

鹿児島県入来カオリン鉱床の産状と形成過程

藤井紀之* 月村勝宏* James M. JULIO**

FUJII, N., TSUKIMURA, K. and JULIO, J. M. (1989) Mode of occurrence and genetic processes of the Iriki kaolin deposit, southern Kyushu. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 40(6), p. 299-322.

Abstract: The Iriki kaolin deposit was formed by hydrothermal alteration of the felsic pyroclastics, early Pleistocene, and the overlying andesite agglomerate of Imuta Volcano, middle Pleistocene. The main deposit is 150 m × 110 m in extent, and 30 to 80 m in depth. Thick kaolin zone is developed with irregular-shape silicified zone and silicious kaolin zone. Also, montmorillonite zone occurs between the kaolin zone and the weakly altered rocks. In this deposit, the paragenesis of montmorillonite and kaolin minerals was recognized at many places. In addition, SEM observation revealed that kaolin minerals and opal C-T were supposedly formed from montmorillonite. These facts suggest that the firstly montmorillonitized rocks were kaolinized by the local re-alteration with sulfuric acid hydrothermal solution. At that time, leached excess silica deposited as quartz of the silicified zone and as opal C-T in the silicious kaolin zone. A trace of gold mineralization was also found in the brecciated zone, which formed at the final stage of the hydrothermal alteration.

1. はしがき

入来カオリンは日本には数少ない製紙コーティング用のカオリンで, 最近急速に開発が進められ毎月の生産量は約1000トンに達している。鉱床の規模・粘土の質から見て, 日本の代表的なカオリン鉱床の一つであると言える。またカオリン鉱床はかつてテルル金銀鉱の産出で知られた入来鉱山の南西至近距離に位置し, 当然ながらカオリン化作用は金鉱化作用と何らかの関係があることが予想された。

筆者らは1977年以来断続的ながらもこの鉱床の調査研究を進めて来たが, 藤井の海外勤務の関係もあってまだその一部を口頭で発表したに止まっている(藤井ほか, 1982, 藤井・月村, 1983)。この報告は, 今までの調査研究の結果全体を総括したものであるが, 金鉱化作用との関係など未解決の問題も少なくない。これらの点は今後の研究に待つこととした。

長期間にわたってこの研究を実施するに当たっては, 前鉱業権者の故川田幸一氏, 現権者入来カオリン(株)社長川田丕^{もとぶ}氏から終始全面的な御協力を頂いた。また化学分析には地質調査所の藤貫正氏(現分析化学会), 熱分析には同須藤定久氏, 金銀など微量成分の分析には同青木正博氏, 薄片の製作には同佐藤芳治氏の手を煩わし

た。更に鹿野和彦氏からはオパール C-T の形態について貴重な御教示を頂いた。これらの方々はこの機会に心からお礼を申し上げる。

2. 位置及び地形

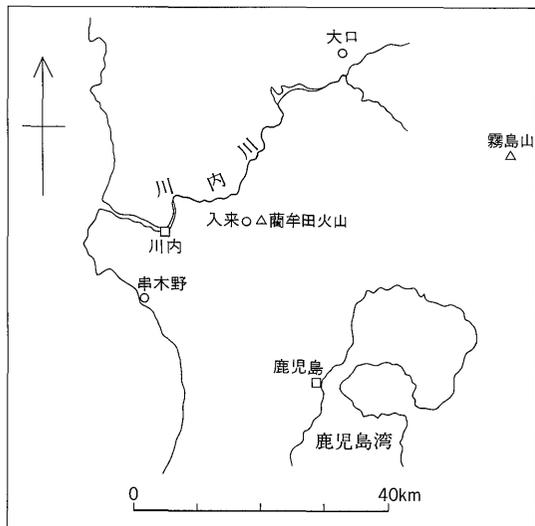
入来カオリン鉱床は, 鹿児島県北薩地方の中心である川内市の東約12 km, 薩摩郡入来町の入来温泉の南東約500 m の位置にある(第1図)。採掘場は, 入来から諏訪に通じる舗装道路から100 m 東へ入った山裾にあり, 鉱石の運搬には極めて便利である。

調査地域は地形的には, カオリン採掘場の東方一帯の広い地域を占める蘭牟田^{いもた}火山と, 西部の低い丘陵地帯とに大別出来る。25,000分の1地形図を使用して作成した接断面図により, その地形的な特徴を示す(第2図)。

蘭牟田火山の下半部は厚さ100-250 m の安山岩質凝灰角礫岩が広く分布する。火山地域の中心には蘭牟田池があり, これを囲む形で標高300-500 m の10数個の安山岩ドームが群立している。最高点は片城山の508.8 m で, その他主要な山嶺としては山王岳(485 m), 愛宕嶽(446 m), 舟見岳(498.8 m), 遠見ヶ城(474 m)などがある。これらのドームはNE方向の配列が卓越しており, NW方向がこれに次いでいる(第2図)。また蘭牟田池はほぼ正円をなしており, 水深は最深部で2.7 m と極めて浅い。周囲の溶岩ドームは何れも池側がより急傾斜をなしており, 蘭牟田池は火山活動の後期に陥没によって

