

埼玉県飯能市上久通、碎屑性炭酸塩岩および火碎性堆積岩の層序と岩相

松岡喜久次（川越女子高等学校）¹

1. はじめに

中・古生代の付加体を特徴づける構成岩石には、苦鉄質岩、石灰岩およびチャートがあり、石灰岩およびチャートは苦鉄質岩に伴って岩塊として産することが多い（柏木, 2000；松岡, 2019など）。まれに、石灰岩と苦鉄質岩の礫からなる礫岩もみられ、鈴鹿山脈の美濃帯や鳥羽の秩父帯から報告されている（山縣, 2000；内野ほか, 2016）。それらの石灰岩・玄武岩礫岩（山縣, 2000）の特徴は、それぞれ角礫～亜角礫からなり、淘汰が悪い。山縣（2000）によると、美濃帯河内層の下部層は石灰岩と玄武岩火山碎屑岩の碎屑物が土石流などにより海山の裾野に運ばれ再堆積したものと考えられた。このような成因の堆積岩は、水谷ほか（1987）の火碎性堆積岩、尾上ほか（2004）の火山性二次堆積岩に相当する。

埼玉県飯能市上久通の久通川の河床には石灰岩礫岩が露出しており、上久通石灰岩礫岩と命名された（Morikawa, 1955）。Morikawa (1955) によると、上久通石灰岩礫岩は玄武岩凝灰岩を基質とする石灰岩礫からなり、石灰岩礫からフズリナなどの化石が報告されている。最近、松岡・桑原（2021）により上久通に分布する火碎性堆積岩中の珪質凝灰岩岩塊からペルム紀中世末の放散虫化石が発見さ

れた。

埼玉県飯能市上久通の久通川の河床には、石灰岩・玄武岩礫岩、碎屑性炭酸塩岩と火碎性堆積岩が分布する。碎屑性炭酸塩岩は、石灰岩砂岩と碎屑性ドロストーンからなり、碎屑性ドロストーンは玄武岩質泥岩（山縣, 2000）を伴う。火碎性堆積岩は礫岩を挟み、礫岩には流紋岩礫が含まれていることが明らかとなった。これらの概要は、松岡・桑原（2021）により報告されているが、これまでに上久通石灰岩礫岩には、詳細な報告がないことから、層序と岩相、鏡下での特徴について記載する。

なお、本報告では苦鉄質岩などの用語は工藤ほか（2011）の分類に従った。苦鉄質岩は玄武岩とドレライトからなり、玄武岩は溶岩と火山碎屑岩に分類される。

2. 地質概説

関東山地の先新第三紀地質体は、北から三波川帯、秩父帯北帯、山中地溝帯、秩父帯南帯、四万十帯に区分され、これらが WNW-ESE 方向の断層に境されて北から南に帶状配列している（図 1）。調査地域は関東山地東部に位置し、秩父帯北帯の付加コンプレックスが広く分布し、秩父帯北帯の付加コンプレックスは構造的下位より柏木、上吉田および住居附の 3 ユニットに区分される（図 2；松岡ほか, 1998；松岡, 2012）。

柏木ユニットは主にチャートからなり、珪質凝灰岩と泥岩を伴い、強い変形と再結晶作用を受けている（関東山地団体研究グループ, 1994）。上吉田ユニットは主に砂岩、泥岩および砂岩泥岩互層からなり、チャートと苦鉄質岩を伴う（松岡・八尾, 2011）。チャートは厚層で、よく側方に連続する。住居附ユニットは砂岩と砂岩優勢砂岩泥岩互層からなり、多量の赤色チャートと苦鉄質岩を伴う（松岡, 2012）。一般に変形・変成とともに弱く、片理はみられない。

それぞれのユニットを構成する陸源碎屑岩の年代については、柏木ユニットはジュラ紀新世～白亜紀古世（松岡, 2013）、上吉田ユニットはジュラ紀中世前期～ジュラ紀中世中期（松岡・八尾, 2011）、住居附ユニットはジュラ紀古世後期～ジュラ紀中世前期（指

