

茨城県北西地域における岩石・鉱物

阿武隈山地岩石鉱物調査会

調査概説

調査は2003年から2005年度にわたり、天野班と田切班の2つのグループに分かれて実施した。グループの構成員は以下の通りである。天野班：笠井勝美・橋本 純・阿部川秀人・甲斐義弘・京相健二・國井絢子・佐藤香奈江・中山陽平・成毛志乃・浜田 毅・松原典孝。田切班：安藤寿男・岡田 誠・松影香子・横須賀歩・若菜友美・青井亜紀子。ただし、個別の調査では適宜両班の構成員が協力して実施した。

天野班は、茨城県北西地域に分布する新第三系の層序構築のキーとなる男体山火山角礫岩の年代測定を実施するとともに、大沢口凝灰岩部層の地質について調査を実施した。また、八溝山地に分布する付加体構成層についても調査を実施した。田切班は、大沢口凝灰岩の岩石学的・鉱物学的検討を行うとともに、八溝層群の変成作用、貫入岩の地質および岩石・鉱物について調査研究した。

男体山火山角礫岩の年代については、天野ほか(2004)が、日本地学会111年学術大会(千葉大学)において報告した。また、栃原地域に分布する第三系栃原流紋岩類については、田切・青井(2005)が茨城県自然博物館研究報告に公表した。本プロジェクトに関連して進められた、大子町頃藤付近の中新統より発見された偶蹄目足跡化石に関する調査結果については、安藤が茨城県自然博物館研究報告に公表の予定である。

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および同大学院理工学研究科地球生命環境科学専攻の修士論文として製本、保管されており、閲覧が可能である。本報告書では、それらをもとに3年間の調査結果をまとめて報告する。

なお、本調査報告作成にあたりご協力いただいた茨城大学理学部地球生命環境科学地圏進化学講座の学生諸君に感謝する。

A. 棚倉断層周辺の中新統中の火山岩および火山砕屑岩類

A-1. 男体山火山角礫岩

はじめに

男体山火山岩類は、水中で噴出したデイサイトから

なる火山体を構成しており、棚倉断層周辺に分布する中新統中の鍵層となる。本調査では、このデイサイトの放射年代を測定し、茨城県北西地域に分布する中新統の層序の検討を行った。なお、男体山の地質については、橋本(1999 MS)が詳細な調査に基づいて、その実態を明らかにしており、本調査は、その研究成果にもとづいて実施された。以下地質については橋本(1999 MS)にしたがって記述する。

男体山火山角礫岩は、主に棚倉西縁断層沿いに北は茨城県久慈郡大子町町付から南は同県常陸太田市金砂郷にかけて最大幅5 km、延長26 kmにわたって南北に細長く分布する(図1)。棚倉破碎帯は茨城県常陸太田市から福島県東白川郡棚倉町にかけて、北北西-南南東方向にのびる二条の断層(棚倉東縁断層および棚倉西縁断層)に挟まれた幅3 kmの地帯であり、著しく破碎された古期岩類が分布している。棚倉破碎帯を境として西方には八溝系堆積岩類が、東方には阿武隈系変成岩類が分布し、破碎帯周辺には中新統が分布している。そして、11の堆積盆が認定されている(天野ほか, 1989)。

層序学的研究は、Omori(1958)や大槻(1975)によって行われた。その後、天野・高橋(1984)は破碎帯西縁断層の西側地域の各堆積盆の中新統の分布の特徴を明らかにした。それぞれの堆積盆では、南部あるいは南西部において中新統が基盤岩を不整合で覆い、西部あるいは北西部では断層によって分布を断たれ、より下位の地層が南部あるいは南西部に分布している。天野ほか(1989)はこれらの中新統を陸成の中下部中新統と海成の中中部中新統とに二分した。中下部中新統は、主として引張応力場のもとで形成された *graven* ないしは *half-graven* 中に堆積した湖沼・河川堆積物とファンデルタ堆積物から成るとした。さらに、天野(1991)は棚倉断層の西側に発達する堆積盆は、棚倉断層の左横ずれ運動に伴って形成された横ずれ堆積盆とした。

男体山の火山活動直前に海進が起こったとされ(天野・高橋, 1984; Takahashi and Amano, 1984)、これは西黒沢海進に相当し、世界的な海水準の上昇と一致している(天野, 1985)。男体山火山角礫岩は、形成時期に海進を被った横ずれ堆積盆内で起こった水中火山活動の産物であり、棚倉断層の活動と密接に関連し

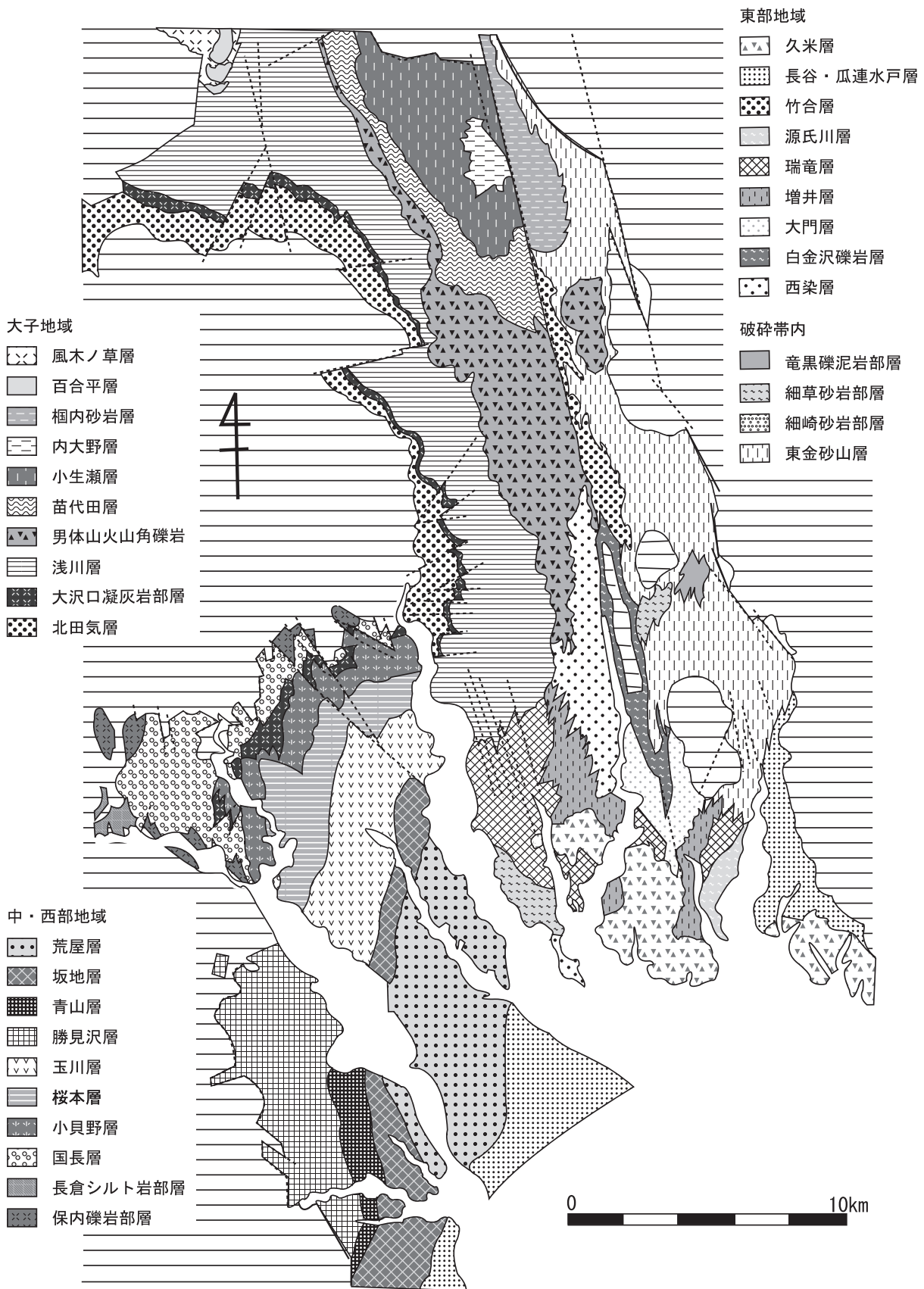


図1. 棚倉破砕帯周辺の新第三系の地質概略図.

て形成されたものである。

なお、この火山岩類に関してはいくつかの岩石学的研究がある（高橋・池田，1984；周藤・八島，1985；高橋ほか，1995）。これらによると、男体山水中火山岩類はソレアイト質デイサイトでアイスラングタイトに類似している。

男体山の地質

図2に男体山火山角礫岩類の堆積相分布を示す。以下、橋本（1999MS）による研究結果を述べる。男体山火山角礫岩の岩相は、14種類の溶岩類、4種類の貫入岩類、23種類の火山性再堆積物に分類できる。それらの水平・垂直分布から火山体を復元し、火山活動史を編んだ。その結果、男体山水中火山は単一の中央火口を有する火山体ではなく、各所に点在する噴出口から溶岩流を噴出した複合単成火山群を形成していたことが明らかになった。男体山水中火山は南北24 kmにわたって分布するが、火山活動が最も激しかった地域は大子町水根から常陸太田市割石にかけての地域である。竜神川流域では、分布するシュード・ピローラバーやシュード・ピロープレッチャーの岩相変化パターンの詳細な検討の結果、特定の噴出中心からではなく各所で次々と溶岩が噴出したことが分かった。全体的に見ると、火山体は主として溶岩流によって形成されているが、各所に小規模なタービダイトやデブライトなどの再堆積物も認められる。男体山火山角礫岩の層厚は、長福山-二斗葺で最大で約1,300 mと算定され、当時の火山体の高さが少なくとも1,300 mであったものと推定される。また、各所に挟在する非火山性の砂岩やシルト岩は、火山活動に休止期があったことを示唆している。このような砂岩・シルト岩は常陸太田市割石より南で多く認められた。

火山活動史は、以下の3期に分けて考えることができる。

【第1期】長福山と大円地付近で潜在円頂丘が形成された後、塊状溶岩が噴出した。それとほぼ時期を同じくして、より南に位置する道ノ辺付近で塊状溶岩が噴出した。その後、タービダイトやデブライトなどの再堆積物が堆積した。

【第2期】シュード・ピローラバーやシュード・ピロープレッチャーが大量に噴出した。

【第3期】始めに小規模な爆発が起こった後、塊状溶岩が大規模に噴出した。この溶岩流は一部で海面上に噴出した可能性がある。南部の常陸太田市草木付近では一度火山活動を終えた後に、再び小規模な活動を再

開したが、北部ではその傾向は認められなかった。

男体山火山角礫岩は分布の西方では浅川層を覆っているが、棚倉破碎帯内では東金砂山層の礫支持巨礫岩を直接覆っている。南部の常陸太田市草木周辺や破碎帯内の鍋足山周辺で東金砂山層が男体山火山角礫岩を覆っており、男体山火山角礫岩中にはわずかに挟在するのみである。棚倉破碎帯内に発達する東金砂山層は、主に阿武隈帯起源の巨礫で構成されている地層で、棚倉断層の活動によって形成された崖錐堆積物と考えられる。以上を総合すると、棚倉断層の活動開始直後に男体山水中火山の火山活動が始まったことが分かる。しかし、火山活動中は棚倉断層の活動は不活発であった。やがて火山活動が終焉を迎えると共に再び棚倉断層が活動を開始し、阿武隈系の基盤が隆起した。

年代

年代測定用試料の採取位置を図2に示した。年代測定結果は天野ほか（2004）が日本地質学会で公表した。以下に、要旨を述べる。

棚倉破碎帯周辺には横ずれ断層運動に伴って形成されたブルアパート堆積盆を埋積して中新統が広く分布している。これら中新統の層序学的研究は古くよりなされてきた。しかし、東部棚倉堆積盆（図3中の②）以外では、年代層序学には必ずしも十分な検討がなされてこなかった。棚倉破碎帯の大部分の堆積盆（図3中の③、④、⑤、⑥）において、有効な鍵層として追跡できる男体山火山角礫岩層についてK-Ar法による年代測定を行った。この年代値は、棚倉破碎帯周辺の新第三系の年代層序確立のために重要なデータである。

棚倉破碎帯周辺の新第三系中には大部分の堆積盆を通して追跡できる2層準の鍵層がある。一つは下部に追跡できる北田気層大沢口凝灰岩部層であり、16.7 Maというフィッシュトラック年代が知られている（天野ほか，1989）。ほかの一つが男体山火山角礫岩である。今回は、デイサイトの塊状溶岩2サンプル（Na-1, Na-3）について全岩分析を行った。薄片写真を図4, 5に示す。その結果、12.5±0.3 Maと12.7±0.4 Maという値を得た。

従来、男体山火山角礫岩の直上から産出する *Miogypsina/Operculina* およびその下位から産出する *Vicarya* の産出を根拠として、男体山火山角礫岩の年代は15 Ma前後と推定されていた。今回の結果は、男体山火山角礫岩の年代が従来の推定値よりも新しいことを示している。男体山火山角礫岩より下位の地層は、お

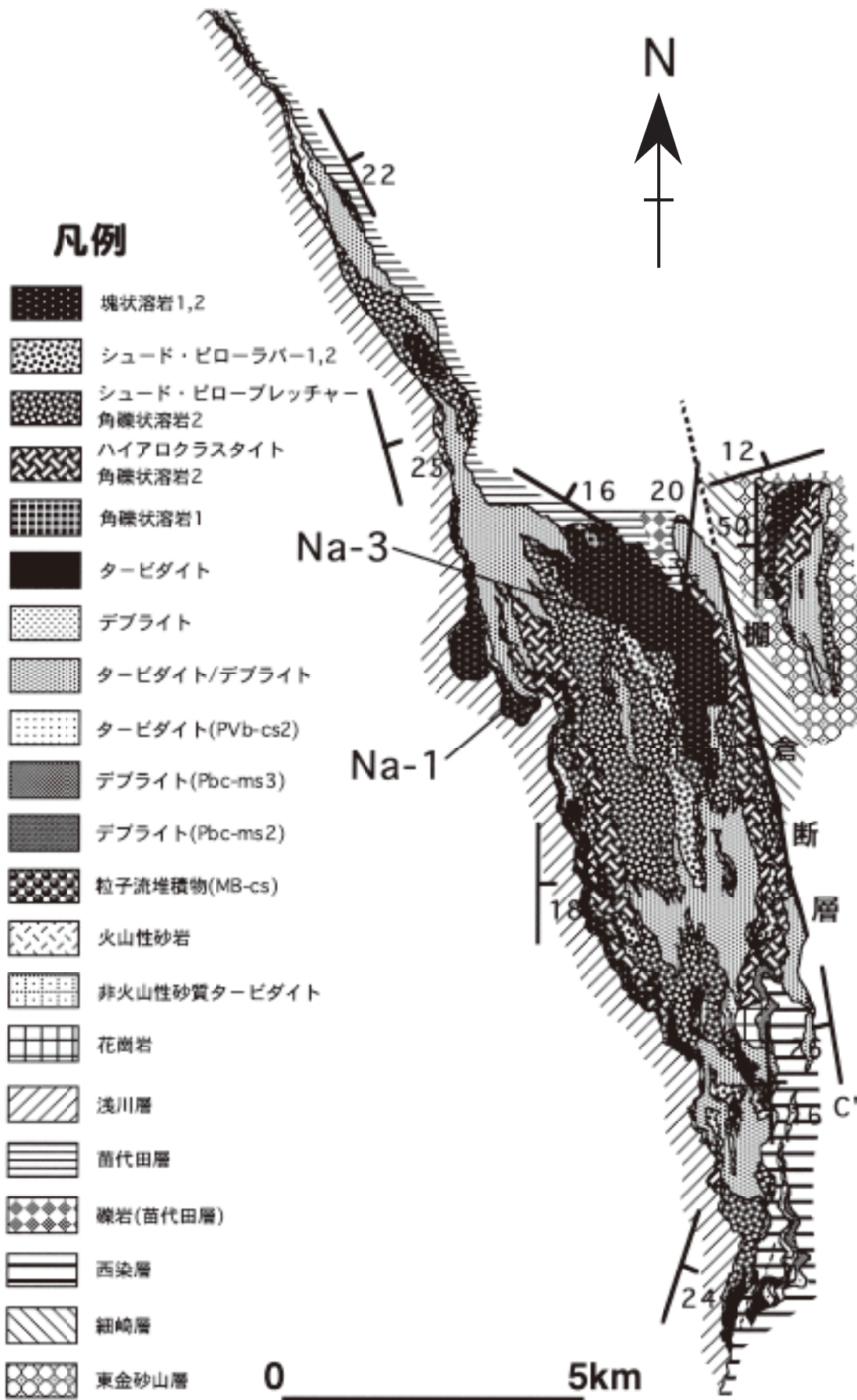


図2. 男体山火山角礫岩の岩相分布図 (橋本, 1999MS). Na-1, Na-3: 放射年代測定用試料採取位置.

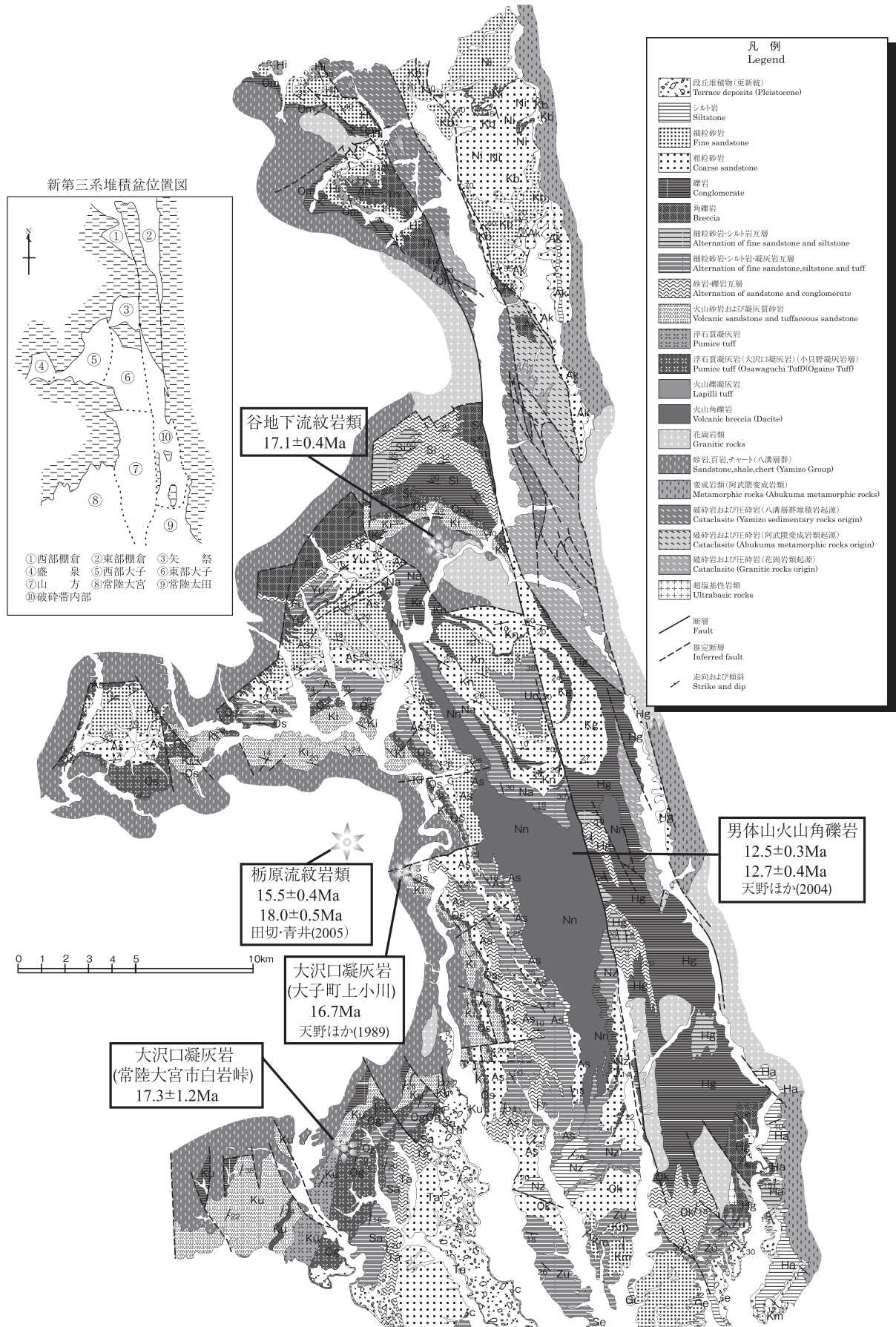


図3. 棚倉破碎帯周辺中新統の年代.

