

底谷がみられます。海底谷の末端の水深は、神通海底谷で約700m、庄海底谷で約850m、さらにその西方には、末端の水深が約900mという海底谷もみとめられます。

こうして富山湾は、北にむかってぐんぐん深くなっていきますが、図1・3にみるように北緯37度の少し北方で東に湾曲し、富山舟状海盆へとつづきます。この海盆は、東西の幅は約50km、南北の長さはじつに約150kmにおよぶ長大なもので、水深も約1,500mという深さです。そして海盆底には、きわめて厚い堆積物がみとめられます。

さらにこの舟状海盆の中央部には、富山深海長谷とよばれる海底谷がきざまれています。その谷は、富山湾の近くでは、谷幅が4~6km、舟状海盆をきざむ谷の深さは、約600mというじつに深いものです。またその谷底には、幅500~2,000mの平坦面があり、谷の東側には、自然堤防状の地形もみとめられています。深海長谷は、富山舟状海盆の中央部を南から北へ貫きますが、さらに舟状海盆の北方へも蛇行しながら延々とつづきます。その総延長距離はじつに約500kmにおよび、その末端は水

深約3,000mの日本海盆にたっしています。図1・4と図1・5は、茂木昭夫さんの描かれた北陸地方沖の日本海海域の海底地形の概略図です。これを見ていただければ、富山湾とその北方海域の海底地形が、とても尋常一様の姿でないことがよくわかると思います。

編集 富山湾の深さは1,000~2,000m、そのすぐ南方には、高さ3,000mの飛騨山脈がそそりたっているわけですね。

藤井 富山湾から飛騨山脈までは水平距離にして約30km、そして飛騨山脈の高さが3kmです。ですから、水平距離と高さの比は10対1です。一方、富山湾でも氷見のあたりでみると、湾内を10kmいくと、深さが1kmになるんです。だからここでも、水平距離と深さの比は、10対1です。こういう高低の際立った地形は、日本でも、というより世界でも珍しいんです。

紮野 一口にいえば、飛騨山脈と富山湾という、高低の際立った地形が隣合わせにできているというのは、新しい時代の地殻変動量の大きさを反映しているわけですね。それに対して、能登や福井あるいは若狭湾などの地域

は、あまり大きな隆起・沈降はしていないということです。

編集 いまの図1・4などを見てみると、富山湾を知ろうと思えば、結局は、対象が日本海まで広がってしまいそうですね。

紮野 そうです。湾をつくる凹みは、日本海の中までずっとつながっているわけですから。また地形だけでなく、地層も含めて考えなければなりません。そうすると、北陸の丘陵をつくっている地層や、平野の下をつくっている地層が、海底の地層につながっている。ですから、北陸のことを知ろうと思えば、ほんとうは日本海の海底のことまで含めないとまづいんです。

しかし日本海にまで話題を広げると、テーマが大きだけでなく、まだわかっていないことも多いので、ここでは收拾がつかなくなってしまう(笑)。日本海の生成・発展についての壮大な話は、日本列島の成立とも関連する重要なテーマなので、また別の機会に是非とりあげて頂ければと思います(笑)。

