

東北本州弧における後期新生界の変形度について

佐 藤 比 呂 志¹⁾Degree of deformation of late Cenozoic strata
in the Northeast Honshu ArcHiroshi SATO¹⁾

Abstract Horizontal shortening ratios of the late Cenozoic strata in the Northeast Honshu Arc are calculated from geological cross sections. Shortening ratios show small values (less than 2%) in the outer belt of northeast Honshu and increase remarkably across the Quaternary volcanic front. In the inner belt, the average values of shortening ratios are 4.7% and highly deformed zones, showing more than 20% shortening, lie along the Japan Sea coast. The average shortening ratios across the Northeast Honshu Arc show a maximum value (8% shortening) in the northern part of Honshu and gradually decrease towards the north and south along the arc. The average shortening ratios of western Hokkaido are 4.5%, smaller than those of the southern part of northeast Honshu. The average strain rates of shortening in the central part of northeast Honshu are on the order of $10^{-8}/\text{year}$ and much greater than that estimated from Quaternary fault data.

I はじめに

東北本州弧は太平洋プレートの収束境界に位置し、現在活発な地殻変動を被っている。測地・活断層の研究などにより、東北本州弧は短縮変形の場におかれていることが明らかにされている（中根, 1973; 活断層研究会, 1980）。これらの短縮変形量は新第三紀を通じてどれだけの値をとり、どのような地域特性を示すのだろうか。このような疑問は早くから認識され、OTUKA (1938), MATSUDA et al. (1967) などによってその概要が明らかにされてきた。MATSUDA et al. (1967) の研究以降、東北本州弧の新第三系に関する情報は飛躍的に増大し、多くの地質断面が公表された。東北本州弧の変形量の概要を把握することは、今後この地域のテクトニクスを明らかにしていくための基礎資料として重要である。本論ではこのような観点から、OTUKA (1938)

と同様の方法を用い、公表されている地質断面図とともに計測を行い、後期新生界の変形度を求めた。

本研究は東北本州弧総合研究のまとめの一環として行われた。東京大学地震研究所松田時彦教授を中心とする東北本州弧変形度グループの方々には、本研究のきっかけを作っていただいた。小論の公表の機会を与えて下さった北村信東北大名誉教授・東北大理学部地質学古生物学教室大槻憲四郎博士に心から感謝する。茨城大学理学部地球科学教室藤井陽一郎教授・天野一男助教授には、有益な互助言をいただいた。また、秋田県庁の臼田雅郎博士には資料収集の便宜を計っていただいた。以上の方々に深く感謝する。

II 変形率の測定方法

地層の変形率あるいは変形度については、いくつかの測定方法が考案されている。OTUKA (1938) は、地質断面において、褶曲もしくは傾斜している地層に沿って測った長さを F、地質断面の水平距離を Lとしたとき、 $(F-L)/F$ をもって地層の収縮度 (con-

1) 茨城大学理学部地球科学教室. Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Ibaraki University, Mito, 310 Japan.

traction) を表した。一方、MATSUDA et al. (1967) は変形の程度を地質断面上の褶曲・断層による垂直変位の合計 ($\Sigma \Delta H$) を断面長 (L) で割った値で表し、これを変形度 (degree of deformation) と呼んだ。この他に地層の変形の程度を表す指標としては、垣見 (1978) が De SITTER (1956) の方法として紹介している短縮率 (shortening ratio) がある。短縮率は OTUKA (1938) と同様の方法で求めた値を、%で表示したものである。

一般に、地層から短縮量を算出するためには、さまざまな問題が伏在している。その中で最も大きな問題点は、layer parallel shortening の量を算定できない点である。垣見 (1978) が指摘しているように、同様な短縮率を示す場合でも、形成機構によっては伸張している場合もありうる。したがって、幾何学的な変形のみからは短縮か伸張かを判断することが困難な場合も生じる。次にあげられる問題点としては、地質断面を用いて短縮量を算定する場合、横ずれ断層を伴う変形量の算定が困難になる点である。地質断面から計測する場合、求めた変形量は dip-slip 型の断層によって変形している場合のみ妥当である。

東北本州弧の鮮新世以降の変動は、広域的な圧縮性の変形によって特徴づけられることが明らかにされている (松田, 1977; 活断層研究会, 1980; 佐藤ほか, 1982; 山岸・渡辺, 1986)。この鮮新世以降の変動は dip-slip 型の逆断層による短縮変形によって特徴づけられ、中期中新世以降の地層に最も強い変形をおよぼしている。したがって、鮮新世以降の変動に限れば、OTUKA (1938) の“収縮度”は地層の幾何学的な短縮率を表すものと考えることができる。また、横ずれ成分を評価できないという欠点はあるが、東北本州弧における変動特性から判断して、地質断面による計測によって、その主要な変形度を評価することができると考えられる。したがって、ここでは OTUKA (1938) の方法に従った。

変形の程度は短縮率 (shortening ratio) で表した。興味の中心は、主として水平短縮率にあるため、褶曲軸・断層に直交する方向の地質断面図について計測した。変形率を規格化するために、測線長が 5 km を越える場合には 5 km に区切って扱った。また 4 km 以下の断面線については計測から除外した。5

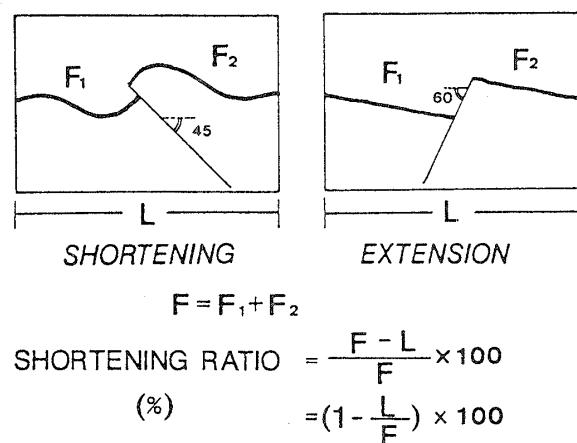


Fig. 1. Method to calculate shortening ratios from geological cross sections.

km を基準として地質断面図上の地層境界の長さ (F) を計測し、これを近似的に変形前の長さとみなす。断面図の長さ (L) は変形後の長さと考えることができるために、求める短縮率 (%) は $\{1 - (L/F)\} \times 100$ として評価することができる (Fig. 1)。すなわち、この値が正であれば短縮性の変形を負であれば伸張性の変形を表す。断層については、逆断層の傾斜角度を 45°、正断層の傾斜角度を 60° と仮定して計測した。また、断層面の傾斜が解釈できない場合は、90° と仮定した。断層の区分については、文献に記載されている地質構造をもとに解釈した。したがって、性質の不明な断層や横ずれ型の断層による短縮もしくは伸張変形は、結果的に計測から除外されている。

