



陶土層の露頭

① 県営印所鉢山（瀬戸市西印所町）の粘土採掘場。事務所前から南東方面を望む。露天採掘場は約50m掘り下げられ、最下部は池になっている。基盤の花崗岩も近く、ところによって露出している。

② 同鉢山の木節粘土・亜炭層（本文 p 53, 図2・3柱状図の最上部の亜炭・木節粘土層）。露頭全面が乾いて白く見えるが、表層を削ると淡いチョコレート色の湿った面（木節粘土）があらわれる。少量の亜炭を含む。

③ 写真Bと同一層の接写。上側は亜炭が多く、下側は木節粘土。木節粘土は有機物を含むためチョコレート色をおびているが、焼けば真っ白になる（写真の幅は約45cm）。

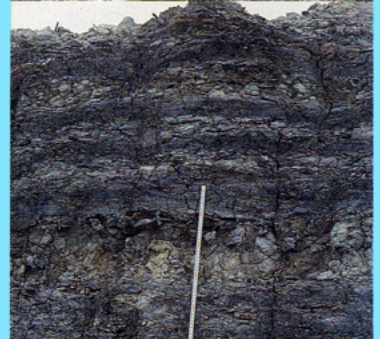
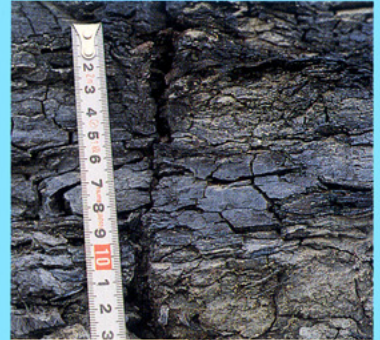
④ 同鉢山の蛙目粘土層（砂質）。写真Bの下部に接する。層理を示さないことが多い（写真の縦の筋は掘削機の爪跡）。蛙目粘土は一般に淡灰白色であるが、ここでは多少の有機物を含み、淡褐色をおびている。

⑤ 同鉢山の蛙目粘土。上部陶土層からの転石（ころがっている石）を室内にて接写。白い斑点は、花崗岩からもたらされた多量の石英粒で、典型的な蛙目粘土の外観を示す。実物の色は淡灰白色。

⑥ 大洞地区中山鉢山（土岐市土岐津町）の木節粘土層（本文 p 53, 図2・4柱状図の15～17m部分の木節粘土および亜炭層）。露頭の色は青色の少ない褐色。

⑦ 写真F上部の接写。木節粘土を多く含む亜炭層。写真では青味が強いが、露頭ではにぶくて、濃い灰褐色を示す。

（写真・文／下坂）



③	⑤	⑦
②	④	⑥
①		

茶碗類にみられる 日本のやきもの

田中愛造

わが国のやきもの歴史は、約1万年ほど前の縄文土器に始まる。この時代は、約7,000年ほど続くが、力強い形と独特な文様で知られる魅力的な土器が大量につくられている。2,500年ほど前になると、文様の少ない弥生式土器に移るが、古墳時代の土師器（はじき）においても、同様な方式が継続される。この時代までやきものの焼成温度は、せいぜい1800位までの低温のものであった。

古墳時代の中頃になると、朝鮮半島から新しいやきものの技術が導入され、1,000以上の温度で焼成する須恵器の生産が始まる。このやきものは、平安時代の中頃まで全国で生産され、日常生活に欠かすことのできないものとなった。

やがて平安時代も終り頃になると、愛知県瀬戸・常滑あるいは渥美、越前(福井県)・珠洲(石川県)・備前(岡山県)・丹波(兵庫県)・信楽(滋賀県)などで、須恵器よりもさらに質の向上した炻器質あるいは瓷器系の中世陶器がつくられてくる。

次いで安土・桃山時代になると、これまで交流のあった近隣諸国のほか、遠くヨーロッパや東南アジアの国々とも積極的な交易が行われるようになり、その結果、新しい感覚でデザインされた「織部」とか、鉄絵の上かけられた長石釉の美肌をもつ「志野」などに代表される優れたやきものが創出されるようになった。

さらに江戸時代に入ると、わが国のやきものに大革命が始まることになる。すなわち、元和2年(1616年)の李三平(金ヶ江三兵衛)による泉山陶石を原料とした白磁の創出と、寛永末年の酒井田柿右衛門による赤絵の完成である。この2つの大きな出来事は、九州一円のやきもの産地はもちろんのこと、全国の陶業地に大革命をもたらし、わが国のやきもの地図を大きく変えてしまった。生活様式においても、従来の陶器の時代から、磁器の時代へと移り変わっていく。

柿右衛門様式の製品はまた、たんに国内のみでなく、遠く海外のやきものにも大きな影響をあたえた。17世紀末にはデルフト(オランダ)、18世紀初頭のマイセン(ドイツ)、同世紀中葉のシャンティ(フランス)などのヨーロッパの名窯が、競って柿右衛門様式の色絵磁器を模倣するようになり、18世紀後半には、この傾向がイギリスの名窯にも及んでいた。そして遂には、酒井田柿右衛門が手本とした中国までもが、この色絵磁器の写しを始めるまでに至ったのである。こうして、すでにこの時代において、わが国のやきもの技術は、世界においてきわめて高い水準を獲得していた。

今日、われわれが愛用する多くの陶磁器には、以上に一瞥したような、長期にわたって築きあげられてきたわが国の豊かなやきもの技術の伝統が息づいており、表紙掲載の湯呑各種にはその一端が示されている。

<表紙カラー写真について>

陶磁器には多くの名品があるが、ここでは、わたしたちの日常生活には欠かさない湯呑み茶碗に限定し、誰れでもが手軽に入手でき、しかもわが国のやきもの技術の特徴のあらわれた作品で構成することにした。そのため田中先生(愛知県瀬戸窯業技術センター所長)に、休日の1日だけを利用して名古屋市内のデパート(ごく一部を品野陶磁器センターおよび赤津会館)で、3,000円~8,000円の範囲で作品を選んでいただいた。あわせて作品の解説をお願いした(編)。



ねずみしの
志野湯呑(表紙下段C, F)

桃山時代の優れた陶器を代表する。独特の風格をもち、当時のやきもの作りの技術が結集している。志野は、鬼板(瀬戸地方に多量に産する褐鉄鉱の1種で、鬼石とも呼ばれる)を化粧掛けしたのち、文様を掻き落し、その上から志野釉を施し、窯に入れて焼く。

鬼板の種類や上にかける志野釉の濃淡、あるいは焼成雰囲気などの違いによって、単色になったり赤色になったりする。赤色のものは、「赤志野」と呼ばれる。

写真の作品は、瀬戸市赤津町に在住の森脇文直氏(日本工芸会正会員)のもの。



てんめい
天目湯呑(表紙下段A, N)

黒い釉薬のかかったやきものは、わが国では一般に天目とよばれる。普通は、15%程度含まれる鉄分やマンガ分などにより、黒褐色を呈するのが天目釉である。青磁と共に東洋最古の釉薬といわれ、中国に起こり、日本のやきものに大きな影響を及ぼした。

わが国では、鎌倉時代に瀬戸で焼かれたのが最初といわれるが、やや時代が下がるという説もある。なお、「瀬戸天目」とよばれているものの創出者は、「志野」と同様に、加藤と三兵衛景光といわれている。

写真の作品は、京都市東山区五条坂在住の清水保孝氏(日本工芸会正会員)のもの。

(裏表紙裏面へ続く)



九谷夫婦湯呑(表紙下段H, L)

九谷焼は江戸時代の初期に、大聖寺藩主前田利治の家臣後藤才次郎が、加賀国の九谷村で創製したものとされている。肥前の柿右衛門や色鍋島などと共にわが国を代表する色絵磁器で、日本の伝統的な工芸品として世界の人々から珍重されている。九谷焼の特色は、色彩の美しさと共に力強い文様と大胆な構図にあると思われる。

写真の作品は、九谷の幸洋窯のもので、赤い椿の花を主題にしなが、幾何模様を対置させる。その構図は、そこに施された多彩な配色と共に、九谷焼の特色をよく表している。



肥前夫婦湯呑(表紙下段D)

肥前の赤絵(上絵付)には、古伊万里、柿右衛門、鍋島の3つの様式がある。古伊万里の文様は多岐で色彩は濃厚なのに対し、柿右衛門は乳白色の磁器肌の美しさを演出するための大きな余白と格調高い文様を特徴とする。また鍋島は、気品があって精巧であるが、技巧に走りすぎたために迫力に欠けるものが多いともいわれる。

写真の作品は、約300年前の初代深川栄左衛門から数えて八代目深川栄左衛門が、明治4年に外国輸出の生産を目的として、仲間4人で発足させた香蘭社(きざんか)のもの。中央に画かれた山茶花の赤色と、蓋およびハマなどに着彩された「るり色」が白磁の美しさを引きだてて見事である。

(裏表紙裏面へ続く)

(表紙裏面から続く)



織部夫婦湯呑 (表紙下段 B, K)

安土・桃山時代から江戸時代初期にかけての、著名な茶人であり武人でもあった古田織部正重然によって創出された有名なやきもの。その漸新なデザインは、遠くペルシャの陶器と相通ずるものがあるともされる。多治見市市之倉町在住の陶芸家、加藤卓男氏(美濃陶芸協会々長)は、ペルシャ陶器との類似性について深く研究され、銅による緑釉と鉄絵の組み合わせによる彩色技法は、14世紀頃からイベリヤ半島で行われていた技法で、それが鉄砲伝来と同様の経緯でわが国に入ったとされている。

写真の作品は、織部焼を得手としている瀬戸市赤津町の六兵衛陶苑のもの。



御深井湯呑 (表紙下段 J)

尾張徳川家の御用窯であった御深井焼を代表する釉のかかった湯呑。

御深井釉というのは、瀬戸や京都で磁器製作の初期に、坏土(素地土)や釉薬として盛んに使用された千倉石(瀬戸市品野町や多治見市^{フツハラ}甘原町付近に産する酸化鉄を含んだ石)に木灰を加えた釉で、淡黄緑色を呈する美しい透明釉である。「御深井青磁」ともよばれる。なおこの釉は、伝統的工芸品として指定されている。

写真の作品は、瀬戸市赤津町在住の日展作家加藤敬也陶房のもの。



黄瀬戸湯呑 (表紙下段 M)

織部と同様に、安土・桃山時代に出現したやきもの。鉄分を含んだ釉薬による黄色と、^{たんぱんちゆう}胆礬釉(硫酸第二銅を含む緑色の釉薬)による緑色の部分とのコントラストが美しく、雅味ある落ちついたやきものが得られる(胆礬による緑色や鉄釉による焦げをデザインしたのは、まさしく古田織部であることが想起される)。

昭和53年3月、志野釉、織部釉、御深井釉などと共に伝統的工芸品に指定されている。

写真の作品は、瀬戸市赤津町在住の森脇文直氏(日本工芸会正会員)のもの。



志野夫婦湯呑 (表紙下段 O)

志野は、黄瀬戸などと同様に安土・桃山時代に創製されたやきものである。比較的粗い坏土を使用して成形したのち、長石釉を施すもので、乳白色の釉面には貫入が入ってくる(写真O)。

志野には、釉下に鉄砂で素朴な絵を描いた「絵志野」とよばれるものが多い。なお、志野の文様の多くが、九州の唐津焼の絵文様と似ているのは、志野の創出者といわれる加藤与三兵衛景光の子供の四郎右衛門景延が、ある時期唐津に滞在したことがあったためとされている。

写真の作品は、土岐市の莊山窯のもの。



朱泥夫婦湯呑 (表紙下段 I)

わが国の朱泥は、江戸時代の安政年間に尾張国常滑の杉江安平が研究し完成した。その後、明治11年になって朱泥発祥の地である中国の江蘇省宣興から、金士恒が常滑にきて、中国式の宣興窯の朱泥技法を伝えてから全国的に名声を得るようになった。

朱泥は、写真にみるように朱色の炆器質のやきものである。比較的多量の鉄分を含み、細かな粒子からなる可塑性に富んだ坏土を使用して成形し、乾燥したのち酸化雰囲気中で焼成する。

写真の作品は常滑市の弘洋窯のもので、印刀で文字が彫刻されているが、これは朱泥の特徴的な技法である。



信樂夫婦湯呑 (表紙下段 E, G)

信樂は、瀬戸・常滑・備前・丹波・越前などと共に、わが国六古窯の1つで、古いやきもの産地である。

信樂の坏土を焼くと、一般には赤褐色で堅くて緻密な感じになり、坏土の中に含まれている大小の長石粒が溶けて、趣きのある乳白色の斑点が生じる。そして漉土の場合でも、普通の方法と違い水簸などはしなくて、細粉にしたあと篩を通すだけのことが多い。このため紐作りとか手捏ね技法に適する。

写真の作品は、以上のような信樂焼の特徴をよく示し、とくに表紙下段の写真には長石粒の溶けた様子が映しだされている。

URBAN KUBOTA

アーバンクボタ No.29 MARCH 1990 株式会社クボタ

目次

特集 = 東海湖と古琵琶湖 / やきもの用粘土

1 東海層群

東海層群 1

伊勢湾東岸地域 牧野内猛・中山勝博 2

東海層群 2

東濃地方 中山勝博 13

東海層群 3

伊勢湾西岸地域 吉田史郎 16

2 古琵琶湖層群 - 上野盆地を中心に - 川辺孝幸 30

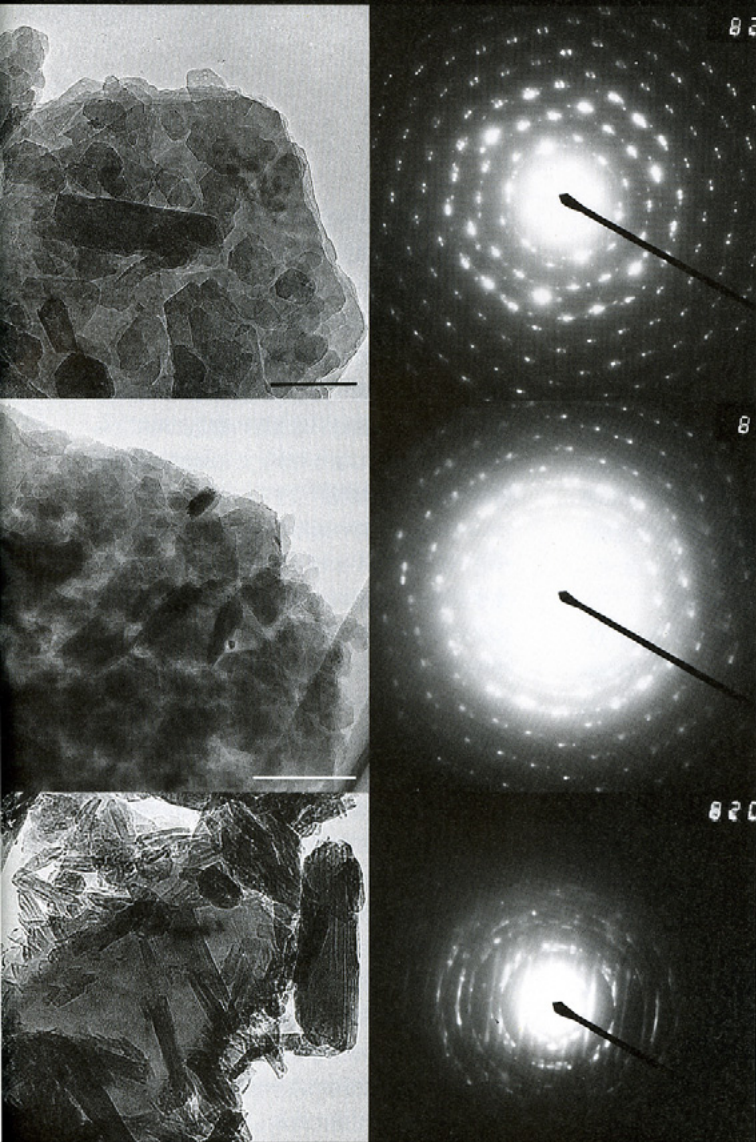
3 やきもの用粘土をめぐって - 木節粘土・蛙目粘土を中心に -

やきもの用粘土 下坂康哉 48

瀬戸～東濃地方の木節粘土と蛙目粘土 下坂康哉 52

陶土層の堆積環境 中山勝博 55

粘土鉱物 倉林三郎 58



スケールは各写真とも 0.2 μm

左側は、上段が木節粘土、中段は蛙目粘土、下段が風化花崗岩より分離した粘土の透過型電子顕微鏡写真。右側は、左側の各試料から得られた制限視野電子線回折パターン。各試料とも 2 μm 以下。(本文 p58 ~ p64 参照)

上段：木節粘土（県営印所鉱山）

左の電顕写真には、カオリナイトの集合している様子がみえる。個々のカオリナイトは六角形、ときには長方形を示し、薄い板状の結晶をしている。

右の回折パターンは鮮明で、規則正しい六角形を示す。このカオリナイトは規則正しい結晶構造をなしている。

中段：蛙目粘土（県営印所鉱山）

左の電顕写真では、上段の木節粘土と比較して輪郭がぼやけ、より微細になる。

右の回折パターンでは、外形に比例してスポットが乱れて円に近くなっている。同じように結晶構造の乱れが大きくなっている。

下段：風化花崗岩より分離した粘土（瀬戸市曾野町）

左の電顕写真では、両側を濃く縁取った細長い結晶が多く見える。パイプの特徴を示している点からみて管状のハロイサイトである。

右の回折パターンでは、円形および平行に走る多くの直線のパターンがみられる。これはハロイサイトが管状をなしているためである。現在の地表で生まれてまもない結晶なので、内部構造の乱れも大きい。

(文：下坂)

発行所 = 株式会社クボタ

大阪市浪速区敷津1丁目2番47号

発行日 = 1990年3月

編集製作 = 秋本・原田 + 国東照幸

表紙構成 / ネオックス(池上和夫) 表紙写真撮影 / DVC(関利晃)

図版作成 = スタジオ・ツノ

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場

伊勢湾東岸地域

牧野内猛 = 名城大学理工学部講師

中山勝博 = 名古屋市立富田高等学校教諭

知多半島の東海層群

- ・伊勢湾東岸地域の地形・地質の概要
- ・知多半島の地形・地質
- ・常滑層群の火山灰層序と岩相層序
- ・常滑層群を構成する地層とその分布
- ・常滑層群の堆積年代
 - 名古屋東部～猿投山周辺の東海層群
- ・瀬戸層群の火山灰層序と岩相層序
- ・瀬戸層群および常滑層群の火山灰層の対比
- ・瀬戸層群を構成する地層とその分布
 - 濃尾平野地下の東海層群
- ・濃尾平野の地下層序の概要
- ・濃尾平野地下の東海層群
 - 東海湖の発達史・伊勢湾東岸を中心に
- ・鳳来寺山地域から東海湖に向かう大水系
- ・東海湖の発達史・伊勢湾東岸を中心に

知多半島の東海層群

編集 本日は伊勢湾東岸地域の東海層群についてお伺いしたいと思います。最初に牧野内先生からお願いいたします。

牧野内 伊勢湾東岸地域というテーマになっていますが、本日の話では、この地域は、南は知多半島から北は濃尾平野東縁の丘陵地帯を含む地域とします。そして私が知多半島の、中山さんがそれ以北の、愛知県の尾張・西三河地方に分布する東海層群についてお話しいたします。

伊勢湾東岸地域の地形・地質の概要

まず、伊勢湾周辺地域の地質概要図（図1・1）で東海層群の分布をみていただきます。伊勢湾の東岸と西岸には、南北方向にたくさんの丘陵が連なっていますが、これらの丘陵をつくる地層が東海層群で、場所によっては、この地層の上に中部更新統、つまり第四紀中ごろの時代の地層が重なります。渥美半島（中央構造線の南側）の丘陵は中部更新統のつくる丘陵で、ここには東海層群は分布しておりません。

伊勢湾東岸地域の地形・地質をごく大ざっぱに見ますと、まず濃尾平野の東方、三河地方の大部分は三河高原（三河山地）とよばれる準平原状の起伏のなだらかな山地で占められています。岩質は北部が新期領家花崗岩類、南部が領家変成岩類、山地の北西部に西側に突出している部分がありますが、これが猿投山（標高629m）です。また三河山地の東南部には、中央構造線に接してその北側に、瀬戸内中新統の設楽火山岩類が分布し、流紋岩やデーサイトなどの火山岩類が険しい地形をつくっています。

濃尾平野北部の犬山市付近の美濃山地は、チャート、頁岩、砂岩などからなる中・古生層で、これは岐阜県美濃地方へと連なり高さを増していきます。

そのほか山地や丘陵のところどころには、瀬戸内中新統が顔をだしてもおまして、それらは瀬戸市北方（品野層）、岡崎市の南部（岡崎層群）、知多半島の南端およびその東方の白間賀島・佐久島（師崎層群）などです。だいたい以上に代表される地層が、東海層群の基盤をつくっている地層です。

濃尾平野の東縁には、山地の西麓に接して尾張丘陵と総称される丘陵地帯が、海拔100m前後のスカイラインをつくってほぼ南北に連なりますが、この丘陵をつくるのが東海層群です。こ

れらは、庄内川、矢田川、天白川や、さらにはそれらの支流によって大小の丘陵に分割され、丘陵の西側には中段丘および低位段丘が発達し、さらにその西側には広大な濃尾平野が広がります。このように東から西に向かって、山地、丘陵、台地、沖積平野と順に低くなり、しかもその広い平野の西縁が南北性の養老山地によってさえぎられてしまうのが、この地域の地形的特徴（濃尾傾動地塊）です。

ついでに濃尾平野の地形について簡単に触れますと、それは図1・2のようになっております。まず美濃山地の出口には、木曾川の運んだ砂礫によって大規模な犬山扇状地が形成され、その半径は約12kmにも及びます。この扇状地の下流側には、主として木曾川の分流がつくった一宮氾濫平野、さらにその南には、歴史時代に入ってから陸化した低湿地（蟹江三角州）がひろがって、この広大な平野を構成します。そのデルタの先端には江戸時代以降、干拓地が次々につくられ、さらにそのさきには、ごく最近につくられた埋立地が大きく広がっています。このように人為による造成地が大きな構成要素になっているのもこの平野の特徴です。

一方、尾張丘陵のうち、瀬戸市東方の猿投山の西麓から南西にのびてくる丘陵地帯は、知多半島に入って南北方向に向きを変え、半島の丘陵地帯へと連なって南に向かって細長くのびていきます。この一連の丘陵地帯は、猿投・知多上昇帯とよばれる隆起帯で、現在の地形を形づくっている主役の1つです。こうして西側の伊勢湾と、東側の岡崎平野（西三河平野）および知多湾との間には、南に細長くのびる丘陵地帯、つまり知多半島が張り出しているという格好になっているわけです。

知多半島の地形・地質

知多半島は、南端の山地部を除けば、北から南まで標高50m～80mのなだらかな丘陵地帯が続いているのですが、その北端は、尾張丘陵の南端と、半島北部の大府丘陵との境になります。ここは、北北西～南南東方向の直線的な谷になっていて、この谷間をJR東海道本線が走っています。半島の大部分は、知多丘陵で占められますが、半島の南端になるとやや険しい地形をもつ山地へと移り変わります。この山地をつくっている地層が瀬戸内中新統、いわゆる第一瀬戸内累層群とよばれているうちの師崎層群です。そしてこれより北側の、知多半島の骨格

をなす丘陵地帯をつくっている地層が東海層群ということになります。

知多半島の東海層群は、別に常滑層群ともよばれますが、この地層は、基底部がやや砂礫質で、それよりも上の部分は連続性の乏しい不規則な砂泥互層からできています。固結の程度はそれほど高いものではありません。

これらの丘陵の頂部あるいは上部には、中部更新統の地層が分布しています。地層の名前でいいますと、南部に分布するのが武豊層、知多丘陵の北端と大府丘陵上に分布するのが加木屋層とよぶ地層で、いずれもくさり礫を含む砂礫層を主体としています。

丘陵の縁辺部は、海成粘土層を挟む中部あるいは上部更新統により大小の段丘がつけられていますが、それより低いところは海岸地帯や谷間沿いに沖積層が分布します。

常滑層群の火山灰層序と岩相層序

知多半島の地層を最初に研究された方は小瀬知常という先生で、それが公表されたのが1929年、常滑層群という命名もそのときにされています。戦後になりますと、しばらくの間は、陶器原料粘土やみがき砂あるいは亜炭など、こういった資源の埋蔵量の調査を中心にした仕事がずっと続けられますが、それが、1970年代以降になりますと、火山灰層を鍵層として常滑層群の層序を明らかにしようとする調査・研究が始まり、現在に至っています。

そういう調査の主要なものを挙げてみますと、名大の糸魚川先生が1971年に知多市周辺の丘陵を中心に半島北部を調べられて、その層序を明らかにされました。それから、私が1975年に半島南部の方を調査しました。しかし、半島の中部に当たるところ、知多半島でいいますとかなり太い部分が、個別的な情報にとどまっていた、火山灰層序としてどういう構造になっているかということがはっきりとわからないで、ずっと空白の状態が続いていたわけです。それが1986年になって地質調査所から、吉田史郎さん、尾崎正紀さんによる「半田幅図」が発表され、これにより半島の中・北部の火山灰層序が明らかにされました。こうして1986年になってやっと知多半島全体の火山灰層序学的な仕事ができて、大体そのときから、南部についても、北部についても、中部についても同じようなレベルでいろいろと議論ができるようになったわけです。

図 1-1 - 伊勢湾周辺の地質概略図

<50 万分の 1 地質図<京都>地質調査所刊を簡略化>

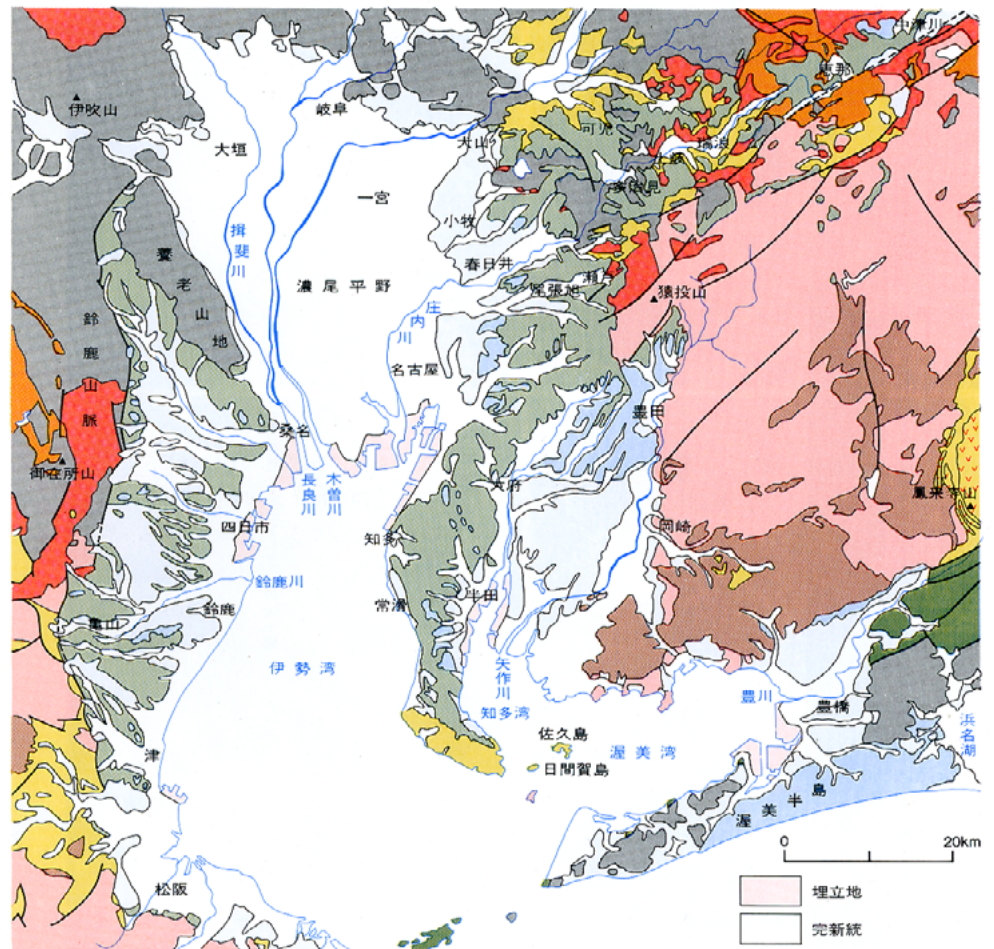


図 1-2 - 濃尾平野の地形概念図

<桑原、1975 により簡略化>

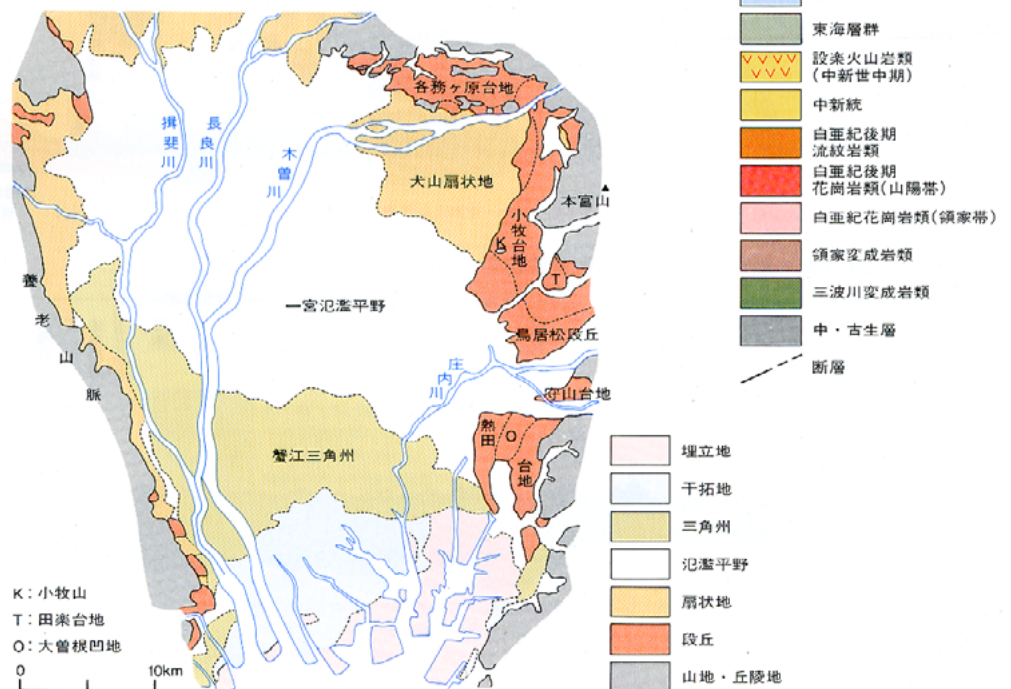


図1-3 - 常滑層群および瀬戸層群(名古屋東部)の総合柱状図とその対比

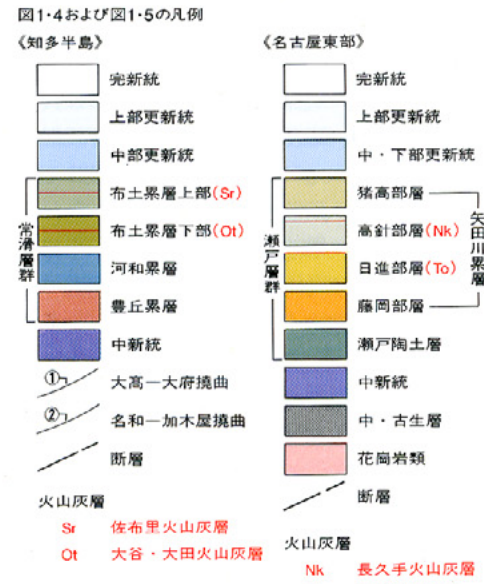
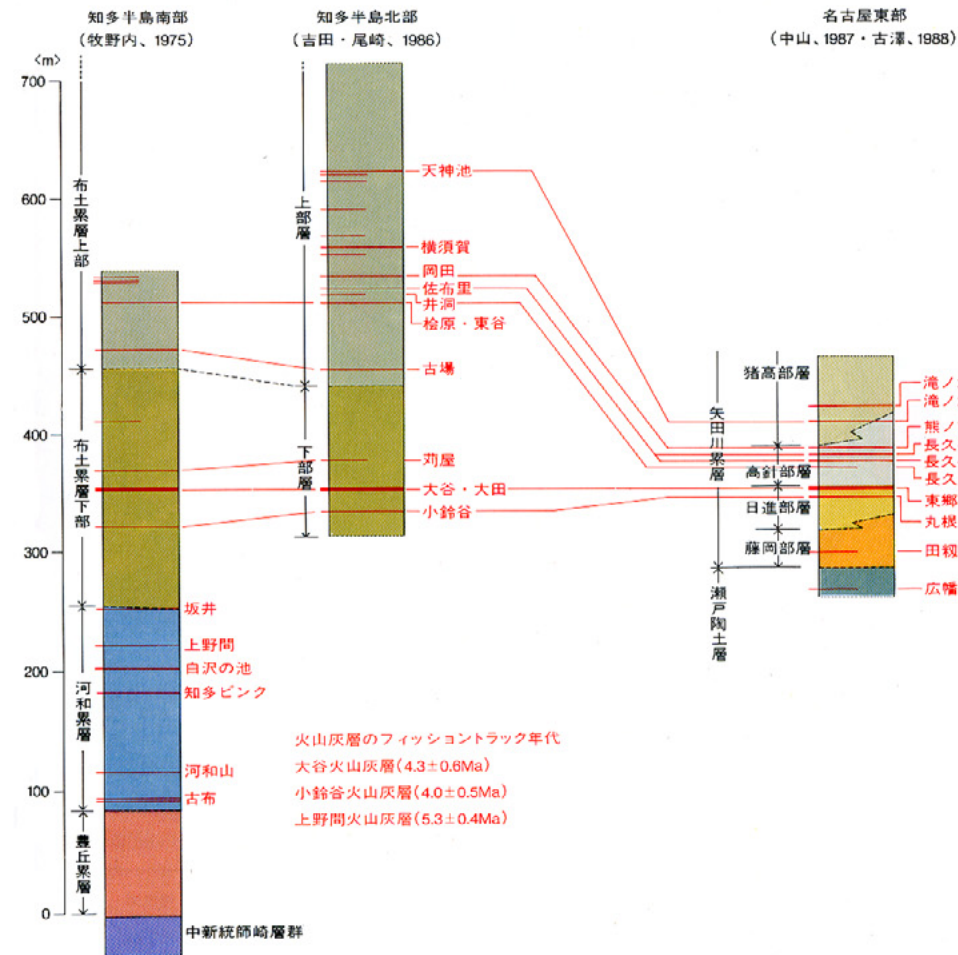


図1-4 - 知多半島～名古屋東部の地質図

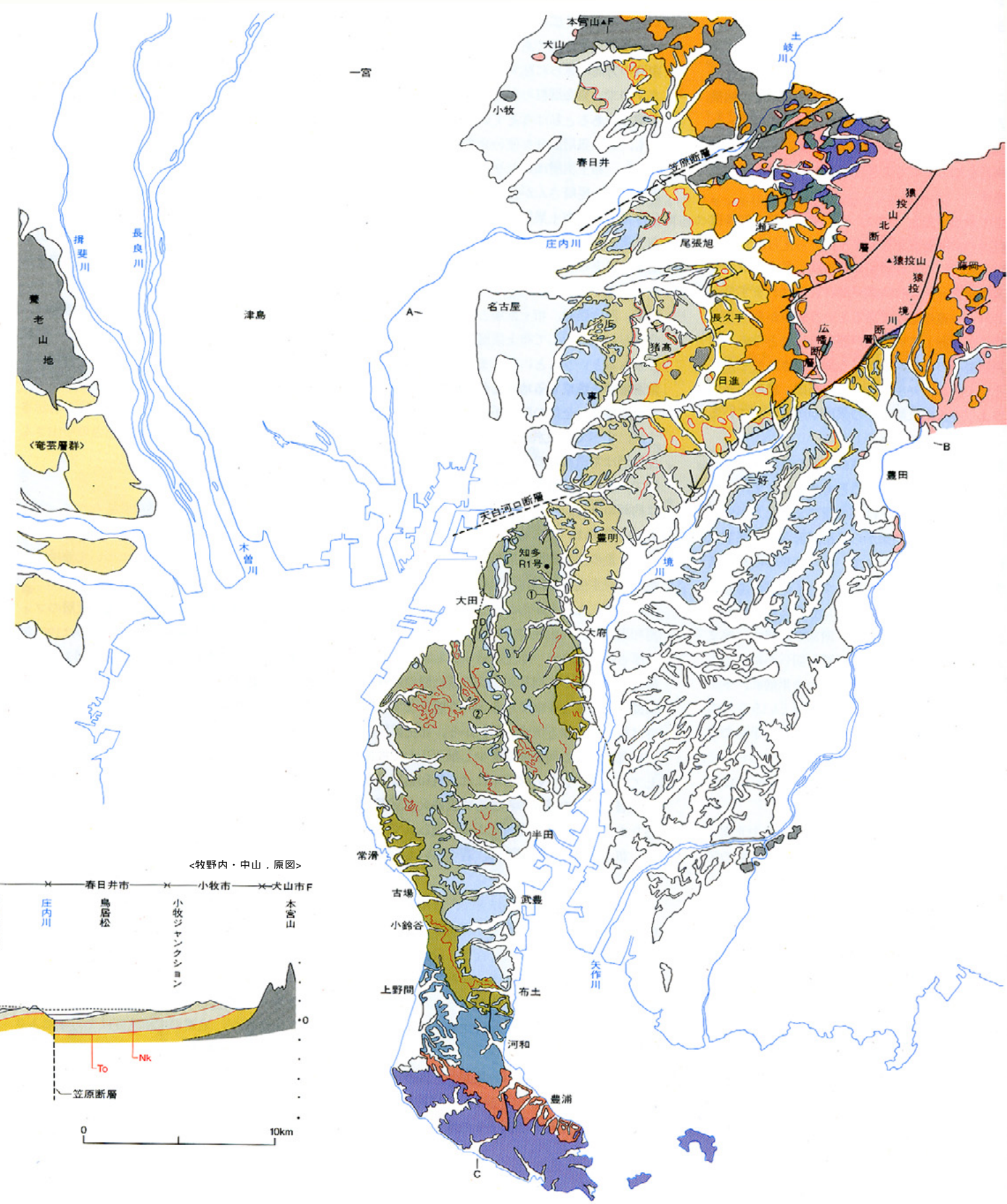


図1-5A - 名古屋東部の東西地質断面図(A-B)

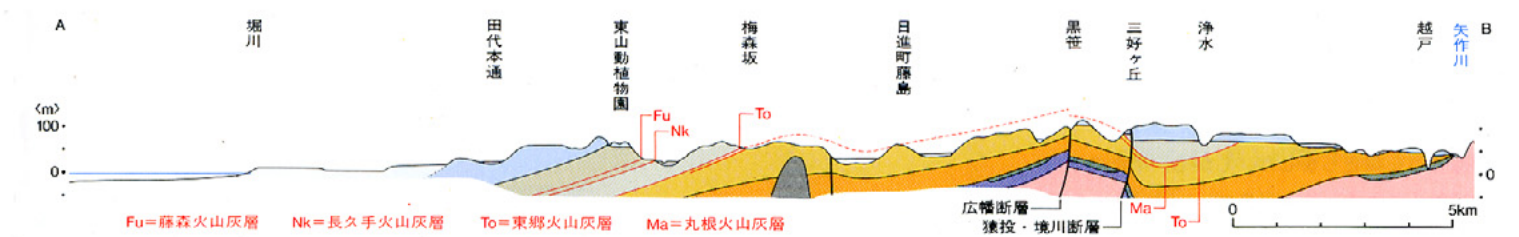


図1-5B - 知多半島～名古屋東部の南北地質断面図(C-D-E-F)

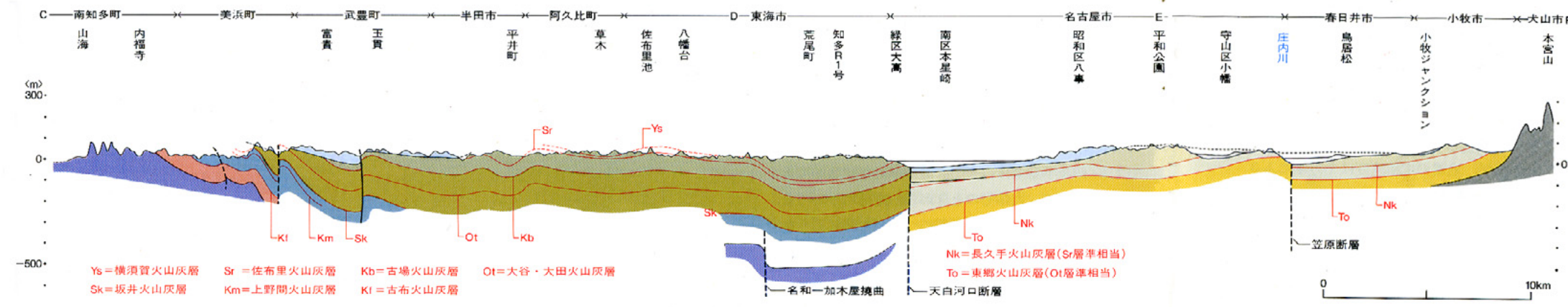


図1・3がその火山灰層序に基づいた常滑層群の総合柱状図です。これは図でみられるように、いろいろな火山灰層を各地域ごとに追跡して火山灰層序を明らかにし、その層序と対比しながら地層を累層別に区分したものです。その結果、互いに離れた地域であっても同時代に堆積した地層を確かめることができ、また、現在の地質構造を知る上にも大きな手がかりを与えてくれます。

さて糸魚川先生（1971）は、半島北部の知多市付近の常滑層群をどのようにとらえられたかという、ここに分布する地層は、名古屋東部の東海層群。これは瀬戸層群とよばれますが、これと一連のものであるという観点から、知多半島に分布している瀬戸層群としてとらえ、瀬戸層群中の常滑累層という規定をされました。そして大田、井洞、佐布里、岡田、横須賀というような火山灰層がこの累層中に挟まれていることを明らかにされました。

私の場合には、調査地域が北部からはずっと離れた南部の地域ということもありまして、とりあえずは瀬戸層群とは別の層群とした方がいいだろうと考え、従来から常滑層群という名前は使われておりましたので、その従来の名称を踏襲して、知多半島の南部については常滑層群というよび方をすることにいたしました。そして図に示されているように、南部の地層中に挟まれているいろいろな火山灰層を明らかにするとともに、南部の常滑層群を3つの累層に、下から豊丘累層、河和累層、布土累層という3つの累層に区分しました。その時点では、半島の北部との関係ははっきりしていませんでしたので、布土累層の上限は不明とし、上限については定義しませんでした。

1986年に吉田さん、尾崎さんが半島の中北部の層序を明らかにされますが、そこでは、私の区別した河和累層と布土累層とは、岩質的にほとんど差異がないとして累層区分をしております。そして、糸魚川先生の常滑層群を再定義する形で使われまして、基底部の豊丘累層より上をすべて常滑層とし、常滑層の中の古場火山灰より少し下位の層準を境に若干の層相の変化や古流向の変化が認められることから、常滑層を上部・下部に分けられました。

私は河和累層と布土累層という分け方をしたわけですが、その時点ではよくわからなかったのですが、後になってみると、河和累層と

布土累層の境界の層準付近というのは、東海湖がさらに大きく広がった時期に、すなわちすでに比較的大きな湖であった東海湖が北東および南西の方向にさらに拡大する時期にあたっていますので、東海層群の発達史の中では意味のある境界であると私は考えています。それでここでも、この累層区分を使わせていただきます。ただし、布土累層はかなり厚くなりますので、吉田さん、尾崎さんが常滑層を上部・下部に分けた層準を布土累層にも使わせていただき、布土累層を上部と下部に分けました。

結局、以上の立場に立って常滑層群を見てみますと、図1・3に示したように常滑層群は、豊丘累層、河和累層、布土累層という3つの累層に分けられる。そして布土累層は上部と下部に分けられるということになります。

常滑層群を構成する地層とその分布
常滑層群は、全体の厚さが約700mほどありますが、すべてが淡水成の地層です。最下位の豊丘累層は常滑層群の基底部をつくっている砂礫層で、主として河成の地層からなり、その厚さは約85mほどです。それより上位の河和、布土という累層は、いまも触れましたように岩質的に余り差のない砂泥互層ですが、これらの地層からは淡水生の貝類化石を産出し、この地層が湖に堆積したことがわかります。

河和累層は、火山灰層と亜炭層を挟む砂泥互層で厚さは約180m。布土累層下部も同ような砂泥互層ですが、河和累層より亜炭層の挟みの程度がちょっと少なくなるという感じです。厚さは約200mほどです。それから、布土累層の基底部は下位の河和累層を少し削り込んで堆積しています。さきの図の中には、河和累層と布土累層下部との境界のところに坂井火山灰層がありますが、これが場所によって削られていたり、布土累層の基底部には、若干粗いものが含まれてもいます。

布土累層上部は約300mほどで、吉田さん、尾崎さんの記載によりますと、布土累層下部に比べて亜炭層の挟みが少なくなり、砂層の連続性が悪くなって岩相変化が著しくなる。また、南方からの供給を示す古流向がみられなくなり、礫種として流紋岩が多くなっていくということのようでもあります。

では、こうしたそれぞれの地層が、知多半島ではどのように分布しているのか。それをごく大ざっぱにまとめたのが図1・4の地質図です。図

を見ていただくとわかりますように、最下位の豊丘累層は、中新統の師崎層群に接して半島南部のごく狭い地域にしか露出しておりません。そしてその北側には、上位の河和累層が分布しますが、これも限られた狭い地域で、知多半島が細くなった南の部分だけです。それより北は、すべて布土累層の露出するエリアになりますが、この図では黄みの濃い色が布土累層下部、灰緑色が布土累層上部として示してあります。布土累層下部は、南の河和累層に接する部分だけでなく、半島の北端、大府丘陵の東端にも露出しております。そのことは、この地層中に挟まれている大谷火山灰層がこの地域に顔をだしていることで確かめられます。そしてこの鍵層は、伊勢湾周辺の広汎な地域に追跡でき、この時期に堆積した地層の広がりや、またこの時期の半島の地層の名古屋東部へのつながりを教えてくれます。その一端は図1・5Bの断面図にも示されていますが、その辺の話は、あとの中山さんの領分ということになります。

常滑層群の堆積年代

では、このように知多半島の骨格をつくっている常滑層群は、いつ頃の時代に堆積したものなのか。今度は、その堆積年代について簡単に述べます。

私どもが常滑層群にはさまれる火山灰層のフィッション・トラック年代を測定したのは1983年ですが、そのときに得た値がさきの図1・3の中に記した数字です。すなわち、上野間火山灰層の $5.3 \pm 0.4 \text{ Ma}$ 、小鈴谷火山灰層の $4.0 \pm 0.5 \text{ Ma}$ 、大谷火山灰層の $4.3 \pm 0.6 \text{ Ma}$ という年代が得たわけですが、このうち、粒子群のパラツキ具合などから、小鈴谷火山灰層の値が信頼性が低く、大谷火山灰層と上野間火山灰層の年代が信頼性の高い値であるとされました。その後、伊勢湾西岸で大谷火山灰層と対比される阿漕火山灰層の年代が測定され、 $4.6 \pm 0.2 \text{ Ma}$ の値が得られて、さらにその信頼性が裏付けられました。

こうして大谷火山灰層の430万年前、上野間火山灰層の530万年前という信頼できる年代がわかってくるので、その間の地層の厚さは約130mですから、100万年の間に130mの地層が堆積したことになり、地層の堆積速度は1万年に1.3mというように推定できます。先ほど触れましたように、布土累層下部と河和累層との境には小規模な削り込みがみられますが、それ以外はほとんど同じような堆積相を示しますから堆積

写真 A ~ H

A・E = Aは東郷火山灰層(瀬戸層群)の, Eは大谷火山灰層(常滑層群)の火山ガラス. 両者とも, よく発泡し丸い発泡壁をもつのが特徴.
 B・F = Bは長久手0火山灰層(瀬戸層群)の, Fは井洞火山灰層(常滑層群)の火山ガラス. 両者とも不規則に曲がった小さな発泡が特徴.
 C・G = Cは長久手 火山灰層(瀬戸層群)の, Gは佐布里火山灰層(常滑層群)の火山ガラス. 両者とも直線的なパイプ状の発泡が特徴.
 D・H = Dは熊ノ前火山灰層(瀬戸層群)の, Hは岡田火山灰層(常滑層群)の火山ガラス. 両者ともわずかに曲がった発泡が特徴的である.
 以上のように, 瀬戸層群と常滑層群にはさまれる火山灰層のうち, 同層準に対比される火山灰層の火山ガラスの形状の特徴は酷似する. 写真左下の横線スケール. A・C・G・H=100µm. B・D・E・F=67µm.

とに矢田川累層は, 下位から順に水野部層・高針部層・猪高部層に分けられました. そして, 水野部層の最上部には丸根・東郷火山灰層が挟まれ, 高針部層最上部粘土層には長久手・一社火山灰層が挟まれることを明らかにされました. 同じ71年には小牧団研グループによって, 名古屋市北方にある小牧市周辺の瀬戸層群の火山灰層序が明らかにされますが, ただこの研究では, 矢田川累層を火山灰層をもとに部層区別するといったことは行われておりません. 1984年に坂本先生らが, 5万分の1図幅「名古屋北部地域の地質」をまとめるにあたり, 小牧市~春日井市にかけての篠岡丘陵の瀬戸層群の火山灰層序を明らかにされています. ここでは, 矢田川累層を火山灰層と岩相をもとに, 下部砂礫層・中部泥層・上部礫層に3分し, それぞれが森先生のまとめた各部層にどのように対応しているかを明らかにされています. 私は, 1980年から猿投山周辺の瀬戸層群と付近の断層を調べ始め, 1987年にそのまとめを行いました. ここでは, 瀬戸陶土層の上に矢田川累層が整合に重なることを確認し, 矢田川累層を火山灰層と岩相に基づいて下位から順に, 砂礫層主体の藤岡部層, 不規則な砂泥互層を主体とする日進部層, 下部に少々粗粒堆積物を有するものの不規則な砂泥互層を主体とする高針部層, 砂礫層主体の猪高部層の4部層に細分しました. 大まかにいえば, 森先生の水野部層を, 岩相の違いから藤岡部層と日進部層とに分けたということです. ただしこの地域では, 瀬戸層群の下部の地層はよくみられるのですが, 上部の地層は余りみられません. 確認した5枚以上の火山

環境に余り変化はみられません. それで, いま得られた堆積速度をさらに下位の層準に適用してみると, 河和累層基底(古布火山灰層)層準の年代は, その間の層厚が約135mですから, およそ6.3Maとなります. その下位の豊丘累層は約85mの層厚をもちますが, これは河成の砂礫層なので堆積速度も速いと考えると, 豊丘累層の基底, つまり常滑層群の堆積が始まったのは約6.5Ma頃(650万年前頃)と考えられます.

では, 常滑層群の堆積が終了した年代はどのくらいかという, これは常滑層群の全体の厚さが約700mですから, これをもとに推定しますと, 大体220万年前頃になります. 結局, 常滑層群は中新世末の約650万年前頃から堆積が始まり, 鮮新世末の約220万年前頃に堆積を終了したというように推定できるわけです.

だいたい以上が知多半島の東海層群, 常滑層群についての概要です. まだお話しすることを残してはありますが, それはまた中山さんのお話の後でした方がよいかと思ひ, この辺でひとまず私の話を終わります.

名古屋東部~猿投山周辺の東海層群

瀬戸層群の火山灰層序と岩相層序

中山 さきの図1・1に示されておりましたように, 東海層群は, 名古屋東部から岐阜県東濃地方にかけても分布しますが, この地域の東海層群は別に瀬戸層群ともよばれます. 本日は, このうち愛知県側に分布する瀬戸層群についてお話しし, 東濃地方の瀬戸層群については, 別に扱わせていただきます.

最初に瀬戸層群を命名されたのは横山次郎先生で, それは1950年のことです. その後, 赤嶺秀雄先生が1954年に岐阜県から愛知県に及ぶ広い地域にわたって, 粘土層に注目した研究をされています.

1960年になると, 松沢勲先生をはじめとする方々によって, 愛知県下に分布する瀬戸層群が2.5万分の1の地質図で詳細に明らかにされるとともに, 瀬戸層群は下位の瀬戸陶土層と上位の矢田川累層とに分けられました. そして矢田川累層は, 岩相の側方変化が非常に激しいので正確な層序的な区分は困難とされ, 岩相的に大まかに区分されました. すなわち下部に発達する水野砂礫相, 水野砂礫相と一部同時異相となるものの全体にはより上位に発達する尾張夾炭相, 尾張夾炭相と一部同時異相となるものの全体にはより上位に発達する猪高相 以上のような3つの岩相に区分されたわけです.

