

日立，阿武隈南部地域の岩石鉱物

阿武隈山地岩石鉱物調査会

調査概説

2000年から2002年度にわたって実施された調査は、田切班と安藤班の二つのグループで実施した。田切班は直井正雄、若菜友美、横須賀歩、望月涼子、小澤真人から構成される6人で、安藤班は横山芳春、篠崎将俊、上田庸平、坂本美由紀から構成される5人で実施した。直井は花園地域のミグマタイトを、横須賀と望月は日立変成岩類を、小澤は西明寺変成岩類の調査を担当した。若菜は文献調査を担当した。安藤班は茨城県北部の新生代の堆積岩層について調査を実施した。安藤班の調査結果は、茨城県自然博物館研究報告(安藤, 2002; 上田ほか, 2003)に既に掲載されているので、合わせて参照されたい。また、調査結果の一部は茨城大学理学部地球生命環境科学科の卒業論文と同地球生命環境科学専攻の修士論文として製本されており、閲覧が可能である。本報告書では、3年間の調査結果をまとめて報告する。

調査報告をまとめるにあたり協力を頂いた、茨城大学理学部地球生命環境科学科地圏環境進化学講座の教官と学生に感謝する。

A. 北茨城市花園地域の阿武隈変成岩類とミグマタイト

1. はじめに

ミグマタイトとは、変成帯高温部や花崗岩体周辺部に産する花崗岩的組織を示す部分と変成岩的組織を示す部分が混合した岩石である。現在は、ミグマタイトの多くは、地殻の部分融解によって生じたという考えが主流である。したがって、ミグマタイトを研究することにより地殻の部分融解のメカニズムを明らかにすることができる。その場合、リューコゾームがメルト成分、メラノゾームが融け残り成分を表すと考えられている。また、花崗岩マグマは大陸地殻の部分融解によって発生したメルトが集積したものという考えも広く受け入れられており、ミグマタイトの研究は花崗岩マグマの生成のプロセスを明らかにする上でも重要である。

2. ミグマタイトの構造

調査地域である阿武隈山地花園地域は、竹貫変成岩類の南部にあたる(図1)。調査地域では、竹貫変成岩



図1. 阿武隈山地基盤岩類の地質区分。

類の東側に田人花崗岩体が貫入し、西側に塙花崗岩体が貫入している。これまでの研究では、竹貫変成岩類は片麻岩帯であるとされており、ミグマタイトは塙岩体や田人岩体などの花崗岩体として一括されている。しかし、本調査の結果、竹貫変成岩類は広範囲にミグマタイトになっていることが観察された。写真2dを除いて全て雲母片麻岩と呼ばれているものである。写真1aは、メラノゾーム(優黒色部)とリューコゾーム(優白色部)の分離が明瞭なミグマタイトで、葉片状構造に垂直な2方向でそれぞれ異なる形状を示している。一方の面ではリューコゾームは連続性の良い脈状であるのに対し、他方の面ではレンズ状ないし斑点状である。このことは、リューコゾームが一方方向に流動変形していることを示している。写真1bは、縞状組織のミグマタイト中に塊状のリューコゾームが貫入している様子である。それらの境界は複雑に入り組んでおり、両方のミグマタイトが極めて流動的であったことを示す。写真1cは、ミグマタイト中の小塊が高い流動性のために周囲の葉片状構造と直交するように回

転してしまったものである。このような状況は極めて珍しい。写真 1d と写真 2a は、リュウコゾームの多いミグマタイトの中に、流動変形による葉片状構造のずれが発達するものである。滑り面には断層角礫などの発達はなく、流動的に滑っている。写真 2b は、ミグマタイトと花崗岩質細脈との関係を示した。ミグマタイトの葉片状構造を切って貫入する花崗岩脈と葉片状構造に平行に発達する花崗岩脈があり、それらは一部で合体している。ミグマタイト中のリュウコゾームも花崗岩脈と合体しており、連続的である。写真 2c は、ミグマタイト中の小褶曲とそれに平行に発達するリュウコゾームである。明らかに脈として貫入したものと、葉片状構造に平行なものとあり、両者の結晶粒度に差はみられない。写真 2d は角閃岩を原岩とする塩基性ミグマタイトで、リュウコゾームが脈状および小斑点状に発達する。

花園地域のミグマタイトの流動方向は、リュウコゾームの変形や回転から、左横ずれセンスのものである。

3. ミグマタイトの鏡下組織

砂泥質ミグマタイトのリュウコゾームでは、頻繁にメルトからの結晶化を示す斜長石の自形の累帯構造やミルメカイトが観察される(写真 3)。メラノゾームでも同様な斜長石が観察されることがある。塩基性ミグマタイトでは、リュウコゾームもメラノゾームも斜長石の振動型の累帯構造が顕著である。砂泥質ミグマタイトのメラノゾームの鉱物組合せにグラニュライト相を示す珪線石カリ長石もしくは堇青石ざくろ石を持つものが調査地域全域に出現している。グラニュライト

相は、石英長石を含む岩石を部分融解させるのに十分な温度圧力条件である。露頭観察、研磨片の観察では、砂泥質ミグマタイトの方が塩基性ミグマタイトよりもリュウコゾームの割合が高い(写真 1a - d 及び写真 2a - c と写真 2d を比較)。これらのことから、調査地域の竹貫変成岩類中のミグマタイトの成因は変成岩の部分融解によるものといえる。

4. ミグマタイトの化学組成

全岩主成分化学組成を求めた。ハーカー図を図 2, 3, 4 に示す。なお、図中の線で結ばれたものは、一つの岩石から求めた全岩組成とリュウコゾーム組成とメラノゾーム組成である。砂泥質ミグマタイトのメラノゾームはバルク(岩石全体)と比較して TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MnO , MgO , CaO に富み, SiO_2 , Na_2O , K_2O に乏しい。砂泥質ミグマタイトのリュウコゾームは、バルクと比較して SiO_2 に富み, TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MnO , CaO , Na_2O , K_2O に乏しい。塩基性ミグマタイトのメラノゾームは、バルクと比較して TiO_2 , FeO^* , MnO , MgO , CaO に富み, SiO_2 , Na_2O , A.S.I (Aluminum Saturation Index = $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}) \text{ mol}$) に乏しい。塩基性ミグマタイトのリュウコゾームは、バルクと比較して SiO_2 , A.S.I に富み, TiO_2 , FeO^* , MnO , MgO , CaO に乏しい。 Al_2O_3 , K_2O はあまり変化しない。これらのことから、メラノゾームは固相濃集元素に富むことと、砂泥質岩と塩基性岩ではリュウコゾームとメラノゾームへの分化の仕方が異なることが明らかになった。

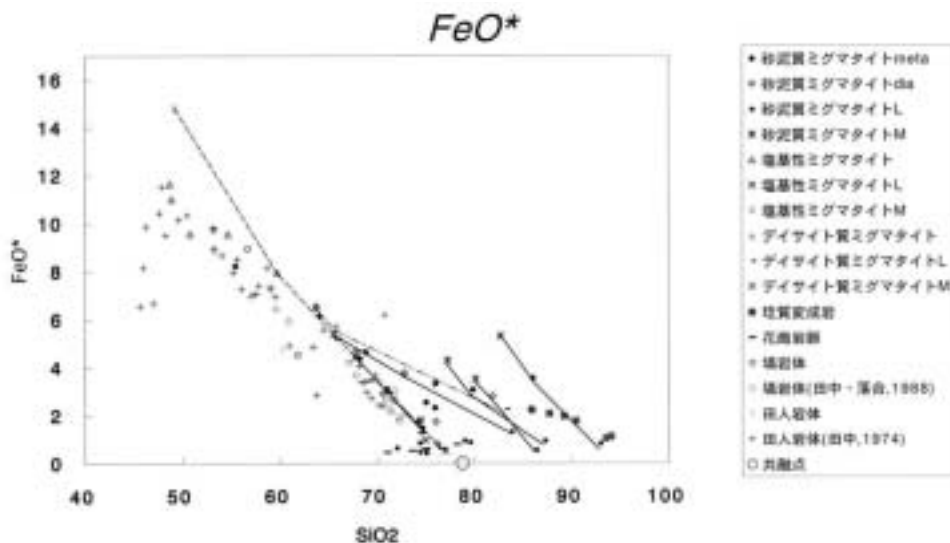


図 2. ミグマタイトの SiO_2 - FeO^* ハーカー図。FeO 図では、線で結ばれたメラノゾーム-全岩-リュウコゾームは比較的直線的に配置し、質量保存が成立していることを示す。

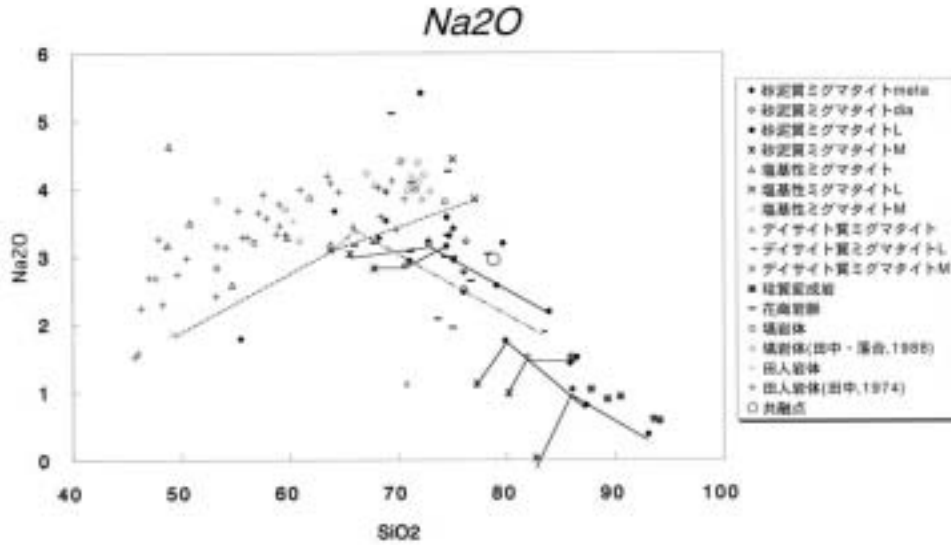


図3. ミグマタイトのSiO₂-Na₂Oハーカー図. Na₂O図では，線で結ばれたメラノゾーム-全岩-リューコゾームは直線的に配置せず，質量保存が成立していないことを示す.

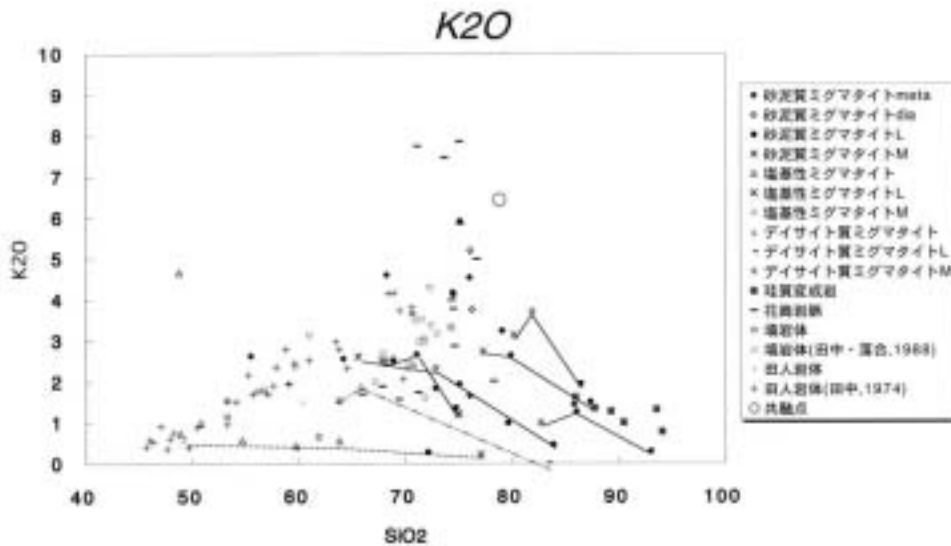


図4. ミグマタイトのSiO₂-K₂Oハーカー図. K₂O図でも，線で結ばれたメラノゾーム-全岩-リューコゾームは直線的に配置せず，質量保存が成立していないことを示す.

5. 結論

砂泥質ミグマタイトのアルカリ金属のリューコゾーム，メラノゾームへの分化は，単純な閉鎖系での部分融解では説明できない．実際は，部分融解は開放系で起こり，メルトが系から分離移動してしまった後の結果を見ていると思われる．

調査地域の竹貫変成岩類中に貫入している花崗岩脈は，しばしばミグマタイトのリューコゾームと連続している．花崗岩脈は，珪線石やざくろ石等の砂泥質岩に特徴的な鉱物を含む．全岩主成分組成では，ミグマタイトのリューコゾームと花崗岩脈はほぼ同じ組成を持つ．花崗岩脈はA.S.Iが1.1以上であり，堆積岩が部

分融解して生成したSタイプ花崗岩の領域の組成を示す．これらのことから，調査地域に貫入している花崗岩脈は，竹貫変成岩類が部分融解して発生したメルトが集まったものといえる．

埧岩体よりの西部地域の砂泥質ミグマタイトは，部分融解の程度が大きいダイアテクサイトを示す．竹貫変成岩類は，埧岩体を中心とする半ドーム状構造を示している．本調査で求めた普通角閃石のAl圧力計によると，竹貫変成岩類は田人岩体の冷却位置よりも深いところで埧岩体の貫入を受けている．これらのことから，埧岩体が竹貫変成岩類の変成作用とミグマタイトの生成に関与した可能性が高い．

B. 北茨城市西明寺変成岩類について

初めて本格的な地質調査を実施した。今回は短期間の調査による予察的な結果を報告する。東の縁には砂質片岩が東西に近い走向で分布する。それらには堆積構造が残存しており、泥質岩と砂質岩の頻互層である。砂質岩の岩相の研究は重要なテクトニック指標を与えるであろう。中腹は角閃岩で構成されるが、蛇紋岩が頻繁に産し、特徴的である。また、花崗岩質な岩脈もあり、母岩と一緒に変成作用を受けている。頂上付近は泥質な片麻岩である。変成鉱物の研究が重要であり、この変成岩の帰属問題を解く重要な岩石と思われる。一連の露頭写真を添付する(写真1)。

C. 日立変成岩類の地質発達史

1. 日立北東部の地質と変成作用

(1) はじめに

日立変成岩地域は、阿武隈山地南端に位置し、主に変成岩および深成岩よりなる。下部の変成岩の多くは火山碎屑岩を源岩とし、その上部に石灰岩、砂岩、泥岩が堆積している。それらの岩石は角閃岩相から緑色片岩相の変成作用を受けている。変成岩の北方には、白亜紀の深成岩が分布する。

研究地域には、大雄院層、鮎川層とよばれる変成岩と貫入岩である変成花崗岩が分布するとされている(図5)。しかし、地質についても岩相についても十分

な記載は行われていない。変成花崗岩については、Tagiri (1971) と Minato et al. (1979) の研究があるが、貫入時期の見解は異なっている。

(2) 研究史

日立変成岩地域の層序については、古くから多くの研究が行われている。Tagiri (1973) の層序区分に従い概要を述べると、下位層から西堂平層および玉簾層、赤沢層、大雄院層、鮎川層に区分される(図5)。

西堂平層は、黒雲母片麻岩、黒雲母片岩、角閃石片岩などからなり、玉簾層は主に黒雲母片麻岩、角閃石片麻岩からなる。

赤沢層は主に塩基性から中性の火山岩、火山碎屑岩および、火山性堆積物を源岩とし、角閃岩と雲母片岩からなる。日立鉱山および諏訪鉱山の層状含銅硫化鉄鉱床は赤沢層の上部に胚胎している。

