

地質調査所報告 第203号

愛知県瀬戸地域の粘土および  
珪砂鉱床の地質学的鉱物学的研究

地質調査所

昭和39年1月



553.611+553.62(521.62) : 549+550.85

## 地質調査所報告

所長 齊藤正次

### 愛知県瀬戸地域の粘土および 珪砂鉍床の地質学的鉍物学的研究

通商産業技官 種村光郎



## 目 次

要 旨	1
I. 緒 言	1
II. 位置および交通	2
III. 地 形	3
IV. 地 質	3
IV. 1 地質概説	3
IV. 2 地質各論	4
IV. 3 地質構造	8
IV. 4 地質構造と堆積環境について	9
V. 粘土の組成鉱物	10
V. 1 粘土の分類	10
V. 2 粘土の顕微鏡観察	11
V. 3 粘土の電子顕微鏡観察	12
V. 4 粘土の示差熱分析試験	12
V. 5 粘土のX線試験	14
V. 6 粘土の化学分析試験および耐火度試験	24
V. 7 粘土の粒度試験	27
V. 8 粘土の構成鉱物	29
VI. 珪砂の組成鉱物	30
VI. 1 主要組成鉱物	31
VI. 2 副組成鉱物	31
VI. 3 珪砂の粒度分布	34
VII. 組成鉱物と地質との関係	35
VIII. 成 因	36
VIII. 1 地殻運動と堆積過程との相関関係	36
VIII. 2 粘土層としてのカオリンの生成	37
IX. 総 括	38
文 献	39
Abstract	
Plates I~XVIII	



# 愛知県瀬戸地域の粘土および珪砂鋳床の地質学的鋳物学的研究

通商産業技官 種 村 光 郎\*

## 要 旨

本邦には良質な、木節粘土・蛙目粘土の分布は数少なく、わずか愛知県・岐阜県および三重県の3県下のみであり、その特異な堆積環境および組成鋳物の生成について調査、研究した。その結果、花崗岩および火山灰等が、ある位置において変質作用を受けた後、瀬戸地方に水により運ばれた。その間流速、水の pH の変化および地盤の上昇等、堆積環境の変化により各種粘土が生成されたものであると推論した。

## I. 緒 言

木節粘土・蛙目粘土はすでに約750年前から粘土資源として利用されていたといわれているが、これは主として陶器原料として利用されたものである。近年になつて化学工業の進歩とともに粘土の利用価値は一段と増し、用途も多種多様にわたるようになった。なかでも鉄鋼業の発展に伴う粘土資源の利用はめざましいものがあり、その生産量は増加の一路をたどつている。

しかしながら、本邦には良質なこの種粘土の分布が少なく、主要産地は愛知・岐阜および三重の3県に限られている。これら粘土の賦存地域については、すでに清野信雄・曾我奎祐<sup>1)</sup>により調査が行なわれているが、近年さらに多くの人達<sup>2) 12) 15) 21) 23)</sup>の調査によつてその賦存状況および鋳物組成の究明が行なわれ、いくつかの新しい事実が発見されつつあり、地質調査所においてもとくに瀬戸地域の調査を5カ年計画をもつて実施した。すなわち、昭和25年、安齋俊男・富田光孝<sup>2)</sup>、昭和27年には山田正春<sup>4)</sup>によつて調査が行なわれた。筆者はこれらの人達の後半を受け、一連の調査として昭和29年に品野地区から水野地区にわたる地域、昭和30年には総合的な調査を行なつた。調査に際しては土屋近造・小谷野長平・松田栄蔵・横江一男・宇野沢昭により作成された1/5000地形図を使用した。

当地域の地質について清野信雄・石井清彦<sup>3)</sup>は、下部から砂および粘土層、礫層に区分しこれらの地層はすべて整合関係にあると結論した。その後赤嶺秀雄<sup>1)</sup>は瀬戸層群を土岐口陶土層および土岐砂礫層に区分し、両者の関係は整合であると発表した。これらの地層の区分と地質時代の決定については、なおいろいろと異論があるようである。

また粘土の成因については、大島敬義<sup>3)</sup>をはじめ多くの人達が論じているが、従来の人達はほとんどすべてこの地方の窯業用粘土の原岩は花崗岩であると考えた。すなわち花崗岩類が地表風化によつて分解され、さらにその分解物が分別淘汰を受けて沈殿したもので水流の変化等によつて種々の様相の異なつた粘土が生成されたものとした。これに対し、近年北崎梅香・荒木春視<sup>15)</sup>はこれらの粘土の原岩は凝灰岩であろうと推論した。また安齋俊男<sup>2)</sup>は粘土の原岩は花崗岩の風化分解物とおそらく火山灰等との混合物で、これらがなんらかの作用によつて粘土に変わったものであろうと推論しているが、いずれも原岩の沈殿後に粘土化作用が行なわれたという結論にはかわりがなかつた。

筆者はその堆積環境および組成鋳物の研究に重点をおいた結果、粘土の生成と堆積環境との間に著しい関係があることを認めた。

この報告は、瀬戸地域の限られた範囲についてのみの記載であつて、現状において、正確な結論を導き出

\* 元 所 員

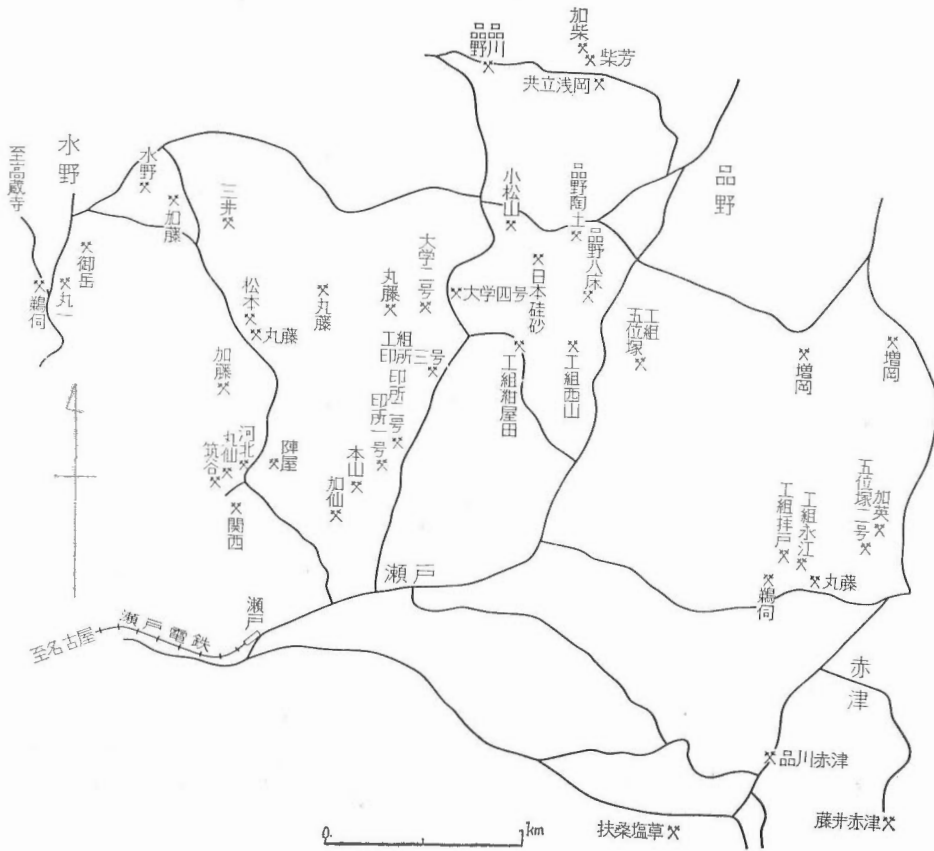
注1) 口頭による。

すことはやや危険とは思われるが全地域の調査を完了するにはきわめて長い時間を要するので、とりあえず現在までにまとめられた結果を一括発表し、各位の御批判を乞う次第である。

この研究を行なうにあたり、東京教育大学須藤俊男教授、藤本治義教授、柴田秀賢教授に終始御懇篤なる御指導を頂き、とくに試験結果の御検討ならびに御校閲を賜つたので深甚なる謝意を表す。さらに研究を実施するに際し、有意義な御指導と御助言を頂いた、東京大学岩生周一教授、元地質調査所非金属課長村岡誠博士に深謝する。現地調査にあたっては愛知県耐火粘土組合、愛知県窯業原料協同組合、瀬戸陶磁器工業協同組合の組合長をはじめ組合員各位になみなみならぬ御援助を頂いたことを明記し厚く謝意を表わす次第である。

### II. 位置および交通

瀬戸地域は、わが国における木節粘土・珪目粘土賦存の中心地ともいうべき地域で現在数10鉱山がこれらの採掘を行なっている。主要鉱山の分布と主要な運搬道路は第1図に示すとおりである。地域内を運行して



第1図 瀬戸地域の鉱山位置図

いる鉄道としては、わずかに瀬戸電気鉄道株式会社線が瀬戸一名古屋間に通じているのみで、中央線高蔵寺駅は瀬戸市の北西 7km の地点にあたつている。採掘された粘土および珪砂類は一般に山元から地域内にある加工工場および瀬戸駅あるいは高蔵寺駅まで自動車により運搬され、それ以後は鉄道輸送によつている。また近県に輸送する場合には自動車で直送される場合もある。このように生産物の運搬はほとんど自動車による関係で、鉱山の経済的開発は、自動車道路の発達または建設によつて左右される場合が多い。



### Ⅲ. 地 形

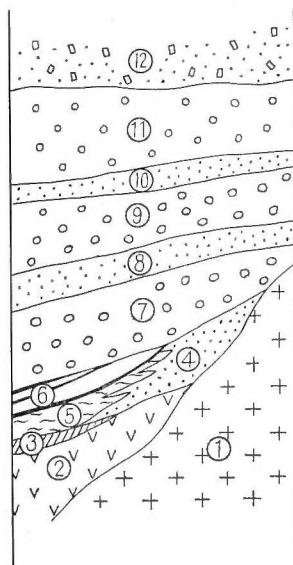
本地域の東部を構成する花崗岩地帯は、一般に急峻な地形を形成しているが、堆積岩地域は一般に緩傾斜の丘陵性地形を呈し、その間を流れる河川には大きなものはない。

多くの鉱山は、この丘陵性台地上で露天掘りを行なっているが、表土の厚い所では直径数10m以上の穴掘りを行なっており、採掘場はすり鉢状の形態を呈している。所によつては採掘跡が数10mの高さの断崖によつて割られていることがある。また珪砂採掘場では採掘量がきわめて大きいので山容が日とともにあらためられて行く有様である。

### Ⅳ. 地 質

#### Ⅳ.1 地質概説

本調査地域の地質は花崗岩、第三紀の瑞浪層群・瀬戸層群、第四紀の洪積層および沖積層によつて構成されている。本地域の花崗岩は、猿投山塊を中心として広く分布している花崗岩体の西端にあたるもので、瀬戸付近に広く分布する第三系の基盤をなしている。第三紀層は瑞浪層群に属する上半田川礫岩層に始まり、瀬戸層群の上位の陣屋砂礫層までで、全層厚 120m に及び西方に開いた半向心構造をなしている。調査地域中の北部においては上半田川礫岩層が花崗岩を被覆するが、東部および南部では瀬戸層群が直接基盤の花崗岩を被覆している。瀬戸層群にはほとんど褶曲構造は認められず単斜構造を示しているが、これはさらに本



- |             |           |
|-------------|-----------|
| ① 黒雲母花崗岩    | ⑦ 陣屋下部礫岩層 |
| ② 角閃石黒雲母花崗岩 | ⑧ 陣屋下部珪砂層 |
| ③ 上半田川礫岩層   | ⑨ 陣屋中部礫岩層 |
| ④ 八床珪砂層     | ⑩ 陣屋上部珪砂層 |
| ⑤ 水野粘土層     | ⑪ 陣屋上部礫岩層 |
| ⑥ 本山木節粘土層   | ⑫ 洪積層     |

第3図a 地質模式柱状図

地内に最も多くみられる NE—SW 方向の花崗岩の基盤の暗礁の影響をうけ、また N—S あるいは NW—SW 方向の断層によつて切断され、現在では数個のブロックに分離されている。これらの主要な断層は、ほとんどそのすべてが洪積層を切つていないので、第三系の堆積後から洪積期までの間に断層運動が行なわれたものと思われ、断層運動の終つた後に東方から徐々に広範な地盤の上昇が起り、一方では準平原化作用が進むとともに他方では小規模な洪積層が堆積したものである（第 2、3 図）。

## IV.2 地質各論

**花崗岩** 本地域の花崗岩は北東部から東部にかけての地帯および南東部に広く露出しており、北西部では第三系瑞浪層群に、東部および南部では第三系瀬戸層群によつて被覆されている。花崗岩には角閃石・黒雲母花崗岩および黒雲母花崗岩の 2 種類があり、これらの相互の関係は現在までのところでは判然としない。

**角閃石・黒雲母花崗岩** 本岩は品野町北部から瀬戸市内にかけての地域および同市水源付近等に分布し、全般に粗粒、灰白色である。また花崗岩構造を有するものと、片状構造が著しく発達したものの 2 種類があるが、いずれも主成分鉱物は石英・正長石・斜長石・黒雲母および角閃石からなり、副成分鉱物として燐灰石・褐簾石および磁鉄鉱を伴なっている。石英は 0.1~1mm の単晶または集合体をなし、まれに波伏消光を示すものがある。その含有量は 20~30% である。正長石は他形ないし半自形で、径 0.5~1mm であるがまれに 2mm 内外に達するものがあり、その含有量は石英の含有量よりやや多い。斜長石は灰曹長石ないし中性長石に属し、大きさは不同であるが、一部絹雲母化作用、カオリン化作用を受けている場合があり、またまれに緑泥石・方解石に変化している場合もある。この斜長石の含有量は部分により一定していないがほぼ石英の含有量と同程度である。黒雲母は 0.5mm 前後の微晶で単晶ないし集合体を形成しておりその含有量は 2~5% である。角閃石は黒雲母と同様微細な結晶をなしている。

片状構造を呈する部分は角閃石黒雲母花崗岩の周縁部で、とくに黒雲母花崗岩に近接した部分に著しく発達している。その主成分は花崗岩構造を呈するものとほとんど同じであるが、多少石英が少なく、長石が増加するとともに有色鉱物の量も多い。副成分鉱物としては、前記のほかにはチタナイトおよび透輝石を伴なう。

**黒雲母花崗岩** 本岩石は瀬戸市赤津および開墾地山付近によく発達する中粒~粗粒の花崗岩で灰白色を呈し、石英・正長石・斜長石および黒雲母を主成分鉱物とし、副成分鉱物として角閃石・燐灰石・褐簾石および磁鉄鉱を伴なう。石英は大きさ 1mm 内外の単晶または集合体で含有量は 30% 前後である。正長石は 1~2mm の半自形卓状結晶形を呈し、暗褐色に汚濁されている。含有量は石英とほぼ同程度である。斜長石は灰曹長石に属し、大きさ 1mm 内外の半自形卓状を呈し比較的新鮮である。黒雲母は 1mm 以下の微晶で単晶ないし集合体をなし、角閃石は黒雲母と同様微晶である。

第三系 岐阜・愛知両県を包括する第三系については、すでに渡部景隆・岩堀正二郎<sup>43)</sup>、清野信雄・曾我奎祐らの総括的な研究が行なわれており、また、最近では野沢和久・赤嶺秀雄・北崎梅香・荒木春視らの研究によつて、従来不明であつたり、疑問とされていた問題が次第に明らかにされてきた。しかし全地域にわたる層序関係、地質時代等については将来の研究にまたねばならない問題が残されている。

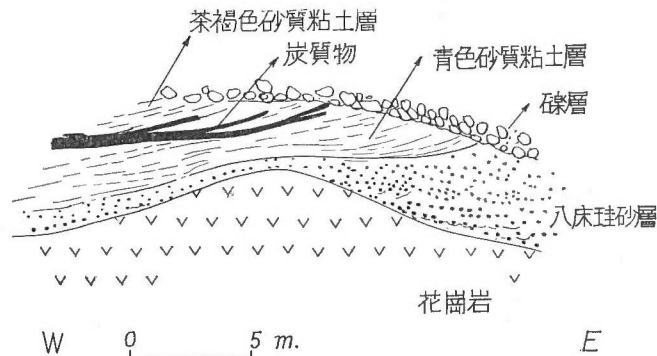
第三系の基盤岩は前記のように花崗岩で、基盤岩と第三系との関係が不整合であることは各地で知られている。すなわち、瀬戸市上水野付近では瑞浪層群が花崗岩を不整合に、瀬戸市赤津付近では瀬戸層群が花崗岩を不整合に覆っているのが見られる。また、瑞浪層群と瀬戸層群との関係については、従来不整合と発表されていた。本調査地区内では瑞浪層群は品野町上品野付近に最もよく発達して、南部にゆくに従い薄くなり、瀬戸市街地区では該層の堆積が認められない。したがつて両層が不整合の関係にあると断定しうる確証が得られる所は少ないが、両層群間の構成物、堆積状態の相違から不整合関係にあることは間違いない。両層群の地質時代については清野信雄・石井清彦は両者ともに上部鮮新世とし、赤嶺秀雄は瑞浪層群を前期~中期中新世、瀬戸層群を前期~後期鮮新世とした。筆者は赤嶺秀雄と同様に瑞浪層群を中新世、瀬戸層群を鮮新世と考えた。この地域の層序は第 3 図模式断面図に示すとおりであつて、この層序を赤嶺秀雄をはじめ数氏の層序と対比すれば第 1 表に示すとおりである。

第 1 表 地層対比表

調査者 時代	種 村 (1956)	水 野 収 <sup>21)</sup> (1954)	赤 嶺 秀 雄 <sup>1)</sup> (1954)	清 野 信 雄 <sup>18)</sup> 石 井 清 彦 (1927)
鮮 上 部 新 世	瀬戸砂礫層	馬 場 層	土岐砂礫層/長久手層	礫 層
下 部	瀬戸陶土層	水 野 層	土岐口層	砂および粘土層
中 新 世 中部・下部	上半田川礫岩層	上半田川層 八 床 層	肥 田 層	頁岩角礫岩互層 (上部鮮新世)

瑞浪層群 本層群は第三系の最下部を占め、基盤の花崗岩を覆う層群で、調査地域内における本層群に属する地層としては上半田川礫岩層があるのみである。上半田川礫岩層は上品野・中品野・下品野から中水野にかけて分布し、上水野の北方では基盤の花崗岩を覆っている状態が認められる。本層の典型的発達を示す下品野町付近では、最下部に厚さ1~17mの、主として安山岩・流紋岩の角礫~亜角礫(径10cm以下)を含む礫岩があり、その上位は風化すると褐色ないし赤褐色を呈し、かつ玉葱状構造を示す中粒~粗粒の砂岩となり、さらにその上に、厚さ約20mの灰色ないし灰白色凝灰質泥岩がある。本層はその層序的位置から地域外に発達しているいわゆる中村層の周縁層に同定されるものである。上半田川地区では全層厚が100mを超えるが本地域では約40mである。

瀬戸層群 本層群は調査地域の中央部から南西部にかけて分布するもので、岩相によつて下位から八床珪砂層・水野粘土層・本木節粘土層・陣屋下部礫岩層・陣屋下部珪砂層・陣屋中部礫岩層・陣屋上部珪砂層および陣屋上部礫岩層に区分することができる。瀬戸層群に関する従来の地層区分および地層名と、本調査地域におけるそれとの関係は第1表に示すとおりである。赤嶺秀雄<sup>1)</sup>の調査は、非常に広範囲にわたり、とくに長久手層の露出範囲まで延びているのに反し、筆者の調査範囲はそれほど遠方まで達し得なかつたのではあるが、地層の区分についてはほぼ一致し、層序関係に多少の相違があるだけである。安斎俊男<sup>2)</sup>の調査結果とは、多少地層区分に相違はあるとしてもその層序関係はほぼ一致しているが、山田正春<sup>4)</sup>の層序区分および関係については筆者の考えと著しい相違が認められた。すなわち筆者の八床珪砂層が山田正春の上部砂礫層に相当するものであるが、筆者は八床珪砂層が山田正春の説と異なり水野粘土層の下部に存在することを随所に認めた。たとえば赤津から瀬戸に至る県道沿いの崖、および工組五位塚採掘所では八床珪砂層が明らかに水野粘土層の下部に存在している。詳述すると前者の場合は第4図に示すように基盤岩である花崗



第4図 赤津一瀬戸県道沿いに見られる層序関係

岩の上部に八床珪砂層が賦存し、花崗岩の暗礁上では著しく層厚を減じているが、この部分においては上部に水野粘土層が異常堆積を示して賦存している。また後者では、現在採掘している水野粘土層の下部に、明らかに珪砂層の分布が認められる。したがって筆者は、これらの事実から八床珪砂層を瀬戸層群の最下部層としたのである。本層群と基盤の花崗岩との関係については、開墾地山付近では八床珪砂層が、加仙鉱山南方では水野粘土層が花崗岩を不整合に被覆しているのがみられるので、不整合であることには疑問の余地がなく、下位の瑞浪層群と本層の関係は前述のように不整合と考えられる。本層群は全般的に淡水性植物化石に富み、炭質物を含むことが多く、岩相の水平的な変化はあまり認められない。全層厚は約 120m 前後である。

**八床珪砂層** 本層は地域北東隅の開墾地山付近に標式的に露出し、そのほか丸藤鉱山—大学四号鉱山—大学二号鉱山—日本珪砂鉱山間、八床山の山頂部、赤津市街地、扶桑八草鉱山付近に分布する。本層の下部はおもに淡褐色ないし灰白色粗粒珪砂からなり、ところによつては礫質砂岩（珪砂として採掘する時もある）となる。下半部には厚さ 20~30cm の礫岩層が 1 ないし 2 層あり、礫は珪質岩・粘板岩等の古生層の岩礫からなり、ほぼ等粒、直径 0.5~1cm の亜円礫である。この礫岩は全地域にわたつてかならずしも連続していない。中部は下位から次第に灰白色中粒ないし細粒珪砂となる。珪砂は所により粒度が不均一であるが日本珪砂鉱山付近では比較的均質である。しかしこれに反し開墾地山付近ではこのような特徴はみられず、むしろ全般的に粗粒で下部と同様な特徴が認められる。上部は比較的均質な灰白色を呈する細粒ないし中粒珪砂を主とし、随所に暗灰色ないし灰色泥岩あるいはシルト岩の薄層を挟んでいる。この泥岩に伴つて「キラ」と呼ばれる厚さ 20cm 前後の雲母質砂岩があり、これは非常に緻細、かつ軟質黒雲母の集合層で、石英・長石が含有されるので、胡麻塩状模様をなしている。以上の上部層の厚さは普通 15~20m であるが最も厚い所では 30m に達することがある。

**水野粘土層** 本層は下位の八床珪砂層とは整合関係にあるが、八床珪砂層が西方へ向かつて薄くなり、ついに消滅するために、瀬戸市北方付近では本層が花崗岩上に直接乗っている。本層は粘土を主とし、粗粒砂岩・シルト岩の薄層を随所に挟む。粘土岩は新鮮なところでは暗灰色ないし灰青色を呈し、風化すると灰白色ないし黄白色に変化し、板状に割れ易い。本層の最上部ではこの粘土岩が 13~18m の厚さでよく連続し、とくに均質な部分は青粘土または白土・麦土・白木節等と称せられ採掘されている。シルト岩は暗灰色を呈し、葉片状に剝離するものがあり、単層としては連続しないが、日本珪砂鉱山南部および赤津付近の地域では一般に地層の中部に多く挟まれる。上記以外に粗粒の粘土岩は南東部では濃緑色ないし灰緑色を呈し、北方から北西方にかけては淡緑色となつている。これらの中には石英が斑点状に入っているものがある。これは蛙目質青粘土と称せられ採掘されている。粗粒砂岩は赤津鉱山では 3m に達し、その上位と下位とはいずれも粘土岩であるが、北西方に向かうにしたがつてこの粗粒砂岩は数枚に分かれて粘土岩・シルト岩と互層するようになる。品野品川鉱山では、この粗粒砂岩はところにより礫を伴うようになると同時に急激に厚さを増し、また他の部分では粘土岩と互層するなど変化が著しい。本層は水野地域で最も厚く 15m に達するが、大学山—紺屋田付近で 10m、本山—加仙鉱山付近では 5m、赤津地域では 7~8m となる。

**本山木節粘土層** 本層は、下位の水野粘土層の粘土岩とシルト岩との細互層に続く亜炭層の基底を下限とし、陣屋下部礫岩層の下底をもつて上限とする。全層厚 17~22m に達する粘土層で、4 帯の亜炭層を挟有している。亜炭層はいずれも稜行対象にはならないがこれに伴う粘土は木節粘土・蛙目粘土等と称せられ非常に重要な粘土である。下部から 2 帯の亜炭ならびに粘土帯は、上部の粘土帯に較べて連続性があるので、下から 2 層目の亜炭層の上限を境として便宜的に上部と下部に 2 区分した。

**下部粘土層**は赤津鉱山・品野品川鉱山・印所三号鉱山でみられる粘土層である。この粘土層は淡褐色ないし褐色の粘土を主とするが、砂岩・砂質粘土と互層し縞状を呈する部分もありまた石英の粒度 1mm 前後のものをまばらに含有するなど種々の様相を呈する。以上の岩相のうち非常に緻密で石英粒の少ない褐色を呈するものが木節粘土と称せられ、石英を所々に含有しているものを蛙目粘土と称し、中間のものは所により適当に命名されている。品野品川鉱山では岩質的に水野粘土層中の粘土と全く同様な岩相を呈しているもの