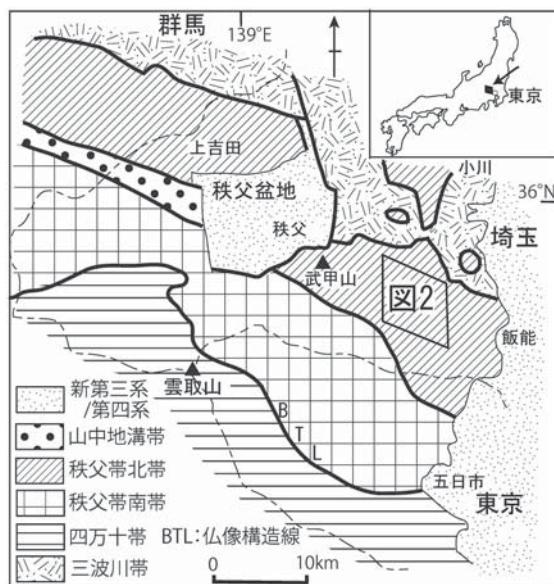


図 1. 調査地域の位置図および関東山地の地体構造区分（松岡ほか（2018）を一部修正）。

¹川越女子高等学校 〒350-0041 川越市六軒町1丁目23番地

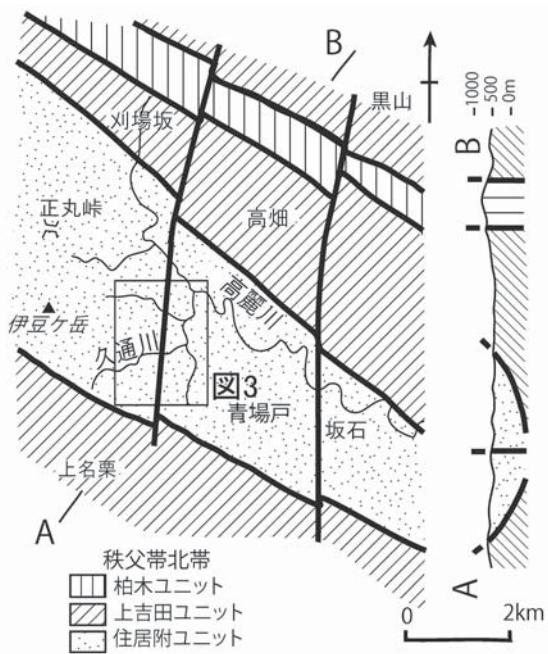


図2. 調査地域周辺の秩父帯北帯のユニット図、断面図(松岡(2019)より作成)。図3:地質図の位置。

田, 1992; 松岡, 2012)である。柏木ユニット、上吉田ユニットおよび住居附ユニットの地体関係は、それぞれ断層で接する(松岡ほか, 1998; 松岡, 2012)。

なお、本地域に分布する付加コンプレックスに含まれる地層や岩石の塊について、厚さ100m以上のものを岩体、それ以下のものを岩塊と呼ぶ。

3. 調査地域の地質

調査地周辺には住居附ユニットの苦鉄質岩と砂岩優勢砂岩泥岩互層が分布する(図3)。苦鉄質岩は、暗緑色~暗赤色の塊状溶岩および凝灰角礫岩からなり、溶岩には枕状構造が認められる。多くのチャートの岩体や岩塊と少量の石灰岩の岩塊を伴う。チャートは層状で赤褐色を呈するものが多く、碎屑性ドロストーンを伴うことがある。石灰岩は灰白色~灰色で、長径数m以下の塊状のものが多く、石灰岩礫岩もみられる。互層の砂岩は中~粗粒のものが多く、石質ワッケである。

住居附ユニットの構造は一般にE-WからN30°W走向で、南東部にWNW-ESE方向の軸をもつ向斜がある。向斜の南西翼および北東翼で20~50°傾斜する。砂岩優勢砂岩泥岩互層と苦鉄質岩岩体の関係は断層で重なる。

住居附ユニットから産出する化石において、花桐、上久通および下久通の石灰岩からは、石炭紀~ペルム紀古世のフズリナが報告されている(Morikawa, 1955; Kobayashi,



図3. 調査地域周辺の地質図(松岡ほか(2018)より作成)。図4:地質柱状図の位置。●:泥岩、◆:チャートの放散虫化石の産出地点。

2005など)。指田(1992)により、下久通の久通川の河床に分布する赤色チャートよりジュラ紀古世、上久通の久通川の河床に分布する黒色頁岩よりジュラ紀古世の放散虫化石が報告されている。

飯能市の高麗川の支流である久通川の河床には、石灰岩の岩塊や礫を含む苦鉄質岩が露出している。特に、久通川と花桐川の合流地点、下久通および上久通の久通川の河床では観察に適しており、フズリナの産地としても知られている(堀口, 1987など)。下久通の石灰岩礫を含む苦鉄質岩は、森川(1952)により下久通礫岩と命名された。この石灰岩礫は白色を呈し、1~30cm径の亜円礫である。玄武岩溶岩礫は赤紫色や緑色を呈し、1~20cm径の角礫で、発泡痕がみられる。礫岩の淘汰は悪く、基質は赤紫色凝灰岩で、基質支持である。

4. 調査地点の層序と岩相

本報告の調査地は飯能市上久通、久通川の河床に沿って長さ110mの範囲である(図3)。道路の端に「災害復旧記念碑」があり、その下流にあたる。なお、火碎性堆積岩は緑色の珪質凝灰岩の礫や岩塊を伴い、それ