大雄院層は暗灰色から白色の糖晶質石灰岩を主体とし、緑色片岩、砂質片岩、黒色片岩の薄い層を含んでいる。藤本(1924)は、大雄院層の石灰岩から、珊瑚化石を報告しており、この化石より大雄院層の堆積年代は下部石炭紀とされる。地質構造は、北部の変成花崗岩付近に褶曲軸をもつが、南部では普通単斜構造である。下位の赤沢層との層序関係については、Tagiri (1971) は一部不整合、Gusokujima (1980) は整合としているがいずれも確認はできていない。

鮎川層は、黒色粘板岩から千枚岩を主体とし、珪質粘板岩、凝灰質砂岩、石灰岩を伴い、礫岩を含んでいる。杉山(1983)は、鮎川層の黒色粘板岩層中の石灰岩レンズ中より、紡垂虫の化石を報告しており、この化石より、鮎川層の堆積年代は下部二畳紀とされている。地質構造は、鮎川層全体が弱い褶曲を示すが、一般に東傾斜である。Tagiri (1971) は下位の大雄院層と整合としている。

鮎川層の最上位には、塩基性火山岩および火山碎屑岩が分布し、田切・大倉(1979)は大甕噴出岩類としている。田切・大倉(1979)によれば、大甕噴出岩類は、緑色片岩相の変成作用を受けていて、この変火山岩類の化学的性質は、低チタン含有のソレアイト岩系で、一部はカルクアルカリ岩系であり、これは日立変成岩類の共通の性質であるとしている。

変成花崗岩は Tagiri (1971) によると、日立鉱山北東方、大雄院付近、大甕付近に分布し、大雄院層および大甕噴出岩類を貫いているとしている。活動時期については、Tagiri (1971) は前期白亜紀、Minato et al. (1979) は石炭紀後期と推定している。最近、坂島ほか

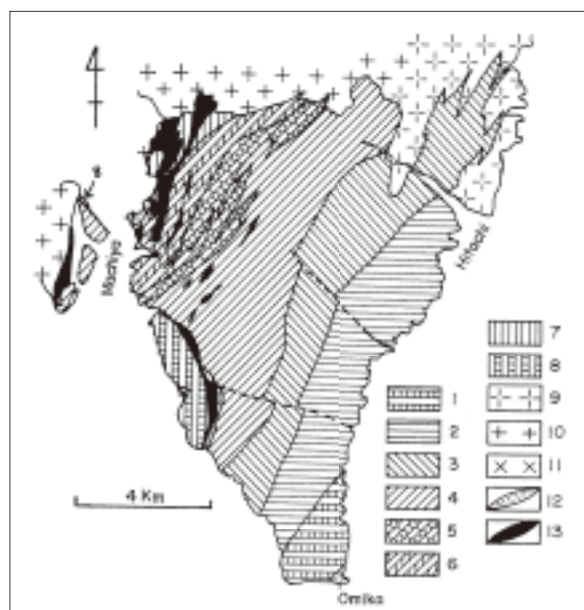


図5. Tagiri (1973) の地質区分。
 1: 鮎川層緑色片岩, 2: 鮎川層砂泥質岩, 3: 大雄院層, 4: 上部赤沢層, 5: 中部赤沢層, 6: 下部赤沢層, 7: 玉簾層, 8: 西堂平層, 9: 圧砕花崗岩類, 10: 入四間花崗閃緑岩体, 11: コートランド岩類, 12: 変成閃緑岩, 13: 蛇紋岩類。

(1999) は日立の変成花崗岩の SHRIMP 年代を測定し、450Ma というオルドビス紀の年代を得ている。

日立地域の変成作用については Kuroda (1959) および Tagiri (1971; 1973) によって詳しく論じられている (図6と7)。

Kuroda (1959) は本地域を Zone I, II, IIIに分け、Zone I と II は普通角閃石の出現により、また Zone II と III は緑簾石の消失により区分している。そして、Zone I は緑色片岩相、Zone II は緑簾石角閃岩相、Zone III は角閃岩相としている。Zone I の中には黒雲母アイソグラッドが引かれている。

Tagiri (1973) は Zone A, B, C に区分し、Zone A および Zone C をさらに細分している。Zone A, B, C の区分は、Kuroda (1959) とほぼ同じであるが、Zone A は緑色片岩相および緑色片岩相と緑簾石角閃岩相の漸移帯、Zone B は緑簾石角閃岩相、Zone C は角閃岩相としている。

星野 (1997MS) は砂質片岩のモード組成・全岩主成分化学組成を用いて源岩の後背地の造構場を推定した。

モード組成分析では、まず Gazzi-Dickinson method (Ingersoll et al., 1984) により火成弧と判定した。公文ほか (1992) を用いてさらに細分し、未成熟な火山島

弧と判定した。全岩主成分化学分析では、Bhatia (1983) の区分で oceanic island arc に近い領域にプロットされた。また、Roser and Korsch (1986) の区分で oceanic island arc にプロットされた。君波ほか (1992) の分類により immature island arc にプロットされた。

以上の結果より、鮎川層の砂岩の後背地は島弧、特に未発達な火成弧ではないかと考察されている。

土屋ほか (1989) は鮎川層と大雄院層の泥質岩および石灰岩中の炭質物の石墨化度を測定している。その結果、鮎川層中の炭質物の $Lc_{(002)}$ 値は 29 ~ 170 Å (GD 値では 20 ~ 50) の範囲内に、大雄院層中の炭質物の $Lc_{(002)}$ 値は 120 ~ 300 Å (GD 値では 35 ~ 58) の範囲内にあり、一般に下位層へ向かうほど石墨化度は高くなっている。しかし、北部の圧碎花崗岩周辺での鮎川層の値は鮎川層全体の一般値より高いが圧碎花崗

	zone I (An 5-10)	zone II (An 10-15)	zone III (An 20-25)
Plagioclase			
Hornblende			
Diopside			
Epidote			
Chlorite			
Calcite			
Biotite			
Quartz			



図6. Kuroda (1959) による鉱物共生図と変成分帯. 上図の中で、直線は安定鉱物、破線は安定であるが存在しない鉱物、点線は不安定であるが存在する鉱物を示す。下図の中で、B は黒雲母アイソグラッドを、H は日立鉱山を、S は諏訪鉱山を、Hc は日立市を示す。

	Metamorphic zones	Transitional zone	Epidote amphibolite	Felsite	Amphibolite facies
	Zone A	B	C ₁	C ₂	
Blastic rock	Albite				
	Oligoclase				
	Andesite				
	Epidote				
	Actinolite				
	Wollastonite				
	Caumolingite				
	Anthophyllite				
	Chlorite				
	Calcite				
Felsite rock	Biotite				
	Diopside				
	Plagioclase				
	Garnet				
	Chlorite				
	Muscovite				
	Dioctite				
	Epidote				
	Garnet				
	Amphibole				
None	Sillimanite				
	Kyanite				
	Staurolite				
	Orthopyroxene				
	Plagioclase				
	Chlorite				



図7. Tagiri (1973) による鉱物共生図と変成分帯図. 上図の中で、破線は出現が稀な鉱物をさす。下図の中で、点を打った範囲は接触変成作用の範囲を示す。

岩近くの大雄院層の値は大雄院層全体の一般値と大きな差異はない。このことから、圧砕花崗岩の貫入時はマグマの温度が低下していたものと考えられるとしている。

星野 (1997MS) は本研究地域より南部の日立変成岩地域の泥質岩について石墨化度の測定を行った。調査地域中の泥質岩の GD 値は 5 ~ 46 の範囲で見られた (うち石灰岩 14 試料)。下位層へ向かうにつれて値は高くなることから西に向かって変成度が高くなっていることがわかる。しかし、全体的に土屋ほか (1989) ほど値は高くない。

(3) 岩石記載

本調査地域に産出する岩石の特徴を以下に示す。

変成花崗岩 (写真 1a, b, d)

肉眼で 1 ~ 2 mm の粗粒の鉱物が多く存在し、それらが片理を形成するものもある。大きな露頭を形成し、風化が弱いものは非常に硬い。色は白 ~ 黒色である。顕微鏡下では石英、斜長石の斑状変晶の間を細粒な緑簾石、黒雲母などの基質が埋めた構造をもつ。マイロナイト化の強いものと弱いものがある。マイロナイト化の強いものは基質に片理が発達し、波動消光の強い石英があり、1.5 mm 程の斜長石斑状変晶の周囲にはプレッシャーシャドウが発達する。マイロナイト化の弱いものは、石英の波動消光はあるが、流理構造が発達せず、0.5 ~ 2 mm の比較的粗い石英が存在する。また斑晶状の石英の周囲に発達するカリ長石 + 石英が楔形文字のように互いに入り組んだ 1 ~ 1.5 mm の文象構造を残しているものや 0.1 mm 程の石英、長石の針状結晶が放射状に集合して 1 mm 程の球状組織をつくるスフェルライト構造がみられるものもあり、これらは半深成岩的なものである。主な構成鉱物は、石英・斜長石・カリ長石・緑簾石・黒雲母・白雲母である。

変成閃緑岩

肉眼で色は緑色である。顕微鏡下では 0.3 mm 程の角閃石と、0.2 ~ 0.4 mm の半自形の斜長石で構成され、それらは変形が弱く片理は発達していない。主な構成鉱物は角閃石・斜長石・緑泥石・黒雲母・緑簾石である。

変成流紋岩 (写真 1c)

肉眼で細粒な白色鉱物が片理を形成しているのが見られ、色は白 ~ 灰色である。顕微鏡下では 0.1 mm 以下の細粒な石英・斜長石の基質とほとんど変形を受けていない斑晶状の自形から半自形の 0.5 mm 程の斜長石、

石英が存在する。主な構成鉱物は、石英・斜長石・緑泥石・緑簾石・黒雲母である。一部にスフェルライト構造をもつ変成流紋岩も存在した。

石灰岩

肉眼で白 ~ 灰色で、片理が良く形成されている。顕微鏡下で中粒から細粒の方解石がほとんどを占め、弱い片理がある。楕円形で直径 2 mm 程度の海百合の茎の化石を含んでいる。海百合は棘皮動物門に属す。海百合化石は石炭紀 ~ ペルム紀の化石とされている。

珪質片岩

肉眼で細粒な岩石で、色は白 ~ 灰色である。顕微鏡下では細粒の石英で構成されており、ミロナイト化は受けていない。ところどころ 0.05 mm 程の緑簾石と針状のアクチノ閃石が変成鉱物として点在していた。

角閃岩

肉眼で細粒な鉱物が片理を形成している。色は白 ~ 緑色である。顕微鏡下で 0.4 mm 程の自形柱状もしくは 0.1 mm 程の針状の角閃石が片理を形成し、0.05 mm 程の細粒な斜長石がその間を埋めた構造である。この角閃石と斜長石が塊状になり 1 mm 程の礫としてところどころ含まれるものもあり、これは火山砕屑岩由来の岩石である。主な構成鉱物は角閃石・斜長石・緑簾石・緑泥石・黒雲母である。

緑色片岩

肉眼では細粒な鉱物が片理を良く形成している。色は緑色である。片理に沿って割れやすい。顕微鏡下では基質に 0.05 mm 以下の細粒な斜長石、緑泥石、緑簾石などの変成鉱物が片理をなしている。斑晶状の変形の弱い 0.5 mm 程の石英が存在する。また、0.1 ~ 0.5 mm 程の半自形の斜長石や緑泥石などの鉱物が集まり 1 ~ 2 mm の一つの塊として、ところどころ入っているものもあり、これは火山砕屑岩起源の岩石であると考えられる。溶岩の空孔を緑簾石が埋めた構造や輝石の斑晶の仮像がみられるものも存在し、基質はインターグラニューラーないしインターサタルな組織を示す。これは火山岩溶岩起源である。他に波動消光を示す粗粒な石英や長石からなる変成花崗岩の礫を含むものも多く存在した。また、蛇紋岩起源のものも存在した。主な構成鉱物は石英・斜長石・緑泥石・緑簾石・黒雲母である。

砂質片岩

肉眼では雲母などの鉱物が片理を形成し、片理に沿って割れやすい。粒状の 1 mm 程の鉱物が確認できるものもあった。顕微鏡下の観察によると、基質は変形の弱い 0.1 mm 以下の石英や斜長石と黒雲母、白雲

母から構成され、片理を形成している。粗粒の結晶として0.5 mm程のミロナイト化をうけていない自形～半自形の石英や斜長石が存在する。また変形し波動消光を示す0.05 mm以下の細粒な石英からなる径約2 mmの塊がところどころはさまれている。これらは変成花崗岩の礫である。砂質片岩の主な構成鉱物は石英・斜長石・黒雲母・白雲母・緑泥石・緑廉石である。

(4) 岩相分布と地質構造

野外調査では、日立市役所発行の1/10,000の地形図を用い、ルートマップを作成した。層理面と片理面はほぼ平行である。このルートマップと茨城県(1992)作成の1993年国土庁発行の地質図を参考に本調査地域の地質図(図8)を作成した。

変成花崗岩は小木津山公園とその西側に大きな露頭が分布する。また、神峰公園付近、上合住宅団地の南側の多賀採石場などに数箇所変成花崗岩が分布している。変成閃緑岩は日立市清掃センターの向いの露頭と

小木津山公園北方の道路沿い露頭の2箇所分布する。変成流紋岩は変成花崗岩付近に分布し、日立鞍掛山霊園の南の沢沿いと日立鞍掛山霊園の北方の道路沿いで確認できる。石灰岩は宮田川沿いと日立鞍掛山霊園南の沢沿いの露頭で見られ、宮田川沿いの石灰岩中から海百合化石が発見された。宮田川沿いのより下流で見られた石灰岩は層理面の傾斜が8°Wと水平に近くなっている。角閃岩は火山碎屑岩由来のもので、小木津山公園の北側の道路沿いとその道に続く日立鞍掛山霊園西方の道路沿いの露頭で数箇所確認できる。緑色片岩は火山岩溶岩、火山碎屑岩由来のもので、鞍掛山沿いの道路わきの大きな露頭、日立鞍掛山霊園付近、小木津山公園の北側の道路沿いに分布する。日立鞍掛山霊園付近の緑色片岩には褶曲構造が発達する。この岩石の走向はN28°Wで傾斜は90°である。砂質片岩は常磐自動車道の西の多賀採石場と日立鞍掛山霊園付近に分布する。

本調査地域全体の平均的な走行傾斜は約N65°Wで西傾斜である。本地域より南の宮田川より南の地域は東傾斜が多く、本地域の地層の傾斜は逆転していると考えられる。

従来の研究で、本地域の南東部は鮎川層とされてきたが、緑色片岩が広く分布することから大雄院層と定義しなおし、大雄院層は石灰岩から北の地域に分布し、その上位の鮎川層は珪質片岩から南に分布する。このことより本調査地域全域は大雄院層となり、従来の鮎川層と大雄院層の境界は宮田川付近にあると修正される。

北東部の変成花崗岩は分布形態と岩相から大雄院層に貫入していると考えられる。貫入している変成花崗岩はマイロナイト化が弱く半深成岩的な岩相のものが多い。一方、北西部の変成花崗岩はマイロナイト化の強い岩相のものが多い。その南に分布する砂質片岩、緑色片岩は変成花崗岩の礫を含む。これは貫入後地上に露出した変成花崗岩が風化、浸食されて、この砂質片岩や緑色片岩の原岩に混入したものと考えることができる。

(5) 原岩堆積時の各岩相の地質学的関係について

本地域には主に角閃岩、緑色片岩、砂質片岩、石灰岩の大雄院層と変成花崗岩が分布する。角閃岩、緑色片岩は火山碎屑岩、火山岩溶岩起源であり、海底火山の噴火で堆積したと考えられる。その時石灰岩、砂岩も同時に堆積した。石灰岩の珊瑚化石より、大雄院層の堆積年代は石炭紀後期とされる。



図8. 本調査によって得られた日立市東部の地質図。

変成花崗岩は大雄院層を貫く半深成岩的な岩相がみられ、その近くに変成流紋岩も存在する。大雄院層の緑色片岩や砂質片岩は変成花崗岩の礫を含み、それらの礫には、マイロナイト化されているものもある。このことから花崗岩は大雄院層中部に浅所貫入後マイロナイト化され、その花崗岩が風化、侵食されて、大雄院層上部の堆積岩中に堆積したものと考えられる。

