



## 海底熱水鉱床の生成プロセスの解明に向けた中部沖縄トラフ 伊是名海穴での3次元気液二相流数値シミュレーション\*

富田昇平<sup>1</sup> 小池克明<sup>2</sup> 笠谷貴史<sup>3</sup>  
後藤忠徳<sup>4</sup> 鈴木勝彦<sup>5</sup>

### Three-Dimensional Numerical Simulation of Gas-Liquid Two-Phase Flow in the Izena Hole, Middle Okinawa Trough, to Clarify the Generation Process of Seafloor Hydrothermal Deposits

by Shohei Albert TOMITA<sup>a</sup>, Katsuaki KOIKE<sup>b</sup>, Takafumi KASAYA<sup>c</sup>, Tada-nori GOTO<sup>d</sup> and Katsuhiko SUZUKI<sup>e</sup>

- a. Geotechnical Engineering Department, Technology Research Institute, Obayashi Corporation, 4-640, Shimokiyoto, Kiyose-shi, Tokyo, 204-8558, Japan (Corresponding author, E-mail: tomita.shohei@obayashi.co.jp)  
b. Department of Urban Management, Graduate School of Engineering, Kyoto University, C1-2, Kyoto Daigaku-Katsura, Nishikyo-ku, Kyoto, 615-8540, Japan  
c. Submarine Resources Research Center, Research Institute for Marine Resources Utilization, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2-15, Natsushima-cho, Yokosuka-shi, Kanagawa, 237-0061, Japan  
d. Department of Life Science, Graduate school of Science, University of Hyogo, ~~Graduate school of Life science, University of Hyogo~~, 3-2-1, Koto, Kamigori-cho, Ako-gun, Hyogo, 678-1297, Japan

Although seafloor hydrothermal deposits are essential metal resources because of their considerable reserves and high metal grades, the concrete physical setting that causes their generation remains unclear. These can be clarified only through numerical simulation studies because it is impossible to observe the physical setting and actual phenomena over a long period and a wide area below the seafloor. In this study, we attempted to clarify those by simulating a three-dimensional flow system of a gas-liquid two-phase fluid and regional temperature distribution in a hydrothermal field. The Izena Hole, middle Okinawa Trough, was selected as our target field. Results show that the ore bodies on and beneath the seafloor were generated by different mechanisms. In the early stage of hydrothermal activity, most of the hydrothermal fluids ascended freely from a great depth and spouted from the seafloor and consequently generated ore bodies on the seafloor by mixing with seawater. Over time, a hardly permeable cap layer was formed by hydrothermal alteration, which caused lateral fluid flows and inhibited the inflow of cold seawater under the cap layer, resulting in a temperature increase and consequent boiling of the fluids. Mineral replacement occurring in large amounts of lateral fluid flows over tens of thousands of years is the most likely cause of the generation of subseafloor ore bodies. Therefore, cap layer formation is an essential factor in generating subseafloor ore bodies and changing the location of the ore body occurrence from on to beneath the seafloor.

**KEY WORDS:** Boiling, Cap Layer, Temperature Distribution, Hydrothermal Circulation, TOUGH2

#### 1. はじめに

海底熱水鉱床は金属品位が高く、鉱量が多いと推定され、近い将来の重要な開発対象とみなされている<sup>1,2)</sup>。我が国では、沖縄トラフ海域や伊豆・小笠原海域において海底熱水鉱床の徴候が数多く確認されており<sup>3,4)</sup>、これらは新たな純国産資源になり得ると期待されている。海底熱水鉱床の早期開発を実現するためには、その生成プロセスを解明するとともに、これに基づいて鉱量が多い有望地を絞り込める方法を確立することが必須である。

生成プロセスに関しては、これまで世界各地で実施された海底

熱水鉱床域での潜水調査と海底掘削の結果から、海底面上および海底下という異なる位置において鉱体生成が見出されている例え<sup>5-7)</sup>。陸域での火山性塊状硫化物鉱床(以下VMS鉱床と称する)は現在の海底熱水鉱床と類似しており、過去の海底熱水鉱床が陸域化したものと考えられているが、これにも2つの異なる海底下深度で鉱体生成が確認されている<sup>8,9)</sup>。複数の地点で海底熱水噴出が生じている沖縄トラフ伊是名海穴 Hakurei サイトを対象とした海底掘削からも、海底面上の硫化物マウンド鉱体と海底下の硫化物鉱体の共存が見出され、それらの硫化物鉱体中に含まれる黄鉄鉱の微細構造の顕微鏡観察に基づく、後者は海底下での交代作用によって生成された可能性が高い<sup>10)</sup>。これによる鉱体は海底面に露出していないので、過度な酸化や海流による侵食にさらされず、保存に有利な環境下にあるのに加えて、熱水から効率よく金属を捕捉できる。よって、大規模に成長すると考えられている<sup>8,11,12)</sup>。このように、海底下の交代プロセスは鉱床の生成と規模を支配する本質的な作用であるにもかかわらず、海底熱水鉱床の生成で交代プロセスが占める割合、およびこれによる海底下鉱体の詳細な構造や品位分布などについては、まだ不明な部分が

\*2023年12月26日受付 2024年3月12日受理

1. 正会員 博士(工学) 株式会社大林組 技術研究所 地盤技術研究部  
2. 正会員 博士(工学) 京都大学大学院 工学研究科 都市社会工学専攻 教授  
3. 博士(理学) 海洋研究開発機構 海洋機能利用部門 海底資源センター センター長代理  
4. 正会員 博士(理学) 兵庫県立大学大学院 理学研究科 生命科学専攻 教授  
5. 博士(理学) 海洋研究開発機構 海洋機能利用部門 海底資源センター センター長

[著者連絡先] E-mail: tomita.shohei@obayashi.co.jp (大林組・富田)  
キーワード: 沸騰, キャップ層, 温度分布, 熱水循環, TOUGH2

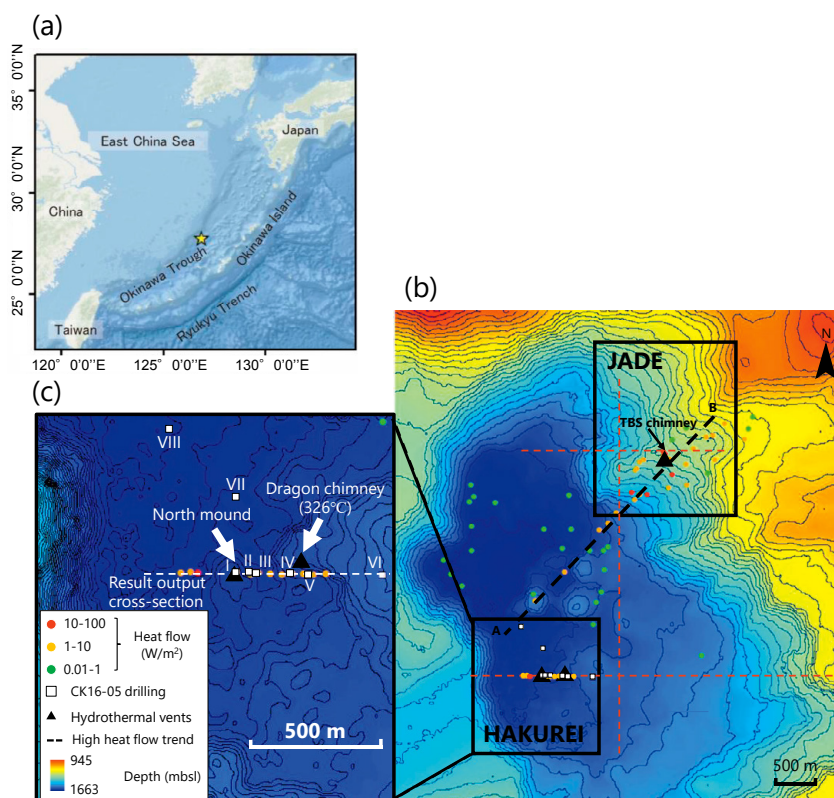


Fig. 1 (a) Location of the Izena Hole, the middle Okinawa Trough marked by a star symbol. (b) Bathymetry map of the study area. Heat flow measurement points<sup>32)</sup> and data from the KM18-08C Expedition are colored by the value range. The red dashed lines and the A-B dashed line (Corridor) indicate the locations of cross-sections of the calculated temperature (Fig. 5) and heat flow (Fig. 8a), respectively. (c) Enlarged view of the Hakurei site. The white dashed line indicates the location of cross-sections of the calculated temperature (Fig. 7a) and heat flow (Fig. 8b). Drilling point I corresponds to the origin in Figs. 2, 8b, and 10b.

