

石見畳ヶ浦が語る
大地の物語

—1600万年前の世界をたずねて—

浜田市教育委員会

発刊にあたって

ここに石見学ブックレットの第1集をお届けいたします。

本書は浜田の文化・伝統を題材にして、広い視野から専門的に浜田を捉え直し、「浜田らしさ－地域特性－」を明らかにしようとするものです。調査・研究によって裏付けられた、このような冊子の発刊を一つ一つ積み重ねていくとともに、地域発展の可能性を探ることで、まちづくり、人づくりへとつなげていきたいと考えております。

その第一歩として、海と浜田との関わりをテーマに「日本海の形成と石見畳ヶ浦」と題する講演会を平成9年度に開催いたしました。その時の成果を本書にまとめました。

石見畳ヶ浦は「天然の博物館」とも呼ばれる貴重な文化遺産であり、また、その研究も近年大きく進展しております。しかし、その成果とその素晴らしさを、これまで市民の皆様十分に伝えることができませんでした。ぜひとも、本書を片手に、改めて石見畳ヶ浦の新たな発見をしていただければ幸いです。

本書の発刊にあたっては、山内 靖喜氏、高安 克己氏、瀬戸 浩二氏に快くご執筆いただきました。心よりお礼を申し上げます。

平成11年3月

浜田市教育委員会
教育長 竹 中 弘 忠

目 次

I. 石見畳ヶ浦ハイキング	1
(1) みんなで地学ハイキング	1
(2) 天然の博物館－畳ヶ浦－	3
II. 石見畳ヶ浦ができたころ	22
(1) 畳ヶ浦周辺の地質と層序	22
(2) 唐鐘累層から産出する化石と古環境	26
(3) 地層の年代	38
(4) 唐鐘累層の古環境とその移り変わり	40
(5) 中新世熱帯事件	42
III. 石見畳ヶ浦と大地の変動	45
(1) 畳ヶ浦周辺の生い立ち	45
(2) 唐鐘累層ができたころの日本海	54
(3) 畳ヶ浦はどのようにしてつくられたのか	56
(4) 畳ヶ浦の断層	60
IV. 天然の博物館をめざして	65

I. 石見畳ヶ浦ハイキング

(1) みんなで地学ハイキング

畳ヶ浦は地学の名所の一つとして古くから知られています。長年の波浪はろうによって削られた広い波食棚はしょくほうがあり、はるか昔につくられた地層やそのときに生きていた生物の遺骸いがい（化石）が見られます。それらがいづ、どういう環境でどのようにして堆積たいせきしたのか、そして堆積後どのようにして現在のような状態になったのか、を研究し、明らかにしていく学問があります。それが地学の一分野である地史学です。地学ハイキングとは、道路や海岸に見られる崖がけ（露頭ろうとう）などを観察しながら、そこの成り立ちや歴史を考えるハイキングです。一見何でもない露頭でも、それをよく観察すると様々なドラマが隠されているのがわかります。露頭たちもその歴史を語りたがっているようです。私たちも露頭をよく観察して彼らの物語を聞いてやりましょう。

地学ハイキングは、露頭の見学や化石・岩石の採集などを行います。しかし、どこでも行っていいものではありません。地学ハイキングにも一定のマナーがありますので、それを守りながら楽しく行ってください。下記に地学ハイキングに必要なマナー等の注意事項をあげました。もちろん、ハイキングですのでハイキングの一般的なマナーも守る必要があります。



図1 畳ヶ浦ハイキング案内図

◆人家の裏に露頭^{ろとう}がある場合は、どんなに素晴らしい露頭でもちゃんと家の人に許可を得て見学しましょう。

◆露頭には危険な崖^{がけ}がたくさんあります。周囲を十分把握したうえで安全第一に行動しましょう。

◆化石・岩石などを採集するときは、無意味な破壊をしないようにしましょう。

◆化石・岩石などを採集したあとは、必ず後片付けをしましょう。特に道路の溝や田畑に落とした石などは拾い上げてください。

これから見学する畳ヶ浦は国指定の天然記念物です。後世に大切に保存するため見るだけで傷つけないようにしましょう。まして、採集などはしないでください。天然記念物では写真を撮るだけにしてください。それでは天然の博物館へお進みください。

(2) 天然の博物館—畳ヶ浦—

a) 唐鐘漁港^{とうがね} (図1 ①)

唐鐘漁港から畳ヶ浦の入口あたりを見ると切り立った崖^{がけ}があるのがわかります。

これは海食崖^{かいしょくがい}と呼ばれ、海の荒波によって侵食された天然の崖です。波は弱い部分を優先的に侵食する性質があります。

断層^{だんそう}などは線状の弱い部分 (破碎帯^{はさいたい})



海食崖の堆積物



畳ヶ浦の海食崖

がありますので、線状に侵食されていきます。犬島や猫島は、^{だんそう}断層に沿って海食されることによって陸から離れてしまったと考えられています。それらの小さな島々は侵食され、いずれなくなる運命にあります。

^{かいしょくがい}海食崖を構成している^{たいせきぶつ}堆積物は、主に^{れきがん}礫岩です。礫の種類は、安山岩や安山岩質の^{かさいがん}火砕岩が多く、^{ふうか}風化してぼろぼろになっているものも見られます。その他に^{けいしつへんがん}珩質片岩やチャートなど古い時代の岩石も見られます。礫岩層はほとんど^{かいじょう}塊状あるいは^{へいこうそうり}平行層理ですが、ときおり^{しゃこうそうり}斜交層理が見られます。この礫岩層は^{かなそうれきがんさがんぶそう}金周布礫岩砂岩部層と呼ばれ、ファン・デルタ (^{りんかいせんじょうち}臨海扇状地) に堆積したものと考えられています。ファン・デルタは、傾斜のきつい山地から流れている川の河口で形成されます。当時、海食崖を構成しているような^{されき どせきりゅう}砂礫が土石流となって川を下り海に流れてきたことが推定されます。

b) ^{さい かわらどうくつ}賽の河原洞窟 (図1 ②)

^{とうがね}唐鐘漁港から千畳敷に向かうトンネルの途中に、賽の河原洞窟と呼ばれている^{かいしょくどう}大きな海食洞があります。この海食洞は、長年の海の侵食

によってつくられたものです。^{かいしょくがい}海食崖
のでき方は前の項で説明しましたが、
海食洞も同様なでき方をしています。
削られる^{がけ}崖に小さな断層などの弱いと
ころがあると徐々にくぼみができます。
いったんくぼみができると波はそこに
集まってきてさらに侵食していきます。
それが積み重なると海食洞ができます。
賽の河原洞窟もよく観察すると礫岩層
に小さな断層が見られ、それを伝うよ
うに掘り進められていることがわかり
ます。



賽の河原洞窟(正面の島は猫島)

c) トンネル出口 (図1 ③)

トンネルを抜けて見返すと、礫岩層の海食崖が見られます。そこから左方向へ見ていくと突然礫岩層に代わって砂岩層が見えるようになります。この砂岩層は、礫岩層より上位にある^{たなみがうらさがんぶそう}曇ヶ浦砂岩部層と呼ばれている地層です。右側の海食崖も良く見るとごつごつとした礫岩層の上位に砂岩層が見えます。このように左右に不連続があるのは、その間に断層があるためです。この断層は^{かなそうだんそう}金周布断層と呼ばれ、ここから金周布の南側までのびています。断層は大地が大きな力で押されたり引かれたりして大地にずれが生じることをいい、断層が生じるとき

には大きな地震が起きます。千畳敷の砂岩層は、礫岩層の上位にある砂岩層と対応していますから、左側が下がるかあるいは右側が上がっていることになり、その落差は十数mに達します。断層面は、現在では草木に覆われていて見ることはできません。しかし、山の形を見ると断層面のあるところが選択的に侵食されてへこんで見えます。



トンネル出口の断層(金周布断層)

d) 千畳敷 (図1 ④)

千畳敷は、総面積4.9haの広大な波食棚です。この広大な波食棚も波の侵食作用によってつくられました。波の強い侵食力によって海食崖はつくられますが、波の侵食力が強いのはせいぜい海面下数mです。海面下数mより深い部分は侵食を受けないので、海食崖が侵食作用によって後退した部分が平らになります。しかし、平らになるのは海面下なので、その面が見れるようになるためには隆起あるいは海面の低



千 畳 敷(波食棚)

下が必要になります。千畳敷でもそのような現象が起こったと考えられますが、その時期についてはいろいろな説があります。

平面をよく見ると方形あるいは長方形の割れ目が見えます。このような方形の割れ目が千畳敷といわれる理由です。割れ目のいくつかは、地層のずれが見られる小断層しょうだんそうです。しかし、ずれの見られないものもあります。これは節理せつりと呼ばれているもので、この千畳敷の場合、小断層ができるときにいっしょに形成されたと考えられます。節理面（割れ目の部分）をよく見ると、節理面のまわりがもりあがって見えます。これは割れ目ができることによって地下水が流れやすくなり、水が運んできた化学物質（鉄やカルシウムなど）が沈殿ちんでんしてやや硬くなったものです。他の部分より少しでも硬くなると、侵食されにくくなり、

結果的にもりあがります。



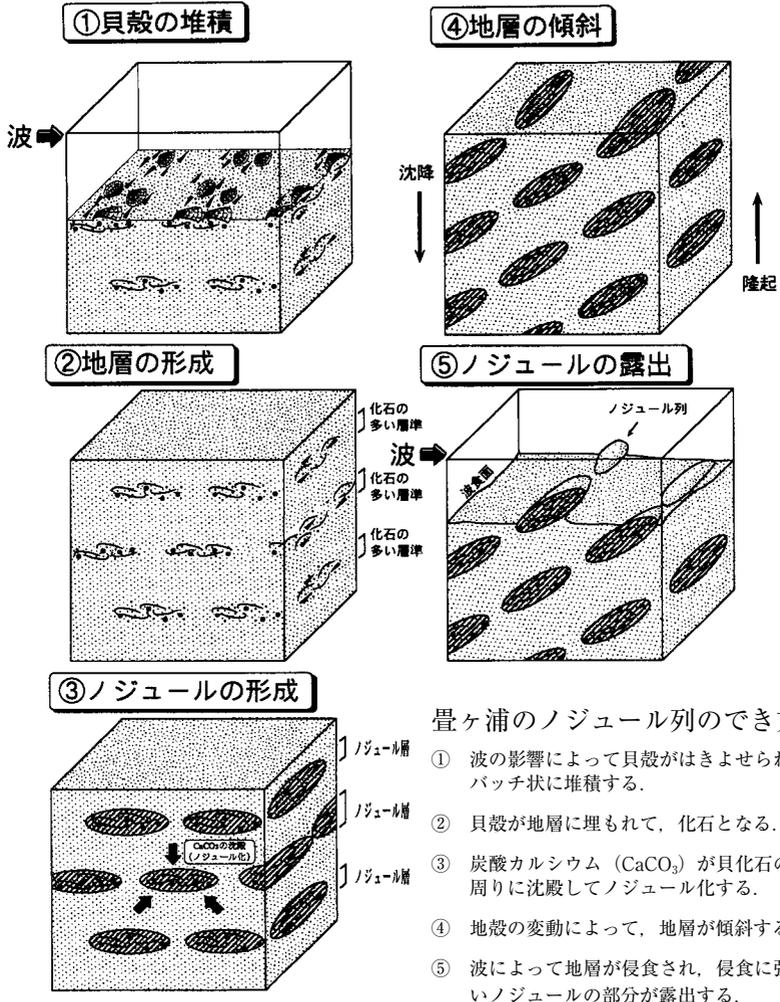
節 理

はしよくほう
波食棚そのものを構成している岩石は、ざいりゅう ちゅうりゅう細粒～中粒砂岩で、たまたみがうらさがんぶそう畳ヶ浦砂岩部層と呼ばれています。この地層は比較的浅い海でたいせき堆積したと考えられており、はきだめ状に堆積した貝化石が良く見られます。また、クジラ、サメの歯、植物などの化石も多数見られますので観察してみてください。

e) ノジュールとその形成 (図1 ④)

波食棚には、硬い半球形の突起物の列を見ることができます。これは、ノジュール (だんかい団塊) あるいはコンクリーションと呼ばれているものです。ノジュールには、多くの化石が含まれているのがわかります。ノジュールは、貝や植物化石の周辺に炭酸カルシウムなどの化学物質がちんでん沈殿・再結晶してつくられました。ノジュールに含まれる化石は一般的に保存が良好です。これは、化石が堆積して比較的短い間にノジュール化したことを示し、硬くなったことによりその後の化石の変形やようかい溶解などの作用に強くなったためと考えられます。

ノジュールが列状になって見えるのは、ノジュール化した化石



畳ヶ浦のノジュール列のでき方

- ① 波の影響によって貝殻がはきよせられ、パッチ状に堆積する。
- ② 貝殻が地層に埋もれて、化石となる。
- ③ 炭酸カルシウム (CaCO₃) が貝化石の周りに沈殿してノジュール化する。
- ④ 地殻の変動によって、地層が傾斜する。
- ⑤ 波によって地層が侵食され、侵食に強いノジュールの部分露出する。

図2 ノジュール列のできかた



ノジュール列

の多い層準がやや傾斜し、波食棚の水平面とノジュール化した層準が交わる線が露出しているためです(図2)。大久保(1982)の研究によれば、そのようなノジュール列は千畳敷で11列確認されており、海に向かう方向に新しくなっています(図3)。

1: 節理, 2: 断層, 3: 獣骨散在部, 4: ノジュール列, 5: 礫岩, 6: 姉ヶ浜部層, F1: 第1馬の背断層, F2: 第2馬の背断層, F3: めがね橋断層, F4: 金周布断層

