

技術報告

南部北上帯の地質案内(注1)

川村寿郎*・井龍康文**・川村信人***・町山栄章***・吉田孝紀***

* 宮城教育大学

** 東北大学大学院理学研究科（地圈進化学）

*** 北海道大学理学研究科（地球惑星物質科学）

はじめに

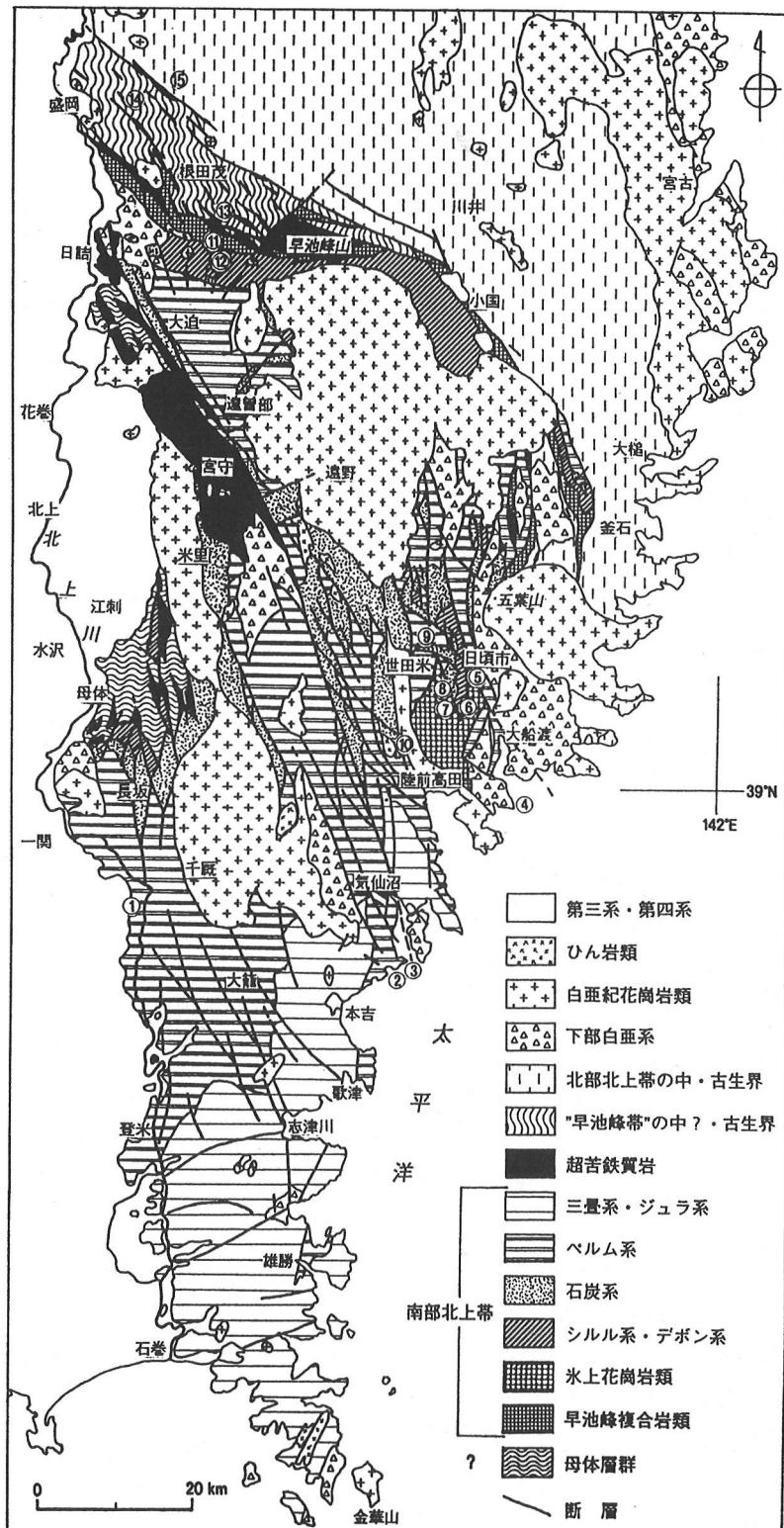
北上山地は、青森県南東部・岩手県東半部・宮城県東北部にまたがる、南北約260km・東西約75kmで総面積は約12,000km²におよぶ、紡錘型をした広大な山塊である（第1図）。北上山地の地質の研究は、日本の地質学の黎明期より進められた。1世紀以上前、Naumannの調査（1881）による日本最初の三疊系の確認以後、1900年ぐらいまでには、特に南部に中生界と古生界二疊系が分布することが確認された。北上山地の地質はすでにこの頃より注目を集めていた。その後、地質調査所や各帝国大学地質学科によって精力的に調査が進められ、1920～1930年代には、石炭系・デボン系・シルル系の順に次々と古生界の各系統が確認された。終戦後も層序の研究は継続され（湊、1950；半沢、1954；小貫、1956），1960年代までに北上山地の地質の概要はほぼ理解されるに至った（Minato et al., 1965；小貫、1969）。その結果、特に早池峰山を境にして中・古生界の地質は2分され、南部北上山地と北部北上山地では岩相・層序とその発達史は異なることが認識され、また、南部北上山地の古生界・中生界の層序・構造とそれらから示唆される構造運動とが一連の地質発達史として体系づけられた（阿倍族造山運動; Minato et al., 1979）。

