

東北本州背弧南部における後期新生代の褶曲機構と地殻変動

植 村 武*

Late Cenozoic folding mechanism and crustal dynamics in the southern back arc area of Northeast Honshu, Japan

Takeshi UEMURA*

Abstract Late Cenozoic crustal movement in the back arc area of Northeast Honshu is analyzed based on the structural characteristics of folding process of the Plio-Pleistocene system in central Niigata Prefecture in addition to the “contradictory” tilted granitic mountain blocks in northern Niigata Prefecture. As a result, we come to the conclusion as follows :

1. A differential uplifting in the inland area of Northeast Honshu initiated at the late Pliocene, and has been intermittently acting and acceleratively intensified during the late to the latest Pliocene to form the recent style of mountain topography. This uplifting might be caused by the mutual relation of the crustal dynamics in the back arc area to that in the fore arc one.

2. The tectonic stress field that folded the Plio-Pleistocene system was that of horizontal compression oriented NW-SE or E-W at the early stage, and it changed to the vertical compressive one at the later stage. This can be interpreted that the stress field originated and gradually intensified by the upheaval of the basement surpassed the lateral compressive stress field continuing from the early stage.

3. A listric fault system was formed in the northern part of the Niigata Prefecture along the eastern margin of the Sea of Japan during the middle to the latest Pleistocene at the same time as the above-mentioned block movement. This fault system can elucidate the formation of the “contradictory” tilted blocks with topographically westward and geologically eastward sense of tilting. This suggests that the spreading mechanism of the Sea of Japan changed from the “active rifting” at the early stage to the “passive rifting” at the later stage at least in part.

4. A close relationship between the spreading of the Sea of Japan from the west to the east and the crustal movement of the fore arc area must be taken into consideration. When the compression from the Pacific side is dominant, the back arc area will be under the compressive state, and *vice versa*. The crustal dynamics of the back arc area of Northeast Honshu might have been depending upon the lateral compressive-tensile movement acting on this region in the Japanese Islands.

東北本州背弧の南部，新潟県中央部には，後期鮮新統～前期更新統の魚沼層群に褶曲構造とそれに伴う小断層群が良く発達していて褶曲機構と応力場の変遷が解明される．この結果と，新潟県北部における花崗岩山塊の傾動に関する従来の研究から，この時期の背弧の地殻運動を議論し，日本海の形成や rifting の問題にも触れることができる．最初に褶曲の機構から問題の設定を行う．

問題の設定

褶曲の形成機構に関する科学的な研究は，VAN HISE (1896) に始まり，1950年代から60年代にかけての研究により力学的に理論化されてきた．それらは，座屈褶曲論（たとえば BIOT, 1961），塑性褶曲論（MAKIYAMA, 1979），ダイヤピル褶曲論（仮称，RAMBERG, 1963 a），基盤昇降褶曲論（仮称，BELOUSSOV, 1954）などに区別してみることができるであろう．

これらからわかるように，褶曲形成の力学過程には，

* 新潟大学理学部地質鉱物学教室，〒950-21 新潟市五十嵐二の町8050.
Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science,
Niigata University, Niigata 950-21, Japan.

基本的に異なる2つのタイプがあり、1つは水平方向の力に主要な原因を求め、他は鉛直方向の力や運動を根本的な原因とするものであって、造構論の2つの系統と密接に関係している(植村, 1979a). また、このような褶曲の2つのタイプが、RAMBERG (1963b) のいう意味での「曲げ (bending)」と「座屈 (buckling)」という機構に相当することは、これまでにたびたび述べられてきた (UEMURA & SHIMOHATA, 1972; 植村, 1974; 植村・高橋, 1974; UEMURA, 1978, など). さらにまた、褶曲一般の力学像すなわち褶曲の力学過程に対する一般的モデルは、「曲げ」と「座屈」の両過程の組み合わせから成るものであって、力学系としてはそれは、PRICE (1967) のいう層状構造に斜めに最大圧縮応力が作用する場合と等価であることが指摘されている (植村, 1974; 1976).

新潟県下に分布する新生界の褶曲構造に関しては、これまで、野外調査・理論的考察・実験など多面的にさまざまな研究がなされてきた (西田ほか, 1966; 植山, 1966; KIMURA, 1968; 小松・渡辺, 1968; MAKIYAMA, 1970; 植山, 1971; 鈴木ほか, 1971; UEMURA & SHIMOHATA, 1972; 植村・高橋, 1974; 小玉ほか, 1974; 鈴木・三梨, 1974; 新津背斜団体研究グループ, 1977; 中村, 1982, など). そして現在、褶曲機構の全体像を解明するために必要なのは、褶曲形成の力学過程において、「曲げ」と「座屈」の両要素がどのように関与したかを示すことである. また、広域的な応力場に対する褶曲体の姿勢は、褶曲の進行と共に変化してゆき、そのため、褶曲体内部に発生する造構的変形の様相が時間と共に変化するであろうことは容易に予想されるが、まさにこのような視点からの研究が強く望まれる現状にあるといえよう.

さらにまた、褶曲体外部の広域応力場が変化し、古い応力場から新しい応力場への転換や移行が行われた場合、それらを、問題の褶曲体形成の力学過程、変形史、応力史からどのようにして実証するか、という問題がある. この問題の解決は、その褶曲体を含むより大きな構造体発達史の研究の中で、具体的な運動像や応力像を解析することによって得られるであろう.

このような問題の解明が、ある程度まで野外地質の側の研究によって成功するならば、それは、とりもなおさず1つの仮説として、実験的研究に初期条件や境界条件・付加条件を与え、途中経過と結果を点検することを可能にする手がかりを与えることになるであろう.

本論文は、東北本州弧南部における後期新生界の褶曲機構と応力史の変遷を中心としてこれと花崗岩山地の傾動運動に関連させ、地殻運動の性質を議論したものであ

る. ゆきがかかり上、日本海の拡大や rifting の問題にも触れ、若干の考察を行った次第である.

方法と対象

一般に、新しい時代の堆積岩類より成る褶曲体には、変成岩などによく発達している各種の変形小構造のように、変形条件に関する多様な情報の提供者に乏しく、いわゆる小断層だけが有効性を持つほとんど唯一のものである. したがって、褶曲体内部の力学条件を知る基本的な手法は、いわゆる「小断層解析」ということになる. この場合、まず第1に問題となるのは、褶曲の形成と同一の応力場で形成された小断層系の認定規準である. この問題に関しては、UEMURA & SHIMOHATA (1972) や新津背斜団体研究グループ (1977) が示したように、小断層の幾何学的要素、したがってそれらから求められる主応力軸の方位などが、褶曲の幾何学的要素との間に規則的な関係を保っていることが最も重要な根拠となる.

