

資料 20 関東山地の地質（下仁田・長瀬・小鹿野）

Geology of Kanto Mountains (Shimonita・Nagatoro・Ogano)

村松憲一

関東地方には日本の地質構造区分を代表するいろいろな地層が見られる。御荷鉾緑色岩は秩父北帯と関係が深いといわれる。群馬県下仁田町周辺はクリッペが見られるところとして有名である。また、新第三系からは、パレオパラドキシアを代表とする種々の化石の産出する。

(1) 関東地方の地形と地質

関東山地は関東平野の西を限る山地（図1）で、群馬、埼玉、東京、長野、山梨の5都県にまたがっている。東西、南北方向とも約75kmの正方形に近い形をしており、周囲とは断層で接して、この断層に沿って隆起したため、周囲の地域よりも高くなっている（図2）。これらの断層のうち、関東山地の北側をかざる断層は中央構造線に相当すると考えられている。関東山地には火山は一つもない。

関東山地の地質は、南部秩父帯、北部秩父帯、^{さんばがわ}三波川帯、^{みかぶ}御荷鉾帯、^{さんちゅう}山中地溝帯、^{しまんと}四万十帯などからなり、砂岩、チャート、石灰岩、結晶片岩、緑色岩類などを含む。その中にある秩父盆地には、主に砂岩、泥岩などで構成される新第三系が分布する。

図2 関東山地周辺の地質

（産総研地質ナビの一部に加筆）

中央左の「小鹿野」付近が新第三系で基盤岩の中にくぼんだ形で分布する。

上方の青い部分は三波川帯、下方の灰色、茶色部分は秩父帯

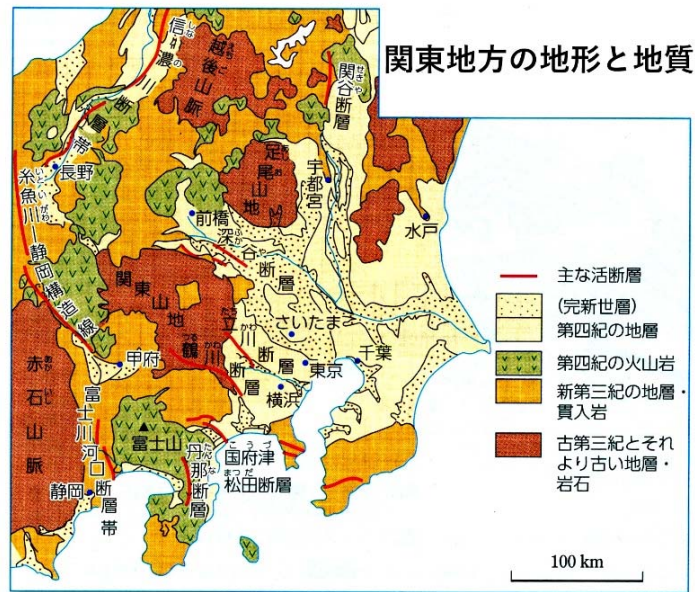
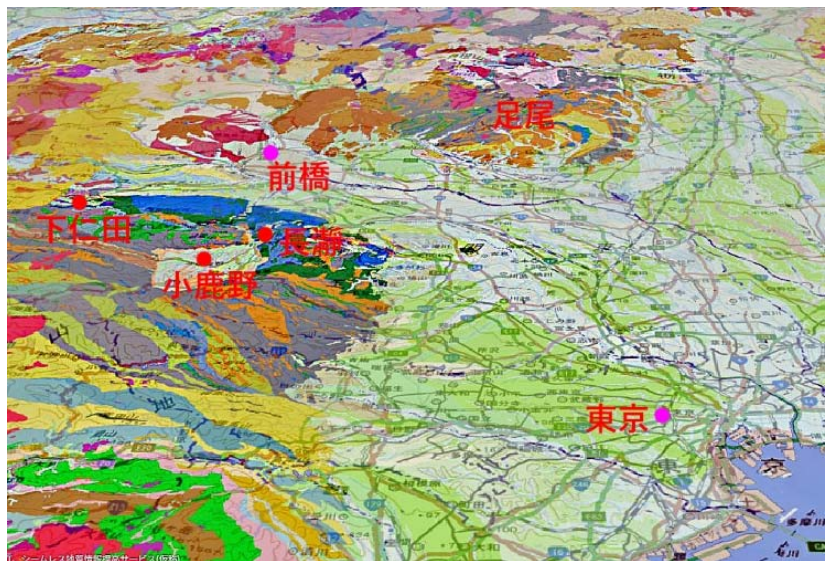


図1 関東地方の地形と地質（磯崎ほか，2025）



今回主に訪れたのは、下仁田地域、長瀬、小鹿野地域である（図3）。図中の和銅遺跡は、かつては日本最古の貨幣とされた「和同開珎」ゆかりとされるところであるが、はっきりとした根拠がないとされるため、訪れなかった。

図3 主な見学ポイント→
地理院地図に加筆



（2）三波川帯、御荷鉾帯と秩父帯

2-1) 三波川帯

三波川帯は九州佐賀ノ関から四国、紀伊半島、中部地方を経て関東山地まで連続しており、愛知県では新城市・豊橋市などに分布している。三波川帯の主体となる三波川変成岩は海洋底に堆積した地層がプレートの沈みにより、地下 20～30km 以上の深さの高い圧力により地層が変成した低温高压型変成岩で、秩父帯の一部も含めて一連の三波川変成作用を受けている。原岩の堆積年代が白亜紀後期で、K-Ar 年代からは、白亜紀末に変成場（変成作用を受けた地下深部）から地表近くに上昇したと考えられる。地表まで上昇した原因はよくわかっていない。三波川帯に分布する変成岩類は、三波川結晶片岩類（三波川ユニットともよぶ）と御荷鉾緑色岩類（御荷鉾帯、御荷鉾ユニットともよぶ）に区分されている（御荷鉾緑色岩類を三波川変成岩に含める考えもある）。三波川ユニットを構成する三波川結晶片岩類は、泥質片岩を主体に、砂質片岩・苦鉄質片岩及び石英片岩を、またまれに石灰質片岩を挟んでいる。これらの結晶片岩類は曹長石の斑状変晶を含む点紋片岩（変成作用によってできた斜長石のおおきな結晶を伴う岩石で、比較的変成度の高い、高压変成作用をうけてできる）とこれを含まない無点紋片岩に区分でき、両者の境界は漸移的である。三波川結晶片岩の代表的なジオサイトに三波石峡があり、三波川結晶片岩を深く侵食している。三波石峡は埼玉県児玉郡神川町矢納（旧神泉町矢納）の群馬県境を流れる神流川の下久保ダム下流から矢納橋まで約 2km の溪谷で、1957 年国指定名勝・天然記念物「三波石峡」となっている。「三波石」の名の由来は諸説ある。



図4 三波川変成岩 （三波石峡で撮影）

三波川ユニットと御荷鉾ユニットは、南傾斜の低角断層で境され、三波川ユニットが御荷鉾ユニットの構造的な下位（見た目では下位にある）を占める。両ユニットは共通した正立褶曲構造（褶曲軸面がほぼ鉛直な褶曲構造）をなし、また全体として緩やかな地質構造である。関東山地の三波川変成岩では 53–84 Ma という K-Ar 年代が得られており、

