高分解能音波探査記録からみた隠岐トラフの堆積作用*

池原 研**・佐藤幹夫**・山本博文**

Sedimentation in the Oki Trough, southern Japan Sea, as revealed by
high resolution seismic records (3.5 kHz echograms)*

Ken IKEHARA**, Mikio SATOH** and Hirofumi YAMAMOTO**

Abstract Sedimentation in the Oki Trough, southern Japan Sea, is interpreted from high resolution (3.5 kHz) seismic records. Eight acoustic facies are recognized, based on their acoustic characteristics in seismic records. Sedimentation is interpreted from (a) the seismic character, distribution and three-dimensional shape of each facies, (b) submarine topography, and (c) sediment cores obtained from the Trough. In the southwestern part of the Trough, the depositional mechanism changes systematically from the marginal terrace to the basin, namely the terrace is covered by hemipelagic muds, then slides, slumps and debris flows occur toward the basin where hemipelagic deposits and possibly turbidites are the major sediments. Therefore, the major factor which controls the sedimentation in the southwestern part of the Trough is believed to be the sediment gravity flows derived from slope failures at the edge of the marginal terrace. In contrast, in the northeastern part of the Trough, it seems that the main process is hemipelagic deposition.

The areas where the failures occur are restricted to localities where the basement is shallow and the sediment-covered slopes are located adjacent to a basement high near the edge of the marginal terrace. The slopes which flank sedimentary basins that have formed just behind the basement high satisfy these conditions. This correlation of failures with the basement high suggests that the slope failures are related to differential tectonic movements between the basement and adjacent sedimentary basins (relative uplift of the basements).

はじめに

大陸斜面から海盆地にかけての地域において、海盆地へ堆積物を供給する作用のひとつとしてマス・ムーブメントがあげられる。マス・ムーブメントは水中岩石崩落、水中地すべり(海底で起これば海底地すべり)、堆積物重力流に分けられる(平, 1979)が、これらがまったく別個に存在するわけではない。例えば、堆積物重力流の発生のきっかけとして海底地すべりなどの海底における堆積層の崩壊現象があることは、広く世界中の海底か

ら認められている(例えば, EMBLEY, 1976, 1980; NARDIN *et al.*, 1979; CHOUGH *et al.*, 1985 など)。堆積物重力流は主要なものとして、乱泥流、水中土石流、粒子流に分類される(平, 1979)が、海域におけるこれらの流れによって形成された堆積物のうち水中土石流堆積物とタービダイトは、高分解能音波探査記録から識別できるとされている(NARDIN *et al.*, 1979; COOK *et al.*, 1982)。一般的な海底の傾斜は、堆積物の安息角を越えておらず、傾斜角が大きすぎることに起因する崩壊は起こりにくい。このため堆積層の崩壊には堆積物中の間隙水圧の上昇が関係しているとされている(例えば, 平, 1979)。間隙水圧を上昇させ、堆積層を崩壊させる原因としては、地震(大草ほか, 1987)、構造運動(SCHIEDEGGER, 1980)、堆積物の供給過大(PRIOR &

1989 年 5 月 31 日受付. 1989 年 11 月 9 日受理.

* 日本地質学会第 95 年学術大会にて一部講演.

** 地質調査所海洋地質部. Marine Geology Department, Geological Survey of Japan, Higashi 1-1-3, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan.

COLEMAN, 1980), 津波(CITA *et al.*, 1980), 暴風(大草ほか, 1987)などがあげられている。また, STANLEY & SILVERBERG(1969)は海水準の低下期に大きな崩壊が起こっていると指摘した。

日本周辺海域においても, 海底・海岸地すべりやそれによって形成された堆積層の報告はいくつかある(大塚, 1980, 1982; TANAKA *et al.*, 1983; 大草, 1984; CHOUGH *et al.*, 1985; OKUSA, 1986; 根元ほか, 1987)。山陰東部沖の日本海に位置する隠岐トラフでも, 3.5 kHz サブボトムプロファイラー(以下 SBP と略)やエアガンなどの音波探査記録から, マス・ムーブメントによる堆積物の存在が指摘されていた(KATSURA & KITAHARA, 1977; NISHIMURA *et al.*, 1979)が, これらの分布の詳細については明らかにされていなかった。

本論では, 地質調査所による白嶺丸の調査航海の結果, 特に 3.5 kHz SBP 記録に基づき, 隠岐トラフ南西部の埋積作用としてマス・ムーブメントが大きな役割を果たしていることについて述べる。まず最初に, 得られた海底表層付近の記録を海底面や反射面, 内部構造の特徴から 8 つの音響的層相に分類し, 各層相ごとの地理的分布を明らかにする。次に, 各層相の音響的反射パターン自体の特徴や分布様式, 断面形態およびその側方への変化, 地形との関係から, これらの堆積層が縁辺台地外縁斜面の崩壊によるマス・ムーブメントにより形成されたものであることを示す。そして, 音波探査記録や得られたコアの特徴から, これらの堆積物の多くが完新世以前のものであることを指摘し, 最後に, これらの斜面崩壊がこの地域の基盤の深度分布やこの海域における第四紀構造運動に密接に関係して起こっていることを示す。