次に、このような両者の規則的な関係が、褶曲の進展と共に連続的あるいは不連続的に変化してゆく状況をどのように記述するかという問題が提起される. これに関しては、Fig. 1 に示すように褶曲面と最大および最少主応力 σ_1 , σ_3 とのなす角度 θ_1 , θ_3 をパラメーターにとるのが合理的である (平塚, 1981). たとえば座屈型の褶曲では、褶曲形成の初期には、 $\theta_1 \cong 0^\circ$, $\theta_3 \cong 90^\circ$, であるが、最終段階の完全に閉じた褶曲では、 $\theta_1 \cong 90^\circ$, $\theta_3 \cong 0^\circ$ となる. 天然の褶曲体に発生する小断層系の解析

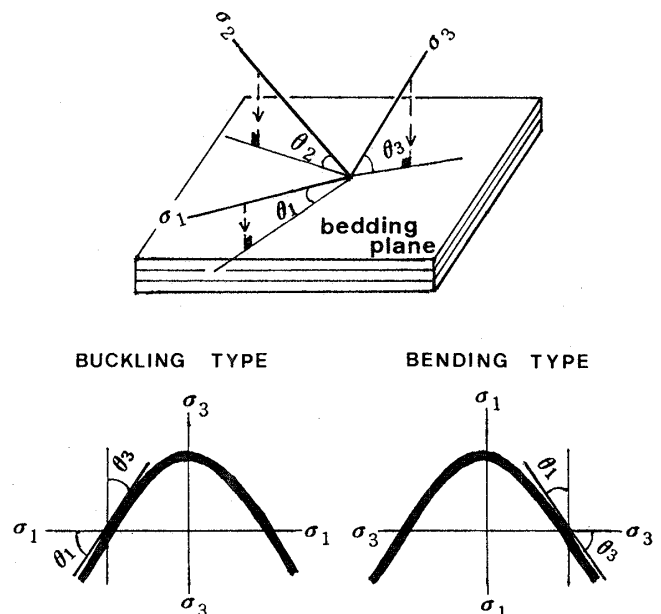


Fig. 1 Relationship between parameter angles θ_1 , θ_3 , and principal stress axes σ_1 , σ_3 .

からは、おそらく褶曲の初期・中期・後期など3段階ほどに対応する新旧関係の小断層を識別できれば十分としないかもしれないであろう。このような試みが実在の褶曲体について成功するならば、褶曲の力学過程を明らかにするための1つの有効な方法となるであろう。この方法の適用対象としては、単一の褶曲過程によって形成さ

れた褶曲体が望ましいことはいうまでもない。

新潟県地域の新生界褶曲区は、褶曲の形態・配列状況・褶曲時相などの特徴から、柏崎—銚子構造線（山下，1970）の北東側、新潟平野と周辺丘陵地帯を中心とする「北越区」と、同構造線の南西側、頸城地方を中心とする「南越区」に2大別され、さらに南越区の東部、東頸城地方を中心とする地域は、ドームやベースンなど短軸の褶曲構造を特徴とする「境界地帯」として区別されている（植村，1976）。研究対象に選んだ地域は、北越区南西縁から境界地帯東縁を含む柏崎市南方一帯である（Fig. 2）。

この地域には、鯖石川に沿う鯖石川向斜の東側に、北越区の八石背斜と境界地帯の山中背斜があり、西側には境界地帯の黒姫背斜がある（Fig. 3）。これらの褶曲構造をめぐって、上部鮮新統～下部更新統の魚沼層群が分布し、その下位には鮮新～中新統の西山層・椎谷層・寺泊層などが順次発達している。褶曲運動は椎谷層の堆積後あたりから始まったようであるが、魚沼層群堆積後もない頃に褶曲の最大成長期があり、その後は微々たるものである（UEMURA & SHIMOHATA, 1972）。このことは、小断層系の良好な発達と共に研究目的にふさわしい条件を満たすと考えることができる。問題は、黒姫背斜の北西地方が米山山塊により北西方から圧されたような姿勢を呈することと、八石背斜南西端と山中背斜北東端とが、この間を通る線を想定すると、それに沿って右横ズレに引きずられているように見えることである。

小断層解析の結果を述べるに先立って、説明しておく必要のあるのは断層の命名法についてである。普通、正断層（normal fault、厳密には normal separation fault）・逆断層（reverse fault、厳密には reverse separation fault）と呼ばれるのは、水平面を基準としてこれに対して傾いている断層面の両側の上盤と下盤の見かけの変位センスによっている。したがって、正断層の場合は常に地質体が水平方向に伸長したように見え、逆断層の場合は反対に短縮したように見える。地層については、このような見かけの伸縮が層理に沿う方向でどうなっているかが、断層の性質を示す重要な特徴となる。これを記載するためには、“gap”および“overlap”という量を利用することができる。

元来この2つの量は、断層を水平面上で見た場合の水平隔離（horizontal separation）の1種を示す量であるが、これを鉛直面上の場合にも拡張して利用し、オーバーラップのあるものをオーバーラップ断層（overlap fault）、ギャップのあるものをギャップ断層（gap fault）と呼ぶことにする（下畑，1970。植村の提案による）。こ

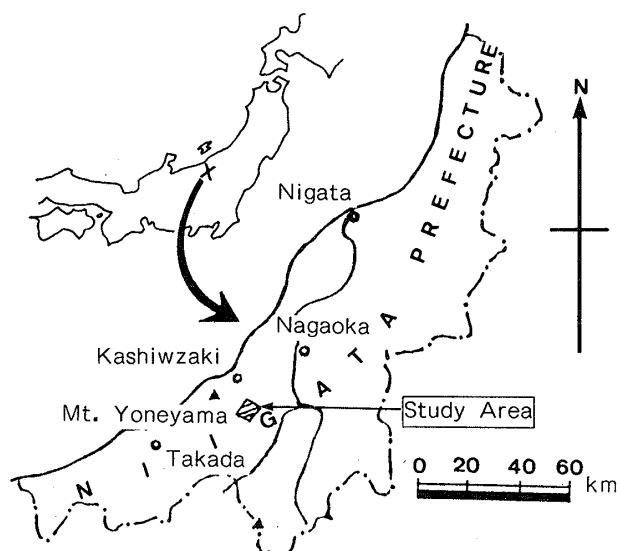


Fig. 2 Index map of study area.

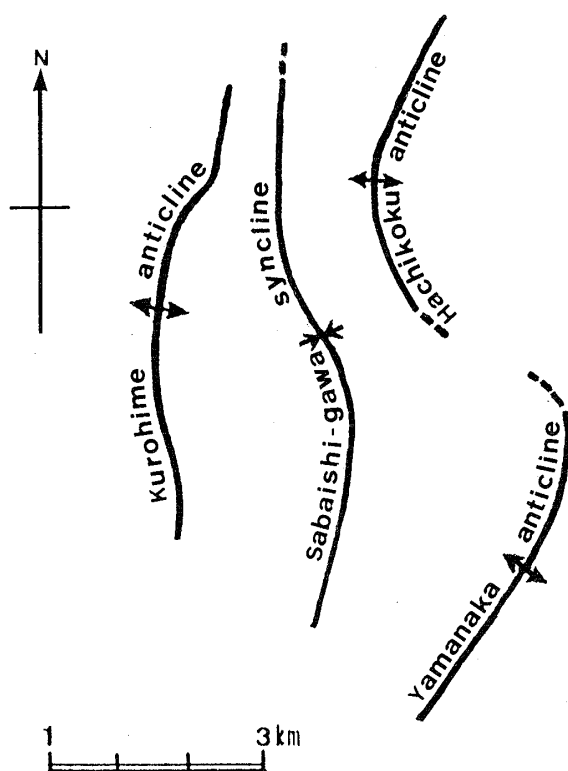


Fig. 3 Distribution map of folded structures in Sabaishi-gawa area.

