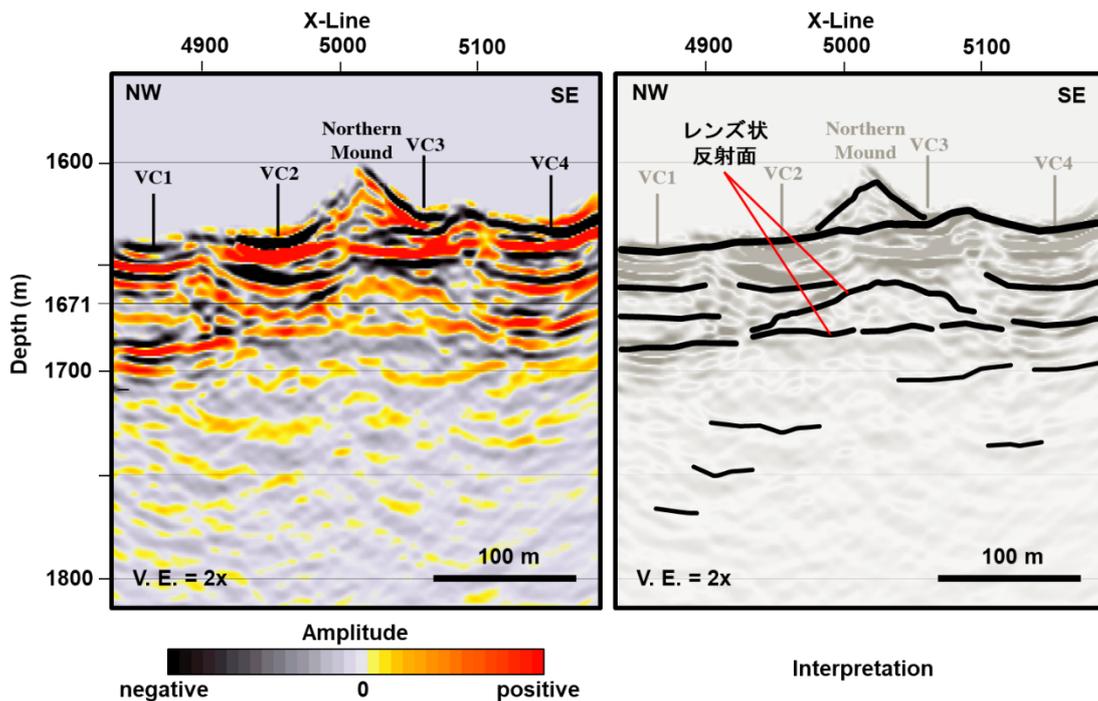


図 3-12. VC 北西-南東方向の断面（In-Line 2500）（左図）と解釈図（右図）。解釈図には北部マウンド直下に認められるレンズ状反射面の上面と下面を赤線で指示した。

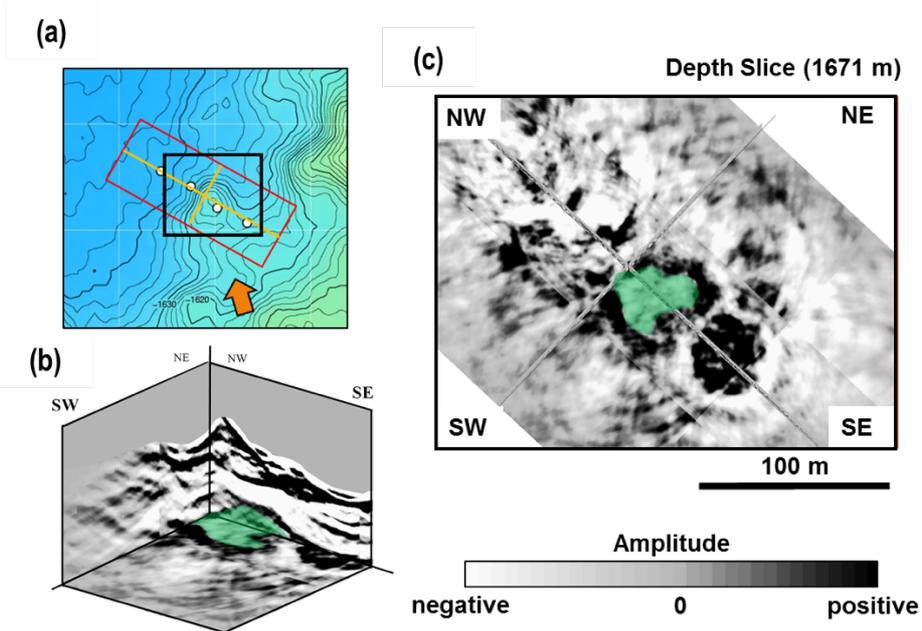


図 3-13. 深度断面（1671 m）における閉じた反射イベント（緑塗）の分布。(a)表示エリアを示した海底地形図。橙色線は断面位置，橙色矢印は(b)鳥瞰図の視点。黒枠は(c)深度断面の表示範囲を示す。

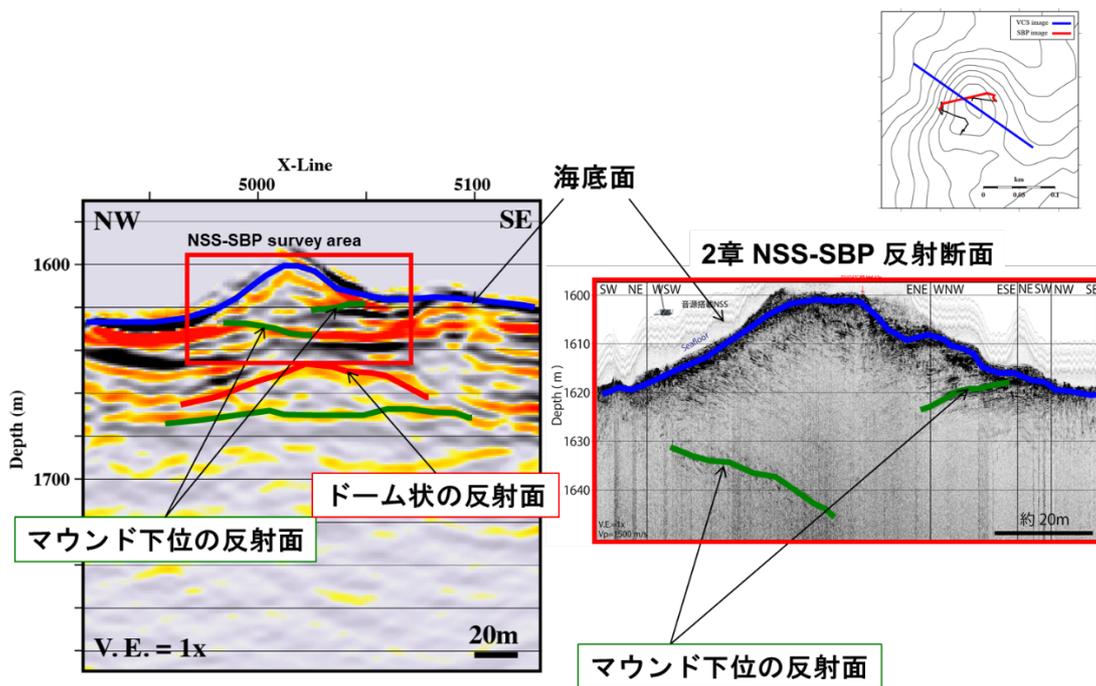


図 3-14. VCS 取得データの PSDM 処理結果（左）と 2 章の NSS-SBP によって得られた反射断面（右）の対比。それぞれの断面の位置関係は左上地形図中に青線で VCS 断面，赤線で NSS-SBP 断面を示した。PSDM 処理結果中の赤枠は NSS-SBP 断面の表示領域を示す。VCS 調査によって深部の構造が明らかとなったことが分かる。

3.4.2 EOM による 2 次元速度解析結果

VC 直上を通過する Line 13 のデータを用いた EOM によるマイグレーション断面と速度解析結果を図 3-15 に示す。断面中央の北部マウンドによる地形の高まりを示す反射面は、PSDM による処理結果と同様に北部マウンドの基部に位置する海底面反射に対しオンラップしており、独立した構造であることを示した。また、北部マウンド直下においても PSDM 処理結果と同様にレンズ状反射面が認められた (図 3-15 青波線)。速度解析結果では、北部マウンド直下に認められるレンズ状反射面付近において最大区間速度 2,500 m/s を示し、周辺の表層堆積物と比較して最も速い区間速度を示すことが明らかとなった。レンズ状反射面が分布する領域に対して、高速度を示す領域はやや北西側に位置し VC3 の直下では速度が低下している。2 章では北部マウンドの東側で熱水噴出が活発であることを述べていることから、マウンド直下における速度構造の偏りは、海底下から上昇・噴出する熱水流体が影響していると考えられる。また、その下位の区間速度はレンズ状反射面が広がる領域よりも遅くなっていた。明瞭な反射イベントが認められた往復走時 1.3 秒までの区間では、北部マウンド直下の他に VC 2 の直下に速い区間速度を示す領域が認められた。VC 4 の直下では区間速度 1,600 m/s 一定の速度構造が鉛直方向に連続する速度構造が認められた。速度解析に用いた CSP ギャザーは発震点と受振点位置の情報に基づき作成されることから、発震点と受振点位置のズレが CSP ギャザーの出力に影響した可能性が考えられる。しかしながら、本調査のデータ取得ジオメトリで行った速度解析シミュレーションでは、速度モデルの互層を表現できていたことから、その可能性は低いと考えられる。従って、VC 4 直下の速度構造は実際に周辺堆積物よりも低いことが本解析結果によって示されたと考えられる。

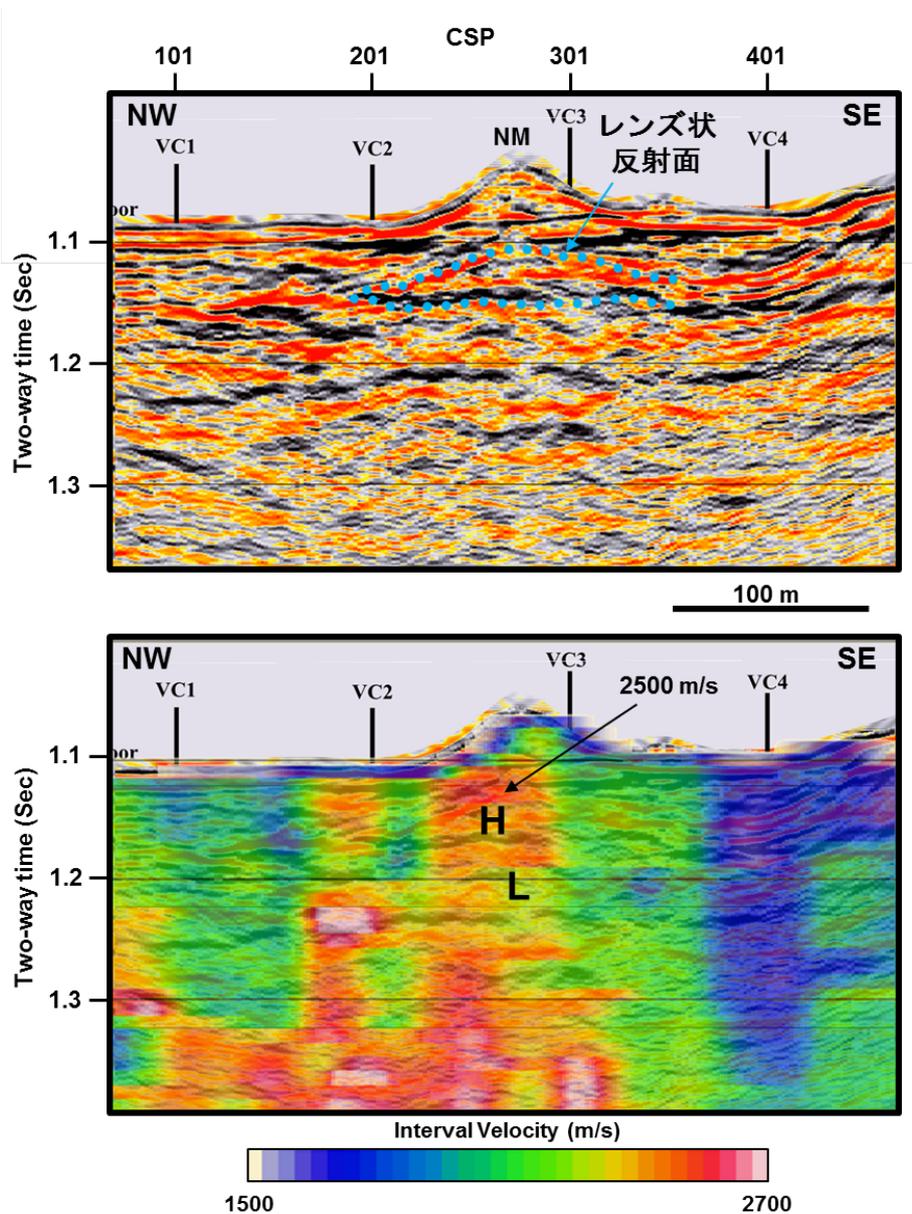


図 3-15. EOM によるマイグレーション断面（上図）と CSP ギャザーを用いた速度解析結果（下図）。マイグレーション断面には PSDM 処理結果で認められたレンズ状反射面が認められた（水色破線）。閉じた反射イベントが認められた場所は速い区間速度が得られた（2500 m/s）。また、その下位では区間速度が低下（L）する結果が得られた。

3.5 北部マウンド直下の海底下構造解釈

PSDM による 3 次元イメージおよび EOM による速度解析結果から、北部マウンドの下位に周辺堆積物よりも速い区間速度を示す堆積物が分布することが明らかとなった(図 3-15)。この堆積物による構造境界は、海底下約 50 m 付近を底面とし円形に広がり、上に凸の形状を呈す(図 3-13)。熱水活動域における周辺堆積物よりも速い区間速度を示す堆積物として、熱水活動により形成した高密度の塊状硫化鋇物が挙げられる(Ludwig et al., 1998)。また、経済産業省資源エネルギー庁(2013)では、北部マウンド裾野の海底下 30 m 付近に堆積物に覆われた硫化鋇物の存在を報告している。以上より、北部マウンド直下に分布する高速度異常を示す堆積物は硫化鋇物によるものと解釈した。さらに、北部マウンド直下に分布する硫化鋇物は、その形状から過去に海底面に形成された硫化物マウンドである可能性が推測できる(図 3-16 A)。過去に海底面に形成された硫化物マウンドを覆う堆積物の供給源としては、2 章で議論した表層堆積物の解釈を用いると伊是名海穴南部の斜面崩壊物であると考えられる(図 3-16 B)。また、斜面崩壊物に覆われた後も同地点では熱水活動が引き続いたことにより、現在海底面に認められる北部マウンドが形成されたと考えられる(図 3-16 C)。このように、海底面に形成された熱水性硫化物マウンドが堆積物に覆われ、新しい海底面に再び熱水性硫化物マウンドが形成される例は、堆積速度が速い環境に位置する太平洋東岸、Juan de Fuca Ridge の Middle Valley でも確認されており(Fouquet et al., 1998)、本研究により推測した北部マウンドとその直下の熱水性硫化物マウンドの形成過程を支持する。速度解析の結果から、北部マウンドの南東、VC 4 の直下では周辺よりも低い速度構造が得られた。堆積物中の速度を低下させる要因として堆積物中のガスの存在が挙げられる(例えば、Carcione and Tinivella, 2000; Tinivella, 2002)。伊是名海穴では熱水の化学組成分析や海底の熱流量観測によって、熱水が液相と気相に分離する境界が海底下に存在すると考えられており(Ishibashi et al., 2014; Kinoshita & Yamano, 1997)、ガスによって低速度領域が形成されている可能性が考えられる。VC 4 直下の構造は比較的連続性の良い層構造が認められることから、不透水層などを挟む層構造中にガスがトラップされている可能性を推測することができる。VCS イメージングエリアの海底地形は北西方向に傾斜していることから、堆積層中にトラップされたガスは比較的水深の浅い南東方向に移動し、VC 4 の下位で最も低い速度を示したと考えられる。速度構造の鉛直方向の連続性については、断層や亀裂といった断裂構造によるガスの鉛直方向の移動が考えられるが、今回の調査結果では明瞭な断裂構造を特定することはできなかった。VCS 取得データよりもさらに水平分解能の高いデータ取得を行うことで、ガスの鉛直方向の移動を説明可能な構造を得ることができると考えられる。

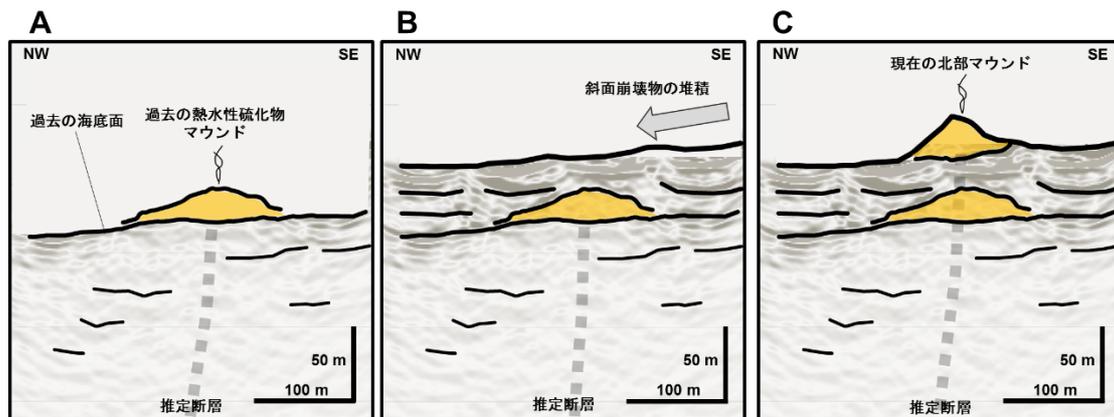


図 3-16. 伊是名海穴 Hakurei サイト，北部マウンドとおよびその直下に分布する塊状硫化鉍物の形成史。黄土色塗は周辺堆積物よりも高い速度異常を示す熱水性塊状硫化鉍物の分布を示す。北部マウンドの直下に分布する塊状硫化鉍物はその形状から過去の熱水活動によって海底面に形成された熱水性硫化物マウンドであると考えられる (A)。過去の熱水性硫化物マウンドは伊是名海穴南部の斜面崩壊物によって埋没した (B)。その後は同地点での熱水噴出が引き続いたことにより，再び海底面に現在北部マウンドと呼ばれる熱水性硫化物マウンドを形成した (C)。

3.6 まとめ

本研究では，深海係留方式ハイドロフォンケーブルを用いた VCS によって，海底面および海底下の起伏に富んだ構造をイメージングすることが可能であることを示した。さらに，VCS データを用いた速度解析によって，塊状の硫化鉍物による速度異常を検出可能であることを示した。また，以上の成果から伊是名海穴 Hakurei サイトの北部マウンドとその直下に分布する熱水性硫化鉍物の形成過程について述べ，北部マウンド直下に分布する熱水性硫化鉍物は過去の海底面に形成された硫化物マウンドであると結論した。海底熱水鉍床を音波探査の速度解析手法により高速度異常として検出した研究例はなく，本研究の特筆すべき成果と言える。

引用文献

- Asakawa, E., Murakami, F., Sekino, Y., Okamoto, T., Ishikawa, K., & Tsukahara, H. (2012). Vertical Cable Seismic Survey for Hydrothermal Deposit, 1.
- Asakawa, Eiichi, & McIntyre*, J. (2015). The application of Equivalent Offset Migration (EOM) to Vertical Cable Seismic (VCS) data. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2015* (pp. 5560–5564). New Orleans, Louisiana: Society of Exploration Geophysicists.
<https://doi.org/10.1190/segam2015-5897444.1>
- Bancroft, J. C., & Xu, Y. (1999). Equivalent offset migration for vertical receiver arrays. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1999* (pp. 1279–1282). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.1820742>
- Bancroft, J. C., Geiger, H. D., & Margrave, G. F. (1998). The equivalent offset method of prestack time migration. *GEOPHYSICS*, 63(6), 2042–2053. <https://doi.org/10.1190/1.1444497>
- Carcione, J. M., & Tinivella, U. (2000). Bottom-simulating reflectors: Seismic velocities and AVO effects. *Geophysics*, 65(1), 54–67.
- Davis, E. E., Mottl, M., Fisher, A., Staff Scientist, L., DrRabinowitz, P., & Francis, T. J. (1992). Ocean Dilling Program, Leg 139 preliminary report; Middle Valley, Juan de Fuca Ridge. *Preliminary Rep. ODP*, 39.
- Fouquet, Y., ZIRENBERG, R., Miller, D. J., Bahr, J. M., Baker, P. A., Bjerkgarden, T., et al. (1998). Sedimented ridges. II: Covering Leg 169 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution, Victoria, British Columbia, to San Diego, California, sites 1035-1038, 21 August-16 October 1996. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial reports* (Vol. 169, pp. 7–592). Ocean Drilling Program.
- Hale, D. (1984). Dip-moveout by Fourier transform. *Geophysics*, 49(6), 741–757.
- Humphris, S., Herzig, P., Miller, J., Staff Scientist, L., Rabinowitz, P. D., Baldauf, J., & Francis, T. J. (1994). OCEAN DRILLING PROGRAM LEG 158 PRELIMINARY REPORT TAG: DRILLING AN ACTIVE HYDROTHERMAL SYSTEM ON A SEDIMENT-FREE SLOW-SPREADING RIDGE.
- Ishibashi, J., Miyoshi, Y., Tanaka, K., Omori, E., Takahashi, Y., Furuzawa, Y., et al. (2015). Pore fluid chemistry beneath active hydrothermal fields in the Mid-Okinawa Trough: Results of shallow drillings by BMS during TAIGA11 cruise. In *Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems* (pp. 535–560). Springer.
- Ishibashi, J.-I., Noguchi, T., Toki, T., Miyabe, S., Yamagami, S., Onishi, Y., et al. (2014). Diversity of fluid geochemistry affected by processes during fluid upwelling in active hydrothermal fields in the Izena Hole, the middle Okinawa Trough back-arc basin. *GEOCHEMICAL JOURNAL*, 48(4), 357–369. <https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0311>

- Japanese, D. (n.d.). Research Group on Back-Arc Basins (JDRGBB),(1991): Report on DELP 1988 Cruises in the Okinawa Trough part 1. General Outline. *Bull. Earthq. Res. Inst*, 66, 1–15.
- Kinoshita, M., & Yamano, M. (1997). Hydrothermal regime and constraints on reservoir depth of the Jade site in the Mid-Okinawa Trough inferred from heat flow measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2), 3183–3194. <https://doi.org/10.1029/96JB03556>
- Ludwig, R. J., Iturrino, G. J., & Rona, P. A. (1998). 23. Seismic velocity-porosity relationship of sulfide, sulfate, and basalt samples from the TAG hydrothermal mound. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results; Texas A & M University: College Station, TX, USA*, 158, 313–328.
- Noguchi, T., Oomori, T., Tanahara, A., Taira, N., Takada, J., & Taira, H. (2007). Chemical composition of hydrothermal ores from Mid-Okinawa Trough and Suiyo Seamount determined by neutron activation analysis. *GEOCHEMICAL JOURNAL*, 41(2), 141–148. <https://doi.org/10.2343/geochemj.41.141>
- Tara, K., Asakawa, E., Murakami, F., Tsukahara, H., & McIntyre, J. (2016). Equivalent Offset Migration of Vertical Cable Seismic Data to Estimate the Velocity Model in Hydrothermal Deposits. In *78th EAGE Conference and Exhibition 2016 Extended Abstract*.
- Tinivella, U. (2002). The seismic response to over-pressure versus gas hydrate and free gas concentration. *Journal of Seismic Exploration*, 11(3), 283–305.
- Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. Society of exploration geophysicists.
- Yoshizumi, R., Miyoshi, Y., & Ishibashi, J. (2015). The Characteristics of the Seafloor Massive Sulfide Deposits at the Hakurei Site in the Izena Hole, the Middle Okinawa Trough. In J. Ishibashi, K. Okino, & M. Sunamura (Eds.), *Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems* (pp. 561–565). Tokyo: Springer Japan. https://doi.org/10.1007/978-4-431-54865-2_43
- Zhang, K., Cheng, J., Ma, Z., & Zhang, W. (2006). Pre-stack time migration and velocity analysis methods with common scatter-point gathers. *Journal of Geophysics and Engineering*, 3(3), 283–289. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/3/3/010>
- 経済産業省資源エネルギー庁. (2011). 海底熱水鉱床開発計画にかかる第1期中間評価報告書.
- 経済産業省資源エネルギー庁. (2013). 海底熱水鉱床開発計画にかかる第1期最終評価報告書.