* 鉱物資源部

** フィリピン窯業開発センター



第1図 位置図

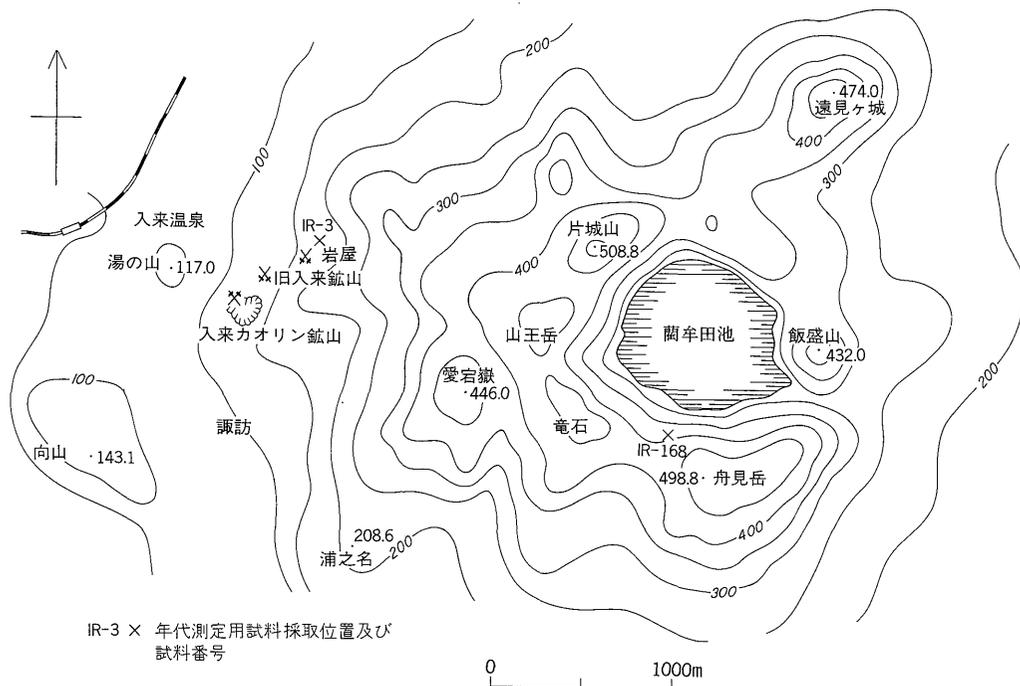
形成された可能性が大きい(太田, 1971). なお蘭牟田池東岸の飯盛山(432 m)はほぼ完全なドーム状の形を残しており, 蘭牟田池の陥没後に形成された最も新しい溶岩ドームと推定される. 一方調査地域の西部は緩やかな丘陵地帯で, その中に湯の山, 向山の二つの溶岩ドームが

独立して点在している. この二つとも緩やかなドーム地形を示し, 蘭牟田火山とは別個の活動によるものである可能性が強い. 特に向山はかなり侵食されており, 蘭牟田火山より更に早い時代に形成されたと推定される. 太田(1971)も向山を蘭牟田火山とは別のものとして区別している.

なお蘭牟田火山は, 従来鮮新世の北薩中期安山岩のなかに区分されていた(通商産業省, 1979)が, 現在見られるドーム地形が完全に近いものであるところから, 更新世の火山である可能性も考えられた. そこで蘭牟田溶岩の新鮮な試料2個についてK-Ar年代測定を行った結果, 約45.3万年及び34.6万年前(更新世中期)という結果を得た(松本・藤井, 1989). この結果は, 北薩地方の火山活動及び金鉱化作用の時間的・空間的変遷の解明のための重要な基礎データになると考えられる.

3. 地質概説

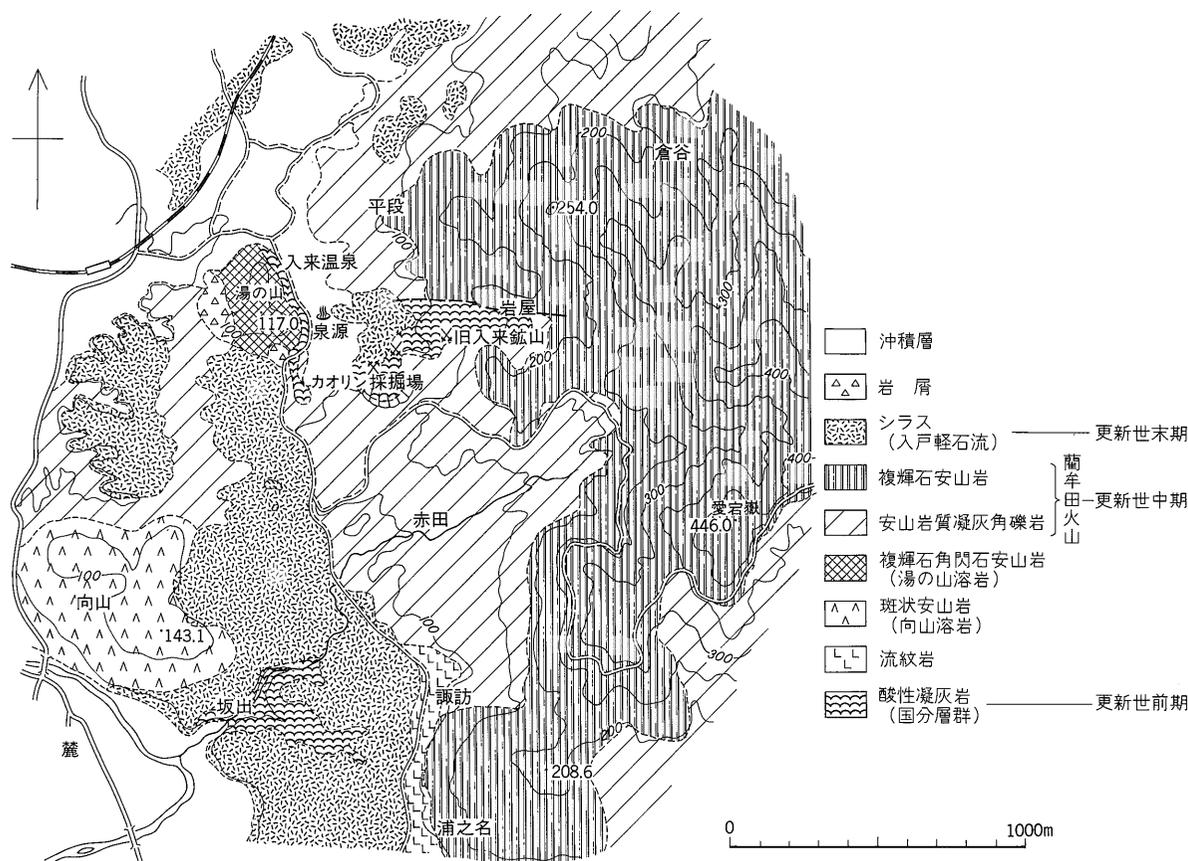
調査地域の地質は, 太田(1971)により国分層群に対比されている酸性凝灰岩層と, これを貫入あるいは被覆したと考えられる流紋岩と向山溶岩・蘭牟田火山等の安山岩, 更にこれらを覆って堆積したシラス(入戸軽石流)からなっている(第3図).



