

地学研究シリーズ第35号

茨城の岩石と鉱物 II

〔阿武隈・奥久慈編〕



男体山火山角礫岩（ハイアロクラスタイト）を侵食する「笈田の滝」

1995年

茨城県高等学校教育研究会地学部



①枕状溶岩 日立市大みか



②紅柱石ペグマタイト 北茨城市花園 ×0.7



③変成輝角岩 北茨城市花園 (XPL, ×10)



④入四間花崗閃緑岩 日立市入四間町 (XPL, ×10)

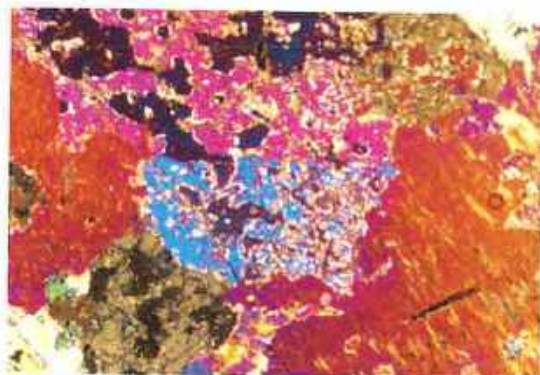


⑤黒雲母片麻岩 常陸太田市長谷 (OPL, ×25)



⑥黒雲母片麻岩 常陸太田市長谷 (XPL, ×25)

0 1 mm



⑦コートランド岩 常陸太田市長谷 (XPL, $\times 10$)



⑧真珠雲母と苦土電気石 常陸太田市長谷敏山 $\times 0.7$



⑨透閃石橄欖岩 常陸太田市町屋 $\times 0.3$



⑩リチウムペグマタイト 里美村妙見山 $\times 0.4$



⑪リチア電気石 里美村妙見山 $\times 0.9$



⑫紫水晶 (アメジスト) 山方町北富田 $\times 0.4$

ま え が き

平成7年度、茨城県高等学校教育研究会地学部の地学研究シリーズ第36号として「茨城の岩石と鉱物 II (阿武隈・奥久慈編)」を刊行することになりました。

昨年度は、「茨城の岩石と鉱物 I (筑波・笠間・八溝編)」を刊行しましたが、幸い各方面のご支持を賜り、今回は茨城県北東部に位置する阿武隈・奥久慈地域の主に先第三系の地質と岩石・鉱物についてまとめました。

本書は、平成2年度以来、10名の都員による6年間にわたる調査研究の成果で、阿武隈山地・久慈山地の地質説明と研究史および巡検ガイドなどの内容が含まれています。

今回取り扱った地域は、火成作用・変成作用など様々な地質現象が観察できる特色ある地域です。

この地域に関する論文は昔から多数報告されており、地質現象に対する解釈も多岐にわたっています。このような地域の紹介は、どの考えをどのように取り扱ったらよいのか判断の難しいところではありますが、各研究員の努力により、まとまりを得ることができました。

これらの研究成果は、地学教育の指導者はもとより、阿武隈・奥久慈地域を訪れる人達にとっても、自然を学ぶためのテキストとして役立つものと思われます。

最後に、この6年間、校務多忙にもかかわらず、調査研究のためご尽力いただいた研究委員の各先生方に深く感謝申し上げるとともに、会場提供や調査活動などに何かとご高配を賜りました研究委員当該校の学校長をはじめ諸先生方に厚くお礼申し上げます。

平成8年3月

茨城県高等学校教育研究会 地学部長

大 森 進

も く じ

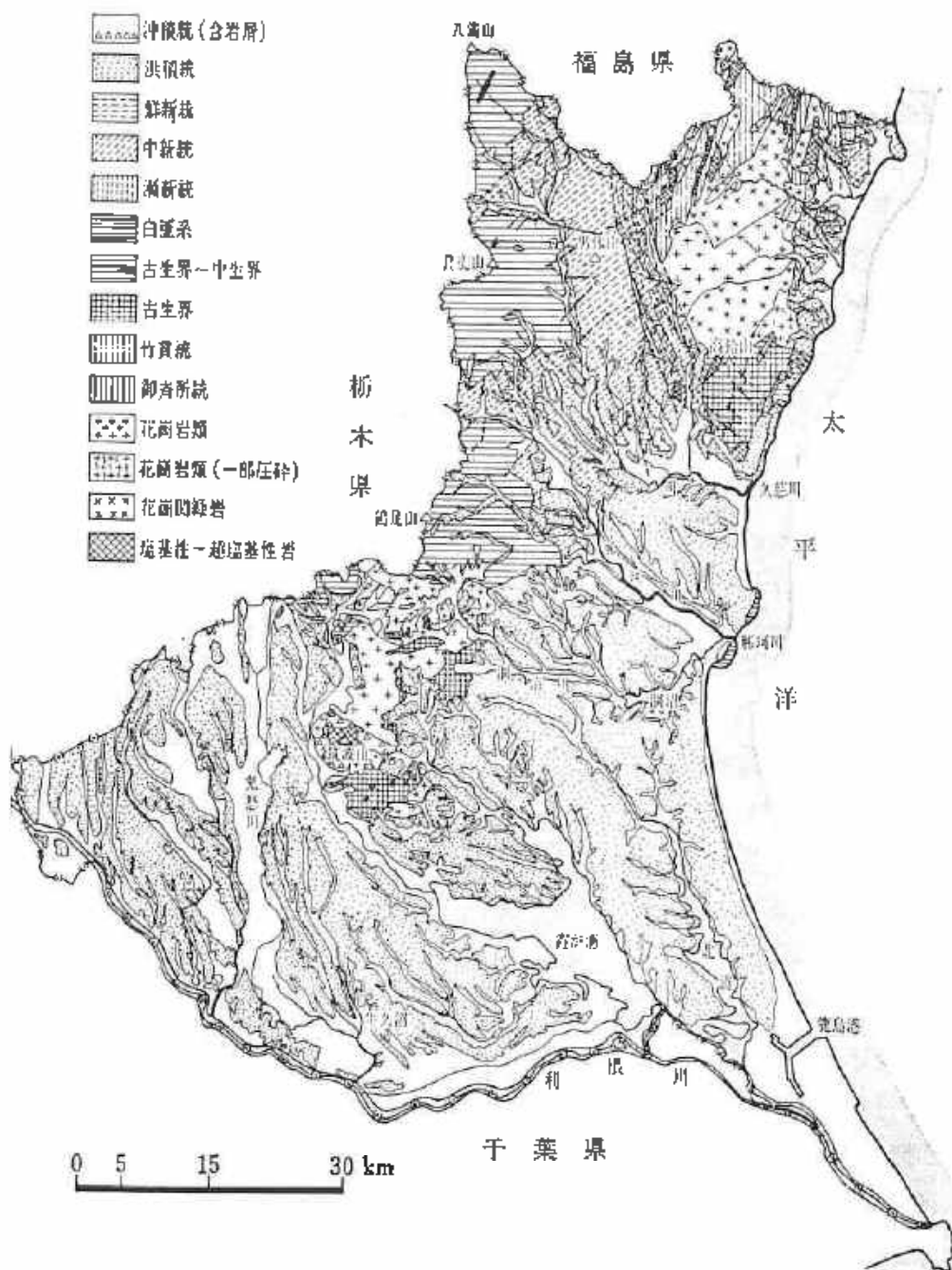
まえがき

も く じ

I 阿武隈・奥久慈地域の地質概説	1
1 阿武隈・奥久慈地域の地形	1
(1) 阿武隈山地	1
(2) 久慈山地	1
2 阿武隈・奥久慈地域の地質	2
(1) 阿武隈山地	2
ア 火成岩類	3
イ 変成岩類	4
(2) 久慈山地	6
ア 火成岩類	6
イ 堆積岩類	7
3 阿武隈・奥久慈地域の鉱物	7
(1) 阿武隈山地	7
(2) 久慈山地	7
II 阿武隈・奥久慈地域の研究史	8
1 変成岩	8
(1) 阿武隈主部変成岩類	8
(2) 日立変成岩類	9
2 火成岩	11
III 巡検ガイド	12
全体図	13
1 大ろかの枕状溶岩と鮎川・諏訪の変成岩類	14
2 大雄院・本山の変成岩と日立鉱山跡	19
3 花園の変成岩とペグマタイト	23

4	阿武隈山地の花崗岩類	27
5	長谷のコートランド岩・変成岩と鉱物	32
6	町屋石と玉簾の片麻岩	38
7	妙見山周辺のペグマタイトと鉱物	41
8	北富田の瑪瑙・久慈山地の溶岩流と火山角礫岩	47
参 考 文 献		51
さ く い ん		55
あ と が き		





茨城県地質図 (茨城県地学のガイドより)

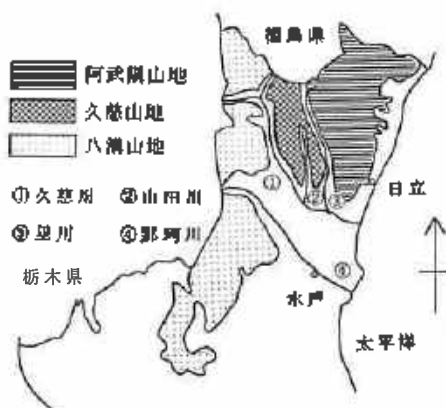
I 阿武隈・奥久慈地域の地質概説

1 阿武隈・奥久慈地域の地形

茨城県北部の山地は、久慈川とその支流の里川によって、阿武隈、久慈、八溝の3つの山地に分けられている。またこの地域には、現在知られている日本列島の代表的な大断層帯のひとつである棚倉破砕帯があり、水戸の北方から福島県棚倉町まで、北北西にのびる直線的な地形として確認できる。そして、常陸太田市より水府村、里美村にかけて幅2～5km、延長数10kmにわたり、里川をその東縁に、山田川を西縁にして、山地と畑の境目あたりに見られる断層や、直線的にのびる急な崖（断層崖）として確認できる。

(1) 阿武隈山地

阿武隈山地は、南北200km、東西50kmにおよぶ大きな山地で、本県にはその南端部がある。南端部は古く多賀山地ともいわれ、北部には花園山(798m)、栄蔵堂(682m)など高い山があるが南下するにつれ高度が下がり、南部における主なピークは高鈴山(628m)、神峯山(598m)、堅割山(658m)などである。地形は一般的に、頂上部が比較的なだらかで、むしろ山麓部ほど急傾斜となる準平原といえ、分布する岩石の特性を非常によく反映している。つまり古い花崗岩類（いわゆる古期）で形成される地域では、起伏の小さな平坦面が波状に広がり標高差があまりないのに対し、古生層地域や新しい花崗岩類（いわゆる新期）で形成される地域では、地形が険しく、標高差も大きくなっている。



図I-1 茨城県北部の地形

(2) 久慈山地

久慈山地は一般に、阿武隈山地に比べ高度が低く、中央を流れる山田川の河谷によって東西2つの山列に分けられる。この谷の東側は通称東金砂山地といわれ、鍋足山(524m)、東金砂山(490m)などが山列をつくる。西側は男体山(654m)を中心とした山地で、月居山(423m)、長福山(496m)、武生山(459m)など400m～500mの高さの山が多く、分布する岩石の特性から急峻な地形をつくっている。そして節理や岩相の変化による侵食の違いによって、袋田の滝や龍岩などがつくられている。

2 阿武隈・奥久慈地域の地質

(1) 阿武隈山地

阿武隈山地には、古生代以前より中生代の地層が変成作用を受けてできた広域変成岩と、これを含む花崗岩類が広く分布している。代表的なものをあげると、広域変成岩として日立変成岩類や西堂平変成岩類、御齊所・竹貫変成岩類などがあり、花崗岩類として圧碎花崗岩類や花崗閃緑岩類、黒雲母花崗岩類がある。