方 法

調査は, 地質調査船白嶺丸(金属鉱業事業団所有, 1821.6 トン)による地質調査所の 4 つの航海(GH 86-2, GH 86-4, GH 87-2, GH 87-4)において以下の項目について行われた。すなわち, 12 kHz 精密音響測深器による測深, 3.5 kHz SBP による海底表層付近の地質構造調査, エアガンによる地質構造調査と, ピストンコアラー(長さ 8 m), グラビティコアラー(長さ 2, 3, 5 m)およびグラブ採泥器による表層堆積物の採取である。測深および音波探査の航走観測は, GH 86-2, GH 86-4 航海では 2 ないし 4 マイル間隔の東西測線とこれに直交する約 2.4 マイル間隔の南北測線, また, GH 87-2, GH 87-4 航海では約 3.1 マイル間隔の北東—南西方向の測線とこれにほぼ直交する約 1.6 ないし 3.2 マイル間隔の北西—南東方向の測線で行った。

得られた柱状試料については, 肉眼観察の後, 軟 X 線写真による堆積構造の観察を行った(池原ほか, 1987b; 片山・池原, 1988)。柱状試料中に挟在するテフラについては町田(1988), また, いくつかの柱状試料中の石灰質ナノ化石群集については田中(1987, 1988)による解析がなされている。

音波探査記録は, 各測線ごとにその記録パターンを解析した。3.5 kHz SBP では, 後述するような記録上の特徴から音響的層相区分を行い, 各層相ごとの分布を調べた。

隠岐トラフ周辺の地形・地質概略

隠岐トラフは日本海の南部, 鳥取から金沢沖に位置する北東—南西にのびた細長い海盆である(Fig. 1)。その長軸方向の長さは約 200 km, 短軸方向の長さは約 50 km である。隠岐トラフには, ほぼ中央に北西—南東方向にのびる最大比高 200 m の明瞭な段差が存在し, これを境として南西部と北東部とに分けられる。北東部は水深約 1700-1750 m でほぼ平坦な地形を示し, 海底面は滑らかである。これに対して南西部は, 水深約 900-1500 m で緩く北東に傾斜しており, 海底面には小さな起伏がみられる。隠岐トラフの南側には, 水深約 200-400 m の平坦面を形成する“縁辺台地”(岩淵, 1968; 岩淵・加藤, 1988)が存在し, トラフとの間は 2-10° の傾斜を持つ斜面で境される。また, 隠岐トラフの北には, 隠岐海嶺がトラフと同一方向にのびている。

田中・小草(1981)によれば, 鳥取沖には, 縁辺台地と隠岐トラフの下に, それぞれ主体となる堆積物の時代のやや異なった 2 つの堆積盆地が存在する。縁辺台地下の堆積盆地(鳥取沖堆積盆地)の堆積物は, 中新統を主体とし, 第四系に至るもので, 最大 5000 m 以上の層厚を有する。隠岐トラフ下の堆積盆地(隠岐舟状堆積盆地)の堆積物は, 同じく最大 5000 m 以上の層厚であるが, 中新統は薄く, 主に鮮新統と第四系よりなっている。このことから, 堆積中心が時代の経過とともに基盤の段階的な傾動運動によって北に向かって移動しており, この運動は中新世前期末から中新世中期にかけてと, 中新世後期末から鮮新世にかけての 2 度にわたって起きたと考えられる(田中・小草, 1981)。この 2 つの堆積盆地は, 山陰沖リッジと呼ばれる基盤の高まりによって境されている。この山陰沖リッジは, 若狭海丘列の南西方延長部に位置するが, 現在海底表面には現れていない。

隠岐トラフ周辺の海底は, 隠岐海嶺上や若狭海丘列上の一部を除いて広く泥質堆積物に覆われている(岩淵,

Fig. 1. Bathymetry of the studied area.

1968; 池原ほか, 1987 a; 片山・池原, 1988). 表層堆積物は一般に、沖合に向かって細粒化する傾向にあり、縁辺台地外縁付近より沖合では粘土が卓越する。柱状採泥の結果によれば、最表層の堆積物と同じ層相を示す堆積物は、鬱陵一隠岐火山灰(U-Oki; 約 9,300 年前)堆積後を通じて認められる。これは大場ほか(1984)による日本海の変遷の最後の 2 つのステージ(対馬暖流の一時的流入と本格的流入の時期)の堆積物にあたる。隠岐トラフにおける後期第四紀における堆積速度は、鬱陵一隠岐火山灰や始良 Tn 火山灰(AT; 約 22,000 年前)の深度から約 10-25 cm/1000 年である(MACHIDA & ARAI, 1983; 町田, 1988)。

音響的研究結果

1. 音響的層相の分類

隠岐トラフ周辺においては、音響的反射パターンは海底面あるいは反射面での反射様式から 4 つ(A~D)

に、また内部反射の様式から 3 つ(I~III)に分けられる。ここではこれらをそれぞれ、以下のように定義する。

1. 海底面における反射パターン

A) 凹凸海底面(rough bottom); 海底面での反射は強く、海底面の起伏の大きいもの。

B) 平滑海底面(smooth bottom); 海底面での反射は強いが、海底面が平滑であるもの。

C) 双曲線(小)(small hyperbolic); 海底面や反射面には小さな凹凸がみられ、小さな双曲線が多数重なり合っているもの。

D) 双曲線(大)(large hyperbolic); 大きな双曲線が普通にみられるもの。隣り合う双曲線どうしは重なり合っている。海底面の形状は双曲線により隠されていて正確には分からないが、起伏に富んでいると推定される。

2. 内部反射のパターン

I) 成層(stratified); 多数の側方へよく連続する層状

Fig. 2. Typical records of each acoustic facies. Asterisk (*) shows the combination of sea floor and internal reflector pattern. See text for description of each pattern.

