特 別 講 演

新潟積成盆地および周辺地域の基盤構造と
新生代火成活動史*

茅 原 一 也**

Geologic structure of the basement rocks and the Cenozoic igneous activities
in and around the Niigata Sedimentary Basin*

Kazuya CHIHARA**

Abstract The pre-Neogene basement in and around the Niigata sedimentary basin comprises the parts of the Hida Marginal Structural Belt, Jōetsu Tectonic Belt, Ashio Belt and Asahi Belt. The related Tectonic Lines are the Itoigawa-Shizuoka, Tanakura, Kashiwazaki-Chōshi and Shibata-Koide Lines.

Ōmi-Renge Tectonic Belt: the Hida Marginal Structural Belt is an independent tectonic suture zone connecting the Hida Belt and the Mino Belt, and the Ōmi-Renge Tectonic Belt occupies the northeastern part of the Marginal Belt. The Belt consists of the structural mixture of the subduction complex formed during the Carboniferous to Triassic time, and the sedimentary pile formed in the past fore arc basin. They are now combined together within the narrow zone about 30Km wide. The complex is unconformably covered by the arc sediments(Kuruma, Tetori and Futomiyama Groups) formed since the Jurassic time. The structure of the complex is fundamentally a structural *mélange* cemented by the serpentinite matrix. The zonal arrangement of constituent tectonic units is, from east to west, the sedimentary complex zone, serpentinite nappe zone, Ōmi Limestone, crystalline schist-serpentinite complex zone and olistostromal zone. The complex was formed originally during the middle to late Triassic time, and then modified by post-Kuruma disturbance associated with the secondary protrusion of serpentinite *mélange*.

Jōetsu Tectonic Belt: the Belt is assumed to be the northern extension of the Ōmi-Renge Belt. The eastern limit of the Jōetsu Belt is defined by the north-southward fault displaced laterally by the E-W or NEE-SWW faults. The northern extension of this boundary fault is still not clear. The Belt is divisible into two subzones: that is, the Katashinagawa zone composed of metabasalt, metagabbro-diorite complex, and the Tanigawadake zone characterized by the predominance of serpentinite and high pressure-type crystalline schists complex originally formed as a structural *mélange*. The rocks of the Katashinagawa zone belong to the ophiolitic suite correlatable to that of the Maizuru zone. The late Triassic Okutone Group, early Jurassic Iwamuro Group and early Cretaceous Tokurazawa Group are presumably the relics of tectonic mixture formed mainly during the post-Kuruma disturbance.

Ashio Belt: the western part of the Ashio Belt shows generally a sinuous structural pattern extending in north-south direction, the northern limit of distribution is defined by the Nihonkoku gneiss zone. The northern part of the Belt is composed mainly of shale,

* 日本地質学会第 89 年学術大会で一部講演。

** 新潟大学理学部地質鉱物学教室。Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata University, Ikarashi 2-8050, Niigata City, 950-21 Japan.

and the southern part consisting of shale, sandstone and chert. The limestone occurs as small lenticular bodies, among them some are olistolith. The fossils from limestone indicate the Carboniferous to Permian ages, and the conodonts from cherts are of Permian to late Triassic ages. No Jurassic fossils are yet detected. The greenstones such as metabasalt-diabase and its pyroclastics are intercalated in marine sediments developed in the westernmost areas of the Belt.

Asahi Belt: the Asahi Belt consists of the Nihonkoku gneiss complex, the Miomote complex and Asahi-mountain complex. They as a whole are distributed in a triangular region limited by the A-A' (Fig. 7) Line in the west, and the Younger Tanakura Tectonic Line in the east. The Nihonkoku gneiss complex is composed of phyllite, gneissose granodiorite, schistose biotite granite, porphyroid-like and haelleflintaic rocks, gneissose porphyritic granodiorite and gneissose biotite granite. Among them the porphyroid-like and haelleflintaic rocks characterize the gneiss complex, and are classified into mylonite gneiss, but some haelleflintaic rocks belong to blastmylonite-ultramylonite. The Miomote complex is composed of schistose granodiorite and schistose biotite adamellite. The former changes to porphyroid-like and haelleflintaic rocks near the phyllitic zone in the east side. The Asahi gneissose to schistose granite complex constitutes the central part of the Asahi Mountainland, and is composed of schistose biotite adamellite to granodiorite, gneissose granodiorite to adamellite and basic rocks. The three gneiss complexes originally belong to the same sequence of gneiss complex, and some petrological and structural features suggest the similarity to the Ryōke gneisses. The porphyroid-like and haelleflintaic rocks are the product of mylonitization within the complex. Those gneiss complexes are surrounded by the younger granitic rocks.

Cretaceous to Paleogene granites and volcanics: these are distributed along the curved inner and outer zones obliquely cutting the older structure of the Jōetsu and Ashio Tectonic Belts.

Green Tuff Disturbance: the Green Tuff volcanism took place along the western part of the continental borderland during the late Paleogene time, and then extended to the northern part of the Ashio and Asahi Belts during the Miocene time. The acidic and basic volcanics of the Nanatani stage are widely distributed under the Niigata Gas-Oil Field.

まえがき—新潟積成盆地および 周辺地域の構造帯と構造線

新潟積成盆地はフォッサ・マグナ北部地域に拡がり、更に南西に連なって信越褶曲帯を構成している。本地域の基盤構造は本州弧中部を占める主要構造帯である飛騨外縁構造帯、美濃帯の一部、足尾帯西帯、朝日帯にかかわっている。

これらの構造帯を境し、あるいはこれを切る構造線として糸魚川—静岡構造線、棚倉構造線があり、更に柏崎—銚子線(山下, 1972), 新発田—小出線(山下, 1970)などが提唱されている。これらの構造線については多くの新知見に基づいて再検討が必要となってきた。

上記の構造帯の大部分にかかわる新潟地域の地質に関して、新潟大学の関係者を含む多くの研究者達により多くの成果があげられてきた。

小論では、最近の研究成果について報告し、ご批判、

ご教示をあおぎたい。また、小論は飛騨外縁構造帯・足尾帯・上越帯・朝日帯・筑波帯の tectonic synthesis への序章としてみていただきたい。

小論を草するに当り、特別の発表の機会を与えられ、また、日ごろ、ご教示を賜わっている新潟大学の地質研究者の各位、及び西田彰一・杉山隆二名誉教授ならびに、多くのご教示をいただいた総研「飛騨外縁帯」のメンバーに対し深く感謝する次第である。最後に、永年にわたり協力された薄片製作の斉藤清二氏、製図の沢田ヨミ氏に感謝申し上げたい。

青海—蓮華帯の構成とテクトニクス

飛騨外縁構造帯は飛騨帯と美濃帯との間を占める tectonic suture zone であり、独立の構造帯である。

1) 青海—蓮華帯の特徴

青海—蓮華帯は飛騨外縁構造帯の北東部に位置し、各種の岩石帯が比較的良好にそろって出現し、南北 40 km、

Fig. 1. Geologic map of the Ōmi-Renge Tectonic Belt.

1. Quaternary volcano (Shirouma-Ōike Volcano), 2. Neogene volcanics, 3. Late Cretaceous-Paleogene intrusives, 4. Late Cretaceous-Paleogene deposits, 5. Cretaceous granite, 6. Kuruma Group (Jurassic), 7. Paleozoic formations of the Mino Belt, 8. Limestone (Lower Carboniferous to Permian), 9. Serpentinite, 10. Semi-schist and non-metamorphosed Paleozoic strata (olistostrome facies) (Carboniferous and older), 11. Crystalline schist.