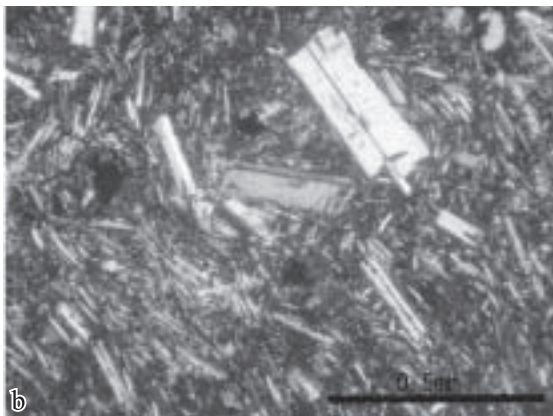
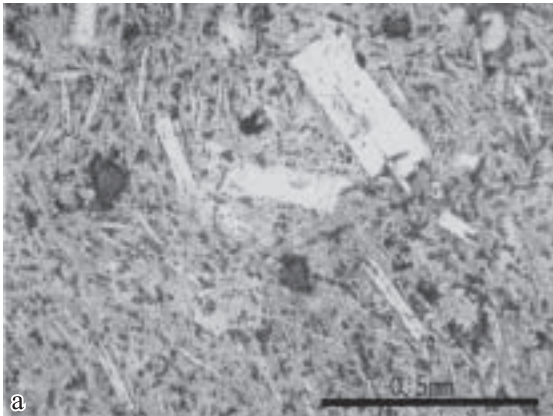


図4. Na-1 (デイサイト) の薄片写真。
a: オープンニコル b: クロスニコル。

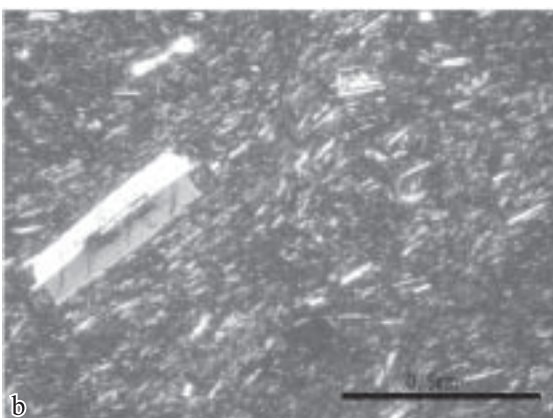
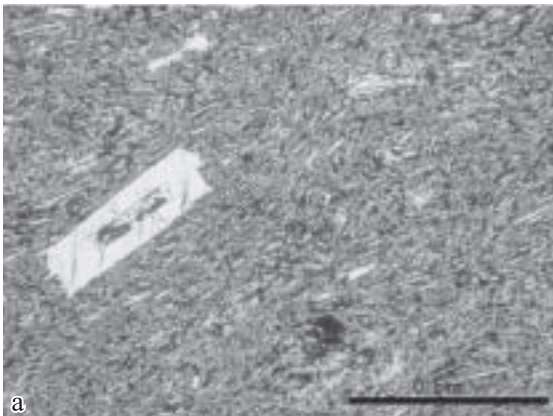


図5. Na-3 (デイサイト) の薄片写真。
a: オープンニコル b: クロスニコル。

おむね湖成層と河川層（南部を除く）で、男体山火山角礫岩以上が海成層であることを考えると、この地域への海進の時期が従来考えられていたものよりも新しいことになり、東北日本の新第三紀のテクトニクスを考える際の制約条件を与える。

なお、ここで得られた年代は、化石などから推定される年代より新しく、年代の若返りの可能性については、今後の検討課題である。

A-2. 大沢口凝灰岩部層および相当層

A-2-1 地質

はじめに

棚倉断層の西側の矢祭から大子を経て大宮まで、八溝層群よりなる鷲子山塊を核とするドーム構造の一部をなして、下部中新統から中部中新統下部が連続的に分布する。堆積相解析の結果、湖沼・網状河川（北田気層・国長層）→デイサイト質火山活動（北田気層大沢口凝灰岩部層・小貝野層）→河川・汽水（浅川層・玉川層）→デイサイト質水中火山活動（男体山火山角礫岩）→全域にわたる海進（苗代田層など）という堆積環境の変化が明らかにされた。

それらに挟在する大沢口凝灰岩部層および相当層は厚い軽石凝灰岩よりなっており、棚倉断層にそった地域ほぼ全域にわたって追跡できる良い鍵層である。堆積相は爆発的な火山活動を示しているが、従来は層序学的な側面にのみ調査の重点がおかれ、形成のメカニズムに関してはほとんど研究がなされてこなかった。本調査に関連して、大沢口凝灰岩の模式地、国見峠、茂木周辺で火砕流堆積物の堆積相の解析を実施した。

模式地における地質

模式地において堆積相解析を行い、5つの火砕流堆積物の堆積組相を認定した。ルートマップを図6に、柱状図を図7に示す。その結果と flow-boundary zone の概念に基づいて、形成メカニズムを推定した。結果を成毛ほか（2006）に基づいて以下に記述する。

【堆積相解析の結果】

大沢口凝灰岩部層の火砕流堆積物について、7種類の堆積相を認定した。

堆積相1 (P1)：塊状・不淘汰の軽石質凝灰岩。

堆積相2 (P2)：亜円～亜角の岩片を多く含む塊状・不淘汰の軽石質凝灰岩。

堆積相3 (P3)：塊状・不淘汰の軽石質凝灰岩。ガス抜けパイプが認められる。

堆積相4 (P4)：塊状・不淘汰の軽石質凝灰岩。3～4

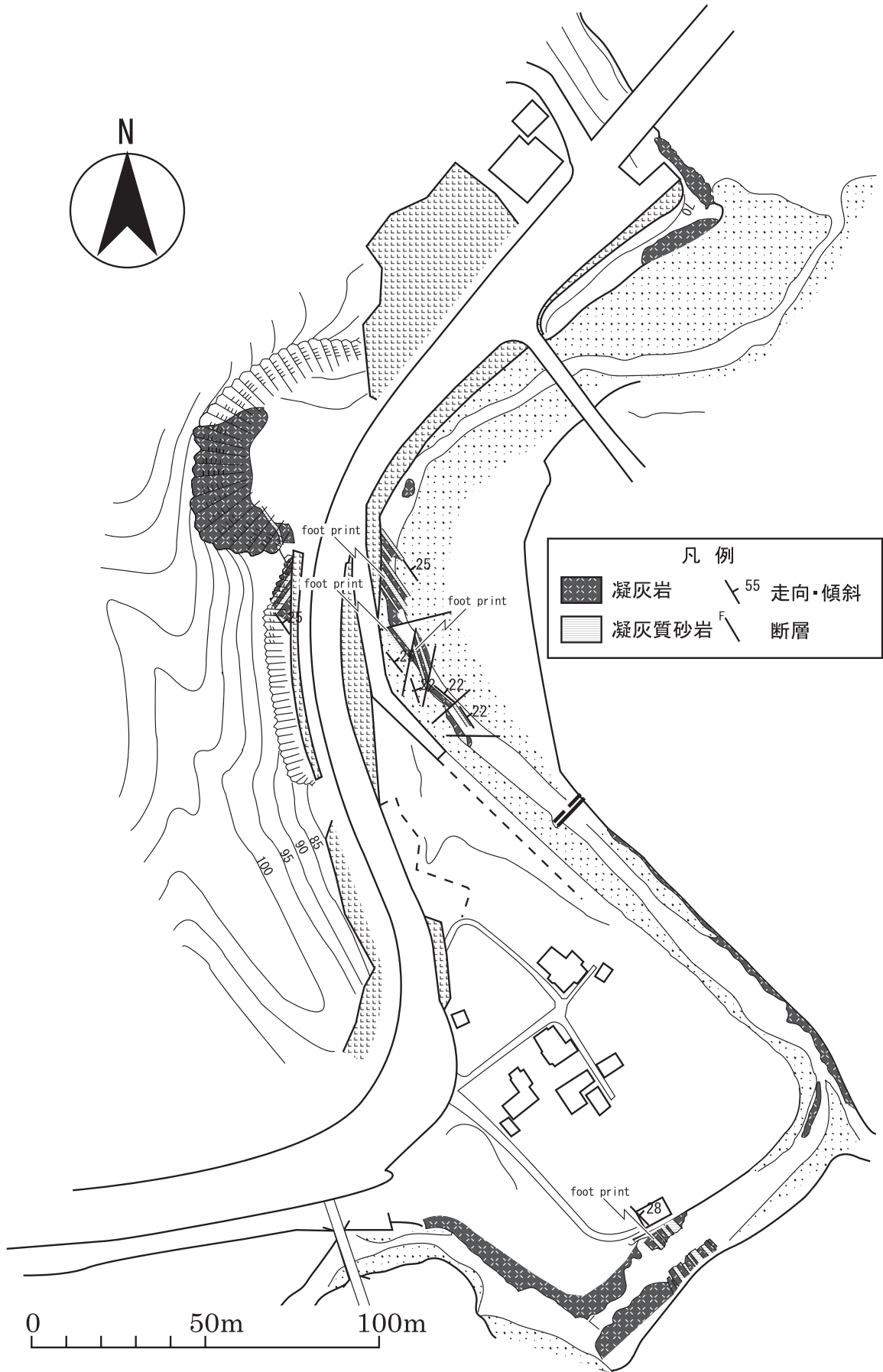


図 6. 大沢口凝灰岩部層の模式地におけるルートマップ (成毛, 2006MS).

きいときに堆積相 6 (traction-dominated flow-boundary zone と granular flow-dominated flow-boundary zone の中間) が堆積した後、流速が低下し、堆積物中にガスが溜まりやすい状態になり堆積相 3 (fluid escape - dominated flow-boundary zone) が形成されたものと考えられる。

国見峠に分布する火砕流堆積物の地質

茨城県常陸大宮市白岩峠付近は小貝野層がもっとも厚く分布する地域であり、火砕流堆積物が発達している。以下、天野ほか (2002) に従って記述する。類似した岩相の堆積物が累重しているため、従来、ユニットの区分は成功しなかった。しかし、今回は白岩峠の石切場跡で 1 ユニットの認定ができた。このユニットの下位には礫岩と砂岩が発達するが、これらにはトラフ型斜交層理が発達し、上方細粒化のサイクルが認められ、網状河川の堆積物と認定される。礫岩の一部はきわめて分級が悪く、土石流堆積物と判断される。柱状図を図 8 に示す。

火砕流堆積物本体の軽石凝灰岩の直下には、平行葉理の発達した細粒-極細粒の凝灰岩 (最大厚 50 cm) があり、ピソライトが普遍的に認められる。場所によってはこの細粒凝灰岩の下に厚さ 1 cm 前後の薄い垂炭層が認められる。この細粒凝灰岩は降下火山灰と考えられる。火砕流堆積物は、厚さは少なくとも 15 m 程度で、主として直径 1 cm の軽石からなっており、溶結部はない。炭化物はほぼ全層にわたって認められるが、下部には長さが 1-2 m にもわたる炭化木が認められる。また、脱ガスパイプが多数発達する。ピソライトと脱ガスパイプは、この火砕流が陸上で定置したこ

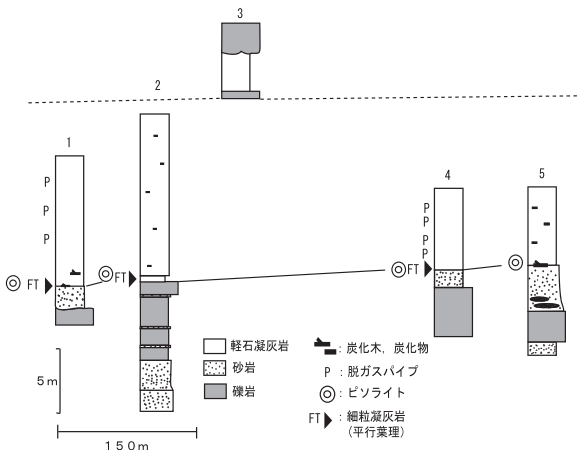


図 8. 茨城県常陸大宮市白岩峠付近に分布する火砕流堆積物の柱状図 (天野ほか, 2002)。

とを示している。岩片としてはデイサイトが多量に含まれている。最上部は土石流相を示す礫岩により切られている。

本火砕流堆積物の年代は 16.7 Ma と見積もられ、白岩峠の南西方の茂木周辺に分布する火砕流堆積物 (茂木層) に対比できる。また、茂木地域にはデイサイトの火山岩頸が多数報告されており、茂木地域が白岩峠の火砕流堆積物の供給源の可能性がある。

茂木周辺に分布する火砕流堆積物の地質

栃木県茂木~茨城県大宮地域の茂木層、小貝野層中の火砕流堆積物を研究対象として、野外において詳細な堆積相解析を行うとともに、帯磁率異方性の測定を実施し、それらの結果に基づいて火砕流堆積物の形成メカニズムを推定した。解析結果を図 9 に示す。結果は国井ほか (2006) により日本地質学会で講演された。以下、それに基づいて記述する。

[岩相に対応する flow-boundary zone]

今回認定された岩相に対応する flow-boundary zone は、以下のようにとまとめられる。

mLT1 の岩相 [比重の大きな中礫や炭化物などを多く含む。]: direct fallout-dominated flow-boundary zone

mLTp2 の岩相 [軽石粒のインプリケーションが多く認められる。]: traction-dominated flow-boundary zone

mLTp4 の岩相 [層理構造が顕著であり、軽石粒のインプリケーションも認められる。]: traction-dominated flow-boundary zone

mLTp6 の岩相 [細粒粒子を多く含み、一部にガス抜けパイプが認められる。]: fluid escape-dominated flow-boundary zone

[火砕流堆積物のタイプ分け]

火砕流堆積物を flow-boundary zone にもとづいて 3 種類に分類し、堆積場の供給地からの距離を推定した。

主に traction-dominated flow-boundary zone からなり、軽石のインプリケーションが多く認められる (mLTp2) タイプ A と、比重の大きな粒子をタイプ A より多く含み、層理構造が顕著に認められる (mLTp4, mLTp2) タイプ B は、茂木地域で認められた。茂木地域にはデイサイトの溶岩円頂丘など、溶岩体が認められるため、タイプ A、タイプ B は供給源に近いところで堆積したものと判断される。主に fluid escape-dominated flow-boundary zone からなり、細粒粒子を多く含みガス抜けパイプ構造を有する (mLTp6) タイプ C は大宮地域で認められた。大宮地域には周辺に溶岩が認められないので、タイプ C は供給源から遠い場

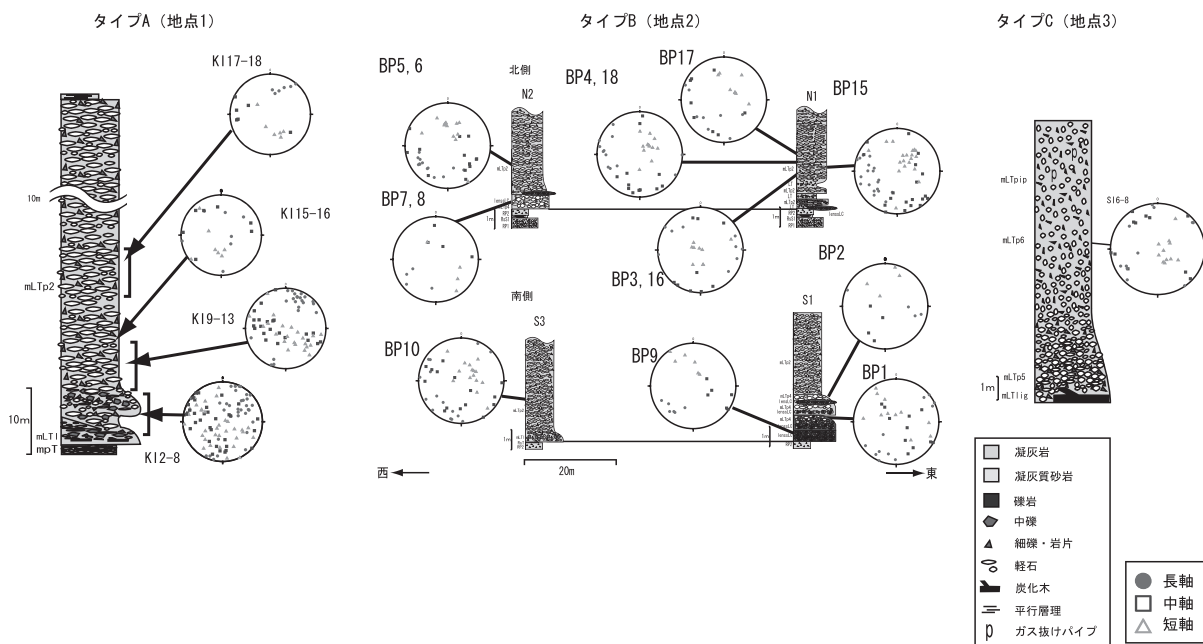


図9. 栃木県茂木～茨城県大宮地域の茂木層、小貝野層中の火砕流堆積物の岩相と帯磁率異方性（國井，2006MS）。

所で堆積したものと判断される。

[火砕流形成メカニズムの推定]

タイプ A, B は共に最下部に比重の重い粒子を多く含むことから、流れの初期段階で、重い粒子が供給源の近くで堆積したものと考えられる。また、インプリケーションや層理構造が認められるという事実は、供給源の近くでは頭部より密度の小さい流れにより剪断応力を受けながら、初期段階の堆積物上にさらに堆積していったことを示唆している。供給源から遠い地点では、タイプ C でガス抜け構造などが認められることから、流れの密度が高かったと考えられるため、流動化の激しい高密度の頭部が供給源から遠い地点まで流下、堆積したと推定される。

A-2-2 岩石・鉱物

はじめに

大子町付近の第三系中には火山砕屑岩類が広く分布している（図10）。代表的なものは、大沢口凝灰岩、栃原流紋岩類、男体山火山角礫岩である。男体山火山角礫岩は火山噴出メカニズムやマグマの化学組成の特徴について詳細な研究があるが、それ以外については、ほとんど研究がなされてこなかった。本調査では、田切・青井（2005）に報告した栃原流紋岩類に加えて、大沢口凝灰岩および袋田駅そばの中津原火山角礫岩、矢祭町谷地下流紋岩類について調査を行った。特に、火山噴出物の産状や形状に着目し、噴出時の火山活動を明確にすることに主眼をおいた。また、これらの火

山噴出物の K-Ar 年代を求め、この地域の地質層序に年代値を与えることも目的とした。さらに、噴出物のうち溶岩と認定できる岩石、年代側定を行った岩石について化学組成を測定し、火山活動をもたらしたマグマの性質を明らかにすることを試みた。

栃原地域には第三系栃原流紋岩類が中生代八溝堆積岩中に孤立して分布しており、田切・青井（2005）によって分布・産状・噴出源・K-Ar 年代・化学的性質が明らかにされた。以下に田切・青井（2005）に報告しなかった中津原火山角礫岩、谷地下流紋岩類、大沢口凝灰岩と、新たに測定した K-Ar 年代値、および栃原流紋岩の古地磁気データについて報告する。

中津原火山角礫岩

中津原火山角礫岩の代表的な露頭は大子町袋田駅北側の道路脇である（図11）。露出は数10m程度である。従来この地域は大沢口凝灰岩の分布域とされており、火山角礫岩の分布は認められていない。中津原火山角礫岩は溶岩岩塊が集合した火山角礫岩で、まれに凝灰岩礫も含む。基質は火山岩礫の破碎した岩片と砂である。下位では礫径が2mにおよぶ角礫岩で構成される。上位は急冷縁をもつ赤色酸化した数10cmの火山礫の固結した岩相からなる（図12）。中津原火山角礫岩の上位・下位層は大沢口凝灰岩であり、大沢口凝灰岩に挟まれて産する。中津原火山角礫岩は滝川や諏訪下でも露出が認められる。

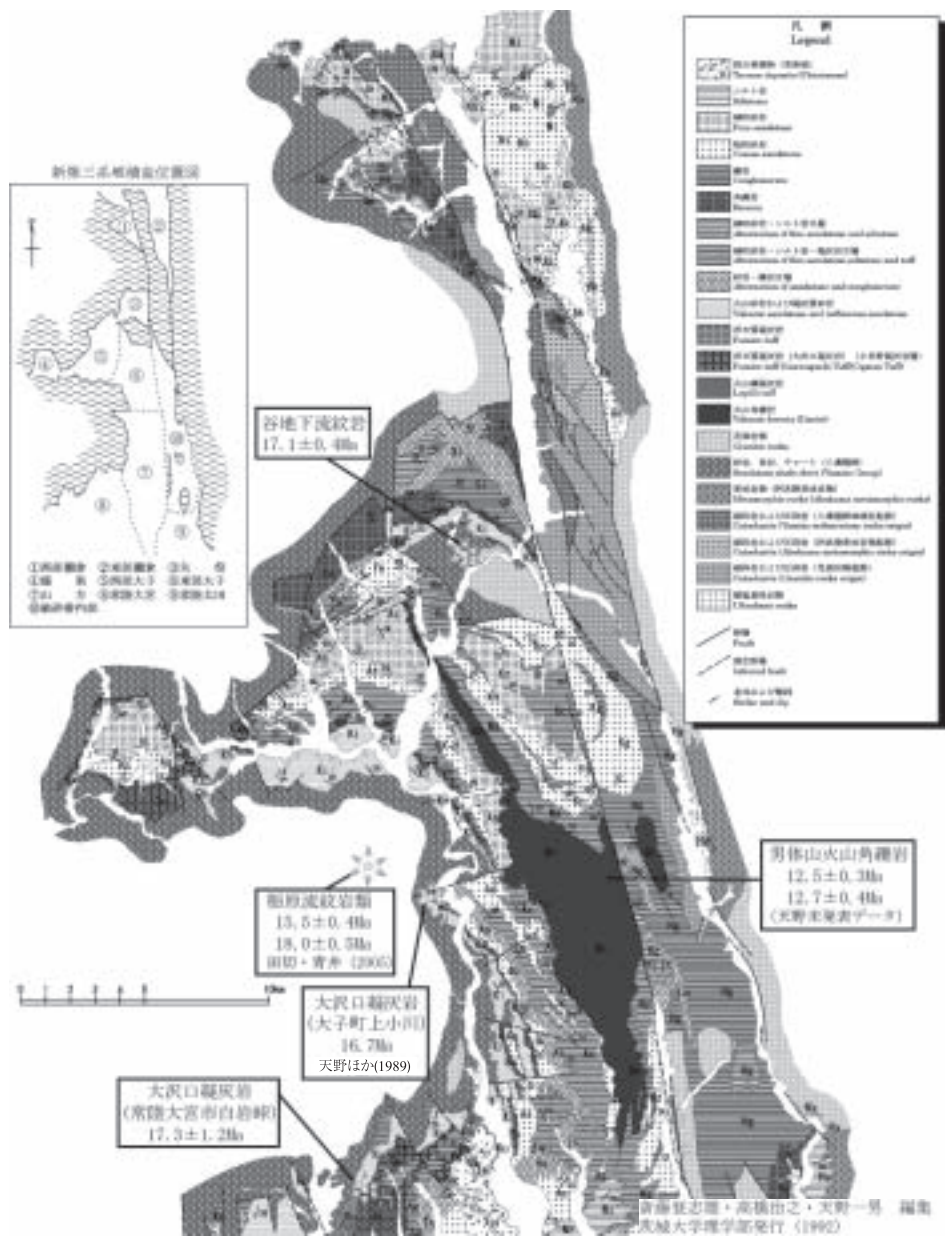


図 10. 大子地域地質概略と K-Ar 年代測定位置.

