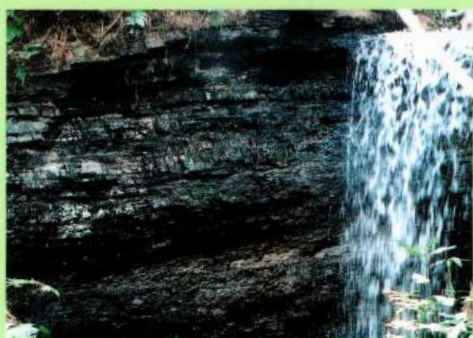


地学研究シリーズ第43号

茨城県内の地学巡検案内 I



2003年

茨城県高等学校教育研究会地学部

まえがき

地学研究シリーズの刊行が今回で第43号となりました。これまでの研究成果を振り返ると、県内各地の地質見学案内、茨城の地形発達(1・2)、茨城県の段丘、茨城の断層、茨城の地学教材写真集(Ⅰ露頭編、Ⅱ動物化石編、Ⅲ鉱物編、Ⅳ植物化石・微化石編)、地学の実験・実習、茨城の岩石と鉱物(Ⅰ・Ⅱ)茨城県沖の海況(Ⅰ・Ⅱ)、茨城県内のテフラ(Ⅰ・Ⅱ)、その他周年記念誌「茨城の地学教育」—40年の歩み—、—50年の歩み—など地学研究シリーズとして刊行してきました。ジャンルも地質見学案内あり、教材開発あり、研究報告ありと多彩で各年度の研究調査委員会の活躍ぶりが窺えます。それぞれの研究委員会や研究調査委員会には約10名の研究員が所属し、中には複数掛け持ちで参加している会員もいて情報交換も円滑かつ活発に行われております。

今回の第43号は、茨城県内の地学巡検案内Ⅰであります。過去には県単位で地質見学案内を出版社がとりまとめて発行していたこともあり、今回の巡検案内はそれらにマッチして大変役立つものと考えます。学校の授業や部活動は勿論、アマチュアで調査している方や親子で郷土の歴史を探究している方もおり、格好のガイドブックとなるものと確信しています。

今回刊行された研究委員のみなさんは、平成11年度総会時に発足以来13名の構成で、11年度から14年度にかけて10回の調査活動を行いました。対象地域は県北の阿武隈、奥久慈方面です。案内様式は、場所と地形図は左側に載せて見所と解説を加えました。右側には柱状図や写真、スケッチなどを載せました。特に露頭解説は具体的で、初めてその露頭現場に立ったときの不安感を払拭してくれることでしょう。

地学の調査に関しては、フィールドが中心であることもあって昔から「足で稼げ」を合い言葉に先輩から譲り受けてきました。露頭を求めて日数を重ね足繁く通うことで調査地域の研究が深くなってきたものであり、その地域の方々とも顔なじみになるくらいの回数通ったものであります。

私も若い頃研究調査委員の一人として阿武隈山地の地質について参加しました。余りよく分からないまま先輩の後について歩いたことが思い出されます。高萩北方古期岩類のゼノリスや竹貫変麻岩を追い求めたり、常磐炭田の露天掘りで厚さ5mほどの良質の石炭層に目を奪われた記憶などつい先日のごとく浮かび上がります。これがこの案内にも出てきますが、その他不整合や断層、タービダイトなどの地質構造・堆積相などの見所を紹介しています。

今回の研究成果が学校関係者ばかりでなく、多くの地域の方々の目に触れるところとなり、活用されることを願ってやみません。立派な案内書が出来たことによって自然の成り立ちに関する科学する心を養い、ますます理科好きな若者が育ってくれることを祈っております。

研究委員のみなさんのご労苦に感謝しつつ、今後も研究を継続して、近い将来には第Ⅱ集が刊行されることを期待しております。

茨城県高等学校教育研究会地学部長

一家 勇

茨城県内の地学巡検案内 I 目次

まえがき

目次

I 阿武隈・奥久慈地域の地質概説	1
1 阿武隈・奥久慈地域の地形	1
(1) 阿武隈地域	1
(2) 奥久慈地域	1
2 阿武隈・奥久慈地域の地質	1
(1) 阿武隈山地とその周辺	1
(2) 八溝山地・久慈山地とその周辺	4
II 巡検案内	7
全体図	7
II-1 太子町 金山	8
II-2 太子町 大沢口	10
II-3 山方町 小貫	12
II-4 水府村 上高倉, 坪	14
II-5 水府村 天下野, 西染	16
II-6 金砂郷町 下宮河内 ~ 山方町 西野内	18
II-7 水府村 小室, 出羽	22
II-8 常陸太田市 長谷	24
II-9 北茨城市 花園	26
II-10 北茨城市 長浜	28
II-11 北茨城市 中郷	30
II-12 日立市 久慈町	32
参考文献	34
あとがき	35

I 阿武隈・奥久慈地域の地質概説

1 阿武隈・奥久慈地域の地形

茨城県の北部から北西部にかけて、南北に阿武隈山地の南端部となる多賀山地の山々と、久慈山地、八溝山地の山々が連なり、この間に山田川、里川、久慈川とその流域の平地があります。八溝山は標高 1022m の県内最高峰です。

(1) 阿武隈地域

阿武隈山地は南北 200km、東西 50km におよぶ大きな山地です。本県には福島県境より常陸太田付近に至る阿武隈山地の南端があり、多賀山地ともいわれています。地形は一般的に、頂上部が比較的なだらかで、むしろ山麓部へいくほど急傾斜になっていて、全体として見るとドーム状の山地です。東西の断面図で見ると、いくつかの平坦面とその間にそびえるやや高い所、平坦面をとり囲む急斜面の 3 つの部分からなっていることがわかります。起伏の小さな平坦面が波状に広がる場所は古い花崗岩類で形成されており、地形が険しく標高差の大きなところは新しい花崗岩類や古生層で形成されている地域です。北部には花園山 (798m) や栄蔵山 (882m) などがあり、南部には高鈴山 (623m) や神峯山 (598m)、堅割山 (658m) などがありません。

(2) 奥久慈地域

久慈山地と、その西側の八溝山地に代表されます。久慈山地は一般に阿武隈山地や八溝山地に比べると 400～650m 程度の標高の低い山地ですが、最も起伏量の大きな山地です。中央を流れる山田川によって東西の山列に分けられ、東側は鍋足山 (524m)、東金砂山 (490m) などが並び、西側は男体山 (654m) を中心に月居山 (423m)、長福山 (496m)、武生山 (459m) などがありません。また久慈山地には棚倉破碎帯という大きな断層帯があり北北西—南南東方向の直線的な地形として確認できます。破碎帯の東縁は里川、西縁は山田川で境され、それぞれ東縁断層、西縁断層があり、本県では水府村や里美村を中心に断層や断層崖などがみられます。

八溝山地は南北約 100km にわたって連なり、北から八溝・鷲子・鶏足および筑波の 4 つの山塊にわけられます。最高峰は八溝山 (1022m) ですが、全体としては高度 500m 以下の開析の進んだ山地で、山塊のあいだには新第三系または第四系が切りこむように分布しています。

2 阿武隈・奥久慈地域の地質

(1) 阿武隈山地とその周辺

阿武隈山地の地質は、おもに片麻岩、結晶片岩などの変成岩類、花崗岩類、および古生層でできています。山地の東西両側には第三系の地層が分布しています。また、阿武隈山地から南に少し離れた那珂湊や大洗の海岸には中生界の地層もみられます。

阿武隈山地の古い変成岩類は、山地の中部から南部に分布している御斉所・竹貫変成岩類と日立古生層の西側に分布している西堂平変成岩類があります。御斉所・竹貫変成岩類はおもに結晶

片岩や片麻岩でできており、久慈郡里美村や北茨城市花園付近に分布しています。また西堂平変成岩類はおもに片麻岩でできています。この地域に分布している変成岩類は、先カンブリア時代といわれる非常に古い地質時代に堆積した岩石が変成作用を受けてつくられたもので、飛騨山地に分布している変成岩類とともに日本列島の基盤をなしているのではないかと考えられています。これらの変成岩類の中には、変成岩をつくっている鉱物の組み合わせから何回かの変成作用を受けてつくられた岩石があることがわかっています。

阿武隈山地の南部は多賀山地といわれていますが、そこには日立古生層が分布しています。北西側の日立市中里付近に分布している地層が古く、南東方向に新しい地層が重なっています。北西側下部の地層は変成作用を受けて片麻岩や結晶片岩になっています。結晶片岩の上には、千枚岩、石灰岩、黒色粘板岩、塩基性火山岩～凝灰岩が重なっています。日立古生層は、下部から赤沢層、大雄院層、鮎川層などの名前で呼ばれています。大雄院層や鮎川層が堆積した時代は、その中の石灰岩からサンゴやフズリナの化石が発見されていることから、古生代の石炭紀～二畳紀であることがわかっています。下部の赤沢層からは化石は発見されていませんが、古生代のシルル紀ごろ堆積した地層ではないかと考えられています。

阿武隈山地には、古い変成岩類や日立古生層の他に花崗岩類が広く分布しています。花崗岩類の中には、圧砕性花崗岩、花崗閃緑岩、黒雲母花崗岩などがあります。圧砕性花崗岩は日立古生層の北東側に、花崗閃緑岩は日立古生層の北側および福島県との県境付近に分布しています。また、黒雲母花崗岩は高萩市大能付近から花貫川流域、堅割山付近に分布しています。いずれも中生代白亜紀の火成活動によって貫入したもので、今から1億年ぐらい前のものです。

阿武隈山地東縁の第三系は、古第三紀漸新世から新第三紀鮮新世までの地層が分布しています。古第三紀漸新世の地層は北部の北茨城市～高萩市に分布しており、福島県いわき市とともに常磐炭田を形成していました。石城層、浅貝層、白坂層などといわれ、石炭や貝化石を産します。新第三紀中新世の地層は北茨城市から日立市までの海岸に広く分布しています。一般に、滝層、五安層、水野谷層、亀の尾層、多賀層の名称で呼ばれています。新第三紀鮮新世の地層は、日立市離山や初崎に部分的に分布しています。離山からはかつてステゴドン象の化石を産したことがあります。また、初崎からは貝化石を産します。(茨城県地学のガイドより)

以下に、阿武隈山地東縁の第三系の各層について簡単に説明します。

(a) 白水層群

この層群は下位から石城層・浅貝層・白坂層に区分され、すべて整合関係にある。

石城層：中村(1913)によって石城夾炭層とよばれたものを、菅野(1980)が石城層とあらためた。主として砂岩・礫岩からなり、シルト岩や石炭層をはさんでいる。基底部をのぞき、碎屑岩層の規則正しいくりかえしである堆積のサイクルがあり、砂岩・礫岩層中にしばしば斜交葉理がみられる。石炭層は一般にこの層の下部にみられる堆積のサイクル中のものが厚く、上部ほど薄い。ついには石炭層を挟まない堆積のサイクルになる。植物化石・汽水～浅海生の貝の化石・サメの歯・陸生の哺乳動物 Anthracotheme の臼歯などの化石が含まれる。層厚はいわき市常磐湯本町の西方で240mあり、南方へ急激に薄くなっている。

浅貝層：徳永(1927)によって命名された。主として細～中粒の砂岩からなり、多くの雲母片

を含んでいる。上位にむかって細粒となり、シルト岩層を多く挟んでいる。小型有孔虫や貝の化石を含む貝化石群は浅貝型貝化石群とよばれ、北日本における漸新世の浅貝生の貝化石群を代表するものである（鎌田、1962英；平山、1981など）。層厚は華川の西方で約150mある。

白坂層：灰白色のシルト岩層からなり、石灰質団塊や玄能石を含む場合がある。一般に塊状無層理であるが、いわき市中～北部では、白色細粒凝灰岩層を1枚挟み、北茨城市付近でも凝灰角礫岩層を1枚挟んでいる。化石は多くはないが *Clinocardium asagaiensis*, *Periploma besshoensis*, *Macoma asagaiensis* などの浅貝型化石群に属するものがある。層厚は北茨城市磯原で約100mである。

(b) 湯長谷層群

下位から梶平層（半澤、1954）・五安層（中村、1913）・水野谷層（中村、1913）・亀ノ尾層（横山、1924）・平層の5累層に区分される。最下位の累層が海進を示す層相で、最上位の累層が海退の層相である。