その後1970年代後半～1980年代前半になると、古生界層序の中で、特に地質発達史の主要な時階である石炭紀の層序が集中的に再検討され、大幅に改定された結果、旧来の地向斜論地質発達史の体系は崩壊した。また、1980年代には、南部北上帯北東縁部～早池峰構造帶の地域が集中的に調査されて多くの成果が得られ（大沢、1983；大上ほか、1986；永広ほか、1988；川村・北上古生層研究グループ、1988a），特に、古生界の基盤とシルル～デボン系層序およびそれらのテクトニクス解釈の根本的な見直しが進んだ。

1980年代には日本列島の中生代以前の造構史についての見解が大きく変わり、地質体の多くは、地塊の衝突や海洋物質・陸源物質の埋積・付加とその後の横ずれ断層による移動・再配列によって形成されたと考えられるようになった。その上で、南部北上帯は地質

(注1)本論は

川村寿郎・井龍康文・川村信人・町山栄章・吉田孝紀, 1996, 南部北上帯古生界標準層序と“早池峰構造帶”. 森啓・長濱裕幸（編），日本地質学会第103年学術大会見学旅行案内書，日本地質学会第103年総会・年会準備委員会（東北大学理学部地圈環境科学科），58-97.
の内容を、井龍が抜粋・編集したものである。



第1図 北上山地南部の地質概略図（生出ほか（1989）を改変）

丸枠内の数字は見学地点の番号

の内容（層序・堆積相・含有化石など）が島弧～大陸的であることから，“外来地塊”とみなされるようになった（Saito and Hashimoto, 1982; 箕浦, 1985）。1980年代後半からは、南部北上帯では古生界層序の総括（田沢, 1988；加藤, 1985；生出ほか, 1989；Kawamura *et al.*, 1990）や地質構造の見直しが進んで、南部北上帯自体が北部北上帯の構造的上位のナップであるとする説も出されたが（田沢, 1988），それに対して否定的な見解もある（永広・大上, 1992）。これらは日本列島を含む東アジアの地体構造論の発展とも強く関連することから、現在でも議論が続いている。

このように、北上山地の地質は、ローカルな地域地質から次第により広域的なテクトニクスや古地理へと観点が徐々に変化しながらも、未だに研究対象として注目されている。

本見学旅行では、これまで確立されてきた南部北上帯の古生界地質系統の中で、標準的とみなされてきた地層の分布地を巡り、その岩相・層序関係・含有化石などについて野外観察を行いながら検討した。特に、最近の堆積相や生物相などの見直しを加えて、これまでとは異なった観点から層序を検討した。さらに、“早池峰構造帯”的岩相・構造などを観察してその実体を把握するとともに、北上山地における地質体の配列について理解を深めることを目的とした。

