

蒲 萄 山 塊 の 地 塊 運 動

五月女 順 一*

I. はじめに

新潟県下には新生代、特に第三紀の地層が広く分布している。それらはほとんどが褶曲し、あるものは新潟油田を形成している。褶曲の形成過程は、力学像（原因）・運動像（過程）・歪像（結果）の解明という3つの研究課題に対応させることができる（植村，1971）。新潟県の新生界にみられる褶曲の力学的原因を明らかにするためには、基盤岩の具体的な運動像を解明しなければならない。ここでは、基盤岩の断裂と被覆層の関係を手がかりとして基盤運動の具体的な性質を考察した。

なお、本研究は帰納的な立場に立つもので、野外で観察される構造形態の幾何学的性質からそれらをつくった運動の性質を定性的に推定し、現階での結論とした。

本研究を進めるにあたって多方面にわたり御指導いただいた植村 武教授に厚く感謝する次第である。

II. 地質概説

蒲萄山塊は新潟県北部に位置し、ほぼ南北に走る一種の地塁山脈である。

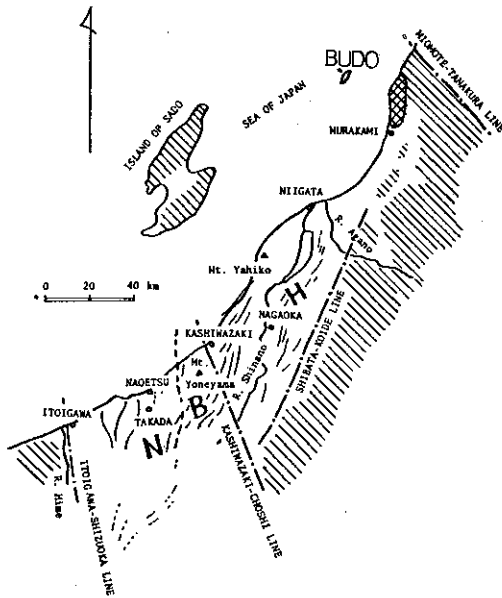


Fig. 1 越後第三系の褶曲区分 (植村 武)

Tectonic map of the Province of Echigo. H, N, and B means the Hokuetsu (northern Echigo) and the Nan'etsu (southern Echigo) fold domains, and the borderland respectively. Hatched area consists mostly of the basement rocks and green tuff formations.

時代	界層	層厚	岩 相	対比
新 中 第 三 紀	天井山層	250 m ⁺	安山岩熔岩	三川層 温海層群
	巻の沢層	10~20m	変質安山岩質凝灰岩	及位層 相
新 第 三 紀	蒲萄層	100~200 m	流紋岩質 熔結凝灰岩	北小国層 川層
	先第三紀		小川型花崗岩類 実川型花崗岩類	

表1 総合柱状図

*新潟大学理学部地質鉱物学教室

本地域の北方には、日本国片麻岩圧砕岩類及び朝日流紋岩を貫いて後期白亜紀から第三紀初めにかけて貫入した小川型花崗岩類、その上位に田川酸性岩類、それを貫く西田川酸性岩が分布する。東方には、朝日流紋岩、実川型花崗岩類、新第三系の地層として北小国層が分布する。さらに南方には、新第三系の津川層・七谷層・椎谷層が分布する。

特に、本地域の地体構造論的な位置付けとして、棚倉破碎帯の北方延長と考えられている日本国一三面線（島津，1964）が北側に隣接している。さらに、新潟油田の第三系及び第四系と古期岩層との境を示す、新発田-小出線（山下，1970）の北方延長上に位置している。

本調査地域には、後期中生代変動に関係した白亜紀後期の花崗岩類とその上位にグリーンタフ変動の産物で白亜紀後期花崗岩類を不整合に被覆する新第三系最下部の火砕岩類が分布する。花崗岩は、アプライト・安山岩・流紋岩などの岩脈によって貫かれている。

