

福井沖大陸斜面の海底地すべり*

山本博文**

YAMAMOTO, Hirofumi(1991) A submarine sediment slide on the continental slope off Fukui Prefecture, Southern Japan Sea. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 42 (5), p. 221-232, 8 fig.

Abstract : A submarine sediment slide and associated debris flow deposits are studied by high resolution(3.5kHz) seismic records on the northern slope off Gentatsu-se(Bank), Southern Japan Sea. The slope failure occurred at the depth of 460m, and formed a tongue shape mound of 30m high at the base of the slope. The volume of collapsed sediment is 1.4km³, and the length from the scar to the end of the mound is 28km. Five acoustic facies are recognized, and interpreted as slide scar, slump deposits and debris flow deposits on the basis of acoustic character, and sea-bottom topography. The distribution of these acoustic facies and topography indicate that the slope failure occurred two times, and formed two lobes of slump and debris flow deposits. The time of this slope failure is supposed to be lower sea-level period at the last glacial time. The slope failure was presumably caused by steeping of the slope by folding, and increase of sedimentation rate on this steeping slope.

要 旨

高分解能音波探査記録により, 福井沖日本海の大陸斜面域にみられる海底地すべりの解析を行った。海底地すべりは水深460mの縁辺台地外縁付近から崩壊し, 水深1,060mまで達する舌状のマウンドを形成している。音響的層相分布からすると, この海底地すべりは2度の斜面崩壊により形成された。また崩壊時期は最終氷期の海底面低下時であり, 崩壊の原因としては背斜による斜面傾斜角の増大と堆積物の斜面域への供給増加が考えられる。

1. はじめに

大陸斜面から海盆底にかけての堆積物の運搬, 移動過程の主なものとしてマス・ムーブメントがあげられる。海底におけるマス・ムーブメントはその移動様式から水中岩石崩壊, 水中(海底)地すべり, 堆積物重力流に分けられ, 堆積物重力流の主なものとしては乱泥流, 水中土石流, 粒子流があげられる(平, 1979)。このうち, 海底地すべりは斜面域における堆積層の崩壊により発生し, しばしば乱泥流, 水中土石流を伴っている(Embley, 1976; Chough *et al.*, 1985など)。海底地すべりおよびそれに伴う堆積物の多くは高分解能音波探査記録の解析によりその認定が可能であるとされており(Nardin, Hein *et al.*, 1979; Cook *et al.*, 1982; Chough *et al.*,

1985など), 高分解能音波探査記録と堆積物との比較もなされている(Embley, 1976; Nardin, Edwards and Gorsline, 1979; Jacobi and Mrozowski, 1979など)。また, 斜面崩壊の原因としては, 地震, 堆積物の供給過大, 構造運動・侵食作用による傾斜角の増大などが挙げられている(Nardin, Hein *et al.*, 1979; Scheidgger, 1980; Prior and Coleman, 1980など)。

日本近海における海底地すべりおよびそれに伴う堆積物の報告としてはKatsura and Kitamura(1977), 大塚(1982), Tanaka *et al.* (1983), Chough *et al.* (1985), 片山ほか(1988), 池原ほか(1990)などがある。しかし個々の海底地すべりについての形態, 規模, 崩壊の時期, 原因などの総合的研究はまだなされていない。また, 泥質堆積物堆積域における海底地すべりの詳細な音響的層相変化は世界的にもほとんど報告されていない。本研究では, 調査航海で得られた3.5kHzサブボトムプロファイラ(以下SBPと略す)記録に基づき, 福井県沖, ゲンタツ瀬北方の大陸斜面に認められる海底地すべりについて詳細な検討を行った。まず, 3.5kHzSBP記録から音響的層相区分をし, 海底地すべりの規模, 形態を把握し, 崩壊過程を検討した。また周囲の堆積層の層厚分布, 3.5kHzSBP記録で認められる反射面と海底地すべり堆積物との関係, エアガン音波探査記録による地質構造の解析から海底地すべり発生時期・原因について考察した。

Keywords : Japan Sea, submarine sediment slide, slope failure, debris flow deposit, slump deposit, acoustic facies

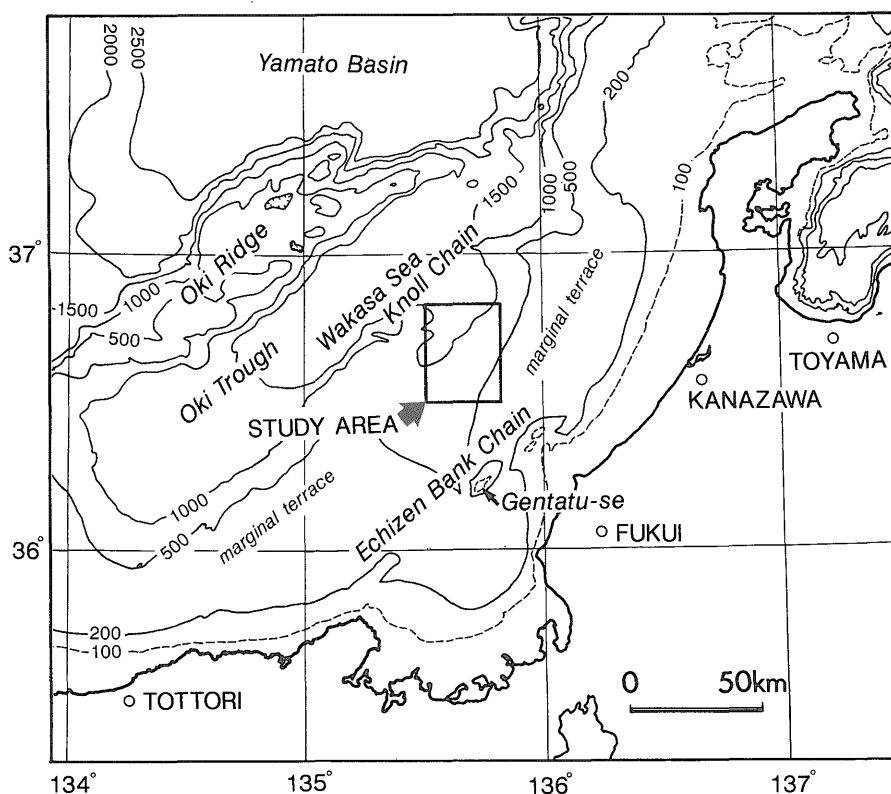
*日本地質学会第95年学術大会(沖繩)にて一部講演。
** 海洋地質部

謝辞 本研究を進めるにあたり、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に於いて多大なるご協力を頂いた。また、地質調査所海洋地質部の多くの方には本研究に関し多くの有益な意見を頂いた。これらの方々に厚くお礼申し上げる。また本研究は、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。