見学予定地点は以下の15地点であった。

- 第1見学地点：岩手県藤沢町刈生の沢（中～上部ペルム系薄衣型礫岩の岩相・堆積相）
- 第2見学地点：気仙沼市御伊勢浜（上部ペルム系 登米層の岩相・堆積相）
- 第3見学地点：気仙沼市波路上岩井崎（中部ペルム系岩井崎層の層序・堆積相・生物相）
- 第4見学地点：大船渡市末崎町大船渡市立博物館（大船渡の中・古生界の概要と产出化石）
- 第5見学地点：日頃市町樋口沢下流（シルル系川内層・下部デボン系大野層下部の層序・岩相・化石）
- 第6見学地点：大船渡市日頃市町長安寺クサヤミ沢（シルル系川内層と先シルル系氷上花崗岩類の接触関係）
- 第7見学地点：日頃市町大森沢・同支流クロンボラ沢入口（中部デボン系中里層の層序・岩相・含有化石）
- 第8見学地点：大船渡市日頃市町鬼丸（下部石炭系日頃市層・鬼丸層の層序・岩相・含有化石）
- 第9見学地点：大船渡市日頃市町秩父小野田（株）大船渡鉱山長岩地区（中部石炭系長岩層・下部ペルム系坂本沢層の層序・岩相・生物相）
- 第10見学地点：陸前高田市横田町小坪沢・平貝沢（下部石炭系大平層・鬼丸層の層序・岩相・含有化石）
- 第11見学地点：大迫町名目入北方（オルドビス系？早池峰複合岩類の岩相）
- 第12見学地点：大迫町岳川早池峰ダム（南部北上帯北縁部のシルルーデボン系中部層の層序・岩相・含有化石）

