

東シナ海沖男女海陵群周辺の陸棚斜面域に分布する  
波状ベッドフォームとチャネル様構造：  
内部重力波によるベッドフォーム発達過程に関する考察<sup>†</sup>

堀之内龍一<sup>\*1</sup>, 齋藤京太<sup>\*2</sup>, 長澤亮佑<sup>\*1</sup>, 友久武司<sup>\*1</sup>, 川上友希<sup>\*1</sup>,  
青木 智<sup>\*1</sup>, 田寺優香<sup>\*1</sup>

Wavy bedforms and channel-like structures on the shelf slope near the Oki-Danjo Hills in the East China Sea:  
the developed process of bedforms by internal gravity waves

Ryoichi HORINOUCI<sup>\*1</sup>, Keita SAITO<sup>\*2</sup>, Ryosuke NAGASAWA<sup>\*1</sup>, Takeshi TOMOHISA<sup>\*1</sup>,  
Tomoki KAWAKAMI<sup>\*1</sup>, Tomo AOKI<sup>\*1</sup>, and Yuuka TATERA<sup>\*1</sup>

Abstract

According to Aoki et al. (2023, in Japanese), there are distinctive bathymetry and geological structures, e.g. lineaments or faults, near Oki-Danjo Hills (ODH) in the East China Sea. In this report, we research wavy bedforms and channel-like structures typically distributed near the ODH, which is unprecedented in the past. The observational data comes from the Japan Coast Guard survey vessels. We described the characteristics of the bathymetric and backscatter data obtained with a multibeam echo sounder, acoustic profile images acquired with a sub bottom profiler and multi-channel seismic reflection system, and sediment cores collected with a grab sampler. The bathymetric data showed that wavy bedforms and channel-like structures were distributed in the depth range of 220 – 300 m, 160 – 220 m, respectively. Wavy bedforms are a few meters high with a spacing of about 200 m, on average. Channel-like structures are typically about 30 m high. Acoustic images indicated those structures were not formed by faults or elasto-plastic deformations due to their internal structure. We plotted observational data on scatter diagrams based on height vs. wavelength, wavelength vs. grain size and height vs. grain size, and those distributions were shown to be consistent with previous studies. Therefore, those wavy bedforms might be formed by internal gravity waves. In addition, we also analyzed oceanographic data obtained with an expendable conductivity temperature depth profiler and an acoustic doppler current profiler, etc. From the oceanographic data, the baroclinic eastward current speed showed approximately a semi-diurnal phase-inversion in the vertical structure. That may be caused by internal tides. The acoustic anomalies in the water column data were seemed like internal solitary waves. The anomalies and peaks of squared buoyancy frequency were at the almost same depth. Hence, internal gravity waves can be occurred on the East China Sea slope. Moreover, the water depth zones where the wavy bedforms and channel-like structures were distributed roughly coincided with the water depth zones of internal solitary waves seen in the water column images. Based on the insights from observational data, we analyzed theoretically utilizing the slope criticality of internal gravity waves. As a result, near wavy bedforms it was under supercritical condition and near channel-like structures it was under near-critical condition. This implies that internal gravity waves occurred on the East China Sea slope can contribute to the developed process of wavy bedforms and channel-like structures near the ODH.

---

<sup>†</sup> Received August 25, 2023; Accepted November 27, 2023

\* 1 大洋調査課 Offshore Surveys Division

\* 2 技術・国際課 海洋研究室 Ocean Research Laboratory, Technology Planning and International Affairs Division

## 1 はじめに

海底や河道等に見られる堆積物の移動に伴って形成された微地形や構造を総称してベッドフォームと呼び、浸食及び堆積過程によって窪みを持つもの、波状のもの、線状のもの等、多様な海底地形の様相を呈し、流速・流向等の時間変動、空間分布等の海洋場を強く反映していると考えられている（池原・木下，1988；Stow et al., 2009；平，2011等）。周期的に時間変動する潮流、流れに制限を与える急峻地形等、複雑な海洋物理学的特徴を有する陸棚及び陸棚斜面域では、活発な堆積物輸送が生じるとされており、独特な堆積場を形成する。流れにより形成されたベッドフォームを有する代表的な陸棚域の1つは北海である。潮流が卓越する北海の陸棚上では流れに直交する向きの波状地形（小規模なものから sand ripple, sand wave）や流れに沿う走向を持つ波状地形（sand bank）等が観測されており、それらの形成要因を示す考えとして、平均流速の変化に応じて地形の様相も連続的に変化するベッドフォームのモデルが提唱されている（Belderson et al., 1982）。他の海域において近年報告された例では、Miramontes et al. (2020) によりモザンビーク沖の陸棚斜面において、120 – 250 m 深に分布する波長約 20 – 150 m, 比高約 0.15 – 1.5 m の波状ベッドフォーム及び 155 – 170 m 深に位置する比高およそ 20 m 程度、幅数百 m, 長さ数十 km に及ぶ特徴的な窪み（彼らはそれぞれ sand dune と channel と呼称）が観測され、それらの微地形が、反射法地震探査装置（MCS：Multi-Channel Seismic reflection system）による音波探査断面データの水柱部分に捉えられた内部孤立波によって形成されたことが指摘されている。他には、台湾付近陸棚域（南シナ海北部）でもベッドフォームに関する研究例が多数存在し、Zhou et al. (2018) では、台湾近辺の水深約 30 m の陸棚上において複数年に亘って取得したマルチビーム音響測深機（MBES：MultiBeam Echo Sounder）のデータから波長数百 m ほど、比高 10 m 程度の大規模な波状ベッドフォームと、波長数十 m ほど、

比高 1.5 m 程度の小規模な波状ベッドフォーム（それぞれ giant sand wave, small sand wave と呼称）を見出し、測深データの相互相関を取ることによって small sand wave が年間に 1 – 5 m 程度の割合で動いていることを検出した。その流動モデルとして、潮流が giant sand wave にぶつかり流向を変化させるときに堆積物の輸送過程が生じ、small sand wave の変形及び giant sand wave の維持に寄与していると述べている。また、Reeder et al. (2011) によると、台湾周辺陸棚斜面域 160 – 600 m 深において波長数百 m, 比高 15 m 程度の波状ベッドフォーム（very large sand dune と呼称）を表層探査装置（SBP：Sub Bottom Profiler）と MBES で観測し、観測データの水柱部分に見られた内部波が堆積物の輸送を引き起こし very large sand dune が形成されたと報告されている。このように陸棚斜面域では、流れによって形成されたベッドフォームの報告例が多数存在し、その多くに波状の地形を含むことが特徴である。波状ベッドフォームはその波長、比高、長さ、幅のスケールによって異なる名称が用いられる。その走向が流向に対して概ね直交するものについて述べると、一般に、波長が数 m, 比高が 1 m 程度以下のものを ripple, 波長が数十から数百 m, 比高が数 m 程度のものを sand wave あるいは sand dune, 波長が数 km, 比高が 20 – 30 m 以上のものを sand ridge 等と呼称している（Flemming, 1988；池原・木下，1988；Li et al., 2012；平，2011；横川・池原，1991等）が、学問分野や対象海域によって表記揺れが生じており、統一は為されていないようである。本報告において観測データ中に見られた波状地形の呼称として、wavy bedform（波型のベッドフォーム）と記載することとする。

本報告の対象とする東シナ海は、日本の領海・EEZ 内、本州より南西に位置し、広大な陸棚及び陸棚斜面域を有している。東シナ海は黒潮、潮流、夏季に大陸より流出する大陸起源の低塩分水塊等、多様な海洋物理学的特徴を有することから、流れや成層構造の影響を強く受けたベッドフォー

ムが多数存在することが予想される。海洋物理学的現象の例として、東シナ海では、卓越する順圧潮流と急峻な陸棚斜面の影響により、内部重力波が見られる。内部重力波とは、大気や海洋等の(流体の境界面ではなく)流体内部で発生する重力(浮力)によって振動が生じる波動現象のことで、内部波とも呼称される(Sutherland, 2013等)。潮汐周期を持つ内部重力波は順圧潮流が急峻な大陸棚斜面に到達し等密度面が乱されることによって生じたとき、内部潮汐(internal tide)と呼ばれる。海嶺周辺や陸棚斜面域等の海底地形を有する海域では、内部潮汐により引き起こされたと考えられる潮汐周期が卓越した水温の時間変動や、潮汐周期を持つ流速の傾圧構造が観測されている(Morozov, 2018等)。また、励起された内部重力波は低周波から高周波に移行し、内部孤立波(internal solitary wave)となり、安定して伝播することがある。観測では、陸棚斜面域において、MBESやMCSで取得したデータの水柱部分において波状の音響異常として捉えられることが多い(Miramontes et al., 2020; Reeder et al., 2011等)。

流れの影響を受けたベッドフォームとして、東シナ海の陸棚域において最もよく知られたものは、陸棚上のtidal sand ridgeであろう。tidal sand ridgeとは、主に潮汐により堆積物が輸送されて形成した波状地形で、波長は数十km、クレストの長さは数十km、クレストの幅は数km、比高は20m以上にも及ぶ比較的大規模な地形である。例えばYang and Sun (1988)やWu and Li (2005)において、MBES、MCS、堆積物採取等でその形状や分布、内部構造が詳述され、形成要因まで含め考察されている。Yang and Sun (1988)では、その分布する水深に応じて4つのグループに分類され、それぞれが13500 - 11000 BPの海水準変動に応じて形成されたと報告されている。Wu and Li (2005)においては、shelf edgeに近い範囲のsand ridgeについて詳解し、その形成・発達・埋没要因が海水準変動にあることを述べ、特に12000 - 8000 BPにおいて潮汐が主要な役割を果たしていたことを示している。し

かしながら、豊富に先行研究が存在する陸棚上のtidal sand ridgeと異なり、東シナ海の陸棚斜面域におけるベッドフォームの報告例は既存にはほとんど見受けられない。そこで本報告では、東シナ海の陸棚斜面域である沖男女海陵群(Fig. 1)付近に観測された波状ベッドフォームとチャンネル様構造について、種々の地形・地質データを用いた形状・分布等の記載を行うとともに、水温、流速等の海象データから東シナ海陸棚斜面域における内部重力波の発生可能性について論じた上で、東シナ海の陸棚斜面域で発生する内部重力波が沖男女海陵群付近に見られる波状ベッドフォーム及びチャンネル様構造の発達過程に寄与している可能性について予察を行う。

## 2 沖男女海陵群周辺に分布する波状ベッドフォームとチャンネル様構造の特徴

### 2.1 調査海域

調査対象とする海域は、九州南端よりおよそ250 km西方に離れた東シナ海陸棚斜面域北部である(Fig. 1)。同海域の先行研究には青木・他(2023)があり、水深300 - 900 mほどに位置する比高およそ500 mの複数の高まりを沖男女海陵群(ODH: Oki-Danjo Hills)と呼称しており、その南東限はトカラギャップの延長線上とされ、西側には陸棚、東側には沖縄トラフ、北東側には第一男女海丘及び第二男女海丘が位置する。また青木・他(2023)では、沖男女海陵群周辺に分布する断層やリニアメント等について詳細な記載を行っているが、同海域周辺における特徴的な地形・地質構造を報告した例は、現在のところ非常に少ない。海象に関する特徴としては、半日潮流が卓越していること(Valle-Levinson and Matsuno, 2003; Yoshikawa et al., 2010等の陸棚上及び陸棚斜面の観測を参照)、1年を通して黒潮の流軸は沖男女海陵群の東側を流れること(海上保安庁海洋情報部が発表する海洋速報を参照)、急峻な海底地形が流速等の海洋場に影響を及ぼしていると推測されることが挙げられる。