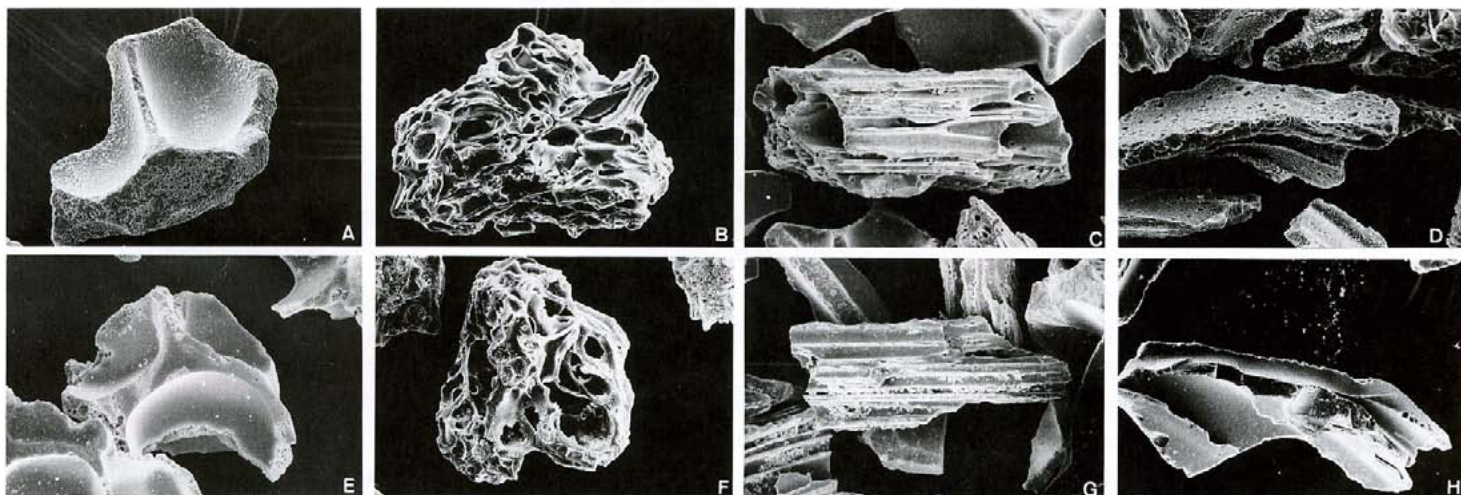
火山灰層序という観点で初めて瀬戸層群を研究されたのは, 1971年の森忍先生の研究です. この研究では, 名古屋市東部~東方の地域を対象に, 7枚以上の火山灰層が確認され, それをも

とに矢田川累層は, 下位から順に水野部層・高針部層・猪高部層に分けられました. そして, 水野部層の最上部には丸根・東郷火山灰層が挟まれ, 高針部層最上部粘土層には長久手・一社火山灰層が挟まれることを明らかにされました. 同じ71年には小牧団研グループによって, 名古屋市北方にある小牧市周辺の瀬戸層群の火山灰層序が明らかにされますが, ただこの研究では, 矢田川累層を火山灰層をもとに部層区別するといったことは行われておりません. 1984年に坂本先生らが, 5万分の1図幅「名古屋北部地域の地質」をまとめるにあたり, 小牧市~春日井市にかけての篠岡丘陵の瀬戸層群の火山灰層序を明らかにされています. ここでは, 矢田川累層を火山灰層と岩相をもとに, 下部砂礫層・中部泥層・上部礫層に3分し, それぞれが森先生のまとめた各部層にどのように対応しているかを明らかにされています. 私は, 1980年から猿投山周辺の瀬戸層群と付近の断層を調べ始め, 1987年にそのまとめを行いました. ここでは, 瀬戸陶土層の上に矢田川累層が整合に重なることを確認し, 矢田川累層を火山灰層と岩相に基づいて下位から順に, 砂礫層主体の藤岡部層, 不規則な砂泥互層を主体とする日進部層, 下部に少々粗粒堆積物を有するものの不規則な砂泥互層を主体とする高針部層, 砂礫層主体の猪高部層の4部層に細分しました. 大まかにいえば, 森先生の水野部層を, 岩相の違いから藤岡部層と日進部層とに分けたということです. ただしこの地域では, 瀬戸層群の下部の地層はよくみられるのですが, 上部の地層は余りみられません. 確認した5枚以上の火山

とに矢田川累層は, 下位から順に水野部層・高針部層・猪高部層に分けられました. そして, 水野部層の最上部には丸根・東郷火山灰層が挟まれ, 高針部層最上部粘土層には長久手・一社火山灰層が挟まれることを明らかにされました. 同じ71年には小牧団研グループによって, 名古屋市北方にある小牧市周辺の瀬戸層群の火山灰層序が明らかにされますが, ただこの研究では, 矢田川累層を火山灰層をもとに部層区別するといったことは行われておりません. 1984年に坂本先生らが, 5万分の1図幅「名古屋北部地域の地質」をまとめるにあたり, 小牧市~春日井市にかけての篠岡丘陵の瀬戸層群の火山灰層序を明らかにされています. ここでは, 矢田川累層を火山灰層と岩相をもとに, 下部砂礫層・中部泥層・上部礫層に3分し, それぞれが森先生のまとめた各部層にどのように対応しているかを明らかにされています.

私は, 1980年から猿投山周辺の瀬戸層群と付近の断層を調べ始め, 1987年にそのまとめを行いました. ここでは, 瀬戸陶土層の上に矢田川累層が整合に重なることを確認し, 矢田川累層を火山灰層と岩相に基づいて下位から順に, 砂礫層主体の藤岡部層, 不規則な砂泥互層を主体とする日進部層, 下部に少々粗粒堆積物を有するものの不規則な砂泥互層を主体とする高針部層, 砂礫層主体の猪高部層の4部層に細分しました. 大まかにいえば, 森先生の水野部層を, 岩相の違いから藤岡部層と日進部層とに分けたということです. ただしこの地域では, 瀬戸層群の下部の地層はよくみられるのですが, 上部の地層は余りみられません. 確認した5枚以上の火山

写真(A~H) - 瀬戸層群および常滑層群のうち同層準に対比される代表的な火山ガラスの形状(走査型電子顕微鏡写真)



灰層も高針部層までの層準に限られています。それで次に、これまでの研究では空白となっていた尾張旭丘陵の瀬戸層群の火山灰層序区分に取り組みました。尾張旭丘陵というのは、尾張旭市から瀬戸市にかけての東西に長い丘陵です。この丘陵でも、いま述べた猿投山周辺のそれと同じ部層区分で層序区分をすることができたのですが、ただこの地域でも瀬戸層群上部の地層は十分にみられません。

1971年に森先生が研究された瀬戸層群の上部、すなわち高針部層～猪高部層の分布する地域は、現在の名古屋市名東区～天白区のあたりの丘陵で、いまではほぼ宅地化が終わり地層を露頭でみることはできません。こうした事情のため、瀬戸層群全体の火山灰層序の組み立てがゆき詰まりかけていたのですが、1988年になって、古澤明さんが、尾張丘陵の南端に近い部分、名古屋市南東部の宅地開発に目をつけられ、瀬戸層群の上部の火山灰層序を明らかにされたのです。幸いなことにこの地域は、私の調査した地域の南西に隣接しており、こうして、名古屋市南東部～猿投山にいたる地域で、瀬戸層群全体の火山灰層序が明らかになったわけです。

瀬戸層群および常滑層群の火山灰層の対比
そこで私と古澤さんは、早速、これらの火山灰層が常滑層群の火山灰層のどれに該当するかを共同で研究し、今年（1989年）の3月にその結果を発表しました。それが図1・3に示した瀬戸層群の総合柱状図です。この図には、瀬戸層群に挟まれる火山灰層と、それらの火山灰層が、先ほど牧野内さんが話された常滑層群の火山灰層とどのように対比されるかが示してあります。じつは従来から、研究者の一致した意見として、瀬戸層群の丸根火山灰層と東郷火山灰層の2枚の組は、常滑層群の小鈴谷火山灰層と大谷火山灰層の2枚の組に対比されていたのですが、私たちの結果もそれと一致しました。ですから、瀬戸層群矢田川累層の日進部層と高針部層との境の層準は、常滑層群布土累層下部の中ほどにあたることとなります。

一方、瀬戸層群の長久手火山灰層層準の火山灰層については、従来から問題があり、混乱がありました。そこで私たちは、火山灰の重鉱物分析をはじめ、走査型電子顕微鏡による火山ガラスの形状観察(写真2・1参照)、さらに火山ガラスの屈折率まで求めて対比を行ったわけです。そうしますと、いわゆる長久手火山灰層層準は、

じつは長久手0、長久手₁、長久手₂、熊ノ前の4枚の火山灰層からなり、それぞれ常滑層群布土累層上部の井洞、佐布里、岡田の3枚に対比できるという結果がえられたわけです(この対比で4枚の火山灰層を3枚の火山灰層に対比しているのは、長久手₁・長久手₂の2枚の火山灰層が佐布里火山灰層1枚に対比されるからです)。したがって矢田川累層の高針部層は、常滑層群では布土累層の上部の層準にあたることとなります。

さらに高針部層の最上位には含まれる滝ノ水火山灰層が、常滑層群の布土累層最上部には含まれる天神池火山灰層に対比できることも明らかになりました。

またこの研究では、矢田川累層最下部の藤岡部層に挟まれる田初火山灰層が、常滑層群の河和累層に挟まれる古布火山灰層(2枚1組のうちその下位のもの)に対比できそうだったので、いま一つ確証に欠け、論文に明記することができませんでした。このほかの火山灰層の対比としては、猪高部層に挟まれる藤森火山灰層が布土累層上部の横須賀火山灰層に対比できることが、森先生をはじめ多くの研究者で一致しております(ただし現在では、名古屋南東部では藤森火山灰層を確認することはできません)。瀬戸層群を構成する地層とその分布

図1・3に示しましたように、瀬戸層群は、下位の瀬戸陶土層と上位の矢田川累層に大きく分けられ、さらに矢田川累層は下位から順に、藤岡部層、日進部層、高針部層、猪高部層に分けられます。これらの地層がどのように分布するかは、図1・4の地質図に、また矢作川から名古屋市の堀川にいたるほぼ東西方向の地質断面図を図1・5Aに示します。この地質図では、常滑層群との境は、さきの牧野内さんのお話にありましたように、尾張丘陵の南端と知多半島北部の大府丘陵との境におかれています。ただし豊明市付近については、十分な精査ができておりません。また、瀬戸層群矢田川累層の部層区分は、常滑層群の累層区分とは対応しませんので、図中に示した東郷火山灰層＝常滑層群の大谷火山灰層、長久手火山灰層＝常滑層群の佐布里火山灰層により、常滑層群との対応を読みとっていただければと思います。

瀬戸層群は、全体の層厚が200m程度で、常滑層群に比べれば非常に薄い地層です。しかも常滑層群のように泥と砂が単調に厚く重なるので

はなく、下位から、沼沢地成の粘土層(瀬戸陶土層) 礫層(藤岡部層) 砂泥互層(日進部層と高針部層) 礫層(猪高部層)というように移り変わり、また地域によって各部層の層厚や岩相が激しく変化します。これらのことは、大局的には、伊勢湾東岸では常滑層群が東海湖の中心部に堆積し、瀬戸層群が東海湖の縁辺部に堆積した地層であることを語っています。

瀬戸陶土層

瀬戸陶土層は、その名のとおり、窯業原料となる粘土を主体としています。蛙目粘土とよばれる石英粒を含む粘土、木節粘土とよばれる植物片を含む粘土、粘土ではありませんが珪砂とよばれる石英粒砂などが代表的なもので、そのほか基底部には角礫層も認められます。またこの地層中からは*Pinus trifolia*(オオミツバマツ)などが産出し、当時の気候が暖かったことがわかります。

この地層は、図にみるように、瀬戸市周辺とその南方および藤岡町にかけてところどころに分布します。ところどころと言いましたのは、陶土層は、1つの大きさが最大でも2km×2km程度の小さな凹地 基盤の凹地を埋める格好で別々に分布し、上位の礫層(藤岡部層)におおわれてしまっているからです。

この陶土層は、構造運動の発生に伴って生じた小さな凹地に、周辺の風化した花崗岩地帯から細粒碎屑物が運びこまれて形成されたものと思われる。その形成時期は、東海湖が発生する前、あるいは知多半島南部に東海湖が発生した頃と考えられます。この陶土層中には、さきの図1・3に示してあるように、広幡火山灰層を豊田市の北で確認することができましたので、そのフィッション・トラック年代を求めれば陶土層形成時代に一石を投じることができるのですが、まだ行っておりません。

矢田川累層

瀬戸陶土層の上には矢田川累層が重なります。この累層の最下位の地層が藤岡部層で、小牧市～春日井市にかけてと、他方では、猿投山を取り囲むような格好で地表に分布しています。この地層は礫層からなり、所々にレンズ状の砂などをはさみます。礫種は、チャートの礫が主体です。大きな露頭で観察すると、河川の洲の構造をしていたり、側方に数10mにもわたる大規模な削り込みがみられます。恐らく東海湖に流入する河川沿いに堆積したのでしょう。従来の

研究では、この地層は下位の瀬戸陶土層とは不整合関係にあるとされていますが、いま述べましたように、藤岡部層が大規模に瀬戸陶土層を削りこんでいる部分もあるものの、そこには長期にわたる時間間隙があるとは考えられませんから、私は、両者はその大部分が整合関係にあると考えています。

藤岡部層は、その上位の日進部層とは上下関係を主としますが、愛知池の北方では互いに指交することが確認できます。ですから堆積相から判断して、そのようなところが、ちょうど当時の東海湖という湖の縁辺部であったのではないかと考えられます。

日進部層は、基本的には藤岡部層の上に重なります。小牧市～長久手町・東郷町、さらに豊田市保見にかけて分布します。主に不規則な砂泥互層からなり、上部には丸根火山灰層、最上部には東郷火山灰層がはさまれます。この層準は、常滑層群布土累層下部の中ほどにあたります。層相もほぼ同じなので、この日進部層の時期には、東海湖は南は知多半島南部から、北は小牧市付近まで大きく拡大したものとされます。高針部層は、下位の日進部層とは整合関係にあり、日進部層とほぼ同じような層相で、主に日進部層の西側、すなわち小牧市南部～尾張旭市～名古屋東部にかけて分布します。恐らく日進部層と同様に東海湖に堆積した地層でしょう。ただし、高針部層の最下部すなわち東郷火山灰層の直上では、特徴的な堆積環境の変化がおき

ています。東郷火山灰層の直上は、日進部層と高針部層の2つの部層の中で最も粗粒碎屑物が卓越するのです。しかも、この特徴は北部になるほど顕著で、東郷町あたりでは、極粗粒砂から構成されているのに対し、小牧市あたりでは砂礫層からなるという、そういう一時的な変化がみられます。この部層の最上位に挟まれる滝ノ水火山灰層は、常滑層群布土累層の最上位に挟まれる天神池火山灰層にあたるので、この時期になると、東海湖はやや規模を縮小していたように思われます。

その上位の猪高部層になると、一変して礫層に変わります。この礫層も最下位の藤岡部層とほぼ同じような層相で、礫種もチャートを主体とします。主に高針部層の西側すなわち名古屋東部に分布します。北部では長久手火山灰層の直上から猪高部層となりますが、南部では滝ノ水火山灰層の上位から猪高部層となり、層相も布土累層最上部のものと同様になります。つまり猪高部層は、高針部層とほぼ整合関係にあるが、一部指交しているということです。この猪高部層は、恐らく藤岡部層同様に東海湖に流入する河川沿いに堆積した地層でしょう。したがって、伊勢湾東岸の東海湖は、この時期以降から消滅に向かったものと考えられますが、いずれにしても濃尾平野地下の東海層群が問題になります。この辺のようになってきますと、牧野内さんにお話ししてもらった方がよいかと思

濃尾平野地下の東海層群

濃尾平野の地下層序の概要

牧野内 濃尾平野の地下に分布する東海層群についてはまだわからない部分が多く、まとまったお話ができる段階にはないのですが、その点をお断りした上で、これまでに調べられていることなどを中心に、問題点を含めてお話してみます。

まず、「濃尾傾動地塊」とその西半部を占める濃尾平野については、本誌11号(1975)に、名城大学の桑原先生によって詳しく紹介されています。そこには濃尾傾動地塊の模式断面として図3・1が示されていますが、この図は、現在も濃尾傾動地塊を説明するときなどにしばしば引用されています。その後、濃尾平野の地下地質については、地盤沈下の問題と関連して、多くの試・資料が収集され、その分析・解析によって、濃尾傾動盆地を埋めている地層 特に第四紀層の実態がかなり詳しくわかってきました。図3・2はその成果の一部で、これはJR名古屋駅付近を通る濃尾平野の東西地質断面図です。濃尾傾動地塊を埋めている地層は、地表から、南陽層(沖積層)、濃尾層、第一礫層、熱田層、第二礫層、海部累層、第三礫層、弥富累層、そして東海層群です。このなかで濃尾層から熱田層までが上部更新統、第二礫層から弥富累層までが中・下部更新統です(本誌No.11 当時は、海部累層は先熱田期層、弥富累層は後

図3・1 - 濃尾傾動地塊の模式断面図

<桑原、1968を一部改変>

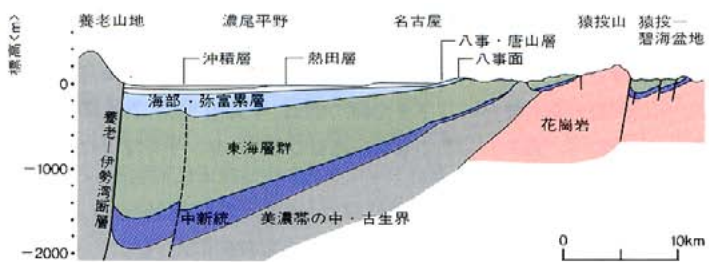


図3・2 - 濃尾平野の地質断面図(東西方向)<東海三県地盤沈下調査会、1985を簡略化>

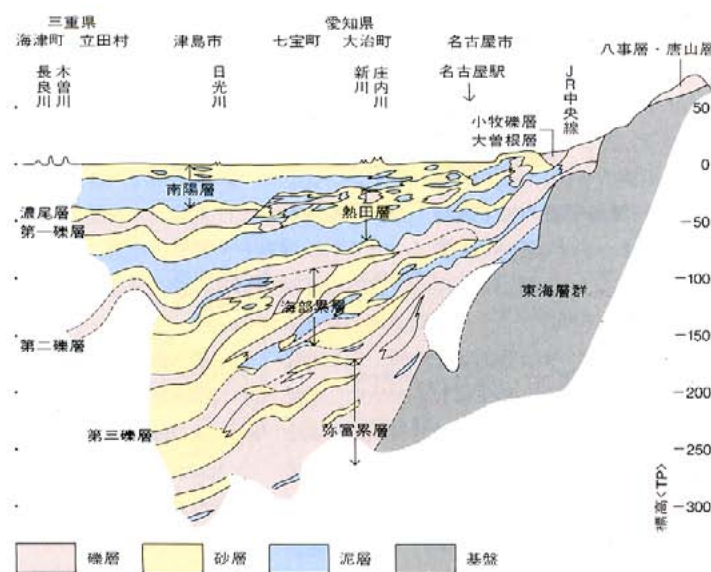


図3・3 - 伊勢湾周辺地域における氷河性海面変動曲線 <桑原ほか、1982>

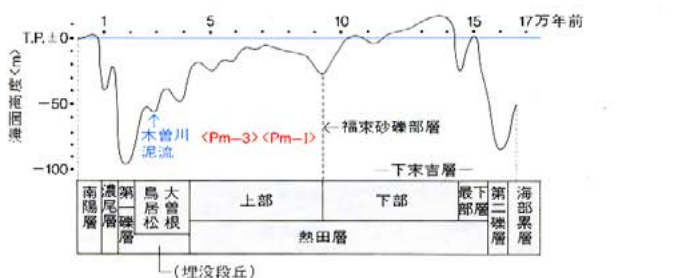
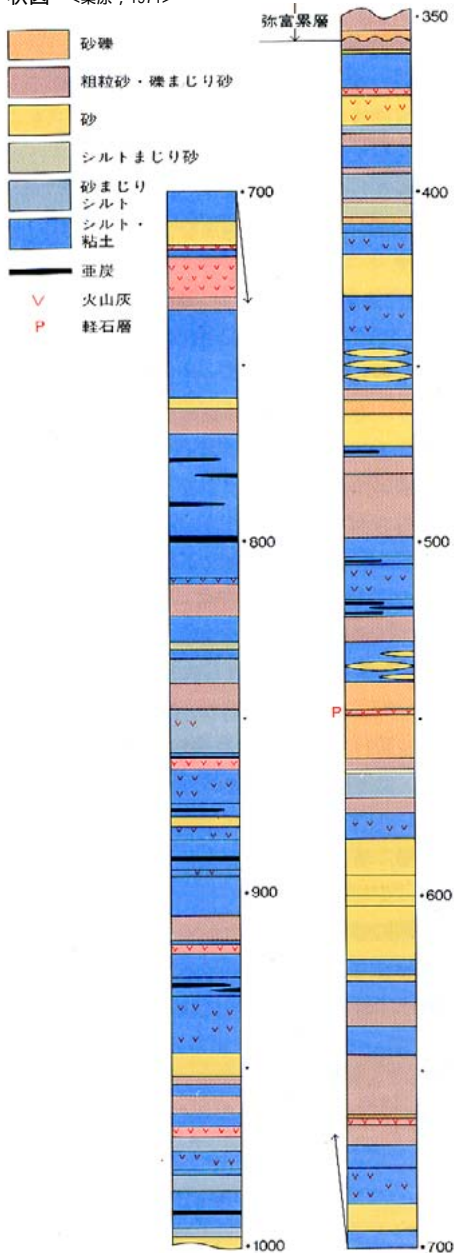


図3・5 - 長島町長島温泉の超深層ボーリング柱状図 <桑原, 1971>



八事期層・八事・唐山層とよばれていました)。東海層群を除く他の第四紀層は、まとめて尾張層群とよぶこともあります。これは東海農政局の畠山さんによる命名で、ここでも、弥富累層から南陽層までの第四紀の地層を一括してよぶ場合、この名称を用います。その尾張層群の最大層厚は350m前後になります。これらの第四紀層は、図3・3に示されるように、濃尾傾動地塊運動の進行の中で、氷河性海面変動の影響を受けながら形成されました。そのため高海面期には海成粘土層が、また、低海面期には砂礫層が堆積し、砂礫層と海成粘土層を含む細粒堆積物との互層で特徴づけられます。この図には、第二礫層より古い地層の堆積期における海面高度は示されておきませんが、海部累層中には3枚の海成粘土層がはさまれていますし、弥富累層中にも海成層準は少なくとも1枚はさまれています。海部・弥富累層の海成層準が大阪層群の海成粘土層と対応するのかどうか、また対応するとすればどこにあたるかといった問題は、現在まだ明確になっておりませんが、名城大学の吉野さんによる花粉分析結果や名古屋大学の森さんによる珪藻分析結果によれば、大阪層群上部にあたる可能性が高いようです。東海層群についてみますと、東海層群基底の深度は、濃尾平野西縁部では、-1,500mに達しております(本誌No.11, p19図2参照)。上位に重なる第四紀層の最大層厚は、さきに述べましたように350mですから、平野下の東海層群は厚い場所では1,000mを超える厚さをもつこととなります。超深層ボーリングなどから得られる岩質は、陸上のものとそれほど変わらず、礫、砂、泥の互層からなり、火山灰層や垂炭層をはさんでいます。東海層群の下位には、瀬戸

内中新統が分布し、厚い場所では200~300mはあると考えられています。

濃尾平野地下の東海層群

本誌11号が発刊されて以後、第四紀層に関する情報は大量に蓄積されましたが、東海層群については、必ずしも多くなく、まだ明らかにされていない点は少なからずあります。なかでも、平野地下における東海層群の基底と上限の層準が、陸上のどの層準にあたるかという一番大切な問題が、実はまだ明確になっておりませんが、これは東海層群の古くて新しい重要な問題です。この平野地下に分布する東海層群の層準について、総括的に具体的な地層名をあげたのは、地質調査所の高田さんたちによる1969年の報告だけで、そこでは、地下の東海層群が伊勢湾西岸の東海層群、すなわち亀雲層群と対比されています。伊勢湾西岸の東海層群については、吉田史郎さんの詳しいお話が本誌に収載されるということなのでそれを参照していただくこととし、ここでは地層の説明は省略します。

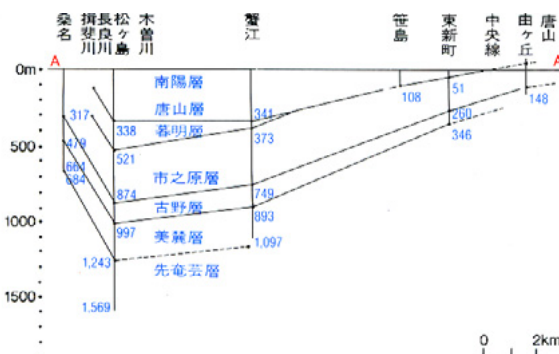
図3・4が高田さんたちの報告に示された図で、bが東西方向、cが南北方向の地下断面図です。高田さんたちは美麓層から大泉層底部までの層準があるとされました(図c)。まず基底の層準ですが、この報告には地層区分についての詳しい説明がありませんので、岩質との関係がどのようになっているのかわかりませんが、基底は美麓層層準となっています。示されている図では、尾張丘陵西部の東海層群が平野下の市之原層相当層に対比されています(図b)。中山さんの描かれた断面図にみられるように、尾張丘陵の東海層群は西にゆるく傾斜し、西ほどより上位の層準があらわれます。この傾向を平野地下まで伸ばせば、平野地下には丘陵部より上位の層準があることになり、平野地下の基底は、

図3・4 - 濃尾平野の地下断面 <高田ほか, 1969>

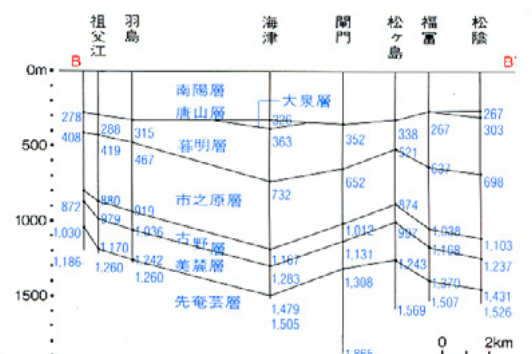
a. 超深層ボーリング位置と断面位置



b. 東西(A-A')断面



c. 南北(B-B')断面



注1 = 泥質堆積物が変成作用をこうむったときに生成される鉱物で、化学組成はいずれも Al_2SiO_5 、圧力の高くない変成作用（低圧型）において温度のより低いところでは紅柱石、より高いところでは珪線石が生成される。

丘陵部の中部の層準付近かそれより上位になると予想されます。

次に上限の層準ですが、高田さんたちは暮明層最上部から大泉層底部くらいとされており、私は、もう少し上位の層準までであるのではないかと考えているのですが、それは以下のような理由からです。

伊勢湾西岸の員弁地域の暮明累層には、北東から濃尾平野を横切って供給された濃飛流紋岩の中～大礫が含まれていることが、京都大学の竹村さんによって明らかにされました。このことは、暮明累層堆積期に濃尾平野 それも西南部は、濃飛流紋岩礫の通り道だったことを意味します。そうすると、濃尾平野の地下に濃飛流紋岩礫を含む礫層が残っていてもよいのではないかということになります。そこで木曾川河口の長島町におけるボーリング柱状図（図3・5）をみてみますと、礫種まではわかりませんが、砂礫の卓越する層準が深度500m付近から600mにかけてあり、これが暮明累層相当層と思われる。東海層群はなお上位に100m余りあり、それが主に砂泥互層からなっています。竹村さんによると、大泉累層は砂泥互層で特徴づけられ、厚さ約360mとのことですから、平野地下の上限は大泉累層中部の層準 それもどちらかという上部の方になると思われます。

以上の推定がもし成り立つとすると、濃尾平野西南部は、暮明累層堆積期に一時沈降が止まり（あるいは隆起傾向になったかもしれませんが）、その後再び沈降したことになります。そして、その後は尾張層群堆積開始まで削剥の場（どちらかという隆起の場）となったこととなります。そうすると濃尾平野西南部は、2.5Ma～1Maぐらいの間に、隆起あるいはその傾向が2回もあったことになり、やや不自然な感じがします。そのようなことから、濃尾平野の現在に至る沈降は、暮明累層相当層の堆積後から始まっており、東海層群と尾張層群との不整合は、従来考えられていたような大規模なものではなく、大きな時間間隙をはさむことなく尾張層群が堆積し始めたのではないかとこの可能性も考えてみる必要があります。その場合、尾張層群基底の砂礫層は後背地の隆起などに求めてもよいと思います。

東海湖の発達史 伊勢湾東岸を中心に

鳳来寺山地域から東海湖に向かう大水系以上のように、濃尾平野地下の東海層群については未解決の大問題を抱えていますので、いまの段階では、伊勢湾東岸の東海層群の発達史を明確に語ることはできないのですが、ただ新しい研究も積み重ねられておりまして、なかでも名古屋大学の足立さん及び桑原先生によって1980年に発表された研究は、東海湖の古地理について重要な問題を提起しました。

それを簡単に紹介しますと、足立さんたちは、濃尾平野西南部の海部郡弥富町の深さ600mのボーリング試料をもとに、地下の地層を構成する粘土層の中の粘土鉱物および砂層の中の岩片や重鉱物の組成を詳しく調べたわけですが、その結果は図4・1に示されるように、東海層群と尾張層群の砂層とでは大きな差異がみられること、そして東海層群の方には、珪線石（注1）のような領家変成帯起源の碎屑性結晶が普遍的に含まれていることが明らかになったのです。また深度約530mから得られた火山碎屑性の砂層には、真珠岩の岩片が含まれていることもわかりました。真珠岩は松脂岩の仲間です、これは本誌の前号で詳しく紹介されておりますように、名古屋からは約70～80km東方の設楽の鳳来寺山の山体をつくっている特徴的な火山岩です。また、名古屋東部丘陵の東海層群（矢田川累層猪

高部層）には、従来から、白礫とよばれる特徴的な礫が含まれていることが知られていたのですが、この礫が設楽火山岩の流紋岩質岩石に類似していること、さらにその礫径分布をみると、図4・2のように東へいくほど大きくなることも明らかにされました。そのほか、この論文には、旭硝子㈱の松原さん・横田さんらによる、瀬戸陶土層にも碎屑性の珪線石や紅柱石（注1）が含まれているという報告も引用されております。こうした事実から足立さんたちは、東海層群の堆積期には、北方からの碎屑物の供給だけでなく、かなり大きな東方からの水系 鳳来寺山地域や領家の珪線石帯を刻んで流れる東方からの大きな水系があったと結論しています。つまりこの東方からの水系は、現在、中央構造線に沿って流れる豊川の流域から、三河高原南部を横切って濃尾平野へと流れていたわけで、東海湖の古地理を考えるときには、この水系は無視できないということです。

東海湖の発達史 伊勢湾東岸を中心に さて、東岸部を中心にした東海湖の発達史ですが、話の都合上、最初に東海湖全体について、その湖水域が時代とともにどのように変化してきたかをごく簡単に述べます。ただし、以下の話はすべて私個人の考えであること、それと、伊勢湾西岸の方が東岸部に比べて東海層群の地層が圧倒的に厚く、東海湖の主要な堆積の場はいつも西岸にあったと考えられますので、今後は

図4・1 - 木曾川河口(弥富)における600mボーリングの柱状図と粘土層・砂層中の主要な鉱物組成

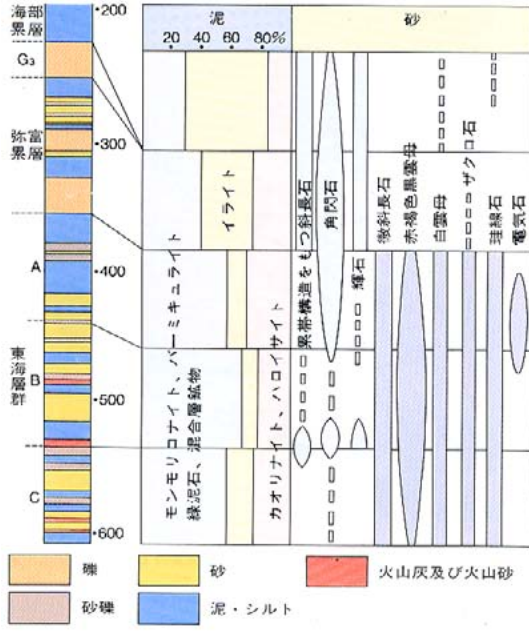


図4・2 - 瀬戸陶土層中の珪砂に含まれる珪線石の含有量および矢田川累層(猪高部層)に含まれる「白礫」(設楽火山岩)の分布と最大礫径

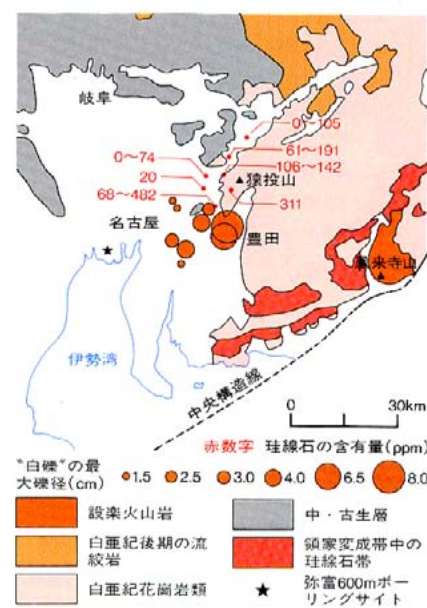


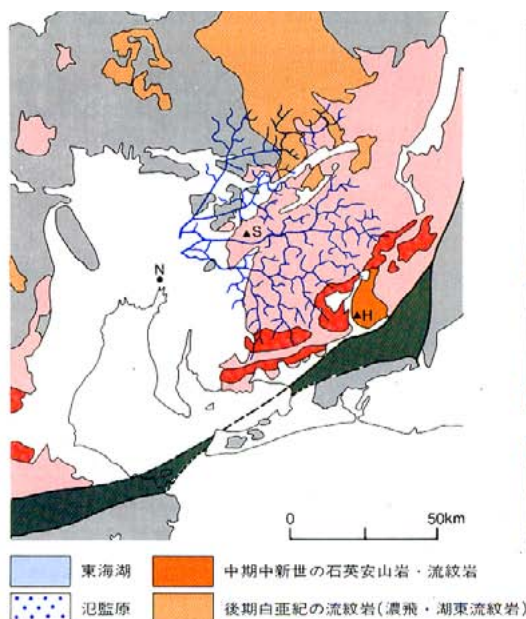
図4・1および図4・2は<ADACHI & KUJAHARA, 1980>

吉田さんのお話しになる構造発達史が軸になるだろうということをお断りしておきます。

東海湖の発達史は大きく4期に分けられます。東海湖は、中新世末期に、中央構造線の北側の南知多に生まれました。この時期を発生期とよびます。その後、鮮新世前半に、南西の伊勢南部から北東の尾張丘陵に至る地域まで湖水域が大きく広がります。これが拡大期です。鮮新世後半から更新世前期の前半にかけて、東海湖は南部と東部から干上がり始めるとともに、湖水域あるいは堆積の場を北および西に移動させます。それともなって、堆積の中心も同様に移動したと思われます。この時期が縮小期です。そして、更新世前期の後半に、鈴鹿・養老両山脈にはさまれた地域を最後に消滅します。これが消滅期です。

そこで、湖のひろがりや頭の中でイメージに描いてみますと、発生期・拡大期には北東-南西に伸びるひろがりをもっていたのに対し、縮小期・消滅期には南北に伸びるひろがりをもっていたように描けます。つまり、鮮新世の中頃に、東海湖の伸びの方向が、北東-南西から南北に変わった可能性があるということです。それともう一つ、拡大期には東海湖の伸びている位置が発生期のそれよりひとつ北へ移っている可能性もあります。そしてこうした東海湖全体の発達史の中で、伊勢湾東岸部がかかわるのは、発生期の先行期から、発生期、拡大期をへて縮小期

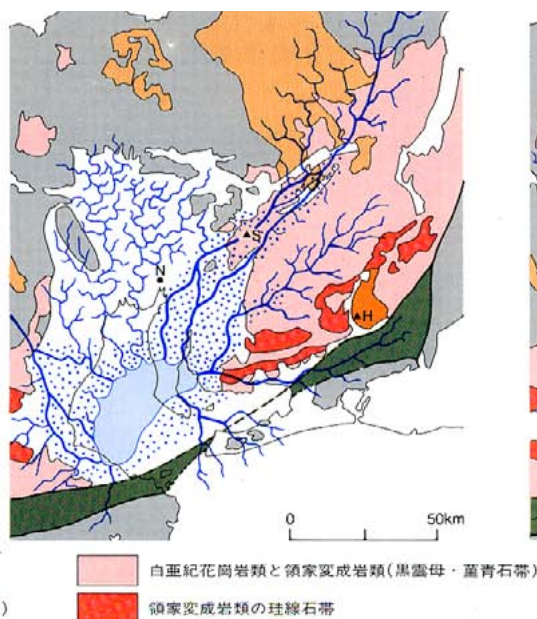
図4・3 - 先東海湖期～東海湖拡大期の古地理図
a. 先東海湖期の古地理図(後中新世)



の前半までということになります。さて瀬戸内中新統の堆積後、全般的な上昇陸化期に入って準平原化作用が進み、この地域でも小起伏地形が発達します。また他方ではオオミツバマツが繁茂するような温暖多雨気候のもとで基盤花崗岩の風化が進行していきます。こうして東海湖の発生に先行して、周辺の小凹地にはまず瀬戸陶土層が堆積し始めます。そのときの様子を示したのが図4・3aです。

東海湖発生期のときの様子は、大体、図4・3bのようであったと考えられます。この時期には、中山さんのお話などからして、私は、湖水域はもう少し北東方向に伸びていたのではないかと考えています。いずれにしても、中央構造線にほぼ並行する沈降軸がつくられることによって、東海湖が南知多を中心とする地域に生まれたのではないかと思います。そうすると、鳳来寺山地域や領家の珪線石帯も、沈降軸の北東あるいは東北東延長にあたり、かなり大きな水系も発達できるようになります。なお、伊勢湾西岸の状況は吉田さんのお話を参照してください。東海湖拡大期には、沈降軸がひとつ北西側に移動するとともに、沈降の規模も大きくなり、広大な湖水域が出現しました。発生期の沈降軸のエリアも、まだ湖水域に含まれていたかも知れません。この時期の地層には、伊勢湾西岸では阿漕火山灰層、知多半島では大谷火山灰層、名古屋東部では東郷火山灰層がはさまれます。発

<ADACHI & KUWAHARA, 1980; 時代区分は演者らの見解>
b. 東海湖発生期の古地理図(中新世末期)



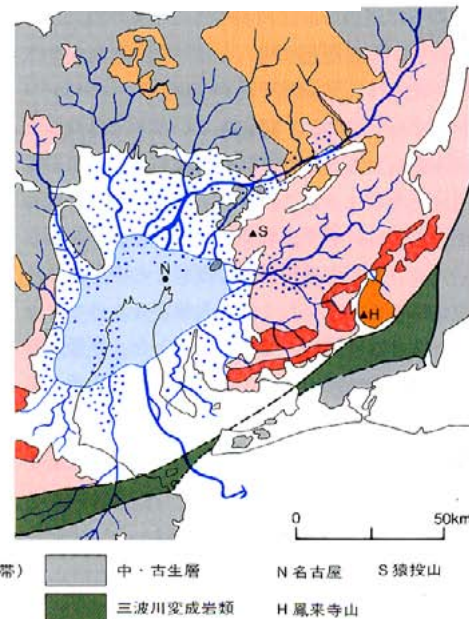
生期のところで述べた東からの水系は、この時期には先行河川的な状況であったかもしれませんが。当時の様子は、図4・3cのような感じであったと思われますが、伊勢湾より西については発生期の場合と同様です。

東海湖縮小期の前半には、湖水域は、知多丘陵の北方や尾張丘陵の西の方へ退き、その形もほぼ南北の伸びをもつて、伊勢湾西岸を中心とした地域にあったと考えられます。木曾川水系は延長河川となってさらに南西に伸び、現在の濃尾平野西南部付近で、濃飛流紋岩礫を含む暮明累層の礫を供給していたのではないのでしょうか。濃尾平野 特にその西南部は、その後もしばらく水域として残りますが、最終的に干上がります。あるいは暮明累層堆積後に、現在の濃尾平野に至る新しい沈降が始まったのかもしれない。

また、東からの水系がいつなくなったのかについては、足立さんたちは尾張層群堆積期に、地塊ブロック化にともなって、猿投-知多上昇帯とか段戸上昇帯が形成されることによって、東からの堆積物供給は途絶えたと考えておられます。矢作川や豊川の水系はこのときにできたことになります。

東岸における東海湖の発達史を、問題点も含め私なりにまとめてみますと、だいたい以上のようなことになるかと思えます。

c. 東海湖拡大期の古地理図(鮮新世前期)



東濃地方

中山勝博 = 名古屋市立富田高等学校教諭

地形の概要

岐阜県南部の東濃地方は、標高1000mを越える山地や標高数100mの山頂平坦面に囲まれて、小さな山間盆地が分布し、それらの間を木曾川をはじめ飛騨川や土岐川が流れるといった複雑な地形を呈する。

地形を画する主要な境界部には、北北東 - 南南西方向と北西 - 南東方向の2系列の断層群が発達している。北北東 - 南南西方向に発達する屏風山断層・恵那山断層・笠原断層では、それを境に断層の南側が相対的に200~600m程度上昇しており、地形を明瞭に画する急崖を形成している。他方、北西 - 南東方向の断層は、東から順に阿寺断層・赤河断層・権現山断層・華立断層と呼ばれ、それらは阿寺断層を除き、断層の西側が相対的に数10~200m程度上昇している。山間盆地は、これらの断層に取り囲まれるように発達している。東濃地方で最も広い山間盆地は、恵那盆地と、多治見および土岐(瑞浪)盆地で、前者は標高300~400m、後者は標高100~200mの定高性のある盆地である。東濃地方の東海層群は、このような山間盆地や山頂平坦面に広く薄く分布し、平均の厚さは10数~160mである。

瀬戸層群の層序と層相

東濃地方の東海層群は、別に瀬戸層群とよばれる。東濃地方の地質図を図1に、瀬戸層群の層序表を表1に示す。

東濃地方の瀬戸層群の基盤岩類は、図1に示されるように、中・古生界、領家花崗岩類、濃飛流紋岩類、それに中新統瑞浪層群である。大まかにみて、瀬戸層群の分布域は中・古生層と領家花崗岩類の分布境界域であり、それは中新統とほぼ分布域が重なっているともいえる。

東濃地方の瀬戸層群は、そこに挟まれる火山灰層の数が少なく、また、火山灰層の連続性にも乏しいため、東濃地方の瀬戸層群全体を見通した火山灰層序の研究は行なわれていない。基本的には層相により、下位の土岐口陶土層と上位の土岐砂礫層とに大きく分けられているにとどまっている。

<土岐口陶土層>

赤嶺(1954)は、愛知県北部~岐阜県東濃地方に分布する陶土層に対してこの名称を用いているが、ここでは、中山・陶土団研(1989)に従い、東濃地方の陶土層に限定してこの名称を用いる。多治見市~土岐市(土岐口累層)、瑞浪市(稲津累層)、山岡町原(原累層)、中津川市苗木(板橋累層)、恵那(下部砂泥互層)などに分布しており、層厚は厚いところで30~50m、一般に数~20m程度である。本層の分布は、すべて2x2km²より小さな盆地にわかれていた。また、その分布域は中津川地区を除いて断層沿いで、恵那山断層や笠原断層などの北側に狭く分布している。

本層は、細粒碎屑物が卓越しており、蛙目粘土

と呼ばれる含石英粒粘土、木節粘土と呼ばれる含植物片粘土、珩砂と呼ばれる石英粒砂、亜炭、火山灰、それに堆積盆地の縁辺部や基底部にみられる不淘汰な礫層などからなる。一般的に、珩砂や蛙目粘土は本層の下部や盆地の縁辺部に、木節粘土や亜炭は本層の上部や盆地の中心部に発達する傾向があり、その層相は、盆地周辺部から順に、崖錐性・土石流堆積物、扇状地性堆積物、湿地・沼沢地性堆積物の堆積相を示す(本層の堆積相については56p~57p参照)。

<土岐口陶土層の形成時代>

本層は、土岐口陶土層として一括して呼ばれるが、その形成時期は必ずしもすべてが同時期のものではなく、少なくともその形成は2段階にわたっている。

中新世後期に形成された愛知県側の瀬戸陶土層からは、*Pinus trifora*(オオミツバマツ)を産出するが、山岡町原の本層(原累層)からも*Pinus trifora*を産出し(写真1)、その形成時期は瀬戸陶土層と同じく中新世後期と考えられる。また多治見と土岐に分布する本層(土岐口累層)からも*Pinus tritora*を産出し、さらにこの地域では、愛知県側の矢田川累層にみられるような火山灰層を挟んでいることから、その形成時期は、瀬戸陶土層と同時代、あるいはそれより少し新しい時代に形成されたと考えられる。ただし、多治見や土岐の本層の火山灰層が矢田川累層のどの火山灰層に対比されるかはわ

図1 - 東濃地方の地質図

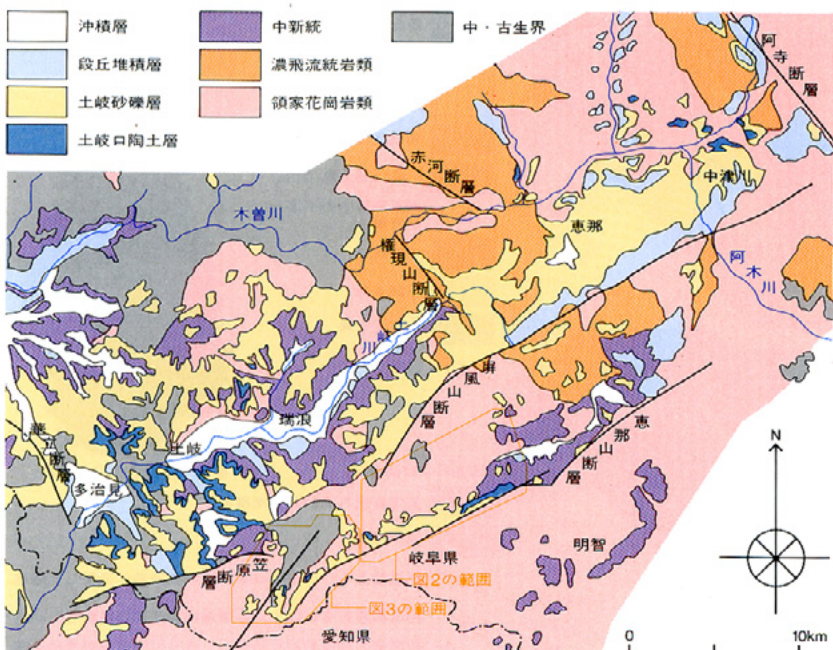
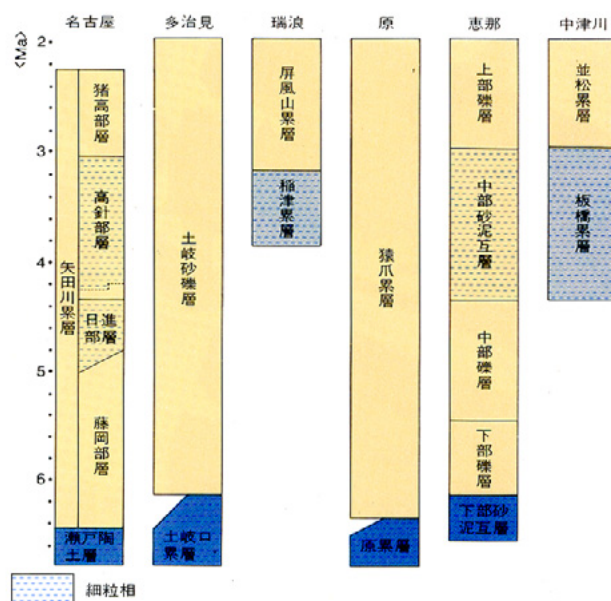


表1 - 東濃地方の瀬戸層群層序表



<注> 名古屋(中山、1987) 多治見(Fuji、1968) 瑞浪(陶土団研、1982) 原(陶土団研、1982) 恵那(中山・陶土団研、1987) 中津川(陶土団研、1985)

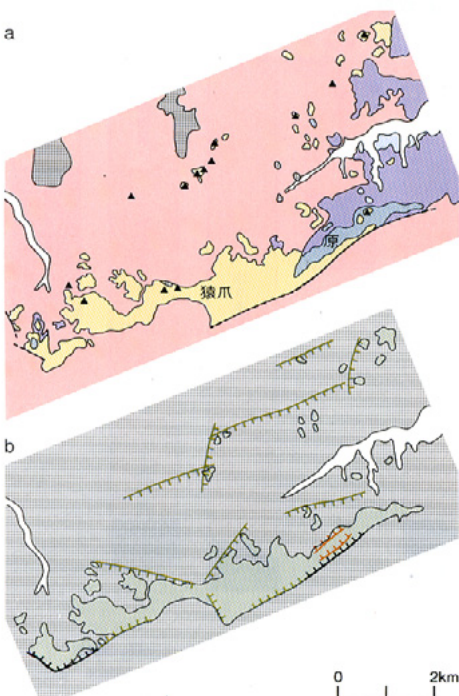
かっていない。

ところが、中津川苗木の本層（板橋累層）では *Pinus trifora* を産出しない。しかも本層に挟まれる中津川 火山灰層のフィッシュトラック年代は、約330万年前を示すことから、本層は鮮新世中期の堆積物であることがわかった。このように、土岐口陶土層の堆積期は、少なくとも中新世後期と鮮新世中期の2時階が認められる。従って土岐口陶土層という名称は、ある特定の時代の堆積物を示しているのではなく、小凹地（小陥没盆地）が形成されて帯水域が生じ、そこに花崗岩の風化物を主とした特徴的な細粒碎屑物の堆積する環境が出現したことを示しているであろう。

<小陥没盆地の発生と土岐口陶土層の堆積>

土岐口陶土層を堆積させた盆地は、断層活動によって断層崖が形成されてきた、水平規模0.5~2km、高さ50~100mの小陥没盆地である（陶土団研、1982、1985；中山、1985）。山岡町原と土岐市南部の鶴里における小陥没盆地の例を図2、図3に示す。いずれも盆地の縁辺部には50°以上の傾斜を有する高角度の不整合面があり、その走向方向は2組にわけられ、それらは互いに直交している。この面の走向に注目すると、2つの不整合面は北東-南西方向と北西-南東方向に連続している。また、基盤岩

図2 - 原地区の地質図と瀬戸層群の堆積盆を規定した断層



には不整合面に平行あるいは直交する走向で高角度傾斜の小断層が発達する（陶土団研、1982、1985；中山、1985）。

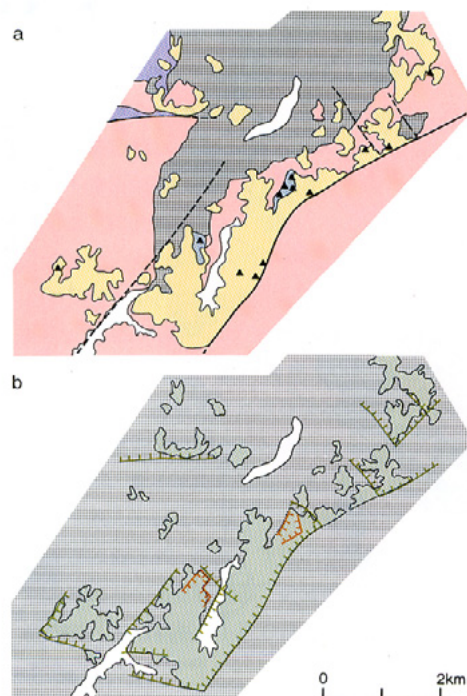
このように盆地周辺の3~4辺が断層崖によって閉じられ、一辺が0.5~2kmの小さな陥没盆地が局部的に発生し、そこに基盤の花崗岩の風化物が運ばれて形成されたのが土岐口陶土層である。

<土岐砂礫層>

岩堀（1950）が命名し、赤嶺（1954）が再定義した。阿寺断層より西の東濃地方に分布する砂礫層に対して用いる。中津川地区では並松累層、原地区では猿爪累層、瑞浪地区では屏風山累層と呼ばれる。土岐口陶土層とは一般に整合の関係で、一部不整合や断層で接する関係にある。土岐口陶土層が小さな凹地に散在して分布しているため、土岐口陶土層を欠く広汎な地域では、本層が基盤を直接不整合に覆っている。層厚は一般に20~100m程度である。

桑原（1975）は、本層を礫種の割合により、土岐型と水野型に区分している。土岐型の土岐砂礫層は、屏風山断層・笠原断層より北の地域を中心に分布しており、濃飛流紋岩類の礫を多く含み、その含有量は少なくとも30%以上、時に100%近くになるとしている。水野型の土岐砂礫層は、屏風山断層・笠原断層より南の地域を

図3 - 土岐市南部の鶴里地区の地質図と瀬戸層群の堆積盆を規定した断層



中心に分布しており、チャートの礫を多く含み、その含有量は50%以上であるとしている。

いずれの型も河川沿いに堆積した礫層であるとみられ、その形成時代は矢田川累層堆積期あるいはそれより少し新しいと考えられているが、層相と層序の関係については不明な点が多く残されている。土岐砂礫層の層相などを細かく追跡していくと、本層は西北西に進むほど時代的に新しくなるのではないかと考えられる。

恵那地区に限ってみれば本層を下位から順に、濃飛流紋岩類の礫からなる巨~中礫層、濃飛流紋岩類とチャートの礫からなる円礫層、亜炭層や火山灰層をはさむ砂泥互層、濃飛流紋岩類の礫からなる小礫の円礫層というように層相によって層序区分できる（中山・陶土団研、1987）。

明智礫岩層の問題

恵那山断層より南に分布する砂礫層のうち、恵那郡明智町~愛知県東加茂郡旭町に分布するのは、木宮（1971）によって明智礫岩層と報告されている。筆者は、愛知県小原村などにもそれに酷似した砂礫層があることを確認している。これらの砂礫層は、火山灰層をはさみ、主に濃飛流紋岩類や花崗斑岩などの不淘汰な礫からなり扇状地性堆積物と考えられる。この砂礫層の層序については、土岐口陶土層相当層あるいは土岐砂礫層相当層といった見解があるが、筆者

写真1 - 原累層より産出した *Pinus trifolia* (オオミツバマツ) の化石



<図2aおよび図3a>

- 段丘堆積物
- 猿爪累層(図2a)
- 土岐砂礫層(図3a)
- 原累層(図2a)
- 土岐口陶土層(図3a)
- ▲ 瀬戸層群中の不淘汰角礫
- 中新統
- 花崗岩類
- 中・古生界
- - - 断層

<図2bおよび図3b>

- 基盤岩類および新期堆積物
- 瀬戸層群
- - - 原累層あるいは土岐口陶土層堆積直前に活動した断層
- - - 猿爪累層あるいは土岐砂礫層堆積直前に活動した断層
- - - 原累層の堆積直前に活動し、さらに猿爪累層堆積直前にも活動した断層

は火山灰物質の固結の程度や砂などの碎屑物との混合の程度、瑞浪層群中の不淘汰礫層の層相との比較などから、明智礫岩層とされているものの多くは中新統の瑞浪層群に属するものと考えている。

最近、この明智礫岩層も含め土岐砂礫層が瀬戸層群を覆っている段丘であるとする考え方がある。この場合、もちろん土岐砂礫層は瀬戸層群に属さない瀬戸層群より新しい堆積物ということになる。しかし、実際に野外調査をおこなうと、従来からの土岐砂礫層とされているものの中にも多様な層相の存在することに気付く。したがって、土岐砂礫層の一部あるいは明智礫岩層のごく一部が瀬戸層群を覆うような段丘堆積物であるのかも知れないが、すべてが新しい堆積物というわけではない。土岐砂礫層の時代論についてはひとつひとつの礫層の層相や層序をよく検討した結果から導かれるべきことであろうと考えられる。

東濃地方の古地理の変遷

中山・陶土団体研究グループ(1989)の発表した古地理図をもとに、東濃地方の古地理の変遷を考えてみると次のようになる。

<瀬戸陶土層堆積期, 7Ma(?)>

この時期の古地理を図2.6aに示す。このころ伊勢湾全体に及ぶような東海湖は形成されていない。盆地の縁辺が一辺300m~2kmの小さな陥没盆地が、瀬戸はもちろんのこと多治見、土岐、原などに発生し、それに注ぎ込む流路の短かい、流域の狭い小河川が発達した。散在的に発生した小陥没盆地に向かって河川系が発達していったので、盆地と盆地の間に分水嶺ができ、

河川系が大きくは発達できなかったと考えられる。そして、小河川は既にそれまでに風化の進んでいた基盤岩から細粒碎屑物を供給し、盆地内では陶土層が形成された。

<土岐砂礫層堆積初期, 6.5~5.0Ma>

東濃地方では小陥没盆地が連鎖状に発生し、それを縫うような河川系が発達した。河川系の上流の山地と盆地群との対立、すなわち標高差が顕著化し、礫などの粗粒碎屑物が多く供給され、土岐砂礫層の一部が形成され始めた。愛知県の尾張丘陵側には矢田川累層藤岡部層が形成され始めたと考えられる。