を主力とし、下部に層厚0.4m以下の褐色の木節粘土が発達している。印所三号鉱山で採掘中の粘土は、層厚8cm以下の亜炭層との互層であり、赤津鉱山では品野品川鉱山と類似し、やや淡青色を帯びた粘土を主とする。以上述べたように下部粘土層はいずれも水野粘土層と類似の淡青色粘土を主とし、上部になるに従い淡褐色ないし褐色の粘土となり前者は蛙目粘土、後者は木節粘土と称せられる粘土からなる。全層厚平均7m前後である。

上部粘土層は品野地域にある品野西山鉱山・柴芳鉱山・浅岡鉱山および瀬戸地域にある加仙鉱山・本山鉱山付近に分布している。加仙鉱山・本山鉱山付近ではほぼ全層が見られるが、品野地域の各鉱山では本層の上部が認められるに過ぎない。ただし本層の上限は、本地域で比較的良好に発達する最上部の亜炭層の上限をもつて代表させることとする。

本層は下部粘土層と類似しているが、一般により粘土質となり褐色緻密な木節粘土の発達が良好となるとともに砂質粘土が少なく蛙目粘土の発達が良好となる。全層厚10～15mである。三木茂<sup>23)</sup>はこの亜炭層から次の淡水性植物化石の産出を報告している。すなわち、*Metasequoia*, *Glyptostobus*, *Sequoia*, *Pinus*, *Brasenia*, *Trape*, *Trapella* である。

陣屋下部礫岩層 本層は調査地域の中央部から西部にかけて広範囲に分布し、下位の本山木節粘土層を不整合に被覆している。この層序関係については前にも述べたように不整合、および整合の2説があるが、筆者の調査した範囲内では本山木節粘土の上部境界面が侵食面と認められる場合が多く、とくに本山鉱山北部の工組印所一号鉱山ではこの関係が明瞭に認められる。また加仙鉱山付近では本山木節粘土層が不整合面に対して8°前後の傾斜をもつて斜交していることが観察できる。本層は主として古生層の珪岩・チャート・花崗岩および花崗斑岩の円礫あるいは亜円礫からなり花崗岩砂によつて充填されている。礫の大きさは地域によつて異なっているが一般に径3～5cmのものが最も多い。礫層は灰白色ないし淡褐色を呈するが南部の小地域には赤鉄鉱によつて赤褐色に汚染されている部分もある。また礫岩層の不整合面に沿つて「鬼板」と呼ばれる鉄鉱層が鉄板を張りつめたように発達し、その拡がり、厚さがそれぞれ30m<sup>2</sup>、0.03～0.05mに達することがある。鬼板の組成鉱物はゲータイトである。

陣屋下部珪砂層 本層は下位の陣屋下部礫岩層を整合的に被覆して発達していて、中粒ないし粗粒の石英砂岩を主とし、細粒砂岩・シルト岩の薄層を随所に挟んでいる。砂岩は主として石英からなり古生層の粘板岩・珪岩の岩礫を少量含有している。砂岩は灰白色ないし白色であるが地表水のため鉄錆質の赤褐色の縞模様または不規則な雲形あるいは同心曲線模様等種々の模様が画かれている。また全般的に偽層の発達が著しく、粒度は不均質であるが均質な部分では珪砂として採掘されている。この珪砂層の下部にも鬼板類似の鉄鉱層の発達する場合がある。珪砂層の厚さは5～7mで比較的良好に連続する。

陣屋中部礫岩層 本層は陣屋鉱山を中心とし、ほぼ北西—南東方向に細長く分布していて主として径3～5cmの古生層の粘板岩およびチャートの円礫が花崗岩砂によつて充填された礫岩層である。新鮮な部分では淡灰色ないし淡褐色を呈するがところにより淡紅色を呈する特徴がある。この礫岩中にはレンズ状の粗粒砂岩が介在していることが多い。また本層の特徴は、灰色軟質な粘板岩の円礫が含有されていることによつて陣屋下部礫岩層と区別することができる。ただし、上部礫岩層とは岩質的にぎわめて類似しているため肉眼では区別し難い。本層の層厚は全般的に変化が少なく通常15m内外である。

陣屋上部珪砂層 本層は主として灰白色ないし灰色粗粒砂岩または細粒砂岩からなり、長石の白色結晶が比較的良好に残存している。一般に造崖性が著しく山腹に崖をなして連続するので、地形的にも他の地層と区別し易い。本層の特徴は長径1m内外の楕円体状に玉葱状風化構造を示すことが多いことで、これらがさらに風化作用を蒙ると赤褐色の土壌となる。この特徴は水野南部付近でとくに顕著である。本層の下部には厚さ1mの細礫の礫岩層が発達することが多く、この細礫は珪質岩および緑色岩を主とし直径0.5cm前後で亜角礫状を呈している。とくに丸幸鉱山付近ではその発達が著しい。この砂岩層の詳細な粒度分布については後述するが簡単に述べると陣屋鉱山から関西窯業鉱山付近に近づくにつれて次第に細粒となる傾向がある。

陣屋上部礫岩層 陣屋上部礫岩層は、主として褐色礫岩または細礫質砂岩からなっていて陣屋中部礫岩に

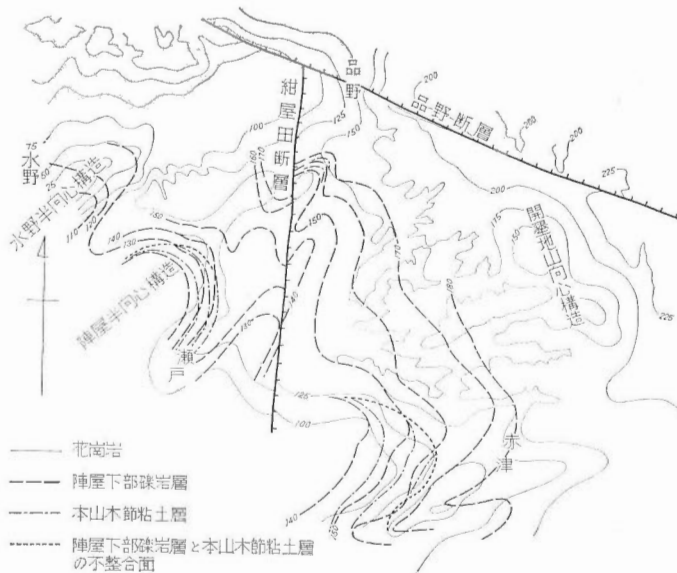
類似している。礫は粘板岩・チャートの3~5cmの円礫を主とし、礫の大きさは東方から西方にゆくに従って小さくなり、水野西方では細礫質砂岩に移化してしまう。また礫岩中にレンズ状の粗粒砂岩が挟まれていることがあり、このことが陣屋中部礫岩層と多少区別する手掛りとなろう。本層の層厚は全般的に変化が少なく30m内外である。

第四系 洪積層 品野鉦山東方および赤津町西方には、水野粘土層・八床珪砂層および花崗岩上に不整合に洪積層が堆積している。洪積層は主として礫からなり、礫は砂岩・泥岩・粘板岩および珪岩からなり、その大きさは1~3cmでよく円磨されている。露頭における層厚は最大5~6mである。

沖積層 沖積層は粘土砂および礫からなり河川の流域に発達し、地域の中央部を西流する瀬戸川の流域ではとくにその発達が顕著である。

### IV.3 地質構造

本地域の第三紀層は大局的にみて馬蹄形の半向心構造を呈し北東部では北西方向、東部では南北方向、南部では北東方向の走向を示している。このような馬蹄形構造は細部にわたって観察すると北東方向に延びた基盤岩の暗礁によつて局部的に変形させられていることがある。このように地質構造を支配する基盤の状態をボーリング資料ならびに採掘切羽などから推定し、その規模を立体的に表現するために第5図に示す地下



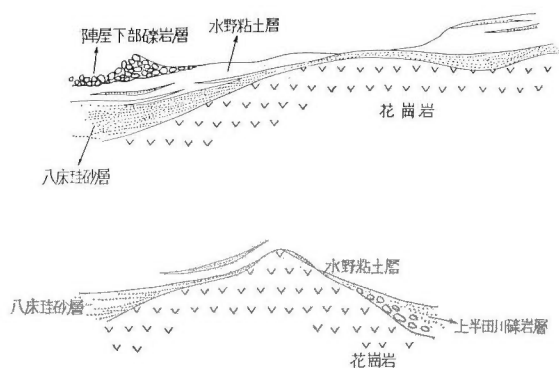
第5図 花崗岩・本山木節粘土層および陣屋下部礫岩層の地下等高線図

等高線図を作製した。この結果先にも述べたように、日本珪砂鉦山から丸藤鉦山付近、瀬戸市街地付近、赤津塩草鉦山付近に海拔100~150mの暗礁が認められる。この暗礁には著しい方向性は認められないが一般に東西方向に延びている傾向がある。この暗礁によつていくつかの小向心構造、半向心構造等が形成され、さらにこの外の一部の向心構造には断層運動に由来するものもある。この暗礁ならびに断層運動によつてできている向心構造を北から品野町を中心とする品野半向心構造、水野町をほぼ中心とする水野半向心構造、開墾地山から水源地付近の開墾地山向心構造、陣屋鉦山付近の陣屋半向心構造、瀬戸市南東部と赤津の中間地帯の塩草半向心構造などがあつて陣屋半向心構造地を中心とし扇状に配列している。本調査地域内のおもな断層は品野断層、紺屋田断層、および水野断層がある。品野断層は下品野から、品野品川鉦山南部の用水池(旧採掘跡)のすぐ南部を北西-南東方向に走る断層で、下品野共立浅岡鉦山で直接観察され、その落差は

70mである。断層の北側には走向N45°W傾斜10°S前後の陣屋下部礫岩層があらわれているが南側には東西方向に延び、かつ南に傾斜している八床珪砂層が半向心構造の一部をなして露出している。紺屋田断層は下品野から組合紺屋田鉱山を経てさらに南方にのびる断層で、断層露頭は組合紺屋田鉱山で直接観察され、走向はNS、Wに傾斜している。この断層は試錐によつてたしかめられたところによれば落差50m内外の東落しの正断層である。断層の西側には水野粘土層が発達しているが東側には露出してないで地下に潜没しているものと思われる。この紺屋田断層は品野断層と交叉するが、これらの断層の相互の関係は不明である。品野断層の北部の地層の状況からみておそらく品野断層から分岐したものであろうと考えられる。水野断層は上水野から丸幸鉱山の西方を南北の方向に走る断層であるが、地表調査では直接確認することができなかった。しかし付近一帯の地質の状況から判断してこの断層は東落しで落差15~20mと推定することができる。上記の3断層は、いずれも陣屋上部礫岩層を切つてはいるが洪積層には被覆されているのでその生成時期が上部礫岩層堆積後から洪積期までの間であることは明らかである。

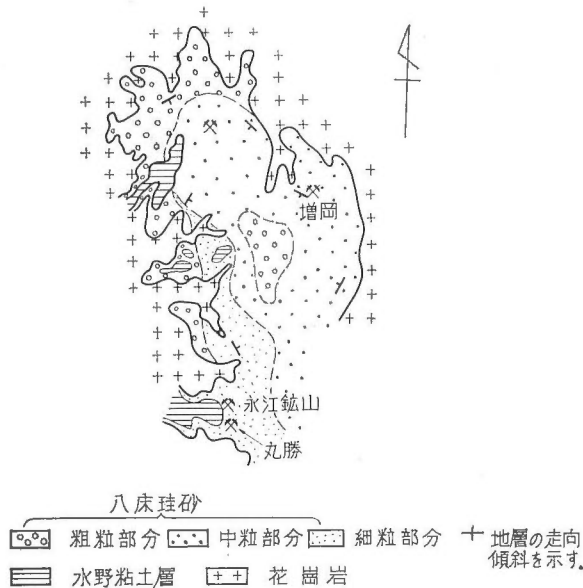
#### IV.4 地質構造と堆積環境について

本地域の地質構造を支配するおもなものは基盤の花崗岩の起伏であつて、先にも述べたように花崗岩の暗礁によつて堆積層の構造が著しく影響されている。すなわちこの暗礁上部の堆積層はしばしば消滅したりあるいは薄層になつたりしている。この堆積層の一例を示せば第6図に示すとおりである。このようにある地



第6図 基盤花崗岩と八床珪砂層および水野粘土層との関係図

層が暗礁の一方の傾斜面に沿つて堆積している場合でも他方においては全く認められない場合がある。この事実は探鉱を著しく困難にするものであつて、試錐を「ふけ先」に下した場合しばしば予定深度で着層せず直接花崗岩に逢着することがある。調査地域はこの暗礁によつて幾つかの堆積盆地に分けられ、これらの堆積盆地に沈積物が運搬されて来た方向および当時の流速等が八床珪砂層の粒変分布によりある程度推測できる。すなわち、堆積層の下部から上部に向かつて粗粒質から細粒質に漸移している事実は沈積物を運搬して来た流水の速度が最初のうちは速かつたが次第に速度を減じたことを示しているものである。しかし沈積の途中にはしばしば、食面あるいは偽層の発達が認められ、時にはその流速にも変化があつたことを示している。また流速の変化とともに流水が堆積盆地に注入される場合水流は一定方向に流れるばかりでなく渦巻を起して流れる場合も考えられ<sup>5) 13) 12) 13)</sup>、とくに開墾地山盆地、陣屋半向心構造地ではこの傾向を示す実例がある。すなわち絶えず渦の外側に注水された泥水の大部分は渦の外側に廻り渦の中に巻込まれた泥水中の一部の粗粒質のものだけが中心部に沈積し、ほとんど大部分の細粒質のものが円周部に堆積したような構造が認められる。また渦の表面の多くの浮遊物がその中心に向かつて吸い込まれるため一般に挾雑物が多い。このような堆積状態によつてできた実例は開墾地山盆地および丸幸鉱山で、開墾地では第7図に示すようにほぼ中心部に粗粒物質の堆積が認められ、丸幸鉱山では軸部の堆積物の粒度が著しく不規則となつている。



第7図 開墾地山向心構造における八床珪砂層の粒度分布図

## V. 粘土の組成鉱物

### V.1 粘土の分類

本地域内から産出する粘土には、黒木節・蛙目・白木節・麦土・白土・青木節および青粘土と呼称されているものがあり、これらは陶磁器用、あるいは耐火煉瓦用原料として使用されている。陶磁器用と耐火煉瓦用の用途別の差異は主として従来の使用実績によるもので、しいて分ければ鉄分の含有量をおもな標準として陶磁器用、耐火煉瓦用に分けられている。

蛙目粘土は粒径 1 mm 前後の石英を斑点状に含み、斑点状の石英の含有量は 30~50% であるが、顕微鏡で観察すればさらに多くの微細な石英を含有する。

斑点状の石英が著しく少なく、ほとんど肉眼的に認められない（きわめて微細な石英を比較的均質に含み、粘土は字のように白色ないし灰白色を呈する）粘土は白土と称せられている。

この石英がさらに微粒になるとともにその含有量が少なくなると白粘土と称せられ、肉眼的には全く石英を認めることができない。白粘土は白土と同様白色ないし黄白色を呈する。この白粘土が黄褐色ないし淡黄色を帯びると麦土と称せられ灰白色ないし淡青色を帯びると白木節と称せられ、外観は滑らかな感じで白粘土と同様ほとんど石英は認められない。

青粘土は青色ないし淡緑色を呈し、やや粗粒で石英粒が認められる。また、青木節は青粘土の緻密でほとんど石英が認められないものの呼称である。

木節粘土とは褐色ないし黒褐色を呈する比較的緻密な粘土の総称であるが所によつては石英の認められるものも、木節粘土と呼称せられている。木節粘土には多少の炭化木片が含有されるのが常である。

当地の粘土類は、従来種々の立場から分類されているが、いずれも、次の 4 標準のいずれかの組合せに帰せられる。1) 耐火度あるいは  $Al_2O_3$  の含有量, 2) 色, 3) 形状, 4) 構成鉱物。筆者は主として形状, 構成鉱物, 色, 産状によつて粘土を大別した。本研究の基礎となる粘土の種類および他の代表的分類との比較は第 2 表に示すとおりである。



第 2 表 粘土の区分と従来粘土の名称との対比

種 村 (1956)	山 元 (1955)
木 節 粘 土	黒 木 節
蛙 目 粘 土	蛙 目 粘 土
白 粘 土	白 木 節 麦 粘 土 白 粘 土 白 粘 土
青 粘 土	青 木 節 青 粘 土

## V.2 粘土の顕微鏡観察

## 各種粘土の顕微鏡観察

木節粘土を顕微鏡下で観察するとほとんど形態不明の微細な結晶の集合体の中に直径0.5~1mmに達する斑点状結晶が散点している。また基質中に部分的ではあるが直径0.01mm前後の小結晶の集合体が存在していることもある。

斑点状結晶には一軸性のものと二軸性のものがあり、一軸性結晶は石英である。二軸性結晶には屈折率1.56と1.51前後のもの2種があり、前者はカオリン鉱物で後者はおそらくカリ長石であろうと思われる。また部分的に基質部中に散在している小結晶の集合体は光学的の諸性質からカオリン鉱物と推定される。

基質部を構成する鉱物は小結晶の集合体よりさらに微細なため、カオリン鉱物と正確には決定できないがおそらくカオリノ鉱物とみなしてよいであろう。

これらの諸鉱物の分量比は概略、石英：カリ長石：斑点状カオリナイト：微粒小結晶集合体：石基鉱物=7~10%：3~5%：15~20%：10~15%：55~60% 程度である。

これらの鉱物以外に茶褐色を呈する有機物が認められるとともに、火山ガラスおよび風信子鉱の粒子もまれに存在している。

蛙目粘土は粒径1~3mmの石英粒と粒径0.5~1mmの鱗片状鉱物を斑点状に含み、基質部は灰色ないし灰褐色の粘土鉱物からなっている。この基質部を顕微鏡下で観察するとその組成鉱物は木節粘土と同様であるが、木節粘土のように有機物は含有せず、これに反して鉄鉱物・チタン鉱物が認められる。鉄鉱物は褐鉄鉱・赤鉄鉱・磁鉄鉱でチタン鉱物は銳錐石または金紅石と推定される。

白粘土は微細な比較的丸い石英が斑点状に含有し、この石英は粒径0.02mm以下で比較的まを帯びている。またごくまれに復屈折の高い葉片状の微細な結晶が認められるが、量が非常に少ないうえに結晶がきわめて微細であるために鉱物名の決定は困難である。しかしその光学的性質から推しておそらく雲母類に属するものと考えられる。これらの諸鉱物の分量比は概略、石英：雲母：基質部構成鉱物=10~20%：0~1%：80~90%である。その他木節粘土と同様に火山ガラスもまれに認められる。

青粘土は白粘土と同様、主として石英と粘土鉱物からなるが、その他に少量の雲母様鉱物も認められる。その分量比は石英：基質部構成鉱物=20~40%：60~80%である。その他褐鉄鉱が微細な粉末として他の鉱物に不規則に附着していることがあり、また非常にまれではあるが磁鉄鉱・チタン鉄鉱および火山ガラスも認められる。

## 各鉱物の観察

斑点状カオリン：微粒の結晶の集合でその輪郭が円弧を画いて彎曲している。この結晶の光学的性質を完全に測定することは困難であるが、その屈折率を浸液法で測定した結果は1.561で伸長方向は正であるから一応カオリナイトと考えて間違いのないと思われる。

斜長石：斜長石は一般に1 mm前後の結晶で劈開面の屈折率が1.543であるのでAb<sub>70</sub>, An<sub>30</sub>前後のものと推定される。

火山ガラス：基質部中に非常に微細な粒として存在し、非晶質で屈折率は1.52であつた。

### V.3 粘土の電子顕微鏡観察

粘土鉱物についての形態的な研究は、従来より活発に行なわれていて、すでに相当詳細な形態的研究が行なわれているが、結晶形だけから粘土鉱物を決定することは不可能で、単に鉱物を決定する場合の一助となりうる程度のものである<sup>7) 8)</sup>。

木節粘土：木節粘土の主成分鉱物である粘土鉱物には六角板状の明らかな単晶、六角に近い形のもの、不規則な薄い雲状を呈するもの、管状のもの等があり、これらが種々の割合に混つている。これらの各種の形の粘土鉱物をさらに電子解析法によつてしらべた結果、六角に近い形のもの集合体はカオリン鉱物の集合体で、不規則な薄い雲状を呈するものもまたカオリン鉱物であると認められた。

蛙目粘土：電子解析によつて蛙目粘土の主組成鉱物も0.1 $\mu$ 程度の六角板状に近い形態のカオリナイトであることがわかつた。

白粘土：白粘土は0.05~0.1 $\mu$ の外形不定の薄い結晶を主とし、これに伴つて径0.5~1 $\mu$ の短冊ないし管状の結晶が存在している。電子解析の結果によれば前者の大部分はカオリナイトに近いカオリン鉱物であると考えられ、後者は加水ハロイサイトとみなされる。

青粘土：青粘土の電子顕微鏡観察結果によると一部のものは、六角板状の結晶形を示すが、大部分のものは不定形の薄い板状の結晶形を示し、またその一部には球状結晶が散在しているのが認められるとともにごく少量ではあるが管状の結晶も認められる。電子解析の結果によれば六角板状の結晶および不定形の薄い板状結晶はカオリン鉱物で、球状の結晶はアロフェン、管状の結晶は加水ハロイサイトと推定される。

上記各粘土の電子顕微鏡観察の結果を総合すると比較的結晶形の明らかなカオリン鉱物は木節粘土に多く蛙目粘土・白粘土および青粘土の順に少なくなつている。そしてこの順に従つて他の結晶の量が多くなるとともに非晶質物質も含有されるようになってくる。

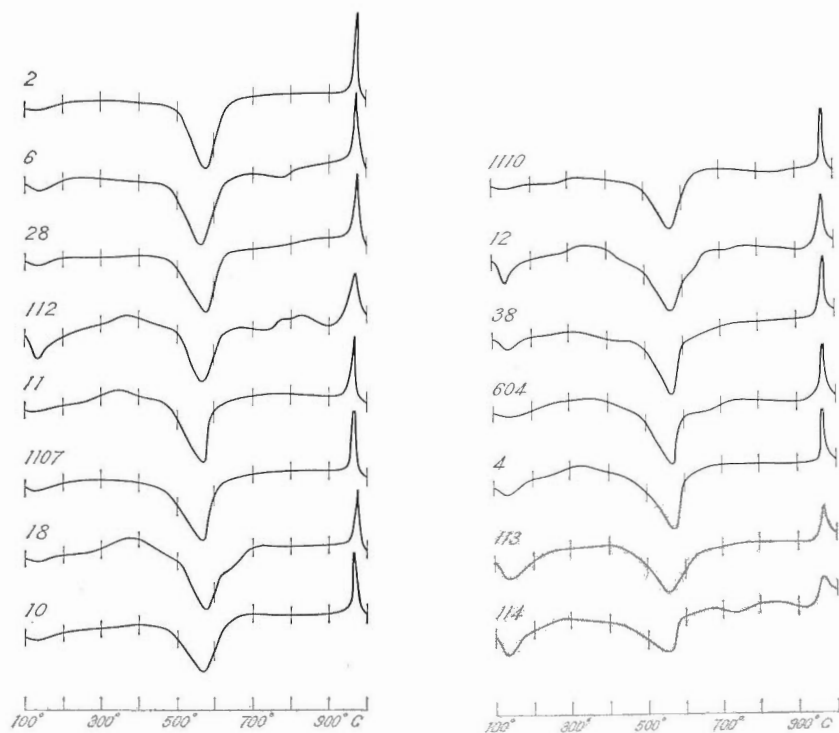
### V.4 粘土の示差熱分析試験

当地産粘土の示差熱分析曲線は、いずれもカオリナイトと同一の型を示している。すなわち100~200°Cの間にみられる吸熱のピーク(N<sub>1</sub>)、500~600°Cの間にみられる吸熱のピーク(N<sub>2</sub>)、900~800°Cの間にみられる発熱のピーク(X)が著しいもので、他にはピークを示さないのが普通であるが一部の試料には300~500°Cの間に発熱ピーク、700~900°Cの間に吸熱ピークが現れるものがある。これらのピークの温度をN<sub>1</sub>, N<sub>2</sub>, Xで表わし、振幅を[N<sub>1</sub>], [N<sub>2</sub>], [X]で表わす。第8図には木節粘土・蛙目粘土・白粘土および青粘土の試料の各曲線をN<sub>2</sub>の高いものから低いものへと順に配列してある。そうすると各曲線の各ピークの温度、振幅等の間に多少の変化があることがわかる。この変化は従来の研究<sup>34) 35) 39)</sup>によれば次のような原因によるものと考えられている。すなわち、

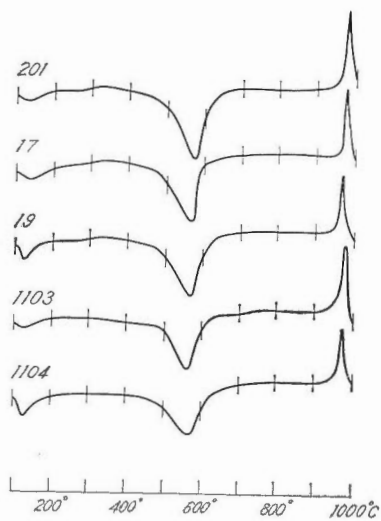
- (a) 結晶片の粒度
- (b) 結晶構造の不規則性
- (c) 不純物の混入量