図1・4 - 大和堆・富山舟状海盆の海底俯瞰図 <原図・茂木昭夫>

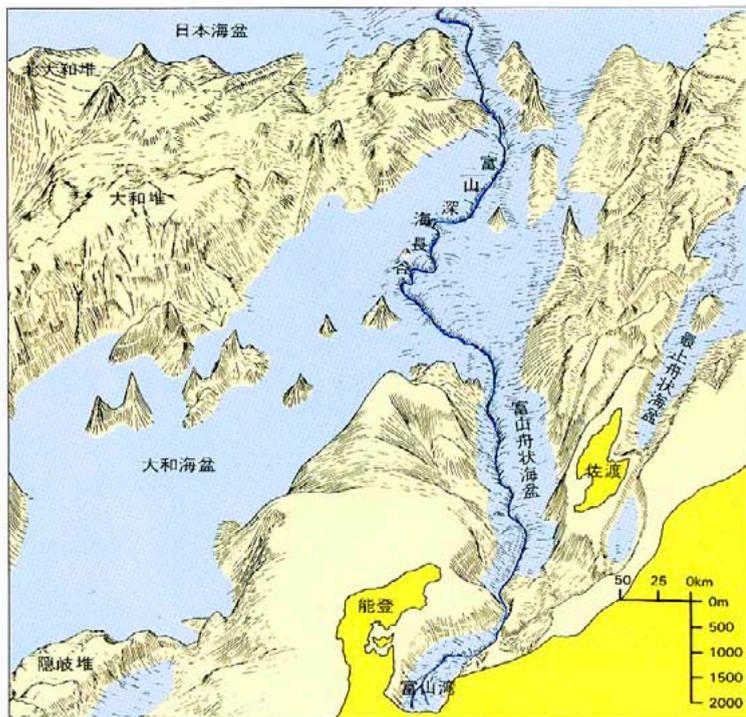
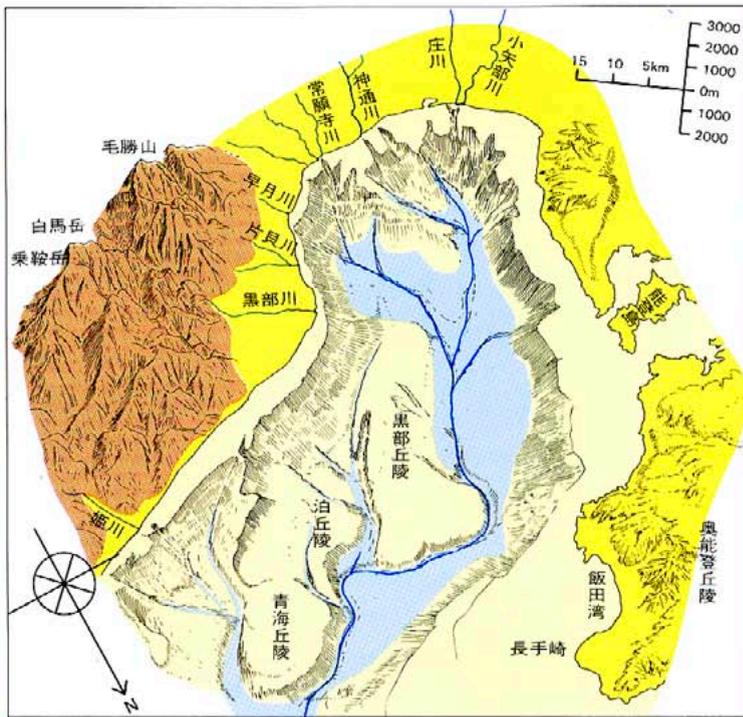


図1・5 - 富山湾の海底俯瞰図 <原図・茂木昭夫>



北陸の基盤岩類

- 新第三紀以前の地層と岩石 -

はじめに

糸野 地質の話に入る前に、ちょっとだけ触れておきたいことがあります。それは、いま話題になっていた高い山々や深い湾、あるいは丘陵や平野といった地形と、これらをつくっている地層とを混同しないように、ということ。

話をわかりやすくするために、ごく単純に言ってしまうと、私たちがいま目の前にみる山や湾といった現在の北陸の地形は、過去100万年以内の最近の地質時代に、地殻が地域ごとにどのように動いているかという、その動きによってつくられた形なのです。ですから、ある地域をつくっている地層が、4億年前の古生代のものか、1億年前の中生代のものか、あるいは2,000万年前の中新世のものか、ということにはあまり関係がないわけです。

これらの地層や岩石は、日本海がまだ存在しなかった時代、あるいは生まれかけの時代の、

海や陸の分布が、いまとは似ても似つかない姿をしていた時代に、当時のさまざまな動きによってつくられてきたものです。それが、最近の新しい時代の地殻の動きによって、同じ地層がある地域では隆起して山をつくり、ある地域では沈降して湾となり、現在の地形をかたちづけている。

しかも、それぞれの地域によって、隆起・沈降の程度や形態が異なるので、いろいろな地形が生じているわけです。つまり、一番高い飛騨山脈は最近の隆起が最も激しかったところであるし、一番深い富山湾は最近の沈降が最も大きかったところです。また海に突き出た能登半島や平野を分けている丘陵、あるいは山麓の高まりなどは、隆起傾向のところなのです。それに対して、湾や平野というのは沈降傾向のところなのです。そして、こうしてできた地形の骨組みの上に、浸食作用や堆積作用などによる大小の凹凸が加わり、その表面がさまざまに彩られているわけです。

では、こういった現在の地形をつくってきた地殻の動きは、いつごろから始まったものなのか。実はこれは、地球の歴史からいうとそ

んなに古い時代ではなくて、古くても100万年前、だいたい150万年前ごろから以後が、いまの地形ができてくる大きな変わり目であったらしい。その辺の様子は、第3章の「丘陵と平野のなりたち」で少し詳しくお話しするつもりです。