地質断面図において、断層・削剝によって地層境界が欠損している場合には、地層境界を補間して計測した。補間にあたっては、調査者によって層厚変化が明らかにされている場合を除いて、地層の層厚は地表に露出する層厚が変化しないものと仮定した。

東北本州弧の陸域の過半は新第三紀以降火山フロントの内側に位置し、火成活動に起因する地質構造も形成されている。ここでは広域的な水平短縮率の算定を目的としているため、明かに火山性と判断される地質構造については計測から除外した。たとえばカルデラ内部の地質構造などである。また、岩脈の貫入による伸張あるいは岩頸の貫入による周辺の地層の短縮変形は無視している。

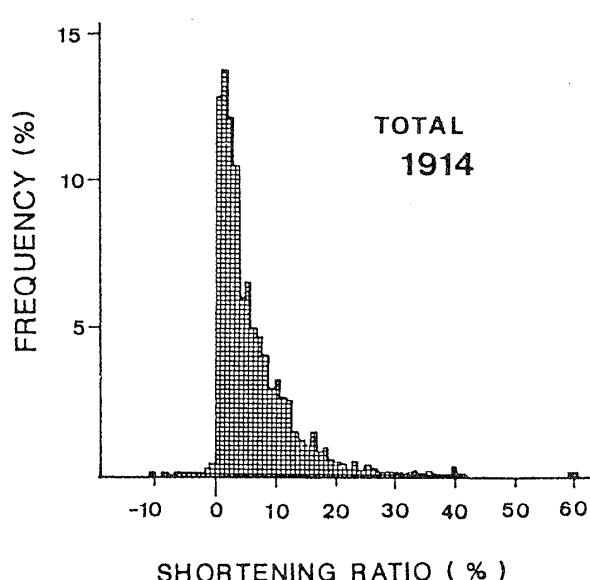


Fig. 2. Frequency distribution of shortening ratios calculated from geological cross sections at 5km intervals.

計測に用いた資料は、北村編（1986）のほか、主として地質調査所・道立地下資源調査所・各県発行の5万分の1地質図また国土庁・各県発行の5万分の1表層地質図などである。このほか金属探鉱促進開発事業団発行の報告書・各大学発行の紀要・地質学雑誌・地球科学・石油技術協会誌などの学術雑誌に掲載された論文を用いた。使用した資料は200点ほどにおよぶため、本論文ではそれぞれの引用は割愛した。

なお、計測にあたってはデジタイザー（Graphtec社 KD6040 II）を用い、パソコンコンピューターを用いてデーター処理をおこなった。

III 短縮率の水平分布

前述したような方法で計測した、新第三系および第四系下部層の短縮率の頻度分布をFig. 2に示した。計測に用いた地層としては、海成層が卓越する中部中新統が最も多い。短縮率は全体として正の値を示し、短縮変形が卓越する。最も卓越するのは1～2%の短縮率である。短縮率の最大値は60%，伸張率の最大値は11%である。Fig. 2に示した頻度分布図には、同一測線において計測した異なる層準の短縮率の測定値が含まれている。これらの測定値を

短縮率によって6段階に区分し、その水平分布を示したもののがFig. 3である。この図では同一測線において複数の層準から短縮率が計測された場合には、その最大値を示してある。全体的にみると、13%あるいは20%を越える強短縮域は線状に分布し、短縮変形の多くは、断層帯によってまかなわれていることが分かる。以下に計測された短縮率の、地域ごとの特徴を述べる。

西部北海道

全体に2%から10%前後の短縮率が卓越する。西部北海道南部には南北方向の断層沿いに、短縮率が20%を越える地域がある。北部では、13%以上の短縮率を示す地域は極めて稀であり、20%を越える短縮率は分布しない。総じて、北部は南部に比べ小さい短縮率を示している。

東北地方北部および中部

外帶側、すなわち火山フロント近傍から太平洋側の地域においては、2%以下の短縮率が卓越し、弱変形帯を形成している。これに対して、内帶側すなわち火山フロント近傍から日本海側の地域は、一般に2%から10%前後の短縮率を示し、しばしば10%を越える短縮率が分布する。内帶でとくに顕著なのは、秋田県から山形県の日本海沿岸にほぼ南北に伸びる20%以上の強短縮変形域である。この強短縮変形域は北由利衝上断層系（大沢ほか, 1984; AWATA and KAKIMI, 1985）にともなって形成されたもので、北部は能代北方から、南部は月山北麓までほぼ連続的に約200 kmにわたって分布する。この地域は、東北日本の中北部において最大の強短縮変形帶となっている。北由利衝上断層系以東の内帶側には、しばしば連続性の悪い強短縮域が分布する。これらは内陸盆地あるいは奥羽脊梁山脈の縁に発達する逆断層にともなう強短縮変形域である。

東北地方南部

東北地方南部においても中・北部同様、全体としては外帶側で小さく内帶側で大きな短縮率を示している。しかし、東北地方南部の外帶側は、伸張性の変形を示す地域や20%以上の強短縮域が存在する点で、中・北部外帶とは異なっている。伸張性の変形

