

地学研究シリーズ第34号

茨城の岩石と鉱物 I

〔筑波・笠間・八溝編〕



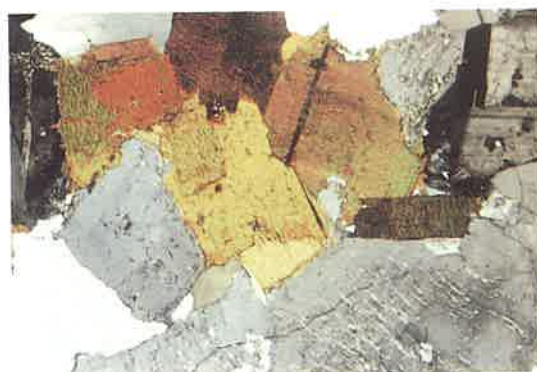
サイクリング道路（筑波鉄道線軌道跡）から望む筑波山

1 9 9 4 年

茨城県高等学校教育研究会地学部



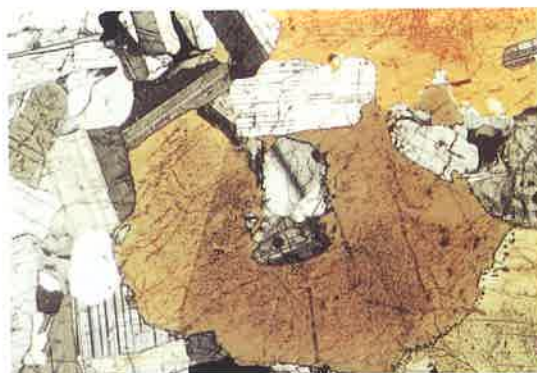
① 稲田花崗岩 笠間市稲田, $\times 0.4$



② 稲田花崗岩 (XPL, $\times 40$)



③ 筑波斑れい岩 筑波山, $\times 0.3$



④ 筑波斑れい岩 (XPL, $\times 40$)



⑤ 金山閃緑岩 大子町下津原, $\times 0.6$



⑥ 金山閃緑岩 (XPL, $\times 40$)



⑦ ^{さんおうさん}三王山安山岩 御前山村三王山, $\times 0.6$

0 1mm



⑧ 三王山安山岩 (XPL, $\times 40$)



⑨ 栃原流紋岩 大子町栃原, $\times 0.4$



⑩ 点紋粘板岩 石岡市竜神山, $\times 0.5$



⑪ 片麻岩の露頭 つくば市平沢

まえがき

平成6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34号として「茨城の岩石と鉱物 I（筑波・笠間・八溝編）」を刊行することになりました。

本地学部では、部員の協力により、地質、気象、天文などの地学研究シリーズを毎年刊行してきました。これらの刊行物は、多くの小・中・高校の先生方の地学教育の指導資料や野外学習のガイドブックとして、効果的に活用されております。

今回の研究は、平成2年度以来、10名の部員による5年間にわたる調査研究の成果で、カラーの岩石・偏光顕微鏡・露頭写真、筑波山・八溝山およびその周辺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。これらの研究成果は、理科、地学教育の指導者はもとより、筑波山や八溝山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5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7年3月

茨城県高等学校教育研究会 地学部長

大 森 進

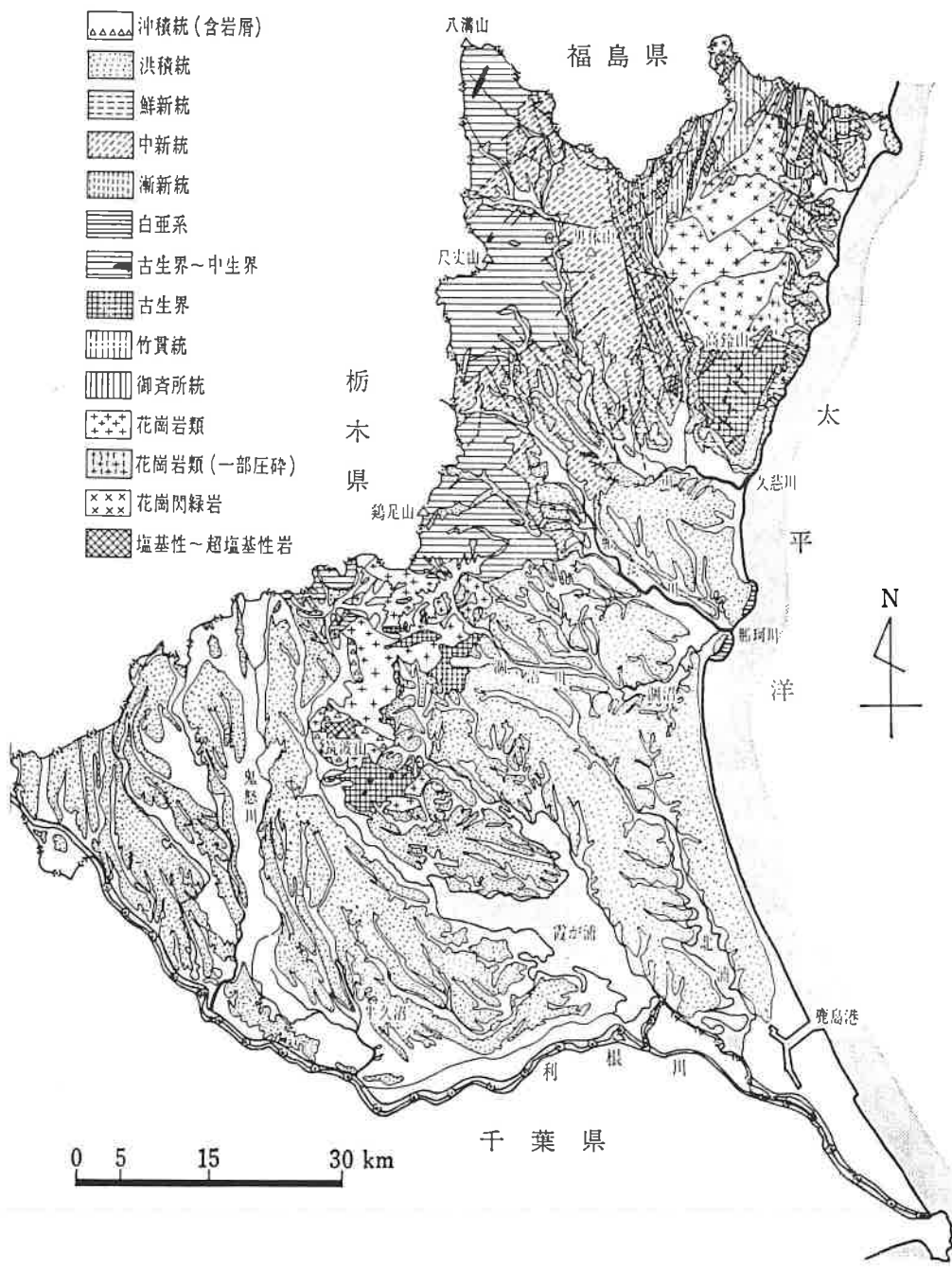
も く じ

ま え が き

も く じ

I 筑波・笠間・八溝地域の地質概説	1
1 筑波・笠間・八溝地域の地形	1
2 筑波・笠間・八溝地域の地質	1
(1) 筑波山塊	2
ア 花崗岩類	2
イ 変成岩類	3
(2) 鷄足・鷲子・八溝山塊	3
ア 中・古生界	4
イ 火成岩類	7
3 筑波・笠間・八溝地域の鉱物	7
II 筑波・笠間・八溝地域の研究史	9
1 火成岩	9
2 変成岩	10
3 堆積岩その他	11
III 巡検ガイド	13
全体図	14
1 筑波山山頂周辺の斑れい岩・斜長岩	15
2 平沢の片麻岩と筑紫湖の導水トンネルずり	18
3 真壁町山尾のペグマタイト鉱物と八郷町峰寺山の球状花崗岩	22
4 竜神山の点紋粘板岩、加賀田鉱山跡のスカルン鉱物、岩間鉱山跡のマンガン鉱	25
5 笠間市周辺の花崗岩・花崗閃緑岩と笠間市福原「柵山」のスカルン鉱物	29
6 錫高野と高取鉱山の錫石と鉄マンガン重石	33

