若狭湾周辺海域の第四紀構造運動

Geological Structure and Quaternary Tectonics around Wakasa-Bay Area, southern Sea of Japan

山　本　博　文
Hirofumi Yamamoto

（2009年９月30日　受付）

キーワード：若狭湾，活断層，第四紀歪み集中帯，バクテリアマット，地域科学

Abstract

Offshore of the Wakasa-Bay area, reverse faults and folds that have grown mainly in Quaternary tend to align along the south-east flank of Oki Trough and the Echizen Bank Chain. The activities of these faults have not been resolved, but clear-cut fault topography, slope failure densely distributed along the south-east flank of the trough, bacterial mat and chimneys along the fault, and significant change of the thickness of Quaternary strata over the flexure, suggest the high activity of these NE-SW trending faults.

On the other hand, in the Wakasa Bay area, eastward tilting erosion surfaces are displaced and delimited by N-S and NNW-SSW trending faults. These faults are situated at the northern end of the Tsurugawan-Isewan tectonic line and the Biwako-Seigan fault zone. So, the Wakasa Bay area is apparently located in different Quaternary tectonic zone from that offshore of the Wakasa-Bay area.

はじめに

若狭湾は日本海側では数少ない湾入部の一つであり，その沖合い，隠岐諸島から能登半島にかけての日本海沿岸域は，北東－南西方向に伸びる越前堆列，若狭海丘列といった地形的高まりや同方向に伸びる海盆を地形的特徴としている．この海域の東方に位置する能登半島においても，半島北側の直線的な海岸線や山稜，邑知潟地溝帯がこの方向に伸びている．

2007年３月25日，能登半島西方を震源とする平成19年（2007年）能登半島地震が発生した．気

象庁（2007）によれば，震源は北緯37゜13.2’，東経136゜41.1’，深さ11km，マグニチュードは6.9であり，輪島市門前町走出などでは震度6強を記録した．この地震の発震機構は，東南東－西北西に主圧縮軸を持つ，横ずれ成分を含む逆断層型を示し，余震は北東－南西方向，南東に傾斜する面状の分布をしている（平松,2007；気象庁,2007など）．GPS観測結果によると，志賀町富来観測点では南西方向へ約21cmの移動と約6cmの隆起が，海岸部での生物指標を用いた計測や水準点の再計測からは震央付近を中心に最大で約40cmの隆起，震源域の北側では約10cmの沈降が明らかとなった（山本ほか,2007；国土地理院,2007など）．また震源域北縁付近には片川ほか（2005），岡村（2007a）により北東―南西方向に延びる長さ約20kmの逆断層が報告されており，余震分布や震源メカニズム解から今回の地震に関連した可能性が指摘されている（平松,2007；岡村,2007bなど）．

また岡村（2007b）は能登半島周辺の褶曲や活断層の分布から北東－南西方向に連なる第四紀歪み集中帯の存在を示し，今回の能登半島地震や1993年に能登半島北東端の沖合いで発生したマグニチュード6.6の地震がこの歪み集中帯の中で発生したことを示している．このような歪み集中帯は，若狭湾沖の地形的特徴からするとさらに西へと延びている可能性がある．そこで今回，若狭湾沖海域の第四紀歪み集中帯についてまとめ，その意義について考察した．

若狭湾周辺の海底地形

隠岐諸島から能登半島にかけての山陰・北陸沖日本海は，北東－南西方向に伸びる海丘列，礁・堆や海盆および沿岸部に発達する水深200～500mの平坦面（縁辺台地：岩淵・加藤,1988）を特徴としている（Fig.1）．地形的高まりとしては，北西側より隠岐海嶺，若狭海丘列，越前堆列があり，隠岐海嶺と若狭海丘列にはさまれて隠岐トラフが分布する．

隠岐トラフは幅30～50km，長さ180km程の舟状海盆であり，その中央部に認められる比高200m程の段差を境に，南西部と北東部に分けられる．南西部は水深1,000～1,400mで，トラフ底には地すべり堆積物による小起伏が広範囲に認められ（池原ほか,1990），南東側斜面を中心に多数の崩落地形が分布している．