<土岐砂礫層堆積中期, 3.3~3.0Ma>

この時期の古地理を図2.6bに示す。土岐砂礫層・矢田川累層堆積期は、東海湖の湖水域が最も拡大した時期であり、また、細粒碎屑物の卓越した時期でもある。細粒碎屑物が東海湖全体に卓越した時期はまた、おそらく温暖期であったのではないかと考えられる。恵那では、湖が発生して中部砂泥互層を堆積した。この地域を流れる主河川系は、それ以前の時期に比較して北遷したと考えられる。恵那・中津川では湖の発生に伴い細粒碎屑物が、それ以外の東濃地方では砂礫層が堆積した。ちなみに尾張丘陵では高針部層に相当する比較的細粒な碎屑物が堆積した時期であると考えられる。

<土岐砂礫層堆積末期, 2.0Ma>

この時期の古地理を図2.6cに示す。河川系はさらに北遷し、小陥没盆地を発生させた断層の一部が再び逆断層として活動をした時期である。

<古地理のまとめ>

全体を通して、東濃地方の瀬戸層群の堆積盆地

はすべて小陥没盆地であったといえる。それは、水平的に直線的な連続を示す高角度な不整合面や、それに沿って分布する崖錐性あるいは土石流性の堆積物とみられる不淘汰礫層の存在などから考えられる。小陥没盆地は、水平的には4辺形を呈しているものが多く、1辺の長さは2km以下であるものがほとんどである。東濃地方全体(さらに南西方の瀬戸地域も含め)が、小陥没盆地の発達地域であるとみなすことができる。小陥没盆地は何度かの(拡大)再生を繰り返しており、瀬戸層群堆積初期の陥没盆地に関連して活動した断層が、その後再び活動して次の時期の陥没盆地の形成に関与していることはしばしば認められる(図2および図3)。

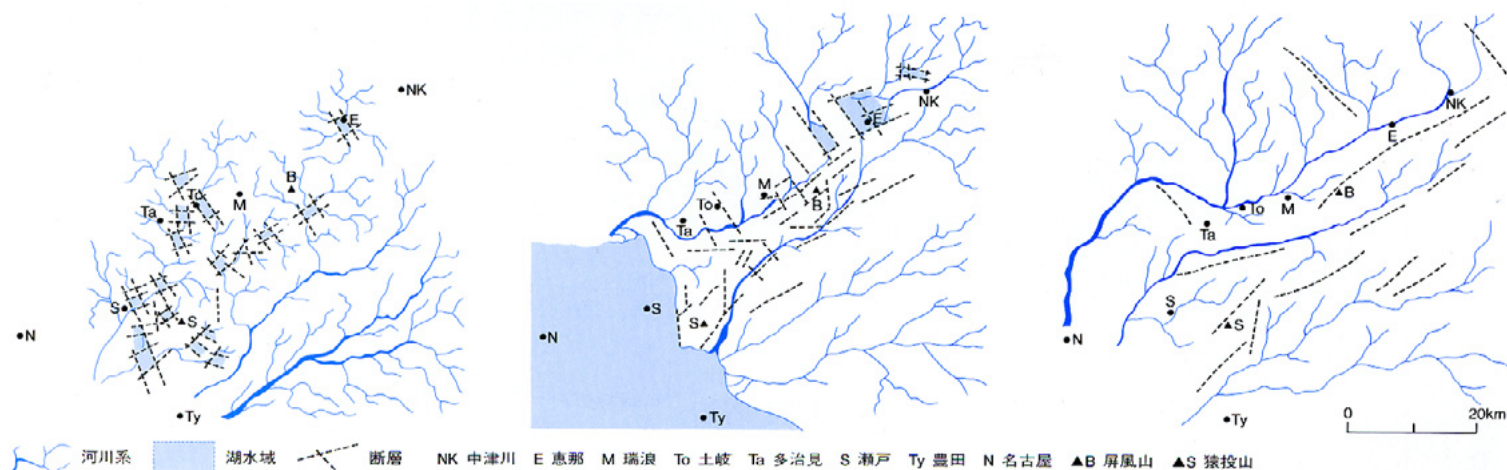
さらに、東濃地方に現在みられる逆断層の多くは、そういった陥没盆地の形成に関与した断層を縫うようにして形成されたともいえる。このことが、現在の逆断層沿いに瀬戸層群(特に土岐口陶土層)が分布している理由である。最後に、先に述べたように東海層群の中にあって、東濃地方の瀬戸層群の研究は最も不明確な点の多いところである。今後、層序学的な資料を蓄積し、それをもとにして、ここで示した古地理の検討を進めなければならないと考える。

図4 - 東濃地方の古地理図

a. 瀬戸陶土層堆積期(7Ma)

b. 土岐砂礫層堆積中期(3.5~3.0Ma)

c. 土岐砂礫層堆積末期(2Ma)



伊勢湾西岸地域

吉田 史郎 = 地質調査所地質部

地形の概要

岩相層序

- ・ 亀山地域
- ・ 四日市地域
- ・ 多良地域と員弁地域
- ・ 御在所山地域

層序のまとめ

地質構造

東海湖盆の古地理 - 伊勢湾西岸を中心に -

地形の概要

編集 本日は、伊勢湾西岸の東海層群についておうかがいしたいと思います。最初に、この地域の地形の特徴からお願いいたします。

吉田 伊勢湾西岸地域の地形は、等高線の入った図の方がその特徴がよくでますから、図1・1の埋谷面図を用いて説明します。この図には、これからお話しする内容を理解していただくために、埋谷面上に、丘陵と段丘・扇状地や断層などの分布も描き加えてあります。

図1・1に表現されているように、伊勢湾西岸には、西側が鈴鹿山脈と布引山地、北側が養老山地に境された細長い低地帯が広がります。この低地帯は、標高300m以下の丘陵、段丘や隆起扇状地、そして沖積平野からなります。東海層群は、雲出川中流域を除く低地帯に堆積しているのですが、地表でみることができるのは、おもに丘陵地です。

低地帯の西を限る鈴鹿山脈は、東西両縁とも断層によって限られた地塊山地ですが、図をよくみますと、御在所山をはじめとする1,000mクラスの山体は全体として東に片寄って並び、し

かも東側の山腹斜面は、北から南まで一様に急峻な勾配で低地帯に接しています。逆に、西方の近江盆地側に続く山腹斜面の方は、比較的緩やかな勾配で西側山麓に達しています。ですから鈴鹿山脈は、西に緩く傾く傾動地塊山地ということになります。

鈴鹿山脈は第四紀にも隆起し、しかも山地東縁を走る一志断層系の一部は活断層です。そのため、鈴鹿山脈の山麓前縁では、新旧の段丘や隆起扇状地が何段も発達しています。また低地帯を流れる河川自体も、西から東に向かって伊勢湾に注ぎ込む形を示します。現在の河川名で申しますと、朝明川・海蔵川・三滝川・内部川・鈴鹿川・安濃州・雲出川などの河川が、これに当たります。

東海層群は河川侵食にさほど強くない地層ですから、東海層群からなる丘陵は、これらの主要河川によって東西方向に大きく分断されることになり、その結果、低地帯の中に東西に細長く伸びる丘陵帯が、南北方向にいくつも配列するという格好ができ上がります。このように、同じ南北方向に連なる丘陵帯ではあっても、知多半島の丘陵帯とは、地形的特徴がいくぶん違っ

写真 - 鈴鹿山脈の入道ヶ岳東麓付近の断層崖と水沢扇状地面の俯瞰

地質調査所刊, 5万分の1図幅「亀山」より。



ているわけです。

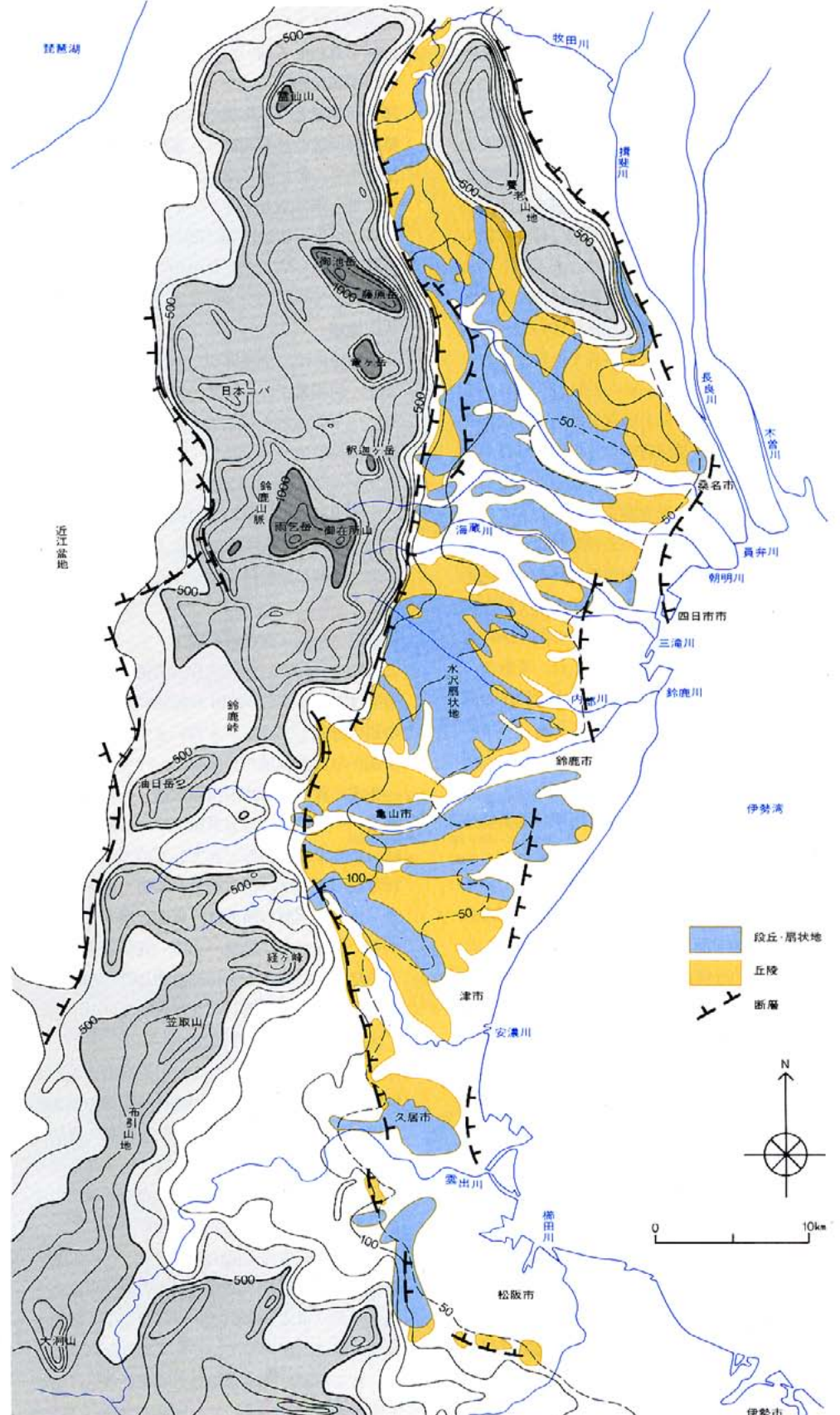
丘陵帯の地形配列にみられるもう一つの特徴として、四日市市北部から桑名市にかけて、南北に並んでいる丘陵帯の存在が指摘できます。普通、山地から海岸に向かう地形配列は、山地 丘陵 台地 平野の順になるのですが、ここでは、台地よりも海岸側に丘陵帯が分布します。このちょっと異常ともいえる地形配列ができたのは、この丘陵帯の東にある活断層群の西上りの運動によって、東海層群中に背斜構造やドーム状構造が形成されたからです。

さらに、これより北の低地帯北部に目を向けますと、ここでは北縁が養老山地によってさえぎられています。養老山地も、東縁が東落ちの養老断層で限られた西に緩やかな傾動山地です。ですから低地帯北部は、鈴鹿・養老の2つの傾動地塊に挟まれた断層角盆地ということになります。この盆地にも、後ほど述べますように、東海層群が厚く堆積しており、山麓に接した丘陵には、東海層群が露出しています。ここでは、盆地北部の牧田川は北に流れて、養老山地北縁を迂回して揖斐川に合流し、盆地南部の員弁川は南南東に流れて、伊勢湾に注ぎ込んでいます。ちなみに、この牧田川と員弁川を分つ丘陵の稜線が、ちょうど岐阜県と三重県の県境になっています。

丘陵の主体は東海層群からできているのですが、その頂部のところどころには、伊勢湾東岸と同じように、中部更新統、たとえば見当山累層といったクサリ礫を含む地層が薄くのっています。また丘陵周辺には、段丘や隆起扇状地が分布しています。たとえば内部川流域には、水沢（内部川）扇状地と呼ばれている隆起扇状地が広く発達しています。そして丘陵帯と海岸線の間には、幅数kmの海岸平野が南北に伸びています。この海岸平野の地下には、厚さ数10mの上部更新統と完新統が堆積しています。

以上で、この地域の地形のあらましの説明を終わりますが、このような地形の枠組みができ始めたのは、第四紀に入った頃からで、とくに低地帯内部の地形は、第四紀でも最近の地殻変動や海水準変動によって形成されています。この点は、後ほど東海層群の地質構造と関連させながら、2～3の例をあげて説明するつもりです。

図1-1 - 伊勢湾西岸地域の地形概略図



岩相層序

伊勢湾西岸の東海層群は、別に亀ヶ層群とも呼ばれていますが、私がこの地域の調査を始めたのは1978年からで、それ以降あしかけ12年間、地質調査所の5万分の1地質図幅の作成のために地質調査を続けてまいりました。私が調査をはじめの前は、個々の地域では調査されていたのですが、ほとんど岩相層序学的な研究に限られ、大版層群や古琵琶湖層群のような詳しい火山灰層序の研究はごく一部に限られていました。ですから、この地域の東海層群全体の岩相層序や火山灰層序、また両者の関係や全体の詳しい地質構造についても、わからない部分が多かったのです。確かに、私が調査を始める前にも、竹原平一先生が伊勢湾西岸全体の東海層群の調査をなさった結果を、三重県地質図、あるいは横山次郎先生の退官記念論文集に発表されています。ただ、それは20万分の1スケールで描いてありましたので、東海層群全体の層序関係、とくに地質図には岩相層序が表現されていなかったもので、岩相層序と火山灰層序の関係が、もう一つははっきりしていませんでした。それで、私の立場としては、岩相層序と火山灰層序の関係をはっきりさせること、それにともなって、全体の地質構造をはっきりさせるということが調査の主な目標となり、ごく最近になってようやく、全体の岩相層序・火山灰層序・地質構造をまとめられる段階になりました(注1)。

それでこれから、この地域の東海層群についてお話しするわけですが、なにぶん伊勢湾西岸全域となりますと面積も広く、初めに述べたように多くの丘陵に分かれて露出し、地層の名前もたくさん出てまいります。それで図2・2に示しますように、まず全体を、まとめた層序を示す5つの地域に分け、各地域ごとの層序についてお話しします。そのあと、全体の岩相層序・火山灰層序と、生層序及び地質年代をまとめた図を見ていただき、最後に全体の地質構造や東海湖盆の古地理について、ざっと説明したいと思います。

まず5つに区分した地域名を南から言いますと、一番南が亀山地域、その北の地域が四日市地域、さらにその北の地域が御在所山地域です。一番北の養老山地西側の員弁地域と多良地域は1つにして説明します。そして、図2・1が、私の調査結果を主にして、

5つの地域の東海層群の岩相層序と火山灰層序の関係をまとめた図、図2・3と図2・4が5つの地域をあわせて描いた地質図で、これらの図がいわば私の結論ということになります。ただし、図2・3の養老山地南端の多度町から南に下って、桑名市付近の東海層群は、嘉藤良次郎・赤嶺秀雄両先生、竹村恵二氏などのデータをもとにしてまとめてあります。

では、以上の3つの図(図2・1、図2・3、図2・4)を常に参照していただきながら、それぞれの地域について説明してまいります。

亀山地域

この地域には、東海層群のほぼ下半部が分布します。岩相層序は、図2・1に示してありますように、下位から松阪層・小山層・西行谷層・楠原層・亀山層・桜村層に分けられます。全体の層厚は積算して1,800m以上になり、東海層群全層厚の4分の3近い値になります。ですから、東海湖盆内に占める亀山地域は、沈降と堆積が非常に大きかった場所だったので、

松阪・小山・西行谷層

これらの層は、東海層群下半部の基底礫層で、層厚は100mから300mの範囲にあります。どの辺に分布しているかと言いますと、鈴鹿山脈南部から布引山地の東縁部にかけて分布します。一番南に露出するのが松阪層、その北が小山層、一番北が西行谷層です。これらの層はいずれも礫層からできているのですが、含まれる礫の種類は、それぞれの層で違ってきます。また3層の層準は、火山灰層序との関係から、下位から、松阪・小山・西行谷層の順に堆積していることがわかりました。つまり、北にあるものほど新しくなります。

楠原層

楠原層は、いま述べた3つの層のうち西行谷層の上位に重なり、西行谷層の東側に露出しています。泥層・砂層・砂礫層・礫層の厚さ数mから10数mごとの繰り返しからなり、亜炭層を挟んでいます。層厚は300m以下です。

亀山層

その上に重なるのが亀山層です。この層の分布は非常に広く、亀山地域の大部分を占めていますが、単に分布が広いだけでなく、層厚も非常に厚く、積算していくと1,500mに達します。ところが、構成岩相の方はというと、砂層と泥層の2つだけでして、両者が実に1,000m

図2・1 - 各地域における東海層群の層序と対比

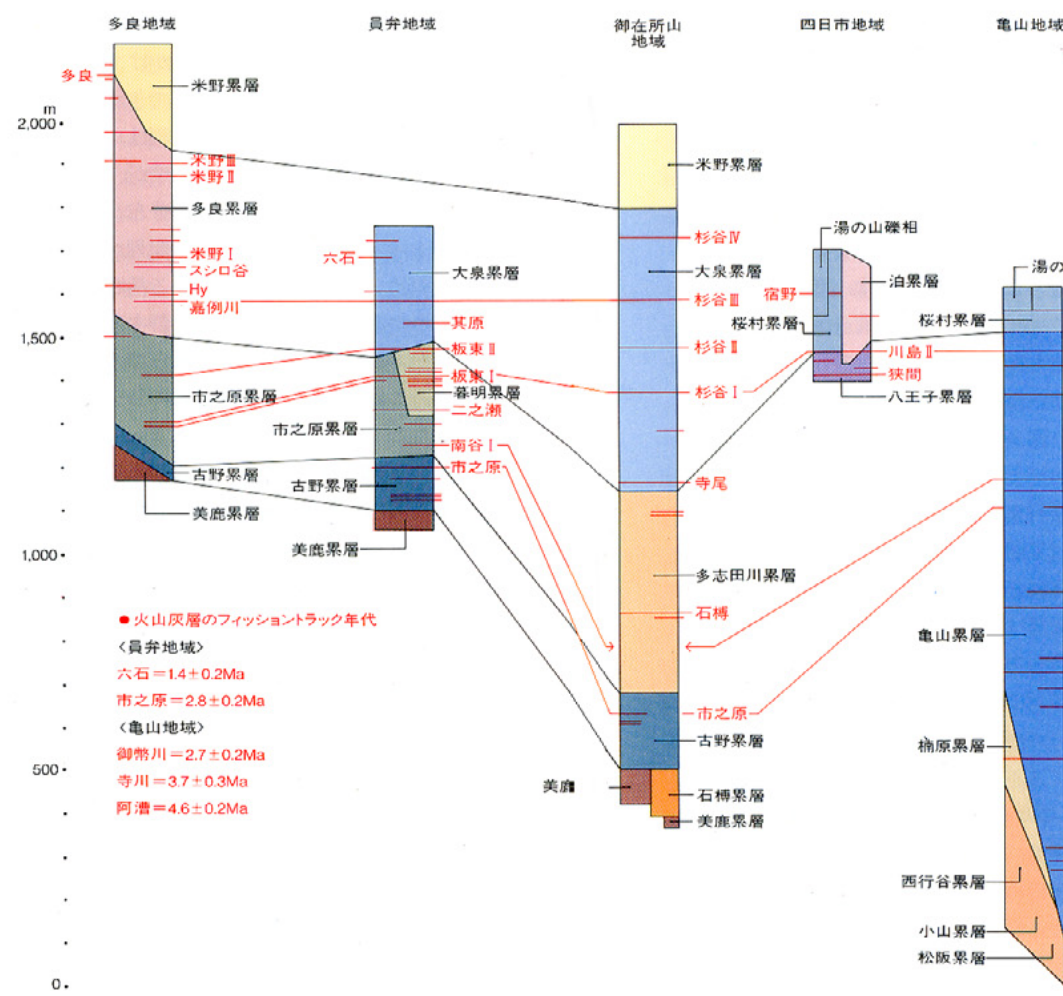


図2・2 - 伊勢湾西岸地域の東海層群の分布と地域名

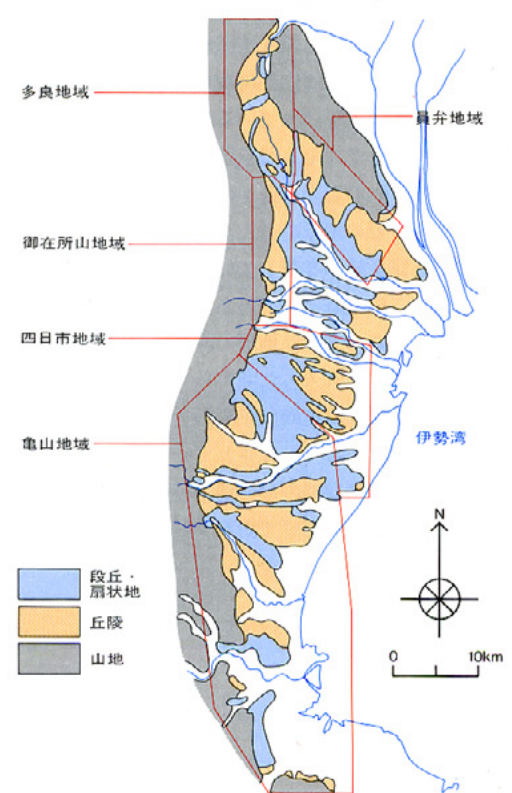


図2・4 - 伊勢湾西岸南部の東海層群の地質図

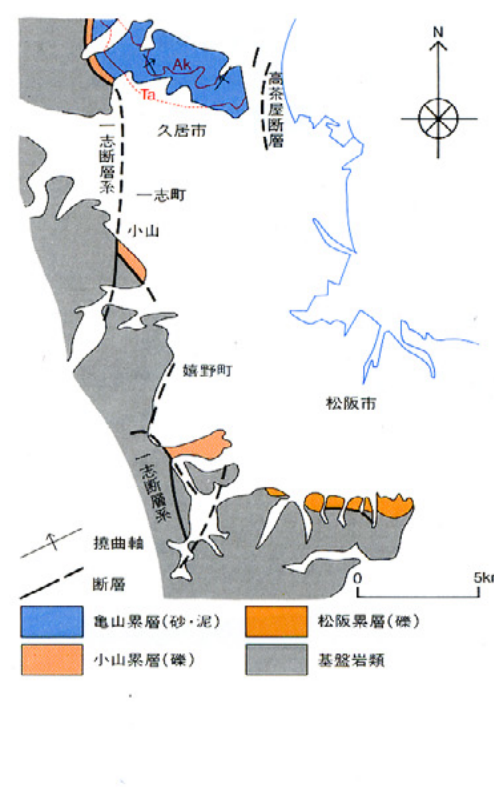
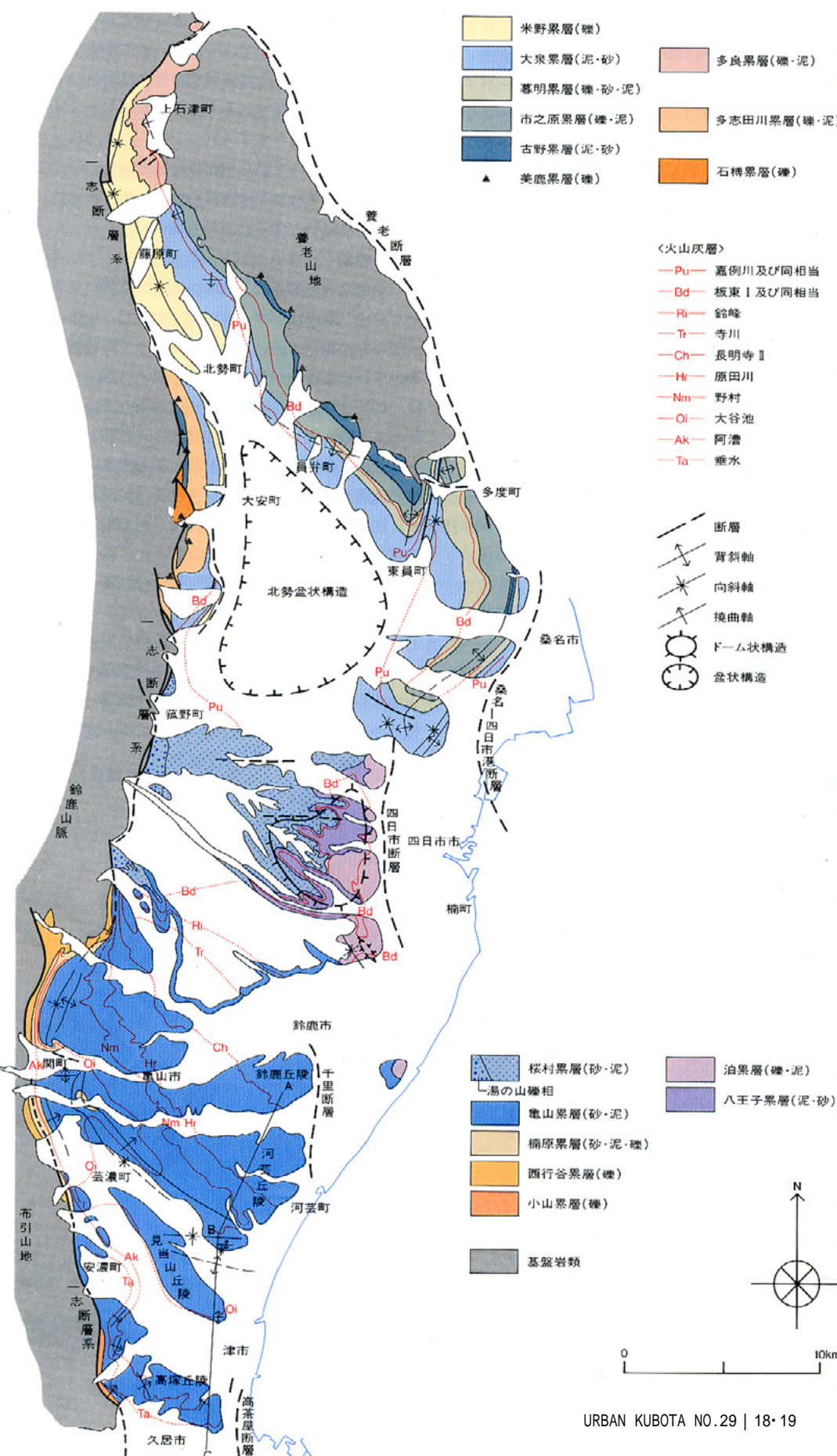


図2・3 - 伊勢湾西岸中北部の東海層群の地質図



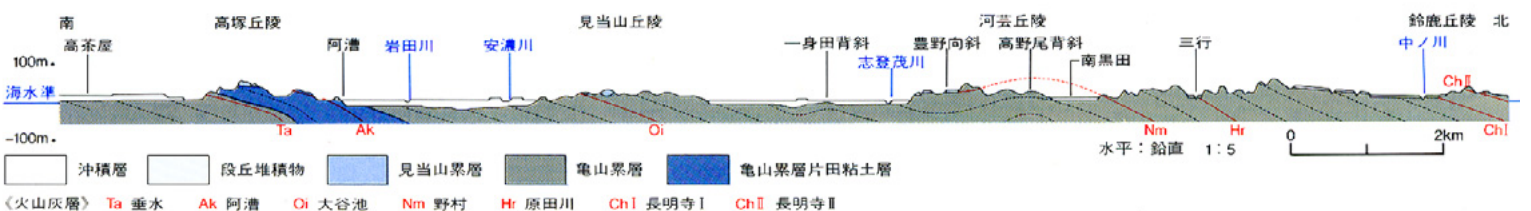
以上にわたって単調に重なっていく、そういう地層です。図2・6は、津市から鈴鹿市までの各丘陵の東端をほぼ南北に切った断面図（位置は図2・3に示してあります）ですが、この図にみられるように、亀山累層は南から北に上位の地層が順番に重なっています。これらの地層はすべて砂層と泥層からできているのですが、その重なり具合をもっと詳しく観察していきますと、表2・1に示すように、砂層優勢の部分と泥層優勢の部分が、厚さ100m弱から数100mの幅で、交互に繰り返しているのです。ただし、この表のうち、最下位から2番目に位置する片田粘土層だけは例外です。この粘土層は、他の亀山累層の部分に比べるとほとんど均質な粘土からなり、しかも青みが強く、露頭で細かく割れ易いのが特徴です。そういった独特の岩相を重視して、片田粘土層と名前をつけました。片田粘土層は、図2・5に示しましたように、津市南部の高塚丘陵だけに分布しています。この片田粘土層からは、淡水魚類のコイ化石が中島経夫氏によって報告されています。ですから、片田粘土層は岩相や産出化石から湖成堆積物だと考えられます。

ここで、図2・4と図2・5に描かれている^{あこぎ}阿漕火山灰層に注目してください。この火山灰層は、高塚丘陵あたりでは片田粘土層最上部に挟まれ

表2・1 - 亀山累層の層相変化 <丘陵名は図2・3参照>

丘陵名	層準	層厚(m)	泥質層と砂層の割合	泥質層↔砂層
鈴鹿丘陵	長明寺I火山灰層より上位の部分	70	泥質層優勢	[泥質層優勢] ↔ [砂層優勢]
	長明寺I火山灰層より下位の部分	150	砂層優勢	
河芸丘陵	原田川火山灰層の上位約110m以上の部分	150	砂層やや優勢	[砂層やや優勢] ↔ [泥質層やや優勢]
	原田川火山灰層の上位約30-110m間の部分	80	泥質層やや優勢	
	原田川火山灰層を挟む部分	80	砂層やや優勢	
	野村火山灰層を挟む部分	100	泥質層やや優勢	
見当山丘陵	野村火山灰層の下位約30m以下の部分	50	砂層やや優勢—両者等量	[砂層やや優勢]
		130	砂層優勢	
高塚丘陵	片田粘土層より上位	10 (80)	砂層やや優勢—両者等量	[砂層やや優勢]
	片田粘土層	40	泥質層	
	片田粘土層より下位	220	砂層優勢	

図2・6 - 亀山累層の地質断面図 <段面位置A~Bは図2・3参照>



ているのですが、もっと北の亀山市付近になりますと、楠原累層の中にあります。ですから、阿漕火山灰層が堆積した当时には、津市地域はコイが生息するような湖水域であり、亀山市のあたりは垂炭が形成されるような沼沢地であったということになります。

なお、亀山累層の上には桜村累層が堆積しているのですが、主な分布は四日市地域になりますので、次にお話しすることにします。

四日市地域

この地域の東海層群は、全体からみて中部にあたります。層厚は300~360mぐらいで、分布面積の割に非常に薄い。ということは、地質構造がきわめて緩やかだということです。図2・7は、沖積面を基準に切断したこの地域の東海層群の水平断面図ですが、この図から、四日市ドーム構造の頂部を中心にして、同心円状に上位の地層が外側に広がっている様子がわかります。図2・8がこの地域の地質図で、四日市地域の東海層群は、下部の八王子累層と、その上に重なる泊累層および桜村累層にわけられます。

八王子累層

この累層の下部は泥層優勢ですが、中・上部では細礫を含む砂層を挟みます。八王子累層は、火山灰層の対比などから、だいたい亀山累層の最上部に対比されるのですが、層相は少し違い、

砂層を多く挟み、しかも砂層自体の粒度が亀山累層の砂層よりも粗粒になっています。それでこの点をはっきりさせる意味から、八王子累層と名づけました。

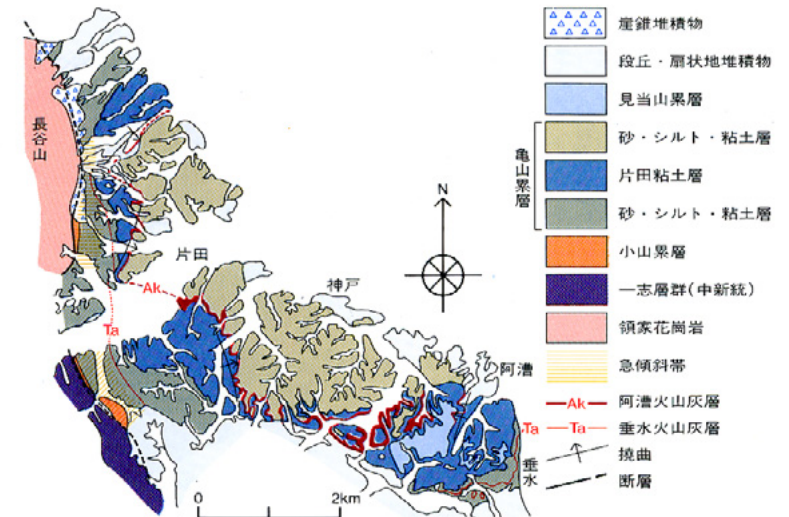
だいたい海蔵川より南の東海層群は、亀山累層の項で述べましたように、南から北に上の地層が重なっていくのですが、四日市地域の中心部だけには、亀山累層最上部に相当する八王子累層が露出しています。そのわけは、東海層群堆積後にこの付近に四日市ドーム構造が形成され、その隆起にともなって上位層が削られて、下位の八王子累層が顔を出すようになったからです。その様子は、図2・8の断面図によく現れています。

泊累層と桜村累層

泊累層と桜村累層は同時異相、つまり同じ時期に堆積したけれども層相が違う、そういった地層です。泊累層は図2・7にみるように、八王子累層の東側に分布します。この累層は礫層主体からなり、一部に泥層や砂層を挟んでいます。露出する部分の層厚は200m以下です。

桜村累層は、八王子累層の西側に分布します。厚さは240~280mで、細礫を含む砂層と泥層からなりますが、両者の割合の変化によって、下位から、砂層の方が多いい山互層、ほとんどが泥層からなる乱飛粘土層、砂層がほとんどの

図2・5 - 高塚丘陵における片田粘土層の分布



桜台砂層, 泥層の方が多い宿野互層, 大部分が砂層と砂礫層からなる西孤野互層の5つの部層にわけることができます(図2・7, 図2・8).

湯の山礫相

桜村累層のうち, 鈴鹿山脈山麓のごく近くに分布する地層はほとんど礫層からなり, とところどころに泥層を挟む層相を示しています. この礫質相を湯の山礫相と呼びます. 湯の山礫相は, この地域だけでなく, 亀山地域最北部や北の御在所山地域南部にも分布します. それらをあわせた層厚は, 500m以上になると思います.

四日市地域の東海層群の層相変化

ここで, この地域に分布する各累層の層相の相互関係についてまとめておきます(図2・9). まず第1に, 下部の八王子累層から上部の泊・桜村累層に向かって粗粒になります. 次に上部の泊累層と桜村累層についてみますと, 東の泊累層から西の桜村累層に向かって細粒になります. しかし鈴鹿山脈の近くになりますと, 湯の山礫相の存在で示されるように, 逆に粗粒になります. また, 四日市地域と亀山地域にまたがった変化 八王子累層と亀山累層最上部についてみますと, 八王子累層の分布域から亀山地域に向かって, つまり北東から南西に細粒になります.

図2・7 - 四日市地域の東海層群の水平分布図

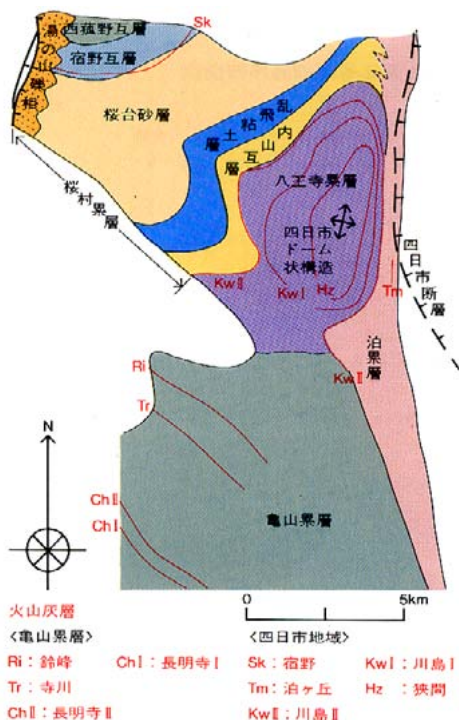


図2・8 - 四日市地域の地質図および地質断面図

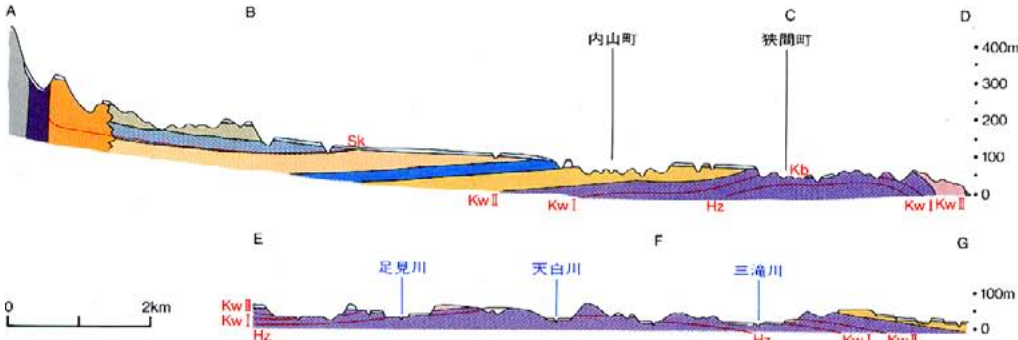
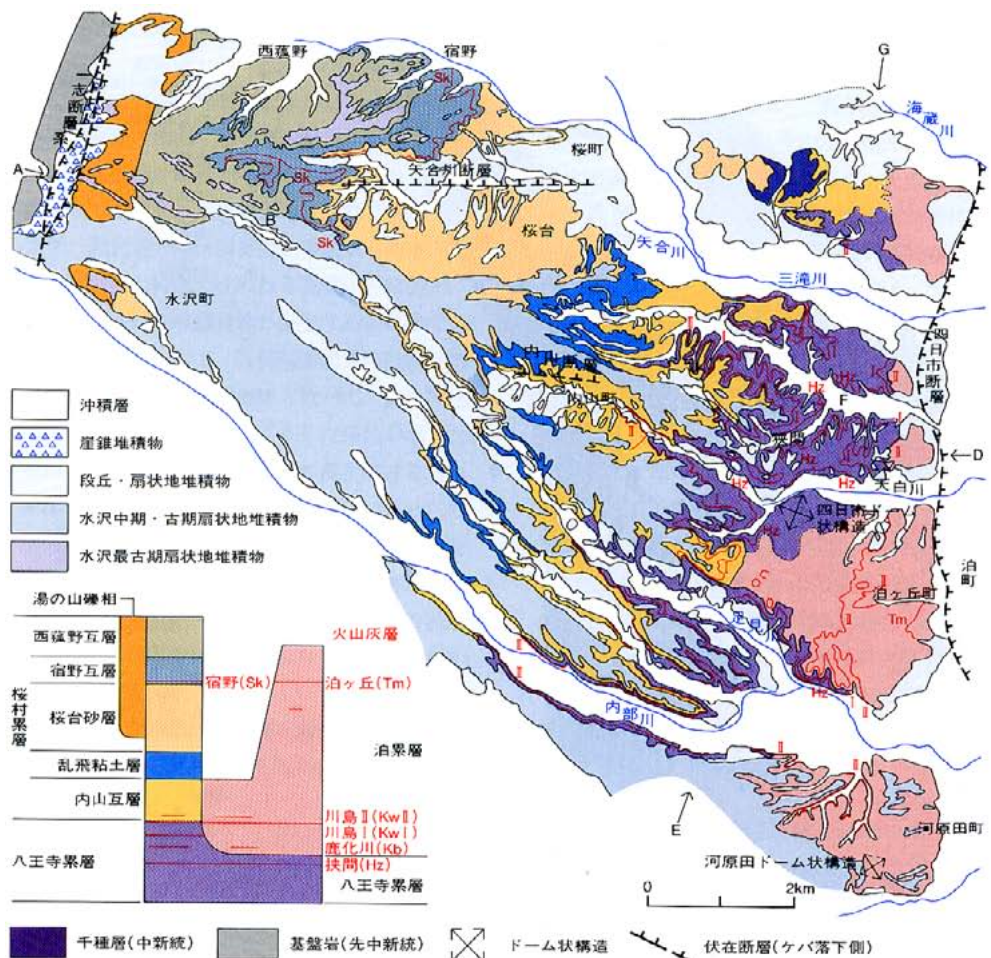


図2・9 - 四日市地域における東海層群の層相変化

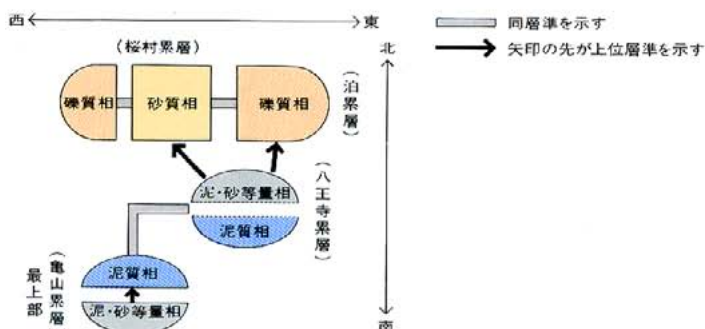


図2-10 - 多良地域の東海層群の地質図と地質断面図

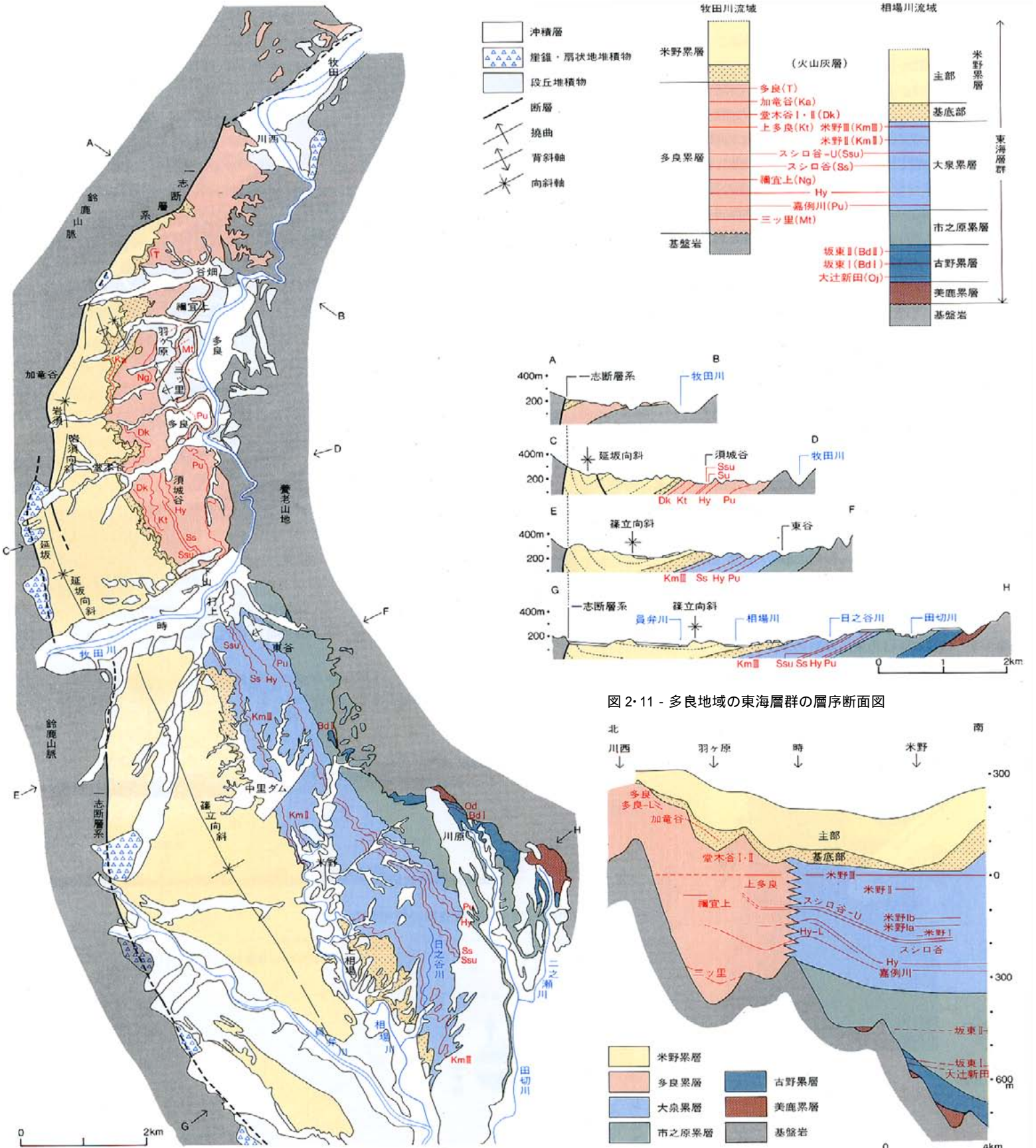


図2-11 - 多良地域の東海層群の層序断面図

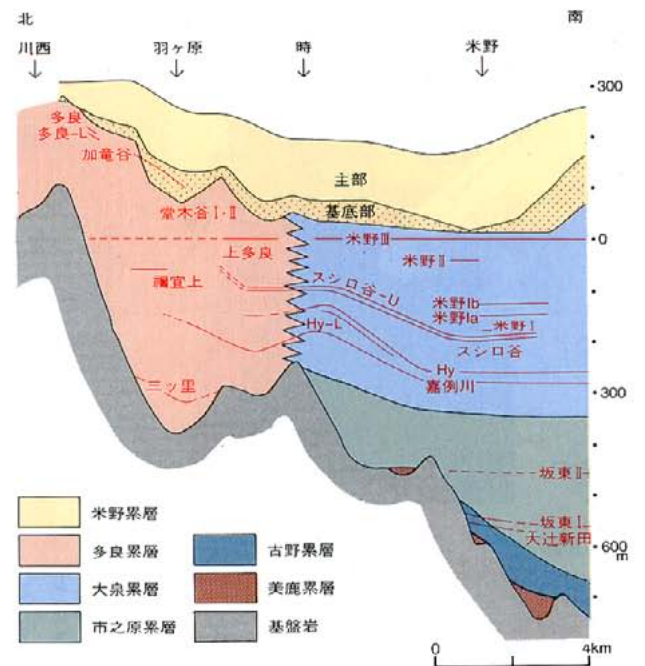


図2-12 - 御在所山地域の東海層群の地質図と地質断面図

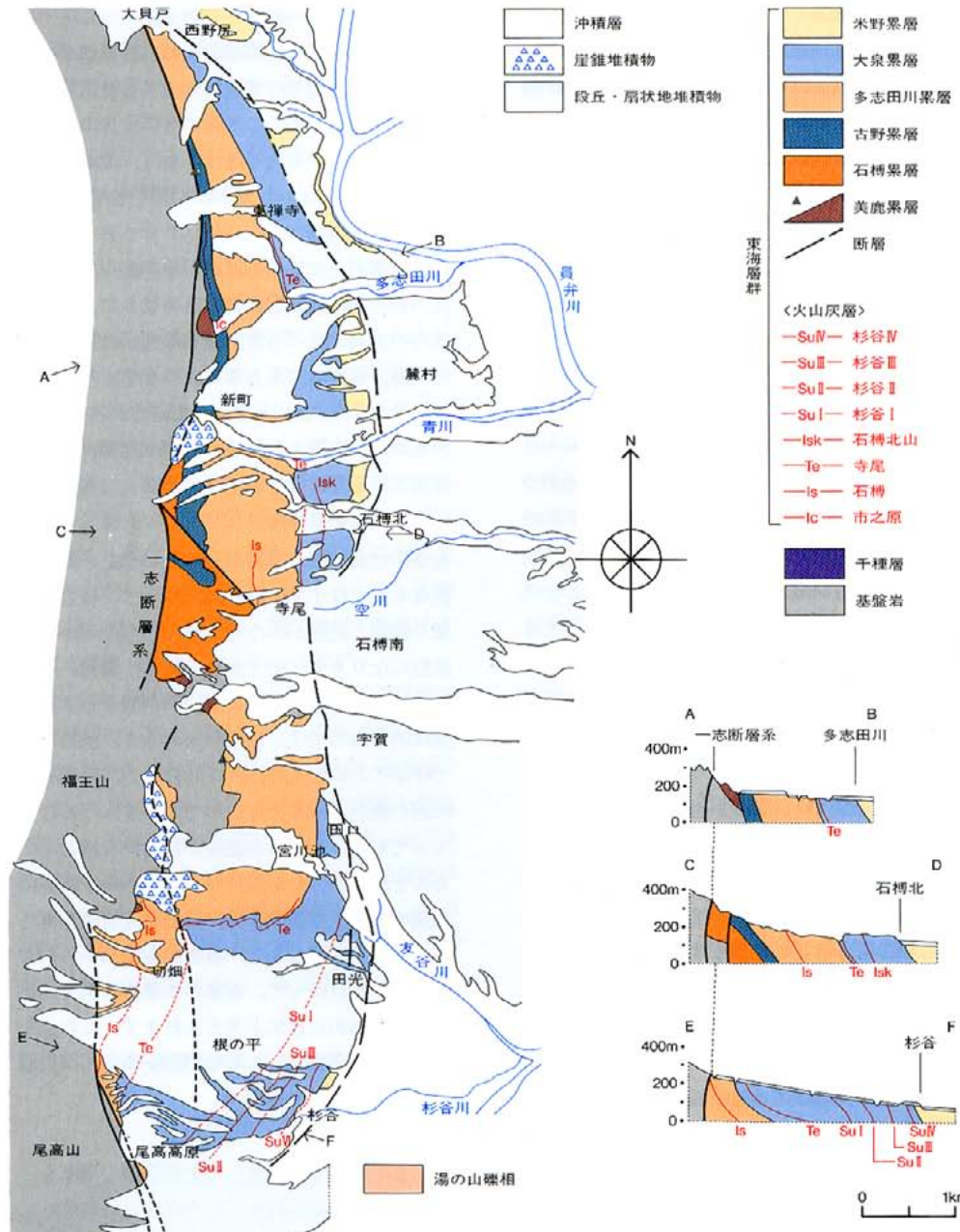
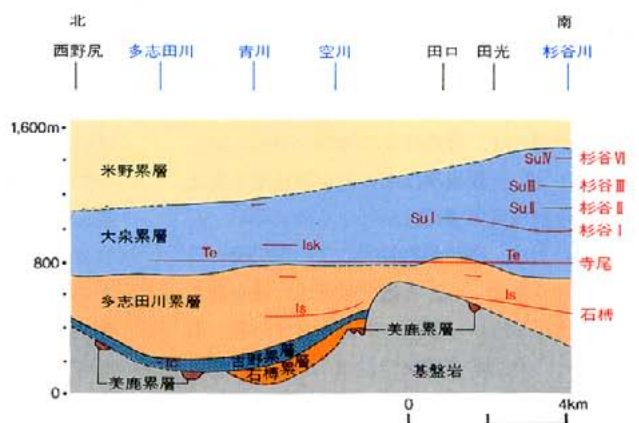


図2-13 - 御在所山地域の東海層群の層序断面図



多良地域と員弁地域

この2つの地域には、養老山地南西側に露出する東海層群が含まれ、東海層群上半部の地層が分布しています。とくに員弁地域では、東海層群上半部が模式的に露出していますので、早くから松井寛・赤嶺秀雄・嘉藤良次郎などの諸先生によって調査されました。また最近では竹村恵二氏によって、火山灰層序を初めとする詳しい調査結果が公表されています(注2)。多良地域の地質図および地質断面図を図2-10に、層序断面図を図2-11に示します。

さきの図2-1に、多良地域と員弁地域の東海層群の層序関係が示してありますが、2つの地域を合わせた東海層群の岩相層序は、下位から美鹿累層・古野累層・市之原累層・大泉累層・米野累層の順になります。ただ、員弁地域では市之原累層上部と同時異相の暮明累層が、多良地域北部では大泉累層と同時異相の多良累層が分布しています。全体の層厚は1,200mに達します。

美鹿累層

この累層の分布は極めて狭く、図2-3の地質図で、養老山地の山麓にポツポツとついている三角印が美鹿累層です。これは図2-11に示したように、基盤のへこんだ所に堆積しています。層厚は、多度町美鹿ではおよそ60mですが、薄い場所では数mの所もあります。すべて礫層からなりますが、礫は養老山地をつくる中・古生層の角礫～亜円礫だけです。礫の淘汰は良くありません。ですから、美鹿累層の堆積物は、分布すぐそばの養老山地からきたものです。いい忘れましたが、亀山地域の東海層群の基底礫層である松阪累層・小山累層・西行谷累層の方は、亜円礫～円礫で、淘汰も美鹿累層より良く、しかも小山・西行谷累層には、遠くから運搬されたに違いない溶結凝灰岩礫が含まれています。

古野累層

古野累層は、美鹿累層の上位に重なる地層ですが、美鹿累層が分布しない場所では、直接基盤岩の上に重なっています。泥層と砂層からなり、亜炭層を挟んでいます。ですから、層準はだいぶ上になりますが、亀山地域の基底礫層の上に堆積した楠原累層と、層序的な位置関係や層相が似ています。多良地域から南に下って、多度町古野までは泥層の方が多いのですが、もっと東にいきますと、砂層の割合が多くなってきます。層厚は員弁地域の古野から美鹿で約100m

ですが、北にいくとだんだん薄くなります。

市之原累層

市之原累層は、古野累層の上に重なるのですが、古野累層が堆積していない所では、基盤岩の上に直接のっています。層厚は北から南に向かって厚くなり、150mから300mに変化します。

この累層は礫層と泥層からできているのですが、層相は北から南に向かって細粒になります。たとえば、多良地域南部では礫層の割合が圧倒的に多く、一枚の礫層の厚さも非常に厚くて、礫も大きなものが含まれているのですが、員弁地域になりますと、泥層や砂層の割合が多くなり、礫も小さくなります。

暮明累層

暮明累層は員弁地域だけに分布するのですが、市之原累層上部と同層準に発達しています。層厚は多度町から桑名市あたりで一番厚くて、約250mになります。この累層は、員弁地域北部では主に礫層からなりますが、桑名市から南に下った付近では、泥層や砂層をかなり挟むようになります。

大泉累層

市之原累層の上に重なる大泉累層は、泥層と砂層からなり、層厚は300mから400mの範囲にあります。市之原累層と同じように、多良地域から員弁地域に向かって細粒になるのですが、員弁地域南部から桑名市付近になりますと、反対に粗粒になってきます。

多良累層

多良累層は、大泉累層と同時異相の地層で、多良地域北部だけに分布します。大泉累層は泥層と砂層からなるのですが、こちらの方は礫層と泥層からできています。図2・11の層序断面図を見ていただければ、2つの累層の関係がよく理解できると思います。層厚は150mから500mの範囲にありまして、層相はやはり南に向かって細粒になります。

米野累層

米野累層は、大泉累層と多良累層の上に重なる東海層群最上部の累層です。分布は鈴鹿山脈の山麓側に限られていて、南北に細長く分布しています。層厚は鈴鹿山脈側で厚くなって、300mに達するものと思われます。礫層が主ですが、南に分布する米野累層にはかなりの割合で泥層が挟まれています。米野累層の一つの特徴として、礫の淘汰が悪くて、角礫から亜円礫からなることが指摘できます。この点は美鹿累層に似

ています。

御在所山地域

次に御在所山地域に移ります。図2・12がこの地域の地質図および地質断面図、図2・13が層序断面図です。この地域の岩相層序は、いま述べました多良・員弁地域とほぼ同じで、下位から美鹿累層・石樽累層・古野累層・多志田川累層・大泉累層・米野累層にわけられます。そして南部には、四日市地域でお話した湯の山礫相が北に伸びて分布しています。この湯の山礫相は、大泉累層と同時異相です。

ここで図2・2を見ていただきますと、東海層群の露出範囲は、多良・員弁地域の方が御在所山地域よりはるかに広いことが、すぐにおわかりいただけるでしょう。ところが、養老山地側の東海層群の方は層厚1,200mなのに、こちらの方は層厚1,500mにもなります。つまり、御在所山地域の方が層厚が厚いのです。このことは、この地域の沈降と堆積が養老山地側よりも大きかったこと、また、地層の傾斜が全体にかなり急であることを示しています。図2・12の地質図をみますと、ほとんどの地域で地層の傾斜は30度以上であり、多志田川より北側や、断層が走る丘陵東縁部では、60度以上の傾斜になっています。多良地域では、東海層群の分布西縁は、最上部の米野累層が一志断層に切られて鈴鹿山脈と接するのですが、この地域では、基盤岩にのるのはもっと下の地層です。そして東側、つまり平野側に向かって順番に上の地層が重なり、丘陵東縁部に発達する断層によって、地層の傾斜はさらに急になって平野の地下に没します。図2・10の多良地域の地質断面図と、図2・12のこの地域の地質断面図を比較すれば、両地域の地質構造の違いがおわかりいただけると思います。

美鹿累層

この地域でも、美鹿累層が一番初めに堆積しています。分布の状態、層相、層厚などの特徴は多良・員弁地域と変わりません。

石樽累層

美鹿累層と同時期、あるいはその上に重なるのが石樽累層です。分布はこの地域の中部に限られています。美鹿累層は中・古生層起源の淘汰の悪い角礫～亜円礫だけからなるのですが、石樽累層の方は、淘汰が相対的によい亜円礫～円礫からなります。しかも溶結凝灰岩の礫を含んでいます。こういった違いがありますから、石樽累層という別の名前をつけました。厚さは

100m以上あります。

古野累層

この地域でも、美鹿累層の上に古野累層が堆積しています。層相は養老山地側の古野累層とほとんど一緒ですが、こちらの方が全体に細粒でほとんど泥層からなります。層厚は北から南に向かって、70mから140mに厚くなります。

多志田川累層

古野累層の上に堆積したのが多志田川累層です。図2・13の層序断面図に見られるように、下位の3つの地層に比べると、分布範囲ははるかに広くなり、層厚もぐんと厚くなります。層厚について見ますと、これも北から南に向かって430mから560mに厚くなります。構成岩相は礫層と泥層で、砂層はほとんどありません。層相は南に向かって細粒になります。

養老山地側では、古野累層の上に市之原累層が重なることはすでに述べた通りです。市之原累層も礫層と泥層からなり、層相は南に向かって細粒になります。ですから、層準、層相、層相変化についてみれば、多志田川累層と市之原累層は同じなのです。にもかかわらず、別の名前で呼ぶことにしたのは、こちらの方には溶結凝灰岩の礫が、数は少ないですがまんべんなく入っており、しかも古流向が東向きを指していることがわかったからです。ところが、養老山地側の市之原累層の方は、溶結凝灰岩礫をほとんど含んでいませんし、古流向も南西から南向きです。したがって、両者の堆積物は別々の供給源・方向からきたと考えられます。この点を明確にする意味で、こちらの方を多志田川累層と呼ぶことにしたのです。

大泉累層

多志田川累層の上に重なる大泉累層の層厚も、やはり北から南に向かって500mから800mに厚くなります。この層厚は、亀山累層に次ぐ大きさです。層相は養老山地側の大泉累層と同じで、砂層と泥層からなります。ただ、砂の粒度はこちらの方が粗くなり、時には礫層を挟んだりします。層相は、多志田川累層と同じように南に向かって細粒になります。とくに、菟野町の杉谷川流域に露出する大泉累層は、ほとんど泥層、しかも泥層自体が粘土からなっています。さきほど、亀山累層の片田粘土層が湖成堆積物であると言いましたが、この付近の大泉累層も層相からみますと、湖成堆積物の可能性があります。

注3 = 吉川ほか, 1988: 三重県員弁郡付近の東海層群火山灰層. 地調月報, vol. 39, p. 615-633.
 吉川・吉田, 1989: 三重県亀山地域の東海層群火山灰層. 地調月報, vol. 40, p. 285-298.

