

## 31. 日本海東縁新生海溝の可能性\*

地震研究所 中 村 一 明

(昭和 58 年 7 月 30 日受理)

### 要 旨

富山トラフ以東の日本海東縁の大陸斜面と陸上の瑞穂褶曲帯よりなる日本海東縁変動帯は北米・ユーラシア両プレート間の 1~2 Ma 前以降の収束(力学)境界域であるという考えが説明される。日本海盆東縁と富山トラフ内に点在する凹地を連ねた地帯は沈み込みを示唆する構造を伴うので新生の海溝である可能性がある。

### はじめに

日本海東縁からフォッサマグナにつづく活変動帯は、太平洋中央海嶺から北極海海嶺へと連なってきた北米・ユーラシア両プレート間の現在の収束境界ではないかという考え(小林洋二, 1983; 小林・中村, 1983; 中村・小林, 1983; 瀬野, 1983)が最近でき上りつつある。

本稿ではまずこの考えを概観し、次に日本海東縁に海溝-沈み込み帯の発生を示唆する地形・構造があることをのべる。

### これまでの研究

日本海の拡大・形成機構についてはこれまで広く論じられてきた(たとえば小林和男, 1983)。一方 1970 年に乗富は 1969 年 10 月の秋田市沖地震の余震分布が陸側に深くなる傾向を示す(乗富・佐伯, 1971)ことから日本海側からの沈み込みを示唆した(上田誠也, 個人談話, 1983)。1981 年に SENO and EGUCHI は、太平洋沿岸ほど頻繁ではないが日本海東縁地帯で逆断層型の大地震が発生している(FUKAO and FURUMOTO, 1975)ことなどから、この地帯で沈み込みが始まっている可能性を示唆した(SENO and EGUCHI, 1983)。しかし、その原動力については、従来の考え(たとえば HUZITA, 1980)と同じく、太平洋プレートの沈み込みによる横圧力にあると考えていた。

東北日本の日本海沿岸から大陸斜面にかけての地域には日本海東縁変動帯ともよべる第三紀末以降活動的な短縮変動帯が知られている。上述の日本海東縁の逆断層地震群は、1983 年日本海中部地震も含めてこの日本海東縁変動帯との地理的一致や新第三系・第四系の褶曲構造の成長が地震時に観察されることなどから、この変動帯の現在の活動を示すものと考えられる。すなわち OTUKA (1937, 1941) は糸魚川-静岡線(糸静線)以東の裏日本沿岸地帯の若い瑞穂褶曲帯の存在を認め、その褶曲構造の形成は現在も続いている事を明らかにした。1960 年代末以降沿岸海域の調査が海上保安庁水路部、つづいて地質調査所などによって進められた。その結果、褶曲帯は糸静線の北方延長にある富山トラフ以