多い<sup>9)</sup>。

海底熱水鉱床の生成プロセスは、これまで主に陸域でのVMS鉱床の地質学的研究に基づいて議論されてきた<sup>例えば8,9)</sup>。このタイプの鉱床は日本では新第三紀中新世中期(15~14 Ma)という若い地質時代に生成された黒鉱鉱床に代表される<sup>13)</sup>。一方、オーストラリアには3.2 Gaの古太古代に生成された極めて古い鉱床も存在する<sup>14)</sup>。陸域化した現代のVMS鉱床は生成時の海底熱水域とは大きく異なった環境下にあり、鉱床生成時の熱水の温度、圧力、流動形態という物理的条件は岩石の鉱物組成や化学組成、流体包有物の均質化温度や塩濃度などから推定するしか方法がない。この推定は一般に採取地点に限られた岩石サンプルに基づくので、熱水の物理的条件を鉱床全体にわたって明らかにすることはできない。さらに、鉱床生成をもたらした熱水活動は数km以上の広範囲<sup>15)</sup>で数万年程度の長期間<sup>16)</sup>にわたって継続するため、鉱床全体を含む広域での物理的条件の把握は不可能である。この把握を可能にできるのは数値シミュレーションのみである。

そこで本研究では、海底熱水域に熱水流動シミュレーションを適用することで鉱床生成時の熱水の物理的条件を定量的に再現し、特に海底下での鉱床生成プロセスを明らかにすることを目的とした。そのケーススタディとして中部沖縄トラフに位置する伊是名海穴を選定した(Fig. 1a)。中部沖縄トラフは、内閣府による第1期戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)「次世代海洋資源調査技術:海のジパング計画」(以下SIP-Iと称する)のモデル海域に定められた<sup>17)</sup>。そのため、伊是名海穴では掘削調査<sup>18)</sup>、地震波探査<sup>19)</sup>、電気探査<sup>20,21)</sup>、重力探査<sup>22)</sup>、地層間隙水や噴出熱水の化学組成分析<sup>23)</sup>などの多量の調査が重点的に行われ、多くの調査データが蓄積されている。よって、数値シミュレーシ

ョンに、信頼性の高い海底下の地質と物性の分布モデルを作成するのに適している。

## 2. 解析対象地域とシミュレーション用データ

### 2・1 対象地域

沖縄本島から北西に約110 kmの距離にある伊是名海穴は、琉球弧の背弧海盆である沖縄トラフの中部に位置する(Fig. 1a)。沖縄トラフの生成は大陸リソスフェアのリフティングによると考えられており、現在も活動的で年間23~46 mmの推定速度で拡大している<sup>24,25)</sup>。

伊是名海穴の形状は長径6 km・短径3 kmの楕円形で、最大水深1,665 mの窪地である。ここに2つの熱水噴出サイト(JadeとHakurei)があり(Fig. 1b)、いずれのサイトにおいても噴気堆積性硫化物の集積体である熱水マウンドが確認された<sup>23)</sup>。Jadeサイトは伊是名海穴の水深1,300~1,550 mの北東斜面に位置し、熱水活動は500 m×300 mの範囲に集中する<sup>26)</sup>。一方、Hakureiサイトは伊是名海穴南部の水深1,600~1,610 mの狭い深度範囲の窪地にあり、一辺が500 mを超える範囲で熱水活動が観察された<sup>26)</sup>。

### 2・2 地質構造

マウンド周辺を除き、伊是名海穴の窪地は層厚150 m以上の半遠洋性の未固結シルト質粘土で覆われている<sup>26,27)</sup>。急斜面に位置するJadeサイトでは、表層堆積物の厚さは数cmから数m程度と薄く<sup>26,28)</sup>、海穴壁に露出する堆積層は材木状軽石に富む凝灰岩、凝灰角礫岩、泥岩からなる<sup>28)</sup>。Jadeサイトのアクティブチムニー、インアクティブチムニー、およびマウンドから採取された岩石を構成する主要鉱物は閃亜鉛鉱と方鉛鉱であり、他に黄鉄鉱、白鉄鉱、黄銅鉱、安四面銅鉱-砒四面銅鉱固溶体、重晶石、

非晶質シリカ、硫酸鉛鉱が含まれている<sup>27,29)</sup>。

Hakurei サイトは JOGMEC (独立行政法人エネルギー・金属鉱物資源機構) による重点調査域であり、2008 年から BMS (Benthic Multi-coring System)<sup>30)</sup> による 100 地点以上の掘削によって、亜鉛と鉛を多量に含み、銅、銀、金も伴う硫化鉱物が広い範囲で確認されている<sup>31)</sup>。また、マウンド鉱体で 390 万 ton、海底下鉱体で 350 万 ton の計 740 万 ton の鉱量が見積もられた<sup>26)</sup>。

また、Hakurei サイトでは、地球深部探査船「ちきゅう」による CK16-05 (Expedition 909) 調査航海において、計 8 地点で掘削が実施された<sup>18)</sup> (Fig. 1c)。そのうちの 6 地点はほぼ東西方向に沿って分布し、他 2 地点はレファレンスサイトとして熱水域外で、軽石に富む地質の分布域<sup>18)</sup>にて掘削された。Nozaki et al.<sup>10)</sup>によれば、CK16-05 調査航海の掘削結果に関して以下の知見が得られている。

- ・北部マウンドの頂部に設けられた掘削地点 I では、噴気堆積性の塊状硫化物が海底面上に堆積し、鉱体の生成が確認された。
- ・その東側にある掘削地点 II, III, IV, V (Fig. 1c) にはこのような噴気堆積性の鉱体は見られないが、海底下で水平方向に連続性をもつ鉱体の形成が見出された。ただし、掘削地点 II には崩壊したチムニーとマウンドの硫化鉱物が海底面に分布し、過去に噴気活動があったことが示唆された。
- ・掘削地点 II ~ V の海底下表層は厚さ約 20 ~ 30 m 程度の軽石を含む堆積物で覆われ、その下位に基盤岩であるデイサイトと流紋岩が分布する。
- ・掘削地点 VI, VII, VIII には、海底面と海底下のいずれにも鉱体は確認されない。

Kinoshita and Yamano<sup>32)</sup> は Becker and Von Herzen<sup>33)</sup> の方法を用いて熱流量の測定データから海底下の温度を算定した結果、Jade サイトでは沸騰領域が海底から 200 m の深度 (200 mbsf: meters below seafloor) 以浅に存在すると推定した。また、沸騰領域が水平方向に連続すると推定された<sup>32)</sup> ことから、Jade サイトの貯留層上部においてキャップ層の形成が示唆された。Hakurei サイトでは掘削地点 II から V の海底下に硬石膏の多量の析出が確認された<sup>10)</sup>。海底熱水系で熱水噴出域に硬石膏が顕著に分布することは普遍的であり、硬石膏は地層の間隙を充填して透水性を低下させる<sup>34)</sup>。よって、伊是名海穴でのキャップ層は Jade サイト、Hakurei サイトともに硬石膏の間隙充填によって形成され、これが熱水の上昇を抑制している可能性が高い。

### 2・3 熱流量測定

伊是名海穴では広域と Jade サイトでの詳細な熱流量測定が計 57 地点で行われ、Jade サイトでは熱流量が 10-1 ~ 102 W/m<sup>2</sup> の広い範囲にわたることが確認された<sup>32)</sup> (Fig. 1b)。このような大きな変動はブラックスモーカーである TBS チムニーの近傍でも現れ、熱水変質域では 30 W/m<sup>2</sup> よりも大きい、そこからわずか 100 m 離れた地点では 1.7 W/m<sup>2</sup> まで低下したことから、局所的な流体流動が示唆された<sup>32)</sup>。ブラックスモーカーとは黒い熱水を噴き出す噴出孔であり、その特徴は熱水中に金属成分が多量に含まれることにある。一方、広域測定からは長方形の幅 500 m で北東方向に分布する区域 (以下高熱流量帯: Corridor と称する; Fig. 1b 参照) において 1 W/m<sup>2</sup> 以上の高い熱流量が現れ、これは高熱流量帯直下に線状の熱源が存在することによると解釈された<sup>32)</sup>。

Hakurei サイトでは SIP-I の一環として、海底広域研究船「かいめい」による 2018 年 9 月の KM18-08C 調査航海で熱流量測定が実施された<sup>35)</sup>。その対象は北部マウンドを含む全長 550 m の東西測線である。ここに ROV (Remotely Operated Vehicle) のマニピュレータを用い、測定間隔 50 m で計 11 地点の海底に全長 1 m

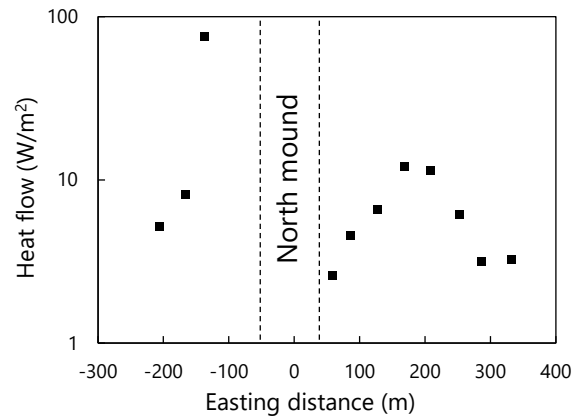


Fig. 2 The measured heat flow data obtained by the KM18-08C cruise survey. The easting distance is along the line from Drilling point I in Fig. 1c.

