

55(521.43)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

金沢(10)第20号

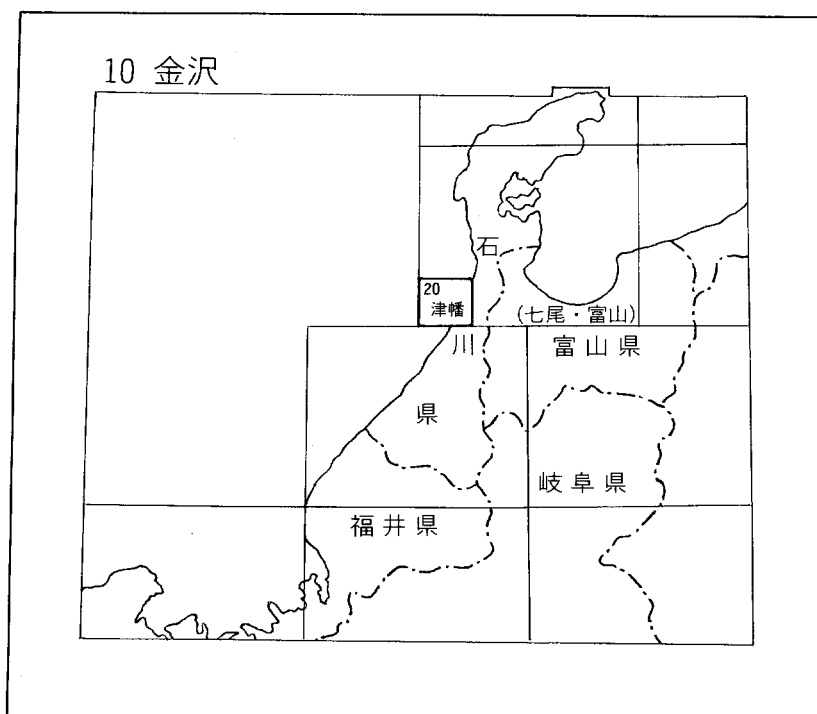
津 幡 地 域 の 地 質

角 靖 夫

昭 和 53 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

1. 地 形	1
2. 地質概説	4
3. 船津花崗岩類	7
4. 新第三系	8
4. 1 太田累層	11
4. 2 瓜生累層	12
4. 3 八尾累層	13
4. 4 音川累層	15
4. 5 氷見累層	16
5. 第四系	29
5. 1 卯辰山層	29
5. 2 宇ノ気段丘層	33
5. 3 低位段丘堆積物	39
5. 4 沖積堆積物	41
5. 5 砂丘堆積物	41
6. 応用地質	46
文 献	49
Abstract	52

津幡地域の地質

角 靖 夫*

津幡図幅地域の調査・研究は昭和38年と50年とに行った。

研究にあたって、金沢大学理学部地質学教室粕野義夫教授からは、種々、懇切な教示を賜わり、石川県立金沢女子高等学校松浦信臣教諭には新第三系氷見累層産貝化石について、現地での同定をお願いし研究結果を提供して頂いた。

調査の実施においては、石川県庁、津幡町役場、高松町役場から便宜を頂戴した。

報文中の、植物遺体名は燃料部尾上亨技官の同定により、船津花崗岩類の岩石学的記載は地質部野沢保技官の鑑定結果によって記述した。また、第四系に関して地質部坂本亨技官の意見を参考にし、南半地域の地質について元地質部技官井上正昭氏の在任時の予察資料を利用した。岩石の研究には技術部大野正一・安部正治両技官製作の薄片を使用した。

以上の各機関と各氏に対して深く感謝するとともに、調査・研究の先人諸氏に対して敬意を表する次第である。

1. 地 形

津幡図幅の区画は能登半島基部の西海岸に沿った位置を占め、石川県河北郡の津幡町・内灘町・宇ノ気町・七塚町・高松町、同県羽咋郡の押水町に属する陸域と、日本海の海域とにわたっている。

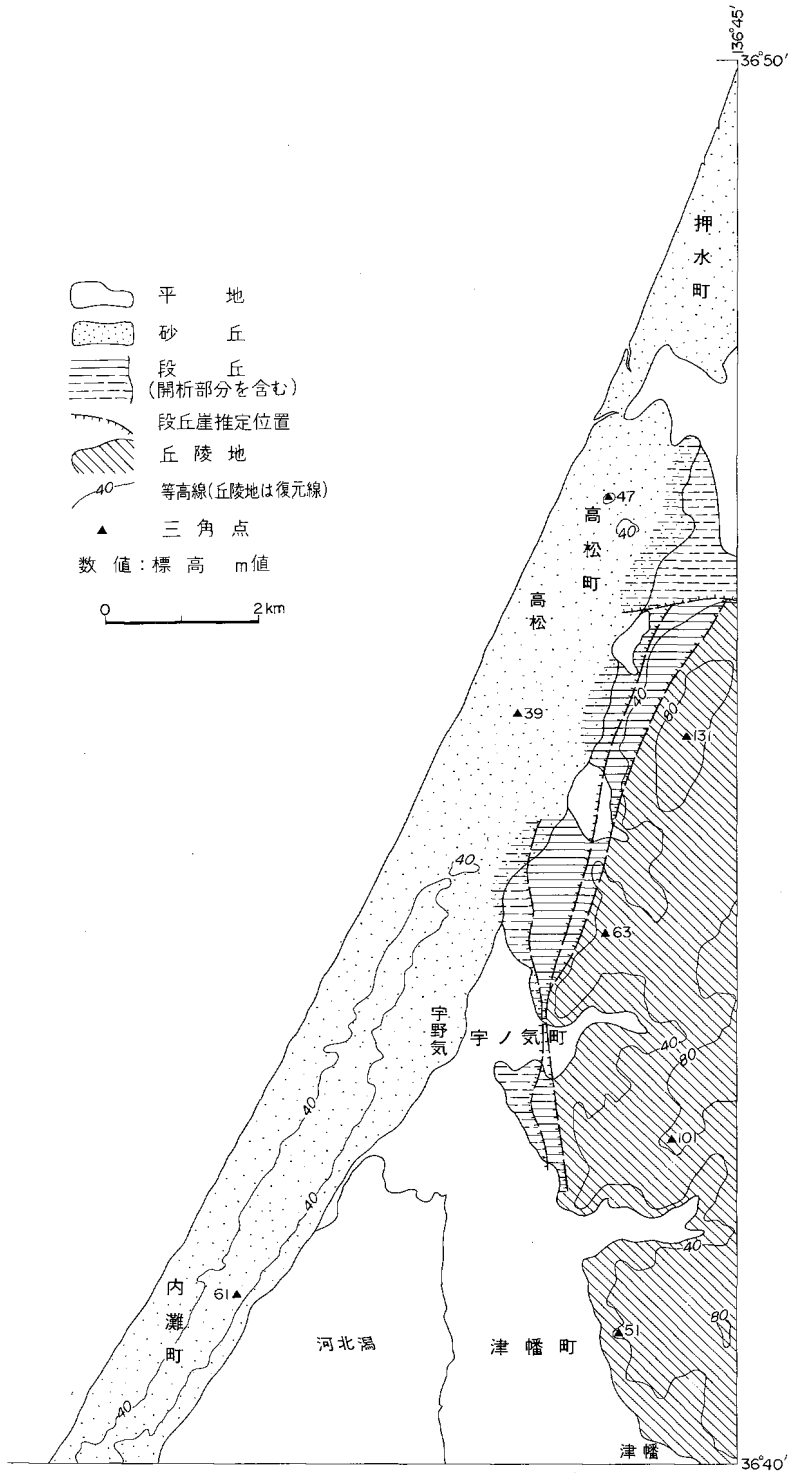
陸域は、図幅内東寄り部分が標高130m未満の丘陵と60m以下の段丘、海岸に沿った幅1~2kmの帯が高さ30~60mに達する砂丘であり、丘陵と砂丘との間が平地となっている。海域は、深度100m以浅の比較的平坦な浅海である。

この地域の地形上の特色は、遠浅の海底地形と、幅広い海岸砂丘と云えよう。

第1図にこの地域の地形の概要を示す。

丘陵地は能登半島中央の低山・丘陵地に連なるのであるが、津幡図幅範囲では頂部の高度で、120mから60mくらいに低下し、西側の段丘と平地に臨んでいる。ほぼ西へ向う小河川とその支谷によって、よく開折され、枝谷が細かく行き渡り、大部分の場所が20~50mの高度になっている。全般に枝谷の谷底が低いので、丘陵の高さの割には大きい起伏があり、80m以上の尾根を含む地域などにかなり比高のあ

* 地 質 部



第1図 津幡区幅地域地形略図
 国土地理院昭和49年発行5万分の1地形図による

る急斜面が見出される。

地質的にみると、新第三紀の地層が露出する地域に80m以上の尾根が残っているが、第四紀更新世前期の固結の弱い卯辰山層が占める地域には80m台の高所がなく、60m以上の所も少ない。新第三紀層のうちでは、厚い泥岩が抵抗的で高い峰を保ち、砂岩が多く侵食されて少し広い谷を生じている。卯辰山層の場合では、粗粒砂の厚い層が最もよく侵食に耐えて突出した小山となり、次に中粒砂の厚層が強く、尾根を占めている。そして、砂層と泥層との互層や細粒砂層の部分が多く失われて凹んでいる。

上田名北方の孤立した高所は、余地の人からは西山、高松側の人からは高松山と呼ばれているが、卯辰山層堆積後、更新世の前期か中期に隆起した小さい地塊に当たる。ここでは上をおおっていた卯辰山層や新第三紀の氷見累層が、隆起の際の変位とその後の侵食とによって除かれ、基盤の花崗岩類が露出している。

支谷のうちには、断層に沿う北北東—南南西方向などのものがかなりあり、また新第三紀層・第四紀層中の岩質差に関係した選択的侵食によるものも認められる。

段丘は高度40～60m、30～40m、約15mないし20m余りの海岸性の段丘3段、高度約10～40mの扇状地状のもの、現在の河床より数mや10mくらい高い河岸段丘などである。海岸性のは風成砂を交えた沿岸性堆積物の堆積面と、その堆積物に対する侵食面とであり、扇状地状のは河川の扇状地性礫質層の上を粘土質層がおおってできた面である。

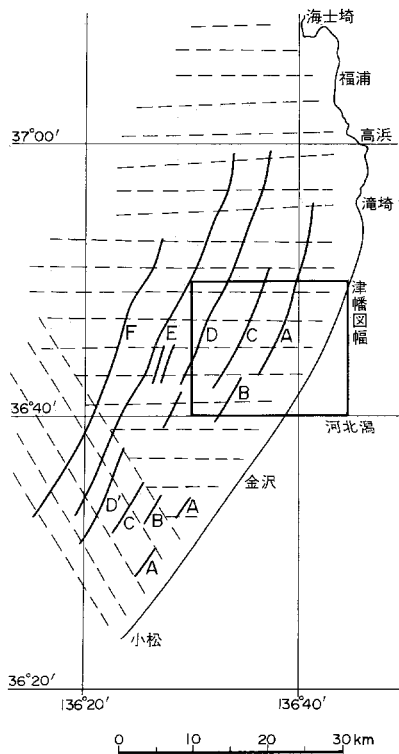
これらの段丘は第四紀更新世の中期・後期に形成されたとみなされ、形成後に開析をうけて連続を断たれ、また砂丘におおわれてもいるが、形成時にはそれぞれもっと広がっていたはずである。段丘の地形については5.2、5.3でさらに述べる。

砂丘は幅1～2km、高さ30～60mに達していて、日本国内では規模の大きい海岸砂丘である。海岸に沿う3列が識別され、内列（内陸側）と外列（海側）のは小さいが、中列の砂丘は中央の主要部分を占めて大きく、間に黒色土壌をはさみ、その上下2期の砂丘が重なって構成されている。

これらの砂丘は現世（沖積世）中頃以降に断続的に堆積され、変遷してきたものである。5.5で細かく述べる。

平地は数カ所に分散している。どの地域も水田として良く開拓されている。津幡川・能瀬川・宇気川下流の河北潟に臨む平地は、大部分が2.5mより低く、谷間の標高10m前後までほぼ平坦に広がり、さらに上流へ続いている。能瀬川と津幡川の周辺には緩勾配のごく新しい扇状地地形が認められる。宇ノ気町の横山—笠島間の平地は標高数mないし10m、高松町内高松の平地は10m余りの高さにおもな部分があり、それぞれ少しずつ高まって谷間に入り込んでいる。大海川・前田川の下流の高松町北部と押水町南部の平地は、津幡図幅の範囲では、数m以下の平坦地と、数mないし10m余りの高度をもった大海川沿いのごく新しい扇状地とである。

以上の平地は、地質学的にはビュルム氷期の海退によってできた谷や低地を、その後の海進とともに沖積堆積物が埋積して作った沖積平地であるが、この地域では現世中期以降、内列砂丘や中列砂丘の内側に潟や湖沼が形成されたことが多かったはずで、その際の堆積物が表層に含まれているであろう。とくに、いわゆる縄文海進期には、当時の河北潟は水位が高まって谷間へ広がり、他の平地にも湖沼や低湿地ができ、大海川・前田川の平地には恐らく潟が形成されたと推定される。その後、これらの潟・湖



第2図 津幡図幅周辺の海底段丘
桜井ほか(1971)の Fig. 3 による。太線は海底段丘の
外縁、破線は航跡を示す

どの河川についても、縄文海進期以後、しばしば流路を変えて蛇行し、また氾濫土砂を堆積させたと考えられる。

海底地形については、海上保安庁水路部の海図だけでなく、桜井ほか(1971)の浅海型音響測深機を使った細かい研究が発表されている。その結果によれば、津幡図幅に属する範囲の地形は、深度90m未満で、海岸線にほぼ直交した方向に平均4~5‰の勾配で徐々に深まり、その間に5段の海底段丘を含むものである。海底段丘の外縁は、桜井ほか(1971)のFig. 3を転載した第2図の位置にあり、それぞれの外縁の水深は浅い方から、A段丘36~40m、B段丘46~50m、C段丘53~64m、D段丘70~76m、図幅外の西方へE段丘87~96、F段丘130~150mであり、F段丘の外縁が一般にみられる大陸棚外縁に対応するということである。

2. 地質概説

津幡図幅地域は、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ーンタフ地域に入る西南日本弧内帯中の、北陸・山陰区に属している。地域内の北半部に中生代前期の花崗岩類が他に囲まれて露出し、丘陵地の東寄りに新第三系、西寄りに下部更新

沼が次第に縮小あるいは消滅する過程で、現在の平地地形が最終的に整えられたと言えよう。なお、河北潟は干拓前には深さおおよそ1.5m、所によって2mくらいの湖であった。

河川の地質的な状況について触れると、津幡川・能瀬川・宇ノ気川は東隣の石動図幅地域から、大部分、新第三系の泥岩や砂岩の間を流れてくる小河川である。河川の運搬物はおもに泥と細粒砂で、泥岩と火山岩の軟岩状の中礫・大礫や、含礫層から出た比較的固い小型の中礫などが少量混じっている。降雨時には割に出水が早く、泥水が生じる。どの川も人工堤防で制御されており、とくに宇ノ気川には、高松東方の支流や余地・上田名方面の支流が砂丘によって海への排出を妨げられているため、人工流路の部分が多い。

大海川と前田川とは東の宝達山周辺の花崗岩地帯から来ており、河床の堆砂には粗粒・中粒の砂と花崗岩類の礫が多い。この二つの川は外列砂丘を切って海へそいでいるが、流路は蛇行しており、過去には排出が妨げられた時期があったと思われる。宝達川の場合は、現在的位置より200~300m北で砂丘を切って海へ出ていたことがあったらしい。

第1表 津幡図幅地域層序表
波線は不整合関係を示す

時代		層序	
第 四 紀	現世	第	砂丘堆積物 (S ₁ ~S ₆)
			沖積堆積物 (a)
	更新世	四	低位段丘堆積物 (tk·tn·ty)
			宇ノ気段丘層 (tl·tm)
新世	系	卯辰山層 上部 (Uu) 主部 (Um) 下部 (Ul)	
		水見累層 大桑砂岩層 (Hs ₃) (Hs ₂) (Hs ₁) 津幡シルト岩層 (Hm)	
第 三 紀	新世	新	音川累層 高窪泥岩層 (Om ₃ ·Oma) 下中砂岩層 (Os) 吉倉泥岩層 (Om ₁ ·Om ₂ ·Omt) 岩尾滝凝灰質砂岩層 (Ot)
			八尾累層 千石泥岩層 (Ym) 嘉例谷砂岩泥岩互層 (Yg) 沢川凝灰質砂岩泥岩互層 (Yt) 河合砂岩層 (Ys)
	中世	第	瓜生累層 (Rc) (Ra) (Rr) (断層?)
			太田累層 (T)
前期			船津花崗岩類 (G)

統と段丘堆積物，平地に沖積統，そして海岸沿いに沖積世の砂丘が分布している。これらの岩石・地層の層序関係と内訳は第1表のとおりである。

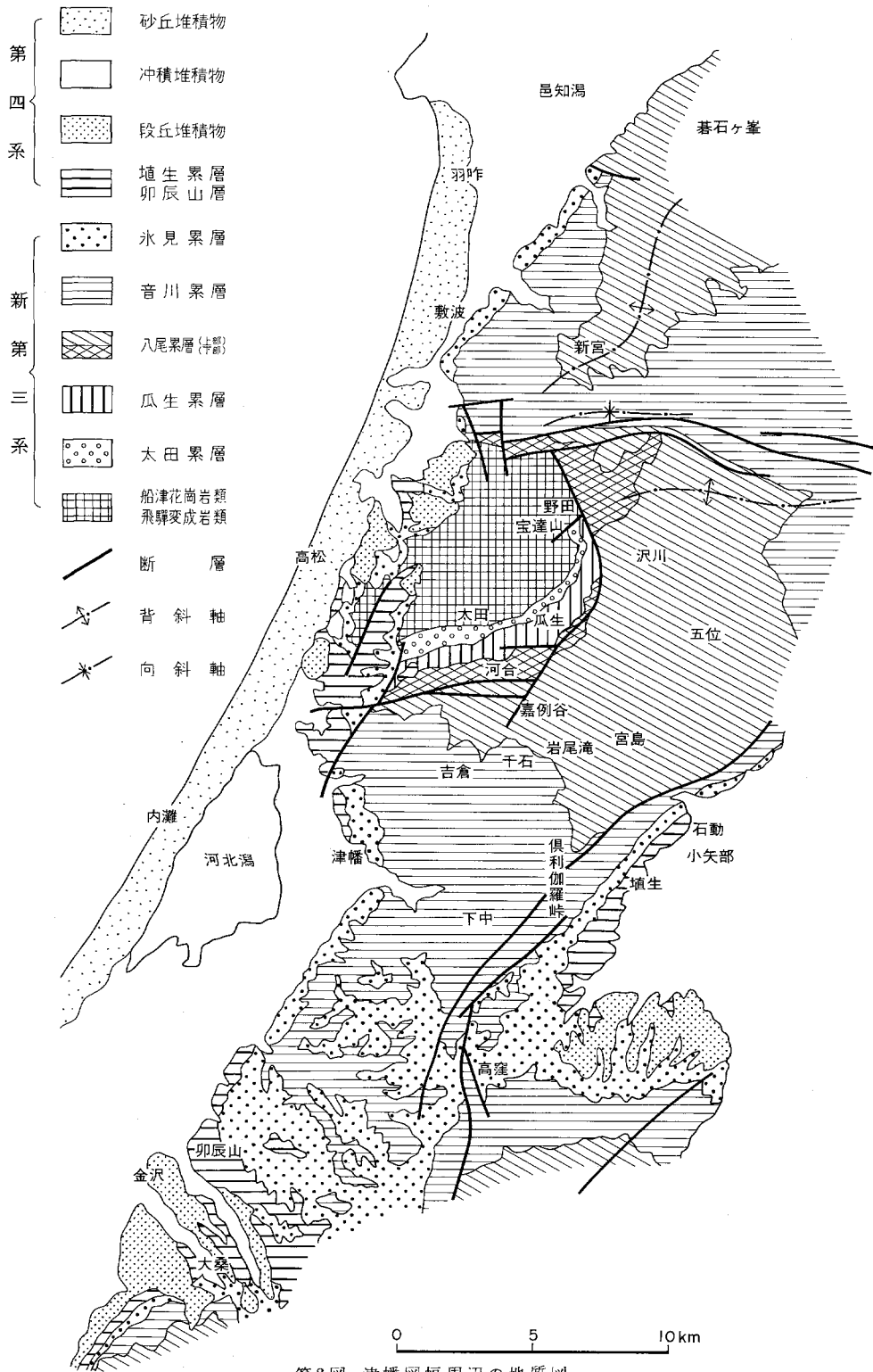
第3図に東隣の，宝達山周辺までの簡単な地質図を示す。

花崗岩類はこの地域の基盤となっている船津花崗岩類の一部であって，恐らく地下では飛驒変成岩類と相伴っているであろう。新第三系は中新世・鮮新世の5累層にわたっているが，最上部の水見累層下の不整合によって，地質図幅の断面図のように，南北で違った層序を示している。南部では5累層が重なり，地下を合せて層厚2,000m余りと推定されるが，北部では下位の4累層が欠け，水見累層が直接船津花崗岩類をおおっている。この層序関係は水見累層下の局地的な不整合として，北陸地方のうちで最も顕著なものである。地表に最も広く分布している水見累層は，金沢地方で貝化石を多産して有名な大桑砂岩層とほぼ同時期の海成層で，砂岩やシルト岩からなり浅海生の貝化石を多く含んでいる。次に広い音川累層はやや深い海に堆積した泥岩の地層である。

第四系の下部更新統は非海成的な卯辰山層で，金沢市周辺の卯辰山層に連なる地層とみなされる。この地域では緩く褶曲した所が多いが，一部では断層帯となって複雑な構造を呈している。段丘堆積物には，能登半島珠洲の平床層や水見の窪層に相当する沿岸性堆積物の宇ノ気段丘層と，それより新期の河

