

加賀平野のあらまし

鮎野 加賀平野は、石川県中部および南部に広がる沿岸低地帯の総称で、金沢平野ともよばれます。北は河北潟の北縁から、南は大聖寺川の河口までを含みます。北東～南西方向に延びる長さ約60km、最大幅約10kmの細長い平野で、大別して、北部の河北平野、中部の手取扇状地、南部の小松・江沼平野に分けられます（図5・1）。

河北平野

河北平野は、沿岸に長大な内灘砂丘が発達し、その内側に河北潟を抱きます。河北潟は、北陸で最大の汽水湖でしたが、1960年から1971年にかけて行われた大干拓事業により、潟の3分の2が干拓され、いまは南部の約3分の1が湖面として残されているだけです。

かつては、この平野にも海が侵入して、ほぼ全域が湾域となっていたわけですが、その前面に発達した砂丘のため、湾は潟となり、それが次第に埋積されて、現在の平野ができあがりました。この潟埋積平野の形成過程については、後に述べます。

手取扇状地

手取扇状地は、標高80mの鶴来町付近を扇頂とし、角度120°で北西に広がります。扇端部は、波浪による浸食のため直線状に切られています。礫層は海底へと続きます。

図5・3は、手取扇状地のほぼ中央部を縦断する断面図です。図にみるように、扇状地礫層は、主として最終氷期に形成されたものが主体をなし、層厚は約50mと非常に厚いのが特徴です。完新世の扇状地礫層は、扇頂部周辺と扇端部に分布します。扇状地中央の表面

にも薄く分布しているようですが、よく確かめられません。図にはでてきませんが、扇状地の南部を流れる手取川沿いには、完新世の扇状地礫層が分布します（図5・4）。

いまかりに、現在の扇状地にみられる同心円状の等高線の地形を、そのままの傾斜で地下に延ばしますと、図5・2の0m～-40mの等深線（破線）が描けます。この深度を、金沢北西の平野の地下や小松北西の平野の地下のボーリングで調べられた、沖積層基底の礫層（第一礫層）の上面の深度と比べてみますと、両者は、ほとんど一致してしまいます。

このことから、沖積層が堆積する直前の最終氷期（約2万年前）には、手取扇状地は、河北平野や小松平野にまたがって、大きく広がっていたことがわかります。さきに述べたように、最終氷期の最寒冷期には、海岸線ははるか沖合にありました。ですから、当時の手取扇状地は、河北平野や小松平野に広がっていただけでなく、いまの海岸線を越えた遠い沖合にまで延びており、壮大な景観をつくっていたものと思われます。

小松・江沼平野

小松・江沼平野の海岸側には、小松砂丘と橋立台地があって海と隔てられます。北の小松平野と南の江沼平野の間には、橋立台地とやや低い台地（柴山台地・月津台地など）が連なって、両者を分けています。小松平野は今江潟と木場潟を、江沼平野は柴山潟を抱き、合わせて加賀三湖といわれますが、現在では干拓により一部が残されているだけです。小松平野も江沼平野も、屈曲した山麓に囲まれた閉鎖的な潟が埋積されてできた平野です。

加賀平野の地下の構造

加賀平野の地下の構造は、図5・4のように推定されます。この図は、南は大聖寺から北は河北潟の北縁まで、海岸線に平行に、砂丘の内側を切ったときの加賀平野の南北断面です。さきにも触れましたように、加賀平野の北部と南部とでは、平野の地下の構造がだいぶ違います。

手取川以南では、更新世の地層は非常に薄く、新第三系からなる基盤は浅いところにありますが、北部では、更新世の大桑累層や卯辰山累層が堆積し、新第三系の基盤は著しく深くなっていると考えられます。

卯辰山累層の上には、中期更新世の礫・砂・泥などの地層が重なりますが、これは、高位段丘と同じ時期に堆積した地層です。この地層になると、小松・江沼平野の地下にも分布しています。

その上には、平床層と同じ時期の地層、すなわち後期更新世の海成の砂層・泥層がのっていると考えられます。ただこの地層については、南の小松から北の河北潟北縁まで普遍的に分布しているのか、あるいは分布は部分的なのか、その点は明らかではありません。

この海成層の上にのるのが、更新世最末期の手取扇状地の礫層です。この礫層は、いま述べたように、加賀平野の中央部から南北に大きく広がっていて、北の河北平野や南の小松平野の沖積層の基盤をつくっています。ただし、中央の地表にでている部分では、礫層の最上部に完新世の扇状地礫層がのっているようですが、確かめられません。手取川と犀川の流域には、図に示したように、完新世

図5・3 - 手取扇状地中央の縦断面図

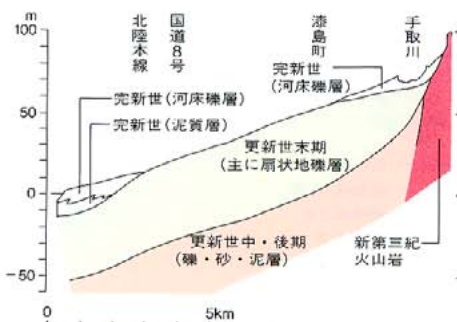
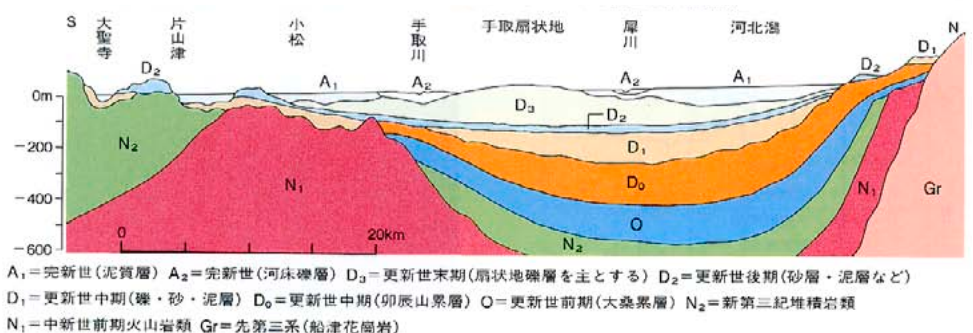