東西 30 km を占め分布の幅も大きい (Fig. 1).

青海一蓮華帯は、石炭紀から三畳紀にわたって生成した subduction complex (高圧型変成岩を含む) と、fore arc basin の堆積岩が、幅約 30 km の間に圧縮された構造的複合体からなっている。これがジュラ紀以降の arc の堆積物及び火山岩 (米馬層群・手取層群・太美山層群) に覆われ、また、白亜紀花崗岩やひん岩の貫入を受け、いっそう複雑な構造を呈している。基盤の構造は大局的には蛇紋岩をマトリックスとする構造的メランジェであるが、細かく見れば、外側 (東側) から内側 (西側) へ、砂岩泥岩堆積岩体 (美濃帯の北方延長部)、蛇紋岩帯、青海一明星石灰岩ブロック、結晶片岩一蛇紋岩複合帯、オリストストローム帯に分けることができる (小松, 1980; 茅原・小松, 1982; 小松・茅原, 1982)。また、地域的には、青海一平岩地域、蓮華地域 (中水, 1981) 及び八方尾根一白馬地域 (山崎, 1980) に 3 分することができ、それぞれの地域で構造方向や構成体の性質などに違いがある。前の二つの地域では蛇紋岩メランジェが卓越する

が、後者の地域ではこれが少なく、その代りに超塩基性片岩や、オリストストローム起源の結晶片岩が存在する (Fig. 2)。

青海一蓮華帯を構成する地質体は、変成岩の放射年代が示すように、石炭紀初期から三畳紀初期 (?) の subduction 帯で形成された複合体と、fore arc basin で形成された堆積岩に分けることができるが、三畳紀中～末期の構造運動によって全体が圧縮され初生的構造は失われた。蛇紋岩メランジェはこの時期に protrude したものであると考えたい (小松・茅原, 1982)。

2) 青海一蓮華帯の構成

(1) 青海一平岩地域 ここでは、東側から西側へ向かって、砂質・泥質堆積岩、蛇紋岩ナップ (蛇紋岩メランジェの 1 種)、青海一明星石灰岩及び周辺堆積岩、青海結晶片岩と蛇紋岩メランジェの複合体 (青海メランジェ—松本, 1980) が NW～SE の構造方向をもって配列する。石灰岩周辺堆積岩はトレンチのオリストストロームである可能性が高い。

Fig. 2. Tectonic division of the Ōmi-Renge Tectonic Belt (KOMATSU, 1980).

1. Mino Belt (Outer sea facies), 2. a. Limestone, 2. b. Paleozoic strata (olistostrome facies), 3. Serpentinite, 4. Crystalline schist, 5. Seme-schist and non-metamorphosed Paleozoic strata (olistostrome facies).

(2) 蓮華地域 大所川上流地域一帯は全体として蛇紋岩メランジェからなる(中水, 1980, 1981). これには陸源性物質のブロックをもつオリストストロームが大小のブロックとして存在することが著しい特徴である. これらの堆積岩は trench-arc の間の facies を示すものと考えられる.

(3) 八方尾根—白馬岳地域 この地域では, 超塩基性岩, 結晶片岩(藍閃石片岩を含む), オリストストローム起源のメランジェ, オリストストローム, フリッシュが tectonic slice として, SW—NE の方向で積み重なったジュッペン構造をなしている(山崎, 1980; 小松・茅原, 1982).

3) 青海—蓮華帯の基本構造

本帯の構造をまとめると次のようになる. 青海—平岩から蓮華地域では, NW—SE の方向性をもって, 東側から西方へ(構造的には下位から上位へ積み重なって), 主として海洋性物質からなる付加体の断片, 蛇紋岩メランジェと結晶片岩の複合体断片, 陸源性オリストストロームの断片が分布する(Figs. 2, 3). 八方—白馬岳地域

では, 海洋性物質の高圧変成岩の断片, 不均質結晶片岩の断片, 陸源性オリストストロームが分布する. 更に西側(内側)の宇奈月変成岩帯(HIROI, 1981), 飛騨変成岩帯を含めてみれば, 全体的な構造は Fig. 3 に示すように, 西から東へと次々に衝上し積み重なった構造を示す. この構造は青海—蓮華帯周辺の基本的構造である(小松, 1980; 小松・茅原, 1982).

4) 青海—蓮華帯形成史—三畳紀変動

上に述べた基本構造は, 宇奈月変成作用(240 Ma)(二畳紀末期)(広井, 1980; HIROI, 1981)の後, 船津花崗岩の侵入(180 Ma)(柴田ほか, 1980)する前に形成されたと考えられる. すなわち, 三畳紀中期から後期に, trench-arc gap が圧縮され, subduction complex の上位に陸側の岩石体が次々と衝上するような変動期があった. この構造運動を, 仮に“三畳紀変動”と呼んでおく.

青海—蓮華帯においては, “三畳紀変動”は衝上体の複合を形成するとともに, 蛇紋岩メランジェの侵入(protrusion)を起こしたと考えられる(小松・茅原, 1982).

Fig. 3. Schematic cross section of the Ōmi-Renge Tectonic Belt including the Unazuki metamorphic zone (KOMATSU, 1980).

5) 後来馬変動

三疊紀変動と同じような西から東へ突き上げる構造運動は、来馬層群堆積直後にも起こっており (CHIHARA *et al.*, 1979; 植村, 1981; UEMURA & YOKOTA, 1981), 蛇紋岩メランジェが再動し、来馬層群を通る断裂に進入したり、来馬層群をブロック化し、蛇紋岩中に取り込んだ。これが“後来馬変動”である。この運動は、青海一蓮華帯の特に東半部において著しかったと思われる。

上越帯の構成とテクトニクス

1) 上越帯の構成と構造区分

上越帯は飛騨外縁構造帯の延長と考えられている (儀見・河田, 1968; HAYAMA *et al.*, 1969; CHIHARA *et al.*, 1977). その東縁、すなわち足尾帯との境界は、東西方向にやや複雑に変位するが、ほぼ南北の断層線に限られている (須藤, 1976). しかし、尾瀬から北方の延長は未解決であり、今後の検討を要する。

大地質構造の観点から、本帯の地質構造の基本を制するものとして、“新発田—小出線” (山下, 1970) と“柏崎—銚子線” (山下, 1970) が提唱されている。

柏崎—銚子線があるとすればどこを通るか、については既にいろいろな議論がある。

最近の筆者らの調査 (茅原ほか, 1981) や新幹線大清水トンネル内の地質資料によると、蛇紋岩や中生層の分布西縁は Fig. 4 の a'—a' 線まで広がっている。

柏崎—銚子線が存在し、それが右横ずれの断層であって、このため上越帯が Fig. 5 のように変位したという考えに関し、湯沢東方の大源太花崗岩中に存在する数百

本以上の岩脈群の生成メカニズムは注目されるものである。塩川 (1980) は、この岩脈群を構造地質学的に研究し、その形成機構が上記の考えと矛盾がないと結論している。