第13見学地点：盛岡市砂子沢中村南方（"早池峰帶"の超苦鉄質岩・変成岩の産状）

第14見学地点：盛岡市中津川中流部小貝沢東方，平六沢林道入口（早池峰帶最東部の蛇紋岩体および根田茂相の岩相と構造）

第15見学地点：盛岡市中津川中流，JR山田線第1浅岸トンネル出口付近（北部北上帯中津川相の岩相）

本論では、これらのうち第2，4，7，9地点を除く、11地点について解説する（第2図）。

（編者注：本号では第1，3，5，6地点の4地点のみ掲載します。他の地点につきましては次号以降に掲載いたします。）

見学地点の説明

第1 見学地点（岩手県藤沢町刈生の沢）

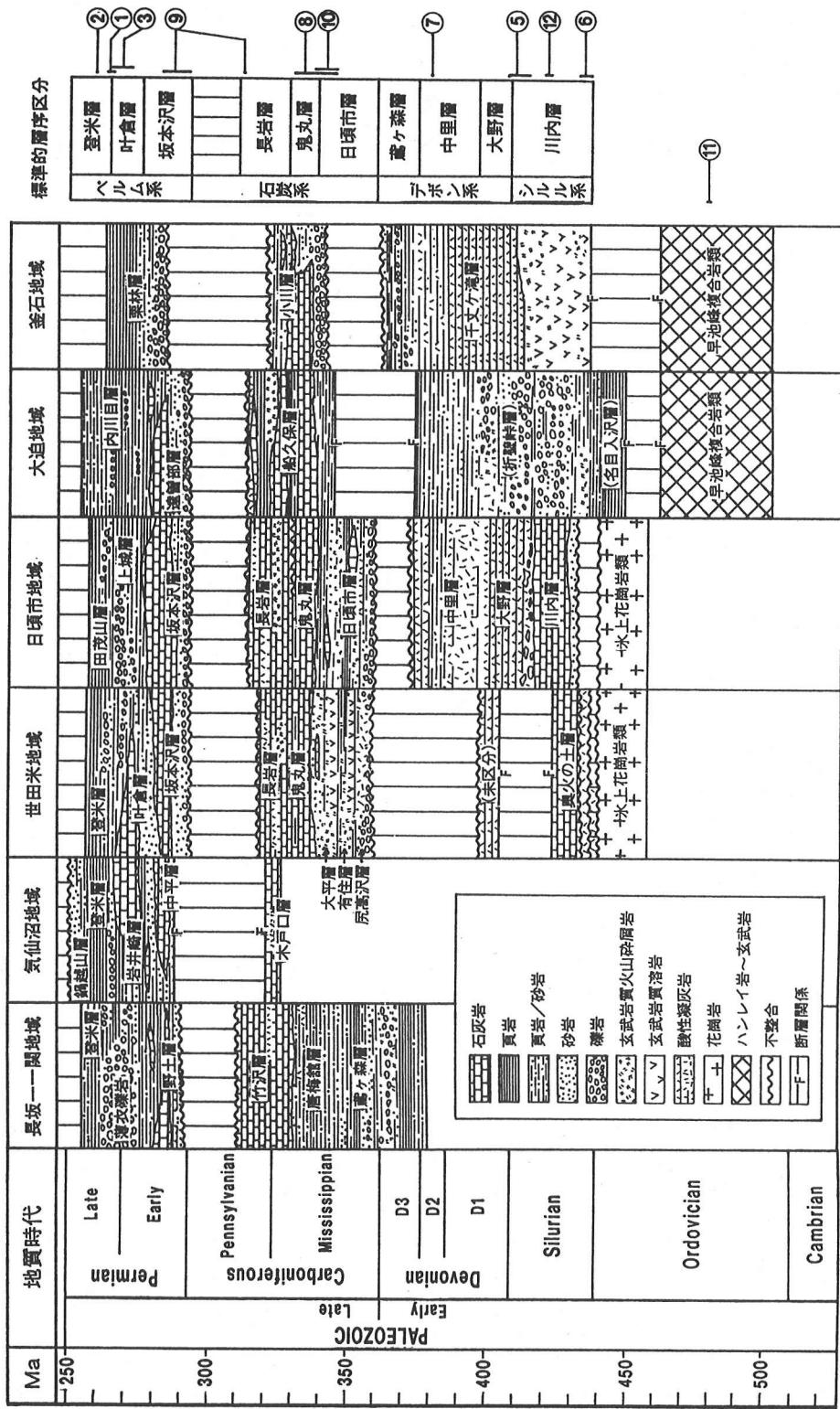
見学事項：中～上部ペルム系薄衣型礫岩の岩相・堆積相

南部北上帯西部のペルム系は、下部ペルム系錦織層（植田，1963），中部ペルム系天神の木層（小貫，1956；滝沢ほか，1989で再定義）・山崎礫岩部層（滝沢ほか，1989），および登米層（馬渕・野田，1934）に区分され、南部北上山地の標準的層序区分の坂本沢層・叶倉層・登米層にそれぞれ対比される。

薄衣型礫岩は、花崗岩などの深成岩類や火山岩類・火山碎屑岩類の礫を多く含み、後背地の構造事変を示すものとして古くから注目されてきた。この礫岩は、主にペルム系の中部～上部にみられ、特に*Lepidolina*帶において厚く発達する（小貫，1956）。中でも、岩手県南部～宮城県北部の北上川沿いに分布する礫岩は、平均的な礫径が他地域のものと較べて著しく大きく、石灰岩・砂岩・泥岩などの巨大な堆積岩ブロックを含むことも特徴である（吉田・町山，1993）。

一関～登米地域の薄衣型礫岩は、しばしば上部に塊状砂岩を伴う塊状の基質支持無秩序礫岩相が卓越し、高エネルギー状態の重力流による堆積物で、斜面型ファンデルタの前面に堆積したものと解釈される（吉田・町山，1993）。また、頻繁に巨大な堆積岩ブロックを含むことから、堆積盆側壁の地質体を巻き込こんだ大規模崩壊が大きく寄与したことが推定される。砂岩ブロックは中部ペルム系下部（*Monodiexodina*帶），石灰岩ブロックは中部ペルム系下部～上部（*Lepidolina*帶）のものであり、礫岩の堆積とほぼ同時あるいは直前の年代を示す。そのため、斜面型ファンデルタの形成に寄与した斜面の形成は、中部ペルム系の堆積後、急速に進行したものとみなされ、堆積盆縁での大規模な垂直運動を伴う断層活動が想定される。この地域における薄衣型礫岩は、現在の分布にして南北30km以上の延長を持つことから、単独のファンデルタのみならず、断層により境された上昇地塊前面に生じた複数のファンデルタ群の複合的な堆積作用によると考えられる。

本見学地点付近のルート（「刈生沢の滝」）では、南部北上帯西縁部における薄衣型礫岩の模式的な岩相が観察できる。この付近のペルム系はNNE-SSW方向の走向でSE傾斜の单斜構造をとっている。「刈生沢の滝」入り口より下流の河床・斜面部には、おもに礫岩



第2図 南部北上帯の古生界の層序と岩相
縦線は層間隙右の丸枠内の数字は見学地点番号とその層準を示す

相・砂岩相・砂岩泥岩互層相が露出し、上流の河床には塊状泥岩が露出する。

礫岩の礫組成は、礫岩層の層準や部位によってかなり異なるが、大まかには酸性凝灰岩・酸性火山岩・花崗質岩礫が卓越し、玄武岩・安山岩・ハンレイ岩・ホルンフェルス・角閃岩・石灰岩などの礫も含まれる。特に、層準によっては石灰岩礫が90%近くを占めことがある。そのほかにも、結晶片岩・ホルンフェルス・角閃岩などが含まれる。これらの礫は、準同時性の火成活動に由来する火山・深成岩類、先ペルム紀の堆積岩・火山岩類を起源とすると考えられる。礫岩相が粗粒かつ高エネルギー状態の重力流堆積物の厚層からなることから、本地域が供給源に極めて近い地域に相当することが示唆される。