こめの
米野累層

米野累層の分布の南限は, これまでの研究では多良地域南部までとされていたのですが, 私がこの地域を調査した結果, 地質図に示したように, 大泉累層の一番南の分布地域まで堆積していることがわかりました. 御在所山地域の米野累層の層相は, ここより北の多良地域のものほとんど変わりませんが, 最南部の杉谷付近では, 礫層の量が少なくなって, 砂層と泥層がほぼ等量になります. 露出する部分の層厚は120~200mです.

層序のまとめ

これまで, 順番に4つの地域の岩相層序について紹介してきましたが, ここで伊勢湾西岸の東海層群全体の層序についてまとめます. 図3・1が, 全体の岩相層序・火山灰層序・生層序をまとめたものです. このうち, 生層序の項に示した大型植物化石・花粉化石・長鼻類化石の産出層準について補足しますと, これらは従来から報告されてきたものを, 私が設定した層

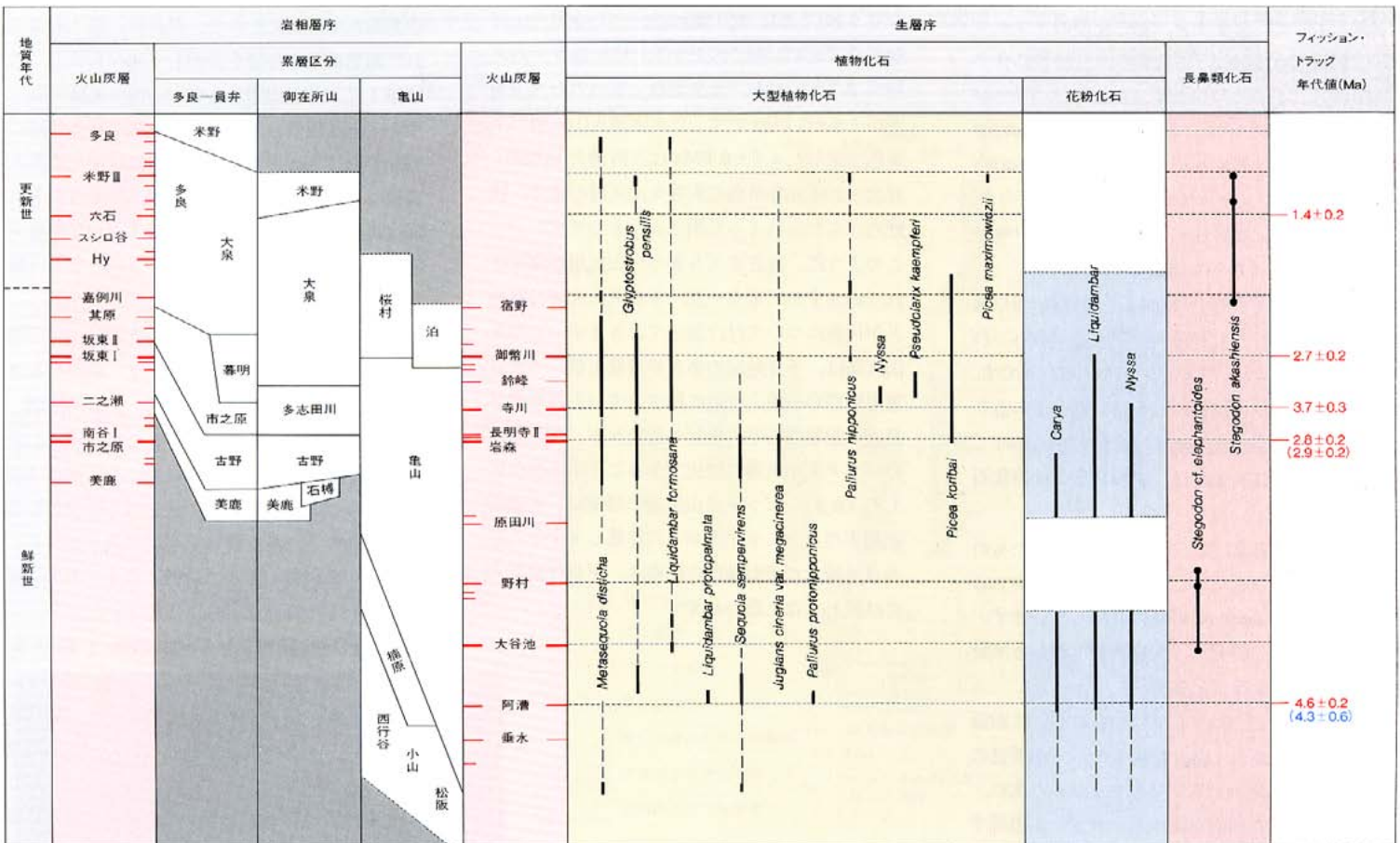
序に整理し直したものです. また, 一番右には, 火山灰層のフィッシュトラック年代値が示されています.

火山灰層序

伊勢湾西岸の東海層群に挟まれる火山灰層については, 図2・1をはじめ, それぞれの地域ごとの図面類に, 名前や層準が示してあります. これらの火山灰層のほとんどは流紋岩質火山灰で, 露頭では新鮮な部分で灰白色から白色を示しています. 火山ガラス主体の細粒火山灰がほとんどなのですが, 一部に軽石質なもの, 結晶質なものもあります. ですから, 大泉層群や古琵琶湖層群の火山灰層とほとんど同じ特徴を示すわけですが, ただこの2層群の火山灰層に比べると, 全体に層厚が厚く, なかには厚さが10mを超えるものもあります. 火山灰層の枚数ですが, 図面に示した以外の火山灰層まで含めると, その数はおそらく100層を超えるでしょう. 代表的なもの, たとえば対比に有効なもの, フィッシュトラック年代が測定されているもの, 層厚が厚くてよく連続す

るものなどをあげますと, 亀山地域では阿漕・岩森・長明寺・寺川・御幣川火山灰層, 四日市地域では川島火山灰層, 多良・員弁地域では市之原・南谷・坂東及び・嘉例川(パミス)・六石・多良火山灰層, 御在所山地域では市之原・杉谷・杉谷などがあります. ここで問題になるのは, 亀山・四日市・多良および員弁地域・御在所山地域の対比です. 地形的にも岩相層序的にも比較的まとまっているそれぞれの地域の中では, 同じ火山灰層としてさほど問題なく追跡できるのですが, 独立させた4つの地域の対比となると, 岩相層序の比較からある程度できるとしても, 火山灰層によるしっかりした対比はなかなか困難なのです. この点を解決するために, 多良・員弁地域と亀山地域の火山灰層の記載岩石学的研究が, 大阪市立大学の吉川周作先生によって行われました. その結果は, 最近の地質調査所月報に掲載されましたが(注3), その結論は, 亀山地域の岩森火山灰層と長明寺火山灰層が, 員弁地域の市之原火山灰層と南谷火山灰層にそれぞれ対比

図3・1 - 伊勢湾西岸の東海層群層序のまとめ



できるというものです。この結論は、図2・1と図3・1に加えてあります。

岩相層序

各地域の岩相層序については、すでにお話した通りですが、ここで岩相層序や火山灰層序によって4地域を対比した結果をもとにして、全体の層序関係についてまとめておきます。

まず第1に、亀山地域の東海層群の下部に当たる地層は、多良・員弁・御在所山地域には堆積していません。第2に、亀山地域の東海層群の上部は、多良・員弁・御在所山地域の東海層群の下部に相当します。

また基底礫層に当たる堆積物が、2つの層準に発達しています。下位のもは亀山地域の松阪・小山・西行谷累層です。上位のものは多良・員弁・御在所山地域の美鹿累層と石樽累層です。それらの基底礫層の上には、いずれも亜炭層を挟む泥質相（前者では楠原累層、後者では古野累層）が堆積しています。

生層序

大型植物化石については、三木茂先生、安田敏夫先生などが、以前から報告されておられます。それらの種類を、新たに設定した全体の層序にプロットしていきますと、第三紀型のメタセコイア植物群を特徴づける種類が、全層準に含まれていることがわかります。たとえば、*Metasequoia*, *Glyptostrobus*, *Liquidambar*, *Sequoia sempervirens*, *Juglans cineria* var. *megacineria*, *Nyssa*, *Picea koribaitai*などです。なお、図中の阿漕火山灰層付近の*Paliurus protonipponicus*は知多半島から産出したものです。

メタセコイア植物群消滅期を示す第四紀型の種類は、今のところ米野火山灰層直下から、*Picea maximowiczii*が報告されているだけです。鮮新世と更新世の境界は、大泉累層中部にありますから、大泉累層上部から米野累層にかけてもっと詳しく調査すれば、第四紀型の植物化石が産出すると思います。

花粉化石は、島倉巳三郎先生が研究されたものをまとめてみました。ごらんのように*Carya*, *Nyssa*, *Liquidambar*の順に消滅しています。

ただ花粉化石の研究も、大泉累層上部から米野累層の部分が欠けています。

次に長鼻類化石、つまりゾウ化石についてお話しします。本誌28号で亀井節夫先生が、中新世の瑞浪層群から産出するゴンホテリウムの次に、日本では大きな臼歯を持つステゴドンが出現す

ると述べられておられますが、このステゴドンの仲間が東海層群から産出します。これは2種類でてきまして、一つはエレファントイデスゾウ、もう一つはアカシゾウです。この2種類のゾウの産出層準は、エレファントイデスゾウが大谷池火山灰層直下から野村火山灰層直上までの間、アカシゾウが嘉例川火山灰層直下から米野火山灰層までの間です。ですから、エレファントイデスゾウの方がアカシゾウよりも早く出現したことになります。

このほか図には示してありませんが、いろんな種類の化石が、この地域の東海層群から産出しています。たとえば、*Viviparus*, *Anodonta*, *Cristaria*, *Lanceolaria*, *Unio*などの淡水生貝化石や、スッポンやシカの化石などです。ただしすべて陸生の化石で、海生あるいは汽水生の化石はありません。

フィッシュントラック年代

これは初め、横山卓雄先生たちが測定され、その後、私も何層かの火山灰層のフィッシュントラック年代値を求めました。下からいきますと、亀山累層最下部の阿漕火山灰層の値が 4.6 ± 0.2 Ma、古野累層の市之原火山灰層の値が 2.8 及び 2.9 ± 0.2 Ma、亀山累層最上部の寺川火山灰層が 3.7 ± 0.2 Ma、八王子累層の川島火山灰層が 2.7 ± 0.2 Ma、大泉累層上部の六石火山灰層が 1.4 ± 0.2 Maです。なお阿漕火山灰層の下、青色で示した 4.3 ± 0.6 Maは、阿漕火山灰層に対比される知多半島の大谷火山灰層の値で、牧野内さんたちによって測られたものです。

このように、現在まで5層の火山灰層が測定されていますが、もう一点、多良火山灰層の対比と年代値について付け加えておきます。この火山灰層は、多良地域の多良累層最上部、つまり東海層群の一番上付近に挟まれているのですが、最近の記載岩石学的検討の結果から、大阪層群のピンク火山灰層に対比できることがわかりました(注3)。ピンク火山灰層の層準は、更新世前期末のハラミロイベントに位置しますから、多良地域での東海層群の堆積は、更新世前期末には終わったと思われる。

地質構造

伊勢湾西岸の東海層群の地質構造は、かなり複雑です。ここで複雑といった意味は、地層が急傾斜して、断層や褶曲がたくさん発達しているという、普通の意味とちょっと違うのです。図4・1の地質構造図を見ていただきたいのですが、この図は、主な火山灰層を沖積面で切ったときの分布をもとにして描いたものです。図中に表現されている地質構造のうち、褶曲・撓曲・ドーム状構造は、これらの火山灰層を追跡することによって、初めてその存在を明らかにすることができたものもあります。地層の傾斜が急であれば、露頭でクリノメーターを用いて地層の走向傾斜の変化から地質構造を割り出せるのですが、この地域の場合、地層の変形が非常に緩やかなものですから、クリノメーターだけでは充分でなく、あわせて火山灰層を追跡して構造等高線を描いて初めてその存在を明らかにできた場合もあるのです。たとえば図4・1のうち、四日市ドーム状構造や、豊野向斜、一身田背斜などは、そういった手順を踏んで存在を明らかにすることができました。

伊勢湾西岸地域において、鮮新世以降に形成された地質構造の特徴を要約して述べますと、まず第1に、鈴鹿山脈から布引山地の東縁に発達する一志断層系と、養老山地東側の養老断層の存在があげられます。いずれもほぼ南北に走る東落ちの断層で、前者は鈴鹿の、後者は養老の傾動地塊の東縁を画する断層です。一志断層系の方は、図に示されていますように、小さな断層の集まりから形成されています。

このような南北方向で東落ちの断層群は、伊勢湾の海岸沿いにも発達しています。北からみますと、桑名断層、四日市港断層、四日市断層、千里断層、高茶屋断層です。ここにあげました一志断層系の一部と、海岸線沿いの断層群は活断層ですが、第四紀後半の活動度や変位量を見ていきますと、海岸線の断層群の方が大きく、海岸線の断層群の中でも北側、つまり養老断層にちかいものほど大きいようです。

以上述べた断層は、すべて南北方向ですが、この地域には東西方向の構造も発達しています。市之原撓曲、矢合川断層、豊野向斜、一身田背斜などで、これらも活構造です。この方向の構造は、あまり注目されていなかったのですが、構造発達史を考える上で、今後無視できない存

在だと思ます。

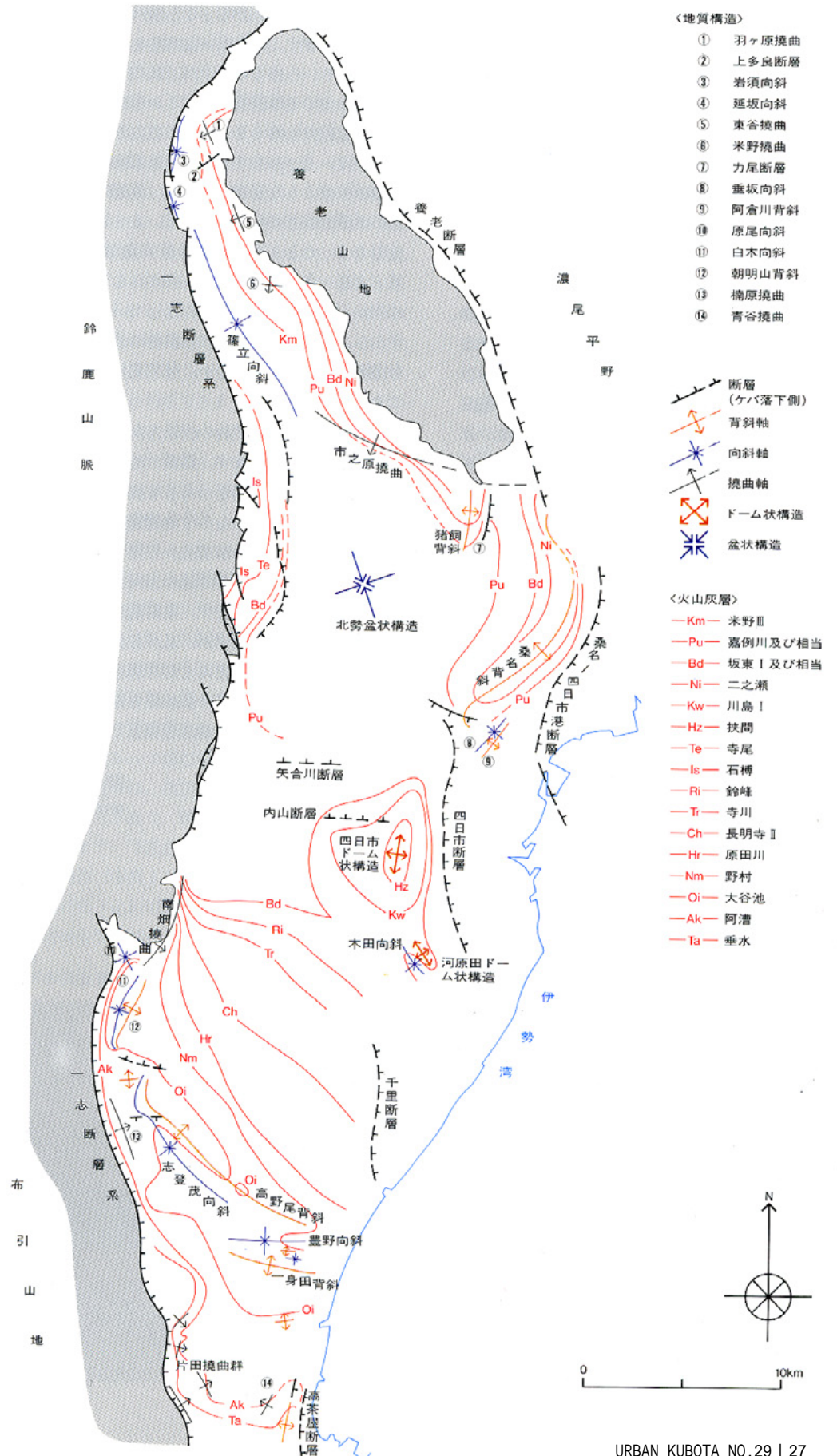
次に、東海層群そのものに形成された大きな構造として、北勢盆状構造と、四日市ドーム状構造があります。この2つの構造は、いま述べた南北方向と、東西方向の活断層群によって出来たものですから、北勢盆状構造と四日市ドーム状構造の形成は、第四紀後半にも進行しているわけです。このことは、北勢盆状構造に調和するように地形自体が盆状の形態を示している（図1・1の埋谷面図を見てください）ことから裏付けられると思ます。

このような最近の構造運動は、当然この地域の地形形成にも関係しています。その一例として、地形のところでお話した水沢扇状地があります。この扇状地は、形成時期の違う3つの扇状地堆積物からできている合成扇状地なのですが、面白いことに、時計回りの方向に新しい扇状地が形成されています。どうしてこんな扇状地が形成されたのか、私はその原因を次のように考えています。

図2・8や図4・1を見ますと、水沢扇状地の北には北落ちの矢合川断層や内山断層、東には東落ちの四日市断層があります。ですから、北側の2つの断層と四日市断層に囲まれた基盤が一つの地塊になり、この地塊が、南下がりの傾動隆起運動を行なったために、形成時期の異なる3つの扇状地堆積物が、時計回りに形成されたと思うのです。

もう一つ、海岸平野の形成過程にも、最近の構造運動が深く関与していることが想像されます。この海岸平野の東縁には、桑名断層や四日市断層などの東落ちの雁行断層が発達しています。これらの断層の活動は、当然、断層の東側に地形的に低い部分を形成します。その低くなった部分に形成されたのが、現在の海岸平野だと考えられます。もちろん、海水準変動に伴う侵食基準面の上昇が、この地域の海岸平野の形成に大きくあずかっているのですが、その地形的な枠組みをつくったのは、基本的には雁行断層の東落ちの運動だと思ます。

図4・1 - 伊勢湾西岸の東海層群の地質構造



東海湖盆の古地理 - 伊勢湾西岸を中心に -

最後に話全体のまとめということで、東海湖盆（東海層群の堆積盆地という意味です）の古地理の移り変わりを、伊勢湾西岸地域を中心にして述べます。

この地域の東海層群の堆積過程は、図2・1の全体の対比図と図2・3と図2・4の地質図を見て、どの層準の累層がどの場所に分布しているかみれば、大体の見当がつきます。つまり、東海層群下部は亀山地域に、東海層群中部から上部は北勢盆地構造周辺に、東海層群最上部は多良地域に分布していますから、東海湖盆はまず亀山地域南部で沈降が始まり、沈降域は北に移動してやがて北勢盆地構造域に達し、最後に養老山地と鈴鹿山脈北部に挟まれた地域に達した、とすることが出来るでしょう。

このような見解は、すでに何人もの研究者によって述べられてきたところで、確かに大局的にはその通りなのです。しかし、図2・12と図2・13の御在所山地域の地質図と層序断面図をみますと、ここでは単純に南から北に向かって、下位 上位といった具合に堆積しておりません。逆に北から南に向かって堆積している場所もあります。ですから、単純に南から北へと一様に移動した、と即断するわけにもいかないのです。

ところで、この地域の東海湖盆の古地理を具体的にお話しする前に、ちょっと触れておきたいことがあります。だいたい古地理を復元する手段にはいろいろあるのですが、私の場合、まず各累層をつくる堆積物が、どこから来たかという点から検討を始めました。このことを推定する手段はいくつかありますが、基本的にはその累層がどのような層相からなり、累層内部の層相が水平的にどの様に变化しているか知るのが重要です。たとえば、多良・員弁地域の市之原・大泉・多良累層などは、いずれも北から南に向かって、堆積物が細粒になっています。ですからこの場合、これらの堆積物は北の方角から運搬されたということが、層相変化から判断できるわけです。さらに古流向も、堆積物の供給方向を求める上で有力な武器になります。露頭で地層を観察している場合、その地層をつくる堆積物がどちらの方から流れてきたかを示す堆積構造がありますから、そういった堆積構造から得られる古流向を計測すれば、当時の水流の方向を求めることができることとなります。堆積構造には、いろいろな種類があるのですが、私が古流向を得るために用いたのは、ほとんど斜交層理です。また、堆積物の供給方向や供給源を知る手段として、その累層が礫層を構成岩相として含む場

合は、礫種を調べます。そうすると、ある種の礫は、どの地層・岩体から供給されたかということが推定できます。東海層群周辺に分布する基盤岩は、図5・1のようになっておりますが、これをみていただきますと、たとえば室生火山岩・湖東流紋岩類・犬上花崗斑岩・濃飛流紋岩類といったように、岩石として識別しやすく、しかも分布の限られている岩体が周辺地域にあります。実際、礫の種類を調べていきますと、そういった特定の岩体からきたに違いない礫が、東海層群中に入っているのです。もちろん、堆積物の供給方向や供給源を求める場合、以上述べたようないろんな資料をできるだけ総合した上で、判断していく必要があることはいうまでもありません。しかしとにかく、このような資料を集めて、まず各累層の構成堆積物の供給方向（あるいは供給源）を求めました。ここでは、いちいち累層ごとに説明するわけにはまいりませんから、結論だけを図5・2の古地理図上に矢印で示しました。つぎに、東海湖盆の古地理変遷の段階をよく示すような時間面で、東海層群全体を6つにわけました。そしてそれぞれの期間内に堆積した各累層の分布域、つまり堆積域を描き、それにいま述べた各累層の堆積物の供給方向を矢印で書き加えて、6枚の古地理図を作成しました。そ

れが図5・2です。以下、6枚の図の内容について順に説明いたします。一番左にあるのが、第1期の鮮新世初頭頃の古地理図です。この時期には、松阪累層が松阪市付近に堆積しました。ですから伊勢湾西岸の東海湖盆は、松阪市付近に発生したことになります。堆積物は南あるいは南西から供給されています。第2期の鮮新世前期には、沈降域は北にやや移動し、沈降域の面積も一気に広がって、湖盆内部への堆積物の供給も強力になりました。この時期の堆積物の供給方向には、西からと北東からの2つがあり、西からの流れが小山累層・西行谷累層・楠原累層の堆積物を、北東からの流れが亀山累層下半部の堆積物をもたらしました。この時期には、約200万年の間に、1,000mぐらいの厚さの地層が堆積しています。ですからこの時期の沈降と堆積運動は、前の時期よりも非常に大きかったと想像できます。エレファントイデスゾウが息絶していたのは、この時期です。第3期は鮮新世後期前半の時期で、沈降域はさらに北側に移りました。この時期になると、北東からの流れが支配的になって亀山累層を堆積したのですが、大きな事件として、もっと北の養老山地南部と鈴鹿山脈中部に挟まれた地域、

つまり員弁地域と御在所山地域一帯の沈降が始まりました。この沈降部に堆積したのが美鹿累層・石榑累層・古野累層です。これらの堆積物は、養老山地と鈴鹿山脈の両側からもたらされました。そして次の第4期の鮮新世後期中頃になると、沈降域はもっと北へ移動しました。湖盆東側からの堆積物の供給は相変わらず続いており、暮明累層、泊および桜村累層の最下部、八王子累層、亀山累層最上部を堆積しました。またこの東側からの流れとは別に、北からの堆積物の供給もありました。この北からの流れは2つあり、養老山地側からのものが市之原累層を、鈴鹿山脈側からの流れが多志田川累層を堆積しました。第5期は、鮮新世後期後半から更新世前期前半に当たります。この時期になると、沈降域はもっと北側に移動したのですが、面積自体は第4期よりも狭くなりました。湖盆東側からの堆積物の供給はだいぶ北よりになり、桑名市付近の大泉累層や、泊及び桜村累層主部を堆積しました。鈴鹿・養老山地からの流れは、ちょうど2つの山系の間を通るようになり、多良累層主部と大泉累層を堆積しました。また、鈴鹿山脈中部では西からの供給があり、湯の山礫相を堆積しています。アカシゾウが歩き回っていたのは、この時期になります。

第6期の更新世前期後半になりますと、沈降域はこの地域では、鈴鹿山脈と養老山地の間に限られるようになりました。北からの流れは、多良累層最上部を堆積した後、もう堆積物を供給することはなくなりました。かわりに、鈴鹿山脈北部から堆積物が供給されるようになって、米野累層が堆積しました。この地層が東海層群の最後の地層で、私の話もこの辺で終りになります。

図5・1 - 伊勢湾周辺の基盤岩の分布

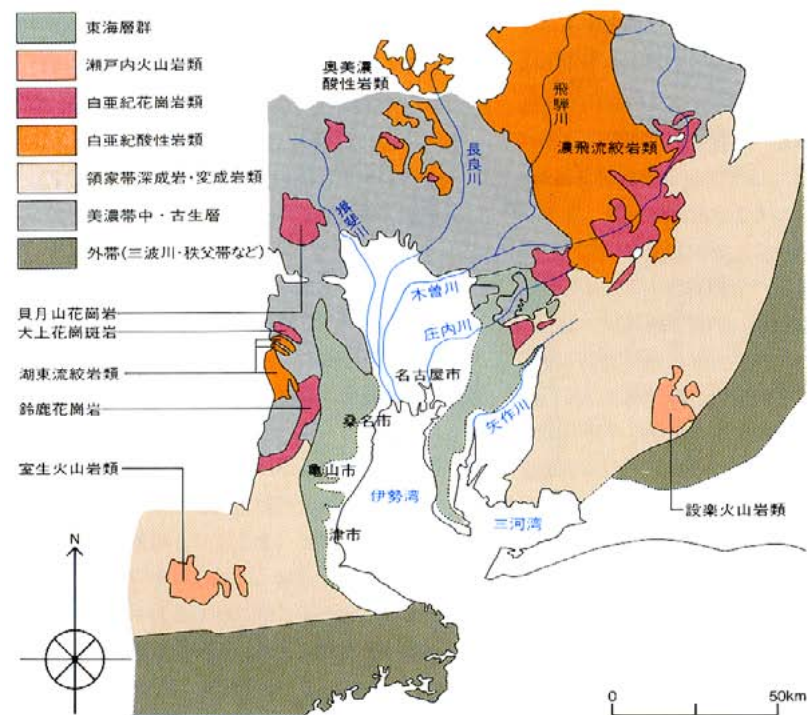
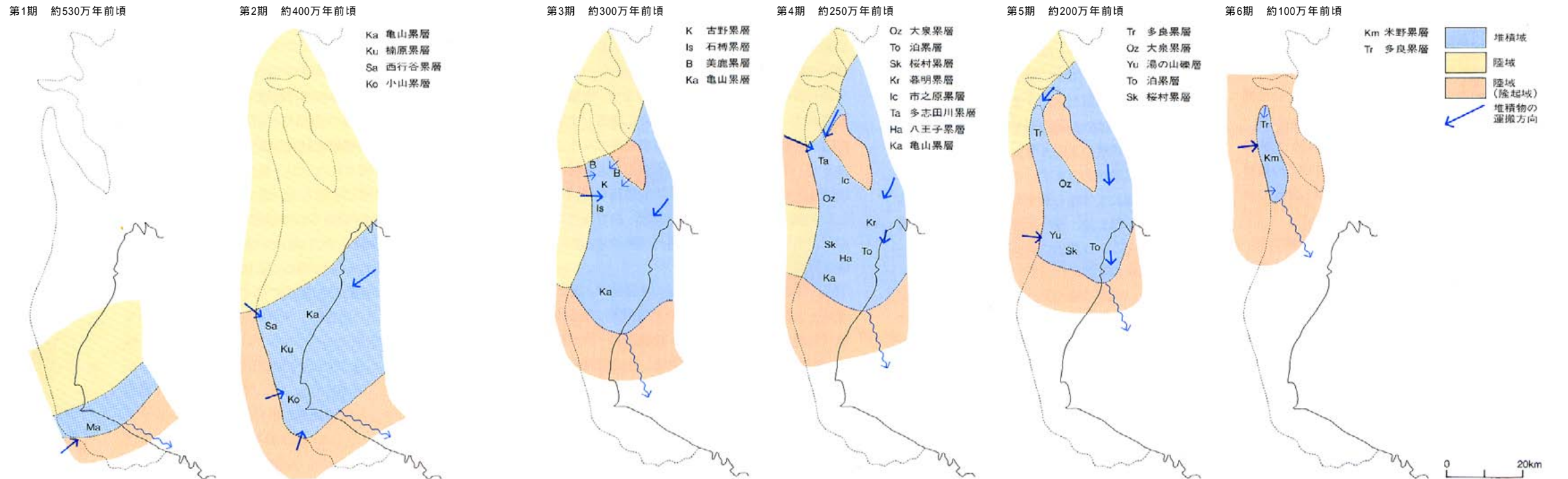


図5・2 - 伊勢湾西岸の東海湖盆の古地理変遷



古琵琶湖層群の概要

編集 本日は古琵琶湖層群について、先生の調査・研究されておられる上野盆地周辺を中心にいろいろとお話をお伺いしたいと思います。

川辺 古琵琶湖層群は、南は三重県の上野盆地から、北は琵琶湖をかかえる広大な近江盆地まで南北約50kmにわたって分布している鮮新・更新統です。鮮新世から更新世の後期まで、この地域には湖が存在し、それは形や位置を変えながら南から北へと移動してきたのですが、その昔の琵琶湖（古琵琶湖）に堆積した地層と、昔の湖の周辺の沖積平野や河川に堆積した地層の両方をひっくるめて古琵琶湖層群と呼んでおります。

この地層は、1920年代から30年代にかけて最初の概略的な調査が行われ、そのときに古琵琶湖層群という名前がつけられました(中村,1929)。その後1960年代の前半になりますと、高谷(1963)によって古琵琶湖層群全体の火山灰層序がたてられます。これは、全域にわたる初めての調査なのですが、精度は20万分の1地形図オーダーであったわけです。それで、その後この高谷の層序をもとにして、1960年代の後半から現在までより詳しい火山灰層序が明らかにされ、古琵琶湖層群の層序が次第に確立されてきます。例えば、Yokoyama (1969)、横山ほか(1968)、古琵琶湖団体研究グループ(1977, 1981)、あるいは横山ほか(1979)などです。私は、1970年代の終わりころから現在まで、南は上野盆地から、北は水口丘陵と甲賀丘陵の境を流れる野洲川までの古琵琶湖層群について調べてきました(川辺, 1981, 1986, Kawabe, 1989)。この地域には、古琵琶湖層群の下半部にあたる地層が分布しますが、本日はこの地層について、その堆積の場も含めて少し詳しくお話してみたいと思います。

それですで最初に、古琵琶湖層群の全体について簡単に触れておきます。図1・1が古琵琶湖層群の地質概略図、図1・2が層序関係を示したものです。古琵琶湖層群は全体の層厚が1,500mをこえる地層で、層相によって下位から上位へ、上野累層、伊賀累層、阿山累層、甲賀累層、蒲生累層、草津累層、堅田累層、高島累層というように大きく区分されます。

最下位にある上野累層は、上野盆地～近江盆地南東部に分布し、不淘汰の粘土層を主体とし、

間に砂や礫をレンズ状に挟んでくる地層で特徴づけられます。厚さは20～230m、基底付近に陶土層が出てきます。

その上位に重なる伊賀累層は、厚さは最大180m、湖東流紋岩類の礫を多量に含む礫層で特徴づけられる地層です。主な分布地域は、上野累層のそれと余り変わりませんが、西から東に向かって全体に細粒になる傾向を示します。

その上位に重なる阿山累層は、層厚は大体100m前後、均質な粘土層で特徴づけられます。阿山累層の上位に重なる甲賀累層も、やはり同じように均質な厚い粘土層で特徴づけられる地層なのですが、この地層になると、堆積の場が変わります。堆積盆地が北へ移動し、そこに堆積したのが甲賀累層ということになります。

その上位には蒲生累層という砂泥互層を主体とする地層が重なります。この地層の分布は、さらに北へ広がり、近江盆地の湖東地域に広く分布します。厚さも丘陵部で最大415mに達する地層です。

その上位に重なる草津累層は、チャートの礫で特徴づけられる地層で、湖東から湖南にかけての丘陵部の琵琶湖に面する地域に分布します。厚さは130mをこえます。

草津累層の上位には堅田累層が重なりますが、図1・2では、その間に時間的ギャップを示してあります。この地層は、湖西の堅田丘陵に離れて分布しているために、現在のところ、丘陵部では連続的な地層がみられません。そのため地表の層序だけからいえば、連続が確かめられていないというわけです。堅田累層は大部分が粘土層と砂層の互層からなりますが、最上部に電華砂礫層と呼ばれる砂礫層がのります。

さらに堅田累層の上位と考えられている地層として高島累層があります。これも琵琶湖の北西部に遠く離れて分布しますので、層序関係を確立するのが難しく、高島累層の下限と堅田累層の上限がどういう関係にあるのかというのは、まだ未解決の問題となっています。

それから、地層の全く露出していない琵琶湖の地下の地層ですが、図1・2に示してあるのは守山市の野洲川河口で行われた守山1,000mボーリングの柱状図で、ここからは幾つかの火山灰層が見つかって対比も行われています。湖東の堅田寄りでも何本かのボーリングが掘られていますが、それによると大体900mぐらいで基盤に当たっています。この付近では、下半部は比

較的砂泥互層が卓越し、上半部は比較的砂が多い地層のようです。

琵琶湖の底でも、北湖の南端でボーリングが掘られていますが、ここでは250mぐらいまでがほとんど均質な粘土層、その下に500mぐらい砂泥互層が続き、700～900mまでが礫層、その最下部が基盤に当たっているということです。このようなボーリングの結果からすると、ボーリングの掘られた周辺の琵琶湖(南湖)底では、地表で連続が確認されていなかった草津累層と堅田累層とは、約150m前後の地層を挟んで連続的に堆積しているようです。

以上、とりあえず古琵琶湖層群全体のあらましについてはこの程度にとどめ、次に私の調べました地域 - 上野盆地から近江盆地南部にかけて分布している古琵琶湖層群の下半部、すなわち上野累層から甲賀累層までの古琵琶湖層群について具体的に見ていきます。

上野盆地周辺の地形と基盤岩類

上野盆地(伊賀盆地)は、東側を標高600～1,200mの布引山地・鈴鹿山脈、南を標高1,000m前後の室生山塊、西を標高600m前後の大和・設楽高原に囲まれ、北は標高200～250mの阿山丘陵をへて近江盆地に接します。近江盆地との境は、阿山丘陵中の入りくんだ分水嶺で、それが三重県と滋賀県との境にもなっています。上野盆地には、奈良盆地に向かって西流する木津川と、その支流の名張川、服部川、柘植川などが流れますが、これら河川の流域には、標高120～130mの小さな平野と、現河床からの比高が30～50m前後の丘陵がひろがります。古琵琶湖層群は、主としてこれらの丘陵に露出します。周辺の基盤岩類は図2・1の地質概略図にみると、ほぼ三重県と滋賀県の県境付近を境に、南側はおもに花崗岩類からなる領家帯の岩石から、北側はおもにチャートや頁岩・砂岩などの中・古生界の堆積岩からなる丹波帯の岩石から構成されています。

第三紀中新世の第一瀬戸内海の堆積物は、近江盆地と上野盆地の境界付近の東西両側の基盤山地(鈴鹿山地側に鮎河層群・鈴鹿層群・阿波層群、信楽高原側に綴喜層群)と、上野盆地の南側の基盤山地(室生山地に山粕層群)に分布していますが、盆地の底には分布していません。また、古琵琶湖層群の堆積盆地とその周辺の古地理を考えるうえで重要な基盤の岩石と

図1・2の火山灰層のフィッシュトラック年代(Ma)
 上仰木 = (0.37±0.38) 別所 = 2.1±0.4
 バイオタイト = 0.68±0.14 清水谷 = 2.1±0.4 2.3±0.4
 バイオタイト = 0.7±0.1 虫生野 = 2.27±0.44
 喜撰 = (0.87±0.07) 相模 = (2.71±0.49)
 五軒茶屋 = 1.67±0.28 馬杉 = 3.1±0.5
 徳谷 = 2.1±0.4 子野 = 3.33±0.28

図1・1 - 古琵琶湖層群の地質概略図

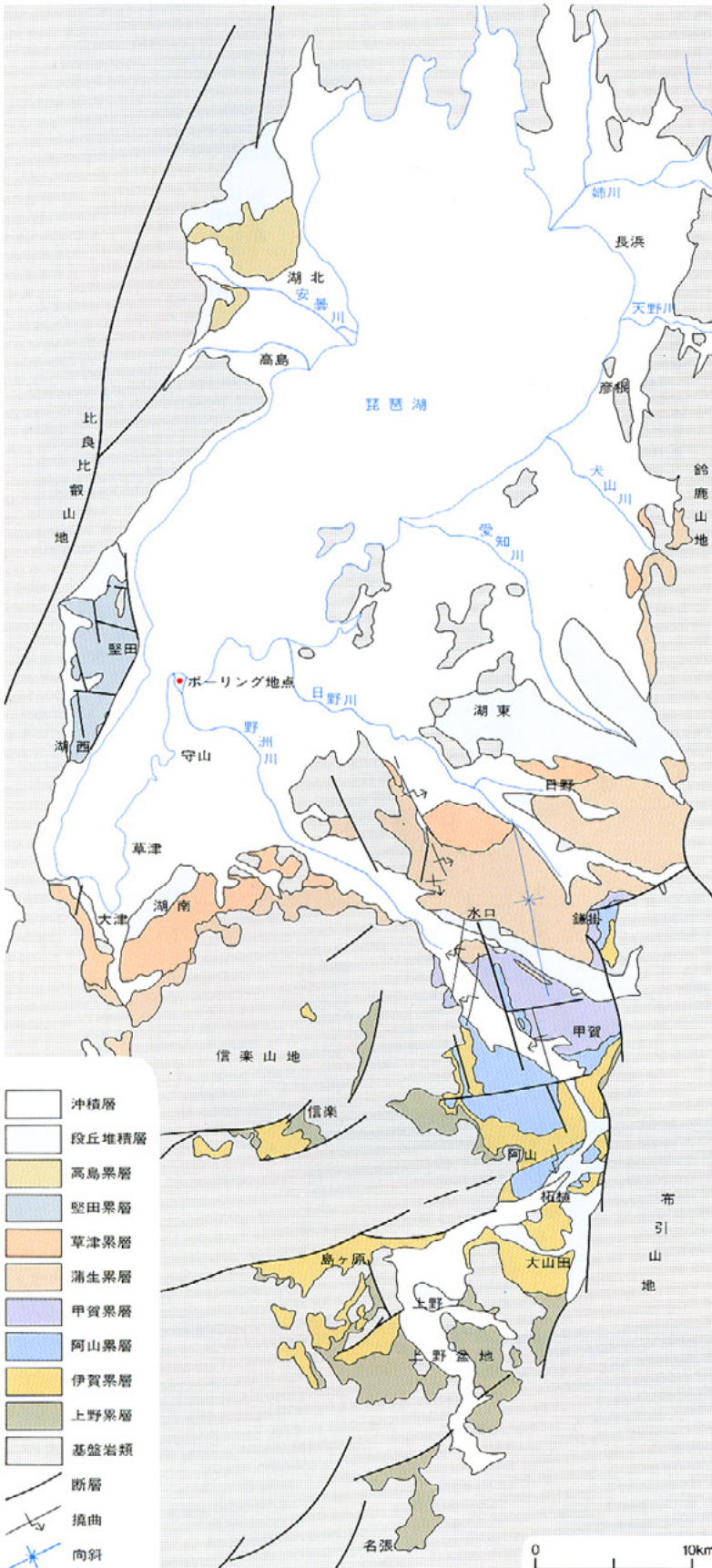


図1・2 - 古琵琶湖層群層序

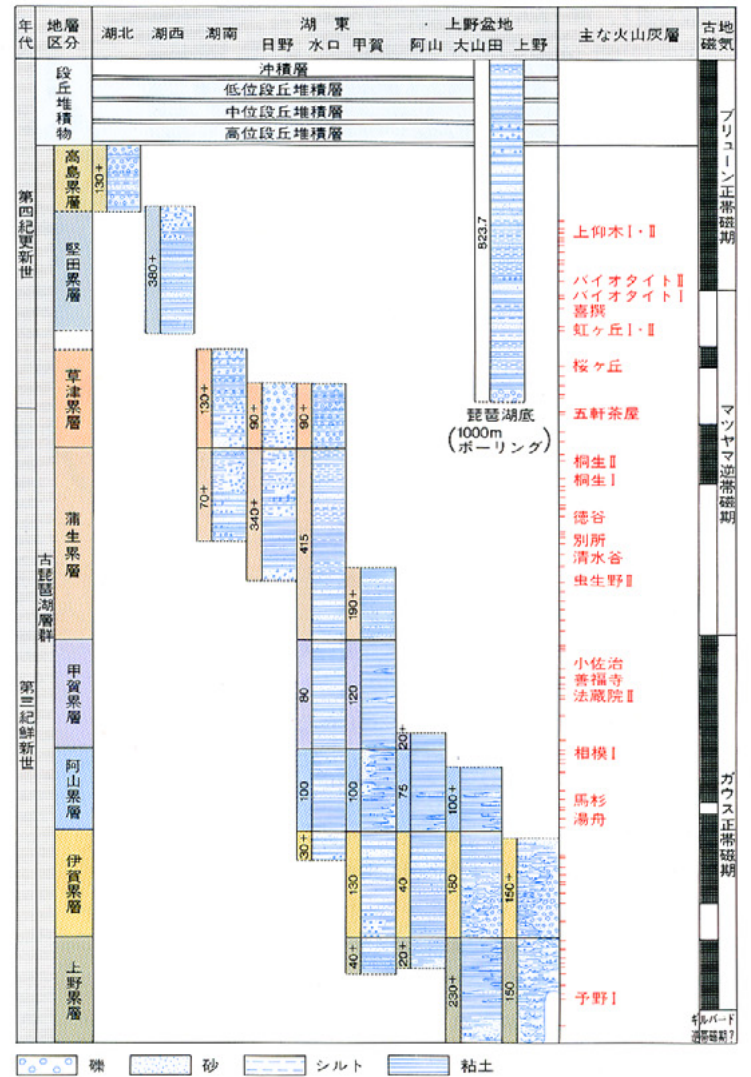


図2・1 - 古琵琶湖層群下部周辺の地質概略図

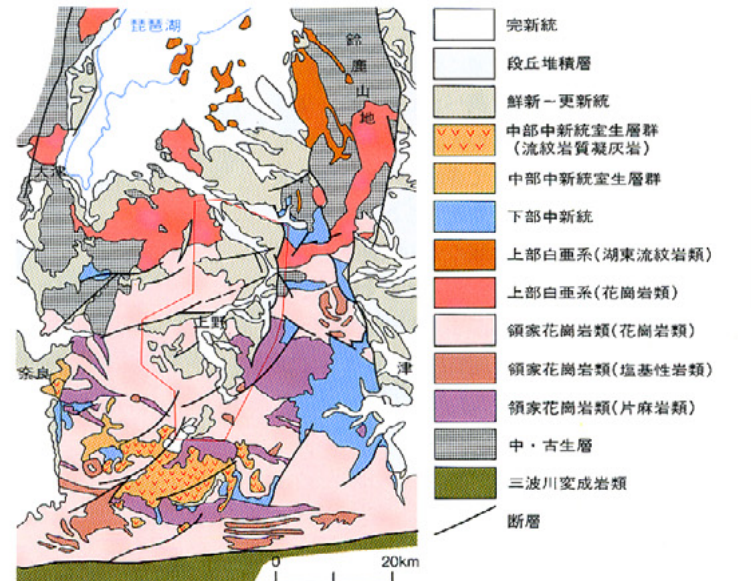


図3・1A - 上野盆地周辺各地域の古琵琶湖層群の模式柱状図とその対比

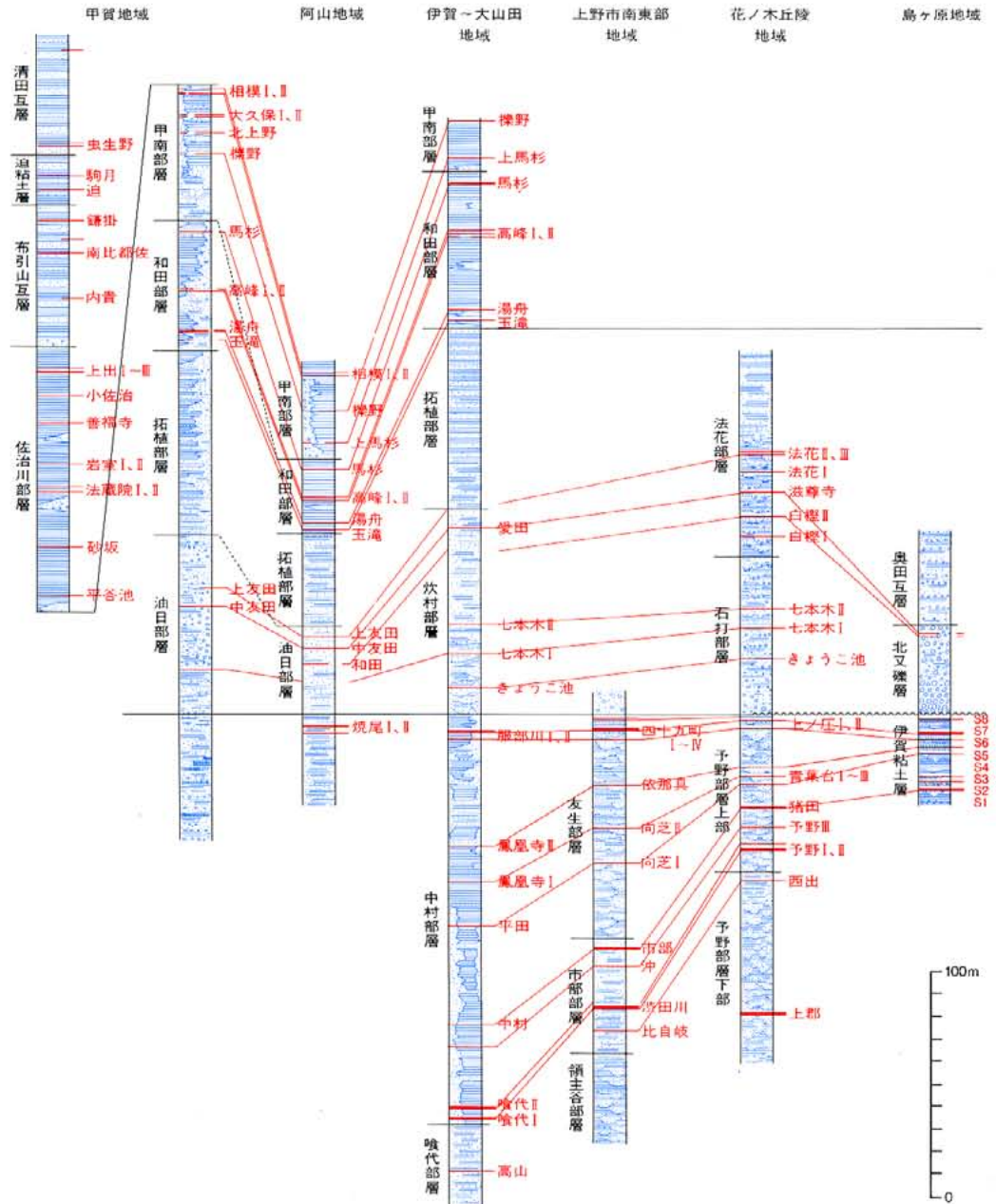
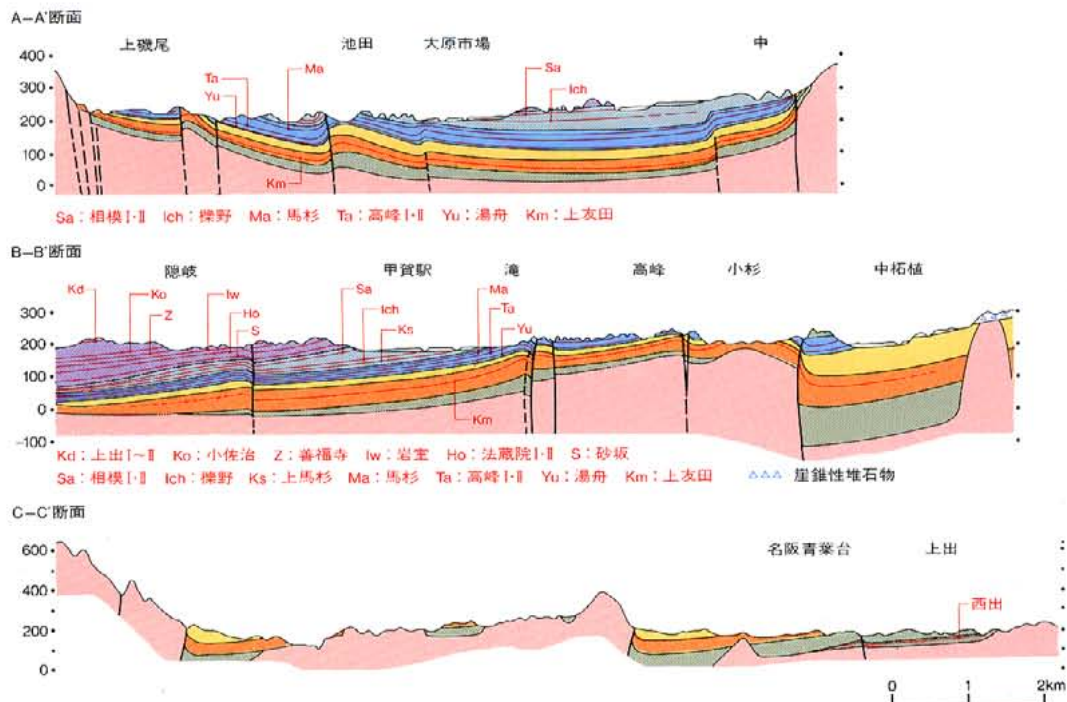