梶平層：おもに細～粗粒砂岩やシルト岩からなり、基底礫岩をともなっている。模式地は北茨城市磯原・大沢付近である。上部には、亜炭層や炭質頁岩が挟まれている。この層の中～上部には植物化石が含まれ、上部には *Ostrea* 礁があり、汽水生の貝の化石 *Vicarya*, *Vicaryella*, *Trapezium* が含まれている。層厚は約100mである。

五安層：おもに礫岩・砂岩からなり、薄い亜炭層を挟むが、岩相変化がはげしい。化石は少ないといわれていたが、大原・根本（1982英、1984英）は寒流系の種を多く含む貝の化石を報告している。

水野谷層：下部と上部に区分される。下部は、黒雲母片の多い灰黒色のシルト岩からなり、石灰質団塊を含んでいる。上部には砂岩が多い。化石は多くはないが北茨城市磯原や関南付近で、*Conchocele bisecta*, *Lucinoma acutilineata*, *Acila eximia* がやや密集している。これらは現地理没型である場合が多い。層厚は60～150mである。

亀ノ尾層：珪質およびケイソウ質頁岩からなり、ときに砂岩層を挟む。ケイソウ・放散虫・サメの歯・ウニ・海綿の骨針などの化石が多い。貝化石として *Acila eximia*, *Portlandia tokunagai*, *Lucinoma otukai* などがある。いわき市常磐湯本では、哺乳動物の化石 *Desmostylus* が報告されている。

平層：平市南方の勿来地域にわずかに分布する。上矢田砂岩・本谷泥岩・三沢砂岩の3部層に区分される。石森山付近では上矢田砂岩部層の層準に凝灰角礫岩層がみられる。本谷泥岩部層には底生有孔虫や貝の化石がある。三沢砂岩部層には、礫岩・角礫岩・亜炭の薄層が挟まれ、斜交葉理がみられる。

(c) 多賀層群

多賀層群という名称はさまざまな定義で用いられているが、ここでは常磐地方で、高久層群より上位の第三系すべてを含めた広い意味で用いる。

下位の層群と不整合関係にあり、日立地域では中・古生界を不整合の関係でおおっている。この層群の内部にも不整合関係が認められ、1回の海進の堆積物ではないが、全体として共通した層相や構造をもっている。主として凝灰質シルト岩からなり、礫岩・砂岩・凝灰岩をひん

ばんに挟んでいる。

1960年代から、この層群についての有孔虫やケイソウの化石の研究がすすめられ、地質年代は中期中新世であることが明らかにされた(三井ほか, 1973英; 加藤, 1979, 1980英; 小泉, 1981, 1985英; 丸山, 1984英)。しかし、未解決なところが残っている。

多賀層群は下部・中部・上部・最上部に区分されている。傾向としては、南に下部が、北に上部が分布している。

多賀層群下部: いままで‘古い’多賀層群とよばれてきたもので、地域によって二ッ島層(江口・庄司, 1953)、下手綱層(三井ほか, 1973英)、河原子層(大森・鈴木, 1950)などの地層名がつけられている。年代はケイソウ化石から前~中期中新世であると考えられている。

多賀層群中部: 高萩地域の北側に分布する。磯原層(江口・庄司, 1953)、小浜層(三井ほか, 1973英)などの地層名でよばれていたもので、中~後期中新世の堆積物と考えられる。

多賀層群上部: いままで‘新しい’多賀層群といわれてきたもので、貝の化石および微化石によって下~中部鮮新統とされている。日立層(大森・鈴木, 1950)や久米層(斎藤, 1952)などに相当する。日立層からは *Mizuhopecten ibaragiensis* などの貝、象の化石 *Stegodon elephantoides* が報告されている。

多賀層群最上部: 天妃山層(徳永, 1927)および初崎層(大森・鈴木, 1950)などとよばれたもので、分布はきわめて狭い。最上部鮮新統とされている。

(高橋治之, 日本の地質3, 関東地方より)

(2) 八溝山地・久慈山地とその周辺

八溝山地の東縁と各山塊間の低地には、新生代の第三紀や第四紀の地層が堆積しています。特に、第三紀の地層は、鷺子山塊の周囲に厚く堆積しています。このことは、第三紀のある時期に鷺子山塊が他の山塊より激しく沈降し、厚い地層が堆積したものと考えられます。この地層より新しい第三紀層は、八溝山地と阿武隈山地の間の久慈川流域の低地に広く分布しています。これらの地層の東縁は、棚倉破碎帯のほぼ南北方向の断層群によって激しくもまれていきます。

八溝山地の中・古生層は、一般に古期岩類とよばれ、地層はおもに砂岩、頁岩、チャートからなり、まれに石灰岩レンズ、凝灰岩、礫岩の薄層を挟んでいます。地質構造は、一般に東側が下位、西側が上位の同斜構造をしています。一部に逆転層を見ることができます。

久慈川流域の第三紀層はほとんど中新世のグリーンタフ変動のころ堆積した地層で、おもに凝灰岩、凝灰質泥岩、砂岩などからなっています。また、日本のグリーンタフ地域の東縁にあると考えられており、地質学上重要な位置にあります。八溝山地に近い所には下部層が、東の阿武隈山地に近い所や常陸太田付近には上層部が分布しています。これらの地層からは貝化石をはじめ、植物、高等有孔虫など数多くの化石を産出します。

中新世の中頃に、この地域には男体山を中心に火山活動があり、火山角礫岩を噴出しました。現在、袋田の滝や竜神峡付近に分布している岩石はその当時の噴出物です。第三紀中新世の終わりごろには、棚倉破碎帯の大断層をつくった運動も終わり、鮮新世になると常陸太田市付近に久米海進があり、久米層が堆積しました。(茨城県地学のガイドより)

以下に各地域の地層について簡単に説明します。

(a) 大子地域

この地域の中新統は八溝層群を不整合関係におおう一連の地層で、南北方向の軸をもち北にゆるく傾斜した背斜構造をしている。それらの地層は、下位から北田気層・浅川層・苗代田層・小生瀬層・内大野層に区分されている。

北田気層：この地域の中新統の最下部を占め、構成粒子の大部分が安山岩の岩片からなる塊状の粗粒砂岩である。最下部には基底礫岩層がある。この層は阿仁合・台島混合植物化石群を含む。最上部には、デイサイト質の大沢口凝灰岩部層がある。この部層は鷺子山の北東山麓から大子・大宮へと連続するよい鍵層である。層厚は、大子町の西方で最も厚く 870m にたつすが、それから南へむかって薄くなる。

浅川層：おもに粗粒砂岩からなる。浅川層最上部には *Crassostrea gravitesta*, *Vicarya callosa japonica*, *Anadara kakehataensis* (高橋・天野, 1984 英) などに代表される干潟ないし汽水性の軟体動物の化石が含まれる。この層準の地層は棚倉破碎帯の周辺地域に共通に分布している。大子付近で最も厚く 2000m にたつすが、南部ではしだいに薄くなる。

男体山火山角礫岩：ピジョン輝石岩系の無斑晶デイサイトからなる (高橋・池田, 1984)。この火山岩類は海底火山体を形成していたものと考えられているが、現在露出している部分だけでも、南北 24km・東西最大 4km であり、その堆積は 96km^3 と推定されている (高橋・池田, 1984)。

苗代田層：シルト岩からなる。月居峠東側のシルト岩は高等有孔虫 *Miogypsina kotoi*, *Operculina complanata japonica* (大森, 1958 英, 高橋・天野, 1984 英) が含まれる。層厚の変化が少なく、200～500m である。

小生瀬層：おもに礫岩と砂岩からなり、礫岩の礫種には八溝層起源のものと阿武隈変成岩類起源のもの両方がある。礫岩はチャンネルを埋めて堆積している。層厚はあまり変化がなく、200～300m である。

内大野層：大子地域の中新統の最上部を占めており、小生瀬層を整合関係でおおっている。中粒砂岩を主とし、層厚は 400m 以上である。

(b) 山方地域

大子地域の北田気層・浅川層・男体山火山角礫岩はこの地域まで連続している。また、苗代田層の下半部に対比されるものはここでは西染層とよばれ、男体山火山角礫岩層を整合関係でおおっている。西染層より上位には、大子地域になかった大門層・下坪層が重なっている。

西染層：シルト岩・シルト岩と砂岩の互層・粗粒砂岩・礫岩などからなるが、破碎帯に近いところには、礫岩や礫岩と砂岩の互層がみられ、破碎帯から離れるとシルト岩が多い。

大門層：主としてシルト岩・砂岩とシルト岩の互層からなり、下位の西染層と整合関係にある。破碎帯に近いところでは厚さが 1000m にたつすが、破碎帯から離れるにつれてだんだん薄くなりシルト岩層が増してくる。

下坪層：大門層に整合関係で重なる。厚さは 350m で、砂岩とシルト岩の互層を主とする地層である。

(c) 常陸太田地域

この地域には山方地域の西染層相当層より上位の地層が分布し、下位から白金沢層・大門層・瑞竜層・源氏川層・長谷層に区分できる。白金沢層から源氏川層までの層位関係はすべて整合関係である。長谷層は岩相から源氏川層と同一地層と考えられていた（鈴木・大森，1953；大槻，1975）が，そのうち福留（1974）は微化石の検討をすすめ，源氏川層からより新期の長谷層（常陸太田市高貴町長谷町）を区別した。そして，微化石による年代決定の結果から，源氏川層と長谷層とのあいだに不整合関係が推定されている。長谷層の上に鮮新統の久米層が不整合に重なっている。

白金沢層：山方地域に分布する中新統の最下位をしめ，砂岩層の多い砂岩シルト岩互層である。層厚は最大300mであるが，東金砂山の南方で礫岩層に移り変わる。

大門層：おもにシルト岩層・砂岩とシルト岩の互層からなる。最大層厚は550mであり，山方地域北部で礫岩層になる。基盤のなす高角の不整合面に対してアバットしている。

瑞竜層：黒色シルト岩と砂岩の互層からなり，シルト岩には珪質で堅硬な部分がある。層厚は200mである。

源氏川層：層厚800m以上のケイソウ質泥岩からなる。瑞竜付近に分布するものからケイソウ化石が報告され，それによれば源氏川層は *Denticulopsis lauta* 帯に属する（丸山，1984 英）。年代は中期中新世である。

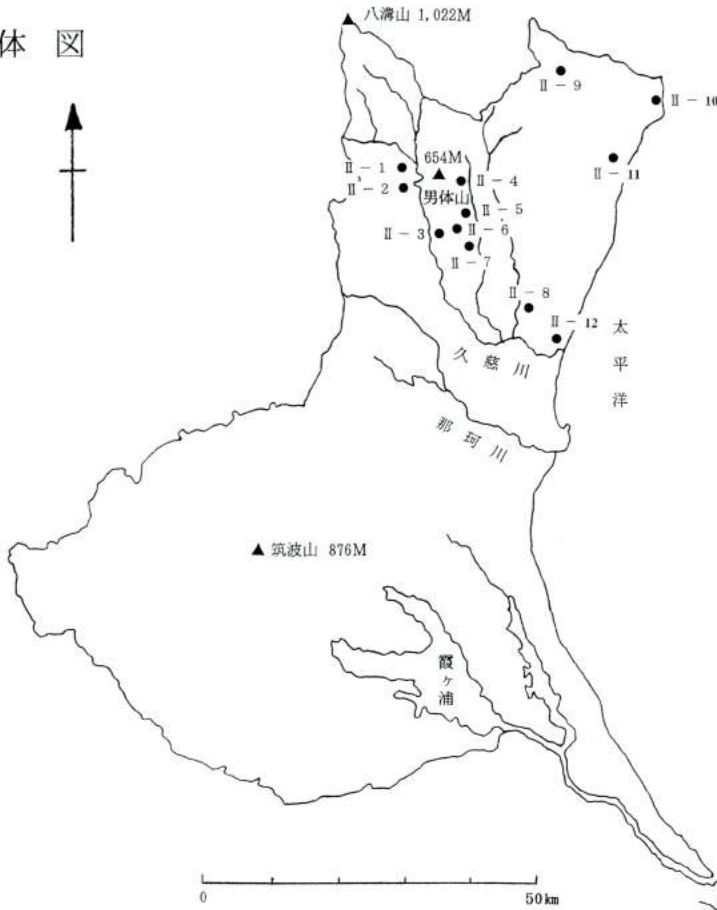
長谷層：ケイソウの化石の多い泥岩からなる。微化石の検討によれば，この地層は上部中新統の可能性がある（福留，1974）。