2. 調査方法

本研究は、地質調査船白嶺丸(金属鉱業事業団所属、1821.6t)によるGH87-2, 4航海で得られた、主に音波探査(12kHz精密測深器による測深, 3.5kHzSBPによる

表層堆積層探査, エアガンを用いた地質構造探査)記録を基に行った。音波探査は、本海域では、約3.1マイル間隔の北東-南西測線、およびこれと直交する約2.4マイル間隔の北西-南東測線に沿って行った(第2図)。3.5kHzSBP記録上では、泥質堆積物に覆われたところでは、厚さ数mオーダーの堆積層が最大で海底下150m程度まで識別可能である。地質構造探査に用いたエアガンはVolt社製1900C(120in³+Wave Shape Kit)であり、2本同時にショットした。垂直方向の分解能は20-30m程である。調査時の船速は10kts, ショット間隔はエアガンが6秒(約30m), 3.5kHzSBPが2秒(約10m)である。また解析には測線以外の採泥移動中の測深記録、3.5kHzSBP記録も補助的に用いた(第2図)。



第1図 研究海域およびその周辺海域の海底地形
Fig. 1 Bathymetric map showing the study area.

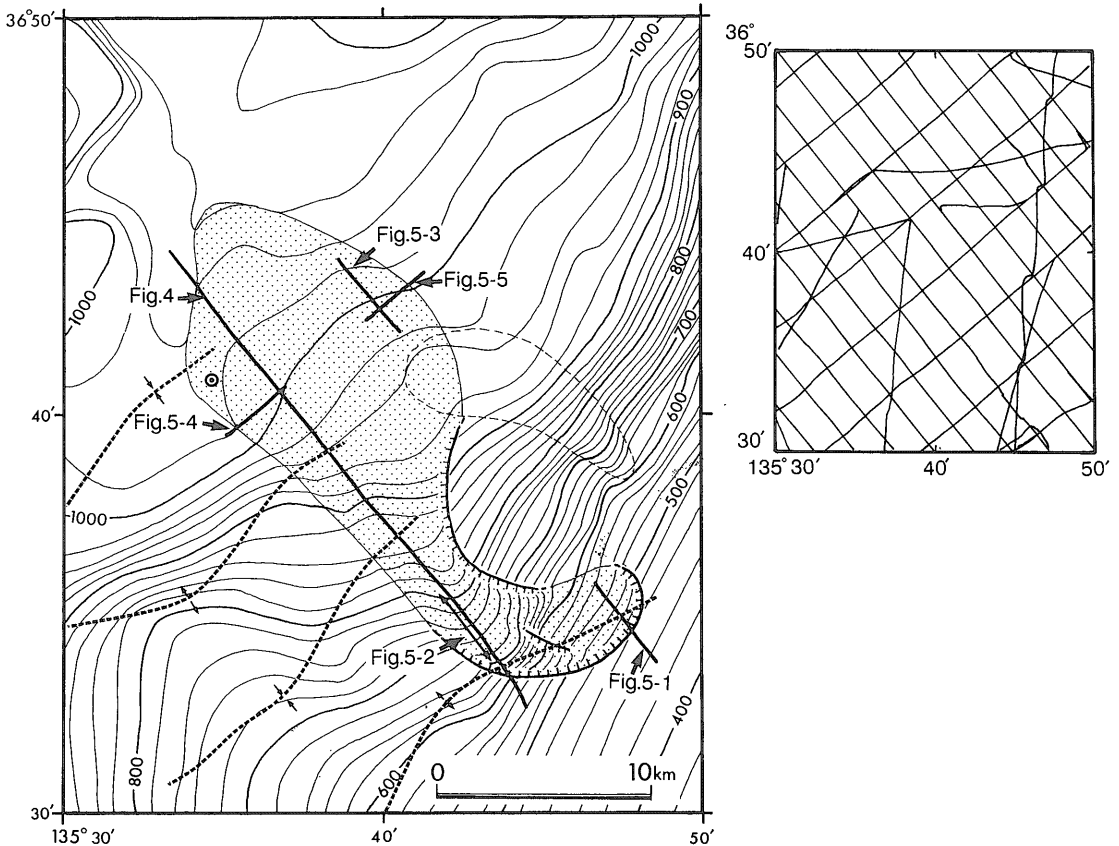
3. 地形・地質概略

鳥取沖から金沢沖にかけての山陰北陸沖日本海は数列の北東-南西方向に伸びる高まりと縁辺台地(marginal terrace: 岩淵・加藤, 1988)を地形的特徴としている(第1図)。地形的高まりは北西側より隠岐海嶺, 若狭海丘列, 越前堆列とよばれており, 隠岐海嶺と若狭海丘列に挟まれて隠岐トラフが北東-南西方向に伸びている。隠岐トラフの南西側, 南東側大陸斜面にはしばしば馬蹄形をした崩落崖が認められる(山本ほか, 1989)。縁辺台地は鳥取沖から丹後半島沖, ならびに石川県西方に発達している。水深は200-500m程で, 北ないし北西にごく緩く傾斜する平坦な地形であり, 海底谷等は認められな

い。大陸棚は本海域では狭く, 鳥取から丹後半島にかけては幅約10-20km, 若狭湾沖で約20km, 金沢沖で約25km, また越前岬沖では5km以下である。縁辺台地とは比高数10mの段差により隔てられている。

