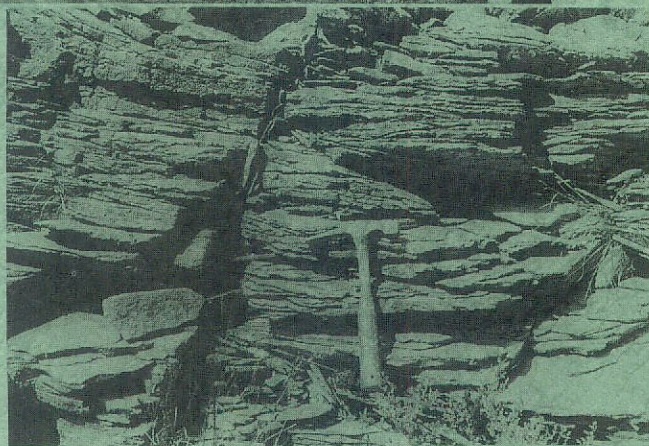
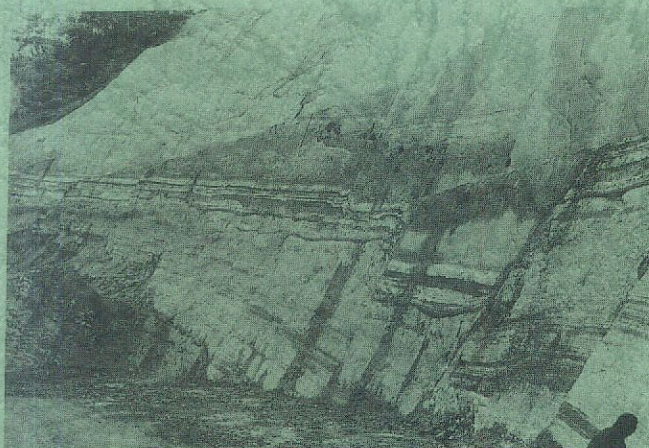


紀要第39号

石川の自然

第15集 地学編(7)



平成3年3月

石川県教育センター

表紙の写真 (上) 内浦町行延の凝灰質互層中に見られる多くの断層と珪化木 (本文P. 8 参照)
(下) 舩倉島北西海岸の安山岩板状節理 (本文P. 9 参照)

「石川の自然」第15集 地学編(7) 刊行にあたって

新学習指導要領では、自然に親しむことや観察、実験などを一層重視することを強調しています。その際、観察、実験など自然の事物・現象についての直接経験を重視し、さらに、地域の実情に即し、地域の自然を生かした指導が大切であります。

当教育センターでは、動植物・地質・水質など多面的に県内の自然を調査研究し、その成果を「石川の自然」という小冊子にまとめて、すでに第14集まで刊行しました。今回の「能登の地質見学」は、学習の対象とする自然を地域教材化させるアプローチとして、能登地区における代表的な露頭のあらましについて調査・研究したものであります。

本紀要は、地質に関する地域教材資料として記述したもので、次回予定の「加賀版」との2冊で、石川県内全域を網羅したいと考えております。自然を調べる楽しさを体得し、探究心を育む地点を選択したつもりですが、地域の実態に即して本資料を有効に御活用いただければ幸いです。

本誌は当教育センター地学研究室の所員2名で執筆しましたが、多くの方々から御指導・御協力いただいたことを深く感謝し、心から御礼申しあげます。

平成3年3月

石川県教育センター

所長 柿 沢 健 一

目 次

「石川の自然」第15集 地学編(7) 刊行にあたって	柿沢 健一	i	
能登の地質見学	松浦 信臣・前川 儀男		
I 地質見学の概要		1～2	
II 各地の地質見学		3～29	
1 珠洲北岸の波食台	3	21 穴水町役場裏の断層	15
2 横山の“銀石”	3	22 穴水地区の沖積貝殻層	16
3 リス・ウルム間氷期の平床貝層	4	23 琴ヶ浜の鳴り砂	17
4 珠洲の“仏石・鉄砲石”	5	24 琴ヶ浜南端の安山岩貫入	18
5 珪藻泥岩の見附島	5	25 関野鼻石灰質砂岩層と動物化石	19
6 恋路の凝灰岩と火山豆石	6	26 鹿頭海岸の片麻岩類	20
7 恋路の玄武岩とアラレ石・方解石	6	27 巖門の海食地形	20
8 赤崎・城ヶ崎の溶結凝灰岩	7	28 増穂ヶ浦の現生打上げ貝	21～22
9 行延の断層と珪化木の露頭	8	29 瀬嵐などの玉髄・マンガン鉱	23
10 舳倉島の火山岩類と段丘	9	30 七尾周辺赤浦砂岩層の斜交葉理	23
11 曾々木海岸の“カイモチ岩”岩脈	10	31 能登の海緑石層	24
12 岩倉山の“千体地藏”	10	32 能登の“珪藻土”	25
13 南志見泥岩層中のオウナガイ団塊	11	33 崎山シルト岩層のノジュールと 石灰質層	25
14 白米(千枚田)・惣領の地入り地形	11	34 能登島の“鉄平石”	26
15 輪島崎砂岩層分布地の向斜構造	12	35 箱名入江	26
16 礫岩岩盤の桶滝と男女滝	12	36 長手島とその岩石	27
17 中新世の大形カキ貝化石	13	37 大島海岸の安山岩板状節理	28
18 宇出津の漣痕(リップルマーク)	14	38 渚ドライブウエーの千里浜	28
19 藤ノ瀬のおう穴(ポットホール)	14	39 宝達山の花崗岩と金山跡	29
20 能都町西部の安山岩柱状節理	15		
主要参考文献		30	
あとがき		30	
抄録カード		31	

能登の地質見学*

松浦 信臣・前川 儀男**

I 地質見学の概要

能登半島は先ジュラ紀と新第三紀・第四紀の地層及び岩石が分布し、それらが多様な地質現象を見せている。特に、能登は半島という海岸線の長さが多い露頭をつくり、変化に富んだ地質現象が見られる。本誌は、能登半島に見られる多くの地質現象の中から、地域別・内容別に39項目を選んで説明する。これらは見学できる地質現象のごく一部であるが、能登の地質を理解するために都合がよく、また比較的に見学しやすい露頭を主体に選んだつもりである。

能登半島に分布する地層や岩石を、その形成年代・成因・岩質などから大別し、それに本誌で説明している項目をその構成している地層や岩石から分類すると、次の通りになる。項目番号は、IIの番号である。

- 1) 先ジュラ紀の変成岩類・深成岩類 ————— 26, 39
- 2) 新第三紀中新世前期の火山性岩石
 主に火山岩関係 ————— 7, 8, 10, 20, 29, 34, 37
 主に火砕岩・地層関係 ————— 6, 8, 9, 14, 18, 19, 21, 27, 35
- 3) 新第三紀中新世前期末～鮮新世の地層、一部に2)より新しい時代の火山岩類を含む
 主に地層関係 ————— 1, 2, 4, 5, 13, 15, 16, 17, 25, 30, 31, 32, 33, 36
 主に火山岩・火砕岩関係 ————— 11, 12, 24
- 4) 第四紀更新世の海成(岸)段丘堆積物 ——— 3, 10
- 5) 第四紀完新世の堆積物、現世のものも含む — 22, 23, 28, 38

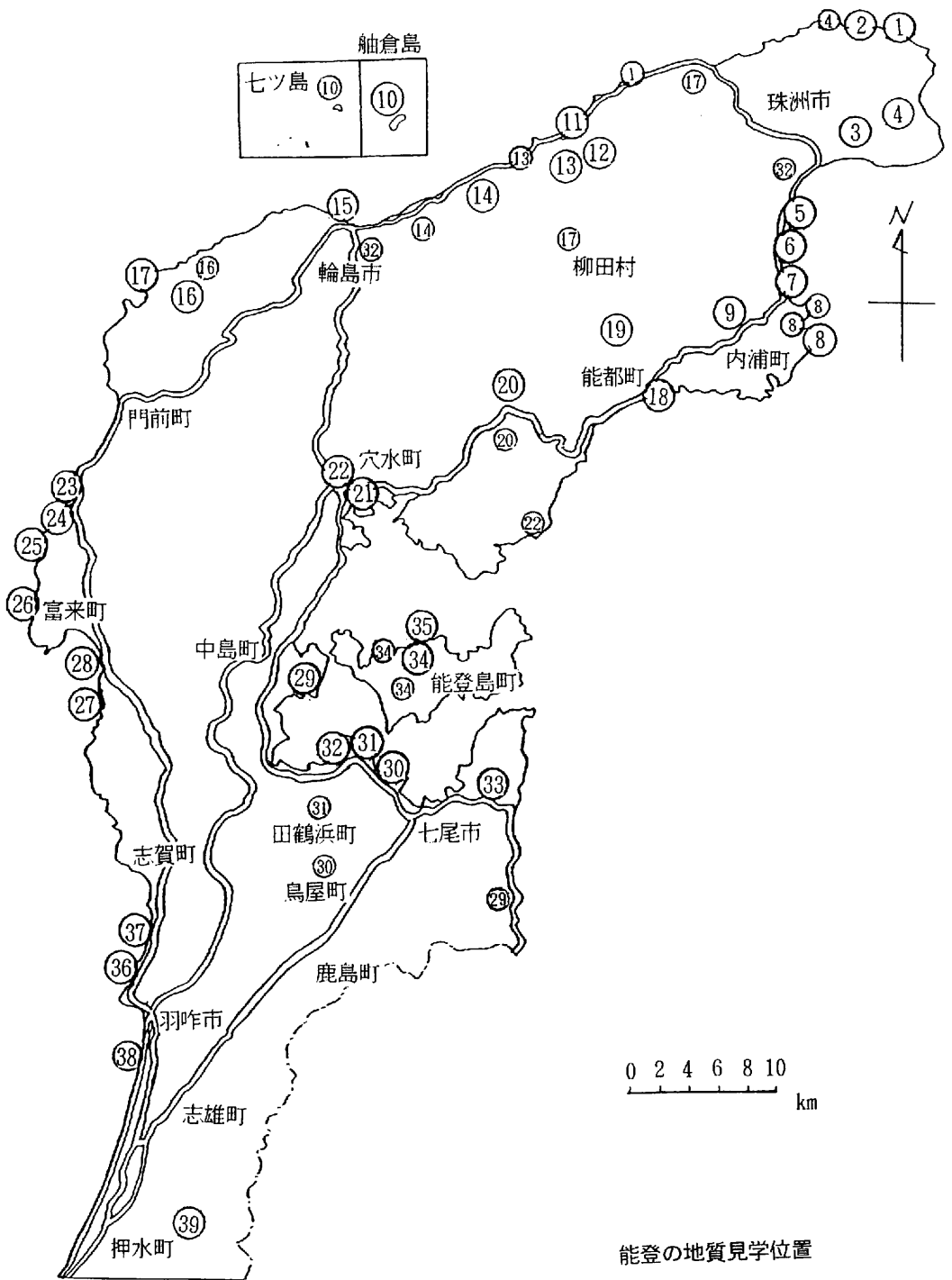
また、地質現象の内容から分類すると、ほぼ次のように大別できる。

- 1) 主に新しい地質時代(第四紀)の地形に関係のあるもの 1, 5, 14, 16, 19, 23, 27, 35, 38
- 2) 主に岩石・鉱物に関係のあるもの 2, 7, 8, 10, 11, 12, 20, 24, 26, 29, 34, 36, 37, 39
- 3) 主に地層・堆積構造に関係のあるもの ——— 4, 6, 9, 13, 15, 18, 21, 30, 31, 32, 33
- 4) 主に化石及び現生生物に関係のあるもの ——— 3, 17, 22, 25, 28

次ページの図は、IIの項目番号を○内に示し、説明地点が2つ以上にまたがる場合は、説明の少ない地点を小さな○番号で示している。

* Geological study and observation of Noto

** Nobuomi Matsuura and Yoshio Maekawa, The Educational Research and Seminar Center of Ishikawa Prefecture (石川県教育センター)



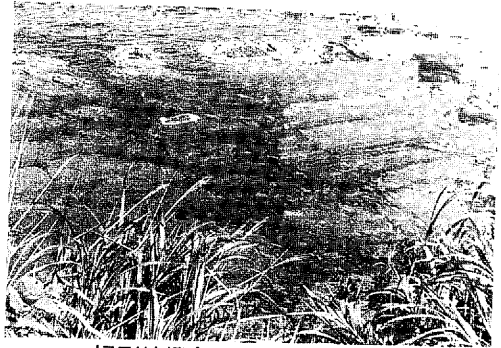
II 各地の地質見学

1 珠洲北岸の波食台

能登半島北東端の禄剛崎燈台のある所は、台地になっているが、これは海岸（成）段丘である。この台地から海岸へは急崖になっており、波の侵食によって形成された海食崖である。激しい波が海岸に押し寄せると、陸地の海面に近い部分にへこみ（ノッチ）が作られる。これが深くなると、上部の岩石が崩壊して切り立った高い崖を作るのである。