久米層：中新統を不整合関係におおう層厚150m以上の鮮新統であり，主として砂質泥岩からなっており，最下部には基底礫岩を伴う。

（天野一男・高橋治之，日本の地質3，関東地方より）

Ⅱ 巡検案内

全体図



- Ⅱ-1 太子町 金山
- Ⅱ-2 太子町 大沢口
- Ⅱ-3 山方町 小貫
- Ⅱ-4 水府村 上高倉, 坏
- Ⅱ-5 水府村 天下野, 西染
- Ⅱ-6 金砂郷町 下宮河内 ~ 山方町 西野内
- Ⅱ-7 水府村 小室, 出羽
- Ⅱ-8 常陸太田市 長谷
- Ⅱ-9 北茨城市 花園
- Ⅱ-10 北茨城市 長浜
- Ⅱ-11 北茨城市 中郷
- Ⅱ-12 日立市 久慈町

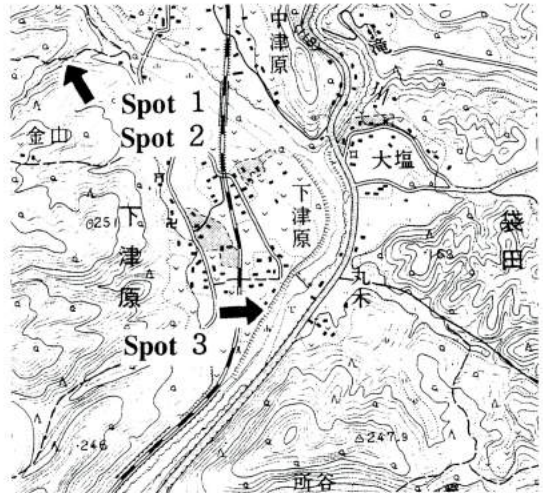
Ⅱ-1 大子町 金山

見どころ

- ①金沢層最下部の基底礫岩が観察できます (Spot 1).
- ②閃緑岩と段丘礫の不整合面が観察できます (Spot 2).
- ③久慈川の川原で、基底礫岩を観察することができます (Spot 3).

場 所

水郡線袋田駅で下車し、駅の前を直進し、右折して50mほど進むと鋭角に左折する所があります。車が1台通れるほどの広さの道を500mほど進むと久慈川にでます。昭和橋を渡ると右手から川原の方に降りることができます。2~3分ほど歩くと建物(若鮎山荘)が見え、その前を流れている川(藪沢)沿いに200mほど上がった所がSpot 1です。そこから昭和橋まで金山林道を歩いていくと左側下方に廃屋があり、右側の崖がSpot 2になります。さらに下津原方面へ久慈川沿いに1kmほど進み、下津原橋の下に降りた川原がSpot 3になります。



図Ⅱ-1-1 露頭位置図
国土地理院2万5千分の1地形図「大中宿」

露頭概要

Spot 1：基底礫岩と礫の間を埋める充填物の観察

鮎川山荘から藪沢を200mほど上がった所に、右岸・左岸ともに、礫が混じった地層を見ることが出来ます。さらに上流にいくと閃緑岩が露出していて、沢の中にある転石はほとんど閃緑岩です。この閃緑岩が基盤をなして、基底礫岩がのっています。基底礫岩は、長径が10cm程度の円礫がほとんどで、礫の種類は砂岩、粘板岩、閃緑岩、チャートなどであり、間を埋める充填物は、砂や火山灰などです。

Spot 2：段丘礫と閃緑岩の不整合の観察

この露頭では、段丘礫と閃緑岩の不整合面を観察することができます。基盤はSpot 1と同じく閃緑岩ですが、段丘礫の粒径はSpot 1よりも小さく、5cm以下のものが中心です。礫の種類は閃緑岩のほかに、チャート、粘板岩、頁岩、砂岩などです。

Spot 3：久慈川の川原での基底礫岩の観察

川原に粒径が5~10cmの大きさの礫岩が見られます。この礫岩層は、頁岩、粘板岩からなる固結が進んだ岩石で、川の水が少ないときには、川岸に礫岩を観察することができます。



図 II-1-2 Spot 1 の基底礫岩



図 II-1-3 Spot 2 の段丘礫と不整合面



図 II-1-4 Spot 3 の下津原橋と久慈川



図 II-1-5 Spot 3 の川原の基底礫岩

用語解説

基底礫岩

礫岩を地層中に占める位置の違いによって分類した用語。ある堆積輪廻の最下部、不整合面の直上に発達する礫岩。下底礫岩ともいう。基底礫岩は、一般に連続性はよいが、層厚・礫径・礫種の変化は著しい。漸次的な海進に伴って形成される場合には、一連の礫岩層をなしていても層準と斜交する。基底礫岩に対応して、層内礫岩・頂上礫岩という語がある。

段丘礫

段丘堆積物としてもっとも一般的。海成のものもあるが、多くは河成礫ないし、扇状地礫からなる。

地学事典・平凡社より

Ⅱ-2 大子町 大沢口

見どころ

- ①軽石・岩石片を含む凝灰岩が観察できます。
- ②断層が動いたときに生じた、条線が観察できます。
- ③凝灰岩と下位の泥岩の関係が観察できます。

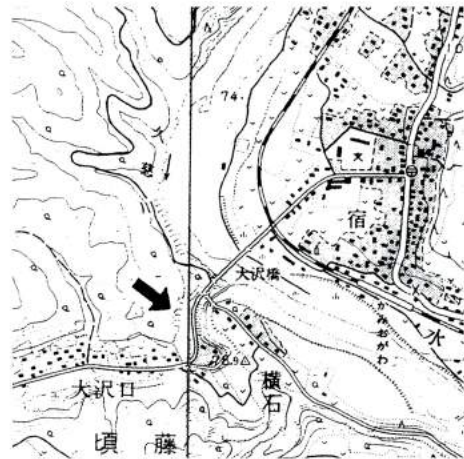
場 所

水戸方面より国道118号線を北上し、西金を過ぎて2つ目の橋(宮平橋)を渡ったら、すぐに左折します。JR水郡線の上小川駅前を通り上小川郵便局前を左折します。久慈川にかかる上小川橋を渡るとすぐに、道路右側に大きな崖が見られます。ここが観察地の大沢口です。

露頭概要

道路沿いの大きな露頭

高さ約30m、幅約40mの露頭で、露頭全体が一枚のデイサイト質凝灰岩層からなります(図Ⅱ-2-2)。この凝灰岩は、「大沢口凝灰岩部層」(大槻, 1975)と呼ばれ、この地域の中新統の最下部層である北田気層の最上部を構成しています。大子から山方、大宮地域へと連続して分布し(図Ⅱ-2-3)、層厚は大子町の西方で最も厚く870mに達しますが、それから南方に向かっては薄くなります(天野・高橋, 1986)。薄黄～桃色がかった白色中粒砂サイズの火山灰を基質とし、暗灰色ガラス質～石質の岩片(径10mm以下)と、繊維状にガラスが発泡した軽石片(最大径10cm程度)が含まれます(図Ⅱ-2-4)。鉱物は単斜輝石(最大長6mm程度)、斜長石がごく少量含まれるほか、二次的に生じた方解石が認められます。岩相は全体には均質ですが、露頭の中部以上に大きな軽石片が含まれる傾向があり、その多くは粘土化し褐色を呈していたり、空洞になっていたります。あまり規則的ではありませんが、凝灰岩層下部に相当する露頭西部で板状節



図Ⅱ-2-1 露頭位置図

国土地理院2万5千分の1地形図

「大中宿」・「常陸大沢」

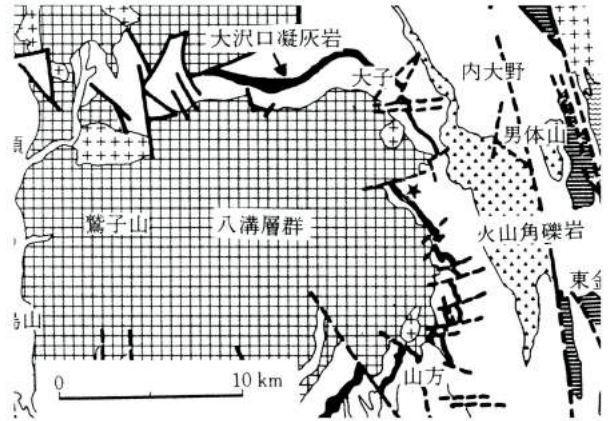


図Ⅱ-2-2 露頭写真

理状の構造が認められること、転石を調べると、一部で小さな軽石片が扁平になっているものが認められることなどから、この凝灰岩は弱溶結している可能性があります。つまり、堆積したときに、ある一定以上の高温であった可能性があるのです（火砕流等）。また、露頭東側のネット端の付近に位置する断層の断層面では、断層が動いたときに生じた筋状の模様（条線）を観察することができます。

林道仏沢線沿いの露頭

上小川橋の袂から、林道「仏沢線」を数十 m 北上すると、道路西側の露頭で、大沢口凝灰岩の基底部を観察することができます（図Ⅱ-2-5）。ここでは、一部に平行ラミナが発達し、淡緑灰色を呈する軟らかな火山灰質細粒砂～シルトの上に、硬い凝灰岩が直接堆積しており、大沢口凝灰岩が、水域に堆積したことが分かります。凝灰岩と下位のシルト岩との境界は弱く波うっていて、走向、傾斜が場所によりやや異なりますが、凝灰岩の走向はおおむね N35°W、傾斜は 42°E で久慈川の方に傾斜しています。



図Ⅱ-2-3 大沢口凝灰岩部層の分布

★印が大沢口
(高橋・天野, 1984 英)



図Ⅱ-2-4 凝灰岩の岩相



図Ⅱ-2-5 大沢口凝灰岩の基底部

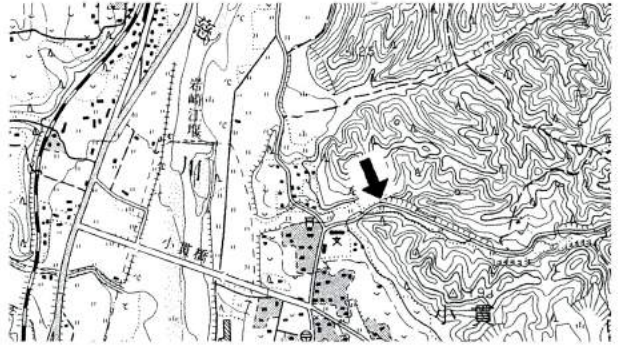
Ⅱ-3 山方町 小貫

見どころ

- ①砂泥互層や砂礫層を連続して観察することができます。
- ②落差数メートルの断層が見られます。
- ③第三紀の植物化石や珪化木を採集できます。

場 所

水戸方面より国道118号線を北上し、山方町小貫の交差点を右折します。小貫橋を渡り、コスモ石油手前の交差点を左折し、二またに分かれる道を右に入り、小貫小学校の裏を通りぬけると左側に大きな露頭です。



図Ⅱ-3-1 露頭位置図

国土地理院2万5千分の1地形図「山方」

露頭概要

埋め立て用の土砂の採掘のために削られた露頭です。道沿いの方向と、それにほぼ直交する二方向に崖が削られており、遠方から眺めると北東方向に層理面が傾斜しているのがよくわかります。走向はN10°W、傾斜は42°NEです。また崖の右側に数本の断層が見られ、露頭面上でのずれの大きさは4～10m程度です。