いずれにしても、北陸の大地を構成しているさまざまな地層や岩石の大部分は、100万年前より以前の、地球の長い長い歴史のなかですてにつくられていたわけです。しかも北陸は、日本列島最古の岩石から、古生代、中生代、新生代の地層・岩石がおおかた揃っている珍しい地域です。そしてこの間に、なんどもなんども激しい変動を被っており、100万年前の時点ですでにきわめて複雑な地質構造をつくりあげている。それがまた、50万年前に始まる最近の新しい地殻の動きによって、複雑な地質構造をもった古い地層や岩石が、地表に顔をだしたり地下に隠れたりして、いまの地形をつくっている。このあたりを誤解しないようにして頂いた上で、以下「北陸の基盤岩類」として、新第三紀以前の古い地層と岩石について、ごくおおまかに触れてみましょう

表1-1 - 北陸3県(富山・石川・福井)に分布する新第三系対比表 <地区ごとの代表的な地層名(略称)と時代区分>

地質年代 <万年>	北陸における 時代区分	能登北東部	能登北西部	能登中部	能登南部	富山南部	加賀北部	加賀南部	越前北部	若狭
160	鮮新世	藪田期			崎山層					
350		阿尾期			赤崎層					
500	後期	飯塚珪藻泥岩層								
650				黒崎安山岩		?				
800	中期									
1,000		上部音川期		和倉珪藻泥岩層	塗泥岩層	上部音川累層				
1,300	新期									
1,400		下部音川期	粟藏凝灰岩	関野鼻石灰岩	七尾石灰質砂岩	小久米砂岩層 葛葉互層 三尾砂岩層	下部音川累層	犀川層	尼御前岬層 米ヶ脇累層 大聖寺累層	東尋坊火山岩 米ヶ脇累層 市瀬凝灰岩層
1,500	前期	東別所期	赤神頁岩層		赤浦砂岩層	中波泥岩層	東別所累層	朝ヶ屋泥岩層	細坪累層	内浦層群
1,600		黒瀬谷期	東印内層	道下礫岩層		谷口互層	黒瀬谷累層	砂子坂互層	河南累層	
1,700	世前	医王山期	柳田累層	剣地火山岩			医王山累層	山中累層		
1,800		岩福期	安山岩類	安山岩類	火山岩類	瓜生累層	岩福累層	岩福累層	我谷累層	
2,000	漸新世									
2,500		(楡原期)								
2,500	後期									
3,000										

●時代区分における各時期の色は図1-11の地質図と同一。グレー色の部分は地層なしを示す。

図1・11が北陸の地質図です。この図は、1974年に地質調査所から発行された50万分の1の地質図「金沢」にもとづき、それを若刊修正し、簡略化したものです。現在の知識からすると地質図としては少し古いのですが、北陸の地質の全体的な概略を知るには、この図が一番見やすいかと思います。

なお、さきほども触れましたように、北陸の地質の大きな特徴の1つは、古生代以前の岩石から始まって、おおかたの地質時代の地層が揃っていることです。なかでも分布面積が広いのは、新第三紀(中新世と鮮新世、約2500万年～160万年前)の地層や岩石で、北陸の丘陵の大部分は新第三系でできています。新第三紀の間の古地理の変遷については、次の第2章でくわしく説明しますが、地質図に描かれている北陸各地の新第三系の代表的な地層名(略称)や時代区分については、とりあえずここで、表1・1に示しておきます。

日本列島最古の岩石

北陸に分布する岩石で一番古いものは、飛騨片麻岩といわれる変成岩ですが、この岩石はまた、日本列島で最も古い岩石です。東は富山県東部にみられ、富山・岐阜の県境周辺で最も広く分布し、さらに石川県南部や福井県東部などにみられます。また石川県では、宝達山の一部にも顔を出しています。飛騨片麻岩の西の延長は、山陰沖の隠岐島後にも分布します。

地下深部の高温・高圧という条件下で、既存の岩石が変成(鉱物組成や組織の変化)してできるのが変成岩です。飛騨片麻岩の源岩(少なくともその一部)は、先カンブリア時代の約20億年前にできた堆積岩です。その後、約16～18億年前と6億年前の2回にわたって変成作用をうけています。つまり、地球上に微小な生命の営みがあらわれはじめた先カンブリア時代の原生代、地球の大気が酸素の増加によって還元的环境から酸化的环境へと変わりつつあった時代に、すでにこの変成岩がつけられていたわけです。