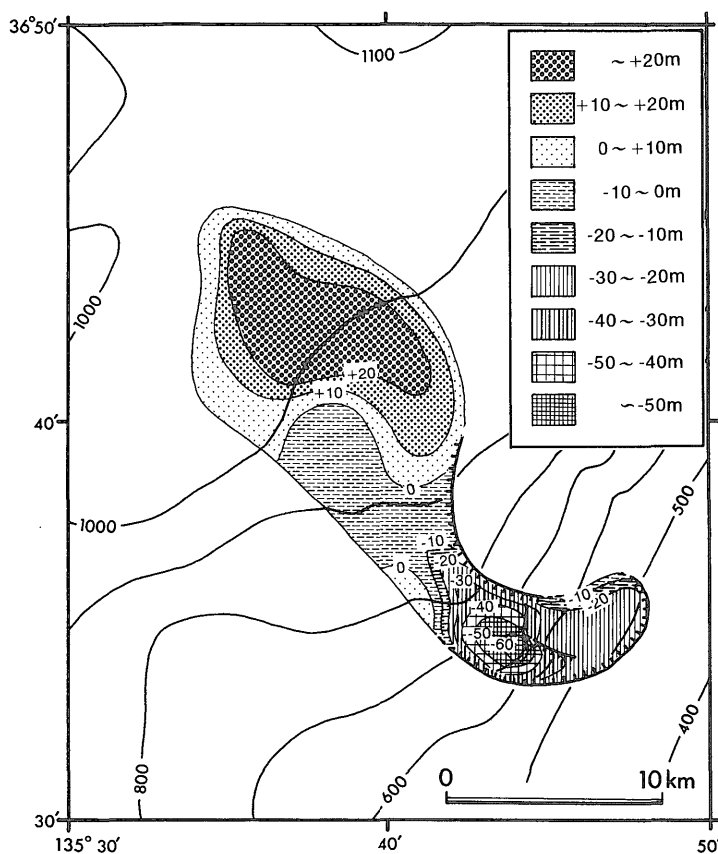
この海域では, 隠岐海嶺, 若狭海丘列, 越前堆列部に火山岩類および中新世-鮮新世堆積岩が露出する以外, 広く第四紀堆積層に覆われている(玉木ほか, 1981; 山本ほか, 1989)。田中・小草(1981)によれば縁辺台地域には中新統を主体とする堆積盆が, また縁辺台地から隠岐トラフにかけては鮮新統-第四系を主体とする幾つかの堆積盆が分布し, 最大で5,000m以上の層厚を有する。

シングルチャンネル音波探査記録では, 隠岐トラフ南西



第2図 研究海域の海底地形, 地質構造, および音波探査測線 太線は3.5kHzSBP記録の位置, ◎はコア試料採取位置(St. 6219 P. 540: 片山・池原, 1988), またハッチをかけた地域はゲンタツ瀬北方海底地すべりを示す。

Fig. 2 Map showing the bathymetric contours, geological structures and survey lines of the study area. Solid lines indicate the location of seismic profiles of Fig. 4-5. "◎" mark indicate the sampling site of the core (St.6219 P.540: Katayama and Ikehara, 1988). The pointed area indicate the submarine sediment slide area of the northern Gentatsu-se.

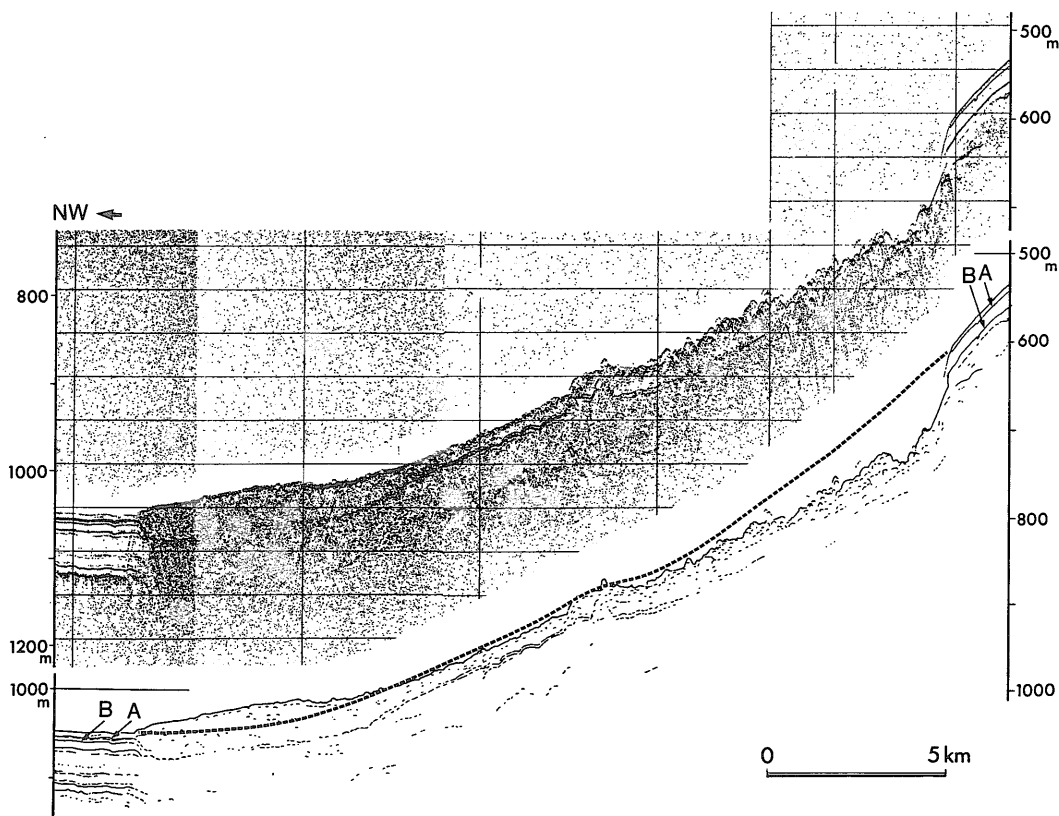


第3図 海底地形および3.5kHzSBP記録から推定されるゲンタツ瀬沖海底地すべりによる海底地形変化
 Fig. 3 Bathymetric change occurred by the submarine sediment slide of the northern Gentatsu-se, supposed by the morphology and by tracing of seismic reflections on 3.5kHz SBP.