\* 1983 年 6 月談話会で発表。

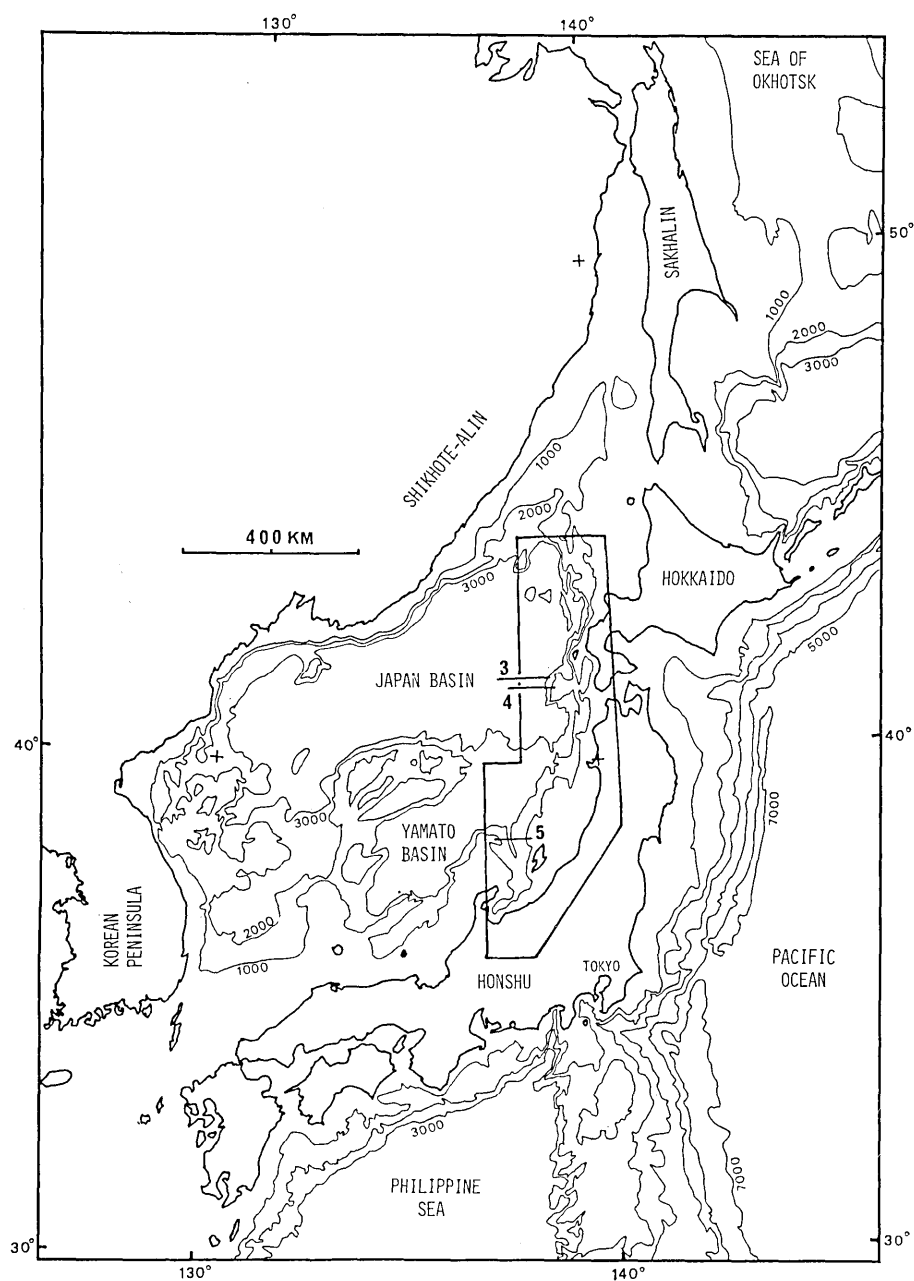


Fig. 1. Index map of the Japan Sea. 1000, 2000, 3000, 5000, and 7000 m contours are drawn. Boxed is the area covered by Fig. 2. Lines 3, 4 and 5 are the profile lines of Figs. 3, 4 and 5, respectively.

東の大陸斜面地域にも広がっており、地形的には逆断層で境された傾動ブロックの連なりとして認められることがわかった(茂木・佐藤, 1975; HONZA, 1979; 本座, 1983). 褶曲・傾動構造の成長を伴った地震の例は 1964 年新潟地震などである(MOGI *et al.*, 1964; NAKAMURA *et al.*, 1964; 笠原たち, 1978).

この日本海東縁変動帯の短縮変動の原動力は、太平洋プレートの沈み込み以外のものにあるのではないかと考えられる。TAMAKI, *et al.* (1979) は海底地質構造にあらわれた変動帯の地理的分布が、北方へ向うにつれて千島海溝から次第に離れてしまうので、東北・千島弧とは独立とみられることを強調した。小林・中村 (1983) は、短縮変動の原因が太平洋プレートの沈み込みにあるにしては、一般の弧の例(たとえば NAKAMURA and UYEDA, 1980) では逆断層地震帯は火山弧より海溝側で終ることなどからみて海溝からの距離が遠すぎるとした。サハリン南部西方の 1971 年逆断層地震(FUKAO and FURUMOTO, 1975) は千島海溝から 650 km もの距離にある。

日本海東縁変動帯の短縮変動は北米プレートとユーラシアプレートがシベリア東部の回転極(MINSTER and JORDAN, 1978)以南では収束することの現われであろう、つまりここが両プレート間の新しい境界ではないか、と考えられる(小林洋二, 1983; 中村・小林, 1983; 小林・中村, 1983). この境界は回転極からほぼ  $30^\circ$  以内にあって年 1.3 cm 程度以下と短縮速度も小さい(MINSTER and JORDAN, 1978)ので地理的位置もはっきりしていなかった(たとえば C.P.C., E.M.R., 1981). 一般には CHAPMAN and SOLOMON (1976) に従ってサハリン-北海道の中軸山地沿いにあるものと考えられていたようである(たとえば, DICKINSON, 1978).

### 新説を支持する観察

日本海東縁変動帯が北米・ユーラシア両プレート間の新しい境界であると考え、これまで説明されていなかった、あるいは説明が困難であったいくつかの重要な地学現象を説明することができる。以下にそれらを列挙する。

1. 日本海東縁変動帯は北方の間宮海峡へ向って消滅するようにみえる。地震活動が低調になるだけでなく、変動帯の幅もせまくなる(たとえば, 張, 1983). これらはプレート境界がプレート回転極に近づくので短縮速度が小さくなるためであると理解される。

2. すでにのべたように、日本海東縁変動帯の変動の原動力を太平洋プレートの沈み込みに求めるには海溝からの距離が遠すぎる。通常は、弧状火山帯よりも海溝側で逆断層地震帯は終っている。更に、北方へ追うと日本海東縁変動帯は北へ続くのに、太平洋プレートの沈み込む海溝は北東へ千島海溝となって続き、間に千島海盆をはさむことになるなどの不自然な点が生ずる(Fig. 1). これは二つのプレート間の短縮がリソスフェアの弱い部分におこり始めたと思えば不自然ではなくなる。

3. OTUKA (1937) が瑞穂・フォッサマグナ褶曲帯として認識したように、日本海東縁変動帯は富山トラフ東側を南下しフォッサマグナへと続く。プレート間回転極がほぼ北方にあるから、海と陸の境にある走向南北の日本海東縁変動帯は一般的には海側が沈み込み、上盤側に変動帯が生ずるという形態をとるだろう(海域の一部で沈み込みがあるらしいことは次節でのべる)。しかし、フォッサマグナでは両側とも陸であるから沈み込みではなく、主として衝突がおこるであろう。なお、小林 (1983) は富山トラフ-糸静線を左横ず