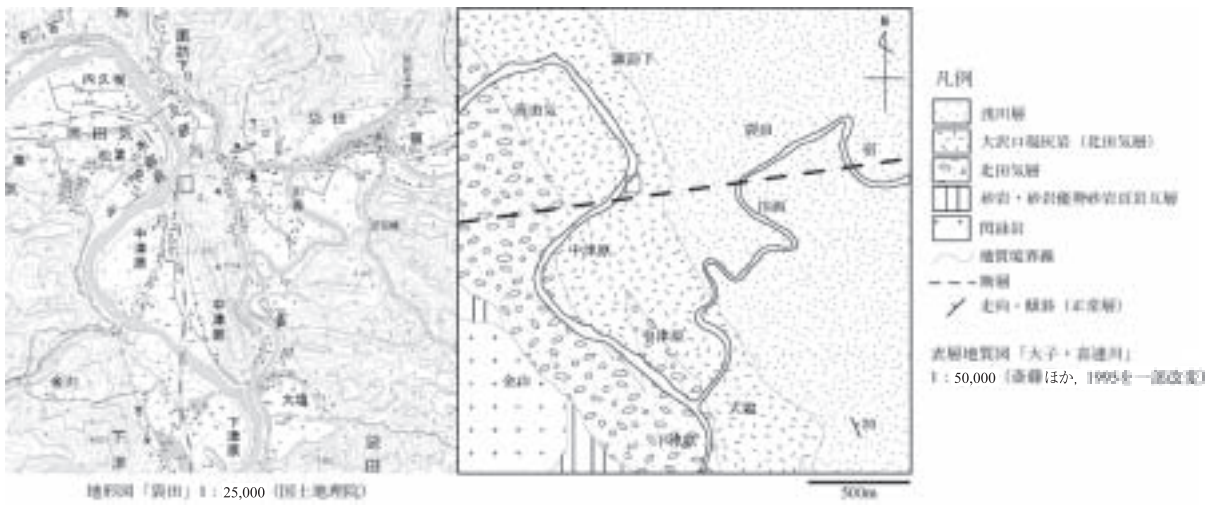


図 11. 中津原火山岩類の位置と地質.



図 12. 中津原火山角礫岩の露頭。溶岩岩塊が集合した火山角礫岩で、赤色酸化した火山礫や凝灰岩の礫も含む。基質は火山岩礫の破碎した岩片と砂である。

谷地下流紋岩類

谷地下地域には広く八溝層群の堆積岩類が分布し、その分布域中に孤立して流紋岩が2カ所露出する。それらを谷地下流紋岩類と命名する。流紋岩の分布の形状から2カ所とも岩脈である。流紋岩岩脈の周囲には流紋岩礫を含む礫岩が分布する(図13)。山側の規模の大きい流紋岩岩脈は幅約100mの岩体で円形に分布し、流理の走行は東西または南北で、傾斜は南、西、北に10°~50°で場所により異なる。八溝層群堆積岩類との境界は確認できない。矢祭川沿いの小規模の流紋岩岩脈は幅数mの岩体で、八溝層群堆積岩類と接している。

流紋岩岩脈の代表的な露頭として05040911(図14)を示す。この流紋岩岩脈の特徴は一部塊状緻密な部分

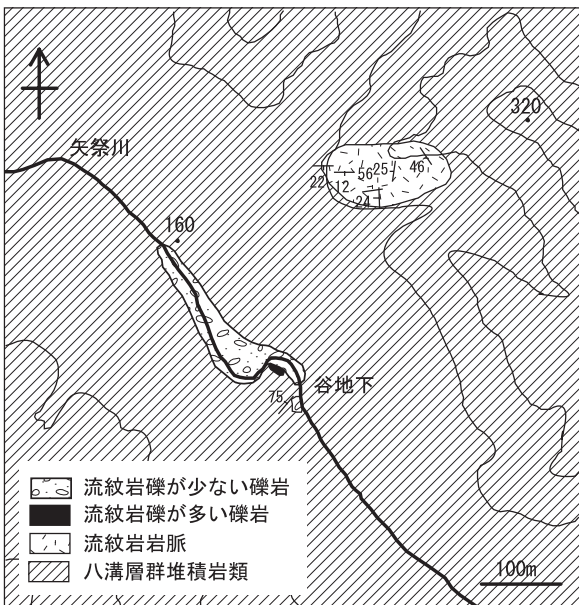


図 13. 谷地下流紋岩類の分布。

があるが、岩石の表面が発泡によって多孔質になっていることである。一部赤色酸化している部分もある(図15)。また、顕著な流理構造は見られないが、黒雲母の配列が肉眼で確認できる。流理構造の傾斜は10°~50°で場所により異なる。

流紋岩礫を含む礫岩は、矢祭川沿いの小規模な流紋岩岩脈の北側に分布し、東西の分布域の境界は推定で



図 14. 谷地下流紋岩岩脈の露頭写真。塊状緻密な部分もあるが、岩石の表面が発泡によって多孔質になっている。



図 15. 谷地下流紋岩岩脈の赤色酸化部分。

ある。礫岩は主に流紋岩岩脈の岩片と八溝層群の砂岩片の礫からなる。まれに偽礫を含む。礫岩の分類は田切・青井(2005)に従った。

流紋岩礫が多い礫岩の露頭として05040902(図16)、05040903(図17)、05040905(図18)の3つを示す。露頭05040902の流紋岩礫が多い礫岩には巨礫も含まれるが、ほとんどが長径cm~数十cmの垂円礫~角礫で構成される。礫の分級は不良で層理も見られない。礫種は流紋岩と八溝層群の砂岩で礫支持である。基質は上述した礫の破碎した岩石片と結晶片である。露頭05040903の流紋岩礫が多い礫岩は、数cm



図 16. 谷地下地域の礫支持の流紋岩礫が多い礫岩. 巨礫も含まれるが、ほとんどが長径数 cm ～数十 cm の亜円礫～角礫で構成される。礫の分級は不良で層理もみられない。礫種は流紋岩の岩片と八溝層群の砂岩で礫支持である。基質は上述の礫の破碎した岩片と結晶片である。



図 19. 谷地下地域の流紋岩礫の少ない礫岩. 長径数 cm の亜円礫～角礫で構成され、大部分が八溝層群の砂岩の礫で流紋岩の礫はほとんどみられない。礫支持であり、層理はみられない。基質は砂岩の破碎した岩片と結晶片である。



図 17. 谷地下地域の基質支持の流紋岩礫の多い礫岩. 長径数 cm の亜円礫～角礫で構成される。礫の分級は不良で層理もみられない。礫種は流紋岩の岩片と八溝層群砂岩で、基質支持である。基質は上述の礫の破碎した岩片と結晶片である。

の亜円礫～角礫で構成される。礫の分級は不良で層理も見られない。礫種は流紋岩と八溝層群の砂岩で基質支持である。基質は上述した礫の破碎した岩石片と結晶片である。露頭 05040905 の流紋岩礫が多い礫岩は、長径数 cm ～1 m を超える角礫で構成されている。礫種は流紋岩と八溝層群の砂岩と偽礫で、1 m を超える礫は流紋岩と偽礫がほとんどである。礫の分級は不良で層理も見られず、基質支持である。基質は上述した礫の破碎した岩石片と結晶片である。流紋岩礫が少ない礫岩の代表的な露頭として 05040904 (図 19) を示す。流紋岩礫が少ない礫岩は長径数 cm の亜円礫～角礫で構成され、大部分が八溝層群の砂岩の礫で流紋岩の礫はほとんど含まれない。礫支持であり、層理は見られない。基質は砂岩の礫の破碎した岩片と結晶片である。



図 18. 谷地下地域の偽礫を含む流紋岩礫が多い礫岩. 長径数 cm ～1 m を超える角礫で構成される。礫種は流紋岩の岩片と八溝層群砂岩で、基質支持である。基質は上述の礫の破碎した岩片と結晶片である。1 m を超える礫は流紋岩と偽礫である。礫の分級は不良で層理もみられない。基質は上述の礫の破碎した岩片と結晶片である。

岩石記載

谷地下流紋岩類、大沢口凝灰岩、中津原火山角礫岩の薄片を作成し、偏光顕微鏡で観察した。また、栃原流紋岩類の薄片も含めて記載表を作成した (表 1a, b)。

谷地下流紋岩類は斑晶量が多く、結晶も大きい。斑晶として斜長石、石英、黒雲母を含む。斜長石は自形で双晶と累帯構造を示し、最大長径は 1.3 mm でほとんどが長径 1 mm 前後である。石英は斜長石とほぼ同量含まれ、ほとんどが融食形で、一部四角形をした自形結晶もある。長径は 0.5 mm 程度である。黒雲母は自形で多量に含まれ、最大長径は 2 mm であるがほとんどは 0.5 mm 程度である。また、石基の結晶度も高く、組織はガラス質と隠微晶質の 2 種類あり、スフェルライトも見られる。黒雲母の一方方向の配列によって流理構造も確認できる。

表 1a. 栃原流紋岩類, 谷地下流紋岩類, 中津原火山角礫岩類の岩石記載.

<栃原流紋岩類>

サンプル番号	岩石名	流理構造	石基の組織	スフェルライト	斑晶鉱物組合せ	石基の鉱物	斜長石斑晶最大粒径 (mm)	その他
020983101B	流紋岩岩脈	顕著	ガラス質	多量	斜長石+石英+カリ長石+ (黒雲母)	斜長石+黒雲母+石英	0.3	ミルメカイトあり
02083104	流紋岩岩脈	顕著	ガラス質	多量	斜長石+黒雲母+石英	斜長石+黒雲母+石英	0.6	
02083105	流紋岩岩脈	顕著	隠微晶質	多量	斜長石+黒雲母+石英	斜長石+黒雲母+石英	0.8	
02083107*	流紋岩岩脈	なし	隠微晶質	少量	斜長石+黒雲母+石英	斜長石+黒雲母+石英	1.3	
03030405A*	流紋岩岩脈	弱い	隠微晶質	少量	斜長石+黒雲母+石英	斜長石+黒雲母+石英	0.4	
03032909	流紋岩岩脈	顕著	ガラス質	多量	斜長石+黒雲母+石英	斜長石+黒雲母+石英	0.7	
03032911	流紋岩岩脈	顕著	ガラス質	多量	斜長石+黒雲母+石英	斜長石+黒雲母+石英	0.9	
03032917	流紋岩溶岩	弱い	隠微晶質	少量	斜長石+黒雲母+石英	斜長石+黒雲母+石英	0.6	
03032919A	流紋岩溶岩	顕著	隠微晶質	少量	斜長石+黒雲母+石英	斜長石+黒雲母+石英	0.6	
03032919B	流紋岩溶岩	なし	隠微晶質	少量	斜長石+黒雲母+石英	斜長石+黒雲母+石英	0.5	

<谷地下流紋岩類>

サンプル番号	岩石名	流理構造	石基の組織	スフェルライト	斑晶鉱物組合せ	石基の鉱物	斜長石斑晶最大粒径 (mm)	その他
05040901	流紋岩岩脈	顕著	隠微晶質	多量	斜長石+石英+黒雲母	斜長石+石英+黒雲母	1.0	
05040910	流紋岩岩脈	弱い	隠微晶質	なし	斜長石+石英+黒雲母	斜長石+石英+黒雲母	0.8	
05040911	流紋岩岩脈	なし	隠微晶質	なし	斜長石+石英+黒雲母	斜長石+石英+黒雲母	1.0	
05040912	流紋岩岩脈	弱い	隠微晶質	なし	斜長石+石英+黒雲母	斜長石+石英+黒雲母	1.5	
05040913	流紋岩岩脈	なし	隠微晶質	なし	斜長石+石英+黒雲母	斜長石+石英+黒雲母	1.3	
05040916*	流紋岩岩脈	弱い	隠微晶質	なし	斜長石+石英+黒雲母	斜長石+石英+黒雲母	1.0	

<中津原火山角礫岩>

サンプル番号	岩石名	斑晶鉱物組合せ	斜長石斑晶最大粒径 (mm)	石基の組織	その他
04050104A	火山岩礫	斜長石+斜方輝石+単斜輝石	3	インターサータル	
04050104B	火山岩礫	斜長石+輝石	4.5		変質がひどい

* 年代測定試料

表 1b. 大沢口凝灰岩の岩石記載.

<大沢口凝灰岩>

サンプル番号	岩石名	斑晶鉱物組合せ	斜長石斑晶最大粒径 (mm)	その他
04050101B	凝灰岩 (大子町上小川)	斜長石+角閃石+黒雲母	1.3	火山岩片, 砂岩片あり
04050101C	凝灰岩 (大子町上小川)	斜長石+角閃石+黒雲母	0.6	火山岩片, ザクロ石あり (0.13 mm)
04050103	凝灰岩 (大子町上小川)	斜長石+角閃石	1.3	火山岩片, 砂岩片あり
04032701*	凝灰岩 (大子町上小川)	斜長石+角閃石	1.2	火山岩片あり
04050107	凝灰岩 (大子町萩田)	斜長石+黒雲母+角閃石	2.0	火山岩片あり
04050108*	凝灰岩 (大子町萩田)	斜長石+黒雲母+角閃石	1.1	火山岩片, 砂岩片あり
04050108B	凝灰岩 (大子町萩田)	斜長石+黒雲母+角閃石	0.9	火山岩片, 砂岩片あり
04050109	凝灰岩 (大子町萩田)	斜長石+黒雲母+角閃石	1.8	火山岩片, 砂岩片あり
04050111*	凝灰岩 (常陸大宮市白岩峠)	斜長石+黒雲母+角閃石	1.2	火山岩片あり
04050111B	凝灰岩 (常陸大宮市白岩峠)	斜長石+黒雲母+角閃石	0.3	

* 年代測定試料

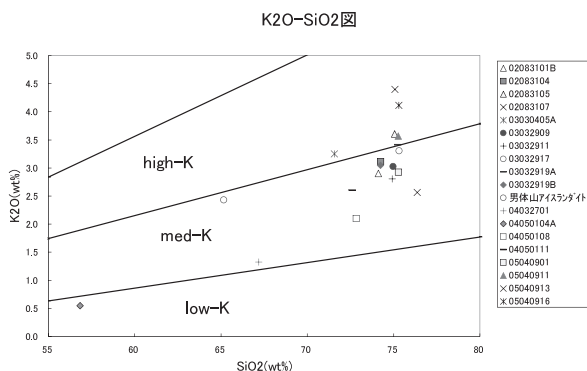


図 21. 火山岩類の K₂O-SiO₂図.

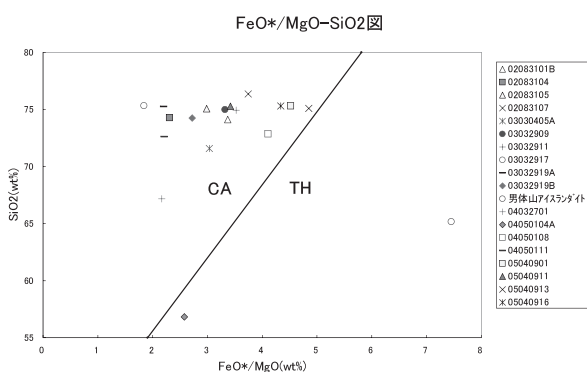


図 22. 火山岩類の FeO*/MgO-SiO₂図.

カリ系列に属する。栃原流紋岩類の SiO₂は 71 ~ 76 wt% である。K₂O-SiO₂図では Gill (1981) の med-K ~ high-K の領域に入り、都城図 [FeO*/MgO-SiO₂図] ではカルクアルカリ系列に属する。大沢口凝灰岩の SiO₂は 67 ~ 73 wt% である。K₂O-SiO₂図では Gill (1981) の med-K の領域に入り、都城図 [FeO*/MgO-SiO₂図] ではカルクアルカリ系列に属する。中津原火山角礫岩中の火山岩礫の SiO₂は 56 wt% である。K₂O-SiO₂図では Gill (1981) の low-K の領域に入り、都城図 [FeO*/MgO-SiO₂図] ではソレアイト系列に属する。男体山アイスランドイトの SiO₂は 65 wt% である。K₂O-SiO₂図では Gill (1981) の med-K の領域に入り、都城図

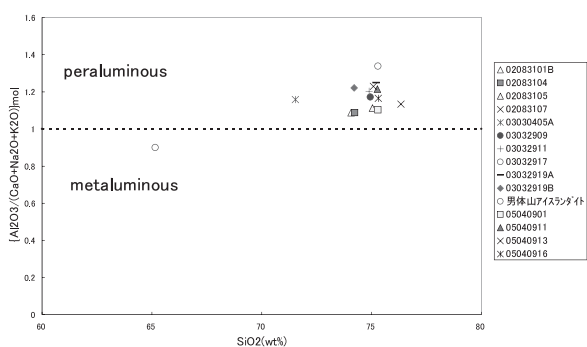


図 23. 火山岩類の A.S.I.-SiO₂図.

[FeO*/MgO-SiO₂図] ではソレアイト系列に属する。

花崗岩類の分類を用いて流紋岩類の化学的特徴を示す。花崗岩類の主化学組成、特に Al₂O₃に富むか乏しいかの議論に Aluminum Saturation Index (A. S. I.) = Al₂O₃ / (K₂O + Na₂O + CaO) mol が用いられる。A. S. I. が 1.0 を超えるものは peraluminous な花崗岩、1.0 より小さいものは metaluminous 花崗岩とされている (Shand, 1951)。この分類を谷地下流紋岩類で行うと、全ての分析値が 1.0 を超えており、peraluminous な流紋岩である (図 23)。また、栃原流紋岩類も A. S. I. が 1.0 を超えており、peraluminous な流紋岩である。

花崗岩類ではさらにいくつかの化学的指標や鉱物学的特徴によって S-type · I-type · A-type · M-type の 4type に分類される。4type のうち M-type は A. S. I. < 1.0 という特徴を持つため谷地下流紋岩類・栃原流紋岩類には当てはまらない。残りの 3type での分類を行ったところ、I-type の領域に入った。谷地下流紋岩類・栃原流紋岩類はともに I-type に属する。

全岩微量化学組成に基づく流紋岩類の特徴

谷地下流紋岩類 (4 試料) と栃原流紋岩類の分析値 (田切・青井, 2005) を合わせて示す (表 2a, b)。分析結果を用いて Pearce *et al.* (1984) に従って花崗岩のテクトニクス場の分類を、Drummond and Defant (1990) に基づいてアダカイト質の判定を行った。

Pearce *et al.* (1984) によるテクトニクス場の分類では、Syn-COLG (Syn-collision granites), VAG (volcanic arc granite), WPG (within plate granites), ORG (ocean ridge granites) の 4 つに分類できる。谷地下流紋岩類・栃原流紋岩類は Nb-Y 図 (図 24), Rb- (Y+Nb) 図 (図 25) から VAG の領域に入り、島弧型の流紋岩の化学的特徴を有する。

アダカイトは沈み込んだ海洋地殻が直接部分溶融して形成されたと考えられる安山岩～流紋岩質火成岩であり、Al₂O₃に富み (15 wt% 以上)、ノルム Corundum が算出されること、重希土類や Y に乏しい (15 ~ 18 ppm 以下) という特徴を有する。特に Sr/Y 比が高い (40 以上) 点で一般のカルクアルカリ系列の岩石とは区別されている。谷地下流紋岩類では Al₂O₃が 13 ~ 15 wt%, ノルム Corundum が 1 ~ 3 wt%, Y が 14 ~ 16 ppm, Sr140 ~ 200 ppm, Sr/Y 比が 8 ~ 13, 栃原流紋岩類では Al₂O₃が 14 ~ 17 wt%, ノルム Corundum が 1 ~ 4 wt%, Y が 14 ~ 20 ppm, Sr が 150 ~ 220 ppm, Sr/Y 比が 10 ~ 14 でアダカイトの特徴と類似する点があり、アダカイト質かどうかの判定を行った。アダ

表 2a. 谷地下流紋岩類, 大沢口凝灰岩, 中津原火山角礫岩の全岩主化学組成とノルム鉱物, および谷地下流紋岩類の全岩微量元素組成.