7	猿久保礫岩と火山岩	37
8	栃原金山と下津原の閃緑岩	39
9	太子町礫神・腐沢・八溝山のチャート・八溝石・逆転層	42
参 考 文 献		45
さ く い ん		50
あ と が き		



茨城県地質図 (茨城県地学のガイドより)

I 筑波・笠間・八溝地域の地質概説

1 筑波・笠間・八溝地域の地形

筑波・笠間・八溝地域に分布する山塊は、八溝山地とよばれ、関東構造盆地の北東部に位置している。八溝山地は、南は筑波山(876m)から北は茨城・栃木・福島3県の県境にある八溝山(1,022m)まで南北約100kmにわたる長い山地を形成し、東西に横切る3つの谷によつて、南から筑波、鷄足、鷺子、八溝の4つの山塊に分けられている。4つの山塊のあいだの3つの谷には、新第三系または第四系が切りこむように分布している。全体としては高度500m以下の開析のすすんだ山地である。

筑波山塊は関東平野に半島状に突き出した山塊で、柿岡盆地を取り囲むように南西から北東にかけて筑波山(876m)、足尾山(628m)、加波山(709m)、吾国山(518m)、難台山(553m)、が馬蹄形に並んでいる。各山頂付近は準平原化が進んでおり、山腹には崖錐(テラス)が堆積し、山麓には扇状地が発達している。

鷄足山塊は、南は国道50号線の通る低地、北は那珂川の谷によって区切られ、鷄足山(430m)や雨巻山(533m)を中心とした東西30km、南北20kmの山塊で、全体に高度は200~400mと低く、山塊の東側には桂川、笠間、朝房などの丘陵地が発達している。

鷺子山塊は鷺子山(430m)、尺丈山(511m)を主峰とし、南は那珂川の谷、北は久慈川の支流である押川の谷によって区切られている。山塊の東縁を流れる久慈川には河岸段丘が発達している。また、山塊の南部には断層群が発達し、その断層をはさんで小瀬、瓜連などの丘陵地が形成されている。

八溝山塊は茨城県最高峰の八溝山を主峰とする東西25km、南北33kmの山塊で、南は押川の谷、東は久慈川の谷、南西部は上野宮-初原を結ぶ断層線によって区切られている。高度は500~600m程度のところが多い。

2 筑波・笠間・八溝地域の地質

八溝山地は、構造的には栃木・群馬両県にひろがる足尾山地とともに足尾帯に属し、西南日本内帯の美濃-丹波帯の延長とみられている。八溝山地の先新第三系の走向は、全体として棚倉破碎帯とほぼ調和し南北に近いが、南部の鷄足山塊・筑波山塊の付近では屈曲して北東-南西となっている。

八溝山地の岩相は、南部の筑波山塊では、おもに花崗岩類と変成岩類からなる。この変成岩類は、岩石学的に一部の斑状花崗岩とともに、領家帯に属するとみられている。変成岩の源岩は、八溝山地の岩石と共通性が高い(柴, 1979)。

北部の鷄足・鷺子・八溝山塊は、砂岩の多い中・古生界からなり、これを小規模な花崗岩や斑れい岩がたっらぬいている。この地域の中・古生界は足尾山地に比べて砂岩が多く、石灰岩・緑色岩・チャートが少ない。また、植物化石が多い(大山・笠井, 1974)。

(1) 筑波山塊

筑波山塊は、おもに花崗岩類と変成岩類で構成されている。

ア 花崗岩類

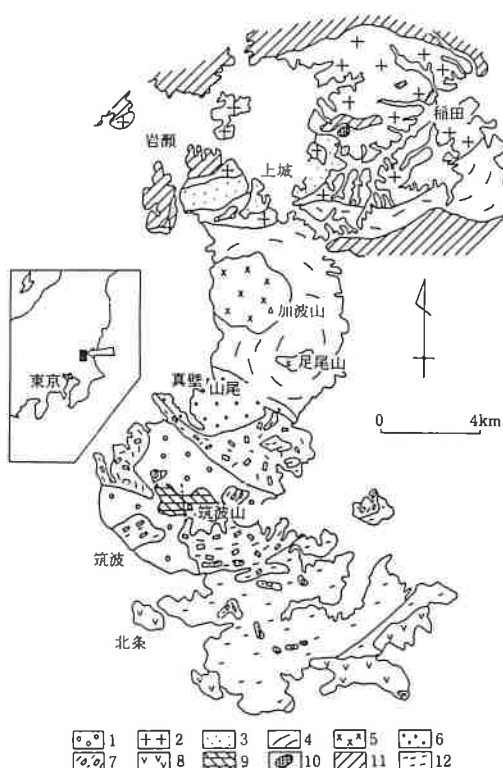
筑波山塊に分布する花崗岩類は、柴田(1944)によって筑波型斑状花崗岩と稲田型細粒花崗岩に分類された。岡田ほか(1954)は、貫入時代の古いものから順に、筑波型花崗岩、稲田型花崗岩、上城型花崗岩に分類し、さらに筑波型花崗岩を黒雲母花崗岩と両雲母花崗岩とに分けた。さらに高橋(1982a)は稲田以南の花崗岩をくわしく調査し、岩質により七つに区分した。それは北側に分布するものから順に、粗粒花崗岩体・細粒花崗閃緑岩体・中粒花崗閃緑岩体・加波山細粒花崗岩体・山尾細粒花崗岩体・斑状花崗閃緑岩体・両雲母花崗岩体の七岩体である。これらの岩体の放射年代は、ほぼ一定値の60Maを示す。このことは、この地域のマグマの活動が、ごく短期間に起こったことを示している(Arakawa・Takahashi, 1988, 1989)。以下に、各花崗岩体に地名を付けた名称(高橋, 1992)を付記して説明する。(図 I - 1)。

粗粒花崗岩体(稲田花崗岩): 岩瀬から稲田にかけて分布する白色～灰白色の粗粒花崗岩(口絵写真①②)。北側の八溝山系の古期堆積岩類との接触部には、ブロック状のホルンフェルスが捕獲されており、ところによりシュリーレンも観察される。通称「稲田石」とよばれ、石材として盛んに採掘されている。

細粒花崗閃緑岩体(上城花崗閃緑岩): 上城から雨引にかけて細長く東西に分布する青灰色の細粒花崗閃緑岩。岩体には、泥質ホルンフェルスや稲田花崗岩の岩塊が包有されている。

中粒花崗閃緑岩体(雨引花崗閃緑岩): 雨引から足尾山周辺に広く分布する灰白色～灰色の中粒黒雲母花崗閃緑岩。

加波山細粒花崗岩体(加波山花崗岩): 加波山及び足尾山に分布する細粒複雲母花崗岩(一部花崗閃緑岩)で、ざくろ石をよく含む。「真壁石」とよばれ、石碑用として盛んに採掘が進められている。



筑波山塊の地質図(Takahashi・Fujii, 1984)

1: 岩屑, 2: 稲田花崗岩, 3: 上城花崗閃緑岩, 4: 雨引花崗閃緑岩, 5: 加波山花崗岩, 6: 山尾花崗岩, 7: 筑波花崗閃緑岩, 8: 北条花崗岩, 9: 斑状花崗閃緑岩, 10: 閃緑岩, 11: 古期堆積岩類, 12: 筑波変成岩類。

図 I - 1

山尾細粒花崗岩体(山尾花崗岩): 真壁の東方に分布する細粒黒雲母花崗岩。本岩中にはベグマタイトやアプライト岩脈があり、かつては緑柱石やざくろ石の鉱産地として採掘されていた。

斑状花崗閃緑岩体(筑波花崗閃緑岩): 筑波山を中心にこれを取り囲むように分布する。カリ長石斑晶が顕著な斑状花崗閃緑岩が主体で、岩体の西側は片麻状角閃石黒雲母トータル岩からなる。この岩体の南東部は筑波変成岩類と調和的に接している。本岩の北東部には「小判石」とよばれる球状堇青石があり、古くから知られている。また筑波山頂に露出するウラル石(無色角閃石)一角閃石斑れい岩を主とする斑れい岩体(口絵写真③④)は、斑状花崗閃緑岩体の捕獲岩と考えられる(高橋, 1980)。斑れい岩中の角閃石の放射年代として72 Maの値が得られている(猪木, 1981)。