海食崖の前面に、海面すれすれに広い台地が見える。干潮時に海面上にあらわれる部分は、風化され易く、波浪侵食のために平坦な台地を作るのである。この台地が波食台と呼ばれるもので、波食台は満潮時に水面下に没し、干潮時は水面上にあらわれることが普通である。

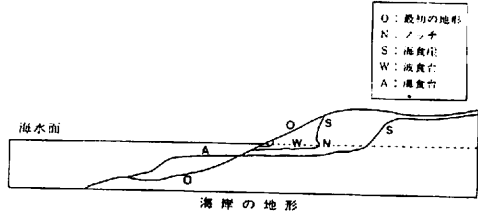
珠洲北岸は海食崖や波食台の発達している所が多いが、揚浜塩田のある仁江海岸あたりも見事な波食台が発達している。ここでは、傾斜した地層面がつまり、侵食に強い頁岩層などが洗濯板状に残っている。



禄剛崎燈台下の波食台



仁江海岸の波食台



O: 原始の地形
N: ノッチ
S: 海食崖
W: 波食台
A: 波食台

海岸地形の説明 (石川自然誌研究会, 1984)

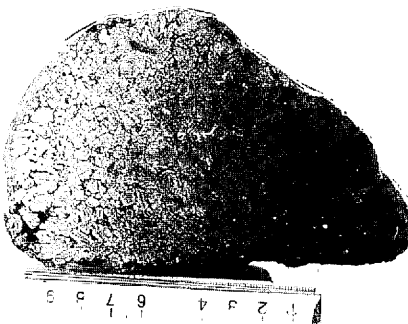
2 横山の“銀石”

禄剛崎燈台から岬自然歩道を西へ約1.5 km進むと、

珠洲

市横山の海岸に出る。ここは、夏は海水浴場で、わずかな湾状になっている。

海の中の波食台を歩くと、濃褐色の石のなかに、かなり重い石がある。石の表面は何の特徴もないが、研磨する（簡単には割ってみる）と、半透明のタン白石のなかに白鉄鉱が浮かび出し、美しく輝く。これが“銀石”と呼ばれるもので、白鉄鉱（ FeS_2 ）が集まってできた団塊である。



横山海岸の“銀石”

3 リス・ウルム間氷期の 平床貝層

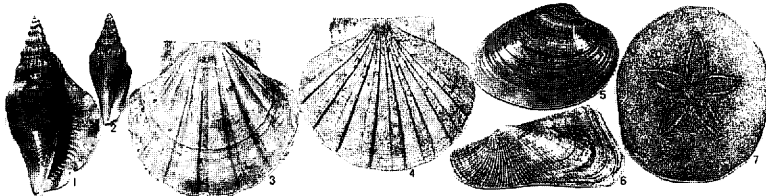
珠州市正院町の正院から平床に向かう県道東側にいくつかの露頭が見られるが、平床寄りの2つの露頭では砂層中に貝殻が層状に密集している。これが平床貝層と呼ばれ、日本の地質学上大変有名な化石産地である。

平床貝層産地では、中新世の珪藻泥岩層の上に、段丘堆積物が重なる。段丘堆積物は、上方から砂層(A)、礫層(B)、砂層(C)、厚さ50~60cmの貝化石密集部(D)、貝化石の散在する砂層(E)、Eより炭質物の多い部分(F)とつづくのは、県道わきの露頭である(右図)。

平床貝層は昭和54年に珠州市の天然記念物に指定されたので、現在は採集できないが、過去に平床貝層から約300種類の貝類が識別されている(Matsuura, 1977)そのうち、大形で最も多く産出する種類はシドロガイ・イタヤガイ・マツヤマワスレガイで、ウニ類のヨツアナカシパンウニも多い。これらの種類は、現在でも能登付近の浅海に普通に生息するが、ビョウブガイなど本州南部以南のより暖海域に生息する種類も少し含まれている。

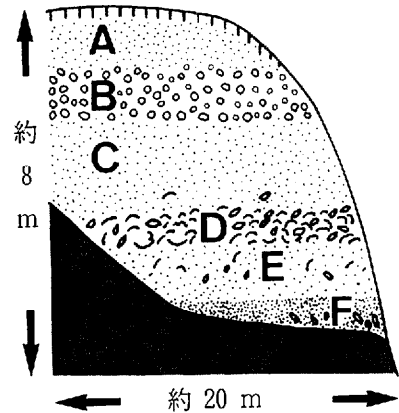
平床貝層の形成時期は、単体サンゴの放射年代値から12万±8千年前(A. Omura, 1980)、貝殻のESR年代値から平均約13万年前(大村一夫)と測定されている。この時期は、リス・ウルム間氷期(約8~15万年前)にあたり、現在より多少暖かい海だったようである。(注)ESR年代とは、電子スピン共鳴年代の略称で、貝などの化石が、地層中の放射性元素から生じた放射線をどれだけ浴びたか、捕獲電子の蓄積量から年代を測定するものである。

平床貝層産貝化石



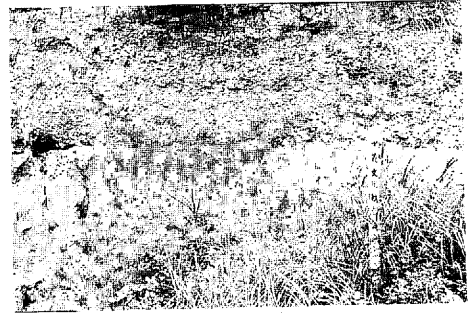
1. 2. シドロガイ(殻高53, 33) 3. 4. イタヤガイ(殻長77, 78) 5. マツヤマワスレガイ(殻長56) 6. ビョウブガイ(殻長53)

7. ヨツアナカシパンウニ(殻径48)(単位mm)



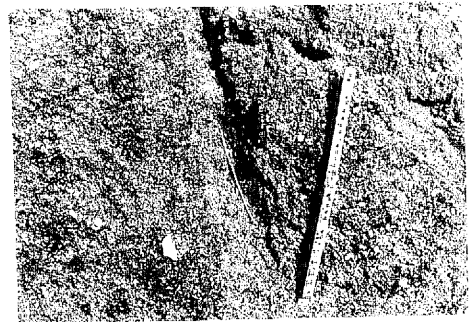
平床貝層の露頭の一部

(石川自然誌研究会, 1984)



礫層(上)と砂層(下)

この下に貝化石密集部



砂層中に貝化石密集部

4 珠洲の“仏石・鉄砲石”

珠洲市三崎町の本から粟津にぬける県道から、100mほど南に入った所に、中新世の飯塚珪藻泥岩層の上に、3～5cmぐらいの小さな“石ころ”が多量に散在している。

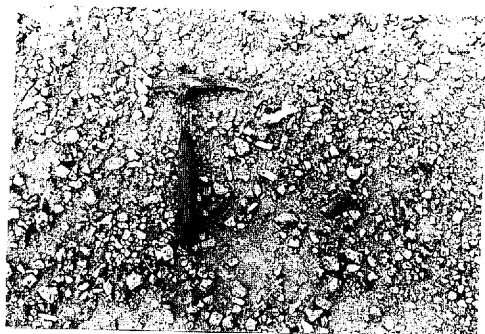
この中に、仏像に似た形のものがあり、“**仏石**”と呼ばれている。“仏石”は珪藻泥岩中で形成されたノジュール（コンクリーションとか結核とも言う）が、風化して地表面に洗い出されたものである。

“仏石”は別名“**子振り石**”とも呼ばれ、どちらもその形状の特異さからつけられた名前である。

また、“仏石”より少し大きい、長さ5～6cmぐらいの中空棒状のものがあり、鉄砲の筒に似ているためか、“**鉄砲石**”と呼ばれている。

ノジュールは堆積物中に膠結物質の分離濃集によって生じた、団塊状や不規則状の結核体であると言う。“仏石”や“鉄砲石”は、珪藻泥岩中の珪酸分が濃集したものである。鉄砲石の中空棒状は、棒状の木片のまわりに珪酸分が濃集し、木片が消失してしまったのかもしれない。

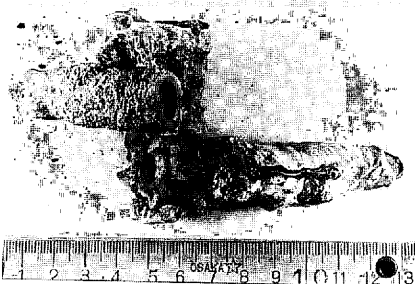
珠洲市北岸の川浦町海岸の“鉄砲石”も古くから知られており、この海岸に露出している軽石凝灰岩（粟蔵凝灰岩層）に含まれていたものだろう。



三崎町の台地上に多量に存在する“石ころ”



三崎町産のいろいろな“仏石”



三崎町産、筒状の“鉄砲石”



珪藻泥岩からなる見附島

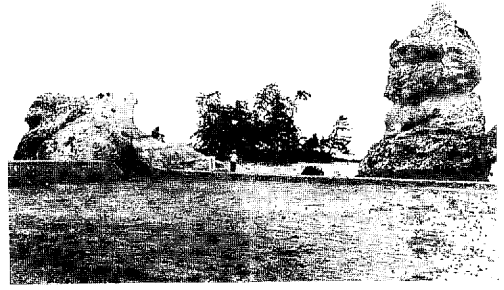
5 珪藻泥岩の見附島

珠洲市鶴飼町の見附島は「軍艦島」の名で知られ、珠洲の代表的な観光地形になっている。この島は、中新世の飯塚珪藻泥岩層から形成されており、近年侵食が進んで、その保存対策が考えられている。

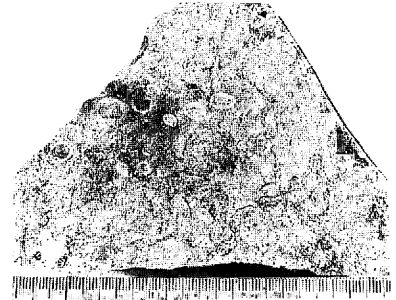
6 恋路の凝灰岩と火山豆石

珠洲郡内浦町恋路の海水浴場北側に見える、白っぽい岩石は中新世前期の柳田累層に属する軽石凝灰岩や角礫凝灰岩である。侵食で残された岩石が、上方に突き出して特異な景観を見せている。

ここから、約200m北の内浦町と珠州市との境界近くの道路ぎわにある軽石凝灰岩中に、火山豆石と呼ばれる小形の丸い玉が入っている。これを割ると、同心球状の構造が見られる。火山豆石は火山灰の降灰時やその直後に降雨があって、雨滴に捕らえられた火山灰が次々と固まってできたもので、地層中に残された、“雨の痕”とも言える。



恋路海岸の凝灰岩の岩、中央は安山岩の弁天島



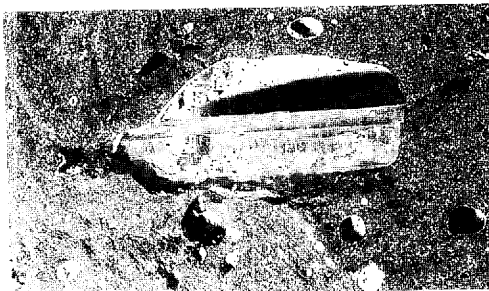
恋路の凝灰岩中に見られる、火山豆石

7 恋路の玄武岩とアラレ石・方解石

珠洲郡内浦町恋路海岸の尾ノ崎寄りの海岸や道路ぎ



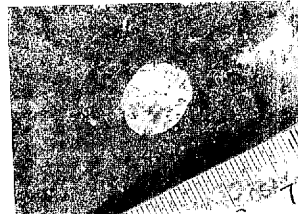
恋路の玄武岩露頭



玄武岩孔隙中のアラレ石 長さ約5cm
(金沢大学理学部地学教室所蔵)

わの崖には、黒色～暗緑黒色の多孔質の玄武岩が露出している。この玄武岩の孔隙中に、うすい紫紅色の長さ2～3cmのアラレ石の美晶が入っていたり、別の場所の孔隙に数mm～1cm余りの白い方解石が入っていたりする。方解石は比較的多く見つけられるが、アラレ石はあまり見つからないようである。

アラレ石と方解石は、化学組成がともに CaCO_3 であるが、硬度3.5～4と3。形状などの物理的性質が異なり、まったく別々の鉱物である。アラレ石と方解石のように、化学組成が同じでも物理的性質の異なる鉱物どうしを、同質異像（多形）と言う。これは、同一物質が形成時の温度や圧力などの外的条