隠岐トラフの南東側に位置する若狭海丘列は，南西－北東方向に並ぶ数個の小海丘からなる．海丘頂部の水深は，浅いところで619mである．トラフ底からの比高は700～1,100mで，所により平均斜度15度を越える急崖となっている．

越前堆列は，丹後半島沖から加賀沖にかけて，浦島礁，ゲンタツ瀬，松出し，大グリと連なる礁・堆列である．頂部の水深は浦島礁では107m，ゲンタツ瀬では10.9m，松出しでは59m，大グリでは73mと大陸棚外縁水深より浅く，頂部付近には平坦面が認められる．またいずれの礁・堆も南東側は急崖をなし，北西側に緩く傾斜している．

一方，越前堆列の南側に位置する若狭湾は，湾口部で水深約250m，湾奥は海岸線が細かく入り組んだリアス式海岸となっている．湾内には若狭湾沖とは異なる南北ないし北西－南東方向に

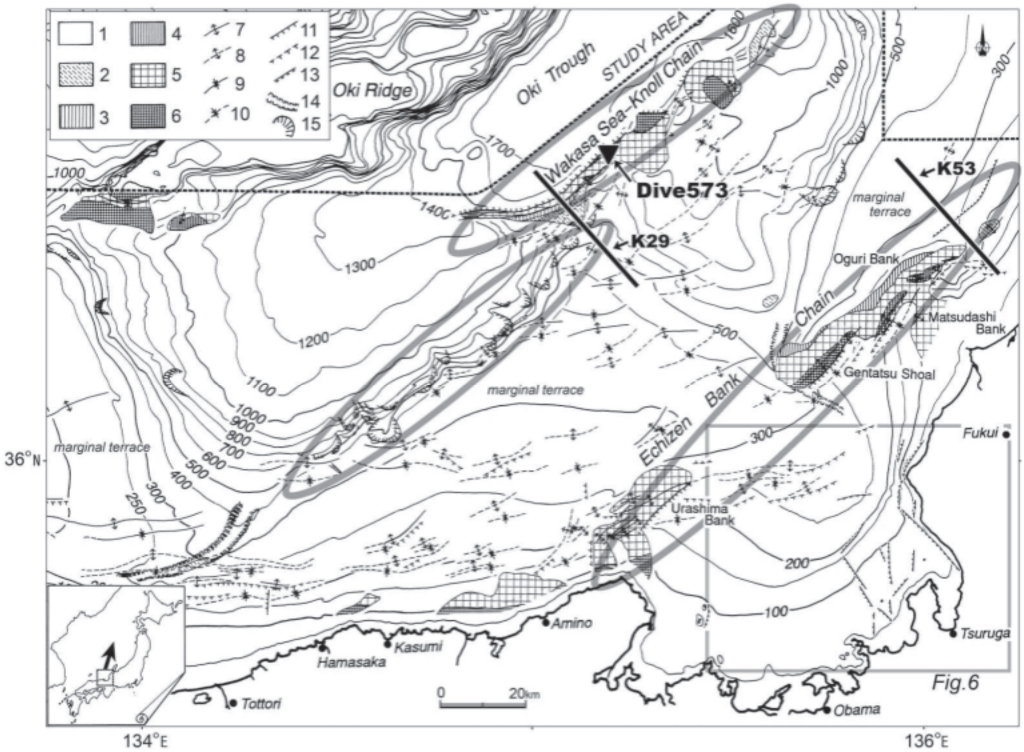

Fig.1 Submarine topographic and geologic map offshore of the Wakasa-bay area in the southern region of the Sea of Japan. Oval circles show the areas of the NE-SW trending fault zones which has grown mainly in Quaternary. 1: T2 formation, 2: T1 Formation, 3: H2 formation, 4: H1 formation, 5: K2 formation, 6: K1 formation, 7: anticlinal axis, 8: concealed anticlinal axis, 9: synclinal axis, 10: concealed synclinal axis, 11: fault, 12: concealed fault, 13: flexure, 14: submarine canyon, 15: escarpment.

連なる幾つかの礁があり，同方向に伸びる海底面の段差も認められるものの，湾内は比較平坦である（海上保安庁水路部，1980a，b）.