次に阿武隈山地の成り立ちについて、分布する岩石をもとに諸説のなかから、田切らの説に沿ってひとつのモデルを考えてみる。西堂平変成岩類と竹貫変成岩類は、大陸棚や大陸斜面上に堆積した砂岩・泥岩や石灰岩を源岩としている。一方、日立変成岩類は、島弧火山島の火山岩類や石炭紀のサンゴ礁石灰岩を源岩としている。この島弧火山島は、赤道近くの大津付近にあり、砂や泥が火山島のまわりに堆積した。その後これらの岩石は、プレート運動によって北に移動し、中生代の中頃には現在の位置に

達した。そのころ圧碎花崗岩が日立変成岩類に貫入し接触変成作用を起こした。このとき太平洋の海底では、太平洋玄武岩のうへにチャートや泥岩が堆積していた。その後プレートの沈み込みが激しくなり、太平洋側からやってきた海底の玄武岩や堆積岩は一部沈み込み、一部古生代以前の地層（西堂平変成岩類、竹貫変成岩類、日立変成岩類）のなかで断層に入り込んだ。このとき強い変形と広域変成作用が起き、古生代以前の地層は結晶片岩や片麻岩に変わった。また断層で古生代以前の地層に乗り上げたものは御齊所変成岩類になった。沈み込みが進むにつれマグマが発生し、花崗岩マグマの貫入が起き、周囲の変成岩に接触変成作用を起こした。この後、阿武隈山地は上昇と侵食作用を繰り返した。山地の東側に分布する古第三紀の地層は花崗岩や変成岩を覆い、礫として含んでいることより、すでに古第三紀には、阿武隈山地が地上に頭を出して削り取られていたことがわかる。前期中新世の頃、一度海面下になった阿武隈山地は、中期中新世の棚倉断層の運動期に再び上昇運動が盛んになり、周囲の中新世の地層には阿武隈山地起源の砂、礫が大量に含まれている。そして中新世の終わりには、ほぼ現在の姿に近かったと想像できる。

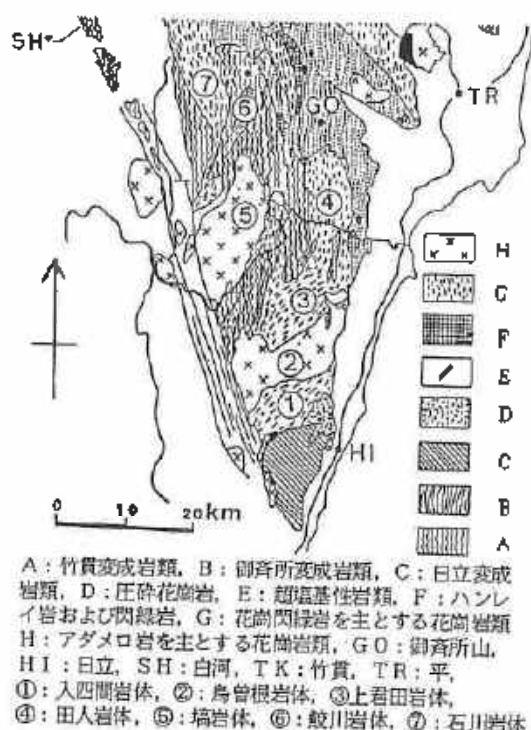


図1-2 阿武隈山地の地質図

(丸山, 1979を一部改変)

ア 火成岩類

花崗岩類が非常に多く、他には斑れい岩や輝緑岩、蛇紋岩、コートランド岩などの塩基性岩類や超塩基性岩類が所々みられ、また一部には火山岩類もある。

次に、県内の阿武隈山地に分布する各花崗岩体の関係であるが、はじめに貫入したのは圧碎花崗岩であり、その後に貫入したのが入四間岩体や上君田岩体、田人岩体である。上君田岩体と田人岩体は岩相も酷似しており、野外でも明らかに連続している。また上君田岩体と入四間岩体との間には烏曽根岩体が貫入しているが、重力異常の解析や同位体年代測定の結果、3つの岩体は同一マグマかつ、同時代の一連のものと考えられる。烏曽根岩体は入四間岩体と上君田岩体を貫き、さらには上君田岩体中にも貫入していることから、他の3岩体よりは明らかに後の活動であるといえる。

以下に前述の各花崗岩体および、その他の火成岩類について簡単に説明する。

圧碎花崗岩： 日立市大雄院から十王町大原にかけて分布し、北西側は入四間岩体に、南側は日立変成岩類と接している石英閃緑岩で、岩相は入四間岩体に近い部分では、近づくほど片状構造が強くなり（西半分）、逆に東側に離れるにしたがい弱くなり塊状となる（東半分）。黒田(1951)によると、片状のものは角閃石や黒雲母、石英、斜長石を主成分とし緑簾石を含み、塊状のものは緑泥石や石英、斜長石を主成分とし時に黒雲母を含む。貫入と同時に圧碎され、東半分にみられるような交代変成岩が形成された後に、入四間岩体の貫入によって西半部分が再結晶したと考えられる。

入四間岩体： 日立市入四間町から十王町山部にかけて分布し、南側では日立変成岩類、南東側では圧碎花崗岩に貫入し、北側では烏曽根岩体に貫かれている。岩体の南部周縁では、片状構造の強いトーナル岩でゼノリスを多く包有するが、岩体中心にむかうにつれ片状構造が弱くなり、ゼノリス量が減少し、トーナル岩から典型的な花崗閃緑岩（口絵写真④）へと変化する。有色鉱物としては、黒雲母、角閃石を含む。

烏曽根岩体： 里美村大青付近から高萩市烏曽根にかけて分布し、北側では上君田岩体を、南側では入四間岩体を貫いている。岩相は塊状の黒雲母アグメロ岩～黒雲母花崗閃緑岩で、一般には角閃石を含まない。

上君田岩体： 里美村苗平付近から高萩市上君田をへて北茨城市華川町に分布し、北側の田人岩体に続く。南側は烏曽根岩体に貫かれている。岩相は入四間岩体と酷似するが、やや有色鉱物に富む。岩体の周縁部では石英閃緑岩相が断片的に分布し、広く分布する角閃石・黒雲母花崗閃緑岩は烏曽根岩体に近づくにつれ有色鉱物に乏しくなる。

田人岩体： 北茨城市花園付近から県境を越え福島県にかけて分布する。南は上君田岩体へ続き、東側には御所変成岩類、西側には竹貫変成岩類が分布する。この岩体はいくつもの型に分類されるが、それらの中で最も広く分布するのは入旅人型であり、花崗閃緑岩を主体とし、少量の石英閃緑岩と石英花崗閃緑岩を伴う。粗粒～中粒、白～灰白色で場所により岩質にかなりの違いがある。

その他： 日立変成岩類と西堂平変成岩類を境する断層に沿って、超塩基性岩類が貫入してい

る。常陸太田市町屋付近から産出する透閃石橄欖岩（口絵写真⑧）は、橄欖石の大きな結晶がいろいろな模様で入っており「町屋石」といい、石材として使われている。

また常陸太市長谷付近には、コートランド岩（口絵写真⑦）という非常に珍しい超塩基性岩や橄欖岩が分布している。コートランド岩はラコリス状の岩体で、西堂平変成岩類を貫いている。橄欖石や普通輝石、紫蘇輝石をポイキリティックに含む角閃石の巨晶をもつ典型的なものである。

日立鉱山北方の神峯山を中心に、数個の岩株として斑れい岩～石英閃緑岩が分布する。斜長石や角閃石、輝石からなり、石英をともしうこともある。一般に塊状であるが流理構造を示すものもあり、入間岩体にゼノリスとして含まれることから、これよりは古いが、圧砕花崗岩よりは新しいと考えられる（kuroda, 1956）。

イ 変成岩類

阿武隈山地の変成岩類は、南部に日立変成岩類や玉簾片麻岩類、西堂平変成岩類が、北部に御所・竹貫変成岩類が分布する。

以下に各変成岩類について簡単に説明する。

日立変成岩類：日立変成岩類は、その石灰岩中から石炭紀を示すサンゴの化石が見つかり、古生代の地層が変成したことから日立古生層ともいわれている。一般には黒田(1952)による赤沢結晶片岩類（角閃岩などの塩基性片岩類と珪長質片岩）、金山弱変成火山岩及び凝灰岩類（弱変成を受けた玄武岩、輝緑岩、石英安山岩、凝灰岩、粘板岩、石灰岩、いわゆる集塊岩）、鮎川黒色粘板岩類（黒色粘板岩を主とするが、砂質や凝灰質のものもある）、大みか塩基性火山岩及び凝灰岩類（玄武岩ないし玄武岩質安山岩）の4つの分類と、田切（1971）による赤沢層、大雄院層、鮎川層の3つの分類がある。黒田は、赤沢結晶片岩類が入間花崗閃緑岩体の貫入にともなう既存岩層の「まくれ上がり」によって、その際地層にはたらく作動と



図 I - 3 日立地域の地質図・変成分帯

またこの地域全体の変成作用については、東から

(kuroda, 1959 他)

ら西へⅠ、Ⅱ、Ⅲ帯に累進変成分帯し、神峯山付近の斑れい岩・石英閃緑岩の複合岩体から南西にのびる幅広い交代変成帯（Ⅱ帯の大部分を占める）が形成されたことを明らかにし、広域変成作用とほぼ同時に交代変成作用がⅡ帯で起きたと考えた（黒田, 1956）。それに対し田切らは A・B・C帯に累進変成分帯し、白亜紀の1回限りの変成作用でできたと考えた（田切, 1973）。

玉簾片麻岩類：玉簾片麻岩類は黒田(1951)によると、主に石英や斜長石、角閃石を含む角閃石片麻岩で、堆積岩や噴出岩類起源ではなく、圧砕花崗岩と近縁のものが変成されたのであるとされている。それに対して田切は、赤沢層と一部指交関係にある地層とし、西堂平変成岩類と整合関係であると考えた。そして源岩は深成岩や火山岩で、形成の時期はネオジウム-サマリウム同位体年代法で前期石炭紀～後期デボン紀における火成作用の結果であるとした。変成の時期についてK-Ar同位体年代が角閃石で103 Ma、黒雲母で96.3Maとされており、熱源と考えられる入四間岩体の角閃石年代は、この片麻岩の北西約2.5kmのところで98.9Maである(柴田・内海, 1983)。

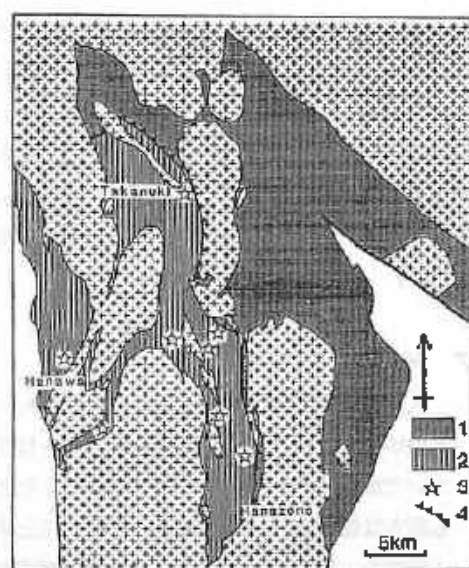
西堂平変成岩類：西堂平変成岩類は日立変成岩類の西縁に分布し、両者は蛇紋岩によって隔てられている。主に黒雲母片麻岩(口絵写真⑤⑥)や角閃石片岩からなり、紅柱石・藍晶石・珪線石の3相が共存する変成岩が発見されたことより、竹貫変成岩類とともに、日立変成岩類とは変成作用も時代も異なるパロー型変成作用の産物と考えられた(加納・黒田, 1988)(黒田・加納, 1970)。また日立変成岩類の基盤岩であると考えられている。

御齊所・竹貫変成岩類：小藤文次郎(1893)によって命名されたこの変成岩類は通常、御齊所変成岩類と竹貫変成岩類に分けられる。

御齊所変成岩類は塩基性岩起源の緑色片岩や細粒角閃片岩を主とし、雲母片岩、珪質～砂質片岩を挟み、阿武隈山地の東半分に分布する。変成チャート中から放射虫化石が発見され、源岩の形成時期がジュラ紀とされている(Hiroi et al. 1987)。地下の浅いところで、竹貫変成岩類よりは低温の広域変成作用を受けたので、全体的には細粒である。その後花崗岩類の貫入によって接触変成作用を受けて、現在みられるようなホルンフェルスのような岩石になった。