図3・3 - 地質断面図



して、中生代後期の大規模火山岩類である湖東流紋岩類と、第三期中新世後期の火山岩類である室生火山岩(曾爾累層群)があります。これらは、時代は異なりますがいずれも酸性の火山岩類で、前者は上野盆地北方の琵琶湖の東岸付近に、後者は上野盆地の南方の室生山地に、それぞれ上野盆地を挟んで南と北に分布しています。

上野盆地周辺の古琵琶湖層群の層序

上野盆地周辺には、上野累層、伊賀累層、阿山累層、甲賀累層および蒲生累層下部という、古琵琶湖層群の下半部が分布しますが、これらの地層の堆積状況を調べていきますと、盆地内の基盤の高まりや断層・撓曲などを境にして、層厚や層相が著しく変わります。

図3・4は上野盆地周辺の地質構造図です。図にみるように、周辺山地の基盤岩類と古琵琶湖層群とは多くは断層で境されていますが、火山灰層の等高線によって示される古琵琶湖層群の変形の姿からは、盆地内部にもそれらと同方向の断層や撓曲がよく発達していることがわかります。そして古琵琶湖層群の層厚や層相は、これらの断層・撓曲を境にして変わっているのです。しかもこれらの断層・撓曲は、主として北北西～南南東方向と、東北東～西南西方向の2方向に発達し、それらが互いに切りつ切れつという関係にあります。このため盆地内は、いくつかの小地塊に断層や撓曲を境にして相対的に上昇する側と沈み込む側とが隣接しあう小地塊群に分かれ、これらのブロックごとに地層の様相が異なるという状況を呈します。

こうした事情から上野盆地周辺では、島ヶ原、花ノ木丘陵、上野市東南部、伊賀～大山田、阿山、甲賀という6つの地域に分けて、その岩相層序を地域ごとに詳しく調べました。幸いなことに、各地層中には多くの火山灰層が挟まれていて、それらを鍵層にして各地域内および各地域間の同一層準の地層を対比することができました。こうして、この地域の火山灰層序・岩相層序を確立することができたわけですが、その層序関係を示したものが図3・1Aおよび図3・1B、この層序にもとづく地質図が図3・2および図3・3です。

図3-1 B - 上野盆地周辺の古琵琶湖層群の層序図

層序区分	甲賀地域	阿山地域	伊賀-大山田地域	上野市南東部地域-名張地域	上野市南西部地域(花ノ木丘陵)	島ヶ原地域
沖積層	浦田互層 As.50					
	迫粘土層 Ac.35					
	布引山互層 As.70					
	最上部 C.55					
甲賀累層	上部 S.5.5					
	中上部 C.15					
	中下部 S.12					
	下部 C.25					
古琵琶湖層群	最下部 S.8.5	佐治川部層 C.10				
	西部 S.40	甲南部層 C.40	甲南部層 S.C.20			
	東部 A.60	和田部層 A1.58	和田部層 A1.40	和田部層 C.72		
	和田部層 A1.80	柘植部層 A1.40	柘植部層 A1.80	法花部層 Ag.90	奥田互層 Ag.40	
伊賀累層	油日部層 S.80	油日部層 S.40	炊村部層 S.90	G.10	石打部層 G.70	北又礫層 C.40
	Ag.30-70	C.40	中村部層 C.150	友生部層 Ac.100	予野部層上部 A1.70	伊賀粘土層 C.40
			検代部層 S.70	市部部層 As.50	予野部層下部 A1.80	
				頰主谷部層 A1.50		
上野累層						

C: 粘土層 AI: 砂泥互層 Ac: 粘土優勢互層 As: 砂優勢互層 Ag: 礫優勢互層 S: 砂層 G: 礫 <数字は最大層厚、単位m>

<図3-2の断層・拗曲の名称>

- | | | |
|---------------|-----------------|---------------|
| 北北西-南南東方向 | 東北東-南南東方向 | |
| A: 猿尾拗曲(西落ち) | S: 伊賀-阿山拗曲(南落ち) | Y: 勝地断層(南落ち) |
| B: 葛木拗曲(西落ち) | T: 友田断層群(南落ち) | Z: 西田原断層(南落ち) |
| C: 葛木断層(西落ち) | U: 横山-油日拗曲(北落ち) | <注>断層の殆んどは逆断層 |
| D: 和田拗曲(西落ち) | V: 横山-油日断層(南落ち) | |
| E: 頓宮断層(西落ち) | W: 木津川断層(南落ち) | |
| F: 油日断層(西落ち) | X: 花ノ木断層(南落ち) | |
| G: 柘植断層(西落ち) | | |
| H: 三軒家断層(西落ち) | | |
| I: 池尻拗曲(西落ち) | | |

<各地域の位置>



図3-2 - 上野盆地周辺の地質図

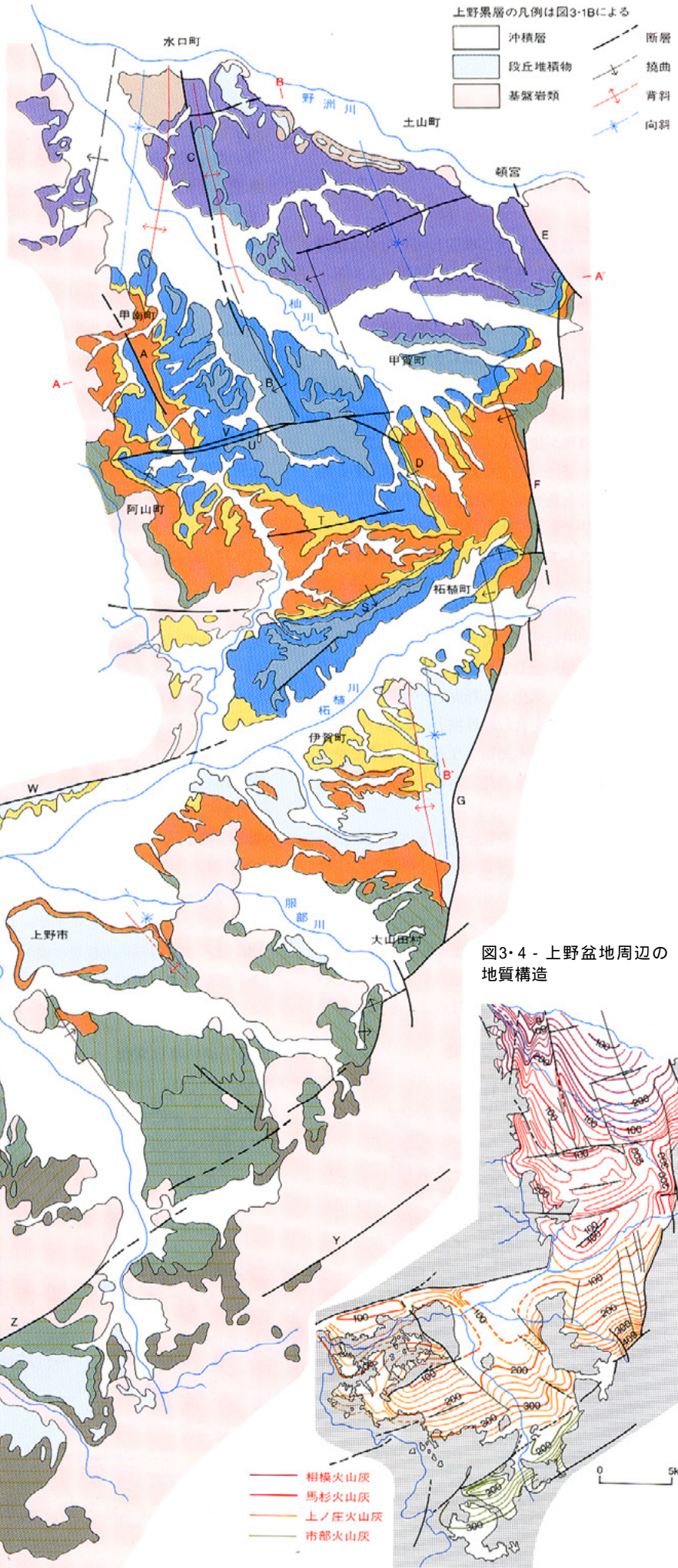
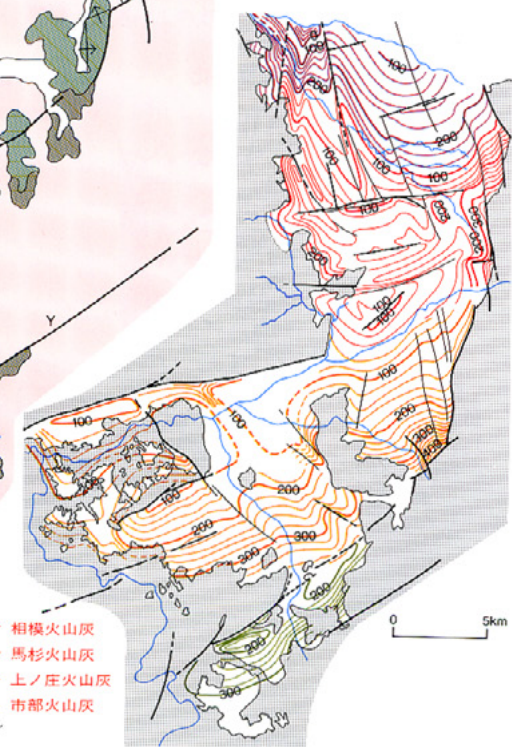


図3-4 - 上野盆地周辺の地質構造



上野盆地周辺の古琵琶湖層群

上野累層

上野盆地で最初に地層が堆積し始めたのは南部の名張、花ノ木、上野市東南、伊賀～大山田、などの沈み込み側の各ブロックです。これらの各地域では、花崗岩からなる基盤の凹みを埋めて、上野累層下半部が堆積します。この地層は、植物の根の化石や痕跡の入った淘汰の悪い粘土層が主体で、その間に粘土層をレンズ状に削り込んで砂礫層が挟まっているのが特徴です。

これらの地域に対して相対的に上昇側にある地域、すなわち島ヶ原、阿山、甲賀の各地域では、これよりやや遅れて上野累層上部が堆積し始めます。こうして上野盆地は、いくつかの小堆積盆に分かれた格好で、ほぼ全域が堆積の場となります。この時期の地層（上野累層上部）も、伊賀～大山田地域を除くと、いま述べたような特徴ある層相を示しますが、特に島ヶ原地域の伊賀粘土層は、風化した花崗岩から洗いだされた石英・長石粒を含む蛙目粘土、あるいは炭化した植物片を含む木節粘土などの陶土層を多く含み、それらは基盤の花崗岩の凹みを埋めて堆積しています。

図4・1は、上野累層の粒径変化と古流向を示したもので、各地域に形成された小堆積盆には周辺からの供給が主であったことがわかります。ただし、同一層準の砂層を追っていきますと、西部、南部、北東部の各地域から伊賀～大山田地域南部に向かって細粒化していきます。その伊賀～大山田地域では、淘汰のよい塊状・無層

理の粘土層が厚く発達し、この粘土層からは淡水棲の貝化石や小魚類の化石がたくさん出てきます。層厚も上野累層の中では一番厚く、全体の粘土層の厚さは、間に挟まれる砂層を除くと200mに達します。

なお上野盆地の古琵琶湖層群に含まれる礫種組成は図4・4のようになっています。島ヶ原や花ノ木地域の^{北又}上野累層の礫種には、すぐ南の室生火山岩の礫は含まれていても、北方の湖東流紋岩の礫は見出されません。

伊賀累層

上野累層の上には伊賀累層が重なります。この地層も伊賀～大山田地域で層厚が最も厚く170m、伊賀～大山田地域の北は伊賀・阿山撓曲を境に阿山地域となりますが、ここでは、西部で約30m、東部で80m、一方、盆地の西の方では、花ノ木断層を境に南の花ノ木地域が160m、北の島ヶ原地域が約80m、甲賀地域では葛木断層・撓曲を境に北西部が約70m、東部が約160m、このように沈み込み側で厚く、上昇側では地層が薄くなります。

上野累層は粘土を主にした地層でしたが、伊賀累層は一転して礫層主体の地層に移り変わります。特に島ヶ原地域では、伊賀粘土層の上に、これを削り込みながら北又^{またまた}礫層が約40mの厚さで堆積していますが、この礫層には、大きさが野球のボール（中礫）からラグビーボール（大礫）ほどもある礫が出てきます。しかもその礫層には、北方の湖東流紋岩の礫が60～70%も含まれています（図4・4）。

この礫層は、側方へよく連続するのでそれを追

っていきますと、島ヶ原地域の最大30cmから東方に向かって次第に小さくなり、それに伴って礫層の間に砂層やシルト・粘土層が多く挟まれてきます。そして最も東側の伊賀～大山田地域では、礫が数cmと小さくなってしまいます。その様相は、伊賀累層下部の礫径変化図（図4・2）によく示されています。

伊賀累層は、下位から上位に向かうにつれて、全体的に細粒化します。礫径は小さくなり、1枚ごとの礫層の厚さも薄くなって、比較的厚いシルト・粘土層と互層するようになります。図4・3が伊賀累層上部の礫径変化と古流向を示したもので、その様相は伊賀累層下部と比べてぐんと穏やかになっています。

阿山累層

伊賀累層の上には阿山累層が重なりますが、この地層は、島ヶ原、花ノ木地域には分布していません。おそらく、これらの地域にもある程度は堆積したのですが、現在は削剥されてしまったと思われる。

阿山累層は、層厚が最大130m、主として塊状・無層理の厚い粘土層からなり、下位の和田部層と上位の甲南部層に分かれます。

図4・5Aが和田部層の等層厚線図で、伊賀～大山田地域で最も厚く72m、次いで甲賀地域東部が60m、他の地域でも、断層・撓曲の沈み込み側で層厚が厚くなります。図4・6は、和田部層の層相・層厚を示したパネルダイアグラムです。図にみるように、伊賀～大山田地域では、厚い塊状・無層理の粘土層中に3枚の砂層が挟まれますが、各砂層の層厚はいずれも北東へ向けて

図4・1 - 上野累層の礫径変化

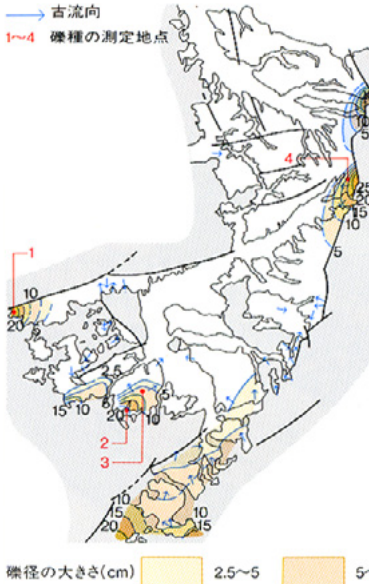


図4・2 - 伊賀累層下部の礫径変化

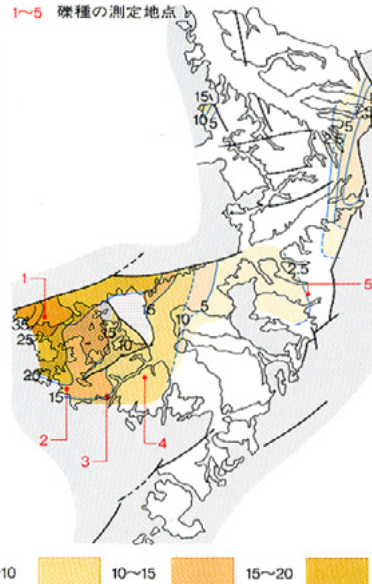


図4・3 - 伊賀累層上部の礫径変化

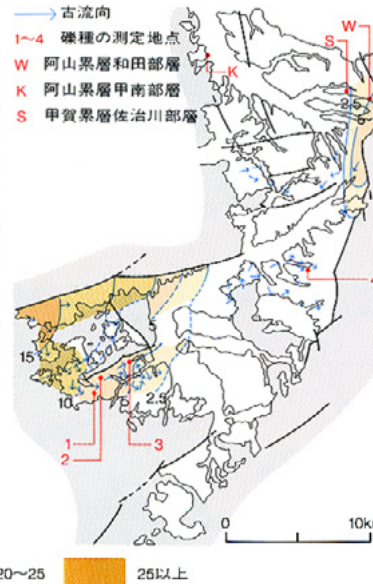


図4・4 - 上野盆地周辺の古琵琶湖層群の礫種組成

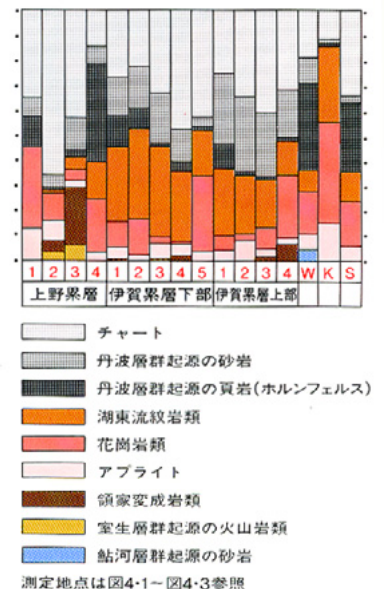


図4-5A - 阿山累層和田部層の等層厚線図
<単位m>

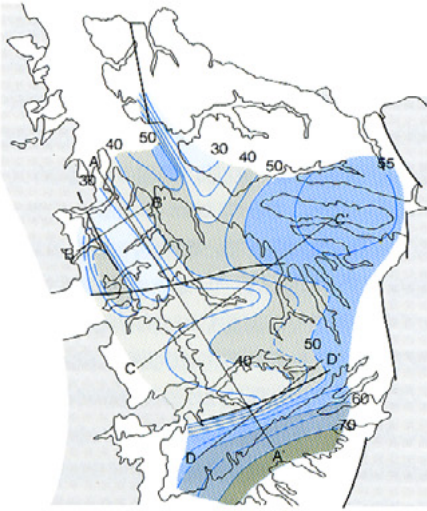


図4-5B - 和田部層の高峰・馬杉火山灰層間の砂層の等層厚線図
<単位m>

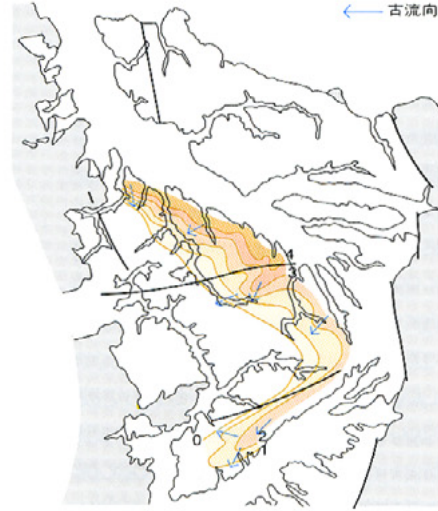


図4-6 - 阿山累層和田部層の層相・層厚を示すパネルダイアグラム
<単位m>

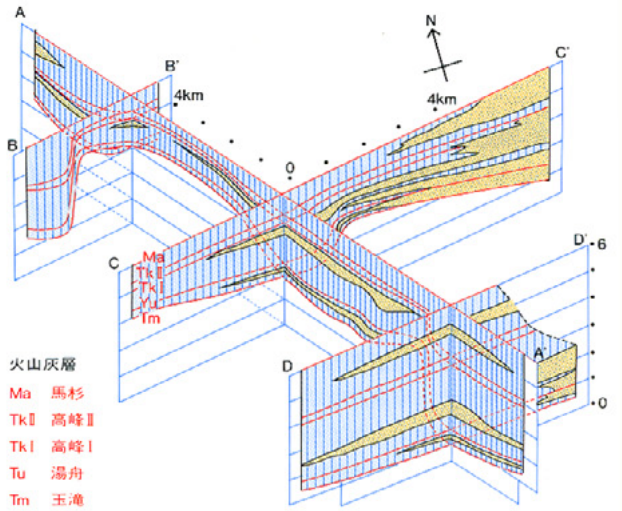


図4-7A - 阿山累層甲南部層の等層厚線図
<単位m>

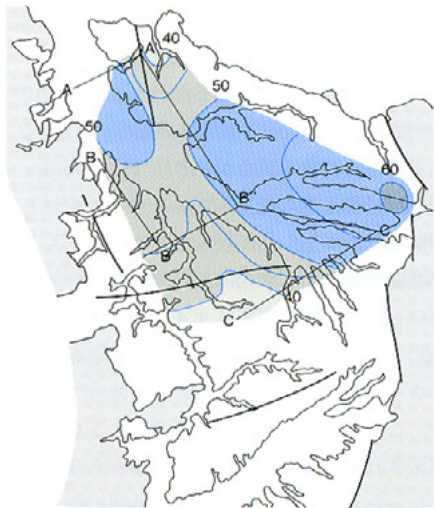


図4-7B - 阿山累層甲南部層の最下部を構成する砂層の等層厚線図
<単位m>

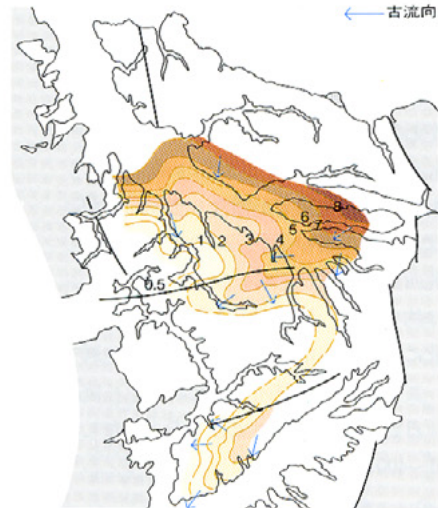


図4-8 - 阿山累層甲南部層の層相・層厚を示すパネルダイアグラム
<単位m>

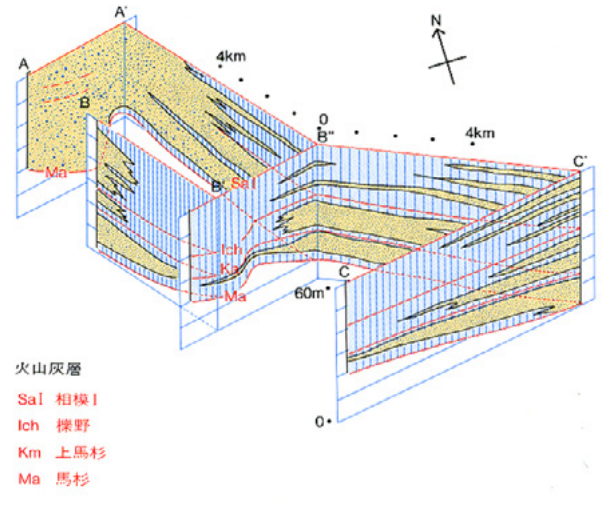


図4-9A - 甲賀累層の等層厚線
<単位m>

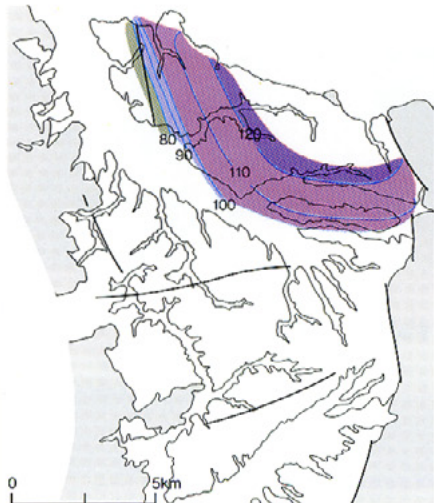


図4-9B - 甲賀累層最下部砂層の等層厚線図
<単位m>

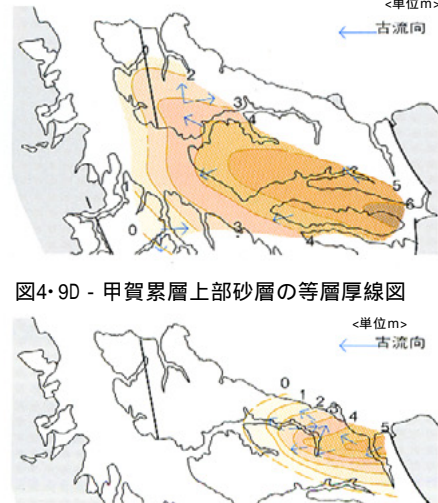


図4-9C - 甲賀累層中部砂層の等粒度線図
<単位mm>

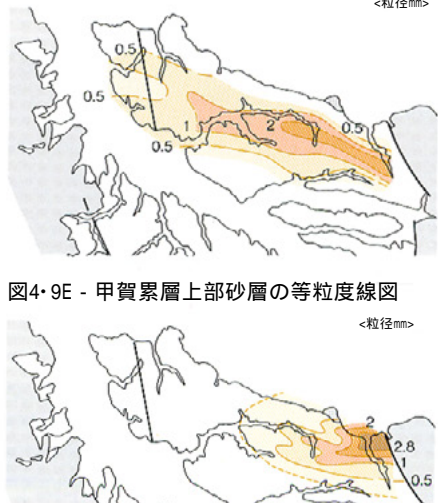


図4-9D - 甲賀累層上部砂層の等層厚線図
<単位m>

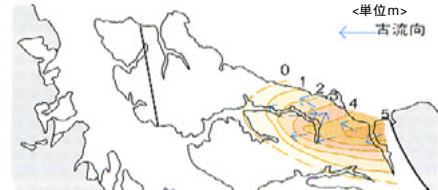


図4-9E - 甲賀累層上部砂層の等粒度線図
<単位mm>



注1：下底面の様子=下位の地層を平坦に削っているか、溝状に削っている。ほとんど削らずに重なっているか、など。地層のたまったときの流水の状況を推定できる。削っている量が多ほど流速が速いことがおおく、溝状は流水がその溝の部分しかなかったことを示す。
 基質の状態=砂粒や礫と礫のあいだを埋めている物質の状態。ほとんど何も詰まっていないとか、つぶのあいだを粘土が、または細かい砂がうめっている、など。砂や礫がどのようにして運ばれてきたのかを知

厚くなり、また粗粒化します(D~D)。阿山地域や甲南地域でも同じように北東方向からの供給を示します。(B~B, C~C)。図4・5Bに、3枚の砂層のうち一番上位の砂層の等層厚線と古流向を示しました。

上位の甲南部層は、阿山地域では主に塊状・無層理の粘土層・甲賀地域では砂層優勢の砂泥互層からなりますが、この時期に入ると、後背地に変化の生じている様相がはっきりとあらわれてきます。

図4・7Aは甲南部層の等層厚線図で、層厚の最も厚い目玉は甲賀地域東部に移って、その層厚は約60mです。甲南部層の層相・層厚を示すダイアグラムは図4・8のようになり、最も細粒な層相を示すのは阿山地域西部ですが、それは一方では北東方向に粗粒化して甲賀地域東部では層厚が最も厚くなります(C~C)。

この傾向は和田部層と同じなのですが、甲南部層にみられるもう1つの特徴は、甲賀丘陵中央部(A)では粗粒砂とシルト・粘土の互層の中に礫層が挟まれ、また塩野周辺(A)では礫層が主体になっていて、北西からの供給方向が新たに生じているということです。

図4・7Bは、甲南部層の最下部の砂層の等層厚線と古流向を示したのですが、これにもみられるように甲南部層では、従来の、上野累層から阿山累層と和田部層までの層準にはみられなかった異質の古流向、北西から南東へ向けての供給方向が生じています。これらのことは、北西方向の後背地に何らかの変化が発生したことを語っています。

甲賀累層

阿山累層の上には甲賀累層が重なります。この

地層は、阿山累層と同様に塊状・無層理の厚い粘土層からなりますが、ただ堆積した場所は明らかに北へ移っており、それにより阿山累層と区分されます。

図4・9Aは、甲賀累層の等層厚線図です。図のように甲賀丘陵北東部が最も厚くて約125m、同丘陵南部で約110m、同丘陵西部で約80mとなり、北に向かって層厚が増大します。このように甲賀累層は、阿山累層までのそれとは全く逆の方向に向かって層厚が厚くなり、堆積の中心部も北方に移っています。

甲賀累層の粘土層には3層準に砂層が挟まれます(図3・1参照)。図4・9B~Eは、これら各砂層の等層厚線および等粒度線を示したのですが、各砂層はいずれも東南東~東に向かって層厚を増し、粗粒化します。古流向も東~南東から西~北西への方向を示し、阿山累層までの層準とは逆に近い方向へと変わってしまいます。こうして、さきの図1・1にも示したように、甲賀累層は野州川の北にも分布することになり、甲賀累層の時代に入って、堆積盆地が北へ移動したことがわかります。

蒲生累層

甲賀累層の上には蒲生累層が重なります。野州川以南では、蒲生累層の下半部にあたる地層が甲賀丘陵北西部の丘陵頂部に分布します。ここでの層厚は約150m、砂と泥の互層です。蒲生累層は、北に移動した堆積盆地につもった地層ですから、この地層は、野州川以北の水口丘陵、湖南地域、日野地域、多賀地域まで広く分布し、層厚は280~400mに及びます。

堆積環境の復元

以上のように、上野盆地の古琵琶湖層群を構成する各累層は、礫層、砂層、シルト、粘土層からなりますが、これらの地層を1枚1枚の地層(単層)の単位で、その広がりや厚さ、下底面の様子(注1)、基質の状態、葉理の形態、古流向、化石の状態、さらにはほかの地層とどうい上下関係で組合さっているのか、あるいはまたそれらの平面的な広がりなど、地層の産出状況を丁寧に調べていきますと、地層が堆積した当時の環境をより詳しく、より正確に復元することができます。上野盆地の古琵琶湖層群の岩相から推定される代表的な堆積環境には、斜面崩壊堆積相(土石流~泥流成相) 扇状地成相 河川成相 三角州成相 湖成相などがあります。以下、地層の産出から推定される代表的な堆積環境について、層相の特徴をもとに少し詳しく述べます。

斜面崩壊堆積相(土石流~泥流成相)

〔層相〕泥質の基質からなる淘汰不良の礫層の場合と、泥質からなり花崗岩の円礫を含む淘汰不良の花崗岩質砂の場合があります。後者は、上野累層で特徴的に発達しています。いずれも外形が蒲鋒状（カマゴト）に上に凸になっており、ほとんど内部堆積構造を示しません。礫の径は単層の上部ほど大きい傾向があります。

〔環境〕基質が泥質で、ほとんど内部堆積構造を示さず、外形が蒲鋒状に上に凸になっているので、この礫層は密度の高い泥水のような状態で運搬され、堆積後も、流水の影響をあまり受けなかったものと考えられます。堆積以降に強い流水の影響を受けた場合には、基質が洗い流

写真1 - 網状河川成相を構成する礫層とシルトの互層



図5・1 - 網状河川成相を構成する露頭(写真1)のスケッチ

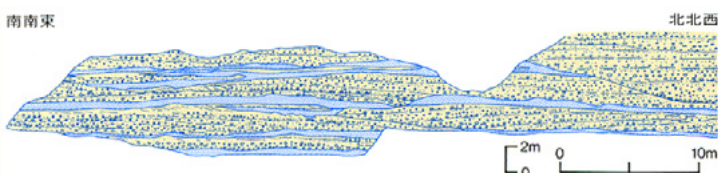
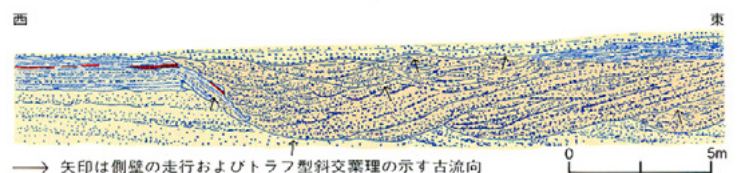


図5・2 - 蛇行河川成相を構成する露頭(写真2)のスケッチ



ることができる。基質が少ない場合には流水によって、泥質な場合には土石流などの密度流によって運ばれたことが多い。

葉理（ラミナ）の形態＝地層中の砂粒の並び、実際に地層をつくっている砂粒がたまったときの流速や流れの方向を知ることができる。平行葉理（粒子が地層の下底面や上面に対してほぼ平行に並んでいる）や斜交葉理（粒子が下底面や上面に対して斜交して並んでいる。形により、さらに平板葉理、トラフ型葉理などに区別できる）などがある。

され、礫のみが残って、基質をほとんど含まない礫層になるはずで、こうした特徴から、土石流堆積物であると判断できます。

上野盆地周辺では基盤岩類のほとんどは花崗岩類ですが、風化が著しい部分では、花崗岩はマサ化して風化殻の円礫状の核が残るために、泥質の基質の量が増え、含まれる礫も円磨度が高くなります。さらに強風化をうけている場合には、その核すら無くなってほとんど礫を含まない泥流堆積物になります。島ヶ原地域の陶土として使われている蛙目粘土は、このような強風化をうけた花崗岩から由来した泥流堆積物であると考えられます。

これに対して、風化の進んでいない新鮮な部分では、花崗岩は節理に沿って壊れるために、礫は角礫状になり、基質も少なくなります。上野累層～伊賀累層、甲賀累層下部などの、盆地縁辺部の基盤にアパット不整合で接している付近で見られます。

扇状地成相

〔層相〕下位から、塊状で基質の少ない礫層や、比較的淘汰がよくトラフ型や平板型の比較的規模の大きい斜交葉理の発達する礫層、次いで平行葉理やトラフ型の斜交葉理の発達する砂層、最上位は連続性のよいシルトと細粒砂の薄互層や淘汰の悪い塊状の砂層、などから構成されます。

下底面は、不規則であるか、または深さが1～2m前後の規模の大きいチャンネル状の削り込みをつくっています。ひとつの岩相組合せの厚さは1～3m程度で、大部分が下部の礫層で構成されています。礫層は、砂質の場合や、ほとんど基質を含まない場合もあります。礫層の上

古流向＝地層がたまった瞬間の水の流れの方向。斜交葉理の最も傾斜している方向や、地層の下底面が下位の地層を削っている場合には削り込んでいる溝の伸びの方向など、1つの地点、1つの単層での測定の結果からは、測定している斜交葉理をつくっている砂粒や礫がたまったときの、まさに測定しているその地点での流れの方向を知ることができる。現在の河川で、ある地点での水流の方向は川の流れの方向と一致していないのが普通で、当時の川の流れを復元するには、

位に重なる砂層は、層厚が10～50cm程度で、礫層の上位の浅い凹みを埋めて堆積しています。シルト層などの細粒堆積物には、草本類の根やその痕の化石が含まれています。

〔環境〕礫層が下位の地層を大きく削っており、砂質または基質を含まないことは、急激な流水のもとで礫層がもたらされたことを、また礫層の上位の凹みを埋めて砂層～シルト層が堆積していることは、礫層を堆積した急激な流水の後に、比較的穏やかな流水があったことを示しています。さらに礫径の平面的な広がりをみると図4・1～図4・3のように、後背山地の湾入部を中心に、形の崩れた同心円状を示します。こうした事実から、この一連の岩相組合せが扇状地成層であると判断できます。

河川成相

河川成相のうち主なものは、網状河川成相、蛇行河川成相、小規模河川成相、後背湿地成相の4つが識別できます。

網状河川成相

〔層相〕下位から、平板型もしくはトラフ型の斜交葉理の発達する礫層・中部は比較的規模の大きいトラフ型・平板型などの斜交葉理の発達する砂層・上部は小規模な斜交葉理や平行葉理の発達する砂層、最上部は連続性のよいシルトと細粒砂の薄互層、などの岩相組合せからなり、上方に向かって細粒化します。

下底付近では、塊状で基質の少ない礫層がみられることがあり、粗粒部は一般によく淘汰されています。下底面は、下位層を不規則に削り込む場合（写真1および図5・1）と、チャンネル状に削り込む場合があります。ひとつの岩相組合せの厚さは1～4m程度で、地層は側方によ

平面的に、同じ層準の地層で、多数の地点で測定する必要がある。化石の入り具合＝割れて入っているか、こわれずに入っているか、植物の場合には生えていた状態を残しているか、葉理にそって植物の葉が密集しているか、など。現地性の化石か、死んでから流されて別の場所にたまった異地性の化石かどうかを知ることができる。現地性の化石の場合には、その生物の種類によって、どのような環境であったかをある程度推定できる。

く連続します。下部の礫層や砂層の示す古流向は、チャンネルの方向にほぼ平行で比較的まとまった方向を示し、中部や上部の砂層や薄互層などの示す古流向は、多くの場合、チャンネルの方向や下部の示す古流向に斜交します。

〔環境〕地層の下底面が、下位層を不規則またはチャンネル状に削り込み、岩相組合せの下部では、古流向がまとまった方向を示していること、平行葉理やトラフ型斜交葉理などが認められること、上方細粒化を示すこと、地層が平面的によく連続することなどから、流速が比較的早く、広い幅をもった流水域で堆積したと推定されます。

岩相組合せの中部で、平板状葉理や平行葉理の発達する砂層が発達し、古流向も分散傾向にあるのは、下部の堆積時に比べて流速が遅くなり、流水が下部の粗粒堆積物の堆積面の微地形に影響されて分散的に流れていることを示しています。また上部で、後背湿地成の細粒堆積物に移り変わることは、次第に流水の影響が衰えていったことを示します。以上のようなことから、網状河川であると判断できます。上野市西南部の上野累層市部部層や、島ヶ原地域から花ノ木地域、伊賀～大山田地域の伊賀累層によく発達しています。

蛇行河川成相

〔層相〕下位から、比較的淘汰がよく、トラフ型の斜交葉理の発達する礫層・砂層・中部は層厚の変化が激しく連続性の悪いシルトと粗粒砂の薄互層・連続性のよいシルトと細粒砂の薄互層、上部は淘汰が悪く植物根やその痕跡の発達する粘土層、などの岩相組合せからなり、上方に細粒化します。

写真2 - 蛇行河川成相を構成するイブシロントタイプの斜交葉理(上)と現在の蛇行河川(下)

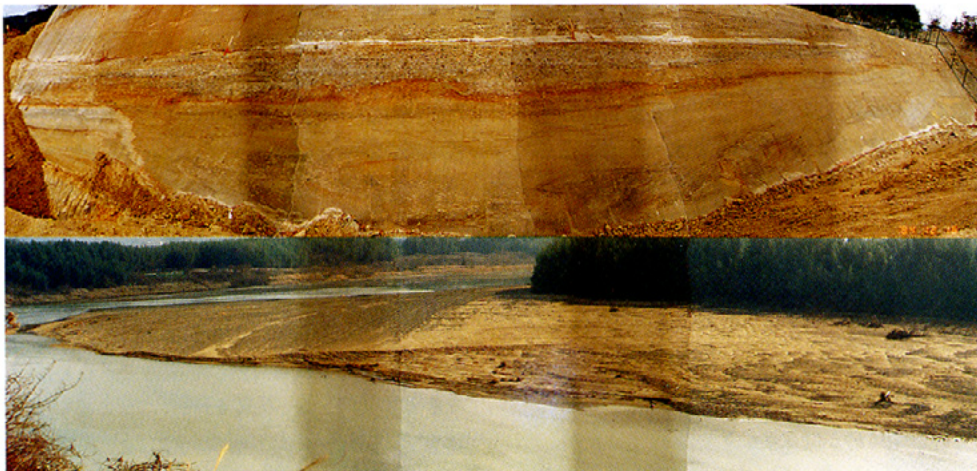


写真2＝上の露頭写真では、スケッチで示すように砂層とその上位に重なるシルト層を削り込んで礫まじりの粗粒砂が堆積している。この礫まじりの粗粒砂層を詳しくみると、深さ約3m、幅約15mの、左側が急傾斜面になった逆三角形の削り込みが、礫まじりの砂を堆積しながら、右から左へと移動しているのがわかる。スケッチでは、このような削り込みが3つ示されている。

このような地層の堆積形態は、現在の（人の手の加わらない）蛇行河川でみられるものと同じである（写真下は、京都府相楽郡西加茂町の木津川）。

また写真の露頭では、下位のシルト層が、礫まじりの粗粒砂層の下底面にそってたれこんでいる。これは、攻撃斜面が大規模な洪水によって侵食をうけた時、上位のシルト層は比較的侵食に強く、下位の砂層の方が軟らかかったためにえぐられてシルト層の部分がオーバーハングして、当時の川に落ちこんだと考えられる。

下底面は、古流向に直交方向では、片側が急斜面の逆三角形に2～4mの深さで削り込んでいます。削り込みの急斜面側ではオーバーハングしていることもあります。平面的には、幅の狭い曲がりくねった帯状の砂層・礫層の水平分布を示します。

規模の大きい露頭では、写真2(上)および図5・2のように、下位の砂層・シルト・粘土層を側方に削り込みながらイブシロタイプの砂礫層が堆積している様子が観察できます。トラフ型の示す古流向は、一般に削り込みの急斜面の方向に対してやや斜交し、数km四方の範囲で見ると、一つの方向を中心に、±90°前後まで大きく分散します。

〔環境〕平面的には、砂層・礫層は、狭い幅で曲がりくねって帯状に連続した水平分布を示すこと、古流向が大きく分散すること、下位の後背湿地相を削り込んで、イブシロタイプの斜交葉層が認められることなどから、蛇行河川であると判断できます。花ノ木丘陵地域の伊賀累層に特徴的に発達しています(図5・3)。

なお、このような堆積物に隣接して、層厚の変化が激しく連続性の悪いシルトと粗粒砂の薄互層や、逆級化構造の発達する連続性のよいシルトと細粒砂の薄互層が分布していますが、これは自然堤防の堆積物であると考えられます。

小規模河川成相

〔層相〕下位の後背湿地状の細粒砂・シルト・粘土互層などを削ってつくられた深さ0.5～1.5m、幅約1～3mの逆台形状のチャンネルを埋めている、比較的淘汰のよい粗粒～極粗粒の砂層からなります。砂層内では、粒径は上位に向かってやや細粒化し、砂層の上面はやや上に凸状をなし、上位に重なるシルト層に急激に移り変わります(図5・4、写真3)。

おもに、花ノ木丘陵や上野市南東部、鳥ヶ原地域で、上野累層下部の花崗岩質の粗粒砂層を主体とする扇状地相から、シルト・粘土層の卓越する後背湿地相に移り変わる地域に発達しています。

〔環境〕粗粒～極粗粒砂からなる砂層が、上位に重なるシルト層に急激に移り変わることは、流速が急激に変化したことを、また、チャンネルをつくっていることから、砂をもたらしした流水のエネルギーは大きかったことがわかります。すなわち、花崗岩質砂を含んだ密度の高い高エネルギーの流水が、後背湿地のチャンネルに流

れ込み、流速の低下とともに急激に運搬力を失い粒子を堆積して形成されたと推定できます。以上のことから、大規模な洪水時に、後背地の花崗岩から由来した砂を多量に含んだ洪水流が、基盤山地に隣接する扇状地などを流れ下った末端で湿地帯に流入したような、短期間の小規模河川によって堆積した地層であると考えられます。

後背湿地成相

〔層相〕淘汰が悪く植物根やその痕跡の発達する粘土層・層厚の変化が激しく連続性の悪いシルトと粗粒砂の互層・連続性のよいシルトと細粒砂の薄互層などを主体とします。リップル葉理の発達する砂層・平板型の斜交葉理の発達する砂層などを挟みます。蛇行河川成・網状河川成の堆積相に隣接もしくは削剥されて発達し、地層の水平的な連続は、図5・3にみるように数100m以上の広がりを示します。

粘土層などの細粒堆積物は一般に淘汰が悪く、イネ科の植物の葉の化石、草本類や木本類の根やその痕の化石が含まれます。また、粘土層中には団子状に砂が含まれていたり、角礫状に割れた粘土の間に粗粒砂を含む粘土が埋めていたりすることがあります。

粗粒堆積物のうち、平板型の斜交葉理の発達する砂層～トラフ型の斜交葉理の発達する砂層は、蛇行河川成相に隣接して、下位のシルト・粘土層をチャンネル状に削り込んで発達し、チャンネルの方向は、一般に隣接する蛇行河川成相の示す古流向に斜交しています。

連続性の悪いシルトと粗粒砂の薄互層やリップル葉理の発達する砂層は、層厚が数cm～数10cmと比較的薄いのですが、水平的によく連続します。鳥ヶ原地域のように両側から基盤がせまった狭い堆積域では、立ち木の化石や、材木の化石からなる亜炭層を挟んでいます。

〔環境〕粗粒堆積物は、自然堤防が決壊したり、洪水が自然堤防をオーバーフローしたさいにもたらされた堆積物と推定できます。淘汰が悪く植物根やその痕跡の発達する粘土層などの細粒堆積物には、イネ科の植物の葉の化石や木本類の根の化石を含むことが多いので、水深数メートルより浅い帯水域～湿地域での堆積物であると推定されます。

また団子状の砂が含まれていること、角礫状に割れて間に砂質粘土を含むことは、粘土が堆積している間に砂が間欠的に供給されていたが、

植物の成育や干痕などによって表面近くの地層が壊されたことを物語っています。すなわち、洪水時には、砂の薄層が供給され、平常時は、穏やかな帯水域～湿地で、シルト・粘土などの細粒堆積物の堆積が行われ、同時にイネ科などの植物が生育し、時には水が干上がるようなところであったと推定できます。おもに花ノ木丘陵や阿山地域に分布する上野累層・伊賀累層に発達しています。

三角州成相

〔層相〕下位から、連続性のよいシルトと細粒砂の薄互層やリップル葉理の発達する砂層、中部は平板型の斜交葉理の発達する砂層、上部は比較的規模の大きいトラフ型の斜交葉理の発達する砂層あるいは平行葉理の発達する砂層、などの岩相組合せからなり、上方粗粒化の傾向を示します。これらの岩相組合せで構成される地層は、厚さが0.5～10mで、平面的には、2～8kmの規模で舌状ないしは帯状の形をとって広がっています(図4・5B、図4・7B、図4・9D)。基底部を構成する細粒砂層～細粒の細互層は、薄いながらも水平方向によく連続し、その上位には前置層である平板状葉理の発達する砂層が重なります。

地層を構成する砂粒の最大粒径は、堆積体の層厚変化と調和的な分布を示し、舌状ないしは帯状に砂体が分布します(図4・9C、D)。また、中・上部を構成するトラフ型の斜交葉理の発達する砂層や平板型の斜交葉理の発達する砂層などの粗粒砂からなる部分では、地層の層厚変化と調和的な古流向を示しますが、下部を構成しているリップル葉理の発達する砂層や連続性のよいシルトと細粒砂の薄互層のリップルの示す古流向は、地層の層厚変化とは関連性がみられません。

〔環境〕下部を構成するリップル葉理の発達する砂層や連続性のよいシルトと細粒砂の薄互層などにリップル葉理がみられたり、無構造の細粒堆積物が主体をなしていることから、水流のきわめて弱い帯水域で堆積したことが推定できます。他方、この地層が、湖成相の厚い粘土層に挟まれて発達していることや、単層単元の組合せ、地層が上方粗粒化を示すこと、砂体の形態が舌状をなしていることなどから、三角州、おそらくは鳥嘴状三角州の堆積物であると推定できます(図5・5、写真4)。

おもに、伊賀～大山田地域、阿山地域、甲賀地

写真4 三角州成相を構成する露頭(滋賀県甲賀郡甲南町葛木)
 阿山累層和田部層馬杉火山灰層-高嶺 火山灰層間の地層, 草刈鎌の刃の直上まではカレントリップルを主体とする細粒砂層, 刃の直上から上約7分の1までが平板型斜交葉理の発達する粗粒-中粒砂層, 最上部にトラフ型の斜交葉理の発達する粗粒砂層がある.

写真の露頭は, 三角州の発達方向(川の流れの方向で平板型斜交葉理の傾斜方向)にほぼ直交する方向の断面になっているため, 平板型斜交葉理はほぼ平行に写っている. またカレントリップルは, 流れの方向(沿岸流?)にほぼ平行な断面で写っている.

域などで, 厚い湖成の塊状無層理の粘土層に挟まれて分布します.

湖成相

湖成の堆積相は, 中心部相と沿岸部相が識別できます.

中心部相

〔層相〕ほとんどが塊状無層理の粘土層(塊状無層理で淘汰の良い粘土層)からなり, ときに連続性のよいシルトと細粒砂の薄互層やリップル葉理の発達する砂層を挟みます. 層厚は最大50mに達し, 分布は最大12km×15kmに広がります. タニシ属やドブガイ属の貝化石, 淡水棲小魚類の骨片や鱗の化石, また, 安定した帯水域に生息するケイソウ化石が含まれます.
 〔環境〕塊状無層理で, 産出する化石から, 安定した湖水域の堆積相であると判断できます. 水深がどのくらいであるかは不明ですが, 植物の根やその痕の化石を含んでいないことから, 少なくとも水深3m以上はあると考えられます. 大山田地域の上野累層, 伊賀-大山田地域・阿山地域などの阿山累層, 甲賀地域・阿山地域などの甲賀累層によく発達しています.

沿岸部相

〔層相〕下位から, 塊状無層理の粗粒-中粒砂層, 平行葉理の発達する砂層, 連続性のよいシルトと細粒砂の薄互層, リップル葉理の発達する砂層などからなる岩相組合せの厚さが0.3~1m前後の砂層と, 厚さが0.5~1.5mの塊状無層理の粘土層の不規則な互層からなります. これらの間に, 下底面が下位層をチャンネル状に削り込んで, 削り込みの下底面と同心円状の層理の発達する厚さが1m前後の砂層を挟んでいる場合があります. 砂層の下部を構成する塊状無層理の砂層は, 上方に急激に細粒化する場合と比較的緩く細粒化する場合とがあります. 塊状無層理で淘汰の良い粘土層中には, しばしば中心部相の粘土層と同様にタニシ属やドブガイ属の貝化石を含んでいます.
 〔環境〕砂層中にみられる上述のような岩相組合せは, タービダイトと呼ばれる海底の密度流によってできる堆積物の示す岩相組み合わせ(プーマシークエンス)と類似しています. 分布が, 湖成相の中心部相と河川成相, 特に湿地成の堆積相の境界付近によく発達していること

から, 洪水時に, 河口付近から高密度の流水が流れ込んで, 密度流として湖底に拡散したものであると思われます. 大山田地域の伊賀累層上部や甲賀累層など, 湖成相の中心部相と河川成相の境界部付近によく発達しています.