程度のプローブである SAHF (Stand-alone heat flow meter)<sup>36)</sup> を鉛直に突き刺し、地温勾配が計測された。熱流量は温度勾配と熱伝導率の積として計算される。熱伝導率としては、CK16-05 調査航海によるボーリングコアでの測定値<sup>18)</sup>のうち、各測定地点から最も近い地点での測定値を用いた。その結果、掘削地点 I から西に約 150 m の地点で最大熱流量 76 W/m<sup>2</sup> となり、他 10 地点すべてにおいても 3 ~ 12 W/m<sup>2</sup> の範囲にわたる高い熱流量が得られた (Fig. 1c と 2)。著者らの観測によると、最大熱流量地点の表層は遠洋性堆積物で覆われ、熱水徴候は見られなかった。よって、マウンド西側の高い熱流量は、海底下浅部における高温熱水の側方流動によって運ばれた熱が海底面に向かって伝導したことに起因する可能性が高い。

一方、北部マウンド東側では北部マウンドから東に約 200 m の地点で極大となる曲線状の熱流量分布を描いており (Fig. 2)、マウンドに近づくにつれて熱流量が増加するというマウンド西側でのトレンドとは異なる。よって、マウンド東側の近傍では局所的に海水が浸透し、熱水との混合が生じていると解釈できる。

### 2・4 温度分布と熱収支

Jade サイトでの噴出熱水の最高温度は TBS チムニー (Fig. 1b) からの熱水で 320 °C と観測され、アクティブチムニーもその周辺に集中していることから、TBS チムニーは Jade サイトにおける現在の熱水活動の中心に位置すると解釈されている<sup>26)</sup>。Hakurei サイトでの最高温度は Dragon チムニー (Fig. 1c) において観測され、それは横に数メートル張り出した形状のフランジの縁から噴出する熱水での 326 °C であった<sup>26)</sup>。

Hakurei サイトでは CK16-05 (Expedition 909) 調査航海による計 8 地点の全掘削孔において、日油技研 (株) 開発のサーモラベルとサーモプローブをコアラライナーの外側に張り付けることで温度計測が実施された。計測値は掘削地点 III で最も高く、170 mbsf での 290 °C が最高温度である。掘削地点 I から約 200 m 東側の掘削地点 IV でも 10 ~ 20 mbsf 程度の表層で 100 °C 以上の高温域が検出されており<sup>18)</sup>、表層付近での高温熱水の流動が確かめられる。

正確な数値シミュレーション結果を得るためには、系に流入した熱量と系から流出した熱量 (放熱量) の収支である熱収支の適切な設定が不可欠となる。対象地域での放熱量について、以下のように推定した。熱水の対流に伴う放熱は熱水噴出孔からの高温流体の噴出、および低温の拡散流による放熱の 2 つに分けられる<sup>37)</sup>。前者の放熱量算定には、噴出孔の開口部の面積、および噴出流体の流速と温度が必要となる。Jade サイトでは TBS チムニーでのこれらの測定値に基づいて、8 MW 程度の放熱量が見積も



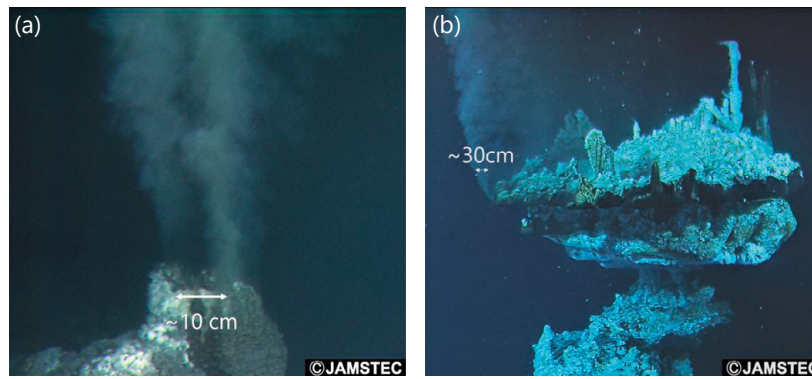


Fig. 3 Photographs of black smokers with an approximate scale. (a) TBS chimney in the Jade site and (b) Dragon chimney in the Hakurei site captured by the Hyper-Dolphin Dive 1186 and 397 in the NT10-17 and NT 05-03 leg 2 cruise surveys, respectively<sup>39)</sup>.

られた<sup>38)</sup>。Jade サイトでは、TBS チムニーよりも熱水の温度が低く、流速は小さい噴出孔が7つあり、そのうちの1つは200°C以上の高温熱水を噴出する<sup>26)</sup>ことから、熱水噴出孔からの全放熱量は8 MWよりも大きいはずである。一方、Hakurei サイトではDragon チムニーの噴出孔開口部の断面積や噴出孔からの熱水の流速は観測されていないが、著者らによるビデオ観察<sup>39)</sup>に基づく熱水噴出量はTBS チムニーと概ね同程度であるとみなせた (Fig. 3)。また、Hakurei サイトではDragon チムニーの近傍に200°C以上の噴出孔が2つあり、北部マウンド周辺には200°C以上の噴出孔が1つ、低温の噴出孔が4つ確認されている。以上のことから、Jade サイトと Hakurei サイトでは概ね同規模の熱水噴出が生じていること、および Hakurei サイト内においては北部マウンド周辺よりも Dragon チムニー周辺においてより多くの熱水が噴出していることが示唆される。

拡散流による放熱量は、熱水噴出孔からの総放熱量よりも1桁程度大きいことが報告されている<sup>37, 40)</sup>。例えば、北アメリカ大陸の太平洋岸北西部に位置する Juan de Fuca Ridge では、ASHES (Axial Seamount Hydrothermal Emission Study) 熱水域において噴出熱水の温度、流量、噴出孔の断面積、および海水温について詳細な調査がなされており、当該熱水域に分布する熱水噴出孔からの総放熱量  $4.4 \pm 2$  MW に対して、拡散流による推定放熱量は15 ~ 75 MW と大きいことが報告されている<sup>40)</sup>。また、Juan de Fuca Ridge の Endeavor 熱水域での観測からも同様に、拡散流による放熱量は熱水噴出孔からの総放熱量よりも5倍程度大きいと推定されている<sup>41)</sup>。よって、上記の幅を考慮すれば、伊是名海穴でも拡散流による放熱量は熱水噴出孔からの放熱量よりも数倍 ~ 10倍程度大きいと見積もられる。

### 3. 熱水流動シミュレーション法

熱水流動シミュレーションには、多孔質媒体中の熱と気液二相流の3次元流れの解析ソフトである TOUGH2<sup>42)</sup>を用い、流体の熱力学的特性を表す状態方程式モジュールとして、気相、液相、および気液二相状態の純水の物性を対象とした EOS 1 を適用した。

TOUGH2 では式 (1) で表される質量・エネルギー保存則を解くことで温度と圧力を求める<sup>42)</sup>。

$$\frac{d}{dt} \int_{V_l} M dV_l = \int_{\Gamma_l} \mathbf{F} \cdot \mathbf{n} d\Gamma_l + \int_{V_l} q dV_l \quad \dots \dots \dots (1)$$

ここで、 $M$  は体積当たりの質量 ( $\text{kg/m}^3$ ) または熱 ( $\text{J/m}^3$ )、 $V_l$  は要素  $l$  の体積 ( $\text{m}^3$ )、 $\Gamma_l$  は要素  $l$  が占める面積 ( $\text{m}^2$ )、 $\mathbf{F}$  は質量流束 ( $\text{kg/s} \cdot \text{m}^2$ ) または熱流量 ( $\text{W/m}^2$ )、 $q$  は要素内における単位時間・単位

体積当たりの質量 ( $\text{kg/s} \cdot \text{m}^3$ ) または熱 ( $\text{W/m}^3$ ) の流出入、 $\mathbf{n}$  は微小面要素  $d\Gamma_l$  に対する法線ベクトルを表す。 $M$  は式 (2) と (3) から求められる。

$$M = \phi \sum_{\beta} S_{\beta} \rho_{\beta} \quad \dots \dots \dots (2)$$

$$Me = (1 - \phi) \rho_R C_R T + \phi \sum_{\beta} S_{\beta} \rho_{\beta} U_{\beta} \quad \dots \dots \dots (3)$$

ここで、 $\phi$  は孔隙率、 $S_{\beta}$  と  $\rho_{\beta}$  は相  $\beta$  の飽和率と密度 ( $\text{kg/m}^3$ )、 $\rho_R$  は岩石密度、 $C_R$  は岩石比熱 ( $\text{J/kg} \cdot \text{K}$ )、 $T$  は温度 ( $\text{K}$ )、 $U_{\beta}$  は相  $\beta$  における比内部エネルギー ( $\text{J/kg}$ ) であり、添え字  $e$  は熱に関連するエネルギーを表す。移流項を表す式 (1) の右辺第1項の  $\mathbf{F}$  は式 (4) ~ (6) で表される。

$$\mathbf{F} = \sum_{\beta} X_{\beta} \mathbf{F}_{\beta} \quad \dots \dots \dots (4)$$

$$\mathbf{F}_{\beta} = \rho_{\beta} \mathbf{u}_{\beta} = -k \frac{k_{r\beta} \rho_{\beta}}{\mu_{\beta}} (\nabla P_{\beta} - \rho_{\beta} \mathbf{g}) \quad \dots \dots \dots (5)$$

$$\mathbf{F}_e = -\lambda \nabla T + \sum_{\beta} h_{\beta} \mathbf{F}_{\beta} \quad \dots \dots \dots (6)$$

ここで、 $k$  は絶対浸透率 ( $\text{m}^2$ )、 $X_{\beta} \cdot \mu_{\beta} \cdot k_{r\beta} \cdot \rho_{\beta} \cdot h_{\beta}$  はそれぞれ相  $\beta$  の質量分率 (無次元)・粘性率 ( $\text{Pa} \cdot \text{s}$ )・相対浸透率 (無次元)・圧力 ( $\text{Pa}$ )・比エンタルピー ( $\text{J/kg}$ )、 $\mathbf{g}$  は重力加速度ベクトル ( $\text{m/s}^2$ )、 $\lambda$  は熱伝導率 ( $\text{W/m} \cdot \text{K}$ ) である。

