

科学研究費助成事業 研究成果報告書

平成 28 年 6 月 13 日現在

機関番号：13301

研究種目：基盤研究(C) (一般)

研究期間：2013～2015

課題番号：25400446

研究課題名(和文) 巨大海底溶岩流の定置過程の解明

研究課題名(英文) Emplacement processes of large submarine lava flows

研究代表者

海野 進 (Umino, Susumu)

金沢大学・自然システム学系・教授

研究者番号：30192511

交付決定額(研究期間全体)：(直接経費) 3,800,000円

研究成果の概要(和文)：オマーンオフィオライトのV3溶岩原は少なくとも上下2枚の溶岩流からなり、基本的な構造は陸上の洪水玄武岩に類似し、塊状コアが上下の柱状節理の発達したクラストに挟在する。V3溶岩は噴出初期に未分化な溶岩を流出し、クライマックスに分化した溶岩を流出し、噴火末期にかけて再び未分化な溶岩を噴出した。供給岩脈から6.0 km地点の層序方向の下部溶岩流の組成変化は内成的な成長で説明できる。一方、上部溶岩は順次溶岩ローブが累積・溶結して形成された。

研究成果の概要(英文)：The V3 Volcanic rocks of the Oman Ophiolite are thick submarine lava flows exceeding an estimated volume of several cubic kilometers. The V3 flow field consists of massive cores sandwiched between columnar jointed lava crusts. The V3 flow is divided into the Upper and the Lower flow by the intervening pillow lava and shale. Yb variation of the lower flow is consistent with the internal growth of inflating sheet where newly supplied lava was injected into the core of the flow, whereas the upper flow was empalced lobe by lobe one after the top of the other, which were welded together to form a massive sheet-like lava.

研究分野：火山学・岩石学

キーワード：巨大海底溶岩流 オマーンオフィオライト 巨大海台 流動・定置メカニズム 冷却固化過程 噴火時間 産状

1. 研究開始当初の背景

巨大溶岩流 (1 噴火の噴出量 $>10 \text{ km}^3$) 噴火は数千年~数万年に一度の頻度で発生する現象であり、一度に大量のマグマを放出することから環境や生態系に与える影響も大きい。15 km^3 の玄武岩溶岩を流出したアイスランドのラキ山 1783-84 年噴火では大量の硫酸エアロゾルが世界的な気候変動をもたらした。ラキ山の 100 倍に達する $\text{SO}_2 \sim 10 \text{ Gt}$, $\text{CO}_2 \sim 300 \text{ Gt}$ が放出される 1000 km^3 級の噴火を繰り返す洪水玄武岩は、大量絶滅の一要因と考えられている [Thordarson and Self, 1996]。陸上の巨大溶岩流はパホイホイ溶岩ローブの合体・融合と膨張によって生じた一続きの巨大な溶岩ローブである [e.g., Self et al., 1998]。ローブ内を流れる溶岩は上部から冷却固化して高い過冷却組織を有するクラストとなり、噴火終息後に静止状態で固化したコアは塊状粗粒のドレイトとなる [Thordarson and Self, 1998]。ハワイの溶岩流の観測から求めたクラストの成長速度を用いて、溶岩流のクラストの厚さと体積から噴火時間と噴出率が推定されている [Thordarson and Self, 1998]。一方、溶岩ローブの拡大はクラストの強度で制約されるため、溶岩流の体積と噴出率の間に一定の比例関係が存在する [Umino, 2002]。これより溶岩流の体積から噴出率と噴火時間を推定できる [Umino, 2012]。このように推定された噴出率は $10^1 \sim 10^3 \text{ km}^3$ の溶岩流で $0.2 \sim 5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ であり、巨大溶岩流噴火は数年~数 10 年という長期間に及ぶことがわかる。この溶岩流の規模と噴出率の関係を再現できるシミュレーションモデル [Hidaka et al., 2005 など] は今のところ存在しない。これは巨大溶岩流となるパホイホイ溶岩の形態や挙動を支配するクラストの機械的応答をモデル化することが困難なためである。

