

八溝山系の地質と足尾帯の構造

吉田 尚^{*1}・笠井勝美^{*2}・青木ちえ^{*1}

I. まえがき

八溝山系は、北から八溝・鷲ノ子・鷄足・筑波の各山塊にわかれる。この地域の地質については、KAWADA (1953), KANOMATA (1961) の労作がある。八溝山系に分布する地層の地質時代について、KANOMATA (1961) は、大泉付近のフズリナ化石産地をふくむ鷄足山塊の一部をのぞく地層、つまり八溝層群は、放散虫化石によってジュラ系であろうと推定した。猪郷 (1972) は、鷄足山塊北東部のチャートから三疊紀後期のコノドントの産出を報告した。佐藤 (1974) は、大泉付近から報告された石炭紀フズリナは二疊紀のものと考えられるとし、八溝山系のうち鷲ノ子・鷄足山塊の地層を二疊系・三疊系、および、鈴木・佐藤 (1972) の報告したアンモナイト化石によって明らかとなったジュラ系の三者からなることをのべた。

笠井は、八溝山系の層序と構造を研究してきたが(笠井・木村, 1973ほか)、層序の細分および対比をコノドントによって試みようと考えた。そこで、八溝山系に分布するチャート・石灰岩の試料を全域的に採取し、それらを吉田と青木が処理をおこない、コノドントを抽出した。その結果はまだ十分なものとはいえないが、この論文で、八溝山系の地質を概括的にのべ、コノドントの産出状況と地質時代について簡単にふれたい。さらに、八溝層群の所属する足尾帯の一般的な構造方向や棚倉構造線の足尾帯・阿武隈帯を分ける役割、および足尾帯が日本列島の地体構造で占める構造的姿態について論じた。しかしながら、ジュラ紀アンモナイトをふくむ地層と八溝山系の主体を構成する地層との関係は、まだ明らかではなく、そのうえ、笠井ほか (1976) が報告するような、猿久保礫岩分布地域付近そのほかでの逆転構造が明らかとなりつつある。このように、なお未解決の問題が残されている。

八溝山系の地質の研究に際して、懇切なご指導を惜

しまれなかった元茨城大学教授大山年次氏および調査にご協力いただいた笠間高等学校木村計四郎氏に深く感謝の意を表す。また、逆転構造についてご教示いただいた地質調査所寺岡易司・滝沢文教氏、および、只見川上流地域の未発表のルートマップの資料を提供していただいた地質調査所上村不二雄氏に心から感謝する。さらに、コノドントの一部についてご教示いただいた大間々高等学校林信悟氏に謝意を表す。

II. 地質のあらまし

この論文であつかう範囲は、広義の八溝山系のなかの筑波山塊をのぞく八溝・鷲ノ子・鷄足山塊に分布する、これまで古生層あるいは中生層といわれた地層である。

八溝山系を構成する古期の地層は、砂岩・頁岩・チャートからなり、まれに石灰岩レンズ、凝灰岩薄層、礫岩をはさむ、厚い地向斜堆積物である。これをつらぬいて、いくつかの花崗岩類の小岩体がみられる。その放射性年代は、約 105 m.y. を示すものと、65—85 m.y. を示すものがあることが明らかにされている(柴田ほか, 1973; 蜂須, 1974)。

八溝山系を構成する地層は、KANOMATA (1961) によって、八溝層群と笠間層群とに分けられた。笠間層群は、藤本・畠山 (1938) が報告した石炭紀フズリナを産出した鷄足山塊西部の大泉付近の石灰岩レンズをはさみ、古生代と考えられた。しかし、今回のコノドント抽出の結果では、大泉石灰岩レンズと接するチャートから、三疊紀型コノドントが発見された。また、笠井・木村 (1973) によって、このチャートが鷄足山塊東部の、KANOMATA (1961) によって八溝層群とされた部分から連続して追跡されることが明らかとなった。大泉の石灰岩そのものについて薄片を作成してみたが、フズリナなどの化石は見られず、また石灰岩自身は結晶質であった。大泉石灰岩に近接して発達するチャートからは、八溝層群そのもののチャートに含まれるものと同じのコノドントが産出する。大泉のフズリナをのぞいて、笠間層群が八溝層群と区別される理由はない。大泉石灰岩からフズリナがあらため

*1 地質調査所

*2 茨城県大子第二高等学校

て確認された場合は、この石灰岩は二次的に運びこまれた岩塊と解釈できよう。この論文では、笠間層群の地層名は使用せず、八溝山系に分布する地層全体にたいして八溝層群とよぶことにしたい。コノドントの産出状況をもみても、鑑定に疑問の残るコノドントを産出した鷺ノ子・鷺ノ子山塊南東部のごく小部分をのぞき、八溝山系の鷺ノ子・鷺ノ子山塊のほぼ全域にわたり、三疊紀型コノドントのほとんど同一群集が産出している。この理由からも、八溝山系を構成する地層は一括して八溝層群とよんだほうが適切である。

大山・笠井(1974)は、筑波山塊をのぞき、八溝山系の地層はA層・B層・C層にわけられるとのべた。とくに、鷺ノ子山塊では、A層は、チャート・石灰岩レンズをはさむ砂岩・頁岩の互層部からなり、ワッケ質砂岩・泥質岩片をふくむ砂岩が優勢で、頁岩にはしばしば炭質物片がふくまれる。チャートはきわめて連続性にとんでいる。B層は、砂岩・頁岩のほぼ等量の互層からなり、チャートをほとんどはさまない。頁岩のほとんどは黒色であるが、まれに暗緑色をおびる部分があり、凝灰質である。砂岩はしばしば砂質・泥質岩片をふくみ、また、雲母片をふくむ部分があり、このような部分からはときに植物破片を産出することがある。C層は、頁岩をはさむ砂岩優勢層を主体とする。砂岩は無層理で、ところにより砂岩・頁岩互層となり、わずかにチャートの比較的薄い層をはさむ。かつて、これらの三層は、鷺ノ子山塊にみられるように、中央部を走向方向に走る衝上断層によって、その東翼と西翼とにおいてA層・B層・C層各層が繰返して分布すると考えた。しかし、佐藤(1974)が指摘したように、衝上断層による繰返しは考えにくいかもしれない。ただし、八溝山系全体の地質構造は、やや複雑なものになる可能性がある。それは部分的ではあるが逆転構造が知られてきたからでって、今後さらに調査する必要が生じてきた。なお、衝上断層の存在を否定すれば、A層・B層・C層の区分は、八溝層群のなかの部分的層序区分にすぎない。けれども、これらの岩相区分は、八溝層群の岩相型を大局的には代表しているとみてよい。