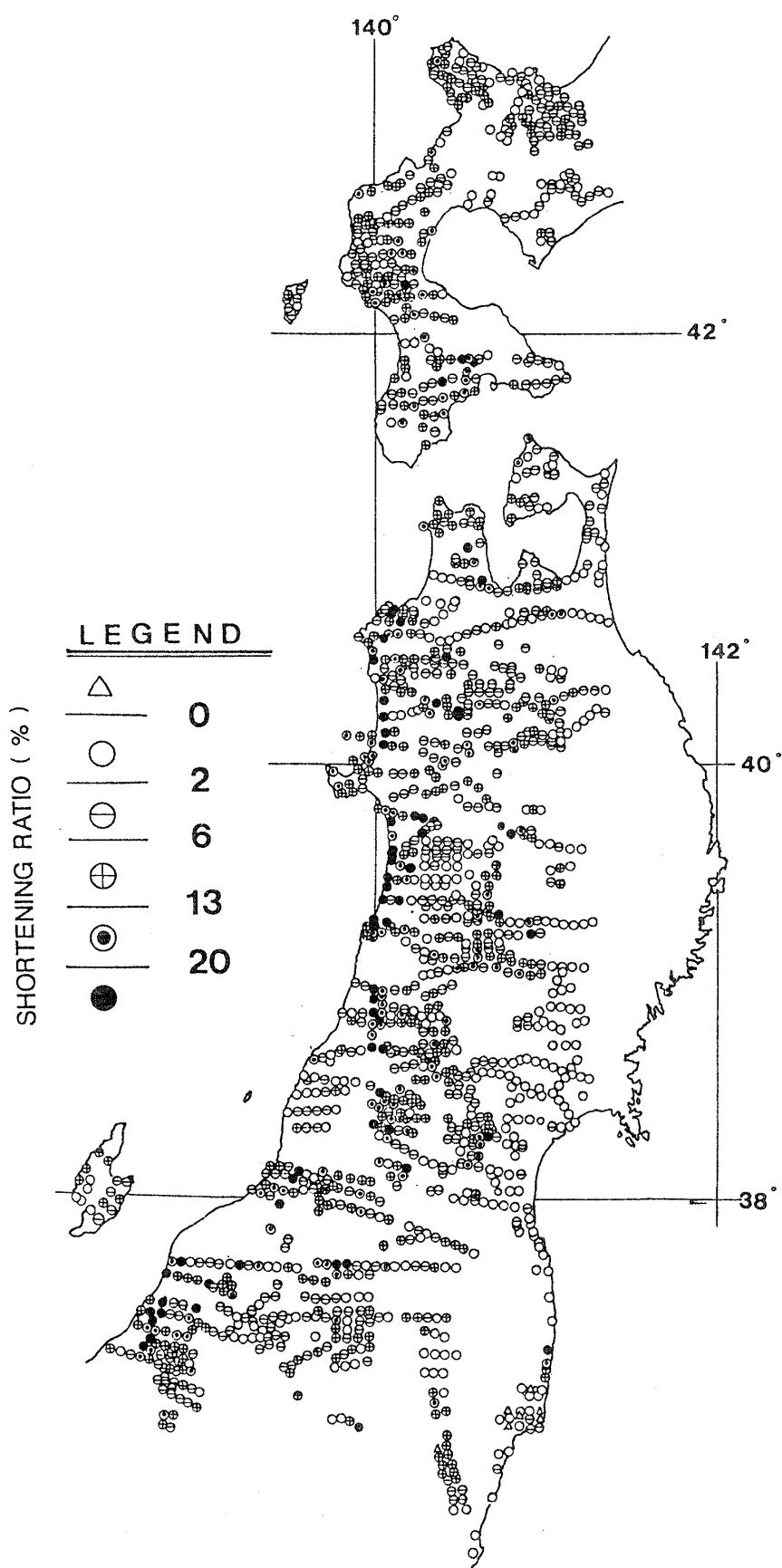


Fig. 3. Shortening ratios of late Cenozoic strata in the Northeast Honshu Arc.

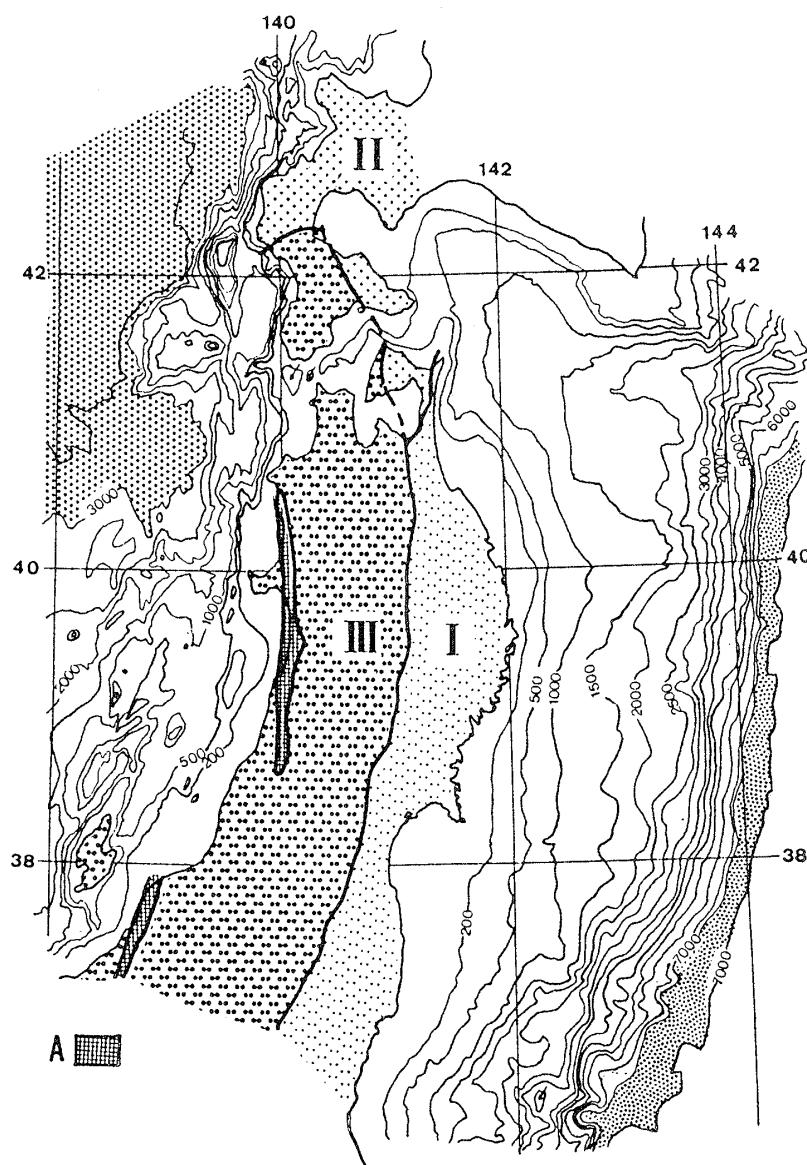


Fig. 4. Deformation provinces based on the shortening ratios of late Cenozoic strata.
A: Highly deformed area, showing more than 20% shortening.