解析領域の大きさは南北、東西、鉛直のそれぞれの方向で 5.6 km, 4.8 km, 1.7 km とし、さらに解析領域周辺に 10 km の緩衝領域を設けた (Fig. 4)。解析領域上部境界は海底面であり、複数の調査航海で取得されたマルチビーム音響測深 (MBES) データを用いて海底地形を表した。水平方向には長さ 10 m から 6,000 m のボロノイ形状のメッシュを用いて対象領域を区切り、熱水噴出域である Jade サイトと Hakurei サイト周辺では細かく分割し、それから離れるにしたがってメッシュサイズを大きく設定した。鉛直方向のメッシュサイズは表層付近では 0.5 m と小さくし、深度が増すにつれて大きくし、最大で 150 m とした。すなわち、領域周辺と深部ほど粗い分割になる。メッシュの総数は 10,200 である。流体流動形態と温度・圧力分布の全体像を明らかにすることを

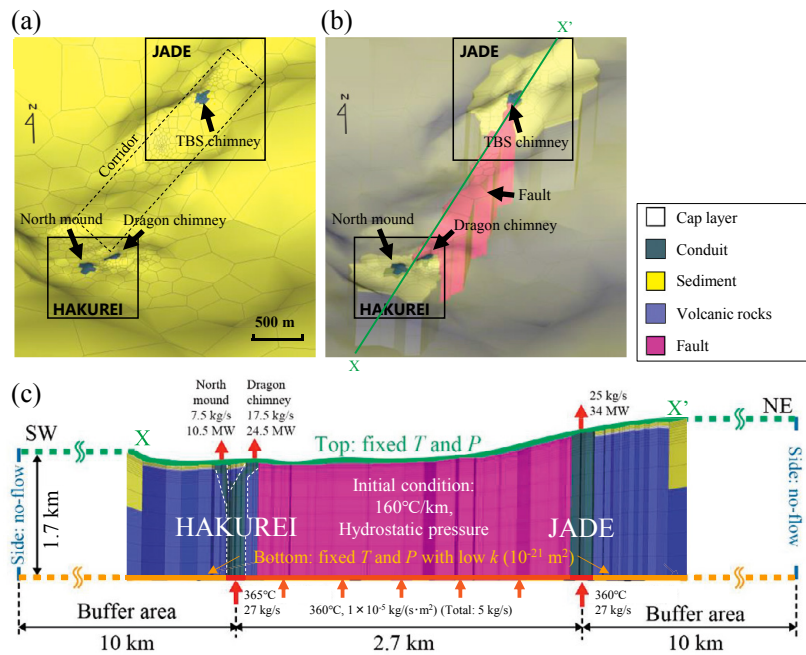


Fig. 4 Calculation models with Voronoi cells, shown by perspective views of (a) the model domain and (b) the geologic distribution comprising five units: cap layer, conduit, sediment, volcanic rocks, and fault. The top sediment layer colored yellow is expressed as transparent in (b). (c) Detailed configuration of cells and geologic structure along the X-X' cross-section in (b) with the model size and boundary conditions. The conduit of the Hakurei site is separated into two portions, forming a Y shape at around 400 mbsf.

Table 1 Physical properties defined for each geologic unit

Parameters	Cap layer	Conduit	Sediment	Volcanic rocks	Fault
Permeability (m <sup>2</sup> )	1.0×10 <sup>-18</sup>	1.0×10 <sup>-13</sup>	X, Y: 1.0×10 <sup>-14</sup> Z: 1.0×10 <sup>-17</sup>	1.0×10 <sup>-14</sup>	3.0×10 <sup>-14</sup>
Porosity	0.1	0.4	0.4	0.4	0.4
Density (kg/m <sup>3</sup> )	2750	2750	2750	2750	2750
Heat Conductivity (W/m·K)	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3
Specific Heat (J/(kg·K))	1000	1000	1000	1000	1000

シミュレーションの目的としたため、解析領域を単純にキャップ層、堆積層、火山岩、断層、および亀裂の集合体で構成される熱水流路 (conduit) の5つの地質要素によって構成した。各要素の水利的物性は、堆積層の浸透率のみ鉛直方向と水平方向の異方性を考慮し、それ以外については等方均質の一定においた。海底掘削<sup>10, 18)</sup>、地震波探査<sup>19)</sup>、熱流量<sup>32)</sup>のデータに基づいて、各地質要素の分布を以下のように解析領域に割り当てた。

熱水流動形態に最も強い影響を及ぼすのは高透水性の熱水流路である。特異的に高いTBSチムニー近傍の熱流量の範囲を考慮して、JadeサイトではTBSチムニーを中心とした直径140mの噴出域を設定し、噴出域の海底面から解析領域底面まで鉛直方向に熱水流路を配置した (Fig. 4)。HakureiサイトではDragonチムニーと北部マウンドの両方で熱水活動が生じているため、Dragonチムニーと北部マウンドに向かって分岐するY字型で、直径160mの熱水流路を設定した (Fig. 4cに点線で表示)。また、Hakureiサイトでの掘削調査による地質分布の確認、および地震波探査<sup>19)</sup>による地質構造の推定結果に基づき、熱水域の海底面から20 mbsfまでを堆積層、それから30 mbsfまでを層厚10mのキャップ層、その下位に領域下面まで火山岩を配置した (Fig. 4c)。

熱水域以外に対しては、海底調査と地震波探査データ<sup>18)</sup>を参照して海底面から400 mbsfまでを堆積層、それ以深を火山岩と

設定した (Fig. 4c)。また、前述のように、伊是名海穴特有の構造である高熱流量帯に沿って1 W/m<sup>2</sup>以上の高い熱流量が観測された<sup>32)</sup>ことから、高熱流量帯深部に熱源の存在、および高熱流量帯に沿う透水性の高い断層構造の形成が推察される。よって、高熱流量帯に沿って断層を設けた (Fig. 4b と c)。

各地質要素の代表的な物性である密度、間隙率、熱伝導率は現地調査で得られたデータを基に設定した。流体流動に最も強く影響を及ぼすパラメータである浸透率に関しては、中部沖繩トラフに位置する別の海底熱水系であり、伊是名海穴と類似した地質構造と地質分布をもつ伊平屋北海丘に対して設定した値<sup>15)</sup>を用いたが、断層の浸透率は後述するキャリブレーションによって設定した (Table 1)。

初期条件として、上面温度はHakureiサイトで計測された海底付近の海水温度4°Cを用い、伊是名海穴周辺の平均地温勾配である0.16°C/m<sup>32)</sup>と上記の上面温度から温度の初期値を線形的に与えた。また、静水圧状態に基づいて圧力の初期値を各メッシュに与えた。

境界条件として、境界上面および熱水流路底面を除く境界底面の温度と圧力を一定とした。すなわち、上面温度は前述の通り4°C、底面温度は上面温度と平均地温勾配から得られた249°Cに固定した。また、側面は断熱不透水境界とし、熱水流路底面を除

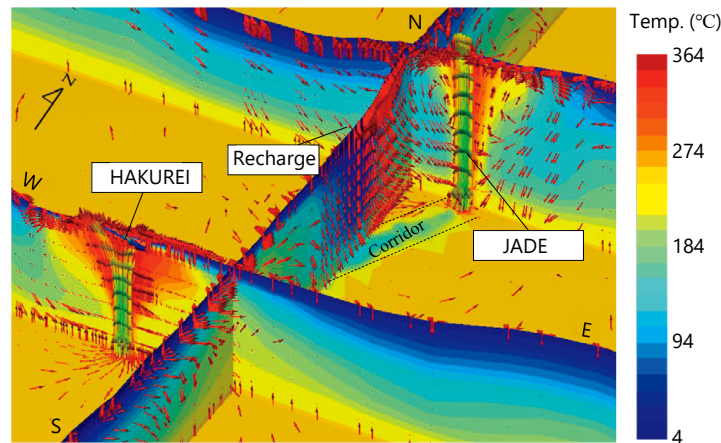


Fig. 5 Panel view comprising the E-W and N-S cross-sections of regional temperature distribution and hydrothermal flow vectors along the red dashed lines in Fig. 1b.

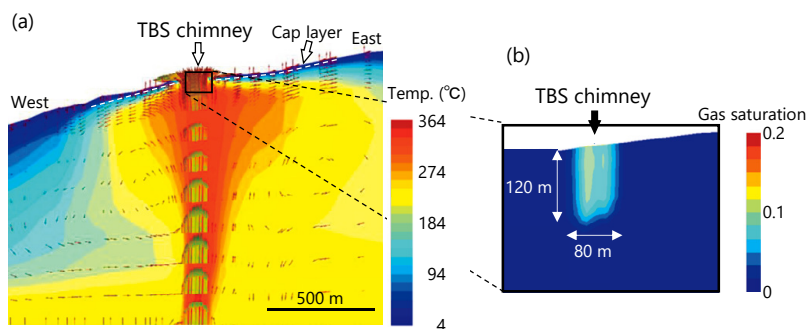


Fig. 6 Simulation results at the Jade site. (a) Vertical cross-section of temperature distribution and fluid flow vectors along the E-W cross-section in Fig. 1b. The white dashed lines in the shallow subseafloor indicate the cap layer. (b) Vertical cross-section of gas saturation distribution in the boiling zone shown in (a).