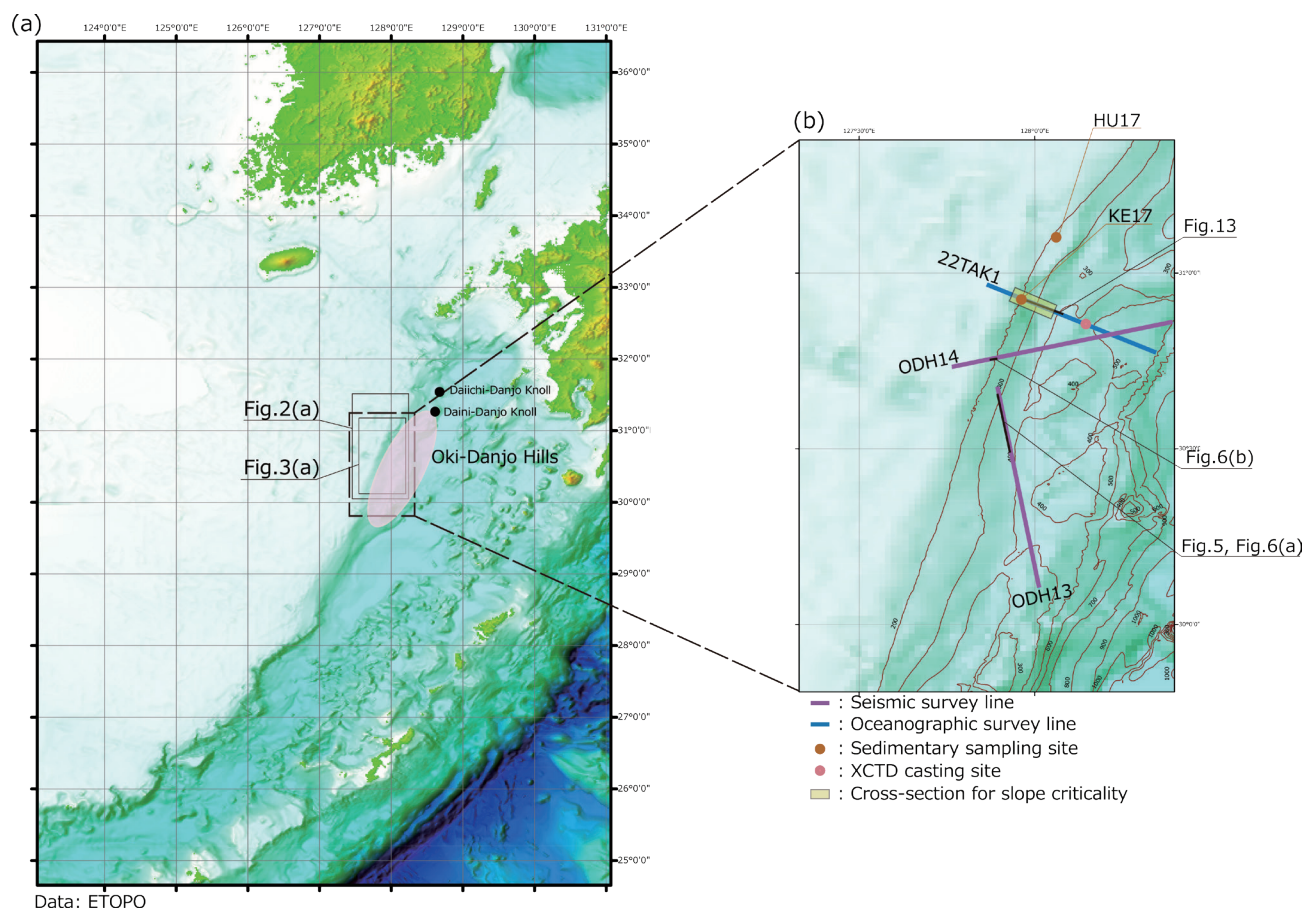


Fig. 1. The observational area. (a) Overview of the East China Sea slope. (b) Survey lines, survey points, and a vertical cross-section for analysis.

図 1. 観測海域. (a) 東シナ海陸棚斜面域概観. (b) 測線, 観測点, 解析に用いた鉛直断面.

## 2.2 マルチビーム音響測深機による測深データ及び海底面反射・散乱強度データ

波状ベッドフォームの記載に使用する測深データ及び反射・散乱強度データは2014年に海上保安庁海洋情報部の測量船「昭洋」,「拓洋」,「明洋」,「海洋」により, MBESを用いて観測されたものである. 使用した測深機はKongsberg Maritime社製EM710Sで, 解析にはTeledyne Geospatial社製CARIS HIPS and SHIPSを使用し, 測深データはノイズ除去, 音速補正, 動揺補正, 潮汐補正を施した後, 観測対象水深とフットプリントサイズを考慮して10 mの解像度で海底地形データを作成した(Fig. 2). 反射・散乱強度データにはビームパターン補正, 角度依存性補正を行った後, 10 mの解像度でモザイク画像を作成した(Fig. 3).

Fig. 2からもわかるように, 等深線にはほぼ平行

な走向及び周期的な波状の形をした波状ベッドフォームと, 海底面が細長い弧状に削れた様な形状をしたチャンネル様構造が, 北東から南西に走るshelf break(約 $10 - 30^\circ$ )に沿って, 北端の北緯31度6分7.8秒から, 南端の北緯30度22分51.6秒の範囲に分布している. チャンネル様構造は本報告で対象としているODH周辺以南にも広く分布するが, shelf breakの水深帯に限定して分布していることは東シナ海の陸棚斜面域を通して共通している. まず, 波状ベッドフォームについて記載を行う. およそ北緯30度44分28.8秒以北までは北東-南西方向に比較的短い区間で比高のスケール等が変化する傾向にあり, 分布する水深帯は概ね220 - 300 m程度, 波長は平均的に200 m程度である. 比高は数mオーダーであるが, 対象海域の中で最も高い10 mを超える比高を持

つものも複数存在していた (Fig. 2 (b)). およそ北緯 30 度 44 分 28.8 秒から 30 度 24 分 55.8 秒までの緯度帯においては、非常に鮮明に長く連なる形状で可視化されており、その全長は約 25 km に及ぶ。平均的な比高は約 8 m、波長は 260 m 程度で、約 225 – 310 m の水深帯に位置している (Fig. 2(c)). 北緯 30 度 24 分 55.8 秒以南において、波状ベッドフォームは水深 240 m 付近に存在し、そのスケールは小さくなり (波長 150 – 200 m、比高は約 5 m)、海底地形図上でも非鮮明かつややバルハン状に可視化され、およそ北緯 30 度 22 分 51.6 秒付近で観察できなくなる (Fig. 2 (d)). また、緯度帯に依らず、チャンネル様構造が見られる水深 (後述、最浅部で約 170 m) から水深およそ 220 m までは、波数が少なく非鮮明に可視化された波状ベッドフォームが分布している傾向が見受けられた。続いて、チャンネル様構造について記載を行う。比高は平均して 30 m ほど、チャンネル様構造のやや沖側は緩やかな凸状地形を形成しているという傾向は対象海域全域に亘って共通している。チャンネルの沖側に隣接して緩やかなマウンド状地形が見られる傾向があり、モザンビーク沖の陸棚斜面を対象とした Miramontes et al. (2020) でも同様の傾向が報告されている。分布する水深や形状は緯度によって異なり、北緯 30 度 54 分 36.6 秒以北までは水深約 160 m に分布し、分断されることなく連続的な形状をしている。およそ北緯 30 度 54 分 36.6 秒から北緯 30 度 35 分 7.8 秒までの範囲では、分布する水深はやや深くなり約 170 m に分布し、形状も連続的な形状ではなく、平均の長さおよそ 1500 m、平均の幅は 500 m 程度のバルハン状となる。南方につれてバルハン状から徐々に直線的な形状に変化し、北緯 30 度 22 分 51.6 秒以南は、比高が非常に小さくなり、水深約 170 m に位置するチャンネル様構造は途絶える。ここで一旦途切れたチャンネル様構造は、これより南の地域ではやや深部の約 200 m の位置に再び現れ、南部へと続く。前述の通り、チャンネル様構造は広く陸棚の shelf break で分布し、その比高の平均スケールは同様の傾向を示しているよ

うであるが、本研究では ODH 付近に対象を絞るため、詳細の記載は省く。

反射・散乱強度のモザイクを Fig. 3 に示す。非常に規則的かつ周期的に東西に走る直線及び円弧状に並ぶ直線は測量船の航跡のために生じているアーティファクトであり、また、データを取得した測量船が異なることによって海域により図の濃さ等に差異が生じるため、解釈の際は注意を要する。急傾斜が存在する箇所に対応して反射・散乱強度値は高くなっており、前述した shelf break に分布するチャンネル様構造は容易に追跡可能である。波状ベッドフォームについては、ノイズやアーティファクトの影響で可視化できていない箇所も多いが、比高がおよそ 5 m 以上のものは容易に観察することができる。

Figs. 2, 3 において可視化された波状ベッドフォームについて、個々の波状ベッドフォームの振幅や波長の傾向が変わらないひと固まりを波群と捉え、波群毎に波長及び比高を両対数グラフ上にプロットしたのが Fig. 4 である。計上の際、MBES では分解できないほど小さいスケールで、過度に規則的な波状構造や凹凸構造等は、アーティファクトかどうかの判別ができないため計上から除外している。図中の 2 つの線は Flemming (1988) により求められており、下側は平均的な波状ベッドフォーム (彼は sand dune と呼称) のスケールを、上側は最大値を示すとされている。また、Ma et al. (2016), Miramontes et al. (2019), Miramontes et al. (2020), Santoro et al. (2002) によると、内部孤立波及び内部潮汐等の内部波によって形成・発達したベッドフォームは Flemming (1988) の対数分布図上では平均的な分布を示す線付近に分布あるいは下回って分布する傾向がある。本報告で計上した波状ベッドフォームも同様な傾向であり、内部波による形成・発達の可能性を示唆している。

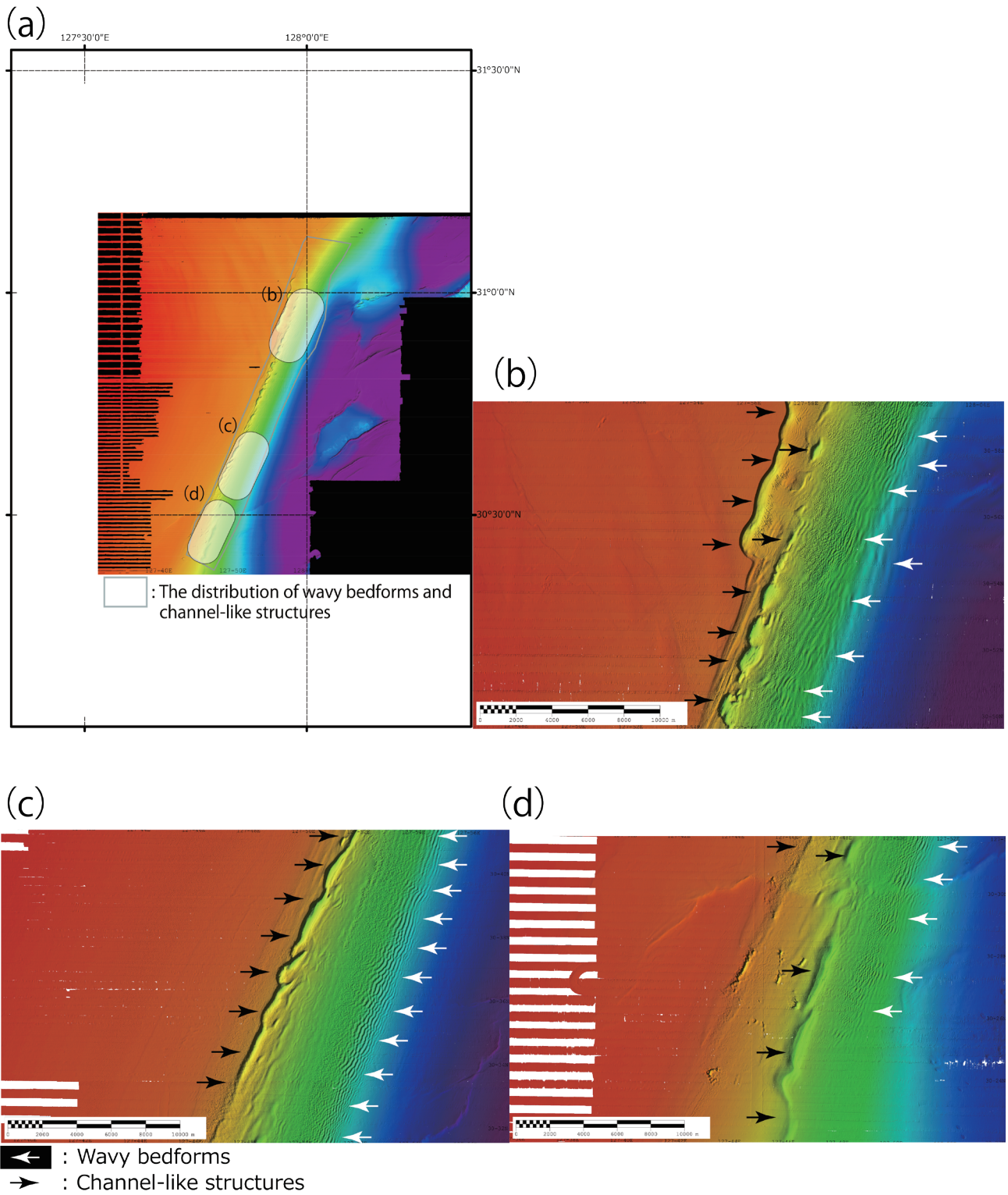


Fig. 2. Multibeam mapping results (10 m grid). (a) Overview of the observational area. (b), (c), and (d) An example of wavy bedforms and channel-like structures ((b) northern area, (c) central area, (d) southern area).

図2. 海底地形図 (10 m グリッド). (a) 海域全体. (b), (c), (d) 波状ベッドフォーム及びチャネル様構造の一例 ((b) 北部, (c) 中部, (d) 南部).

