

55 (521. 42+. 43) (084. 32 M 50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

金沢 (10) 第 21 号

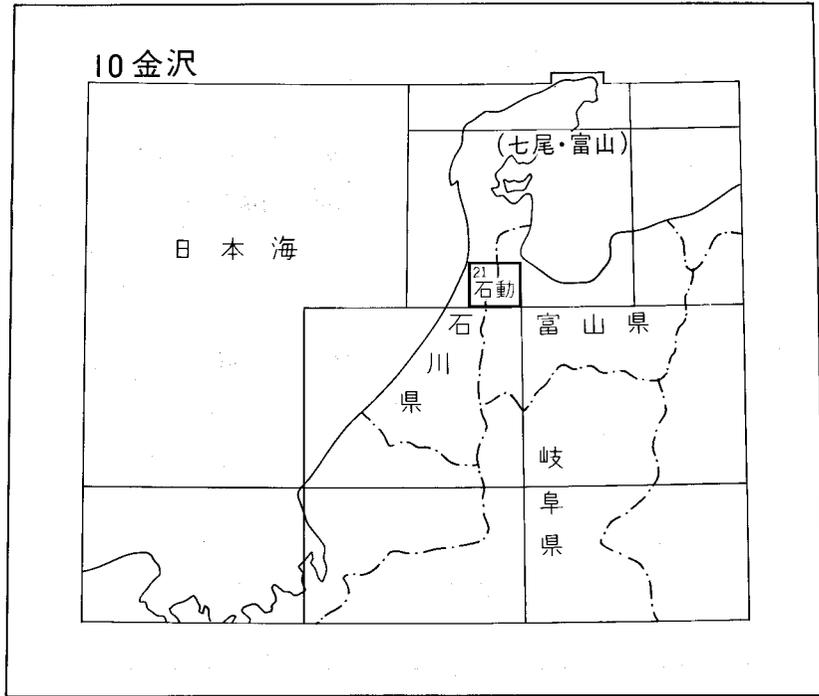
石 動 地 域 の 地 質

角 靖夫・野沢 保・井上正昭

平成元年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

| | |
|-----------------------|----|
| I. 地 形 | 1 |
| II. 地質概説 | 3 |
| III. 飛騨変成岩類 | 9 |
| III. 1 構 造 | 10 |
| III. 2 岩 相 | 10 |
| III. 3 変成作用 | 11 |
| III. 4 石峠南方岩体 | 11 |
| III. 5 宝達山山頂付近の小岩体 | 12 |
| IV. 船津花崗岩類 | 13 |
| IV. 1 閃緑岩 | 13 |
| IV. 2 宝達山花崗岩 | 14 |
| IV. 2. 1 岩 相 | 14 |
| IV. 2. 2 化学組成 | 15 |
| IV. 2. 3 時 代 | 15 |
| IV. 2. 4 深成作用 | 16 |
| IV. 2. 5 角閃石黒雲母花崗閃緑岩帯 | 16 |
| IV. 2. 6 トーナル岩帯 | 17 |
| IV. 2. 7 黒雲母花崗閃緑岩帯 | 17 |
| IV. 2. 8 細粒黒雲母花崗岩帯 | 19 |
| IV. 2. 9 アプライト質花崗岩帯 | 19 |
| V. 古期岩脈 | 20 |
| VI. 新第三系 | 21 |
| VI. 1 概 説 | 21 |
| VI. 2 岩 脈 | 25 |
| VI. 3 太田累層 | 25 |
| VI. 4 瓜生累層 | 26 |
| VI. 5 八尾累層 | 31 |
| VI. 5. 1 概 要 | 31 |
| VI. 5. 2 八尾累層下部 | 32 |
| VI. 5. 3 八尾累層中部 | 36 |
| VI. 5. 4 八尾累層上部 | 39 |
| VI. 6 音川累層 | 44 |
| VI. 6. 1 概 要 | 44 |

| | |
|--------------------------|-----|
| VI. 6. 2 音川累層最下部 | 48 |
| VI. 6. 3 音川累層下部 | 51 |
| VI. 6. 4 音川累層中部 | 55 |
| VI. 6. 5 音川累層上部 | 59 |
| VI. 6. 6 音川累層最上部 | 64 |
| VI. 7 氷見累層 | 67 |
| VII. 第四系 | 76 |
| VII. 1 概説 | 76 |
| VII. 2 埴生累層 | 77 |
| VII. 3 上田子礫・粘土層(高位段丘堆積物) | 84 |
| VII. 4 中位段丘堆積物など | 87 |
| VII. 5 低位段丘堆積物など | 90 |
| VII. 6 平野の堆積物(沖積層) | 91 |
| VII. 7 砂丘堆積物など | 96 |
| VIII. 応用地質 | 97 |
| 文献 | 106 |
| Abstract | 114 |

図・表目次

| | |
|---|-------|
| 第1図 石動図幅地域の地形・地質略図 | 2 |
| 第2図 石動図幅地域の地質の総括 | 4 |
| 第3図 飛騨山地及びその付近の基盤岩の分布 | 5 |
| 第4図 石動図幅地域の地質構造略図 | 6 |
| 第5図 石動図幅地域新第三系各累層の分布略図 | 22 |
| 第6図 石動図幅地域新第三系の層序断面図 | 23 |
| 第7図 石動・津幡両図幅地域太田・瓜生両累層の地質構造 | 26 |
| 第8図 石動図幅地域太田累層の柱状図 | 27 |
| 第9図 石動・津幡両図幅地域瓜生累層の地質図 | 28 |
| 第10図 石動・津幡両図幅地域瓜生累層の岩相 | 29 |
| 第11図 石動図幅地域八尾累層の地層区分 | 31 |
| 第12図 石動図幅地域八尾累層中部・下部の岩相 | 32-33 |
| 第13図 石動図幅地域宝達山北東側の新宮砂岩礫岩層下部・上部(Xc・Yc)の柱状図 | 34 |
| 第14図 石動図幅地域宝達山南側の新宮砂岩礫岩層下部(Xc)の柱状図 | 35 |
| 第15図 石動図幅地域西南部八尾累層中部の柱状図 | 38 |
| 第16図 石動図幅地域八尾累層上部の岩相 | 40-41 |

| | | |
|-------|-----------------------------|---------|
| 第17図 | 石動図幅地域八尾累層上部の柱状図 | 42 |
| 第18図 | 石動図幅地域音川累層の地層区分 | 45 |
| 第19図 | 石動図幅地域音川累層の柱状図 | 46-47 |
| 第20図 | 石動図幅地域氷見累層の貝化石産地 | 69 |
| 第21図 | 石動図幅地域氷見累層の柱状図 | 72-73 |
| 第22図 | 石動図幅地域第四系の層序断面図 | 78-79 |
| 第23図 | 石動図幅地域東北部の埴生累層の柱状図及び地質構造略図 | 82 |
| 第24図 | 石動図幅地域上田子礫・粘土層の柱状図 | 86 |
| 第25図 | 石動図幅地域窪砂層の柱状図及び分布図 | 88-89 |
| 第26図 | 石動図幅地域砺波平野地下の堆積物 | 94-95 |
| 第27図 | 宝達山付近の鈹産・鈹徴 | 98 |
| 第28図 | 氷見市神代温泉天然ガス井(神代R. 1井)の地質柱状図 | 99 |
| 第29図 | 石動図幅砺波平野の地下水 | 104 |
| 第1表 | 飛騨変成岩類中の石灰岩の化学組成 | 11 |
| 第2表 | 船津花崗岩類宝達山花崗岩の化学組成 | 15 |
| 第3表 | 石動図幅地域新第三系地層区分の比較 | 24 |
| 第4表 | 石動図幅地域氷見累層産出の貝化石 | 70-71 |
| 第5表 | 石動図幅地域の平野の表層堆積物と砂丘堆積物の堆積時期 | 92 |
| 第6表 | 石動図幅地域の温泉水分析値 | 103 |
| 付図A-1 | 地質図幅中の地質境界の不精確部分 | 113 |
| 付図A-2 | 高松・宇ノ気・押水・福岡・小矢部地区の地質記号詳細図 | 112-113 |

石動地域の地質

角 靖夫*・野沢 保**・井上正昭***

石動図幅地域の調査・研究は昭和31年に着手したが、翌年に井上の転出と角の転勤が重なり中断した。その後、角が昭和40年に若干の調査を行い、また表層地質図作成や堆積学的研究の機会に資料を増加し、角・野沢が昭和52年に補足調査を行った。野沢が深成岩・変成岩、角・井上が新生界を担当し、野沢がⅢ-Ⅵ章、角が他の章を記述した。なお、簡素化のため、細かい記載・考察は省略した。

金沢大学理学部糸野義夫教授、富山大学教養学部藤井昭二教授、高岡市教育センター邑本順亮教諭には、長年にわたって、地質に関する教示と種々の便官を頂戴し、石川県教育センター松浦信臣教諭には、補足調査の際、氷見累層産貝化石について主な産地に同行して採集・同定をお願いし、その研究結果を提供して頂き、金沢大学理学部(現千葉大学)広井美邦氏、石川県志賀中学校金山憲勇教諭からは、宝達山付近の飛驒変成岩類と船津花崗岩類について教示を受け、試料を提供して頂いた。上記の方々に深く感謝する。

宝達山花崗岩の化学分析は元技術部川野昌樹技官、飛驒変成岩類中の石灰岩の化学分析は元技術部藤貫正技官が担当し、植物化石の同定は地質標本館尾上亨技官が行い、岩石薄片の製作には地質標本館宮本昭正技官と、元技術部の大野正一技官、村上正技官(故人)が当たった。

I. 地 形

石動図幅の区画には、能登半島基部の山地・丘陵地と低地とが含まれている。この地域の分水嶺は屈曲して南北に連なり、富山・石川両県の県境になっている。東側の富川県には氷見市・高岡市・福岡町・小矢部市と砺波市があり、西側の石川県には志雄町・押水町・高松町・宇ノ気町と津幡町がある。

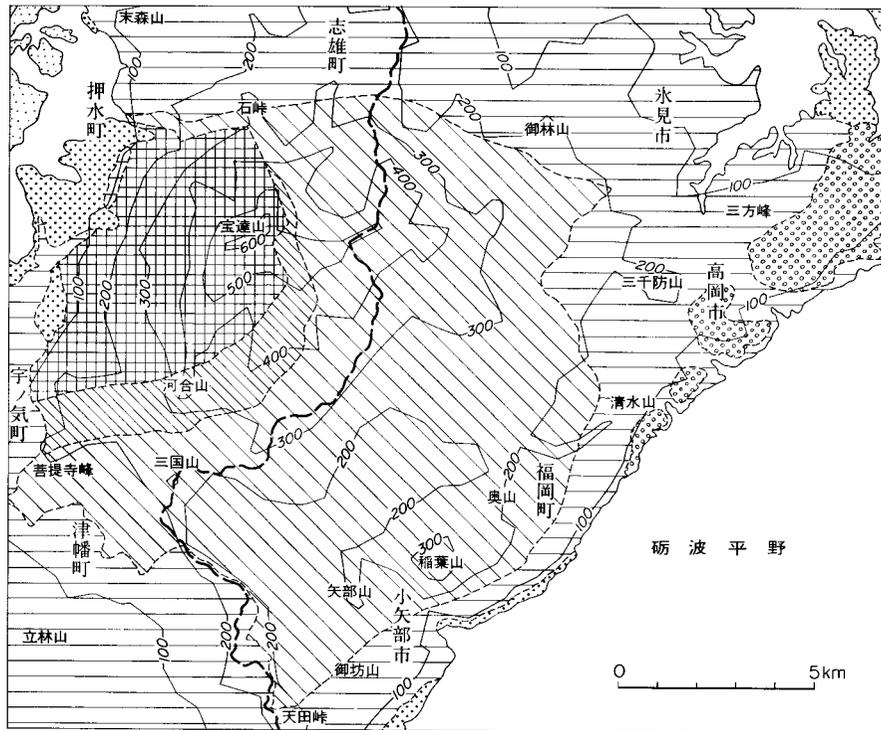
山地・丘陵地については、分水嶺から少し西にはずれた位置にある宝達山(637.4 m)を最高として、その付近に400-600 mの尾根を持った山地があり、この山地を取り巻いて高度100-400 mの丘陵地・低山地が広がっている。低地については、図幅地域の東南部に砺波平野、北東隅に富山湾へ向かう平地、北西隅に半島西側の日本海に臨む平地がある。

地形の記載は省き、次に地質との関連を述べる。なお、鶴見・庄司(1970)に地形が記載されている。

宝達山付近の比較的高い山地は新第三系の基盤岩に当たる花崗岩質岩石からなり、低い山地と200 m以上の高所を含む丘陵地とは主に新第三系の下部と中部とから、より低い丘陵地は主に新第三系の上部と第四系更新統の下部とから構成されている。そして、丘陵地縁辺の低い台地状地形は更新世後期の堆積物によって、平野・低地は更新世末から完新世にかけての堆積物によって造られている(第1図)。

これらの概勢は、単に地表部の岩石・地層の差別浸食(学術用語の差別侵食と同義に使う)に対応しているのではなく、次章の地質概説中に記述する、宝達山花崗岩地塊の著しい隆起と、新生界の地質構造とに基づいたもので、更新世中頃の大規模な地殻変動によって決定づけられたのである。更新世中頃

*地質部 **元地質部



- | | |
|--|--|
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |

第1図 右動図幅地域の地形・地質略図

の変動で生じた、いわゆる原地形は、新生界の層序・構造、第四系碎屑物の組成と山地の開析状態から推定すると、現在の山地・丘陵地となったドーム状の相対的高地域と、現在の平野部に相当する相対的低地域とからなりたっていて、そのドームの頂部が現在の宝達山ないしその東隣の山地の所にあった。高地域は初期には適従的の河系によって削剥され、その後、小規模の地殻変動や海水準変化を経ながら差別浸食を伴った開析を受け、一方、低地域は更新世後期・完新世の堆積物で埋積されて、現在の地形に達したと言える。また、高地域では開析の進展とともに更新世の後期から、広義に言う地すべりなどの斜面崩壊が起り始めたことが推定できる。

岩石の性質と地形との関連をみると、花崗岩類の山地には新第三系山地に比べて比高の大きい急斜面が多く、谷の屈曲が少ない。しかし、岩石が風化して、半ば硬い岩石ないし砂状となった所が多く、花

崗岩山地としては尾根が穏やかである。新第三系の山地・丘陵地には、地層の傾斜方向や断層に沿って伸長した谷が多いほか、地層の走向に平行して続く谷・尾根がかなり多く認められ、地層の傾斜が10-20°の地域にケスタ状地形、45°以上の地域にホッグバック状の尾根が形成されている。

差別浸食については、花崗岩類と新第三系との間、新第三紀の火山岩類（瓜生累層）と隣接の砂岩（太田累層など）との間に顕著であり、また、新第三紀の地層のうちでは、砂岩泥岩互層や層理の明らかな地層が早く削剝され、層理の少ない地層が砂岩・泥岩共に尾根として残っている。

地すべりなどの斜面崩壊地形については、非常に多く存在し、標高数 m から500 m までの種々の高度にわたって分布している（Ⅷ参照）。しかも、更新世後期から何回も崩れ・滑ったらしい地区が多く、そこでは尾根が崩壊・低下し、谷が埋積されて、緩傾斜地が広がっている。これらの崩壊は、地質的に、どの岩石・地層にも起っているが、新第三系中に多く、特に、凝灰質層を多く挟んだ八尾累層沢川凝灰岩砂岩泥岩互層の分布地には全般的に発生している。この地層以外の新第三系については、一般に、崩壊の比較的多い地帯と少ない地帯とが分かかれており、崩壊が目立つ地層での状況を述べると、八尾累層の小野砂岩層や音川累層の砂岩部層の丘陵地では比較的低い所に多く、音川累層の泥岩部層の丘陵地では比較的高い所に多く発生している。そして、崩壊の重複によって拡大した広い地すべり地区は、どの地層についても、割合大きい谷の流域にあるケスタ状地形の背面、すなわち地層面に沿う斜面に位置している。

Ⅱ. 地質概説

石動図幅地域には中生代以前の花崗岩類・変成岩類と新第三系・第四系が露出している。この地域は古生代・中生代の地質区区分上は西南日本の内側に含まれる飛驒帯に属し、新第三紀の地質区区分上はグリンタフ地域に含まれ、西南日本弧内帯中の北陸・山陰区に属する。

地質の研究については、この図幅地域に関して見ると、明治・大正年間の佐藤伝蔵（1912）の20万分の1「金沢」図幅や地質調査所（1914）の40万分の1地質図が土台となり、昭和初めに望月（1928）、横山（1930）、大塚・望月（1932）、小野山（1933、1935）、高橋・八木・野口・青木（1934）などの研究が対象別に行われ、第二次大戦直後には新生界層序・石油資源の調査・研究が広域に実施され、池辺ほか（1951）などの成果が幾つも発表された。以後、種々の課題に向けて数多くの調査・研究が進められて来た。

各地質系統の概要について述べると、石動図幅地域には、西寄りの宝達山山地に中生代前期の船津花崗岩類が飛驒変成岩類を伴って露出しており、その周囲の低山地・丘陵地に新第三系が分布し、丘陵縁辺と平野とに第四系が広がっている。第2図に、これらの層序・岩相・形成環境・鉱産物などを示す。

飛驒変成岩類と船津花崗岩類とは飛驒帯の主要な構成岩類であって、飛驒帯全体にわたって両者が密接に伴って出現する（第3図）。飛驒帯は西南日本内帯の基盤岩類が造る带状構造のうち、最北の帯に当たり、富山県東部の宇奈月から島根県の隠岐に至る長大な範囲を占めている。この帯に含まれる能登半島には、飛驒変成岩類と船津花崗岩類とが新生界の下位に基盤岩として広がっていることが推定できる。