4章 深海曳航方式ハイドロフォンケーブルを用いた熱水活動域調査

2016年度、中部沖縄トラフ・伊是名海穴の熱水活動域（Hakurei サイト）では、海底熱水鉦床探査手法の確立を目的とし、深海曳航方式ハイドロフォンケーブルによる音波探査が実施された。本調査では、熱水活動域だけでなく、非熱水活動域を含む音波探査データの取得を行い、海底下の構造から熱水活動域を絞り込む方法の検討に用いた。本章では、深海曳航方式ハイドロフォンケーブルにより取得した音波探査データを用いた海底下のイメージングおよび取得した断面の震探相に基づく熱水活動域の地下構造解釈について論じる。

4.1 はじめに

音波探査を用いた海洋資源の探鉱のうち石油・天然ガス探査では、地質構造（背斜構造）や岩石物性条件（層位封鎖型トラップ）を指標として探鉱が進められる。また、温度・圧力条件によりその生成が支配されるメタンハイドレートは、安定領域から分解領域に状態が遷移する深度において堆積層とは無関係に現れる海底擬似反射面（Bottom Simulating Reflector: BSR）が確認され、地層中のメタンハイドレートの存在を推定している。一方、海底熱水鉦床においては、上記のような音波探査による探鉱の指標は確立、一般化されていない。したがって、音波探査による海底熱水鉦床探査を実現するには、海底熱水鉦床が形成される場所とそうでない場所の地質構造や音響学的特徴を把握する必要がある。

2016年、SIPの次世代海洋資源調査技術では、中部沖縄トラフ・伊是名海穴において海底熱水鉦床の探査手法確立を目的とした統合調査が行われた。本統合調査のうち、音波探査については反射断面を用いた熱水活動域の絞り込みおよび海底熱水鉦床の検出を目標とし、独立型ハイドロフォンケーブルを用いた深海曳航方式の探査手法の検討を行った（JM16-02; Katou et al., 2019, JM16-04）。複雑な地形を呈す熱水活動域における音波探査では、音波の到来方向を識別する探査システムが必要であることを2章にて示した。また、複数のハイドロフォンを鉛直方向に配列したバーティカルケーブルが側方反射の識別に有効であることを3章にて示した。以上の成果をもとに、2017年3月、日本サルヴェージ株式会社が所有するサルヴェージ船「航洋丸」によって実施されたJM16-04航海では海中ロボット（Remotely Operated Vehicle: 以下、ROV）によって独立型ハイドロフォンケーブルを鉛直方向に立てたまま海底近傍で曳航し、2次元の高分解能反射断面を取得する手法を試みた。探査測線は、統合調査の一環として同海域で行われた地球深部探査船「ちきゅう」による掘削調査（CK16-05）結果をもとに、堆積物に覆われた海底下（潜頭性）鉦体が分布する領域と熱水活動の影響をほとんど受けていない堆積物が存在する領域を横断するよう設定した。本章では、鉦体が形成される場所とそうでない場所の地質構造、音響学的特徴を把握することを目的とし、それぞれの震探相（反射断面における反射波の連続性や振幅、位相）について議論する。

4.2 調査海域の地質背景

調査海域である伊是名海穴および熱水活動域である Hakurei サイトの地質については前章までに述べたとおりである。ここでは、深海曳航方式ハイドロフォンケーブルによる調査測線が設定された北部マウンド東方（図 4-1）の地質について概説する。本調査が行われた 2016 年度には、SIP の次世代海洋資源調査技術の下、地球深部探査船「ちきゅう」によって中部沖縄トラフ・伊是名海穴で掘削調査（CK16-05, Exp. 909）が実施された（Nozaki et al., 2018）。全 8 Site, 9 Hole の掘削点のうち、伊是名海穴ハクレイサイトの北部マウンドからその東側に位置する緩やかな傾斜地と比高約 35 m の地形の高まりにかけて 7 Hole の掘削が行われ、音波探査測線上にそのうち 6 Hole が位置する（図 4-1）。このうち最も深くまで掘削された C9026A では、上位から下位へ、水中土石流堆積物、半遠洋性堆積物、硫化鋳物、緑色珪化岩という岩相に区分され、この一連の岩相変化は Hole 9026A から東に 122 m 離れた Hole C9025A にも認められ、岩相の水平連続性を示している（野崎ほか, 2018）。また、本調査海域では、深海曳航式の海底電気探査（Kawada & Kasaya, 2017）や自立型無人潜水機を用いた磁気探査（Honsho et al., 2016）が行われ、海底下の硫化鋳物による異常値の検出が示されている。

4.3 深海曳航方式ハイドロフォンケーブルによる音波探査

4.3.1 データ取得

2017 年 3 月に実施した JM16-04 航海では、鉛直方向に配列させたハイドロフォンケーブルを深海曳航し、受振点と同じ位置（ゼロオフセット）で音源の発震を行い、データ取得を行う Zero-offset Vertical Cable Seismic（以下、ZVCS; Asakawa et al., 2018）を実施した（図 4-2 a）。鉛直方向に配列したハイドロフォンアレイは上方、下方、側方からの波動を容易に識別できるため（図 4-2 b）、地形の起伏が激しく散乱波によるノイズが多い海域に有効な手法である（Asakawa et al., 2018）。本探査で使用した各機器の仕様を表 4-1 に示す。ハイドロフォンケーブルは地球科学総合研究所が所有する 5 m 間隔、16 チャンネルの独立型ハイドロフォンケーブル 1 基を使用した。音源には、放電により発震するデルタスパーカーを海上震源として、ROV に搭載したピエゾ震源（JHT-720）を深海震源として使用した。両震源は卓越周波数が異なるため、それぞれ、5 秒間隔、3 秒間隔で並行して発震作業を行い、同一測線上で異なる周波数の反射断面を一度の観測により取得した。なお、ROV の平均曳航速度は 0.5 kt として観測を行なったため、ゼロオフセットデータの間隔はデルタスパーカーが約 1.25 m、ピエゾ震源が約 0.75 m である。

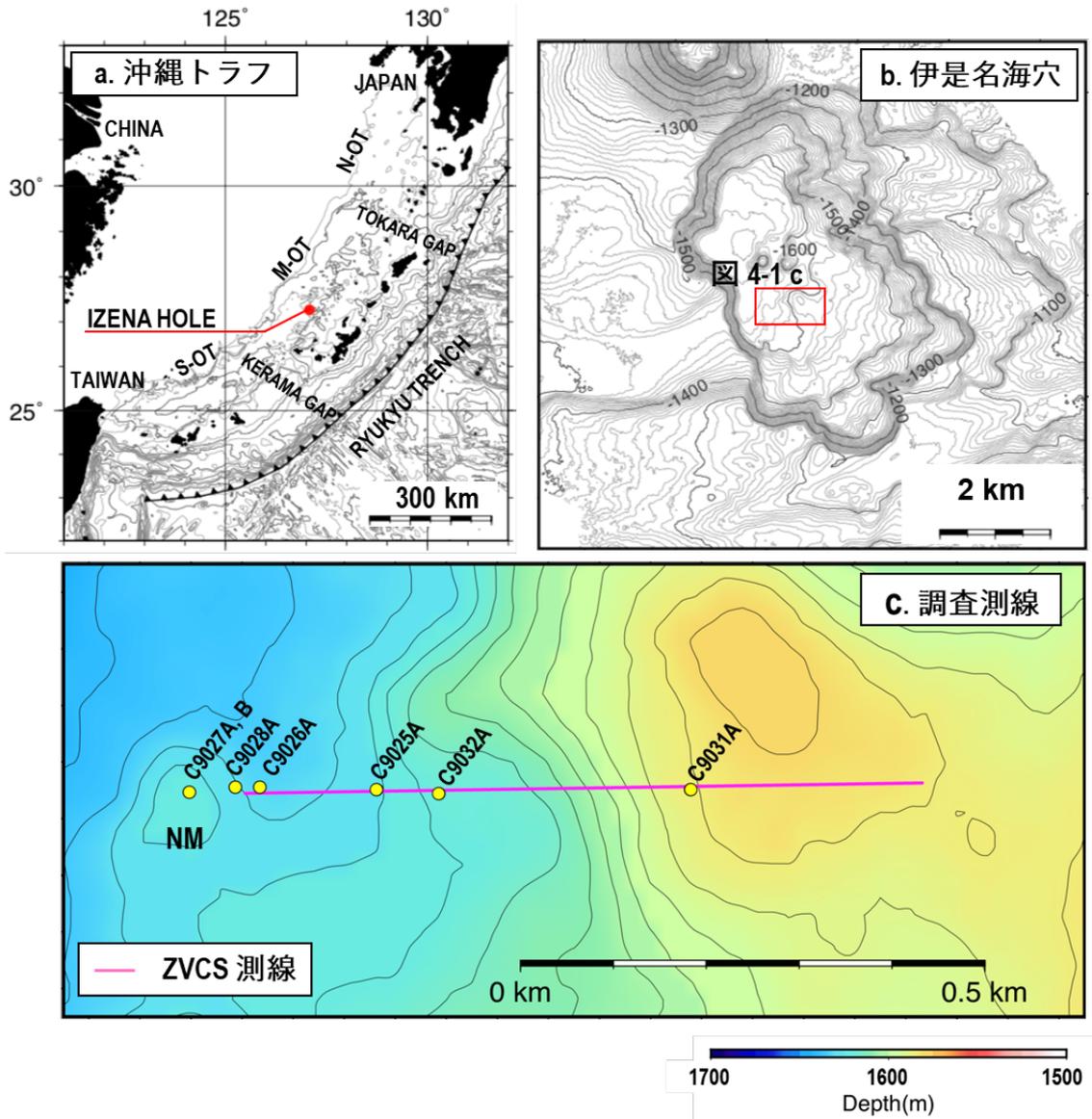


図 4-1. (a)調査海域である伊是名海穴が位置する沖縄トラフの海底地形と(b)伊是名海穴の海底地形。調査はカルデラ底南部に位置するハクレイサイトの北部マウンド周辺で実施した(図 4-1b 赤枠)。(c)ハクレイサイト北部マウンド東側の海底地形と深海曳航方式ハイドロフォンケーブルによる調査測線。同 2018 年に実施された掘削船「ちきゅう」による掘削点を黄色丸で示した。掘削点位置情報は海洋研究開発機構との情報共有によるものである。

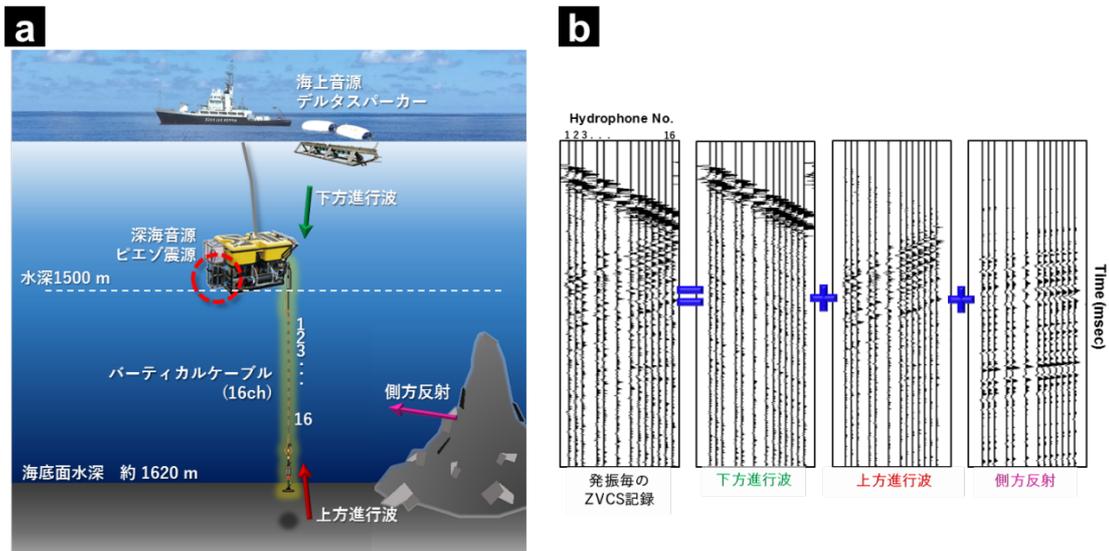


図 4.2. (a) 深海曳航方式ハイドロフォンケーブルを用いた Zero-offset Vertical Cable Seismic (ZVCS)の調査概略と(b) ZVCS によって得られたある発震点におけるハイドロフォンケーブルの受振記録例。受振記録は鉛直方向に配列したハイドロフォンによる走時差によって直達波および海面からの反射波である下方進行波，海底面および海底下からの反射波である上方進行波，崖錐や起伏を持った地形からの反射波である側方反射の 3 つの波動場に分離することができる。

表 4-1.ZVCS データ取得様式

| <i>Zero-offset Vertical Cable Seismic (ZVCS) survey specifications</i> | |
|--|-----------------------|
| Cruise | : JM16-04 |
| Vessel | : S/V Koyo maru |
| ROV | : QUASAR 9 |
| Towing speed | : 0.5 kt |
| Sea surface source | |
| Source system | : Delta Sparker (AAE) |
| Energy | : 12,000 J |
| Dominant frequency | : 200 Hz |
| Shot interval | : 5 sec |
| Shot depth | : 1 m |
| Deep towed source | |
| Source system | : Piezo source |
| Sweep type | : Linear upsweep |
| Sweep range | : 650 ~ 2400 Hz |
| Sweep length | : 250 ms |
| Listen time | : 3 sec |
| Max. operatable depth | : 1500 m |
| Receiver | |
| Number of hydrophone | : 16 |
| Hydrophone Interval | : 5 m |
| Sampling rate | : 10 kHz |

4.3.2 データ処理

独立型のハイドロフォンケーブルにより収録された連続データは、海上震源および深海震源の発震時刻でそれぞれ切り出しを行い、それぞれ2次元断面の作成を行なった。データ処理には地球科学総合研究所が所有する Super-X および VSProwess 社の VSProwess を用いた。海上震源データおよび深海震源データの処理フローをそれぞれ図 4-3 および図 4-4 に示した。ZVCS データの処理では、海上震源から直接ハイドロフォンに伝わる直達波や海面反射、母船の振動ノイズといった上方から下方に伝わる下方進行波 (Down-going wave) と、海底面や海底下から反射した上方進行波 (Up-going wave) に波動場分離 (Wave field separation) を行うことで、海底下の情報を含んだ上方進行波の抽出を行った。以降はショットベースのノイズ除去および振幅補償を適用し、海底面反射を揃え重合することで側方反射の除去を行った。海上震源データには反射波形の高分解能化のため連続的ウェーブレット変換 (CWT) を適用した(加藤ほか, 2012)。また、海上震源の周波数領域ではランダム性の高い環境ノイズが観測されたため、F-X 予測フィルターを適用した。重合後の時間断面は、潜頭性鈹体の分布を考慮した速度構造モデルを用いて深度変換を行った。なお、速度モデルは海水中の弾性波速度を 1500 m/s、海底下の弾性波速度を 3 章の速度解析結果を参考に、潜頭性鈹体分布域を 2000 m/s、その他の海底表層から海底下 100 m までに区間速度を 1550 m/s から 1800 m/s とした (図 4-5)。

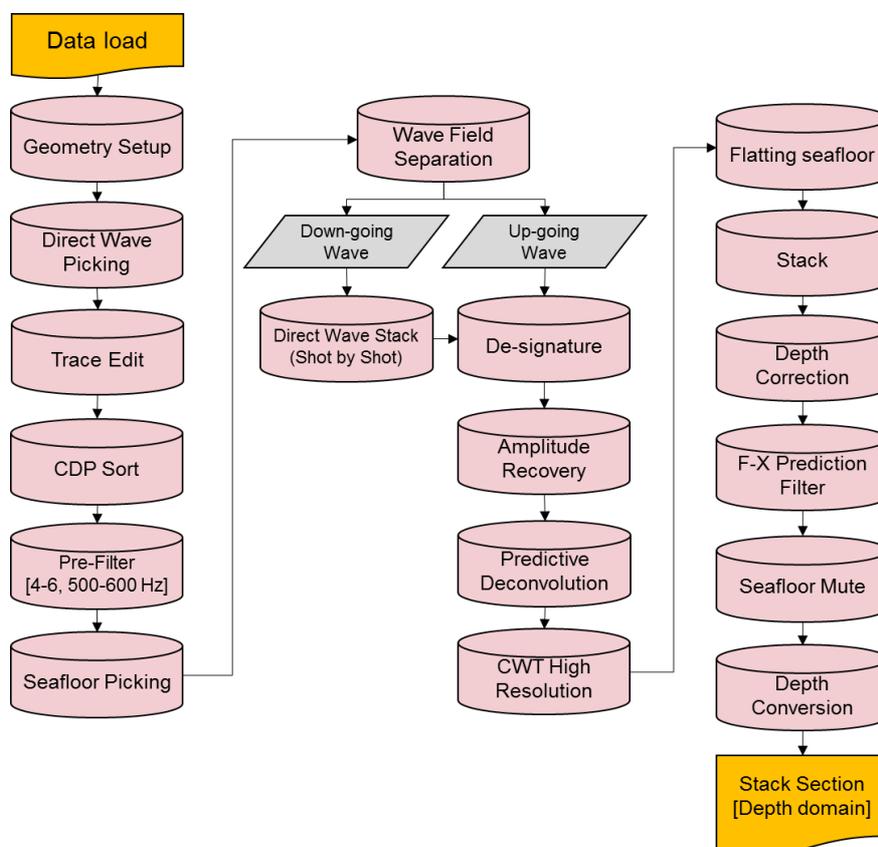


図 4-3. 海上震源 (デルタスパーカー) による取得データ処理フロー。

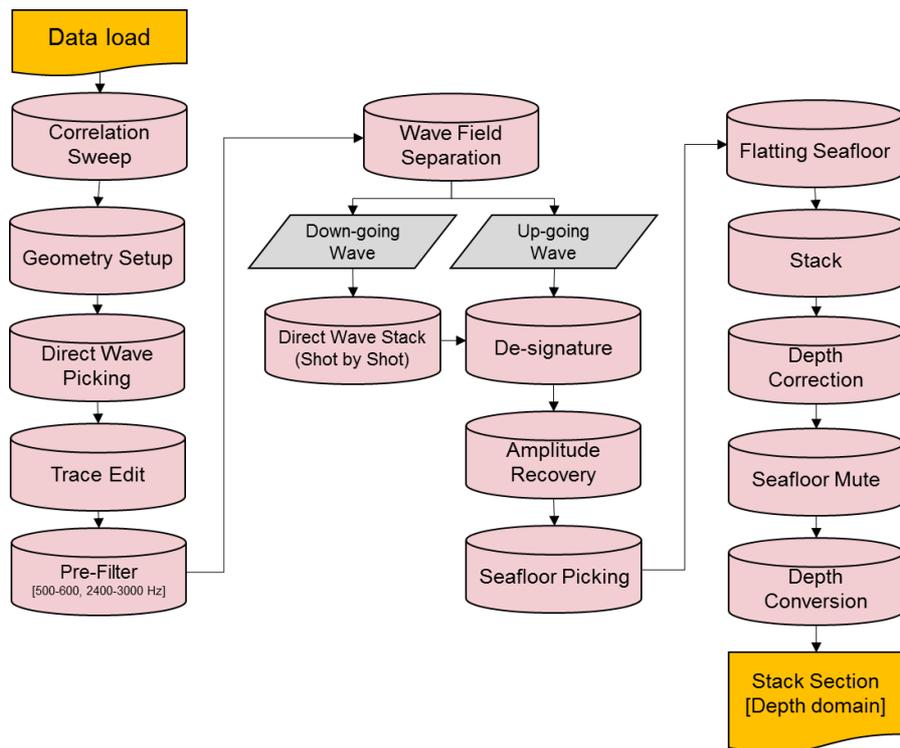


図 4-4. 深海震源（ピエゾ震源）による取得データ処理フロー。

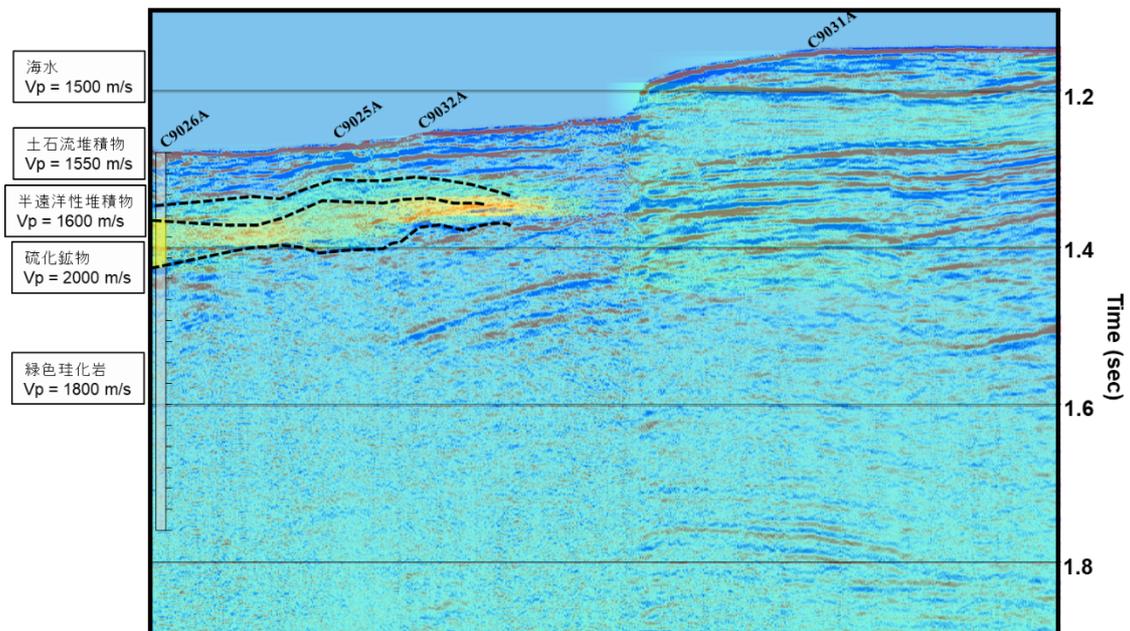


図 4-5. 深度変換に用いた速度モデル。「ちきゅう」掘削コアの岩相境界と対応する反射面を読み取り、海底下に鉱物が分布する領域の区間速度を 2000 m/s, その他の海底面から海底下 100 m までを区間速度が 1550 m/s から 1800 m/s となるよう速度モデルを作成し深度変換に用いた。