高温の北部ユニットからより低温の南部ユニットに向かって年代が古くなる傾向を示している。三波川変成岩の原岩の堆積年代が白亜紀後期であること、構造的上位に向かって古くなる傾向は K-Ar 年代と調和的である。この結果は、関東山地における三波川帯の年代の傾向（構造的上位ほど古い）とは逆の結果となっている。

2-2) 御荷鉾帯

御荷鉾帯は三波川帯の南方に分布しており、結晶片岩から構成される三波川ユニットの構造的上位（見た目で上位）に断層で境する緑色岩主体の地帯である。三波川帯や御荷鉾帯の名称は、群馬県内の地名に由来しており、御荷鉾帯は御荷鉾山からとられた。御荷鉾山は群馬県藤岡市と万場町との境界の東御荷鉾山（標高 1246.0m）と、西御荷鉾山（標高 1286.2m）からなる。御荷鉾山系の地質は、西部がジュラ紀の付加帯である秩父帯、東部が白亜紀の変成岩帯である三波川帯であり、その境界に御荷鉾層が位置する。御荷鉾緑色岩類は、御荷鉾緑色岩類(御荷鉾ユニット上部)と、その下位の、御荷鉾緑色岩類及び超苦鉄質岩の小岩体を含む泥質片岩(御荷鉾ユニット下部)からなる。御荷鉾ユニット下部の泥質片岩は、三波川変成岩類と御荷鉾緑色岩類が層面片理形成前に構造的に接触した際、御荷鉾緑色岩類下底部に形成されたメラングジュといわれる。御荷鉾ユニット上部の御荷鉾緑色岩類は、玄武岩溶岩・ドレライト・ハイアロクラスタイト及び火山性碎屑岩からなり、超苦鉄質岩及び斑れい岩を伴っている。また、泥質片岩・石英片岩及び石灰質片岩を挟む。御荷鉾帯の原岩の玄武岩や斑れい岩は、海底の玄武岩類が崩壊した際の破砕片が堆積して形成されたある種の堆積岩類と考えられている。関東山地の御荷鉾緑色岩類は、ジルコンの U-Pb 年代測定により、約 1.6 億年前（後期ジュラ紀）に形成された事が知られ、化学組成については、中央海嶺玄武岩的な組成を示す。御荷鉾帯の由来となった西御荷鉾山西方の赤色頁岩から後期ジュラ紀の放散虫が報告されている。このことから、御荷鉾帯の形成は後期ジュラ紀以前であると考えられており、上記の三波川ユニットのジルコン年代から推定されている原岩の堆積年代（後期白亜紀）とは明らかな年代差があり、前期白亜紀に付加した御荷鉾帯はむしろ秩父帯北帯の付加年代に近い。このことは、東方の御荷鉾緑色岩と秩父帯チャートとが整合関係の露頭も見られることから支持される。なお、地層名が「みかぶ」で地名である「みかぼ」と異なるのは最初に命名した小藤文次郎が地名を読み違えたことによる（図 5）。

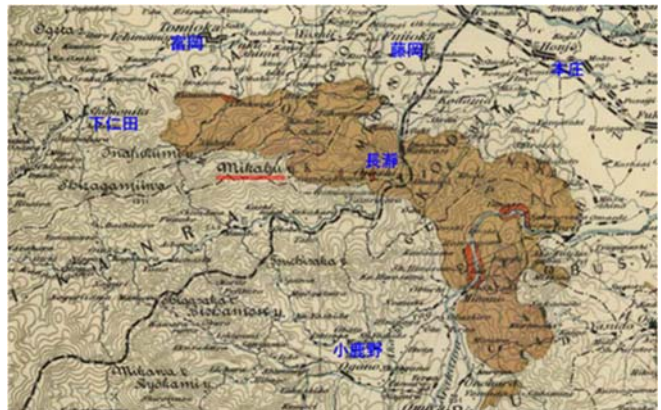


図 5 御荷鉾を Mikabu と記した地質図 (Koto, 1988)

2-3) 秩父北帯

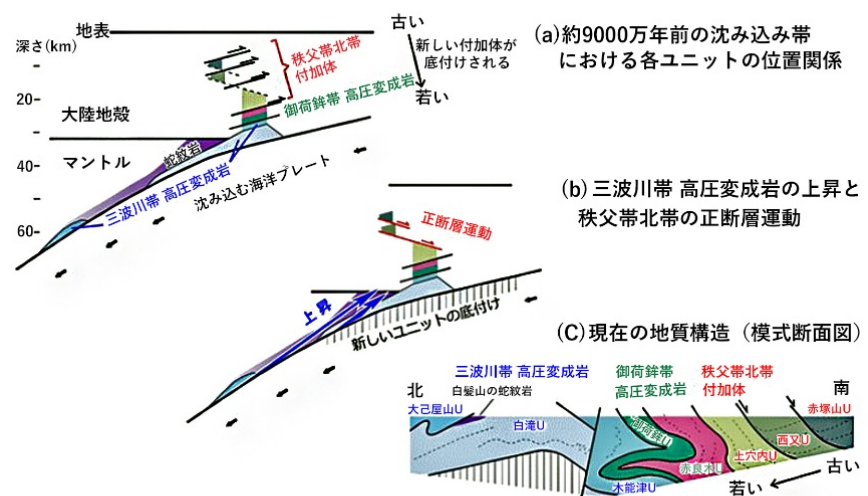
関東山地の秩父帯は、山中地溝帯（後述）の白亜系の分布を境に北帯と南帯に区分されており、北帯の北側は三波川帯と接し、南帯の南側は仏像構造線を境に四万十帯と接している。西南日本全体としては、東西方向の断層によって 3 つの地帯に区分され、それぞれ北から順に北帯、中帯（黒瀬川帯）、南帯（三宝山帯）と呼ばれる。秩父盆地を取り巻く秩父帯は、盆地北部と南東部に広く秩父帯北帯の岩体が分布し、南西部のみに秩父帯南帯の岩体が分布する。秩父盆地を取り巻く秩父帯北帯は、年代的に古い方から蛇木ユニット（前期ジュラ紀）、上吉田ユニット（中期ジュラ紀）、柏木ユニット（後

期ジュラ紀-前期白亜紀)に大きく区分されている。秩父帯北帯は大部分がメランジュを構成しており、大小様々な緑色岩、チャート、石灰岩がブロックないしはレンズを構成する。いずれも海底で生成したもので、これらの岩石の相互関係や、含まれている化石からみて、ジュラ紀の海底でおもに泥質堆積物ができているときに、古生代後期(石炭紀～ペルム紀)の石灰岩や、三畳紀のチャートの岩塊がまざりこんだと考えられている。愛知県では、豊橋市(石巻山、嵩山、元坂峠など)、田原市(日出の石門、蔵王山など)付近に分布する。

2-4) 秩父帯・三波川帯・御荷鉾帯の関係

日本の地質構造区分では、プレートによって運ばれた地質体は、現在の太平洋側から順に付加し古い付加体の下側に順に付加していくと考えられている。前述のように地質体の形成年代は古い方から秩父帯、御荷鉾帯、三波川帯で、この順に北側から付加したことになる。ところが、日本列島では一般的に北側から三波川帯、御荷鉾帯、秩父帯と並んでいる。この理由について、明快な解釈は見当たらないが、高知県北部の本山周辺の地質の報告「5万分の1地質図本山」(産総研)にある解釈が紹介されている(図6)。本山地域には、約2億年前以降のジュラ紀の付加体が分布しており、秩父帯北帯、御荷鉾帯(ジュラ紀末期または白亜紀前期に付加)、約9000万年前の後期白亜紀の三波川帯に分けられている。