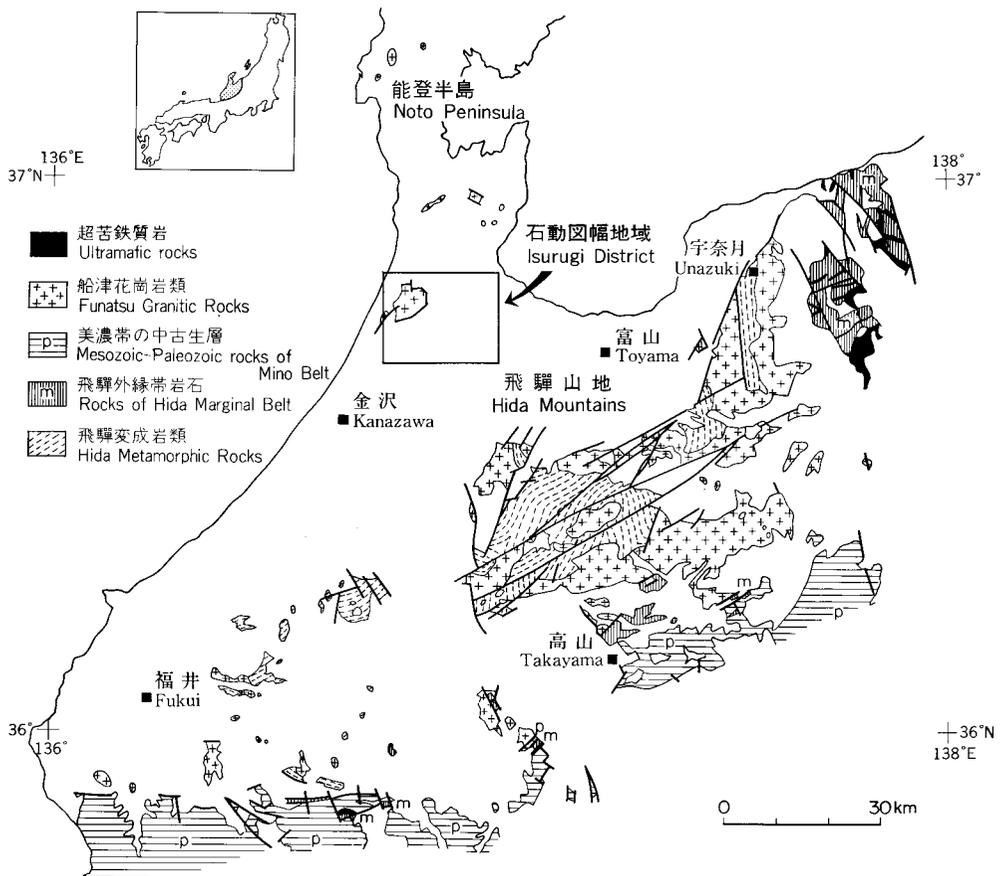
| 時代 | 層序 | 層厚 (概数) m | 主な岩相・岩石 鉱産・鉱徴 | 堆積環境など | 海進(+) 海退(-) | 構造運動 |
|------------------|---|---------------|------------------|----------------------------------|----------------|-------------------------|
| 第四紀 更新世 新世 | 砂丘堆積物 s | 10-40 | | 海岸砂丘 | + | |
| | 平野の堆積物 表層: a f p 地下: 沖積層主部 | 5-10 20-50 | | 谷床・扇状地・平野・ 三角州・沼・潟・浅海 | + | |
| | 低位段丘堆積物 l 元女粘土層 lg | 10-20 | | 谷床・扇状地・ はらん原・沼 | + | 断層 |
| | 中位段丘堆積物 m 野寺礫層 窪砂層 mn mk | 20-30 | | 谷床・扇状地・ 浅海・潟 | + | 局部の小隆起 |
| | 上田子礫・粘土層 k km | 20-30 | | 谷床・扇状地・ はらん原・沼 | + | 撓曲* 断層* 中央部隆起* |
| | 埴生累層 h | 150 | | 湖・潟・内湾 | + | 地域差沈降? 断層, 隆起 |
| | 氷見累層 上部 Ha 主部 Hs Hs Hs 下部 Hm Ht Hm | 300 | | 浅海 (大桑・頭川動物群) | + | 沈降 |
| | 最上部 Ss Sp Sa Sm St | | | 浅海 | - | 褶曲* 断層* 西・中央部 隆起* |
| | 音川累層 上部 Rs Ri Ra Rm Rt 中部 Qs Qts Qa Qi Qm 下部 Ps Pa Pi Pm Pt | 1,000 | | 半深海 火山噴火 浅海 (音川動物群) | + | 小隆起 沈降 小隆起? |
| | 最下部 Os Om Ot | | | 半深海 安山岩質 浅海 火山噴火 | + | 小隆起 地域差沈降* |
| 第三紀 新世 | 八尾累層 上部 Zs Zm 中部 Yc Ym Yt Ya 下部 Xc | 1,000 | | 半深海 安山岩- 浅海 デイサイト質 浅海 火山噴火 | + | 沈降 北西方隆起 |
| | 瓜生累層 Uw Ut (岩脈 Ay Ar?) | 600 | | 浅海 火山噴火 湖・谷床 火砕流 珪長質火砕流 | + | 沈降 隆起* |
| | 太田累層 T | 400 | | 湖?, 三角州?, 潟? + | - | 小隆起 沈降* |
| | 岩脈 Ay ? | | | | | (隆起優勢) |
| | 船津花崗岩類 Fa Fg Fb 宝達山花崗岩 Ft Fh D 古期岩脈 Ao | | | | | |
| 未詳 | 飛騨變成岩類 M(片麻岩・片岩) L(石灰岩) | | | | | |

~~~~ 不整合・小浸食    ○○○ 礫質    ..... 砂質    --- 泥質    ✕✕ 凝灰質    +++ 宝達山花崗岩(閃緑岩Dを含む)

∩ ~ 貝化石(海生・非海生)    ⊙ 大型有孔虫    ♧ 植物化石    (A) 金?    (C) 石炭    (D) 油徴    (E) 産ガス層  
(F) 螢石    (L) 石灰石・石灰質砂岩    ⊖ 粘土    ■ 建築石材    ✕ 砕石・骨材原石    ♪ 砂・砂利    (W) 滞水層

\* 顕著    ? 時代不確実    ? 不確実

第2図 石動図幅地域の地質の総括



第3図 飛騨山地及びその付近の基盤岩の分布

石動図幅内の飛騨変成岩類は、飛騨山地に分布する主要岩体の北方に孤立した小岩体であるが、主に石灰質・苦鉄質・石英長石質などの片麻岩や晶質石灰岩からなり、更に北方の邑知濃図幅・剣地区幅地域に露出する小岩体と共に飛騨帯北縁の情報を伝える重要な存在となっている。

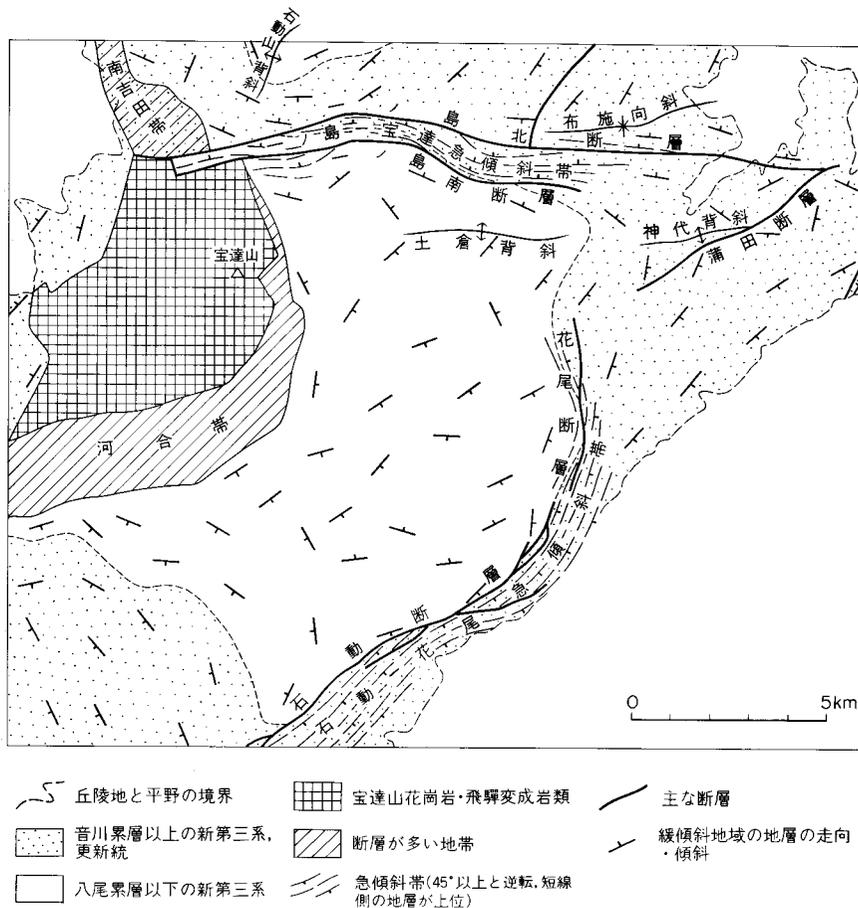
石動図幅地域の船津花崗岩類は花崗閃緑岩・トータル岩・花崗岩からなり、この報告ではこれらの花崗岩類に宝達川花崗岩という名称を付けた。宝達山花崗岩からは160Ma前後のK-Ar年令が2例測定されている。そして、宝達山花崗岩中には飛騨変成岩類の岩体と閃緑岩の岩体とが取り込まれており、*synglionic dike*と考えられる古期岩脈が進入している。

石動図幅地域の新第三系は、不整合や部分的浸食の関係によって区分した5つの累層からなり、合わせて3,000-4,000 mの層厚に達している。下位の太田・瓜生両累層が陸成的な水成層と火山岩、中位の八尾・音川両累層が深海要素を含んだ厚い海成層、上位の水見累層が浅海成層である。瓜生累層には珪長質・安山岩質の溶結凝灰岩が多く、八尾累層中部には降下火山灰起源の凝灰質層が多い。これら5累層の地質年代は、中新世の前期から更新世の前期までにわたる可能性が大きい。なお、水見累層につ

いては、その時代が鮮新世から更新世にわたると推定されているが、新第三系の章にまとめて記述する。

石動図幅地域の第四系は、陸や浅海の種々の堆積物からなり、氷見累層を含めて、6 時期の堆積物に分類される。このうち、第2期の埴生累層は比較的分布の広い非海成的な水成層で、下位の氷見累層と共に大きい地殻変動を受け、著しく変形した部分を生じている。第3期の土田子礫・粘土層は河川堆積物などで、少しの変動を受けて、分布が200 m 弱までの高度にわたっている。第4期中位段丘堆積物などは、標高30-60 m の海成段丘を造る砂層や開析扇状地・河岸段丘の礫層であり、第5期の低位段丘堆積物などは更新世後期の河川堆積物である。最後の時期の堆積物はwurm 氷期最盛 期以降に堆積した、河川や潟・浅海の堆積物など（いわゆる沖積層）と、海岸近くの砂丘堆積物とから構成されている。

**地質構造の大要**を示すと、中核に宝達山花崗岩・飛騨変成岩類からなる基盤岩地塊があり、その周囲を新第三系・第四系がドーム状構造を造って取り巻いている（第4, 5 図）。そして、ドーム状の隆起的構造の所が現在の山地・丘陵地となり、周辺の沈降的構造の所が平野になっている。



第4図 石動図幅地域の地質構造略図

山地・丘陵地の新第三系・第四系は、大部分が緩傾斜で広がっているが、「河合帯」・「南吉田帯」と呼ぶ地帯では多数の断層に切られて走向・傾斜が著しく乱されており、「石動-花尾急傾斜帯」・「一ノ島-宝達急傾斜帯」と名付ける地帯では全体に45度以上の急傾斜となり、「石動」・「花尾」・「一ノ島南」・「一ノ島北」と呼ぶ比較的大きい断層に切られている。そして、緩傾斜の地域の地層も巨視的なドーム状構造のほか、「神代背斜」・「土倉背斜」・「布施向斜」などの褶曲を生じ、また、「蒲田断層」ほかの中・小の断層に断たれている。なお、石動断層・神代背斜の名称は、池辺ほか（1951）から受け継いだ。

宝達山付近の河合帯などの断層は基盤岩地塊が周囲の新第三系より上昇したことを示しており、二つの急傾斜帯付近の構造は深部の基盤岩地塊の隆起に応じて地塊縁部の地層が撓曲し更に断層で切られた、いわゆる箱型褶曲の性質を表わしている。したがって、基盤岩の挙動について、宝達山付近の中核部の地塊と、外側の急傾斜帯で限られる規模の地塊とに切れて上昇したと推測できる。

**各地区の地質構造**の特徴を、基盤地区を筆頭に、南部-東部-北部-西部の順に述べる。

宝達山付近の基盤岩地塊内には宝達山花崗岩の不完全な累帯構造があり、大局的に北西-南東の方向性が優勢である。これらの構造は新生界の構造とほとんど関連せず、新生界内の断層とも少ししか並行していない。ただし、基盤岩内にも新生界を切る断層が続き、同程度の変位が起きているようである。

河合帯中には、新第三系の下半部に当たる太田・瓜生・八尾の諸累層のほか、これらに不整合に載った氷見累層・第四系埴生累層と、断層によって本体から分離された宝達山花崗岩が露出している。帯の南寄りの部分では、東西、北西-南東、南北走向の断層の組み合わせによって地層が分断され、火山岩の多い瓜生累層の地塊と、砂岩の多い太田・八尾両累層の地塊とが入り組んでいる。ここでの、主な断層による変位は相対的に南側・南東側落ちであり、東西、北西-南東走向の断層のうちには、埴生累層に覆われたものと埴生累層を変位させたものがある。また、地層の傾斜は、大部分で南に20-40°、基盤近くで局部的に40°以上となっている。一方、河合帯の北寄りの部分では、主に太田・瓜生両累層が南北ないし南南東-北北西方向などの断層群によって切られ、東へ急傾斜して露出している。

河合帯の南側（主に津幡地区）には、八尾累層の上部と新第三系上部の音川累層とが、緩い南西傾斜で広がり、わずかに褶曲して、北東-南西方向の軸を持つ向斜・背斜が並んだ構造を示している。これらの南縁には、東西に伸びた南側落ちの断層があり、その東端は石動断層につながる。

河合帯の南東側（主に小矢部・福岡地域）には八尾累層の中部と上部の地層が、大部分10°以下の傾斜で丘陵地の縁近くまで連なり、石動断層に近い所で、断層にほぼ平行した背斜状の褶曲を受けている。

石動-花尾急傾斜帯には、南東側上位で音川累層・氷見累層と埴生累層の1部分とが含まれ、地層の傾斜が帯の中の北西寄りで高角度の逆転を交えて特に急である。

石動断層は数本の断層が複合したものであるが、主なずれは急傾斜帯の北東縁に生じている。断層面は主に北東-南西走向の高角度であり、地層のずれは相対的に南東側落ちで、中間で八尾累層中部と音川累層上部とが接して大きく、南北両方へ小さくなっている。花尾断層は南北走向、高角度の断層で、急傾斜帯中の西寄りを通る。これによる地層のずれは相対的に東側落ち・左横ずれで、石動断層のずれより小さい。なお、石動-花尾急傾斜帯の中には層面に平行的なものを始め、種々の方向の小断層が認められる。

河合帯の北東側には、押水地区東部から福岡地区北部・高岡地区北部・氷見地区南部にわたって、大

部分 15° 未満の傾斜で八尾・音川・氷見・埴生の各累層が順次に分布し、<sup>つちくら</sup>土倉背斜と<sup>こうじろ</sup>神代背斜とが形成されている。これらの背斜軸はほぼ東西に伸びて東へ沈み、神代背斜の南翼の地層は石動-花尾急傾斜帯の地層につながる。神代背斜は胴切り断層で切られ、更に背斜と少し斜交した右横ずれの蒲田断層に切られているが、蒲田では試錐によって天然ガスと温泉水とが採取されている。また、神代背斜の南翼に当たる丘陵斜面から低地へかけては、更新世の上田子礫・粘土層が南東・東向きに 2-3° 傾斜して分布している。

一ノ島-宝達急傾斜帯には 70° ないし逆転 70° の高角度に傾斜した地層が多く含まれ、その南縁に一ノ島南断層、北縁に一ノ島北断層が通っている。帯の中の地層は、全体に北側上位で、帯と斜交した走向を持ち、東端では音川累層だけ、中間では音川累層と八尾累層上部、西端では八尾累層下部だけと変化している。一ノ島南断層は相対的に北側落ち、東西走向、高角度の断層で、東端では音川累層最下部同士、中間では八尾累層の下部と中部、西端では宝達山花崗岩・飛騨変成岩類と八尾累層下部が接し、地層のずれが西ほど大きい。一ノ島北断層は、東西の走向で 15 km 余り続く、相対的に北側落ちの高角度の断層で、西寄りでは急傾斜帯の八尾累層との緩傾斜の音川累層とが接し、東寄りでは神代背斜の北翼であり同時に布施向斜の南翼にも当たる音川累層上部同士が接し、東端では音川累層と氷見累層とが接している。

一ノ島北断層より北の地域には、主に音川累層が大部分、20° 以下の傾斜で分布し、東寄りで布施向斜を造り、西寄りでは KASENO (1963)・今井ほか (1966) の石動山背斜の南端部、又は中川 (1971) の新宮ドームの南部を構成している。

南吉田帯では、主に音川累層が北北西-南南東、北北東-南南西、東西走向などの多数の断層によって切られ、部分ごとに異なった傾斜を示している。ここには断層の発生前に小さい背斜・向斜状の構造ができていたと推定できる。

宝達山の基盤岩地塊の西側の地区では、他の方面と異なって、音川累層以下の新第三系がなく、氷見累層と埴生累層が宝達山花崗岩を西向き 20° 未満の傾斜で覆っている。ただし、埴生累層までを切った、北北東-南南西走向の断層帯が西隣の津幡図幅地域から続いており、そのうちの東側の断層は相対的に西側落ち、西側の断層は相対的に東側落ちの性質を持っている。

**地質構造の形成過程**については、その形態と新生界の層序から考えると、埴生累層堆積後-上田子礫・粘土層堆積前の間に著しい変形を受けてほぼ現在の形に達したことになり、この時期の変形は図幅地域中央部に広く起きた基盤岩地塊の上昇によったものと結論できる。そして、宝達山付近の基盤岩地塊の上昇は、音川累層の岩相の特徴や氷見累層に覆われた断層の存在などから、音川累層上部の堆積中ないし氷見累層堆積前の時期にも顕著に起きており、その時期には図幅西寄り中央部で音川累層までの地層が、東西ないし北東-南西方向へ伸び、東・北東へ沈む背斜的構造を造って隆起し、削剝されて、花崗岩基盤が宝達山西方に露出して来たことと推定できる。

更に、他の時期に石動図幅地域が受けた変動について、地層の構造・累重関係・岩相・層序を総合して考察すると、第 2 図に示したような沈降・隆起の変遷が推測でき、また、氷見累層堆積後-埴生累層堆積前の間には断層を生じるなどの変動、更新世後期には上田子礫・粘土層の傾動や中段丘陵堆積物に断層変位を起こした小規模な変動があったことが分かる。

磁気異常分布について、能登半島と周辺海域にわたって、地質調査所物理探査部が研究を行い、斎藤ほか（1975）・中塚ほか（1980）の20万分の1空中磁気図が公表されている。大久保ほか（1980）はこれらの磁気異常を解析し、石動図幅地域において宝達山南側の磁気異常が地層の傾動に対応することなどを明らかにした。

重力異常分布については、地質調査所物理探査部・地殻熱部では、北陸地方広域の測定・研究を小川健三・須田芳郎両技官が行い、その成果の一部が富山県（1970）に15万分の1の図で登載されている。また、河野（1982）によって、10万分の1の石川県中部の重力異常図が国土地理院の観測値と金沢大学理学部地学教室の観測値とからまとめられ、宝達山付近の基盤岩のブロック状隆起などが推定されている。

石動図幅地域の重力異常の分布は、新第三系の大きいドーム状構造に調和的であり、宝達山花崗岩と飛驒変成岩類とからなる基盤岩の深度を反映しているようである。

地質図に関して、次に補足説明をする。

〔地質模様〕幅狭く分布する、次記の地層については、直下位の地層に合併させて、それと同模様を彩色した。したがって、それぞれ、わずかであるが、小矢部地区で $Ss_1$ の模様の中に $Sm$ 、 $Qs_2$ の中に $Qi$ 、 $Yt$ の中に $Ym$ が、志雄地区で $Os$ の中に $Om$ が含まれている。

〔地質記号〕地質の煩雑な、押水・高松・宇ノ気・小矢部・福岡の諸地区について、詳細を第30図に示す。

〔地質境界〕新第三系・第四系の地質境界線のうち、岩盤の露出不良や調査の不足によって、精度が低い部分を第31図に示す。また、砂利採掘場の地層分布が、調査後の変化のため正確でない。

〔凝灰質層の分布〕破線で記入した部分は推定による。

〔褶曲軸〕背斜軸は冠跡、向斜軸は底跡を示した。

〔断層〕原則として、地層の層位的変位が垂直方向に50 m以上、又は水平方向に200 m以上あるものを示した。宝達山花崗岩・飛驒変成岩類中にも、同規模の断層が含まれているが、連続を把握していない。

〔軟体動物化石産地〕氷見累層産については第20図に示す。

〔鉱産地〕宝達山付近については第27図参照。地質図には、操業箇所に必要な休・廃止箇所を加えて示した。Ⅷ章参照。

〔崩壊堆積物〕非常に多く分布し、岩盤の地質が表わせないで省いた。1km<sup>2</sup>以上に広がった所、大きい岩塊を含んだ所があり、巨大な岩塊は径30mを超え、岩盤に誤認されやすい。Ⅰ・Ⅷ章参照。

### Ⅲ. 飛驒変成岩類

本図幅地域の西部、宝達山を中心におよそ8×5km<sup>2</sup>にわたって分布する宝達山地塊の基盤岩類は、かつて有田（1954）によって概査されたことがあるが、大半は船津花崗岩類からなり、その中に径500 m以下の飛驒変成岩類の小岩体が散在する。主要な岩体は、石峠南方の石灰質岩石の多い岩体、宝達山山頂付近のアルミナ質及び石英長石質岩石に富んだ岩体などで、他はいずれも小さく、地質図上に示

されていないものも少なくない。

本岩類の分布は、宝達山基盤岩体の東半、特に北東半に多い。この部分には、船津花崗岩類中に閃緑岩包有岩塊がしばしば含まれ、角閃石片麻岩や角閃岩と区別しにくいこともまれでない。

### III. 1 構造

本岩類の構造は、散在する小岩体に共通する統一的な規則性に乏しいようである。石峠南方の岩体では、北部ではほぼ南北、南へ行くと  $N30^{\circ}W$  と曲がり、東へ急傾斜する。宝達山頂付近の小岩体群は変化に富み一定しない。ここでいう構造は、層理であるが、片理もほとんどの場合これに平行する。

鏡下で見られる構造で注目されるのは、一般の片理に斜交するキンクバンド状構造がしばしば見いだされることで、その部分に緑泥石やぶどう石・石英などの再結晶が認められることもある。飛驒変成岩類の主要変成作用の後に起きた変形・再結晶作用で、あるいは船津花崗岩類の深成作用に関係するものかもしれない。また、一部では、マイロナイト化とそれに伴う再結晶作用でできたモルタル構造が多少とも発達する。肉眼で、本岩類の構成鉱物の境界が何となく不鮮明なのはそのせいであろう。

### III. 2 岩相

本岩類はおよそ次のような岩種からなっている。

石灰質変成岩及び石灰岩

苦鉄質変成岩

アルミナ質変成岩

石英長石質変成岩

石灰質変成岩及び石灰岩は、石峠南方の変成岩体にだけ見いだされ、主に石灰岩で、少量の単斜輝石斜長石片麻岩を伴う。

苦鉄質変成岩は、小岩体で、主に角閃岩及び角閃石斜長石片麻岩で、花崗岩中のまぎらわしい片状閃緑岩及びトータル岩塊を除くと、ごく少量である。

アルミナ質変成岩も、まれで、小岩体で、宝達山北方で苦鉄質変成岩に伴うものが確認されている。

石英長石質変成岩は、他の変成岩類に少量伴われる。その中に、宝達山山頂南東方、石峠南方、瓜生北東などに、斜長石の残斑晶状結晶を持った細粒、明色の片麻岩あるいは片岩があって、デイサイトあるいは流紋岩起原を考えさせることは注目される。いずれの場合も、黒雲母が平行に配列し、多少とも岩石全体に不均質性があり、凝灰岩起原の可能性がある。しかし、本岩には次に述べるような問題が残っている。本岩は、一般に、普通の飛驒変成岩類に比べて、葉理の発達も再結晶の程度も著しく低い。一方、船津花崗岩類の中に進入する *synplutonic* 岩脈の中には、まれに、デイサイト又は流紋岩質のものがあり・凝灰岩の構造を残していることがある。このようなデイサイト質 *synplutonic* 岩脈が本岩に著しく類似していることは注目される。なお、本岩は、宝達山地塊では、他の種の飛驒変成岩類に伴われているので、その一員として取り扱っておくが、本岩には、飛驒変成岩類の主体とは別の、古生

層起原の、例えば、広井（1978）の宇奈月帯に相当する可能性があることが金山・広井（1979）によって指摘されている。

### III. 3 変成作用

宝達山地塊の飛驒変成岩類は、出現する岩石種、鉱物組合せの種類に乏しく、変成条件を十分明らかにすることは難しい。しかし、飛驒山地では、本岩類は、大半が角閃岩相で紅柱石・珪線石タイプの低圧変成相系列に属するもので、ごく一部に角閃岩相より高圧型の変成岩の存在が論じられている。

本岩類の原岩年代及び変成年代については、本地域では、船津花崗岩類に貫かれるほかに地質学的証拠がなく、同位体年齢の測定も行われていないが、飛驒山地の宮川岩体では、K-Ar 年令で黒雲母について約 180 Ma、角閃石について 180-220 Ma、Rb-Sr 年令や U-Th 年令で、約 450, 250 Ma などに多少の集中があり、少数の先カンブリア時代を示す放射年令も知られている。

変成作用で注意されることの一つは、再変成作用である。再変成作用の主な一つは変形作用で、本地域では、本岩類はほとんど多少とも変形作用を受け、程度の差こそあれ、鉱物の破碎・変形・再結晶作用が発達し、モルタル構造、粒界微小粒再結晶、ミルメカイトの発達あるいは、主要な変成片理に斜交する黒雲母や緑泥石の細脈の縞状の発達などが著しい。また、確認されていないが、考えられるもう一つの再変成作用は、船津花崗岩類の接触変成作用である。

### III. 4 石峠南方岩体

本岩体は、主に晶質石灰岩、単斜輝石斜長石石英片麻岩及び角閃石石英斜長石片麻岩からなり、少量の細粒黒雲母角閃石微斜長石斜長石石英片麻岩からなる。

石灰岩には、幅約 100 m、長さ約 500 m の岩体があり、かつて採掘されたことがある。石灰岩は、比較的挟みや不純物に乏しく、ドロマイトもほとんどないようである（第 1 表）。まれに、単斜輝石やざくろ石を含むスカルンが形成される。

単斜輝石斜長石石英片麻岩がしばしば伴われる。

角閃石石英斜長石片麻岩は、中粒又は細粒、多少黒雲母を交えることもあり、しばしば縞状構造を呈する部分が見いだされる。

細粒黒雲母角閃石微斜長石斜長石石英片麻岩は、斜長石の残斑晶を持ち、流紋岩あるいはデイサイトに由来すると考えられるもので、宝達山頂付近にも見いだされ、飛驒帯内の、宇奈月（ISHIOKA

第 1 表 飛驒変成岩類中の石灰岩の化学組成

| 地点番号                           | 6     |
|--------------------------------|-------|
| CaO                            | 54.64 |
| MgO                            | 0.05  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.17  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.13  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.015 |
| I. M.                          | 1.22  |
| CO <sub>2</sub>                | 42.94 |
| Total                          | 99.17 |

試料：石川県羽咋郡押水町宝達、三沢峰雄氏採集  
 分析者：技術部化学課 藤貫 正枝官  
 I. M. は酸不溶解残さ  
 地点番号は地質図上の位置を示す

and Suwa, 1956) や宮川流域 (野沢ほか, 1975) などから見いだされたものと同質である。広井 (1978) によると、宇奈月地方で見いだされる珪長質火山岩源の変成岩、“leptite 層”は石炭紀の化石を産し、本来の飛驒変成岩類から区別されるという。金山・広井 (1980) は、宝達山塊のこの種の岩石も“leptite 層”と同じ時代のもので、飛驒変成岩類とは異なるという可能性を述べている。

#### 黒雲母角閃石微斜長石石英斜長石片麻岩 (TN55120304) 石川県羽咋郡押水町宝達東方

本岩は、細粒黒雲母花崗岩帯の中に包有され、全体として、細粒、暗灰色で、不規則な縞状構造が発達し、やや暗色の帯はより細粒、やや明色の帯はより中粒で、縞の境目は漸移的である、斑晶状の長石が目立つ。

鏡下では、主に角閃石・黒雲母・斜長石・石英及び微斜長石からなり、少量のチタン石、鉄鉱及び燐灰石を伴い、まれに褐れん石も現れる。角閃石は、緑褐色、塊状半目形、径 0.2-2.0mm、黒雲母は、角閃石に伴って少量含まれ、草緑色、径 0.3mm 前後である。斜長石は、自形又は半自形、0.5-4.0mm、成分はほぼオリゴクレーヌである。石英は、粒状又は他形、径 0.2-0.7mm、多少変形作用を受ける。少量の微斜長石が粒間に発達する。

縞状構造の暗色帯と明色帯は、鏡下では著しい差がなくて、明色帯で、斜長石及び石英が大型になり、量比も増す。黒雲母は平行配列が著しい。

縞状構造と黒雲母の平行配列は平行するが、この主要な平行構造を切って斜交する平行構造が微弱ではあるが発達する。この構造は、細粒の角閃石を含む石英脈が平行して発達するもので、脈壁は鋭い境界を示さない。変成・変形作用が1回だけでなかったことを示すものと考えられる。

### III. 5 宝達山頂付近の小岩体

宝達山山頂付近には、径数 10 m の小片麻岩体が幾つか船津花崗岩類の中に取り込まれている。それらは、主に黒雲母片麻岩・角閃石片麻岩及び石英長石質細粒片麻岩で、角閃石片麻岩は、多少とも黒雲母を伴うことが多い。

石英長石質の細粒片麻岩は、少量の黒雲母を持ち、石峠南方岩体と同じく、斜長石残斑晶があり、デイサイトあるいは流紋岩起原と考えられるものである。

#### 細粒角閃石黒雲母石英微斜長石斜長石片麻岩 (TN 55120409) 石川県羽咋郡押水町宝達山山頂西方

本岩は、縞状構造の発達した暗灰色の岩塊で、角閃石花崗閃緑右に取り巻かれ、捕獲岩のようにも見えるが、構造的にはほぼ N30° W 方向に走り、石峠南方や宝達山北方の飛驒変成岩類と調和的なので、片麻岩の一部が花崗閃緑岩の貫入から取り残されたものであろう。縞状構造は、幾らか不規則で、幅 1-5 cm、細粒暗色帯とやや粗粒の明色帯からなる。

鏡下では、主に黒雲母・角閃石・斜長石・石英及び微斜長石からなり、少量のチタン石、鉄鉱及び燐灰石からなる。黒雲母は、やや褐色がかかった草緑色、径 0.2-1.5 mm、多少とも緑泥石化する。角閃石は、黒雲母によく似て、やや褐色がかかった緑色、塊状半自形、径約 1 mm である。斜長石は、粒状、径 0.5-1.2 mm、成分はほぼオリゴクレーヌ-アンデシンである。粗粒帯では、細粒の斜長石の他に、斑晶状に、径 5 mm に達する結晶が含まれる。成分は、細粒とほぼ同じで、しばしば集片双晶が屈曲する。石英は、粒状、径 0.5-1.0 mm、比較的少量である。微斜長石もごく少量で、他の鉱物の間隙を埋め、斜長石に接してミルメカイトが形成されている。まれに、褐れん石が現れ、半自形、径 0.2-0.5 mm である。

縞状構造は、鏡下ではあまり明瞭でなく、明色帯では、斜長石や石英が量比を増し、結晶が大きくなり、角閃石が減ってほとんど黒雲母ばかりになる。暗色帯では、角閃石が増えて黒雲母とほぼ同量に近づき、斜長石や石英の量比が減る。

#### アクチノ閃石黒雲母斜長石片岩 (TN 77103002C) 石川県羽咋郡押水町宝達山北方

本岩は、黒雲母花崗閃緑片地域に小規模に分布する変成岩で、直接しているのは、細粒黒雲母花崗岩である。暗灰色の帯とやや緑色がかかった色の帯の幅 10-15 cm の互層からなる。層理はおよそ N34° E, 60° S で、葉理もほぼ平行である。花崗岩のペグマタイトに貫かれる。本岩は、緑色がかかった部分である。

本岩は、鏡下で見ると、主に黒雲母・アクチノ閃石・斜長石・アルカリ長石及び緑泥石からなり、多量の炭酸塩鉱物が全体に形成されている。その他、少量のチタン石、鉄鉱及び燐灰石が伴われる。アクチノ閃石は、もともと、径 1.0-5.0 mm の比較的大きな結晶で普通角閃石であったのではないかと考えられ、ほとんど炭酸塩鉱物と緑泥石に交代され、ごくまれに、アクチノ閃石の部分が残っている。黒雲母は、淡褐色、0.2-2.0 mm、層状に集まる傾向がある。斜長石も変質が著しいが、丸味を帯びた塊状又は歪角形状、径 0.2-0.5 mm、成分は、確実ではないがほぼアンデシンである。アルカリ長石も、径 0.2-0.5 mm、斜長石によく似た外形を示す。緑泥石は、層理と平行あるいは幾らか斜交する細脈を造る。

本岩は、砂岩に由来する変成岩と考えられるが、かなり苦鉄質で、グレイワック質砂岩が原岩のようである。なお、暗灰色帯は、アクチノ閃石や緑泥石の著しく少ない帯である。

#### 黒雲母微斜長石石英斜長石片麻岩 (TN 77103004) 石川県羽咋郡押水町宝達山山頂南東約 350 m

本岩は、細粒黒雲母花崗岩帯と黒雲母花崗閃緑岩帯の境界付近にあって、アプライト質花崗岩に取り囲まれた径約 10 m の岩塊である。細粒、やや暗色、小さな斑晶状の石英・斜長石が日立つ。葉理が顕著で、N45° W, 25° N である。

本岩は、鏡下でみると、残斑晶状の斜長石及び石英、石基状の斜長石・石英・微斜長石及び黒雲母、並びに微量の鉄鉱及び燐灰石からなる。残斑晶状の斜長石は、径 1-2 mm、自形、内部から変質が進んでいるが、成分はほぼオリゴクレスで、周辺の一部を除いてほとんど再結晶していない。同じく残斑晶状の石英は、変形及び再結晶作用が著しく、ブロック状に分かれたものの集合となっている。石基状の部分には、径 0.1-0.2 mm の細粒のモザイク状集合で、斜長石・石英及び幾らか他形の微斜長石からなる。黒雲母は、この石基状の部分に、ほぼ平行に、多少不均質に分布し、径 0.1-0.3 mm、草緑色である。

本岩は、デイサイト起原の変成岩と考えられる。黒雲母の平行配列や岩石全体の多少の不均質さからすると、凝灰岩の可能性もある。

## IV. 船津花崗岩類

### IV. 1 閃緑岩

宝達山花崗岩体には、南西部の角閃石黒雲母花崗閃緑岩帯と中心部のアプライト質花崗岩帯を除いて、大小の閃緑岩塊が含まれる。中には、上野南東方ダム付近に発達する岩体のように径 500 m 以上になるものもある。

本岩は、ほとんど黒雲母角閃石閃緑岩で、まれに角閃石閃緑岩あるいは黒雲母閃緑岩・黒雲母トーナール岩などが含まれ、一般に細粒、不均質で、多くは平行構造を持っている。平行構造の規則性は確かめられていない。

本岩は、鏡下では、一般に、主に角閃石・黒雲母及び斜長石からなり、少量のチタン石・鉄鉱及び燐灰石を含み、まれに褐れん石を伴う。角閃石は緑青色、黒雲母は草緑色でしばしば緑泥石化が著しい。斜長石は、長柱状、アンデシン-ラブラドライトで、累帯構造が著しい。チタン石は、多量に含まれることがある。ごくまれに、少量の石英及び周囲の花崗岩や花崗閃緑岩から浸透してきたと思われる微斜

長石が認められることもある。

まれに、黒雲母片が屈曲したり、斜長石が変形したりするが、花崗閃緑岩や花崗岩質岩石に比べて、マイロナイト化作用の影響はあまり著しくない。

#### 角閃石黒雲母閃緑岩 (TN 77052204) 石川県羽咋郡押水町上野

この岩体は、長さ約 600 m、幅 150 m 以上の大きさで、黒雲母花崗閃緑岩の中に取り込まれている。不均質で、赤桃色のアプライトに貫かれ、アプライトから微斜長石の浸透を受ける。比較的細粒の岩相と粗粒の岩相が入りまじって分布する。

鏡下で見ると、本岩は、黒雲母・角閃石及び斜長石からなり、少量のチタン石・鉄鉱及び燐灰石を含む。黒雲母は、かなり緑泥石化し、径 1-2mm である。角閃石は青緑色、径 1-3mm、半自形、斜長石は、自形に近く、径 1-2 mm、変質が著しいが、累帯構造があり、アンデシン-ラブラドライトである。集片双晶はしばしば屈曲する。

岩体の一部には、石英や微斜長石が少量含まれることがあり、その部分は、マイロナイト化されて、モザイク状の石英になっていることもまれでない。

#### 黒雲母トーナール岩 (TN 77103006) 石川県羽咋郡押水町宝達山、化学組成：第 2 表 No.2

本岩は、黒雲母花崗閃緑岩中に幅 1-1.5 m の脈状に包有された岩塊で、中粒、やや暗色で葉理はほとんどない。

鏡下で見ると、本岩は主に、黒雲母・斜長石及び石英からなり、少量の角閃石、微量のチタン石・鉄鉱・燐灰石及びジルコン様鉱物を含む。黒雲母は、緑褐色で、径 0.5-1.0 mm、多少とも緑泥石化し、クロット状又は帯状に集まりやすい。黒雲母は、明瞭でない部分もあるが、一般には平行配列をする。斜長石は、半自形、径 2-3 mm、まれに 5 mm を超えるものもある。多少とも変質するが、成分はほぼアンデシンである。角閃石は、青緑色、半自形、径 1-2 mm、ごく少量で黒雲母に伴うことが多い。比較的チタン石が多量で、美しい自形を造ったり、鉄鉱を包有したりする。

本岩には、モルタル構造が著しく、石英・微斜長石及び斜長石の細粒が、塊状半自形の斜長石を取り巻く。ミルメカイトもよく発達する。

## IV. 2 宝達山花崗岩

宝達山を中心とする基盤岩類は、少量の飛驒変成岩類を除くと、一連の花崗岩質岩石からなっている。宝達山塊を離れて、その西方の新生界の分布地域にも、黒川・元女・夏栗・余地・若緑などで、同様な花崗岩が少しずつ露出している。これらの花崗岩類を一括して、宝達山花崗岩と名付ける。

宝達山花崗岩は、飛驒帯に固有の船津花崗岩類に、産状からも岩相からも、対比される。

### IV. 2. 1 岩相

本岩は、ほぼ宝達山頂を中心に、不完全な累帯構造を示す。最外帯から、中心へ、次のような分帯ができる。

- i 角閃石黒雲母花崗閃緑岩帯 (Fh)
- ii トーナール岩帯 (Ft)
- iii 黒雲母花崗閃緑岩帯 (Fb)

iv 細粒黒雲母花崗岩帯 (Fg)

v アプライト質花崗岩帯 (Fa)

これらの5岩型のうち、角閃石黒雲母花崗閃緑岩とトータル岩は、宝達山塊の南西部にだけ分布する。また、アプライト質花崗岩は累帯構造の中心から幾らか外れて分布している。宝達山花崗岩は、周辺を新生界で覆われているので、全体が真に累帯構造を造るかどうかは十分確かではない。

本岩は、鉄鉱物として主に磁鉄鉱を含み、化学組成や鉱物組成では、I-type (CHAPPEL and WHITE, 1974) に属する。また、本岩は、全体として不均質で、包有岩塊に富み、アプライトやペグマタイトもよく発達する。一般に、マイロナイト化作用を受け、変形・破砕・再結晶作用を受け、モルタル構造も珍しくない。これが、肉眼的に、本岩がぼんやりとした、結晶輪郭の不鮮明な印象を与える原因になっている。

#### IV. 2. 2 化学組成

本岩の化学組成を日本産花崗岩の平均

(ARAMAKI *et al.*, 1972) に比べると、一般に、FeO、MgO及びCaOに乏しく、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>及びNa<sub>2</sub>Oに富んでいる(第2表)。このため、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeOの比は著しく高く、0.76-1.14にわたる。このような特性は、船津花崗岩類には、一般に共通するが、本地域では特にそれが著しいようである。

#### IV. 2. 3 時代

本岩の形成時代については、地質学的には、飛驒変成岩類を貫き、新第三系に覆われること以外に証拠はない。飛驒山地では、二畳系を貫き、ジュラ紀手取統に覆われることが知られている。

K-Ar年令では、本岩の南東部、角閃石黒雲母花崗閃緑岩帯の中粒角閃石黒雲母アダメロ岩(津幡町大田)について156Ma(河野・植田, 1966)、黒雲母花崗閃緑岩帯の中粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩(押水町東間)について163Maの黒雲母年令(同前)が測定されている。これらの数字は、飛驒山地の船津花崗岩類のよく集中した平均的なK-Ar年令、180Maより若干若い。その理由は明らかでない。

第2表 船津花崗岩類宝達山花崗岩の化学組成

| 地点番号                           | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 68.96 | 61.88 | 60.80 | 65.54 | 68.12 |
| TiO <sub>2</sub>               | .44   | .71   | .73   | .58   | .57   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15.29 | 18.21 | 18.20 | 16.91 | 15.78 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.36  | 2.13  | 2.08  | 1.76  | 1.40  |
| FeO                            | 1.19  | 2.45  | 2.73  | 1.64  | 1.92  |
| MnO                            | .05   | .07   | .08   | .05   | .06   |
| MgO                            | .73   | 1.52  | 1.58  | 0.87  | 1.12  |
| CaO                            | 2.63  | 4.92  | 5.52  | 2.88  | 2.52  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.53  | 5.09  | 5.21  | 5.17  | 4.49  |
| K <sub>2</sub> O               | 4.22  | 1.25  | 1.47  | 3.12  | 2.71  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | .13   | .26   | .26   | .22   | .14   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | .95   | .96   | .91   | .80   | .85   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | .18   | .16   | .16   | .14   | .11   |
| CO <sub>2</sub>                |       |       |       |       | .04   |
| C                              | .05   | .01   | .01   | .02   |       |
| S                              | .00   | .00   | .01   | .01   |       |
| Total                          | 99.71 | 99.62 | 99.75 | 99.71 | 99.83 |

試料

1. 黒雲母花崗岩 (TN 77103008) 石川県河北郡高松町箕打 (角閃石黒雲母花崗閃緑岩帯)
  2. 黒雲母トータル岩 (TN 77103006) 石川県羽咋郡押水町宝達山 (黒雲母花崗閃緑岩帯の包有岩)
  3. 黒雲母角閃石トータル岩 (TN 55120401-1) 石川県羽咋郡押水町東間 (トータル岩帯)
  4. 細粒黒雲母花崗閃緑岩 (TN 77103001) 石川県羽咋郡押水町宝達山 (黒雲母花崗閃緑岩帯)
  5. 花崗閃緑斑岩片状ホルンフェルス (82081001) 石川県羽咋郡押水町宝達山 (アプライト質花崗岩帯の包有岩塊?) 広井美邦・金山憲勇尚氏の提供による
- 分析者: 1-4 技術部化学課 川野昌樹 技官  
5 同 上 加藤甲壬 技官

#### IV. 2. 4 深成作用

宝達山花崗岩は、削剝の進んだ低い山地に分布し（第2図）、露出が良好でないので、各岩帯、各岩相の相互関係が十分明らかにされていない。恐らく、トータル岩-花崗閃緑岩-花崗岩と侵入固結したものであろうが、トータル岩帯の両側の角閃石黒雲母花崗閃緑岩と黒雲母花崗閃緑岩の相互関係は全く分かっていない。

本岩が船津花崗岩類に属することは先に述べたが、船津花崗岩類の主分布地、飛驒山地においては、船津型と呼ぶ花崗岩・黒雲母花崗閃緑岩を主とする岩相と、下之本型と呼ぶ角閃石花崗閃緑岩・トータル岩を主とする岩相に2大別され、それぞれ分かれた分布を示す傾向が強い。宝達山花崗岩にあえてこの区分を当てはめるなら、トータル岩が下之本型に属し、他は船津型に属することになるであろう。しかし、本岩では、このような分化があまり明瞭でない。このような例は、飛驒山地の打保花崗岩（野沢ほか、1981）にもあるので、小岩体では、二大分化などせずに、多様な岩相に分化するのであろう。

#### IV. 2. 5 角閃石黒雲母花崗閃緑岩帯（Fh）

本帯は、角閃石黒雲母花崗閃緑岩、黒雲母花崗閃緑岩及び黒雲母花崗岩を主とする。一般に、中粒又は粗粒、明色・赤桃色の場合が多く、平行構造の発達に乏しく、比較的、包有物にも乏しい。

鏡下では、主に黒雲母・斜長石・石英及び微斜長石からなり、少量のチタン石・鉄鉱・燐灰石、まれに褐れん石をまじえる。黒雲母は草緑色で、しばしば角閃石を伴う。微斜長石は、大きく成長して斑晶状になっていることもある。一般に、マイロナイト構造が多少とも発達し、変形・破砕・再結晶が著しく、モルタル構造がよく発達し、ミルメカイトも多くの岩石で見いだされる。

#### 角閃石花崗閃緑岩（TN 56111802）石川県河北郡高松町野寺南東方

本岩は、中粒、やや暗色、角閃石による平行構造が著しい、比較的均質である。

鏡下で見ると、主に角閃石・黒雲母・斜長石・石英及び微斜長石からなり、少量の黒雲母、更に微量のチタン石・鉄鉱及び燐灰石を伴う。二次的に白雲母及び緑泥石が形成される。角閃石は、長柱状自形、長さ2-10 mm、篩状、青緑色である。黒雲母は、角閃石に伴って少量出現し、径0.2-1.0 mm、幾らか褐色がかった草緑色である。斜長石は、径0.2-3.0 mm、粗粒のものは塊状半自形、細粒のものは粒状、成分は共にほぼオリゴクラスである。斜長石の粗粒結晶は、しばしば内部から微斜長石に斑点状に交代されたり、変質して白雲母が形成されたりしている。石英は、径0.2-1.0 mm、比較的新鮮である。微斜長石は、細粒を造る他に、まれに斑状変晶状に他の鉱物を包有して5 mm以上になることもある。美しい自形のチタン石が見いだされる。

#### 黒雲母花崗岩（TN 77103008）石川県河北郡高松町箕打南東方石切場、化学組成：第2表No.1

本岩は、宝達山岩体の南西端に分布し、比較的、珪長質な岩型の代表である。粗粒で、赤桃色のカリ長石斑晶が著しい。比較的均質である。

鏡下では、本岩は主に、黒雲母・微斜長石・斜長石及び石英からなり、少量の燐灰石・チタン石及び鉄鉱を含む。黒雲母は径3-8mm草緑色、多少変質する。波状に変形し、チタン石・鉄鉱などを包有する。微斜長石は、斑晶状、径2.5cmに達するものもあり、微斜長石構造が発達する。斜長石は、多少変質するが比較的新鮮で、径3-8mm、明瞭ではないが累帯構造がある。斜長石は変質すると、白雲母片が形成される。チタン石は比較的少量で、長径1-5 mmのほぼ自形、鉄鉱を包有することがある。

まれに、ミルメカイトが形成される。また、本岩では、黒雲母は波状に変形するが、長石や石英などの破碎・再結晶構造はあまり発達しない。

#### IV. 2. 6 トーナル岩帯 (Ft)

角閃石黒雲母トーナル岩・黒雲母トーナル岩・角閃石花崗閃緑岩・黒雲母花崗閃緑岩及び角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主とする。粗粒から細粒まで多様であるが、黒雲母に富む岩石は細粒となる傾向が著しく、本帯で多量に分布する黒雲母トーナル岩は、一般に細粒である。平行構造がよく発達する場合が多い。平行構造の規則性はまだ明らかにされていない、本帯の岩石は、鏡下では、主に、緑色黒雲母・角閃石・斜長石及び石英からなり、時に微斜長石が加わる。少量のチタン石・鉄鉱及び燐灰石を伴う。

破碎・変形・再結晶作用は、角閃石黒雲母花崗閃緑岩帯と同じであるが、モルタル構造の発達はより著しい。

本岩と角閃石黒雲母花崗閃緑岩帯との関係は、まだ明らかでない。本帯の内部には、しばしば、明色の花崗閃緑岩の小岩体が含まれ、本岩を貫いているように見える。

#### 黒雲母角閃石トーナル岩 (TN 55120401-1)、石川県羽咋郡押水町東間、化学組成：第2表 No.3

本岩は、中粒、やや暗色、角閃石の配列による葉理が弱く発達し、およそN55° W, 30° N方向に走る。

本岩は、鏡下で見ると、単純な火成岩の構造を示さず、斑状中粒のトーナル岩が、破碎作用を受け、結晶の間隙が破碎し、再結晶して、新鮮な細粒の集合帯が、破碎を免れた比較的大きな、もとの結晶を取り巻いて、典型的なモルタル構造を示す。主に、角閃石・黒雲母・斜長石・微斜長石及び石英からなり、少量のチタン石及び鉄鉱並びにごく少量の燐灰石を含む。角閃石は、篩状、径3-7mm、緑色である。黒雲母は、角閃石に伴われるときは、ほとんど完全に緑泥石化するが、単独で角閃石から離れている場合は、径0.5-2.0mm、緑色である。斜長石は、半自形、径1-3mm、成分はほぼアンデシンであって、個体によって著しく変質しているものと比較的変質していないものがある。微斜長石は、しばしば径10mmに近い斑状結晶を造るが、他は径3-5mmの半自形、微斜長石構造が著しい。石英は、径2-5mm、他形である。

モルタル構造の細粒部は、主に微斜長石からなり、斜長石及び石英を含む、ほぼ等粒状、径およそ0.1-0.2mmである。細粒帯及びその付近の長石には、ミルメカイトの発達が著しい。

二次鉱物として、緑泥石及び緑れん石が苦鉄質鉱物の付近に多い、

#### 斑状黒雲母花崗閃緑岩 (TN 55120410) 石川県河北郡津幡町瓜生北方

本岩は、赤桃色だがやや暗色、細粒、弱い平行構造があり、N30° W, 70° E、赤桃色のペグマタイト脈が貫く。比較的不均質で、粒度の幾らか大きい部分もある。

鏡下では、主に黒雲母・微斜長石・斜長石及び石英からなり、少量のチタン石・鉄鉱及び微量の燐灰石を含む。黒雲母は、一般に細粒、径0.5-1.0mm、まれに4mmに達し、緑褐色であるが、緑泥石化が著しい。微斜長石は、斑晶を造るものでは、径1-2cmに達する。斜長石は、塊状半自形、径1-3mm、変質が著しく、白雲母片を含む。成分は、ほぼオリゴクレスである、石英は、径2-3mm、半自形、比較的新鮮である、

#### IV. 2. 7 黒雲母花崗閃緑岩帯 (Fb)

本帯は、主に黒雲母花崗閃緑岩・黒雲母花崗岩及び角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなり、閃緑岩・トーナル岩及び飛驒変成岩類の大小の包有岩塊に富んでいる。南方の角閃石黒雲母花崗閃緑岩帯とは、本帯

は、一般に不均質で岩相変化が著しく、また、包有岩塊が多い点でも異なっている。一般に、中粒、まれに粗粒又は、細粒、明色の岩相は赤桃色のことが多い。多少とも平行構造を持つものが多いが、北西-南東方向と北東-南西方向のものがあり、その規則性は不明である。

鏡下で見ると、主に黒雲母・斜長石・石英及び微斜長石からなり、少量のチタン石・鉄鉱及び燐灰石を含む。しばしば角閃石を含む岩相が現れる。黒雲母は草緑色で、しばしば緑泥石化する。微斜長石は、まれに大きく発達して、斑状になる。ほとんどの岩石に、破碎と再結晶が発達し、黒雲母や斜長石の屈曲、石英のブロック状消光 (mosaic substructure) あるいは波状消光が著しい。モルタル構造がさまざまな程度に発達し、弱い場合には、もともとの結晶境界面に沿いにわずかに破碎・再結晶が起きて、微小な結晶が鎖状に並ぶものから、再結晶部の中に丸い形で、もともとの結晶が残っているものまである。破碎・再結晶の著しい部分には、ミルメカイトが、これまた、さまざまな程度に発達する。

本岩とトーナル岩帯との関係は、まだ明らかでない。トーナル岩帯の内部には、赤桃色花崗閃緑岩質の小岩体が含まれる。しかし、このような部分が、内側の黒雲母花崗閃緑岩に由来するのか、外側の角閃石黒雲母花崗閃緑岩に由来するのか確かでない。

#### 角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (TN 55120307) 石川県羽咋郡押水町上野南方

本岩は、中粒、やや暗色、弱い平行構造があり、比較的均質である。

鏡下では、主に角閃石・黒雲母・斜長石・石英及び微斜長石からなり、少量のチタン石・鉄鉱及び燐灰石を伴う。角閃石は、柱状ほぼ自形、長さ0.2-1.0 mm、緑褐色である。黒雲母は、角閃石に伴われることが多いが、ほとんど緑泥石化し、径0.2-0.5 mm、ごく少量のぶどう石及び緑れん石も形成される。斜長石には、斑晶状の巨晶と粒状の細かな結晶があり、斑晶状のものは、半自形、径3-5 mm、粒状のものは、径0.5-1.0 mm、成分は共にほぼオリゴクレーヌであるが、斑晶状のものの方が幾らかAn成分が高い。斑晶状の斜長石はしばしば結晶内部から斑点状に微斜長石に交代される。微斜長石は、径5 mmに達する斑状変晶状に成長したり、細粒結晶として発達したりする。チタン石は、自形又は半自形の結晶のほか、しばしば鉄鉱の周りをコロナ状に取り巻く。鉄鉱は、小粒だが、しばしば鎖状に連続して出現する。

#### 黒雲母白雲母アプライト (TN 55120401-2) 石川県羽咋郡押水町東間

本岩は、やや暗色、均質のアプライトで、細粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩を貫く。

鏡下では、斜長石、石英及び微斜長石を主とし、少量の黒雲母及び白雲母並びに微量のチタン石・燐灰石及び鉄鉱を含む。黒雲母は、径0.5-1.0 mm、ほとんど緑泥石化する。斜長石は、半自形、0.5-1.5 mm、成分はほぼオリゴクレーヌ、累帯構造が不規則に認められるが、各帯の境界は鋭くない。また、斜長石は、内部から微斜長石化作用を受けたり、白雲母が形成されたりしている。微斜長石は、間隙を充填した他形の場合が多いが、普通のアプライトの場合より、斜長石に比べて量比が小さい。

#### 細粒黒雲母花崗閃緑岩 (TN 77103001) 石川県羽咋郡押水町宝達山頂北方、化学組成：第2表No.4

宝達山頂北方には、粗粒の角閃石花崗閃緑岩の分布地域の中に、極めて細粒で、一見暗色に見える花崗閃緑岩が分布する。この部分には、ペグマタイトも多い。本岩は、細粒で比較的均質だが、明暗の縞模様によって、弱い平行構造があり、N58°W、80°S方向に走る。

本岩を鏡下でみると、主に黒雲母・斜長石・石英及び微斜長石からなり、少量のチタン石を含み、微量の燐灰石及び鉄鉱を伴う。まれに、褐れん石も含まれる。黒雲母は、径0.5-1.5 mm、草緑色、半自形

又は斜長石に他形である。斜長石は、径0.5-1.2mm、塊状半自形、多少とも変質するが、成分は、ほぼオリゴクレスである。微斜長石は、斑晶状で、径8mmに達し、微斜長石構造がよく発達する。岩石が珪長質であるのに、比較的、チタン石が多い。モルタル構造が著しく、径0.1-0.2mmの石英・微斜長石・斜長石の細粒がかなりな量を占める。

#### IV. 2. 8 細粒黒雲母花崗岩帯 (Fg)

宝達山頂から北西方にかけて、細粒で、不均質な明色岩相が発達する。この岩相帯は、主に、黒雲母花崗岩からなり、少量の黒雲母花崗閃緑岩も含まれる。黒雲母花崗岩は、弱い片状構造を持つたり、部分的に微斜長石が斑状になったりする。黒雲母花崗岩は、しばしば肉眼にも明らかなきろ石を含み、部分的にマイロナイト化が著しく、また、更に明色のアプライト質花崗岩に各地で貫かれたり、漸移したりしている。

細粒黒雲母花崗岩は、鏡下で見ると、一般に、主に黒雲母・微斜長石・斜長石及び石英からなり、少量のざくろ石及び微量の鉄鉱・燐灰石を含み、まれにはリウコクシンの含まれるものもある。黒雲母は、草緑色で、多少緑泥石化する。斜長石は、ほぼオリゴクレスで、しばしば結晶内部から微斜長石に交代される。一般に、マイロナイト化作用による変形・破碎・再結晶構造が著しく、丸くなった微斜長石や斜長石を取り巻く細粒帯からなるモルタル構造が著しい。しばしばミルメカイトも発達する。

本岩と黒雲母花崗閃緑岩帯との関係は、まだよく分かっていない。黒雲母花崗閃緑岩帯の内部には、細粒黒雲母花崗岩に相当する小岩体が貫入している部分もあるので、本岩が黒雲母花崗閃緑岩に貫入する関係にあるのかもしれない。

#### ざくろ石含有黒雲母花崗岩 (TN 77052005A) 石川県羽咋郡押水町宝達山北西方

本岩は、細粒、赤桃色幾らか斑状で、赤いざくろ石の細粒が肉眼で見える。赤桃色のアナライトに貫かれる。

本岩は、鏡下で見ると、主に黒雲母・微斜長石・斜長石及び石英からなり、少量のざくろ石・鉄鉱及び燐灰石を含む。黒雲母は、草緑色、径0.1-0.3mm、多少とも緑泥石化する。微斜長石は、しばしば斑晶状になり、径1-2mm、美しい微斜長石構造が発達する。斜長石は、半自形、径0.5-1.0mm、多少変質するが、成分はほぼオリゴクレスである。ざくろ石は、円みを帯びた篩状の結晶で、径0.3-1.0mm、数は少ない。

#### IV. 2. 9 アプライト質花崗岩帯 (Fa)

宝達山頂北方には、小さな分布を占めて、著しく細粒・明色のアプライト質花崗岩が分布する。本岩は、比較的均質で、一般に赤桃色、包有物も少ない。鏡下で見ると、主に微斜長石斜長石及び石英からなり、少量の黒雲母並びにごく少量の鉄鉱・燐灰石及びチタン石を含む。黒雲母は、ほとんど緑泥石化している場合が多い。しばしば白雲母が二次的に形成される。チタン石はほとんどリウコクシンである。モルタル構造とミルメカイトがよく発達する。一部に、文象構造がよく発達する。

本岩と細粒黒雲母花崗岩との関係は、漸移に近い貫入関係で、本岩が細粒黒雲母花崗岩を貫く。

#### アプライト質花崗岩 (TN 77051907) 石川県羽咋郡押水町宝達山頂北方

本岩は、赤桃色、一般に細粒、不均質で幾らか粗粒の部分もある。

本岩は、鏡下で見ると、主に微斜長石・斜長石及び石英からなり、少量の黒雲母並びに更に少量の鉄鉱及び燐灰石が含まれる、黒雲母は、緑褐色、径 0.1-0.3 mm、多少緑泥石化する。微斜長石は、径 1-6 mm、大きな場合は、斑晶状に見える、石英も、1-5 mm、斜長石は、比較的少量で、大きさも小さく、1-2 mm、変質が著しいが、成分はほぼオリゴクレスである。ミロナイト化作用を受け、大きな結晶は、円みを帯びた外形になり、モルタル構造が発達する。そのような部分には、ミルメカイトもよく発達する。

#### 花崗閃緑斑岩源片状ホルンフェルス (82081001) 石川県羽咋郡押水町宝達山北方約 800 m

本岩は、アプライト質花崗岩帯にあつて、暗灰色、緻密、片状構造が著しい。本岩は片状ホルンフェルスになっているが、周囲のアプライト質花崗岩あるいは細粒黒雲母花崗岩との関係は確かめられていない。

鏡下で見ると、斑状構造が著しく、斑晶は斜長石、石基は、黒雲母・石英及びアルカリ長石を主とし、少量のチタン石・燐灰石及び鉄鉱を含む、黒雲母片の平行配列によって片状構造が造られる。斑晶の斜長石は、1-2 mm の長柱状自形、境界の漸移する累帯構造が発達し、成分はほぼオリゴクレスである。石基は、再結晶が著しく、粒状の石英及びアルカリ長石の集合となり、その中に草緑-緑色の黒雲母片が平行に配列している。

本岩は、明らかに熱変成作用を受けているので、花崗岩中の包有岩塊あるいは残存岩片と考えられる。その原岩の対比及び関係した花崗岩は特定されていない。

## V. 古期岩脈 (Ao)

船津花崗岩類と飛驒変成岩類の中には、所々で火山岩質岩脈が見いだされる。これらの岩脈のうちには、VI, 2 で述べる新期の岩脈もまじるが、その多数は、壁岩の飛驒変成岩類や船津花崗岩類と密接な関係を持ち、多少とも変成作用を受けた古期岩脈である(野沢, 1957)。古期岩脈は、特徴として、壁岩と共通の節理を持ち、壁岩から花崗岩質細脈が入り込んでいたり、変成作用を受けて、アクチノ閃石・ぶどう石・緑れん石・緑泥石・アルバイトなどが再結晶したりしているので、新期の岩脈と区別される。変成の程度は多様であつて、著しく変成した岩脈は、普通角閃石を生じて閃緑岩様になり、壁岩との境界が不鮮明になっている。

古期岩脈の分布には特に規則性や集中性がなく、その方向にも、特に規則性は認められない。また、岩脈の大きさは多様であるが、一般に、幅 0.1-2.0 m のものが多い。形は、直線的に伸びるものが多いが、変成作用の著しいものほど屈曲が強くなる傾向がある。

古期岩脈の岩相は、ほとんどが安山岩質であつて、中には玄武岩質安山岩質のものも含まれており、著しく変成すれば、角閃岩となっている。

古期岩脈は、船津花崗岩類との密接な野外関係からみて、船津花崗岩類の深成作用に伴うもの、すなわち *synplutonic dike* (同時性岩脈) と考えてよいであろう。飛驒変成岩類中にあるものについても、岩相や産状の類似から、同様に考えてよいように思われる。

#### 細粒閃緑岩 (TN 77103009B) 石川県河北郡津幡町瓜生北東方

本岩はトーナル岩を貫く幅 1.5 m の岩脈で、暗色、細粒、母岩のトーナル岩とは狭い幅で漸移的であ

る. synplutonic dikeと考えられる.

本岩は、鏡下で見ると、主に角閃石と斜長石からなり、少量の黒雲母を交じえ、ごく少量のチタン石、並びに更に微量の鉄鉱及び燐灰石を含む。角閃石は、かなり濃い緑色で、半自形、径0.2-1.0 mmである。斜長石は、変質が著しいが、成分はほぼアンデシン、径0.2-0.5 mm、塊状、半自形である。黒雲母は少量で、径0.1-0.2 mm、緑褐色である、

## VI. 新 第 三 系

### VI. 1 概 説

石動図幅地域の新第三系は、不整合や浸食（学術用語の侵食と同義に使う）の介在によって区分した5累層からなり、基盤岩の隆起地塊を取り巻いてドーム状構造を造っている（第4-6図）。諸累層には、それぞれ、特徴的岩相があると共に、岩相・層厚に強い地域差が見られる（第2図）。

**各累層の概要** 最下位の太田累層は、砂岩主の非海成的水成層で、花崗岩類碎屑のほかにおおそくオーソコーツァイトまじりの古期堆積岩礫を含んでいる。この累層の堆積については、新第三系堆積初期の水域拡大と共に、基盤岩を覆って広範に堆積し、碎屑物が北西ないし西方の比較的大きい島から供給されたと推定する。

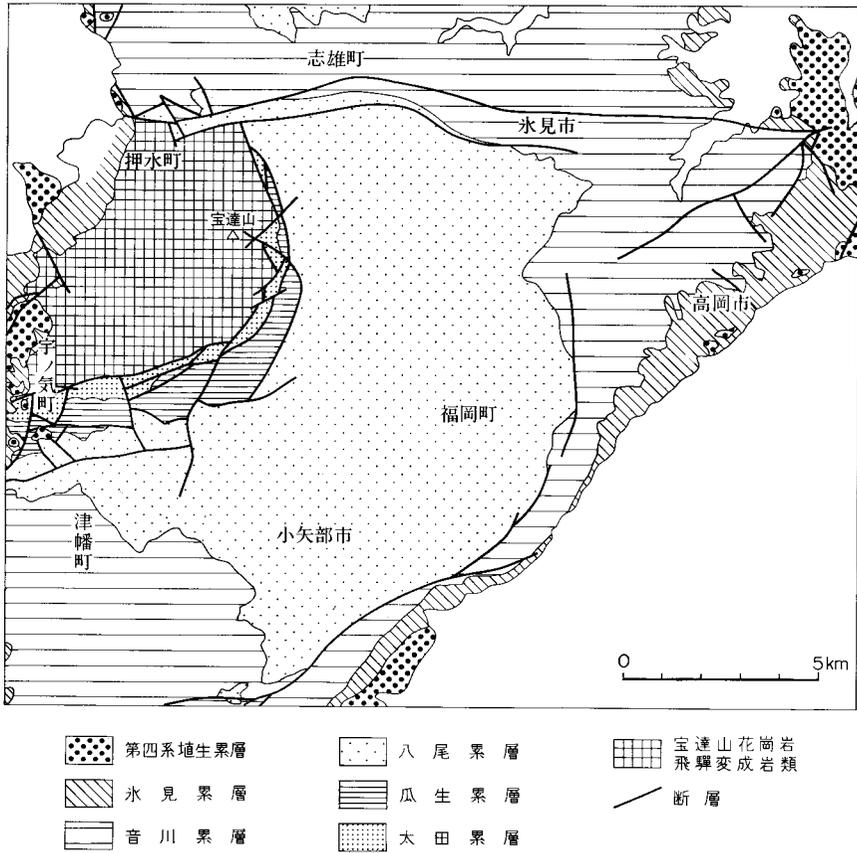
瓜生累層は、流紋岩質から安山岩質までの火砕流堆積物に、陸水成の性質を示す凝灰質層や火山円礫岩層がまじった累層で、溶結凝灰岩が多いのが特徴である。この堆積時に金鉱床の鉱化作用があった可能性が高い。

八尾累層は、砂岩始め、礫岩・泥岩・緑色の凝灰岩などの海成層で、同様な砂岩単層が繰り返し重なった地層が多く、岩相変化が激しいという特徴を持っている。この下部・中部については、西方陸域から多量に供給された花崗岩質の粗粒碎屑物と、降下火山放出物や細粒碎屑物が、西黒沢海進に対応する広域的な海進・沈降傾向のもとに堆積したと解釈し、上部については砂質のタービダイトが宝達山より少し西に相当する位置を扇頂として海底扇状地を形成したと推定する。

音川累層は、シルト質泥岩・シルト岩が主体となった、層理の目立たない海成層であるが、最下部に凝灰質砂岩、下部に砂質岩や砂岩泥岩互層、最上部に花崗岩質碎屑の砂岩や砂岩泥岩互層を含むなど、岩相が上下・側方に変化し、また、最下-最上各部ごとに、層厚が地域によって大きく違い、その肥厚域が変遷している。堆積中に、沈降域が著しく移動し、宝達山付近からその西方にかけて基盤岩が露出してきたことになり、基盤岩の地塊化と隆起・沈下、それに伴う新第三系の褶曲・断裂と削剝が起ると推定できる。

氷見累層は、大桑古動物群に属する貝化石を多く含んだ浅海成層で、粗粒砂岩からシルト岩までの岩相変化を持ち、また、東部に石灰質砂岩を多く伴っている。この堆積時には宝達山付近の位置に島があったことになる。なお、各累層堆積時の古地理は角（1983）のように推定できる。

**各累層の地質年代** 北陸諸地の新生界を対比し、土（1979, 1981）、Tsuchi（1984）を参考すると、八尾累層が中新世前期の終わり頃から中新世中期の初め頃までの期間、音川累層が中新世中期の中頃から鮮新世の前期頃まで、氷見累層は鮮新世の後期又は中期から更新世の中頃までとなる。太田累層



第5図 石動図幅地域の新第三系各累層の分布略図