鷺ノ子山塊北西部と鷺ノ子山塊西部では、C層の岩相型からなる地層が分布するが、この一部にアーコース砂岩と礫岩の発達が見られる。この礫岩は猿久保礫岩とよばれ、加納(1960)、OKAMI(1973)のくわしい研究がある。この礫岩の礫には、オーソコーツァイトや二疊紀フズリナをふくむ石灰岩がふくまれ、その源

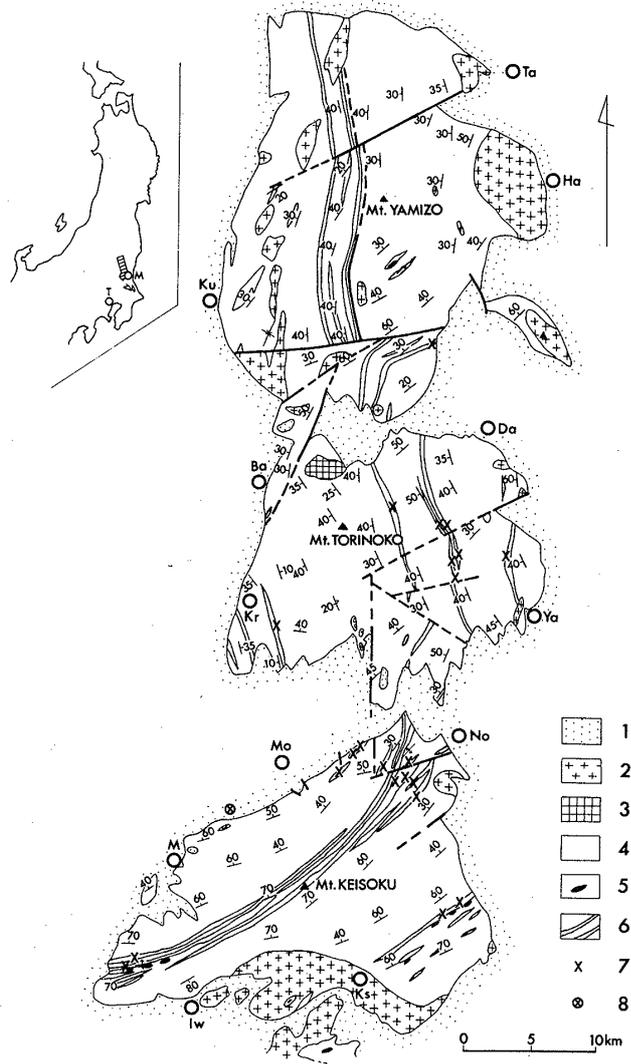
地が目される。なお、笠井ほか(1976)によって、猿久保礫岩をふくむ地層が逆転していることがあきらかにされた。これからの課題として、この逆転部と正常位の地層との関係、猿久保礫岩と見かけ上上位の地層との関係、アンモナイト産出層であるジュラ系との関係などをあきらかにする必要がある。

なお、鈴木・佐藤(1972)の報告したジュラ紀アンモナイトの産出層は、暗灰色頁岩であって、この層の下位にはアーコース粗粒砂岩が分布している。この地層と八溝層群主体部との関係は、佐藤(1974)の示す層序柱状図にあきらかにされている。

八溝層群の地質構造は、逆転構造部が存在することがあきらかにされ、これまでと異なり、やや複雑なものとなることが予想される。しかしながら、一般的な構造方向は、KANOMATA(1961)が指摘したように、全体的にはS字状構造を示している。すなわち、八溝山塊では一般走向がN 10°—20°E、その南の鷺ノ子山塊ではおよそN 20°Wの走向が卓越し、さらにその南の鷺ノ子山塊ではかなりおおきく屈曲してN 50°—70°Wとなっている。このS字状の構造方向は、八溝層群に近接する阿武隈帯や両者の境界をくぎる棚倉構造線にいちじるしい角度で斜交することなく、むしろ平行的である。このことは、八溝層群をふくむ足尾帯およびその南縁変成帯である筑波変成帯つまり領家変成帯の東端が、阿武隈帯に連続するという見方に疑問をなげかけるものである。

III. コノドントの産出状況と地質時代の問題

八溝層群の層序細分と地質時代を、できればあきらかにする目的で、八溝層群分布地全体から、熱変成作用をなるべくうけていないチャート・石灰岩の試料を採取し、フッ酸または酢酸処理をおこない、コノドントの抽出をこころみた。採取地点51カ所から、約1 kgないし3 kgの試料を求めて処理したが、コノドント産出箇所は第1図に示されるとおり、22地点である。コノドント産出状況は、近くにある足尾山地にくらべると、かなりわるく、八溝山系では破片をふくめて316個である。チャートの発達状況が第1図に示されるとおり、足尾山地などの地質図にくらべてひじょうにわるいことや、花崗岩類の貫入による熱変成作用をうけていることのために、コノドントの産出がすくないのであろう。コノドントの保存もよくない。とくに、八溝山系中の北の八溝山塊では産出地点は一箇所にすぎない。八溝山塊は、鷺ノ子・鷺ノ子山塊にくらべて花崗



第1図 八溝山系（八溝・鷲ノ子・雞足山塊）地質図—チャートの分布とコノドント産出地点

〈地質凡例〉 1: 新生界, 2: 花崗岩類,
3: はんれい岩, 4: 砂岩・頁岩・凝灰岩薄層など, 5: 石灰岩, 6: チャート,
7: コノドント化石産地, 8: ジュラ紀アンモナイト化石産地