この露頭は浅川層という新第三系中新統の地層です。岩相は、下部（露頭の左側）が数cmの礫を含む茶褐色の粗粒砂岩と、礫を含まない中粒～細粒砂岩が中心で、淡黄色のシルトの薄層を挟んでいます。青灰色に見える層をハンマーで叩いて新鮮な面を出してみると、茶色の粗粒砂岩層であることがわかります。また層厚約140cmの青緑色凝灰岩が挟まれ、連続してつながっているのが遠方から見ると確認できます。この層の上下付近はパミスを含んでいた凝灰質になっていることから、火山活動が活発であったことがわかります。中部も礫質砂岩と砂がち砂泥互層が連続しますが、灰白色シルト層中に植物の葉の化石や珪化木*、炭層の薄層を含んでいるのが観察できます。注意深く探して化石採集してみましょう。また砂岩層の中には下部が粗粒で上部ほど細粒になっているところもあります。上部（露頭の右側）は3～6mほどの厚い茶褐色の砂岩と礫岩の互層になります。砂岩層中には斜交葉理がみられるところがあります。礫岩層に含まれる礫は、長径が数cm～十数cmのものが中心でチャート、砂岩、頁岩などです。これらの地層は、水の流れの強い浅い水域に堆積したものと思われ、より水流の強い洪水時などに礫岩層が形成されたと考えられています。

珪化木* 樹幹が地層中に埋没したのちに、外部から樹幹にしみこんだケイ酸が細胞質などと置き代わって、もとの樹幹の組織をそのまま保存したもの。

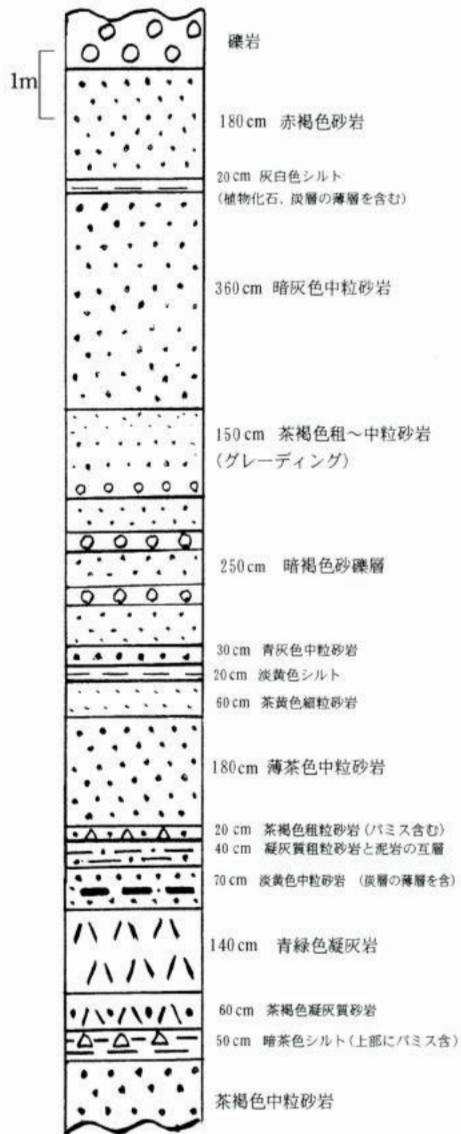


図 II-3-2 露頭柱状図



図 II-3-3 断層の写真

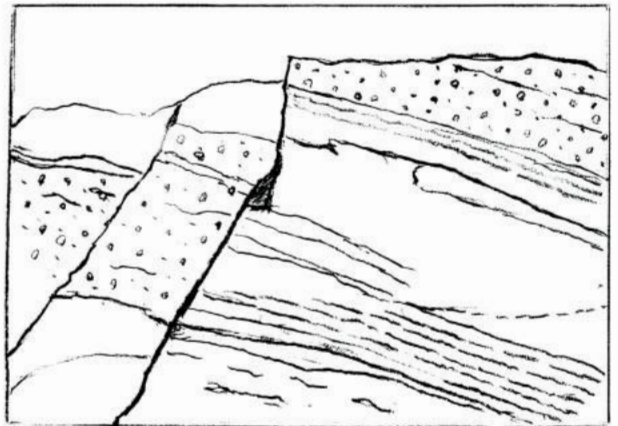


図 II-3-4 断層のスケッチ



図 II-3-5 植物化石の写真

Ⅱ-4 水府村 上高倉, 坏

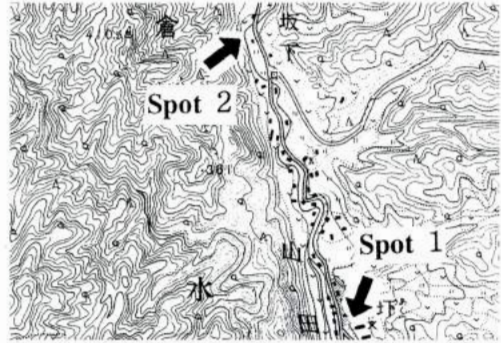
見どころ

- ①断層崖*1地形を見ることができます。
- ②断層面そのものを観察することができます。
- ③断層の両側で、異なる岩石が露出しています。

場 所

Spot 1: 国道461号線と県道33号線が合流する付近の461号線の東側に、「高倉交流センター」があります。建物の裏側にまわり北方を眺めると、東に面を向けた断層崖地形が観察できます。

Spot 2: 国道461号線をさらに北上すると「上坏橋」という橋があります。西側を流れる山田川におりると、川に沿ってほぼ南北にのびる断層面が観察できます。



図Ⅱ-4-1 露頭位置図
国土地理院2万5千分の1「大中宿」

露頭概要

棚倉断層は、茨城から山形まで北北西-南南東に走る、本州をまっ二つに分断する左横ずれ断層(断層の東側の土地が北に動く変位方向)です。一般に、断層は1枚の面で構成されるのではなく、何本もの小断層が集合することによって全体として大きなずれを及ぼすので、「断層帯」や「破碎帯」と呼ばれます。棚倉破碎帯の幅は数kmに及んでおり、山田川に沿って際だつこの断層はその帯(zone)の西側に相当するので、「棚倉破碎帯西縁断層」といわれています。この断層は今から1500万年前頃(新第三紀中新世)に活動しており、現在は活動していません。先述した断層変位により、断層の両側では異なる岩石が露出しています(実際には純粋な横ずれ断層ではなく、垂直変位もあります。東側が上昇)。西側には男体山や袋田の滝を形成している岩石と同じハイアロクラスタイト*2という大変硬い岩石が分布し(硬い岩石だからこそ、滝が形成されます)。東側は火成岩に比べ軟らかい堆積岩(砂泥互層もしくは礫岩)が露出しています。このため、東に面した断層崖が形成され、山田川は適徒河流となりました。また、この浸食に対する強度の違いのため、西側にはV字谷がよく発達し、東側には段丘面が形成されています。断層面付近には、岩石がいくつもの小断層により粉碎された断層岩(角礫・岩片と基質の割合や粒径や固結度により分類。次ページ表参照)がみられます。また、断層面上には、滑りによって磨かれた鏡肌(slickenside)やひっかき傷である条線(slickenline)、細粒に粉碎された断層粘土(gouge)が見られるので、露頭に目を近づけてみよう。

*1断層崖 断層と地形は密接に関係することが多い。垂直方向に断層変位が生じれば地表に段差が生じ、横ずれ方向に変位すれば尾根や谷などの線状地形が切断される。前者のような断層変位が原因で生じた段差を「断層崖」という。形成された断層崖はその後浸食を受け、崖は後退していく。このような地形のうち、地質図スケールのもを「リニアメント(lineament)」という。

*2ハイアロクラスタイト 「水中自破碎溶岩」といい、海底に流れ出した溶岩が海水によって急冷されながら固結していくため、角礫状のバリバリとした様相の岩石となる。つまり、この岩石が分布する地域は、以前海底であったことを示す。また、堆積岩に比べ浸食に強い。



図 II-4-2 Spot 1 から見た断層崖地形
(北を向いて撮影)



図 II-4-3 棚倉断層の西側でのみ発達するV字谷



図 II-4-4 Spot 2 の断層面
(西を向いて撮影)

山田川の水底に、深い溝が見える。この部分が断層そのものといえよう。写真の手前側(東側)は風化に弱い岩石(断層岩もしくは砂泥互層)のため低く平らになっているが、向こう側(西側)は硬い岩石(ハイアロクラスタイト)のためほぼ垂直で断層に沿った平面の壁を形成している。ここに表れている断層面の代表的な走向傾斜はN 3° W, 88° Eであった。



図 II-4-5 Spot 2 の断層岩
(西を向いて撮影)

いくつもの小断層によって粉碎されてできた断層岩(カタクレーサイト)。手前側(東側)には、マイロナイトが分布している。

名称	破碎岩片の割合	破碎岩片の粒径
断層角礫	> 30%	メガブレッチャー > 256mm メソブレッチャー 10 ~ 256mm マイクロブレッチャー < 10mm
断層ガウジ	< 30%	通常 < 10mm
プロトカタクレーサイト カタクレーサイト ウルトラカタクレーサイト	> 50% 10 ~ 50% < 10%	通常 < 10mm
	ポーフィロクラストの量	基質構成鉱物の粒径
プロトマイロナイト マイロナイト ウルトラマイロナイト	原岩の種類により多様	> 100μm 20 ~ 100μm < 20μm

断層岩の分類(構造地質学, 朝倉書店より)

Ⅱ-5 水府村 天下野, 西染

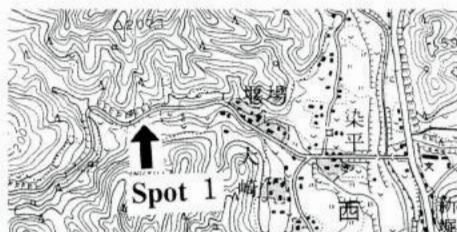
見どころ

- ①砂質高密度タービダイトが観察できます (Spot 1)
- ②礫質高密度タービダイトが観察できます (Spot 2)

場 所

常陸太田市から県道 29 号線を西に進み, 松平で右折して県道 33 号を北上し, 「染和田小学校」の少し先を左折し県道 36 号を山方方面に向かって少し行くと「右: 山方 左: 常陸太田」の小さな表示のある Y 字路を右に進み, 人家がなくなって 300m ほど先の左カーブした先の落石防護柵の裏が Spot 1 です。60m ほどの長さがあります。

再び県道 33 号線に戻り, さらに北上して天下野地域で「岩倉鉱泉入口」の看板を左折して 200m ほど進んだ正面に墓地が見えます。その手前の橋の下を流れる小川を墓に向かって左側に下りた先で川が左に曲がっている部分の正面の崖が Spot 2 です。



図Ⅱ-5-1 露頭位置図
国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「山方」

露頭概要

Spot 1: 新第三系中新統の砂質高密度タービダイトの観察

一番手前の防護柵付近は, 風化して茶色になっています。凝灰質の砂質の部分には下は粗粒, 上は微粒の級化が見られます。走向, 傾斜は $N26^{\circ}E, 31^{\circ}E$ です。3~7 枚目の防護柵の部分は, 一番下の層には 2~4cm 幅で層理が見られます。緻密で非常に硬くハンマーでは割れないほどです。走向, 傾斜は $N50^{\circ}E, 20^{\circ}E$ です。8~20 の防護柵の部分は, 1~3cm 程度の礫が多数含まれ, また 10~20cm の大きな礫も含まれています。礫は流紋岩, 花崗岩等の火成岩が多く, 片麻岩も見られます。走向, 傾斜は $N44^{\circ}E, 22^{\circ}E$ です。15 枚目の防護柵の部分から先には, 縦の節理が見られます。タービダイトの砂は, それ以前の部分よりも大きく, 少しの力で崩れてしまうような状態です。

Spot 2: 新第三系中新統の礫質高密度タービダイトの観察

細礫~中礫のタービダイトの中に, 粒径が数 cm から 30cm の大きさの深成岩~半深成岩, 砂岩, 泥岩等の礫が多数入っています。タービダイトの層理面は明確ではありません。

用語解説

乱泥流 (混濁流): 河口付近あるいは大陸棚上に蓄積した未固結で未分級の陸源堆積物が, 地震などの衝撃によって地すべりを起こし, 大陸斜面を一気に流下して深海底または海溝底に達する重力流の一種。堆積物は間隙水とともに攪拌されて流動性が高い。乱泥流内部では, 粗粒の物質が先端部に集中し, 尾部に近い程細粒の物質が取り残されているという分級が進行する。これが乱泥流堆積物 (タービダイト) に普遍的に見られる級化層に反映されている。

タービダイト: 乱泥流により堆積したとみなされる堆積岩。流下中に頭部の粗粒碎屑物から尾部の細粒碎屑物への分級が完成した乱泥流が, 深海平坦面に達して速度が低下すると, 先端