部(山本ほか, 1989), および若狭海丘列南東側の上部鮮新統および第四系には斜面崩壊によってもたらされた乱堆積層と推定される音響的散乱層が幾層も認められる。また3.5kHzSBP記録でも同海域で表層部に多くの海底地すべり堆積物, 水中土石流堆積物が広く認められる(池原ほか, 1990)。けれども個々の海底地すべりについては, お互に重なり合い, また後の厚い堆積層に覆われているため, その形態, 層相変化, 規模等の詳細な研究はなされていない。今回報告するゲンタツ瀬北方に見られる海底地すべり(以降「ゲンタツ瀬北方海底地すべり」と呼ぶ)は他の海底地すべり堆積物とほとんど重なり合っておらず, またそれを覆う堆積層も薄いことから詳細な検討を行った。

4. ゲンタツ瀬北方海底地すべりの形状

調査海域は, ゲンタツ瀬北方約50kmの縁辺台地から隠岐トラフへの大陸斜面域にあたり, 水深は400-1,200mである。本海域では, 表層堆積物は粘土が卓越する(片山・池原, 1988)。また3.5kHzSBP記録では海底下約100mまで海底面にほぼ平行な反射面が認められ, 堆積層は主に泥質堆積物からなると考えられる。第2図に本海域の詳細な海底地形を示す。南東端部は石川県西方の縁辺台地に続く平坦面である。この平坦面上には, 海底谷等の微地形は見られず, 緩く(0.5-0.8度)北西に傾斜する。縁辺台地外縁深度はこの海域では約450mである。海底地すべりの発生した大陸斜面上部では傾斜角約3度, 下部に向かいしだいに緩くなり, 水深900m以深では再び1度以下となる。なお, 本海域北西部に見られ



第4図 ゲンタツ瀬北方海底地すべりを北西-南東方向に切る3.5kHzSBP記録
破線は海底地すべりが起こらなかった場合に推定される海底面。

Fig. 4 Seismic profile of 3.5kHzSBP, crossing the submarine sediment slide of northern Gentatsu-se. Dash line indicate the supposed sea bottom if this sediment slide didn't occur.

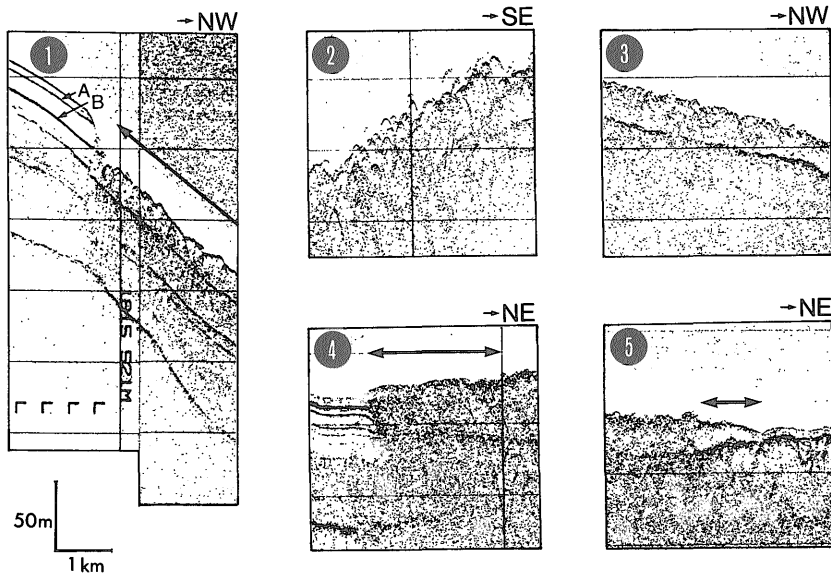
る高まりは若狭海丘列の一部である。

この大陸斜面上部、水深460m付近より発生したゲンタツ瀬北方海底地すべりは、幅約8kmにわたって崩壊し、水深1,060mまで達する舌状のマウンドを形成している(第2図)。崩落崖からマウンド先端部までの長さは約28km、総面積は約200km²である。この規模は大陸縁辺域で報告されている海底地すべり(Woodcock, 1979)の中では最も小さい部類に入る。

第3図にはゲンタツ瀬北方海底地すべりに伴う地形変化を示す。地形変化量は、地すべり周囲の等深線を伸すことにより推定される海底地形、および3.5kHzSBP記録上で地すべり堆積物下の反射面を追跡し、地すべりが起こらなかった場合に推定される堆積層の厚さを反射面上に加え、これにより求められる海底地形と現海底地形との差から求めている。また第4図には本海底地すべりを縦断する3.5kHzSBP記録および推定された海底面を

示す。第3図に示すように、斜面崩壊は水深460m付近から発生し、これにより形成された凹地は1,000m付近まで及ぶ。この凹地は歪んだ馬蹄形を示し、上部(460-700m)、中部(700-950m)、下部(950m以深)に分けられる。上部では南西側が深く、最大で深さ60m程でU字状に窪んでいるのに対し、北東側は、窪みは浅く(深さ約20m)、周囲は切り立っているが内部は比較的平な形状を示す。中部では、水深800m付近で窪みの幅が約3kmと最も狭くなり、深さ30m程でU字状を示す。窪みの中心は主に東側であり、西側は起伏のある高まりとなっている。下部では、U字状の凹みはなく、南西側を中心にごく緩やかな窪みとなっている。なおこの図から求められる凹地の体積、すなわち崩壊した堆積層の体積は約1.4km³である。

馬蹄形をした窪みの北西側に広がるマウンドは、長さ約18km、幅約10km、比高は30m程であり、水深900-



第5図 各音響的層相の代表的な3.5kHzSBP記録
1: 層相I, 2: 層相II, 3: 層相III, 4: 層相IV, 5: 層相V

Fig. 5 Typical records of each acoustic facies.
1: Facies 1, 2: Facies 2, 3: Facies 3, 4: Facies 4, 5: Facies 5

1000m付近では北西側が、それ以深では中央部が高くなっている。周囲との境界部は、西側では小急崖をなし、周囲とは明瞭に境されるのに対し、北から東側にかけての境界部では比較的なだらかである。

この海域ではゲンタツ瀬北方海底地すべり以外にも北西側に多数の斜面崩壊が認めらる。このうち、第2図で示した水深600m付近から崩壊した小規模な斜面崩壊による堆積物がゲンタツ瀬北方海底地すべり上に重なっているが、今回の報告ではこの小規模な海底地すべりについては述べていない。

5. 音響的層相の分類

ゲンタツ瀬北方海底地すべりの解析を行うにあたり、まず3.5kHzSBP記録の音響的層相を、海底面の形状、反射強度、および内部反射パターンにより以下の5つに分類した。