玄武岩中の方解石

件の変化により、結晶構造が異なったために生じたものである。

8 赤崎・城ヶ崎の溶結凝灰岩

珠洲郡内浦町の赤崎と城ヶ崎は、ともに東方に突出した海岸に、節理の発達した溶結凝灰岩が露出し、南北につながることに気付く。

溶結凝灰岩は溶結火砕岩の一種で、構成する火山灰が堆積当時、高温を保っていたために溶結したものである。それは、陸上における火山碎屑流起源であることを示し、上下の方向に非溶結の堆積物に移化する。溶結凝灰岩は、溶岩の冷却固結方法に似ているため、節理も発達し、一見火山岩のように見える。

岩石は柳田累層に属する石英安山岩質溶結凝灰岩で、一部に真珠岩や黒曜岩を伴う。

赤崎と城ヶ崎の間には、通称仏穴や盗穴と称される海食洞がある。これらは縄文時代の海面上昇時に形成されたもので、周囲の岩石は角礫凝灰岩や溶結凝灰岩、真珠岩からなり、溶結凝灰岩の間に黒曜岩の層を夾在している。

黒曜岩も、真珠岩もガラス質の流紋岩類で、水の含量が多少異なる。肉眼的には、前者は貝殻状断口、後者は細かい割れ目が多く、前者のような光沢がない。



「仏穴」近くの流理の
目立つ真珠岩

い。
内浦町と能都町の境界の十八束トンネル前後には、溶結凝灰岩の露頭がつづく。この付近でも柱状節理が発達し、一見溶岩的である。しかし、火山灰の中に角礫が入り、それが流理方向に並んでいるため、火山碎屑岩であることは明白である。



内浦町城ヶ崎 溶結凝灰岩の岬



城ヶ崎 節理の著しい溶結凝灰岩



内浦町赤崎 節理の著しい溶結凝灰岩



内浦町比那「仏穴」(左端)と付近の岩石

9 行延の断層と珪化木の大露頭

珠洲郡内浦町行延地区で、農免道路建設工事に伴って、数十本の珪化木を含む大露頭が出現し、石川県教育委員会から報告書が出版された（「石川県内浦町行延の珪化木群」平成2年3月）。

この露頭は中新世前期の柳田累層に属する、石英安山岩質凝灰岩類が露出している。下部から上部へ、軽石凝灰岩層、凝灰岩・シルト岩層、凝灰質シルト岩層、軽石凝灰岩層などからなる。シルト岩・凝灰岩薄層からは、葉体化石や花粉・孢子化石が多量に発見されている。また、本露頭内のほぼ中部層準あたりから、多数の珪化木が地層面に沿って横倒しに含まれている。

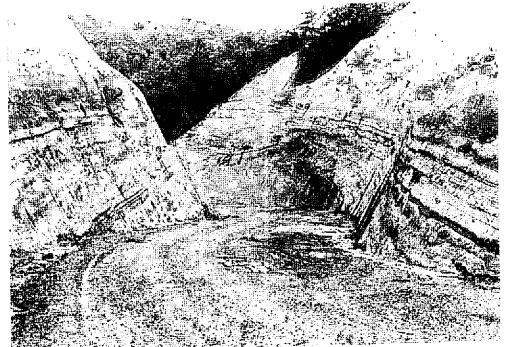
この切割りには、層内断層が数多く見られるが、落差は小さく、最大で約5mで、数10cmから1~2mぐらいのものが多く、断層は見かけ上、正断層（相対的に上盤が落下）や逆断層（相対的に上盤が上昇）など各種見られるが、正断層の方が多い。

珪化木や葉体化石を調べた結果（藤・鈴木ら、1990）、柳田累層堆積当時は一般に亜熱帯~熱帯のきわめて温暖な気候であったとされているが、珪化木の種構成からは現在と同じような暖温帯くらいの気候、葉体・花粉化石からは温帯南部~暖温帯の気候と推定され、台島型植物群（当時の日本の代表的植物化石群で、ヤマモモ・フウ植物群とも言われる）に属するものの、その中でも冷涼なグループに入ると言う。

また、斜交葉理（クロスラミナ）が粗粒の堆積物からなる地層の所に見られる。（斜交葉理は30参照）

以上のように、地層の重なり・互層・断層・珪化木含有・斜交葉理など多様な地層の構造が見られ、地層学習には好適な場所である。

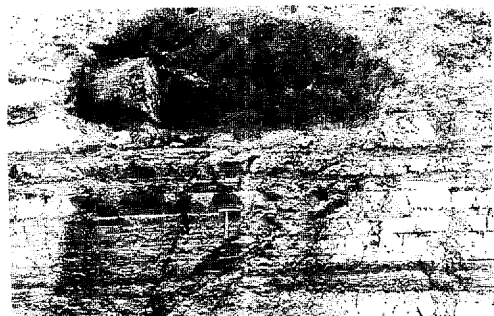
内浦町不動寺東方には、珪化木公園があり、大きな珪化木が数本、地層から産出したまま置いてある。



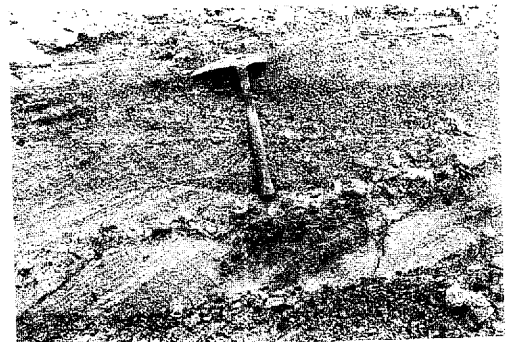
内浦町行延 珪化木多数を含む大露頭



両側断層で落ちこんでいる凝灰質互層

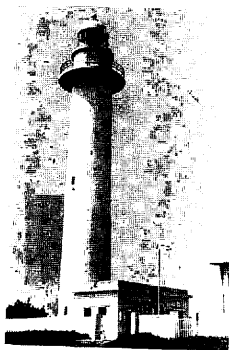


凝灰質互層中に含まれる横倒しの珪化木



粗粒の砂礫岩層中に、斜交葉理の顕著な部分

10 舢倉島の火山岩類と段丘



舢倉島の燈台

(昭和57年撮影)

輪島港の北方約50km、東経 136° 55′、北緯37° 51′ の日本海上に、舢倉島がある。島は北東-南西に長軸を持つ長卵形で、長さ約 2 km、幅約 1 km、低平で、最高点の海拔高度は12.4m、そこに燈台がある。

舢倉島の地質は、石田ら(1962)によると、火山噴出物が主体をなし、それを段丘堆積物がうすくおおっている。そのため、島の周辺部(海岸部)には火山噴出物の安山岩類が露出し、島内中央の広い平坦部は海成(岸)段丘堆積物が分布している。

島内で見られる最下位の地層は凝灰角礫岩で、島の北西側の小範囲に露出している。この上に2層の安山岩溶岩流の層があり、溶岩はいずれも紫蘇輝石安山岩である。下部溶岩の中心部は板状節理が著しく、板状や円筒状など種々の構造が見られ、特に北西側の海岸でよく観察できる。安山岩溶岩の噴出時代はかつて鮮新世頃と考えられていたが、最近の研究では能登半島の広範囲の安山岩同様、中新世前期頃のものであると言う。

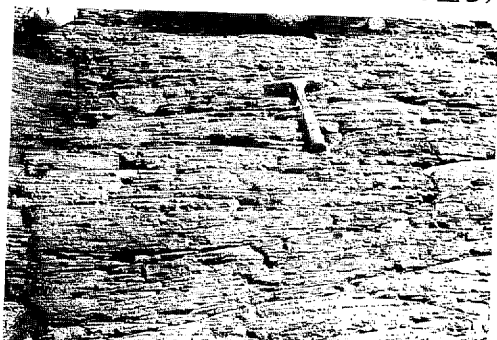
海成段丘は海拔10m以上、7~8m、3~4mの上・中・下3段の段丘面が認められるが、漸移する場合もある。段丘をつくっている堆積物は、島をつくっている安山岩の礫やその風化物と思われる粘土質層、さらに腐植土などから構成されている。

能登半島と舢倉島のほぼ中間には、七ツ島の島群があり、能登北岸から遠望できる。七ツ島の島群は、低平な舢倉島とは対照的に、面積は小さいわりに高い海拔高度を有し、最高点は61.7mである。地質は、中新世前期に噴出した輝石安山岩と安山岩質火砕岩(凝灰角礫岩)からなる。

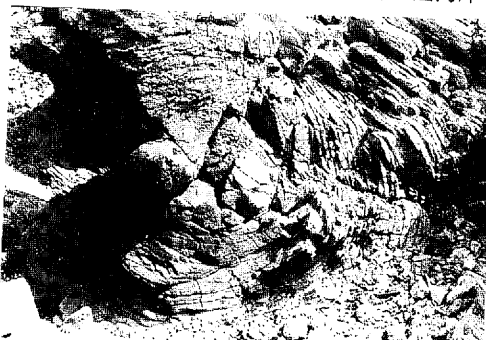
〔注〕「板状節理」については、「34 能登島の「鉄平石」」を参照して下さい。



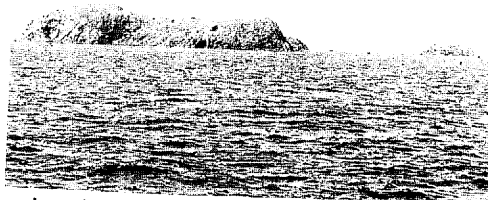
低平な地形の舢倉島 (南方の海上から望む)



板状節理の著しい安山岩 舢倉島北西海岸



円筒状に巻いた板状節理 舢倉島北西海岸



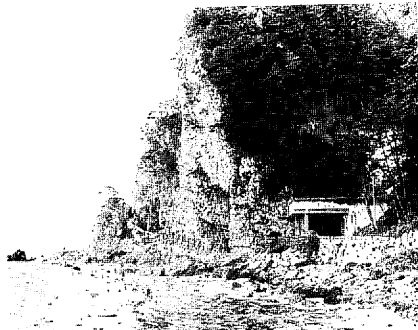
七ツ島の一部 (東方の海上から望む)

11 曾々木海岸の“カイモチ岩”岩脈

輪島市町野町曾々木海岸の「波の花歩道」を曾々木口から垂水の滝の方へ歩いて行くと、坂道を登りつめたあたりに、両側を流紋岩にはさまれた、幅15mくらいの火山角礫岩の火砕岩脈が見られる。この火山角礫岩は通称“カイモチ岩”と呼ばれ、黒色の玄武岩や灰色の流紋岩の角ばった礫が集まっている。普通、岩脈と言えは溶岩のような火成岩そのものが多いので、火山角礫岩の岩脈は大変めずらしい。

流紋岩はマグマが地表に噴出して急激に冷え固まった火山岩の一種で、溶岩が流れて固まったときに出来る流理の見られることが多い。この模様が、流紋岩という岩石名を作ったのである。

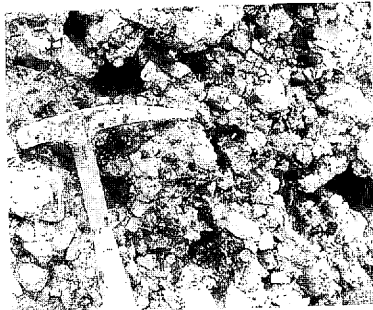
曾々木の流紋岩は、岩倉山流紋岩に属する。



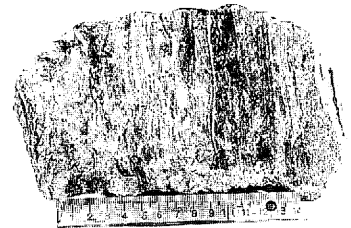
曾々木海岸



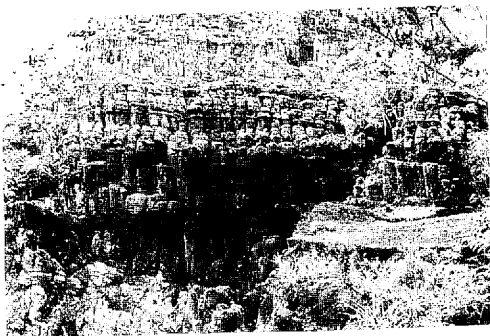
火山角礫岩と流紋岩の接触



通称“カイモチ岩”の火山角礫岩



流理の発達した流紋岩



通称“千体地蔵”の流紋岩柱状節理

12 岩倉山の“千体地蔵”