見学ルートの通称「不動岩」付近では、含礫泥岩・泥質基質を持つ礫岩にとり囲まれる形で、石灰岩ブロック（層厚30 m×幅60 m：生碎物の多いwackestone/packstoneやgrainstone）が分布している。

第3 見学地点（気仙沼市波路上岩井崎）

見学事項：中部ペルム系岩井崎層の層序・堆積相・生物相

岩井崎周辺には中部ペルム系岩井崎層およびその上位に整合に重なる上部ペルム系登米層が分布する（鎌田、1993）。岩井崎層は、従来岩井崎石灰岩と呼称されてきたように（例えば、森川ほか、1958），石灰岩を主体としており、下部および上部に泥岩・砂岩を挟有する。一方、登米層は泥岩を主体とし、一部に礫岩・砂岩を挟在する。岩井崎層は走向がほぼNNE-SSWで、65°～90°西に傾斜した同斜構造を示すが、下部層の分布する岩井崎東端部では、一部東に傾斜する逆転層となっている。ここでは特に、岩井崎層の石灰岩相および生物相について見学する。見学地点3Aでは後述するユニット1～4bを、見学地点3Bではユニット4b・4cを、見学地点3Cではユニット5を、見学地点3Dではユニット6a・6bを、見学地点3Eではユニット6b～9を、それぞれ観察する。

岩井崎層は、石灰岩相の特徴に基づきユニット0からユニット9（ユニット10は登米層）に区分される（Kawamura and Machiyama, 1995）。これらは岩相の特徴からさらに細分され、合計24の岩相層序単元として区分される。層厚は280 m以上。フズリナ・小型有孔虫・アンモナイト類の検討などから、ユニット0がBolian, ユニット1～4がKubergandian, ユニット5～サブユニット7e下部がMurgabian, サブユニット7e上部～ユニット9がMidianに相当すると考えられる。

永広（1977）による日詰一気仙沼断層の変位量の復元によれば、岩井崎層と叶倉層は隣接した地域に位置しており、両者は一連の堆積盆で形成されたものと考えられる。これは両者の岩相層序・年代などが類似している事からも支持される。ただし岩井崎層は石灰岩が、叶倉層は砂岩が相対的に卓越している。

岩井崎層中には多種多様な生物が分布しており、各ユニットごとに産出する生物は上に述べた通りである。特に主部を構成するサンゴ礁内には、四放サンゴをはじめとした礁を

構成する生物が多数観察される。中～後期ペルム紀の生物礁は、一般的に石灰海綿・石灰藻類によって構築されており、岩井崎層主部に発達するサンゴ礁複合体は世界的にもまれである。これはペルム紀の造礁生物・生物礁の進化、あるいは気候・海洋環境の変遷を考察する上で重要な意義を持つものである（町山、1995；Kawamura and Machiyama, 1995）。一方、ラグーン性陸棚相はコケムシ・腕足類を主体としており、多様な生物種構成を示す礁相に対して多様度は低い。これは中～高緯度地域で形成された冷水性炭酸塩岩（あるいは温帶性炭酸塩岩）と類似しており、海洋の水温分布に応じて、低緯度地域の相対的な深海部と中～高緯度地域の浅海部に共通した生物相が発達している事を示すものである（川村、1995）。

第5 見学地点（日頃市町樋口沢下流）

見学事項：シルル系川内層・下部デボン系大野層下部の層序・岩相・化石

1936年に小貫義男により、日本で最初にシルル紀の地層が確認された所である（小貫、1937）。北上山地における層序学研究のモニュメントであり、天然記念物（岩手県）に指定されている。樋口沢では、入口付近に氷上花崗岩類がみられ、その西方にシルル系川内層とデボン系大野層が分布し、さらに上流にはデボン系中里層、石炭系日頃市層、同鬼丸層が順次累重するように分布する（第3図）。付近の地層の走向はほぼN-S～NNE-SSWで60°～85°西方に傾斜するが、樋口沢入口付近では断層と褶曲によって構造的に乱されている。この地点周辺の川内層・大野層の岩相・含有化石・時代は以下の通りである。