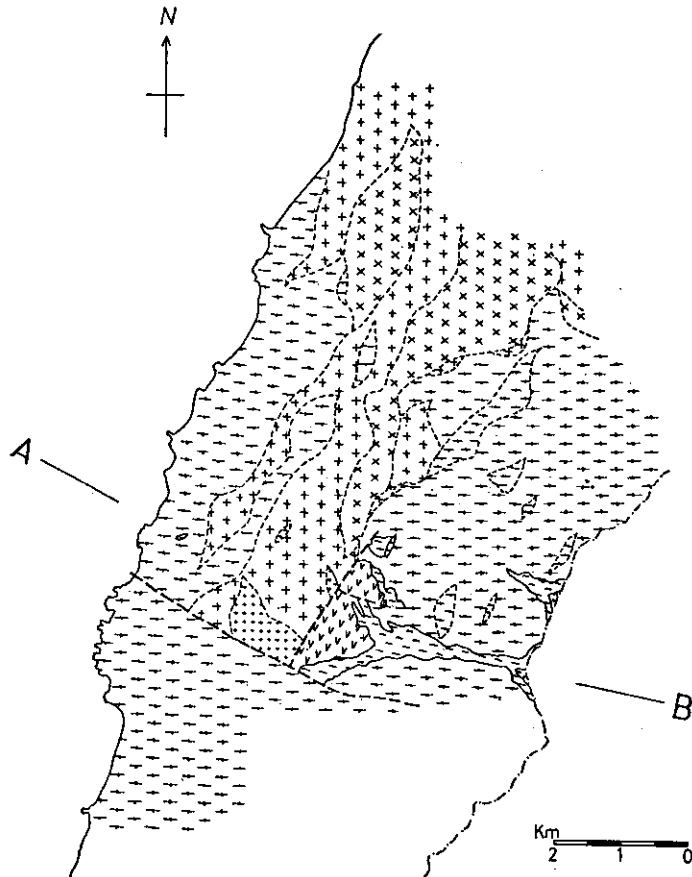





Fig. 2 Geological map

LEGEND

-  Tenjosan F.
-  Makinosawa F.
-  Budo F.

Granitic rocks






-  leucocratic biotite granite
-  fine grained biotite granite
-  felsic granite
-  porphyritic hornblende granite
-  porphyritic biotite granite



Fig. 3 Dyke map

III. 山塊の形態と配列

山塊は、新潟方向とよばれる油田第三系の一般的構造方向に平行な、北北東—南南西方向の延びを示す。しかし本調査地域の南部からは南北の方向に変化し、山塊全体としては“く”の字状の形態を示す。山塊の大きさは、長さ約30km、幅約10kmである。

山塊の延びの方向に直角な地形断面を見ると著しい地形的特徴が表現される。すなわち西側の斜面が緩く傾斜し、東側の斜面が急傾斜する逆“へ”の字—“へ”状の非対称な形態を示す。

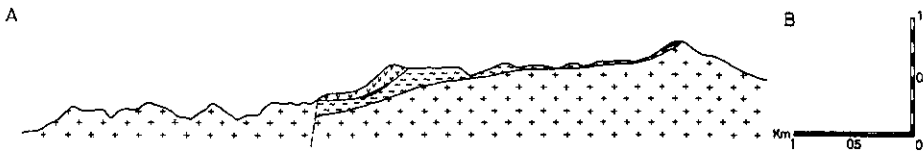


Fig. 4 Cross section

IV. 断裂構造の記載

調査地域で観察される小構造は小断層と節理で、要するに断裂構造がほとんどである。「小断層は断裂面に沿って両側の岩体にくい違いが生じているかないかによって、原理的には小断層と節理とに大別されるはずであるが、花崗岩類のような岩石にあっては実際問題として“断層”を識別することははなはだ困難な問題である(植村・高橋, 1974)。」本調査地域においては、次の2つの基準で“断層”を識別した。第1は、花崗岩類中に非常に固結した断層角礫を伴うものは断層である。第2は、断裂面に固結度の悪い粘土状の薄層がはさまれるもので、

破碎帯の幅は10cm~20cmのものが多い。

一応、上述の基準で識別し前者を古期断層、後者を新期断層とした。両者とも山塊に平行なものやこれにほぼ直交するものが多く認められる。



Fig. 5 Map showing the fracture system.