以上の3点について吟味する。

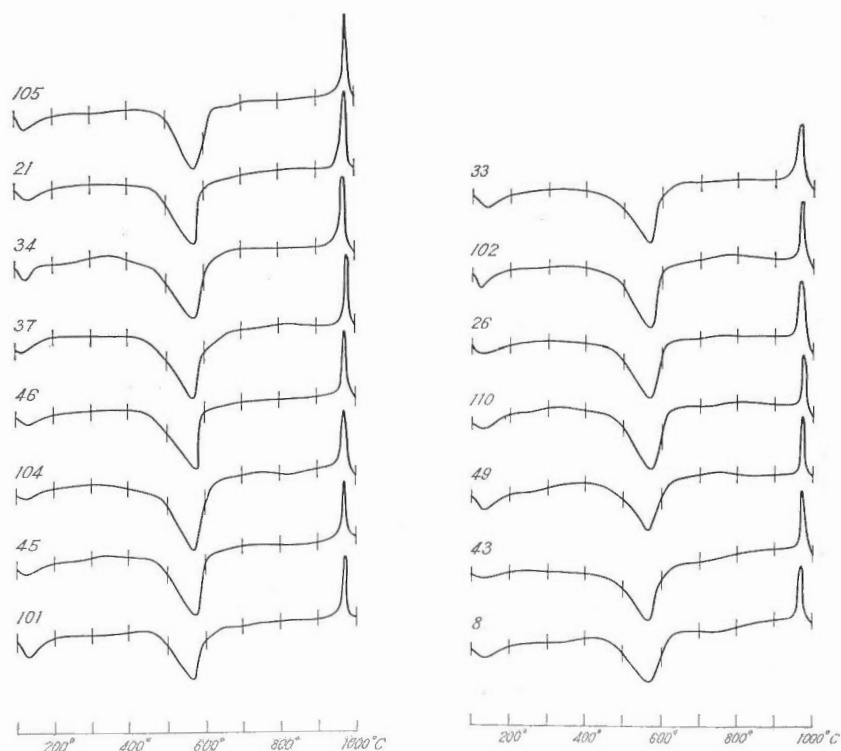
(a) 結晶片の粒度について電子顕微鏡観察により蛙目粘土・青粘土は大きく、木節粘土は比較的小さいことはすでに述べたとおりである。この場合粒度が大きい蛙目粘土・青粘土では振幅は小さく、粒度が小さい木節粘土では振幅が大きい。(b) 結晶構造の不規則性についてはX線粉末回折試験により決定しうる。示差熱分析試験ではorder type と disorder type とを比較すれば前者の振幅は後者に比較し明らかに小さく、またその曲線は非対称となる。このように振幅の差は結晶構造の不規則性による場合と、不純物の混入



第8図a 木節粘土の示差熱分析曲線図



第8図b 蛙目粘土の示差熱分析曲線図



第8図c 白粘土の示差熱分析曲線図

による場合とがあるが、後者はその含有量が少ないので、ほとんど影響がないものと考えられる。(e) 不純物の混入については顕微鏡によつて火山ガラス、電子顕微鏡によりアロフエン、X線粉末回折試験によりモンモリロナイト等の不純物が確認されたが、前2者はその含有量が少ないので示差熱分析曲線に著しい変化を与えていない。モンモリロナイトによるものとしては、No. 6, No. 12, No. 114 において700°C付近に吸熱ピークが認められ、その混入が推察される。

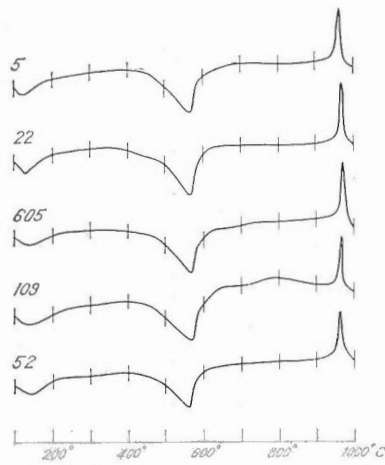
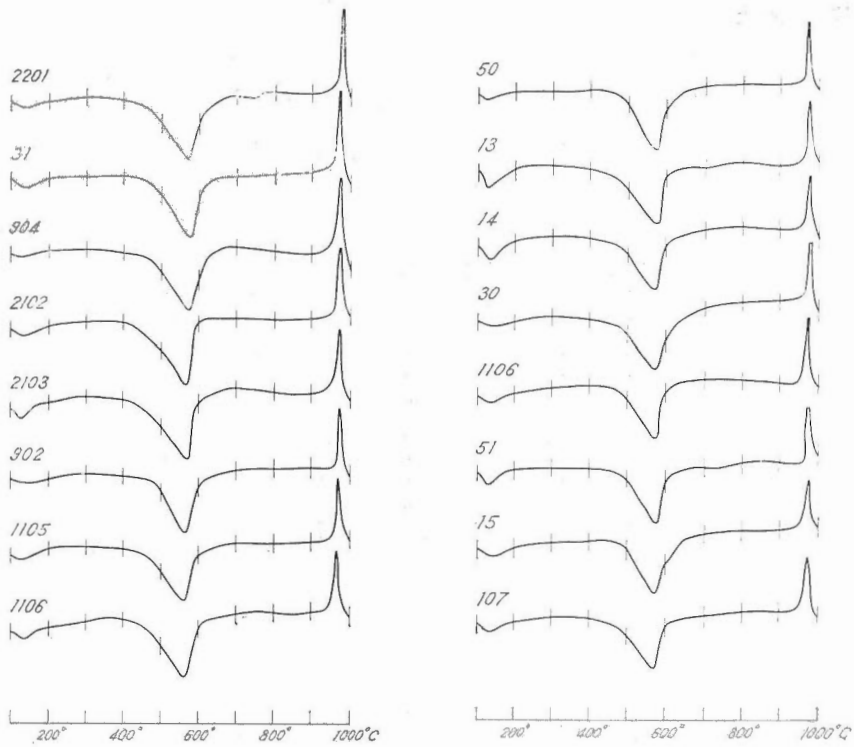
以上各粘土の示差熱分析試験により存在していると想定される粘土鉱物はカオリン鉱物(カオリナイト)を主成分とし、アロフエン・モンモリロナイト・絹雲母を副成分としている。またその曲線の差異がその粘土の細かさ、結晶度に関係していることを明らかにしたが、各種粘土の差異については他の試験と同様に顕著な相違は認められなかつた。

## V.5 粘土のX線試験

各試料について geigerflex によつて実験を行なつた。その結果粘土の主成分鉱物がカオリンであることは容易に推定される。

G. W. Brindley<sup>9)</sup> によればカオリンの結晶度にはかなりの高低があり、カオリナイトからヘロサイトまで連続的に結晶度が変化する。

すなわち、結晶度の高いカオリナイトは三斜晶系で結晶度が低くなれば擬単斜晶系となり、これによりX線粉末回折線は変化する。7.15Å (001) は 7.2~7.3Å に移行する。また結晶度が高い粘土では 4.48Å は幾つかの回折線に分離するが、低くなれば 4.48Å は二次元反射の性状が認められ1本の粉末回折線となる。これと同様に結晶度の高いカオリナイトでは 2.57Å, 2.54Å, 2.51Å および 2.38Å, 2.34Å, 2.31Å は分かれているが結晶度が低くなる hkl ( $k \neq 3$ ) は消失し、hkl ( $k=3n$ ) と 00l の線は結晶度が低くなつ



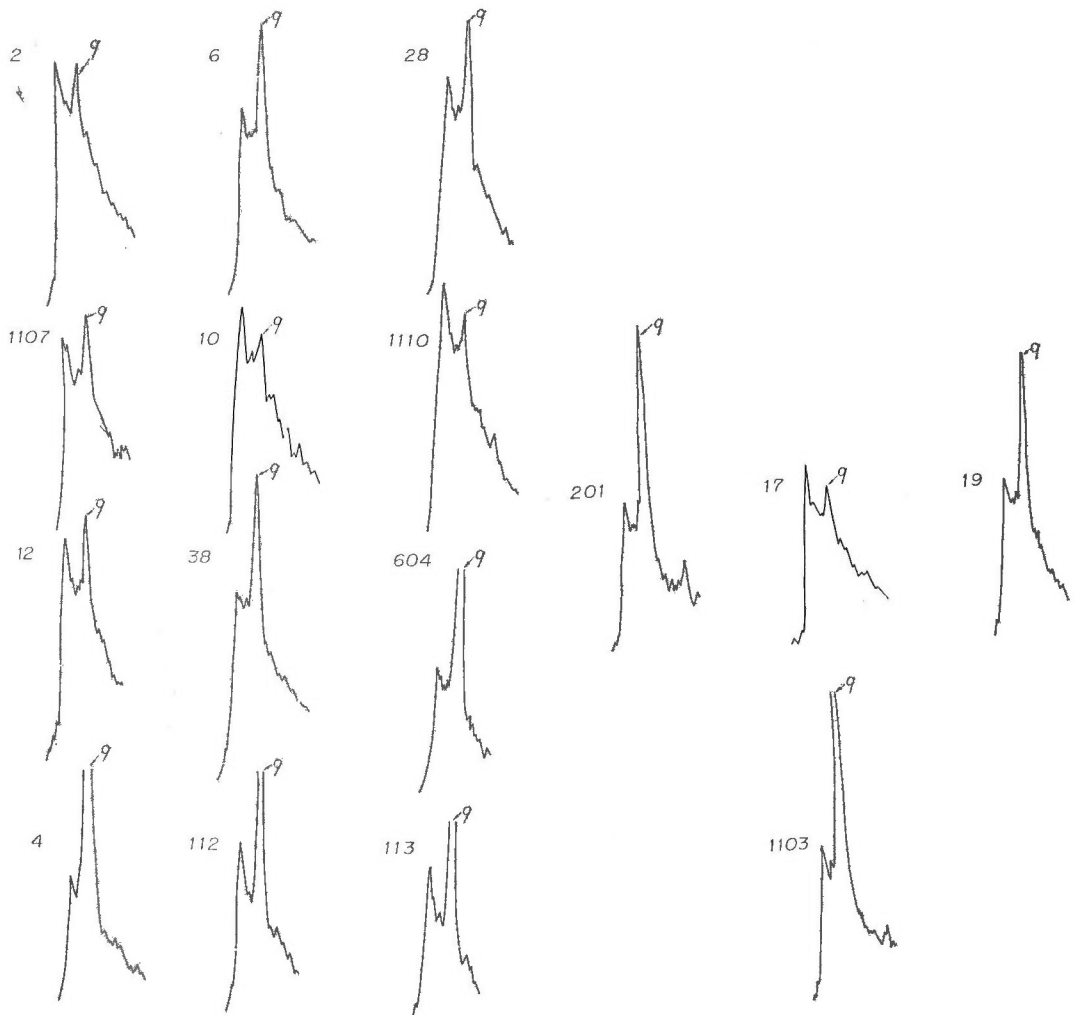
第8図d 青粘土の示差熱分析図

でも残存する。またその粉末回折線は結晶度が高いものでは数多く出現し、鮮明な粉末回折線を示すが、結晶度が低くなると不鮮明となり、回折線の数も少なくなる。以上種々の角度より Brindly はカオリナイトにつき考究し、とくに結晶度に相当の相違があると論じている。

筆者の調べたところでは、いずれの粘土にもかなり結晶度に差異が認められる。また粘土中には石英・モンモリロナイト・加水ハロサイト・絹雲母および長石を含むことがX線粉末回折線から確認される。

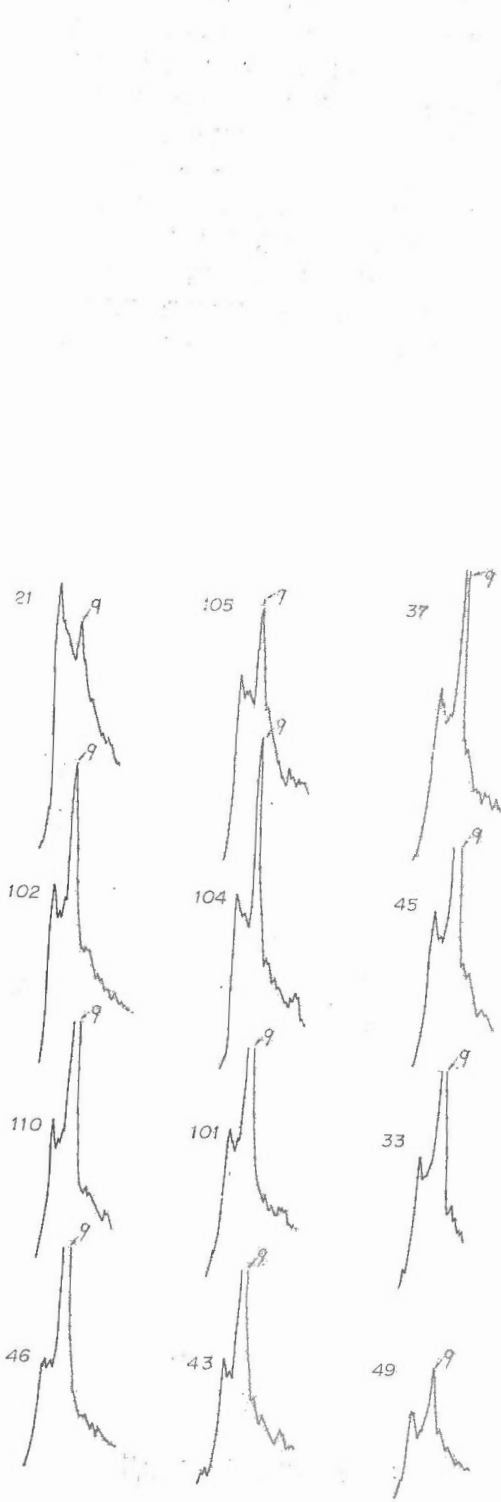


すなわち 14~15Å にやや不鮮明な回折線が認められるが、これはモンモリロナイトの (001) にあたるものである。10Å に比較的明瞭な粉末回折線が認められるものがあるが、これは絹雲母の (002) または加水ハロサイトの (001) にあたるものである。絹雲母には 5Å (004) にあたる回折線が認められる。この事実から考えると試料によりそれぞれ絹雲母の混入と加水ハロサイトの混入を示す結果を現わしているものがあることがわかる。3.35Å の回折線はほとんど総べての試料に認められているが、これは粘土中に含まれている石英に起因するものである。また 3.24Å に回折線が認められるものがあるが、これはおそらく長石に由来するものであろう。各粘土の主成分鉱物であるカオリナイトの結晶度について第 9 図に示すように、いずれの粘土のカオリナイトも (11 $\bar{1}$ ) と (1 $\bar{1}$  $\bar{1}$ ) とは 1 本の回折線となり明らかに二次元反射の性状を示している。また 2.57Å, 2.54Å, 2.51Å と 2.38Å, 2.34Å, 2.31Å のおのおの 3 本に分かれた 2 組の回折線が認められるものと、2.54Å が徐々に弱まり 2.57Å と 2.51Å の回折だけとなり、さらに 2.57Å が対称性散漫散乱を示しはじめ同時に 2.51Å はより広間隔方向に対称性散漫散乱を示すようになるものがある。また 2.34Å 以

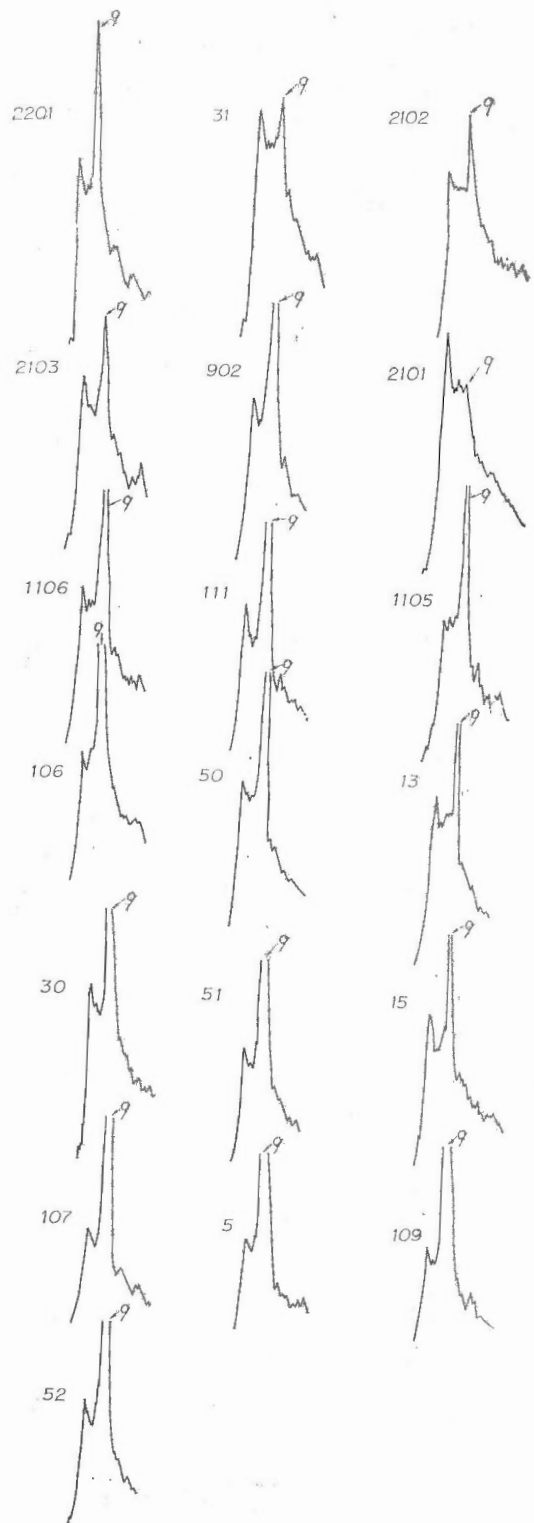


第 9 図 a 木節粘土の 4.48Å~4.00Å における結晶度の比較図

第 9 図 b 蛙目粘土の 4.48Å~4.00Å における結晶度の比較図

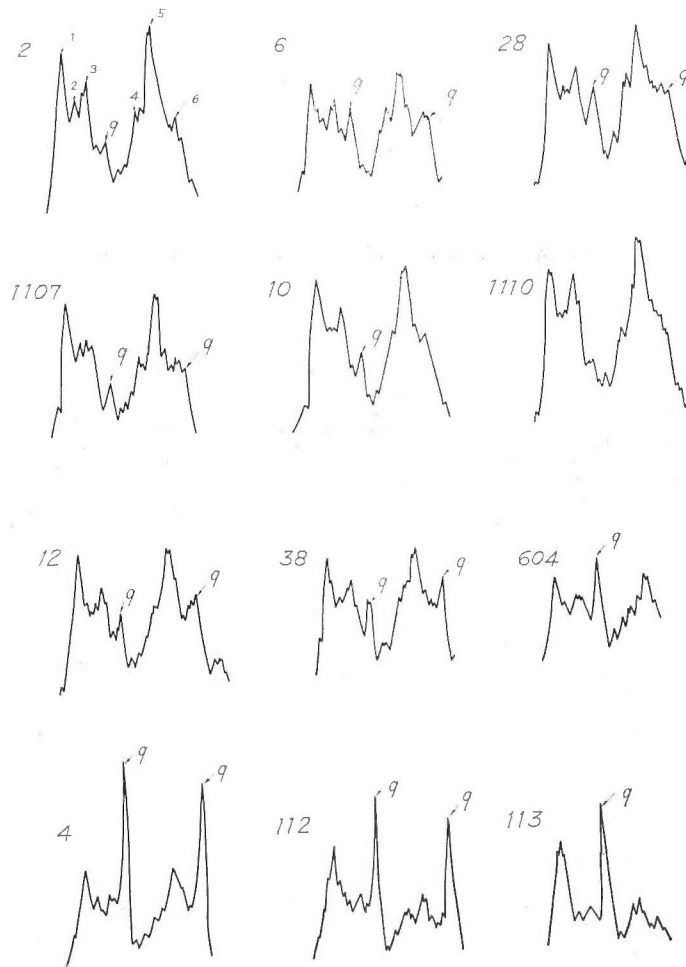


第9図c 白粘土の 4.48Å~4.00Å  
における結晶度の比較図

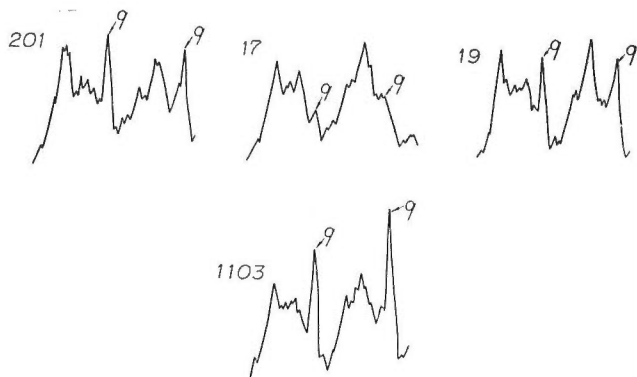


第9図d 青粘土の 4.48Å~4.00Å  
における結晶度の比較図

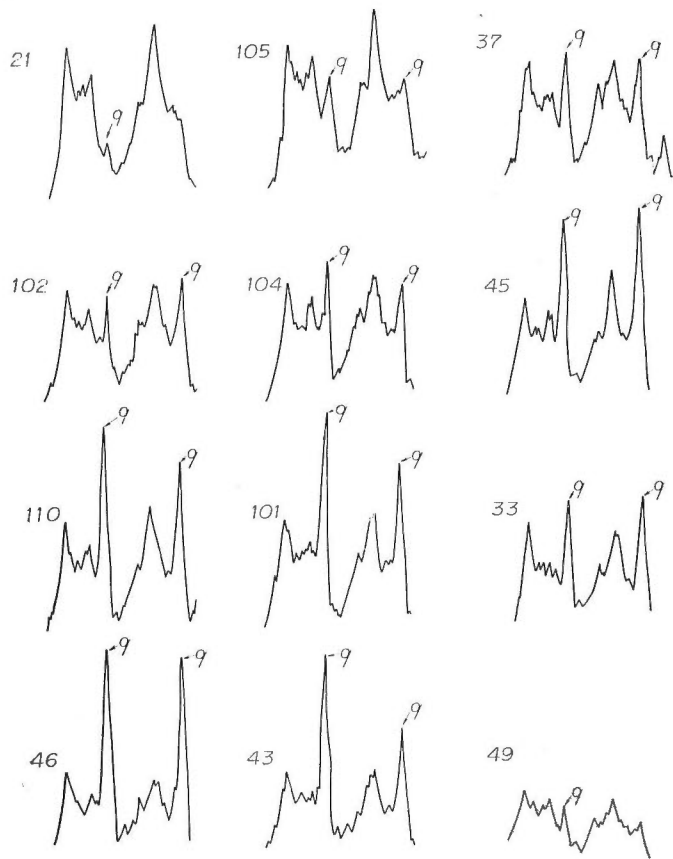




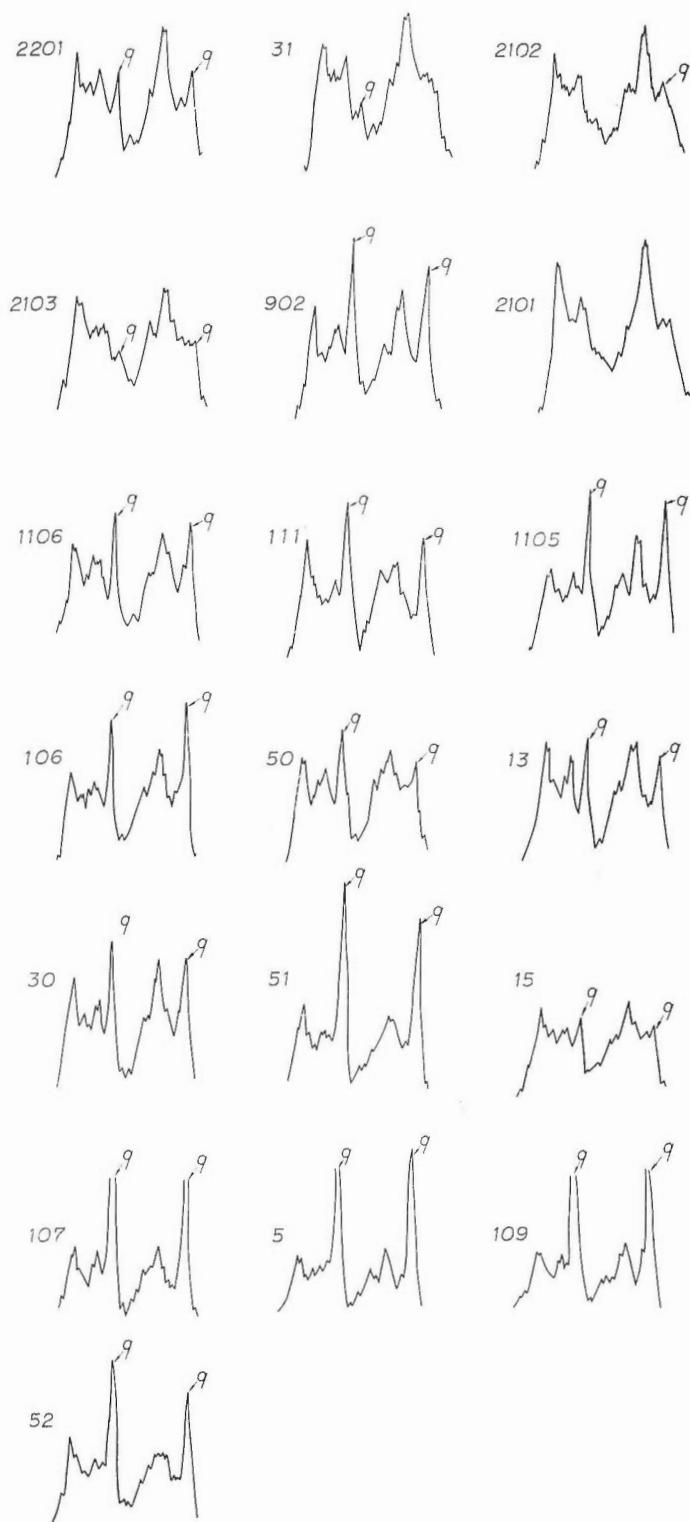
第 10 図 a 木節粘土の 2.57Å~2.31Å における結晶度の比較図



第 10 図b 蛙目粘土の 2.57Å~2.31Å における結晶度の比較図



第 10 図c 白粘土 2.57Å~2.31Å における結晶度の比較図



第 10 図d 青粘土  $2.57\text{\AA}$ ~ $2.31\text{\AA}$  における結晶度の比較図

第 4 表 粘土の X 線回折線表

(1) No.2 焼成物

	20° C		200° C	300° C	400° C	500° C	600° C
	d	I	I	I	I	I	I
001(M) 001(HH); 002(S)	10.10	6	—	5	6		23
001	7.26	100	81	79	79		
003(M); 003(S)							6
020; 02, 11	4.48	65	66	59	54	19	18
110	4.40	53	49	49			11
Q	4.27	62	60	67	64	31	33
111̄							
111̄							
F							
D							
021̄							
F							
021							
F							
002; 002(H)	3.59	93	80	83	83	6	6
F							
Q; 122	3.35	100	100	100	100	100	100
003(HH)							
F	3.25	10b	13				
112̄							
F	2.99	4b					
112̄							
00,							
F							
022							
201; 230; 130	2.571	38	33	28	30	6	
131; 112	2.536	24	22		20		
F							
200; 112; 131̄	2.506	30	27	23	22		
Q	2.479	14	18	16	17	9	4
003	2.390	20	20	20	20		
202; 131; 113̄	2.353	40	36	36	34		
Q	2.297	20	23	20	20	12	10
113̄; 131							
132; 040	2.240	6	7		4		6
232; 220							
023; 041							
222̄	2.130	7	6	7	12	6	9
203̄; 132	2.012		9	7	11		
132; 221	1.987	10	7	9	10	6	7
133̄							
042							
133; 202; 203; Q	1.819	15	14	16	16	13	21
114; 223̄	1.799	4	4				
004	1.784						
	1.747	9					
222̄							
150; 241; 311̄; 311̄ etc	1.673	20	20	19	17	10	3
240; 151; 204; 233							
133; 242; 310; 151 etc	1.624	4	7				
152; 241; 334	1.561	12					
134; 203; 241; 224 etc							
060; 331; 331̄	1.489	28	25	22	20	3	3
223; 115; 061; 032̄	1.457	5					
332; 115; 223; 330 etc							
005							