図6に基づく説明では以下のようになる。図6(a)は北傾斜の衝上断層として、秩父帯、御荷鉾帯、三波川帯と順に付加した後の沈み込み帯での元の位置関係を示しており、三



本山地域の地質の成り立ち

図6 本山地域の地質構造発達史(URL1に加筆)

波川帯の高压型変成岩が上昇を開始する直前の様子である。約9000万年前以降に三波川帯や御荷鉾帯の高压変成岩がプレート沈み込み境界の深部から褶曲を伴いながら上昇し、その上方にあった秩父帯北帯の付加体が正断層運動により南方へ移動し(図6(b))、現在のような地質構造になったと考えられる(図6(c))。

秩父帯北帯のジュラ紀付加体は、三波川変成作用を被った部分と、正断層運動により南方に相対移動した非変成部からなる。三波川帯の高压型変成岩の初期の上昇と底付けによる地殻の肥厚化がこの正断層運動を引き起こした可能性があり、断層活動時期の検討が必要といわれる。

三波川変成作用を被っていることから、御荷鉾帯は三波川帯に帰属するとされているが、秩父帯北帯に属するという考えもある。前述のように三波川帯と御荷鉾帯との間に付加年代の違いがあること、御荷鉾緑色岩類と、秩父帯構成岩類との境界は、整合と断層の両方の関係が認められるなどから提唱されている。

(3) 埼玉県長瀬地域の地質－日本の地質学発祥の地

埼玉県秩父地域は、1878年にナウマンが長瀬を地質調査し、翌年に小藤文次郎が卒業研究で下仁田から長瀬にかけて調査した（図5）。それ以来、長瀬は日本地質学発祥の地と呼ばれるようになった。長瀬にある埼玉県立自然の博物館前には「日本地質学発祥の地」という石碑が建っている（図9）。1916年には宮沢賢治が地質見学旅行に訪れている。長瀬は埼玉県の石である「片岩」、埼玉県の鉱物である「スティルプノメレン」が見られるジオサイトである。

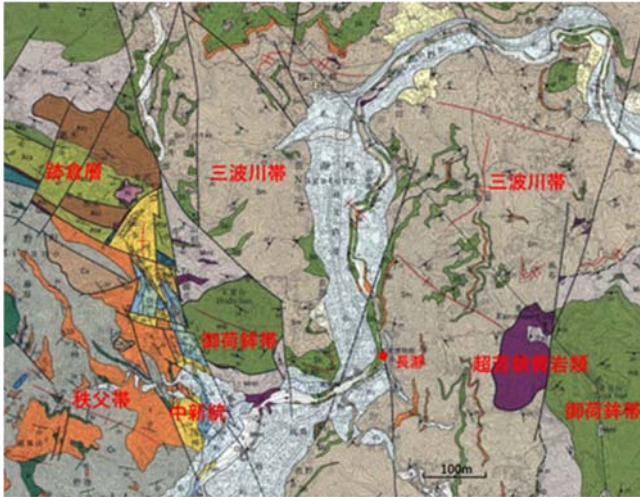


図7 長瀬地域の地質（産総研地質図Naviの一部に加筆）

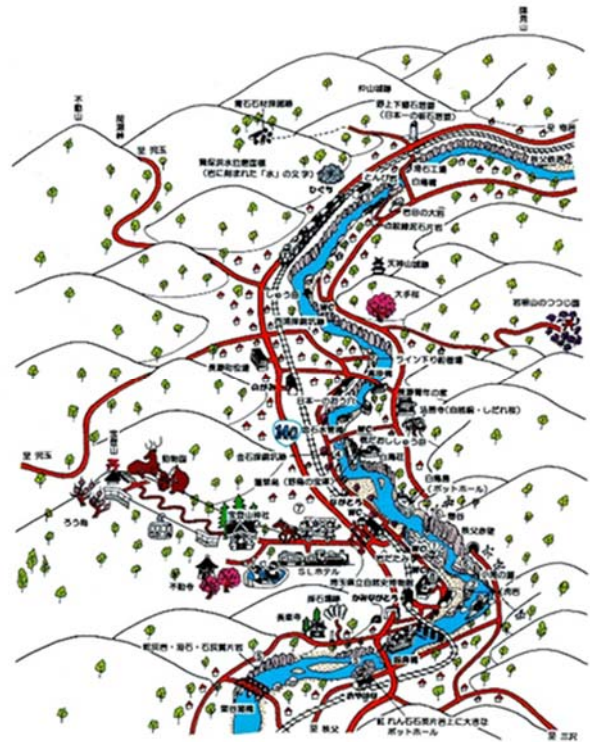


図8 長瀬地域の案内図（堀口，2002）

←図9 「日本地質学発祥の地」の石碑

◎POINT1 埼玉県立自然の博物館

この博物館は1921年、秩父鉄道が長瀬に「鑛物植物標本陳列所」を開設したことに始まる。1949年に秩父鉄道が運営する「秩父自然科学博物館」となり、1981年には県立となって「埼玉県立自然史博物館」、そして2006年には「埼玉県立自然の博物館」に再編改修された。自然科学博物館時代と自然史博物館時代に訪れた時は、現在、埼玉県の化石となっている「パレオパラドキシア」の化石が目玉であった気がする。大野原標本（図11）や般若標本と呼ばれるものが展示されている。パレオパラドキシアは約2300万年～約1200万年前まで生きていた哺乳類（束注目）で、秩父盆地から2体の全身骨格を含む8標本が発見され、うち6標本が国の天然記念物に指定されている。埼玉県立自然の博物館では「歩き」「泳ぎ」「食べ物をあさる」3体を骨格復元模型群像として展示している（図10）。実物化石による骨格復元が展示されている般若標本は1981年奈倉層の採石場から、坂本道夫氏が秩父盆

地内から2体目の骨格化石を発見したものである。体幹部（胴体）がほとんどすべてそろい首や頭は欠いており、化石骨の表面にはメジロザメの歯が刺さり、さらに着生間もないフジツボもついていたそうである。2022年6月に岐阜県瑞浪市釜戸町の土岐川河原でパレオパラドキシアの化石（約1200万年前：属・種未定）見つかり、瑞浪化石博物館で展示されている。実物の化石は頭の骨がほぼ完全に残り、背骨も首から腰までつながった保存のよい状態である。



図10 「歩き」「泳ぎ」「食べ物をあさる」の骨格復元模型群像



図11 パレオパラドキシア（大野原標本）
奥に半分切れているものが般若標本

◎POINT2 岩畳と虎岩

○岩畳

埼玉県立自然の博物館近くの川原には黒い泥質片岩や緑色の苦鉄質片岩などの結晶片岩の平らな岩場が見られる。結晶片岩のほぼ水平になった片理の方向に侵食を受けて平坦になった岩石段丘で、岩畳と呼ばれる（図12）。前述したように三波川結晶片岩は石炭紀からジュラ紀（約3.5億年前～1.5億年前）に海底に堆積した岩石や地層が白亜紀（約1億年前）に地下20～30kmの深さに沈み込んで、200～300°の温度と数千気圧の圧力を受けたと考えられている。その後、隆起して、荒川の侵食を受けた。荒川の対岸には茶褐色の岩壁が見られ、赤壁と呼ばれる（図13）。博物館の川側の駐車場には宮沢賢治の歌碑がある。