と瓜生累層については、八尾累層と格差のない地質構造や続成変質を示すので、中新世前期の公算が大きい。

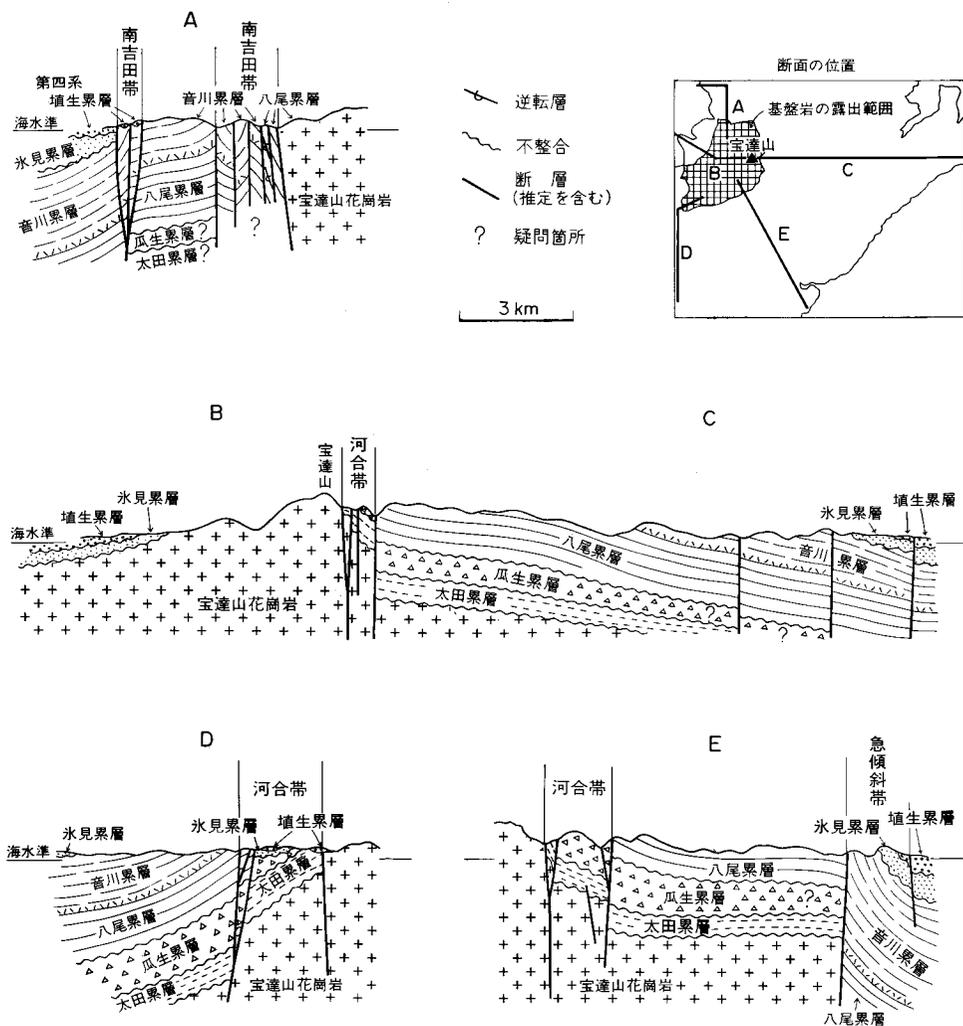
**地層の区分** 八尾・音川・氷見の累層区分は坂本ほか（1959）に基づいており、周辺の既刊5万分の1図幅と共通である。八尾・音川両累層には、既往の研究によって多数の部層名が付けられているが（石油資源調査会、略称PEACの資料については富山県、1957参照）、この報告では、石動図幅内に適した上中下の区分を設け、部層を整理・統合して示す。

次に、主な文献の地層区分とこの報告の区分とのおおよその相応を述べる。高橋・八木・野口・青木（1934）では、石動図幅のほぼ全域の地層が5分されていて、その宝達層は太田・瓜生両累層と八尾累層の少部分とに、吉滝層は音川累層の半分くらいと八尾累層の少部分とに、藪田層は氷見地区の音川累層上部・最上部と氷見累層の少部分とに、大桑層は氷見累層と高岡地区以南の音川累層最上部とに、二上層は津幡-押水地域の音川累層の半分くらいと氷見・埴生両累層とに当たる。

小野山（1935）では、石動図幅地域の南寄り2/3の範囲の地層が7分されていて、宝達統（宝達層・諸安山岩体）は太田・瓜生両累層と八尾累層の下半分くらいとに、倶利伽羅統のうち、千石層は八尾累

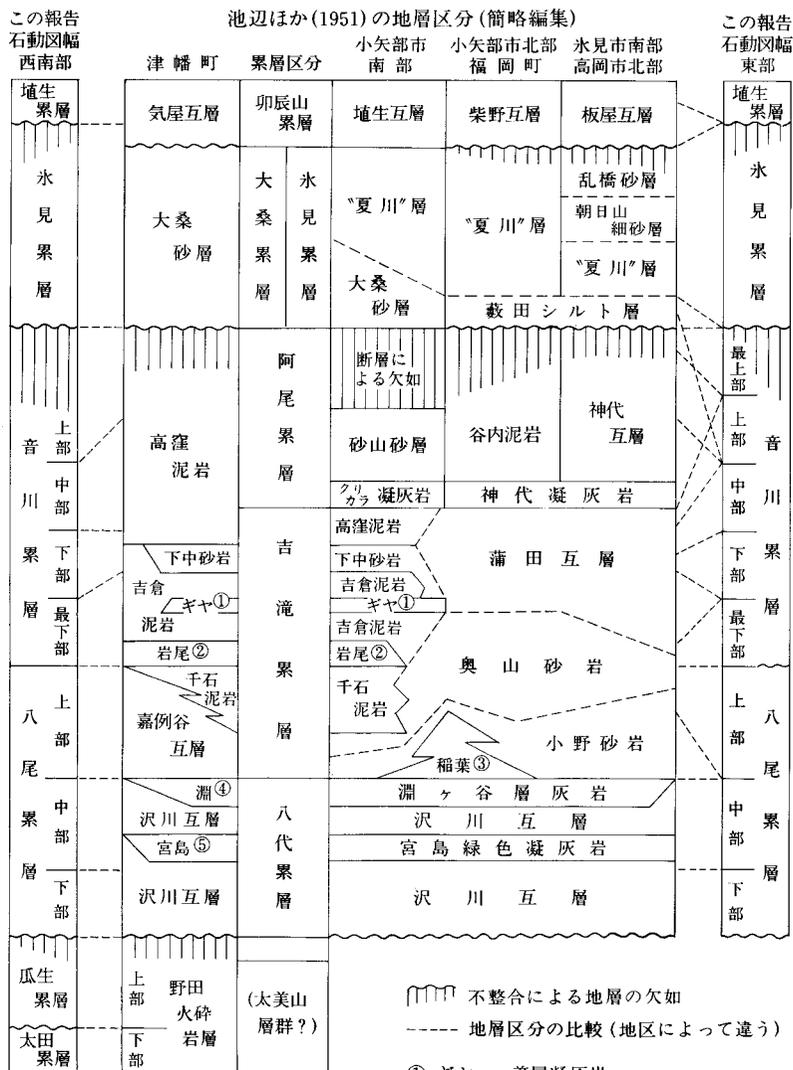
層の上半分くらいと音川累層の少し、下中層は所によって音川累層の下・中部か八尾累層の上部に、大桑統のうち、竹ノ橋層は音川累層の所によって最下部以上や最上部だけなど、大桑層は南寄りでは氷見累層、福岡・高岡地域で音川累層の中・上部、田川層は氷見累層に、卯辰山統のうち、石堤層は氷見累層の上半分に当たる。また、池辺ほか（1951）の区分との対応はほぼ第3表のようになり、この文献から多くの地層名を継承する。

**古生物** 氷見累層に多産する貝類化石を始め、諸累層から種々の化石が発見されており、各項に引用するほか、次記の文献に報告されている。池辺ほか（1951）、亀遊（1981b）、亀遊・邑本（1970）、松浦（1980）、邑本（1958）、邑本・山田（1965-66）、小笠原（1976、1988）、小野山（1935）、高岡市教育センター（1982）。



第6図 右動図幅地域の新第三系の層序断面図及びその作成位置

第3表 石動図幅地域新第三系地層区分の比較



## VI. 2 岩 脈 (Ay, Ar)

新第三系の基盤に当たる宝達山花崗岩中に見いだした、変成作用を全く受けていない岩脈である。数本のうち、多くが安山岩質 (Ay)、少数が流紋岩質 (Ar) である。共に変質が著しいが、安山岩質岩脈には単斜輝石が残っているものが多い。これらの岩脈は一般に 1-1.5 m の幅を持っている。

侵入時期は、すべてが同一時期とは限られず、白亜紀から中新世までの間となるが、後述する、瓜生累層の火山岩類や、太田累層と瓜生累層下部に礫として含まれる火山岩類と同時期の可能性が高く、主に中新世前期と考えられる。

## VI. 3 太田累層 (T)

〔地層名・模式地〕 宝達山の南麓側で、新第三系の最下位を占めている砂質の地層に、井上・角 (富山県, 1957) が当時の村名を使って命名した。高橋・八木・野口・青木 (1934) と高橋・八木・外 2 名 (1934) との宝達統の一部、池辺ほか (1951) の野田火砕岩層の下部分に当たり、邑本 (1958) の野田砂岩層が太田累層の北部分になる。

模式地を、津幡町の、<sup>かみおおた</sup>上大田と<sup>うりゆう</sup>瓜生の間として命名したが、地層の露出が最も多いのは、津幡町菩提寺<sup>ぼだいじ</sup>から北東方の<sup>うけ</sup>宇ノ<sup>よち</sup>気町余地へ向かう道路沿いで、菩提寺に近い部分である (第 8 図)。

〔分布・構造〕 第 7 図参照。

〔層序関係〕 宝達山花崗岩に対して不整合で、ごく緩い凹凸浸食面に載る箇所が上大田の集落北西端にある、ただし、両者の接触についてはほぼ全域にわたって断層関係とみなすことができる。

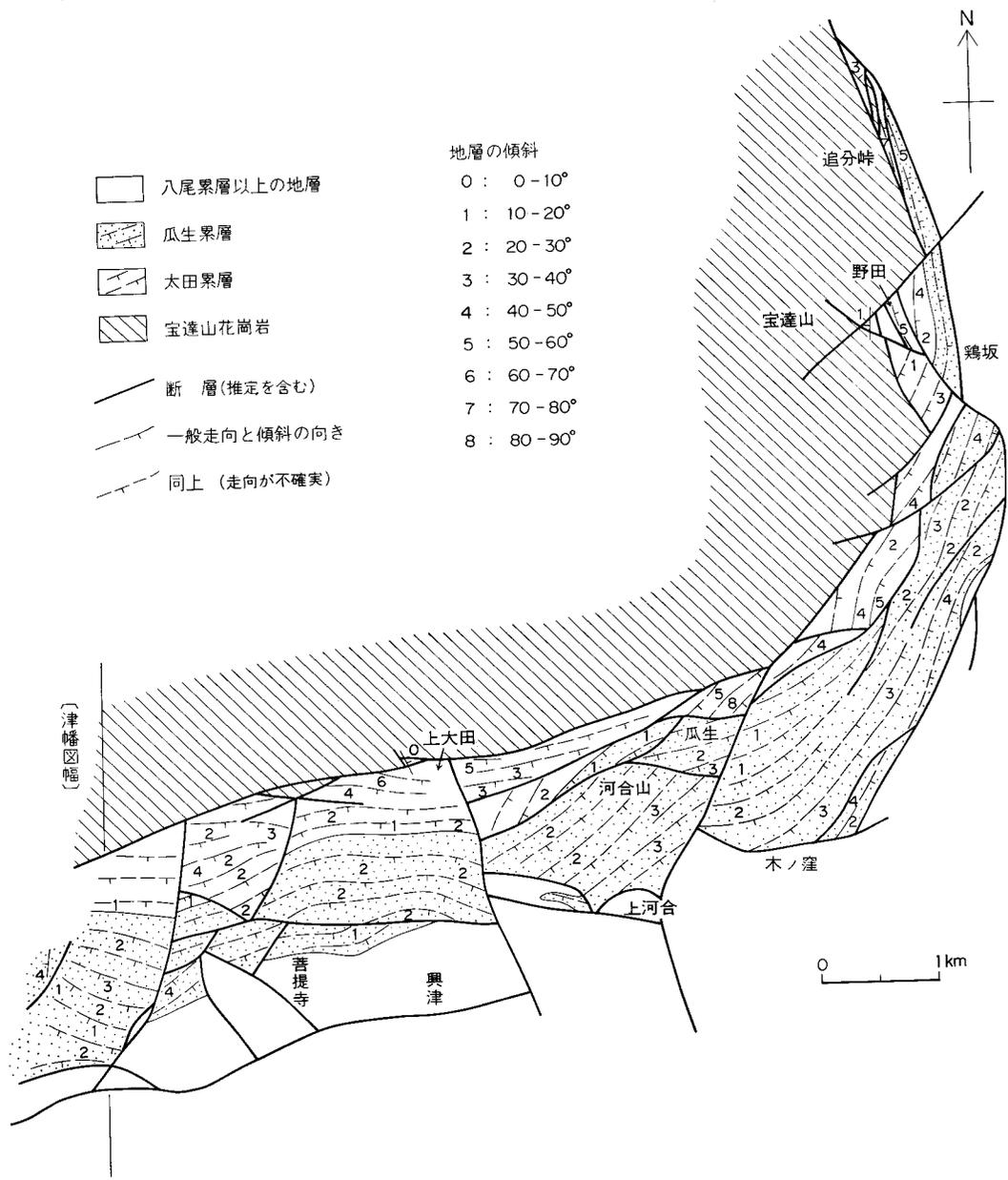
〔層厚〕 各地とも、断層によって地層が欠け、おおよそ、菩提寺北方で 350 m、瓜生で 300 m、瓜生東北部で 250m、野田で 300m となっている。

〔岩相〕 主に中粒砂岩・粗粒砂岩からなる地層で、含礫粗粒砂岩・細粒砂岩・シルト質泥岩・礫岩がまじり、一般に明瞭な層理を示している。上下・側方共に、少しの岩相変化があつて、最下位に中-大礫岩が見られ、下部・中部には含礫砂岩の薄層が多く挟まれ、上部には細粒砂岩・シルト岩・シルト質泥岩が多く伴われており、西寄りの地区の中部に斜交層理の顕著な砂岩層があり、中間地区の上部にシルト質泥岩が目立っている。

露出が最も多い菩提寺北東では、第 8 図の重なりが見られ、中部の砂岩層は、地層の一般傾斜を水平にした場合に、南東-南-南西方向へ傾斜する斜交層理を持っている。

太田累層中の礫については、最下位には花崗岩類の中・大礫が多いが、下部・中部には円磨の進んだ小型中礫が多く、その多くが古期砂岩と変成チャート、少数が花崗岩類・変質安山岩・変質した珪長質火山岩・オーソコーツァイト (長石砂粒などを微量含んだ quartz arenite) である (角, 1985)。

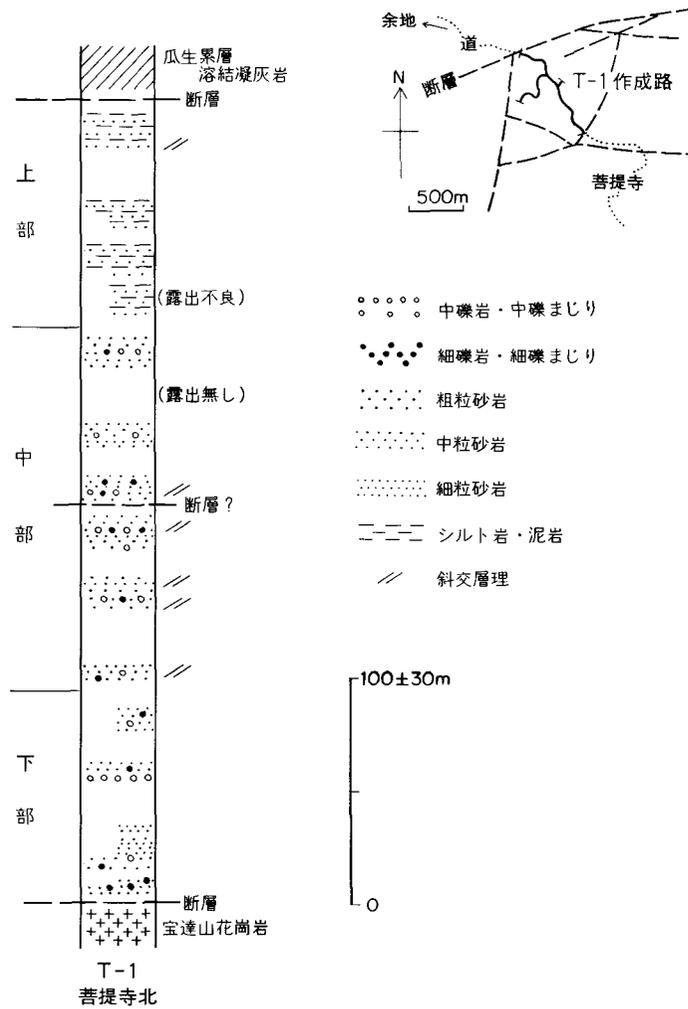
この累層の岩石は、続成作用によって中程度の硬さとなった堆積岩であるが、露出地では、礫と石英砂粒を除いて軟弱に風化され、砂岩が黄褐色を帯びた淡灰色や灰白色に変わっている。ただし、野田南方では粗粒砂岩の珪化された部分が非常に硬く、小山となって周囲に硬い崩壊岩塊を出している。



第7図 石動・津幡両図幅地域の太田・瓜生両累層の地質構造

#### VI. 4 瓜生累層

〔地層名・模式地〕 八尾累層より下位にある、宝達山付近の火山岩などを、井上・角（富山県，1957）が1累層として独立させた。模式地は、津幡町の河合山周辺、すなわち瓜生西部・河合北部・上大田東



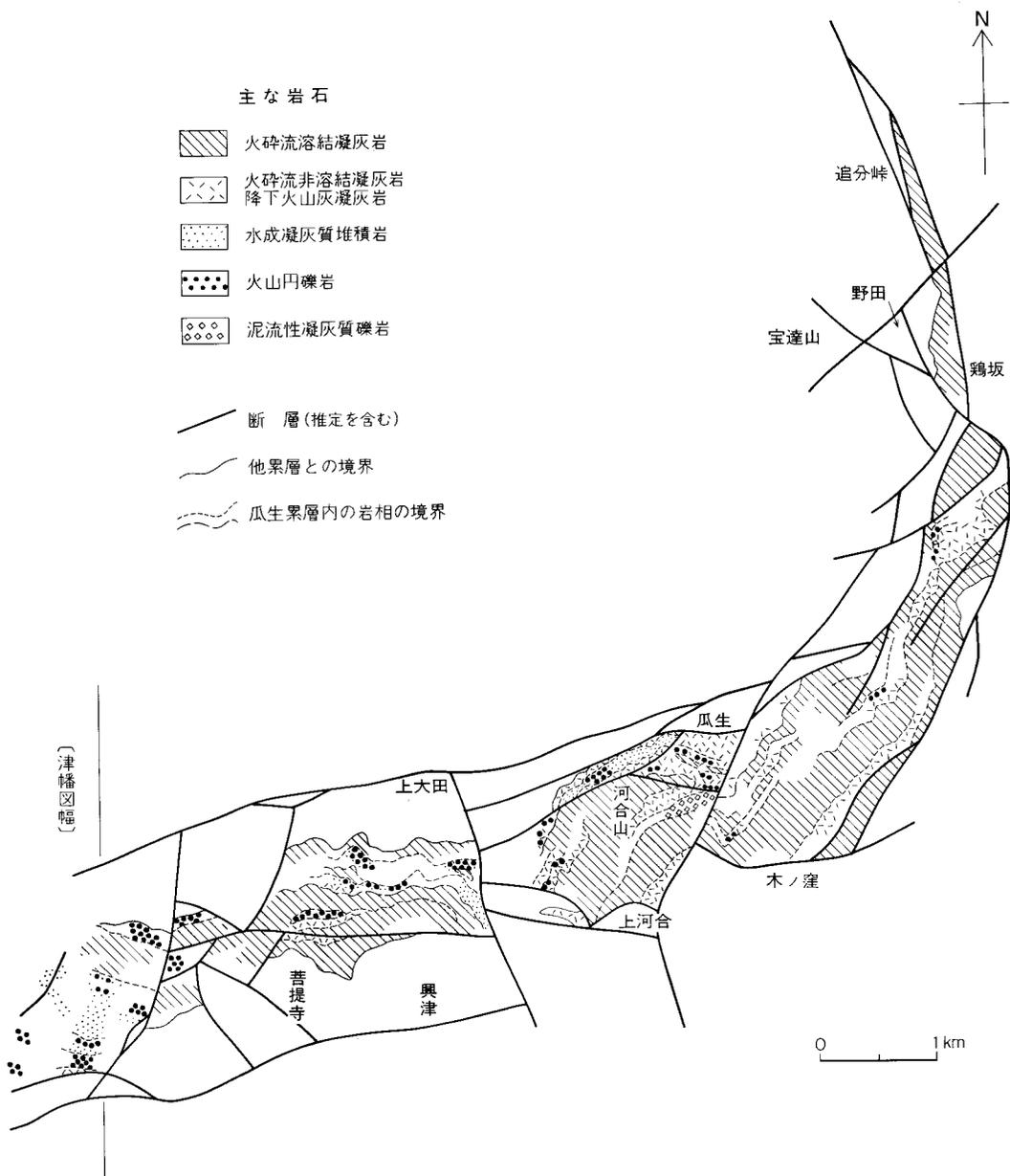
第8図 石動図幅地域太田累層の柱状図及びその作成位置  
 層厚の尺度には100m当り±30mまでの誤差を含む。

部にする。高橋・八木・野口・青木（1934）と高橋・八木・外2名（1934）との宝達層を貫く(?)安山岩と石英粗面岩、小野山（1935）の宝達統中の安山岩、池辺ほか（1951）の野田火砕岩の上部分、そして邑本（1958）の野田噴出岩類に当たる。

〔分布・構造〕 第7, 9図参照。

〔層序関係〕 基底の状況は観察できなかったが、堆積環境・堆積物組成の変遷などから、太田累層に不整合に載ると結論できる。時間間隙に、近隣の安山岩質火山噴出、西部低下の小規模な構造運動などが推定でき、瓜生累層は北東へアバットしている。

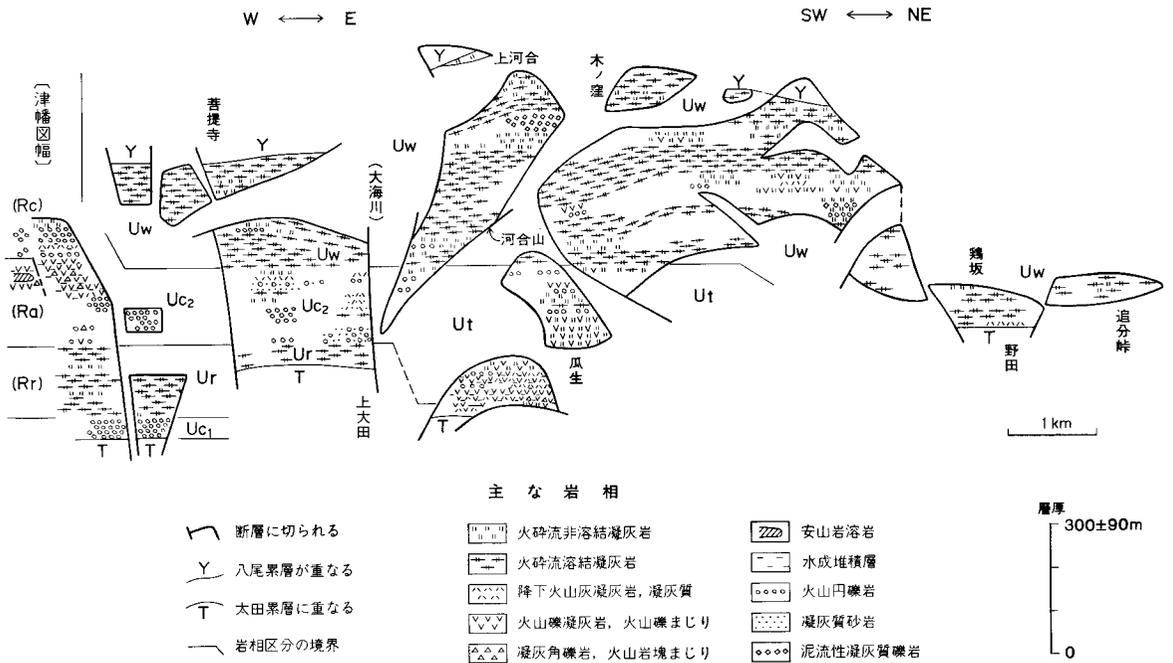
〔層厚〕 河合山付近では上限不明で700m以上、上大田より西では500-600m、瓜生-木ノ窪では上・下限不明で500m以上、鶏坂南部では500m前後である。



第9図 石動・津幡両図幅地域の瓜生累層の地質図 露出不良部分を除く。

〔岩相・岩質〕 多数の火砕流堆積物と、火山性物質の多い水成層などから構成された累層である。断層で分割された各地塊に露出する地層を対比し、縦軸に層厚を、横軸に一般走向に沿う距離をとって、第10図をまとめた、西寄り地域の累層下部に水成層が多く、累層上部には溶結した凝灰岩が多い。

火砕流堆積物の大多数は、細粒凝灰岩で、一般に多量の火山ガラス細片中に5-30%程度の斜長石と少量の鉄鉱を含んでおり、火砕流によって他の結晶片も伴い、また、火山礫・軽石や種々の岩石片を含



第10図 石動・津幡両図幅地域の瓜生累層の岩相 露出不良部分を除く。

んでいる。含有する結晶片の種類についてみると、累層の下部・中部に斜長石-角閃石の組合せの火砕流堆積物が多く、石英・カリ長石・黒雲母が加わったものがまじり、上部には斜長石-普通輝石の組合せの火砕流堆積物が多い傾向がある。水成層は、降下火山灰などが水域に堆積した凝灰岩層・凝灰質砂岩層と、火山円礫岩層などで、水域を含んだ低い陸地に堆積した可能性が高い。なお、瓜生累層の火山岩類は、上位の累層に同類の礫が含まれているので、現在の分布の北西方にも広がっていたと推定できるが、火山噴出の中心が明らかでない。

岩石の硬さなどについては、溶結していない火砕流堆積物と凝灰岩層とは、一般に塊状の軟らかい岩石で、緑灰色や灰色、あるいは風化して淡黄緑色、黄褐色を帯びた淡灰色など色を示している。火砕流凝灰岩の溶結部、すなわち溶結凝灰岩は暗灰色、紫色や褐色のかかった暗灰色、風化して褐色がかかった灰色、淡褐色などの色を持っており、強く溶結した部分が濃色の硬い岩石ないし中程度の硬さの岩石、溶結の弱い部分が淡色で中程度の硬さの岩石である。また、溶結凝灰岩は板状や方状（直方体状に割れる）の割目があるために比較的崩壊し易く、山腹・谷壁に多くの崩壊岩塊を出している。水成層の岩石は、全体として軟らかい岩石で、表層が風化して軟弱になっているが、礫岩層中の礫だけ中程度の硬さか硬い状態にある。

**最下位の礫岩層 (Uc1)** 主に安山岩円礫の中・大礫岩からなり、安山岩・花崗岩質岩石の巨礫やオーソコーツァイトの中礫を含み、層厚が30mないし60mである。礫の安山岩の多くは、斜長石・普通輝石の斑晶を含んだ、少し苦鉄質の半晶質安山岩で、太田累層中の安山岩礫より変質が弱く、石基中に単斜輝石を含んでいる。

**下部の溶結凝灰岩類 (Ur)** 菩提寺北西方の Ur は、数枚以上の、細粒の珪長質火砕流凝灰岩で、100 m 以上 200 m 未満の厚さがあり、弱い溶結部を持った火砕流堆積物が多い。菩提寺北東方の Ur は、3-6 枚くらいの火砕流堆積物の重なりで、厚さ 40-70 m 程度、溶結部を伴った細粒の珪長質火砕流凝灰岩が多いようである。

**下部の凝灰岩類 (Ut)** 珪長質の火砕流凝灰岩と水成堆積の凝灰岩とが重なり合った地層で、間に火山礫岩や凝灰質砂岩の層が挟まれており、火砕流堆積物中に溶結部が少ない。層厚は 250-320 m の範囲に見積られる。

下位から上位へ、次の i-iv のような層序を示している。i 厚さ 40 m くらい。降下堆積物の可能性が高い火山礫質ないし軽石質の凝灰岩、緑灰色の火砕流軽石質凝灰岩、珪長質溶結凝灰岩それぞれの厚層からなり、凝灰質砂岩層や Fagus らしい樹葉化石を含んだシルト質泥岩層を挟む。ii 40-60 m。主に緑灰色の軽石質や火山礫質の水成堆積の凝灰岩。間に挟まれた火山円礫岩に普通輝石安山岩と安山岩質・珪長質の溶結凝灰岩の礫を含む。iii 約 100 m (断層で欠如)。緑青色となった軽石質や粗粒などの火砕流凝灰岩数枚。弱い溶結部を伴う。iv 約 100 m。半ば溶結した厚い火砕流粗粒凝灰岩層、岩石片の多い溶結凝灰岩層、安山岩・溶結凝灰岩の礫を含んだ礫岩層、凝灰質粗粒砂岩層などからなる。

**下部の礫岩・凝灰岩層 (U<sub>C2</sub>)** 火山円礫岩・凝灰質砂岩・凝灰岩などの地層で、溶結部を持った火砕流堆積物が挟まれており、合わせて 150-200 m くらいの層厚がある。礫岩は、普通輝石安山岩・角閃石安山岩・溶結凝灰岩を礫とした、大礫岩や中礫岩で、所によって巨礫も含んでいる。上大田南部では、炭質物が基質となった中-細粒砂岩層や降下火山灰の凝灰岩層が認められる。

**上部の溶結凝灰岩類 (U<sub>w</sub>)** 溶結部を伴った多数の火砕流凝灰岩と、溶結部のない火砕流凝灰岩、火山円礫岩、降下火山灰凝灰岩などから構成され、100-500 m の厚さで全般に広がっている。岩相が上下・側方共に変化する。

模式的に見られる河合山では、全層厚 400-500 m で、西側下位、上河合側上位の大勢で、下位から次の i - iii の堆積物が重なっている。i 厚さ 100 m くらい。最下位に強く溶結した細粒溶結凝灰岩の厚層、その上に、火山円礫岩を交えた、溶結部の目立たない火砕流細粒凝灰岩の群。最下位の溶結凝灰岩に特に多量の岩片 (溶結凝灰岩、Ut の同類らしい凝灰岩)、火山礫・斜長石・普通輝石などを含む。ii 150-200 m くらい。溶結凝灰岩の多い 1 群の火砕流堆積物。下部には斜長石大型結晶や溶結凝灰岩・安山岩岩片を比較的多く含んだ火砕流が、中部には斜長石、変質細粒凝灰岩などの岩片、安山岩質のスコリア・火山礫を含んだ火砕流や、大型斜長石と普通輝石を含んだ火砕流が、上部には小さい火山礫を含んだ溶結の弱い細粒火砕流が認められる。iii 150-200 m くらい。下位から、非溶結火砕流細粒凝灰岩の厚層、火山泥流堆積物らしい礫質岩層、溶結凝灰岩の多い火砕流 3・4 枚、非溶結・弱溶結の火砕流細粒凝灰岩の群が重なる。礫質岩は放出物破片の多い砂質シルト中に、スコリア、普通輝石安山岩質の火山礫・火山岩塊、溶岩らしい安山岩岩片、デイサイト質岩片を含んだ泥流性の堆積物。その上の溶結凝灰岩は細粒凝灰岩・溶結凝灰岩・デイサイト質岩石・安山岩質岩石・凝灰質砂岩・凝灰質泥岩・シルト岩などの岩石片や斜長石・輝石を含む。

## VI. 5 やつ お 八尾累層

### VI. 5. 1 概要

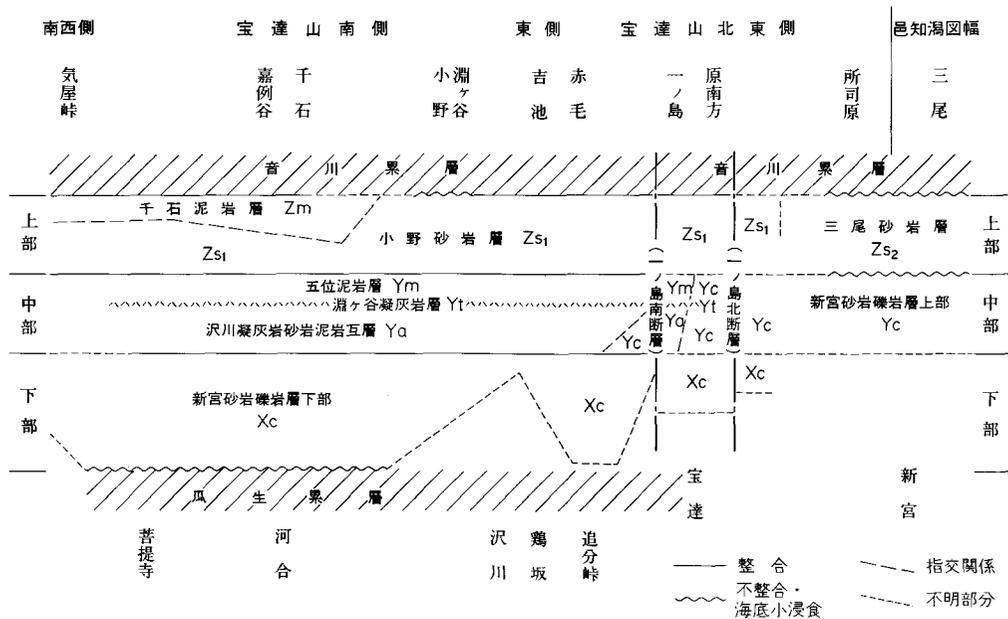
〔地層名〕 この報告の八尾累層は、坂本ほか（1959）の累層区分によるもので、5万分の1八尾図幅地域の地層を模式にしている。模式地では、池辺（1949）の八尾亜層群、又は中世古（1954）の黒瀬谷累層と東別所累層とを合わせたものほぼ同じである。模式地域の八尾累層と石動図幅地域の八尾累層とは、かなり違った岩相を示し、かつ、地上でつながっていないが、産出古生物・岩相層序などが相応し、共通の堆積盆の南・北両縁にほとんど同時期に堆積した公算が大きい。なお、八尾図幅地域での中世古（1953, 1954）の黒瀬谷・東別所両累層の時間的境界は、石動図幅地域の八尾累層中部の沢川凝灰岩砂岩泥岩互層と淵ヶ谷凝灰岩との境前後に入ると考える。

〔分布・構造〕 第4-6図参照。

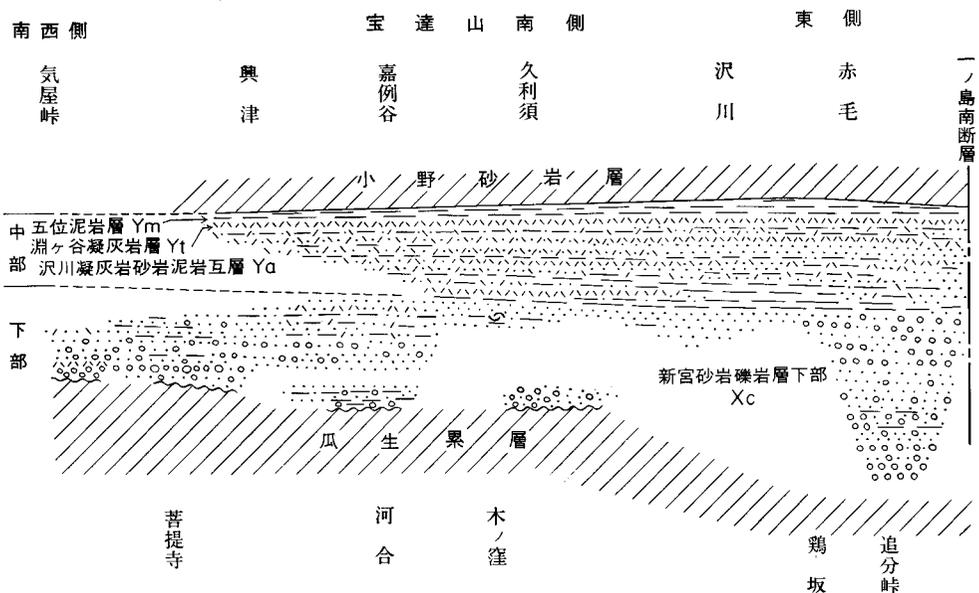
〔層序関係〕 下位に対して不整合である。八尾累層最下部が、この図幅地域の西南部で東西約8kmの露出範囲を通じて、瓜生累層上部に斜交して重なり、浸食凹凸面に載る露出も見いだされる。

〔岩相・区分〕 大部分が海成層で、層厚の推定値は宝達山の南側で800-1,000m、東側で1,200-1,500mに達し、北側の宝達付近で1,500mを越す。模式的に、下部（X）は砂岩・礫岩、中部（Y）は凝灰岩・砂岩・泥岩、上部（Z）は砂岩と砂岩泥岩互層からなり、それぞれ、岩相が側方変化し、肥厚部が異なっている（第11図）。

下部と中部の境界は津幡町の木ノ窪北東2km付近のYa基底（第15図XZ-5）、中部と上部の境



第11図 石動図幅地域の八尾累層の地層区分



第 12 図 石動図幅地域の八尾累層中部・

界は福岡町の小野南西 700 m 前後の Zs 基底 (第 17 図 XZ-7) を模式として、各基底層を追跡して設けたが、Ya 基底と Yc 基底とは断層で隔てられているので、岩相の上下変化の特徴によって対比した。中部と上部の境は、池辺ほか (1951) の八代累層と吉滝累層の境にほぼ相当する。

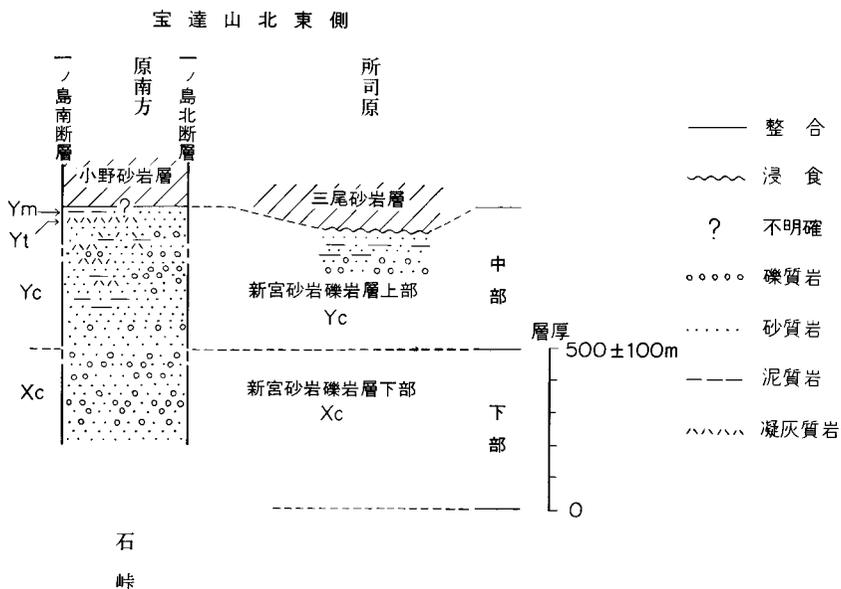
この累層の岩石は、少しの続成作用を受けて硬化した堆積岩で、一般に中程度の硬さの岩石や軟らかい岩石であるが、露出では、硬質の泥岩や特に固結した部分の砂岩だけが中程度の硬さを保ち、他は風化して全体に軟らかい岩石となり、間にごく軟らかい部分も交じった状態になっている。また、地すべり地では、泥質岩・細粒砂岩・凝灰質岩が泥を、粗粒砂岩・礫岩が土砂を生じていることが多い。

## VI. 5. 2 八尾累層下部 (X)

主岩相が宝達山の北東側で粗粒砂岩・礫岩、南側で粗粒・中粒の砂岩と地域変化するが、まとめて、新宮砂岩礫岩層下部 (Xc) と呼ぶ。西-北西方の後背地から多量に供給された粗粒碎屑物が、海岸近くの、陸水・浅海底に堆積した地層と解釈する。

### 新宮砂岩礫岩層下部 (Xc)

〔地層名・模式地〕北隣の邑知瀧図幅地域南部の新第三系下部 (下限不明) に付けられた、池辺 (1949) の新宮砂岩層、市川・紮野 (1955) の新宮砂岩礫岩層を受け継いで、この報告では、新宮砂岩礫岩層という名称を石動図幅内の同様な岩相の地層に広げて使用し、そのうち、沢川凝灰岩砂岩泥岩互層 (Ya)・淵ヶ谷凝灰岩層 (Yt)・五位泥岩層 (Ym) の同時異相に当たる上半部を上部 (Yc)、下半部を下部 (Xc) として示す。この報告の新宮砂岩礫岩層の模式地は、志雄町原南方約 700 m 地点から南へ、462 m 三角点を経て宝達山北東の押水町追分峠までの山腹の道路沿いや尾根道、すなわち第 13



下部の岩相 地表露出部分の整合。

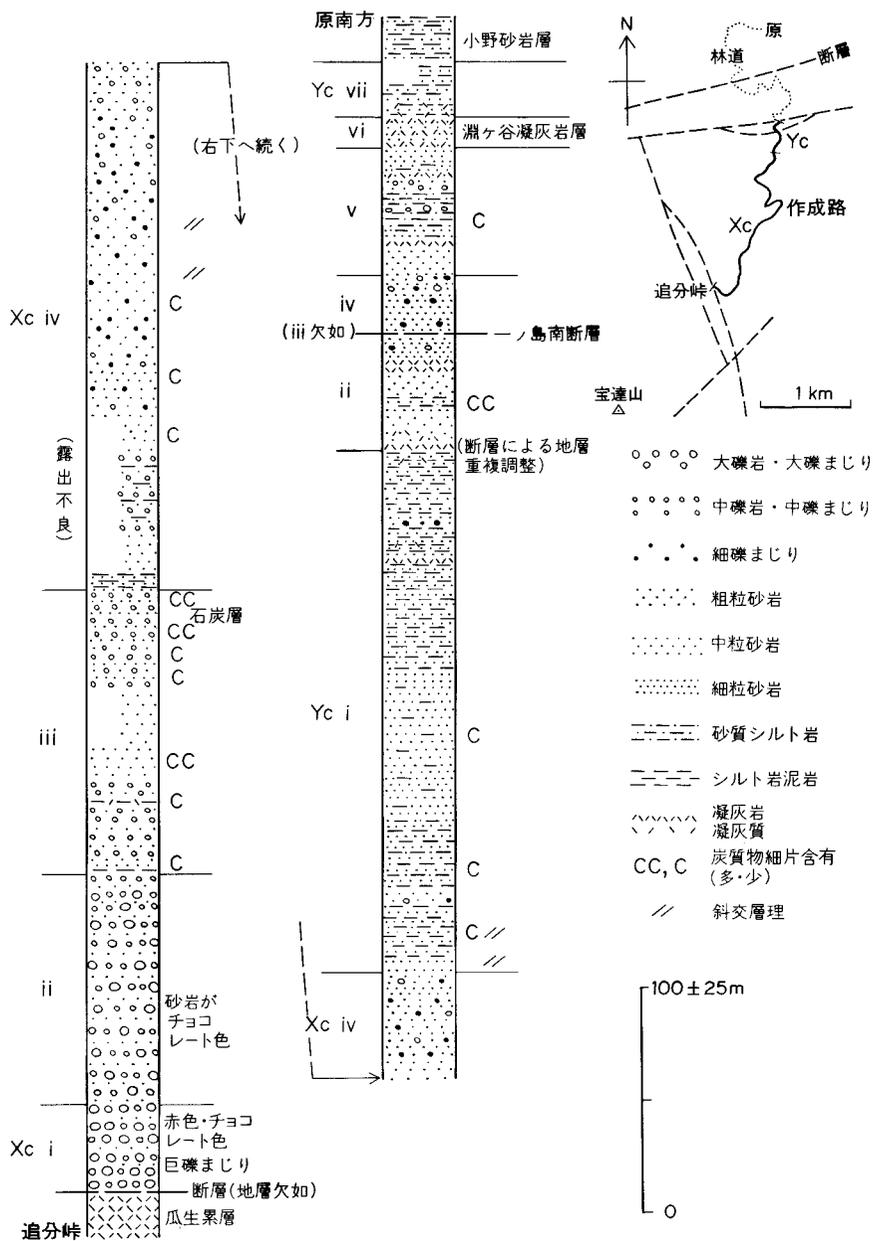
図 XZ-1 柱状図 (Xc・Yc) の作成路にする。これらの大部分は新宮川の上流域に当たる。

新宮砂岩礫岩層下部 (Xc) は、模式地周辺では、KASENO (1963) の坪池互層の下部分や藤・塩田 (1975) の新宮砂岩礫岩互層にほぼ相当し、宝達山の南側では、井上・角 (富山県, 1957) の河合砂礫層や KASENO (1963) の河合砂岩礫岩層に相当する。

〔岩相〕 砂岩に礫岩・含礫砂岩などが加わった地層で、宝達山の北東側で 500-600 m、南側で 300-400 m の層厚を持ち、南寄りと上位寄りへ細粒となる傾向を示し、南の上半に少しの泥岩・凝灰岩を含んでいる (第 12 図)。

宝達山北東側・北側の地層は、模式地のものに類似している。模式地 (追分峠-原南方) では、基底不明で、層厚が 500-600 m 程度、第 13 図 Xc のように下位から i - iv に区分される。i 巨礫まじりの中-大礫岩などの地層。間に厚さ 0.1-3 m の粗粒砂岩層を多数挟み、礫岩が全体に赤色、砂岩が暗赤色を示す。礫は、多くが歪角-歪円形、最大礫の径が 40 cm 前後で、主に花崗岩質岩石、少しが瓜生累層と同類の火山岩や飛驒変成岩類のものらしい片麻岩質岩石である。ii 大礫まじり中礫岩層と粗粒砂岩層。暗赤色の砂岩層を含む。iii 中礫岩と粗粒砂岩に中-細粒砂岩がまじった地層。級化成層した砂岩層が繰り返して重なる地層を含み、炭質物細片入りの砂岩層をかなり多く伴い、上位寄りに厚さ 5-20 cm の石炭層を 10 枚近く挟む。iv 繰り返して重なった砂岩層の群、各層が厚さ 0.5-3 m、小型中礫・細礫まじり極粗粒砂から中-細粒砂まで、粗粒砂からシルトまでなどの粒度の幅を持つ。なお、宝達山北側の、断層に区切られた地層は、どれも、主に iv に相当する。

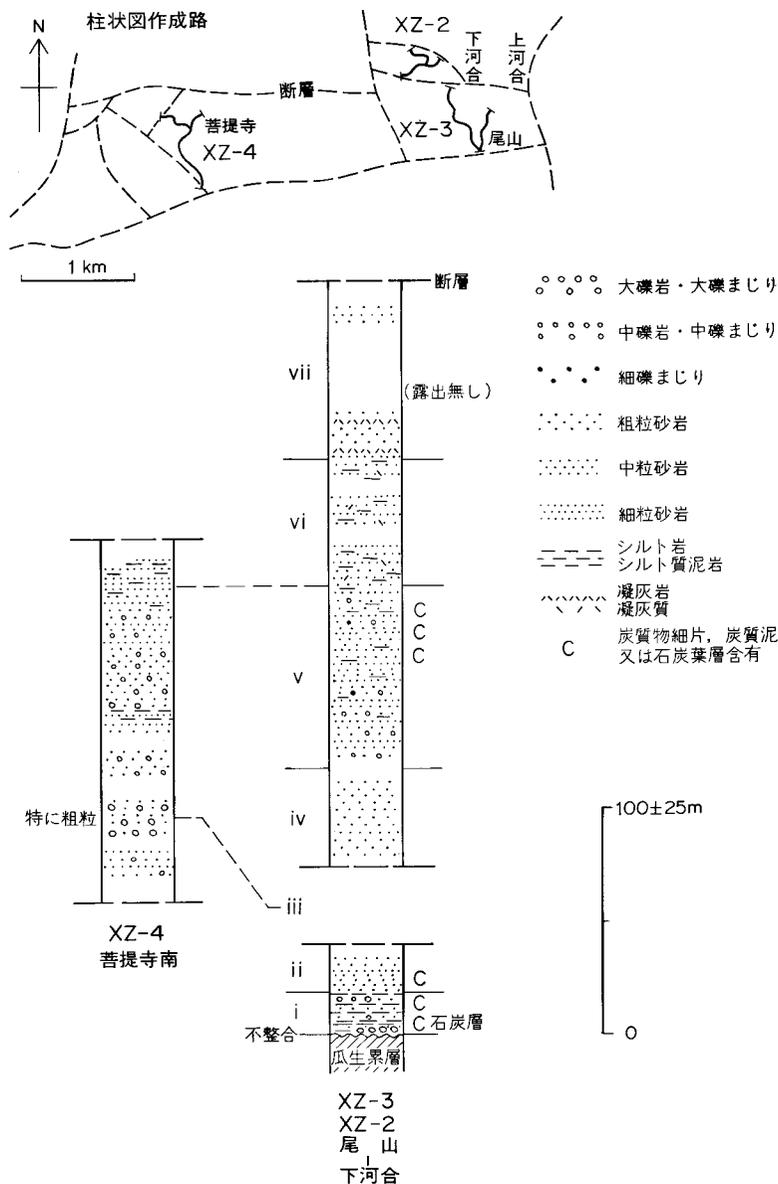
宝達山南側の地層は、津幡町の下河合から南方の尾山へかけて最も連続的に露出し、第 14 図 XZ-2, XZ-3 のような層序を示している。i 粗粒砂岩・礫岩・粘土質泥岩などの互層。基底層が中礫岩又は



第13図 石動図幅地域宝達山北東側の新宮砂岩礫岩層下部・上部 (Xc・Yc) の柱状図 (XZ-1) 及びその作成位置

炭質細片を含んだシルト質泥岩で瓜生累層火砕流の細粒凝灰岩の凹凸面上に載る。粘土質泥岩層に炭質の部分があり、昔試掘された石炭層を挟んでいた可能性が高い。ii 中-粗粒砂岩・中-細粒砂岩などの地層。炭質細片や石炭葉層を含んだシルト質細粒砂岩層を挟む。iii 断層によって欠如。iv 極粗粒

砂から中粒砂又は細粒砂までの粒度変化を持った、厚さ1-2m前後の砂岩層が繰り返し重なった地層。v 小型中礫・細礫まじり極粗粒砂から中粒砂又は細粒砂まで、あるいは中-粗粒砂からシルト質細粒砂までの、厚さ0.7-1.5mの砂岩層が繰り返し重なった地層。上位寄りに炭質細片の多い砂岩層を含む。vi シルト質中粒砂からシルト質細粒砂までなどの、厚さ0.5-1mの砂岩層が繰り返し重なった地層。シルト岩や凝灰質泥岩の薄層を挟む。vii 粗-極粗粒砂から中粒砂まで、あるいは中-粗粒砂から中-細



第14図 石動幅地域宝達山南側の新宮砂岩礫岩層下部(Xc)の柱状図及びその作成位置

粒砂までの、厚さ 1.5-3 m 程度の砂岩層からなる地層。繰り返しがやや不規則、下位寄りに厚さ 2-4 m の凝灰岩 2 層を挟む。最上部が断層で欠如。なお、この i-vii は模式地と違う区分である。

i に相当する地層は、木ノ窪北東 1-2 km の所では、礫岩を互層状に挟んだ砂岩層であって、下位が小断層で切れて厚さ 20 m くらい露出し、中礫又は含礫粗粒砂から細粒砂までが厚さ 1-2.5 m で繰り返し重なって構成されており、木ノ窪北東 3 km の尾根では、厚さが 30 m 余りで主に含礫粗粒砂岩からできている。

iii の断層で欠如した部分には、菩提寺南の特に粗粒な層（第 14 図 XZ-4）付近に当たる地層が厚さ 20-50 m 存在したと推定できる。菩提寺南の特に粗粒な層は、大-巨礫まじり粗-極粗粒砂岩、中-粗粒砂岩、大-巨礫岩（最大礫径 1.5 m）からなり、西へ巨礫が減り、最大礫が小さくなるが、気屋峠北方まで続き、種北方-気屋峠北方の間で上位に厚い凝灰岩層を伴っている。

vi とと思われる層準に、木ノ窪で、層理の明らかなシルト質泥岩層や、貝化石薄層を多数挟んだ、軽石片まじりの細粒砂質シルト岩層が交じり、*Anadara*, *Lucinoma*, *Cardidae* などを含んでいる。

vii の最上部は、上河合-木ノ窪北東部の間では、中粒砂岩を伴った粗粒砂岩や、粗-極粗砂岩の厚層であって、瓜生南方で亜炭層を挟み、木ノ窪北東で炭質の泥岩層や炭質物が基質となった砂岩層を交えている。尾山では、これらに相当する、厚さ 10-30 m が欠けている。

新宮砂岩礫岩層下部に含まれている礫の種類は、層準と地域によって多少違うが、宝達山の北東側・南側を通じて、一般に多い方から、花崗岩質岩石、瓜生累層系の溶結凝灰岩・安山岩質岩石、太田累層中の礫であつたらしい変成チャート・古期砂岩などと片麻岩質岩石である。

### VI. 5. 3 八尾累層中部 (Y)

宝達山と一ノ島を結ぶ線の、北西側に新宮砂岩礫岩層上部 (Yc) が分布し、これと同時異相の関係で、南東側に沢川凝灰岩砂岩泥岩互層 (Ya)・淵ヶ谷凝灰岩層 (Yt)・五位泥岩層 (Ym) が重なっている（第 12 図）。およその層厚は、宝達山の北東側で 400-550 m、東側 350 m、南東・南側 300 m である。Yc は北西-西方から供給された粗粒碎屑物が陸近くの海底に集積し、Ya は陸源の砂・泥と、西-南西方近隣から飛来した火山放出物とが沖合いの陸棚などに、Yt は火山灰、Ym は泥が、より深い海底に堆積した地層と推定する、

#### 新宮砂岩礫岩層上部 (Yc)

〔地層名・模式地〕 新宮砂岩礫岩層下部 (Xc) の項参照。この地層 (Yc) は、一ノ島-宝達急傾斜帯以北では KASENO (1963) の新宮砂岩礫岩層にはほぼ相当し、今井ほか (1966) の邑知潟図幅内の新宮礫岩層につながる。

〔岩相〕 第 13 図に示すように、模式地 (XZ-1 柱状図作成路 Yc) では、一ノ島南断層によって 150 m 程度欠け、層厚 400 m 前後が露出し、下位から i-vii の層序を示している。i 中-細粒砂岩層主の地層。同様な単層が繰り返し重なっており、中-細粒砂と極細粒砂質シルトの各 3-20 cm の有律互層が多い。下半に炭質細片まじりの層を、上位寄りに厚さ 1 m 弱の凝灰岩層を挟む。ii 粗粒砂岩層・中粒砂岩層が優勢な地層。厚さ 2-3 m の粗粒から極細粒までの砂岩層が繰り返し重なった地層が多く、

10-50 cm の中粒砂岩層が繰り返し重なった地層や、10-50 cm の中粒・中-細粒の砂岩と5-20 cm の泥岩との互層を含み、厚さ5・6 m などの細粒凝灰岩層を挟む。iii 断層による欠如。iv 厚さ0.5-2 m の含礫中-粗粒砂岩層・中-細粒砂岩層が繰り返し重なった地層、含礫砂岩層は中礫まじり細礫から極細粒砂までなどの粒度幅を持ち、まれに径30-50 cm の巨礫を含む。v 粗粒・中粒砂岩層と砂質シルト岩層とが多い地層。シルト質細粒砂岩層・含礫粗粒砂岩層を伴い、厚さ60cm の凝灰岩層や1 m の凝灰質の砂岩・泥岩層を挟む。粗粒・中粒砂岩層は繰り返し重なっている。vi 淵ヶ谷凝灰岩層（後述）。vii 中-粗粒砂からシルト質極細粒砂までの中粒砂岩層や、中粒砂岩とシルト質泥岩の互層など。下位寄りが凝灰質である。iiiには、一ノ島南断層の北側で原南方の谷から石峠にかけて露出する、厚さ150 m 前後の、含礫粗粒砂岩の地層などの層準が欠けたと推定する。この含礫砂岩層は厚さ1-2 m くらいで、繰り返し重なっており、多くが大礫まじり中礫から中-細粒砂までの粒度を持ち、少数が径1 m までの巨礫を含んでいる。

宝達北西の地層は、多くが中-粗粒砂岩層で凝灰質層を挟み、主にiに属すとみなし得る。模式地より粗粒である。

原北方の地層は、石動幅内で厚さ50 m くらい、主に極粗粒砂岩からなり、厚さ3-30 cm の中礫岩層を多く挟んだ部分や中-細礫を散点的に含んだ部分を伴うほか、巨礫まじりの中-大礫岩層、シルト質細粒砂岩層の厚層を挟んでいる。vに当たる可能性が大きい。

新宮砂岩凝灰岩層上部に含まれている礫は、大多数が花崗岩質岩石で、少数が瓜生累層系の火山岩、太田累層中の礫であつたらしい変成チャート・古期砂岩、片麻岩質岩石などである。

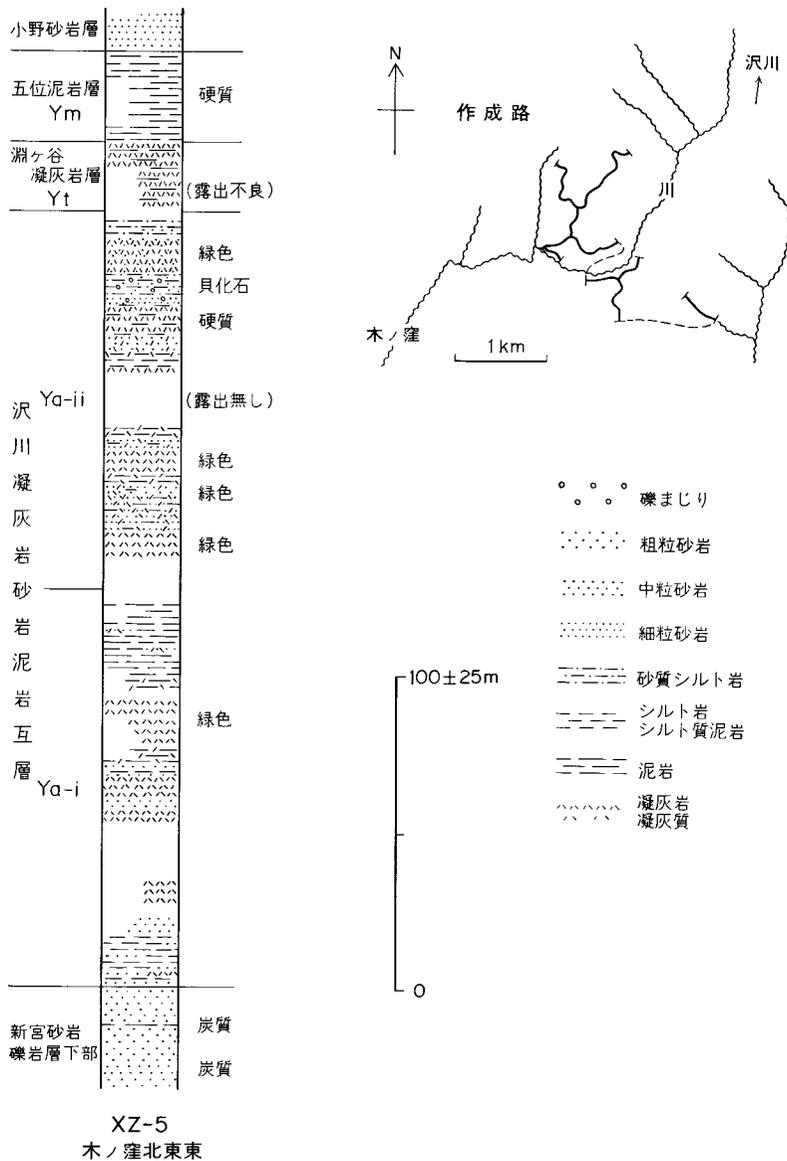
#### 沢川凝灰岩砂岩泥岩互層 (Ya)

〔地層名・模式地〕池辺ほか（1951）の沢川互層の上部にほぼ相当し、沢川を中心に分布しているの  
で、地層名を継承する。津幡町木ノ窪北東東2 km 付近と福岡町小野北西西3.5 km 付近、すなわち、  
第15図XZ-5柱状図の作成路で連続的に観察され、そこを模式地にする。KASENO（1963）の、宮島  
緑色凝灰岩層はこの地層の南半、坪池互層の上部はこの地層の北半に当たる。

〔岩相〕凝灰質砂岩・凝灰岩・砂岩・泥岩が不規則に重なり合った地層で、各層とも2 m 以上の厚層が多く、また、緑色を帯びた凝灰岩・凝灰質砂岩が多い。池辺ほか（1951）、中世古（1952）、邑本（1958）などによって、大型有孔虫の *Miosypsina kotoi*, *Operculina complanata* の化石が見いだされている。層厚は、おおよそ、木ノ窪から沢川にかけて250 m 内外、他で200 m 内外である（第12図）。

模式地では、第15図の柱状図が編成でき、下部（i）と上部（ii）に違いがある。iは、泥質岩が優勢で凝灰岩・砂岩とわずかな砂岩泥岩互層を伴っている。泥質岩は多くが凝灰質でないシルト質泥岩で、一般に層理の目立たない厚層。凝灰岩は粗粒・細粒のガラス質凝灰岩で厚い層が3-7 m、粗粒凝灰岩が緑色。砂岩は多くが粗-極粗粒のアルコース砂岩で層理の目立たない厚さ2・3 m 単位の層である。

模式地のiiは、大部分が緑色化した凝灰質砂岩と凝灰岩で、泥質層を多く挟み含礫砂岩層などを伴っている。凝灰質砂岩はほとんど火山放出物の碎屑で、一般に厚さ3-10 m の、層理の目立たない中-粗粒主の砂岩層や粗粒から細粒まで弱く級化成層した砂岩層。凝灰岩は多くが粗粒凝灰岩、デイサイト



第15図 石動図幅地域西南部の八尾累層中部の柱状図及びその作成位置

質ないし安山岩質のようで、小さい火山礫から細粒火山灰までの弱い級化層理を示した5-10mの厚層。泥質層は凝灰質のシルト質泥岩などで多くが厚さ1.5-4mの層。含礫砂岩層は、変成チャートなどの径4cm以下の礫とChlamysの破片を含んだ10mくらいの厚層である。なお、含礫砂岩層直下の硬質の凝灰岩層は細粒で細かい平行層理を帯び、次述の淵ヶ谷凝灰岩層に類似した特徴を備えて広範に分布している。

地域によって、模式地と少し変わり、鶏峠-坪池間ではiの泥質岩が厚く、坪池周辺ではiiに厚さ20

m内外のアルコース砂岩層が加わり、小矢部地区ではiiの凝灰岩・凝灰質砂岩が肥厚し、中程度の硬さの岩石となった上位寄りの厚層が石材に利用されている。なお、子撫川下流では、邑本・山田(1965-66)が紹介しているように、iiが幅広い滝の造瀑層となり、河床でポットホールを生じて地学の名所を造っている。

#### 淵ヶ谷凝灰岩層 (Yt)

〔地層名・模式地〕池辺ほか(1951)の淵ヶ谷層灰岩のうち、ほとんど凝灰質物ばかりからなる下半部に対して、福岡町五位の淵ヶ谷を模式地にして名付ける。

〔岩相〕細かい層理が目立つ、硬い細粒凝灰岩層で、大体、極細粒砂-シルト粒度のガラス質・半晶質の火山放出物と、粘土粒度の物質とで構成され、斜長石・石英・黒雲母が少量まじり、これらが厚さ1-3 cm、所によって5 cm前後ごとに級化成層している。新鮮な岩石は灰黒色・暗灰色であるが、風化によって、粗粒部が淡色、粘土質部が濃色の互層状の段階を経て、全体が淡褐色・淡赤褐色などになる。

中央部・西南部での層厚は、模式地付近で25-30 m、赤毛・上中で30 m余り、河合南方と小矢部地区で15-20 mである。一ノ島-宝達急傾斜帯でのこの凝灰岩層は、一ノ島南から県境の尾根までの間では、模式地と似た岩相で層厚が10 m内外あるが、新宮砂岩礫岩層上部(Yc)に挟まれた所では、厚さ10-20 cmなどの凝灰質砂岩層多数や厚さ20 cmなどの粗-極粗粒アルコース砂岩層少数と互層し、層厚が子浦川本流で6 mくらい、原南方の尾根で2-3 mに減り、その尾根の西斜面で、アルコースな粗粒砂・中粒砂中に主体と同質の火山放出物を切れ切れの薄層として含んだ凝灰質砂岩層、厚さ計約15 mに変わっている。

#### 五位泥岩層 (Ym)

〔地層名・模式地〕福岡町五位を模式地として、淵ヶ谷凝灰岩層の直上に重なり、後述の小野砂岩層に覆われる泥岩層に名付ける。池辺ほか(1951)の淵ヶ谷層灰岩の上半部に当たる。

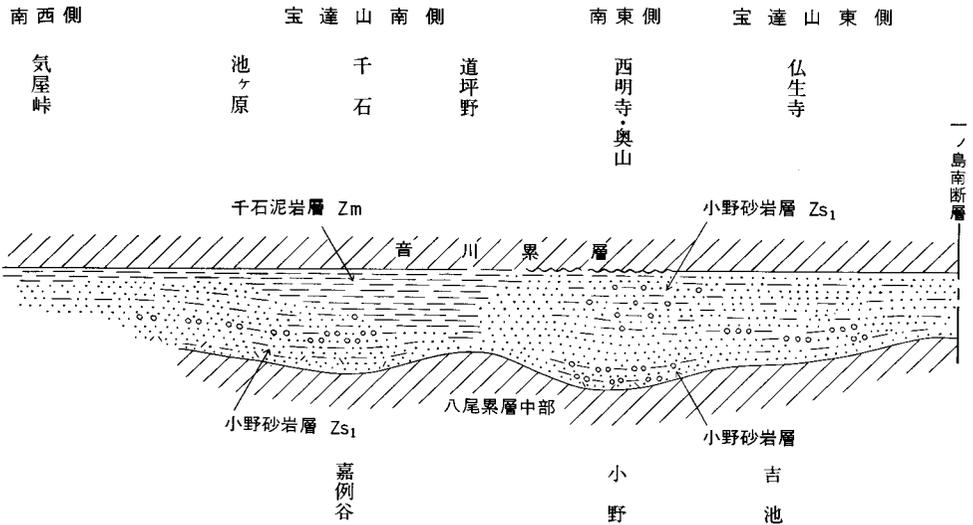
〔層厚〕地域によって、五位30-35 m、沢川・吉池40-50 m、赤毛約30 m、上中30-40 m、五位西方20 m余り、久利須30 m前後、河合南方40-50 m、石動近く10 m前後と変わり、一ノ島-宝達急傾斜帯では、一ノ島南で10 m程度、西へ尖滅する。

〔岩相〕暗灰色の、比較的硬いシルト質泥岩からなり、所によって厚さ10-30 cmの不明瞭な層理を示すが、一般に層理が目立たない。泥岩は風化すると、淡褐色になり、直方体状に割れて岩塊になりやすい。

最下部の厚さ1-2 m、所によって5 mくらいまでの泥岩は、凝灰質物を多く含み、下位の淵ヶ谷凝灰岩層と漸移的な岩相を示しており、また、上部の泥岩はそれほど硬くなく、五位付近・吉池付近で厚さ5-50 cmの細粒砂岩層を挟んでいる。泥岩中にまれに*Solen*・*Portlandia*と、ウニの殻・とげの破片を認めた。

### VI. 5. 4 八尾累層上部 (Z)

砂質タービダイト主の、小野砂岩層(Zs<sub>1</sub>, 中央部)・三尾砂岩層(Zs<sub>2</sub>, 北側)と、小野砂岩層の中部以上に指交して南側に堆積した千石泥岩層(Zm)とから構成されている(第16図)。層厚は、分布



第16図 石動図幅地域の

の南寄りで300-350m, 中央部350-400m, 北へ薄く, 吉池・仏生寺300m弱, 一ノ島-宝達急傾斜帯200m, 所司原・原北方50-100mである。これらは, 古流向からも, 一連の海底扇状地堆積物であったとみなし得る。

#### この小野砂岩層 (Zs1)

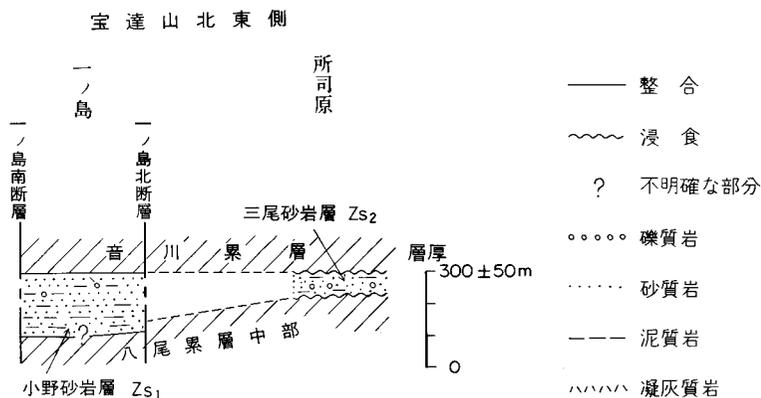
〔地層名・模式地〕 池辺ほか(1951)の模式地付近での小野砂岩・奥山砂岩を中心として, これらと同層準を占めて, 北方・北西方に連続する類似の地層と, 同文献の嘉例谷互層にほぼ相当する地層とに対して, 小野砂岩層の名称を広げて使用する。この報告では, 池辺ほか(1951)による高岡市西広谷・氷見市仏生寺付近の, 小野砂岩上部と奥山砂岩とは音川累層に属させる。

模式地は, 福岡町の小野付近から奥山トンネルを経て西明寺までの間, すなわち第17図XZ-7柱状図の作成路にする。

〔層厚〕 分布の中央部・北部では, 上述の八尾累層上部の層厚通りである。南部では, 主に千石泥岩層との指交の程度に応じて薄く, 西寄りの池ヶ原周辺で200-250m, 嘉例谷・千石で150m前後, 南端の道坪野付近で40m前後となっている。

〔岩相〕 砂岩勝ちの, 有律性の強い砂岩泥岩互層が過半を占める地層で, 砂岩層・含礫泥岩層・泥岩層がまじり, 中央部で中-細粒砂岩多, 北部で細粒砂岩多, 南部で泥岩増と変化している(第17図)。

模式地の地層はXZ-7柱状図のように, 下位からi-viに区分される。iは層厚の側方変化が激しい地層で, 基底から, 凝灰質の細-極細粒砂からシルト質泥までが級化増して厚さ20-40cmくらいで繰り返す互層1-3m, シルト質細-極細粒砂岩層0.5m未満, 浸食凹凸面を介して, フジツボ破片を含んだスランプ構造の中-粗粒砂岩層0.5-3m, 中-粗粒砂岩層1-7m, スランプボールを含んだシルト質泥岩層1.5m未満, 中-細粒砂岩層1-1.5mと重なっている。なお, 福岡町五位では最下位層が平行葉理の細粒砂岩層約0.5mで, その上に中-細礫岩層4m前後が重なり, 五位西方約2kmでは

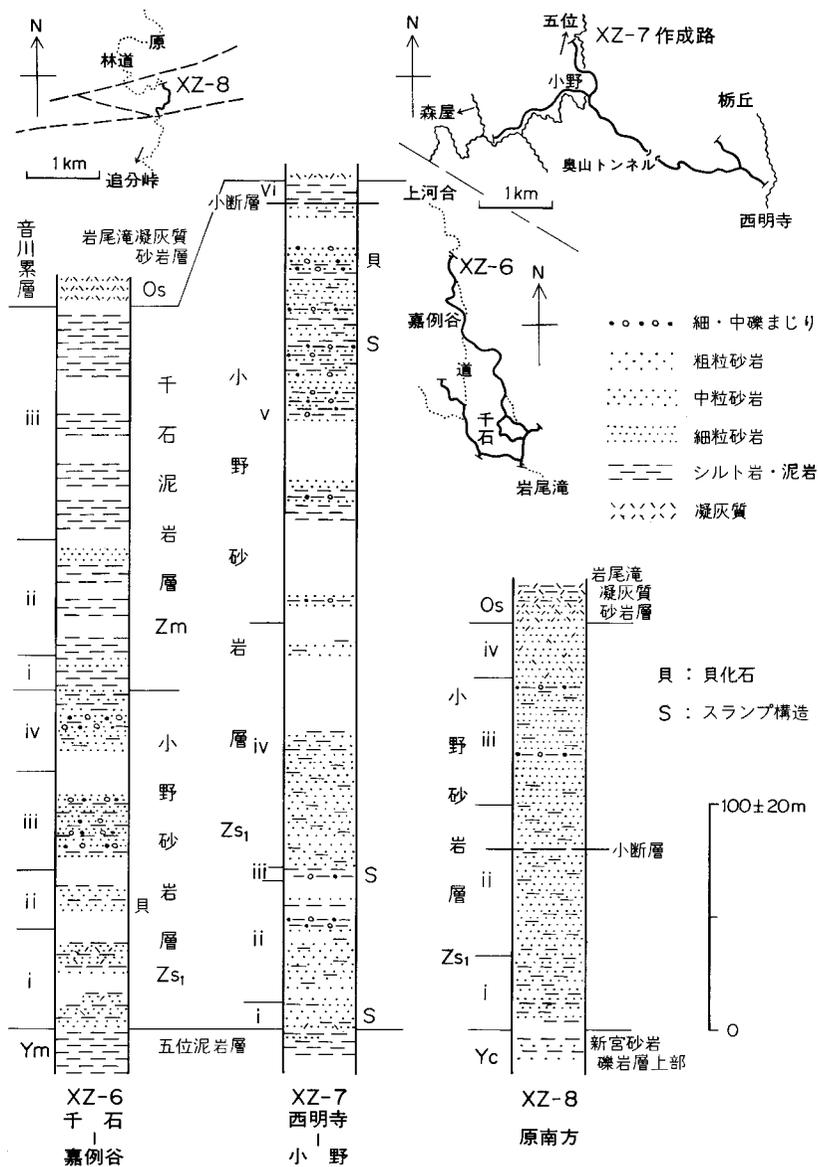


#### 八尾累層上部の岩相

最下位層がシルト質泥岩薄層入りのシルト質細粒砂岩層約 2 m である。ii の地層には、厚さ 0.5-1 m などの主に中-粗粒砂岩と厚さ 5-20 cm のシルト質泥岩との互層，次いで層理の日立たない中-粗粒砂岩の厚層が多く，0.3-1 m の中-細粒砂岩と 0.2-0.7 m のシルト質泥岩との互層，シルト質泥岩の 0.3-1 m 層，含礫泥岩の厚層がまじる。互層の多くは級化成層して有律的であり，少数の砂岩層は基底部に細礫を含んでいる。iii は，スランプ褶曲やスランプボールを含む部分のある含礫泥岩層で，上位に礫を含まないシルト質泥岩を伴って 10 m 前後まで肥厚する。この層が池辺ほか（1951）の奥山砂岩の基底層に当たる。iv は，大部分が有律性の強い，厚さ 0.3-0.7 m の中-細粒砂岩と 3-10 cm のシルト質泥岩との互層で，30 cm 前後の細粒などの砂岩と 5 cm 前後のシルト質泥岩との互層や 20 cm 程度のシルト質泥岩を伴った互層を交じえ，まれに長径 0.3-1 m の団塊を含んでいる。v は，厚さ 3-10 m の互層，0.5-5 m の泥岩層，0.5-1.5 m の砂岩層が重なり合った地層で，互層には 10-40 cm の中-細粒砂岩と 3-7 cm のシルト質泥岩との互層が多く，砂岩基底に細礫を含んだ層や泥岩が欠けた層がまじる。泥岩層には，細礫や小さい中礫を微量か少量含んだ含礫泥岩が過半数を占めて多く，上位寄りで砂質シルトとシルト質泥との細互層からなる，薄層理・葉層理の顕著なものがまじる。砂岩層には中-細粒砂岩が多く，細粒砂岩が少ない，粗粒砂や細礫を含んだ層がまじり，フジツボ・*Chlamys* の破片や泥岩の偽礫を含んだ層が最上部近くにある。vi は，厚さ 10-15 m のシルト質泥岩層で，千石泥岩層に属させてもよい，柄丘東方で *Yoldia*, *Venericardia* などの貝殻片やウニのとげを含んでいる。

模式地から北方へ，似通った岩相が続くが，吉池・仏生寺付近では，v に含礫泥岩層が減り，最上部が vi の泥岩層でなく，厚さ 10-30 cm に成層した，少し凝灰質の中-細粒砂岩層になっている。

北部，すなわち一ノ島-宝達急傾斜帯や平床南西の地層は，志雄町原の南方で代表的に見られ（第 17 図 XZ-8），そこでは，下位から次のように細分される。i 細-極細粒砂岩厚さ 0.5-3 m とシルト質泥岩 0.2-1 m との互層。異常堆積層を含む。ii 細粒から極細粒までの粒度幅を示す砂岩 10-30 cm と



第 17 図 石動図幅地域の八尾累層上部の柱状図及びその作成位置  
 i・ii・iii・・・の細分は共通でなく、柱状図ごとに違う。

シルト質泥岩 5-20 cm との有律互層に、同様な砂岩の単層が加わった地層。基底部に粗粒砂・細礫・貝殻片を含んだ厚さ 1-2 m の細粒砂岩層を伴う。iii 細-極細粒から極細粒までの砂岩層 10-30 cm が繰り返り重なった地層や、それと泥岩 5 cm 未満との有律互層。厚さ 2・3 m の含礫泥岩層を 2 層挟む。iv 中粒まじり細粒から極細粒までの少し凝灰質な砂岩層 15-30 cm が繰り返り重なった地層。

南部の地層は、嘉例谷北部から千石へかけて露出し（第 17 図 XZ-6 の Zs<sub>1</sub>）、下位から次のような

層序を示している。i 厚さ 0.5-1 m 程度の少し凝灰質なシルト質細粒砂岩層が重なった地層。凝灰質泥岩層や凝灰質物の多い砂岩層を挟み、最下位にシルトを多く含んだ極細粒砂岩層を伴う。ii 各層の厚さが 5cm-1.5 m と不規則な、砂岩勝ち・泥岩勝ちの互層がまじった地層。互層の砂岩はシルト質細粒又は中-細粒。嘉例谷の化石産地で中-細粒砂岩層の基底部に貝殻破片が多く、*Anadara*、*Chlamys*・*Anomia*・*Crepidula*・*Crepidula*・フジツボを認めた。iii 厚さ 1-2 m の含礫細粒砂岩と 0.5-3 m の泥岩との不規則な互層が優勢な地層。シルト質細粒砂岩と泥岩の互層や石灰質団塊を含んだ中粒砂岩の厚層を伴う。iv 主に厚さ 0.3-1 m のシルト質細-極細粒砂岩層からなる地層。含礫のシルト質細粒砂岩層、極粗粒砂まじり細粒砂岩層、分級のよい中-細粒砂岩層などを挟み、長辺 20-70cm の団塊の生じたシルト質細粒砂岩層を伴う。

池ヶ原付近では、iv とそれより少し上位の層準に、中-細粒砂から極細粒砂質シルトまでの 0.3-1 m 層が繰り返して重なった地層が発達している。千石から南へ、iv が千石泥岩層と指交し、道坪野付近では、iii くらいまで千石泥岩層に置きかわり、小野砂岩層が極細粒砂岩主の厚さ 40 m くらいの地層になっている。

小野砂岩層の含礫泥岩などの礫は、多くが径 2 cm 未満で、変成チャートが最も多く、古期砂岩・変質安山岩・変質珪長質火山岩・花崗岩質岩石・石英などにわたる。最大礫の径は、一般に 3-5 cm、図幅地域中央部で変質安山岩の径が 10-20 cm である。これらの大半が太田累層の礫質岩の削剥によって供給されたと推定する。

#### 三尾砂岩層 (Z<sub>S2</sub>)

〔地層名〕 KASENO (1963) の三尾砂岩層に当たり、邑知潟図幅内の、今井ほか (1966) の三尾砂岩層へ続き、氷見市三尾付近で模式的に見られる。

〔岩相〕 中粒・細粒の砂岩層が繰り返して重なって大部分を占め、泥岩層を伴っている。層厚は 60-100 m で西寄りに厚い、

所司原では、全層厚 70-80 m、下位から次述の i - iv に細分される。i 厚さ 3-4 m。中粒・細粒の砂岩層を挟んだシルト質泥岩の厚層。スランブ構造を示して新宮砂岩礫岩層上部 (Yc) の粗粒砂岩の凹凸面上に載る。ii 10-20 m。シルト質の細粒・中粒の砂岩の 0.5-1.5 m 層など。厚さ 1-1.5 m の含礫 (径 1 cm 未満の変成チャートなど) 泥岩層を 1・2 層挟む。iii 50 m 前後。中粒砂又は中-細粒砂主の砂岩 0.3-1 m 層が繰り返して重なった地層。各層が粗粒砂からシルト質細粒砂まで、あるいは中粒砂から砂質シルトまでの粒度を持つ。iv 5-10 m。中-細粒砂岩層。厚さ 5-20 cm によく成層し、炭質細片が目立つ。

所司原より西方の地層は、上述に似ているが、原北方の新宮川沿いで、新宮砂岩礫岩層上部の層理の目立たない粗粒砂岩の上に、細かい層理を持った三尾砂岩層最下部の粗粒砂岩が 10 m 以上の厚層となつて、少し斜交して載っている。

#### 千石泥岩層 (Z<sub>m</sub>)

〔地層名・模式地〕 池辺ほか (1951) の千石泥岩と同じで、模式地は小矢部市千石とされており、第 17 図 XZ-6 の Z<sub>m</sub> の作成路でよく見られる。南へ、小野砂岩層と置換し、模式地より下位の層準が加わる。

〔層厚〕 千石-道坪野で150-200 m, 千石西方-八ノ谷付近で100 m内外, 池ヶ原以西では30-50 m くらいである。

〔岩相〕 シルト質泥岩が主で, 新鮮な泥岩は暗灰色の, 層理や割目の少ない軟岩である。

模式地では, 下位から次のような層序を示している(第17図 XZ-6の Zm)。i 細粒砂岩薄層を挟んだ極細粒砂質シルト岩層と, シルト質泥岩細粒砂岩互層からなる地層。互層は各層5-30 cmの厚さで少し泥岩勝ち。ii 細粒砂岩薄層を伴ったシルト質泥岩が主。厚さ2 m程度の細粒砂岩層や4 m程度の含礫砂質シルト岩層などを挟む。iii 層理の目立たないシルト質泥岩が主。シルト質細粒砂岩の薄層, 所によって1-2 m層を少数挟む。

千石から, 南方へ向かつては泥岩・砂岩ともに少し細粒になり, 西方へは, 池ヶ原付近で泥岩が粗粒になって, 細粒砂質の泥岩層を含み, 砂岩勝ち互層も挟んでいるが, 種付近から再び砂質層が減り, 気屋峠で層理の目立たないシルト質泥岩主となる。

## VI. 6 <sup>おとがわ</sup>音川累層

### VI. 6. 1 概要

〔累層名〕 池辺・中世古(1955)によって5万分の1八尾図幅地域の地層を模式にして命名され, 坂本ほか(1959)以降, 筆者たちが能登半島南部にも適用してきた。模式地域と能登半島南部との地層対比は, 両地域での岩相層序・産出古生物がおおよそ相応することによっており, 石動図幅内で岩尾滝凝灰質砂岩層以上を音川累層としたのは, この部層と城端図幅内の音川累層最下部の蔵原砂岩層(市原ほか, 1950; 井上ほか, 1964)との間に, 岩相の類似と堆積環境変遷上の共通性があることによっている。ただし, 両砂岩層中に挟在する凝灰質層が別個の噴出源から放出された可能性が高い(角, 1977)ので, 両層の精確な同時性は分からない。

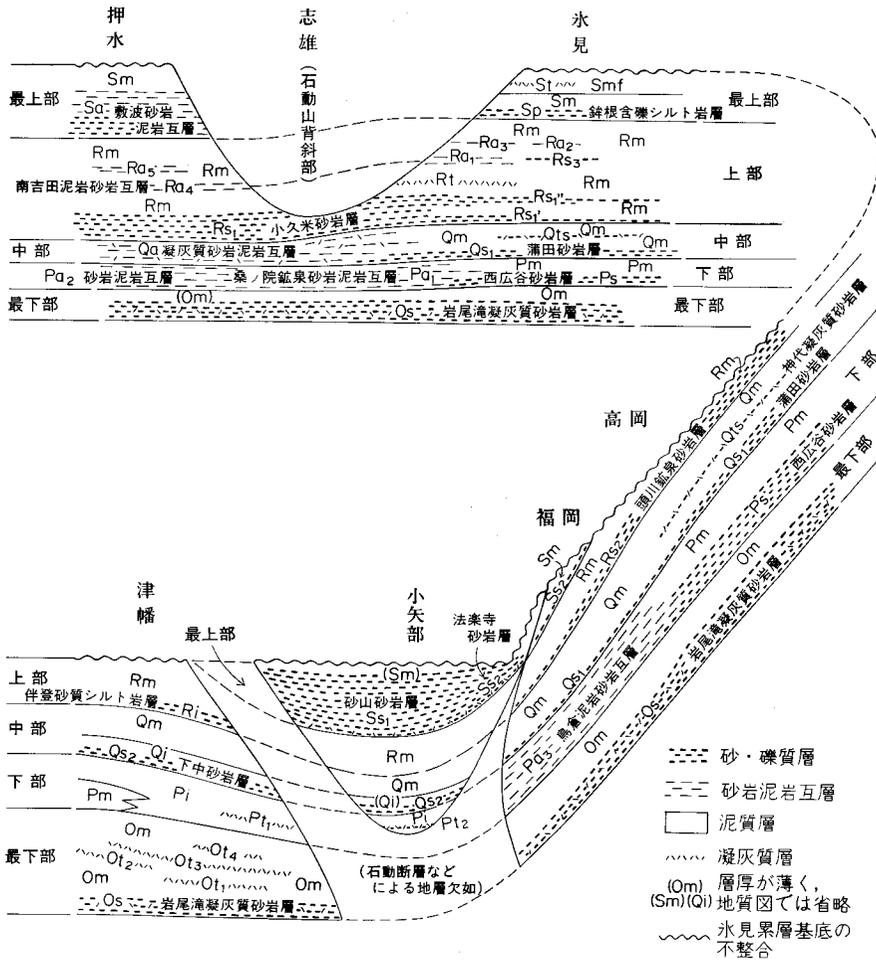
〔分布・構造〕 第4-6図参照。

〔層序関係〕 八尾累層に対して, 大部分で整合, 少部分で小規模な浸食を経た関係である。浸食については, 海底下で生じたい現象が福岡地区に認められたほか, 小矢部地区西北部にも見いだされる可能性がある。

〔岩相・区分〕 シルト質泥岩が過半を占める, 全くの海成層で, シルト岩・砂岩・凝灰質砂岩・凝灰岩を複雑に挟んでおり, 層厚が, おおよそ, 福岡・高岡地区で800 m内外, 津幡地区で1,000 m内外, 図幅地域北端で1,000 m余り, 一ノ島-宝達急傾斜帯に沿う地帯と小矢部地区とでは1,200-1,500 mである。第18図に地層区分を, 第19図に各地区の代表的な地質柱状図を示す。

音川累層が多数の部層を含み, 比較的長い堆積期間にわたるので, この報告では, 連続性のよい砂岩層の基底を基準として, ほぼ同時的な境界を設け, 音川累層を最下部(O)・下部(P)・中部(Q)・上部(R)・最上部(S)に区分した。

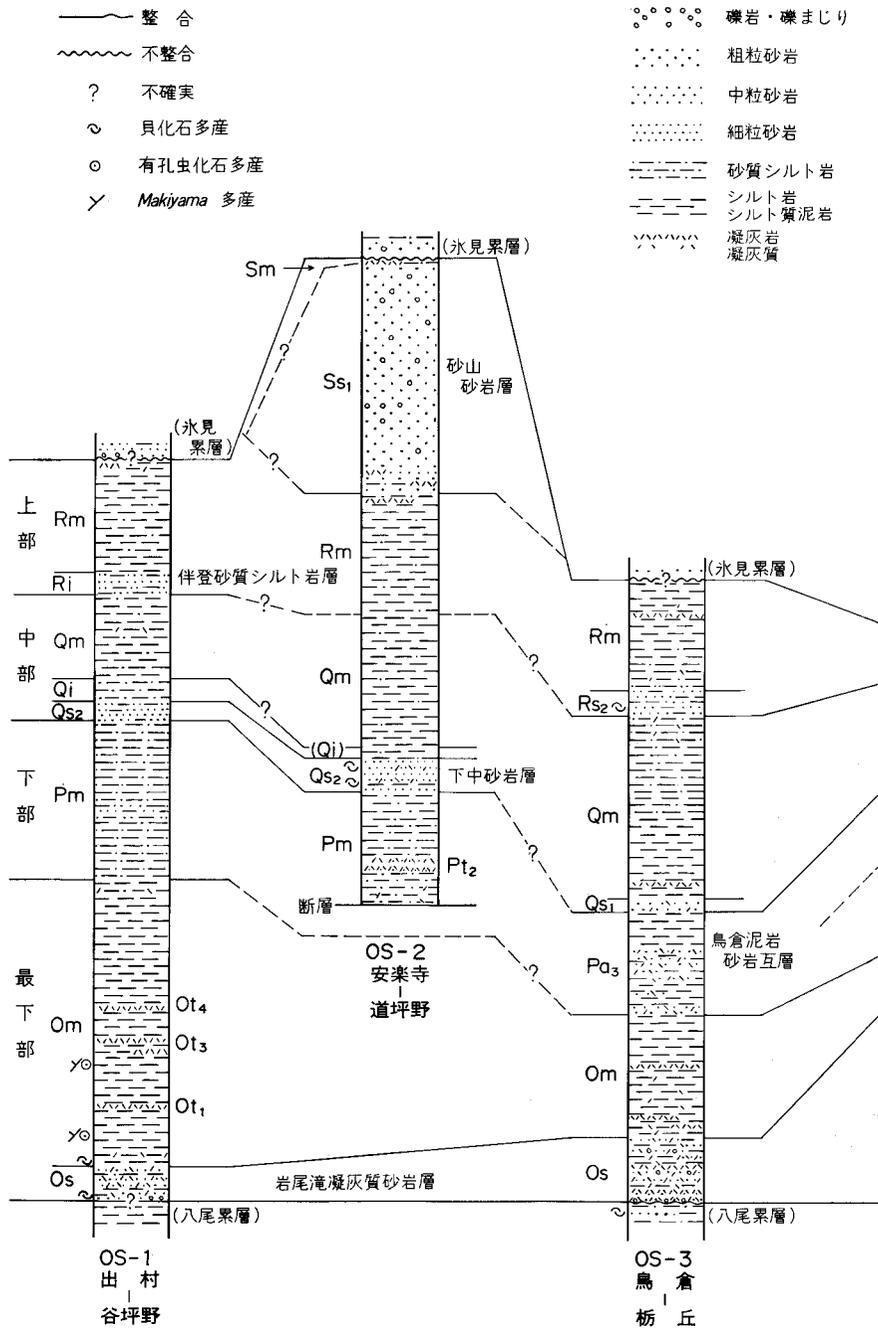
各境界は, 高岡市西広谷の西広谷砂岩層(Ps)基底, 高岡市西広谷-境間の蒲田砂岩層(Qs<sub>1</sub>)基底, 志雄町漆原の小久米砂岩層(Rs<sub>1</sub>)基底, 氷見市鉾根の鉾根含礫シルト岩層(Sp)基底を模式とし(第19図), 地層の側方追跡と同時性の推定とによって設けた。しかし, 鍵層の, 尖滅・岩相変化・断層による欠如などのため, 第18図・第19図中の, 破線や?付の区間で精確でない。特にR-S間の境



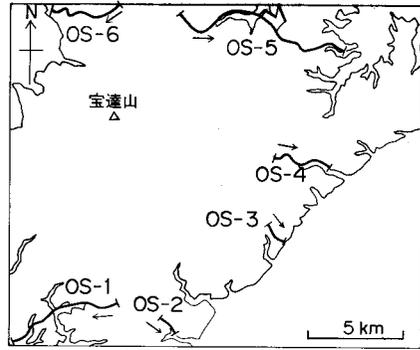
界は、各地区ごとに顕著な粗粒碎屑層の基底によって求めた結果である。

この区分によって概観すると、Oは泥岩勝ち、Pは砂岩・シルト岩勝ち、Qは泥岩勝ち、Rは泥岩主、Sは泥岩中に顕著な粗粒砂岩・含礫シルト岩を挟む、という岩相の変遷が分かり、また、岩相や層厚の地域変化も各部分ごとに違うという地域差の変遷がとらえられる。

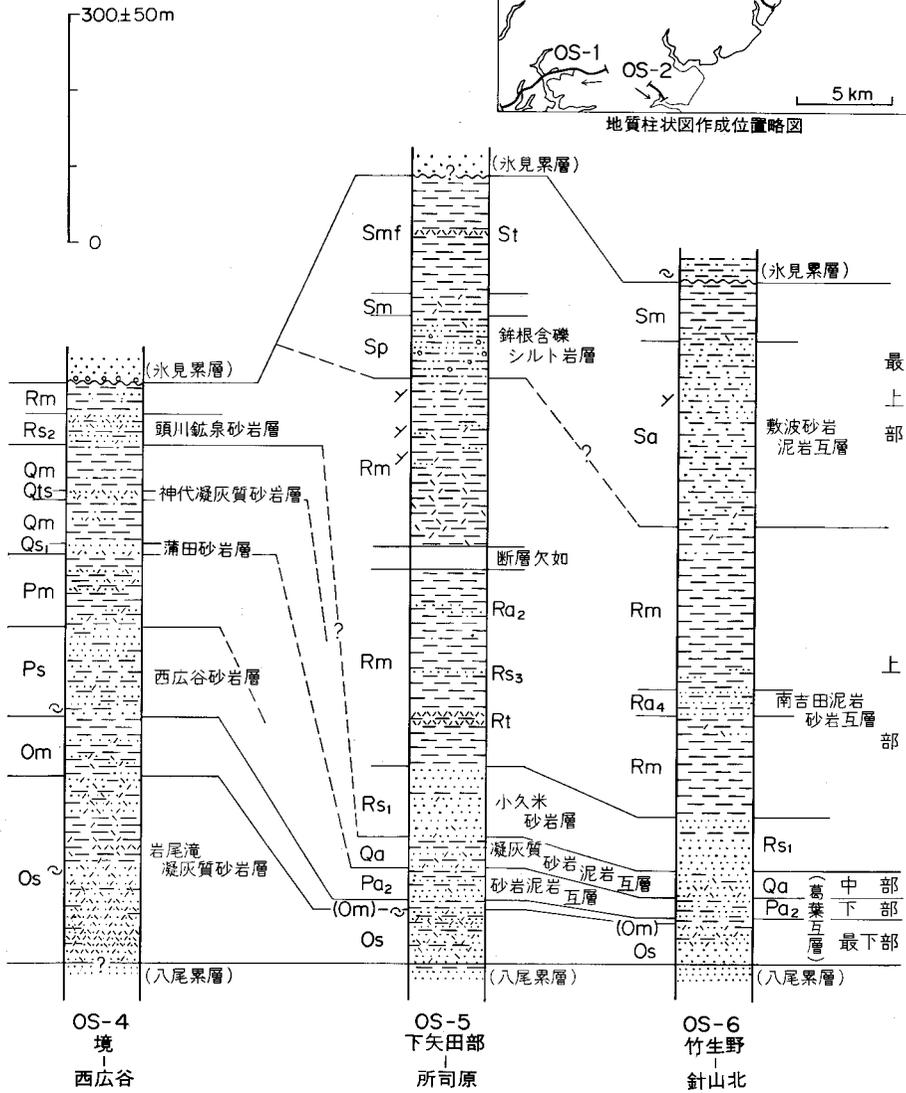
音川累層の岩石は、全般に軟らかい岩石であって、泥岩・シルト岩は、新鮮部が暗灰色、風化部が淡色化し、黄褐色を帯びた灰色や、淡黄褐色、黄褐色がかった灰白色を示している。泥岩の表層は、一般に数mまで軟質に風化しており、斜面では風化岩塊を含んだ崩土に覆われていることが多い。砂岩・凝灰質砂岩は、新鮮であれば青味・緑色を帯びた暗灰色などの濃い色を示しているが、風化して、黄褐色-灰褐色-灰色となり、更に脱色して淡色になる。淡色になった部分は全体に軟弱化しており、土砂状に崩れやすい。



第19図 石動圏輻地域の音川累層の



地質柱状図作成位置略図



柱状図及びその作成位置

## VI. 6. 2 音川累層最下部 (O)

全域にわたって、岩尾滝凝灰質砂岩層 (Os) が下位を占め、泥岩層 (Om) が上位にある。両者の層厚分布は異なるが、合わせた層厚は、図幅地域の西南部 400-450 m 程度、東南部 250 m 内外、東北部 300-350 m 程度、西北部の、一ノ島-宝達急傾斜帯で、桑の院南方 150 m 内外、それより西 100 m 内外 (断層で地層が欠ける)、南吉田帯南部 200-250 m 程度、北端の志雄地区 50-100 m である。Os は西方近隣の噴出源からの降下火山放出物と細粒な陸源砕屑物とによって構成され、浅海成の特徴を含んでいる。これらの堆積については、沈降・海進の進行に従い、浅海底からより深い海底にかけて、まず Os、次に Om と堆積したと推定する。

### <sup>いわおだき</sup>岩尾滝凝灰質砂岩層 (Os)

〔地層名・模式地〕 小矢部市岩尾滝西方 1 km を模式地とした、池辺ほか (1951) の岩尾滝緑色凝灰岩を基にし、岩相名を改め、連続部にも広範に適用する。邑知潟図幅内へは、今井ほか (1966) の葛葉互層の最下部につながる。

〔岩相・層厚〕 主に凝灰質砂岩からなる地層で、中部に厚い泥岩層を挟んでいる。地区によって、層厚に大きい差があり、岩相にも幾分の違いがある。層厚は、南から、津幡・小矢部地区で 30-70 m、福岡地区南部で 100 m 弱、福岡地区北部から氷見地区南にかけて 150 m を超え、福岡地区で最大 250 m くらい、一ノ島-宝達急傾斜帯の桑ノ院南方で 140 m 内外、南吉田帯南部で 200 m 内外、志雄地区で 50-90 m である。

模式地では全層が観察しにくい、その南 2 km 弱の谷坪野西方では、全層厚 40-50 m で、下位から、おおよそ 10 m ごとに、次述の i-v のような岩相を示している。i シルト質の凝灰質砂岩や、軽石の砕屑を多く含んだ、粗粒・中粒の凝灰質砂岩などの地層。厚さ 10-30 cm の明らかな層理を示し、粗粒砂岩に伴われた細礫質層に、*Turritella*, *Fulgolaria*, *Dentalium*, *Feraniella*, *Chlamys* などの貝化石を含む。ii 主に凝灰質シルト質泥岩層。iii 10-30 cm くらいの明らかな層理を持った、凝灰質の、細粒砂岩・砂質シルト岩などの地層。シルト質極細粒砂岩とシルト質中-細粒砂岩との互層中に *Portlandia* を含む。iv 凝灰質の、シルト質中-細粒砂岩・砂質シルト岩・中粒砂岩・粗粒砂岩からなる地層。級化層などによって厚さ 5-20 cm の層理を示し、部分的に、緑色粒を含み、また硬い。v 凝灰質の、シルト質泥岩・中-粗粒砂岩・中-細粒砂岩が重なり合った地層。層理はかすかで、多量の軽石砕屑と少量の炭質細片とを含む。

模式地より西では、津幡町の小熊北方で、60 m 前後と少し厚くなり、ii の泥岩中に *Megayoldia* を含み、iv・v に軽石砕屑の目立つ凝灰質砂岩の厚層を多く伴い、小熊南方でスランプ層を挟んでいる。

福岡地区の鳥倉西方の丘では、層厚 80-90 m で、最下位の凝灰質砂岩層が、基底部に安山岩質細礫・粗粒砂を多く含んで八尾累層泥岩を覆っている。境界は浸食を受けた面であるが、その凹凸は主に荷重によるロードカストに当たる。この付近では、谷坪野西方に比べて、ii と iii に凝灰質砂岩が増し、より粗粒な火山放出物砕屑が入り、花尾東方の iv の凝灰質粗粒砂岩中に *Dentalium*, *Saccella* を認めた。

高岡地区では、層厚が 220-270 m くらいに厚くなり、岩相が谷坪野に比べて次述のように変化している。i が 0.5-1.5 m の厚さの層を多く含んで 130 m 前後に肥厚し、細粒の凝灰岩層を挟み、樹皮・

小枝などの炭質片や貝殻片を含んだ凝灰質砂岩層を伴う。ii と iii が凝灰質細粒砂岩や細粒凝灰岩の厚層を挟み、iv・v が各層 0.3-2 m などに厚くなり、亜炭薄層の入った砂質シルト岩層を伴う。i の粗粒砂岩中の大きい貝殻片には、地質図化石産地では、*Venericardia* が多く、*Natica*, *Cassidae*, *Dentalium*, *Chlamys*, *Pecten*, *Clinocardium*, *Baranus* も認めた。

氷見地区南部では、仏生寺付近で 200 m 弱に厚さが減り、その西方の急傾斜帯中で高岡地区の特徴が弱まり、150 m 未満となる。押水地区の南吉田帯中では、凝灰質中-粗粒砂岩層・泥岩層・細粒凝灰岩層が増し、凝灰質砂岩中にしばしば軽石の碎屑や小さい火山礫を含み、層厚が 180-230 m に見積られる。

志雄地区では、i の最下位に凝灰質物をわずかしか含まない、粗粒砂岩・中粒砂岩を厚さ 2 m くらい伴い、ii が凝灰質砂岩層を挟んだ泥岩の厚層となり、i・iv・v にほとんど火山灰・火山礫の破片からできた凝灰質粗粒砂岩の厚層を挟んでいる。そして、v の細粒砂岩中に、所司原で *Yoldia*, *Fissurellidae* を認めた。

なお、昔、岩尾滝で *Desmostylus* の臼歯が産し (SHIKAMA, 1966)、池辺展生博士によると、その標本にはこの地層の凝灰質砂岩が付着していた由である。

#### 泥岩層 (Om, Ot<sub>1-4</sub>)

〔地層名〕 津幡地区では、市原ほか (1950)・池辺ほか (1951) の吉倉泥岩とほぼ同じであり、高岡地区・氷見地区仏生寺付近では、池辺ほか (1951) の小野砂岩の上部などに含まれる。志雄地区では、KASENO (1963) の葛葉凝灰岩互層、藤・塩田 (1975) の所司原互層、長谷川・小林 (1986) の日名田層に含まれ、今井ほか (1966) の邑知潟図幅内の葛葉互層の中部につながる。

〔岩相・層厚〕 全般には、シルト質泥岩が主体となり、シルト岩・凝灰質砂岩・凝灰岩を伴った地層であるが、層厚は南の 400 m 弱から北の 10 m まで大きく変わり、岩相も津幡地区、福岡・高岡・氷見南の地域、氷見西南・志雄・押水の地域と、3 地域の間で違っている。

津幡地区の Om は、多くがシルト質泥岩、少しがシルト岩・極細粒砂質シルト岩からなる、層理の目立たない地層で、凝灰質層を 10 層以上挟んでいる。泥岩・シルト岩層中には、砂粒大の火山ガラス片・軽石片まじりの部分がかかなり多く、またラミナの見える層や樹葉小片入りの部分もある。凝灰質層には、厚層で連続のよい後述の Ot<sub>1</sub>-Ot<sub>4</sub> と、細粒凝灰岩か、ほとんど火山放出物碎屑でできた、凝灰質砂岩や凝灰質シルト岩からなる、余り連続しない厚さ 0.2-2 m くらいの層とがある。層厚は正確に見積もれず、それぞれ、筋谷-鳥越で 330-430 m、吉倉付近 300-380 m、小熊-御門池で 290-350 m の範囲内の値になる。

上下の岩相変化は、比較的少なく、谷坪野-筋谷-蓮花寺-鳥越の間で見ると、第 19 図 OS-1 柱状図のように、厚い凝灰岩層 Ot<sub>1</sub>・Ot<sub>3</sub>・Ot<sub>4</sub> が挟まれ、Ot<sub>1</sub> 以下からは、下部で *Dentalium*, *Nuculana*, 中ほどで *Makiyama* と有孔虫を認め、Ot<sub>1</sub> の約 30 m 上位で大型の *Lima* の両殻を見いだした。Ot<sub>3</sub> の 30 m くらい下位には *Makiyama*, 有孔虫、ウニのとげ、魚のうろこが見られ、その少し上に、幾分硬い凝灰質泥岩層が挟まれ、局部的に石灰質団塊が含まれている。Ot<sub>3</sub> の上下には凝灰質物の混入が多い。そして、上限から 50 m ほど下位のシルト質泥岩には、ラミナの多い部分に微小な貝殻片が含まれ、上限近くの砂質シルト岩には凝灰質物がまじっている。なお、蓮花寺<sup>れんげじ</sup>では、泥岩から KASENO

(1955) に記載されたタコブネの化石が発見されている。

**O<sub>3</sub>**以上を、南部の鉄道付近で見ると、ほとんどがシルト質泥岩からなり、そのうちの下半には、軽石細片や細かい凝灰質物を含んだ泥岩が多く、坂戸の神社下で厚さ2 m前後の凝灰質中粒砂岩層が挟まれ、上半には、くりから駅西側で厚さ約1 mの細粒凝灰岩層が認められる。

**O<sub>1</sub>**凝灰岩層は、津幡町彦太郎畠の集落東側の谷に模式的に露出し、下位から、凝灰質細粒砂岩約1.5 m、火山ガラス・軽石砕屑を含み、凝灰質粗粒砂岩層を挟んだ凝灰質砂質泥岩約3 m、軽石片まじりの粗粒凝灰岩約1 m、凝灰質細粒砂岩・凝灰質砂質シルト岩約2.5 m、凝灰質シルト質泥岩1.5 m以上、という重なりで構成されている。全般に、細粒火山灰主材、軽石片まじりの水成層で、非火山性の砂・泥も含み、最大層厚が10 mくらいである。

**O<sub>2</sub>**凝灰岩層は、津幡町幅内のOmt（角，1978）の連続部で、次述の義屋凝灰岩層と別である。ほとんど火山灰などの火山放出物からできた、凝灰質の、砂質シルト岩・シルト岩中に、軽石の砂・細礫がまじり、凝灰質砂岩層が挟まれた地層で、層厚が10 m未満である。上矢田で凝灰質砂質シルト岩中にウニの化石を認めた。

**O<sub>3</sub>**凝灰岩層は、池辺ほか（1951）に<sup>ぎや</sup>義屋凝灰岩層と命名された、吉倉泥岩層中で最も連続の良い凝灰岩層である。津幡町内の蓮花寺から市谷へ越す、義屋越トンネル付近で、厚く、模式的に見られ、下限不明で下位から、軽石質の中-粗粒砂岩層約4 m、径0.5-2 cm大の軽石円礫を多く含んだ軽石質粗-極粗粒砂岩層4-6 m、軽石細礫を少量含んだ軽石質粗粒砂岩層約3 m、級化成層した軽石質粗-細粒砂岩層約0.5 m、凝灰質砂岩層を挟んだ、ほとんど凝灰質物の細粒砂まじりシルト質泥岩層4-5 m、と重なっている。西方・南方共に薄くなるが、大体、下・中部が層理不明瞭な<sup>りや</sup>軽石砕屑の中-極粗粒砂岩層、上部が凝灰質のシルト岩・シルト泥岩層、という内容で連続しているようである。

**O<sub>4</sub>**凝灰岩層は、津幡町内で、蓮花寺の南東に当たる宮田東部に模式的に露出し、層厚10 m余りのうち、下部約2 mが、層理の目立たない凝灰質中-粗粒砂岩、中部が厚さ30-60 cmの層理を持った、凝灰質の極細粒砂まじりシルト質泥岩、上部が細かい火山灰の凝灰質粗粒シルト岩など、からできている。下部は、凝灰質泥岩の同時礫を含んでおり、南方で礫が大きく、地層が厚い。

**福岡・高岡・氷見南の地域の Om** は、主に層理不明瞭なシルト質泥岩からなる地層で、凝灰質砂岩・シルト岩を伴って上下の変化を示している。層厚は、福岡地区100-150 m余り、高岡地区・氷見地区仏生寺付近100 m内外、御林山南50 m内外である。

高岡地区の西広谷で代表的に観察され、層厚80 m内外、下位から、おおよそ20 mごとに、次述の i - iv の岩相を示している。i 厚さ0.5-1 mの凝灰質シルト質泥岩と0.3-0.7 mの凝灰質中-細粒砂岩との互層、凝灰質砂岩を挟んだ凝灰質泥岩層、凝灰質シルト岩を挟んだ凝灰質中-細粒砂岩層からなる地層。砂岩層に小さい団塊や地層面とわずかに斜交したサンドパイプを含む。ii 層理不明瞭で幾分硬い、少し凝灰質のシルト質泥岩の地層。凝灰質細粒砂岩・中-細粒砂岩の厚さ0.3-1 m層を少数挟み、*Palliolium*, *Macoma* をわずかに含む。iii シルト質泥岩層。凝灰質中-細粒砂岩の10-30 cm や約2 mの層を挟む。iv 主にシルト質泥岩の地層・極細粒砂質シルト岩の薄層を少数挟む。

西広谷より南では、谷内・花尾付近で、ii に凝灰質層を多く挟み、鳥倉北西の丘で、全層厚160 m くらい、i 相当の20-30 m が凝灰質の中-細粒砂岩・粗粒砂岩の0.3-1 m層を多く挟んだ凝灰質泥岩

主の地層に変わり、ii - ivが中間に火山灰の凝灰質岩厚層を挟んだ、層理不明瞭な泥岩の地層になっている。

西広谷より北では、脇之谷内で、全般に西広谷より多くの凝灰質砂岩層を挟み、iiに凝灰質砂岩勝ちの部分に伴うが、更に北で再び砂質岩を減じる。鞍骨西方の谷の奥で、iのシルト質泥岩中 *Dentalium*, *Portlandia* を認めた。

氷見西南・志雄・押水の地域の Om は、層厚が薄く、一ノ島-宝達急傾斜帯で20-30 m (断層によって欠ける) から50 m 内外まで、南吉田帯で50 m 弱、志雄地区で10-20 m である。主に、凝灰質物のまじった、暗灰色・黒灰色のシルト質泥岩からなり、シルト岩・砂質シルト岩を伴い、凝灰質中-細粒・細粒の砂岩層を少数挟み、西寄り地域では炭質物細片の多い泥岩層を含んでいる。地層には、まれに顕著な平行ラミナが見られるが、一般に層理が明らかでない。一ノ島で泥岩の一部に多量の有孔虫とウニの床板・とげを認めた。なお、この地域の Om は、地質図では Os に合併させてあるが、その上限の境界に沿って全域に連続している。

### VI. 6. 3 音川累層下部 (P)

高岡・氷見南の地域では西広谷砂岩層 (Ps) に泥岩層 (Pm) が重なって層厚200 m 余りである。この下半砂・上半泥の傾向が弱まって、氷見西南・志雄・押水地域では、その南寄りで層厚100-150 m の桑ノ院鉱泉砂岩泥岩互層 (Pa<sub>1</sub>) に、北寄りで層厚30-40 m の砂岩泥岩互層 (Pa<sub>2</sub>) に変わり、福岡地区では層厚100-150 m の鳥倉泥岩砂岩互層 (Pa<sub>3</sub>) になる。津幡地区では、層厚200 m 内外で、大部分がシルト岩層 (Pi)、少部分が泥岩層 (Pm) から構成されている。

Ps・Pa<sub>1</sub>の一部が浅海成の性質を示すが、大部分は、半深海成の性質を持っており、比較的細粒な陸源砕屑物に降下火山噴出物が加わって形成された地層である。氷見南の Pm と福岡の Pa<sub>3</sub> 中に、変成チャート・古期砂岩の礫を含んだ砂岩層があり、同類の礫を含んだ八尾累層かあるいは太田累層の削剥を暗示している。

#### にしひろたに 西広谷砂岩層 (Ps)

〔地層名・模式地〕 高岡市西広谷の、集落中央から約500 m 下流までの間を模式地として、新しく命名する。この地層の基底によって最下部 (O) と下部 (P) との境を設ける。池辺ほか (1951) の蒲田互層に含まれる所が多い。

〔層厚〕 模式地付近で110-130m、分布の南部で100 m 内外、北部では北へ薄く50-100 m である。

〔岩相〕 中-細粒砂岩と少しのシルト質泥岩からなり、地域変化が比較的少ない。