率は常磐地域の古第三系・下部中新統下部で計測された値であり、20%をこえる短縮率は双葉断層沿いの下部中新統のものである。常磐地域において、これらを不整合に被覆する鮮新統の短縮率は2%以下であり、この点では東北地方中・北部外帯側域と共に通した特徴を示している。同様に、棚倉地域に分布する下部～中部中新統の短縮率は最大11%程度であるが、不整合に重なる鮮新統の短縮率は2%以下である。

内帯側の新潟地域においては、ほぼ NNE-SSW 方向を示す20%以上の強短縮域が数条分布する。こ

れらの強短縮域は、主として角田山東麓などの西傾斜の逆断層に沿って形成されたものである。東北地方南部の短縮率の多くは、この地域でまかなわれている。これらの強短縮域は羽越山塊に隔てられ、中・北部で顕著な強短縮域を形成する北由利衝上断層系とは直接連続しない。羽越山塊周辺は2%以下の短縮率を示し、見かけ上短縮率の少ない地域となっている。この地域では正断層を伴うハーフグラーベンに堆積した下部中新統が、その後の短縮変形をこうむっている。したがって、鮮新世以降の短縮率はここに示した値より、大きな値を示す可能性がある。

東北地方中北部内帯と同様、新潟地域から火山フロント近傍までの間の地域には連続性の悪い強短縮域が分布する。これらは、会津盆地西縁などの山間内陸盆地の縁に形成された逆断層による短縮変形に起因している。

IV 短縮率による東北本州弧の変形区

地域別の短縮率分布の特徴をもとに、主として最大短縮率の分布に着目して、大きく3つの地域に区分した (Fig. 4)。短縮率の少ない順に、それぞれ I 帯・II 帯・III 帯とよぶことにする。

I 帯：東北地方の外帯側に位置し、最も短縮率の少ない地域にあたる。おおむね 2% 以下の短縮率を示す。東北地方南部について鮮新統の短縮率によって、I 帯に含めた。この地域は地震学的に明かにされているアサイスミックベルト (YAMASHINA et al., 1978) に、ほぼ一致している。

II 帯：西部北海道北部と下北半島の太平洋側をこの地帯に含めた。2% から 20% 未満の短縮率を示す。

III 帯：東北日本と西部北海道の内帯側を、III 帯として区分した。この地域は 2% から 20% 以上の短縮変形率を示す。ここで II 帯として扱った西部北海道に比べ、20% 以上の短縮変形率を示す地域が存在する点で区別される。また、III 帯においては日本海沿岸に分布する 2 条の顕著な強短縮域が識別される (Fig. 4)。

V 平均短縮率の分布

島弧方向での短縮率の変化を検討するために、東北本州弧をその伸びに直交する 10 の地域に分割した。火山フロントを基準として、各々の地域ごとに島弧に直交する方向における短縮率をプロットした (Fig. 5)。分割したすべての地域において、火山フロントから日本海側に向かって短縮率の増大が認められる。火山フロントから太平洋側の地域では、短縮率の少ない特徴が顕著である。また、短縮率はとくに火山フロントの近傍から増加し、短縮率増加の“フロント”となっている。

平均短縮率を検討するために、計測された短縮率について以下のような処理をおこなった。10 に分割された各々の地域において、火山フロントから 5 km ごとの区間に区切り、短縮率の平均値を求めた。さ

らに、これら平均短縮率の移動平均を求めた (Fig. 6)。

上記の方法で得られた曲線を、火山フロントを起点として 50 km の区間ごとに積分し、その値を区間距離で割ることによって、区間内平均短縮率を算定した。結果を Fig. 7 に示す。全体として、外帯側から内帯側への短縮率の増加が明瞭に表れている。火山フロントから 50 km 以内の内帯の平均短縮率は西部北海道で 2 ~ 3%，東北地方では 4 ~ 6% の値を示す。東北地方の短縮率は、西部北海道に比べ大きな値を示している。東北地方のなかでは中部地域でやや大きな値を示すが、一般に大きな変化は認められない。火山フロントから 50 ~ 100 km の地域では、4 ~ 10% の短縮率を示す。短縮率は秋田周辺地域でその最大値をとり、北方および南方に減少する。火山フロントから 100 km 以上はなれた内帯側の地域の平均短縮率は、新潟地域で 10 ~ 13% と極めて大きな値を示している。全体として見ると、内帯側の大きな短縮率を示す地域は、東北地方中北部では日本海沿岸に位置し、東北地方南部ではより西方に移動している。

つぎに、西部北海道から東北南部まで共通して資料が得られている火山フロントから 100 km 以内の内帯について、各々の地域の平均短縮率を求めた。さらに、奥尻・佐渡などを除く北海道西部および東北地方の陸上の平均短縮率を求めた (Fig. 8)。火山フロントから 100 km 以内の平均短縮率を島弧方向にみると、東北地方中北部で最大値 (8%) を示し、北方および南方に減少している。北海道西部では 4% 前後、東北地方南部では 6% 前後の値を示す。このような傾向は、離島を除いて算定した陸上の平均短縮率においても同様に表れている。

VI 水平歪速度

ここでは、断層の活動時期について資料が豊富な東北地方中部地域を例にして、近似的な水平歪速度を算定する。水平歪速度の算定にあたっては、前述した短縮率が地殻の水平歪を表しているものと仮定する。これまで述べてきた短縮率は、幾何学的な形態のみから求めた値である。実際の地層は側方短縮、すなわち layer parallel shortening を被っていると見なされるため、地殻の水平歪は、ここで求めた短