次に節理について述べる。蒲萄山塊に平行ないしそれに近い走向の節理を“longitudinal joint”，これと直交する走向のものを“cross joint”，さらに両者とほぼ45°の角度をなす走向のものを“oblique joint”とよぶことにする。調査地域には、これらの3系統を含めて多様な節理系が発達する。

節理の分類に際しては方位とともに面の性質が重要な基準となる。本地域の節理についてみると、楯形山脈の場合（植村・高橋，1974）と同様に以下の3種類の節理が認められる。

第1のものは開離性の節理面が互いにほぼ直交する2方向ないし3方向にほとんど均等に発達し、1辺数10cm程度の正方形ないし立方体を形成しているものである。

第2のものは最も一般的に観察されるもので、交叉する2~3系統の面が共存し長く伸びる平滑な面の節理群で時に小断層となることもある。

第3のものは比較的短く、面が曲ったりジグザグ状で平滑でないものである。数の上では極めて少ない。面の性質は複雑で開離性とはいえないがそれに近いものもある。

節理面間の距離は、面に直角な方向1mの間に入る節理の数、つまり（面数/m）という密

度として測定した。1 m に 6 ~ 10 本程度のもが多く認められる。その他、上記の 3 種類のいずれとも判別し兼ねるような節理も若干ではあるが認められる。

ここで問題となるのは、基盤の運動像を解明する手がかりとなる造構性の断裂を判別することである。ここで楕円山脈の場合（植村・高橋，1974）と同様に造構性の断裂を判別する。調査地域に分布する多様な節理系のうち、最も普遍的であり、かつ明らかに造構性の断裂と考えられるものは上述した中の第 1，第 2 の節理である。しかし第 1 の節理の中には，“cooling joint” も含まれる可能性もあり、ここで明らかに造構性の断裂と考えられるものは第 2 の節理である。

V. 節理系の解析

前節に記載した節理系を地域ごとに区分して等積投影で示したのが図 6 である。地域の区画

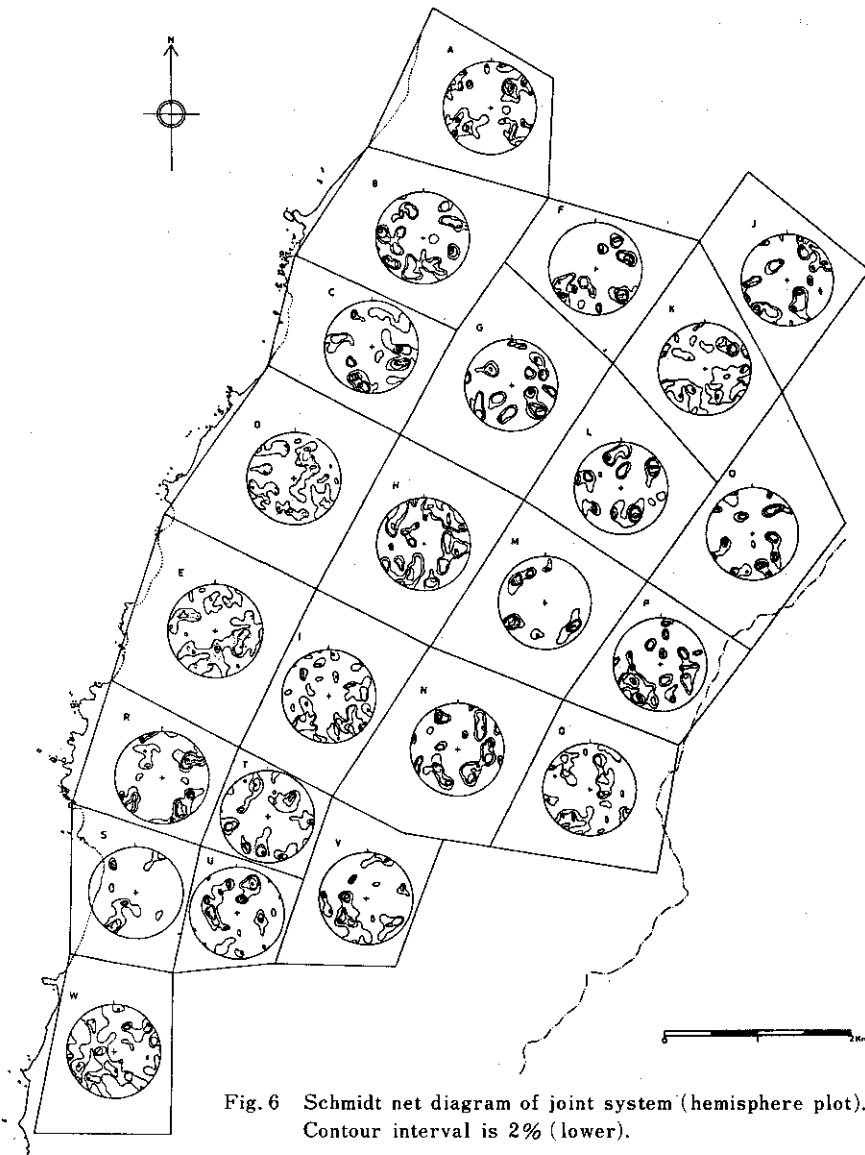


Fig. 6 Schmidt net diagram of joint system (hemisphere plot).
Contour interval is 2% (lower).