上越帯は、超塩基性岩 (ダナイト・ハルツパー ジャイト起源の蛇紋岩、単斜輝石岩)、結晶片岩およびホルンフェルス化したその他の片状岩、閃緑岩—変はんれい岩—枕状溶岩複合体、奥根層群 (上部三疊系)、岩室層 (下部ジュラ系) および戸倉沢層 (下部白亜系)、などの存在によって特徴づけられている。これらのうち、岩室層は来馬層群に、戸倉沢層は手取層群に、層相及び化石種が酷似している。

上越帯は構成岩体の分布から2分することができる。東側の片品帯は、変玄武岩 (枕状溶岩)—変はんれい岩—閃緑岩複合体で特徴づけられ、西側の谷川岳帯は結晶片岩・蛇紋岩で特徴づけられる。ほぼ中間地帯には片状ホルンフェルスが点在している (Fig. 4, 5)。

片品帯は、構成岩石の特徴から舞鶴帯に対比される。すなわち、構成岩石がオフィオライトの性格を一部にもっているのが特徴である。本帯の中の最大岩体である中ノ岳変はんれい岩体は、片麻状変はんれい岩・角閃岩からなり、一部にダナイトや蛇紋岩を伴っている (茅原ほか, 1976). この帯は青海一蓮華帯では明らかでないが、柏崎南 (Fig. 5-2)・焼山 (Fig. 5-3) 下部における類似岩の存在 (茅原ほか, 1976) から、伏在することが推定される (Fig. 3)。

谷川岳帯の結晶片岩は蛇紋岩中のテクトニックブロックとして産する。蛇紋岩は、一部は中生層中に構造的貫

Fig. 4. Geologic map of the Jōetsu Tectonic Belt (CHIHARA *et al.*, 1981).

1. Neogene Tertiary formations, 2. Tokurazawa Formation (Lower Cretaceous), 3. Iwamuro Group (Lower Jurassic), 4. Okutone Group (Upper Triassic), 5. Middle Triassic to Permian formations, 6. Permian formations, 7. Limestone, 8. Mizunashigawa metamorphic rocks and schistose hornfelses, 9. Miocene quartz diorites, 10. Cretaceous to Paleogene granites, 11. Diabase, 12. Metagabbro, 13. Serpentinite, 14. Metabasalt, 15. Diorite and gabbro, 16. Quaternary volcano, 17. Rhyolite, a-a', a'-a'. Inferred Kashiwazaki-Chōshi Tectonic Line, A-B-C Katashina Tectonic Line by HAYAMA *et al.* (1969).

Fig. 5. Tectonic division of the central part of Honshū (KOMATSU, 1980).

A. Tanigawadake zone, B. Katashina zone, 1. Sanjō, 2. South of Kashiwazaki, 3. Mt. Yakeyama Volcano, K-C. Kashiwazaki-Chōshi Tectonic Line.

入しているが、多くは単独あるいは中生層とともに花崗岩中のゼノリスとして産する。

水無川変成岩は強度の変形岩であって、頁岩・チャート・ラミナイト及び緑色岩が、後でホルンフェルス化したものである。オリストストローム的な原堆積構造を示す。

2) 第一次蛇紋岩メランジェの形成と解体

上越帯の構成岩体は白亜紀～古第三紀(一部の放射年代は 57～58 Ma を示す)の花崗岩類の貫入のため、原構

造が解体されており、その復元が困難である。

谷川岳帯の蛇紋岩及び結晶片岩複合体は、元来、蛇紋岩メランジェとして protrude したものであろうと推定される。谷川岳地域において、岩室層相当層下部に蛇紋岩礫を含むこと(HAYAMA *et al.*, 1969)は、第1次の蛇紋岩メランジェの形成が先ジュラ紀であることを示している。かつてこの帯に高圧型結晶片岩が存在した証拠としては、利根川上流に分布する新第三系下部層(栗沢層)

中に多量の藍閃石片岩礫が含まれること、東山油田地域における椎谷～西山層の砂岩及び西山油田地域の灰爪層砂岩に藍閃石が存在すること、などがあげられる。

さらに最近の知見としては、直江津沖や柿崎沖など日本海大陸棚における坑井内で、寺泊層砂岩の一部に集中的に青色角閃石やざくろ石、エピドートなどが多量に含まれること、があげられる。これらの鉱物種は明らかに変成岩起源のものである。これらは谷川岳帯から由来したものであるが、その原位置としては二つの可能性が考えられる。一つは、推定される柏崎—銚子線以東であり、一つは米山周辺である。上記の坑井内に出現するものは米山の基盤のものである可能性が強い。米山山塊の西山層下部の火山角礫岩～礫岩中には、しばしば塩基性岩や片状岩が存在しており、近くから供給されたものと推定される。これと併せて推定すると、米山山塊の基盤には谷川岳帯に属する変成岩・塩基性岩・超塩基性岩複合体が存在し、これが隆起・沈降を繰返すことによって、海底下に突出する際には直ちに剝奪を受けることを繰返したのではないかと推定される。

3) 後岩室変動

片品川沿いにおける岩室層と戸倉沢層の平行分布 (Fig. 4) は、青海—蓮華帯における来馬層群のように、それぞれ向斜列の残存を意味するものであろう (ただし、戸倉沢層の変形は、岩室層のそれに比べて弱いことに注目する必要がある)。これらはまた、tectonic mixture の名ごりであるかもしれない。

一方、谷川岳付近に分布する末詳中生層 (岩室層?) は、蛇紋岩—塩基性岩複合体に貫入される関係を示しており、蛇紋岩メランジェ中の tectonic block, あるいは tectonic mixture であることを意味している。従ってこのことは、“後奥利根”、あるいは“後岩室変動”での蛇紋岩の再動を示しており、青海—蓮華帯における“後来馬変動”の状況と類似している。

上越帯北部に広い分布を示す水無川変成岩—中ノ岳変はんれい岩複合体は、元来、西から東へ奥利根層群の上に衝上したものと考えられる。前述したように、水無川変成岩は強度の変形岩であり、中ノ岳変はんれい岩複合体は片麻状構造が著しく、また、超塩基性岩を伴っている。この複合体の東への衝上は、先ジュラ紀に開始され、後岩室変動において激しかったものと推定される。

4) 新潟積成盆地深部の基盤

新潟油・ガス田の基盤情報は、北蒲原地域及び中央油帯南部を除いて極めて少ない。

阿賀野川以北では、七谷グリーンタフの基盤は“古生

層”及び白亜紀花崗岩である。これらは足尾帯の延長と考えられる。“古生層”は砂岩・粘板岩・チャートが主で、しばしばホルンフェルス化している (茅原, 1974)。

新潟平野中央部の下では、三条市付近の坑井 (Fig. 5-1) で、下部の寺泊層玄武岩質凝灰角礫岩中の岩片として藍閃石片岩が存在する (茅原, 1974) から、この深部に谷川岳帯の伏在が推定される。

柏崎南方 (Fig. 5-2) では、七谷グリーン・タフの基盤岩として、蛇紋岩、かんらん石単斜輝石岩が確認されている (石和田・猪木, 1971; 猪間, 1971; 茅原, 1974)。これは上越帯の片品帯の存在を示すものである。

柏崎～直江津沖の大陸棚では、空中磁気異常から、ある種の火成岩及び超塩基性岩の存在が推定される (井上ほか, 1979)。

新潟焼山火山 (Fig. 5-3) の火山灰の分析から、基盤岩片の存在が明らかになり、直下に変はんれい岩・単斜輝岩・変砂岩・粘板岩・蛇紋岩などの存在が推定される (小松・茅原, 1976)。これらは片品帯の延長の存在を示唆しているものと考えられる。