〈地名〉地質図 Ta: 棚倉, Ha: 塙, Ku: 黒羽, Da: 大子, Ba: 馬頭, Kr: 鳥山, Ya: 山方, No: 野口, Mo: 茂木, M: 真岡, Ks: 笠間, Iw: 岩瀬
位置図 M: 水戸, T: 東京

岩類小岩体の多く分布する地域である。

八溝山系中のコノドントについては、猪郷（1972）がはじめて、鶏足山塊北東部の御前山付近のチャートから三疊紀コノドントを報告している。

今回えられたコノドントは、*Paragondolella poly-*

gnathiformis, *P. excelsa*, *P. navicula*, *Metapolygnathus abneptis*, *Lonchodina*, *Ozarkodina saginata*, *O. tortilis* などである。これらのうち、*Paragondolella polygnathiformis* は、各産出地点で数の多少はあるが、かなり普遍的に産出している。*Metapolygnathus abneptis* はいまのところ一カ所でしか産出していない。鶏足山塊南東部、茨城県常北町安渡および笠間市大宝内から産出したコノドントは、花崗岩による熱変成作用を若干うけているためか、きわめて少数しか抽出できなかったし、保存もあまりよくないが、*Paragondolella polygnathiformis* などとはことなる gondolellids をふくんでいて、いまのところ三疊紀型ともなんとも断定できない。

八溝山系のうち、産出地点が1カ所しかない八溝山塊をのぞき、鷲ノ子山塊と鶏足山塊とでは、見かけ上の下位から上位にかけて、全体的にコノドントを産出するルートがある。産出数はすくないが、下位から上位まで、群集はほぼ同一である。八溝層群の大部分は欧米のコノドントの標準を適用すれば、三疊紀に属するものである。

ジュラ紀アンモナイト産出層とコノドント産出層準とは、かなり接近している。まえにのべたように、アンモナイトを産出した暗灰色頁岩の下位にアーコース砂岩がつづき、その下位に砂岩・頁岩互層および砂岩優勢の地層がある。この互層中にうすい珪質頁岩がはさまれ、これを北東方に走向を追っていけば、栃木県茂木町檜山付近の三疊紀型コノドントを産出するうすいチャートにつながる。アンモナイトを産出する暗灰色頁岩およびその下位のアーコース粗粒砂岩と三疊紀型コノドントを産するチャートをはさむ砂岩優勢の地層との関係は、露出不良のためいまのところ不明である。これまでの調査では、コノドントによる上部三疊系が、ジュラ紀オックスフォード期の地層と比較的近接し、構造的にも差異がなく続いているかのようにみえる。しかし、いうまでもなく、両者の関係についてなお十分の検討が必要である。

大山・笠井（1974）は、八溝層群のかなり広い範囲から採集した植物化石を検討し、地質時代についてつぎのようにのべている。この地域の化石植物群は、羊歯類の葉をふくまず、二疊紀型・三疊紀型・ジュラ紀型のものから構成されており、年代分布率としては三疊紀型が最高であるが、二疊紀型も無視することができない。概括すれば、この化石植物群は二疊—三疊紀フローラとしての色彩が濃厚であるとしている。

なお、八溝山系のコノドントは、本州地向斜堆積物からしばしば産出し、三疊紀後期といわれる群集である。これらの群集が、二疊紀フズリナをふくむ石灰岩をはさむチャート相の本州地向斜堆積物からしばしば産出することはよく知られている。このフズリナによる二疊系とコノドントによる三疊系の部分の関係について、あるいは不整合の存在が説かれ、あるいは二次的運搬堆積が原因としてのべられている。あるいは、二疊紀コノドントの生層序が確立していない現状からみて、コノドントの種帯の範囲についてさらに検討を進める必要があるかという意見もある。八溝層群のコノドントの時代は、一部の種名未決定のものをのぞき、欧米の基準では三疊紀後半のものということになるが、本州地向斜におけるコノドント問題の解決をまつ必要がある。

IV. 東北・西南日本先新第三紀地質境界としての棚倉構造線

八溝山系を構成する八溝層群は、地質構造区からいえば、足尾帯に属し、棚倉構造線を境にして、阿武隈（竹貫・御斎所）変成岩および阿武隈花崗岩類と、新第三系をせまく地溝状にはさみながら接している。

ここで扱かう足尾帯は、山下（1970）が細分したものではなく、黒田（1964）により提唱され、磯見（1968）、磯見・河田（1968）にのべられている広義のものとしてもちいる。島津（1964 b）は、上越・羽越地方の古生層の分布地域、すなわち黒田（1963）の足尾帯を西南日本内帯（美濃—丹波帯）に属するものとし、棚倉構造線で内帯と阿武隈帯とをわける考えを示した。さらに、磯見・河田（1968）は、棚倉破碎（構造）帯の西方に分布する上越帯・足尾帯・筑波帯の帯状構造は、西南日本内帯の飛騨外縁帯・美濃帯・領家帯の延長であり、阿武隈帯の原岩は地塊として二疊紀の地向斜を西部域（北関東山地）と東部域（北上山地）とにわけていたのであろうとのべた。また、白亜紀後期の奥日光流紋岩類がフォッサマグナ西方の濃飛流紋岩類に対比され、足尾帯は西南日本の特徴をもつことを指摘した。さらに、高浜（1972）や矢内ほか（1973）により、白亜紀後期の酸性噴出岩類が、足尾帯北部の朝日山塊にも存在することがあきらかとなった。さらに、蟹沢（1974）は、東北日本の古生代以降の火成活動を西南日本のそれに比較していちじるしい差異があり、棚倉構造帯がその境界として示されること、および、西南日本の延長である足尾帯が東北裏日本までおよん

でいることをのべた。石原（1973）は、花崗岩岩石区とそれに対応する Mo—W 鉱床生成区のおおきな性質変化が棚倉破碎帯を境として認められることをあきらかにした。以上の理由のほかに、吉田（1975）は、阿武隈山地東縁の古生層をふくむ南部北上地向斜堆積物と棚倉構造線西側の西南日本側の本州地向斜堆積物とのいちじるしい岩相のちがいをあげ、棚倉構造線を境に、あるいは、阿武隈帯そのものを境界山地として、東北日本と西南日本の二つの地質区がわかれていたのであろうとのべた。