く境界底面の浸透率を  $10^{-21} \text{ m}^2$  と低く設定することで、底面は難透水性境界とした。

境界面で必要となる他の物性は熱水流路底面と断層底面への熱水流入量、熱水流路表面からの熱水噴出量である。これらと断層の浸透率は前述の熱収支を考慮して、熱流量と温度の計算値が測定値と一致するように試行錯誤的に求めた。その結果、拡散流による放熱量は熱水噴出孔からの総放熱量の3倍であり、熱水流路底面からの熱水の流入温度と流入量は Jade サイトで  $360^\circ\text{C} \cdot 27 \text{ kg/s}$  (単位面積当たりに変換すると  $1.7 \times 10^{-3} \text{ kg/s} \cdot \text{m}^2$ )、Hakurei サイトで  $365^\circ\text{C} \cdot 27 \text{ kg/s}$  (同様に  $1.4 \times 10^{-3} \text{ kg/s} \cdot \text{m}^2$ )、および熱水流路上面からの熱水の流出量と放熱量は Jade サイトで  $25 \text{ kg/s} \cdot 34 \text{ MW}$ 、Hakurei サイトで  $25 \text{ kg/s} \cdot 35 \text{ MW}$  と得られた。断層底面から流入する熱水の流入温度と流入量は、 $360^\circ\text{C} \cdot 5 \text{ kg/s}$  ( $=1.0 \times 10^{-3} \text{ kg/s} \cdot \text{m}^2$ ) と計算された (Fig. 4c)。また、断層の浸透率は熱水流路の3分の1である  $3.0 \times 10^{-14} \text{ m}^2$  と得られた。これらの設定のもと、計算時間20万年を対象としたシミュレーションにより、準定常状態を再現した。

#### 4. 結果

熱水流動シミュレーションの結果を Jade サイトと Hakurei サイトを通る東西方向の垂直断面、および解析領域中央の南北方向の垂直断面からなるパネルダイアグラムで表す (Fig. 5)。この図よりいずれのサイトにおいても熱水流路底面から流入した高温流体が海底での流出とキャップ層に沿う側方流動に分岐するとともに、海底から浸透した海水が深部で加熱されることにより対流するという大規模な流動形態が明らかである (Fig. 5)。海水浸透が

最も顕著に表れているのは、Jade サイトが位置する伊是名海穴の北東斜面の麓付近であり、これは浸透率を高く設定した高熱流量帯に沿う流れである。

Jade サイトでのキャップ層下部に沿う熱水の側方流動は TBS チムニーの東西両側で生じている。ただし、西側では斜面に沿って涵養した海水との混合により  $250^\circ\text{C}$  以上の高温領域の形成は比較的狭いのに対して、東側では側方流動が連続するために高温領域が水平方向に広く分布するという違いが現れた (Fig. 6a)。噴出熱水の温度に関しては、TBS チムニー表層で計算温度が  $335^\circ\text{C}$  であり、測定値  $320^\circ\text{C}$  と概ね対応した。また、TBS チムニー直下の表層から 120 mbsf の間でガス飽和率が 2 ~ 15% となった (Fig. 6b)。これは、熱水流路に沿って上昇した熱水が圧力減少に起因して沸騰したことを示している。

Hakurei サイトでは観測通りに北部マウンドと Dragon チムニーの2か所で熱水が噴出し (Fig. 7a)、Dragon チムニー表層での熱水温度の測定値  $326^\circ\text{C}$  に対して計算値は  $334^\circ\text{C}$  と対応した。また、Dragon チムニーと北部マウンドの間の 20 ~ 130 mbsf において、沸騰が生じる計算結果も得られた (Fig. 7b)。

熱流量の妥当性に関し、高熱流量帯に沿って計算値と測定値を比較すると、局所的に高いあるいは低い熱流量の測定値は再現できていないものの、計算値は測定値の大局的なトレンドと対応していることが確かめられる (Fig. 8a)。Hakurei サイトでもマウンド近傍の局所的な熱流量の変動以外は、計算により概ねトレンドを再現できた (Fig. 8b)。



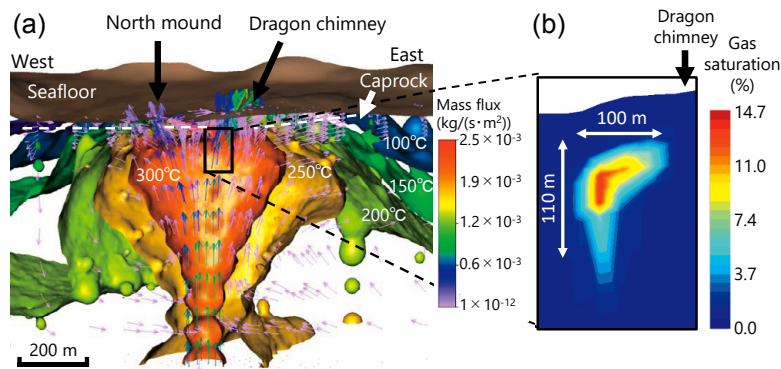


Fig. 7 Simulation results at the Hakurei site. (a) Perspective view of isotherm surfaces at 50°C intervals and fluid flow vectors along the E-W cross-section in Fig. 1c. The brown surface and white dashed lines in the shallow subsurface denote the seafloor and cap layer, respectively. (b) Vertical cross-section of gas saturation distribution in the boiling zone indicated by a rectangle in (a).

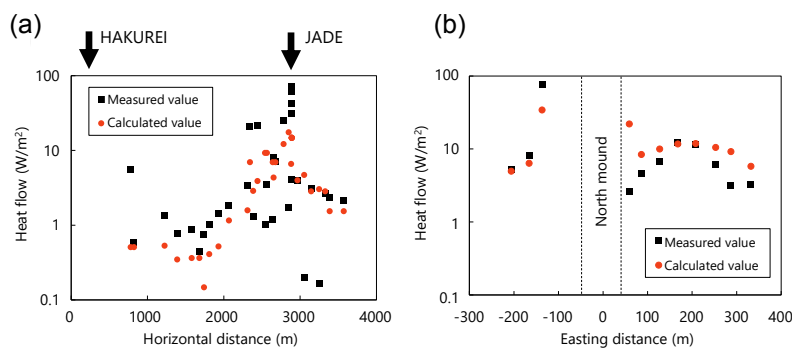


Fig. 8 Verification of simulation results. Comparison of calculated heat flows with (a) measurement data<sup>32)</sup> along line A-B in Fig. 1b and (b) the measurement data obtained by the KM18-08C cruise survey. The easting distance is along the line from Drilling point I in Fig. 1c.

## 5. 考 察

以下では、まずシミュレーション結果の妥当性について検証し、次に解析結果に基づき海底面上と海底下の鉱体生成プロセスに関して考察する。

### 5・1 シミュレーション結果の妥当性の検証

流体流動、噴出熱水の温度、熱流量、沸騰領域の観点からシミュレーション結果の妥当性を検証する。まず流体流動に関して、シミュレーションで海水浸透が最も顕著に表れた Jade サイトが位置する伊是名海穴の北東斜面の麓における高熱流量帯に沿った流れ (Fig. 5) は、熱流量分布から推測された海水の涵養域<sup>32)</sup>と整合的である。次に、噴出熱水の温度の計算値と観測値は TBS チムニー表層で 335°C と 320°C、Dragon チムニー表層で 334°C と 326°C であり、概ね対応した。また、本シミュレーションでは水理地質的物性の設定が単純であるため熱流量の局所的な変動は再現されていないものの、高熱流量帯沿い (Fig. 8a) および Hakurei サイト (Fig. 8b) の熱流量の計算値は測定値の大局的なトレンドを再現している。

沸騰領域に関しては、TBS チムニー直下の表層から 120 mbsf の間で沸騰するという計算結果 (Fig. 6b) は 200 mbsf 以浅に沸騰領域が存在するという Kinoshita and Yamano<sup>32)</sup> による推定結果と整合する。また、Dragon チムニーと北部マウンドの間の 20 ~ 130 mbsf において、沸騰が生じる計算結果も得られた (Fig. 7b)。一方、掘削地点 II の 40 mbsf、掘削地点 III での 30・45・63 ~ 65 mbsf の 3 箇所、掘削地点 IV の 56 mbsf、および掘削地点 V の 48 ~ 49 mbsf で酸性変質を代表する粘土鉱物であるカオリナイトが

確認されている<sup>10)</sup>。浅熱水鉱床では、中性 pH の熱水が沸騰することにより熱水中から H<sub>2</sub>S が脱ガスし、気相が酸化的な地下水や海水と混合して硫酸酸性熱水が形成され、それによりカオリナイトが形成されることが知られている<sup>43, 44)</sup>。Hakurei サイトでは、中性変質を代表する緑泥石、スメクタイト、イライトなどの粘土鉱物が深部から浅部にかけて広く分布しており<sup>10)</sup>、カオリナイトの存在は上記の浅い深度範囲に限られている。よって、Hakurei サイトの深部熱水は中性 pH であると考えられ、カオリナイトを形成した酸性熱水は上記の浅熱水鉱床と同様のメカニズムで生じたと判断できる。以上の考察から、シミュレーションから得られた沸騰の発生は海底掘削による観測結果と整合的であり、計算による沸騰領域とカオリナイトの分布域も概ね対応した。結論として、本シミュレーションの結果は各測定値や観測結果と整合的で、妥当であると判断できる。

