

長野－群馬県境, 荒船山－兜岩山周辺の新第三系－兜岩層の層序－

Geology of the Neogene formation around Mt. Arafune and Mt. Kabutoiwa,
Nagano - Gunma prefecture border, Central Japan - Stratigraphy of the Kabutoiwa Formation -

寺 尾 真 純*

Masumi Terao

キーワード：兜岩層, 崩壊堆積物, 溶結凝灰岩, ハイアロクラスタイト, スロープエプロン, 堆積盆地

Key words : Kabutoiwa formation, collapse deposit, welded tuff, hyaloclastite, slope apron, basin plain

はじめに

長野－群馬県境, 荒船山(1423 m)－兜岩山(1369 m)周辺には, 秩父層群や新第三系の海成層を不整合に覆う新第三系の陸成火砕岩層や湖成層が分布する. これらの陸成層は兜岩層(笠井 1934)として知られている. 湖成層からは八木(1931)をはじめとして, 古くより保存の良い植物, 昆虫, カエルなどの化石産出が報告されてきた. 兜岩層は上部湖成層(本宿グリーンタフ団研グループ 1968)に対比されているが, この地域は, 地形が険しく, 従来の研究では詳細な地質記載も充分といえず, 兜岩層やその上位, 下位の地層を巡っても様々な見解がなされてきた(例えば河内・河内 1963; 佐藤 2005).

本論では笠井(1934)の兜岩層について, 新たに得られた知見をもとに荒船山－兜岩山周辺地域の陸成新第三系層序とその堆積物の特徴について概略を述べる. すなわち, 兜岩層と一括された地層は層厚 70 m+の荒船不動溶結凝灰岩(新称)を境に区分され, 溶結凝灰岩下位層を熊倉－霊仙峰火砕岩層(新称), 上位層を兜岩層(再定義)として記載する. また層序及び堆積物の特徴から火山活動の場や堆積環境, 堆積史について考察する.

地形・地質概説

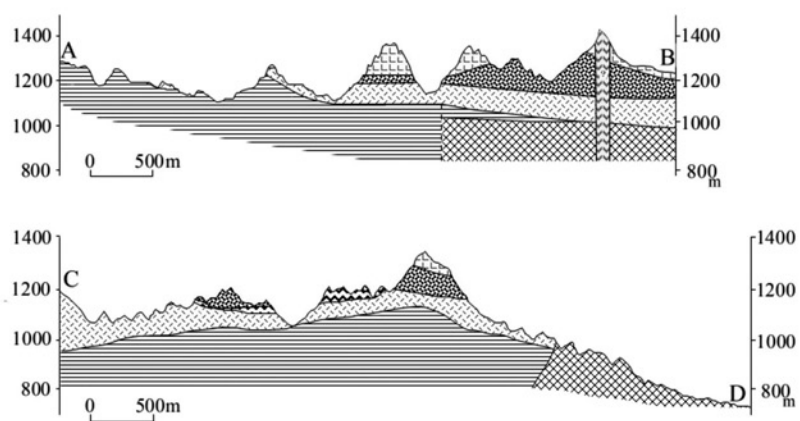
調査地域(第1図)は標高約 800 m 以上の山地で内山峠～荒船山の稜線は分水嶺となっている. 荒船溶岩(佐藤 2007)が平頂峰として存在し下位層を侵食より保護している. また, 時代を異とする新旧崩壊や地すべりが緩斜面の地形及び堆積物として認められる.

本地域の層序を層序表(第1表)に示した. 基盤岩類は下位より, チャートや泥岩で構成される中生界秩父層群, 黒色泥岩や灰色砂岩で構成される中生界大月層(小坂ほか 1991), 砂岩や泥岩で構成される海成新第三系中新統内山層及び駒込層(渡部 1954)である. 上位の陸成新第三系の火砕岩層や湖成層は基盤岩類を不整合で被覆する. 基盤岩類との境界は概して西側では標高 1260 m 程度であるが, 東側では 900 m 程度であり次第に高度が低くなる. 火砕岩層中には時代を異にする崩壊堆積物や地すべり堆積物が挟在される. 荒船不動南及び北には上位層, 下位層と高角で接し, 急崖を形成する荒船不動溶結凝灰岩が分布する. 本論では基盤岩類とこの溶結凝灰岩の間に位置する火砕岩層などを熊倉－霊仙峰火砕岩層, 溶結凝灰岩と荒船溶岩の間に位置する火砕岩層・湖成層互層を兜岩層として区分し

2025年2月9日受付. 2025年3月3日受理.