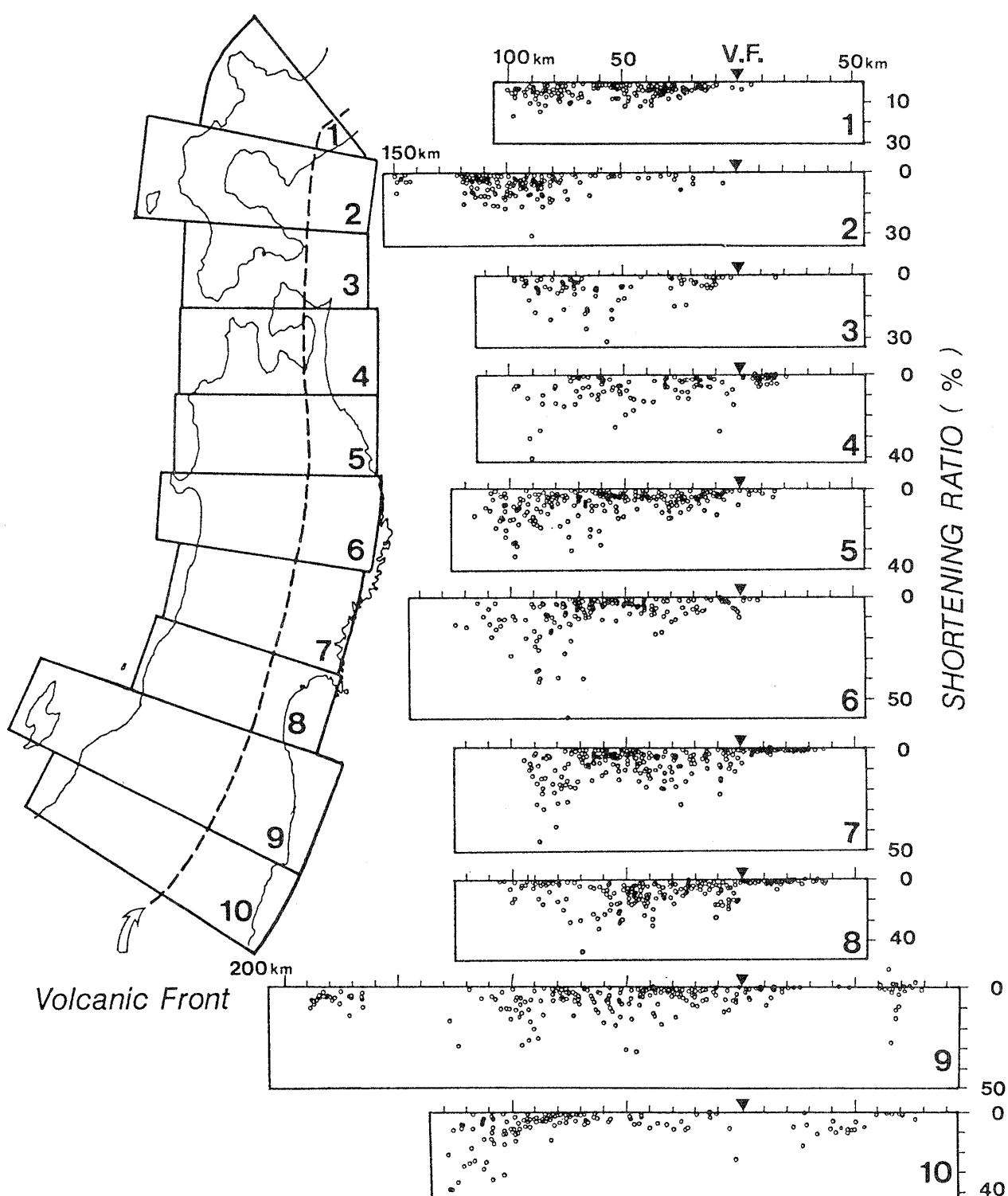


Fig. 5. Distribution of shortening ratios across the Northeast Honshu Arc.

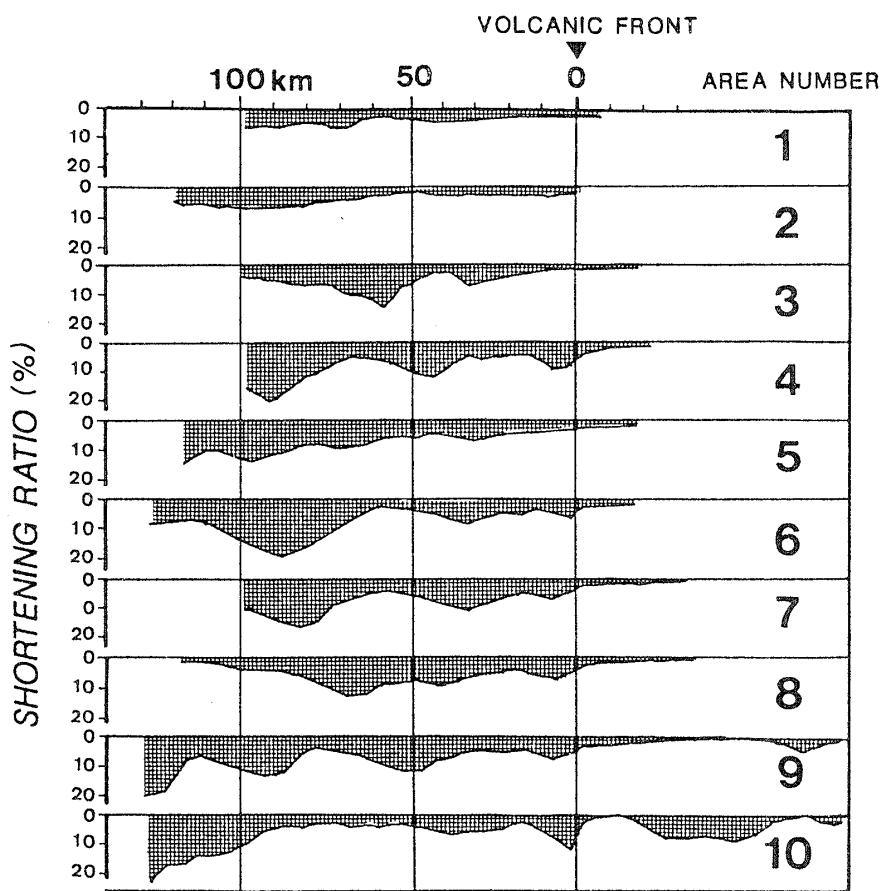


Fig. 6. Moving average of shortening ratios across the Northeast Honshu Arc. The moving average values are calculated using the average values of shortening ratios shown in Fig. 5 at 5km intervals. Area numbers coincide with those in Fig. 5.

縮率よりいくぶん大きな値をとるものと推定される。

山形県北部から秋田県にいたる東北日本中部地域の日本海側、火山フロン트から50~100 km の地域には、北由利衝上断層系が分布し、短縮率の大きな地域となっている。北由利衝上断層系を構成するいくつかの断層の活動時期については、微化石を用いた等時間面および地形面の変位とともに、その活動開始時期が推定されている。栗田（1988）によれば、北由利衝上断層系の北部に位置する能代断層群の活動開始時期は約3.4 Ma、秋田市西方の申川断層・美野断層の活動開始時期は約2.6 Ma、秋田市南方から本庄にいたる北由利断層群の活動開始時期は約2.1~2.7 Ma、鳥海火山の西方に位置する仁賀保断層群の活動開始時期は1.2 Ma と推定されている。また、庄内平野東縁の酒田衝上断層群・青沢断層の

活動開始時期は、約2.4 Ma 以降と推定される（佐藤、1986）。このように北由利衝上断層系の活動開始時期は、3.4~1.2 Ma までの値を示す。東北日本中部の内帶側、火山フロントより100~50 km の地域の平均短縮率は、9~10%である。北由利衝上断層系の活動開始時期を、この地域の短縮変形の活動開始時期とみなして水平歪速度を算定すると、 $8.3 \sim 2.6 \times 10^{-8}$ /年となる。

東北日本中部地域の火山フロントから50 km 以内の内帶側の地域には、出羽丘陵と奥羽脊梁山脈にはさまれて、山間内陸盆地が分布する。山間内陸盆地の東縁もしくは西縁には、しばしば逆断層が形成されている。このような逆断層の中で、活動開始時期が明かにされている新庄盆地を例にして、水平歪速度を算定する。新庄盆地では、約2.4 Ma に沈降運動が生じている。この運動は出羽丘陵の隆起運動と一