に集中している最も粗粒の碎屑物がまず沈積を始め、その上にその後続くより細粒の碎屑物が次々と重なっていく、ある地点を通過している乱泥流の速度はしだいに衰えていき、また、頭部から尾部に移るにつれて積み重なる物質はより細粒となっていくため、1回の乱泥流によって堆積する単層には、基底から上位に向かって粒度が漸移的に小さくなっていく級化成層が形成される。1回の乱泥流が作るタービダイトの完全なシークエンスはa～eの5つのユニットに分けられる（Bouma シークエンス）、下位から上位に向かってa：級化成層部（または無構造部）、b：下部平行葉理部、c：リップル斜交葉理部、d：上部平行葉理部、e：泥質部。このうちbとdの両ユニットは堆積構造としては同じ平行葉理であるが、前者（bユニット）は高い流れ領域でできる堆積構造であり、後者（dユニット）は低い流れ領域で形成される堆積構造である。タービダイトのaからeまでの完全なユニットを常に確認できるかという点、そういうわけではない、むしろいずれかのユニット、あるいは複数のユニットが欠如しているものを見ることが多い。

高密度タービダイト：粗粒な碎屑粒子を大量に運搬する高濃度・高密度の混濁流による堆積物。
低密度タービダイト：粘土・シルトから中粒砂ぐらいまでの比較的細粒な碎屑粒子を流れの上方支持だけで浮遊させながら流動する混濁流の堆積物。

徳橋秀一 編著：タービダイトの話（「地質ニュース」復刻版）1 ページ：実業広報社より
 八木下晃司 著：岩相解析および堆積構造：古今書院
 坂 幸恭 著：地質調査と地質図：朝倉書店



図 II-5-2 Spot 1 の露頭写真
 (1 枚目の防護柵裏)



図 II-5-3 Spot 1 の露頭写真
 (6 枚目の防護柵裏)

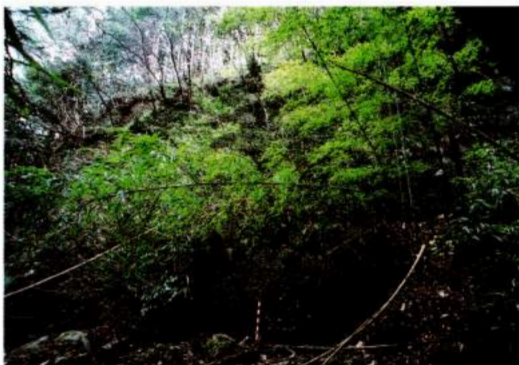


図 II-5-4 Spot 2 の手前部分

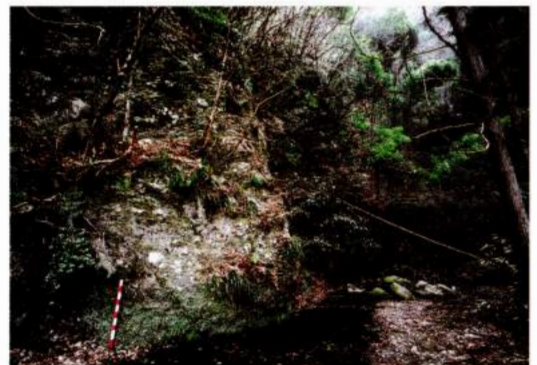


図 II-5-5 Spot 2 の奥から

Ⅱ-6 金砂郷町 下宮河内 ~ 山方町 西野内

見どころ

①金砂郷町下宮河内 (Spot 1)

数本の断層と最近起こった地すべりの様子が観察できます。

②山方町諸沢 (Spot 2)

浅川層の堆積構造 (単斜構造) と断層及び植物化石 (台島型フローラ) が観察できます。

③山方町西野内 (Spot 3)

浅川層から産出する植物化石 (台島型フローラ) の密集層から比較的保存のよい植物化石が観察・採集できます。

場 所

① Spot 1

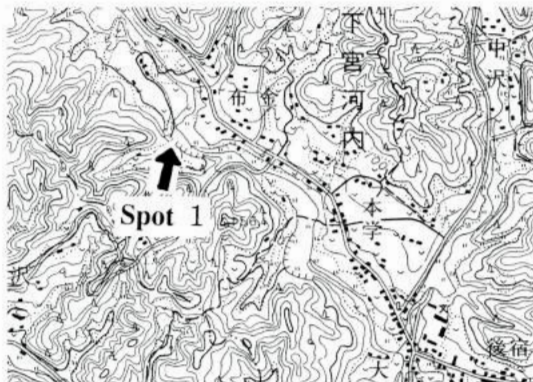
常陸太田または大宮から県道 62 号線を北上し、金砂郷町に入ります。金砂小学校下から県道 29 号線に入り、山方町方面に約 600m 進むと旧道との分岐点があります。旧道を約 300m 進んだ T 字路を左折すると浅川の対岸に露頭が見えてきます。

② Spot 2

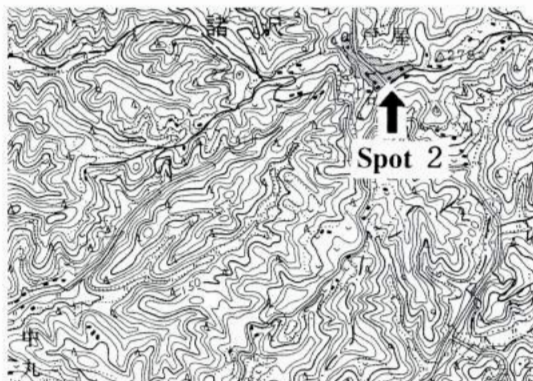
Spot 1 から再び県道 29 号線に戻り山方町方面に約 2.5km 進むと峠にでます。ここが金砂郷町と山方町の町境になります。町境を超えた所から右折し奥久慈グリーンラインに入ります。入口から約 2.5km 進んだ所に道路工事の現場があり道路に沿って連続露頭が見られます。

③ Spot 3

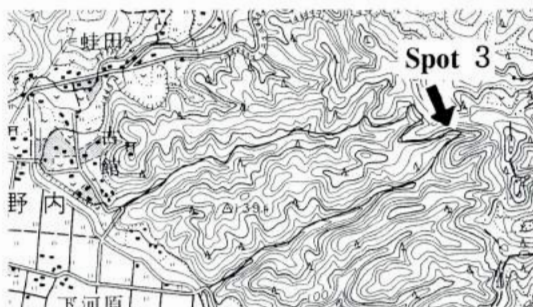
Spot 2 から県道 29 号線に戻り、国道 118 号方面に進みます。岩井橋の手前約 300m 付近から左折し、下河原の集落を抜けると、諸沢川に架かる橋があります。この橋を渡り林道を直進し、約 1km 先のヘアピンカーブをすぎた右手の崖に露頭があります。



図Ⅱ-6-1 露頭位置図

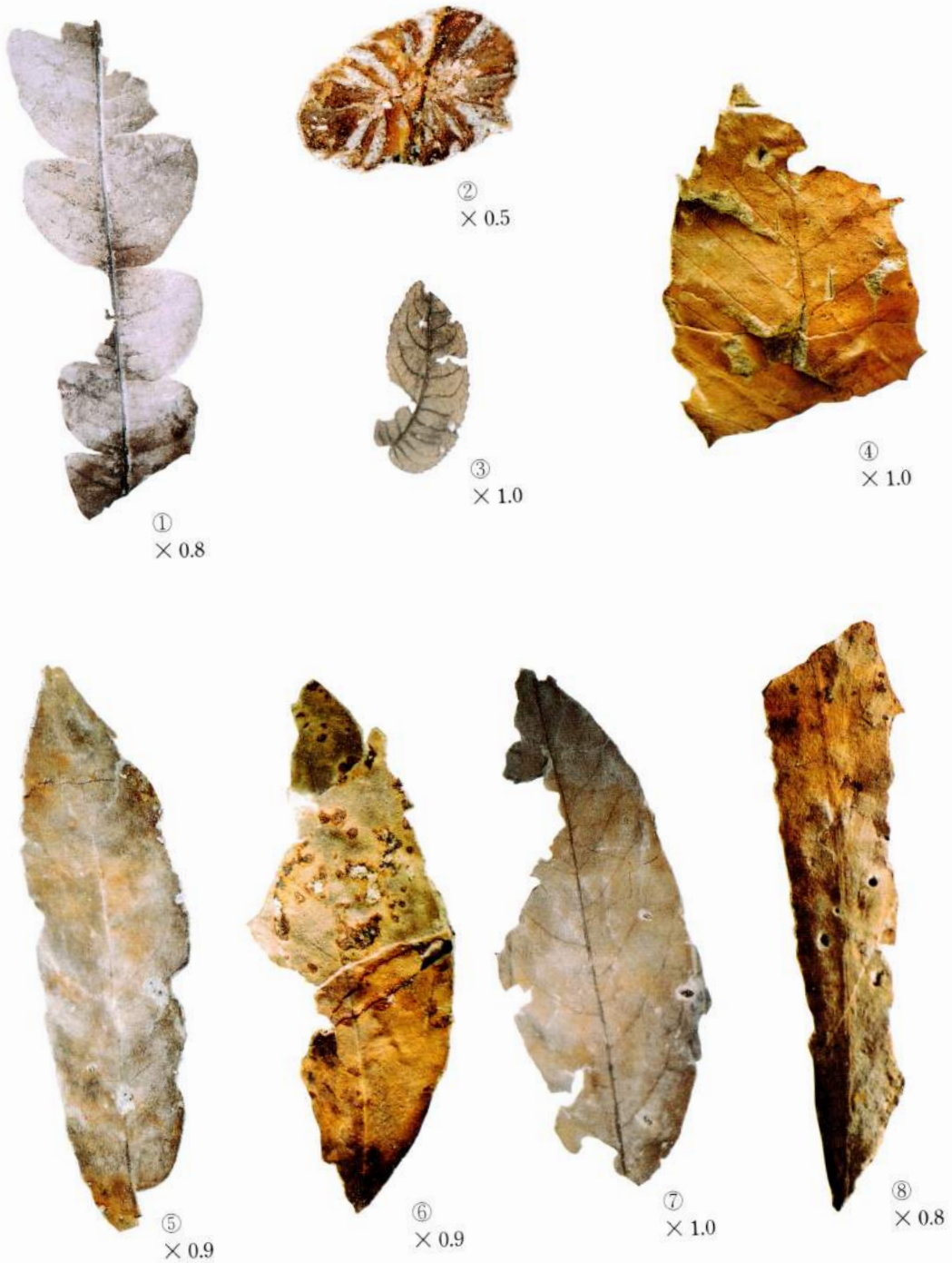


図Ⅱ-6-2 露頭位置図



図Ⅱ-6-3 露頭位置図

地形図はすべて国土地理院 2 万 5 千分の 1「山方」



図Ⅱ-6-4 浅川層から産出する植物化石 (Spot 2, Spot 3)

- | | | |
|-----------------------------|----------------------------------|----------------------------------|
| ① <i>Comptonia naumanii</i> | ② <i>Alnus sp.</i> (ハンノキ属の球果) | ③ <i>Pterocarya sp.</i> (サワグルミ属) |
| ④ <i>Quercus sp.</i> (コナラ属) | ⑤ <i>Pterocarya sp.</i> (サワグルミ属) | ⑥ Lauraceae (クスノキ科) |
| ⑦ Lauraceae (クスノキ科) | ⑧ <i>Salix sp.</i> (ヤナギ属) | |

露頭概要

① Spot 1 (金砂郷町下宮河内)

布金の集落の西端部、浅川の対岸に地すべりにより崩れた崖が目に入ります。浅川を渡ると、崩れた崖の左側に断層が数本認められる堆積岩の露頭が続いています。

この露頭では、遠目にもはっきりわかる断層が3本確認できます。断層はいずれもほぼEW方向に伸び、傾斜は50～60度北落ちの正断層です。防災工事の際に重機を通した道沿いに上ると断層面や断層粘土を観察することができます。雨の後など地盤がゆるんでいるときには崩落の危険があるので注意してください。

県道29号に沿って北上すると過去の地すべりによって形成されたと思われる地形も認められます。

② Spot 2 (山方町諸沢)