このように、棚倉構造線を境にして、阿武隈帯と接する八溝層群が、足尾帯の一員として西南日本区に属しながら、東北日本の阿武隈帯と対立するとするいくつかの見解が示されている。この論文でのべる棚倉構造線は、大森（1949）、大森ほか（1953）、OMORI（1958）、最近では大槻（1975）などによって実態があきらかにされた棚倉破碎帯の先新第三紀基盤岩類を足尾帯と阿武隈帯とにわける、おおきな断層線をさすものである。一連の論文で、大森が提唱した棚倉破碎帯は、棚倉町や大子町にかけて、地溝状にせまく分布する新第三系下部を、2—3 km の幅にわたり破碎する断層帯にたいし、なづけられたものである。そして、この破碎帯は、先新第三紀に基盤岩中に発達した断層が再動したものであるとされ、先新第三紀基盤のなかの大規模な断層にたいし、棚倉構造帯となづけられた。牛来（1952）も、阿武隈山地西縁をくぎる、基盤構造を支配する断層として、これを重視した。この論文では、足尾帯八溝層群と阿武隈帯の竹貫・御斎所変成岩、阿武隈花崗岩類および日立古生層との二つの基盤構造の境界は線としてかなりはっきり示されると考え、さらに、中央構造線や仏像構造線との関連も考えて、棚倉構造線という名称をもちいることにした。

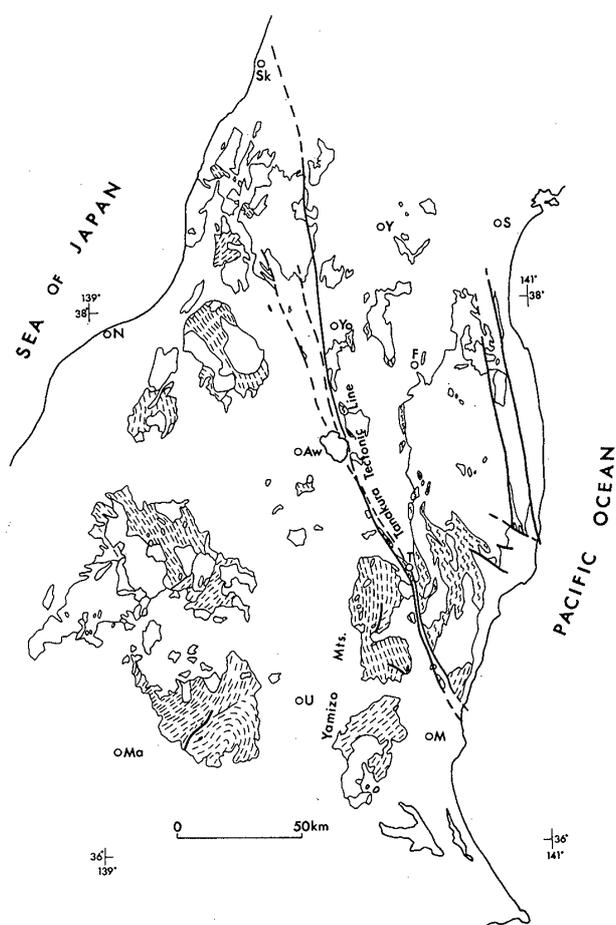
ところで、先新第三紀の東北日本と西南日本の地質区の境界をつくる構造線として、棚倉付近以北の棚倉構造線がどこに延長されるかをあきらかにすることは重要なことである。すでに、北村（1963）は、新第三系のなかの断層帯を追求して、棚倉構造線が棚倉から長沼をへて、猪苗代湖東岸にいたり、さらに、月山南西麓から大井沢付近に引かれることを確認した。また、皆川（1965, 1968）、皆川ほか（1967）は、この構造線に影響された新第三系のなかの断層や破碎帯を調査し、その全容をあきらかにしようとした。その結論として、棚倉構造線は主として中生代末に、阿武隈帯西縁をくぎる構造線として活動し、棚倉破碎帯プロパー

一猪苗代湖東岸—檜原—手ノ子—北小国—日本国をつなぐ断層群（ここでは簡略化して棚倉—日本国線とよぶ）がそれに当たるとした。また、新生代に再動した棚倉破砕帯は、棚倉—檜原—手ノ子—野川—大井沢を結ぶ断層帯（ここでは簡略にして棚倉—大井沢線とよぶ）として追跡され、さらに、それは月山—鳥海山の方向に追跡可能であるとした。それに加えて、棚倉—日本国線の西南では、粘板岩・チャート・砂岩などの未変成堆積岩が分布し、その配列は棚倉—日本国線であることを指摘した。この未変成堆積岩は、この論文であつかう足尾帯に属するものである。

いっぽう、棚倉構造線の北方延長について、島津（1964 a, 1964 b）もとりあげており、北村（1963）の大井沢断層を、新第三紀以降の活動である棚倉破砕帯の北方延長と考えた。また、島津は日本国—三面構造線を先新第三紀の活動である棚倉構造線の延長であろうとし、そして、これを境にして先新第三紀基盤岩に差異があるという指摘をおこなった。その後、島津（1973）は、棚倉—日本国線について、濃飛流紋岩類に相当する田川流紋岩類がこの線にまたがって分布し、この線を境界とする差異がみられないとのべ、検討の必要を説いた。