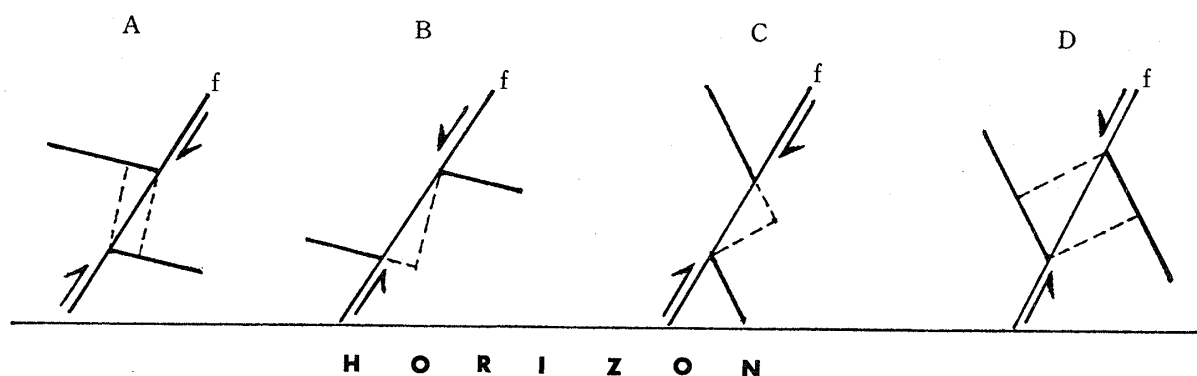


Fig. 4 Four types of faults. A : reverse overlap fault. B : normal gap fault. C : reverse gap fault. D : normal overlap fault. f : fault. Arrow shows direction of apparent movement.

のような視点から断層を分類してみると、正・逆とオーヴァーラップ・ギャップの組み合わせにより、4種類の断層が区別される (Fig. 4). 褶曲体の応力場を調べるには、褶曲の進行に伴って褶曲面が水平面に対する姿勢を変えてゆくので、オーヴァーラップ断層かギャップ断層か、ということの方が、水平面という固定面を基準とす

る正断層か逆断層かということよりも重要な意味を持つ。

NORRIS & BARRON (1969) は、上記のオーヴァーラップ断層・ギャップ断層をそれぞれ「収縮断層 (contraction fault)」および「伸長断層 (extension fault)」と呼んだ。しかし、収縮・伸長はあくまでも見かけの上のこと

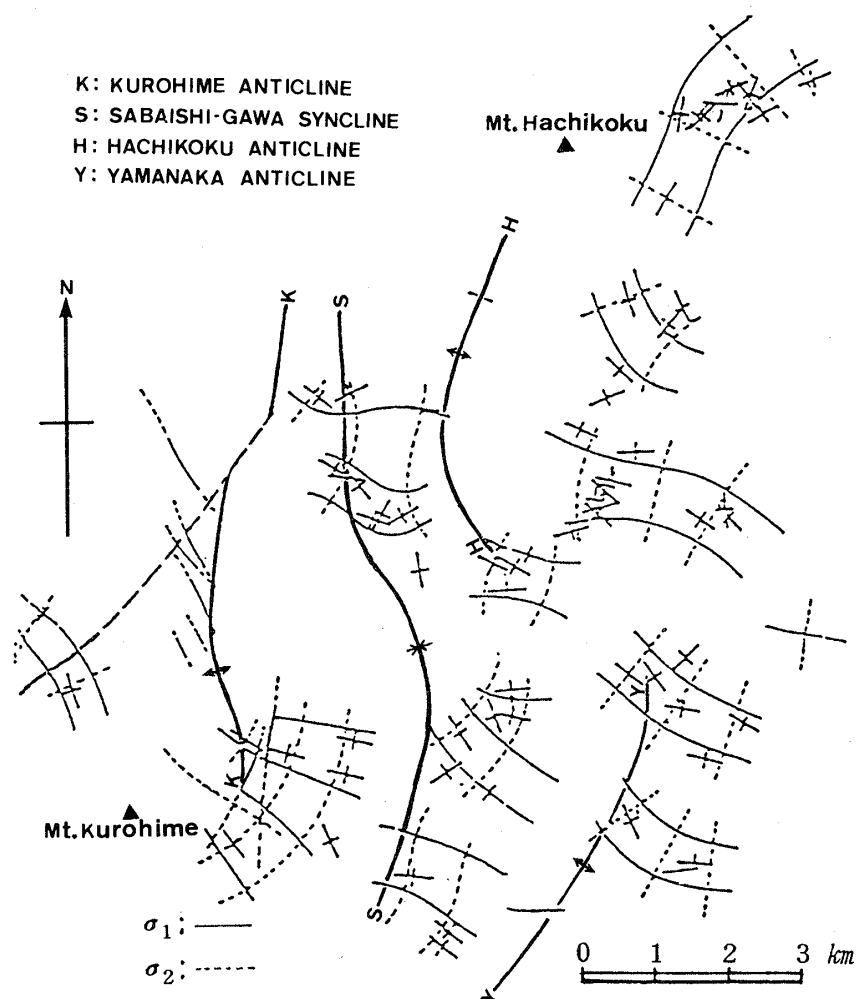


Fig. 5 Stress trajectories based on overlap faults. Projection on bedding plane reduced to horizontal (modified from HIRATSUKA, 1981, in Japanese).