*長野県岩村田高等学校 〒385-0022 長野県佐久市岩村田1248-1

Nagano Prefectural Iwamurada Senior High School, 1248-1, Saku City, Nagano Prefecture, 385-0022 Japan



第1図 調査地域地質図及び断面図（国土地理院電子国土 Web をもとに作成）

年 代	地 質 層 序	岩 相 ・ 堆 積 物	層 厚	放 射 年 代
新 鮮 新 生 代	更 新 世	京塚 デイサイト	50m+	← 2.18±0.06Ma*4
	新 鮮 世	荒船溶岩	160m+	← 3.35±0.13Ma*3
		III	シルト岩(化石多産層準) 砂岩 礫岩 (湖成層) /安山岩質凝灰角礫岩・火山角礫岩 (ハイアロクラスタイト/土石流堆積物～土砂流堆積物)	140m +
		II	デイサイト質軽石凝灰岩 (“白壁” 火砕流堆積物)	40-70m
		I	安山岩質凝灰角礫岩 (ハイアロクラスタイト/土石流堆積物/崩壊堆積物) /玄武岩質安山岩溶岩/シルト岩～礫岩	20m
	三 世	荒船不動 溶結凝灰岩	70m+	← 3.88±0.10Ma*1
	中 新 世	熊倉 一霊仙峰 火砕岩層	100m+	← 5.06±0.13Ma*1
		駒込層	砂岩主体 一部凝灰質礫混じり砂岩	200m+
	基 盤	内山層	泥岩 一部砂岩泥岩互層	100m+
先 新 生 代	大月層	砂岩 泥岩		
	秩父層群	チャート 泥岩		

*1 野村・海老原 (1988) *2 Ozaki (1991) *3 佐藤 (2007) *4 佐藤 (2005)

第1表 層序表



第2図 地名及び沢名図

④～⑨は第4図～第9図の露頭位置に対応

た. 湖成層の走向・傾斜は一般に水平から北東に数°～10°程度の傾斜を示す. 兜岩層の上位には荒船山を構成する荒船溶岩や京塚デイサイト (佐藤 2007) が位置する.