IR-3 X 年代測定用試料採取位置及び試料番号

第2図 入来付近接峯面図

25,000分の1地形図を使用し, 250 m 間隔のグリッドから作成した



第3図 入来付近地質図

〔酸性凝灰岩〕 (国分層群)

国分層群と思われる地層は、湯の山東麓からカオリン採掘場を経て旧入来鉱山坑口付近へ続く一帯と、調査地南部の坂出付近に分かれて分布する。主として流紋岩質-石英安山岩質の凝灰岩、火山礫凝灰岩、結晶凝灰岩、凝灰質砂岩・凝灰岩互層からなり、細粒の部分では層理が明瞭である。湯の山東麓の凝灰岩は沸石化が認められる程度であるが、カオリン採掘場以東の地域ではモンモリロナイト化あるいはカオリン化が著しい。坂出付近の国分層群もまたモンモリロナイト化を受けている。カオリン鉱床周辺で近年実施された試錐結果によれば、この一帯の地下には国分層群が広く分布しており、確認された最大層厚は約60 mに達する。なお国分層群は10度内外の緩傾斜を示す場合が多く走向は一定していない。

太田(1971)は、蘭牟田溶岩が国分層群によって覆われているとして蘭牟田火山の生成時代を新第三紀末(鮮新

世)とした。しかしカオリン採掘場で変質岩の組織から原岩を識別した結果、国分層群の火山礫凝灰岩が逆に蘭牟田火山の安山岩質塊岩に被覆され、両者ともカオリン化-モンモリロナイト化されていることが確認された(図版I)。国分層群の時代は植物化石などから更新世前期とされており(通商産業省, 1978)、前述した蘭牟田溶岩のK-Ar年代測定結果(更新世中期)からも、国分層群が蘭牟田火山の噴出以前に堆積したと見るのが合理的である。

〔流紋岩〕

調査地南部の諏訪から南へ延びる谷沿いに、流紋岩が局地的に分布する。灰白色で石英の斑晶が顕著であり、熱水変質による粘土化が認められる。国分層群との関係は不明であるが、蘭牟田溶岩に被覆されている。

〔斑状安山岩〕 (向山溶岩)

調査地の南西部、向山に緩やかなドーム状をなして分布する。太田(1971)の角閃石安山岩Hに当たる。灰色

を呈し、径5mmに達する斜長石の集斑状集合からなる斑状構造が顕著である。斑晶としては斜長石の他に、石英、黒雲母、角閃石と少量のチタン輝石が認められた。石基は鉄鉱物、普通輝石及び斜長石の短冊状微晶と、褐色のガラス状物質からなっている。前述したように向山のドーム地形は若干侵食されており、安山岩自体も弱い変質をこうむっている。

〔複輝石角閃石安山岩〕(湯の山溶岩)

入来温泉の南側に接する湯の山のドームを構成する。暗灰色で径0.3-3mmの斜長石、角閃石及び紫蘇輝石の斑晶が顕著である。その他の斑晶としては普通輝石が認められる。石基は斜長石の短冊状微晶、磁鉄鉱、輝石と、その間を充填する微粒鉱物からなっている。

〔複輝石安山岩、同凝灰角礫岩〕(蘭傘田火山)

調査地域の大部分を占めて広く分布する。

下位の安山岩質凝灰角礫岩(一部集塊岩を含む)は厚さ100-250mで、蘭傘田火山の基底を構成する。調査地の中央、赤田付近から西へかけて最も広く分布している。カオリン鉱床付近だけでなくほぼ全域にわたって熱水変質を受けており、大部分はモンモリロナイト化されている。

複輝石安山岩は蘭傘田火山上部に群立するドームを構成し、前述の凝灰角礫岩を覆って広く分布する。特にNE方向の配列が顕著で、第2図にも示す様に、主峰片城山から調査地南部の浦之名へかけて、安山岩ドームが連続して分布している。

本岩は一般に暗灰色で、径0.2-3mmの斜長石斑晶($Ab_{80}An_{20}-Ab_{50}An_{50}$)を多く含み、斑状組織が顕著である。その他斑晶としては角閃石、斜方輝石、紫蘇輝石、石英を含み、時に黒雲母も認められる。石英は全て融食形を示し、角閃石及び黒雲母は全体にわたってオパサイト化されている。しばしば細粒花崗岩の捕獲岩片が見られるところから、石英、黒雲母更に角閃石も外来の結晶である可能性が高い。石基は細粒の短冊状斜長石、普通輝石、磁鉄鉱の間を微粒鉱物が充填している。本溶岩は弱い変質をこうむっている場合が多い。なおK-Ar年代測定に使用した試料の一つは、カオリン採掘場北東の岩屋と呼ばれる谷の北側山裾の安山岩溶岩の露頭から採取した。谷には粘土化した凝灰岩が分布しており、南側には旧入来鉱山の旧坑口が散在している。この谷の南側では、蘭傘田溶岩の分布下限が北側よりも更に30m以上高い所にあり、谷の北側を走る断層が存在する可能性も考えられる。またもう一つの試料は、蘭傘田池南側の舟見岳ドームの北西壁から採取したものである(第2図)。

〔シラス〕(入戸軽石流)

調査地西部の丘陵地に分布する。当地域のシラスは、約22,000年前の始良^熱火山の活動によって鹿児島県中・北部一帯に広く堆積した入戸軽石流に属している(太田, 1971)。

調査地域では、標高ほぼ100m以下の低地を埋めて堆積しており、その後の侵食によって幾つかに分断された分布を示す。大部分は非溶結の軽石凝灰岩であるが、カオリン採掘場付近では砂を混える水成の二次シラスも見出された。