図5・4 - 加賀平野の南北断面想定図(海岸線に平行に砂丘の内側を通る断面)



A₁=完新世(泥質層) A₂=完新世(河床礫層) D₃=更新世末期(扇状地礫層を主とする) D₂=更新世後期(砂層・泥層など)
D₁=更新世中期(礫・砂・泥層) D₀=更新世中期(卯辰山累層) O=更新世前期(大桑累層) N₂=新第三紀堆積岩類
N₁=中新世前期火山岩類 Gr=先第三系(船津花崗岩)

の扇状地礫層が分布します。

加賀平野の沖積層基底面

図5・1の加賀平野の地質図には、沖積層基底の等深線を示してありますが、北部と南部の違いは、沖積層の基底面の姿にもよくあらわれています。

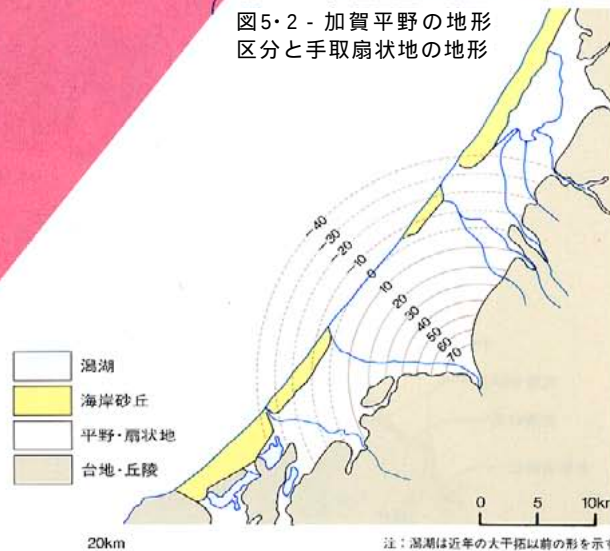
北部では、沖積層基底面の東縁は、直線状にのびた急崖によって地下40mまで境され、そこから西に向かってさらに深く広がっていき、全体に船底形の凹みをつくっております。内灘放水路付近には、-70m以深の凹みもみられ、海側へ延びていきます。

それに対して南部の方は、沖積層基底面は全体として、浅い谷が入り組んだ格好になっています。木場潟からは、小松市南部を通して安宅ノ関址の方向へぬける谷がみられ、柴山潟からは篠原の方へぬける狭く小さい谷があります。さらに犬沢町から出村町の方にも狭い小さな谷がみられます。このように南部の沖積層基底面は、浅い小規模な凹地が集まった姿になっています。

図5・1 - 加賀平野とその周辺の第四紀地質図



図5・2 - 加賀平野の地形区分と手取扇状地の地形



加賀平野の砂丘

三里浜から能登半島高浜までの砂丘群

日本海側の海岸平野には、一般に海岸砂丘がよく発達していますが、北陸もその例外ではありません。なかでも、南は福井県北部の三里浜から加賀平野の沿岸を経て、北は能登半島中部の志賀町高浜にいたる総延長100kmの海岸地帯には、多くの砂丘群が連なります。この海岸は、砂丘の発達にかけては日本屈指の地域です(図5・5)。

北東-南西方向にほぼ一直線に延びるこの海岸線は、北西からの激しい季節風をまともにうけます。そのため、強い波浪や沿岸流が発生し、漂砂は集められて砂州となり、海浜に打ち上げられて浜堤をつくり、あるいは砂嘴となって海上に伸びていきます。これらが土台となって風成砂が堆積し、砂丘がよく発達するわけです。

砂丘の発達は、しばしばその内側に潟をつくり、それが平野の形成につながっていきます。加賀平野、とくに河北平野の場合には、前面の内灘砂丘の発達が、この平野の形成に密接な関係をもっています。北陸の海岸砂丘については、金沢大学の藤則雄さんが長年にわた

って詳しく調査・研究されていますので、ここでは、藤さんの研究成果にもとづいて、加賀平野の砂丘を中心にお話します。

並列する砂丘と上下に重なる砂丘

表5・1は、完新世の北陸の海岸砂丘の形成のあらましです。ふつう砂丘は、海岸線にそって2列～3列に並列していますが、これらの砂丘列は、内陸側から海側にかけて、内列砂丘・中列砂丘・外列砂丘と呼ばれます。これらの砂丘の形成時期は、それぞれ異なり、海側のものほど形成時期が新しくなります。また内列砂丘は、概して規模が小さく、中列砂丘に大きいものがみられます。

これらの3つの砂丘列を海岸線に直角方向で切ったときの模式断面を示すと、図5・6の右側のようになります。ただし多くの場合、内列砂丘の前面(海側)は中列砂丘の後面(陸側)に覆われていて、外見上は2列の砂丘列になっています。千里浜なぎさドライブウェイで知られる羽咋砂丘もその例です。

これに対して、古い砂丘の上に新しい砂丘がのっているという重層構造の砂丘があり、これがいわゆる内灘砂丘です。このタイプは石川県では、内灘砂丘のほかにはみられません。