Table 1. Classification and characteristics of eight acoustic facies.

* See text for description.

FACIES	ACOUSTIC CHARACTERS (combination of sea floor and internal reflector pattern*)	SEDIMENTS	INTERPRETATION	DISTRIBUTION
1 DISTINCT -single & rough	Strong bottom return, no or very poor internal return, rough bottom. (A&III)	Gravelly, rocky	Gravelly or rocky bottom	Oki Ridge N of Dogo
2 DISTINCT -single & smooth	Strong bottom return, no or very poor internal return, smooth bottom. (B&III)	Sandy	Sandy bottom	Oki Ridge Wakasa Sea Knoll Chain
3 STRATIFIED -thick-bedded	Internal reflectors continuous and undeformed, stratified, smooth bottom. (B&I)	Muddy (clayey silt- silty clay) massive	Muddy bottom -hemipelagic	Marginal terrace
4 STRATIFIED -thin-bedded	Internal reflectors continuous and undeformed, finely stratified, smooth bottom. (B&I)	Muddy tephra and/or sand layers interbedded	Muddy bottom -hemipelagic, (turbidite)	Central part of SW Trough most of NE Trough
5 STRATIFIED -blocky	Internal reflectors essentially continuous and undeformed, stratified, basal shear surface reflectors, smooth bottom, stepped topography. (B&I)	Muddy massive	Muddy bottom -slide, (hemipelagic)	Edge of marginal terrace
6 HYPERBOLIC -large	Sea floor reflectors largely hyperbolic or irregular and prolonged, internal reflectors poorly observed. (D&III)	Muddy massive	Muddy bottom -slump	Lower part of slope
7 HYPERBOLIC -small	Sea floor and/or internal reflectors hyperbolic or irregular and prolonged, mounded or lens-shaped, blunt distal termination. (C&I,II)	Muddy occurrence of mud clasts	Muddy bottom -debris flow	SW Trough
8 TRANSPARENT	No or very poor internal reflectors, lens or mounded-shaped or layered. (B&II)	Muddy occurrence of mud clasts massive	Muddy bottom -debris flow, hemipelagic	SW Trough

の反射面により特徴付けられるもの。反射面は海底にはば平行である。反射面の密度が疎なものゝ密なものゝに分けられる。また、内部反射面と斜交する面により切れ、ブロック状を呈しているものも認められる。

Ⅱ) 透明(transparent); 内部反射のみえない音響的に透明なもの。層の下面は認められる。

Ⅲ) 無反射(no internal return); 海底面における反射が強く、内部構造のみえないもの。層の下面は認められない。

隠岐トラフ周辺の音響的層相(acoustic facies)は基本的には、これら 2 つの反射パターンの組合せで表現され、以下の 8 つの層相に区分される(Fig. 2, Table 1)。

層相 1(A & III): 海底面での反射が強く、内部構造はみえないもの。海底面の起伏は著しい。

層相 2(B & III): 海底面での反射が強く、内部構造はみえないが、海底面の起伏はほとんどないか平坦なもの。

層相 3(B & I): よく成層した構造を示し、反射面の間隔が粗いもの。海底面は平滑。

層相 4(B & I): よく成層した構造を示し、反射面の間隔が密なもの。海底面は平滑。

層相 5(B & I): よく成層した構造を示すが、ブロッ

ク状を呈するもの。海底面は平滑であるが、ステップ状の地形を示すことが多い。反射面の間隔は一般に粗い。

層相 6(D & III): 海底面が大きな双曲線状を呈するもの。内部構造はみられないことが多い。

層相 7(C & I, II): 海底面あるいは反射面が小さな双曲線状を呈するもの。双曲線直下の内部構造はみられないことが多いが、より下位の構造がみられることもある。マウンド状、レンズ状あるいは楔型の断面形態を示す。

層相 8(B & II): 内部反射のみられない部分。その上位もしくは下位、あるいはその両方に他の層相(特に層相 4 や 7)がみられることも多い。マウンド状、レンズ状、層状あるいは楔型の断面形態を示す。

2. 音響的層相の地理的分布

区分された 8 つの層相は、Fig. 3 や Table 1 に示したような地理的分布を示す。トラフ内のある場所においては、異なった層相が重なり合っていることもあるが、Fig. 3 では、海底表層付近の最も一般的な層相を示した。

層相 1 は隠岐海嶺の頂部に、層相 2 は隠岐海嶺の頂部と若狭海丘列にみられる。また、層相 3 の反射面の密度の疎なものは、縁辺台地に、層相 4 の密な反射面を持つものはトラフ底に分布している。成層パターン

Fig. 3. Distribution map of acoustic facies.