4. カオリン鉱床

4.1 開発概況

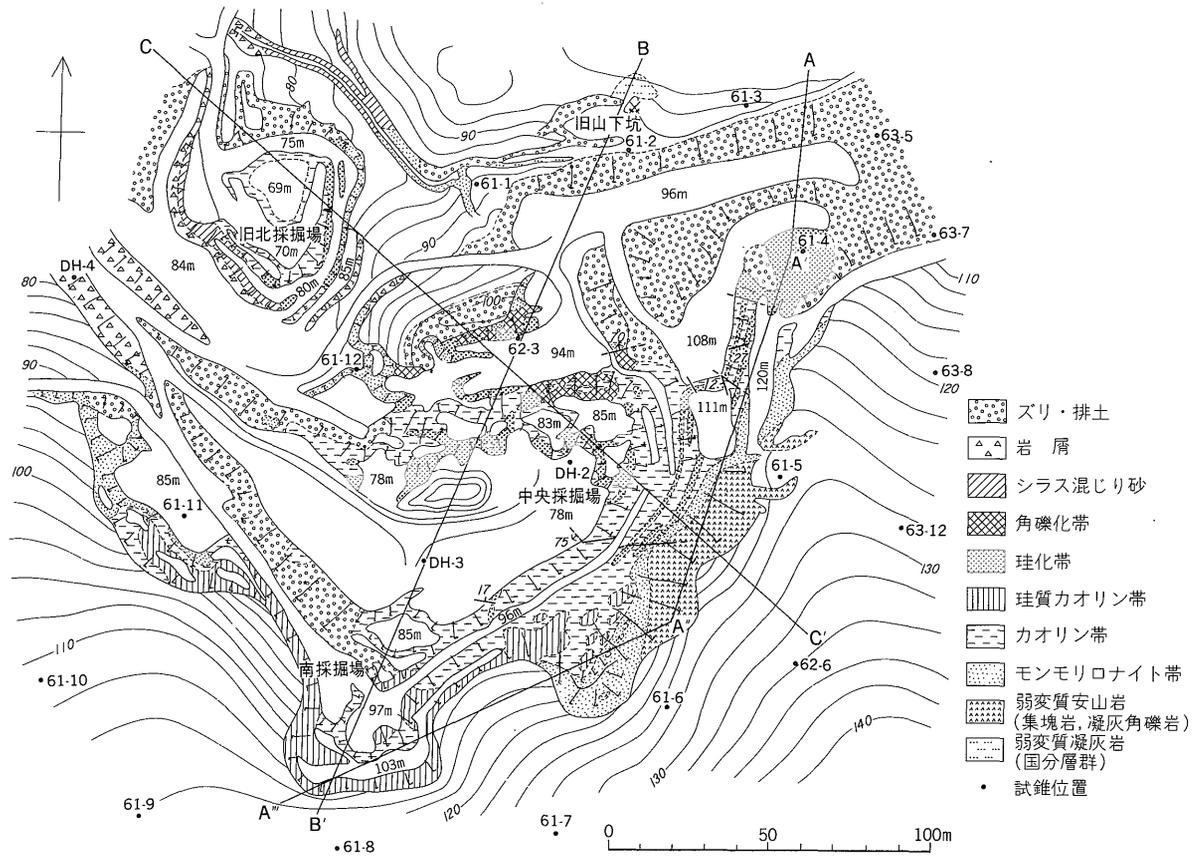
現在のカオリン採掘場は、旧入来鉱山の西南西に当たり、特に旧鉱山西端の山下鑛立坑は現採掘場の北側に位置している。現在迄に開発が行われた採掘場の規模は、南北約200m、東西約250m、高低差約50mに達しており、開発の進行状況から、北、中央、南の3採掘場に大別することが出来る。このうち北採掘場は既に採掘を完了し、現在は選鉱廃さいによって埋められてしまっている。また中央及び南採掘場は今では完全に一体化している。第4図に実測によって作成した鉱床図を掲げたが、これは数回にわたる調査結果を総合したもので、北採掘場については1981年の、中央及び南採掘場については1982年の調査時の切羽の状況を示している。現在の切羽は主として南東へ向かって更に20-50m、下部へも5-10m深く掘り進んでおり、南西側でも道路の建設が進み大きく変容している(図版I)。

また昭和61年度からは新鉱床探査補助金による試験探鉱を実施しており、地下の鉱床賦存状況について貴重なデータが得られつつある。第4図には一部の試験の位置を示した。また鉱床断面図(第5図)は、最近の試験結果と鹿児島県工業試験場が実施したコア試料のX線試験の結果も参照して作成したものである。

ここで採掘されたカオリンの原土は約10km離れた入来カオリン(有)の工場に運ばれ、粉碎・水洗・硫化鉄の浮選・水ひ・脱色という工程を経て製紙用カオリンに精製される。カオリンの生産量は月産約1000トンで、コーティング用及びフィルター用として出荷されている。またこの他、比較的水酸化鉄の多い原土を、衛生陶器の原料として月約200トン出荷している。