新しい砂丘が上に重なるので、当然、規模は最も大きくなります(図5・6の左側)。

小松砂丘

小松砂丘は、手取川河口の少し北から加賀市小塩まで延長約25kmにわたって分布します。

図5・7は、梯川から南の、小松砂丘南部の砂丘の分布と断面です。内列砂丘は、南端では中位段丘を基盤とし、北へ延びていきます。小松空港はこの砂丘の上にあります。

中列砂丘は、今江潟と柴山潟の前面で規模が最も大きく、幅約800m、高さは約45mです。この区域では、中列砂丘は内列砂丘の前面を覆いますが、このほかでは、他の砂丘列から独立して分布します。梯川から北では、幅も高さも小規模になります。

外列砂丘は、梯川以南では小規模ですが、梯川以北では3つの砂丘列のうちで規模が最も大きくなります。外列砂丘の下位には、ときに草炭質の泥炭層がはさまれます。梯川以北の吉原釜屋では海拔-1mの海底下に、南部の加賀舞子では海拔-1m～-2mの海底下に、この泥炭層が分布します。

内灘砂丘

内灘砂丘は、南は大野川河口から、北は大海

図5・5 - 北陸の海岸砂丘の分布

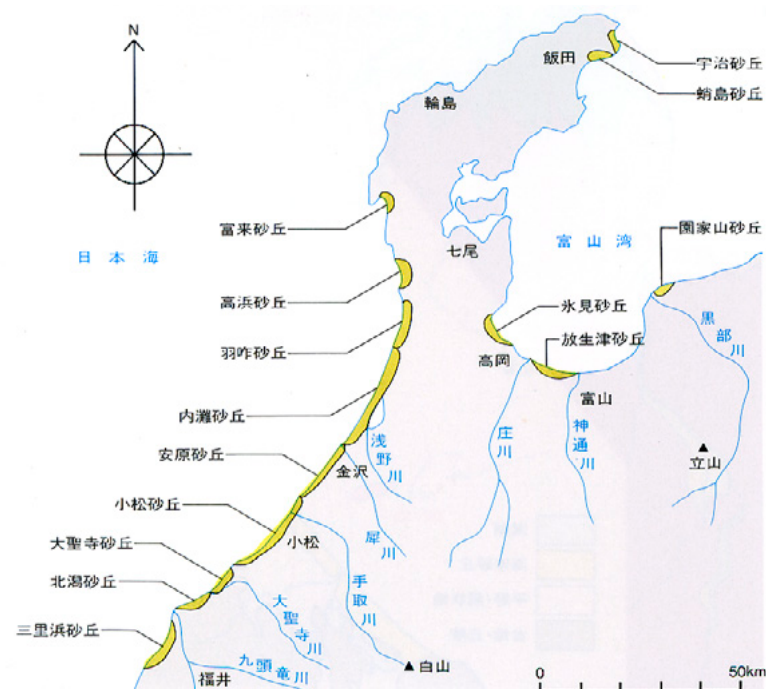


図5・6 - 砂丘の累積状態を示す模式図

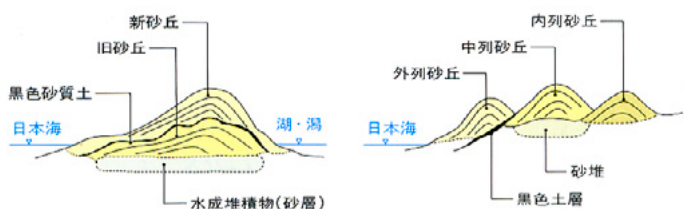


表5・1 - 完新世における石川県の海岸砂丘形成の概要

時 代	内灘砂丘	その他の地域
縄文早期後半～前期初頭	北部で砂丘形成	
縄文前期福満期(縄文海進極頂期)	旧砂丘の下部形成	内列砂丘の形成
縄文中期初頭	旧砂丘の上部形成	中列砂丘の形成
縄文後期～弥生時代	現在の汀線の前面に“失われた砂丘”の形成。旧砂丘および中列砂丘の上面に炭質質の黒色土層～泥炭層の生成。	
古墳時代初頭月影期末	新砂丘の形成	外列砂丘の形成
室町時代末頃		局所的に砂丘形成

川河口までの延長約20kmの長大な砂丘です。砂丘の累積状態の違いから、宇ノ気町宇気を境に北部と南部に分かれます。南部がいわゆる内灘砂丘(狭義)です。

《内灘砂丘北部地区》

内灘砂丘北部は、高松町二ツ屋から宇ノ気町宇気にかけて、形成時期の異なる3つの砂丘列が累重しながら走っています。内列砂丘は、中位段丘を基盤にせまい範囲に分布します。中列砂丘も中位段丘を基盤として発達し、この地域では規模が最も大きく、北へいくほど高くなり、高松では高さ約25mになります。ただし、その下半分は中位段丘です。

宇ノ気町大崎では、中列砂丘の上面に厚さ30~50cmの黒色土層ののりますが、この地層からは、縄文時代前期から弥生時代にかけての遺物が出土します。ほかの地域にでてくる遺物は、この時期より以降のものに限られます。ですから、内灘砂丘の北部では、ほかの地域に先駆けて砂丘が形成され、縄文時代前期の初頭には、すでに中列砂丘が形成されていたこととなります。

《内灘砂丘南部地区》

内灘砂丘の南部がいわゆる内灘砂丘(狭義)

で、新・旧の両砂丘が重なっている2重構造の砂丘です。延長約10km、幅1.5~2km、最も高いところは海拔61.3mに達し、日本の代表的な山状の海岸砂丘です。

この砂丘の2重構造は、砂丘を横断して河北潟の放水路がつくられたときに、みごとにその姿をあらわしました。図5・8が、河北潟放水路付近の平面と断面です。この図で旧砂丘は、他の地域での内列砂丘と中列砂丘にあたり、旧砂丘の上にいる新砂丘が、他の地域での外列砂丘にあたります。