5) 佐渡島の基盤

大佐渡北端には蛇紋岩・はんれい岩～変玄武岩枕状溶岩複合体があり、オフィオライト性のものと考えられる。二ツ亀付近では、粘板岩中の砂質石灰岩からウミユリ・フズリナを産し、二疊紀中期の可能性がある (新潟基盤岩研究会, 1978)。小佐渡中部の“古生層”は、粘板岩・砂岩が主で輝緑岩 (片状で蛇紋岩様外観を呈す) を伴っている。粘板岩中の含ウミユリ石灰岩からコケムシの化石が発見された。これは石炭紀の可能性があるという (小林ほか, 1982)。これには青海石灰岩のものに共通な種を伴う点が注目される。佐渡島基盤の上越帯・足尾帯への連続関係は不明な点が多く、大きな問題として残されている。あるいは別個の terrane かもしれない。

6) 青海—蓮華帯と上越帯との関係

地表・平原下の坑井及び大陸棚の地質資料に基づいて、両帯の連続関係について大たんなる図を既に発表してきた (茅原, 1976; 茅原・小松, 1980b; 小松, 1980)。

現在のところ、これ以上に新しい資料はない。Fig. 5 に両帯の関係図を示した。これは、一つの作業仮説として見たもので、柏崎—銚子線の存在を仮定し、外帯の構造との調和性を前提として描いたものである。このような考えのほかに、上越帯・足尾帯全体を西から東へ 20° 程度回転させた考え方 (茅原, 1976) もあり、また、須藤 (1977)・吉田 (1981) のような線の引き方も提唱されている。

Fig. 6. Geologic map of the western part of the Ashio Belt.

1. Cretaceous to Paleogene granites, 2. Gneissose and schistose granites, 3. Porphyroid-like and Halleflintaic rocks, 4. Okutone Group, 5. Limestone, 6. Slate, sandstone and chert, 7. Serpentine, gabbro and schistose hornfels (members of the Jōetsu Belt), 8. Greenstone, 9. Gabbro-greenstone in the Ashio Belt, 10. Sillimanite-bearing gneiss inclusions.

Aw : Awashima, Nh : Nihonkoku, As : Asahidake, Mi : Miomote, Id : Iidesan, Ts : Tsugawa, Mo : Muramatsu, Ku : Kuro-matagawa, Ko : Koide, Ot : Okutadami, Ok : Okukinu, Oz : Oze, Tn : Tanigawa-dake, As : Ashio, Ku : Kuzū.

足尾帯西帯(中〜古生層)に関する最近の知見

足尾帯西帯の研究は他の地域に較べて遅れているが、最近、薦田・小松(1979 MS)、高島・植村(1980 MS)及び三崎・植村(1981 MS)などの研究があり、現在、更に筆者らによって研究が進められている。

飯豊山塊北東部のⅠ—Ⅰ'線(Fig. 6)を境にして、これより北部では主として泥質岩からなり砂岩を挟む。Ⅰ—Ⅰ'線以南では、頁岩・砂岩・層状チャートからなる。Ⅱ—Ⅱ'線以南では、このほかに石灰岩・緑色岩が介在する。石灰岩は主にレンズ状岩体として含まれ、一部はオリストリスである。Ⅱ—Ⅱ'沿いの地域では、チャートに伴い層状マンガン鉱床が存在する。

津川西方の石灰岩からは石炭〜二疊紀化石を産し、オリストリスの可能性が大きい。また、周辺のチャート層からは後期三疊紀コノドントを産する(長谷川, 1969; 川島・長谷川, 1979 MS)。

村松東方の蒲原山塊では、下位から、層状チャート砂岩互層、黒色頁岩(玄武岩質溶岩・火砕岩挟む)、砂岩、黒色頁岩(玄武岩・チャート・石灰岩レンズ介在)、玄武岩・同質火砕岩、黒色頁岩、玄武岩、黒色頁岩砂岩互層(チャート・玄武岩介在)、黒色頁岩・砂岩、玄武岩、黒色頁岩砂岩チャート互層及び珪質砂岩からなる。石灰岩レンズからは二疊紀中〜後期のフズリナ化石を産する(薦田・小松, 1979 MS)。

小出北方の破間川東岸地域には中〜上部三疊系が広く分布し、上権現堂層群と命名された(高島・植村, 1980 MS)。下部は塊状チャート・黒色頁岩、上部は塊状チャート・黒色頁岩・砂岩からなり砂岩優勢である。

黒又川流域では、佐藤ほか(1975)により二疊〜三疊

紀のコノドント化石が報告された。最近、三崎・植村(1979)により、この二疊～三疊系は黒又川層群として一括された。下位より、(A)暗灰色～黒色頁岩及び砂岩頁岩互層(黒色層状チャート・緑色岩介在)、(B)黒色～暗灰色層状チャート(頁岩及び砂岩頁岩互層介在、下部に緑色岩挟む)、(C)砂岩頁岩互層(緑色岩介在)からなる。二疊～三疊紀の境界はB層中部にある。

末沢川流域では、二疊紀中期のフズリナ化石を含む石灰岩があるが、一つは含礫粘板岩中のオリストリスである。この地域では緑色岩が2層存在している。他にもオリストストローム相を示す部分が多い(矢島・黒川、1981)。

只見地域の伊南川、及びその支流(黒谷川)地域では、全体の走向がほぼ南北を示し、急傾斜している。化石は未発見であるが、岩質からみて二疊～三疊系が主体であろうと考えられる。現在までのところ層序は明らかでないが、西側から東側にかけて次のような分帯ができる。すなわち、チャート頁岩帯、黒色頁岩砂岩帯、緑色岩帯、頁岩帯、緑色岩・チャート帯及び砂岩頁岩帯などである。西側の緑色岩は玄武岩が主ではんれい岩塊を含んでいる。この緑色岩はレンズ状岩体の集合したもので頁岩中に存在し、オリストストロームの可能性が大きい。東側の緑色岩にはチャートや石灰岩の巨大ブロックが含まれている。はんれい岩の独立岩体は存在しない。頁岩帯の中には、しばしばチャートの大小のレンズを混ざるものがある。このように本地域ではオリストストローム相を示すものが多く存在している。

南方の檜枝岐地域では、上部に頁岩・砂岩(しばしば珪質)・チャート帯があり、下部に緑色岩帯がある。これは変玄武岩が主で、ところにより枕状構造を示す。

奥只見地域では、下位に黒色頁岩・緑色岩の互層があり、上位に砂岩頁岩層が重なっている。奥只見ダム西方のはんれい岩―超塩基性岩複合体は全体として両側を緑色岩によって囲まれる産状を示す。更に西側にも頁岩帯がある。両側の緑色岩の中には礫様のはんれい岩塊を含んでいる。この上位に上記の頁岩・緑色岩互層が重なるものと思われる。

Mobile zone の堆積物―奥利根層・岩室層・来馬層・手取層―と後来馬変動

飛騨外縁構造帯及び上越帯を特徴づけるものとして、足尾帯・美濃帯との対立的層相を示す奥利根層群(上部三疊系)・岩室層及び来馬層群(下部ジュラ系)、並びに手取層群及び戸倉沢層(下部白亜系)などの存在がある。