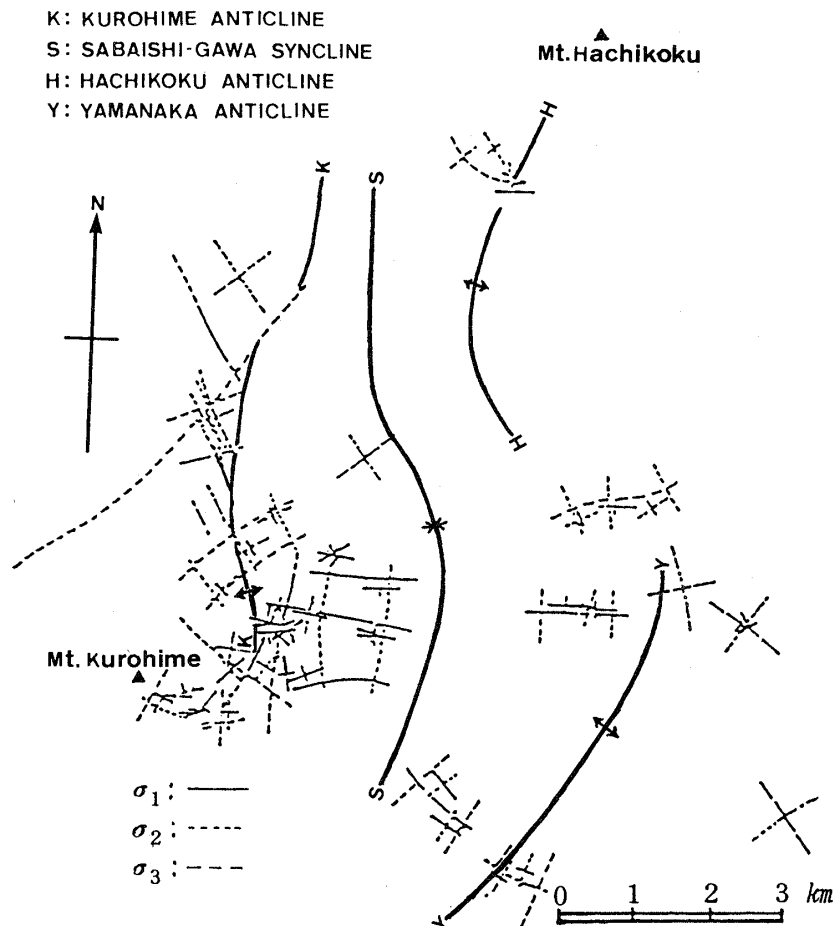


Fig. 6 Stress trajectories based on gap faults. Projection on the present horizontal plane (modified from HIRATSUKA, 1981, in Japanese).

なので、断層幾何学的事実を記載するオーバーラップ・ギャップを用いる方が誤解のおそれがない。

結果と解釈

小断層と褶曲との関係

この地域に発達する小断層群は、上に述べたオーバーラップ断層およびギャップ断層の2つのタイプに分けることができる。前者は地層の緩斜部では逆断層、急斜部では正断層であり、後者はその反対である。なお、以下に扱う小断層はすべて、直接魚沼層群を切るかまたはそれらと同系統のものとする。共役性を示す小断層から剪断破壊面発生時の主応力軸の方位を決定し、主応力線図を作成してみると Fig. 5, Fig. 6 のようになる。この場合、 σ_1 , σ_2 , σ_3 は圧縮応力の大きさの順に、それぞれ最大、中間、最小主応力を示し、また、地層の力学的異方性による剪断破壊面方位の偏向(UEMURA, 1975)は、この場合それほど大きくないものとみなして、補正を行っていない。

両タイプの小断層系から求めた主応力線のパターン

は、基本的には褶曲構造と斉合性を示している。しかもこのような斉合性が、褶曲軸が水平的に変曲を示すところでも全体としては成立していることを考慮すると、こ

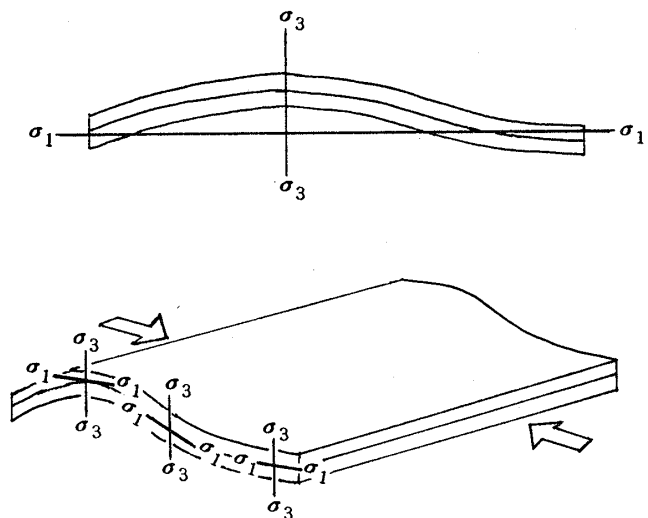


Fig. 7 Schematic figure showing the stress distribution at early stage of folding.

これらの小断層系は、大局的にみて褶曲の形成と同一の応力場で発生したものと考えられることが許されるであろう。

褶曲の進行と応力場の変化

2つの主応力線図のうち、Fig. 5は層理面を水平にもどした時、すなわち褶曲開始時～褶曲初期の定性的な応力場を示している。この図から、褶曲の初期段階においては、八石山東方などを除けば、 σ_1 はほぼ層理面（＝水平面）に平行で褶曲軸に直角、 σ_2 はほぼ褶曲軸に平行、 σ_3 はほぼ層理面（＝水平面）に直角であったことがわかる。このような主応力軸の配置は、座屈型褶曲形成の1つの条件を満たすものである（Fig. 7）。

次の Fig. 6は、現在の状態をそのまま示してあるので、褶曲が成長した後期～末期の応力場を表すものとみることができる。その特徴は、背斜の冠部などを含む地層の緩斜部では σ_1 はほぼ層理面に直角、 σ_2 と σ_3 は層理面にほぼ平行で褶曲軸に直角または平行であり、また地層の急斜部では σ_1 がほぼ層理面に直角、 σ_2 はほぼ褶曲軸に平行、 σ_3 が高角を示すことなどである。この状況は、池田・嶋本（1974）の数値実験結果とも類似し、曲げ型褶曲形成の応力場を表すものと解釈することがで

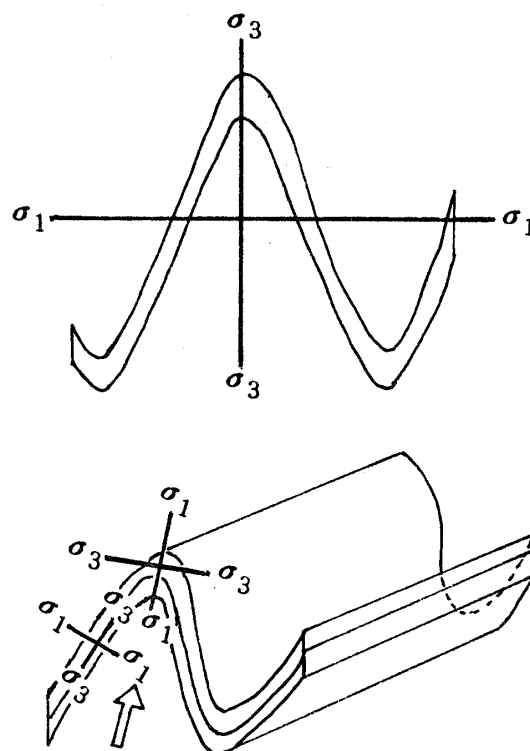


Fig. 8 Schematic figure showing the stress distribution at later stage of folding.