標高 357mの岩倉山は、1200万～1500万年前頃の中新世中頃に噴出した、流紋岩（岩倉山流紋岩）からできている。

岩倉山の中腹には“千体地蔵”と呼ばれるものがある。これは流紋岩の柱状節理が長い間に風化して、一見仏像（地蔵）が沢山並んでいるようになっているのである。（柱状節理については20参照）

13 南志見泥岩層中のオウナガイ団塊

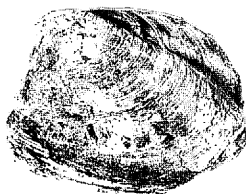
珠洲から柳田・輪島市南志見地区にかけて分布する、中新世中・後期の南志見泥岩層は、層理の見られない暗青～暗灰色の均質な泥岩である。大形化石はあまり含まれないが、一部にオウナガイやサメ類の歯・鯨の歯などを産出する。そのうち、オウナガイが最も多量に産出する。その場合、オウナガイ化石が集まって、石灰分を分泌して硬い団塊を作り、地層中に保存され易くなっていることが多い。

また、南志見泥岩層には、オウナガイが集積しているわけではないが、楕円体状の団塊（ノジュール）が多く含まれ、その結核にオウナガイが入っていることもある。



町野町矢代の南志見泥岩層と団塊

(ハンマーの所)



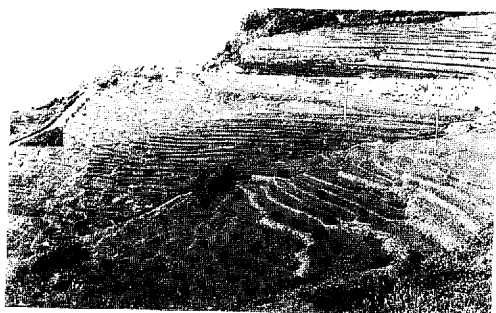
南志見層のオウナガイ

オウナガイが集積した

団塊→



14 白米（千枚田）・惣領の地盛り地形



輪島市白米町の「千枚田」



輪島市惣領町の地盛り地形

輪島市白米町の有名な「千枚田」は、地盛り地形としても知られている。地盛りとは、基盤の岩石も含めたある地塊が移動する現象で、地質的には起こりやすい岩質の地域とか、起こりやすい地質構造（断層など）の地域がある。

地盛りの発生にともなって、特有の地形が形成される。一般に、地形断面は緩急の傾斜をくりかえす階段状、先端の圧縮部がもり上がる。平面的には馬蹄型の輪郭をもち、最上部や両側に崖ができる。

白米町の千枚田地域は、最上部の崖は石英安山岩質溶結凝灰岩であり、階段状地形を呈し、それが「千枚田」として利用されるようになったのである。

輪島市惣領町付近は、高洲山を構成する安山岩溶岩や火砕岩の前面に、石英安山岩質火砕岩があって、これが地盛りを起こしている。地形的にも、多少先端部がもり上がっているが、「惣領」という地名も、ソルという地盛り地形がもたらしたものだらうか。

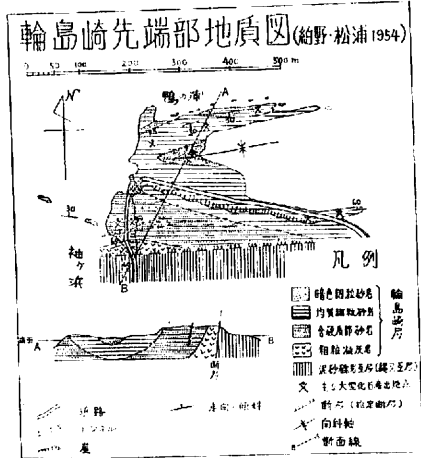
15 輪島崎砂岩層分布地の向斜構造

輪島市輪島崎先端部は、中新世中期の輪島崎砂岩層からなり、この地層は石灰質ナノ化石を用いた世界的対比の結果、約 1,300万～1,400万年前に堆積したものと判断されている（上ら、1981）。

鴨ヶ浦の輪島崎砂岩層は、海側の地層が南向きに、陸側の地層が北向きに傾斜し、全体として向斜構造になっている。そのため、向斜の中央部に上部層、中間に中部層、縁の方に下部層があらわれる（右図）。

上部砂岩層は厚さ約 5m、淡黄色の細粒砂岩中に暗緑色の海緑石質棒状斑紋を多量に含み、この斑紋は生物の巣穴らしい。中部砂岩層は厚さ約 30m、均質な細粒の石灰質砂岩である。下部砂岩層は厚さ約 35m、不規則な形の硬い層や団塊を含む石灰質砂岩からなる。

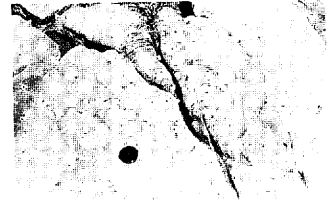
これらの砂岩には、ムカシチサラガイ・オキノツキガイモドキ・ヤスリツノガイの貝類、ムカシブクウニ、サメ類の歯、チョウチンホオズキの一種の腕足類、フジツボ、コケムシ類、有孔虫類、ウニの棘など多様な動物化石が含まれているが、形の完全なものを採集することはむずかしく、破片が多い。他に、かつてウミガメの仲間や鯨類の各骨片も産出したことがある（松浦ら、1986）。



輪島崎の地質図及び断面図



輪島崎鴨ヶ浦海側の地層 南向きに傾斜



輪島崎砂岩層上部層中の棒状斑紋

16 礫岩岩盤の桶滝と男女滝

輪島市大沢町から林道を南へ約 300m入ると、滝頭の内側が抜けた桶滝がある。岩盤の岩石は中新世中期の道下礫岩層である。

男女滝は輪島市上大沢町から門前町にぬける道路わきに、急傾斜の河床が滝になり、連続した滝つぼがおう穴になっている。岩盤の道下礫岩層が差別侵食をうけて、階段状になったものでしょう。



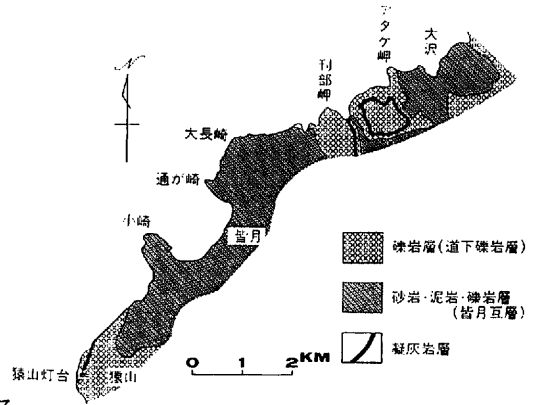
桶滝



男女滝

17 中新世の大形カキ貝化石

輪島市上大沢町から門前町皆月に通じる、能登半島北西端沿いの荒磯自然歩道は、能登の荒波をうける急崖の海岸や岩礁、入江など変化に富んだ所につくられている。地質学的には、礫岩・砂岩・泥岩からなり、三者の構成比に違いがあっても岩質的にはほとんど区別ができない。地層名としては、礫岩主体のところを道下礫岩層、砂岩・泥岩の多いところが皆月互層と呼ばれるが、ともに1,500万～1,600万年前頃の堆積物と考えられている。

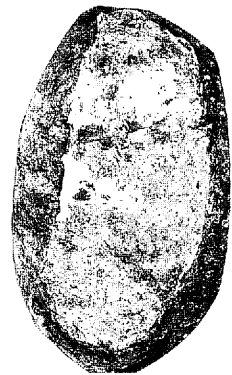


大沢一猿山海岸の地質分布 (粕野, 1977より)

皆月から通ヶ鼻の間には、礫を含んだ砂岩中にカキ貝の密集した岩塊がある。このカキは大形で、マガキの仲間 (*Crassostrea gravitesta*) である。本種は絶滅種で、中新世前期末～中期はじめの海成層から産出する。



皆月一通ヶ鼻間、大形カキ貝密集

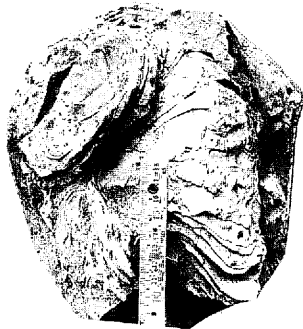


同左から産出したマガキの仲間 (殻高 140mm)

輪島市町野町東印内

を模式地とする東印内層は、能登半島北東部に広く分布し、内湾性ないし浅海性の堆積物からなる。内湾性の堆積物からビカリア・アナダラなどの特徴的な貝類とともに、大形のカキ貝を産出する。また、大形のカキ貝だけが集積している

こともある。珠洲市大谷町から約500m南に入った人家裏に、砂岩中に大形のカキ貝が密集している。これらも、皆月と同様なマガキの仲間であ



輪島市町野町の東印内層産大形カキ貝 (柴野庄一氏提供→松浦ら, 1982)



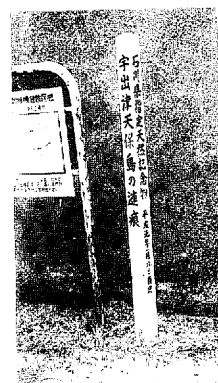
珠洲市大谷町の東印内層中の大形カキ貝密集

18 宇出津の漣痕（リップルマーク）

鳳至郡能都町宇出津の天保島に見られる漣痕（リップルマーク）は、石川県の天然記念物に指定されている。この地層は、凝灰質砂岩を主体に、凝灰質シルト岩や火山礫凝灰岩の薄層を夾在しており、中新世前期の柳田累層に属するものと考えられる。

漣痕は海岸や川べりなどに、さざ波や水の流れが、水底の砂・泥の表面につけた規則的な模様である。この模様は流れの上流側に傾斜がゆるやかで、下流側に傾斜が急になっていて、その伸びの方向は流れの方向と直角である。それで、漣痕が地層中に保存されると、堆積当時の流れの方向を決めることができる。また、地層が逆転していないか、上下判定にも利用できる。

この露頭には、小さな断層がいくつか観察できる。右図の左方にある断層は、落差数cmぐらいの正断層（右側の上盤が相対的に落ちている）である。



天然記念物の標柱



宇出津天保島の漣痕と断層

19 藤ノ瀬のおう穴（ポットホール）

能都町藤ノ瀬向山を流れる上町川の河床は、軽石を含む火山礫凝灰岩からなり、ここにおう穴（ポットホール）が発達している。穴の横断面は楕円形や円形、時にはかなり不規則な形もあり、内部に礫が沢山入っている。本地域のおう穴は、昭和56年に石川県の天然記念物に指定された。

おう穴は、河床の岩石に割れ目などがあると、河流による選択侵食が行われ、弱い部分が速く削られてくぼみができる。くぼみに小石がはいり込むと、うずとともに小石がくぼみの中をころがって、カメ穴形に拡大する。その場合、一般に河床の岩石が均質な場合は円形の穴になり、角礫などを含む不均質な岩石の場合は不規則形になる。



藤ノ瀬のおう穴（ポットホール）地域



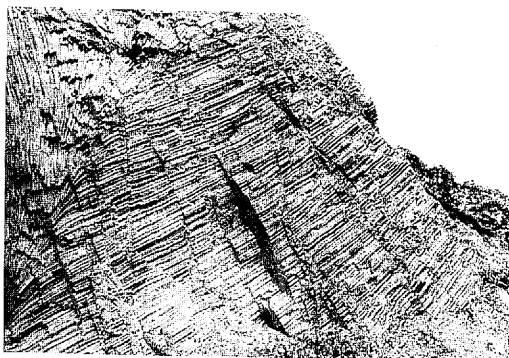
不規則な形のおう穴

20 能都町西部の安山岩柱状節理

能登半島に広大な地表分布を占める、中新世前期の穴水累層は、主として安山岩質の溶岩及び火砕岩からなり、一部に碎屑岩類（礫岩・砂岩・泥岩）も含まれている。安山岩溶岩の大部分は輝石（普通輝石・紫蘇輝石）安山岩で、一部に角閃石・輝石安山岩も含まれる。

輝石安山岩は、穴水累層に属するもののほか、中新世中期の層準のものもあるが、それらの所々に柱状節理や板状節理が発達している。そのなかで、鳳至郡能都町西部の山田地区の安山岩は特に柱状節理が著しく、割れ易いため、採石にも利用されている。

柱状節理は岩体を柱状に分離される節理で、5～6角柱に形づくっているものが多い。原因は、岩体の冷却時の体積収縮によって、冷却面にはほぼ垂直に節理（割れ目）を生じたものである。