川内層は、主に暗灰色～黒色の成層した泥質石灰岩・灰色の塊状石灰岩・黒色の石灰質泥岩からなり、凝灰岩や砂岩を挟む。最上部は泥質基質の石灰岩角礫岩であり、多種の岩相の石灰岩のほか泥岩や砂岩などの角礫を含む。最下部にはアルコース質の礫質砂岩がみられる。石灰岩や角礫岩中の石灰岩礫には、層孔虫類、床板サンゴ類、四放サンゴ類のほか、三葉虫・ウミユリなどが含まれ、古くから数多くの古生物学研究がなされてきた。時代はシルル紀中～後期（Wenlockian～Ludlovian）とされている。

大野層の層序は下位よりOh1・Oh2・Oh3部層に細分されているが（Minato et al., 1979），これは大きく下部（Oh1～Oh2）と上部（Oh3）にまとめられる（森、1989）。全層厚は約450 mである。下部は、下位より石灰岩角礫岩、淡緑色（一部赤紫色）の凝灰質な珪質頁岩、よく成層した酸性凝灰岩～珪質頁岩、火山礫凝灰岩、石灰岩とアルコース質砂岩の互層からなり、上部（Oh3部層）は細粒のデイサイト質凝灰岩からなる。珪質頁岩の層準（Oh1部層）は、さまざまな大きさ（最大径3 m以上）の花崗岩・石灰岩の礫（一部砂粒）やブロック、または不連続なアルコース質砂岩層をふくんだ乱堆積層の発達で特徴づけられる。基質は一部にアルコース質砂粒をふくむ珪質頁岩ないし酸性凝灰岩である。花崗岩礫の岩相は氷上花崗岩類（大野型：石井ほか、1956）に類似しており、かつては氷上花崗岩類が岩脈状に貫入したものとも考えられた。この花崗岩体の一部は、鈴木ほか（1992）

によって岩相記載とともにジルコン・モナザイトCHIME年代250~260Ma, 420~450Ma, 610Maというばらついた放射年代値が示され、氷上花崗岩類とは異なるという見解も出されている。なお、大野層と川内層とは、両者の化石年代に大きな差がないことから、従来より整合的とみられている大野層下部から、層孔虫類、ハチノスサンゴ、ウミユリ、石灰藻類などの報告があり、この化石年代と岩相層序より、大野層はデボン紀前期とみなされている。また、最近、下部の珪質頁岩～酸性凝灰岩からはシルル紀またはデボン紀前期を示す放散虫が抽出されている（梅田、1995私信）。

第6 見学地点（大船渡市日頃市町長安寺クサヤミ沢）

見学事項：シルル系川内層と先シルル系氷上花崗岩類の接触関係

村田ほか（1974）およびOkami and Murata（1975）によって、氷上花崗岩類とシルル系川内層との不整合関係が報告された露頭である（第3図）。露頭下部は粗粒花崗閃緑岩からなり、その上位に厚さ3.6 mのアルコース質粗粒砂岩が接している。両者の境界には軽微なすべり面もあるが、基本的には密着した関係にある。この上位は露出が欠除しているが、上流には川内層の黒色石灰質頁岩/泥質石灰岩互層が露出している。アルコース質粗粒砂岩は、露頭規模で塊状無層理で、構成粒子は斜長石・カリ長石・石英・黒雲母などの花崗岩質碎屑物からなり、それ以外の異質な粒子を含まない。粒子の淘汰度・円磨度ともに非常に悪い。

鈴木ほか（1992）は、この露頭の花崗岩およびアルコース砂岩中のジルコン・モナザイトのCHIME年代値を測定し、花崗岩から240~250 Maを得ている。また、アルコース砂岩からは240, 450, 850, 1800 Maといった年代値を報告している。彼らはこの年代値から、1) 氷上花崗岩類の貫入時期はペルム紀であり、2) その上位に接しているアルコース砂岩はシルル系ではないが、3) 先シルル紀の花崗岩体からの碎屑物供給を受けている、ことを示唆した。しかしその場合、この上位に発達するシルル系から石炭系までの一連のシークエンスとの層位学的関係が大きな問題になるが、それに関しては何も明らかにしていない。また、渡辺ほか（1994）は氷上花崗岩類のSHRIMP年代値を440~450 Maであるとしており、さらにごく最近のクサヤミ沢における氷上花崗岩類のSHRIMP年代値として431Ma（Watanabe *et al.*, in prep.）が得られている。このように、氷上花崗岩類の放射年代に関しては異なった年代値が提出されており、その地質学的位置を含めて検討すべき問題が残されている。