若狭湾周辺海域の地質構造

若狭湾周辺海域では，反射断面で認められる不整合面の層準を基準に，下位より香住沖層群 K1層，K2層，浜坂沖層群 H1層，H2層及び鳥取沖層群 T1層，T2層に区分される．香住沖層群 K1層は前期中新世（一部中期中新世）の主に火山岩類から，また K2層は中期中新世から鮮新世初頭にかけての，浜坂沖層群は鮮新世の，鳥取沖層群は後期鮮新世〜完新世の堆積層である（山本ほか，1993など）.

若狭湾沖の断層系は大きく２つの系列に分けることができる．１つは西方の宍道褶曲帯から東へと延びる褶曲帯に伴う東西走向の断層群であり，もう１つはこれと斜交する北東—南西走向の断層群である（Yamamoto，1993；山本ほか，1993，2000）.

褶曲帯に伴う東西走向の断層群は，主に背斜の南翼を切る北側隆起の逆断層である．褶曲の形成開始時期は背斜軸部での堆積層の層厚変化から中新世の中・後期である（田中・小草，1981）．これらの褶曲・断層はこれを覆う第四系を一部で変位・変形させているものの，海底地形には現われていない（山本ほか，1990，1993など）．

一方，北東－南西走向の断層群は，若狭湾沖で２列の断層帯を形成している（Fig. 1）．北西側の断層帯は隠岐トラフ南東縁に位置し，トラフ北東部では，比高1,000mもの断層崖を形成している（Fig. 2）．南東側の断層帯は越前堆列沿いに位置し，ゲンタツ瀬や浦島礁等の地形的高まり（越前堆列）を形成し，浦島礁では前述の東西走向の褶曲帯を明瞭に切っている（山本ほか，1993）．

これに対し，若狭湾内の活断層はその沖合いとは様相を異にしている．若狭湾内に分布する活断層は若狭湾東部に集中している．またその走向も南部では南北ないし北北西―南南東走向のものが多い．