両雲母花崗岩体(北条花崗岩): 筑波山塊南東部に分布する筑波変成岩類の南西部と南東部に分布する。主に中粒の両雲母花崗岩でざくろ石をよく含む。この岩体は筑波変成岩類に非調和的に貫入していて変成岩類の岩塊を取り込んでいる。

イ 変成岩類

筑波山塊の変成岩類は、南部に筑波変成岩類、北東部に吾国山変成岩類が分布している。

筑波変成岩類: 筑波山塊南東部に分布し、主に泥岩および砂岩を源岩とする変成岩からなる。源岩の堆積構造はよく保存されており、一部に逆転層が存在する。地層の走向はE-WないしNE-SWが一般的で、波長4~6kmの緩い褶曲が見られる(柴, 1979)。低変成度の部分では黒雲母の点紋をもつ粘板岩であるが、高変成度の部分では黒雲母片岩ないし黒雲母片麻岩である。北西側の筑波花崗閃緑岩とは調和的に、南東側の北条花崗岩とは非調和的に接してる。また筑波変成岩類は、変成鉱物の組み合わせに基づいた分類によると、珪線石(ファイブロライト)の出現する珪線石帯と、これの出現しない黒雲母帯の2帯に分帯することができる(宮崎ほか, 1992)。

吾国山変成岩類: 筑波山塊北東部の吾国山周辺に分布し、泥岩および砂岩のほか、チャート、石灰岩を源岩とする変成岩からなる。低変成度の部分では黒雲母の点紋をもつ粘板岩(口絵写真⑩)であるが、高変成度の部分では黒雲母ホルンフェルスないし黒雲母片岩である。宮崎ほか(1992)の分帯によると、堇青石が出現する堇青石帯と、これが出現しない黒雲母帯に分けられる。

(2) 鷄足・鷲子・八溝山塊

鷄足・鷲子・八溝山塊は、中・古生界を主体とし、これを花崗岩などの火成岩類がつかぬいている。

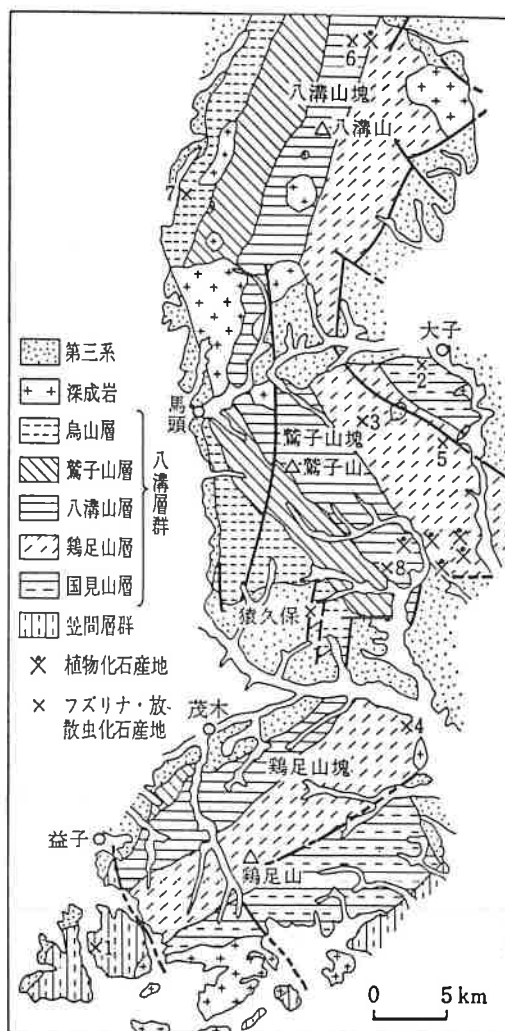
ア 中・古生界

八溝山地の中・古生界は八溝層群と呼ばれ、その大部分は一部に半遠洋性を含む遠洋相の堆積物から成っている。その主要は砂岩と頁岩であるが、チャート、石灰岩、礫岩なども含んでいる。近年の放散虫化石の研究によっても、八溝山地の堆積物は丹波、美濃、足尾などのものと同じく、遠洋性のジュラ紀の堆積物の証拠を示している。

八溝山地の中・古生界は、足尾山地に比べて砂岩が多く、石灰岩と緑色岩が著しく少なく、チャートもあまり多くない特徴がある。珪質頁岩や頁岩にはジュラ紀の放散虫化石が多産し、チャートからは三畳紀のコノドントを産することは、美濃、足尾と共通している。岩瀬町大泉、笠間市南指原や稲田などと大子町磯神にある石灰岩は、その中に海百合化石や石灰藻類を含むものもある。いずれも分布が小さく礫状に挟まれていることが多く、それらはジュラ紀以前の起源のもので礫やオリストスとして挟まれたものと考えられる。鶏足山塊の南西部は、この石灰岩中の化石から古生代に属するものと考えられていた。礫岩はレンズ状に小規模で山地各所に分布するのみで、その代表は緒川村千田の猿久保礫岩層である。この礫岩中にはフズリナ石灰岩やオーソコーツァイトなどを含んでいる。

八溝山地の中・古生界の層序について、鹿股(1961)は鶏足・鷲子・八溝の各山塊の地層はほぼ共通な層序がみられることを明らかにした。その中生界の部分に八溝層群と名づけた。そして、鶏足山塊の南東部と南西部に笠間層群と名づけた古生界があるとした。

大山・笠井(1974)は、八溝山地の中・古生界をA・B・Cの3層からなる地層群が衝上断層によって繰り返しているものとみなした。これら2つの地質図は図I-2と図I-3である。



図I-2 八溝山地の地質図(鹿股, 1961)

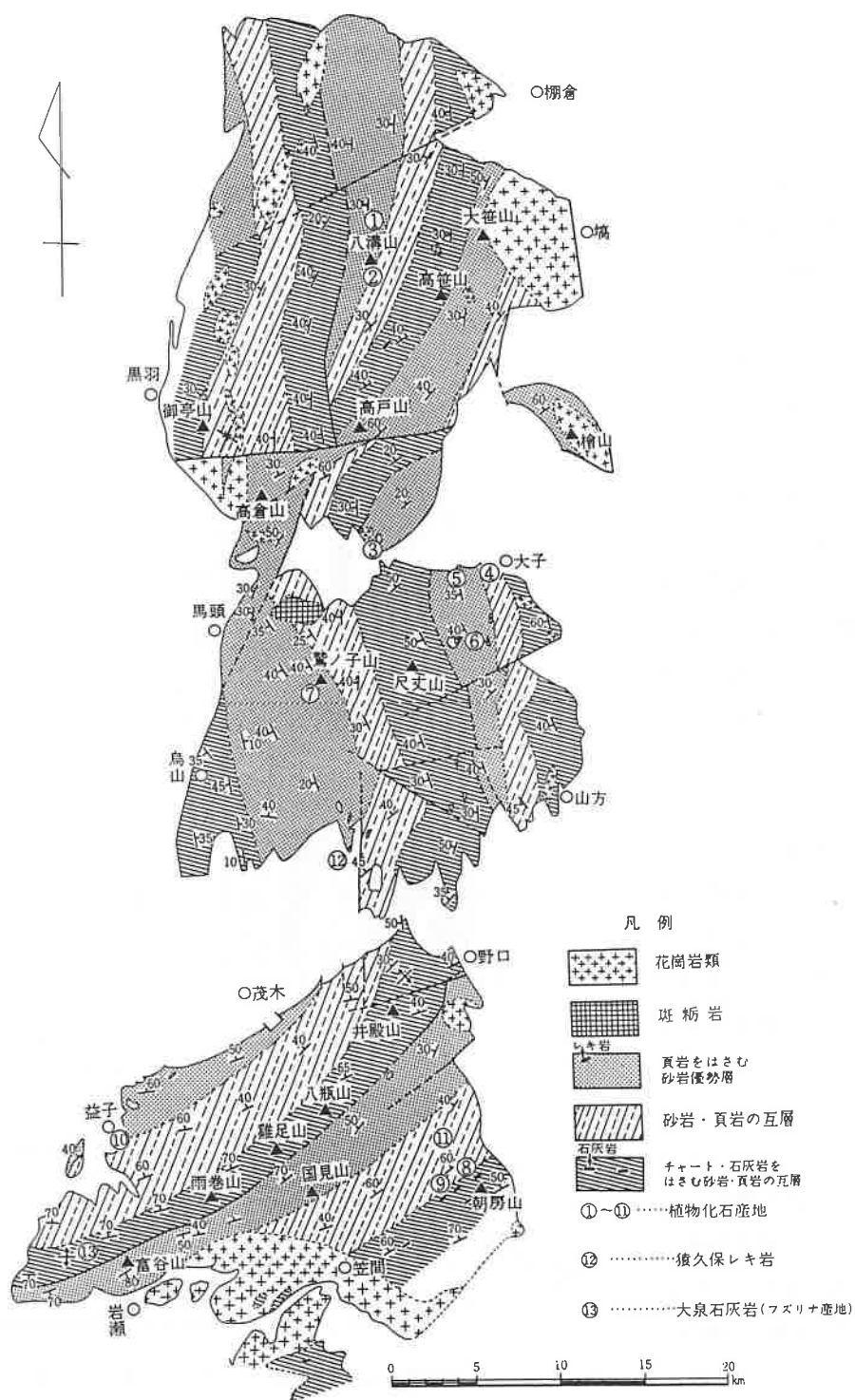


図 I - 3 八溝山地の地質図 (大山・笠井, 1974)

