

地学研究シリーズ第45号

# 茨城県内の地学巡検案内 II



2005年

茨城県高等学校教育研究会地学部

## ま え が き

茨城県高等学校教育研究会地学部在地学研究シリーズの第45号として「茨城県内の地学巡検案内Ⅱ」を刊行することになりました。前々回の第43号に刊行された阿武隈・奥久慈を紹介した「茨城県内の地学巡検案内Ⅰ」の続編ということで、県南、県西、県東地区の露頭を紹介したものになっています。

本地学部では、これまでに各部員の協力により地質、気象、天文、地学教材写真集、地学の実験・実習など様々な分野で地学研究シリーズとして刊行してきました。これらの刊行物は、多くの小・中・高校の先生方の地学教育の指導資料や野外分野のガイドブックとして、効果的に活用されております。

今回刊行された研究委員のみなさんは、平成11年度に発足した13名の構成で始まり、メンバーの入れ替えを交えながら15年度までに主に県北の調査活動をまとめ「巡検案内Ⅰ」として刊行し、16・17年度の調査で今回の「巡検案内Ⅱ」の発刊となりました。案内様式は、前回と同様にひとつの巡検案内場所を見開き2ページに掲載し、場所と地形図は左側に載せて見所と解説を加えています。右側にはカラー写真を多く載せ、現地で見られるポイントを紹介しています。解説と写真を見ながら現地での野外観察に役立つものと思います。

今回の研究成果は、地学教育の関係者はもとより、多くの地域の方々の自然を学ぶためのテキストとして活用されることを願ってやみません。近年、子供たちの理科離れが問題になっておりますが、自然を愛し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。

最後に、この7年間、校務多忙にもかかわらず、調査研究に携わられた研究委員の各先生方並びに、会場提供や調査活動などに何かとご高配を賜りました研究委員当該校の学校長をはじめ、さまざまなアドバイスをいただきました多くの研究者の方々に厚く御礼申し上げます。

平成18年3月

茨城県高等学校教育研究会 地学部長  
山 野 隆 夫

## 茨城県内の地学巡検案内 II 目 次

まえがき

### 目 次

|                      |    |
|----------------------|----|
| I 八溝山地・常総台地の地質概説     | 1  |
| 1 八溝山地・常総台地の地形       | 1  |
| (1) 八溝山地とその周辺        | 1  |
| (2) 常総台地             | 1  |
| 2 八溝山地・常総台地の地質       | 1  |
| (1) 八溝山地とその周辺        | 1  |
| (2) 常総台地とその周辺        | 5  |
| II 巡検案内              | 7  |
| 全体図                  | 7  |
| II-1 城里町 上の谷津林道      | 8  |
| II-2 城里町 高取林道        | 10 |
| II-3 石岡市 龍神山         | 12 |
| II-4 石岡市 龍神山周辺の点紋粘板岩 | 14 |
| II-5 かすみがうら市 雪入, 弓弦  | 16 |
| II-6 つくば市 平沢         | 18 |
| II-7 常総市 坂手, 豊岡町     | 20 |
| II-8 竜ヶ崎市 八代         | 22 |
| II-9 行方市 根小屋, 石神     | 24 |
| II-10 笠間市 滝野不動尊, 柊山  | 26 |
| II-11 石岡市 西光院        | 28 |
| 参考文献                 | 30 |
| あとがき                 | 31 |

# I 八溝山地・常総台地の地質概説

## 1 八溝山地・常総台地の地形

### (1) 八溝山地とその周辺

八溝山地は、八溝山を主峰として塊状に鷺子・鶏足・筑波の四つの山塊で構成され、名峰筑波山より南は関東平野に没しています。中・古生界の山体を中心に、その周囲をゆるくとりまいて丘陵が細長く分布しています。円錐形をした高度のわりに険しい八溝山塊を除いては、各山塊とも解析が進み、比較的広い谷が発達して、山地が小単位に分離しているのが目立ちます。笠間や羽黒・岩瀬など小盆地は山塊の鞍部にあたる横谷で、県境の交通路として利用されています。丘陵で顕著なものは、友部丘陵と所貫丘陵です。友部丘陵は鶏足山塊の南縁に沿って、笠間や岩瀬の盆地まで分布し、所貫丘陵は久慈川と那珂川の間在所貫付近より瓜連付近まで分布しています。これら丘陵は、その上に平坦面を残し、最上部が多摩ロームに相当する関東ロームに覆われていること、開析の程度が多摩丘陵と相似していることから、多摩面（洪積統下部）に対比されています。

### (2) 常総台地

常総平野は、おもに洪積台地からなり、畑や平地林として県民生活の主要な場所として利用されています。この台地は常総台地とも呼ばれ、北より那珂・東茨城・鹿島・行方・新治・稲敷・真壁・結城・猿島の各台地に分かれています。鹿島灘に沿った鹿島台地では約40mの高度があり、これより内陸に向かうほど低くなって猿島台地北西端の古河付近で約15mとなっています。このことは、これらの台地が形成された後に土地が変動したことを示し、関東盆地をつくるような地殻変動の結果と考えられます。台地を刻む谷は地質時代の新しい時期に海進を受け、その名残りとして千波湖・渦沼・霞ヶ浦および北浦があります。霞ヶ浦はわが国第二の大きな湖ですが、水深は8mに満たない透明度の低い富栄養湖となっています。鬼怒川や小貝川は江戸時代の初期に流路のかけかえによって、利根川と合流して霞ヶ浦や北浦の水を受け水郷をつくり、銚子より太平洋に注いでいます。これら沖積低地の発達には各河川沿岸にも多く、集中的な水田地帯となっています。東海村や鹿島には河口付近に形成された浜堤が母体となって新旧の砂丘が、紺碧の海とよく調和して成長しています。（茨城県地学のガイドより）

## 2 八溝山地・常総台地の地質

### (1) 八溝山地とその周辺

八溝山地は、足尾山地とともに足尾帯に属し、西南日本内帯の美濃一丹波帯の延長とみられている。八溝山地の先新第三系の走向は、全体として棚倉破碎帯とほぼ平行で南北に近いが、南端の筑波山塊の付近では屈曲して北東一南西となっている。構成岩石からみると、八溝・鷺子・鶏足山塊は、花こう岩と変成岩からなる筑波山塊とは異なっている。

八溝・鷺子・鶏足山塊：三つの山塊は、地向斜相の中・古生界からなり、これを小規模な花こ

う岩や斑れい岩が貫いている。中・古生界は足尾山地に比べて砂岩が多く、石灰岩・緑色岩が少なくチャートもあり多くない。頁岩は炭質物が多く、地向斜相にしては植物化石が多い(大山・笠井, 1974)。このような特徴からみて、八溝山地の中・古生界を八溝層群としてまとめて扱う。なおこの用法は、これまでの八溝層群(鹿股, 1961 英)とほぼ同じであるが、笠間層群(鹿股, 1961 英)を含んでいる。

**筑波山塊：**八溝山地の南端の筑波山塊はおもに花こう岩と変成岩からなる。変成岩は、岩石学的に領家変成岩に似ていることが指摘されており、花こう岩の一部(斑状花こう岩)とともに、領家帯に属するとみられている。なお、変成岩の源岩は、八溝山地の中・古生界と共通性が強い(柴, 1979)。

#### (a) 八溝・鷲子・鶏足山塊の中・古生界

八溝層群の層序の解明は、地質構造が複雑なため大変難しく、まだ不確定な要素があるが、滝沢・笠井(1984)はこれまでの区分とは異なる5つの岩相ユニットに区分している。各ユニットは断層で接しているため、元々の関係はわからないが、化石の資料も考慮して古いと考えられるものからA～E層と名づけている。この区分は、はじめは鶏足山塊においてすすめられたものであるが、八溝・鷲子山塊についてもあてはまると考えられている。各層は南北の走向方向にはよくつながり、東西の傾斜方向には断層や褶曲により何度も繰り返してみられる。

**A層：**厚い頁岩ないし粘板岩からなり、下部にチャート、上部に砂岩を挟む。笠間市福田などでみられる。層厚は約600mである。

**B層：**頁岩がらのオリストストロームと、頁岩がらの砂岩・頁岩の互層からなる。桜川市大泉などでみられる。オリストリスとしては、砂岩・チャート・石灰岩・緑色岩などがある。層厚は約400mである。

**C層：**チャート・頁岩・砂岩頁岩互層からなり、珪質頁岩を挟む。城里町塩子、徳蔵などでみられる。層厚は約800mである。頁岩には*Dictyomitrella* spp., *Stichocapsa* sp. などの*Unumaechinatus* 群集に相当する放散虫が含まれる(指田ほか, 1982, 1982 英)ので、年代は中期ジュラ紀とみられる。

**D層：**砂岩がちの砂岩と頁岩の互層で、タービダイトが多い。益子町東部の新福寺などでみられる。層厚は約800mである。タービダイトの一部には礫岩がみられ、猿久保礫岩とよばれている(加納, 1960)。礫岩の礫には、フズリナや腕足貝を含む石灰岩・花こう岩などがある。

**E層：**おもに砂岩と頁岩(ときに互層)からなり、珪質の地層を挟む。城里町の下古内、大子町野倉などでみられる。層厚は約400mである。頁岩には、*Mirifusus baileyi* 群集に相当する放散虫が含まれている(指田ほか, 1982, 1982 英)ので、この層の年代は後期ジュラ紀と考えられる。