図12 岩畳



図13 赤壁

○虎岩

埼玉県立自然の博物館から川に向かって歩いていくと川岸近くに虎岩とよばれる茶褐色と白の縞模様が見られる岩塊が緑色片岩の間に見られる。この岩は茶褐色のスティルプノメレン*という鉱物と白色の長石や石英などが重なって縞模様をつくっている「スティルプノメレン片岩」と呼ばれる。折り畳まれるように褶曲しており、トラの毛皮のような模様に見えることから虎岩と名付けられた。1916年の地質巡検の際に長瀬を訪れた宮沢賢治が、虎岩を見て博多帯になぞらえ『つくづく「粋なもやうの博多帯」荒川ぎしの片岩のいろ』という歌を詠ったといわれている。



図 14 虎岩

縞模様を横断するような（垂直に）白い鉱物は方解石で、地上に上がってくる途中でできた割れ目に入ったものと考えられている。スティルプノメレン片岩には金色に輝く正六面体の黄鉄鉱の結晶が見られ、肉眼でもわかるといわれるが見いだせなかった。博物館の方にお聞きすると、近年虎岩は汚れて見にくいだろうとのことである。

※スティルプノメレン stilpnomelane

結晶構造上は、滑石に関係ある鉄に富むケイ酸塩らしく、化学式は未確定 $((K, Ca)_{0-1}(Fe, Mg, Al)_7-8Si_8O_{23-24}(OH)_4 \cdot 2-4H_2O)$ 。化学組成は鉄に富む緑泥石に似ているが、酸化鉄に富むものと三酸化二鉄に富むものがある。光学的性質は黒雲母とよく似ており、肉眼での両者の区別はむずかしい。鉄鉱床に伴う鉱物として古くから知られていた。緑色片岩相や藍閃石片岩相に属する低温の変成岩中にかなりよく含まれる。緑簾石、緑泥石、石英などを伴うほか、しばしば磁鉄鉱、赤鉄鉱、黄鉄鉱からなる層状鉄鉱床中にもみられる。また変成層状マンガン鉱床からはマンガンを富むものが産する。そのほか、スカルンから方解石、灰鉄ざくろ石などに伴って産する。徳島県三好市山城町小歩危付近にりっぱなスティルプノメレン片岩がみられる。緑色系統のものは第一鉄を多く含み、褐色系統のものは第二鉄を多く含む。名称は、黒く輝くという意味のギリシア語に由来する。この岩石は中央海嶺などでの熱水活動に伴って形成された特殊な組成の岩石が元になってできた変成岩という考えもある。長瀬周辺ではピンク色の紅簾石、褐色のスティルプノメレン、黒色の石墨、濃緑色の緑泥石、黄緑色の緑簾石、光沢のある白色の絹雲母など多くの種類の鉱物を産することが知られている。

また、三波川結晶片岩に貫入する蛇紋岩の周囲には滑石が見られ、かつては採掘されていた。秩父鉄道樋口駅上流の荒川河床では蛇紋岩中のドロマイト脈中に淡緑色半透明の葉片状結晶の集合体として滑石が産出する。滑石細工は長瀬観光の土産物になっていた。ドロマイト脈中から自然金も報告されている。秩父鉄道の樋口駅から上長瀬駅間の荒川岸で砂金を採集できる。その一部は蛇紋岩由来かもしれない。また、長瀬から上流約 50km には秩父鉱山があり、その大黒鉱床から閃亜鉛鉱に伴うひも状自然金を産出し、「糸金」「ひげ金」と呼ばれた。ここから由来したものかもしれないと考えられている。さらに、長瀬北方の神川町二ノ宮からは、愛知県新城市の中宇利鉱山から産出することで有名な中宇利石も報告されている。

長瀬付近は、金山・金崎・金沢・金石・金ヶ岳・金尾など「金」の名のつく地名が多い。この「金」は

銅を示し、『^{しよくにほんぎ}続日本紀』に「武蔵国秩父郡」より「^{おのずからになれるにぎあかがね}自然作成和銅」が朝廷に献上され、元号が和銅に改元されたという記載がある。その産出地として有名なのは秩父市黒谷であるが、総合調査の結果からも積極的な証拠は見つかっていない。一方、長瀬地域は自然銅の産出が確認されており坑道が存在するとともに、自然銅の標本も数多く存在する。三波川帯には一般的に層状含銅硫化鉄鉱床が存在するが、長瀬地域では、含銅硫化鉄鉱床の規模は非常に小さい。これとは別に赤銅鉱や孔雀石を伴う自然銅が、奈良沢、金石（長瀬蓬来島対岸）および岩畳付近で確認されている。埼玉県立自然の博物館には、長瀬地域産銅鉱物標本も収蔵されている。

（４）群馬県下仁田地域の地質－三波川変成岩に載るナップ

4-A ナップ・クリッペ・フェンスター（Window）

下仁田地域にはナップ・クリッペ・フェンスターと呼ばれる地質構造がみられる。衝上断層 Thrust fault は、断層角（断層面と水平面のなす角度）が 45 度以下の逆断層である。逆断層による地層のずれが大きいと、本来、下にあるはずの古い地層や岩体が、新しい地層を覆うことがあり、これをナップという（図 15）。ナップは、大陸衝突帯や、活発な沈み込み帯の上にあるプレート上で形成されることが多い。ナップは、テーブルクロスを意味するフランス語に由来し、しわくちゃのテーブルクロスがテーブルの上に広げられている様子を暗示しており、ヨーロッパ アルプスなどの主要な地質構造である。クリッペは、ナップの孤立した塊で、ナップが侵食されて、取り残されたものである。また、ナップが河川などで浸食されて、下位の新しい地層が下から顔を出したものをフェンスター（地窓：最近ではウィンドウとよぶことが多い）と呼ぶ（図 16）。

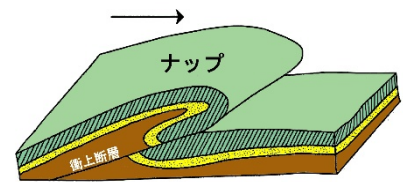


図 15 衝上断層とナップ



図 16 ナップ・クリッペ・フェンスター（産総研地調 HP）

日本初のナップが発見されたのは滋賀・岐阜県境の伊吹山である。小藤（1910）はその模式断面図を示し（図 17）、「伊吹山麓の」川底の硬砂岩が東西に走り直立し…山腹以上は厚き石灰岩が平層を為しつつ被覆し、両者の境界の特種の石灰岩は地層が乗り掛かり横滑りした時の摩擦破碎物の如き観あり…これを予は伊吹山の押しこみ構造（overthrust）と名づけり。かくの如き例は本邦に於いてその記事をいまだ知らず。」と述べている。中国地方の秋吉台石灰岩のフズリナ化石を研究した小澤（1923）は広域的な地層の逆転を発見（帰り水）した。そして、秋吉に続き飛騨山地（藤本, 1930）、滋賀県伊吹山（関, 1939）、滋賀県霊仙山（瀧本, 1936）、岡山県大賀（張, 1939：大賀の押被）等で衝上断層が報告された。