一方、海域には巨大海台に代表される大規模溶岩流が多く、150 万年前以降のものだけでも 10-100 km^3 級の巨大溶岩流がハワイ沖

North Arch 火山群 [Clague et al., 2002], 東太平洋の Rano-Rahi 海山群 [Scheirer et al., 1996], 南部東太平洋海膨 (EPR) 周辺など多数知られている [Geshi et al., 2007; Macdonald et al., 1989; 海野ほか, 2008;]。陸上では 1 枚の巨大溶岩流の厚さが $\sim 50 \text{ m}$ であるのに対し、海底溶岩では厚さ 100 m 以上になる場合がある。高い水圧、海水から受ける浮力・冷却効果など環境の違いが産状や定置過程に影響することが予想されるが、巨大海底溶岩流の観察例はわずかしかなく、それも堆積物の被覆のため 1 m 以下のスケールの表面構造はほとんど不明である [Clague et al., 2002; Geshi et al., 2007]。そのため詳細な産状や噴火様式、流動・定置メカニズム、噴火時間、冷却固化過程、大量のマグマの起源など、多くの問題が未解明である。陸上の巨大溶岩流の形成に必要な条件は、低粘性、規模に比して低噴出率、起伏に乏しくほぼ水平な基盤上に定置することである。限られた産状観察ではあるが、巨大海底溶岩流はこの必要条件を満たすと考えられ、陸上溶岩と同様の流動・定置メカニズムが期待される。これを確かめるためには、溶岩内部の構造と微細組織の観察が不可欠であるが、潜水艇や ROV 観察では溶岩流の表面の情報しか得られない。

2. 研究の目的

オマーンオフィオライトでは解析された内部構造を 3D で広域的に観察できる巨大海底溶岩流が分布し、溶岩流全体の構造や産状、詳細な地質図が作成されている [Umino, 2012]。これらは現在の海洋底では不可能な巨大海底溶岩流の内部構造を詳細に観察し、解析できる絶好の研究対象である。そこで本研究ではオマーンオフィオライトの巨大溶岩流の野外観察データと岩石試料を用いて、巨大溶岩流の内部構造・微細組織、全岩・鉱物化学組成を詳細に解析し、次の点の解明に取り

組んだ：1) 陸上の巨大溶岩流との共通点と海底溶岩流に特有の特徴，2) 巨大海底溶岩流の流動・定置メカニズム，冷却固化過程，噴火時間・噴出率，3) マグマの岩石学・地球化学的特徴。

3. 研究の方法

クラストとコアの形成過程と流下中の溶岩組成の変化を明らかにするために，岩体の構造と微細組織，全岩・鉱物組成の層序変化と流下方向の変化を調べた。給源岩脈から溶岩流末端まで0.5-1 km毎に溶岩流最下部と最上部の急冷相の岩石試料と，溶岩流の中央部と末端付近を横断する2側線に沿って，露頭スケールの構造と岩石組織を観察しつつ試料を採取した。全ての試料からSEM/EPMA測定用の研磨薄片を作成し，代表的な試料の全岩化学組成をXRFで，微量元素組成をLA-ICP-MSで分析した。

4. 研究成果

地質概説

オマーンオフィオライトはアラビア半島東端のオマーン山脈に沿って延長500 kmにわたって分布する世界最大のオフィオライトで，白亜紀末に形成された海洋地殻・マントルからなる海洋リソスフェアの初生的な構造があまり乱されることなく保存されている (Figure 2)。オフィオライトの噴出岩層は下位からV1 (Geotimes, Lasail), V2 (Alley), V3 (Salahit)の3つのユニットに区分されている (Albaster et al., 1982; Ernewin et al., 1988; Umino et al., 1990)。最下位のV1は主に枕状溶岩と塊状シート溶岩で構成されている。下位の同岩質のシート状岩脈群とともに中央海嶺玄武岩に類似した全岩化学組成を有しており，プレート拡大境界の火成活動で生じたと考えられる。V2はV1を不整合で覆い，島弧的な地球化学的特徴を示す主としてソレイト質玄武岩～流紋岩からなり，末期

に低Si無人岩が活動した (Umino et al., 1990; Ishikawa et al., 2002; Kusano et al., 2014a)。V2の浸食面を覆う厚さ30 mを越える遠洋性堆積物の上に定置したV3溶岩はアルカリ玄武岩からなり，プレート内火成活動であるとされている (Ernewin et al., 1988; Lippard et al., 1986)。放散虫の化石年代からチューロニアン期の中期(93.5-ca. 90 Ma)に噴出したと考えられる (Kurihara and Hara, 2012; Lippard et al., 1986)。