### 5・2 側方流動による海底下鉱体の生成可能性

Hakurei サイトの北部マウンドでは、前述のように海底面上のマウンド鉱体と 30 ~ 72 mbsf に分布する海底下鉱体<sup>45)</sup>が確認されている。前者の噴気堆積性鉱体は、ブラックスモーカーから噴出する熱水と海水との混合により、海底面上に硫化鉱物が沈澱し堆積することの繰り返しによって生成される。しかし、KM18-08C 調査航海での著者らの観察によると、北部マウンドの噴出孔からの熱水はほぼ透明なクリアスモーカーであり、これは熱水中に硫化物を含んでも極少量であって鉱体生成には繋がらない。したがって、北部マウンドは過去に存在したブラックスモーカーによって生成されたと考えられる。

一方、海底下の鉱体は過去の噴気堆積性鉱体が埋没したものか、

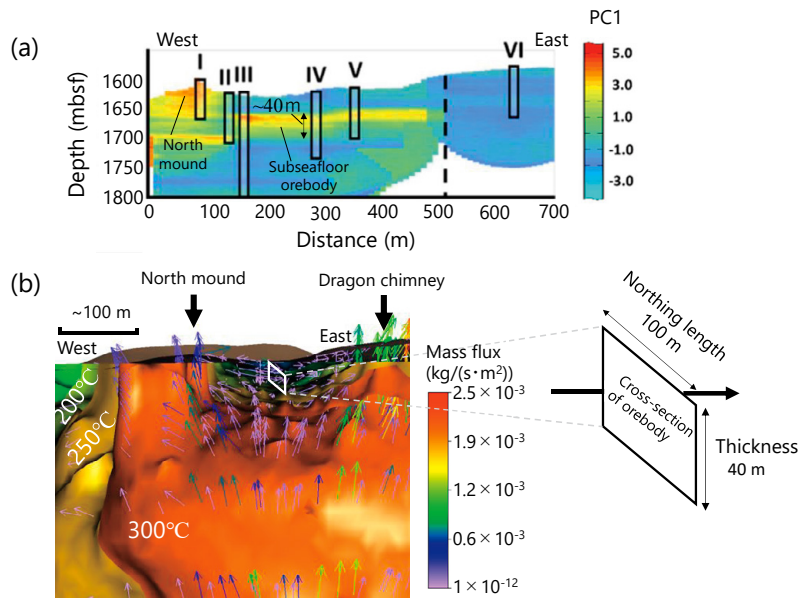


Fig. 9 Characterization and interpretation of the formation of seafloor massive sulfide ore bodies caused by lateral hydrothermal fluid flow in the Hakurei site. (a) Vertical cross-section of distribution of the first principal component (PC1) values from the principal component analysis of the geochemical sample data and a geostatistical simulation<sup>47)</sup>, along the eastern part of the line in Fig. 1c. PC1 represents the total metal concentration. (b) Enlarged view of a part of Fig. 7a concerning the calculated temperature distribution and fluid flow vectors. The square in (b) represents a cross-section of the subseafloor ore body.

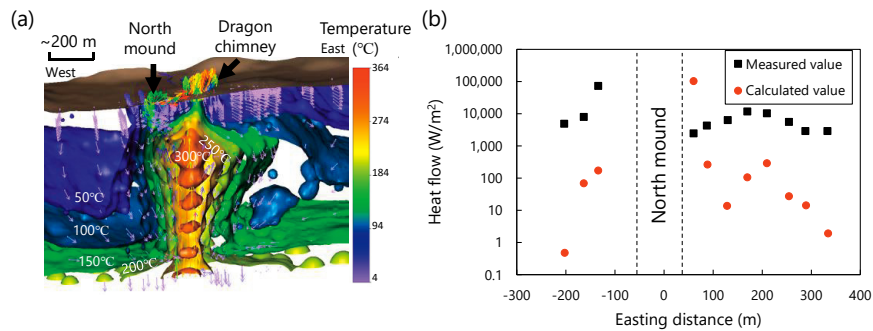


Fig. 10 Simulation results and verification using a model without the cap layer. (a) Perspective view of isotherm surfaces at 50°C intervals and fluid flow vectors along the same E-W cross-section as Fig. 7a. (b) Comparison of calculated heat flows with the measurement data obtained by the KM18-08C cruise survey along the same line as Fig. 8b.

あるいは海底下での交代作用によって生成されたのかは議論が続いており<sup>4, 9, 46)</sup>、結論は出ていない。本研究では交代作用による鉱体生成の可能性を確かめるために、十分な量の熱水が側方流動するか否かを数値シミュレーション結果に基づき、以下のように検討した。

SIP-Iの一環として、de Sáら<sup>47)</sup>は掘削試料の分析によるCu, Pb, Znなどの金属濃度データから主成分分析を行い、金属の総濃度を表すと解釈できた第1主成分値の空間分布を地球統計学的シミュレーションによって明らかにした。その一例を、北部マウンドを通る東西方向の垂直断面図としてFig. 9aに示すが、北部マウンド周辺で金属濃度帯が水平方向に連続するのが確かめられる。この断面を通る熱水の質量流量は本シミュレーション結果から $1.4 \times 10^{-5} \text{ kg/s}\cdot\text{m}^2$ と算定された (Fig. 9b)。掘削および潜水艇によって採取された試料の地質年代と熱水噴出孔周辺のファウナ(動物相)の遺伝子多様性分析に基づくと、伊是名海穴を含む沖縄トラフの熱水活動期間およびファウナの個体群の年代はいずれも数万程度と解釈された<sup>16)</sup>。大西洋中央海嶺に位置するTAG

マウンドとその海嶺西15 km、北緯30°に位置するLost City鉱床は、年代測定が行われた数少ない海底熱水鉱床である。これらの熱水活動期間はそれぞれ2~5万年<sup>48)</sup>と3万年<sup>49)</sup>程度と得られ、これらは沖縄トラフと同程度のタイムスケールである。

そこで、伊是名海穴の熱水活動が5万年間継続していると仮定する。また、海底下鉱体の形態を、断面の長辺が水平方向(南北方向)、短辺が垂直方向にある長方形と単純化し、長辺・短辺の長さをJOGMECの掘削調査<sup>31)</sup>に基づいてそれぞれ100 m, 40 mと与える。このとき鉱体断面を通過する熱水の総量は、5万年間で約0.9億tonと試算できる。上記のように北部マウンドの海底下鉱体の鉱量は350万tonで、その0.41%に当たる14,350 tonを銅が占めると見積もられている<sup>31)</sup>。全世界の熱水噴出孔から採取された熱水の化学組成データベース<sup>50)</sup>によると、背弧海盆の拡大軸に位置する266箇所の熱水噴出孔から採取された噴出熱水中には最高1,530 ppm、平均104 ppmの濃度で銅が含まれている。また、銅は水に対する溶解度が低く、温度低下に伴う溶解度の低下で沈澱し<sup>51)</sup>、熱水の沸騰によっても急速に沈澱する<sup>52)</sup>ことで



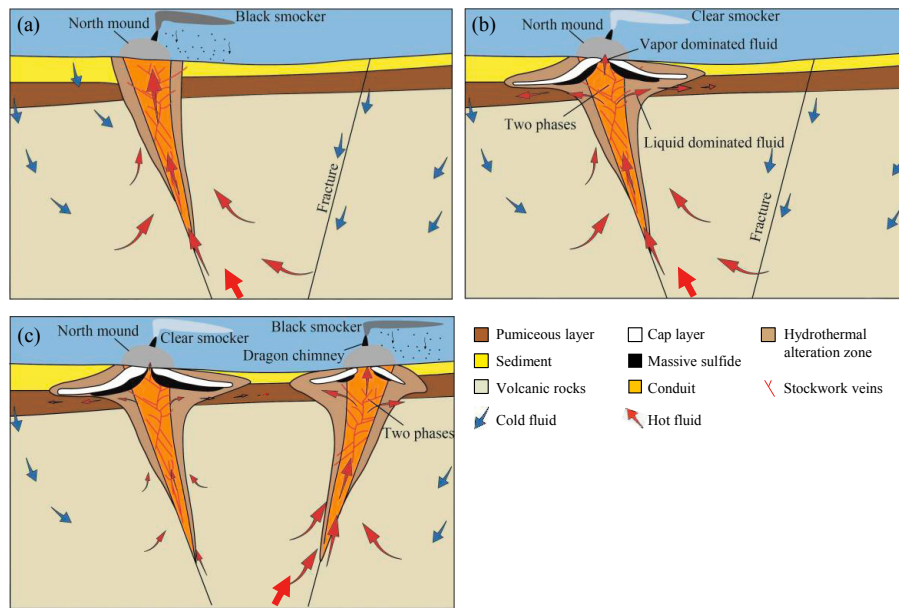


Fig. 11 Conceptual model of the generation and development process of ore bodies in three stages: (a) early, (b) middle, and (c) late stages. The red bold lines at the bottom of each figure indicate the direction of the main flow of hydrothermal fluid from the heat source.