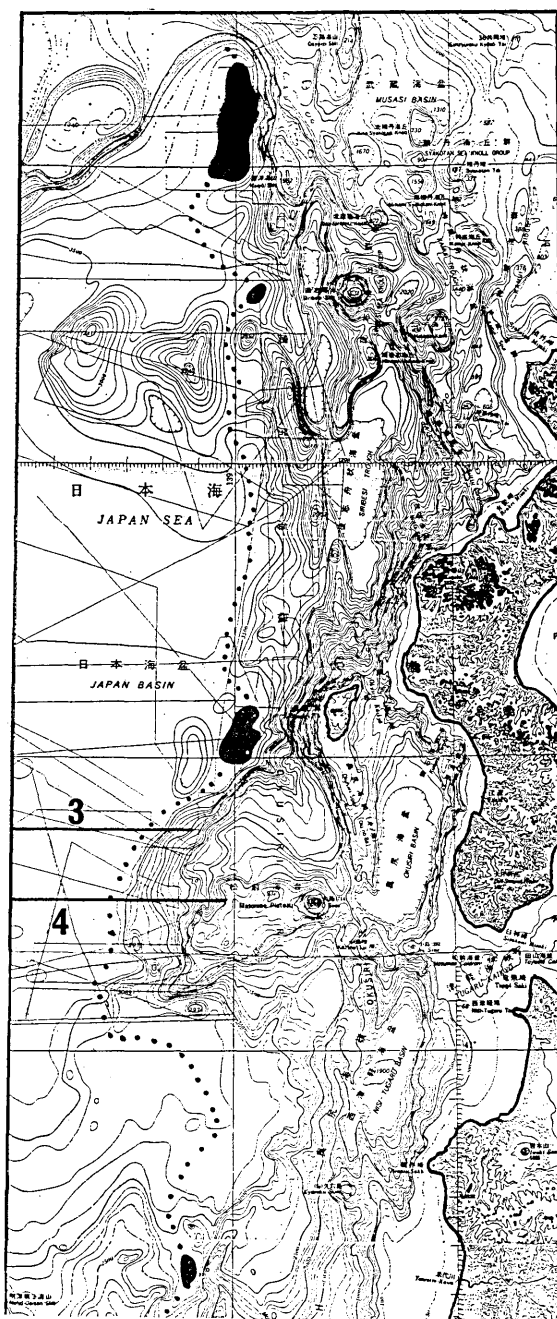
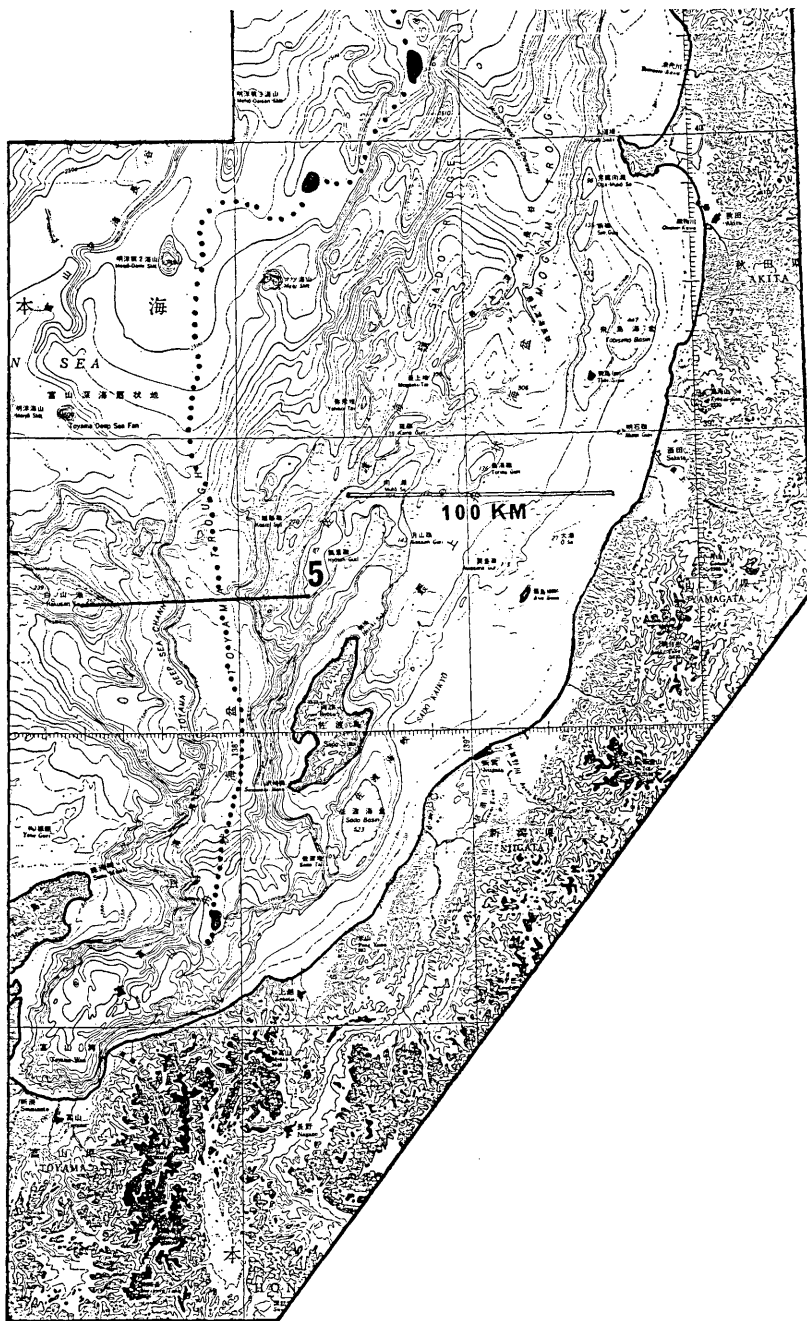