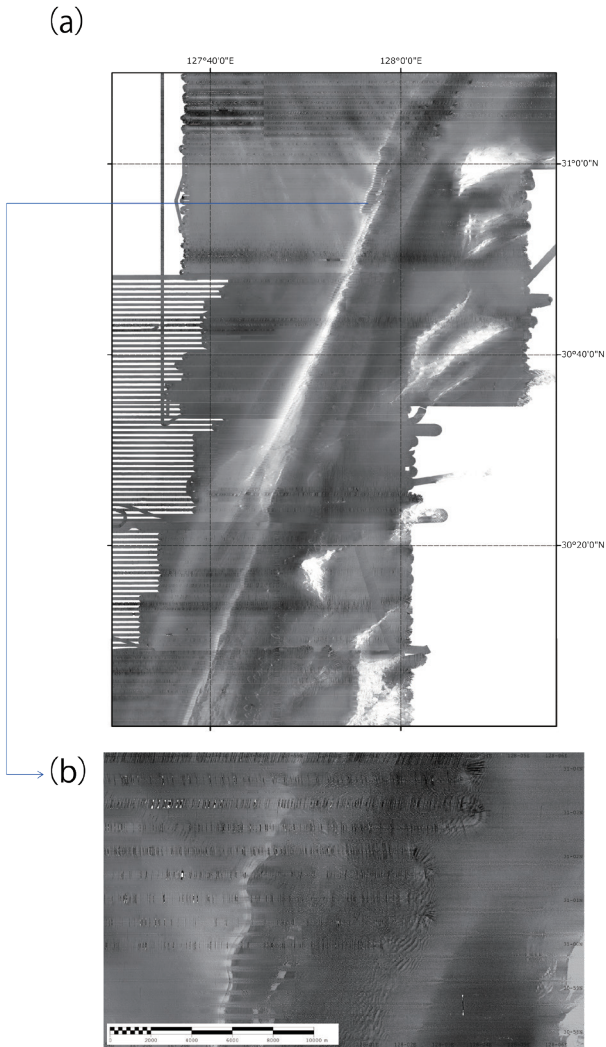


Fig. 3. Backscatter intensity mosaic maps (10 m grid). Dark and light colors correspond to high and low backscatter, respectively. (a) Overview of the observational area. (b) An example of wavy bedforms and channel-like structures.

図3. 反射・散乱強度モザイク図 (10 m グリッド). 暗色が高強度, 明色が低強度を示す. (a) 海域全体. (b) 波状ベッドフォーム及びチャンネル様構造の一例.

### 2.3 表層探査装置及び反射法地震探査装置による音波探査断面データ

SBP 及び MCS により得られた音波探査断面は 2022 年に海上保安庁海洋情報部の測量船「昭洋」により取得された (それぞれの測線の位置については Fig. 1 中, 測線 ODH13, ODH14 を参照, SBP による音波探査断面は ODH13 のみ示す). SBP については, SyQwest 社製 BATHY-2000P を

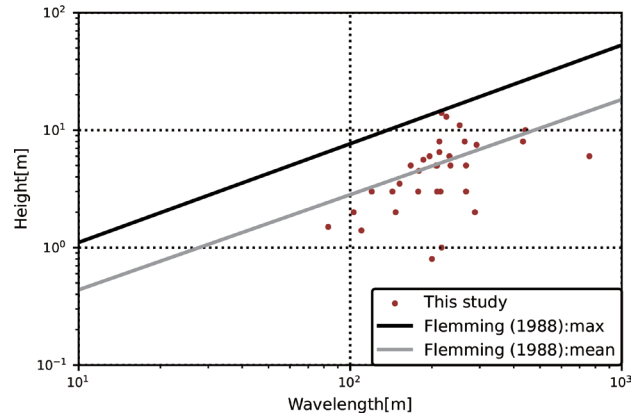


Fig. 4. The scatter diagram of the height and wavelength of wavy bedforms. The horizontal axis indicates wavelength [m] and the vertical axis indicates height [m]. Note that both are logarithmic. The lines are taken from Flemming (1988).

図4. 波状ベッドフォームの波長-比高分布図. 横軸は波長 [m], 縦軸は比高 [m]. 両軸とも対数軸であることに注意. 図中の線は Flemming (1988) より引用.

用いており, 観測中に水深に応じて適宜 range 幅を変更したことに伴い ping 間隔も変化していることに注意を要する. MCS については, Sercel 社製エアガン MiniGI, SIG 社製ストリーマケーブル SIG16 (チャンネル間隔 2.5 m の 24 ch), IXBlue 社製探鉱機 DELPH24 を使用し, 110 気圧, 10 m 間隔の等距離発震により観測を行った. 音波探査断面の解析に使用したのは Parallel Geoscience Corporation 社製 Seismic Processing Workshop で, Forel et al. (2010), Yilmaz (2010) を参考に下記の要領で簡易解析を行った. SBP による音波探査断面については, 音速を 1550 m/s で一定と仮定した海底面のシフトを行った後に, データの周波数特性を確認の上, バンドパスフィルタを施した (Fig. 5). MCS による音波探査断面については, 初めにニアトレースを抽出 (シングルチャンネルシステムによる探査結果に相当) し, 周波数特性確認の上, バンドパスフィルタを実施した. さらに多重反射波の軽減のために予測誤差フィルタを施し, 回折波の除去等のために地中音速を 1550 m/s 一定と仮定した  $f-K$  マイグレーション (Stolt, 1978) を実施した (Fig. 6).

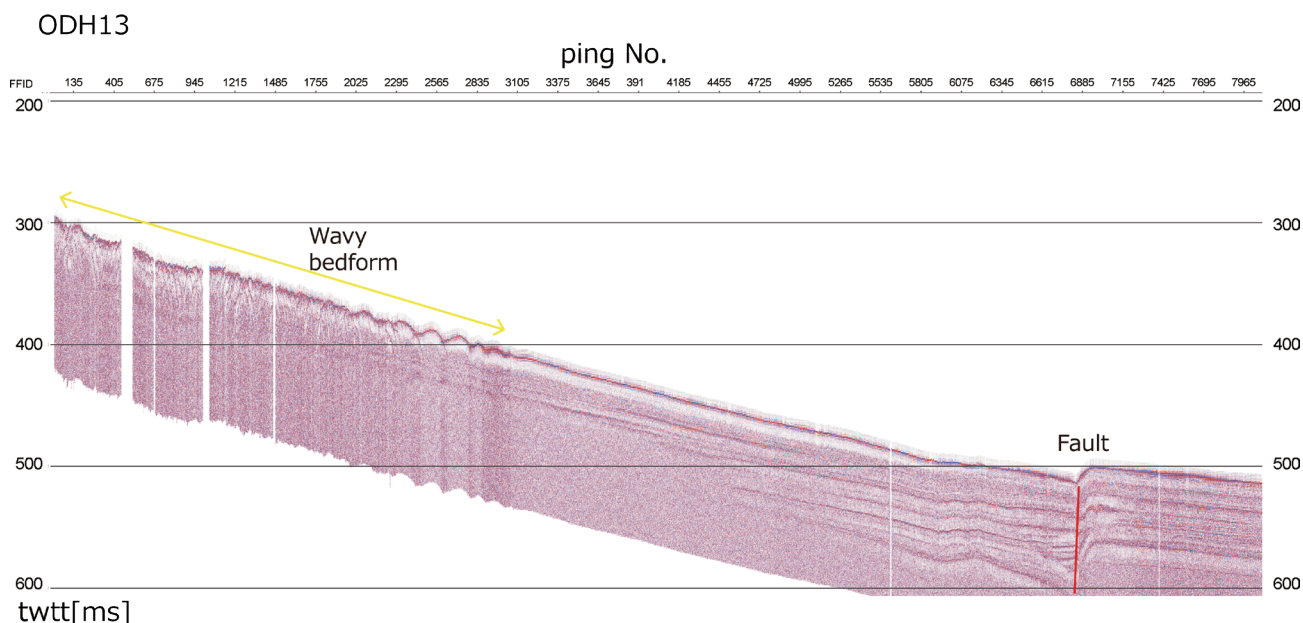


Fig. 5. The sub bottom profiler image. The horizontal axis indicates pings No. and the vertical axis indicates the two-way travel time [ms]. A part of seismic survey line: ODH13.

図 5. 表層探査装置によって得られた音波探査断面図. 横軸は ping No., 縦軸は two-way travel time[ms]. 音波探査測線 ODH13 の一部.

SBP による音波探査断面図から, Figs. 2, 3 でも観察された波状ベッドフォーム (Fig. 5) が確認できる. いくつか見受けられる鉛直方向一様に白く海底面及び海底下の記録が抜けたように表示されている箇所は, 観測時に海底面をロストしたことに起因するノイズである. また, Fig. 5 に見られる多重反射波は地層を示すものではないことに注意する必要がある. Fig. 5 中の波状ベッドフォームについて, 水深が浅い箇所には比高およそ 3 ms の細かな周期的構造が見られ, 水深が深くなるにつれてスケールが大きくなる (比高 10 ms ほど) 波状構造となることが確認でき, MBES で確認した特徴と一致している. また, 波状ベッドフォームの地下には特異な地質構造は見当たらない. Fig. 6 は MCS による音波探査断面図であり, 同様に波状ベッドフォーム (Fig. 6 (a)) 及びチャネル様構造 (Fig. 6 (b)) を観察できる. 図中に示しているが, 簡易的な処理のため, 多重反射による反射面は除去しきれていない. Fig. 6 (a) のとおり, 波状ベッドフォームの沖合側約 9.5 km 程度の位置に地上まで変位の影響を及ぼしていると思われる断層は存在するものの, 波状ベッド

フォーム直下に特異な地下構造は見受けられない. Fig. 6 (b) においても, チャネル様構造下に断層等の構造は見当たらない. これは, 波状ベッドフォーム及びチャネル様構造が, 断層による脆性破壊や応力場による弾塑性変形等によるものではなく, 流れ等の海底面の表層に作用する力により形成された可能性を示している.

## 2.4 堆積物採取により得られた試料

堆積物試料は, 2021 年に海上保安庁海洋情報部の測量船「昭洋」により, KE17, HU17 の 2 地点から採取された (Fig. 1 中の堆積物採取点 KE17, HU17). 海底からの採取は離合社製木下式グラブ採泥器を用いて行い, グラブ採泥器を船上に回収した後, グラブ採泥器のバケットから塩ビ管により円柱状のコア試料を分取した. 堆積物採取時, グラブ採泥器には水中カメラ及び方位・加速度計を取り付け, 海中及び海底面の動画像や採泥器の方位等を記録した.

採取した円柱状のコア試料は, 上下方向に均等に切断 (半裁) し, 半裁した面の撮影・観察を行った. また, コア試料の構成粒子の粒度分布を明ら



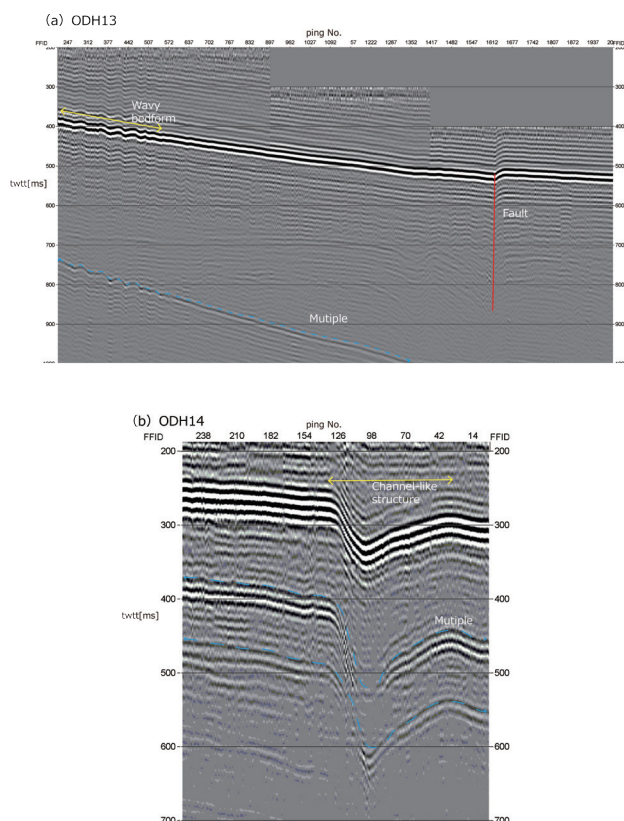


Fig. 6. Seismic reflection profiles. The horizontal axis indicates pings No. at intervals of approx. 10 m and the vertical axis indicates the two-way travel time [ms]. (a) A part of seismic survey line: ODH13. (b) A part of seismic survey line: ODH14.