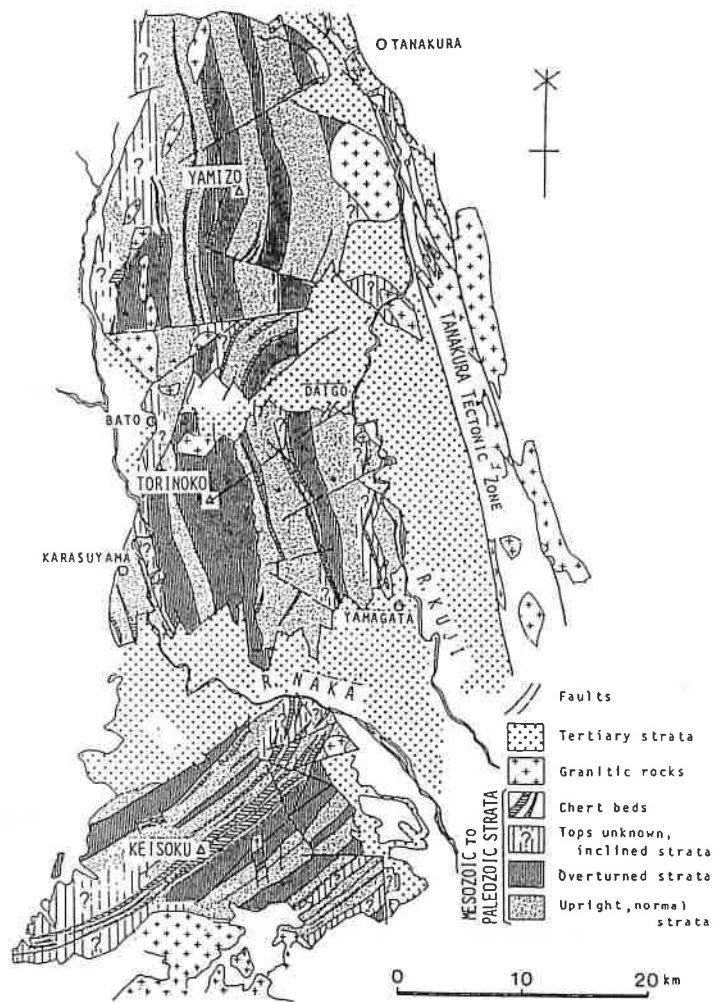
その後、滝沢・笠井(1984)は、これまでの区分とは異なる下記の5つの岩相ユニットに区分した。各ユニットは断層で接しているため、もともとの関係はわからないが、化石の資料も考慮して、古いものから下記のA～E層の順に区分した。そして、各層は南北方向によくつながり、東西の傾斜方向には断層や褶曲により何度も繰り返している。その正常と逆転層の分布を示した地質図は図I-4のようになる。

A層： 厚い頁岩層ないし粘板岩からなり下部にチャートを挟み、上部に砂岩を挟む。笠間市稲田などにみられる。層厚は約600mである。

B層： 頁岩の優勢なオリストストロームと頁岩がちの砂岩・頁岩の互層である。岩瀬町大泉などでみられる。オリストスとしては、砂岩・チャート・石灰岩・緑色岩などがある。層厚は約400mである。

C層： チャート・頁岩・砂岩頁岩互層からなり、珪質砂岩を挟む。七会村の塩子、徳蔵などにみられる。頁岩中の放散虫化石から、年代は中期ジュラ紀とみられる。

D層： 砂岩がちの砂岩頁岩互層で、タービタイトが多い。栃木県の益子町東部の新福寺などにみられる。層厚は約800mである。タービタイトの一部に礫岩がみられ、猿久保礫岩とよばれている(加納, 1960)。礫岩の礫には、フズリナや腕足貝を含む石



図I-4 八溝山地における逆転層の分布(滝沢・笠井, 1984)
一般的な岩相分布も併せて表示

灰岩・花崗岩・オーソコーツァイトなどがある。益子町大平では、オックスフォード期のアンモナイトが見つかった。

E層： おもに砂岩と頁岩からなり、珪質の地層を挟む。常北町の下古内、大子町の野倉などにみられる。層厚は約400mである。頁岩中に後期ジュラ期の放散虫化石が含まれている。

八溝層群のチャートは、まわりの頁岩とは年代が異なる化石を含んでおり、一般的にオリストスと考えられている。

イ 火成岩類

鶏足・鷲子・八溝山塊に分布する火成岩は、おもに花崗岩などの深成岩類であるが、一部には流紋岩、安山岩、玄武岩などの火山岩類も見られる。

深成岩類： この地域の花崗岩は、柴田(1951)により八溝型花崗岩と分類されたものである。大きく分けて2つの地域に分布しており、1つは鷲子・八溝山塊の東縁に分布する花崗岩で、他の1つは鷲子・八溝山塊の西縁にゆるやかな弧をえがいて南北に連なり南端は鶏足山塊の東北縁へのびる石英閃緑岩～花崗閃緑岩である。花崗岩は著しく粗粒で有色鉱物が少なく、石英が1 cm以上の粒状鉛色の結晶を成している。また、中・古生界との接触部には灰重石－錫石脈(高取)や輝水鉛鉱(近津)が知られている。

斑れい岩は、鷲子山北麓に分布しており、閃緑岩も鷲子山塊の大子町下津原に金山閃緑岩(口絵写真⑤⑥)とよばれる岩体が分布している。

火山岩類： 流紋岩は鷲子山塊の大子町栃原に凝灰岩質の流紋岩が分布しており、栃原流紋岩(口絵写真⑨)とよばれている。安山岩は鷲子山塊の御前山村三王山に分布し、三王山安山岩(口絵写真⑦⑧)とよばれている。玄武岩は鶏足山塊の七会村花香月山南部に、シート状に貫入して分布している。安山岩と玄武岩は、どちらも変質が進んでいる。

3 筑波・笠間・八溝地域の鉱物

筑波・笠間・八溝地域に産出する鉱物は、おもに鉱山跡やペグマタイトの中で観察することができる。中には、鷲子山塊の大子町栃原にある「栃原金山」のように、現在でも金を採掘しているところもある。「栃原金山」は、本州で唯一操業されている金山である。

筑波山塊では、真壁町山尾のペグマタイトが有名で、ざくろ石や緑柱石をはじめとする様々な鉱物が産出されている。また、八郷町峰寺には、県の天然記念物に指定されている「球状花崗岩」(正しくは球状董青石)が産する。山塊北部の笠間市では、加賀田や南指原そして福原の柎山などで、石灰岩が接触変成作用を受けたときに生じる珪灰石・透輝石などのスカルン鉱物を産出する。

鶏足山塊では、七会村の高取鉱山跡が有名で、かつては鉄マンガン重石・錫石などを採掘して

おり、タングステンの鉱山として知られていた。また、鶏足山塊北部一帯にはマンガン鉱床があり、菱マンガン鉱・バラ輝石・ヤコブス鉱などを産する。

鷺子・八溝山塊では、操業中の「枋原金山」の他に、各地に金鉱山跡が残り、そこでは自然金をはじめ石英・あられ石・黄鉄鉱などを観察することができる。

なお茨城県内の鉱物については、本地学部の地学研究シリーズ第33号「茨城の地学教材写真集 第三集 鉱物編」(1993)に各地の貴重な鉱物がカラー写真で掲載されているので、参考とされたい。