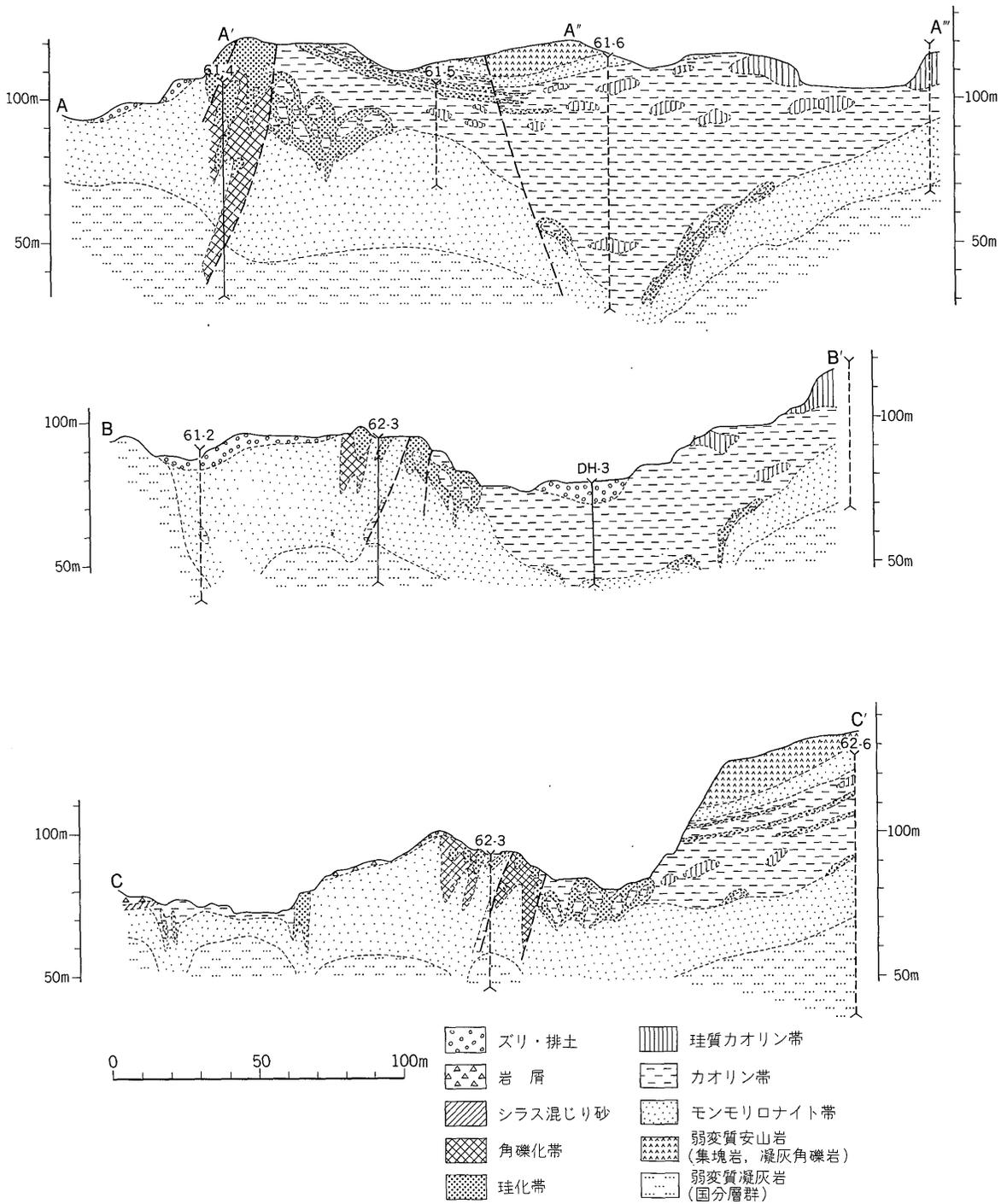
4.2 鉱床の分布及び形状

カオリン鉱床は、主として国分層群の火山礫凝灰岩、凝灰岩などが熱水作用により変質されて生成したもので、変質作用は国分層群を覆う蘭傘田火山下部の安山岩



第4図 入来カオリン鉱床図

北採掘場は1981年当時の、他は1982年当時の切羽の状況を示す



第5図 入来カオリン鉱床断面図

質集塊岩まで及んでいる。鉱床は北鉱床と主鉱体に分かれて賦存するが、主鉱体の産状はかなり複雑で、粘土の組成変化も著しい。

北鉱体は東西50 m、南北50 m程度の広がりをもつ小規模な鉱床で、最大採掘深度は15 mである。国分層群の火山礫凝灰岩を母岩とする鉱床であるが、第4図に示す状態から若干下方へ掘り下げた後採掘を中止し、廃さいで埋めてしまった為、詳細な産状は不明のままである。中止したのは、粘土にモンモリロナイトが多く混じりようになった為である。

主鉱体は、東西150 m以上、南北110 m以上、深さ30-80 mという不規則な形状の鉱床で、局部的には層状または漏斗状を示す部分もある(第5図)。主鉱体の母岩は、中央採掘場では主として国分層群の火山礫凝灰岩であるが、上位の安山岩質集塊岩との境界面は南西へ緩やかに傾斜しており、南採掘場以西ではカオリン化作用は上位の安山岩質集塊岩中にも広く及んでいる(図版I)。鉱床が最も発達しているのは南部の試錐61-6、61-7を中心とする付近で、これらの試錐によって確認されたカオリン鉱床の厚さはそれぞれ約80 m及び60 mに達する。しかし採掘はここ迄進んでいないので正確な形態は不明である。鉱床の厚さ及び形状の変化が著しいことから見て、主鉱体を形成した熱水作用の中心は数箇所に分かれて存在したと考えられる。

4.3 変質岩の区分と産状

本鉱床を形成する変質岩は、肉眼的特徴及び鉱物組成から、カオリン帯、珪質カオリン帯、モンモリロナイト帯、弱変質帯、珪化帯などに区分出来る。これらの変質岩のなかで、カオリン原土として主要な採掘の対象となるのはカオリン帯及び珪質カオリン帯である。

カオリン帯は、白色、灰白色-帯青灰白色を呈し、軟質で粘性が強い。カオリン鉱物を主成分とし、鉱体の中心を形成して厚く分布する。粘土の中には、しばしば火山礫凝灰岩や安山岩の組織が残存している。

珪質カオリン帯もまた白色-灰白色を呈しカオリン帯に伴って賦存するが、やや硬質な点で区別出来る。石英など珪酸鉱物を多く含み、主として鉱体の南東部に分布している。残存する組織から、珪質カオリン帯の原岩の大部分は安山岩質集塊岩と推定される。

モンモリロナイト帯は、モンモリロナイトを主成分とする変質岩で、淡緑色、帯赤淡褐色、灰白色など色調の変化が著しい。カオリン帯及び珪質カオリン帯と弱変質母岩との間に不規則に賦存しており、原岩の組織は比較的明瞭である。モンモリロナイト以外の鉱物が多いこともあって、粘性には乏しい。通常は色調によってカオリ

ン帯と区別出来るが、灰白色のものは若干のカオリン鉱物を混えることがあり、明確には区別し難い。しかしこの場合も、粘性が小さいこと及び滑性が強いことによって、ある程度は識別が可能である。なお例外的ではあるが、鮮やかな桃色を呈し透明感の強い粘土も一部に見出された。これは最も純度の高いモンモリロナイト粘土である。