Fig. 2. Topographic map of the eastern Japan Sea, showing the axis of the possible associated valleys along the base of the continental slope of northeast Honshu. Lines interval of 100 m after the Hydrographic Department, M.S.A. (1980).



nascent trench (dotted line) connecting the six isolated depressions (solid) and the 3, 4 and 5 are profile lines of Figs. 3, 4 and 5, respectively. Base map with contour

れの卓越するプレート境界としているが、剛体的プレートを仮定するかぎり走向が南北に近い場合、沈み込みあるいは衝突境界となるべきである。

実際、フォッサマグナでは東北日本側がやや *underthrust* する形で衝突がおこっていると考えられ (小林, 1968; HUZITA, 1980), 飛騨・木曾・赤石などの高山地帯が糸静線の西側に生じている。このような地形配置はインドとヒマラヤ、伊豆半島と丹沢山塊など衝突が起きているとされている地域とよく似ている。これは地形を作ったメカニズム・地史が似ていることを示唆し、フォッサマグナ西縁がプレート境界であり陸同士の衝突がおきている、という考え方と調和する。

4. 地震の発震機構、活断層の変位の向き、新第三系・第四系などの新しい変形などが示すように、日本海東縁・フォッサマグナ変動帯を通じてその短縮方向は全体としてはほぼ東西である (FUKAO and FURUMOTO, 1975; 活断層研究会, 1980)。これは回転極がほぼ北方にあるためと考えられる。西南日本の東部の最近の短縮方向がほぼ東西であること (たとえば HUZITA, 1980) も同様に理解される。

5. 日本海東縁・フォッサマグナ変動帯の短縮変動、糸静線西方山地の隆起・変形などのうち現在に続く変動が始まったのは、いずれもほぼ同時で、1~2 Ma 前である (SUGIMURA, 1967; MATSUDA *et al.*, 1967; 茂木・佐藤, 1975; 笠原たち, 1978; HONZA, 1979; 栗田, 1983)。これは同一プレート境界であれば当然のことであろう。1964・1965 年という短期間に秋田沖から静岡にかけて集中的に地震活動がおこった (茂木, 1981) 理由も同様であろう。

6. 日本海溝沿いの低角逆断層地震の *slip vector* の方向は太平洋・ユーラシア両プレート間の収束方向よりも太平洋・北米プレート間のそれに近い (瀬野, 1983)。これも日本海東縁・フォッサマグナ変動帯が北米・ユーラシアプレート境界であることを支持する。

7. シホテアリンからコリア半島にかけての日本海盆北西縁では陸棚から海盆底にむけ一挙に深くなるだけでなく、内陸から海岸に向って接断面が高まり、いかにも *rifted margin* らしい地形を示している (Fig. 1)。これに対し東縁の地形は複雑で、北西縁のようにはなっていない。このことは日本海がユーラシア大陸からの分離および海底の拡大によって生成したとするなら、東縁ではその後何事かがおこって地形が修飾されたことを示している。東縁では東北日本の島弧活動による変形もあるだろうが、「何事か」は主に新しくプレート間の収束境界となったことによる変動地形の形成ではないだろうか。

8. 東北日本を北西-南東に横切る男鹿-気仙沼測線で速度構造をみると、海岸線の下あたりでマントル最上部の  $P$  波速度 ( $P_n$ ) が急変し、日本海側で 8.2 km/sec. であるのに対し、島弧下では 7.5 km/sec である (YOSHII and ASANO, 1972)。この速度の急変は YOSHII (1972) によれば重力異常なども整合的である。もし、日本海東縁部が若いプレート収束境界だとするところのような  $P_n$  速度の急変面が海岸線付近下に存在するのは、沈み込みを始めたばかりの高  $P_n$  値をもつ日本海リソスフェアの先端が海岸線付近下にまでとどいているためとも考えられる。このように考えた場合、沈み込んだスラブ長は 50 km 程度となろう。

## 新しい沈み込みを示唆する地形と構造

前節でのべたように、日本海海盆の東縁はユーラシア・北米両プレート間の新しい収束境界である可能性が高く、そこで 50 km 程度の沈み込みがすでに起こっている可能性さえある。百万分の 1 の海図（水路部、1980）によって地形を見ると海盆東縁にとぎれとぎれながら凹地が存在する（Fig. 2）。大陸斜面上にもいくつかの閉じた凹地があるが、Fig. 2 では斜面内のものは除き、斜面の西端に隣接する 6 コだけを黒くぬりつぶしてある。男鹿半島西北西の凹地は、1983 年日本海中部地震を引き起こしたと考えられる東緩傾斜逆断層の下盤東端部にあたる（本座、1983）。また奥尻島西方のものは日本海最深部である。