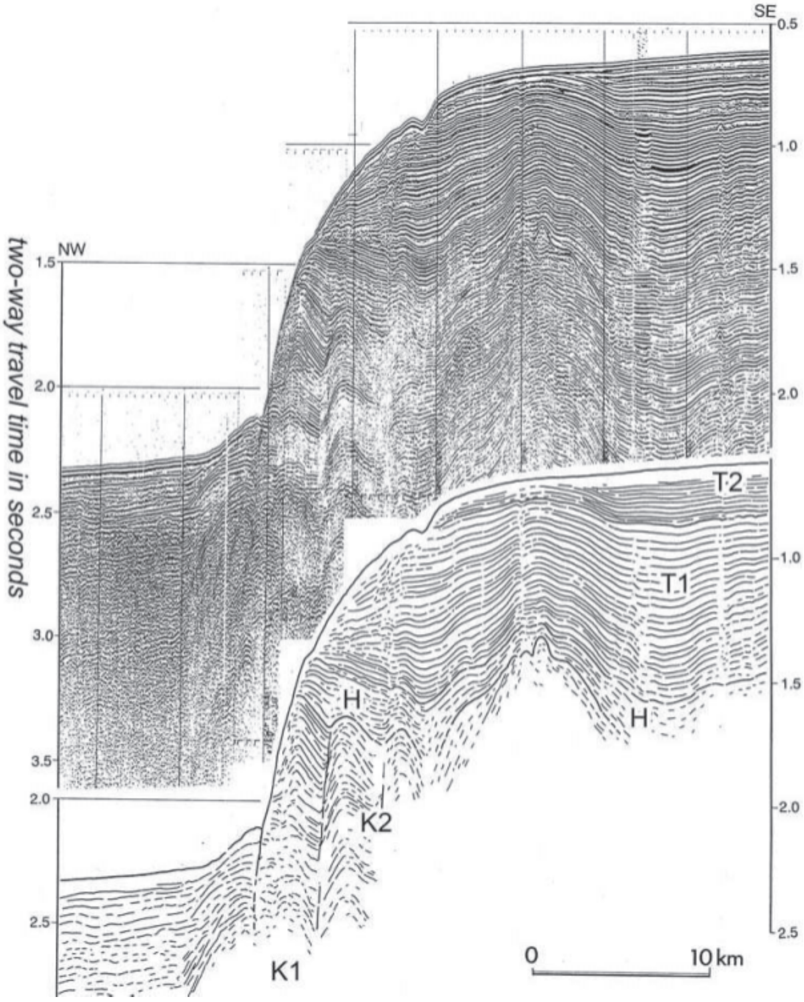

Fig.2 Single channel seismic profile (K-29) and interpreted lines across the fault along the southeastern rim of the Oki Trough. Location of this seismic line is shown in Fig. 1. (after Yamamoto et al., 1993)

若狭湾周辺海域での断層活動

若狭湾沖では，これまで大きな被害を及ぼすような歴史地震は知られていない（宇佐美,1996）．この海域には前述のように北東－南西方向に連なる２列の断層帯が存在し，断層群によって区切られた明瞭な海底地形が存在していることから，活発な断層活動が推定できる．しかし断層を覆う堆積層がほとんど認められないため，断層を挟んだ堆積層の対比から最近の活動を推定することが困難である．そこでこれらの断層沿いで認められる地質現象に注目し，その活動性の推定を行った．

隠岐トラフ南西部では，南東側斜面を中心に多数の崩壊地形が認められ，トラフ底には崩壊堆積物と考えられる音響的散乱層が広く分布している．これらの崩壊地形や音響的散乱層は表層部だけでなく，エアガンを音源として用いた反射断面でも中期更新世以降の鳥取沖層群 T2層を中心に多数認められる．またトラフ北東部では，その南東縁が断層崖となっており，その比高は1,000 m に達している（Fig.２）．断層崖には音響基盤である香住沖層群 K1層やこれを覆う中期中新世以降の香住沖層群 K2層，浜坂沖層群，鳥取沖層群の堆積層が露出している（Fig.１）．この断層による垂直変位量は，隠岐トラフ域まで各層の境界が追えていないためはっきりしないが，屈折波探査から鳥取沖層群基底で1,200m を超える変位が推定されている（山本ほか,1993）．

この断層沿い，東経135度10.５分，北緯36度40.０分付近で，断層基部から断層崖にかけての潜水調査を“しんかい2000”によっておこなった（Fig.１,３：Dive 573）．潜水地点付近の北西－南東方向の反射断面では，往復走時で2.２秒（水深1,600m）付近から急崖となり，1.７秒（水深1,300 m）付近まで音響基盤である香住沖層群 K1層が，その上部には K2層が露出していると推定される．潜水調査ではトラフ底（水深1,563m）に着底し，そこから南東方向にある断層崖に向けて潜水調査を行った（Fig.３）．着底地点（Fig.３の地点１）から南東方向に進んだ地点11までの地

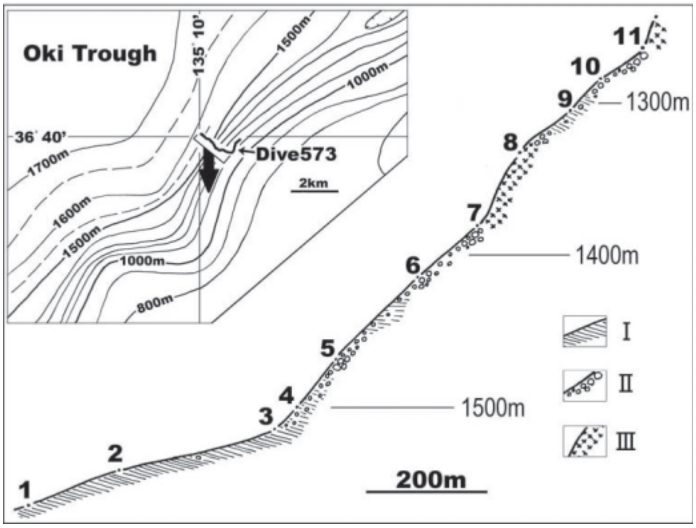

Fig.3 Map showing the diving site and geologic cross section with site number of the Dive573 by the deep sea submersible "SHINKAI 2000". I: mud, II: gravel, III: outcrop of andestic rock.