は1辺約1 km～2 kmの四角形で構成される。これはこの大きさに分割することによってほぼ調査地域内の基盤分布区域をカバーできるという便宜的な理由による。さらに断層の方向性、河川の方向性、地形的特徴などの要素も取り入れ、山塊の伸長方向も重視した。

測定数が少ない区画もあるが、集中度はかなり良く明瞭に系統区分ができる。ともあれ3系統に分類してその特徴をみとめる。山塊全体としては longitudinal joint は比較的北西へ傾斜するものが多く、cross joint の傾斜は大部分が北東へ傾斜する。oblique joint は、南北性走向のものが比較的西に傾斜し、東西性走向のものは北に傾斜するものが多い。本調査地域において区画分けしたブロックは、大きく、北部 (A, J)、中部 (B～Q)、南部 (R～W) の3つに分割できる。

Table 2 Orientation frequency of joints and their characteristics.
H, M, and L show higher, intermediate, lower concentration
of orientation respectively.

Unit Block Division	Strike : Longitudinal		Cross		Oblique ¹			
	Dip side :		NE	SW	E	W	N	S
	NW	SE						
A	H	H	L	H	L	H	L	H
B	M	L	M	L	H	L	H	L
C	H	L	H	L	L	M	H	L
D	M	L	L	H	L	M	H	L
E	H	L	M	L	L	M	M	L
F	H	L	L	H	L	L	M	L
G	H	L	H	L	L	M	M	M
H	L	H	H	L	L	M	M	M
I	H	L	H	L	L	M	L	L
J	H	L	L	H	M	M	L	L
K	H	L	H	L	L	M	L	L
L	L	H	M	L	H	L	L	M
M	L	H	H	L	L	L	L	M
N	H	L	H	L	L	M	L	L
O	H	L	L	H	L	H	M	L
P	H	L	H	L	L	M	M	M
Q	L	H	H	L	L	M	M	L
R	M	L	H	L	M	M	L	L
S	L	M	H	L	M	L	M	L
T	H	L	H	L	L	H	M	L
U	L	H	H	L	H	L	L	M
V	H	L	M	L	H	L	M	M
W	L	H	H	L	H	L	M	L

VI. 基盤運動の解析

ここでは節理を手がかりとして、基盤の運動が具体的にどのようなものであったかを全く幾何学的に解析してみる。基盤運動の復元にあたっては、植村・高橋 (1974) による傾動モデルがある。

「このモデルは、広域性節理の成因に関するPrice (1959) の考えにたつものである。Price は節理の成因について、造構期には力学的に不可能で後造構期に構造体が隆起していく過程で、重力荷重による垂直及び水平応力と“残留応力” (植村, 1980) 及び強度の相互変化によってできるとしている。1つの構造体に広域的に発達する節理は、その走向から3系統に分類されると同時に、それらはいずれも垂直の面であるとされている。垂直の節理面が、“傾動”すなわち回転を伴う運動によって、ある一定の方向に傾斜してあらわれているということである。つまりブロック毎の節理系のできるだけ多くのものが、垂直に近い傾斜を示すような“復元運動”を考えることができるならば、その運動方向を逆向きにしたものが求める運動である (植村・高橋, 1974)。」

基盤モデルとして剪断モデルという可能性もあるが欠点として運動量が復元できないことがある。このモデルは、節理が初めから傾斜した面をもって発生するという条件をもつ。節理面が高角のもので $90^{\circ} \sim 80^{\circ}$ 、低角のもので $40^{\circ} \sim 30^{\circ}$ のものもあり、平均的には $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$ のものが多い。このことは節理生成後の基盤運動の性格を示すものとみることができる。