堆積盆地の発生と移動

花ノ木地域の不整合と初期堆積盆の復元
 ところで上野盆地では, それまで侵食の場であった花崗岩地帯が, ある時期から地層を堆積する場へとなり変わって, そこに古琵琶湖層群が堆積し始まります. では, 古琵琶湖層群の最初の地層は, どのようにして堆積し始まったのか. あるいはまた, さきに述べたように, 甲賀累層の時代に入って堆積の場が北方へ移動しますが, その移動はどのようにして行われたのか. 今度は, その辺の問題を探ってみます.
 一般に基盤との不整合は, 厚い堆積物がおおっていたり, 堆積後の地層が大きく変形していたりして, 堆積当時の不整合の形態を復元するのは非常にむづかしいのですが, とりあえずまず, 花ノ木地域にみられる不整合の形態を調べてみ

図5-3 花ノ木丘陵北部の伊賀累層法花部層慈尊寺火山灰層を削りこむ砂層の平面分布図

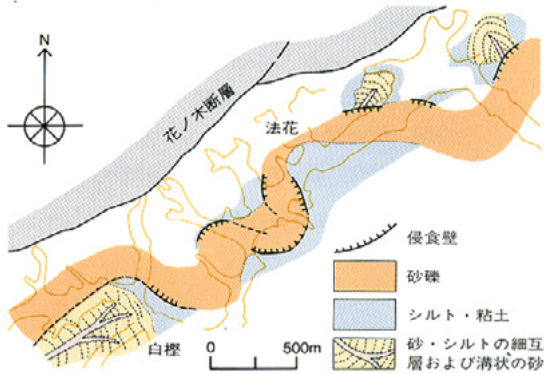


図5-4 淘汰のよいシルト層を削り込む花崗岩質粗粒砂層の露頭スケッチ

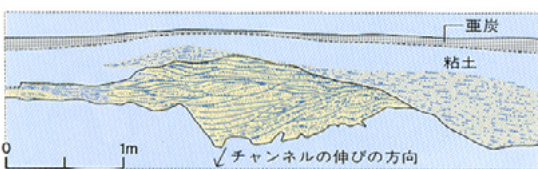


写真3 小規模河川成相を構成する露頭



図5-5 阿山累層甲南部層の北上野火山灰層直下の砂層の等層厚線図と露頭柱状図

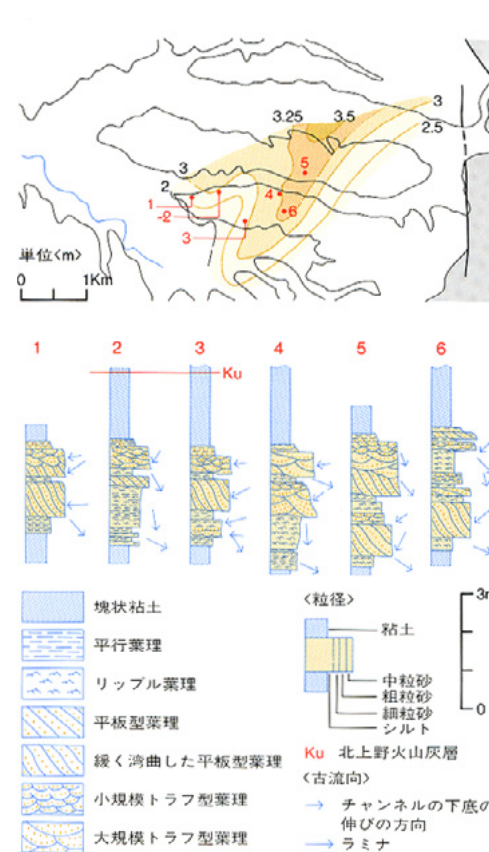
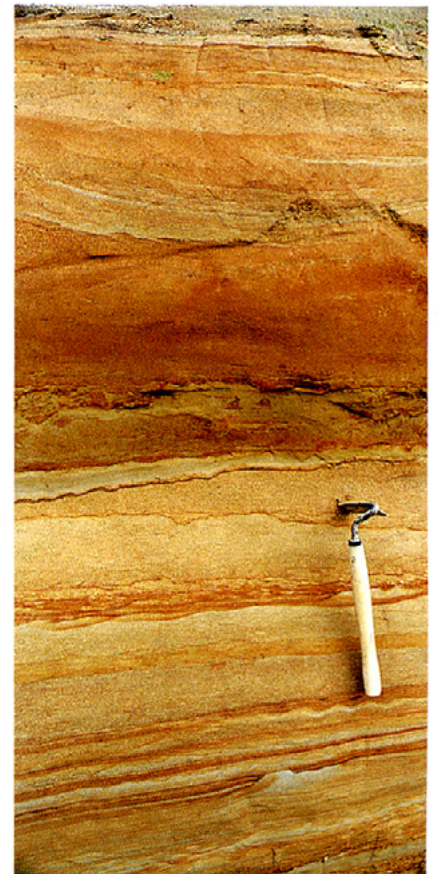


写真4 湖岸の三角州成相を構成する露頭



ます。

この地域には、上野累層下部から伊賀累層上部までが分布しますが、これらの地層は、図6・1の各火山灰層の等高線が示すように北北西にごく緩く傾いています。北縁は、東北東～西南西に走る南落ちの花ノ木断層で境されますが、この付近では地層は急傾斜し、断層を境にして同じ層準の地層が分布しません。そのためこの断層の、地層堆積後に生じた垂直変位量は正確にはわかりません（横田ほか、1978. では最大150mと算定されています）。

南部の縁辺部になると図のスマ線で描いた地域で、上野累層が基盤の花崗岩にぶつかっている状態（アバット不整合）がみられます。ここでは、ほぼ水平に近い上野累層が、20°～40°の傾きをもつ基盤と接しており、したがって上野累層は、基盤の凹みを埋めて堆積したことがわかるわけですが、この基盤の凹みの形態をよくみますと、図6・1には、東北東～西南西方向と北北西～西南東方向の2方向で、不整合線がジグザグに連なっているという顕著な特徴があらわれています。

さらに不整合付近の基盤に存在する小さな断層群をみつめてこれを調べてみますと、その走向は、いま述べた2つの方向とほぼ一致し、不整合線にみられたジグザグの形が、基盤に生じた断層と関連していることがわかります。図6・2は上野累層基底面の分布高度を示したのですが、この図からは、凹んだ基盤の内部にも同じ

走向の断層や基盤の高まりがあり、またジグザグに連なる不整合線の部分で基盤の傾斜が急になっていることも明らかです。

こうした事実から、基盤の花崗岩地帯に形成された凹みは、基盤自体に生じた2つの方向の断層に規制されて発生したということがわかります。

図6・3は、地質構造図（図6・1）と不整合面の分布等高線図（図6・2）をもとに、地層堆積後の変形量を推定し、それによる修正を行って当時の堆積盆の形態を復元してみたものです。これは、上野累層下部に挟まれる西出火山灰層準が、基盤に不整合に接する部分を基準面として作成したのですが、図は、花崗岩地帯の地形とともに、そこに形成された谷や凹地の形態を、東北東～西南西方向と北北東～西南西の2方向で区切られ、東北東方向に開いている初期堆積盆の輪郭を描きだしています。

阿山地域西部の古琵琶湖層群の不整合一方、上野盆地の東縁部では、古琵琶湖層群と基盤との不整合は、頓宮断層、油日断層、柘植断層などによって地層が大きく変位しているために、堆積当時の不整合の形態はなかなかわかりにくいのですが、盆地西縁部の阿山地域では、古琵琶湖層群各層準の不整合の形態をみる事ができます。この地域では、古琵琶湖層群は大局的には北に緩く傾斜しているので、南から北に向かって、より上位の地層が、順々に基盤に不整合で重なる様子がみられます。それを示し

たのが図6・4です。

図にみるようにこの地域でも、花ノ木地域と同様に、北北西～西南東方向と、東北東～西南西方向の2方向のび、それらが互いにジグザグに連なる不整合線が示されます。ただしこの地域では花ノ木丘陵と違って、基盤は45°～75°に急傾斜し、そこに古琵琶湖層群の各層準がぶつかっている、つまりジグザグ状に連続する急崖に古琵琶湖層群がぶつかっているという高角不整合の形態が特徴です。そして、基盤にぶつかっている縁辺相の多くは、先ほど述べました土石流・泥流成相（斜面崩壊堆積相）を示します。もちろん、基盤の傾斜が30°以下の低角不整合面や他の縁辺相も存在します。

それで、この地域の不整合の形態を各層準ごとにみてみますと、まず上野累層上部および伊賀累層下部ですが、これはそのほとんどが高角不整合で、縁辺相は角礫を含む崖錐性堆積物や泥流堆積物です。その上位の伊賀累層上部は杉谷付近にみられますが、この層準は低角不整合、縁辺相は垂角礫を含む山麓の扇状地堆積物に変わります。さらにその上位の阿山累層は杉谷付近と上磯尾付近にみられます。この層準は高角不整合ですが、縁辺相は淘汰の良い粘土層です。この層相は、先ほど述べた湖成層の中心部相にあたります。

次の甲賀累層は、下部・中部・上部に分かれ、分布域は塩野以北へと移ります。甲賀累層下部は高角不整合、縁辺相は、再び崖錐性堆積物に

図6・1 - 花ノ木丘陵の地質構造図

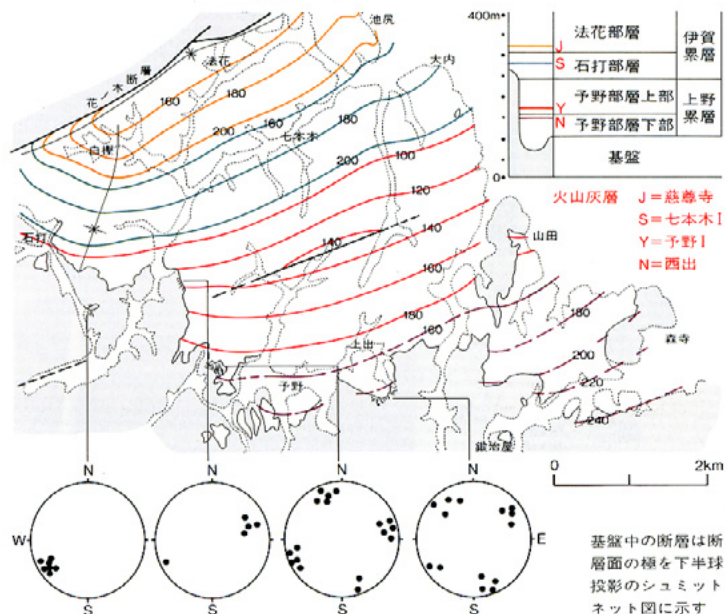
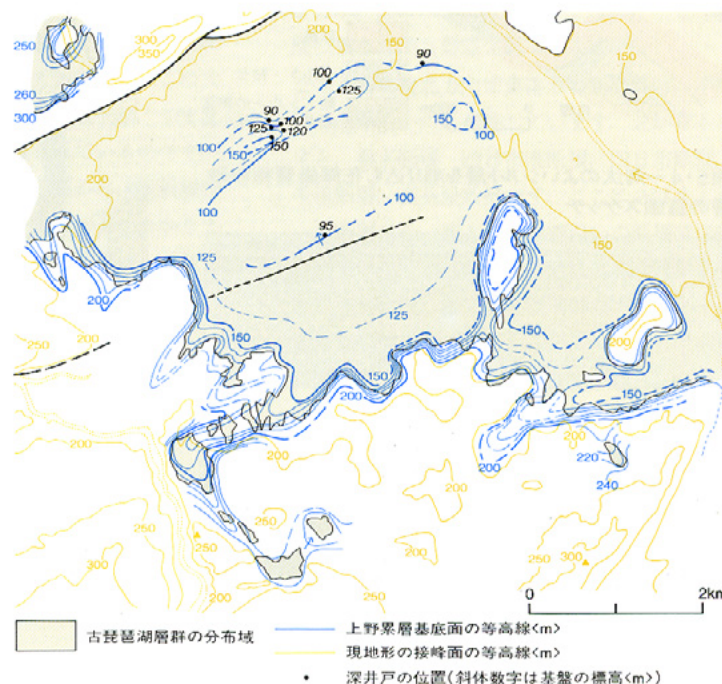


図6・2 - 花ノ木丘陵の上野累層基底面の高度分布図



変わります。甲賀累層中・上部は、高角及び低角不整合、不整合線には直線状だけでなく湾曲部があらわれ、縁辺相には再び淘汰の良い粘土層が出てきます、このように甲賀累層では、下部から中・上部にかけて、この地域の上野累層下底から阿山累層までと同じサイクルで、不整合の形態が展開されます。ただし、地層の分布域は北へ移ります。

いまみたように阿山地域西部では、基盤との不整合面には2方向の急崖の存在が顕著ですが、この急崖の走向は、実は最初に述べました上野盆地の中を多くの地塊群に分けている断層や撓曲の走向方向とほぼ一致しています。そして盆地内部では、これらのブロックごとに、断層や撓曲を境に、古琵琶湖層群の最初の堆積物である上野累層をはじめ各累層の層厚や層相が違ってきます。この点からみても、縁辺部に形成された急崖が、盆地内の地塊化をもたらした基盤の断裂とほぼ同じ時期に、同じ性格の断裂によってもたらされたものとみなせます。

図6・5は、阿山地域西部でみられる古琵琶湖層群各層準の不整合の形態から、堆積盆地縁辺部の発生期から発展期にかけての様相を模式的に復元してみたものです。まず基盤に断裂が発生し(A)、断層地塊の陥没によって堆積盆地が形成され、断層崖の崩壊に伴って崖錐性堆積物が堆積する(B)、その後断層崖の開析が進んで山麓には扇状地性堆積物が堆積し始まり(C)、最後に斜面は安定になり、一方で湖域が広がって

斜面の縁辺まで粘土層が堆積する(D)。

堆積盆地の発生および移動の機構

以上のように堆積盆地は、基盤の断裂に始まる地塊化と、それらブロックの相対的な落ち込みによって発生します。そしてこの過程は、上野盆地では、上野累層下底 阿山累層までの層準と、甲賀累層下部 甲賀累層中・上部までの層準に、2度にわたって認められます。このことは、さきに述べました甲賀累層の後期に堆積盆が北へ移動した事実を、盆地縁辺部の不整合面の形態が裏付けているということです。そして単にその移動を裏付けているだけでなく、堆積盆の移動の際にも、堆積盆の発生期にみられたのと同様の生成・発展の機構が働いていることを語っています。

堆積盆地の移動直前にみられる先駆現象

じつはさきほどは、阿山累層甲南部層の堆積期には、甲賀地域の北西方向の後背地に何らかの変化が発生したとだけしか述べませんでしたが、この点は、甲賀累層が堆積する直前の、つまり堆積盆地が移動する前の変化として注目されますから、少し検討してみます。

図4・8のダイアグラムでみましたように、甲賀地域の甲南部層では、北西からの供給を示す河川成～三角州成の堆積物が大きく広がり、帯水域が縮小しています。ただ阿山地域では、この時期にも湖成の厚い粘土層が堆積していますから、帯水域の縮小は盆地全域にわたるものではなく、甲賀地域北部の部分的な現象と考えられ

図6・4 - 阿山地域西部の不整合の形態を示す図

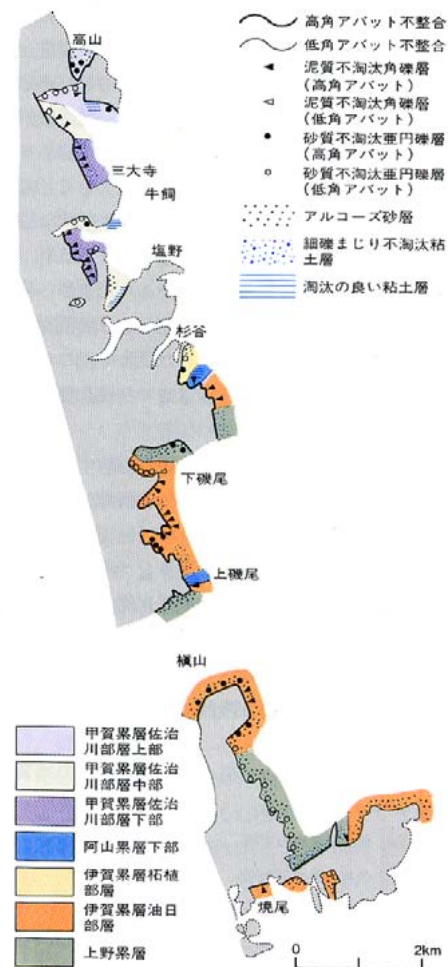


図6・3 - 上野累層西出火山灰層層準を基準面にした不整合面の復元図

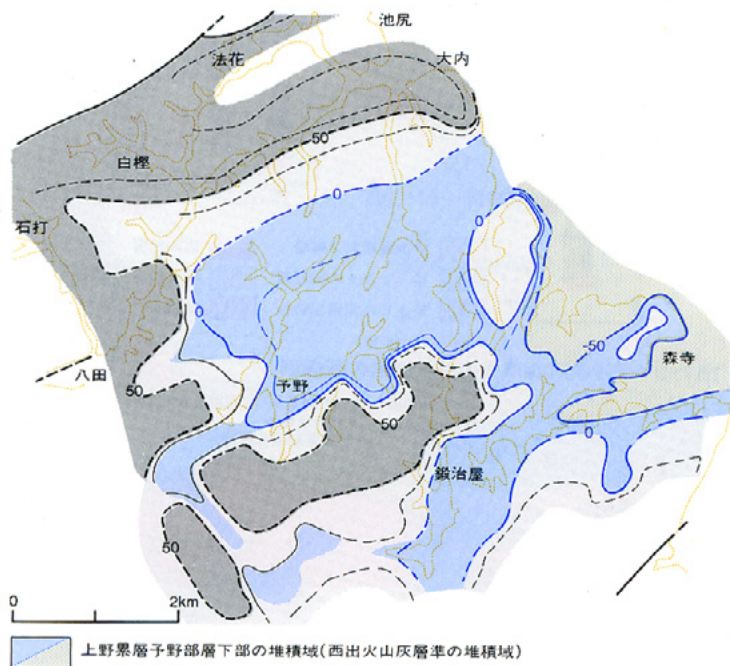
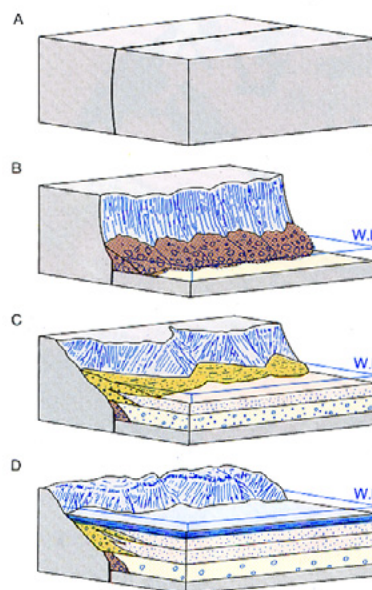


図6・5 - 堆積盆地縁辺の古地形・堆積環境復元図



<図6・4の位置図>



ます。
 こうした部分的な帯水域の縮小は、盆地の相対的な沈降水量と、後背地からの堆積物の供給量とのバランスが崩れ、後者が前者を上回るためにおこります。ただその原因としては、供給量が一定で沈降水量が小さくなるというケースもあり得ますから、その点を図4・5や図4・7をもとに、甲賀地域での和田部層・甲南部層の水平的な層厚変化の割合を求めて検討もしてみました。そうしたケースは考えられません。ですから帯水域の縮小は、主として後背地からの堆積物の供給量が増大したために生じた現象で、このことは、この時期に入って後背地での侵食量が増大したということです。

一方、甲賀地域北部の甲南部層の粗粒相は、長石類が多く含まれる花崗岩質の堆積物からなっており、供給源の位置が割合に近い場所にあったこと、また甲南部層にはスランプ構造が認められることなどから、甲賀地域北部に比較的近い場所で隆起運動があって後背山地が隆起し、その結果、侵食量が増大したものと考えられます。なお、このような隆起による侵食量の増大

は、盆地の東縁にある鈴鹿山地側ではみられません。甲南部層の層相は、図4・8にみるように盆地東縁では、砂層の発達により縮小する傾向がみとめられるからです。したがって、甲南部層の時期の隆起現象は、甲賀地域北部に比較的近い場所に限られた現象であるということができます。

このように甲賀累層の堆積盆地が、より北側に移動するその直前には、次の堆積盆地が形成される場で隆起現象のあったことが認められます。そして隆起の直後に基盤に断裂が発生し、地塊が落ちこんで次の堆積盆地へと移っていくこととなります。

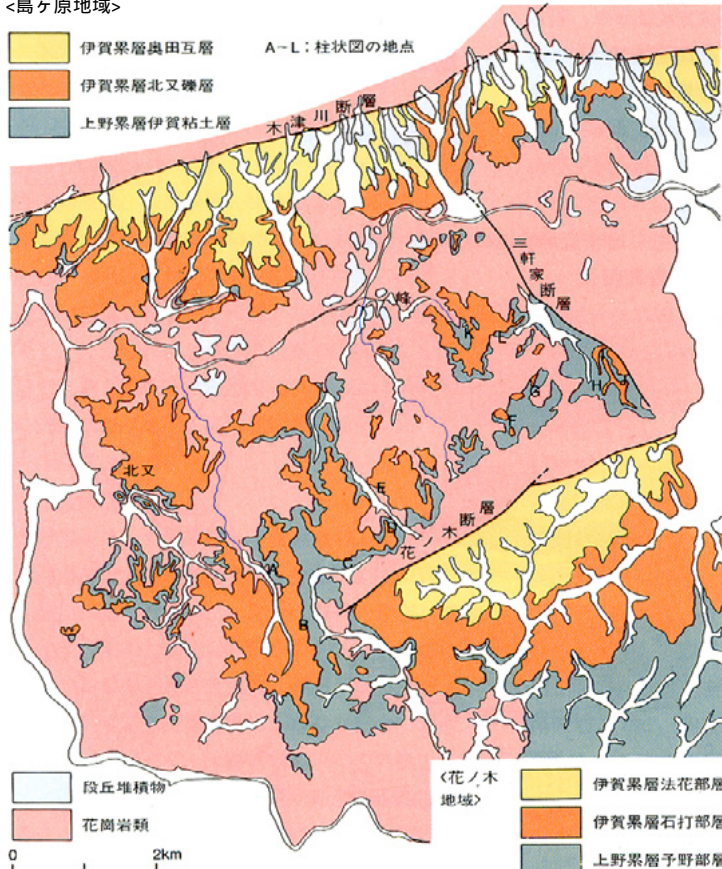
花崗岩地帯の沼沢地（侵食谷）の形成と陶土層
 花ノ木地域の北側は、花ノ木断層を挟んで鳥ヶ原地域になります。この地域に堆積した上野累層上部は、以前から伊賀粘土層とよばれており、蛙目粘土や木節粘土など、いわゆる陶土層を産出することでよく知られています。この陶土層は、古琵琶湖層群や東海層群にみられる特徴的な粘土層なので、当然、その堆積環境の問題も

見逃せません。陶土層は、信楽盆地などにも産出しますが、鳥ヶ原地域では全域にわたって陶土層が広く散在し、その堆積環境をみるのに最も適しています。

図7・1は鳥ヶ原地域の地質図で、この地域には上野累層上部および伊賀累層（北又礫層および奥田互層）が分布します。この図には、A～Lまでの記号が付されていますが、その地点の露頭柱状図が図7・2です。この柱状図にみられるように、基底付近からは粘土層の間にレンズ状に砂層が挟まれる特徴的な地層が堆積していますが、このうち蛙目粘土は基底付近にほぼくつついて出てきます。また、上層の亜炭のはさまれる粘土層からは、しばしば木節粘土がでてきます。

柱状図にみるように伊賀粘土層は、場所により上位の北又礫層により大きく削り込まれていますが、その侵食量を算定して伊賀粘土層の層厚分布を描いたのが図7・4です。そうしますと、この層厚分布図からは一見して、東北東～西南西方向と、北北西～南南東方向に卓越した基盤の凹みがあって、その地形に対応して伊賀粘土

図7・1 - 鳥ヶ原地域～花ノ木地域北西部の地質図
 <鳥ヶ原地域>



注：鳥ヶ原地域と花ノ木地域の伊賀累層については便宜上同色で示してある。

図7・2 - 鳥ヶ原地域の上野累層の露頭柱状図

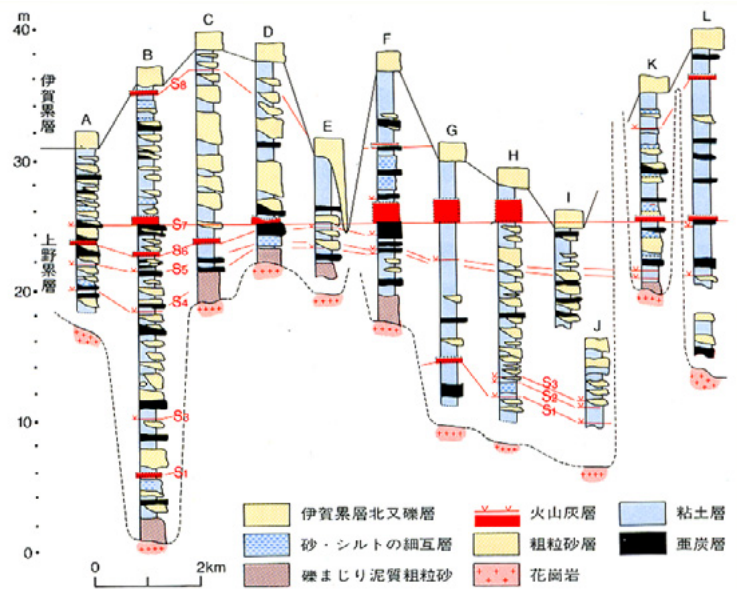
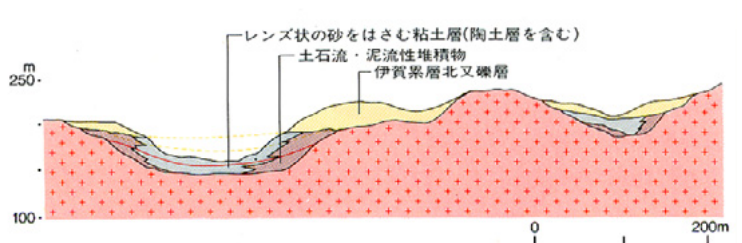


図7・3 - 鳥ヶ原町峰南方の盆状構造の断面図



層が堆積したのではないかと、このように考えられます。

花ノ木断層付近の地形は、さきほども触れましたように、この断層の活動によって現在までに变形し、島ヶ原地域の方が上昇しています。その变形した姿は、火山灰層の等高線を描くと浮かび上がってきますが、それは図3・4(33p)で明らかのように、花ノ木断層の中央付近でカマボコ状に花ノ木地域が变形しております。一方、地層の分布状況を見ると、その分布はこの隆起变形の平面的な形態と調和的で、花ノ木断層の北に隣接する地域と同断層の中央部に直交する南北方向の地域には分布していません。したがって、地層堆積時から現在まで、基盤の垂直的変位はあったにしても、基本的には同じような形で变形していたと考えられます。

では、図7・4にみられる層厚分布は、伊賀粘土層が堆積したときの地形を、そのまま反映しているものなのかどうか、これをみるために、さきほど述べました泥流成相、扇状地成相、河川成相といった地層の堆積環境や、古流向(図7・4)などを詳しく調べて当時の様相を復元してみた

のが図7・5です。そうしますと、図にみるように小規模の河川系を中心に湿地帯が基盤の凹みに対応して形成されていたことがわかります。

そこで、これらの地形のできかたを、図中に描かれた細部の様相や古琵琶湖層群に不整合におおわれる基盤の断層や風化の程度などをもとに検討してみますと、次のようになります。

まず、北北東-南南西方向と東北東-西南西方向の二方向で特徴づけられる基盤中の断裂が、古琵琶湖層群の堆積盆地が発生する前にすでにあったこと、そして、古琵琶湖層群の堆積盆地ができたときに、隣接地域と比べて、島ヶ原地域が相対的に高かった。こうした条件があったために、これらの破碎帯ぞいに侵食が進んで川が流れはじめるようになった。ついでこれらの小河川は、周辺の風化花崗岩の柔らかい部分を選択的に削って、やがて破碎帯と調和的な方向で侵食谷を形成していきます。しかしこの段階では、土砂は下流に運ばれてしまうので地層を堆積しません。

では、島ヶ原地域で伊賀粘土層が本格的に堆積し始めたのは、いつ頃からなのか、それを火山

灰層の連続からみていきますと、上野累層堆積期の中ごろということがわかります。つまり、それ以前の時期は、島ヶ原地域は侵食域であったわけで、その碎屑物は、上野累層下部を堆積した東側の上野市北部~大山田地域や南側の花ノ木地域の埋積物の一部となっていたのですが、それが上野累層中ごろの時期になって、条件が変わって、島ヶ原地域に本格的に碎屑物が堆積するようになった。この条件の変化は、大山田地域や花ノ木地域の埋積が進んで当時の湖水面が上昇したためだと考えられます。あるいはまたこの時期に、島ヶ原地域が相対的に沈降したのかもしれない。

いずれにしても、こうした条件の変化によって島ヶ原地域に形成されつつあった多くの浅い侵食谷は沼沢地になりかわり、この地域は図7・5に復元されたような、いわば花崗岩地帯の丘陵に入り込んだ流出口の狭い湾入部となっています。そこに堆積したのが伊賀粘土層です。したがってこの堆積物は、すぐそばの周辺の風化花崗岩の碎屑物に由来するものがほとんどで、他の地域からの供給物を含みません。その結果、

図7・4 - 島ヶ原地域~花ノ木丘陵北西部の北又礫層堆積開始期の基盤との不整合面の復元図<北又礫層の下底面を基準にして作成、単位m>

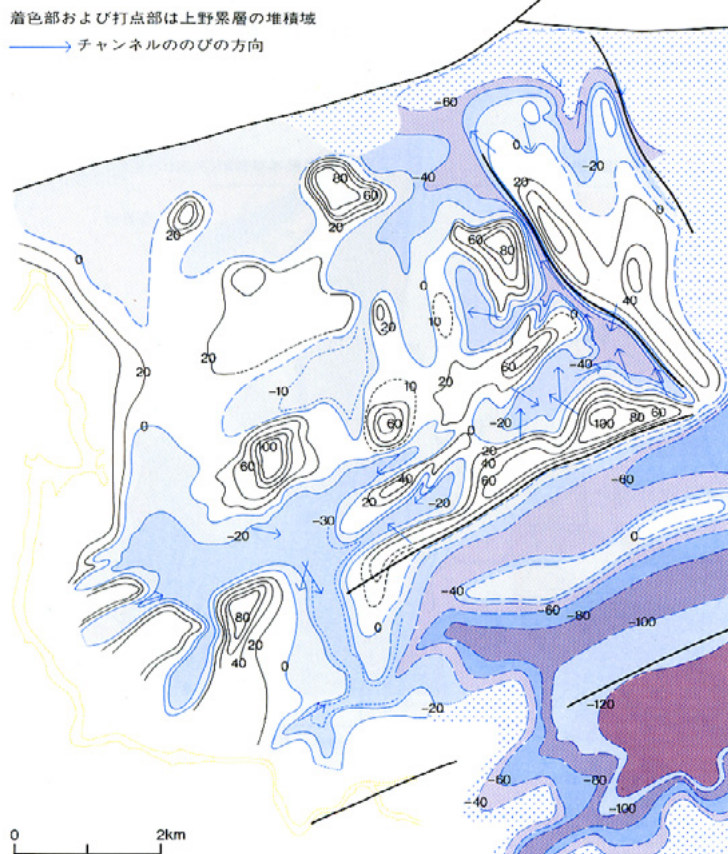
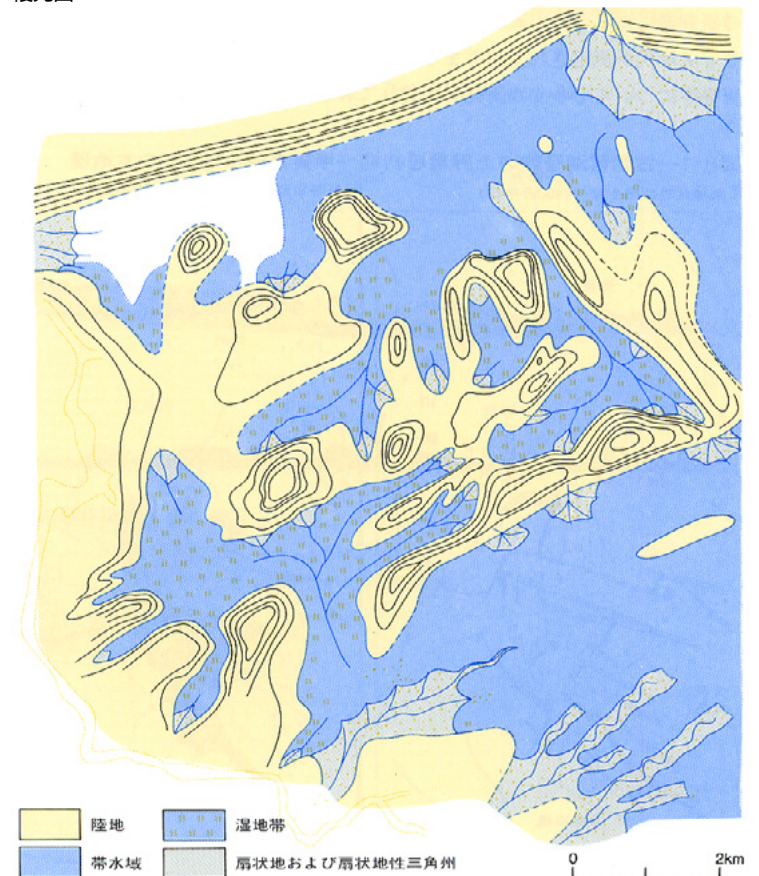


図7・5 - 島ヶ原地域~花ノ木丘陵北西部の上野累層上部堆積期の堆積環境復元図



この地域の粘土層は、風化花崗岩に由来する粘土鉱物を主成分とした特徴的な粘土層、つまり陶土層を多く含むこととなります。こうして島ヶ原地域では、多くの場所で陶土層が堆積し始まったわけです。

図7・3は、島ヶ原地域中央付近の峰の南方で見られる侵食谷の断面図で、この谷は底部が水平で広く、図にみるような盆状構造を示します。傾斜した縁辺部では、後背の花崗岩から由来した不淘汰な碎屑物からなる泥流成相の堆積物からなりますが、盆状構造の中央部では、細粒相からなる湿地成の堆積物、あるいは粗粒砂からなる小規模な河川成の堆積物からなっています。島ヶ原地域の侵食谷は、大体が以上のような堆積物の組み合わせで埋積されていますから、石英粒を含む蛙目粘土は基底付近にほぼくっついた形で、また中央部の湿地成堆積物のなかからは木節粘土が出てくることとなります。

古琵琶湖層群下部の古地理最後に、今まで述べてきたことを総合して、各時期ごとの古地理図（図8・1）を示し、古琵琶湖層群下部の発達史をまとめてみます。古琵琶湖層群の年代については、これまで多くの研究者によって火山灰層のフィッシュ・トラック年代が測定されています。また古地磁気層序についても多くの研究がなされてお

りますが、それらの詳細についてはここでは割愛させていただきます。それらの主要な成果は図1・2(31p)に示したようになっており、古地理図の年代はすべてこれらの成果によっております。以下、古地理図ごとにコメントしていきます。

堆積盆地の発生期（約400万年前）
基盤中に、北北西～南南東方向と東北東～西南西方向の断裂が発生し、ブロック化した基盤が相対的に落ちこみ始め盆地が形成されます。周囲の後背山地と盆地との境には、約200～400mの比高で断層崖がつくられます。

上野累層堆積後期（約330万年前）
盆地の縁辺部では、断層崖の崩壊・侵食によって崖錐性や土石流性・泥流性の堆積物が堆積し始めます。盆地の中では、断裂が発生する前にすでに形成されていた緩やかな起伏の凹みに小湿地群ができ、湿地性の堆積物と、それらに流れ込む小規模河川がもたらした堆積物の互層が堆積します。やがて、周囲の基盤山地の開析がすすみ、盆地の周囲から比較的規模の大きい中規模河川が流入するようになります。盆地内では、これらの河川によって、1～3km四方の広がりをもつ扇状地性三角州ができます。

上野累層上部堆積物になると、堆積盆地の相対的沈降あるいは当時の湖水面の上昇によって、全体的に湿地性の帯水域がひろがります。堆積

盆地の周囲から流れ込んでいた中規模河川の扇状地は次第に縮小し、大山田地域には浅い湖が生じます。浅い侵食谷が発達し、丘陵地もしくは低い台地状の山地であった島ヶ原地域も、谷の部分は湿地となり、陶土層をためこみます。上野盆地からは少し離れて滋賀県の信楽周辺に形成されていた小さい堆積盆地にも、この時期に陶土層がためこまれます。図はこの時期の古地理を示しています。

伊賀累層堆積初期（約310万年前）
伊賀累層下部の堆積期に入ると、上野盆地の西側から、湖東地域の湖東流紋岩類の分布域を源流とする大規模河川の流入がおこり、多量の礫が供給されます。この大河川の流入によって、島ヶ原地域はこの河川の流域に変わり、河川の出口には沖積扇状地がひろがります。伊賀～大山田地域も埋め立てられて、河川の氾濫原になります。

一方、周囲の山地からの中規模河川の流入も引き続きおこっています。この時期に堆積域は、近江盆地南東部地域まで拡大します。堆積盆地周辺では、後背山地の侵食と、堆積盆地の埋積によって、堆積面との比高は次第に小さくなっていきます。図は、この時期の古地理を描いています。

上野盆地に湖東流紋岩類の礫が突然供給されるようになったのは、④上野累層堆積期には、す

で湖東流紋岩類の分布域を源流とする河川が存在していて、それはほかの地域へ流れ込んでいたが、伊賀累層堆積開始期になって流路変更がおこり、上野盆地に流入するようになった。伊賀累層の堆積期開始期に、湖東流紋岩類の分布域を含む地域が構造的に隆起することによって、著しい侵食域に転化したために新たな河川が形成されて上野盆地に流入するようになった。という2通りの要因が考えられ、どちらも成り立つと思います。ただし、甲賀地域や阿山地域には、この時期に湖東流紋岩の礫はほとんど含まれていませんから、河川は、図のように大迂回して島ヶ原地域へと入ってきたとしか考えられません。そして恐らく、この大河川は、信楽の西の郷ノ口チャンネルを通っていたものと思われる。

伊賀累層上部の時期に入ると、盆地西側からの大河川の流入は次第に穏やかになり、沖積扇状地の地域は縮小します。それとともに、花ノ木地域は、大河川の延長の蛇行河川の流れる沖積平野になり、伊賀～大山田地域は、その河川の延長が流れ込む浅い湖になります。

阿山累層堆積中期（約280万年前）
阿山累層和田部層の堆積期に入ると、盆地西側からの河川の流入による影響はほとんどなくなり、安定した帯水域がひろがります。伊賀～大山田地域だけでなく、阿山地域や甲賀地域も湖

になります。おそらくこの時期は、古琵琶湖層群下半部では、甲賀累層の時期とともに湖が最も大きく拡大していたのではないかと考えられます。盆地の北東側からは、引き続き河川の流入があり、堆積盆地に面する基盤山地は、侵食が進んで安定期に入っています。

阿山累層堆積末期（約270万年前）
阿山累層の上部、甲南部層の堆積期になると、変化の徴候があらわれます。阿山地域や伊賀～大山田地域では、引き続き湖がひろがっていますが、盆地の北部～北西部では、北～北西側からの新しい河川の流入が生じ始めます。やがてこの地域は急速に埋め立てられて扇状地もしくは三角州の氾濫原になります。盆地の北～北西に隣接する後背山地が隆起を始めたからです。図は阿山累層末期の古地理を示します。

甲賀累層堆積中期（約260万年前）
甲賀累層の堆積期に入ると、甲南部層堆積期に隆起し始めた後背山地に断裂が生じ、この地域が相対的に落ち込みます。そのため堆積盆地は、より北側の近江盆地南部を中心とする地域に移ります。甲南部層の堆積末期に、北～北西から流入する河川の氾濫原となっていた地域も含めて、甲賀地域北部を中心とする地域に湖がひろがります。盆地に面する後背山地は再び断層崖をつくって堆積盆地に接するようになり、盆地の縁辺部では、再び崖錐性や土石流性の堆積物

が堆積します。図はこの時期の古地理を描いています。なおこの湖には、後背山地の侵食の過程で、鈴鹿山地南部から、中～小の河川が流入し、それにより三角州が大きく成長します。盆地の中心部付近まで達する三角州の成長は、少なくとも3回あります。

湖水の流出方向
なお、上野累層から阿山累層までの湖水は、古流向から推定すると、現在の鈴鹿山地～布引山地を越えて、盆地の東に向かって流出していたと思われるが、ただその場合、鈴鹿山地～布引山地のどの部分を抜けていったかということとは全くわかりません。現在の地形から推定すると、柘植から東の加太盆地を通して関に抜ける部分と、大山田から阿波盆地、長野峠付近を通して津に抜ける部分が考えられ、礫径の分布からすると後者の可能性が高いのですが、現在の地形的鞍部と結びつける根拠は全くありません。甲賀累層の前期になると、砂層の分布から、少なくとも甲賀丘陵より北側に流出口があったと推定できます。現在の地形からすると、土山から国道1号線沿いに、鈴鹿峠を越えて伊勢湾側に抜けていたと考えられますが、これについても証拠は何もありません。

以上、だいぶ長くなりましたが、大体この辺のところで話を終わります。

図8・1 - 古琵琶湖層群の上野累層初期～甲賀累層中期までの古地理

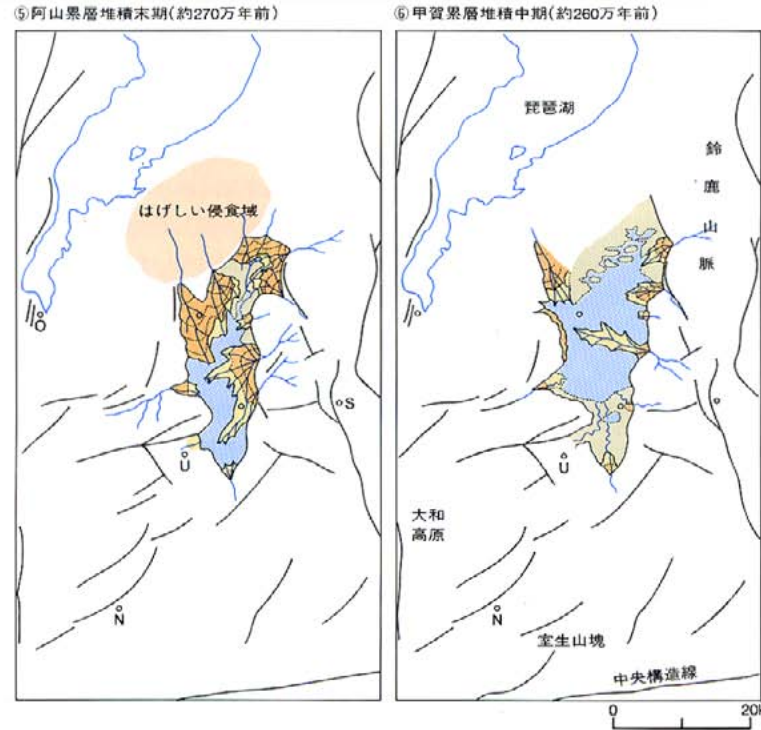
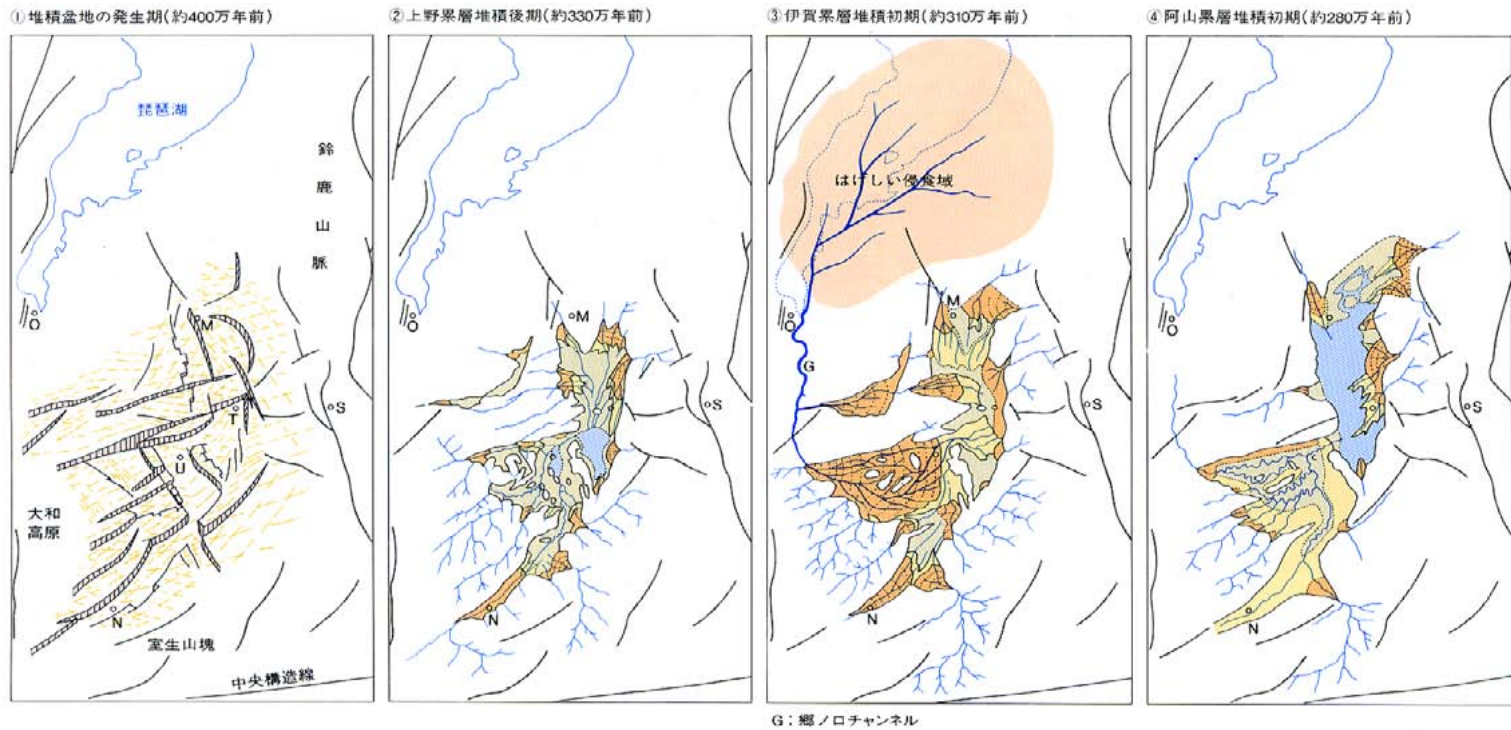
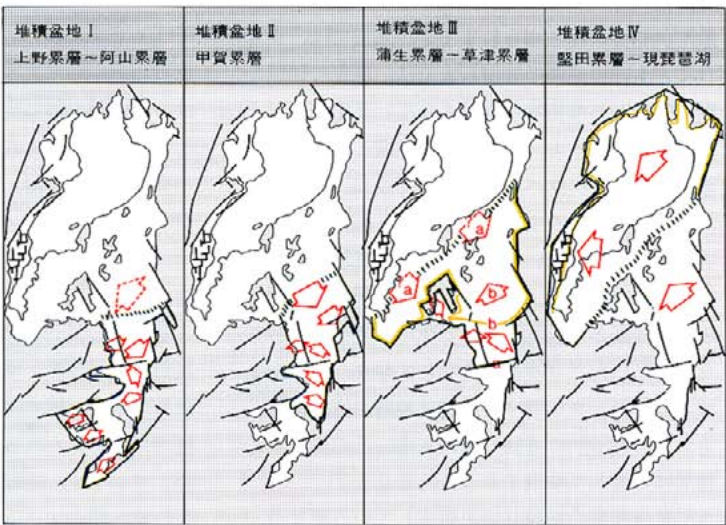


図9・1 - 古琵琶湖層群の堆積盆地の発達史



<図8・1の凡例>
 扇状地 純行河川とその後背湿地
 三角州および網状河川域 湖(帯水域)
 M:水口 T:柘植 U:上野 N:名張 S:関 O:大津
 G:郷ノ口チャンネル

古琵琶湖層群の堆積盆地と基盤ブロック

編集 この古地理図のあと、蒲生累層をはじめ草津累層など、湖は北の方へさらに広がり、移っていくわけですね。

川辺 私はまだ、古琵琶湖層群下半部が終わったところまでしか古地理図を描いておりませんが、古琵琶湖層群を全体としてみますと、堆積盆地は大きくは4つの単元に分けられ、それらは、図9・1にみるように順次、南から北へと段階的に移っています。すなわち

堆積盆地 は、伊賀～大山田地域を中心にした上野累層から阿山累層までの堆積盆地。

堆積盆地 は、甲賀地域を中心に甲賀累層で代表される堆積盆地、ここまでの経過は古地理図に示したとおりですが、このあと、

堆積盆地 は、近江盆地東部から南部にかけてを堆積域とした蒲生累層～草津累層の堆積盆地。

この堆積盆地は、堆積の中心部と広がりから、蒲生累層堆積期の堆積盆地(a)と、草津累層堆積期の堆積盆地(b)に区分できます。

堆積盆地 は、現在の琵琶湖から堅田丘陵を堆積域とするもので、堅田累層および現在の琵琶湖を含む堆積盆地です。これも、堅田累層の堆積盆地(a)と、高島累層堆積期の堆積盆地(b)に区分できます。

ごく大まかにいうと、以上のようなわけですが、堆積物を供給した後背地についてみますと、南は室生山塊、東は鈴鹿山系、西は信楽高原に供給源がみとめられますが、北方では、少なくとも蒲生累層の堆積期までは、現在の琵琶湖周辺域から堆積物が供給されています。

編集 図でみると、甲賀累層を堆積したの堆積盆地がほかに比べると小さいですね。

川辺 そのとおりです。そのことと関連することですが、だいたい古琵琶湖層群の堆積盆地は、これまでお話ししてきたように、堆積盆地発生の初期段階から現在みられる断層や撓曲によって区切られたブロック構造をしており、これらの基盤ブロックを境する断層は地層の堆積期をとおして段階的に運動しています。その結果、地層は傾動して堆積することになります。

古琵琶湖層群の堆積盆地を構成している個々の基盤ブロックの大きさは、図にみるように、上野盆地南部では一辺の長さが10km前後、上野盆地北部から近江盆地南部と近江盆地西部の堅田地域では数km、それに対し、現在の琵琶湖

から近江盆地北部にかけては数10kmという大規模なものになっています。つまり、南の上野盆地と北の近江盆地との境界付近では基盤ブロックの規模が小さく、基盤が小さく割れているということです。またこの地帯では、各地層の層厚が南北両側の地域に比べていずれも薄く、この地帯が相対的に隆起量あるいは沈降量の小さい地域であったということがわかります。

近畿・中部地方の鮮新・更新統の堆積盆地における基盤ブロックの特徴と基盤の地質構造
編集 東海層群の場合には、濃尾平野の地下でも伊勢湾西岸北部でも、養老山地や鈴鹿山地に遮られて西側に傾動した地塊になっていましたね。

川辺 そうです。養老断層や一志断層といった東落ちの断層が基盤を画し、西に厚い傾動盆地をつくっています。では、古琵琶湖層群の西方ではどうかといいますと、ご存じのように近畿地方には、鮮新・更新統の大坂層群が広く分布しています。それで、大坂層群、古琵琶湖層群、東海層群の分布を、西は大坂湾から東は岐阜県の恵那まで広域に描いてみたのが図10・1です。この図には、主要な断層や撓曲を数多く示していますが、これは、近畿・中部地方の鮮新・更新統の堆積盆地は、こうした多くの断層・撓曲による基盤のブロック化に伴って生成・発達しているからです。図10・2は、同じ地域の地質断面図です。

そうしますと、これらの図にみられるように、比良比叡山地や大和・信楽高原をこえた西側では、大坂層群の各堆積盆地は、すべて東へ傾動しています。具体的に西からみますと、大坂湾の東では上町断層・仏念寺山断層、大坂平野の東では羽曳野撓曲・生駒断層、奈良盆地の東では三好断層、京都盆地の東は花折断層や黄檗断層。こうした南北方向に発達する断層・撓曲による基盤のブロック化に伴って、大坂層群の各堆積盆地が生成・発達しています。そして、これらの断層・撓曲はすべて西落ちですから、断面図にみるように各堆積盆地はいずれも東へ傾動しています。古琵琶湖層群の場合には、こうした東へ傾動する近畿側と、西へ傾動する東海側とははさまれた格好になっています。その傾動方向は北西方向を主に、南東方向や北東方向のものが複合された形になっています。

じつは、先ほど上野盆地と近江盆地の境界付近

では、基盤ブロックの規模が小さいと述べましたが、この小規模ブロックの発達地帯を東へおっていきますと、奄芸層群の関～亀山地域で同じような小規模ブロックがみられ(和田,1982)、また伊勢湾の東の瀬戸層群をみると、瀬戸から東濃地方にかけては陶土層を堆積した小規模ブロックの発達がみられます。そして、これらを結ぶ線の北側に濃尾傾動地塊という一辺の長さが30kmをこえる大規模ブロックがみられます。古琵琶湖層群の場合でも、小規模ブロックの北側に大規模ブロックの堆積盆地が発達していることはさきに述べたとおりです。西の方では、小規模ブロックの発達は明らかではありませんが、千里山丘陵～六甲山地にこうした傾向がみられます。

こうしてみてきますと、小規模ブロックの発達地帯は、少なくとも、西は上野盆地と近江盆地の境界付近から東は瀬戸・東濃地域まで、幅10数kmの範囲で、ほぼ東北東方向から北東方向にのびる帯状地帯の中にあることがわかります。そしてこの帯状地帯というのが、南の領家帯と北の美濃・丹波帯、山陽帯との境界部にあたっているのです。つまり、中新世以前にできていた基盤の地質構造が、鮮新・更新統の堆積盆地におけるブロック化の生成・発達に顕著な影響を及ぼし、ブロックの規模や傾動方向などを規制しているということがわかります。

そして、こうした視点をもう一步進めて中新統の堆積盆地まで含めてみてみますと、この小規模ブロック帯を連ねる長大な断層帯の存在が浮かび上がってきます。すなわち、上野盆地北部を東北東～西南西方向にのびる横山・油日断層・撓曲は、その西の延長をみると、信楽盆地の古琵琶湖層群の南限を区切る断層に続き、さらにその西には、裏白断層が同じ方向にのびて中新統綴喜層群の南限を区切っています。しかも、その西の延長線上をみると、それは京都盆地南東部にくいこむ大坂層群の基盤の湾入部へと続いています。

一方、横山・油日断層・撓曲の東の延長線上には、まず鈴鹿山脈中の中新統鮎河層群の南限を区切る断層があり、さらにその東には奄芸層群中への基盤の東への張りだしがみられます。こうしてみますと、この断層帯は、鮮新・更新統はもちろん中新世の堆積盆地をも規制しているとみることができます。

図10-1 - 近畿 - 中部地方の鮮新・更新統と断層の分布図

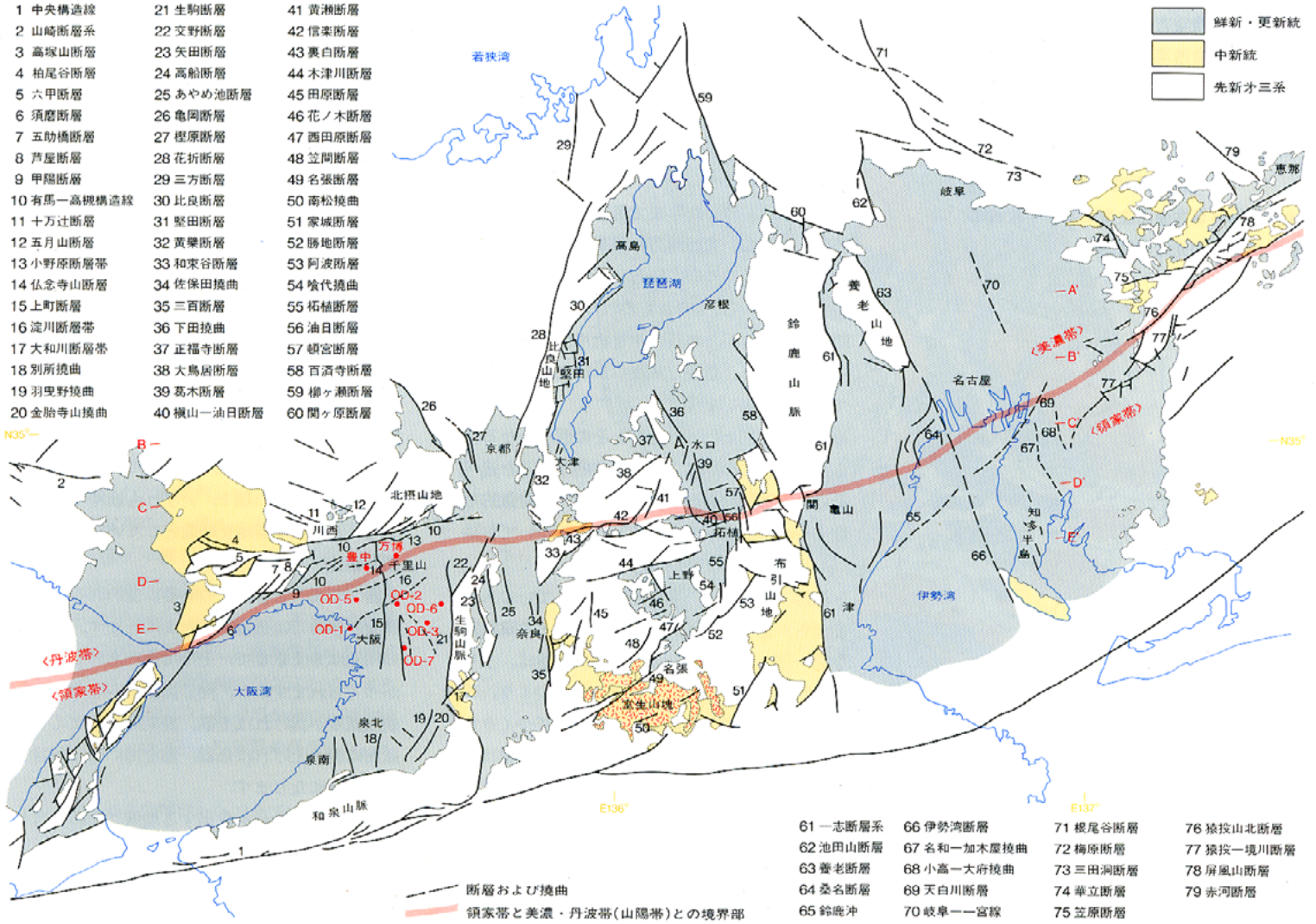
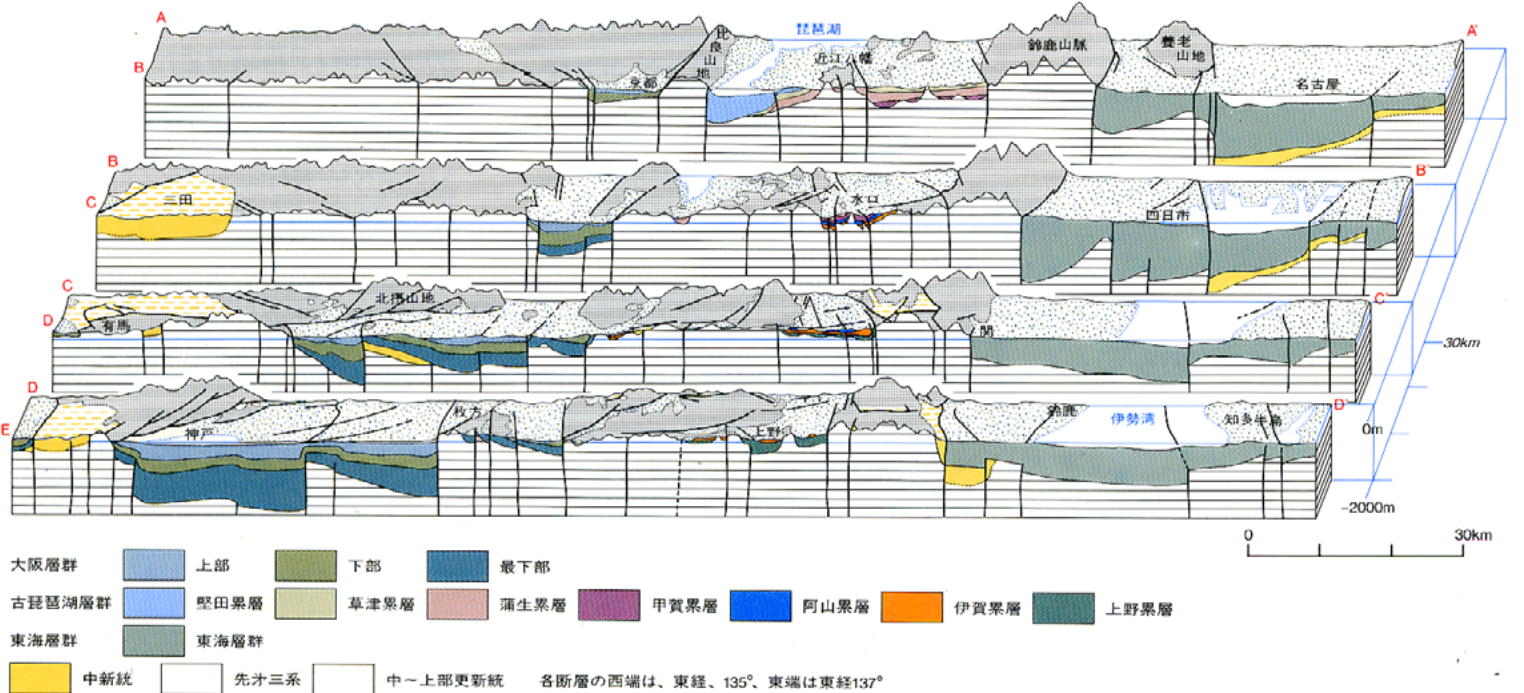