V3溶岩はオマーン北部のソハール南西に東西に1.5 km, 南北に11 kmに渡って広がり，最大厚さ270 m, 体積1.2 km³以上に達する (Figure 2; Umino, 2012)。V3溶岩を含むオフィオライトナップが東に20-30°東に傾斜しているため，西方は浸食により失われ，東方は上位のオリストストロームに覆われているため，元の体積は10 km³を越えると考えられている。分布地域の南西にはV3溶岩を供給した厚い岩脈があり，雁行状にNE-SW走向でV2ユニットに貫入している。供給岩脈の厚さは最大60 mを超え，垂直に突出した尾根を作っている。供給岩脈の急冷縁のしわから，岩脈が北東上向きに貫入したと考えられる。挟在する頁岩の層準を境にV3溶岩は上部層と下部層に分けられる。

V3溶岩の構造と定置モデル

V3溶岩原の基本的な構造は，上から順に柱状節理の発達した厚い上部クラスト，塊状のコア，薄い下部クラストからなる (Figure 2)。上部クラストは柱状節理の間隔の変化から複数の冷却ユニットが識別される。しばしば柱状節理が放射状に配列したドーム状の構造を示し，中心部に向けて節理間隔が広くなること，最も節理間隔が狭くなるドーム構造の周縁部で石基粒径が最小となり，かつ結晶数密度が最大となること，また時折ドームの輪郭に沿って頁岩が挟在されることから，溶結した溶岩ローブであると考えられる。V3溶岩は

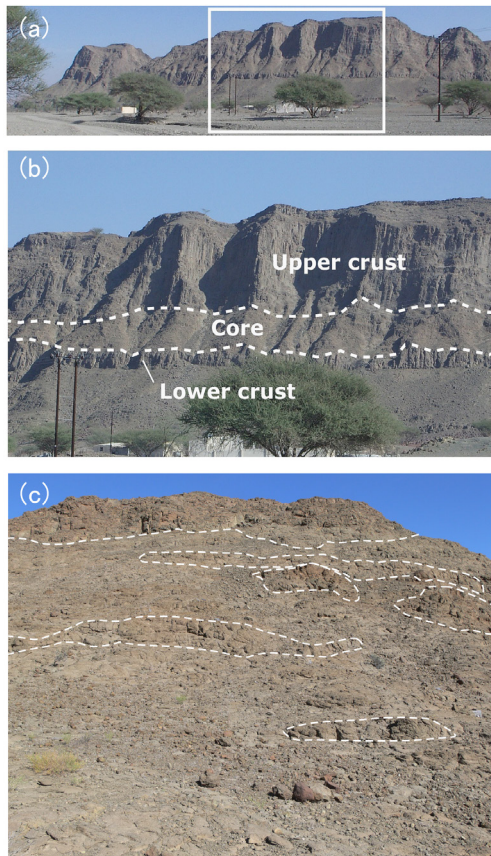


Figure 2. Structures of the V3 lava flow

1) 枕状溶岩やパホイホイ溶岩から塊状溶岩へと遷移すること, 2) シート溶岩の基部に溶岩じわが存在すること, から低い噴出率で形成されたと考えられる。また 3) 柱状節理が放射状に配列したドーム状構造は膨張した溶岩ローブからなるテュムラスと考えられる。また, 4) ハイアロクラスタイトに満たされた上部クラスト中の開口亀裂の存在は, 厚いシート溶岩の膨張が起きたことを示している。これらの基本的な構造は陸上の洪水玄武岩と類似していることから, ゆっくりと前進した溶岩ローブが融合・膨張して内生的に成長し厚いシート溶岩を形成したと考えられる (Umino, 2012)。

未固結の遠洋性堆積物中に噴出した V3 溶岩流は多数のパホイホイローブとして定置し, ゆっくりと前進した (Figure 3a)。隣接した溶岩ローブは互いに融合・合体し, チューブ状の大きなシート溶岩を形成した。続いて供給される溶岩は連続的にローブ内部に注入され,

溶岩ローブは内生的に膨張した (Figure 3b)。一部の堆積物は溶岩ローブが膨張することによって上方へと持ち上げられた。その後にくる溶岩ローブは堆積物の上を被って前進していき, その結果, 溶岩によって熱せられた堆積物はレンズ状の頁岩薄層となって溶岩内部に取り込まれた (Figure 3c)。溶岩ローブは表面から冷却されるため, 主に上方から固化が進行し, 柱状節理の発達した厚い上部クラストを形成した。上部クラストの下位では連続的に供給される溶岩によって溶融状態のチューブを維持し, 溶岩をフロントまで輸送し前進していった。溶岩流の停止後にチューブ内の溶岩が徐冷されることによって塊状のコアを形成した (Figure 3d)。このように V3 溶岩原は大小のローブが融合・膨張して内生的に成長したチューブ状の複合溶パホイホイ岩流であると考えられる。