川堆積物などがある。海岸地帯の砂丘はこの地方の特徴的存在で，能登半島南部から小松市付近まで約70kmにわたって連続し，津幡図幅地域で最も肥厚している。

津幡図幅地域の地層の構造は，全般に緩傾斜でところどころ北北東—南南西方向・東西方向などの断層で切られている。地層の傾斜をみると，水見累層と卯辰山層はだいたい西へごく緩く傾き，その下の音川・八尾・瓜生・太田の諸累層は南南西へ少し急に傾いている。この水見累層以上と下位の傾斜の違いは，水見累層基底の不整合を境にしていて，音川累層上部の堆積時から水見累層堆積前までの間に津幡図幅地域北半部と宝達山周辺とが隆起する傾向の地殻変動があったことを暗示している。断層の多くは卯辰山層堆積後，宇ノ気段丘層堆積前にできたもので，内高松と余地の間の花崗岩類の隆起をはじめ，地層の基盤となっている船津花崗岩類の地塊化した構造を反映しているようである。断層には，こ



第3図 津幡図幅周辺の地質図

地質調査所(1967), 井上・水野(1964), 今井(1959) 今井・坂本・野沢(1966) によって編集

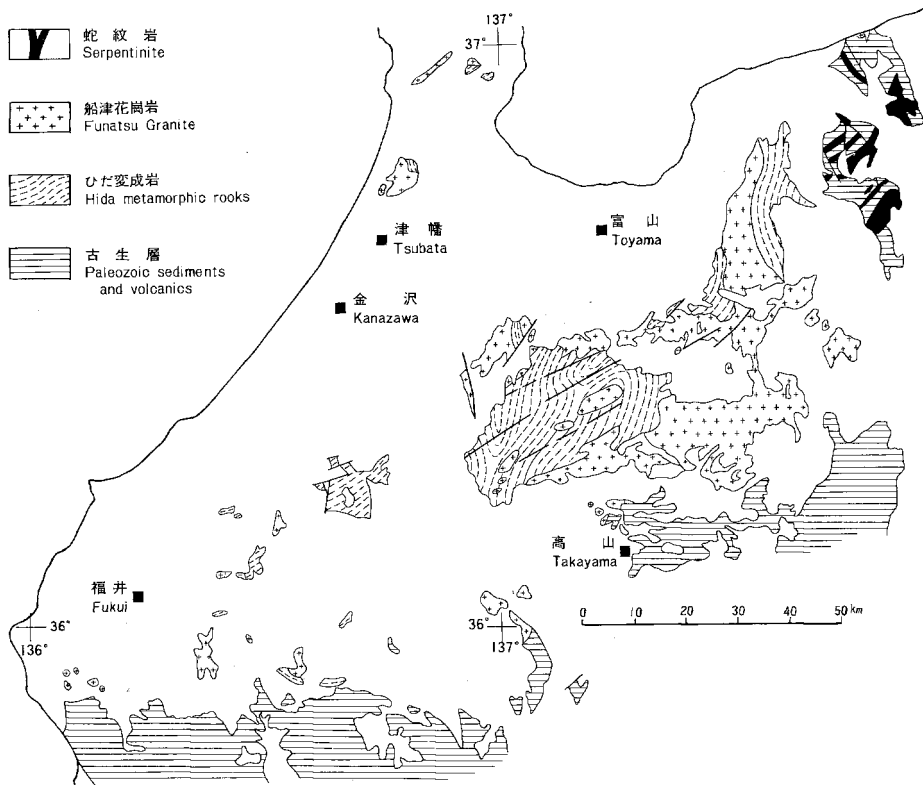
のほかに、氷見累層の堆積前に気屋にあったはずの東西性南側落ちの古いものや、内高松で宇ノ気段丘層を切っている北東—南西方向、西側落ちの新しいものもある。

3. 船津花崗岩類

船津花崗岩類は岐阜県北部と富山県南部において飛騨変成岩類を貫いて広く分布している深成岩であって、能登半島にもところどころ露出しており、飛騨変成岩類とともにこれらの地方の基盤を構成している。第4図参照。

津幡図幅地域の花崗岩類は、東隣の石動図幅地域内の宝達山を中心として広がっている船津花崗岩類岩体の一部に当たるが、余地付近の北北東—南南西方向の断層帯によって本体と隔てられ、内高松と余地の間に小さい丘陵となって露出している。

岩石は一般に赤桃色の黒雲母花崗岩～角閃石・黒雲母花崗閃緑岩で、岩相は、細粒～中粒、斑状～非斑状と部分的な変化が著しいが、あまり苦鉄質の部分はみあたらない。顕微鏡下でみると、カリ長石や石英が花崗岩とよぶことができる程多い岩石でも、斜長石が著しく灰長石成分にとみ、アンデシンまたはアンデシンに近いオリゴクレスであり、また、チタン石や鉄鉱をかなり含む部分があるという特徴がある。この地域の花崗岩類は船津花崗岩類のうちの船津型に類似した外観をもちながら、これらの特



第4図 飛騨山地における基盤岩分布図
野沢保技官の原図によって編集

徴によって船津型と著しく異っている。

次に代表的な地点の岩石の記載を掲げる。

斑状黒雲母花崗岩 石川県河北郡宇ノ気町上田名採土場 (TN 77051901B)

この岩石は、赤桃色斑状で変質が著しい。

鏡下では、おもに黒雲母、微斜長石、斜長石および石英からなり、少量のチタン石、燐灰石および鉄鉱を含み、二次鉱物として白雲母、緑泥石および緑簾石が形成されている。斑晶は微斜長石で、大きさ8～12mm、微斜長石構造がよく発達する。黒雲母は、大きさが2～4mm、褐色でほとんど緑泥石化し、しばしば著しく屈曲する。斜長石は、大きさ2～5mm、半自形またはほぼ自形で、成分がほぼアンデシン、しばしば変質しており、白雲母片を含む。ごく一部にミルメカイト構造がみられる。

この岩石の一部は細粒になり、斑状ではなくなることがある。この場合も構成鉱物やその性質はほとんどかわらない。

斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 石川県河北郡宇ノ気町上余地 (TN 77051902)

この岩石は、赤桃色斑状で変質が著しい。

鏡下でみると、おもに黒雲母、角閃石、斜長石、微斜長石および石英からなり、少量のチタン石、燐灰石および鉄鉱を含み、二次鉱物として緑泥石と緑簾石が形成される。この他まれに褐簾石を含む。斑晶は微斜長石で、大きさ5～10mm、幅狭いペルト石構造が認められる。斜長石は、長さ3～5mmの長柱状半自形、変質が著しいが、成分はほぼアンデシンである。黒雲母は、大きさ2～3mm、草緑色で一部緑泥石化する。結晶は著しく屈曲する。角閃石は、緑色、大きさ0.5mmの小さな塊状で黒雲母に伴うことが多い。

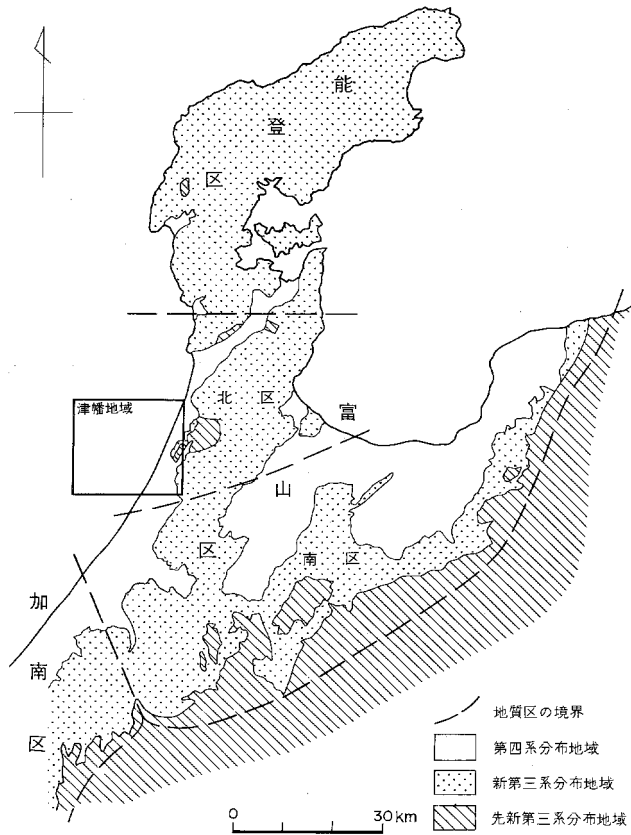
この地域の岩石は著しく風化されている。新鮮な部分は堅硬であるが、ほとんどの場所では軟岩状や半硬岩状であって、もろく、砕け易い。とくに丘陵頂部や余地南部では、かなり深部まで砂状になっている所がある。上田名の北の砂状風化部は土木材として古くから利用されている。

この風化の著しい進行は、次の地史的経過によって、この岩体がほぼ鮮新世以降、風化帯に位置していた結果と考えられる。この岩体は音川累層上部の堆積期に東隣の宝達山周辺の花崗岩類岩体とともに上昇し、上にあつた厚さ約2,000mの新第三系が削剝されてしまい、その後は、氷見累層と卯辰山層におおわれたが深度300m程度しか埋没されず、更新世中期からは陸上環境におかれ侵食によって次第に被覆物の卯辰山層・氷見累層を失うという経過をたどつたと推定される。

4. 新 第 三 系

石川県の南東部から富山県一帯にかけて分布する新第三系は、中新世初期に発生して、更新世初期頃まで存在した富山積成盆地の中で形成されたと考えられている。富山積成盆地の主要な部分は、富山積成区と呼ばれる小単位の地質区の範囲に当たり、富山積成区の中は北区と南区とに分けられていて、津幡図幅地域は北区の一部分を占める(坂本ほか、1959;池辺、1957;坂本、1966;西南日本新生代研究グループ、1960;鮎野ほか1961)。第5図参照。

富山積成区の標準となる層序は、おもに南区中央部に露出する地層によって、下位から、^{にれはら}楡原・^{いわい}岩稲・^{やつお}八尾・^{おとがわ}音川・^{ひみ}氷見の5累層で組み立てられており(坂本ほか、1959)、北区の累層区分もほぼ共通する区切り方で設けられる。この標準層序と富山区全域の層序関係は第2表左側のように表わされ、津幡図



第5図 北陸地方新第三系地質区図

西南日本新生代研究グループ (1960), 紘野・坂本・石田 (1961), 地質調査所地質図幅50万の1金沢 (1974), 地質調査所地質図幅20万の1七尾・富山 (1967) によって編集

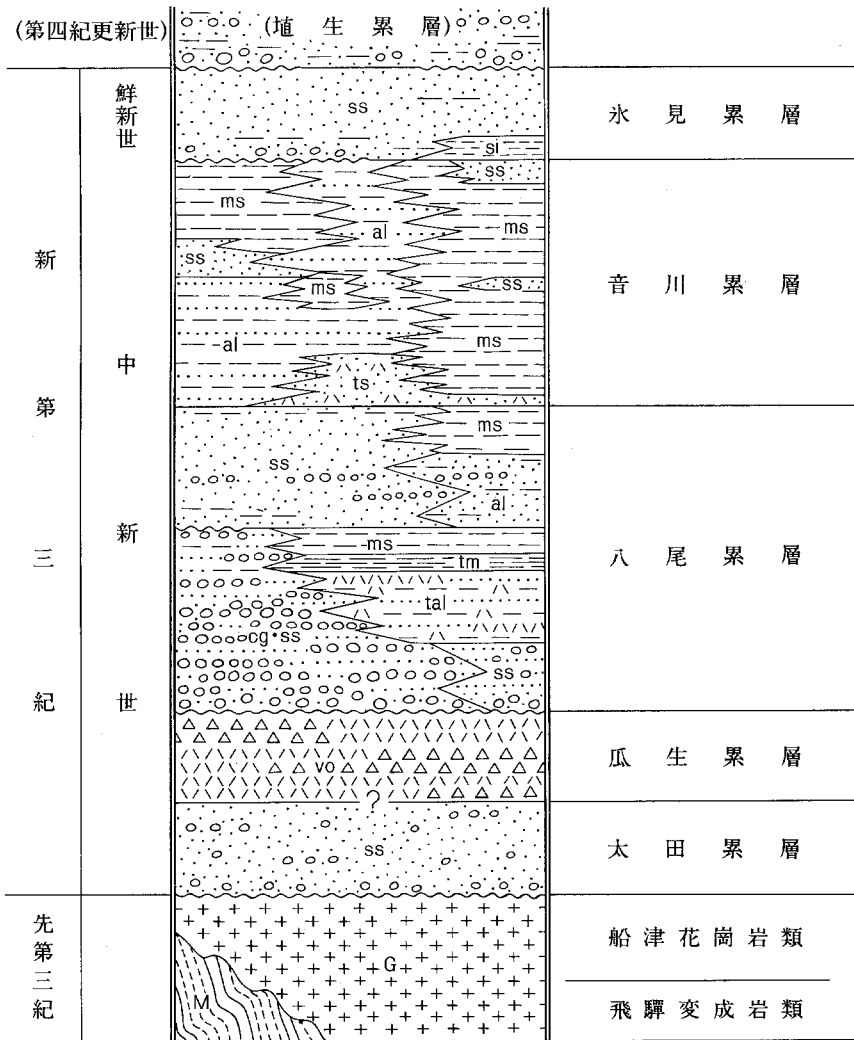
第2表 新第三系層序表

— は整合, ~~~ は不整合・非整合, ? は不確実な場合を示す

富山区全域(標準)	津幡図幅地域 石動図幅西部
埴生累層	卯辰山層
~~~~~	~~~~~
氷見累層	氷見累層
~~~~~	~~~~~
音川累層	音川累層
~~~~~	~~~~~
八尾累層	八尾累層
~~~~~	~~~~~
岩稲累層	瓜生累層
?	?
~~~~~	~~~~~
楡原累層	太田累層
~~~~~	~~~~~
基盤岩類	基盤岩類

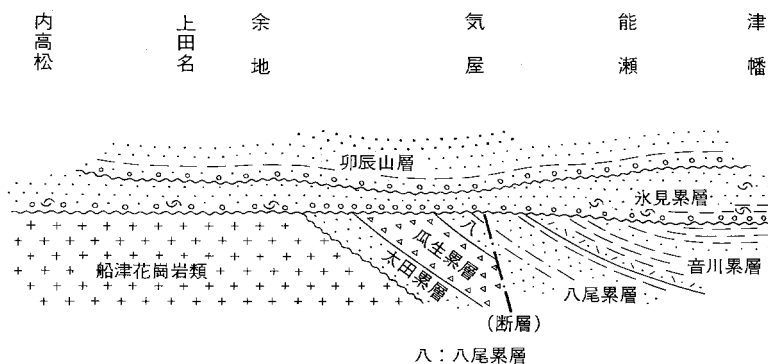
幅と東隣の石動図幅の範囲の層序は表の右側のよう
に示される。おおた 累層とうりゆう 累層はそれぞれ楡
原累層と岩稲累層に当たる層位にあるが、瓜生累
層と岩稲累層の岩質はかなり異なっている。

津幡図幅地域には音川累層以下の地層がわずか
しか露出していないので、それらについては石動
地域で図幅の状況によって類推しなければならない
(第3図参照)。石動図幅地域の新第三系の岩相
層序は、現在調査を続けているが、これまでの資
料によると第6図のようにまとめられる。図の右
端の音川累層中部以下が、津幡図幅地域に近い宝
達山南側のものである。津幡図幅地域の太田・瓜
生・八尾の諸累層は、宝達山南麓地帯から東西の



- | | | | | | |
|----|--------|-----|-------------|-------|-------|
| cg | 礫岩 | tal | 凝灰質砂岩泥岩互層 | G | 花崗岩類 |
| ss | 砂岩 | ts | 凝灰質砂岩 | M | 變成岩類 |
| si | シルト岩 | tm | 凝灰質泥岩 | ~~~~~ | 不整合關係 |
| ms | 泥岩 | vo | 火山岩類(水成層含む) | ? | 不確定 |
| al | 砂岩泥岩互層 | | | | |

第6図 石動區幅地域新第三系岩相層序模式図



第7図 津幡図幅地域新第三系層序関係概念図

走向，南傾斜の構造でこの地域の南半部に続いてきており，地下へも広がっているわけである。

津幡図幅地域の新第三系の層序・構造は第7図や地質図幅の断面図に描いたように推定される。上位の水見累層が下位の4累層と花崗岩類とを顕著に斜交した不整合でおおっている。下位の4累層は南へ傾いており，水見累層堆積前の断層で切られている。宝達山南麓地帯では，八尾累層の基底に軽微な不整合が推定され，瓜生累層の基底にも軽微な不整合を考える余地がある。水見累層基底の顕著な傾斜不整合については，富山区全体からみれば局地的なものであって，音川累層の上部が堆積していた頃から，宝達山周辺や津幡図幅地域北部の地塊が上昇的に変動した結果と考えられる。

太田累層は砂岩などの地層で，富山区に新第三紀の積成盆地（堆積盆地と同義）が発生した時期のものに当たり，瓜生累層は次いで，盛んな火山活動とともに盆地が発展して行く時期の堆積物で，この地域では珪長質の火山碎屑流堆積物，水中に堆積した安山岩質の火山碎屑岩，火山円礫岩などからなっている。八尾累層は，下部が粗粒砂岩や凝灰質砂岩泥岩互層など，上部が砂岩泥岩互層と泥岩などの海成層で，この上部の泥岩が堆積した頃，積成盆に深い海が最も広がったとみられている。音川累層は盆地が衰退に転じた時期の堆積物と解釈されており，ここではやや深い海に堆積したと思われる泥岩や砂質泥岩が主で，最下部に凝灰質砂岩があり，間に砂岩や凝灰岩がはさまれている。水見累層は，水見動物群（大桑動物群を含む）という冷水性要素の貝が多い化石群を産する砂岩やシルト岩の地層で，富山区全般が浅い海域となってきた時期の堆積物に当たる。

4.1 太田累層

地層名・模式地 以前，筆者らが命名した（富山県，1957）ものである。石動図幅内で宝達山南麓の津幡町上太田から東方の瓜生にかけてみられる地層を模式として命名していたが，地層が最もよく露出しているのは，同じく石動図幅内の宇ノ気町余地から西方の津幡町菩提寺に向う道路沿いで，菩提寺に近い部分である。

分布・構造 模式地からほぼ南傾斜で西へ延び，津幡図幅地域内では，上田名一余地間の西側支谷で，氷見累層の下にわずかに露出している。

層序関係 宝達山南麓では船津花崗岩類に不整合と断層とで接している。この不整合は勿論，大きな

時間間隙をもつものである。津幡図幅地域では、この地層が露出する支谷のすぐ北隣の支谷に船津花崗岩の露出があるので、両者が断層関係にある可能性が大きい。上位には、地下で南側へ瓜生累層が重なり、地上では上側に氷見累層が不整合に乗っている。

層厚 宝達山南麓地域では、おおそ200ないし300mに見積られるが、津幡図幅地域内の露出に限ると、10m余りである。

岩相 この地域のもは、淡灰色の中粒砂岩で、疎らな水成層理を示している。化石は見出していない。模式地付近の地層は、中礫・細礫を含んだ中粒砂岩や粗粒砂岩を主とし、一般に中層理を帯び、所によって斜交層理を伴っている。海成の証拠が明らかでなく、非海成層の可能性が高い。

4. 2 瓜^う生^{りゅう}累層

地層名・模式地 前に富山県下の地質をまとめた際、筆者らが命名した（富山県，1957）地層である。池辺ほか（1951）の野田火砕岩層の中・上部にほぼ相当する。石動図幅内の津幡町瓜生からその南の河合までの間を模式地としている。

分布・構造 津幡図幅地域内では、宇ノ気町気屋の奥と同町上田名の奥に、氷見累層におおわれて、点在している。気屋の奥の谷の地層は南傾斜で重なっていて、模式地付近の地層に直接連続するようである。しかし、上田名の奥のものはこれらと調和しない傾斜を示しており、両者の間に北東—南西方向の、氷見累層堆積以前の断層が推定される。

層序関係 下位の太田累層との関係は、模式地周辺で整合のようであるが、少しの地層欠如を考慮する余地があり、現段階では確定できない。瓜生累層は、上位の八尾累層とは不整合であり、八尾累層との関係や活発な火山活動としての類似から、富山南区の岩稲累層に対比している。この対比は厳密なものではないが、少なくとも両累層の主要な部分は同時期の火山活動によって形成されたことであろう。

層厚 上田名奥と気屋奥のものを総合して500～700mくらいに見積られる。模式地付近の層厚も数100mである。

岩相 安山岩質・珪長質の火山砕屑物とその水成層や火山円礫岩からなる地層で、上下に岩相・岩質の変化がある。地層の硬さは、含まれている角礫や礫は硬岩であるが、全体としては半硬岩的である。模式地との関連はまだ充分明らかでないが、気屋のものが瓜生累層内の中部と上部、上田名奥のものが累層の下部と、中部の下部分に当たるように考えられる。

下部 (Rr) としたものは、上田名の一番奥にある厚さ20mくらいの珪長質の細粒な火山砕屑流堆積物である。褐色がかった灰白色や赤褐色をおびた淡灰色を示し、半硬岩状で、わずかに溶結している。顕微鏡的には、脱ガラス化をうけたガラス片の石基中に、石英・斜長石・黒雲母・不透明鉱物の斑晶と無斑晶質の流紋岩ないし石英安山岩の溶岩片とを含んでいる。角閃石や細粒凝灰岩岩片を含んだ部分もある。

中部 (Ra) のうちの下部分とみなした地層は、安山岩質の凝灰角礫岩、凝灰角礫岩状の安山岩類の火山円礫岩、火山礫凝灰岩からなり、輝石安山岩の溶岩流をはさんでいる。この地層には一般に層理が不明であるが、所によって水成層理が認められる。中部の上部分とした気屋の谷の最上流の地層は、水成

層理をもった、安山岩質の火山礫凝灰岩と凝灰岩の地層であって、南南西へ向う斜層理を含んでいる。

上部 (Rc) にあたる地層は、火山円礫岩と細かい水成層理をもった凝灰岩との互層である。このうちの下部部分を占める火山円礫岩は、安山岩の大・中礫に少量の巨礫が混じったもので、角礫から高円磨礫、また無斑晶質や斑状の安山岩が含まれているが、おもなものは垂円形となった、少しの斑晶を含む輝石安山岩である。Rc のうちの中部分を占める火山円礫岩は、月長石流紋岩溶結凝灰岩礫の単成的礫岩で、礫には溶結の低いものと高いものが混在し、垂角形と垂円形のものがある。この礫岩の粒度は前者と大差ないが、径1m級の礫がかなり含まれている。Rc のうち最も上部分ではやや珪長質の凝灰岩・火山礫凝灰岩が主となっている。