飛騨変成岩の分布域は飛騨帯とよばれ、日本

列島のなかでは最も年代の古い地殻にあたります(図1・6、図1・7)。おそらくこの地域は、もともと古いアジア大陸の周縁部をつくっていたのでしょう。このように北陸の大地には、途方もなく古い時代の大陸の一部が顔を出しているわけです。

富山・石川・福井県下の大きな河川の河原には、たいてい飛騨片麻岩の礫が混じっています。片麻岩には多くの種類がありますが、一番よく見られるのは、石英・長石などの白っぽい鉱物と、角閃石・黒雲母・輝石などの黒っぽい鉱物が交互にみられて縞模様をつくっているものです。

《宇奈月帯》

なお飛騨帯の東部、黒部川下流域から片貝川上流域にかけては、宇奈月結晶片岩が分布します。この変成岩は、十字石片岩を含むことでよく知られていますが、源岩の堆積は古生代の石炭紀後半、変成作用は2億1,000万～2億5,000万年前で、飛騨片麻岩の仲間とは区別されます。宇奈月結晶片岩の分布域は、宇奈月帯とよばれます(図1・6)。

飛騨外縁帯の岩石類

三浦 飛騨帯の南側には、古生代の堆積岩や結晶片岩類などさまざまな岩体が複雑な構造をつくり、数km～10数kmの幅で断続的に分布しています。この地域を、飛騨外縁帯とよんでいます(図1・6、図1・7)。この地域は、日本で最古の化石を含む地層のあることでよく知られています。10年程前には岐阜県の福地で、日本で初めて約5億年前のオルドビス紀の貝形(虫)類の化石が発見されて話題になりました。

福井県の九頭竜湖周辺の地層からは、古生代のいろいろな化石が見つけれられています。白馬洞付近の石灰岩の小塊からは、シルル紀の三葉虫の化石が発見され、周辺一帯の石灰岩などを含む地層からは、デボン紀の床板サンゴ・四射サンゴ・層孔虫・腕足類などが見出されました。これらの石灰岩は、当時の浅い海に生活していたさまざまな生物の化石からできています。また、石炭紀のフズリナ(紡

錘虫)を大量に産出する石灰岩や、二疊紀前・中期のフズリナやコケムシなどを含む石灰岩も見出されています。

飛騨外縁帯の特徴は、こうした古生代のいろいろな時代の堆積岩が、3億年以前の変成作用でつくられた結晶片岩類や蛇紋岩類などと共に、大小の岩体をつくって複雑な構造をしていることです。

船津花崗岩(古期花崗岩)

岐阜県の神岡町(以前は船津町とっていた)周辺の花崗岩に対して最初に名前がつけられたので、船津花崗岩といわれます。いま説明した飛騨帯から飛騨外縁帯にまたがって分布します(図1・6)。ご存じのように、花崗岩は地下深部でつくられる火成岩ですが、この花崗岩の形成年代は、中生代のジュラ紀中頃の約1億8,000万年前と測定されています。それで、後で述べる白亜紀の花崗岩(新期花崗岩)に対して、古期花崗岩ともよばれるわけです。船津花崗岩は、飛騨片麻岩や飛騨外縁帯の岩石類を貫き、それらに変成作用をあたえながら上昇して地表にあらわれたもので、ジュラ紀後半から堆積した手取層群(後述)には、この船津花崗岩の礫が含まれています。ですから、手取層群が堆積する頃には、この花崗岩は、すでに地表に顔を出していたことがわかります。

中・古生代の地層(美濃・丹波帯)

地質図のグレーの色は、中・古生代の地層をあらわしています。飛騨外縁帯よりも南側に分布するので、富山県と石川県にはみられず、福井県でも北部にはなく、越前の南部から若狭にかけての地域に広がっています。この地層の分布域は美濃・丹波帯とよばれ、中部地方から近畿地方北部にかけて、南北約100km以上の幅で西方にのびていきます(図1・7)。

この地層は、泥質岩・砂岩・チャートおよび緑色岩類を主とし、ところどころに石灰岩をはさみます。チャートというのは、珪質の微化石、つまり放射虫や珪質海綿の骨針など、シリカ質の生物遺骸が海底に集まってできた