## (2) No. 113 燒成物

	20° C		100° C	200° C	300° C	400° C	500° C	600° C
	d	I	I	I	I	I	I	I
001(M) 001(HH); 002(S)	10.13	38	30	38	34	38	27	40
	8.68	15						
001	7.26	58	52	58	46	44		
003(M); 003(S)	5.00	27	16	26	20	24	17	18
020; 02.11	4.50	100	89	86	89	89	100	100
110	4.39	64		66				
Q	4.27	100	100	100	100	100	100	100
111̄	4.16	37						
111								
F								
D	4.00	21		27			15	8
021̄	3.93						15	
F								
021	3.75	38					16	16
F	3.70	38	35			41		20
002; 002(H)	3.57	64	55	61	50	58		
F	3.53			61	44	57	33	30
Q; 122	3.36	100	100	100	100	100	100	100
003(HH)								
F	3.25	51	33	38	35	53	35	30
112	3.12	18		17	10	9		
F	2.997	18	18	18	26	9	9	15
112̄								
00								
F	2.891	12	15					11
022	2.695	9						
201̄; 130̄; 130	2.578	74	61	69	69	55	46	35
131̄; 112̄	2.533	27		34		26	21	
F								
2.00; 112; 131̄	2.502	32				33		
Q	2.460	95	80	86	81	74	71	77
003	2.401	34				28	18	
202; 131; 113̄	2.381	37	30	30	32			
Q								
113̄; 131	2.286	74	64	60	64	57	69	66
132; 040	2.241	46	30	30	33	30	41	35
132; 220	2.209	15					15	
023; 041	2.133	64	54	52	57	64	57	50
222	2.054	13						
203̄; 132̄	1.983	46	27	37	37	43	38	38
132; 221	1.947	12	41					
133̄	1.900	12						
042								
133; 202; 203̄; Q	1.820	100	100	100	95	100	100	100
114; 223̄	1.802					15		
004								
222	1.702					15		
150; 241̄; 311̄; 311̄ etc	1.673	61	47	51	50	52	41	46
240; 151; 204; 233	1.662	37	37	40	38	35	24	16
133; 242̄; 310; 151 etc	1.651	30				24		
152; 241; 334								
134; 203; 241; 224̄ etc	1.544	91	84	81	81	86	70	71
060; 231; 331̄	1.504	31	30	26	29	27	9	
223; 115; 061̄; 032̄	1.459	18	6	18	18	20	24	15

外の $2.38\text{\AA}$ ,  $2.31\text{\AA}$ も徐々に消失し、遂に $2.34\text{\AA}$ だけが広間隔方向へかなり著しい非対称性散漫散乱を示すものに順次配列される。このように主成分鉱物であるカオリナイトに order type のものから disorder type のものまでかなり広範囲のものまである。木節粘土ではカオリナイトの高低の範囲は一番大きく、order type から disorder type まであり、蛙目粘土ではほぼ中間のものが多く白粘土および青粘土ではほとんど disorder type のカオリナイトを主成分とする。

木節粘土の一部には(001)の広間隔の方に非対称性散漫散乱を示すものがあり、これらのことから脱水したものと、種々の加水物とがいわゆる不規則混合層をなしているものの存在が認められる。次に各温度に焼成した場合の変化につきのべる。すなわち各試料を1時間焼成後ただちにX線試験を実施した。結果は第4表のとおりである。No. 2の試料においては $400^{\circ}\text{C}$ までの焼成ではあまり顕著な変化を示さないが(001)および(002)の粉末線の強度はいずれも弱くなっている。 $500^{\circ}\text{C}$ の焼成物においては(001)は完全に消失するが(002)の粉末線は非常に弱いが残っている。また $2.59\text{\AA}$ ,  $2.52\text{\AA}$ および $2.48\text{\AA}$ の粉末線は $400^{\circ}\text{C}$ 焼成物まではほとんど変化はないが $500^{\circ}\text{C}$ で急激にその強度が弱まっている。以上の各回折線は $600^{\circ}\text{C}$ でほとんど消失してしまいが(020)は $500^{\circ}\text{C}$ ,  $600^{\circ}\text{C}$ では多少広間隔方向に移動するとともに強度が弱まっている。No. 113の試料においては(001)は原土と $100^{\circ}\text{C}$ 焼成物ではあまり明瞭な変化は認められないが $200^{\circ}\text{C}$ では広間隔方向の非対称性散漫散乱は弱まる。 $3.58\text{\AA}$ (002)は $3.58\text{\AA}$ と $3.53\text{\AA}$ の2本の回折線に分かれる。前者はカオリナイトの(002)に一致し、後者は長石の回折線に一致する。これは加水したカオリナイトとカオリナイトの不規則混合層をなしていたものが焼成によつて加水されたカオリナイトが脱水されたため(00 $l$ )の $l$ の値が変化して、長石の線と分離したものであろう。 $500^{\circ}\text{C}$ で(001), (002)の回折線は完全になくなるが、 $2.58\text{\AA}$ の回折線は、 $600^{\circ}\text{C}$ においても残っており、また(020)は $500^{\circ}\text{C}$ および $600^{\circ}\text{C}$ の焼成物において著しく強度を増し、やや広間隔方向に移動している。

以上の2資料を比較検討すれば(020)はNo. 113では高温度の焼成物ほどその粉末線の強度が強くなっているのに反し、No. 2ではその逆に高温度の焼成物ほど弱くなっている。またNo. 113では $2.58\text{\AA}$ の粉末線は $600^{\circ}\text{C}$ の焼成物においても残っているが、No. 2では全く消失してしまう。このような相違は明らかにその主成分鉱物であるカオリナイトの結晶度の相違によるものであろう。すなわちNo. 2は普通のカオリナイトであり、No. 113は一部加水されたカオリナイトが不規則混合層をなすものと考えられる。

## V.6 粘土の化学分析試験および耐火度試験

粘土の化学分析試験の結果は第5表に示すとおりで化学成分上の特徴は次の諸点である。

第5表 粘土の化学分析表

### (1) 木節粘土

	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	47.24	48.84	51.37	48.35	50.32	53.78	52.50
TiO <sub>2</sub>	1.10	0.89	1.29	0.54	0.70	0.80	0.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.41	30.27	29.95	31.54	30.11	28.52	28.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.85	1.05	1.56	0.93	1.68	1.24	1.56
FeO	0.47	0.39	0.09	0.08	0.09	0.08	0.07
CaO	0.31	0.30	0.08	0.35	0.53	0.07	0.09
MgO	0.43	0.32	0.15	0.07	1.04	0.12	0.14
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.04	0.23	0.33	0.20	0.21	0.18
K <sub>2</sub> O	0.62	0.73	0.76	0.78	0.88	0.75	0.82
+H <sub>2</sub> O	11.35	11.72	11.30	12.46	11.17	10.19	11.32
-H <sub>2</sub> O	4.68	5.31	3.16	4.47	3.21	4.12	3.80
Total	97.51	99.86	99.94	99.90	99.93	99.88	99.84
No.	1110	2	1107	10	12	6	28

## (2) 蛙目粘土

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	64.56	64.74	65.78	71.68	70.90
TiO <sub>2</sub>	0.80	0.82	0.72	0.76	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.65	22.04	22.32	17.49	18.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.05	0.69	0.79	1.02	0.73
FeO	0.80	0.32	0.23	0.40	0.31
CaO	0.55	0.07	0.54	0.04	0.21
MgO	0.34	0.22	0.78	0.08	0.08
Na <sub>2</sub> O	0.51	0.18	0.12	0.15	0.79
K <sub>2</sub> O	0.42	1.05	0.76	1.35	0.91
+H <sub>2</sub> O	6.19	7.69	6.85	5.35	6.51
-H <sub>2</sub> O	2.10	2.06	1.06	1.65	1.11
Total	99.97	99.88	99.87	99.97	99.97
No.	201	17	19	1103	1104

## (3) 白粘土

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	53.98	55.12	57.26	57.86	54.59	56.92	56.08	57.90
TiO <sub>2</sub>	0.82	0.83	0.80	0.85	0.98	0.97	0.38	0.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.78	27.65	26.62	26.40	27.88	26.64	26.68	25.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.80	1.96	1.78	1.26	1.71	1.78	1.52	1.89
FeO	0.11	0.10	0.10	0.06	0.13	0.10	0.08	0.26
CaO	0.11	0.15	0.14	0.04	0.08	0.14	0.12	0.10
MgO	0.22	0.24	0.22	0.26	0.30	0.25	0.26	0.27
Na <sub>2</sub> O	0.12	0.10	0.14	0.19	0.12	0.15	0.10	0.18
K <sub>2</sub> O	0.85	0.83	0.93	1.05	0.75	0.92	0.89	0.87
+H <sub>2</sub> O	10.35	10.01	9.52	9.27	9.67	9.94	9.89	9.62
-H <sub>2</sub> O	2.84	2.95	2.47	2.58	3.62	2.16	3.97	2.50
Total	99.98	99.94	99.98	99.92	99.93	99.97	99.97	99.95
No.	105	21	34	37	46	104	45	101

	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	59.06	57.10	57.20	56.33	57.81	63.56	55.24
TiO <sub>2</sub>	0.90	0.86	0.82	0.79	0.81	0.82	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.20	27.51	27.43	27.53	25.31	22.95	28.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.81	1.68	1.58	1.03	0.82	0.81	1.07
FeO	0.33	0.10	0.23	0.11	0.09	0.08	0.09
CaO	0.12	0.14	0.10	0.11	0.13	0.07	0.14
MgO	0.32	0.25	0.22	0.23	0.21	0.20	0.26
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.13	0.14	0.11	0.15	0.19	0.15
K <sub>2</sub> O	0.69	0.82	0.89	0.93	0.90	0.95	0.91
+H <sub>2</sub> O	9.32	8.98	10.21	10.23	10.21	8.14	10.08
-H <sub>2</sub> O	2.58	2.30	3.13	2.47	3.51	2.16	3.12
Total	99.46	99.87	99.98	99.87	99.95	99.93	99.97
No.	33	102	26	110	49	43	8

## (4) 青 粘 土

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	72.37	74.81	65.61	74.05	73.77	68.51	68.51	68.61	66.72	64.48	61.19	61.68	67.26	54.10
TiO <sub>2</sub>	0.72	0.83	0.91	0.51	0.72	0.52	0.46	0.82	0.50	0.72	0.73	0.80	0.70	0.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.49	16.59	17.14	16.83	17.73	18.42	18.02	17.28	20.18	21.60	20.02	21.18	18.07	29.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.83	0.92	1.01	0.93	0.72	0.82	0.79	1.42	1.07	0.72	1.72	1.65	1.52	0.86
FeO	0.65	0.62	0.52	0.44	0.26	0.21	0.30	0.21	0.60	0.23	0.83	0.55	0.38	0.06
CaO	0.15	0.28	0.22	0.20	0.17	0.15	0.25	0.24	0.20	0.54	0.43	0.40	0.08	0.08
MgO	0.14	0.12	0.20	0.21	0.15	0.12	0.05	0.02	0.12	0.78	0.58	0.97	0.10	0.17
Na <sub>2</sub> O	0.53	0.11	0.24	0.37	0.53	0.36	0.27	0.30	0.24	0.03	0.06	0.58	0.53	0.15
K <sub>2</sub> O	0.77	0.36	0.80	0.92	0.76	0.94	1.18	1.03	0.78	0.85	1.90	2.51	1.32	1.59
+H <sub>2</sub> O	5.21	4.21	10.12	5.12	4.32	7.65	7.23	7.25	7.35	7.87	9.25	6.58	7.18	10.22
-H <sub>2</sub> O	1.16	1.18	3.20	0.46	0.76	2.18	2.90	2.72	2.12	2.01	3.18	3.08	2.86	2.52
Total	100.02	100.03	99.97	99.99	99.89	99.88	99.96	99.90	99.88	99.87	99.89	99.98	99.98	100.08
No.	13	14	22	30	1105	2102	107	5	50	106	605	52	1106	101

(a) SiO<sub>2</sub> にかなりの変化がみられる。

このことは粘土中に含有される石英の量に変化がかなりあることを示すものであつて、分析以外の諸種の試験で認められる石英の量についての結論とよく一致している。しかし石英の含有量の変化は蛙目粘土でとくに著しく、木節粘土では比較的少ない。

(b) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> と Ig. loss がほとんど並行的に増減する。

このことは Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> のほとんど総べてが、カオリン鉱物に由来することを示すものである。例外として青粘土の中には Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> の分子比に較べて Ig. loss の分子比が理論値より多少高いものが認められるが、これは Ig. loss に富む鉱物の混入によるものと考えられ、電子顕微鏡で観察されたアロフエンに起因するものであろうと思われる。

(c) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> は常に存在しているが上記各成分の増減に較べてその変化の度合は非常に少ない。

これは粘土中に不純物として含有される褐鉄鉱およびごくまれに認められる磁鉄鉱あるいはチタン鉄鉱に由来するものである。

(d) TiO<sub>2</sub> は Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> と同様常に存在するが非常に少ない。

これは粘土鉱物とは全く無関係に副成分鉱物として混入しているチタン鉄鉱あるいはルチル(?)から導かれるものである。

(e) CaO・MgO の量はごく少量ではあるが変動が認められる。

これは X線試験で存在が確認された粘土鉱物のうちのモンモリロナイトに起因するものと考えられるのであるが、全部の CaO・MgO がモンモリロナイトから導かれたとは考えられず、CaO の一部は X線試験等で認められた長石に由来すると考えるべきであろう。

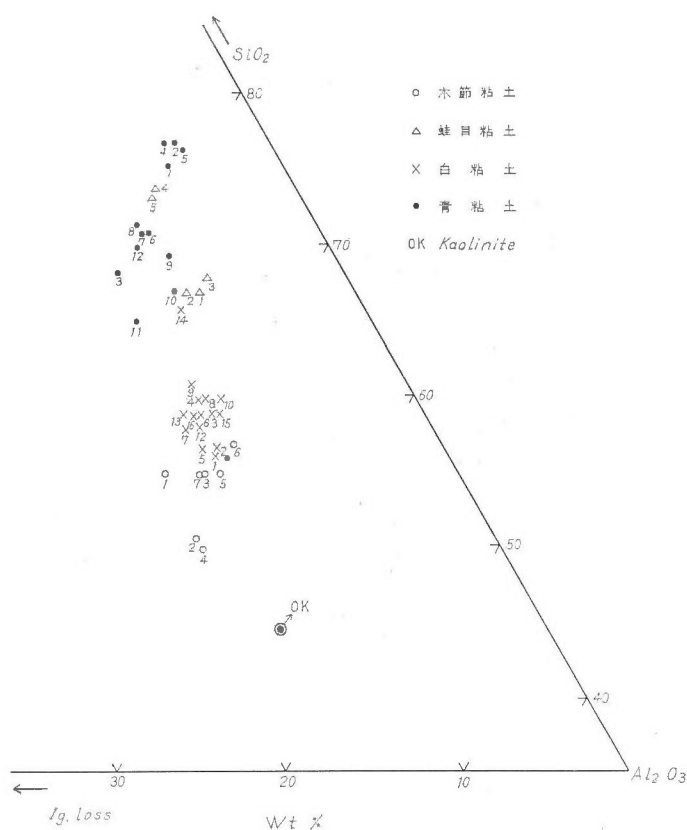
(f) K<sub>2</sub>O・Na<sub>2</sub>O の量は 1%内外で、あまり顕著な変化は認められない。

これは粘土中に含まれる長石・雲母類・火山ガラスから導かれるものである。

上述のように、粘土の化学成分はその種類に応じて各成分に多少の変化があり、その変化は粘土の種類、すなわち木節粘土・蛙目粘土・白粘土および青粘土においてそれぞれ特有なものである。これを粘土の主成分である SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Ig. loss の 3成分図表にプロットすれば第11図のような分布を示す。

この図でわかるように、粘土の成分は純粋のカオリナイトの理論値よりも SiO<sub>2</sub> に富んだものが多く、かつ SiO<sub>2</sub> が多くなるに従つて僅かではあるが Ig. loss (あるいは +H<sub>2</sub>O) が減少する傾向がある。これは不純物が比較的少ない木節粘土中においても石英あるいは非晶質の珪酸微粒を認めることができる事実とよく一致している。また白粘土および青粘土の場合はカオリナイトに較べて Ig. loss の多い鉱物が混入されているのではないかという疑問が生ずる。示差熱分析の結果ではアロフエンの存在を確実に推測できな





第 11 図 各種粘土の  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Ig. loss}$  の関係図

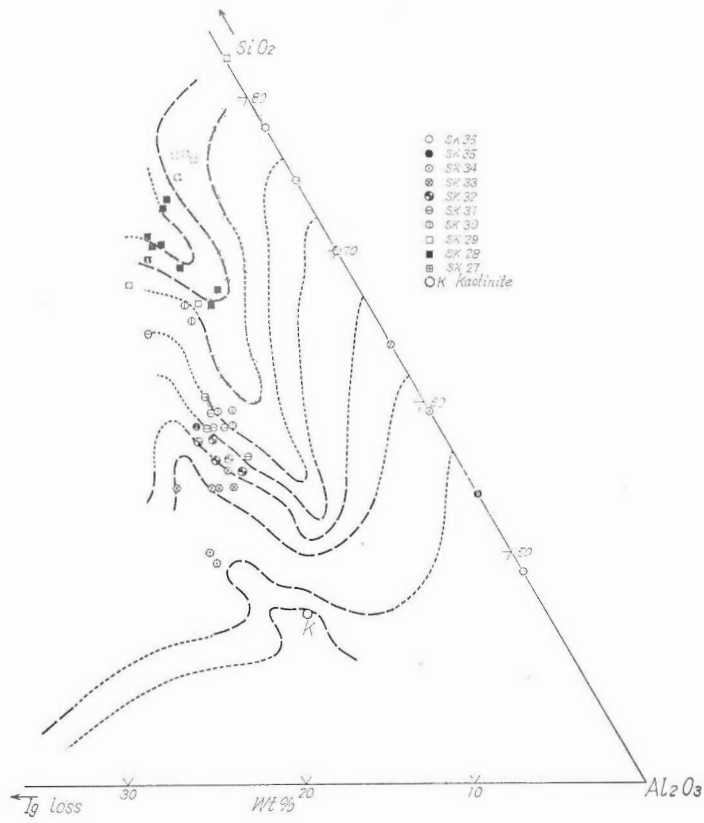
いが電子顕微鏡によると青粘土中にきわめて微量の円形を示す微細な鉱物が認められ、従来の研究に照してアロフェン類似の gel 状鉱物ではないかと想像される。このアロフェン類似の鉱物がカオリナイトと混合し、全体としてカオリナイトよりも  $\text{Al}_2\text{O}_3$  と Ig. loss に富んだ点を占めるに至つたと考えられる。

さらにこれらの粘土を村岡誠<sup>26)</sup>によつて発表された化学成分から耐火度を推測するいわゆる等耐火度曲線図にプロットすれば、いずれも岩手粘土あるいは磐城粘土系統の区域内に集中する (第12図)。

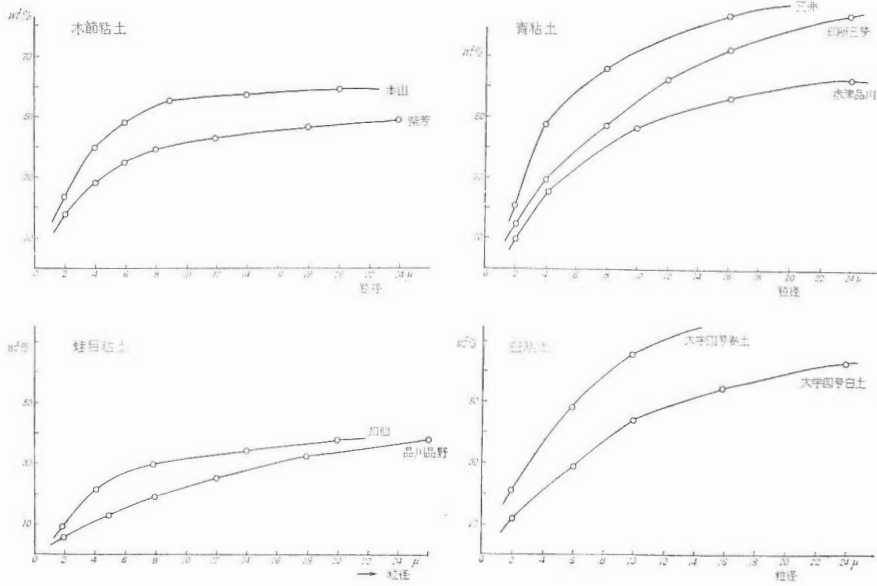
## V.7 粘土の粒度試験

粘土の原土について行なつた粒度試験結果は第13図に示すとおりである。この結果蛙目粘土では  $20\mu$  以下の粒径の粘土は30%前後なのに対して白粘土および青粘土では60%以上、木節粘土では50%前後となつている。この数値は原土中に含まれている  $20\mu$  以上の大きさの石英の含有量によつて著しく影響を受けるものである。しかし  $20\mu$  以下のものの中にも多少石英は残存している。この  $20\mu$  以下のものについて各粘土を比較検討すれば木節粘土では  $8\mu$  以下の微粒子が  $20\mu$  以下のものの90%を占めており、蛙目粘土では60~80%、白粘土で70%前後を占めている。この粒度分布は電子顕微鏡で確認された木節粘土が六角板状の比較的小さい結晶に富んでいるのに対し、蛙目粘土では外形は不定であるが比較的大きい結晶に富んでいるという事実とほぼ一致する。

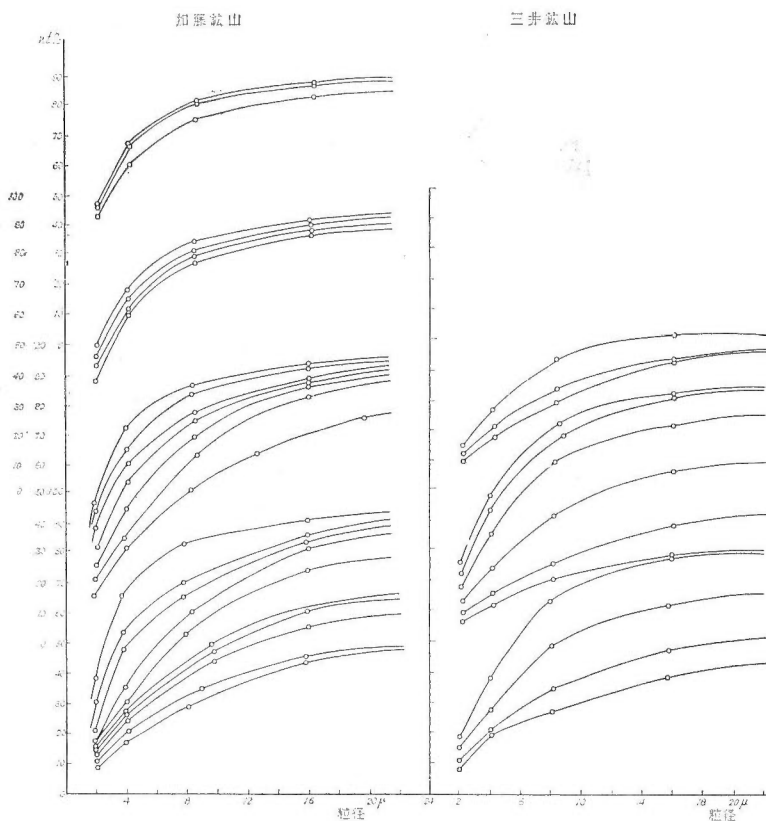
次に水野粘土層に属する青粘土の代表的産地である加藤鉱山において層厚12mに達する肉眼的にほぼ均質と思われる該粘土層について粒度分布試験を行なつた。分析試料は粘土層の下部から50cm間隔に採集した