西広谷では、層厚が120 m 前後で、下位から次の i - iv の層序を示している。i 厚さ約10 m。粗粒・極粗粒砂まじりの中-細粒砂岩の厚層。 *Nucula*, *Anadara*, *Glycymeris*, *Cardidae* などを含む。ii 40-50 m。粗粒なシルト質泥岩の3-7 m 厚層、細粒砂岩・中粒砂岩の2-3 m 層、中-細粒・細粒砂岩とシルト質泥岩互層2-3 m、といった3種が組み合わさった地層。iii 25-30 m。中-細粒砂岩10-15 m 層に砂質のシルト質泥岩3-4 m 層が載る組み合わせが、2組重なった地層。iv 40-50 m。層理不明瞭な細粒砂岩1-2 m 層と、泥岩を多く挟んだ細粒砂岩1-2 m 層とからなり、最上位にかすかな層理を持った中-細粒砂岩層を伴う。

馬場の北西では、i と iv 最上位の砂岩層とが砂質層として続き、他が Pa<sub>2</sub> に変わっている。

#### 高岡・氷見南・福岡北地域の泥岩層 (Pm)

〔地層名〕 高岡南・福岡北の範囲では池辺ほか (1951) の模式地付近の谷内泥岩に、高岡北・氷見南では同じく蒲田互層かわたの半分くらいに当たる。

〔岩相・層厚〕 シルト質泥岩の多い地層で、凝灰質砂岩層・シルト岩層を挟み、地域によって、岩相が変化し、層厚が 50-200 m 弱と増減する。

西広谷東方では、地すべり地塊を合わせて見ると、層厚が 100 m 余りで、下位から次の i - v に細分される。i 厚さ 5-10 m。シルト質泥岩層。ii 10 m 余り。凝灰質細粒砂岩とシルト質泥岩の互層、軽石の粗粒砂・細礫を含んだ凝灰質中-細粒砂岩の 2 m 層を挟む。iii 30 m 弱。砂質シルト岩を伴ったシルト質泥岩層。iv 40-50 m くらい。凝灰質のシルト質泥岩と凝灰質中-細粒砂岩の各 1-2 m の互層や、凝灰質中-細粒砂岩 20-50 cm と凝灰質泥岩 5-50 cm との互層など。中間と最上位とに軽石の極粗粒砂・細礫を含んだ凝灰質中-粗粒砂岩層を伴う。凝灰質砂岩の多くはほとんど軽石の碎屑と火山灰からなる。v 15 m くらい。主にシルト質泥岩層。

西広谷から南へ、谷内の南西方までほぼ同様であるが、馬場・加茂西方で、全体が主にシルト質泥岩の地層に変わり、層厚が 50 m くらいになる。

西広谷から北東へ、層厚が急に増して三方峰の南側で 200 m 余りに達し、北側で 150 m 前後となる。三方峰周辺では、iii に細粒砂質シルト岩層や細-極細粒砂岩層を挟み、iv にシルト質泥岩の厚層がまじり、大覚口南東方で変成チャートなどの小さい礫を含んだ粗粒砂岩層が挟まれ、種々の乱堆積構造を示す凝灰質砂岩層がある。また、凝灰質砂岩層には厚さ 10-50 cm の層が多いが、軽石の極粗粒砂・細礫を多量含んだ 5 m 以上の厚層が 3 枚あり、特に中間の層は 13 m まで肥厚し、比較的よく連続している。v は南側 40-50 m、北側約 30 m の厚さになり、泥岩中にウニの床板・とげ、まれに *Buccium*, *Dentalium*, *Portlandia*, *Propeamussium*, *Macoma* を含んでいる。

大覚口の西方では、大体、三方峰周辺に似ているが、iii に細粒砂まじりのシルト質泥岩や砂質シルト岩が多くなって、上位寄りのシルト質泥岩にウニのとげが見られ、iv にシルト質泥岩が増し、iv 中部の砂質シルト岩中に *Naticidae*, *Dentalium*, *Solemya* を認めた、仏生寺北部から西へは、層厚が 100 m 未満に減り、砂質岩が増して行く。

#### 桑ノ院くわのいんこうせん鉦泉砂岩泥岩互層 (Pa<sub>1</sub>) 氷見西南・志雄南端地域に分布。

〔地層名・模式地〕 氷見市桑ノ院-赤毛の間で、桑ノ院鉦泉南南東約 1.3-1.5 km の谷壁を模式地として新しく命名する。

〔岩相・層厚〕 大部分が細粒砂岩とシルト質泥岩からなる地層で、一ノ島-宝達急傾斜帯中に層厚 100-150 m で続いている、ただし、走向断層で欠けた箇所がある。

模式地の桑ノ院鉦泉上流では、露出は十分でないが、層厚が 100-130 m で、下位から次の i - iv の岩相変化が認められる、i 厚さ 40 m 余り。細粒砂岩層とシルト質泥岩層とが厚さ 1-5 m など重なり合った地層、細粒砂質シルト岩層を伴い、下位寄りには細粒砂から粗粒シルトまで厚さ 30-40 cm で級化成層した砂質シルト岩の有律的地層を含む。ii 20 m くらい。少し硬いシルト質泥岩主の地層。上位寄りが細粒で、細かい不規則な割目を生じる。iii 20 m くらい。主に中-細粒と細粒の砂岩からな

る地層。層理は目立たず、最上部に凝灰質の砂質シルト岩層を伴う。iv 30 m くらい。主にシルト質泥岩の層理不明瞭な地層。上位寄りに軽石の砂・細礫を含み、最上部には級化成層した極細粒砂・粗粒シルトでできた、厚さ 30 cm 前後の砂質シルト岩層が繰り返し重なった地層を挟む。

一ノ島-宝達急傾斜帯の西方へは、大体、共通した上下変化で続くが、砂質岩が増す傾向にある。東方へは、i の下半が御林山南側でシルト質泥岩 1-3 m と中-細粒砂岩 1-2 m との互層になって仏生寺付近の Ps へ移化し、ii が三方峰周辺の Pm の iii に、iv が Pm の v につながると推定する。

**志雄・押水地域の砂岩泥岩互層 (Pa<sub>2</sub>)** Pal 相当の葛葉互層中部

〔地層名〕KASENO (1963) の葛葉凝灰岩互層、藤・塩田 (1975) の主に所司原互層、長谷川・小林 (1986) の日名田層に含まれ、今井ほか (1966) の邑知潟図幅地域内へは、針由北方で葛葉互層の中部に、岩ヶ瀬北方で日名田以南の同層上部につながる。

〔岩相・層厚〕主体が細粒砂岩とシルト質泥岩とからできた地層で、Pa<sub>1</sub> より砂質岩の割合が高いが、Pa<sub>1</sub> と共通した i - iv の上下変化を持っている。層厚は 30-100 m の範囲で地域変化し、Pa<sub>1</sub> より薄い。所司原東方の岩相を代表にして述べる。

所司原近くでは、層厚 40-50 m、下位から次の岩相を示している。i 厚さ 20 m くらい。細-極細粒砂岩主の層理の日立たない地層。ii 10 m くらい。少量の細粒砂を含んだシルト質泥岩層、層理は不明瞭で、少し硬い部分を伴い、Makiyama を含む。iii 5-10 m。細-極細粒砂岩層。シルト質泥岩層を比較的多く挟む。iv 10 m くらい。シルト質泥岩・砂質シルト岩の厚層。

原付近では、層厚は 40 m 余りであるが、i が凝灰質中-細粒砂岩層・凝灰質シルト質泥岩層を挟んでおり、iii が下部に軽石の粗粒砂・細礫を含み、南側で層理不明瞭な中-細粒砂岩厚層などに変わっている。針山北方では、層厚 30 m 弱、ii・iv の泥岩層が貧弱で、全層が大体にシルト質細-極細粒砂岩層と、極細粒砂まじりのシルト質泥岩層とからできている。

南吉田帯では、層厚がおおよそ 100 m 弱に増し、i が細-極細粒砂岩と極細粒砂質シルト岩との厚さ各 5-30 cm の互層や、シルト岩薄層を挟んだ細-極細粒砂岩厚層などに変わって、シルトまじりの砂岩を多く含み、ii のシルト質泥岩が極細粒砂を含んで、細粒砂岩薄層を挟み、iii の大部分がシルト質泥岩薄層を挟んだ、細粒・中-細粒砂岩層となって、細粒砂岩厚さ 20-30 cm と極細粒砂質シルト岩 5-20 cm との互層などを伴い、iv が極細粒砂質のシルト岩や、シルトを多く含んだ極細粒砂岩に変わっている。

**鳥倉泥岩砂岩互層 (Pa<sub>3</sub>)** 福岡・小矢部東地域に分布

〔地層名・模式地〕新しく命名し、福岡町鳥倉西方の谷の上流部、谷口から約 1-1.5 km の間を模式地にする。池辺ほか (1951) の地質図では蒲田互層と奥山砂岩に当たる。

〔層厚〕南寄りでは 200-250 m、北寄りでは 150 m 前後あるが、走向断層によって地層が少し欠けた可能性がある。

〔岩相〕層理の目立たないシルト質泥岩に、凝灰質中-粗粒砂岩などの砂質厚層が交じった地層である。

鳥倉西方の谷では、層厚 150 m くらいで、下位から次の i - iii の層序を示している。i 厚さ 50 m 内外。シルト質泥岩主の地層。最下位に中-粗粒砂岩層を伴う。ii 50 m 内外、凝灰質の中-粗粒・粗

粒砂岩（厚さ 1.5-3 m）、凝灰質岩（3-5 m）、シルト質泥岩（2-4 m）の 3 種の厚層が重なり合った地層・凝灰質中-粗粒砂岩と凝灰質シルト岩の互層（約 7 m）やシルト質泥岩層（10 m 弱）を挟む。凝灰質砂岩層の多くは層理不明瞭。凝灰質層は火山灰に火山ガラス・軽石の細-中礫がまじった、細粒凝灰岩と言ってもよい岩質で、多くが厚さ 5-30 cm の層理を示す。iii 50 m 弱。層理不明瞭なシルト質泥岩主の地層。細粒凝灰質層を少数挟む。i・ii は鳥倉の 1-2 km 北で Ps から移化した地層、iii は Pm の続きである。

鳥倉より南では、i に凝灰質砂岩層が増し、ii に上野北西方で安山岩や硬い古期堆積岩の細礫・小型中礫を含んだ礫岩層が交じり、iii には上野北西方で、多くが径 0.5 cm 未満、最大 1.5 cm 以下の軽石礫を多量含んだ、層厚約 5 m の凝灰質中-粗粒砂岩層が加わっている。iii 中の軽石質砂岩層には次述の小矢部地区 Pi 中の Pt<sub>2</sub> の同時層である可能性が高い。

#### 津幡・小矢部地域のシルト岩層（Pi・Pt<sub>1,2</sub>）

〔地層名〕 大体、池辺ほか（1951）の下中砂岩から、その最上部を除いた地層に当たる。

〔層厚〕 おおよそ、津幡地区については、南端で 220-260 m、中間で 200 m 内外であり、同時異相の Pm を伴った北寄りでは、加茂池奥で下部 100 m 内外、上部 40 m 内外、間の Pm を合わせて 200 m 弱、御門池付近で約 60 m、下位の Pm を合わせて 130-140 m である。小矢部地区については、下位側が断層で減じて、約 160 m 未満である。

〔岩相〕 津幡地区では、極細粒砂まじりの粗粒なシルト岩が主になった、層理の目立たない地層で、シルト岩が極細粒砂を多く含む、細粒シルトが多い、細粒砂がまじる、などの変化を示し、しばしば細粒砂・粗粒シルトのラミナを、まれにシルトで充填されたパイプや扁平な小団塊を含んでいる。岩崎・富田付近で・下限から 90-100 m・上限から 150 m くらいの層位に凝灰質シルト岩層の Pt<sub>1</sub> を挟んでいる。貝化石は全般に少ないが、鳥越-大谷内間のトンネルの東側で *Turritella*, *Dentalium Saccela*, 大谷内の主谷で *Nuculana*, 御門池の下流で *Dentalium* を見いだした。

小矢部地区では、大部分が、極細粒砂を含んだ粗粒なシルト岩と、粗粒シルトの多いシルト質泥岩とからなり、シルト質細粒砂岩などを伴い、層理が不明瞭である。上限から 80-100 m くらい下位に凝灰質砂岩層の Pt<sub>2</sub> を、更におおよそ 70 m 下位に天田峠で凝灰質砂岩の厚層を挟んでいる。

Pt<sub>1</sub> 凝灰質シルト岩層は、シルト岩中に、層厚約 20 m にわたって軽石片や軽石の細礫・小形中礫を含み、ほとんど火山放出物からできた細粒凝灰質層を挟んだ地層であって、岩崎から北へは、軽石片を含んだシルト岩・泥岩になって続いているようである。

Pt<sub>2</sub> 凝灰岩層は、天田峠から小矢部地区の安楽寺-宮中に続く、厚さ 20 m 余りの凝灰質砂岩層で、主部が層理の目立たない、凝灰質のシルト質中粒・粗粒砂岩、上部が凝灰質砂岩と凝灰質泥岩の互層である。主部は軽石とガラス質火山灰を材料にし、局部的に 0.5-1cm 大、一般に 0.5 cm 大以下の軽石片を含んでいる。

#### 津幡地区の泥岩層（Pm）

〔地層名〕 池辺ほか（1951）の下中砂岩の一部に当たる。

〔岩相・層厚〕 層理の目立たないシルト質泥岩からなり、凝灰質物まじりの部分を伴っている。Pi 下半部の細粒異相であって、Pi より極細粒砂の含有が少なく、粗粒シルト・極細粒砂のラミナがまれ

である。層厚は、おおよそ、加茂池奥で50-60 m、御門池で70-80 mである。

#### VI. 6. 4 音川累層中部 (Q)

氷見南以南の地域では、泥岩層 (Qm) が、基底に蒲田砂岩層 (Qs<sub>1</sub>)・下中砂岩層 (Qs<sub>2</sub>) を伴って広がり、氷見南・高岡地域で厚い凝灰質層の神代凝灰質砂岩層 (Qts) を挟み、津幡地区で下半にシルト岩層 (Qi) を含んでいる。しかし、氷見西南・志雄・押水地域では、これらが砂岩泥岩互層 (Qa) に変わっている。おおよその層厚は、氷見南で270 m 前後、高岡で150-200 m、福岡で250 m 前後、小矢部で150-200 m、津幡で110-170 m であるが、氷見西南・志雄・押水では、厚い所で100 m 余、北端で30 m 前後と薄い。基底の砂岩層は浅海底、他の大部分はより深い海底に堆積したとみなされる。O・Pより火山放出物の到来が少なく、Pより陸源の砂の堆積が少ない。

<sup>かわた</sup>  
蒲田砂岩層 (Qs<sub>1</sub>) 高岡・福岡・氷見南地域に分布

〔地層名・模式地〕 新しく名付ける地層で、池辺ほか (1951) の蒲田互層中の最も連続のよい砂岩層に当たる。氷見市蒲田の、<sup>こうじつ</sup> 神代温泉の南東側支谷を模式地にする。この地層の基底によってPとQの境界を設けた。

〔岩相・層厚〕 下部が凝灰質砂岩、主部が中-細粒などの砂岩からなり、層厚が蒲田付近で60-70m、南西・西両方へ薄くなる。

蒲田付近では、下位から次のi-ivの岩相変化が見られる。i 厚さ10 m くらい。ほとんど凝灰質物からできた中-粗粒・粗-極粗粒の凝灰質砂岩が主。軽石の極粗粒砂・細礫を含み、凝灰質の、泥岩・細粒砂岩・頁岩の層を挟む。ii 15 m くらい。少し凝灰質の中-細粒・細粒の砂岩が主。シルト岩層や極細粒・粗-極粗粒砂岩層を挟み、炭質細片の多い砂岩薄層を伴う。iii 20 m くらい。主に中-粗粒砂岩。厚さ0.5-1.5 m ごとにかすかな層理を示し、球形の団塊を含む。iv 20 m くらい。主に中-細粒砂岩。層理が目立たず、不規則な形の団塊を含み、最上位に細粒砂岩を伴う。

蒲田から西では、鞍骨付近で、厚さが30 m 前後、蒲田に比べて、iに径10 cm を超す軽石塊を含み、iiに凝灰質の、シルト質泥岩・砂質シルト岩層を多く挟んでおり、桑ノ院南方で、20 m 余り、凝灰質粗-極粗粒砂岩層を比較的多く交えている。

蒲田から南へ、全体に少しずつ細粒になり、薄くなる。頭川北西方で25 m 内外、西広谷東方で20 m 弱、この間では、大体にi・ii相当が凝灰質の中粒・中-細粒砂岩、iii・iv相当が中-細粒・細粒砂岩であって、江道北西の谷の笹波林道沿いで、この蒲田砂岩層の露出箇所からタコブネの化石が発見され、邑本 (1971) に記載されている。西広谷-馬場の間では、少し凝灰質の中-細粒砂岩が主となって厚さ10 m 余りで続き、鳥倉で団塊を生じた粗粒砂まじりの中粒砂岩層12 m くらい、上野で中-粗粒砂岩層6-7 m になっている。

高岡・福岡・氷見・志雄南地域の泥岩層 (Qm)

〔地層名〕 池辺ほか (1951) との対応は、大体、高岡地区境付近で谷内泥岩、頭川付近で神代互層、蒲田付近で蒲田互層の上部と神代互層、その西では神代互層になる。

〔岩相・層厚〕 極細粒砂を少量含んだシルト質泥岩が主になった、層理が目立たない地層で、層厚が、おおよそ、高岡で120-150 m、福岡で130 m、氷見南では200 m である。シルト岩・凝灰質泥岩を伴

い、約 50 m まで肥厚する神代凝灰質砂岩層 (Qts) を始め、少量の凝灰質砂岩層・凝灰岩層を挟んでいる。

高岡地区境付近を代表にして述べると、下位から次の i - iii の層序を示している。i 厚さ 60 m 前後、極細粒砂まじりのシルト質泥岩主の層理不明瞭な地層。下位寄りに凝灰質物を含んで少し凝灰質の細粒砂岩層を挟み、中間に厚さ約 1.5 m の凝灰質中粒砂岩層を挟み、上位寄りで砂質シルト岩を伴って 0.2-1 m 間隔のかすかな層理を示す。ii Qts 15 m 弱 (後述)。iii 60 m 程度極細粒砂含みのシルト質泥岩と砂質シルト岩とからなる層理不明瞭な地層。上位寄りに砂質シルト岩が多く、軽石砂粒などを含んだ凝灰質の泥岩・シルト岩がまじる。下位寄りの泥岩に魚のうろこを認めた。

i は、北方へ変化して行き、頭川付近で層厚 15-20 m、部分的に軽石片・樹皮などの炭質薄片を多く含み、蒲田北で約 50 m、下位寄りに少し硬い泥岩をまじえ、上位寄り 10 m くらいが凝灰質砂質シルト岩 0.4-1.5 m 層と細かく成層した凝灰質シルト質泥岩 0.3-1 m 層との互層に変わり、その西で 40 m 程度、凝灰質や細粒砂質と泥岩を増している。南方へは、福岡地区で主体のシルト質泥岩が少し細粒になり、下位寄りに細粒凝灰岩層を挟み、シルトラミナに見えるシルト質泥岩を伴っている。

iii は、頭川で 70 m 前後、主体のシルト質泥岩中に粗粒シルト・細粒砂のラミナが目立ち、凝灰質泥岩を伴い、上位寄りに細粒砂岩層や砂質シルト岩とシルト質細粒砂岩との細互層を挟んでおり、蒲田南部で 40-50 m に厚さを減じ、蒲田北部とその西では 90-100 m 程度になって、下位寄りに凝灰質中-粗粒砂岩層・凝灰質シルト岩層を挟んでいる。南方へは、谷内南東で上位寄りの砂質シルト岩に *Dosinia* を含み、福岡地区で砂質シルト岩が減り、上位寄りの凝灰質シルト質泥岩に *Yoldia* を含んでいる。

一ノ島-宝達急傾斜帯中では、i・iii を合わせて、桑ノ院南方で、層厚おおよそ 50 m、シルト質泥岩主の層理不明瞭な地層である。凝灰質の中-細粒・極細粒の砂岩層 20-40 cm を少数挟み、一ノ島以西で泥岩が減り、細-極細粒砂岩層が増している。

<sup>こうじろ</sup>  
神代凝灰質砂岩層 (Qts) 高岡・福岡・氷見南地域に分布

〔地層名・模式地〕 氷見市神代から、蒲田へ向かう道路を約 300 m 進んだ付近の道路西側を模式地として、新しく設ける。池辺ほか (1951) の神代凝灰岩は、神代付近で Qts の中に含まれ、他の地区で Q<sub>s1</sub> などに属している。

〔岩相・層厚〕 主に凝灰質の中粒・細粒の砂岩からなる地層で、層厚が神代付近の 40-50 m 内外から西方・南方共に薄くなり、岩相も側方へ著しく変化している。

神代では、下位から次の i - iii で構成されている。i 厚さ 15-20 m くらい。凝灰質中-細粒砂岩が主の地層。粗粒砂まじりなどの粒度差で大部分に厚さ 30-50 cm の層理を示し、軽石粒を含んだ凝灰質砂岩層を挟む。ii 5 m くらい。軽石の粗粒砂・細礫・小さい中礫を多量含んだ凝灰質中-細粒砂岩層。

所々 10-30 cm の層理を示す。iii 20 m くらい。凝灰質の、中-細粒や中-粗粒砂岩の 4-6 m 層と、凝灰質シルト岩 2-4 m 層との互層。

神代から西方へは、<sup>そりょう</sup> 惣領の南から砂質岩が減って薄くなり、鞍骨北で層厚 10 m 前後、鞍骨西で軽石の粗粒砂・細礫を多く含んだ凝灰質中-粗粒砂岩などの 2-3 m 層になっている。

神代から南方へは、2 km くらいから急に薄くなり、頭川の谷で 10 m 余り、下部が軽石の高円磨礫

の多い層を互層状に挟んだ凝灰質細粒砂岩層，中部・上部が軽石の粗粒砂・細礫を含んだ凝灰質中-細粒砂岩層に変わる。境北西の谷では，主に凝灰質細-極細粒砂岩層となり，上半に軽石の粗粒砂・細礫の多い層を2枚挟んで層厚が約30mに回復し，境西で層理のかすかな凝灰質の細粒・中-細粒砂岩層など15m弱になっている。更に南へ，少し凝灰質の細-極細粒砂岩層などに変わり，層厚が谷内付近で10m足らず，馬場で5mくらいと減る。

#### 氷見西南・押水・志雄地域の凝灰質砂岩泥岩互層 (Qa)

〔地層名〕 氷見南地区のQ<sub>S1</sub>とQ<sub>m</sub>の同時異相で，KASENO (1963) の葛葉凝灰岩互層，藤・塩田 (1975) の主に原互層，長谷川・小林 (1986) の日名田層に含まれ，今井ほか (1966) の邑知潟図幅内へは，針山北方で葛葉互層の上部に，岩ヶ瀬北方で日名田以南の小久米砂岩層の下部につながる。

〔岩相・層厚〕 大部分が，凝灰質細粒砂岩・凝灰質砂質シルト岩・シルト質泥岩からできた地層で，層厚が北端の30m内外から南吉田帯の100m余りまで変わり，岩相も原付近で凝灰質物が粗い，南吉田・所司原で上部の泥岩が厚いなどと変化している。所司原東方の岩相を代表として述べる。

所司原では，下位から次のi・iiの層序を示している。i 厚さ15-20m。主に凝灰質中-細粒砂岩の地層。凝灰質細粒砂岩層や凝灰質物の少ない細粒などの砂岩層がまじって，不規則な厚さの層理を示し，下位寄りに軽石の粗粒砂・細礫と炭質細片とを含んだ砂質シルト岩の厚層を挟む。凝灰質砂岩層は粗粒砂からシルトまでまじって分級不良，間にシルト岩薄層や軽石質の含礫粗粒砂岩薄層を挟む。ii 10-15m。シルト質泥岩主の地層。層理不明瞭，細-極細粒砂を少量含んだ部分が多く，下位寄りに砂質シルト岩を挟む，

原付近では，iが層厚50m前後，主に凝灰質細粒砂岩厚さ2-5m層と凝灰質砂質シルト岩1-3m層との互層状の地層に変わり，凝灰質中-粗粒砂岩やシルト質泥岩の3-5m層などを交えている。凝灰質砂岩には軽石砂粒を含む層や斜交層理・異常堆積を示す層があり，また，下位寄りの層でTellinidaeを認めた。iiは10m余りから10m未満，下位寄りに凝灰質物がまじり，南西側で主に極細粒砂の多いシルト岩になっている。針山北では，iは20-30m，層理の目立たない，主に凝灰質中-細粒砂岩の地層，iiは15mくらい，シルト質極細粒砂岩などである。針山西のiiは10m余り，下半が細粒砂岩と極細粒砂まじりシルト質泥岩との各1-1.5mの互層，上半がシルト質泥岩層からなっている。

南吉田帯では，iは層厚おおそ60-70m，凝灰質細-極細粒砂岩層，極細粒砂を多く含んだシルト岩層，極細粒砂まじりのシルト質泥岩層の3種がそれぞれ1-5mの厚さで重なり合った地層が主になっており，iとiiの間に10mくらい，中粒砂まじり細粒砂岩の層理不明瞭な地層が加わっている。iiはおおよそ30m余り，凝灰質の極細粒砂の多いシルト質泥岩が主の地層で，層理が目立たず，部分的に細粒砂岩薄層を挟んでいる。

#### しもなか 下中砂岩層 (Q<sub>S2</sub>) 津幡・小矢部地域に分布

〔地層名・模式地〕 市原ほか (1950) と池辺ほか (1951) の，津幡町下中 (城端図幅西北部) を模式地にした下中砂岩のうち，砂岩が主になっている上部分に限って使用する。石動図幅内では津幡町大谷内で代表的に観察され，南東へ城端図幅内に続き，竹橋を経て，大体，下中の集落とその北方約700mまでの間の，層厚50-60mの地層につながる。北西へは津幡図幅内の角 (1978) の下中砂岩層に続き，小矢部地区では池辺ほか (1951) の下中砂岩と一致する。

〔岩相・層厚〕 細粒砂岩主の層理不明瞭な地層で、層厚が20-60 m、津幡地区より小矢部地区で粗くて厚い。

津幡地区のQs2は、大部分が、シルトまじりの細-極細粒砂岩と、極細粒砂を多く含んだ粗粒なシルト岩で、層厚20-30 m、南寄りに厚い。大谷内では、おおよそ、下部が極細粒砂の多い粗粒シルト岩とシルトの多い極細粒砂岩の地層で、砂岩に小さい団塊や軽石の小さい礫を少量含み、中部が層理の目立たない極細粒・細-極細粒砂岩層であり、上部がラミナは多いが層理不明瞭な、極細粒砂の多い粗粒シルト岩層で、凝灰質シルト岩層を伴い、団塊や炭質片を含んでいる。

小矢部地区のQs2は、極細粒砂岩と細粒砂岩に、極細粒砂の多いシルト岩や中-細粒砂岩が加わって構成され、凝灰質物まじりの部分を多く伴い、層厚が30-60 mくらいで、東寄りに厚い。道坪野西方では、中部に、軽石の砕けた砂が多い部分を2層挟んでいる。貝化石が砂岩中に含まれ、道坪野西方の地質図化石産地で、散点状・層状に含まれたうちに、多数の*Nuculana*, *Macoma*のほか、*Dentalium*, *Chlamys* (破片), *Lucinoma*, *Clinocardium*, *Dosinia*, *Soletellina*, *Panope*, *Mya*と、サメの歯の*Carcjarodon megalodon* (AGASSIZ) を認め、天田峠の南で、散在した*Dosinia*, *Mya*を見いだした。

#### 津幡・小矢部地減のシルト岩層 (Qi)

〔地層名〕 池辺ほか (1951) の高窪<sup>たかくぼ</sup>泥岩の下部にほぼ相当する。

〔岩相・層厚〕 津幡地区のQiは、極細粒砂をかなり多く含んだ砂質シルト岩が主になった層理不明瞭な地層で、極細粒砂の少ないシルト岩層を含み、所によってシルト質泥岩層を挟んでおり、薄い所で30 m内外、厚い所で60 m内外の層厚がある。細粒砂・粗粒シルトのラミナを含んだ層が多く、粘土あるいはシルトで充填されたパイプを含んだ層がまじり、大谷内では石灰質団塊を含んだ層が見られる。

小矢部地区のQiは、極細粒砂を含んだ砂質シルト岩などからなり、層厚15 mほどで、Qs2に重なって分布している。ただし、記入しにくいので、地質図ではQs<sub>2</sub>に含めてある。天田峠のシルト岩中に*Lucinoma*らしい貝化石を認めた。

#### 津幡地区の泥岩層 (Qm)

〔地層名〕 池辺ほか (1951) の高窪泥岩に含まれる。

〔岩相・層厚〕 シルト岩・シルト質泥岩からできた、層理の目立たない地層で、厚さが50 m前後から100 m余りまで膨縮する。シルト岩には砂質シルト岩がまじり、シルト質泥岩には粗粒シルトを多量含んだものが多い。大谷内では、下位寄りに粗粒シルトのラミナを持った層、中ほどに軽石片を含んだ層や団塊を含んだ層が見られる。

#### 小矢部地区の泥岩層 (Qm)

〔地層名〕 大部分が、池辺ほか (1951) の高窪泥岩下部に含まれる。

〔岩相・層厚〕 粗粒なシルト質泥岩主の、層理不明瞭な地層で、層厚が120-150 mくらいである。細粒砂岩層をわずか挟み、宮中で、軽石の粗粒砂・小さい礫が多量入った、厚さ3 mくらいの凝灰質シルト岩層を中部に含んでいる。

## VI. 6. 5 音川累層上部 (R)

大部分が泥岩層 (Rm) で、小矢部地区以外では、下部に小久米砂岩層 (Rs<sub>1</sub>)・頭川鉾泉砂岩層 (Rs<sub>2</sub>)・伴登砂質シルト岩層 (Ri) が広がっている。地層は、一ノ島-宝達急傾斜帯以北で、東半600 m程度、西半里400-500 mと厚く、砂岩泥岩互層 (Ra<sub>1-5</sub>)・砂岩層 (Rs<sub>3</sub>)・凝灰岩層 (Rt) を挟んでいる。氷見南部・高岡・福岡地域では、氷見累層基底の不整合の削剥によって厚さ80 m程度しか残存しない所もあるが、残存の地層については堆積量が北より少なかったと推定できる。小矢部・津幡地域での層厚は、不整合の削剥を少し受けて、150-200 mである。下部の砂質層に上浅海成の特徴が少し備わっているが、ほとんどの地層が細粒な陸源碎屑物による下浅海以深の堆積物である。

**小久米砂岩層 (Rs<sub>1</sub>)** 志雄・押水・氷見地域に分布

〔地層名・模式地〕 大体、KASENO (1963) の小久米砂岩層、長谷川・小林 (1986) の小久米砂岩部に当たり、藤・塩田 (1975) の原砂岩層の主部に相当する。邑知潟図幅内へは、針山北方で今井ほか (1966) の小久米砂岩層全部に、岩ヶ瀬北方で同層の中部・上部 (下部の厚さ40-50 mを除く) につながり、氷見市小久米の交差点から日名田へ700 m余り進んだ箇所に基底があつて、そこから小久米集落南端までの間で模式的に見られる。

〔岩相・層厚〕 美しい青灰色の中-細粒・細粒の砂岩からできた、疎らな層理を示す地層で、上位寄りにシルト質泥岩の厚層を挟んでいる。層厚は、北から、針山北方で70 m前後、所司原で100 m弱、原周辺で100 m前後、一ノ島・桑ノ院で200 m前後、その東の御林山では250 mくらいである。更に東方では間に泥岩 (Rm) が増して上下に分かれ、下部のRs<sub>1</sub>' が約50 m、上部のRs<sub>1</sub>' が15-20 mになっている。所司原東方を代表にして岩相の変化を述べる。

所司原東方では、下位から次のi-ivの層序を示している。i 厚さ70-80 m。主に厚さ1-2 mの中-細粒砂岩層の重なり。下部と中部とに凝灰質の層準があり、軽石の砂粒を含んだ層や凝灰質砂岩層がまじる。砂岩の各層はかすかに粒度分級し、層によって、基底部に中-粗粒砂岩、上部に炭質細片まじりの中-細粒砂岩やシルト質細-極細粒砂岩を含み、頂部にシルト質泥岩2-20 cmを伴う。また頂部を削られた層がまじる。ii 約5 m。シルト質泥岩層。iii 約5 m。厚さ5-10 cmのシルト質細粒砂岩層を多数挟んだ中-細粒砂岩層。iv 20 m内外。主に細粒砂岩層。層理が目立たないが、不規則にラミナを含む。

西方の南吉田帯の中でRs<sub>1</sub>と推定した地層は、中部が断層で欠け、iが基底から厚さ約50 mまで中-粗粒や粗-極粗粒の砂岩厚層とシルト質泥岩の厚層、ivが上限から10 m余りまでシルト質泥岩層と細-中礫岩薄層とを挟んだ細粒砂岩層である。

南方へ向かつては、iに中粒砂岩層が増し、中-粗粒砂岩層が含まれ、iiは少し厚くなって連続し、ivに中-細粒砂岩層が加わる。Rs<sub>1</sub>' はiに、Rs<sub>1</sub>' はivにつながっている。御林山の中-細粒砂岩中に*Nassarius*, *Cardidae*, *Siliqua* を認めた。

**氷見地区の泥岩層など (Rm, Rt, Ra<sub>1-3</sub>, Rs<sub>3</sub>)**

〔地層名〕 大体、KASENO (1963) の桑ノ院泥岩層や、長谷川・小林 (1986) の姿層に当たり、邑知潟図幅内へ、今井ほか (1966) の姿層の下部・中部につながる。

〔岩相・層厚〕 大部分が、シルト質泥岩とシルト岩からできた層理の日立たない地層 (Rm) で、間

に、下位から、凝灰質泥岩砂岩層 (Rt)、次いで泥岩砂岩互層 (Ra<sub>1</sub>) と砂岩層 (Rs<sub>2</sub>)、更に泥岩砂岩互層 (Ra<sub>2</sub>) と泥岩砂岩互層 (Ra<sub>3</sub>) を挟んでいる。このほか、Rmは凝灰質泥岩層を伴って薄い凝灰岩層・凝灰質砂岩層を挟み、上位寄りにMakiyamaを含んでいる。層厚は、間に挟んだ地層を含めて、断層による欠如が少ない北端部でおおよそ500m内外に達している。そして、これらの下位に、南寄りの惣領付近で、小久米砂岩層 (Rs<sub>1</sub>) の異相に当たる厚さ50mくらいのRmが、Rs<sub>1</sub>' とRs<sub>1</sub>' とに挟まれている。

氷見地区の泥岩層は南北・東西に側方変化しているが、大略、下位から次述のi-viiiの層序を示している。i 厚さ50mくらい(惣領付近でRs<sub>1</sub>'の下位に分布)。シルト質泥岩と、極細粒砂を多く含むなどのシルト岩とからなる地層。極細粒砂ラミナ入りの部分や軽石粗粒砂まじりの部分を伴う。ii 西寄り100m、東寄り120mくらい。ほとんどがシルト質泥岩の層理不明瞭な地層。極細粒砂まじりの層がかなり多くまじり、細粒砂質シルト岩層を伴う。基底からおおよそ60-70m上位にRtを挟む。iii Ra<sub>1</sub>(後述、厚さ40-50m)。iv 130-150mくらい。主にシルト質泥岩層。層理不明瞭で、iiより少し細粒。OS-5柱状図作成路(第19図)では下限から約10m上位にRs<sub>3</sub>、更に約80m上位にRa<sub>2</sub>を挟み、桑ノ院東方ではRa<sub>3</sub>を含む。v 断層による欠如、欠如量は欠如の少ない北端では層厚50m未満。vi おおよそ100m。主に凝灰質のシルト質泥岩層。ivより少し粗粒、一般に凝灰質砂粒を含み、火山灰の多い凝灰質泥岩の薄層や1m層を挟む。vii おおよそ60-70m。主にシルト質泥岩層。凝灰質泥岩層を含み、厚さ10-60cmの凝灰質砂岩層と2-5cmの細-極細粒砂岩薄層とをかなり多く挟み、まれに80cmのシルト質細粒砂岩層を交じえる。Makiyamaが比較的多い、viii おおよそ60m。主に極細粒砂を少し含んだシルト質泥岩層。シルト岩・砂質シルト岩を伴い、極細粒砂質シルト岩や極細粒砂岩の薄層を挟み、Makiyamaを含む。

**Rt 凝灰質泥岩砂岩層** 桑ノ院北部で模式的に観察される。桑ノ院南方のRtは、その層位から同じ層とみなした。凝灰質泥岩中に、ほとんど火山放出物ばかりからできた、灰白色の凝灰質砂岩層が挟まれている地層で、層厚が20-30mである。下部と上部とに凝灰質砂岩が多く、中間約10mは凝灰質砂岩の薄層を少し挟んだ凝灰質シルト質泥岩である。下部・上部中の凝灰質砂岩層は、0.2-1m、厚いもので約1.5m、粗粒砂岩から細粒砂岩まで種々で、粗粒層にガラス質の小さい火山礫を含んでいる。

**Ra<sub>1</sub> 泥岩砂岩互層** 触坂南西方の丘に地すべり塊の集団となって広がっている。本来の層厚はおおよそ40-50mと推定され、下半は、砂岩勝ちの互層が主で、厚さ0.5-2.5m程度の細粒砂岩と、より薄いシルト質泥岩・シルト岩とからなり、層理不明瞭な細粒砂岩約5mの層がまじっている。上半は、大部分が10-20cmの極細粒・細粒砂岩層を互層状に挟んだ、シルト質泥岩・シルト岩の地層で、1m前後の細粒・中-細粒砂岩層を伴っている。

**Rs<sub>3</sub> 砂岩層** 久目東方約1kmの、厚さ1.5-2mの細粒砂岩層で、層理が目立たないが、不規則なラミナを含んでいる。この砂岩層の上下の泥岩、合わせて厚さ10-20mには、極細粒砂質シルトのラミナや極細粒砂岩の薄層が含まれており、Ra<sub>1</sub>と同層位の可能性がある。

**Ra<sub>2</sub> 泥岩砂岩互層** 久目東方約1.5kmにあり、シルト質泥岩・細粒砂質シルト岩40-50mと、細-極細粒砂岩15-25cmとの互層で、層厚が10m弱くらいである。

**Ra<sub>3</sub> 泥岩砂岩互層** 桑ノ院鉦泉くわ いんの北側に露出し、層厚10m前後、主部がシルト質泥岩・シルト岩

20-50 cm と、砂質シルト岩・極細粒砂岩・細粒砂岩 2-5 cm との互層であって、細粒砂ラミナ入りのシルト岩層を伴っている。桑ノ院鉱泉付近の、断層に囲まれた三角形地域内の地層は、大部分が Rm の vi、北寄りが iv とみなされ、Ra<sub>3</sub> が Ra<sub>2</sub> と同時期に一連に堆積した可能性が高い。

#### 押水・志雄地域の泥岩層など (Rm, Ra<sub>4,5</sub>)

〔地層名〕 KASENO (1966) の聖川泥岩層と、吉田互層の一部とに当たり、今井ほか (1966) の邑知潟図幅<sup>ひじりかわ</sup>の聖川泥岩層の下半につながる。

〔岩相・層厚〕 主に層理不明瞭なシルト質泥岩層 (Rm) で、中ほどに南吉田泥岩砂岩互層 (Ra<sub>4</sub>) と他の泥岩砂岩互層 (Ra<sub>5</sub>) とを挟んでいる。Rm は、また、細粒砂岩層・凝灰質泥岩層・凝灰質砂岩層を少量伴っている。層厚は、中間の互層を加えて、北東寄りで 400 m 前後、南西寄りでは下部が断層で欠けているが 20% くらい厚い。

北東寄りで、志雄町の西端と押水町の 186 m 三角点周辺とを総合すると、下位から次の i - iv の層序を持っている。i 厚さ 120-150 m。ほとんどシルト質泥岩層。少し硬い部分がまじる。上位寄りに、凝灰質泥岩を含み、凝灰質粗粒シルト岩や凝灰質中粒・細粒砂岩の薄層を挟む。ii Ra<sub>4</sub> (後述、層厚 20-50 m)。iii おおよそ 100 m。主にシルト質泥岩層。厚さ 5-15 cm の細粒砂岩層・砂質シルト岩層を少数挟む。iv おおよそ 120 m。ほとんどシルト質泥岩層。砂質シルト岩をわずかに伴う。

南吉田の平地近くと、相見川より南では、iii が 200 m 弱と厚く、中ほどに Ra<sub>5</sub> 30-50 m を挟み、ほかにも厚さ 5-30 cm などの細粒・中-細粒砂岩層が多く入った部分を伴っている。相見川南岸の iii の下位寄りには、シルト質泥岩の角礫を含んだ中-粗粒砂岩のスランプ層が含まれ、また、泥岩中に有孔虫・ウニのとげを認めた。

**Ra<sub>5</sub> 泥岩砂岩互層** 相見川下流の南側、河原北東東 1-1.5 km 付近で、次述の Ra<sub>4</sub> の上位 70-110 m くらいにあり、そこで 30-40 m、南吉田近くで 40-50 m の層厚がある。主体は、厚さ 1-2 m のシルト質泥岩と、20-30 cm の中-細粒砂岩や 1-1.5 m 程度の中-粗粒砂岩との互層で、中ほどにシルト質泥岩の厚層を挟み、粗粒な砂岩層に怪 3 cm 未満の礫を含んでいる。

#### <sup>みなみよしだ</sup> 南吉田泥岩砂岩互層 (Ra<sub>4</sub>)

〔地層名・模式地〕 押水町南吉田から 2 km 余り東方の相見川中流を模式地として、新しく命名する。KASENO (1966) の聖川泥岩層と吉田互層、それぞれの一部分に当たる。

〔岩相・層厚〕 シルト質泥岩と細粒-粗粒の砂岩との互層で、南西方ほど砂岩が多くて粗く、地層が厚い。

相見川中流では、シルト質泥岩中に厚さ 1 m くらいの間隔で、厚さ 5-10 cm の細-極細粒砂岩層や 20-30 cm の中-細粒砂岩層を挟んだ地層で、層厚が 40-50 m、北の聖川側の谷では、30-50 cm のシルト質泥岩層と 20-30 cm の極細粒砂岩層との互層で、層厚 20-30 m である。

南吉田東方では、層厚 80 m くらい、概略、下半が 20-50 cm のシルト質泥岩と 10-20 cm の細粒砂岩の互層、上半が 20-50 cm のシルト質泥岩と 20-30 cm の中粒砂岩との互層である。上半に含まれる、厚い層は泥岩で約 1 m、砂岩で約 0.5 m に達し、上半の砂岩には中-粗粒砂岩がまじっている。

相見川下流で南へ急傾斜した地層は、下位側が断層で切れて層厚 60 m 以上主体がシルト質泥岩・シルト岩中に間隔 0.5-1 m くらいで、20-50 cm の中-粗粒などの砂岩層を互層状に挟んだ地層であっ

て、砂岩層を少数挟んだ泥岩厚層を伴っている。主体の地層の砂岩層は、径5 cm以下の花崗岩質礫を含んだ粗粒砂岩の1-2 m層から、中-細粒砂岩の5-10 cm層まで多様である。

頭川<sup>ずかわこうせん</sup>鉦泉砂岩層 (Rs<sub>2</sub>) 高岡・福岡・氷見南東端地域に分布

〔地層名・模式地〕 高岡市頭川の集落西寄り南側の谷壁を模式地として、新しく設ける。上位の氷見累層が頭川統・頭川層と呼ばれているので、この地層には昔からある鉦泉名を使用する。池辺ほか(1951)の谷内<sup>やち</sup>泥岩と藪田<sup>やぶた</sup>シルト層とに含まれる。

〔岩相・層厚〕 主に細粒砂岩の地層で、シルト岩層・シルト質泥岩層を交え、層厚60 m未満、頭川から南・北へ薄く、細粒になる。

頭川の南側では、層厚50-60 mくらい、下位から次のi-iiiの層序を示している。i厚さ20 m内外。主に中粒砂まじりのシルト質細粒砂岩層。細粒砂勝ち・粗粒砂まじりの層を含んでかすかな層理を示す。少し凝灰質な層を挟み、軽石の小さい円礫を含む。上位寄りの細粒砂岩に貝化石を含み、その地すべり塊で*Turritella*, *Nucula*, *Anadara*, *Portlandia*, *Macoma*, *Clinocardium*, *Nemocardium*, *Paxas*, *Ponope*を認めた。特に*Macoma*が多い。ii 10-20 m。細粒砂まじりのシルト質泥岩層。シルト質細粒砂岩薄層を多く挟む。iii 20-30 m。少し凝灰質の中-細粒砂岩が主の地層。細粒砂岩を伴って厚さ0.5-1.5 m程度に成層。シルト岩薄層を不規則に挟んだ砂岩層が多く、シルト岩同時礫や軽石の粗粒砂・細礫を含んだ砂岩層がまじる。

頭川より北では、全般に泥質層と凝灰質層とが増し、層厚おおよそ50 m, iに凝灰質中-粗粒砂岩層と細粒砂質シルト岩層がまじり、iiに凝灰質シルト質泥岩層・凝灰質中-細粒砂岩層・厚さ40 cmの細粒凝灰岩層が挟まれ、iiiは大体に細粒砂岩層と極細粒砂を多く含んだシルト岩層となって薄い。五十里北西で、iiの泥岩中にウニのとげ、iiに挟まれた凝灰質砂岩中に*Portlandia*, *Solemya*を認めた。iが氷見南西の小久米砂岩層のRs<sub>1</sub>'に、iiiが同層のRs<sub>1</sub>"につながる可能性が高い。

頭川より南の、五十里北西の支谷奥では、地層は頭川南側と余り変わらず、iに*Yoldia*, *Mactra*, *Panomya*など、iiiに*Macoma*を含んでいる。そして、境・谷内では、層厚40 m内外、細粒化して、大体、iが極細粒砂の多い粗粒シルト岩層と粗粒シルト質の極細粒砂岩層とに、iiiが凝灰質細-極細粒砂岩層と粗粒シルト質極細粒砂岩層とに変わり、谷内のiに*Nemocardium*を認めた。

更に南へ、舞谷では、層厚おおよそ40-50 m, iが軽石砂粒含みの細粒砂岩層など、iiが細-極細粒砂岩層を挟んだ極細粒砂まじりシルト質泥岩層、iiiが軽石粗粒砂・細礫入りの中-細粒砂岩などであって、iiiの一部に*Chlamys*の破片がまじっている。鳥倉では、おおよそ30 m, iと恐らくiiとがシルトの多い細-極細粒砂岩と細粒砂の多いシルト岩との地層になって*Dosinia*を含み、iiiが細粒砂岩30-50 cmとシルト岩3-10 cmとの互層やシルトの多い細粒砂岩層などに変わっている。

上向田以南では、露出が少ないが、まとめてみると、層厚15-20 m, 以北と違う層序を示し、下位から次のi-iiiで構成されている。i厚さ5 m弱。軽石の砂粒・細礫を含んだ、細粒砂質シルト岩やシルト質泥岩の地層。ii 10 m弱。凝灰質細粒砂岩とシルトの多い凝灰質細-極細粒砂岩の地層。iii 5 mくらい。凝灰質の細粒砂まじりシルト質泥岩と凝灰質細-極細粒砂岩の地層。上野でiに*Limopsis*を認めた。

### 高岡・福岡・氷見南東端地域の泥岩層 (Rm)

〔地層名〕 池辺ほか (1951) の谷内泥岩の上部や敷田シルト層などに当たる。

〔岩相・層厚〕 主にシルト質泥岩の層理不明瞭な地層で、福岡地区の上向田以南では上位の  $Ss_2$  までは 200-250 m 程度の層厚があるが、上向田から北へ、氷見累層に不整合に覆われて、ほぼ順次に薄くなり、氷見地区南東端の堀田南方では 10 m 余りになっている。次に、各地の岩相の特徴と層厚とを、南部から北部の順に述べる。

上向田以南では下半は、大部分が極細粒砂を含んだシルト質泥岩層で、泥岩には、極細粒砂・粗粒シルトのラミナが入っているが、全体として層理が目立たない。上半は、同様な泥岩層と極細粒砂をわずかしか含まないシルト質泥岩層との地層で、細-極細粒砂を多く含んだ粗粒シルト岩層を挟み、上位寄りに凝灰質泥岩層を伴っている。

鳥倉では、層厚がおおよそ 130 m になり、最下部が砂質シルト岩層で、下部に凝灰質泥岩層を含み、下限から約 100 m 上位には厚さ 2 m 弱の、極粗粒砂から砂質シルト粒度まで級化成層した軽石質凝灰岩層を挟んでいる。

谷内の南東では、層厚が 80 m 前後で、比較的細粒で少し硬いシルト質泥岩層をまじえ、まれに *Macoma* を含み、境では、層厚が 40 m 余りで、砂質シルト岩を伴い、極細粒砂岩層を挟んでいる。

頭川以北では、主に極細粒砂を少量含んだシルト質泥岩層であって、層厚が頭川で 40 m 弱、五十里-蒲田間で 30 m 内外、堀田南方で 10 m 余りと減っている。

#### 伴登砂質シルト岩層 (Ri) 津幡地区に分布

〔地層名・模式地〕 津幡町伴登の、集落からその北側の尾根にかけて、約 300 m の間を模式地として、新しく設ける。池辺ほか (1951) の高窪泥岩の一部に当たる。

〔岩相・層厚〕 大部分が、極細粒砂をかなり多く含んだ粗粒シルト岩と極細粒砂岩からできた地層で、不明瞭なラミナを含んだ部分が多いが、全体として層理が目立たない。層厚は 20-30 m で、北へ薄くなる。

伴登では、下位から次の i - iii の岩相を示している。i 厚さおおよそ 10 m 極細粒砂質シルト岩層。ラミナを持つが層理不明瞭、部分的にサンドパイプを含む。ii 5 m 余り。少しシルト質の細-極細粒砂岩層。極細粒砂まじりシルト岩層を交えて厚さ 0.5-1 m のかすかな層理を示す。iii 10 m 弱。主に極細砂質シルト岩層・疎らにかすかな層理を示し、極細粒砂岩の薄層・ラミナを挟む。炭質細片の目立つ層や直立的パイプの多い層を伴う。

#### 津幡地区の泥岩層 (Rm)

〔地層名〕 池辺ほか (1951) の高窪泥岩の上半くらいに当たる。

〔岩相・層厚〕 粗粒なシルト質泥岩に、極細粒砂質シルト岩がまじった、層理が目立たない地層であって、南端でおおよそ 150 m、北寄りでは津幡図幅内地域を加えて 100 m 弱の層厚を持っている。この層厚の地域差は、主に上位の氷見累層との傾斜不整合によるとみなすことができる。

粗粒シルト・細粒砂のラミナが入った層を全般的に含み、下位寄りに凝灰質物まじりのシルト質泥岩層を、南端の最上位近くに細粒凝灰岩層を挟んでいる。また、南端最上位の泥岩中に *Clinocardium* を認めた。

### 小矢部地区の泥岩層 (Rm)

〔地層名〕 池辺ほか (1951) の高窪泥岩の上部や大窪互層に当たる。

〔岩相・層厚〕 粗粒なシルト質泥岩が主となり、シルト岩・極細粒砂質シルト岩・凝灰質シルト岩を伴った、層理の少ない地層で、Ss2に整合に覆われ、200 m余りの層厚がある。宮中の東部では、凝灰質物まじりの層や細粒砂ラミナ入りの層を増して、ほとんど凝灰質物からできた、厚さ30 cmと50 cmの凝灰質中-細粒砂岩層2枚を挟み、安楽寺では、上限から5-6 m下位に厚さ60 cmの凝灰質物主の細粒砂岩層を挟んでいる。

### VI. 5. 6 音川累層上層 (S)

高岡・津幡以外の地区に分布している。氷見地区では銻根含礫シルト岩 (Sp) に泥岩層 (Sm・Smf) が重なって250 m余り、押水地区では敷波泥岩砂岩互層 (Sa) に泥岩層 (Sm) が重なって300-450 mの厚さ、小矢部地区では砂山砂岩層 (Ss<sub>1</sub>)・法楽寺砂岩層 (Ss<sub>2</sub>) と、上位や指交関係の泥岩層 (Sm) とで350 m未満、福岡地区には砂・礫岩少量で泥岩層 (Sm) が120 m未満の厚さで分布している。これらは、全般に下浅海以深の海成層とみなすことができる。なお、砂質層の特徴から、堆積時に近く

の宝達山花崗岩・太田累層が陸上浸食を受けたと推定できる。

<sup>ほこね</sup>  
銻根含礫シルト岩層 (Sp) 氷見地区に分布

〔地層名・模式地〕 氷見市銻根をを模式地として新しく設ける。長谷川・小林 (1986) では、その地質図によると、<sup>すがた</sup>姿層の上部と、<sup>あお</sup>阿尾層の下部とに含まれている。なお、この地層の基底がRとSの境界の模式である。

〔岩相・層厚〕 分布の南部で含礫シルト岩と砂岩が、北部で砂質シルト岩が主体となっている。層厚は銻根の南で80 mくらい、東寄りでは50 m以内であって、北東へ急激に薄くなる。

銻根とその東隣の谷では、下位から次の i - iii の地層で構成されている。i 厚さ10-20 mくらい。細-極細粒砂を多く含んだシルト岩主の地層。長さ5-20 cmの細粒砂ラミナを多数含む。ii 40-50 mくらい。多量の細-極細粒砂と少量の小さい中礫・細礫を含んだシルト岩主の地層。シルト質極細粒砂岩層を伴い、一般に細粒砂・中粒砂ラミナを、まれに軽石の礫を含む。礫は散点状・薄層状に含まれ、層理の明らかな地層では、基部が含礫中-粗粒砂、頂部が極細粒砂質シルトの厚さ0.3-1 m層が繰り返し重なり、各層の中ほどに砂ラミナが入る。iii おおよそ20 m。主に層理不明瞭な<sup>りぼ</sup>細粒砂質シルト岩の地層。細粒砂・中-粗粒砂のラミナや薄層を挟み、軽石の細礫を少量含む。

上矢部寄りでは、銻根からの地層の連続は分らないが、ii に似た地層とiii に似た地層との間に、基部に含礫中-粗粒砂を伴った厚さ20-30 cmの細粒砂岩層など10 m余りと、これに重なる、含礫の中-粗粒・中-細粒の砂岩層など7 mくらいの地層とが加わっている。一方、銻根より北では、礫を含まず、銻根西方の尾根西斜面や三田窪北方の尾根北斜面では極細粒砂の多いシルト岩が主になり、東へ尖滅する。

銻根含礫シルト岩層に含まれている礫は、石英の細礫のほか、花崗岩質岩石・古期砂岩・変成チャート・珪長質火山岩などである。また、銻根南西のii に *Dosinia* らしい貝化石を、三田窪南東のiii に *Makiyama* を認めた。シルト岩・砂岩中の斜交層理は、主に北東・東へ向かう古流向を示している。

### 氷見地区の泥岩層 (Sm, Smf, St)

〔地層名〕 大体、長谷川・小林 (1986) の阿尾層に当たる。

〔岩相・層厚〕 下位に粗粒なシルト質泥岩主の Sm, 上位に細粒なシルト質泥岩主の Smf があり、合わせて 120-180 m 程度の層厚がある。

**Sm** 泥岩層は、粗粒シルトの多い、シルト質泥岩・シルト岩の地層で、厚さが南寄り 20 m 余り、北寄り 50-60 m, 砂質シルト岩を伴い、細粒砂岩・砂質粗粒シルト岩の薄層を比較的多く挟み、Makiyama や炭質物細片を含んでいる。また、軽石の砂・細礫を含んだ泥岩・シルト岩がまじり、ほとんど火山灰からできた、細粒・粗粒の凝灰質砂岩の、5-30 cm, 厚いもので 1 m ほどの層を挟んでいる。

**Smf** 泥岩層は、主に細粒なシルト質泥岩からなる層理不明瞭な地層で、層厚 100-140 m, 中ほどに **St** 凝灰質砂岩層を挟んでいる。下位の **Sm** と漸移的で、同様なシルト質泥岩もまじっているが、**Sm** より層理が更に目立たず、主な泥岩中のシルトがより細粒で少ない。

**St** 凝灰質砂岩層は、氷見市上矢田部の北の、傾斜 10° を記入した地点では、層厚 5 m 内外、下位から次の i - v で構成されている。i 厚さ 1.5 m 前後。径 5 cm 未満の軽石破片が多量まじった凝灰質-粗-極粗粒砂岩層。泥岩の径 2-10 cm の扁平な礫が入り、自形の黒雲母・石英・長石がまじる。軽石の大きさの違いによってかすかな層理を示す。ii 1 m 余り。凝灰質極粗粒砂岩層。i に似るが、i より軽石片が小さくて少なく、泥岩礫を含まない。上半に明確な水成層理を持つ。iii 約 0.4 m。ガラス質細粒凝灰質層。iv 約 0.8 m。凝灰質極細粒砂岩層。v 1 m 内外。凝灰質泥岩層。

### <sup>すなやま</sup>砂山砂岩層 (S<sub>s1</sub>) 小矢部地区に分布

〔地層名・模式地〕 市原ほか (1950) と池辺ほか (1951) の砂山砂層を継ぎ、井上ほか (1964) で砂山砂岩層と改称した。模式地は (旧) 南谷村砂山の西南、役場の裏 (小矢部市安楽寺東部) である。

〔岩相・層厚〕 ほとんどが、粗-極粗粒砂岩層であって、層厚は見積もりにくく、230-370 m の間の値になる。

安楽寺では、下位から次の i - iii の層序を示している。i 厚さ 25 m 前後。粗-極粗粒砂岩層に凝灰質層などがまじった地層。基底から概略、粗-極粗粒砂岩層 (7 m), 砂質シルト岩層 (1 m), 細粒火山灰からできた凝灰質の細粒砂岩・シルト岩の層 (2 m), 粗-極粗粒砂岩層 (10 m), 細粒火山灰からできた凝灰質の砂質シルト岩・シルト岩・泥岩が板状に成層した層 (3.5 m), シルト質細粒砂岩層 (2 m)。凝灰質層は城端図幅地域北部から連続し、クリカラ (俱利伽羅) 凝灰岩 (市原ほか, 1950; 池辺ほか, 1951) と呼ばれている。ii 主部、おおよそ 200 m 余り。層理の分からない粗-極粗粒砂岩層が主となった地層。少量の細礫を含み、細・中礫岩や中-粗粒砂岩の薄層をわずか挟む。粗-極粗粒砂岩は灰白色で主に石英・長石の粒からなり泥分が少なく、風化部に層理のような酸化鉄汚染の縞を生じる。iii 60 m くらい。含礫の粗-極粗粒砂岩が主となった地層。少しの粒度差と中-細粒砂岩・泥質粗粒砂岩の薄層によって厚さ 0.5-2 m 単位の層理を示し、斜交層理を含む。

### <sup>ほうらくじ</sup>法楽寺砂岩層 (S<sub>s2</sub>) 小矢部・福岡地域に分布

〔地層名・模式地〕 小矢部市法楽寺の北部を模式地として、新しく名付ける。周辺の層序と地質構造から、前項の砂山砂岩層 (S<sub>s1</sub>) の北方細粒相とみなした地層である。池辺ほか (1951) では大桑砂岩層に、邑本・山田 (1965-66) では夏川層に属しており、小笠原 (1976) では砂山砂岩部層と高窪層と

に含まれている。

〔岩相・層厚〕 主に細粒砂岩の地層で、田川西北部の断層際でシルト質泥岩と互層する細-極細粒砂岩層 (Rm, 地質図には省略) に載り、法楽寺北部の尾根近くで氷見累層の基底層とみなした礫岩層に覆われている。法楽寺で 60-80 m 程度、田川で 40-60 m 程度の層厚を持ち、北東方へ上向田北まで、延長部と推定した砂岩・シルト岩層が厚さ 5-10 m くらいで分布している。

法楽寺・田川では、下位から次の i - iii の岩相を示している。i 厚さが田川で 3-4 m, 法楽寺で 10 m 余り。主に粗粒・中粒の凝灰質砂岩層・細粒凝灰岩層を挟み、凝灰質物の少ない砂岩層を伴い、不規則に成層する。凝灰質砂岩は軽石の砂・細礫や火山灰を多量含み、貝殻片の多い部分や石灰質の部分を変える。田川北部で多数の *Pectinidae*・腕足類の小片と少数の *Limopsis*, *Chlamys*, *Mizuhopecten*, *Lucinma*, *Nemocardium* を、法楽寺鉱泉で *Turritela*, *Siphonalia*, *Arca*, *Venericardia*, *Nemocardium*, *Clinocardium*, *Clementia* などを認めた。ii おおよそ 20 m。シルト質細粒砂岩・砂質シルト岩・シルト質泥岩の厚層が相重なった地層。下位寄りに *Nuculana*, *Yoldia* (*Cunesterium*), *Mizuhopecten*, *Clinocardium*, *Macoma*, 上位寄りの凝灰質シルト質極細粒砂岩中に *Nucula*, *Nuculana*, *Limopsis* を認めた。iii 20-40 m くらい。層理の目立たない、極細粒砂岩・細粒砂岩の地層。部分的に間隔 1-2 m などの不明瞭な層理を示し、凝灰質泥岩の薄層を挟む。まれに田川北部で *Cardidae* を含む。

田川以北については次のようである。田川北東には iii の細粒砂岩層が、上野には下部に径 1.5 cm 以下の硬い古期堆積岩の礫を含んだ細-極細粒砂岩層 (4-5 m 以上) が、断層に切られて露出している。上向田南では、細-極細粒・細粒の砂岩からなり、層厚が 10 m 余りで、下位寄りに極細粒砂岩と砂質シルト岩との細互層 1 m を挟み、*Thais* らしい巻貝と *Macoma* らしい二枚貝との破片を含み、上位に極細粒砂を多く含んだシルト岩を伴っている。上向田北では、シルト質細粒砂岩と細-極細粒砂を多く含んだシルト岩とからなり、層厚が 2 m 以上恐らく 5 m 程度である。

#### 小矢部・福岡地域の泥岩層 (Sm)

〔岩相・層厚〕 宮中以南には、砂山砂岩層と氷見累層との間に、わずかししか分布していない。そのため、地質図では砂山砂岩層に加えて同色に印刷した。安楽寺では、氷見累層のシルト質細粒砂岩層に不整合に覆われて、上位から、小さい円礫をごく少量含んだ砂質シルト岩層 (厚さ 1-1.5 m), 細粒凝灰岩層 (2 m) と露出し、その下位は露出が悪く、恐らくシルト岩・泥岩系の地層 (5-10 m) があって、砂山砂岩層に重なる可能性が高い。

法楽寺以東では、法楽寺砂岩層の連続部とみなした砂岩層の上位に、田川北東 50 m 内外、上野 100 m 内外、上向田 50 m 未満の厚さで、シルト質泥岩主の層理不明瞭な地層として現われ、凝灰質シルト質泥岩層や凝灰質細粒砂岩層を挟んでいる。

#### 敷波砂岩泥岩互層 (Sa) しきなみ 押水地区に分布

〔地層名・模式地〕 今井ほか (1966) の邑知潟図幅内の敷波互層につながる地層で、模式地を邑知潟図幅内の志雄町敷波の南東東約 0.7-2 km として、改名する。大部分は KASENO (1963) の吉田互層に含まれ、また、一部が柏野 (1965) の末森山互層に当たる。

〔岩相・層厚〕 粗粒なシルト質泥岩と粗粒・中粒のアルコース砂岩との互層などで、模式地から南へ、

砂岩が粗粒・厚層になり、層厚が南吉田・竹生野で250 m内外、相見川より南で350 m以上となっている。

南吉田・竹生野では、断層による重複を除くと、下位から次のi - iiiの層序を持っている。i 厚さ40 m くらい、主に泥岩勝ち互層。シルト質泥岩1-2 m と粗粒砂岩0.5-1 m などとの互層が多く、中-粗粒砂岩層を少数挟んだシルト質泥岩厚層、中-粗粒砂岩と砂質シルト岩との互層、基部には粗-極粗粒砂岩1.5-2 m 層を伴う。ii おおよそ100 m。主にシルト質泥岩0.5-3 m と粗-極粗粒砂岩0.5-1.5 m との互層・粗い砂岩層の基部に細礫が入る。iii 100-120 m くらい。砂岩勝ち互層。互層は不規則であるが、中-粗粒砂岩0.5-3 m と砂まじりシルト質泥岩0.5-1 m との互層が多い。粗粒砂岩層に細礫がまじり、泥岩中にまれにMakiyamaが含まれる。

相見川より南では、下位から、北と別なi - iiiの層序を示している。i 100-150 m。粗-極粗粒砂岩主の地層。厚さ0.2-1 m の中礫岩層を多く挟み、また、中礫まじり砂岩の厚層を含む。ii 断層による地層欠如（量不明）。iii おおよそ250 m。砂質シルト岩と中粒・粗粒砂岩との各0.2-1 m の互層や、シルト岩・シルト質泥岩中に厚さ5-50 cm の粗粒・中粒・含礫の砂岩層を挟んだ地層。厚さ0.5-2 m の含礫粗-極粗粒砂岩層を伴い、最上部に細粒凝灰岩層を挟む。このi・iiiに含まれている礫は、最大礫径10 cm 未満の中・細礫で、多くが花崗岩質、少数が片麻岩質であって、亜角形・角形を示している。

#### 押水地区の泥岩層 (Sm)

〔地層名〕 KASENO (1963) の吉田互層の上部の一部分や、鮎野 (1965) の末森山互層の一部分に当たる。

〔岩相・層厚〕 主にシルト質泥岩からなり、断層に切られて、層厚が70-90 m である。下部の20 m くらいは極細粒砂まじりのシルト質泥岩層で、中・粗粒砂まじり細粒砂岩や中-粗粒砂岩の薄層を挟んでいる。主部は層理の目立たないシルト質泥岩層である。主部には、シルト岩や凝灰質泥岩が伴われ、細粒凝灰岩の薄層がわずかに挟まれ、まれにAcila, ウニのとげを認めた。

## VI. 7 <sup>ひみ</sup>氷見累層 (H)

〔地層名〕 池辺 (1949)・池辺ほか (1951)・中世古 (1954) の氷見層群とほぼ同じ地層を、坂本ほか (1959) で累層の単元に改めた。名称の始まりは望月 (1928) の氷見層にある。

〔分布・構造〕 第5, 6図参照。