図6. 反射法地震探査装置によって得られた音波探査断面図。横軸は約10 m間隔のping No., 縦軸はtwo-way travel time [ms]。 (a) 音波探査測線ODH13の一部。 (b) 音波探査測線ODH14の一部。

かにするため、粒度分析を行った。堆積物コア上部（海底面付近）から湿潤試料を採取し、超音波洗浄機で粒子を十分に分散させた後に、全試料を4φの湿式ふるいにかけて、4φより粗粒の粒子及び4φの粒子と、4φよりも細粒な粒子の2つに分けた。4φより粗粒の粒子及び4φの粒子については、マイナス1φから4φの0.5φ間隔のふるいを用いて湿式ふるい分けを実施し、4φよりも細粒な粒子については、レーザー回折式粒度分布測定装置（島津製作所製、SALD-2300）により0.5φ毎の体積%を求めた。最後に、粒子の密度が一定であると仮定し、ふるい分析とレーザー回折散乱法により得られた測定データを統合して各粒径

の重量%を算出した。

グラブ採泥器に取り付けた水中カメラにより撮影された海底面の画像を Fig. 7 に示す。北向きの方位は画像内に示した通りで、HU17 においてはおよそ 340°, KE17 においてはおよそ 30° の走向を持つ非常に細かな波状ベッドフォームが分布している様子が捉えられている。画像内にスケールとなるものは写し込んでいないものの、いずれの画像も海底面上数 m から撮影したものであることから、このベッドフォームは、海底地形データ、反射・散乱強度データ、音波探査断面データからは確認することのできない微細なスケールのものであると推測される。しかし少なくとも、これらの地点が海底面において流れの影響を受け粒子が輸送され得る環境にあることは示唆される。

コア試料を半裁した面の画像を Fig. 8 に示す。KE17 (Fig. 8 (a)) は、灰色の砂から構成され、全体に貝破片が分布しており、HU17 (Fig. 8 (b)) は、コア内深度 8 – 10 cm が灰色の砂、10 – 17 cm が粗粒砂で構成され、全体に貝破片が分布している。また粒度分析により得られた頻度分布 (Fig. 9) からは、最頻値はいずれの地点においても 2.5 φ であることが分かる。

Fig. 10 は堆積物表層を構成する粒子の粒径と、堆積物を採取した 2 地点から最も近傍に存在したベッドフォームの波長 (約 80 m) 及び比高 (約 1.5 m) を両対数グラフ上にプロットしたものである。Flemming (2000) は波長数十 cm – 数百 m, 比高数十 cm (ripple や sand dune と呼称) の波状ベッドフォームについて、構成する粒子の粒径によってその形状はある程度スケールされると指摘しており、図中の 2 つの線はその最小値及び最大値を示している。粒径 – 比高のプロット (Fig. 10 (b)) にあっては Fleming (2000) に示された範疇に位置しており、粒径 – 波長のプロット (Fig. 10 (a)) についても非常に近い位置に分布していた。Flemming (2000) のグルーピングによると、上記で述べたような構成粒子の粒径、波長、比高を持つ波状ベッドフォームは大型の sand dune に分類されている。このことは、海底地形データや

音波探査断面で示唆された、本報告で詳述した波状ベッドフォームが海洋場の影響によって形成された可能性があるという推察と無矛盾であると言えるだろう。

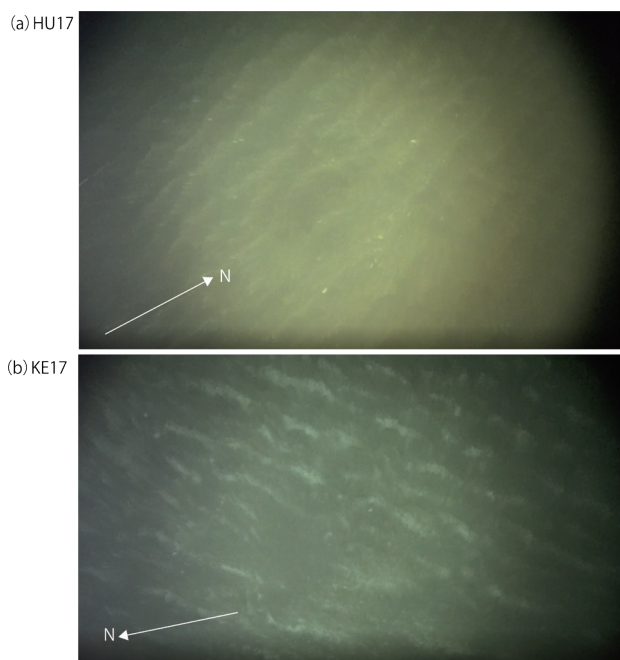


Fig. 7. Photographs of the seafloor. The arrow indicates north from a tilt/orientation sensor. (a) The sedimentary sampling site: HU17. (b) The sedimentary sampling site: KE17.

図7. 海底表面の写真。図中の矢印は方位傾斜計の記録を参照した北を指す。(a) 堆積物採取地点 HU17。(b) 堆積物採取地点 KE17。

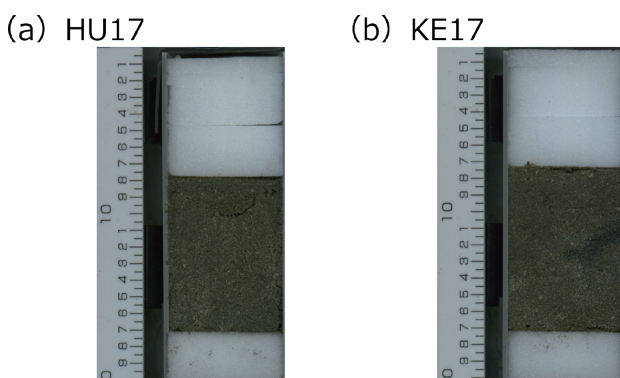


Fig. 8. Half-cut cross-sections of cores. (a) The sedimentary sampling site: HU17. (b) The sedimentary sampling site: KE17.

図8. 堆積物コアの半裁画像。(a) 堆積物採取地点 HU17。(b) 堆積物採取地点 KE17。

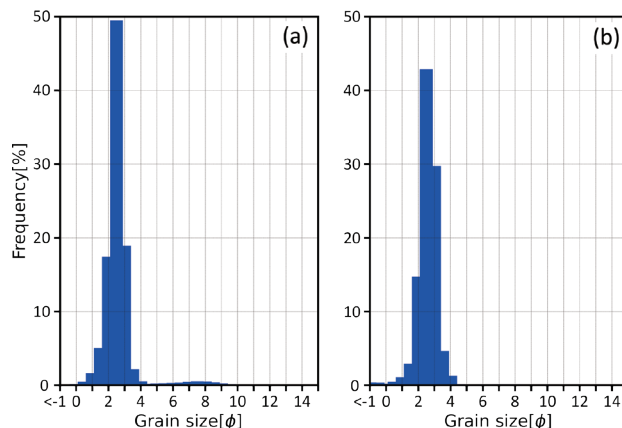


Fig. 9. Histograms of grain size analysis. The horizontal axis indicates grain size [ $\phi$ ] and the vertical axis indicates weight frequency [%]. (a) The sedimentary sampling site: HU17. (b) The sedimentary sampling site: KE17.

図9. 堆積物コアの粒度分析結果を示すヒストグラム。横軸は粒径 [ $\phi$ ]、縦軸は重量頻度 [%]。(a) 堆積物採取地点 HU17。(b) 堆積物採取地点 KE17。

## 2.5 地形・地質データ中に見られた波状ベッドフォーム及びチャネル様構造の記載まとめ

前節までに示した種々の地形・地質データには、その発達過程を考察する上で着目すべき下記のような特徴があった：①海底地形データより観察された波状ベッドフォームを計上し、波長-比高の両対数グラフ (Flemming, 1988 を参照) にプロットしたところ、平均的波状ベッドフォームあるいはそれを下回る傾向を示し、その分布は内部重力波による形成・発達を報告している Ma et al. (2016), Miramontes et al. (2019), Miramontes et al. (2020), Santoro et al. (2002) 等と大まかに一致していた、②音波探査断面から波状ベッドフォーム及びチャネル様構造の地下には特異な地質構造が見当たらず、断層や応力を受けた塑弾性変形等の影響によって形成されたものでなく、表層のみに作用する外力が関与して発達した可能性がある、③堆積物採取時の動画像より、海底面上には海底地形データ等では確認できないほど微細なスケールの波状ベッドフォームが広がっており、海底面付近は流れによる微地形の形成・発達過程が卓越する海洋環境が示唆される、④堆積物

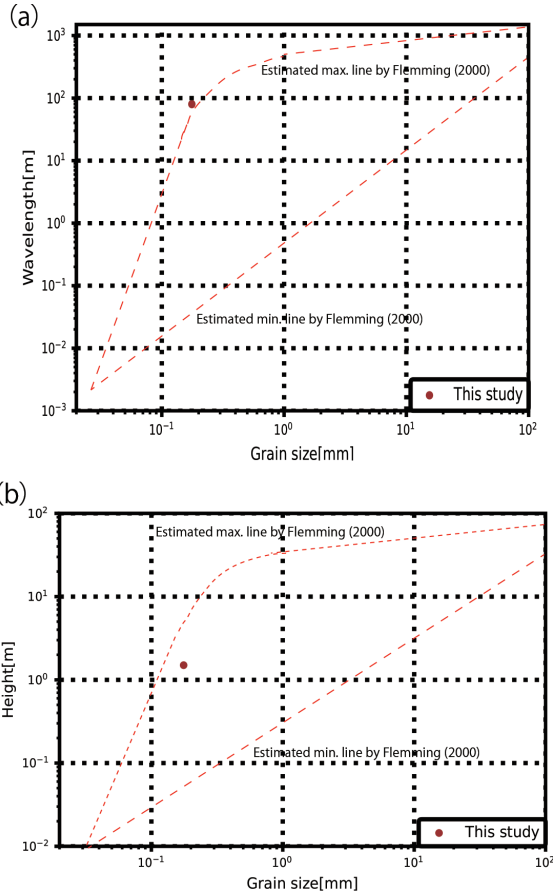


Fig. 10. Wavelength and height of wavy bedforms as a function of grain size. We plotted the modal grain size from the grain size analysis, and the wavelength and height of the wavy bedform which is localized the nearest to 2 sedimentary sites. (a) A scatter diagram of wavelength and grain size of wavy bedforms (The horizontal axis indicates grain size [mm] and the vertical axis indicates wavelength [m]. Note that both are logarithmic. Dashed lines are from Flemming (2000)). (b) A scatter diagram of height and grain size of wavy bedforms (The horizontal axis indicates grain size [mm] and the vertical axis indicates height [m]. Note that both are logarithmic. Dashed lines are from Flemming (2000)).

図 10. 波状ベッドフォームの波長及び比高と、構成粒子の粒径との関係を示す。粒径は採取した堆積物の粒度分析結果から最頻値を採用し、波状ベッドフォームの波長及び比高は2つの堆積物採取地点から最も近傍に存在する波群のものを採用した。(a) 粒径-波長分布図(横軸は粒径 [mm], 縦軸は波長 [m], 両軸とも対数軸であることに注意, 図中の破線は Flemming (2000) より引用)。(b) 粒径-比高分布図(横軸は粒径 [mm], 縦軸は比高 [m], 両軸とも対数軸であることに注意, 図中の破線は Flemming (2000) より引用)。

採取後の粒度分析から、堆積物表層を構成する粒子の粒径と波状ベッドフォームの波長及び比高を両対数グラフ上にプロットしたところ、どちらも流れによる波状ベッドフォームの粒径-波長及び粒径-比高の関係を示した Flemming (2000) のスケーリングの範囲におおよそ含まれていた。これらの特徴から、前章で詳述した波状ベッドフォーム及びチャンネル様構造は流れ、とりわけ内部重力波によって発達した可能性があると考え、次章にて内部重力波の基礎理論及び東シナ海における観測例について述べる。

### 3 東シナ海陸棚斜面域における内部重力波

前章において種々の地形・地質データの観察により示された通り、ODH付近に分布する波状ベッドフォーム及びチャンネル様構造は、流れの影響を受けて発達してきたものと考えることができ、特に、内部重力波による波状ベッドフォームの形成・発達が報告された先行研究である Flemming (1988) による波長-比高の両対数グラフ上における分布の傾向が一致することから、内部重力波によって形成された可能性があると考えた。本章では、内部重力波の基礎理論について定式化し、東シナ海の陸棚斜面域における内部重力波の観測例について、当庁で取得した海象データにも触れながら述べる。

#### 3.1 内部重力波の基礎理論

本節では、Morozov (2018) を参考に、海洋における内部重力波に関する基礎的な数学的表式についてまとめるとともに、解析に用いた海底地形傾斜と内部重力波のエネルギー伝播方向に関する条件を導く。

基礎方程式系として、海洋を想定して連続成層した系を考え、 $z$  軸を下向きに取る。流体は断熱過程に則り、非圧縮と仮定すると、拡散や摩擦の効果を見捨てた  $f$  平面上における方程式系は下記のようになる：

$$\frac{\partial u}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla)u - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial v}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla)v + fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \\ \frac{\partial w}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla)w &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g, \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0, \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla)\rho &= 0.\end{aligned}\quad (1)$$

ここで,  $x, y, z$  はそれぞれ東, 北, 鉛直方向の位置座標,  $t$  は時間,  $u, v, w$  はそれぞれ東, 北, 鉛直方向の流速 (東, 北, 鉛直方向の単位ベクトルを  $\mathbf{e}_x, \mathbf{e}_y, \mathbf{e}_z$  で表すと,  $\mathbf{v} = u\mathbf{e}_x + v\mathbf{e}_y + w\mathbf{e}_z$ ),  $\rho$  は海水密度,  $p$  は水圧,  $f$  はコリオリパラメータ,  $g$  は重力加速度である. 今, 平均場は静的であると仮定し, 平均場からの微小擾乱を考え, 平均場の量には下付き文字ゼロを, 擾乱場の量にはプライムを付して表すと, ある物理量  $M$  は

$$M = M_0(x, y, z, t) + M'(x, y, z, t) \quad (2)$$

と書け, これらは物理量  $u, v, w, \rho, p$  に適用される. 平均場が静水圧平衡

$$\frac{\partial p_0}{\partial z} = -g\rho_0 \quad (3)$$

を満たすとし, さらに線形化のため, 加速度項よりも移流項が小さい, すなわち,

$$\left| \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} \right| \gg |(\mathbf{v} \cdot \nabla)\mathbf{v}|, \quad \left| \frac{\partial \rho}{\partial t} \right| \gg |(\mathbf{v} \cdot \nabla)\rho| \quad (4)$$