棚倉構造線の北方延長を求めるとき、その方法のひとつとして、基盤岩の差異および基盤の差別運動を反映した新第三系の中かの断層、破砕帯を追求することがあげられる。皆川（1968）もすでにその見地から、新第三系の中かの地溝状で急傾斜する構造が断層をともない、棚倉構造線として追跡されることをのべている。島津（1973）はべつの見地から、棚倉構造線がひとつの断層として新第三系の中かで顕在する必要はないであろうとのべている。そのとおりであるが、先新第三紀の活動である棚倉構造線は、新第三系の下位におおわれて確認はむずかしいとしても、阿武隈帯と足尾帯との境界は八溝山系東方でみるように、破砕帯中の基盤岩岩塊の分布はかなりはっきりとした線で示される。先新第三紀の構造区分や構造地質図をつくる場合、できるだけ棚倉構造線の北方延長の位置をはっきりさせておくほうがよいと考え、推察を加えてみたい。先新第三紀の棚倉構造線として、もっとも基本的なことは、八溝山系東方でみるように、足尾帯と阿武隈帯との地質区境界をつくるということである。しかし、その北方延長では、両帯の基盤岩類が新第三系におおわれて露出がわるく、その関係はたしかめにくい。竹貫・御斎所変成岩類は米沢市東方にわずか分布するだ

けで、その北方には分布が知られていない。また、棚倉—大井沢線や棚倉—日本国線などの棚倉破砕帯の北方延長の断層帯が集中する朝日山塊では、花崗岩類の分布はひろいが、足尾帯にぞくする古・中生層の分布は限られており、棚倉構造線の位置決定はかなりむずかしい。しかしながら、朝日山塊の花崗岩類のなかに分布する古・中生層があり、これらの地層は砂岩・粘板岩・チャートなどからなり、足尾帯に属するものであって、竹貫・御斎所変成岩に属するものではない。また、古・中生層の分布とかさなり、あるいはさらに北東方にひろがって、朝日山塊には濃飛流紋岩類に対比される後期白亜紀火山岩類があり、西南日本内帯の特徴をもっている。花崗岩類も阿武隈帯のものにくらべて、いちだんと新しい年代を示し、西南日本内帯側のものに近い。これらのことからみて、朝日山塊の大部分を足尾帯つまり西南日本内帯の地質単位と考えたい。ただし、朝日山塊に分布する片麻状花崗岩について、阿武隈帯に属するものかどうかの検討は必要である。朝日山塊を足尾帯の地質単位とすれば、皆川（1968）の棚倉—大井沢線が、棚倉構造線の再活動した断層とみるのが妥当であろう。もちろん、再活動した破砕帯は数条の断層帯となり、かなりの幅にわたって分岐することもあるであろうが、猪苗代湖東岸から米沢にかけてみられる阿武隈帯の変成岩類のいくつかの小分布地が、棚倉—大井沢線でくざられるとみられるから、この線をもって基盤構造を支配する棚倉構造線として第2図に示した。なお、皆川（1968）は、棚倉破砕帯のさらに北方の延長を月山南西麓から鳥海山方向へのびるのではないかとのべたが、この図では、月山南西麓から酒田方向へ、第四紀火山や平野の下を通るものと推定している。その根拠とする野外の事実はほとんどないにひとしい。しかし、月山から鳥海山方向へ、新第三系を南北方向で切る断層は、油田方向を示す構造の現われであり、棚倉破砕帯はむしろ南北方向の油田構造を切る NNW—SSE 方向のもので、月山—鳥海山を結ぶ南北性断層が、基盤構造の棚倉構造線を反映するかどうか疑問がもたれる。なお、田口（1971）は、裏日本新第三系積成区の解析から、先新第三系の基盤構造とその運動の差異が反映することを考察し、そのひとつとして棚倉構造線を重視した。そして棚倉構造線は棚倉—立谷沢線で示されるとのべているが、第2図で図示した棚倉構造線の位置はこれにちかい。



第2図 足尾帯の構造方向

破線は一般的構造方向，s字線は竹貫・御齊所変成岩の片理方向

〈地名〉sk: 酒田, Y: 山形, S: 仙台, Yo: 米沢, F: 福島, Aw: 会津若松, N: 新潟, T: 棚倉, U: 宇都宮, M: 水戸, Ma: 前橋

V. 足尾帯の構造方向と地体構造上の位置

まえにのべたように、この論文では、足尾帯を、黒田 (1963)、礒見 (1968)、礒見・河田 (1968) のもちいた広義の足尾帯としてあつかう。足尾帯、とくにその南部の古・中生層については、いろいろの文献がある (藤本, 1961; 藤本・小林, 1961; 長谷川・高野, 1961; 佐藤ほか, 1975 など)。足尾帯にふくまれる古・中生層は、砂岩・粘板岩・チャートを中心とする地層で、石灰岩や玄武岩質溶岩および火砕岩をはさみ、ユウ地向斜の堆積物である。石灰岩からはしばしば二疊紀フズリナを産出し、ごくまれに石炭紀の化石が知られている。さいきん、足尾山地から三疊紀型コノドントが

多くの地点から多数発見され、二疊系の部分との関係などにふれたいくつかの論文が発表されている (林, 1968, 1971; 小池ほか, 1970; コノドント団体研究グループ, 1972, 1974; 小池ほか, 1974)。