地質構造については、走向が全体として南北で、西に傾斜する同斜構造であるが、逆転した地層が多い(笠井, 1978, 1981; 滝沢・笠井, 1981, 1984)。逆転していない地層と逆転した地層が、傾斜方向に数百m～2kmごとに交互に配列している。八溝層群は、西傾斜の多数の衝上断層によって細かく切られているが、基本的には東フェルゲンツの転倒した同斜褶曲である

可能性が強い(溝沢・笠井, 1984)。

堆積相は、足尾層群に比べて砂岩が多く、頁岩には炭質物が多いなど、足尾帯のなかでは最も陸地(供給源)に近い堆積物と思われる。鷺子・鶏足両山塊の一部には、沿岸砂州を含む浅海相とみなせる堆積物が報告されている(増田ほか, 1980 英)。しかし陸地が堆積盆地のどちら側にあったのかは明らかになっていない。粗粒碎屑物の分布状態からみると、東側(阿武隈山地側)に陸地があった可能性がある。タービダイト中のソールマークにみられる南からの古流向は、軸流の可能性もある。猿久保礫岩に含まれる花こう岩やオーソコーツァイトの礫は、阿武隈帯から供給されたといわれている(大上, 1973 英)。

八溝層群には、オリストストロームは比較的少なく、顕著なものは各山塊の中央～東半部にだけみられる。鶏足山塊の大泉では、泥質岩にチャート・石灰岩・砂岩・凝灰質岩の大小の岩塊がとりこまれたオリストストロームがみられる。青野ほか(1981 英)や青野(1985 英)は、この山塊で海底地滑り構造と、それに伴うオリストリスをたくさん見いだし、南東から滑ってきたものと考えている。しかし、それらの構造のなかには、変形でできたものとの区別が難しいものもあり、今後の検討が必要である。(滝沢文教・笠井勝美, 日本の地質 3, 関東地方より)

#### (b) 八溝山地の花こう岩

八溝山地の花こう岩は、その概要が河田(1951)によって報告され、また柴田(1944, 1951)によって八溝型・稲田型・筑波型に分類された。八溝型は八溝・鷺子・鶏足山塊に小岩体をつくる黒雲母花こう岩と石英閃緑岩～花こう閃緑岩で、一部に斑れい岩を伴う。稲田型は筑波山北麓から稲田にかけて分布する細～粗粒の黒雲母花こう岩である。筑波型は筑波山を構成する斑状花こう岩と変成岩をとりまいて点在する複雲母花こう岩である。高橋(1982a)は稲田以南の花こう岩を詳しく調査し、柴田の稲田型をさらに細分した。ここでは、これらの研究を基礎に若干の修正を加えて、八溝型・稲田型・筑波Ⅰ型・筑波Ⅱ型・細粒花こう岩に分類した。

**八溝型花こう岩:** 柴田(1951)の定義どおりのもので、八溝・鷺子山塊の東縁に分布する花こう岩と、西縁にゆるい弧を描いて南北に連なり、南端は鶏足山塊の東北縁へのびる石英閃緑岩～花こう閃緑岩である。鷺子山北麓には斑れい岩がある。

花こう岩は著しく粗粒で、有色鉱物は少なく、石英が1 cm以上の粒状あめ色の結晶で、他の花こう岩と異なっている。いずれも $\text{SiO}_2 = 75 \sim 77.5\%$ の珪長質な岩石である。この岩石はときに蛍石を伴い、中・古生界との接触部には灰重石—すず石脈(高取)や輝水鉛鉱(近津)が知られている。このような特徴は領家帯ではなく山陽—苗木帯や山陰—白川帯の花こう岩と共通している。

**稲田型花こう岩:** 鶏足・筑波山塊の間に、稲田を中心として分布する粗粒の黒雲母花こう岩である。ときに角閃石を含み、黒雲母が筑波山塊の花こう岩中で最も鉄に富んでいる(高橋, 1982b)。中・古生界との接触部近くに捕獲岩が多く(笹田・服部, 1982)、石灰質の場合には灰重石を含むスカルンがみられる(豊, 1982)。稲田型もまた山陽—苗木帯の花こう岩に属していると考えられる。この岩石は稲田石の名で石材として多量に採掘されている。

**筑波Ⅰ型花こう岩:** 筑波山を構成するカリ長石の斑晶の多い粗粒で片状の花こう岩と西麓の片麻状のトーナル岩(高橋, 1982a)とが区別できる。

斑状岩相では、カリ長石は斑晶として多量にあるが基質部には少なく、斑晶を除くとトータル岩質である。斑晶は最大数 cm に達し、他の花こう岩に比べ色指数が高い。しかし、有色鉱物は黒雲母のみで角閃石を欠いている。黒雲母は薄膜状に集まって石英や長石の間を埋め、弱い片麻状構造をつくる。この構造はまたレンズ状の暗色包有物や斑晶カリ長石の配列で強調される。片麻状構造の方向は、トータル岩質の部分も含めるとほぼ岩体の形に沿って同心状で、その傾斜はまちまちである。したがって、全体として単純なベーズンやドーム状の構造ではないようである（高橋，1982a）。ほかの花こう岩では、石英が多少ともあめ色であるのに、この岩石の石英は無色であり、この点もこの岩石の特徴となっている。

トータル岩質の部分には、カリ長石の斑晶はない。斑状岩相よりも全体としてやや粗粒で黒雲母が多く、片麻状構造が著しい。塩基性レンズが片麻状構造と平行に挟まれており、その周辺には角閃岩がみられる。

**筑波Ⅱ型花こう岩：**筑波Ⅱ型は柴田（1944）の筑波型複雲母花こう岩と高橋（1982a）の中粒花こう閃緑岩をあわせたものである。前者は変成岩地域の西縁と南縁に点在し、後者は筑波山の北麓から稲田の南にかけて、筑波山塊の北半部を占めている。多少ともカリ長石の斑晶を持ち、白雲母と黒雲母を伴うが、変成岩地域をとりまくもののほうが白雲母が大きく、多い。一部にざくろ石も含んでいる。

**細粒花こう岩：**上城・加波山・足尾山・山尾や筑波変成岩地域の南東縁などに分布する。上城のものは岡田ほか（1954）により上城型とよばれ、白雲母とまれにざくろ石を伴う。変成岩地域の南東縁のものもこれと似ている。加波山や山尾のものは黒雲母花こう岩であるが、わずかな白雲母を伴い、加波山のものはざくろ石を含んでいる。高橋（1982a）によると、両岩体とも中粒相を中心部を持つ累帯岩体である。

### (c) 筑波変成岩

筑波山の南東麓には、角閃岩相にたつする変成岩が分布し、佐藤（1927）・杉（1928，1930 英）・宇野（1961）・柴（1979，1982）・柴ほか（1979）などの研究がある。杉（1930 英）は変成岩地域を点紋粘板岩帯・片状ホルンフェルス帯・注入片麻岩帯に分け、注入片麻岩帯が変成岩地域の大部分を占めることから、変成作用は花こう岩マグマの層間貫入によっておきたと考えた。柴（1979）は源岩による地質図をつくり、構造を明らかにした。源岩は主として泥岩およびシルト岩ないし砂岩の互層であるが、互層の特徴によって下位から次のように区分した。

**平沢層：**泥岩・シルト岩～砂岩の 0.2～1 cm の互層で、層厚は 1500 m 以上。

**東城寺層：**泥岩・シルト岩～砂岩の 50 cm にたつする互層で、少量の含礫泥岩と中～塩基性火山岩を挟んでいる。層厚は 300～600 m。

**雪入層：**おもに泥岩・シルト岩～砂岩の 1～3 cm の互層で、含礫泥岩・礫岩・中～塩基性火山岩を少量含んでいる。層厚は 600 m 以上。

これらの地層には、互層部に斜交葉理や級化成層がみられる。地質構造は、北部では緩傾斜、東部ではしばしば急傾斜で向斜と背斜を繰り返している。（端山好和，日本の地質 3，関東）

## (2) 常総台地とその周辺

常総台地の主な構成層は下総台地の下総層群木下層に相当する見和層とこれをおおう茨城粘土層で、これらは常総台地の堆積面をつくっている。見和層の基盤として地表に見えているものは、中部更新統の笠神層と石崎層である。

また、ボーリング資料によれば東茨城台地の東部では、下総層群に相当する礫層を挟む細～粗粒砂層が海面下 20～60 m まで続き、その下位に上総層群に相当するとみられる極細粒砂岩・シルト岩よりなる地層が中新統の塊状泥岩に重なっている。台地西部では下総層群とみられる地層は海面下 100～200 m まで続き、その下位は八溝層群に相当する中・古生界の堆積岩または花こう岩からなる基盤である。

**石崎層：**齊藤（1959）が、東茨城台地の涸沼周辺で見和層の下位の地層に対して名づけた。砂鉄を含む浅海成の砂層で、砂礫やシルトの薄層を挟んでいる。平行葉理や斜交葉理が著しい。殻が溶けた貝化石や生痕化石を含む。笠神層および見和層に不整合に覆われる。厚さ 30 m 以上。