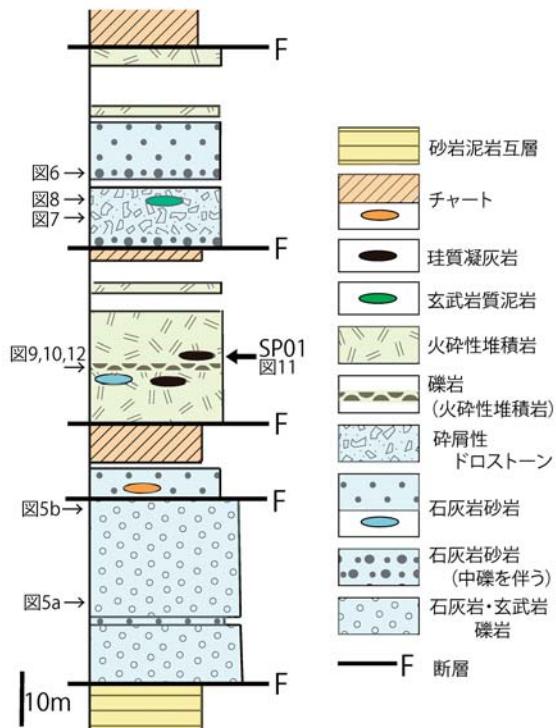


図4. 本報告の調査地点の地質柱状図（松岡・桑原（2021）より作成）。

SP01：ペルム紀中世末の放散虫化石の产出地点（松岡・桑原（2021）, 図5～図12：それぞれの図と対応）。

らの詳細な記載は、松岡・桑原（2021）を参照してほしい。

1) 層序

久通川の河床では、構造的下位の石灰岩・玄武岩礫岩の上位には、石灰岩砂岩、碎屑性ドロストーン、火碎性堆積岩およびチャートが分布する。それぞれは断層関係にあるが、一部に露頭欠如がある（図4）。最下部の石灰岩・玄武岩礫岩の下位には、砂岩泥岩互層が分布し、接触する砂岩泥岩互層は片状であり、その片状の構造はN50°W走向で、40°北東に傾斜する。また、最上位の火碎性堆積岩の上位ではN-S走向の垂直な断層で白色チャートと接し、境界では1m幅の断層粘土がみられる。

2) 岩相および鏡下の特徴

石灰岩・玄武岩礫岩

本礫岩は本報告の碎屑岩層の最下部を占め、層厚は約30mで、下部と上部で岩相が異なる。本礫岩の下部は石灰岩と玄武岩溶岩の亜角礫～亜円礫からなり、礫岩の淘汰は普通で、礫支持である（図5a）。礫径2cm以上の322個の礫種では、石灰岩が66%、玄武岩溶岩が34%を占める。基質は少なく、泥サイズの火山碎屑岩や石灰泥である。石灰岩礫は灰白色～灰色を呈し、長径数1～5cmが多く、

まれに15cmの礫があり、フズリナ類が含まれていることがある。玄武岩溶岩礫は灰緑色を呈し、長径数1～5cmが多く、まれに10cmの礫があり、発泡痕がみられる。

本礫岩の上部は石灰岩と玄武岩溶岩の亜角礫～亜円礫からなり、礫岩の淘汰は悪く、礫支持である（図5b）。礫種では、玄武岩溶岩が石灰岩より多く占める。石灰岩礫は灰白色～灰色を呈し、長径1～10cmが多く、まれに50cm～1mの礫がみられる。玄武岩溶岩礫は灰緑色を呈し、長径数1～10cmが多く、まれに15cmの礫があり、発泡痕がみられる。

玄武岩溶岩は鏡下では、明瞭な斑状組織を示すことが多い（図5c, d）。斑晶は自形～半自形の斜長石からなり、最大長径は2mmに及び、緑泥石や方解石などの二次的鉱物を伴う。長石には、微斜長石構造がみられることがある。発泡痕は最大径1.5mmで、方解石や緑泥石によって充填されている。石基は針状ないし短柱状の長石からなり、その間を細粒の单斜輝石や不透明鉱物もしくは二次的鉱物及び隠微晶質な鉱物が充填するインターラーティカル組織またはインターラニユーラー組織を示す（図5c）。また、单斜輝石が樹枝状を示すデンドリティック組織がみられる（図5d）。

石灰岩砂岩

本砂岩は下位より層厚1m、5m、3mおよび10mの4層がある。最下位の層厚1mの本砂岩は、石灰岩・玄武岩礫岩に挟まれ、側方で礫岩に漸移する。石灰岩・玄武岩礫岩と直上の層厚5mの本砂岩とはE-W走向の垂直な断層で接しする。この砂岩の最下部の1mは、片状を呈し、暗灰色のレンズ状のチャートが挟まれ、それらの大きさは3×0.5m、0.3×0.2mなどである。また、層厚3mおよび10mの本砂岩の下部では細礫～中礫サイズの石灰岩や玄武岩溶岩の亜円礫が含まれる（図6a）。

本砂岩は多量の粗粒砂サイズの石灰岩岩片からなり、少量の玄武岩溶岩の岩片や緑泥石に変質した火山ガラス片、斜長石片および海綿骨針が含まれる（図6b, c）。石灰岩や玄武岩溶岩の岩片はやや丸いが、火山ガラス片は角張っている。石灰岩岩片は小型の有孔虫化石を含むことがある。玄武岩溶岩の岩片は径0.5～1mmで、鏡下の特徴は上記の玄武岩溶岩と同様である。杏仁状の空隙があるときは緑泥石や石英に充填されている。斜長石片は径0.5～1mmの半自形～他形である。泥サイズの火山碎屑岩や石灰泥を含む。碎屑性ドロストーンの下位の砂岩では、火山ガラス片は纖維状を呈することが多く、定向配列する。



図5. 石灰岩・玄武岩礫岩.

a : 下部の石灰岩・玄武岩礫岩, b : 上部の石灰岩・玄武岩礫岩, c : 斑状玄武岩溶岩の顕微鏡写真, d : 輝石玄武岩溶岩の顕微鏡写真, インターグラニュラー組織がみられる. pl : 斜長石, v : 発泡痕. c, d : クロスニコル. スケールは0.2mm.