竹貫変成岩類は砂質～泥質起源の片麻岩である珪質片麻岩や縞状雲母片麻岩を主とし、石英片岩、雲母片岩、角閃岩を伴い、まれに晶質石灰岩を挟み、阿武隈山地の西側に広く分布する。御齊所変成岩類より深いところで高温の変成作用を受けているので粗粒である。

両変成岩類の関係は、一連の低変成度と高変成度を代表するものであるが、細研阿武隈グループの研究(1980)によると、両変成岩類は整合関係に接しており、御齊所変成岩類がアコードオン褶曲を繰り返すのに対し、竹貫変成岩類



1: 御齊所変成岩類, 2: 竹貫変成岩類, 3: 御齊所変成岩類縁の塩基性岩類の分布, 4: 衝上断層

図1-4 御齊所・竹貫変成岩類の分布
(日本地質学会第96年学術大会見学旅行案内書
「御齊所・竹貫変成岩類の分布」を一部改変)

では大きなドーム状褶曲をして、竹貫変成岩が御齊所変成岩の下部に漸移し、一般に下部ほど変成度が高くなっているとしている。それに対し梅村(1979)は、両変成岩類は独立した地質單元であり、関係は不連続的であると考えた。そして田切、他(1989)においては、御齊所変成岩類のそれと類似の塩基性変成岩が竹貫変成岩類の中に多数発見されることから、両変成岩類は同時異相の関係にあり、後に衝突し、御齊所変成岩類が竹貫変成岩類の上に衝上した可能性があるとしている。

変成作用についてもいろいろな説があり、杉(1933, 1935英)は北茨城市阿吹鉾山の緑泥千枚岩中に十字石、藍晶石の残晶を認め、以前高変成の岩石であったときに生じた十字石、藍晶石が交代変成して緑泥片岩になったと考え、再度にわたる変成作用を示唆した。

それに対し都城(1959)は岩石学的研究から、この地方の変成岩は白亜紀後期のただ1回の変成作用で形成されたとし、杉の考えを否定した。そして変成岩は花崗閃緑岩との接触のため、紅柱石・珪線石タイプ(高温・低圧型)の作用を受けたとし、西南日本の領家帯の延長であると考えた。それとは別に、竹貫変成岩類中より藍晶石が発見されており、パロー型中圧変成作用がかつて行われた可能性も示唆される(kanou・kuroda, 1968)という考えもあり、総研阿武隈グループでは、藍晶石・珪線石タイプ(古期)と、紅柱石・珪線石タイプ(第2期)の再度にわたる変成作用を受けたとしている。丸山(1972a, b)は、花崗岩類のRb-Sr鉱物年代測定の結果から古期の変成作用は400~350 Maにおき、第2期の変成作用は115~180 Maにおこったとした。

(2) 久慈山地

久慈山地は低いところでも海拔100m以上あるが、海に棲んでいる貝の化石を産する。このことはこの地域が以前は海の中であったということの証拠である。この地域のなりたちについてひとつのモデルを考えてみると、2,000万年ぐらい前(新生代新第三紀中新世)、たび重なる火山の噴火や地震のため断層が生じ、陥没し、海が侵入してきた。その後、男体山などを作った海底火山の噴出があったりして、しだいに埋め立てられ、今から500年以上前の鮮新世に、地殻変動によって持ち上げられ陸地になった。その後は侵食作用によって削られ現在の地形になったのである。

ア 火成岩類

久慈山地のおもな火成岩類は、1,500万年前に活動した男体山海底火山体に由来する。この火山体は、下部の一部をのぞき堆積岩をはさみず、数年から数十年程度の非常に短期間において溶岩のみを流出して山体を形成したと考えられる。山体の体積は現在の富士山に匹敵する膨大な量であり、長福山近辺を噴出口とする直径24km、高さ約2,000mの平たい円錐状の火山体であったと推定される。火山体を構成する溶岩の化学組成はきわめて均一で、アイスランドナイトという鉄成分に富んだ特殊な性質をもったデイサイトである。この岩石は海洋中央海嶺などで生成されるもので、時代的に考えても日本海の拡大と密接にかかわって形成されたものであろう。

男体山地域では最下位に厚さ40m以上の溶岩があり、その上位に厚さ約10mの火山角礫岩

(水中自破砕溶岩、いわゆる集塊岩)、そして厚さ約10mあまりの堆積岩類(凝灰角礫岩およびシルト岩)が重なる。この堆積物の上位には、厚さ20~60mの6枚以上の火山角礫岩と4枚以上の溶岩がのる。最上位には厚さ100m以上の一種の流理構造をもつ溶岩流がくる。火山角礫岩は、黒色の角ばった採石のようなものが積み上げられたようにみえる岩石で、塊状の部分には斑晶がほとんど含まれずにガラス質で、なかには放射状の割れ目をもつものもある。この岩石は海底に噴き出したデイサイト質の高温のマグマが海水に触れ、急冷されたために破砕されてできたもので、水中自破砕溶岩(ハイアロクラスタイト、表紙写真)といわれている。また火山角礫岩にはさまれた溶岩は、海底で急冷されて破砕された厚い溶岩流の中心部を構成していたものと推定される。また流理構造をもつ最上位の溶岩流は、陸上を流れたものと考えられ、この時代には海底火山の上部は海面上に頭を出して火山島を形成していたと考えられる。

イ 堆積岩類

久慈山地にみられる第三紀層は、ほとんど中新世(約2,000万年前)のグリーンタフ変動の頃堆積したもので、おもに凝灰岩や凝灰質の泥岩や砂岩、礫岩などからなっている。礫岩に関しては八溝山地から運ばれてきたもの、阿武隈山地から運ばれてきたものがあり、このことは当時の水陸分布や地形を考えるうえで重要である。また日本のグリーンタフ地域の東縁にあたりと考えられ、地質学上重要な位置にある。この地域の第三紀層は、久慈川沿いの八溝山地に近いところに下部層が、東の阿武隈山地に近いところや常陸太田市付近に上部層が分布している。

3 阿武隈・奥久慈地域の鉱物

(1) 阿武隈山地

鉱山は南部の日立鉱山や諏訪鉱山が有名である。日立鉱山の鉱床は、日立古生層下部の赤沢層のなかに片理面にほぼ並行に胚胎している層状含銅硫化鉄鉱床(キースラガー)で、おもに黄銅鉱や黄鉄鉱、磁硫鉄鉱、方鉛鉱、白鉄鉱などを産出していた。しかし昭和56年9月に閉山し、現在は日鉱記念館で当時の様子を知ることができるのみである。その他には西堂平変成岩類と日立変成岩類の境に貫入している蛇紋岩が滑石化したものを採掘する長谷鉱山や、金鉱床の大久保鉱山や生里鉱山がある。

ペグマタイトは花園山や北茨城市大能、妙見山付近などでみられる。花園山からは紅柱石や電気石の良い結晶を産する。また妙見山のものは日本では珍しいリチウムペグマタイト(口絵写真⑨)で、リチア雲母やリチア電気石(口絵写真⑩)、リチア輝石などのリチウム鉱物を産する。これらペグマタイトの近くには新期の花崗岩の貫入がみられることが多く、成因的な関係が暗示されている場所もある。

(2) 久慈山地

久慈山地では、鉱山や鉱物産地が阿武隈山地や八溝山地にくらべ少ない。鉱山は常陸太田市北方に、金鉱床の久慈鉱山がただひとつ知られているのみである。また鉱物の産地としては山方町諸沢や北富田において、瑪瑙(メノウ)や玉髄、紫水晶(口絵写真⑪)などが産出することで知られている。

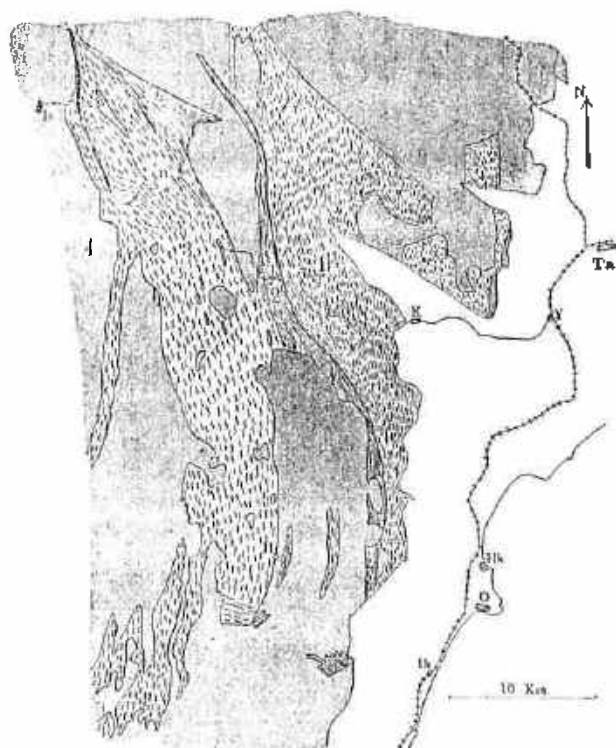
Ⅱ 阿武隈・奥久慈地域の研究史

1 変成岩

阿武隈山地に分布する変成岩は、総称して阿武隈変成岩類と呼ばれるが、御所・竹貫変成岩類よりなる阿武隈主部変成岩類、海岸沿いの阿武隈東縁変成岩類、日立市および常陸太田市の日立変成岩類に分けられる。このうち阿武隈東縁変成岩類は、県内に分布しないので本文より除く。

(1) 阿武隈主部変成岩類

この地域の研究は、Koto(1893)に始まる。彼は、中部阿武隈の変成岩類の東部を御所系統、西部を竹貫統と呼び、前者を上部と考え、両者とも始源界であるとした。その後日立変成岩類の中より石炭紀



1. Greenschist, fine-grained mica-schist and quartzite.
2. Amphibolite and gneissose amphibolite.
3. Medium-to coarse-grained biotite-gneiss and quartzite.
4. Plutonics (mainly granitic rocks).