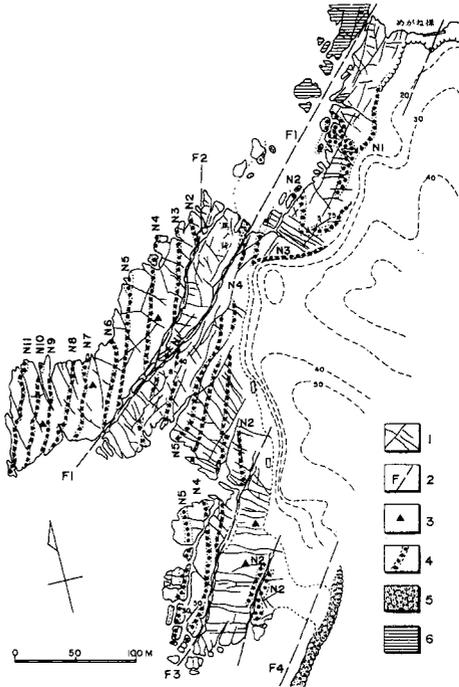


図3 畳ヶ浦のノジュール列 (大久保1982)

f) 千畳敷の貝化石 (図1 ⑨⑬)

千畳敷で観察される貝化石は、カドノサワキリガイダマシ (*Turritella kadonosawaensis*) とキッシュウタマキガイ (*Glycymeris cisshuensis*) が最も多く、ミノタマキガイ (*Glycymeris minoensis*)、ノムラカガ

ミ (*Dosinia nomurai*)、ワタナベサルボウ (*Anadara watanabei*)、シラトリアサリ (*Siratoria siratoriensis*)、ノムラナミガイ (*Panopea nomurae*) などよく見かけることができます。

貝化石は、密集しているもの（密集型）と散在しているもの（散在型）が見られます。密集しているものは、層状に連続的に分布しているタイプと「塊」となって不連続に分布しているタイプがあります。層状に連続的に分布しているタイプのものは、馬の背などの礫岩層の上位の砂岩層に見られ、地層全体にわたって一様に多数含まれています。もう一方のタイプは、地層中に化石を多量に含んでいる部分と化石をほとんど含んでいない部分を間にはさんで断続的に分布しています。このような産状は、ノジュール列とも関連しています。化石を多量に含んでいる部分はノジュール化し、そうでない部分はノジュール化せずに侵食されます。そのため、半球状の突起物の列となって目にふれることになります。カドノサワキリガイダマシの多くは、不連続



貝化石の産状

に分布しているタイプの産状さんじょうを示しています。この種はとがった円すい形をしています。千畳敷せんじょうの北側から産出するものはある一定の方向を示しています。これは一方向の流れや波の影響によって形成されたもので、堆積たいせき当時の環境を知る手掛かりになります。



一定方向に向く貝化石

散在型さんざいがたの化石は、ノムラナミガイを例にあげることができます。ノムラナミガイは前縁ぜんえんを除いて丸みの帯びた台形をし、前後にやや長い形状をしています。その長軸は地層に対して直交あるいはそれに近い角度をもって産出することがあります。千畳敷の場合、地層に対して水平に近



ハート型の貝化石

い面がみえますから、ハート型の横断面が見えます。この種は、砂にもぐり、長い水管を出して生活している内生種ないせいしゅです。このような種が死ぬと砂の中に深くもぐっているために波や流れによって動かされることがなく、死んだ場所でそのまま化石になります。そのような産状せいぼつてきさんじょうを生没的産状と呼び、その場所の情報を含んでいる化石として重要なものです。その逆に密集型のものの多くは、波や流れによって運ばれ

てきたもので異相的産状と呼んでいます。

g) クジラの骨化石 (図1 ⑧)

千畳敷には貝化石だけでなく、いろいろな種類の化石が産出しています。その1つにクジラの化石があります。クジラは最も魚類に近い形態をもつ海棲ほ乳類です。クジラのような大型のほ乳類化石は、多くの場合、完全な骨格標本として産出することはありません。死後の腐食作用や運搬作用によってバラバラになったり、堆積後に一部が溶けてなくなったりして、一部分の骨片でしか産出しません。千畳敷から産出するクジラの化石もほとんどはそのような産状を示しています。しかし、その骨片の組織を観察することによってクジラの仲間であることがわかるのです。陸上のほ乳類は、骨格で自分の体重を支えるため骨が緻密で強固です。それに対して海に適応したクジラ類は体重を支える必要もなく、逆に少しでも軽くして浮力を得るために骨の組織が粗密でちょうどスポンジのような組織に見えます。もし、ノジュールの中にスポンジのような組織が見えれば、それはクジラの骨の一部の化石です。

馬の背の南西部には、クジラの上顎骨の化石が産出した跡 (雌型の



馬の背のクジラ化石 (上顎骨の雌型印象化石)

印象化石)が見られます。その上顎^{うわあご}を見ると歯が見当たらないので、ひげクジラの仲間であると考えられます。また、馬の背より西側には、ほぼ一体分のクジラが埋まっています。

h) フナクイムシの巣穴化石 (図1 ⑤⑦)

千畳敷にはパイプを束ねたような塊^{かたまり}がときおり見られます。これは、フナクイムシ (*Teredo* sp.) の巣穴の化石です。フナクイムシは流木や木造船などの木材に穴を開けて生息する生物ですが、「ムシ」ではなく、二枚貝の一種です。パイプに見えるのは殻^{から}ではなく、体を包む石灰質の管です。実際の殻は非常に小さく、化石としてはほとんど残りません。千畳敷で見られる巨木の化石のほとんどにフナクイムシの巣穴化石が見られます。



フナクイムシの巣穴化石



フナクイムシの巣穴化石が見られる流木の化石

i) 生痕化石 (図1 ⑨⑬)

たたみがうらさがんぶそう さいりゆう ちゅうりゆう
畳ヶ浦砂岩部層の細粒～中粒砂

岩は、塊状(無層理)あるいは葉理をとまっていますが、よく見ると円形あるいはパイプ状の模様があるのがわかります。この模様は特に無層理の層準そうじゆんでよく目立ちます。これはカニや貝などが穴をあけてつくった巣穴化石で、生痕化石と呼ばれています。さきほどのフナクイムシも生痕化石の一種です。フナクイムシの場合は流木に巣をつくっているので動きますが、砂地にあけられた穴は動くこ



生痕化石 (図1 ⑬)

とができないので、その場の環境を推定する重要な手掛かりになります。ただし、巣穴の場合、巣穴の入口部分の地層がその時の環境を示しますので気をつけて観察しなければなりません。例えば、斜交葉理しゃこうようりを示す地層に巣穴があっても、よく見るとそのうえの層準の無層理の部分からのびていることもあります。

生痕化石には、そのほかに、はい跡、足跡ふん、糞などがあります。生痕化石の欠点は、実際に跡をつけた生物がほとんど特定できないことです。そのため、生痕化石の形状そのもので生物と同じように学名が

付けられています。

j) 馬の背 (図1 ⑨)

馬の背の南東側の崖^{がけ}には、下位の金周布礫岩砂岩部層^{かなそうれきがんさがんぶそう}とその上位の曇ヶ浦砂岩部層^{たためがうらさがんぶそう}が見られます。その崖のすぐ手前の礫岩と同じ高さの部分は、上位の砂岩が露出しています。これは馬の背の南東側の崖の前に断層^{だんそう}があるためです。この断層は第1馬の背断層と呼ばれ、めがね橋の西側まで北東方向にのびているのが明らかになっています。馬の背は断層の活動により海側が隆起^{りゅうき}することによってつくられました。

礫層のすぐ上には、化石層があります。この化石層はフジツボが多く、ほとんどのものが壊れているのが特徴です。その上位には、f)の項で説明したカドノサワキリガイダマシを含む不連続に分布しているタイプの密集型^{さんじょう}の産状が見られます。フジツボは貝の仲間ではなく、むしろカニに近い生物で、岩や礫などに固着して生活しています。波の影響^{ちようかんたい}の強い潮間帯に多く住んでいるため、死ぬと波で破壊されバラ



千畳敷の最高峰・馬の背

バラになって波の影響の少ないところまで運ばれて^{たいせき}堆積します。そのため、この化石層が堆積したところの近くには^{がんしょう}岩礁があったことが推定されます。その後、砂が堆積するような環境に変わり、砂底に適応した生物が生活を始めたようです。

k) ノッチ (図1 ⑥⑩⑭)

^{はしよくほう}波食棚の奥にある^{きゆうかいしょくがい}旧海食崖には、高さおよそ1mのところ線状のへこみがあります。これはノッチと呼ばれるもので、波の侵食によって海食崖につくられたものです。ノッチは、それより上位の部分が崩れることによってなくなります。ノッチの位置は波食の高



ノッチ (図1 ⑥)

さを示しているので過去の海面の位置を知ることができます。ここで見られるノッチの高さは、現在の海面よりおよそ1m高い位置にあり、ノッチができた時には現在より相対的に海面が高かったことを示しています。おそらく、波食棚の平らな面や海食崖ができ、相対的に海面が下がり始めたころのものです。

l) ^{がんみやく}岩脈 (図1 ⑪⑫)

馬の背より北には、脈状に黒い硬い岩石が見られます。この岩石は^{そりゅうげんぶがん}粗粒玄武岩と呼ばれているもので、ハワイのキラウエア火山で見られ

るような粘性の低い（ SiO_2 成分に乏しい）マグマが地表近くまで貫入してきたものです。地層を切って貫入する産状を示すものは岩脈と呼ばれています。熱いマグマが冷たい堆積岩の中に貫入するものですから、堆積岩と接しているマグマは急に冷やされ、結晶が岩脈の中より細粒になります。逆に堆積岩の方は、



岩 脈 (図 1 ⑫)

急に熱くなりますので変質して硬くなります。

千畳敷で見られる岩脈は曇ヶ浦砂岩部層を切って貫入しています。砂岩と接しているところを観察すると、岩石の方ではでこぼこしており、砂岩の方には岩脈から1～2mまで白い無数の穴のような跡が見られます。また、砂岩の中には玄武岩の破片がささっています。これは、マグマが貫入したとき、砂岩がまだ未固結で水分を多量に含んでいたために、マグマが水蒸気爆発を起こしてマグマの破片が砂層につきささったものです。飛び出した一部のマグマの破片は砂岩を貫通して、砂層中



ペペライト
(黒い点が玄武岩)

に跡を残しています。このようなものをペペライトと呼んでいますが、
さいせつぶつ
砕屑物が堆積したすぐ後に貫入してきた証拠とされています。

m) ^{たいせきこうぞう}堆積構造 (図1 ⑬)

^{きゅうかいしよくがい}旧海食崖の砂岩層には、いくつかの堆積構造が見られます。地層の中で最も細かい単位を葉理(ラミナ)と呼んでいます。その葉理が平行な場合は平行葉理と呼びますが、ときどき葉理が斜交^{しゃこう}していることがあります。これは斜交葉理(斜交^{しゃこうようり}層)と呼んでいるもので水の流^{りゅう}れがあるところでつくられます。地点⑬付近で見られるのは、特にハンモック状斜交成層と呼ばれているもので、おだやかな時には波の影響がなく、嵐の時に波の影響によって砂が運ばれるような水深でつくられる堆積構造です。



斜交葉理の見られる旧海食崖

n) めがね橋 (図1 ⑭)

千畳敷の最北部、^{かなそう}金周布近くにあるめがね橋の周辺の海食崖でも、馬の背で見られた^{れきがんそう}礫岩層～フジツボを含む化石層～砂岩層(金周布^{かなそうれき}礫岩砂岩部層～^{がんきがんぶそう}豊ヶ浦砂岩部層)の層序を観察することができます。めがね橋のところでは、^{かいしよくどう}小さな海食洞が見られ、その左右で明らかに礫



めがね橋の小断層

層がずれているのがわかります。これはめがね橋^{だんそう}断層と呼ばれる落差3m程度の小断層です。この小断層は北東-南西方向にのびており、赤鼻岬の東西両岸あるいは千畳敷の南端でも確認することができます。めがね橋で見られる小さな海食洞は、その小断層に沿ってできています。

o) ^{あかはな}赤鼻

赤鼻は千畳敷の北側に位置する小さな岬です。この地域にも上位に向かって^{れきがん}礫岩から^{さがん}砂岩にかわる^{そうじょ}層序が見られます。しかし、この地域の砂岩層から^{さんしゆつ}産出する化石は千畳敷のものと異なります。二枚貝では、ニサタイクチベニガイ (*Solidicorbula nisataiensis*) が最も多く、その他に^{ゆうこうちゅうるい}有孔虫類のミオジプシナ (*Miogypsina kotoi*) やウニ類のムカシスカシカシパン (*Astriclypeus mannii*) などが産出します。千畳敷の化石で最も特徴的なカドノサワキリガイダマシは、ここでは産出しません。ミオジプシナは「^{ちゅうしんせい}中新世の星の砂」と呼ばれている大型の有孔虫で、熱帯～亜熱帯を示す化石の一つです。最近までは、なぜ同じ層



めがね橋から望む赤鼻

準に異なる化石群が産出するのか、謎になっていました。最近の研究では、赤鼻地域の砂岩層は千畳敷地域の礫岩層に対比されると考えられ、それらを合わせてかなそうれきがんさがんぶそう金周布礫岩砂岩部層と呼んでいます。したがって、千畳敷地域の化石の産出

する層準（そうじゆん たみがうらさがんぶそう畳ヶ浦砂岩部層）は赤鼻地域の化石の産出する層準より上位になります。

なお、この地域のろとう露頭は危険なところが多いので、観察に行くときには十分に注意してください。



ミオジプシナ(白い粒状のものが化石)

II. 石見豊ヶ浦ができたころ

これまで豊ヶ浦周辺の露頭ろとうを見てきました。露頭で見えていくと時代的な順序がバラバラになります。豊ヶ浦ができたころの古環境こかんきょうとその変遷へんせんを推定していくためには、バラバラだったものを古いものから順序よく並べていく必要があります。地層を順序よく並べていったものを層序そうじょと呼び、地質学の研究ではもっとも基本的なものの一つです。この層序が間違っているために再検討をしなければならなくなったことがしばしばあります。本章では、豊ヶ浦周辺の地質と層序を説明し、石見豊ヶ浦ができたころの環境やその移り変わりを解説します。

