

日本海南部，北陸ゲンタツ瀬北方沖の 海底斜面崩壊地の潜航調査

池原 研^{*1} 片山 肇^{*1}

日本海南部，山陰—北陸沖斜面域に発達する斜面崩壊の代表であるゲンタツ瀬北方の崩壊地に，崩壊にともなう地形や堆積物の詳細を明らかにし，崩壊の原因や時期を特定する目的で潜航調査（「しんかい2000」及びドルフィン-3K）を行った。その結果，崩壊にともなって形成された斜面上部の凹地には，大小様々な堆積物のブロックが存在し，音波探査記録からの推定とよく一致した。凹地内部に未固結堆積物が厚く堆積していないこと，崩落崖によって切られる音波探査記録上の反射面の時代，日本海の後期第四紀の堆積速度の変化史などから，この崩壊は最終氷期末期から完新世初頭にかけての時期に起こったと推定される。

Submersible observations of the depression caused by slope failure at the north of the Gentatsu-se Bank, off Hokuriku, in the southern Japan Sea

Ken IKEHARA^{*2} Hajime KATAYAMA^{*2}

Submarine slope failures were reported from southern margin of the Japan Sea as revealed by high frequency (3.5kHz) seismic records. One of the most remarkable failure is found on the northern slope off Gentatsuse Bank, off Hokuriku district. Submersible observations using Shinkai 2000 and ROV Dolphin 3K were conducted for clarifying the detail topography and sediment characteristics in the depression caused by the failure at the upper slope. The results are well concordant with the estimation from seismic records, and show that the depression and large and small sediment blocks observed in the depression were formed by the failure. The slope failure was occurred at the latest Pleistocene to earliest Holocene judging from sediment thickness in the depression, seismic records and sedimentary history of the Japan Sea at the late Quaternary.

* 1 地質調査所海洋地質部

* 2 Marine Geology Department, Geological Survey of Japan

1. はじめに

大陸斜面から海盆底にかけての地域において、海盆底へ堆積物を供給するプロセスの一つとしてマス・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、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）。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音波探査記録から識別できるとされている（Nardin *et al.*, 1979）。一般的な海底の傾斜は堆積物の安息角をこえておらず、傾斜角が大きすぎることによる崩壊は起こりづらい。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、構造運動、堆積物の供給過大、津波、暴風などがあげられる。

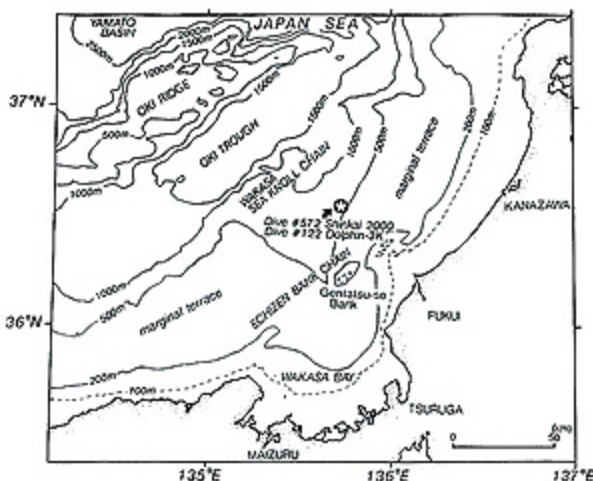
日本周辺海域においても、海底・海岸地すべりやそれによって形成された堆積層の報告はいくつかある（例えば、Chough *et al.*, 1985; Okusa, 1986; 池原ほか, 1990）。特に、日本海の南西部、山陰沖から北陸沖では、エアガンや3.5kHz サブボトムプロファイラー（以下 SBP と略）などの音波探査記録から、マス・ムーブメントの存在が明らかになっていった（Katsura and Kitahara, 1977; Nishimura *et al.*, 1979; Chough *et al.*, 1985; 池原ほか, 1990; 山本, 1991）。しかし一部の層相については実際に採取された堆積物から対応がついている（片山ほか, 1988）ものの、これらの報告のほとんどは船上からの音波探査記録上の音響的層相からの推定だけであって、実際にそれらの層相がどのような堆積物からなっているかは必ずしも明らかでなかった。また、斜面崩壊に関係するといわれる音響的層相のいくつかは、大小様々な大きさの双曲線状のパターンの集合からなるものが多く、これらの海底面あるいは反射面が実際にどのような形状を有しているかについては、