<谷地下流紋岩類>					<大沢口凝灰岩>			<中津原火山角礫岩>	
試料番号	05040901	05040911	05040913	05040916	04032701	04050108	04050111	04050104A	
SiO ₂	75.29	75.26	75.08	75.31	67.18	72.84	72.60	56.83	
TiO ₂	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.22	0.20	0.98	
Al ₂ O ₃	13.94	14.56	14.60	14.55	15.63	14.98	14.89	17.48	
FeO*	1.74	1.30	1.29	0.94	5.36	2.68	2.53	9.61	
MnO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.07	0.04	0.05	0.23	
MgO	0.36	0.35	0.25	0.20	2.31	0.61	1.07	3.48	
CaO	2.02	1.56	1.21	1.53	4.84	2.74	2.64	7.33	
Na ₂ O	3.53	3.22	2.99	3.19	2.68	3.73	3.33	3.34	
K ₂ O	2.92	3.57	4.40	4.11	1.33	2.10	2.60	0.55	
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.05	0.05	0.11	0.07	0.08	0.19	
total (wt%)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
Norm									
il	0.20	0.20	0.20	0.20	0.96	0.42	0.38	1.87	
ap	0.17	0.13	0.13	0.13	0.27	0.17	0.20	0.44	
or	17.25	21.09	25.99	24.26	7.85	12.41	15.36	3.23	
ab	29.84	27.22	25.27	27.01	22.65	31.55	28.15	28.25	
an	9.54	7.37	5.65	7.23	23.25	13.12	12.54	31.08	
C	1.48	2.70	2.85	2.20	1.26	1.75	2.01	0.00	
mt	0.83	0.63	0.63	0.44	2.59	1.30	1.23	4.63	
di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.35	
hy(en)	0.89	0.87	0.62	0.50	5.75	1.52	2.66	7.80	
hy(fs)	1.52	1.08	1.07	0.75	4.38	2.26	2.16	7.14	
Q	38.28	38.71	37.59	37.28	31.04	35.50	35.31	12.21	
total (wt%)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
(ppm)									
Nb	5.6	5.3	5.6	5.2					
Zr	79.9	78.3	79.7	73.2					
Y	15.0	14.6	16.0	15.9					
Sr	195.6	156.3	141.7	167.9					
Rb	92.4	107.6	156.5	143.6					
Ba	400.2	388.3	392.1	457.9					
Ni	3.7	1.9	2.5	2.8					
Cr	-	-	-	-					
V	-	-	0.8	-					
Sc	0.0	1.1	-	2.9					
Ce	33.1	32.8	26.2	36.0					
Co	2.0	0.5	0.7	0.1					
Ga	14.1	15.5	14.2	14.1					
Pb	-	-	-	-					
Th	-	-	-	-					
Sr/Y	13.1	10.7	8.8	10.6					

表 2b. 栃原流紋岩類の全岩主化学組成とノルム鉱物および全岩微量元素組成と REE 組成.

試料番号	02083101B	02083104	02083105	02083107	03030405A	03032909	03032911	03032917	03032919A	03032919B	標本名 (試料番号)
SiO ₂	74.12	74.26	75.07	76.37	71.58	74.99	74.93	75.32	75.24	74.25	65.16
TiO ₂	0.10	0.10	0.09	0.08	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.69
Al ₂ O ₃	14.85	14.87	14.36	14.01	16.78	14.96	15.10	15.00	14.80	15.38	16.11
FeO*	1.38	1.07	1.13	1.00	1.32	1.00	1.10	1.09	1.10	1.24	6.02
MnO	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
MgO	0.42	0.48	0.39	0.28	0.45	0.31	0.32	0.61	0.52	0.47	0.83
CaO	2.37	2.30	2.03	2.04	2.38	2.12	2.09	1.64	1.81	2.08	5.09
Na ₂ O	3.79	3.73	3.25	3.57	4.04	3.43	3.47	2.84	2.95	3.35	3.65
K ₂ O	2.90	3.11	3.60	2.56	3.25	3.02	2.81	3.30	3.41	3.04	2.43
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.00
total (wt%)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Norm											
il	0.20	0.20	0.17	0.15	0.17	0.20	0.20	0.20	0.20	0.21	1.30
ap	0.13	0.13	0.13	0.13	0.17	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.00
or	17.16	18.37	21.28	15.15	19.22	17.87	16.54	19.50	20.16	17.99	14.36
ab	32.01	31.48	27.45	30.23	34.11	29.01	29.39	24.03	24.97	28.34	30.87
an	11.36	11.05	9.66	9.77	11.33	10.16	10.02	7.74	8.62	9.97	20.39
C	1.32	1.33	1.58	1.76	2.47	2.32	2.67	3.91	3.08	2.92	0.00
mt	0.74	0.58	0.60	0.53	0.72	0.53	0.60	0.58	0.60	0.67	2.92
di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.14
hy(en)	1.04	1.20	0.97	0.69	1.12	0.77	0.79	1.52	1.30	1.17	1.42
hy(fs)	1.11	0.84	0.92	0.84	1.13	0.77	0.87	0.87	0.87	1.00	3.15
Q	34.92	34.81	37.23	40.75	29.56	38.23	38.78	41.51	40.07	37.60	21.45
total (wt%)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
(ppm)											
Nb	5.1	5.1	4.9	5.4	5.8	4.8	4.7	5.0	4.8	5.1	
Zr	64.7	65.0	62.8	63.6	72.5	66.3	65.5	65.4	65.0	68.0	31.1
Y	14.5	14.9	14.2	14.5	20.0	14.0	14.1	14.7	14.9	15.0	
Sr	208.8	205.9	181.5	188.5	220.2	196.9	191.4	153.7	175.0	191.5	
Rb	83.4	92.7	86.5	80.5	85.0	83.1	84.4	93.4	90.7	96.5	
Ba	429.9	443.0	421.6	441.0	510.4	420.3	449.7	481.1	507.8	522.4	
Ni	2.7	1.6	2.6	5.4	2.7	2.1	2.0	1.5	1.9	1.7	
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
V	4.5	0.9	0.3	-	1.0	2.2	6.0	0.3	6.6	1.1	
Sc	3.4	4.0	0.7	-	0.3	2.7	1.0	0.8	2.1	0.1	
Ce	34.9	33.1	29.3	30.5	37.9	37.1	33.4	30.4	30.6	35.1	
Co	2.0	0.9	1.3	0.7	1.7	0.4	0.8	1.0	0.8	1.4	
Ga	15.2	14.9	14.2	13.5	16.9	14.9	15.0	14.2	14.5	15.6	
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Sr/Y	14.4	13.8	12.8	13.0	11.0	14.1	13.6	10.5	11.7	12.8	
La	16.38	16.09	14.23	15.31	16.48	16.74	15.13	14.20	18.56	19.22	21.4
Ce	36.56	34.64	31.61	33.55	37.07	33.82	32.09	31.47	38.45	33.24	45.3
Nd	14.57	13.86	12.62	13.39	14.47	14.94	12.64	13.23	15.98	17.00	22.9
Sm	2.69	2.68	2.34	2.33	2.69	2.84	2.10	2.44	3.06	3.38	6.3
Eu	0.66	0.64	0.57	0.60	0.70	0.67	0.61	0.60	0.68	0.78	1.3
Gd	1.73	1.80	1.45	1.54	1.74	1.74	1.50	1.68	1.97	2.16	5.9
Dy	0.91	0.85	0.71	0.86	0.98	0.88	0.72	0.78	0.94	1.03	5.8
Er	1.34	1.29	1.28	1.34	1.37	1.39	1.39	1.35	1.42	1.53	3.5
Yb	1.15	1.14	1.06	1.16	1.22	1.11	1.06	1.10	1.15	1.17	3.3
Lu	0.06	0.07	0.04	0.06	0.07	0.05	0.04	0.05	0.07	0.05	0.5

カイト質かどうかの判定は Sr/Y-Y 図 (Drummond and Defant, 1990) に従った. Sr/Y-Y 図 (図 26) ではアダカイトの領域には入らず, 沈み込み帯の安山岩~流紋岩 (Normal volcanic arc) の領域に入った. 谷地下流紋岩類・栃原流紋岩類はともにアダカイト質ではない.

栃原流紋岩類の REE 分析

栃原流紋岩類 (10 試料) の分析結果を表 4 に示す. 男体山火山角礫岩層中の男体山アイスランドイトの分析値 (高橋ほか, 1995) も合わせて示す. 栃原流紋岩類は 10 試料とも同じ REE パターンを示し, Eu 異常は見られない (図 27). また, 10 試料とも Gd が低い値を示している. 男体山アイスランドイトの REE パターンは軽希土類元素に富み, Eu 負異常も顕著で栃原流紋岩類とは異なるパターンである.

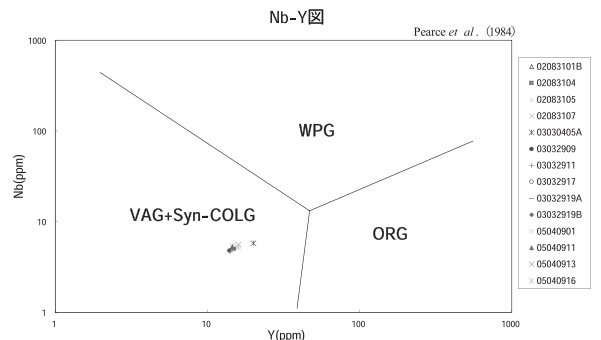


図 24. 火山岩類の Nb-Y 図.

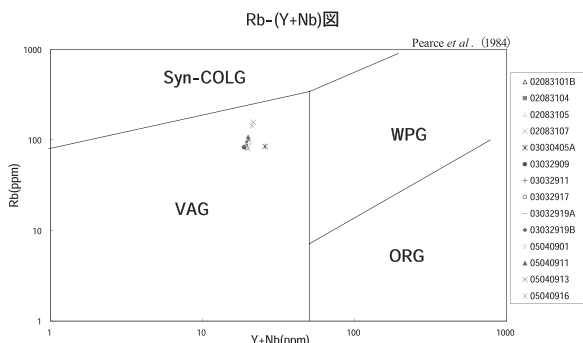


図 25. 火山岩類の Rb- (Y+Nb) 図.

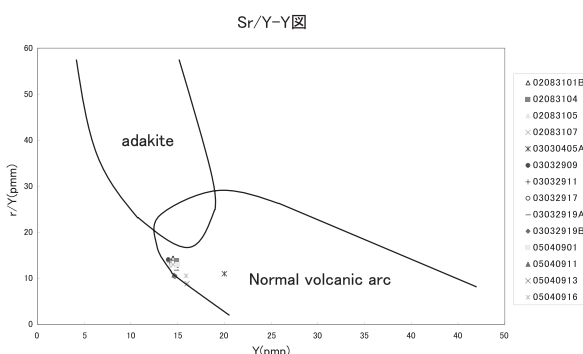


図 26. 火山岩類の Sr/Y-Y 図.

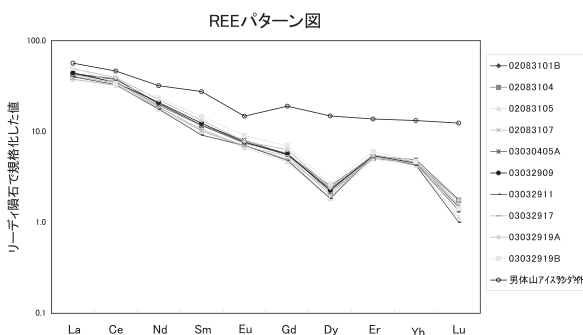


図 27. 火山岩類の REE パターン図.

K-Ar 年代測定について

本地域の地質層序に年代値を与えるため、大沢口凝灰岩 1 カ所と谷地下流紋岩類（試料 05040916）の K-Ar 年代値を求めた。年代測定試料は黒雲母斑晶の含有量が多く、かつ変質の少ないものを選んで使用した。

大沢口凝灰岩については、常陸大宮市白岩峠（試料 04050111）の試料を用いた。岩相は白色の凝灰岩で、1～2 cm の火山岩礫と軽石を多く含む。また、火山豆石も含む。杉山（2003MS）の再堆積性火山碎屑類の上位にある火山豆石や火山岩片を含む降下火山灰層

にあたる（図 28）。この地域は小貝野層であるが大沢口凝灰岩に相当する（天野ほか, 1989）とされている。

測定結果を（表 3）に示す。常陸大宮市白岩峠（試料 04050111）の K-Ar 年代は 17.3 ± 1.2 Ma、谷地下流紋岩類（試料 05040916）の K-Ar 年代は 17.1 ± 0.4 Ma という値が得られた。試料 05040916 は規模の大きい流紋岩岩脈の試料である。

大子地域の火山岩類の年代は、栃原流紋岩類の K-Ar 年代が 15.5 ± 0.4 Ma と 18.0 ± 0.5 Ma（田切・青井, 2005）、大沢口凝灰岩中のジルコンのフィッシュトラック年代が 16.7 Ma（天野ほか, 1989）、男体山火山角礫岩層の K-Ar 年代が 12.5 ± 0.3 , 12.7 ± 0.4 Ma（天野ほか, 2004）である。これら全ての年代を棚倉断層周辺新第三系地質図上にまとめたのが図 10 である。

古地磁気測定

大子地域の火山活動場推定のため、栃原流紋岩類と谷地下流紋岩類の古地磁気測定を行った。栃原地域から切ノ草の流紋岩岩脈、栃原本田西側の流紋岩岩脈、番所の流紋岩溶岩から定方位ブロック試料を採取した。また、谷地下地域から規模の大きい流紋岩岩脈から定方位ブロック試料を採取した。採取した試料は実験室において切断・整形し、直径 2.5 cm、高さ 1 cm の測定用試料を作成した。全部で 4 層準 21 試料を測定した。

小島（2000 MS）は日本島弧の中新世テクトニクスの解明を試み、その中で大子～山方～桂地域に分布する勝見沢層、小貝野層、浅川層の火山碎屑物の古地磁気測定を行っている。大子～山方～桂地域の古地磁気結果は全てリバーズを示し、現在の方向と変わらず、水平回転運動がなかったとしている。棚倉破碎帯を境にした東北日本弧北部では反時計回り回転の結果が得られている。また、東北日本弧回転後に堆積したと思われる郡山地域は時計回り回転を示している。これは、6 Ma 頃に起きたと言われる伊豆弧の衝突により、東北日本弧南部の棚倉破碎帯から南側が $17.2 \sim 16$ Ma に起こった反時計回り回転量とほぼ同じ量の時計回り回転をしたためと結論した。

野外で採取した試料をそのまま測定して得られる自然残留磁化 [MRM; Natural Remanent Magnetization] には、岩石の形成時に獲得された初生磁化 [primary magnetization] と岩石の形成後に獲得された様々な二次磁化 [secondary magnetization] が含まれている。試料から初生磁化を得るためには二次磁化を取り除く必要があり、段階熱消磁を行った。

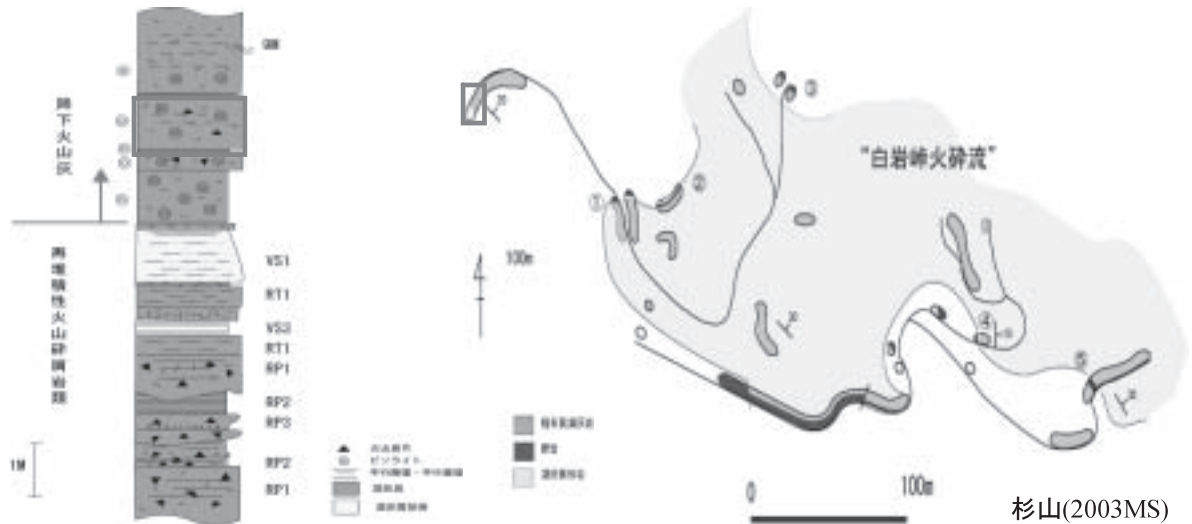


図 28. 白岩峠凝灰岩類からの K-Ar 年代測定試料採取位置。

表 3. 栃原流紋岩類、谷地下流紋岩類および大沢口凝灰岩の黒雲母 K-Ar 年代。

<栃原流紋岩類>					
Sample No.	Material Analyzad	Isotopic Age (Ma)	Ar-40 (rad.) (scc/g×10 ⁻⁵)	% Ar-40 (rad.)	%K
02083107	Biotite	15.5±0.4	0.188	66.1	3.02
			0.180	65.3	3.05
03030405	Biotite	18.0±0.5	0.314	70.9	4.46
			0.313	76.1	4.44

田切・青井 (2005)

<谷地下流紋岩類>					
Sample No.	Material Analyzad	Isotopic Age (Ma)	Ar-40 (rad.) (scc/g×10 ⁻⁵)	% Ar-40 (rad.)	%K
05040916	Biotite	17.1±0.4	0.336	71.4	4.98
			0.329	70.5	4.98

<大沢口凝灰岩>					
Sample No.	Material Analyzad	Isotopic Age (Ma)	Ar-40 (rad.) (scc/g×10 ⁻⁵)	% Ar-40 (rad.)	%K
04050111 (常陸大宮市白岩峠)	Biotite	17.3±1.2	0.154	16.9	2.31
			0.157	17.3	2.30

段階熱消磁で得られた各試料の ChRM をもとに、統計処理によって各層準での平均偏角、平均伏角、集中度パラメータ (k)、95% の信頼限界円 (a_{95}) を求めた。小島 (2000MS) の大子～山方～桂地域に分布する浅川層、小貝野層、勝見沢層の火山碎屑物の古地磁気測定データも示す。

栃原流紋岩類の切ノ草の平均磁化方位は Dec=140.6°, Inc= - 57.6°, a_{95} = 13.2° である。番所の流紋岩溶岩の平均磁化方位は Dec=160.7°, Inc= - 53.4°, a_{95} = 7.7° である。栃原本田西側の流紋岩岩脈は 1 試料しか採取