モンモリロナイト帯は、弱変質安山岩及び弱変質凝灰岩に漸移的に移化する。弱変質安山岩は褐色、暗褐色などを呈し、鉱床の上部に厚く発達する。残留斜長石及び緑泥石などで特徴付けられる。弱変質凝灰岩は地表では旧山下鍾坑口付近に見られるに過ぎないが、多くの試錐により、鉱床の下部に広く分布することが確認された。少量の不明粘土鉱物のほかは残留長石を多く含んでいる。

この鉱床で最も注目されるのは、主鉱体の北部に不規則な形状で賦存する珪化帯である。また中央採掘場の東部では、鉱床の最上部近くに2-3枚の珪化岩が厚さ0.2-1 mの層状をなして賦存している。この珪化岩の層は、南西に10度前後の傾斜を示して発達しているが、南へ移行すると共に尖滅する(図版II-写真2)。なお北鉱体でも南北に伸びる珪化岩の小規模な分布が認められた。珪化岩は通常灰色-灰白色を示すが、主鉱体北側の珪化岩は暗灰色を呈するものが少なくない。これらの珪化岩の大部分は不規則パッチ状の大小のカオリン粘土塊を含んでいるのが特徴で、特に主鉱体北部では珪化岩そのものが不規則な脈状あるいは塊状をなしてカオリン帯の中に胚胎し、カオリン化粘土が大小のブロックとなって賦存している(図版II-写真3)。このような産状は、珪化岩がカオリン化作用の後で生成された事を明瞭に示している。層状の珪化岩の場合もパッチ状のカオリン粘土を多く含んでいることから、珪酸分が、カオリン化された細粒凝灰岩のような不透水層に支配されて浸透し、沈澱したものと推定される。

主鉱体北側には、これらの珪化岩と錯綜して角礫化帯が分布している。角礫化帯は東西に延びる傾向を示すが連続性は乏しい。この中には珪化岩の角礫を混え、更に鉱染状に黄鉄鉱や石英が隙間を充填しているのが観察された(図版II-写真4)。なお角礫帯の中には、比較的細粒・緻密な珪化岩や、隠微晶質でオパール様を示す珪化岩が部分的に存在する。特に細粒・緻密な部分はオパール様の部分を囲むように発達しており、変質作用の最終期の産物と推定される。これについては更に後で説明する。

これらの変質帯の区分は、野外では主として肉眼的特

徴によって行ったが、最終的には採取した全試料についてX線試験を行った結果も参照して鉱床図(第4図, 第5図)を作成した。

5. 変質岩の鉱物組成と変質鉱物の分布

5.1 変質鉱物の同定

変質岩の鉱物組成を調べるために、採取した全試料についてX線粉末回折試験を行うと共に、一部については更に熱分析及び走査電子顕微鏡による観察を実施した。

その結果、本鉱床を形成した熱水変質作用によって生成された主要な変質鉱物は、カオリナイト、ディッカイト、モンモリロナイト、石英、オパールC-Tで、明ばん石及び黄鉄鉱を伴うことが明らかになった。その他、モンモリロナイトに伴ってしばしばハロサイトを産出するが、これはモンモリロナイトの風化により生成されたと考えられる。残留鉱物としては、一部の石英、斜長石、アナタース等が見出された。以下、上記の主要な変質鉱物の同定の基準と鉱物学的な特徴について述べる。

なおX線粉末回折には理学電機製ロータフレックス

第1表 カオリナイトとディッカイトのX線粉末回折データ

カオリナイト (BRINDLEY, 1961を修正)				ディッカイト (BAILEY, 1963)				
d (obs.)	I	d (calc.)	hkl	d (obs.)	I (obs.)	hkl	d (calc.)	I (calc.)
7.16	10+	7.14	001	7.152	100	002	7.162	100
4.46	4	4.47	020	4.442	30	{020 111}	4.470 4.439	4 34
4.36	5	4.36	110	4.362	30	110	4.368	38
		4.34	110	4.264	20	021	4.267	28
4.18*	5	4.172	111	4.119	65	112	4.124	60
4.13	3	4.120	111	3.954*	10	111	3.958	13
3.845*	4	3.842	021	3.790*	55	022	3.792	45
3.741*	2	3.739	021	3.578	90	{113 004}	3.612 3.581	9 77
3.573	10+	{3.571 3.417}	{002 111}	3.428*	20	112	3.430	19
3.372*	4	3.372	111	3.261*	8	023	3.263	5
3.144	3	3.147	112	3.095	10	114	3.098	6
3.097	3	3.096	112	2.936	8	113	2.937	6
		2.832	022	2.794*	10	024	2.795	8
2.753*	3	2.750	022	2.657	2	115	2.658	1
2.558	6	{2.562 2.561}	{130 201}	2.558	35	{130 202}	2.561 2.557	16 11
2.526*	4	2.531	131			{114 132 200}	2.527 2.509 2.503	8 28 14
2.491*	8	{2.497 2.488}	{131 200}	2.505*	50			
2.379	6	2.381	003	2.412*	2	025	2.412	2
2.338*	9	{2.340 2.335}	{202 131}	2.386	15	006	2.387	9
2.288*	8	2.292	131	2.324*	95	{132 204}	2.324 2.324	60 26