サイドスキャンナーなどによる海底面微地形調査などを除いてその実体を把握することは困難である。さらに、サイドスキャンナーの分解能以下で海底写真でとらえられない程度の大きさの構造は、船上からの調査では把握することが非常に困難である。このような大きさの構造を含めて斜面崩壊地の詳細を明らかにするためには、一般の海洋地質調査（音波探査や堆積物採取）、サイドスキャンナーや深海テレビ、ROV などによる船上からの調査に併せて、潜水艇による海底観察と試料採取が不可欠である。

本論では、地質調査所による白嶺丸の調査結果を基に計画された、1991年9月に行われた「しんかい2000」の潜航調査と同年8月のドルフィン-3Kによる潜航事前調査の結果から、北陸沖日本海、ゲンタツ瀬北方斜面に見られる斜面崩壊地上部の海底の状況について述べる。

2. ゲンタツ瀬北方の海底斜面崩壊地の概要

周辺地形・地質概要 鳥取沖から金沢沖にかけての日本海には、北東—南西ないし東北東—西南西に伸びる数列の地形的高まりと広い縁辺台地とよばれる平坦面が存在する（第1図）。地形的高まりは沖側から隠岐海嶺、若狭海丘列、越前堆列と続く。高まりの間には堆積盆が形成されており、隠岐海嶺と若狭海丘列との間のものは隠岐舟状堆積盆（地形的には隠岐トラフ）、若狭海丘列と越



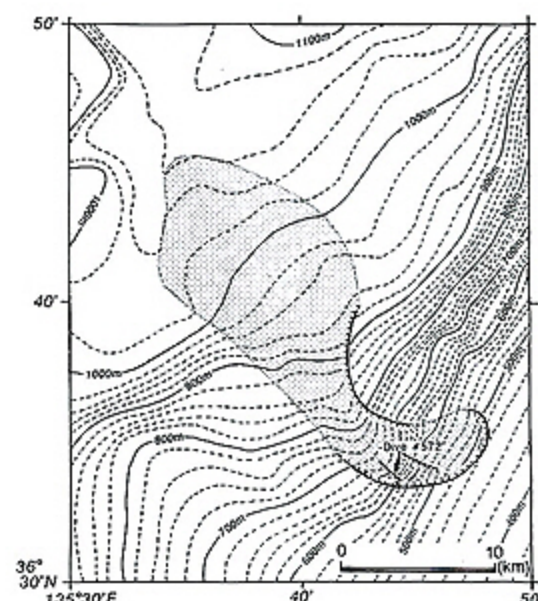
第1図 ゲンタツ瀬北方の斜面崩壊地の位置.
Figure 1 Location of the studied slope failure.

前堆列との間のものは鳥取沖堆積盆あるいはその延長（縁辺台地下）にあたる。隠岐トラフの南東側及び南西側斜面及び若狭海丘列と越前堆列の間の小海盆の南西側斜面の上部には、馬蹄形の崩落崖が認められる（山本ほか，1989；池原ほか，1990；山本，1991）。縁辺台地は鳥取沖から丹後半島沖ならびに金沢沖に発達する水深200-500m程度の平坦面である。鳥取沖の縁辺台地と若狭海丘列南方の小海盆との間は、北東に向う緩い斜面で続いているが、これは隠岐トラフを南西部と北東部にわけける段差（池原ほか，1990）の南東延長にあたると思われる。隠岐トラフでも北東部の方が水深が深くなっている。