黒ぬり凹地の南北には幅の広い細長い開いた凹地がある。これらの凹地を大陸斜面基部に沿うようになめらかにむすび、Fig. 2 に点線で示した。結ばれた線は日本海盆の東縁に沿って蛇行し、富山トラフ内を南下する。糸魚川北方で地形的に追うことができなくなる。ほぼ姫川支谷沿いに 20~30 km 間が途切れるが、ここは表層地質構造上の東西をわけける境界になっている（桜井たち、1972）。さらに、Fig. 2 の点線のまさに南の延長上に糸静線があることも考えると、点線と糸静線は一連の変動地形であることが示唆される。

次に、既に出版されている音波探査記録の中から沈み込みの可能性を示す三例を見出したのでそれを示す。二例は渡島大島をのせる松前海台の西端部を平行して横切る二本の東西測線である（Figs. 3, 4）。Fig. 3 は北側の、Fig. 4 は南側の測線である。Fig. 4 では海盆底は水平なまま海台基部に達しているが、Fig. 3 では基部へ向い約 20 m 深くなっている。両測線とも、海底下の地層面は基部へ向って深くなっている。これは基部近くの高盆底が沈降しつつあり、堆積作用により逐次埋没平坦化されていることを示している。

Fig. 4 では音響透明層の上位の成層部のうち下 3/5 では基部に向って厚さが減っているが、上 2/5 位では基部に向ってかえって厚さがふえている。これは海盆端の沈降が、成層部の 3/5 位が堆積した後開始し現在も継続していることを示している。成層部分の最下部の年代は約 3.5 Ma 前（玉木ほか、1981）であるから、堆積速度の一定を仮定すると沈降運動開始はおおよそ 1.5 Ma 前となる。

Figs. 3, 4 の構造は海盆底の縁が沈降しつつあることを示すに

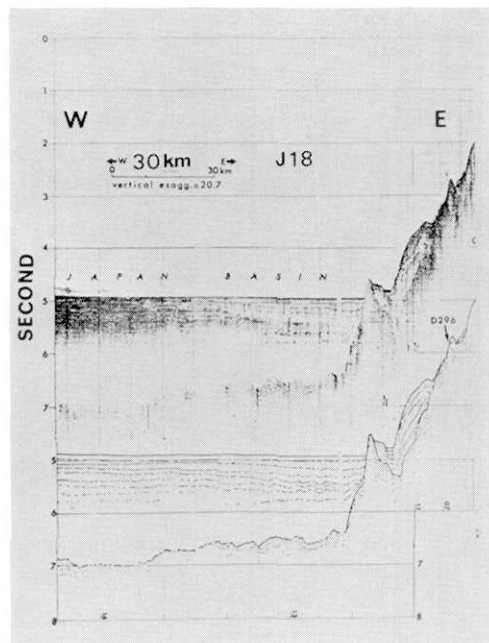


Fig. 4. Single channel seismic reflection profiles across the boundary between the deep basin floor and the base of the continental slope (HONZA, 1979). Location in Figs. 1 and 2. Vertical scale in seconds. Vertical exaggeration 20.7. Lower diagram is the interpretation.

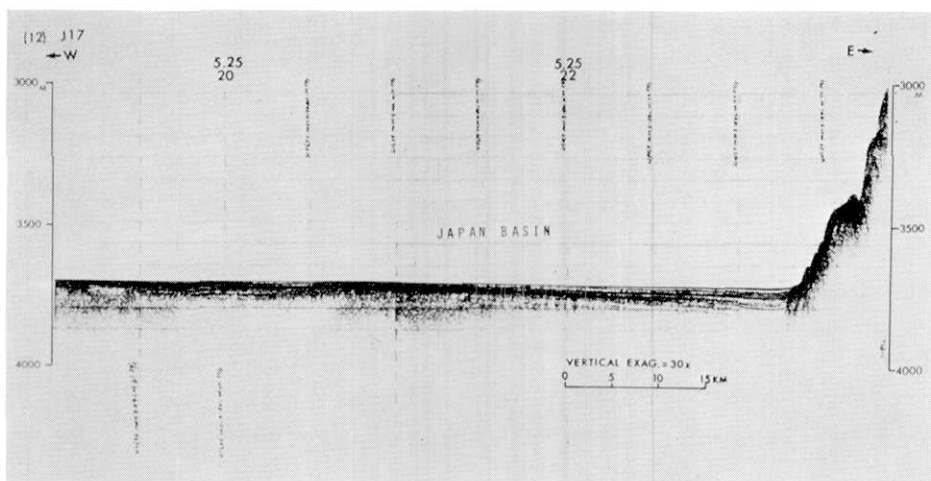


Fig. 3. Single channel seismic reflection profiles across the boundary between the deep basin floor and the base of the continental slope (HONZA, 1979). Location in Figs. 1 and 2. Vertical scale in meters. Vertical exaggeration 30.