4.4 データ処理結果

海上震源によって得られた ZVCS データの重合後深度断面、および解釈線を加えた図を図 4-6 a,b に示す。図中には図 4-1 で示した「ちきゅう」による掘削点および野崎ほか (2018) に記された C9026A 孔の岩相区分を投影した。海底下の構造は海底面深度が変化する場所を境に、反射波の透過深度が変化する構造境界 (図 4-6 b CMP400 付近に位置する鉛直方向の実線) が認められた。図 4-6 a で示す重合後断面では、断面東側の地形の高まりでは海底下約 250 m まで反射波が認められ、かつ海底下約 100 m までは明瞭かつ連続性の良い反射面が認められた。一方、海底下鉞体が捕捉されたとされる断面西側では、東西を分ける構造境界付近で海底下約 100 m, その西方では海底下約 70 m まで識別可能な反射面が認められた。また、この反射面は断面東側と比較して断続的であった。野崎ほか(2018)で報告された C9026A の海底下鉞体の下面にあたる深度では、海底面反射 (正の振幅: 赤) と逆位相 (負の振幅: 青) を示す断続的な反射面が認められた (図 4-6 b 青線)。この反射面は海底下鉞体が捕捉されたとする C9032A の掘削点位置まで追跡することができた。深海震源によって得られた重合後深度断面 (図 4-7) でも同様に、断面中央の構造境界を境に音波の透過深度の変化が認められた。また、海上震源による断面と深海震源による断面を合成することによって、海上震源では把握することが困難であった表層堆積物の層厚把握や、断面中央の構造境界を挟んで東側の成層構造が明瞭に示された (図 4-8)。

図 4-9 には深海震源による重合後断面と重合処理を適用せず受振器単体で処理を行ったシングルチャンネル断面を示した。シングルチャンネル断面において双曲線状に認められる散乱波は、鉛直方向に配列したハイドロフォンケーブルの重合処理によって軽減した。また、断面東側の地形の高まり内部では重合によるシグナル・ノイズ比 (S/N) の向上が認められた。2 章で示した深海曳航型のサブボトムプロファイラー探査では複雑な海底地形に起因した散乱波の識別を課題としたが、ZVCS は散乱波の識別・除去に有効な手法であることが示された。

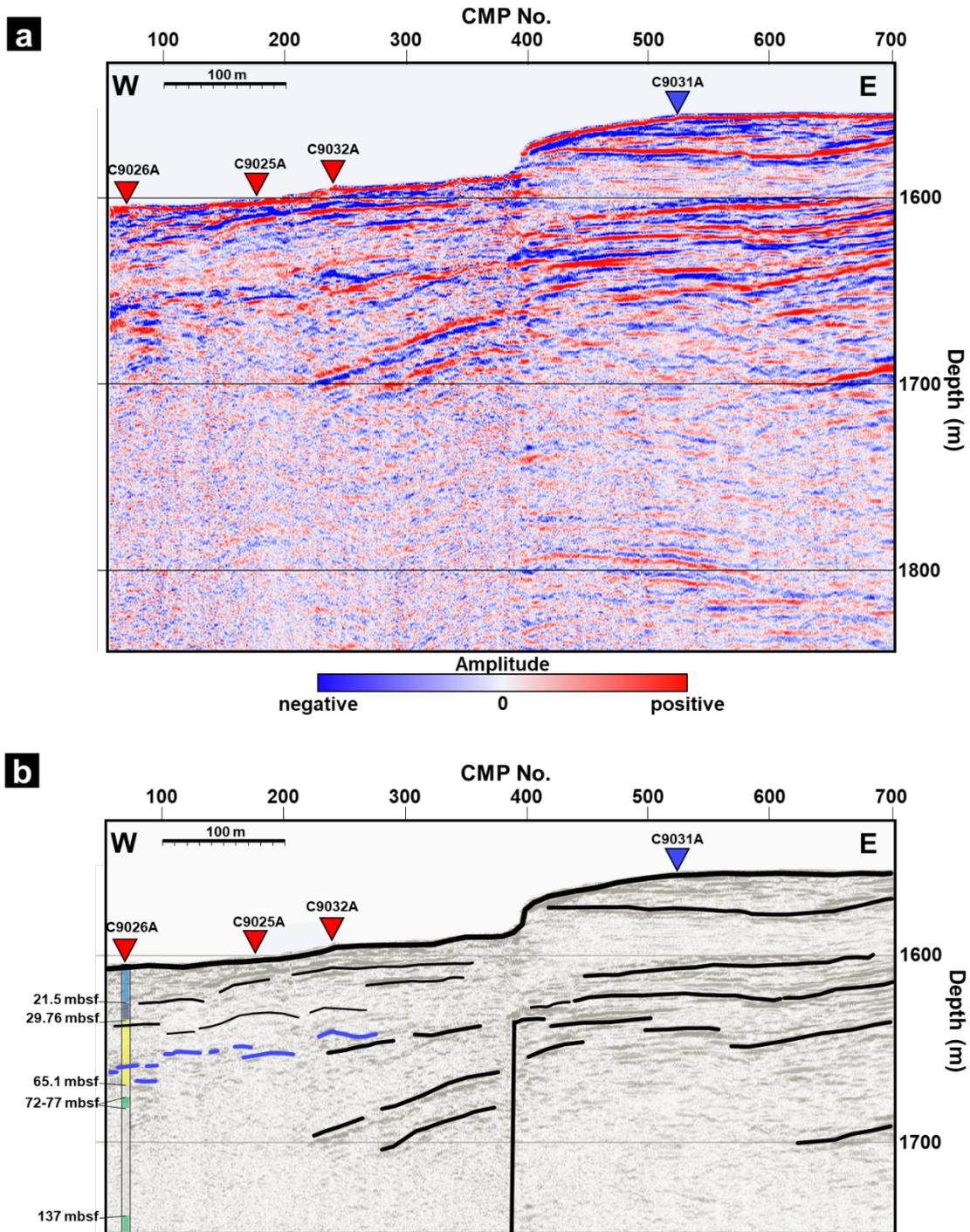


図 4-6. (a) 海上震源（デルタスパーカー）による重合後断面と(b) 解釈図。海底下の構造を示す反射面のうち、反射波の位相が海底面反射の逆位相となる反射面を青線で示した。図 4-1c にて示した CK16-05 の掘削点を断面図中に投影し、海底化（潜頭性）鉞体が捕捉された孔を赤三角、捕捉されなかった孔を青三角で示した。また、野崎ほか（2018）により示された C9026A の岩相境界の深度を記載した。

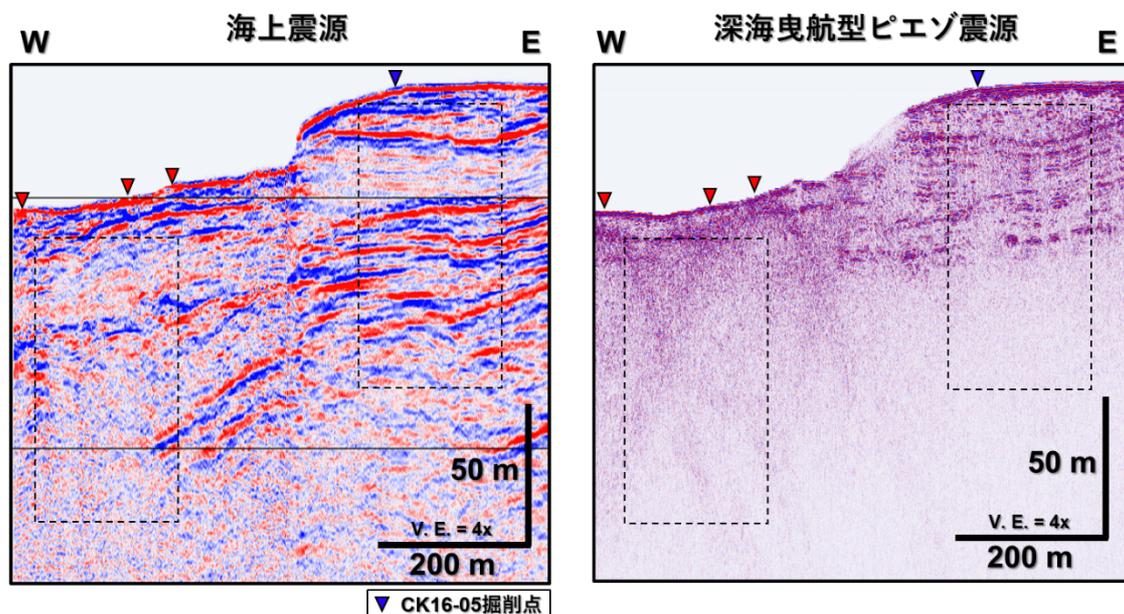


図 4.7. 海上震源重合断面（左図）とピエゾ震源重合断面（右図）のスケールでの対比。図中の波線四角は表 4.2 表示領域を示す。

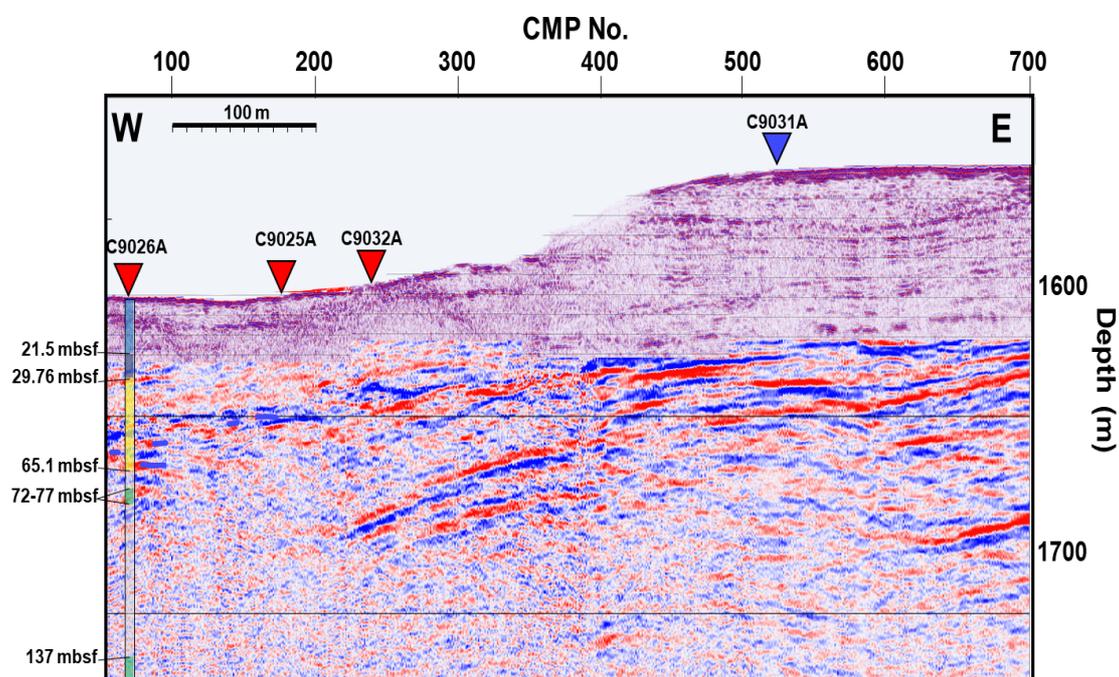


図 4.8. 海上震源重合断面（左図）とピエゾ震源重合断面（右図）のスケールでの対比。図中の波線四角は表 4.2 表示領域を示す。

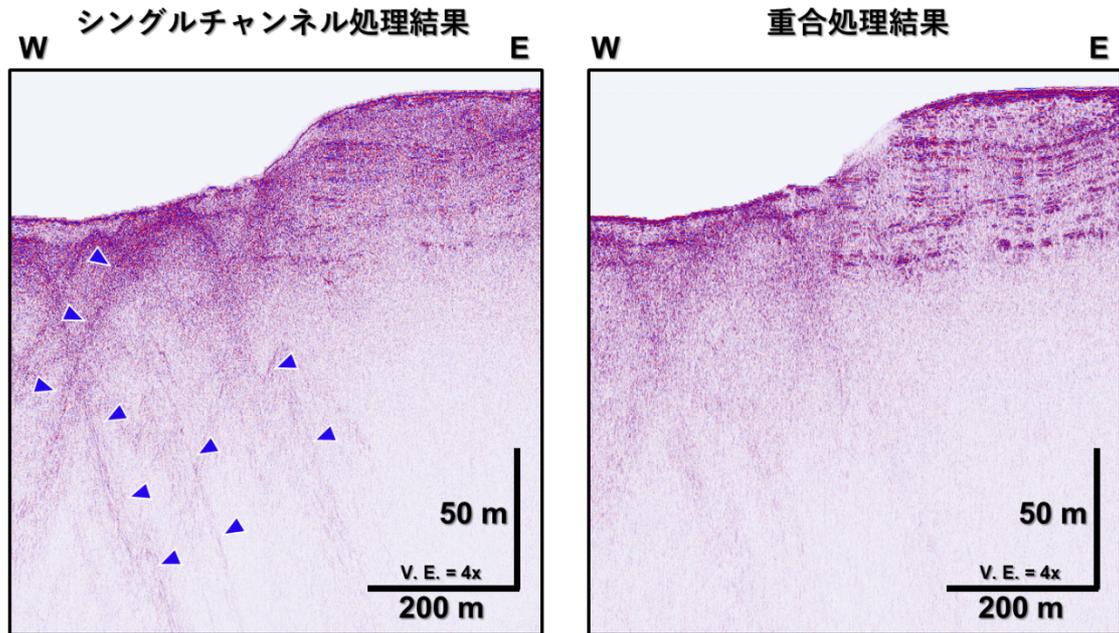


図 4.9.ピエゾ震源シングルチャンネル断面（左図）とピエゾ震源重合断面（右図）の対比。重合処理により，シングルチャンネル断面西側の海底下に認められる散乱波ノイズ（青三角）が軽減されている。また，断面東側の地形の高まり内部の構造においてもノイズの軽減が認められる。

4.5 震探相による熱水活動域の構造解釈

ZVCS によって得られた反射断面では、海底下鉍体の下面にあたる深度において海底面反射と逆位相の反射波が認められた。この逆位相の反射波が海底下鉍体の下面であることを示すため、海底下鉍体の分布域を想定した地下構造モデルを元に合成波形の作成を行い、海底下鉍体の下面で観測される反射波の位相を確認した(図 4-10)。その結果、周辺の母岩に対し高密度かつ高速度の海底下鉍体が存在している場合、海底下鉍体の下面境界は海底面反射と逆位相の反射波で現れることが明らかになった。その他にも、堆積層モデル最表層の 2m の層厚をもつ堆積物の上面(海底面)と下面を分解・識別するには 200Hz 程度の音源周波数が必要であることが示された。一方で、海底下鉍体の下面を示す海底面反射とは逆位相(青)の反射面は、全ての周波数で検出可能であることが示され、音波探査による海底熱水鉍床探査において、高密度(塊状)の硫化鉍物を検出する重要な指標となる可能性が示された。

次に、反射面の連続性に着目する。調査測線の東側に位置する地形の高まり内部(図 4-6 CMP 400 - 700)では、比較的連続性の良い反射面が海上震源およびピエゾ震源の両方の断面で確認できた(図 4-7)。一方、調査測線西側の海底下鉍体の下面を示す反射面(図 4-6 CMP 70 - 300)は、比較的断続的な反射面で特徴付けられ、若干の鉛直ズレ成分を示す。このような構造は鉍体を形成するための熱水の流路となる堆積層中の裂かを示すと考えられる。また、海底下鉍体の下面を示す断続的な反射面の下位では、反射波が示す構造境界が不明瞭となり、図 4-6 の CMP 210 の水深 1700 m の位置では構造が途切れる様子が認められる。熱水活動により鉍体が形成される領域の下位に分布する熱水の流路では、脈状鉍(Stockwork)や熱水変質帯が分布する(Herzig & Hannington, 1995; Rona, 2008; Tornos et al., 2015)。よって、海底下鉍体の下位に認められる音響的な構造が不明瞭な場所は、熱水の流路に形成された脈状鉍や熱水変質帯によってもとの堆積構造がもつ物性値(密度や弾性波速度など)を変化させたことが影響していると推測した。熱水の流路を示す断続的な反射面とその下位の音響的に不明瞭な領域の組み合わせは、海底熱水鉍床探査における指標となると考えられる。

以上より、ZVCS によって推測された伊是名海穴 Hakurei サイトの海底下鉍体が分布する領域の地下構造解釈を図 4-11 に、海底下構造と震探相の対応を表 4-2 に示した。海底下鉍体が分布する領域でのピエゾ震源の反射断面は(表 4-2)、2 章で示したサブボトムプロファイルによる反射断面と同様に明瞭な構造を得ることができなかった。「ちきゅう」による掘削の結果では、本調査測線の海底下表層には水中土石流堆積物の堆積が報告されており、粒径の粗い堆積物を含む不均質な堆積構造による音波の散乱・減衰の影響をうけたと考えられる。逆に、比較的深部まで音波の透過が認められた海底下鉍体が分布しない領域は、粒径の粗い堆積物を含まない均質な堆積構造であると推測できる。鉍体を形成する熱水は断層や裂か、堆積層の間隙を通過して上昇してくることを考えると、前者を選択する可能性が高いと考えられる。したがって、海底熱水鉍床探査においてピエゾ震源による音波の透過が良い場所は、鉍体形成の可能性が低い領域の指標となると考えられる。

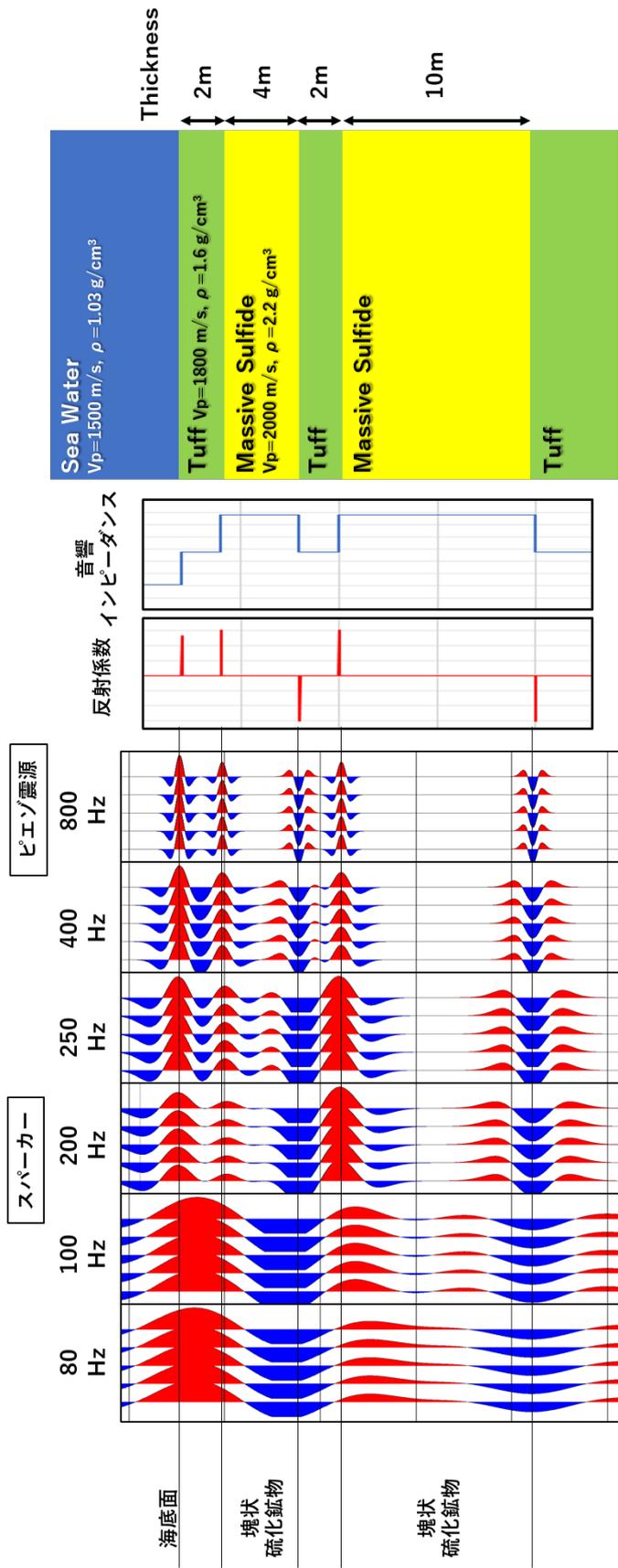


図 4-10. 海底下鈇体を想定した地下構造モデルにおける反射波の応答シミュレーション。音波は堆積層内の音響インピーダンス境界で反射する。音響インピーダンスは堆積物の密度と速度の積で表される。この音響インピーダンスの差分により反射係数をもとめ、反射係数と震源波形を掛け合わせることで合成波形が作成される。震源波形には図中に示す周波数のリッカー波を用いた。波形は正の位相を赤、負の位相を青で示している。海底下鈇体は周囲の母岩よりも高密度かつ高速度であることを考えられる (Ludwig et al., 1998; Salisbury et al., 2000), よって, 海底下モデルは母岩と母岩より高密度かつ高速度を示す海底下鈇体の 2 種類で構成した。

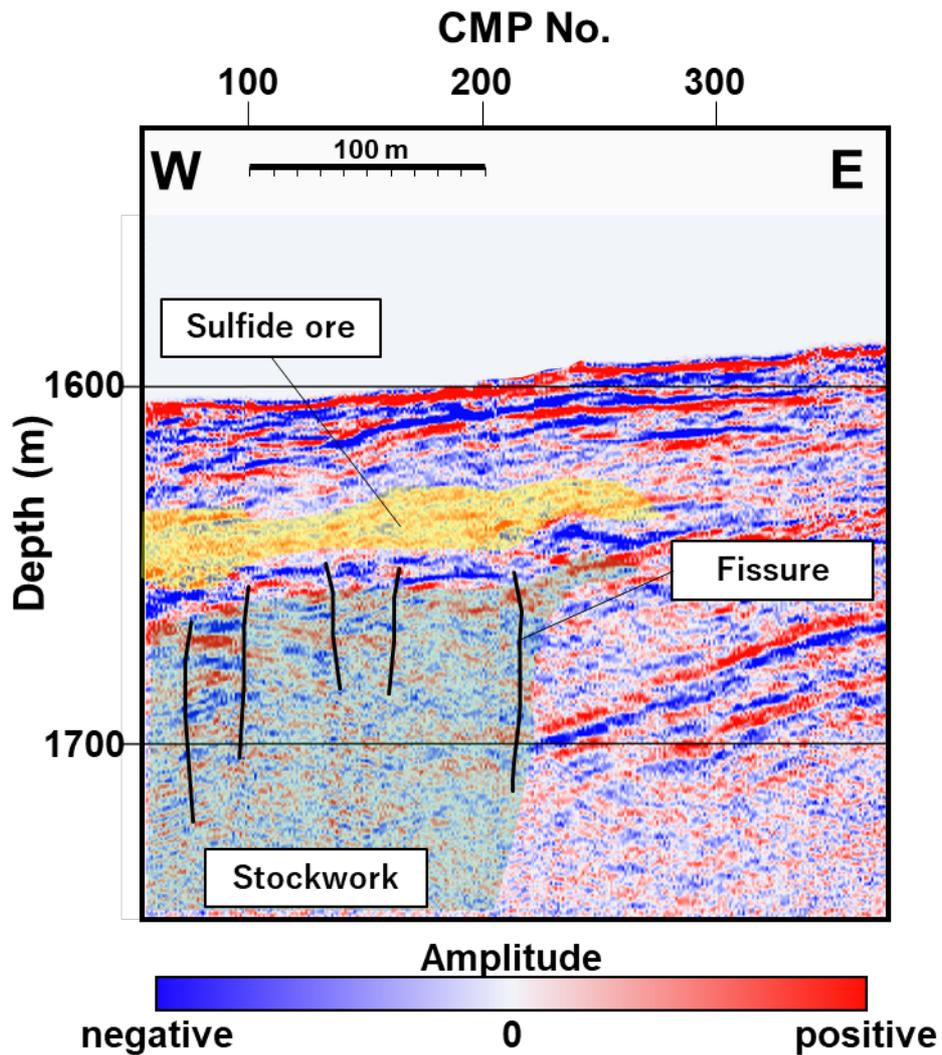
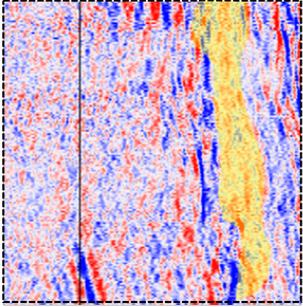
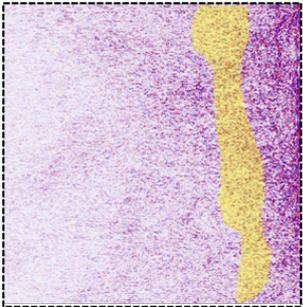
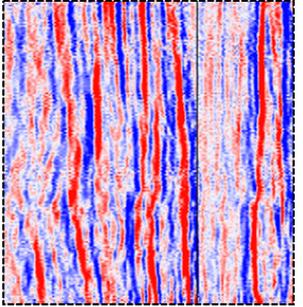
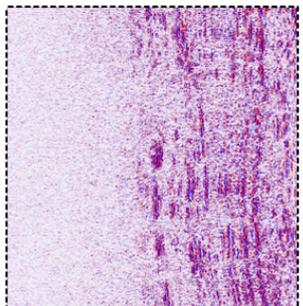