能都町山田地区三田北西（採石場）の
安山岩柱状節理

21 穴水町役場裏の断層

鳳至郡穴水町の役場裏に、穴水累層に属する凝灰質の砂岩・泥岩・礫岩の互層からなる露頭が見られる。ここでは、地層の重なり方や広がりが見え、落差は小さいが明瞭な断層が入っている。地層の中の断層は、どこにでも見られるものであるが、気軽に行ける所にあるので、1つの事例として学習したい。

断層は分類の基準によっていろいろに区別される。断層面を境界とする両側ブロックの相対的変位方向による分類では、断層面に沿って上下方向にずれる縦ずれ断層と水平方向にずれる横ずれ断層があり、前者は正断層と逆断層に区別される。正断層は両側の岩体が互いに引き離れたとき、逆断層は互いに圧縮されたときにできる。（断層は9を参照）

本写真の断層は、上盤（右側）が下盤（左側）に対して、相対的に下方に移動しているので、正断層である。



穴水町役場裏の正断層

22 穴水地区の沖積貝殻層

鳳至郡穴水町の小又川護岸工事や穴水総合病院建築工事に伴って、多量の貝殻を産出し、現在もこれが河底や近くの地表（畑の中など）に残されている（右図のA, B）。

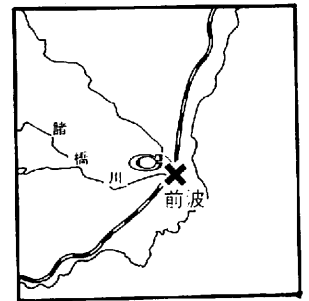
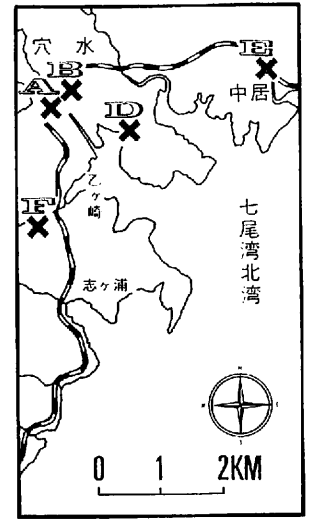
小又川右岸河岸のAは黒色の土砂（主に砂・シルト）で形成された堆積物があって、そのシルト中に貝殻が含まれている。このなかで、オオノガイがほぼ生息時の状態で埋没しているのが目立ち、ウラカガミガイやイヨスタレガイなども両殻を合わせたまま多量に埋没している（河岸・河底を掘るとわかる）。総合病院工事跡Bは、Aと同じような種類が多いが、オオノガイはほとんど産出しなかった（現在は、貝殻がほとんど残っていない）。小又川河口のDはウチムラサキガイが多く、現生の打上げ貝と見間ちがうくらい、新しい貝殻が集積している。

穴水町前波（右図のC）では、諸橋川ぞいの工事のさいに、泥層中にマガキの非常に多い貝殻層が産出した。

穴水の現海岸から500~1,000mほど内部に入った所に出てくる自然貝殻層では、内湾奥の砂泥底に生息する種類が、生息状態に近い形で埋没している場合が多く見られることから、当時はそこが内湾奥であったといえる。また、現在では本州紀伊以南に生息するコゲツノブエガイやカニノテムシロガイという種類がみつ

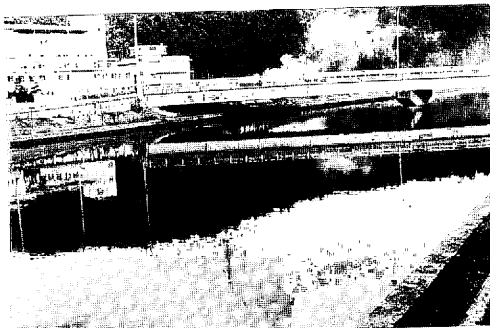
かっているため、当時の水温は現在より少し高かったと考えられる。

貝殻層の年代を測定した結果、大部分縄文時代前期の海面上昇期に形成されたと考えられる。この時代の貝殻層は能登の他地域にも多く、それも能登内浦側から富山湾ぞいの

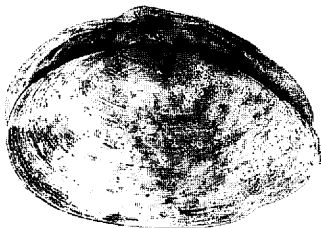


穴水地区の沖積貝殻層の分布

- A・B・Cは約 5,000年前、
- Dは約 2,000年前の各貝層、
- E・Fはかつて産出した。



河岸や河底に沖積貝殻層が残っている小又川



小又川河底産のオオノガイ
(殻長 120mm)

所々に見つかっている。自然貝殻層の多くは各種工事に伴って産出し、工事が終了すればほとんど見られなくなることが多いので、貝殻の産出時には記録しておくことが大切である。

表 自然貝殻層の¹⁴C年代*

産地	材 料	年代値 (年前)
A	オオノガイ	5,040 ± 130
C	マガキ	4,580 ± 140

(学習院大・木越研究室測定)
(* 石川自然誌研究会, 1984から)

23 琴ヶ浜の鳴り砂



「琴ヶ浜」の石碑

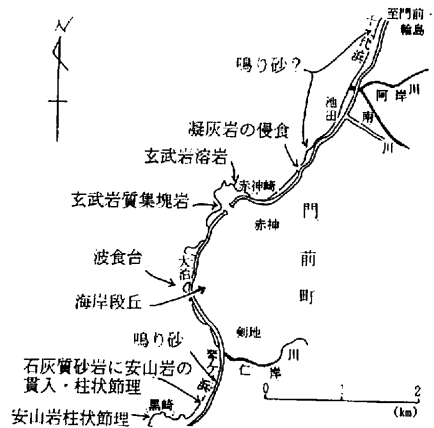
鳳至郡門前町剣地の南に、琴ヶ浜という砂浜がある。この砂は一見したところ、どこにでもある海岸の砂であるが、その上を歩くとキュッキュツとかクックツという変な音をする。このような砂を「鳴り砂」とか「鳴き砂」といい、全国的に

は京都の琴引浜、鳥取県の青谷海岸、島根県の琴ヶ浜など日本海側の海岸に多く分布している。琴ヶ浜という名称は、琴をひく音になぞらえたもので、全国の鳴り砂産地には「琴」の名の付く地名が多いのもこのためである。

門前町では、土地の人達は土地に伝わる悲恋伝説に結びつけて、この砂を「泣き砂」と呼んだり、この地方の方言から、この浜を「ゴメキ浜」とも呼んでいる。音は、剣地の海に身を投げた悲恋の女性の悲しみの声をあらわすのだという。琴ヶ浜とともに、剣地北方にある千代浜もかつてよく鳴ったようである。

鳴り砂の原因は、砂粒の性質に関係がある。粒の大きさがそろった、丸みのある、表面のきれいな石英の砂はよく鳴るようである。同じ砂粒でも、砂が汚れてくると鳴らなくなる。場所によってよく鳴る所とそうでない所があるのは、このためである。かって鳴り砂であった浜でも、付近に工事などが行われると鳴らなくなったりする。いつまでもよく鳴らせるには、自然環境保全に気をつけなければなりません。また、ゲタとか底の硬い靴で、かかとを引きづるように歩くのもよい音を出すコツである。

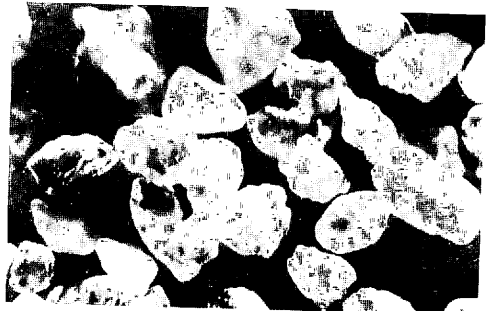
鳴りにくい場合、どうしても鳴らせたければ、室内で鳴らす方法がある。何回も水洗いした砂粒を、乾燥させて乳鉢に入れて乳棒でつつくと、よい音が出るようになる。(以上、西山、1978等による)



千代浜～琴ヶ浜の主な地質見学位置



琴ヶ浜の全景



顕微鏡で見た、琴ヶ浜産「鳴り砂」

(西山恭申氏提供→石川自然誌研究会, 1984)

24 琴ヶ浜南端の安山岩貫入

鳳至郡門前町剣地の琴ヶ浜には、岩石が海の方へ突き出たところがあり、白っぽい岩石と黒っぽい岩石の接触が見られる。

白っぽい岩石は関野鼻石灰質砂岩層と呼ばれるもので、関野鼻をつくっている岩石である。琴ヶ浜の石灰質砂岩には、ウニの破片や棘が沢山含まれているが、保存の良い標本を採集することはきわめて困難である。

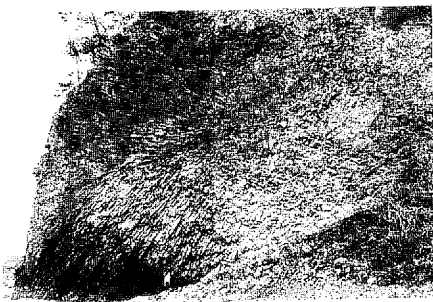


手前側の石灰質砂岩と後側の輝石安山岩

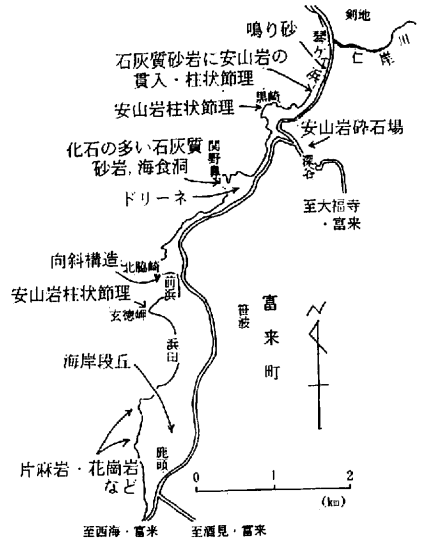


石灰質砂岩（左上）

に貫入した輝石安山岩（右下）



放射状にのびる柱状節理（以上、琴ヶ浜で）



琴ヶ浜～鹿頭の主な地質見学位置

ことはきわめて困難である。

黒っぽい岩石は、輝石安山岩で、黒崎安山岩と呼ばれるものである。

輝石安山岩は、石灰質砂岩との接触部を見ると、接触部近くでは細かく破碎され、急冷したことを示している。このことは、石灰質砂岩があったところに、輝石安山岩が貫入したことを物語っている。したがって、関野鼻石灰質砂岩層は中新世中期の約1,400万年前前後の堆積物であるから、黒崎安山岩はそれより新しい（関野鼻石灰質砂岩層の堆積直後と考えられている）。

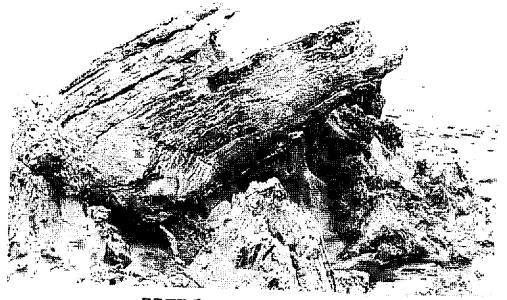
黒崎安山岩は、黒崎・北脇崎・玄徳岬などに好露出をなすほか、内陸側にも関野鼻石灰質砂岩層をおおって広く分布し、碎石原料として採取されている。黒崎安山岩は、輝石安山岩の溶岩や火砕岩（火山礫凝灰岩など）からなる。溶岩はしばしば見事な節理をつくり、琴ヶ浜の岩石突出物では、放射状に柱状節理が発達している。

（柱状節理については、20参照）

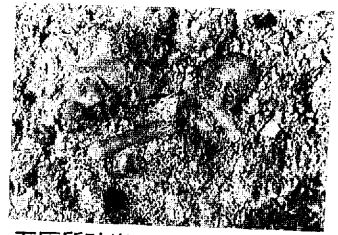
25 関野鼻石灰質砂岩層と動物化石

観光名所、羽咋郡富来町関野鼻は、中新世中頃（約 1,400 万年前前後）に堆積した石灰質砂岩からなり、関野鼻石灰質砂岩層と呼ばれている。この地層は層厚約 80m、下部は中～粗粒の石灰質砂岩からなり、貝類・腕足類・フジツボ・コケムシ・有孔虫・サメ類の歯・鯨類などの化石を多く産出し、全体として浅海環境下の堆積物である。上部は粗粒の石灰質砂岩で、ムカシブククウニの破片を多く含み、多少深い環境を示している。

犬塚・柄沢(1986)は、本層下部からパレオパラドキシアの骨・歯根などの産出を報告している。パレオパラドキシアはデスモスチルスとともに、哺乳類束柱目に属し、円柱をたばねたような形態の臼歯をもつのが特徴で、絶滅動物である。能登半島では、七尾石灰質砂岩層や前波石灰質砂岩層などからも産出している。