第 12 図 等耐火度曲線図における各粘土の位置



第 13 図 各種粘土の粒度分布図



第 14 図 水野粘土層中における上下の粒度分布関係図

24個の試料について実施した。その結果は第14図に示すように肉眼的には均質とみられる粘土層中においても  $20\mu$  以下の粒子の粒度分布には多少の差異があることが判明した。また下部から  $0 \sim 5$  mの間は常に粒度が小さいものが集まっており、 $5$  mの部分で急激に粒度が大となりそれから徐々に  $8.5$  mの所まで粒度が  $0 \sim 5$  mの間と同程度に小さくなる。そして  $10.5$  mの所で粒度がふたたび大となりそのまま  $12$  mの所に至っている。この粒径だけから考察すれば加藤鉱山においては沈積に4輪廻があつたことを推察しうるのである。

これと同様の実験を三井水野鉱山においても実施したのであるが、ここでは3輪廻を予想しうるような結果が得られた。

このような各鉱山における堆積輪廻の相違は、その一部の堆積層が陣屋下部礫岩層堆積以前に削剝されたために生じたものと考えられる。

この場合は同じ層位について述べたものであつて、上記水野粘土層の上位の本山木節粘土層中では木節粘土と蛙目粘土とは互層をなしているが、これをさらに詳細に観察すると蛙目粘土が順次粒度が細くなり木節粘土に移行する。このような状態を一輪廻と考えるならば、本地域にはほぼ3輪廻があることが認められた。

## V.8 粘土の構成鉱物

木節粘土・蛙目粘土・白粘土および青粘土はいずれもカオリン鉱物を主成分とし、石英・長石・白雲母・モンモリロナイトおよびアロフェンを副成分鉱物としている。

木節粘土・蛙目粘土・白粘土および青粘土のおのおのを構成しているカオリン鉱物には明瞭な差異は認め

られず、かならずしも木節粘土を構成しているカオリン鉱物が他の粘土のカオリン鉱物よりも結晶度が高いとは限らない。すなわち、木節粘土中のカオリン鉱物に相当な結晶度の高低があるのと同程度に他の種類の粘土においても結晶度に相違が認められる。したがって粘土の外観的分類と結晶度との間には明瞭な関係は認められない。一般に木節粘土には結晶度の高いものが多い傾向があるという程度であつて、むしろ構成鉱物の種類とその量的割合によつて粘土の種類が支配されている。そしてカオリン鉱物の結晶度の差異は地質環境中でも地域的な変化を示すに過ぎないようである。

カオリン鉱物としては、先にも述べたようにカオリナイトと一部加水ハロサイトとの不規則混合層をなしたものが主成分で Brindley の “fire clay” に属するものに似ている。

以上のように種々な結晶度を示すカオリン鉱物がいかなる晶相を示すかを電子顕微鏡で吟味したところ、明らかな六角板状のものは比較的結晶度が高く、とくに (001) の回折線が鮮明であるが、この晶相が不完全あるいは薄い結晶になると (001) に非対称性散漫散乱が認められるようになり、著しく結晶度が低くなることがわかつた。

## VI. 珪砂の組成鉱物

組成鉱物の実験を行なうために採集した試料は八床珪砂層・本山木節粘土層・陣屋下部珪砂層および陣屋上部珪砂層中の珪砂で、露頭が連続していないために層準のはつきりしないものは除外し、肉眼的に差異が認められる珪砂層だけから試料を採取した（各珪砂層から採取した試料の層位および採取箇所は第3図の柱状図に示してある。）。また主要組成鉱物、副成分鉱物などから各珪砂層の特徴を求めその結果を第6表に総括した。

第6表 珪砂の組成鉱物一覧表

地層名	試料番号	主成分鉱物	副成分鉱物					
			海緑石	白色母	燐灰石	チタナイト	黒雲母	角閃石
陣屋上部珪砂層	56012	Q, F, P				○	○	
	56011	Q, F, P		○		○		
陣屋下部珪砂層	56010	Q, F, P		○		◎	○	
	56009	Q, F, ch		○		○	○	
	56008	Q, F, ch, P		○		◎		
本山木節粘土層	56014	Q, F, ch, P		○	○		○	
	56013	Q, F, ch		○	○			
八床珪砂層	56007	Q, F, ch, P		◎		○		
	56006	Q, F, ch		◎		○	○	
	56005	Q, F, P	○	◎		◎	○	○
	56004	Q, F, ch, P		◎		◎	○	
	56003	Q, F, ch, P		◎		◎		○
	56002	Q, F, ch	○	◎		◎		○
	56001	Q, F, ch, P		◎		◎	○	○

Q: 石英 F: 長石 ch: チャート P: 古生層礫 ◎ 少量 ○ ごく少量

珪砂の主要組成鉱物は石英・長石・チャートおよび古生層岩層で副成分鉱物として海緑石・燐灰石・白色雲母・チタナイト・黒雲母・角閃石および磁鉄鉱などを伴なっている。

珪砂の分析表は第7表に示すとおりである。

第7表 珪砂の分析表

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	87.34	92.72	91.34	94.64	95.29	92.64	95.72	95.34
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.05	0.05	0.05	0.12	0.09	0.08	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.30	3.70	4.79	2.91	2.82	4.32	2.45	2.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.28	0.22	0.17	0.22	0.27	0.42	0.34	0.25
CaO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01
K <sub>2</sub> O	2.96	2.09	2.32	1.39	0.12	0.52	0.18	0.10
Na <sub>2</sub> O	0.15	0.26	0.20	0.04	0.03	0.14	0.08	0.08
H <sub>2</sub> O	0.22	0.12	0.21	0.04	0.29	0.36	0.25	0.32
Ig. loss	1.60	0.60	0.87	0.56	0.87	1.44	0.75	0.81
Total	99.99	99.80	99.99	99.87	99.82	99.97	99.88	99.94

- 1 増岡鉱山産珪砂  
 2 日本珪砂鉱山産珪砂  
 3 馬場鉱山産珪砂  
 4 丸藤鉱山産珪砂  
 } 八床珪砂層
- 5 陣屋鉱山産珪砂 } 陣屋下部珪砂層  
 6 陣屋鉱山産珪砂 }  
 7 陣屋鉱山産珪砂 } 陣屋上部珪砂層  
 8 丸幸鉱山産珪砂 }

## VI.1 主要組成鉱物

石英は顕微鏡観察の結果によればしばしば波状消光を示すものがあるが、特別な特徴は認められない。この石英粒中には火山岩から由来したと考えられる石英粒が認められるが、これら特別のものを除いてはきわめて普通の石英粒で層渾の違いによつて石英粒の違いはない。長石については斜長石と正長石を区別した方が珪砂の性質を決定するうえにより効果的であるがこれら全部のもの測定を行なうまでに至っていない。しかし、現在までのところでは正長石が斜長石に比較して多いことがわかつている。砂の種類によつて長石の量に変化がある以外には珪砂の性質に相違を与えるような地質学的要因はないようである。

古生層岩層の多くはチャートであつて、後記するように珪砂の層位により量的変化はあるが質的变化は認められない。

## VI.2 副組成鉱物

一般的傾向として珪砂が粗粒になると副成分鉱物も粗粒になり、種類、量ともに多くなる。珪砂中に混入してくる副成分鉱物の種類およびその量は主要構成鉱物よりも砂岩を特徴づけるきわめて重要な材料となつている。

白色雲母のほか無色の雲母類をもすべて白色雲母として取り扱つたのであるが、いずれも鏡下では長径0.5mm程度の葉片状をなし、十字ニコール下で美麗な干渉色を示している。全層を通じて普遍的に存在しているが、最も多量に含有されているのは八床珪砂層でその出現頻度は30%以上(面積比)に達する。本山木節粘土層中では20%前後で、陣屋下部珪砂層では10%以下である。この白色雲母は珪砂中ばかりでなく粘土中にも多量に存在している。

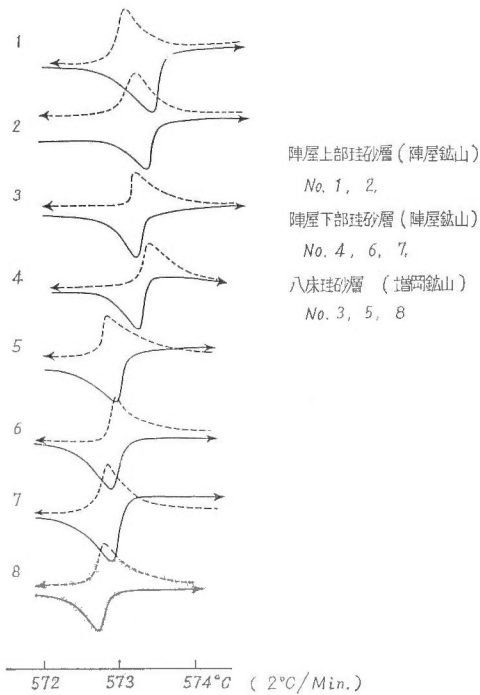
海緑石は鏡下で濃緑色の不規則な形を示す微細な集合体として認めることができる。これの正確な名称は決定し難いが、諸種の性質が海緑石に非常に近いので一応海緑石として記載することとする。濃緑色のものが多いが、まれに淡緑色のものもあり、その外形は不定で粒状を呈して散在している。粒径は0.5mm以下であり、その出現頻度は八床珪砂層で10%以下、陣屋下部珪砂層、陣屋上部珪砂層では全く認められない。

燐灰石は無色ないし淡灰色を呈し粒状をなし、その粒径は0.1mm以下である。燐灰石は本山木節粘土層では10%の出現頻度を示し、他の層ではさらに低い出現頻度を示している。

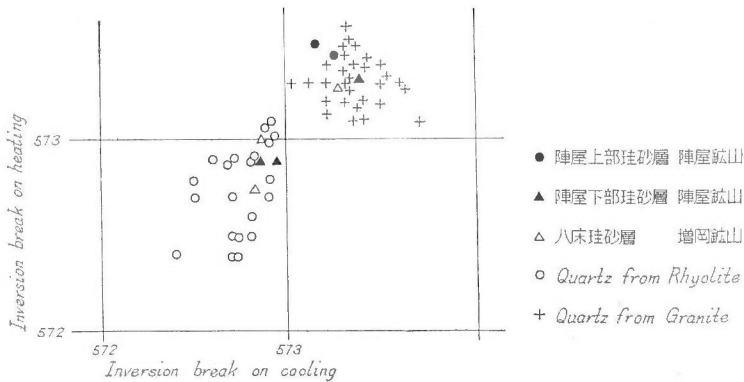
チタナイトは鏡下では淡褐色ないし無色で結晶形はやや角ばつた粒状で、明瞭な晶相を示すものはない。その粒径は0.3mm程度のものが最も多い。八床珪砂層中のものが出現頻度が6~7%であるのに対して、陣屋下部珪砂層および陣屋上部珪砂層ではその出現頻度は2~3%以下である。

黒雲母は葉片状をなし白色雲母より大型である。含有量は白色雲母より遙かに少ないが層の上下にかかわらず普遍的に認められる。

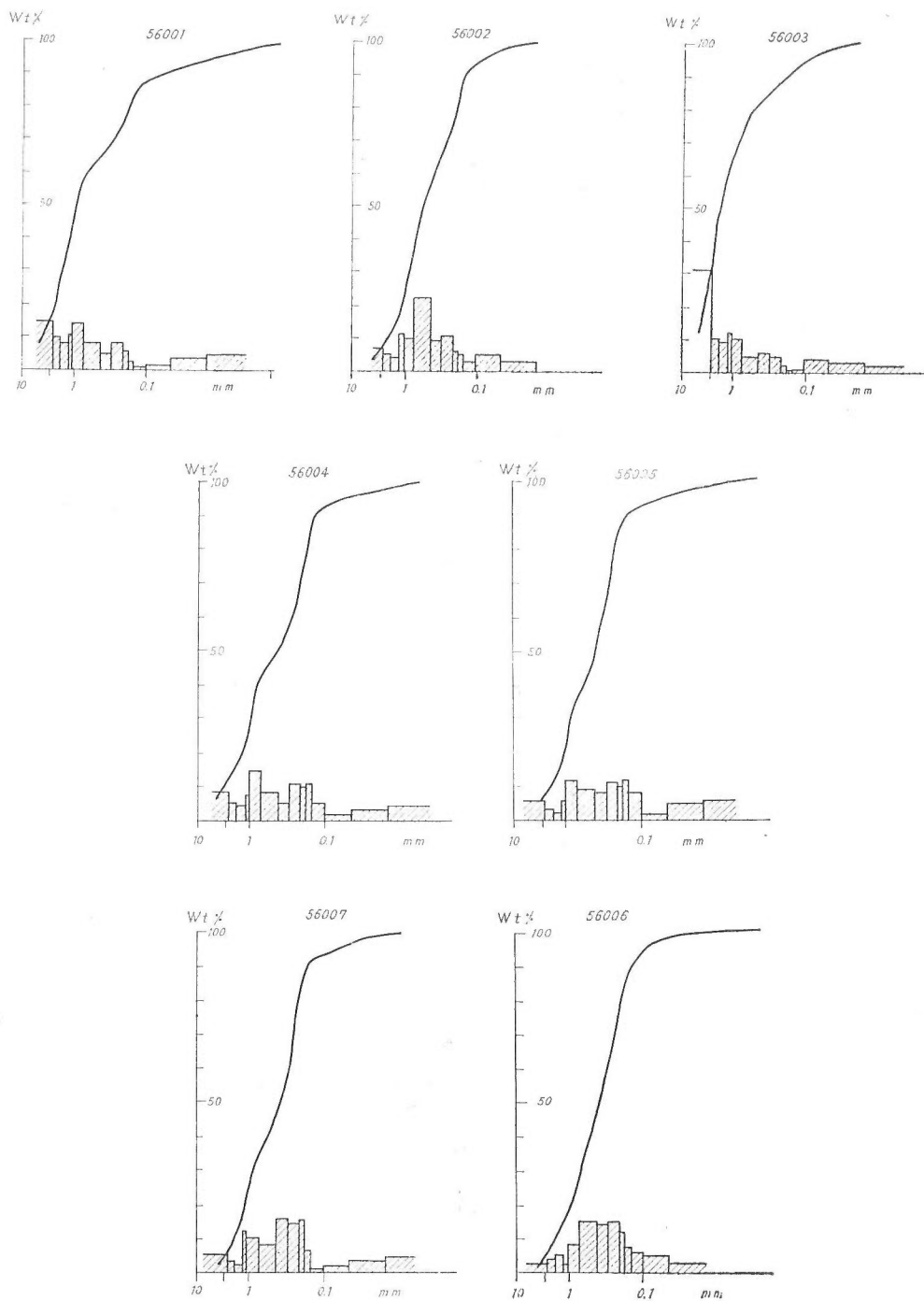
角閃石は緑色角閃石が主でやや円磨された粒状を示し、粒径は一定していないが大きなものでは1mmに



第 15 図 石英の示差熱分析曲線図



第 16 図 転移温度の温度分布図



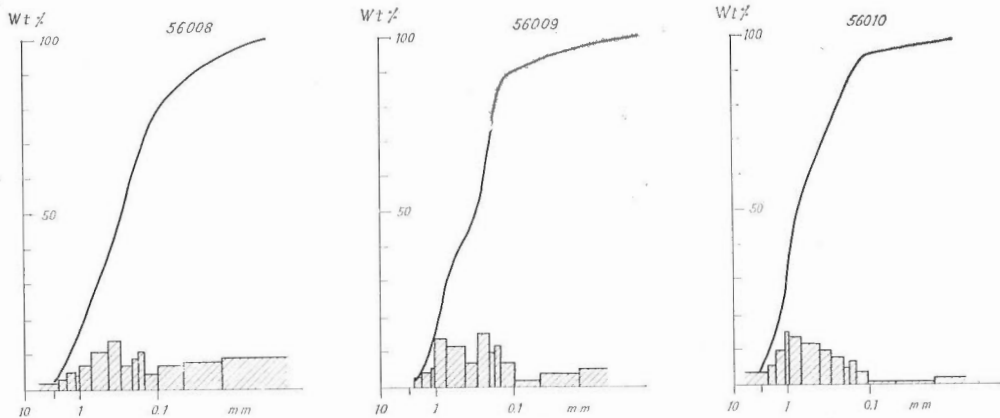
第 17 図 a 八床珪砂層の粒度分布図

違するものもある。しかしこのような大きなものはごくまれにしか認められない。

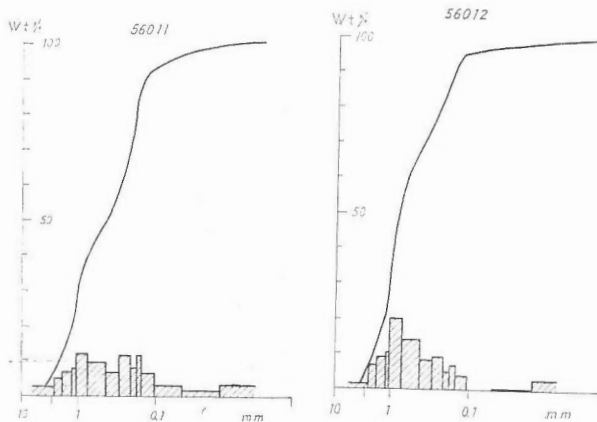
石英は従来から多くの人達<sup>10)</sup>によつて、とくに decrepitograph 法による研究が行なわれていて、瀬戸地域の珪砂層中の石英の一部には火山源のものが混入していると推定されている。M.L.Keith, O.F.Tuttle<sup>10)</sup>は示差熱分析法によつて流紋岩中の石英と花崗岩中の石英とを比較研究し、両者の間には明らかな差異が認められることを指摘している。筆者は Keith, Tuttle と同様に示差熱分析を利用し八床珪砂層・陣屋下部珪砂層および陣屋上部珪砂層中の石英について研究を行ない第15図に示すような結果を得た。すなわち石英は明らかに2つに区分され、Keith, Tuttle の図にプロットすると第16図に示すような結果が得られる。これによつて珪砂層中の石英がすべて花崗岩に由来したものだけでなく、その一部に流紋岩等の火山岩に由来するものが存在していることを推定することができる。

### VI.3 珪砂の粒度分布

粒度の変化は水平的にも垂直的にも多少認められる。すなわち八床珪砂層の垂直的分布は下部では小礫を含み比較的粗粒 (0.8mm 以上) の集まりであるが上部に行くに従つて順次細粒となる。また水平的変化は第17図に示すとおりであつて開墾地山から八床鉦山・大学鉦山・丸藤鉦山の順に細粒となつている。また日



第 17 図 b 陣屋下部珪砂層の粒度分布図



第 17 図 c 陣屋上部珪砂層の粒度分布図



本珪砂鉱山と大学鉱山との関係、丸藤鉱山の2カ所における傾斜方向の粒度変化関係から推定すれば傾斜の深部にいたるほど粒度はやや細粒となり、かつほぼ等粒の集合となる。このような粒度分布の有様を非常に露出のよい開墾地山盆地を実例にとつて図示すれば第7図のとおりで、粗粒のものは北部から北西部に多く、南西部で最も細粒となつている。これからその流路は北西部から東部方向に向かつての渦流であつたものと考えられる。南西部においては珪砂層は水野粘土層および本山粘土層に被覆され、加仙鉱山、瀬戸市街ではほとんど欠除し、わずかに本山鉱山の北東部に薄い珪砂層として認められる程度である。したがつて途中における珪砂の粒度変化は判然としないが本山鉱山北東部における珪砂の粒度は比較的細粒となつている。この事實は珪砂層が傾斜方向に細粒となる一般傾向と一致している。陣屋下部珪砂層における粒度分布は第17図に示すとおりであつて、この結果から陣屋盆地では東部から西部に行くに従い（走向方向）順次細粒となつていることがわかる。しかし傾斜方向の粒度変化については今回の調査では明らかにすることができなかつた。一方陣屋上部珪砂層における粒度分布は第17図に示すとおりであつて、この結果から傾斜方向に比較的顕著な変化が認められることがわかつた。すなわち向心構造の中心近くでは珪砂は擾乱を蒙つていろうえに粘土などの不純物を多量に含有するようになっていゝ。ただし、珪砂の粒度は中心部ほど細粒に富んでいる。

## Ⅶ. 組成鉱物と地質との関係

各粘土試料を地質環境によつて分類した結果は、第18図に示すとおりで、木節粘土については9つの型に分けられる。これらの結果、組成鉱物中とくにモンモリロナイトはⅣ型すなわち亜炭層の下盤の粘土に多く、その他ではほとんど認められなかつた。また長石は一般にⅦ型、Ⅷ型、Ⅸ型に多くその他ではごく少量であつた。カオリン鉱物の地質環境と結晶度との間にはあまり明瞭な相関関係は認められなかつたが、その水平的分布においては明らかな差異が認められた。すなわち水野盆地の木節粘土はいずれも明らかにカオリナイトと加水されたカオリナイトとの不規則混合層をなすカオリン鉱物であり、非常に結晶度が低い。

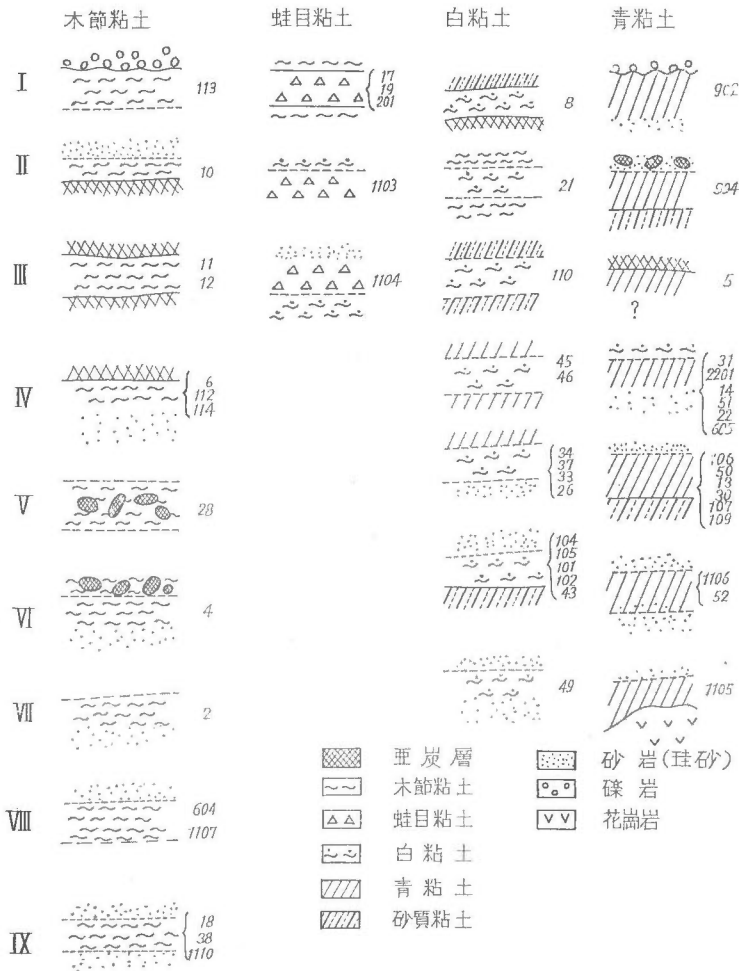
蛙目粘土の主成分鉱物として存在するカオリン鉱物の結晶度は木節粘土間に介在する蛙目粘土中のものが最も高い結晶度を示す傾向がある。白粘土のカオリン鉱物の結晶度についてはあまり顕著な差異は認められないが、長石は珪砂層上部にある白粘土中に多く、白雲母は白粘土の中でもより細粒部分において多くなる傾向が認められた。要するにカオリンの結晶度はいずれもあまり高くなく、強いていえば木節粘土中のものが他の粘土よりもより結晶度が高い傾向を示しているといふだけである。青粘土中にみられる長石は珪砂層の上部に賦存する比較的粗粒の青粘土中に多く、白雲母または絹雲母は反対に細粒部分に多量存在している傾向があるが、カオリン鉱物の結晶度と地質構造との間にはなんらの相関関係も認められなかつた。

上述のようにカオリン鉱物の結晶度と地質の関係についてはあまり顕著な変化は認められず、その他の組成鉱物についてもいずれも粘土同様にまったく変化が認められなかつた。

八床珪砂層は淘汰不良で粗粒ないし中粒の石英に富み概して膠結物が少ない。膠結物中には磁鉄鉱・チタン鉄鉱等の黒色不透明鉱物が多量に点在している。主構成鉱物は石英・長石・チャートで、副成分鉱物は白雲母・チタナイト・角閃石・黒雲母および海緑石である。

陣屋下部珪砂層は八床珪砂層に較べてやや淘汰が進んでいて膠結物が少ない。全般的に粗粒ないし中粒の糖状集合体で石英および長石を主成分鉱物としている。古生層の岩層およびチャートの量は他の珪砂層よりも少ないがこの傾向を本珪砂層の特徴とするには足りない。副成分鉱物は種類、量ともに少なく、角閃石はほとんど認められなかつた。

陣屋上部珪砂層は肉眼的には下部珪砂層に類似した中粒ないし粗粒珪砂層で、両者の間には格別の相違が認められない。しかし強いて両者間の相違をあげれば古生層の岩層が陣屋上部珪砂層の方が少ないことと、細粒の石英が多いことである。また副成分鉱物の量も少なく、とくに角閃石・チタナイトの出現頻度が非常に低い。