で、ブロック状を呈するもの(層相 5)は、隠岐トラフ南および西縁の縁辺台地外縁斜面上部に認められる。また、この斜面の中～下部では、大きな双曲線のパターン(層相 6)がみられることがある。層相 7 の小さな双曲線は、隠岐トラフ南西部に広く認められる。層相 8 の透明層は、層相 7 に近接してみられるほか、隠岐トラフ北東部では層相 4 に覆われて分布している(Fig. 4)。

一般的に、隠岐トラフ北東部では密な反射面を持つもの(層相 4)で、これに対して隠岐トラフ南西部では小さな双曲線のパターン(層相 7)や透明層(層相 8)で特徴付けられ、層相を異にしている。南西部の縁辺台地外縁斜面からトラフ底に向かう模式的記録の変化を Fig. 5 に示す。斜面上～中部には、崩落崖やブロック状のパターン(層相 5)が、斜面中～下部には大きな双曲線パターン(層相 6)がみられる。斜面基底部の傾斜変換点を越えて傾斜が緩くなると、小さな双曲線パターン(層相 7)や透明層(層相 8)に変化する。層相 7 と 8 は、レンズ状、

Fig. 4. Seismic record of the buried, lens-shaped, and acoustically transparent horizon (defined as Facies 8).

マウンド状あるいは楔型の断面形態を持ち、一枚一枚は数 m～数十 m と必ずしも厚くないが、何層か重なり合っている(Fig. 6)。また、その分布の斜面下部側の端では急激に厚さを減少し、小崖状の地形を形成している。

Fig. 5. Typical record from the edge of the marginal terrace to the trough in the southwestern part of the Okai Trough. Acoustic facies 4, 5, 6, 7 and 8 are discriminated.

さらに斜面から離れたトラフの北寄りになると、密な成層パターン(層相 4)が分布は狭いながらみられる(Fig. 5). この密な成層パターンの下位に層相 7 や 8 がみられることも多い。

音響的層相からみた堆積作用

1. マス・ムーブメントによる堆積作用

隠岐トラフの音響的層相にみられるトラフ北東部と南西部との違いは、両区域における主な堆積作用の違いを現わしているものと考えられる。大陸斜面から海盆底にかけての地域における高分解能音波探査記録の特徴とそれを形成した堆積作用については、NARDIN *et al.* (1979), COOK *et al.* (1982) や CHOUGH *et al.* (1985) などに示されている。ここでは、これらの研究結果との比較から隠岐トラフにおける堆積作用について考えることにする。

隠岐トラフ南西部にみられる音響的層相は以下のように位置付けられる。縁辺台地外縁斜面上部のブロック状

をした成層パターン(層相 5)(Fig. 7)は、海底地すべり堆積物(スライド)である。個々のブロックは、重力によりすべり面に沿って下方へすべり落ちているが、ブロック内部に変形はほとんど認められない。斜面下部の大きな双曲線のパターン(層相 6)はスランプ堆積物に対比される。また、トラフ南西部の主体をなす小さな双曲線状のパターン(層相 7)や透明層(層相 8)はいずれも水中土石流堆積物に対比される。トラフ南西部のこのような音響的特徴を有する地域より、水中土石流堆積物が採取されていること(片山ほか, 1988)はこの対比の正当性を指示している。小さな双曲線状にみえるか透明層にみえるかは、主に海底面あるいは反射面の起伏の大きさと密度によって決まるものと考えられる。また、縁辺台地外縁斜面からトラフ底への傾斜変換点付近にみられる下位の反射面の小さな凹地を埋める透明層は、その断面形態からは水中土石流堆積物に類似するが、その透明層のひとつから得られたコアには水中土石流堆積物を示すような構造は認められず、半遠洋性堆積物で構成されてい

Fig. 6. Distribution pattern of Facies 6, 7 and 8.

る。このコアでは鬱陵—隠岐火山灰が通常(150-250 cm 前後)より深い位置(393-395 cm)に認められ(町田, 1988), この透明層はトラフ底の小さな凹地を均質な半遠洋性シルト質粘土によって急速に埋積したものであることを推定させる。このことは、少なくとも透明層の一部は半遠洋堆積物である可能性があることを示している。南西部の北側にみられる密な成層パターンはタービダイトあるいは半遠洋性堆積物にあたるが、そのどちらにあたるかは音響的特徴のみからは断定できない。以上の対比結果と縁辺台地外縁斜面の上部に崩落崖を示す地形が存在することは、隠岐トラフ南西部における堆積層が、縁辺台地外縁斜面の崩壊に起因するマス・ムーブメントによる堆積物により特徴付けられることを示している。

音波探査記録から判読される水中土石流堆積物の厚さは数 m—数十 m 程度である。この値は、実際に採取された水中土石流堆積物の厚さ(1 m 程度; 片山ほか, 1988)とは必ずしも一致しない。これには、第一にコア中での水中土石流堆積物の下面の認定の問題がある。コアとして採取できる堆積物は 10 cm 前後の幅しかもたず、また、コアの長さも短いため、コア中で水中土石流堆積物の下面と思われた面が、例えば大きなマッドクラストとマトリックスの境界のようなものではなく、一つのフローユニットの下面であると断定することは一般に

Fig. 7. Stepped topography due to slope failure at the edge of the marginal terrace. Facies 5 and 7 are recognized.

困難である。その他にも、音波探査記録でみられる透明層全体が水中土石流堆積物からなっているかどうか、また、一枚の透明層が一つのフローユニットに相当するかどうかなどの問題もある。透明層でも場所によっては弱い反射面がみられることもあり、水中土石流の上面を示す反射面の特性(起伏の程度や反射強度など)によって、それ以下の反射面の見え方が変わってくる可能性がある。このことは、上面の反射特性によっては、水中土石流によって形成された透明層が、記録上では実際よりも厚く認定される可能性のあることを示している。水中土石流堆積物の厚さを音波探査記録から推定するためには、数点で長いコアを採取して水中土石流の上面と下面を認定し、これと音波探査記録から読み取れる上面と下面の深度を比較することが必要である。

隠岐トラフ南西部におけるエアガンによる音波探査記録には、音響的散乱層の発達が著しく、これは縁辺台地外縁斜面の斜面崩壊に由来する乱堆積層であると考えられている(山本ほか, 1987; 山本・佐藤, 1987)。3.5 kHz SBP の記録にみられるものはこれらの堆積物重力流による堆積物の最も新しいものであると思われる。このように海底面近くのみならず海底下にも厚く斜面崩壊に由来する堆積層が発達しているということは、隠岐ト

Fig. 8. Finely stratified facies (Facies 4) in the northeastern part of the Oki Trough.