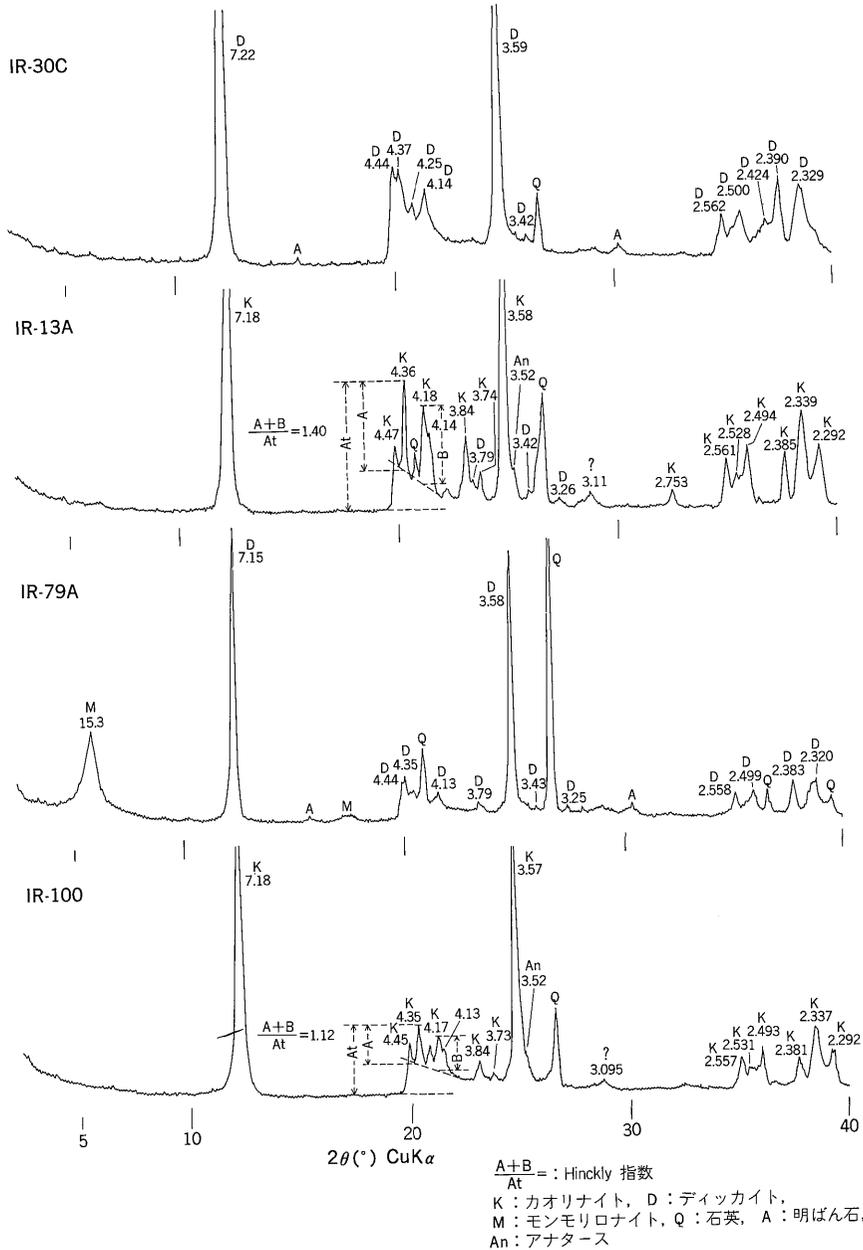
BRINDLEY & BROWN (1980)による
* : それぞれの特徴的反射

を使用し、試料は磨砕の後約50 mg をスライドガラス上に沈澱させて半定方位としたものについて走査を行った。示差熱分析・熱重量分析には、理学電機製サーモフレックス9500を使用し、毎分20°Cの昇温速度で1100°Cまでの熱変化を追跡した。また走査電子顕微鏡観察には、日本電子製 JSM-35C を使用した。

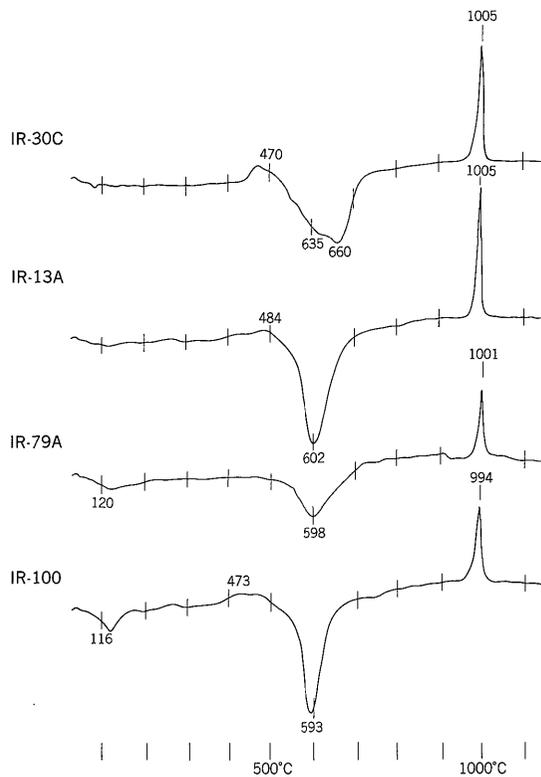
〔カオリン鉱物〕

入来カオリンの鉱物組成については、既に野元(1967)によってカオリナイトとディッカイトを主成分とするものであることが報告されている。

カオリナイトとディッカイトの組成は、同じ $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ で表されるが、ポリタイプが異なっている。



第6図 代表的カオリン粘土の X線粉末パターン
試料採取場所は第11図に示す



第7図-A 代表的カオリン粘土のDTA曲線

2八面体型の1:1層からなるが、両者の間では1:1層の積重なり方が異なっており、X線粉末回折では異なった非底面反射を示す。それぞれの特徴的な反射としては、カオリナイトの4.18, 3.845, 3.741, 2.753, 2.526, 2.491, 2.338, 2.288 Å, ディッカイトの4.264, 3.790, 3.428, 3.261, 2.505, 2.324 Åなどがある(第1表)。