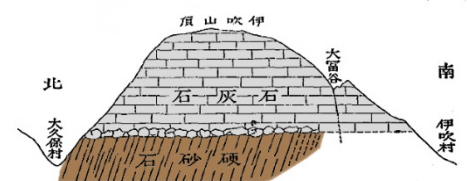


図 17 伊吹山の構造（小藤, 1910）

4-B 下仁田の地質－跡倉ナップ

下仁田ネギ、下仁田こんにゃくの産地でも有名な群馬県^{かんらぐんしもにたまち}甘楽郡下仁田町ではいくつかのクリッペやフェンスターがよく観察できるジオサイトである（図 23～図 25）。また、町の北部から西部の長野県境にかけて、妙義荒船佐久高原国定公園が広がり、妙義山や荒船山がある。

藤本ほか（1953）は下仁田地域の三波川帯の上の石英閃緑岩とそれに伴われるホルンフェルスや^{あとくら}跡倉層（現在、地名は「あとぐら」と読む）をクリッペと考え5つのクリッペ（跡倉クリッペ群）を提唱した。各クリッペは顕著な街上断層をもって、三波川帯（主に御荷鉾緑色岩類）の上に乗っている。跡倉ナツプは、白亜紀の跡倉層、ペルム紀石英閃緑岩とホルンフェルスおよび白亜紀石英閃緑岩から構成される。下仁田町の河床で跡倉層にホルンフェルスが押し被せ断層でかさなる露頭が報告され、跡倉ナツプのさらに構造的上位にペルム紀の花崗閃緑岩とホルンフェルスで構成される金勝山ナツプが重なっていると考えられている。塊状砂岩、砂岩泥岩互層よりなる地層を跡倉層（東部ではクリッペとして存在）、礫岩部から礫を含む塊状のアルコース質砂岩までを跡倉礫岩と呼ぶ。跡倉層に移化している。侵食に強く大崩山、御岳のように突出した山体を構成する。露頭では緑色を帯びており礫と基質の間が不明瞭なところがある。礫種は花崗岩類、閃緑岩類、凝灰岩、チャート、石灰岩、砂岩、泥岩などである。円磨度は高く、最大径は50cmである。基質はアルコース質砂岩で、石英、斜長石、カリ長石、緑簾石などのほか、ザクロ石、黒雲母ホルンフェルスの岩片や角閃岩の岩片が観察される（図26）。「跡倉クリッペ」は、西南日本外帯の緑色岩類、秩父帯北帯のジュラ紀～白亜紀付加体の構造的上位に重なり、白亜系跡倉層および白亜紀花崗岩類・変成岩類、さらにペルム紀花崗岩類・ホルンフェルスから構成される。近年では跡倉層の砂岩には大陸起源を示す碎屑性ジルコンが含まれることが分かってきており、白亜紀～新生代新第三紀の間の大陸縁辺部の沈み込みによる圧縮作用によって大陸側から海側の付加体に構造的上位にのし上げられた地質体が跡倉ナツプであると推定されている。外帯と内帯を分ける東西性の大北野-岩山線（後述）は、中央構造線の一部とされている。内帯の構造的上位には異地性岩塊は確認されていない。地域の北西から西部には、新第三紀中新世末から更新世の火山岩類が分布し、基盤岩と断層関係で接することから、陥没盆地を埋めるようなカルデラを伴う火山活動があったとされている。地域の中心部～東部にかけての流域には、南部の関東山地の隆起にともなう非対称段丘が発達している。ナツプが侵食によってそれぞれが孤立した山々（クリッペ）になったとされ、麓に存在する水平に近い衝上断層の破碎帯が侵食されやすいため、独特の突出した山となり、限られた日照量の中で土壤中に山の転石が点在しても育つ^{こうぞ}楮やこんにゃくの栽培を行ってきた。

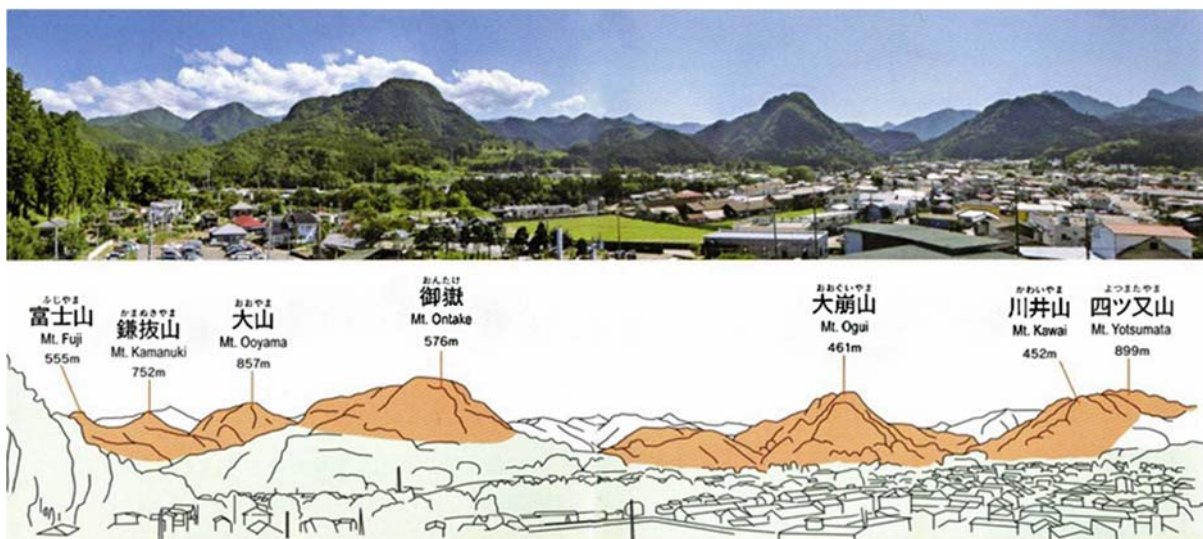
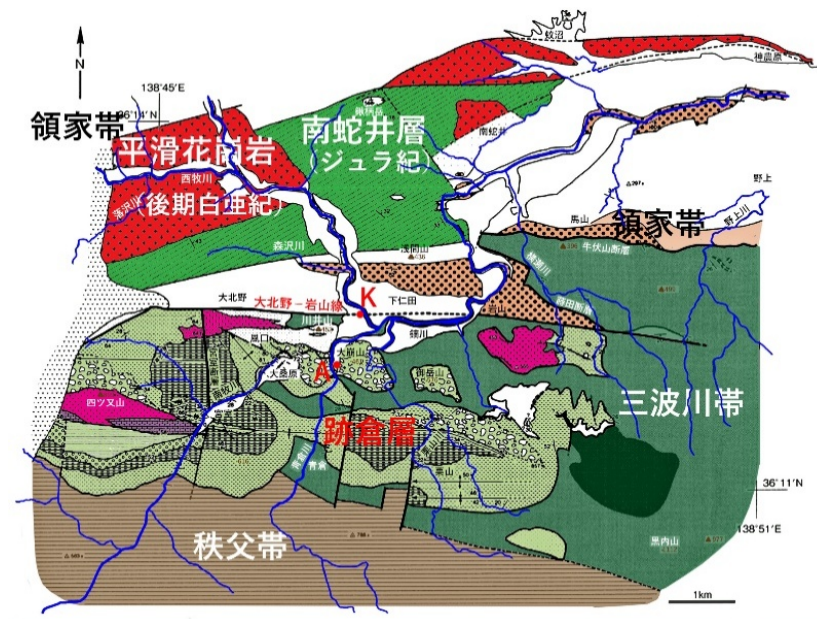