形断面を見ると，４つの区間に区切ることができる．地点１から地点３まではほぼ平坦な泥底であり，転石はほとんど認められない．傾斜は北西－南東方向の調査断面で平均約７度の緩斜面である．地点３から地点７は転石が散在する平均傾斜約22度のやや急斜面となっている．地点７から地点８は平均傾斜36度の急崖で露岩域となっており，その南東側は再び転石の散在する平均傾斜約19度のやや急な斜面となっている．地形断面および反射断面からは，断層は泥質な緩斜面の終わる地点３から露岩域となる地点７の間（水平距離で約330m）を通ると推定される．

潜水調査では低平な泥底からやや急な転石の散在する斜面に移り変わる地点３から地点４にかけて，幅約50m にわたってバクテリアマット（Fig. 4-A）や海底面から突き出した灰白色のチムニー状の突起（Fig. 4-B）が点在する様子を観察することができた．バクテリアマットは直径数10cm の円形をしており，灰白色～青白色を呈していた．チムニー状の突起は灰白色多孔質であり（Fig. 4-C），直径１cm 程のパイプ状の穴が開いているものも見られた．周辺で幾つか採取した転石も同様の岩相であり，鏡下では重晶石が，またＸ線回折では重晶石およびドロマイトが同定された．またチムニー状の突起部や転石表面には白色繊維状の微生物群集が付着し，漂っている様子も多くの地点で認められた（Fig. 4-D）．観察した範囲では，シロウリガイや湧出を思わせる海水の揺らぎ等を観察することはできなかったが，バクテリアマットやチムニー等の存在か

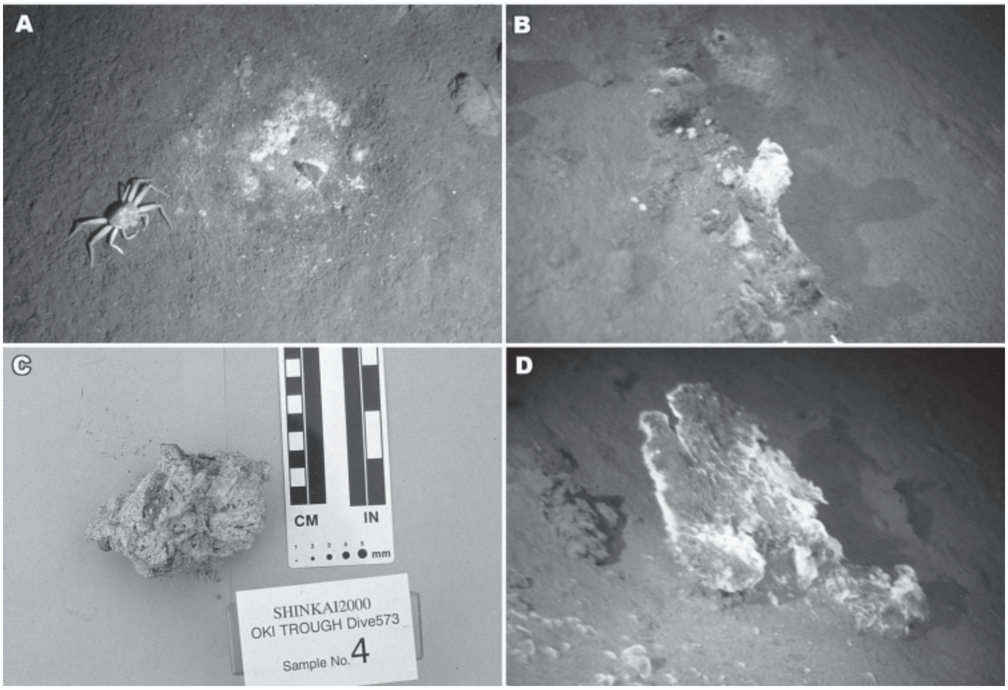

Fig.4 Photographs of the deep sea bottom and the sample of small "chimney" around the site 3 to 4 in Fig.3. A: bacterial mat with *Chionoecetes japonicus*, B: small chimney, C: sampled porous fragment of chimney, D: a giant chimney？ with fluffy livings.