として無視すると, 擾乱場の方程式系は (以降, 擾乱場を示すプライムを省略する),

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} - fv &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x}, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + fu &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y}, \\ \frac{\partial w}{\partial t} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} + g \frac{\rho}{\rho_0}, \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0, \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + w \frac{\partial \rho_0}{\partial z} &= 0.\end{aligned}\quad (5)$$

次に, 海水の状態方程式を考える. 海水密度を水圧の関数, 海水中音速を  $c$  とし, 熱 flux 及び塩

分拡散がゼロとすると,

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{\partial \rho}{\partial p} \frac{dp}{dt} = \frac{1}{c^2} \frac{dp}{dt}. \quad (6)$$

水平方向の圧力傾度及び水圧の局所時間変化も小さいとすると,

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{1}{c^2} \frac{dp}{dt} \sim \frac{1}{c^2} w \frac{dp}{dz} = \frac{1}{c^2} w g \rho_0. \quad (7)$$

ここで,

$$N'^2 = \frac{g}{\rho_0} \frac{d\rho_0}{dz} - \frac{g^2}{c^2} \quad (8)$$

と置くと,

$$\frac{d\rho}{dt} + \frac{\rho_0}{g} N'^2(z) w = 0. \quad (9)$$

平衡位置から流体粒子に断熱的な微小な鉛直変位  $\zeta$  を与える. 浮力は平衡位置までに粒子を復元させようとするため, 浮力と慣性力の合力は粒子の振動を引き起こす. 平衡位置の海水密度を  $\rho_0(z)$  とすると, 最大変位での海水密度は  $\rho_0(z + \zeta)$  と表せるので, 浮力と慣性力が釣り合うことから鉛直振動の式が得られ,

$$\rho_0 \frac{d^2 \zeta}{dt^2} = -g \frac{d\rho_0}{dz} \zeta. \quad (10)$$

上式より変位は

$$\zeta = \zeta_0 e^{i\sqrt{N'^2}t} \quad (11)$$

と表される. ここで  $N$  は非圧縮流体における浮力振動数 (Brunt-Vaisälä 振動数) である.

続いて, 方程式系 (5), (9) より, 内部重力波の分散関係を導く. (5) 式の第 1 成分を  $z$  について偏微分したものから第 3 成分を  $x$  について偏微分したものを差し引き, 同様に, (5) 式の第 2 成分を  $z$  について偏微分したものから第 3 成分を  $y$  について偏微分したものを差し引くと,

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) - f \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x}, \\ \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \right) - f \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial y}.\end{aligned}\quad (12)$$

(9) 式を用いつつ, 上式を時間について偏微分して,

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) - f \frac{\partial^2 v}{\partial z \partial t} &= N^2 \frac{\partial w}{\partial x}, \\ \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \right) - f \frac{\partial^2 u}{\partial z \partial t} &= N^2 \frac{\partial w}{\partial y}. \end{aligned} \quad (13)$$

(13) 式の第1式を  $x$  について偏微分, 第2式を  $y$  について偏微分し足し合わせると,

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left[ \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) \right] \\ + f \left[ \frac{\partial^3 u}{\partial t \partial z \partial y} - \frac{\partial^3 v}{\partial t \partial z \partial x} \right] = N^2 \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (14)$$

(5) の第1成分を  $y$  について偏微分したものと第2成分を  $x$  について偏微分したものを差し引き, 連続の式を用いると,

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right) + f \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (15)$$

となるので, 結局  $w$  に関する式

$$\begin{aligned} \Delta \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} + N^2 \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) + f^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \\ + \frac{N^2}{a} \left( \frac{\partial^3 w}{\partial z \partial t^2} + f^2 \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \end{aligned} \quad (16)$$

が得られる. 最後の項は海洋においては非常に小さいため, (16) 式は,

$$\Delta \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} + N^2 \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) + f^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = 0. \quad (17)$$

ここで, 波型の解

$$w = W(z) e^{i(k_x x + k_y y - \omega t)} \quad (18)$$

を仮定し, (17) 式に代入して, 鉛直方向の振幅  $W$  に関する常微分方程式を導く:

$$\frac{d^2 W(z)}{dz^2} + \frac{N^2(z)}{g} \frac{dW(z)}{dz} + \frac{N^2(z) - \omega^2}{\omega^2 - f^2} = 0. \quad (19)$$

さらに境界条件について, 内部重力波は海面からの影響をほとんど受けないとすると, 海面及び海底でほぼ rigid-lid 条件と考えて良いので,  $W(z) = A_m \sin(k_z z)$  とおける.  $N^2$  を鉛直方向について一定とすると, 下記のように分散関係式が導ける:

$$\omega^2 = \frac{f^2 k_z^2 + N^2 k^2}{k^2 + k_z^2}. \quad (20)$$

ただし,  $k$  は水平波数で  $k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$  である. 通常, 海洋においては  $N > f$  なので, 内部重力波

が存在する範囲は, 振動数  $\omega$  について

$$f < \omega < N \quad (21)$$

である. いくつかの特別な場合について記載しておく.  $\omega = f$  のとき, 純粋な慣性振動となり, 即ち水平波数はゼロである.  $k_z \gg k$  のとき, 長波に相当し, さらに  $f < N$  であれば,  $\omega \sim Nk/k_z$  で非分散的となり, 外部波の性質と類似する.  $k_z \ll k$  のとき, 短波に相当し, さらに  $f < N$  なら  $\omega \sim N$  となる. 境界条件が及ぼす影響は限定的であり, 波数の為す角  $\theta$  を次のように定義することで, さらに (20) 式の性質について記述する:

$$\cos \theta = \frac{k}{\sqrt{k_z^2 + k^2}}, \quad \sin \theta = \frac{k_z}{\sqrt{k_z^2 + k^2}}. \quad (22)$$

(22) 式より, (20) 式は

$$\omega^2 = N^2 \cos^2 \theta + f^2 \sin^2 \theta \quad (23)$$

と書け, 振動数と内部波の伝播方向を示す水平面からの傾斜角の関係を表し, 内部波の振動数は波数ベクトルの絶対値に依存せず, 傾きにのみ依存することがわかる. 内部波の振動数が慣性振動数に近づくとき, 即ち  $\omega \sim f$  のとき, 流体粒子が描く振動の軌跡はほぼ水平かつ円に近くなる.  $\omega$  が増加すると, 流体粒子の軌跡は水平面から立ち上がるように傾き楕円となる.  $\omega \sim N$  のとき, 振動は鉛直振動に近づく. また, 分散関係式 (20) 式からエネルギー伝播を示す群速度ベクトルを算出すると (水平波数方向の単位ベクトルを  $\mathbf{e}_h$  とした),

$$\begin{aligned} \mathbf{c}_g &= \frac{d\omega}{d\mathbf{k}} = \frac{\partial \omega}{\partial k} \mathbf{e}_h + \frac{\partial \omega}{\partial k_z} \mathbf{e}_z \\ &= \frac{kk_z(N^2 - f^2)}{\omega(k^2 + k_z^2)} (k_z \mathbf{e}_h - k \mathbf{e}_z) \end{aligned} \quad (24)$$

よって, 即ちエネルギーの伝播方向を示す特性曲線の傾き  $\Theta$  は

$$\Theta = \tan^{-1} \sqrt{\frac{\omega^2 - f^2}{N^2 - \omega^2}} \quad (25)$$

と表せ, 波の位相速度と群速度は鉛直方向について逆向きに伝播することがわかる.

Craig (1987) は, 流線関数で記述した基礎方

程式を変数変換した後、水深変化地点の境界条件を課すことで、任意の海底地形における内部重力波の波動場を定式化し、エネルギー伝播方向を示す (25) 式と海底地形傾斜  $\gamma$  の比に応じてエネルギー伝播の様式が異なることを示した。Cacchione et al. (2002), Cacchione and Drake (1986), Sutherland (2013) 等では、その条件を下記のように簡潔に記載している (Fig. 11) :

$\frac{\gamma}{\bar{\theta}} < 1$  (subcritical 条件: 内部波は斜面上で transmissive),

$\frac{\gamma}{\bar{\theta}} \sim 1$  (near-critical 条件: 内部波は斜面上で trapped),

$\frac{\gamma}{\bar{\theta}} > 1$  (supercritical 条件: 内部波は斜面上で reflective),

$$\left( \text{ただし, } \bar{\theta} = \sqrt{\frac{\omega^2 - f^2}{N^2 - \omega^2}} \right) \quad (26)$$

つまり、海底面の傾斜に起因する内部重力波は、エネルギー伝播方向と水平面が為す角が海底地形傾斜角よりも大きいときには陸棚斜面上及び陸棚上を伝播し、逆にエネルギー伝播方向と水平面が為す角が海底地形傾斜角よりも小さいときに内部波は伝播して来た沖側へと反射され、両者がほとんど等しいときには内部波は海底面に補足されエネルギーが集中するといった伝播特性があることを述べている。さらに、陸棚斜面域で生成される内部重力波が持つ伝播特性が海底面付近の堆積物輸送及び海底における混濁層の生成及び維持に寄与し、海底面の微地形を規定し得ると考えられている (Cacchione et al., 2002; Cacchione and Drake, 1986)。

### 3.2 東シナ海陸棚斜面域における内部重力波の観測例

東シナ海における内部重力波に関する報告には、例えば衛星画像を用いて内部孤立波の wave packet を観測した Li et al. (2008) や、半日周期を持つ水平及び鉛直流速の変動が内部潮汐により引き起こされ、さらに高周波の内部孤立波と思われる wave packet を検出した Lozovasky et al. (2015) 等がある。当庁が取得した水温、流速等

の海象データ内にも内部重力波の発生を示唆するデータが得られたため、本節にて紹介する。

海象観測データは 2022 年 11 月 27 - 28 日、海

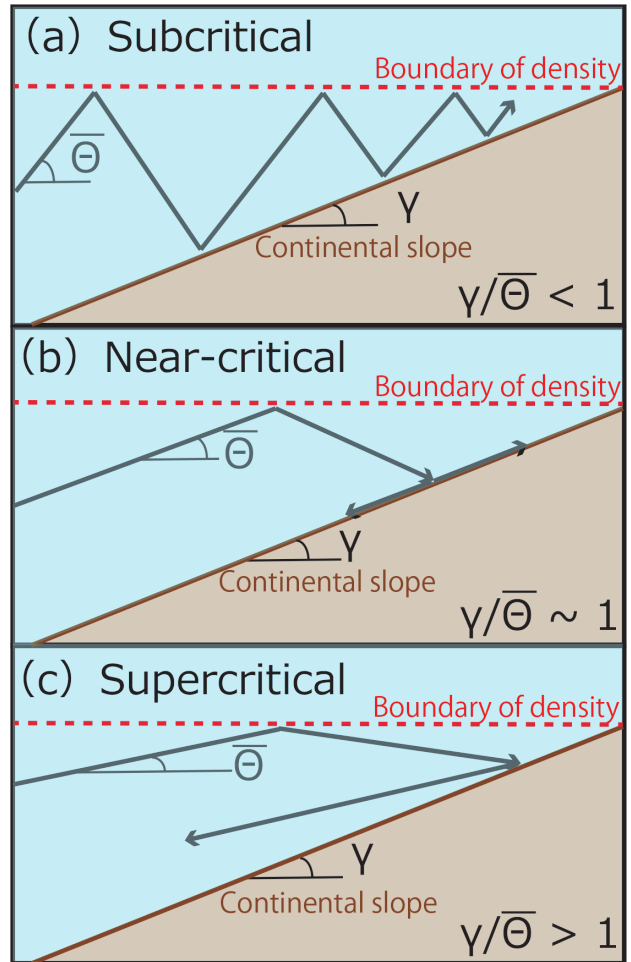


Fig. 11. Schematic illustrations of the reflection of internal gravity waves. In this vertical cross-section, the arrows indicate directions of energy transports (directions of group velocity) and the dashed lines indicate water density boundaries between upper and lower layer. (a) Subcritical condition: internal gravity waves are transmissive along the slope. (b) Near-critical condition: internal gravity waves are trapped at the slope. (c) Supercritical condition: internal gravity waves are reflective offshore.