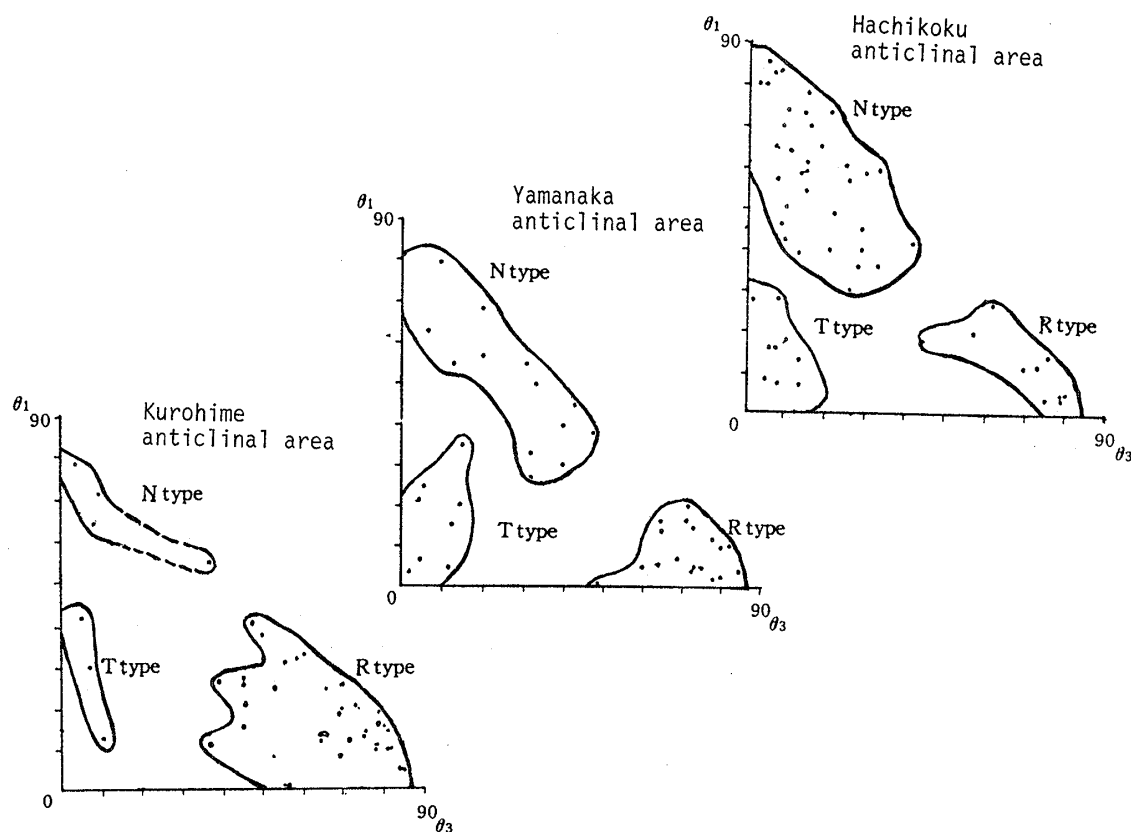


Fig. 9 $\theta_1 - \theta_3$ diagram of minor faults. (modified from HIRATSUKA, 1981, in Japanese).

きる (Fig. 8).

以上要するに、主応力線図で示される応力場の変遷からは、褶曲の形成機構が前段の座屈型から後段の曲げ型に変化したものと推論される。

小断層のタイプと応力場の変遷

方法と対象の節で述べた層理面と σ_1 , σ_2 両主応力軸とのなす角 θ_1 , θ_3 をパラメータとして、八石・山中・黒姫の各背斜領域ごとに小断層群を σ_1 — σ_3 ダイアグラムにプロットしてみると、それぞれ Fig. 9 のようになる (平塚, 1981)。

この図上での小断層群の分布は、いずれも 3 つの領域に分けられ、それぞれ N タイプ、R タイプおよび T タイプと呼ぶことにする。これらは、層理面を水平にもどせば、それぞれ正断層型、逆断層型および横ズレ断層型に相当するものである。座屈型の褶曲では、形成の初期には、 $\theta_1 \approx 0^\circ$, $\theta_3 \approx 90^\circ$ で R タイプの断層が発生し、やがて褶曲の進展に伴って翼間角が小さくなってゆくと、 θ_1 は増大、 θ_3 は減少してゆき、断層は R タイプから N タイプへと向うはずである。数少ない例ではあるが、褶曲の翼部で観察される両タイプの新旧関係はこの推論を支持している。

ところで、Fig. 9 の 3 図について、R タイプから N タイプへの道を辿ってみると、いずれについても途中で断層分布の途絶える空白地帯のあることに気づく、これはおそらく、このあたりの θ_1 , θ_3 で生ずる共役剪断面の一方が層理面に一致または吸収されてしまうため、露頭面での識別が困難となるからであろう (Fig. 10)。

曲げ型の褶曲では、褶曲形成の初期段階では、 $\theta_1 \approx 90^\circ$, $\theta_3 \approx 0^\circ$ で N タイプの断層が発生する。褶曲の成長に伴って、背斜の冠部などを含む地層の緩斜部では状

況は変化しないが、急斜部では θ_1 は減少、 θ_3 が増大し、その結果発生する断層は θ_1 — θ_3 ダイアグラム上で R タイプの方へ移動してゆくはずであるが、褶曲翼部の引き延ばし効果が増大すると、 σ_1 と σ_3 の方位が転換するので (Fig. 8) 再び N タイプの方へもどることになり、結局 N タイプの領域をでることはないと推察される。

実際には、座屈型褶曲の後期に地層の急斜部に発生する N タイプの断層と、曲げ型褶曲の急斜部に発生する N タイプの断層との新旧は区別し難い。しかし少なくとも、これまでのところ、R タイプの断層に先行して発生したことが明らかな N タイプの断層は見当たらない。

以上の結果と解釈をまとめると、この地域の 3 つの背斜を形成した造構応力場は、褶曲形成の初期には北西—南東方向の水平圧縮性の応力場が優勢で、これによって座屈型の褶曲がある程度まで成長し、やがて背斜部の隆起をもたらした押し上げ型の鉛直圧縮性応力場が優勢となり、曲げ型の褶曲形成に移行していったものと推論される。

考察と結論

前節に述べたような解釈が正しいものとする、次には、このような造構応力場の発生と変化をもたらしただ域的な地殻運動の実体について考察を進める必要がある。

考察のための情報源は 2 つに分けることができる。1 つは、いわゆる広域応力場に関するもので、東北本州背弧地域～日本海東縁変動帯と称する地域の後期新生代における地殻運動と、それをもたらした応力場の性質に関する。他の 1 つは局所的応力場に関するもので、例えば鯖石川周辺に特有の地質構造と、その形成にかかわった応力場に関する。以下、これらについて考察を進めることとする。