構造はN30°W走向で、30°北東に傾斜する。

碎屑性ドロストーン

本ドロストーンの層厚は約8mで、下位の層厚3mの石灰岩砂岩とは漸移関係で、上位は路頭欠如である。淡緑色を呈し、多量のドロマイト粒子、少量の石灰岩岩片と火山ガラス片からなる(図7a)。まれに海綿骨針が含まれる。ドロマイトは無色透明、粒径は0.05~0.1mmで、多くは他形であるが半自形もみられる。石灰岩岩片の径0.1~0.5mmで、やや丸い。火山ガラスは0.5~1mmの纖維状をし、定向配列する。

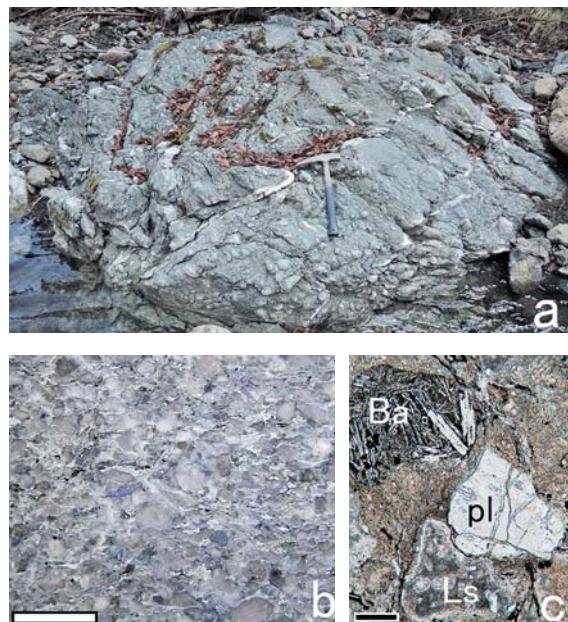


図6. 石灰岩砂岩.

a : 石灰岩礫混じりの石灰岩砂岩. b : 石灰岩砂岩の研磨面写真、多くの石灰岩岩片からなり、少量の玄武岩溶岩片と火山ガラス片を含む、スケールは5mm. c : 石灰岩砂岩の顕微鏡写真. Ba : 玄武岩溶岩, Ls : 石灰岩, pl : 斜長石, オープンニコル、スケールは0.2mm.

本ドロストーンは玄武岩質泥岩の薄層を挟む。厚さ5cmの玄武岩質泥岩の下位には厚さ5mmで、粒径0.1~0.3mmの他形~半自形のドロマイトからなり、粒子間は微細な長石を含む玄武岩質泥岩がうめている(図7b)。このドロマイトには累帯構造がみられ、粒子の中心部は淡茶色で外縁部は無色透明である。

玄武岩質泥岩

本泥岩は暗灰色~黒色を呈し、厚さ2cm、3cmおよび5cmの3層が碎屑性ドロストーンに挟まれる(図8a)。平行葉理が発達しており、部分的に級化構造が認められる(図8b)。微細粒子からなり、長柱状の長石が含まれ、厚さ2cmと3cmの薄層では多い(図8c)。この長石はシルトサイズであるが、最下部と最上部には細粒砂サイズが濃集し、まれに長径0.5~1.0mmが点在する。長石は緑泥石や方解石などの二次的鉱物に置き換わっている。火山ガラスが少量含まれ、その長径は0.1~0.2mmである。

玄武岩質泥岩は、下位の碎屑性ドロストーンとの境界は不明瞭であり、上位の碎屑性ドロストーンとの境界は明瞭である。厚さ3cmの玄武岩質泥岩は上位の碎屑性ドロストーンとの間に層厚2cmの珪質凝灰岩が挟まれ、玄武岩質泥岩と珪質凝灰岩の境界は不明瞭である(図8b)。珪質凝灰岩は白色、不透明である。鏡下では微細な石英からなり、緑泥石、

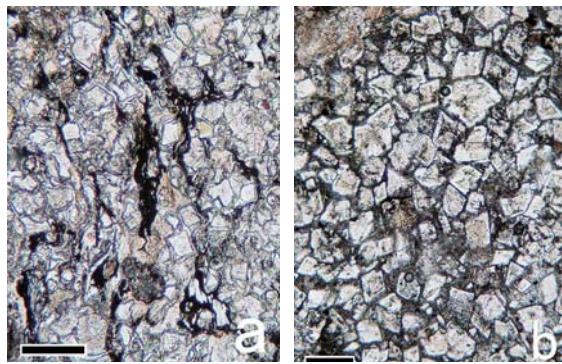


図7. 碎屑性ドロストーン。

a: 碎屑性ドロストーンの顕微鏡写真。多くのドロマイト粒子からなり、少量の玄武岩溶岩片と火山ガラス片を含む。b: 玄武岩質泥岩の下位の碎屑性ドロストーンの顕微鏡写真。a, b: オープンニコル。スケールは0.2mm。

セリサイトおよび粘土鉱物を含む。放散虫化石は認められない。

火碎性堆積岩

本堆積岩は層厚約20mで、中部に厚さ約0.5mの礫岩を挟む。淡緑色～暗緑色を呈し、極粗粒砂サイズの玄武岩溶岩の岩片や発泡した火山ガラス片からなり、少量の斜長石片、石灰岩片および海綿骨針が含まれる。鏡下では、玄武岩溶岩は上記の玄武岩溶岩と同様であるが、まれに長柱状の斜長石からなる無斑晶の玄武岩溶岩がみられる。火山ガラス片には真珠状構造が頻繁にみられる。玄武岩溶岩の岩片や火山ガラス片には緑泥石が生じている。斜長石片は長径0.5～1mmの半自形～他形で、長石にはまれに微斜長石構造がみられることがある。泥サイズの火山碎屑岩や石灰泥を含む。構造はN40°W走向で、35°北東に傾斜する。