ら，この付近において海底下から冷泉等の湧出があると推定される．さらに斜面に沿って上がると，次第に転石が多くなり，地点7付近から地点8にかけて，安山岩の露出した急崖となった．また地点11付近からも同様の急崖となっており，反射断面における K1層（音響基盤）に相当すると考えられる．

越前堆列では，礁・堆の南東側が断層で切られた急崖，北西側は緩傾斜，頂部は侵食により平となっている．礁・堆部ではこれを覆う堆積層が認められないため，反射断面からその活動性を明らかにすることはできないが，越前堆列北東に連なる撓曲部では，断層は明瞭な海底地形として海底面上には現われていないものの，反射断面では T2層基底面の深度が鉛直方向に200～250 m 変位している（Fig. 5）．

一方，越前堆列の南側，若狭湾域は地形的には比較的平坦である．反射断面ではこの海域のほぼ全域，南北約50km にわたり侵食平坦面が認められる．平坦面は香住沖層群，一部では浜坂沖層群が削剥され形成されており，これをほぼ水平な鳥取沖層 T2層（北縁部では一部 T1層）が不整合に覆っている．浸食面の深度は若狭西部では約300m であるが，東に徐々に深くなり，越前岬沖では約800m を超えている（Fig. 6）．すなわち若狭湾域は東に傾動・沈降しているといえる．これに対し若狭湾東岸の越前海岸は海成段丘の発達した隆起海岸であり，海岸に沿って通る甲楽

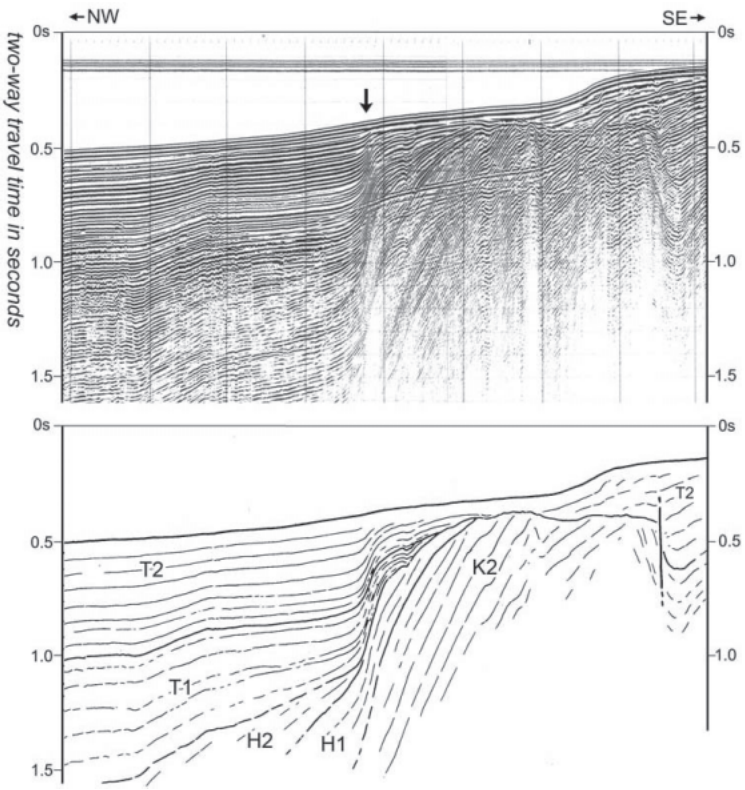

Fig.5 Single channel seismic profile (K-53) and interpreted lines across the flexure at the northeast of the Oguri Bank. Location of this seismic line is shown in Fig. 1. (after Yamamoto et al., 2000)