ラフ南西部の埋積に斜面崩壊が大きな役割を果たしていることを示している。

一方、隠岐トラフ北東部を特徴付ける密な成層パターン(層相 4)(Fig. 8)は、NARDIN *et al.*(1979)やCHOUGH *et al.*(1985)のタービダイトの、また、JACOBI(1976)やDAMUTH(1980)の半遠洋性堆積物分布域の音響的特徴と一致している。トラフ北縁部にみられる小さな階段状地形をほぼ平行に覆っていることや、タービダイトの場合にその進行方向にしばしば存在する反対側の斜面をはいあがって堆積したような形態を持つ堆積体がないことは、これがタービダイトというよりはむしろ半遠洋性堆積物であることを示していると思われる。このことは、これまでにこの地域で得られたコア中にタービダイトがみられない(HONZA & YUASA, 1979; 片山・池原, 1988)ことから支持される。トラフ南西部との境界をなす地形的段差の周辺を中心として、北東部の南西側にみられる透明層や小さな双曲線のパターンは、トラフ南西部と同じ水中土石流堆積物であると考えられる。また、西部の海底下にみられる透明層(Fig. 4)もその地理的分布からみて、過去の埋積された水中土石流堆積物であることが推定される。

2. 斜面崩壊の時期

海底表層付近にみられる水中土石流堆積物は、音波探査記録上で、厚さ数 m ほどの薄い透明層に覆われているものが多い(Fig. 6)。このことは、水中土石流堆積物の多くは、その上をその後の堆積物で覆われており、斜面崩壊が起こったのは現在ではないことを示している。現在斜面崩壊がほとんど起こっていないことは、野村・池原(1987, 1988)による海底表層堆積物中の底生有孔虫群集の予察的解析結果において、縁辺台地とトラフ底での群集組成が明らかに異なり、両者が混在していないことから明らかである。音波探査記録にみられる最表層の堆積層は、片山ほか(1988)の水中土石流堆積物の

上に重なる堆積物に相当すると考えられる。片山ほか(1988)の結果では、水中土石流堆積物は始良 Tn 火山灰(約 22,000 年前)の下位に位置している。しかし、始良 Tn 火山灰の産状はレンズ状もしくはパッチ状であり、再移動してきたものでないとはいきれない。これに対して、その上位の鬱陵-隠岐火山灰(約 9,300 年前)は厚く挟在しており、その産状から初生的なものと判断される。したがって、水中土石流堆積物の堆積時期はその多くが完新世以前のもものと推測される。

これに対して、トラフ南西部の北側、隠岐海嶺の麓の凹地を西から東に分布する透明層は、上を堆積層で覆われておらず、最終氷期以降の完新世のものである可能性がある。

エアガンによる音波探査記録(山本ほか, 1987; 山本・佐藤, 1987)から、このような斜面崩壊に由来する堆積作用が第四紀後期に限られたものではないことは明らかであるが、その始まりがいつからかについてはいまのところそれを示せるデータはない。

3. マス・ムーブメントの発生原因

隠岐トラフに分布する重力流堆積物の分布はトラフ南西部に多いという特徴を有するが、トラフ南西部だけをみてもその分布に特徴がある。堆積物重力流の発生源と考えられる崩落崖や海底地すべりの分布(Fig. 9)は、隠岐諸島(島後)の北方および東方と香住沖に集中している。これらの分布上の特徴は、この海域における地質構造と堆積層の存在という 2 つの点から説明できる。

これらの場所のうち、島後北方については第四紀の火山岩が露出する地域の前面にあたり(玉木ほか, 1982)、また、島後東方や香住沖は音響基盤が高まりを形成している地域の前面にあたる(玉木ほか, 1982; 山本ほか, 1987; 山本・佐藤, 1987, 1988)。一方、縁辺台地外縁斜面であっても音響基盤がシングルチャンネルエアガン記録ではみられないほど海底深くに存在している場合(例えば鳥取沖)には斜面崩壊はみられない。このことは、音響基盤などの固結層が海底面近くにあることが崩壊を起こすか否かを決定していることを暗示しているようにみえる。

隠岐トラフ周辺では、鮮新世から第四紀にかけて堆積盆をつくる大規模な傾動運動が起こっている(田中・小草, 1981)。この傾動運動により隠岐トラフ周辺は全体として沈降域になる。山本ほか(1987)により示された縁辺台地のエアガン記録によれば、縁辺台地外縁部に向かって最上部の堆積層の層厚が厚くなり、沖合に向かって沈降量が増大していることを示している。山本ほか(1987)や山本・佐藤(1987)のエアガン音波探査記録に

Fig. 9. Distribution of slope failures and Facies 7 and 8. Solid triangles show the positions of slope failures and the apex of each triangle shows the down-thrown side. Large dots show areas underlain by Facies 7 and 8, and small dots show areas where Facies 7 and 8 are present beneath Facies 4.