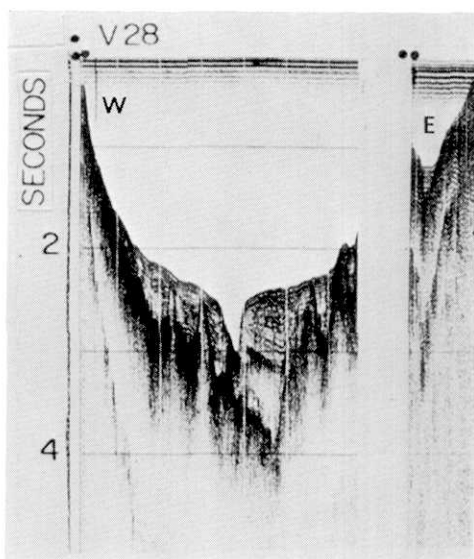


Fig. 5. Single channel seismic reflection profile across the Toyama trough (LUDWIG *et al.*, 1975). Location in Figs. 1 and 2. Vertical exaggeration ca. 20.

すぎない。しかし、海底地形や前節にのべたことを合せ考えると、海盆底が海台下にゆるい角度ながら斜めに沈み込みつつあることの現われである可能性がある。

Fig. 5 は富山トラフを東西に横断する測線である (LUDWIG *et al.*, 1975)。測線の位置は Figs. 1, 2 に示す。トラフ底を埋めた堆積物を刻み込んで富山深海長谷が生じている。Figs. 3, 4 の場合と同じく、トラフを埋める地層の主部は東に傾斜していて、東側ほど多く沈んでいる、すなわち東へ傾きながら沈んでいることが判る。上部には斜面堆積物とみられるものが堆積している。この部分は長谷の東側では西傾斜になっている。

Fig. 5 で注目される点は、西側の音響基盤がごくわずか (約 2 km) ながら東側の基盤の下へ斜めに連続しているように見えることである。もしこれが事実ならば、上位の地層の傾動とあわせて考えると、この測線では正に沈み込みの構造がみえていることになる。



## 議 論

以上のべてきたように、日本海東縁変動帯の西縁には 1~2 Ma 前以降に形成され始めた沈み込み口（新生海溝）があるように見える。しかし、この新生海溝は通常海溝に比べて浅くかつとぎれとぎれであり、また著しく蛇行している。

このような地形は、沈み込み速度が小さくまた開始後の時間が短かいため、定常的沈み込みに伴う海溝地形・構造がまだ確立していないことを示すのではなかろうか。1983年日本海中部地震などの大地震の余震域がほとんど「海溝」軸にまで達していることや、局地的な地形等深線に沿って伸びる傾向のあること（東北大学理学部, 1983; FUKAO and FURUMOTO, 1975）なども、付加ブリズムなどの非震性の部分が上盤先端にまだ生じていないという意味で、同様に沈み込み開始がごく最近であることを示しているのかも知れない。

日本海海盆形成は最近地質時代のできごとと考えられている（たとえば小林和男, 1983）。玉木ほか（1981）などは大和海盆の形成を数 Ma 前と考えている。このように新しい海盆底が沈み込み得るかという疑問があるかも知れない。しかし、実際には 0 Ma 前ともいべき海嶺さえも沈み込んでいる（たとえばチリ海嶺, HERRON *et al.*, 1981）のだから、沈み込んだ後の角度は浅いことがあっても新しすぎて沈み込めないということはないのであろう。

玉木（1983）はごく最近日本海東縁変動帯の海底部分の構造を再検討し、逆断層のうちかなりのものが西傾斜であることを見出した。佐渡海嶺については堆の 7 割以上が西傾斜であり（岩淵, 1968）従って堆の東側を限る逆断層は西傾斜の *listric* なものと考えられる。これらのことは、当短縮変動帯が単純な沈み込み帯ではないことを示している。また、一部は *obduction* に発展する可能性も示している。これらのことも全体的沈み込み開始の新しさと同時に、若い海底の沈み込みの初期に伴う現象なのかも知れない。

留萌沖の武蔵堆西方以北では、「海溝」したがってプレート境界をはっきりと定められておらず、いくつかの考えがある（たとえば, CHAPMAN and SOLOMON, 1976; SAVOSTIN *et al.*, 1982）。これは一般的に大陸地域でプレート境界をはっきりしないということのあらわれであるほかに、収束速度が小さい（mm/年）ためと考えられる。低速変動のプレート境界をどのようにして判定するかは今後の問題であらう。

日本海東縁での短縮変動が 1~2 Ma 前に始まったとすると、ユーラシア・北米両プレートの分離運動は中生代以降続いているのだから、どこか他に収束境界があったに違いない。実際、北海道を縦断する石狩・天塩帯は鮮新世までのそのような場所であったと考えられている（KIMURA *et al.*, 1983）。この地帯の短縮変形運動の弱化和日本海東縁・フォッサマグナ変動帯の短縮運動の強化との時間関係がより明らかになることが望まれる。

日本海東縁・フォッサマグナ変動帯が新しいプレート間収束境界であり、その一時代前の境界が北海道にあったものならば、中生代以降の北海道における収束（たとえば OKADA, 1982）につづいて、我々は現在東北日本という陸塊あるいはマイクロプレートが北米プレートに付加され、海溝（収束境界）がジャンプしたところを見ていることになる。海溝のジャンプに要する時間はどの位なのか、地質時代の付加現象の理解のためにも、東北・北海道の新生界の研究は重要であらう。

「新生海溝」がプレート境界であるならば、途切れることはない筈であり、地理的関係

からみて糸静線沿いの谷から駿河湾に抜け、そこで三重点を作っていると考えるのがもっともらしい。この場合、物質境界の上盤側に力学境界帯があると考えられる(中村・島崎, 1981)ので、物質境界としての三重点は駿河湾奥部に、力学境界帯としての三重点はその北方富士山付近のやや広い地域になるだろう。従来から知られている日本海溝三重点に対して、新説による三重点は地理的關係から富士山三重点とよぶのが適当であろう。