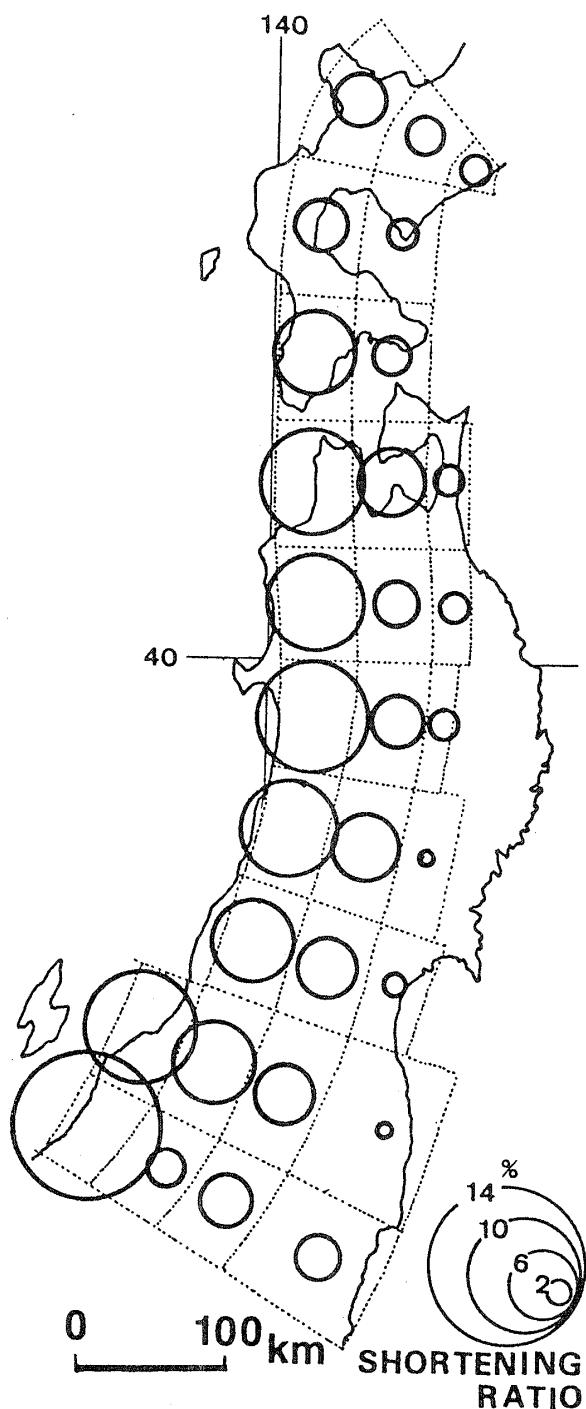


Fig. 7. Shortening ratios in each grid in the Northeast Honshu Arc. Broken lines show the boundaries of each grid. The diameter of each circle is in proportion to the magnitude of its shortening ratio.

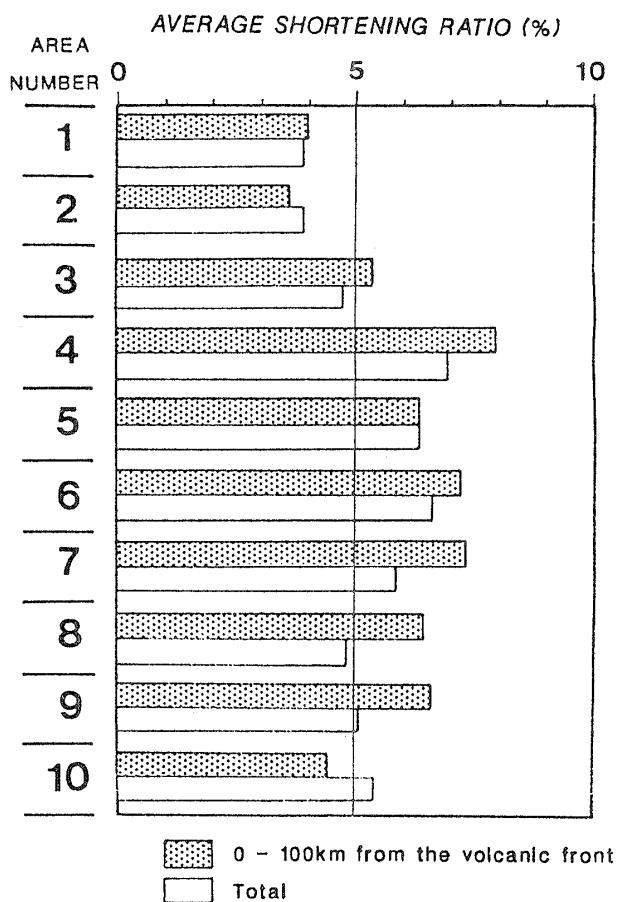


Fig. 8. Regional average values of shortening ratios in each area across the Northeast Honshu Arc. Area numbers coincide with those in Fig. 5.

連のもので、短縮変動の始まりと理解される(佐藤, 1986)。段丘面の変位から求めた盆地内の断層の活動開始時期は約1.3 Maであり(SATO and YAGI, in prep.), また盆地内に分布する松山逆磁極期の堆積物が下位の地層と調和的に変形していることから, 主要な短縮変動は1.3 Ma以降に進行したものと推定される。新庄盆地周辺の区間平均短縮率は5.7%である。短縮変動の開始時期を2.4 Ma～1.3 Maとして水平歪速度を算定すると, $2.4\sim4.4\times10^{-8}/\text{年}$ となる。

火山フロントより太平洋側の地域には、奥羽脊梁山脈の東縁にしばしば逆断層が発達する。このような逆断層の中で活動時期が明らかになっているものとしては、盛岡断層・長町-利府線・福島西縁断層などがある。おのおのの断層の活動開始時期は、盛岡断層が約0.9 Ma(下川・栗田, 1983), 長町-利府

線が0.45 Ma, 福島西縁断層が0.5 Maと推定されている(大槻ほか, 1977)。東北地方中部地域外帯の平均短縮率は1.5%の値を示す。したがって、これらの断層の活動開始時期をもとに水平歪速度を算定すると、 $1.5 \sim 3.3 \times 10^{-8}$ /年となる。

これまで述べたように、短縮率と断層の活動開始時期から推定した地殻の水平歪速度は、 $1.5 \sim 8.3 \times 10^{-8}$ /年であり、ほぼ 10^{-8} /年のオーダーとなる。東北日本の中部地域に限れば、栗田(1988)によって指摘されているように、内帯側ほど短縮変動の開始時期が早く、また水平歪速度も大きくなる傾向がある。

VII 測地・地震・活断層による 水平歪速度との比較

東北地方の地殻の水平歪速度は、既にいくつかの手法によってそれぞれ異なる値が報告されている。ここでは、それらの値と前述した地質断面図から求めた値を比較し考察を加える。