- 層相I 海底面に小さな凹凸が見られるが比較的平坦であり、海底面の反射は強い。海底下にみられる反射面は周囲と連続する。
- 層相II 海底面に大きな双曲線が発達し、隣り合う双曲線が重なり合っている。内部反射面は見られないことが多い。
- 層相III 海底面には双曲線が多数重なり合って認められ

る。海底下には音響的透明層が認められることが多い。

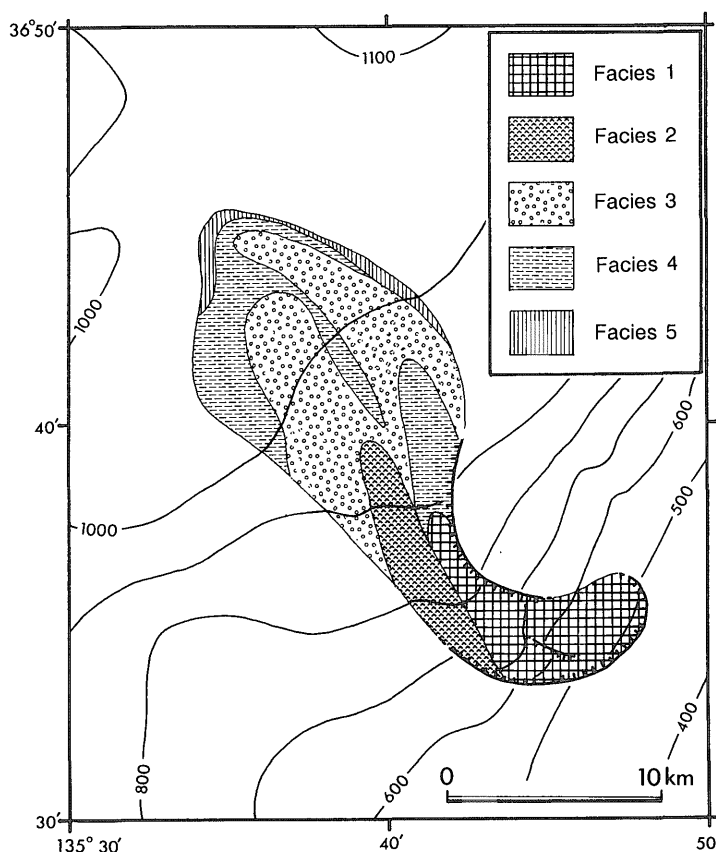
層相IV 海底面にはごく小さな双曲線が多数重なり合って認められるが、比較的滑らかである。海底下には音響的透明層が認められることが多い。

層相V 海底面は滑らかで、反射強度は(3, 4)に比べてやや強い。海底下に楔状の音響的透明層が明瞭に認められる。

第5図に各層相の代表的な3.5kHzSBP記録を示す。なお、層相III-層相Vは漸移しており、その区分は必ずしも明瞭なものではない。また一部では表層部に厚さ数mの薄層が認められるがこれについては層相区分上考慮していない。

以上区分された音響的層相の平面分布を第6図に示す。層相Iは斜面上部の馬蹄形をした窪みに分布する。層相IIは窪みの西側から北北西に細長く伸びる。層相IIIは舌状の高まりを中心に細長く2列分布する。層相IVは層相IIIの北西側を取囲むように分布する。また層相Iの北側にも分布するが、そこでは海底下の音響的透明層は不明瞭である。層相Vは高まりの北-東側先端部に分布する。

以上5つに区分された音響的層相をその分布、地形、隠岐トラフで得られているコア試料(片山ほか, 1988),



第6図 ゲンタツ瀬北方海底地すべりにおける各音響的層相の分布

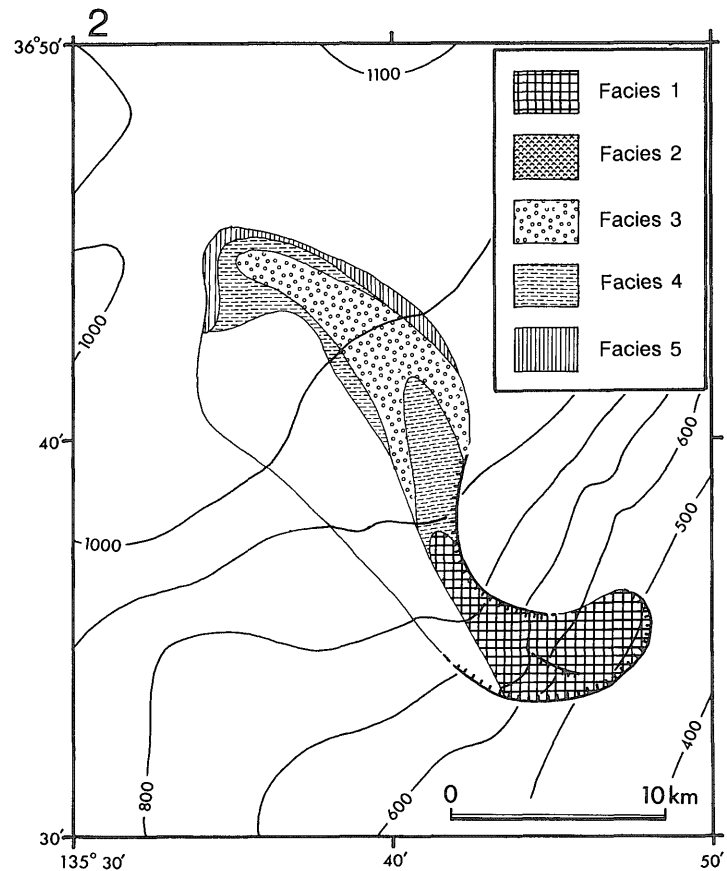
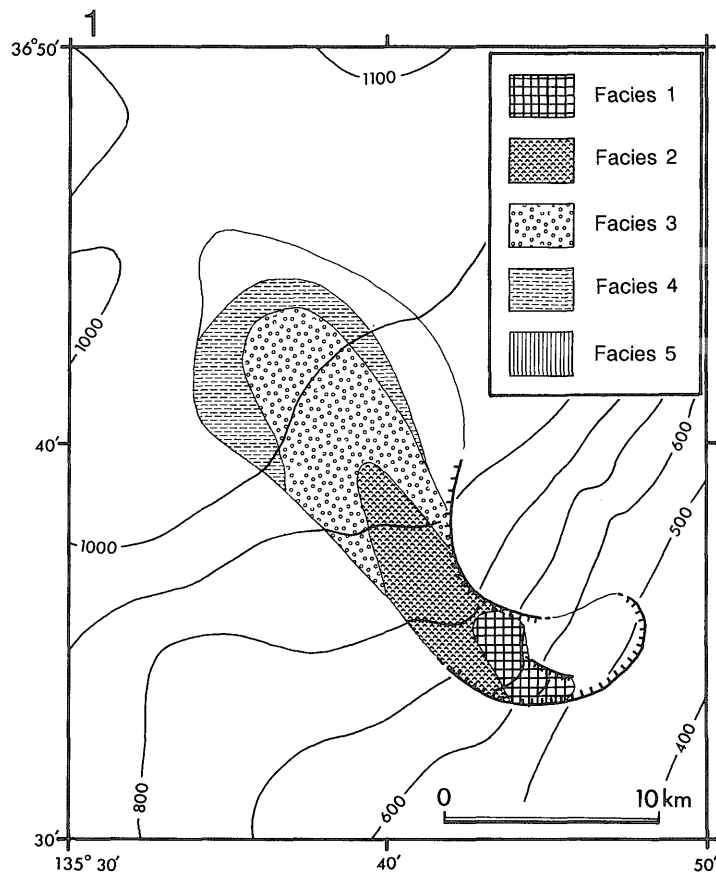
Fig. 6 Distribution of the acoustic facies at this submarine sediment slide.