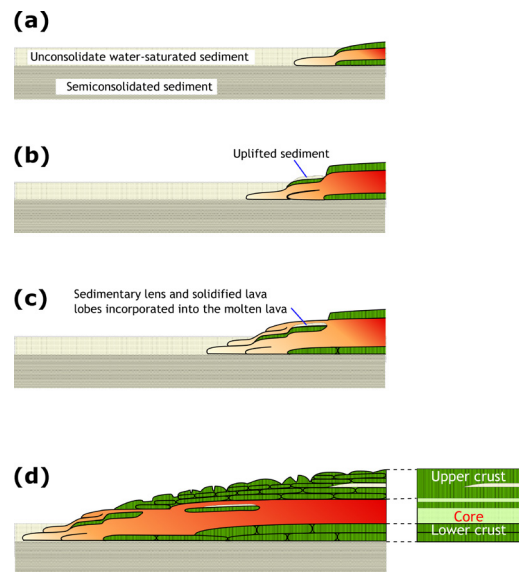


Figure 3. Emplacement model of the V3 flow (Umino, 2012)

全岩化学組成

供給岩脈からの距離に対する最下部クラストの Yb 濃度変化は 0.62 km 地点で 2.45 g/μg と最も未分化で, 4.35 km にかけて増加し, 溶岩流末端へと減少する。最下部クラスト急冷層の Yb 濃度が示す流下方向の変化は, V3 溶岩は噴火の初期に未分化な溶岩流を流出し,

その後より分化した溶岩を流出し、最後に再び未分化な溶岩を流出したと解釈することができる。

一方、供給岩脈の急冷層の Yb 濃度は 2.16 ppm から 2.71 ppm と比較的未分化な組成範囲に収まる。供給岩脈急冷層はマグマが母岩に貫入した際、急冷され最初に定置した岩石であり、従って、V3 溶岩噴出前の組成を示している。供給岩脈急冷層が未分化であることは、最下部クラストによって示されている噴火の初期に未分化な溶岩を噴出したことと整合的である。

V3 溶岩原のシート溶岩中にレンズ状の頁岩や頁岩を伴う枕状溶岩が存在することによって、V3 溶岩原は少なくとも上下二層の溶岩流に分けるとができる。試料は供給岩脈から溶岩流末端まで 0.5 km から 1 km 毎に採取された最上部クラストの Yb 濃度は 1.96 ppm から 2.78 ppm と供給岩脈同様比較的未分化な組成を示す。これは最下部クラストによって示されている噴火の末期に未分化な溶岩流を流出したことと整合的である。

溶岩原が 278 m と最も厚く発達した供給岩脈から 6 km 地点では基部から高さ 156 m の層準に頁岩を挟在する枕状溶岩が存在することから、高さ 156 m を境として上位溶岩流と下位溶岩流に分けることができる。上位溶岩の石基斜長石の粒径が下位溶岩に比べ大凡細粒であることや、上位溶岩の石基斜長石のアスペクト比が下位溶岩流に比べ一貫して高いことから上位溶岩流と下位溶岩流とでは冷却・固化過程や定置メカニズムが異なっていたと考えられる。そのため定置・固化過程についてはそれぞれ別に検討した。供給岩脈から 6 km 地点の下部溶岩は厚さ 54 m の塊状のコアが上下の柱状節理の発達したクラストに挟まれている。下部クラストは厚さ 11 m であるのに対し上部クラストは 80 m と厚く発達している。Yb 濃度の層序変化は、上部クラストの最上部から下位溶岩流の最下部クラストにかけて綺

麗な逆 S 字の傾向が見られる。この組成変化は Umino (2012) によって提唱された V3 溶岩原の定置モデルと調和的である。溶岩はまず薄いシート溶岩として定置する。後から供給される溶岩はシート溶岩内部のコアに注入され、溶岩ローブは内成的に膨張しチューブ状の厚いシート溶岩を形成する。溶岩ローブは表面から冷却されるため、主に上方から固化が進行し上部クラストを形成する。供給岩脈から 6 km 地点の下部溶岩の上部クラスト上部から下部にかけての Yb の増加は、最下部クラストの Yb 濃度変化によって示される供給岩脈から 6 km 地点に供給される Yb の増加と調和的であり、そこからコア下部にかけての Yb の減少は最下部クラストの 7 km 地点から溶岩流末端にかけての Yb 濃度の減少と調和的である。このように下位溶岩流は上位からコアにかけて後から噴出した溶岩組成を示しており、主に上方から固化が進行し最後にコアが固化する内生的な成長と調和的である。