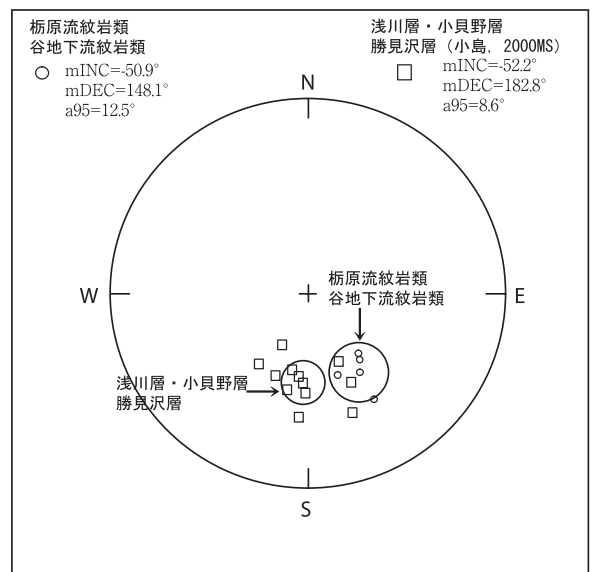
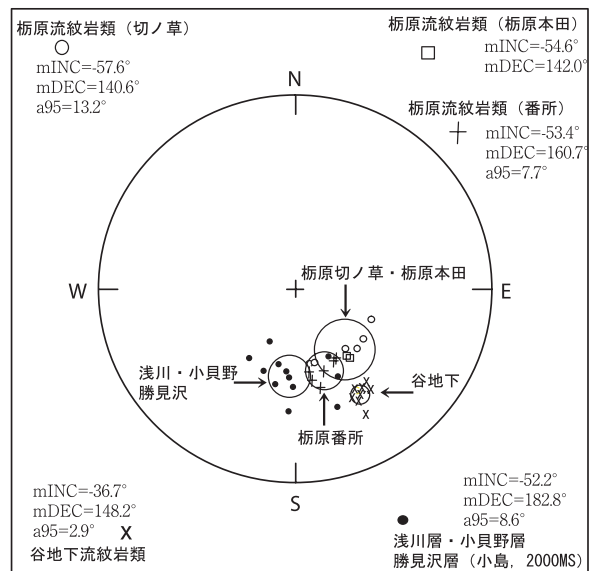


図 29. 栃原流紋岩類および谷地下流紋岩類の平均磁化方位。

できなかったため、平均磁化方位などは計算できなかった。谷地下流紋岩類の古地磁気平均方位は $Dec=148.2^\circ$, $Inc=-36.7^\circ$, $\alpha_{95}=2.9^\circ$ である。栃原流紋岩類・谷地下流紋岩類の平均磁化方位は $Dec=148.1^\circ$, $Inc=-50.9^\circ$, $\alpha_{95}=12.5^\circ$ である (図 29)。小島 (2000MS) は大子～山方～桂地域の平均磁化方位は $Dec=182.8^\circ$, $Inc=-52.2^\circ$, $\alpha_{95}=8.6^\circ$ というデータを示している。今回の測定結果と比較してみると、明らかに平均磁化方位が異なる (図 29)。

火山岩類と火山活動について

大子地域と矢祭地域の火山活動は八溝層群堆積岩類を基盤として 18 Ma に開始し、12 Ma に終了したと考えられる。これらはグリーンタフ地域の火山活動に含まれる。18～15.5 Ma には栃原流紋岩類、17 Ma には谷地下流紋岩類を噴出した火山活動があった。栃原流紋岩類および谷地下流紋岩類は陸上で活動している (田切・青井, 2005)。17～16 Ma にかけて栃原・谷地下流紋岩類とは異なる、大沢口凝灰岩の大規模な活動があり、ほぼ同時期中津原火山角礫岩を噴出した安山岩質マグマによる火山活動もあった。これらの噴出源は不明であるが、大子付近の陸上に山体を形成していた。15 Ma にはこれらの火山活動は終了した。3 Ma の時間間隔をはさみ、12 Ma には男体山アイスラングタイトの活動が起こり、大子地域の火山活動は終了したと考えられる。

グリーンタフ地域の火山活動は日本海拡大と関連して起こったものとされている。周藤ほか (1989) はプレート沈み込みと同時に大陸側にアセノスフェアの上昇が生じ、このマントルダイアピルに由来して日本海が開き、海洋性火山岩が形成されたとしている。さらに、このようなマントルダイアピルが熱源になって日本列島下の上部マントル～下部地殻を熔融し、島弧性ソレアイト～カルクアルカリ系列の火山岩を形成したとしている。これらの活動は 18～12 Ma に起こったとしている。八溝山系周辺の第三系火山岩類を見ると、茂木付近に分布するデイサイト溶岩は FeO^*/MgO 比が極めて大きいという特徴をもち、アイスラングタイト質である (白水ほか, 1983) またこのデイサイトを含む中川層群上位の小花層の浮遊性有孔虫年代は約 15～12 Ma である (宇佐美ほか, 1995)。筑波地域に分布する角閃石安山岩岩脈は K-Ar 年代が 16.6 Ma である (柴ほか, 1979)。大子地域・矢祭地域の火山活動は 18～15 Ma にかけては島弧性カルクアルカリ流紋岩、デイサイトと島弧性ソレアイト安山岩で

あり、形成要因は後者に当たると考えられる。12 Ma から活動した男体山アイスラングタイトは海洋性ソレアイトデイサイト (周藤ほか, 1985) であるため形成要因は前者とされている。高橋ほか (1995) は男体山アイスラングタイトは周辺の苦鉄質火山岩類の化学組成との関係から、 H_2O の乏しい高温・還元条件下での下部地殻物質の部分熔融によって形成された可能性が高いとし、成因を棚倉構造線の左横ずれ運動と結びつけ、日本海拡大期のものとしている。

大子地域の火山岩類の活動年代は栃原流紋岩類・谷地下流紋岩類・大沢口凝灰岩で 18～15 Ma、男体山アイスラングタイトで 12 Ma と得られていることと、男体山アイスラングタイトは大沢口凝灰岩よりも上位にあることから、大子地域の火山活動はカルクアルカリ岩及びソレアイト岩の活動が先に起こり、その後にアイスラングタイトの活動が起こった。つまり、周藤ほか (1989) の議論に従うと栃原流紋岩類・谷地下流紋岩類・大沢口凝灰岩・中津原火山角礫岩を噴出した火山活動は日本海拡大前の日本列島が大陸とつながっていた時期の火山活動であった可能性が高い。

18～15.5 Ma の年代を示す栃原流紋岩類・谷地下流紋岩類の平均磁化方位は大沢口凝灰岩 (16.7 Ma) と同層順である小貝野層、ほぼ同じ年代とされている勝見沢層、大沢口凝灰岩の上位である浅川層の平均磁化方位とは明らかに異なっている。浅川層・小貝野層・勝見沢層は現在の方向とほぼ同じ平均磁化方位を示すのに対し、栃原流紋岩類・谷地下流紋岩類では反時計回り回転の成分が得られた。これまでの研究では東北日本の棚倉破砕帯東側では日本海拡大に伴って、反時計回り回転をしたという結果が出ている。本研究地域の棚倉破砕帯西側からも反時計回り成分が得られたが、データが少ないためこれ以上議論することは難しい。

B. 八溝山地の中生界および貫入岩類

B-1 付加体の地質

はじめに

八溝山地は、北から、八溝山を中心ひろがる八溝山塊、那珂川と久慈川に囲まれた鷲子山塊、茂木、筑波までひろがる鶏足山塊、主に筑波山由来の花崗岩からなり鶏足山塊に重なる筑波山塊の4つから構成される。主として新第三系が分布する棚倉構造線の西方に位置する。主として、中生代ジュラ紀を示す微化石が産出する付加体の堆積物からなる。西南日本内帯の美濃-丹波帯の東方延長部である足尾帯に属するものと

されている（磯見，1968；磯見・河田，1968）。

八溝山地の鶯子・鶏足山塊においては放散虫化石の微化石層序学的研究に基づいたチャート-碎屑岩シーケンスの認定，層序・構造の解明が行われているが，八溝山塊については貫入岩体による熱変成を受けるなどして化石の産出が不良のため，研究が遅れその実態が明らかではなかった。八溝山塊の中央部に分布する中生界の岩相層序・構造について調査した。結果は，佐藤（2006MS）に基づいて記述する。

八溝山地の付加体

岩相図を図30に，断面図を図31に示す。岩相に基づき，ユニット区分を行った。各ユニットの特徴は以下のとおりである。

ユニット A

厚い頁岩層と砂岩優勢の砂岩頁岩互層の繰り返しを3セット確認した。各セットを東よりサブユニット A-1，サブユニット A-2，サブユニット A-3 とする。大久保沢の本道から南東にのぼる脇道ではサブユニット A-2 の基底となる衝上断層は直接確認できないが，断層の上部の頁岩層と10 mほど離れてサブユニット A-1 の上部，衝上断層の下盤側の砂岩頁岩互層に周辺の傾斜とは逆の東傾斜がよく観察される。砂岩は粗粒～中粒である。さらにこれらのサブユニットの延長の真名畑沢ではソールマークや級化構造により地層の逆転が確認できた。また，大久保沢本道の上流でも衝上断層の露頭は認められないが，サブユニット A-3 の下部の破碎された頁岩層が観察される。また，約10 m離れたサブユニット A-2 の砂岩頁岩互層の露頭においてもサブユニット A-2 の砂岩頁岩互層に東傾斜が観察された。碓石沢のサブユニット A-3 の砂岩頁岩互層の露頭においては，長さ20 cmほどの流痕を多数確認した。この部分はユニット B の頁岩層との境界付近に相当する。また，真名畑沢の上流のサブユニット B-1 の基底となる衝上断層とその上部の頁岩層，サブユニット A-3 の砂岩頁岩互層の露頭において下盤側のサブユニット A-3 の砂岩頁岩互層で逆転が確認できる。断層の走向が N20° 西，傾斜 80° 西であった。真名畑沢のサブユニット A-2 の砂岩頁岩互層では幅約15 mにわたって大きく2つの背斜構造が重なった露頭がみられた。ひとつの背斜構造は翼の厚さが2 mほどで，砂岩は20～50 cm，頁岩は5～10 cmほどの厚さである。露頭の規模での褶曲なので，未固結の状態で起きたスランピングの褶曲ではないかと考えられる。

ユニット B

厚い頁岩層と砂岩優勢の砂岩頁岩互層の繰り返しを八溝山南麓においては3セット確認した。各セットを東よりサブユニット B-1，サブユニット B-2，サブユニット B-3 とする。サブユニット B-1 は小田貝沢の入り口において頁岩中にチャート，石灰岩をブロック状に含む。ブロックの大きさは1 mほどである。基底部の断層は茗荷沢にて観察でき，断層の走向は N-S で傾斜は 60° 西であった。幅20～30 cmほどの破碎帯が発達し，断層角礫が顕著に発達する。下盤側を構成しているサブユニット A-3 の砂岩頁岩互層は級化している。頁岩の厚さは120 mほどで，場所によっては数 mほどになる。荒沢においてサブユニット B-2 の下盤側となるサブユニット B-1 の砂岩頁岩互層の露頭に流痕とみられる長さ20 cmほどのソールマークを多数確認した。サブユニット B-2 が欠失するあたりの茗荷沢上流では斜交葉理や逆級化により逆転帯が確認できた。サブユニット B-2 が欠失してサブユニット B-3 と接する鹿又沢においては，断層の下盤側において東傾斜が認められたほか，30 mほど離れた露頭では明瞭なソールマークが多数確認される。ほとんどが20 cmほどの流痕であるが，直径8 cmほどの加重痕も認められた。また，この露頭から90 mほど下流の川の淵の露頭では葉理が発達し，逆転を示した。断層は走向が5°西で傾斜が90°西であった。ここでの逆転帯の形成は，衝上断層によって下盤側が引きずられて東傾斜になり，さらに引きずられて折り返すような形で起きたものと推定した。サブユニット B-2 は磯神，荒沢上流において最大300 mの厚さのチャート層がレンズ状に狭在する。茗荷沢上流では直径2 mほどのブロック状チャートを含む120 mほどの厚さの頁岩が露出している。この頁岩と，基底に衝上断層をもち2 mの厚さのチャートを挟んで滝を形成している頁岩との間に約10 mの砂岩頁岩互層が露出する。八溝山南側の岩相の延長と考えられる，下流側の頁岩をサブユニット B-2 とし，衝上断層から上流の頁岩をサブユニット B-3 とした。この付近でサブユニット B-2 はサブユニット B-3 の下にもぐりこみ欠失しているものと考えられる。小田貝沢において，サブユニット B-3 の頁岩中に直径2 m前後の石灰岩ブロックやチャートを含む。茗荷沢上流においてもチャートと石灰岩をブロック状やレンズ状に含む。茗荷沢での露頭は，衝上断層を基底に幅15 cmほどの破碎帯をもった約30 cmの頁岩，その上に約2 mの厚さでチャートが滝を形成している。このチャートは比較的地層面に沿って

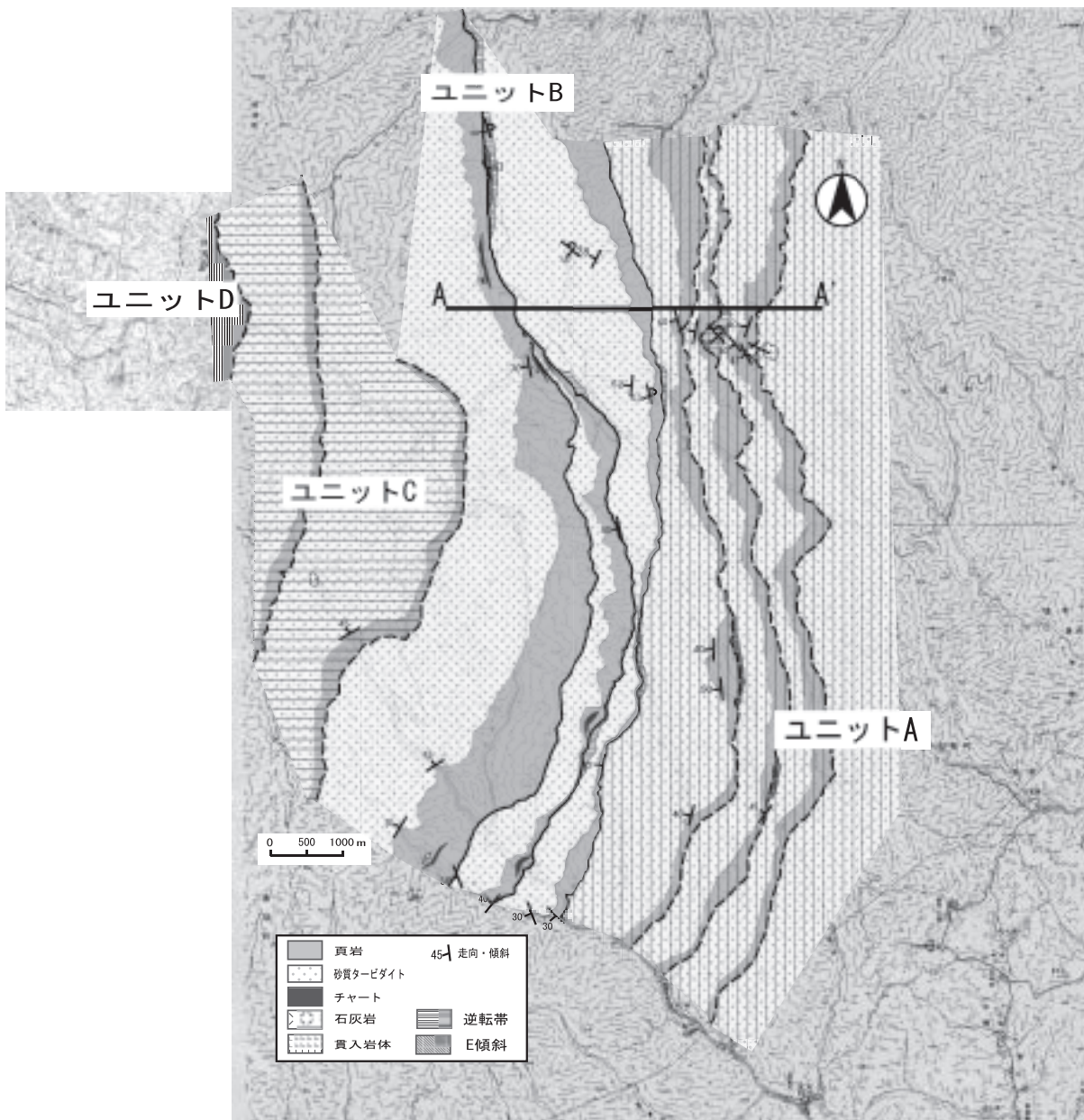


図 30. 八溝山地中央部の岩相図 (佐藤, 2006MS).

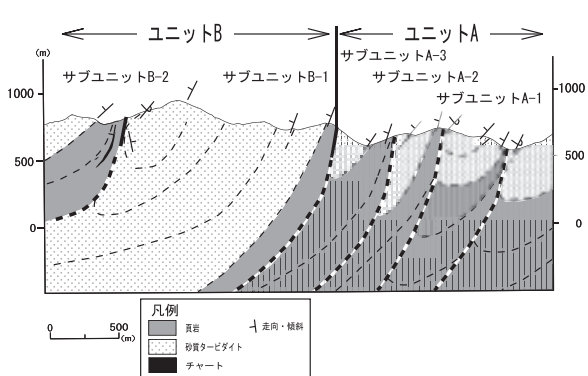


図 31. 八溝山地中央部の断面図 (佐藤, 2006MS).

延びており、数 10 m の長さのレンズ状をなすと思われる。断層は走向が N30°W で傾斜が 80° 西であった。鹿又沢でも、最大の厚さが 1 m のチャートを幅 130 m にわたりレンズ状に含んでいるほか、直径数 m のブロック状のチャートも含んでいる。頁岩は厚く、500 m に及ぶところもある。また、真名畑沢上流においてサブユニット B-1 の基底となる衝上断層から断層角礫のサンプルを採取した。全体にカタクレイサイト化していたが、一部には破断せずに流動変形している部分がみられた。

ユニット C

蛇穴新田を通り八溝山山頂へと連続する頁岩は、そ

の北側の鹿又沢上流までは追跡できない。黒羽町との町境付近において、頁岩はその北側の中の沢支流に追跡できるが、どちらも A, B ユニットの頁岩層に比べて薄く、A, B ユニットの頁岩のように連続性はよくない。

ユニット D

珪質粘土岩、チャート、頁岩を繰り返し、一部では珪質粘土岩とチャートの繰り返しが認められた。

ユニット A ~ D については逆転帯がみられるものの、デュープレックス構造やチャート碎屑岩シークエンスの最下層の玄武岩がみられないこと、断層の破砕帯が角礫化し、カタクレイサイトとなっていることにより、八溝山塊中央部においては付加体の浅部でのインプリケート・スラストによる剥ぎ取り付加が主であったものと推測される。

砂岩組成

八溝山地中央部に分布する付加体中の砂岩のモード組成によりその起源を推定した。甲斐 (2005 MS) に基づいて記述する。図 32 に測定結果を示す。

モード組成の特徴は、基質：32%、石英：51%、長石：13%、岩片：3%であった。一方、基質を除くと石英：76%、長石：19%、岩片：4%、であった。これは、Okada (1971) に従うとワッケ質砂岩中の長石質砂岩と石英質砂岩に該当する。また、公文ほか(1992)に基づくと、後背地は深く削剥された火山弧である可能性が高い。

B-2 貫入岩および変成岩の地質および岩石・鉱物はじめに

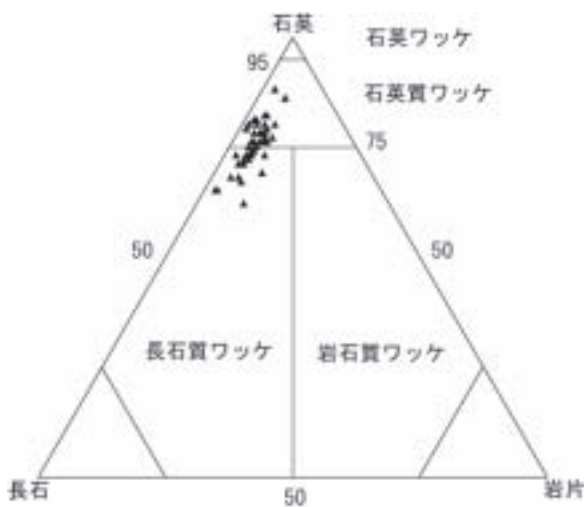


図 32. 八溝層群の砂岩組成 (甲斐, 2005MS).