Tagiri (1971) は、変成花崗岩は大雄院層の堆積終了後の前期白亜紀に貫入したとしているが、本研究の結果は、Minato et al. (1979) の石炭紀後期に貫入したという見解と一致する。

(6) 変成鉱物組合せ

本地域で採取した岩石の変成鉱物組合せを以下に示す。

変成花崗岩

石英+斜長石+緑泥石+白雲母+緑簾石

石英+斜長石+緑泥石+白雲母+黒雲母

が主な鉱物組合せで、他に角閃石、カリ長石、方解石、スフェン、電気石、ジルコンを含むものが存在する。

変成閃緑岩

角閃石+斜長石+緑泥石+緑簾石

が主な鉱物組合せで、角閃石と斜長石を主体としている。石英はほとんど含まれない。他にアクチノ閃石を含むものが存在する。

変成流紋岩

斜長石+石英+緑泥石+緑簾石+黒雲母

が主な鉱物組合せで、斜長石と石英を主体としている。他に、カリ長石、方解石、白雲母、スフェンを含むものが存在する。

角閃岩

角閃石+斜長石+緑簾石+緑泥石+黒雲母

が主な鉱物組合せで、角閃石と斜長石を主体としている。他に、石英、スフェンを含むものが存在する。

緑色片岩

斜長石+石英+緑泥石+黒雲母+緑簾石

が主な鉱物組合せで、変成鉱物の緑泥石、緑簾石を多く含むものが多い。他に方解石、角閃石、アクチノ閃石、白雲母、スフェンを含むものが存在する。

砂質片岩

石英+斜長石+緑泥石+黒雲母+緑簾石

が主な鉱物組合せで、他にスフェン、電気石を含むものが存在する。

石灰岩

方解石+石英

が主な鉱物組合せで、方解石を主体としている大理石である。他に斜長石、白雲母、緑泥石を含むものが存在する。

珪質片岩

石英+緑簾石+アクチノ閃石

が主な鉱物組合せである。

(7) 変成作用

鉱物組合せをもとに、緑簾石と角閃石を含む組合せと砂質片岩・変成花崗岩・変成流紋岩中で黒雲母を含む組合せの分布を検討した。

緑簾石と角閃石の鉱物を含む岩石は、緑簾石角閃岩相に属する。この組合せの分布頻度は本地域南東部よりも北西部の方が多く、変成度が北西側で高くなっている。

また、緑簾石角閃岩中の角閃石のZ軸色を色分けした。Tagiri (1973) によるとZ軸色は、青緑色から緑色、さらに濃緑色と濃くなる程、変成度が上がっていく。本地域の北西側ほど濃緑色のものが多く、変成度が北西側ほど高いことを示している。また、この分布と変成花崗岩の分布には相関性がない。

従来、Kuroda (1959)、Tagiri (1973) は本地域を緑色片岩相としていたが、緑簾石角閃岩相が広範囲を占めることが明らかになった。

黒雲母については化学組成の似ている砂質片岩・変成花崗岩・変成流紋岩の中に含まれているものをプロットした。黒雲母を含む岩石は含まないものより変成度が高いことを示す。本地域には黒雲母を含む岩石が広く分布している。このことから、Kuroda (1959) の黒雲母アイソグラッドはより南に分布することとなり、本地域は黒雲母帯である。

(8) 結論

従来の研究で本地域の南東部の広範囲に鮎川層が存在することになっていたが、本研究により全域が大雄院層となった。鮎川層と大雄院層の境界線は宮田川付近に存在する。また、地質構造は本調査地域より南の地域が東傾斜なのに対し、本地域は西傾斜を示し、本地域の地層の傾斜は逆転している。

本地域の大雄院層は火山碎屑岩、火山岩溶岩、石灰岩、砂岩等が堆積したものである。変成花崗岩はこの大雄院層堆積途中に貫入したと考えられ、貫入時期は石炭紀後期となる。

本地域は南東部より北西部の方が変成度が高い。従来、本地域の緑色片岩相とされてきた区域は緑簾石角

閃岩相である。また、黒雲母アイソグラッドはより南に分布することとなり、調査地域内は黒雲母帯である。

2. 日立東部の地質と変成作用

(1) 岩相分布と地質構造

野外調査には日立市役所発行の1/10,000の地形図と助川市民の森公園案内図を、それぞれ1/5,000に拡大して用いた。

この地域での片理面は層理面と平行ではないところが多い。石灰岩をKey bedとして地質図を作成した(図8)。

本調査地域の層理面は主に北東走向の東傾斜で、西へ向かうにつれて急傾斜になる傾向がある。南東部は主に砂質片岩、粘板岩、それらの互層が広く分布している。砂質片岩はグレーワッケ型が主体で、級化層が発達していることなどから、タービタイトであると考えられる。鮎川中流域では1ユニットが数10cmのものが多くみられたが、助川市民の森公園内では1ユニットが1~1.5mのものが確認できた。Bouma sequenceのaパートが少なくeパートが発達していることから、供給源が遠いdistal turbiditeであると思われる。また、西光寺の西ではスランプ構造や微褶曲がみられた。この地域の走向は、N60~80°Eの範囲のものが多く、西部から北東部にかけては珪質片岩、石英片岩、雲母片岩が主に分布する。この地域では片理の発達が著しく、層理面をあまり観察できなかった。走向はN20~40°Eの範囲で、45°より急な東傾斜である。

日立東部地域では、片理の走向が急変する場所がいくつも確認された。これらは片理が形成された後に変形を受けていることを示唆している。西光寺の西には西傾斜の逆級化構造がいくつかみられた(写真2b)。また、数沢川下流と中流では、下位層の珪質片岩が鮎川層より東側で確認できた。平沢川下流や数沢川下~中流の範囲でも西傾斜が存在する。数沢川中流の砂質片岩の採石場では、堆積構造により地層の上下が判定できる。以上の観察から、この地域での地層の逆転と大きな褶曲(向斜と背斜)が推定できる。本調査地域北部ではさらに小さな褶曲が存在すると考えられる。鮎川層の北部では、従来より複雑な地質構造を呈すると結論した。

北西部には石灰岩が主に分布しており、数沢川上流の同層準内にクロリトイド片岩が互層して露出する(2ヶ所)。過去の調査では宮田川の上流でも確認されている(日立鉱業所鉱山部探査課発行のルートマップ、私信)。この地域の走向傾斜はN30~50°E、50°Eで

ある。この地域以外で確認された4ヶ所の石灰岩は、層理面の走向傾斜と分布から、レンズ状岩体であると考えられる。常磐自動車道平沢トンネルの西750mほどの山腹で、珊瑚化石を発見した。

地質図より、砂質片岩・粘板岩と石英片岩を含む珪質片岩の地層を鮎川層とし、石灰岩が卓越する以西を大雄院層とした。従来鮎川層は宮田川を越えて北に伸びてゆくとされていたが、今回の調査により鮎川層の北限は宮田川を少し北に越えたところにある(望月、2003MS)。

(2) 岩石記載

本調査地域内の岩石の特徴を以下に示す。

粘板岩

露頭では黒色~濃褐色を呈し、片理に沿って割れやすい。片理は東側では比較的弱く西にいくにつれて強くなり、西側では雲母片岩となる。鮎川流域では砂質片岩中の互層として発達する。鮎川の北側では風化している所が多い。

構成鉱物は、白雲母、緑泥石、石英、曹長石、炭質物、方解石、であり、その他に微量成分として、黒雲母、緑簾石、スフェン、電気石、ジルコン、不透明鉱物を含む。緑泥石、白雲母が綾織状の片理を形成し、大部分を占める。これらの中には石英、曹長石、方解石が隙間を埋めるように存在する。

砂質片岩

灰~白もしくは薄い緑色を呈した岩石である。建設石材として利用されるほどの硬度を有する。東側では砂粒はあまり変形しておらず、級化構造が見られるところが多い。また、片理も非常に弱い。西側では片理が発達し、千枚岩質になっている。砂粒として、大きくて5mmの石英や長石の結晶片や岩片があり、岩片の種類には、泥質岩片、火山岩片、チャート岩片などがある。特に鮎川中流域は基質と同質の泥質の偽礫を含んでいる。

モード組成を測定し、砂岩の分類を行った。測定の結果、基質の割合が15~75%であるので、Okada(1971)の分類に従うとワッケ質となる。単結晶の石英を殆ど含まず、自形の長石の結晶と岩片の割合がほぼ同じくらいであるので、長石質ワッケないし石質ワッケに分類される。

構成鉱物は粘板岩とほぼ同じであるが、炭質物は少ない。白雲母が主に片理を形成している。黒雲母より緑簾石の方が多くみられた。また、結晶片の石英には強い波動消光が確認できた。消光方向が同じではない

ので堆積後の変形が原因ではない。

珪質片岩

一般に白または灰色の固い岩石である。片理は比較的強い。主な構成鉱物は、石英、曹長石、緑泥石、白雲母、緑簾石、スフェンである。全ての鉱物が細粒であり、多量の石英を含む。大きくて0.2 mmほどのもののみられたが、それより小さく基質といえる大きさのものが多い。緑泥石、白雲母、緑簾石も多く含まれる。

石灰岩

石墨を多量に含む灰色、黒色のものと、石墨を殆ど含まない白色のものがある。片理は比較的強い。構成鉱物は、多量の方解石と、石英、緑泥石、白雲母、緑簾石、長石、電気石などである。石灰岩中に化石が多く見られたが、殆どがウミユリの茎の破片であった。珊瑚化石を1個発見した。

クロリトイド片岩

風化が著しいものが多い。石灰岩と同じくらい硬度の低い岩石である。構成鉱物は、クロリトイド、アクチノ閃石、緑泥石、白雲母、斜長石、石英である。放射状もしくは同一方向に十数個のクロリトイドの針状結晶が集まってみられる。緑泥石、白雲母がうねった片理を形成し、多量に含まれている。

緑色片岩

鮎川上流、北ノ沢上流の3ヶ所に露出する。主な構成鉱物は緑泥石、緑簾石、白雲母、黒雲母、石英である。

礫質片岩

数沢川中流と小平会館付近の2ヶ所に露出する。直径5 mm程度の円礫からなる。礫支持。礫種は石灰岩と砂岩が殆どである。

(3) 源岩(砂岩)の供給源の解析

3-1 解析方法

砕屑物の供給源となっていた地質体は、現在その規模や位置を大きく変えていることが多く、ある場合には完全になくなっていることもある。したがって、砂岩や礫岩が過去の堆積盆に砕屑物を供給していた後背地についての唯一の情報源となる場合も少なくない。砂岩は時代を限定せず、地球表層部における様々な堆積環境において形成され、しかも広範に分布することから、特にその有用性が高いとされている。また、砂岩が変成を受けていても解析可能な場合がある。造構場判別法は現在2つに大別されている。

判別法の1つは砂岩のモード組成を用いて判別する

方法である。特に、砂質粒子の石英-長石-岩石片のモード比を用いてプレートテクトニクスと関連づけて造構場の識別を行っている(Dickinson and Suczek, 1979; 公文ほか, 1992; Dickinson et al., 1983 など)。

もう1つは化学組成を用いて判別する方法である。モード組成を利用した造構場判別法は有効な結論も多いが、判別図に盛り込まれる情報の量が限定されていることもあり、絶対的な判定基準とはならない。そこで、モード組成以外のデータを用いることで砂岩組成を用いた造構場判別法の精度をより高めている。近年では砂岩の主成分化学組成や微量元素組成を用いて判別図を描き、プレートテクトニクスと関連づけた後背地の造構場を推定することが試みられている(Bhatia, 1983; Roser and Korsch, 1986; Bhatia and Crook, 1986; 君波ほか, 1992)。

3-2 解析結果

モード分析

鮎川層のタービタイトの砂質片岩について、1試料1,000点の測定を行った。まず、大まかに後背地を識別するため、Gazzi-Dickinson method (Ingersoll et al., 1984)を用いた。Gazzi-Dickinson methodは、大陸地殻内、火成弧、および古期堆積物類からなる造山帯と大きく3分し、さらに細かな分類を試みている。この判別図にあてはめると、鮎川層の砂岩は火成弧の領域にプロットされた(図9)。

後背地が火成弧であると考えられたので、次に公文ほか(1992)の提唱した、火成弧における砂岩の後背地の発展段階を識別するダイアグラムを用いて判別を行った。このダイアグラムでは、後背地を未成熟な火山島弧・成熟した火成弧・削剥された火成弧・火山活動の再開した成熟火成弧・深く削剥された火成弧の5つに大別している。ただし、深く削剥された火成弧の設定には石英砂岩の形成過程における外的影響があるため多少問題があるとしている。また、このダイアグラムは日本列島での地質データに基づいている。

このダイアグラムにあてはめると、未熟な火山島弧となる。以上より、鮎川層砂質片岩の源岩の後背地は火成弧、特に未発達な火山島弧であると考えられる。

全岩主化学組成分析

全岩主化学組成分析の測定には、茨城大学機器分析センターの蛍光X線分析装置3270型〔リガク製〕を使用した。鮎川層のタービタイトの砂質片岩を選び、モード分析で使われたものを含む、計8個について測定した。

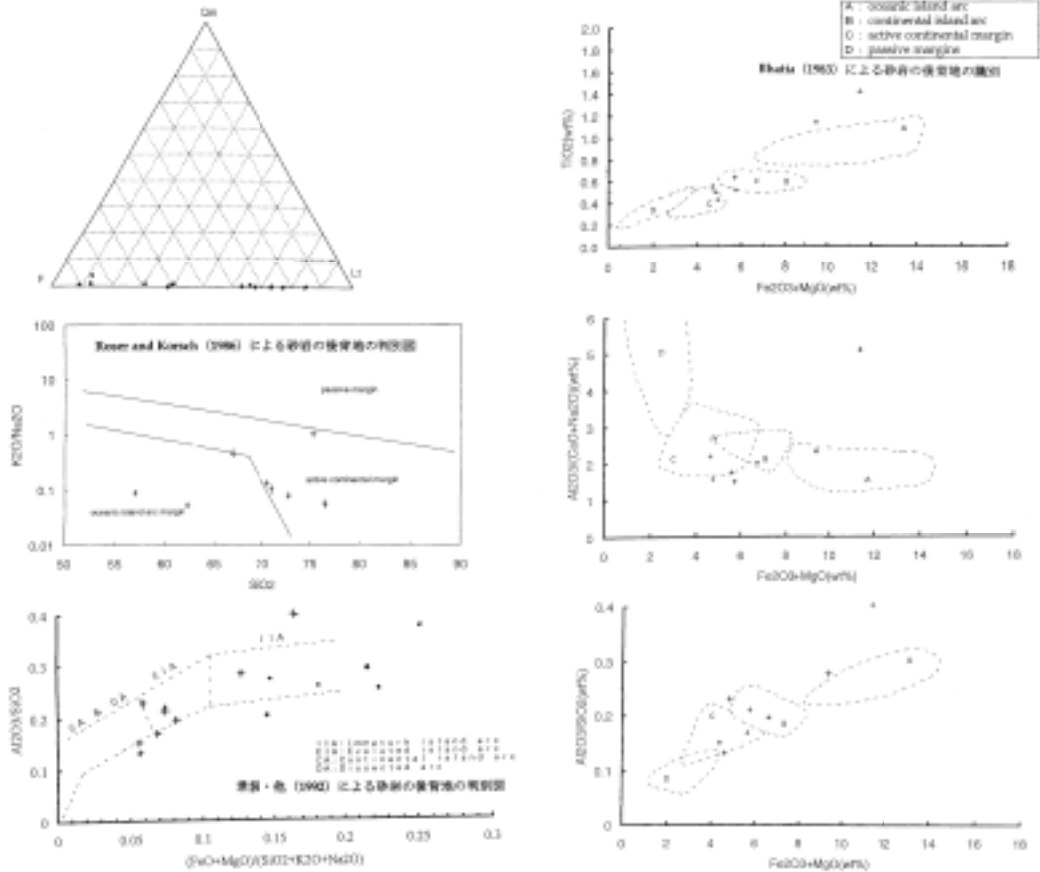


図9. 本調査と星野（1994）による砂岩の後背地を判別するための図。

図9に判別図を示す。Bhatia（1983）は、東部オーストラリアに分布する古生代のタービタイトの砂岩について分析を行い、後背地を oceanic island arc, continental island arc, active continental margin, passive margins の4つに分けている。一般的には oceanic island arc → continental island arc → active continental margin → passive margins の順に、 $Fe_2O_3 + MgO$ と TiO_2 と Al_2O_3/SiO_2 の割合は減少し、 K_2O/Na_2O と $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ の割合が増加する傾向がある。