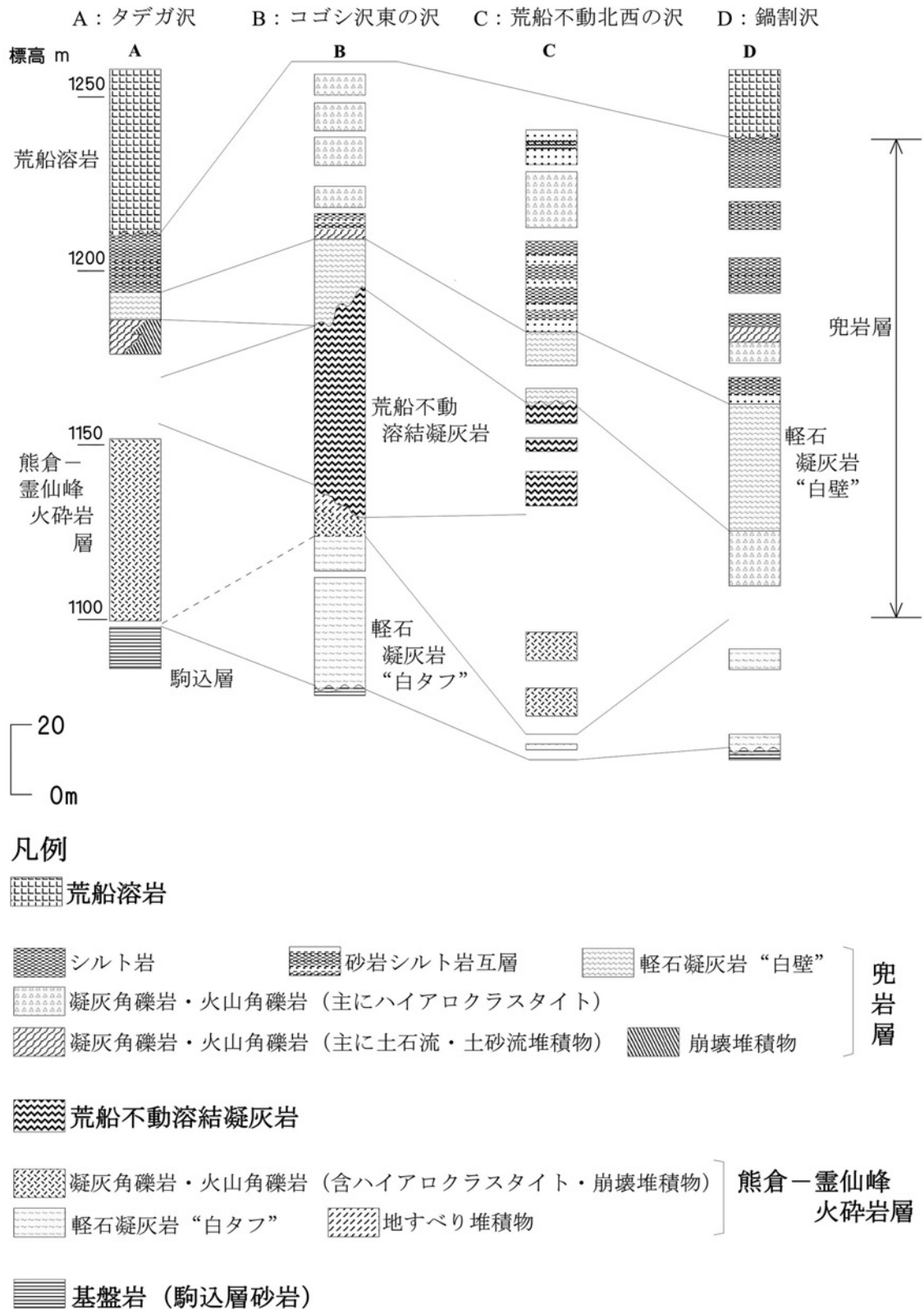
地質各説

基盤岩類

中古生界秩父層群は本地域南部に分布する. チャートや泥岩より構成される. 調査地域外では西方の佐久市雨川下流はじめ調査地域南～西南西に分布する.

中生界大月層は本地域北部に分布する. 黒色泥岩や灰色砂岩より構成され, 駒込層とは断層で接する.

内山層は黒色～灰色の砂岩や泥岩より構成され, 二枚貝や巻貝化石を産出する. 駒込層は淡黄灰色砂岩層を主体とし, 一部で砂岩泥岩互層が発達する. 内山層より整合移化し, 保存の悪い植物化石や貝化石を産する. 上部では凝灰質となり一部で軽石や黒雲母を含む. また, 粗粒化し泥岩やチャートの礫を含むことがある.



第3図 柱状図

陸成新第三系層序及び堆積物の特徴

熊倉－霊仙峰火砕岩層（新称）

〔模式地〕 佐久市内山館ヶ沢東南東コゴシ沢

〔層序関係〕 基盤岩類を不整合に覆う。

〔分布〕 北域の熊倉峰南から南西域の霊仙峰にかけて分布する。

〔層厚〕 100 m+.

〔岩相〕 角閃石安山岩ないし角閃石輝石安山岩質の火砕岩層を主体に、軽石凝灰岩層が挟在され、一部で溶岩が分布する。垂直的にも水平的にも岩相変化が著しい。火砕岩中の角礫は一般に淡緑色を呈し変質が進んでいる。基盤岩に近接する場所では異質岩片としてチャートを含むことがある。調査地域の北部では一部で淡紫灰色高温酸化を示したり、火山弾が含まれる場所がある。模式地付近では火砕岩層中に局所的に砂岩層が挟在され、駒込層との境界においては水酸化鉄の皮膜を伴った風化の進んだ安山岩亜円礫を含む崖錐性堆積物が分布する。