図 11. 斜面上における内部重力波の伝播特性を示す模式図。鉛直断面図内の矢印は内部重力波のエネルギー伝播の向き (群速度ベクトルの向き) を、点線は上下層の海水密度境界を示す。(a) subcritical 条件: 内部重力波は棚上を伝播していく。(b) near-critical 条件: 内部重力波は海底に捕捉される。(c) supercritical 条件: 内部重力波は沖側へ反射する。

上保安庁海洋情報部測量船「拓洋」により取得された(測線は Fig. 1 中の 22TAK1)。観測は速力約 14 kt で測線上を往復観測し、12 時間で 5 航程(測線上を 2 往復半)の観測を実施した。流速の取得には、船底装備の多層音波流速計(ADCP: Acoustic Doppler Current Profiler) Teledyne RD Instruments 社製 Ocean Surveyor 150 kHz を使用し、観測層については第 1 層が水深約 27 m、それ以深は 8 m 間隔で、第 50 層まで取得した。水温及び塩分データの取得には、概ね 14 kt で測線上を往復航行する「拓洋」から指定する水深の傾斜が比較的大きなポイント(Fig. 1 中のピンク色の点)において、投下式電気伝導度水温水深計(XCTD: Expendable Conductivity Temperature Depth Profiler) 鶴見精機製 XCTD-1 を投下し、諸物理量の算出には Python3 の熱力学計算ライブラリである TEOS10(IOC et al., 2010)を用いた。音響画像の取得は、MBES(Kongsberg Maritime 社製 EM710S)の水柱部分(WCD: Water Column Data)を、可視化には Teledyne Geospatial 社製 CARIS HIPS and SHIPS を使用した。

流速データに含まれる順圧成分と傾圧成分の簡易的な分離のため、伊豆海嶺域における測線上の往復観測を実施し内部潮汐を検出した北出・松山(1995)を参考に、東西及び南北流速それぞれについて鉛直平均した値を順圧成分、鉛直平均値からの偏差を傾圧成分と考えて分離した。この内、航程 1 と航程 4 の傾圧成分について鉛直断面のカラーマップで示したのが Fig. 12 である。東西流速を示しており、航程 1 (a) と航程 4 (b) で鉛直方向に流向が反転する複数の層構造が見られ、上下層における東西流速差の最大値はおよそ 0.5 kt であった。航程 1 と航程 4 の時間差は 7 時間程度であるが、35 km 地点の 25 - 75 m 深及び 150 - 200 m 深において、航程 1 と航程 4 でそれぞれ流向が反転している。観測時、ADCP が発する音波のペネトレーションの限界から、観測最深層は概ね 200 m 深程度ではあったものの、半日周期で位相が反転する鉛直方向の複数層の存在が確認され、半日周期を持つ内部潮汐の発生を示唆

する流速構造であったと言えるだろう。

また、WCD 内にも内部孤立波様の音響異常が見られた(Fig. 13)。WCD は水柱部分における海水密度の境界を音響異常(反射・散乱強度の音圧値が高い箇所)として可視化する。ただし、WCD 内には一般に、音響的ノイズ及びアーティファクトも現れるために、WCD 内の海洋物理学的現象の同定を試みる際には注意を要し、水温や流速等の他の海洋物理学的観測量との比較が不可欠である(長澤・堀之内, 2023)。しかしながら、Fig. 13 (a) に示す内部波様の音響異常は、across-track 面(測線を横断する鉛直断面, Fig. 13 (b))において凸構造を有していなかったこと、along-track 面(測線方向に沿う鉛直断面, Fig. 13 (a))において海底地形と異なったトレンドであること、以上の 2 点からアーティファクトではないと考えられる。内部波様の音響異常は複数の層状に見え、Fig. 13 (a) において特に濃く、つまり音圧値が大きく可視化されている水深はおおよそ 215 m, 250 m, 290 m である(ただし、WCD を表示する際、海中音速の鉛直プロファイルではなく、海表面音速を適用したため、鉛直方向には数 m 程度の誤差が生じる可能性があることに注意されたい)。本報告には図としては示さないが、この内部波様の音響異常は観測日時(JST)にして 20 時 57 分頃から薄く現れ、波長を約 300 - 700 m の範囲で変化させながら、音響異常は画像内で消滅して途切れることなく振幅は次第に増加していき、21 時 10 分頃最大振幅 10 m 程度となった後は減衰し、21 時 48 分頃には完全に消失する。顕現から消失までの間、特に濃く可視化されている波状の層はそれぞれおよそ 200 - 240 m 深、225 - 300 m 深、250 - 325 m 深の範囲で上下に変位して現れていた。Fig. 13 に示した WCD を取得した地点に比較的近い地点において、航程 4 における XCTD プロファイルから算出した浮力振動数(Brunt-Vaisälä 振動数)の 2 乗を Fig. 14 に示す(XCTD 投下地点は Fig. 1)。Fig. 14 の通り、242 m 深、280 m 深、327 m 深付近においても浮力振動数のピークが存在し、これは WCD に内部

波様音響異常が現れていた深度帯と大まかに一致する。また、浮力振動数プロファイル内の全てのピークが1対1に対応するわけではないものの、75 - 130 m 深にピークが乱立している箇所ではWCD内でも層状の音響異常が同水深帯に時間とともに現れては立ち消え、また、鋭いピークが立つ150 m 及び165 m 深付近にも層状の音響異常が存在していた。内部重力波が存在可能な周波数は前節において(20)式に示したとおりであるため、浮力振動数のピークが存在する水深に内部波様の音響異常が存在することは無矛盾であり、同水深帯において内部孤立波が発達していた可能性があると考えられる。

#### 4 チャネル様構造と波状地形の発達過程に関する予察

##### 4.1 斜面上における内部重力波の伝播特性を用いた解析

ここまでの2章ではODH付近に見られた波状ベッドフォーム及びチャネル様構造の分布や特徴について述べ、その発達過程において内部重力波の関与している可能性があることを報告した。3章では内部潮汐の発生を示唆する流速の傾圧構造と内部孤立波様の音響異常を紹介し、同海域における内部重力波の発生可能性について述べた。これらの波状ベッドフォーム及びチャネル様構造と、内部孤立波様の音響異常は同水深帯に分布しており、内部重力波が波状ベッドフォーム及びチャネル様構造の発達に関わっている可能性があると推測される。そこで、本章ではMiramontes et al. (2020)を参考に、斜面上における内部重力波の伝播特性を用いた解析を行う。

Miramontes et al. (2020)は、MBESによる海底地形データ、SBP及びMCSによる音波探査断面を解析することで、モザンビーク沖陸棚斜面上の波状ベッドフォーム及びチャネル様構造(彼らはそれぞれsand dune及びchannelと呼称)を詳解し、その形成過程について、sand dune及びchannelの分布水深においてMCSの水柱部分に捉えられた内部孤立波によるものと結論付けてい

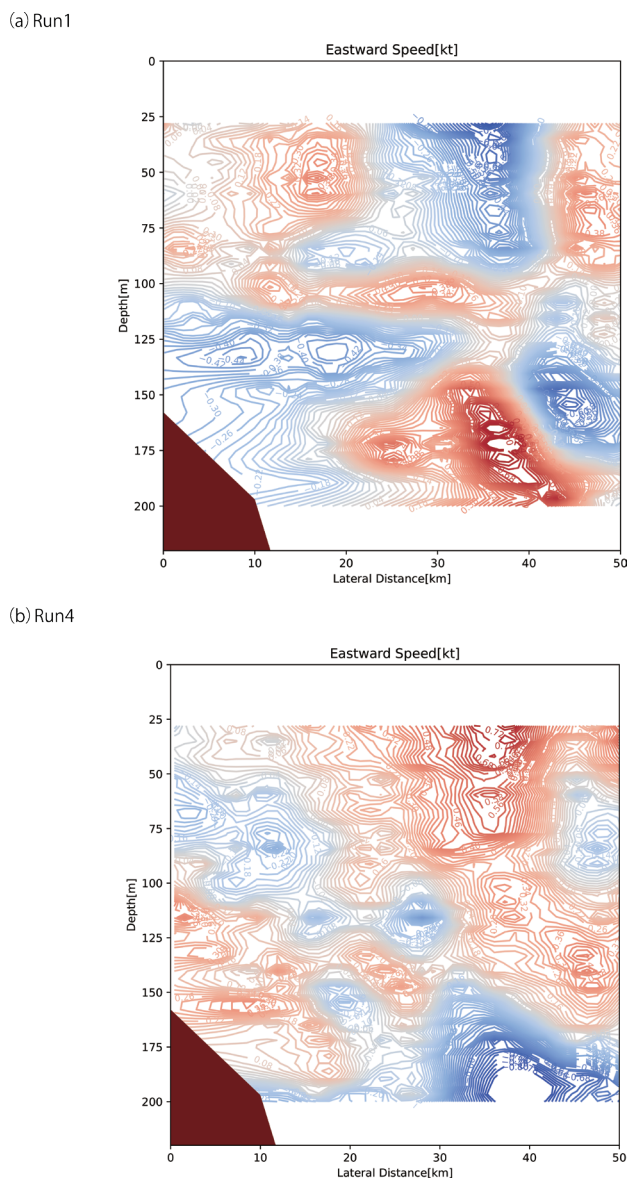


Fig. 12. Contour diagrams of baroclinic currents on the observational line, 22TAK1. The horizontal axis indicates lateral distance [m] and the vertical axis indicates depth [m]. (a) Eastward current speed [kt] on Run 1. (b) Eastward current speed [kt] on Run 4.

図 12. 測線22TAK1上の流速の傾圧成分を示すコンター図。横軸は水平距離 [km]、縦軸は水深 [m]。(a) 1 航程目の東西流速 [kt]。(b) 4 航程目の東西流速 [kt]。

る。その際、地形・海象の観測データ及び(26)式の条件を用いて、内部重力波伝播の条件がsupercritical条件の下ではsand duneが、near-critical条件の下ではchannelが発達していることを明らかにした。3章において内部孤立波様の



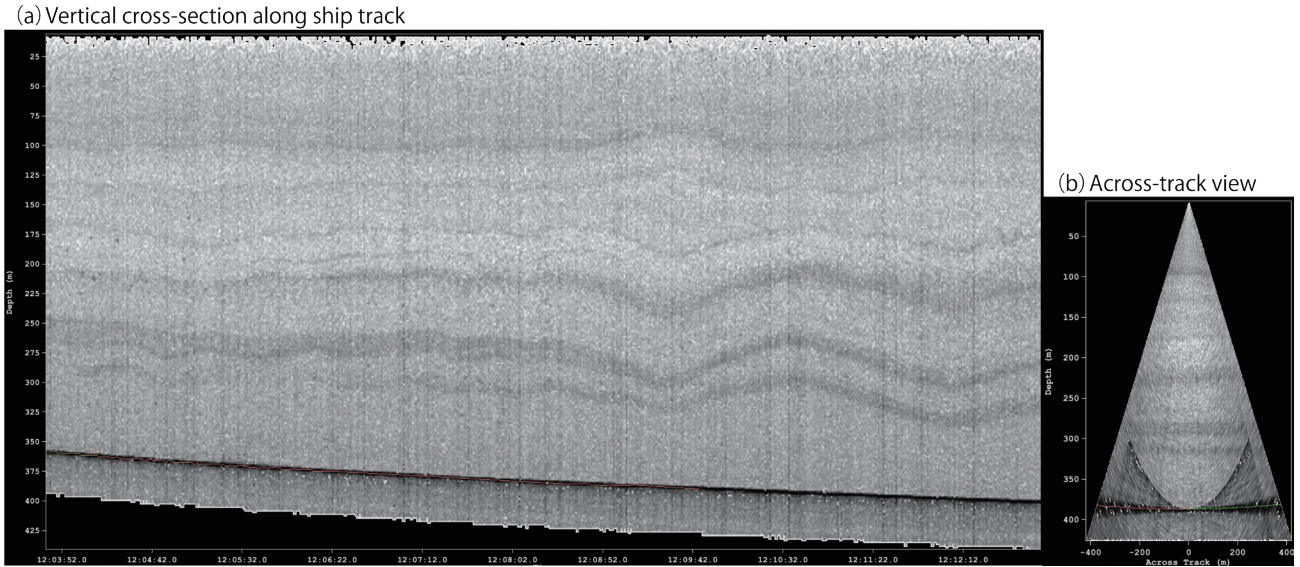


Fig. 13. Water column images. Dark and light colors correspond to high and low intensity, respectively. (a) The vertical cross-section along the ship track. The horizontal axis indicates time (UTC) and the vertical axis indicates depth [m]. (b) The across-track view. The horizontal axis indicates lateral distance [m] and the vertical axis indicates depth [m].

図 13. ウォーターカラム画像。暗色が高強度、明色が低強度を示す。(a) 測線に沿う鉛直断面。横軸は時間 (UTC)、縦軸は水深 [m]。(b) 測線を横断する鉛直断面。横軸は水平距離 [m]、縦軸は水深 [m]。

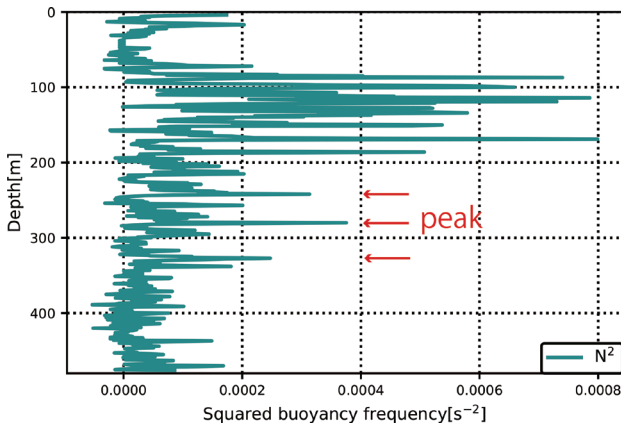


Fig. 14. The profile of the squared buoyancy frequency (Brunt-Vaisälä frequency). We calculated the profile with the water temperature and salinity profile utilizing the thermodynamic library TEOS10. The horizontal axis indicates the squared frequency [ $s^{-2}$ ] and the vertical axis indicates the depth [m].