Ⅱ 筑波・笠間・八溝地域の研究史

1 火 成 岩

筑波山塊の斑れい岩については、古くは大橋良一(1912)と佐藤戈止(1927)の研究があり、佐藤は筑波山頂には、ウラル石斑れい岩、カンラン石斑れい岩、紫蘇輝石斑れい岩があると、詳細な地質図とその説明書に示している。その後小島丈児(1943)と柴田秀賢(1944)の研究があり、柴田は鉱物組成・組織の違いから、筑波山塊の花崗岩を筑波型と稲田型と命名し2型に区分した。そして斑れい岩は花崗岩の捕獲岩であるとした。次いで、岡田・下田・柴田(1954)はこの地域の研究を進め、さらにもう1型を区別し、これを上城型と命名した。その筑波山塊の花崗岩型の分布は次の図Ⅱ-1のようになった。

筑波型花崗岩： 筑波山付近以南に分布し、正長石の斑晶をふくむ斑状粗粒の花崗岩で黒雲母・石英・斜長石からなっている。また、山塊南端部では筑波変成岩類を貫いて両雲母花崗岩の岩体があり、これも筑波型に入れられているが、区別している人もいる。

稲田型花崗岩： 筑波山から北方の広い地域に分布し、笠間市まで広がっている。細粒ないし中粒の黒雲母花崗岩で、正長石・斜長石・石英・黒雲母を主成分とする。

上城型花崗岩： 岩瀬町上城付近と笠間市中山北方の小地域に分布する。細粒の両雲母花崗岩である。石英・正長石・斜長石・黒雲母・白雲母からなる。雨引で稲田花崗岩を貫くのがみられる。



図Ⅱ-1 筑波山塊花崗岩型の分布(岡田, 1967)

河野・植田(1966)は、こ3型の花崗岩の放射年代を研究し、一様に60Ma前後に集中し53~63Ma (K-Ar年代、黒雲母)としている。これらの花崗岩は、貫入による前後関係が識別されている。

河田喜代助(1951)は、八溝山地には、東縁と西縁に南北にのびる2列の花崗岩があることを示し、柴田秀賢(1951)は、この花崗岩類は、花崗岩から閃緑岩までの鉱物組成をもち、八溝型花崗

岩と命名した。柴田・蜂須・内海(1973)は、八溝山地の花崗岩の放射年代を研究し、新期は約65～69Ma, 古期は約106Maに区別した。そしてこれらは、阿武隈山地の花崗岩とほぼ一致するとした。

高橋裕平(1980)は、いままで角閃片岩とされたものをマイクログabboとした。また、筑波山南東部の白滝神社付近で、斑れい岩が花崗岩に捕獲されていることを確認し、前期の柴田の斑れい岩の捕獲岩説の正しいことを証明した。

高橋裕平(1982a・b)、高橋・荒川(1988)はその後の研究で、筑波山塊の花崗岩類を稲田花崗岩(口絵写真①②)、上城花崗閃緑岩、雨引花崗閃緑岩、加波山花崗岩、山尾花崗岩、筑波花崗閃緑岩、北条花崗岩の7岩体に区分した。露頭観察による時間的前後関係は、上城花崗閃緑岩と雨引花崗閃緑岩は稲田花崗岩を貫き、加波山花崗岩と山尾花崗岩が雨引花崗閃緑岩を貫いており、山尾花崗岩と北条花崗岩が筑波花崗閃緑岩に貫入している。そしてこれらの岩体の放射年代は、花崗岩の貫入関係とは無関係に、ほぼ一定値の60Maを示すとした。

2 変成岩

筑波山塊の変成岩については、明治末期から研究が進められ神保小虎(1905)、大平安(1925)、佐藤戈止(1927)などの研究がある。佐藤は筑波変成岩を、粘板岩・砂岩、点紋粘板岩(口絵写真⑩)、雲母片岩、点紋黒雲母片岩の4つに区分した。

杉健一(1928・1930)は、この地域の東部、石岡市竜神山付近に点紋黒雲母ホルンフェルスがあり、それが西方に向かって順次変成度が高くなり、堇青石ホルンフェルスと紅柱石ホルンフェルスを含むホルンフェルス帯を経て、进入片麻岩帯に移過するとした。ホルンフェルス帯は花崗岩の接触変成岩帯であり、筑波型の黒雲母花崗岩の貫入によって生成された进入片麻岩帯と考えた。

宇野達二郎(1961)は、筑波山塊の変成岩を次の4帯に区分した。

帯Ⅰ： 黒雲母の点紋をもつ粘板岩、よわい片理あり。

帯Ⅱ： 点紋は消失、再結晶は完全となった粒晶も大きい泥質変成岩。紅柱石の斑状変晶が現れる。

帯Ⅲ： 粒度の大きい縞状構造をもつ片麻岩。紅柱石が珪線石に転移し、堇青石も出現する。

帯Ⅳ： 片麻岩。白雲母が殆ど消失し、珪線石-カリ長石の組み合わせが出現する。

また、化学分析の結果、片麻岩が花崗岩物質の进入によってできたのではなく、広域変成作用によって生成されたと考え、前述の杉の考えを否定した。

都城秋穂(1973)は、この変成岩類を低圧の泥質変成岩に分類し、領家・阿武隈変成岩に属しているとした。

柴正敏(1979)は、源岩の層序や、地質構造にも着目し、図Ⅱ-2の源岩層序をたてた。

雪入層： 泥岩とシルト～砂岩の頻互層。

東城寺層： 泥岩とシルト～砂岩の互層。砂岩・含礫泥岩をはさむ。

平沢層： 泥岩とシルト～砂岩の頻互層。粗粒砂岩や礫岩をはさむ。

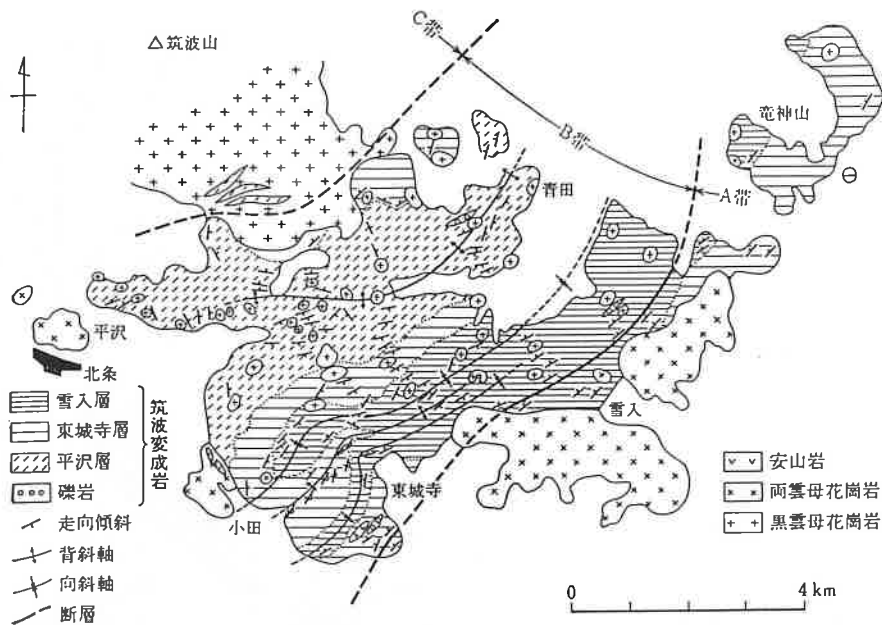
また変成分帯も行い、次の3帯を識別した。

A帯： 白雲母 + 斜長石 + 正長石 + 紅柱石……宇野の帯Ⅰと帯Ⅱ

B帯： ファイブロライト + 白雲母 + 正長石 + 斜長石 + 堇青石 + ザクロ石……

宇野の帯Ⅲ

C帯： ファイブロライト + 正長石 + 斜長石 + 堇青石 + ザクロ石……宇野の帯Ⅲ



図Ⅱ-2 筑波変成岩地域の地質図(柴, 1979を簡略化)

各変成分帯の境界線が、筑波型斑状黒雲母花崗岩の分布と調和的で、かつ変成岩の放射年代と花崗岩の年代が似ているので、花崗岩の形成によって変成岩ができたと考えた。柴田秀賢(1968)は、この変成岩の放射年代を58～62Ma と発表している。