中部に挟まれる礫岩は、本堆積岩と同質の礫からなり、礫の長径は0.5～10数cmで、淘汰は悪い（図9a, 10a）。玄武岩溶岩や石灰岩の礫は亜円礫で、火山ガラス片は亜角礫～亜円礫である。基質は極粗粒砂からなり、基質支持である。堆積構造はみられない。礫岩の上位と下位の厚さ2mの火碎性堆積岩は、片状を呈し、片状の構造は変化が著しい。ここには多くの珪質凝灰岩礫が含まれ、それらは長径1～20cmの角礫が多く、まれに層厚15cm、長さ75cmの珪質凝灰岩もみられる。この珪質凝灰岩の下部には放散虫化石が多く含まれ、その粒径は上位に向かって細粒化する（図11）。この放散虫化石は松岡・桑原（2021）により、ペルム紀中世の末の年代を示すことが明らかにされた。

また、礫岩には長径4～30mmの流紋岩の亜円礫が8個、長径10mmの斑れい岩の円礫が2個を確認できた。鏡下では、流紋岩は斑状組

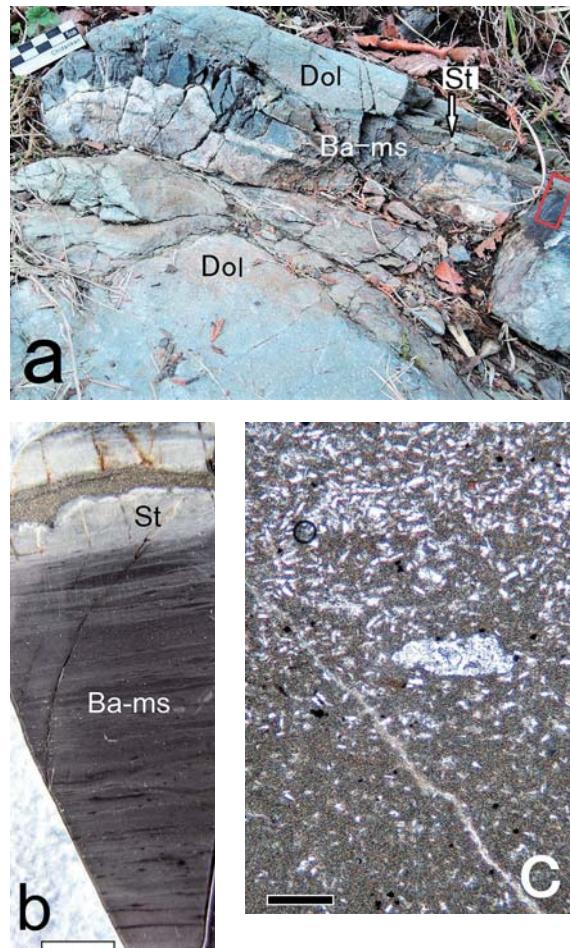


図8. 玄武岩質泥岩。

a: 玄武岩質泥岩を挟む碎屑性ドロストーン。赤四角は図8bの位置。スケールは5cm。b: 玄武岩質泥岩の研磨面写真。玄武岩質泥岩は平行葉理がみられる。Ba-ms: 玄武岩質泥岩。St: 珪質凝灰岩。Dol: ドロストーン。スケールは5mm。c: 玄武岩質泥岩の顕微鏡写真。細粒の長石を含む。オープンニコル。スケールは0.2mm。

織を示し、長径0.3～1.0mmのカリ長石と石英の斑晶を含む（図9b）。カリ長石の斑晶は他形～半自形を呈し、微斜長石構造がみられることがある。集斑状を示すことがある。石英は丸みを帯びた融食形を示す。石基は細粒の長石と石英からなるフェルシティック組織を示し、細粒な不透明粒子を含むが、ガラスは確認できない。また、石基は細粒の長柱状の長石とガラスからなり、流理構造が認められるものがある（図10b）。斑れい岩は等粒状組織を示し、長石、蛇紋岩化したかんらん石、緑泥石化した輝石からなり、それらの長径は0.5～1.0mmである（図12）。

礫岩の下位には灰色で長径25cm、短径10cmのレンズ状の石灰岩砂岩がみられる。粒径0.05～0.2mmの石灰岩岩片や方解石片からなり、径0.2mmの斜長石片および海綿骨針が少量含まれ、それらが定向配列している。

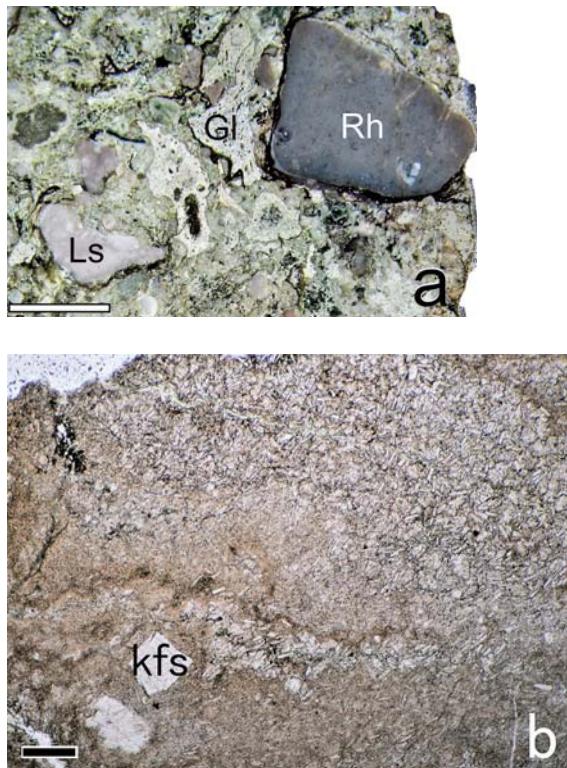


図9. 碓岩（火碎性堆積岩）。

a : 碓岩の研磨面写真、火山ガラス、石灰岩および流紋岩の礫を含む。GI : 火山ガラス, Ls : 石灰岩, Rh : 流紋岩, F : フズリナ, スケールは 5 mm. b : 流紋岩の顕微鏡写真、長石が流理構造をなす、kfs : カリ長石、オーブンニコル、スケールは 0.2 mm.