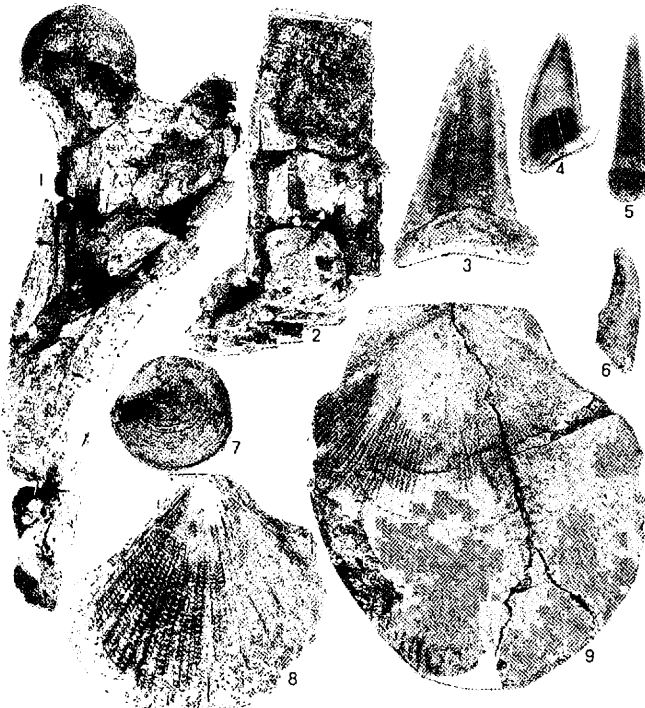


関野鼻の石灰質砂岩の露頭



石灰質砂岩に小形化石の密集

図版 関野鼻石灰質砂岩層産動物化石 産地：関野鼻



1. パレオパラドキシアの右大腿骨 400
Paleoparadoxia sp.
 2. パレオパラドキシアの上顎切歯の歯根 64
 3. アオザメの一種の歯 32
Isurus hastalis (Agassiz)
 4. アオザメの一種の歯 20
Isurus plamus (Agassiz)
 5. サメ類の前歯 24
Eugomphodus actissima (Agassiz)
 6. かにのつめ 18
 7. オキノツキガイモドキ 16
Lucinoma acutilineatum (Conrad)
 8. ムカシチサラガイ 45
Gloriopallium crassivenium (Yokoyama)
 9. ナリノスヅケガイ 74
Nipponopecten akihoensis (Matsumoto)
- 〔注〕 大きさ（数字）は写真の縦の長さ（mm）。
1～3, 5, 9 は柄沢宏明氏、4, 6, 7 は谷啓子氏各提供。

26 鹿頭海岸の片麻岩類

石川県における片麻岩類・花崗岩類は、手取川上流・宝達山・石動山付近・邑知低地帯北西側・能登北西部地域などに露出している。そのうち、海岸に露出している所は、羽咋郡富来町の鹿頭海岸だけである。

鹿頭海岸では、片麻岩と一部の結晶質石灰岩、そしてこれらに貫入する変ハンレイ岩（変成作用を受けたハンレイ岩）や花崗岩、一部花崗閃緑岩などが観察できる（金山、1981）。

片麻岩は石英・長石などの無色鉱物の多い部分（珪長質白色じま）と黒雲母など有色鉱物の多い部分（黒色じま）がしま状構造を呈することが普通であるが、しま状構造の不明瞭な場合もある。



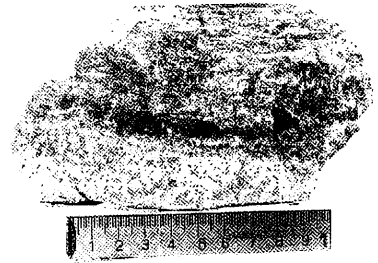
巖門の海食洞と火山礫岩の露頭



巖門の波食台“千畳敷”



片麻岩類の見られる鹿頭海岸



鹿頭海岸産の片麻岩

27 巖門の海食地形

巖門は富来町海岸の能登金剛の代表的な景勝地として知られ、中新世前期（約 1,500～2,400万年前）に噴出した安山岩の溶岩や凝灰角礫岩などから形成されている。

能登金剛センターから海食崖の急崖をおりると、トンネルになった大海食洞が見られる。波浪が海食崖を作るとき、崖のどこかに断層とか割れ目などの弱い部分があると、その部分が侵食されてくぼみが出る。一度くぼみが出ると、波の力でくぼみはますます大きくなり、深い洞穴やトンネルになる。

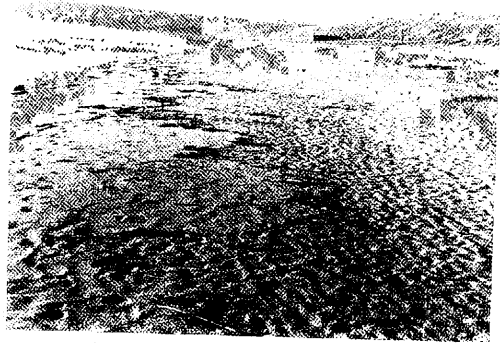
遊覧船の発着場がある、千畳敷と呼ばれる広い平坦地は、波の侵食によって作られた波食台である。波を形成する水の粒子の運動は、海面から深くなると急に小さくなるので、波の侵食は海面すれすれに強く起こり、海面すれすれに波食台ができる。波食台の形成に伴って、侵食された岩片が波食台の先端に堆積し、さらに広い平坦地が形成されると、海食台と呼ばれる。（波食台について、1を参照）

28 増穂ヶ浦の現生打上げ貝

羽咋郡富来町増穂ヶ浦の海浜には、多量の貝類が打上げられ、その種数 400種以上と言われている。この打上げ貝類は、古来「増穂ヶ浦の歌仙貝」として有名である。歌仙貝とは、日本の和歌集から貝名入りの名吟を選び、小貝に当てたもので、36の歌にちなんだ三十六歌仙貝はよく知られている。

増穂ヶ浦は富来町の富来川河口から酒見川河口に至る約 3 kmの海浜で、砂丘につづく砂浜が奥行きのある浅い湾入を形づくっている。そして、南東方の七海海岸や西方の西海海岸は、安山岩やその火砕岩からなる岩礁海岸である。

打上げ貝類について、生息深度は潮線付近から水深10mぐらいまでの種類が大部分で、それより深い所に生息する種類はほとんど見当たらない。生息地の底質別では砂泥底と岩礁底の生息種がともに多いが、これは付近の海岸地質から当然である。また、海生種が圧倒的に多いが、富来川や酒見川の影響もあって、淡水や汽水域生息種、陸産の貝類も多種打上げられている。海生種にしても、やや内湾的性格をおびている。結局、打上げ貝はその海岸付近に生息するものが大部分である（以上、松浦、1963から）。



歌仙貝で有名な増穂ヶ浦



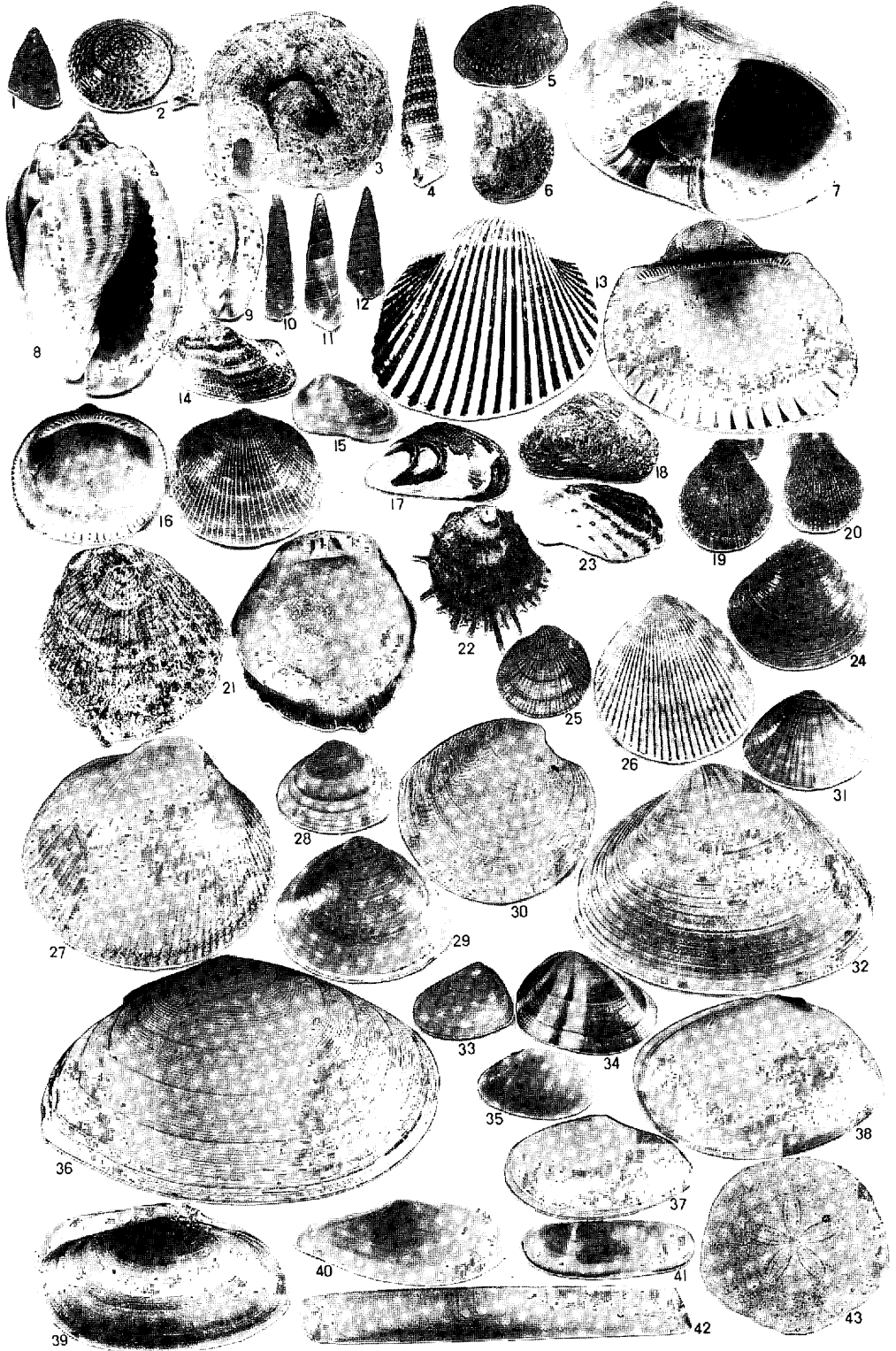
増穂ヶ浦の密集する打上げ貝

図版(次ページ) 増穂ヶ浦の打上げ貝 —比較的大形で、多く採集した種類から

1. ミドリダサガイ	H=8	2. キゴ	B=21	3. 木ヘビガイ	B=40	4. カニモリガイ	H=34
5. キクスズメガイ	B=20	6. アワブネガイ	B=22	7. ツメクガイ	B=56	8. カズラガイ	H=60
9. メダカラガイ	H=21	10. キリホレガイ	H=12	11. ヒメゴウナ	H=25	12. クチキレガイ	H=10
13. サルボウガイ	L=48	14. フネガイ	L=27	15. ハナエガイ	L=18	16. タマキガイ	L=30
17. ヒメイガイ	L=29	18. ヒバリガイ	L=23	19. ナデシコガイ	H=19	20. ナデシコガイ	H=17
21. チリボタンガイ	H=41	22. チリボタンガイ	H=23	23. トヤマガイ	L=21	24. ヤマトシジミ	L=23
25. ウミアサ	H=14	26. キヌザルガイ	H=24	27. トリガイ	L=55	28. キタノアキアゲサリ	L=19
29. チョウセンハマグリ	L=35	30. マルヒナガイ	L=40	31. チゴハカガイ	L=22	32. バカガイ	L=67
33. フジノハナガイ	L=15	34. ナミノコガイ	L=22	35. カバヅクラガイ	L=19	36. サラガイ	L=97
37. サラガイ	L=42	38. サギガイ	L=47	39. フジミガイ	L=49	40. ベニガイ	L=41
41. ミゾガイ	L=35	42. マテガイ	L=85	43. ハスノハカシバウニ	B=37		

[注] H:殻高, L:殻長, B:殻径(単位mm)