(1) 豊ヶ浦周辺の地質と層序そうじょ

豊ヶ浦周辺は大きく分けて地質時代の異なる4つの地層からなります。最も古いものは、始新世ししんせい～漸新世ぜんしんせい（3500万～4500万年前頃）の火山の噴出物ふんしゅつぶつが堆積たいせきした国府火山岩類こくふかざんがんるいです。その上位に堆積した唐鐘累層とうかねるいそうは中期中新世ちゅうしんせい（1600万年頃前）の地層です。さらにその上位には海成かいせい～淡水成たんすいせいを示す鮮新世せんしんせい～更新世こうしんせいの都野津層つのづそう、更新世の国分（国分寺）層ふせいごうかんけいがのります。4つの地層は、それぞれ不整合関係ふせいごうかんけいで接しています。不整合は、上下に重なる2つの地層の間に、大きな時間の間隙かんげき（時間のすきま）があるものをいいます。大きな時間の間隙とは、生物の進化

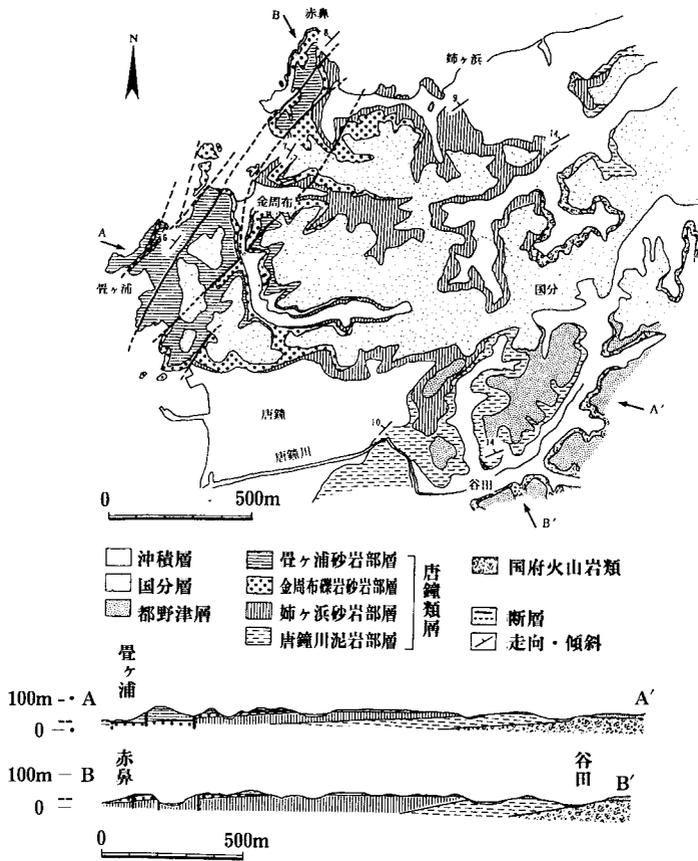


図4 覺ヶ浦周辺の地層分布(中条ほか, 1993)

で示される程の時間、あるいは下位の地層が地殻変動で変形してしまうほどの時間をさします。この地域では、国府火山岩類の堆積が終了した時期と唐鐘累層が堆積を始めた時期

時代	地層		
更新世	国分層		
鮮新世～更新世	都野津層		不整合
中期中新世	唐鐘累層	壘ヶ浦砂岩部層	不整合
		金周布礫岩砂岩部層	
		姉ヶ浜砂岩部層	
		唐鐘川泥岩部層	
始新世～漸新世	国府火山岩類	下府累層	不整合

図5 壘ヶ浦周辺の層序表 (中条ほか, 1993)

との間には、少なくとも2000万年はありますので、不整合関係にあるといえるのです。

壘ヶ浦の波食棚に分布する地層は、中期中新世初期に堆積した唐鐘累層です。この地層は貝化石が多く産出することから、古くから調査されてきました。大塚 (1937) の論文では、そこから産出する貝化石が門ノ沢 (岩手県) のものと類似していることから中期中新世初期の地層とし、この地層を唐鐘層と名付けました。その後、大久保 (1982)、都留 (1982、1983) の研究では、礫岩層を境として上下に地層の特徴 (層相) と産出する化石が異なることから、唐鐘層を2つの部層 (累層より細かな地層の単位) に分け、下部層を姉ヶ浜部層、上部層を壘ヶ浦部層と名付けています。さらに中条ほか (1993) の研究では、唐鐘累層の堆積物の特徴 (堆積相) から4つの部層に細分し、それぞ

れの地層を定義（一部再定義）しています。ここでは中条ほか（1993）で研究された層序にそって地層の特徴を説明します（図5）。

唐鐘累層の最下部層は、唐鐘川泥岩部層と呼んでいます。この地層は谷田から姉ヶ浜南方にかけて分布し、下位の国府火山岩類を不整合に覆っています。主に泥岩から構成されますが、下部には礫岩層が見られます。礫岩層は中礫（4～64mm）が多く、角礫～亜角礫（角ばった礫）が大半を占めています。礫の種類はほとんどが安山岩で、ときおりチャート、流紋岩などが含まれています。泥岩は、主に黒色～黒灰色の塊状のもので、ときおり砂岩をと

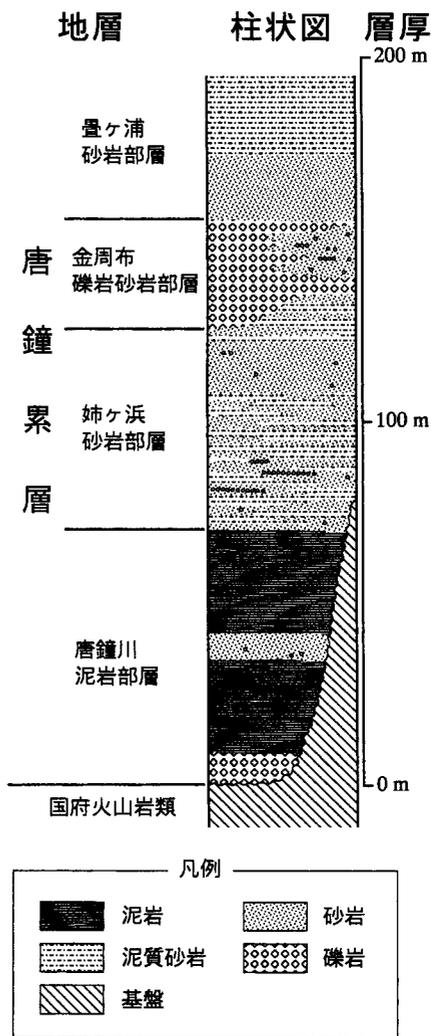


図6 壘ヶ浦周辺の模式柱状図
(中条ほか, 1993 を簡略)

なうことがあります。唐鐘川泥岩部層の上位の地層は姉ヶ浜砂岩部層あねがはまさがんぶそうと呼んでいます。この地層は、唐鐘から姉ヶ浜にかけて分布し、唐鐘川泥岩部層せいこうを整合に覆っています。この地層は、おもに細粒～中粒砂岩さいりゅう ちゅうりゅうからなっていますが、強い生物擾乱じょうらん（生物による堆積物の乱れ）を受け、初生的な堆積構造はほとんど残されていません。上部の細粒砂岩たいせきこうざうには、斜交層理などの堆積構造が見られます。金周布礫岩砂岩部層しやこうそうりは、下位の姉ヶ浜砂岩部層を整合に覆い、顕著な礫岩けんちょと粗粒砂岩そりゅうに特徴づけられる地層です。唐鐘港から豊ヶ浦の波食棚はしょくほうに向かうトンネル周辺で見られる礫岩や赤鼻あかばなで見られる砂岩と礫岩がこの地層にあたります。礫岩は円礫えんれき～亜円礫あえんれきが多く、礫の種類は安山岩・安山岩質火砕岩かさいがん・石英斑岩せきえいはんがん・チャートなどが見られます。この礫岩は北に向かって指交しこうするように砂岩に変化し、赤鼻周辺では粗粒砂岩が多くなります。唐鐘累層最上部の豊ヶ浦砂岩部層たみがうらさがんぶそうは、下位の金周布礫岩砂岩部層を整合に覆っています。この地層は豊ヶ浦の波食棚はしょくほうで見られ、貝化石が多産するのが特徴です。また、ノジュール層が多く見られるのも特徴です。岩相がんそうは、細粒～中粒砂岩、泥質砂岩からなり、上方に向かって砂粒が細くなる傾向にあります。

これら4つの部層はそれぞれ整合的に重なっているので、下位が最も古く、上位方向に新しくなっていきます（図6）。

(2) 唐鐘累層から産出する化石と古環境こかんきょう

唐鐘累層とうがねるいそうからは、貝・ウニ・サメ・クジラ・フジツボゆうこうちゅう・有孔虫など

多くの化石が産出しています。生物はある一定の環境を好んで生息することが多いので、化石から古環境を推定することができます。そのような化石の中で、特に狭い範囲の環境に生息して古環境の推定に役立つ化石を、示相化石と呼んでいます。本章では、示相化石を中心に唐鐘累層から産出した化石について解説していきます。

a) 貝類化石 (軟体動物化石)

貝類は、たくさん生息していることや炭酸カルシウム (CaCO₃) の硬い殻を持っていることなどのため、化石として比較的残りやすい生物です。また、大型なので人目につきやすく、もっともなじみのある化石でもあります。一言で貝類といっても、いくつかの種類に分類できます。唐鐘累層から報告されている貝類は、腹足類 (巻き貝) ・斧足類 (二枚貝) ・堀足類 (ツノガイ) ・頭足類 (オウムガイ) の4つのグループです。

唐鐘川泥岩部層からは貝類の産出は少ないのですが、タニシの仲間 ("Viviparus?" sp.) やササノハガイの仲間 ("Lanceolaria?" sp.) が産出しています。現生のタニシなどは、田や河川などの淡水域に生息しています。そのため、この地層は淡水成であることが推定されます。

姉ヶ浜砂岩部層も貝類の産出は少ないのですが、上部と下部にそれぞれ特徴的な化石が産出しています。下部から産出する化石は、ピカリア (Vicarya cf. yokoyamai) やノトピカリエラ (Vicaryella notoensis) の巻き貝の化石です。これらの化石は、現生のセンニンガイと比較

され、熱帯～亜熱帯の汽水域（^{きすいいき}マングローブ沼）に生息していたと考えられています。マングローブ沼とは、マングローブ植物（塩に強い植物群の総称）が茂っていて、海水と淡水がまじりあう沼地です。このような沼は熱帯～亜熱帯でしか見られず、日本では最南端に近い西表島^{いりおもてじま}でよく発達しています。唐鐘累層からマングローブ植物の化石は、まだ報告されていませんが、ほかのピカリアの産出地からはマングローブ植物の花粉化石の産出が報告されています。当時、豊ヶ浦周辺にもマングローブ植物の茂る沼地があったのかもしれませんが。姉ヶ浜砂岩部層の最上部からは、ツルナガウミタケガイモドキ（*Pholadomya turu-nagai*）という二枚貝が産出しています。現生のウミタケガイモドキは、水深50m～200mの海域に生息していますが、