ものです。また緑色岩類は、もともとは海底火山の溶岩や火山灰からできた岩石類です。美濃一丹波帯の石灰岩には、石炭紀～二畳紀のフズリナが含まれています。それで10数年前までは、地層の年代は古生代と考えられておりました。ところが近年、チャートに含まれる放散虫の研究方法が飛躍的に進み、放散虫によって中生代・古生代のくわしい年代区分ができるようになりました。その結果、この地層群には、中生代の三畳紀～ジュラ紀の地層が含まれることが確実となりました。しかしこれらの地層群は、チャート・石灰岩・緑色岩類などの海洋域の堆積物と、砂岩・泥岩や火山物質などの陸地に近いところで堆積した碎屑物とが混合した堆積岩（堆積岩コンプレックス）が主で、その分布も複雑に入り組んでいます。それで、「中・古生層」として一括して扱っているわけです。このような、さまざまな起源や年代をもつ地層が複雑に入りみだれた構造が、どうして形成されたかについては、人によっていろいろな考え方があります。

若狭西端の舞鶴帯の地層・岩石
丹波帯の北西縁は、図1・8にみるように舞鶴帯と接しています。舞鶴帯は、福井県西端から近畿地方北部をへて中国地方までつづきます。幅は10km～20km、長さは120km以上におよぶ細長い地帯です。舞鶴帯の中央部には、二畳紀および三畳紀の地層が分布し、南側とや北側には、各種の火成岩変成岩からなる夜久野岩類が分布します。

福井県西端の大島半島や難波江海岸は、舞鶴帯に含まれます。大島半島には、二畳紀の地層（舞鶴層群）と夜久野岩類が分布し、難波江海岸には三畳紀の地層（難波江層群）が分布しています。二畳紀の地層は、砂岩や礫岩が多く、陸地近くから運ばれた碎屑岩からなる地層です。また難波江層群は、泥質岩と砂岩の互層で、三畳紀の二枚貝や腕足類の化石がたくさん出ています。こうした特徴から、二畳紀から三畳紀にかけてこの地帯は、大陸縁辺の陸棚あるいは島弧であったのではない