图版

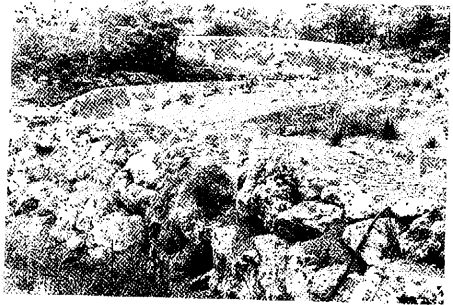


29 瀬嵐などの玉髄・マンガン鉱

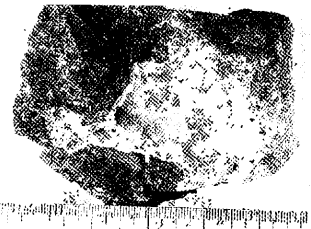
鹿島郡中島町瀬嵐の北西方山地では、マンガンが安山岩の細脈をみだす裂き充填鉱床などとして産出する。かつて、採鉱されていた跡が残っている。また、マンガン鉱とともに、淡紅・青・白色などを呈する玉髄も多量に含まれている。

玉髄は SiO_2 、石英の微小結晶が網目状に集まった珪酸のち密集合体である。玉髄の色はほぼ均質で、玉髄の一種であるメノウは帯状の色を示すことから区別できる。玉髄の産状は、岩石の空洞を充填したり、ぶどう状などをなして産出する。

七尾市崎山半島の東側海岸南方、黒崎町では国道ぞいの安山岩中にマンガン鉱や玉髄の鉱床が、層状に形成されている。



中島町瀬嵐山地の玉髄・マンガン鉱床



中島町瀬嵐山地産玉髄

30 七尾周辺赤浦砂岩層の斜交葉理

七尾・高浜・眉丈山地区では、花崗岩類から由来したと思われる粗粒砂岩層が広く分布し、赤浦砂岩層・堀松

砂岩層と呼ばれる。

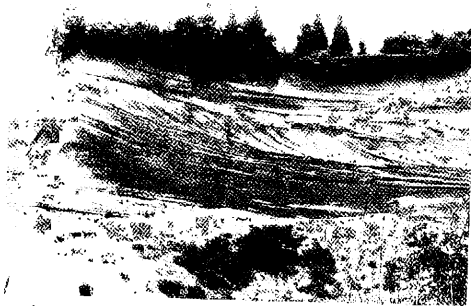
赤浦砂岩層



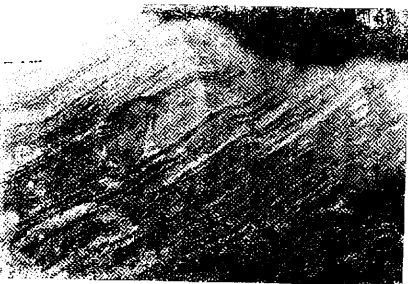
七尾市黒崎町国道ぞいのマンガン鉱床（上方）は、黄

灰色の軟弱な砂からなり、一部に細礫を含み、しばしば著しい斜交葉理（クロスラミナ）が見られる。

砂や礫などの粒子が、層理面と平行または斜交するように並んでいることがある。これが葉理（ラミナ）で、前者は平行葉理、後者は斜交葉理と呼ばれる。斜交葉理は層理面に対して下流側に傾斜するので、その形成時における水流の方向がわかり、また地層の上下判定にも使える。一般に、斜交葉理は河川・デルタ・海岸付近などの浅い水底に堆積した地層に多いが、乱泥流堆積物など深い水底に堆積した地層にも形成される。また、斜交葉理は水底だけでなく、風成砂丘にも見られる。



七尾市松百町、赤浦砂岩層の斜交葉理



鳥屋町春木、赤浦砂岩層の平行葉理

31 能登の海緑石層

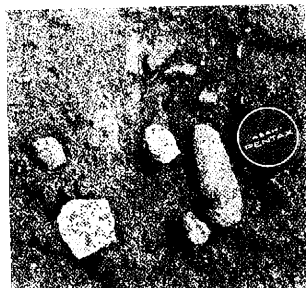
七尾一和倉間の国道 249号線ぞいの石崎口近くに、厚さ1mぐらいのごつごつした硬い層がつづいている。これが海緑石層で、能登半島の珠洲・輪島・能登島・田鶴浜・七尾など広範囲の所々に見られる。露頭では、風化して赤褐色に見えるが、ハンマーで割って見ると、珪質の基質の中に緑色～黒緑色の小さな粒が点々と散在している。これが海緑石という鉱物である。多くの鉱物がマグマから晶出によってできるのに対して、海緑石は海底で形成されるもので、生物源の有機物がその生成に関係するようである。成分的には、鉄やカリを含む複雑な珪酸塩である。

七尾市の石崎口や石崎小学校付近では、海緑石層（正確には含海緑石砂岩層）があって、その下方に赤浦砂岩層、上方に和倉珪藻泥岩層が重なっている。

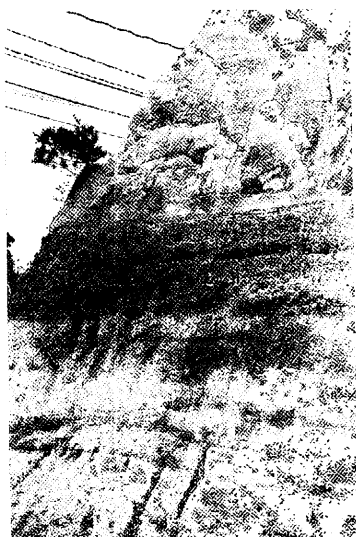
能登半島全体からみると、海緑石層は通常1～2mの厚さで、崎山南部・能登島西部・和倉では中新世中・後期の泥岩層（虫崎泥岩層・緑繫泥岩層・和倉珪藻泥岩層）の基底に存在する。能登北東部では、ほぼ中新世中・後期の南志見泥岩層基底あたり夾在するが、海緑石粒がかなりの厚さにわたって散在したり、時には数層に分かれたりして、多少ばやけてくる。しかし、全体としては広範囲にわたって連続し、鍵層として地層の



田鶴浜町高田の海緑石層



同左で、地表面に露出した海綿化石



国道 249号線ぞいの石崎口近くの海緑石層（中部）、上は和倉珪藻泥岩層、下は赤浦砂岩層



石崎小学校前の海緑石層、上下の地層は上に同じ

対比に役立っている。

鹿島郡田鶴浜町高田の二宮川堤防ぞいに、海緑石層が階段状に露出している。ここでは、直上の砂質層（赤浦砂岩層の上部か）に、保存の良い海綿化石（*Aphrocallistes* sp.）が含まれる。

32 能登の“珪藻土”

能登半島の中新世中期・後期（約 1,300万～900万年前）の飯塚珪藻泥岩層（珠洲）・塚田珪藻泥岩層（輪島）・和倉珪藻泥岩層（七尾）は珪藻遺体を多量に含み、能登の珪藻土として利用されている。珪藻土は、かつてカマド・コンロ・レンガの原料として多量に採掘・製品化されたが、今では珠洲を中心にコンロなどが作られている。

塚田珪藻泥岩層は輪島市街地周辺の東方から南方にかけて分布しているが、小峰山では珪藻泥岩に水を加えてこね、団子のようにして乾燥した後、焼成して粉碎すると「地の粉」になり、輪島漆器に利用されている。

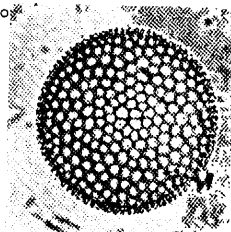
珪藻泥岩は新鮮な部分が青黒色であるが、風化面では特有の黄色の粉をふき、風化乾燥した部分は淡褐色や灰白色になる。岩質は泥岩であるが、普通の泥岩に比較して大変軽い。また、珪藻泥岩層中には、しばしば直線状の不規則な割れ目がみられたり、稀に大形の動物化石をみつけることができる。

珪藻泥岩の土を顕微鏡で見ると、多量の珪藻の殻をはじめ、放散虫類・珪質べん毛虫類・海綿骨針などの珪質の化石のほか、花粉・胞子などの化石もみられる。珪藻は多種類が含まれるが、最も多いものは円盤形珪藻のコアミケイソウ属（*Coscinodiscus*）で、海生のものである。

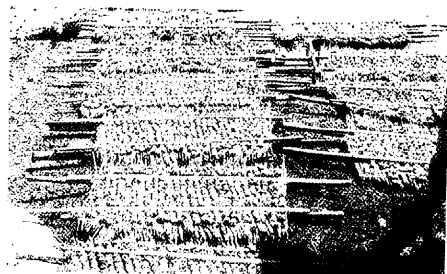
珪藻泥岩と言われないが、中新世中・後期の泥岩には珪藻が比較的多く含まれている。また、中島町の山戸田泥岩層には、淡水に生息する珪藻が多く含まれる。



和倉珪藻泥岩層の露頭



和倉層産コアミケイソウ属（直径59 μ ）



塚田珪藻泥岩層産、「地の粉」製造中の団子



崎山シルト岩層には含まれる石灰質層

33 崎山シルト岩層のノジュールと石灰質層

七尾市の崎山半島北部に広く分布する崎山シルト岩層は、その北方延長にあたる能登島東部の野崎シルト岩層とは同一のもので、鮮新世後期（約 200万～300万年前）の地層である。シルト岩中には、不規則な形のノジュールが層理に平行に並んだり、厚さ20～30cmの硬い石灰質層がはさまれる。本層は全般に石灰質で、一部セメント原料用に採掘されたことがある。また、シルト岩中には、オウナガイやオキノツキガイモドキの貝化石が、生息の跡を示すように含まれていることが多い。

34 能登島の“鉄平石”

能登島の地質は、島の東部が嶺山半島北部の地質構成に類似し、主に中新世後期～鮮新世の地層が分布している。これに対して、島の西部は中新世前期の安山岩類を主体に、そのくぼみの部分に中新世中期以後の地層が分布している。

能登島の安山岩類は、輝石安山岩の溶岩や火砕岩からなり、所々に板状節理の発達した安山岩を見ることが出来る。板状節理は、火山で噴出した溶岩が冷却するとき、冷却面に平行に割れ目の発達したものである。

長野県諏訪地方では、板のような割れ目（板状節理）が発達した輝石安山岩を採石している。この割れ目を利用して、石材としたものが鉄平石である。その名前は、鉄のように硬く、平らな板石という意味からきている。もともと諏訪地方産の石材名であるが、この種の岩石に対して全国的に使われるようになった。

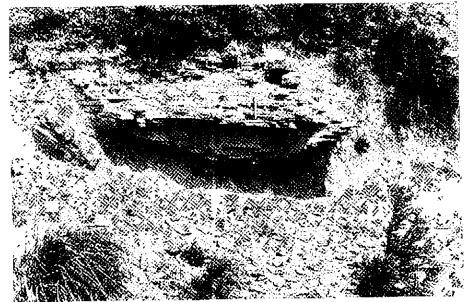
鉄平石は、市街地の建築石材にも、沢山使われている。金沢市内では、中央公園の人工滝の部分をはじめ、商店の一部外壁や、住宅地の家でも門柱などによく使われている。



箱名入江付近道路ぞい、板状節理著しい安山岩



上の写真の一部を拡大した板状節理の安山岩



半ノ浦北東方、ブロック状の安山岩に板状節理

35 箱名入江



南側の道路から 箱名入江を望む

七尾湾西湾から北湾区域は、能登半島本土及び能登島とともに、中新世前期の安山岩類からなり、台地状の地形を呈し、屈曲海岸をなす。特に、鴨島入江や箱名入江は、大きく湾入した溺れ谷地形を示し、特異な景観を呈している。箱名入江は細長い長方形状で、周辺部から深く沈降している。そのためか、第二次大戦中、敵の目をのがれるため、軍艦をかくしたと言う。

36 長手島とその岩石

羽咋市柴垣の長手島は、海に突き出た小さな半島のように見えるが、これは陸地と島が陸続きになって出来たものである。沿岸流によって陸地と島との間に砂州が発達し、やがてこれが島とつながったとき、これを陸繋島と言ひ、砂州の部分をつんぽろと云う。長手島のつんぽろは冬の荒れた日に水没したこともあり、長手島は完全に“島”になったこともある。最近は人工土盛りで、島になることは殆どない。

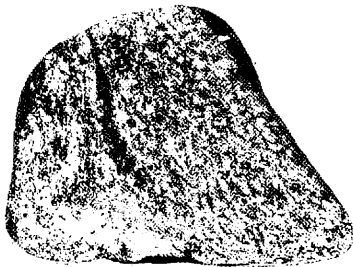
長手島には、片麻岩や花崗岩・閃緑岩などの大小様々な礫が多数点在している。礫の中には、直径数mにも達する大きなものもあり、燈台代わりに用いたと言う「明星岩（妙成岩）」とか、海面下の「かさくり石」は特大の巨礫である。長手島につづく滝町海岸にも礫が点在し、「亀石（雲山石）」などの特大の巨礫も見られる。