分析の結果、鮎川層の砂岩は、continental island arc もしくは active continental margin の領域にプロットされた。

また、Roser and Korsch（1986）は、主にニュージーランドのグレイワック砂岩について分析を行い、後背地を oceanic island arc, active continental margin, passive margin の3つに区分する判別図を作成している。これによると、oceanic island arc の碎屑物は K_2O/Na_2O と SiO_2 の割合が比較的 low、passive margin の碎屑物は高い値を示す。それ以外の碎屑物は、その中間であるとしている。この判別法によれば、鮎川層の砂岩は active continental margin の領域にプロットされる。

君波ほか（1992）は、主に日本列島各地及びその近海に分布する、古生代～現世の砂と砂岩を分析し、その分析の結果から、 $(Fe_2O_3 + MgO) / (SiO_2 + K_2O + Na_2O)$ と Al_2O_3/SiO_2 の2つを用いた判別図が、特に火成弧起源の砂岩を比較・分別するには有効であるとしている。この判別法によると鮎川層砂岩は、evolved island arc にプロットされる。

以上のモード分析と全岩主化学組成分析の結果から、この鮎川層の砂岩の後背地は、大陸縁辺に形成された活動的島弧であると考えられる。発達した島弧か未発達なものかについては、結果は分かっている。星野（1997MS）は未発達な火山島弧であると判別した。

一方、鮎川層の粘板岩と砂岩には炭質物が多量に含まれている。この炭質物の起源は植物性の木片であることから、後背地の植生はかなり密度の高いものであると推定される。このことは発達した島弧を想像させる。さらに、日立市北東部には鮎川層より古い地層中に浅所貫入の花崗岩体や流紋岩溶岩が存在する。このことも発達した島弧を想像させる。

他方、鮎川層のタービタイトには礫岩や粗粒石英砂岩の発達は乏しく、陸源堆積物の大部分は火山性の砂

岩である。このことから未発達な島弧が推定される。

(4) 変成鉱物組合せ

84 試料の薄片を作成した。以下に鉱物組合せを示す。

砂質片岩・粘板岩

緑泥石+白雲母

緑泥石+白雲母+黒雲母

緑泥石+白雲母+黒雲母+緑簾石

千枚岩・雲母片岩

緑泥石+白雲母+緑簾石+黒雲母

緑泥石+白雲母+緑簾石+黒雲母+スフェン

珪質片岩

緑泥石+白雲母

緑泥石+白雲母+黒雲母

緑泥石+黒雲母

石灰岩

方解石+石英

礫質片岩

方解石+斜長石+石英+緑泥石

緑色片岩

緑泥石+緑簾石

クロリトイド片岩

クロリトイド+白雲母+緑泥石+石英+アクチノ閃石

(5) 黒雲母アイソグラッド

砂質片岩・粘板岩の主要鉱物組合せは以下の3種類で代表される。

白雲母+緑泥石

白雲母+緑泥石+黒雲母

白雲母+緑泥石+黒雲母+緑簾石

黒雲母の出現し始める地点を結び、黒雲母アイソグラッドとした(図8)。黒雲母は従来の研究(Kuroda, 1959)より東側から出現する。また、今回得られた黒雲母アイソグラッドは地質構造に調和的である。

(6) 石墨化度

6-1 石墨化度の分析法

Tagiri (1981) の方法に従って石墨化度を測定した。粘板岩から炭質物を分離し、カバーガラスに張り付けて、X線回折計を用いてC軸方向の結晶格子の面間隔 d_{002} と結晶子の厚さ $Lc_{(002)}$ を求めた。X線回折には機器分析センターの RINT2000 (リガク社製) を使用した。炭質物の結晶化度は RINT2000 の内蔵ソフトウェアと Tagiri (1981) の方法により計算した。 $Lc_{(002)}$ の計算に

は Scherrer の式を用いた。GD 値は Tagiri (1981) による。

$$GD = 100 (d_{002} - 3.70) / \log (Lc_{(002)} / 1000) \quad [1]$$

$$Lc_{(002)} = 91 / \beta \quad (\text{Scherrer's formula}) \quad [2]$$

d_{002} , $Lc_{(002)}$ そして 3.70 は Å である。炭質物が石墨に結晶化すると、 d_{002} は 3.70 Å から 3.35 Å に減少し、 $Lc_{(002)}$ は 10 Å から 1000 Å へ変化する。石墨化度は数値が大きいほど変成度は高くなる。

6-2 石墨化度の分布と比較

本研究では 40 個の粘板岩の GD 値を求めた。星野 (1997MS) のデータも用いて GD 値を地形図にプロット、温度構造を知るために GD を 4 区分し、等石墨化度線をひいた(図10)。

石墨化度は基本的に西に向かって高くなっているが、鮎川の中流域に低い値が出現し、鮎川の下流域や小平会館近辺とその西部、数沢川中流域に周囲よりも高い値が所々ある。等石墨化度線図は地質構造と概ね調和的である。

土屋・他 (1989) と、今回得られた GD 値は大きく異なっている。Tagiri (1981) は石墨に対する方解石の



図10. 本調査と星野 (1994) による日立東部の石墨化度による変成分帯。

触媒作用により石灰岩中の炭質物の石墨化作用が粘板岩中のそれとは異なることを示した。土屋・他(1989)の試料中には石灰岩が多く含まれている。よって、土屋・他(1989)の結果を泥質岩の石墨化度として利用することは出来ない。

今回得られた石墨化度分布を、鮎川以南を調査した星野(1997MS)と比べると、分布の区分の仕方が異なるものの、調和的な結果が得られた。

(7) 変成作用

砂質片岩・粘板岩の主要鉱物組合せと等石墨化度の関係を検討した。黒雲母が出現しているのに石墨化度が低いところ、反対に黒雲母が出現していないのに石墨化度が高いところがあるものの、両者の関係は地質構造と概ね調和的であり、西に向かうにつれて変成度が上がっている。

(8) 結論

鮎川層は砂質片岩・粘板岩と石英片岩を含む珪質片岩相と数ヶ所の石灰岩のレンズからなっている。従来、鮎川層の北限は宮田川を越え北東に広く分布するとされていたが、本研究により宮田川までの分布となった。鮎川層の中～北部では西傾斜や地層の逆転を示す構造がみられることから、複雑な褶曲構造や地層の逆転がある。このことは、従来の地質構造よりも複雑な構造をとることを示している。

砂質・粘板岩の鉱物組み合わせより黒雲母アイソグラッドは従来の研究より東側に存在する。今回得られた地質構造と調和的である。

粘板岩40個より石墨化度を測定した。星野(1997MS)のデータも用い、この地域の温度構造を求めた。これまでの研究報告と同じように、東から西に向かって変成度が高くなっていることが確認された。

(9) 地質発達史

日立変成岩類に貫入する圧碎花崗岩中のジルコンについて、SHRIMP年代が求められている(坂島ほか, 1999)。それによると、花崗岩のマグマ貫入の年代は4億年より古くなる。玉簾層の角閃石片麻岩のNd-Smアイソクロン年代も求められている(小林ほか, 1992)。それによると、変成火山岩の源岩の年代は約350Maである。大雄院層の石灰岩の化石による年代は石炭紀中下部である(藤本, 1924)。また、鮎川層中の石灰岩のフズリナによる年代は二疊紀下部である(杉山, 1972)。変成白雲母や角閃石のK-Ar年代はいずれ

も白亜紀である。火成岩の活動年代、石灰岩の堆積年代、それに花崗岩体や火山岩、堆積岩の岩石学的性質を総合的に総括すると、以下のような地史が推定できる。

シルル紀からデボン紀の海洋プレート上に発達した未成熟な火山島弧が、プレートの運動に乗ってアジア大陸付近まで移動する。未成熟な島弧は石炭紀後期には花崗岩の貫入や流紋岩の流出などをともない成熟し、一部陸化し、陸上にはよく植生が発達した。二疊紀早期までにこの島弧には石灰岩が付加され、島弧陸棚には火山性の砂岩や泥岩が堆積した。古生代の火山島弧は中生代になってさらにアジア大陸に付加され、白亜紀に広域的に変成作用を受けた。この発達史の仮説に対し、圧碎花崗岩のSHRIMP年代はどれにも該当しないため、再度の年代測定が必要となる。

D. 阿武隈山地太平洋岸地域における白亜紀以降の常磐堆積盆の地質

1. はじめに

福島県南部から茨城県北部にかけての阿武隈山地東縁にあたる太平洋岸地域は常磐地域と呼ばれ、基盤をなす前期白亜紀以前の古期岩類である阿武隈変成岩・阿武隈花崗岩を被覆して、白亜紀後期以降に堆積した堆積岩類が南北に分布する。これらの堆積岩は、太平洋岸から太平洋沖に南北に伸びた一連の前弧堆積盆の西縁部が、新第三紀以降の構造運動によって陸上に露出したものである。南北性の褶曲やブロック性の断層による変形はあるが、大局的に地層は南北から北北東-南南西走向で東に緩く傾斜した同斜構造をなしている。その構造は太平洋沖合海底下にも広く連続しており、全体として常磐堆積盆と呼ばれている。ここでは常磐堆積盆の陸域部分に対して常磐地域を用いる。

本稿では、常磐地域の地質学的研究について、安藤(2002)、上田ほか(2003)の執筆の過程で浮き彫りになった問題点や投稿後に判明してきた点を中心に記述する。

2. 常磐堆積盆とは?

常磐堆積盆の形成は少なくとも白亜紀チューロニアには始まっており、陸上地層は双葉層群(コニアシアン-サントニアン)として知られている(安藤ほか, 1995; Ando, 1997)。双葉層群の延長は鹿島灘や常磐沖、相馬沖、そして気仙沼沖の海底下に知られており(加藤ほか, 1996)、サハリンから鹿島灘まで1400 km以上にわたって広がっていた白亜紀前弧堆積盆の蝦夷

堆積盆の一部をなしていたと考えられている (Ando, 2003). Ando (2003) では、蝦夷堆積盆について、堆積盆の形状、構造的な位置づけ、層序などから、常磐亜堆積盆、北上亜堆積盆 (気仙沼沖から久慈沖北方間)、北海道亜堆積盆に細分した。

白亜紀前期バレミアン-アプティアンに始まる蝦夷堆積盆は古第三紀暁新世で堆積が終了し陸化するが、始新世後期になると、再び石炭を含む非海成-海成の碎屑物が集積する堆積盆群が形成された。この時期の堆積物が常磐堆積盆の白水層群、三陸北部の久慈地域の野田層群、北海道中部の石狩層群である。特に常磐堆積盆では、常磐炭田として1960年代まで石炭が採掘されていた。

さらに、この古第三系堆積盆の埋積後、中新世前期には再び常磐堆積盆が大規模に発達し、数回の不整合イベントを挟みながら現在まで堆積が続いている。特に中新世後期から鮮新世にかけては連続的に堆積しているとみなされている (岩田ほか, 2002)。したがって、常磐堆積盆といっても、時期によってその形状と堆積物の特徴はかなり違っている。

1970年代以降、石油・天然ガスを目的とした太平洋沖海底の探鉱が基礎試錐や基礎物理探査、あるいは石油企業による調査によって行われ、古第三系の石炭層が東北日本太平洋沖の天然ガスの根源岩の一つとして注目されている。現在、楯葉町の沖合の陸棚で磐城沖ガス田が帝国石油 (株) によって操業中である。

したがって、これほど地質構造が単純な地域で海域と陸域の情報を高精度で統合することができる地域は変動帯の日本では稀である。このことから常磐地域は東北日本太平洋側の白亜系-第三系の層序の重要な模式地の一つとなっている。さらに、この地域は地温勾配が島弧としては非常に小さく、堆積物が受けた続成作用や変質作用が軽微で、多くの堆積岩は軟質である。例えば白亜系の双葉層群玉山層の砂岩が山砂として (福島県広野町大久川)、古第三系漸新世石白水層群石城層の礫岩が山砂利 (福島県広野町釜ヶ崎など数カ所) として採掘されている。こうした、地質学的条件を活かして、2003年より始まるIODP (国際統合深海掘削計画) でも常磐沖の掘削が提案されている (保柳ほか, 2003)。

3. 常磐地域の研究史について (補遺)

常磐地域は古第三系から石炭を産出するため、1900年代初頭の常磐炭田としての炭鉱開発・採鉱のための地質調査に始まり、数多くの地質学的研究がなされて

きた。また層序学的にも古生物学的にも多くの大型動物化石、微化石を産し第三系の重要な産地として知られている。そのため、膨大な研究文献が蓄積されその全貌を把握するのは容易ではない。そこで、今後の研究に資するために、特に層序学・古生物学的研究を中心に文献学的調査を行い、常磐堆積盆の上部白亜系-第三系に関連する主要文献リストを作成した (安藤, 2002)。そして、安藤のこれまでの堆積地質学的研究を踏まえ、特に堆積地質学的な観点を重視して、地質研究の現状や最近の研究動向の簡潔なレビューを行った。

安藤 (2002) を出版後あるいはそれと前後して、この1, 2年で、久保ほか (2002)、岩田ほか (2002) などが出版されており、研究が進展しつつあることをもの語っている。本項では安藤 (2002) であげられなかった文献の主なものについて簡潔に紹介する。

久保ほか (2002) では、5万分の1地質図幅の調査としていわき市北端から富岡町にかけて調査し、綿密な地質図を作成し丁寧な層序対比を行っており、白亜系は利光誠一氏、第三系は柳沢幸夫氏が担当した。今後、常磐地域の白亜系-第三系の基本文献として重要であろう。

岩田ほか (2002) は基礎試錐、基礎物理探査や企業による常磐堆積盆海域の石油探鉱で明らかとなった石油システムについて総括しており、その中で白亜系第三系の層序をまとめており、海域と陸域との層序統合や堆積史を考える際に必須の文献である。

一方、平地学同好会は不定期ではあるが、会報を発行して地域地質や化石産出報告を地道に発表してきており、常磐地域の地質研究における重要な情報源である。第23号は創立50周年記念号として、鎌田 (2001) をはじめ、根本・大原 (2001) や根本ほか (2001a, b) などが掲載されている。特に軟体動物化石群の群集変遷やそれらの堆積環境が詳しく報じられ、これまでの軟体動物化石を用いた層序・古生態研究の現状や課題を把握するのに役立つ。

日本古生物学会第150回例会 (2001年1月27日、茨城県自然博物館) で行われたシンポジウム「新生代軟体動物古生物学の最近の進展と課題」の報告集となる、生物科学特集号 (55巻3号) にも常磐地域に関連する軟体動物群集やその古地理について記述があり、本田 (2001)、小笠原 (2001)、高橋 (2001) が参考になる。

保柳ほか (2003) や長谷川 (2003) では、それぞれ常磐堆積盆、北上堆積盆の新第三系、白亜系を国際統

合掘削計画 (IODP) で掘削する科学提案が披瀝されている。特に保柳ほか (2003) は、中期中新世以降の北西太平洋縁辺における海水準変動・気候変動を解明するために、常磐沖の3サイトで陸側から海溝側に向かって深度の異なる数カ所を掘削する、トランセクト掘削を行う内容である。これは、常磐堆積盆の堆積物が世界規模の環境変動・気候変動の記録媒体として、北西太平洋域の模式的な研究となり得る可能性を実証するものである。掘削は最短で採択されても2006年以降のことなので、研究の進展は近い将来にゆだねられる。