3 堆積岩その他

八溝山地の堆積岩については、藤本治義(1932・1938)が着手し、その後、河田喜代助(1947・1948・1953)と鹿股信雄(1961)の研究があった。河田は、八溝山地の古期岩類を八溝・鷲子・鶏足の3山塊の地層を山塊ごとに別々に分け、八溝層群、鷲子層群、鶏足層群と名づけた。そして、大子町大平南方と大子町野倉からの放散虫化石と大泉石灰岩中のフズリナ *Fusulinella* sp. など(藤本・畠山, 1938)から、八溝層群と鷲子層群を中生代、鶏足層群を古生代の地層とした。鹿股は、八溝・鷲子・鶏足の各山塊の地層が共通な層序からなると考え、前述のフズリナや放散虫化石と数層序から産出する中生代タイプの植物化石 *Padoxylon* (*Araucarioxylon* ?) などから、鶏

足山塊の南東縁と南西部を古生代、他の地域は中生代として、その中生代の地層を八溝層群とした。

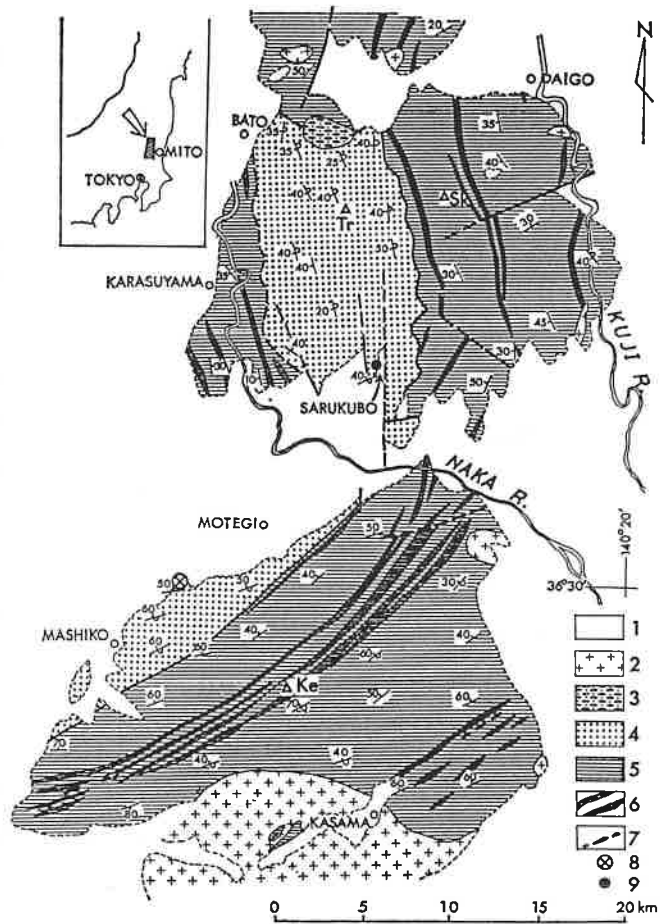
その後、笠井・木村(1973)、大山・笠井(1974)、佐藤・鈴木(1972)、佐藤正(1974)、猪郷久義(1972)、吉田・笠井・青木(1976)、笠井勝美(1978)などの研究があるが、笠井勝美(1978)の八溝山地地質図を図Ⅱ-3に示す。

笠井勝美(1978)は、猿久保礫岩など逆転の発見を契機にして、級化層理・底痕・斜交層理・同時侵食構造などの観察から、この礫岩を含む逆転している地層で、鷺子・鶏足両山塊西縁の級化層理を示すアルコース砂岩と頁岩に益子層群と命名した。また、滝沢・笠井(1981・1984)は、八溝山地全体の逆転層の分布を明らかにした。

さらに、田切・大倉(1979)の鶏足山塊の変火山岩の研究、指田・佐藤(1982)や青野・佐藤・増田ら(1981)の放散虫化石とジュラ系の堆積学的研究、資源エネルギー庁の地質図(1987)、荒川竜一(1989)の鶏足山塊北東部の地質構造の研究、笠井・大森(1993)の鶏足山塊北東部の地質図などの多くの研究がある。

鉱物については、岩崎喜代志(1915)の筑波花崗岩中の楕円状鉱物塊、吉木文平(1933)の峰寺山産

球顆岩石の研究、今吉隆治(1938)の筑波山の鉱物の研究、桜井欽一(1956)の山尾ペグマタイト産のザクロ石の報告、松原聡・加藤昭(1980)の雪入産磷酸塩ペグマタイトの研究などがある。



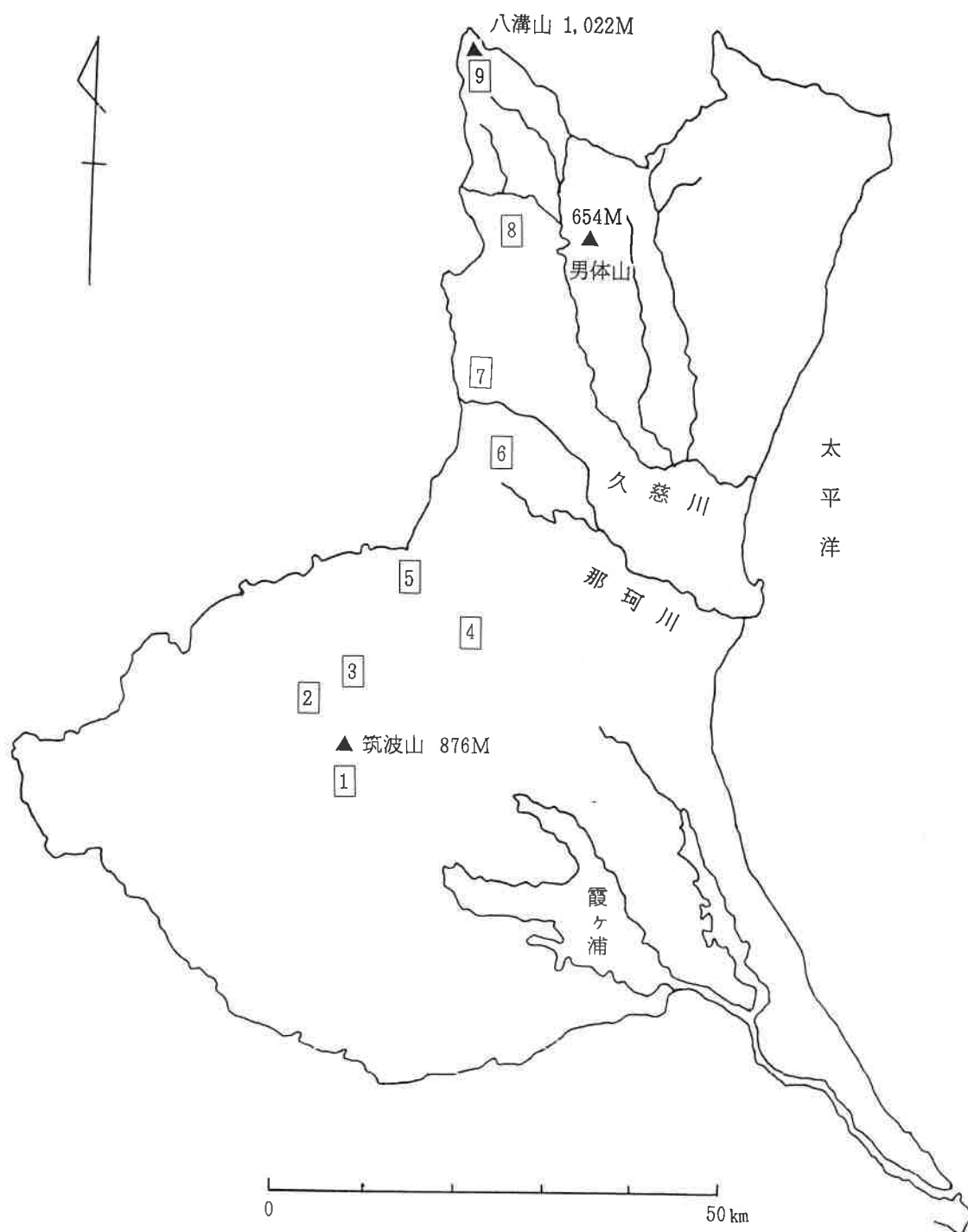
図Ⅱ-3 鷺子・鶏足山塊の地質略図(笠井, 1978)