図Ⅱ-1 中部阿武隈の地質図 (杉, 1933)

を示すサンゴ化石の発見(藤本, 1924)などにより、この地域の変成岩類の源岩の堆積は古生代と考えられるようになった。杉(1933)Sugi(1935)は、十字石とみられる鉱物を含む転石を見出し、この地に棲変成の可能性があることを示した。

Kobayasi(1941) 小林(1951)は、日本全体の地質構造を造山論にまとめた。その中で阿武隈変成岩類の源岩は、古生代後期とされる秩父地相斜の堆積物であり、それが中生代後期とされる佐川造山運動によって変成されたとした。小林の造山論に対して牛来(1952・1955)、山下(1957)達は、本州地相斜-本州造山運動説を唱えた。その中で飛騨片麻岩などは本州地相斜の基盤岩であるとした。その後、御所・竹貫変成岩類も基盤岩の一部とされた(Minato et al. 1965、市川ほか, 1970)。この時期阿武隈では、火成岩や変成岩の研究が広く行われた。火成岩類については、渡辺ほか(1955)によってまとめられ、それぞれの岩体の相互関係から大きく古

期と新期の火成活動があったとされた。Miyashiro(1958) 都城(1969・1966) は、この地の変成岩の岩石学的研究を行った。その中でこの地の変成岩は、緑色片岩相と角閃岩相とからなり、緑簾石・角閃岩相を欠くのが特徴でありそれは、白亜紀におきた一連の紅柱石・珪線石型の広域変成作用で形成されたとした。そして杉などの複変成説をしりぞけた。

宇留野ほか(1966)宇留野(1979)は、川砂の重鉱物の分析により十字石・藍晶石を発見した。これによって十字石を含む岩石や藍晶石を含む岩石の露頭も発見された(総研阿武隈グループ, 1969)。丸山(1972・1976・1979)は、阿武隈中南部の花崗岩類のRb-Sr全岩法による年代測定を行った。その結果4億年をこえる岩体が存在しそれらは、竹貫変成岩類に貫入しているとした。これらを受けて総研阿武隈グループ(1969)加納ほか(1973)加納ほか(1977)などは、この地の変成岩類が十字石・藍晶石で示される中間型と紅柱石・珪線石で示される紅柱石・珪線石型の少なくとも二度におよぶ変成作用すなわち複変成作用を受けたものと解釈した。そして阿武隈変成岩類の源岩の堆積年代は、シルル紀以前であろうとした。しかしその後の放射性年代測定で、4億年をこえる年代を示す岩体は見いだされていない。

御所変成岩からジュラ紀放射虫化石の発見(Mirol et al. 1987)は、それまでの論議を大きく変えた。少なくとも御所変成岩類が先シルル系の基盤の一つであるとする説は、否定された。竹貫変成岩に藍晶石が含まれることの解釈も、岩相からの大陸付近の堆積とみられる竹貫変成岩の源岩と深海堆積物からなるとみられる御所変成岩類の源岩は、同時異相であり衝突接合によって御所が竹貫の上へ衝突した結果、竹貫の圧力が上がって藍晶石を生じたとしている(田切ほか, 1989)。

梅村(1979)は、御所と竹貫との関係を不整合か断層とみている。これによれば、竹貫の源岩の堆積年代は、必ずしもジュラ紀とはいえず竹貫および西堂平が基盤の一つである可能性が残されているとの論(加納, 1989)もある。

(2) 日立変成岩類

日立地方の変成岩の層序区分は、古く渡辺(1920・1921)や木下(1935)によってなされた。渡辺は、西堂平、玉簾、赤沢、鮎川の4層に区分した。その後Kuroda(1959), Tagiri(1971)などによって渡辺、木下の層序区分は修正された。黒田は、西堂平・玉簾を一括して西日立片麻岩とよび、これが赤沢層より上位の日立変成岩の基盤であろうとした。田切は、西堂平、玉簾、赤沢、大雄院、鮎川の5層に区分した。そして西堂平と玉簾は、直接接していないのでその関係に不明な点もあるが整合と考え、玉簾と赤沢は、整合、一部指交関係にあるとした。これら変成岩類の年代については、藤本(1924)が田切の大雄院層から下部石炭紀のサンゴ化石を、杉山(1972)が同じく鮎川層から下部二畳紀のフズリナを発見した。また、植田ほか(1969)は、K-Ar法による絶対年代を測定した。これによると日立変成岩類が105~120 Ma、西堂平および玉簾に属するもので101~118 Maの値を得ている。

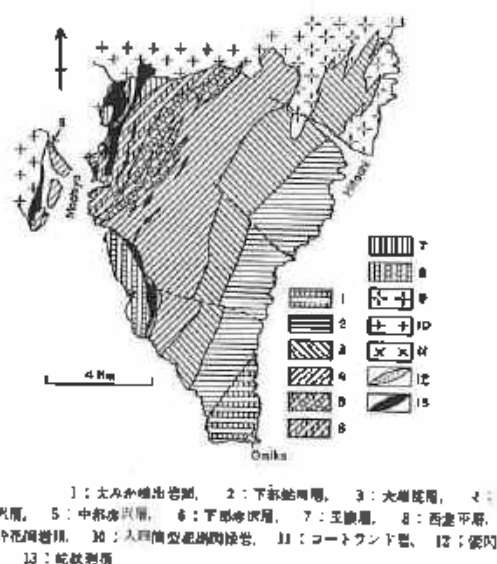
この地の変成岩類は、Kuroda(1959), Tagiri(1971)によって変成分帯が行われた。黒田は、日立変成岩類をzone I~zone IIIの3帯に区分しzone Iは緑色片岩相、zone IIは緑簾石・角閃岩相、zone IIIは角閃岩相に当たるとした。そして前述のように彼の西日立片麻岩は、これらと異

なる変成作用を受けているとした。

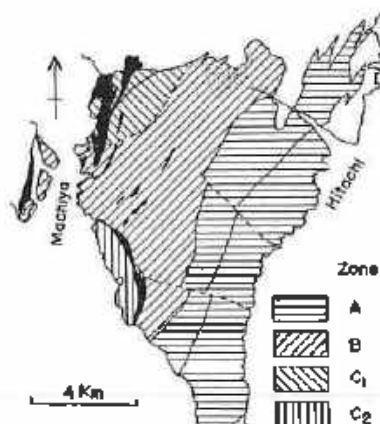
田切は、玉簾・西堂平を含めた日立地方全体を、zone Aの緑色片岩相、zone Bの緑輝石・角閃岩相、zone Cの角閃岩相の3帯に区分しこの変成相系列は、中部阿武隈の御斎所・竹貫変成岩類が示す変成相系列より高い圧力を要し、これによって西堂平の紅柱石、藍晶石、珪線石片麻岩の出現も一回の変成作用で説明できるとした。

このように日立地方の変成岩類では、玉簾・西堂平の取扱が大きく問題にされるとともに、この地の変成岩類と御斎所・竹貫変成岩類との関係がどうなるのか注目を集めてきた。

玉簾・西堂平の取扱について黒田、田切以外では、津江ほか(1981)の日立変成岩と西堂平は整合とする説、総研阿武隈グループ(1989)、嶋岡ほか(1976, 1988)などの西堂平、または西堂平・玉簾を日立変成岩類の基盤とする説などがある。御斎所・竹貫との関係については、岩相から西堂平を竹貫に対比し(たとえば木下, 1935, Kuroda, 1959), 日立変成岩類を御斎所に対比(たとえば藤本, 1951, 原・梅村, 1979)する考えが古くから数多くあった。しかし、鮎川層中の大みか噴出岩類が島弧的性質をもつ(田切・大倉, 1979)ことなどから日立変成岩類の源岩は陸棚堆積物であり(梅村・原, 1985 など), 竹貫の砂泥質岩を主とし石灰岩を含む大陸周辺部の堆積物との類似性が高い(田切ほか, 1989)という見方もある。



図II-2 日立地方の地質図 (Tagfiri, 1973)



図II-3 日立地方の変成分帯図 (Tagfiri, 1973)

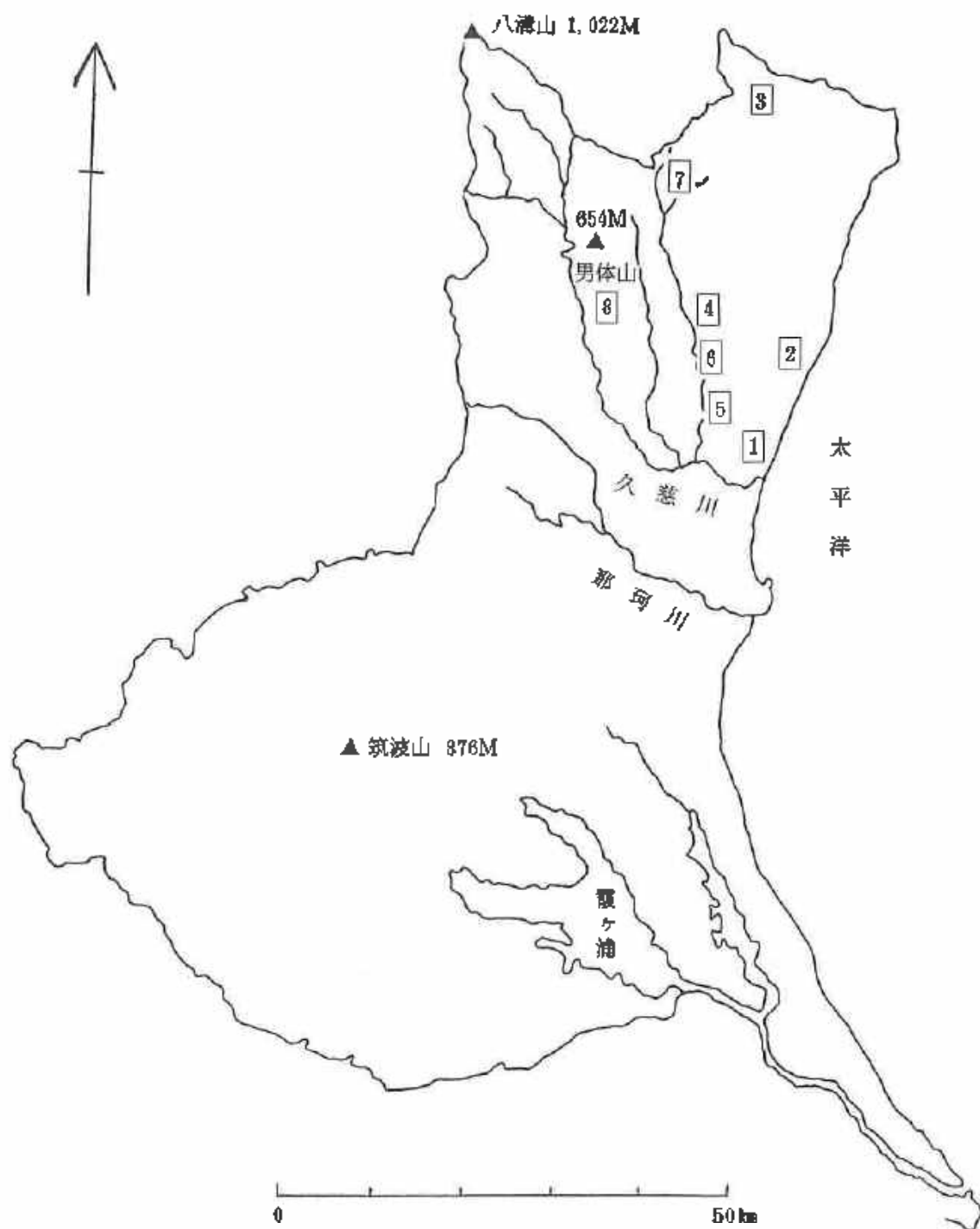
2 火 成 岩

阿武隈山地には、火成岩の中でも花崗岩類が特に広く分布する。阿武隈山地南部に当たる茨城県内地域は、木下(1935)および渡辺・佐藤(1937)によって広く各岩体の記載が行われた。渡辺ほか(1955)は、阿武隈山地に分布する火成岩類相互の関係から各火成岩体は、古期・新期に2大別されるとした。このなかで日立の圧碎花崗岩は最も古いものの一つであり、入四間型花崗閃緑岩(口絵写真④)は古期に、鳥曾根型花崗岩は新期に属するとされた。また古期岩体の片理面の走向などからいわゆる“S字状構造”が唱えられた。丸山(1979)も阿武隈中・南部の花崗岩類をまとめるとともに、各岩体のRb-Sr年代を測定した。石原(1981)は、丸山(1979)や蜂須(1974)などのSr初生比データを用い阿武隈山地の花崗岩類と八溝・筑波の花崗岩類を比較している。これによると棚倉破砕帯を境にして両者の値は異なり、阿武隈の花崗岩類のSr初生比は、あまり高くない。それは、阿武隈山地の花崗岩類が形成された場が、苦鉄質火山岩類に富む未成熟の島弧であったと述べている。小笠原ほか(1978)は、阿武隈山地南部地域の重力測定値から、入四間・上君田・田入に各岩体は、同一のマグマに由来するとしている。

Ⅲ 巡 検 ガ イ ド

- 1 大みかの枕状溶岩と鮎川・諏訪の変成岩類
- 2 大雄院・本山の変成岩と日立鉾山脈
- 3 花國の変成岩とペグマタイト
- 4 阿武隈山地の花崗岩類
- 5 長谷のコートランド岩・変成岩と鉱物
- 6 町屋石と玉簾の片麻岩
- 7 妙見山周辺のペグマタイトと鉱物
- 8 北富田の瑪瑙、久慈山地の溶岩流と火山角礫岩