図 4-11. ZVCS 重合断面より解釈した海底下鉍体分布領域 (黄塗), 熱水の流路となりうる裂か (黒実線), 層状鉍体の下位に分布する熱水の影響を受けた領域 (緑塗: Stockwork)。海底下鉍体はその上面境界を海底面反射と同じ位相の断続的な反射面, 下面境界を海底面反射と逆位相の断続的な反射面で表される。

表 4.2. ZVCS によって取得した反射断面による震探相解釈まとめ

| | 海底下鈇体が分布する領域 | 海底下鈇体が分布しない領域 |
|--------|--|--|
| 反射断面 | <div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="text-align: center;">  <p>海上震源</p> </div> <div style="text-align: center;">  <p>ピエゾ震源</p> </div> </div> <p>200 m 200 m</p> <p>(黄色塗りは海底下鈇体が分布すると解釈した領域)</p> | <div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="text-align: center;">  <p>海上震源</p> </div> <div style="text-align: center;">  <p>ピエゾ震源</p> </div> </div> <p>200 m 200 m</p> <p>100 m</p> |
| 震探相の特徴 | <ul style="list-style-type: none"> ・比較的断続的な反射面の透過が認められない ・ピエゾ震源による高周波成分(>650 Hz)の透過が認められない ・海底面と逆位相(青)の断続的な反射面を境に、上位では弱振幅の層状の反射面が認められるが、下位は構造が認められない | <ul style="list-style-type: none"> ・比較的連続的な反射面 ・高周波成分も比較的深部まで透過が確認できる |
| 震探相の解釈 | <ul style="list-style-type: none"> ・断続的な反射面は熱水の流路となりうる断層や裂かといった断裂構造を示す ・高周波成分の散乱・減衰は粒径の粗い堆積物を示す | <ul style="list-style-type: none"> ・連続的な反射面は、熱水の上昇経路となりうる断層や裂かといった断裂構造が発達していないことを示す ・高周波成分の透過から、粒径の小さい均質な堆積構造を示す |

4.6 まとめ

本章では、深海曳航方式のハイドロフォンケーブルを用いた ZVCS データによって、海底下鉦体の下面にあたる反射面の検出に成功した。さらに熱水活動に関わる断層や裂かといった断裂構造を抽出可能であることを示した。また、断裂を認識するための反射面間の距離は 10 m 前後であり、測線方向にメートルオーダーの水平分解能をもつ ZVCS 調査であったからこそ識別することができた構造と言える。海上震源と同時にデータ取得を行なったピエゾ震源では、熱水の流路となる断層や裂か発達していないと考えられる均質な堆積構造の検出に用いることができると考察した。本章で示した伊是名海穴 Hakurei サイトの海底下鉦体分布域で認められた震探相の特徴は、海底熱水鉦床探査の指標として他海域での検証を行うことが重要な課題である。

引用文献

- Asakawa, E., Murakami, F., Tsukahara, H., Saito, S., Tara, K., & Lee, S. (2018). Development of ZVCS High-Resolution Seismic Systems for Seafloor Massive Sulfide Exploration. In *80th EAGE Conference and Exhibition 2018 Extended abstract*.
- Herzig, P. M., & Hannington, M. D. (1995). Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor a review. *Ore Geology Reviews*, *10*(2), 95–115.
- Honsho, C., Yamazaki, T., Ura, T., Okino, K., Morozumi, H., & Ueda, S. (2016). Magnetic anomalies associated with abundant production of pyrrhotite in a sulfide deposit in the Okinawa Trough, Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *17*(11), 4413–4424.
- Katou, M., Saito, S., & Asakawa, E. (2019). Integrated seismic imaging of the deep-towed streamer survey in the hydrothermal deposit area. In *The 13th SEGJ International Symposium, Tokyo, Japan, 12-14 November 2018* (pp. 546–549). Tokyo, Japan: Society of Exploration Geophysicists and Society of Exploration Geophysicists of Japan.
<https://doi.org/10.1190/SEGJ2018-141.1>
- Kawada, Y., & Kasaya, T. (2017). Marine self-potential survey for exploring seafloor hydrothermal ore deposits. *Scientific Reports*, *7*(1), 1–12.
- Ludwig, R. J., Iturrino, G. J., & Rona, P. A. (1998). 23. Seismic velocity-porosity relationship of sulfide, sulfate, and basalt samples from the TAG hydrothermal mound. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results; Texas A & M University: College Station, TX, USA*, *158*, 313–328.
- Nozaki, T., Takaya, Y., Nagase, T., Yamasaki, T., Ishibashi, J. I., Kumagai, H., & Maeda, L. (2018). CK16-05 Cruise Members (2018) Subseafloor mineralization at the Izena Hole, Okinawa Trough from the aspect of drill cores obtain by the CK16-05 Cruise (Exp. 909). *Goldshmidt2018 Abstracts*.
- Rona, P. A. (2008). The changing vision of marine minerals. *Ore Geology Reviews*, *33*(3–4), 618–666. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.03.006>
- Salisbury, M. H., Milkereit, B., Ascough, G., Adair, R., Matthews, L., Schmitt, D. R., et al. (2000). Physical properties and seismic imaging of massive sulfides. *Geophysics*, *65*(6), 1882–1889.
- Tornos, F., Peter, J. M., Allen, R., & Conde, C. (2015). Controls on the siting and style of volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geology Reviews*, *68*, 142–163.
- 加藤政史, 檜原省吾, & 高橋明久. (2012). CWT-Continuous Wavelet Transform-を用いた反射法地震探査データの高分解能化処理. In *物理探査学会学術講演会講演論文集= Proceeding of the SEGJ Conference* (Vol. 126, pp. 118–121). 物理探査学会.
- 野崎達生, 熊谷英憲, 石橋純一郎, 池原研, 山田泰広, 北田数也, et al. (2018). CK16-05 航海 (Exp. 909) 伊是名海穴掘削コア試料の岩相ユニット区分および地震波探査との照合. In

日本地質学会学術大会講演要旨 第 125 年学術大会 (2018 札幌つくば) (p. 355). 一般
社団法人 日本地質学会.

5章 未調査熱水活動域における高分解能音波探査の適用

2018年、中部沖繩トラフで新たに熱水活動の兆候が確認された複数の海域において、各種物理探査手法による熱水鉱床有望域の絞り込みから掘削サンプリングまでを行う統合調査が実施された。本章では、その一環として実施した音波探査による調査結果について述べる。音波探査手法には、2章から4章までに述べた音波探査手法のうち最も効率的に広域から熱水活動域を絞り込む手法として深海曳航型ハイドロフォンケーブルを用いた音波探査手法を採用した。音波探査によって得られた高分解能イメージに対して、地質構造の解釈および掘削サンプルとの対比を行い、調査海域の堆積環境および熱水活動の履歴について論じた。

5.1 はじめに

音波探査による海底熱水活動域における海底熱水鉱床の発見を目的とした探査はこれまでに例がなく、石油・天然ガスやメタンハイドレートのような探鉱指標についても確立されていないことは4章で触れた通りである。そのため、4章では既知の鉱体が分布する中部沖繩トラフ伊是名海穴で高分解能音波探査を行い、鉱体分布域が示す震探相についてまとめ海底熱水鉱床探査の指標となる可能性を述べるとともに、他海域にも応用できるか調査が必要であることを指摘した。

2018年 SIP「次世代海洋資源調査技術」では、中部沖繩トラフ・伊是名海穴の南西約40 kmに位置する新たに熱水活動の兆候が確認された海域において、各種物理探査手法による熱水鉱床有望域の絞り込みから掘削サンプリングまでを行う統合調査が実施された。本統合調査のうち音波探査については、熱水活動の兆候が確認された数 km 四方の領域から、熱水鉱床となりうる硫化物マウンドが分布する数百 m の領域へ効率よく絞り込みを行うため、深海曳航方式のハイドロフォンケーブルを用いた ZVCS 探査手法（4章参照）を採用した。本章では海底熱水鉱床調査の未調査海域で実施された ZVCS データから特定した熱水活動域の地質構造について議論する。また、熱水活動域の地下構造をもとに行われた掘削サンプリング調査（JM18-04）の結果を利用し、本調査海域の地下構造の発達史について議論する。

5.2 調査海域の地質背景

本統合調査は、熱水活動とそれに伴う硫化物堆積が知られている伊是名海穴(Halbach et al., 1989)や伊平屋北海丘(Ishibashi et al., 2015; 千葉ほか, 1996)が分布する中部沖繩トラフで実施された（図 5-1a）。中部沖繩トラフは火山活動が活発なリフティング期のテクトニクスであると考えられており(Ikegami et al., 2015; Sibuet et al., 1998), リフト帯の断層上には海底火山が配列している。音波探査による調査が行われる前には、統合調査の概査としてマルチビーム音響測深機 (Multibeam echo sounder: MBES) による海底地形調査が行われ、熱

水鉱床の形成が期待される海底カルデラ(Ohmoto, 1978; Tanahashi et al., 2008)のような凹地形の探査が行われた。近年の研究では海底地形調査の際に得られる水中音響データから熱水噴出による音響異常を検出した例が報告されている(Nakamura et al., 2015)。そこで、本統合調査の海底地形調査においても水中音響データの取得が行われた。音波探査の調査海域は、火山地帯で認められた複数の凹地に加え、水中音響異常が検出された海域に絞り込まれた。高分解能音波探査を実施した凹地は北西-南東方向に長径約 1500 m, 北東-南西方向に短径約 600 m の矩形を呈している (図 5-1b)。凹地最深部は北西部に位置し、最大比高約 70 m の急な斜面に囲まれている。凹地南東部は比較的緩やかな斜面に囲まれている。凹地周辺には大小複数の地形の高まりが認められることから、複合的な火山活動により形成された地形と考えられる。本調査海域における熱水噴出によるものと考えられる水中音響異常は凹地中央部で集中的に検出された。遠隔操作型無人潜水機 (Remotely Operated Vehicle: ROV) を用いた海底近傍での調査の際には、凹地中央部において熱水性の硫化物チムニーが確認された (図 5-1c, d)。

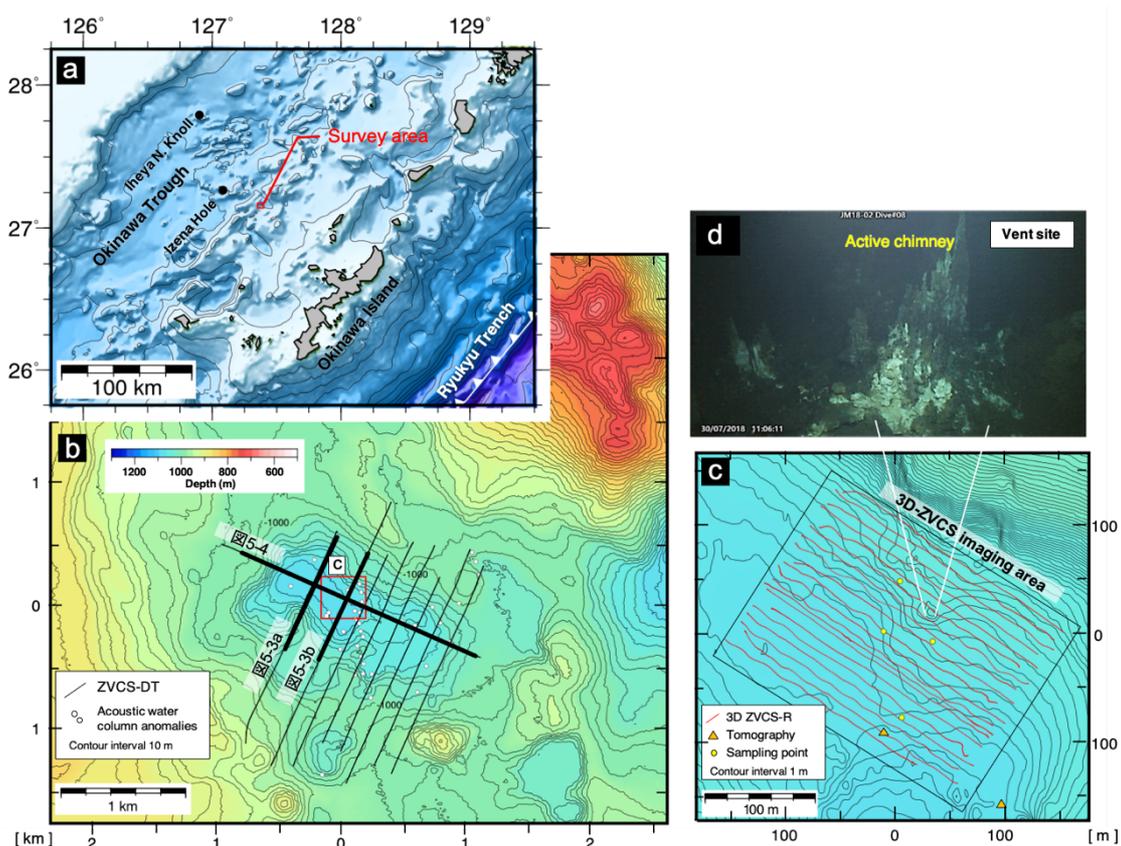


図 5-1. (a) 中部沖縄トラフ海底地形, 本調査海域を赤点で示した。(b) 調査海域の海底地形と ZVCS-DT 調査測線, (c) 3D ZVCS-R 調査測線と 3次元イメージングエリア, トモグラフィ-速度解析用のデータ取得地点および掘削サンプリング点。地図の範囲は図 5-1(b)の赤枠, (d) 調査海域で観測された熱水噴出孔の写真(多良ほか, 2019 を修正)。

5.3 深海曳航方式ハイドロフォンケーブルによる音波探査

データ取得方式は4章で用いた Zero-offset Vertical Cable Seismic (ZVCS) を採用した (図 5-2)。本調査の ZVCS は、ハイドロフォンケーブルの曳航方式の違いによって ZVCS-DT と ZVCS-R の2種類に分けた (図 5-2)。ZVCS-DT はハイドロフォンケーブルを母船から直接深海曳航する方式であり、長距離測線による広域調査に用いた (図 5-2b)。ZVCS-R はハイドロフォンケーブルを ROV のアームでつかみ海底近傍で曳航する方式であり (補遺を参照)、密な測線間隔による詳細調査に用いた (図 5-2c)。

JM18-01 航海では凹地全域の構造把握および熱水の流路となりうる断裂構造の検出を目的とし、凹地斜面を直交する方向に2次元の ZVCS-DT を実施した (図 5-1b; 図 5-2b)。音源には Sercel 社製の GI ガン (Generator: 45 in3, Injector: 105 in3) を用いた。信号の卓越周波数は 160 Hz 前後であり、音速 1,500 m/s とすると垂直分解能は最も良い場合で 2.5m 程度が期待される。ゼロオフセットデータの間隔は、発震間隔が 5 秒、平均の曳航速度が 1 ノットであったため約 2.6 m である。

JM18-02 航海では、熱水の流路を示唆する堆積層の断裂が最も認められた場所の空間的な構造把握を目的とし、3次元の ZVCS-R を実施した (図 5-1c; 図 5-2c)。音源は海上震源として JM18-01 航海と同じ GI ガン、および深海震源は4章で述べた探査と同じくピエゾ震源 (JGT-720) を用いた。測線方向のゼロオフセットデータ間隔は、GI ガンの発震間隔が 5 秒、ピエゾ震源の発震間隔が 3 秒、平均の曳航速度が 0.2 - 0.3 ノットであったためそれぞれ約 0.6 m と約 0.36 m 間隔である。また、測線間隔は海上震源記録を用いて連続した3次元海底面イメージを取得できるように 10 m 間隔とした。

5.4 データ処理

海上震源と深海曳航型ハイドロフォンにより取得したデータはハイドロフォンアレイによるショットベースのノイズ除去を適用した (Katou et al., 2019)。2次元調査を行った ZVCS-DT は海底面から最大で約 100 m 離れた位置でデータ取得を行ったため (図 5-2b)、海底近傍でのデータ取得と比べ反射点の位置精度が落ちる。従って、海底下のイメージングには反射波データを真の反射点へ移動させるキルヒホッフ型重合前深度マイグレーション (PSDM; 例えば、Yilmaz et al., 2001) を適用し、海底下イメージの位置精度を高めた。3次元調査を行った ZVCS-R は、ZVCS-DT と同様に PSDM を適用することで測線間の海底下イメージを補間し3次元海底下イメージを得た。イメージングに用いるデータとは別に、ZVCS-R のハイドロフォンケーブルを海底面に着底させ (図 5-1c)、遠方から発震することで屈折波を取得した。この屈折波を用いてトモグラフィ解析を実施した結果、本海域の平均的な速度勾配として 1.55 m/s/m を得た。PSDM に用いる速度構造モデルは、この速度勾配を用い構築した。ピエゾ震源によって取得したデータは、4章で示した処理手法によりイメージングを行なった。データ処理には地球科学総合研究所が所有する Super-X を用いた。また、3次元海底下イメージの表示および構造解釈には dGB Earth Science 社の Opendtect を使用した。

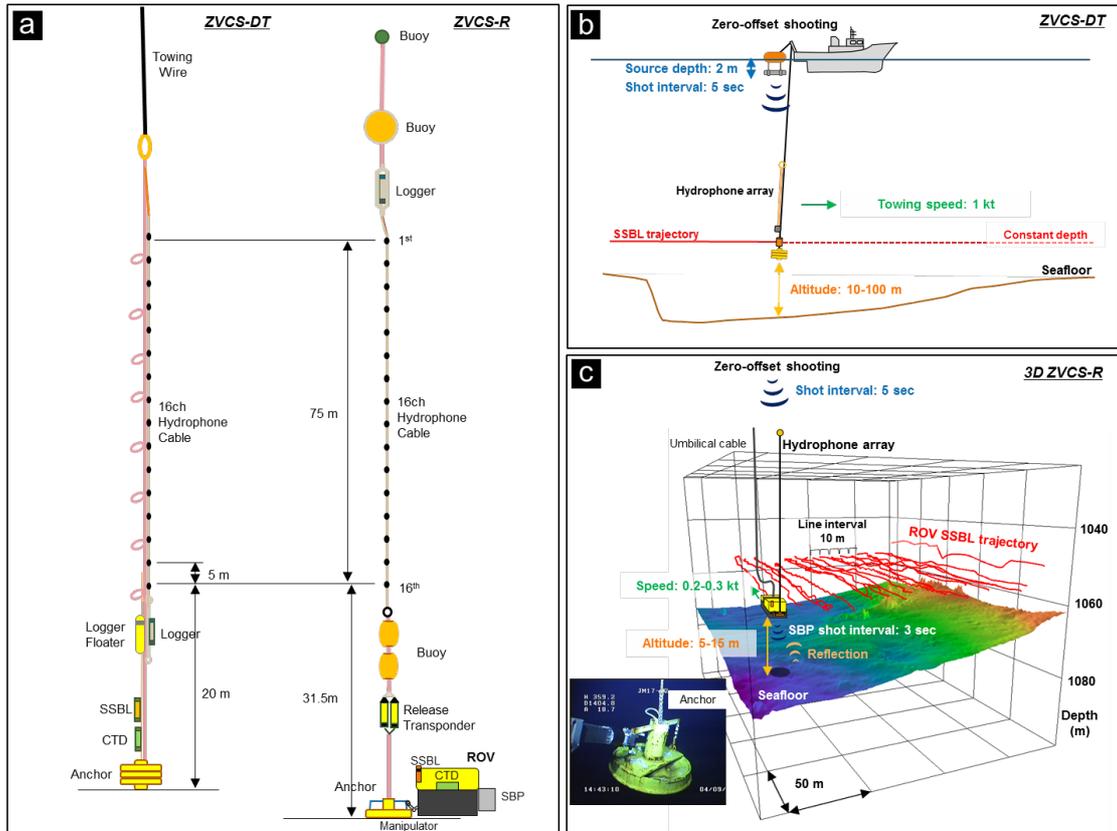


図 5-2. (a) 母船および海中ロボット (ROV) による深海曳航方式ハイドロフォンケーブルの構成図。(b) 母船による曳航 (ZVCS-DT) の調査概略。(c) ROV による曳航 (ZVCS-R) の調査概略 (多良ほか, 2019 に追記)。

5.5 データ処理結果

5.5.1 広域 2 次元調査結果

凹地北西の平坦面を北東－南西方向に切る断面（図 5-3a）では、凹地最深部にあたる CMP 1001-1341 の海底下約 50 m までに海底面と平行な連続性の良い反射面が認められた。この反射面の両端は不整合境界に対してオンラップしており、凹地内部が堆積盆であることが明らかとなった。これら堆積盆の内部に認められる反射面を上位から Horizon 1, Horizon 2 と認定した。さらに、Horizon 2 と不整合との間に認められる断続的な反射面を Horizon 3 と認定した。Horizon 1-3 は北西－南東方向の断面において凹地北西部から中央部まで（図 5-4 CMP 431-1041）追跡することができ、凹地中央部（図 5-3b CMP 1061-1301; 図 5-4 CMP 851-951）では断続的となる傾向が認められた。また、同地点では Horizon 2 と Horizon 3, Horizon 3 と不整合で境される堆積層が周辺よりやや厚くなる傾向が認められた。さらに、海底面と平行に分布する Horizon 1, Horizon 2 対し、Horizon 3 は不整合境界と平行に分布する傾向が認められた。本調査海域の水深 1,200 m 以深に認められる反射面は複数の断層により分断されており、凹地内部における反射面の追跡は困難であった（図 5-3, 5-4）。

広域 2 次元調査の結果から、海底地形調査の際に得られた水中音響異常が集中する凹地中央部は、深部の断層上かつ 4 章で示した鉍体形成領域にみられる震探相のひとつである断続的な反射面が分布する領域であることが示された。高密度の鉍体下面に現れる海底面反射と逆位相の反射面は広域 2 次元調査の結果から特定することは困難であったが、4 章では鉍体の下位に分布していた反射面が途切れ音響的に不明瞭となる領域が、北西－南東方向断面（図 5-4）の CMP 441-601 および CMP 781-881 の表層堆積物の下位に認められた。以上より、凹地中央部を熱水活動による鉍体形成有望域とし 3 次元調査の領域に設定した。