1. 新生界, 2. 花崗岩質岩類, 3. 斑れい岩
4. 益子層群, 5. 八溝層群, 6. チャート
7. 石灰岩, 8. アンモナイト産出地, 9. 猿久保礫岩
- Tr: 鷺子山, Sk: 尺丈山, Ke: 鶏足山

Ⅲ 巡 検 ガ イ ド

- 1 筑波山山頂周辺の斑れい岩・斜長岩
- 2 平沢の片麻岩と筑紫湖の導水トンネルずり
- 3 真壁町山尾のペグマタイト鉱物と八郷町峰寺山の球状花崗岩
- 4 竜神山の点紋粘板岩・加賀田鉱山跡のスカルン鉱物・岩間鉱山跡のマンガン鉱
- 5 笠間市周辺の花崗岩・花崗閃緑岩と笠間市福原「柊山」のスカルン鉱物
- 6 錫高野と高取高山の錫石と鉄マンガン重石
- 7 猿久保礫岩と火山岩
- 8 栃原金山と下津原の閃緑岩
- 9 大子町磯神・腐沢・八溝山のチャート・八溝石・逆転層

全 体 図



1

筑波山山頂周辺の斑れい岩・斜長岩

筑波山(876m)は、関東平野の北東部に位置し、万葉集にも詠われている神秘的な美しさを持つ山である。男体山、女体山の二峰に分かれており、鞍部は御幸ヶ原^{みゆき}と呼ばれている。

筑波山を富士山のような火山と思っている人が多いが、筑波山は火山ではない。筑波山を中心とする筑波山塊は、上部が斑れい岩から、下部はそれに貫入した花崗岩からできている。これらの岩石は深成岩に属し、マグマが地下の深い所でゆっくり冷えて固まったものである。深成岩の特徴は、鉱物粒が比較的粗く、それぞれの大きさがおおよそ揃っていることである。斑れい岩は、鉄やマグネシウムに富む黒っぽい有色鉱物(カンラン石、輝石、角閃石)と白っぽい無色鉱物(斜長石)を多く含む塩基性岩である。花崗岩は酸性岩に属し、黒っぽい有色鉱物(黒雲母、角閃石)に比べて無色鉱物(斜長石、正長石、石英)をより多く含むために白っぽく見える。

今から2～1.5億年前に海底に堆積した砂や泥からなる地層(岩盤)の中に、約7千万年前に斑れい岩のマグマが、6.5～6千万年前に花崗岩のマグマが貫入したのである。その後、隆起運動と侵食作用によって、現在の姿になったのである。花崗岩が風化・侵食に比較的弱いのに対し、斑れい岩のそれは強く、斑れい岩が分布する筑波山だけが周囲から取り残されて、高い山として残ったのである。このような地形は、残丘と言われる。

筑波山では、原則として岩石や鉱物の採集は禁止されているので、ハンマーなどで岩石を傷つけないように十分注意されたい。

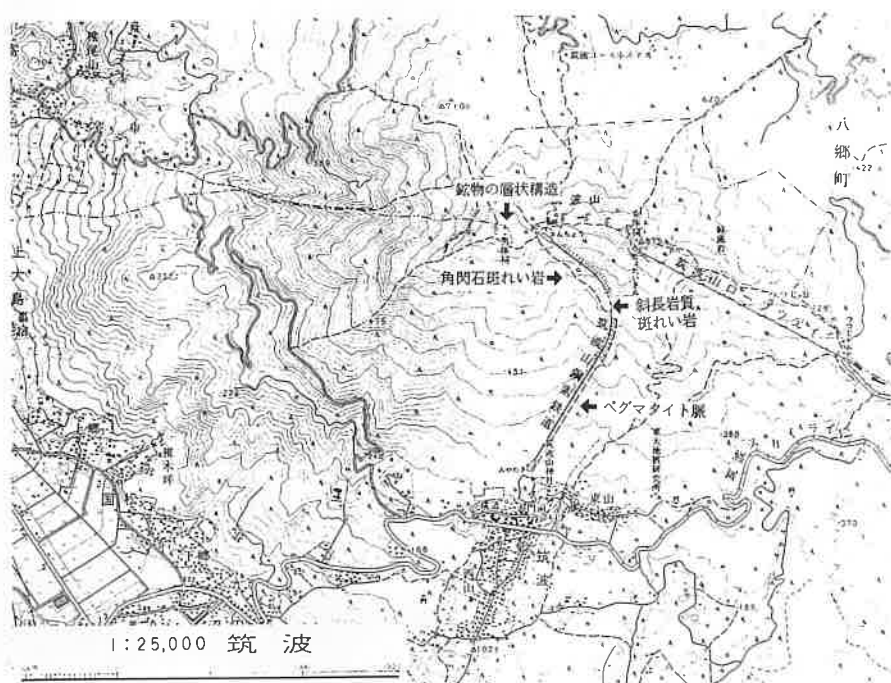


図1-1 観察ポイント (1:25,000「筑波」)

地形図 1 : 2 5 , 0 0 0 「筑波」「柿岡」, 1 : 5 0 , 0 0 0 「真壁」

交 通 J R 常磐線土浦駅から関東鉄道バス「筑波駅」行き, 乗り換え「筑波神社」行き

1 筑波神社からケーブルカー山頂駅(御幸ヶ原), そして男体山へ

乗用車を利用する人は, 筑波神社手前の駐車場に車を置き, 神社の西側より登山道に入る。登山道は, ケーブルカーの軌道の東側にはほぼ平行にのびている。登山道には転石が目立ち, 大部分は, 山頂の方から転がってきた斑れい岩と考えられる。筑波山の山麓の緩やかな斜面は, こうした転石がたまってできている。

約15分ほど進むと, やがて右側に花崗岩の風化した露頭が現れてくる。登山道を横切ると, 大きさが数cm以上はある粗粒のカリ長石を含む厚さ40cm程度の花崗岩質ペグマタイト脈が2本程度入っているのが見られる。(ペグマタイトとは, 一般に構成鉱物が大きく結晶している岩石のことである。花崗岩質ペグマタイトは, 大部分が石英とカリ長石からなり, よく雲母類を伴う) 注意して見ると, 登山道の左側面にも見られる。ペグマタイト脈が波うって, 左側面に現れているようである。

また, 右側面には, 厚さが約5cm程度の白っぽいアプライト脈も見ることができる。

さらに約15分歩くと, 茶店が見えてくる。この付近にも, 風化し, 土壌化した花崗岩の小規模な露頭が見られる。よく観察すると, 斑れい岩とは異なり, 透明感のある石英の鉱物粒が含まれているのが見られる。また, 茶店からすぐの所にも, 厚さ5cm程度のアプライト脈が登山道を横切っているのが観察できる。

ここから約20分ほどで, 登山道はケーブル



図1-2 登山道を横切るペグマタイト脈



図1-3 ペグマタイト脈中のカリ長石

カーのトンネルの上を通り、軌道の西側を登ることになる。ただ、注意しないと気づかずに通過してしまう。この辺りから、^{みな}男女川をわたる付近にかけては、優白質で中粒から粗粒の斜長岩質斑れい岩(口絵写真③④)が現れてくる。これは、斜長石の量が増え、反対に角閃石の量が減少した斑れい岩である。特に、ほとんど斜長石からなる場合は、斜長岩と呼ばれる。

さらに登ると、今度は角閃石の大きな結晶が目立つ、粗粒の角閃石斑れい岩が見られるようになる。なかには、長さが10cm以上の角閃石の結晶も観察できる。ここまで来れば、もう一息で、ケーブルカー山頂駅(御幸ヶ原)に到着する。

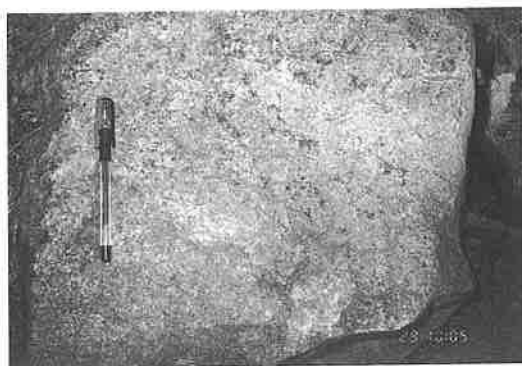


図1-4 斜長岩質斑れい岩



図1-5 角閃石斑れい岩

山頂駅から男体山山頂までの斜面は、おもに暗緑色の細粒から中粒の角閃石斑れい岩からできている。山頂に近づくと層状の構造が見られるようになる。特に、男体山神社北側の露岩には、鉱物(斜長石や角閃石など)の大きさと密集の違いによると考えられる厚さ数cmから十数cm程度の層状の構造が見られる。