4. 常磐地域の白亜系-第三系の堆積史について

これまでの研究によって常磐地域の第三系は、岩相分布や層序、化石など、他地域の同時代層に比してはるかに詳細・緻密な成果が公表されてきた。しかし、堆積相層序から読みとれる高精度の堆積環境変化やシーケンス層序、化石密集層の形成過程など、まだまだ研究課題を見いだすことが可能である (安藤, 2002; 篠崎・安藤, 2002)。上田ほか (2003) では、その一例として、茨城県北茨城市関本-磯原地域の古第三系漸新統白水層群石城層-浅貝層を対象とした堆積相解析を行い、これまでより精度の高い堆積環境の変遷や堆積史を復元した。

(1) 石城層で見られる堆積輪廻層の意味

石炭を含む白水層群石城層については江口元らによる一連の研究 (江口・庄司, 1953; 江口ほか, 1953; 江口・鈴木, 1953 など) が知られている。江口・庄司 (1953) では、一般に夾炭層に見られる連続的でしかも周期的に観察できる上方細粒化を示す岩相を堆積輪廻層と呼んでいる。すなわち、下位より斜交層理の発達した礫岩および粗粒~細粒砂岩、砂質頁岩、石炭または炭質頁岩に漸移して、最上部にシルト岩または砂質頁岩がのる岩相である。また、輪廻層の累重様式の特徴から輪廻層群を識別している。江口・庄司 (1954) でも指摘されているように、こうした堆積輪廻層には変異があり、不完全な輪廻層を示す場合もある。江口らはこれらの変異について明確な記載はしていないが、不完全輪廻層には、礫岩卓越型、細粒砂岩卓越型、シルト岩卓越型がある。

堆積学的に見ると、完全な輪廻層の場合は、上方細粒化する岩相の累重から河川成層の河道-氾濫原サイクルを表すと考えられる (Miall, 1992)。礫岩卓越型も、おそらく泥質氾濫原の発達しない礫質河川相と考

えるのが妥当である。一般に河川成サイクルは外因的な相対海水準の変動がなくても、河道の自律的 (auto-cyclic) な移動によって形成されることが知られている。ところが、石城層の細粒-極細粒砂岩やシルト岩の卓越する型の多くは、上田ほか (2003) が明らかにしたように、内湾-エスチュアリー堆積物である。つまり、石城層の堆積輪廻は河川成サイクルの累重だけではなく、海進によるエスチュアリー-内湾相への一時的な堆積環境変化で形成されたものもあるのである。

上田 (2003) では、石城層における堆積相の水平的垂直的分布から、相対的相対海水準変動に伴う2度の海の差し込み (marine incursion: Shanley and McCabe, 1994) が確認された。そして、海の差し込みによる厚い内湾成堆積物の位置は、江口・庄司 (1955) が石炭の探鉱に伴う試錐データから求めた基盤等深線図に認められる湾状の地形と対応する。また、白水層群石城層の上位の湯長谷層群柵平層上部でも小規模な海の差し込みが3回認められる (上田・安藤, 2003)。このような海の差し込みの事例は、例えば、北海道の石狩層群でも報告され (高野ほか, 1998)、研究が進みつつある。

(2) 炭鋳試錐柱状の再解釈-炭鋳調査資料の有用性

常磐地域は炭鋳があった1960年代以前に比べ、都市化や露頭の風化などによって露頭条件は極めて悪くなっており、面的な地質調査は情報不足という問題に直面する。こうした点を克服するために、上田ほか (2003) では、江口・庄司 (1954) に記載されている華川-関本間で石城層を掘削した7本の試錐柱状と、筆者らが作成した地上地層における地質柱状との比較を行った。残念ながら、試錐の掘削位置やそれらの位置関係は、当時各炭鋳が稼業中という制約のために詳細な記述がなく、地名が記されているのみである。また、この試錐柱状には堆積相を特定できる程の詳細な記載はない。しかし、粒度変化や産出化石等の特徴から、野外調査に基づいて認定した堆積組相との比較はある程度可能である。そこで、試錐柱状から推定される堆積組相分布と、地上地層で確認できた堆積組相分布との対応を比較すると、非常によく一致している。つまり、両者を適切に統合することで、華川-関本間の露頭不足を補い、堆積相や堆積組相の分布をより精確に読みとることができる。

その結果、関本-磯原地域の石城層は塩水湿地相の発達する内湾-エスチュアリー相から河川相への堆積相変化を2回繰り返しており、浅貝層では上部外浜相

から下部外浜～内側陸棚相からなることが確認された。そしてそれらの分布や累重様式から、石城層は2回の相対的海水準変動サイクルにより形成され、浅貝層はその後の大規模な相対的海水準上昇に伴う海進により形成された堆積物であることが明らかになった。白水層群全体は第3オーダー堆積シーケンスを構成し、石城層に認められるサイクルは第4オーダーシーケンスとみなされる。

江口・庄司(1954)は当時の炭鉱調査資料をまとめた二次的資料ではあるが、補助的に使うことによって地表地質情報の不足を補うことに役立つ。炭鉱閉山後、長期間が経過しており、そうした炭鉱調査資料が歴史的な価値を持つようになっているのは当然であるが、もし、当時の一次資料を地域地質研究に用いることができるなら、さらに詳細な堆積史を復元できる可能性があるだろう。

E. 文献一覧 (含引用文献)

1. 日立変成岩類についての文献

Bhatia, M. R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone. *Jour. Geology*, **91** : 611-627.

Bhatia, M. R. and K. A. W. Crook. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting of sedimentary basins. *Contrib. Min. Petrol.*, **92** : 181-193.

Dickinson, W.R. and C. A. Suczek. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **63** : 2164-2182.

Dickinson, W.R., L. S. Beard, G. R. Braenrdige, J. L. Erjavec, R. C. Ferguson, K. F. Inman, R. A. Knepp, F. A. Lingdberg and P. T. Ryberg. 1993. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. America Bull.*, **94** : 222-235.

藤本治義. 1924. 日立鉱山付近の片状岩に伴われる石灰岩中のサンゴ化石. *地学雑誌*, **36** : 559-561.

Grew, E. S. 1974. Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas. *J. Geol.*, **82** : 50-73.

Ingersoll, R. V., T. F. Bullard, R. L. Ford, J. P. Grimm, J. D. Pickle and S. W. Sares. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Jour. Sed. Petrology*, **54** : 103-116.

Itaya, T. 1981. Carbonaceous material in pelitic schists of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Lithos*, (14) : 215-224.

君波和雄・公文富士夫・西村年春・志岐常正. 1992.

火成弧に由来する砂岩の化学組成. *地質学論集*, (38) : 361-372.

公文富士夫・君波和雄・足立 守・別所孝範・川端清司・楠 利夫・西村年春・岡田博有・大上和良・鈴木繁之・寺岡易司. 1992. 日本列島の代表的砂岩のモード組成と造構場. *地質学論集*, (38) : 358-401.

公文富士夫. 1993. 砂岩のモード組成と造構場. *地質学論集*, (38) : 385-401.

黒田吉益. 1951. 日立地方の所謂壓碎性花崗岩及び角閃片麻岩について—阿武隈高原の地質学的岩石学的研究(その2). *地質雑*, **58** : 55-62.

黒田吉益・倉林三郎. 1952. 日立地方結晶片岩の成因について—阿武隈高原の地質的・岩石学的研究(その2). *地質雑*, **58** : 55-62.

Kuroda, Y. 1959. Petrological study on the Metamorphic Rocks of the Hitachi district, Northeastern Japan. *Sp. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, **7** : 1-70.

丸山孝彦. 1979. 南部阿武隈高原の花崗岩類のRb-Sr同位体年代論, 日本列島の基盤. 加納博教授記念論文集, pp. 523-558.

Minato, M., M. Funahashi, T. Watanabe and M. Kato. 1979. The Abean Orogeny, 427pp., Tokai Univ. Press.

Okada, H. 1971. Classification of sandstone: analysis and proposal. *Jour. Geol.* **79** : 509-525.

Okuyama, Y. 1980. Low-grade metapelites in the contact metamorphic aureole around the Tono granodiorite pluton, Miyamori- Ōhazama district, Kitakami Mountains. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **75** : 359-371 (in Japanese with English abstract) .

Roser, B. P. and R. J. Korsch. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Jour. Geol.*, **94** : 635-650.

柴 正敏・三河輝夫・柴(佐藤)理香子・高橋和彦. 2002. 北海道南東部, えりも地域に分布する, いわゆる“日高累層群”の砂岩組成. *地質雑*, **108** (2) : 127-130.

杉山新平. 1972. 日立地域より紡錘虫化石の発見. *地球科学*, **26** : 173-175.

Tagiri, M. 1971. Metamorphic rocks of the Hitachi district in the southern Abukuma Plateau. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **65** : 77-103.

Tagiri, M. 1973. Metamorphism of Paleozoic rocks in the Hitachi district, southern Abukuma Plateau, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ, Ser. III*, (12) : 1-67.

田切美智雄・大倉智恵子. 1979. 日立および鶏足山塊

- 地域の変火山岩類, 特にそれらの火成活動場と棚倉構造線について. 地質雑, **85**: 679-689.
- Tagiri, M. 1981. A measurement of the graphitizing-degree by the X-ray powder diffractometer. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, **76**: 345-352.
- 田切美智雄. 1986. グラファイトの岩石化学-炭質物の再結晶-. 月刊地球, **8**: 39-45.
- Wada, H., T. Tomita, K. Matsuura, K. Iuchi, M. Ito and T. Morikiyo. 1994. Graphitization of carbonaceous matter during metamorphism with references to carbonate and pelitic rocks of contact and regional metamorphism, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **118**: 217-228.
- 渡辺万次郎. 1920. 日立鉱山付近の火成岩と其鉱床に対する関係について (1) (2). 地質雑, **27**: 441-450; 477-486.
- 2. 常磐堆積盆の地質層群の引用文献**
- Ando, H. 1997. Apparent stacking patterns of depositional sequences in the Upper Cretaceous shallow-marine to fluvial successions, Northeast Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, (48): 43-59.
- 安藤寿男. 2002. 茨城県北部~福島県南部太平洋岸地域における常磐堆積盆の地質学的研究-文献リストと研究概観. 茨城県自然博物館研究報告, (5): 81-97.
- Ando, H. 2003. Stratigraphic correlation of Upper Cretaceous to Paleocene forearc basin sediments in Northeast Japan: cyclic sedimentation and basin evolution. *Jour. Asian Earth Sci.*, **21**: 919-933.
- 安藤寿男・勢司理生・大島光春・松丸哲也. 1995. 上部白亜系双葉層群の河川成-浅海成堆積システム-堆積相と堆積シーケンス-. 地学雑誌, **104**: 284-303.
- 江口元起・庄司力偉. 1953. 常磐炭田における炭層堆積の研究(その1)-茨城県磯原町付近-. 地質雑, **59**: 99-109.
- 江口元起・庄司力偉. 1954. 常磐炭田神之神山鉱山付近における地質層序と炭層堆積状態について. 常磐技報, **7**: 1-12.
- 江口元起・庄司力偉. 1955. 常磐炭田に於ける基盤の形態と炭層の発達状態との関係について. 地質雑, **61**: 19-29.
- 江口元起・庄司力偉・鈴木舜一. 1953. 常磐炭田における炭層堆積状態の研究(その2)-福島県双葉郡広野町付近-. 地質雑, **59**: 544-551.
- 江口元起・鈴木舜一. 1953. 常磐炭田における炭層堆積状態の研究(その3)-常磐炭田南部茨城県小水津付近の地質構造-. 岩鉱学会誌, **37**: 65-75.
- 長谷川卓・安藤寿男・栗田裕司. 2003. 寒冷化を始めた温室地球環境の解明- IODP による宮城県沖掘削の意義と問題点-. 月刊地球号外, (40): 270-276.
- 本田 裕. 2001. 北西太平洋地域の古第三系貝類化石の古生物地理. 生物科学, **53**: 164-167.
- 保柳康一・荒戸裕之・栗田裕司・柳沢幸夫・亀尾浩司. 2003. 後期新生代の気候変動・海水準変動・海洋循環と北西太平洋縁辺の関係解明をめざす前弧陸棚トランセクト掘削. 月刊地球号外, (40): 281-284.
- 岩田尊夫・平井明夫・稲場土誌典・平野真史. 2002. 常磐沖堆積盆における石油システム. 石油技術協会誌, **67**: 62-71.
- 鎌田泰彦. 2001. 福島県・茨城県常磐地域の第三紀研究における今後の課題(その3-常磐地域の貝類化石群集の時空分布). 平地学同好会会報, (23): 3-20.
- 加藤 進・田澤幸一・中野孝教. 1996. 相馬沖海域における上部白亜系・新生界の層序. 地質雑, **102**: 1039-1051.
- 久保和也・柳沢幸夫・利光誠一・坂野靖行・兼子尚知・吉岡敏和・高木哲一. 2002. 地域地質研究報告(5万分の1の地質図幅)川前及び井出地域の地質. 136 pp., 産総研地質調査総合センター.
- Miall, A. D. 1992. Alluvial models. In: Walker, R. G. and James, N. P. (eds.), *Facies Models - Response to Sea Level Chang*, pp. 119-142, Geol. Assoc. Canada.
- 根本修行・大原 隆. 2001. 常磐地方北部地域の白水層群に見られる貝化石群集と堆積環境. 平地学同好会会報, (23): 21-51.
- 根本修行・佐藤 篤・大原 隆. 2001a. 常磐地方高久層群沼ノ内層から産した貝化石とその堆積環境. 平地学同好会会報, (23): 53-66.
- 根本修行・佐藤 篤・大原 隆. 2001b. 常磐地方の平層・本谷部層から産出した貝化石. 平地学同好会会報, (23): 67-76.
- 小笠原憲四郎. 2001. 本邦新生代貝類群集変遷の古海洋環境的背景. 生物科学, **53**: 185-191.
- Shanley, K. W. and McCabe, P. J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **78**: 544-568.
- 篠崎将俊・安藤寿男. 2002. 福島県富岡町本町西のボーリングコアにおける古第三系浅貝型軟体動物化