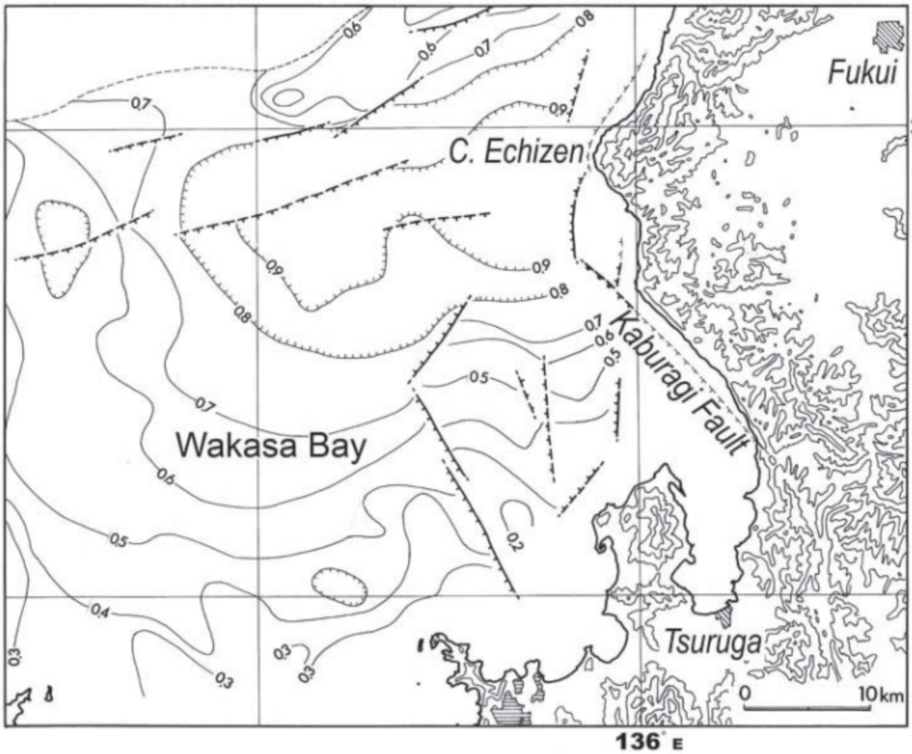

Fig.6 Iso-depth map of the erosion surface in the vicinity of Wakasa Bay area. Depth is shown in two way travel time in seconds. Location of this map is shown in Fig.1 (after Yamamoto et al., 2000)

城断層をはじめとする断層群が隆起域と沈降域を分けている．これらの断層群は，隆起側だけでも海成段丘高度から最大で１m／1,000年を超える変位速度が求められており（山本ほか,1996），ノッチーベンチ等の離水微地形等から17世紀頃，約５m の隆起があったと推定されている（山本・木下,1999）．また若狭湾東部には侵食平坦面を変位させているいくつかの断層も認められる．湾口部付近では越前堆列に平行な南落ちの断層が認められ，最大で浸食面を約200m 変位させ，海底面に約11m の緩やかな段差を形成しているが，大半の断層は表層部までその変位が及んでいない．一方，湾内では東部に南北ないし北北西－南南東走向の断層が多く，浸食面が最大約200m 変位し，海底面に７～８m の段差が形成されている（山本ほか,2000）．また1963年にはこの付近でマグニチュード6.9の越前岬沖地震が発生している（宇佐美,1996）．

若狭湾周辺海域の変動帯とその意義

日本列島における活断層の分布・活動性には著しい地域性が認められ，活断層研究会編（1991）は活断層の密度，長さ，走向，断層型等に基づいて全国を25の活断層区に区分している．岡田・

東郷（2000）によれば，若狭湾周辺海域は大区分ではⅥ（西南日本内帯東部）に，小区分では若狭湾沖海域は主にⅥｂ（隠岐トラフ周辺）に，また若狭湾域はⅥｅ（近畿北西部）に分けられている．今回，本報告でまとめた海域の断層活動をみても，若狭湾域とその沖合いでは明らかにその性状が異なることが明らかとなった．

若狭湾域では湾東部に断層が集中し，走向は湾内では主に南北ないし北北西－南南東である．若狭湾全域は，活断層区ではⅥｅ（近畿北西部）に位置しているが，断層の走向や陸域の活断層との位置関係からすると，湾東部はⅥｅではなく，むしろⅥｄ（近畿三角地域）の頂点，すなわち敦賀湾－伊勢湾線および琵琶湖西岸断層帯の北端部にあたる断層群が分布しているといえる．若狭湾域で最大の変位を示す越前海岸沿いの断層群は敦賀湾－伊勢湾線の北方延長部にあたり，断層が集中する湾南東部の断層群は琵琶湖西岸断層帯の北方に位置している．