この海域では、隠岐海嶺、若狭海丘列、越前堆列といった地形的高まりに火山岩類及び中新世—鮮新世の堆積岩類が露出する以外は、広く第四紀堆積層に覆われている（玉木ほか，1981）。表層堆積物もこれらの地形的高まり上の一部を除いて広く泥質堆積物に覆われている（池原ほか，1990；Ikehara, 1991；片山ほか，印刷中）。山陰—北陸沖日本海の縁辺台地や海盆の堆積速度は、鬱陵—隠岐火山灰や始良 Tn 火山灰の深度から約10-25cm/1000yと見積られている（Machida and Arai, 1983；池原，1991）。縁辺台地上では3.5kHzSBP記録上に、2つの明瞭な反射面が認められる（Ikehara, 1991）。このうち最上部の反射面は、縁辺台地上で採取された柱状試料との対比から始良 Tn 火山灰に相当する可能性が高い（池原，1991）。これらの反射面深度の地理的分布は、山本（1992）の示した不整合面の深度分布に調和的であり、縁辺台地上における堆積量分布は、構造運動による堆積盆の形成に規制されていると考えられる（Ikehara, 1991；片山ほか，印刷中）。

3. ゲンタツ瀬北方の斜面崩壊地の地形及び音響的層相の概要

ゲンタツ瀬北方の海底斜面崩壊地の地形（第2図）及び音響的層相の分布（第3図）については山本（1991）の報告がある。これによればこの崩壊は、水深460m付近より発生し、幅約8kmにわたって崩壊しており、水深1060mまでに達する舌状のマウンドを形成している。崩落崖からマウ

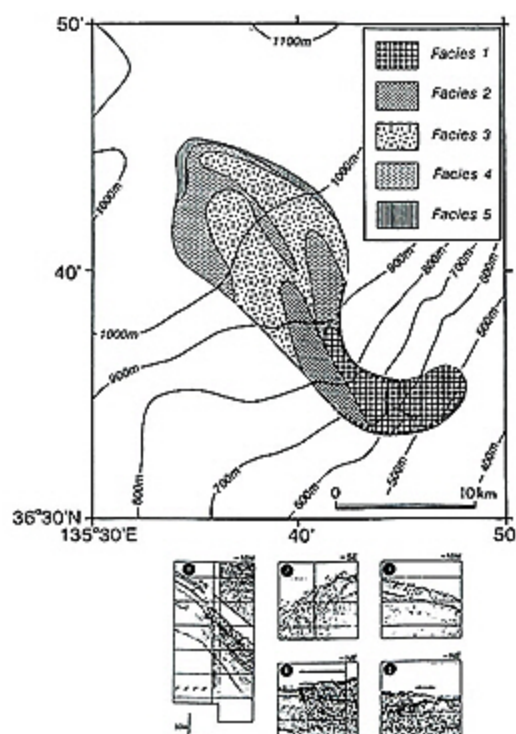


第2図 ゲンタツ瀬北方の斜面崩壊地の海底地形（山本，1991による）と「しんかい2000」による潜航調査航跡。

Figure 2 Bathymetry of the depression and sedimentary body caused by the slope failure (after Yamamoto, 1991) with ship track of Shinkai 2000, Dive #572.

ンドの先端部までの距離は約28km、総面積は約200km²である。水深460mから水深1000m付近までは崩壊にともなう凹地が認められる。この凹地は歪んだ馬蹄形を呈し、海底地形変化量から上部（460-700m）、中部（700-950m）、下部（950m以深）にわけられる。若狭海丘列南方に位置する小海盆地に形成されたマウンドは長さ約18km、幅約10km、比高30m程である。

山本（1991）によるこの斜面崩壊地内の音響的層相の分布によれば、凹地上部では海底面に小さな起伏が見られるが比較的平坦で、海底面からの反射が強く、海底下に見られる反射面が周囲と連続する層相1がほぼ全域を占め、大きな双曲線が重なり合って、内部反射面が見られない層相2が東側の崩落崖に沿ってはいりこんでいる。凹地中部では、層相2及び1から双曲線の大きさが小さくなり、海底下に音響的透明層が認められる層相3が、さらに凹地下部では層相3と極く小さな双曲線が重なり合うが比較的滑らかで、音響的透明層の発達する層相4が分布する。海盆地のマウンドでは、層相3、4及び海底面が滑らかであるが



第3図 ゲンタツ瀬北方の斜面崩壊地内の音響的層相分布 (山本, 1991による)。下の図は、各音響的層相の記録例。

Figure 3 Distribution of acoustic facies with typical example of each facies (after Yamamoto, 1991).