またNardin, Hein *et al.* (1979), Cook *et al.* (1982), Chough *et al.* (1985)に示される研究結果と比較し考察した。層相Iは斜面上部の馬蹄形をした凹みを中心に分布し、また海底下にみられる反射面は周囲と調和的であることから、斜面崩壊により堆積物が取除かれた地域にあたる。層相IIは海底面が顕著な凹凸を示すこと、またその分布は層相Iの下流側に細長く舌状に分布することから斜面崩壊した堆積物が大きなブロック状で分布するスランプ堆積物分布域にあたる。層相III-層相Vには海底下に音響的透明層が認められる。この透明層はレンズ状、マウンド状の断面形態をし、その分布は全体として舌状をしていること、透明層上面は緩くうねっている部分もあるが比較的滑らかであること、先端部では周囲の堆積層に漸移するのではなく、その層厚が急減し、楔状、又は地形的に小急崖をなすところもあること、また3.5kHzSBP記録では内部構造が認められないこと、以

上の特徴から、水中土石流堆積物であると考えられる。隠岐トラフでは本報告の層相IIIに相当する地点から土石流堆積物がコアで採取されている(片山ほか, 1988)。層相III-Vの違いは主には海底面の凹凸の違いによると推定される。また、音響的透明層の厚さは最大で30m程で、海底地すべりによる地形変化量と同程度であることから、透明層の厚さがほぼ水中土石流堆積物の厚さに相当するのではないかと考えられる。なお、グリーンランド沖、Baffin Bayでは深海掘削により、音波探査記録で認められる音響的散乱層とほぼ等しい厚さの地すべり堆積物が報告されており(Srivastava *et al.*, 1987)、音波探査によりその厚さの認定は可能であると考えられる。