八溝山塊西縁にはジュラ紀の地層に貫入する花崗岩類が多数分布しているにも関わらず、変成岩類に関する詳しい調査はいまだなされていない。本調査では、変成岩類の出現する地域についてその分布を明らかにし、岩石薄片観察、XRF による全岩化学分析、SEM-EDS による鉱物化学分析により変成作用の解明を行い、地域で最も広い範囲を占める堇青石帯の温度構造の解析を行った。さらに、この地域に出現する堇青石の結晶成長メカニズムと、低変成度のホルンフェルスにおいて確認された特殊な構造を持つ堇青石の形成過程を XRD 測定と EPMA による分析結果を用いて考察する。また、筑波地域の変成作用との関係や、本研究地域の地質学的な位置づけについても考察する。

変成岩分布地域は、栃木県と福島県の県境付近にあたる、栃木県黒羽町北部から那須町南部にかけての地域である。この地域は、国土地理院発行の 1/25,000 地形図「伊王野」の範囲にあたり、東西を那珂川水系と福島県境に挟まれた南北におよそ 10 km、東西におよそ 8 km の地域である (図 33)。

筑波山塊を除いた八溝山地中～北部に貫入する花崗岩類の K-Ar 年代については、柴田ほか (1973) にお



図 33. 八溝山地伊王野地域の地質図。1/50,000 表層地質図「大田原・埜」(栃木県, 1989) より。

いて詳細が述べられている。ここでは、鶏足山塊から八溝山塊までの花崗岩類 5 試料の黒雲母、または角閃石の K-Ar 年代を報告している（柴田ほか, 1973）。結果は、黒雲母 5 試料より 64.5 ~ 101 Ma, 角閃石 1 試料より 108 Ma という値であった。これらの年代は、旧期である約 105 Ma と、新期である 65 ~ 68 Ma を示すものに分けられる。花崗岩類の岩質もこの区分に対応し、一般に旧期のものは中～細粒花崗閃緑岩であり、新期のものは粗粒花崗岩である。旧期花崗岩類の年代は阿武隈山地の年代とほぼ等しく、新期花崗岩の年代は筑波山地のそれにほぼ等しく、それぞれ同時期の火成活動に由来するものとしている。また、Takahashi *et al.* (2005) においても、古期（柴田ほかによる旧期）の花崗岩類について岩石化学的研究がなされている。それによると、八溝山地の古期石英閃緑岩類（馬頭岩体・大山田岩体・袋田岩体・舟生岩体）は、Sr/Y-Y 図上では、アダカイト質の領域に入るものが多いという。八溝山地が西南日本内帯の美濃・丹波帯の東方延長であると考えられていることから、この結果を京都府北部の丹波帯において報告されているアダカイト質花崗岩質岩類と対比した。すると八溝山地の古期石英閃緑岩体は、地質学的状況、記載岩石学的特徴および活動年代すべてにおいて丹波帯のアダカイト質岩と類似するという。すなわち、105 Ma 前後には、現在の近畿地方と約 500 km 東方の関東地方において、同時期に同質の火成活動が生じていたことになる。

調査の地質と貫入岩類

八溝山塊では、一般走向が N-S 方向で、栃木県黒羽町に小向斜構造がある以外は西傾斜の同斜構造を示す。また、一部で衝上断層が確認できる。八溝山塊東縁部には、粗粒黒雲母花崗岩からなる金山岩体・山際岩体・大笹山岩体・矢祭岩体が分布する。山塊南縁には石英閃緑岩からなる大山田岩体と角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる亀久岩体が分布する。そして山塊西縁部に南北方向に点々と分布する角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる小岩体群、旗宿岩体・箕沢岩体・伊王野岩体・木佐美岩体・塩畑岩体が存在する。これらの花崗岩類の貫入により堆積岩類はかなり変成している。

花崗岩類は比較的規模の大きい岩体から、小規模な岩脈まであり、調査地域全域にわたって広く分布している。特に、この地域を南西～北東方向に流れる三蔵川を中心に大規模な露出が認められた（伊王野岩体）。三蔵川下流部では中～粗粒の花崗岩類が見られた。中流部ではホルンブレンドを含む不均質な花崗岩類が閃

緑岩質の捕獲岩を伴って見られ、上流部ではカリ長石の巨斑晶を含む花崗岩類が特徴的に見られた。川床以外では那須町睦家付近の地点と那須町中梓付近の地点で大規模な花崗岩風化物が見られた。那須町伊王野では、変成岩類と花崗岩類が破碎帯を境に接していた。ドロブ沢下流の地点では、花崗岩が変成岩の片理に調和的に入り込んでいる構造が見られた。また、その付近では泥質の捕獲岩を持つ花崗岩も数カ所で認められた。花崗岩質岩脈は幅数 cm ~ 数 m 程度で変成岩類を貫いているのが黒羽町両郷付近で多数認められた。なお、八溝山塊の花崗岩の K-Ar 年代は、亀久岩体の黒雲母から 64.9 Ma, 大山田岩体の黒雲母から 71.8 Ma, 角閃石から 108 Ma という値が得られている。

変成岩類は、砂岩・泥岩・チャート・石灰珪質岩を原岩としている。最も高変成度の岩石はミグマタイト質の岩石で、黒羽町両郷に限って確認された。片麻岩は、上記の地点周辺と那須町梓のドロブ沢下流の花崗岩との接触部付近で数カ所見られた。調査範囲の広範囲で堇青石の点紋をもつホルンフェルスが出現し、次第に黒雲母の点紋をもつホルンフェルスから点紋をもたないものへと漸移していく。

砂質変成岩類

黒雲母砂質ホルンフェルス：暗灰色～灰色の塊状の岩石である。肉眼で黒雲母の結晶が確認できる。那須町伊王野の三蔵川より南方 1 km の地点でざくろ石を含むものが見つかった。主成分鉱物は黒雲母・白雲母・カリ長石・斜長石・石英である。副成分鉱物はジルコン・ルチル・不透明鉱物などである。

堇青石黒雲母砂質ホルンフェルス：暗灰色～灰色の塊状の岩石で、弱い片理をもつものもある。鏡下において、黒雲母は片理に沿って配列しているのが認められる。堇青石は他形の単結晶となって現れるが、変質の進んだ岩石中ではピナイト化している。主成分鉱物は堇青石・黒雲母・白雲母・カリ長石・斜長石・石英である。副成分鉱物は電気石・ジルコン・ルチル・不透明鉱物である。

砂質片麻岩：非常に硬い塊状の岩石で、片麻状組織を持つ。黒羽町両郷や、那須町中梓の花崗岩との接触部に産出する。黒雲母や堇青石に富む優黒質部と、石英や長石に富む優白質部に分かれる。変成度の高い岩石ほど変質が進み、堇青石が完全にピナイト化していたり、白雲母に置換されてしまっている。黒雲母は一部緑泥石に置換されているものもある。主成分鉱物は堇青石・黒雲母・白雲母・カリ長石・斜長石・石英で

ある。副成分鉱物には電気石・燐灰石・ジルコン・不透明鉱物などである。

泥質変成岩

黒雲母泥質ホルンフェルス：塊状黒色の岩石で、黒雲母の点紋をもつものもたないものがある。元の堆積構造を保持し、細かく不規則に割れるか、貝殻状に割れる。鏡下において、黒雲母点紋はそれより細粒な黒雲母の集合体になっている。マトリックスの部分は極細粒な白雲母・石英・斜長石・炭質物であるが、碎屑性のカリ長石・斜長石・石英なども含む。主成分鉱物は、黒雲母・白雲母・カリ長石・斜長石・石英である。

堇青石ホルンフェルス：塊状黒色の岩石で、ほとんどが1～2 mmの堇青石の点紋をもつが、低変成度のものはこれをもたず、黒雲母の点紋を伴う。砂岩泥岩互層の一部としても産出する。鏡下において、堇青石は細粒の斑状変晶をなし、雲母や石英、炭質物などの包有物を多く含む。まれに紅柱石を伴う。1地点において、堆積構造をよく保持したチャート中の薄い泥質部にざくろ石を含む岩石が認められた。マトリックスは極細粒の雲母・石英・長石・炭質物からなる。主成分鉱物は堇青石・黒雲母・白雲母・カリ長石・斜長石・石英である。

紅柱石ホルンフェルス：ドロブ沢上流の砂岩泥岩互層の薄い泥質部に産出する。1 mm程度の結晶を多数含み、形状の違いから堇青石点紋とは容易に判別できる。鏡下において、紅柱石は空晶石の組織を呈し、炭質包有物をもつ。マトリックスは極細粒の雲母・石英・長石からなる。主成分鉱物は紅柱石・堇青石・黒雲母・白雲母・カリ長石・斜長石・石英である。

堇青石黒雲母片岩：片理の発達した岩石で、最大で5 mm程度の堇青石の点紋をもつ。黒雲母は片理に沿って配列している。鏡下において、堇青石は斑状変晶をなし、包有物を多く含むが、他形に近いものもある。変質が進むにつれて、堇青石はピナイトや白雲母に置換される。黒雲母は片理に沿って成長している。紅柱石を伴うものもある。主成分鉱物は堇青石・黒雲母・白雲母・カリ長石・斜長石・石英である。

片麻岩：硬い塊状の岩石で、片麻状組織をもつ。黒羽町両郷や、那須町中梓の花崗岩との接触部に産出するほか、花崗岩中のゼノリスとして産出する。堇青石や黒雲母に富む優黒質部と、長石や石英に富む優白質部に分かれる。鏡下においては、堇青石の単結晶や紅柱石が存在し、まれに石英や白雲母に包有された珪線石が観察される。変質が進むと、堇青石は粗粒の白

雲母に置換される。主成分鉱物は堇青石・黒雲母・紅柱石・珪線石・カリ長石・斜長石・石英である。副成分鉱物は電気石・ジルコン・燐灰石・不透明鉱物などである。

ミグマタイト質岩：黒羽町両郷の1地点に露出する。高さ80 cmほどの現地性転石である。優黒質部と優白質部が弱い褶曲構造を作っている。鏡下において、優白質部に幅2～3 mmの珪線石の集合体が観察された。紅柱石が斜長石に包有され、さらにこれが累帯構造を作っている組織が観察された。カリ長石中にミルメカイト組織が観察された。堇青石はすべてピナイトや粗粒の白雲母に置換されているが、仮像からその存在があったことが判断される。主成分鉱物は黒雲母・白雲母・紅柱石・珪線石・カリ長石・斜長石・石英である。副成分鉱物は電気石・ジルコン・不透明鉱物などである。

珪質変成岩

珪質ホルンフェルス：層状チャート中に産出する。片理をもたない岩石で、細粒の石英と黒雲母からなる。堇青石の単結晶を含むことがある。変成度とともに鉱物の粒度は増大する。主成分鉱物は黒雲母・白雲母・カリ長石・斜長石・石英である。副成分鉱物は、ジルコン・炭質物などである。

珪質片麻岩：黒羽町両郷の層状チャート中に産出する。珪質ホルンフェルスとは異なり、主に石英からなる部分と主に黒雲母からなる部分に分かれる。堇青石は包有物をほとんど含まない他形の単結晶として存在し、ジルコンによる多色性ハローをもつことで石英と区別できる。珪線石が石英の境界から晶出しているのが観察された。カリ長石はミルメカイト組織をもつ。主成分鉱物は堇青石・黒雲母・白雲母・カリ長石・斜長石・石英である。副成分鉱物はジルコン・不透明鉱物などである。

石灰珪質ホルンフェルス

黒羽町両郷周辺にまれに見られる。砂質岩に多少の石灰分が混じった緑灰色～灰色塊状の硬い岩石で、片理をもたない。砂泥質の変成岩に比べ、構成鉱物がいちじるしく異なる。含まれる主な構成鉱物には、黒雲母・白雲母・普通角閃石・アクチノ閃石・方解石・緑泥石・くさび石・カリ長石・斜長石・石英などである。

花崗岩類

主な花崗岩についてモード測定を行った。一枚の薄

片あたりの測定ポイントは2000である。不均質な岩石については薄片3～4枚の平均値を用いた。結果を図34に示す。

黒雲母花崗岩：三蔵川流域に広く産出する中粒～粗粒の岩石である。カリ長石の巨斑晶を持つものもある。構成鉱物は、黒雲母・カリ長石・斜長石・石英である。

白雲母含有黒雲母花崗岩：調査地域の南部に多数認められる。幅数十cm～数mの岩脈を形成する細粒の岩石である。母岩との接触境界には急冷縁が見られる。ほとんどが風化作用により真砂化している。白雲母はモード比で0.1～0.9%含まれる。構成鉱物は黒雲母・白雲母・カリ長石・斜長石・石英である。

普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩：大和須川下流にまと

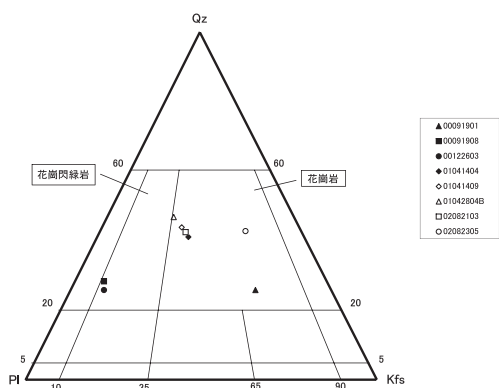


図34. 貫入花崗岩類のモード組成。

まって見られる。閃緑岩質のゼノリスを持つ、中粒～粗粒の非常に不均質な岩石である。普通角閃石は、モード比で7～8%含まれる。構成鉱物は普通角閃石・黒雲母・カリ長石・斜長石・石英である。

変成鉱物組合せ・変成分帯

鉱物組合せを表4に、鉱物出現を図35に示す。石灰珪質岩起源の変成鉱物組合せについては別途記載する。なお、斜長石・石英・不透明鉱物はすべての組合せに含まれる。()内にサンプル数を記した。

(a) 珪線石を含む組合せ (7)

珪線石 + (紅柱石) + 黒雲母 + カリ長石 (2)

珪線石 + 堇青石 + 黒雲母 + カリ長石 (3)

珪線石 + 黒雲母 + カリ長石 (2)

上記の組合せを持つ岩石は、黒羽町両郷五斗蒔付近の片麻岩とミグマタイト質岩に限られる。珪線石は石英や紅柱石、堇青石中に成長しているのが観察された。紅柱石は針状の珪線石の集合により取り囲まれているものもあり、準安定に存在している。この組合せに含

表4. 変成鉱物組合せ。

Sillを含む組合せ		Crdを含む組合せ	
Sill+And+Bt+Kfs+Pl+Qtz	2	Crd+Bt+Ms+Kfs+Pl+Qtz	17
Sill+Crd+Bt+Kfs+Pl+Qtz	3	Crd+Bt+Kfs+Pl+Qtz	86
Sill+Bt+Kfs+Pl+Qtz	2	Crd+Bt+Ms+Pl+Qtz	18
	total	Crd+Bt+Pl+Qtz	27
		Crd+Kln+Phn+Bt+Ms+Kfs	5
		total	153
Andを含む組合せ		Btを含む組合せ	
And+Crd+Bt+Ms+Pl+Qtz	3	Bt+Ms+Kfs+Pl+Qtz	21
And+Crd+Bt+Ms+Qtz	2	Bt+Kfs+Pl+Qtz	44
	total	Bt+Ms+Pl+Qtz	13
		Bt+Pl+Qtz	7
Grtを含む組合せ		total	85
Grt+Bt+Kfs+Pl+Qtz	1		
Grt+Crd+Bt+Mt+Kfs+Pl+Qtz	1		
	total		2

まれる堇青石は、ほとんどがピナイトや白雲母に置換されていた。これらの岩石に含まれる白雲母はすべて二次鉱物である(写真1)。

(b) 紅柱石を含む組合せ (5)

紅柱石 + 堇青石 + 黒雲母 + 白雲母 + カリ長石 (3)

紅柱石 + 堇青石 + 黒雲母 + 白雲母 (2)

上記の組合せを持つ岩石は、ドロブ沢中～上流の泥質ホルンフェルスである。この組合せは、原岩がAIに富んでいる泥質岩であることによって出現する(図36)。一部で、堇青石との接触部に反応縁を伴うものも観察される(図37)。

(c) ざくろ石を含む組合せ (2)

ざくろ石 + 黒雲母 + 白雲母 + カリ長石 (1)

ざくろ石 + 堇青石 + 黒雲母 + 白雲母 (1)

ざくろ石 + 堇青石の組合せをもつものは、ドロブ沢上流の珪質岩に挟まれた1cmほどの薄い泥質部のホルンフェルスである(図38, 39)。このような組合せは普通、グラニュライト相の岩石に見られる。したがって、堇青石帯のしかも低温部においてこの組合せが出現するのはきわめて稀であるのだが、この岩石の泥質部の全岩化学組成を見ると、Mnの含有量が重量比で3%をこえる。鉱物化学分析の結果、このざくろ石はMn含有量の高いアルマンディン-スベッサルティン系列のざくろ石であることが分かった。このような組成をもつざくろ石は、比較的低温の泥質岩に堇青石と共に存在する。堇青石を伴わない組合せは、砂質ホルンフェルスである。ざくろ石—黒雲母地質温度計により、前者の試料ではcoreで580℃、rimで500℃、後者の試料ではcoreで約428℃、mantleで約444℃、rimで約472℃であった。ざくろ石—白雲母—斜長石—黒雲母地質温度圧力計により、約2.0～2.7kbarを



図 35. 調査地域の変成鉱物出現図.

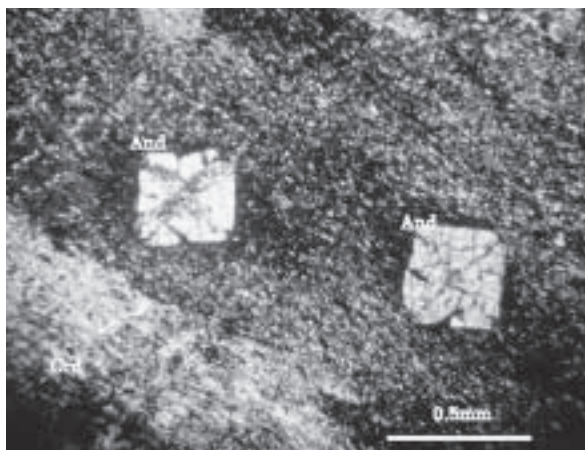


図 36. 堇青石+紅柱石の組合せをもつホルンフェルス.

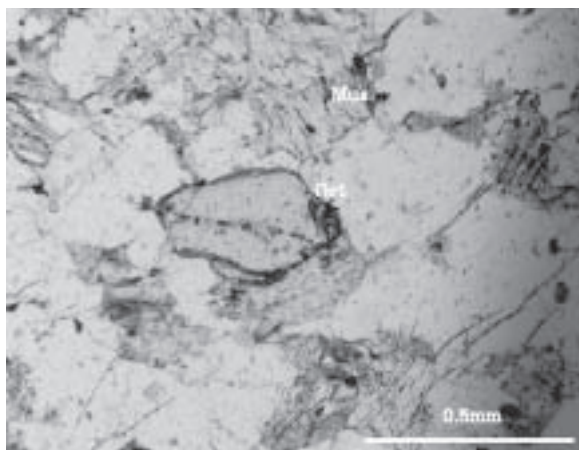


図 38. ざくろ石+黒雲母+白雲母+カリ長石の組合せをもつホルンフェルス.

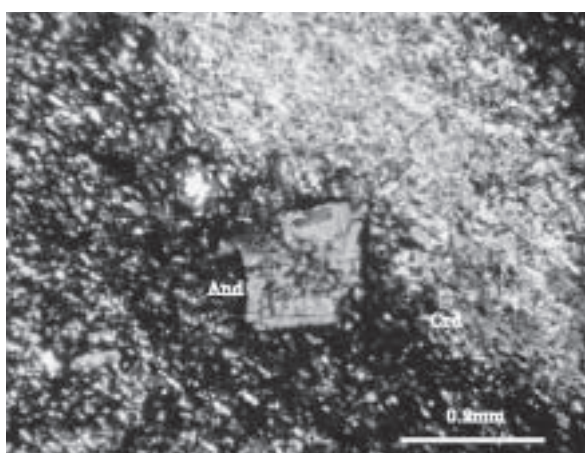


図 37. 堇青石と紅柱石間の反応.

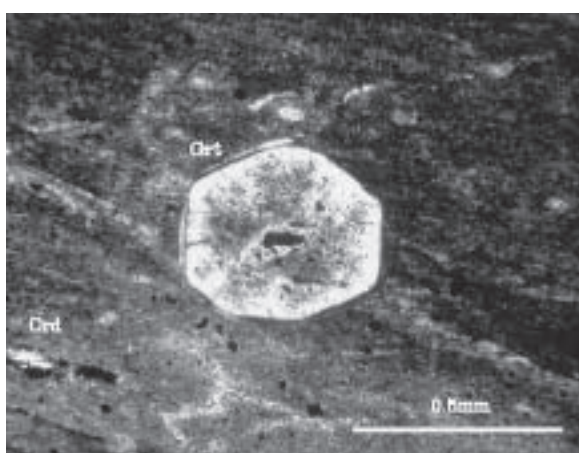


図 39. ざくろ石+堇青石+黒雲母+白雲母の組合せをもつホルンフェルス.

得た.