海底面からの反射が強く、透明層が顕著に認められる層相5が分布する。

4. 「しんかい2000」潜航及び ドルフィン-3K事前調査結果

「しんかい2000」潜航及びドルフィン-3K事前 調査記録

「しんかい2000」による潜航調査 (第572回潜航) 及びドルフィン-3K (第122回潜航) による潜航事前調査は、以下のように行われた。

「しんかい2000」潜航調査 (第572回潜航)

潜航日時 1991年9月16日

観察者 片山 肇

船長 鈴木晋一

船長補佐 佐々木義高

潜航時間 5時間47分

(9時37分～15時24分)

ドルフィン-3K潜航事前調査 (第122回潜航)

調査日時 1991年8月15日

調査主任 段野, ビークル指揮 川名,
コンテナパイロット 渡辺,
甲板パイロット 内田,
音響測位 小原

潜航時間 3時間15分

(8時38分～11時53分)

潜航調査観察結果

「しんかい2000」(第4図) 及びドルフィン-3Kの潜航調査結果は以下のようにまとめられる。

「しんかい2000」の潜航調査の着底点 (地点1) から地点6まではほぼ平坦な泥底であるが、その表面には生物の這いや数cm程度の大きさの小さな堆積物のブロックが散乱している。地点6から14の間では大きさ数～数十mの堆積物のブロックが散在し、起伏の大きな海底を形成する。これらのブロックを構成する堆積物は半固結の泥であり、周辺の縁辺台地やトラフ底に分布する泥 (例えば、着底点や地点19で柱状採泥器により採取されたもの) よりも明らかに固結している。地点14から17までは緩やかな斜面となり、大きなブ



第4図 「しんかい2000」による潜航調査の航路と観察結果の概要。

Figure 4 Brief results of submersible observation by Shinkai 2000, Dive #572.

ロックは認められない。地点17から19にかけて比高40m程度の斜面が存在する。この斜面は起伏がほとんどなく、表面を泥で覆われている。この斜面の上には平坦面があり、この表面にも生物の這い跡や小さな堆積物のブロックが散在している。

ドルフィン-3Kによる事前調査では、着底点付近に数～十数cm程度の大きさの堆積物のブロック（半固結泥）が散乱している。これらの多くは薄く未固結の泥に覆われている。大きさ数～十数mのブロックに近づくとこれらの小さなブロックの分布密度が大きくなると共に、未固結泥による覆いも薄くなる。大きなブロックの分布域を過ぎてしばらくいくと、斜面に達する。斜面に基部には白色の層が認められた（潜航調査時のモニター上の水深で703m付近）。この斜面は一部で薄い未固結泥に覆われているが、ステップ状に水深約620mまで一つの斜面をなしている。斜面の上部（水深632m）ではもう1枚白色層らしきものが認められた。斜面の最上部は傾斜が緩くなり、未固結の泥に覆われている。斜面の上の平坦面は生物による這い跡などが観察される以外は平滑な泥底である。

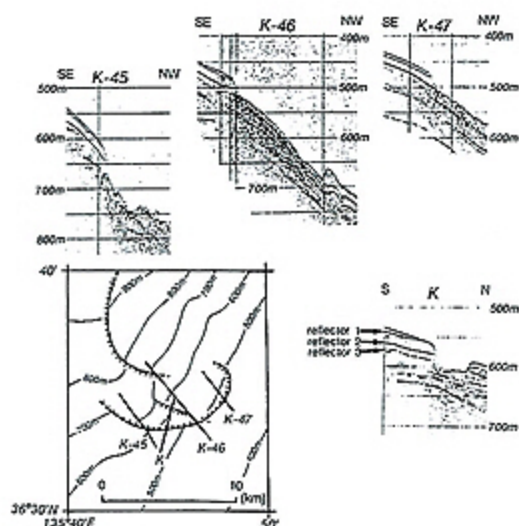
2つの調査を総合すると、この凹地の北西から南東に向っては、小さな堆積物のブロック（数cm程度）の散在する海底→大きな堆積物ブロック（数～数十m）からなる海底→小さな堆積物のブロックの散在する海底→斜面→平坦面、という地形を呈していることがわかる。また、今回の潜航調査の主題目ではないが、凹地内及びその上の縁辺台地泥底を含めて、生物による這い跡や底棲生物（イソギンチャクの類？）が多く観察され、生物活動の著しい海底であることを示している。