〔層序関係〕 下位との関係は、石動図幅全域にわたって不整合とみなし得る。石動図幅西半と津幡図幅の範囲では、音川累層上部から基盤岩までに斜交し、石動図幅東半では、音川累層の最上部・上部に斜交してして載っている。また、所々で、音川累層などとの境界に浸食面、最下部に礫質層が認められる。この不整合の形成過程については、音川累層の上部・最上部の堆積期間に、宝達山地塊とその西隣地域との隆起が顕著に進行して、新第三紀諸層に褶曲・傾動が起り、河合・南吉田の両帯に幾本かの断層が発生し、音川累層最上部の堆積後に、相対的海退と陸域での浸食があり、次に、氷見累層堆積の海進を受けたと推定する。

〔層厚〕 数 m から 350 m くらいまで、地区によって違っている。図幅の東半地域では、小矢部で 300-350 m、高岡西北で 200-250 m、高岡西南・氷見で 150-200 m であるが、西半の諸地区では 100 m 未満、特に宇ノ気・高松南の山寄りでは 10 m に満たない。このような層厚の地域差は、氷見累層自体の堆積量よりも、植生累層堆積前の剝削のほうに支配されている。

〔岩相〕 大部分が浅海成の性質を持った砂岩の地層で、地域によって砂岩の粒度・性質が違い、また、一般に下部にシルト質層を伴っている。下部のシルト質層は、津幡地区で津幡シルト岩層 (Hm<sub>1</sub>)、押水地区北部で杉野屋シルト岩層 (Hm<sub>2</sub>) になっており、小矢部地区や図幅地域北端の氷見地区では、砂岩部層の中によく続く砂質シルト岩などとして挟まれている。砂岩主体の部層は、細粒砂岩の多い大桑砂岩層 (Hs<sub>1</sub>) が小矢部・宇ノ気・高松・押水南に、石灰質の粗粒・中粒砂岩が多い頭川砂岩層 (Hs<sub>2</sub>) が福岡・高岡・氷見に、細粒砂岩などの中川砂岩層 (Hs<sub>3</sub>) が押水北に分布している。

氷見累層の岩石は、砂岩・シルト岩共に、大部分が層理の少ない、軟らかな岩石で、風化部分がごく軟弱になっている。ただし、頭川砂岩層に含まれている石灰質砂岩の一部は中程度の硬さの岩石である。

〔化石〕 大桑砂岩層・頭川砂岩層からは、氷見動物群 (鮎野, 1964) あるいは大桑万願寺動物群と総称され、松浦 (1978, 1985) によって細分された大桑動物群と頭川動物群とに属する貝化石が諸地点 (第 20 図) で多く見いだされる。主な産地での主要産出種を、現地に同行して頂いた松浦信臣博士の同定結果によって第 4 表に示す。なお、近年、貝類化石については松浦 (1978, 1985) により、有孔虫・珪藻化石については邑本 (1874)、亀遊 (1971, 1871a)、HASEGAWA (1979) によって研究が加えられ、それぞれ、産出種による氷見累層の分帯が検討されている。

<sup>つばた</sup>  
津幡シルト岩層 (Hm<sub>1</sub>) 津幡地区に分布

〔地層名・模式地〕 津幡町の、中津幡駅北東約 400 m の道路傍の崖と、太白台小学校へ登る道沿いの崖とを模式地にして、角 (1978) が設けた。石動図幅地域には、南西隅に最下部だけがわずかに露出している。

〔岩相〕 太白台小学校の東側で、南北方向などの小断層に乱されて、基底に近い層準の、小型中礫を多く含んだ砂岩層厚さ 5 m くらいと、その上位の砂質シルト岩・シルト岩の地層 5 m くらいとが見られる。

<sup>すぎのや</sup>  
杉野屋シルト岩層 (Hm<sub>2</sub>) 押水地区に分布

〔地層名〕 邑知潟 (氷見) 図幅地域西部での、市川・鮎野 (1955) の杉野屋層や今井ほか (1966) の杉野屋シルト岩層を、石動図幅地域西北部まで適用する。志雄町杉野屋付近で模式的に観察される。

〔岩相〕 石動図幅内の地層は、杉野屋付近の上部分に当たる、厚さ 30-40 m で、主に層理の目立たないシルト質極細粒砂岩からなり、*Nucula* などの貝化石を含み、杉野屋より少し粗粒である。なお、杉野屋付近からは、貝化石が、松浦・河合 (1982)、松浦 (1985) によって多種類見いだされ、報告されている。

<sup>おんま</sup>  
大桑砂岩層 (Hs<sub>1</sub>) 小矢部・宇ノ気・高松・押水地域に分布

〔地層名・模式地〕 YOKOYAMA (1927)・望月 (1930) の頃から広域に使われてきた大桑層の名称<sup>おんま</sup>を継ぎ、城端・津幡両図幅に続けて石動図幅の西部・南部の地域に適用する。模式地は金沢市大桑町の化石産地とみなされている。なお、模式地の地名が近年「おおくわ」と呼び替えられ、地層名の改称も提

× : 貝類化石産地  
 A-I : 第4表の化石産地



第20図 石動図幅地域の氷見累層の貝化石産地  
 国土地理院発行の5万分の1地形図石動を使用。

起されたが、「おんま層」・「Omma fauna」が有名な学術用語として存続されている。従って、角(1978)のおおくわ砂岩層はおんま砂岩層と呼び直してよい。

〔岩相・層厚〕 石動図幅地域に分布する大桑砂岩層は、大部分が細粒砂岩と中-細粒砂岩とからなる地層で、最下部に礫質層を伴うことが多い。また、地域によって、岩相が少し変化する。

小矢部地区では、北寄りに薄い傾向で300-350 m くらいの層厚がある。地層は安楽寺から石動市街までの間に比較的多く露出し、i-viiの層序を示している(第21図H-1)。i 厚さ15-20 m。最下位に軽石の小さい礫を含んだシルト質細粒砂岩層4 m 前後、その上に *Chlamys* などの貝殻片を含んだ、

第4表 石動図幅地域氷見累層産出  
松浦信臣博士の同定による主要  
産出 VA:著しく多い

| 化石名                                                    | 大桑砂岩層(Hs1)               |                        | 頭川砂岩層(Hs2)              |                        |                       |                       |               |                 |                        |
|--------------------------------------------------------|--------------------------|------------------------|-------------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|---------------|-----------------|------------------------|
|                                                        | ii<br>シルト質<br>中-細粒<br>砂岩 | iv<br>シルト質<br>細粒<br>砂岩 | ii<br>石灰質<br>中-粗粒<br>砂岩 | iii<br>粗-<br>極粗粒<br>砂岩 | i<br>石灰質<br>極粗粒<br>砂岩 | ii<br>石灰質<br>中粒<br>砂岩 | i<br>細粒<br>砂岩 | iii<br>粗粒<br>砂岩 | iii<br>石灰質<br>粗粒<br>砂岩 |
| 産出量                                                    | A                        | B                      | C                       | D                      | E                     | F                     | G             | H               | I                      |
| 産地                                                     | 田川                       | 田川                     | 田川                      | 田川                     | 上向田                   | 石堤                    | 頭川            | 頭川              | 海老坂                    |
| <i>Puncturella (Puncturella) nobilis</i> (A. ADAMS)    |                          |                        |                         | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Turcica coreensis</i> PEASE                         |                          |                        | C                       | R                      |                       |                       | C             |                 |                        |
| <i>Homalopoma amussitatum</i> (GOULD)                  |                          |                        |                         | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Rissoina (Rissolina) costulata</i> DUNKER           |                          |                        |                         | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Turritella(N.) s* saishuensis</i> YOKOYAMA          | C                        |                        |                         |                        |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>T. (N.) s* etigoensis</i> IDA                       |                          |                        | A                       | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Tachyrhynchus venustellus</i> (YOKOYAMA)            |                          |                        | R                       | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>T. onoyamai</i> (OINOMIKADO et IKEBE)               |                          |                        | R                       | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Lunatia pila</i> (PILSBRY)                          |                          |                        | C                       | A                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Cryptonatica janthostomoides</i> (KURODA et HABE)   |                          |                        | C                       | A                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Neverita (Glossaulax) didyma</i> (RÖDING)           |                          |                        |                         | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Sulcerato callosa</i> (ADAMS et REEVE)              |                          |                        |                         | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Trophon (Boreotrophon) candelabrum</i> (REEVE)      |                          |                        |                         | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Mitrella (Mitrella) bicincta</i> (GOULD)            |                          |                        |                         | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Scarlesia japonica</i> YOKOYAMA                     |                          |                        |                         | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Nassarius (Zeuxis) caelatus</i> (A. ADAMS)          |                          |                        | R                       |                        |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Olivella spretoides</i> YOKOYAMA                    |                          |                        |                         | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Cancellaria (Sydaphera) spengleriana</i> DESHAYES   |                          |                        |                         | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Criithe cotamago</i> (YOKOYAMA)                     |                          |                        |                         | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Suavodrilla declivis</i> (V. MARTENS)               |                          |                        |                         | A                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Ophiidermella ogurana</i> (YOKOYAMA)                |                          |                        | R                       | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>O. kakumensis</i> (ONOYAMA)                         |                          |                        | R                       | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Antiplanes contraria</i> (YOKOYAMA)                 |                          |                        | C                       | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Ringicula (Ringiculina) yokoyamai</i> TAKEYAMA      |                          |                        | C                       | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Retusa (Coleophysis) succincta</i> (A. ADAMS)       |                          |                        | R                       | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Nuculana (Thestyloda) yokoyamai</i> KURODA          |                          |                        | R                       | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Yoldia (Cnesterium) notabilis</i> YOKOYAMA          |                          |                        | C                       |                        |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Portlandia (Megayoldia) thraciaeformis</i> (STORER) |                          |                        | A                       |                        |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Acila (Truncacila) insignis</i> (GOULD)             |                          |                        | C                       | A                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Arca boucardi</i> JOUSSEAUME                        |                          |                        |                         | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Glycymeris (Glycymeris) yessoensis</i> (SOWERBY)    | C                        |                        | C                       | VA                     |                       | R                     |               |                 |                        |
| <i>G. (G. ) nipponica</i> (YOKOYAMA)                   |                          |                        |                         | A                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>G. (G. ) rotunda</i> (DUNKER)                       | R                        |                        |                         |                        |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>G. (Tucetilla) pilsbryi</i> (YOKOYAMA)              |                          |                        |                         | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Limopsis (Empleconia) cumingi</i> A. ADAMS          |                          |                        |                         | A                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>L. (Crenulimopsis) crenata</i> A. ADAMS             |                          |                        | A                       | R                      |                       |                       |               |                 |                        |

\* (N.)s. — (*Neohaustator*) *saishuensis*

細礫・小型中礫まじりのシルト質粗-細粒砂岩層。ii 30m 余り。シルト質泥岩・砂質シルト岩・シルト質細粒砂岩からなる地層。層理が目立たない。iii Ht 凝灰岩層。南側で6m 以上(露出不良)。iv 150-200m。細-極細粒砂岩・細粒砂岩の地層。0.3-1m 間隔などのかすかな層理を示す層と層理の目

の貝化石

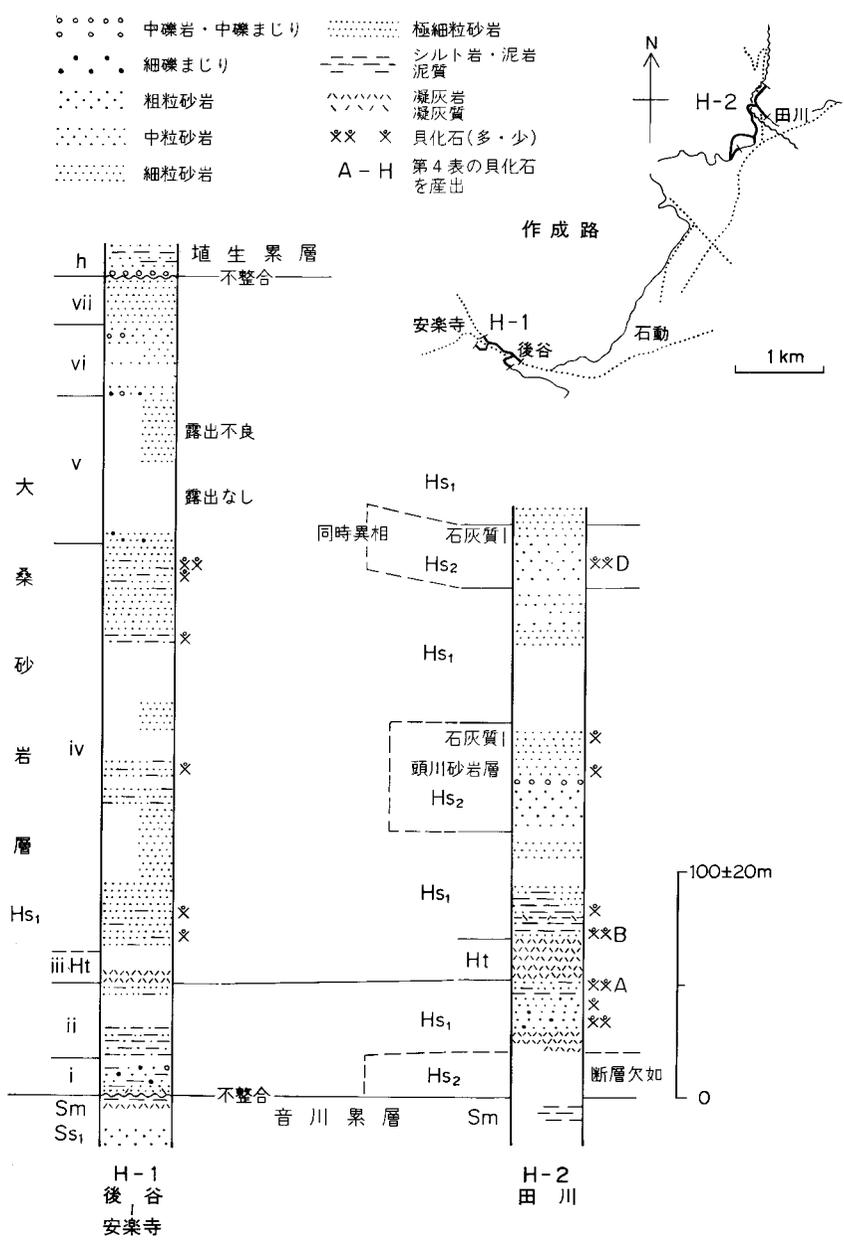
種のみ編集した。産地 A-I は第 20 図に示す。

A: 多い C: 普通 R: まれ

| 化石名                                                    | 大桑砂岩層 (Hs <sub>1</sub> ) |                        | 頭川砂岩層 (Hs <sub>2</sub> ) |                        |                       |                       |               |                 |                        |
|--------------------------------------------------------|--------------------------|------------------------|--------------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|---------------|-----------------|------------------------|
|                                                        | ii<br>シルト質<br>中-細粒<br>砂岩 | iv<br>シルト質<br>細粒<br>砂岩 | ii<br>石灰質<br>中-粗粒<br>砂岩  | iii<br>粗-<br>極粗粒<br>砂岩 | i<br>石灰質<br>極粗粒<br>砂岩 | ii<br>石灰質<br>中粒<br>砂岩 | i<br>細粒<br>砂岩 | iii<br>粗粒<br>砂岩 | iii<br>石灰質<br>粗粒<br>砂岩 |
|                                                        | 産地                       | 産地                     | 産地                       | 産地                     | 産地                    | 産地                    | 産地            | 産地              | 産地                     |
|                                                        | A<br>田川                  | B<br>田川                | C<br>田川                  | D<br>田川                | E<br>上向田              | F<br>石堤               | G<br>頭川       | H<br>頭川         | I<br>海老坂               |
| <i>Modiolus (M.) m. difficilis</i> (KURODA et HABE)    |                          |                        |                          |                        |                       | R                     |               | A               |                        |
| <i>Chlamys (Chlamys) cosibensis</i> (YOKOYAMA)         |                          |                        | R                        |                        | C                     | A                     |               | A               |                        |
| <i>Ch. (Ch.) farreri nipponensis</i> KURODA            |                          |                        |                          | R                      |                       |                       |               | R               |                        |
| <i>Ch. (Swiftopecten) swiftii</i> BERNARDI             |                          |                        |                          |                        |                       | R                     |               | C               |                        |
| <i>Mizuhopecten tokyoensis hokurikuensis</i> (AKIYAMA) | R                        |                        |                          | C                      |                       | C                     |               |                 |                        |
| <i>M. yessoensis yokoyamae</i> (MASUDA)                |                          | C                      | A                        | A                      | A                     | VA                    |               | A               | C                      |
| <i>M. poculum</i> (YOKOYAMA)                           |                          |                        |                          |                        | C                     | R                     |               |                 |                        |
| <i>Yabepecten tokunagai</i> (YOKOYAMA)                 |                          |                        |                          |                        |                       |                       |               | R               |                        |
| <i>Pecten (Notovola) albicans</i> (SCHRÖTER)           |                          |                        |                          | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Limatula (Stabilima) japonica</i> A. ADAMS          |                          |                        |                          | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Lima vulgatula</i> YOKOYAMA                         |                          |                        |                          | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Monia umbonata</i> (GOULD)                          |                          |                        |                          | C                      |                       | C                     |               | R               |                        |
| <i>M. macrohisma</i> DESHAYES                          |                          |                        |                          |                        |                       |                       |               | C               |                        |
| <i>Astarte (Astarte) hakodatensis</i> YOKOYAMA         |                          |                        | R                        | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>A. (Tridonta) borealis</i> (SCHUMACHER)             |                          |                        | C                        | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>A. (T. ) alaskaensis</i> DALL                       | C                        |                        |                          |                        |                       |                       | R             |                 |                        |
| <i>Venericardia (Megacardita) ommaensis</i> OGASAWARA  |                          |                        |                          | A                      |                       | C                     |               |                 |                        |
| <i>V. (C.)** ferruginea orbicularis</i> YOKOYAMA       |                          |                        |                          | A                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>V. (C.)** myogadaniensis</i> ITOIGAWA               |                          |                        |                          | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Miodontiscus prolongatus nakamurai</i> (YOKOYAMA)   |                          |                        | R                        | A                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Felaniella usta</i> (GOULD)                         |                          |                        | R                        |                        |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Clinocardium fastosum</i> (YOKOYAMA)                | R                        | C                      | A                        | C                      |                       |                       |               | R               |                        |
| <i>Nemocardium (Keenae) samarangae</i> (MAKIYAMA)      |                          |                        | R                        |                        |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Callista (Ezocallista) brevisiphonata</i> CARPENTER |                          |                        |                          | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Liocyra fluctuosa</i> (GOULD)                       |                          |                        | R                        |                        |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Mercenaria stimpsoni</i> (GOULD)                    |                          |                        | C                        | A                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Spisula (Mactromeris) vogi</i> (GABB)               | C                        |                        | C                        | A                      |                       |                       |               | C               |                        |
| <i>Macoma (Macoma) nipponica</i> (TOKUNAGA)            |                          |                        | A                        | A                      |                       | R                     | R             |                 |                        |
| <i>M. (M. ) calcarea</i> (GMELIN)                      |                          |                        | C                        |                        |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Peronidia zyoensis</i> (HATAI et NIHIYAMA)          | C                        |                        |                          |                        |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Cadella lubrica</i> (GOULD)                         |                          |                        |                          | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Anisocorbula venusta</i> (GOULD)                    |                          |                        |                          | R                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Mya (Mya) cuneiformis</i> (BÖHM)                    |                          |                        | R                        |                        |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Myadora japonica</i> HABE                           |                          |                        |                          | C                      |                       |                       |               |                 |                        |
| <i>Thracia kakumana</i> (YOKOYAMA)                     |                          |                        | R                        |                        |                       |                       |               |                 |                        |

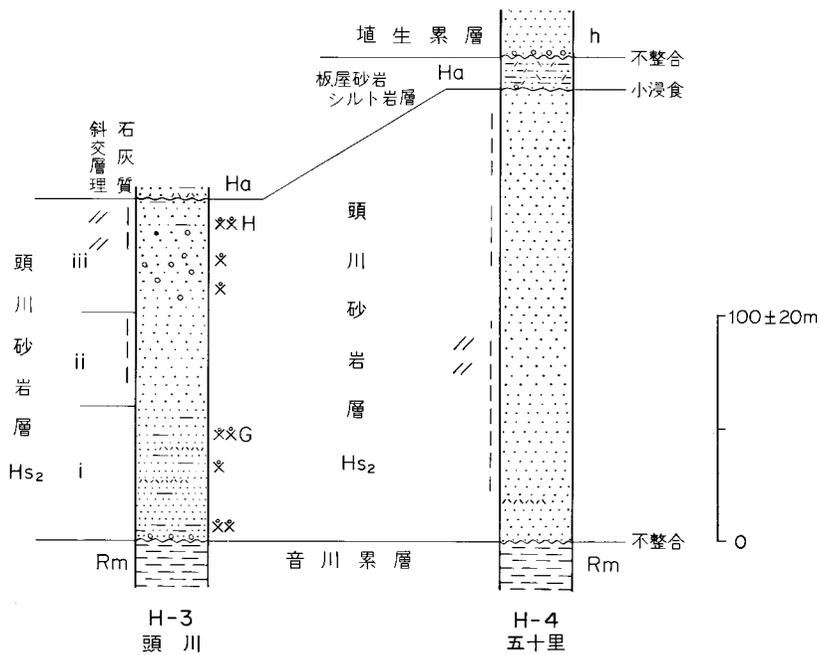
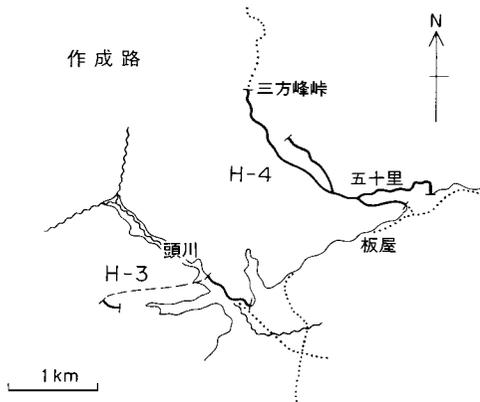
\* (M.)m. — (*Modiolus modiolus*) \*\* (C.) — (*Cylocardia*)

立たない層とがある。シルトまじりの砂岩層多数，シルトラミナを持った層，シルト質泥のパイプを含んだ層を伴う。シルト質砂岩などに薄層状・散点状に貝化石が含まれ，下位寄りに *Clinocardium*, *Schizothaerus*, *Macoma* を，中ほどに *Neverita*, *Nucula*, *Clinocardium*, *Mya* を，上位寄りに



第 21 図 石動図幅地域の水見累層の

*Turritella*, *Mizuhopecten*, *Fabuina* とサメの歯 *Carcalodon* を認めた. v 60-70 m. 層理の目立ない細粒砂岩層など (露出不良). 下位寄りに含細礫粗粒砂ラミナ入りの異常堆積層を伴う. vi 30 m くらい. 層理不明瞭な中-細粒砂岩層など (露出不良). 下位寄りに<sup>りょう</sup>級化成層した中粒砂まじりの細粒砂岩層と含礫中-粗粒砂岩層を伴い, 上位寄りに粗粒砂まじりの中粒砂岩層と含礫粗粒砂岩薄層を伴う.



柱状図及びその作成位置

下位の含礫層には古期岩礫と八尾累層らしい凝灰質泥岩礫とがまじる。vii 20 m 余り。層理の目立たない細粒砂岩層。堆生累層と多くは小断層、南側の1箇所では不整合の関係にある。

i と ii の境には、宮中東方（横谷）-上向田間で、側方変化の強い凝灰岩層が挟まれており、横谷では細粒凝灰岩厚さ2-3 m、田川では軽石細礫まじりの軽石質中-極粗粒砂からなる凝灰岩5-10 m、な

どと場所によって違う岩相を示している。ii は、横谷で、下位寄りに *Glycymeris*, *Venericardia*, *Macoma*, *Mya* など、上位寄りに *Turritella*, *Nuculana*, *Acila* など、法楽寺で上位寄りに *Turritella*, *Mya* を、田川では、上半のシルト質中-細粒砂岩に第4表Aの種など、上半のシルト質泥岩に *Acila*, *Truncacila*, *Portlandia*, *Nuculana*, *Macoma* などを含んでいる。

iii の Ht 凝灰岩層は、軽石の碎屑とガラス質火山灰からできた水成層で、池辺ほか（1951）の第3軽石層に当たる。横谷-上野間では、層厚 15 m 前後、下半が軽石の亜円形などの細礫・中礫（径 4 cm 未満）を多量含んだ、軽石質粗粒砂からなる、層理不明瞭な軽石質凝灰岩層、上半が厚さ 10-30 cm などの層理を示す細粒な凝灰岩層であって、上向田以北で貧弱になる。

iv は宮中-桜町間で、下位寄りのシルト質細粒砂岩中に *Cratostoma*, *Nuculana*, *Lima*, *Myadora* を含んでおり、上位寄りには、薄い垂炭層や斜交層理の中-細粒砂岩層を伴い、また、細粒砂岩中に *Turritella*, *Acila*, *Glycymeris*, *Mizuhopecten*, *Astarte*, *Macoma* などを含んでいる。そして、田川で下位寄りのシルト質細粒砂岩中に第4表Bの種を、下位寄りのシルト質泥岩中に *Portlandia*, *Anadara* を、上向田では下位寄りに *Clinocardium*, *Fabulina* を含んでいる。小矢部地区の大桑砂岩層は、北方へ向かって、指交的に頭川砂岩層（Hs<sub>2</sub>）へ変わって行き、田川付近では、i と iv の中ほどと、v の下半とが頭川砂岩層になっている。

図幅地域西半部の大桑砂岩層は、宇ノ気地区では、基底から層厚 30 m くらいまでが分布し、主に中粒・中-細粒砂岩の層理不明瞭な地層で、最下位に南寄りで大礫岩層、北寄りで含礫砂岩層を伴っており、高松地区瀬戸町付近では、層厚が 80 m くらいまでで、層理の目立たない細粒砂岩層が主となって、*Clinocardium* などをわずか含み、最下位には所によって花崗岩質の亜円形・円形中礫を含んだ砂岩層を伴っている。押水地区紺屋町東方では、層厚 90 m くらい、中-細粒砂岩が主であって、下位寄りに花崗岩質の垂角礫を含んだ、中礫岩層・含礫粗粒砂岩層を挟んでいる。押水地区上野では、層厚 10 m 余り、Pectinidae などの貝殻破片を多量含んだ、層理の不明瞭な石灰質中-粗粒砂岩層が主となった地層に変わっており、松浦（1978, 1985）に山崎石灰質砂岩層と呼ばれている。

<sup>ずかわ</sup>頭川砂岩層（Hs<sub>2</sub>）高岡・福岡・小矢部東・氷見地域に分布

〔地層名・模式地〕望月（1928, 1930）以降、高岡市西部の氷見累層に使われていた頭川層を受け継ぎ、岩相名を加えて、広域に使用する。模式地は、高岡市頭川で、集落東部から、その東南方約 600 m までの北東側谷壁にする。この地層は、池辺ほか（1951）では、新潟県柏崎市地域の<sup>なつかわ</sup>夏川層・夏川化石層に類似することから、“夏川”層と呼ばれていた。また、図幅地域北端では、<sup>やぶた</sup>邑知潟図幅地域の今井ほか（1966）の<sup>じゅうにちようがた</sup>藪田シルト岩層や、長谷川（1976）、OGASAWARA（1977）の十二町潟層につながっている。

〔岩相・層厚〕大部分が中-粗粒砂岩からなり、石灰質の砂岩をレンズ状や不規則な層状に含んでいる（第21図）。石灰質砂岩には、種々の石灰質生物遺骸の細片がまじり、溶出した石灰分で膠結されたものが多いが、石灰分が他から付加されたいいものもある。これらは、灰白色、風化を受けて肌色や淡赤褐色を示している。地域差があり、高岡西北部で、全般に粗粒で石灰質の部分を多く含み、層厚が 200-250 m と厚く、南北両側へ、中-細粒砂岩層やシルト岩層がまじって 150 m 前後に薄くなり、福岡地区南部では Hs<sub>1</sub> と指交して層厚が合わせて 250 m 以上になる。

頭川付近では、層厚が150 m内外で、下位から次のi - iii (第21図H-3)の層序を示している。i 厚さ60 m くらい。シルト質細粒砂岩・中-細粒砂岩などの層理の目立たない地層。含貝化石層(第4表Gなど)や厚さ30 cm くらいの細粒凝灰岩2層を挟む。西側支谷で厚さ10 cm の基底含礫砂岩層が音川累層泥岩の比較的平坦な侵食面上に載り(模式地では小断層で基底礫岩層が乱れる)、花崗岩質岩石、安山岩、瓜生累層系の溶結凝灰岩、太田累層由来と思える変成チャート・古期砂岩、八尾累層中の淵ヶ谷凝灰岩層らしい凝灰岩などの、亜円・円形の大・中礫を含む。ii 40 m くらい。主に石灰質の中-粗粒砂岩層。厚さ0.3-1 m の平行層理を示す。iii 50 m くらい。少し石灰質の、粗粒砂岩と中-粗粒砂岩の多い地層。礫や貝化石(第4表Hなど)を散点的に含む。厚さ1-3 m か更にまばらな層理を持ち、上半にある大規模な斜交層理が北東ないし東へ向かう古流向を示す。

頭川から南へ、iが福岡地区の北部では全体的に、南部ではその最下部だけ、粗粒砂岩勝ちで、石灰質砂岩含みの岩相に変わり、最下部は更に小矢部の法楽寺以南でHS<sub>1</sub>のiに移化する。iiiは中粒砂岩・細粒砂岩に置き変わり、HS<sub>1</sub>のiv上部とvにつながる。頭川より北方へは、高岡北部・氷見南部で、全層的に粗-極粗粒砂岩が目立ち、地層が肥厚する一方、貝化石が減る。氷見南部から北へ、iiiの上部に中-細粒砂岩が多くなり、次いで、氷見北部の栗ノ原から万尾にかけては全層が頭川より細粒になり、iにシルト質細粒砂岩や砂質シルト岩が増し、ii・iiiの中の粗粒砂岩が減る。

なお、頭川砂岩層中には、石灰質物の膠結による特殊な団塊ができており、氷見市飯久保では天然記念物の「ひょうたん石」となっている。これは、長さ10-20 cm のひょうたんを上下・左右に多数つないだような、大きな団塊で、北へ数度傾斜した中-細粒砂岩中から掘り出され、ほぼ層状に形成されていたようである。佐藤伝蔵(1928)・市川(1937)などの文献がある。

また・高岡市西部では、邑本・亀遊(1975)によって、石灰質砂岩中に小規模な鐘乳洞が幾つも発見され、記載されている。

#### <sup>なかがわ</sup>中川砂岩層(Hs<sub>3</sub>) 押水地区に分布

〔地層名〕 邑知瀧(氷見)図幅内の羽咋市中川町付近を模式地とした、市川・鮎野(1955)の中川砂岩層や今井ほか(1966)の中川砂岩層の続きである。

〔岩相〕 石動図幅北端では、層厚50 m くらい露出するうち、主部が層理の目立たない、極細粒砂岩や細-極細粒砂岩で、不規則な形の泥質層を挟み、上部が中粒砂まじりの細粒砂岩や中-細粒砂岩で、粗粒砂岩や小型中礫を含んだ礫質岩を伴っている。これらは模式地の中川砂岩層の下部層準に相当する。

山崎付近では、北端での主部相当の地層が露出し、大正時代に含貝化石層が採掘されている(Ⅷ章参照)が、詳細を把握していない。

#### <sup>いたや</sup>板屋砂岩シルト岩層(Ha) 高岡・氷見地域に分布

〔地層名・模式地〕 池辺ほか(1951)の板屋互層の模式地(高岡市板屋)の地層を含むが、板屋には少しの地層しか露出しないので、模式地を板屋に隣接した、高岡市道重西部(神社付近)と同五十里東部に改め、岩相名を変えて広域に使用する。南へは、池辺ほか(1951)の柴野互層しばのを含んで、馬場まで、北へは氷見地区の万尾・園まで分布している。

〔層序関係〕 下位の頭川砂岩層に対して、氷見地区では整合的であるが、高岡地区では、基底に礫質層が連なり、場所によって5°前後斜交している。少しの海底浸食を経て、堆積環境が変換したこと

になる。

〔岩相・層厚〕 細粒砂岩とシルト岩の互層が主で、凝灰質物を含む特徴を持ち、凝灰質の粗粒・中粒砂岩層を伴っている。層厚は20-40 mである。

模式地では、下位から次の i - iii の層序を示している。i 厚さ約 1 m の中-大礫岩層と、その上に重なった 0.5 m 程度の中-粗粒砂岩層。中-粗粒や中-細粒の頭川砂岩層のほとんど平坦な浸食面に載る。

ii 主部 20 m 前後（露出不良で小断層にも切られる）。細-極細粒砂から極細粒砂質シルトまでなどが級化成層して、厚さ 5-20 cm ごとに繰り返し重なった地層。比較的粗粒で厚い層理を示す部分と比較的細粒で薄い層理を示す部分とからなる。厚さ 20-30 cm の細粒砂岩層を挟み、凝灰質の砂・シルトからなる層をまじえ、凝灰質物のラミナや軽石の細礫を含む。iii 道重の神社に露出。軽石の細礫・中礫を層状などに含んだ、軽石質の中-細砂岩や粗粒砂岩の地層（約 1.5 m）と、その上に重なったアルコースな中-粗粒砂岩層（約 2 m）。埴生累層の基底礫層に不整合に覆われる。

地域によって、ii は大差ないが、i の岩相が変わる。岡田の北では、凝灰質砂を含んだ基底礫岩層（厚さ 30-50 cm）の上に、北東向きの古流向を示す斜交層理を持った中粒砂岩層（約 8 m）、中礫岩層（40 cm）が加わっている。月野谷-石堤間では、基底礫岩層の上に、軽石の碎屑を多量含んだ粗-極粗粒砂岩層（10-15 m）が重なっており、主に北西ないし西への古流向を示す斜交層理を持っている。柴野では、基底の厚さ約 1.5 m の中礫岩層が *Chlamys* を多く含み、直上に貝殻細片を含んだ石灰質の中-粗粒砂岩約 1.5 m を伴っている。ここでは ii の互層中にまれに、下位寄りでは *Mizuhopecten*、上位寄りでは *Yoldia* (*Cnesterium*) を認めた。氷見地区南部の石崎では、i の含細礫中-細粒砂岩層中に *Mizuhopecten* の破片が含まれ、ii の互層の間に厚さ 45 cm の細粒凝灰岩層が挟まれている。

北端の万尾の地層は模式地と別の i - iii の層序を示している。下位から、i 厚さ約 6 m。中-細粒砂岩層。ii 約 10 m。シルト質細粒砂岩層と砂質シルト岩層。iii 約 7 m。中-細粒砂岩層。という層序である。i・ii の砂岩層は軽石の細礫や砕けた砂の薄層を挟み、ii のシルト質細粒砂岩層は *Dentalium*, *Nuculana*, *Ennucula*, *Cardidae* などの貝化石を含んでいる。これらの地層は、下位の頭川砂岩層の岩相細分から、板屋砂岩シルト岩層に相応する。園北西のものは、*Acila* などを含んだシルト質細粒砂岩・砂質シルト岩の地層で、厚さ 3 m くらい露出し、軽石の砂をラミナ状や斑点状に含み、万尾の ii に類似した岩相を示すので、この部層に属させた。

なお、基底礫岩層の礫は、花崗岩質岩石が多いほか、珪長質火山岩・安山岩・古期砂岩などである。

## Ⅶ. 第 四 系

### Ⅶ. 1 概 説

石動図幅地域の第四系は、Ⅵ. 7 に述べた氷見累層中の第四紀部分を加え、丘陵地の縁辺から平野にかけて分布している。これらを、この報告では 6 時期に分類する（第 2, 22 図）。