一方、上部溶岩は塊状コアを欠き、下位より順次積み重なり、溶結した溶岩ローブで構成されている。従って、層序方向の Yb 濃度の変化は、最下部クラストの供給岩脈から 6 km 地点以遠の組成変化と対比できると考えられる。V3 基底部から高さ 159 m から 187 m まで Yb 濃度は増加し、その上位に向けて 220 m まで減少し、高さ 259 m を除き、低い Yb 濃度を示す。高さ 259 m を除くとこの Yb 変化は 6 km 地点以遠の最下部クラストの組成変化と調和的であり、上位溶岩流が下位から個々の溶岩ローブが順次積み重なることで形成されたと考えれば説明できる。

結論

V3 溶岩原は 90 Ma 頃に厚い遠洋性堆積物上に流出し一部はその中に貫入した。V3 溶岩原はアルカリかんらん石玄武岩及びドレライトからなり、低温熱水変質作用の影響を受けている。V3 溶岩原の基本的な構造は陸上の洪水

玄武岩に類似し、塊状コアが柱状節理の発達した上下クラストに挟在する。V3 溶岩原は挟在する頁岩によって上下 2 枚の溶岩流に分けられる。上部クラストは、放射状柱状節理が作るドーム状の構造が示す多数の溶岩ローブが累重し溶結して形成された。供給岩脈から 8.7 km 地点の層序方向の試料の組成の多様性は普通輝石、斜長石、磁鉄鉱の分別で説明することができる。その他の試料は結晶分化経路上の種々のマグマ組成が混合することによって説明できる。最下部クラストの流下方向が示す Yb 濃度変化は、V3 溶岩は噴出初期に未分化な溶岩を流出し、クライマックスに分化した溶岩を流出し、噴火末期にかけて再び未分化な溶岩を噴出したことを示す。供給岩脈から 6.0 km 地点の層序方向の下部溶岩流の Yb 濃度変化は Umino (2012) で提唱された内成的な成長と調和的である。一方、上部溶岩流の層序方向の Yb 濃度変化は最下部クラストによって示される Yb の組成変化と調和的で、上部溶岩流が下から順次溶岩ローブが累積・溶結して形成されたことを示す。

5. 主な発表論文等

(研究代表者、研究分担者に下線)

[雑誌論文] (計 7 件) (全て査読付)

1. Ildefonse, B., Abe, N., Godard, M., Morris, A., Teagle, D.A.H. and Umino, S., 2014. Formation and Evolution of Oceanic Lithosphere: New Insights on Crustal Structure and Igneous Geochemistry from ODP/IODP Sites 1256, U1309, and U1415. In Stein, R. et al.(eds.) Earth and Life Processes Discovered from Subseafloor Environment. Developments in Marine Geology, 7, Elsevier, Amsterdam, 449-505.

[学会発表] (計 26 件)

1. 大塚遼・海野進・草野有紀・金山恭子, オフリッジ巨大海底溶岩流の組成変化と固化過程: オマーンオフィオライト V3 溶岩原の岩石

学・地球化学. 日本地質学会第 122 年学術大会, 2015. 9. 12 (信州大, 長野県長野市) .

2. Otsuka, R., Kusano, Y., Kanayama, K., and Umino, S., Emplacement and solidification process of off-axis large submarine lava field: Petrological and geochemical variations from the Oman Ophiolite. AOGS, 2015.8.4 (Singapore, Republic of Singapore).

3. Umino, S., Kusano, Y., Kanayama, K. and Kitamura, K., 2013. Emplacement processes of off-axis large submarine lava field in the Oman Ophiolite. IAVCEI, 2013.7.20 (鹿児島県民交流センター, 鹿児島県鹿児島市) .

4. 海野 進・佐伯和哉, 2013. 巨大オフリッジ溶岩流の定置プロセス—ガテマラ海盆, 深海掘削 1256C 孔の岩石学. 地球惑星科学連合 2013 年大会, 2013.5.24 (幕張メッセ, 千葉県千葉市) .

[その他] ホームページ:

<http://earth.s.kanazawa-u.ac.jp/umino/Theme.html>

6. 研究組織

(1) 研究代表者

海野 進 (UMINO, Susumu)

金沢大学・理工研究域・教授

研究者番号: 30192511

(2) 研究分担者

金山 恭子 (KANAYAMA, Kyoko)

金沢大学・理工研究域・研究員

研究者番号: 80707688

草野 有紀 (KUSANO, Yuki)

産業技術総合研究所・地質調査総合センター・研究員

研究者番号: 00635972