まず、この時期の広域的応力場を考えると、鯖石川地域の研究から、直接この問題に関する情報を提供するのには困難である。しかし東北本州背弧基盤の一部を構成する新潟県北部の花崗岩山塊に関する研究から得られた結論はきわめて重要な示唆を与えるように思われる。これに関する研究 (植村・高橋, 1974; 植村, 1979b; UEMURA, 1979; 五月女, 1980; 木村, 1985) を以下に要約する。

柏崎—銚子線 (山下, 1970) 以北の新潟県北部には、新発田—小出線 (山下, 1970) およびその北方延長沿いに、きわめて特徴的な地形を示す後期白亜紀～古第三紀の花崗岩類からなる山塊が存在する (Fig. 11)。これらは北から葡萄山塊・櫛形山脈・五頭山塊とよばれ、いず

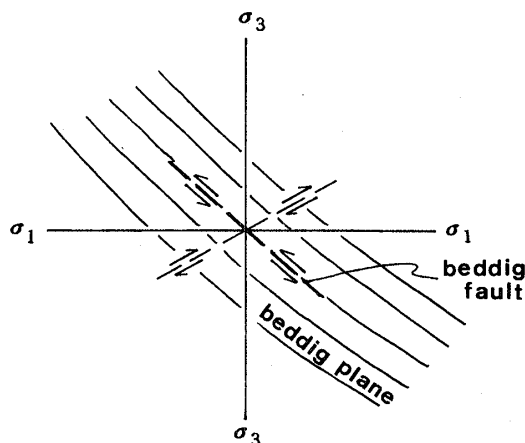


Fig. 10 Probable elucidation of blanc zone between R type fault and N type fault.

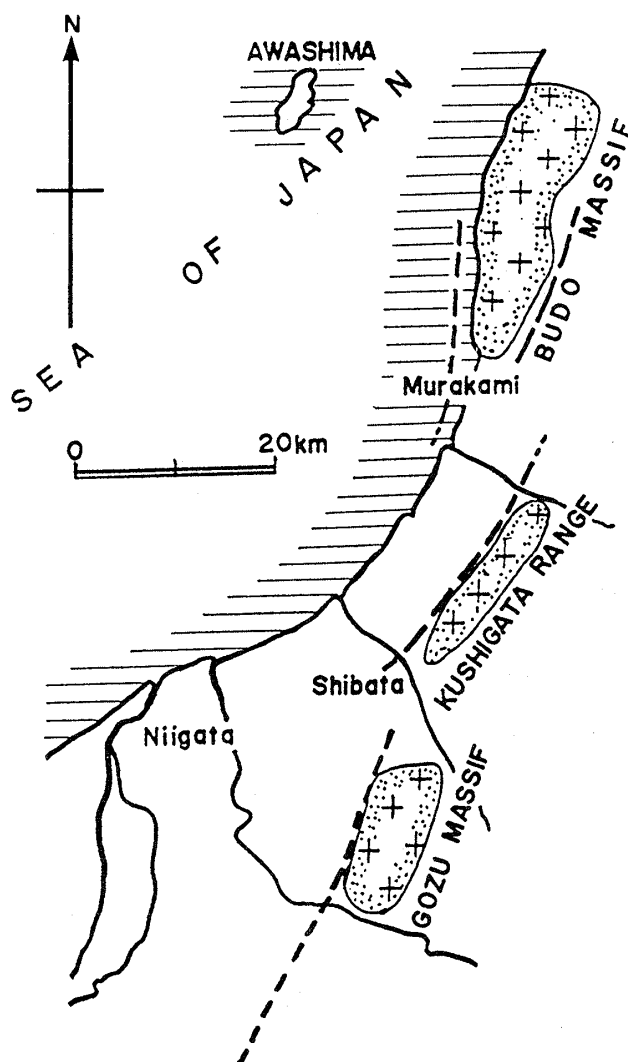


Fig. 11 Granitic massifs in the northern part of the Niigata Prefecture.

れも北北東—南南西に延びる小規模な山脈で、長さ18～26km、幅4～8km程度のもので、北端の葡萄山塊が最も大きく、中央部の楡形山脈が最も小さい。

ところで、これらの山塊の地形横断面を見ると、いずれも非対称で、西側（日本海側）が緩傾斜、東側（内陸側）が急傾斜、つまり山稜が山脈の東寄りに偏在するという共通の特徴を示すことである。問題は、このような地形的特徴が、これらの山塊の西方への傾動を示すものと解釈される（森本・木村, 1964）にもかかわらず、これらの山塊を構成する花崗岩体に発達する造構性節理の構造解析からは、全く逆に全体としては東方への傾動運動が導きだされる点にある。要するに、地形的には西へ、地質的には東へという「矛盾的傾動（植村, 1979b; UEMURA, 1979）」ということになる。

この矛盾を統一的に解釈するための有効なモデルは、PRICE (1959) による広域性節理形成の力学をこれら山塊地域の構造発達史に適用することによって得られる（植村・高橋, 1974）。すなわち、後期白亜紀～古第三紀に侵入した花崗岩体は、先前期中新世の第1回目の隆起により地表に到達する過程で、鉛直方向の広域性節理系が形成され、その後、中期中新世の海進による相対的な沈降を経験するが、やがて再び隆起して今日にいたる。この2回目の隆起の時、地塊が回転し、東部よりも西部が相対的に高く隆起して東方への傾動が生じ、地塊内部の節理系は鉛直から西傾斜の姿勢に転じた。次いでこれらの節理系は重力滑動型の断層に転化し、西方へ傾く斜面が形成されたものである（Fig. 12）。

このような結論は、西方の日本海側に側方伸長領域を必要とし、西側の空間が拡大されてゆかなければ成立しないことになる。このことは、日本海の拡大～日本列島の南東方移動モデルと調和的である。問題は、この種のモデルが陸域側にどのような広域応力場を発生するかという点にある。これについては2つの場合が可能性として考えられる。第1の場合は、日本海の拡大が何らかの原因、例えばマントル・ダイアビルなどによる、いわゆ

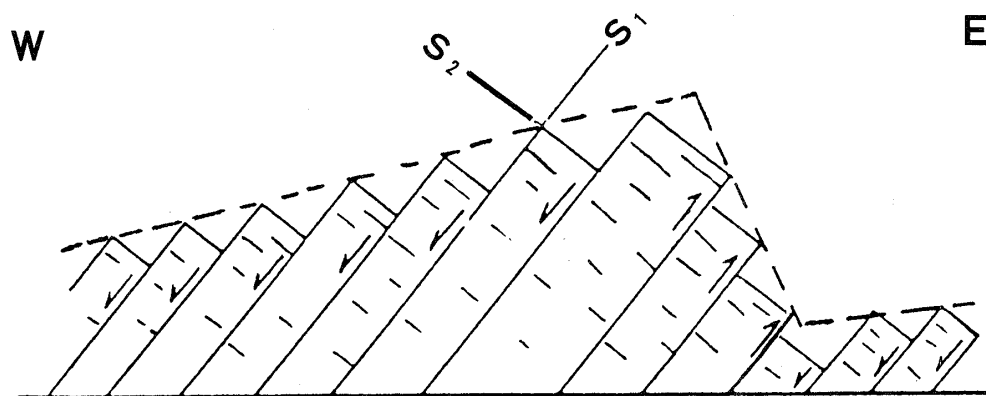


Fig. 12 Schematic cross section showing the formation of contradictory tilted blocks (UEMURA, 1979, in Japanese).