図にみるように、新・旧の砂丘の境には、腐植土をまじえた厚さ30~50cmの黒色砂質土がはさまれていますが、この砂層は海側に向かって低くなり、海拔-2mのところでは、黒色砂質土層は泥炭層になっています。

黒色の砂質土層からは、縄文時代中期から古墳時代初頭にかけての、土器のかげらや矢じりなどの遺物がでてきます。また黒色砂質土や泥炭層からは、ハンノキやジュンサイなどの植物化石や花粉が産出し、泥炭層の¹⁴C年代は2,110年B.P.です。

こうした事実から、縄文時代中期から弥生時代にわたる長い間、旧砂丘は植生に覆われて

土壌も生成し、縄文・弥生人の生活の場であったことがわかります。そして、古墳時代初頭以降になってから、旧砂丘の上に新砂丘が形成されてくるわけです。

さらに、約2,000年前の弥生時代には、前面の海拔-2mの付近に泥炭を堆積した凹地のあることから、この時期には、海面がいまよりも少し低い水準にあつて、汀線もいくぶん沖合にあつたと考えられます。そして、前面の汀線付近には、当然のことながら、砂丘が形成されていたものと思われます。

さきの表5・1に“失われた砂丘”と記したのがそれです。この砂丘は、古墳時代に入り、海水準が現在のレベルに上がってくるのに伴って浸食され消失してしまいましたが、砂丘を構成していた砂の多くは漂砂となり、新砂丘(ほかの地域では外列砂丘)の形成へと最推積していったのだらうと思います。

安原砂丘

内灘砂丘の南には、金沢市大野町から手取扇状地の扇端付近、松任市徳光町までの間に小規模な安原砂丘が分布します(図5・9)。

この砂丘は、古墳時代初頭に形成された外列砂丘で、手取扇状地の礫層の上に黒灰色泥層

図5・7 - 小松砂丘(南部)の分布と断面図<藤, 1975>



図5・8 - 内灘砂丘における黒色砂質土と考古学的遺物の分布<藤, 1975>

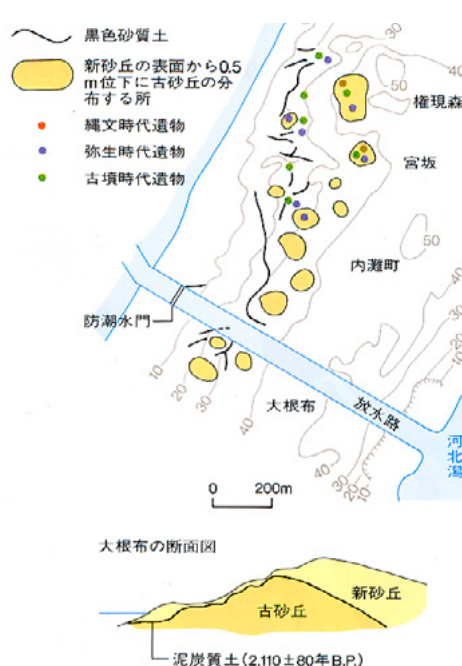
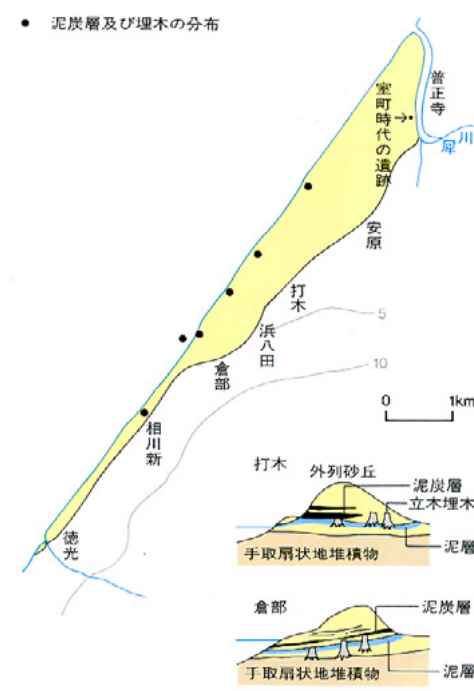


図5・9 - 安原砂丘の分布と断面図 <藤, 1975>



が発達し、その上に砂丘がのっています。徳光、倉部、打木の海岸では、この泥層に根をはって立ったままの状態でもれた立木がみられ、安原埋没林、打木埋没林と呼ばれます。この埋没林は、富山の魚津埋没林や四方埋没林などとほぼ同じ時期のもです。埋没林の周辺には泥炭質層が発達していますが、この地層からは、ミツガシワなどの冷涼～寒冷系の植物の種子がたくさんでてくるのですが、それとともに弥生時代～古墳時代初め頃の遺物が出土します。そして、この泥炭質層は、内灘の泥炭層と同じように、倉部では海拔-1mに分布し、この時期の海水準の低下と、前面の汀線付近での“失われた砂丘”の存在を想定させます。また、砂丘の下部には数枚の草炭層がはさまれますが、その厚さは上位になるほど薄くなります。これにより、古墳時代初め頃の海面上昇に伴って、この地域が次第に、湿地から砂丘へと移り変わったことがわかります。さきに触れましたように、小松砂丘の外列砂丘の下位にも類似の草炭層がはさまれます。なお図5・9には、犀川の左岸に室町時代の遺跡と記してありますが、この普正寺付近には室町時代以後に堆積したと推測される砂丘があります。これは、おそらく外列砂丘の一部が、何らかの事情で再移動したものと考えられます。北陸のほかの地域にも、この時期