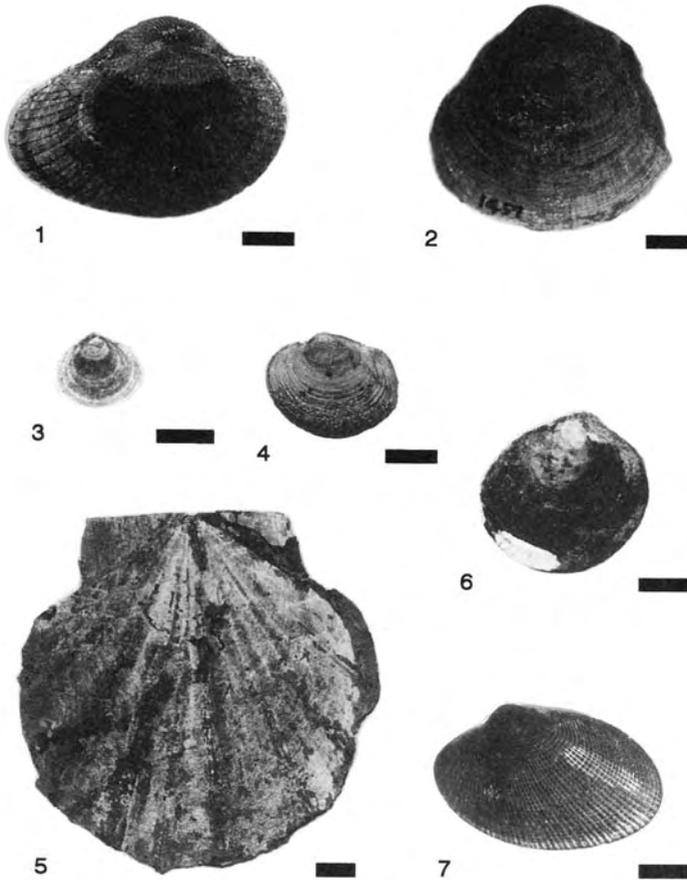


マングローブ植物（西表島ウダラ川河口）

共産する化石から熱帯～亜熱帯の上部浅海帯の砂底に生息していたと考えられています (Ueda, T.1995)。

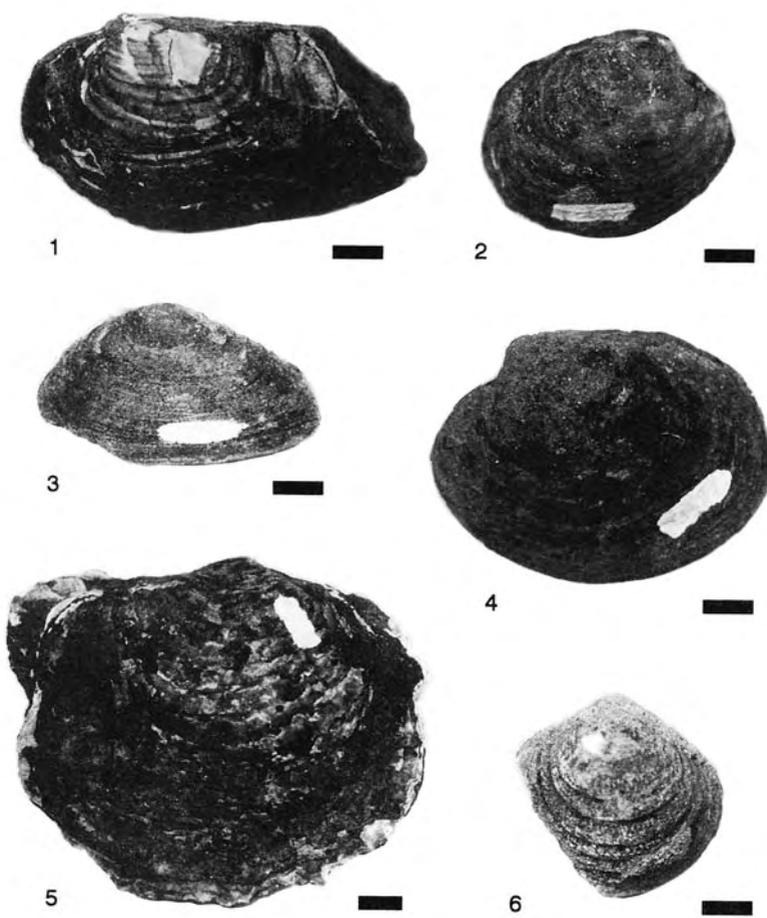
金周布礫岩砂岩部層では、赤鼻周辺で多くの貝化石が産出しています。この貝化石のグループ (貝化石群集) は、都留 (1984) の研究で、*Solidicorbula-Glycymeris* 群集 (クチベニガイ-タマキガイ群集) と名付けられています。この貝化石群集はニサタイクチベニガイ (*Solidicorbula nisataiensis*) とキッシュウタマキガイ (*Glycymeris cisshuensis*) によって特徴づけられ、ノムラカガミ (*Dosinia nomurai*)、チョウセンハマグリ (*Meretrix lamarckii*)、イワミカニモリ (*Cerithium ancisum*) なども多く産出します。また、まれですが、サザナミボラ (*Pugilina saza-nami*) も産出するようです。これらの化石は両方の殻のついた二枚貝化石が多いことから、生物が死んだ後にほとんど動いていないようです。この群集が示す環境は、温暖な海の上部浅海帯 (およそ水深 30m 以浅) で、砂底であったと考えられています。

畳ヶ浦砂岩部層は、畳ヶ浦の波食棚で多くの貝化石が産出しています。この貝化石群集は、*Turritella-Glycymeris* 群集 (キリガイダマシ-タマキガイ群集) と呼ばれています。この群集ではカドノサワキリガイダマシ (*Turritella kadonosawaensis*) がもっとも多く、ついでキッシュウタマキガイ (*Glycymeris cisshuensis*) が多く産出します。その他、ミノタマキガイ (*Glycymeris minoensis*)、ノムラカガミ (*Dosinia nomurai*)、ワタナベサルボウ (*Anadara watanabei*)、シラトリアサリ (*Siratoria siratoriensis*)、ノムラナミガイ (*Panopea nomurae*) なども多く産出してい



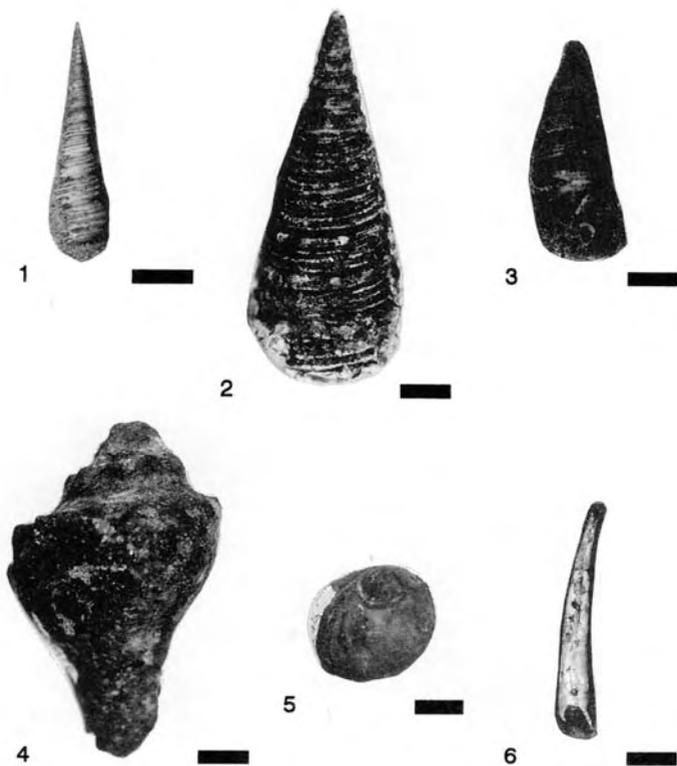
唐鐘累層の主な化石1

1. ワタナベサルボウ (*Anadara watanabei*) 畳ヶ浦, 2. キッシュユウタマキガイ (*Glycymeris cisshuensis*) 畳ヶ浦, 3. ミノタマキガイ (*Glycymeris minoensis*) 畳ヶ浦, 4. ツキガイモドキ (*Lucinoma acutilineatum*) 畳ヶ浦, 5. キムラホタテ (*Patinopecten kimurai*) 畳ヶ浦, 6. ノムラカガミ (*Dosinia nomurai*) 畳ヶ浦, 7. シラトリアサリ (*Siratoria siratoriensis*) 畳ヶ浦 : スケールバーは1cm.



唐鐘累層の主な化石2

1. ノムラナミガイ (*Panopea nomurae*) 畳ヶ浦, 2. イイズカフスマガイ (*Clementia iizukai*) 畳ヶ浦, 3. オオノガイ (*Mya cuneiformis*) 畳ヶ浦, 4. エゾワスレガイ (*Ezocallista kurodae*) 畳ヶ浦, 5. イボタガキ (*Ostrea denselamellosa*) 畳ヶ浦, 6. アンドウザルガイ (*Clinocardium andoi*) 畳ヶ浦:スケールバーは1cm.



唐鐘累層の主な化石3

1. カドノサワキリガイダマシ (*Turritella kadosawaensis*) 豊ヶ浦, 2. ビカリア (*Vicarya cf. yokoyamai*) 姉ヶ浜, 3. ノトビカリエラ (*Vicaryella notoensis*) 姉ヶ浜, 4. サザナミボラ (*Pugilina sazanami*) 赤鼻, 5. ヤベミミガイ (*Sinum yabei*) 豊ヶ浦, 6. ヤスリツノガイ (*Fissidentalium yakoyamai*) 豊ヶ浦: スケールバーは1cm.

ます。これらの化石の多くは、死後多少移動したような産状（同相的産状）を示していますが、ノムラナミガイなどは、死んだままの姿勢を保持した産状（生没的産状）を示しているものもあります。この群集も、温暖な海の上部浅海帯の砂底を示しているようです。

豊ヶ浦の波食棚からは、その他にオウムガイの仲間 (*Aturia cubaensis*) も産出しています。オウムガイは熱帯の海に住む特徴ある殻を持ったタコやイカの仲間です。オウムガイの殻には隔壁と呼ばれるしきりにへだたれた部屋を持っていて、その中の空気量を調節して浮き沈みます。オウムガイは死ぬとその部屋に空気がたまって浮き始め、海流によって運ばれます。現在ではフィリピン海周辺に生息していますが、オウムガイの殻は黒潮にのり日本の海岸までたどり着いたものもあります。そのため、オウムガイ化石は黒潮などの暖流の重要な証拠として扱われています。

b) サメの化石（板鰓類化石）

サメやエイは、軟骨魚類の板鰓類に分類される動物です。軟骨魚類は骨が軟質であるため化石として残りにくいのですが、歯はよく化石として発見されます。歯は、エナメル質に似たリン酸カルシウムの結晶でできているため非常に硬質で、どんどん抜け代わりますので化石として残りやすいのです。まだ、化石が認識されていない頃は、「天狗の爪」と思われ、御神体としてあがめられているものもあります。

唐鐘累層では、姉ヶ浜砂岩部層からトビエイの仲間 (*Myliobatis*

sp.)、^{たたみがうらさがんぶそう}畳ヶ浦砂岩部層からワニザメの仲間 (*Odontaspis* sp.)、メジロザメの仲間 (*Carcharhinus* sp.) やトビエイの仲間の歯の化石が^{さんしゅつ}産出しています。ワニザメは、沿岸にいる比較的小となしいサメの一種ですが、非常に鋭い歯を持っています。歯の形は、代表的な人食いザメのアオザメに似ていますが、歯の両側に小さな突起がある点が異なります。それに対してトビエイの歯は長六角形の板状でとても歯とは思えない形をしています。これら板鰓類は温暖な海を好んで住んでいます。そのため、これらの化石の産出は、^{たいせき}堆積当時、温暖な海であったことを示しています。

c) フジツボの化石 (^{まんきやくるい}蔓脚類)

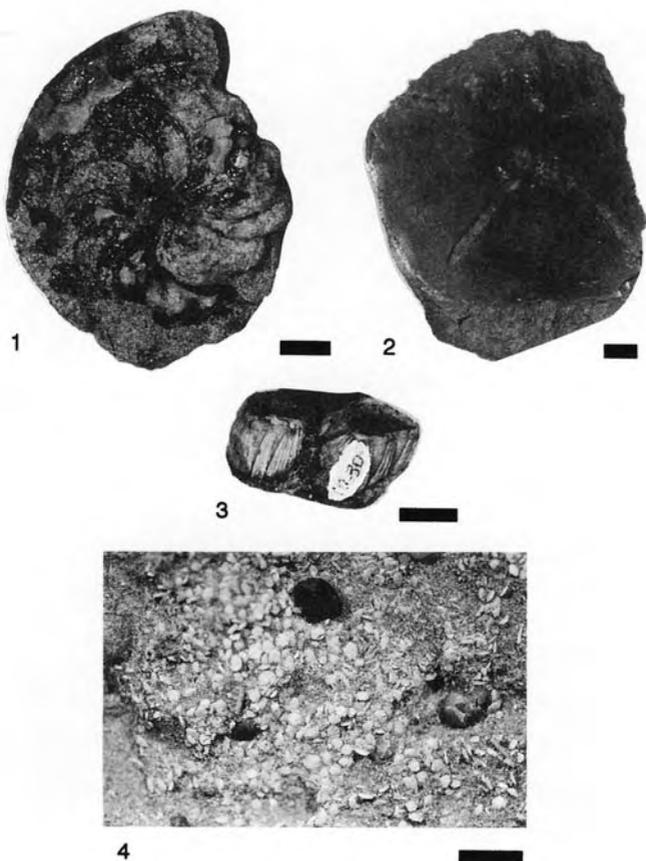
フジツボは、岩場でよく見かける殻を持った生物です。炭酸カルシウムの殻を持っていますので貝類と思われがちですが、実はカニやエビに近い^{せつそくどうぶつ こうかくるい}節足動物の甲殻類の一種です。実際に殻の構造も貝と異なり、殻の中にダンボールのような円柱状の空洞を持っています。また、たくさんの部位が組み合わさって構成されており、それらは死ぬとバラバラになってしまいます。フジツボの仲間には波の影響を受ける^{がんしょう}岩礁(岩場)の^{ちようかんたい}潮間帯に多く住んでいるものもいます。そのようなフジツボは、死ぬとすぐに波によってバラバラにされ、波の影響の少ない場所まで運ばれていきます。そのため、フジツボを多く含む化石層は、近くに波の影響を受けている岩礁があることを意味します。唐鐘累層では、馬の背周辺やめがね橋周辺の^{かなそうれきがんさがんぶそう}金周布礫岩砂岩層の直上の化石層

の中にたくさんのフジツボの化石が見られます。この化石層で見られるフジツボは、バラバラで壊れているものが多く、また、殻自身も摩耗を受けています。この化石層は、すぐ近くに岩礁がある上部浅海帯で堆積したのでしょうか。

d) 海棲ほ乳類化石

唐鐘累層からは、海棲ほ乳類の化石も多く発見されています。海棲ほ乳類の代表的なものは、最も魚類に近い形態をもつクジラの仲間です。クジラ類には大きく分けて鋭い歯をもつ歯クジラと歯がひげ状のものに置き変わったひげクジラに分類されます。歯クジラは、イルカ、シャチ、マッコウクジラなどに代表され、魚、イカ、クジラ、アザラシなどを捕食しています。ひげクジラは、ナガスクジラやミンククジラに代表され、オキアミなどの小さな生き物を「ひげ」で濾して食べています。唐鐘累層から発見されているものは、ほとんどがひげクジラの仲間です。

クジラ以外にもアシカの祖先の化石など、いろいろな種類の海棲ほ乳類化石が産出しています。その多くは骨片であるため、種類がわかりません。クジラやアシカの祖先の場合は、比較的化石の分類に役立つ部位の化石（例えば、頭骨や顎）が産出していますのでおおざっぱな分類ができています。しかし、その部位も断片的であるため、それ以上の分類はできません。クジラの化石はまだ多くの骨が豊ヶ浦の波食棚の地層の中に埋まっています。それらを発掘して研究すると詳



唐鐘累層の主な化石4

1. オウムガイの仲間 (*Aturia cubaensis*) 豊ヶ浦, 2. ムカシスカシカシパン (*Astryclypeus mannii*) 赤鼻, 3. フジツボの仲間 (*Balanus?* sp.) 豊ヶ浦,
4. ミオジブシナ (*Miogyssina kotoi*) 赤鼻: スケールバーは1cm.