図1・6 - 飛騨帯・宇奈月帯・飛騨外縁帯の構成岩類の分布図

<小井土編図，1988による>

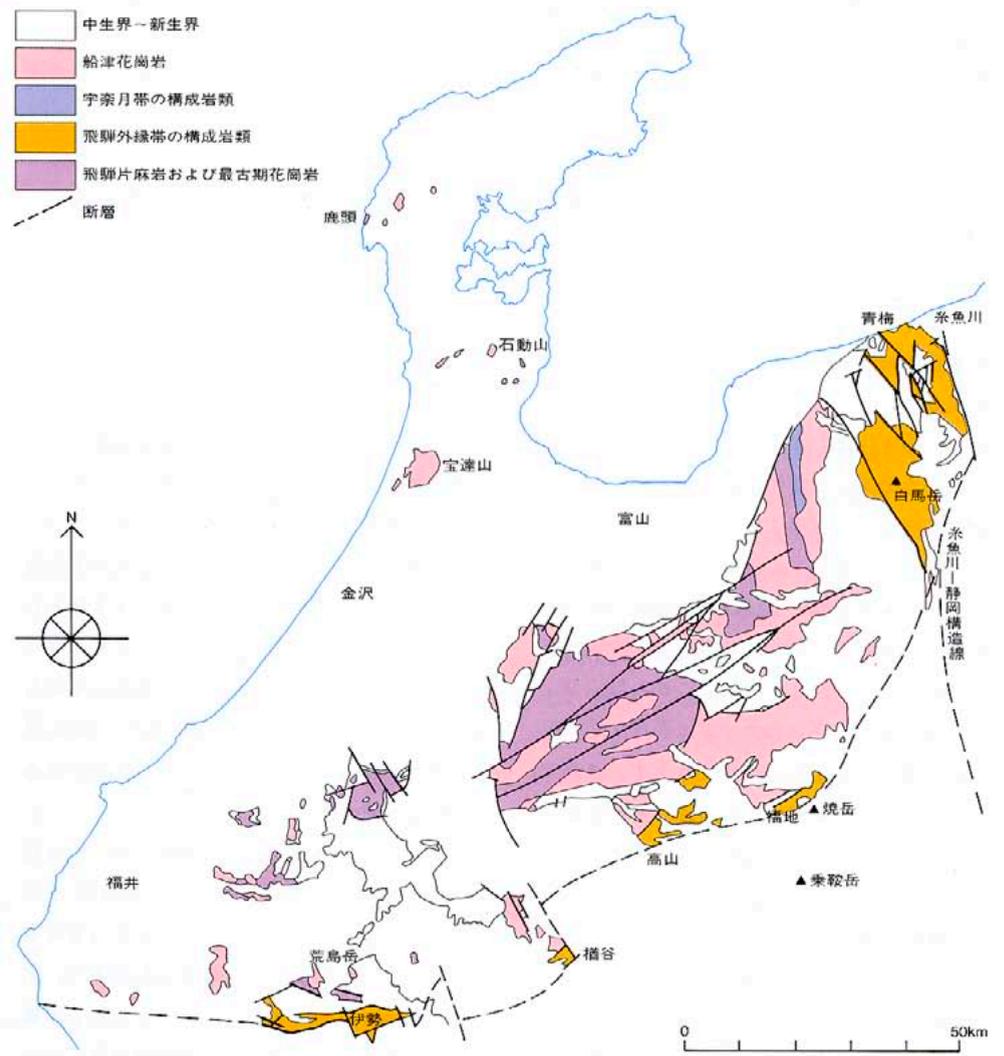
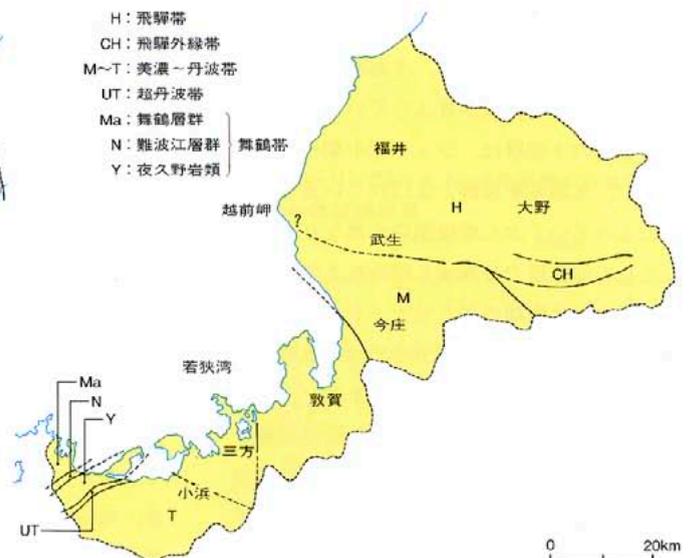
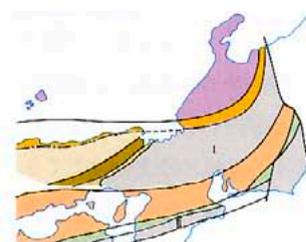


図1・7 - 西南日本における本州区の構造区分<清水による>

図1・8 - 福井県の地質構造区分(新第三紀以前)



かと考えられています。

《超丹波帯》

なお、舞鶴帯と丹波帯の境に沿った丹波帯側の狭長な地域には、両帯の中間的性格をもった地層が分布し、以前から注目されていたのですが、最近の調査で両帯のどちらにも属さないことがわかり、超丹波帯と名づけられました(図1・8)。二畳紀中期～後期の地層で、かなり変形した砕屑岩を主とします。

中生代の地層

《北方につづく海》

糸野 中生代は、アンモナイトと大型ハチュウ類が大繁栄した時代として知られていますが、北陸でも、近年これらの化石が各地から見つかっています。このうち、ジュラ紀前期の地層は来馬層群とよばれる内湾～沿岸域で堆積した地層で、富山・新潟県境の境川流域に分布します(図1・9)。ここからは、ジュラ紀前期を示すアンモナイト・巻貝・二枚貝などのいろいろな化石がでできます。またアンモナイト化石群には、北方系のもとの南方系のもとの両方が見いだされています。

ジュラ紀中期から白亜紀前期にかけての地層は、手取層群とよばれます。図1・9にみるように、この地層の分布域は、来馬層群にくらべるとぐんと広く、富山県南西部、岐阜県北部、手取川上流地域、九頭竜川上流地域、足羽川中流地域など、飛騨帯から飛騨外縁帯にまたがっています。そしてさきに触れましたように、この地域では、手取層群が堆積する以前に船津花崗岩が貫入しています。

手取層群の下部層は、ジュラ紀中期～後期の地層で、九頭竜層群とよばれています。地域によっていくぶん堆積環境が異なりますが、主として海成層で分布域も限られます。貝化石のほかにも多種類のアンモナイトや矢石類を産出し、福井県の足羽川中流では手取竜(テドロザウルス)が発見されています。