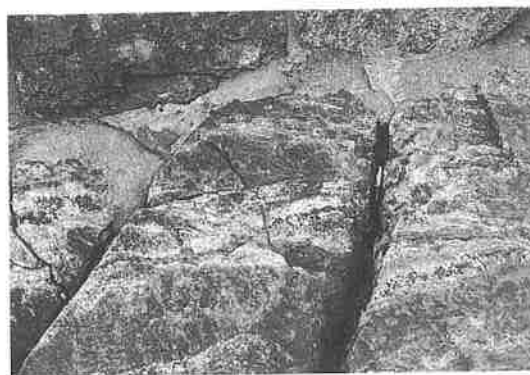


図1-6 男体山神社北側の露岩の層状構造



図1-7 角閃石が密集している部分

つくしこ 2 平沢の片麻岩と筑紫湖の導水トンネルずり

筑波山の主体を構成する斑状花崗閃緑岩体(筑波花崗閃緑岩)は、カリ長石を斑晶とする斑状組織が特徴的な岩体であるが、場所により岩相が変化したり、山頂部の斑れい岩体を捕獲しているなど、周囲の岩体との関係に興味深いものがある。ここでは、斑状花崗閃緑岩体が、南側の筑波変成岩類と接しているようすと、岩体の西部を構成する片麻状角閃石黒雲母トータル岩を観察する。

地形図 1 : 25, 000「筑波」、1 : 50, 000「真壁」

交通平沢： JR常磐線土浦駅から関東鉄道バス「筑波駅」か「下妻駅」行き乗車、バス停「大池公園前」下車

筑紫湖： JR常磐線土浦駅から関東鉄道バス「真壁駅」行き乗車、バス停「酒寄北」下車

または、関東鉄道バス「筑波駅」から「岩瀬駅」行き乗車、バス停「酒寄北」下車

※ 見学地間の距離が離れているので、乗用車利用が便利である。(図2-1)。



図2-1 巡検地案内図(まかべハイキングコースGuideより)

1 平沢の片麻岩

J R土浦駅から「筑波駅」行きか「下妻駅」行きのバスを利用し、バス停「大池公園前」で下車する。自動車の場合は、国道125号線の信号「北条新田」の交差点(“日本の道百選つくば道入口”の看板がある)を北条の市街地方向(北)へ入る。バス停から30mほど北に進むとゴルフ場の案内板があるので、この角を右折する。桜の名所として有名な「北条大池」を右に見ながら道なりに進み、農免農道の入口を過ぎると、水田の中に「関東ふれあいの道」の標識があるので、ここを筑波神社方面に左折する。平沢の集落からゴルフ場へ通じる屈曲した坂道を600mほど登り、ゴルフ場入口を示す石碑の右側に広がるのが露頭である(図2-2)。

この露頭は、かつては採石場だったが現在は建設資材置き場となっている。資材や繁茂した植生のため多少観察しにくい点はあるものの、露頭が南から西に向きを変える地点では、筑波変成岩類の小規模な褶曲構造が見られる(口絵写真⑩)。これを杉健一(1930英)は、进入片麻岩(injection gneiss)と報告し、黒雲母花崗岩から分出した半花崗岩が堆積岩に进入し両者の反応によって生じたものであると説明した。



図2-2 平沢の露頭

その後、宇野(1961)は筑波変成岩類を4つに分帯し、柴(1979)は筑波変成岩類の層序と構造をあきらかにして、この変成岩は広域変成岩の性格を有するものであると論じ、杉(1930)の考えを否定した。

口絵写真⑩の黒色部は黒雲母片麻岩で、筑波変成岩類中で最も変成度が高い。白色部は筑波花崗閃緑岩が黒雲母片麻岩に調和的に貫入し、アプライト(半花崗岩)になっている。

2 つくしこ 筑紫湖の導水トンネルずり

J R土浦駅からの場合は「真壁駅」行き、関東鉄道バス筑波駅からの場合は「岩瀬駅」行きのバスを利用し、バス停「酒寄北」で下車する。自動車の場合は、主要地方道筑波・益子線を利用する。バス停から300mほど北に進むと道は切り通しのバイパスとなるが、ここを直進せず右側の坂道に入る。この坂道は、水資源開発公団が筑波導水2号トンネルの工事用道路として作ったものだが、現在は公道として使用されている。ここを450mくらい進むと筑紫湖の湖岸道路に突き当たり、筑紫湖の穏やかな湖面が目の前に広がる。

筑紫湖の正しい名称は、「国営霞ヶ浦用水農業水利事業南椎尾調整池」といい、出島村でポンプアップされた霞ヶ浦の湖水をたくわえている。筑紫湖の名前は、筑波山の「筑」と、この地の

旧村名である紫尾村の「紫」に由来し、人々に親しまれる愛称として昭和61年に命名された。霞ヶ浦用水は、筑波山の真下を貫く筑波導水トンネルによって霞ヶ浦の湖水が運ばれ、調整池である筑紫湖から茨城県南西部の市町村に供給され、農業・工業・上水などの各種用水として利用されている。

湖岸道を左に進み、筑紫湖を時計回りに一周してみよう（図2-3）。しばらく進むと右側（湖側）に「南椎尾調整池管理棟」（電話：0296-54-2409）がある。ここでは、霞ヶ浦用水の概要説明、調整池の案内などもしているので立ち寄ってみるとよい。土曜、日曜も開所している。さらに進むと、筑紫湖の湖水をせき止めているロックフィルダム（図2-4）が見えてくる。車止めや欄干を乗り越えて、石組みの上に出てみよう。筑紫湖は釣りを許可しているので、水辺で遊ばないかぎり立ち入りが許されている。長径1～2mもある大きな石は採石場から運んだものだが、その隙間を充填している小さな石は、ほとんどが筑波導水トンネルの工事に出されたずり（廃石）である。

これらのずりは、筑波山の主体を構成する筑波花崗閃緑岩、筑波山の頂上部を構成する筑波斑れい岩類（口絵写真③④）、筑波花崗閃

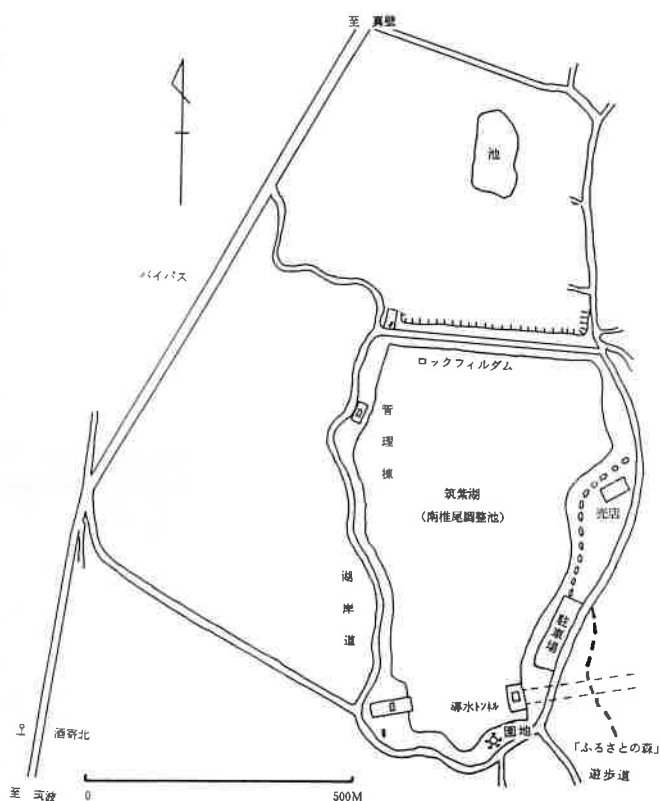


図2-3 筑紫湖案内図



図2-4 筑紫湖のロックフィルダムと筑波山