る“active rifting”（山路, 1989）の結果, 日本海側からの日本列島に対する圧迫を伴って進行した場合であり, この時, 日本海沿岸地帯は側方圧縮性の応力場におかれるであろう. 第2の場合は, 日本列島が何らかの原因, 例えば太平洋プレートの沈みこみ帯の東南方シフトなどによるいわゆる“passive rifting”（山路, 1989）の結果, 日本列島が太平洋側から引っ張られて日本海が拡大してゆく場合であり, この時, 日本海沿岸地帯は側方引っ張り性の応力場におかれるであろう.

上記の考察結果では, 新潟県北部における花崗岩山塊の示す傾動と重力滑動型の断層運動は, 第2の場合と調和的であり, 鯖石川周辺地域の褶曲過程前半の示す応力像は, 第1の場合と斉合的である.

次に, 局所的な応力場の検討を進めてみる. 鯖石川周辺地域における褶曲運動の主要な時相は, 先に述べたように中期更新世頃であり, その前半は水平圧縮型, 後半は鉛直圧縮型の応力場にあったと推論される. ところで, 褶曲の断面を見ると, 八石・山中の両背斜は正立型であるが, 西側の黒姫背斜は東フェルゲンツであることがわかる（平塚, 1981）. 後期鮮新世から晩期更新世にかけての時代は, 内陸側の基盤が段階的かつ差別的隆起という型式をとる鉛直方向の地塊運動が卓越して山地を形成していった時代である. 黒姫背斜の東フェルゲンツは, おそらく褶曲過程の後半以後に形成されたもので, 基盤の西方への傾動を伴う隆起を反映したものである.

検討すべき問題として, 黒姫背斜北西側の地域が, その北西の米山山塊によって南東方へ圧迫された形状を呈する事実がある. この状況は特に衛星映像にその感を深

くする. 米山地域については, 米山団体研究グループ（1976）の詳しい研究があるが, 上位の安山岩質火山岩・火砕岩よりなる鮮新統の米山層と下位の中新統との構造的不調和の問題が未だに釈然としない. 敢えて提言するならば, 米山層～米山火山は異地性のものではないかという疑問が残る（植村, 1982. 米山巡検・検討会での発言）. 仮りに現地性ではないとしても, その形成機構や形成年代を詳しく検討するのは, 現在のところデータに乏しいので, 前記の黒姫背斜基盤の傾動との関係の議論は, 時期尚早としておく. おそらくこのような傾動を伴う隆起は, 先に述べた新潟県北部の花崗岩山塊にみられる同質の運動と同じ時代のものと考えてよいであろう. 傾動のセンスが同じであることもこの考えを間接的に支持するものと思われる.

次に, 内陸側の基盤隆起～山地形成の原因について考えてみよう. これには2つの場合を想定することができる. 1つは内陸地域の地下深部に発生した上向きの力ないし運動の地表における表現型式という場合であり, 他の1つは, 水平方向の力や運動が2次的に鉛直方向の運動をひきおこす場合である. あとの場合は, 日本海側からの日本列島に対する圧迫により, 陸域に隆起を生ずるというモデルに相当するであろう.

最後に, 傾動の原因であるが, これについては既に植村（1985）が述べているように, 日本海の拡大との関係からみて, “listric fault system”によって説明するのが合理的である. GIBBS（1984）の示した北海拡大の模式断面図（Fig. 13）の東側に描かれている“listric fan”が東への傾動地塊群を構成することは明白であり, その切崖面が西方へ傾傾する地形面を形成することも自明の理で

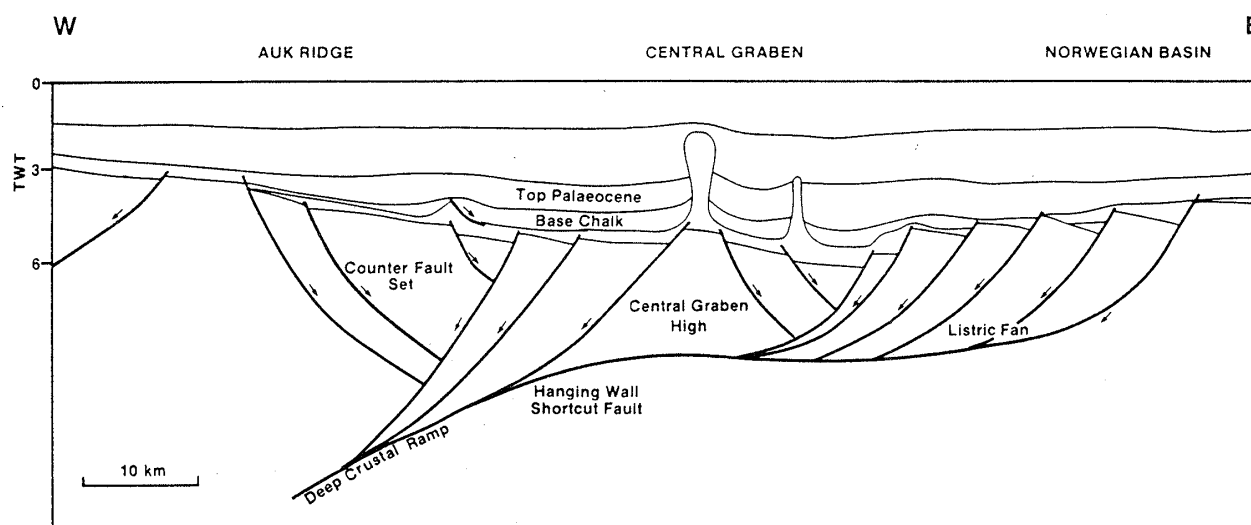


Fig. 13 An example of a rift type extension tectonics with “backward” tilting by listric faults (GIBBS, 1984).