フォッサマグナの短縮・衝突変動史をユーラシア・北米プレートの境界への最近の転化という視点から見ること今後課題であろう。また、海から陸へのつながりにも不明な点が多い。単純に剛体的プレートテクトニクスの考えをあてはめれば、富山トラフの走向が能登半島先端部の南東で西南西方向に変わって半島基部に向う部分は、陸側が上り海側が下るという東ほど大きく上下にさける断層帯になっているのではないか、と思われる。しかし表層部の構造は複雑である(桜井たち, 1972)。

## 結 語

サハリン南部西方沖以南ではっきりしている日本海東縁-フォッサマグナ変動帯は、ユーラシア・北米両プレート間の 1~2 Ma の前以降の新しい収束境界である可能性が大きい。このように考えると、この変動帯の南北方向の活動度のちがい・地理的位置・短縮方向・変動開始時期の一様性、日本アルプスの存在、日本海縁辺部の大地形などの理解が容易になる。

さらに、日本海東縁変動帯の西縁沿いには、深海々盆の東端に不連続ながら閉じた凹地が点在している。海盆東端には一部で沈み込みを示唆する構造も見られる。したがってこのような地形は日本海のリソスフェアが日本海東縁変動帯の下に 1~2 Ma 前以降のある時期から沈み込み始めたために生じた、まだ充分形をなしていない新生海溝である可能性がある。

## 謝 辞

本稿を書くきっかけとなったのは、国際深海掘削計画の活動縁辺パネル(AMP, 1983年1月5日~8日, La Jolla, CA)で、日本海での深海掘削の早期実現を推進するため、日本海の地学的重要性を強調する話題提供を行ったことであった。第一稿ができたのはAMPへの出席前に日本海の調査結果について教えて下さった玉木賢策、AMPで議論をして下さった Peter Barker、帰国後富山トラフの音波探査記録の写真(Fig. 5)を貸して下さった村内必典、本稿の内容に興味をもち、ソ連の文献などを教えて下さった上田誠也、有益な議論をして下さった竹内章・小林洋二・丸山茂徳、プレプリントを下さった瀬野徹三の諸氏などのおかげである。

第一稿を読んで下さった方々のうち、確たる証拠の必要性を強調した感想を寄せられた佐藤任弘、収束境界かも知れないが、沈み込みを疑問視する理由を説明された玉木賢策、表現・論理・知識の不充分等を指摘された二人の匿名査読者・瀬野徹三・竹内章・松田時彦・上田誠也・本座栄一などの方々に厚く御礼申し上げる。

## 引用文献

- 栗田泰夫, 1983, 東北日本のネオテクトニクス, 地質学会講演要旨, 494.
- CHAPMAN, M. E. and SOLOMON, S., 1976, North American-Eurasian plate boundary in northeast Asia, *J. Geophys. Res.*, **81**, 921-930.
- Circum-Pacific Council for Energy & Mineral Resources, 1981, Plate Tectonic Map of the Circum Pacific Region northwest Quadrant, *AAPG*.
- 張 文佑(編), 1983, 中国及邻区海陸大地構造図 1: 5,000,000, 科学出版社.
- DICKINSON, W. R., 1978, Plate tectonic evolution of North Pacific rim. *Jour. Phys. Earth.*, **26**, Suppl. S1-S19.
- FUKAO, Y. and FURUMOTO, M., 1975, Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, *Tectonophys.*, **25**, 247-266.
- HERRON, E. M., CANDE, S. C. and HALL, B. R., 1981, An active spreading center collides with a subduction zone: A geophysical survey of the Chile margin triple junction, *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **154**, 683-701.
- HONZA, E. (ed), 1979, Geological Investigation of the Japan Sea April-June 1978 (GH78-2 Cruise), Cruise Rept. 13, 99p. Geol. Surv. Japan.
- 本座栄一, 1983, 日本海中部地震と海底断層, 科学, **53**, 510-514.
- HUZITA, K., 1980, Role of the median tectonic line in the Quaternary tectonics of the Japanese islands, *Mem. Geol. Soc. Japan*, n. **18**, 129-153.
- 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.
- 海上保安庁水路部, 1980, 海底地形図, 第 6011 号, 第 6012 号.
- 笠原慶一・杉村 新・松田時彦, 1978, ネオテクトニクスの体系, 岩波講座地球科学, **10**, 1-31.
- 活断層研究会, 1980, 日本の活断層, 363p. 東大出版会.
- KIMURA, G., MIYASHITA, S. and MIYASAKA, S., 1983, Collision tectonics in Hokkaido and Sakhalin, *Accr. Tectonics in the Circ.-Pac. Regions*, Hashimoto & Uyeda (ed.) 123-134.
- 小林和男, 1983, 日本海の拡大と日本列島の移動 釧山地質特別号, **11**, 23-36.
- ・中村一明, 1983, 縁海拡大のテクトニクス, 科学, **53**, 448-455.
- 小林国夫, 1968, フォッサ・マグナ地域内陸部の第四紀地殻変動, 地質学論集, **2**, 33-38.
- 小林洋二, 1983, プレート“沈み込み”の始まり, 月刊地球, **3**, 510-518.
- LUDWIG, W. J., MURAUCHI, S. and HOUTZ, R. E., 1975, Sediments and structure of the Japan Sea, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 651-664.
- MATSUDA, T., NAKAMURA, K. and SUGIMURA, A., 1967, Late Cenozoic orogeny in Japan, *Tectonophys.*, **4**, 349-366.
- MINSTER, J. B. and JORDAN, T. H., 1978, Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, **83**, 5331-5354.
- MOGI, A., KAWAMURA, B. and IWABUCHI, Y., 1964, Submarine crustal movement due to the Niigata earthquake in 1964, in the environs of Awa Sima island, Japan Sea, *J. Geod. Soc. Japan*, **10**, 180-186.
- 茂木昭夫・佐藤任弘, 1975, 日本周辺大陸縁辺部の海底 I, 科学, **45**, 551-559.
- 茂木清夫, 1981, 東北日本西岸沖—フォッサ・マグナ—東海・伊豆の活動帯と近年の伊豆地方における地震活動について, 震研彙報, **56**, 691-711.
- NAKAMURA, K., KASAHARA, K. and MATSUDA, T. 1964, Tilting and uplift of an island Awashima, near the epicentre of the Niigata earthquake in 1964, *J. Geod. Soc. Japan*, **10**, 172-179.
- 中村一明・小林洋二, 1983, 日本海中部地震とプレートテクトニクス, サイエンス, **13**, 58-60.
- 中村一明・島崎邦彦, 1981, 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み, 科学, **51**, 490-498.
- NAKAMURA, K. and UYEDA, S., 1980, Stress gradient in arc and backarc regions and plate subduction, *J. Geophys. Res.* **85**, 6419-6428.
- 乗富一雄・佐伯裕治, 1971, 秋田市沖地震について, 東北地域災害科学研究, 99-111.
- OKADA, H., 1982, Geological evolution of Hokkaido, Japan: an example of collision orogenesis. *Proc. Geol. Assoc.*, **93**, 201-212.
- OTUKA, Y., 1937, Tertiary folding in Japan. *Proc. Imp. Acad., Tokyo*, **13**, 78-81.