全体図



1 大みかの枕状溶岩と 鮎川・諏訪の変成岩類

日立市南部の大みか町・鮎川町および諏訪町周辺には、日立変成岩類・圧砕花崗岩類・第三紀以降の堆積岩類などが分布している。ここでは、それらのうちの日立変成岩類と圧砕花崗岩類を観察する。

日立変成岩類は、下位より西堂平層、玉簾層、赤沢層、大雄院層および鮎川層に区分されている(Tagiri, 1973, 図Ⅱ-2)が、この地域に分布しているのは、赤沢層、大雄院層および鮎川層のみである。赤沢層は、地層の連続性や岩相などから古生代デボン紀から石炭紀のものと推察され(田切・大倉, 1979)ている地層で、日立鉱山の層状含銅硫化鉄鉱床の母岩となっている。大雄院層は、サンゴ化石から下部石炭紀のもの(藤本, 1924)とされており、諏訪鉱山の層状含銅硫化鉄鉱床の母岩となっている。また、鮎川層はフズリナ化石から下部二畳紀のものとされ(杉山, 1972), 下部は堆積岩類を主とするが、上部は、「大みか噴出岩類」とよばれる火砕岩類からなる。大みか噴出岩類中には「枕状溶岩」も存在する。これら日立変成岩類の構造は、全体としてNE-SW走向でSEに傾斜しており、東部(海岸部)ほど傾斜が緩やかである。また、変成度は海岸部から山側に向かって高くなる。

地形図 1:25,000「常陸太田」
「町屋」「日立南部」
1:50,000「日立」

交通 常磐自動車道太田南IC
-3.4km→圧砕花崗岩類(地点1)
-1.6km→枕状溶岩(地点2)
-8.6km→鮎川層(地点3) -3.4km→
諏訪鉱山脈(地点4) -0.4km→
大雄院層(地点5) -1.5km→
赤沢層(地点6) -4.5km→
諏訪水穴・大平田鉱山(地点7)
※ 見学地間の距離が離れているので、乗用車を利用する(図1-1)。

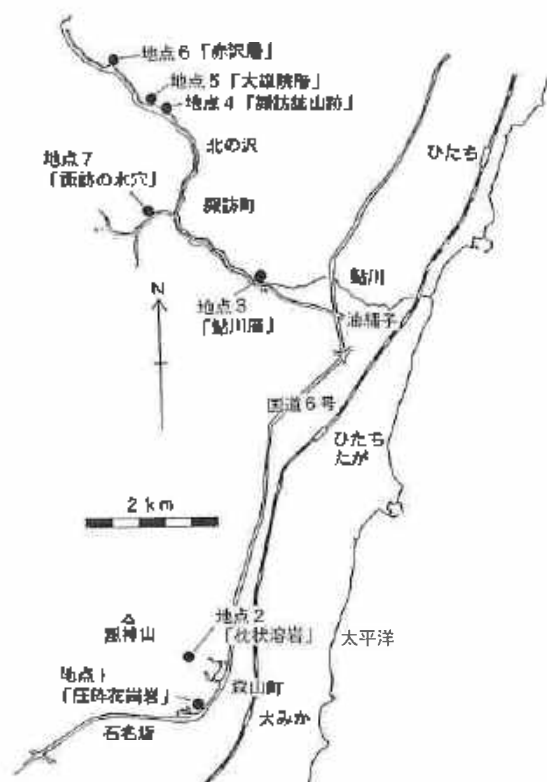


図1-1 巡検地案内図

1 日立市大みかの圧碎花崗岩類

国道8号線を北上し石名坂、そして「日立研究所入口」を過ぎると、道路左側に「風神山自然公園入口」の表示がある。ここに車を止め、道路左側を10mほど進み露頭を観察する。

風化が進んでいることと、岩石名からもわかるように、岩石組織や鉱物粒が圧碎され細粒化していることから、鉱物を見分けるのは難しいが、石英・長石・黒雲母・（緑簾石・緑泥石）などが観察できる。ガラス状に透き通っているのが石英で、黒い脈状に見えるのが黒雲母である。岩石は優白質で、灰色から淡緑灰色を呈する。

ここで観察することはできないが、日立市北部では、この圧碎花崗岩は赤沢層や大雄院層に貫入しており、一部では周囲の岩石に熱変成を与えている。

2 森山町の枕状溶岩

国道6号線を北に進み、森山町4丁目の信号を左折し、図1-2 に従ってため池の下に車を止める。沢沿いの山道を歩くので、注意すること。

露頭① 風化が進んだ暗緑灰色の凝灰角礫岩（大みか噴出岩類）が観察できる。

露頭② 沢底に、径40cm前後の枕状溶岩（口絵写真①）がいくつか観察できる（図1-3）。枕状溶岩の特徴であるガラス質の緻密な皮殻、中心部の放射状の節理も認められるが、慣れないと判断が難しいかもしれない。皮殻の外側は、ハイアロクラスタイトと思われる凝灰岩状の火砕岩よりなる。岩石は淡緑灰色を呈し緻密で、スピライト質である。丹念に観察すると、黒色の単斜輝石の斑晶（残晶）が認められる。

露頭③ 風化が進んだ暗緑灰色の凝灰角礫岩上に、白色結晶質の大運石が露出する。



図1-2 森山町の枕状溶岩付近の露頭図

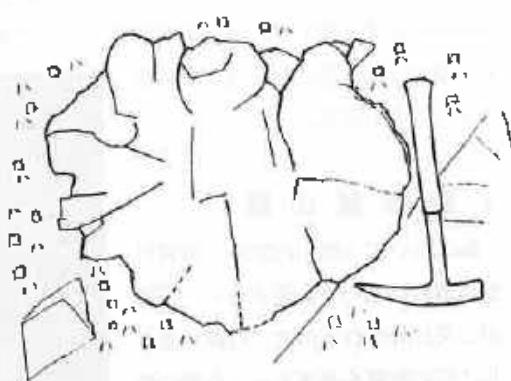


図1-3 枕状溶岩の産状（スケッチ）

この地域の構造は前述のように、NE-S W走向でSE傾斜であることから、露頭②の枕状溶岩、露頭①および③の火砕岩類は、大理石の下位に位置することになる。枕状溶岩は、玄武岩質の溶岩が水中を流れた際に形成されるもので

あること、大理石の源岩はサンゴ礁石灰岩で、浅く暖かい海で形成されたと推測されることから、ここでは赤道近くのサンゴ礁が発達した火山島の断面を観察したと考えることもできる。また、この噴出岩類について、田切・大倉(1979)はソレライトおよびカルクアリカリ岩系に属することを明らかにし、ペルム紀に島弧を形成していたと考えた。

3 鮎川層の粘板岩・砂岩

国道6号線を北へ進み、^{やなご}油網子の十字路を左折し、平和台公園入り口を過ぎると「諏訪梅林」があるので、ここの駐車場に車を止める。鮎川層の上部は、1で観察した大みか噴出岩類で、ここで観察するのは鮎川層の下部である。観察地点としては、少し鮎川を下ったところにある「かみすわ橋」付近から下流側が良い。かなり下流まで連続した露頭で観察できるが、何カ所か淵になっているところがあるので注意すること。



図1-4 鮎川層の粘板岩

この周囲に分布する粘板岩および砂岩等は、古生代のもので日立変成岩類の一部であるが変成度は低く（緑色を帯びている）、堆積時の状態をよく残している（図1-4）。東側に向かって10～30°で傾斜しているので、川を下るにつれより上位の岩石を観察して行くことになる。地層の断面を細かく見てみると、単層中で粒度が上方に向かって細粒になる「級下層理」、ラミナが斜めに発達した「斜（交）層理」、未固結の泥岩の上に堆積した砂岩が、その重みにより泥岩中に沈み込んだ「荷重痕（ロードカスト）」などが観察される。また、層理面も良く観察でき、水流の方向に直交する形で凹凸が生じる漣痕（リップルマーク）なども認められる。また、この川沿いで、海ユリ石灰岩の転石などが採取できることもある。

4 諏訪鮎山跡

鮎川沿いに上流に向かい、常磐自動車道の高架の下を過ぎると、道路が二叉に分かれるので、右側に進む。北ノ沢の集落を過ぎると、左側に鉄製の小さな赤い橋がある。この付近が昭和40年まで大雄院層中の銅鉱石を採掘していた諏訪鮎山の跡である。



図1-5 諏訪鮎山の坑道口

「日立鉱山史」によると、この課

訪鉱山が発見されたのは佐竹藩時代であり、当時、相当規模で稼業していたと伝えられている。その後、徳川時代～明治末までは放置されていたが、明治33年に「北の澤鉱山」として再開発され、大正6年に日立鉱山により買収されたものである。最盛期は昭和15年で、従業員270名、硫化精鉱9000tを産出したという。橋の山側に坑道口の一つがあるが、図1-5にあるように閉じられており、その周囲を探しても鉱石らしきものは見いだせない。

5 上諏訪山荘付近の大雄院層

さらに上流に向かい、上諏訪山荘の駐車場を借り車を止める。

図1-6 にこの付近のルートマップを示すが、地層は東に向かって70° 前後傾斜している。火山性堆積岩類を源岩とする緑色片岩と、石灰岩を源岩とする大理石が分布している(田切・矢野, 1994)が、片岩には片理の発達ที่乏しい部分も認めら

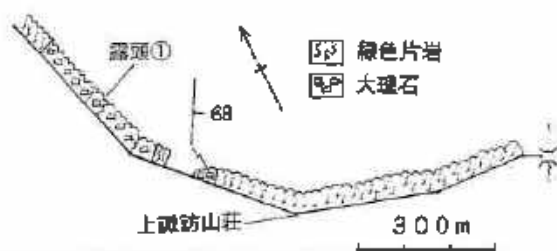


図1-6 上諏訪山荘付近の大雄院層

れる。大理石には、白色・灰色・黒色の部分がある。田切・矢野(1994)は、“露頭①付近の黒色大理石中に挟まれる3枚の片岩中にはクロリトイドが含まれており、クロリトイド片岩の源岩は石灰岩が地表で風化してできるラテライト土壌であるので、古生代石炭紀にこの石灰岩が形成されたとき、一部は地表に露出してラテライト化していた”とこの露頭を紹介している。上諏訪ダム脇の露頭でも同様な緑色片岩と大理石が観察できる。

6 赤沢層の緑簾石角閃岩

上諏訪ダム脇の露頭から地点6まで林道を歩いて行くと、地層の傾斜が徐々に急になり、一部では逆転し、西に傾斜し

ている(小規模な背斜、向斜)こと、上諏訪ダム近辺では緑色片岩中に大理石が比較的多く挟まれているが、進むにつれ少なくなり、全く認められなくなる。岩石の片理がよく発達する(図1-7)ようになることなどが観察できる。地点6付近に露出する岩石は、片理がよく発達した緑簾石角閃岩



図1-7 赤沢層の結晶片岩

岩であるが、細粒であるため、肉眼で鉱物を判断することは難しい。中性から塩基性の火山岩類を源岩としており（田切・矢野，1994），この巡検コースで観察する岩石のうちでは最も変成度の高いものである。

7 諏訪の水穴および大平田鉱山

上諏訪山荘駐車場から来た道を戻り、三叉路を右折する。少し坂を上ると、道路右側に「諏訪の水穴」の案内板がある。川底近くに生じた鍾乳洞から、水が流れ出しており、中に入って天井をみると、石灰岩が溶かされたようすがよく分かる。また、案内板付近から上を見上げると、大平田鉱山で採れた石灰岩（大理石）を日立セメント工場に運ぶロープウエーが見える。車でさらに少し進むと大平田鉱山に着く（図1-8）。大規模に露出する石灰岩の産状などを観察することができるが、事務所で許可を得てから観察すること。