よる地質構造解析の予察的結果によれば、音響基盤の高まりである山陰沖リッジは相対的に隆起しているという。このことから、基盤岩(音響基盤)の沈降量が周囲に対して少ないため、沈降運動の沈み残りとして基盤が相対的に隆起し、音響基盤の前面にある斜面が崩壊することが考えられる。

隠岐トラフ周辺と同様な第四紀における沈降運動の存在は、隠岐海脚を隔てて隣り合う対馬海盆においても知られている(登崎ほか, 1978; CHOUGH & BARG, 1987)。対馬海盆の南側大陸斜面には、音波探査記録からマス・ムーブメントによる堆積層の存在が推定され(CHOUGH *et al.*, 1985)、大陸斜面に近い海盆底からは水中土石流堆積物やスランプ構造をもった堆積物が採取されている(TANAKA *et al.*, 1983)。また、隠岐トラフと隠岐海嶺を挟んで平行する大和海盆の南西部でもスランプ構造をもった堆積物が採取されており(TANAKA *et al.*, 1983)、日本海南部に位置する海盆(対馬海盆、大和海盆南西部、隠岐トラフ南西部)の埋積にマス・ムーブメントが大きな役割を果たしていることが推定される。

一方、上述のような基盤岩(音響基盤)の高まりは、隠岐トラフ北東部の南側に連なる若狭海丘列や隠岐海嶺に

も認められる。それにもかかわらず、トラフ北東部や隠岐海嶺南側斜面における重力流堆積物の分布は小さい。これは、堆積物の斜面域での堆積量(堆積層の発達程度)の差によると推定される。すなわち、トラフ南西部のように縁辺台地の堆積盆が縁辺台地外縁斜面付近まで発達していて、前述のような基盤岩の相対的隆起運動により外縁の堆積層が崩壊するような場所では重力流堆積物は発達する。これに対して、若狭海丘列や隠岐海嶺上ではその縁辺部に顕著な堆積層はのっておらず(山本・佐藤, 1988)、同様の構造運動が存在しても崩壊する堆積層がないため、その下のトラフには大規模な重力流堆積物は発達し得ない。若狭海丘列の南にある隠岐トラフと平行した小さな海盆の陸側斜面には斜面崩壊を示す地形や構造(Fig. 9)が、また、海盆内には重力流堆積物を示す音響的層相が認められる(Fig. 3)。この海盆の陸側の縁辺台地下には厚い堆積層が発達しており、その成因は隠岐トラフ南西部のものと同様に考えられる。

まとめ

3.5 kHz SBP によって得られた音波探査記録を基に、隠岐トラフの堆積層について述べてきた。その結果、以

下のことが明らかになった。

1) 隠岐トラフ周辺の音波探査記録は、音響的反射パターンの特徴から 8 つの音響的層相に区分される。これらの音響的層相は Fig. 3 のような地理的分布を示す。

2) これらの層相はそれぞれ、音響的反射パターン自体の特徴やその分布様式、断面形態およびその側方へのつながり方などから、以下のように対比される。すなわち、海底面での反射が強いもので海底面が起伏に富む層相(層相 1)は露岩や(砂)礫質堆積物に、海底面での反射は強いが平滑なもの(層相 2)は砂質堆積物に、粗く成層する層相(層相 3)は半遠洋性堆積物に、密に成層する層相(層相 4)は半遠洋性堆積物またはタービダイトに、ブロック状を呈する成層パターンの層相(層相 5)は海底地すべり層に、大きな双曲線の層相(層相 6)はスランプ層に、小さな双曲線状の層相(層相 7)や透明層(層相 8)は水中土石流堆積物に対比される。これらの層相は、トラフ南西部においては縁辺台地外縁斜面からトラフ底に向かって以下のように変化する(Figs. 3, 4, 5)。

(崩落崖)・海底地すべり層(層相 5)→

スランプ層(層相 6)→

水中土石流堆積物(層相 7, 8)→

タービダイトまたは半遠洋性堆積物(層相 4)

このことから堆積作用としては、トラフ南西部では縁辺台地外縁斜面の崩壊による堆積物重力流からの堆積物が大きく寄与していると考えられる。これに対して隠岐トラフ北東部では層相 4 が広く分布し、ここより採取された堆積物の特徴などから半遠洋性の堆積物が卓越すると考えられる。

3) トラフ南西部に顕著にみられる水中土石流堆積物の多くは、音波探査記録やトラフより採取されたコアから、鬱陵—隠岐火山灰(U-Ok; 約 9,300 年前)堆積前に堆積したものと考えられる。

4) 縁辺台地外縁斜面の崩壊は、先第四系や第四紀火山岩類のような基盤岩(音響基盤)の深度が浅く、また、斜面付近まで堆積層が厚く発達しているところの前面斜面に集中している。これは、これらの基盤岩の沈降量が周囲より少ないため、相対的に隆起し、基盤の深度の浅いところでは、基盤岩の上ののった堆積層の前面の斜面が不安定になって崩壊が起こるためと考えられる。

5) このような斜面崩壊に由来する堆積物は隠岐トラフのほか、対馬海盆南部や大和海盆南西部にも認められ、マス・ムーブメントは日本海南部の海盆の普遍的な埋積作用であると考えられる。