細な分類やクジラの進化が分かるかも知れません。しかし、発掘することは、国指定の天然記念物の一部を破壊することになります。一方で、このまま露出している化石を放置すると、化石は徐々に壊れていき、いずれはなくなってしまうです。どうすべきかは、難しい選択のひとつでしょう。

e) ^{ゆうこうちゅう}有孔虫の化石

これまでは、比較的大きな化石について説明してきましたが、^{とうがね}唐鐘^{るいそう}累層からは、肉眼では見えにくい小さな化石も^{さんしゆつ}産出しています。その代表的なものが有孔虫です。有孔虫とは、^{げんせいどうぶつ}原生動物（アメーバの仲間）の1グループで、^{から}殻を持っていることとその殻には室と呼ばれる部屋があることが特徴です。有孔虫は、基本的に室の配列と殻の質（ガラスのように透明な石灰質、陶磁器のような磁器質、砂をかためた砂質など）によって分類されます。室はいろいろな配列をしていますが、平面状に巻いているものもあり、昔はオウムガイに間違えられて分類されたものもあります。小型の有孔虫はいろいろな環境にいろいろな種類が^{せいそく}生息しているので、種の^{かいせき}構成を解析することによって^{こかんきょう}古環境を推定することができます。

唐鐘累層では、^{かなそうれきがんさがんぶそう}金周布礫岩砂岩部層からミオジプシナ・コトイ（*Mio-gypsina kotoi*）と呼ばれる大型有孔虫が密集して産出しています。この種は現生の大型有孔虫のバキュロジプシナ（*Baculogypsina*）属に比較されています。バキュロジプシナ属は熱帯～亜熱帯の^{せんかい}浅海に

生息し、殻の形状が星形をしているので、一般に「星の砂」と呼ばれています。熱帯～亜熱帯では「星の砂」で構成された砂浜もあり、ミオジプシナの密集した産出はそのような堆積環境を推定させます。

また、大久保（1982）は、^{たまたみがうらさがんぶそう}暁ヶ浦砂岩部層から小型有孔虫の産出を報告していますが、残念ながら種類を記載していません。今後、詳細に研究する必要があるでしょう。

（3）地層の年代

これまで唐鐘累層が1600万年前頃に堆積したと述べてきましたが、どうしてその年代がわかるのでしょうか。地層の年代を求める方法は、大きく分けて2つあります。1つは^{ぜったいねんだいほう}絶対年代法で、他方は^{そうたいねんだいほう}相対年代法です。絶対年代法は、^{ほうしゃせいげんそ}放射性元素の^{はんげんき}半減期を利用して年代を測定する方法です。例えば、K-Ar法（カリウム-アルゴン法）では、放射性カリウム（⁴⁰K）がアルゴン40（⁴⁰Ar）に^{ほうしゃかいへん}放射壊変することを利用してます。放射性カリウムは、12億5千万年の間に半分に減ります。この放射性カリウムが減っていく速度は一定なので、放射性カリウムとアルゴン40の量を測定すると、年代を求めることができるのです。しかし、絶対年代法はどこでも測定できるというものではありません。特に地層の場合は、測定できるものが限られていて、^{ぎょうかいがん}凝灰岩（火山灰が堆積してできた岩石）などからしか測定することができません。相対年代法は、ある特定の年代にしか見られない化石を利用して年代を求めていく方法です。そのような年代を特定できる化石を「^{しじゅんかせき}示準化石」と呼

んでいます。示準化石となるには広域に分布すること、生存期間（種の出現から絶滅の期間）が短いこと、多産することなどの条件が必要です。ナンノ化石、珪藻化石、浮遊性有孔虫化石など、海洋に浮遊して生息している微生物の化石は、もっとも適した示準化石です。それらの生物群は、絶対年代が測定された地層や岩石と対比することによって生存期間がある程度特定されています。そのため、そのような生物群の種を調べることによってある程度年代が推定できるのです。しかし、相対年代法は種の生存期間を利用しているため、年代値に幅が生じます。

さて、唐鐘累層ではどのような方法で年代が求められているのでしょうか。残念ながら、唐鐘累層から絶対年代は測定されていません。しかし、示準化石のビカリアやノトビカリエラ、ミオジプシナ・コトイが産出しています。西日本ではビカリアやノトビカリエラは、初期中新世～中期中新世初期に産出しています。また、ミオジプシナ・コトイは中期中新世初期の短い期間だけに多産しています。これらから、唐鐘累層の堆積年代は、初期中新世後期～中期中新世初期（およそ1600万年前）ということが特定されるわけです。ただし、最近の説では、ミオジプシナの産出する期間はいくつか存在するのではないかと考えられています。ひょっとしたら、もう少し古くなる可能性もあります。

唐鐘累層の下位にある国府火山岩類は、唐鐘累層の下位にあることとランダイコウバシの一種（*Sassafras yamanei*、植物化石）が産出していることから、その堆積年代を初期中新世（1700万～2400万年前）

と考えていました。ところが、今岡ほか（1990）の研究でカリウム-アルゴン法により、壘ヶ浦周辺の国府火山岩類から4300万年前頃という年代値が出されました。この研究により年代がおよそ2000万年古くなったのです。このように年代論はまだ不確定なところが多く、今後さらに変わっていくでしょう。

（4）唐鐘累層の古環境とその移り変わり

これまで説明してきた化石や堆積物から、およそ1600万年前に壘ヶ浦周辺でどのような環境変化が起こったか、推定してみましょう。

唐鐘累層が堆積し始めた頃は、まだ陸地だったようです。堆積物が主に泥岩であったことは、河川というより湖か湿地であったと思われます。その中にはタニシやササノハガイの仲間が生息していました。その後、大地の沈降あるいは汎世界的な海水準の上昇によって、淡水的な環境から海水のまじる汽水的な環境に移り変わります。そこには、熱帯～亜熱帯で見られるマングローブ沼が存在し、ビカリアやビカリエラのような貝が生息していました。海水準はさらに上昇し、上部浅海帯（引き潮時の海面以下～30m前後）になりました。砂底にはトビエイやツルナガウミタケガイモドキが生息し、クジラやアシカの祖先が訪れていたようです。この時期も、熱帯～亜熱帯のような温暖な気候だったようです。

その後、海水準は一度低下します。それとほぼ同時に河川の後背地が隆起し、河川のこう配が急になりました。そのため、河川が氾濫し

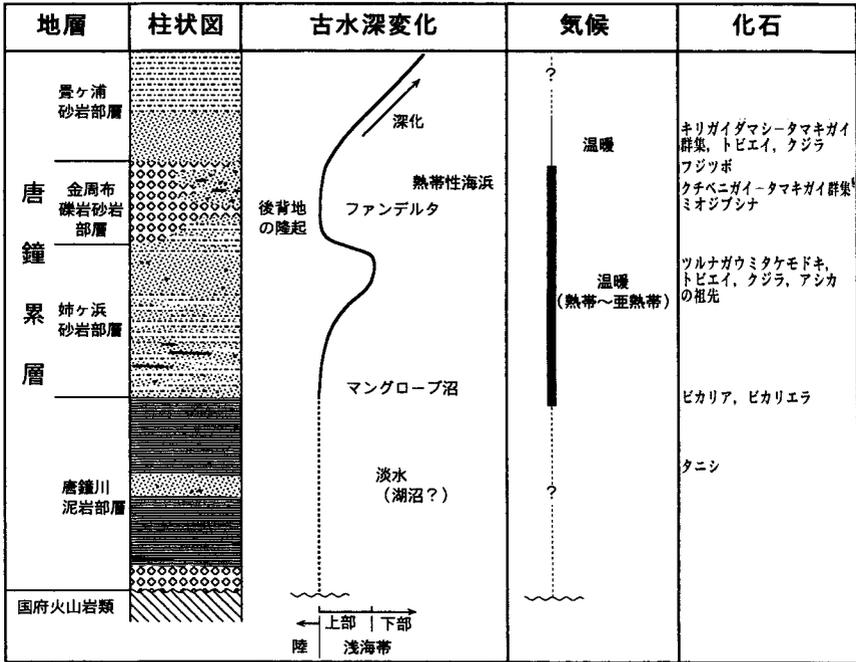


図7 唐鐘累層の古環境の移り変わり

たときに、多量の土石流が海まで流れ、河口周辺はファン・デルタ(臨海扇状地)になりました。土石流があまり及ばないところでは、ミオジブシナなどの大型有孔虫やたくさんの貝、ウニなどが生息していました。浜辺には多量の「中新世の星の砂」(ミオジブシナ)が打ち上げられ、トロピカル・ビーチになっていたことでしょう。

再び海水準は上昇していきます。それまで礫底だったところは、岩石海岸から移動してきたフジツボの破片や粗粒砂によって覆われます。その後、細粒~中粒砂の砂底になり、カドノサワキリガイダマシや

キッシュウタマキガイなどキリガイダマシ-タマキガイ群集の貝類が生息するようになりました。砂底になってすぐの頃は嵐や暴風波浪ぼうふうはろうによってフジツボの破片などが運ばれてきているようです。海水準はさらに上昇し、上部浅海帯じょうぶせんかいだいから暴風波浪の影響の少ない下部浅海帯かぶに移り変わりました。堆積物の細粒化たいせきぶつが見られますので、海水準の上昇はさらに続いたようです。ですが、堆積物に残された記録はここで終了です。その後は一度陸化し、ずいぶん時がたって都野津層つ の づが堆積しました。

(5) 中新世熱帯事件

唐鐘累層とうかねいそうと同時代の地層は、中国山地や東海地方などに断片的に分布しています(図8)。これらの地層もおおざっぱに言えば唐鐘累層と類似した古環境変遷こかんきょうへんせんを示しています。

広島県の三次市みよし・庄原市周辺しょうばらしなどに分布する備北層群びほくそうぐんや東海地方に分布する瑞浪層群みづなみそうぐんでは、唐鐘累層から産出するビカリアやビカリエラなどが多産しています(図9)。さらにマングローブ沼を主な生息場さんしゅつにしているマングローブシジミ(*Geloina*)の化石も産出しています。備北層群では、そのようなマングローブ沼を示す貝化石のほかに、マングローブ植物(オヒルギ)の花粉化石が発見されています(山野井ほか、1980)。これらのことから、熱帯～亜熱帯の環境を示すのは、浜田市周辺だけでなく、西南日本のほぼ全域であったようです。また、このような気候は、中新世の中では1600万年頃以外には見られないので「中新世熱帯事件」と呼ばれています。

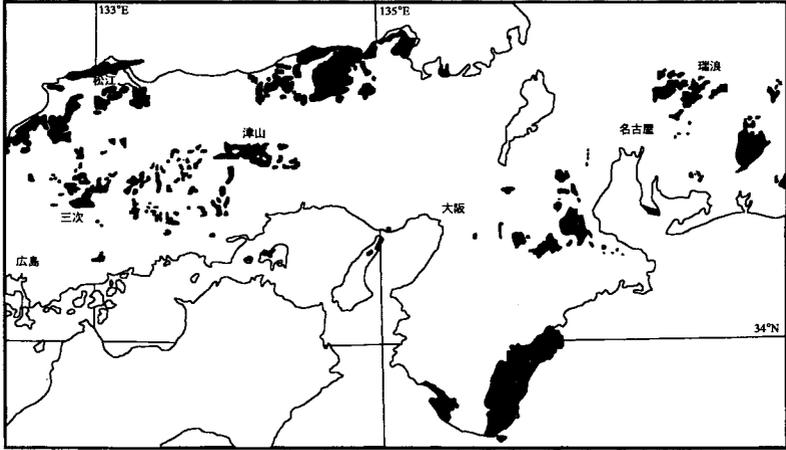
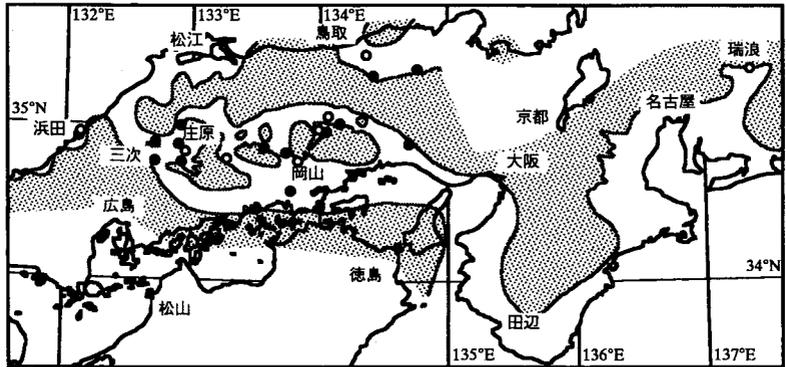


図8 西日本の初期～中期中新世の地層の分布(糸魚川, 1992 を簡略)



- ビカリアを含む貝類群集
- ミオジプシナ-オバキュリナ群集

図9 1600 万年前の西日本の古地理(糸魚川, 1992 を簡略)

この熱帯事件は、太平洋やインド洋などの大洋底から得られた有孔虫殻ちゅうかく さんそどうたいひの酸素同位体比の記録にも残っています。酸素同位体比は主に水温や南極の氷床の大きさによって変化し、汎世界的な気候変動はんせかいてきを記録しているといわれています。このことから、この熱帯事件は、日本だけの地域的なものではなく、汎世界的な事件だったと考えられます。

今、地球温暖化が進行していると言われていますが、唐鐘累層とうかねいそうに記録されているような過去に起こった温暖化を調べることによって、地球が今後どのように変わり、その後どうなるかを推定できるようになるでしょう。

Ⅲ. 石見豊ヶ浦と大地の変動

(1) 豊ヶ浦周辺の生い立ち

<深い海の底の時代>

地球ができてから約46億年たちますが、豊ヶ浦周辺で最も古い岩石は約2億年前につくられた三郡変成岩類さんぐんへんせいがんるいです。三郡変成岩類は主に結晶片岩けっしょうへいがんと呼ばれる岩石で構成されています。結晶片岩は既存きそんの岩石が地下の深いところで高い圧力を受けて別の岩石に変わったもので、一定方向に薄く割れる性質へんり（片理）をもちます。浜田市周辺の三郡変成岩類の元の岩石げんがん（源岩）は、古生代石炭紀こせいだいせきたんき（約3.6億年前～2.9億年前）に深い海で堆積たいせきした泥岩でいがんです。国分周辺では、三郡変成岩類は上府の勤労者スポーツ施設サン・ビレッジ浜田南側の天神川てんじん沿いに分布しています。天神川沿いの三郡変成岩類（図11 ①）は、主に泥岩を源岩とする黒色の泥質片岩でいしつへいがんですが、ところどころに乳白色ないし灰色をした層がはさまれています。これらはチャートなどを源岩とした岩石で、珪酸けいさん（SiO₂）を多く含み、大変硬い岩石です。

大昔のことを調べるには、その当時に堆積した地層が手掛かりとなります。少なくとも、三郡変成岩類は中国地方一帯に広く分布していることから、石炭紀せきたんきには中国地方が深い海であったことを示しています。しかし、それ以後、中生代ジュラ紀ちゅうせいだい（約2億年前～1.4億年前）の

時 代		主な地層と岩石	環境	主なできごと		
新生代	第四紀	完新世	1		低地に砂泥堆積 寒冷期と温暖期が くり返す	
		更新世				
	第三紀	鮮新世	都野津層	180	海岸 平野	中国山地の隆起
		中新世	後期	530		陸域
			中期	1120		
		前期	唐鐘累層	1640	海域	日本海の概略完成
		古第三紀	2380		陸域	
		中生代	国府火山岩類	6500	大陸の 一部	激しい火山活動
三郡変成岩	20600		海域			
古生代	60000 万年前					
先カンブリア代				?		