なお、これらの津幡図幅地域内の瓜生累層の岩質は、模式地付近にくらべて、安山岩質のものが多いこと、水成堆積層が優勢である点で特徴がある。化石は認めていない。

4. 3 八尾累層

地層名・模式地 この報文で使う八尾累層は、坂本ほか(1959)の層序区分によるものである。5万分の1八尾図幅地域と城端図幅地域とで模式的に観察される。累層内の部層については、地区ごとにそれぞれの区分が行われており、津幡図幅地域内の部層区分は、以前、池辺ほか(1951)が城端図幅北半地区から石動図幅南半の地域の地層について設けた部層区分(第3表)を、今回整理・改定して使うことにした。

分布・構造 宇ノ気町気屋でわずかの範囲を占めている。そこでは走向が東西で南傾斜であるが、東方の石動図幅の地域で走向が東西から北西―南東方向へ変わり、傾斜が南西向きとなっている。したがって、加茂・津幡地域の音川累層の下には、八尾累層が西向きの傾斜で伏在するとみなされる。気屋にある東西方向の断層は、氷見累層の堆積前に生じた落差の大きい南落ちの断層に沿って、卯辰山層の堆積後に北落ちの断層ができたものである。

層序関係 宝達山南側の河合・木ノ窪で、下位の瓜生累層の侵食面を基底の礫質層がおおっている状況が見られ、瓜生累層の上部が溶結凝灰岩などであることから、宝達山周辺については不整合とみなされる。津幡図幅地域の地下でも、恐らく下位に対して不整合であろう。ただし、この不整合関係には南へ向って整合に移る可能性がある。

層厚 東隣の図幅外では、累層全体として700~800mの層厚が見積られる。この地域でも地下部分を合せた値は、これに近いと考えられる。

岩相 八尾累層は岩相変化のはげしい海成層で、石動図幅の南西部では下位から、河合砂岩層、沢川凝灰質砂岩泥岩互層、嘉例谷砂岩泥岩互層、千石泥岩層の4部層で構成されている。河合砂岩層はおもに灰色の、石英の多い粗粒砂岩と含礫粗粒砂岩とからなり、細粒砂岩・泥岩・凝灰岩をはさみ、下部に礫岩と石炭を伴っている。千石泥岩層はその下部が凝灰質砂岩と緑灰色などの安山岩質凝灰岩、中部が砂岩や凝灰岩をはさんだ凝灰質砂岩泥岩互層、上部が淵ヶ谷層灰岩と呼ばれる細粒凝灰岩とその上に重なる泥岩とでなりたっている。嘉例谷砂岩泥岩互層は青灰色の細粒砂岩や中粒砂岩と泥岩との互層である。千石泥岩層は一般に塊状の泥岩で部分的に砂岩をはさんでいる。

第3表 従来の津幡周辺新生界層序
 — は整合, ~~~ は不整合, / は同時異相の関係を示す

池辺ほか(1951)
 英田(津幡町北部)地域

小野山(1935a)
 宇ノ気町・津幡町・高松町地域

		冲積層		冲積統	扇状地層・低位河成段丘・砂丘・冲積層	
		宇ノ気段丘層		洪積統	宇ノ気海岸段丘層	
		卯辰山累層		卯辰山統	春日山層	
		水見層群			卯辰山層	
加越累層群	大桑累層	大桑砂層		大桑統	大桑層	
		阿尾累層			竹ノ橋層	
	余川群	吉滝累層	高窪泥岩			
			下中砂岩			
	八代累層	吉倉義屋凝灰岩	泥岩			
			岩尾滝綠色凝灰岩			
		沢川互層	千石泥岩			
			嘉例谷互層			
	太美山層群?	野田火砕岩層	淵ヶ谷層灰岩	俱利伽羅統	下中層	
			沢川互層		千石層	
			宝達層(安山岩体)		宝達統	上部 下部

ここで述べた河合砂岩層は第3表に示した池辺ほか(1951)の沢川互層の下半部に当たり、沢川凝灰質砂岩泥岩互層は同じく宮島綠色凝灰岩・沢川互層上半部・淵ヶ谷層灰岩を合せたものに当たり、嘉例谷砂岩泥岩互層と千石泥岩層とはそれぞれ嘉例谷互層と千石泥岩を呼びかえたものである。

津幡図幅地域の地表には、各部層ともわずかししか露出してない。また、これらからは化石を見つけていない。

河合砂岩層 (Ys) は厚さ10mくらいが見られ、粗・極粗粒砂岩の地層で、中粒砂岩や中礫礫岩の薄層をはさんだ部分と、細礫や中礫を散点状に含んだ部分とがある。含まれている礫は、多くが船津花崗岩類の亜円礫で、少しが瓜生累層の火山岩とち密な変成岩とである。

沢川凝灰質砂岩泥岩互層 (Yt) とみなした地層は凝灰質の泥岩であって、ごくわずかししか露出していない。

嘉例谷砂岩泥岩互層 (Ya) に属する地層は20～30mの層厚で露出しており、厚さ1m前後の単位で分級成層した中粒砂岩ないし極細粒砂岩、あるいは細粒砂岩ないし極細粒砂岩の地層で、薄い泥岩部を伴っている中・粗粒砂岩層や炭質物のバンドをはさんだところがあり、また、岩石が少し硬いところもある。

千石泥岩層 (Ym) は層理の目立たないシルト質泥岩で、層厚数10mである。凝灰質の部分が含まれ、ときには軽石の細礫や小さい中礫が混じっている。淡色に風化してしまっている所が多いが、暗灰色で少し硬い状態の所も見かけられる。

4. 4 ^{おと がわ} 音川累層

地層名・模式地 この報告で使う音川累層は、池辺・中世古 (1955) の音川累層を、富山積成区全域に広げて適用したものである。八尾図幅地域の地層が累層の模式となっている。津幡図幅地域の音川累層には、域端図幅北半や石動図幅南半とほぼ共通した4部層が含まれている。この部層の分け方は、第3表に示した池辺ほか (1951) の分け方とほとんど同じで、名称も岩尾滝緑色凝灰岩を岩尾滝凝灰質砂岩層に変えただけである。

分布・構造 宇ノ気町と津幡町の境、谷内山周辺とその南に連続しており、東へさらに広がっている。津幡図幅範囲の分布のうち、北部分では南向き緩傾斜を示し、南へ次第に走向を変化し、南部分では西向き緩傾斜となっている。気屋付近にある東西方向の断層を生じた際の構造運動によって、北部分の走向が規制されたのであろう。

層序関係 音川累層の基底には、八尾図幅地域などで不整合があるが、この地域では整合である。整合とみなす根拠は、八尾累層上部の千石泥岩層から音川累層下部にかけて、その中にごく浅い浅海成の要素が認められないことである。音川累層最下部の岩尾滝凝灰質砂岩層は石動図幅地域南部では浅海成の性質をもっているが、数km離れたこの地域ではそれほど浅くない環境で堆積した特徴を示している。

層厚 谷内山周辺で400m弱と見積られる。

岩相 下位から、岩尾滝凝灰質砂岩層、吉倉泥岩層、下中砂岩層、高窪泥岩層の4部層で構成されている。

岩尾滝凝灰質砂岩層 (Ot) は、層厚約30mで、安山岩質の凝灰質物に富む。中粒・細粒などの砂岩からなり、中層理を示している。この砂岩は一部半硬岩状のところを含むが、一般に風化して黄褐色・灰褐色などの軟岩となっている。

吉倉泥岩層 (Om₁・Omt・Om₂) はおもにシルト質泥岩の地層で、厚さが200m余りである。下部・

中部をOm₁、少し粗い上部をOm₂、中には含まれている凝灰岩をOmtとして地質図に示した。

Om₁の部分は、厚さ100数10mで、ほとんどシルト質の泥岩からなり、極細粒砂を含んだ砂質泥岩が少し伴っている。全般に層理の少ない地層である。元来、暗灰色の軟岩であるが、表層は風化して軟弱になり、褐色をおびた薄い色を示していることが多い。多田北方のOmt凝灰岩より少し上位でMakiyama sp. の破片が多い部分が見出され、下矢田のOm₂に近い層準で、ういの殻板やとげの破片、巻貝の破片が認められた。

凝灰岩(Omt)はほとんど凝灰質物質でできた、凝灰質泥岩と凝灰質砂岩の地層で、厚さが数mである。凝灰質泥岩はシルト粒度で、軽石片を含み、淡色に風化している。凝灰質砂岩は粗粒・中粒で、厚さ数10cmの層となって凝灰質泥岩には含まれている。この地層は石動図幅地域南部での義屋凝灰岩(池辺ほか、1951)の連続部かと思われるが確実でない。

Om₂の部分は厚さ50～60mで、おもに極細粒砂混じりの砂質泥岩であって、ところどころ極細粒砂岩がはさまれている。一般に層理の目立たない地層である。下限近くに凝灰質の部分があり、軽石の粒などが含まれている。下矢田でNucula sp. が見出された。この地層は城端図幅地域の下中砂岩層(池辺ほか、1951; 井上ほか、1964)の中部・下部の異相であろう。

下中砂岩層(Os)は城端図幅北部地区では層厚約200mとなって発達しているが、北へ向かって貧弱になり、この地域では、細粒砂岩・極細粒砂岩と極細粒砂を多く含んだシルト岩とからなる、厚さ10m前後の地層に過ぎない。これは、恐らく発達地区の上部分の延長と思われるが、充分追跡していないので明らかでない。砂岩は普通、風化して軟かくなり、うすい黄褐色を示している。所によって石灰質の団塊が含まれ、下矢田南部で、Turritella sp Neptunea sp., Conchocele sp. が認められた。

高窪泥岩層(Om₃・Om₄)は層理の目立たないシルト質泥岩の地層で、100数10mの層厚がある。泥岩は暗灰色の軟岩であるが、表層が風化して軟かく、淡色となっている。下部の粗い部分をOm₃、それより上をOm₄として地質図に示した

Om₃の部分は厚さ50mくらいで、おもに極細粒砂を含んだ砂質泥岩からなる。このうちには不規則なラミナが見られることがあり、所によって凝灰質泥岩があつて軽石の粒や凝灰質細粒砂のラミナが入っている。

Om₄の部分は厚さ100mほどで、塊状のシルト質泥岩が主になって、ところどころ極細粒砂を多く含んだ層が伴っている。不規則なラミナが現われていることがあり、上部には凝灰質泥岩が多く、火山抛出处起原らしい黒雲母が含まれていることがある。

4. 5 氷見累層

津幡図幅地域には氷見累層に属する地層が新第三系のうちで最も広く分布している。南部では音川累層に、中間では八尾累層・瓜生累層・太田累層に、北部では船津花崗岩類に不整合で重なっている。地層は最高130m余りの厚さで、大部分が浅海成とみなされる砂岩であるが、津幡町付近の下部に限ってシルト岩が発達しており、この部分に津幡シルト岩層という部層名をつけた。砂岩の部分には、すべて、地層名称として大桑砂岩層おおくわを使用した。このうちには、3種に区分したように極細粒砂から中粒砂ま

での粒度差がある。

これらの地層には氷見動物群（鮎野，1964，いわゆる大桑動物群を包含する）に属する貝類化石が多く含まれている。氷見動物群・大桑動物群は，日本の鮮新世の代表的動物群とされているもので，氷見累層の地質時代は一般に鮮新世とみなされている。しかし，鮮新世のうち，どのくらいを占めているかについては，現在，論議が交され，鮮新世の前・中期を占めるとの見解と，中・後期に当たるとの見方があり，また，氷見累層の上限について，更新世前期におよぶとの考えも出されている。

なお，津幡図幅北半地域の氷見累層の大部分は，従来，卯辰山層層準の地層とみなされていたが，各地で氷見動物群に属する貝化石が見出され，岩相層序上も卯辰山層と区別できる。

地層名・模式地 この報告で使う氷見累層は坂本ほか（1959）の層序区分によるものである。池辺（1949），池辺ほか（1951）および中世古（1954）の氷見層群とほぼ同じ地層を累層の単元に改めたもので，埴山（1930）の大桑統もだいたい同じ地層に対する旧称である。名称のもとは，望月（1928）の氷見層から発している。氷見累層に属する地層は，富山県の氷見市・高岡市・小矢部市地域と，石川県の金沢市地域とによく発達しており，氷見市の藪田^{やぶた}シルト（岩）層と金沢市の大桑（砂岩）層とが代表的な部層である。

大桑砂岩層の名称は，横山又次郎が化石貝類を報告した砂層を望月（1930a）が大桑^{おんま}層と呼んだのに始まる。このとき模式地は指定されていないが，露出地として富山・石川両県にわたる地名が列挙され，そのうちに大桑，津幡駅南方などが含まれていた。その後，金沢市大桑町の化石産地が模式地とみなされ，大桑層の名称で暫らく使われていたが，研究が進むにつれ，1950年頃から，大桑砂層，大桑砂岩，大桑砂岩層と呼ばれるようになった。

したがって，大桑層，大桑砂層，大桑砂岩，大桑砂岩層と呼ばれたことのある地層は，5万分の1地形図の金沢・城端・石動・氷見，そして津幡南部と広範にわたっており，そのうちには，かなり岩相の差異が含まれるので，部層として扱うのに適当でない面もあるが，この報告では，大桑砂岩層という部層名で，この地域の氷見累層中の砂岩の地層を示しておく。

なお，大桑は金沢市西部の地名で，以前は，「おんま」と発音されていたが，現在は「おおくわ」と呼びかえられており，1976年に金沢大学鮎野義夫教授から，地層名称としても「おおくわ」に改めるよう提唱されている。

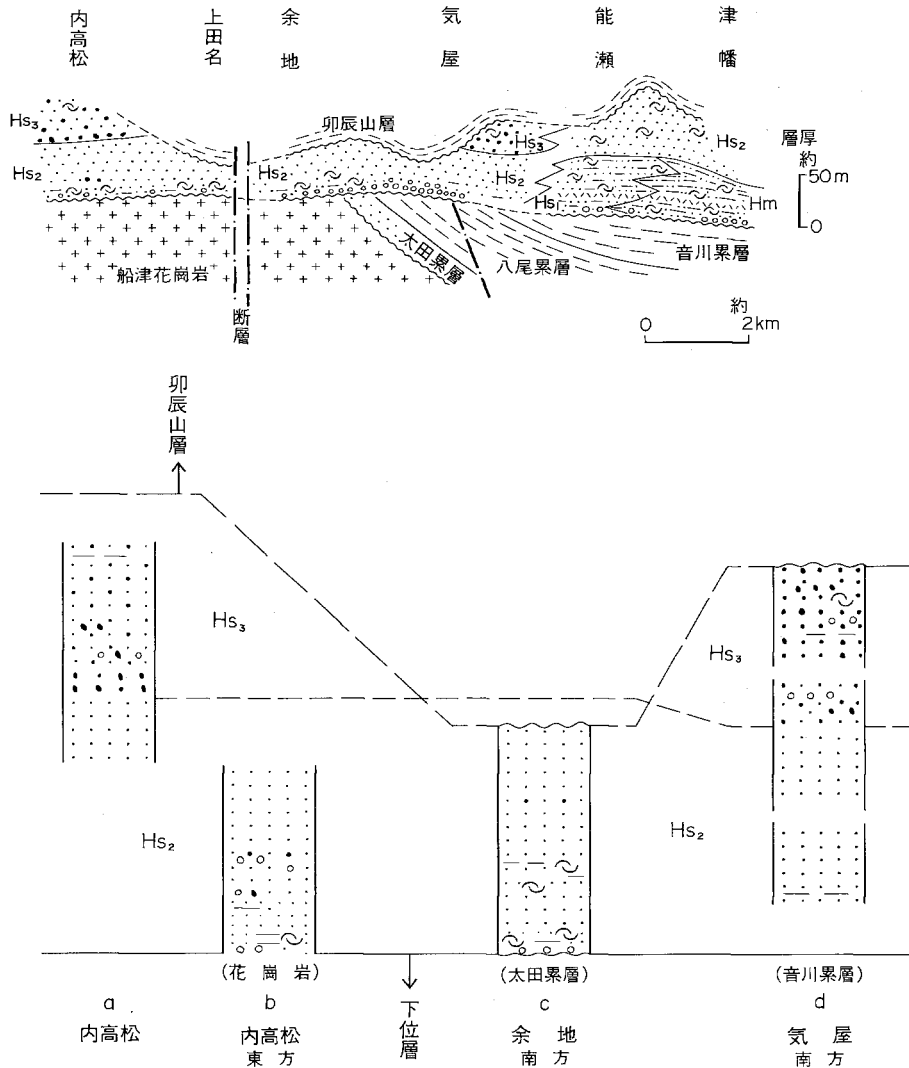
津幡シルト岩層は津幡町の，中津幡駅北東東約400mの道路傍の崖と，太白台小学校へ登る道沿いの切り取りとを模式地として設けた。地質図に記入したよう津幡町の中津幡から加茂の間に露出しており，後述の岩相を示している。

分布・構造 津幡から高松の間に分布するが，断層に隔てられ，南から，津幡一能瀬，気屋一余地，上田名一内高松の3地区に分れている。津幡一能瀬地区では西南西緩傾斜で，間に小さい断層がある。気屋一余地地区では，気屋部落より北は西向き緩傾斜のおだやかな構造をとるが，気屋部落より南は北北東一南南西方向の断層帯によって，地層が細かく分断され，急傾斜部分が生じている。なお，この断層帯より南，多田までの間では，断層によって下位の音川累層と上位の卯辰山層とが隣接する状況となり，氷見累層の分布が欠けている。

上田名一内高松地区の地層は，船津花崗岩類の山塊をとり囲んだ形で分布している。西側では5～10°

の西向き傾斜を，南側と北側とでは，それぞれ南と北向きの緩傾斜を示し，東側では断層帯に切られて東向きに傾斜している。

以上の3地区の水見累層は，元来は全域にわたって一連の地層として堆積していたが，おもに卯辰山層堆積後，更新世前期頃の地殻変動によって地表の分布が離れたものである．地下においては地質断面図に示したように，卯辰山層の下に広く存在するとみなされ，また海底においても水見累層と思われる地層が連続的に分布している（岩相の項の末尾参照）。



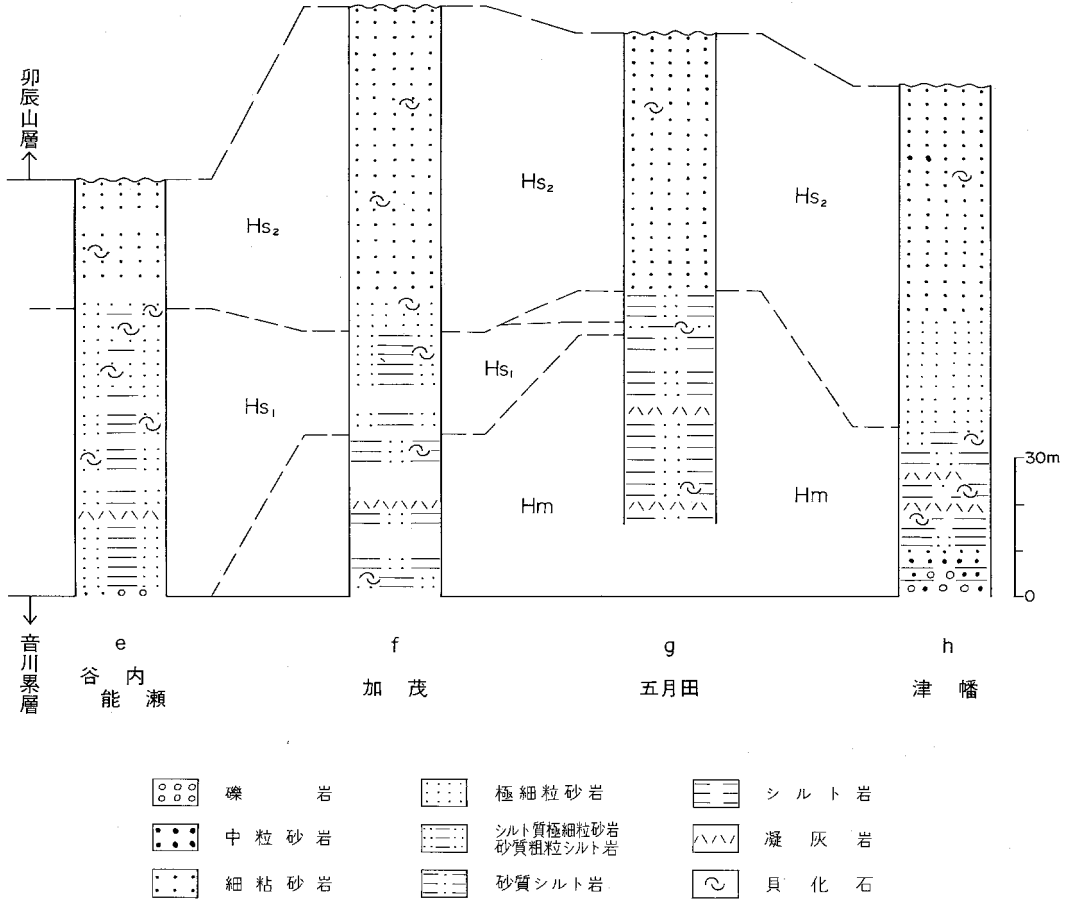
第8図 津幡幅地域水見累層の岩相図および地質柱状図
柱状図作成位置は第18図参照