第 1 時期の氷見累層は鮮新世後期から継続的に堆積した浅海成層、第 2 期の埴生累層は湖・潟・内湾などに堆積した公算が高い砂層・礫層・泥層で、両累層は共に著しい構造変動を受けている。第 3 期の

上田子礫・粘土層は更新世のいわゆる中期に当たる堆積物で、河成の礫層・砂層と、その上に重なった、潟・沼の堆積物らしい砂層・泥層からなり、少しの傾動と第4期の堆積物より一段進んだ開析とを受けている。第4期の堆積物は、更新世後期の顕著な海進時に浅海などに堆積し、関東地方の下末吉段丘に相当する可能性が強い中位段丘となっている窪砂層や、それと同じ頃に扇状地を形成した野寺礫層などである。第5期の堆積物は、更新世後期の、より新しい、河成の低位段丘堆積物や扇状地堆積物などと、山間の沼に堆積したらしい元女粘土層にわたっている。第6期の堆積物は、würm (ビュルム, ウルム) 氷期最盛期以降に堆積して平地を造った、種々の河成堆積物や潟・浅海の堆積物など(沖積層)と、完新世中期以降に堆積した砂丘堆積物とである。

第四紀の断層に関しては、地質図に示した断層の半数以上が植生累層堆積後、上田子礫・粘土層堆積前に生じたと推定できるほか、図幅地域東北部に窪砂層を切る小断層が数本見いだされ(VII. 4参照)、西部の元女-夏栗間などに土壌を変位させた小断層や割目が認められる(角, 1981)。活断層については、活断層研究会(1980, p. 200-202)、三崎(1980)、地質調査所(1982, p. 59-61)、第四紀の地殻変動については、望月(1928)、第四紀地殻変動研究グループ(1969)の文献がある。

古生物については、植物化石などの産出が、各項に引用する文献や、三木(1950)、池辺ほか(1951)、邑本(1974)によって報告されている。

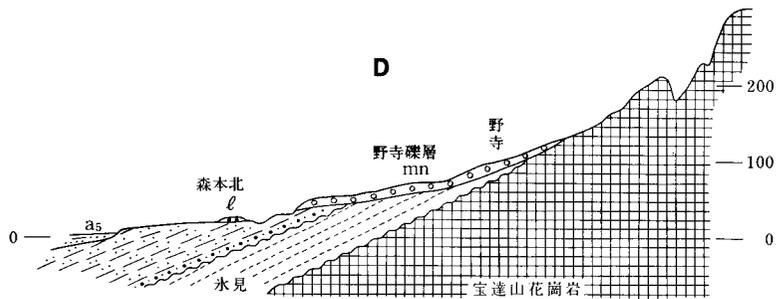
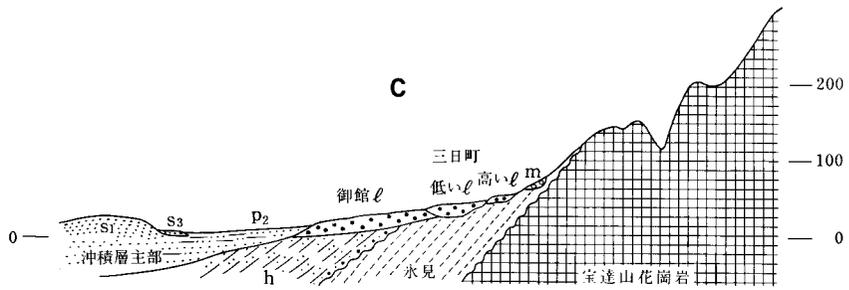
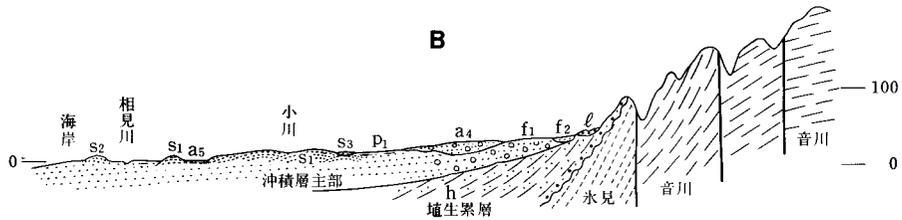
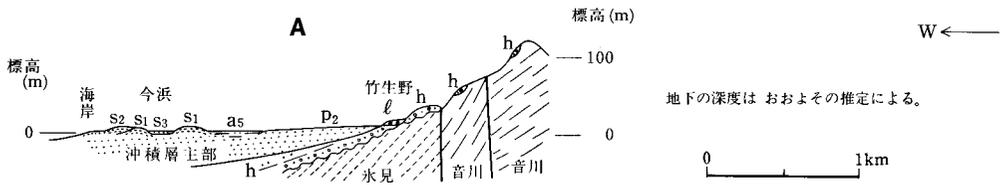
## Ⅶ. 2 <sup>はにゅう</sup> 植生累層 (h)

〔地層名〕 この報告の植生累層は、池辺(1949)の植生 alt., 市原ほか(1950)の植生互層を模式にして、坂本ほか(1959)で設けた。植生互層、卯辰山層、高岡・氷見地域の類似の地層を同時期と考えて、一括する累層名である。

これらの諸層を同時期の堆積物とみなす根拠は、次の3点である。i) 各層が海成の氷見累層の直ぐ上位に当たる陸水成要素の強い地層である。ii) 各層産の植物化石(藤井・小埜木, 1967; 北陸第四紀研究グループ, 1963; 楡井, 1969)が特に異なる地質時代を指さない。iii) 石動・津幡両図幅地域での岩相の特徴から、各層の堆積範囲が現在の分布よりはるかに広く、それらの堆積水域が共存又は連絡していた可能性が大きい。

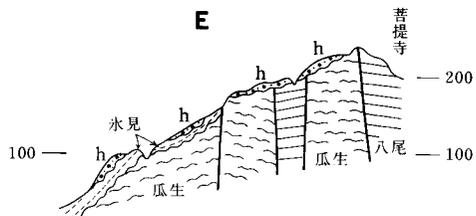
〔分布・構造〕 丘陵地の端の低い位置に、切れ切れに分布している。宝達山付近の基盤岩地塊を中核として大きいドーム状構造が形成された時、新第三系と共に褶曲に参加した地層である。新第三系と不調和な変形を示す所については、傾斜不整合に基づくほか、褶曲の際に最も上層の未固結な地層であったため、新第三系と別個の挙動をしたと推定する。

小矢部地区では、丘陵地の地層は、北東-南西走向で南東向きに、大部分で $10-30^\circ$ 、西南部で $45-60^\circ$ 傾斜し、段丘付近の地層はごく緩く褶曲している。西南部には、北東-南西方向の相対的東落ち正と西落ち逆、東西方向の右横ずれ、などの小断層があり、また、丘陵地と段丘付近との間に断層が通る可能性がある。高岡地区では、手洗野-五十里間の地層は氷見累層を覆って南東へ数度傾斜し、五十里東方の地層は氷見累層と北東-南西走向の断層で東落ちに接し、北西などへ $10^\circ$ 未満傾斜している。氷見地区では、大体 $10^\circ$ 以内の傾斜で褶曲し、東西・南北走向などの断層に切られている(第23図)。

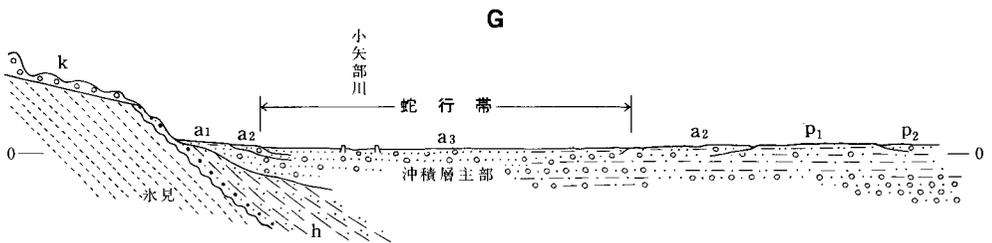
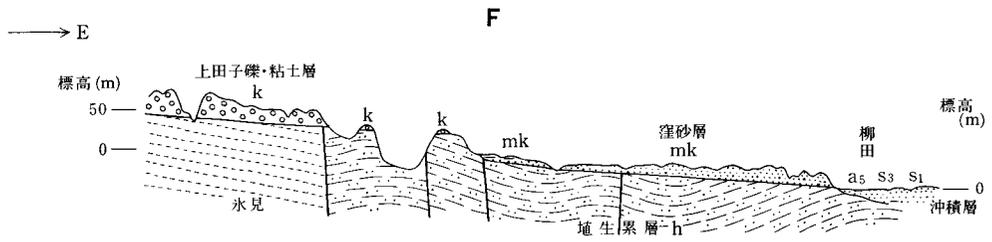


第四系層序

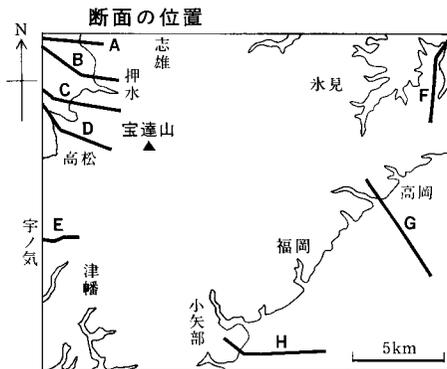
- 砂丘堆積物 S1-3
  - 平野 表層 a1-5 f1-2 P1-2
  - 地下沖積層主部
  - 低位段丘堆積物 ℓ
  - 中位段丘堆積物 mn·mk
  - 上田子礫・粘土層 k
  - 埴生累層 h
- 礫質  
 砂質  
 泥質



第 22 図 石動図幅地域の第四系の



G, Hの沖積層の下には、より古い更新世後期の堆積物も存在する可能性がある。

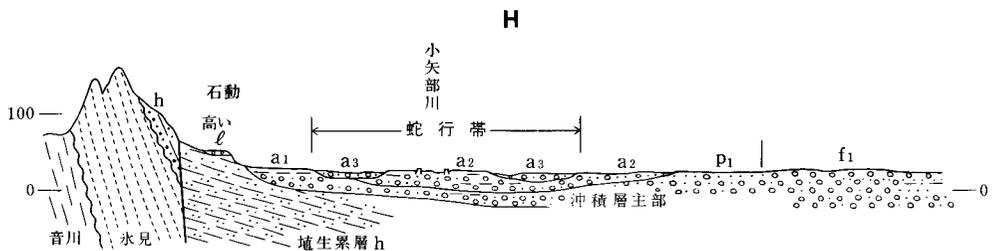


新第三系累層名

- 水見：水見累層
- 音川：音川累層
- 八尾：八尾累層
- 瓜生：瓜生累層

〰 植生累層基底以下の不整合

／ 断層（推定を含む）



層序断面図及びその作成位置

押水地区北部では、<sup>たこの</sup>竹生野・河原で南西・西向き 20-25° くらい、竹生野東方の末森山で西方へ緩く傾斜している。押水地区南部と高松地区では、大部分が北西・西向きに 10° 未満傾いているが、若緑近くの北東-南西方向の断層帯で、中の植生累層が落ち込み、北西側が相対的に上昇している。宇ノ気地区では、全般に 10° 以内で西向きに傾斜している。

〔層序関係〕 下位に対して、石動図幅全域にわたって、不整合の関係にあつて、基底に礫質層を伴い、各地で次述のように新第三系の諸累層や宝達山花南岩に載っている。津幡・小矢部・高岡・氷見地域では、地層の欠如量は詳しく分からないが、氷見累層とわずかに斜交する。押水地区北部では、竹生野で氷見累層と 10° 余り斜交し、その東方で音川累層に載る。押水南・高松・宇ノ気北の範囲では、南南東へ氷見累層の欠如が増す。宇ノ気南部では、西寄りでは薄い氷見累層の上に、東寄りでは八尾・瓜生・太田の各累層と宝達山花南岩の上に載る。

氷見累層堆積後、植生累層堆積前に、小規模な構造変動があり、かつ、海退と陸域に露出した氷見累層などの削剥があつてから、植生累層の堆積水域が不均等に広がったと推定する。なお、宇ノ気南部での著しい層序的斜交は、氷見累層下の傾斜不整合の関係を受け継いだ現象である。

〔層厚〕 地域によって違い、各地区の最大値が、小矢部地区で 150-200 m、氷見地区で 250 m 前後、押水・高松地区では 100 m 余りである。地域差には堆積後の削剥が大きく影響している。

〔岩相〕 全般的には、砂層が主で、礫層・泥層・砂泥互層がまじった地層であつて、砂層に泥まじりの分級不良のものが多い。地域差があり、小矢部地区では泥層が多くまじり、氷見・高岡地区では礫層が比較的多く入っている。これらの地層には、湖・潟・内湾などに堆積した可能性が大きい。

植生累層は下位の累層に比べて軟弱で、固結していない。そして、泥層や泥質砂層が風化で粘重な泥土になりやすい性質を持っている。

**小矢部地区の植生累層** 狭義の植生累層で、模式地については、市原ほか（1950）が植生互層の模式地として城端図幅北部の小矢部市植生を挙げ、藤井・小埜木（1967）が植生累層の模式露頭として「小矢部市植生の植生亜炭層の露頭から大池へいく道沿いの露頭」を指定し、かつ、累層を造る3部層の模式露頭も示している。

石動付近には層厚 150-200 m の地層が分布し、その最下位には、鉄道南側の断層がない箇所で大桑砂岩層の凹凸面上に重なった厚さ 2.5 m 以上の中礫層が見られ、桜町の北（深沢）で厚さ 5 m 以上の中礫層などが露出し、他にも礫質の崩壊物が認められる。含まれている礫は、一般に径 1-3 cm（最大礫径 15cm 未満）の円形や高度の円形に磨損された珩長質火山岩・安山岩・花南岩質岩石などであつて、その珩長質火山岩は中生代の濃飛流紋岩類と古第三紀の太美山層群とから、安山岩の多くは中新世の岩稲累層から由来したとみなすことができる。

主部の地層は、大部分を占める砂層に、比較的多数の泥層と、少しの砂泥互層や礫層が不規則にまじって構成されている。砂層には、中-細粒砂層、細粒砂層、細-極細粒砂層が多く、これらの厚さ 1-2 m の層が優勢である。また、中粒砂層・粗粒砂層・含礫砂層が少数見られ、シルトを多く含んだ層や弱い級化成層を示す層がまじっている。泥層には、細粒砂まじりのシルト主の泥から、粘土主の泥まで、種々の粒度の層があり、全体を通じると厚さ 1-2 m の層が多いが、10 m くらいの層もある。肥厚した層は、種々の粒度の泥層が重なって構成されており、シルト質極細粒砂層を伴うことや細粒砂層・礫層を

挟むことがある。砂泥互層は、細粒砂と砂質シルトが、それぞれ10-20 cm 又は0.3-1 m の厚さで繰り返すものなどで、たいてい3-5m の厚さを占めている。礫層には、1.5-2 m の厚層のほか、砂層や泥層に挟まれた10-50 cm の層もあり、それらの礫は一般に、多くの径が1-4 cm、最大礫の径が7-13 cm で、珩長質火山岩が最も多く、岩石種が最下位の礫層とほぼ共通している。

大型の植物化石が比較的多く含まれており、藤井・小埜木（1967）によって、多数の泥層などから、*Pinus thunbergii*, *Thujopsis dolabrata*, *Juglans manshurica* var., *Alnus japonica*, *Fugus microcarpa*, *Quercus serrata*, *Magnolia kobus*, *Sapinm sebiferum* var., *Zanthoxylum piperitum*, *Patiurus nipponicus*, *Trapa angusticerata*, *Styrax japonica* などが多種類採取され、報告されている。

また、淡水生の珩藻化石が、邑本（1974）によって、最下部に近い泥質層から多数の属にわたって検出されている。

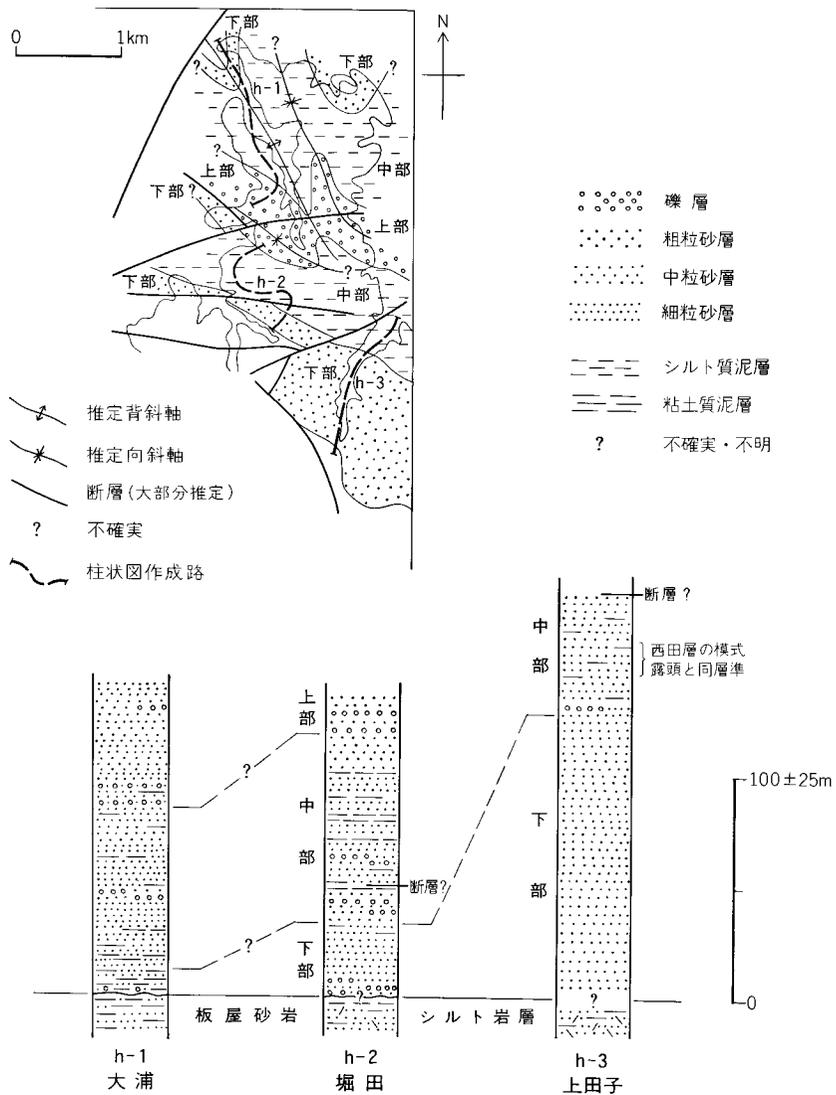
**氷見・高岡地域の植生累層** 北陸第四紀研究グループ（1963）の西田層さいだにほぼ相当し、富山図幅内の坂本（1963）の植生累層につながる。

砂層が最も多く、礫層と粘土層やシルト質の泥層がまじった地層である。堀田付近（第23図h-2）の地層を上・中・下の3部に分け、その境界に相当する岩相の境目によって、区分を側方に広げた（第23図）。しかし、露出が少ないため、境界が正確に広げられず、平面図の地質構造は比較的単純な形に推定した。地質構造の実態は、落差5m 程度以下の小断層がかなり多く存在する可能性も高いので、より複雑であろう。層厚については、上田子で厚く、北・西へ薄い傾向があり、おおよそ130-250 m の範囲と推定する。

堀田・上田子地域の下部は、大部分が細粒や中-細粒の、層理の目立たない砂層からなり、堀田南部で30 m 余り、上田子南方で100-130 m の層厚を持っている。砂層には、中粒砂からシルト質細粒砂までの層がまじっていて、厚さ0.3-1 m のかすかな層理が認められることがあり、また、上位寄りでシルト質泥の薄層が入っている。基底近くの厚さ10-15 m については、次のように場所ごとに岩相が変わる。堀田東南部では、厚さ2 m 未満のレンズ状の中-大礫層3-4枚、細粒砂と砂質シルトの細互層を挟み、最下位とみなした砂層とレンズ状の礫層とが板屋砂岩シルト岩層主部の削剥凹凸面に載る。堀田南部では、細粒砂と砂質シルトの細互層、細礫まじり粗粒砂から泥までの不規則な細互層、泥層を多く含み、かえって細粒砂層が少ない。堀田西南部では、板屋砂岩シルト岩層主部を平行に覆い、下位から、基底に細礫を含んだ中-細粒砂層約30 cm、スランプ層を交えた、シルト質細粒砂とシルトの細互層10 m 弱、炭化した樹枝を含んだ泥層（より新期の堆積物の疑いあり）約3 m である。堀田北部では、頭川砂岩層の粗粒砂岩の削剥面に重なり、下位から大礫層20 cm、極細粒砂層1 m 弱、シルト層と*Raeta*を含んだ粘土質泥層、合わせて7-8 m、細粒砂層5 m 弱からなる。

なお、下部の礫層・砂層中の斜交層理と覆瓦構造のほとんどは、北北東ないし北西へ向かう古流向を示している。また、堀田北部の基底近くの泥層からは、北陸第四紀研究グループ（1963）によって、*Raeta yokohamensis*（貝）、*Tsuga* cf. *diuersifolia*（植物）、*Textularia articulata*（有孔虫）などの化石が、邑本（1974）によって、*Coscinodiscus*などの珩藻化石が発見されている。

堀田・上田子の中部は、層厚60-100 m で、上下の岩相変化が堀田付近で強く、上田子付近で弱い。



第 23 図 石動図幅地域東北部の堆生累層の柱状図及びその作成位置、並びに地質構造略図

堀田では、下位寄りの地層は、大部分が中-粗粒砂層と中粒砂層からなり、それらと大礫まじり中礫層との互層、含礫中-粗粒砂層、粗粒砂層などを挟み、中位の地層は、多くが細粒砂層・中粒砂層・泥層で、中-粗粒砂と泥の細互層などを交え、泥層中に *Raeta Corbicula* を含んでいる。上位寄りの地層は、大体、粗粒砂層・細粒砂層・泥層で構成され、間に中-細礫層、極粗粒砂層などを挟み、粗粒砂層には、極粗粒砂からシルトまでの級化成層をしたものも多く、まれに *Veneridae* 科の貝化石が認められる。上田子では、上下を通じて、シルトの薄層を挟むか、あるいははかすかな層理を示した細粒砂層が優勢で、最下位に中-細礫まじりの中-粗粒砂層があり、中ほどに粗-極粗粒砂層、中-粗粒砂層、中-細

粒砂層が伴われている、これら中部の、主要岩相は一般に厚さ1-3mで変化しており、礫層・砂層に認められる古流向は多くが北北東ないし北西、少しが南ないし南東向きである。

堀田・上田子の上部は、堀田では厚さ10m弱が見られ、中礫層や含礫中-細粒砂層などからなり、礫層が北ないし西への古流向を示し、上田子では厚さ20m前後で、極細粒などの砂層を始め、薄い中礫層を挟んだ粗-極粗粒砂層、薄い中-細礫層を挟んだ中-粗粒砂層、中-細礫を含んだ細粒砂層がまじった地層である、

大浦・園・柳田地域では、園の西（大浦北）と園の東とに氷見累層がわずかず露出し、その削剥凹凸面上にシルト質極細粒砂や極細粒砂質シルトなどの地層が重なっており、園の西の最下位層には中礫が散点状・層状に含まれている。これらの厚さ10m前後が堀田での下部に相当する見込みが大きい、明らかでない。この地域で中部と考えられる地層は、層厚50-80mで、大部分が泥質細-極細粒砂層と中-細粒砂層とからなり、泥質極細砂と泥の細互層、中-粗粒砂層、薄い中礫層を挟んだ粗粒砂層や中粒砂層、粘土質泥層などを含んでいる。これらの各層の厚さは、泥層が0.5m未満、他は一般に1-3mである。また、大浦（第23図h-1）では、下半は泥質細-極細粒砂層勝ち、上半は中-細粒砂層勝ちという傾向が認められる。大浦で上部とみなした地層は、そのうちの下位の厚さ5-10mが砂礫互層などであり、上位の40-50mがシルトの薄層を挟んだ中-細砂層を主とし、含礫細粒砂層、中粒砂層、泥層などを伴った地層である-下位の砂礫互層は、中-細粒や中-粗粒の厚さ0.5-1mの砂層と、厚さ0.1-0.5mの大礫まじりの中礫層との有律的な互層で、北方や西方への古流向を示している。

高岡地域の植生累層は、海老坂-須田の断層より西側の地域では、氷見累層の板屋砂岩シルト岩層をほとんど平行に覆って、厚さ20mほど分布している。一般に、基底に礫層や礫の転石が認められ、その上は細粒砂層、中-細粒砂層などである。このうちの道重周辺には、基底に厚さ1m未満の中-大礫層があり、その上15mくらいまでの地層が露出していて、下位寄りには中-細粒砂層や中-粗粒砂層など、上位寄りにはシルト質細粒砂と砂質シルトが級化成長した地層や細粒砂層である。海老坂-須田の断層の東側には、層厚40-50mの地層が、小断層で繰り返して露出し、下位から、厚さ0.3-0.7mや2mの中礫層を挟んだ中-細粒や中-粗粒などの砂層15mくらい、細-極細粒砂の平行葉理を含んだシルト質泥岩層20m前後、中礫層を挟んだ中-粗粒や中粒の砂層約7mで構成されている。この、礫層・砂層には北北東ないし、北西向きと、南ないし南南東向きの古流向を認め、泥層からは、富山図幅内の西海老坂の神社石段わきで *Macoma*, *Corbicula* の化石を見いだした。これらの地層には、氷見地域の中部に連続する公算が大きい。

なお、氷見・高岡地域の植生累層中の礫は、常に珪長質火山岩が最も多く、一般に花崗岩質岩石・安山岩・古期堆積岩にわたっている。

**高松・宇ノ気・押水地域<sup>うだつやま</sup>の植生累層**（卯辰山層）津幡図幅内の角（1978）の卯辰山層の続きで、基底から層厚70mくらいまでの部分である。主に砂層からなり、礫層や泥層を含み、基底部に礫質層を伴っている。

高松・宇ノ気地区では、若緑南部に比較的よく露出し、下位から次のi-iiiの層序を示している。i 厚さ15m前後。大部分が中-粗粒などの砂層。中-細礫を多く含んだ、粗-極粗粒や中-粗粒砂層2m余りを基底に伴い、中ほどにシルト質泥層や含細礫砂層を挟む。ii 15mくらい。厚さ1-2mなどの

中-粗粒砂層が多い地層。厚さ0.3-2 mの中礫層，厚さ0.2-2 mの粗-極粗粒や中-粗粒の含礫（中・細礫）砂層などがまじる。上位寄りの含礫砂層は長径1.2 mのシルト岩岩塊を含み，北西向きと東向きの古流向を示す。iii 40 m内外。大部分が中粒・中-細粒・細粒の砂層。シルト質や粘土質の泥層を伴う。中粒・中-細粒砂層の多くは層理の目立たない厚さ1-6 mの地層で，部分的に中-細礫の薄層を挟む-細粒砂層は一般に泥質で10-30 cm間隔などの層理を示し泥の薄層も挟む。泥層は，多くが厚さ0.5-2 mで，3 m余りの層が下位寄りと上位寄りとにあり，また少数が細粒砂の薄層を挟む。

菩提寺西方の基底礫層は，図幅の縁近くの谷では中礫層で，氷見累層に載っているが，尾根の西端で径0.5 m未満の巨礫まじりの中-大礫層となって瓜生累層の溶結凝灰岩に載り，菩提寺近くでは径0.5-1.5 mの巨礫がまじった大礫層などの厚層となっている。巨礫は，ほとんどが円形で，多くが花崗岩質岩石，少数が安山岩や溶結凝灰岩である。

押水地区では，森本-免田間で層厚70 m前後が見られ，高松・宇ノ気地区とは別のi - iiiの層序を示している。下位から，i 厚さ30 m内外。大体が中-細粒や細粒の砂層。基底に厚さ2 m余りの中礫層を伴い，中ほどに厚さ4 mくらいの粘土質・シルト質の泥層を挟む。砂層には層理の目立たないものと泥質細粒砂の薄層を挟んだものがある。ii 10 mくらい。中-粗粒や中-細粒の砂層が最も多い。厚さ2-3 mの大礫まじりの中礫層，中-細礫の薄層を互層状に挟んだ中粒砂層，厚さ5-10 cmや1 mくらいの泥層がまじる。iii 30 m弱。ほとんどが中-粗粒や中-細粒の砂層。下位寄りに大礫まじりの中礫層の厚層を挟む。砂層は多くが層理不明瞭で，少数が，5-30 cm間隔の層理を示し，また，泥質細粒砂の薄層や中-細礫の薄層を挟む。上位寄りに少し石灰質の砂層がある。

河原東方の基底から20 mくらいまでには，細粒砂層と中-細粒砂層が多く，薄い中礫層が挟まれ，瓦土に使用された厚さ2-3 mのシルト質極細粒砂層がある。竹生野では，基底から約10 mまでの地層が，厚さ0.1-0.7 mの中礫層を挟んだ，中-粗粒や中-細粒の砂層である。

石動図幅地域西半の埴生累層中の礫については，一般に，花南岩質岩石，火山岩，変成チャートなどの古期堆積岩で，それぞれ，主に，宝達山花南岩，瓜生累層，太田累層礫質岩らが供給されたと推定できる。これらのほか，若緑南部の下半にかなり多く入っているシルト質泥岩礫は八尾累層に由来し，菩提寺西方の基底の巨礫は新宮砂岩礫層下部の巨礫岩と瓜生累層とに由来したとみなすことができる。

### VII. 3 <sup>かみたこ</sup>上田子礫・粘土層（高位段丘堆積物，k・km）

〔地層名・模式地〕 氷見市上田子南西の崖を模式地とした，池辺ほか（1951）の上田子層に始まり，北陸第四紀研究グループ（1963）によって同じ地層名で再定義され，坂本（1963）によって上田子礫・粘土層と改称された。近年では，上田子と高岡市海老坂との間の土砂採取地に露出が多い。

〔分布・構造〕 模式地付近から高岡市海老坂へかけて広がっているほか，更に南西へ，高岡市の頭川・江道・石堤を経て福岡町の馬場まで，小矢部川に臨む丘陵の頂部に分布している。

堆積物の基底は，模式地付近では標高20 m前後にあるが，南へ200-300 m離れた所で50 mの高さになり，そこから2°くらいの勾配で南西へ高度を増し，頭川の西方・北方の丘陵では，160-170 mの高度に達している。そして，小矢部川へ臨む丘陵地では，全体に南東向き2-3°の傾斜で平野の方へ

下っている。ただし、局部的に基底の高度が急変する所も見かけられる。

なお、堆積物の頂面は削剥され、どこにも残っていない。

〔層序関係〕 埴生・氷見・音川の3累層にわたって不整合に載っており、下位の地層との間に著しい構造の差がある。また、分布範囲の北部から東隣の富山図幅地域にかけては、古い河谷を埋積した状況を示している。

〔層厚〕 上限不明で、氷見地区の上田子集落付近では15-20 m、上田子南方では25-30 m、高岡地区で30-50 m、福岡地区で20-40 mである。丘陵の上には、削剥が進んで薄くなった所が多い。

〔岩相〕 大部分がkとして図示した、礫層と砂層からできた堆積物であるが、側方・上下ともに激しく岩相変化し、北部では、上半がkmとした、砂層と泥層からできた堆積物で構成されており、模式地は泥層勝ちの箇所にあたる。kは主に河床とはんらん原の、kmは主に沼とはんらん原の堆積物である公算が高い。含まれている礫は一般に硬いが、地層は全く固結していない。第24図に、露出の良い地点で作成した地質柱状図を示す。

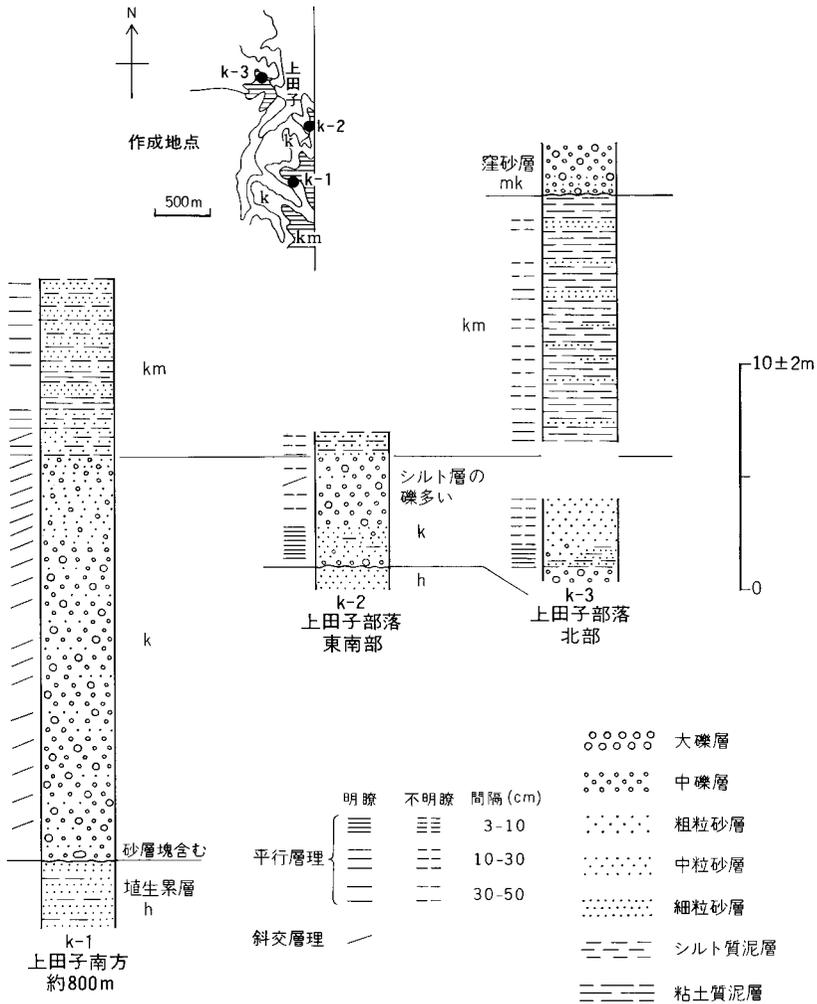
kの堆積物は、上田子集落北部では、厚さが4-7 mのようでも中-粗粒砂層、中-細粒砂と極細粒砂との互層、細粒砂-シルトと中-粗粒砂との互層、中礫層などである。ただし、ここのkは大部分kmに覆われているので地質図ではkmに含めた。上田子集落東南部では、厚さ3-5 mで、中礫層・含礫粗粒砂層・中-細粒砂層などである。上田子集落の礫層の多くには、埴生累層のものらしいシルト層やシルト質細粒砂層が円礫となって含まれている。この付近のkを堆積した河流は、中央部の主な河流からある時期に分岐したものであろう。

上田子南方0.5-1 km付近のkは、厚さ12-15 mの大礫まじりの中礫層と、それに重なる厚さ4-5 mの粗粒砂層とからなり、礫層には、レンズ状の中-粗粒砂層が挟まれ、北西-北東-南東方への流向を示す、斜交層理と覆瓦構造が認められる。流向は場所と礫層の上下とによって、この方位の間で変化している。上位の粗粒砂層は北-東向き斜交層理を持ち、南西寄りでは含礫粗粒砂が主となり中礫層を多く伴うが、北東東へ向かって中礫層を少し挟んだ粗粒砂層に変わる。

蒲田の西方・南方では、小さい中礫を含んだ中-細粒砂層、中礫を含んだ粗粒砂層、層理の目立たない細粒砂層などで、礫層が少ない様子である。高岡地区では、堆積物が少ししか残っていない場所もあるが、大礫まじりの中礫層が普遍的に認められる。石堤付近では厚さ3 mくらいの中-大礫層の上位に中粒砂とシルトとの互層1.5 mが重なっており、舞谷では集落の東側で大礫まじりの中礫層約3 mの上に、下位から中-粗粒砂層2 m、中礫層4 m、シルト質細粒砂層1 m、粘土質泥層2 mが重なり、北西へアバットして、集落の北側の山腹で厚さ10-15 mの含礫砂層が氷見累層に載っている。石堤・舞谷付近と海老坂付近の堆積物は、分布状況と岩相の特徴からkの上部より遅れて堆積したものである公算が大きい。

kに含まれる礫の種類には、溶結凝灰岩などの珪長質火山岩が最も多く、花崗岩質岩石・安山岩が次ぎ、中生代砂岩・変成岩などが少しまじっている。丘陵頂部では花崗岩質や安山岩質の礫が軟らかく風化していることが多い。これらの礫は、河川礫の特徴を持ち、多くが壘円-円礫である。また、粒径が、各層の最大礫でみて、南部の10-25 cmから北部の5-15 cmまで、北と北西側へ小さくなる。

kmとして分けた堆積物は、上田子の集落付近では、粘土質シルトシルト質粘土が主となった地層



第 24 図 石動図幅地域上田子礫・粘土層の柱状図及び分布図

で、厚さが 10-15m あり、集落の中央部と東南部のものは中粒砂又は細粒砂からシルト質粘土までの級化成層を厚さ 5-50cm で繰り返す砂泥互層を伴い、細粒砂層や中粒砂層を挟んでいるが、集落北部のものは全体に細粒となり、砂層をわずかししか挟んでいない。泥層には樹皮の破片を含んだ層が多い。

上田子南方の km は、厚さ 5-10m で分布し、その大部分が細粒砂とシルト-粘土質泥との砂勝ち互層や、中-粗粒砂とシルト質泥との砂勝ち互層からなり、厚さ 0.5-1m の、粘土質泥層や中-細粒砂層を挟んでいる。

なお、上田子の集落中央部の泥質層からは、池辺ほか (1951) と北陸第四紀研究グループ (1963) によって、植物化石 *Tsuga cf. diversifolia*, *Alnus japonica*, *Trapa natans* var., *Styrax japonica*, *Potamogeton meackianus*, *Phragmites communis* などの産出が報告されている。また、上

田子集落東南部の地層は高岡地学研究会によって詳しく観察され、その結果が水木・太知（1981）に発表されている。

#### VII. 4 中位段丘堆積物など（mk, mn, m）

窪砂層（mk）・野寺礫層（mn）のほか、押水町上野付近に巨礫まじりの中-大礫層などからなる開析扇状地堆積物（m）があり、高松町箕打付近には主に大礫の多い礫質層からなる河岸段丘堆積物（m）がある。古地理的に考察すると、これらには、ほぼ同時期に形成された公算が大きい。mの記載は紙面の都合によって省略する。

##### 窪砂層（mk）

〔地層名・模式地〕池辺ほか（1951）の窪層に由来し、その後、北陸第四紀研究グループ（1963）が同じく窪層と呼んで再定義し、坂本（1963）が窪砂層と名付けた。

模式地については、北陸第四紀研究グループ（1963）に、「柳田西方の露頭が模式で、柳田から乱橋をへて国泰寺に至るルートに沿う露頭でよく観察される」と述べられている。ただし、模式露頭の崖は、新国道建設の際になくなった。

〔分布・構造〕この地層は、図幅内の東北隅で、頂部の標高が30m弱ないし50m弱の、半ば開析された台地を造っており、5°未満の傾斜を示し、全体として北東へわずかに低下する構造を持っている。

部分的には小断層の群に切られ、園-大浦間の第25図mk-1付近では、切割道路の南側で走向南北ないし北北東-南南西、80°前後の東傾斜の断層、道路の北側で走向北西-南東ないし西北西-東南東、50-70°東傾斜の断層によって、0.5-1.5m、最大5mくらい、相対的に東側落ちに変位し、園では相対的に西側落ちにずれている。ただし、土壌を切る断層はない様子である。

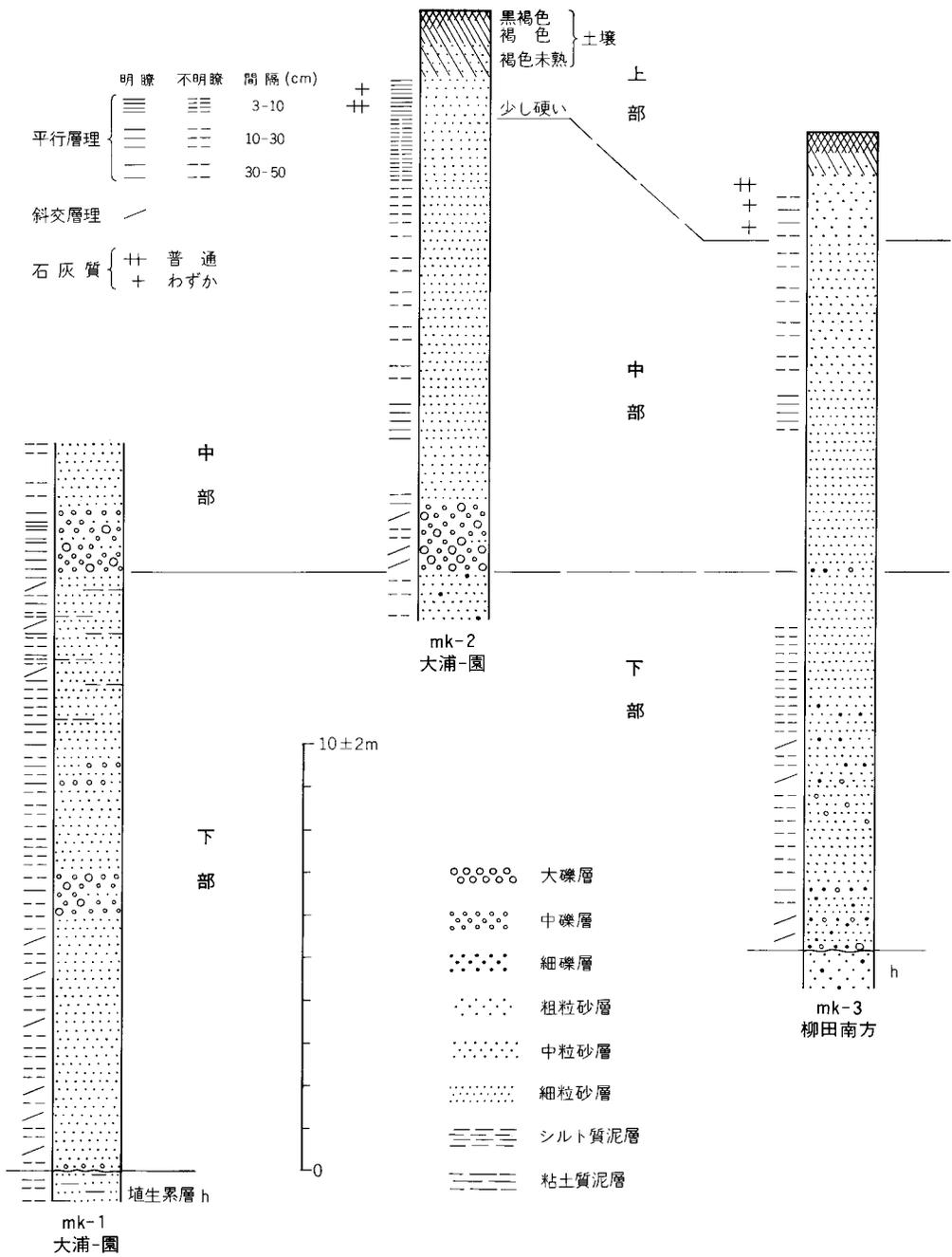
〔層序関係〕大部分で埴生累層を、一部分で上田子礫・粘土層を不整合に覆っており、基底が北東の5-10mから南の40-45mまでの高度にあって、地層は南西へアバットしている（第22, 25図）。

〔層厚〕北端部では20-30mであるが、地層の基底が高度10-30mにあって上部に石灰質砂層が分布する範囲では一般に15-20m、上部に粘土質泥層が分布する範囲では5-10mである。

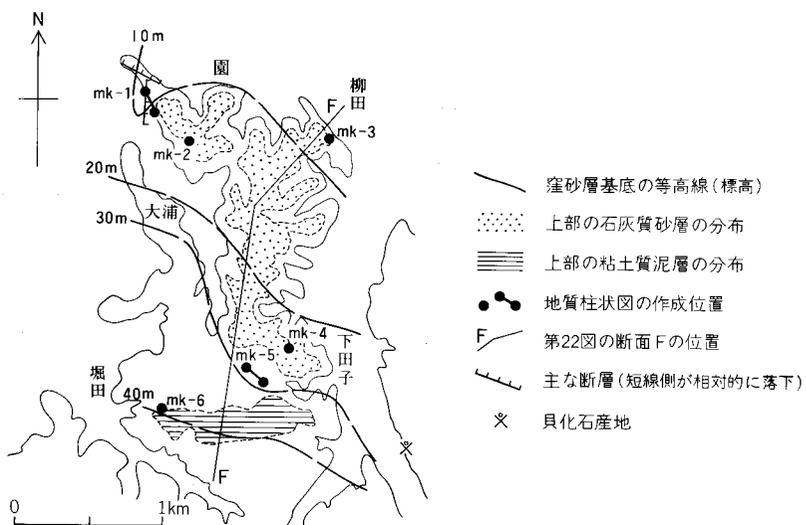
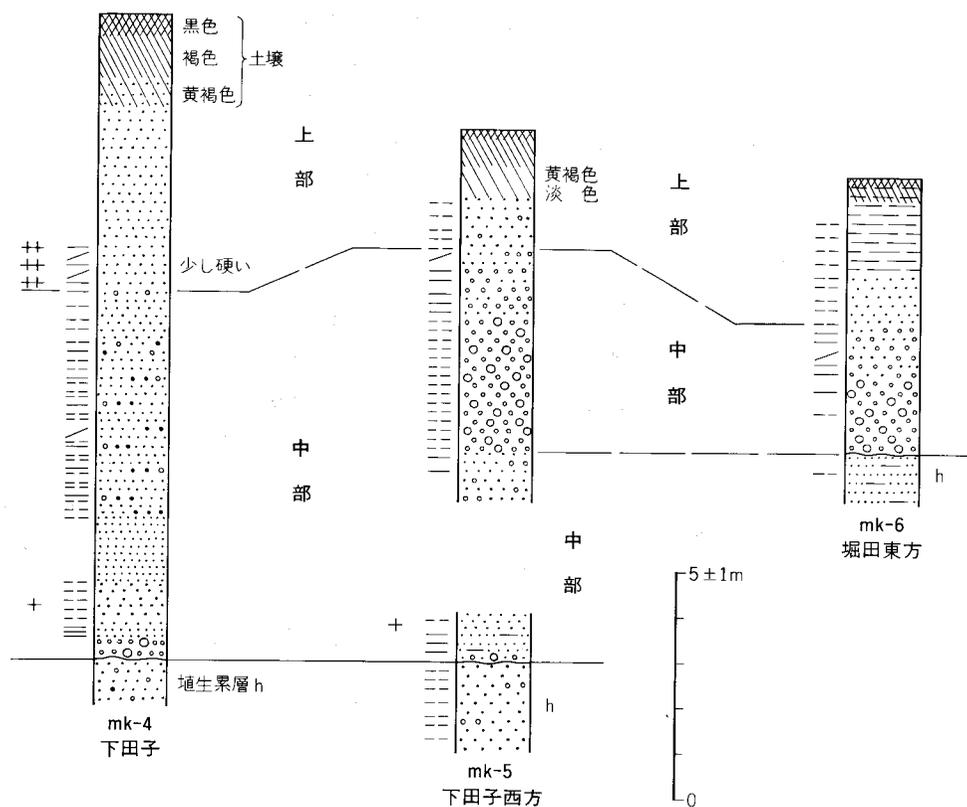
〔岩相〕浅海成の性質を持つ砂層が主となった地層で、礫層・泥層を伴っている。地層のアバットと岩相の側方変化のため、場所によって層序・岩相が違いますが、北部での層序を模式として、上・中・下部に区分する。北部で、中位の層準に広く連続する礫質層より下位を下部、その礫質層と上に重なる中-細粒砂層などを中部、更に上位の石灰質中-粗粒砂層などを上部として分ける。この区分を中央部・南部へ及ぼすと、南西寄りには下部層準の地層がなく、南端の上部には潟に堆積したらしい泥層が分布している（第25図）。なお、この分け方は北陸第四紀研究グループ（1963）の模式露頭での上・中・下部と一致する。

**下部**は、大部分がかすかな層理を示す、細粒砂層と中-細粒砂層からなり、間に細礫層、大礫まじりの中礫層、含礫砂層などを挟んだ地層で、一般に北西-南西方向への古流向を示す斜交層理を含んでいる。mk-1地点付近で15m前後と厚く、南へ薄くなり、20mの基底等高線付近で尖滅する。

**中部**は、地層区分の鍵にした礫質層と、その上に重なった主体の砂層とである。この礫質層は、大礫



第 25 図 石動図幅地域窪砂層の



柱状図及び分布図

まじりの中礫層や含礫砂層からなり、一般に厚さが10-50 cm のようであるが、園-大浦間では0.5-2 m 余りに肥厚して北東-北-北西方面への古流向を示しており、また、基底高度20-30 m くらいの所で西田層に直接載っている。主体の砂層は、層厚10 m 前後、北部では下半が主に層理の目立たない細粒砂層、上半が主にかすかな層理を示す中-細粒砂層であって、中央部・南部では、大部分が中粒砂層と細粒砂層からなり、中-粗粒砂層が加わり、中-細礫や含中-細礫粗粒砂の薄層が多く挟まれている。更にmk-5 付近から南では、上半が大礫まじりの中礫岩と含礫砂層とに変わり、その続きが南端の高度40 m 前後で西田層に載っている。

上部は、厚い所で5-10 m、中-粗粒砂層主の、層理の目立たない地層で、比較的層理の明らかな下部分が第25 図に示した範囲で少し石灰質であって、所によって帯赤色に風化している。南部のmk-5・6 付近のものは石灰質でなく、南端では、それに連なる厚さ1-2 m の砂層の上に、瓦粘土に使われる厚さ1.5-2 m の粘土質泥層が重なっている。この泥層の下部分には細粒砂がまじり、中部分には中-細粒砂のラミナが認められる。なお、この台地の上には厚い所で1-2 m の土壌が分布している。

窪砂層に含まれている礫は、多くが円礫で、溶結凝灰岩などの珪長質火山岩が特に多く、花崗岩質岩石、安山岩、中生代のものらしい砂岩、片麻岩、珪質の変成岩などにわたり、礫種が上田子礫・粘土層と似ている。

貝化石については、この地域では見いだせなかったが、第25 図に示した富山図幅地域内で、殖生累層を覆う中部最下位の含礫粗粒砂層中に *Dosinia* と *Saccella* らしい破片とを認めた。

<sup>のてら</sup>**野寺礫層 (mn)** この報告で新しく名付ける礫質層で、宝達山西麓の高松町野寺押水町森本周辺の開析扇状地を構成している。この扇状地は、深さ20 m くらいの必従谷、数本で開析されており、堆積物がクリーブした所もあるが、平坦な部分を連ねると、背面が高度140 m くらいの扇頂から西方へ40 m 余りの高さまで下り、5/100 前後の勾配を示している。

堆積物は礫層などで、厚さが10-20 m あり、扇頂部は宝達山花南岩、中間は氷見累層、扇端は殖生累層に載っている。露出はわずかしかないが、崩壊物から推定すると、主な堆積物は巨礫まじりの大礫層であり、含まれている礫については、亜円形・亜角形で、一般に宝達山花南岩のみ、瀬戸町寄りでは花崗岩類に瓜生累層の火山岩がまじった組成を持つと判断できる。礫質層の上には比較的厚い土壌が見られる場合が多く、特に扇状地の頂部から中央部にかけては、赤褐色の土壌が厚さ2-3 m で広がっている。

## VII. 5 低位段丘堆積物など (1, 1g)

丘陵地の周縁や大きい谷沿いに、沖積平地より高位で、前項の中位段丘や開析扇状地より低位に当たる段丘や扇状地があり、多くは礫層と含礫砂層から構成されている。これらの堆積物を地質図には1で示し、粘土質層が特に多いものにだけ元女粘土層 (1g) という地層名を付ける。

各地区の段丘・扇状地の頂面は、それぞれ近くの沖積平地より10-40 m 高い位置を占め、地区ごとに3-5 段の面になっており、面の境に明らかな段差がある場合には地質図に境界線を入れた。各地の1の記載は省略する。なお、氷見地域の1のうち、石崎のものには氷見・高岡地域の殖生累層の最下部、

堀田集落西方のものには同累層の中部と考える余地がある。

<sup>がんによ</sup>  
**元女粘土層** (1g) 高松町の元女-若緑間にある、粘土層が主となった堆積物で、瓦原料として採掘されている。下部の厚さ数mは含礫砂層と砂層で、卯辰山層や宝達山花南岩の比較的平坦な削剥面に載っており、主部は粘土層と粘土まじりシルト層からなり、厚さ12m以上で、次の植物化石を散点状や層状に含んでいる。

*Juglans mandshurica sieboldiana* KITAMURA “nut”

*Fagus* sp. “cupula”

広葉樹 葉片数種 (地質標本館尾上亨技官同定)

堆積物の基底は北へ低下し、南端で65m前後、北端で45m前後の高度にあるが、頂面は削剥と採掘とによって、原形が推定し難い。

## VII. 6 平野の堆積物 (沖積層) ( $f_{1,2}$ , $p_{1,2}$ , $a_{1,5}$ )

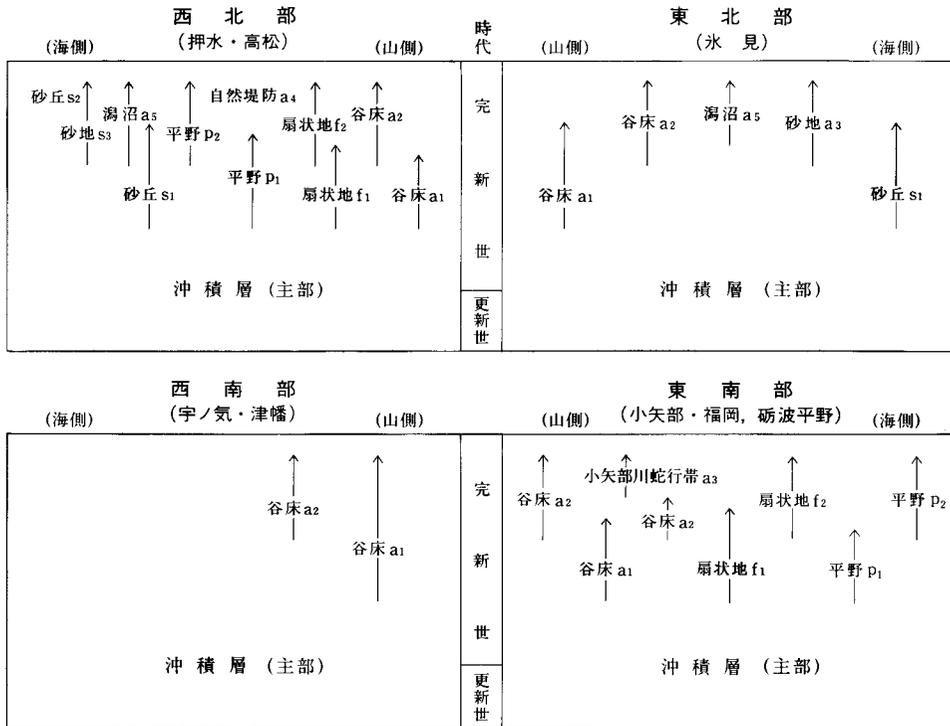
<sup>となみ</sup>  
砺波平野、氷見市南部・押水町などの平野のほか、丘陵地・山地の谷底に分布している。

平野深部の堆積物については、経済企画庁総合開発局国土調査課 (1958, 1963, 1974)、国土庁土地国土調査課 (1980)、国土庁土地局 (1983a, b)、藤井 (1968)、角・黒田 (1970) に発表されている。さく井資料によると、砂層・礫層・泥層が重なり合ったもので、地区と深度によってかなり相違している。更新世würm氷期極相期の最大海面低下 (1.8万年前頃) 以降の堆積物 (一般に言う沖積層) の基底は深さ30-60mくらい、完新世 (約1万年前以後) 堆積物の基底は深さ5-20mくらいにあると推定できるが、どちらの基底も、地質年代が決定された層がないので、とらえにくく、また、深度が側方に変化するはずである。

表層部 (地表から深さ5-10mまで) の完新世堆積物に対しては、概査と地形図・空中写真検討の結果に過ぎないが、堆積時の地理的環境を推定して区分し、各の分布を地質図に示した。 $f_{1,2}$ は扇状地の河川堆積物、 $p_{1,2}$ は扇状地下流などの平野のもの、 $a_{1,2}$ は主に谷床の堆積物である、そして、小矢部川沿いの顕著な蛇行帯内の堆積物を $a_3$ 、宝達川・前田川の自然堤防堆積物を $a_4$ 、平野のうち潟・沼の堆積物がかなり多いと推定した所ものを $a_5$ として示す。これらの堆積時期は、個別に違うが、地区ごとに第5表のような大勢にあり、遺跡との関係 (深井, 1980; 藤井, 1967, 1968) や北陸地方の海水準変化の研究結果 (藤井・藤, 1982; 石川県地盤図編集委員会, 1982) との対応によって、後述のように推定できる。しかし、地史・区分ともに不確実な点が多いので、今後、絶対年代測定を含めた詳しい研究が望まれる。なお、藤井 (1968)、富山県 (1970)、鶴見・庄司 (1970)、角・黒田 (1970)、石川県地盤図編集委員会 (1982) には、表層地質・地形が別の観点から区分・図示されており、邑本 (1981) などによって詳しい試錐資料の収集も進められている。

砺波平野では、地下50mまでの堆積物が、前記のさく井資料によると、概略、第26図のような性質を持っている。図のaは完新世堆積物の主部を含み、bはwürm氷期最大海面低下後の堆積物の過半を含んで、各時代の地域変化と両時代の差異を大まかに反映すると言えよう。cにはwürmの最大海面低下の前と後の堆積物が含まれているであろう。約1.8万年前以降には、座川の流路や扇状地の

第5表 石動図幅地域の平野の表層堆積物と砂丘堆積物の堆積時期  
矢印は堆積時期の幅を示す。



範囲が変遷しながらも、大体の配置として、石動図幅地域の南部には庄川系扇状地の砂・礫質堆積物、北部にはその扇状地末端から海岸までの平野にたまった砂・泥質堆積物、丘陵寄りには扇状地の西縁を流れた小矢部川の砂・礫質流路堆積物や泥・砂質はらん堆積物と支谷排出の堆積物とが堆積した公算が大きい。

表層部については、f<sub>1</sub>の地区は、城端図幅内の扇央から下ってきた勾配 3/1,000-5/1,000 の庄川系扇状地で、礫質・砂質の堆積物が多く認められる。有楽町海進（縄文海進に当たる）の頂期（およそ6千年前）までに現在の扇状地の概形ができたと思われるが、土師器・須恵器時代の遺跡が城端図幅内で地下約3mに埋積されていて、1千年前くらいまで庄川の移動によって、はらんを受けたようである。p<sub>1</sub>の地区は、f<sub>1</sub>の下流に近似的に描いた境界線付近から1.5/1,000-4/1,000くらいの勾配が続いている微高の平野で、小河川によって少し開析され、低い台地状になっている。ここには、グライ土壌が多く、土壌中に泥炭や黒泥を含んだ部分がまじっており（真下ほか、1970）、湧水が認められている（蔵田ほか、1955）。また、古墳期の遺跡が広範に発見されていて、2千年前頃より新しい堆積物は少ないと推定できる。

f<sub>2</sub>の地区は勾配 5/1,000 前後の扇状地で、f<sub>1</sub>より少し低く、末端が北へ寄っている。砂質・礫質の堆積物が多いようであり、微地形を見ると、流路堆積物の形態がf<sub>1</sub>の場合より良く保存されている。

$p_2$ の平野は、地質図の境界線付近で $f_2$ の扇状地から移り変わり、砂・礫に $f_2$ より多くの泥が交じった堆積物で構成されているようである。 $f_2 \cdot p_2$ の地区には有史時代に千保川・庄川のはんらんを受けた所が広く、新期の堆積物が $f_1 \cdot p_1$ の地区より多いとみなされるが、縄文晩期・古墳期の遺跡も発見されている。 $f_2 \cdot p_2$ には縄文海進の頂期を過ぎてから形成された公算が高い。

$a_1$ とした、丘陵沿いの微高の平坦地には、堆積物は砂質・泥質、土壌はグライ（真下ほか、1970）の所が多く、1箇所縄文時代晩期、数箇所古墳時代の遺跡が発見されている。これらの主な部分は縄文時代の海水準が高かった頃に堆積した、支谷の排出物と小矢部川のはんらん堆積物と推定できる。

$a_2$ の所は、両岸から小矢部川へ低まる傾向の平地で、砂質・礫質の堆積物が多いようであり、高岡地域で縄文後期以降の遺跡が見出されている。これらには、小矢部川の本・支流の営力などによって、海退して行く時期に形成された公算が大きい。

$a_3$ の地帯では、現在の小矢部川より更に曲流した蛇行痕跡が多く認められ、砂質・礫質の堆積物が下流まで多く、所々に泥質堆積物が分布するようであり、弥生期以後の遺跡がわずかに発見されている。縄文晩期の海退以降に、小矢部川が自由蛇行を重ねた結果、形成されたと推定する。

砺波平野の50m以深については、さく井がごく少ないので部分的にしか分からないが、前記のさく井資料によって、あらまし、次の状況がとらえられる。東南部では、深さ約100mまでは礫質層が主、諏訪佐野付近で約100-150mの間は砂質層と泥質層、150-180mは泥質層である。北部では、木津付近で50-80mは砂質層と礫質層、80-140mには泥質層が多く、140-200mは砂質層と礫質層、長江付近で100mまでは砂質層と礫質層、その西の細池で65mまでには礫質層が多く、65-90mは泥質層、90-110mは過半が砂質層、という状況である。そして、丘陵近くでは、高岡市地域で氷見累層、小矢部市石動地区で埴生累層が100m以浅に伏在しているらしい。

また、藤井ほか（1973）・蔵田ほか（1954、1955）には、砺波平野下の新第三系の深度が電気探査によって、最深300m余りまでの間で地域的に変化すると推定されている。ただし、この場合の新第三系には更新世前期の埴生累層の全部あるいは一部が含まれるようである。

なお、砺波平野下の更新統については、所によって、埴生累層の基底が500m以上に深い場合、埴生累層が削剝を受けている場合、丘陵地・段丘の堆積物と異なる時期の堆積物が存在する場合をも考慮する必要がある。

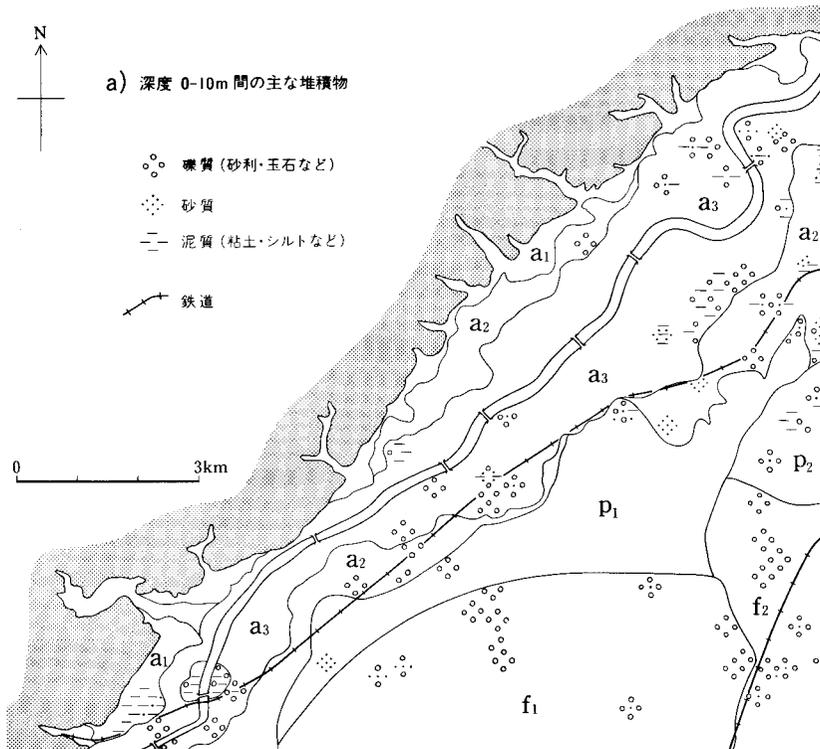
氷見市南部の平野では、 $a_1$ とした平坦地が上田子にあって、主な平地より1-2m高い。主に礫まじりの砂からできており、集落の所に、上田子礫・粘土層由来の礫が集積した比較的古い層を含んでいる。 $a_2$ の平地は、砂質・泥質の堆積物が主体になって作られているようであり、谷壁寄りの所々には $a_1$ に当たる微高地も見かけられる。

$a_3$ の所は、完新世後期に潟・湖沼などの水域となっていたらしい場所である。現在も邑知潟図幅地域の十二町潟を中心として湿地が広がっており、表層が泥質・砂質で、浅所から泥炭質の堆積物が掘り出されることが多い。このうち、仏生寺川中流の平野については、十二町潟周辺の天然ガスを調査した大塚ほか（1959）によって、電気探査の結果、沖積層は、厚さ1.5-2mの表土、次に厚さ5-8mの粘土層、その下が深さ18-23mまで砂質層と推定されている。これらはほぼ完新世の堆積物に相当するが、確かでなく、また、これらの下位には、丘陵から離れた所で更新世末期の堆積物が存在する可能性

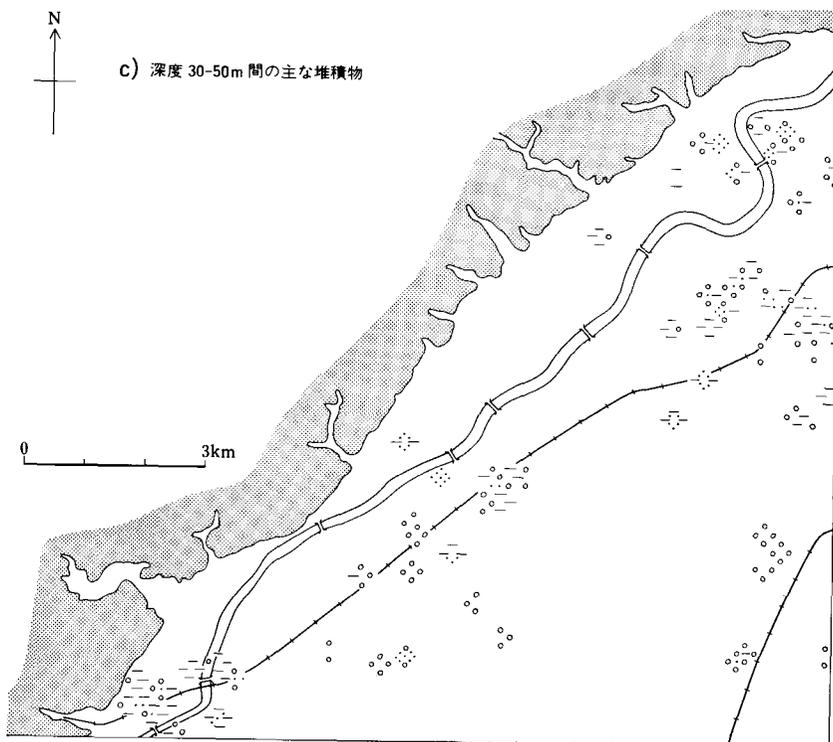
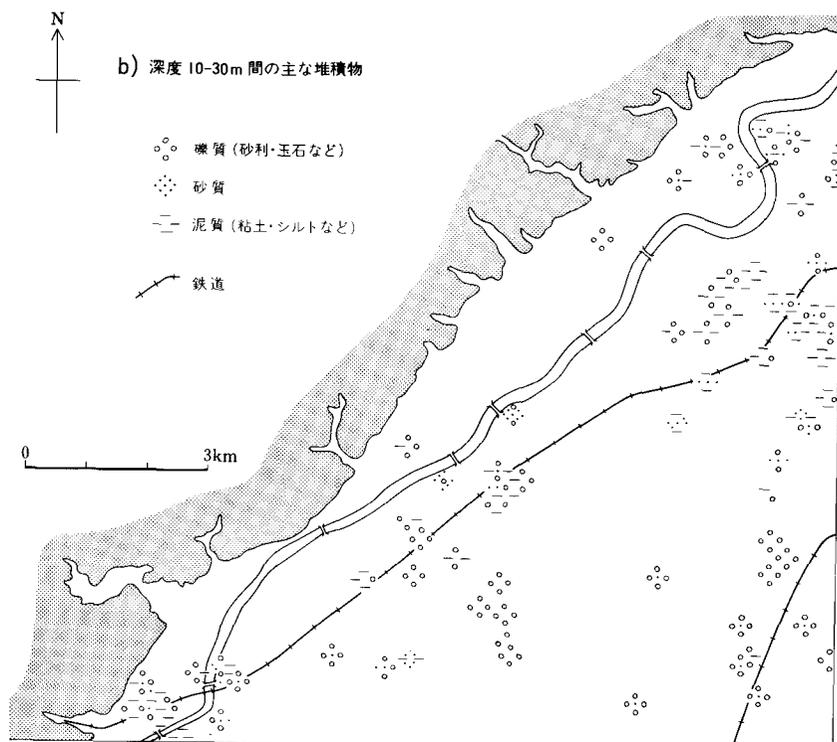
がある。

押水町・高松町の平野の堆積物については、さく井資料によると、一般に地下50mくらいまで砂質層が多く、それに粘土質層・礫質層がまじっているようであり、沖積層が丘陵近くでも比較的厚いように感じられるが、細かく検討できない。表層部には、全般に宝達山花南岩由来の礫・砂が多いという特徴がある。

宝達川周辺では、 $f_1$ の堆積物は礫まじりの砂と推定できるものであって、20/1,000前後の勾配の扇状地を造り、後期のものによって分割されている。 $p_1$ は砂や礫まじりの砂からなると推定できる堆積物で、 $f_1$ から地質図の境界線付近で移り変わり、勾配10/1,000-15/1,000の平野を造っている。 $f_2$ の所は $f_1$ の側方の、扇尖がわずかに低い扇状地で、勾配が20/1,000くらいあり、この堆積物には $f_1$ より礫が少ないようである。南吉田・麦生の $p_2$ の平野は $f_2$ の下流に続き、大部分が砂質堆積物によって造られているらしい。この $f_2$ ・ $p_2$ の地形の概勢は、完新世中頃の海退時期以降の、宝達川が北寄りに流れていた期間に形成されたものと推定する。小川・堂田の $p_2$ とした平地にも主に砂が堆積しているようである。 $a_5$ の所は砂丘背後の湿地、あるいは潟となっていたような地形を示す場所で、多くの所には砂質層に泥質層が交じって堆積しているであろう。 $a_4$ は礫まじりの砂からなり、付近より高まっていて、最も新期の自然堤防に当たる。



第26図 石動図幅地域砺波平野地下の堆積物 さく井(本文参照)によって編集。



三日町の南の谷底の  $a_1$  と、前田川沿いの  $f_1$  とは、礫まじりの砂などで、宝達川系の  $f_1$  と同時期に形成された公算の大きい堆積物である。これらの下流の  $p_2$  とした平野には、礫まじりの砂や砂が多いようで、宝達川の場合の  $p_1 \cdot p_2 \cdot f_2$  に相当する部分を含み、また、河川沿いに礫まじり砂からなる自然堤防堆積物  $a_4$  ができている。

森本・瀬戸町付近の平野の  $p_2$  は、大体、上流部では礫まじりの砂、下流部では砂が主のように推定でき、下流の  $a_5$  は砂質・泥質の堆積物であろう。

丘陵・山地地域の谷床平地には、現河川のはんらんを受けるような  $a_2$  の部分のほかに、それと不連続で 1-5 m 高い  $a_1$  の部分が分布している。 $a_1 \cdot a_2$  の堆積物の多くについては、礫まじりの砂・泥からなり、厚さが一般に 10 m 未満であると推定できる。混在する主な礫は、宝達山周辺の谷では花崗岩類と火山岩類、他の地域では泥岩である。

$a_1$  は成因的に単一でなく、完新世の中頃までにはほぼでき上がったらしい、谷床の埋積物と谷出口の扇状地性堆積物、また、新旧諸期に発生したらしい、上流や枝谷あるいは谷壁近くの崩壊に由来する堆積物などに当たる。

## VII. 7 砂丘堆積物など ( $s_{1,3}$ )

図幅北西部の押水町と北東部の氷見市とに分布している (第 5 表)。

押水町の砂丘は、能登半島南部の西海岸に沿って連続的に発達した海岸砂丘の一部分である。地質図には、砂丘の主な部分を内側砂丘 ( $s_1$ )、海岸近い外側の 1 列を外側砂丘 ( $s_2$ ) として分け、また、砂丘に隣接した微高の砂地を S3 として図示した。

内側砂丘 ( $s_1$ ) のうち、堂田の西の砂丘と今浜の砂丘とは、それぞれ、津幡図幅地域 (角, 1978) と、邑知瀧図幅地域 (今井ほか, 1966) の海岸に平行して発達した砂丘の端であって、堂田の西では高さ約 50 m、幅 1 km 以上となっている。小川周辺の小砂丘は、どれも高さ 5-15 m くらいのもので、形状から、宝達川の変遷の影響を受けたことが推定できる。

外側砂丘 ( $s_2$ ) は、高さ 10 m 内外、幅 200-300 m で、角 (1978) の外列砂丘 ( $s_2$ ) に連なっており、内側砂丘より新しい時期に形成されたと結論できるものである。

$s_1 \cdot s_2$  の砂丘の砂は、一般に中粒砂であって、竹生野の砂丘 ( $s_1$ ) の一部分が石灰質物を含んでわずかにに膠結しているほかには、固結した部分を生じていないようである。

$s_1$  の砂丘の頂部には土壌化した部分があることが多く、小川付近の砂丘には深さ 0.5-1 m くらいまで土壌化して褐色となった所があり、土壌がよく見られる箇所では、地表から約 20 cm まで黒褐色砂土、その下約 30 cm に黒味がかかった褐色砂土が形成され、更に下の砂も褐色となっている。また、砂丘の後背側には、これらの土壌を覆って砂が堆積している所もある。

$s_3$  の砂地は、付近の沖積平地より少し高く、中粒砂・細粒砂又は泥まじりの砂からなっている。これらには、風・雨水・流水によって隣接の砂丘からもたらされた砂が堆積したのが多いようであるが、河川によって砂丘が浸食された跡らしい砂地も含まれ、また、いろいろの時期に形成されたものがまじっている。

なお、能登半島南部西海岸の砂丘は、藤（1969, 1971, 1975）などによって広範に研究されており、形成時期が完新世の中期以降と推定されている。

**押水町**の**海浜堆積物** 地質図には着色・表示を省いたが、主に中粒砂からなり、 $s_2$ の外側に幅 50-60 m くらいで続く、比較的平滑な後浜を造っている。

**氷見市**の**砂丘** ( $s_1$ ) は、柳田付近で標高 5 m 前後のなだらかな地形を示し、その内側に沖積平地よりわずかに高い砂地 ( $s_3$ ) を伴っている。この砂丘は氷見の富山湾岸の砂丘のうちで最も内側の列に属し、北陸第四紀研究グループ（1963）の旧期砂丘の一部分に当たる。同論文で、旧期砂丘の形成時期は産出土器の種類によって弥生末期（小松期）以前と推定されている。

## VIII. 応用地質

石動図幅地域では、天然ガス・瓦原料土・温泉・地下水や、土木材料として岩石・地層が利用されているほか、金・螢石・石灰岩などが採掘されたことがある（第 2, 27 図）。他方、地すべり地・河川などの保全も行われている。これらについて、専門的調査は加えていないが、文献の紹介を交えて、一般地質との関連を述べる。

**金鉱床** 宝達山近くに加賀前田藩の金山の一つがあった。木村ほか（1949）、加藤（1952）、鈴木（1953）によれば、この金山は天正 9（1581）-12 年頃に開かれて長く栄えたが、寛永 5（1628）年に地震によって坑道が壊滅し閉山したと伝えられてきたようであり、明治以降に多くの箇所では探鉱されたが、成功した例がない。宝達山加福山旧記并問掘願一件、天明元（1781）年という侯爵前田家の昭和 9 年 11 月 7 日の記録（金沢市立図書館保管）を見ると、金山は 1586-1627 年の間に盛んで、その後も続き、1757 年から不順になったようで、1586-1673 年の判金産出量が収録された限りで数千枚に達している。

鉱床の近代的調査・研究は 2・3 しかないが、次記の事柄などが報告されている。佐藤（1912）は、昔の金山は旧坑も分からない、粗粒なアプタイトの貫入部に胚胎した鉱石を試掘した跡が野田集落近くにあると記述しており、木村ほか（1949）は、10 箇所近くの旧坑を調査し、野田西方山腹では大正末期-昭和初期の旧坑で幅 10 cm 以下の、石英脈や粘土脈らしいものが認められ、どろだに泥谷付近にはアプタイト脈を追ったと思われる明治時代の旧坑があると報告している。また、加藤（1952）は 20 箇所余りの旧坑の位置（大多数が第 27 図の鉱染の多い地区にある）を図示し、主要な金鉱床は花南岩の節理に沿った網状石英脈であり、風化部を手掘りした狸穴式坑道が無数にあるほか、表土を猫流した跡も見られると述べている。

今回は旧坑探査や鉱床学的研究を全くしていないが、鉱化作用の影響は主に第 27 図の鉱染の多い地区の宝達山花陶岩と新第三系太田累層とに認められる。岩石の変質・鉱染状況と層序関係とから推定すると、金鉱床の主な母岩は鉱床生成時に太田累層より深い所にあった黒雲母花崗閃緑岩帯の宝達山花崗岩（Fb）となり、鉱床の生成時期については新第三系瓜生累層又は同八尾累層下部が堆積した頃（中新世前期又は中期）であった公算が大きい。

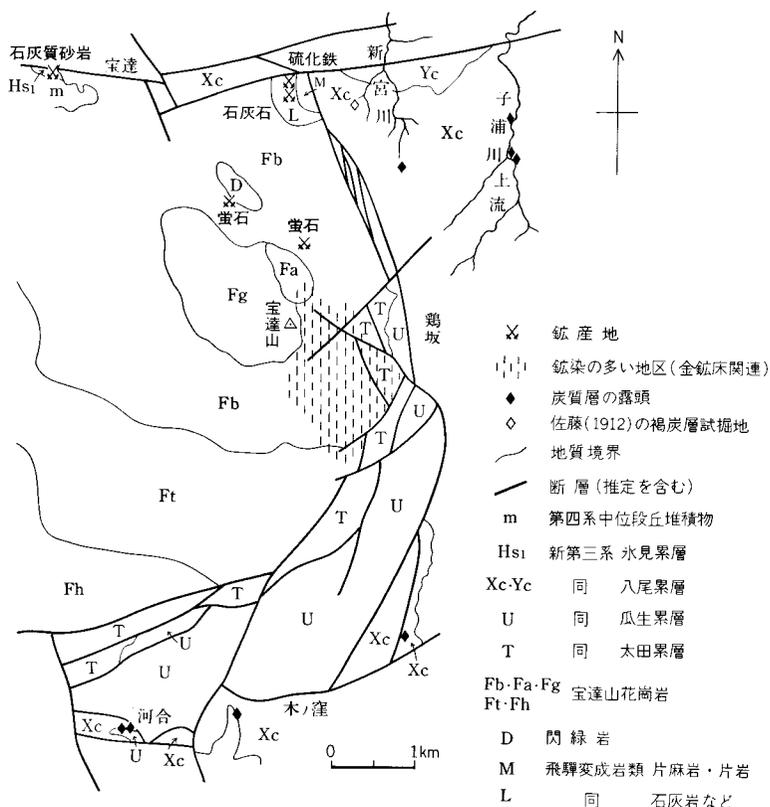
**硫化鉄** 飛騨変成岩類の石灰岩中に発見された鉱床で（第 27 図）、加藤（1952）、木村ほか（1949）によると、昭和 20-25 年頃に宝達鉱山と呼んで試掘され、鉱体は幅 60 cm 余り、延長約 10 m、ほとん

ど黄鉄鉱ばかりからなり、ち密で石英を含み、SO<sub>3</sub>35-40%であった。

**石炭** 燃料としての稼行価値は低いが、試掘あるいは探査されたい褐炭などの炭質層が、第27図に示した所などで、新第三紀八尾累層の新宮砂岩礫岩層下部(Xc)に挟まれている(VI. 5. 2参照)。1908年に子浦川上流(新宮川に当たる)で試掘されていた、佐藤(1912)の「厚さ2-3寸の褐炭の薄層」はXc中(第13図XZ-1柱状図のXc iii相当)のもののみならずことができる。なお、昭和20年前後には各所で炭層が採されたようである。

**石油徴候** 自然の崖で、押水町沢川南方の八尾累層沢川凝灰岩砂岩泥岩互層(Ya)下部の泥岩中と、水見市桑ノ院南方(御林山西側)の音川累層中部の泥岩(Qm)中とにごく弱い徴候を認めたが、顕著な油徴は見かけていない。

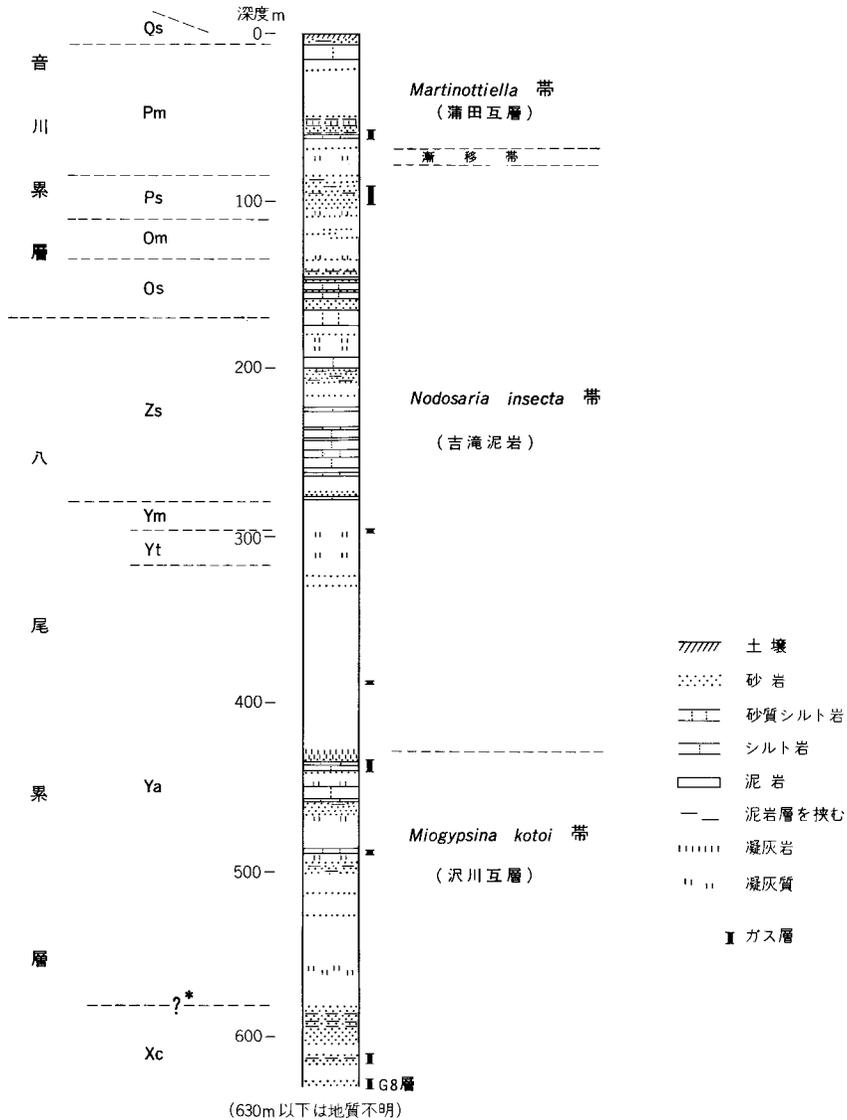
油田の可能性が高橋・八木・野口・青木(1934)、高橋・八木・外2名(1934)に検討されたことがあり、次述の試掘井が高橋ほかの指摘と石油資源調査会(PEAC)の1947・1948年の調査結果とから神代背斜に掘られ、産油しなかったが天然ガス井となった。なお、高橋・八木・外2名(1934)、高橋・八木・野口・青木(1934)は宝達層(大部分が八尾累層中・下部に当たる)を泥質岩が少なく母層価値の低い地層とみていたが、八尾累層は東方・南方へ沖合海成の泥質相に変わる傾向を示している。



第27図 宝達山付近の鉱産・鉱徴

可燃性天然ガス 氷見市神代蒲田で新第三系中への試掘井からガスと温泉水とが得られており、また、氷見市の仏生寺川下流の平地でガスの徴候が知られている。

神代のガス井については、地質調査所（1957a）、金原（1953）、金原ほか（1958）によって説明する。昭和21年に深度120mのC. 1号井が掘られて少しのガス徴候が認められ、石油資源調査会の地表調査を経て、昭和24・25年にC. 1号井の200m南の神代背斜頂部にR. 1号井（第28図）が掘さく



第28図 氷見市神代温泉天然ガス井（神代 R. 1 井）の地質柱状図  
柱状図は金原（1953, p. 182）から当時の燃料部伊田一善技官による図を簡略に引用、右側のガス層・有孔虫分帯・地層名は地質調査所（1957, p. 381）によって記入、左側の地層名は角のコア観察によって判定。\*角は492-582 m 間のコアを観察していない。

された。R-1号井には、主なガス層が柱状図に示した深度と681-692mとに合わせて9層あり、深度613-619mにガンパーで穿孔がされ、ストレーナーがやや適切な深度でないが、636.2-641.4m、677.3-687.7m、713-721mに挿入されている。この井のガス産量は、掘止後800m<sup>3</sup>/dと言われ、昭和25年3月に約300m<sup>3</sup>/d、26年5月に100m<sup>3</sup>/d(水量60m<sup>3</sup>/d)、30年10月に90-100m<sup>3</sup>/d(水量40m<sup>3</sup>/d)であって、付随水の性質はpH7.5、RpH7.5、単位mg/lでKMnO<sub>4</sub> cons. 27.5、Ca<sup>2+</sup> 633、Mg<sup>2+</sup> 115、total Fe 9.30、P 0.02、NH<sub>4</sub><sup>+</sup> 13.5、Cl<sup>-</sup> 12,040、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 174、NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 0.0、NO<sub>2</sub><sup>-</sup> 0.00、I<sup>-</sup> 4.5、Br<sup>-</sup> 1.4、free CO<sub>2</sub> 15.4(地質調査所技術部化学課昭和30年分析)であった。

さく井以後、産ガスで両坑井の温泉水が加熱され、神代温泉と蒲田温泉で利用されている。仏生寺川下流の平地でのガス徴候は、諸集落の井戸や川底・水田で認められており、大塚ほか(1959)によって、十二町湯(万尾の北東1-2kmの邑知潟図幅内)周辺から南へ飯久保・神代・堀田付近までの地域について、地質調査、30余りの井戸の水質分析、50箇所余りの見掛け比抵抗の測定が行われ、その結果、第四紀層(沖積層に当たる)からのガスは多く望めない、第三紀層中のガスはむしろ調査範囲の南隣地域に期待が持たれる、などの考察が下されている。

**螢石** 黒雲母花南閃緑岩帯の宝達山花南岩(Fb)が母岩となった鉱床で、宝達山北部にあったが、最近では観察しにくい。

木村ほか(1949)、加藤(1952)、鈴木(1953)、佐藤(1912)、富成ほか(1963)の記述を総合すると、明治36年頃ガラス原料として採掘された後、ほとんど採掘されずにいて、第2次大戦中に10t程度、昭和26年に東北銅鋳錬株式会社によって70t(7月には10t)産出されたが、翌年以降稼行されなかったようである。

明治41年に調査した佐藤(1909, 1912)には、花崗岩中の幅0.5-10cmの不規則な裂か(割目)を充填した鉱床で、少量の石英・黄鉄鉱・錫石が共生し、母岩の、角閃石・黒雲母はしばしば緑泥質物に、長石は一般に少しカオリナイトに変っている、螢石は、大別して正8面体式の大きい(最大は直径5cm)淡緑色の結晶、又は正6面体式の直径0.3cm内外の無色の結晶となっており、比重が20℃で3.22である、などのことが螢石の詳しい結晶形態とともに報告されている。

昭和23年に調査した木村ほか(1949)には、浅い旧坑道が数多くあるが、ほとんど崩壊していると述べられ、2・3の旧坑や露頭の観察から、幅3-30cm、走向N50°E、ほぼ直立の鉱脈が数本あると推定されている。昭和25・26年に調査した加藤(1952)では、主な鉱脈は5条で、幅5-100cm、走向N40°E、延長が100mに達し、母岩の軟弱部に晶洞状に塊状となることがある、また、これらと離れた上流や八合目にも鉱脈があると、鉱床の状況が明らかにされている。そして、昭和37年に調査した富成ほか(1963)には、第27図に示した東の鉱産地で、南北40m離れた2旧坑の観察から、合わせて、CaF<sub>2</sub>30%程度の鉱石39tの鉱量が予想されている。なお、この鉱床の成因は、地質調査所(1951)には中-浅成の交代鉱床、加藤(1952)にはペグマタイト侵入後期の気成鉱床、富成ほか(1963)と高島・西起(1963)には熱水性鉱床と考えられている。

**石灰石** 押水町宝達に露出していた飛騨変成岩類中の晶質石灰岩(Ⅲ、4及び第1表参照)が肥料用石灰の原料などとして長年、露天掘りされたもので、近年は主に石灰岩の不純部分や片麻岩が採石され、コンクリート骨材・土木用砕石に利用されている。石灰岩は突出していた部分が採掘された。

鈴木（1953）、佐藤（1912）、木村ほか（1949）、加藤（1952）によると、明治の初めから経営が移りながら採掘・加工されてきたが、明治26年頃に運搬軌道が設けられ、佐藤（1912）が調査した明治41年には宝達集落に石灰炉が7基あって宝達石灰株式会社によって年約8,500tの石灰が生産されていた。次いで昭和6年頃まで田辺合資会社などの操業で栄え、隆盛期には年10,000-20,000tの石灰が出荷された。その後に休止が続いたようであるが、昭和25年に宝達石灰工業所によって再開され、昭和26年には月産1,000tに近い生石灰・消石灰が生産された。しかし、短年で縮小に向かった。

**石灰質砂岩** 新第三系氷見累層（VI. 7参照）中の、貝などの石灰質化石を多く含んだ砂岩や炭酸石灰分で膠結された砂岩が、大体、明治-大正時代には肥料用などの石灰に焼成され、大正-昭和時代には肥料ないし耕土改良材に加工され、昭和20年前後にはセメント代用土としても利用された。最近も高岡市五十辺で五十辺鉱山と呼んで採掘・加工されており、高岡市地域の石灰分の多い砂岩のCaO含量は50-70%に達すると言われている。五十辺のほか、露天採掘跡を地質図に示した箇所にも認められた。

佐藤（1912）によると、明治41年には、これらの砂岩から、現在の小矢部市の田川と桜町では、3基と2基の石灰炉で合わせて日産28t程度、現在の押水町上野では6基の炉で日産12tくらいの石灰が製造されていた。また、木村ほか（1949）、鈴木（1953）によると、昭和22-24年に押水町山崎では、集落北方の崖などの含化石層を露天手掘りし、乾燥・粉砕して、含磷石灰質（ $P_2O_5$ 1%前後、 $CaCO_3$ 45%以上）の「貝化石粉末」が製造され、多い月には20t程度出荷された。

**粘土** 第四系中の粘土質層が昔から瓦用・練瓦用などに使用され、地質図の産地付近では採掘跡が多く見られ、近年も少量採取されている。

小矢部市石動では埴生累層中の粘土質層と粘土質に風化した泥質砂層、氷見市堀田では窪砂層最上部の粘土層、押水町上河原では埴生累層（卯辰山層）下部の粘土分の多い泥質極細粒砂層、押水町坪山では野寺礫層の粘土質に風化した表層部、押水町の竹生野・紺野町と高松町夏粟では低位段丘堆積物上部の粘土層、高松町元女では元女粘土層が稼行の対象である（VII参照）。