の砂丘の形成がみられるようです。

砂丘の発達と古地理

以上のことから、金沢周辺の砂丘の形成時期と各時期の古地理を示すと、図5・10のようになります。

縄文時代早期末頃になると、海水準がほぼ現在と同じ水準にまで上昇してきますが、この頃には、内灘北部の宇ノ気から高松にかけて砂丘が形成されます。この地域は、中位段丘が最も海側に張り出しているところで、この台地を基点にして、まず砂洲が南西に伸びていき、これを土台に砂丘が形成されていったものと思われます（図5・10a）。

縄文海進の極頂期には、河北平野や小松・江沼平野、あるいは邑知低地にも、海は奥深く入り込みます。この時期には、内灘では北部からの砂丘が次第に伸びてきて、旧砂丘の下部が形成されます。海進のピークが過ぎた頃からは、小松砂丘や羽咋砂丘の内列砂丘が形成されてきます（図5・10b）。

海進のピークが過ぎると、海水準は次第に下がっていきますが、この海退期には、内列砂丘の前に、あるいは内列砂丘の前面を覆うように中列砂丘が形成されます。内灘砂丘では旧砂丘の上面が形成されます。その時期は、遺跡の出土状況からみて、縄文時代中期初め頃と考えられます（図5・10c）。

縄文時代後期から弥生時代には、海水準は現

在の海面よりも約2mほど低下し、汀線は少し沖合に後退します。旧砂丘や中列砂丘の上には植物が生育し、凹地は小さな沼地に変わります。前方の汀線には、砂丘が形成されていたはずですが、

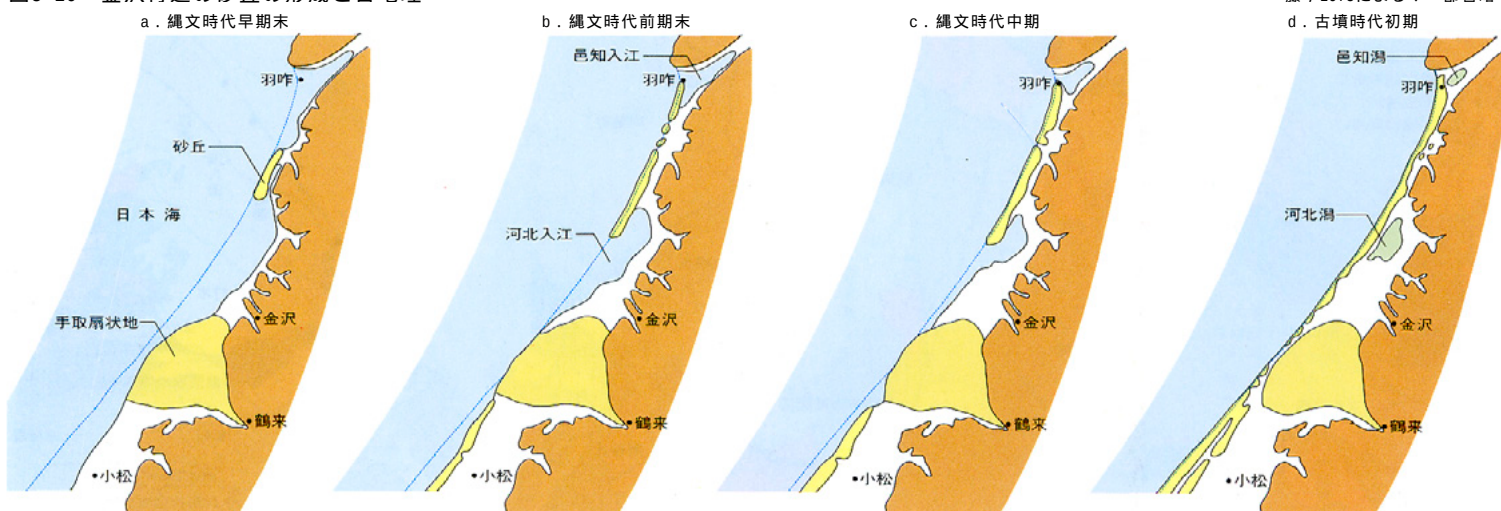
古墳時代の初め頃、海水準が現在のレベルまで上がってくると、中列砂丘の前方にあった砂丘は浸食されて失われ、中列砂丘の前に外列砂丘が形成されます。内灘砂丘では旧砂丘の上に新砂丘が形成されます（図5・10d）。

河北潟の変遷と加賀平野の形成史

河北潟とその周辺地域では、大干拓事業に関連して、これまでに数多くのボーリング調査が実施されてきました。このうち、図5・11のP-1、P-2の深度80mのボーリング・コアについては、藤則雄さんなどによって詳しい花粉分析が行われています。また、図のDの深度28mのボーリング・コアについては、小島和夫さんによって珪藻分析が行われています。表5・1は、これらの分析結果を、ボーリングNo.1の地質柱状図と対応させ、砂丘の発達史も含めて、河北潟の地史の変遷を総括してみたものです。

また図5・13は、約2万年前以降から約500年前頃までの、加賀平野と邑知低地の古地理の変遷です。河北潟の地史は、加賀平野の形成と密接に関連していますので、以下、これらの表や図を中心に、河北潟の変遷と加賀平野

図5・10 - 金沢付近の砂丘の形成と古地理



の形成のあらずじに触れます。

河北潟の変遷

表5・2にみるように、花粉帯は、深度41mでAゾーンとBゾーンに分けられ、両ゾーンとも4つのサブゾーンに分けられています。各ゾーンの境には推定年代が記されていますが、これは、P-2の深度58mの試料から15,240年B.P.の¹⁴C年代が得られており、この値をもとに、堆積速度を一様と仮定して求められたものです。気候条件は、各サブゾーンの花分組成にもとづいて推定されています。