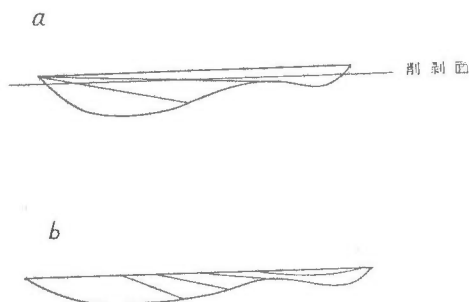
第18図 粘土堆積環境図

## VIII. 成因

### VIII.1 地殻運動と堆積過程との相関関係

すでに述べたように瀬戸層群は細部にはいくつもの堆積盆地に分かれてはいるが、大きくみれば瀬戸市街を中心とする半向心構造をなしている堆積盆地に沈着したもので、北部—北東部—南東部から瀬戸市街に向かって下部から順次堆積した単斜構造を呈している。しかし局部的に一部の地層を欠除していることもある。すなわち中央部より南西方では最下部の八床珪砂層が欠除し、それに反し上部の本山木節粘土層は中央部より南西部に堆積し北東部では欠除している。またこれらの地層の傾斜は下部層よりも上部層の方が緩傾斜を示す傾向がある。このような構造がどんな機構のもとに生成されたものであるかについて、筆者は次のような推論を行なった。すなわち瀬戸市を中心とする堆積盆地が瀬戸層群が堆積する以前にすでに完成されており、この完成された湖盆の **original dip** によつて八床珪砂層から本山木節粘土層に至る各層が20度、15度、10度という具合に順次緩傾斜になるように堆積し、南西部に行くに従つて水平に近い堆積をな

したものであろう。すなわち **original dip** をもつて地層が次々と堆積してゆく過程において、その地層の南西縁部付近はたえず河水によつて擾乱されるために地層の堆積が行なわれなかつたものとみるべきで、その後堆積が進行するに従い、河川の水流の影響が次第に弱まり、ゆるやかな傾斜で水平に地層が堆積したものと考える。各地層の記載において述べたように、本山木節粘土層が中央部より南西部にかけて分布し、北東部ではごく少量の発達しか示さず、あまり広範囲には認められないことには次の3つの原因が考えられる。



第19図 堆積模式図

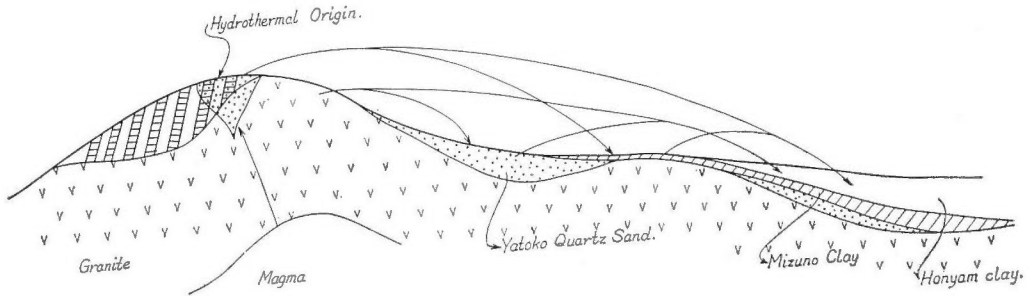
すなわち原因の第1として第19図に模式的に示すように、もともとはその地域に本山木節粘土層が堆積したが、陣屋砂礫層が堆積する以前に削剥されてしまったとするか、第2として第19図に示すように本山木節粘土層が堆積する以前にこの部分に凹地が形成されたとするか、第3として地盤の上昇すなわち **original dip** に沿つて八床珪砂層が次々と堆積してゆく過程において、すでに堆積し終つた地層の部分が隆起により次々と地表に現われたとするか、以上3つの場合が考えられる。第1の裏付けとしてこの陣屋下部礫岩層と本山木節粘土層との間の不整合関係を取りあげることができる。これは前に述べたように明らかに不整合とみられる事実があるので、過去において相当の削剥を受けたことは明らかであつて重要な第1の裏付けとみられる。第2の場合は八床珪砂層・水野粘土層が **original dip** に沿つて堆積し、本山木節粘土層が堆積する以前に河川の流速に著しい擾乱があつて凹地が形成され、この凹地に本山木節粘土層が堆積したということである。これを裏付ける侵食の痕跡は水野粘土層には認められないので第2の推察は確証されない。第3の場合には八床珪砂層が **original dip** に沿つて堆積してゆく過程において地盤が漸次隆起し、このために水野粘土層の堆積盆地を多少変え、さらに本山木節粘土の堆積時には八床珪砂層の一部はすでに地表に露出し削剥が始まつていたとするもので、またこれがさらに進み水野粘土層も地表に露出し、同時に削剥され、これらの削剥物が機械的に混合し本山木節粘土層として堆積したと考えるわけである。すなわち八床珪砂層は限られた盆地の一部にだけしか堆積していない。しかるに本山木節粘土層は先にも述べたように複雑な堆積輪廻を示している事実がある。以上の事実から筆者は瀬戸層群の成因を次のように結論したい。**original dip** に沿つて八床珪砂層が堆積し始め、その粒子は堆積が進むに従つて順次細粒となり、ついに水野粘土層の堆積時に入るのであるが、この間地盤は漸次上昇し、すでに堆積した地層の一部は地表に露出し削剥を受け、これら削剥物がさらに水に流され本山木節粘土層を形成した。そのため本山木節粘土層は当時の水流の変化によりいくつかの堆積輪廻を示しているものである。この付近の土地は本山木節粘土が沈積後削剥作用を受け一部削剥された後陣屋下部礫岩層がその上に沈積したものと考えられる。

## VIII. 2 粘土層としてのカオリンの生成

従来この種のカオリンの生成は主として花崗岩の風化分解および淘汰作用によるものと考えられていた。これに対し北崎梅香・荒木春規は粘土の原岩は火山ガラスで現地風化によりカオリンとなつたもので、生成されたカオリンの性質が粘土層によつて相違していることは、生成の過程におけるSi—Al置換の相違によるものであると結論づけた<sup>14)</sup>。また野沢和久は粘土によつて花崗岩起源のものと火山灰起源のものがあつて

これらが不規則に入り乱れて混合し、変質が進むに従つて前者はカオリナイト、後者は加水ハロサイトとなり、これらの混合率によつて種々の性質の粘土層が生成されたのであると論じている<sup>27)</sup>。

以上のようにいずれも現地風化によつて粘土が生成されたと結論づけているが、筆者はこれについて現地風化よりむしろ、すでに粘土化作用（熱水作用も含む）を受けたカオリン鉱物と花崗岩の単なる分解物とが水によつて運ばれ堆積したものと推論した。北崎梅香・荒木春視は現地風化の有力な証拠として粘土の組成が単純であることを挙げていたが、筆者の考えでは粘土の組成が単純であることは必ずしも現地風化を証拠だてるものではなく、むしろ堆積時の水の pH が組成により強い影響を与えるものと思う。すなわち堆積時の水が弱酸性を保つ時はカオリン・ゾルのみが堆積し、このような酸性下では淡水性植物の生育が盛んであるから、その生育により水はさらに弱酸性を保ちしたがつて堆積はさらに促進される<sup>19) 22) 23)</sup>。このカオリンの堆積時には鉄は河水中に残留する割合が多いのはもちろんである。次に粘土がいかなる過程をたどつてカオリンになつたかについては筆者は次のように推論する。すなわち現在みられる多くの粘土層の主成分鉱物であるカオリン鉱物の結晶度は水平的にも垂直的にもあまり顕著な変化はない。もし現地風化によるものであれば水平的にも垂直的にも、とくに木節粘土中においては有機物の多いため、フミン酸の影響等により結晶度にある規則的な相違がでてくるはずである。また五十嵐俊雄の報告<sup>2)</sup>によると、苗木地方にみられる風化長石を X 線試験で検討した結果、外見上軟弱にはなつているがその主成分はカリ長石でごく一部分モンモリロナイトに変化していることと同じく、筆者が蛙目粘土・木節粘土中にある白色の葉片状鉱物について X 線試験を実施した結果によると、これは明らかに長石であり、当地域の過去における風化作用は粘土を生成する程度に強いものでなかつたと考えられる。したがつて粘土の生成が風化作用によつたものでないとするれば他になんらかの粘土化作用を想定しなくてはならないのは明らかで、筆者は次のことから熱水作用を粘土化のおもな原因と考えるに至つた。この地方の北方には古生層の熱水変質地帯があり、そこには珪砂鉱山として稼行している玉野鉱山がある。木鉱山の地質は古生層のチャートと砂岩の互層からなり、そのチャートの部分に熱水変質によりカオリナイトが生成している。このような変質地域はこの地方から長野県境付近まで広範囲にわたつて連続してみられる。筆者はこのような熱水変質によつて生成されたカオリン系鉱物が水によつて運ばれて瀬戸地方に集まり、現在みられるような粘土・珪砂等の地層を形成したものと考える（第 20 図）。



第 20 図 粘土生成模式図

## IX. 総括

本地域の粘土の成因について従来は地表で風化された花崗岩の構成粒子が湖水中に堆積して生成されたものとされてきた。これに対して野沢和久は火山灰と陸地の周囲から運ばれた物質と不規則に入り乱れて混合した後変質が進み、いろいろの岩相の粘土層が生成されたものであると論じた。しかしこの地方の各地における粘土層および粘土層と密接に関係している地層の産状や鉱物組成を検討してみると、未変質の物質とし

注 2) 未発表

て石英粒、長石粒のような花崗岩起源のもの(石英粒の一部には火山岩源のものもある)以外に火山ガラスのような火山噴出物もあることがわかった。また各種の粘土の堆積環境、組成鉱物および結晶度との間には明瞭な相違はなく、例外として亜炭層下盤の木節粘土にモンモリロナイトを含有すること、および地域的に著しく結晶度の低い粘土鉱物を含有しているという事実があるだけである。このような例外を除けば亜炭層下部の木節粘土についてもカオリン鉱物そのものには相違が認められない。したがって筆者は花崗岩あるいは火山灰等がある位置において変質作用(熱水変質作用)を受けた後水によつて運ばれ盆地内に堆積し、その間の流速の変化および地盤の上昇等堆積環境の変化により各種の粘土が生成されたものであると推論する。そして木節粘土中のモンモリロナイトはその時の流水の pH あるいは水の成分により亜炭層の下盤にのみ沈殿したものと思われる。

## 文 献

- 1) 赤嶺秀雄: 瀬戸市を中心とする陶土地帯の地質, 資源研彙, Vol. 34, 1954
- 2) 安齋俊男・富田光孝: 愛知県瀬戸市付近珪砂鉄床調査報告, 地質調査所月報, Vol. 3, No. 6, 1952
- 3) Brindley, G. W.: X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Mineral, 1951
- 4) 藤田正則: 富田層の堆積機構, 地質学雑誌, Vol. 57, No. 664, 1951
- 5) 福尾券一: 愛知県瀬戸付近の花崗岩質岩石中における黒雲母の風化, 地質学雑誌, Vol. 57, No. 665, 1951
- 6) 広川治・陶山たま: 風化による火山岩の化学成分の変化, 地質調査所月報, Vol. 6, No. 8, 1955
- 7) 井関敏則・三木茂: 熱帯潰瘍薬としてのマ研三木氏液に就いて, マ研, パンジエルマシン分室雑印刷物, 1945
- 8) 河島千尋: 窯業原料, II, 1949
- 9) 河島千尋・須藤俊男: 窯業原料の熱的性質 電子顕微鏡による形態的研究, 地質学雑誌, Vol. 56, No. 654, 1950
- 10) Keith, M. L. & Tuttle, O. F.: Significance of Variation in the High-Low Inversion of Quartz, Am. Jour. Sci., Bowen Vol. 1, 1951
- 11) Kerr, P. F.: Hydrothermal Alteration and Weathering, Geol. Soc. Am., Vol. 62, 1955
- 12) 木村春彦: 堆積機構の基礎的研究(第1報), 地質学雑誌, Vol. 59, No. 699, 1953
- 13) 木村春彦: 堆積機構の基礎的研究(第2報), 地質学雑誌, Vol. 60, No. 701, 1954
- 14) 木村春彦: 堆積機構の基礎的研究(第3報), 地質学雑誌, Vol. 60, No. 705, 1954
- 15) 北崎梅香・荒木春視: 愛知・岐阜県下の窯業資源の研究, 資源研彙, Vol. 27, 1952
- 16) 北崎梅香外5名: 粘土鉱物の生成環境, 地質学雑誌, Vol. 59, No. 689, 1953
- 17) 清野信雄・曾我杢祐: 工業原料用鉱物調査報告, No. 11, 1922
- 18) 清野信雄・石井清彦: 7万5千分の1, 足助地質図, 地質調査所, 1927
- 19) 小泉光恵・細見暁: 石英の Decrepitation 現象について, 地質学雑誌, Vol. 59, No. 697, 1953
- 20) Mattson, S.: The Laws of Soil Colloidal Behavior IX Amphoteric Relations and Isoelectric Weathering, Soil Sci., Vol. 34, No. 3, 1932
- 21) 水野 収: 瀬戸市北部の地質, 名古屋学芸大学卒論, 1954
- 22) Miki, S.: On the Change of Flora in Eastern Asia, Since Tertiary Period (1), Jap. Jour. Bot., Vol. 11, 1941
- 23) 三木 茂: パンジエルマシンの健康地たる要因と同地帯堆積土の医薬的利用について, マ研, パンジエルマシン分室雑印刷物, 1945
- 24) 三木 茂: 木節粘土, 浸土及び天王寺土の成因と近畿堆積層の環境について, 鉱物と地質, Vol. 2, No. 1, 1948

- 25) Morey, G. W. & Ingerson, E.: The Pneumatolytic and Hydrothermal Alteration and Synthesis of Silicates, *Econ. Geol.*, Vol. 32, 1937
- 26) 村岡 誠: 本邦の耐火粘土について, 地質調査所報告, No. 145, 1950
- 27) 村岡 誠・種村光郎: 示差熱分析法による粘土鉱物の研究, 地質調査所月報, Vol. 3, No. 9, 1952
- 28) 野沢和久: 愛知・岐阜県下の窯業用粘土の生成にかんする若干の考察, 地質学雑誌, Vol. 61, No. 719, 1955
- 29) 野沢和久: 愛知・岐阜県下の窯業資源の研究, 資源研彙, No. 28, 1952
- 30) 野沢和久: 愛知・岐阜県下の窯業資源の研究, 資源研彙, No. 29, 1953
- 31) 野沢和久: 愛知・岐阜県下の窯業資源の研究, 資源研彙, No. 31, 1953
- 32) 生越忠・藤田和夫: “偽礫”の形成過程にかんする1考察, 地質学雑誌, Vol. 56, No. 654, 1950
- 33) 大島敬義: 窯業原料, II, 1949
- 34) Sudo, T. & Osaka, J.: Hydrated Halloysite from Japan, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, Vol. 22, 1949
- 35) 須藤俊男・小坂丈子: 加水ハロサイトを示差熱分析曲線変化と Allophane の問題, 地質学雑誌, Vol. 58, No. 677, 1951
- 36) 須藤俊男: 粘土鉱物の生成環境, 地質学雑誌, Vol. 59, No. 689, 1953
- 37) 須藤俊男: 粘土鉱物, 岩波全書, Vol. 178, 1953
- 38) 須藤俊男: 粘土鉱物の生成及び分解を支配する地質学的条件, 地質学雑誌, Vol. 59, No. 689, 1953
- 39) Sudo, T.: Clay Mineralogical Aspects of the Alteration of Volcanic Glass in Japan, *Clay Mine. Bull.*, Vol. 2, No. 11, 1954
- 40) 種村光郎: カオリソーアロフエン系の示差熱分析試験報告, 地質調査所月報, Vol. 3, No. 9, 1953
- 41) 種村光郎: 瀬戸地域の木節粘土・蛙目粘土について, 地質学雑誌, Vol. 62, No. 730, 1956
- 42) 上田健夫・田久保実太郎: ハロイサイトにおけるイオン交換とその対称性保持について, 地質学雑誌, Vol. 56, No. 654, 1950
- 43) 渡部景隆・岩堀正二郎: 岐阜県土岐盆地第三紀の層位学的研究, 地質学雑誌, Vol. 58, No. 684, 1952
- 44) 山田正春: 愛知県赤津周辺地区粘土及び珪砂鉄床調査報告, 地質調査所月報, Vol. 6, No. 1, 1955

# Geological and Mineralogical Studies of Clay and Silica Sand Deposits in Seto District, Aichi Prefecture

by  
Mitsuo Tanemura

## Abstract

In this paper the writer deals with the so-called kaolin clay and silica sand from Seto district, Aichi prefecture.

The writer has restudied the geological structure of the so-called Seto kaolin-field in detail, employing for [this purpose a topographical map exceeding 1/5,000 on scale. The Seto Tōdo formation was subdivided into several cycles, each representing cyclical sedimentation. Each "cycle" is treated here as a formational unit. Each unit is named according to stratigraphical terminology. The clay- or silica sand-bearing formation is composed of many thin cyclical beds, while pure lake formations of small-scaled cyclical beds as shown by Hon-yama and Mizuno formation of the author. Each cyclical formation is composed of the following rocks, from base to top: conglomerate or coarse sandstone, medium- or fine-grained sandstone, sandy clay or clay sometimes with coal seams. Where the cyclical formation is too thin to be shown in the map, two or three cycles are combined and mapped in the same colour for convenience.

The stratigraphical sequence of formations in this area is as follows:

	Gravel & Sand
Quaternary	
Seto gravel formation	Jin-ya upper conglomerate bed Jin-ya upper silica sand bed
Pliocene	Jin-ya middle conglomerate bed Jin-ya lower silica sand bed Jin-ya lower conglomerate bed
Seto Tōdo formation	Hon-yama Kibushi clay bed Mizuno clay bed Yatoko silica sand bed
Miocene	Kamihanda conglomerate formation Granite

To determine the clay minerals, X-ray diffraction, differential thermal analysis and chemical analysis were carried out and it was decided that the clay minerals of "Kibushi", "Gairome", and "Ao-nendo" were kaolinite and hydrated halloysite coexisting with quartz, feldspar and volcanic glass. On the other hand, the silica sand dominantly consists of fine quartz grains associated with a small but various amounts of kaoline clay, magnetite, fresh feldspar, incompletely kaolinized feldspar, and fragments of Paleozoic rocks.

It has been said that the clay beds in this district were derived from fresh volcanic ashes and decomposed materials of granite deposited in the ancient lake and argillization did not take place before their sedimentation was finished. However, the following modes of occurrence are important in considering the genesis of deposits.

- 1) Clay and clay minerals have no special feature characteristics of the typical clay deposits in the Seto district such as "Ao-nendo", "Shiro-nendo", "Gairome", and "Kibushi-nendo" beds.
- 2) The degree of argillization appears to be comparatively high on the whole with a few exceptions, and the sandy impurities in clay are chiefly constituted of volcanic glass or quartz grains.
- 3) Their lithological features show no considerable variation, either vertically or horizontally.

- 4) Their distribution is confined to the comparatively high places in this district, being not at all found in the lower places.

These facts indicate that the original rocks of clayey minerals are considered to be argillized volcanic ashes and decomposed granite, which were transported and deposited in the fresh-water basin under the complicated hydrological conditions.

To say in short, the writer wish to insist that the clay and silica sand beds in this district have not been formed by argillization which occurred after the sedimentation of volcanic ashes and decomposed granite. There are many evidences indicating that already argillized materials should have to be the source of the clay and silica sand beds.

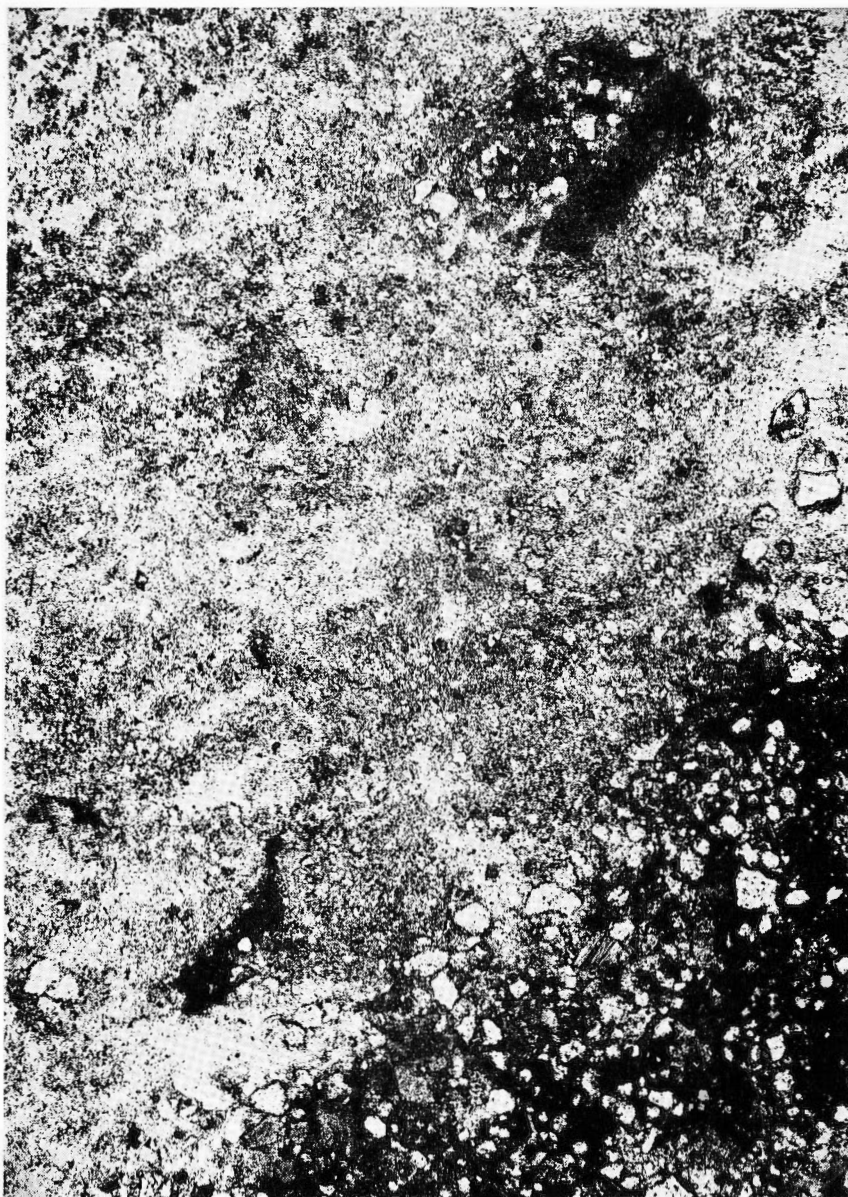
This clay deposit is one of the most important suppliers of raw materials for all ceramic uses in Japan.