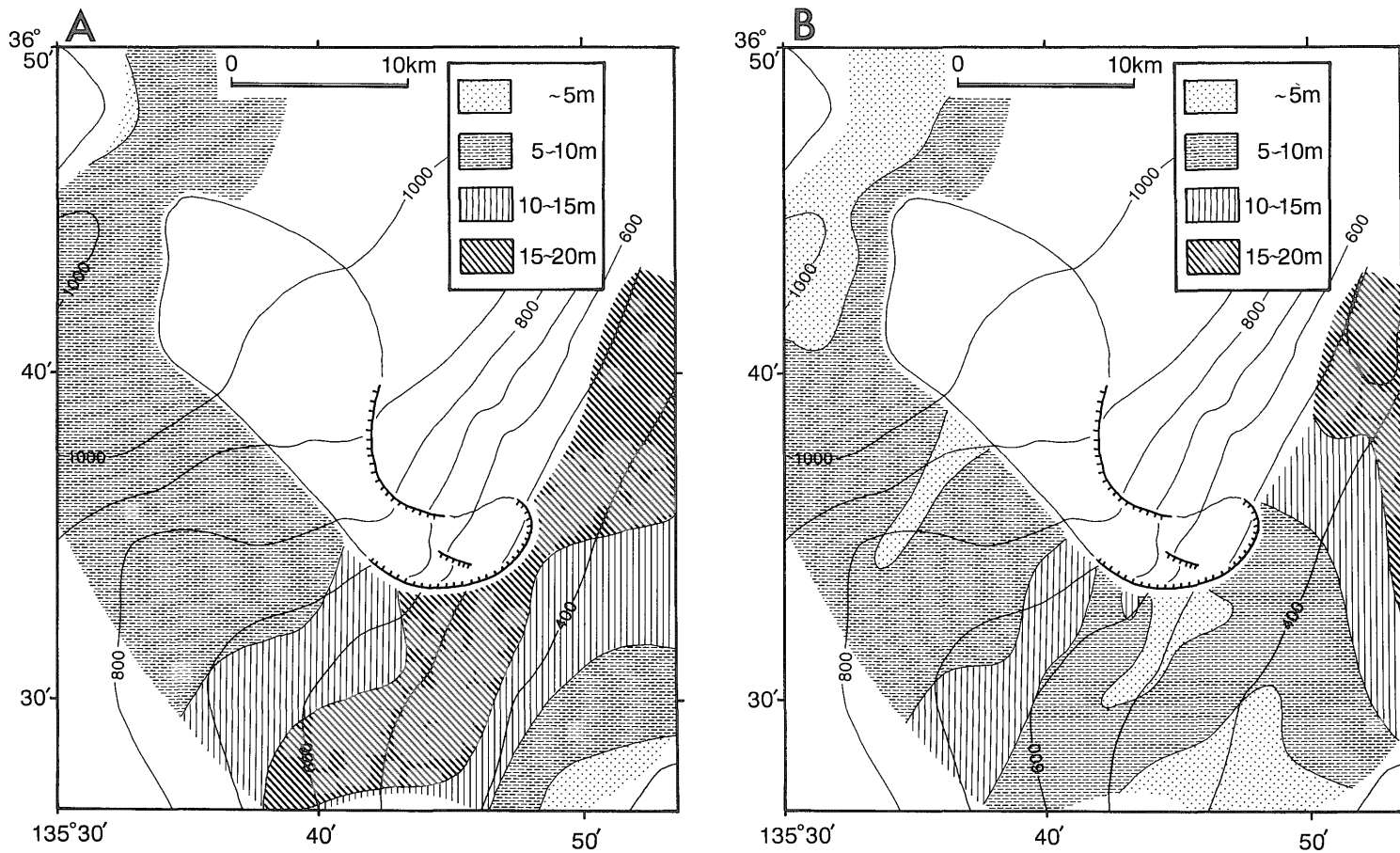
6. 海底地すべりの形成過程

音響的層相の分布から海底地すべりの形成過程について考察した。音響層相分布図(第6図)では2列の音響的



第7図 2度の崩壊によって形成された層相分布
(1)-最初の崩壊 (2)-2度目の崩壊.

Fig. 7 Distribution of the acoustic facies formed by the two times slope failure.
(1) first failure, (2) second failure.



第 8 図 3.5kHzSBP記録から求めた層厚分布
(A)海底面-反射面A間, (B)反射面A-反射面B間.

Fig. 8 Isopach maps.
(A)sea bottom-reflection A, (B)reflection A-reflection B.

層相の変化, すなわち南西側の層相 I → II → III → IV, 北東側の層相 I → IV → III → IV → V が認められる。また崩壊地形も歪んだ馬蹄形を示し, 窪みの深さも一定でない。このことからゲンタツ瀬北方海底地すべりは1度の崩壊でなく, 2度の崩壊により形成されたと考えられる。この2度の崩壊は, 層相IIの北東側がU字状の窪みで区切られること, また先端部付近にみられる音響的透明層の重なりから, 最初に南西側, 2度目はその北東側で斜面が崩壊したと考えられる。以下, 推定される形成過程について述べる。

最初の南西側の崩壊(第7図-1)では, 凹地上部西側が崩落し, 深いU字状の窪みを形成, その下には層相IIで示されるスランプ堆積物が細長い舌状に堆積し, その先に層相III, 先端部では層相IVで示される土石流堆積物が堆積した。2度目の崩壊(第7図-2)では, 最初の崩壊により下部が崩落し不安定になった上部北東側の斜面で起こった。このとき, 3.5kHzSBP記録で本海域に広域に認められる反射面のうち, 2番目の反射面(反射面B: 第5図-1)を切り面として表層の堆積層が崩壊した。この崩壊により, 最初の崩壊で堆積した層相IIで示されるスランプ堆積物を凹地中部で一部削りこみ, 東北側に層相IV → III → IV → V で示される土石流堆積層を形成した。上部の層相IVでは海底下に音響的透明層はあまり認められず, また地形的にもマウンド状の高まりを形成していないことからその主な堆積は下部の層相III, IV, Vの地域であったと推定される。

最初の崩壊と2度目の崩壊で形成された堆積体で音響的層相が異なる原因としては, 最初の崩壊はより固結した深部の堆積層を含むため, ブロック状のスランプ堆積層を形成したのに対し, 2度目の崩壊では主に表層部のより未固結な堆積層が崩壊したために, 上部にブロック状のスランプ堆積層をほとんど形成せず, その多くが水中土石流により斜面下部まで運ばれたためと考えられる。またこのことは, 最初の崩壊では先端部で水中土石流堆積物の厚さが急激に減少し, 地形的にも小急崖を形成しているのに対し, 2度目の崩壊では先端部で楔状の断面形態を示し, また急崖も形成していないことと関連があるのではないと思われる。

7. 海底地すべりの発生時期

ゲンタツ瀬北方海底地すべりの発生時期を3.5kHzSBP記録で広域に追跡できる最初の反射面(反射面A: 第4図)との関連から推定した。3.5kHzSBP記録では, 層相Vの分布する先端部で反射面A上に重なる楔状の音響的透明層が認められることから, 地すべりの発生は反

射面A形成以降となる。一方, 音響的透明層上には, 一部で厚さ数mの堆積層が認められ, また片山・池原(1988)は, 層相IVに相当する地点(第2図)で採取した長さ282cmのコア試料中に, 土石流堆積物を報告していない。このことから水中土石流堆積物は, 現在厚さ数mの後の堆積層によって覆われていると推定される。一方, 周囲の反射面A-海底面間の厚さは5-7m程と水中土石流堆積層上の堆積層の厚さと同程度であり, このことから海底地すべりの発生は, 反射面A形成後, 比較的早い時期と推定される。反射面Aの時代を示すデータは本海域では残念ながら得られていない。この反射面は石川県西方の縁辺台地周辺で広く追跡することのできる明瞭な反射面であり, また鳥取-丹後半島沖に広がる縁辺台地周辺域でも広く追跡できる(Ikehara, 1991)。池原(1991)によれば, この反射面は, 縁辺台地上で採取された柱状採泥試料との対比により, 始良Tn火山灰(2.1-2.2万年前: 町田・新井, 1976; 約2.5万年前: 松本ほか, 1987)に相当する可能性が高い。これらより, ゲンタツ瀬北方海底地すべりは, ほぼ最終氷期の海面が最も下がった時期に形成されたと推定される。

8. 斜面崩壊の原因

斜面崩壊が起こるためには, 崩壊する堆積層と起こす原因が必要である(Scheidtger, 1980)。ここではゲンタツ瀬北方海底地すべりにおいて, 層厚分布ならびに地質構造からその崩壊の原因を考察する。