**笠神層：**坂本ほか（1981）が涸沼川北岸の笠神において、石崎層と見和層の間にある地層に対して名づけた。基底部に泥炭を伴い、浅海成の細粒砂層からなる。厚さ約 10 m。

**見和層：**水戸市西部の見和町を模式地として、齊藤（1959）が命名した。常総台地の主要な部分を構成し、下総台地の木下層に対比される。霞ヶ浦周辺で成田層（菊地・館野，1962；真野，1965；青木・馬場，1979，1980，1981 など）とされたものの一部にあたる。下部・中部・上部の 3 層に区分される。

下部層は基底の旧河谷の跡と考えられる細長い凹地を埋積した軟弱な泥層で、*Theora fragilis*（シズクガイ）、*Raeta* (*Raetellops*) *yokohamensis*（ヨコハマチヨノハナガイ）などの内湾性の貝化石を含んでいる。ボーリング資料では礫層もあり、層厚は最大 40 m に達する。中部層は、水戸市南部から大洗の南にかけて分布する。厚さ 10～30 m の河成の礫層である。涸沼北東部では、礫層の上位に重なる厚さ約 5 m のシルト層も中部層に含まれる。

上部層は見和層の主体をなす浅海成層である。全般的にみて下半部は淘汰のよい細粒砂、上半部は砂鉄質の斜交葉理が著しい粗粒砂で、ときに礫混じりとなる。那珂台地・東茨城台地に分布し、厚さは全域的に 10～15 m である。基底は海拔 15～16 m の高さにありきわめて平坦なことが特色で、ところにより中新統の泥岩・石崎層・見和層下部層や中部層などをほぼ一樣な高さできっている。上部層基底のこの広い平坦面は、当時の緩やかな海面上昇に伴い、波食面として形成されたものと考えられる。

**茨城粘土層：**坂本ほか（1972）が見和層を覆う粘土層に対して命名した。厚さ 1～2 m、東茨城台地・那珂台地など常総台地北部全域に分布している。岩相の類似と層位関係から常総粘土層に対比される。

**常総層：**小玉ほか（1981）が、筑波山南方の筑波台地・稲敷台地に分布する下末吉ローム層堆積期の河成堆積物に対して名づけた。この層には竜ヶ崎砂層・常総粘土層とよばれてきた地層も含まれている。

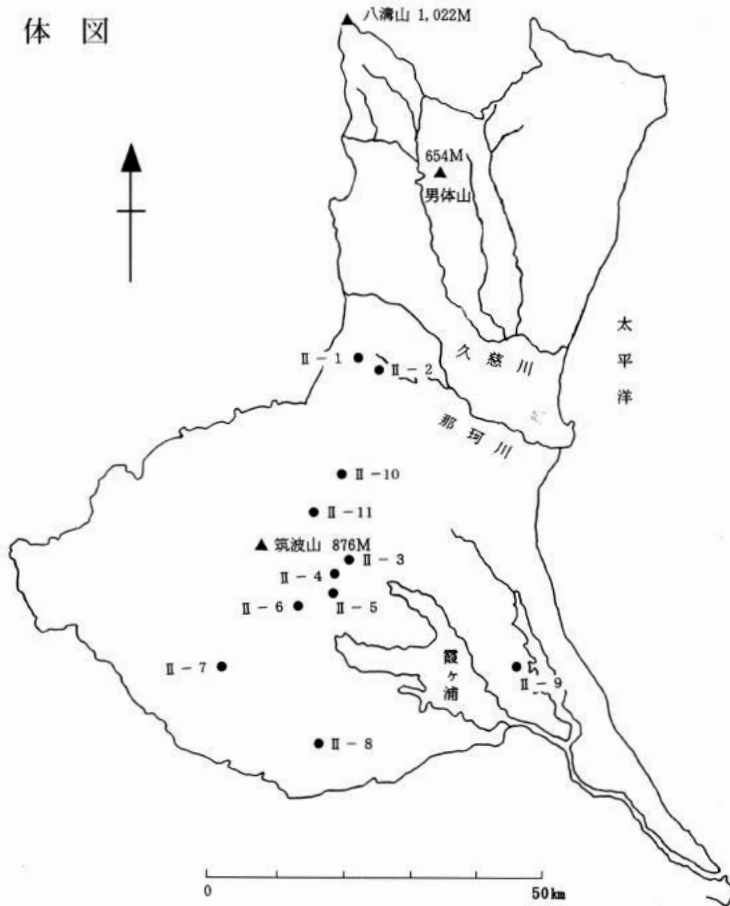
常総層は旧河道堆積物である粗粒相（竜ヶ崎砂層を含む）とその外側に拡がる後背湿地の泥質相（常総粘土層を含む）とからなる。旧河道堆積物には時期が異なる少なくとも 3 つの地層が識

別され、全体の厚さは最大約7 mである。形成年代は、火砕質鍵層の対比から、約13万年前から約6万年前までの最終氷期前半と考えられ、当時の海面低下に伴って古東京湾がしだいに縮小し、鬼怒川の氾濫原が拡大する過程で堆積したものである（磯部・宇野沢, 1982; 池田ほか, 1982; 宇野沢・遠藤, 1984）。なお、上に述べた東茨城台地・那珂台地の見和層の最上部はこの常総層の形成と同時期の可能性がある。

**関東ローム層および段丘堆積物：**南関東の武蔵野・立川ローム層に相当する。約5万年前よりあと、常総台地は全般的に乾陸となり、ここに厚さ約3 mの風成火山灰層が堆積した。この地域の関東ローム層では、約3万年前の赤城火山起源の鹿沼軽石層が有効な鍵層となっている。またこの時期には、久慈川・那珂川ほかの河川沿いに河成の段丘礫層（上市礫層など）が堆積している。筑波台地北部では、古鬼怒川がかつて現在の桜川低地を通して霞ヶ浦地域に流れていたが、約2万年前に流路が西方に移動し、現在の流路を通るようになった。（日本の地質3, 関東地方より）

## Ⅱ 巡 検 案 内

全 体 図



- Ⅱ-1 城里町 上の谷津林道
- Ⅱ-2 城里町 高取林道
- Ⅱ-3 石岡市 龍神山
- Ⅱ-4 石岡市 龍神山周辺の点紋粘板岩
- Ⅱ-5 かすみがうら市 雪入, 弓弦
- Ⅱ-6 つくば市 平沢
- Ⅱ-7 常総市 坂手, 豊岡町
- Ⅱ-8 竜ヶ崎市 八代
- Ⅱ-9 行方市 根小屋, 石神
- Ⅱ-10 笠間市 滝野不動尊, 柵山
- Ⅱ-11 石岡市 西光院

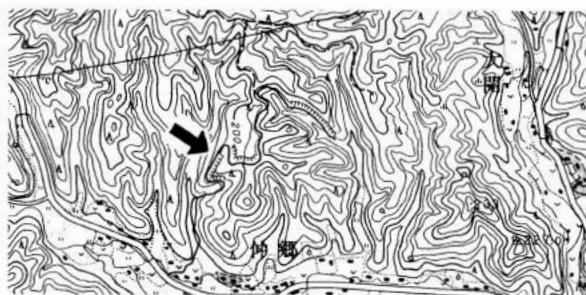
## Ⅱ－１ 城里町 上の谷津林道

### 見どころ

- ①高取層のチャート・碎屑岩シーケンスが観察できます。
- ②走向、傾斜がよくわかる層状チャートが観察できます。
- ③葉理の発達した黒色頁岩と炭質化した頁岩が観察できます。
- ④堆積構造がわかる砂岩頁岩互層が観察できます。

### 場 所

笠間方面から県道 61 号線を北上し古内小学校前の交差点を左折します。七会ゴルフ場を通過して直進し、仲郷の二差路を右へ入り 300 m ほど進むと、右手に上の谷津林道の入り口があります。全長約 2 km ぐらいの林道で、相川方面へ向かう道路につながっています。



図Ⅱ-1-1 露頭位置図

国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「徳蔵」

### 露頭概要

この地域は、八溝山地のほぼ中央部に位置する鶏足山塊の北部にあたり、おもに中生界の堆積岩が分布しています。この堆積岩は、遠洋～半遠洋起源のチャート層・珪質頁岩層と陸源性の砂岩頁岩互層からなる同じ時代の地層が、断層を境界として何度も繰り返している付加コンプレックスといわれているものです。これらのうち、北東～南西方向に伸びた 6 層のチャート層が他の地層とともに、一連の層序単位をなして分布しています。それぞれの層序単位は一般に下位より、珪質粘土岩層、珪質粘土岩と層状チャートの互層、層状チャート層、珪質頁岩層、葉理の発達した黒色頁岩層、ターピダイト相の砂岩頁岩互層という層序で、さらに上位に厚い砂岩層が重なる場合もあります。このような地層の重なり方をチャート・碎屑岩シーケンスといい、同じ層序がくり返されるので覆瓦構造とよび、付加帯堆積物の特徴とされています。