図 10 畳ヶ浦周辺の大地の生い立ち

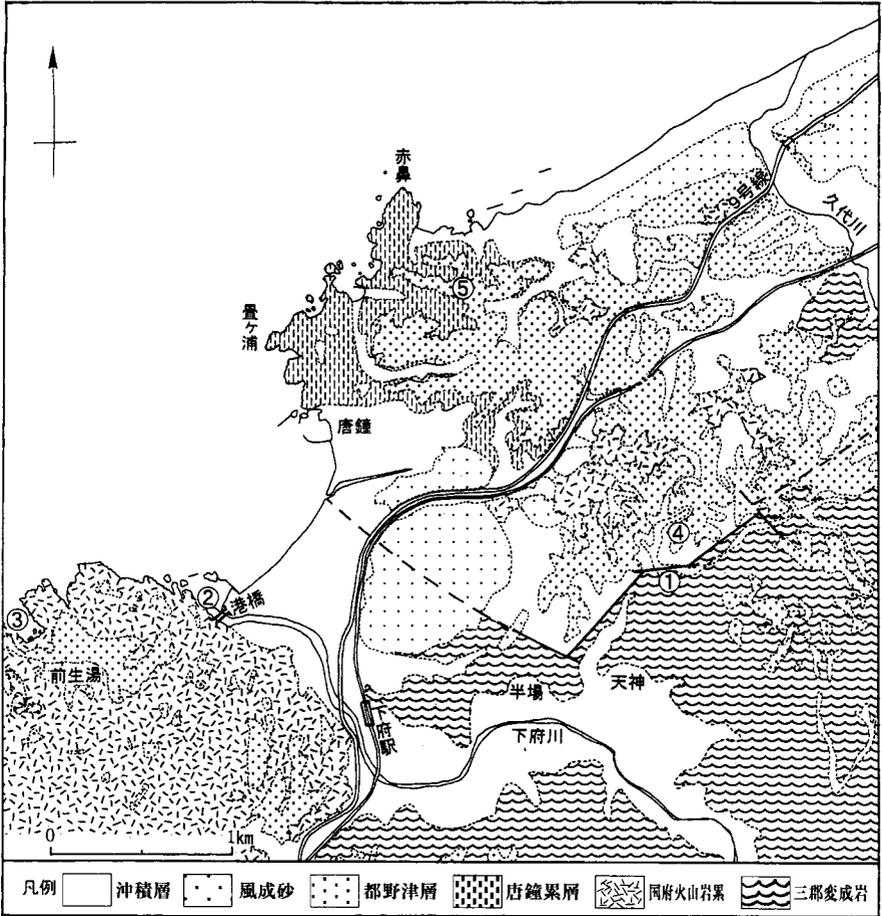


図 11 畳ヶ浦周辺の地層分布

終わり頃までの地層や岩石は見られません。中四国地方の他の地域の資料から推定すると、中国地方一帯は大きな大陸近くの深い海の底で、ときどき陸地になっていたと考えられます。

<大陸の時代>

白亜紀（1.4億年前～6500万年前）になると中国地方は当時のユーラシア大陸と地続きとなっていたようです。日本海はまだできていなかったと考えられていますが、浜田市周辺では対馬海峡方面から入ってきた海がありました。

この時代になると、中国地方のあちこちで大規模な火山活動が起きています。最初の頃の火山活動は、山口県東部から^{ひきみちよう}匹見町にかけての地域や広島県北部などで起きました。しかし、4300万年前頃になると、浜田市周辺でも大規模な火山活動が起きました。^{だんそう}断層によって大地が大きく落ち込んで盆地となり、その内部で激しい火山活動が始

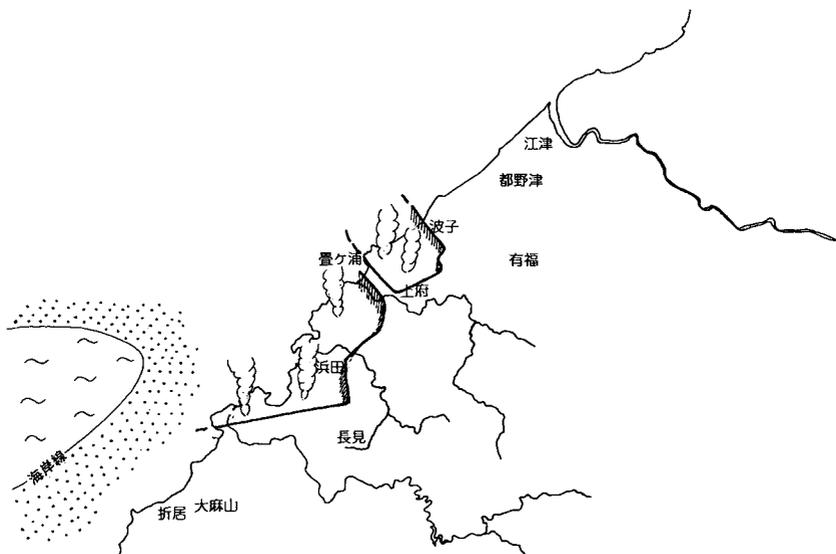


図 12 大陸時代の古地理（4000 万年前頃）

まって、多量の溶岩や火砕流が噴

出しました（図12）。この火山活動は約3000万年前頃まで続き、この時に噴出した溶岩や火砕流堆積

物を国府火山岩類と呼んでいます。国府火山岩類は国分周辺では



2番目に古い岩石で、浜田市北部 火砕流に巻き込まれた樹木化石

から東部にかけて広く分布しています。国分周辺では、国道9号線南側の勤労者スポーツ施設サン・ビレッジ浜田やゴルフ場の周辺から下

府川南側の生湯にかけて分布しています。下府川にかかる港橋（図11

②）の近くの河口の崖では流紋岩の溶岩が、生湯海岸（図11 ③）では流紋岩溶岩と火砕岩の互層が見られます。また、ゴルフ場のクラブ

ハウス近くでは、数百度という高温の火砕流に巻き込まれた樹木の幹が炭になって残されています。

<河口部の時代一畳ヶ浦の地層が堆積したころ>

約2000万年前頃には現在の日本海の中心部にある日本海盆や大和海

盆は海になりましたが、山陰地域はまだ陸地でした。しかし、約1600

万年前になると、日本海は現在よりも広くなり、現在の江津市浅利周

辺から瑞穂町をへて中国山地の三次市・東城町・新見市・津山市につ

ながる地域が海峡となりました。この海峡は鳥取県南東部から兵庫県

豊岡市の間を通過して瀬戸内海東部をへて、当時の日本海と太平洋とが

つながっていたようです（図9）。

国道9号線より北西側^{しもこう}で下府川の北側の国分町内には、今から1600万年前に河口やその近くの浅い海底^{たいせき}に堆積^{ていがん}した泥岩、砂岩あるいは礫岩^{れきがん}からなる地層が分布しています。これらを唐鐘累層^{とうがねるいそう}と呼びます。

唐鐘累層が堆積した頃の豊ヶ浦周辺は、南から川が流れ込む海岸で、現在と同じように海岸近くまで山が迫り、山地から海岸に出たところにはファン・デルタ^{りんかいせんじょうち}（臨海扇状地）がつくられていました。（図13、Maejima and Nakanishi, 1994）。

注：地質学では、川や海に堆積している岩石や鉱物のかけらで、直径が1/16mm以下のものを泥、1/16mm～2mmを砂、2mm以上のものを礫とよびます。

このファン・デルタに堆積した地層は、豊ヶ浦へ行くトンネル入口の崖^{がけ}で見られる礫岩層が代表的なものです。この礫岩の礫は、大変丸く、大きいものは人の頭ほどあります。普通は、このような礫は扇状地など山地近くの川原に堆積しています。また、浜田ろう学校の近くでは泥岩層があって、そこからビカリア（ウミニナの仲間^{仲間}で絶滅種）の化石が見つかっています。ビカリアは熱帯～亜熱帯性のマングローブが茂る海岸で、海水^{たんすい}と淡水が入りまじる環境に住んでいましたから、当時この付近は海岸付近^{ひがた}の干潟のような環境であったと考えられます。

しかし、千畳敷は多くの化石を含む砂岩層からなります。化石は浅い海底に住むサルボウガイ（アカガイの仲間）やアサリなどの貝が含まれていますので、この砂岩は浅い海底に堆積したものであることがわかります。また、クジラの骨やエイの歯の化石も含まれていることから、この海は外海^{かいがい}に面していたと考えられます。

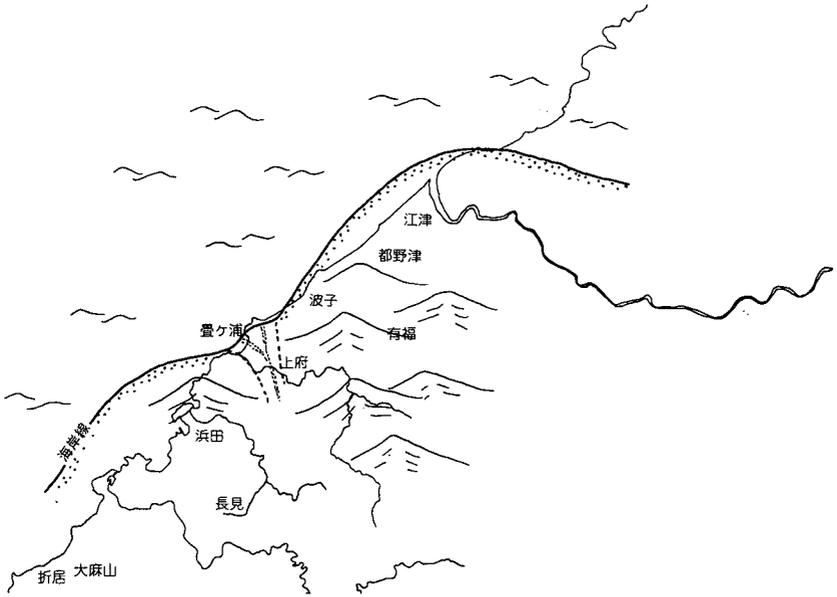


図13 河口部の時代の古地理(160万年前頃)

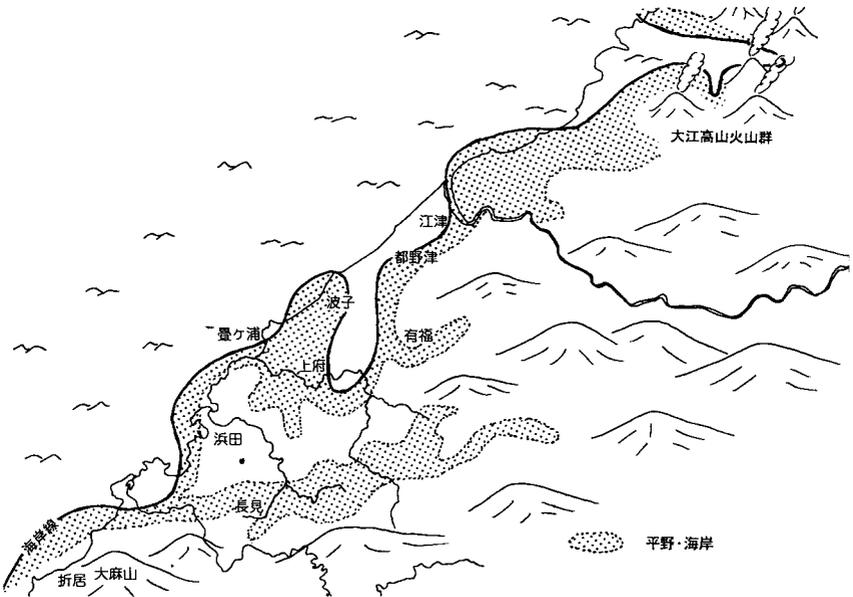


図14 海岸近くの平野の時代の古地理(100万年前頃)

このように、豊ヶ浦の地層が堆積した1600万年前頃は、豊ヶ浦周辺は南側の山地から流れ込む川の河口近くの海岸であり、その後、この海が次第に上昇して深くなっていったようです。しかし、その海底に堆積した地層は現在すでに侵食されて、なくなっているため詳しいことはわかりません。