来馬層は変形相からみて堆積後直ちに変形したこと；蛇紋岩メランジェとの密接な構造的随伴関係をもつこと；手取層中に“堆積性蛇紋岩”や結晶片岩オリストリスが存在すること；他の累層も類似した分布・構造を示すことから、上記の中生層は、mobile belt 内での特異な堆積物であるとみることができよう。

以下、上記の地層に関する最近の知見について述べる。

1) 上越帯に分布する中生層

上越帯に分布する中生層としては、奥利根層群(上部三疊系)、岩室層群(下部ジュラ系)及び戸倉沢層(下部白亜系)がある(Fig. 4)。

これらの分布について注目されることは、奥利根層群が西側に広く分布し、次いで岩室層群、更に東側に戸倉沢層がそれぞれ南北方向に点在しながら配列していることである。この分布は白亜紀花崗岩類の貫入によって乱されているが、元来、向斜列の存在を示し、tectonic mixture をなしていたことを思わせるものである。

奥利根層群の研究は1976年～1980年の間に著しく進展した(小林ほか、1978；茅原ほか、1981)。本層群は、岩相によって、下位より、(a)大利根累層、(b)オイックイ累層、(c)剣ヶ倉累層、(d)本谷山累層、及び(e)小穂口沢累層の5累層に区分される。層厚は全体で2,000m以上と推定される。本層群の堆積環境は、深海から浅海、さらに深海から浅海・海浜(?)へと変化しており、2回の堆積サイクルを示している(小林ほか、1978)。本層群の一部のものはフリッシュ相を示すのではないと思われる。本層群の構造は、北西方向から北東方向へ変曲する軸を有する複雑な褶曲構造によって特徴づけられており、従来考えられているものよりはるかに複雑な構造である。

この褶曲構造は“後岩室変動”の影響を強く受けたもので、特に水無川変成岩―中ノ岳変はんれい岩複合体の東への衝上に伴って強く変形したものと思われる。

岩室層群については木村(1952)、戸倉沢層については端山ほか(1969)、須藤(1976)の研究がある。

2) 青海―蓮華帯の中生層及び古第三紀層

青海―蓮華帯に分布する中生層は、来馬層群(下部ジュラ系)、^{しりたかやま}尻高山砂岩礫岩層・^{あかはげやま}赤禿山砂岩礫岩層(手取層群相当層)であり、古第三紀層は、親不知火山岩層・一本松山安山岩層・石坂流紋岩など^{ふとみやま}太美山層群相当層である。これらのうち、来馬層群の堆積及び変形、これに伴う蛇紋岩メランジェの再動・進入はジュラ紀変動の主要フェーズをなすものであって特に注目すべきものと考え

たい。尻高山層以上の地層は来馬層群の被覆層であって変形度は弱い。

来馬層群は上越帯の岩室層群に、手取層群は戸倉沢層にそれぞれ対比されるが、太美山層群に対比される地層は、現在までの知識では、上越帯区域内では明らかでない。このことは、手取層群以下の地層が外縁帯～上越帯という変動帯内での造盆・造構作用に密接に関連しているのに対し、白亜紀末～古第三紀の造構・火成作用は、これとは独立して、分離した形で進行したことを示すものであろう。“濃飛流紋岩”の活動は上越帯の東方にずれた位置をその主要舞台としている。

(a) 来馬層群に関する最近の知見 来馬層群は、変成岩・古生層・蛇紋岩 メランジェ からなる tectonic mixture (青海一蓮華帯プロパー) を不整合に覆い、これを斜めに切る形で、NW～SE 方向に、延長約 40 km、幅約 10 km の拡がりをもって分布している。本層群について注目されることは、堆積後の変形(後来馬変動)は極めて著しかったものであり、しかもこの褶曲形成は堆積直後に起こったものらしい(植村・横田, 1977)。

来馬層群全体の層序・化石・堆積環境・時代については小林ほか(1957)によって総括された。最近、白石(1978)により、大所川・小滝川中下流部、ならびに来馬付近に分布するものについて再検討がなされ、また酸性凝灰岩の発見がなされた。続いて山田ほか(1981)により富山県側でも酸性凝灰岩が発見された。

この凝灰岩の意義づけについては、飛騨帯の船津花崗岩に関連する synplutonic dikes の存在(野沢, 1979)から推定される volcano-plutonic complex の存在予測を併せて考えると、陸上火山活動が三畳紀からジュラ紀前期に及んだことを示唆するものと考えられよう(山田, 滝沢, 1981)。

植物群からみた来馬層群と上越帯の岩室層群の古環境・古地理的關係について、木村達明は次のような注目すべき見解を述べている(個人談話)。すなわち、(1)植物化石は約 100 種に達するが、両層群で種の構成にまったく差がないこと；(2)植物群は、明らかに *Coniopteris*-*Ptilophyllum* 植物群である。したがって、この植物群は、当時の北半球中緯度を代表するものである。これらはまた、中国の香溪(Xiangxi)植物群に完全に一致し、さらに、沿海州の Petrovka 植物群にも一致している；(3)この *Coniopteris*-*Ptilophyllum* 植物群の分布は、日本だけがかなり南方に下がっている。このことから、来馬層群は、かつては現在の日本海北部域にあり、大陸と地続きとなっており、堆積物は大陸側から供給された。

すなわち、来馬一岩室の堆積盆地は沿岸性のもので、その南方に外洋が広がっていた；(4)手取層群中のオーソコツァイト礫の存在、古流向(NW—SE, N—S)、植物化石はシベリア植物地理区の南縁のものであること(石川県教委, 1978；木村, 1979, 1980)などから、この累層群が大陸と地続きであったことに、まずまちがいはないと思われる、などである。

来馬層群中の凝灰岩の存在や飛騨帯における volcano-plutonic complex の存在は、本層群堆積の場が fore arc であること、及び大陸との位置的な密接性を示すものである。このことはまた、上述の植物群の解析から得られる古地理復元とも調和的である。

(b) 来馬層群の被覆層に関する最近の研究 来馬層群の被覆層は、手取層群に対比される尻高山層(吉村・足立, 1976)・赤禿山層(白石, 1978)及び太美山層群に対比される親不知火山岩層(吉村・足立, 1976)・一本松山安山岩層(白石, 1978；石橋, 1981)及び石坂流紋岩(石井, 1976；石橋, 1981)とに区分される。これらの地層の分布・岩相・化石・放射年代などについて多くの新知見が得られている。

これらの地層は、親不知以西の海岸地域から、東は糸魚川—静岡線までの間にわたり、おおよそ海拔高度 1,400～1,600 m までの稜線上に広く残存して分布している。かつては全地域にカバーしたものと考えられる。全体としてゆるく撓曲した形を示し、変形度は小さい。

尻高山層及び赤禿山層は主に砂岩・礫岩からなり、オーソコツァイト礫を含む特徴がある。後者からは *Xenoxylon latiporosum* GOTHAN が発見されている。

富山・新潟県境稜線のうち、白鳥山から犬ヶ岳を経て黒岩山(1,623 m)に至る間には尻高山層類似の砂岩礫岩層がかなり広く分布し、固結度により上下に2分される(中水・茅原, MS)。滝沢(1980)は大平川上流地域に分布する来馬層群被覆層を、下位から、尻高山層、白鳥山層、荒戸谷層及び親不知火山岩層に区分した。白鳥山層は、分布の地形レベルの相違や変形度の差異から尻高山層から区別され、荒戸谷層はオーソコツァイト礫を普遍的に含有する。