活断層を用いた水平歪速度の算定は、WESNOUSKY et al. (1982)・KAIZUKA and IMAIZUMI (1984)によっておこなわれている。これらはいずれも活断層研究会(1980)の資料を基礎にして、歪速度が算定されている。WESNOUSKY et al. (1982)は、東北日本の陸域の平均歪速度を 3×10^{-9} /年と算定した。また、KAIZUKA and IMAIZUMI (1984)は日本海東縁についても検討に加え、東北日本の日本海側の歪速度を 7×10^{-9} /年、太平洋側を 2×10^{-9} /年と算定した。これらの値は今回の地質断面図から計測した値よりも小さな値となっている。活断層から地殻の水平歪を算定する場合、地殻を断層に限られた剛体的なブロックとみなして歪速度を算定しているため、褶曲などによる地殻の塑性変形がみつめられていない。この点については、KAIZUKA and IMAIZUMI (1984)も、活褶曲の検討から塑性変形の重要性を指摘している。もし、地質断面の計測から算定した値が正しいとすれば、鮮新世末から継続した短縮変形の多くは褶曲や断層周辺での塑性変形によつてまかなわれていることになる。このほかに、活断層からもとめた歪速度が小さい原因としては、WESNOUSKY et al. (1982)が指摘しているように、活断層の認定が不十分である点があげられる。とく

に東北日本中部については、最大の強短縮帶である北由利衝上断層系が活断層として充分に取り扱われていない。また、活断層の認定にあたっては河岸段丘などの地形面の変位が用いられるため、平野と山麓丘陵を境する断層は活断層として認定されやすいが、山地と山麓丘陵を境する断層などは活断層として認定されにくい。

WESNOUSKY et al. (1982)は、過去400年間の歴史地震を用いて、歪速度を算定した。彼らによれば、東北日本の陸域の平均歪速度は 3×10^{-8} /年となる。この値は今回地質学的に求めた値よりはやや小さいものの、オーダーとしては一致している。地質学的に求めた値が大きくなるのは、褶曲などの塑性変形に起因するものであろう。

測地学的にもとめられた東北地方の短縮歪速度は $1 \sim 2 \times 10^{-7}$ /年であり(中根, 1973; SATO, 1973), 今回地質断面から幾何学的に計測した値よりも大きな値を示している。これらの数値は、工学歪で定義した最大せん断歪の速度で、短縮率とは異なる概念の数値であるが、変形度のひとつであるという意味で比較の対象とする。このような前提で考えるとき、以上のような差異を生じた最も大きな原因是、layer parallel shorteningの問題であろう。実際の地層は、側方圧縮に応答して圧密・小断層・小褶曲などの変形を生じる。このような歪は地質断面図から計測する方法では評価できない。したがって、今回おこなった計測値は、実際の地殻の水平歪よりも低い値になることが考えられる。この他に、測地学的に求められた歪速度が、地震学的あるいは地質学的に求められた値よりも大きくなる原因としては、算定の基礎となる現象の時間の長さの問題がある。東北日本のプレート内地震の周期は数百ないし千年前後におよぶ。これに対して、測地学的に検討しうるのは、70年前後である。したがって、WESNOUSKY et al. (1982)が指摘しているように、測地学的に求められた歪速度は、非累積的な歪を含んだ値となっている。これらのことから判断して、1000年以上におよぶ定常的な歪速度は、地質学的に求めた値と測地学的に求めた値の中間の値をとるものと推定される。

VIII 短縮率の水平分布についての考察

東北本州弧の短縮率分布の大きな特徴は、I帯と

した外帯側の弱短縮域と、III帶とした内帯側の強短縮域が、島弧の伸びと平行に分布している点である。このような内帯側と外帯側の変形度に差異をもたらした要因としては、内帯側と外帯側の地殻の物性および差応力の差異が考えられる。まず、地殻の物性の差異について考察する。地殻の物性に最も強く影響を与える要因としては、地殻の温度構造の効果が考えられる。現在の東北日本の地温勾配は、脊梁山脈などの火山の周辺で高い値を示している。日本海沿岸では、外帯地域に比べれば高いものの、火山周辺を除けば一般に脊梁山脈より低い(大久保, 1984; 鈴木, 1986)。一方、東北日本の中新世以降の火山フロントは、大局的には現在とほぼ同じ場所に固定されている。火山フロント周辺で短縮率が増加することは、このような地温勾配と調和的である。しかし、強短縮域が日本海沿岸に分布することは、地温勾配の傾向と一致しない。したがって、地温勾配の差異は火山フロント付近での短縮率増加の要因の一つと考えることはできるが、内帯の強短縮変形の要因とは考えにくい。

次に、東北本州弧の内帯側と外帯側の造構応力の差異について考察を加える。仮に、造構応力の差異により短縮率に差が生じたとすれば、内帯は外帯に比べ相対的に強い圧縮応力を被っていることになる。このような造構応力の勾配をもたらすメカニズムについては、従来大きく2つの見解がある。その一つは、圧縮応力の原因を主として太平洋プレートの沈み込みに求める見解である(たとえば HUZITA, 1980)。この見解に従えば、日本海東縁の短縮変形は太平洋プレートの押しによる圧縮応力が日本海まで伝わり、海洋地殻と島弧地殻の接合域で応力集中が生じた結果と解釈される(里ほか, 1981)。大槻(1986)は、このような効果に重ね合わせて、外帯側にはスラブのななめ沈み込みに伴う陸側プレートの曲げの効果で弱圧縮応力域が形成され、背弧側には buckling の効果に起因する圧縮応力域が生じるとしている。他の一つは、北米プレートとユーラシアプレートの相互作用としてとらえる見解である(たとえば 中村, 1983; 瀬野, 1987)。この見解によれば、日高山脈周辺にあった北米プレートとユーラシアプレートの境界が、1~2 Ma に日本海東縁に転位したとされている。この場合、新たに形成された日本海東縁

のプレート境界での収束運動が、内帯側の強短縮変形の原因と解釈される。

いずれの見解に従っても、島弧を横断する方向での応力勾配は類似したものとなり、前述した短縮率の変化を説明することは可能である。東北日本中部内帯における短縮変形は3 Ma 前後に開始され、0.5 Ma には島弧全域におよんでいる。主要な短縮変形の開始時期は、太平洋プレートの沈み込み速度の増大する時期 (JACKSON et al., 1975) と調和的である。したがって、東北日本に限れば、日本海側からの北米プレートの沈み込みを仮定しなくとも、日本海東縁の短縮変形をプレート内の変形として理解することは可能であろう(大槻, 1986; 栗田, 1988)。