また、構造的最上位の本堆積岩は、層厚数mで赤紫色を呈し、レンズ状の玄武岩溶岩を頻繁に伴う。発泡した火山ガラス片が多く、石灰岩岩片や斜長石片を含み、多くの赤鉄鉱の微粒子を含む。玄武岩溶岩の鏡下の特徴は、上記の玄武岩と同様で、斜長石片は長径0.5~1mmの半自形~他形である。石灰岩岩片は長径0.5~1mmで、やや丸い。泥サイズの火山碎屑岩や石灰泥を含む。二次的鉱物には緑泥石やプレーナイトがみられる。構造はN35°W 走向で、35°北東に傾斜する。

チャート

チャートは暗灰色で層状を呈する。層厚8mと約2m強の2層がみられ、厚層のチャートには層厚数~10cmで、白色のミクライトが挟まれる。丸い放散虫化石が認められるが、外形は不明瞭である。

5. 考 察

1) 玄武岩、碎屑性石灰岩および火碎性堆積岩の起源

本報告の碎屑性石灰岩および火碎性堆積岩は、石灰岩と玄武岩溶岩の岩片、火山ガラスや斜長石片、海綿骨針からなる。玄武岩溶岩

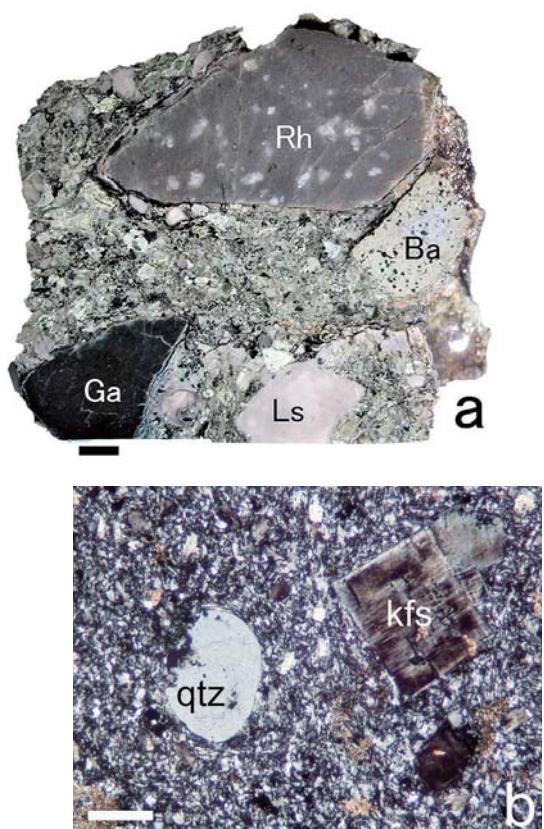


図10. 碓岩（火碎性堆積岩）。

a : 碓岩の研磨面写真、玄武岩溶岩、メタガブロ、石灰岩および流紋岩の礫を含む。Ba : 玄武岩溶岩, Ga : メタガブロ, Ls : 石灰岩, Rh : 流紋岩、スケールは 5 mm. b : 流紋岩の顕微鏡写真、カリ長石には微斜長石構造がみられる、kfs : カリ長石、qtz : 石英、クロスニコル、スケールは 0.2 mm.

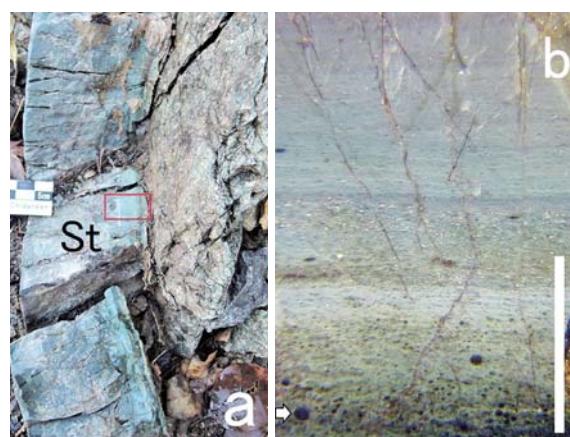


図11. 珪質凝灰岩。

a : 火碎性堆積岩と珪質凝灰岩の岩塊、赤四角は図11b の位置。St : 珪質凝灰岩、スケールは 1 cm. b : 珪質凝灰岩の研磨面写真、下部に放散虫化石が濃集する、矢印 : 放散虫化石、スケールは 5 mm.