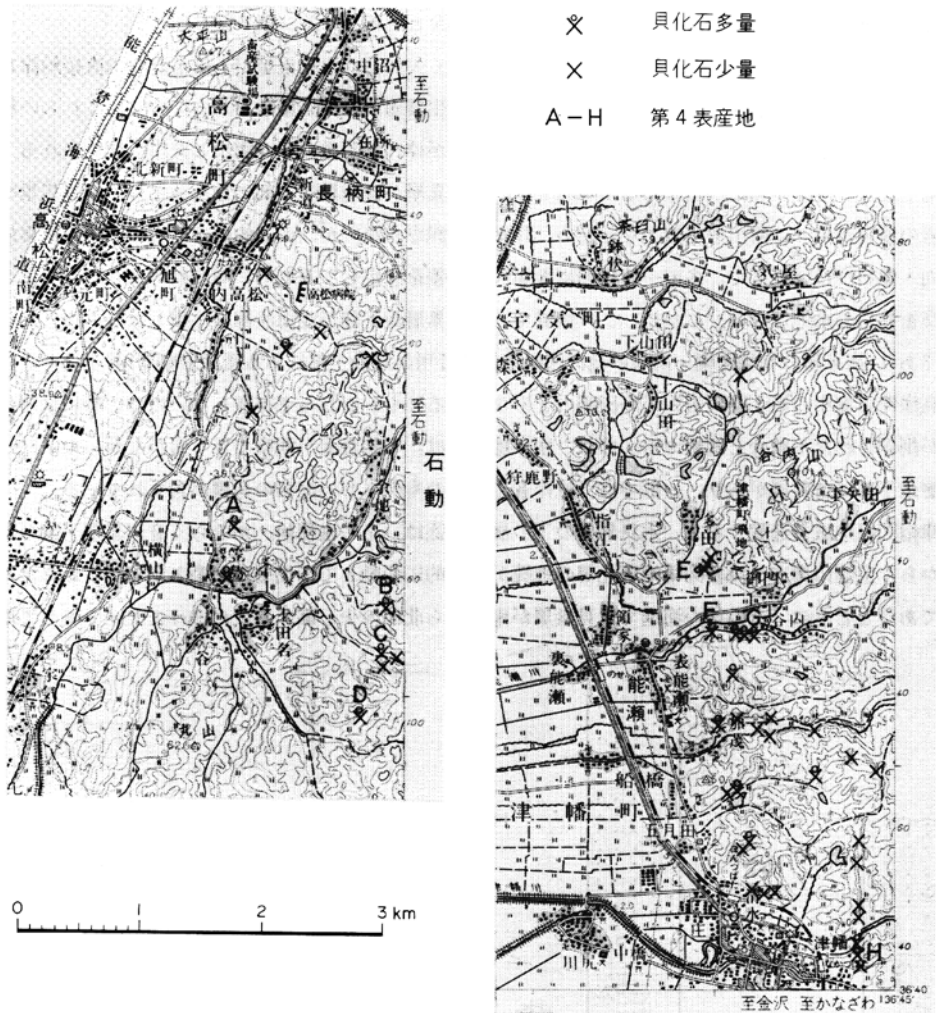
層序関係 下位に対しては、津幡図幅内全域に不整合と解釈される。第8図参照。

北半地域では氷見累層の下の新第三系が北ほど大きく欠如し、氷見累層が上田名以北で直接船津花崗岩にのり、気屋一余地間で北から順次、太田累層・瓜生累層・八尾累層をおおっている。これらの地域では、岩相の項で述べるよう基底に礫岩などの粗粒相が伴い、不整合面の露出した崖も認められる。

南半地域の能瀬・多田から津幡までの間では、氷見累層が音川累層上部に重なっている。音川累層の泥岩の層理が個々の露出で明瞭でないため、詳細に検討できないが、大局的には、音川・氷見両累層の走向・傾斜がほぼ平行で、多田―津幡間に地層欠如の差を想定してみても、層厚数10mを越えるほどの斜交を見込む余地はない。しかし、この地域でも氷見累層最下部が浅海浅部に堆積したとみなされる地層であり、南東隣の城端図幅・南隣の金沢図幅地域で音川累層最上部にある凝灰岩厚層(井上ほか, 1964の高窪泥岩層中の第1凝灰岩)が降灰圏内とみなされるにもかかわらず存在しないので、音川累層最上部が削剝された不整合と解釈する。なお、南半地域には、不整合面が観察できる崖がなかったが、氷見累層最下部に含礫層があり、一部では下位の音川累層のものらしい泥岩の角礫が含まれている。

津幡図幅地域を通覧すると、氷見累層の下の層序関係は、その堆積前、おそらく音川累層上部の堆積中から、宝達山周辺・津幡図幅地域北部の地塊が上昇的に変動して下位層の傾動と削剝が行われた不整合であるとともに、その後の海進で氷見累層が南部から北部の少し高い基底に向けてアバットして堆積





第9図 津幡図幅地域氷見累層貝化石産地

したものと解釈される。

上位には卯辰山層が不整合に重なる。

層厚 第8図のように地域差が大きく、津幡—能瀬地区では100~150mくらい、気屋—余地地区では20~数10m、内高松で100m内外である。この地域差は氷見累層自体のアバットや集積による差と、卯辰山層下の不整合に伴う削剝の差とによるが、おもに後者の影響である。

岩相・化石 おもに砂岩、一部がシルト岩からなるが、層準と地域による岩相の違いがあり、上部粗粒、北方粗粒の傾向が明瞭である。岩相は地質図に示したよう、津幡シルト岩層のHm、大桑砂岩層のHs₁・Hs₂・Hs₃の4種に整理される。Hmはシルト岩、Hs₁は泥質極細粒砂岩、Hs₂は細粒砂岩、Hs₃は中粒砂混じりの細粒砂岩と中粒砂岩が、それぞれおもな岩相となっている。

4者の層序的關係は、第8図に描いたように、Hmは津幡町周辺の下部、Hs₁は能瀬付近の下部を構成し、両者はほとんど同時異相の關係にある。Hs₂はこれらの地区の上部と、気屋付近から北の地域の

下半を占めている。気屋以北のHs₂は、だいたい能瀬—津幡間のHs₁・HmにHs₂の下部分を含めた範囲の異相とみなされ、その上のHs₃は能瀬—津幡間のHs₂の中部分と上部分の異相と推定される。そして、津幡—能瀬地区の最下部10～20mに相当する層準が北部地域に存在していないようにみられる。すなわち、南部から北部に向かって、この程度のアバットが推定される。なお、津幡—能瀬地区の下部にある凝灰岩層は、北部地域では認めていない。ただ、上田名南東方の谷の最下部細粒砂岩中に凝灰質物のラミナが見出され、凝灰岩層の痕跡の可能性がある。

次に、津幡—能瀬、気屋—余地、上田名—内高松の3地区に分けて、岩相と産出化石を記述する。第8図・第9図・第4表参照。

津幡—能瀬地区津幡シルト岩層 (Hm) は中津幡から加茂の間で氷見累層のうちの下部を占めている。中津幡駅北東約400mにある崖で最もよく観察される。主としてシルト岩からなり、凝灰岩層をはさみ、最下部に含礫砂岩・粗粒砂岩などを伴う地層である。シルト岩中には貝類化石が多い。

主部は、細粒砂質粗粒シルト岩に粗粒シルト岩を交えた塊状の地層で、ところどころ砂質物や貝殻片の多い薄層をはさんで層理を現わしている。岩石としての硬さは軟岩で、新鮮であれば青味をおびた暗灰色であるが、少し風化した状態で褐色をおびた暗灰色を示していることが多い。いちじるしく風化すると、潜在している割目などに沿って小岩塊化し、褐色をおびた淡灰色に変わり、崩壊し易い状態となっている。

これらのシルト岩、とくに細粒砂質シルト岩中には、しばしば貝類化石が散点状に含まれ、ときには層状の密集帯を形成している。ただし、化石の多くは、その印象しか留めていない。第4表に最も保存のよい産地、H地点の種名同定結果を掲げたが、第9図記入の産出地などで鑑定できたものと総合すると、Hmのシルト岩類中に多産する貝類化石は次の種類となる。

Turritella (Neohaustator) saishuensis saishuensis YOKOYAMA

Cryptonatica janthostomoides (KURODA et HABE)

Acila (Acila) divaricata (HINDS)

Portlandia (Megayoldia) thraciaeformis (STOERER)

Glycymeris (Glycymeris) yessoensis (SOWERBY)

Limopsis (Limopsis) tokaiensis YOKOYAMA

Venericardia (Cyclocardia) ferruginea orbicularis YOKOYAMA

Mya cuneiformis (BÖHM)

以上のほか少量含まれる種類も考慮すると、Hm中の貝類化石には、亜浅海生のものが優勢で、*Anadara*、*Glycymeris*、*Mya* などのより浅い生息地のものが混入していることがわかる。

凝灰岩層は薄い層も合せれば数枚あるが、そのうち基底から層厚約20m上位と、同じく25～40m上位とのものが厚くて、よく連続する。連続のよい2枚のうち下位のものは、層厚0.8～1.5mの黒雲母を含む灰白色の細粒凝灰岩で、下部に比較的明瞭なリップル層理を生じていることが多く、火山灰が海底に沈降した後、底層流の影響をうけて堆積したものである。津幡—谷内間での層厚の差異は、降水量の差ではなく海底で凝灰質物が移動した結果であろう。上位の連続性のよい凝灰岩層は、層厚30～50cmの灰白色の細粒凝灰岩である。これら数枚の凝灰岩層は、城端図幅地域で氷見累層基底の粗粒砂岩の上位

第4表 津幡図幅地域氷見累層産出貝化石表
 松浦信臣氏の同定による主要種のみ編集。産地 A~H は第9図参照

(+は産出
 *は多産を示す)

化石名	産地	A	B	C	D	E	F	G	H
GASTROPODA									
<i>Puncturella (Puncturella)</i>					+				
<i>nobilis</i> A. ADAMS									
<i>P. (P.)</i>			+						
<i>fastigiata</i> A. ADAMS									
<i>Acmaea (Niveotectura) cf.</i>			+						
<i>pallida</i> (GOULD)									
<i>Umbonium (Suchium)</i>			+						
<i>akitanum</i> SUZUKI									
<i>Homalopoma</i>			+						
<i>amussitatum</i> (GOULD)									
<i>Turritella (Neohastator)</i>		+	*	+		+	+	*	*
<i>saishuensis saishuensis</i> YOKOYAMA									
<i>Tachyrhynchus</i>		+	+	+					
<i>tuberculosis</i> (YOKOYAMA)									
<i>Cryptonatica</i>		+	*				+	+	*
<i>janthostomoides</i> (KURODA et HABE)									
<i>Eunatica</i>									+
<i>pila</i> (PILSBRY)									
<i>Ceratostoma (Ocenebra)</i>				+					
<i>japonicum</i> (DUNKER)									
<i>Trophon (Boreotrophon)</i>			+						
<i>candelabrum</i> (REEVE)									
<i>Mitrella (Mitrella)</i>			+						
<i>bicincta</i> (GOULD)									
<i>Nassarius (Zeuxis)</i>				+		+		+	
<i>caelatus</i> (A. ADAMS)									
<i>Plicifusus</i>			+						
<i>ozawai</i> (YOKOYAMA)									
<i>Antiplanes</i>			+						
<i>contraria</i> (YOKOYAMA)									
<i>Propebela (Turritoma)</i>			+						
<i>yokoyamai</i> (ONOYAMA)									
<i>Ringicula (Ringiculina)</i>			+						
<i>yokoyamai</i> TAKEYAMA									
SCAPHOPODA									
<i>Dentalium (Dentale)</i>			+						
<i>weinkauffi</i> DUNKER									
PELECYPODA									
<i>Acila (Truncacila)</i>		+	*	*					
<i>insignis</i> (GOULD)									
<i>A. (T.) nakazimai</i> OTUKA								+	+

化石名	産地	A	B	C	D	E	F	G	H
<i>A. (Acila)</i>								+	+
<i>divaricata</i> (HINDS)									
<i>Portlandia (Megayoldia)</i>								*	*
<i>thraciaeformis</i> (STORER)									
<i>Yoldia (Cnesterium)</i>						+	+		
<i>notabilis</i> (YOKOYAMA)									
<i>Arca</i>			*						
<i>boucardi</i> JOUSSEAUME									
<i>Pseudogrammatodon</i>			+	+	+				
<i>dalli</i> (SMITH)									
<i>Anadara (Anadara)</i>								+	+
<i>amicula elongata</i> NODA									
<i>Glycymeris (Glycymeris)</i>			+						+
<i>yessoensis</i> (SOWERBY)									
<i>G. (G.)</i>			+	*					
<i>nipponicus</i> (YOKOYAMA)									
<i>Limopsis (Limopsis)</i>								+	*
<i>tokaiensis</i> YOKOYAMA									
<i>Modiolus (Modiolus) modiolus</i>			+						
<i>difficilis</i> (KURODA et HABE)									
<i>Mytilus (Crynomylus)</i>			*		*				
<i>grayanus</i> DUNKER									
<i>Chlamys (Swiftopecten)</i>			*		+				
<i>swiftii</i> (BERNARDI)									
<i>Ch. (Chlamys)</i>			*	+					
<i>cosibensis cosibensis</i> (YOKOYAMA)									
<i>Peten (Notovola)</i>							+		
<i>albicans</i> (SCHRÖTER)									
<i>Patinopecten (Mizuhopecten)</i>							+		
<i>yessoensis yessoensis</i> (JAY)									
<i>P. (M.)</i>			*	+	+				
<i>yessoensis yokoyamae</i> MASUDA									
<i>P. (M.)</i>		+							
<i>tokyoensis hokurikuensis</i> AKIYAMA									
<i>Lima</i>			+						
<i>sowerbyi nipponica</i> OYAMA									
<i>Momia</i>			*		*				
<i>macrochisma</i> (DESHAYES)									
<i>Astarte (Tridonta)</i>			+	+					
<i>borealis</i> (SCHMACHER)									
<i>A. (T.)</i>			+						
<i>bennetti</i> DALL									
<i>Venericardia (Cyclocardia)</i>			+	+	+	+		+	*
<i>ferruginea orbicularis</i> YOKOYAMA									

化石名	産地	A	B	C	D	E	F	G	H
<i>Venericardia (Megacardita)</i> <i>ommaensis</i> OGASAWARA			+						
<i>V. (Miodontiscus)</i> <i>prolongata nakamurai</i> (YOKOYAMA)			+	+					+
<i>Clinocardium</i> <i>fastosum</i> (YOKOYAMA)		*	+			*	*		+
<i>Callithaca (Protocallithaca)</i> <i>adamsi</i> (REEVE)			+						
<i>Macoma</i> <i>calcareo</i> (GMELIN)								+	+
<i>Peronidia</i> <i>zyonoensis</i> (HATAI et NISUYAMA)			+						
<i>Anisocorbula</i> <i>venusta</i> (GOULD)			*	*					
<i>Cryptomya</i> <i>busoensis</i> YOKOYAMA						+			
<i>Mya</i> <i>cuneiformis</i> (BÖHN)								+	+
<i>Myadora</i> <i>japonica</i> HABE			+						
<i>Thracia</i> <i>kakumana</i> YOKOYAMA						*			

にある数枚の白色凝灰岩（井上ほか，1964）と同一の火山放出物とみなされる。

最下部に見出される含礫砂岩・粗粒砂岩などの粗粒な地層は，全般には顕著でないが，中津幡で層厚10m余りに発達している。太白台小学校正門側道路沿いでよく見られ，含礫砂岩，含礫砂質シルト岩，粗粒砂岩，粗粒砂—砂質泥互層からなる，中層理・厚層理の明瞭な地層である。含まれている礫は，安山岩，硬質のスレートなどの変成岩の小さい中礫で，円礫が多い。一部に，下位の音川累層の泥岩が礫となって入っている。

最下部の含礫層は西向き優勢の古流向を示し，主部のシルト岩にも西向きの古流向が認められる。

津幡—能瀬地区大桑砂岩層 (Hs₁) は加茂から谷内の間と，多田の東に氷見累層の下部となって分布し，谷内部落の西方でよく見られる。シルト質極細粒砂岩が主で，極細粒砂質粗粒シルト岩，シルト質細粒砂岩が伴った地層である。潜在したラミナが認められることもあるが，普通は層理が目立たず，塊状である。軟岩に属する岩石であるが，露出では，Hmより風化が進行していて，褐色をおびた灰色を示し，軟弱になっている。

分布範囲内でも南へ細粒となる傾向が現われており，加茂の谷付近でHmと交指して置き換わる。一方，上部が粗粒な傾向もあり，上部には，シルト質の極細粒・細粒砂岩が多い。基底から層厚約20m上位に，Hm中と同じ凝灰岩層（連続のよい2枚のうちの低位）がはさまれている。また谷内では，最下部に小型の中礫を含んだ礫質層が伴っている。

Hs₁中には，印象ではあるが，貝類化石が比較的豊富に，普遍的に含まれている。散点状のほか，幼

貝が不規則に密集するなどの産状である。多産地の一つでの種名同定結果を第4表Gに掲げた。各所で見出されたもののうち量的におもなものは次の通りである。

Turritella (Neohastator) saishuensis (YOKOYAMA) subsp. ind.

Dentalium sp.

Acila (Acila) divaricata (HINDS)

Nucula sp.

Portlandia (Megayoldia) Thraciaeformis (STOER)

Yoldia (Cnesterium) notabilis (YOKOYAMA)

Yoldia sp.

Nuculana (Thestylea) sp.

Anadara (Anadara) amicula elongata NODA

Limopsis sp.

Lucinoma sp.

Venericardia ferruginea (CLESSIN) subsp. ind.

Clinocardium sp.

Mya sp.

これらの貝類はHm中のものと共通的で、亜浅海生のものを中心とした内容である。Hmに較らべて、ごく浅い生息地の貝の混入が少ない。

津幡—能瀬地区大桑砂岩層 (Hs₂) は、津幡から多田へかけて氷見累層の上部分を占めて分布し、中津幡—本津幡の丘陵地の縁に沿って模式的に露出している。おもに細粒砂岩で、部分的に中粒砂岩や礫岩がはさまれた地層である。厚層理を示すところが多いが、塊状の部分もある。もともと固結の弱い軟岩であり、風化によって全体に軟化し、一般に黄褐色や赤味がかかった黄褐色を呈している。土木材として利用されている。

主体となる細粒砂岩は、比較的分級のよい細粒砂と極細粒砂からできており、通常、貝化石や炭質物をほとんど含まない。部分的に中粒砂混じりの少し分級の悪い細粒砂岩などに貝化石が散在する場合があります。第4表のE・Fに掲げたほか、次の種類などが認められた。

Acila (Truncacila) insignis (GOULD)

Nucula sp.

Chlamys (Chlamys) cosibensis cosibensis (YOKOYAMA)

Patinopecten (Mizuhopecten) tokyoensis hokurikuensis AKIYAMA

Dosinia sp.

Felaniela usta (GOULD)

Paphia sp.

気屋—余地地区大桑砂岩層 (Hs₂) は余地と上田名の中間の南東方の谷で最もよく見られる(第8図 柱状図C)。おもに細粒砂と極細粒砂の混じった細粒砂岩からなる、層理の目立たない地層である。最下部に大礫・巨礫を含んだ礫岩が伴っている。砂岩は固結のごく弱い軟岩で、露出では風化して淡黄褐色を

示し脆弱なことが多い。

最下部の礫岩は場所によってかなり違っている。気屋北部から上田名南東の谷までの間で発達して1 mないし10mと厚く、ここでは瓜生累層の流紋岩質や安山岩質の火山岩の中礫・巨礫と、船津花崗岩類の中礫が含まれている。これより北では厚さが数10cmで、礫種は花崗岩類が多く、瓜生累層の火山岩類が少なく、太田累層の含礫層から由来したものが加わっている。礫の形状は、多くが球形円礫で、波浪による円磨をうけた特徴を表わしている。

最下部の礫岩が薄い所では、その上に厚さ数mのシルトを多く含んだ極細粒砂岩が重なっている。この中には貝化石が多く、層状などに密集して含まれた所がある。種類が豊富で、第4表B・C・Dのほか次に次のものも見出された。浅海浅部の貝が主体で、巻貝と岩礁性の貝が比較的多い。

Searlesia japonica YOKOYAMA

Yoldia (Cnesterium) excavata DALL

Ostrea sp.

Macoma sp.

Heteromacoma sp.

基底から厚さ20m余り上位までには、ところどころ極細粒砂がちの砂岩が含まれ、シルト岩の薄層がはさまれている。また、印象となった貝化石が見かけられ、サンドパイプが認められる。その上、基底から40mくらいまでは、少し粗粒で中粒砂混じりの細粒砂岩が伴っている。さらに上位の砂岩はとくに無層理状である。

上田名一内高松地区大桑砂岩層 (Hs₂) は内高松の第8図a・bの箇所によく見られる。気屋一余地間と、岩相がだいたい似ており、上下の変化にも共通な点がある。おもな岩相は細粒砂と極細粒砂が混じった細粒砂岩で、一般に層理が目立たない。

最下部には、小さい中礫の転石が認められ、所によって薄い礫質層が伴っているようである。基底から15mくらいまでが、少し細粒で極細粒砂がちの細粒砂岩で、下寄りにシルトの多い部分が含まれ、中間にシルト岩の薄層がはさまれている。シルト質の部分などに貝化石が入っており、その種類は、次に挙げるものと第4表Aのほか、同定できなかった巻貝などがかなりあって非常に多種にわたっている。浅海浅部の砂底と岩礁性のものが混合しているが、内高松では *Chlamys* が多く、笠島では *Mizuhopecten* が多いなどの地域的な差がある。

内高松東方

Turritella sp.

Dentalium sp.

Yoldia notabilis (YOKOYAMA)

Chlamys (Swiftopecten) swiftii (BERNARDI)

Ch. (Ch.) cf. cosibensis cosibensis (YOKOYAMA)

Ch. (Ch.) sp.

Venericardia ferruginea (CLESSIN) subsp. ind.

Clinocardium fastosum (YOKOYAMA)

笠島部落

Turritella (Neohastator) saishuensis (YOKOYAMA) subsp. ind.

Antiplanes contraria (YOKOYAMA)

Cryptonatica janthostomoides (KURODA et HABE)

Nuculana sp.

Glycymeris (Glycymeris) yessoensis (SOWERBY)

Limopsis sp.

Mytilus sp.

Patinopecten (Mizuhopecten) tokyoensis hokurikuensis AKIYAMA

Lima sp.

Lucinoma sp.

Nemocardium samarangae (MAKIYAMA)

Clinocardium fastosum (YOKOYAMA)

Macoma calcarea (GMELIN)

Peronidia lutea (WOOD)

Cadella lubrica (GOULD)

Myadora sp.