この繰り返し認められる 6 つのチャートと碎屑岩からなるユニット（層序単位）を見かけ上の下位から上位に向かって、ユニット A, B, C, D, E, F と名づけました（笠井 他, 2000）。この林道ではユニット D にあたる地層を観察できます。林道を上っていくと右側に青灰色～灰色のチャート層が見られます。ハンマーで叩くと硬くて貝殻状の断面を示します。また風化されたところは層状の重なりと褶曲構造をしている部分が観察できます。左に大きくカーブした先に珪質頁岩がありますが、少し先へ進んだところで左側に珪質頁岩と砂岩頁岩互層の連続した露頭が現れます。下部のチャート層との境界ははっきりしませんが珪質頁岩と砂岩頁岩互層の漸移関係はよく観察できます。珪質頁岩層は灰緑色～暗灰色で単層がはっきりした層理をもっていて、叩いた感触も先ほどのチャートとは異なります。放散虫化石を含むこともあります。砂岩頁岩互層は、厚さ数 10 cm から数 m の砂岩層と数 cm の頁岩層が主体で、単層の厚さが数 cm の砂岩頁岩互層も見られます。砂岩層は中～粗粒の暗灰～青灰色を示し平行葉理や斜交葉理などの堆積構造が見

られるものもあります。

林道を下っていくと、また下位の地層が現れます。砂岩頁岩互層の下部に表面がかなり風化された黒色頁岩層が何層も見られます。削ってみると葉理が発達したものや炭質化したものもあります。林道を下りきったあたりの左側にチャート層の露頭があります。数 cm の破碎帯を伴った断層が観察できます。



図Ⅱ-1-2 層状チャート



図Ⅱ-1-3 褶曲したチャート層



図Ⅱ-1-4 珪質頁岩と砂岩頁岩互層



図Ⅱ-1-5 黒色頁岩



図Ⅱ-1-6 砂岩頁岩互層と黒色頁岩



図Ⅱ-1-7 チャート層の断層

## Ⅱ－２ 城里町 高取林道

### 見どころ

- ①中生界の付加帯による堆積岩の層序が観察できます。
- ②層状に重なる褶曲したチャート層が観察できます。
- ③チャート層から漸移する珪質頁岩を観察することができます。

### 場 所

城里町市街から笠間方面に向かう県道61号線を南下し、古内小学校前の交差点を右折して旧七会村方面に向かいます。しばらく進み、七会ゴルフ場の先に高取鉾山入り口の看板がある所を右折します。狭い道を登り、養鶏場を過ぎると斜め右に入る道があります。この道は鎖がかかっているのので、車を止め山道を上がっていくと露頭が見えてきます。



図Ⅱ-2-1 露頭位置図

国土地理院2万5千分の1地形図「徳蔵」

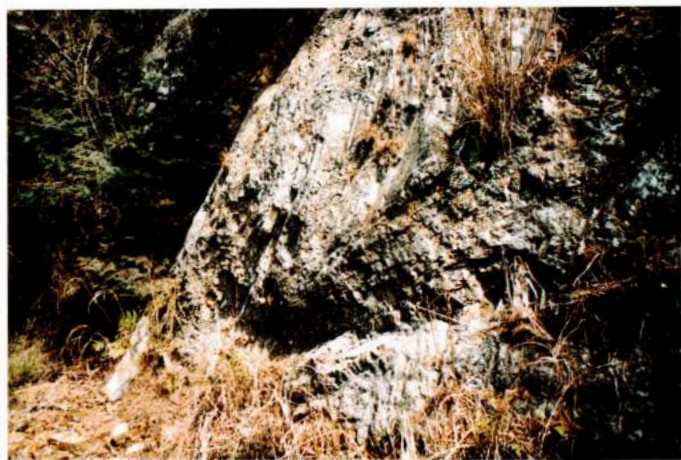
### 露頭概要

高取鉾山は、古くからタングステンなどの金属鉾山として知られています。ここでは、高取山を登っていく林道の両側に見られる、主に中生界の付加帯による堆積物の露頭の観察をすることができます。露頭までは距離があるので、途中までは車を利用したほうがよいでしょう。高取鉾山入口からしばらく上がっていくと、鉾山跡の事務所があり、許可をもらえば碎石のズリが拾えます。見学する露頭は、途中から右へ徒歩で上がっていきます。

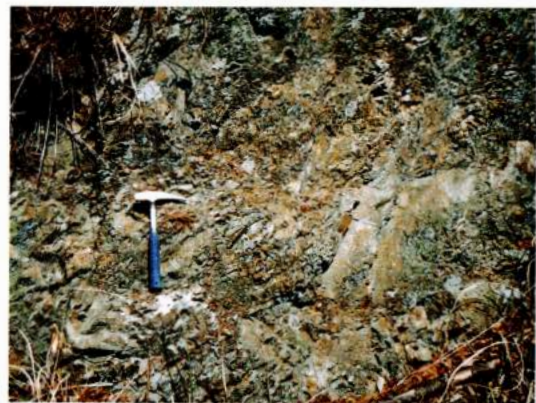
林道を1kmほど上がっていくと、右手に下る分かれ道があります。ここを下ると、この露頭に主に見られる高取層の下位にあたる、国見山層の砂岩頁岩互層が見られます。林道をさらに登っていくと、チャート・碎屑岩シーケンスの最下位に相当する珪質粘土岩が見られますが、下位層とは断層で接し植生などで見えにくいかもしれません。その上位には層状のチャート層が連続して重なっています。単層の厚さは2～15cmで、主に灰色～青灰色の硬い岩相です。特に上位層では小褶曲が見られます。露頭の方角によっては、層理面や褶曲軸など、繰り返される褶曲が見られるのでよく観察して、クリノメーターを使って走向、傾斜などを測ってみましょう。さらに林道を上げて行くと露頭が切れている所があり、その先には岩相の異なる珪質頁岩が分布しています。灰緑～暗灰色で、単層が2～10cmの明瞭な層理を持っていて、岩相も今までのチャート層とは異なります。この右側に連続する珪質頁岩層を登って追っていくと、断層を挟んで層状のチャート層が見られます。このチャート層は、今まで見てきたチャート層と同じ地層が再び露出したものです。この地域の地層は、海洋プレートの移動により海洋プレート上部及び陸源碎屑物が、海溝付近で大陸側に断層を挟んで繰り返し付加した堆積物と考えられており、同じ地層が何回も繰り返して見られるのです。



図Ⅱ-2-2 珪質粘土岩



図Ⅱ-2-3 褶曲した層状チャート層



図Ⅱ-2-4 珪質頁岩



図Ⅱ-2-5 国見山層の砂岩泥岩互層

## Ⅱ-3 石岡市 龍神山

### 見どころ

- ①高密度タービダイト、低密度タービダイトの砂岩泥岩の互層が観察できます。
- ②泥岩偽礫、コンボリユート構造、クライミング・リップル、荷重痕などの堆積構造が観察できます。

### 場 所

石岡市染谷にある常陸風土記の丘をめざします。風土記の丘入り口の前を通り過ぎ北へ向かい、最初のT字路を左折します。獅子頭入口、染谷野球場を過ぎたあたりに、右手に龍神山神社に上がる細い道があります。少し上ると平らな場所があり、そこに南斜面の露頭があります。



図Ⅱ-3-1 露頭位置図

国土地理院2万5千分の1地形図「柿岡」

### 露頭概要

この露頭は、石岡市にある龍神山山麓の南斜面にあたるところで、高さ約10 m、幅は約50 mぐらいです。岩相は主に砂岩泥岩互層で走向はおよそN60°E、傾斜は約60°NWです。筑波山塊を構成する一部で、全体として軽度の熱変成を受けているためホルンフェルス化して珪質になっているので硬くなっています。

ここで観察できる地層は、単層あるいは互層セットの累重様式から、9つの岩相層序ユニット(U1～U9)に区分でき、さらに各ユニットは岩相の類似性や変化傾向などから、いくつかのサブユニットに区分されています。また9層のユニットは、岩相変化が著しく中～厚層理砂岩の多いU1～U4と、岩相変化が乏しく比較的均質あるいは規則的な砂岩・泥岩互層からなるU5～U9に大別できます(安藤ほか、茨城大学 2002)。

下位のユニットセット(U1～U4)には、単層で1 mを超える塊状の粗粒砂岩が見られます。またその上位の粗粒砂岩の下部には暗灰色の泥岩偽礫が含まれています。礫は主に扁平な中礫～巨礫の角礫で、密集している部分もあります。これは流れの上流側で、下位の完全に固結していない泥岩層が、侵食や崩落によってブロックや礫として、粗粒砂岩に取り込まれて流されてきたものと考えられています。これらは厚い乱流を特徴とする高密度混濁流によってできたタービダイトだと思われます。また砂岩層には、未固結堆積物の間隙水がしぼり出されるように移動してできるコンボリユート構造や、リップルのベッドフォームが上方に累重して山形に高く成長したクライミング・リップル、砂岩層の上面がよく露出し、舌状の水流リップルなどの堆積構造を観察することができます。

上位のユニットセット(U5～U9)では、一対の砂岩・泥岩が層厚10 cm以下の薄層理互層や薄層理極細粒砂岩を主体とし、10 cmを超える細粒砂岩を数枚以上含む砂岩卓越層準が見られます。砂岩卓越層準から上方に細粒化、薄層化する傾向が確認できるためにユニット区分が可能に

なります。このような規則的な砂岩卓越の岩相が連続しており、中粒以上の砂岩や礫岩を含まないことから、安定した低密度混濁流によるタービダイトだと思われます。また砂岩層の下底には荷重構造が観察できます。下位層にやや厚い泥岩層の場合に見られることが多いようです。



図Ⅱ-3-2 露頭全体



図Ⅱ-3-3 下位ユニットの塊状砂岩



図Ⅱ-3-4 泥岩の偽礫



図Ⅱ-3-5 コンポリュート構造



図Ⅱ-3-6 水流リップル



図Ⅱ-3-7 上位ユニット層

## Ⅱ-4 石岡市 龍神山周辺の点紋粘板岩

### 見どころ

- ①点紋粘板岩が観察できます (Spot 1).
- ②点紋粘板岩が観察できます (Spot 2).