**鑄造用砂** 小矢部市石動市街-安楽寺間の氷見累層大桑砂岩層（ $Hs_1$ ）中の細粒砂岩の一部が昭和30年頃に少し利用された。

**石材** 近年は採石されていないが、新第三系の凝灰質岩が土台石・石垣石などに使用されており、小規模な採石跡が、地質図に示した場所などに多く見いだされる。

八尾累層の沢川凝灰岩砂岩泥岩互層に属する凝灰岩（VI. 5. 3参照）のうち、淡緑色などをした中程度の硬さの部分が切出されて、小矢部市・福岡町の小撫川流域産のものは宮島石、押水町沢川西方産のものは沢川石（佐藤、1912；鈴木、1953）と呼ばれた。また、瓜生累層の溶結凝灰岩（VI. 4参照）では、津幡町菩提寺集落の東方で採石されたいものが、菩提寺石（鈴木、1953；佐藤、1912）と名付けられていた。

**土木材** 骨材・盛土などに幾種かの岩石・地層が使われ、砕石や砂・砂利として地質図に示した場所などで採取されている。特に平野近くの新第三系・第四系中の砂岩・砂層は、盛土用に、昭和50年頃から大量に採掘され、また、各所で随時、小規模に利用されている。なお、小矢部川の礫も長年にわたって、かなりの量採取された。

飛騨変成岩類の一部（石灰石の項参照）が押水町宝達で採掘され、骨材・砕石に利用されており、角閃石黒雲母花南閃緑岩帯の宝達山花南岩（VI. 2. 5, Fh）の採掘・加工に好適な風化部分が高松町箕打・津幡町上大田で採石され、細・粗の骨材に加工されている。新第三系瓜生累層の溶結凝灰岩（VI. 4, Uw）は近在で石垣・土台に使われているほか、子撫川のダム建設の資材として津幡町木ノ窪のものが昭和53年前後に多量採石された。

新第三系音川累層の砂山砂岩層（VI. 6. 6, Ss<sub>1</sub>）は厚さ300mにわたってほぼ均質な石英・長石の粗・極粗粒砂からなり、石化していないので砂状に採取され、砂粒が比較的新鮮で泥分が少ないという利点を持ち、盛土や細骨材原料として、小矢部市安楽寺で往年は集落の北側（後谷鉦山）、大体昭和40-50年の間は東側（石動鉦業など）から巨量に採掘された。氷見累層の頭川砂岩層（VI. 7, Hs<sub>2</sub>）の粗粒・中粒砂岩も砂状に採取しやすく、丘陵の縁に分布しているので、昔から盛土に利用されてきた。石灰質砂岩からのものは良くしまり、少し膠結する性質を持っている。往年には高岡市頭川（現在の頭川鉦山）や氷見市堀田・石崎の少数の箇所でも小規模に採取されていたが、昭和40年頃から高岡市の岡田・五十里・手洗野・石提の諸地で開始され、昭和50年前後から、特に岡田・頭川で大量に採掘されている。

第四系の堆生累層（VIII. 2）については、砂層勝ちの部分が盛土として小矢部市深沢（桜町北方）・野端、押水町免田、高松町若緑、宇ノ気町横山（若緑南西方）で採取されている。上田子礫・粘土層（VII. 3）中の礫層・砂層は主に沈下の少ない盛土として、昭和40年頃から、海老坂北部（図幅外の海老坂峠）で採掘され始め、昭和45年頃から氷見市上田子南方で広面積にわたって採掘されている。窪砂層（VII. 4）は昭和50年頃、氷見市大浦北方のものが湿地性の沖積平野の埋立てに大量使用された。砂丘の砂（s<sub>1</sub>）も押水町の今浜・小川で盛土に利用されている。

**温泉・鉱泉** 第6表に示すような含有成分を持つ、温泉法に適合した温泉（泉温としては微温泉・冷泉を含む）8箇所のほか、長年利用されてきた、いわゆる鉱泉が幾箇所もある。これらの泉源は、ほとんどが深部まで達するような断層の近くに位置し、泥質岩中に多い。

鉱泉には、法楽寺（小矢部市）、湯道丸（同市了輪字苺花小字湯道丸）、西明寺（福岡町）、谷内（同町）・頭川（高岡市）・仏生寺（氷見市字仏生寺、廃業）、桑ノ院（同市）、山崎（押水町山崎字風呂ヶ谷、廃業）と言う名称のものが知られている。これらのうちには、泉源が使用地から離れている場合がある。

なお、地熱資源については、第四紀火川がなく、特に高温な箇所も知られておらず、また、具体的に調査・研究されていないが、温泉・鉱泉の状況などから、富川県下の地熱が藤井（1980）によって概観されており、日本全国の傾向が地質調査所（1982）に示されている。

**地下水** 水理の大勢は地質調査所（1982, 1957b）に示されているように地形・地質と密接に関連しており、平野の下の第四系中に多量の層状水が滞り、大量使用の給源となっている。一方、山地・丘陵地では、崩壊堆積物や風化した岩石・地層中からは小規模に取水できるが、余り風化していない、岩石と音川累層以下の地層の間には地下水が少なく、特に宝達山花南岩、瓜生累層の火川岩、音川累層の泥岩からは裂か水しか採水できない。

砺波平野の水理状況については、吉田（1942）、蔵田ほか（1954, 1955）、地質調査所工業用水課（1962）、高倉（1969a,b）の文献に報告されているほか、観測井を設けての継続的観測が行われており、

第6表 石動図幅地域の温泉水分析値 富山県厚生部環境衛生課（1967, p. 36-39）, 富山県衛生研究所分析資料, 石川県衛生研究所分析資料によって摘要・編集.

| 温泉名<br>所在地                         | 須川<br>小矢部市<br>宮須<br>398 | 佐賀野<br>高岡市<br>佐賀野<br>苗代 158 | 高岡<br>高岡市<br>長江<br>475 | (高岡市)<br>長江の地先<br>小矢部川川岸より<br>約65m川心 | 神代<br>水見市<br>蒲田<br>保古田 | 堀田<br>水見市<br>堀田 | 倉見<br>津幡町<br>倉見 | 不動<br>津幡町<br>坂戸<br>イの24 |
|------------------------------------|-------------------------|-----------------------------|------------------------|--------------------------------------|------------------------|-----------------|-----------------|-------------------------|
| 湧出深度(m)                            | 約90                     |                             | 150                    |                                      | 約500                   |                 | 7               | 36                      |
| 湧出量 <sup>1)</sup>                  | 5-8                     |                             | 125                    | 30                                   | 60                     | 0.5             | 4.8             | 9.0                     |
| 泉温(°C)                             | 14.6                    | 30.5                        | 28.3                   | 22.6                                 | 45.5                   | 12.6            | 14.4            | 16.0                    |
| pH                                 | 7.5                     | 6.4                         | 6.4                    | 6.4                                  | 7.3                    | 8.1             | 7.8             | 8.0                     |
| K <sup>+</sup>                     | 344.84                  | 132.94                      | 152.04                 | 21.60                                | 298.31                 | 80.61           | 34.80           | 20.0                    |
| Na <sup>+</sup>                    | 2,726.04                | 1,117.58                    | 864.34                 | 579.08                               | 6,719.24               | 2,399.85        | 898.0           | 660                     |
| Ca <sup>2+</sup>                   | 107.31                  | 380.89                      | 225.46                 | 267.27                               | 717.56                 | 64.57           | 12.08           | 12.3                    |
| Mg <sup>2+</sup>                   | 10.86                   | 458.58                      | 199.37                 | 129.24                               | 103.97                 | 9.86            | 9.240           | 4.5                     |
| Fe <sup>2+</sup> ・Fe <sup>3+</sup> | 0.71                    | 13.5                        | 6.1                    | 9.22                                 | 18.86                  | 0.41            | 0.248           | 0.16                    |
| Al <sup>3+</sup>                   | 0.62                    | 1.2                         | 4.41                   | 2.36                                 | 8.61                   | 1.85            |                 | 1.1                     |
| NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>       | 8.22                    |                             |                        | 痕跡                                   | 12.836                 | 3.59            |                 |                         |
| Cl <sup>-</sup>                    | 4,468.14                | 1,754.77                    | 1,142.53               | 759.85                               | 12,183.61              | 3,659.47        | 654.9           | 1,000                   |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>      | 0.39                    | 75.22                       | 31.49                  | 19.51                                |                        | 5.10            | 痕跡              | 微量                      |
| HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>      | 481.90                  | 3,355.65                    | 2,254.56               | 1,229.35                             | 148.84                 | 445.80          | 1,364.0         | 140.9                   |
| HPO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>     |                         |                             |                        | 0.93                                 |                        |                 | 7.800           | 1.3                     |
| HBO <sub>2</sub>                   | 2.98                    | 11.52                       | 11.72                  |                                      | 61.5                   | 24.35           | 7.645           | 20.0                    |
| H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>    | 70.81                   | 159.64                      | 150.49                 | 111.45                               | 28.053                 | 46.55           | 68.0            | 109                     |
| free CO <sub>2</sub>               | 44.88                   | 2,122.5                     | 818.4                  | 838.20                               | 5.4                    |                 | 17.05           | 11.45                   |
| 分析年月 <sup>2)</sup>                 |                         | 31/6-7                      | 33/6-7                 | 29/1-2                               | 31/7-8                 |                 | 34/4-7          | 30/6-8                  |
| 分析者 <sup>3)</sup>                  | Ta                      | Tb                          | Tb                     | Tb                                   | Tb                     | Ta              | Ia              | Ib                      |

1) 単位 l/min 2) 野外及び室内試験の昭和年・月

3) Ta: 富山県衛生研究所 Tb: 同所 西野秀吉・市島昇技師

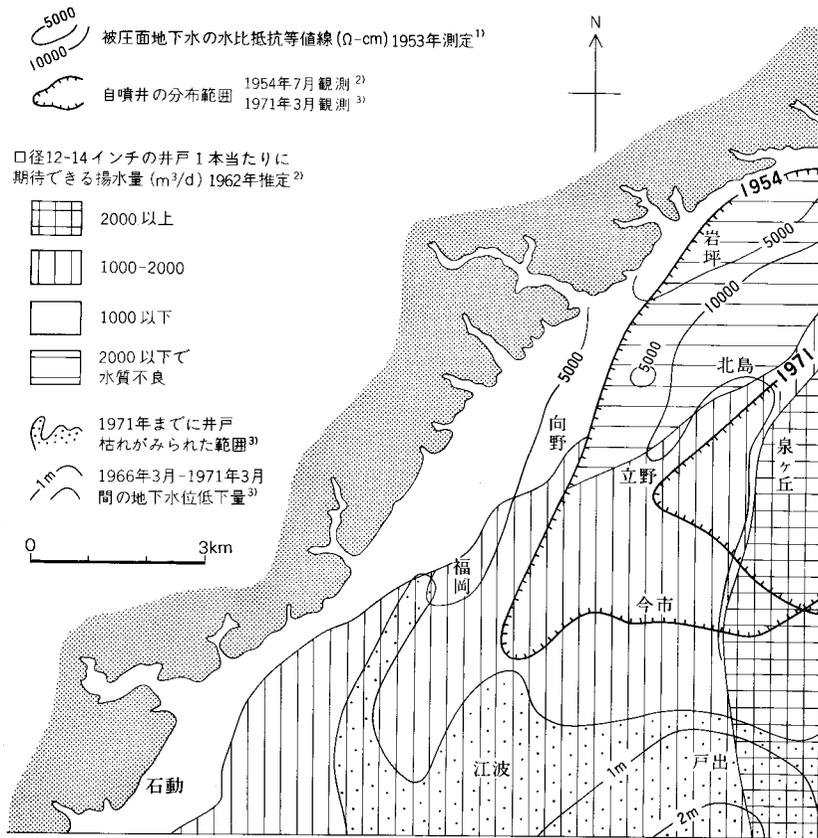
Ia: 石川県衛生研究所 村本潔・板倉淳技師, 東京薬科大学中央温泉研究所 益子安・甘露寺泰雄・田熊鴻十郎技師

Ib: 石川県衛生研究所 米一享・板倉淳技師, 東京薬科大学中央温泉研究所 益子安・甘露寺泰雄・田熊鴻十郎技師

藤井ほか(1973)には、富山県地下水調査会で収集された富山県河川課はじめ多所の関連資料が既存文献とともに総括され、水収支の面などからも検討されている。石動図幅内には、第29図に引用したように、扇状地の下流地域(VII. 6参照)に特徴的な地下水分布が知られ、庄川系に小矢部川系の水も加わって水量が豊かである。

自由(不圧)地下水は家庭用などに多くの箇所が使われており、被圧地下水は、経済企画庁総合開発局国土調査課(1958, 1963, 1974), 国土庁土地局国土調査課(1980), 国土庁土地局(1983a,b)の資料によると、おおそ次記のように採取・利用されている。なお、これらのさく井資料によって、沖積層の性質を第26図に示した。

f<sub>1</sub>扇状地地域では、大体深さ25-45mの間、所によって50-70mから小規模に採取され、農業用などに使用されている。p<sub>1</sub>の平野は農耕地帯であって、湧水限界がほぼ福岡と市野瀬を結ぶ線的位置にある(蔵田ほか, 1955)ので、ここでは深井戸による地下水の使用が少ない。f<sub>2</sub>扇状地地域では、揚水量の多い井戸について、口径15cm井2本が深度20-45m間から2,000-3,000 m<sup>3</sup>/d程度採水し、p<sub>2</sub>平野地域では同じく、30cm井4本が50-70mや100-130mから3,000-6,000 m<sup>3</sup>/d程度取水し



第29図 石動福岡地域砺波平野の地下水

<sup>1)</sup>蔵田ほか (1955), <sup>2)</sup>地質調査所工業用水課 (1962), <sup>3)</sup>藤井ほか (1973) の諸資料によって編集。

ている。f<sub>2</sub>・p<sub>2</sub>地域の被圧地下水は工業用・雑用のほか、長年、上水道水に利用された。a<sub>3</sub>の小矢部川蛇行帯の所では、福岡町から上流には、深さ10-40mの間で集水する井戸が多く、福岡町の2井で5,000 m<sup>3</sup>/d級の揚水量が記録されており、下流寄りの高岡市地区には50-70mから採水する井戸が多い。a<sub>3</sub>地帯のものは福岡町での工業用を始め、種々の用途に使われている。以上の採取は完新世や更新世後期の堆積物中からであるが、小矢部市石動市街の丘陵寄りでは、a<sub>1</sub>・a<sub>3</sub>堆積物などの下位にある更新世前-中期の植生累層にも多く滞水し、深度100-200m間で2,000 m<sup>3</sup>/d程度揚水した井戸があり、高岡市西部の板屋には、丘陵の端の鮮新世後期-更新世前期の氷見累層中から深度20m前後で3,000 m<sup>3</sup>/d近く揚水した井戸がある。なお、既往の文献の中で、平野の下に推定された第三紀層の上限については、それが植生累層の上限、又は植生累層内の岩質の境目などに相当する公算が大きい。

地下水位の低下や掘抜き井戸の自噴停止の問題は、すでに蔵田ほか (1955) に指摘されていたが、藤井ほか (1973) によると特に1965年頃から第29図のように水位低下と井戸枯れが現われてきた。

氷見市南部の平野については、深井戸の情報がないが、十二町瀉地域の天然ガスを調査した大塚ほか

(1959)によって、電気探査の結果、滞水層が深さ20 m前後と40-50 mくらいとに2層推定されている(VII. 6参照)。柳田・上泉付近の平地では、前記のさく井資料によると、30-40 mや50-70 m間の砂利質の層から1井2,000 m<sup>3</sup>/d程度の揚水が記録されており、これらの一部は埴生累層中のものと思われる。また、上田子上流の水見累層砂岩(Hs<sub>2</sub>)中には氷見市の上水道源の井戸が設けられている。

押水町の平地地域の地下水は、紬野(1977)によると、小規模に、農業用・建築物用のほか上水道用・工業用に利用されており、前記のさく井資料を見ると、全般に深さ25-60 mの間から採取され、口径30 cmの井で約2,000 m<sup>3</sup>/dまでの揚水量が記録されている。さく井資料によると、砂丘地では、縁寄りの低い所で深さ5-20 mくらいから集水される例があり、砂丘堆積物の基部やその下の沖積層に滞水しているようである。また、上田の低位段丘や野寺の中位段丘の所では、50 m以深から揚水されており、段丘堆積物の下の埴生累層や水見累層に滞水していることになる。

**地すべりなどの斜面崩壊地** 全国的比較で多い方になり、昭和年代に崩壊した箇所も多いが、崩壊物・地形によって認められた過去のものが非常に多い。分布・発生状況は、角・黒田(1970)、鶴見・庄司(1970)、富山県(1957, 1978)、石川県(1978)、紬野(1977)、石川県地盤図編集委員会(1982)、鈴木ほか(1984)に、それぞれの観点から図示・記述されており、図示されたほかにも、小規模な崩壊が各所の谷頭・谷壁に多数存在し、また、古い崩壊岩塊が谷壁凸部や小さい尾根になっている箇所がかなり多く見いだされる。これらの崩壊は、多くが広義に使われる地すべり、少数がいわゆる山崩れ・崖崩れであって、斜面崩壊・マスマーブメントの細かい分類では、狭義の地すべりを始め、盤すべり(岩石すべり)・土石すべり(岩屑すべり)・土石流(岩屑流)・土砂流(泥流)などに当たる。

広い崩壊地は、崩壊した岩塊・土砂が繰り返し滑動・流動して、崩壊地が順次拡大し、更に近隣の崩壊地が複合して0.2-1 km<sup>2</sup>くらいに広がったもので、一般に、軟質な岩塊と土砂からなる堆積物で構成されている。広い崩壊地の所在を挙げると、津幡町の瓜生・牛首・下河合・上大田・興津・池ヶ原・大熊・市谷・彦太郎島・九折、小矢部市の荒間・岩尾滝・谷坪野・峰坪野・道坪野・嶺・清原・久利須、福岡町の栢丘・花尾・沢川、高岡市の西広谷・勝木原・頭川、氷見市の脇之谷内・細越・吉池・上中・鉾根・触坂・桑ノ院・赤毛・土倉・坪池・棚懸・一ノ島・老谷、志雄町の所司原・原・針山・平床、押水町の宝達、などである。

この地域に崩壊が多いのは、基本的には、地形・地質的素因と、冬期降水量・年間総降水量が共に大きいという気候的素因とが相加しているためとみなすことができる。地形・地質と崩壊との間には、I章に述べた関連がある。崩壊地は、宝達山花崗岩・飛驒変成岩類・第四系の地域にも散在するが、新第三系地域に密集地を含んで多く、また拡大している。そして、更新世後期から最近まで種々の時期に崩壊が起り、初期には盤すべり、山崩れ型の崩壊が比較的多かったことが推定できる。

**人工改変地の災害** 特殊なものを挙げる。

小矢部市天田と津幡町九折の間の明治時代の鉄道線(現国道8号線)くりからトンネル内で、1901年に南側からの盤圧によってレンガ壁が約60 mにわたって損傷した(神保, 1902)。これは、石動断層の北側に沿った小背斜の軸に近い位置で、八尾累層上部の千石泥岩層(Zm)中に起きた現象である。

高岡市石提の水見累層頭川砂岩層(Hs<sub>2</sub>)の盛土採掘場で、1972年11月に、隣接の尾根が崩壊し、尾根の高圧線鉄塔や支谷出口の道路・畜産舎屋が被災した。災害の以前と以後に調査した結果から、約

25°の傾斜で尾根へ続く厚さ20-30 mの砂岩層を採掘していて、砂岩層が、少し石灰質であったが固結は弱く、多く含水し、透水性の低い泥岩（音川累層 Rm）の下盤から離れて、採掘場へすべり落ち、更に土石流となって主谷へ流下したことが推定できた。主なすべり面は傾斜27°内外で、基底から厚さ50 cm くらいまでの砂岩の間に生じ、崩壊物は径0.5-3 mの岩塊を多く含んでいた。なお、災害直後に現地を調査した当所（旧）応用地質部安藤武技官は崩壊物の量を300,000 m<sup>3</sup>程度に見積っていた。

**土木・地盤** 岩石・地層の土木的性質や表層の状態は、それぞれの岩相や岩質の項に少しずつ記述した。関連のある文献は、角・黒田（1970）、藤井（1968）、石川県地盤図編集委員会（1982）、経済企画庁（1973, 1974）である。

**地震** この図幅地域は、東京天文台（1985）によると、最近55年間には気象庁震度4程度までの地震しか受けていないが、過去には震度5程度以上の地震（強震・裂震など）を、西暦年の1933, 1896, 1892, 1891, 1858, 1854, 1729, 1586, 863年などに受けている。また、垣見（1983）、地質調査所（1982）、活断層研究会（1980）によると、日本の中で中部地方には、顕著な活断層が全体として比較的多いが、過去約1,300年間の地震被害が、石動図幅地域以南の中部地方では大きく、能登半島の主部ではわずかである。この地域の第四紀の構造変動はⅡ. と、Ⅶ. 1参照。

なお、北陸地方の地震と地質構造や地盤との関連については、近年、藤井ほか（1979, 1980）、石川県地盤図編集委員会（1982）などのように検討が進められている。

## 文 献

ARAMAKI, S., NOZAWA, T. and HIRAYAMA, K. (1972) Chemical composition of Japanese granites, part 2. variation trends and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, p. 39-49.

有田忠雄（1954）飛騨山地北西部の片麻岩類（演旨）。地質雑誌, vol. 60, p. 318.

CHAPPEL, B.W. and WHITE, A.J.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, no. 8, p. 173-174.

地質調査所（1914）40万分の1大日本帝国中部地質図。

———（1951）螢石日本鉱産誌, B II, 主として化学工業原料及び肥料原料となる鉱石, p. 273-288.

———（1957a）神代産ガス地。日本鉱産誌, BV-b, 主として燃料となる鉱石—石油および可燃性天然ガス—, p. 380-381.

———（1957b）200万分の1日本水理地質図概観図。

———（1982）日本地質アトラス, 119p.

地質調査所工業用水課（1962）富山県水理地質図（10万分の1）。富山県。

第四紀地殻変動研究グループ（1969）200万分の1第四紀地殻変動図, no. 1-no. 6, 防災センター。

藤 則雄（1969）日本海沿岸の海岸砂丘。金沢大学日本海域研究所報告, no. 1, p. 5-33.

———（1971）北陸の海岸砂丘の埋積腐植土層の編年とその生成環境。第四紀研究, vol. 10, p.

134-146.

- 藤 則雄 (1975) 北陸の海岸砂丘. 第四紀研究, vol. 14, p. 195-220.
- ・塩田 繁 (1975) 石川県志雄町の地質. 金沢大学教育学部紀要, 自然科学編, no. 24, p. 43-49.
- 藤井昭二 (1967) 5万分の1表層地質図「砺波」. 富山県.
- (1968) 5万分の1表層地質図「氷見と高岡西部」. 富山県.
- (1980) 富山県下の地熱について. 富山県地学・地理学研究論集, 第7集, p. 12-24.
- ・藤 則雄 (1982) 北陸における後氷期以降の海水準変動. 第四紀研究, vol. 21, p. 183-193.
- ・川崎一男・竹村利夫 (1979) 富山県地震対策基礎調査報告書 (昭和54年). 富山県, 79p.
- ・小埜木加代 (1967) 富山県西部石動町付近の第四系. 佐々保雄教授還暦記念論文集, p. 355-363.
- ・大塚寅雄・粕野義夫・武居由之 (1973) 庄川水系の地下水. 富山県, 49p.
- ・竹村利夫・竹内 章 (1980) 富山県地震対策基礎調査報告書 (昭和55年). 富山県, 45p.
- 深井三郎 (1980) 居住域の発展からみた富山平野の形成過程 ——埋蔵文化遺跡と河川の変遷——. 富山県地学・地理学研究論集, 第7集, p. 9-17.
- 長谷川四郎 (1976) 能登半島基部上部新生界の地質. 日本地質学会83年大会講演要旨, p. 188.
- HASEGAWA, S. (1979) Foraminifera of the Himi Group, Hokuriku Province, Central Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 49, p. 89-163.
- 長谷川四郎・小林博明 (1986) 能登半島南部上部新生界の地質, その1, 富山県氷見市付近の岩相層序区分と層模式 (stratotypes). 北村信教授記念地質学論文集, p. 91-111.
- 広井美邦 (1978) 飛騨変成岩宇奈月地域の地質. 地質学雑誌, vol. 84, p. 521-530.
- 北陸第四紀研究グループ (1963) 富山県氷見周辺の第四系. 地球科学, no. 69, p. 1-13.
- 市原 実・石尾 元・森下 晶・中川衷三・津田禾粒 (1950) 富山県及石川県の地質学的研究 (其の2) — 金沢・石動・福光地域. 地学, no. 2, p. 17-27.
- 市川 渡 (1937) 越中氷見郡産の瓢箪石に就いて. 地質学雑誌, vol. 44, p. 230-231.
- ・粕野義夫 (1955) 能登半島基部の地質. 石川県の地質 (日本地質学会北陸部会), p. 22-26.
- 池辺展生 (1949) 富山県及石川県の地質学的研究 (其の1) — 富山県西部及石川県東部の第三紀層. 地学, no. 1, p. 14-26.
- ・市原 実・石尾 元・小泉五郎・沢井 清 (1951) 富山県及石川県の地質学的研究 (其の3) 一宝達山・二上山地域. 地学, no. 3, p. 8-16.
- ・中世古幸次郎 (1955) 富山積成盆地の新第三系層序の再検討. 地質学雑誌, vol. 61, p. 360.
- 今井 功・坂本 亨・野沢 保 (1966) 邑知潟・虻ヶ島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 71p.
- 稲月恒夫 (1980) 飛騨変成帯, 百瀬-水無地域の石灰珪長質岩石の変成作用. 地質学雑誌, vol. 86,

p. 727-740.

- 井上正昭・水野篤行・野沢 保 (1964) 5万分の1地質図幅「城端」及び同説明書. 地質調査所, 37p.
- 石川県 (1978) 石川県防災・保全等規制現況図及び同説明書. 33p.
- 石川県地盤図編集委員会 (1982) 石川県地盤図 (10万分の1) 及び同説明書. 36p.
- ISHIOKA, K. and SUWA, K. (1956) Metasomatic development of staurolite schist from rhyolite in the Kurobe-gawa area, central Japan, a preliminary report. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, no. 4, p. 123-140.
- 神保小虎 (1902) 山梨静岡石川3県下の地割れ山崩れ等調査報告, 5, 加賀俱利迦羅峠 (隧道内外の変動). 震災予防調査会報告, no. 38, p. 23-24.
- 垣見俊弘 (1983) 日本内陸の活断層と被害地震の地域的相関. 地調月報, vol. 34, p. 295-309.
- 金山憲男・広井美邦 (1979) 飛騨変成帯宝達山地域の地質. 岩鉱, vol. 74, p. 36-43.
- 金原均二 (1953) 最近の探鉱成果, 富山県地区. 最近の石油技術の進歩 (創立20周年記念特別号), 石油技術協会誌, vol. 18, p. 182-183.
- ・本島公司・石和田靖章 (1958) 氷見市神代. 天然ガス, 朝倉書店, p. 307.
- KASENO, Y. (1955) Neogene Argonautinae from Kakoku-gun, Ishikawa Prefecture, *Japan. Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol. III, p. 339-344.
- (1963) Geology of southern Noto Peninsula, Central Japan, with reference to the Cenozoic history. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol. 8, p. 541-568.
- 紺野義夫 (1964) 北陸の新第三系一 Biostratigraphy の現状と問題点. 化石, no. 7, p. 27-36.
- (1965) 能登半島の地質. 能登半島学術調査書, 第1部, 77p.
- (1977) 10万分の1石川県地質図および石川県の環境地質 (10万分の1地質図説明書). 石川県の自然環境第1分冊, 地形・地質, 石川県, 128p.
- 加藤 信 (1952) 宝達山附近の地質鉱床の概要. 日本地質学会関西支部北陸部会報, p. 1-4.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層. 東京大学出版会, 363p.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産花崗岩の K-Ar dating (V). 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- 経済企画庁 (1973) 20万分の1土地分類図「富山県」及び同付属資料. 72p.
- (1974) 20万分の1土地分類図「石川県」及び同付属資料. 74p.
- 経済企画庁総合開発局国土調査課 (1958) 全国深井地質資料台帳, 東北 (2), 北陸地方篇. 399 p.
- (1963) 全国地下水 (深井戸) 資料台帳, 中部編. 808p.
- (1974) 中部圏地下水 (深井戸) 資料台帳. 1597p.
- 木村 正・林昇一郎・小松 彊・安原彰一・岡野武雄 (1949) 石川県能登地方地下資源概査報告. 地質調査所速報, no. 83, p. 1-77.
- 龜遊寿之 (1971) 高岡市国吉・守山付近の地質と化石. 富山県理化学会誌, vol. 14, p. 1-8.
- (1981a) 高岡市周辺の化石有孔虫について. 高岡地学 (高岡地学研究会), no. 3, p. 9-10.
- (1981b) 頭川にて真木一君トドの歯の化石発見. 高岡地学, no. 3, p. 28.
- ・邑本順亮 (1970) IV守山・頭川地区・高岡の自然観察 (高岡市教育センター), 第1集, p.

27-30.

- 国土庁土地局（1983 a） 全国深井戸調書及び全国深井戸分布図，富山県編．33p.
- （1983 b） 全国深井戸調書及び全国深井戸分布図，石川県編．40p.
- 国土庁土地局国土調査課（1980） 全国地下水（深井戸）資料台帳，北陸・中部編2028p.
- 河野芳輝（1982） 「石川県中部重力異常図」及び「石川県中部の重力異常図について」．石川県地盤図解説書，石川県地盤図編集委員会，p. 31-32.
- 蔵田延男・村下敏夫・森 和雄（1955） 富山湾岸工業用水源地域調査報告．地調月報，vol. 6，p. 241-264.
- ・———・——— 米谷 宏（1954） 富山・高岡両市及びその近郊の地下水調査報告．富山県，39p.
- 榎山次郎（1930） 石川富山両県下の第三紀層概観．地球，vol. 14，p. 161-174.
- 真下育久・有光一登・森田佳行・松坂泰明・岩佐 安・永塚鎮男・浜崎忠雄（1970） 土地分類基本調査5万分の1「石動」土じょう，土じょう各論．経済企画庁，68p.
- 松浦信臣（1978） 北陸地方の鮮新世一更新世の貝化石の特徴と日本海．地学団体研究会第32回総会資料集，p. 223-229.
- （1980） 地質巡検一富山県高岡西部から氷見北部へ．石と川（石川県地学教育連絡会），no. 30，p. 3-7.
- （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，no. 12，p. 71-158.
- ・河合明博（1982） 能登の化石資料．石川県教育センター紀要，no. 18，p. 1-50.
- 三木 茂（1950） 鮮新世以来の本邦産遺体植物の研究．自然と文化，no. 1.
- 三崎徹雄（1980） 石川県，金沢-羽咋間の活構造．地理学評論，vol. 53，p. 280-289.
- 水木 護・太知 誠（1981） 二上山周辺における上田子層について．高岡地学，no. 3，p. 2-5.
- 望月勝海（1928） 能登半島基部を中心とする古地理及び地形発達史．地理学評論，vol. 4，p. 1044-1064.
- （1930） 加賀美濃山地北端の地貌並びに地質構造．地質学雑誌，vol. 37，no. 445，p. 491-510.
- 邑本順亮（1958） 能登半島基部宝達山北東側の新第三系．地質学雑誌，vol. 64，p. 701.
- （1971） 富山県産現世および化石タコブネ．富山県地学地理学研究論集，第5集，p. 74-89.
- （1974） 富山県西部第四系の化石珪藻について．昭和48年度高岡市中学校教育研究会研究紀要，p. 106-114.
- （1981） 高岡市内のポーリング資料（小矢部川右岸側）．高岡地学，no. 3，p. 27.
- ・亀遊寿之（1975） 富山県高岡市で発見された五十辺鐘乳洞群．自然と社会，no. 42，p. 5-14.
- ・山田与嗣（1965-66） 小矢部市田川・宮島地域地質見学案内．立山グループ編，富山県地質見学案内，p. 11-16.

- 中川康一(1971) ドーム構造に伴う裂罅系について—能登半島基部の中新統中に発達する小断層群の場合—。地質学雑誌, vol. 77, p. 687-700.
- 中世古幸次郎(1952) 富山堆積盆地西部の余川層群の微化石について。大阪大学北校理科報告, no. 1, p. 73-79.
- (1953) 富山県南部の上部新第三紀層の層序・大阪大学南校・北校理科報告, no. 2, p. 87-100.
- (1954) 富山県南部の上部新第三紀層の層序の修正。大阪大学南校・北校理科報告, no. 3, P. 97-105.
- 中塚 正・堀川義夫・大久保泰邦・丹治耕吉・中井順二(1980) 20万分の1空中磁気図XXVI-2, 糸魚川—七尾海域空中磁気図。地質調査所。
- 楡井 久(1969) 金沢市周辺の卯辰山層について。地質学雑誌, vol. 75, p. 471-484.
- 野沢 保(1957) ひだ船津花南閃緑岩とその中の岩脈との関係。地質学雑誌, vol. 63, p. 601-608.
- ・河田清雄・河合正虎(1975) 飛騨古川地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 88p.
- ・坂本 亨・加納 隆・稲月恒夫(1981) 白木峰地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 85p.
- 小笠原憲四郎(1976) 北陸地方新第三系軟体動物化石群の対比に関する2・3の問題。総研A(134068)太平洋側と日本海側の新第三系の対比と編年研究連絡誌, 北陸地方の新第三系の対比と編年, p. 10-15.
- (1988) 北陸地方新第三系の貝類化石群の生層序と古生態。昭和62年度科学研究費補助金(一般C)研究成果報告書, 31p.
- 小野山武文(1933) 金沢市並びに富山県石動町付近の第三紀層(1), (2)。地球, vol. 19, no. 3, p. 173-195., no. 4, p. 241-286.
- (1935) 高岡市並びに石川県津幡町付近の第三紀層(1), (2)。地球, vol. 25, no. 5, p. 338-358., no.6, P. 405-427.
- 大久保泰邦・堀川義夫・中塚 正・丹治耕吉(1980) 能登半島とその周辺の磁気異常に関する1考察。物理探鉱, vol. 33, p. 223.
- 大塚寅雄・高田康秀・浅野久男・津島朔郎・藤井昭二・大木 隆・発田源三郎(1959) 氷見市十二町潟地域可燃性天然瓦斯調査報告書。富山県経済部工業課, 13p.
- 大塚弥之助・望月勝海(1932) 地形発達史。岩波講座, 地理学, 岩波書店, 東京, 69p.
- 斉藤友三郎・中塚 正・馬場健三(1975) 20万分の1空中磁気図XI-1, 2, 輪島—福井海域空中磁気図1, 2。地質調査所。
- 坂本 亨(1963) 5万分の1地質図幅「富山」及び同説明書。地質調査所, 51p.
- ・今井 功・水野篤行・角 靖夫・井上正昭(1959) 富山積成盆地南縁部の新生界。地調月報, vol. 10, p. 75-82.
- 佐藤伝蔵(1909) 能登国宝達山産螢石。地調報告, no. 11, p. 61-66.

- 佐藤伝蔵 (1912) 20 万分の 1 地質図幅「金沢」及び同説明書. 地質調査所, 52p.
- (1928) 結核. 地質学提要, 中興書店, 東京, p. 247-249.
- SHIKAMA, T. (1966) On some Desmostyliian teeth in Japan, with stratigraphical remarks on the Keton and Izumi Desmostylids. *Bull. Natl. Sci. Mus. Tokyo.*, vol. 9, p. 119-170.
- 角 靖夫 (1977) 石川県東部・富山県新第三系音川累層基底の不整合. 日本地質学会 84 年大会講演要旨, p. 242.
- (1978) 津幡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 55p.
- (1981) 能登半島南西部高松・宇ノ気地域の活断層. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 11, P. 90-91.
- (1983) 北陸地方の上部中新統・下部鮮新統の層序と古地理について (下部中新統-下部更新統の層序・古地理の概要を合せて). 地学団体研究会第 37 回総会学術シンポジウム「島弧背後の地質学的性格」資料集, p. 144-150.
- (1985) 能登半島南部新第三系下部太田累層の礫質岩. 日本地質学会 87 年大会講演要旨, P. 88.
- ・黒田和男 (1970) 土地分類基本調査 5 万分の 1 「石動」表層地質, 表層地質各論. 経済企画庁, 29p.
- 鈴木美和子・長井二郎・関崎賢一 (1984) 20 万分の 1 地すべり地形分布図「能登半島」. 国土地理院.
- 鈴木達夫 (1953) 石川県地質鉱産誌. 石川県地方開発事務局, 130p.
- 高島彰・西家正起 (1963) 第 7 部ほたる石鉱床調査各論, 第 3 章 総括. 1962 国内鉄鋼原料調査報告, 第 1 報, 通商産業省鉱業審議会鉱山部会, p. 436.
- 高橋純一・八木次男・野口真三郎・青木良一 (1934) 富山水見地方の新推定油田 (概報)・石油技術協会誌, vol. 2, p. 79-94.
- ・———・ほか 2 名 (1934) 富山水見地方の推定油田. 地質学雑誌, vol. 41, p. 320-322.
- 高倉盛安 (1969a) 富山県西部平野における地下水の saturation index と stability index について. 工業用水, no. 132, p. 44-48.
- (1969b) 富山県内地下水の水質 (II), 庄川左岸平野部の地下水の水質と流速. 陸水学雑誌, vol. 30, p. 139-150.
- 高岡市教育センター (1982) 高岡の自然観察 (第 5 集), 西山地域. 60p.
- 東京天文台 (1985) 日本付近の被害地震年代表. 理科年表 (昭 61 年), 丸善, 東京, p. 796-825.
- 富成武雄・丹羽鼎・喜田惣一郎 (1963) 第 7 部 ほたる石鉱床調査各論, 第 2 章 東海・北陸地方, 第 1 節 石川県, A 宝達山地区. 1962 国内鉄鋼原料調査報告, 第 1 報, 通商産業省鉱業審議会鉱山部会, p. 433-435.
- 富山県 (1957) 20 万分の 1 富山県地質図及び同説明書. 124p.
- (1970) 15 万分の 1 富山県地質図及び同説明書. 127p.

- 富山県 (1978) 富山県防災・保全等規制現況図及び同説明書. 14p.
- 富山県厚生部環境衛生課 (1967) 富川県の温泉. 72p.
- 土 隆一 (1979) 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料. IGCP-114, National working group of Japan, 156p.
- (1981) 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料 (続編). IGCP-114, National working group of Japan, 126p.
- TSUCHI, R. (1984) Neogene biostratigraphy and chronology of Japan. Pacific Neogene datum planes, University of Tokyo Press, Tokyo, p. 223-233.
- 鶴見英策・庄司 浩 (1970) 土地分類基本調査5万分の1「石動」地形, 同各論. 経済企画庁, 21p.
- YOKOYAMA, M. (1927) Fossil mollusca from Kaga. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, sect. II, vol. 2, p. 165-182.
- 吉田義信 (1942) 富山県三大扇状地の地下水 (2). 地理学評論, vol. 18, p. 29-41.





付図 A-1 地質図幅中の地質境界の不精確部分  
 本文 9 頁参照。

## QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kanazawa (10) No.21

---

## GEOLOGY OF THE ISURUGI DISTRICT

By

Yasuo SUMI, Tamotsu Nozawa and Masaaki Inoue

(Written in 1988)

---

(Abstract)

### General Remarks

The Isurugi district is situated in the base of the Noto Hanto (peninsula), northwestern part of Central Japan. Geologically, it lies in the Hida Belt, the northernmost belt in the Inner Zone of Southwest Japan, and belongs to the San'in-Hokuriku Province in terms of the Neogene paleogeographic division of Japan. The geology of the district is summarized in Table 1.

The Pre-Neogene basement rocks occupy a small area in and around Mt. Hōdatsu-San, and are called collectively the Hōdatsu-san Mass. The Hōdatsu-san Mass is composed mainly of a granitic complex (Hōdatsu-san Granite), a member of the Funatsu Granitic rocks, and subordinate amounts of schist and gneiss, members of the Hida Metamorphic Rocks. Besides, older dikes, more or less metamorphosed and probably synplutonic with the Hōdatsu-san Granite, are intruded into the Hōdatsu-san Granite and the Hida Metamorphic Rocks.

The Neogene is exposed surrounding the Hōdatsu-san Mass, and has a total

Table 1 Summary of the geology in the Isurugi district

| Age      |                | Stratigraphy                   | Lithology                                         | Transgression(T)<br>and regression(R)            | Tectonic<br>movement |                                |            |                                |
|----------|----------------|--------------------------------|---------------------------------------------------|--------------------------------------------------|----------------------|--------------------------------|------------|--------------------------------|
| Cenozoic | Quaternary     | Holocene                       | Sand dune deposits<br>Fluvial deposits and others | Dune sand<br>Fluvial sand<br>and gravel          | T<br>R               | Uplift<br>folding and faulting |            |                                |
|          |                | Pleistocene                    | Lower terrace deposits                            | Fluvial gravel                                   |                      |                                |            |                                |
|          |                |                                | Middle terrace deposits                           | Neritic sand and<br>fan gravel                   | T<br>R               |                                |            |                                |
|          |                |                                | Kamitako Gravel and Clay                          | Fluvial gravel                                   | T<br>R               |                                |            |                                |
|          |                |                                | Hanyū Formation                                   | Lacustrine<br>sand and clay                      | R                    |                                |            |                                |
|          | Neogene        | Pliocene                       | Himi Formation                                    | Neritic sandstone                                |                      |                                | R          | Uplift<br>folding and faulting |
|          |                |                                | Otogawa Formation                                 | Bathyal mudstone                                 | T<br>R               |                                |            |                                |
|          |                | Miocene                        | Yatsuo Formation                                  | Neritic-bathyal<br>sandstone and<br>conglomerate | T<br>T               |                                | Subsidence |                                |
|          |                |                                | Uryū Formation                                    | Subaerial<br>pyroclastic flow<br>deposit         |                      |                                |            |                                |
|          |                |                                | Ōta Formation                                     | ? Lacustrine<br>sandstone                        | T                    |                                |            | Subsidence                     |
|          | Early Mesozoic | Hōdatsu-san Granite<br>Diorite |                                                   |                                                  |                      |                                |            |                                |
|          | Age unknown    | Hida Metamorphic Rocks         |                                                   |                                                  |                      |                                |            |                                |