深度28mのボーリングDの珪藻分析は、検出された珪藻遺体57種について行われました。表のように、深度28～16mは海水生、深度16～9mは淡水～汽水生、深度9～0mは汽水生を示します、特に深度16～9mでは、海水の進入はきわめて弱かったとされています。約2万年前頃の古地理

表5・2の左端は、ボーリングNo.1の地質柱状図ですが、ここでは深さ67mから下に礫層がみられます。この礫層は、海水準が-120m～-100mにあった最終氷期に堆積した手取扇

状地の礫層です。

図5・13aがこの時期の古地理です。海岸線は20kmほど沖合にあり、当時の手取川によって形成された大扇状地は、今の海底にまで大きく張り出していました。厚い砂礫層からなる手取扇状地の原形はこの頃にできあがったわけ、扇頂から同心円状に緩い傾斜で広がる礫層は、河北潟はもちろん小松平野の下にも張りだしていました。またこの時期には、ほかの地域でも、中小の河川によって大小の扇状地がつくられていました。

約1万年前頃の古地理
その後、海水準は急速に上昇し、約1万年前頃には-40m付近まで上がってきます。この時点では、まだ海は、いまの平野部に進入することはなく、海岸線は少し沖合にありました。図5・13bがこの時期の古地理です。扇状地の範囲は、前の時期にくらべてはるかに縮小し、海岸低地が大きく広がっています。地質柱状図には、深度67mから32mまで、礫層の上位に粘土・シルト・砂の互層が重なりますが、この地層が、海の進入する前の、当

時の海岸低地に堆積したものです。

なお河北潟中心部のボーリングNo.4、No.8では、深度40mまでのコア試料について、各種の物性試験が行われています。表5・2がその結果ですが、これを見ますと、深度30m付近を境にして、粘土の物理的性質、特に自然含水比・間隙比・単位体積重量などに、著しい違いが生じています。深度30mより上部層の粘土は、数値にかなりの幅があり、水分の多い、より軟弱な性質を示しますが、深度30m以深の下部層の粘土は、全体に安定した数値を示します。これは、両者の堆積環境の違いによるものと考えられ、下部層は河成の堆積物、上部のシルト質粘土層は、海成～潟成の堆積物であることを裏付けています。

約6,000年前頃の古地理
約6,000年前頃になると、海水準は最も上昇し、海面はいまよりも5mほど高くなります。図5・13cが、縄文海進のピークといわれるこの時期の古地理です。海は内陸の最も奥深くまで進入し、河北平野と小松・江沼平野は海面下となります。邑知低地にも海が深く入り

表5・2 - 河北潟の地史的変遷の総括と砂丘の発達史

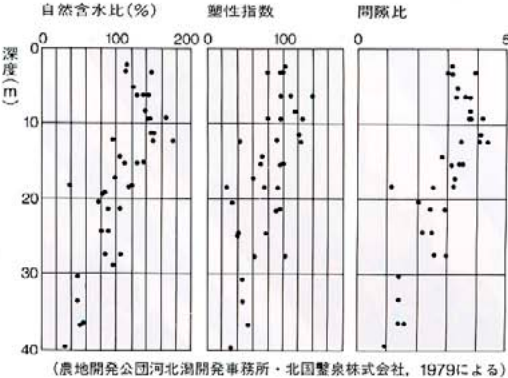
<鮎野ほか、1990>

図5・11 - 河北潟のボーリング地点

標高(米)	ボーリングNo.1の地質柱状図	ボーリングP-2(80m) <藤・加納, 1979>		ボーリングD(28m) 珪藻分析 <小島, 1986>	広域火山灰	河北潟地域の環境	地史的変遷	
		花粉分帯 (推定年代y.B.P.)	気候		¹⁴ C年代(y.B.P.)		(海水準)	(砂丘)
0	上部	d	現在と同じ	汽水生		海との連絡(汽水湖)	海水準回復	新砂丘
-10	中部	(1,500)					2110±80y.B.P. 泥炭層・黒砂層	
-20	下部	c	冷涼、乾燥	淡水～汽水生	3,220±160 3,420±180	海水の流入ほとんどなし(淡水湖)	海水準低下(-2～-3m)	考古学的遺物(縄文前期～古墳時代初期)
-30		(5,000)		海水生	アカボヤ火山灰層(6,300)	内湾海域	上山田貝塚	旧砂丘
-40		b	温暖			海の進入	海水準上昇(+5m)	砂洲
-50		(8,900)					海水準-15～-20m	
-60		a	冷涼				海水準-40m	
-70		(11,000)	冷涼				(海水準急速に上昇)	
-80		(12,000)	やや寒冷乾燥			扇状地の周縁部	海水準-120～-100m	
		(14,000)	寒冷乾燥		15,240±480	扇状地		
		b	乾燥					
		(16,500)	やや寒冷乾燥					
		a						



図5・12 - ボーリングNo.4、No.8の深度40mまでのコア試料の物性試験結果



込みますが、この海は能登部あたりで止まっており、七尾湾まではつながりません。

表5・1の地質柱状図には、深度約20mに火山灰層がはさまれますが、これは、琉球列島北端の鬼界カルデラから飛んできたアカホヤ火山灰で、その¹⁴C年代は6,300年B.P.です。この時期には、河北潟の北部から内灘にむかう砂丘が海面上に少し姿を現わしています。その後、加賀平野の砂丘群がどのように発達したかは、さきに述べたので繰り返しません。いずれにしても、海進のピークが過ぎると海面は次第に下がり始め、ほぼ5,000年前頃には、河北潟をほとんど閉鎖するまでに砂丘は成長したものと思われる。

海面の緩やかな低下傾向は依然として続き、約3,000年前頃には、海水準はいまよりも2～3mほど低下しました。ボーリングDの珪藻分析は、この時期の河北潟地域が、海水の流入のほとんどない淡水湖であったことを示しています。