奥久慈グリーンラインの拡幅及び一部の付け替え工事が進められています。工事が終了した部分にはすでにコンクリートの擁壁が施されています。露頭が見られるのは工事が行われている一番奥の部分です。ここは道路を付け替えた所であるため、新しく削られた約50mの連続露頭が観察できます。手前の部分では単斜構造を切る正断層が観察できます。ここでも断層の延長方向はほぼEW、傾斜は70度南落ちで層厚約1mの灰色のシルト岩が約3mずれているのが認められます。

この露頭では何層か暗灰色のシルト岩が挟まれていますがこの部分から植物化石が多産します。化石は道路脇の転石から採集することができます。植物化石が密集した部分を探し、その密集層を少しずつ剥がしていくと比較的保存のよいものを見つけることができます。ここから産出する植物化石は日本国内の初期中新世後期から中期中新世前期の台島型フローラに含まれ、温暖帯の海岸沿いの湿潤な環境を示しています(Horiuchi & Takimoto, 2001)。

道路工事の末端部は切り通しになっていて大小あわせて4本の断層が認められます。ほぼEW方向に伸びた2本のほぼ平行な正断層が特に目立ちます。これらの断層は比較的low angle (25～50度)です。さらに厚さ約3mの凝灰質砂岩を高角度(60～80度)で切る逆断層と正断層が観察できます。

③ Spot 3 (山方町西野内)

林道のカーブから約100m上った右側に比較的小さな露頭があります。道路からほぼ1mの高さに厚さ約30cmのシルト層があります。シルト層の下部は砂岩、上部はシルトの薄層を挟む砂岩が重なっています。このシルト層の最上部に植物化石の密集層があります。この密集層の上下のシルト層及び細粒～中粒砂岩から比較的保存のよい化石が観察・採集できます。現地で大きめのブロックを採集し室内でクリーニングするとよいでしょう。



図 II-6-5 地すべり跡 (Spot 1)



図 II-6-6 断層面が見られる断層 (Spot 1)



図 II-6-7 単斜構造と正断層 (Spot 2)



図 II-6-8 道路の切り通しに現れた断層 (Spot 2)



図 II-6-9 凝灰質砂岩を切る断層 (Spot 2)



図 II-6-10 化石産地の露頭 (Spot 3)

Ⅱ-7 水府村 小室, 出羽

見どころ

- ①複雑に入り込んだ棚倉西縁断層が観察できます。
- ②低密度タービダイトやコンポリュート葉理が観察できます。

場所

Spot 1: 常陸太田—大子線の松平T字路を竜神峡方面に進み、西町田の交差点(スタンドから100m程の小さな十字路)を西に折れ、道に沿って進むと岩船神社のある小さな林があり、鳥居の前の民家の北側の細い脇道を下りて行き、川原まで下りずに林の中を上流に進んで川原に下りると露頭があります。

Spot 2: 松平T字路を山方町の方に進むとすぐに製材所(道路右側)があり、東向きの露頭があります。道路に沿って進むと川沿いに北向きのもう一つの露頭があります。



図Ⅱ-7-1 露頭位置図

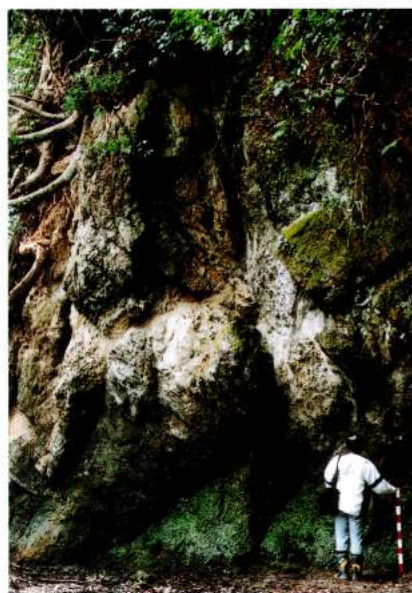
国土地理院2万5千分の1地形図「山方」

露頭概要

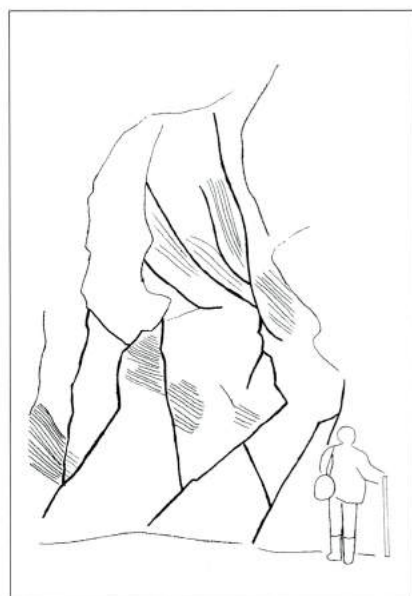
Spot 1の露頭では低密度タービダイトが観察できます。写真の部分では1枚が数cmの砂質のタービダイトと、その上に3cm程の礫の混じるものが見られます。これらの地層を棚倉破碎帯の大小無数の断層が切り刻んでいます。地層はこれらの断層の影響を受け、複雑に動いています。このように、この露頭の見どころは断層であるといえます。棚倉破碎帯の西の縁に位置するこの場所は、南北方向を基本にした断層が実に複雑に地層を切っています。ここに訪れて地層の動きを観察、考察してみると面白いと思います。

Spot 2には、道沿いに製材所の資材置き場のところの東向きの露頭、少し先の橋から川沿いに続く北向きの露頭の2つがあります。東西走向で緩い南傾斜(N80°W, 15°S)です。はじめの露頭では地層が南に傾斜するようすが観察でき、次の露頭ではほぼ水平方向に伸びるようすを観察することができ、立体的に地層を観察できるおもしろい場所です。ここはわずかに細礫を含む低密度タービダイトが発達したところ。上部は砂が多く、下部は泥との互層を形成しています。互層では砂・泥の厚みが大きく変化しています。またコンポリュート葉理*も観察できます。

コンポリュート葉理* 地層中の構造の一種で波形にラミナが流動変形することを特徴とし、上に凸な部分が鋭角的にとがり、下に凹な部分は幅広い丸型ないし箱型を呈する。



図Ⅱ-7-2 Spot 1 の露頭写真



図Ⅱ-7-3 Spot 1 の露頭スケッチ
(断層とタービダイトのようす)



図Ⅱ-7-4 Spot 2 東向き of 露頭写真



図Ⅱ-7-5 Spot 2 北向きの露頭写真



図Ⅱ-7-6 Spot 2 コンポリュート構造

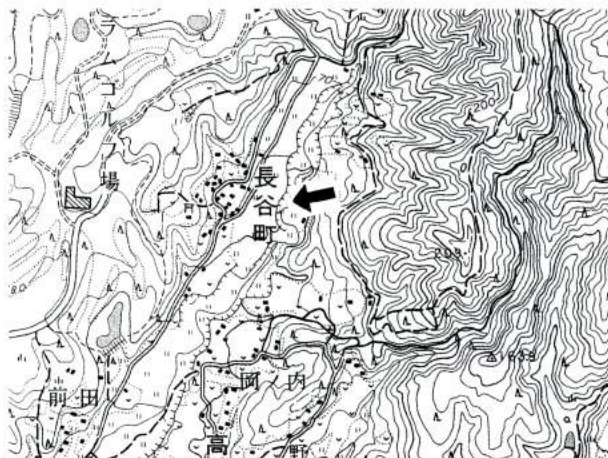
Ⅱ-8 常陸太田市 長谷

見どころ

- ①典型的な源氏川層が観察できます。
- ②落差約2mの断層が見られます。
- ③サガリテスの化石が観察できます。

場所

常陸太田市の里川の東側に沿って南北に走る道路を田渡町で東に入ります。しばらく道沿いに進むと長谷町の集落に入り、道の西側に火の見やぐらがあります。そこで、道の反対側の東側に目を転じてみると、田んぼの先に大きな露頭がそびえ立っています。



図Ⅱ-8-1 露頭位置図

国土地理院2万5千分の1地形図「常陸太田」

露頭概要

小川沿いに大きく切り立った露頭ですが、大きな断層を観察することができます。落差は約2m、幅は約50cmです。塊状で半固結状の暗灰色泥岩が、ブロック状に大きく2つに分かれ、そのすきまを粗粒の砂岩が埋めています。この砂岩は、橙色をしていて、未固結の塊状砂岩です。泥岩の走行、傾斜を測ってみると、 $N10^{\circ}W$ 、 $10^{\circ}W$ 、断層面の走向は、 $N30^{\circ}E$ 、傾斜はほぼ 90° です。泥岩をよく観察してみると、直径5mm程度の白色の管状の化石が含まれているのがわかります。これは、サガリテスという生物の化石です。

ここに見られる地層は、源氏川層と呼ばれる新第三系中新統上部の地層です。ブロック状に分かれている泥岩は、源氏川層の典型的なものであるといえます。

源氏川層は、里川の東西に分布しています。里川以東において、長谷町付近ではほぼ全域にわたって凝灰質泥岩が露出しており、まれに砂岩層がはさまれている部分もあります。この露頭の東側では、基盤の変成岩類にアバットし、南側の亀作町付近で久米層に不整合でおおわれていると思われます。

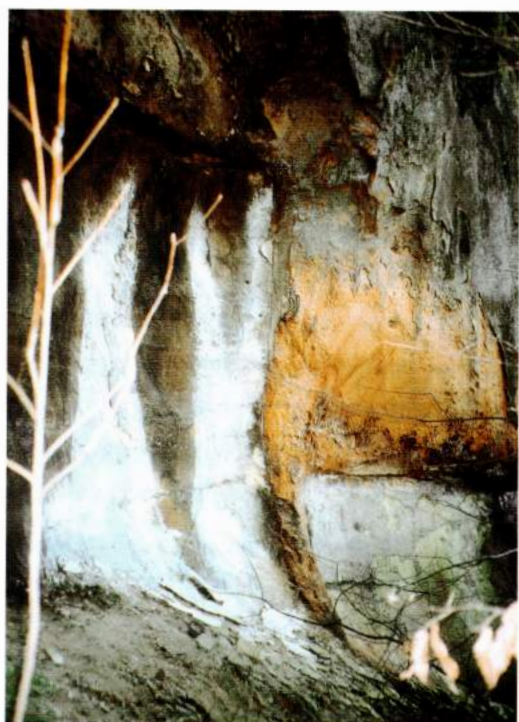
里川は、棚倉破碎帯の東縁断層にあたります。里川以東には、以西に見られるような、下位層の大門層や瑞龍層が見られません。また、里川以東の源氏川層は、以西の源氏川層に比べて時代が新しいといわれています。このことから源氏川層の堆積期になり、里川以東が沈降し、初めて堆積の場になったと考えられます。源氏川層堆積後、海は後退し全域が陸化し、侵食が進みました。

構造運動が終了したあと、再び海進が進み、上位層である久米層が堆積しました。

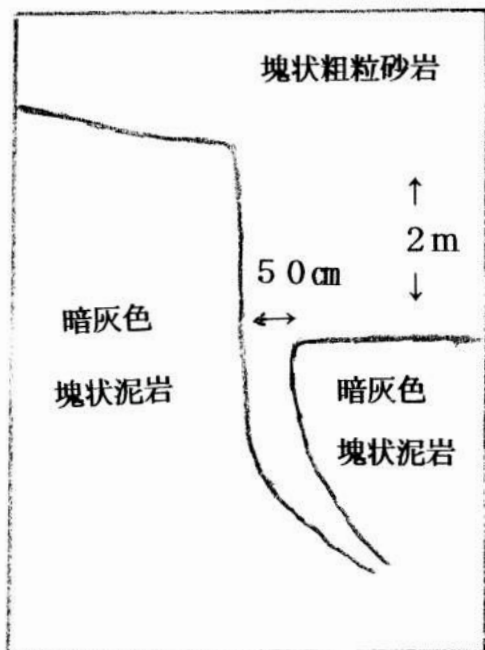


15m

図Ⅱ-8-2 露頭写真



図Ⅱ-8-3 断層の写真



図Ⅱ-8-4 断層のスケッチ

Ⅱ-9 北茨城市 花園

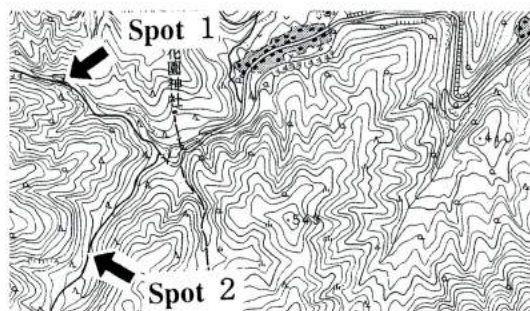
見どころ

- ①高変成度で粗粒の雲母片麻岩*1が観察できます。
- ②片麻岩中に入っている変成かんらん岩*2が見られます。
- ③ペグマタイト*3のズリから黒雲母などの鉱物を採取できます。