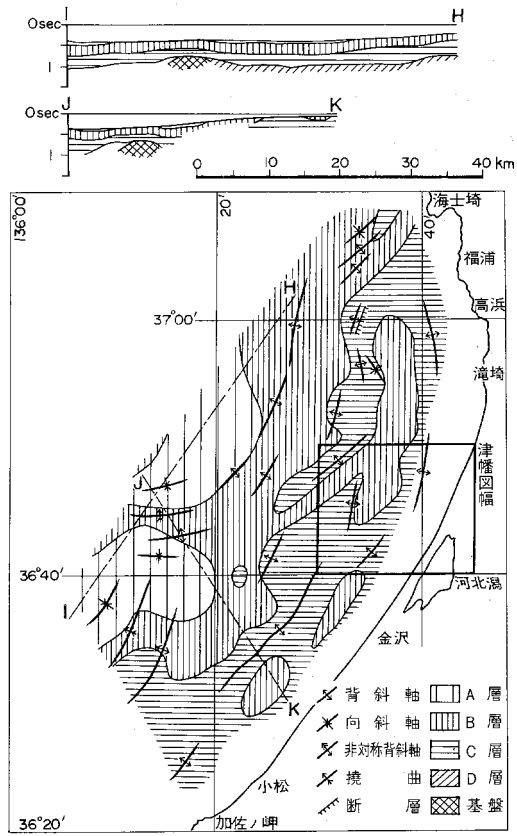
基底から約15m以上を占める地層は比較的分級のよい細粒砂岩であって、その間に、基底から20m前後で中礫礫岩・含礫砂岩の薄層や数10cmの層がはさまれ、所によってシルト岩の薄層も見られる。この部分には西へ向かう斜層理がある。これより上位は、かすかに疎らな層理が認められる細粒砂岩からなっている。

内高松東方の丘の上では、基底から厚さ20~30mまでの地層しかないが、内高松近くのものより少し粗粒である。おもな部分は細粒砂岩で、これには中粒砂混じり、極細粒砂混じりなどの粒度差による明瞭な中層理が現われている。そして、中粒砂岩・粗粒砂岩・シルト岩・礫岩がはさまれ、一部に、*Glycymeris yessoensis* (SOWERBY) の密集層がある。

この丘の上では、船津花崗岩類をおおう状況が観察できる。高松病院の南東約300mの所では、花崗岩に接して、厚さ2~3mのシルト質極細粒砂岩があり、その中に花崗岩の破片状の角礫（小型中礫以下）が混じり、*Ostrea*, *Pectinidae*, *Cirripedia* などが含まれている。この丘から余地部落へ下りる箇所では、基底に花崗岩類だけの中礫を含んだ、厚さ数10cmの礫岩があって、船津花崗岩類をおおい、その上には、中層理の明らかな、細粒砂混じりの極細粒砂岩などの地層が2~3m重なって、最下部を構成している。これらの最下部で認められる古流向は北北東や北東方向へ向かっている。

気屋南部の大桑砂岩層 (Hs₃) はおもに中粒砂混じりの細粒砂岩や中粒砂岩などで、砂岩はもともと軟岩であるが風化をよくうけている。断層で分断されている地層を組合せると、30~40mの厚さとなる。

このうち、下部は中粒砂混じりの細粒砂岩の地層で、粗粒砂岩層や小型中礫の礫岩層がはさまれている。中部は下部に似ているが、少し細粒で、シルト岩の薄層もはさまれ、一部に、*Glycymeris* sp. *Macoma* cf. *calcarea* (GMELIN) などの密集層が入っている。上部は粗粒砂混じりの中粒砂岩が主になっ



能登半島西方大陸棚の音波探査による層序
 A層：B層以下を不整合におおう層
 B層：C層にはほぼ整合的にのっているやや透明な層
 C層：かなり顕著な濃い横じまを含む層でD層にたいして不整合にのっている
 D層：基盤上にある顕著な透明層
 基盤：最下部にみられる層

第10図 津幡図幅周辺海底地質図
 桜井ほか (1971) の Fig. 4, Table 3 による

て、間に中粒砂岩、細礫・中礫礫岩、シルト岩の薄層が多くはさまれている。

内高松付近の大桑砂岩層 (Hs₃) は第8図aでよく見られる。おもに細粒砂と中粒砂の混じった細粒砂岩からなる地層で、中粒砂・粗粒砂などの薄層やラミナがはさまれている。この砂岩は固結のごく弱い軟岩であって、水が比較的透過し易く、風化して軟弱になった箇所が多い。

下部の数mは、極粗粒砂～中粒砂の混じった粗粒砂岩と中粒砂岩で、Hs₂の細粒砂岩に重なっている。下限から10mないし20m上位の間には、ところどころ中礫を含んだ粗粒砂岩の薄層がはさまれ、所によってあまり固くない平扁形の石灰質団塊が含まれている。下限から30m上位の前後は比較的細粒で無層理状である。下限から40mくらい上位にあたる粗粒砂岩に、大形の二枚貝などが層状に含まれた所がある。印象だけで属種がよくわからないが、Mactoridae 科の貝が多く、Trochidae・Veneridae 科のものや Peronidia sp. などが伴っている。

海底地質 桜井ほか（1971）によって、津幡図幅周辺海域の音波探査による研究が発表されている。

第10図は、その海底地質を Table 3 と Fig. 4 とから転載したものである。

津幡図幅に属する海底には、C層、次いでB層が広く現れていることが明らかにされている。桜井氏らのB層、C層は、それぞれ、卯辰山層、氷見累層の連続部であろうと思われる。

5. 第四系

津幡図幅地域には、一般に更新世前期の地層とみなされている卯辰山層をはじめ、更新世後期（あるいは中期以降）の数時期の段丘堆積物、沖積堆積物、さらに、現世後半に形成された海岸砂丘が分布している。

卯辰山層は非海成的な要素を含む地層で、最高250mくらいの厚さに達しており、下位の氷見累層を不整合におおって広範に露出し、褶曲と断層による変位をかなり強くうけている。

段丘堆積物のうち、最もおもなものは宇ノ気段丘層で、陸水性の泥層、風成砂、浅海成砂などからなり、高さ40～60mの段丘面を作り、後の侵食による40m以下の段丘面もっている。他の低位段丘堆積物はより新期の、40m以下の標高を占める河川堆積物などである。

沖積堆積物は河北潟周辺はじめ所々の平地を形成し、砂丘堆積物は数期の砂丘列が近接・複合して、海岸に沿う1～2km高さ数10mの丘陵となっている。

なお、海底には卯辰山層らしい層が広く露出し、それ以降の堆積物もところどころに集積していると思われる。

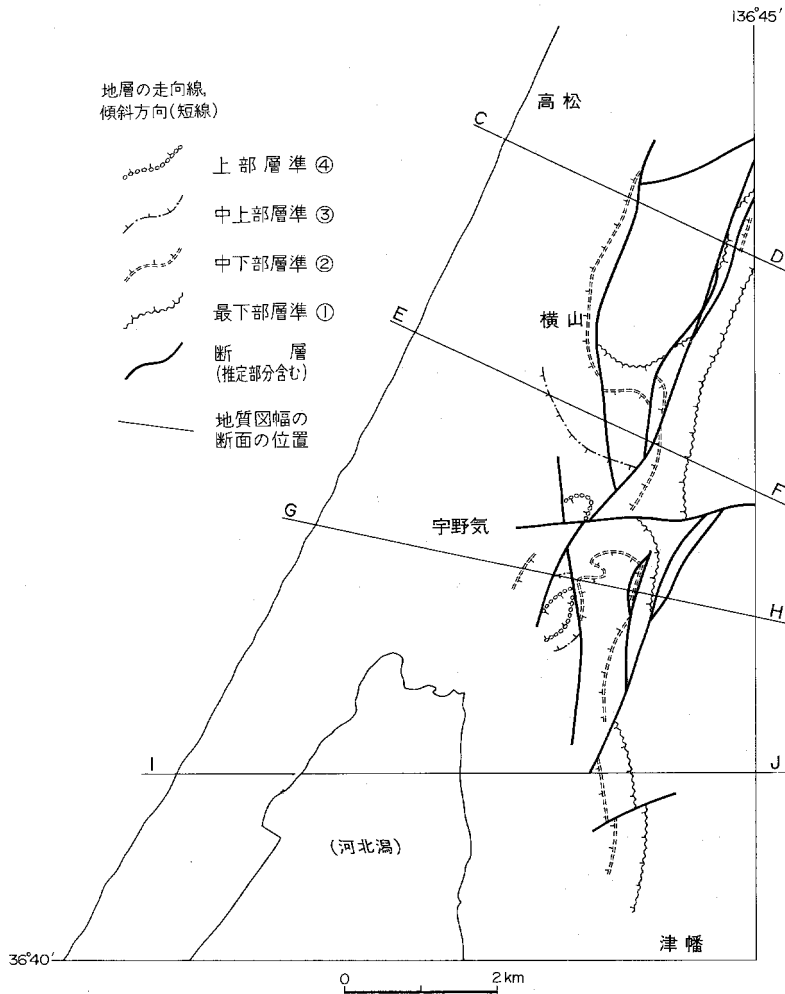
沖積堆積物と砂丘堆積物については、試錐などによる実質的な調査・研究を加えていないので、一般的な観察と既存文献とによって考察し記述する。

5. 1 卯辰山層

津幡図幅地域には、この報告で卯辰山層に属させた地層が広く分布し、最上部まで200数10mの層厚に達している。氷見累層を全域にわたって不整合におおうが、いちじるしい傾斜不整合ではなく、地下や海域においても氷見累層とほぼ平行に重なっていると思われる。この地域では、地層が褶曲をうけ、かつ断層によって乱されている。

地層名・模式地 地層名は、望月（1930a）が「金沢市東北卯辰山によく発達する」「砂層粘土層円礫層よりなる」地層を卯辰山層としたのに始まる。このとき、望月（1930a・b）は金沢周辺の“第三紀層”を3層に分け、卯辰山層はその最上位の地層であった。その後、卯辰山層と大桑層との境界などに変遷があったが、楡井（1969）は金沢周辺の卯辰層を詳しく研究し、再定義して、模式地を「金沢市御所町から卯辰山山頂まで」とした。楡井の卯辰山層には、以前（今井、1959など）卯辰山付近で高位段丘礫層として扱われていたものが、最上部として含まれている。

津幡図幅地域の地層は、気屋互層（池辺ほか、1951）と呼ばれたこともあるが、金沢周辺の卯辰山層と一連の水域で形成されたと考えられるので、この報告では卯辰山層と呼ぶことにした。ただし、金沢



第11図 津幡図幅地域卯辰山層地質構造図
層準は第12図参照

地域には、層厚150mくらいの卯辰山層しか存在しないのに、この地域には最高250m前後もの地層があるので、金沢地域よりさらに上位の層準まで含まれているかもしれない。

分布・構造 おもに丘陵地の西寄りにはほぼ連続的に露出し、上田名から余地の谷沿いに入り込んでいる。構造の大勢としては、西へ緩く傾斜する傾向があるが、細かくみれば複雑である。同層準の走向線を描くと第11図のような構造が推定される。

宇ノ気地域では、気屋の谷に沿う東西方向の断層をはさんで、南、北それぞれに、南南西へ傾く向斜構造があり、その褶曲構造がさらに北北東—南南西方向の断層で乱されている。宇ノ気町北部から高松町にかけては、上田名北方の船津花崗岩類の山塊を中心としたドーム状構造が形成されており、その東側の地層は余地の谷に沿う北北東—南南西方向の断層帯の間にはさまれて、切れ切れとなり、かつ急傾斜している。

なお、3.5氷見累層の岩相の項の末尾に述べたように、海底にも卯辰山層とみなされる地層が広く分

布している。

層序関係 下位に対しては、津幡図幅の範囲では全域が不整合とみなされる。第8図・第12図参照。下位の氷見累層内の上下分帯を推定し、その削剝欠如量を比較してみると、能瀬付近では氷見累層が津幡北部より層厚20m前後多く欠如しており、気屋―余地間では氷見累層の厚さに30～40mのむらが生じている。また、上田名では内高松付近より数10m多い欠如が見込まれる。

なお、卯辰山層の基底には、たいてい礫岩か含礫砂岩が伴っており、津幡北部、五月田、加茂、気屋西方、余地東方、谷部落などで氷見累層のわずかな斜交や基底面の凹凸が認められる。ただし、大局的な構造としては、共通の断層で乱されており、いちじるしい斜交不整合は形成されていない。

上位には、宇ノ気段丘層などの段丘堆積物が不整合に乗っている。この間は、顕著な地殻変動を隔てた不整合である。

層厚 全層がほぼ連続して地表にあらわれているのは、宇ノ気町北部の谷―鉢伏間である。ここでは計200数10mに達している。地質図に下部として示した部分は、各地を通じて20～40mの所が多く、主部は谷―鉢伏間で150ないし200mと見積られ、上部は鉢伏・茶臼山に約50mまで存在している。

岩相 大部分は細粒砂層と中粒砂層とからなり、シルト層・粘土層・粗粒砂層・礫層を伴う地層である。岩相の特徴によって、第12図に示したよう、下部・主部・上部に3分した。

下部 (LII) は、細粒砂層・中粒砂層・泥質細粒砂層を主とし、粘土層・礫層・粗粒砂層をはさんだ地層で、津幡町北部では凝灰質物を含んでいるのが認められる。地層は多くの場合、明らかな中層理をおび、ところどころ小規模の斜交層理を示す。

基底部に礫層や含礫砂層があることが多い。とくに余地の谷の東側では、最下部の厚さ数mを礫層と含礫砂層が占めている。礫は、概して円礫が主で、高円磨の球状礫がかなり含まれる場合が多く、亜円・亜角礫の混入は稀である。礫の岩石種は地区によって異なる。津幡付近では、硬質のスレート、古期の珪長質火山岩（太美山層群由来と思われる）、変質安山岩など、気屋付近では花崗岩質岩石が主、余地付近では花崗岩質岩石・珪長質火山岩（瓜生累層起源らしい）・安山岩（同前）変成岩（太田累層礫岩中の礫）など、谷部落付近では花崗岩質岩石と珪長質火山岩（瓜生累層起源らしい）である。

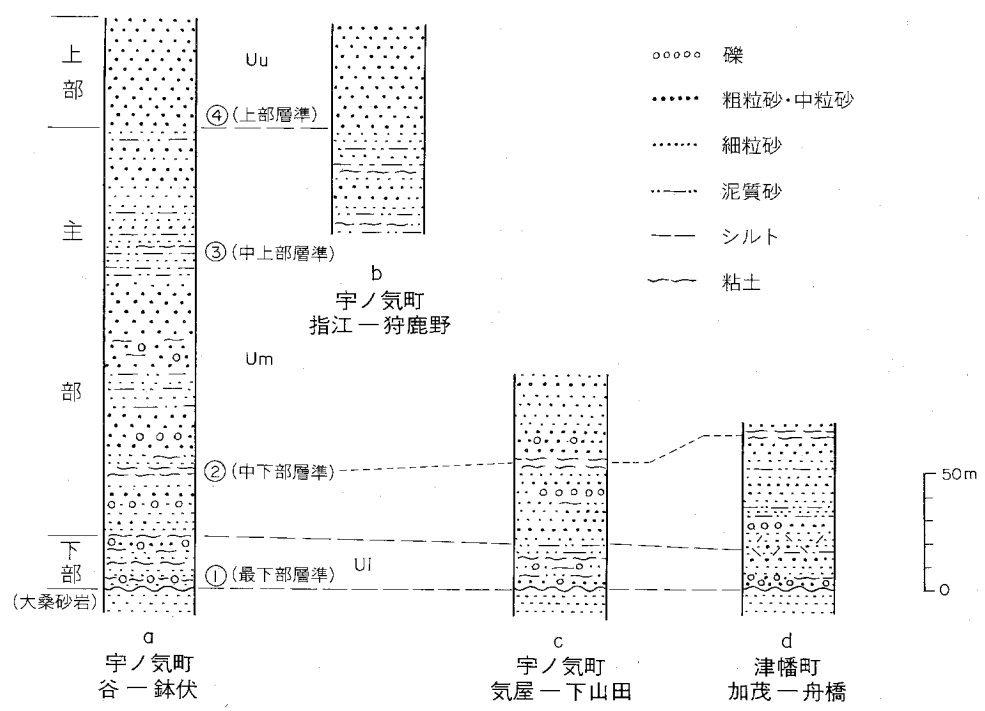
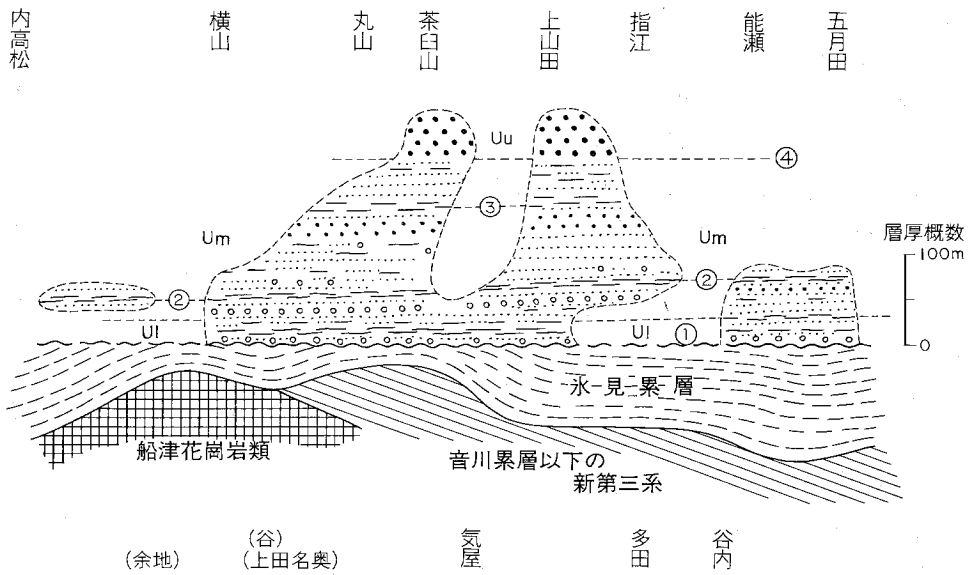
粘土質層のうち、基底から10mくらい上位にある、最も厚いものは厚さ1～3mでよく連続しており、上田名東方の谷では5～6mに肥厚している。ここではシルト質粘土の間に、粘土質泥の多い極細粒砂層や炭質物の多い黒灰色の粘土層がはさまれている。

下部の地層中の斜層理の古流向は、津幡・多田付近では西～北西向き、気屋では南西方向、余地では北西向きが、それぞれ優勢なようである。

主部 (LI_m) の地層は、細粒砂層・中粒砂層が主体となり、粗粒砂層を伴い、シルト層・粘土層・礫層をはさんで構成されている。

細粒砂層・中粒砂層には、比較的分級のよいものと、泥質で分級の悪いものがあり、厚層理、次いで中層理を表わしている。両者が互層を作る場合もある。これらの地層は普通風化して黄褐色となり、さらに脱色していることも多い。地層の固結は、ごく弱く、風化が進むと容易に崩れ、土砂状となっている。

粗粒砂層の多くは厚層理か塊状を示す、厚さ数10cm～数mの地層である。不明瞭な分級層理をもつ



第12図 津幡図幅地域卯辰山層岩相図および地質柱状図
柱状図作成位置は第18図参照

層があり、また中規模の斜交層理、局部的には大規模の斜交層理を作る層が認められる。

シルト層、粘土層は、それぞれ薄層や中層となつてはさまれる場合が多いが、相伴つて厚さ1mないし数mの厚層ともなっている。最も顕著な厚層は地質図に記入したが、他の粘土質厚層は周辺の露出が悪いため、地質図に図示できるほど追跡できなかつた。これらの粘土層と、粘土質に風化したシルト層とは、瓦・煉瓦などの材料に利用されている（6章参照）。

礫層は、小型中礫や細礫の薄層で、細粒砂層・中粒砂層中にはさまれている。硬質な岩石の円礫を主とし、ときには花崗岩質岩石を多く含んでいる。

主部の砂層が示す古流向はとところどころで測定した結果、少し傾向がありそうではあるが、全体として諸方向に向かっている。堆積当時、流向の変動が多かつたのであろう。

上部（Llu）の地層は、粗粒砂層に極粗粒砂層や粗粒砂混じりの中粒砂層が伴っている地層で、一般に厚層理か塊状であるが、斜交層理を示す層がかなりあり、大小様々の規模の斜交層理がみかけられる。斜交層理による古流向は、茶臼山・鉢伏地区では東へ向うものが優勢、狩鹿野付近では北西方向や東方向などが混在している。

5. 2 宇ノ気段丘層

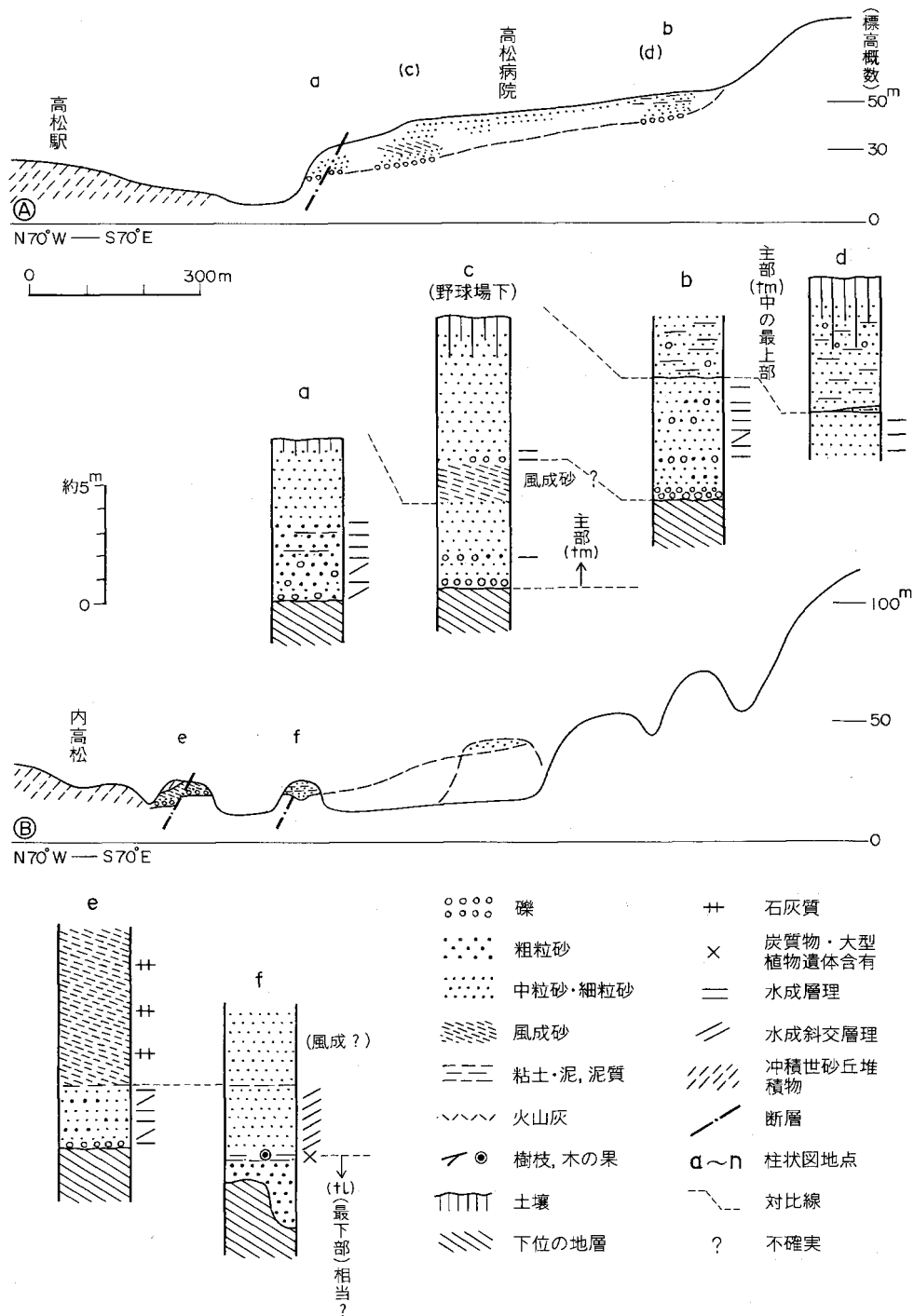
宇ノ気段丘層は粘土質層の最下部（tl）と、海成らしい砂層や風成砂の主部（tm）からなり、堆積物の上面が高度40～60mの段丘面となっている。すでに研究されている（北陸第四紀研究グループ、1961・1963・1967a・1967b・1969）七尾市付近の奥原層、珠洲市付近の平床層、氷見市の窪層、加賀市付近の片山津層と同一期に堆積したとみなされる。この地質時代は、関東地方の下末吉層と同じ時代、すなわち更新世後期あるいは中期と考えられている。ただし、最下部（tl）についてはより古い時期の疑いもかけられる。なお、宇ノ気段丘堆積層の分布地域には、40mより低い侵食段丘面もあり、また一部ではこの堆積物を切る断層が認められる。