図18 跡倉クリッペ（下仁田町自然史館リーフレット）



←図 19 下仁田地域の地質図

(日本地質学会, 2008 に加筆)

図 18 は北側から見た図のため, 図 19 とは左右が逆になっている。

図 20 は御岳山 (A の東方) を通るほぼ南北断面図
(小林ほか, 2002 に加色)

三波川帯上にほぼ水平に跡倉層が載っている (ナップ)。この両者の境が衝上断層である。

A : 跡倉

K : 川井



←図 20 南北断面図



図 21 跡倉付近のポイント位置図



図 22 川井付近のポイント位置図

◎POINT3 断層すべり面

下仁田町自然史館 (旧青倉小学校) 前の青倉川右岸に跡倉押かぶせ断層が見られる (図 23)。露頭は高さ約 5 m, 長さ約 30m で左岸側からもある程度観察できる (自然史館駐車場前から川に向かって降りる細道があり, 左岸側に降りる)。右岸にわたるのは困難ではないが, 通常は禁止されているとのことで, 直接露頭に触れることはできなかった。案内板やリーフレットなどに記載されたものによれ



図 23 POINT3 跡倉押かぶせ断層

ば、上盤は跡倉層の砂岩泥岩であり、下盤は御荷鉾緑色岩類である。上盤の跡倉層の砂岩や泥岩の下面には、断層運動の擦痕がある。Kobayashi (1996) によると、上盤をなす跡倉層基底部のカタクレーサイトから上盤が西へ、次に下盤の御荷鉾緑色岩の破碎帯から上盤が北西へ移動したと読み取れ、そして、最後に断層境界面上盤基底部の条線方向からは上盤が北へ移動したと読み取れる。つまり、移動方向が時計回りに 90° 回転したことを示している。

◎POINT4 ウィンドウ（フェンスター）

POINT3 から青倉川の川に沿って下流に向かっていくと、クリッペが削りとられて断層の下御荷鉾帯の緑色片岩が顔をのぞかせている。これがフェンスターと呼ばれる（最近ではウィンドウとよぶことが多い）。図 24 の上側の褶曲した地層は跡倉層の砂岩層である。対岸は渡りにくい右側の大きく丸い岩塊に見えるのがクリッペをつくる岩石で、下位（風化を受けている）が御荷鉾帯である。



図 24 フェンスター（左岸側）



図 25 フェンスター（左岸側）

POINT5 長源寺橋 跡倉礫岩

長源寺橋の北詰から南牧川の川原の礫岩の上に降りることができる。これが跡倉礫岩で、花崗岩や花崗閃緑岩の礫が目立つ。チャート・グレイワック砂岩・泥岩・輝緑凝灰岩・石灰岩などが部分的に密集する。堆積岩か特殊な火成岩かで議論を呼んだが、現在は礫岩が強い圧力を受けて圧砕され、複雑な岩石になったと考えられている。跡倉礫岩は跡倉層の基底礫岩である。長源寺橋からその上流にかけて、東西約 600m の間の南牧川河床に最もよく露出している。



図 26 跡倉礫岩 長源寺橋

POINT6 川井の断層－下仁田層と大北野-岩山線

仲町にある町営無料駐車場に駐車して諏訪神社を目指して歩く。下仁田小学校の手前に案内板があり左に鍋川の河原に降りる道がある。鍋川流域河床には、新第三紀中新世下仁田層の砂岩層が分布している。下仁田層の細粒砂岩中に *Mytilus tichanovitchi* の密集層が見られる。(図 27)。化石の採集は禁止されているが、*Glycymeris*, *Lucinoma*, *Dosinia* などの貝類も報告されている。また、下仁田層

泥岩層から前期中新世の N7 帯（約 1700 万年前）を示す浮遊性有孔虫化石が産出している。川の下流には御荷銓緑色岩類が露出しており、対岸（右岸）に東西方向に走る大北野-岩山線の露頭が見られる（図 28）。断層の北側に分布する地質体は西南日本内帯の東方延長であると考え、大北野-岩山線が中央構造線と考えられている。

下仁田小学校へ向かい八千代橋を渡り、善福寺を回り込んだところに案内板があり河原に降りる道がある。河原に降りたところの露頭で、御荷銓帯と断層で接する下仁田層が見られる（図 29）。ここが川井の断層と呼ばれる大北野-岩山線である。境界は風化を受けはっきりしない。



図 27 下仁田層の *Mytilus* の密集層



図 28 大北野-岩山線（左岸から）



図 29 大北野-岩山線（左岸から）

POINT7 青岩公園

南牧川と鐺川の合流地点の川岸にあり、海底火山の噴出物由来の御荷銓緑色岩が広がっている。

POINT8 下仁田町自然史館



図 30 下仁田自然史館



図 31 下仁田自然史館展示（青倉の石灰岩）

旧青倉小学校を利用した下仁田ジオパークの拠点展示施設で、教室を利用し大地の生い立ちに関する地質標本や人と大地の繋がりを紹介した展示をおこなっている。一方で下仁田自然学校の活動拠点施設にもなっており、寄贈された地質図書の集積や岩石研磨室の管理のほか、外部研究者の活動支援もおこなっている。下仁田町自然史館の活動は下仁田自然学校が1999年に創立したところから始まり、資料収集や普及活動、研究活動がおこなわれていた。2010年より町営の展示施設としての機能が加わり、手作りではあるが、それまでの収集した資料をもとに、下仁田の大地の生い立ちを紹介した展示室が整備された。また、2017年からは、地域の研究活動の実績を収集した「下仁田町自然史館研究報告」も毎年刊行している。

（５）妙義山－新生代の火山活動

長野県佐久盆地から上信越自動車道を東へ、軽井沢を過ぎたころ（碓氷峠の南方）からごつごつした山が見られ、横川SAからは妙義山系が見られる（図32）。妙義山は、群馬県甘楽郡下仁田町・富岡市・安中市の境界に位置する山で、「表妙義」、「裏妙義」と呼ばれるいくつものピークから成り、妙義山系全体の最高峰は谷急山（1,162.1m）である。妙義山は、赤城山、榛名山とともに上毛三山とも呼ばれる。妙義山はデイサイト溶岩、凝灰岩、礫岩で出来ており、海域であった妙義山一帯は約600万年前～約500万年前にかけて陸



図32 横川SAから見た妙義山

地となり、火山活動が始まったと考えられている。約500万年前～約200万年前には、マグマ活動によって「妙義カルデラ」が形成された。火山活動後、雨風によって侵食され、現在の急峻な地形がつくられた。陥没後に断層により、山体は大小さまざまなブロックに分かれ、切り立った崖や尖がった痩せ尾根がつくられた。