その後、約2,000年前頃になると海水準は上

昇し始め、やがていまの海面のレベルにまで上がってきます。そして、淡水湖であった河北潟にも海水が流入し始めます。こうして広大な汽水湖が誕生し、その後、周辺から埋積が進んで河北潟を残すことになったわけです。また、河北潟とほぼ同じ経過をへて、小松・江沼平野には、今江潟、木場潟、柴山潟の加賀三湖が生まれ、邑知低地には、邑知潟が誕生します。

約500年前頃の古地理

図5・13dは、歴史時代の約500年前頃、室町時代頃の古地理です。当時の海岸線は、いまよりもわずかに沖合にあり、砂丘の幅はやや広く、河北潟・加賀三湖・邑知潟は、いずれも今よりはかなり広がったものと思われる。これらの潟湖は、歴史時代を通じての小規模な干拓と埋立て、ならびに自然の埋積作用によって、次第に縮小していきます。そして近年の大規模な干拓工事によって、今江潟は完全に姿を消し、ほかの潟湖も一部に湖域を残すだけになっています。

邑知低地帯

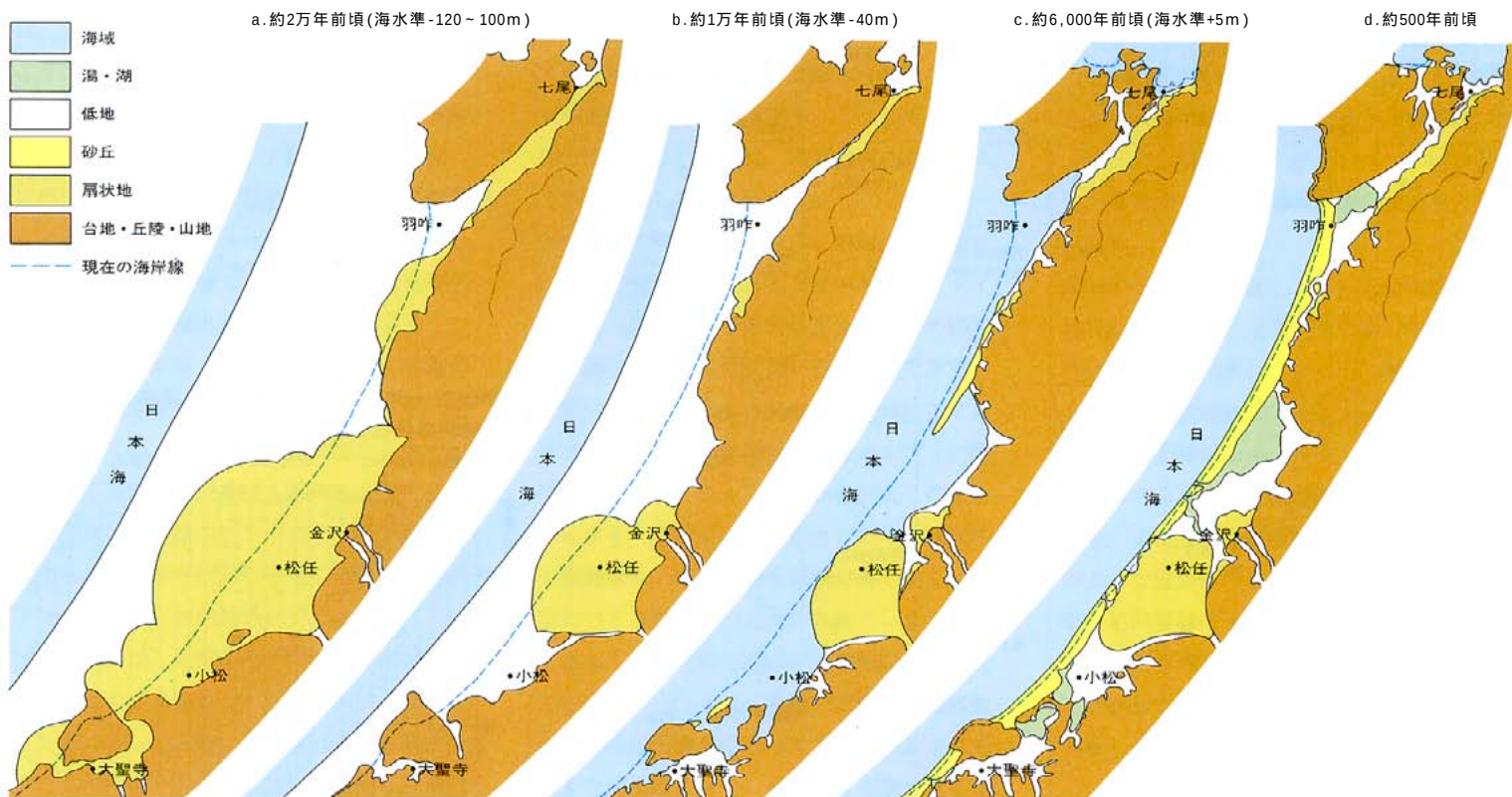
編集 邑知低地帯では、地下の地層はどんな具合になっているんですか。

紘野 邑知低地帯の沖積層の厚さは、北西部で約20m、南東部では約10mです。その下位には更新統が分布し、その厚さは数10m程度です。図5・14に邑知低地帯周辺域の地質図と低地帯のほぼ中央部を南北に切る地質断面図を示します。この断面図にみるように、邑知低地帯では、第四紀層の下位には新第三紀中新世中期の砂礫岩層が分布し、さらにその下位には飛騨片麻岩類がみられます。