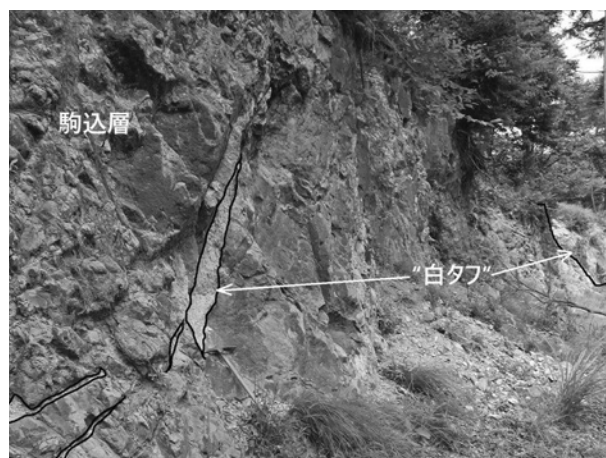
軽石凝灰岩層は3層準で確認される。最下位の角閃石デイサイト質軽石凝灰岩層は層厚 50 m+で、よい鍵層（フィールドネーム“白タフ”）となっている。石英、ガラス質岩片、炭化材、チャートを含み、調査地域南西に向かって層厚を増し一部で溶結する。

放射状ないしジグソークラックを有する安山岩角礫を含む凝灰角礫岩や火山角礫岩はしばしば砂岩層を挟在し、ハイアロクラスタイトの特徴を示す。岩相より、不淘汰で幅広い円磨度を示す多種の安山岩角礫を含む凝灰角礫岩は土石流堆積物、“白タフ”の多くの部分は火砕流堆積物の特徴を有している。

田口峠より星尾峠にかけて標高約 1030～1250 m の本層は空隙を伴い複雑かつ著しく大小ブロックに破碎した崩壊堆積物となっている（第4図）。崩壊堆積物中には熱水変質部も観察される。円磨された固結の緩い亜円礫を含むブロックは溪床堆積物の特徴を示す。田口峠北西方、標高 1190 m 付近では、基盤岩の亀裂を充填する“白タフ”（第5図）が、また模式地では、不明瞭な境界を示し、大小ブロック化した風化の進んだ凝灰角礫岩が“白タフ”上位に擾乱した状態で観察され、これらは崩壊ないし地すべり堆積物の特徴を示している。



第4図 熊倉－霊仙峰火砕岩層。崩壊堆積物（田口峠東、林道星尾線沿い）



第5図 駒込層と熊倉－霊仙峰火砕岩層“白タフ”との境界（田口峠北西）。駒込層の亀裂を“白タフ”が充填

〔年代〕 野村・海老原（1988）は内山峠南南東約 300 m の安山岩より 5.06 ± 0.19 Ma の放射年代値を報告している。

荒船不動溶結凝灰岩（新称）

〔模式地〕 佐久市内山館ヶ沢東南東のコゴシ沢東の沢

〔層序関係〕 熊倉－霊仙峰火砕岩層を不整合に覆う。兜岩層に不整合で覆われる。

〔分布〕 コゴシ沢周辺や内山峠－蘆岩間の稜線の一部に分布する。

〔層厚〕 70 m+.

〔岩相〕 角閃石輝石安山岩ないしデイサイト質の溶結凝灰岩で柱状節理や板状節理が発達する。強溶結



第6図 荒船不動溶結凝灰岩と熊倉－霊仙峰火砕岩層中の砂岩層との境界（コゴシ沢）

している部分では、本質レンズが発達する。分布標高は 1130～1200 m 程で下位層と上位層に高角度でアバット不整合で接し（第6図）、基底は黒曜岩化している。内山峠－鱸岩間の稜線付近では削剥から残され僅かに分布し、数 m 大のブロックとして崩落している所もある。

本溶結凝灰岩は火砕流として熊倉－霊仙峰火砕岩層の堆積後に生じた急崖を埋積する形で堆積している。

〔年代〕野村・海老原（1988）は本溶結凝灰岩について 3.88 ± 0.10 Ma の放射年代値を報告している。本宿団体研究グループ（1970）は本溶結凝灰岩を志賀溶結凝灰岩（長野県地学会 1957）に対比している。志賀溶結凝灰岩は 4.40 ± 0.20 Ma（Nakamura et al. 2014）の放射年代が報告されている。

兜岩層（再定義）

笠井（1934）の兜岩層を、荒船不動溶結凝灰岩以下の下位層を不整合に覆い、荒船溶岩に不整合に覆われる火砕岩及びシルト岩や砂岩互層として再定義する。堆積物の構成から下位より兜岩層Ⅰ，同Ⅱ，同Ⅲに区分する。これまで報告されてきた豊富な化石産出の湖成層の層準は兜岩層Ⅲの層準となる。