~~~~~ Unconformity or disconformity

thickness of about 3,000 m. It comprises the Ōta, Uryū, Yatsuo, Otogawa and Himi Formations in ascending order. The first two are of probable non-marine origin, while the rest are of marine origin. The Himi Formation ranges up to the lowest Quaternary.

The Quaternary is distributed mainly along rivers and in plains, and includes terrace, dissected fan and Holocene deposits. The lower Pleistocene named the Hanyū Formation together with the Neogene formations is involved in a large-scaled dome structure, of which the core is occupied by the Pre-Neogene basement rocks.

Hida Metamorphic Rocks

The Hida Metamorphic Rocks in the Hōdatsu-san Mass are exposed as numerous masses of small size, less than 500 m across, and are always enclosed in the Hōdatsu-san Granite. The largest one is found 3 km north of Hōdatsu-San, and contains a large lens of crystalline limestone.

The Hida Metamorphic Rocks comprise limestone, clinopyroxene gneiss, amphibolite, hornblende gneiss, biotite gneiss, fine-grained quartzo-feldspathic gneiss, biotite-actinolite schist, etc. The fine-grained quartzo-feldspathic gneiss contains a peculiar variety presumably derived from dacite.

The metamorphism of the Hida Metamorphic Rocks belongs mostly to the amphibolite facies and to the low-pressure facies series, though not definitely because of the absence of critical mineral assemblage to determine physical conditions of the metamorphism.

The ages of original rocks and metamorphism are not known yet exactly in this district. In the Hida Mountains, the Hida Metamorphic Rocks have only one geologic age evidence that they are covered by Jurassic conglomerate, and have many isotopic age data with a culmination of K-Ar age at 180 Ma and several Rb-Sr whole-rock isochron ages ranging from about 200 to 700 Ma.

The Hida Metamorphic Rocks have suffered from mylonitization after the main regional metamorphism, probably accompanied by the plutonism of the Hodatsu-san Granite.

Hōdatsu-san Granite

The Hōdatsu-san Granite belongs to the Funatsu Granitic Rocks intrinsic to the Hida Belt. It has incomplete centered zoning structure, composed of the following zones from outside to center.

- i Hornblende-biotite granodiorite zone
- ii Tonalite zone
- iii Biotite granodiorite zone
- iv Fine-grained biotite granite zone
- v Aplitic granite zone

Beside these zoned members, dioritic masses of small dimension are exposed sporadically, enclosed in the zoned members.

All the rocks of the Hodatsu-san Granite contain magnetite as principal iron mineral and most of them belong to I-type granite defined by Chappel and White (1974). Crushed, deformed and recrystallized structures are common in most of the rocks, thus giving the widespread effect of mylonitization to the Hōdatsu-san Granite.

The age of emplacement of the Hodatsu-san Granite is not determined geologically but two K-Ar ages, 163 Ma from hornblende-biotite granodiorite zone and 156 Ma from biotite granodiorite zone are obtained. These ages are similar to but a little younger than the common ages of the Funatsu Granitic Rocks in the Hida Mountains.

Older dikes

In the Hodatsu-san Mass there are many dikes. Some of them are younger ones of Neogene age, and the others are older and are metamorphosed in various degrees.

These older dikes are of andesite, porphyrite, and fine-grained diorite. They are often intruded by granitic veinlets from the wall and have intersecting joints common to the wall. They are considered to be synplutonic dike of the Hōdatsu-san Granite.

Neogene

The Neogene of the district is made up of five formations ; the Ōta, Uryū, Yatsuo, Otagawa and Himi Formations in ascending order. They are divided each other by unconformities or disconformities.

The Ōta Formation is exposed on the south and east of the Hōdatsu-san Granite in fault contact with the latter. It is 200 to 400 m thick, and consists of sandstone, pebbly sandstone and siltstone without any marine fossil.

The Uryū Formation crops out to the south and east of the Hōdatsu-san Granite in an elongated shape, resting unconformably on the Ōta Formation. Both the formations are cut by many faults nearly parallel to the outer margin of the Hōdatsu-san Granite, and are strikingly disturbed in places. The Uryū Formation, 600 m thick, is composed mostly of welded tuff in the lower part, non-welded tuff, water-laid tuff and volcanic conglomerate in the middle part, and welded tuff in the upper part. These pyroclastic rocks are of felsic to intermediate composition.

The Yatsuo Formation rests unconformably on the Uryū Formation, widely covering the central part of the district. It is a neritic to bathyal sequence of about 1,000 m thick. The lower part of the formation consists of sandstone and conglomerate with coal seams. The conglomerate increases toward the northwest. In the middle part of the formation, sandstone, mudstone and water-laid tuff are dominant, and found such fossils as *Miogypsina* and *Operculina*, indicating a warm climate in the Miocene. The upper part of the formation consists mainly of sandstone and pebbly mudstone regarded as submarine fan deposits.

The Otagawa Formation is exposed surrounding the Yatsuo Formation. The relationship between the both formations is conformable but locally disconformable. The total thickness of the Otagawa Formation is about 1,000 m in general, but attains 1,500 m to the north of Hōdatsu-San. The formation is a bathyal sequence made mostly of massive silty mudstone, and is divided into five stratigraphic units. These units vary laterally in lithology and thickness. The lowermost unit includes thick beds of tuffaceous sandstone, and the uppermost unit intercalates some coarse-grained sandstone with conglomerate containing clastic material derived from the Hōdatsu-san Granite.

The Himi Formation is distributed in many places, resting unconformably not only on the older formations but also on the Hōdatsu-san Granite. The formation, about 300 m in maximum thickness, consists of sandstone and siltstone yielding abundant marine moluscan fossils of the Omma and Zukawa Faunas.

Quaternary

The Quaternary of the district comprises the Hanyū Formation and terrace

deposits associated with fan and Holocene deposits in ascending order.

The Hanyū Formation is exposed in small areas of the district. It rests unconformably on the Himi Formation, locally the older formations and the granitic rocks. The formation, 100 to 200 m thick, is composed of sand, gravel and clay, and is of fresh-water to shallow-marine origin. It is considered that the last distinct deformation of Cenozoic strata took place shortly after the deposition of the Hanyū Formation because the formation together with the Neogene formations was affected by faulting and folding.

The terrace deposits are divided into the higher, middle and lower. The higher terrace deposits named the Kamitako Gravel and Clay are exposed in the northeastern part of the district, and are composed of gravel in the lower half and sand and clay in the upper half. The total thickness is about 40 m.

The middle and lower terrace deposits are found near the boundary between hills and plains. In the northeastern corner of the district, the middle terrace deposits are called the Kubo Sand, composed mainly of coastal sand and silt with a top surface of 35 to 45 m high, and have a thickness of 5 to 45 m. The middle fan deposits are typically distributed on the western foot of Hōdatsu San, and are named the Nodera Gravel with a thickness of about 20 m.

The lower terrace deposits are made up mostly of gravel except for the Gannyō Clay deposited in a bag, and make river terraces and small fans of the late Pleistocene.

The Holocene sediments are found mainly in the Tonami Plain and the northeastern and northwestern parts of the district. The Tonami Plain is underlain mostly by fluvial deposits, and topographically is divided into the higher fan, the lower fan, the meander belt of the Oyabe River and others. In the northeastern part of the district, lagoon mud beds are spread over the plain, and sand dune deposits are found. In the northwestern part of the district, there are fluvial, lagoon, coastal dune and other deposits.

Economic geology

Several abandoned adits of gold mine are found in the Hōdatsu-san Granite and the Ōta Formation on the east side of Hōdatsu San. Details of these ore deposits are not known as these mines have been closed since 17th century.

A deep well of natural gas is in the northeastern part of the district. The gas is contained in ground water from the Neogene Otogawa and Yatsuo Formations, and its composition is similar to that of usual oil field.

The Hōdatsu-san Granite, the Hida Metamorphic Rocks and some welded tuffs of the Uryū Formation are quarried for aggregate, and loose sandstone of the Otogawa and Himi Formations for banking.

Several hot springs are used for bath. They are found mostly along faults.

Ground water in the Tonami Plain is developed for industrial and municipal purposes. Its aquifer is usually Pleistocene fan deposits not exposed on the surface.

文献引用例

角 靖夫・野沢 保・井上正昭 (1989) 石動地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 118 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

SUMI, Y., NOZAWA, T. and INOUE, M. (1989) *Geology of the Isurugi district.* With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 118 p. (in Japanese with English abstract 5 p.).

平成元年 1 月 28 日印刷

平成元年 2 月 1 日発行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 木村 篤 義
印刷所 創文印刷工業株
東京都荒川区西尾久 7-12-16

© 1989 Geological Survey of Japan