これに対し若狭湾沖では北東－南西走向の活断層が卓越し，大きく２列の断層帯が認められる．これらの断層帯のうち，北西側に位置する隠岐トラフ南東縁では，比高1,000mの断層崖，崩落地形の分布や断層沿いでのバクテリアマット，チムニー等の存在などから活発な活動が推定される．また南東側の越前堆列部においても，地形的に明瞭な高まりを形成していることと，堆列に連なる撓曲部では，T2層基底が250m変位しているなど，活発な活動が推定される．岡田・東郷（2000）などは，Ⅵｂ（隠岐トラフ周辺）では東北日本内帯の大陸斜面に見られる断層・褶曲活動に比べれば，活動性が低いとしているが，上述のように活発な活動が推定される断層群があり，断層活動や地震活動等，更なる調査・検討が必要である．

謝　辞

本論文をまとめるにあたり，福井大学服部　勇博士，元福井県立大学北川靖夫博士には薄片の鑑定およびＸ線回折分析をしていただいた．名古屋大学東田和弘博士には，チムニーに関して有益な情報，助言をいただいた．また“しんかい2000”による潜水調査の際には海洋科学技術センター（現　海洋研究開発機構）にお世話になった．記してお礼申し上げる．

文　献

平松良浩，2007，平成19年能登半島地震：地震活動とメカニズム．地球科学，**61**，243-253.

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.

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，**26**，217-225.

海上保安庁水路部，1980a，５万分の１沿岸の海の基本図及び海底地形地質調査報告　若狭湾西部．海上保安庁水路部，27p.

海上保安庁水路部，1980b，５万分の１沿岸の海の基本図及び海底地形地質調査報告　若狭湾東部．海上保安庁水路部，25p.

片川秀基・浜田昌明・吉田　進・廉澤　宏・三橋　明・河野芳輝・衣笠善博，2005，能登半島西方海域の新第三紀

～第四紀地質構造形成．地学雑,**114**,791-810.

活断層研究会編,1991,新編日本の活断層─分布と資料─．東京大学出版会,437p.

気象庁,2007,災害時地震・津波速報　平成19年（2007年）能登半島地震．気象庁災害時自然現象報告書　2007年第１号,41p.

国土地理院,2007,北陸・中部地方の地殻変動．地震予知連絡会会報,78,424-456.

岡田篤正・東郷正美編,2000,近畿の活断層．東京教育大学出版会,395p.

岡村行信,2007a，能登半島西方海底地質図．海洋地質図,61（CD），産業技術総合研究所地質調査総合センター．

岡村行信,2007b，能登半島周辺の地質構造と地震との関係．*AFRC News*,66,1-3.

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,**87**,725-736.

宇佐美龍夫,1996,新編日本地震被害総覧　［増補改訂版　416-1995］．東京大学出版会,493p.

Yamamoto, H., 1993, Submarine geology and post-opening tectonic movements in the southern region of the Sea of Japan. *marine Geology,* **112**, 133-150.

山本博文・上嶋正人・岸本清行,1990,鳥取沖海底地質図および同説明書．海洋地質図,35,地質調査所,27p.

山本博文・上嶋正人・岸本清行,1993,経ケ岬沖海底地質図および同説明書．海洋地質図,40,地質調査所,39p.

山本博文・上嶋正人・岸本清行,2000,ゲンタツ瀬海底地質図および同説明書．海洋地質図,50,地質調査所,35p.

山本博文・木下慶之,1999,越前海岸沿い断層群の活動履歴．名古屋大学加速器質量分析計業績報告書,10,48-55.

山本博文・中川登美雄・新井房夫,1996,越前海岸に発達する海成中位段丘群の対比と隆起速度．第四紀研究,**35**,75-85.

山本博文・奥山大嗣・江戸慎吾,2007,生物指標からみた平成19年（2007年）能登半島地震における海岸隆起．福井大学地域環境研究教育センター紀要「日本海地域の自然と環境」,14,33-46.