〔模式地〕佐久市内山館ヶ沢タデガ沢

〔層序関係〕荒船不動溶結凝灰岩以下の下位層を不

整合に覆う。荒船溶岩に不整合で覆われる。

〔分布〕内山峠－鱸岩間の稜線から星尾峠～米はかり峠の標高 約1100～1330 m+に分布する。

〔層厚〕230 m+。（兜岩層Ⅰ：20 m+，同Ⅱ：5～70 m，同Ⅲ：140 m+）

〔岩相〕下位より兜岩層Ⅰ，同Ⅱ，同Ⅲに区分される。兜岩層Ⅰは玄武岩ないし安山岩質の火砕岩やシルト岩層で構成される。兜岩層Ⅱはデイサイト質軽石凝灰岩鍵層（フィールドネーム“白壁”）を主体とする。兜岩層Ⅲはシルト岩砂岩互層，礫混じり砂岩層，凝灰角礫岩・火山角礫岩で構成される。

兜岩層Ⅰ，Ⅲの火砕岩層は岩相変化が著しく，連続性が悪い。含まれる碎屑物は，単一の角礫から構成されるもの，急冷周縁相を持つもの，多孔質や放射状クラックを生じているもの，垂角礫を含むもの，多種類の安山岩礫や塑性変形したシルト岩及び砂岩のブロック，チャート岩片を含むもの，赤色酸化した角礫など，多様である。基質は粘土化が進んでいる部分や，基質中に黒曜岩片や石英，メノウが観察されることもある。場所によっては下位層をチャンネル状に高角度で削り込んで堆積している。兜岩層Ⅰでは下部で荒船不動溶結凝灰岩を含む崩壊堆積物や土石流堆積物が観察される。また一部では白色の熱水脈が高角で火砕岩層やシルト岩層を貫いている。

兜岩層Ⅱの“白壁”は，調査地域南西側から北東に向かって細粒化する。基質に直方輝石を含み，黒



第7図 荒船不動溶結凝灰岩（左下）と兜岩層Ⅱ“白壁”（コゴシ沢東の沢）

曜岩片や炭化材が認められる。下部は塊状で角礫を含むほか、一部では、軽石片が著しく伸長し、2重級化構造が観察される。上部では不鮮明な平行層理や斜交層理が発達し、内部に侵食面を伴わない巨礫サイズの角礫が認められる所もあり、高密度の土砂流、ハイパーコンセントレイティッド流堆積物(Kataoka・Nakajo 2004)の特徴を示す。

兜岩層Ⅲは“白壁”直上より発達し(第8図)、直上の連続のよいシルト岩砂岩互層の層準は確認できる範囲でNE-SW及びNW-SE方向に約3.5 kmにわたり分布する。シルト岩層や砂岩層にはリズミカルな縞状平行葉理が発達し、保存の良い植物、昆虫、珪藻化石を産出する。一部では正級化および逆級化構造が認められる。タデガ沢ではシルト岩層中に逆級化構造を持つ層厚10 cm程度のデイサイト質軽石層とスコリア層が挟在され、この層準にはコンボリュート構造が発達している。凝灰質なシルト岩及び砂岩層中にはしばしば白色軽石が認められる。大変保存の良い植物化石の他、70 cm+の炭化材化石も含まれる。より上位層が分布する星尾峠周辺では全体的に不淘汰で上方粗粒化し、円磨された大礫サイズの亜角礫が含まれるようになる。



第8図 兜岩層Ⅱ“白壁”と兜岩層Ⅲ化石多産層準のシルト岩互層(タデガ沢)

以上のように兜岩層を構成する火砕岩層はその岩相や堆積物の特徴から、ハイアロクラスタイト、土

石流堆積物、ハイパーコンセントレイティッド流堆積物、火砕流堆積物、降下軽石などの岩相を示す。連続のよいシルト岩層及び砂岩層は堆積物の特徴から、広がりを持った安定した湖で堆積した湖成層と判断される。

〔構造〕挟在されるシルト岩や砂岩層はおよそ北西－南東の走向、水平から北東に数～10°程の傾斜を示す。

〔年代〕Ozaki(1991)は詳細な層準が不明ながら、湖成層下位の凝灰角礫岩中の安山岩礫より 3.70 ± 0.70 Maの放射年代値を報告している。

荒船溶岩(佐藤 2007)