以上の事から、傾動モデルの立場にたつて基盤運動を復元する。北西方向に傾斜する longitudinal joint と北東方向に傾斜する cross joint が卓越していることから、全般的な傾向としては、南東方向への傾動が考えられる。しかし前述したように詳しくみると、北部・中部・南部の大ブロック毎に差別的な傾動が読みとれ、さらに小ブロックの単位でも差別的な運動がよみとれる。(Fig. 7)

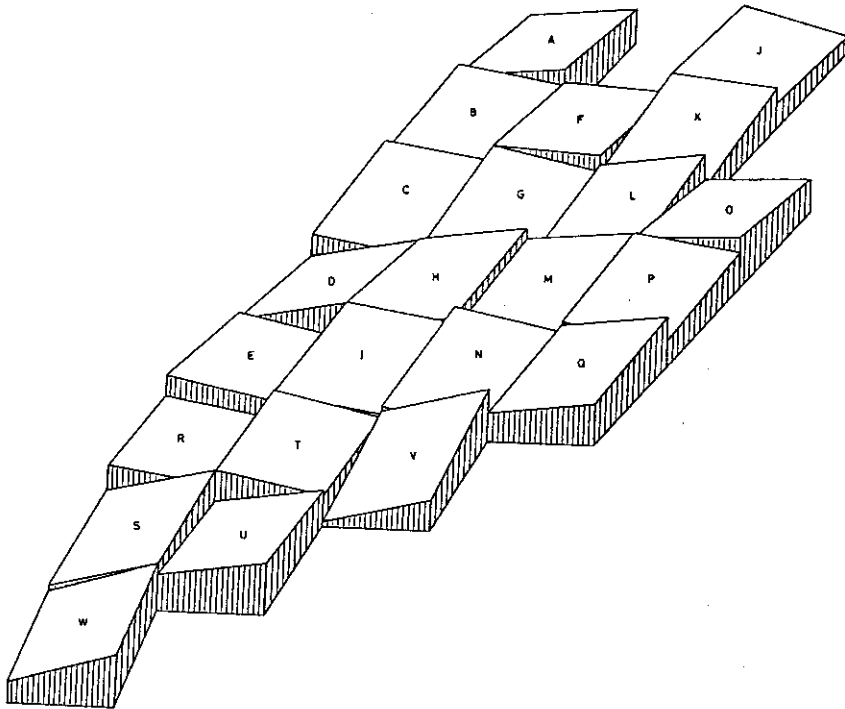


Fig. 7 Schematic figure showing the differential tilting of each unit block.

VII. 節理系の形成機構と造構史

現在までにわかっているこの地域の造構史をごく簡単にまとめてみる。白亜紀後期に小川型花崗岩類が侵入し、その後中新世に入るとグリーンタフ変動が始まり多様な火山活動が展開される。次に、このような地史的背景を考慮しつつ節理系形成の“力学像”を推察してみる。

この地域の造構史をふりかえってみると、花崗岩の貫入以後2回にわたる隆起と沈降を経験していることがわかる。第1回の隆起は、地下深所で形成された花崗岩体の上昇であって、この時期に広域性節理ができたと考えられる。その後、節理を生じた花崗岩体は、グリーンタフ時代に一旦数kmの深さにまで沈降し堆積物による重力荷重を受ける。しかしこれは大きく見積もっても1kb程度に過ぎないから、再び隆起に転じただけでは本質的には第1段階のくり返しだけで新しい節理は発生しない(植村・高橋, 1974; Fig.8)。

しかし前述した傾動運動の存在は、この時期の運動が第1段階のような全般的垂直隆起ではなく回転を伴う隆起であったことが推定される。このような地塊運動の結果、それまで垂直であった節理系が現在のように一定の傾向をもって傾斜するものとなった。回転の軸は全体としてほぼ北北東-南南西である。