謝辞 本研究を行うにあたり、白嶺丸の奥村英明船長

をはじめとする乗組員の皆様には調査段階で多大なる御協力をいただいた。地質調査所の有田正史博士、筑波大学の増田富士雄博士には粗稿を読んでいただき、貴重な助言を賜わった。また、カナダ Memorial University of Newfoundland の R. N. HISCOTT 博士には英文の修正をしていただいた。解析に用いた堆積物の採取、記載および各種の分析については、地質調査所の奥田義久博士、片山 肇氏、東京都立大学の町田 洋教授、東北大学の田中裕一郎博士の御協力をいただいた。また、地質調査所海洋地質部の多くの方々には日頃から有益な討論をいただいている。これらの方々に厚くお礼申し上げる。この研究は、地質調査所による工業技術院特別研究「西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究」の一環として行われたものである。

文 献

- CHOUGH, S. K. and BARG, E., 1987: Tectonic history of Ulleung basin margin, East Sea (Sea of Japan). *Geology*, **15**, 45-48.
- , JEONG, K. S. and HONZA, E., 1985: Zoned facies of mass-flow deposits in the Ulleung (Tsushima) Basin, East Sea (Sea of Japan). *Mar. Geol.*, **65**, 113-125.
- CITA, M. B., MACCAGNI, A. and PIROVANO, G., 1980: Tsunami as triggering mechanism of Homogenites recorded in areas of the Eastern Mediterranean characterized by the "Cobblestone Topography". In S. SAXOV and J. K. NIEUWENHUIS, eds.: *Marine slides and other mass movements*, 353 p., Plenum Press, 233-260.
- COOK, H. E., FIELD, M. E. and GARDNER, J. V., 1982: Characteristics of sediments on modern and ancient continental slopes. In P. A. SCHOLLE and D. SPEARING, eds.: *Sandstone depositional environments. Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **31**, 329-364.
- DAMUTH, J. E., 1980: Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Mar. Geol.*, **38**, 51-75.
- EMBLEY, R. W., 1976: New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep-sea. *Geology*, **3**, 371-374.
- , 1980: The role of mass transportation in the distribution and character of deep ocean sediments with special reference to the Atlantic. *Mar. Geol.*, **38**, 23-50.
- HONZA, E. and YUASA, M., 1979: Cored material. In E. HONZA, ed.: *Geological investigation of the Japan Sea. Cruise Rep., Geol. Surv. Japan*, no. 13, 61-63.
- 池原 研・片山 肇・有田正史, 1987a: 山陰沖の表層堆積物。有田正史・奥田義久・盛谷智之(編), 「西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究」昭和 61 年度研究概要報告書—日御碕沖・鳥取沖海域—, 233 p., 地質調査所, 121-152.
- ・奥田義久・片山 肇, 1987b: 山陰沖より得られた柱状試料の特徴。有田正史・奥田義久・盛谷智之(編), 「西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究」昭和 61 年度研究概要報告書—日御碕沖・鳥取沖海域—, 233 p., 地質調査所, 91-120.