（６）埼玉県小鹿野地域の地質－秩父盆地新第三系

秩父盆地は秩父山地の北東部にあり一辺約12kmの正方形に近い。盆地内は新第三系中新統（秩父盆地層群）の厚さ5000mにも達する海成層からなり、主に砂岩、泥岩などで構成される。秩父盆地の新第三系は下位から彦久保層群、小鹿野町層群、秩父町層群、横瀬町層群、または、秩父盆地層群の彦久保層、小鹿野町層、秩父町層、横瀬町層とよばれ、文献によって異なる。これらの地層は、約1,700万年前～1,400万年前の海底に堆積したもので、地殻変動に伴う多様な堆積構造をもち、パレオパラドキシア、チチブクジラ、チチブサワラなどの化石を産する。この地層が秩父盆地に孤立して分布するのは、盆地を取り巻く山々を構成する基盤岩の差別的な隆起によるため、秩父盆地周縁部で不整合ないしは断層となっている。大きく見ると南東側が上位層となっている。彦久保層群はアルコース（花こう岩質砂岩）と礫岩の地層が、小鹿野町層は砂岩泥岩互層を主体とした地層でタービダイト（主に海底扇状地堆積物）、秩父町層は主に浅海成の砂岩-砂質シルト岩から構成され、盆地の東部と南部

に不淘汰角礫岩層が挟まれている。細粒砂岩中にはしばしば径 2 m 大の楕円形の石灰質団塊が配列しており、平面的に連続する層をなすこともある。横瀬町層は主に細粒砂岩で角礫岩と円礫岩を挟み細粒～粗粒砂岩に代わる。さらに上位は含礫砂岩となる。なお、図 34 の上横瀬層と平仁田層を合わせたものが横瀬層である。軟体動物化石が含まれ、主な化石は *Ostrea gravitesta*, *Macoma optiva*, *M. izurensis*, *M. arctata*, *Cultellus izumoensis* などであり、これらの化石から潮間帯～下部浅海帯の間で変化し、海域も狭くなってきたと考えられる。全体的には秩父町層と小鹿野町層の分布が広い。秩父町層下部の下半部は従来奈倉層と呼ばれており、カニの化石で知られている小鹿野町奈倉の崖をはじめ各所から豊富な貝化石を産する。上部では三波川結晶片岩の角礫を含む不淘汰角礫岩が特徴的に発達する。また、青灰色軽石質凝灰岩の薄層を頻繁に挟有し、鍵層となっている。砂質シルト岩は生物擾乱が顕著で貝化石とともにサメの歯やパレオパロドキシア *Paleoparadoxia* などの大型動物化石が多数産出している。小鹿野町層の層厚は最大で 2200m で、最下部に挟在する珪長質凝灰岩から FT 年代で $15.6 \pm 0.8\text{Ma}$ が報告されている。

◎Point9 おがの化石館

埼玉県秩父郡小鹿野町にはおがの化石館がある。

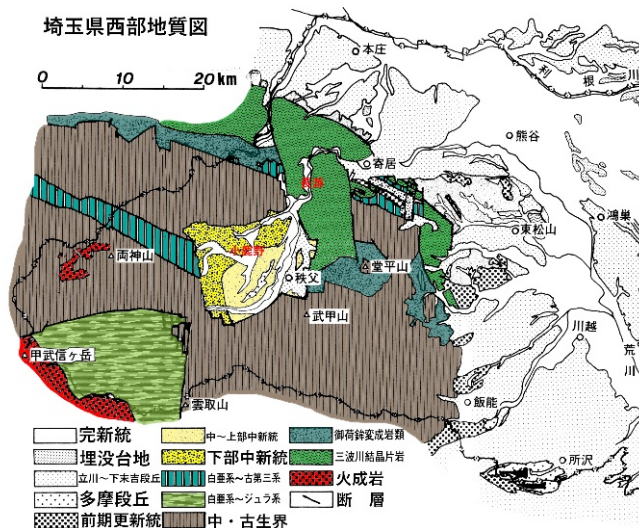


図 33 埼玉県西部地質図（堀口，1987 に加色）

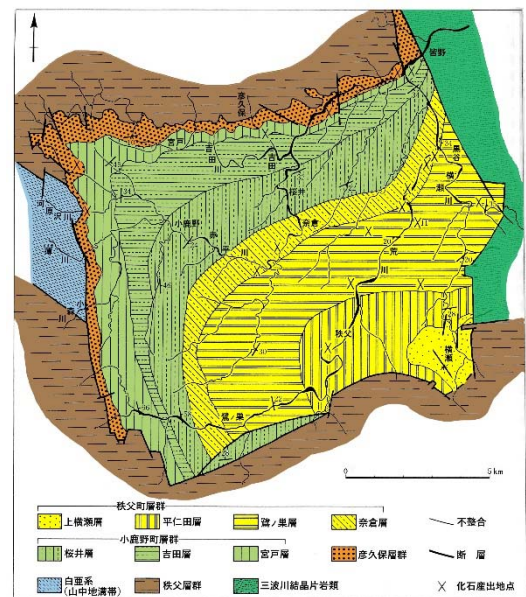


図 34 秩父盆地新第三系（日本地質学会，2008 に加色）

館内には近くで発掘されたパレオパラドキシアや新種として認定された「チチブサワラ（サワラ属の中でも最大級の種で2~3mもある巨大魚）」、「ようばけ」の地層から産出される蟹やウニ、貝の化石などをはじめ、町内外から産出の化石や世界の化石などが展示されている。化石館の入口には、彦久保層群富田層で採れた石灰質コンクリーションが飾られている（図36）。また、宮沢賢治が盛岡高等農林学校2年生の時に地質見学で小鹿野町を訪れた時に詠んだ短歌が親友の保阪嘉内に送ったはがきに書かれており、また翌年、秩父を訪れた嘉



図 35 ようばけ地域の地質（産総研地質図 Navi に加筆）

内が詠んだ短歌のそれぞれの歌碑が、化石館の屋外に建てられている。展示されているパレオパラドキシアの大野原標本は秩父市大野原の荒川右岸から 1972 年当時秩父農工高校生の堀口勉によって発見されたもので、頭骨をはじめ肋骨や背骨などからなり、1975 年と 1977 年に発掘された。般若標本のレプリカも展示されている（図 37）。2 階の外側通路からは「ようばけ」が観察でき、望遠鏡も置かれている。国天然記念物「古秩父湾堆積層及び海棲哺乳類化石群」のガイダンス施設として、埼玉県立自然の博物館、横瀬町歴史民俗資料館とともに位置づけられている。



図 36 おがの化石館と石灰質コンクリーション



図 37 パレオパラドキシア化石 般若標本（レプリカ）

◎POINT10 ようばけ

「ようばけ」とは夕陽が当たる崖のことで、高さは約 100 m、幅 400m の崖である（図 38）。崖の下半部の灰色の泥質砂岩はかつて奈倉層、上半部の粗い縞模様（一枚一枚の地層が厚い）の黒っぽい砂岩泥岩互層は鷺ノ巣層と呼ばれていたが、現在は秩父町層として一括されている。「ようばけ」は 1550 万年前の古秩父湾が水深 20m～200m まで浅くなった頃に暖流が流れ込んだ暖かな海底に堆積した地層で、パレオパラドキシア、チチブクジラ、サメ、ウミガメ等の脊椎動物化石や貝、カニ、ウニなどの化石を多く産出する。ようばけの北側には「はさみばけ」という崖もある。ようばけは現在も赤平