また、豊ヶ浦の北端、馬の背からめがね橋までの狭くなった海岸（波食棚）に幅40～50cmの黒色の岩石がほぼ垂直に砂岩層を切ったところが2本あります。この黒色の岩石は玄武岩の岩脈で、地殻中の割れ目に沿って上昇してきた玄武岩マグマが割れ目中で固結したものです。2本の岩脈のうち、北側の岩脈（図1 ⑫）の縁を観察すると、玄武岩が幅数cm～数mmの細かな枝脈を周囲の砂岩中に貫入させていたり、玄武岩の細かな破片が岩脈の縁沿いの砂岩中に見られたりします。これらの現象は、岩脈の周囲の砂岩がまだ水を含んで軟らかな砂層の状態のときに玄武岩のマグマが貫入してきたことを示しています。

<海岸近くの平野の時代>

それまで海域であった中国山地は1400万年前頃になると、隆起し始め、陸地となりました。この隆起によって、国分一帯も再び陸地になったものと考えられます。この頃に現在の日本列島の原形がつけられました。中国山地ではその後も隆起しつづけて、現在の山地となりました。

その後、国分周辺では陸地の状態が長い間続きましたが、300万年前頃になると、海岸近くの平野となりました。このような環境は約100

万年前頃まで続いていたようです（図14）。この間に、時には海岸近くの浅い海になったこともありました。この平野は温泉津町から浜田市周布^{すふ}まで広がり、川の上流から運ばれてきた砂礫^{されき}が厚く堆積^{たいせき}しました。海面が上昇した時期には江津市浅利から浜田市長沢までの一部で、粘土も堆積しました。この粘土は現在、瓦の原料として採掘されています。このような砂礫や粘土からなる地層は都野津層^{つのづそう}と呼ばれています。国分周辺では海岸の崖^{がけ}の上のオートキャンプ場から勤労者スポーツ施設サン・ビレッジ浜田にかけてほぼ平らな尾根が広がっていますが、これは尾根の上に都野津層が分布しているためです。この周辺の都野津層は、国道9号線の北西側と南東側で少し様子が変わっています。9号線の北西側では、都野津層は厚さ数mの砂礫層からなり、とぎれとぎれに分布しています。しかし、国道9号線の南東側では、おもに砂礫層からなり、10m以上の厚さをもっています。この砂礫層は国道9号線から南に向かってのびている道路「はまだりゾート線」沿いの崖や勤労者スポーツ施設サン・ビレッジ浜田駐車場わきの崖（図11 ④）で見ることができます。

国道9号線の北西側では、かつて砂丘をつくっていた砂（風成砂^{ふうせいさ}）が都野津層の上に重なっています。この砂層は十数mの厚さを持ち、オートキャンプ場がある尾根の上一帯に分布しています。例えば、赤鼻展望台^{あかばな}へ行く道沿いの低い崖（図11 ⑤）で見られる砂がこの風成砂です。この風成砂は下位の都野津層の砂礫層を切っていることから、両者は不整合関係^{ふせいこうかんけい}にあると考え、これを国分寺層^{こくぶんじそう}と呼んでいます（浜

田市誌, 1973, 今村外治)。しかし、浜田市誌中の地質図に示されている国分寺層には新旧2枚の風成砂が認められ、オートキャンプ場周辺の風成砂では上位に粘土層が重なることもあるため、古い時期のものと考えられます。この風成砂が都野津層に属するものか、あるいは都野津層より新しい時代の堆積物かはわかってはいません。

また、100万年前頃になると北方の仙山（大田市）や大江高山（大田市）などの大江高山火山群が噴火して火砕流を噴出し、溶岩ドームをつくりました。100万年前～1万年前までの間には海面が高い時期が何回もあり、その時には現在の海岸周辺の低地の一部は浅い海底になりました。1万年前以降は現在の河川が上流から運んできた多くの泥や砂礫（されき）によって谷を埋め、現在の平野をつくりました。

（2）唐鐘累層ができたころの日本海

上に述べたように、日本海がほぼ現在のような広がりをもつようになったのは約1400万年前頃からです。日本海がどのようにしてつくられたかについては、大きくみて二つの学説に分かれています。一つは、現在の日本海が広がる地域はもともと大陸の一部でしたが、2300万年前ないし2000万年前頃に陥没（かんぼつ）して海となり、日本列島は島となったという考え方（陥没説）です。

もう一つは、2300万年前ないし2000万年前までは現在の日本列島は現在の位置より西方にあり、大陸の一部でしたが、その頃に大陸から日本列島の部分が分離して、東に向かって水平に移動し、大陸と日本

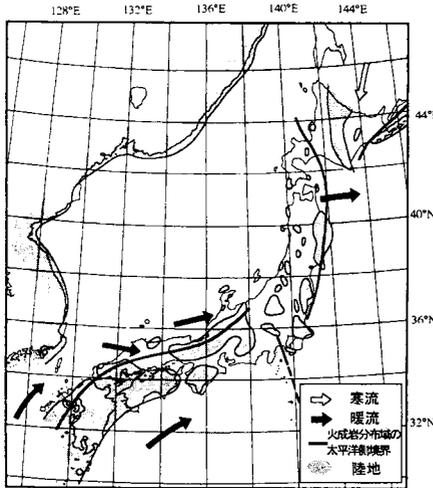


図15 陥没説
(1600万年前の日本海)

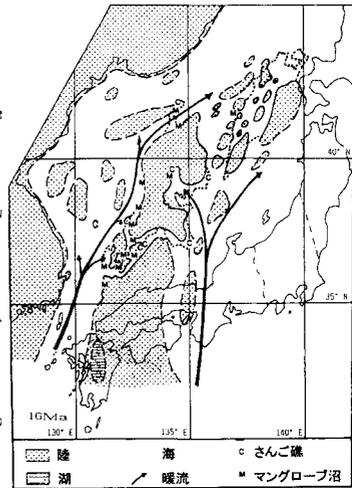


図16 プレートテクトニクス説
(1600万年前の日本海)

列島の間のできた低地が海になったという考え方（プレートテクトニクス説）です。

とうがねるいそう たいせき
唐鐘累層が堆積し始めた時代には、中国地方だけでなく、北陸から北海道までの日本海沿岸の広い地域が海になったことがわかっています。かんぼつせつ
陥没説（図15）によれば、この時代の日本海は現在より広い面積を占めていたこととなりますが、プレートテクトニクス説（図16）では、日本海はまだ開いている途中で、現在より狭かったと考えられています。しかし、2300万年前～2000万年前に日本海ができ始めた頃に、最初に日本海へ入ってきた海水は、北海道などを通して北の方からき

たのか、それとも対馬海峡つしまかいきょうを通して南からきたのかはわかっていません。

いずれの説によっても、日本海ができ始めたのは2300万年前～2000万年前頃で、1400万年前頃には現在の日本海の概略ができあがったことになり、畳ヶ浦の地層はその形成の様子を教えてください。

(3) 畳ヶ浦はどのようにしてつくられたか

畳ヶ浦は、畳を敷きつめたように平らな磯いそが広がっていることからこのような名前が名付けられました。さらにその磯いそを千畳敷せんじょうじきとも呼んでいます。

現在、千畳敷は一年の大半が海面上に顔を出していますので、波の侵食をほとんど受けていません。しかし、畳ヶ浦は明治5年(1872年)の浜田地震(マグニチュード7.1)で90りゅうき～120cm隆起したと報告されています(石田、



図17 江戸時代の畳ヶ浦
(藪田1973)

1921、今村、1913)。この点についてはいろいろな説がありますが、山内・吉村(1992)が詳しく議論しているように、この報告は科学的に信頼の置けるものと考えられています。そこで、千畳敷を1m程度低くすると、浜田地震以前の状態になり、その場合の千畳敷は海面すれすれの高さとなります。地学では海食崖かいしょくがいのふもとにある海面すれすれの平坦な磯いそ(図18)を「波食棚はしょくぼう」あるいは波食台はしょくだい、ベンチと呼んでいます

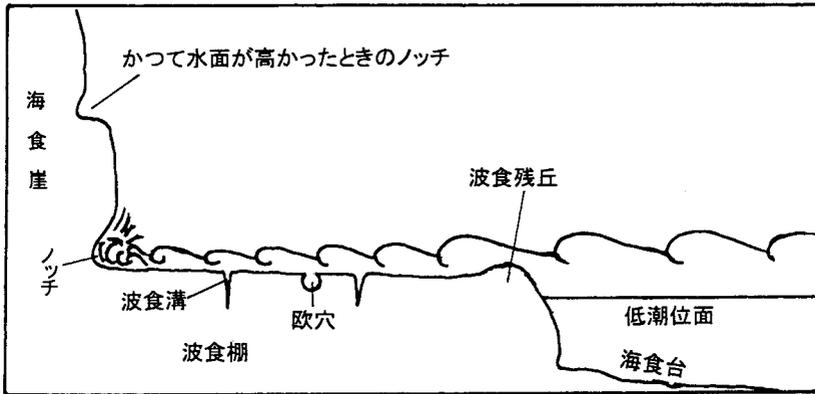


図18 波食棚のできかた

この図はつくられつつある波食棚を模式的に示したものである。満潮時などの海水面が高い時に、波の作用によって海岸の岩盤が平らに侵食されて波食棚となる。波食棚は海側に向かってゆるく傾斜しているが、しばしばその末端部に波食残丘とよばれる小さな高まりをつくる。同時に、波食棚の上には殴穴や波食溝が、海食崖の麓にはノッチがつくられる。豊ヶ浦では北東-南西方向の断層に沿って大きな波食溝が、それらにほぼ直交する方向の節理や岩脈に沿って小さな波食溝ができていたため、畳のような模様が見られる。

ので、千畳敷は浜田地震の前につくられた波食棚といえます。そのため、江戸時代に描かれた絵図（図17）では豊ヶ浦は現在より狭く、海面からあまり高くなく表現されています。

潮が満ちた時には海面下になり、潮がひいた時には海面上に現れる場所を潮間帯ちようかんたいといいます。岩石海岸の潮間帯付近では波が磯いそを平らに侵食することによって波食棚はしょくほうがつくられます。そのため、つくられつつある波食棚は一年中水面上に顔を出していることはまれで、水面上に顔を出したり、水面下に隠れたりをくり返します。しかし、波食棚はどこにでもできるものではありません。海岸をつくっている岩石の

抵抗力と海岸に打ち寄せる波の強さのバランスによって波食棚がつくられるかどうかが決まります。

波食棚は潮間帯でつくられますので、潮の干満^{かんまん}の差が大きい地域ほど波食棚がつくれやすいのです。一般に、干満の差が大きい太平洋側に比べると、山陰地方の海岸では波食棚が少なく、あっても狭いものとなります。日本海は不思議な海で、潮の干満が大変小さいのです。例えば、浜田市周辺での太陽と月による1日の潮の干満（天文潮）による海面の高さの変化は最大50cmほどです。また、季節によっても海面の高さは変化します。海面の高さは1～3月に低く、7～9月に高くなりますが、年間を通しての変化する大きさは約1mです。さらに、日本海の海面の高さは、風による吹き寄せや気圧による影響でも大きく変わります。とくに豊ヶ浦は、西に向かって張り出した岬の先端にあり、外海^{がいかい}に面しているため、冬期には強い北西の季節風が吹きつけ、荒い波が激しく打ち寄せます。また、台風の後の高潮でも海面は上がります。これらの影響によって海面が上昇する量は一般には20～30cmぐらいです。

豊ヶ浦は山陰地域には珍しく広い波食棚があります。それは、豊ヶ浦の海岸をつくっている岩石が少し軟らかい砂岩だからです。たとえば、千畳敷の岩石は砂岩ですが、ハンマーでたたいてもなかなか割れません。しかし、後ろの崖^{がけ}の上の方の赤くなっている部分はハンマーが突き刺さるくらい軟らかです。赤くなった部分は砂岩が雨風にさらされて風化（クサッタ）したため、軟らかくなったものです。岩石は

水の中にあるだけでは風化しにくいのですが、水にぬれたり、乾いて空気にさらされたりを繰り返すと風化しやすいのです。

波食棚はしょくぼうがつくられるときに、しばしばノッチと呼ばれるくぼみかいしょくが海食崖がいはのふもとにつくられます。千畳敷周辺には明瞭なノッチは見られませんが、めがね橋のわきの屋がけや金周布漁港西側の崖では、現在の水面近くと水面から1mほど上に2つのノッチ



めがね橋のノッチ

チが見られます。下のノッチは現在つくられつつあるものですが、上のノッチは過去につくられたものです。この周辺は浜田地震で1mぐらりゅうきい隆起したとされていますので、上のノッチは浜田地震以前につくられたものと考えられます。先に述べたように、畳ヶ浦の波食棚がつくられたのは浜田地震前です。

では、畳ヶ浦の波食棚がいつごろからつくられたのでしょうか。これまでの研究によれば、約18000年前は大変寒冷な時代で、大陸の高緯度地帯には厚い氷床や氷河がつけられました。そのため、海水の量が少なくなり、海面は現在より約140m低い位置にありました。

その後、地球が温暖になるにつれて海面は次第に上昇し、7000年前頃にはほぼ現在の高さになりました（図19）。しかし、海面はさら

に上昇して、6000～5000年前頃には現在より約5m高くなり、その後、次第に海面は下がりだし、3000年前頃には再び現在の位置となりましたが、なおも下がりつづけて、2000年前頃