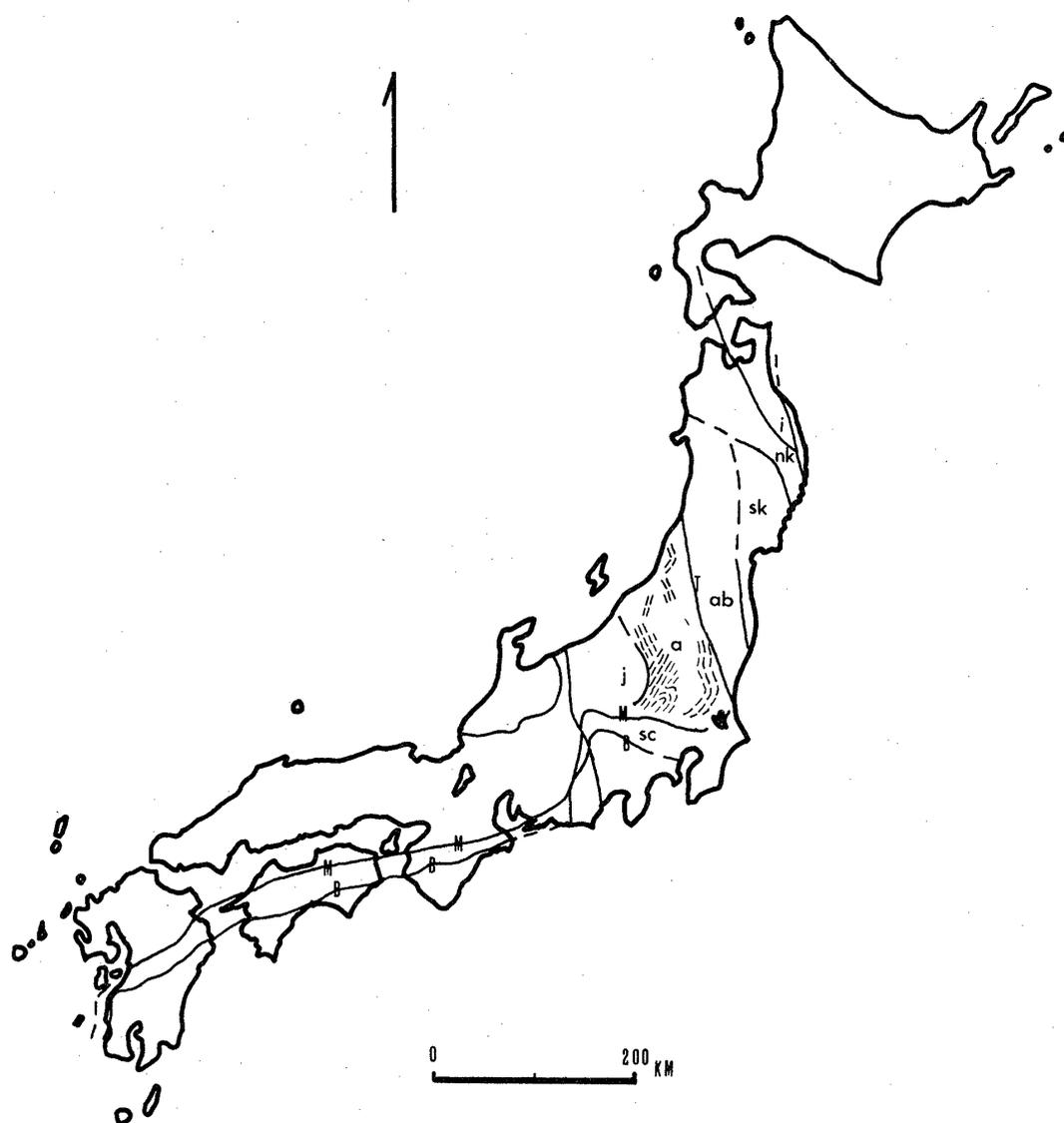
足尾山地や八溝山系では資料が多く、地質構造などよくわかっているが、足尾帯北部の古・中生層の地質構造は資料が少なく、よくわからないところが多い。足尾帯北部の地域について、地質調査所発行の日本地質図索引図に収録されている文献資料から古生層などの走向をあつめ作成したのが、第2図の構造方向図である。北部では資料不足で不正確な部分があることはいなめない。しかし、大局的には、一般的構造方向が現わされていると考える。

第2図に示されるとおり、主要な構造方向は、NNW—SSE 方向から NNE—SSW 方向をとる。八溝山系の古・中生層にみられる構造方向は、足尾帯の主要構造方向を代表するものであろう。この構造方向は、断層で切られることもあるが、八溝層群にみられるS字状方向つまり屈曲した構造方向をもつことも推定される。そして、一般的構造方向はやや屈曲しながらも、足尾帯全体のおおきな傾向として、棚倉構造線と平行した方向性をとる。そして、阿武隈帯の分布方向や変成岩の片理の一般的方向とも平行性を保っている。もちろん、足尾帯のなかでは、葛生地方の半盆状構造があり、断層による変位もあって、うえにのべた一般的な方向と一致しないところも部分的にある。しかし、全体としてみれば足尾帯とその南縁変成帯である筑波帯が、東北地方へ本州弧の伸びの方向につながるのではなく、棚倉構造線や阿武隈帯と平行して裏日本へぬける形をとる。山下 (1970)、YAMASHITA and FUJITA (1973) が示している本州中央部地質構造区分図においても、広義の足尾帯のなかに、南北性の方向をとる帯状構造がよくあらわされている。足尾帯の構造方向は、また、西南日本内帯の本州地向斜ののびが、日本海方向にむかっていることを意味し、MINATO et al. (1965) によって、その状況は古地理図として表現されている。さらに、この構造方向は、フォッサマグナ南部の北に閉じた屈曲構造が、石井 (1962) や礒見・河田 (1968) によってあきらかとされた関東平野東部で北向きに折れ曲がる屈曲構造につながっていくことをも示している。第3図に示される糸魚川—静岡構造線と棚倉構造線とははさまれる地帯は、伊豆—マリアナ弧と本州弧との交叉部としても知られているが、この地帯は、阿武隈帯や棚倉構造線と平行配列関係を保

ちながら、一般的な内部構造方向は、つよく折れまがったS字状屈曲構造を示している。

以上述べたとおり、足尾帯の構造方向は、阿武隈帯の変成岩類のそれとほぼ平行し、両帯は棚倉構造線を境にして平行配列関係にある。足尾帯および筑波帯と阿武隈帯との平行配列は、一見丹波（美濃）帯および領家帯と三波川帯との関係を思わせないでもない。極言すれば中央構造線に相当する役割をもつものとして棚倉構造線をとらえたらどうかという疑問である。しかしながら、阿武隈帯と領家帯・三波川帯とは本州地

向斜の発展のなかでちがった地質単元のものであろう（加納ほか、1973；吉田、1975）。阿武隈帯の岩石あるいは原岩は、本州地向斜のなかで、地塊あるいは構造性陸地 (tectonic land) として、東北日本および西南日本地向斜区をわける役割を果たしていたと考えられるから、足尾帯および筑波帯と阿武隈帯との対立関係は造山史のうえから同次元のものではない。基盤岩的位置にあった阿武隈帯の岩石が、被覆層であった足尾帯のそれと、棚倉構造線でもって接したという関係にあると考えられるからである。さらに、白亜紀火成活動を