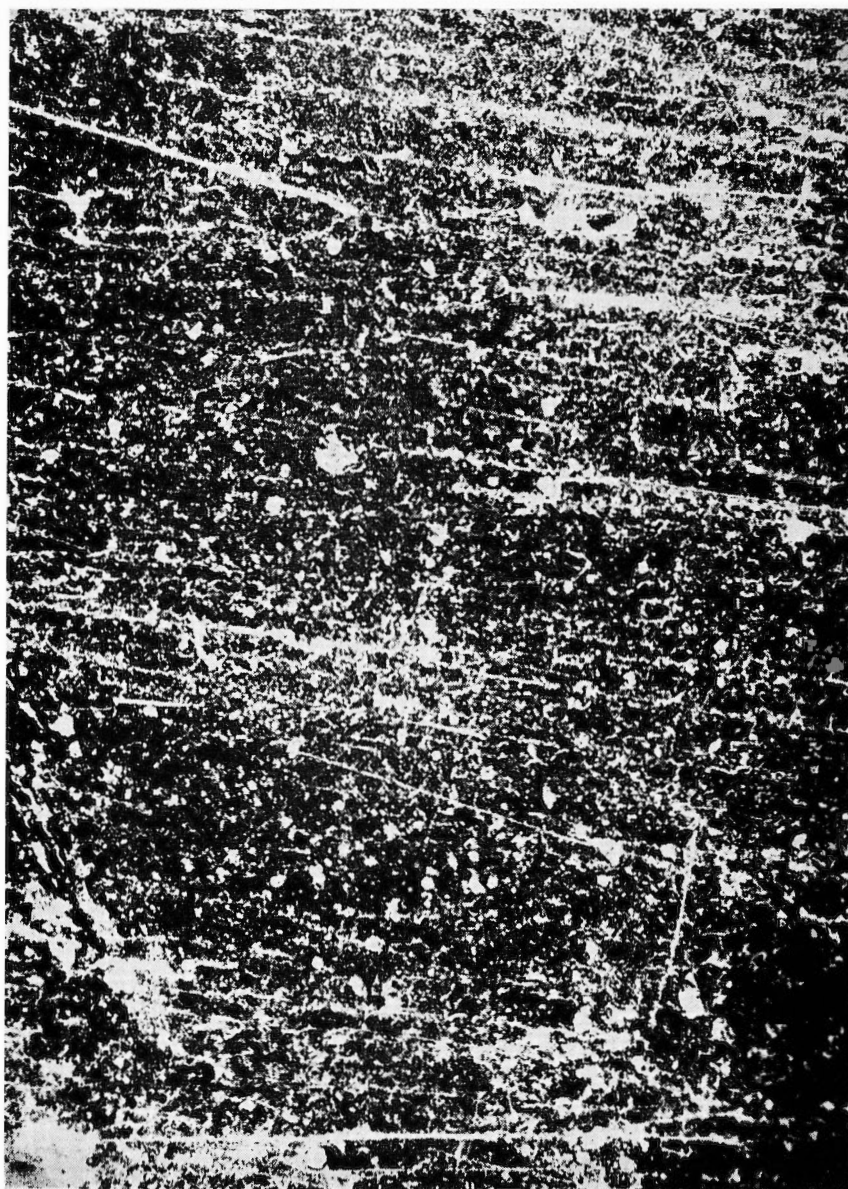
PLATES  
AND  
EXPLANATIONS

(with 18 Plates)

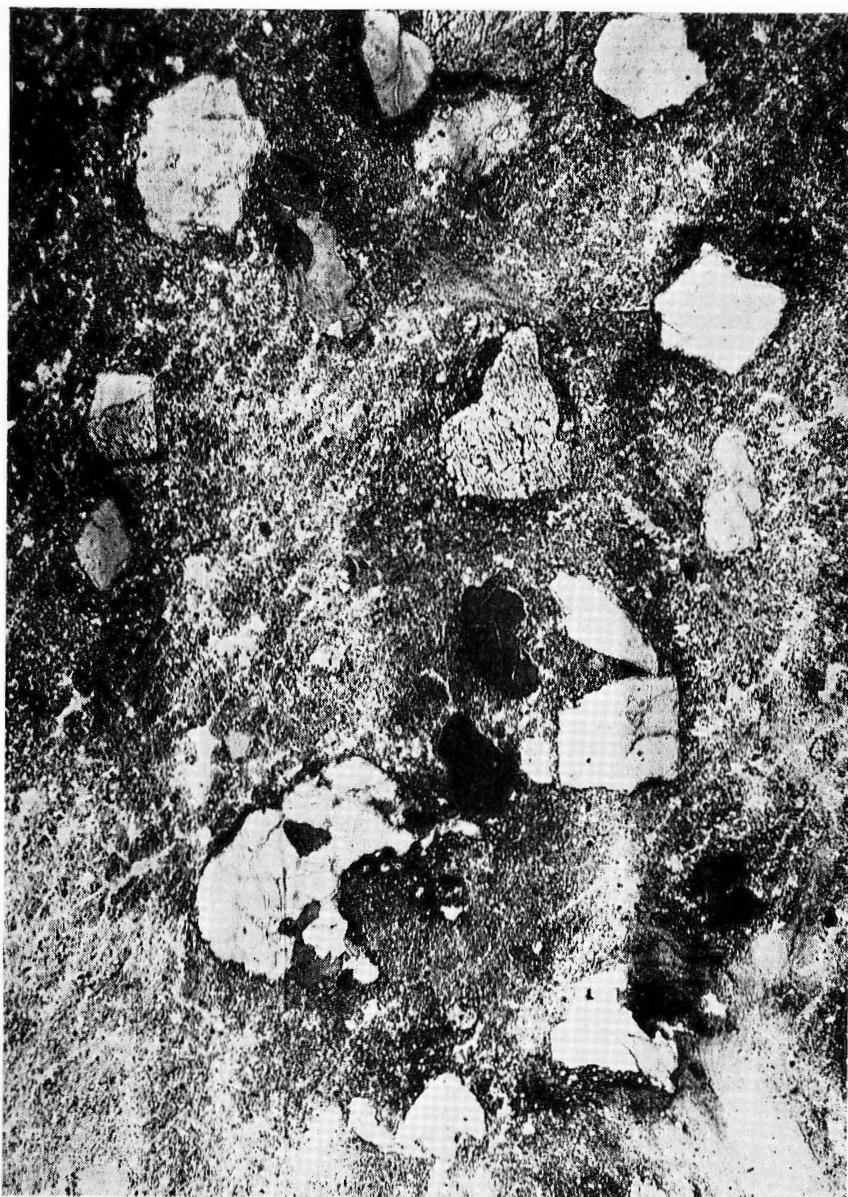




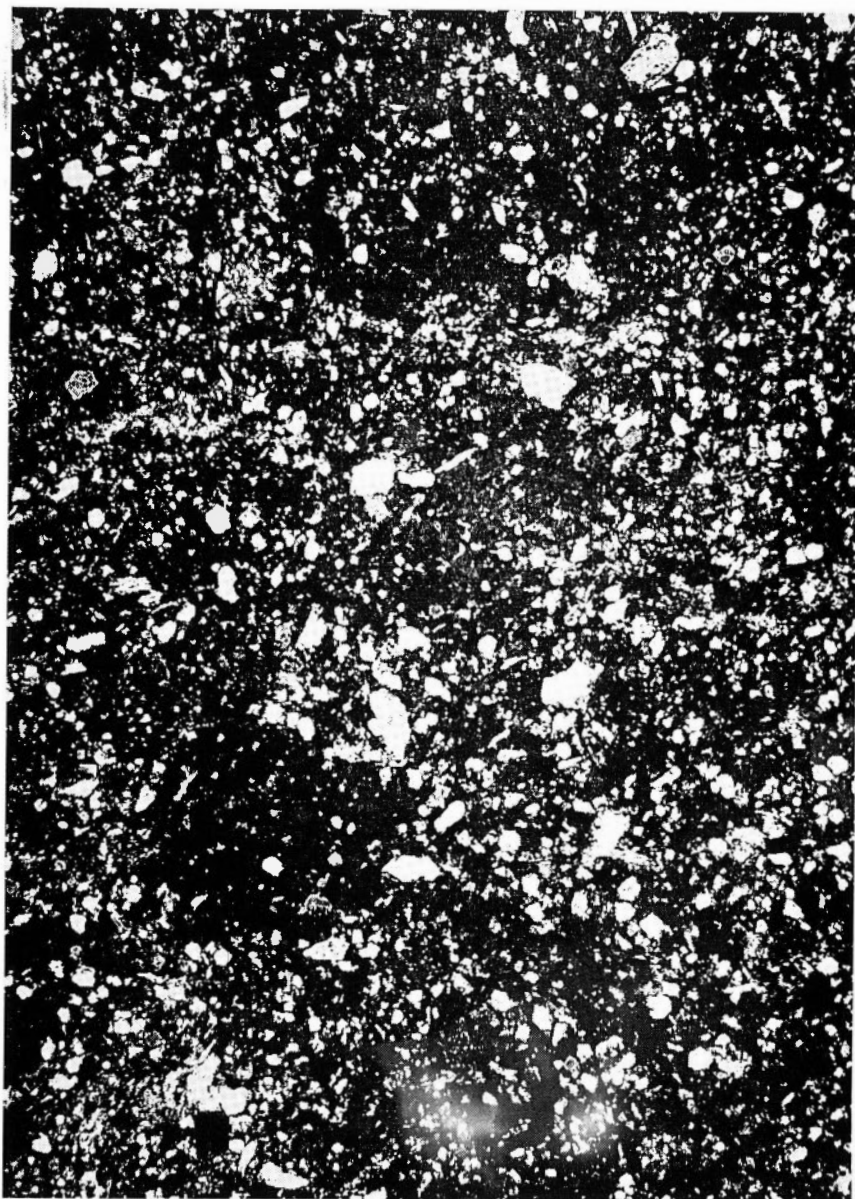
図版 1      No. 37      ×50  
大学四号 鉄山産 黒木節  
(斑点状のものは石英, 石基部分カオリン鉄物)



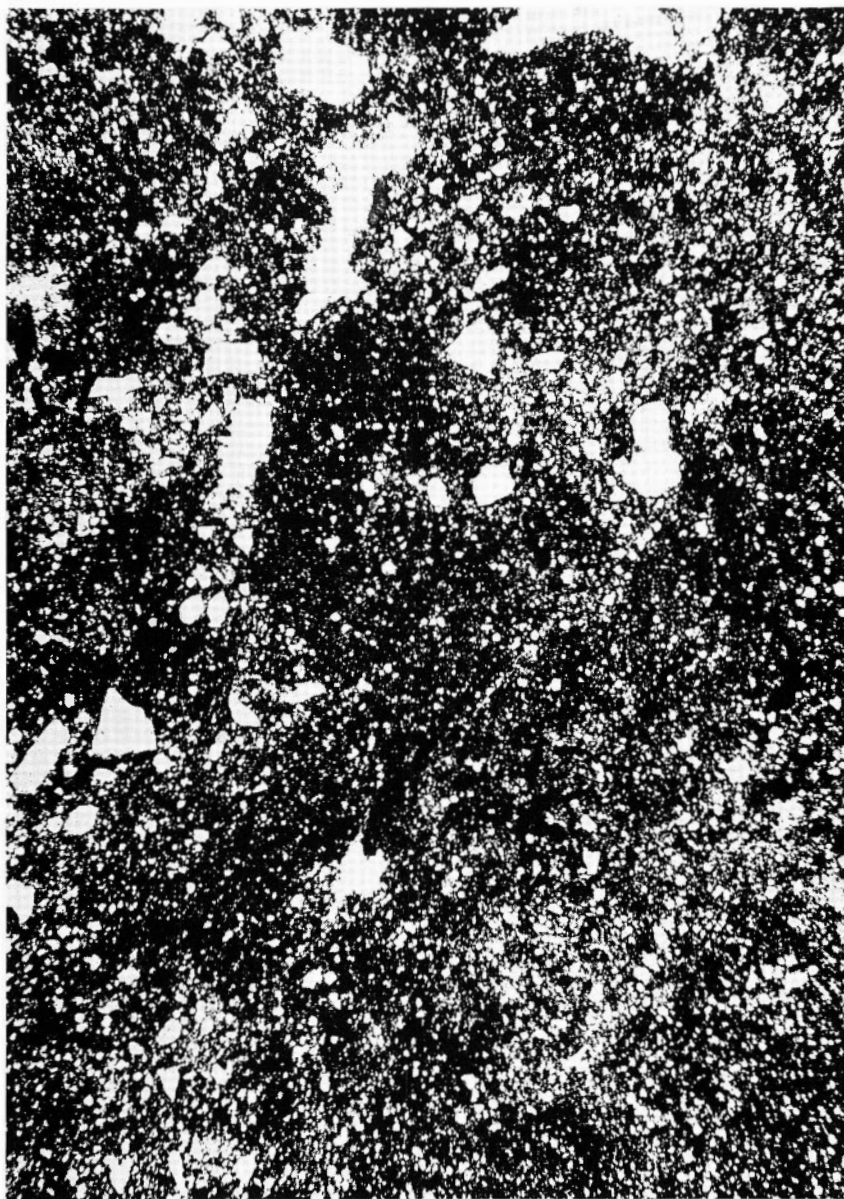
図版 2      No. 19      ×50  
品野浅岡鋏山産 木節粘土