荒船山の平坦面や兜岩山を構成する玄武岩質安山岩溶岩で兜岩層を不整合に覆う。層厚160 m+で基底面の標高は1205 m～1320 mを示す。田口峠北西1285.8 m峰付近まで分布が確認される。塊状ないし柱状節理が発達し、塑性変形したシルト岩ブロックを含むことがある。佐藤(2007)によって 3.35 ± 0.13 Maの放射年代値が報告されている。

なお、京塚山を構成する京塚デイサイトは角閃石英安山岩で 2.18 ± 0.06 Maの放射年代が報告されている(佐藤 2005)。一部で柱状節理が発達し、転石は極狭い範囲で確認される。

考 察

これまでの知見とあわせ、調査地域の陸成新第三系の堆積場と堆積物の供給地、周囲の火山活動および堆積史を考察すると以下ようになる。

熊倉－霊仙峰火砕岩層堆積期(中新世後期～鮮新世初期)

調査地域中央のコゴシ沢では一部で砂岩層を挟在する。熊倉峰南では高温酸化した火山角礫岩層や堆積物中に火山弾が確認され、南に30°程度の傾斜をとる。“白タフ”は異質岩片としてチャートを含み、分布標高、層厚が共に南西の霊仙峰に向かって増す。含まれる角礫や軽石径も霊仙峰に向かって大きくなり一部で溶結する。田口峠から星尾峠間の林道

星尾線沿いでは崩壊堆積物中に溶岩層ブロックが含まれる。土石流堆積物や崩壊堆積物、地すべり堆積物も様々な場所で確認される。以上のことより、この時期は荒船不動南付近を埋積の中心として熊倉峰（北）、霊仙峰（南西）、荒船山（南東）方面を給源とし、山体斜面に沿って火山噴出物の供給、山体成長と削剥崩壊を経たものと推定される。

調査地域西～北西 6～7 kmでは基盤岩の谷を埋積して 5.3 ± 0.3 Ma の放射年代値を示す火砕流堆積物が分布する（寺尾 2012）。調査地域北 8 kmには八風山溶岩が分布し、5 Ma 程度の放射年代が報告されている（野村・小坂 1987）。北東 14 km程には妙義山が位置し妙義層を堆積させた火山活動が起きていた（妙義団体研究グループ 2020）。

荒船不動溶結凝灰岩堆積期（鮮新世中期；4 Ma 頃）

熊倉－霊仙峰火砕岩層堆積後、侵食が進み崩壊や地すべりが発生した。凹凸地形が形成され 70 m+ に及ぶ急崖を埋積する形で荒船不動溶結凝灰岩が火砕流として堆積した。崩壊堆積物には本溶結凝灰岩を含まない堆積物と含む堆積物が認められることより、崩壊は溶結凝灰岩堆積前後で複数回発生していたことが推定される。溶結凝灰岩の活動後も引き続き侵食が進行し、急崖が形成された。

噴出源は不明であるが、調査地域西方の四方原山付近はじめ、長野県側には 4 Ma 頃の同質の溶結凝灰岩が分布している（Kaneoka *et al.* 1979；Nakamura *et al.* 2014）。これらの溶結凝灰岩の活動と関係している可能性もある。なお 4 Ma 前後の溶岩の放射年代値が調査地域西や南東で報告されている（兼岡ほか 1993；Nakamura *et al.* 2014）ことより、周辺の火山活動は継続していたと推定される。

兜岩層堆積期（鮮新世；3.7～3.5 Ma 頃）

下位層との境界付近には、荒船不動溶結凝灰岩の巨礫を含む崖錐性堆積物や崩壊堆積物、土石流堆積物が観察される所がある。荒船不動溶結凝灰岩が侵食され 70 m+ に及ぶ急崖斜面が形成された。凹地形を部分的に埋め立てるように水域が形成されはじめる。一部で溶岩も噴出し、ハイアロクラスタイト