(d) 堇青石を含む組合せ (153)

堇青石+黒雲母+白雲母+カリ長石 (17)

堇青石+黒雲母+カリ長石 (86)

堇青石+黒雲母+白雲母 (18)

堇青石+黒雲母 (27)

堇青石+カオリナイト+フェンジャイト+黒雲母
+白雲母+カリ長石 (5)

上記の組合せを持つ岩石は、調査地域の広い範囲のホルンフェルス・泥質片岩・片麻岩中に現れる。比較的高変成度の岩石中では他形の単結晶を形成する。堇青石斑状変晶内部には、黒雲母・白雲母が包有されている。マトリックスの部分に白雲母が含まれる場合は、いずれも細粒で極わずかである。また、白雲母を含まない組合せでも、堇青石を置換する白雲母が多数存在する。このような岩石に含まれる白雲母はすべて二次鉱物であるため、組合せに白雲母は含めない。堇青石+カオリナイト+フェンジャイトの組合せは、堇青石

の点紋が 0.5 mm 以下の低変成度の泥質ホルンフェルスにおいてのみ観察された (図 39)。この組合せをもつ岩石中では、堇青石+カオリナイト+フェンジャイトが一つの斑状変晶をなし、中心部に堇青石とカオリナイト、その外側をフェンジャイトが取り巻いているというきわめて特殊な組織をもつ (図 40)。

(e) 黒雲母を含む組合せ (85)

黒雲母+白雲母+カリ長石 (21)

黒雲母+カリ長石 (44)

黒雲母+白雲母 (13)

黒雲母 (7)

上記の組合せをもつ岩石は、低変成度の砂質および泥質ホルンフェルスである。黒雲母のみの組合せは極細粒の岩石に現れ、非常に多くの炭質物を含んでいる。また、泥質ホルンフェルス中では、微細な結晶の集合である黒雲母点紋を形成している。

変成分帯

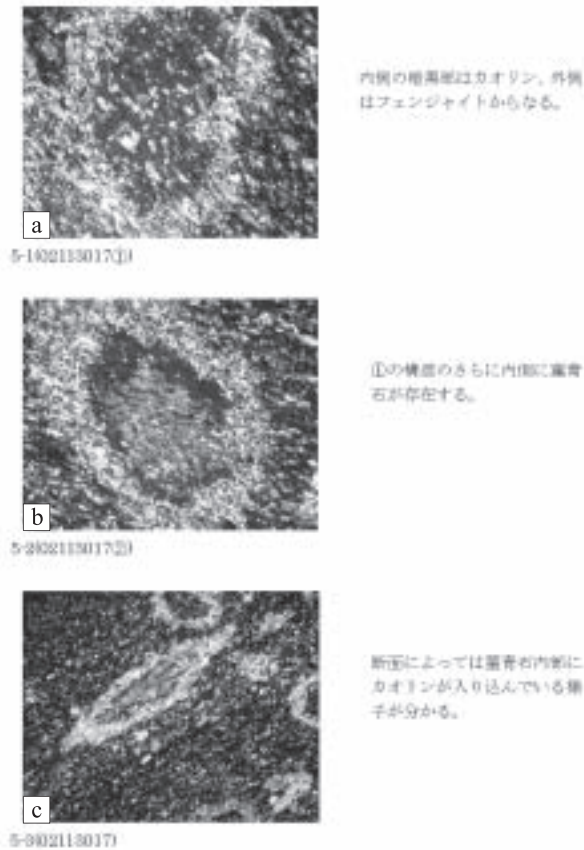


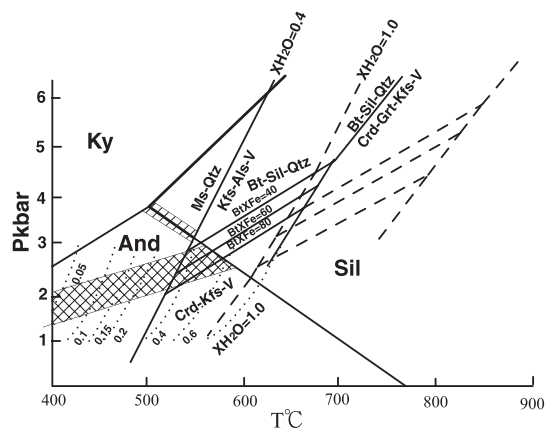
図 40. 黒雲石の特異な産状。a: 黒雲石の内側の暗黒部はカオリン、外側はフェンジャイトからなる。b: aの暗黒部の内側にさらに黒雲石が存在する。c: 断面によっては黒雲石の内側にカオリンが入り込んでいる。

地質調査と鉱物組合せより、調査地域は珪線石帯・黒雲石帯・黒雲母帯に分帯することができる。鉱物出現図(図 35)に、各アイソグラッド線を重ねたものを変成分帯図として示す(図 41)。珪線石帯は黒羽町両郷五斗蒔付近の地域に限られる。黒雲石帯は、黒雲石斑状変晶を持つホルンフェルスの出現領域とほぼ等しく、調査地域の大部分を占める。黒雲石帯は、調査地域の北側では大規模に花崗岩が露出する三蔵川に沿うように南西-北東方向にのびるが、南側では南部ほど領域が広がっている。また、黒羽町の入小滝付近で再び変成度が上昇傾向にあったため、黒雲石帯はさらに南へと続いていくものと思われる。一方、黒雲石帯の北端は、徐々にその領域を狭めながら調査地域の外側で収束するものと思われる。黒雲母帯は、黒雲石帯を取り囲む低変成度の領域である。黒雲母アイソグラッドは調査地域の外側にあるものと思われる。

変成作用についての考察

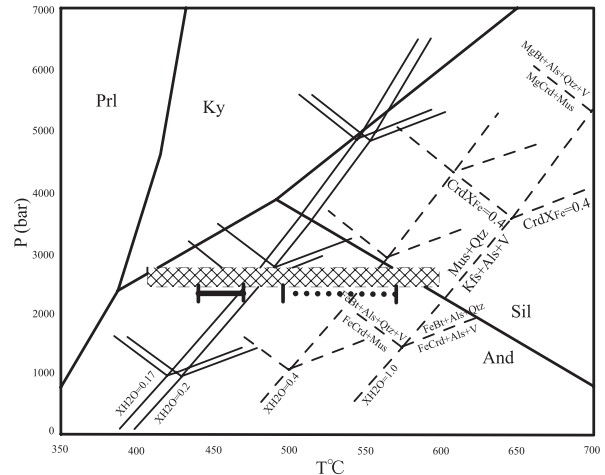
調査地域は黒雲母帯・黒雲石帯・珪線石帯に分帯さ

れる。花崗岩体の分布と、黒雲石アイソグラッド、そして黒雲母の等粒度線が北東-南西方向に延び、それぞれが調和的であることからこの地域の変成岩類は花崗岩の熱による接触変成作用によってできたものであると結論される。花崗岩体は三蔵川流域において最も広い分布が認められる。黒雲石帯は花崗岩体の周囲に認められるが、北側よりも南側の範囲のほうがより広がっている。また、珪線石帯は花崗岩体が露出している地域からは少し離れた位置にある。このことから、地下の花崗岩体の分布を読み取ることができる。この地域の三蔵川流域に分布する伊王野岩体は、調査地域の南部に分布する旗宿岩体と地下で一つの大きな岩体となっている。一般に、貫入する花崗岩体は熱の対流によって岩体側面よりも頂部の方が高温である。この地域では、珪線石帯にあたる黒羽町両郷付近がその大きな岩体の頂部にあたる。この岩体は北側よりも南側に広がっていることが推定できる。黒雲石帯は今回調査した地域のさらに南部へと広がっていく。この変成地域は、八溝山塊の西縁に点々と分布する花崗岩体に沿って続いていくものと思われる。また、この地域の花崗岩類は伊王野岩体にあたり、柴田ほか(1973)による K-Ar 年代から、64.9 Ma であることがわかっている。この花崗岩類は、八溝山地では新期岩体にあたり、筑波地域の花崗岩類の年代に近い。地質構造区分で言えば、筑波地域は領家帯の東方延長にあたり、八溝地域は美濃・丹波帯の東方延長にあたる。このように、異なる地質構造区分に属する両地域の変成岩類は同時期の火成作用により生じたことになる。筑波地域の筑波変成岩類珪線石帯と本地域の珪線石帯の変成条件を比べると(図 42)、本地域の方が圧力においてより低く、温度はより高くなっている。また、筑波地域の吾国山変成岩類の黒雲石アイソグラッド付近と本地域の黒雲石アイソグラッド付近の変成条件と比べると、本地域の黒雲石アイソグラッド付近の方が圧力においてより高く温度はより低くなる。このことから、本地域の変成岩類の変成条件は筑波変成岩類と吾国山変成岩類の中間の圧力範囲である。



a

////// 筑波変成岩類珪線石アイソグラーフの温度圧力範囲
 ××××× 吾国山変成岩類堇青石アイソグラーフの温度圧力範囲
 破線は、 $Ms+Qtz=Kfs+Sil+V$ 反応曲線の $PH_2O=P_{tot}$ を表す。
 点線は、Kerrick (1972)の実験データ、Robie and Waldbaum (1968)とBumham et al. (1969)のエントロピーのデータを用い、計算によって求められた各 H_2O 曲線の位置を表す。



b

××××× 本研究地域堇青石帯から珪線石帯にかけての温度圧力範囲
 ■■■■■ 02120101ざくろ石により見積もられた温度範囲
 ●●●●● 00091911ざくろ石により見積もられた温度範囲
 $Crd+Mus=Bt+Als+Qtz+V$ は本文中の反応(2)を表す。
 $Mus+Qtz=Kfs+Als+V$ は本文中の反応(3)を表す。
 反応(2)・(3)・(4)の交点の位置は、 $XH_2O=1.0$ と $XH_2O=0.4$ における交点の位置と各 H_2O に対する反応(3)の位置から直線的に外挿して求めた。

図 42. 「伊王野」地域変成岩の変成条件と筑波変成岩類および吾国山変成岩類の変成条件との比較。 a: P-T 図 (宮崎ほか, 1992), b: Holdaway (1971) と Holdaway and Lee (1977) による P-T 図。

C. 文献一覧 (含引用文献)

C-1 棚倉断層周辺の中新統の文献 (火山岩および火山碎屑岩類を中心として)

Akiba, F. 1986. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai trough and Japan trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the north Pacific. *Init. Repts. DSDP*, **87**: 393-481.

秋葉文雄. 1988. 茨城県久米層貝化石中の珪藻化石群集 (演旨). 日本古生物学学会講演要旨集: 63.

阿久津純. 1952. 茨城県常陸大宮附近の地形地質. 宇都大学芸論集, **2**: 1-19.

天野一男. 1985. 大洪水時代-西黒沢海進と海水準変動. 科学, **55**: 42-46.

天野一男. 1991. 棚倉断層に沿って発達する横ずれ堆積盆. 構造地質, **36**: 77-82.

天野一男. 1995. 堆積盆の形成とテクトニクス. 月刊地球, **17** (10): 625-631.

天野一男・橋本 純・松原典孝. 2004. 棚倉破砕帯周辺の第三系層序の再検討-男体山火山角礫岩類のK-Ar年代-. 日本地質学会第111年学術大会講演要旨: 66.

天野一男・猪瀬恭弘・本田仁宏・粕谷文昭. 1991. 横ずれ堆積盆のテクトニクスと堆積作用-棚倉破砕帯

周辺の第三系堆積盆-. 日本地質学会第98年学術大会講演要旨: 179.

天野一男・越谷 信・高橋治之・野田浩司・八木下晃司. 1989. 棚倉破砕帯の構造運動と堆積作用. 日本地質学会第96年学術大会見学旅行案内書: 55-86.

天野一男・杉山 舞・松原典孝・大森信義. 2002. 棚倉断層沿いに分布する中新世火砕流堆積物. 日本地質学会第109年学術大会講演要旨: 64.

天野一男・矢野徳也・池内正幸・小沢 修・遠藤 理・藤田浩司・依田直樹・飯田祥子. 1995. 中新世男体山海底火山噴出物. 日本地質学会第102年学術大会講演要旨: 116.

天野一男・高橋治之. 1984. 棚倉破砕帯周辺の第三系の地質. 茨城大学特定研究報告-棚倉破砕帯に関する地質学的地球物理学的研究: 6-9.

青井重紀子. 2004MS. 大子町栃原地域の第三系火山岩類と地質. 茨城大学理学部地球生命環境科学科卒業論文.

Branney, M. J. and P. Kokelaar. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geol. Soc. Memoir*, **27**: 1-143.

Chappell, B. W. 1999. Aluminum saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, **46**: 535-551.

- Drummond, M. S. and M. J. Defant. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting : archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, **95**: 21503-21521.
- Fisher, R. A. 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London*, **A217**: 295-305.
- Fisher, R. V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sic. Rev.*, **1**: 287-298.
- Gill, J. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, 390 pp., Berlin.
- 橋本 純. 1999MS. 棚倉断層沿いの中新世デイサイト質水中火山の復元. 茨城大学大学院理工学研究科地球生命環境科学修士論文.
- 橋本 純・天野一男. 1997. 棚倉断層沿いに分布する中新世男体山火山角礫岩中のハイアロクラスタイト. 日本地質学会 104 年学術大会講演要旨 : 140.
- 橋本 純・天野一男. 1999. 棚倉断層沿いに分布する中新世男体山火山角礫岩中のペペライト. 日本地質学会 106 年学術大会講演要旨 : 16.
- 星 博幸. 1998. 栃木県茂木地域に分布する下・中部中新統中川層群に対する磁気層序磁極帯の修正と意義. 地質雑, **104**: 60-63.
- 星 博幸・高橋雅紀. 1996a. 八溝山地中部, 茂木地域に分布する下部中新統の地質構造 - N-S 系断層の運動と中新世テクトニクス -. 地質雑, **102**: 25-39.
- 星 博幸・高橋雅紀. 1996b. 茂木地域に分布する前・中期中新世火山岩類の古地磁気層序と火山活動の時期. 地質雑, **102**: 573-590.
- 星 博幸・高橋雅紀. 1999. 栃木県茂木地域に分布する下部中新統の磁気層序. 地調月報, **50**: 449-455.
- 石塚 治・星 博幸. 1997. 栃木県茂木地域に分布する前・中期中新世火山岩類の K-Ar 年代. 地質雑, **103**: 964-970.
- Iwasaki, Y. 1970. The Shiobara-type molluscan fauna-an ecological analysis of fossil mollusks. *Jour. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, **17-3**: 351-444.
- 神谷英利. 1968. 茨城県久慈川流域北部の第三系, とくにその層相変化について. 地質雑, **75**: 157-170.
- 河田喜代助. 1947. 栃木県鷲子山塊周縁の第三紀層について. 地質雑, **53**: 92.
- 河田喜代助. 1948. 栃木県鷲子山塊周縁の地質構造. 地質雑, **54**: 170.
- Kawada, K. 1953. Geological Studies on the Yamizo, Torinoko and Toriashi Mountain Blocks and Their Neighbourhood in the Northeastern Kwanto District. *Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku, ser. C*, **2**: 217-307.
- 川和田守・天野一男・高山俊昭. 1996. 福島県西棚倉地域に分布する中新統の層序の再検討. 日本地質学会第 103 年学術大会講演要旨 : 101.
- 川和田守・天野一男. 1997. 西棚倉堆積盆の形成テクトニクスと堆積作用. 日本地質学会第 104 年学術大会講演要旨 : 140.
- 小島 健. 2000MS. 古地磁気に基づいた日本列島の中新世テクトニクス. 茨城大学博士論文.
- 越谷 信. 1986. 棚倉破碎帯の変形と運動. 地質雑, **92**: 15-29.
- 國井絢子・天野一男・松原典孝・成毛志乃・岡田 誠・浜田 毅. 2006. 栃木・茨城県境茂木～大宮周辺に分布する第三系火砕流堆積物の形成メカニズム. 日本地質学会第 113 年学術大会講演要旨 : 233.
- 桑原 徹. 1981. 中新世における棚倉破碎帯の左横ずれ断層運動. 地質雑, **87**: 475-487.
- 中島 隆. 2000. Peraluminous/metaluminous 花崗岩と I/S タイプ. 月刊地球, **30**: 90-95.
- 成毛志乃. 2006MS. 棚倉断層に沿って分布する下部中新統火砕流堆積物の堆積相. 茨城大学理学部地球環境科学科卒業論文.
- 成毛志乃・國井絢子・松原典孝・天野一男. 2006. 茨城県大子町周辺に分布する第三系火砕流堆積物の形成メカニズム. 日本地質学会第 113 年学術大会講演要旨 : 223.
- 大森昌衛・堀越和衛・鈴木康司・藤田至則. 1953. 阿武隈山地西南縁の棚倉破碎帯について - 阿武隈山地西南縁の新生界の地質学的研究(その 3) -. 地質雑, **59**: 217-223.
- Omori, M. 1958. On the geological history of the Tertiary System in the southwestern part of the Abukuma mountainland. With special reference to the geological meaning of the Tanakura sheared zone. *Sci. Rep. Tokyo Kyouiku Daigaku, sec. C*, **6**: 55-116.
- 大森信義. 2000MS. 水戸市北方に位置する新第三系の堆積環境. 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.
- 大森信義・天野一男. 1998. 棚倉断層沿いに発達する中新世ファンデルタ. 日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨 : 12.
- 大森信義・天野一男・小島 健. 1999. 水戸市北方に分布する中新統の堆積環境の復元. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨 : 17.

- 大槻憲四郎. 1975. 棚倉破砕帯の地質構造. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, **76**: 1-70.
- 大山年次. 1960. 茨城県上金沢中新世植物群-予報-. 東北大学理科報告(地質)特別号, **4**: 488-490.
- Pearce, J. A., N. B. W. Harris and A. G. Tindle. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, **25**: 956-983.
- 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(1/50,000). 茨城大学理学部.
- 斎藤登志雄・笠井勝美・大森信義. 1995. 表層地質図大子・喜連川, 5万分の1地質図, 地質調査所.
- Shand, S. J. 1943. *Eruptive rocks*. Murby, 488 pp., London.
- 白水 明・高橋正樹・池田幸雄. 1983. 栃木県茂木地域に産するピジョン輝石デイサイト. 岩鉱, **78**: 255-266.
- 柴 正敏・植田良夫・大貫 仁. 1979. 茨城県筑波地方, 変成岩類の K-Ar 年令. 岩鉱, **74**: 122-125.
- Steel, R. and T. G. Gløppen. 1980. Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway: signs of strike-slip tectonics during infilling. *Spec. Publ. Ass. Sediment.*, **4**: 79-103.
- 周藤賢治・八島隆一. 1985. 茨城県大子地域に産するホルトノライト安山岩. 岩鉱, **80**: 398-405.
- 周藤賢治. 1989. 日本海拡大説からみた東北日本弧の第三紀火山活動. 地球科学, **43**: 28-42.
- 杉山 舞. 2003MS. 茨城県大宮町周辺に分布する中新世火砕流堆積物の堆積学的研究. 茨城大学理学部地球生命環境科学科卒業論文.
- 田切美智雄・青井亜紀子. 2005. 茨城県大子町栃原地域の第三系栃原流紋岩類の産状, 岩相と K-Ar 年代. 茨城県自然博物館研究報告, (8): 1-11.
- 高橋宏和. 1986. 茨城県常陸太田地域鮮新統久米層産貝化石群集. 瑞浪市化石博物館専報, **6**: 91-103.
- Takahashi, H. and Amano, K. 1984. Miocene transgression in and around the Tanakura shear zone. *Bull. Coll. Gen. Educ., Ibaraki Univ.*, **16**: 149-162.
- 高橋正樹・池田幸雄. 1984. 棚倉破砕帯及び周辺地域の第三紀火山岩類. 茨城大学特定研究報告-棚倉破砕帯に関する地質学的地球物理学的研究: 16-17.
- 高橋正樹・野口高明・田切美智雄. 1995. 希土類元素からみた東日本中新世アイスランダイトの成因. 地質学論集, **44**: 65-74.
- 高橋雅紀・星 博幸. 1995. 栃木県茂木地域に分布する前期中新世火山岩類の放射年代. 地質雑, **101**: 821-824.
- 高橋雅紀・星 博幸. 1996. 栃木県茂木地域に分布する中川層群の地質年代とテクとニックな意義. 地調月報, **47**: 317-333.
- 宇佐美守弘・高橋雅紀・尾田太良. 1995. 栃木県荒川層群小埜層の浮遊性有孔虫による微化石層序. 日本地質学会第102年学術大会演旨: 137.
- 吉岡敏和・滝沢文教・高橋雅紀・宮崎一博・坂野靖行・柳沢幸夫・高橋 浩・久保和也・関 陽児・駒澤正夫・広島俊男. 2001. 20万分の1地質図幅「水戸」(第2版), 地質調査所.