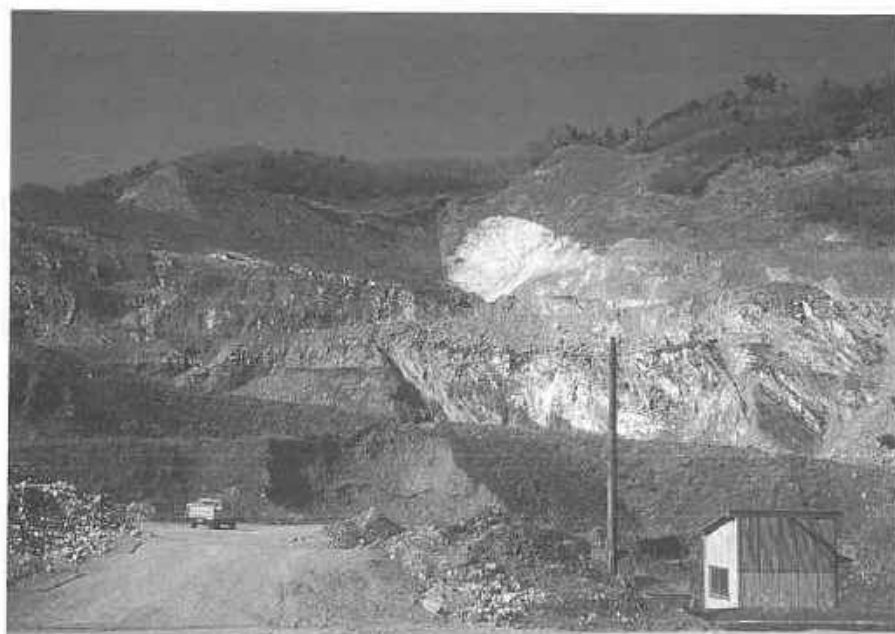


図1-8 大平田鉱山の露頭

2 大雄院・本山の変成岩と日立鉱山跡

産業都市として有名な日立は、かつて鉱山の町として栄えたところである。日立鉱山は、1591年（天正19年）の探鉱以後、銅鉱山として稼行されたが、1981年（昭和56年）に閉山した。日立は、太平洋に面し、阿武隈山地の南端に位置している。高鈴山(623m)や神峯山(598m)を主峰にもち、地形的には、準平原化している。そこを流れる宮田川や鮎川が山を削り、溪谷をつくり、不動の滝や玉簾の滝など有名である。

本地域は、日立変成岩類とこれを貫く深成岩が分布している。日立鉱山の鉱床は、変成岩の中に胚胎している。層状含銅硫化鉄鉱床（いわゆるキースラガー型鉱床）と呼ばれるもので、黄鉄鉱、黄銅鉱を中心に砒化鉄鉱、閃亜鉛鉱などが採掘された。日立変成岩類の区分は、一般に下位より、西堂平層、王簾層、赤沢層、大雄院層、鮎川層である。地質構造は、一般に走向がNE-SWで、SEに緩やかに傾斜しているが、数本の褶曲軸が存在している。そして、東から西に向かって、より変成度の高い岩石が露出している。

地形図 1:25,000 「日立」 「町屋」
1:50,000 「日立」

交通 JR常磐線日立駅から日立電鉄バスで東河内行き（自動車利用が便利である）

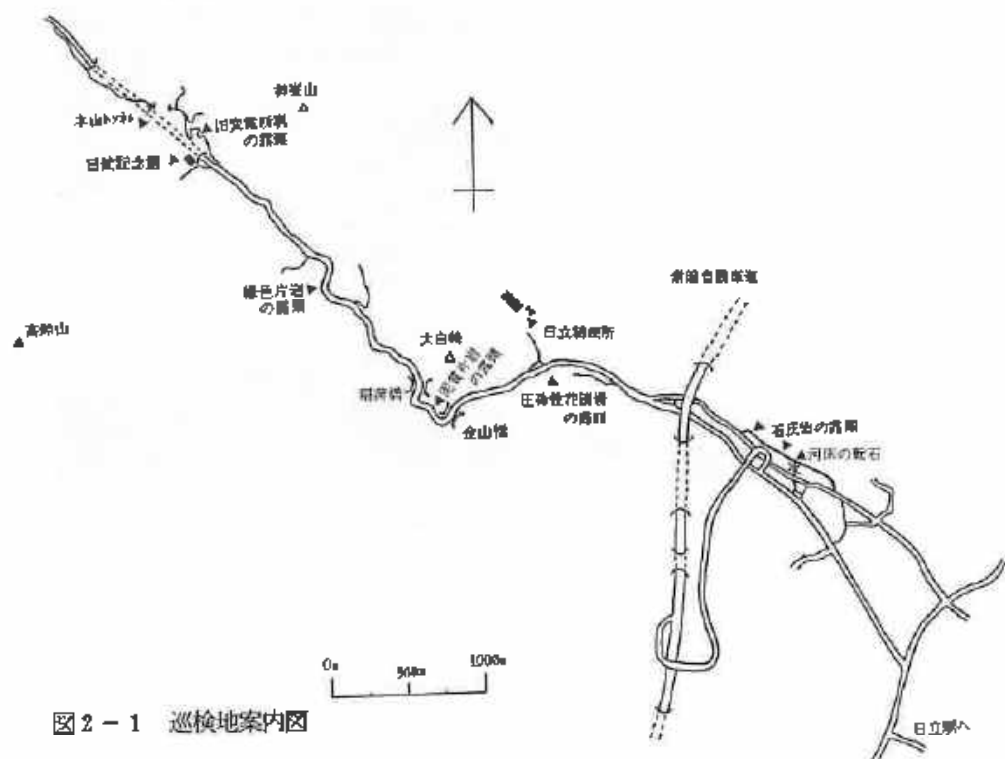


図2-1 巡検地案内図

1 日立中央 I. C. 出口付近の石灰岩（海ユリ・サンゴ化石）

常磐自動車道の日立中央インターチェンジの出口は、大きく半円を描いて、県道日立山方線につながっている。そこから県道にはほぼ平行な北側の道を約200m西側に行くと、日鉱グールドの駐車場がある。道をはさんだ北側の石垣を注意深く見てみると、海ユリやサンゴの化石を含んだ暗灰色～灰白色の石灰岩が使われていることがわかる（図2-2）。海ユリの茎やその断面が観察できる。ここで、目を慣らしておくといよい。

そして、石垣の東端から山側に入る、細いが、舗装された道がある。この斜面の岩石は、暗灰色の石灰岩である。ハンマーで、比較的簡単に割ることができる。この石灰岩をよく観察すると、海ユリの茎の断片（長さが5mm程度）やその断面（直径4mm程度で円筒状）が観察できる。ただし、数は、そう多くはない。海ユリの破片が再堆積してできたものと思われる。

次は、同じ道を250mほど東に行くと、道の左側に灰色の石灰岩の露頭（図2-3）が見えてくる。表面は、かなり風化されているが、じっくり見ると、ここでも海ユリ・サンゴの化石を観察することができる。さらに50m進んだ所に小さな御宮があり、その付近でも石灰岩の露頭を観察できる。

またそこから30mほど行くと、橋（地藏橋）があり、そこを渡る。ここから、宮田川の河床に降りることができる。河床の灰色～灰白色の転石をよく観察すると、海ユリやサンゴの化石が含まれていることがわかる。海ユリの茎の断面が1cm程度のものもある。ここで、海ユリ・サンゴ化石を採集することができる。



図2-2 駐車場石垣のサンゴ化石



図2-3 石灰岩の露頭

2 日立精錬所前の圧砕花崗岩と石灰岩

工場と道をはさんで反対側に駐車場があり、その山側の斜面は、圧砕花崗岩（図2-4）とよばれる岩石からできている。暗灰色から暗緑色塊状で、石英、斜長石、緑簾石、緑泥石、黒雲母などからなっているが、風化のため見分けることは難しい。

次に駐車場から20mほど西側にお地藏様（千手観音）があり、その周辺は、金網で覆われているが、よく見れば白色の石灰岩であることがわかる。これは、大雄院層に入ってくる石灰岩であり純度が高く、装飾用の石材などに用いられることもある。



図2-4 圧砕花崗岩の露頭

3 金山橋、稲荷橋付近の泥質片岩と不動の滝（赤澤不動尊）付近の緑色片岩

金山橋を渡ってすぐの川沿いに、はっきりした片理を示す灰色～暗灰色の泥質片岩の露頭がある。この泥質片岩は、石英、長石、絹雲母などを主成分にして、その中に石灰岩や石英などをレンズ状にはさんでいる（図2-5）。道に沿って登っていくと、複雑に小褶曲しているのがわかる。

また、稲荷橋付近の河床に降り、そこにある優黒質の石灰岩をよく観察してみると、ここでも海ユリ化石を見ることができる。

不動の滝付近の岩石は、緑色片岩（図2-6）とよばれるもので、塊状に近いものから片理の発達したものまである。主な鉱物としては、緑泥石、緑簾石、角閃石、斜長石などがある。また、不動の滝より約200m手前の、日立工業団地に入る道の左側面も緑色片岩の露頭となっている。



図2-5 レンズ状にはさむ部分

図2-6 緑色片岩の露頭

4 日 鉱 記 念 館

日鉱記念館は、日鉱金属の操業の地である日立鉱山の本山事務所の跡に設置され、草創期から今日までの90年余の歴史を示す資料が展示してある。館全体の構成は、エントランスホール、第1展示室、第2展示室、会議室、応接室および模擬坑道からなっている。

展示内容としては、資源開発部門、金属部門、金属加工部門、石油部門、新素材部門、新規開発部門からなっている。特に、資源開発部門には、豊富な鉱物標本はもちろんのことであるが、ボーリング用ビットと採集したコア、坑内模型、探査・採掘法の図解などを展示している。鉱石をじかに観察してみるには、黄色く変色した周辺の石垣を見てみると、鉱石が埋めこまれているのがわかる。

日鉱記念館は、第2・第4日曜日・月曜日・祝日は休館となる。入場は無料で、時間は午前9時より午後4時（入館受付は3時30分まで）である。

5 旧変電所裏の変輝緑岩・黒雲母片岩・絹雲母片岩

本山トンネルを入る少し手前の所に、^{かんね}神峯山に向かう登山道の入口がある。登山道を100mほど登ると、旧変電所の建物が見えて来る。建物を過ぎ、坂道を大きく左に曲がった所にコンクリートの橋で覆われている露頭がある（図2-7）。狭いが橋の端の所から入ることができ、露頭が観察できる。左側の部分は、暗緑色塊状で、ハンマーでもなかなか割れない硬い岩石である。これは、変輝緑岩とよばれるものである。斜長石、角閃石を主成分とする岩石である。中央部には、灰白色～白色で片理が発達した絹雲母片岩が見られる（図2-8）。風化して、表面は、赤褐色になっている。また、よく見ると、黄鉄鉱も見られる。露頭の右側の部分には、黒雲母・石英を主成分とした、^{まろい}褐色の黒雲母片岩が見られる。この岩石には、豆状の形をした、直径が1cm～1.5cmの重晶石が点在しているのがわかるが、表面は風化が著しく、重晶石が雲母化している。

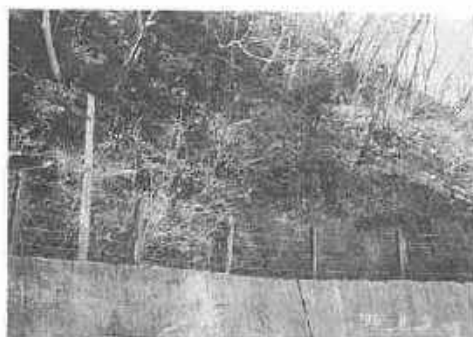


図2-7 全体写真



図2-8 絹雲母片岩の露頭

3 花園の変成岩とペグマタイト

本地域には御在所変成岩類・竹貫変成岩類とそれを貫いている白亜紀の深成岩が分布している。御在所変成岩類は変成チャート中から放射虫化石が発見され、源岩の形成時期がジュラ紀とされているが、竹貫変成岩類については源岩の形成時期や変成を受けた時期や回数についていろいろな説がある。