- 岩淵義郎, 1968: 日本海南東部の海底地質. 東北大地質古生物研報, no. 66, 1-76.
- ・加藤 茂, 1988: 第四紀地図の作成過程からみた大陸棚. 第四紀研究, **26**, 217-225.
- JACOBI, R. D., 1976: Sediment slides on the northwestern continental margin of Africa. *Mar. Geol.*, **22**, 157-173.
- 片山 肇・池原 研, 1988: 山陰—北陸沖の表層堆積物. 有田正史・盛谷智之(編), 「西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究」昭和 62 年度研究概要報告書—経ヶ岬沖・ゲンタツ瀬海域—, 208 p., 地質調査所, 69-105.
- ・———・山本博文・佐藤幹夫, 1988: 隠岐トラフより得られたデブリーフロー堆積物. 地質雑, **94**, 633-636.
- KATSURA, T. and KITAHARA, S., 1977: Geological structure of the marginal plateau off Tottori, Southern-west of Honshu, Japan. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, **33**, 259-266.
- 町田 洋, 1988: 鳥取沖, 若狭湾沖の海底コアに介在するテフラ(予報). 有田正史・盛谷智之(編), 「西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究」昭和 62 年度研究概要報告書—経ヶ岬沖・ゲンタツ瀬海域—, 208 p., 地質調査所, 147-153.
- MACHIDA, H. and ARAI, F., 1983: Extensive ash falls in and around the Sea of Japan from large late Quaternary eruptions. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 151-164.
- NARDIN, T. R., HEIN, F. J., GORSLINE, D. S. and EDWARD, B. D., 1979: A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In L. J. DOYLE and O. H. PILKEY, eds.: *Geology of Continental Slopes. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, **27**, 61-73.
- 根元謙次・花田正明・堀内誠示, 1987: 駿河湾石花海斜面上の海底地すべりにについて. 日本地質学会第 94 年学術大会演旨, 322.
- NISHIMURA, K., TAMAKI, K. and MURAKAMI, F., 1979: 3.5 kHz echo sounder profiling survey. In E. HONZA, ed.: *Geological investigation of the Japan Sea. Cruise Rep., Geol. Surv. Japan*, no. 13, 20-26.
- 野村律夫・池原 研, 1987: 山陰沖の底生有孔虫群集. 有田正史・奥田義久・盛谷智之(編), 「西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究」昭和 61 年度研究概要報告書—日御碕沖・鳥取沖海域—, 233 p., 地質調査所, 165-176.
- ・———, 1988: 若狭湾・北陸沖の底生有孔虫群集. 有田正史・盛谷智之(編), 「西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究」昭和 62 年度研究概要報告書—経ヶ岬沖・ゲンタツ瀬海域—, 208 p., 地質調査所, 154-166.
- 大場忠道・大村明雄・加藤道雄・北里 洋・小泉 格・酒井豊三郎・高山俊昭・溝田智俊, 1984: 最終氷期の日本海—古環境変遷史—KH-79-3, C-3 コアの解析を中心に. 月刊地球, **6**, 571-575.
- 大草重康, 1984: 海底地盤の土質力学. 土木学会論文集, **346/III-1**, 13-21.
- OKUSA, S., 1986: Marine Geotechnology. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **92**, 879-903.
- 大草重康・根元謙次・清田恵三・徳山益威・土井博司, 1987: 海底地すべりにについて. 第 22 回土質工学研究発表会昭和 62 年度発表講演集, 1453-1456.
- 大塚 謙一, 1980: 駿河湾における研究船淡青丸の KT-77-7 および KT-78-19 次航海で採取されたピストンコア試料について. 静岡大学地球科学研報, no. 5, 23-30.
- , 1982: 駿河湾石花海北堆西斜面の海底地すべり. 静岡大学地球科学研報, no. 7, 87-95.
- PRIOR, D. B. and COLEMAN, J. M., 1980: Active slides and flows in underconsolidated marine sediments on slopes of the Mississippi delta. In S. SAXOV and J. K. NIUWENHUIS, eds.: *Marine slides and other mass movements.*, 353 p., Plenum Press, 21-49.
- SCHEIDEGGER, A. E., 1980: On the tectonic setting of submarine slides. In S. SAXOV and J. K. NIUWENHUIS, eds.: *Marine slides and other mass movements.*, 353 p., Plenum Press, 11-20.
- STANLEY, D. and SILVERBERG, N., 1969: Recent slumping on the continental slope off Sable Island Bank, southeast Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **6**, 123-133.
- 平 朝彦, 1979: 碎屑物の移動とその機構. 勘米良亀齡・水谷伸治郎・鎮西清高(編), 岩波講座地球科学, 5, 地球表層の物質と環境, 318 p., 岩波書店, 23-35.
- 玉木賢策・湯浅真人・村上文敏, 1982: 隠岐海峡海底地質図. 海洋地質図, no. 20, 地質調査所.
- 田中 隆・小島欽治, 1981: 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質雑, **87**, 725-736.
- TANAKA, T., MIYATA, Y., OHYAMA, N. and OGAWA, Y., 1983: Preliminary study of the sediment cores from the Sea of Japan. In K. KOBAYASHI, ed.: *Preliminary Report of the Hakuho Maru Cruise KH 82-4*. Ocean Res. Inst., Univ. of Tokyo, 95-130.
- 田中裕一郎, 1987: 隠岐周辺海域の石灰質ナンノ化石群集. 有田正史・奥田義久・盛谷智之(編), 「西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究」昭和 61 年度研究概要報告書—日御碕沖・鳥取沖海域—, 233 p., 地質調査所, 177-185.
- , 1988: 若狭湾沖の石灰質ナンノ化石群集. 有田正史・盛谷智之(編), 「西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究」昭和 62 年度研究概要報告書—経ヶ岬沖・ゲンタツ瀬海域—, 208 p., 地質調査所, 170-175.
- 登崎隆志・加藤 茂・北原祥二, 1978: 山陰沖の海底地質. 水路部研究報告, **13**, 1-36.
- 山本博文・佐藤幹夫, 1987: 鳥取沖日本海の地質構造. 日本地質学会第 94 年学術大会演旨, 305.
- ・———, 1988: 経ヶ岬沖海底地質構造の概要. 有田正史・盛谷智之(編), 「西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究」昭和 62 年度研究概要報告書—経ヶ岬沖・ゲンタツ瀬海域—, 208 p., 地質調査所, 27-38.
- ・棚橋 学・池田国昭, 1987: 鳥取沖海底地質構造の概要. 有田正史・奥田義久・盛谷智之(編), 「西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究」昭和 61 年度研究概要報告書—日御碕沖・鳥取沖海域—, 233 p., 地質調査所, 41-47.

(要 旨)

池原 研・佐藤幹夫・山本博文, 1990 : 高分解能音波探査記録からみた隠岐トラフの堆積作用. 地質雑, 96, 37-49. (IKEHARA, K., SATOH, M. and YAMAMOTO, H., 1990 : Sedimentation in the Oki Trough, southern Japan Sea, as revealed by high resolution seismic records (3.5 kHz echograms). *Jour. Geol. Soc. Japan*, 96, 37-49.)

高分解能音波探査記録から日本海南部, 隠岐トラフの堆積作用について議論した. 記録はその音響的特徴から 8 つの層相に区分される. 各層相の音響的特徴や分布様式, 三次元的形態, 地形との関係, 採取されたコアの特徴から, 隠岐トラフ南西部は, 縁辺台地外縁斜面の斜面崩壊に関係した堆積物により埋積され, 一方, 隠岐トラフ北東部は, 半遠洋性堆積物により埋積されていることが明らかとなった. 隠岐トラフ南西部にみられる斜面崩壊は, 基盤岩(音響基盤)の深度が浅い地域に起こっており, 基盤岩と周囲の堆積層における沈降量の違いによって崩壊が起こるという過程を推定させる.