- , 1941, Active rock folding in Japan, *ibid.*, **17**, 518-522.
- 桜井 操・佐藤任弘・田口 広・永野真男・内田摩利夫・浜本文隆, 1972, 富山湾北方海域の地質構造と海底谷, 地質雑, **78**, 475-484.
- SAVOSTIN, L. A., VERBITSKAYA, A. I. and BARANOV, B. V., 1982, Instantaneous plate tectonics the Sea of Okhotsk region, *Doklady*, **266**, 961-965.
- 瀬野徹三, 1983, 日本海沈み込み説に関する一考察—日本海溝における地震のスリップベクトル. 地震, **36**, 270-273.
- SENO, T. and EGUCHI, T., 1983, Seismotectonics of the Western Pacific, in *Geodynamics of the Western Pacific Indonesian Region*. edited by T.W.C. Hilde and S. Uyeda, *Geodynamics Ser.*, **11**, 5-40, Amer. Geophys. Union & Geol. Soc. Amer.
- SUGIMURA, A., 1967, Uniform rates and duration period of Quaternary earth movement in Japan, *J. Geosci., Osaka City Univ.*, **10**, 25-35.
- 玉木賢策, 1983, 日本海東縁部の活構造とテクトニクス, 地震学会講演予稿集, **2**,
- TAMAKI, K., MURAKAMI, F. and NISHIMURA, K., 1979, Continuous seismic reflection profiling survey, 48-51 in HONZA (1979).
- 玉木賢策・西村清和・村上文敏・本座栄一, 1981, 日本海大和海盆の堆積層序と基盤年代の推定, 地質学会講演要旨, 209.
- 東北大学理学部, 1983, 1983 年 8 月 8 日地震予知連絡会資料.
- YOSHII, T., 1972, Features of the upper mantle around Japan as inferred from gravity anomalies, *J. Phys. Earth.*, **20**, 23-34.
- YOSHII, T. and ASANO, S., 1972, Time-term analyses of explosion seismic data, *J. Phys. Earth.*, **20**, 47-57.

### 31. Possible Nascent Trench along the Eastern Japan Sea as the Convergent Boundary between Eurasian and North American Plates.

By Kazuaki NAKAMURA,

Earthquake Research Institute.

Along the eastern Japan Sea there lies a zone of active contractional deformation as seen in higher seismicity, young submarine tectonic relief and deformed Quaternary strata. The zone comprises the coastal regions and continental slopes of Northeast Japan. The recently proposed idea that this east Japan Sea deformation zone represents a nascent convergent zone since 1~2 Ma bp between North American and Eurasian plates is reviewed.

It seems highly possible that the six isolated topographic depressions and associated minor shallow valleys on the eastern edge of the deep basin floor of the Japan Sea constitute a surface manifestation of the nascent trench where the young lithosphere of the Japan Sea has just started to subduct westwards beneath northeast Japan.

This supposed convergent plate boundary extends northwards and connects somehow to the mid-Arctic ridge and southwards through Fossa Magna, a colliding sector, to Suruga Bay forming another triple junction near Volcano Fuji where the three convergent boundaries between Eurasian, North American and Philippine Sea plates meet.