図10-2 - 近畿地方の東北東-西南西の地質断面図



やきもの用粘土をめぐって

木節粘土・蛙目粘土を中心に

やきもの用粘土

瀬戸～東濃地方の木節粘土と蛙目粘土

陶土層の堆積環境

粘土鉱物

下坂康哉 = 名古屋工業技術試験所

(元地質調査所名古屋出張所)

中山勝博 = 名古屋市立富田高等学校教諭

倉林三郎 = 和光大学講師

やきもの用粘土

編集 本日はやきもの用粘土について、愛知県の瀬戸市周辺から岐阜県東濃地方に分布する木節粘土や蛙目粘土を中心に、いろいろとお話をお伺いしたいと思います。最初に下坂先生からお願いいたします。

下坂 私は、つい昨年まで名古屋の地質調査所におりまして、東海地方の窯業原料など主として非金属鉱床についていろいろと調べておりました。ですから、“やきもの”の方は本来は専門外なのですが、本日はやき物用粘土というテーマですから、必要な範囲においてこれに触れてみたいと思います。

それでまず初めに、やき物とその原料となる粘土鉱床などについて、ごく概略的なことを述べ、そのあと瀬戸および東濃地方に産する特徴的な粘土 木節粘土および蛙目粘土についてお話ししようと思います。

一般に“やきもの”といえば、たいていの人は私たちが毎日使っている茶碗や皿などの陶磁器を思い浮かべますが、これらの陶磁器は、土や石の粉を水で練り混ぜて任意の形をつくり、乾かしてから窯の中に入れ、火で焼いてつくります。一方、窯を用いてやき物をつくる産業は窯業とよばれますが、この技術は近代に入って急速に発達し、やき物(陶磁器)以外に、ガラス、セメント、ほうろう、磚子、煉瓦など、さらに最近では関連分野としてファインセラミックスなども登場しております。

こうした窯業技術の広がりの中で、陶磁器工業もまた急速に進歩し、今日では生活用品、建築材料、工業材料など各種の陶磁器が大量に生産されているわけですが、ただやき物(陶磁器)の場合には、その製法上の特徴から造形性や装飾性を豊かに表現できるので、工芸陶器からマスプロ製品まで、きわめて幅の広い多彩な作り方がされているのが特徴です。

やきもの(陶磁器)の分類

陶磁器は一般に、表1・1にみるように土器、炆器、陶器、磁器に分類されます。わが国では、昔から各地で盛んにやき物がつくられていますが、当時は原料は運べませんから、その地域にある身近な土をいろいろに配合してやき物をつくりました。そうした土は一般に耐火度が低く、高温で焼成できませんので素地は多孔質で緻密になりません。それで普通は、その表面にガラス質の釉(うわぐすり)をかけて、装飾性を兼ねると同時に製品としての吸水性をなくしたわけです。こうしてつくられてきたのが陶器です。また一方では、耐火度の高い土をより高温で焼成して緻密な素地に仕上げ、釉を用いないやき物もつくられておりますが、これらは炆器とよばれます。常滑の朱泥、四日市の萬古、岡山の備前焼などがこの類で、いずれも独特の色合いをもった緻密な素地を特徴としています。

炆器粘土

土器・炆器および多くの陶器に使われる粘土は、窯業の用語では炆器粘土とよばれます。陶磁器の用途はさまざまで、その用途にあわせた品質がつくられますから、同じ炆器粘土を用いても焼成温度が低ければ土器、焼成温度を高くして緻密に焼き上げれば炆器、釉を用いれば陶器ということになります。

炆器粘土は、それを産出する地域ごとに独自の名でよばれますが、どの地域の粘土でも、その粘土に含まれる粘土鉱物が1種類だけということではなく、種々の粘土鉱物からなっているのが普通です。またこれらの粘土には、多かれ少なかれ鉄やチタンの水酸化物や酸化物が必ず含まれているのが特徴で、そのために焼成して独自の色合いがつくことになります。

一般に炆器粘土は、平野や丘陵の周辺あるいは山麓などに分布するものが多く、粘土層の形成された時代も、鮮新世から更新世後期までのさまざまな時期に及んでいます。

表1・1 - 陶磁器の分類

	焼成温度℃	色	釉の有無	吸水性	製品の種類
土器	700～1,100	有	無	有	植木鉢、瓦
炆器	1,100～1,300	有	無	無	タイル、甕、食器
陶器	900～1,300	白～有	有	有	衛生陶器、食器、装飾品、タイル
磁器	1,200～1,400	白(半透明)	有	無	食器、磚子、装飾品

磁器

磁器に用いる粘土となると、ちょっと事情が変わってきます。ご存じのように磁器は、さらに高温で焼成し、白色で透光性があり、吸水性の全くない硬いやき物です。白色の素地に透明の釉や色釉をかけて、さまざまな文様を鮮明に描くこのやき物は、原料や技術の点でも一番むづかしく、陶磁器の歴史の中でも最も遅れてつくられました。この磁器を最初につくりだしたのは中国ですが、この美しいやき物は、ヨーロッパの貴族たちの羨望的となり、こぞってこれを輸入するわけですが、ヨーロッパでは、その強い願望にもかかわらず、18世紀に入るまでどうしても磁器をつくることができませんでした。その大きな要因は、1つには原料の問題が大きな壁になっていたのだと思います。

一般にやき物は、

形をつくり保つための可塑性のある粘土。

骨格をつくる珪石などの石英。

これらを焼き締め、素地の中にガラス質をつくる長石やセリサイト。

以上の3つの成分を必要としますが、磁器の材料となる粘土には、色がつかずに白色に焼き上がり、高い耐火度をもつことが必要になります。中国で、磁器のふるさとといわれる有名な景德鎮の周辺には、以上の性質を備えた白色粘土が大量に産出します。そしてこの粘土が、産出地の1つである高嶺の名をとってカオリン（Kaolin）と名づけられたわけです。

カオリン粘土

粘土は、岩石が母胎となって生成します。岩石が物理的な風化作用を受けて岩屑や砂粒になり、さらに水や空気（酸素）あるいは生物の働きなどによっていろいろな粘土鉱物にすなわち層状の含水珪酸塩鉱物になり変わり、それらの粘土鉱物が主成分となって粘土ができます。粘土鉱物については、あとで倉林さんから詳しいお話がありますので、そのときに疑問のところはお聞きしていただくことにして、こうしてできた粘土鉱物には、やき物に適するものもあれば適しないものもあります。話をわかりやすく進めるために、とりあえずここでは、カオリナイトやハロイサイトとよばれる粘土鉱物が、高い耐火度と白色の焼成色をもつことから、磁器を含めやき物に最も適するとだけ、ごく大まかに述べておきます。

粘土鉱物は、化学成分には大きな違いがないの

で、結晶構造の違いによって、カオリナイトやハロイサイトなどのカオリン系の粘土鉱物と、その他の粘土鉱物に大別されますが、そのカオリン粘土は、普通は花崗岩の風化物から生成します。この粘土が一般にはやき物に適した粘土で、瀬戸～東濃地方に分布する木節粘土や蛙目粘土もこの粘土です。

ただし、ふつう粘土には、粘土鉱物以外のいろいろな微粒子を含みますから、そうした粒子に鉄やチタンなど、焼成して色のつく成分が含まれていれば磁器の材料としては使いません。また同じカオリナイトであっても、粘土化の履歴によって、可塑性に差が出てきます。ですから、カオリン粘土といっても、やき物以外の他の用途に適するものも結構多いのです。

粘土鉱床の生成にみられる3つのタイプ

ところで、そうした良質の粘土を、磁器の原料として利用できるためには、それが鉱床としてある一定の場所に多量に集積されていることが必要です。

この粘土鉱床は、地質時代に長い期間をかけて形成されたわけですが、そのでき方をみると3つのタイプに 堆積性、風化残留性、熱水性という3つのタイプに分かれます。

堆積性粘土鉱床は、読んで字の如く、水の流れなどによって運ばれた粘土がある場所に集積してできるもので、先ほどの珪器粘土のほとんどはこの類です。また火山灰などが風で運ばれてある場所に堆積する、あるいはさらにそこから水で運ばれて他の場所に再堆積し、そこで粘土化した場合も堆積性鉱床に入ります。

風化残留性の粘土鉱床は、岩石が風化してできた粘土がよそに運ばれることなく、その場所にそのまま残されるものです。侵食の進みくあいよりも風化の進み方が速ければ、生成した粘土は、次第にその場所に貯えられていくことになります。

熱水性粘土鉱床は、主として地下からの熱水や火山ガスによって岩石の粘土化が進行してできる鉱床です。この場合には、外見上は岩石と変わらないものや、また地下深くに形成される粘土鉱床もあります。

堆積性のカオリン粘土鉱床

カオリン粘土の鉱床のうち、まず堆積性のものについてみますと、これには、その形成時代が古生代のもから新第三紀の鮮新世のものまで、さまざまなものがあります。ただやき物に適す

る堆積性のカオリン粘土となると、鮮新世に形成された木節粘土と蛙目粘土に限られてしまいます。

カオリン粘土は、いまま触れましたように、花崗岩が原岩となって生成します。花崗岩は、石英、長石、雲母などの鉱物からできていますが、これが風化作用を受けると、まず長石と雲母の粘土化が進みます。長石はハロイサイトやカオリナイトなどのカオリン鉱物に、黒雲母もカオリナイトに変わりますが、石英だけはほとんど変化しないで大小の粒子となって残ります。そして、こうした花崗岩の風化物が付近の小さな凹みに堆積してできるのが蛙目粘土や木節粘土です。

花崗岩の風化物のうち、まず珪砂（石英の粒）や長石の粗粒のものが堆積し、これが、その後の長い期間に粘土化が進んで、カオリン鉱物を主成分とした粘土に変わります。この層には、石英の大きな粒が含まれるので、この粘土は、雨でぬれると石英の大きな粒がカエルの目玉のように光ります。それで蛙目粘土とよばれるわけです。

一方、蛙目粘土の上部には、植物の根や木片などと一緒堆積した淘汰の良い粘土層が出てきます。この細粒の粘土は、すでに粘土化作用が進んでいますから、堆積時から粘土の主成分はカオリン鉱物です。この粘土は、含まれる有機物の多寡により、白色から黒褐色までさまざまな色をしていますが、乾かしてハンマーで割りますと木片のような感じに割れます。それで木節粘土とよんでいるわけです（粘土の色は有機物の色ですから、良質の木節は焼けば真っ白になります）。このように蛙目粘土も木節粘土も、その粘土の外観からつけられた名前前で、含まれる粘土鉱物からするとカオリン粘土ということになります。

木節粘土と蛙目粘土は、岐阜県では中津川の苗木、山岡町の原、そして多治見～土岐地域、愛知県では瀬戸～豊田地域、三重県では上野市西方の鳥ヶ原周辺、それに滋賀県南部の信楽などが主要な産地で、このようにこの粘土層は、主として東海湖や古琵琶湖の周辺域にのみ分布します。だいたい堆積性の粘土層というのは、さきの珪器粘土のように、いろいろな種類の岩石の風化物が入ってくるので、粘土鉱物も種々のものが入ってきます。また化学成分でも鉄、チタン、マグネシウム、カルシウムなど種々のも

のが入っているのが普通です。堆積盆地が大きければ、さらにこの傾向は強まりますから、大きな湖の中心域にカオリン粘土層が形成されることはまずありません。

ですから東海湖や古琵琶湖が形成されたときに、その周辺の花崗岩地帯に小さな凹みができ、そこに花崗岩の風化物だけを主成分とした粘土層が堆積した。その後、この上を礫層が被ってこの粘土層を侵食から守ったために、これが鉱床として今日まで残されたわけです。

堆積性のカオリン粘土の鉱床は、鮮新世に形成されたものについてみると、大陸東縁の日本だけに、つまりいま述べた地域を除くと他のどこにも分布しておりません。そしてこの粘土層は、それが堆積性であるために堆積後さらに溶脱作用などが働いて、粘土化作用が一段と進みます。このため、後で述べるように、この中には、やき物用粘土としては世界で最高の品質をもつ瀬戸の本山木節などが含まれることとなります。なお日本の各地には、古第三紀～新第三紀中新世の頁岩粘土や炭層に伴う下盤粘土の中にカオリン粘土が出てきます。しかしこの粘土は、固結度が高く可塑性に欠けるためやき物用には使えません。そのかわりこれらは、耐火物の原料として大切な鉱床になっています。またヨーロッパにも、ボールクレイとよばれる日本の木節粘土に似た古第三紀のカオリン粘土が産出します。しかしこの粘土も鉄やチタンが多いので磁器の材料には使えません。可塑性も木節に比べると大分落ちます。それからアメリカのジョージア州には、有名なジョージアカオリンという白亜紀の鉱床があります。これも一般にはやき物用には向きませんが、特殊セラミックスでは利用されています。またこの粘土は、精製して真っ白にし、製紙用のコーティング材として用いられ、洋紙をつくるためにはなくてはならない材料になっています。さらに中国の東北地方には古生代のカオリン鉱床があり、耐火物の原料として使われています。

風化残留性のカオリン粘土鉱床

風化残留性のカオリン粘土鉱床の代表格は、さきに述べた中国の景德鎮一帯の白色粘土の鉱床です。景德鎮市を中心とする中国江西省北東部の陶磁器原料資源（陶石とカオリン）については、中国の地質鉱産部と日本の地質調査所とが国際協力して行っている「耐火物資源の研究」事業の一環として調査・研究が行われ、最近そ

の報告書が発表されました。この中に、景德鎮地区の風化残留性のカオリン鉱床のうち、大州カオリン鉱床の図が示されていますが、それが図1・1および図1・2です。

この図から、先震旦系の千枚岩に貫入した白亜紀の花崗岩体が、地表面から風化してこの山体の頂部一帯にカオリン粘土の鉱床が形成されている様子がよくわかります。その厚さは最大で35m。要するに山そのものが風化して、そこにできたカオリン粘土が、そのままそこにじっとしているわけです。もちろん侵食もされていますから、それで図にみるように現在は6つの鉱床に分かれております。これだけ規模の大きい、また採掘もしやすい鉱床は、景德鎮周辺地域以外ではどこにもみられません。そしてこの地域では、図にみるように同じタイプの鉱床が浮梁と高嶺にも分布します。なお、大州鉱床のカオリン粘土にはチタンはほとんど含まれておりません。

セリサイト質陶石

次に熱水性の鉱床ですが、じつは日本で陶石といわれているもののほとんどが、熱水性鉱床の産物にあたります。陶石というのは、わが国では昔から陶磁器の原料として使える白色で緻密な岩石をすべて陶石といってきたので、それが現在でもそのまま使われているわけで、これは商品名であって鉱物名ではありません。

日本の場合についてみますと、陶石の実体は火山岩。火山岩といっても玄武岩などではなく、シリカとアルミナに富み、鉄とチタンの少ない流紋岩質の火山岩で、それも岩脈となっている貫入岩がほとんどです。貫入岩ですから、当然、周囲の岩体との間には地下深部まで達する亀裂が生じていることが多く、そうした亀裂や流紋岩中の節理沿いに上昇してくる熱水やガスのために、流紋岩質の岩石が粘土化しているのです。そして粘土化した部分に火山ガラスが残っていないことが陶石の重要な条件になります（火山ガラスが含まれていればやき物には使えないからです）。

陶石は、粘土化している部分の粘土鉱物の主成分、あるいはその珪酸塩鉱物の性質によっていろいろと分類されますが、ここでは、特に重要なセリサイト質陶石について述べます。セリサイト質陶石は、中国の景德鎮の周辺にもたくさん産出しますが、日本がまたこの陶石の特産国で、現在その生産量は、世界でもトップだろう

と思います。図1・3が日本の主要なセリサイト質陶石鉱床の分布図です。セリサイトは絹雲母ともいわれますが、これは板状の白雲母が非常に細くなった形を考えるとすればよいかと思えます。長石、火山ガラス、雲母などが熱水変質を受けて粘土鉱物に変わったもので、陶磁器の原料としては、このセリサイト質陶石が最も好まれるのです。

というのは、セリサイトを入れて焼成するとガラス化がよくて透光性が出る。焼き締まりも非常にいい。しかも焼成温度の幅が広いのです。長石はガラス化もよく、焼き締まりもよいのですが、少し温度が高いとタラーッと変形しますし、逆に温度が低いと焼き締まりが不十分ということで、温度幅が非常に狭い。このようにセリサイトは、媒溶剤として長石よりもはるかにすぐれているのです。

ですから現在では、このセリサイトを使いたいために陶石が使われる。そういう状況になっています。それでこの陶石鉱床が重要になるわけです。日本の陶磁器工業は、いま世界のトップレベルにあります。原料の面からいえば、最高の粘結剤である瀬戸の木節粘土とともに、このセリサイト質陶石に恵まれていたことが大きな要因になっています。

それともう一つ、これは日本の磁器生産の発祥の問題とも関連する事柄ですが、セリサイトには可塑性もありますから、セリサイト質の陶石では、この単一の材料だけで磁器をつくることもできるのです。実は佐賀県の有田で、日本で磁器が初めてつくられたとき、それは陶石単味でつくられています。中国ではカオリン粘土が容易に手に入りますから、恐らくこの時代にも陶石単味で磁器をつくることはなかったと思われるのですが、日本の場合には、中国からの技術輸入で磁器生産が始まったにしても、それが陶石単味でつくられた点に特徴があります。そしてこれが可能であったのも、付近にセリサイト化の著しい陶石鉱床。古第三紀の杵島層群を貫く有田流紋岩類の岩脈に形成された泉山陶石があったからです。

ただし、この陶石があったにしても、陶石を全量つぶして粉にしてしまうと、粘土分が少なくて、つなぎの材料が足りなくなって形を保てなくなります。それでこういう場合には、陶石を石臼に入れて上から杵でトントンとつぶします。それも全部つぶさないで、早くつ

図1-1 - 景德鎮地区のカオリンおよび陶石鉱床

<須藤ら, 1988>



図1-2 - 大州鉱山地質概略図

<須藤ら, 1988>

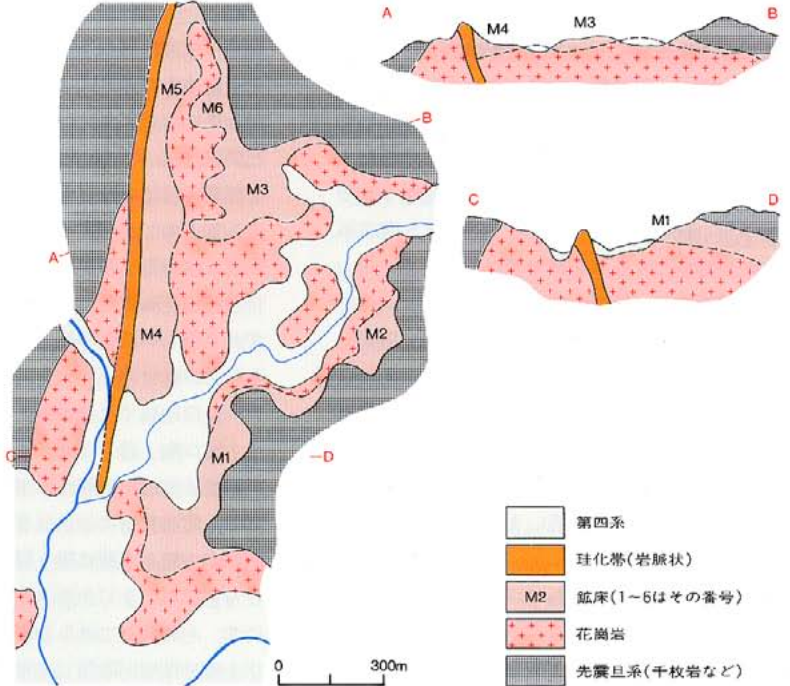
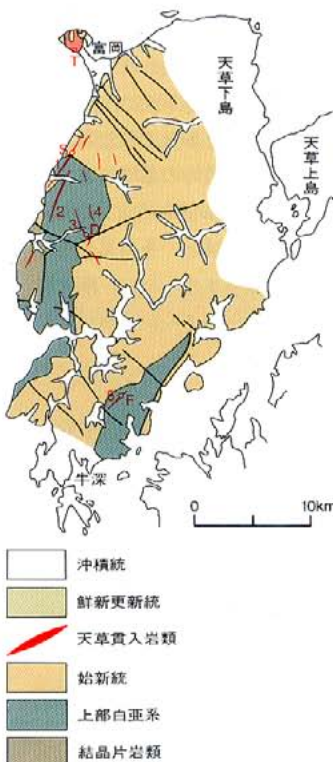


図1-3 - 日本の主要なセリサイト質陶石鉱



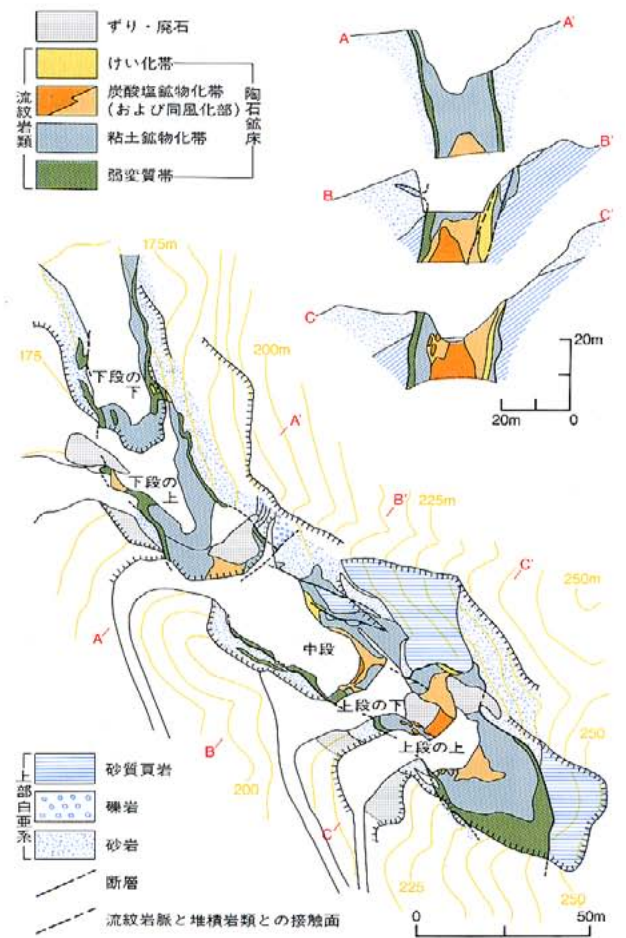
図1-4 - 天草陶石鉱床の位置と分布



- 1: 海岸脈 T: 富岡鉱体
- 2: 村山脈 S: 新山鉱体
- 3: 血山脈 D: 伝兵工木場鉱体
- 4: 髻の水脈 F: 小迫鉱体
- 5: 深海脈

<図1-4および図1-5は、富樫, 1974による>

図1-5 - 伝兵工木場鉱体地質・変質平面図および断面図



ぶれた分だけを水簸でとってしまう。早くつぶれる分は粘土分が多いですから、それだけを集めてやき物をつくった。要するにスタンパーの粉碎法です。昔は原料を運べませんから、瀬戸の木節粘土を運んでつなぎ剤に使うということができません。それで、現地でとれる陶石だけで磁器をつくることを工夫した。そしてセリサイト質の陶石では、こうした方法により陶石単味で磁器をつくることができたわけです。

現に、愛媛県の砥部や兵庫県の出石では、今でも昔からのこの方法を用いて陶石単味で磁器をつくっています。ただしこれには理由がありまして、これらの陶石にでる粘土鉱物の種類がまたちょっと違ひまして、きわめて可塑性のよいものがでるんです。この点については、また後で触れる機会もあると思いますので、ここでは省略します。

セリサイト質陶石のうちで、日本の代表格は天草陶石です。この鉱床については、大分以前に地質調査所の富樫さんが詳しく調べておられますので、その1部を図1・4および図1・5に紹介します。両図にみるように、この陶石鉱床は、白亜系または古第三系の地層中に、中新世に貫入した流紋岩脈が熱水変質をうけて生成したもので、これらの岩脈には、幅は6～25m、長さは7kmに達するものもあります。陶石中の粘土鉱物は主としてセリサイト、陶石鉱床は中心部を炭酸塩鉱化帯が占め、外側へ粘土化帯、珪化帯へと移行します。炭酸塩鉱物は、現在、塩酸処理によって除去されているので、珪化帯を除くほとんどの部分が採掘の対象になっています。

瀬戸～東濃地方の木節粘土と蛙目粘土

瀬戸～東濃地方の地質については、名古屋東部や東濃地方の地質図(p5, 図1・4. p13, 図1)をみていただきます。陶土層の供給源となった花崗岩類は、この地域では苗木型と伊奈川型の2種類に分けられます。ともに白亜紀末期に貫入したもので、苗木型花崗岩は中粒の黒雲母花崗岩、伊奈川型花崗岩は斑状の大きな長石を含む粗粒の花崗岩で、角閃石と黒雲母を含み、いずれも著しい風化作用を受けています。木節粘土および蛙目粘土を含む陶土層は、愛知県の瀬戸～豊田地域では瀬戸陶土層、東濃地方のものは土岐口陶土層とよばれます。瀬戸陶土層は瀬戸層群の矢田川累層に、土岐口陶土層は瀬戸層群の土岐砂礫層に被われます。

瀬戸陶土層や土岐口陶土層は、当時の基盤のところどころに生じた小さな凹地に堆積したものです。その後、これらを被って矢田川累層および土岐砂礫層が堆積しますが、これらの砂礫層は、中部山岳地方からの河川の氾濫原堆積物で、当時の地形的凸部を除き、基盤の花崗岩や中・古生層および中新統、そして陶土層などをくまなく被って、この地域全般に堆積しました。ですから陶土層は、この砂礫層の下位に、局地的に分散して分布します。したがってまた陶土層は、周囲の基盤の性質や堆積時の環境により、地域ごとにその性状が異なりますが、ここでは最も代表的な瀬戸～豊田地域と、多治見～土岐地域の陶土層について述べます。なお、陶土層の堆積環境については、中山さんからお話していただきます。

瀬戸～豊田地域

瀬戸～豊田地域の瀬戸陶土層は、猿投山を取り囲むように分布します。当時この地域の花崗岩地帯にはいくつかの小凹地が形成され、それぞれの凹地を中心に陶土層が堆積しました。粘土鉱床の分布状況からは、この地域は図2・1のように瀬戸北部地区、瀬戸南部地区、豊田地区(猿投地区)、藤岡地区に区分されます。この区分は地質構造上の観点からされたものではありませんが、粘土鉱床の性質の違いは、この区分によくあらわれています。この地域では、瀬戸陶土層は層厚40～50m、下位の珪砂層と上位の粘土層に分けられますが、蛙目粘土は下位の珪砂中に、木節粘土は上位の粘土層中には含まれます。

瀬戸北部地区

瀬戸北部地区は、北部の品野地域、東南の赤津地域、そして中央地域に細分されます。瀬戸北部地区の中心はもちろん中央地域で、ここには印所鉱山をはじめ多くの鉱山が集中し、瀬戸を代表する本山木節を産出します。

図2・3が瀬戸北部地区の模式地質柱状図です。下位の珪砂層は、東部に広く露出し、西側に向かって深くなると同時に薄くなる傾向にあります。蛙目粘土は、この珪砂層中にレンズ状または層状をなしてはさまれます。その上位の粘土層は、北部に広く露出しますが、この地域では、中新統の品野層を不整合に被います。そして青粘土がよく発達し(層厚30m)、下部にはホルンフェルスなどの角礫を多く含みます。本山木節粘土は、この粘土層の下部、中部、上部に、1～2mの厚さで局部的に分布しますが、中央地域南部の本山付近で最もよく発達し、層厚は6mに及びます。最高品質の木節粘土は、亜炭層の下盤側から産出し、褐色で、破砕面には脂肪光沢がみられます。なお、少し細かいことを付け加えますと、従来から、本山木節粘土はカオリナイトを主成分とし、少量のセリサイトを含むとされてきたんですが、今年(1989年)春の調査で、セリサイトを殆んど含まず、かわりにモンモリロナイトを含むことが明らかになりました。試料採集地は印所鉱山西端の最上部層で、堆積盆地の端にあたります。それでこの時期には、堆積環境に何らかの変化が生じたのではないかと考えられます。

ついでにもう一つ、これはよく知られていることですが、本山付近の本層からは、*Pinus trifolia*(ピヌストリフォリア:オオミツバマツ)の化石を産出し、当時の気候が非常に暖かったことを教えてくれます。

瀬戸南部地区・豊田地区・藤岡地区

瀬戸南部地区には、北は山口から八草、大畑、田初まで、南北に連なる一連の鉱床が分布します。この地域では、一般に下位の蛙目粘土を含む珪砂層の上に木節粘土層が重なりますが、木節粘土層は、八草、大畑付近で最もよく発達し層厚は0.7～2m。基盤が全体に西に傾いているので、西のグリーンロード沿いでは、深さ50～60mのところまで陶土層を採掘しているところもあります。

豊田地区の木節粘土層は、西枝下付近で最も厚く1.5～3m、北部で薄くなります。

その北方の藤岡地区にも陶土層が分布しますが、木節粘土を産出するのはごく一部の地域だけで、層厚も0.5～1mと薄く、すでに採掘が終わっています。

木節・蛙目粘土にみられる化学成分の違い
表2・1は、瀬戸～東濃地方の各地域から産出する代表的な木節粘土および蛙目粘土の化学成分などの一覧表です。

この表で、瀬戸～豊田地域のものをみていただくとわかるように、本山のものは、木節にしても蛙目にしても、チタンが非常に少なく鉄も少ない。さきに述べましたように、白色磁器の場合、一番嫌われるのがチタンと鉄ですから、本山の粘土が尊重される第1の要因はここにあるわけです。

ところが、瀬戸南部から豊田・藤岡のものになりますと、チタンと鉄は本山の倍くらいの量が含まれます。そのために、この地域の木節・蛙目粘土は白色磁器には使えません、どちらかというと耐火物用になってしまいます。

こうした違いがなぜ出てくるのか 私は、これは原岩となる花崗岩の違いだろうと思うのです。さきの図2・1にみられるように、猿投山のすぐ北には北東 南西方向の断層が走りますが、この断層を境にして、花崗岩は北の苗木型と南の伊奈川型に分かれます。そして本山だけが、苗木型の花崗岩に囲まれています。ほかの3つの地区は伊奈川型の花崗岩の風化物と考えられますから、その違いが粘土の成分の中にあわられている というように私は考えているのですが、ただ残念なことに、それを立証するためのデータを持ちあわせておりませんので、ここでは問題の提起だけにとどめます。

多治見～土岐地域

岐阜県東濃地方の陶土層は、土岐口陶土層とよばれます。濃尾平野を流れる庄内川は、上流の岐阜県側では土岐川と名称を変えますが、その土岐川沿いの多治見市から土岐市の周辺一帯にかけて陶土層が広く分布します。この地域は3つの地区に、西から多治見市高田・小名田地区、大洞・悦洞地区、土岐地区に分けられますが、前2つの地区の基盤は中・古生層と中新統からなります。この地域は、藤井紀之さんによって調査・研究され、陶土層の堆積過程が図2・2のようにまとめられております。以下、最近の調査結果とあわせて、各地区ごとに簡単に説明します。

図2・1 - 瀬戸～豊田地域の主要な粘土鉱床の分布



図2・3 - 瀬戸北部地区の瀬戸陶土層漢式柱状図 <下坂, 1988>

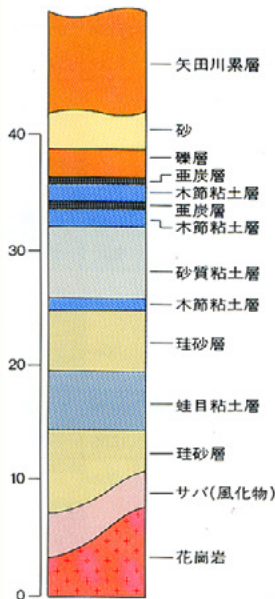


図2・4 - 大洞地区の土岐口陶土層漢式柱状図 <下坂, 1989>

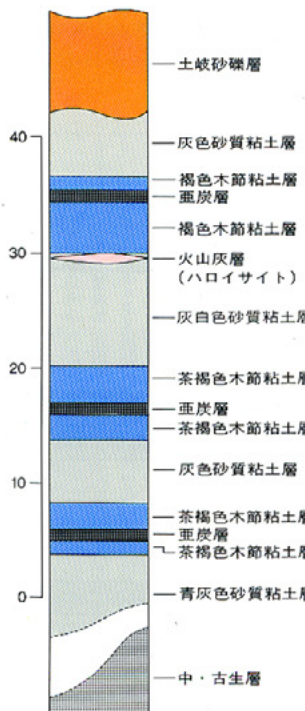
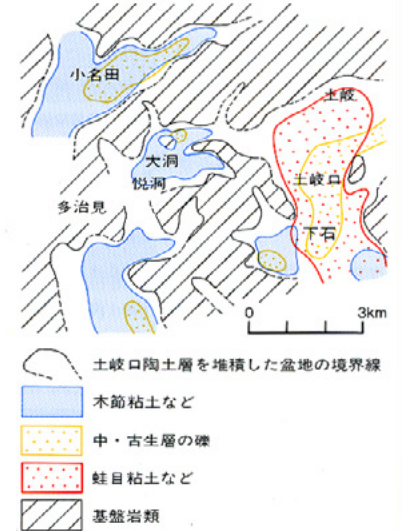


図2・2 - 多治見～土岐地区における土岐口陶土層の堆積過程 <Fujii, 1967>



<図2-1の粘土鉱床>
I 瀬戸北部地区
①品川品野鉱山 ②瀬戸開発鉱山
③陣屋開発鉱山 ④印所鉱山 ⑤埴組才一鉱山
⑥加仙鉱山 ⑦赤津鉱山
II 瀬戸南部地区
⑧東海八草鉱山 ⑨豊徳鉱山 ⑩田稔鉱山
III 豊田地区
⑪枝下鉱山
IV 藤岡地区
⑫藤岡鉱山

図2・5 - 土岐地区の土岐口陶土層漢式柱状図 <Fujii, 1967>

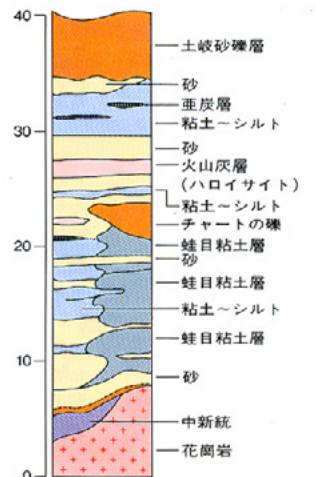


表2-1 - 瀬戸・東濃地方の代表的な木節・蛙目粘土の化学組成

本山(もとやま)蛙目 鉱山名: 加仙鉱山	鉱物組成: カオリン鉱物, 石英 化学組成																					
	<table border="1"> <thead> <tr> <th>名称</th> <th>SiO₂</th> <th>TiO₂</th> <th>Al₂O₃</th> <th>Fe₂O₃</th> <th>CaO</th> <th>MgO</th> <th>K₂O</th> <th>Na₂O</th> <th>Ig. loss</th> <th>耐火度</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>本山水ヒ蛙目</td> <td>50.19</td> <td>0.61</td> <td>33.30</td> <td>1.21</td> <td>0.17</td> <td>0.22</td> <td>1.59</td> <td>0.16</td> <td>12.44</td> <td>SK35</td> </tr> </tbody> </table> 用途: 高級陶磁物, 高級耐火物	名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度	本山水ヒ蛙目	50.19	0.61	33.30	1.21	0.17	0.22	1.59	0.16	12.44
名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度												
本山水ヒ蛙目	50.19	0.61	33.30	1.21	0.17	0.22	1.59	0.16	12.44	SK35												
本山(もとやま)木節 鉱山名: 加仙鉱山	鉱物組成: カオリナイト, セリサイト 化学組成																					
	<table border="1"> <thead> <tr> <th>名称</th> <th>SiO₂</th> <th>TiO₂</th> <th>Al₂O₃</th> <th>Fe₂O₃</th> <th>CaO</th> <th>MgO</th> <th>K₂O</th> <th>Na₂O</th> <th>Ig. loss</th> <th>耐火度</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>本山水ヒ木節</td> <td>47.37</td> <td>0.92</td> <td>34.41</td> <td>1.10</td> <td>0.16</td> <td>0.25</td> <td>0.64</td> <td>0.08</td> <td>14.91</td> <td>SK36</td> </tr> </tbody> </table> 用途: 高級陶磁物	名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度	本山水ヒ木節	47.37	0.92	34.41	1.10	0.16	0.25	0.64	0.08	14.91
名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度												
本山水ヒ木節	47.37	0.92	34.41	1.10	0.16	0.25	0.64	0.08	14.91	SK36												
八草(やくさ)木節 鉱山名: 井上鉱山	鉱物組成: カオリン鉱物, 石英 化学組成																					
	<table border="1"> <thead> <tr> <th>名称</th> <th>SiO₂</th> <th>TiO₂</th> <th>Al₂O₃</th> <th>Fe₂O₃</th> <th>CaO</th> <th>MgO</th> <th>K₂O</th> <th>Na₂O</th> <th>Ig. loss</th> <th>耐火度</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>八草木節</td> <td>51.78</td> <td>0.48</td> <td>33.30</td> <td>1.69</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>12.79</td> <td>SK33+</td> </tr> </tbody> </table> 用途: 耐火レンガ, 陶磁器	名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度	八草木節	51.78	0.48	33.30	1.69					12.79
名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度												
八草木節	51.78	0.48	33.30	1.69					12.79	SK33+												
枝下(しだれ)木節 鉱山名: 御船鉱山	鉱物組成: カオリン鉱物 化学組成																					
	<table border="1"> <thead> <tr> <th>名称</th> <th>SiO₂</th> <th>TiO₂</th> <th>Al₂O₃</th> <th>Fe₂O₃</th> <th>CaO</th> <th>MgO</th> <th>K₂O</th> <th>Na₂O</th> <th>Ig. loss</th> <th>耐火度</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>水ヒ粘土</td> <td>47.17</td> <td>0.98</td> <td>34.91</td> <td>1.57</td> <td>0.23</td> <td>0.13</td> <td>0.61</td> <td>0.75</td> <td>14.26</td> <td>SK34+</td> </tr> </tbody> </table> 用途: 耐火物, るつぽ	名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度	水ヒ粘土	47.17	0.98	34.91	1.57	0.23	0.13	0.61	0.75	14.26
名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度												
水ヒ粘土	47.17	0.98	34.91	1.57	0.23	0.13	0.61	0.75	14.26	SK34+												
小名田(おなだ)木節 鉱山名: 丸悦鉱山	鉱物組成: カオリナイト, 石英, モンモリロナイト 化学組成																					
	<table border="1"> <thead> <tr> <th>名称</th> <th>SiO₂</th> <th>TiO₂</th> <th>Al₂O₃</th> <th>Fe₂O₃</th> <th>CaO</th> <th>MgO</th> <th>K₂O</th> <th>Na₂O</th> <th>Ig. loss</th> <th>耐火度</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>木節1級</td> <td>53.73</td> <td>0.24</td> <td>31.79</td> <td>1.44</td> <td>0.59</td> <td>0.60</td> <td></td> <td></td> <td>10.78</td> <td>SK30</td> </tr> </tbody> </table> 用途: タイル, 陶磁器素地, 耐火レンガ	名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度	木節1級	53.73	0.24	31.79	1.44	0.59	0.60			10.78
名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度												
木節1級	53.73	0.24	31.79	1.44	0.59	0.60			10.78	SK30												
悦洞(えつぼら)粘土 鉱山名: 悦洞鉱山	鉱物組成: カオリナイト, 石英, モンモリロナイト 化学組成																					
	<table border="1"> <thead> <tr> <th>名称</th> <th>SiO₂</th> <th>TiO₂</th> <th>Al₂O₃</th> <th>Fe₂O₃</th> <th>CaO</th> <th>MgO</th> <th>K₂O</th> <th>Na₂O</th> <th>Ig. loss</th> <th>耐火度</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>黒木節(原土)</td> <td>64.25</td> <td>0.95</td> <td>21.57</td> <td>1.62</td> <td>0.52</td> <td>0.60</td> <td>1.33</td> <td>0.12</td> <td>8.26</td> <td>SK28</td> </tr> </tbody> </table> 用途: 陶磁器, 耐火物	名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度	黒木節(原土)	64.25	0.95	21.57	1.62	0.52	0.60	1.33	0.12	8.26
名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度												
黒木節(原土)	64.25	0.95	21.57	1.62	0.52	0.60	1.33	0.12	8.26	SK28												
土岐口(とぎぐち)蛙目 鉱山名: 山岩鉱山	鉱物組成: カオリン鉱物, 石英 化学組成																					
	<table border="1"> <thead> <tr> <th>名称</th> <th>SiO₂</th> <th>TiO₂</th> <th>Al₂O₃</th> <th>Fe₂O₃</th> <th>CaO</th> <th>MgO</th> <th>K₂O</th> <th>Na₂O</th> <th>Ig. loss</th> <th>耐火度</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>水ヒ粘土</td> <td>57.9</td> <td>0.65</td> <td>26.94</td> <td>1.57</td> <td>0.77</td> <td>0.20</td> <td>2.54</td> <td>0.24</td> <td>9.02</td> <td>SK33</td> </tr> </tbody> </table> 用途: 耐火レンガ	名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度	水ヒ粘土	57.9	0.65	26.94	1.57	0.77	0.20	2.54	0.24	9.02
名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度												
水ヒ粘土	57.9	0.65	26.94	1.57	0.77	0.20	2.54	0.24	9.02	SK33												
原(はら)蛙目 鉱山名: 原水蔵蛙目 工業協同組合	鉱物組成: カオリン鉱物, 石英 化学組成																					
	<table border="1"> <thead> <tr> <th>名称</th> <th>SiO₂</th> <th>TiO₂</th> <th>Al₂O₃</th> <th>Fe₂O₃</th> <th>CaO</th> <th>MgO</th> <th>K₂O</th> <th>Na₂O</th> <th>Ig. loss</th> <th>耐火度</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>原水ヒ特級蛙目</td> <td>48.78</td> <td>0.96</td> <td>35.04</td> <td>1.43</td> <td>0.16</td> <td>0.24</td> <td>0.48</td> <td>0.06</td> <td>12.95</td> <td>SK34</td> </tr> </tbody> </table> 用途: 陶磁器, 耐火物	名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度	原水ヒ特級蛙目	48.78	0.96	35.04	1.43	0.16	0.24	0.48	0.06	12.95
名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度												
原水ヒ特級蛙目	48.78	0.96	35.04	1.43	0.16	0.24	0.48	0.06	12.95	SK34												
苗木(なえぎ)蛙目 鉱山名: 共立苗木鉱山	鉱物組成: カオリン鉱物, 石英 化学組成																					
	<table border="1"> <thead> <tr> <th>名称</th> <th>SiO₂</th> <th>TiO₂</th> <th>Al₂O₃</th> <th>Fe₂O₃</th> <th>CaO</th> <th>MgO</th> <th>K₂O</th> <th>Na₂O</th> <th>Ig. loss</th> <th>耐火度</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>苗木水ヒ蛙目</td> <td>49.69</td> <td>0.46</td> <td>32.66</td> <td>1.31</td> <td>0.26</td> <td>0.31</td> <td>1.05</td> <td>0.30</td> <td>13.79</td> <td>SK35</td> </tr> </tbody> </table> 用途: 陶磁器, 耐火物	名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度	苗木水ヒ蛙目	49.69	0.46	32.66	1.31	0.26	0.31	1.05	0.30	13.79
名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	耐火度												
苗木水ヒ蛙目	49.69	0.46	32.66	1.31	0.26	0.31	1.05	0.30	13.79	SK35												

多治見市高田・小名田地区

陶土層はほぼ水平に堆積し、層厚は最大35m、上部と下部に分かれます。下部は礫と砂、上部になると砂と粘土が多くなります。砂は東部が多く、西部に向かうにつれて砂は少なくなり、粘土が増えてくるので、供給物は東から西へと運ばれたことがわかります。木節粘土が含まれるのは上部層で、亜炭層の上盤側や下盤側に伴って産出します。下部の砂層中には蛙目粘土はみとめられません。

大洞・悦洞地区

陶土層は、細礫～砂、シルト、粘土の互層からなり、層厚は最大40m以上、ほぼ水平に堆積します。この地区になると、北部のごく小範囲に、基底部に蛙目粘土が出てきます。粘土層は主に木節粘土からなり3層準に分布します。下部層は北部のみに分布しほとんど連続しませんが、中部層になると比較的よく連続し、層厚は最大3m、西部で薄くなります。上部層は北東から南西にかけて分布し、層厚は最大2.5m、シルトがまじるので品質は少し落ちます。図2・4に柱状図を示します。

なおこの地区では、神明カオリンとよばれる白色粘土層を産出します。これは、白色の火山灰層(凝灰岩)の上部2mほどが、堆積後の続成作用により粘土化したものです。粘土はカオリン鉱物からなりませんが、カオリナイトではなくてハロイサイト、それも特徴的なボール型のハロイサイトです。この粘土は耐火物用として使われています。

土岐地区

一番東側の土岐地区は、基盤が花崗岩と中新統からなるので、さきの2つの地区とは大分様相が違いまして、ここに分布するのは蛙目粘土がほとんどで、木節粘土は僅かしか出てきません。陶土層の層厚は最大で30m、チャートの円礫層を境に上下二層に分けられます(図2・5)。下部層は蛙目粘土と淡青色の砂からなりませんが、蛙目粘土は本地区の中心部でよく発達し層厚は20mに及びます。周縁部にいくにしたがって淡青色の砂層に移り変わります。上部層は暗灰色の粘土、アルコース(花崗岩質の砂)、凝灰岩または凝灰質粘土などからなり、木節粘土は、南部の縁辺部に僅かに分布するだけです。

多治見～土岐地域の陶土層の特徴

以上のようにこの地域では、各地区ごとに陶土層は堆積状況が異なりますが、ここでもう一度

さきの図2・2に基づきこれらの全体的な関連と、この地域の陶土層の特徴についてみてみます。この地域でも、さきの瀬戸～豊田地域と同様に、陶土層は基盤の凹地あるいは侵食地形に堆積したわけですが、一番東側の土岐地区は基盤が花崗岩ですから、蛙目粘土の上位に木節粘土ができてもおかしくないのですが、ここには、木節粘土はもちろん細粒物が余り分布しておりません。一方、西の2つの地区では基盤が中・古生層と中新統ですから、その風化物からは蛙目粘土も木節粘土も生成しません。ですから、西の2つの地区にみられる木節粘土は、東方で生成した風化花崗岩の細粒物で、それが西へ流れてこの2つの地区に堆積したものであることがわかります。

ただしこれらの木節粘土には、基盤が中・古生層と中新統ですから、それらに由来する細粒物ももちろん含まれます。一般に中・古生層の風化の速度は、花崗岩のそれに比べればぐんと遅いのですが、いずれにしてもそれらの細粒物が含まれることは事実です。この中・古生層を原岩とする粘土では、カルシウムやマグネシウムなどのアルカリ土類が多くなります。そしてこうした化学組成に対応して、モンモリロナイトという粘土鉱物が生成します。したがってこの地域の木節粘土は、表2・1に示されるように、多少ともモンモリロナイトを含み、化学成分としてはカルシウムとマグネシウム、それにもちろん鉄やチタンなども含まれます。

これをやき物の方からみますと、モンモリロナイトが入ると耐火度が下がるのです。表2・1にみるように、多治見の木節は耐火度S K30番前後、つまり溶融点が約1,650 ぐらいです。本山の木節はS K36番。これは溶融点が1,800 で粘土では最高です。しかも多治見の木節にはいろいろの化学成分を含むので色もついてしまうので、白色磁器には適しません。ただし木節ですから、可塑性は非常にすぐれています。美濃焼を生んだ粘土も、この地域の木節粘土です。

陶土層の堆積環境

山岡町原の堆積相

中山 私は、堆積相からみた陶土層の堆積環境について、私の調べました土岐市南部の鶴里のケースと、私もメンバーの一員である陶土団体研究グループの調べました山岡町原の場合について、お話しいたします。

多治見～土岐地域から東へ約20km程のところに恵那郡山岡町の原という場所があります。この地域にも東濃地方の地質図（p13, 図1）にみられるように、屏風山断層に接してその北側に陶土層（原累層）と、それを被って土岐砂礫層相当層（猿爪累層）が分布します。図3・1は、原鉱山でみられたほぼ南北方向の露頭のスケッチです。この図で、黄色は主として珪砂質、薄い灰色がシルト質粘土で、これが主として石英粒を含む蛙目粘土です（図中の点は石英粒の多いことを表わしています）。そして濃い青色の部分が、主として木節粘土ということになります。この露頭をごく大まかに見れば、下の方に珪砂や蛙目粘土があって、上の方に木節粘土や垂炭が堆積していることがわかります。

網状河川の小さな流路

この堆積相をさらに細かくみていきますと、例えばbと記したところには、上位の地層が、より下位の地層を小規模に削りこんだ、下に小さな凸の形が幾つもつくられています。この部分の詳細は下の拡大図bのようになっていますが、これは何を示しているかということ、放棄された小さなチャンネル（谷）なんです。河川というのは、その流路の途中で河川の一部が切られて放棄されるところがでできます。現在の河川系でいえば、三日月湖とよばれる河川沿いの湖や池がそういった放棄されたところにあたります。こうしたところの堆積相をみますと、小規模な放棄チャンネルの場合には、最初に混濁した非常に細かい相があって、その上に少し粗めのものがのるといって、逆級化の構造が繰り返しあらわれます。

放棄された河川は湖や池となり、通常は砂や泥の流入をほとんど受けません。ところが洪水時になると、本流部の水位が上昇しこの地域にも砂や泥が流入してきます。そのさい、はじめは泥などの細粒物が供給され、続いて砂や礫などの粗粒物が供給されます。それで逆級化の堆積構造ができるのですが、この逆級化の構造がく

り返されているということは、何回もの洪水があって、それにより放棄チャンネルが埋積されたということを語っているわけです。

網状河川の州（バー）の発達

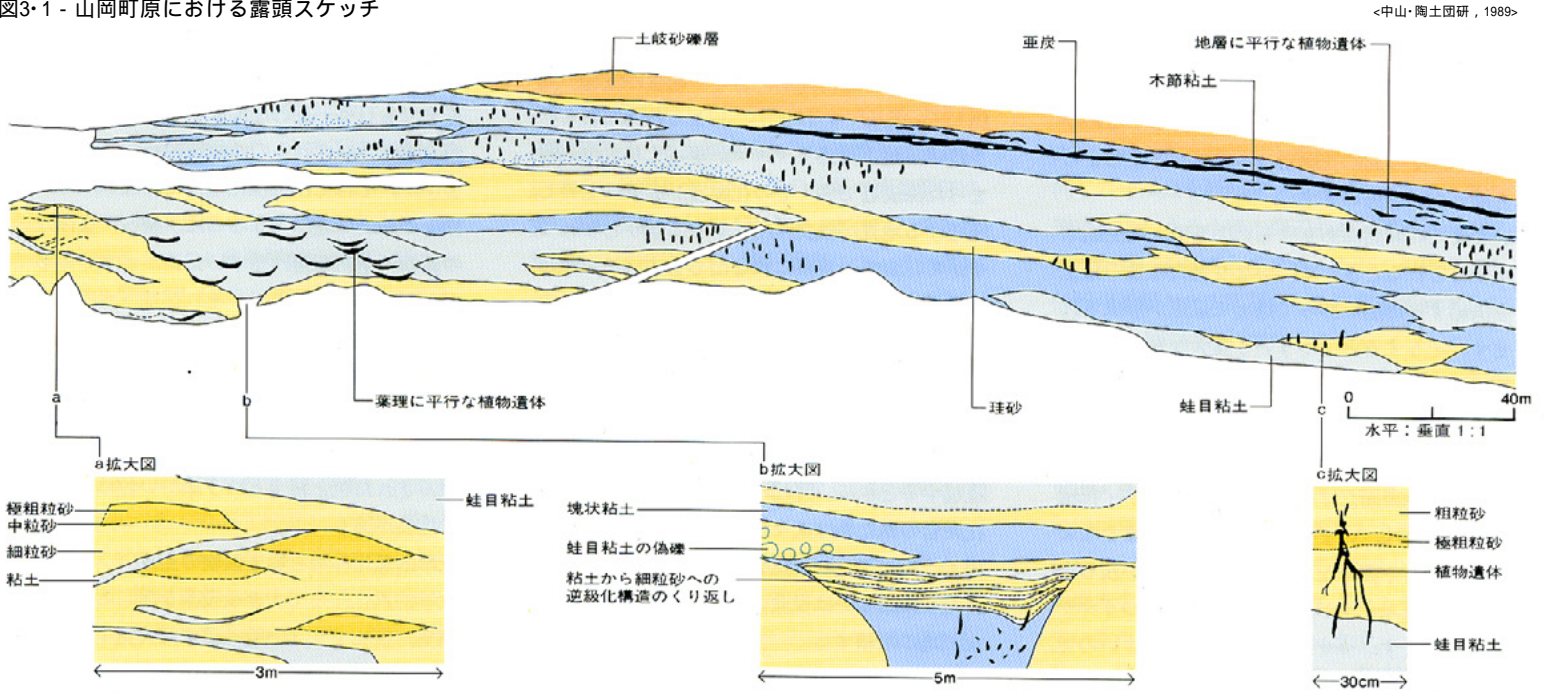
次に、図のaの記号が付されているところですが、ここでは、下の図にみられるように、上に凸になった堆積構造になっております。そしてその構造の上部に粗いものがたまっています。この構造は、砂や礫からなり泥を含みません。これは何かというと、網状河川の州（bar）なんです。網状河川ができてくると、流路のわきに州ができ始めますが、州というのは、上の方に粗いものをのせる格好で発達していきます。水はふだんは、この州のわきを流れていますが、水の勢いが大きいときは州の上を越えます。越えるときは当然、水の勢いが高いですから、粗いものを運んでくる。そして州の上にそれをおとしていくわけです。それで上に凸の部分に粗いものが堆積していく。また、水の勢いに強弱があっても常に水は流れているので、泥がたまらないのです。ですからこのaの部分は網状河川のバーの部分を示しているわけです。そして、先ほどの放棄チャンネルの存在や、次にお話しする湿地帯・沼沢地との関連からみると、図の黄色で示した砂層の部分は、網状河川を伴いながら発達した扇状地であったと推定されます。