知られている。よって、噴出熱水が採取・分析される前に銅が熱水から析出している可能性が高く、噴出熱水中の銅濃度は、海底下熱水中の銅濃度の下限値に相当すると考えられる。これらを考慮し、伊是名海穴での熱水中の銅濃度を 150 ppm と仮定すると、上記の銅の質量は約 1.0 億 ton の熱水からの沈澱になる。この結果は沈澱後の移動や化学反応などを考慮しない単純なシナリオによるが、熱水総量の試算値と同程度である。

MSCL (Multi-Sensor Core Logger) による掘削コアの物性計測結果<sup>18)</sup>に基づくと、北部マウンドは長期の熱水活動に伴う鉱物沈澱の累積によって間隙の大部分が充填されている。また、間隙が充填される前の方が北部マウンドの透水性は当然高いので、側方流動量は充填後よりも多いはずである。よって、実際の側方流動量は上記の見積りよりも多い可能性が高い。

このように、Hakurei サイトでは海底下鉱体を生成するのに十分な側方流動の熱水量が確かめられたことに加えて、キャップ層や水平な硫化物鉱体の存在が確認されている<sup>47)</sup>ので、側方流動による海底下鉱体の生成メカニズムが支持される。

### 5・3 キャップ層形成の重要性

海底下での熱水の側方流動を可能にするのはキャップ層の存在である。これを検証するために、キャップ層を火山岩に変えてキャップ層のない数値モデルで計算を行った。境界条件と初期条件、およびパラメータの設定値は前述と同じである。シミュレーションの結果、キャップ層無しモデルでは熱水のほとんどが海底面から噴出し、側方流動は生じないとともに (Fig. 10a)、熱流量の計算値は 1 点を除いて測定値の 1/10 ~ 1/5,000 と極端に小さく、全く対応しないことがわかった (Fig. 10b)。ゆえに、キャップ層の存在を考慮しなければ海底下における現在の熱水循環は再現できない。前述の通り、海底熱水域でのキャップ層は海水が熱水噴出域近傍で熱水と混合し、硬石膏が沈澱することで形成される<sup>53)</sup>。よって、熱水活動初期の段階ではキャップ層は未発達であり、ほとんどの熱水が海底面から噴出すると考えられる。これはキャップ層無しモデルのシミュレーション結果 (Fig. 10a) と整合する。

### 5・4 鉱体生成プロセス

以上の考察を基に、Hakurei サイトでの鉱体生成プロセスに対

して以下の 3 つの熱水活動段階を提案し、その概念を Fig. 11 に図示する。熱水活動の初期段階ではキャップ層は未発達であり、亀裂の集合体である熱水流路内を深部から上昇した熱水は、主に海底面のブラックスモーカーから噴出し、周囲の海水と混合することで噴気堆積性の塊状硫化物鉱体である北部マウンドが生成されたと考えられる (Fig. 11a)。

北部マウンド生成後が熱水活動中期であり、マウンド内に浸透した海水が熱水と混合し、200 °C 以上になることでマウンド内部の空隙に硬石膏が沈澱し、空隙が充填された。また、熱水噴出域周辺の岩石が熱水変質作用を受けて粘土鉱物が生成され、浸透率が低下した。これらの硬石膏と粘土鉱物によって難透水性のキャップ層が軽石層上部に形成され、熱水噴出域周辺での海水の浸透を抑制したとともに、熱水流路の間隙もこれらの鉱物で充填され、キャップ層下部において熱水の側方流動が発生した (Fig. 11b)。キャップ層の発達につれて、海水浸透がさらに抑制されるため、側方流動する熱水の温度が上昇し、やがてキャップ層下部で熱水が沸騰するようになった。熱水の沸騰によって H<sub>2</sub>S や CO<sub>2</sub> が脱ガス化し、熱水の pH が上昇する<sup>52)</sup>。この上昇は銅などの金属元素の錯体溶解度を低下させる。ゆえに、熱水の沸騰とこれに伴う酸性ガスの発生はキャップ層下部での硫化物鉱体、およびその周囲での酸性変質帯の生成を促進させる。

さらに、熱水活動後期は現在の熱水活動の段階に相当すると考えられる。熱水活動の継続で、北部マウンド周辺とその東側の海底下では間隙が鉱物沈澱でさらに充填され、熱水活動の中心が Dragon チムニーに移ったことが後期の仮想的シナリオである (Fig. 11c)。その根拠は、Dragon チムニーはブラックスモーカーであるにもかかわらず、Dragon チムニー近傍では鉱体の形成が見出されておらず<sup>54)</sup>、噴出が始まってからあまり時間が経過していないと考えられることにある。また、本シミュレーションによれば、Dragon チムニー周辺の海底下 20 ~ 130 mbsf において沸騰が生じる結果になっている。すなわち、熱水の沸騰に起因して Dragon チムニー鉱体が生成される条件にあるので、鉱体の未成達は噴出経過時間の短さを支持するものである。

一方 Jade サイトでは、ブラックスモーカーである TBS チムニー以外はすべてクリアスモーカーであること<sup>55)</sup>、およびシミュレ

ションによって TBS チムニー直下で沸騰が生じる結果が得られたことから、キャップ層形成後の熱水活動中期段階にあると考えられる。よって、TBS チムニーから噴出する熱水が海水と混合して海底面上で硫化鉱物が堆積するのに加え、海底下でも熱水の沸騰に起因して鉱体生成が進行している可能性がある。しかしながら、Jade サイトは Hakurei サイトと異なって急斜面に位置しており、堆積物の層厚は数 cm から数 m 程度に過ぎない。ブラックスモーカー近くの硫化鉱物は、酸素を含む海水に触れることで容易に酸化分解され、表面が赤茶けることが知られている<sup>56)</sup>。Jade サイトでは海底面上の硫化鉱物は堆積物に覆われず、海水に晒されやすい環境にあることから、硫化鉱物は保存されにくく、大規模な鉱体の形成には不利な条件にあると推察できる。

上記の熱水活動初期と中期での鉱体生成プロセスに関しては、先行研究である伊平屋北海丘での熱水流動シミュレーション結果からも同様のシナリオが導かれた<sup>15)</sup>。よって、3つの熱水活動段階からなる鉱体生成プロセスは特定のサイトのみに当てはまるものではなく、背弧海盆海底熱水鉱床に対して一般性があり、他のサイトにおける鉱床成因の理解、鉱体形態の推定、高品位部の特定などに貢献することが期待できる。

## 6. 結 論

本研究では、背弧海盆海底熱水系での温度分布と流体流動形態の全体像を明らかにするため、中部沖繩トラフ伊是名海穴をケーススタディとして選定し、TOUGH2 を用いて気液二相流の数値シミュレーションを実施した。数値モデルでの地質構造と物性値分布は、熱流量測定、温度検層、海底掘削調査によるデータに基づいて設定した。シミュレーション結果の妥当性は、熱流量と温度の計算値が測定値と整合したことで検証できた。

シミュレーション結果を基に、北部マウンド東部海底下の硫化物鉱体の生成プロセスについて検討した。その結果、数万年間にわたる十分な熱水量の側方流動が示され、鉱体生成は交代作用による可能性が高いことが確かめられた。また、キャップ層の形成が熱水の側方流動と沸騰の発生の要因となり、海底下の鉱体生成には不可欠であることを明らかにできた。

シミュレーション結果と既存調査データに基づき、3つの熱水活動段階による Hakurei サイトでの鉱体生成プロセスを提案した。初期段階ではキャップ層は未発達であるため、深部からの上昇熱水は海底面のブラックスモーカーから噴出し、周囲の海水と混合して噴気堆積性の塊状硫化物鉱体である北部マウンドが生成された。中期段階には、硬石膏と粘土鉱物からなる難透水性のキャップ層が海底下浅部に形成されたことにより、キャップ層下部において熱水の側方流動と沸騰が生じ、鉱体が生成された。後期段階は現在の熱水活動に相当し、熱水活動の継続により北部マウンド周辺とその東側の海底下の間隙が鉱物沈澱によってさらに充填されることで、熱水活動の中心が Dragon チムニーに移った。伊平屋北海丘での熱水流動シミュレーション結果からも同様のシナリオが導かれていることから、3つの熱水活動段階からなる鉱体生成プロセスは背弧海盆海底熱水鉱床に対して一般性があると考えられる。

なお、本シミュレーションは真水の化学組成と物性に基づいたが、熱水の化学組成、および溶質の輸送と鉱物の沈澱・溶解という化学反応を考慮し、より現実に近い条件でシミュレーションを行い、鉱体生成プロセスモデルを精緻化することが次の課題である。

**謝辞** KM18-08C 調査航海で行われた伊是名海穴 Hakurei サイトの熱流量測定の関係者、特に「かいめい」の乗組員と船上研究者、筆頭著者の研究活動を支援いただいた藤森正路記念奨学金、なら

びに貴重なご意見をいただいた匿名の二名の査読者に深甚の感謝の意を表したい。査読意見は論文の改善に大いに役立った。本研究は総合科学技術・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) と JSPS 科研費 JP22H0201 の助成による成果である。