第3図 日本列島地質構造区分

破線は足尾帯(a)における一般的構造方向

〈記号〉 T：棚倉構造線，M：中央構造線，B：仏像構造線，a：足尾帯，j：上越帯，
sc：三波川帯・秩父帯，ab：阿武隈帯，sk：南部北上帯，nk：北部北上帯，i：岩泉帯

みれば、棚倉構造線から東方つまり東北日本にひろく拡がるのが知られており、白亜紀火成活動の前縁を鋭く形成している中央構造線と性格をまったくことにしている。また、問題は足尾帯つまり西南日本内帯側が日本海へつきぬけるとすると、外帯は北部北上帯・岩泉帯に延びるといふ考え方が一般的であるから、内帯と外帯の延長部とが、阿武隈帯および南部北上帯とを間にはさんで、分離してしまうということである。阿武隈・南部北上帯は、その場合中間山地およびその上の堆積層であるということになるであろうが、東北日本における中央構造線の位置については多くの検討がさらに必要であろう。

八溝層群は、その堆積当時基盤的存在と推定される阿武隈帯の岩石にもっとも近接した位置にあるから、堆積相のうえでなにかの徴候を残していることが予想されるが、それについての十分な証拠は得られていない。ただ、OKAMI (1973)によれば、猿久保礫岩のなかのオーソコーツァイトや石灰岩の礫が、東方阿武隈帯から由来した可能性があるといわれている。けれども、笠井ほか(1976)があきらかにした猿久保礫岩の逆転により、供給方向は再検討する必要がある。もうひとつのデータとして、大山・笠井(1974)があきらかにした八溝層群のかなりひろい地域にわたる植物化石の産出があり、堆積岩中にも炭質物が多くみられることがあげられる。これは、八溝層群が陸地に近い環境における堆積物であったことを示すのであろう。また、チャートが足尾山地にくらべるとはるかにすくなく、砂岩が優勢であることもそれを支持するものであろう。

VI. おわりに

八溝層群は、西南日本内帯に属する足尾帯のなかで、棚倉構造線を境にして東北日本にもっとも接近した位置にある。その意味で、八溝層群の層序・構造・堆積環境などをあきらかにすることが必要である。しかし、八溝層群の一部に逆転構造がたしかめられ、再調査を進めている段階で、不十分なものに終らざるをえなかった。

八溝層群にあらわれるS字状構造は、足尾帯の一般的構造方向を特徴的に示していると考えられる。このような構造方向をもちながら、足尾帯は全体として、棚倉構造線や阿武隈帯と平行的な方向をとる。フォッサマグナ南部にみられる屈曲構造は、関東平野東部において北へむかい反転屈曲する。足尾帯に代表される

西南日本内帯は、東北日本の本州弧方向に延長するのではなく、棚倉構造線や阿武隈帯と平行配列関係をたもちながら、日本海につきぬける形をとり、現在の本州弧を斜断する。

文 献

- 藤本治義, 1961: 5万分の1地質図幅「栃木」および説明書, 62 p., 地質調査所。
- ・畠山久重, 1938: 茨城県鶏足山塊産上部古生代化石(予報), 地質雑, 55, 377—378。
- ・小林二三雄, 1961: 奥羽地方内帯の古生層について, 地質雑, 67, 221—227。
- 牛来正夫, 1952: 日本列島の成立(III), 自然, 7, 62—67。
- 蜂須紀夫, 1974: 八溝山地の花崗岩類のRb—Sr同位体比, 茨城の岩石と化石, 51—57, 茨城県地学教育研究会。
- 長谷川美行・高野 修, 1969: 新潟県津川付近の古生層, 地質学会76年大会「グリーンタフに関する諸問題」討論会資料, 73—76。
- 林 信悟, 1968: 栃木県葛生町のアド山層から産出したコノドントについて, 地球科学, 22, 63—77。
- , 1971: 鍋山層から産したコノドントについて, 地球科学, 25, 251—257。
- 猪郷久義, 1972: 新しい示準化石——コノドント, 地学雑誌, 81, 142—151。
- 石原舜三, 1973: Mo—W 鉱床生成区と花崗岩岩石区, 鉱山地質, 23, 13—32。
- 石井基裕, 1962: 関東平野の基盤, 石油技術協会誌, 26, 615—640。
- 磯見 博, 1968: 200万分の1日本地質構造図, 地質調査所。
- ・河田清雄, 1968: フォッサマグナ両側の基盤岩類の対比, フォッサマグナ(地質学会75年大会総合討論会資料), 4—12。
- 蟹沢聡史, (1974): 火成活動および変成史よりみた東北日本, 地質学論集, no. 10, 5—19。
- 加納 博, 1960: 鷲ノ子山塊の含花崗岩質岩礫岩とその意義, 東北大理科報告(地質学), 特別号4, 476—481。
- ・黒田吉益・宇留野勝敏・瀧木輝一・蟹沢聡史・丸山孝彦・梅村隼夫・光川寛・瀬戸延男・大平芳久・佐藤 茂・一色直記, (1973): 竹貫地域の地質, 109 p., 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所。
- KANOMATA, N., 1961: The geology of Yamizo, Torinoko and Toriashi Mountain blocks and their geologic age, *Jour. Coll. Arts and Sci., Chiba Univ.*, 3, 351—367。
- 笠井勝美・木村計四郎, 1973: 鶏足山塊の地質構造——とくに八溝衝上について, 地質学会80年大会講演要旨。
- ・滝沢文教・木村計四郎, 1976: 猿久保礫岩の逆転構造について, 地質学会83年大会講演要旨。