図 38 ようばけ 上部の黒っぽい部分が鷺ノ巣層と呼ばれていた部分で、下位の灰色部分が奈倉層と呼ばれていた部分。ここでは化石の採集は禁止されている。午前中のため陽が当たっていない。



図 39 河原に落ちていた奈倉層の転石
明灰色の砂質泥岩で細礫質である。
化石は見られなかった。

川の攻撃斜面にあるため侵食が進んでいるが、川面が下がって「はさみばけ」の崖からは川の流路が離れたため、はさみのような谷がそのまま残ったと考えられている。2016年に国天然記念物「古秩父湾堆積層及び海棲哺乳類化石群」に指定されている。

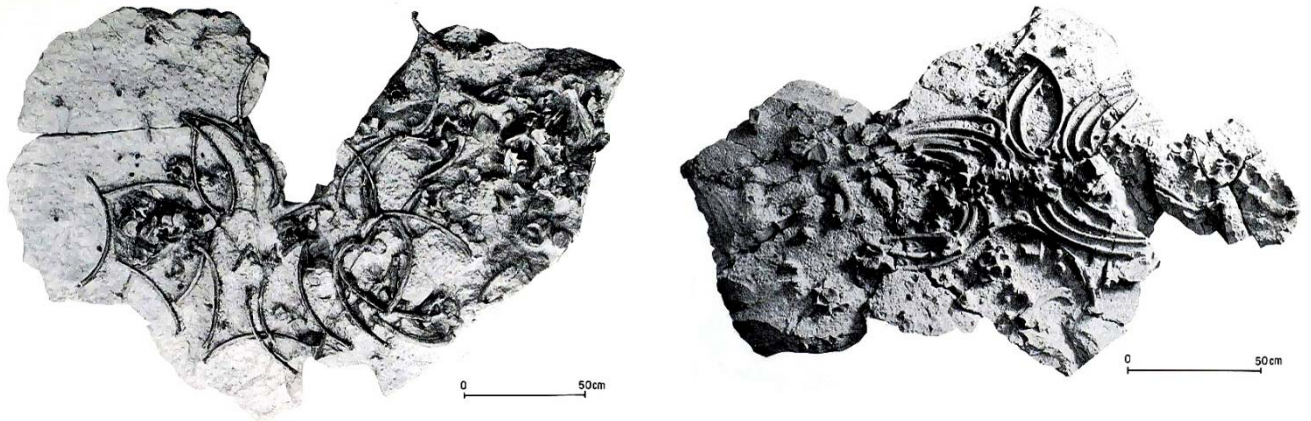


図 40 パレオパラドキシア 大野原標本 (坂本, 1983) 図 41 パレオパラドキシア 般若標本 (坂本, 1983)

(7) 山中地溝帯

秩父新第三系の分布地から西北西～東南東にのびる白亜紀前期の地層(下部白亜系)からなる凹地帯があり、^{さんちゅう}山中地溝帯と呼ばれてきた(図 31 では白亜系～古第三系と表示)。汽水域～浅海成の地層である。山中地溝帯は1890年に原田豊吉によって名付けられ、ここから群馬県^{たのぐん}多野郡^{かんなまち}の神流町^{うへのむら}、上野村を経て、長野県南佐久郡^{さくほまち}佐久穂町へと伸び、その総延長は約 40 kmにもおよぶ。現在は「地溝帯」という名称はふさわしくないということで「山中地域」・「山中層」などと表現されてきている。長野県と群馬県の県境に位置する十石峠付近には、下部白亜系碎屑岩類、南部秩父帯構成岩類および蛇紋岩が分布する(図 42)。十石峠への道は長野県側はよく整備されているが、群馬県側は道幅が狭く、以前通ったときはかなり悪路だった覚えがある。下部白亜系が北部秩父帯と南部秩父帯にはさまれて分布すること、周辺に分布する蛇紋岩が黒瀬川構造帯の延長と考えられていることより、十石峠周辺の下部白亜系は黒瀬川帯に相当すると考えられている。周辺は先白亜系の地層からなり、石炭紀からジュラ紀の化石を産出する。1953年に行われた神流町と埼玉県秩父市を結ぶ国道 299 号(当時は県道秩父―野沢線)の道路工事の際に露出した高さ約 12m、幅約 10mの岩壁(旧中里村)から漣痕(「瀬林の漣痕」)が見つかった。岩壁の左上に大きいくぼみが三つ、右下に小さなくぼみが斜めに連なっており、1985年、松川正樹によってそれが小型恐竜の足跡であると報告された。図 43 は 2003 年に撮影した



図 42 十石峠からの眺望



図 43 瀬林の漣痕と恐竜の足跡

ものであるが、現在は風化が進んでいると聞く。2003 年にはスピノサウルス科獣脚類恐竜と思われる歯の化石が発見されている。

参考・引用文献

- 遠藤俊祐, 2019, 5 万分の 1 地質図幅「本山」の紹介. GSJ 地質ニュース, 8 (12), 313-316.
- 藤本治義, 1930, 手取川流域に発見せる著しい衝上断層. 地質雑, 570-571.
- 藤本治義・渡部景隆・沢秀生, 1953, 関東山地北部の推し被せ構造秩父自然科学博物館研報, 3, 1-42.
- 堀口萬吉, 1987, 埼玉の自然をたずねて. 築地書館, 271 p.
- 堀口萬吉, 2002, 埼玉の自然をたずねて. 築地書館, 234p.
- 磯崎行雄ほか, 2025, 高等学校地学. 啓林館, 421 p.
- Kobayashi K., 1996, Rotation of slip direction of the Atokura Nappe viewed from micro-structural analyses of brittle shear zones in the Sambagawa belt, Southwest Japan. *Jour. Struct. Geol.*, 18, 563-571.
- 小林健太・新井宏嘉, 2002, 関東山地の跡倉・金勝山ナップと中央構造線. 日本地質学会第 109 年学術大会見学旅行案内書, 87-108.
- Koto, Bundjiro, 1888, On the so-called Crystalline Schists of Chichibu. *The Journal of the College of Science, Imperial University, Japan*, 2, 77-141.
- 小藤文次郎, 1910, 地質学上の見地に依る江濃地震 震災予防調査会報告. 69, 1-15.
- Kozima, Zyozi, 1944, On Stilpnomelane in Green-Schists in Japan. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, 20, 322-328.
- 牧本 博・竹内圭史(1992) 寄居地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136p
- 日本地質学会 (編), 2008, 日本地方地質誌 3 関東地方. 朝倉書店.
- 埼玉県立自然史博物館 (編), 2004, 埼玉の大地のふしぎ. 埼玉新聞社, 164p.
- 坂本 治, 1983, 秩父盆地産パレオパラドキシア骨格化石の産出について. 埼玉県立自然史博物館研報, 1, 17-26.
- 関 武夫, 1939, 伊吹山附近秩父系の層序及び構造に就て. 矢部記念論文集, 521-535.
- 瀧本 清, 1936 滋賀県犬上郡霊仙山附近の地質構造. 地球, 26 (1) 1-11.
- 田中耕平・坂本 治・原田一雄, 1965, 長瀬地域の変成岩 (1). 秩父自然科学博物館研報, 15, 19-25.
- 張麗旭, 1939, 岡山県川上郡大賀四近の地質特に大賀衝上について. 地質雑, 46, 294-295 (演旨).

URL1 : <https://tiisys.com/blog/2019/07/31/post-29918/5/>