C-2 水中火山岩類・火砕岩類についての文献

[水中火山岩類]

- Busby-spera, C. J. and J. D. L. White. 1987. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bull. Volcanol.*, **49**: 765-775.
- Coira, B. and B. Pérez. 2002. Peperitic textures of Ordovician dacitic synsedimentary intrusions in Argentina's Puna Highland: clues to emplacement conditions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 165-180.
- Corcoran, P. L. 2000. Recognizing distinct portions of seamounts using volcanic facies analysis: examples from the Archean Slave Province, NWT, Canada. *Precambrian Res.*, **101**: 237-261.
- Corsaro, R. A. and P. Mazzoleni. 2002. Textural evidence of peperites inside pillow lavas at Acicastello Castle Rock (Mt. Etna, Sicily). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 219-229.
- Dadd, K. A. and N. A. Van Wagoner. 2002. Magma composition and viscosity as controls on peperite texture: an example from Passamaquoddy Bay, southeastern Canada. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 63-80.
- Donaire, T., R. Sáez and E. Pascual. 2002. Rhyolitic globular peperites from the Aznalcóllar mining district (Iberian Pyrite Belt, Spain): physical and chemical controls. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 119-128.
- Doyle, M. G. and J. McPhie. 2000. Facies architecture of a silicic intrusion-dominated volcanic centre at Highway-Reward, Queensland, Australia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **99**: 79-96.
- Gifkins, C. C., J. McPhie and R. L. Allen. 2002. Pumiceous rhyolitic peperite in ancient submarine

- volcanic successions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 181-203.
- Goto, Y. and J. McPhie. 1998. Endogenous growth of a Miocene submarine dacite cryptodome, Rebun Island, Hokkaido, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **84**: 273-286.
- Hooten, J. A. and M. H. Ort. 2002. Peperite as a record of early-stage phreatomagmatic fragmentation processes: an example from the Hopi Buttes volcanic field, Navajo Nation, Arizona, USA. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 95-106.
- Hunns, S. R. and J. McPhie. 1999. Pumiceous peperite in a submarine volcanic succession at Mount Chalmers, Queensland, Australia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **88**: 239-254.
- Jerram, D. A. and H. Stollhofen. 2002. Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma-water interaction?. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 231-249.
- Junqueira-Brod, T. C., J. A. Brod, J. C. Gaspar and H. Jost. 2004. Kamafugitic diatremes: facies characterisation and genesis—examples from the Goiás Alkaline Province, Brazil. *Lithos*, **76**: 261-282.
- Kano, K. 2002. Middle Miocene volcanoclastic dikes at Kukedo, Shimane Peninsula, SW Japan: fluidization of volcanoclastic beds by emplacement of syn-volcanic andesitic dikes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 81-94.
- Lavine, A. and K. R. Aalto. 2002. Morphology of a crater-filling lava lake margin, The Peninsula tuff cone, Tule Lake National Wildlife Refuge, California: implications for formation of peperite textures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 147-163.
- Kokelaar, B. P. 1982. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *J. Geol. Soc. London.*, **139**: 21-33.
- Kokelaar, B. P. 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bull. Volcanol.*, **48**: 275-289.
- Lorenz, V., B. Zimanowski and R. Büttner. 2002. On the formation of deep-seated subterranean peperite-like magma-sediment mixtures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 107-118.
- Martin, U. and J. D. L. White. 2002. Melting and mingling of phonolitic pumice deposits with intruding dykes: an example from the Otago Peninsula, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 129-146.
- McClintock, M. K. and J. D. L. White. 2002. Granulation of weak rock as a precursor to peperite formation: coal peperite, Coombs Hills, Antarctica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 205-217.
- Mueller, W. U., A. A. Garde and H. Stendal. 2000. Shallow-water, eruption-fed, mafic pyroclastic deposits along a Paleoproterozoic coastline: Kangerluluk volcano-sedimentary sequence, southeast Greenland. *Precambrian Res.*, **101**: 163-192.
- Orth, K. and J. McPhie. 2003. Textures formed during emplacement and cooling of a Palaeoproterozoic, small-volume rhyolitic sill. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **128**: 341-362.
- Rasmussen, B. and I. R. Fletcher. 2002. Indirect dating of mafic intrusions by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in contact metamorphosed shale: an example from the Palaeoproterozoic Capricorn Orogen, Western Australia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 287-299.
- Skilling, I. P., J. D. L. White and J. McPhie. 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 1-17.
- Squire, R. J. and J. McPhie. 2002. Characteristics and origin of peperite involving coarse-grained host sediment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 45-61.
- Templeton, J. H. and R. E. Hanson. 2003. Jurassic submarine arc-apron deposits and associated magma/wet-sediment interaction, northern Sierra Nevada, California. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **128**: 299-326.
- Wohletz, K. 2002. Water/magma interaction: some theory and experiments on peperite formation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 19-35.
- Young, G. M., C. S. J. Shaw and C. M. Fedo. 2004. New evidence favouring an endogenic origin for supposed impact breccias in Huronian (Paleoproterozoic) sedimentary rocks. *Precambrian Res.*, **133**: 63-74.
- Zimanowski, B. and R. Büttner. 2002. Dynamic mingling of magma and liquefied sediments. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**: 37-44.
- [火砕流]
- Branney, M. J. and P. Kokelaar. 2002. Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. *The Geological Society*, 152 pp., London.

- 早川由紀夫. 1991. 火山で発生する流れとその堆積物—火砕流・サージ・ラハール・岩なだれ. 火山, **36**: 357-370.
- Kataoka, K., Y. Nagahashi and S. Yoshikawa. 2001. An extremely large magnitude eruption close to the Plio – Pleistocene boundary : reconstruction of eruptive style and history of the Ebistoge – Fukuda tephra, central Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **107**: 47-69.
- Mephie, J., M. Doyle and R. Allen. 1993. Volcanic Textures. *TCODES University of Tasmania*. 180pp.
- Smith, R. L. 1960. Ash flows. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **71**: 795-842.
- Wilson, C. J. N. 1980. The Role of Fluidization in the Emplacement of Pyroclastic Flows : An Experimental Approach. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **8**: 231-249.
- Wilson, C. J. N. 1985. The Taupo eruption, New Zealand II . The Taupo ignimbrite. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, **314**: 229-310.
- C - 3 八溝層群の地質についての文献**
- Aono, H., T. Sato, F. Masuda, Y. Katsura and Y. Makino. 1981. Gravity-slidings observable in the Mesozoic evolution. *Sci. Rep., Univ. Tsukuba, Sec. B*, **6**: 21-57.
- 荒川竜一. 1989. 鶏足山塊の中生界 I 『鶏足山塊の地質構造』. 栃木県立博物館研究紀要, **6**: 123-147.
- 藤本治義・嶋山久重. 1983. 茨城県鶏足山塊産上部古生代化石 (予報). 地質雑, **55**: 377-378.
- 堀 常東. 1997. 八溝山地鷲子山塊太平地域より産出するジュラ紀再末期放散虫化石. 日本古生物学会 1997 年年会講演予稿集 : 52.
- 堀 常東. 1998. 八溝山地北部の中生界. 日本地質学会第 105 回学術大会講演要旨 : 24.
- 堀 常東・指田勝男. 1998. 八溝山地鶏足山塊の中世界. 地学雑, **107**: 493-511.
- 堀 常東・指田勝男. 1999. 八溝山地鷲子山塊ジュラ紀堆積岩コンプレックス. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨 : 156.
- 猪郷久義. 1972. 新しい示準化石—コノドント—. 地学雑, **81**: 142-151.
- 磯見 博. 1968. 200 万分の 1 日本地質構造図. 地質調査所.
- 磯見 博・河田清雄. 1968. フォッサマグナ両側の基盤岩類の対比. フォッサマグナ (日本地質学会 75 年大会総合討論会資料) : 4-12.
- 加賀美英雄・塩野清治・平 朝彦. 1983. 南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成. 科学, **53**: 429-438.
- 勘米良亀齡. 1976. 過去と現在の地向斜堆積体の対応, I, II. 科学, **46**: 284-291, 371-378.
- 甲斐義弘. 2005MS. 八溝山付近に分布する中生代付加体の砂岩組成. 茨城大学理学部地球生命環境科学科卒業論文.
- Kanomata, N. 1961. Geology of Yamizo, Torinoko, Toriashi mountain blocks and their geological age. *Jour. Coll. Arts. Sci., Chiba Univ.*, **3**: 351-367.
- 笠井勝美. 1978. 八溝山系の地質構造に関する新知見. 地質雑, **84**: 215-218.
- 笠井勝美. 2000MS. 八溝山地における中生代付加体. 茨城大学大学院理工学研究科宇宙地球システム科学専攻博士学位論文.
- 笠井勝美・天野一男. 1997. 鶏足山塊北部地域におけるジュラ紀付加体の地質構造. 日本地質学会第 104 年学術大会講演要旨 : 56.
- 笠井勝美・天野一男. 1999. 八溝・鷲子山塊の付加コンプレックス. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨 : 157.
- 笠井勝美・大山年次. 1972. 茨城県鷲子山塊の猿久保礫岩について. 日本地質学会第 79 年学術大会講演要旨 : 138.
- 笠井勝美・木村計四郎. 1972. 鶏足山塊の地質構造とくに八溝衝上断層. 日本地質学会第 80 年学術大会講演要旨 : 86.
- 笠井勝美・酒井豊三郎・相田吉昭・天野一男. 2000. 八溝山中央部におけるチャート・碎屑岩シークエンス. 地質雑, **106**: 1-14.
- Kawada, K. 1953. Geological studies on the Yamizo, Torinoko and Toriashi mountain blocks and their neighbourhood in the northeastern Kwanto district. *Sci. Tokyo Bunrika Daigaku, Sec. C*, **2**: 217-307.
- 木村克己. 1989. 混在岩とスラブからなる丹波帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスのテクトニクス. 構造地質, **34**: 53-66.
- 木村敏雄. 1979. 日本列島 II - A. 古今書院, pp. 245-578.
- 公文富士夫・君波和夫・足立 守・別所孝範・川端清司・楠 利夫・西村年晴・岡田博有・大上和良・鈴木茂之・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**: 385-401.
- Masuda, F., Y. Katsura, T. Sato, H. Aono, Y. Makino and H. Igo. 1980. Shallow marine deposits of Triassic-

- Jurassic age in the Yamizo and Asio Mountains, Northern Kanto, Japan. *Ann. Rep., Geosci., Univ. Tsukuba*, **6**: 62-69.
- 松岡 篤. 1983. 高知県秩父累帯南帯のトリアス・ジュラ系にみられるチャート層と碎屑岩との整合関係. *地質雑*, **89**: 407-410.
- 松岡 篤. 1984. 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. *地質雑*, **90**: 455-477.
- Nakae, S. 1992. A formative process of the sedimentary complex of the Tamba terrane in the Wakasa area, southwest Japan: an example of continuous accretion. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **98**: 401-413.
- 中江 訓. 1999. 放散虫化石帯の欠如から推定される構造的不連続面: 八溝山地チャート碎屑岩シーケウエンスの例. 日本地質学会 106 年大会講演要旨: 158.
- 中江 訓・滝沢文教. 1996. 八溝山地ジュラ紀堆積岩コンプレックスの層序・地質構造—「大子」図幅地域—. 日本地質学会 103 年大会講演要旨: 51.
- Ogawa, Y. 1982. Tectonics of some forearc fold belts in and around the arc-arc crossing area in central Japan. In J. K. Legget, (ed.), *Trench-Forearc Geology*, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **10**: 49-61.
- Okada, H. 1971. Classification of sandstone: analysis and proposal. *Jour. Geol.*, **79**: 509-525.
- Onishi, T. C. and G. Kimura. 1995. Melange fabrics and relative convergence in subduction zone. *Tectonics*, **14**: 1273-1289.
- Onishi, T. C., G. Kimura, Y. Hashimoto, K. Ikehara-Ohmori and T. Watanabe. 2001. Deformation history of tectonic melange and its relationship to the underplating process and relative plate motion: An example from the deeply buried Shimanto Belt, SW Japan. *Tectonics*, **20**: 376-393.
- Otsuka, T. 1988. Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, central Japan, and its Jurassic tectonism. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **31**: 63-122.
- 大山年次・笠井勝美. 1974. 八溝山系の地質と古植物. 茨城県教育研究会編, 茨城の岩石と化石: 3-19.
- 指田勝男・猪郷久治・猪郷久義・滝沢 茂・久田健一郎・柴田知則・塚田邦治・西村はるみ. 1982. 関東地方のジュラ系放散虫化石について. 大阪微化石研究会誌特別号, **5**: 51-66.
- 指田勝男・堀 常東. 2000. 八溝山地の中生界とユニット区分. *地質学論集*, **55**: 99-106.
- 鈴木陽雄・佐藤 正. 1972. 鶏足山塊からジュラ紀菊石の産出. *地質雑*, **78**: 213-215.
- 平 朝彦・岡村 真・甲藤次郎・田代正之・斎藤靖二・小玉一人・橋本光男・千葉とき子・青木隆弘. 1980. 高知県四万十帯北帯(白亜系)における“メラングジュ”の岩相と時代. 平 朝彦・田代正之編, 四万十帯の地質学と古生物学—甲藤次郎教授還暦記念文集. 林野弘済会高知支部, pp. 179-214.
- Tagiri, M. and S. Tsuboi. 1979. Mixed carbonaceous material in Mesozoic shales and sandstones from the Yamizo mountain-system, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **74** (2): 47-56.
- 滝沢文教・笠井勝美. 1984. 八溝山地の中・古生層における逆転層の分布—(地質構造の問題として)—. 総合研究 A 上越帯・足尾帯研究報告書, (1): 61-67.
- 通産産業省資源エネルギー庁. 1987. 希少金属鉱物資源の既存状況調査報告書, 笠間地域, pp. 1-6.
- Wakita, K. 1988a. Early Cretaceous melange in the Hida-Kanayama area, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**: 367-421.
- Wakita, K. 1988b. Early Cretaceous melange in the Hida-Kanayama area, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**: 367-421.
- Wakita, K. 1988c. Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**: 675-757.
- 脇田浩二. 1989. 美濃帯中央部のメラングジュの成因. *構造地質*, **34**: 47-52.
- Wakita, K. 1998. Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**: 675-757.
- Yao, A., T. Matsuda and Y. Isozaki. 1980. Triassic and Jurassic radiolarian from the Inuyama area, central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, (23): 135-154.
- 吉田 尚・笠井勝美・青木ちえ. 1976. 八溝山系の地質と足尾帯の構造. *地質学論集*, **13**: 15-24.

C - 4 八溝層群の変成作用についての文献

- Ferry, J. M. and F. S. Spear. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and

- garnet., *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**: 113-117.
- Ghent, E. D., and M. Z. Stout. 1981. Geobarometry and Geothermometry of Plagioclase-Biotite-Garnet-Muscovite Assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**: 92-97.
- 蜂須紀夫. 1974. 八溝山地花崗岩類の Rb, Sr 同位体比. 茨城地学教育研究会編, 茨城の岩石と化石, pp. 51-54.
- Holdaway, M. J. 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. Jour. Sci.*, **271**: 97-131.
- Holdaway, M. J. and S. M. Lee. 1977. Fe-Mg Cordierite Stability in High-Grade Pelitic Rocks Based on Experimental, Theoretical, and Natural Observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**: 175-198.
- 堀 常東. 1998. 八溝山地北部の中生界. 日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨: 24.
- 堀 常東・指田勝男. 1999. 八溝山地・鷲子山地ジュラ紀堆積岩コンプレックス. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨: 156.
- 甲斐義弘. 2005MS. 八溝山付近に分布する中生代付加体の砂岩組成. 茨城大学理学部地球生命環境科学科卒業論文.
- Kanomata, N. 1961. Geology of Yamizo, Torinoko, Toriashi mountain blocks and their geological age. *Jour. Coll. Arts. Sci., Chiba Univ.*, **3**: 351-367.
- 笠井勝美. 1978. 八溝山系の地質構造に関する新知見. 地質雑, **84**: 215-218.
- 笠井勝美. 2000MS. 八溝山地における中生代付加帯. 茨城大学理工学研究科宇宙地球科学博士学位論文.
- 笠井勝美・天野一男. 1999. 八溝・鷲子山塊の付加コンプレックス. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨: 157.
- 笠井勝美・木村計四郎. 1973. 鷲子山塊の地質構造とくに八溝衝上断層. 日本地質学会第 79 年学術大会講演要旨: 137.
- 笠井勝美・滝沢文教・木村計四郎. 1976. 猿久保礫岩の逆転構造について. 日本地質学会第 83 年学術大会講演要旨: 42.
- Kawada, K. 1953. Geological studies on the Yamizo, Torinoko and Toriashi mountain blocks and their neighborhood in the northeastern Kanto district. *Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku, Sec. C*, **2**: 217-307.
- Masuda, F., Y. Katsura, T. Sato, H. Aono, Y. Makino and H. Igo. 1980. Shallow marine deposits of Triassic-Jurassic age in the Yamizo and Ashio Mountains, Northern Kanto, Japan. *Ann. Rep., Geosci., Univ. Tsukuba*, **6**: 62-69.
- 宮崎一博・笹田政克・服部 仁. 1992. 筑波山塊周辺の変成深度(圧力)の異なる LowP - T 変成岩類. 地質雑, **98**: 713-722.
- 中江 訓. 1999. 放散虫化石帯の欠如から推定される構造的不連続面: 八溝山地チャート・碎屑岩シーケンスの例. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨: 158.
- 小笠原正継・田切美智雄・村尾 智・関 陽児・児玉敬義. 1994. 高取タングステン鉱床周辺の八溝層群堆積岩中の炭質物のグラファイト化度-鉱床形成に伴った熱的影響の解析と鉱床探査への応用-. 岩鉱, **89**: 348-359.
- 大山年次・笠井勝美. 1974. 八溝山系の地質と古植物. 茨城地学教育研究会編, 茨城の岩石と化石, pp. 3-19.
- 佐藤 正・指田勝男・青野宏美. 1987. 八溝山地における重力地すべり構造とその意義. 地質雑, **96**: 31-41.
- 柴 正敏. 1979. 茨城県, 筑波変成岩類の層序と変成分帯. 岩鉱, **74**: 339-349.
- 柴 正敏. 1982. 筑波変成岩類の変成条件. 岩鉱, **77**: 345-355.
- 柴 正敏・植田良夫・大貫 仁. 1979. 茨城県筑波地方, 変成岩類の K-Ar 年令. 岩鉱, **74**: 122-125.
- 柴田秀賢・蜂須紀夫・内海 茂. 1973. 八溝山地の花崗岩類の K-Ar 時代. 地調月報, **24**: 511-516.
- 杉 健一. 1928. 筑波付近の Injection-fels の生成に就いて(予報). 地質雑, **35**: 640-653.
- Sugi, K. 1930. On the granitic rocks of Tsukuba district and their associated injection rocks. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **8**: 31-112.
- Spear, F. S. and J. T. Cheney. 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**: 149-164.
- Tanaka, H., C. H. Huang, Y. Nakamura, E. Kurosawa and M. Nobusaka. 1987. Petrology of an epizonal gabbroic suite: The Batow pluton, Yamizo Mountains, Central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **82**: 419-32.
- 滝沢文教・笠井勝美. 1984. 八溝山地中・古生界における逆転層の分布-(地質構造の問題として)-. 総合研究 A 上越帯・足尾帯研究報告書, **1**: 61-67.
- 田切美智雄. 1989. 笠間地域での石墨化度に基づく温

- 度構造モデル. 地調月報, **40** (11) : 640.
- 田切美智雄・影山みずき・小池 渉. 1997. 筑波地方
峰寺山産球状花崗岩(天然記念物, 小判石)の産状,
岩石組織と成因. 茨城県自然博物館研究報告, (1) :
69-74.
- Tagiri, M. and K. Kasai. 2000. Nature of greenstones in
the Mesozoic Yamizo Super Group, Keisoku Massif in
the Yamizo Mountains, eastern Japan. *Jour. Min. Petr.
Sci.*, **95**: 48-56.
- Tagiri, M. and S. Tsuboi. 1979. Mixed carbonaceous
material in Mesozoic shales and sandstones from the
Yamizo mounain-system, Japan. *Jour. Japan. Assoc.
Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **74** (2) : 47-56.
- Takahashi, Y., S. Kagashima and M. U. Mikoshiba.
2005. Geochemistry of adakitic quartz diorite in the
Yamizo Mountains, central Japan : Implications for
Early Cretaceous adakitic magmatism in the inner zone
of southwest Japan. *The Island Arc*, **14**: 150-164.
- 栃木県. 1989. 土地分類基本調査「大田原・塙」. 国
土調査, pp. 52.
- 栃木県. 1989. 1/50,000 表層地質図「大田原・塙」.
国土調査.
- 通商産業省資源エネルギー庁. 1987. 希少金属鉱物資
源の賦存状況調査報告書, 笠間地域, pp. 1-26.
- 宇野達二郎. 1961. 茨城県筑波地方の変成岩. 地質雑,
67: 228-236.
- 吉田 尚・笠井勝美・青木ちえ. 1976. 八溝山系の地
質と足尾帯の構造. 地質学論集, **13**: 15-24.
- 調査者**
天野一男 (茨城大学理学部教授)
田切美智雄 (茨城大学理学部教授)
- 調査協力者 (50 音順)**
青井亜紀子 (茨城大学大学院理工学研究科)
阿部川秀人 (茨城大学理学部地球生命環境科学科)
安藤寿男 (茨城大学理学部助教授)
甲斐義弘 (茨城大学理学部地球生命環境科学科)
岡田 誠 (茨城大学理学部助教授)
笠井勝美 (茨城大学大学院理工学研究科 OB)
京相健二 (茨城大学理学部地球生命環境科学科)
國井絢子 (茨城大学大学院理工学研究科)
佐藤香奈江 (茨城大学理学部地球生命環境科学科)
中山陽平 (茨城大学理学部地球生命環境科学科)
成毛志乃 (茨城大学理学部地球生命環境科学科)
橋本 純 (茨城大学大学院理工学研究科 OB)
浜田 毅 (茨城大学大学院理工学研究科)
松原典孝 (茨城大学大学院理工学研究科)
横須賀歩 (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)
- 執筆者**
天野一男
田切美智雄