図 14. 浮力振動数 (Brunt-Vaisälä 振動数) の 2 乗の鉛直プロファイル。取得した水温・塩分の鉛直プロファイルから熱力学計算ライブラリ TEOS10 を用いて算出した。横軸は振動数の 2 乗 [ $s^{-2}$ ]、縦軸は水深 [m]。

の条件を用いて臨界条件を算出した結果を Fig. 15 に示す。ここで  $\gamma$  を求めるにあたっては、2 章に示した MBES の海底地形データより断面に沿って 10 m 毎の格子を考え、求めた  $\gamma$  に移動平均を施した。他方、 $\bar{\theta}$  を算出する際、内部重力波の振動数及び慣性振動数は Yoshikawa et al. (2010) を参考に、 $\omega = 1.45 \times 10^4 [s^{-1}]$  (半日周期の内部潮汐を想定)、 $f = 7.65 \times 10^5 [s^{-1}]$  とし、浮力振動数 (Brunt Vaisälä 振動数) の 2 乗には Fig. 14 中の 280 m 深のピーク値  $N^2 = 3.75 \times 10^{-4} [s^{-2}]$  を使用した。Fig. 15 中の曲線は (26) の条件式を対数軸で描いており、 $\gamma$  がマイナスの場合は入射する波に対して下る方向の斜面を示すため、プロットしていない。Fig. 15 より、内部重力波の伝播特性は大まかな傾向として、棚上は subcritical 条件下にあり、shelf break 及びチャンネル様構造付近で near-critical 条件、陸棚斜面域は supercritical 条件となることがわかる。これは先述の Miramontes et al. (2020) の結果と一致する。海洋場において内部重力波が励起されるような成層構造のとき、shelf break にあるチャンネル様構造付近では near-critical 条件のため、内部重力波

音響異常が確認された Fig. 1 に示す断面を取り上げ、海底地形データと海象データから、(26) 式

が海底面に補足されることでエネルギーの増加が生じ、海底表面付近で erosional な環境となる。同様な成層構造の条件にあるとき、補足された内部重力波による侵食は続いてチャンネル様構造は更に発達することとなる (Cacchione et al., 2002; Miramontes et al., 2020)。一方、陸棚斜面においては、沖側から入射してきた内部重力波は沖側へ下向きに反射するような条件下にある。波状ベッドフォームが分布する約 220 – 310 m の水深帯は、Fig. 13 や Fig. 14 で示したとおり内部重力波が卓越していることが示唆され、海底面付近において沖側かつ鉛直下向きに反射された内部重力波によって堆積物の輸送が生じ、波状ベッドフォームが形成されたと考えられる。Ma et al. (2016)

によると、比較的波長が大きな波状ベッドフォームは、supercritical 条件下で反射された内部重力波により発達したものと推察されており、本報告で観察された波状ベッドフォームが Flemming (1988), Flemming (2000) のスケリング上で比較的大型であったことと無矛盾であると言える。

## 4.2 今後の課題

### 4.2.1 地形・地質データを用いた波状ベッドフォーム及びチャンネル様構造の観察

本報告において MBES で観測された海底地形データには、おそらくフットプリントと同等かそれより小さいスケールのアーティファクトと判別

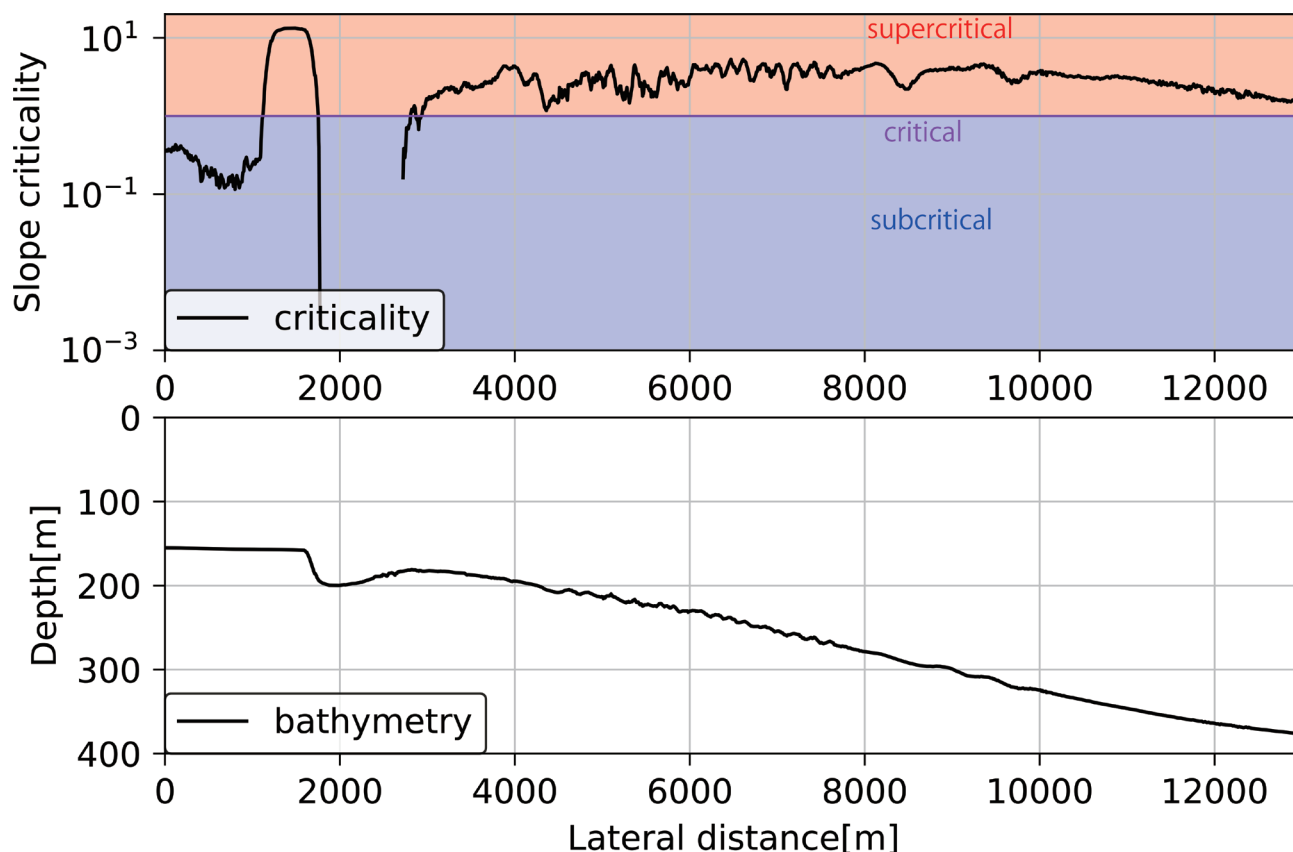


Fig. 15. The slope criticality of internal gravity waves (the upper panel. The horizontal axis indicates the lateral distance [m]. The purple line indicates the critical condition, the red area indicates the supercritical condition and the blue area indicates the subcritical condition) and the bathymetry in the vertical cross-section (the lower panel. The horizontal axis indicates the lateral distance [m] and the vertical axis indicates the depth [m]).

図 15. 斜面上における内部重力波の伝播特性（上図. 横軸は水平距離 [m]. 紫の線は critical 条件, 赤い領域は supercritical 条件, 青い領域は subcritical 条件）及び海底地形の鉛直断面図（下図. 横軸は水平距離 [m], 縦軸は水深 [m]）.

が付かない構造(大きさ 10 m 程度)が確認された。それらは水深にして 150 - 180 m 程度の浅部(チャンネル様構造と波状ベッドフォームの中間の水深帯)に位置し、非常に規則的な構造をしていた。本報告ではそれらは考察からは除外しているが、より小規模なスケールの微地形に対しても詳細な観察を行うためには当庁が保有する自律型潜水調査機器(AUV: Autonomous Underwater Vehicle)による海底近傍に接近した音響観測を行うことが効果的であると考えられる。当庁が保有する AUV には MBES, サイドスキャンソナー, SBP が搭載されており、より小規模かつ細部の地形・地質構造を解像できると考えられる。また、堆積物採取時に撮影された動画より、(おそらく数 m 程度の波長を持つと思われる)非常に微細な波状ベッドフォームの構造が見受けられたが、採泥器に装着している水中カメラによる動画像のため、これら波状ベッドフォームの詳細な観察ができていない。これらに対しては当庁が保有する遠隔操作水中機器(ROV: Remote Operated Vehicle)による光学観測が効果的であると考えられる。上記に述べた AUV や ROV の観測により、詳細かつ微細なベッドフォームの地形・地質構造が判明すれば、それらの形成過程についてもさらに理解が深まることと推察される。また、堆積物採取地点を増やすことも有効であると考えられる。本報告で使用した堆積物のデータは 2 地点のみで、かつ波状ベッドフォームからもやや離れた地点であった。より多くの波状ベッドフォーム上での試料を採取することで、Flemming (1988), Fleming (2000) 等で調べられている分布から、さらに特徴を見出せるものと思料する。また、ベッドフォームを構成する構成粒子の粒径は、堆積物の運搬・再堆積過程において流速と密接な関係を有する(Stow et al., 2009 等)。したがって、観測あるいは理論・数値計算により推算された流速データと、チャンネル様構造及び波状ベッドフォーム上で採取された試料の粒径データを組み合わせた解析を行うことで、ベッドフォームの形成・発達過程を考察するための一助となるだろう。

#### 4.2.2 海象データを用いた内部重力波の観測及び理論的・数値的解析

本報告において観測された流速データから内部潮汐の発生可能性を論じたが、用いた観測データは 12 時間程度の往復観測しか行えなかったため、十分な周期的変動を検出できたとはいえず、内部潮汐の発生を示唆する傾圧構造が見られただけであった。時間発展や内部孤立波の生成等の詳細まで把握するためには、より長時間の往復観測や定点観測により流速並びに水温・塩分等のデータを取得しなければならないだろう。また通常、海洋場における流速・成層構造は、天文潮等の周期的時間変動及び季節風等に起因する季節変動により大きく変化するため、本報告で観測した季節以外での観測を行い、解析を適用する必要がある。観測以外の方法として、様々な条件下における数値計算も有用であると考えられる。当庁で保有する現装備における観測限界に関して記載しておく、船底装備の ADCP について、発振音波のペネトレーション(本観測では概ね 200 m 程度)以深より深部の流速観測は行うことはできず、また、海底面付近ではサイドローブの影響のため、水深の 10% 程度の流速値は検知できないことがある(北出・松山, 1995 等)。陸棚斜面域を想定した内部潮汐や内部孤立波等の発生条件下における数値計算により、観測された流速・成層構造の再現を確認した上で、海底面付近における流速の推算を行うことも効果的であると考えられる。

#### 4.2.3 斜面上における内部重力波の伝播特性に基づく波状ベッドフォームの発達過程

本報告では、地形データ及び海象データが 1 断面分でしか詳細に観測されていないため、1 断面にのみ斜面上における内部重力波の伝播特性を用いた解析を適用した。海底地形データから波状ベッドフォーム及びチャンネル様構造の分布する水深帯はそれぞれ 200 - 300 m 程度及び 170 - 200 m 程度で大きく変化せずに shelf break に偏在していることと、海洋内部の成層構造についても水平変化は大きくないと予想されることから、ある

程度一般性を持つ形成過程の考察であると推測されるものの、本海域全体において適用できる形成過程であるか判断するために、地形・地質並びに海象観測の地点を増やし、他の断面においても解析を適用したい。また、本報告では地形・地質並びに海象データが豊富に存在する ODH 周辺のみ取り扱ったが、チャンネル様構造については本報告と類似した形状のものが shelf break に広く見受けられる。波状ベッドフォームについては未確認であるが、本報告で対象とした海域外の shelf break 付近にも分布している可能性がある。したがって、今後は本報告で対象とした海域外の陸棚斜面域における海底表面の地形・地質構造も具に観察し、本報告で述べた形成過程に関する考察が適用可能であるか確認していきたい。さらに本報告では、これらのベッドフォームが発達した年代や発達に要する時間についても十分な考察に至らなかった。例えば、スペイン南西陸棚域に広がる波状ベッドフォーム（彼らは dune と呼称）を対象として地形・地質データの記載を行った Lobo et al. (2000) によると、波長-水深の比が 2.5 - 20 の範囲にあれば波状ベッドフォームは現代の海洋環境を反映していると言え、そうでなければ過去の海洋環境下において発達した地形であると述べられているが、本報告で見られた波状ベッドフォームにおいて波長-水深の比を算出したところ、その値は比較的ばらついており明瞭な傾向は読み取れなかった。今後は、採取した表層堆積物への年代測定の実施や、発達を模した線形安定論等の解析を取り入れることも視野に入れて、これらベッドフォームの発達に要する時間等についてもさらに探求していきたい。

## 5 結論

本報告では、既存の報告例が極めて少ない、東シナ海陸棚斜面域 ODH 周辺の波状ベッドフォーム及びチャンネル様構造についてその分布や特徴について詳述するとともに、発達過程に関する予察を行った。まず、種々の地形・地質データから波状ベッドフォーム及びチャンネル様構造の記載を