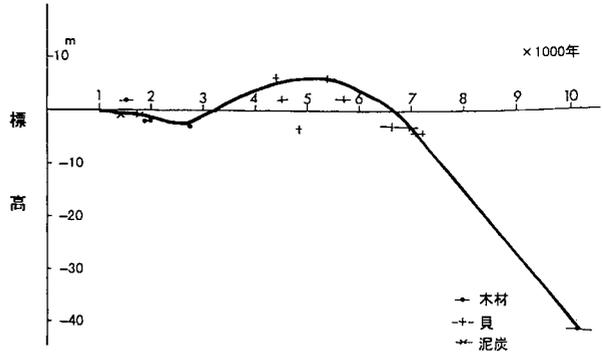
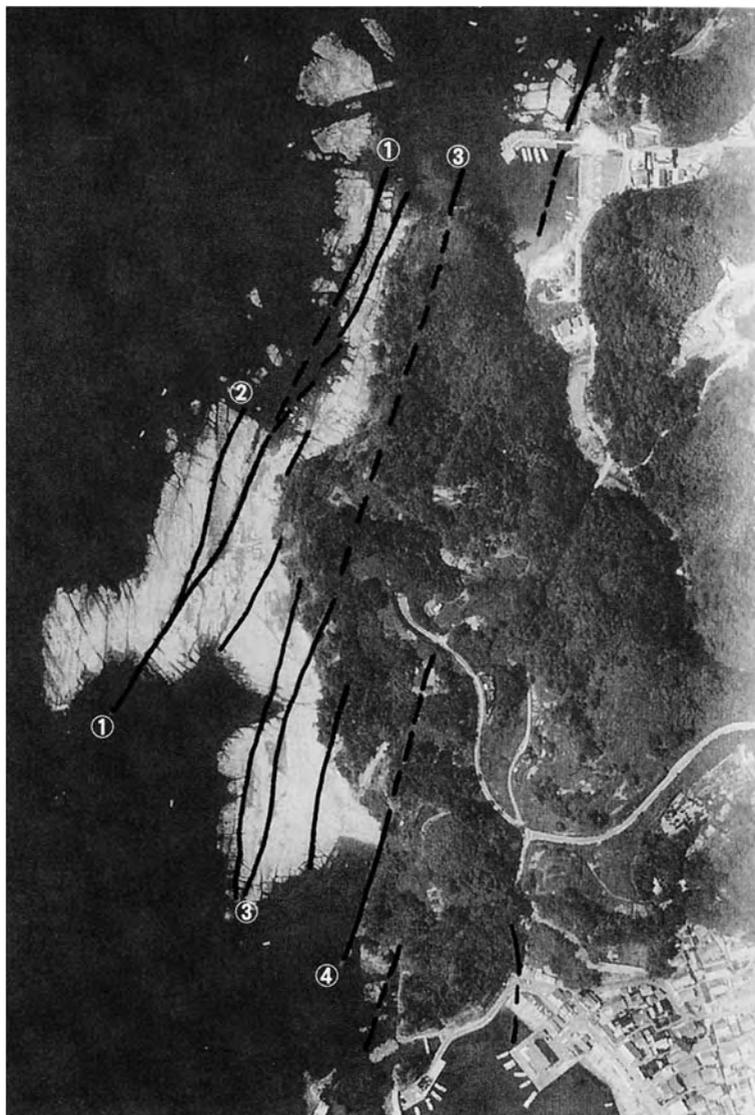


図19 1万年前から現在までの富山湾海面変化 (藤井, 藤 1982年)

には現在より数十cm低い位置にまで低下しました。その後、再び海面は上昇して約1000年前頃には現在より数十cm高くなり、そして再び下がって現在の高さになったのです。すなわち、海面が長い時間ほぼ現在の高さにあったのは2000年前頃から現在までの間ですから、その間に現在の豊ヶ浦の景観がつくられたと考えられます。

(4) 豊ヶ浦の断層

豊ヶ浦には北東—南西方向にのびる大きな溝がいくつか見られます。これらの溝の多くは断層です。断層とは地下の岩盤の一部が破壊し、破壊面に平行なずれ(変位)が生じたものです。一般に、断層に沿って岩盤が壊されたり、断層周辺の岩盤中には小さな割れ目ができたりするので、断層の部分は侵食に対して弱くなります。豊ヶ浦でも断層に沿って岩盤(波食棚)が侵食され、溝になっているのです。



壘ヶ浦の断層

- ① 第1馬の背断層 ② 第2馬の背断層 ③ めがね橋断層
④ 金周布断層

実際に断層による地層のずれを見てみましょう。トンネルから千畳敷に出たところで、振り返ってトンネル左側の谷の両側の崖の地層を比べてみて下さい（6頁写真参照）。谷の左側の崖^{がけ}には砂岩が、右側の崖^{れきがん}には礫岩がそれぞれ見られます。この周辺では、10°ぐらいのゆるい角度で地層が北に向かって傾^{かたむ}いていますので、本来なら谷の両側で同じ地層が見えるはずですが、両側の地層が異なっているのは、谷の位置に断層があって、地層がくいちがっているからです。谷の左側の砂岩は右側の礫岩の上に重なっていることがわかっていますから、断層によって谷の左（西）側が下がって、谷の右（東）側が上がっていることとなります。

また、畳ヶ浦の広い波食棚^{はしよくほう}には馬の背と呼ばれる高まりがあります。なぜ、馬の背だけが波によって平らに削られずに残っているのでしょうか。その理由は馬の背が侵食に強い礫岩層の上ののっているからです。馬の背だけに礫岩層があるのは、馬の背の陸（東）側にある断層によって地下にある礫岩層がもちあがったためです。先ほどのトンネルの出口で見られる断層とは逆に、この断層の海（西）側岩盤がもち上がっているのです。畳ヶ浦周辺には10本近い断層があることがわかっていますが、ほとんど



馬の背東側の断層に沿う侵食溝



図20 国分周辺の断層

(太実線は確認された活断層、太破線は推定活断層、細実線は都野津層を切らない断層)

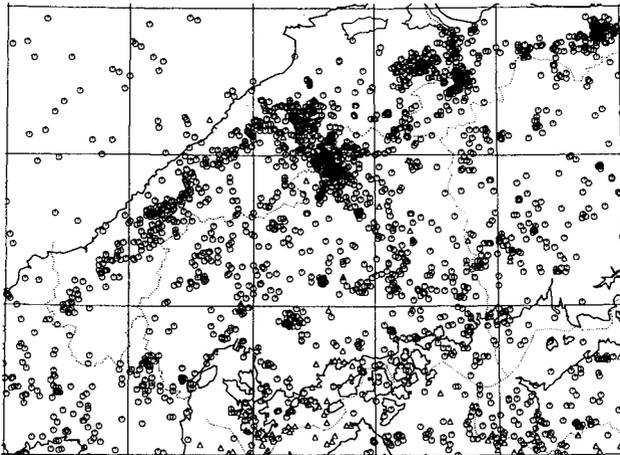


図21 西中国地方で起こった地震の震央分布(1966年-1996年)

の断層が西（海）側が下がり、東（陸）側がもち上がっていますので、これらの断層は唐鐘累層堆積後の中国山地の隆起運動によって形成されたものと考えられます。国分周辺には、豊ヶ浦で見られる断層とや斜交する方向にのびている断層を第20図に示しましたが、図中の断層BとCは高角の逆断層で東側が上がっています。しかし、断層Aも逆断層ですが、西側が上がっています。これらの断層は、都野津層を切っていますので第四紀になってから活動したものです。

この他に、より新しい断層EとFが地形学的に推定されていますが、その存在はまだ確認されていません。さらに、三瓶山西麓と津和野町を結ぶ帯状の地域では小規模な地震がしばしば起きており、一種の地震帯とみることができます（図21）。この地震帯は海岸線に平行しており、先に述べた断層とほぼ一致することから、両者は現在でも続いている中国山地の隆起運動に関連したものと考えられます。

IV. 天然の博物館をめざして

読者の皆さんは、これまで何度も行ったことがある豊ヶ浦の海岸が、実は1600万年も昔の日本海の様子を示す貴重な証拠だったと知って、たぶん驚いたと思います。その頃の地層は山陰から北陸、東北地方を経て北海道にまで点々と分布しているのですが、たいていは内陸部にあって、道路の切り割りや谷川の底などにちょっと顔をのぞかせている程度なのです。豊ヶ浦のように海岸で全面露出しているようなところは非常に珍しく、当時の海底環境やそこに生きていた生物の様子がまのあたりに観察できるので、学術的にきわめて貴重です。豊ヶ浦が国指定の天然記念物になっている理由の一つはそういうことからです。

もう一つ、豊ヶ浦が学術的に貴重なのは、広大な隆起波食棚りゅうきはしよくぼうそのものです。この地形が明治5年の浜田地震とどこまで関わりがあるか、まだわからないところもありますが、地質学的にはそれほど古くない時代に、何らかの地殻変動ちかくへんどうによってこの一帯が隆起したことを示す見事な証拠であることは間違いありません。さらに、この隆起波食棚は、過去の地殻変動やそれにとまなうマグマ活動を、断層だんそうや岩脈がんみやくとして直接観察することによって、ダイナミックな地球の息づかいを実感することができます。おそらく、この本を読んだ皆さんは、これから豊ヶ浦に出かけてみると、その景色や地層や化石に今までとは違った

感動を覚えることと思います。地球で起こっている様々な現象について勉強する「地学」という教科を教えている高等学校は、今ではめっきり少なくなってしまいました。でも、地学が扱うはずの教材は、こんなにも身近にあるのです。私たちがいつも見慣れているこれらの現象を素直にとらえ、正しく理解することは、長い目で見れば地震や火山などの被害を少しでも小さくすることにつながると確信しています。そこで、私たちは身近な地学現象を少しでも多くの人に知ってもらいたいために、豊ヶ浦全体を野外博物館にすることを提案します。といっても、大きな説明板をあちこちに立てるといったやり方ではなく、重要な場所には景観を損なわないように番号をつける程度でいいと思います。ここを訪れた人たちはガイドブックを片手に、ちょうどオリエンテーリングを楽しむように番号を探しながら大地の秘密を巡り歩くのです。また、豊ヶ浦の入口あたりに小さな展示館があったらいいと思います。そこには常駐の観察指導員がいて、より詳しい説明や化石の展示などを通して、豊ヶ浦や日本海の生い立ちを楽しく勉強することができます。

最近、日本でも古い街並みや遺跡の発掘現場などをそのまま保存した野外博物館が少しずつ増えてきました。地学の分野でも、断層や化石産地など露頭ろとうの一部をそのまま展示に使った博物館はいくつかあります。しかし、これだけ広大な地域に、ぎっしりとつまった様々な地学現象をそのまま観察できるように整備した野外博物館は、まだ日本にはありません。豊ヶ浦がその第一号となる日を夢見ています。

参考文献

- 藤井昭二・藤 則雄 (1982) 北陸における後氷期以降の海面変動.
第四紀研究, 21, 183-193.
- 藤森孝俊・蒔苗耕司・山口 勝・川口 隆・太田陽子 (1990) 島根県
浜田地震 (1872) の地形学的検討. 地学雑誌, 99, 166-181.
- 今村明恒 (1913) 明治5年の浜田地震. 震災予防調査会報告, 77,
43-77.
- 今岡照喜・松本俊雄・山崎博史 (1992) 山陰西部浜田地域における古
第三紀コールドロン群の地質: 多角形コールドロンの例. 地質雑,
98, 741-759.
- 石田雅生 (1912) 浜田地震報告. 浜田測候所発行, 39p.
- Maejima, W. and Nakanishi, T. (1994) Middle Miocene alluvial
fan-delta sedimentation: the Kanaso Conglomerate and
Sanstone Member of the Togane Formation to the north of
Hamada, Southwest Japan. J.Geoscience, Osaka City Univ., 37,
55-75.
- 島根県立工業技術センター (1977) 石見地方粘土鉱床調査報告書
(第2報浜田—江津地区). 島根県立工業技術センター.
- 都野津団体研究グループ (1972) 島根県大田市大家付近の都野津層群.
三位秀夫博士遺稿・論文選集, 17-23.
- 藪田 安 (1973) 浜田史誌編纂委員会編「浜田市誌 (下巻)」第9編,
591-833.
- 山内靖喜・吉村 満 (1992) 唐鐘・豊ヶ浦はいつできたか. 島根県
地学会誌, 7, 31-38.
- 大久保雅弘 (1982) 浜田・豊ヶ浦付近の中新統化石群集. 島根大学
理学部紀要, 16, 113-123.
- 大久保雅弘・広田清治 (1979) 島根県・中部中新統益田層群より
Myliobalisの発見. 地球科学, 33, (2), 115-116.
- 都留俊之 (1983) 島根県浜田市唐鐘累層産の中期中新世貝化石群集.
瑞浪市化石博物館研報, 10, 41-84.
- 中条武司・中西健史・前島渉 (1993) 島根県浜田北方の中期中新世
唐鐘累層, 地球科学, 47, (6), 473-484.

- 都留俊之（1982）浜田市国分町赤鼻地域の中新世貝化石群集. 島根
大学地質研報, 1, 47-52.
- 大塚弥之助（1937）浜田第三紀層の地質年代. 地質雑, 44, 522,
161-167.
- 今岡照喜・板谷徹丸・松本俊雄・山崎博史・沢田順弘（1990）山陰
西部国府火山岩類のK-Ar年代. 地質雑, 96, (11), 945-948.
- Ueda, T. (1995) *Pholadomya turunagai* Tan from the Miocene Tari
Formation in the Southwestern Part of Tottori Prefecture,
Southwest Japan. VENUS, 54, (4), 307-316.
- 山野井徹・津田禾粒・糸魚川淳二・岡本和夫・田口栄次（1980）西南
日本の中新統中部から発見されたマングローブ林植物について.
地質雑, 86, 635-638.

筆 者 紹 介

I・II章

瀬戸 浩二 (せと こうじ)

1965年：広島県生まれ

1989年：広島大学大学院理学研究科博士課程前期修了

現 在：島根大学総合理工学部地球資源環境学科助手

III 章

山内 靖喜 (やまうち せいき)

1941年：福井県生まれ

1971年：東京教育大学大学院理学研究科博士課程修了

現 在：島根大学総合理工学部地球資源環境学科教授

IV 章

高安 克己 (たかやす かつみ)

1948年：千葉県生まれ

1977年：京都大学大学院理学研究科博士課程修了

現 在：島根大学汽水域研究センター教授

石見学ブックレット1

石見畳ヶ浦が語る

大地の物語

1999年3月31日

編 著	瀬戸 浩二 山内 靖喜 高安 克己
発 行	浜田市教育委員会 浜田市殿町1番地
印 刷	橋本印刷所 浜田市長浜町22-4