5. 考察と課題

上述の今回の潜航調査結果は、山本（1991）の3.5kHzサブボトムプロファイラーの層相分布とよく対応する。すなわち山本の層相1は着底点付近のほぼ平滑な海底に、層相2は数～数十mの大きさの堆積物のブロックが存在する海底に対応する。また、斜面は崩落崖に、斜面上の平坦面は縁辺台地上の成層した層相に対応する。これらの海底の地形は、ゲンタツ瀬北方をはじめ山陰―北陸沖の斜面において、各音響的層相の特徴やその

分布から推定されていたもの（池原ほか、1990；山本、1991）と同じである。したがって、今回の潜航調査の結果は、少なくとも斜面崩壊地の上部（崩落崖から斜面上部の大きな双曲線状の層相の分布地）については、これらの船上調査からの推定を確認したものである。これにより、山陰―北陸沖の斜面域に斜面崩壊が数多く存在することが強く支持されたことになる。なお、山本（1991）の海底地形図や音響的層相分布図と今回の測線としての観察結果とは若干のずれがある。これは山本の図の基となる測深記録を得た測線間に潜航調査の測線が入っていることによるものが大きいと考えられるが、そのほかに双方の測位精度の問題もあわさったことによるものであろう。また、「しんかい2000」の航跡は山本（1991）の崩落崖を越えていない（第2図）が、これは上のような測位などの問題もあるが、急斜面を越えた平坦面上でまだ小さな堆積物ブロックの存在が観察されていることから、崩落崖途中の比較的広い平坦面を観察していた可能性もある。崩落崖上端の水深は、「しんかい2000」の潜航では603m、ドルフィン-3Kの潜航では620m付近にあり、崩落崖の形態がすぐ近くでも大きく異なることを示している。

ところで、山本（1991）はゲンタツ瀬北方のこの斜面崩壊の時期を3.5kHzサブボトムプロファイラー記録の反射面から、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している。そしてそれは、背斜による斜面傾斜角の増大と共に、海面低下期における斜面上部における堆積速度の増加が主要な原因であるとしている。しかし、Ikehara *et al.* (1992) は山陰沖を含めた日本海において、最終氷期の最盛期には堆積速度はむしろ遅いことを指摘している。そして堆積速度は、中部日本が湿潤気候に移行する最終氷期の末期（約13000年前；Sakaguchi, 1978）において増加する。また、山陰沖日本海の一般的堆積速度は、10-25cm/1000y程度である（池原、1991）のに、今回の潜航調査結果から、崩壊地内に未固結の泥が厚く堆積していないことは、凹地内に局所的な流れがあり泥の堆積しづらい環境下にあるか、崩壊が最近のものであることを示している。一方、3.5kHzサブボトムプロファイラー記録の最上部の反射面は崩落崖によって切られており（第5



第5図 「しんかい2000」の潜航調査地の近傍を通る3.5kHz サブボトムプロファイラー記録。
Figure 5 3.5kHz sub-bottom profiler records near the observed track by Shinkai 2000.

図), 斜面崩壊はこの反射面の形成後に起きたことは明らかである。この反射面は山本 (1991) の指摘するように、鳥取沖の縁辺台地に広く追跡できるもの (Ikehara, 1991) に対比可能であり、始良 Tn 火山灰に相当すると考えられる (池原, 1991)。今回の結果とこれらの事実から、この斜面崩壊は山本 (1991) の指摘よりも後、最終氷期の末期から完新世の初頭にかけての時期に発生したものと考えた方がよいように思える。

ドルフィン-3K による事前調査では、崩落崖の斜面に基部と上部に2枚の白色層が観察されている。しかし、これらは「しんかい2000」の潜航調査では観察できなかった。これらの白色層の深度はそれぞれ、703mと632mである。この潜航地点の近傍を横切る3.5kHz サブボトムプロファイラー記録 (第5図 K-45) では、縁辺台地下の3枚の反射面が崩落崖によって切られている。その反射面の深度はそれぞれ水面下約655m (反射面3)、640m (反射面2)と610m (反射面1)である (深度は測深器の読み取り値であるので、補正水深はこれよりやや浅くなる。以下同じ)。これらの反射面の深度は場所によって変化し、例えば測線 K ではそれぞれ、590、580、555m 付近にある。このような場所の違いによる深度の変化や水深の補正の問題などはあるが、これらの反射面の