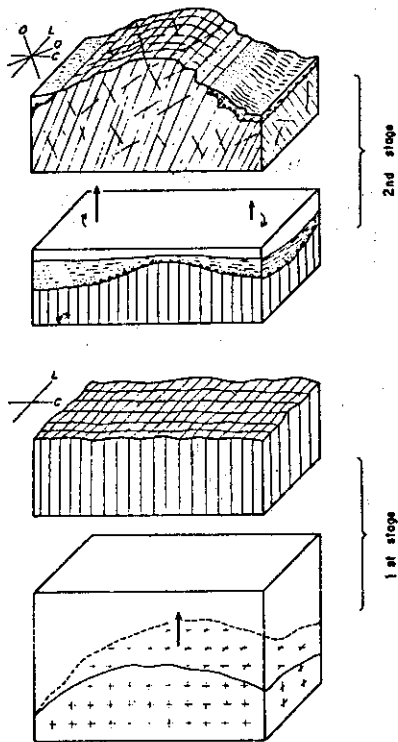


Fig.8 基盤の運動像と被覆第三系の褶曲
—新潟県北部楯形山脈の例—(植村・高橋)
Schematic diagram showing the tectonic development. L, C, and O show longitudinal, cross, and oblique orientation of joint respectively.

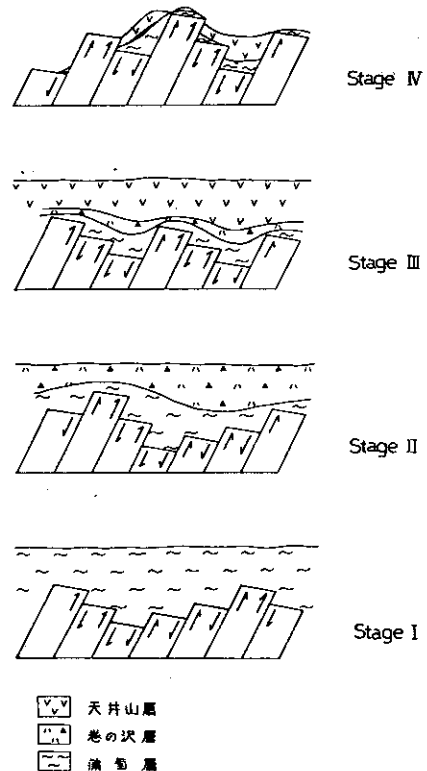


Fig.9 Kinematic picture of the basement block and sedimentation.

ここで基盤運動の機構についての検討は、花崗岩体における断裂系（節理・断層・岩脈類）だけでは不十分である。従って提案されるモデルは造構史と関連したものでなければならず、現段階として傾動モデルをあてはめ地史的に考察してみる。現在の山塊に局所的に分布する新第三系の被覆層とその地形的分布位置とを関連させて考えてみると以下の点で矛盾する。より下位の層準である蒲荷層が、より上位の層準である天井山層より高い位置に分布し、かつ低い位置にも分布する。以上のことから、“基盤の運動の反転”する時期を考えなければならない。そこで被覆層の分布から各層堆積時の基盤の運動形態を推定した (Fig. 9)。

以上に述べたように、造構史からの検討によっても節理系の解析から得られた“傾動モデル”は被覆層との関係からも矛盾なく説明することができる。したがってこのモデルは合理的であると考えられる (Fig. 10)。

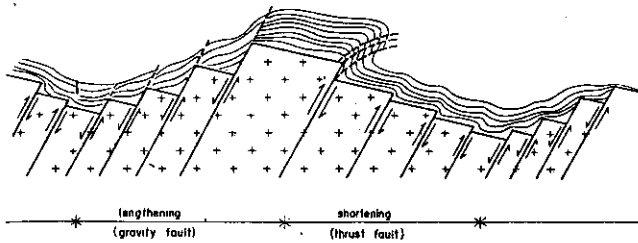


Fig. 10 基盤の運動像と被覆第三系の褶曲—新潟県北部楯形山脈の例— (植村 武・高橋 明)
Schematic cross section showing the tilting of basement block and folding of overlying sedimentary cover. Note that “strain compatibility” is satisfied by the combination of lateral lengthening domain (gravity fault) and shortening one (thrust fault).

VIII. 結 論

- (1) 基盤ブロックの運動像を知る手がかりとして最も有効と思われるものは、基盤の隆起運動に伴って発生する造構性の断裂系であり、その詳細な調査によって基盤運動の実体を知ることができる (植村・高橋, 1974)。
- (2) 基盤の具体的な運動像は被覆層が分布することによって初めてその実体を解明できる。
- (3) 基盤岩中の断裂系の調査から全体としては南東への傾動運動が認められた。
- (4) 基盤の運動は約10km四方のブロックで差別的に行われる。さらに、1～2 km四方の小さなブロックが同一の運動単位として識別され、これらは相互に差別的な運動を行う。
- (5) 基盤の形態は波曲状を呈す。造構史の中でとらえると基盤の差別的な運動は、その運動の反転する時期をもつ。