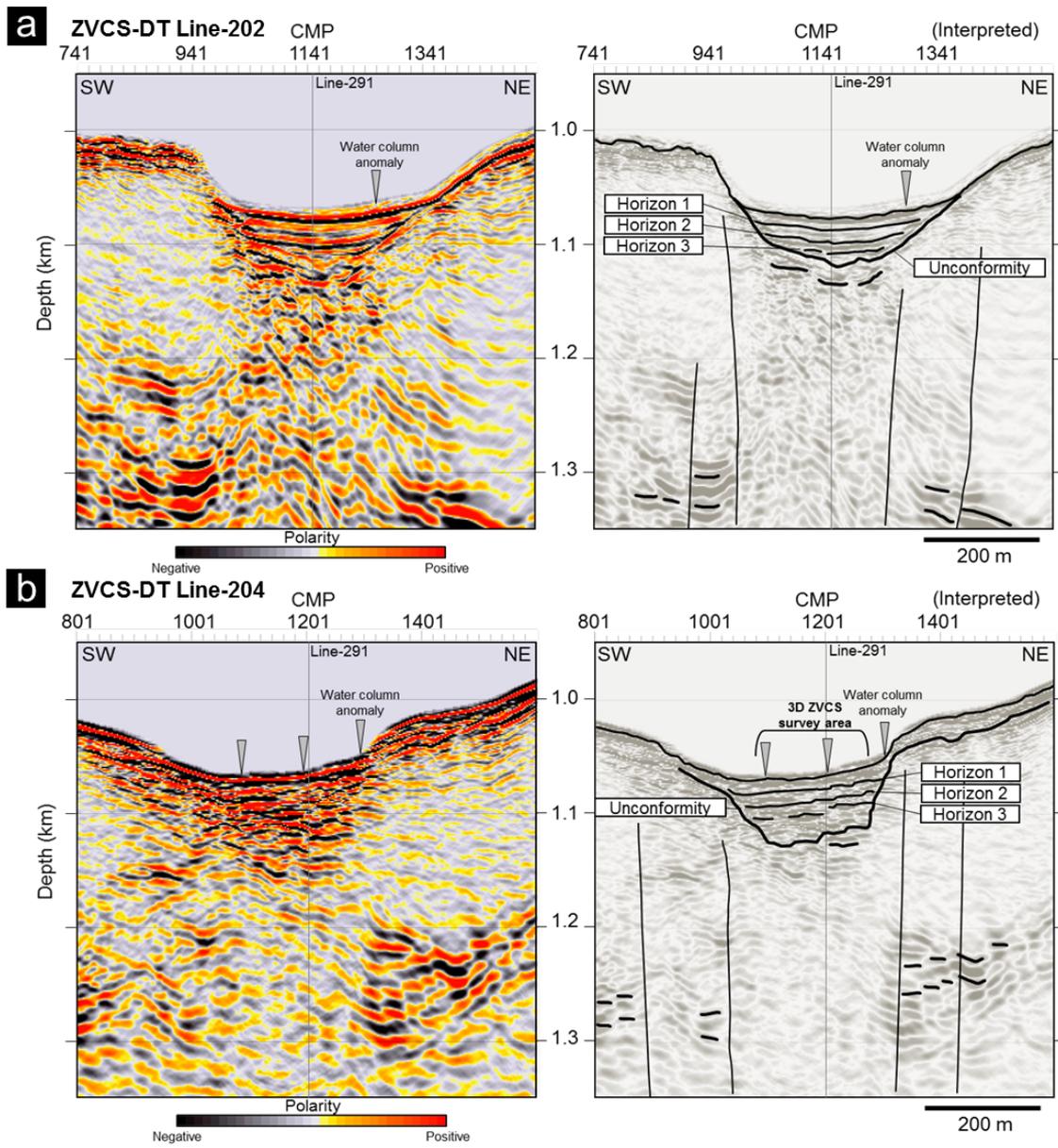


図 5-3. (a)Line-202 のマイグレーション後深度断面および解釈図と(b) Line-204 のマイグレーション後深度断面および解釈図。縦横比は縦方向に 2 倍である(多良ほか, 2019)。

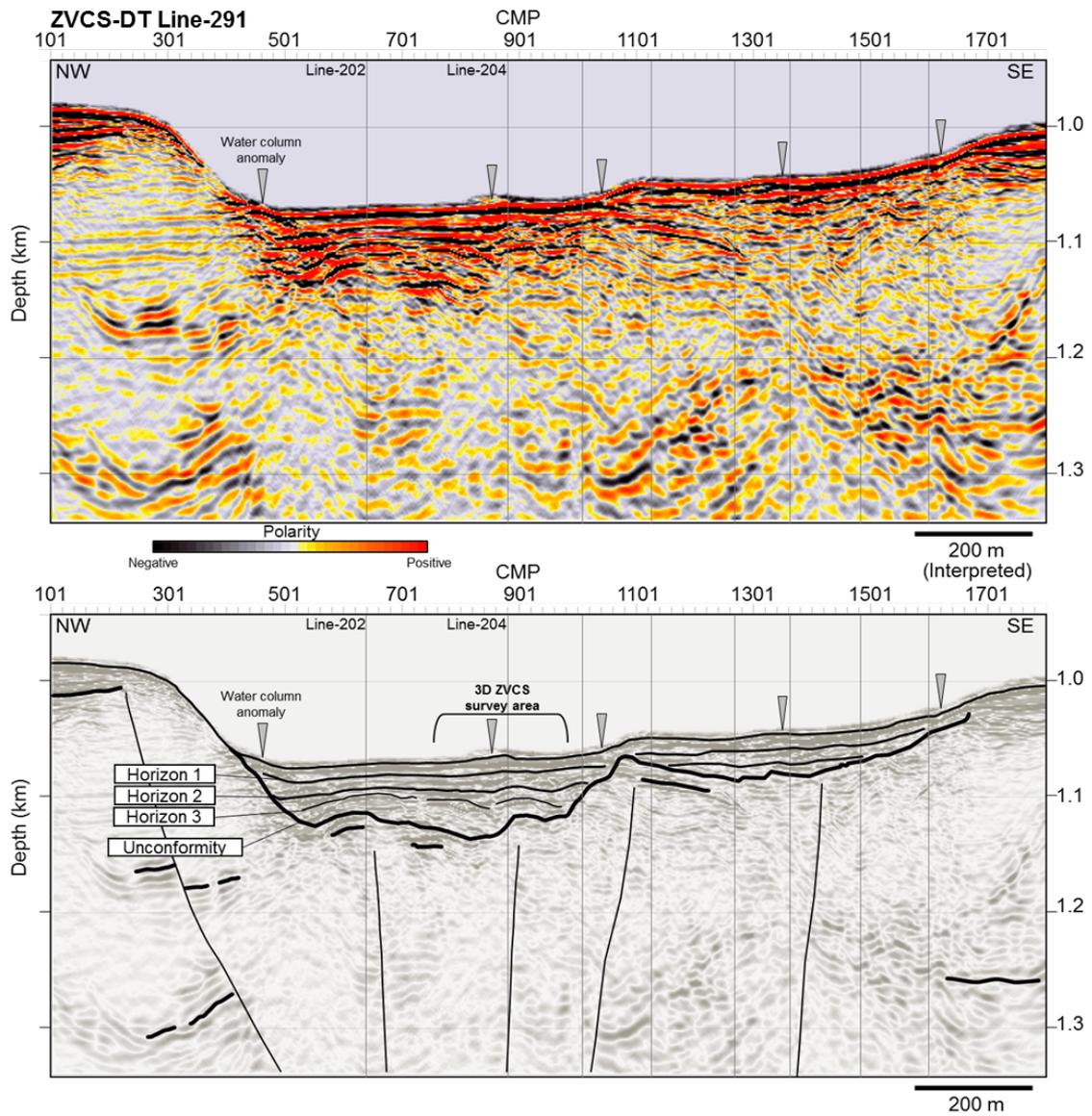


図 5-4. Line-291 のマイグレーション後深度断面および解釈図。縦横比は縦方向に 2 倍である(多良ほか, 2019)。

5.5.2 詳細 3次元調査結果

海上震源による3次元ZVCS-R取得データから1辺1mグリッドの3次元イメージを得た(図5-5)。ZVCS-DTによる2次元断面で認定した反射面と不整合面を3次元イメージに拡張した結果、熱水噴出域の下位で不整合面の大きな変位が認められた。また、熱水噴出域の海底下は断続的な反射面の分布が認められた。インライン、クロスライン方向に隣り合うトレースの波形、振幅の類似性を評価した結果(図5-6)、堆積盆の下位で北東-南西方向の構造境界が得られた(図5-6 Depth slice: 1,140 m)。堆積盆はこの構造境界を挟んで北西方向に傾斜することから、この構造境界は堆積盆を形成する正断層による構造境界であることが示された(以下、断層Aとする)。断層Aの上盤には脈状に広がる構造境界が認められ(図5-6 Depth slice: 1095 m, 1115 m)、その海底面では熱水噴出孔に形成された硫化物チューニーやその崩壊物による地形の高まりが認められた(図5-6 Seafloor)。これらの結果から、断層Aから海底表層部で脈状に広がる構造境界は、熱水の流路となる堆積層の亀裂を示していることが示唆された。

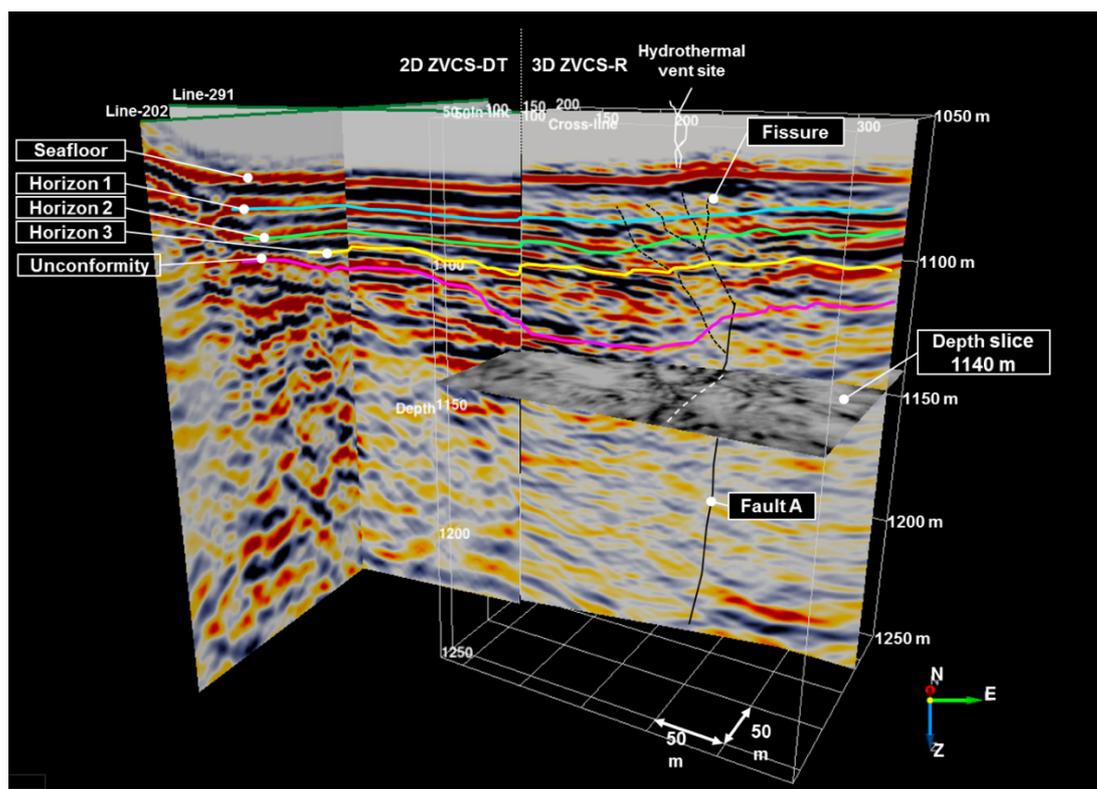


図5-5. 3次元イメージと2次元断面の鳥瞰図。3次元イメージング領域は白線の格子で示される領域である(多良ほか, 2019を改変)。

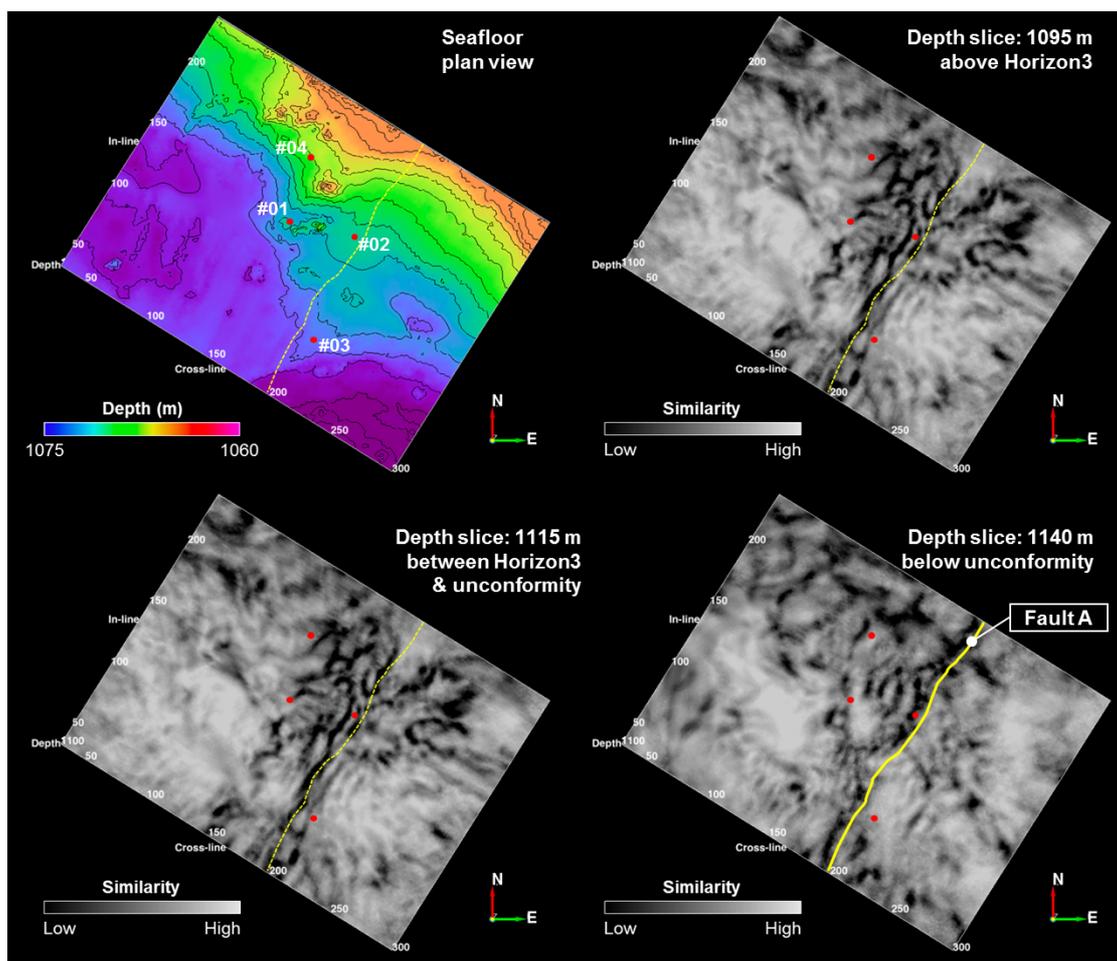


図 5-6. Similarity 解析を行った 3 次元イメージの深度断面(多良ほか, 2019)。黄色線は断層 A による構造境界を示す。黄色波線は断層 A による構造境界の投影。赤点は掘削調査点のプロット。

図 5-7 には ROV に搭載したピエゾ震源による 2 次元断面 (図 5-7b) と同じ位置の海上震源による断面 (図 5-7a) の対比図を示した。ピエゾ震源の断面では、海上震源の 3 次元イメージによって得られた海底面とほぼ平行に分布する Horizon 1 と Horizon 2 と同じ深度に反射面が認められた。一方、Horizon 3 は断面北西 (図 5-7b 断面左側) でわずかに反射面が認められるものの、断面中央から南東側 (図 5-7b 断面右側) では反射面が認められなかった。同じピエゾ震源を用いた 4 章の ZVCS 調査結果では、均質な堆積構造を示す場所で海底下 50 m 付近まで音波の透過が確認できたのに対し、図 5-7b で示す断面では音波の透過が認められるのは海底下 35 m 付近までであることから、Horizon 3 で示される物性 (岩相) 境界には音波を散乱・減衰させるような堆積物の存在が推測された。また、熱水の流路と考えられる表層堆積物中の亀裂が分布する領域では音波の透過が認められなかった。

詳細 3 次元調査の結果から、鉍体の形成が期待される断続的な反射面は断層 A の上盤に分布することが示された。この領域はピエゾ震源の音波の透過も認められず、4 章で示した鉍体分布域の特徴と一致する。一方、ピエゾ震源による明瞭な反射波が認められた海底下 35 m 付近までの領域は、熱水の流路となりうる断層や亀裂が発達していないと考えられる。高密度鉍体の存在を示唆する海底面と逆位相の反射面は、4 章の図 4-5 で示すように明瞭に識別できる反射面は特定することができなかった。以上より、本調査海域では、最も熱水活動の影響を受けていると考えられる断層 A 上盤の脈状の構造境界分布域 (図 5-6 #01, #04)、断層 A 直上 (図 5-6 #02)、リファレンスサイトとして熱水噴出域から離れた断層 A 下盤 (図 5-6 #03) の 4 地点で掘削サンプリングを実施した。

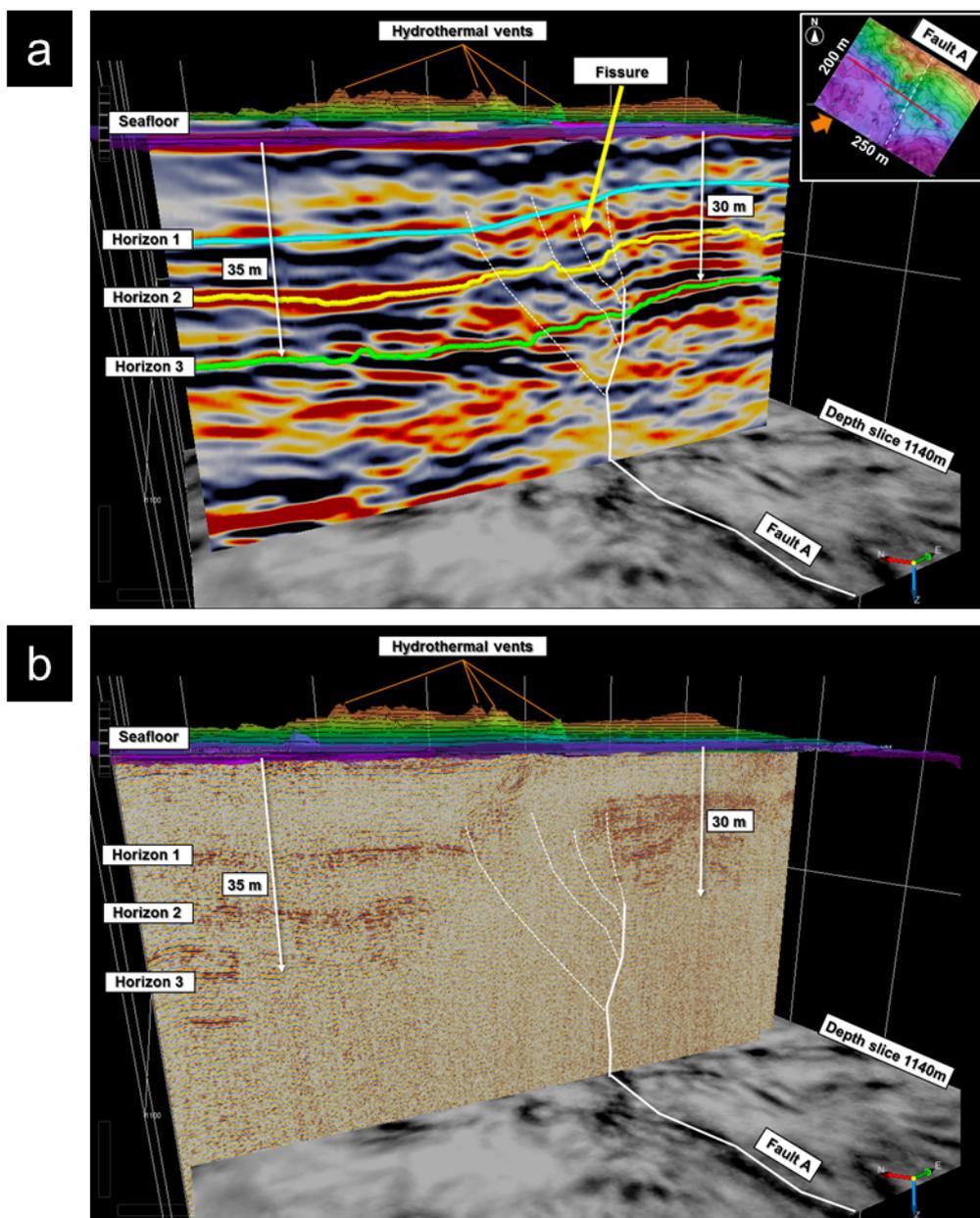


図 5-7. 海上震源による 3 次元イメージ結果 (a) と深海震源による 2 次元断面 (b) の比較。海上震源の Similarity 解析解析によって得られた断層構造と表層堆積物中の裂かをそれぞれ白実線と白破線で示した。

5.6 掘削サンプリング結果

掘削サンプリングでは音波探査で認定された不整合を目標掘削深度に設定し、サンプル #01, # 03 は不整合境界までのサンプルを得ることができた (図 5-8)。サンプル # 02 は、音波探査で認定した Horizon 3 の深度を掘り抜いたところで 250°C を超える熱水が吹き出しサンプリングを中断した。これは熱水流路と考えられる断層 A に達したためと考えられる。サンプル #04 は機器トラブルにより海底下 21.47 m 地点でサンプリングを中断した。

取得したサンプルの肉眼観察による岩相記載と音波探査で認定したホライゾン深度の対比を行った (図 5-8)。海底面から Horizon 1 の区間では断層 A 下盤で未固結の泥、泥岩が得られ、断層 A の上盤では熱水変質を受けた堆積物が得られた。Horizon 1 から Horizon 2 の区間では軽石を含む泥岩と砂岩が得られ (図 5-8a)、断層 A 上盤の脈状の構造境界が認められた場所では熱水の影響により粘土化した堆積物が得られた。この粘土化した堆積物の分布は熱水の流路を示す証拠となる (Shanks et al., 2009)。熱水の影響を受けた堆積物は脈状の構造境界が認められる範囲内で得られたことから、脈状の構造境界は熱水の流路となりうる表層堆積物の亀裂を示していると考えられる。Horizon 2 から Horizon 3 の区間では層厚の異なる凝灰岩が得られた (図 5-8b)。サンプル #03 では Horizon 3 付近で軽石や礫が卓越しており、再堆積を示唆する淘汰度の悪い岩相が認められた (図 5-8c)。それより以深は厚い泥岩と薄い凝灰岩の層が繰り返し認められた。サンプル #01 では、Horizon 3 付近で軽石質のシルトと砂岩が認められ、軽石や礫が卓越する場所は淘汰度が悪く再堆積を示唆する岩相が認められた。Horizon 3 以深は薄い凝灰岩層を挟む泥岩層が認められた。

熱水性の硫化鉱物については、サンプル # 01 の海底下 49 m 付近の泥岩層内で熱水性の黄鉄鉱や黄銅鉱を含む硫化鉱物が得られた (図 5-8d)。この硫化鉱物の円磨度は角礫から亜円礫を示し、過去に海底面で形成された熱水性硫化物チムニーのような構造物が礫化、運搬による磨耗を受けた可能性が示唆された。また、サンプル全体では黄鉄鉱の弱い鉱染が認められ、空隙中には自形の閃亜鉛鉱などが晶出する箇所も認められた。