地層名・模式地 小野山（1935a）の宇ノ気海岸段丘層（または海成段丘層）や池辺ほか（1951）の宇ノ気段丘層から、氷見累層や卯辰山層に属する部分を除いたものにあたり、後者の地層名称を受け継いだ。池辺ほか（1951）では宇ノ気村（現、宇ノ気町）宇気が模式地とされているが、現在では堆積物の主部は高松町内高松東部の高松町野球場・高松病院周辺で模式的にみられ、地層の下部から上部にかけての主要な露出は野球場へ登る道路沿いの切り取り（第13図柱状図C地点）、上部・最上部のよい露出は高松病院東側支谷の谷壁（同b地点）にある。地層の最下部は宇ノ気町横山南の宇ノ気川沿岸の切り取り崖（同g地点）の低い部分に模式的に露出している。

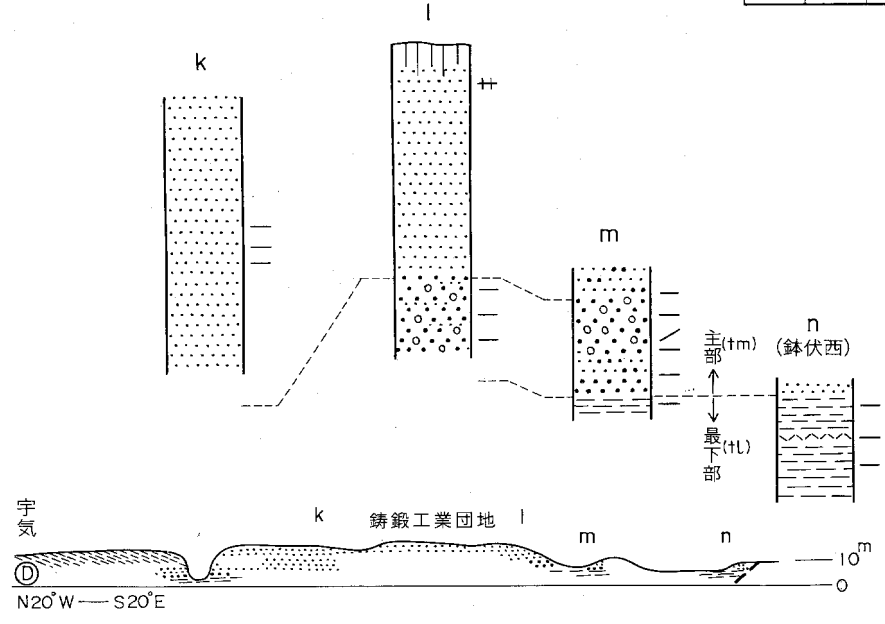
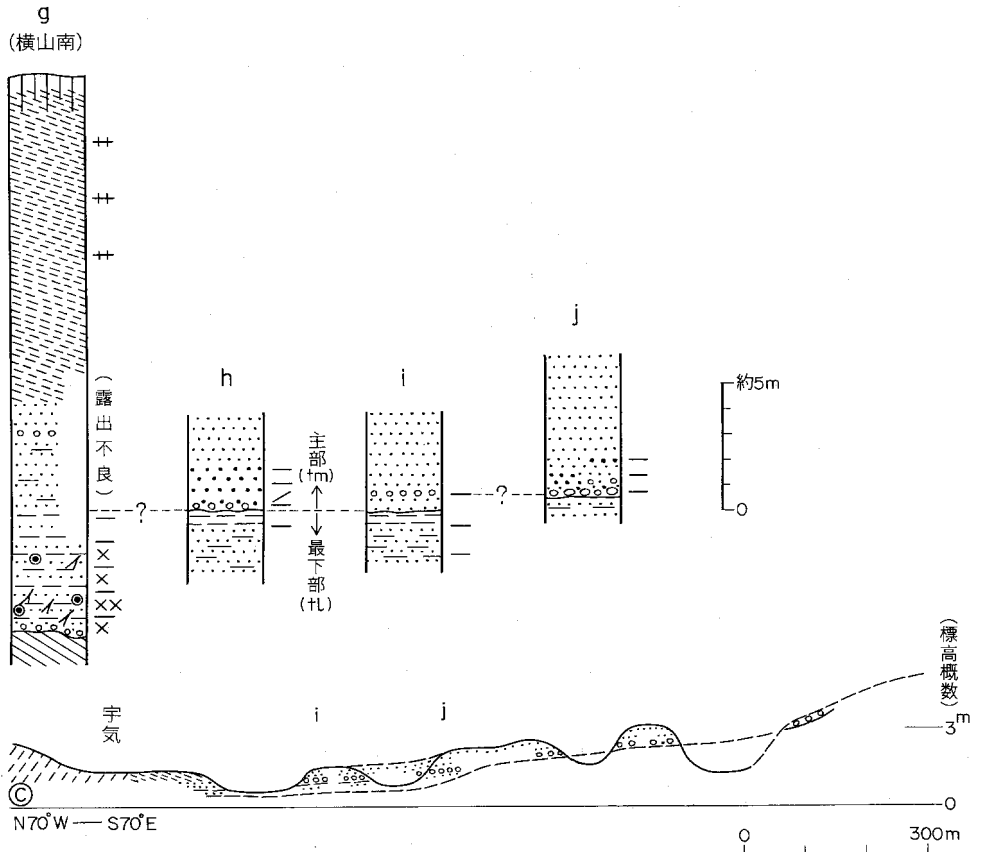
堆積物の上面の高度は、内高松東方で40m以上60m未満の間を占めているが、関連する段丘面は侵食面を加えて3段となっている。

分布・構造・地形 横山・宇野気の平地で分かれて、内高松と宇気の2地区に分布している。第1図（2頁）・第13図参照。

内高松地区、すなわち内高松東部から宇ノ気町笠島北部までの間では、高度（国土地理院発行2万5千分の1地形図による）30m前後から60m弱の段丘の上部分を構成している。地層の基底は西から東へ



第13図 津幡区幅地域宇ノ気段 柱状図作成と断面の



丘層地質柱状図および断面図
位置は第18図参照

約20mから40m余りと高まり、堆積物の特徴によってアバットと判断される。内高松南部の第13図柱状図 e 地点の道路切取りでは、東西約20mの間には南北方向ないし南西—北東方向へ延びる急角度の小断層数本があり、いずれも下位の卯辰山層とともに西側落ちの変位を生じている。このうち最大のものは断層面N35° E60° W落差数mの正断層で、他は断層面の傾斜が様々で落差20cmないし50cmである。ほぼこの延長にあたる a 地点でも、西側が1mくらいに落ちたN35° E60° W前後の断層が認められる。

この地区の段丘面は全般に開析をうけ原面をそのまま残している所が少ないが、高松病院周辺に比較的平坦な地形が保たれていて、高度40~60mと30~40mの2段に分けられる。高い面は高松病院東方第13図 d 地点付近で最高60m近い高度を示し、そこには地層の最上部が存在する。それから西側へ明確な段を表さずに、最上部層が欠けた40~50mの平坦地が続く。この高松病院の廻りの平坦地は、元来最上部がほとんど堆積しなかったか、あるいは堆積した最上部が直後の海退で侵食された所であろうが、よくわからない。低い面は30m以上40m未満で前者より1段低い。この面は堆積物形成後、海退が停滞した時期に地層の上部が削割されてできた波食面であろう。

現在の地形では、内高松東方の段丘はおもに西へ向う必従谷によって侵食されており、内高松南隣の段丘は段丘崖に平行に発生した谷によって削られている。

宇気地区、すなわち横山南部から鉢伏西部にかけては、この地層が10mから20m余りの高さの段丘の全体と、20mから40mの高さの段丘の上部分とを構成している。この地区では内高松地区と違い、粘土質層が地層の最下部 (t1) となって西寄りの地帯で高度10数m以下、所によって数m以下に広がっており、この最下部にオーバーラップして、地層の下部・中部が東寄りへ高まっている。また、宇気南東の鑄鍛工業団地付近では地層がごく緩く波曲している。

宇気地区の段丘には、3・4段の面が識別される。高い段丘面は横山—笠島間の平地へ連らなる南北方向の谷の東側に推定される。これは高度30m前後以上に分布する残留堆積物が形成していたはずの面であって、内高松地区の高い面に対応すると考えられる。この残留堆積物は地質図に示したほかにも若干分布しているであろう。第2の段丘面は内高松地区の低い面にあたると思われる約25m以上40m未満の高さの面である。平坦面の遺形が保持されており、堆積物はわずかに傾斜して、基底面とともに徐々に西へ下がる傾向を示している。この間、30mを切る高さの所に傾斜変換が認められ、段丘崖の名残りの可能性があるが明確でない。

第3の最も低い面はおおよそ15mないし20mの高度をもち、鑄鍛工業団地の所に平坦面の遺形が残っている（現在はさらに人工整地されている）。堆積物は第2の段丘面下のものと共通しているが、この第3の面は鉢伏西部や狩鹿野・森付近にも卯辰山層を削割して広がっていたとみなされ、かつ、推定される段丘崖線が高位の面に顕著に切り込んだ形をとるので、宇ノ気段丘層の堆積に関係した海進と別個の海進時に生じた侵食面と解釈される。

宇気地区の段丘周辺の谷系は旧汀線に平行的な谷と段丘面の勾配に必従的な谷とが組合って生長している。

岩相・層厚 大部分は浅海成と思われる細粒・中粒の砂層である。南の宇気地区で最下部に粘土質層が伴い、西寄りの地帯で地層の中部に風成砂が発達している。層厚は厚い所では20mをこえるが、一般に10~20mである。東寄りのアバットした部分では元来地層が薄くて10m余り、低い段丘の部分では厚

く堆積したであろうが上部が失われて10mないし15mくらいである。

最下部 (tl) は第13図g地点では厚さ約5mで、淘汰の悪い泥質細粒砂層と粘土質層（粘土質シルト層やシルト質粘土層）との10cmないし30cmごとの互層からなり、基底に厚さ10cm未満の含礫極粗粒砂を伴って卯辰山層の凹凸面上に堆積している。

約5mのうち、下半には多数の樹枝片のほか、直径20cm長さ1m程の樹幹や直径40cm長さ70cmくらいの樹根の流木と、かなり多量の木の実が含まれている。樹枝片の入り方には方向性が認められ、北東—南西と、北北東—南南西の方向に沿うものが多い。

これらの木の実のおもな種類は次のとおりである。 (燃料部尾上亨技官同定)

Cryptomeria japonica D. DON

Juglans ailantifolia CARR.

Alnus sp. A

Alnus sp. B

Aesculus turbinata BLUME

Styrax japonica SIEB. Et ZUCC.

これに続く上半の地層は、同じく樹枝片を含むが、下半より少し粗粒で、中粒砂・粗粒砂混じりの細粒砂層をはさんでいる。

以上述べたg地点の最下部とほぼ同じ高さを占めて、宇気の東側には下位不明で、シルト質の砂層（所により中粒、また極細粒）約2mとその上に40cm余りの粘土層が重なって露出している。これらの地層はさらに東へはシルト質砂層ばかりと変わり、南へは鑄鍛工業団地の北端付近から粘土層がより厚くなり、同団地南端を経て、鉢伏西部第13図n地点付近まで連続しているとみなされる。n地点では灰色の粘土層厚さ約3mの上に炭質物の多い粘土質シルト層80cmが重なって露出しており、粘土層の上限から60cm下に厚さ数cm、白色の細粒火山灰層がはさまれている。

北部の内高松地区では、上述の最下部と同じ岩相のものは見られないが、内高松のf地点では、丁度氷見累層と卯辰山層が断層で接している箇所、鉄質物で汚染された帯褐灰色の中粒砂が氷見累層側の2mくらいの凹みを埋め、さらに1mの厚さでおおい、その上の平坦となった所にピート層厚さ約10cm、細・中粒砂層を交えたシルト質粘土層約30cmが重なっており、この部分が宇気地区の最下部に当たるように思われる。

このピート層には樹皮片や、*Fagus crenata* BLUME（燃料部尾上亨技官鑑定）などの木の実が含まれている。

主部 (tm) の中の層序は内高松の野球場付近でみられる堆積物によって組み立てられる。まず、内高松付近での岩相から述べる。第13図c地点では氷見累層の細粒砂岩の、ほとんど平坦な侵食面を、段丘層基底の中礫混じりの細礫層厚さ10cmがおおって始まり、層理の目立たない浜砂的細粒砂層約3.5mが続く、その上に風成の細かい層理をもった細粒砂層が1.5mくらいあり、次は小さい中礫や砂鉄を縞状に含み明らかな水成層理を現わした細粒砂層1m弱を経て、再び層理の目立たない浜砂的な細粒砂層数mが重なっている。そして、さらにこの上位に、野球場横で見られる中粒砂混じりの細粒砂層数mが乗っている。

b地点では、基盤が氷見累層上部の砂岩で、北西向きに10度くらい傾斜した削剥面上に中礫・大礫礫層が30～50cmの厚さで斜面をならすように堆積し、順次、層理の目立たない中・細粒砂層1m余り、板状の層理（ほぼ西向き3・4度の傾斜）をもち細礫の薄層をはさんだ中粒砂混じりの細粒砂層2m余り、細粒・極細粒砂層1mが重なり、最上部には淘汰が悪く層理の不明瞭な、中粒砂・粗粒砂・細礫混じりの、シルト質細粒・極細粒砂層が乗っている。この最上部については、d地点で6～7mの厚さがあり、下位の細粒砂層との間に削剥面が見出される。断面的位置と岩相とから考えると、b地点での段丘層はc地点での風成砂より上の層準に当たるとみなされる。

次に、全域の宇ノ気段丘層の主部について述べる。通覧すると、各地の風成砂は同一時期に形成されたように思われる。ただし、風成砂層の風化物や崩壊物からは風成砂であることが認定できないので、第13図で水成層理の記号を付けてない砂層のうちに、幾らか風成砂層が含まれているかもしれない。

風成砂より下位の地層は、一般に厚さ数mで、内高松地区の西寄り部分と宇気地区の全部に分布している。最下部層（tl）に重なる所では普通、含礫層や礫層から始まって顕著な岩相遷移を示し、卯辰山層や氷見累層をおおう所では多くは平滑な侵食面に基部の礫質層が広がっている。これらの礫質層の中の礫は花崗岩質岩石、瓜生累層の火山岩、変成岩（元来は太田累層中の礫、氷見累層・卯辰山層にも含まれる）などである。地層の大部分は中粒砂や細粒砂を主とした砂層で、粗粒砂や細礫を含み、水成層理が明瞭である部分と層理が目立たない部分とがある。内高松付近では斜層理が多く、南南東・南東・南東東へ傾くものが優勢である。

風成砂は、厚さにして、内高松e地点周辺で数m、横山南g地点で13m前後、宇気部落の東部（低地より西）で数m以上も存在し、下位の水成層にほとんど整合に重なっている。この砂層には現在の砂丘にみられる風成層理と同様な、2・3mmから1cm間隔の層理があり、層理は多くの場合ほぼ平坦か内陸向き微傾斜を示している。

風成砂より上位の地層が見られるのは、ほとんど内高松の東寄り地域に限られており、前述のc地点・b地点とほぼ同様な岩相をしている。東寄りが粗粒で層理が明らか、西寄りが細粒で層理が目立たない傾向がある。層厚は10m前後である。

段丘面上の土壌化については、母材によって差があるが、一般に1m前後の深さまで土壌が形成されているようである。土壌対象の調査は行っていないが、崖の上部で認めた状況の数例を述べておく。内高松のd地点ではB₂層以下がみられ、表面から下へ、赤味がかった褐色の土壌90cm、ほぼ同じ色の未熟土壌80cmが形成され、その下のシルト質細粒砂層が上から1mくらい顕著に風化し、さらに3mくらい下まで風化が及んで粘土を生じている。内高松の野球場の西側では、細粒砂層を母材として、暗褐色土壌20～30cm、その下に赤味のある比較的濃い褐色土壌60cmができており、さらに下80～90cmが半ば風化して黄褐色となっている。

横山南のg地点では、崖の上端で風成砂から生じた、少し赤味をおびた黄褐色の未熟土壌厚さ約1.5mが認められる。鑄鍛工業団地の1地点（塚越遺跡地）では、表面は人工的に乱されているが、表層から、暗褐色土壌20cm、褐色土壌約60cm、淡褐色の未熟土壌約40cmがあり、その下にも1mくらいの深さまで風化が進み、細粒砂層が淡黄褐色となり、かつ石灰質物が集積されている。

なお、段丘の上面近くの地層中には、土壌より下のC層にあたる部分に石灰質物が沈着し、砂層など

が膠結された箇所がある。内高松の野球場北側，第13図のe・g・l地点，宇気部落東部がその例である。

5. 3 低位段丘堆積物

宇ノ気段丘層より新しい時代の数時期に形成されたとみなされる段丘堆積物があり，各時期のおもなものはそれぞれ狩鹿野・長柄町・余地の付近で見られる。

狩鹿野付近の段丘堆積物（tk）は卯辰山層を削った高度約15mないし20m余りの侵食段丘上に残っている薄い堆積物である。この堆積時期は，宇ノ気段丘層の地域にも，宇気付近で同じ高度の侵食段丘が形成されているので，宇ノ気段丘層を堆積させた海進と別個のより新しい海進期に当たる。

長柄町付近の段丘堆積物（tn）は河成礫層の主部と粘土質層の最上部とからなり，標高10～40mの扇状地状の台地を作っている。これは古期の大海川によって，宇ノ気段丘層や氷見累層が侵食された上に広がったもので，宇ノ気段丘層より新しいが，狩鹿野や宇気付近の段丘形成との前後関係については東隣の石動図幅地域から手がかりを得て考察しなければわからない。

余地付近の段丘堆積物（ty）は現在の河床より10m余り高い河岸段丘を作る，粘土質層を交えた砂層であって，前記の諸段丘より新しいものようである。

以上のほか，地質図には省いたが，比較的大きい谷の所々で，現在の河床より10m前後または数m程度高い，河岸段丘やその遺痕が認められる。

^{かるがの}狩鹿野付近の段丘堆積物（tk）

宇ノ気町の狩鹿野・森付近の丘陵には，約15mないし20m余りの高度に平坦面の遺形があり，所によって土壌化した堆積物が残留している。狩鹿野北東では，元来細礫や粗粒砂を含んだ細粒ないし中粒の砂層であったと思われる堆積物が，約1.2mの厚さ認められ，平坦となった卯辰山層の粗粒砂層の上をおおっている。その表層は多少欠けているが，20cm弱の黒褐色土壌と50cm内外の赤味がかった褐色の土壌ができており，その下も数10cmが未熟土壌となり，さらに卯辰山層に風化が及んでいる。

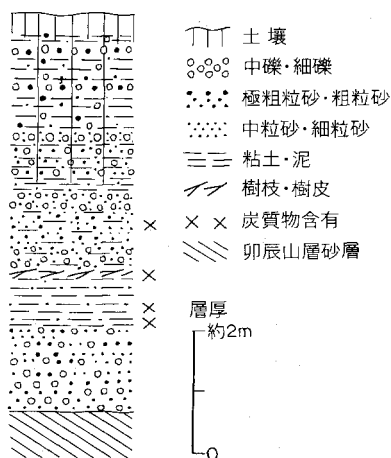
この段丘面は，宇ノ気段丘層の項で述べた宇気地区の最も低い段丘面（高さ約15m～20m）とともに，宇ノ気段丘層の堆積に関与した海進とは別の，より新しい海進期に形成された侵食段丘と思われる。

^{ながら}長柄町付近の段丘堆積物（tn）

高松町北部の長柄町周辺に，沖積平地より一段高い隆起扇状地状の地形を形成している。扇頂に当たる部分は図幅の境から東へ約1km離れた所にあつて40m前後の高度で，沖積平地より20mくらい高い。これから北西へ低くなり，中沼付近では高さ20m余り，平地との比高10m内外，末端の二ツ屋では高さ10m余り，比高数mになる。

この台地は必従的な水系と，沖積平地に臨む崖に発生した谷とによって開析されている。前者は北西方向に向う凹みを作るが，まだ谷になっておらず，これによる侵食量は堆積物上部の分布から考えると，2・3mを越えないようである。後者は平地との比高が大きい所では比較的深い谷となっている。