### 場 所

石岡から石岡下館線(県道7号)を北上し、龍神山入り口交差点を左折し、400 m 程進むと右手に日本採石の入り口があります。この先が Spot 1 の採石場です。

Spot 1 を出て右折し 500 m 先の T 字路を八郷市街方面に右折し 600 m 進み、左折し 1 km ほど細い道を進んだ送電線の鉄塔付近の変形四叉路を左折し 300 m 進んだ左側が Spot 2 の波付岩です。



図Ⅱ-4-1 露頭位置図  
国土地理院 2万5千分の1地形図「柿岡」

### 露頭概要

#### Spot 1: 日本採石

採石場の南側には、砂岩及び砂岩が多い砂泥互層が原岩である硬質砂岩が露出する。硬質で、低変成度であるため碎屑粒子の存在が明瞭で、構成鉱物の粒度が大きい。この層厚は約 450 m 程度である。一方この下位にあたる採石場北側には、泥岩および含礫泥岩を原岩とする粘板岩が多く露出する。一般走向は N45°E およそ 60°NW の傾斜である。なお、採掘場には落石の危険やダイナマイトの管理上の問題があり自由に入ることはできない。事前に調査の目的などを連絡して許可をもらっておくとよい。(日本碎石株式会社 石岡市大字染谷 1854 TEL 0299-22-4111)

#### Spot 2: 波付岩

小高い丘の中央部に点紋粘板岩(spotted slate)が急傾斜構造で露出している。走向は N60°E, 55°NW で、クリノメーターで測定しやすい露頭である。粘板岩は黒色で、低変成度の泥質岩に典型的なスレート劈開が発達し、表面には直径数 mm の黒雲母の細粒集合体からなる点紋が顕著に見られる。接触変成岩帯の低温部に特徴的な岩石で、筑波山南東部に分布する花こう岩との関係が深い。こちらは点紋粘板岩だけしか見られないが、Spot 1 のような事前の許可は必要ない。

### 筑波変成岩(ホルンフェルスⅠ)

筑波変成岩類は筑波山南方～西方にかけて広く分布する。つくば市平沢からかすみがうら市上志筑付近に最も連続的に広く分布する。また、かすみがうら市高倉から石岡市龍神山にかけての地域や石岡市富士山周辺にも分布があり、筑波山北東の石岡市西光院付近にも露出する。筑波変成岩類の大部分は泥岩及び砂岩(砂泥互層)を原岩とする。

筑波変成岩類と吾国山周辺に分布する吾国山変成岩類、及び八溝層群笠間層との岩相の類似性及び地質的な連続性から、筑波変成岩類はジュラ紀末期～白亜紀前期に形成された付加帯堆積岩が起源であり、断続的なフェルシックマグマの貫入に伴い熱変成を受けて形成されたものである。

と考えられている。また、筑波変成岩類は吾国山変成岩類よりも地下深部で形成されたと考えられている。

ホルンフェルスⅠは、黒雲母粘板岩を主とする筑波変成岩類における低変成度の領域に相当する。泥岩起源の岩相ではスレート劈開が発達し、黒雲母の細粒結晶集合体からなる点紋を伴うことがある。また、原岩の構造が残り、泥質部と砂質部の粒度の相違が明瞭である。



図Ⅱ-4-2 日本碎石 東より



図Ⅱ-4-3 日本碎石 西より



図Ⅱ-4-4 波付岩 北側下より



図Ⅱ-4-5 波付岩 北側上より



図Ⅱ-4-6 波付岩 南側より



図Ⅱ-4-7 波付岩 南側より

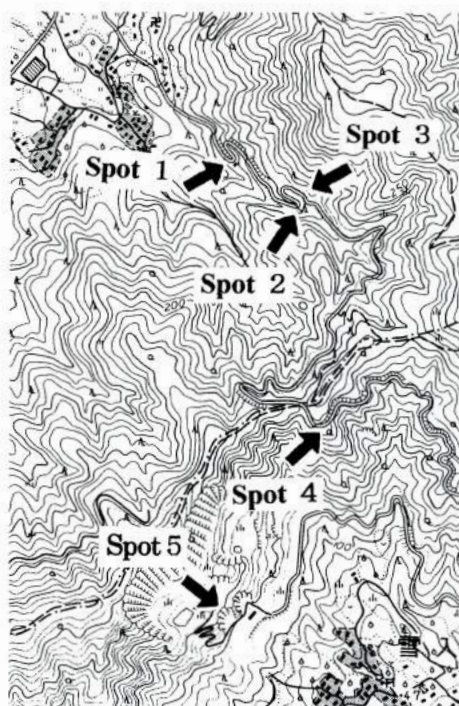
## Ⅱ-5 かすみがうら市 雪入, 弓弦

### 見どころ

- Spot 1 ホルンフェルスとアプライト岩脈
- Spot 2, 3 ホルンフェルス
- Spot 4 ペグマタイト岩脈
- Spot 5 ホルンフェルス中のラミナや黒雲母の点紋, ホルンフェルスの褶曲構造ペグマタイト岩脈とその中の鉱物

### 場 所

- Spot 1 古山商会から弓弦林道に入り 900 m ほど進んだところ
- Spot 2 Spot 1 から 400 m ほど進んだところ
- Spot 3 Spot 2 から 200 m ほど進んだところ
- Spot 4 青木葉峠を越えて 80 m ほど進んだところ
- Spot 5 雪入ふれあいの里公園自然観察園路（詳しくはネイチャーセンターにあるパンフレット「雪入山の岩石と鉱物」を参照して下さい）



図Ⅱ-5-1 露頭位置図

国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「柿岡」

### 露頭概説

この地域では、主に筑波変成岩類と両雲母花崗岩が観察できます。

筑波変成岩類は、宇野（1961）、柴（1979, 1982）により変成分帯がなされていますが、この地域には宇野（1961）の帯Ⅰ～Ⅲ、柴（1979）の雪入層、Spot 1, 2 帯が分布しています。筑波変成岩類は、吾国山変成岩類および八溝層群笠間層との岩相の類似性や地質的な連続性から、ジュラ紀末期～白亜紀前期に形成された付加体の砂泥互層が、およそ 6000 万年前（黒雲母・白雲母の K-Ar 年代による）のマグマ貫入に伴い熱変成を受けたものと考えられています。全体として東北東～西南西に軸が伸びる褶曲構造が見られますが、Spot 2, 3 地点の露頭では走向・傾斜がおよそ N50°E, 60°NW の単斜構造を示しています（Spot 2 は、「茨城の地学教材写真集 第Ⅰ集 露頭編」（1984）でも紹介されています）。Spot 3 の露頭では、より明瞭なラミナが観察できます。

この地域の花崗岩や変成岩中には、アプライト岩脈とペグマタイト岩脈が頻繁に貫入しています。Spot 1 では、ホルンフェルスとその走向・傾斜方向に調和的なアプライト岩脈が観察されます。青木葉峠を越えた D 地点には、ペグマタイト岩脈が貫入していて、石英の塊や長石、白雲母などが見られます。

Spot 3 から Spot 4 の間は風化が進んでいますが、注意深く観察するとホルンフェルスと花崗岩が接しているところを数か所で見つけることができます。

Spot 4 を過ぎて上佐谷へ向かう林道沿いには、両雲母花崗岩の露頭が頻繁に見られ、方状節理

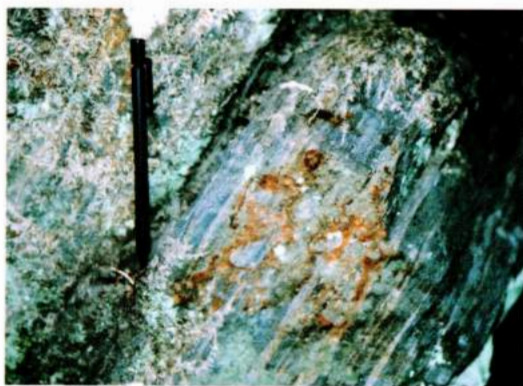
も観察できます。落石が起こっているところもありますので、注意して観察して下さい。

Spot 5 は「雪入ふれあいの里公園」内の自然観察園路です。ここは 1968 年から 1979 年までの間、石津建材と関鉄碎石の二社が碎石場を操業していたところです。松原・加藤（1980）により、Triphillite や Graftonite など 15 種の日本初産磷酸塩鉱物が発見されたことで注目されました。碎石場跡地に 1997 年 4 月、「雪入ふれあいの里公園」が開設され、自然との憩いの場として、森を模したジオラマ展示室や立体ハイビジョンシアターを備えたネイチャーセンターをはじめ、自然観察園路や観察舎、木道デッキ等が設けられています。自然観察園路では、両雲母花崗岩、堇青石（白雲母化している）やラミナの見られるホルンフェルス、電気石を含むペグマタイト岩脈などが観察できます。また風の池の対岸には、ホルンフェルス中に発達した褶曲構造とその上部にペグマタイト岩脈が見られます。足元には、黒雲母の点紋やラミナが見られるホルンフェルスや細かなザクロ石を含む細粒両雲母花崗岩が敷石に使用されていたり、転石として落ちています。