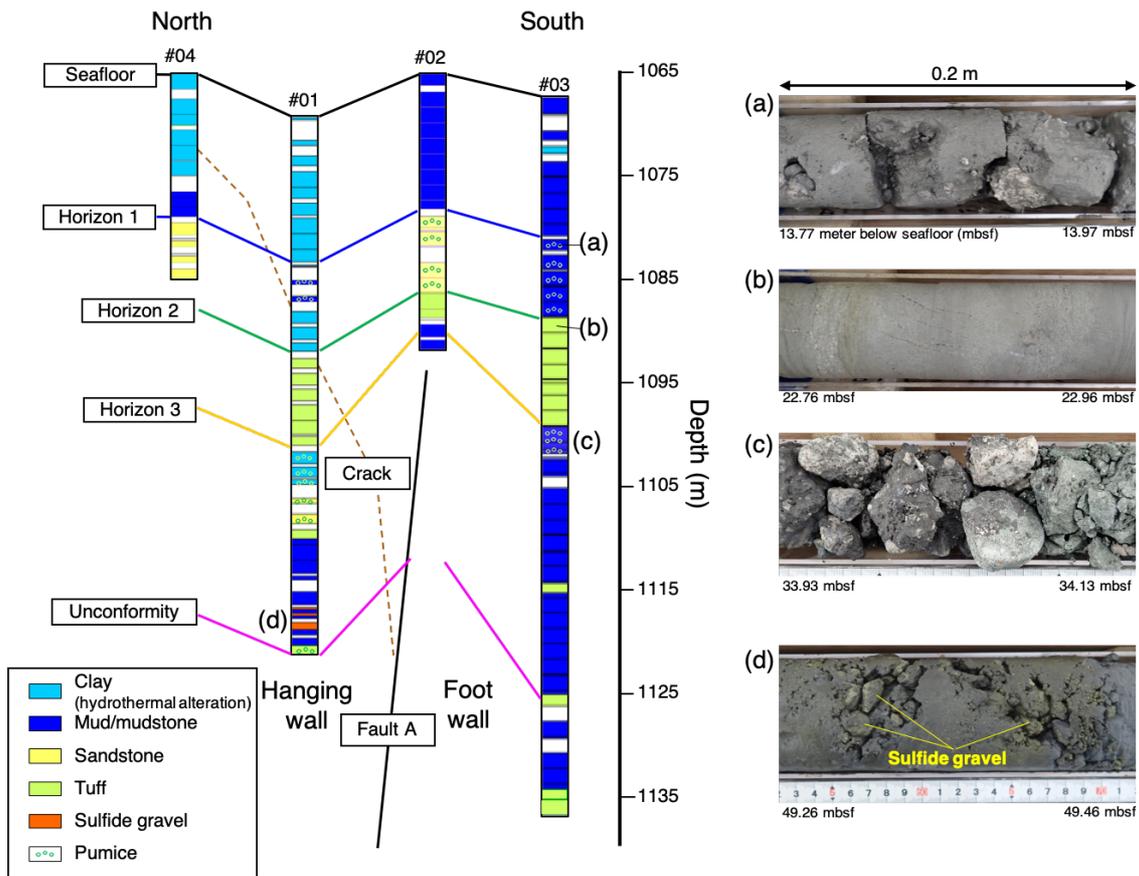


図 5-8. 掘削コアサンプルの船上記載 (左) とコア試料の写真 (右)。(a) 軽石礫を含む泥岩, (b)凝灰岩, (c) 軽石礫, (d)硫化鉍物を含む泥岩層。多良ほか (2019) を改変。

5.7 地質構造解釈

サンプル# 01 の最下部で採取された硫化鉱石の位置と堆積盆が形成された時の海底面となる不整合面の空間的な位置関係を図 5-9 に示した。サンプル#01 は堆積心近傍に位置しており (図 5-9 Depocenter), 硫化鉱石が採取された深度は不整合面が示す過去の海底面の深度に位置している。これらの関係から, 硫化鉱石は断層 A を流路とする熱水活動によって形成された硫化物チムニーが, 断層 A の活動によって崩壊, 礫化し, 堆積心へ運ばれる過程で磨耗したものであると推測した。広域 2 次元調査の結果 (図 5-4) によって示された堆積盆と平行な Horizon 3 の分布は, Horizon 3 下位の泥岩層の堆積後に断層の活動があったことを示唆している。Horizon 2 と Horizon 3 の間に分布する凝灰岩はマントルベディングしたと考えられるが, 断層 A 付近ではその層厚に違いが認められた (図 5-8)。この層厚の違いは火山灰などの堆積後, 断層 A の活動により移動, 再堆積によるものと推測した。これらの解釈から本海域における熱水活動域の堆積環境について以下にまとめた (図 5-10)。

1. 堆積盆形成直後は断層上の海底面で熱水が噴出し硫化物チムニーが形成された。
(図 5-10 Stage 1)
2. 堆積盆内部に斜面崩壊等の堆積が起きた。海底面に形成されていた硫化物チムニーの一部は崩壊, 運搬作用により堆積心に移動した。
(図 5-10 Stage 2)
3. 断層 A の活動による堆積盆の沈降が起きた。断層 A 上盤の表層堆積物は圧縮を受け, 亀裂が発達したと考えられる。その後軽石や火山灰が堆積することから, 断層運動を活発化させた火山活動が調査海域の周辺で起きたと考えられる。
(図 5-10 Stage 3)
4. 火山灰の堆積が終わり, 再び斜面崩壊物などが堆積した。火山灰の堆積直後は堆積盆に流れ込む堆積物中に軽石を含んでおり, 現在は泥の堆積が卓越している。熱水噴出域周辺の表層堆積物中には熱水の流路となる亀裂が広がっていることから, 下位の堆積層と同様に断層 A の活動による影響を受けていると考えられる。しかし, 断層 A は海底面に達しておらず, 海底面には断層による変位も認められないことから, 現在は断層 A の活動から時間が経過していると推測される。
(図 5-10 Stage 4)

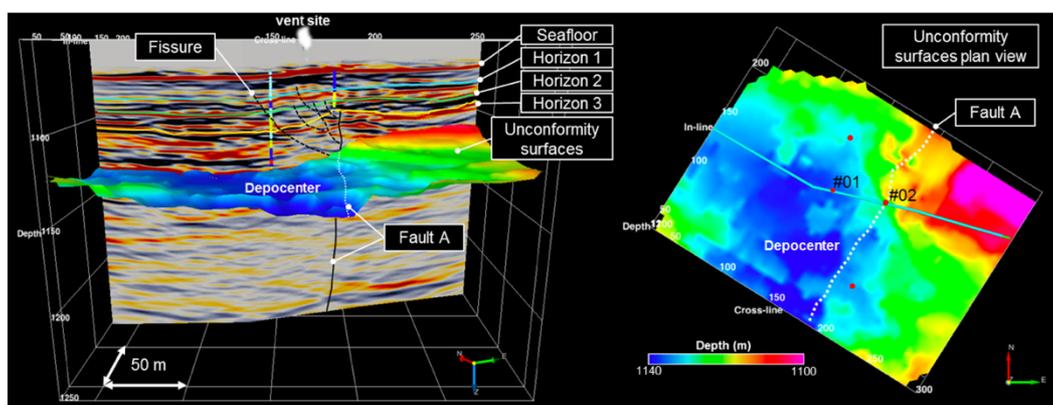


図 5-9. 3次元イメージによって解釈した堆積盆の形状(多良ほか, 2019)。

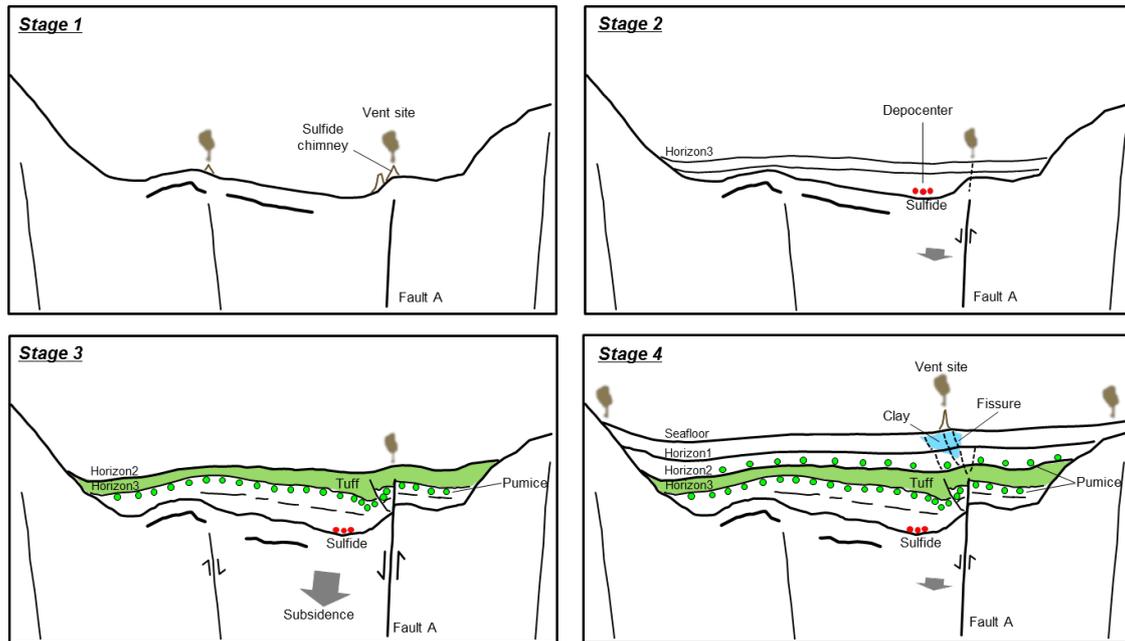


図 5-10. 音波探査によって推測した調査海域の構造発達史 (多良ほか, 2019)。

5.8 まとめ

熱水活動域における高分解能音波探査記録と掘削調査結果とを照らし合わせることによって、過去に熱水活動とそれに伴う硫化鉱物の形成が起きていた層準を特定した。また、音波探査によって得られた高分解能 3 次元イメージから熱水の流路となる断層や裂かといった断裂構造を特定しその分布を示した。伊是名海穴のような鉱体は得ることができなかったが、これは指標とした震探相のうち海底面と逆位相の反射面が明瞭でなかったこととむしる整合的な結果となった。広域 2 次元調査結果は、凹地内部が堆積盆であることや堆積盆全体での堆積層の層厚の変化を明らかにし、詳細調査を行った熱水活動域の堆積環境の理解に貢献した。本研究では、熱水噴出域の調査を行う際は熱水噴出域の詳細調査だけでなく、熱水噴出域を取り囲む地形全体の構造を把握が重要であることを示し、広域調査 (ZVCS-DT) と詳細調査 (ZVCS-R) を組み合わせた段階的な調査手法が有効であることを示した。

引用文献

- Halbach, P., Nakamura, K., Wahsner, M., Lange, J., Sakai, H., Käselitz, L., Hansen, R.-D., Yamano, M., Post, J., Prause, B., 1989. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin. *Nature* 338, 496.
- Ikegami, F., Tsuji, T., Kumagai, H., Ishibashi, J., Takai, K., 2015. Active Rifting Structures in Iheya Graben and Adjacent Area of the Mid-Okinawa Trough Observed Through Seismic Reflection Surveys, in: Ishibashi, J., Okino, K., Sunamura, M. (Eds.), *Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems*. Springer Japan, Tokyo, pp. 361–368. https://doi.org/10.1007/978-4-431-54865-2_28
- Ishibashi, J., Ikegami, F., Tsuji, T., Urabe, T., 2015. Hydrothermal Activity in the Okinawa Trough Back-Arc Basin: Geological Background and Hydrothermal Mineralization, in: Ishibashi, J., Okino, K., Sunamura, M. (Eds.), *Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems*. Springer Japan, Tokyo, pp. 337–359. https://doi.org/10.1007/978-4-431-54865-2_27
- Katou, M., Saito, S., Asakawa, E., 2019. Integrated seismic imaging of the deep-towed streamer survey in the hydrothermal deposit area, in: *The 13th SEGJ International Symposium, Tokyo, Japan, 12-14 November 2018*. Presented at the The 13th SEGJ International Symposium, Tokyo, Japan, 12-14 November 2018, Society of Exploration Geophysicists and Society of Exploration Geophysicists of Japan, Tokyo, Japan, pp. 546–549. <https://doi.org/10.1190/SEGJ2018-141.1>
- Nakamura, K., Kawagucci, S., Kitada, K., Kumagai, H., Takai, K., Okino, K., 2015. Water column imaging with multibeam echo-sounding in the mid-Okinawa Trough: Implications for distribution of deep-sea hydrothermal vent sites and the cause of acoustic water column anomaly. *Geochem. J.* 49, 579–596. <https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0387>
- Ohmoto, H., 1978. Submarine calderas: A key to the formation of volcanogenic massive sulfide deposits? *Mining Geology* 28, 219–231.
- Shanks, W.C.P., Dusel-Bacon, C., Koski, R., Morgan, L.A., Mosier, D., Piatak, N.M., Ridley, I., Seal, R.R., Schultz, K.J., Slack, J.F., 2009. A new occurrence model for national assessment of undiscovered volcanogenic massive sulfide deposits. *Citeseer*.
- Sibuet, J.-C., Deffontaines, B., Hsu, S.-K., Thareau, N., Le Formal, J.-P., Liu, C.-S., 1998. Okinawa trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution. *J. Geophys. Res.* 103, 30245–30267. <https://doi.org/10.1029/98JB01823>
- Tanahashi, M., Fujioka, K., Machida, S., 2008. Myojin Rift, Izu-Bonin Arc as the Modern Analog of Hokuroku Basin, Northeast Japan: Geotectonic Significance of the New Hydrothermal Deposit in the Back-Arc Rift. *Resource Geology* 58, 301–312. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2008.00063.x>
- Yilmaz Ö., Doherty S.M., Yilmaz Ö., 2001. *Seismic data analysis: processing, inversion, and*

interpretation of seismic data, 2nd ed. ed, Investigations in geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK.

- 千葉仁, 石橋純一郎, 上野宏共, 大森保, 内山明紀, 武田哲一, 高峰朝一郎, 李受映, 糸満彩子, 1996. 伊平屋海凹北部海丘の海底熱水活動. JAMSTEC Deep Sea Res. 12, 211–219.
- 多良賢二, 加藤政史, 浅川栄一, 芦寿一郎, 2019. 深海曳航型ハイドロフォンケーブルを用いた高分解能音波探査による海底熱水鉱床探査. 物理探査 72, 155–163.

6章 総合考察

6.1 各種音波探査手法の利点と課題

本論文では、海底熱水活動域の海底下浅部の地下構造を対象とした音波探査手法とその取得データ解釈について議論してきた。ここでは、第2章で論じた有索式無人探査機(NSS)とサブボトムプロファイラ(SBP)による熱水活動域の浅部地下構造探査、第3章で論じた海底係留方式のハイドロフォンケーブルを用いた Vertical Cable Seismic (VCS)、第4章で論じた深海曳航方式ハイドロフォンケーブルを用いた Zero-offset Vertical Cable Seismic (ZVCS)についてそれぞれの調査効率および利点と課題について整理する(表6-1)。

6.1.1 NSS による深海曳航 SBP

調査効率を考えた場合、平均の曳航速度は0.5ktであることから、1時間あたり900mの観測を行うことができる。本手法はNSSの投入が必要であるため、調査時間はNSSが投入・揚収可能な波高や風速によって決まる。熱水活動域における調査については、SBPによる探査と並行してNSS搭載の深海カメラによる海底観察を行うことで、熱水活動に伴う海底表層の構造物(硫化物チムニーやその崩壊物)が音波を散乱させ、音波探査記録のノイズ源になることを示した。反射断面上に双曲線状に現れる散乱波は容易に識別することが可能であるが、散乱波を生じる礫などの硬い表面の一部が柔らかい泥質堆積物などに被覆される場合、散乱波の双曲線は片側しか観測されない可能性があり、その結果誤った構造解釈を行う恐れがある。深海カメラによる海底観察結果から反射断面上の散乱波の可能性を推測することは可能であるが、海底下の構造物の判断が深海カメラの視野角に限定されること、構造物を避ける際に高度を上げ海底面が見えなくなった場合など考慮すると、十分な散乱波の識別が行えるとは限らない。従って本手法は、複雑な海底地形を呈する熱水活動域の探査には適さない。本手法の課題としては、複雑な海底地形を呈す海域を調査する場合、散乱波の識別が可能な受振システムの併用が挙げられる。この課題を解決した手法がROVによってハイドロフォンケーブルの曳航を行うZVCSである。

6.1.2 VCS

調査効率について考えた場合、本手法ではハイドロフォンケーブルの投入・揚収にかかる時間を考慮する必要がある。調査可能日数が1日しかない場合は本手法を選択することはできない。一方で、ROVの曳航を行わないため、ハイドロフォンの投入さえできればROVの投入ができない海況においても調査を続行することができる。比較的荒天に強い調査手法と言える。熱水活動域における調査については、キルヒホッフ型重合前深度マイグレーションにより、熱水性の硫化物マウンドといった起伏に富む海底面および海底下の3次元構造イメージングが可能であることを示した。また、等価オフセットマイグレーションにより生成される共通散乱点ギャザーを用いた速度解析が可能であることを示した(Tara et al.,

2016)。加えて、海底下における熱水性硫化鉱物の分布を高速度異常として検出可能であることを示した。本手法は、海洋鉱物資源として期待される緻密な塊状硫化鉱物の3次元的な広がりを把握する手法として有効と考えられる。一方で、ハイドロフォンケーブルが海底に係留されていることから、海底下の反射点はハイドロフォンケーブルの周りに集中し、イメージング可能な領域が限られるという課題が残される。この解決方法として、海底からの反射波がさらに海面で反射したものを利用し、イメージング領域を拡張する手法(Ehsan et al., 2019)が挙げられる。

6.1.3 ZVCS

5章の調査結果をもとに調査効率を考えた場合、ZVCS-DTの平均の曳航速度は1.0 ktであることから、1時間あたり1800 mの観測を行うことができる。ZVCS-Rの平均の曳航速度は0.2 ktであることから、1時間あたり360 mの観測を行うことができる。また、3次元のデータ取得の場合、回頭を含め1日あたり25,000 m²のデータ取得を行った。本手法はROVやハイドロフォンケーブルの投入・揚収作業が必要であるため、調査時間は投入・揚収可能な波高や風速によって決まる。熱水活動域における調査については、鉛直方向に配列させたハイドロフォンケーブルに対し、水平方向に同じ位置(ゼロオフセット)で発震を行うことで、複雑な海底地形による側方反射を効果的に取り除くことができることを示した。本手法は、低速度での曳航により高密度のゼロオフセットデータを取得し、測線方向に対して高い水平分解能の反射断面を取得し、熱水の流路となりうる表層堆積物の断層や亀裂といった断裂構造の存在を確認することが出来た。また、海中ロボットを用いることで海底下の3次元イメージングも可能であることを示した。一方で、ゼロオフセットの音波探査記録では速度解析を行うことができないため、速度異常に基づく堆積層中の鉱体検出はできない。速度解析を行わずとも、プルアップやプルダウンによる反射面の歪みから海底下の速度構造を推測することも可能であるが、鉱体は熱水の流路となる断裂構造の上位に分布するため、反射波の歪みによる速度構造の推測は難しい。従って、海底下の速度構造を得ることができるVCSと、広範囲の海底下構造を効率よく取得できるZVCSの両手法を相補的に組み合わせて探査を行うことが本論文の中で考えられる最も効率的な探査手法であると言える。

表 6-1. 熱水活動域における各種音波探査手法の調査効率および利点と課題

| | 2章 有索式無人潜水機 (NSS-SBP) | 3章 海底係留方式 (VCS) | 4, 5章 深海曳航方式 (ZVCS) |
|----------------|---|---|--|
| 断続的調査 | <ul style="list-style-type: none"> 平均曳航速度：0.5 kt 荒天時の調査はROVの投入可能 波高等によって制限される | <ul style="list-style-type: none"> ハイドロフオンケブルの投入・揚収にそれぞれ日中作業が必要 ROVが投入できない荒天時も海上発震を行うことができる 3章の発震で夜間3日 | <ul style="list-style-type: none"> ZVCS-DT平均曳航速度：1.0 kt ZVCS-R平均曳航速度：0.2 kt 3D-ZVCS: 25,000 m²/day (5章調査実績) 荒天時の調査は曳航体の投入可能波高等によって制限される |
| 断続的調査 断続的調査 | <ul style="list-style-type: none"> 散乱波ノイズの要因となる海底表層の構造物を特定できる | <ul style="list-style-type: none"> 海底下の3次元イメージングが可能 速度解析により堆積層中の鉱体による速度異常を検出可能 | <ul style="list-style-type: none"> 側方からの反射を識別し効果的に除去することができる 高い水平分解能により熱水の流路となる断層や裂かといった断層構造を識別可能 |
| 断続的調査 | <ul style="list-style-type: none"> 起伏の激しい海底での調査では散乱波による側方からの反射を識別可能な受振システムが必要 | <ul style="list-style-type: none"> イメージング領域が係留点周辺に限られる | <ul style="list-style-type: none"> 速度解析ができないため、鉱体の特定には他の物理探査データとの統合解釈が求められる |

6.2 VCS および ZVCS 断面による分解能の考察

図 6-1 に 3 章, 4 章で取得した熱水活動域の構造断面对比図を示す。また, 対比図の背面には, JM16-02 航海において同測線上で得られた広域調査 (ACS: Autonomous Cable Seismic) の記録を分解能の比較として示した。ACS データの詳細については Katou et al. (2019) および多良ほか (2018) に記載している。

まず, 水平分解能について着目する。ZVCS のゼロオフセットデータ取得間隔は ACS の音源発震間隔の 1/10 であり, 水平分解能は ACS よりも ZVCS が高くなる。図 6-1 では, ACS 断面に対し ZVCS 断面が起伏に富む複雑な堆積構造の追従に適していることが示された。ZVCS と VCS 間での水平分解能は大きな差は認められないように見えるが, VCS のイメージング領域が狭く, 地下構造も複雑なため詳細な比較検討は行わなかった。傾斜した構造を示す反射面は VCS によって最もイメージングされていた。これは複数の方位, 角度から受振した記録を用いてイメージングを行ったためと考えられる。また, 熱水の流路となりうる断層や亀裂といった断裂構造を示す断続的な反射面は, 曳航速度 0.5 kt, 発震間隔 5 秒, ゼロオフセットデータ間隔 1.25 m の ZVCS 断面で明瞭に検出することができ, その 10 倍のデータ間隔では判断が難しくなることが示された。これは熱水鉱床探査において必要とされる水平分解能の指標となりうる。

垂直分解能は, 高周波音源であるピエゾ震源 (卓越周波数 800 Hz 前後) が最も高い垂直分解能を示し, 音源の周波数による差が明瞭に現れたと言える。スパーカー音源によって得られた ZVCS 断面の卓越周波数は 200 Hz 前後, エアガンによって得られた VCS, ACS 断面の卓越周波数は 60 Hz 前後である。海底下の弾性波速度を 1,600 m/s 一定とするとそれぞれの波長は 8 m と約 26.7 m となる。垂直方向に分解可能な物性境界の間隔は波長の 1/4 であることから, それぞれの垂直分解能は 2 m と約 6.7 m となる。図 6-2 にほぼ同位置で得られた ACS 断面と ZVCS 断面を示す。それぞれの断面は分解能に応じた層構造を示していると考えられ, 水平方向, 垂直方向に高分解能である ZVCS 断面はメートルオーダーでの堆積構造の解釈が可能であることを示している。将来的に, 音波探査データから熱水鉱床の鉱量計算が行われることを想定した場合, より高い垂直分解能が求められる。一方で, 不均質な堆積構造を示す鉱体分布域において, 650 Hz から 2,400 Hz のリニアアップスイープで発震したピエゾ震源の波動は鉱体分布域までの透過が認められなかった。これらの結果から, 音波探査による熱水鉱床探査において最も有効な音源としては, 本論文中で用いた音源の中ではスパーカーが最も適していると考えられる。より分解能の高い構造を得るには, 卓越周波数が 300 Hz から 600 Hz までの海上もしくは深海音源が必要となる。