海生生物には、太平洋側の生物と共通の種はほとんどありませんが、トリゴニア(貝殻が三角形に近い二枚貝)には同じ種があります。こうした事情から、ジュラ紀前期から白亜紀

前期にかけて、来馬層群や九頭竜層群を堆積した海は北方から入りこんでいたが、南の太平洋側の海とも、つながりを保っていたと考えられています。

《手取時代の湖沼と平野》

手取層群の中部層(石徹白亜層群)は、ジュラ紀最末期～白亜紀初期の汽水～淡水成の地層で、分布域は全域にわたります。それで、この時期には、大小の湖が存在し、周辺には河谷や三角洲あるいは湿地帯などが広がっていたものと考えられます。

この地層からは、カキヤシジミのほかにも、イシガイやタニシなどの日本で最も古い淡水貝がでできます。植物化石では、シダ・ソテツ・蓼果類など80種以上を産出し、これは手取植物群とよばれます。また、立木のまま埋もれて化石となった直立樹幹がいくつも見つかり、これは根の状態から湿地帯のものと思われる。手取川上流の桑島地域の通称「化石壁」からは、恐竜の歯と足跡の化石や昆虫の化石が見つかっています。

手取層群の上部層(赤岩層群)は、白亜紀前期の主として河川成の地層で、礫岩や砂岩を主とし、凝灰岩をはさんでいます。分布域も中部層に比べるとぐんと限られてきて、化石の産出も少なくなります。こうして手取層群を堆積させた盆地は、次第に埋め立てられ、やがて消滅してしまいます。

手取層群の礫のなかには、手取川上流地域をはじめ各地域で、正珩岩(オーソコーツァイト)の円礫がたくさんでできます。この岩石は、砂粒のほとんどが円い石英粒でできている硬い硬い砂岩です。日本の陸上にはできませんが、隣の朝鮮や中国の先カンブリア時代の地層には、このような砂岩が広く分布しています。この砂岩は、先カンブリア時代の大陸地域で、厳しい乾燥気候が長く長く続く間につくられたものと考えられています。

このような正珩岩の円礫が手取層群に含まれているということは、現在の北陸・飛騨地帯が、当時は大陸と陸つづきで、そこを流れる長大な河川によって、はるばると運ばれてき

たということをお話しています。なおかつては、この円礫が手取川の河床に流れ出したものを拾い集め、「手取の玉石」として、窯業用の陶石を砕くボールに使っていたことがあります。

《中生代後半の植物相の変化》

中生代の三畳紀後期からジュラ紀中期という時代は、地球上の気候は暖かく一様であったようで、世界のどの地域の植物群をみても、あまり違いが認められません。ところが、ジュラ紀の後期以降になると、だいぶ様子が変わってきます。北半球では、高緯度地域と低緯度地域とでは、植物群に明らかに違いがで

てきます。白亜紀の初期ごろ、日本の太平洋側から産出する植物化石群は領石植物群とよばれ、その性格は、南方の植物区のものに似ています。一方、手取層群の中部層から産する手取植物群の性格は、同じころの朝鮮の植物群やシベリア植物区のものに似ています。しかも、シベリア植物区のマツ類やイチョウ類の樹幹には年輪も認められます。こうした証拠から、この頃から世界的に気候帯の区別がはっきりしはじめ、同時に夏と冬の気温差もしだいに広がってきたのではないかと考えられています。白亜紀の後半になると、世界的に被子植物が大発展しますが、シベリア植物区では、落葉性の被子植物が大きな比重を占めています。

北陸でも、足羽層群とよばれる白亜紀後期の地層が、足羽川の上流域や手取川支流の大道谷川上流域に点在し、これらの地層からは、それぞれ足羽植物群、大道谷植物群とよばれる植物化石群が産出します。それらには、ヒシ、ハス、ポプラなどの被子植物が見出されます。また大道谷植物群は、現在の日本列島のような温帯性のもので考えられています。なお足羽層群は、酸性凝灰岩を主とした地層で、次にお話する白亜紀後期の激しい火成活動がおこっていた時期の、ところどころに点在した小さな凹地や湖沼の堆積物です。

濃飛流紋岩類と新期花崗岩類

藤井 白亜紀後期から古第三紀にかけては、美濃一丹波帯と飛騨帯にまたがって、激しい火山活動が繰り返し発生します。陸上の火山から噴出した高温の火砕流堆積物が冷え固まるときに溶結凝灰岩ができますが、この時期の火山活動がこの種のもので、中部地方には、溶結凝灰岩からなる流紋岩～デイサイト質の火砕岩が各地に広く分布しています。