第9図 下部層を削り込む兜岩層 III 中の土石流堆積物（鍋割沢）

や土石流、火砕流堆積物などが高角な斜面（スロープエプロン）や堆積盆底に堆積した。幾つかの地点でハイアロクラスタイトや土石流が下位層を高角に削り込んでいるのが観察される（第9図）。削り込みの最大傾斜の方向やハイアロクラスタイト中に挟まれる砂岩層の走向傾斜などから判断すると碎屑物の供給地は、御岳周辺、熊倉峰、鱸岩方面と推定される。円磨された礫や赤色酸化した角礫も含まれ、一部は陸上噴出したことを示唆する。“白壁”に代表されるデイサイト質の火砕岩層はその分布と岩相より霊仙峰方面が供給地と考えられる。化石を多産する湖成層の層準は、“白壁”直上から発達し、この火砕流の流下によって湖が拡大安定化したことがうかがえる。上位にはハイアロクラスタイトや降下火砕物が挟在され、コンボリユート構造も確認できることより、火砕流堆積後も引き続き火山活動が継続したと考えられる。確認できる湖の面積は 12 km² 以上と推定される。その後、湖は周囲からもたらされる土石流はじめ粗粒な堆積物によって埋積が進み消滅した。調査地域北西、標高 1230 m 前後の内山牧場をつくる平坦面にも湖成層の延長が推定される。

調査地域南東の大屋山、南西の板石山においても 3.6 Ma 前後の溶岩の放射年代値が報告されている（野村・海老原 1988；佐藤 2004）ことより、周囲の火山活動は引き続き継続していた。

荒船溶岩堆積期以降（鮮新世；3.4 Ma 頃～）

湖の消滅後、侵食が進み、標高差 120 m+ の凹凸地形を埋積する形で荒船溶岩が噴出した。露頭では確認できないものの、溶岩の分布より噴出源は荒船山を構成する平坦面直下の可能性がある。荒船溶岩の確認される最西端より 3 km 程西、標高 1080 m 付近においてもシルト岩ブロックを含む土石流堆積物が分布する。シルト岩ブロックは兜岩層に由来する可能性があり、兜岩層を堆積させた湖の消滅後の削剥期の堆積物の可能性がある。

まとめと今後の課題

従来の兜岩層（笠井 1934）を、荒船不動溶結凝灰岩の上位下位に形成された不整合面を境に下位より、熊倉－霊仙峰火砕岩層、荒船不動溶結凝灰岩、兜岩層と3区分した。荒船溶岩は兜岩層を不整合に覆う。火砕岩層はその特徴より、ハイアロクラスタイトや土石流、火砕流、崩壊および地すべり堆積物などと判断される。兜岩層（再定義）はスロープエプロンと堆積盆底の堆積物と推定される。火砕流の流下後に安定した湖が形成され、その湖に植物化石を多産するシルト岩層や砂岩層が堆積した。

今後の課題として、基盤岩上位に分布する陸成新第三系について、放射年代による堆積年代の検討、調査地域北北西の内山牧場付近に分布する堆積物や調査地域東に分布する本宿団体研究グループ（1970）の本宿層下部湖成層・上部湖成層と兜岩層との層序学的検討、更に堆積相解析や古生物学的データもあわせ古環境変遷を明らかにしていきたい。

謝 辞

本論は下仁田自然学校運営委員より執筆依頼を頂き、兜岩層研究会のフィールドワークも含め2017年以降の著者によるフィールドワークの概要報告である。兜岩層研究会及び下仁田自然学校、下仁田町自然史館の皆さまに御礼申し上げる。また、2名の査読者に感謝申し上げる。今後は兜岩層研究会の活動として兜岩層にまつわる地学事象の解明に兜岩層研