親不知火山岩層及び一本松山安山岩層は、安山岩質溶岩及び火砕岩からなる。石坂流紋岩は糸静線の西側に沿って分布し、北方では NW 方向に湾曲して分布している。

3) 来馬変動～後来馬(岩室)変動にまつわる諸問題

三畳紀からジュラ紀にわたる時期における外縁構造帯～上越帯の変動に関して注目すべきことは次のような問

題である。すなわち、①来馬層群の堆積環境、②植物群からみた岩室層群・来馬層群・手取層群の堆積場に関する古環境と古地理的關係、③来馬層群の酸性凝灰岩と飛驒帯における船津期の volcano-plutonic complex との関連、④来馬層群の変形相と後来馬変動の特性、⑤後来馬変動に伴う蛇紋岩メランジェ体の再動と併入、⑥奥利根、岩室、来馬及び手取堆積盆(構造帯内山間盆地)の形成過程とその時代的転換、⑦手取層群のオリストストローム、などである。

これらの問題のうち、いくつかについては既に簡単に述べた通りである。

特に附記したいのは、来馬層群と手取層群との関係である。青海—蓮華帯における後来馬変動期(アーレニオン〜オックスフォージアン)において、飛驒帯南西部では時期を同じくして九頭竜期(バジョシアン〜オックスフォージアン)の造盆過程が進行し始める、という注目すべきことがある。このことは、また、隆起を伴うメランジェ体の protrusion が、東側の青海—蓮華帯という限られた地域において集中的に起こったことを意味するものであろう。この地域での手取層群は後期のものであって、後来馬変動の終末期以後に生じた浅海〜陸域に堆積したものであろう。

朝日帯の構成とテクトニクス(序説)

東側の 新期棚倉構造線と 西側の 概ね 日本国—三面線(島津, 1964)との間の地域が朝日帯(須藤, 1980)である。

本帯は、日本国片麻岩と朝日山地片状〜片麻状花崗岩類複合体、各種の新期花崗岩類複合体、及び田川酸性岩類(変火山岩類含む)の存在によって特徴づけられ、足尾帯・阿武隈帯と区別される独自の岩石区を形成している。本帯についてはこれまでに多くの研究がなされている(文献は省略。茅原・卯田, 1982 を参照されたい)。

1) 朝日山塊の地質概観

朝日山塊の中核部には、片状〜片麻状花崗岩類が広く分布し、それらを取囲むように塊状の新期花崗岩類が分布している。一方、海岸地域には、現在の形としては、NNE 方向に延びた形態を示し、上昇帯を構成する新期花崗岩類が広く分布している。山塊の北西方には白亜紀後期〜古第三紀の田川(耶麻)酸性岩類が存在している。

足尾帯最北部を占める非変成のいわゆる“古生層”は、日本国片麻岩帯西縁線(A—A')より南方に広く分布している(Fig. 7)。本層には泥質相が卓越している。

新第三系(グリーンタフ)は朝日山塊の周縁部に広く分

布する。このうちで、八久和—大鳥屋岳—三面—小国と連続分布をする新第三系は、西方に凸の形を示す一つの基盤内凹地帯に累積したもので、この帯の内部には基盤の不規則な高まりがあり、ブロック化した狭長な陥没構造帯と見なしうる。これを八久和—大鳥屋岳—三面—北小国構造帯と仮称することにする。この構造的凹地帯は、明らかに基盤構造を切り割って形成されたもので、この帯の南東への延長は棚倉線に収れんする。この帯には、朝日流紋岩類(高浜, 1969, 1972)、田川酸性岩類(大口ほか, 1971; 矢内ほか, 1972, 1973)が密接に伴い、また、澄川層・北小国層・大泉層などが広く分布する(高浜, 1976; 茅原・青木, 1975)。これに対し、海岸地域の新第三系堆積盆は、主として台島階以上の地層が NNE 方向の陥没凹地帯を埋め、しかも西側は花崗岩上昇体により西から東への衝上をうけている。

2) 日本国片麻岩類

構成及び相互関係 本片麻岩類は、新潟県岩船郡山北町北部から、一部は山形県温海町にわたって分布し、次の岩石類から構成されている。

a) 黒色千枚岩, b) 粘板岩ホルンフェルス及び片状ホルンフェルス, c) 片麻状角閃石—黒雲母—花崗閃緑岩, d) 片状黒雲母花崗岩, e) 圧碎アブライト質黒雲母花崗岩, f) ポーフイロイド様岩, g) ヘレフリント様岩, h) 片麻状斑状花崗閃緑岩(眼球状片麻岩), 及び i) 片麻状粗粒黒雲母花崗岩(Fig. 8)。

岩石学的な特徴 片麻状花崗岩類は、大型斜長石がややポーフィロクラスト様であること、黒雲母集合体が細かい縞状部を形成すること、石英集合体が脈状に延びることなどで特徴づけられる。

ポーフィロイド様岩は圧碎構造の著しいもので、ポーフィロクラスト様の斜長石を埋めて細かい縞状部が延びている。ヘレフリント様岩は、しばしばポーフィロクラスト様斜長石を欠き更に細粒である。

構造的な特性 面構造：日本国片麻岩中には顕著な面構造が発達する。これは小俣—荒川口付近を境として西側は NNW—SSE の走向をもち、東側は WNW—ESE になり、全体としては西方に凸の弧状となる。傾斜は全体として SW 方向である。片麻岩類の岩体中央部で比較的高角であるが、千枚岩類に近づくにつれて急激に低角になり境界付近では調和的になる。千枚岩類の傾斜は 20°—40° である。面構造から岩石・小俣南方・大代南東方地域では半ドーム状構造が認められ、また岩石東方と大代南東地域には褶曲構造が発達する。この褶曲は軸部付近で面構造が急に高角になり、軸部では鉛直になる

Fig. 7. Geologic map of the Asahi Mountainland (CHIHARA & UDA, 1982).

1. Neogene Tertiary formations, 2. Tagawa acidic rocks, 3. Tagawa-type granite porphyry, 4. Cretaceous to Paleogene granites, 5. Abukuma-type granite, 6. Schistose granite, 7. "Paleozoic formations", 8. Phyllite and schistose rocks, 9. Porphyroid-like and Haelleflintaic rocks, 10. Asahi-type schistose granite, 11. Gneissose granite, 12. Itō-type granodiorite, 13. Nishiasahi-type gneissose granodiorite, 14. Granite porphyry, 15. Basic rocks, 16. Fault, 17. Localities of sillimanite-bearing gneisses.

Fig. 8. Geologic map of the Nihonkoku gneiss area (Ōtsuka, 1977).

1. Neogene formations, 2. Phyllitic rocks, 3. Gneissose granodiorite, 4. Augen gneiss, 5. Gneissose biotite granite, 6. Leucocratic porphyroid-like rock, 8. Haelffintaic rock, 9. Gneissose biotite adamellite, 10. Gneissose aplite, 11. Aplite, 12. Younger granites, 14. Granite porphyry.