VCS および ZVCS で得られた音波探査データは, 従来型の海上発震・海上受振で取得された熱水活動域を含む火山地帯の音波探査データ (例えば, Ishibashi et al., 2015; Tsuji et al., 2012; Tsuru et al., 2008; Yamashita et al., 2015 など) と比較し, 熱水鉱床の採鉱が現実的な海底下 100 m までの分解能が格段に向上しており, 海底近傍での高分解能データ取得が熱水鉱床を対象とした熱水活動域の構造探査手法としてより適していることを示した。

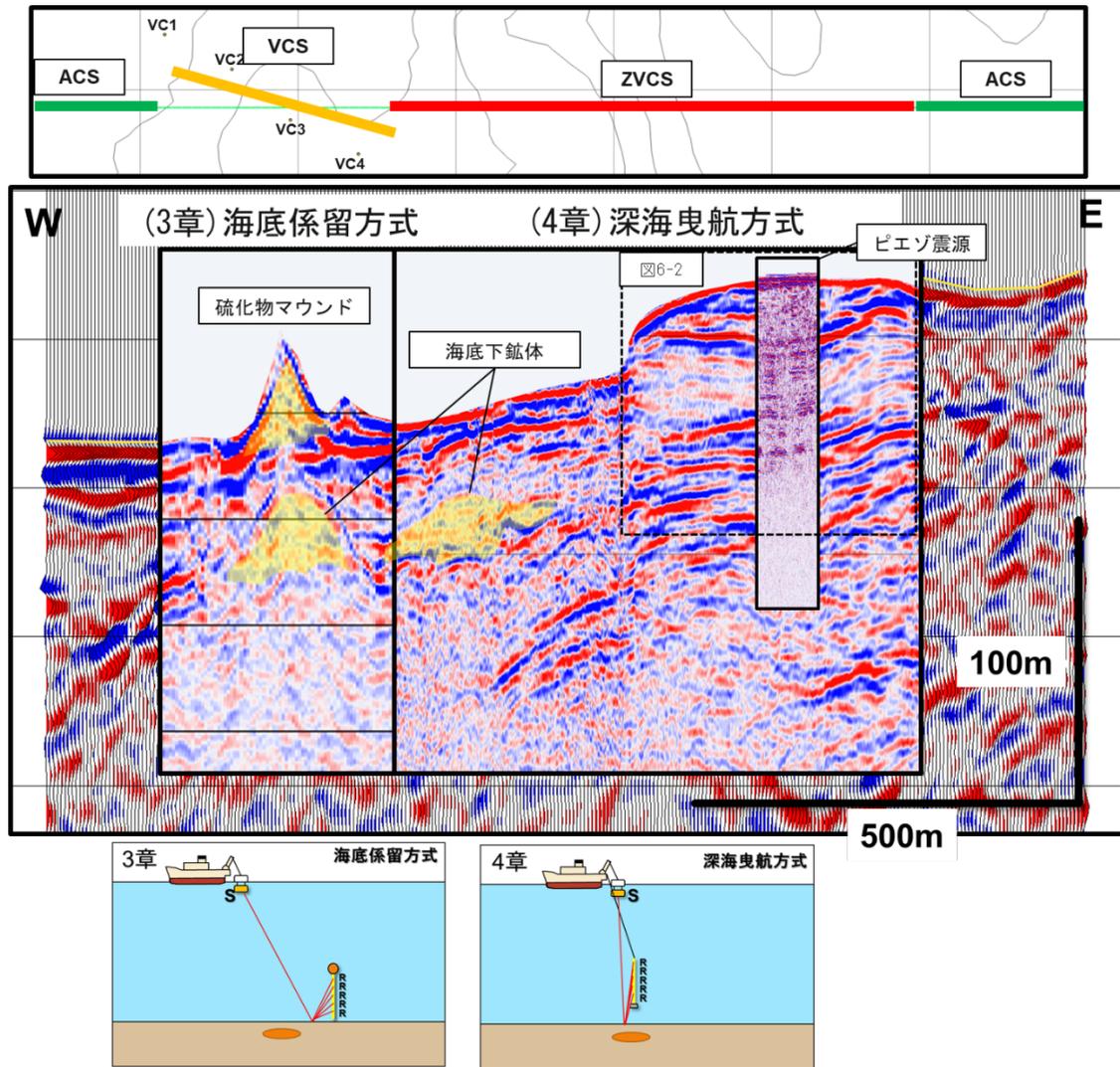


図 6-1. VCS 処理結果 (3 章) と ZVCS 処理結果 (4 章) の比較図。背面は同測線上において JM16-02 航海で得られた ACS (Autonomous Cable Seismic) 記録である。ACS のデータ詳細は Katou et al. (2019), 多良ほか (2018) を参照。上図は各断面の位置関係を示した。各章にて硫化鉱物が分布すると解釈した領域を黄塗で示した。

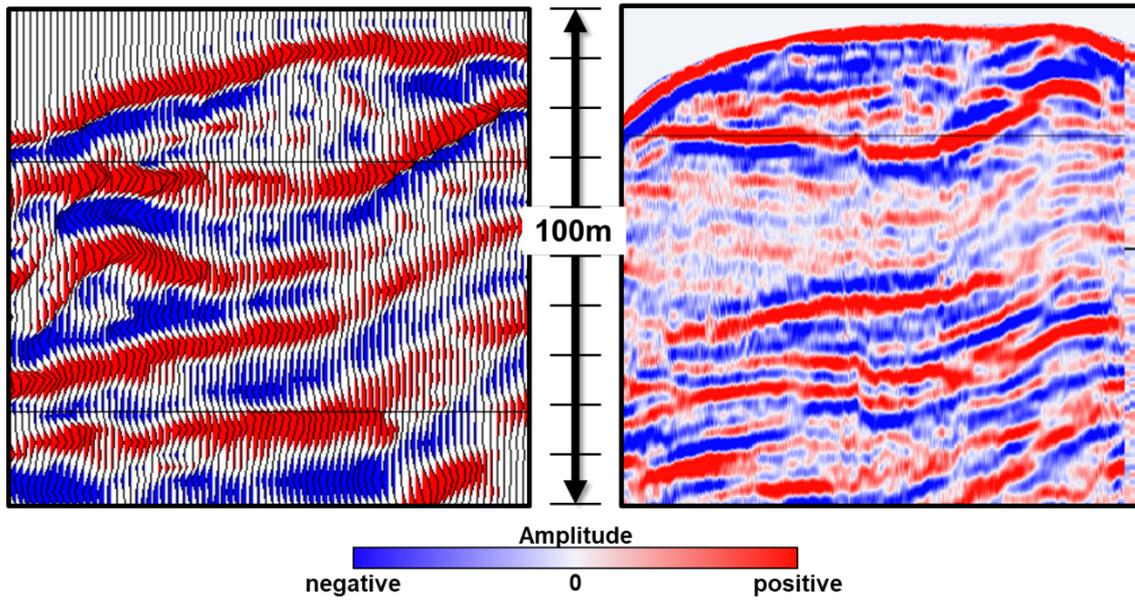


図 6-2. (左図) JM16-02 ACS 断面 (Katou et al. 2019; 多良ほか, 2018) と, (右図) 4 章 ZVCS 断面の比較図。断面位置は図 6-1 に記載。

6.3 VCS および ZVCS 断面の統合解釈

図 6-1 で示した熱水活動域の構造断面对比図のうち、3章の海底係留方式（VCS）で得られた断面と4章の深海曳航方式（ZVCS）で得られた断面は、海底面から海底下約 50 m までの反射面の分布と海底下約 50 m 以深の音響的に無構造の領域が連続する様子が認められた。そこで、それぞれの章の構造解釈をもとに広域の統合解釈を行なった。3章では硫化物マウンドの下位に分布する海底下鉱体の 3 次元的な形状と表層堆積物の地質から、海底下鉱体は過去の海底面に形成された硫化物マウンドであり、斜面崩壊物によって埋没したものであると解釈した。4章では ZVCS 断面と掘削調査結果との対比によって水中土石流堆積物に覆われた海底下鉱体の分布を示した。それぞれの海底下鉱体は、断面の統合により同一層準に分布することが明らかとなった。これらの解釈および統合断面から、硫化物マウンドの下位に分布する海底下鉱体が過去の海底面で硫化物マウンドとして形成されていた時期には、その東側においても熱水噴出とそれに伴う硫化物マウンドの形成があったと解釈した。これら硫化物マウンドは斜面崩壊物に覆われ現在の海底下鉱体となり、断層活動により表層堆積物に亀裂が生じた場所で現在の硫化物マウンドが形成されたと考えられる。この統合解釈により、過去の海底面に形成された硫化物マウンドの分布と現在の海底面に形成された硫化物マウンドの分布は必ずしも同じではないことが推測された。硫化物マウンドを形成する熱水噴出は表層堆積物の亀裂に規制されることから、過去と現在の硫化物マウンドの分布の違いは、表層堆積物の亀裂を形成する断層活動の場所や活動度が過去と現在で変化したことによるものと考えられる。これは、現在の海底面では熱水活動が認められないような場所でも、海底下鉱体が分布する可能性があることを示唆している。図 6-1 で示した調査海域においては、斜面崩壊堆積物に覆われる前の海底面を追跡するため、広域調査に適した ZVCS による追加調査を行うことで、現在の海底面では熱水活動が認められない場所で新たな海底下鉱体の発見が期待される。

6.4 音波探査による熱水鉱床探査

ここでは、本研究成果をもとに音波探査を用いた熱水鉱床探査について提案する。音波探査を実施する海域は、海底地形調査によって選定された熱水ブルーム等の水中音響異常が認められる海底火山のカルデラ地形を想定する。カルデラ地形の規模は、3,4章や5章調査海域の例から数 km 四方の規模とする。これまでの調査結果から、断裂構造によって示される熱水活動域の広がりには数百 m 四方で認められ (図 5-6, 6-1)、その中で硫化物マウンドや海底下鉱体が約 100 m 四方の広がり分布していることが明らかとなった (図 3-13, 6-1)。従って、熱水鉱床探査は、数 km 四方のカルデラ地形から数百 m 四方の熱水活動域を特定し、熱水活動域の海底面あるいは海底下に分布する約 100 m 四方の広がりを持つ鉱体の3次元的な広がりを明らかにするという段階的な調査が必要となる(例えば、多良ほか, 2018)。カルデラ全体の広域調査は、熱水噴出域があらかじめ分かっている場合は必要ないように思われるが、熱水活動域を取り巻く環境の構造発達史や堆積環境の解明に重要であることを5章の調査事例で示している。本研究で使用した音波探査手法による段階別の調査項目を図6-3に示した。以下に、各項目の詳細を記す。

6.4.1 ZVCS-DT による広域2次元調査

熱水鉱床探査では、まず始めに5章で使用した母船によるハイドロフォンケーブルの深海曳航を行うZVCS-DTによる広域2次元調査を実施する。広域2次元探査の目的は、熱水活動に関連した断層や亀裂といった断裂構造の検出および詳細調査領域の絞り込みである。

調査測線の一例を図6-4に示した。調査の対象とする熱水活動域の広がりを500 m 四方より大きいものと設定した場合、熱水活動に関連した断裂構造を検出するには、500 m 間隔の測線によるグリッドサーベイが望ましい。この時測線間隔以下の広がりしかない熱水活動域は検出できない可能性があることに注意しなければならない。調査を行う際の事前情報として詳細な海底地形や熱水ブルームを示唆する水中音響異常観測地点の情報がある場合は、測線の優先順位決定や測線間隔の変更役に役立つことが望まれる。

図6-5に断裂構造の分布から詳細調査領域を決定する概念図を示した。カルデラ地形の形成には火山活動に伴う陥没だけでなく、単純に表層堆積物が火山の噴火とともに吹き飛び出来たカルデラ地形や、複数の火山に囲まれ形成されたカルデラ地形など様々な要因が考えられ、図6-5に示した地下構造がどのような調査海域にも当てはまるとは限らない。しかしながら、本研究の調査海域では、いずれも熱水活動域において断続的な反射面で示される断裂構造が認められ、熱水噴出が認められない場所では比較的連続的な反射面で示される堆積構造が認められたことから (図 5-5, 6-1)、断裂構造を熱水活動域検出の指標とした。

ハイドロフォンケーブルの構成および曳航方法は調査実績のある図5-2(a),(b)に示したものとす。震源は5章で用いたGIガンと同様の震源を用いることとする。グリッドサーベイによって得られた断裂帯の平面的な広がりから熱水活動域の規模を推測し (図 6-4)、詳細調査エリアの絞り込みを行う。

6.4.2 ZVCS-R による詳細 2 次元調査

広域調査によって絞り込まれた詳細調査領域では、まず始めに ROV によるハイドロフォンケーブルの深海曳航を行う ZVCS-R による 2 次元調査を実施する。詳細 2 次元調査の目的は、震探相解析による鉱体分布の可能性有無による 3 次元調査エリアの絞り込みである。調査測線の計画方法としては、図 6-4 で示した広域調査測線例と同様に、対象となる鉱体の規模が 100 m 四方とすれば、3 次元調査エリア内を 100 m 間隔でのグリッドサーベイが必要と考えられる。鉱体分布の可能性を示す震探相の特徴は表 4-2 で示した通りである。

ハイドロフォンケーブルの構成は図 5-2(a)、ハイドロフォンケーブルの曳航高度、曳航速度は図 5-2(b)で示した通りとする。調査海域の水深が深海震源として ROV に搭載したピエゾ震源の調査可能水深 (1500 m) よりも深い場合は、図 4-2(a)で示す構成とする。海上震源はより高分解能データを取得するため 4 章で用いたスパーカーとする。ROV とハイドロフォンケーブルを用いたオペレーションの詳細については補遺にて記載する。

海上震源による震探相解析では、海底下に海底面反射と逆位相の断続的な反射面が認められ、この反射面を境に上位で弱振幅の奏上の反射面が分布し、下位で構造が認められない場所を鉱体分布の可能性が高い領域とし、3 次元調査エリアの絞り込みを行う。一方、ピエゾ震源による音波の透過が深部まで認められる場合は、鉱体分布の可能性が低い場合 (表 4-2)、複数の 3 次元調査エリアが存在する場合は優先度を下げる判断基準となる。

6.4.3 VCS による速度解析用データ取得

広域調査によって絞り込まれた詳細調査領域を対象とし VCS による速度解析用のデータ取得を実施する。速度構造把握の目的は、音波探査データの適切な深度変換および鉱体による高速度異常の検出である。

データ取得を行うハイドロフォンケーブルの構成は ZVCS-R で用いたもので良い。つまり、ZVCS-R の観測終了後、ハイドロフォンケーブルは速度構造を得たい領域まで ROV で運び、ROV 揚収後に遠距離発震による速度解析用データの取得を行うことができる。震源には、本研究で用いた音源のうち、長距離発震でも十分なエネルギーが得られる GI ガンが望ましい。

6.4.4 3D-ZVCS-R による詳細 3 次元調査

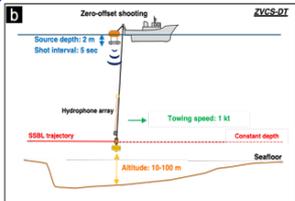
詳細 2 次元調査によって最も鉱体の分布が期待されたエリアから順に ZVCS-R による 3 次元調査を実施する。詳細 3 次元調査の目的は、鉱体の分布を示すと考えられる震探相の空間的な広がり の把握である。ハイドロフォンの構成、およびデータ取得方法は図 5-2(a), (c) を基本とする。3 次元データの測線間隔は調査海域の水深等によって適宜変更が必要である。

鉱体の資源量把握を目的とする場合、3 次元調査は掘削調査の後に行われるべきであり、掘削コア試料との対比により構造解釈および鉱体の下面と上面に対応する反射面の特定が行われ、鉱量の計算に用いられる。

6.4.5 3D-VCS による詳細 3次元調査

3D-ZVCS-R と同様に、3D-VCS では鉦体の分布を示すと考えられる震探相の空間的な広がり の把握が目的である。ハイドロフォンケーブルの構成は ZVCS-R で用いたもので良い。つまり、ZVCS-R の観測終了後、海峡が悪化し ROV の投入揚収ができない日が続くような場合、海底に残されたハイドロフォンケーブルを中心に海上発震を行うことで 3次元の構造調査を行うことができる。海底下のイメージングはハイドロフォンケーブルの係留点周辺に限られるため、ハイドロフォンケーブルを移動させながらデータ取得する 3D-ZVCS-R と比べデータの偏りが生じる。調査結果の利用については 3D-ZVCS-R と同様である。

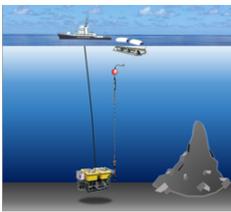
広域2次元調査（数km四方）



ZVCS-DT

- ・ 鉦体の形成が有望視されるカルデラ地形のグリッドサーベイ
- ・ 断裂が集中する領域を検出，詳細調査を行う領域を絞り込む

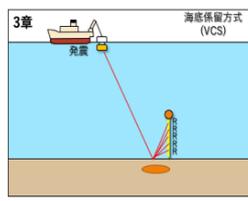
詳細2次元調査（数百m）



ZVCS-R

震探相によるスクリーニング

- ・ 連続性
- ・ 位相
- ・ 振幅



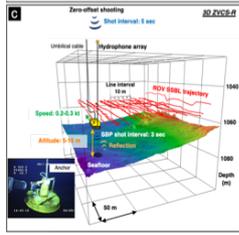
VCS

速度解析用データ取得

3次元

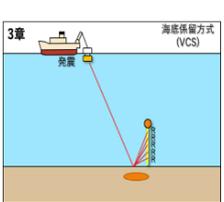
ROVあり

ROVなし



3D-ZVCS

3次元構造取得



3D-VCS

3次元構造取得

図 6-3. 熱水鉦床の形成が有望視される海底カルデラにおける音波探査手法を用いた熱水鉦床探査手順の概略図。調査の順番は上位から実施される。

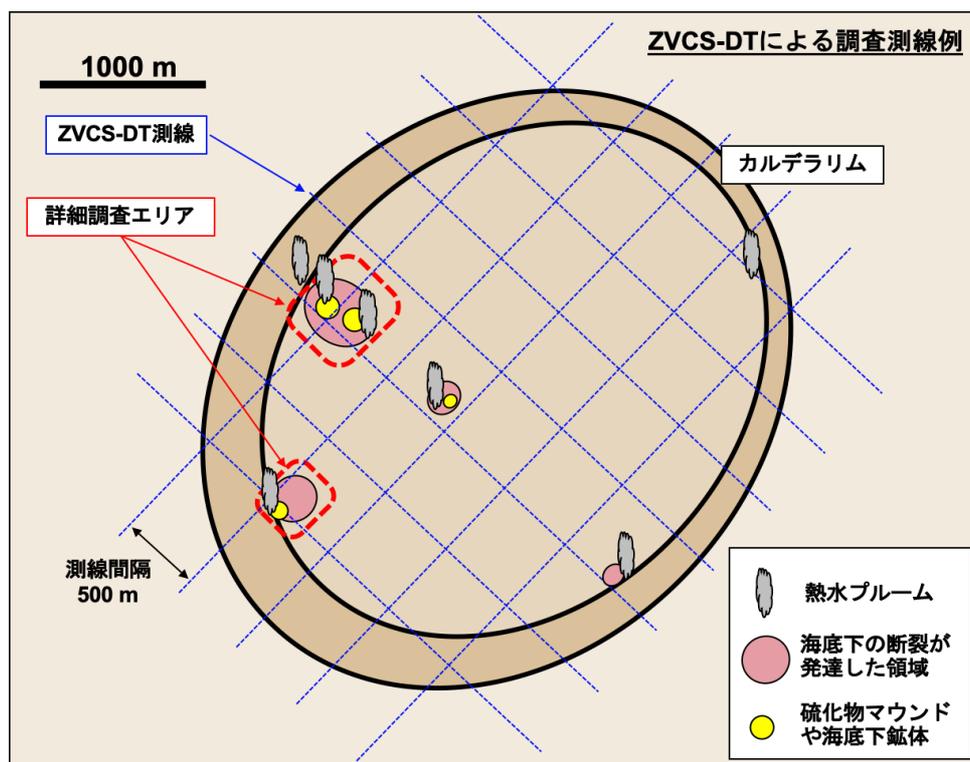


図 6-4. 広域 2 次元調査の探査測線例。500 m 四方を超える規模の熱水活動域を対象とする場合、測線間隔 500 m のグリッドサーベイをカルデラ地形内で実施することにより、熱水活動に関連した断裂構造を検出できると考えられる。この時、目標とする熱水活動域の規模を下回るものは検出できない可能性がある。グリッドサーベイにより熱水活動域のおおよその広がりを把握し詳細調査領域を決定する。

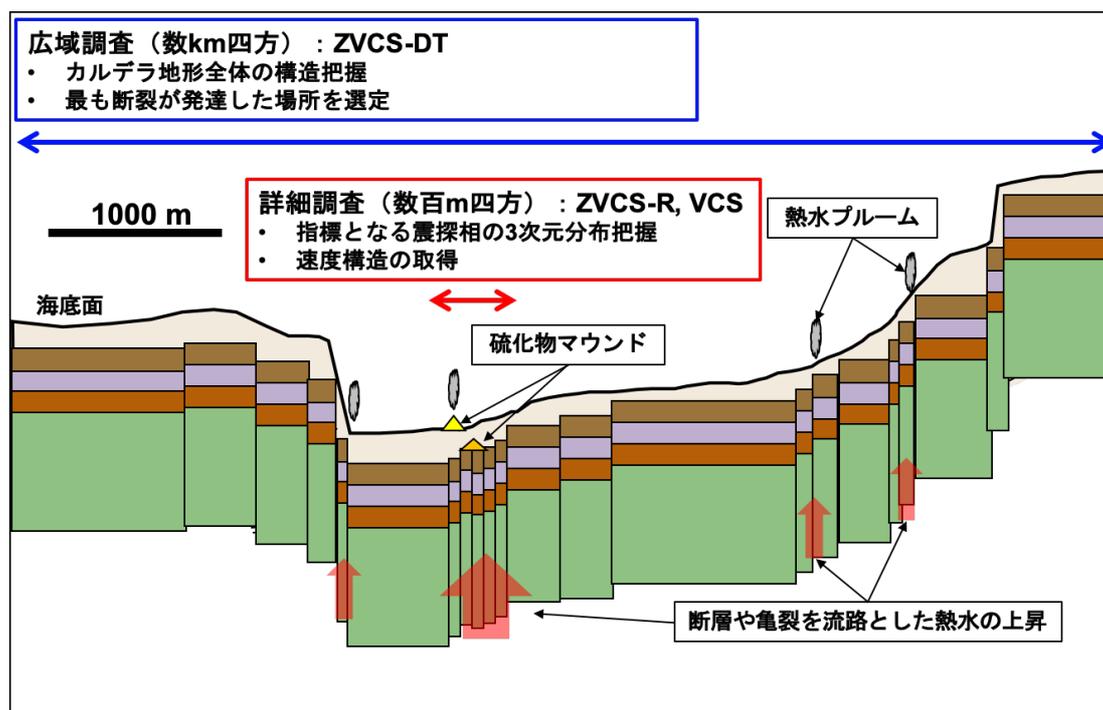


図 6-5. 広域 2 次元調査による断裂構造の把握と詳細調査領域選定の概念図。熱水の流路となりうる断層や亀裂といった断裂構造がより発達した領域を詳細調査領域に選定する。