究会の活動として総合的に取り組んでいく予定である。

文 献

- 笠井 章（1934）荒船山附近ノ地質及び地形ニ就テ．東北帝国大学理学部地質学古生物学教室 MS，1-94.
- 兼岡一郎・河内晋平・長尾敬介（1993）ハヶ岳東方地域の第三紀及び第四紀火山の活動時期－K-Ar 年代測定からの推定－．日本火山学会講演予稿集，2，76.
- Kataoka K. and Nakajo T. (2004) Flow transformation and depositional organization of debris flow-hyperconcentrated flow-stream flow spectrum in volcanic fan-delta setting: the Pleistocene Lower and Middle Formations, Yachiho Group, central Japan. 堆積学研究，59，17-26.
- Kaneoka I., Matubayashi O., Zashu S. and Aramaki S. (1979) K-Ar Ages of Late Tertiary Volcanic Rocks in the Asama Area. Jour Geol Soc Japan, 85, 547-549.
- 小坂共栄・鷹野智由・北爪 牧（1991）関東山地北西部の第三系（その1）長野県東部香坂川－内山川流域，特に駒込帯の地質とその地質学的意義について－．地球科学，45，203-216.
- 河内晋平・河内洋佑（1963）霧ヶ峯，荒船山地区における鮮新世火山活動 I. 地球科学，64，1-7.
- 本宿グリーンタフ団研グループ（1968）群馬県本宿地域のグリーンタフ層内で発見した二重陥没構造とその意義．地球科学，22，32-36.
- 本宿団体研究グループ（1970）グリーンタフ変動の研究－本宿グリーンタフ層についての団体研究－．地団研専報，18，95p.
- 長野県地学会（1957）20万分の1長野県地質図幅説明書．
- Nakamura H., Oikawa T., Geshi N. and Matsumoto A. (2014) Migration of a Volcanic front inferred from K-Ar ages of late Miocene to Pliocene volcanic rocks in central Japan. Island Arc, 23, 236-250.
- 野村 哲・小坂共栄（1987）群馬県南西部の新第三系の地質構造発達史．群馬大学教養部紀要，21，51-68.
- 野村 哲・海老原充（1988）群馬県西部新生代火山岩類 K-Ar 年代と古地磁気．群馬大学教養部紀要，22，65-78.
- 妙義団体研究グループ（2020）群馬県西部の妙義山域における後期中新世火山層序と陥没構造．地球科学，74，21-38.
- Ozaki K. (1991) Late miocene and pliocene floras in central Honshu, Japan. Bulletin of Kanagawa Prefectural Museum Natural Science, Special Issue, 244.
- 佐藤興平（2004）妙義－荒船－佐久地域の火山岩類の K-Ar 年代と火山フロントの後退．群馬県立自然史博物館研究報告，8，109-118.

佐藤興平 (2005) 荒船山の火山岩の K-Ar 年代と本宿カルデラの火山活動史における意義. 群馬県立自然史博物館研究報告, 9, 11-27.

佐藤興平 (2007) 荒船溶岩の K-Ar 年代と兜岩動植物化石群の時代. 群馬県立自然史博物館研究報告, 11, 53-61.

寺尾真純 (2012) 長野県佐久小諸地域, 小諸堆積盆地を埋積した火山砕屑物の特徴と年代. 地学団体研究会66回総

会講演要旨集・巡検案内書, 82.

八木貞助 (1931) 信濃荒船火山兜岩産の植物化石と其周辺地質との関係. 地質雑, 43, 268-283.

渡部景隆 (1954) 内山断層について－関東山地北西部の地史学的研究－. 東京教育大学地質学鉱物学教室研究報告, 第3号 (故河田教授 追悼記念号), 105-115.

(要 旨)

寺尾真純 (2025) 長野－群馬県境, 荒船山－兜岩山周辺の新第三系－兜岩層の層序－. 下仁田町自然史館研究報告, 10, 27-36.

長野－群馬県境, 荒船山 (1423 m)－兜岩山 (1369 m) 周辺には, 秩父層群や新第三系の海成層を不整合に覆う新第三系の火砕岩層や湖成層が分布する. これらの陸成層は兜岩層 (笠井 1934) として知られている. 湖成層からは, 古くより保存の良い植物, 昆虫, カエルなどの化石産出が報告されてきた. 兜岩層は上部本宿層 (本宿グリーンタフ団研グループ 1968) に対比されているが, その上位, 下位の地層を含め様々な地質学的見解がなされてきている (佐藤 2005).

本論では笠井 (1934) の兜岩層について, 新たに得られた知見をもとに本地域の陸成新第三系層序とその堆積物の特徴について概略を述べる. すなわち, 兜岩層と一括された地層は層厚 70 m+ の荒船不動溶結凝灰岩 (新称) を境に区分され, 溶結凝灰岩下位層を熊倉－霊仙峰火砕岩層 (新称), 上位層を兜岩層 (再定義) として記載した. また層序及び堆積物の特徴から, 兜岩層を構成する火砕岩層や砕屑岩層は主にスロープエプロンや堆積盆底の堆積物と推定される.