堆積物の内容は，平地との境の崖や表面でしか観察されないが，扇頂寄りの図幅の境付近では氷見累



第14図 余地付近の低位段丘堆積物 (ty) 地質柱状図

柱状図作成位置は第18図参照

層の上部らしい地層を基盤とし厚さ10m前後で、下半が巨礫混じりの大礫礫層、上部が大礫混じりの中礫礫層、最上部が粘土質層であり、中央部では下半が大礫混じりの中礫礫層、上部が中礫礫層と砂層、最上部が粘質層となり、末端部では最上部が粘土質層（下位不明）である。内高松に近い南端部では、宇ノ気段丘層の範囲にくい込み、段丘層を欠いで氷見累層の上に広がっている。ここでは下に中礫・大礫礫層1.5～2mがあつて、粘土質に風化した、泥質極細粒砂層と極細粒砂混じりのシルトなどが2m内外重なっている。

礫は大部分が船津花崗岩類で、少量が瓜生累層の火山岩などであり、一般に円形・亜円形、少数が高円形を示している。最上部の粘土質層は侵食によって失われたらしい所

もあるが、扇状地のほぼ全面に1～2mの厚さで広がっているようである。在所・夏栗では以前瓦原料などに採掘され1.5mないし2mの厚さがあつた。粘土質層には深くまで土壌化が及んでいるが、砂層・礫層の表面ではA層、B層合せて60～70cm程度の土壌が形成されている。なお、砂丘の近くには、地質図に記入した後背砂地 (s₆) のほかにも、この堆積物が砂丘からの流亡砂や飛砂によって薄くおおわれている箇所がある。

礫層・砂層は更新世後期の大海川によって作られた扇状地堆積物とみなされる。最上部の粘土質層は河川の氾濫堆積物か、または、礫層・砂層の堆積後生じた潟・湖の堆積物か、あるいは両者の複合したものと考えられる。

余地付近の段丘堆積物 (ty)

宇ノ気町余地部落のはずれから数100m上流にある小さい河岸段丘のものである。現在の河床より約4m上に基底があつて、6・7mの堆積物が重なっている。上面は、河岸では河床より10m余り高く、山寄りでは山腹からの崩土でおおわれて、さらに数m高い。

堆積物は含礫砂層や粘土質泥層などで、第14図のような上下変化を示す。下部の砂層は角張った極粗粒～中粒砂からなり、花崗岩類の細礫・小型中礫を多量に含んでいる。その上の粘土質層の下半は黒灰色でビート層をはさみ、上半は淡灰色であるが、どちらも数cm単位で級化成層した粘土質シルトとシルト質粘土からなっている。中部の砂層・泥層には級化成層による細互層を示す部分が多く、上部の泥層には不規則な葉層理をかすかに示す部分が多い。

この堆積物の土壌化は、表層が少し欠けて、黒色をおびた土壌25cm、下へ、褐色土壌約20cm、淡黄色の未熟部60cm弱、さらに約1.5mまで青味がかつた淡灰色で、その間に粗粒な地層の所で赤褐色部を生じている。

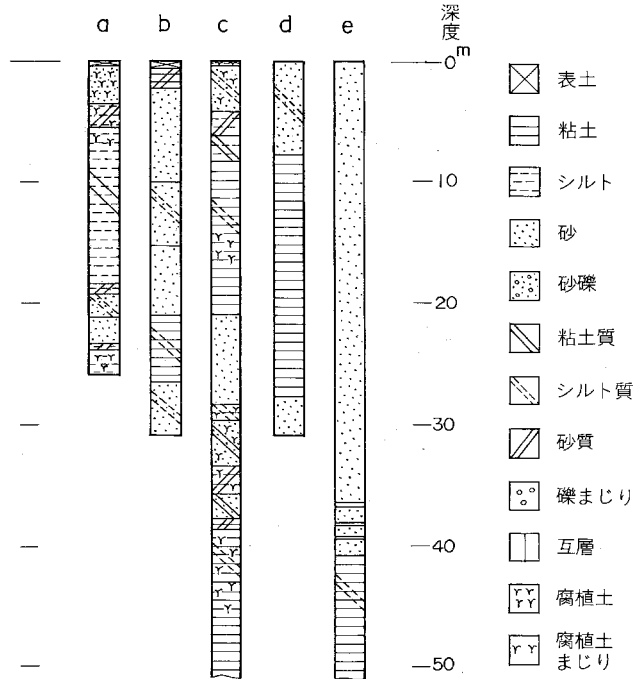
この段丘堆積物は谷底にできた沼の堆積物であつて、狩鹿野や長柄町の段丘堆積物より新しい時期のもものとみなされる。なお、余地の谷の西岸には段丘状の地形が断続的に分布している。これらの表層は枝谷からの流出土砂や谷壁からの崩土であるが、その下に現在の河床より数mないし10mくらい高い段

丘がかくされているようである。

5. 4 沖積堆積物

地質学的に観察された試錐資料がないので、確実なことはわからないが、経済企画庁（1974）、兼子ほか（1949・1950）などの資料をもとにして第四紀層の一般的傾向から推定してみると、この地域の沖積堆積物は、おもに砂、泥および礫混じり砂からなり、河北潟周辺では砂質泥、他では細粒砂が主となっていると思われる。第15図参照。

沖積堆積物の深さについては、だいたい、第1図（2頁）に平地として示した部分が20m以上と推定される範囲で、第2図に引用した海底段丘の存在も合せて判断すると、山側から海岸へ向けて深さが増し、海岸近くで70mないし100m弱に達すると考えられる。砂丘堆積物の下にも、丘陵と砂丘とが接している付近を除いては、沖積堆積物が連続的に存在するとみなされる。沖積堆積物に関しては、とくに今後、調査・研究が必要である。



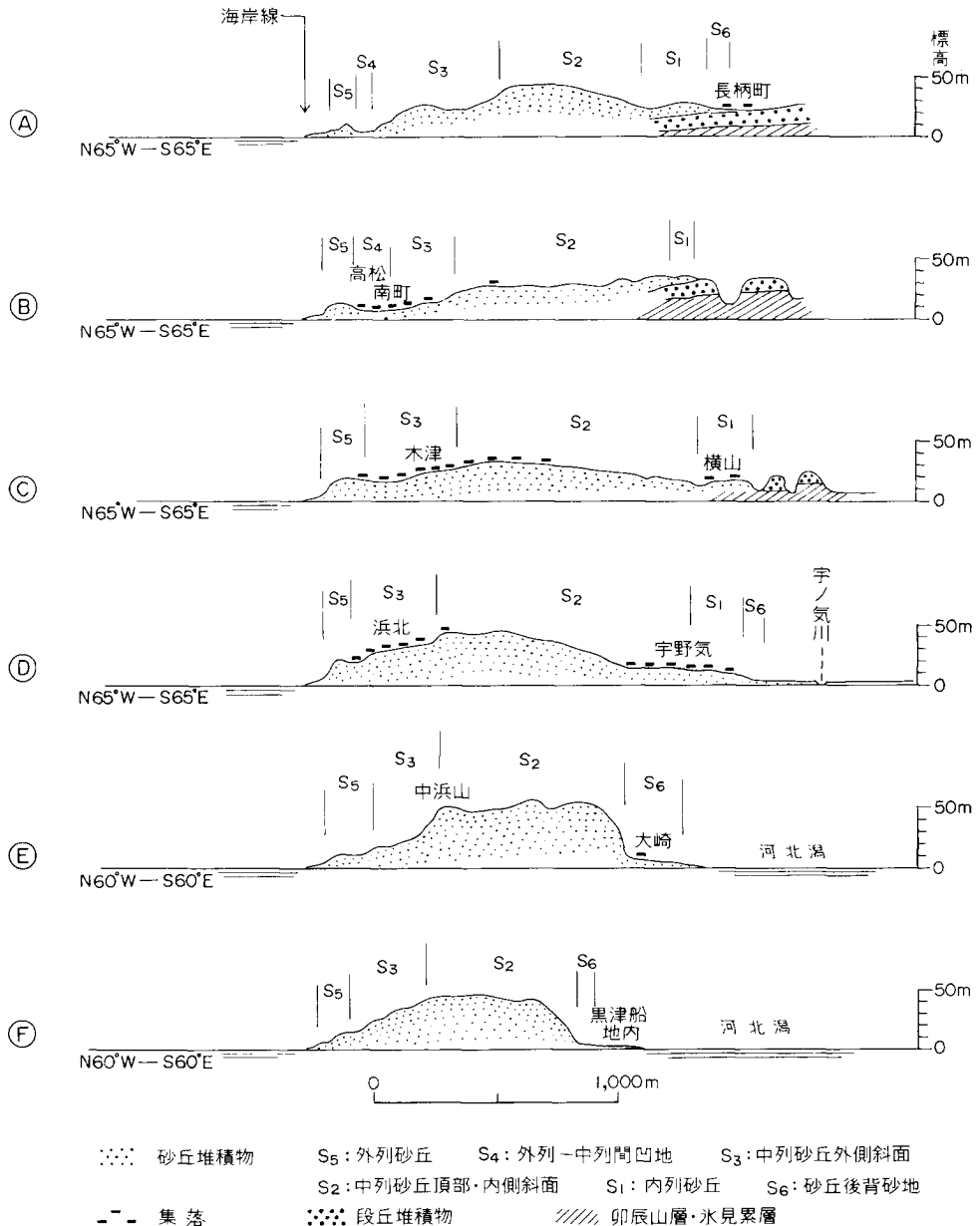
第15図 津幡図幅地域沖積堆積物試錐柱状図
 経済企画庁（1974）によって編集、試錐の位置は第18図参照

5. 5 砂丘堆積物

津幡図幅地域の砂丘は、金沢市北西部から羽咋市北部まで連らなつた海岸砂丘のうち、最も肥厚した部分に当たっており、北陸地方の砂丘を広く研究した藤（1966・1969・1975b）によって、大海川以南の

ものは内灘砂丘，大海川以北のものは^{ほくい}羽咋砂丘と名づけられている。現世の中期以降に形成されたと考えられる。

海岸に沿って幅1~2kmで伸び、30~60mに高まった、いわゆる山脈状の砂丘を作り、所によって北東—南西方向や北東東—南西西方向に伸びた稜を生しているが、全体としては現在の海岸線にほぼ平行な丘列の集団とみなされる形を示している。内部構造に対する調査をしていないので、この報告で



第16図 津幡図幅地域砂丘断面図
断面の位置は第18図参照

は、おもに形態によって砂丘を区分して地質図に記入し、各区分ごとに状況を述べることにした。

この区分は、高松町北部の長柄町中沼から大平山の南側を通して海岸に達する断面の形態（第16図A断面）を模式として、土地利用・環境保全などへの応用も考慮して設けたもので、内陸側から、後背砂地（ s_6 ）、内列砂丘（ s_1 ）、中列砂丘（おもな砂丘）の内側斜面と頂面にあたる部分（ s_2 ）、中列砂丘の外側斜面の部分（ s_3 ）、外列—中列間凹地（ s_4 ）、外列砂丘（ s_5 ）の6種である。これらの丘列の形成順序は、その配置からみて、明らかに内列砂丘が最も古く、中列砂丘、外列砂丘の順となる。この内列・中列の区分は、藤（1969・1975a・b）が論文の中で述べている区別と多少異なる。

一方、砂丘の形には南北の地域差もあり、上記の6区分の消長や表層の形状が所によって違うほか、砂丘の下に更新世の地層があるか、沖積層があるかの相違もある。この基盤の違いは藤（1975b）が指摘したよう、砂丘の堆積の仕方に影響したことであろう。

なお、砂丘地帯の遺跡について、すでに橋本（1975）などによって種々研究されているが、砂丘形成史の解明の面からも今後一層の発見と研究が望まれる。

砂丘を構成する砂については、高松町北部と七塚町中央部で砂丘列を横切って若干調べたところでは、一般に細粒砂混じりの中粒砂である。おもにカリ長石・斜長石・石英からなり、角閃石などの重鉱物と火山岩や細粒の花崗岩質岩石などの岩石片とが少量混じっている。長石類は少し風化している。砂粒の形では、角形から亜円形が混在し、普通、亜角形のものが多い。粒形や鉱物組成の量比、長石の風化程度などに、多少の地域差があるように思われる。

内列砂丘（ s_1 ）は高松町北部の中沼・新道では、長柄町の段丘より数mないし10m弱高まった、標高30m未満の小砂丘の一群である。ここでは中列砂丘と離れて幅200~300mの間を占めている。現在の形は形成当初のままではなく、侵食をうけ、また砂が移動して再生されたような形である。

これより南、内高松までの間は中列砂丘におおわれているとみなされるが、内高松から宇ノ気町の宇気付近までは、中列砂丘とごく浅い谷状地形や凹地で隔たり、幅200~300m、高度約15mないし40m余りとなって続いている。この範囲では、砂丘はかなり開析された段丘面の上に乗っており、その元の段丘面は宇ノ気段丘層の項で述べたように、内高松の南では高い段、横山付近では中の段、宇気では低い段である。なお、内高松などで黒褐色をおびた砂質の土壌や未熟土壌をみかけたが追跡していない。

宇気から南、内日角までは、中列砂丘の内陸側に標高10m前後の比較的平坦な部分が幅200~300で続いていて、その部分が内列砂丘の名残りと判断される。ただし、この地形を中列砂丘の侵食された結果と考える余地もある。この範囲では、砂丘が現世前期までの沖積堆積物の上に堆積していることになる。内日角より南では以上のような砂丘地が欠けている。ある程度堆積していた内列砂丘が後の海水準上昇期に失われたのではなかろうか。

内列砂丘の上は、果樹園、畑地、とくに南部では宅地として利用されている。

ここに述べた内列砂丘の形成時期は、藤（1969・1975a・b）が明らかにした数次の砂丘形成期のうちの、縄文前期末の時期に当たるように思われる。

中列砂丘（ s_2 ・ s_3 ）は砂丘の大部分を構成し、大海川・前田川で切られているほかは、1km余りの幅で連続し、宇ノ気川・能瀬川・津幡川などの開口を妨げ河北潟を作っていた。海岸線に直交する断面形によって、砂丘の頂面、内側（陸側）斜面、外側（海側）斜面とにわけて記述する。

頂面は一般に、砂丘の上で内側寄り $\frac{1}{2}$ から%の幅を占めている。ゆるやかで5%以上の勾配をもつ所は少ないが、比高の小さい風成の稜や凸地形・凹地形ができていいるほか、侵食性の谷頭地形も認められ、風が強い時には飛砂が生じる。ぶどうなどの果樹園として利用されている所が多く、平坦なので主要な交通路が設けられ、沿道に市街が形成されつつある。

内側斜面には、だいたい5~30%の勾配があり、不明瞭であるが谷地形ができていいる。ここでは、概して砂が流下し易く、急斜面で崩壊が起ることもある。風蔭なので、緩斜地帯には果樹園や畑地が多く、また集落がある。

外側斜面は多くの所で5~10%の平均的傾斜を示すが、形状が複雑で、風食や崩壊による凹みや谷地形と、風成の高まりがあり、所によって黒色土を伴った部分の突出が認められる。ここでは、ある時期に盛り上った砂丘が、斎藤（1949）・藤（1975b）の考察のように風によって頂部・内陸斜面へもち去られたほか、海側への崩壊や谷侵食もうけたと思われる。現在でも飛砂移動や崩壊を起し易い箇所が多い。河北潟の外側の地域を除くと、漁業に関連して発生した集落が多く、現在は階段状の市街となっている。人工林による固定が河北潟の外側をはじめ、広範に成功しており、北部では果樹園が開発されている。

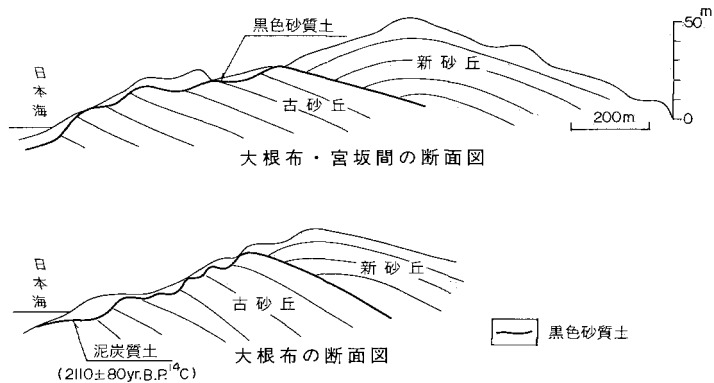
次に中列全体についての各地域の特徴を北端から説明する。

前田川より北では、外側斜面が起伏はあるが平均的に緩く、頂面へかけてゴルフ場になっている。大平山付近では頂面に北東東—南西西方向の稜が目立ち、海側寄りに高所が張り出している。そして内側斜面には急斜地が多く、大海川沿いには川の蛇行などによって砂丘が欠損した異常な地形ができていいる。この砂丘内側寄りの部分は長柄町の段丘の上に堆積している。

高松—宇気の間では、段丘の連続部をおおって砂丘が形成され、内列砂丘も高いので、内側斜面が幅100~200mで比較的緩い。頂面は600m以上の幅に広がっており、その内側寄りに海岸線と平行な稜が発達している。宇気—内日角の間では、頂面の幅が300~400mと狭く、内側斜面が幅数100m、平均勾配4~7%となっている。そして外側斜面に数100mごとに西へ張り出した高まりが並び、その間が湾入状にひっ込んでいいるという特徴的な地形ができていいる。この張り出しの下の斜面には10%をこえる勾配がある。

内日角より南は、内側に河北潟があり、内側斜面がごく狭く急である。河北潟の水面が高かった時期に崩壊し欠損したように思われる。頂面は多くの所で、内側寄りを占め、幅が400m前後で海岸線に平行な稜を優勢に現わしている。外側斜面は平均的に10%前後の傾斜を示しているが、ところどころ大きささまざまな凸地形があって単調でなく、植林によって保全が計られている。ここで見られる凸地形は、新しい砂の高まりもあるが、赤味があった淡褐色などを示す古い砂が侵食残丘状となっているものや、黒色をおびた砂質土壌におおわれた古い部分が海側へ向かってひさし状に突き出ているものである。黒色の土壌が斜面に沿って現われている箇所もある。この黒色土壌からは、縄文時代はじめ、弥生時代・古墳時代の石器や土器が発見されている（橋本，1975；藤，1975b）。

津幡図幅地域南端の権限山付近と、その南隣の地域の中列砂丘については、その内部構造が藤（1969）によって第17図に転載したように明らかにされている。図幅境から数100m南の大根布おおねぶに河北潟の放水路を切り開いた際に調査・研究された結果である。この図から、中列砂丘のうち黒色土壌におおわれて



第17図 内灘砂丘の内部構造断面図
藤 (1965) による

いる古い部分がむしろ中列砂丘全体の前寄り下部を構成し、新しい部分が頂部から内側斜面に集積していることがわかる。この地域の砂丘の変遷過程については、以前、齊藤 (1949) によっても論議されているが、最近の地質学・考古学資料を総合した藤 (1969・1971・1975a・b) の考察によれば、放水路の泥炭質土 (黒色砂質土の連続部) の¹⁴C年代は2110±80年前であり、黒色土壌におおわれている部分の砂丘 (藤の古砂丘) は縄文中期初頭に形成され、その後、海岸線が沖側へ移動していた間に表面に黒色土壌ができ、古墳時代初頭の海進に応じて再びこの場所に海岸線が近づき、黒色土壌におおわれた古い砂丘の内側寄りに新しい砂丘が成長し、古い砂丘の前側は風で削られたという過程を経たものである。

このような南部での中列砂丘の内部構造と形成過程は、多少断面形が違っているが北部地域についても基本的に共通しているように感じられる。

外列—中列間凹地 (s₄) としたのは、外列砂丘と中列砂丘の間の低い砂地であって、外列砂丘の内側に沿って、ところどころ分布している。地質図に記入した高松町や七塚町北部では100m前後の幅がある。現在は、外列・内列両方の砂丘からもたらされる砂で埋積されつつある。高松町では市街地となり、ほかの所では果樹園・畑地などに利用されている。

外列砂丘 (s₅) は浜に接している砂丘の列で、現在も生長しており、砂丘全体のうちで最も砂の移動がはげしい箇所当たる。一般に海から数10mあるいは100mくらい浜があって、高度数mから10m余りの外列砂丘が100m前後、所によって200m程度の幅を占めている。後背に凹地がある所では中列砂丘と離れ、多くは1列の丘列しかないが、北部の押水町地域では中列砂丘に接近して成長し、2列が複合した形などとなって幅も広い。南部の内灘町地域の外列砂丘は、一部で海岸に沿った丘列になっているが、たいてい中列砂丘の前側斜面の下部に吹き上げられた砂が積もって、斜面に段を作ったようになっている。2段が識別される箇所もある。

この報告で分けた外列砂丘の形成時期については、内列砂丘の頂部ができたのと、ほとんど同じとも考えられるが、中列砂丘との間の凹地の存在を考慮すると、さらに新しいように思われる。富山湾の南岸にある放津潟砂丘のうち、埋没遺跡から室町時代の末頃形成されたとみなされている外列砂丘 (藤, 1969) と同じ頃から堆積してきたのではあるまいか。

後背砂地 (s₆) は砂丘の後背などに沿った低い所に形成されている平坦な砂地を呼んだもので、地質図

には、そのうちの顕著な部分を示した。沖積堆積物や低い段丘堆積物の上に砂が薄くおおっているもので、砂は、一般に砂丘砂より細粒で所によって泥が混じっている。沖積堆積物の上ではおもに標高数mの所にあり、段丘堆積物の上では少し高い所に分布している。畑地・田地、また宅地として使われている。

これらは砂丘からの飛砂や崩壊砂でできているだけでなく、むしろ、おもな部分は縄文時代の海進期以降に河北潟の前身や他の平地にあった潟・沼によって、砂丘の削剥物が埋積して作られたと思われる。とくに、大海川の南岸では高度5~10mの間に3段の段丘地形が認められ、付近の平地の湛水や古い時期の大海川の蛇行が考えられる。

海浜堆積物 (b) 外列砂丘の外側に、滑らかな海岸線に沿って緩勾配の砂浜が幅数10mで連続している。浜の砂は、一般に細粒砂混じりの中粒砂で、それに貝殻片や少量の礫・粗粒砂が混じっている所もある。おもに長石(カリ長石と斜長石)と石英からなり、少量の角閃石・黒雲母・鉄鉱・火山岩岩片・花崗岩質岩石岩片などが含まれている。風が強いときには、浜に飛砂が生じて、風紋ができ、後浜から外列砂丘へ砂が供給されている。