6.5 まとめと今後の展望

本章では、本研究で用いた各種音波探査手法の整理を行った。また、VCS および ZVCS 調査結果から海底熱水鉱床を対象とした熱水活動域調査に必要な分解能について考察した。さらに、本研究で用いた探査手法とその結果の総括として、音波探査による海底熱水鉱床探査手順を探査の指標とともに提案した。音波探査による海底熱水鉱床の探査指針、手順は他に示された例は無く、本提案を基盤とした熱水鉱床探査の発展が期待される。

今後の課題としては、音波探査によって得られた海底下の構造に加え、電気・磁気・重力などの物理探査手法によって得られたデータを含めた統合的な解釈が重要となる。現在では、各種物理探査手法によって得られたデータを仮想空間で共有し議論を行う統合解釈ツールの開発も行われている(多良・河合, 2019)。またそれぞれの物理探査手法で得られた結果のジョイントインバージョンによる解析も新たな知見をもたらすと考えられる。

音波探査記録の解釈のうち反射波だけでなく、散乱波や屈折波といったフルウェーブを用いた解析手法については、石油・天然ガスといった海洋資源調査と比べても圧倒的に調査事例が少なく解析手法の適用例も無い。今後の調査事例の蓄積が期待される。

引用文献

- Ehsan, J.H., Katou, M., Tara, K., Asakawa, E., Mikada, H., 2019. Mirror reverse time migration using vertical cable seismic data for methane hydrate exploration. *Geophysics* 84, B447–B460.
- Ishibashi, J., Ikegami, F., Tsuji, T., Urabe, T., 2015. Hydrothermal activity in the Okinawa Trough back-arc basin: geological background and hydrothermal mineralization, in: *Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems*. Springer, pp. 337–359.
- Katou, M., Saito, S., Asakawa, E., 2019. Integrated seismic imaging of the deep-towed streamer survey in the hydrothermal deposit area, in: *The 13th SEGJ International Symposium, Tokyo, Japan, 12-14 November 2018*. Presented at the The 13th SEGJ International Symposium, Tokyo, Japan, 12-14 November 2018, Society of Exploration Geophysicists and Society of Exploration Geophysicists of Japan, Tokyo, Japan, pp. 546–549.
<https://doi.org/10.1190/SEGJ2018-141.1>
- Tara, K., Asakawa, E., Murakami, F., Tsukahara, H., McIntyre, J., 2016. Equivalent Offset Migration of Vertical Cable Seismic Data to Estimate the Velocity Model in Hydrothermal Deposits, in: *78th EAGE Conference and Exhibition 2016*.
- Tsuji, T., Takai, K., Oiwane, H., Nakamura, Y., Masaki, Y., Kumagai, H., Kinoshita, M., Yamamoto, F., Okano, T., Kuramoto, S., 2012. Hydrothermal fluid flow system around the Iheya North Knoll in the mid-Okinawa trough based on seismic reflection data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 213–214, 41–50. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.11.007>
- Tsuru, T., Okuda, A., No, T., Kaneda, Y., Tamaki, K., 2008. Subsurface structure of the Myojin Knoll pumiceous volcano obtained from multichannel seismic reflection data. *Earth Planet Sp* 60, 721–726. <https://doi.org/10.1186/BF03352820>
- Yamashita, M., Kasaya, T., Takahashi, N., Takizawa, K., Kodaira, S., 2015. Structural characteristics of the Bayonnaise Knoll caldera as revealed by a high-resolution seismic reflection survey. *Earth Planet Sp* 67, 45. <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0214-2>
- 多良賢二, 河合展夫, 2019. 海底熱水鉱床を対象とした探査手法と統合解釈ツールの開発. *Journal of the Japanese Association for Petroleum Technology* 84, 85–89.
- 多良賢二, 浅川栄一, 村上文俊, 塚原均, 李相均, 齊藤秀太郎, 加藤政史, 2018. 高分解能音波探査システムによる海底熱水鉱床の多段階調査 (第 29 回研究成果発表会講演録)–(海洋鉱物資源広域探査システム開発の成果). *海洋調査技術= Journal of Japan Society for Marine Surveys and Technology* 30, 19–22.

補遺 ROV による深海曳航型ハイドロフォンケーブルの運用方法

5章の手法である海中ロボット（ROV）と深海曳航型ハイドロフォンケーブルを用いた音波探査（ZVCS-R）は、従来型の音波探査手法と大きく異なるオペレーションとなっている。深海曳航型のハイドロフォンケーブルを用いた調査例は、調査海域を熱水活動域に限らなければいくつかの事例が報告されている（例えば、Chapman et al., 2002; Ker et al., 2010; Talukder et al., 2007 など）。しかし、いずれの手法も曳航体にハイドロフォンケーブルを接続した構成で投入・曳航・揚収を行うものであり、5章で扱う ZVCS-R のように、あらかじめハイドロフォンケーブルを海底に投下し、ROV のマニピュレータでハイドロフォンケーブルを掴み、曳航調査を行う手法はこれまでに報告例がない。また、母船とアンビリカルケーブルで繋がっている ROV によって鉛直方向に直立したケーブルを曳航することは、運用上のリスクにより通常は厳に戒められるものである。そこで本付録では、ZVCS-R がどのようにして実現したのか、ハイドロフォンケーブルの工夫と ZVCS-R オペレーション手順について記載する。

ハイドロフォンケーブルの工夫

ZVCS-R に用いたハイドロフォンケーブルの構成を図 A-1 に改めて示す（本文中図 5-2(a) と同様）。この構成は 3 章の VCS で用いた海底係留型ハイドロフォンケーブルと主要な構成は同じであり（本文中図 3-2）、ROV による深海曳航を行いながらのデータ取得だけでなく、海底係留型のハイドロフォンケーブルとしてのデータ取得も可能となっている。従って ROV を潜行させることができない海況となった場合は、海上発震のみでデータ取得を行う VCS へ調査手法の切り替えを行うことができる。ZVCS-R のオペレーションに欠かせない構成要素としては、ROV カメラによるハイドロフォンケーブルの目視確認をいち早く行うためにケーブルの各所に貼り付けた反射テープ（図 A-1 b,c）と、ROV による深海曳航を行うためにアンカーに溶接したマニピュレータ用の持ち手（図 A-1 c）が挙げられる。この持ち手は ROV が着底した状態で掴むことができる高さに配置しており、ROV を用いたハイドロフォンケーブルの運搬を容易にしている。

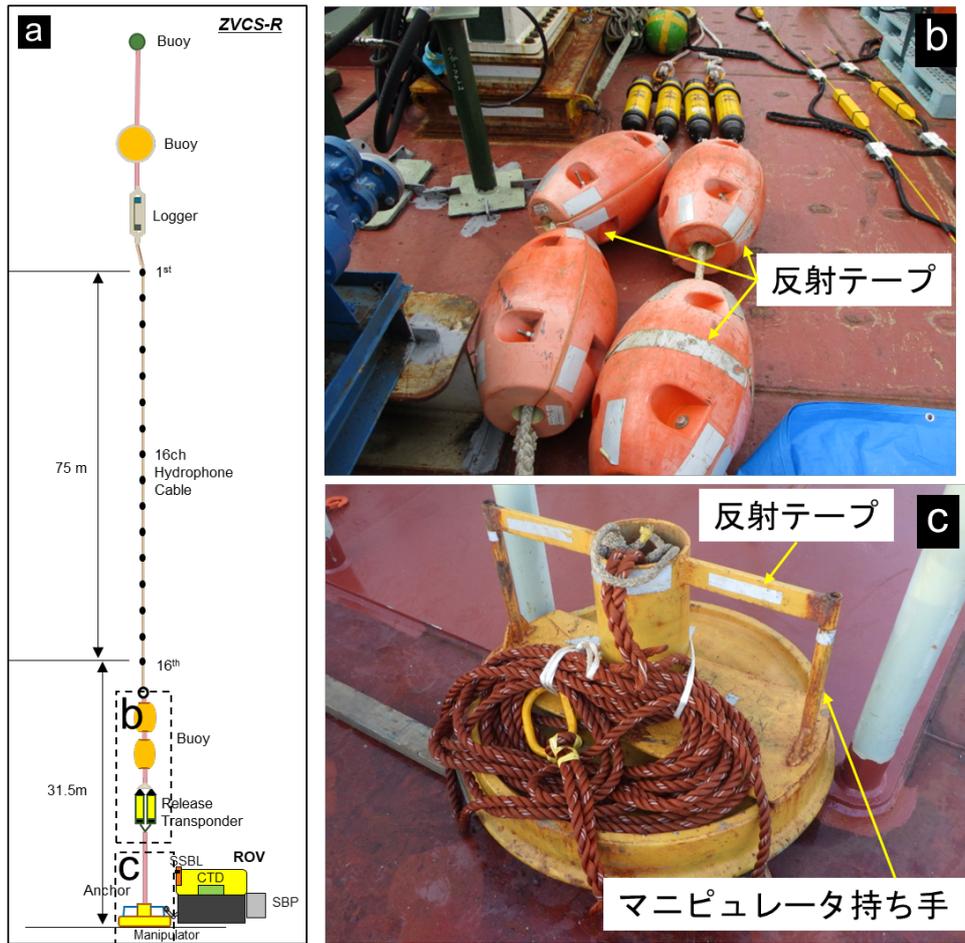


図 A-1. (a) ZVCS-R ハイドロフォンケーブル構成図, (b) 反射テープを貼り付けたブイと測位兼切り離し装置構成部分, (c) アンカー。

ZVCS-R オペレーション手順

ZVCS-R オペレーションを 1) 観測開始, 2) 曳航, 3) 回頭, 4) 観測終了の 4 点に分け、以下にそれぞれの要点を記載した。

1) 観測開始

観測はまず船からハイドロフォンケーブルを目標点付近に投入し、海底に設置されたハイドロフォンケーブルの測位を行う。次に ROV の潜行を行うが、この際にハイドロフォンケーブルの係留点を中心としたケーブル長の範囲内では接触の可能性があることを注意しなくてはならない。ケーブル係留深度に到達後はケーブル係留点に向け移動しケーブルの目視確認を行う (図 A-2 A)。この時、母船と ROV の間にハイドロフォンケーブルが位置しないよう ROV が先行してハイドロフォンケーブルに近づき、アンビリアルケーブルとハイドロフォンケーブルの接触を避ける。アンカー確認後 (図 A-2 B) は ROV を着底させ、マニピュレータによってアンカーの持ち手を掴む (図 A-2 C)。持ち手を掴んだ後は浮上、曳航を開始する (図 A-2 D)。

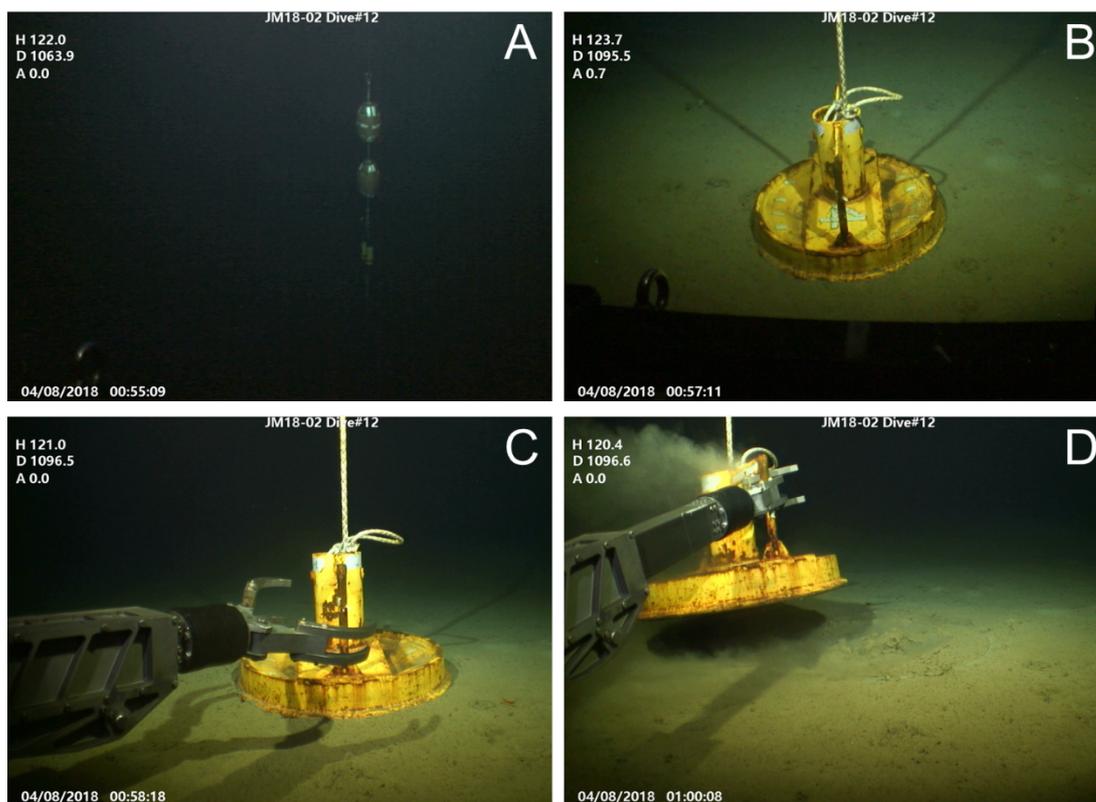


図 A-2. 本文 5 章, JM18-02 次航海 ZVCS-R 観測開始時の ROV カメラ映像キャプチャ画像。A, B は潜航中のハイドロフォンケーブル目視確認の様子。C, D は ROV 着底後アンカーを掴む様子と持ち上げる様子。

2) 曳航

ハイドロフォンケーブルを掴んだ ROV は後進しながらケーブルの曳航を行うことで、アンビリアルケーブルとハイドロフォンケーブルの干渉を避けた (図 A-3)。ROV に装備されているカメラやレーダーの配置は後進しながらの曳航を考慮した配置に変更する必要がある。ROV によるハイドロフォンケーブルの曳航中は、母船が測線の先頭になり、アンビリアルケーブル、ROV、ハイドロフォンケーブルの順に配置されるよう母船、および ROV の操縦を行う。

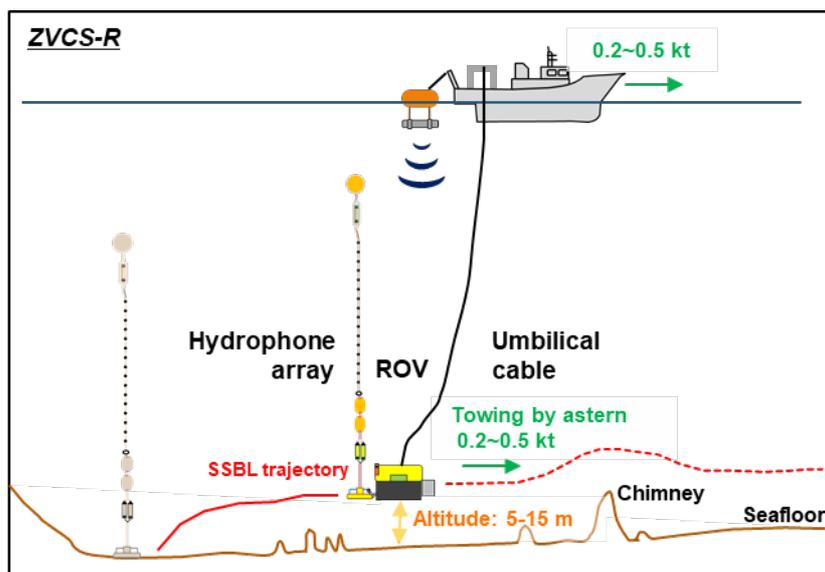


図 A-3. ROV によるハイドロフォンケーブル曳航方法の概略

3) 回頭

測線終了後は、ハイドロフォンケーブルを海底に置き (図 A-4A), ハイドロフォンケーブルから十分に距離を取り (図 A-4B), 次の測線方向に回り込み (図 A-4C,D), ハイドロフォンケーブルを掴みなおす (図 A-4E) ことで回頭を行う。回頭は ROV だけでなく、アンビリカルケーブルとハイドロフォンケーブルが干渉しないよう母船も追従して回頭する。以降は手順 2), 3) を繰り返し、観測を続ける。

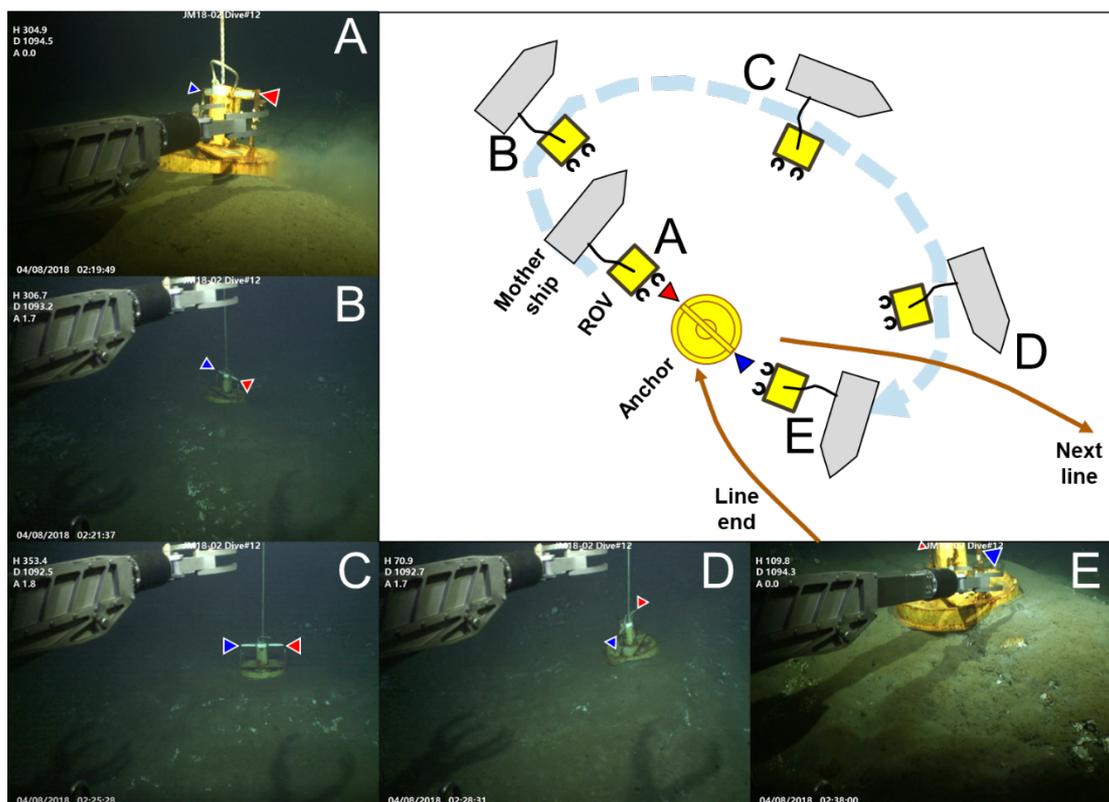


図 A-4. ZVCS-R 回頭方法概略

4) 観測終了

観測終了時はハイドロフォンケーブルを海底に置き、ケーブル係留点の座標を控えた後 ROV の浮上を開始する。ケーブル係留点は ROV 測位データによって把握することができるため、ROV による移動後はスラントレンジなどによるケーブル係留位置の測位を省くことができる。従って、ROV 揚収後はケーブル係留点を中心とした海上発震による VCS 調査へ切り替えることが可能である。

全ての観測終了後は船上からハイドロフォンケーブルの切り離し装置（図 A-1 (a) Release transponder）へ信号を送り、浮上したハイドロフォンケーブルの回収を行う。また、海底に残されたアンカーは ROV によってマニピュレータ用の持ち手に回収用ロープを取り付けることで回収が可能となっている。

以上の手順によって ROV によるハイドロフォンケーブルの曳航が実施される。ROV と母船の操縦者は、アンビリアルケーブルとハイドロフォンケーブルとの干渉を避けるため常に位置関係を把握しなければならない。また、母船は ROV と移動の足並みを揃えるため、スラスターによる定点保持や微速移動は必須条件となる。

引用文献

- Chapman, N.R., Gettrust, J.F., Walia, R., Hannay, D., Spence, G.D., Wood, W.T., Hyndman, R.D., 2002. High-resolution, deep-towed, multichannel seismic survey of deep-sea gas hydrates off western Canada. *GEOPHYSICS* 67, 1038–1047. <https://doi.org/10.1190/1.1500364>
- Ker, S., Marsset, B., Garziglia, S., Le Gonidec, Y., Gibert, D., Voisset, M., Adamy, J., 2010. High-resolution seismic imaging in deep sea from a joint deep-towed/OBH reflection experiment: application to a Mass Transport Complex offshore Nigeria: High-resolution seismic imaging in deep sea. *Geophysical Journal International* 182, 1524–1542. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04700.x>
- Talukder, A.R., Bialas, J., Klaeschen, D., Buerk, D., Brueckmann, W., Reston, T., Breitzke, M., 2007. High-resolution, deep tow, multichannel seismic and sidescan sonar survey of the submarine mounds and associated BSR off Nicaragua pacific margin. *Marine Geology* 241, 33–43. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.03.002>

謝辞

本論文をまとめるにあたり、大学院博士課程在学中から終始暖かい激励と御指導、御鞭撻を頂いた指導教員である芦寿一郎准教授には心から御礼申し上げます。筆者の至らなから研究が遅々として進まず、様々な面で多大なご迷惑をお掛けいたしました。

東京大学大学院新領域創成科学研究科の須貝俊彦教授、東京大学大気海洋研究所の山崎俊嗣教授、東京大学地震研究所の木下正高教授、独立行政法人海洋研究開発機構の熊谷英憲博士には、博士論文審査の副査として御審査をいただき、本論文に対して様々な助言を頂戴いたしました。

本研究の共同研究者である株式会社地球科学総合研究所の浅川栄一博士、加藤政史博士には大変お世話になりました。特に浅川栄一博士には、学生時代から御世話になり、大学院博士課程を単位取得退学後も地球科学総合研究所での勤務の機会を頂き、様々な最新の物理探査業務に携わる機会を頂きました。また、地球科学総合研究所の皆様には、就職後の学位取得に対して御理解を頂き、業務工程など様々な面で御協力を頂きました。

高知大学海洋コア研究センターの徳山英一特任教授には、海洋資源のことをもっと知りたいという筆者の思いを熱く受け止めていただき、修士課程時代から海洋地質学、特に海底熱水鉱床の研究に関する道を切り開いて頂きました。本論文をまとめるに至るまで様々な面で御指導、御鞭撻を頂いたこと、心から御礼申し上げます。

東京大学大気海洋研究所海洋底科学部門の皆様には、在学中から大変お世話になりました。特に、海洋底科学部門の沖野郷子教授、朴進午准教授、山口飛鳥准教授には研究に対しての様々な御助言・御議論を頂きました。大気海洋研究所共同利用共同研究推進センターの亀尾桂氏には、海洋観測の準備作業から現場で機器の観測実施などの海洋観測作業の様々な技術を御指導頂きました。海洋底科学部門の金原富子女史には、修士課程入学時から研究生生活の様々な面で御世話になり、常に激励を頂きました。

本論文2章、3章の研究は、文部科学省「海洋資源の利用促進に向けた基盤ツール開発プログラム」の支援を受けました。また、4章、5章の研究航海は、総合科学技術・イノベーション会議のSIP（戦略的イノベーション創造プログラム）「次世代海洋資源調査技術」（管理法人：JAMSTEC）によって実施されました。

博士課程時代の居室を共にした後輩である平林頌子博士には、本論文をまとめるにあたり、何度も折れそうになった心を支えて頂きました。

最後に、両親である父・多良和則、母・美枝には、博士課程への進学を許し、海洋地質の研究をする機会を与えて下さいました。昨春からの闘病を乗り越えてみせた父の背中には非常に大きな励みとなりました。

以上、これまで様々な形で筆者を支えてくださった方々に対し、ここに記して感謝の意を表します。