形態的特徴がある。

線構造：片麻状花崗閃緑岩・同花崗岩及び千枚岩には顕著な線構造が認められる。ポーフィロイド様岩にも弱い線構造があるが、圧砕作用を強くうけたヘレフリンタ様岩には発達しない。リニエーションは、微褶曲軸・条線からなり、 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ SSW のものが多い。

千枚岩の線構造は面構造のすべりによる条線であり、他はリボン状黒雲母の面構造上での定向配列である。これは面構造の方向と斜交し、低角で南方向を示すものが多いが、北部ではやや高角で南西方向に、南部では低角で南東方向にふれるものもある。

他の構造特性：千枚岩中の線構造以外は初生的な構造と考えられ、圧砕作用により線構造が弱められたらしいが、千枚岩中の条線からすると、圧砕作用もほぼ同じ方向に生じた可能性がある。

圧砕作用を受けてポーフィロクラストを形成する長石類(特に斜長石)は、片麻状花崗閃緑岩・同花崗岩→ポーフィロイド様岩→ヘレフリンタ様岩の順に粒径が小さく

なる。いずれも mylonite gneiss に分類されるが、ヘレフリンタ様岩には一部 blastmylonite-ultramylonite に入るものもある(大塚, 1977)。

3) 三面複合岩体

三面から大朝日岳の間にほぼ東西に帯状配列をする花崗岩～片麻状花崗岩類は次のように区分されている(西側から東側へ)(Fig. 7)。

塊状粗粒黒雲母アダメロ岩

(漸移関係)

片状黒雲母アダメロ岩

片状閃雲花崗閃緑岩

(漸移関係)

ポーフィロイド様岩・ヘレフリンタ様岩

三面
複合岩体

変成“古生層”

片麻状花崗閃緑岩(今田, 1964, の朝日型の一部, 泡滝型含む)

強片麻状花崗閃緑岩 } (今田, 1964, 1971, の西朝日
塩基性～中性深成岩類) 型)
片麻状花崗閃緑岩～アダメロ岩(朝日型の一部)
片麻状花崗閃緑岩～アダメロ岩(大朝日型の一部)
片状花崗閃緑岩(朝日型)

朝日山地西部の三面川本流東側において南北方向に分布する千枚岩帯より西側のものが三面複合岩体で、このうち、東部を構成する片状閃雲花崗閃緑岩は、東側の変成千枚岩に近づくにつれて圧砕度が増加し、強片状花崗閃緑岩からポーフィロイド様岩、ヘレフリンタ様岩に漸移する。圧砕作用の著しい部分は、北方の日本国片麻岩に類似している。この南方延長は末沢川まで追跡され(茅原・青木, 1975)、更に荒川左岸まで延びる。

4) 朝日複合岩体(片麻状～片状花崗岩類)

これらの産状・岩質については、今田(1964, 1971)や丸山ほか(1979)による研究がある。これらの岩石類のうち、特に注目すべきものとして次のようなことがあげられる。

片麻状花崗閃緑岩も西側の“古生層(千枚岩)”との接触部付近で著しい圧砕作用を受けている。この北方への延長は東大鳥川上流に分布する泡滝型片麻岩(今田, 1973)に連続するものであろう。

強片麻状花崗閃緑岩は、圧砕作用による片麻状構造が一つの特徴であるが、熱変成作用を受けている。

5) 新期花崗岩類

一般に塊状であって、片麻岩類を取囲んで分布し、貫入順序及び岩質によって次のように区分されている。

朝日山地北部のものは、北朝日型花崗閃緑岩、大檜原型花崗閃緑岩、二ツ石及び大鳥花崗岩に区分される(今田, 1973)。西田川地域の上昇帯を構成するものは西田川型花崗閃緑岩(島津, 1969)、摩耶山花崗閃緑岩類などである。

朝日山地南側のものは、野川型花崗閃緑岩、祝瓶型花崗岩、荒川型花崗閃緑岩などである。

日本国片麻岩帯より南部のものは、全体として小川型花崗岩類(CHIHARA, 1959)に属するが、最近、北側の黒雲母花崗岩と南側の斑状花崗岩とに2分され、その境界は笹川から三面北方にいたる NWW 方向の線である(通産省, 1982)。大部分がイルメナイト系に属する。

6) 要約と問題点

(1) 日本国片麻岩類を特徴づけるものは、強度の圧砕構造をもつポーフィロイド様岩及びヘレフリンタ様岩である。これらは三面複合体及び“古生層”にほぼ連続する。他の片状～片麻状花崗岩類も三面及び朝日複合岩

体と一連のものである。

(2) したがって、日本国片麻岩は片状～片麻状複合岩体の中の強いマイロナイト化帯として意義づけられる。

(3) 朝日複合岩体内にも強度に圧砕された構造を示すものがある。

(4) Fig. 7 の A—A' 線から南方、寒川から“古生層”分布の北限を結ぶ線以北には、新期花崗岩中に塩基性片麻岩や珪線石ざくろ石片麻岩のゼノリスがあることから、この間に何らかの片麻岩類が伏在している可能性がある。同様に、現在の日本国片麻岩地域の北側にも片麻岩類の伏在が予想されるが、今後の検討課題である。

(5) 寒川を通る東西線を境にして、花崗岩中の主応力分布、岩脈の貫入状況に差があり、右横ずれの造構場の存在が推定される。朝日複合岩体の一部、例えば泡滝片麻岩も南方の南北性に対して NE 方向に頭を振る形となっている。

(6) 朝日片麻岩類の岩質、特に黒雲母片麻岩やざくろ石紅柱石—十字石を含む片麻岩の存在は、古期領家花崗岩～片麻岩に近似することを示唆する。しかし、詳細は今後の検討課題である。

(7) 作業仮説としては、朝日山地の“領家花崗岩類”は、全体として N—S ないし NW 方向の構造を示し、南の筑波帯に連なると考え、吉田(1977)の中央構造線分離説を支持したい。

(8) しかし、上記の東方へ凸になる湾曲構造を考えると、中間部では足尾帯が棚倉線を境にして、直接に阿武隈帯に接することになり、棚倉線の意味は極めて大きいことになる。

(9) 朝日山塊周辺において新第三系を切る断層群のパターンは、一部は古い構造線(特に西南部)に一致するとはいえ、北方へ延びる新期の棚倉線が北方で分岐したものであって、グリーンタフ断裂を支配している。山地の西縁に連続する“八久和—大鳥屋岳—三面—北小国帯”を提唱したい。この南部では右横ずれのセンスで、棚倉線中部での新期の左横ずれとは異なっている。

(10) 朝日山塊の片状～片麻岩類及び日本国片麻岩類の構造地質学的問題の解明は新しい段階に入ったと思われる。今後の研究の促進が要請されている。

主要構造線の再検討とそのテクトニクス

1) 棚倉構造線の北方延長

日本国片麻岩帯西縁線(Fig. 7 A—A' 線)は旧期の棚倉構造線にあたる。新第三紀以降は、八久和～北小国構

造帯の形成があり、南部では一部一致する。新期棚倉線は N—S 方向で朝日帯の東縁を画している。

2) 新発田—小出線

存在するにしても単純な一本の断層線では表わしにくい。この線は三つの地域で両側の地質構造関係が異なっている。

北部では重力図(丸山ほか, 1981)から、基本的には 4,000~1,500 m の西落ち正断層を認めるものの、この構造線是一本の断層からなるのではなく、4~5 本のステップ状正断層からなること、構造線の西側には、それと平行して陥没帯が存在し、西山期前に形成されたことなどが明らかになっている。