行った。MBES による海底地形データ及び反射・散乱強度データから、波状ベッドフォームはおおよそ 220 - 300 m 程度の水深帯に位置し、平均波長は 200 m 程度、平均比高は数 m 程度であることがわかった。チャンネル様構造はおおよそ 160 - 200 m に位置し、平均比高が約 30 m 程度であることが確認できた。また、観察された波状ベッドフォーム群を計上し、Flemming (1988) を参考に、両対数グラフにプロットしたところ、平均的波状ベッドフォームの分布かそれを下回る分布となった。これは Ma et al. (2016), Miramontes et al. (2019), Miramontes et al. (2020), Santoro et al. (2002) 等の先行研究と同様の傾向を示し、内部重力波によって波状ベッドフォームが形成された可能性があることが示唆された。SBP 及び MCS による音波探査断面には、チャンネル様構造及び波状ベッドフォームの直下あるいは付近に断層等の特異な地質構造は見られず、これらの地形構造が断層や塑弾性変形等によって形成されたものではないことが推察された。採取した堆積物試料に粒度分析を行ったところ、その最頻粒径は 2.5  $\phi$  であった。この粒径と、堆積物採取地点に最近傍である波状ベッドフォームの波長及び比高を両対数グラフにプロットしたところ、概ね Flemming (2000) のスケーリングの範囲にあり、これは、波状ベッドフォームが海洋場の影響を受けて形成されたという、海底地形データ及び音波探査断面から示唆された考察と無矛盾であった。また、堆積物採取時の動画像より、海底面には海底地形データには解像されないほど微細な波状ベッドフォームが広がっており、海底面付近において流れによる堆積物輸送及び微地形形成が起こり得る環境であることがわかった。

一方、他文献でも報告されているとおり、東シナ海陸棚斜面域では卓越する半日周期の潮汐と急峻な陸棚斜面のために内部重力波が発生する。ADCP により取得された流速データから順圧成分と傾圧成分を算出したところ、東西流速の傾圧成分からは鉛直方向に複数の層構造を為し、おおよそ半日の時間を経て位相が反転していることが確認

できたことから内部潮汐の発生が示唆された。また、MBESのWCDから描画した音響画像内には成層構造を示す内部孤立波様の音響異常が複数見られ、それらの水深はXCTDで取得したデータから算出した浮力振動数プロファイルに現れるピークと概ね一致しており、チャンネル様構造や波状ベッドフォームが分布する水深とも概ね一致していた。

さらに、東シナ海陸棚斜面域において発生する内部重力波が、ODH付近のチャンネル様構造及び波状ベッドフォームの発達過程に影響を及ぼしている可能性があると考え、斜面上における内部重力波の伝播特性を用いた解析を行った。海底地形斜面と内部重力波のエネルギー伝播方向の比を算出し、チャンネル様構造及び波状ベッドフォームの分布と比較したところ、チャンネル様構造付近で内部重力波はnear-critical条件、波状ベッドフォーム付近でsupercritical条件となっており、これは先行研究であるMiramontes et al. (2020)、Ma et al. (2016)の解析結果と合致していた。つまり、海洋中に内部重力波が発生するような成層構造のとき、チャンネル様構造付近では入射した内部重力波は海底面に補足されて浸食するようにはたらし、他方、波状ベッドフォーム付近では、内部重力波は沖側下向きに反射されることで海底面には比較的大規模な波状ベッドフォームが発達すると考察した。

## 謝 辞

本報告の観測データは測量船「昭洋」、「拓洋」、「明洋」、「海洋」により取得されたものである。乗組員の皆様には、適切なデータ取得や安全面に配慮した作業実施等、多大なご協力を頂いた。深く感謝の意を表す。

## 文 献

青木 智・齋藤京太・堀之内龍一・荒井晃作・池原 研・板木拓也 (2023) 東シナ海北部陸棚斜面の地質構造とテクトニクス, 日本地球惑星連合 2023 年大会, 日本地球惑星科学連合,

千葉, 2023 年 5 月 23 日.

- Belderson, R. H., M. A. Johnson, and N. H. Kenyon (1982) Bedforms, in *Offshore tidal sands Process and deposits*, edited by Stride, A. H., pp. 27-57.
- Cacchione, D. A., L. F. Pratson, and A. S. Ogston (2002) The shaping of continental slopes by internal tides, *Science*, 296, 724-727.
- Cacchione, D. A. and D. E. Drake (1986) Nepheloid layers and internal waves over continental shelves and slopes, *Geo-Mar. Lett.*, 6, 147-152.
- Craig, P. D. (1987) Solutions for internal tides generation over continental shelf, *J. Mar. Res.*, 45, 83-105.
- Flemming, B. W. (1988) Zur Klassifikation subaquatische, stömungstransversaler Transportkörper, *Boch. geol. u. geotechn. Arb.*, 29, 44-47.
- Flemming, B. W. (2000) The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes, paper presented at Marine Sandwave Dynamics, Université de Lille 1, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, and Société Géologique du Nord, 23-24 March 2000.
- Forel, D., T. Benz, and W. D. Pennington (2010) *Seismic Data Processing with Seismic Unix A 2D Seismic Data Processing Primer*, Course Notes Series No. 12, Society of Exploration Geophysicists, Oklahoma.
- 池原 研・木下泰正 (1988) ベッドフォームの話, *地質ニュース*, 6, [406], 27-35.
- IOC, SCOR, and IAPSO (2010) *The international thermodynamic equation of seawater-2010: Calculation and use of thermodynamic properties*, Intergovernmental Oceanographic Commission, Manual and Guides No. 56, UNESCO.
- 海上保安庁, 海洋速報, <http://www1.kaiho.mlit>.

- go.jp/KANKYO/KAIYO/qboc/index.html.
- 北出裕二郎・松山優治 (1995) 海嶺域での内部潮汐の生成と伝播について (流体の非線形波動現象の数理とその応用), 数理解析研究所講究録, 908, 21-31.
- Li, M. Z., C. R. Sherwood, and P. R. Hill (2012) *Sediments, Morphology and Sedimentary Processes on Continental Shelves*, 432pp., Wiley-Blackwell, New Jersey.
- Li, X., Z. Zhao, Z. Han, and L. Xu (2008) Internal solitary waves in the East China Sea, *Acta Oceanol. Sin.*, 27, [3], 51-59.
- Lozovasky, I., J. Priyantha, L. Jae-Hak, and F. J. Harindra (2015) Internal waves in a summer pycnocline of the East China Sea, *Ocean Dyn.*, 65, 1051-1061.
- Lobo, F. J., F. J. Hernández-Molina, L. Somoza, J. Rodero, A. Maldonado, and A. Barnolas (2000) Patterns of bottom current flow dune asymmetries over the Gulf of Cadiz shelf (Southwest Spain), *Mar. Geol.*, 164, 91-117.
- Ma, X., J. Yan, Y. Hou, F. Lin, and X. Zheng (2016) Footprints of obliquely incident internal solitary waves and internal tides near the shelf break in the northern South China Sea, *J. Geophys. Res.: Oceans*, 121, 8706-8719.
- Miramontes, E., S. J. Jorry, G. Jouet, J. W. Counts, S. Courgeon, P. L. Roy, C. Guerin, and F. J. H. Molina (2019) Deep-water dunes on drowned isolated carbonate terraces (Mozambique Channel, SW Indian Ocean), *Sedimentology*, 66, 1222-1242.
- Miramontes, E., G. Jouet, E. Thereau, M. Bruno, P. Penven, C. Guerin, P. L. Roy, L. Droz, S. J. Jorry, F. J. Hernandez-Molina, A. Thieblemont, R. S. Jacinto, and A. Cattaneo (2020) The impact of internal waves on upper continental slopes: insights from the Mozambican margin (southwest Indian Ocean), *Earth Surf. Process. Landf.*, 45, 1469-1482.
- Morozov, E. G. (2018) *Oceanic Internal Tides: Observations, Analysis and Modeling (A Global View)*, 304pp., Springer, Heidelberg.
- 長澤亮佑・堀之内龍一 (2023) マルチビーム音響測深機のウォーターカラムデータを活用した海洋物理構造の可視化に関する初期検討, 海洋情報部研究報告, 61, 1-18
- Reeder, B. D., B. B. Ma, and Y. J. Yang (2011) Very large subaqueous sand dunes on the upper continental slope in the South China Sea generated by episodic, shoaling deep-water internal solitary waves, *Mar. Geol.*, 279, 12-18.
- Santoro, V. C., E. Amore, L. Cavallaro, G. Cozzo, and E. Foti (2002) Sand waves in the Messina Strait, Italy, *J. Coast. Res.*, 36, 640-653.
- Stolt, H. R. (1978) Migration by Fourier transform, *Geophysics*, 43, 23-48.
- Stow, D. A. V., F. J. Hernandez-Molina, E. Llave, M. Sayago-Gil, V. Diaz del Rio, and A. Branson (2009) Bedform-velocity matrix: The estimation of bottom current velocity from bedform observations, *Geology*, 37, [4], 327-330.
- Sutherland, B. R. (2013) *Internal Gravity Waves*, 394pp., Cambridge University Press, Cambridge.
- 平朝彦 (2011) 地層の解説, 地質学 2, 441pp., 岩波書店, 東京.
- Valle-Levinson, A. and T. Matsuno (2003) Tidal and subtidal flow along a cross-shelf transect on the East China Sea, *J. Oceanogr.*, 59, 573-584.
- Wu, Z. and J. Li (2005) Linear sand ridge on the outer shelf of the East China Sea, *Chin. Sci. Bull.*, 50, [21], 2517-2528.
- Yang, C.-S. and J.-S. Sun (1988) Tidal sand ridge on the East China Sea shelf, in *Tide-influenced sedimentary environments and facies*, edited by Boer, P. L., A. V. Gelder, and S. D. Nio, pp. 23-38, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.

Yilmaz, O. (2010) Seismic data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data, Investigations in Geophysics No. 10, 2027pp., Society of Exploration Geophysicists, Oklahoma.

横川美和・池原 研 (1991) 用語解説 subaqueous dune (水成デューン): 水流で形成された波長 60 cm 以上の統一名称, 地質学研究会報, 34, 62-64.

Yoshikawa, Y., T. Endoh, T. Matsuno, T. Wagawa, E. Tsutsumi, H. Yoshimura, and Y. Morii (2010) Turbulent bottom Ekman boundary layer measured over a continental shelf, Geophys. Res. Lett., 37, L15605.

Zhou, J., Z. Wu, X. Jin, D. Zhao, Z. Cao, and W. Guan (2018) Observations of giant sand wave fields on the Taiwan Banks, northern South China Sea, Mar. Geol., 406, 132-141.

## 要 旨

東シナ海の沖男女海陵群周辺には、例えば青木・他 (2023) で報告されたとおり、リニアメントや断層等の特徴的な微地形・地質構造が存在する。本報告では、既存の研究例が無い、沖男女海陵群周辺に顕著な波状ベッドフォーム及びチャンネル様構造について、海上保安庁海洋情報部の測量船で取得されたマルチビーム音響測深機 (MBES: MultiBeam Echo Sounder) による測深データ及び海底面反射・散乱強度データ、表層探査装置 (SBP: Sub Bottom Profiler) 及び反射法地震探査装置 (MCS: Multi-Channel Seismic reflection system) による音波探査断面データ、堆積物採取により得られた試料からその分布・形状等の特徴を記載した。海底地形データから波状ベッドフォームとチャンネル様構造の水深帯が概ねそれぞれ 220 - 300 m, 160 - 200 m に位置し、波状ベッドフォームの平均波長は 200 m 程度、平均比高は数 m 程度、チャンネル様構造の平均比高が約 30 m 程度であることが確認できた。また、音波探査断面の内部構造から断層や応力場を受けた変形

等の成因で形成されていないことが示され、比高 - 波長, 粒径 - 波長, 粒径 - 比高の分布が先行研究と概ね一致していることから、波状ベッドフォームが内部重力波によって発達した可能性が示唆された。続いて、投下式電気伝導度水温水深計 (XCTD: eXpendable Conductivity Temperature Depth profiler), 多層音波流速計 (ADCP: Acoustic Doppler Current Profiler) 等の海象データからは、東西流速の傾圧成分が鉛直方向に概ね半日で位相が反転する複数層に分離していたことから内部潮汐の発生が示された。また、鉛直プロファイル内で浮力振動数のピーク値を示す水深においてウォーターカラム画像に孤立内部波様の音響異常が見られたことから、東シナ海の陸棚斜面域において内部重力波が卓越している可能性があることが確認できた。さらに、波状ベッドフォーム及びチャンネル様構造が分布する水深帯と、ウォーターカラム画像内に見られた内部孤立波の水深帯はおおよそ一致していた。ここまで観測データから得られた知見を踏まえ、斜面上における内部重力波の伝播特性を用いた理論的予察を行った。その結果、波状ベッドフォーム付近においては内部重力波が supercritical 条件、チャンネル様構造付近においては near-critical の条件となっていたことがわかり、沖男女海陵群周辺の波状ベッドフォーム及びチャンネル様構造の発達過程には、陸棚斜面域で発生する内部重力波が影響を及ぼしていることが示唆された。