花崗岩は風化が進みやすいのに対し、ホルンフェルスは風化が進みにくいため、ホルンフェルスの分布しているところは地形が険しくなります。雪入ふれあいの里公園の北側が切り立った崖になっているのはそのためです。



図Ⅱ-5-2 Spot 2 の雪入層



図Ⅱ-5-3 Spot 3 の雪入層中のラミナ



図Ⅱ-5-4

Spot 4 から上佐谷へ向かう途中の両雲母花崗岩



図Ⅱ-5-5

Spot 5 のホルンフェルス中の褶曲構造とペグマタイト岩脈

## Ⅱ-6 つくば市 平沢

### 見どころ

- ①高温低圧型の泥質変成岩\*1が観察できます。
- ②泥質変成岩中を貫く花崗岩脈を観察できます。

### 場 所

常磐高速道路を土浦北ICで降り、国道125号線を筑波山方面に向かいます。およそ10km進み北条の大池公園方面に右折し、「平沢官衛遺跡」を左に見ながら筑波国際CCを目指します。クラブハウスに向かう途中の右側に露頭があります。

### 露頭概要

筑波山を中心とする筑波山塊を形成する岩石は、深成岩類の斑れい岩類、花こう岩類や古期堆積岩類、筑波変成岩類から成っています。そのうち南部は泥質岩や砂質岩を源岩とする筑波変成岩類が分布しています。この変成岩は高温低圧型の変成岩で、領家変成岩類の延長と考えられています。

この露頭では泥質変成岩が観察できます。高さ約4mのこの露頭は黒色でカリ長石、珪線石、黒雲母が出現します。高温の変成岩なので黒雲母などは肉眼でも観察できるほど粗粒で、一定の方向に並んでいるのが確認できます。縞状の片理面も観察できます。

その片理面を切るように優白質の花こう岩質の岩脈が貫いています。このような岩石を注入片麻岩と呼んでいます。花こう岩質脈は緩やかにたわみながら蛇行しており、露頭の端まで追えるものもあれば、レンズ状にとぎれているものもあります。黒色の泥質変成岩と花こう岩質脈の境目は明瞭です。

この露頭の東側には20mを超える大露頭が見られます。花こう岩の岩脈（優白色）が縦に泥質変成岩（黒色）を貫いているのを観察することができます。



図Ⅱ-6-1 露頭位置図

国土地理院2万5千分の1地形図「筑波」

\*1 泥質変成岩：泥岩を源岩とする変成岩のことを総称してこう呼びます。変成された温度や圧力の条件によって、鉱物は変化していきます。片理が発達したものを泥質片岩、より高温で変成されたものを泥質片麻岩と呼んでいます。筑波変成岩類は高温低圧型の変成作用を受けた片麻岩です。



図Ⅱ-6-2 泥質変成岩の露頭



図Ⅱ-6-3 泥質変成岩を貫く花こう岩質の脈



図Ⅱ-6-4 花こう岩質の岩脈と変成泥質岩の大露頭

## Ⅱ-7 常総市 坂手・豊岡町

### 見どころ

①木下層の貝化石が採集できます。

### 場 所

Spot 1 は、国道 354 号線の豊水橋西の信号のある交差点を南に入り、鬼怒川右岸の堤防を進んでいくと、利根川との合流からの 8 km の標識があります。ここに川原へ降りる道があり、水門があります。この川岸が露頭です。下流から来ると、この川原への道に降りるのが大変かもしれません。

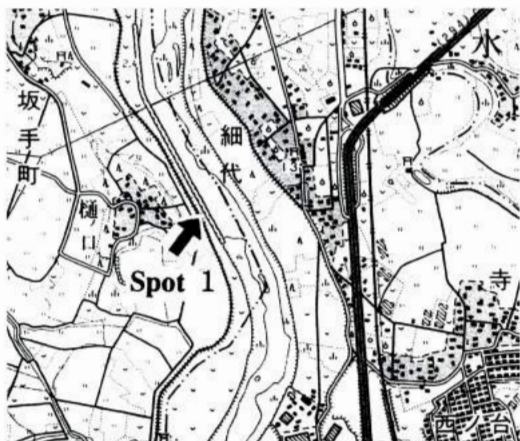
Spot 2, 3 は豊水橋の 2 ～ 300 m 下流の右岸（豊岡町）と 500 m 程下流の中州になっているところ（水海道本町）。

### 露頭概要

いずれの場所でも川岸や川底に木下層の貝化石を含む地層が観察できます。

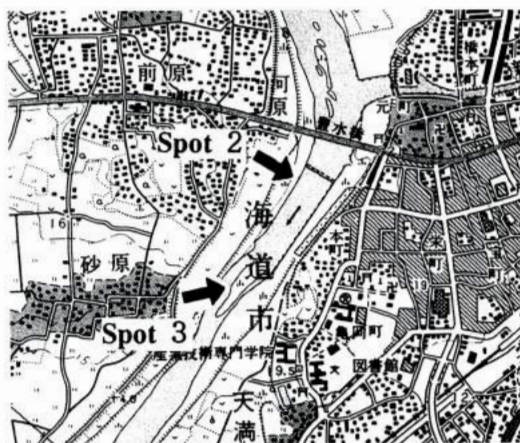
Spot 1（坂手町の露頭）では、川岸、川底、中州に化石入りの地層が観察できます。バイオターベーションが発達したシルト層がありその下に多数の貝化石の入った砂層があります。ここで産出する主なものは、アカニシ、パカガイ、エゾタマキガイ、ミルクイ、イタヤガイ、カシパンウニなどです。アカニシは 10 cm を越える大きなものが採集できます。また、ミルクイは二枚の貝が閉じ、直立するものがいくつも見られます。この貝を見ていくと一定方向を向くものが多く、昔の潮の流れの方向が推定できます。

豊水橋より下流の Spot 2, 3 でも貝化石を採集することができます。Spot 3 の中州へは、水の少ない時期なら長靴で歩いて渡ることができます。この露頭は今までは火山灰が上を覆っていましたが、洪水防止のためにその部分を削り取り、今の露頭が現れるようになりました。



図Ⅱ-7-1 露頭位置図

国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「守谷」

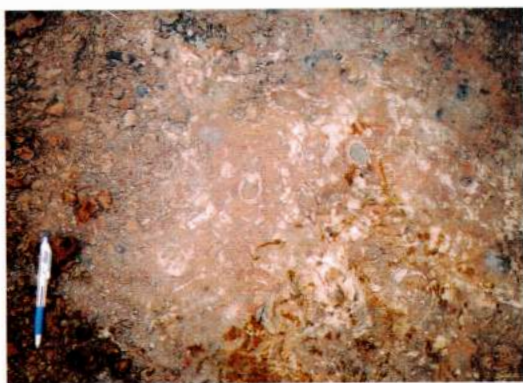


図Ⅱ-7-2 露頭位置図

国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「水海道」



図Ⅱ-7-3 坂手町の露頭



図Ⅱ-7-4 バイオターベーションの様子



図Ⅱ-7-5 ミルクイ  
同じ方向を向いているものが多い



図Ⅱ-7-6 アカニシ



図Ⅱ-7-7 カシパンウニ



図Ⅱ-7-8 豊水橋から眺めた鬼怒川  
右岸が Spot 2, 中央奥の中州が Spot 3

## Ⅱ-8 竜ヶ崎市 八代

### 見どころ

- ①斜交葉理が観察できます。
- ②級化層理が観察できます。
- ③生痕化石が観察できます。

### 場 所

潮来街道で竜ヶ崎市街をぬけて、新利根方面に向かうとまもなく右に大きくカーブする所があります。そこを直進し、最初の小さな交差点を左に入ります。約200m程進むと、右側の民家の裏に高さ15mぐらいの大きな露頭があります。これは潮来街道からも見えるので、すぐにわかります。



図Ⅱ-8-1 露頭位置図  
国土地理院5万分の1地形図「竜ヶ崎」

### 露頭概要

層厚約12～13mの上岩橋層、木下層の上位に約2mほどの常総層と関東ローム層が観察できます。上岩橋・木下層は主に中粒砂からなり、鉄分に富んでいて、全体的に茶褐色を呈しています。

常総層から関東ローム層にかけては何層かのテフラが挟まれ、白色の東京パミス層（TP）、ウグイス色をした御岳第一浮石層（Pm-1）などが観察できます。

上岩橋層、木下層共に海浜成層の上方粗粒化のシーケンスを示し、特に上岩橋層には下部外浜のスウェール状斜交葉理がよく観察できます。木下層の下部は全体的に生物擾乱が著しく、砂泥互層の砂層中には泥の壁を伴う長さ数cm程度の巣穴生痕が見られます。その下の赤褐色粗粒砂岩層には、斑状の生痕化石が散在しており、上岩橋層最上部でもサンドパイプを観察することができます。また急斜面に堆積した砂層や級化層理なども観察できます。