の礫や岩片は、単斜輝石がデンドリティック組織を呈すことから、急冷したこと示す。さらに発泡痕が普通にみられ、まれに杏仁状組織もみられる。火山ガラス片は発泡しており、石灰岩岩片はフズリナ類の含有が認められる。したがって、これらの礫や岩片は浅海

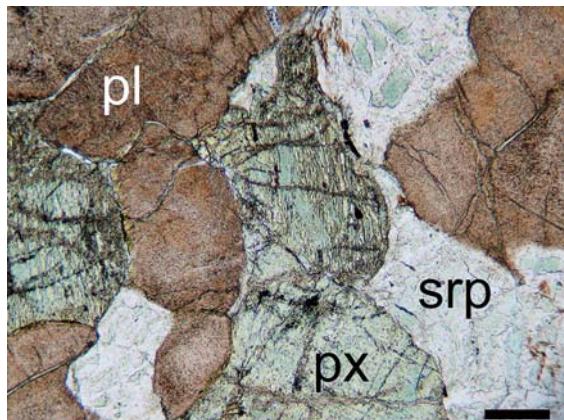


図12. メタガブロの顕微鏡写真。

px: 輝石, srp: 蛇紋石, pl: 斜長石. オープンニコル. スケールは0.2mm.

性起源と考えられる。富永ほか(2017)によると、住居附ユニットの苦鉄質岩は産状と地球化学的特徴から、海洋島と海洋底の両方の起源をもつことが報告された。本報告の玄武岩溶岩の礫などの起源についても、同様の可能性があるが、今後化学分析などが必要である。

また、ドロストーンを構成するドロマイト粒子は、径0.01~0.1mmの他形で、少量の石灰岩岩片、火山ガラスや海綿骨針を伴うことから、このドロマイト粒子は碎屑粒子である。Tucker and Wright (1990)によると、ドロマイトは浅海域で石灰岩がドロマイト化作用を受けてできたとされている。したがって、本報告のドロマイト粒子の起源は浅海域でドロマイト化作用を受けた石灰岩の碎屑物と考えられる。

火碎性堆積岩中の礫岩には少量の流紋岩の亜円礫とメタガブロの円礫が含まれる。これまでに関東山地の秩父帯北帯からは流紋岩礫の報告はない。松岡・桑原(2021)は、ペルム紀放散虫化石を産する珪質凝灰岩岩塊も伴うことから、黒瀬川帯と関係があると推定した。

2) 石灰岩・玄武岩礫岩、碎屑性石灰岩および火碎性堆積岩の堆積場

石灰岩・玄武岩礫岩の上部では石灰岩と玄武岩溶岩の亜角礫～亜円礫からなり、礫岩の淘汰は悪く、礫支持である。礫径50cm~1mの石灰岩礫が含まれ、堆積構造はみられない。火碎性堆積岩には挟まれる礫岩は、淘汰は悪く、基質支持で、堆積構造はみられない。尾上ほか(2004)によると、これらの礫岩は土石流堆積物と考えられる。本報告の碎屑性石灰岩および火碎性堆積岩は、それらの堆積場は海山の下部斜面と推定された(松岡・桑原, 2021)。

碎屑性ドロストーンは石灰岩砂岩の上位に整合で重なり、その境界は不明瞭である。石

灰岩砂岩は多量の粗粒砂サイズの石灰岩岩片からなる。碎屑性ドロストーンは多量のドロマイト粒子からなり、少量の中粒砂サイズでの石灰岩岩片を含む。ドロマイト粒子は径0.01~0.1mmの細粒、他形である。そして、纖維状をした火山ガラスが定向配列する。これらのことから、石灰岩砂岩から碎屑性ドロストーンへの移行は、Blatt et al.(1980)によると、これらの堆積物を運搬した土石流の流速が上昇したことで形成したと考えられる。

玄武岩質泥岩は暗灰色～黒色を呈し、微細粒子からなり、シルトサイズの長石を多く含み、平行葉理が発達している。この岩相は山縣(2000)の石灰岩砂岩の上に漸移して重なる玄武岩質泥岩と類似する。Coniglio and James (1990)によると、この泥岩はタービタイト単層の最上部、あるいは、タービタイトの末端の堆積相とされる。

石灰岩・玄武岩礫岩は、層厚1mの石灰岩砂岩を挟み、石灰岩砂岩は側方で礫岩に漸移する。そして、石灰岩砂岩の上位には碎屑性ドロストーンが整合で重なる。したがって、石灰岩・玄武岩礫岩、石灰岩砂岩および碎屑性ドロストーンは、同じ堆積場に堆積したと考えられる。松岡(2019)によると、住居附ユニットでは石灰岩角礫岩の上位に、石灰岩砂岩および碎屑性ドロストーンが順に累重する報告と調和する。

火碎性堆積岩は石灰岩砂岩および碎屑性ドロストーンと断層または露頭欠如の関係にあるため、直接の関係は不明である。火碎性堆積岩と石灰岩砂岩を構成する粒子は、ともに石灰岩と玄武岩溶岩の岩片、火山ガラス片、長石片、海綿骨針からなり、玄武岩溶岩の岩片の鏡下での特徴は、ほぼ同様であることから、同じ堆積場に堆積した可能性が高い。

3) 調査地域のジュラ紀古世の赤色チャート

指田(1992)により、下久通の久通川の河床の赤色チャートよりジュラ紀古世の放散虫化石が報告されている。赤色チャートは苦鉄質岩中の岩塊として産し、赤紫色凝灰岩もしくは赤色泥岩を伴うことがある。指田(1992)によると、赤色凝灰岩はまれに側方へ細粒緻密で珪質になるということから、放散虫化石が産出したのは赤紫色凝灰岩もしくは赤色泥岩の可能性がある。松岡(2014)によれば、本地域南東の青場戸に分布する苦鉄質岩は、ジュラ紀古世の赤褐色碎屑岩層を伴うことが報告されており、上記の可能性が高い。