場所

Spot 1: 常磐自動車道を北茨城ICで降り、花園神社へ向かいます。花園神社の市営駐車場(無料)に車を止め、「七つ滝、奥の院」という看板がある林道を400mほど歩くと雲母片麻岩中の変成かんらん岩の露頭があります。

Spot 2: 駐車場から南西の方向に続く林道を400mほど歩くとペグマタイトのズリがあります。



図Ⅱ-9-1 露頭位置図
国土地理院2万5千分の1地形図「川部」

露頭概要

Spot 1: 沢沿いの林道には黒雲母片麻岩の露頭が続いていますが、その片麻岩中にブロック状の変成かんらん岩が観察できます。この露頭は周囲の片麻岩層には片理が発達しているのに対し、変成かんらん岩はそれがなく、約2mの高さの塊状、黄土色の岩体として観察できます。この地域の片麻岩は竹貫変成岩類と呼ばれ、高温で地下のやや深い場所(約20km)で変成作用を受けています。原岩は砂岩、泥岩で、黒雲母、長石、石英などの鉱物で構成されています。変成かんらん岩はかんらん岩を原岩とし、表面は白色の滑石で覆われ新鮮な部分は黒灰色の透閃石や斜方輝石から成っています。

砂岩泥岩は地上で堆積した堆積岩で地殻物質です。一方、かんらん岩は深成岩の一種で上部マントル物質です。産する場所がまったく異なる両者が、現在同じ場所で観察されるのは不思議な事です。この周囲には構造運動を示すような断層が見られないので、これは強大なレキであったかんらん岩が周囲の砂岩泥岩とともに変成を受け、今ここにあると考えられています。

Spot 2: 駐車場から南西方向にあるペグマタイトのズリがあります。ここでも長石、石英中に粗粒の黒雲母を採取することができますが、ここから右に折れ100～150m程のところには採石場跡があり、黒雲母の他にも白雲母、淡緑色の透輝石、少量ですがざくろ石や電気石も見つける事ができます。教材として用いるための黒雲母には十分の量が採取できます。

*1片麻岩 広域変成作用でできた粗粒で縞状(有色鉱物の多い層と無色鉱物の多い層)から成る岩石。

*2かんらん岩 構成鉱物のほとんどがかんらん石や輝石から成る深成岩で上部マントルを形成している岩石。

*3ペグマタイト 巨晶かこう岩ともいい、かこう岩とほぼ同じ鉱物組成を持ち、著しく粗粒な岩石。



図Ⅱ-9-2 Spot 1 の露頭写真



図Ⅱ-9-3 Spot 1 の露頭スケッチ



図Ⅱ-9-4 Spot 2 のベグマタイトのズリ



図Ⅱ-9-5 Spot 2 のズリで見られるベグマタイトとその中の黒雲母

Ⅱ-10 北茨城市 長浜

見どころ

- ①湯長谷層群亀ノ尾層と多賀層群平潟層との不整合関係を観察できます。
- ②不整合面を切る落差約2mの正断層が見られます。
- ③層間褶曲が観察できます。

場 所

常磐自動車道の北茨城ICを下り、国道6号線を北上し、北茨城市大原内の手前の信号を右折して「天心記念五浦美術館」方面へ向かいます。「天心乃湯」のところで左折し、海岸沿いに約400m進みますと道の両岸に露頭が現れます。この先の小道を下りると浜辺に出ます。少し南へ戻ると大きな露頭が現れます。



図Ⅱ-10-1 露頭位置図

国土地理院2万5千分の1地形図「勿来」

露頭概要

この露頭では、新第三系前期中新統（約1800万年前頃）の湯長谷層群亀ノ尾層を、新第三系中期中新統（約1550万年前頃）の多賀層群平潟層が不整合で被っているようすが観察できます。不整合面の直上には、亀ノ尾層の偽レキが基底礫岩として取り込まれているようすが観察できます。この不整合面は、海側に突き出た小さな岩でも見られ、三次元的な不整合面の広がりイメージすることができます。

この不整合面の下位の亀ノ尾層は、主に珪質な暗灰色の泥岩および砂岩からなり、上位の平潟層は、凝灰質の塊状泥岩からなります。海食台の部分は、亀ノ尾層の暗灰色塊状泥岩で炭質物を含んでいます。よく見ると、部分的に構成粒子が下位から上位にかけて粗いものから細かいものに級化成層（正級化）しているようすがわかります。海食台は、ここを被っていた砂が波によって運び去られると現れ観察することができますが、観察の際には波に十分注意する必要があります。この塊状泥岩の上位には、砂岩泥岩互層の一部の泥岩に層間褶曲*が見られます。

この露頭のほぼ中央部を斜めに断層が走っています。この断層は、断層面の右側（上盤）が左側（下盤）に対してずり落ちている正断層で、変位は約2mほどです。

この露頭の左端の部分は、その右側の地層とは不連続で、この部分が断層によってずれたことがうかがえます。断層面に沿ってその両側の泥岩が小さく破碎されているようすがわかります。

層間褶曲* 未固結または半固結の堆積物が重力に支配されて斜面をすべり下りる時またはスランプ（堆積時のすべり）運動によって形成された、特定の層だけに発達する小波長の褶曲。

柱状図(亀ノ尾層)

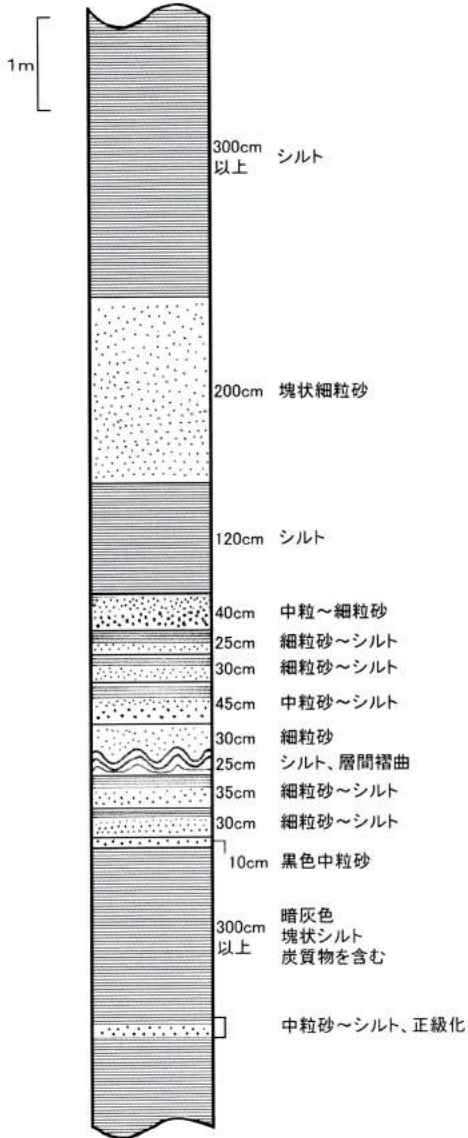


図 II-10-2 露頭柱状図



図 II-10-3 露頭写真

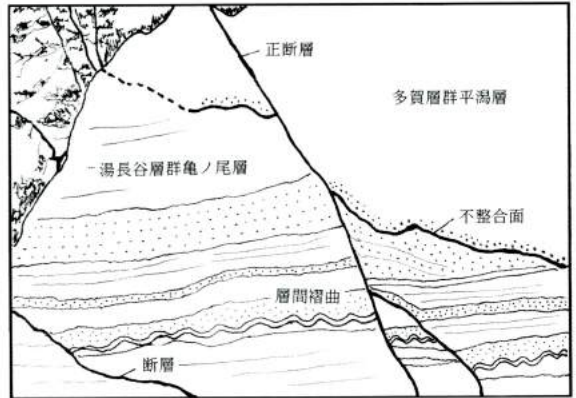


図 II-10-4 露頭スケッチ



図 II-10-5 層間褶曲

Ⅱ-11 北茨城市 中郷

見どころ

- ①十石堀の石炭層とよばれる大きな露頭が観察できます。
- ②亜瀝青炭や褐炭などを採集することができます。

場 所

常磐自動車道の高萩ICを降りて、県道67号線に出ると県道10号線との交差点があります。ここを左折してしばらく進むと、右手に中郷炭鉱跡の廃屋が見え、さらに進むと「十石トンネル」があります。トンネル通過し約100mほど先の交差点を左折し、「十石堀親水公園」という標識に従い坂道を進みます。公園の駐車場に車を止め、約150mほど行くと民家が1軒あり、さらに水路に沿って30mほど進んだところから杉林の中へ降りていきます。



図Ⅱ-11-1 露頭位置図

国土地理院2万5千分の1地形図「磯原」

露頭概要

この露頭に行くには、林のなかを降りていきますが、はっきりした道がないので小枝などをつかみながら気をつけて降りてください。水路の水が落ちて小さい滝になっているところが露頭です。ここの石炭層は、高さ・幅約6mくらいになっていて、観察するには足場が悪く、滑って沢に落ちないように注意を要します。この炭層は石城層下部の輪廻層に挟まれており、極めて連続性に富んでいることから、常磐地区の各炭鉱で稼行対象とされた炭層であったということです。

炭層は柱状図*1に示されているように、最下部の頁岩の上に約70cmの厚さで亜瀝青炭*2があり、その上に褐炭層*3が約4.5mにわたって積み重なっています。このように厚い石炭層は他に見られるところがないのでたいへん貴重な露頭です。

炭化の進み具合によって石炭は、無煙炭（炭素含有量93～95%）、瀝青炭（炭素含有量70～80%）、褐炭、泥炭などと呼ばれています。無煙炭、瀝青炭は高品位炭、それ以外は低品位炭と呼ばれています。亜瀝青炭は瀝青炭と似ているが水分を含むため今はあまり使われていません。褐炭は炭化率が低く、水分や酸素が多く、練炭や豆炭などに使われています。泥炭は石炭の成長過程にあるもので品質が悪く、スコットランドではウイスキー製造に使われています。

*1 柱状図 茨城県高等学校教育研究会地学部編 地学研究シリーズ第18号（1977年）「阿武隈東縁地域の地質見学案内（続）」P24より転載

*2 亜瀝青炭、*3 褐炭層 石炭の種類

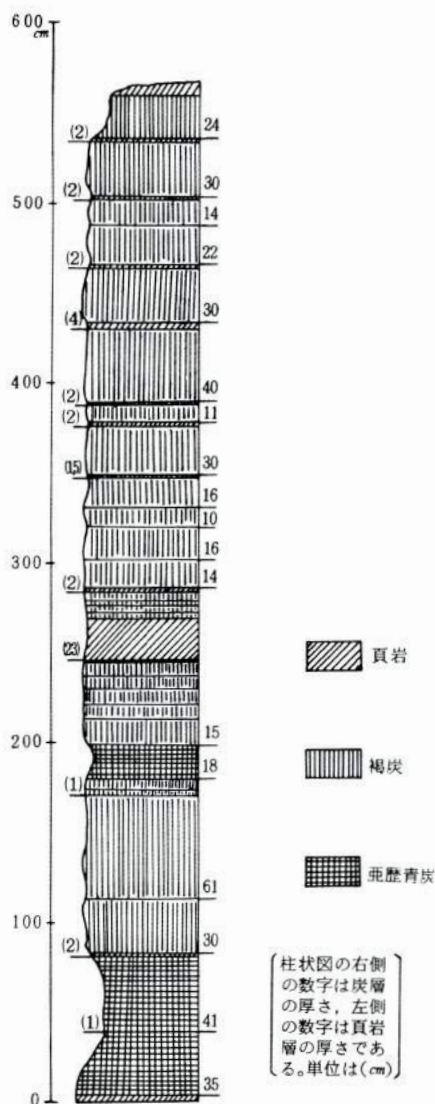


図 II-11-2 炭層柱状図



図 II-11-3 中郷炭鉱跡



図 II-11-4 十石堀の石炭層

十石堀の言われ

「十石堀」という名は江戸時代に遡ります。江戸時代はこの辺は松井村といました。当時田畑への水は天水を頼るのみで日照のときは水不足に悩まされていました。村人の窮状を見た庄屋の惣左衛門（沼田惣左衛門）は近隣の村々に呼びかけて用水路の工事を願い出ました。しかし当時支配していた水戸藩は、はじめは工事許可を与えませんでした。惣左衛門は綿密な調査の末藩を説得し工事許可を得ました。1668年（寛文8年）に開始した工事は極めて困難でしたが惣左衛門は私財を投げ打ち、決死の覚悟で進めていき翌年ようやく完成に至りました。この業績により惣左衛門は苗字帯刀を許され、新田の中から約十石分の土地を与えられたことから、この水路を「十石堀」と名づけられたということです（この話は地元の小学校の教材になっています）。