- KAWADA, K., 1953: Geological studies on the Yamizo, Torinoko and Toriashi Mountain blocks and their neighbourhood in the northeastern Kwanto District. *Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku*, (C), no. 2, 217—307.
- 北村 信, 1963: グリーンタフ地域における第三紀構造運動. 化石, no. 5, 123—137.
- 小池敏夫・猪郷久義・猪郷久治・木下 勤, 1974: 栃木県葛生地域の二畳系鍋山層と三畳系アド山層の不整合とその地史的意義. 地質雑, 80, 293—306.
- コノドント団体研究グループ, 1972: 本邦の二畳系と三畳系の境界におけるコノドント——あど山層基底部のコノドントフォーナの再検討. 地質雑, 78, 355—368.
- , 1974: 本邦の二畳系と三畳系の境界におけるコノドントについて——唐沢地域における鍋山層とアド山層の層序とフォーナ. 地球科学, 28, 86—98.
- 黒田吉益, 1963: 東北日本の深成変成岩類の相互関係. 地球科学, no. 67, 21—29.
- 皆川信弥, 1965: 松原-野川構造帯について——棚倉破碎帯の北方延長, その1——. 山形大学紀要〔自然科学〕, 6, 3, 319—332.
- , 1968: 北小国-三面構造帯について——棚倉破碎帯の北方延長, その3——. 山形大学紀要〔自然科学〕, 7, 1, 77—88.
- ・山形 理・菅井敬一郎・武田次弘, 1967: 大井沢構造帯およびその延長——棚倉破碎帯の北方延長, その2——. 山形大学紀要〔自然科学〕, 6, 469—479.
- MINATO, M., HUNAHASHI, M. and GORAI, M., 1965: *The Geologic Development of the Japanese Islands*. 442 p., Tsukiji-shokan, Tokyo.
- OKAMI, K., 1973: The Sarukubo Conglomerate. *Jour. Geol. Soc. Jap.*, 79, 145—156.
- 大森昌衛, 1949: 阿武隈西南縁の断層破碎帯について. 地質雑, 55, 187—188.
- OMORI, M., 1958: On the geological history of the Tertiary system in the southwestern part of the Abukuma Mountainland, with special reference to the geological meaning of the Tanakura sheared zone. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, (C), 6, 55—116.
- 大森昌衛・堀越和衛・鈴木康司・藤田至則, 1953: 阿武隈山地西南縁の棚倉破碎帯について. 地質雑, 59, 217—223.
- 大槻憲四郎, 1975: 棚倉破碎帯の地質構造. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 75, 1—71.
- 大山年次・笠井勝美, 1974: 八溝山系の地質と古植物. 茨城の岩石と化石, 3—19, 茨城地学教育研究会.
- 佐藤正, 1974: 鶏足-鷲ノ子山地の二畳・三畳・ジュラ系. GDP 連絡紙II—1—(I) 構造地質, no. 2, 41—50.
- ・吉田鎮男・木村敏雄, 1975: 新潟県黒又川流域の二畳—三畳系. 地質雑, 81, 709—711.
- 柴田 賢・蜂須紀夫・内海 茂, 1973: 八溝山地の花崗岩類の K—Ar 年代. 地調月報, 24, 513—518.
- 島津光夫, 1964 a: 東北日本の白亜紀花崗岩 (I). 地球科学, no. 71, 18—27.
- , 1964 b: 東北日本の白亜紀花崗岩 (II). 地球科学, no. 72, 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, no. 9, 25—38.
- 鈴木陽雄・佐藤 正, 1972: 鶏足山地からジュラ紀菊石の産出. 地質雑, 78, 213—215.
- 田口一雄, 1973: 裏日本第三系下部層にまつわる問題——とくに基盤構造地質と積成区の形成に言及して——(出羽地向斜の研究—V). 山形県の地質と資源, 17—28.
- 高浜信行, 1972: 新潟県北部, 朝日山麓にみいだされた後期中生代火山岩: 朝日流紋岩類. 地質雑, 78, 323—324.
- 山下 昇, 1970: 柏崎—銚子線の提唱. 島弧と海洋, 179—191.
- YAMASHITA, N. and FUJITA, Y., 1973: The Shinetsu-Bozu Line and intersecting province of the Honshu and the Schichito Arcs and the initial stage of the Grean Tuff orogeny. *The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area*, Part II., 61—83.
- 矢内桂三・井上 武・大口健志, 1973: 朝日山地の白亜紀後期田川酸性岩類——新第三系グリーンタフ層基盤岩の再検討. 地質雑, 79, 11—22.
- 吉田 尚, 1975: 東北日本古・中生代地向斜の分化と発展. 地学団体研究会専報, no. 19, 103—114.

Geology of the Yamizo Mountains and Geotectonic Situation of the Ashio Belt

Takashi YOSHIDA, Katsumi KASAI and Chie AOKI

(Abstract)

The Yamizo Group, which occupies the Yamizo Mountains, consists mainly of sandstone, slate and

chert, and intercalates small lenses of limestone, thin beds of tuff and conglomerate. The Yamizo Group belonging to the Ashio Belt, which is a geotectonic unit corresponding to the Mino or Tanba Belt in the Inner Zone of Southwest Japan, is of geosynclinal origin and contains many conodonts of the Triassic type almost all over the area.

The Ashio Belt and the geosyncline of Southwest Japan are separated from the geosyncline of Northeast Japan by the Tanakura Tectonic Line or the Abukuma Belt, which played a role of tectonic mountains or uplifted belt. The general trend of the Ashio Belt is NNW to SSE as shown in Figs.2 and 3, and it is nearly parallel to the Tanakura Tectonic Line and the trend of the Abukuma Belt, composed of Takanuki-Gosaisho metamorphic rocks and granitic rocks. Geotectonically the Ashio Belt in Southwest Japan is in parallel arrangement to the Abukuma Belt in Northeast Japan, and the Tanakura Tectonic Line forms the boundary between the two, confronted with each other. The geologic structure of the Kanto district including the Ashio and Yamizo Mountains was affected by acute bending of the southern Fossa Magna, and the Ashio Belt extends northward to the Sea of Japan, its direction being turned under the eastern Kanto Plain.

The inner side of the Honshu geosyncline west of the Tanakura Tectonic Line extends not to Northeast Japan along the Honshu Arc, but to the Sea of Japan across the arc obliquely. The mentioned fact is an interesting problem from the standpoint of tectonic geology and paleogeography of the Japanese Islands.