低湿地帯と蛙目粘土

さらに堆積が進んでくると、今度は図のcの部分がでできます。ここには、縦の黒い筋をチョンチョンと描いてありますが、これは下の拡大図でおわかりのように、このチョンチョンはすべて植物の根なんです。要するに根が残っているわけですが、その根も水平ではなく、立ったり斜めになった状態のままに残っている。そしてその周辺に蛙目粘土が分布します。またところどころには、水流によってできた葉理も認められます。

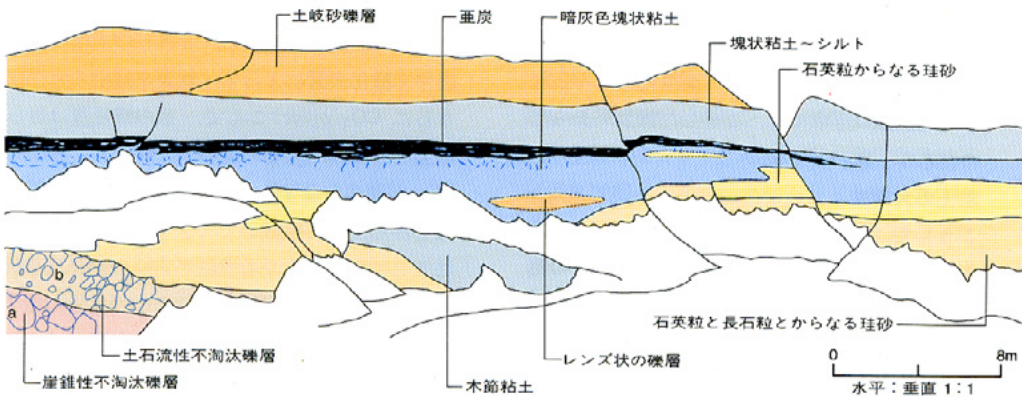
ここはどういう環境を示しているかということ、植物がはえている低湿地帯で、そこに急激に砂やシルトが堆積したものですから、植物の根の部分が立ったままの状態が残ってしまったわけです。ですから、ここでは植物の生育している小さな湿地帯のところ急激な堆積が起きたときに蛙目粘土が形成されたわけです。しかもそうしたことが何回も繰り返されるので、蛙目粘土をはさみながら、珪砂～シルトの地層が堆積していくこととなります。

図3-1 - 山岡町原における露頭スケッチ



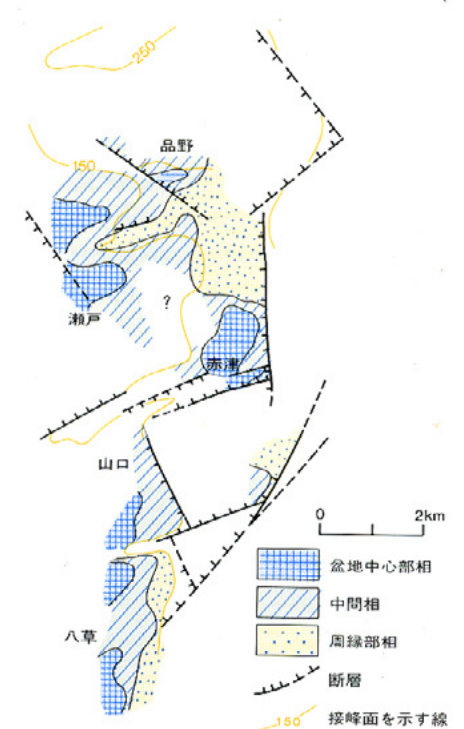
<中山・陶土図研, 1989>

図3-2 - 土岐市鶴里における露頭スケッチ



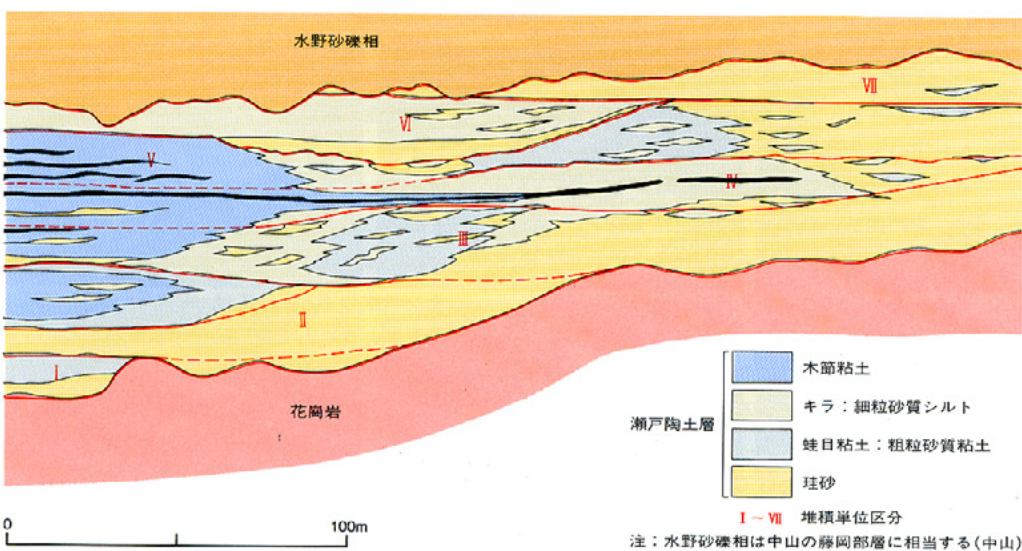
<中山・陶土図研, 1989>

図3-3 - 瀬戸地域における瀬戸陶土層の堆積相分布図



<桑原, 1975>

図3-4 - 瀬戸陶土層の堆積層(堆積相の累積状態と堆積単位区分図)



<桑原, 1975により作製>

盆地中心部相 = 木節粘土、珪砂など粗・細粒物質の分化が進んだもの。
 中間相 = 盆地中心部相と周縁相との中間部にみられるもので、蛙目粘土などの混合相が発達する
 周縁相 = 珪砂などの粗粒物質を主体とし、黒雲母・長石などの未風化物質を多量に含み、一般に不淘汰な粒度組成である。
 直線・破線などは確認・推定断層を示し、一般に逆断層で瀬戸層群堆積後の活動である。
 <脚注は桑原(1975)による>

粘土鉱物

花崗岩地帯の隆起と花崗岩の深層風化

倉林 私は、粘土鉱物についてお話しするわけですが、その前に花崗岩の風化のことにちょっと触れたいと思います。

いままでのお話にありましたように、陶土鉱床がつくられるときには、かなり莫大な量の粘土を供給する母胎があって始めて鉱床が形成されます。そうすると、そういう莫大な量の粘土を供給したと考えられる花崗岩というのは、一体どういう風化をするのかという問題があります。ふつう岩石の風化というのは、地表面だけで風化して、地表面だけに風化殻ができます。花崗岩の場合には、いままでのお話にありましたように、長石や雲母などが粘土化し石英が残る形で風化が進みますが、この風化殻はふつうマサとよばれます。マサは砂質で透水性がよいので、水は風化していない内部の新鮮な部分にも達しやすく、このために花崗岩の風化の速度ははやく、また他の岩石に比べればぐんと厚い風化殻をつくります。

ところが花崗岩というのは、そういう表面からの風化だけにとどまりませんで、100mぐらいの深層まで風化していることが多いんです。このように花崗岩は、かなり大規模に風化する、そういう性質をもった岩石なのです。

このうち、深い方の風化は深層風化といっていますが、じつは、この深層風化の原因がまだ十分にはわかっておりません。花崗岩の中にたくさんの割れ目があって、その割れ目の中に地下水がしみ込んで、内部の方がだんだんに風化していくという考え方が有力なのですが、細かい点になるとまだよくわかっていないのが現

図4-1- 鉱物からのイオンの溶脱

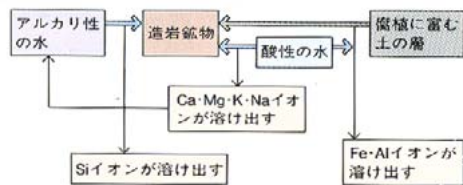
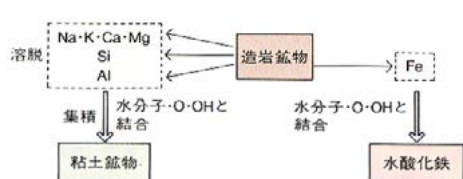


図4-2- 土の中でのイオンの溶脱と集積



状です。

また花崗岩の中にたくさんの割れ目が生じるのは、いわゆる造構運動、とくに地盤の隆起が関係しているといわれます。もともと花崗岩というのは、地下深部でマグマがゆっくりと冷え固まった深成岩です。その花崗岩が次第に上昇し、隆起する地表が侵食作用によって削りとられて、やがて花崗岩が地表に顔を出します。この隆起の過程で、花崗岩は地下の強い圧力を受けて内部にたくさんの割れ目を生じ、深層風化へつながっていく。そのように考えられているわけです。

こうして地表に顔をだした花崗岩地帯がさらに隆起するときに、隆起に伴って侵食作用が進み、花崗岩の風化物は次々に休みなく削りとられていく。そしてこの風化物は、隆起からとり残されたり、あるいは侵食されてできた周辺の小さな凹地に堆積する。一方、花崗岩地帯というのは、いま触れましたようにかなり深くまで大規模に風化しているので、風化物がすぐになくなるということではなく、周辺に莫大な量の粘土が供給される。堆積した粘土は、さらに風化作用や続成作用を受ける。瀬戸～東濃地方にみられる陶土鉱床の形成には、こうした背景があったのだらうと思われま

す。粘土の大きさ

こうして、花崗岩の風化したものがたまって粘土鉱床がつくられるわけですが、では、その粘土とは何かということになりますと、これは研究する人の立場によって、例えば土を研究している人の粘土の定義と、焼きものとか地下資源を研究している人の粘土の定義とはちょっと違うところがあります。普通はどのように定義されているかという、粘土は非常に粒が小さい。どれぐらいの粒の大きさから下を粘土というかという、大体1万分の2cm(2μ)ぐらいから下の大きさです。

その粘土は、またさらに細かい粒からできていて、その細かい1つ1つの粒を粘土粒子といいます。この粘土粒子がカオリナイトやハロイサイト、あるいはモンモリロナイトといった粘土鉱物からなっているというわけです。このようにきわめて細かい粒であると同時に、その粒が粘土鉱物からできているところに粘土の大きな特色があります。

物理的な風化作用だけでは粘土はできない

ところで、花崗岩を乳鉢の中に入れてとんとん

こすっていきますと、理論的には幾らでも細かくできます。しかしそれは、石英や長石が細くなったというだけであって、その粒自身はあくまでも石英、長石なんです。鉱物や岩石が細かくすりつぶされるのは物理的風化作用といいますが、それだけでは粘土はできない。

粘土の細かい粒ができるのは、長石、雲母などの鉱物の中から溶けやすい元素がイオンの形でとんとん飛び出てきて、それが地下水の中で再び結合して新しい鉱物ができる。このような変化を化学的風化作用といいますが、こうしてできた鉱物を粘土をつくる鉱物という意味から、粘土鉱物といっているのです。ですから、すりつぶされた粒と粘土という細かい粒は、本質的に性質が違

化学的風化作用と粘土鉱物の生成

化学的風化作用で大きな役割を演じるのが水、空気、生物です。一般に雨水は大気中の二酸化炭素(CO₂)を溶かしこんでいるので弱酸性ですが、まずこの雨水が地表にしみ込みます。その地表では、地衣類やこけ類をはじめバクテリアなどの微生物が生活し、これらの生物の吐き出す二酸化炭素によって、地表や地中の水にはさらにCO₂が溶けこんで、水の酸性度はさらに強まります(生物の遺体が分解するときにもCO₂が発生します)。また、地衣類やけい藻類などからは、有機酸がでてきます。

こうして酸性の水や有機酸が岩屑の割れ目や砂粒の間にしみ込み岩屑や砂粒の中の鉱物に接すると、その鉱物の中の溶けやすい元素がイオンの形で飛び出てきます。図4-1は、その過程を模式的に示したもので、最初にNa、K、Ca、Mgイオンが溶け出します。すると、地下水は中性あるいはアルカリ性になり、やがてSiが溶け出すようになります。一方、腐植などが多く酸性の強い地下水ではFeやAlが溶け出します。

溶け出してきたイオンのうち、SiとAlはOと結合してSiO₂(二酸化珪素)やAl₂O₃(酸化的アルミニウム)となりますが、これらがOHイオンや水分子、ときにはNa、Ca、Mgイオンなどをとりこんで新しい化学組成をもつ粘土鉱物が誕生します(図4-2)。こうしたミクロの世界で進行する化学的風化作用が、常温常圧で行われるところに粘土鉱物生成の大きな特色があります。

こうしてできた粘土鉱物は、化学組成からい

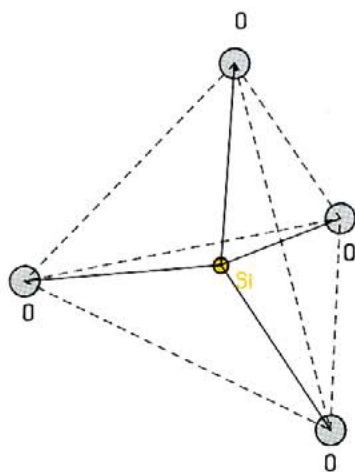
注1：立体視図（図4・3、図4・4、図4・5）
 人間が物を立体的に眺められるのは、右眼の像と左眼の像が重なり合って1つの像として見ることができるからである。図4・3～図4・5で、各図の右図と左図をじっと眺めながら、右図の文字や小円と、左図の同じ

文字や小円を、右眼・左眼の向きを動かして1つに重ね合わせられれば、以上の3図から結晶構造の立体像をつかむことができる。

このように、立体視できるように作られた図を立体視図あるいはステレオ図という。裸眼での立体視は少し

練習が必要であるが、2つのレンズを左右に並べたステレオメガネが市販されているので、裸眼で立体視ができにくい場合は、これを活用するとよい（倉林）。

図4・3 - SiO₄四面体(立体視図)



注：Si原子とO原子の間隔は1.60Å

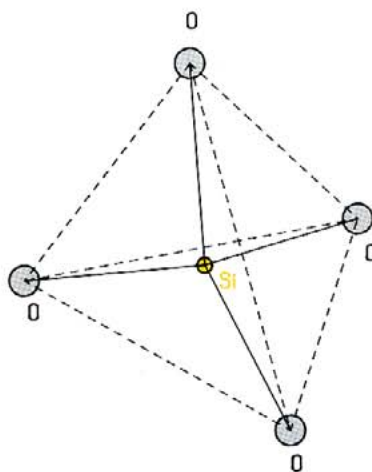


図4・6 - カオリナイトとハロイサイトの単位構造の高さ<数値の単位：>

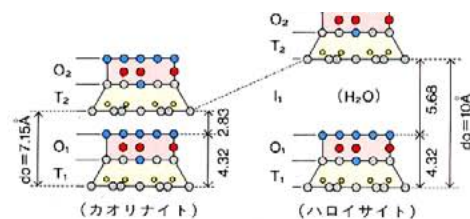
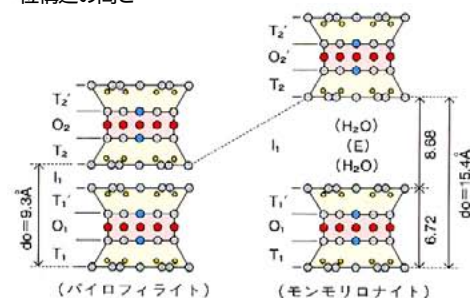


図4・7 - モンモリロナイトとパイロフィライトの単位構造の高さ



<図4・6、図4・7の共通凡例>

- Si
- O
- OH
- Al
- (H₂O) 層間水
- do 単位構造の高さ
- I 層間域
- (E) 交換性陽イオン
- 四面体層(T)
- 八面体層(O)

表4・1 - 粘土鉱物の分類

構造型	鉱物名	四面体中の陽イオン	八面体中の陽イオン	層間イオン層間水	単位構造の高さ (do) Å
2・1型構造	パイロフィライト	Si	Al	なし	9.3
	滑石	Si	Mg	なし	9.2
	モンモリロナイト	Si	Al, Mg (少量)	(E), H ₂ O	15.4
	サポナイト	Si, Al	Mg	(E), H ₂ O	15.4
	パーミキュライト	Si, Al	Al, Mg	(E), H ₂ O	14.3
	クロライト	Si, Al	Al, Mg	Mg, Al, (OH)	14.3
	イライト	Si, Al	Al, Mg	K	10
1・1型構造	カオリナイト	Si	Al	なし	7.15
	ナクライト				
	ディッカイト				
	メタハロイサイト	Si	Al	なし	7.2
	ハロイサイト	Si	Al	H ₂ O	10
アンテゴライト	Si	Mg	なし	7.2	
非晶質	アロフェン	1-2SiO ₂ ・Al ₂ O ₃ ・5H ₂ O			化学組成
	イモゴライト	SiO ₂ ・Al ₂ O ₃ ・2-3H ₂ O			
	ヒンゲライト	1-2SiO ₂ ・Fe ₂ O ₃ ・5H ₂ O			

(E)：交換性陽イオン

図4・4 - カオリナイトの珪酸塩層(立体視図)

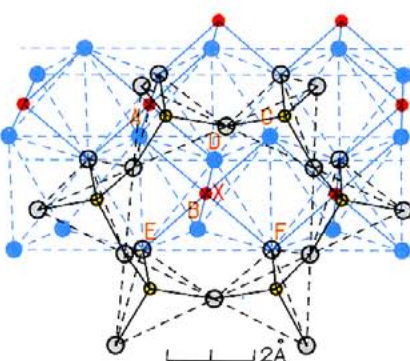
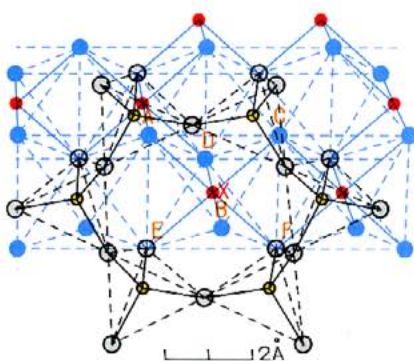
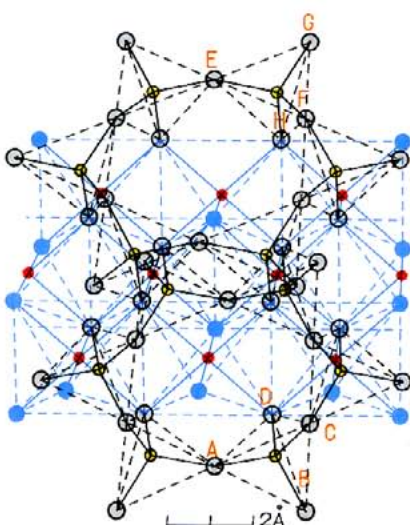
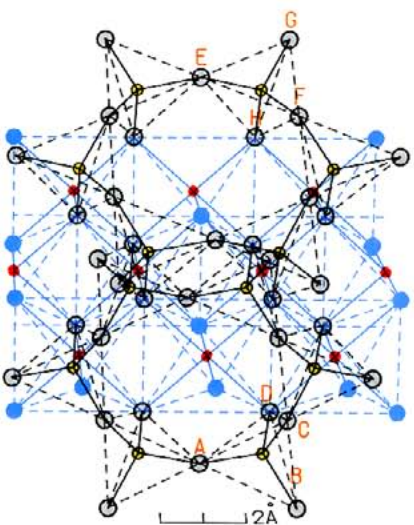


図4・5 - モンモリロナイトの珪酸塩層(立体視図)



● Si ○ O ● OH ● Al

と、 $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ (n は1, 2, 3の整数) という化学式で示され、アルミノ珪酸塩とよばれます。簡単にいうと、粘土を構成する主な原子(イオン)は、Si(珪素), Al(アルミニウム), O(酸素)で、これにOH(水酸基)と H_2O (水)が加わったものということになります。

粘土鉱物の結晶構造 層状構造

以上のように粘土鉱物は、鉱物から飛び出してきたイオンが、常温常圧下で酸素や水と結合して再編成されるという、他の鉱物とは全く異なった生成過程をへて誕生します。したがって粘土鉱物の構造も、他ではみられない独特の構造をつくりだします。

先ほど下坂さんは、粘土鉱物のことを層状の珪酸塩鉱物といわれましたが、まさにその言葉どおり、粘土鉱物では、平たい板のようにイオンが配列しています。この平たい板を珪酸塩層といい、この珪酸塩層が、一定の間隙(層間域)をはさんで層状に積み重なっているのが粘土鉱物の特徴です。この場合、1枚の珪酸塩層とその上に重なる間隙(層間域)を含めて単位構造といいます。ですから、1つの単位構造をランプのカードにたとえますと、粘土鉱物というのは、ちょうどカードを積み重ねたような格好になっているわけです。ただし、1枚のカードは、珪酸塩層と層間域という異なった素材でつくられており、また粘土鉱物の種類によって層間域の内容と厚さはそれぞれ違います。それともう1つ、珪酸塩層の構造も、大きくは2種類(1:1型構造と2:1型構造)に分かれます。

珪酸塩層(四面体層と八面体層)

鉱物から溶けだしたイオンが互いに結合しあって新しい鉱物ができるときには、ふつう陽イオンのまわりを陰イオンが取り囲むように結合します。Siイオン(陽イオン)とOイオン(陰イオン)とは、図4・3の立体視図(注1:p59欄外)にみるように、Siを中心に4個のOが結合して正四面体をつくり、これは SiO_4 四面体とよばれます。

さらにこの SiO_4 四面体どうしが、互いに隣接する SiO_4 四面体の底面のO原子を共有する格好でつながり、正六角形の網目をつくるように結合しています。ですから正四面体の頂点にある6つの原子を結んだ線も正六角形をつくります。これを四面体層といい、これが粘土鉱物のもっとも基本的な骨格をつくります。図4・4の

立体視図はカオリナイトの結晶構造を示したもので、この図で立体視ができると、 SiO_4 四面体が連結してできた四面体層のようすがよくわかると思います。

一方、AlのまわりにもOやOHが取り囲みませんが、この場合には、8個の正三角形が集まった八面体ができ上がり、この八面体も横につながり、この層を八面体層といいます(ときにはAlイオンがMgイオンで置換されることもあります)。

図4・4でXの位置にあるAlイオンを、OHイオン(A, B, C, Dの位置)とOイオン(E, Fの位置)が取り囲んでいます。A, B, Cを結ぶと正三角形となり、正三角形は SiO_4 四面体層と平行です。このABCは、ACD, ABE, BCFと結びついて、立体的に4つの面をつくっています。

一方、正三角形DEFも SiO_4 四面体層と平行で、EとFは SiO_4 四面体のOイオンがしめています。DEFは、ADE, CDF, BEFと結びつき、前の4つの面とは立体的に逆向きの4つの面をつくります。ABCなどがつくる4つの面とDEFなどがつくる4つの面が組み合わさると八面体ができ、八面体の中心(Xの位置)をAlイオンが占めています。この八面体が横につながっている層が八面体層というわけです。図4・4で立体視できれば、八面体と四面体層がよくわかると思います。そして、この八面体層と四面体層とが結合しあって1枚の珪酸塩層ができ上がります。

1:1型構造と2:1型構造

この場合、八面体層と四面体層の積み重なり方が2つあります。1つは、1枚の四面体層の上に1枚の八面体層が重なる1対1の構造のものです。(図4・4)もう1つは、さらにその上に、いわば下向きの四面体層が重なるもので、これは、2枚の四面体層の間に1枚の八面体層がはさまれる2対1の構造です(図4・5)。それで前者を1:1型構造、後者を2:1型構造といい、粘土鉱物は大別すればこの2つの構造型に分かれます。

層間域

そして先ほど述べましたように、1枚の珪酸塩層は、必ずその上に層間域を伴い、同じ構造型のもので層間域の内容や高さが違うので、同じ構造型の粘土鉱物が細分されます。

図4・6は、同じ1:1型構造のカオリナイトと

ハロイサイトの単位構造の高さを示したのですが、図にみるように前者の高さは7.15 (1は1億分の1cm)、後者の高さは10 です。また図4・7は、同じ2:1型構造のモンモリロナイトとパイロフィライトの単位構造の高さを示したもので、これも前者は15.4、後者は9.3 というように大きく違います。

この違いは、層間域に、水や交換性陽イオンが入っていたり、いなかったりするために生じます(交換性陽イオンというのは、層間域にはさまれる陽イオンのことで、これは、層間域から自由に入出りできるのでこの名でよばれ、粘土の膨潤性や吸着性と深く関係しています)。

表4・1は、粘土鉱物の種類とその層間域の内容を示したもので、この表にみるように、カオリナイトの層間域には何も入っていませんが、ハロイサイトの層間域には水が入っています。またモンモリロナイトの層間域には、水と交換性陽イオンが入っており、パイロフィライトの層間域には何も入っていません。化学組成はよく似ているにもかかわらず粘土鉱物にいろいろ性質の違いがあるのは、それぞれの粘土鉱物の層間域が、この表にみるようにさまざまな特徴をもっているからなのです。

だいたい以上が、粘土鉱物の結晶構造の概略です。このほかにも、モンモリロナイトとイライトなど2種類の粘土鉱物の層状構造が積み重なるという、特殊な混合層構造がありますが、いまは省略します。

X線回折法による粘土鉱物の判定

粘土鉱物の種類や性質を調べるにはいろいろな方法がありますが、1つは粘土を粉にしてX線を当てて調べます。粘土鉱物はいま述べましたように層状構造をもっていますから、原子は三次元的に規則正しく並んでいます。そして粘土鉱物の種類によってその並び方も、単位構造の高さも違います。このような結晶構造をもつ鉱物にX線を入射すると、原子の並び方によってX線がいろいろな方向に回折し、回折したX線はある方向で互いに強め合い、他の方向では打ち消し合って、回折したX線の様子を紙に記録するとある特定の位置にピークが現れます。ピーク的位置は、原子やイオンの並び方によって違ってきますから、どの位置に回折X線のピークが記録されるかを調べることによって、その粘土鉱物の種類がわかるわけです。

例えば、木節粘土や蛙目粘土をX線にかけると、

写真：木節粘土中の粘土粒子（板状結晶，カオリナイト）
 写真：蛙目粘土中の粘土粒子（板状結晶，カオリナイト）
 写真：酸性白土中の粘土粒子（薄板状結晶，モンモリロナイト）
 写真：ベントナイト中の粘土粒子（薄板状結晶，モンモリロナイト）
 写真：関東ローム中の粘土粒子（球状粒子・中空管状粒子，ハロイサイト）
 写真：鹿沼土中の粘土粒子（木くずのような微小な粒子，アロファン）
 各写真ともスケールは同一（右上），長さは1ミクロン(1/10,000cm)

図4・8 - 粘土中の鉱物(粘土鉱物)のX線回折曲線

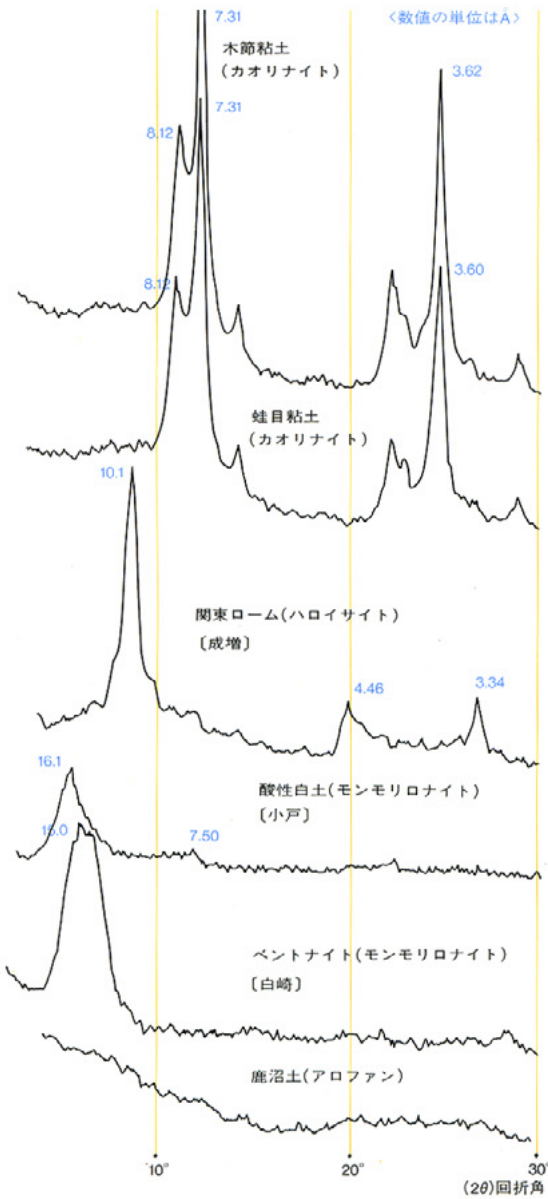


写真 - 粘土粒子の透過型電子顕微鏡写真

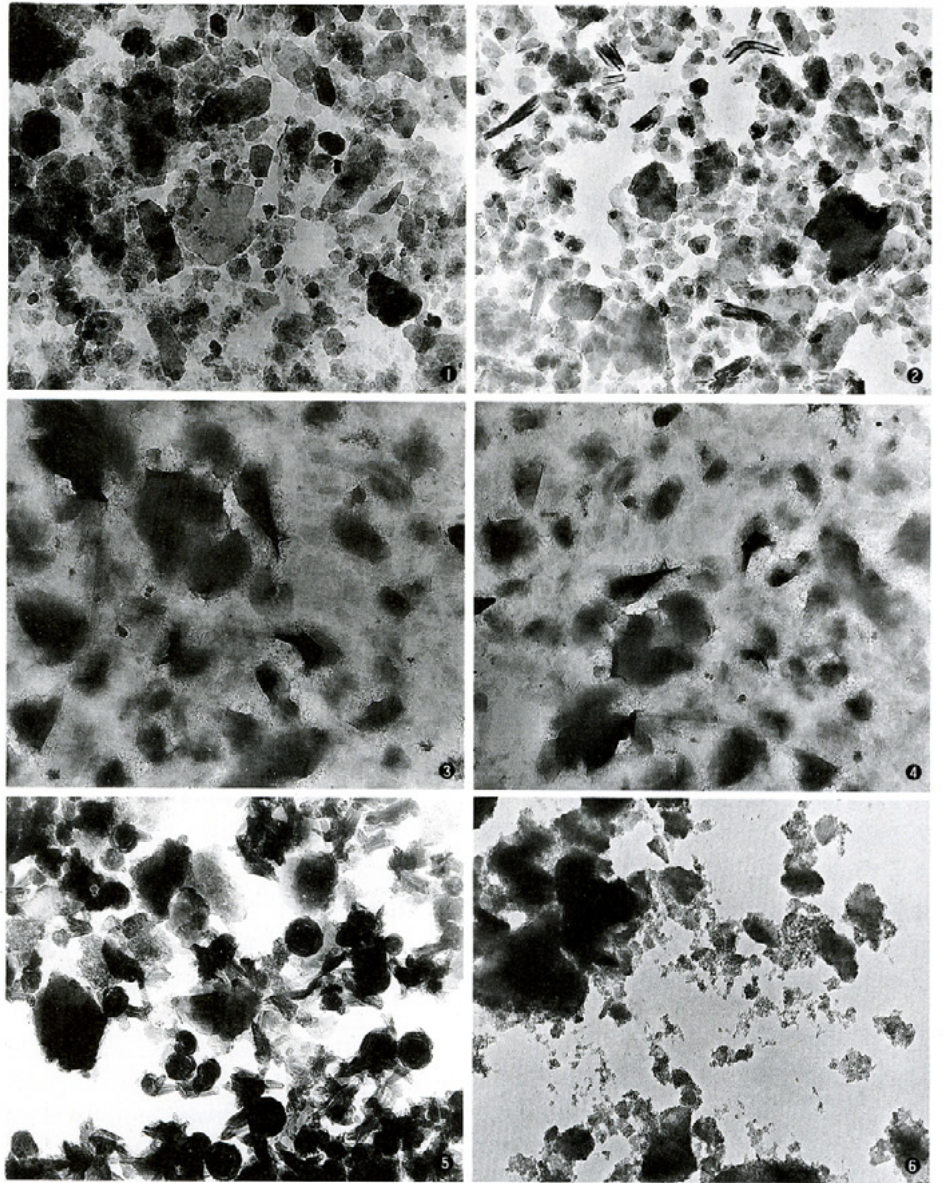


図4・9 - 粘土鉱物の研究方法

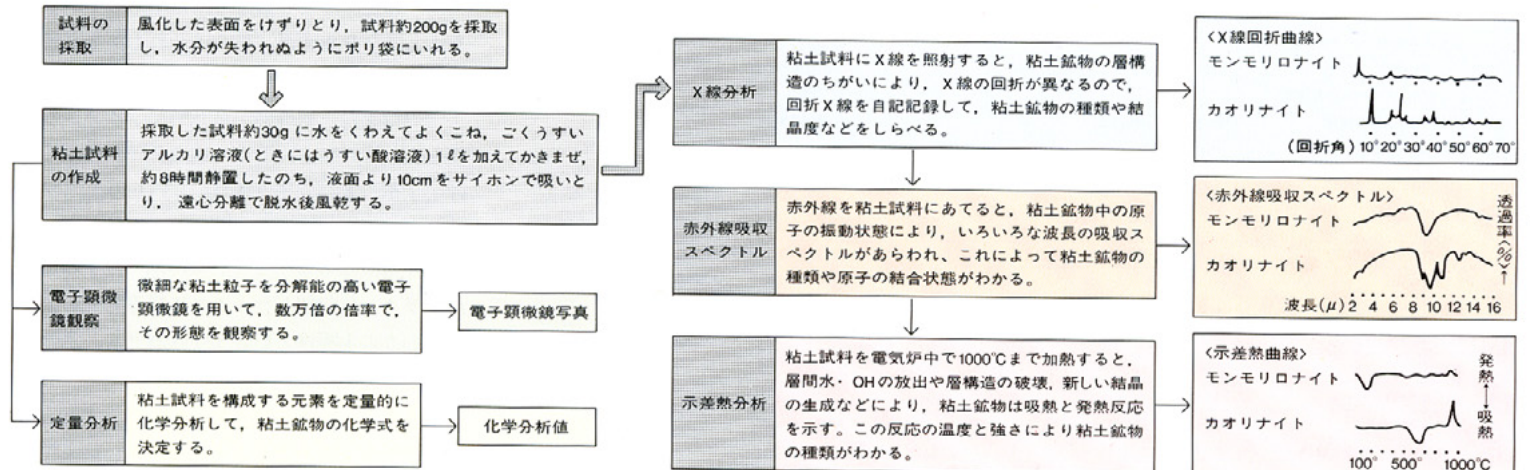


図4・8にみられるように7.31の付近にピークがでてきますが、それがカオリナイトです。また3.60付近のピークは長石、3.62付近のピークもカオリナイトです。したがって、この2つの粘土にはカオリナイトと少量の長石が混ざっていることがわかります。

その下の図は、関東ローム中の粘土の線回折ですが、この場合にはピークの位置が10.1にあるので、ハロイサイトがイライトと判断できます。イライトは5にもピークができるのに比べ、ハロイサイトは5にはピークができません。それでこの場合はハロイサイトということになります。

またその下の図は、酸性白土とベントナイトの線回折です。この粘土はモンモリロナイトが主成分なので、ピークの位置は15~16のところに出てきます。さらにその下の鹿沼土の線回折ではピークがどこにもありませんが、これは粘土の主成分が、結晶構造がまだつられていない非晶質のアロフェンだからです。このように線を当てることにより、そこに含まれる粘土鉱物の種類がわかってきます。

電子顕微鏡による粘土鉱物の形状観察

粘土鉱物の分析は、線による以外にも赤外線をあてたり、あるいは加熱して結晶構造の変化を調べる示差熱分析などいろいろの方法があります。図4・9に主な分析方法を示しましたが、ここでは、そのうちの電子顕微鏡による粘土鉱物

物の形態観察について述べます。

粘土粒子は、大きさが5μ~0.05μなので、光学顕微鏡は役に立たないので、形状観察には電子顕微鏡を使います。粘土鉱物は、六角形や不定形の薄板状、それに管状や球状などの形を示しますが、その形態的特徴を確かめるときには、透過型電子顕微鏡を用い、試料板の上にコロジオンという有機物質の薄板をはり、その上に試料をばらまいて観察します。一方、走査型電子顕微鏡では試料はばらまかずに自然にあるままの状態を観察できるので、粘土粒子の集合状態を調べるのに適しています。写真~は、さきの線回折で調べたものと同じ粘土の透過型電子顕微鏡写真で、写真の白い部分はコロジオン膜、黒い部分の大部分が粘土鉱物です。

写真と は、木節粘土および蛙目粘土中のカオリナイト、写真と は、酸性白土とベントナイト中のモンモリロナイトで、形はさまざまですが、いずれも薄板状の結晶を示します。写真 は、関東ローム中のハロイサイトです。ハロイサイトの形状は、この写真にみるように、細長いパイプ状のものと球状のものとがみられます。写真 は、鹿沼土のアロフェンで、これは非晶質なので不定形の微小の粒子があらわれるだけです。

粘土の可塑性

このように粘土鉱物は、非常に変わった構造をしていますから、粘土には他のものではみられ

ない独特の性質がそなわります。すなわち、可塑性、吸着性、吸水性、膨潤性、焼固性、さらには塩基置換の働きなどです。こうした性質をもつために、粘土は焼きものの原料としてだけではなく、さまざまな方面に利用されているわけですが、また他方では、地すべりの引き金になったり、地震による地盤の軟弱化、あるいは地下水汲み上げに伴う地層の圧密化による地盤沈下など、いろいろな災害の要因にもなっています。表4・2は、こうした粘土の利用面や災害との関係などを、ごく大ざっぱにまとめたものです。この表をみても、現在における人と粘土とのかかわりあい、いかに多方面にわたっているかがわかるかと思えます。それで最後に、本日のテーマと関連して粘土の可塑性についてちょっと触れてみます。

ご存じのように粘土は、手で力を加えると、その力に対応して変形します。そして手を放して力を抜くと変形したときの形がそのままに保たれます。ところがゴムというのは、手で引っ張ると形は変わりますが、手を放せばもとの形に戻ってしまいます。このように、力を加えて任意の形に変形させることができるだけでなく、力を抜いたときにその形を保つのを可塑性といえます。ですから、例えば少量の水を加えて粘土をこね、自分の好きな茶碗の形にこれを変形する。それを乾かしても、粘土であればその変形した姿を保ちます。石を粉末にして水を加えてこねれば、一時的には変形させることができますが、乾くとその形が崩れてしまいます。それで、焼きもの場合には、変形しやすくすると同時に、乾いてもその形が保てるように、可塑性のよい粘土が使われるということになるわけです。

では、粘土にはどうして可塑性があるのかということになりますが、じつはこれもかなり難しい問題なんです。粘土の粒子というのは、1つ1つの粒子の一番外側が電気的にマイナスの性質をもっています。そこへ水の分子が近づくと、水の分子(H₂O)というのは、プラスの電気をもつ位置とマイナスの電気をもつ位置が非常にはっきりしていて、水の分子の片側がプラス、反対側がマイナスに帯電しています。そういうのを極性といいますけれども、水の分子は極性をもっています。

そうすると、ここに粘土粒子がありますと、水の分子がやってきますとどうなるか。粘土粒子

表4・2 - 粘土と生活

窯業	陶磁器・屋根瓦の原料	カオリン粘土・セリサイト	粘土の可塑性と加熱により固結する性質を利用
	タイルの原料	パイロフィライト(ろう石)	
	耐火レンガの原料	耐火粘土(おもにカオリン粘土)	
	セメントの原料	カオリン粘土	
	鑄物の砂型結合剤	ベントナイト	
石油工業	石油のボーリング用泥水調整剤	ベントナイト(モンモリロナイト)	粘土の膨潤性と粘着性を利用
	原油の脱色精製剤	酸性白土・活性白土(モンモリロナイト)	粘土の吸着性および触媒としての特性を利用
化学工業	製紙用充填剤・コーティング剤	カオリン粘土・パイロフィライト・セリサイト	充填剤としてせいの間に粘土が入る。コーティング剤はつやだし、表面のなめらかさを増すために使用
	ゴムの充填剤		
	合成樹脂・ポリウレタンの充填剤	酸性白土・活性白土	吸着性を利用
	油脂の脱色剤・精製剤		
	顔料・塗料の原料	ベントナイト・酸性白土・活性白土・カオリン粘土	粘土の懸濁性を利用
	化粧品原料	カオリン粘土	展延性・吸着性を利用
	医薬品の原料	カオリン粘土・酸性白土・ベントナイト	胃腸薬にカオリン 皮膚の撒布剤(ゼノール)・解毒剤として酸性白土
放射性廃棄物処理剤	ベントナイト・酸性白土・活性白土	吸着性・塩基交換の性質を利用	
農業	土壌改良剤	ベントナイト	吸水性・吸着性・塩基置換などの性質を利用
	農薬の分散剤	ベントナイト・酸性白土	粘土の分散性・懸濁性を利用
	水田の漏水防止剤	ベントナイト	漏水の防止は水田の水温の低下を防ぐ
災害の要因	地すべり	モンモリロナイト	粘土の膨潤性
	地盤沈下・構造物の変状	多くの粘土	粘土層の圧密
	トンネルの変状	モンモリロナイト・クローライト	粘土の膨潤性
	地震などによる地盤の軟弱化	多くの粘土	テクトロピー

の表面はマイナスですから、水の分子のプラスの側がそこに引きつけられるわけです。引きつけられた水の分子のマイナスはフリーですから、別の水の分子のプラスを引きつけ、いくつもの水の分子が数珠つなぎになります。このくさりの途中にプラスのイオンが入ると、このイオンがなかだちとなって別の粘土粒子からのびる水の分子のくさりと連結される(図4・10)。ちょうど水の分子がくさりの役割を果たして粘土粒子どうしをつなげてしまいます。

しかし、水の分子のくさりの結合する力は弱いので、よそから力が加わるとくさはピッと切れてしまいます。つまり粘土の塊の形が変わるわけです。しかし切れたといっても、まわりは粘土粒子と水分でいっぱいですから、よそからの力が加わらなくなると、またすぐに、前と同じようにくさりでつながってしまう。ですから力を取り去ると、力を加えたときの形をそのまま保つことになる。このように粘土の可塑性というのは、大筋では、粘土粒子と水分子との間の働きというように考えてもらえばよいかと思えます。ついでに、木節粘土はなぜ可塑性にすぐれているかということ、木節粘土の中に含まれている木片などの腐植質の物質が、粘土粒子と同じように電気的な性質をもっている。そのためさらに可塑性がプラスされると考えられています。

なお、本日のテーマと関連した粘土のもう一つの性質、粘土を焼いていくと、化学変化が起こって固い鉱物に変わっていくという、粘土の焼固性については、私よりも下坂さんの方が詳しいので、それは下坂さんにお任せして、私の話はこの辺で終わります。

粘土の焼固性

下坂 最初にお断りしましたように、私も焼きものの方は専門ではないので、一般論としてお話しします。いまの倉林さんのお話にありましたように、粘土というのは常温で安定です。ただそれは、要するに水の多い環境だから、ゆっくりと非常に長い時間をかけて、水をもった鉱物に変わってきたということで、常温では反応が非常におそいので、安定しているようにみえている。

それを今度は、逆に熱を加えるわけです。そうすると、まず粘土鉱物の表面付着水や層間域に入っている水がとんでいきます。その次には、珪酸塩層の中の結晶水がとんでいく。こうして、

粘土鉱物の中の水がすべてとんでしまうと、1:1型構造のカオリン鉱物についていえば、例えば家の構造でいうと、柱という柱をすべて抜いてしまうのと同じ状態になり、家はガタガタとつぶれてしまいます。そうするとアモルファス(非晶質)の状態になる。原子は規則正しく並んでいなくて、つぶれた家では、壁や屋根の一部がゆがんだ形をして残っていますが、それに似た感じで原子の配列がくづれてしまいます。それをもう少し温度を上げて1,000度ぐらいにすると、今度は再結晶してきてムライトという鉱物になる。1,000度で安定な原子配列を示す鉱物に変わるわけです。この鉱物は、もちろん水は抜けており、SiとAlとOだけが固く結合した鉱物です。こうして、結合力の非常に強い鉱物が、茶碗の中で結晶となる。もちろんこれは、1粒ではなく、非常に細かい結晶の集合体になっているわけです。カオリン質粘土はSiとAlから成っていますから、1,000を越えると結晶性の悪いムライトの生成が始まり、1,200を越えるとその生成量は急に増加します。それと同時に、余分のSiはクリストバライトになります。

磁器をつくるときには、もちろんカオリン粘土のほかに、長石、陶石、石英、セリサイト質粘土などが加えられますが、これらが1,300°~1,450に焼成されると、たくさんのムライトの微細結晶と、長石やセリサイトから生じたガラス層が結晶粒の間をうめて生成します。それで磁器には透光性がでてくるわけです。

編集 カオリナイトとモンモリロナイトで耐火度に違いがあるのは.....

下坂 一般にアルカリ金属のNa, K, アルカリ土金属のMg, Ca, その他Feなどが入ると、融点が著しく下がるのです。モンモリロナイトの化学組成には、Fe, Mg, Ca, Na, Kなどの溶け易くする元素が少量含まれるので、それで耐火度が低くなるわけです。

ついでにもう一つ補足しますと、ベントナイトや酸性白土のように、モンモリロナイトを主成分とした粘土が焼きものに使えないのは、先ほどお話があったように、この粘土には層間に水があるからなんです。この粘土は、蒸発させて水が抜けるとギュッと縮まってしまい、ひび割れを生じてしまうのです。水田が乾くとひびがいっぱい入りますが、それと同じ現象で、成形して乾かしておくと、ひびがいっぱい入ってし

まいそれで使えないのです。

ただし少量ならばいいんです。というのは、モンモリロナイトは粒子が非常に細かく、水の中での分散がよいので、ろくろをひくときの可塑性は非常によいのです。それで少量であれば、のびが良くなるので実際に使っています。というよりは、過去には、知らないで使っていたんです。

混合層粘土

それともう一つ、モンモリロナイトは非常に粘っこい粘土ですから、これの入った混合層構造の粘土になると、焼きものには非常に良い原料になるんです。先ほど陶石の話をしたさい、出石や砥部では、スタンパーの方法で陶石単味で磁器をつくっているといいましたが、ここの陶石にでてくる粘土が、イライト モンモリロナイトという2種類の粘土鉱物の単位層が積み重なってできた混合層粘土鉱物なんです。この粘土は、熱水変質によってできたものですが、これがすばらしく可塑性がいい。それで出石の菊彫りといって、非常に薄い焼きものがつくられているんです。また砥部の陶石も、同じような混合層粘土を含んでいます。ですから、こうしたところでは、瀬戸からつなぎ剤として木節粘土をもっていかななくても、陶石単味でよい焼きものがつくれるんです。このようにモンモリロナイトは、焼きものには全く使えないということではないんです。

粘土の吸着性と膨潤性

編集 粘土は原油の脱色などにも使われているんですか。

倉林 モンモリロナイトの場合には、先ほどからいわれているように、層間域に水が入っています。ところが、ほかのイオンがやってくると、この水が追い出されてそこにイオンが入り込んでしまうのです。例えば石油の中にはいろいろな色素が含まれていますが、石油をモンモリロナイトを主とした粘土のフィルターに通すと、石油の中のいろいろな色素が水を追い出して粘土鉱物に吸い取られてしまう。お砂糖の脱色もそうです。粘土の層を通すと、お砂糖の中の色

図4・10 - 粘土粒子・水分子・陽イオンの鎖



素が全部粘土粒子に吸着されてとられてしまう。粘土がもっているそういう吸着性が利用されているわけです。またこの粘土の吸着性は医薬品としても役立ち、しっぴいなどに粘土が使われています。

それからもう1つモンモリロナイトの場合には、層間域にたくさんの水が入りこむことができ、粘土粒子がふくれ上がる。これを膨潤性といいます。それで例えばボーリングをしたりするときのボーリング粘土としてこれが使用される。この粘土は、泥水になりやすいから、きりが磨滅しない。こういう場合の粘土には、膨潤性にすぐれた粘土がいいんです。

粘土鉱物における結晶構造の発達

編集 火山ガラスが風化して粘土化したときは、何になりやすいんですか。

下坂 日本の気候で、地表近くで風化した場合には、一般には球状のハロイサイトになります。地下の深いところ、例えば地下数100mのところには埋没されているような場合にはモンモリロナイトができやすい。ただ地下深くに埋没されていても、酸性の温泉でどんどん洗われれば、アルカリ土類が流れますから、カオリナイトができます。要するにそのときの化学組成なんです。温度が高ければパイロフィライトやデッカイトができます。

それから、粘土化の問題では、まだ未解決の領域がいろいろとありまして、その1つは、堆積後の続成作用にからむ問題です。一般に長石が

風化しますと、パイプ状のハロイサイトになります。火山灰の場合は、一般にはボール状のハロイサイトができます。雲母が風化しますと、雲母というのはもともと粘土鉱物で板状結晶ですから、そのままの形で板状のカオリナイトになる。黒雲母の場合も、いろいろな過程をへて最終的には板状結晶のカオリナイトができます。この辺まではよくわかっていることです。

ところが、長石が風化してできたパイプ状のハロイサイトが、堆積して木節粘土になっている。木節粘土の多くは、長石から由来したと考えられるのですが、堆積したものを現在線で調べると、みんな板状のカオリナイトになっています。パイプ状のものが、現在みると板状のものに変わっている。ですから、どこかの時点で変わっているわけですが、この問題は今のところはまだ解決されていません。

編集 関東ロームなどでは、新旧の火山灰層が積み重なっているでしょうから、粘土鉱物への進み具合がわかるのではないんですか。

倉林 関東ロームの団体研究が行われた約30年程前に、私たちも関東ローム層の中の粘土鉱物についていろいろと調べました。その結果をごく簡単にまとめますと、表4・3のようになります。この表にみられるように、一番新しい立川ロームのものはほとんどがアロフェンですが、武蔵野ローム層になるとハロイサイトのボール状の結晶がみられるようになります。下末吉ロームになるとパイプ状のハロイサイトが多くなり、一番古い多摩ローム層になると、長いパイプ状をした結晶度のさらに高いハロイサイトになっています。

それと、海成の下末吉ロームの中には、灰白色の粘土がでてくるのですが、これがハロイサイトとメタハロイサイトの混合型の粘土鉱物なんです。メタハロイサイトというのは、ハロイサイトの層間の水が抜けてカオリナイトに類似した結晶構造のもので、その形もパイプ状の形が割けて平らになりかかっているんです。それで私たちは、まず初めにパイプ状のハロイサイトができ、次にそれが割けて平らになって、メタハロイサイトという比較的結晶度の低い鉱物になる。そしてさらに結晶化が進んでくると、モンモリロナイトができるだろうと考えました。この推定は、関東ロームよりもずっと古期の火山灰層である八ヶ岳山麓のロームで確かめられました。私は、この変化は、古い火山灰層でお

この続成作用の影響だと考えています。

人工粘土と自然界の粘土と

編集 カオリナイトを人工的につくることはできるんですか。

下坂 カオリナイトはつくることができます。私がいま移った名古屋工業技術試験所では、合成で人工粘土をつくっています。ただ単価がいまのところ高いんです(笑)。

カオリナイトをつくるような化学組成の出発物質(薬品なり材料)を、オートクレーブという密閉した容器の中に入れて温度を200 ~ 250 ぐらいまで上げれば、5日から7日ぐらいでカオリナイトはできます。反応をよくするにはアモルファスのシリカを使うんです。結晶したものは、結晶が一遍壊れないと次のものがない。非晶質のものの方が、反応がいいんです。ですから、今、反応がいい非晶質シリカ、アロフェン、珪藻土などを使ったりしてカオリナイトをつくっています。

私と同じ研究室の渡村さんらは、短時間の合成では球状のカオリナイトができ、合成時間を長くすると板状のカオリナイトができると報告しています。つまり途中の段階で球状のカオリナイトから板状のカオリナイトに変わっているのです。自然界でも、さきに触れましたように管状のハロイサイトから板状のカオリナイトに移っているわけで、形態上の変化はよく一致しています。ただし、合成実験ではハロイサイトをつくることはできません。みんなカオリナイトになってしまう。

編集 熱を加えるからですか。

下坂 そう、一種の熱水変質です。

倉林 温泉のように熱いお湯が噴き上がってき、そのお湯とまわりの岩石が反応を起こして粘土鉱物ができるわけですが、そこでできるのはかなり結晶度の高いものです。合成実験では、そういう粘土をつくることができます。しかし、天然の堆積性の粘土というのは、ゆっくりと非常に長い時間かかって複雑な自然条件の中で常温常圧で化学反応が進むわけ。室内では、そういう実験は再現できないんです。そうした意味では、自然界にあるような粘土をそのままつくろうというのは、ちょっと不可能に近い話になるんです。

編集 時間もなくなりましたので、この辺で終わりたいと思います。本日は、長時間にわたりたいへんありがとうございました。

		おもな粘土鉱物	おもな粘土粒子の形と大きさ
立川ローム		アロフェン	アロフェンの点状粒子(粒径約0.05μ)とその集合体
武蔵野ローム	上部	アロフェンと低結晶度のハロイサイト	アロフェンの点状粒子と低結晶度のハロイサイトの球状粒子(粒径約0.1~0.2μ)
	下部	ハロイサイト	ハロイサイトの葉の殻状粒子(粒径約0.2μ)
下末吉ローム	陸成	ハロイサイト	ハロイサイトの葉の殻状粒子(粒径約0.2μ)とパイプ状粒子(長さ約0.2μ)
	海成	ハロイサイト鉱物の混合型	ハロイサイトのパイプ状粒子(長さ約0.2μ)と不規則混合層鉱物の薄板状粒子(大きさ約0.1μ以下)
多摩ローム	陸成	結晶度の高いハロイサイト	伸長したパイプ状粒子(長さ約0.3~0.5μ、結晶度の高いハロイサイト)とやや大きい葉の殻状粒子(粒径約0.3μ)
	海成	ハロイサイト鉱物の混合型	海成の下末吉ローム中の粘土粒子と同じ