なお、藤(1970a)の研究によって、この地方一帯の海岸堆積物の状況などが明らかにされている。

6. 応用地質

津幡図幅地域では、天然ガス・瓦原料土の小規模な鉱産が知られているほか、さく井によって温泉・地下水が採取され、砂などが土木材料として利用されている。他方、河川・海岸・砂丘地の保全も行われ、河北潟の干拓事業が進められている。

応用地質に関しては、専門的調査を加えていないが、それぞれ、一般地質との関連などについて述べる。なお、表層地質に関する事柄は、簡単であるが、3・4・5章で各地層の岩相の項に述べてある。

天然ガス 河北潟周辺で自家用などに利用されたもので、地質調査所燃料部が予察的に調査したことがある。その調査報告(兼子ほか、1949・1950)によれば、北は宇ノ気町狩鹿野、東は津幡町川尻、西は内灘町大根布、南は金沢市新保を四隅とした地域内において、民家の飲料用井戸、水田灌漑用井戸に CH_4 ~ N_2 系ガスの徴候が見られる。

ガス層は、層厚10~20mの細礫ないし粗粒砂層からなる、深度25~30m、40~70m、100~120m、140m以深の4層があり、ガスはおもに沖積層中に埋蔵されている。

なお、この報告では、沖積層以下のガス層の存在も考慮して、移行対象になり得ることが推定されている。

粘土 小規模な採取箇所が往年のものも合せて数カ所認められる。おもに、瓦用・煉瓦用に使用されたという所が多いが、土木材料として利用された箇所もあろう。

津幡町能瀬のものは、卯辰山層下部の粘土層およびシルト層の風化部分で、地層は西向きにごく緩い傾斜をおびている。

宇ノ気町上山田西方の採掘地のものは、卯辰山層中部の粘土層で、地層は東へ向って10°くらい傾斜している。

高松町高松病院東方の産地では、おもに宇ノ気段丘層 (tm) 最上部のシルト質細粒砂層の風化部分が採取された。

高松町新道では、長柄町付近の段丘堆積物 (tn) に属する砂質層の粘土質に土壌化した部分が利用されている。

高松町北部の長柄町の数地点で、以前かなりの規模で採掘された粘土は、長柄町付近の段丘堆積物 (tn) 最上部の厚さ1.5~2mの粘度質層が土壌化したものであった。

第5表 津幡区幅地域温泉水成分表

	川 尻 温 泉	津 幡 温 泉
泉 温 (測定時気温)	29.3℃ (12.0℃)	26.3℃ (10.2℃)
PH	7.4	7.4
K ⁺	15.0	8.500
Na ⁺	56.5	30.50
Ca ²⁺	22.7	14.93
Mg ²⁺	4.4	3.014
Fe ²⁺	痕跡	0.300
Al ³⁺	1.0	
Cl ⁻	14.0	6.892
SO ₄ ²⁻	微量	3.300
HPO ₄ ²⁻	0.3	痕跡
HCO ₃ ⁻	232.6	136.4
H ₂ SiO ₃	83.2	81.9
CO ₂	23.51	4.38
H ₂ S		0.18
有機物	微量	

石川県衛生研究所の資料から摘要・編集した。

川尻温泉：河北郡津幡町字川尻タの49番地の1，昭和30年3月石川県衛生研究所村木潔・板倉淳氏現地試験，昭和30年4月東京薬科大学中央温泉研究所益子安・甘露寺泰雄・田熊鴻十郎氏の分析。

津幡温泉：河北郡津幡町字庄口の64番地の2，昭和33年12月現地試験，昭和30年4月分析（試験・分析者同上）。

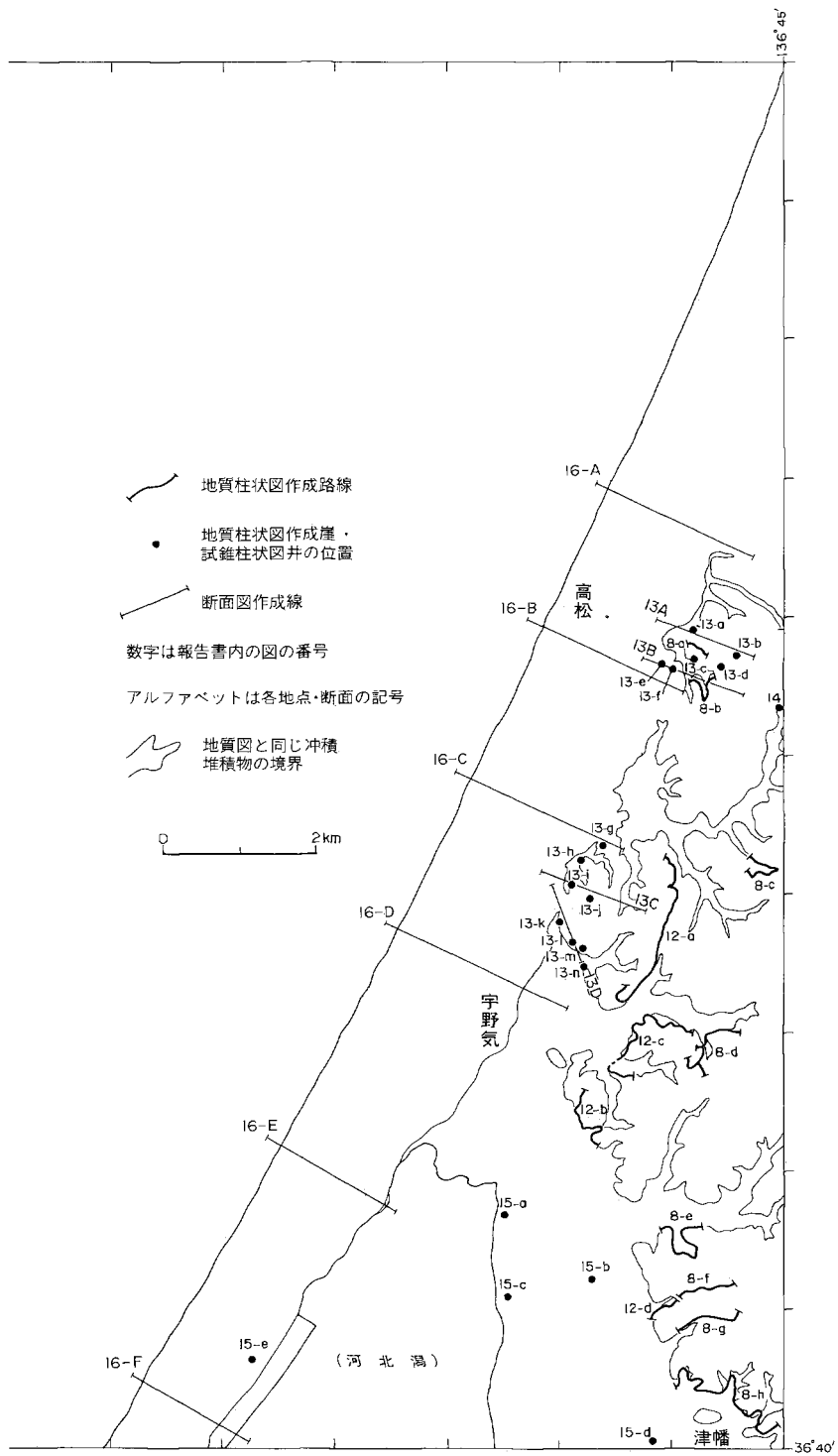
分析値：温泉水 1 kg 中の含有量 mg.

PH：比色法による。

温泉・鉱泉 津幡町に、川尻・津幡の2温泉があり、第5表の成分を含むことが明らかにされている。両者とも、深さ数10~100m程度のさく井によって採湯されている由で、恐らく母層は氷見累層であり、付近に小さい断層が通っている可能性がある。

また、宇ノ気町上田名南東方では、以前、鉱泉が利用されたことがあり、図幅区画端から約350m西寄りの、瓜生累層の火山岩が露出する谷で採水されていた。

地下水 飲料水・農業用水・工業用水として利用されているが、まだ大量には使われていない。経済企画庁（1974）・兼子ほか（1950）などによれば、多くの場合深さ20~70m間の滞水層から採水されており、100m前後からの例もある。これらの滞水層はおもに沖積堆積物の下部、そしてそれ以下の卯辰山層



第18図 津幡幅地域研究報告地質資料図作成位置図

や氷見累層の中に当たっている。

地下水の全容は、総合的な調査・研究が行われていないのでわからないが、水量の豊富な地域としては第1図(2頁)に平地として示した部分と、それらの西の砂丘の下とが考えられ、また、それらの周辺からもある程度の採水が可能のように思われる。

土木材料 盛土用などに採取した箇所がかなりある。宇ノ気町上田名北側では、土砂状・軟岩状となった船津花崗岩類の風化部が、長年にわたって相当な量採取され、津幡町市街近くでは氷見累層上部の大桑砂岩層が所々で小規模に利用されている。宇ノ気町森・狩鹿野・指江・鉢伏では、卯辰山層の主部の中粒砂層、上部の中粒・粗粒砂層、下部の中粒砂層が小規模に採取され、高松町では宇ノ気段丘層とその下の氷見累層との中粒・細粒砂が使われている。なお、氷見累層と卯辰山層はどちらも軟岩状から土砂状であり、深部でも硬い部分を含まない。以上の岩石風化部や地層のほか、砂丘の砂はあちこちで利用されており、とくに国道・高速道路の建設では大規模に使用された。

文 献

- 地質調査所(1957) 50万分の1地質図幅「金沢」。
—— (1967) 20万分の1地質図幅「七尾・富山」。
—— (1974) 50万分の1地質図幅「金沢」, 第2版。
- FUJI, N. (1965) Palynological study on the Alluvial peat deposit from the Hokuriku Region of Central Japan (Part I). *Bull. Fac. Education Kanazawa Univ.*, no. 13, p. 70-173.
- 藤 則雄 (1966) 北陸の砂丘について. 第四紀(第四紀総合研究連絡誌), no. 9, p. 24-31.
—— (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.
—— (1970a) 能登・加賀海岸の海浜堆積物の供給と漂移——日本海沿岸の海岸砂丘(II)——. 金沢大学日本海域研究所報告, no. 2, p. 1-27. 4 pls.
—— (1970b) 石川県宇ノ気町の地形と地質. 石川県宇ノ気町史, p. 603-626.
—— (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.
—— (1975a) 砂丘・埋没林. 金沢周辺の第四系と遺跡, 北陸 第四紀 研究 グループ, p. 17-25.
—— (1975b) 北陸の海岸砂丘. 第四紀研究, vol. 14, p. 195-220.
- 橋本澄夫 (1975) 砂丘遺跡. 金沢周辺の第四系と遺跡, 北陸 第四紀 研究 グループ, p. 40-52. 1 map.
- 北陸 第四紀 研究 グループ (1961) 能登半島平床台地の第四系. 地球科学, no. 54, p. 1-19.
—— (1963) 富山県氷見周辺の第四系. 地球科学, no. 69, p. 1-13.
—— (1967a) 石川県片山津周辺の第四系. 第四紀総合研究連絡誌, no. 10, p. 13-17.
—— (1967b) 能登半島七尾周辺の第四系. 地質学雑誌, vol. 73, p. 495-510.
—— (1969) 北陸地方の第四系. 地学団体研究会専報, no. 15, 日本の第四系, p. 263-297.
- 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・糸野義夫 (1955) 能登半島基部の地質. 日本地質学会北陸部会編, 石川県の地質, 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.

- (1957) 日本の新生代の積成盆地——特に中新世の積成盆地——. 新生代の研究, nos. 24-25, p. 1-10
- ・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) ——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 (1959) 5万分の1地質図幅「金沢」および同説明書. 地質調査所, 30 p.
- ・坂本 亨・野沢 保 (1966) 邑知潟・虻ガ島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 71 p.
- 井上正昭・水野篤行・野沢 保 (1964) 5万分の1地質図幅「城端」および同説明書. 地質調査所, 37 p.
- 石川県 (1951) 20万分の1石川県地質図. 石川県地方開発事務局.
- 石川県地下水調査会 (1974) 石川県全域地下水調査事業報告書. 北経調査研究報告, no. 40, 北陸経済調査会. 石川県地下水調査室, 80 p.
- 兼子 勝・小野 暎・安国 昇 (1949) 河北潟周辺の天然ガス. 石川県天然ガス調査報告, p. 1-6, p. 9-12
- ・———・——— (1950) 河北潟天然ガス調査報告. 石油技術協会誌, vol. 15, no. 1, p. 39-58.
- 粕野義夫 (1955) 石川県中部の地質. 石川県の地質, 日本地質学会関西支部北陸部会, p. 27-34.
- (1960) 石川県河北郡金津村の土地の歴史. 石川県河北郡金津村教育委員会, 36 p.
- KASENO, Y. (1963) Geology of southern Noto Peninsula, Central Japan, with reference to the Cenozoic history. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol. 8, p. 541-568.
- 粕野義夫 (1964) 北陸の新第三系——Biostratigraphy の現状と問題点. 化石, no. 7, p. 27-36.
- (1975) 平野と扇状地. 金沢周辺の第四系と遺跡, 北陸第四紀研究グループ, p. 14-16.
- (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, 128 p.
- ・坂本 亨・石田志朗 (1961) 北陸東部の新第三紀地史に関する一試論. 横山教授記念論文集, p. 83-95.
- KASENO, Y.・MATSUURA, N. (1965) Pliocene shells from the Omma Formation around Kanazawa City, Japan. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol. 10, p. 27-62, 20 pls.
- 粕野義夫・松浦信臣 (1970) 北陸地方の鮮新世貝化石3. 日本化石集, 第13集, 築地書館, 東京, N-28.
- ・三浦 静・藤井昭二 (1972) 北陸地方の海岸平野の形成過程. 地質学論集, no. 7, p. 91-100.
- 経済企画庁総合開発局 (1974) 20万分の1土地分類図「石川県」および同付属資料, 74 p.
- 横山次郎 (1930) 石川富山両県下の第三紀層概観. 地球, vol. 14, p. 161-174.
- 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
- (1930a) 金沢市付近の最近の地史 (摘要). 地質学雑誌, vol. 37, p. 278-280.
- (1930b) 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, p. 491-510.
- 中世古幸次郎 (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

- 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.
- OGASAWARA, K. (1977) Paleontological Analysis of Omma Fauna from Toyama-Ishikawa Area, Hokuriku Province, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep.*, 2nd ser. (Geol.), vol. 47, no. 2, p. 43-156, 20 pls.
- 小野山武文 (1933a) 金沢市並に富山県石動町付近の第三紀層 (一). 地球, vol. 19, p. 173-195.
- (1933b) 金沢市並に富山県石動町付近の第三紀層 (二). 地球, vol. 19, p. 241-286.
- (1935a) 高岡市並に石川県津幡町付近の第三紀層 (一). 地球, vol. 24, p. 338-358.
- (1935b) 高岡市並に石川県津幡町付近の第三紀層 (二). 地球, vol. 24, p. 405-427.
- 大塚専一 (1890) 20万分の1地質図幅「富山」および同説明書. 地質調査所, 78 p.
- 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, 69 p.
- 斉藤外二 (1949) 河北潟沿岸地方に於ける海岸砂丘の形質とその成因に関する一考察. 自然と社会, no. 2, p. 5-8.
- 坂本 亨 (1966) 富山積成盆地南半部の新生界とその構造発達史. 地調報告, no. 213, 28 p.
- ・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.
- 桜井 操・佐藤任弘・田口 広・永野真男・内田摩利夫 (1971) 能登半島西方大陸棚の海底地形と地質構造. 地質学雑誌, vol. 77, p. 645-651.
- 佐藤伝蔵 (1912) 20万分の1地質図幅「金沢」および同地質説明書. 地質調査所, 52 p.
- 西南日本新生代研究グループ (1960) 西南日本の新生代地史——構造発達史への序説——. 地球科学, nos. 50-51, p. 56-65.
- 角 靖夫・黒田和男 (1970) 5万分の1表層地質図「石動」および同表層地質各論. 経済企画庁, 29 p.
- 鈴木達夫 (1953) 石川県地質産誌. 石川県地方開発事務局, 130 p.
- 富山県 (1957) 20万分の1富山県地質図および同説明書. 124 p.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kanazawa (10) No. 20

GEOLOGY

OF THE

TSUBATA DISTRICT

By

Yasuo SUMI

(Written in 1977)

Abstract

The mapped area is situated to the northeast of Kanazawa city, Hokuriku district of central Japan. The area faces the Japan Sea to the west, and is characterized by hilly land below 130m high, Pleistocene terraces, alluvial plains and coastal sand dunes.

In the hilly land, the Udatsuyama Formation, some Neogene formations and Funatsu Granitic Rocks of early Mesozoic age are exposed.

The stratigraphic succession in this area is shown in Table 1.

Funatsu Granitic Rocks

The Rocks in early Mesozoic age are exposed only on a hill in the northern part of the area, and are composed of porphyritic biotite granite and porphyritic hornblende-biotite granodiorite. The Funatsu Granitic Rocks are usually covered by Miocene formation in the Hokuriku District, however, in this area they are overlain only by the Himi Formation in Pliocene age, because the uplift occurred in late Miocene to early Pliocene.

Table I

Age		Stratigraphy	Remarks	
Quaternary	Recent	Beach deposits	b	
		Sand dune deposits	S ₁ ~ S ₆	
	Alluvial deposits	a		
	Pleistocene	Lower terrace deposits	tk · tn · ty	
		Unoke Terrace Deposits	(main) tm (lowest) tl	
Udatsuyama Formation		(Upper) Uu (main) Um (lower) Ul		
Tertiary	Pliocene	Himi Formation Ōkuwa Sandstone	Hs ₁ · Hs ₂ · Hs ₃	
		Tsubata Siltstone	Hm	
	Otogawa Formation	Takakubo Mudstone	Om ₃ · Om ₄	
		Shimonaka Sandstone	Os	
		Yoshikura Mudstone	Om ₁ · Om ₂ · Om _t	
		Iwaodaki Tuffaceous Sandstone	Ot	
	Neogene	Miocene	Yatsuo Formation Sengoku Mudstone	Ym
			Kareidani Alternation of Sandstone and Mudstone	Ya
			Sōgo Alternation of Tuffaceous Sandstone and Mudstone	Yt
			Kawai Sandstone	Ys
Uryū Formation			(Upper) Rc (middle) Ra (lower) Rr	
	(Fault?)			
	Ōta Formation	T		
Early Mesozoic	Funatsu Granitic Rocks	G		

Neogene Tertiary

The Neogene Tertiary System of the area is divided into five formation, namely, Ōta, Uryū, Yatsuo, Otogawa and Himi Formations in ascending order. The Himi Formation overlies other four formations of Miocene age, and locally unconformable relation is recognized.

The Ōta Formation exposed on the eastern margin of the quadrangle, is composed of coarse- to fine-grained sandstone and pebbly sandstone. The Uryū formation is classified into three

parts. The lower part is composed of rhyolite and dacite welded ash flow tuff, the middle part consists of andesite lapilli-tuff and volcanic conglomerate with an undistinct stratification, and the upper part consists of volcanic conglomerate, containing many boulders of andesite and rhyolite and sedimentary tuff. Thickness of the Uryū Formation is estimated to be 500 to 700m.

The Yatsuo Formation is narrowly exposed in the quadrangle, but to the east it becomes widespread, and four members such as Kawai Sandstone, Sōgo Alternation of Tuffaceous Sandstone and Mudstone, Kareidani Alternation of Sandstone and Mudstone, and Sengoku Mudstone are known. Lithologically, the Kawai Sandstone Member shows a nature of brackish water environment, and the other members show a nature of marine deposition. Total thickness of these four members is 700 to 800m.

The Otagawa Formation, about 400m in thickness, consists of silty mudstone, sandy siltstone and fine- to medium-grained sandstone, containing some marine fossils. The basal part of the Formation is pumiceous suggesting an andesitic volcanism.

The Himi Formation, about 130m in maximum thickness, is unconformably covered with the Udatsuyama Formation in pleistocene age, and unconformably overlies four Miocene formations. The Himi Formation is composed mostly of siltstone and medium- to fine-grained sandstone including abundant molluscan fossils such as, *Turritella (Neohaustator) saishuensis* YOKOYAMA etc. as shown in Table 4 of Japanese text. These molluscan fossils constitute the so-called Omma Fauna containing some species which are still living in cold sea water of the Japan Sea.

Quaternary

The oldest formation of the Quaternary, the Udatsuyama Formation, is conspicuously deformed by a tectonic movement of early Pleistocene age. The Formation, about 250m in maximum thickness, consists of coarse- to fine-grained sand, clayey mud, and gravel.

The Unoke Terrace Deposits are composed of coastal sand, blown sand and terrestrial clay and sand. Altitude of terrace surface of the deposits was originally 40 to 60m high from sea level and since then, subsided to 15 to 30m high by transgression and partly eroded out.

Some lower terraces are found along the rivers. Around Nagara-machi, at the altitude of 10 to 40m the deposits consists of fanlomeratic gravel about 10m thick in the lower part, and clay of 2m in the upper part.

The alluvial deposits lie under the plains, are composed of sand, clayey mud and a small amount of gravel, and reach several ten meters in thickness.

Typical coastal sand dunes of parallel dune type are seen around Kanazawa and Tsubata quadrangles. The dunes in this area, measuring 30 to 60m in height and more than 1km in width, are considered to have been built in the several stages after the middle of Recent age. The dunes are generally composed of angular to subrounded and medium-grained feldspar, quartz and others.

Economic geology

A small amount of natural gas, probably produced in the alluvial deposits, are found in the

alluvial plains around the lake Kahoku-gata.

Clay of the Udatsuyama formation and the lower terrace deposits around Nagara-machi is used for tile and brick. Sand of the Himi Formation, Udatsuyama Formation and sand dunes is used for construction.

Two hot springs for bath are located in the southernmost part of the mapped area, and hot water is pumped up from the level of the Himi Formation covered by the Alluvial deposits.

※文献引用例

角 靖夫 (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,
55 p.

SUMI, Y. (1978) *Geology of the Tsubata district*. Quadrangle Series, scale 1:50,000,
Geol. Surv. Japan, 55 p. (in Japanese with English abstract 55 p.)

昭和53年7月3日印刷

昭和53年7月7日発行

工業技術院地質調査所

川崎市高津区久本135

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

東京都新宿区天神町78

© 1978 Geological Survey of Japan