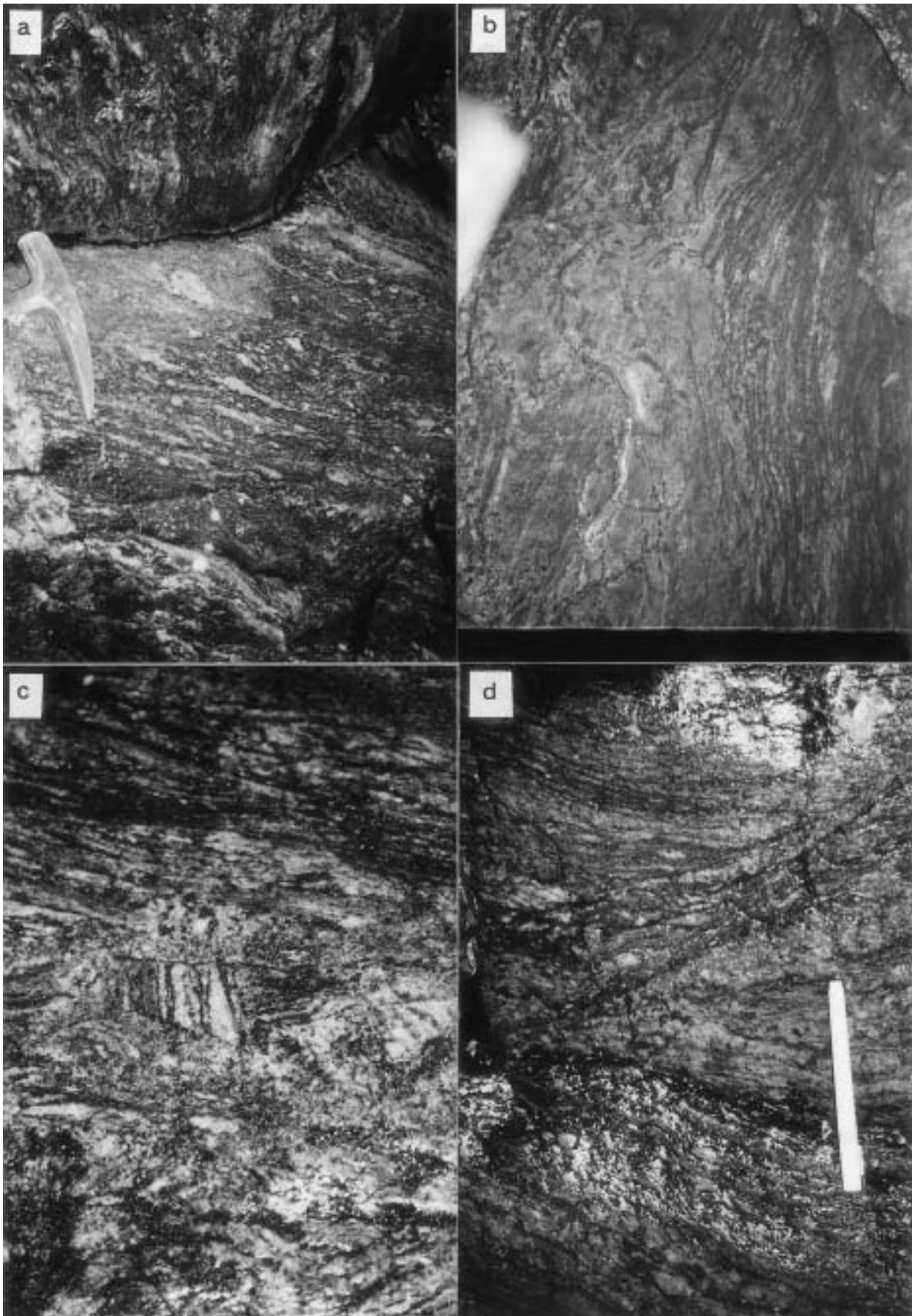
- 石群の産出層序と産出様式. 日本古生物学会 2002 年年会講演要旨, 125.
- 高橋宏和. 2001. 棚倉破砕帯の Arcid-Potamid 群集. 生物科学, **53**: 168-177.
- 高野 修・早稲田周・西田英毅・一ノ関鉄郎・横井研一. 1998. 北海道始新統石狩層群の河川～内湾システムと堆積シーケンス. 堆積学研究, (47): 33-53.
- 上田庸平・安藤寿男・篠崎将俊. 2003. 茨城県北部の古第三系前期漸新統白水層群石城層から浅貝層にかけての堆積相変化と古地理的意義. 茨城県自然博物館研究報告, (6): 1-17.
- 上田庸平・安藤寿男. 2003. 常磐地域南部茨城県北茨城市周辺に分布する第三系の堆積相. 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会講演要旨集, G016-004.
3. 1980 年以降の阿武隈山地基盤岩類(放射年代も含む)についての文献
- 天野一男・高橋治之. 1984. 棚倉破砕帯周辺の新第三系の地質. 棚倉破砕帯に関する地質学的地球物理学的研究, 茨城大学特定研究報告, pp. 6-9.
- 天野一男. 1994. 茨城の自然をたずねて－日曜の地学 8. 249pp, 築地書館.
- 豊 遥秋・坂巻幸雄. 1989. 茨城・福島県下の鉱物産地. 日本地質学会第 96 年学術大会見学旅行案内書, pp. 201-224.
- 永広昌之. 1982. 東北日本の NNW 性断層群－棚倉破砕帯の姉妹断層. 月刊地球, (4): 200-205.
- Faure, M., F. Lalevee, Y. Gusokujima, J. Iiyama and J. Cadet. 1986. The pre-Cretaceous deep-seated tectonics of the Abukuma massif and its place in the structural framework of Japan. *Earth and Planetary Sci. Let.*, **77**: 384-398.
- 藤巻宏和・宮嶋 敏・青木謙一郎. 1991. 南部阿武隈山地の宮本複合岩体の Rb-Sr 年代. 岩鉱, **86** (5): 216-225.
- 福田尚人. 1992MS. 福島県貝屋地区の御斎所変成岩類. 茨城大学理学部地球科学科卒業論文.
- 福田尚人. 1994MS. 阿武隈山地御斎所北部変成岩類の岩石学的研究. 茨城大学理学研究科修士論文.
- 藤巻宏和・宮嶋 敏・青木謙一郎. 1991. 南部阿武隈山地の宮本複合岩体の Rb-Sr 年代. 岩鉱, **86**: 216-225.
- 後藤淳一・廣井美邦・加々美寛雄. 1990. 阿武隈山地, 十文字岩体の Rb-Sr 年代. 日本地質学会第 97 年学術大会講演要旨, 436.
- Goto, J. 1991MS. Geological and petrological study of the boundary area between the Gosaisyo and Takanuki metamorphic rocks in the Abukuma metamorphic terrane. M. Sc. Thesis, Chiba Univ., 56 pp.
- Gusokujima, Y. 1980. Strain measurements from deformed calcite grains in the Hitachi metamorphic rocks. Prof. Kanno Memorial Volume, pp. 465-477.
- Gusokujima, Y. and T. Sato. 1982. Preliminary reports of deformation conditions in the folded Hitachi metamorphics. *Ann. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba*, **8**: 62-65.
- Gusokujima, Y. 1983. Microstructures of the folded Hitachi metamorphics in the southern Abukuma Plateau, Japan. *Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba*, **4**: 73-98.
- 萩谷 宏. 1996. 日立変成岩の内部構造と全岩化学組成. 日本地質学会第 103 年学術大会演旨, 299.
- 花淵弘樹. 1992MS. 阿武隈山地・入遠野川中流域の御斎所変成岩類. 茨城大学理学部地球科学科卒業論文.
- Hara, I. H. Umemura and A. Tsue. 1981. Metamorphism and tectonism in the Abukuma Belt, Northeast Japan. Tectonics of Paired Metamorphic Belt, Symposium Hiroshima 1981, Hara, I. Organized. 179-183.
- 平野英雄・藤貫 正. 1985. 日立変成帯中のタルク鉱床. 地調月報, **36**: 137-153.
- 廣井美邦・岸 智. 1989. 阿武隈変成帯, 竹貫泥質片麻岩中の十字石と藍晶石. 岩鉱, **84** (5): 141-151.
- Hiroi, Y., M. Yokose, T. Oba, S. Kishi, T. Nohara and A. Yao. 1987. Discovery of Jurassic radiolaria from acmite-rhodonite-bearing metachert of the Gosaisyo metamorphic rocks in the Abukuma terrane, Northeastern Japan. *Jour. Geol. Soc. Jap.*, **93**: 445-448.
- Hiroi, Y. and S. Kishi. 1987. Unique P-T evolution of the Takanuki metamorphic rocks in the Abukuma terrane, Northeast Japan. Joint Meeting of Metamorphic Studies Group and IGCP 235 at Univ. Dublin, Ireland, Sept., 1987. 1-5.
- Hiroi, Y. and S. Kishi. 1989a. P-T evolution of Abukuma metamorphic rocks in Northeast Japan, metamorphic evidence for oceanic crust obduction, in "Evolution of Metamorphic Belts". Geol. Soc. London, Special Pub. (Dary, J. S., R. A. Cliff and B. W. D. Yardley, eds.), pp. 481-486.
- Hiroi, Y. and S. Kishi. 1989b. Staurolite and kyanite in the Takanuki pelitic gneisses of the Abukuma metamorphic

- terrane, northeast Japan. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, **84**: 141-151.
- Hiroi, Y. 1991. Abukuma plateau, the Abukuma plateau and the Nikko volcanic province, Japan. 6th international symposium on antarctic earth sciences excursion, a guidebook, pp. 18-54.
- 廣井美邦・野原 壯・岸 智. 1989. 阿武隈変成帯, 竹貫泥質片麻岩中の紅柱石の成因とその変成帯上昇過程への意味. 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, 599.
- 廣井美邦. 1989. 阿武隈帯の変成作用と構造運動. 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, 101-102.
- 廣井美邦. 1990. 阿武隈変成帯, 横川の同一露頭に見られる高压および低圧で安定な鉱物合せー変成史の解析. 岩鉱, **85**: 207-222.
- 廣井美邦・C. Fanning・D. J. Ellis・仲井 豊・本吉洋一・白石和行. 1992. 阿武隈変成岩中のジルコンのイオンマイクロプローブ年代値とその意味. 日本地質学会第 99 年学術大会講演要旨, 472.
- 廣井美邦・C. Fanning・D. J. Ellis・白石和行・本吉洋一・田切美智雄・仲井 豊. 1994. 阿武隈変成岩中のジルコンの SHRIMP 年代測定とテクトニクス. 日本地質学会第 101 年学術大会講演要旨, 177.
- 廣井美邦. 1997. 変成岩岩石学的手法による岩石の部分融解の研究. 地学雑誌, **106** (45): 707-713.
- 廣井美邦. 1997. 高度変成岩の部分融解と希土類元素の挙動について. 月刊地球, **19** (2): 92-96.
- 堀江典子. 1998MS. 変形石英の記載岩石学的研究. 茨城大学理学部地球科学科卒業論文.
- 星野雅代. 1994MS. 日立変成地域鮎川層ー大雄院層の地質と変成作用. 茨城大学理学部地球科学科卒業論文.
- 茨城県常陸太田市教育委員会. 1999. 常陸太田の自然 IIー里川流域とその周辺の自然と環境. 199 pp, 啓文堂.
- 茨城県. 1993. 土地分類基本調査ー日立 5 万分の 1. 国土調査, pp 67, 国土地図株式会社.
- 茨城県. 1994. 土地分類基本調査ー高萩・大津 5 万分の 1. 国土調査, 国土地図株式会社.
- 石川正弘・大槻窟四郎. 1990. 御斎所変成帯の褶曲と左横ずれ塑性せん断変形. 地質雑, **96**: 719-730.
- 石川正弘・広井美邦・田切美智雄. 1996. 竹貫ー御斎所変成岩類の岩石と地質構造. 日本地質学会第 103 年学術大会見学旅行案内書, 155-176.
- 磯崎行雄・丸山茂徳. 1991. 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地学雑, **100**: 697-761.
- 神賀 誠. 1999MS. 蛍光 X 線分析装置を用いた汚染土壌の評価・拡散の研究. 茨城大学大学院理工学研究科地球生命環境科学専攻, 修士論文.
- 神賀 誠・田切美智雄. 1999. 宮田川 (日立市), 渡良瀬川 (群馬, 栃木) の河川土壌の地球化学図. 岩石鉱物鉱床学会 1999 年度学術講演会要旨, 190.
- 岸 智. 1988MS. 阿武隈変成帯, 竹貫変成岩の変成史. 千葉大学理学研究科修士論文.
- 小林栄一・加々見寛雄・廣井美邦. 1992. 日立西方に産出する玉簾変成岩の Sm-Nd アイソクロン年代. 岩鉱, **87**: 135.
- 越谷 信. 1986. 棚倉破砕帯の変形と運動. 地質雑, **92**: 15-29.
- 越谷 信. 1989. 棚倉破砕帯の断層活動. 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, 99-100.
- 松村英司. 1988MS. 阿武隈山地才鉢ー滝ノ平地域の変成岩類. 茨城大学理学部地球科学科卒業論文.
- 松村英司・佐藤 仁・田切美智雄. 1988. 御斎所変成地域皿貝ー才鉢付近の地質構造と斜長石の累帯構造. 日本地質学会第 95 年学術大会講演要旨, 374.
- 松村英司. 1990MS. 阿武隈山地才鉢ー滝ノ平地域の変成岩類. 茨城大学理学研究科修士論文.
- 三原田賢一. 2000MS. 石英波動消光による変形度測定と記載岩石学的研究. 茨城大学理学部地球生命環境科学卒業論文.
- 箕浦幸治. 1985. 北上・阿武隈はどこからきたかー東北日本の地質構造のなりたち. 科学, **55**: 14-23.
- 宮嶋 敏・藤巻宏和. 1989. 南部阿武隈, 宮本岩体の Rb-Sr 年代. 日本三鉱学会平成元年度秋期連合学術講演会要旨集, 71.
- 宮嶋 敏. 1991. 南部阿武隈山地, 宮本複合岩体の岩型区分. 岩鉱, **86** (7): 285-298.
- 宮崎 隆. 1988MS. 阿武隈山地花園地域の深成・変成岩類. 茨城大学理学部地球科学科卒業論文.
- 望月涼子. 2003MS. 日立東北部の日立変成岩類の地質と岩石. 茨城大学理学部地球生命環境科学科卒業論文.
- 中島恒彦・黒澤正紀・末野重穂. 1999. 阿武隈山地南部の花崗岩質ペグマタイトの分布と産状について. 日本鉱物学会平成 11 年度年会講演要旨, 88.
- 中島恒彦・黒澤正紀. 2001. 阿武隈山地の花崗岩ペグマタイトの Xenotime (Y) の組成変化. 日本鉱物学会 2001 年度年会要旨, 119.