今回は、この地域に分布する特徴的な岩石や、ペグマタイトなどを採集することを中心に案内する。

地形図 1:25,000 「川部」 「磐城片貝」 「磯源」
1:50,000 「川部」 「高萩」

コース 北茨城IC→9.3km→水沼ダム→4.2km→花園橋→2.2km→峠下橋→花園橋→1.2km→花園神社奥の院入口の市営駐車場→1.2km→第一滝見橋→市営駐車場→0.4km→花園鉱業所跡→市営駐車場→0.9km→花園の鍾乳洞→市営駐車場→10.5km→里根川→13.4km→北茨城IC

※ 鍾乳洞を調査するときにはヘルメットを用意し単独では入らないこと。採集するものが多いので2回に分けて調査するのが良い。

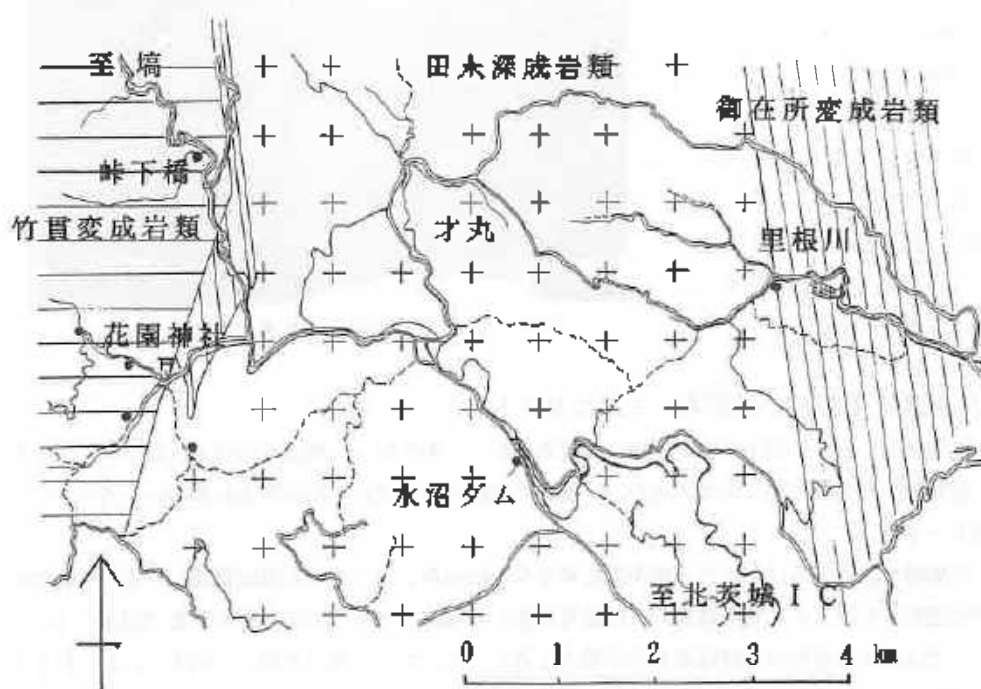


図3-1 巡検地案内図

1 水沼ダムの田人深成岩体と御在所変成岩の捕獲岩

水沼ダム入口の水花橋の手前200m程の所に、水沼ダムに流入する小さな支流がある。この河原には御在所変成岩類の角閃石片岩の際や田人深成岩体の花崗閃緑岩がみられる。この花崗閃緑岩には斑状の斜長石がみられる。

谷川の脇の露頭には、花崗閃緑岩に捕獲された御在所変成岩の一部である雲母片岩がみられる。なお、当地域の深成岩類は節理がよく発達し、岩相の変化が著しい。また、現在では表面が風化してははっきりしないが水沼ダムの周りの道に露出している岩体には閃緑岩と変成岩のミグマタイトが観察できる所がある。

2 峠下橋付近のペグマタイト

花園橋から花園溪谷へ2.2kmほどすすんだ所に、左側の崖の間から花園川に流入する小さな支流の谷が現れる。見過ごしてしまいそうな小さな橋が峠下橋である（道路側に名前は無く橋の脇腹の所に峠下橋の名前が書かれたプレートがはめ込まれている）。

ここより花園山側の谷川ぞいに道があり、70mほどすすんだ所で谷川を渡る。ここには雲母片麻岩や源岩がチャートと考えられる脈状の石英片麻岩がみられる（図3-2）。

これより30mほどすすむとズリが見えてくる。ここでは、ペグマタイトの石英・長石・黒雲母・白雲母の大きな結晶が採集できるほか、風化して黒っぽくなっているが結晶面がしっかりしたざくろ石を採集することができる。ざくろ石と白雲母・ざくろ石と紅柱石の組合せなどもみられる。なお、時間をかけて探せばコルンブ石やコランダムなどもみつかるといわれる。

峠下橋より花園川の上流に0.6kmには小さな滝がある。この滝の下流には石英片麻岩のなかに貫入したペグマタイトが観察できるので寄ってみるとよい。

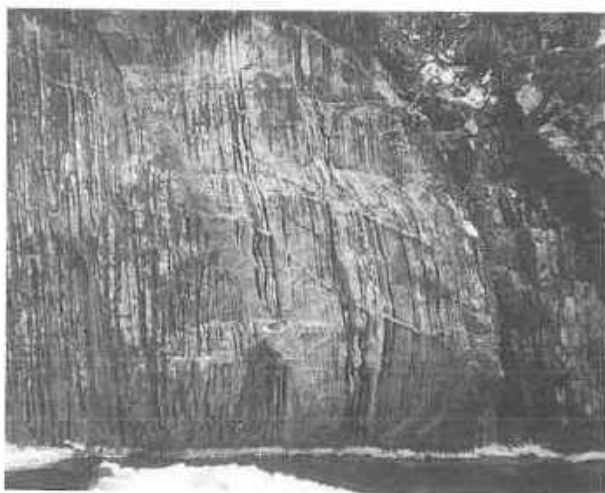


図3-2 石英片麻岩とペグマタイト

3 花園～奥の院の透閃石・ミグマタイト・ペグマタイト

花園神社を過ぎた奥の市営駐車場に乗用車をおいて奥の院への林道をのぼる（奥の院手前の第1滝見橋のところに駐車場があるが、未舗装の道路なので荒れた所があるため歩いた方がよい。図3-3）。

不動橋を渡り100mほど先の道路が左にゆるやかに曲がるところの左側の露頭に、雲母片麻岩の中に透閃石を主とする変成橄欖岩（口絵写真③）の塊が入っているのが見られる（図3-4）。ここでは大きな塊なので超塩基性岩の貫入と考えられたこともあったが、この近くにもこれより小さな塊が入っている所があることなどから礫と考えられるようになった。雲母片麻岩の源岩は

砂岩・泥岩であり、変成橄欖岩の源岩は橄欖岩なので、どこから供給されてどのような状態で礫として入ったかを考えてみるのもおもしろい。表面は滑石化して白っぽくなっているが、割ってみると灰黒色で針状の透閃石や斜方輝石が見られる。

大神宮橋を渡り道路が大きく左右に曲がったところを過ぎると、右側にミグマタイト化した雲母片麻岩の崖が長く続く。ここの岩石は流れたような小褶曲をくりかえし、新鮮な岩石では2~3mmの赤紅色のざくろ石や緑灰色~淡青色の瑩青石を見つけることができる。

第一滝見橋のかかる谷川の上流数十メートルの所に、現在は苦むしているが、かつてペグマタイトを採掘していた所があり、それらのズリが谷底にまだ残っている。石英・長石・白雲母・黒雲母のほか電気石・紅柱石・ざくろ石・チタン鉄鉱などがみつか。特に、ペグマタイト中の紅柱石（口絵写真②）は微晶白雲母に囲まれた柱状の紅色を呈する立派なものがみつかるので丹念に川底をあさってみるのがよい。七ツ滝までは10分、奥の院までは30分で行けるので、時間に余裕があれば一見の価値があるので寄ってみよう。

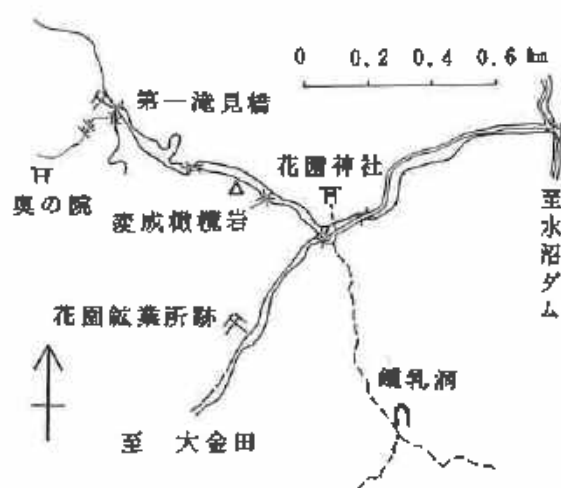


図3-3 花園神社付近の案内図



図3-4 変成橄欖岩の露頭

4 花園鉱業所跡の紅石英

市営駐車場より大金田への道を0.4km程すすむと右手に花園鉱業所跡のズリがある。ここまでの道は未舗装で荒れているので徒歩のほうがよい。

山の奥の方までズリがあるが、ほとんどの部分は植物や砂泥に覆われてしまっている。ここでは、紅石英のほか石英・長石・白雲母・黒雲母・電気石・ざくろ石・紅柱石・ペスブ石・透輝石などの鉱物が採集できる。ここのペグマタイトは雲母片麻岩が溶けて生じたもので、不純物を多く含む石英が多数みられる。

5 花園の鍾乳洞と結晶質石灰岩

市営駐車場から花園神社方面に向い古寺橋を渡るとすぐ右側に山中に入る道がある。15分程歩くと、杉林の中にぽっかりと口を開けた花園の鍾乳洞が左側の崖に現れる。

入口は縦50cm、横180cmくらいで、内部はいくつかの天井の低い平べったい部屋と、それらの部屋から細長い穴が何本か伸びている（図3-5）。調査する場合にはヘルメットと着替えを用意の方がよい。内部は湿った泥に覆われ迷路になっているのでロープなど用意しないと迷ってしまうと思われる。入口よりいくつかの部屋を抜けて80m程進んだ所に20年前には池があったが、現在では深い谷があり、下の方から水の流れる音がしている。小さな鍾乳洞ではあるが、危険なので深入りしないほうがよい。

鍾乳洞の入口付近には暗灰色をした岩石が転がっている。ハンマーで割ってみると、内部には真っ白な方解石の結晶が見られ結晶質石灰岩であることがわかる。

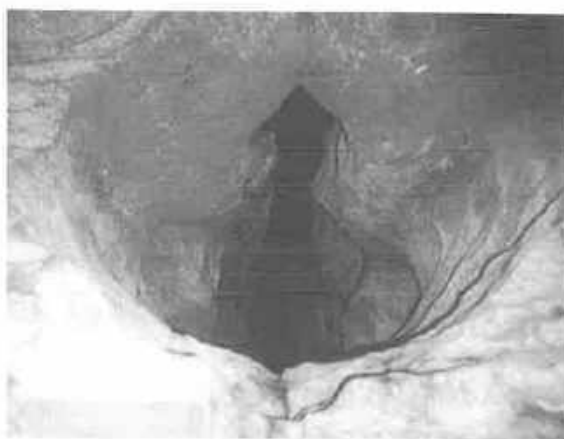


図3-5 花園の鍾乳洞内

6 里根川ぞいの角閃石片岩と雲母片岩中の紅柱石

花園神社からの帰りに水沼から才丸を経て関本町へ進んでみよう。才丸を過ぎ峠も過ぎ下り坂をしばらく行くと、里根川を渡り直角に右へカーブする所にぶつかる。この地点の左側には林道があるので、その入口に車を止め、河原に下りてみる。ここでは雲母片岩の中に白色斑状変晶の紅柱石が生じている岩石（図3-6）を探す。これは泥岩を源岩とする御在所変成岩がホルンフェルス化したもので、紅柱石は直径5~10mmの白色柱状で、5cmになるものもある。