いずれかと白色層がそれぞれ対比される可能性は否定できない。また、ドルフィン-3K の調査では崩落崖に層理面あるいは断層らしき面を観察しているが、これも「しんかい2000」の潜航では観察できていない。これら白色層と反射面の対比や崩落崖の詳細な観察は、斜面崩壊の時期の特定などに有効であることは間違いない。さらにこれらの反射面は前述のように、鳥取沖の縁辺台地まで対比可能であると考えられ (山本, 1991)、北陸沖のみならず山陰東部までの最終氷期の堆積作用や構造運動の推定に有用であろう。今後、これらの反射面の特定のための潜航調査が望まれるところである。

6. おわりに

今回の「しんかい2000」とドルフィン-3K の調査によって、ゲンタツ瀬北方の斜面崩壊地上部の詳細が明らかとなった。今後、斜面崩壊地下部や崩落崖の詳細を明らかにし、海底斜面崩壊による微地形の詳細や斜面崩壊の時期及び原因の特定を行っていく予定である。

謝 辞

海洋科学技術センターの段野司令をはじめとする「しんかい2000」運航チームならびにドルフィン-3K 運航チーム及び「なつしま」の乗組員の方々には2つの調査を通じてたいへんお世話になった。また、この潜航調査を行うきっかけとなった船上調査 (地質調査所の GH87-2、87-4 航海) では白嶺丸の乗組員、調査団の方々にお世話になった。特に、福井大学の山本博文助教授には船上調査や潜航調査において、いろいろな面で御援助・御教授を頂いた。以上の方々に記してお礼申し上げる。

参考文献

- 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.*, 65, 113-125.
- Embley, R. W., 1976, New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep-sea. *Geology*, 3, 371-374.

- Embley, R. W., 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.
- 池原 研, 1991, 日本海海底のテフラその分布と応用一, 月刊地球, **13**, 218-224.
- Ikehara, K., 1991, Modern sedimentation off San'in district in the southern Japan Sea. In Takano, K., ed., *Oceanography of Asian Marginal Seas*, Elsevier, Amsterdam, 143-161.
- 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., Kikkawa, K., Katayama, H. and Seto, K., 1992, Late Quaternary paleoenvironments of the Japan Sea. In *Proceedings of International Symposium on Global Change (IGBP)*, Waseda Univ., in press.
- 片山 肇・池原 研・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, **94**, 633-636.
- 片山 肇・佐藤幹夫・池原 研, 1992, 経ヶ岬沖表層堆積図 (説明書付き), 海洋地質図, 地質調査所, つくば (印刷中).
- 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.
- 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. SEPM Spec. Publ.*, **27**, 61-73.
- Nishimura, K., Tamaki, K. and Murakami, F., 1979, 3.5kHz echo sounder profiling survey. In E. Honza, ed., *Geological Investigation of the Japan Sea. Cruise Rep.*, Geol. Surv. Japan, **13**, 20-26.
- Okusa, S., 1986, Marine Geotechnology. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **92**, 879-903.
- Sakaguchi, Y., 1978, Climatic changes in central Japan since 38,400yBP. *Bull. Dep. Geogr. Univ. Tokyo*, **10**, 1-10.
- 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, 318p., 岩波書店, 23-35.
- 玉木賢策・本座栄一・湯浅真人・西村清和・村上文敏, 1981, 日本海中部海域広域海底地質図, 海洋地質図, **15**, 地質調査所.
- 山本博文, 1991, 福井沖大陸斜面の海底地すべり, 地調月報, **42**, 221-232.
- 山本博文, 1992, 山陰北陸沖日本海の鮮新統一第四系堆積盆, 地調月報, **43**, 113-117.
- 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, 海洋地質図, **35**, 地質調査所, 27p.