その最大の岩体が濃飛流紋岩で、図1・10にみるように、幅20～50km、延長は130kmにおよぶ巨大なものです。岩体の厚さも、最も厚いところでは2,000mをこえています。もちろん、この巨大な岩体は溶結凝灰岩層が何層も重なってできているのですが、1枚の溶結凝灰岩層の層厚は数100mにも達します。最も厚いものでは1,000m以上もあり、その広がりも50km以上もつづきます。

この火山活動は、最初は美濃一丹波帯の南部で始まり、後期白亜紀の間に活動の場が次第に北方へと移りました。そして古第三紀に入ると北陸の一部地域に活動の場が移りました。富山県では、小矢部川上流の太美山山地の周辺一帯と、魚津市東方の北東-南西方向に延びる狭長な範囲にこの岩体が分布し、それらは太美山層群とよばれます。また、これが新潟県の親不知海岸へと伸びていき、親不知火山岩層とよばれます。福井県では、九頭竜川上流域および丹生山地にこの岩体が分布し、それらは面谷流紋岩とよばれます。

一方、この時代に地表で火山活動が行われた地域では、ほぼ同じ時期に、地下深部では花崗岩が形成されています。つまり、火山-深成複合体という特徴をもっています。北陸の地質図では、この時代に形成された花崗岩を新期花崗岩（白亜紀花崗岩）として、その分布を示してあります。北陸での比較的大きな岩体は、飛騨山脈をつくる花崗岩類と、福井県の敦賀花崗岩および江若花崗岩などです。だいたい以上が、北陸地方の新第三紀以前の基盤をつくっている地層・岩石の概要です。

図1・9 - 来馬層群・手取層群・足羽層群の分布略図

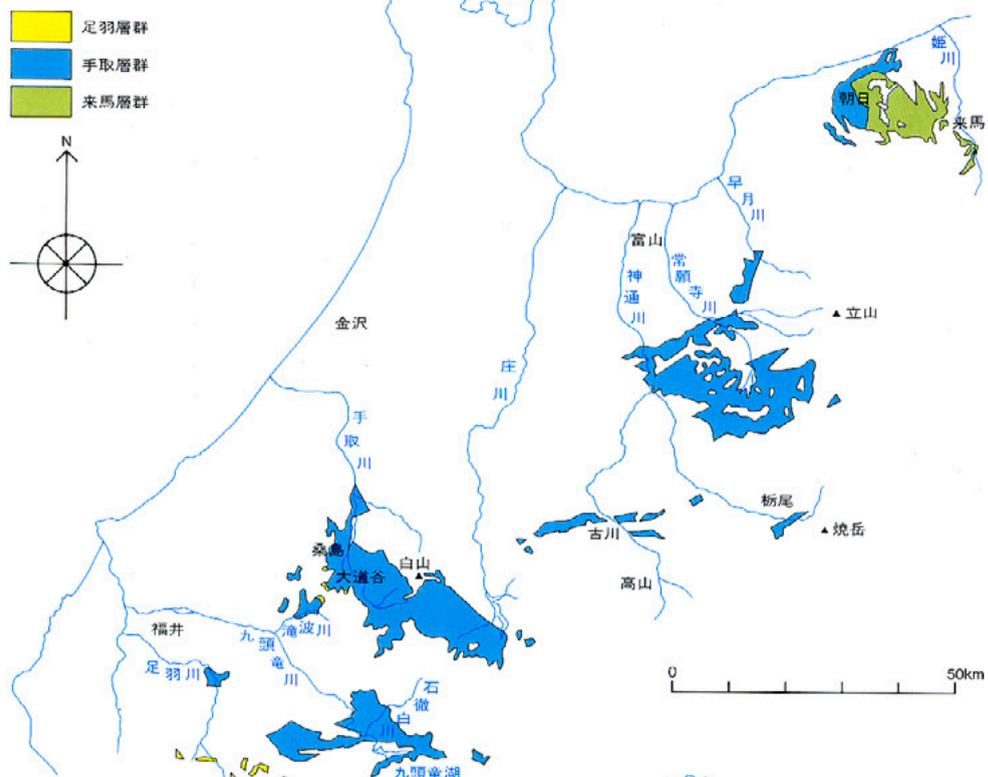


図1・10 - 中部地方北部の後期白亜紀～古第三紀火成岩類の分布略図