本海域ではエアガン音波探査記録により北東-南西方向に延びる褶曲軸が認められ, このうち南側の背斜軸は崩壊斜面上部まで達している(第2図)。音波探査記録では, 堆積層は褶曲により下位ほど強く湾曲し, その活動は現在まで続いていると考えられる。このことから崩壊を起こした斜面上部では, 背斜の成長により斜面傾斜角が増大したと推定される。一方, 第8図Aには反射面A-B間の層厚分布を示した。前述したように斜面崩壊の発生は反射面A形成後の早い時期であり, また一部では反射面Bを切り面として崩壊していることからこの層厚分布は斜面崩壊前の堆積速度をよく表しているものと考えられる。縁辺台地上では, 層厚は外縁部に向かって厚くなり, 斜面崩壊を起こした大陸斜面上部の水深500m付近を中心に15m以上の層厚が認められる。そこから斜面下部に向かって層厚はしだいに減少し, 水深800m以深では10m以下となる。以上のことから, 斜面上部でのより速い堆積速度と背斜による斜面傾斜角の増大が斜面崩壊の主要な原因であると考えられる。一方, 第8図Bには反射面A-海底面間の層厚分布を示す。前述の反

射面A-B間とは異なり、本海域東部の縁辺台地上で厚く、また斜面域では水深600-700m付近が厚くなる。この層厚分布の変化は、海水準上昇に関連したものかもしれない。隠岐トラフ周辺域で認められる水中土石流堆積物の多くも完新世以前に堆積した(池原ほか, 1990)ことも考え合わせると、海水準変動に伴う堆積場の移動も斜面崩壊の原因の1つかもしれない。

9. ま と め

- 1) 福井沖大陸斜面には、水深460m付近から崩壊し、長さ28km、幅10kmに及ぶゲンタツ瀬北方海底地すべりが認められる。
- 2) 海底地すべり域の3.5kHzSBP記録から5つの音響的層相を識別した。
- 3) 音響的特徴から層相Iは崩壊地に、層相IIはスランプ堆積物、層相III, IV, Vは水中土石流堆積物分布域に対比される。
- 4) 各音響的層相の分布から、ゲンタツ瀬北方海底地すべりは2度にわたる崩壊で形成された。すなわち、最初の崩壊は南西側が崩壊し、層相II→III→IVで示される堆積体を、2度目はその東北側で崩壊し、層相IV→III→IV→Vで示される堆積体を形成した。
- 5) 崩壊の時期は最終氷期の海底面低下期と推定される。
- 6) 海底地すべりの誘因としては斜面上部の背斜による斜面傾斜角の増大と斜面域への堆積物の供給増加が考えられる。

文 献

Chough, S.K., 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.*, vol. 65, p. 113-125.

Cook, H.E., Field, M.E. and Gardner, J.V.(1982) Characteristic of sediments on modern and ancient continental slopes. *In* Scholle, P.A. and Spearing, D. eds., *Sandstone Depositional Environments*, Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 31, p. 329-364.

Embley, R.W.(1976) New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep sea. *Geology*, vol. 4, p. 371-374.

Ikehara, K.(1991) Modern sedimentation off San'in District in the Southern Japan

Sea. *In* Tanaka, T. ed., *Proceedings of 5th Japan and East China Seas Study(JECSS-V)*, Elsevier Science Pub. B.V., Amsterdam, in press.

池原 研(1991) 日本海海底のテフラーその分布と応用一. 地球科学, 印刷中.

———・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, vol. 96, p. 37-49.

岩淵義郎・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, vol. 26, p. 217-225.

Jacobi, R.D. and Mrozowski, C.L.(1979) Sediment slides and sediment waves in the Bonin Trough, Western Pacific. *Mar. Geol.*, vol. 29, M1-M9.

片山 肇・池原 研(1988) 山陰北陸沖の表層堆積物. 「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一経ヶ岬・ゲンタツ瀬海域一. 地質調査所, p. 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フロー堆積物. 地質雑, vol. 94, p. 633-636.

Katsura, T. and Kitahara, S.(1977) Geological structure of the marginal plateau off Tottori, Southren-west of Honshu, Japan. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, vol. 33, p. 259-266.

町田 洋・新井房夫(1976) 広域に分布する火山灰一始良Tn火山灰の発見とその意義一. 科学, vol. 46, p. 339-347.

松本英二・前田保夫・竹村恵二・西田史朗(1987) 始良Tn火山灰(AT)の¹⁴C年代. 第四紀研究, vol. 26, p. 79-83.

Nardin, T.R., Edwards, B.D. and Gorsline, D.S.(1979) Santa Cruz Basin, California Borderland: Dominance of slope processes in basin sedimentation. *SEPM Special Publ.*, no. 27, p. 209-221.

———, Hein, F.J., Gorsline, D.S. and Edwards, B.D. (1979) A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus Can-

- yon-fan-basin floor systems. SEPM Special Pub., no. 27, p. 61-73.
- 大塚謙一(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, vol. 7, p. 87-95.
- Prior, D.B. and Coleman, J.M.(1980) Active slide and flows in underconsolidated marine sediments on the slopes of the Mississippi Delta. In Saxov, S. and Nieuwenhuis, J.K. eds., *Marine Slide and Other Mass Movements*, Plenum Press, New York and London, p. 21-49.
- Scheidegger, A.E.(1980) On the tectonic setting of submarine slides. In Saxov, S. and Nieuwenhuis, J.K. eds., *Marine Slide and Other Mass Movements*, Plenum Press, New York and London, p. 11-20.
- Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B., et al. (1987) Paleoenvironmental evolution of Baffin Bay. In Littleton, R.M. ed., *Proc., Init. Repts.(Pt. A), ODP*, vol. 105, Washington(U.S. Govt. Printing Office), p. 144-148.
- 平 朝彦(1979) 砕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, 岩波書店, p. 23-35.
- 玉木賢策・本座栄一・湯浅真人・西村清和・村上文敏(1981) 日本中部海域広域海底地質図。海洋地質図 no.15, 地質調査所。
- 田中 隆・小草欽治(1981) 山陰沖における中期中新世以降の構造運動。地質雑, vol. 87, p. 725-736.
- Tanaka, T., Miyata, Y., Ohyama, N. and Ogawa, Y.(1983) Preliminary study of the sediment cores from the sea of Japan region. In Kobayashi, K. ed., *Preliminary Report of the Hakuho Maru Cruise KH82-4*, Ocean Res. Inst., Univ. of Tokyo, p. 95-130.
- Woodcock(1979) Sizes of submarine slides and their significance. *Jour. Struct.* vol. 1, p. 137-142.
- 山本博文・上嶋正人・岸本清行(1989) 鳥取沖海底地質図及び同説明書。地質調査所, 27p.

(受付: 1991年2月5日; 受理: 1991年2月20日)