東北本州弧の島弧方向での短縮率の変化の中で、顕著な特徴は西部北海道における短縮率の減少である。西部北海道における短縮率の減少については、千島弧の影響が考えられる。現在の地殻変動においても、津軽海峡以北は本州内陸部とは異なった応力方位を示している(中根, 1973; 田中ほか, 1983)。このことは、津軽海峡以北の地域が島弧会合部の影響を受け、本州内陸部とは異なるテクトニックな場におかれていることを示している。西部北海道における短縮率の減少についても、基本的には同様な現象の現れとみなすことができよう。このほか、西部北海道における短縮率の減少については、日本海の地殻構造の観点からも検討されている(高橋, 1986)。

東北本州弧の短縮変形率の水平分布におけるこの他の特徴の一つは、秋田・山形地域の日本海側の強短縮域と新潟地域の強短縮域が直接連続しない点である。これらの地域はいずれも日本海拡大時のリフト系の一部と考えられ(新妻ほか, 1986; 佐藤ほか, 1988), 物的にその他の島弧地域とは異なっている可能性が強い。このように物的な差異がある地殻が変形を受ける場合、形状効果などにより、境界部で応力集中がおこり易い。強短縮変形域が島弧方向で不連続になっている事実は、日本海拡大時に形成された地殻の不均質性の現れかもしれない。

IX まとめ

本研究を通じて明かになった諸点を以下に述べる。

1. 東北本州弧は、ほぼ火山フロントを境に太平

洋側の弱短縮変形域と日本海側の強短縮変形域に区分される。この弱短縮変形域は、地震学的に明かにされているアサイスミックベルトにほぼ相当する。

2. 島弧方向に短縮率の変化をみると、東北地方中部から東北地方北部で最も大きく、東北地方南部がこれにつぎ、西部北海道は最も小さい。

3. 東北日本中部地域における短縮率から求めた水平歪速度は 10^{-8} /年のオーダーであり、測地学的に求められた値($1\sim 2 \times 10^{-7}$ /年)よりやや小さく、活断層から求められた値より大きい。

文献

- 粟田泰夫, 1988: 東北日本弧中部内帯の短縮変動と太平洋プレートの運動. 月刊地球, 10, 587-591.
- AWATA, Y. and KAKIMI, T., 1985: Quaternary tectonics and damaging earthquakes in northeast Honshu, Japan. *Earthq. Predict. Res.*, 3, 231-251.
- DE SITTER, L. U., 1956: *Structural Geology*. 552p., McGraw-Hill, New York.
- HUZITA, K., 1980: Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese Islands. *Geol. Soc. Jap. Memoir.* 18, 129-153.
- JACKSON, E. D., SHAW, H. R. and BARGER, K. E., 1975: Calculated geochronology and stress field orientations along the Hawaiian Chain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 145-155.
- KAIZUKA, S. and IMAIZUMI, T., 1984: Horizontal strain rates of the Japanese islands estimated from Quaternary fault data. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, 19, 43-65.
- 垣見俊弘, 1978: 地質構造の解析. 240p., 地学団体研究会, 東京.
- 活断層研究会, 1980: 日本の活断層一分布と資料. 東京大学出版会, 363p.
- 北村 信編, 1986: 新生代東北本州弧地質資料集(全3巻). 宝文堂, 仙台.
- MATSUDA, T., NAKAMURA, K. and SUGIMURA, A., 1967: Late Cenozoic orogeny in Japan. *Tectono-phys.*, 4, 349-366.
- 松田時彦, 1977: プレートテクトニクスからみた新第三紀・第四紀の変動. 地団研専報, 20, 213-225.
- 中村一明, 1983: 日本海東縁新生海溝の可能性. 震研彙報, 58, 711-722.
- 中根勝見, 1973: 日本における定常的な水平歪(I), (II). 測地学会誌, 19, 190-199, 200-208.
- 新妻信明・吉井敏尅・土谷信之, 1986: 日本海拡大の実証にむけて. 科学, 56, 493-495.
- 大久保泰邦, 1984: 全国のキューリー点解析結果. 地質ニュース, 362, 12-17.

大沢 穓・池辺 穓・平山次郎・粟田泰夫・高安泰助, 1984: 能代地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 91p.

大槻憲四郎, 1986: 新生代東北本州弧のテクトニクスに関する考察. 北村 信教授記念地質学論文集, 351-372.

———・中田 高・今泉俊文, 1977: 東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモデル. 地球科学, 31, 1-14.

OTUKA, Y., 1938: Contraction of Japanese islands since the Middle Neogene. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, 11, 724-731.

里 嘉千茂・石井 紘・高木章雄, 1981: 東北地方の地殻応力及び地殻変動の特徴(1). 地震, 34, 551-567.

SATO, H., 1973: A Study of horizontal movement of earth crust associated with destructive earth-quakes in Japan. *Bull. Geogr. Surv.*, 19, 89-130.

佐藤比呂志, 1986: 東北地方中部(酒田-古川間)の新生代地質構造発達史(第I部・第II部). 東北大地質古生物研邦報, 88, 1-32, 89, 1-45.

———・大槻憲四郎・天野一男, 1982: 東北日本弧における新生代応力場変遷. 構造地質研究会誌, 27, 55-79.

———・土谷信之・天野一男, 1988: 中部中新統青沢層-日本海拡大時の海洋底玄武岩. 月刊地球, 10, 251-255.

SATO, H. and YAGI, H., in preparation: Thrust front migration in the Shinjo Basin, northeast Honshu, Japan.

瀬野徹三, 1987: 日本付近の新プレート境界と50万年前の変動. 科学, 57, 84-93.

下川浩一・粟田泰夫, 1983: 岩手県花巻市西方の奥羽山地東縁活断層群について. 日本第四紀学会講演要旨集, 13, 142-143.

鈴木舜一, 1986: 新生代東北日本弧の古地温分布. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, 47-48.

高橋正樹, 1986: 東北日本の第四紀火山活動-時間的変化とテクトニクス. 月刊地球, 8, 729-733.

田中和夫・佐藤魂夫・長谷川 昭・海野徳仁, 1983: 下北半島・陸奥湾地域の微小地震活動. 弘前大学理科報告, 30, 56-64.

WESNOUSKY, S. G., SCHOLZ, G. H. and SHIMAZAKI, K., 1982: Deformation of an island arc: rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data. *Jour. Geophys. Res.*, 87, B8, 6829-6852.

山岸宏光・渡辺 寧, 1986: 西南北海道における新生代後期の応力場の変遷-地質断層, 岩脈, 鉱脈および活断層の検討-. 地団研専報, no. 31, 321-331.

YAMASHINA, K., SHIMAZAKI, K. and KATO, T., 1978: A seismic belt along the frontal arc and plate subduction in Japan. *J. Phys. Earth. (Suppl.)*, 26, S447-S458.