ある。さらに、これら個々の地塊内部に多数の重力滑動型断層群を考えるならば、その状況は Fig. 12 と同様な形態をとることは疑いない。

以上の考察をまとめると、東北本州背弧南部の後期新生代地殻運動の特徴に関し、次のような結論に到達する。

1. 後期鮮新世頃から段階的に始まる内陸側の差別的隆起は、後期～晩期更新世に至って加速度的に激化して山地を形成するが、このような隆起をもたらした原因は、日本海側と太平洋側の両者の地殻深部に作用した力学過程の消長に求めることができるであろう。
2. 中期更新世頃に魚沼層群を褶曲させた造構応力場は、前半が北西—南東ないし東西方向に近い水平圧縮性のものであり、後半は鉛直圧縮性のものであった。この後半から更新世末にかけての褶曲体における応力場は、広域応力場の転換と解するよりも、上方押し上げ型の基盤運動の激化によって発生する応力場が、水平圧縮性の応力場を圧倒するに至ったためと解釈すべきであろう。
3. 中期更新世後半～晩期更新世の地塊運動とほぼ同じ時期に、新潟県北部の日本海東縁には listric fault system が発生し、これによって「矛盾的傾動地塊」が形成された。このことは、日本海の拡大が、前段の“active rifting”から後段の“passive rifting”に変化したことのこの地域における反映と考えられる。
4. 西から東への日本海の拡大は、日本列島前弧側の運動と密接に関連している。太平洋側からの圧迫が強い時期は日本列島は側方圧縮状態におかれ、その圧迫が弱いまたは負に作用する時期は側方引っ張り状態にあって、それぞれに適応した地殻運動が発生したものである。

謝 辞

島根大学の三梨 昂教授には、永年にわたり第三系の褶曲および褶曲機構の諸問題につき御教示・御討論をいただいていた。付記してあつく感謝する次第である。なお、原稿を査読され、不備な点について御指摘いただいた編集委員会の方々に深謝するものである。

文 献

- BELOUSSOV, V. V., 1954 : *Osnovnie voprosi geotektoniki*. Gosteoltechizdat, Moskva, 606p.
- BIOT, M. A., 1951 : Theory of folding of stratified visco-elastic media and its implications in tectonics and orogenesis. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**, 1591-1620.
- GIBBS, A. D., 1984 : Structural evolution of extensional basin margins. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, **141**, 609-620.
- 平塚英樹, 1981 : 北越区南縁における構造地質学的研究. 新潟大・理・地鉱修論 MS.
- 池田幸夫・嶋本利彦, 1974 : 粘性曲げ褶曲の数値実験. 地質雑, **80**, 65-74.
- KIMURA, T., 1968 : Some folded structures and their distribution in Japan. *Jap. Jour. Geol. Geograph.*, **39**, 1-26.
- 木村卓司, 1985 : 菱ヶ岳—管名岳山塊東縁の地質と構造. 新潟大・理・地鉱卒論 MS.
- 小玉喜三郎・鈴木尉元・小川銀三・丸田美幸, 1974 : 箱型褶曲の内部構造について—スケールモデル実験による研究, 地調報告, **250-2**, 121-143.
- 小松直幹・渡辺 享, 1968 : 小断層より解析した西山油田の地質構造. 石技誌, **33**, 157-162.
- 槇山次郎, 1966 : 地質構造との関連. 日本材料学会編「岩石力学とその応用」. 丸善, 東京, 60-73.
- MAKIYAMA, J., 1970 : The plastic theory of the surfacial folded structures. *Bull. Tezukayama Coll.*, **6**, 59-84.
- 槇山次郎, 1971 : 岩層の塑性力学とその岩盤への応用. 材料, **20**, 111-121.
- 森本良平・木村敏雄, 1964 : 新潟地震の地質学的背景. 震研速報, **8**, 67-69.
- 中村和善, 1982 : 新潟県高田平野南方地域における後期新生代の構造運動—その 2. 地質構造の形成と基盤の運動像. 地質雑, **88**, 343-362.
- 新津背斜団体研究グループ, 1977 : 新潟油田新津背斜の形成機構. 地球科学, **31**, 70-82.
- 西田彰一・津田禾粒・市村隆三, 1966 : フォッサ・マグナ最北端の第三系—いわゆる難波山層に関する研究 (その 1). 新潟大・理・地鉱研報, **1**, 1-14.
- NORRIS, D. K. and BARRON, K., 1969 : Structural analysis of features on natural and artificial faults. *Geol. Surv. Can. Paper*, **68-52**, 136-174.
- PRICE, N. J., 1959 : Mechanics of jointing in rocks. *Ged. Mag.*, **96**, 149-167.
- , 1967 : The initiation and development of asymmetrical buckle folds in non-metamorphosed competent sediments. *Tectonophys.*, **4**, 173-201.
- RAMBERG, H., 1963a : Fluid dynamics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **47**, 484-505.
- , 1963b : Strain distribution and geometry of folds. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, **42**, (4), 1-

- 20.
- 五月女順一, 1980: 葡萄山塊の地塊運動. 構造研究会誌, **25**, 65-74.
- 下畑五夫, 1970: 十日町西方に分布する魚沼層の褶曲構造—特に褶曲の形成機構と中立面の意義について. 新潟大・理・地鉱卒論 MS.
- 鈴木尉元・三梨 昂, 1974: 信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について. 地調報告, **250-2**, 79-91.
- ・———・影山邦夫・宮下美智夫・小玉喜三郎, 1971: 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について. 地質雑, **77**, 301-315.
- 植村 武, 1974: 第三系の変形機構に関する研究—褶曲機構の2型式. 総研「東北地方における第三紀地殻変動に関する構造地質学的研究」昭和48年度報告, 75-79.
- UEMURA, T., 1975: Effect of deposition fabric on shear failure—A proposal of strength ellipsoid. *Sci. Rept. Niigata Univ.*, Ser. E, **3**, 1-17.
- 植村 武, 1976: 越後第三系の褶曲区区分. 新潟大・理・地鉱研報, **4**, 151-157.
- UEMURA, T., 1978: Structural analysis of major folds. *Recent Progress of Natural Sciences in Japan*, **3**, 14-20.
- 植村 武, 1979a: 序論. 植村・水谷編「地質構造の形成 (岩波講座, 地球科学, 9巻), 岩波書店, 東京, 1-13.
- , 1979a: 越後北部における花崗岩地塊の矛盾的傾動. 総研「島弧変動」研究報告, **1**, 25-28.
- UEMURA, T., 1979: Contradictory tilted blocks in the northern Niigata region along the Sea of Japan. *Abst. of papers, 14th Pacific Sci. Congr.*, Sect. BII, 91-93.
- and SHIMOHATA, I., 1972: Neutral surface of a fold and its bearing on folding. *24th IGC*, Sect. 3, 599-603.
- 植村 武, 1985: 北部フォッサマグナ北東縁の基盤運動. 新潟大・理・地鉱研報, **5**, 123-131.
- ・高橋 明, 1974: 基盤の運動像と被覆第三系の褶曲—新潟県北部楡形山脈の例—. 地調報告, **250-2**, 1-22.
- VAN HISE, C. R., 1896: Principles of North American Pre-Cambrian geology. *U. S. Geol. Surv.*, *16th Ann. Rept.*, Pt. 1, 581-843.
- 山路 敦, 1989: 東北本州弧におけるリフティング. 日本地質学会演旨, 418.
- 山下 昇, 1970: 柏崎—銚子線の提唱. 星野・青木編「島弧と海洋」, 東海大出版会, 東京, 179-191.
- 米山団体研究グループ, 1976: 米山地域における火山活動開始期の造構運動. 地球科学, **30**, 81-86.