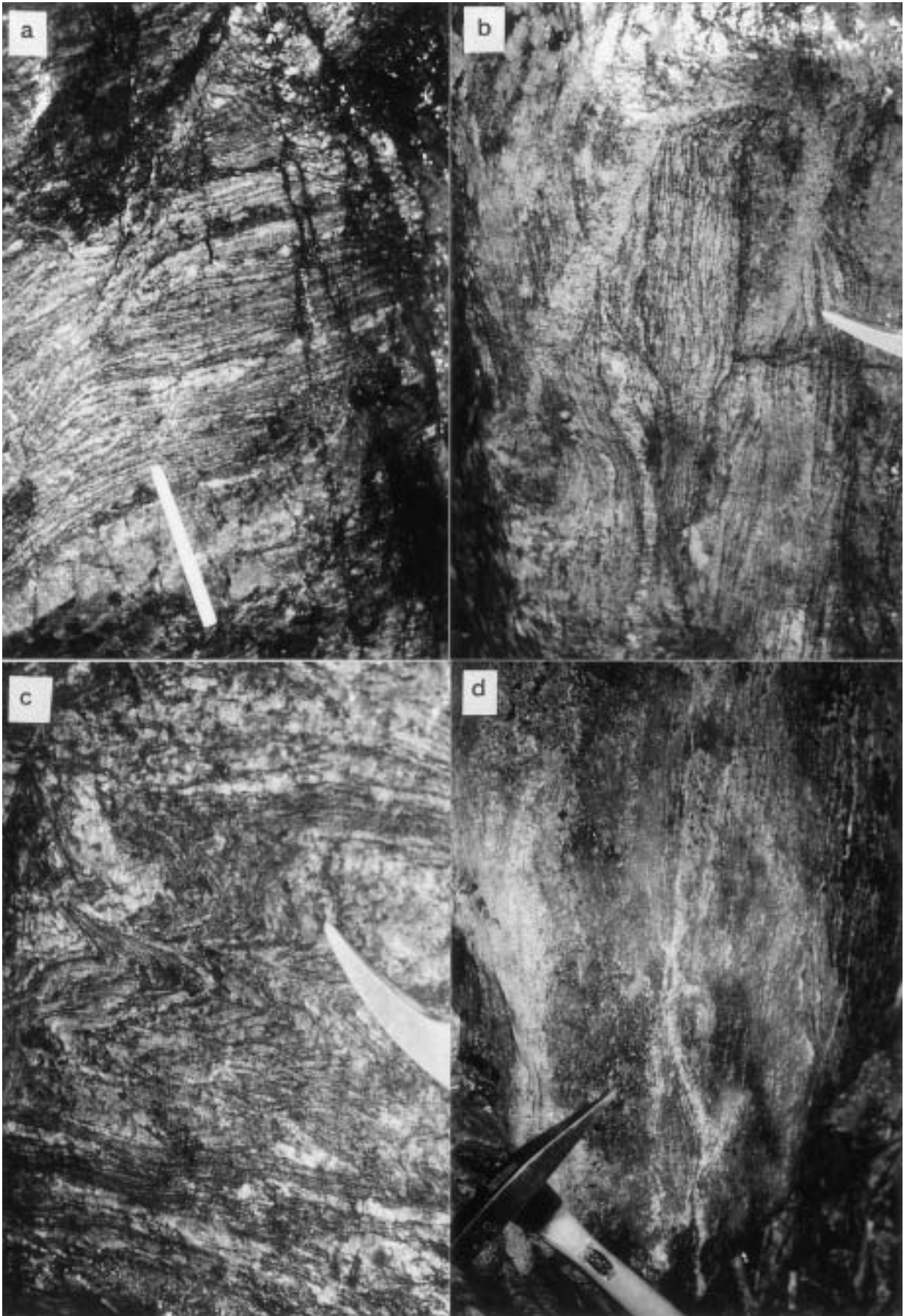
- 直井正雄. 1999MS. 阿武隈山地花園地域のミグマタイト. 茨城大学理学部地球生命環境科学卒業論文.
- 直井正雄. 2001MS. 阿武隈山地花園地域のミグマタイトの岩石学. 茨城大学大学院理工学研究科地球生命環境科学専攻, 修士論文.
- 根本裕之. 1986MS. 阿武隈変成帯御斎所変成岩類の岩石学的研究, 茨城大学理学部地球科学科卒業論文.
- 野原 壮. 1989. 阿武隈山地, 棚倉・埜地域の変成岩類の地質と変成作用. 千葉大学理学研究科修士論文 (MS).
- 野原 壮・廣井美邦. 1989. 阿武隈変成帯, 御斎所変成岩類の塩基性岩の源岩について (主要, 微量元素, 及び REE での考察). 岩鉱, **84** (4) : 118.
- 落合清茂・田中久雄・田切美智雄. 1992. 阿武隈産地竹貫変成岩に見られる角閃岩の部分融解と花こう岩質マグマの形成. 月刊地球, **14** (5) : 271-278.
- 小野 晃. 2000. 大洗層の変成岩礫の供給源について. 地質雑, **106** : 347-352.
- Rabot, S. 1994MS. 阿武隈山地花園地域の変成岩とミグマタイト. 茨城大学理学部地球科学科卒業論文.
- 斎藤登志雄・高橋治之・天野一男. 1992. 棚倉断層周辺新第三系地質図. 茨城大学理学部.
- 坂島俊彦・寺田健太郎・竹下徹ほか. 1999. 南部北上帯日立変成岩および肥後帯竜峰山変成岩からのオルドビス紀前期花崗岩. 地質学会講演要旨集.
- Sakashima, T., k. Terada, T. Takeshita and Y. Sano. 2001. Paleozoic to Mesozoic structural development in the Japanese Islands revealed by SHRIMP U-Pb zircon geochronology of continental suspect terranes. *Journal of Asian Earth Sciences*, in press.
- 桜井欽一・豊 遥秋・青木正博・鈴木保光. 1977. 茨城県妙見山のリチウムベグマタイト中の鉱物について. 岩鉱, **72** : 13-27.
- 佐藤 仁. 1987MS. 御斎所地域の変成岩. 茨城大学理学部地球科学科卒業論文.
- 佐藤 仁. 田切美智雄. 1987. 阿武隈変成帯御斎所変成岩からの化石の発見. 日本地質学会第 94 年学術大会講演要旨, 508.
- 佐藤 仁. 1989MS. 御斎所地域の変成作用. 茨城大学理学研究科修士論文.
- 佐藤和彦・廣井美邦. 1989. Sr, Nd 同位体からみた阿武隈変成帯御斎所変成岩中の塩基性岩と珪長質岩脈. 平成元年度三鉱学会講演要旨集, 70.
- 柴田 賢・内海 茂. 1984. 南部阿武隈山地花崗岩類の角閃石 K-Ar 年代. 岩鉱, **78** : 405-410.
- 柴田 賢・田中 剛. 1987. Nd・Sr 同位体からみた阿武隈山地石川複合岩体の形成年代. 岩鉱, **82** : 433-440.
- 柴田 賢・高木秀雄. 1989. 北関東の花崗岩類の年代と同位体からみた中央構造線と棚倉構造線との関係. 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, 96-97.
- Shimaoka, h. 1981. Petrographic study on so-called "madaraishi" from Machiya town. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4*, **19** : 395-413.
- 菅本智克. 1999MS. 阿武隈山地御斎所変成岩の熱史の研究. 茨城大学理工学研究科修士論文.
- 菅本智克・田切美智雄. 1999. 阿武隈変成帯石川一古殿地域の御斎所変成岩の変成分帯と熱史. 岩石鉱物鉱床学会 1999 年度学術講演会要旨.
- 田切美智雄. 1984. 棚倉破碎帯の基盤岩と変形岩. 棚倉破碎帯に関する地質学的地球物理学的研究. 茨城大学特定研究報告, pp. 3-5.
- Tagiri, M., Y. Hiroi and S. Banno. 1988. Comments on the paper "The pre-Cretaceous deep-seated tectonics of the Abukuma massif and its place in the structural framework of Japan" by M. Faure, F. Lalevee, Y. Gusokujima, J.-T. Iiyama and J.-P. Cadet. *Earth and Planetary Science Letters*, **87** : 362-363.
- Tagiri, M., H. Sato, E. Matsumura and H. Nemoto. 1993. Late Mesozoic low-P/high-T metamorphism preceding emplacement of Cretaceous granitic rocks in the Gosaisyo-Takanuki district, Abukuma metamorphic belt. *The Island Arc*, (3) : 152-169.
- 田切美智雄・堀江典子. 1998. 石英の波動消光の定量測定と変形度. 岩鉱, **93** (9) : 323-329
- 田切美智雄・堀江典子. 1998. ミロナイト中の石英の波動消光度の測定と変形の指標化. 地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会要旨.
- 高橋治之. 1984. 棚倉破碎帯周辺地域中新世の動植物相. 棚倉破碎帯に関する地質学的地球物理学的研究, 茨城大学特定研究報告, 10-15.
- 高橋正樹・池田幸雄. 1984. 棚倉破碎帯及び周辺地域の新第三紀火山岩類. 棚倉破碎帯に関する地質学的地球物理学的研究. 茨城大学特定研究報告, pp. 16-17.
- 田中久雄・吉田武義・青木謙一郎. 1987. 阿武隈山地, 田人岩体の地球化学的研究. 東北大学核理研研究報告, (20) : 85-98.

- 田中久雄・落合清茂. 1988. 南部阿武隈山地, 埴深成岩体と周辺の変成岩類について. 岩鉱, 83: 318-331.
- 田中久雄・加々美寛雄・柚原雅樹. 2000. 南部阿武隈山地の花崗岩体, 特に田人岩体の生成年代と Sr・Nd 同位体組成. 月刊地球, 30: 217-221.
- 土屋 芳・鈴木舜一・小田幸人・飯島章夫. 1989. 日立変成岩中の炭質物のグラファイト化度. 岩鉱, 84: 89-96.
- Uchiyama, K. 1984. Tonalite complexes in the Abukuma axial metamorphic belt, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, 21: 251-291.
- 梅村隼夫・佐藤幸信・戸田文雄. 1983. 阿武隈変成帯, 御斎所・日立・松ヶ平変成岩中の岩石劈開—特にスレート劈開変形時相に関連して—. 高知大学学術研報, (32): 349-373.
- 梅村隼夫・原 郁夫. 1985. 阿武隈変成帯の造構作用. 地質学論集, (25): 127-136.
- 横須賀歩. 2003MS. 日立変成岩地域東部の地質と変成作用. 茨城大学理学部卒業論文.
- 吉田武義・田中久雄・土山 明. 1999. 阿武隈山地, 田人複合岩体における組成変化に伴う組織変化について. 日本岩石鉱物鉱床学会 1999 年度学術講演会, 講演要旨集, 207.
- 4. 基盤構造と地震と災害に関する文献**
- 藤井陽一郎. 1984. 棚倉破砕帯の地球物理学的研究. 棚倉破砕帯に関する地質学的地球物理学的研究. 茨城大学特定研究報告, pp. 24-27.
- 藤井陽一郎. 1987. 茨城県の自然環境と自然災害. 茨城県における自然災害に関する総合的研究, pp. 19-23, 茨城大学.
- 藤井陽一郎. 1987. 地震災害・津波災害. 茨城県における自然災害に関する総合的研究, 37-44, 茨城大学.
- 藤井陽一郎・宮下 芳. 1987. 茨城県における地震活動の特性. 茨城県における自然災害に関する総合的研究, pp. 123-150, 茨城大学.
- 藤井陽一郎・宮下 芳・北沢幸人. 1985. 茨城及び周辺の地殻変動・地震活動. 月刊地球, (7): 79-84.
- 長谷川功. 1988. 地震探査から見た関東平野の基盤構造. 地質学論集, (31): 41-56.
- 駒澤正夫・長谷川功. 1988. 関東地方の重力基盤に見える断裂構造. 地質学論集, (31): 57-74.
- 駒澤正夫. 1989. 北関東の重力分布と基盤構造. 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, 92-93.
- 宮下 芳. 1984. 関東地方北東部のサイスマシティー. 棚倉破砕帯に関する地質学的地球物理学的研究, 茨城大学特定研究報告, 18-23.
- 宮下 芳・北沢幸人. 1984. 関東地方北東部のサイスマシティー. 地震, 2 (37): 503-505.
- 宮下 芳・藤井陽一郎. 1988. 常時微動からみた地盤の振動特性. 茨城県における自然災害に関する総合的研究, 33-58, 茨城大学.
- 宮下 芳. 1989. 棚倉構造線の地震学的構造. 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, 94-95.
- 調査者**
- 田切美智雄 (茨城大学理学部教授)
安藤寿男 (茨城大学理学部助教授)
- 調査協力者**
- 直井正雄 (茨城大学大学院理工学研究科)
若菜友美 (茨城大学大学院理工学研究科)
横須賀歩 (茨城大学理学部地球生命環境科学科)
望月涼子 (茨城大学理学部地球生命環境科学科)
小澤真人 (茨城大学理学部地球生命環境科学科)
横山芳春 (茨城大学大学院理工学研究科)
篠崎将俊 (茨城大学大学院理工学研究科)
上田庸平 (茨城大学大学院理工学研究科)
坂本美由紀 (茨城大学理学部地球生命環境科学科)
- 執筆者**
- 田切美智雄
安藤寿男

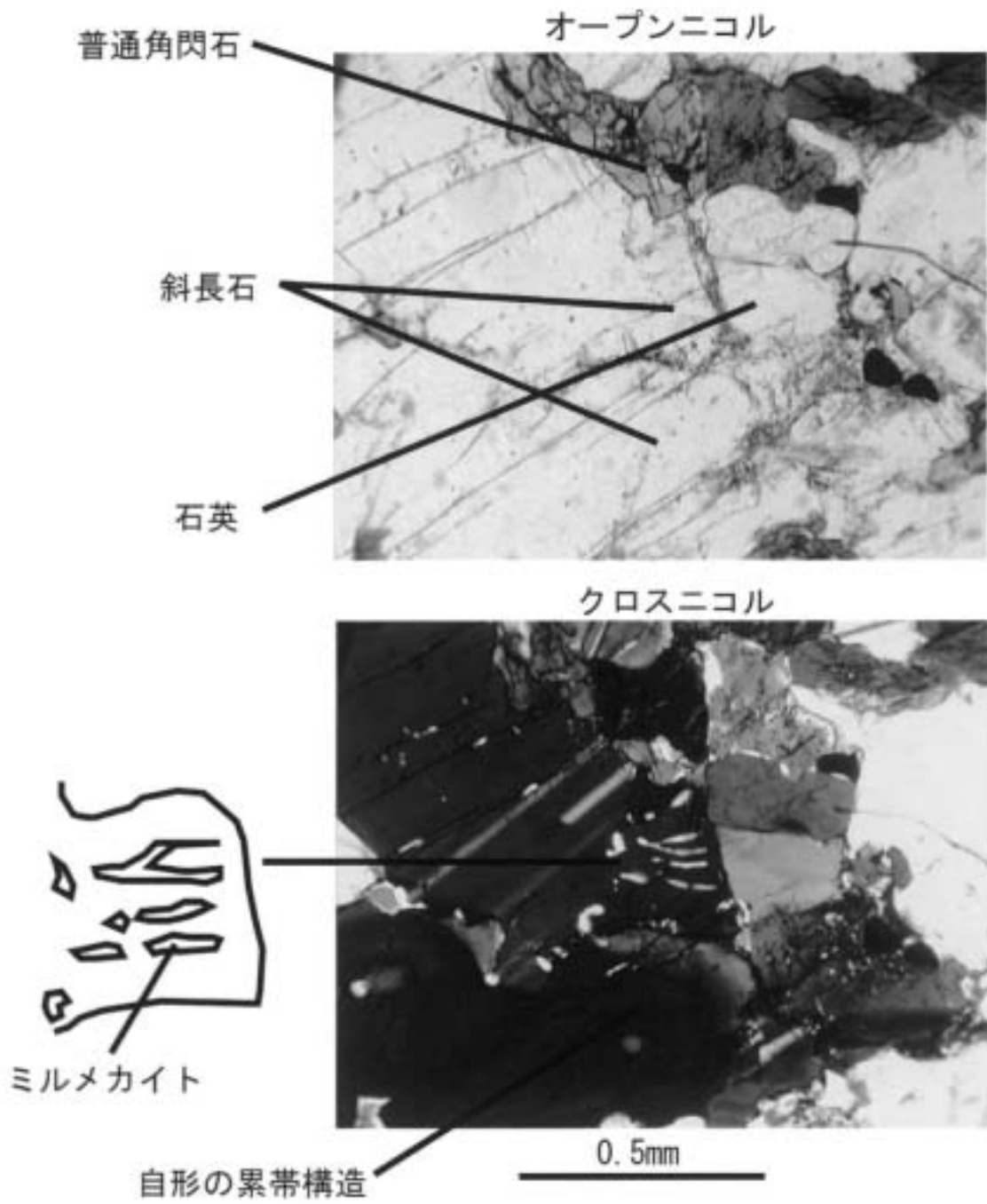
图版 1 (A 写真 1)