## References

- 1) D. A. Singer: *Ore Geol. Rev.*, **59** (2014), 66–72.
- 2) I. Lipton, E. Gleeson and P. Munro: *Nautilus Minerals Niugini Ltd Technical Report*, **NI 43-101** (2018), 242p.
- 3) J. Ishibashi and T. Urabe: in B. Taylor, ed., *Backarc basins: tectonics and magmatism*, (Plenum Press, New York, 1995), pp. 451–495.
- 4) T. Urabe, K. Iizasa and J. Ishibashi: *Shigen Chishitsu*, **59** (2009), 43–72.
- 5) S. E. Humphris, P. M. Herzig, D. J. Miller, J. C. Alt, K. Becker, D. Brown, G. Brügmann, H. Chiba, Y. Fouquet and J. B. Gemmill: *Nature*, **377** (1995), 713–716.
- 6) C. E. de Ronde, S. E. Humphris, T. W. Höfig and A. G. Reyes: *Geology*, **47** (2019), 762–766.
- 7) K. Ishizu, T. Goto, Y. Ohta, T. Kasaya, H. Iwamoto, C. Vachirathienchai, W. Siripunvaraporn, T. Tsuji, H. Kumagai and K. Koike: *Geophys. Res. Lett.*, **46** (2019), 11025–11034.
- 8) M. G. Doyle and R. L. Allen: *Ore Geol. Rev.*, **23** (2003), 183–222.
- 9) F. Tornos, J. M. Peter, R. Allen and C. Conde: *Ore Geol. Rev.*, **68** (2015), 142–163.
- 10) T. Nozaki, T. Nagase, Y. Takaya, T. Yamasaki, T. Otake, K. Yonezu, K. Ikehata, S. Totsuka, K. Kitada, Y. Sanada, Y. Yamada, J. Ishibashi, H. Kumagai, L. Maeda and the D/V Chikyu Expedition 909 Scientists: *Sci. Rep.*, **11** (2021), 8809.
- 11) F. Tornos: *Ore Geol. Rev.*, **28** (2006), 259–307.
- 12) S. J. Piercey: *Econ. Geol.*, **110** (2015), 1655–1660.
- 13) R. Yamada: *Shigen Chishitsu*, **68** (2018), 29–102.
- 14) B. Rasmussen: *nature*, **405** (2000), 676–679.
- 15) S. A. Tomita, K. Koike, T. Goto and K. Suzuki: *Geophys. Res. Lett.*, **47** (2020).
- 16) H. Kumagai, H. Watanabe, T. Yahagi, S. Kojima, S. Nakai, S. Toyoda and J. Ishibashi: in J. Ishibashi, K. Okino and M. Sunamura, eds., *Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems: TAIGA Concept*, (Springer Open, 2015), pp. 49–59.
- 17) 鈴木勝彦, 池原研, 石橋純一郎, 熊谷英憲, 山崎徹: 海底熱水鉱床の成り立ち—調査手法の確立に向けて—, (JAMSTEC, 神奈川, 2016), 58 p.
- 18) H. Kumagai, T. Nozaki, J. Ishibashi, L. Maeda and CK16-05 on-board member: *Cruise Report SIP-HOTII CK16-05 (Exp. 908)*, (JAMSTEC, 2017).
- 19) E. Asakawa, F. Murakami, K. Tara, S. Saito, H. Tsukahara and S. Lee: 2018 OCEANS-MTS/IEEE Kobe Techno-Oceans (2018), 1–4.
- 20) Y. Kawada and T. Kasaya: *Sci. Rep.*, **7** (2017), 13552.
- 21) T. Kasaya, H. Iwamoto and Y. Kawada: *Butsuri-Tansa*, **74** (2021), 57–64.
- 22) A. Oshida, T. Tachibana, T. Sumi, R. Kubota: *Butsuri-Tansa*, **73** (2020), 23–32.
- 23) J. Ishibashi, T. Noguchi, T. Toki, S. Miyabe, S. Yamagami, Y. Onishi, T. Yamanaka, Y. Yokoyama, E. Omori, Y. Takahashi, K. Hatada, Y. Nakaguchi, M. Yoshizaki, U. Konno, T. Shibuya, K. Takai, F. Inagaki and S. Kawagucci: *Geochem. Jour.*, **48** (2014),

- 357–369.
- 24) N. Hirata, H. Kinoshita, H. Katao, H. Baba, Y. Kaiho, S. Koresawa, Y. Ono and K. Hayashi: *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, **66** (1991), 37–70.
- 25) R. Arai, S. Kodaira, K. Yuka, T. Takahashi, S. Miura and Y. Kaneda: *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **122** (2017), 622–641.
- 26) J. Ishibashi, F. Ikegami, T. Tsuji and T. Urabe: in J. Ishibashi, K. Okino and M. Sunamura, eds., *Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems: TAIGA Concept*, (Springer Open, 2015), pp. 337–359.
- 27) P. Halbach, B. Pracejus and A. Marten: *Econ. Geol.*, **88** (1993), 2210–2225.
- 28) Y. Kato, K. Nakamura, Y. Iwabuchi, J. Hashimoto and Y. Kaneko: Technical Reports of Japan Marine Science and Technology Center, The Symposium on Deepsea Research Using the Submergible "SHINKAI 2000" System, **5** (1989), 163–182.
- 29) P. Halbach, K. Nakamura, M. Wahsner, J. Lange, H. Sakai, L. Käselitz, R.-D. Hansen, M. Yamano, J. Post and B. Prause: *Nature*, **338** (1989), 496–499.
- 30) N. Matsuda, H. Tsuchiya, K. Matsumoto, N. Saito and M. Endo: *Shigen-to-Sozai*, **120** (2004), 425–430.
- 31) Japan Oil, Gas and Metals National Corporation (JOGMEC). The amount of resources in the seafloor hydrothermal deposit at the Izena Hole, Okinawa was confirmed to be 7.4 million tons, (2016). Available online: [http://www.jogmec.go.jp/news/release/news\\_06\\_000130.html](http://www.jogmec.go.jp/news/release/news_06_000130.html) (accessed on 20 December 2023).
- 32) M. Kinoshita and M. Yamano: *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **102** (1997), 3183–3194.
- 33) K. Becker and R. P. Von Herzen: *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **88** (1983), 995–1008.
- 34) R. P. Lowell, Y. Yao and L. N. Germanovich: *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **108** (2003), 2424.
- 35) JAMSTEC: *Cruise report KM18-08C*, (2018).
- 36) M. Kinoshita, M. Gomado, Y. Kawada and A. Tanaka: *Oceanography in Japan*, **14** (2005), 165–175.
- 37) H. Elderfield and A. Schultz: *Annu. Rev. Earth Planet.*, **24** (1996), 191–224.
- 38) K. Nakamura, K. Marumo and M. Aoki: Technical Reports of Japan Marine Science and Technology Center, The Symposium on Deepsea Research Using the Submergible "SHINKAI 2000" System, **6** (1990), 33–50.
- 39) JAMSTEC. JAMSTEC E-library of Deep-sea Image (J-EDI). Available online: <https://www.godac.jamstec.go.jp/jedi/j/index.html> (accessed on 20 December 2023).
- 40) P. A. Rona and D. A. Trivett: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109** (1992), 57–71.
- 41) A. Schultz, J. R. Delaney and R. E. McDuff: *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **97** (1992), 12299.
- 42) K. Pruess, C. M. Oldenburg and G. J. Moridis: *TOUGH2 User's Guide Version 2*, (Lawrence Berkeley National Lab., Berkeley, CA, 1999).
- 43) 八幡正弘: *地球科学*, **61** (2007), 315–319.
- 44) H. Takahashi, S. A. Tomita, K. Koike and H. Yoshiyama: *Ore Geol. Rev.*, **128** (2021), 103780.
- 45) S. Totsuka, K. Shimada, T. Nozaki, J. Kimura, Q. Chang and J. Ishibashi: *Chem. Geol.*, **514** (2019), 90–104.
- 46) J. Ishibashi, K. Yanagawa and K. Takai: *Jour. Geol. Soc. Japan.*, **123** (2017), 237–250.
- 47) V. R. de Sá, K. Koike, T. Goto, T. Nozaki, Y. Takaya and T. Yamasaki: *Nat. Resour. Res.*, **30** (2021), 2875–2887.
- 48) C. Lalou, J. L. Reyss, E. Brichet, P. A. Rona and G. Thompson: *Jour. Geophys. Res. Solid Earth*, **100** (1995), 17855–17862.
- 49) G. L. Fruh-Green, D. S. Kelley, S. M. Bernasconi, J. A. Karson, K. A. Ludwig, D. A. Butterfield, C. Bischi and G. Proskurowski: *Science*, **301** (2003), 495–498.
- 50) D. Alexander and B. Wolfgang. MARHYS Database 3.0, (PANGAEA, 2023). Available online: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.958978> (accessed on 20 December 2023).
- 51) W. E. Seyfried Jr., C. Tan, X. Wang, S. Wu, G. N. Evans, L. A. Coogan, S. F. Mihály and M. D. Lilley: *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.*, **186** (2022), 103809.
- 52) S. E. Drummond and H. Ohmoto: *Econ. Geol.*, **80** (1985), 126–147.
- 53) R. P. Lowell and Y. Yao: *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **107** (2002), 2183.
- 54) JOGMEC. Resource Estimation of Submarine Hydrothermal Deposits and Investigation of Beneficiation and Smelting Technologies, (2010). Available online: [https://mric.jogmec.go.jp/wp-content/uploads/2010/05/briefing\\_100527\\_3.pdf](https://mric.jogmec.go.jp/wp-content/uploads/2010/05/briefing_100527_3.pdf) (accessed on 20 December 2023).
- 55) H. Sakai et al.: *Geophys. Res. Lett.*, **17** (1990), 2133–2136.
- 56) 石橋純一郎: 鈴木勝彦, 池原研, 石橋純一郎, 熊谷英憲, 山崎徹 (編), 海底熱水鉱床の成因に関する現状の理解, 海底熱水鉱床の成り立ち —調査手法の確立に向けて— (JAMSTEC, 2016), pp. 11–14.