図Ⅱ-8-2 露頭全景



図Ⅱ-8-3 斜交葉理



図Ⅱ-8-4 急斜面に堆積した砂層



図Ⅱ-8-5 級化層理



図Ⅱ-8-6 サンドパイプ

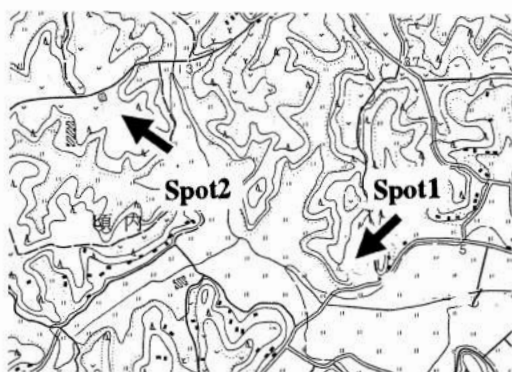
## Ⅱ-9 行方市 根小屋, 石神

### 見どころ

- ①地層がうねった変形構造（コンボリュート層理）が観察できます。
- ②潮間帯～内湾性を示す貝化石が採集できます。
- ③生痕化石 *Rosselia* の密集帯や生痕化石 *Macaronichnus*、管状生痕が観察できます。
- ④上げ潮潮汐三角州で形成された大規模フォーセット斜交層理が観察できます。
- ⑤ハンモック状斜交層理やトラフ型斜交層理、平板型斜交層理が観察できます。

### 場 所

北浦大橋を西に向かって渡り、レイクエコーを左手に見て長い坂を下って行き、コンビニの所の信号を右折したらすぐに左折します。300 m ほど進み、雁通川手前を右折し、1300 m ほど進んだ所の右手が根小屋の露頭 (Spot 1) です。そこから、雁通川に架かる小さな橋の手前で右折し、農道を 1 km ほど進むと舗装道路に出ます。そこを左折して、250 m ほど進み、坂を上って台地の上に出たらすぐに左折した所が石神の露頭 (Spot 2) です。



図Ⅱ-9-1 露頭位置図

国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「武井」

### 露頭概説

Spot 1 の根小屋の露頭では、主に木下層の堆積環境の変遷（海進期に形成された潮汐三角州の発達のように、それに続く海退期の外浜～海浜～湿地へと変化していくようす）を観察することができます。ここの露頭の下位の砂泥細互層には、褐鉄鉱の薄層や木片、菱の実などの植物化石がしばしば挟まれていて、開析谷を埋積した湿地～エスチュアリー堆積物であると考えられています。この層の上部の厚さ数 10 cm の範囲には、地層がうねった変形構造（コンボリュート層理）が見られます（図 2）。この層に累重する塊状の細粒砂層には、潮間帯～内湾性を示す貝化石が掃き寄せられたように密集しています。貝化石を採集するときは、迂回して、北側の一段高い面まで移動しましょう。この貝化石を含んだ地層の上位には、生痕化石 *Rosselia* の密集帯があります（図 3）。この地層の上位には、この露頭を特徴づける大規模なフォーセット斜交層理が観察できます（図 4）。このフォーセットが南西に傾斜していることから、このフォーセットは、今から約 14 万～12.5 万年前の下末吉海進期に、東側の太平洋側から古東京湾と呼ばれる内湾に向かって上げ潮によって形成された潮汐三角州であると考えられています。当時、この付近には、現在、アメリカ合衆国の大西洋岸からメキシコ湾沿岸にかけて見られるようなバリアー島が形成されていたと考えられています。そして、この上位の厚い砂層では、下部外浜（水深 6～20 m）で形成された上に凸型のハンモック状斜交層理やゼン虫類の排泄痕であるとされる生痕化石 *Macaronichnus* が観察できます。

Spot 2 の石神の露頭では、Spot 1 の根小屋の露頭とほぼ同じような地層が観察できます。台地

の上から露頭まで下りていく途中で、生痕化石 *Macaronichnus* がよく観察できます (図5)。この露頭の厚い砂層中では、褐鉄鉱化した突起のある管状生痕や、一方向流で形成されたトラフ型斜交層理 (図6)、平板型斜交層理 (図7)、大規模フォーセット斜交層理等も観察できます。フォーセット斜交層理の下位の、業者が砂を採取した跡の平面には貝化石が散在しています。



図Ⅱ-9-2 コンボリュート層理



図Ⅱ-9-3 生痕化石 *Rosselia*



図Ⅱ-9-4 大規模フォーセット斜交層理



図Ⅱ-9-5 生痕化石 *Macaronichnus*



図Ⅱ-9-6 トラフ型斜交層理



図Ⅱ-9-7 平板型斜交層理

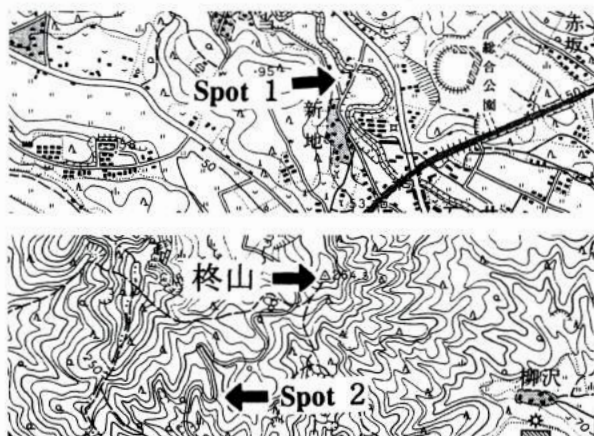
## Ⅱ-10 笠間市 滝野不動尊、柁山

### 見どころ

①石灰岩の観察ができます。

### 場 所

国道50号線を下館方面に向かい石井の交差点を右折し、茂木方面に400mほど進むと滝野不動尊があります。不動尊から再び50号線を下館方面に向かい福原で旧道を右折し200mくらい行くと関戸神社があり、その横の細い道を進むと柁木山公園の案内があるので、それに従って上っていきます。



図Ⅱ-10-1 露頭位置図

国土地理院2万5千分の1地形図「羽黒」

### 露頭概要

茨城県内にも小規模ながら県北や県央のあちこちに石灰岩を産出するところがあります。これらの石灰岩の中には熱変成を受けているものや、化石を含んでいるものもあり、かつては海山となっていたものがプレートの動きに乗ってはるばる運ばれて日本列島にくっついたものと見られています。古くから分布が知られていたのが日立周辺にあるもので、セメント産業の原料として採掘されていました（現在の日立セメントは明治40年に創業されています）。地質図などで見てわかるように、日立市の西部に北東から南西方向に帯状に分布していて、いかにも海底から押しつけられたように見えます。日立市内の国道6号線から県道37号線（日立～常陸太田線）に入り、「諏訪神社」の前を通り過ぎて約1km行くと川の向こう岸に天然記念物の「諏訪の水穴」という小規模な鍾乳洞があります。そのすぐ先に「日立セメント太平田鉱山」の事務所があり、石灰岩の採掘現場があります。

Spot 1は笠間市の滝野不動尊です。この境内にある石が何と石灰岩なのです。いわば「ミニカレンフェルト」といった感じで、寺の庭がそのまま石灰岩の露頭となっているのです。

Spot 2は柁山公園へ行く途中にあります。「柁山公園」と示した石の案内が所々にあるのでそれに従って行きますが、道は狭く車一台が通れるくらいです。道を登っていくとカーブミラーがあるところに石灰岩の露頭があります。熱による変成を受けていたせいか結晶していて、一部大理石になっています。ハンマーで叩いた跡があり、採集した形跡があります。周辺には花こう岩やそれらが風化した砂礫がある中、ここだけに石灰岩があるのも何とも不思議な光景です。

ここや日立のほかに、八溝山周辺にも石灰岩の分布が見られます。高教地学部OBの笠井先生によると、ジュラ紀の付加体の中にブロックの形で取り込まれているとのこと。頁岩やチャートの中に礫の形で入り込んでいるものが見られることから、海底に堆積したものがかき回されながら再び地表に現れたものと考えられます。八溝川支流の小田貝沢には大きな石灰岩体が露出しています。また、今は廃校となった太子二高の玄関先には大きな「八溝石」が置かれてお

り、石灰岩の礫にはウミユリの化石も見られます。八溝石は石灰岩が頁岩の中に礫状に入っており、石灰岩が風化した跡が穴になっていて独特の模様を示します。水を含みやすいことから、地元では庭石や盆石、水石として珍重されています。