邑知低地帯の北西側は逆断層で境され、古期花崗岩などが地表に顔を出しています。この断層が動いたのは、石動変動や富樫変動が発生したのとほぼ同じ頃、中期更新世の時期と考えられます。断層より北西側の能登半島基部では、古期花崗岩の上には、厚い新第三紀の火山岩（岩稲累層）がのっており、断層の南東側とは様相がだいぶ違ってきます。つまり、低地帯の北側の断層は、中新世の頃に活

図5・13 - 加賀平野(七尾以南)の古地理の変遷

<紘野，1982による>



動した古い断層が、中期更新世に再び活動して逆断層になったものと考えられます。

白山火山

編集 富樫変動のあと、加賀平野の沈降中心部は河北潟の南端部周辺にあるということですが、最終氷期になると、犀川の方ではなく、沈降中心部より少し南にずれた手取川の方に大きな扇状地が形成されますが、これはどういう事情によるのでしょうか。

鮎野 手取川下流に大扇状地が形成されるのは、最終氷期の時期の海水準低下によって、後背地の侵食作用が活発になったことによります。それとやらんで、大量の碎屑物をもたらした供給源の存在が考えられます。では、その新しい供給源はどこかといいますと、手取川の源流域にある白山火山と思われます。図5・15は、白山周辺の鮮新世から完新世にかけての火山の分布です。このうち、図の南部に北西-南東方向に連なるのが九頭竜火山列（大日山・経ヶ岳・願教寺山・大日ヶ岳・烏帽子岳など）で、これは約350万年前～約80

万年前の火山です。また北から南へ、戸室・白山・丸山・毘沙門岳と連なるのが白山火山列で、これは中期更新世から完新世にかけて活動している火山です。

手取川源流域に形成された白山火山は、加賀室火山、古白山火山、新白山火山の3つの活動時期に分かれます。加賀室火山は、白山主峰の北北西にあり、約40～30万年前に生成した火山です。現在は開析されて火山地形を残しておりません。

約15～10万年前になると、古白山火山が本格的に活動し始めます。いまの白山の山頂部に残る大汝峰の溶岩はこの時期のもので、当時の古白山火山は、大汝峰の北方を山頂とする海拔3,000mの成層火山を形成していたものと思われます。古白山火山は、約10万年前には活動を終了しますが、その山体の崩壊・浸食は、最終氷期の寒冷な気候下で一段と促進されたはずで、そして大量の碎屑物が、たびたびの大崩壊と大洪水によって、手取川・尾漆川を通じて下流域へ供給されたに違いあり

ません。

約2万年前頃になると、新白山火山の活動が始まります。山頂部の御前峰もこの時期につくられるわけですが、山頂部周辺からは溶岩や火砕流をあいっいで噴出します。しかしその量は、10万年前頃の古白山火山の時期に比べると、それほど多いものではありません。また火山活動の後には、山頂部で大崩壊がおきて馬蹄形のくぼみもできます。新白山火山は、歴史時代に入っても小規模な噴火活動を繰り返しており、古文書に記された噴火の記録も少なくありません。

このように手取川源流域では、とくに古白山火山の急速な浸食により膨大な量の岩屑物がつくられ、これらが手取川に運ばれる碎屑物の供給源になっていたと考えられます。

図5・14 - 邑知低地帯とその周辺の地質図および断面図

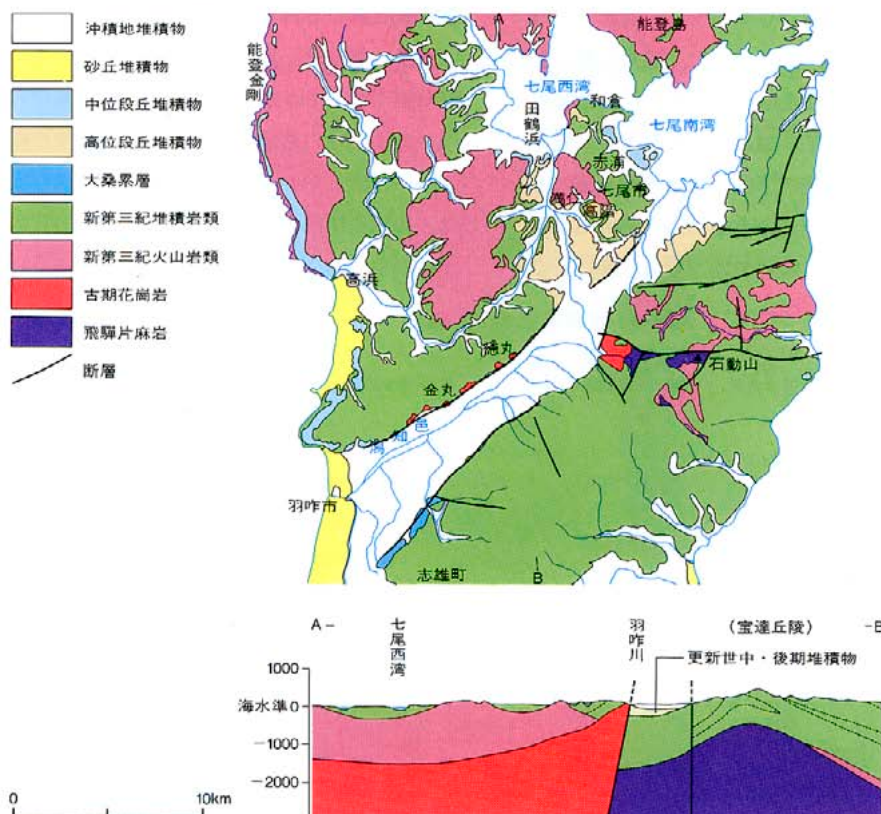


図5・15 - 白山周辺の鮮新～完新世の火山 <山崎編図>