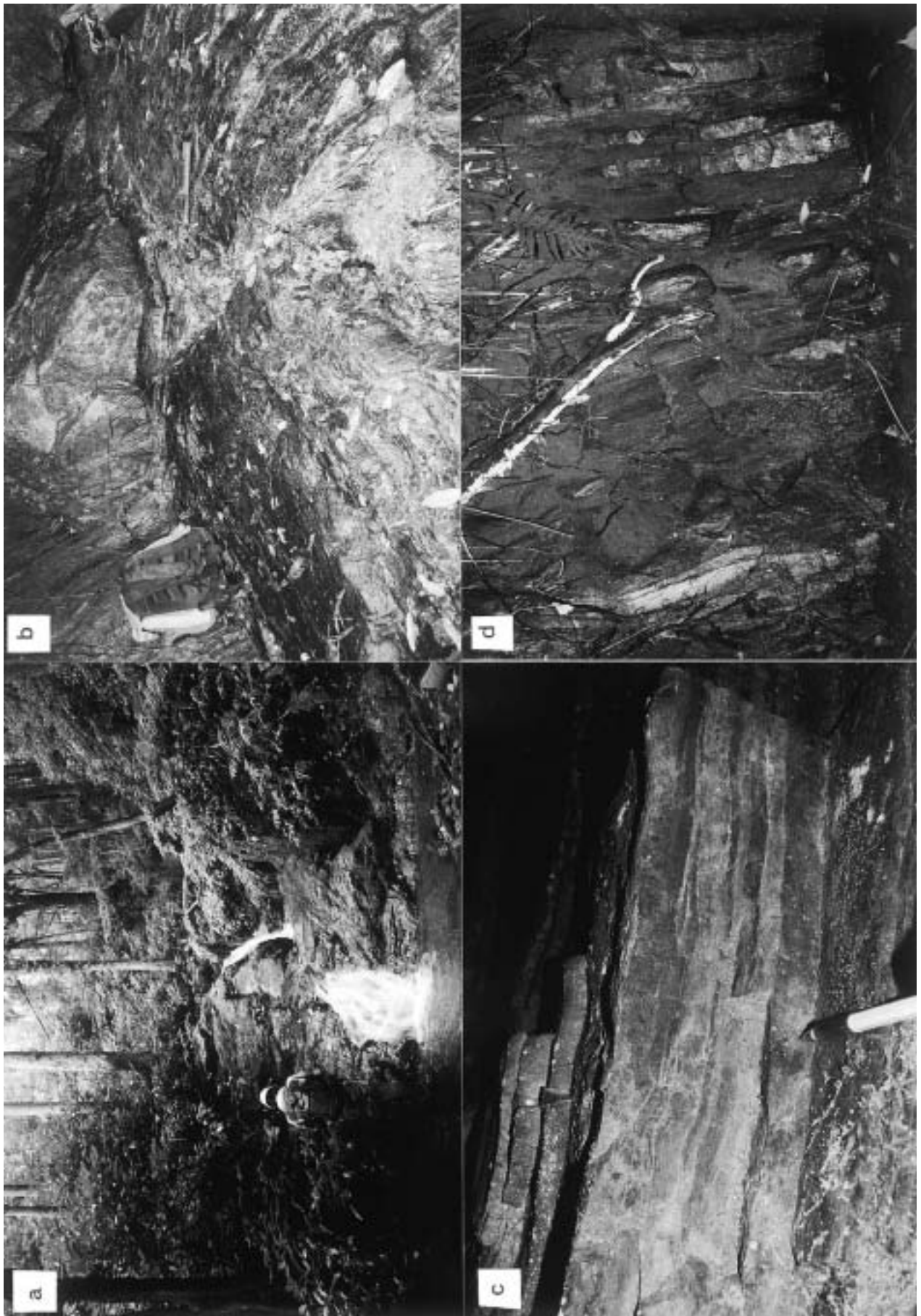
図版 2 (A 写真 2)



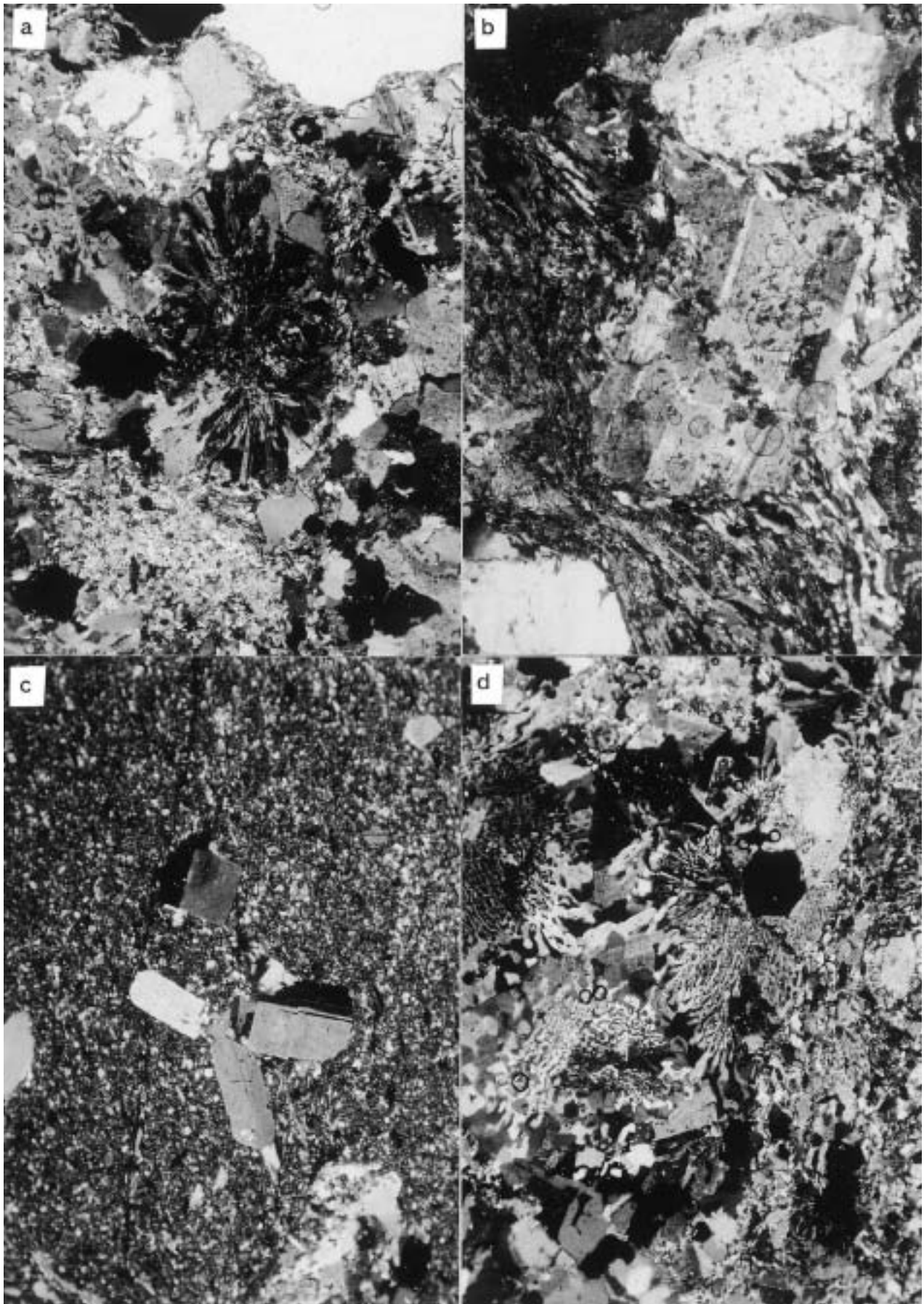
図版 3 (A 写真 3)



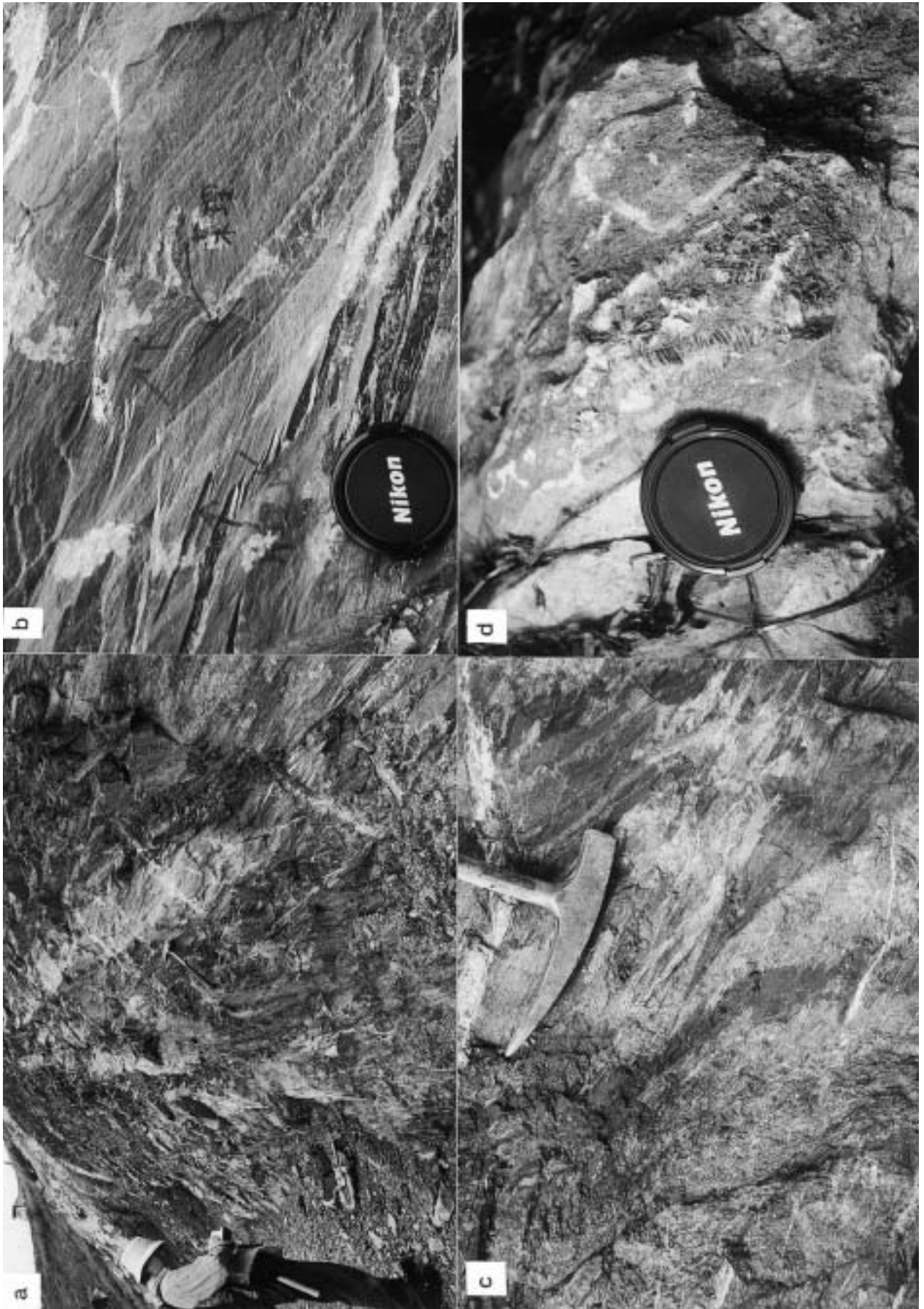
図版 4 (B 写真 1)



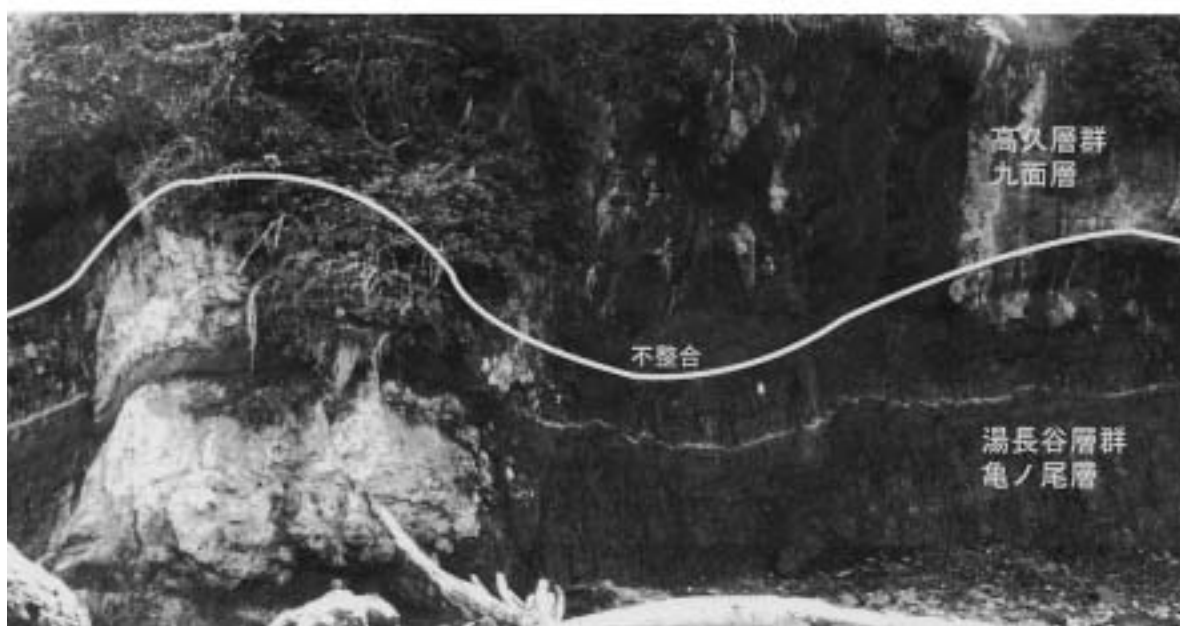
图版 5 (C 写真 1)



図版 6 (C 写真 2)



図版7 (D写真1)



図版 1 (A 写真 1)

- a. 直交する二つの断面で観察できる泥質ミグマタイトの露頭。花園溪谷千猿の滝上流部。
- b. 塊状の優白部と縞状構造の発達した泥質ミグマタイトの関係。花園溪谷千猿の滝上流部。
- c. 泥質ミグマタイト中の葉片状構造と直交する構造を持つ小塊(長さ約 5 cm)。花園溪谷千猿の滝上流部。
- d. 斜交する葉片状構造を持つ泥質ミグマタイト。花園溪谷千猿の滝下流部。

図版 2 (A 写真 2)

- a. 斜交する葉片状構造を持つ泥質ミグマタイト。花園溪谷千猿の滝上流部。
- b. 花崗岩質細脈と泥質ミグマタイトの関係。花園溪谷千猿の滝上流部。
- c. 泥質ミグマタイトの小褶曲の構造中に発達するリュウコゾーム。花園溪谷千猿の滝下流部。
- d. 塩基性ミグマタイト中に発達するリュウコゾーム。花園溪谷千猿の滝。

図版 3 (A 写真 3)

ミグマタイトの薄片写真

図版 4 (B 写真 1)

- a. 調査地の小沢の様子。
- b. 角閃岩を捕獲する変成花崗岩岩脈。
- c. 山麓部の砂泥質片岩中の堆積構造。傾斜はほぼ 90°である。級化構造と斜交葉理から東側が上位と判定される。
- d. 蛇紋岩と角閃岩の互層。

図版 5 (C 写真 1)

- a. 変成花崗岩(十字ニコル, 横幅 3 mm)。半深成岩的

組織である。スフェルライト構造がある。片理は弱い。日立市小木津町西方。

- b. 変成花崗岩(十字ニコル, 横幅 3 mm)。ミロナイト化による片理の顕著な変成花崗岩である。粗粒な斜長石ポーフィロクラスト, Sタイプ石英, 圧力影が明瞭に生じている。日立市小木津町西方。
- c. 変成流紋岩(十字ニコル, 横幅 3 mm)。自形の斜長石斑晶と細粒石英長石質石基からなる。ミロナイト化は非常に弱い。日立市小木津町西方。
- d. 変成花崗岩(十字ニコル, 横幅 3 mm)。半深成岩的組織で, 岩脈と思われる。石英斑晶の周囲に微文象構造が発達する。片理は弱い。日立市小木津町西方。

図版 6 (C 写真 2)

- a. 鮎川層(平沢採石)での露頭の状況。日立市数沢川。
- b. 鮎川層の層理と片理の関係(平沢採石)。層理と片理は斜交する。逆級化構造であり, 地層は逆転している。日立市数沢川。
- c. 鮎川層褶曲頂部の剪断構造。褶曲軸面に平行な開口割れ目が発達する。日立市数沢川。
- d. 大雄院層石灰岩中の海ユリ化石(平沢奥)。冠部と茎部が観察できる。日立市数沢川。

図版 7 (D 写真 1)

左上。高久層群九面層と多賀層群平潟層, 大津層の不整合関係, 北茨城市大津町五浦海岸。

中左。高久層群九面層に見られる生痕化石。北茨城市大津町五浦海岸。

右上。多賀層群大津層の泥質細粒砂岩。北茨城市大津町松ヶ崎。

下。湯長谷層群亀ノ尾層と高久層群九面層の不整合関係。北茨城市大津町五浦海岸。