ここより関本町に下って行くと、右側に「関本開発」（株）富士ヶ丘碎石工場がある。この付近の岩石は、主に濃い緑色をした縞模様のある角閃石片岩で御在所変成岩の代表的な岩石なので採集しよう。



図3-6 雲母片岩と紅柱石

4 阿武隈山地の花崗岩類

阿武隈山地には数多くの花崗岩体が貫入している。本県に分布する主な岩体だけでも5つ知られており、貫入の時期や岩相などの違いから分類すると3つに大別される。古いものよりあげると、圧碎花崗岩、続くものとして入四間、上君田、田人の各岩体、そして新しいものとして烏曽根岩体があげられる。

このコースではそのうち、入四間岩体と烏曽根岩体の2つの異なるタイプの花崗岩類を見学する。

地形図 1:25,000「町屋」「堅破山」、1:50,000「日立」「高萩」

交通 見学のポイントが離れており、またバスも一部しか通っていないので、自家用車での見学となる。

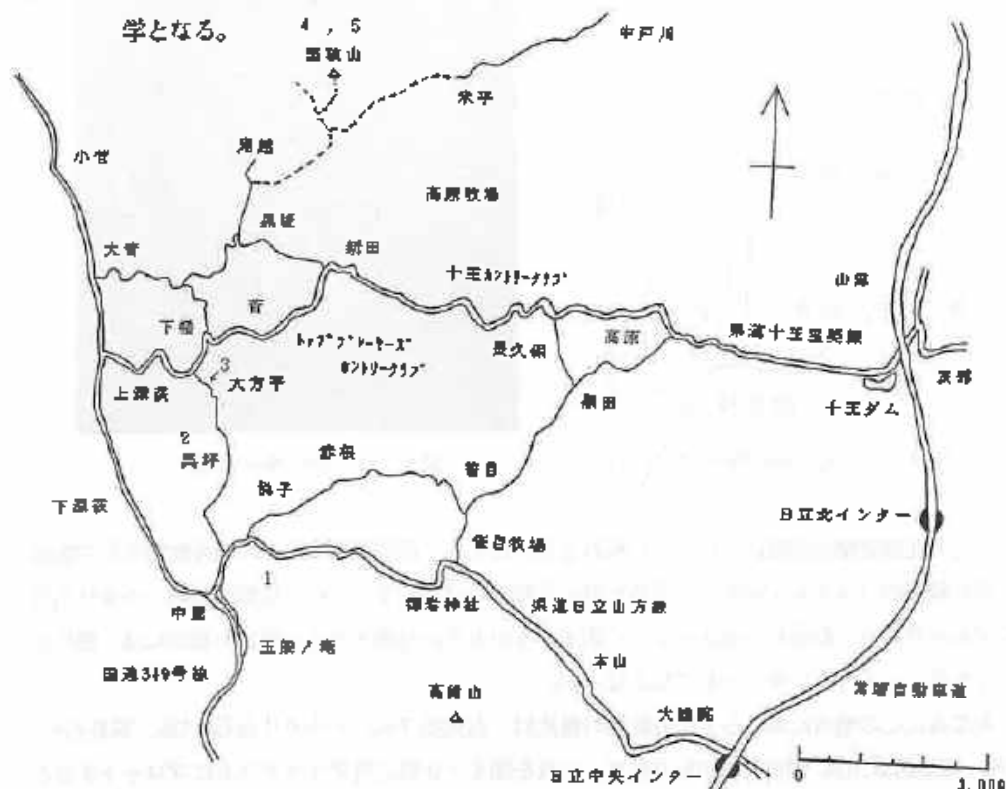


図4-1 巡検地案内図

入四間花崗岩体

入四間岩体の花崗岩類は、周縁で片状構造が強く有色鉱物に富むのに対し、中心部では塊状で、有色鉱物に乏しくなるトータル岩から花崗閃緑岩である。また有色鉱物やゼノリス（捕獲岩）の面配列、つまり流理面構造も南部周縁ではっきりとしており、これらのことより典型的な漏斗状岩体とされている。

1 油ヶ崎の角閃石黒雲母花崗閃緑岩

国道 349 号線から日立中央インター方面に、県道日立山方線を入るとすぐに急な登りとなり、道路の北側に入四間川があらわれる。河床には、この岩体の花崗岩類が多く転石としてみられ、サンプルを採集するのに適する。深萩橋を過ぎたら車を止め、道路の南側の露頭（図 4-3）を見学する。

一般に、本岩体の露頭は風化しているものが多いが、その中では新鮮な方である。ここでみられる岩石は、片状構造の強い角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、所々にレンズ状のゼノリス（図 4-4）もみられ、この伸長方向は角閃石の伸長方向と一致している。この岩相は岩体の周縁にあたり、最も片状構造が強く、多量のゼノリスを含む。

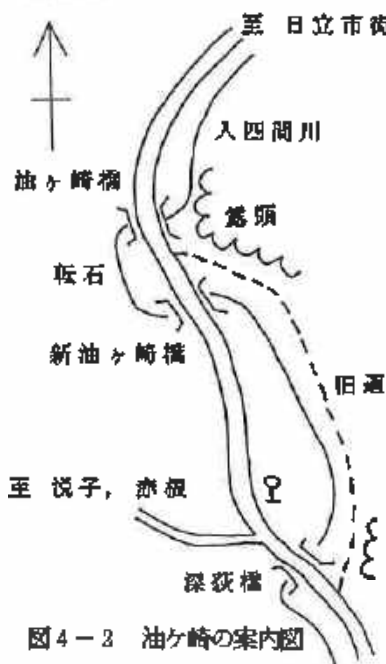


図 4-2 油ヶ崎の案内図



図 4-3 油ヶ崎の露頭

ここで花崗岩類の分類について少し触れることにする。花崗岩類は、その構成鉱物や化学組成に広い範囲のパラエティがあり、それぞれに名称がつけられる。それらは無色鉱物、つまり石英やアルカリ長石、斜長石の量比によって図 4-5 のように分類される。量比の測定には、薄片をつくりポイントカウンターでおこなえばよい。

ちなみにこの地点における主成分鉱物の量比は、石英 22.7%、アルカリ長石 4.1%、斜長石 47.1%、黒雲母 17.8%、角閃石 8.0% であり、これを図 4-5 の三角ダイアグラムにプロットすると花崗閃緑岩に分類されるのである。

またこの岩相の花崗閃緑岩を鏡下で観察すると、主成分鉱物として、波動消光の著しい石英、ほんの少量しか含まれず他の鉱物の間隙を埋めているアルカリ長石、明瞭な果帯構造を示し半自形の斜長石、多色性の強い黒雲母、自形性の強い角閃石がみられる（口絵写真④）。また副成分鉱物として、アパタイトやスフェーン・ジルコンなどが黒雲母や角閃石中にポイキリティックに含まれている。

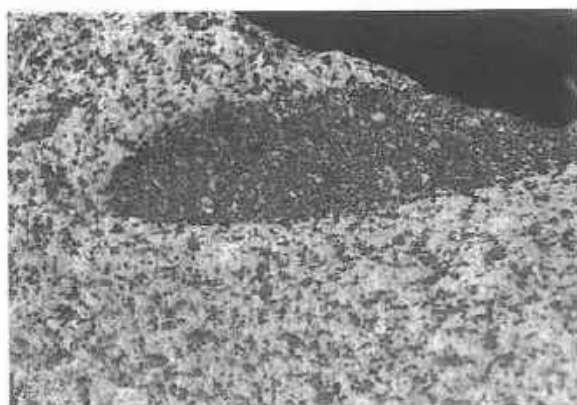
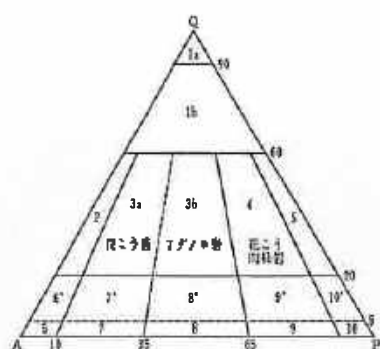


図4-4 角閃石黒雲母花崗閃緑岩とゼノリス（転石）



Q:石英, A:アルカリ長石(カリ長石, ナソー
ンクレーン, Ab50以上の富長石), P:(An50以
上の斜長石) 1a:石英岩, 1b:石英に富む花こう
岩, 2:アルカリ花こう岩, 3:花こう岩(3a:独
逸の花こう岩, 3b:アダマシ岩), 4:花こう閃緑
岩, 5:トナール岩, 6:アルカリ閃緑岩, 7:閃緑
岩, 8:マンソニ岩, 9:マンソニ閃緑岩, 10:閃緑岩
(6-10の"印は6-10の名称に石英を冠する。た
とえば 10a は石英閃緑岩のように)

図4-5 花崗岩質岩石の分類

(IUGSによる)

2 呉坪の地形と石垣

油ヶ崎から再び国道方面に戻り、県道を離れ呉坪に向かう。はじめ急な坂が続くが、登り切ると平坦な土地が広がり、集落や田畑があらわれる。これが阿武隈山地によく見られる地形で、山麓が急傾斜するのに対し、頂上部では平坦面が広がっている「準平原」なのである。呉坪の家々の石垣には、この岩体の花崗閃緑岩が使われており、また他の集落（例えば、悦子や赤根など）でも同様に広く利用されている。

3 下幡付近の「マサ」

呉坪の集落から北に進み、小さな峠を越えると大方平の集落があらわれる。さらに集落を過ぎると道の右手(北側)に大きな採石場があらわれ、ここで花崗岩の風化作用による「マサ」が観察できる(図4-6)。「マサ」とは、花崗岩が温度変化にともなう熱膨張・収縮の不均一によって個々の鉱物の結合がゆるんでできたもので、しばしば地表より数十mの厚さまで連するものである。その他花崗岩の風化作用の産物として、球状の岩塊が張り出されて捨ててあるのが見られる(図4-7)。これは一般に「タマネギ状風化」といわれ、大まかな節理に囲まれた岩塊の剝離作用が進んだものである。

「マサ」を採取している採石場は本岩体中に多く、笹目や黒田付近でも大規模に採取している。



図4-6 「マサ」の採石場



図4-7 「タマネギ伏風化」

採石場をあとにして、**県道十王里美線**に出る。十王方面に進むと、落石防止ネットが施された露頭がいくつもみられるが、これらは**入四間岩体**と**烏曽根岩体**の境目にあたり、**入四間岩体**が**熱変成**を受けたものや、**アプライト**の脈が観察できる。ゴルフ場の入り口を過ぎると、「**茨城百景 堅破山・黒前神社**」の看板があらわれるので、**県道**を左折し、急な坂を上る。登り切ったあたりから先が、**烏曽根岩体**となる。

烏曽根花崗岩体

烏曽根岩体の花崗岩類は、塊状の**黒雲母アダムロ岩**～**黒雲母花崗閃緑岩**であり、角閃石は一般に含まない。西縁部でしばしば弱い片状構造がみられるが、これは**圧砕構造**を示し、**西縁部**に限られることより**槻倉破砕帯**による二次的なものと考えられる。このコースでは、**堅破山(658m)**を登山しながらいわゆる**新期の花崗岩**を見学することにする。

4 堅破山の黒雲母花崗岩

黒坂の集落をすぎ、登山道の標識にしたがって右折し、未舗装の**黒坂林道(農道)**を進む。道幅が狭く車のすれ違いが難しいが、待避所があるので注意して進む。やがて大きな烏居に出会うと、そこが**堅破山**の登山口である。**茨城百景**の記念碑などが巨木の根元に並んでいるが、**黒坂林道**から分岐する**堅破山林道**を進み駐車場に向かう。なお**黒坂林道**は、**高萩市米平**にぬけることもできるが、路面が非常に荒れている。

駐車場には、**堅破山**や**黒前神社**のいわれ、これからあらわれる「**堅破山七奇石三瀑**」の説明板が設置されているのでこれを読んでから登山を始めることにする。