图版 3      No. 41      ×50  
大学四号 鉾山産 蛙目粘土

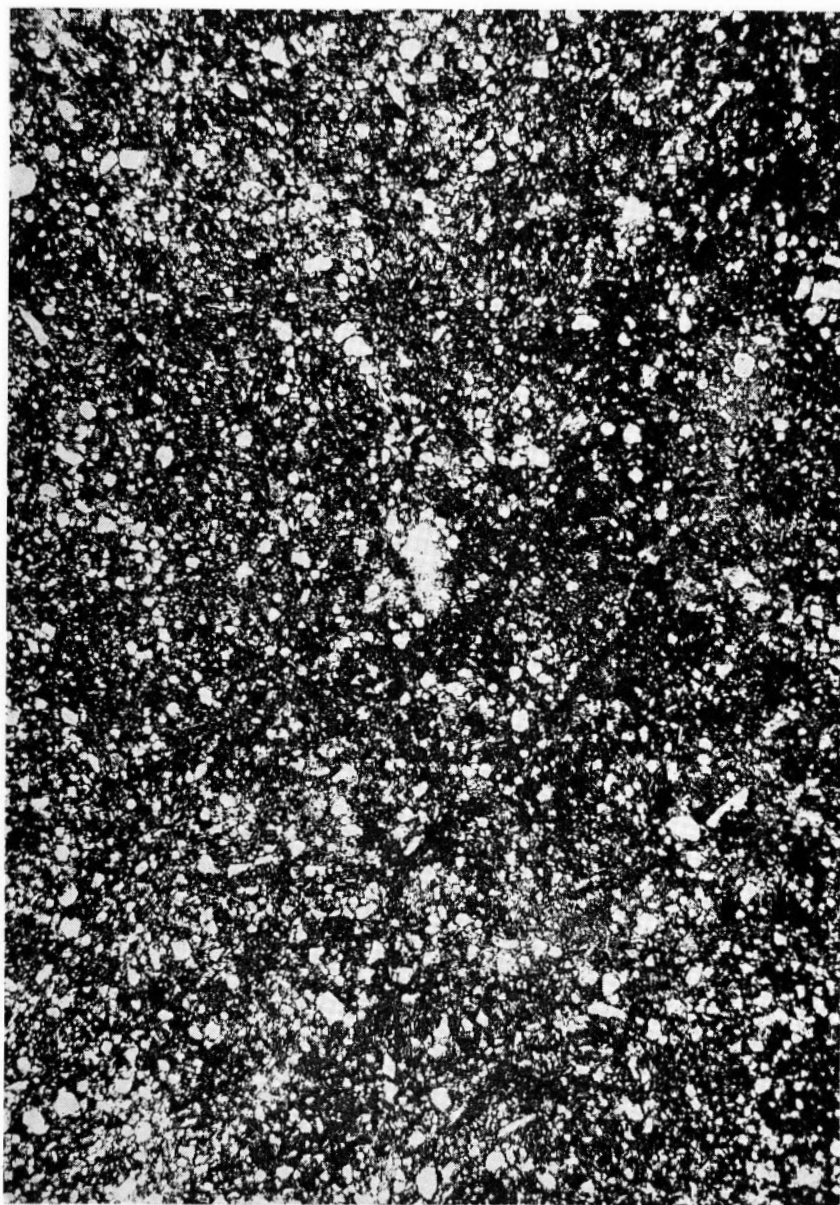


図版 4      No. 32      ×50  
大学 鋳山産 白土



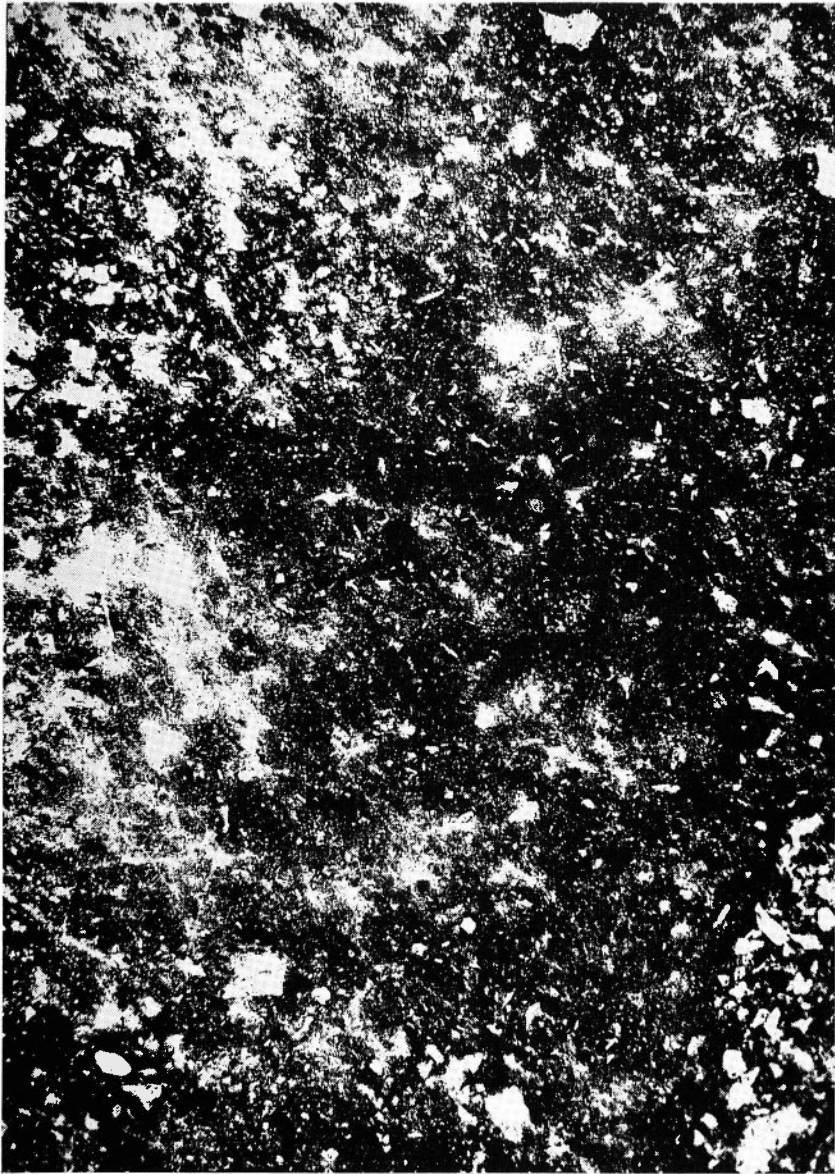
図版 5      No. 1105      ×25

品野陶土八床鉢山産 青粘土



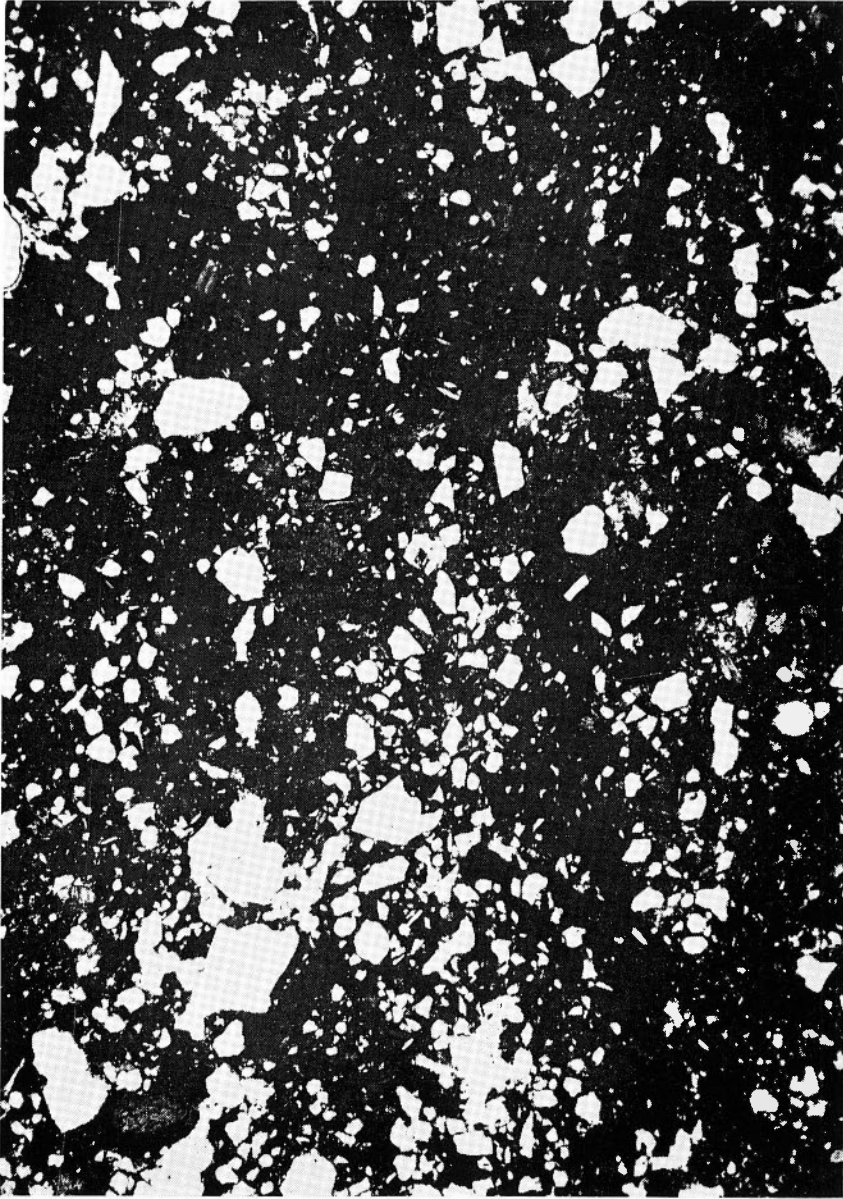
図版 6      No. 106    ×50  
品野松本山産 青粘土





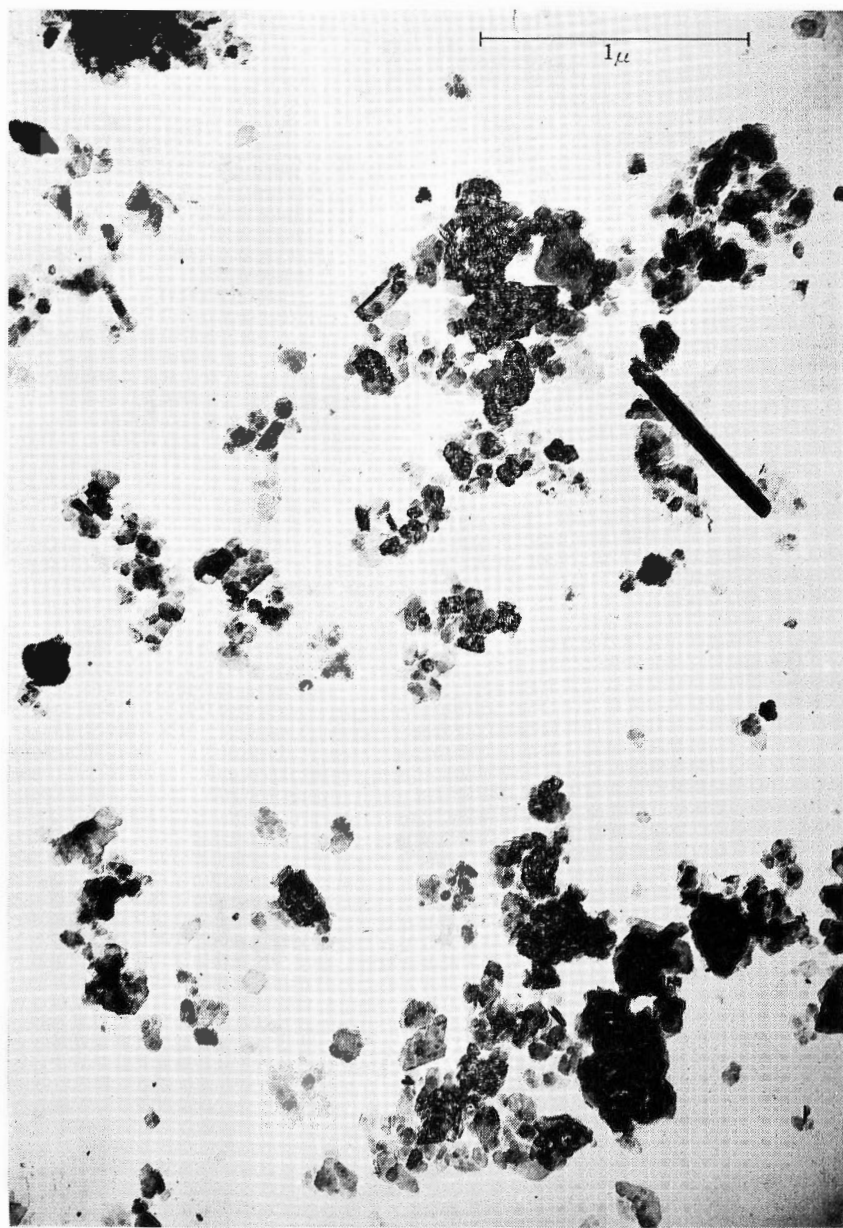
図版 7      No. 1107      ×50

工組印所三号鋳山産 青粘土

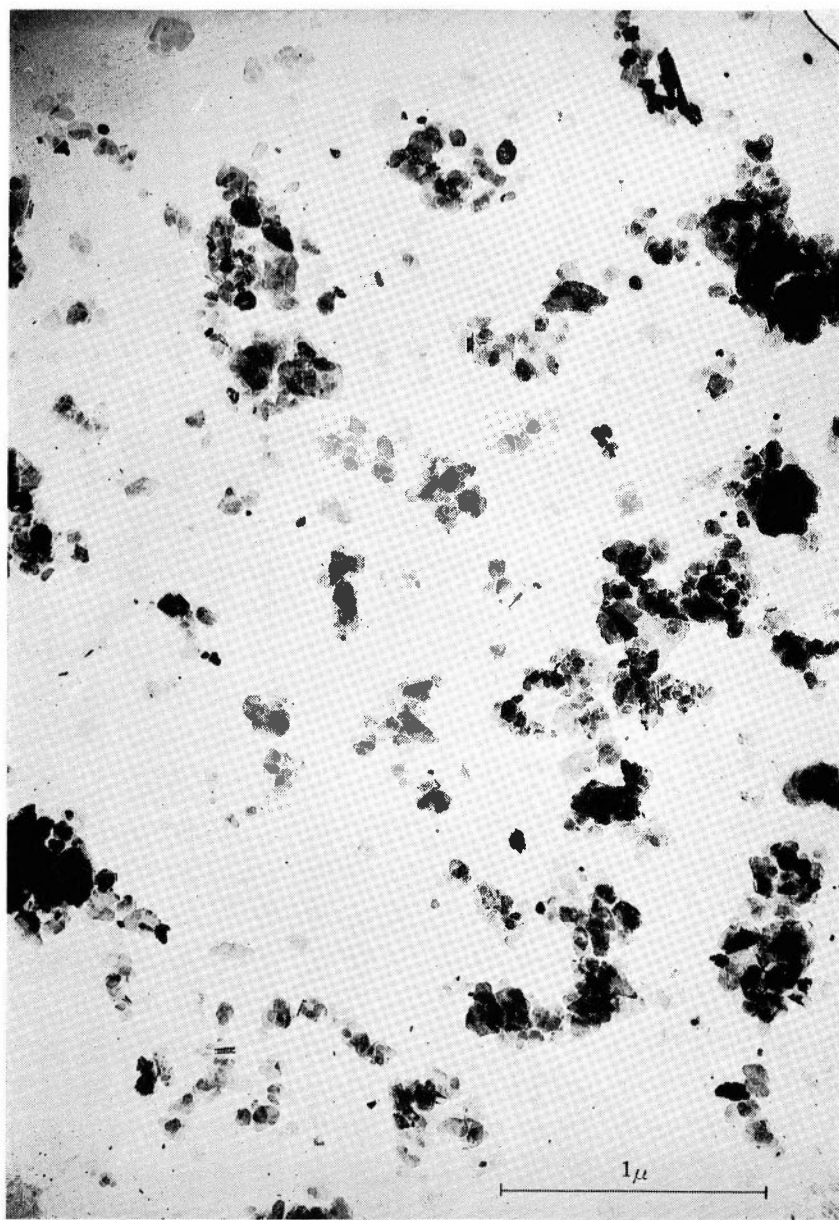


図版 8      No. 902      ×50

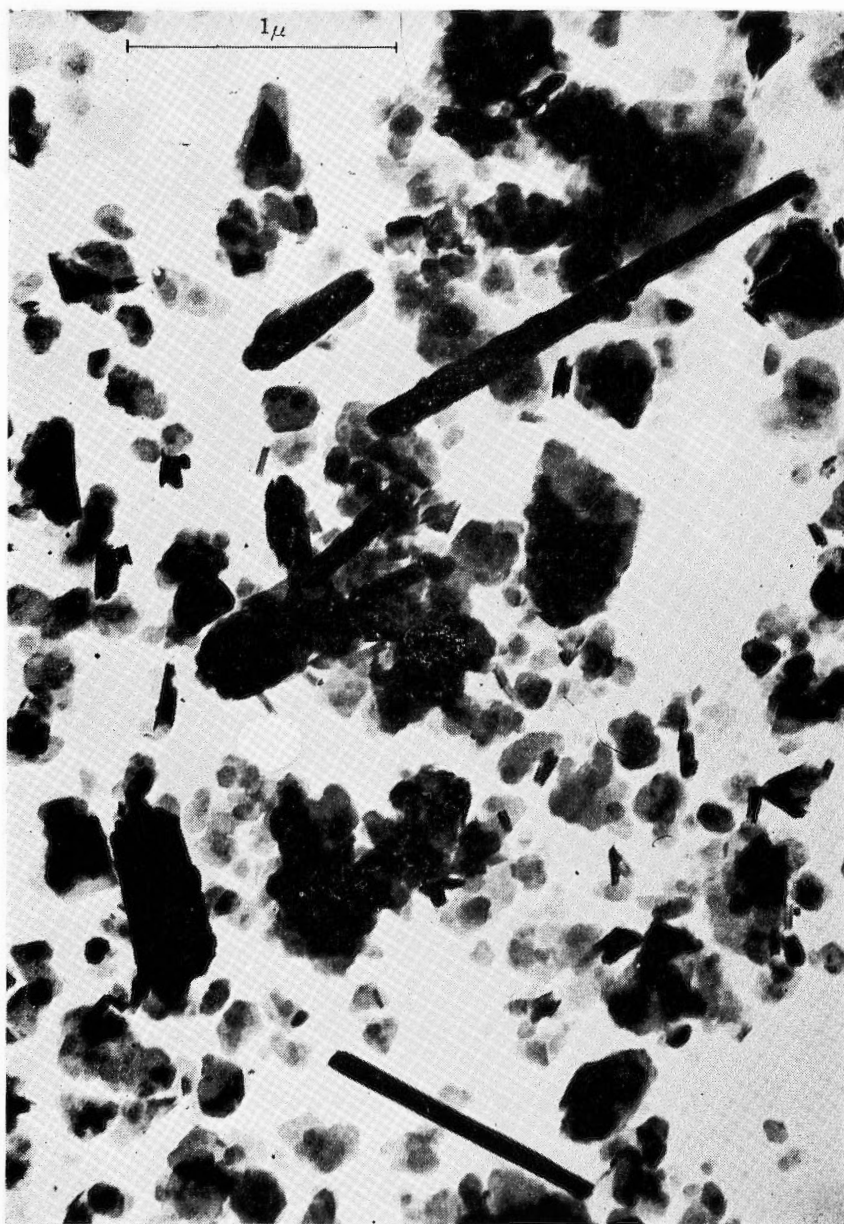
工組五位塚鉦山産 青粘土



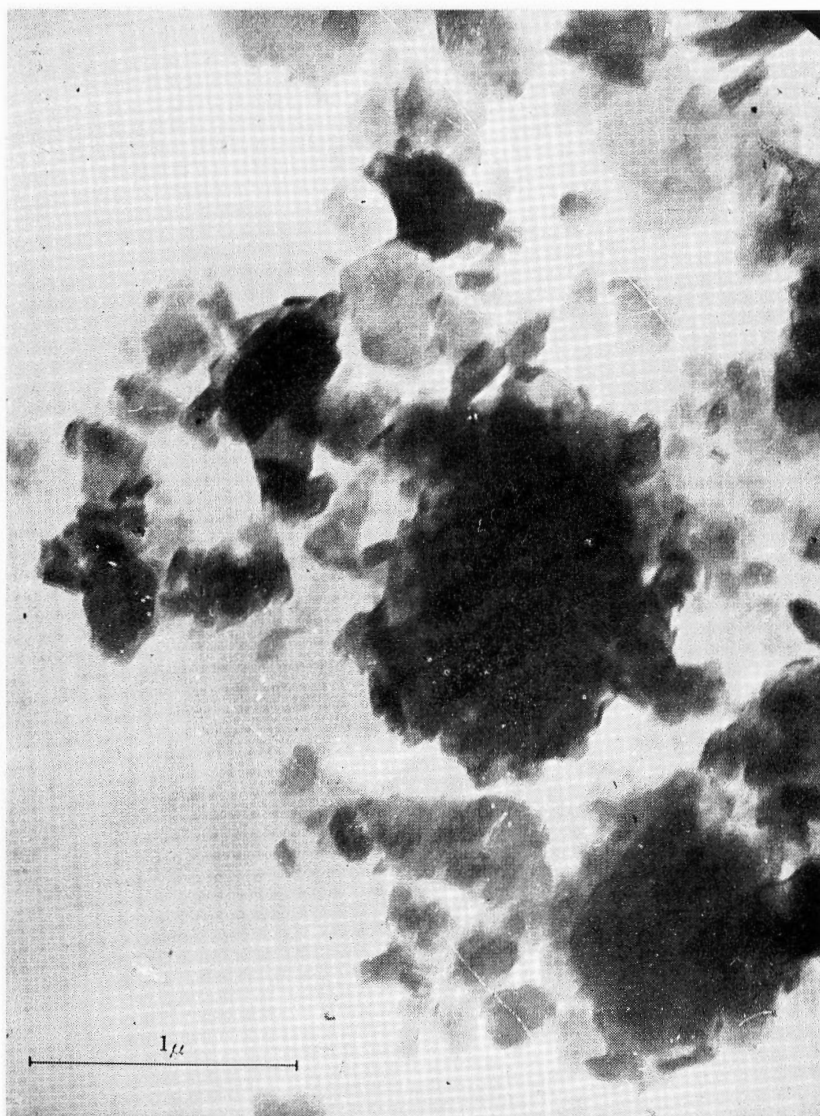
図版 9 加仙山産 木節粘土



図版 10 柴芳鉈山産 木節粘土



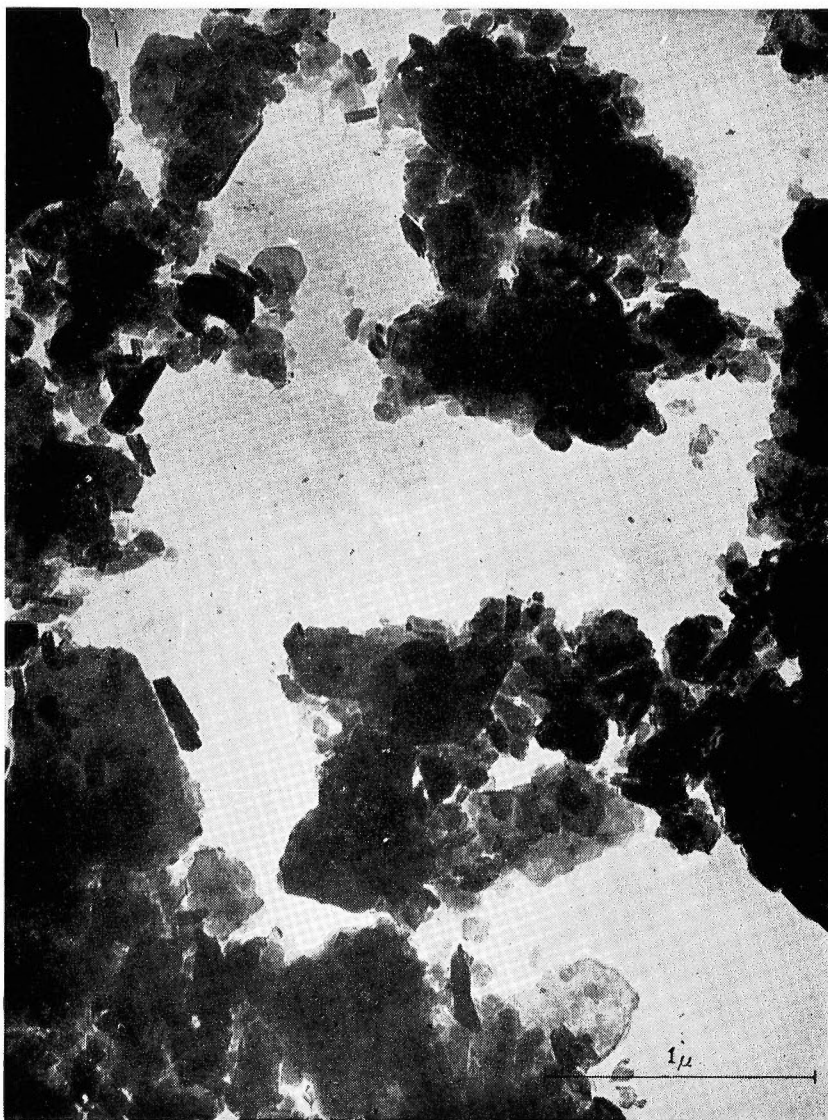
図版 11 本山鉞山産 木節粘土



図版 12 加仙 欽山産 蛙目粘土

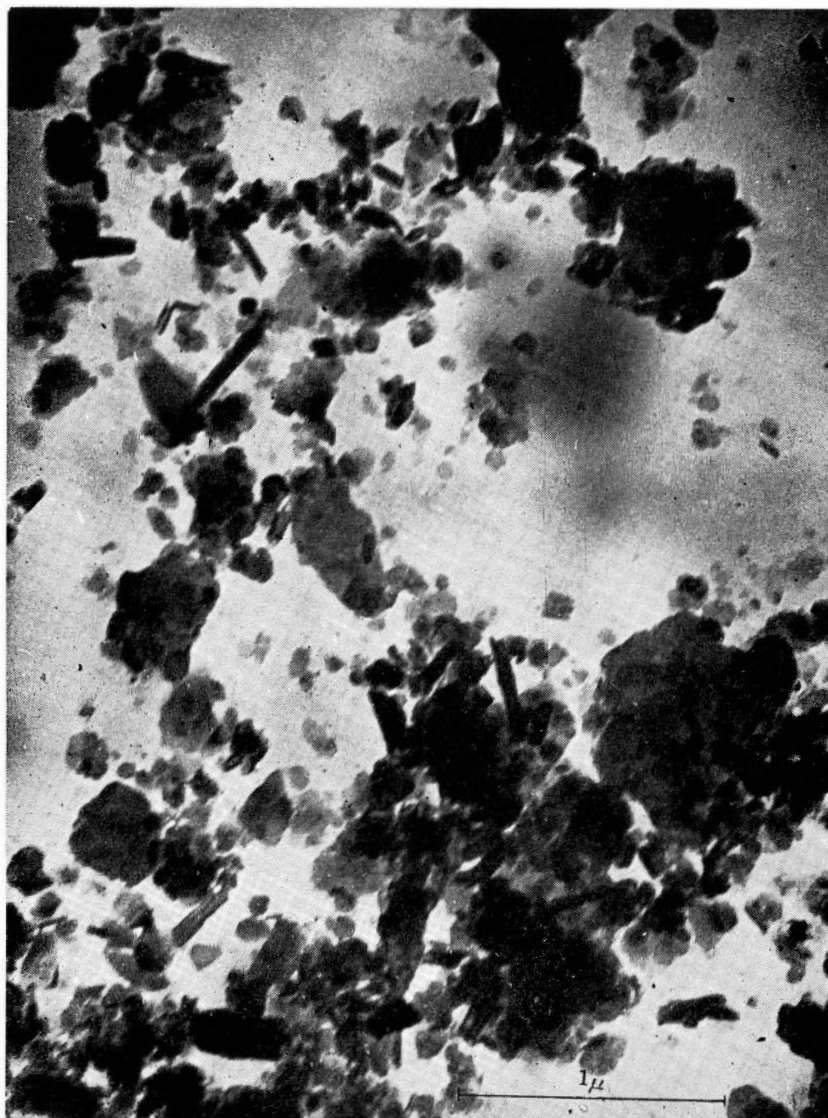


图版 13 大学四号 鈇山産 白粘土

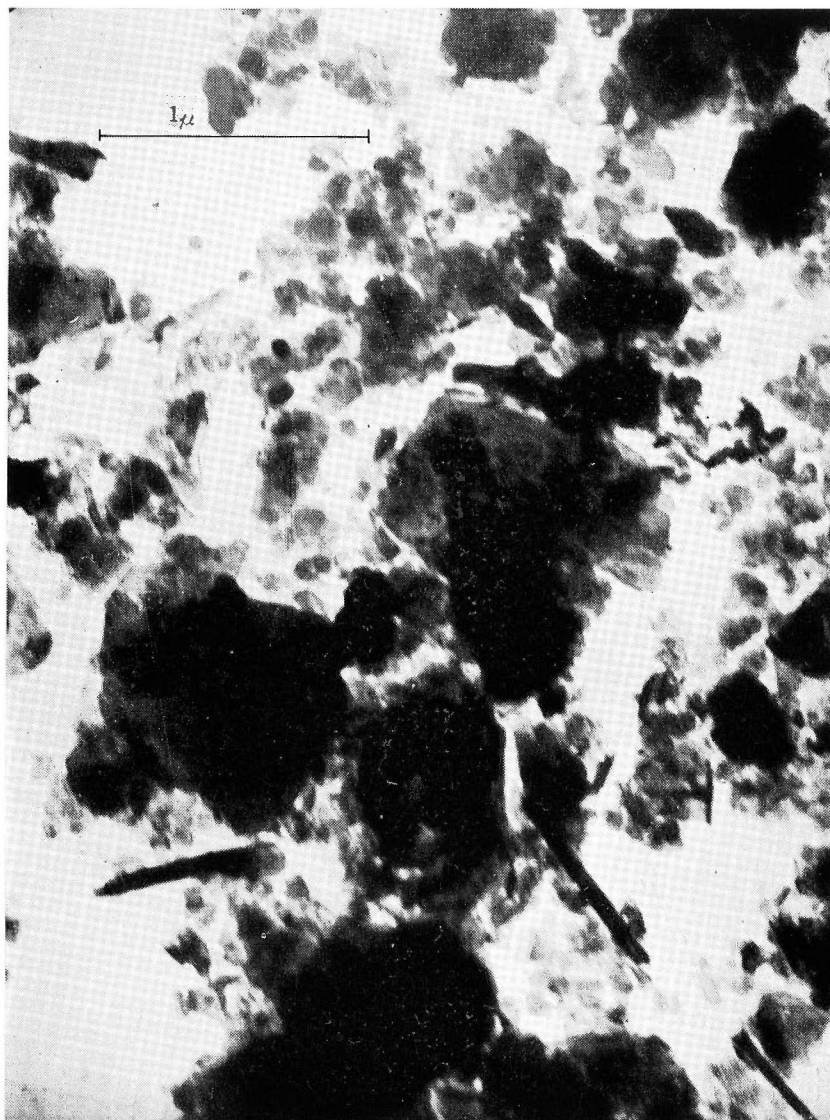


図版 14 大学四号 鋤山産 白木節

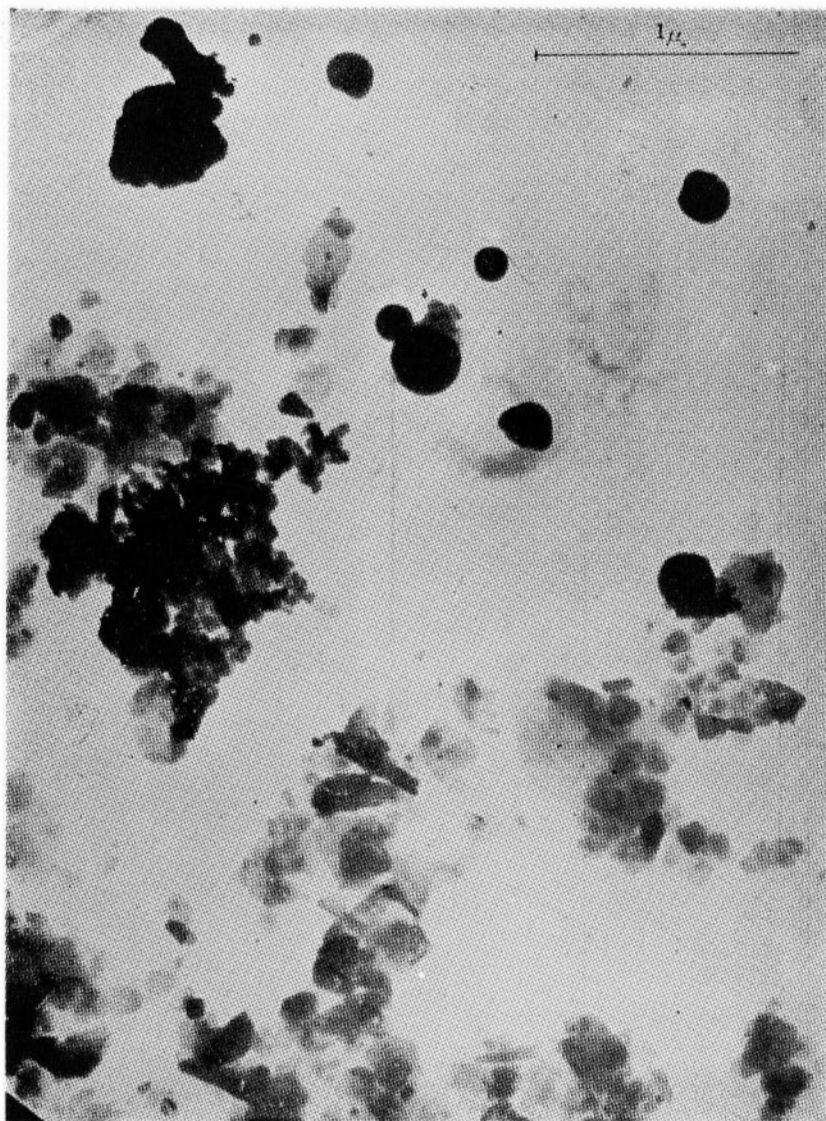




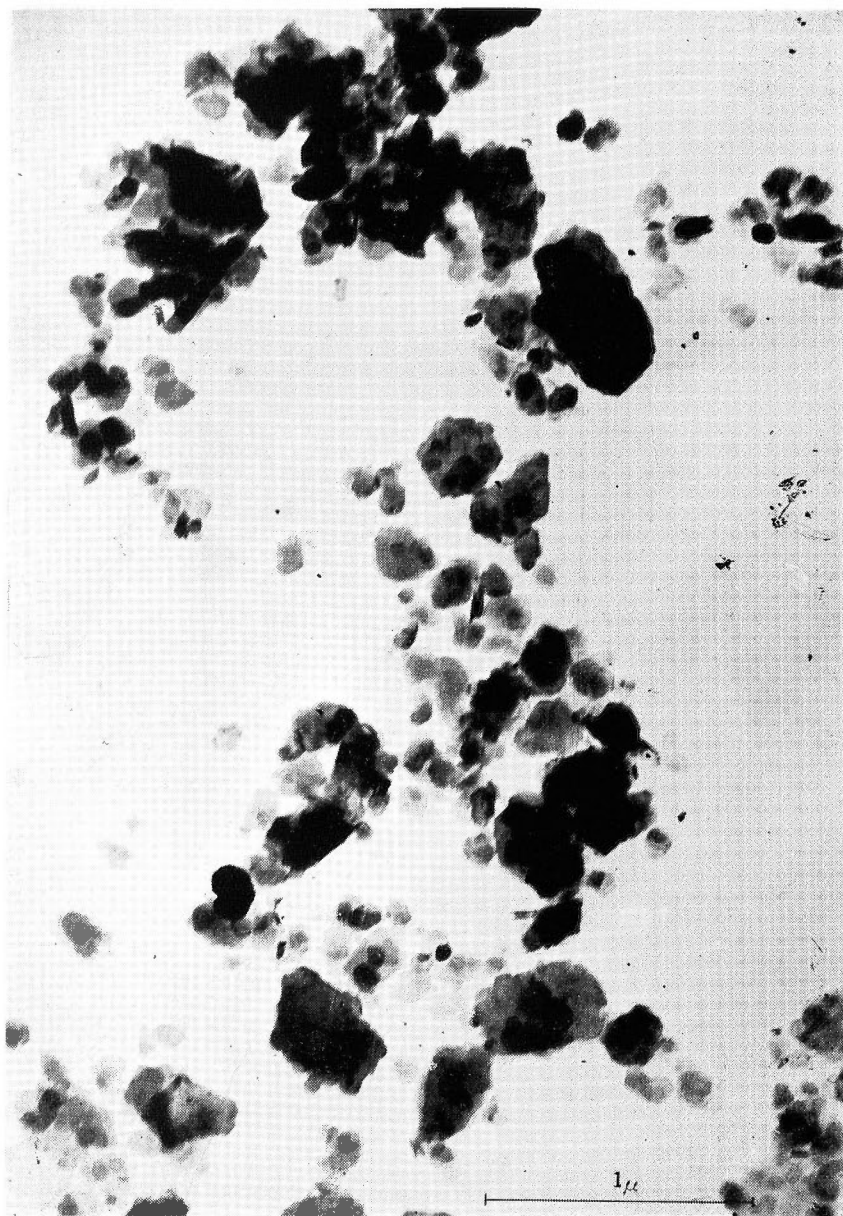
図版 15 大学二号 鉞山産 青粘土



図版 16 品川品野 欽山産 青粘土



図版 17 三井鋳山産 青粘土  
円形結晶はアロフェン(?)



図版 18 加藤鉦山産 青粘土

地質調査所報告は1報文につき報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために、次のようにアルファベットによる略号を附ける。

- A. 地質およびその基礎科学に関するもの
  - a. 地質
  - b. 岩石・鉱物
  - c. 古生物
  - d. 火山・温泉
  - e. 地球物理
  - f. 地球化学
- B. 応用地質に関するもの
  - a. 鉱床
  - b. 石炭
  - c. 石油・天然ガス
  - d. 地下水
  - e. 農林地質・土木地質
  - f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐
- C. その他
- D. 事業報告

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- A. Geology & allied sciences
  - a. Geology
  - b. Petrology and Mineralogy
  - c. Paleontology
  - d. Volcanology and Hot spring
  - e. Geophysics
  - f. Geochemistry
- B. Applied geology
  - a. Ore deposits
  - b. Coal
  - c. Petroleum and Natural gas
  - d. Underground water
  - e. Agricultural geology, Engineering geology
  - f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring
- C. Miscellaneous
- D. Annual Report of Progress

# 地質調査所報告

第 198 号

Kambe, N. : On the boundary between the Permian and Triassic systems in Japan—with the description of the Permo-Triassic formations at Takachiho-cho, Miyazaki prefecture in Kyushu and the skytic fossils contained-, 1963

第 199 号

高橋 清 : 硫化鉄物の微量成分の地球化学的研究, 1963

第 200 号

番場猛夫 : 本邦クロム鉄床の成因的研究, 1963

第 201 号

Seya, K. : On the new method of analysis in gravity prospecting, 1963

第 202 号

宮本弘道 : 地質調査所化学分析成果表Ⅲ (鉄石, 1946~1962), 1963

## REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 198

Kambe, N. : On the boundary between the Permian and Triassic systems in Japan—with the description of the Permo-Triassic formations at Takachiho-cho, Miyazaki prefecture in Kyushu and the skytic fossils contained-, 1963 (in English)

No. 199

Takahashi, K. : Geochemical study on minor elements in sulfide minerals—sulfide minerals from Inner Northeast Japan Province-, 1963 (in Japanese with English abstract)

No. 200

Bamba, T. : Genetic study on the chromite deposits of Japan, 1963 (in Japanese with English abstract)

No. 201

Seya, K. : On the new method of analysis in gravity prospecting, 1963 (in English)

No. 202

Miyamoto, H. : Table of chemical analyses by Geological Survey of Japan III (Ores, 1946~1962), 1963 (in Japanese)

Tanemura, M.

愛知県瀬戸地域の粘土および珪砂礫床の地質学的鉱物学的研究

種村光郎

地質調査所報告, No. 203, p. 1~42, 1964

31illus., 18pl., 7tab., 1 map.

愛知県瀬戸地域を中心とした地域の木節粘土・蛙目粘土, および珪砂礫床の分布の実態を究明し, この種礫床における成因について考察する目的でこの研究を行なった。その結果, 粘土・珪砂礫床は, 現地風化生成でなく, 他の地域で変質作用を受けた後, 瀬戸地方に水により運ばれた。その間, 流速, 水の pH の変化および地盤の上昇等堆積環境の変化により各種粘土が生成されたものであると推論した。

553. 611+553. 62(521. 62) : 549+550. 85





昭和 39 年 1 月 14 日印刷

昭和 39 年 1 月 20 日発行

## 工業技術院地質調査所

---

印刷者 高 橋 武 夫

印刷所 大日本印刷株式会社

付図印刷 昇寿チャート印刷株式会社





B. a. XVI

**REPORT No. 203**  
**GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN**  
Masatsugu Sano, Director

**GEOLOGICAL AND MINERALOGICAL  
STUDIES OF  
CLAY AND SILICA SAND DEPOSITS IN  
SETO DISTRICT,  
AICHI PREFECTURE**

By  
Mitsuo TANEMURA

**GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN**  
Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1964

地質調報  
Rept. Geol. Surv. J.  
No. 203, 1964