図Ⅱ-10-2 滝野不動尊の石灰岩



図Ⅱ-10-3 柊山公園の石灰岩



図Ⅱ-10-4 小田貝沢の石灰岩



図Ⅱ-10-5 諏訪の水穴（鍾乳洞）



図Ⅱ-10-6 太平田鉱山（日立セメント）



図Ⅱ-10-7 旧大子二高の八溝石

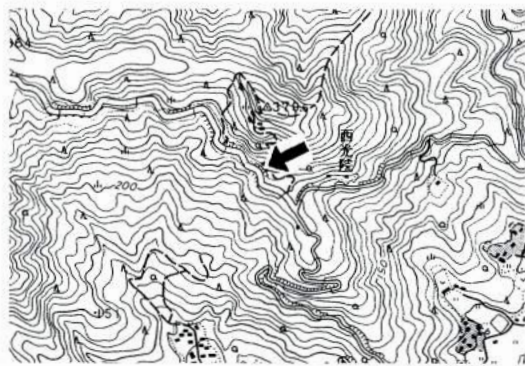
## Ⅱ-11 石岡市 西光院

### 見どころ

- ①茨城県の天然記念物である球状花こう岩<sup>\*1</sup>の露頭を観察できます。
- ②柿岡盆地の地形を観察できます。

### 場 所

常磐高速道路を千代田石岡 IC で降り、国道 6 号線を水戸方面に北上します。約 2 km 走り恋瀬橋北の交差点を左折、県道 7 号線を柿岡（旧八郷町）方面へ向かいます。柿岡市街を抜け県道 150 号線（広域農道フルーツライン）を左折し、約 200 m 進み「東筑波ユートピア」に向かう山道を右折します。「東筑波ユートピア」の駐車場から北へ 300 m 進み、階段を下ると球状花こう岩の露頭です（看板があります）。西へ約 300 m 進むと西光院の境内があります。



図Ⅱ-11-1 露頭位置図

国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「柿岡」

### 露頭概要

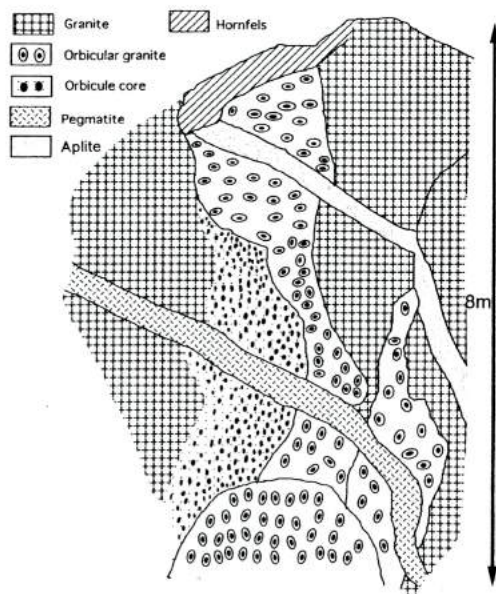
全国でも珍しい球状花こう岩が産出する露頭です。その形状から小判石と呼ばれています。しかし、茨城県の天然記念物に指定されているため、試料採取はできませんし、露頭の前は金網がしかれています。また、露頭も球状の箇所がたくさん抜け落ちていたのが観察されるだけです。この露頭の球状花こう岩は高さ約 8 m、幅約 2 m のほぼ垂直の岩脈として分布しています。その両側は斑状花こう岩、上部はホルンフェルスが分布し、さらにそれらをきってアプライトやペグマタイトの脈が分布しています。球状花こう岩は球の部分とその周囲の基質の部分からなります。球の部分は扁平球状で長径約 7 cm の球と長径約 3 cm の球が濃集した部分とがあります。球の大きさはほぼそろっています。田切ほか（1998）によると、長径約 7 cm 球の部分は核部と外套部からなり、長径 3 cm 球の部分は核部のみからなり、急変して接しています。構成鉱物については核部はホルンフェルスで、黒雲母、斜長石、石英、カリ長石、白雲母、外套部は放射状構造を持ち、主に堇青石から構成されています。

球状花こう岩の露頭から西光院までは徒歩で約 5 分です。西光院は関東の清水寺と呼ばれ、高台に建つ境内より柿岡盆地をのぞむことができます。盆地の中の地形を観察すると、畑や水田をつくる平地が何段かに分かれています。これは中期更新世から沖積世にかけて海進や海退が繰り返され段丘面が形成されていったものです。

<sup>\*1</sup> 球状花こう岩：構成鉱物が同心球状に層状配列した球状体の群集を含む花こう岩をこう呼びます。球はふつうは楕円体状の外形をもち、径は数 cm から 30 cm くらいの場合が多いです。日本では数十ヶ所で産出しています。



図Ⅱ-11-2 球状花こう岩の露頭



図Ⅱ-11-3 球状花こう岩の露頭スケッチ  
田切ほか(1998)より



図Ⅱ-11-4 露頭上部の球部が抜け落ちた様子



図Ⅱ-11-5 球状花こう岩の切断面



図Ⅱ-11-6 西光院境内からの柿岡盆地

## 参 考 文 献

- 阿武隈山地岩石鉱物調査会 (2001): 鶏足山塊の地質構造・化石層序と岩石鉱物, 茨城県自然博物館第2次総合調査報告書, 7-18.
- 阿武隈山地岩石鉱物調査会・成田層研究会・茨城地学会 (1998): 地質概要, 古期岩類, 茨城県自然博物館第1次総合調査報告書, 29-33.
- 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, 47.
- 安藤寿男 (1990): 堆積シーケンスとその境界の認定と意義, 地学雑, 99, 247-261.
- 安藤寿男・篠崎将俊・田切美智雄・上田庸平・原田明敏・高松大祐・望月浩司 (2002): 茨城県石岡市西部龍神山の上部ジュラ系付加コンプレックスに見られる重力流堆積物の堆積構造, 茨城県自然博物館研究報告 第5号, 29-39.
- 茨城県高等学校教育研究会地学部 (1984): 茨城の地学教材写真集第I集 露頭編.
- 茨城県高等学校教育研究会地学部 (1994): 茨城の岩石と鉱物I (筑波・笠間・八溝編), 地学研究シリーズ第34号, 25-29.
- 茨城県高等学校教育研究会地学部 (1996): 茨城県南部の第四系, 地学研究シリーズ第36号, 28-29.
- 猪郷・菅野・新藤・渡部編著 (1980): 関東地方, 改訂版, 朝倉書店, 147-156.
- 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, 2-5.
- 岡崎浩子・増田富士雄 (1992): 古東京湾地域の堆積システム, 地質雑, 98, 235-258.
- 笠井勝美・木村計四郎 (1973): 鶏足山塊の地質構造—とくに八溝衝上断層について—, 地質学会80年大会講演要旨, 76.
- 笠井勝美・天野一男 (1998): 鶏足山塊の堆積岩コンプレックスの区分, 日本地質学会第105年学術大会演旨, 123.
- 笠井勝美・酒井豊三郎・相田吉昭・天野一男 (2000): 八溝山地中央部におけるチャート・碎屑岩シーケンス, 地質雑, 106, 1-13.
- 金属鉱業事業団 (1987): 笠間地域地質図.
- 佐藤 正・指田勝男・笠井勝美 (1989): 八溝山地の中生界, 日本地質学会第96年学術大会, 見学旅行案内書, 31-53.
- 高橋裕平 (1982): 筑波地方のカコウ質岩類の地質, 地質雑, 88, 177-184.
- 田切美智雄・影山みずき・小池 渉 (1998): 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第1号, 69-74.
- 成田層研究会・茨城地学会 (1998): 第四系, 茨城県自然博物館第1次総合調査報告書, 60-66.
- 日本の地質「関東地方」編集委員会編 (1986): 日本の地質3「関東地方」共立出版, 63-69, 189-190.
- 松原・加藤 (1980): 「茨城県雪入産ベグマタイト燐酸塩鉱物」鉱物学雑誌, 第14巻, 第4号, 269-286.
- 竜ヶ崎団体研究グループ (1994): 稲敷台地南部の下総層群—上岩橋層と木下層の堆積相, 古環境, その1, 地球科学, 48 (6), 535-551.

## あ と が き

平成11年度に発足したこの委員会も、7年の歳月が過ぎました。この間に多くの先生方や専門家の方にフィールドを案内していただき、大変貴重な経験と知識を得ることができました。初めて見る露頭ではよく理解できなかったものが、何回か足を運ぶことによって説明していただいた内容がやっとわかることもありました。フィールドワークの奥深さと楽しさを改めて実感することができました。

前回と今回の茨城県内の地学巡検案内Ⅰ・Ⅱでは合計23カ所が紹介されていますが、まだまだ調査不足・勉強不足のため十分な解説になっていないと思います。現在観察できる所ばかりなので、実際に見ていただきご意見などをいただければ幸いです。また、地学を学びたいと考えている中・高校生にはこの冊子を活用して、自然のすばらしさを感じて欲しいと思います。

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高教研地学部OBの諸先生方、産業技術総合研究所の方々にはご多忙にも関わらず、数々のご指導をいただきました。厚くお礼申し上げます。

2006年3月

### 茨城県内の地学巡検案内委員会委員

|                 |    |         |
|-----------------|----|---------|
| 茨城県立北茨城高等学校     | 校長 | 菅 谷 政 司 |
| 茨城県立岩瀬高等学校      | 教頭 | 細 谷 正 夫 |
| 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 |
| 茨城県立水海道第一高等学校   | 教諭 | 木 村 正 和 |
| 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 真奈美 |
| 茨城県立竜ヶ崎第二高等学校   | 教諭 | 宮 澤 利 春 |

茨城県内の地学巡検案内 II

平成 18 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：城里町・褶曲したチャート層  
右上：石岡市・龍神山の露頭全景  
左下：行方市・トラフ型斜交層理  
右下：笠間市・滝野不動境内の石灰岩