ペグマタイト（巨晶花崗岩）と呼ばれる、大粒の結晶からなる岩石が、脈状に片麻岩の礫をつらぬいている。ペグマタイトの中には、褐簾石の一種で、放射性元素を含む長手石（ナガテライト）と呼ばれる鉱物も含まれている。長手石は、昭和6年、当時理化学研究所の飯盛里安博士が長手島や付近の礫の中から発見し、公表したものである。

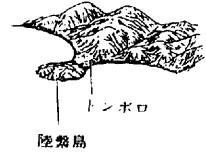
長手島の片麻岩類の礫は、何億年も前に形成された飛驒片麻岩類に属する。この礫は“滝石”と呼ばれ、手ごろな庭石として珍重されている。現在はその数が少なくなったので、採石禁止である。

邑知低地帯北西縁の眉丈山地区に分布する礫岩・砂岩からなる

地層は、滝礫岩層と呼ばれ、中新世前期末～中期（約1,600万～1,400万年前）頃のものである。長手島の礫は滝礫岩層の海岸露頭で、侵食の結果、礫と砂がばらばらになり、ごろごろ巨礫が横たわったのである。

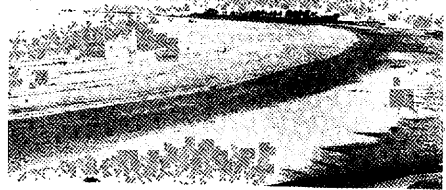


片麻岩の“滝石”



陸繋島とつんぽろ

(石川自然誌研究会, 1984)



陸繋島の長手島



長手島の巨礫「明星岩」

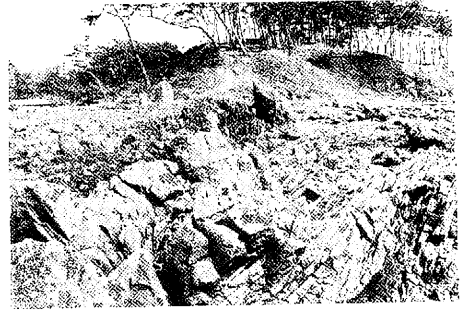


白っぽいペグマタイト脈

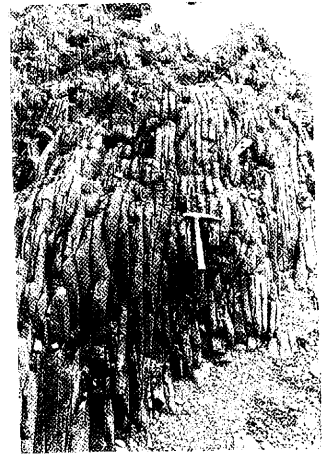
37 大島海岸の安山岩板状節理

羽咋郡志賀町大島の海岸突出部に見られる岩石は、輝石安山岩で、うすく板状に割れている。これが板状節理と呼ばれる。また、一部は直立して柱状になっている。(34など参照)

節理は岩石中の明瞭な割れ目のことで、マグマが冷却したときに収縮してできたものである。板状に割れ目の入ったものは板状節理、柱状に割れ目の入ったものは柱状節理、また方状(直方体状)に分離させるとき方状節理と呼ぶ。能登の火山岩や溶結凝灰岩には、板状または柱状節理が発達し、両者ともに発達しているところもある。



大島海岸の安山岩とその板状節理



顕著な板状節理(上方から写す)

38 渚ドライブウエーの千里浜

羽咋郡押水町今浜から羽咋市千里浜まで、約6kmにわたってつづく海浜は“渚ドライブウエー”としてよく知られている。この砂浜の砂は、他の砂浜と比較して、砂粒がどのようにちがうのか。

千里浜の砂の粒は、細かく、粒の大きさがよくそろっている。金沢大学附属高等学校の生徒達の調査によると、千里浜・内灘・

金石の海岸砂の粒

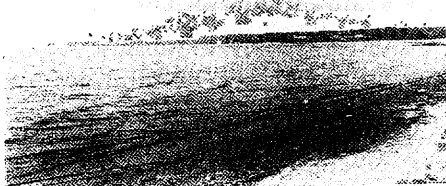
径と累積百分率は右下図のようにになっている。この図からみると、千里浜の砂は他の海岸の砂に比較して大変細かく、ほとんどの粒の大きさが1/4 ~ 1/8 mmの間に集中している。そのため、波打ち際から20mくらいまでの海水のしみこんだ砂は固くしまり、自動車が砂にめりこまずに走れるのである(石川自然誌研究会, 1984)。

千里浜は、砂の供給源と思われる九頭竜川や手取川から遠く、対馬海流や北西の季節風によって、細粒砂が打ち寄せられ易いのでしょう。

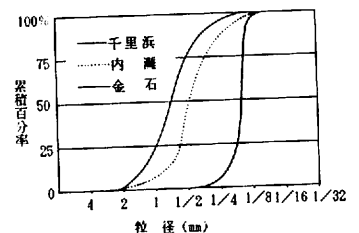
千里浜から、柴垣方面を見ると、平坦な地形面が階段状になっている。これは海岸段丘である。



渚ドライブウエーの千里浜



千里浜から柴垣方面の海岸段丘を望む



砂の粒径の累積曲線

(金大付高)

39 宝達山の花崗岩と金山跡

能登半島は、新第三紀の火山岩や堆積岩が広く分布しており、それより古い岩石は大変少ない。その中であって、宝達山地域は東西約7 km、南北約6 kmにわたって、先ジュラ紀（約2億年以前）の花崗岩類や片麻岩類が分布し、能登半島では古い岩石が最も広く露出している所である。

岩石の種類は片麻岩やその間にはさまれる結晶質石灰岩など多様であるが、主体は花崗岩・花崗閃緑岩・閃緑岩などの花崗岩類（深成岩類）で、特に宝達山岩体の約2/3（南西部）は花崗岩類である。これらは、飛驒変成岩類と船津花崗岩類と呼ばれるものに属し、放射性元素の年代測定から約2億年前の形成年代を示すものが多いが、片麻岩の中には10数億年以上のものもあると言う。

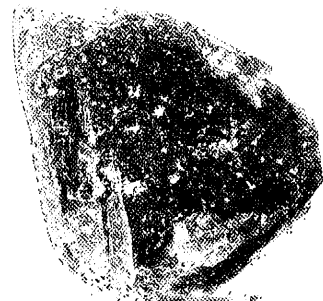
花崗岩類はマグマが地下でゆっくり冷却した深成岩で、ほぼ大きさのそろった結晶からできている。英語やドイツ語で花崗岩のことをグラニットと言うが、これは粒々を意味するイタリア語からきている。宝達山地域南部の花崗岩は、淡紅色のカリ長石が1～2 cm大の結晶になっているため、花崗岩全体が淡紅色に見える。

宝達山地域では20以上の金鉱の採掘跡が知られているが、今では分かりにくい所が多い。片麻岩類や花崗岩類中に含まれる鉱脈を採掘し、猫流しと言う選別法で金を採集していたようである。

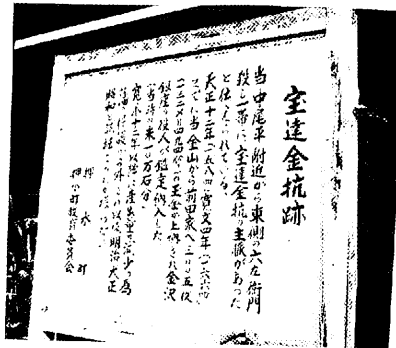
宝達山でとれる^{螢石}の美しい結晶は、鉱物標本として大変有名である。螢石の成分は CaF_2 、ガラス光沢があり、紫外線で強い蛍光を発し、フッ酸の原料とか、製鉄用溶剤、装飾用などに利用されている。



宝達山南部産出の淡紅色花崗岩



宝達山地域産出の螢石



金坑跡の説明板



宝達山地域の金坑跡坑口

主 要 参 考 文 献

- 1) 地団研地学事典編集委員会(1970): 地学事典. 平凡社発行, 1540p.
- 2) 藤 則雄編(1985): 石川の地形・地質案内. 東京法令発行, 281p.
- 3) 藤 則雄・鈴木三男・他(1990): 石川県内浦町行延の珪化木群. 石川県教育委員会発行, 99p.
- 4) 藤井昭二・粕野義夫・中川登美雄(1990): 北陸地域の新第三系層序・対比. 古日本海, no. 3, 30-37.
- 5) 犬塚則久・柄沢宏明(1986): 能登半島の中新統石灰質砂岩層産のバルガラワシ. 地球科学, 40巻, 294-300.
- 6) 石田志朗・他4名(1962): 能登半島沖, 舳倉島・七ツ島の地質. 地質学雑誌, 68巻, 461-468.
- 7) 石川自然誌研究会編(1984): 石川の自然ガイド, のとの自然. 石川県発行, 187p.
(地学関係は、高山俊昭と松浦信臣が執筆)
- 8) 上 俊二・他3名(1981): 能登半島に分布する石灰質砂岩層の地質時代. 金沢大学教養論集, 自然科学, 18巻, 47-63.
- 9) 金山憲勇(1981): 能登半島の飛驒變成岩類・花崗岩類の分布. 昭和55年度石川県教育センター中学校理科長期研修講座報告書.
- 10) 粕野義夫編(1977): 石川県の環境地質. 石川県発行, 128p. 10万分の1地質図.
- 11) 粕野義夫編(1979): 日曜の地学6, 北陸の地質をめぐって. 築地書館発行, 215p.
- 12) 松浦信臣(1963): 石川県富来町増穂ヶ浦の打上貝類について. 石と川, no. 19, 11-13.
- 13) 松浦信臣(1985): 北陸地方の鮮新世から完新世に至る軟体動物群の変遷. 瑞浪市化石博物館研究報告, 12号, 71-158.
- 14) 松浦信臣・河合明博・他(1980, 1982, 1986): 能登の地質案内資料, 能登の化石資料, 続能登の化石資料. 石川県教育センター紀要, 13, 18, 27号, 「石川の自然」15-51, 1-50, 1-30.
- 15) 西山恭申(1978): 能登の鳴り砂. 科学の実験, vol. 29, 329-336.
- 16) 大村一夫(1984): 電子スピン共鳴年代の測定方法について. 月刊地球, vol. 6, 241-246.

あ と が き

理科では、自然の事物・現象に直接ふれる学習を重視している。最近では、理科だけでなく、私達の生活一般にも自然体験の大切さが強調されている。そのため、自然観察の手引き書も少なくない。地学関係では、「日曜の地学6, 北陸の地質をめぐって」や「石川の地形・地質案内」などは、コースにそって地質見学を進めるガイドブックである。本誌は、能登半島に見られる地質現象を、代表的な露頭中心に記述した地質見学案内記である。すなわち、前者は線にそった案内記であるのに対し、本誌は点中心に説明している。そのような記述方法は、「石川の自然ガイド, のとの自然」に似ている。そのため、本誌がバス旅行や遠足などでいくつかの地点を見学するのに役立つと思われる。

今回は能登版を発行したが、次回は加賀版を、さらに将来はまだ沢山残っている項目(地域)を補足した続編を発行したいものである。本誌について、内容的ミスもあると思いますので、お気付きのことを筆者までお知らせいただき、御指導賜れば幸いです。

謝辞 本誌発行にあたり、北陸地質研究所の粕野義夫所長、金沢大学の藤 則雄教授ら多くの方々の文献を参考にし、引用させていただきました。名古屋大学の柄沢宏明大学院生や剣地中学校の谷 啓子教諭から標本提供をうけ、千坂小学校の石井秀雄教諭(内留)、泉野小学校の戸田正登教諭(内留)、石川県教育センターの原田宗昭技師と北村千鶴代技能員から調査同行や本誌作成に協力していただきました。以上の方々に、心から感謝の意を表します。

石川の自然 第15集 地学編(7)

能登の地質見学

能登半島に見られる多くの地質現象のうち、地点別・内容別に39項目を選んで説明している。それらを地質見学に役立てたり、地学教材の資料とするための小冊子である。

I 地質見学の概要

II 各地の地質見学

1 珠洲北岸の波食台～39 宝達山の花崗岩と金山跡

石川県教育センター地学研究室

松浦信臣

前川儀男

紀要 第39号

平成3年(1991年)3月25日発行

発行所 石川県教育センター

〒921 金沢市高尾町ウ31番地1

電話 0762(金沢)98-3515

FAX 0762(金沢)98-3518

代表者 柿沢健一

印刷 高島出版印刷株式会社