文 献

- ペロウソフ, V.V., 1971a : 大陸地域の上部マントルと地殻. 地圏研.
- CHIHARA, K., 1958 : Geology and Petrology of Granitic Rocks and Greiss in the Northern District of Niigata Prefecture, Part I. *Jour. Fac. Sci. Niigata Univ.*, Ser. II, 3, p.111—119.
- 張文佑・鍾嘉猷, 1977 : 中国断裂構造体系的發展. *地質科学*, 3, p.197—209.
- HIRANO, M., 1969 : Joint System of the Rokko Mountain Range — Tectonics of uplifted massif in the Kinki district, Japan (I) — *Journal of Geosciences, Osaka City Univ.*, 12, p.25—44.

- 池辺 穰・石和田靖章・河井興三・山田陽一・加藤正和, 1968:新潟平野の地下地質. 石枝誌, **33**, 3, p. 198—208.
- 金原均二, 1950:新潟油田の地質, (I), (II). 石枝誌, **15**, p. 19—32, 62—83.
- 片平忠実, 1969:新潟県北蒲原平野の基盤構造と地質発達史, (上) (下). 石枝誌, **34**, 5, p. 35—42., 6, p. 26—31.
- 村井 勇, 1965:粟島に発達する節理と断層. 地震研究所彙報, **43**, pt. 3, p. 611—624.
- , 1966:村上一鶴岡間の地域の構造解析. 地質調査所特別報告, 第3号, p. 15—25.
- PRICE, N. J., 1959: Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.*, **96**, p. 149—167.
- 五月女順一, 1978:蒲菊山塊の地質構造. 新潟大・地鉱・卒論(手記).
- , 1979:蒲菊山塊の地塊運動. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨集, p. 381.
- 笹神団体研究グループ, 1978:笹神丘陵の地質. 新潟県地学教育研究会誌, **12**, p. 68—77.
- , 1980:新潟平野東縁部・笹神丘陵の地質. 地球科学, **34**, 3, p. 119—137.
- 島津光夫, 1964:東北日本の白亜紀花崗岩, (I), (II). 地球科学, **71**, p. 18—27. **72**, p. 24—29.
- , 1973:東北日本グリーンタフ地域における津川—会津区. 地質学論集, **9**, p. 25—38.
- 鈴木尉元・三梨 昂・影山邦夫・島田忠夫・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**, p. 301—315.
- 鈴木尉元, 1974:東北日本の地質構造と造構運動に関する若干の考察. 地質学論集, **10**, p. 47—54.
- 高浜信行・吉村尚久, 1969:新潟県北部のグリーンタフ. 日本地質学会第76年大会討論会資料(グリーンタフに関する諸問題), p. 105—115.
- 高浜信行・雁沢好博・鴨井幸彦・大塚富男, 1976a:新潟北部に分布する新第三系の層序—とくに碎屑岩層について—. 新潟大地鉱研究報告, 第4号(西田彰一教授退官記念論文集), p. 97—104.
- 高浜信行, 1976b:朝日山塊西麓地域の新第三系. 地質学論集, **13**, p. 211—228.
- 高橋 明, 1976:楡形山脈周辺における応力場の変遷. 新潟大地鉱研究報告, 第4号, p. 159—165.
- 植村 武, 1980:グリーンタフ地域の地質構造, とくに褶曲について. グリーンタフ, **3**, p. 17—18.
- , 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」, p. 75—79.
- ・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**, p. 1—22.
- , 1976:越後第三系の褶曲区区分. 新潟大地鉱研究報告, 第4号, p. 151—157.
- , 1979: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, No. 1, p. 25—28.
- , 1980:造構応力の余命. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨集, p. 383.
- 矢野孝雄, 1980:後期新生代堆積盆の発達史にみられる2つのタイプの将棋例し構造. 総研〔島弧変動〕研究報告, No. 2, p. 1—16.
- YOKOTA, S., 1974: Mechanism of Jointing in the Uplifted Granite Massif of the Southern Area of Lake Biwa, Southwest Japan — Brittle Fracturing and Viscous Flow in Tectonic Movements (2) —. *Journal of Geosciences, Osaka City Univ.*, **18**, p. 19—36.