住居附ユニットの赤色チャートは、ジュラ紀古世の砂岩泥岩互層を基質とした岩塊で、ペルム紀古世の放散虫化石を産することが多

い（指田，1992；松岡ほか，2016）。一般的にチャートは遠洋域に堆積し、泥質基質中の岩塊であることから、基質の年代より古いたと考えられる（Matsuda and Isozaki, 1991など）。したがって、指田（1992）の報告によるジュラ紀古世の赤色チャートについては、検討の余地がある。

謝　　辞

本報告において、関東山地団体研究グループの方々には助言をいただいた。以上の方々に深く感謝する。

引用文献

- Blatt H., G. V. Middleton and R. C. Murray (1980) *Origin of sedimentary rocks* (2nd ed). Englewood Cliff, Prentice Hall, 782p.
- Coniglio M. and James N. P. (1990) Origin of fine-grained carbonate and siliciclastic sediments in an Early Palaeozoic slope sequence, Cow Head Group, western Newfoundland. *Sediment.*, 37: 215–230.
- 堀口万吉監修（1987）埼玉の自然をたずねて。日曜の地学1, 273p, 築地書館。
- 柏木健司（2000）海山下部斜面における土石流堆積物の層相と年代—紀伊半島東部の秩父帯の例—。日本地質学会第107年学術大会講演要旨, 274.
- 関東山地団体研究グループ（1994）関東山地、神流川流域の秩父累帯北帶。地球科学, 48: 83–101.
- Kobayashi F. (2005) Early Permian Fusulinaceans in the Hanagiri-Shimokuzu Area, eastern part of the Kanto Mountains, Japan. *Humans and Nature*, no. 2: 125–137.
- 工藤 崇, 内野隆之, 小松原琢, 高橋 浩, 柳沢 幸夫 (2011) 加茂地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 162p, 地質調査総合センター。
- Matsuda T. and Isozaki Y. (1991) Well-documented travel history of Mesozoic pelagic cherts in Japan: From remote ocean to subduction zone. *Tectonics*, 10: 475–499.
- 松岡 篤, 山北 聰, 榊原正幸, 久田健一郎 (1998) 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質。地質雑誌, 104: 634–653.
- 松岡喜久次 (2012) 秩父帯北帶, 埼玉県横瀬町芦ヶ久保～飯能市上名栗から産するジュラ紀放散虫化石。埼玉県立自然の博物館研究報告, 6: 59–68.
- 松岡喜久次 (2013) 関東山地北東部, 秩父帯北帶の柏木ユニット—岩相, 地質年代および海洋性岩石の混在。地質学論集, 55: 165–179.
- レート層序—。地球科学, 67: 49–54.
- 松岡喜久次 (2014) 関東山地, 秩父帯北帶の住居附ユニットから赤褐色碎屑岩層の発見とその意義。地球科学, 68: 29–34.
- 松岡喜久次 (2018) 関東山地, 秩父帯の中藤ユニットの珪質泥岩から産出した放散虫化石。埼玉県立川の博物館紀要, 18: 25–28.
- 松岡喜久次 (2019) 関東山地, 秩父帯北帶の碎屑性炭酸塩岩の層序・岩相と堆積環境。地球科学, 73: 5–14.
- 松岡喜久次, 長谷川美行, 沖村雄二, 八尾 昭 (2016) 埼玉県秩父市影森～横瀬町芦ヶ久保の地質と産出したフズリナ類と放散虫化石。埼玉県立川の博物館紀要, 16: 33–42.
- 松岡喜久次, 桑原希世子 (2021) 関東山地, 秩父帯北帶住居附ユニットの火碎性堆積岩中の礫岩の産状とキャピタニアン期(ペルム紀)放散虫化石の発見とその意義。地球科学, 75: 119–124.
- 松岡喜久次, 八尾 昭 (2011) 関東山地東部の秩父帯北帶の上吉田ユニット—*Striatojaponocapsa conexa* 帯の確認とその意義—。地球科学, 65: 219–229.
- 水谷伸治郎, 斎藤靖二, 勘米良亀齋編 (1987) 日本の堆積岩, 226p, 岩波書店。
- 森川六郎 (1952) 下久通礫岩について。地質雑誌, 58: 187–190.
- Morikawa R. (1955) *Schwagerinidae* in the vicinity of the Shomaru Pass, eastern part of Kanto Mountainland, central Japan. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, Ser. B, 2: 45–114.
- 尾上哲治, 永井勝也, 上島 彩, 妹尾 譲, 佐野弘好 (2004) 九州・四国の三宝山付加コンプレックスの玄武岩類の起源。地質雑誌, 110: 222–236.
- 指田勝男 (1992) 関東山地東縁部の秩父帯北・中帯。地学雑誌, 101: 573–593.
- 富永紘平, 久田健一郎, 町田嗣樹, 安川和孝, 加藤泰浩 (2017) 秩父帯北帶ジュラ紀付加体に付加した玄武岩類の起源とその変遷。地球惑星科学関連学会2017年合同大会予稿集, SGL36-P05.
- Tucker M. E. and Wright V. P. (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, 482p.
- 内野隆之, 中江 訓, 中島 礼 (2016) 鳥羽地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 141p.
- 山縣 毅 (2000) 鈴鹿山脈北部, 美濃帯の海洋性岩石の混在。地質学論集, 55: 165–179.