Ⅱ-12 日立市 久慈町

見どころ

- ①火山豆石（ピソライト）が観察できます。
- ②鍵層（白色凝灰岩層）による地層の対比とコンポリュートラミナが観察できます。
- ③礫岩層の観察と古生代化石を採集することができます。

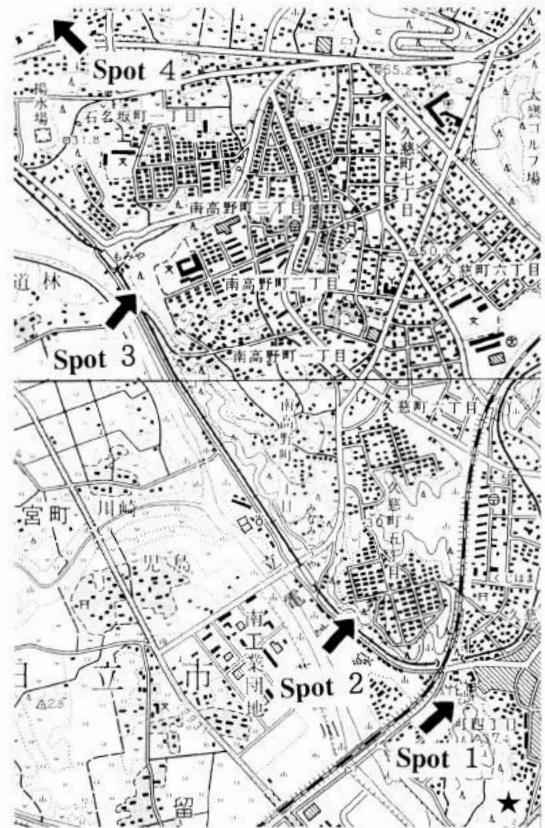
場所

Spot 1：国道 293 号線を日立港に向かい、南高野橋を左折します。南高野橋を渡り、次の交差点を右折して 500m ほど進み、常磐線の踏切を渡ってすぐに鋭く右折した道の左側にある露頭です。

Spot 2：Spot 1 まで来た道を北西に 300m ほど戻り、日立電鉄を渡った北東側の荒地の左奥に見られます。荒地の草が枯れている季節が観察に適しています。

Spot 3：茂宮駅の踏切を渡ってすぐ東側に見える露頭です。

Spot 4：6 号国道の北側の荒地の中にあります。



図Ⅱ-12-1 露頭位置図

国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図

「常陸太田」「常陸久慈」

露頭概要

Spot 1 では、多賀層（新第三系中新統、灰色の凝灰質シルト岩からなる）の上に、離山層（新第三系鮮新統、白～茶褐色の凝灰質砂岩や白色凝灰岩などからなる）が不整合に重なっています（しかしながら、ここでは不整合関係は明瞭ではありません）。離山層からは、この付近の露頭★（現在はコンクリートで被覆されてしまいました）において、1914 年に旧象化石が発見されています。

多賀層のシルト岩は塊状で、風化乾燥すると表面から薄くはがれます。上部のこぶし大ほどの緑色片岩、チャートなどの扁平な円礫が見られます。また、よく観察すると海綿 Makiyama や珪藻、魚鱗、有孔虫などの化石を見つけることができます。

Spot 2 の離山層の下部には、直径約 5～13mm に火山豆石が含まれます。火山豆石は火山灰が球状に固結したもので、成因としては噴煙に含まれた水の表面張力や火山灰粒子の静電気などで凝集してできるという説や、堆積した火山灰に水滴が落下、転動して生じるという説があります。ここでは、火山豆石は粗粒でち密な凝灰岩に最大 4～5cm の厚さで密集した状態で見つかります。このことから、この火山豆石は大気中で火山噴火の際の上昇気流中で形成された後、海水中

に落下し、その後海水の流れによって沖浜に運ばれ堆積したものと考えられています (Kikuchi, Nikaido, Noda, 1992)。

Spot 3 には、久米層 (新第三系鮮新統、上部は凝灰質泥岩～細砂質泥岩、下部は礫岩からなる) の礫岩層が見られます。直径数十 cm 大の変成岩の円～亜円礫が密集した層と、数 cm 大の変成岩の円～亜円礫のあまり密集していない層が繰り返していて、後者の層にはクロスラミナ (斜交葉理) が発達しています。また、一見コンクリートのような礫岩や石灰質千枚岩、石灰岩の巨礫が山積みされています。石灰質千枚岩からはコケムシ類、ウミユリ類の茎部および軟体動物化石が発見され、また石灰岩からは二畳紀の紡錘虫化石などが発見されています。

Spot 4 の離山層中には平行なラミナ (地層中で肉眼的に観察できる成層構造のうち最小のもの、葉理ともいう) やコンボリュートラミナ (波形に変形したラミナのことで、上に凸な部分が鋭角的にとがり、下に凸な部分は幅広い丸型ないし箱型を呈するため、地層の上下判定に役立つ) の発達が見られます。

離山層の層準について、白色凝灰岩層を鍵層として対比すると、久米層と同準位ではないかと考えられます。なぜならば、Spot 1 に見られる白色凝灰岩層が Spot 2, Spot 4 でも見られるからです。みなさんも、現地を調査して考察を加えてみて下さい。



図 II-12-2 Spot 1 の露頭写真



図 II-12-3 Spot 2 の火山豆石



図 II-12-4 Spot 3 の礫岩層



図 II-12-5 Spot 4 のコンボリュートラミナ

参 考 文 献

- 天野一男・高橋治之(1986):日本の地質3 関東地方, 共立出版, 日本の地質「関東地方」編集委員会編, 132 - 136.
- 天野一男 編著(1994):日曜の地学8 茨城の自然をたずねて, 築地書館, 201 - 205.
- 石川正弘・廣井美邦・田切美智雄(1996):竹貫一御齊所変成岩類の岩石と地質構造, 日本地質学会第103年学術大会見学案内書, 155 - 157.
- 茨城県高等学校教育研究会地学部(1966):日立市付近の地質見学案内, 地学研究シリーズ第8号, 43 - 49.
- 茨城県高等学校教育研究会地学部(1970):茨城県久慈川中流地域の地質案内, 地学研究シリーズ第11号, 17 - 18.
- 茨城県高等学校教育研究会地学部(1976):阿武隈東縁地域の地質見学案内 花園・花貫, 地学研究シリーズ第17号, 21 - 23.
- 茨城県高等学校教育研究会地学部(1977):阿武隈東縁地域の地質見学案内(続), 地学研究シリーズ第18号, 24p.
- 茨城県高等学校教育研究会地学部(1995):茨城の岩石と鉱物II (阿武隈・奥久慈編), 地学研究シリーズ第35号, 1p, 13p.
- 上田庸平・安藤寿男・篠崎将俊(2003):茨城県北部の古第三系下部漸新統白水層群石城層から浅貝層にかけての堆積相と古地理的意義, 茨城県自然博物館研究報告第6号, 1 - 3.
- 大槻憲四郎(1975):棚倉破碎帯の地質構造, 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 76, 1 - 71.
- 大森昌衛・蜂須紀夫 編著(1979):日曜の地学8 茨城の地質をめぐって, 築地書館, 152p.
- 大山年次 監修・蜂須紀夫 編(1977):茨城県地学のガイド, コロナ社, 2 - 11.
- Takahashi, H・Amano, K(1984): Miocene transgression in and around the Tanakura shear zone. *Bull. Coll. Gen. Ibaraki Univ.* 16, 149 - 162.
- 田切美智雄・橋本 純・天野一男(1999):茨城県水府村坂下に分布する第三系礫岩の産状と成因, 茨城県自然博物館研究報告第2号, 1 - 4.
- 徳橋秀一 編著(2002):タービダイトの話(「地質ニュース」復刻版), 実業公報社, はじめに, 日本地質学会地質基準委員会 編著(2003):地質学調査の基本 地質基準, 共立出版, 16 - 17.
- 根本直樹・竹谷陽二郎・柳沢幸夫・相田 優(1996):常磐地域の新第三系, 日本地質学会第103年学術大会見学案内書, 139p.
- 野田浩司(2001):1,500万年前茨城県は熱帯の海だった, 日本古生物学会普及講演資料, 19p.
- Yoshibumi, K・Akinobu, N・Hiroshi, N(1992): Occurrence of marine accretional lapilli from the Pliocene Hanareyama Formation in the northern part of Ibaraki Prefecture, Japan. *Tsukuba Univ.* 16, 48 - 52.
- 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).
- Horiuchi, J. and H. Takimoto. 2001. Plant Mega-fossils from the Late Early to Early Middle Miocene Asakawa Formation at Inuboe Pass, Ibaraki Prefecture, Kanto District, Japan. *Bull. Ibaraki Pref. Mus.*, (4): 1 - 32.

あ と が き

平成11年度に発足したこの委員会も、5年の歳月が過ぎました。以前に紹介され現在も残っている貴重な露頭、以前とは大きく変わってしまった露頭、これまでに紹介されていない新しい所などをできるだけわかりやすく紹介できればと思います。この巡検案内委員会が発足されました。年に2、3回のペースで、講師の先生に解説していただきながら調査を進めてきましたが、それ以外にも委員の方々が休日などに調査を行なってきました。今回の巡検案内は、阿武隈、奥久慈方面を中心に上げましたが、まだまだ載せられない地域が残されていますので、なにかの折に紹介できればと思います。

この案内書の形式は、見開きで1つの場所を紹介し、左側に見どころと場所と概要を、右側に写真やスケッチなどを載せました。この冊子をフィールドワークに活用していただければ幸いです。

最後に、調査研究を進めるにあたり、講師を快く引き受けてくださった、元高教研地学部会員の笠井 勝美氏、大森 信義氏、豊田 久允氏、二階堂 章信氏には数々のご指導をいただきました。また筑波大学の指田 勝男先生には微化石についてご教授いただきました。以上の皆様に厚くお礼申し上げます。

2004年3月

茨城県内の地学巡検案内委員会委員

茨城県立並木高等学校	教諭	青木秀則
茗溪学園高等学校	教諭	穂本貴通
茨城県立鹿島高等学校	教諭	飯島力
茨城県立日立第一高等学校	教諭	大内誠一
茨城県立竜ヶ崎第一高等学校	教諭	大野雅彦
茨城県立牛久栄進高等学校	教諭	尾見成一
茨城県立太田第一高等学校	教諭	梶清史
茨城県立牛久栄進高等学校	教諭	加藤和男
茨城県立取手第二高等学校	教諭	木村正和
茨城県立那珂高等学校	教頭	菅谷政司
茨城県立境西高等学校	教諭	滝口信吾
茨城県立鉾田第一高等学校	教諭	仁平麻奈美
茨城県立三和高等学校	教諭	細谷正夫
茨城県立竜ヶ崎第二高等学校	教諭	宮澤利春
(~平成14年度) 元・茨城県立東海高等学校	教諭	小森勝巳
(~平成15年度) 元・茨城県立水戸農業高等学校	校長	二階堂章信

茨城県内の地学巡検案内 I

平成 16 年 3 月発行

発行者：茨城県高等学校教育研究会地学部

表紙の写真

左上：北茨城市・十石堀の石炭層

右上：大子町・大沢口凝灰岩

左下：水府村・棚倉断層と断層崖

右下：日立市・火山豆石（ピソライト）