しかし、これを広く見てみると、基盤のホルスト・グラベン構造はこれを繰返しながらか次第に平原下に没しているものであり、また、東側の櫛形~五頭構造山塊との関係があることに注目すべきである。

中部の守門火山西側では、構造が不明である。ここでは守門火山基盤の寺泊~西山層が西側へ逆断層でのり上げているという、注目すべきことがある。

南部の破間川~魚野川低地帯では、魚沼丘陵よりに基盤を切る断層線が推定されるが、津川~七谷期以後も繰返し複雑な形成史をもっている(青木ほか, 1978)。

3) 柏崎—銚子構造線

これは間接的情報に基づいて推定されるものであるが、存在するとしても、かつての利根川構造線までで、それより南では伏在する中央構造線に収れんするようである。青海—蓮華帯と上越帯との変位関係は、一応、この構造線を用いて推定することができる(Figs. 4, 5)。

4) 糸魚川—静岡構造線

姫川沿いの地域では糸静線断層群として表われている(茅原, 1979a; 石橋, 1981)。

南部では、石坂流紋岩と、その東側に分布する新第三系との間の断層が主要なものである。河口地域では、姫川西側にまで津川グリーンタフがオーバーラップして分布し、これの相当層は糸魚川南東方(海川下流)では、約 -600 m~-1,300 m の深度で出現するようである(岩崎哲治, 1982)。したがって、上記の断層の北方延長はこのグリーンタフの中を切っている。大陸棚では、この延長が明確でないが、更に北方延長にあたる地域には、新しい時期の富山トラフを作るグラベンが形成されている(茅原, 1982)。

グリーンタフ火山活動の発生と発展

新潟盆地周辺では、continental borderland の西部を

占める佐渡島大佐渡に、古第三紀末の 32~18 Ma 前(入川層)に火山活動が発生し、22~37 Ma, 25~19 Ma 前(相川層)に活動が広く活発になった。これと前後して、朝日山塊西部の“八久和—大鳥屋岳—三面—北小国構造帯”に沿って 24~26 Ma 前(澄川層)、つづいて 22~23 Ma 前(北小国層)の火山活動が起こった。この活動は津川盆地に及んだ(22 Ma, 三川層)。これらの断層形成はいずれも基盤構造を完全に切る形で行われた。

南部の上越国境地帯に分布する、熔結凝灰岩(利根川源流の水長谷層)、城内層群は、現在、高い標高を示す地域や稜線地域に断続した分布を示しているが、もともとは両県にまたがって生じた一連の堆積盆地の存在を示している。

つづいて、津川—会津区での広範な火山活動が發展する。やや遅れて、新潟油・ガス田地域にも広くグリーンタフ形成の火山活動が行われるが、この時期には七谷相と津川相の区別が発生した。七谷グリーンタフは深層の油・ガス田の形成に重要な関連をもっていて探鉱対象となっている。

七谷期において注目されるのは、盆地西南部に発達する難波山相(頸城相)の分布である。これは一般的にはフリッシュ堆積物で特徴づけられるものである。この分布限界についてごく最近の深掘井(大陸棚及び陸上)は新しい情報を提供しつつある。この地帯は、中新世後期における半深成酸性貫入体の存在によって他の地域から区別される独特の構造・火成活動区をなしている。

むすび—今後の問題点

最近、飛騨帯から四十十帯にわたる地帯のテクトニクスがいろいろと提唱されている。これらは日進月歩の情報を加えて発展してゆくことであろう。筆者らも飛騨外縁帯のテクトニクスについて問題を提起し、また、これを上越帯に拡張する試みも行っている。

上越帯・足尾帯・朝日帯のテクトニクスの総合化については、現在、それぞれの帯での情報が未だ不十分であるといわざるを得ない。それには、三波川帯・領家帯との直接の関係がとらえにくいこと、阿武隈帯をどうみるかといった問題がかかわっている。この総合的研究が早急に行われることの必要性が痛感される。

小論は、始めに述べたように、現在得られている情報のまとめであって、あくまでも序説にしか過ぎない。

文 献

茅原一也, 1974: 新潟積成盆地の新第三系火山層序。石

- 油技誌, **39**, 201—215.
- CHIHARA, K., SHIMAZU, M., KOMATSU, M., IMAI, N. and KUOKAWA, K., 1977: Geological structure and its development of the western part of the Jōetsu Tectonic Belt, Central Japan, Part I. *Geology. Sci. Rep., Niigata Univ.*, Ser. E, no. 4, 1—48.
- , KOMATSU, M., UEMURA, T., HASEGAWA, Y., SHIRAIISHI, S., YOSHIMURA, T. and NAKAMIZU, M., 1979: Geology and tectonics of the Ōmi-Renge and Jōetsu Tectonic Belts (5): Geology and tectonics of the Ōmi-Renge Tectonic Belt. *Sci. Rep. Niigata Univ.*, Ser. E. No. 5, 1—61.
- 茅原一也, 1981: 足尾帯西帯の岩石と構造. 日本地質学会第 88 年学術大会講演要旨集, 354.
- CHIHARA, K. and KOMATSU, M., 1981: Tectonics of the Hida Marginal and Jōetsu Tectonic Belts. “Tectonics of Paired Metamorphic Belts” (Symposium Hiroshima 1981, organized by I. Hara) 135—142.
- 茅原一也・小松正幸, 1982: 飛騨外縁帯(特に青海一蓮華帯)及び上越帯に関する諸問題. 地質学論集, no. 21, 101—116.
- ・卯田 強, 1982: 棚倉構造線北方延長の問題—特に日本国片麻岩・朝日山地片状～片麻状花崗岩類に関連して, 地球, **4**, (3), 181—193.
- ・小松正幸, 1982: 飛騨外縁構造帯のジュラ紀変動. 地球, **4**, (7), 449—466.
- 小林二三雄ほか, 1976, 1977, 1978, 1979: 奥利根地域学術調査報告書. 群馬県, I, 7—16, II, 5—43, III, 5—51, IV, 3—31, 107—109, 最終版, 5—22.
- 小松正幸・茅原一也, 1982: 飛騨外縁帯北東部, 青海一蓮華帯のメランジェとオリストストローム. 日本地質学会第 89 年学術大会討論会資料「メランジェ帯の構成とテクトニクス」, 32—37.
- 丸山孝彦・小島秀康・金谷 弘, 1979: 朝日山地南西域と栗子地域の花崗岩類の Rb-Sr 含有量—棚倉構造線の北方延長(1). 地質学論集, no. 17, 121—133.
- 野沢 保, 1979: 船津花崗岩類の今日におけるいくつかの問題. 日本列島の基盤, 101—117.
- 須藤定久, 1976: 群馬県片品地域の地質. 地質学論集, no. 13, 229—240.
- 植村 武, 1981: 大所川流域の変形相と後来馬変動の特徴. 総研「飛騨外縁帯」研究報告, no. 2, 70—73.
- 山田直利・滝沢文教, 1981: 来馬層群の砂岩組成からみた飛騨外縁帯の三疊紀(?)珪長質火山作用. 総研「飛騨外縁帯」研究報告, no. 2, 64—69.
- 吉田 尚, 1977: 東北日本と中央構造線—一つの試論. 地団研専報, **20**, 113—116.
- (紙面の都合上, 多くの文献を省略した. すべて上記の筆者の論文文献に引用してあるので参照されたい)