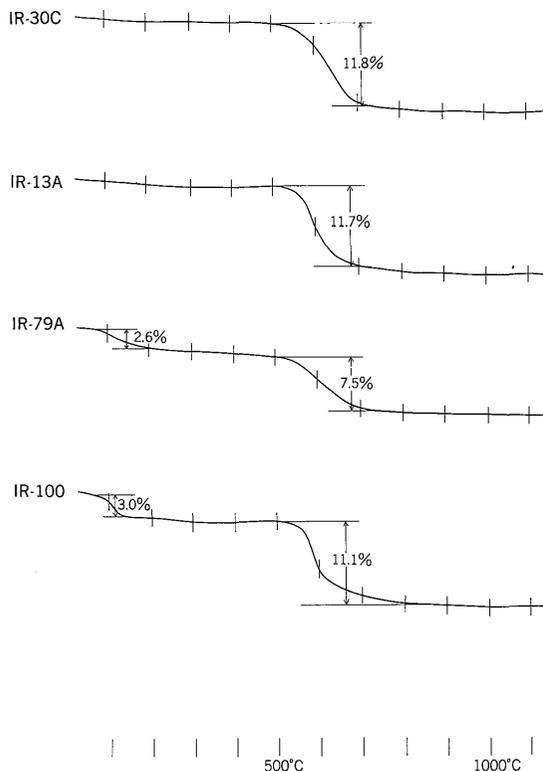
第6図に入来カオリンの代表的なX線粉末パターンを掲げたが、IR-30Cは典型的なディッカイトの、IR-100はカオリナイトのパターンをそれぞれ示している。特に 2θ : 35-40度の領域に現れているディッカイトの2組の2本線とカオリナイトの2組の3本線が、それぞれの特徴的な指標とされている。IR-13Aの場合も典型的なカオリナイトのパターンに近いが、小さいながらも3.79, 3.42, 3.26 Åなどディッカイト特有の反射が現れており、少量のディッカイトが混在することが分かる。IR-79Aの場合、ディッカイトの他に相当量のモンモリロナイトが含まれている点に特徴がある。入来カオリンの場合、モンモリロナイトとディッカイトまたはカオリナイトとの共生がしばしば見出された。とりわけ

ディッカイトとモンモリロナイトの共生は、珍しい例として注目される。なおカオリナイトの結晶度を示す尺度となるHinckley指数は、IR-13Aで1.40, IR-100で1.12である(第6図)。ちなみに、採取したカオリナイト粘土のHinckley指数は、最低が0.86, 最高1.67で、大部分が1.00以上であった。この事実は入来カオリンが平均的に高い結晶度を有する事を示している(HINCKLEY, 1963; 長沢, 1987)。

また熱分析の結果では、4試料ともOH基の脱水に伴う吸熱ピークが600°C近く或いはそれ以上の温度で現れている。特にIR-30Cの場合、ピークが635°Cと660°Cに二重になっている。これはディッカイトとカオリナイトが混在する為と思われるが、ディッカイトとモンモリロナイトからなるIR-79Aでは、吸熱ピークが600°C以下になり、かつ高温側の傾斜が緩くなるなど通常とは逆の現象が現れている。この試料の場合、吸熱に伴う重量変化は7.5%で最も小さい。4試料とも再結晶に伴う発熱ピークは1000°C近くまたはそれ以上で、入来カオリンの結晶度が高いことと一致している(第7図-A, B)。

図版Ⅲ-1及び2は、上述したIR-30CとIR-100の

鹿児島県入来カオリン鉱床の産状と形成過程 (藤井 ほか)



第7図-B 代表的カオリン粘土のTG曲線

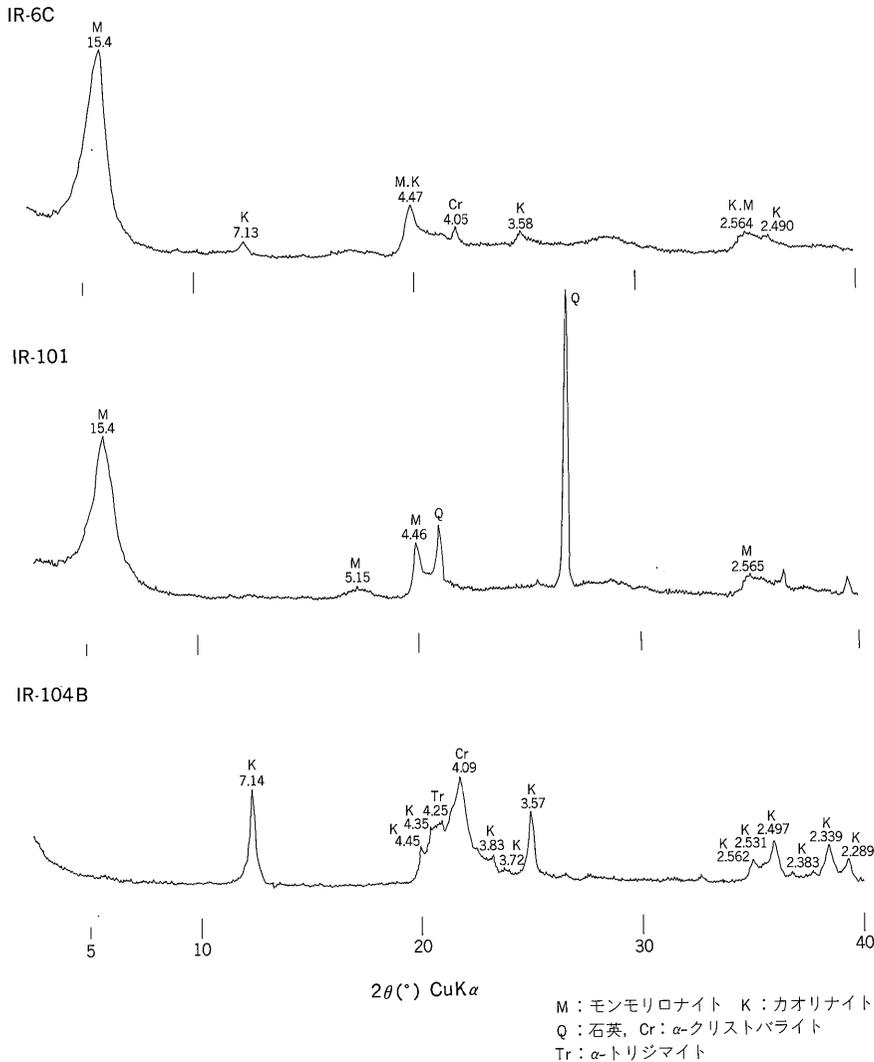
走査電子顕微鏡写真像である。いずれも六角板状の結晶の集合体であるが、カオリナイト(IR-100)が径 0.5μ 前後でサイズも均等に近いのに対し、ディッカイト(IR-30C)の結晶は径1-数 μ と変化が大きく、ブック状の積層もよく発達し、厚さ 2μ 以上のものも見出される。

[モンモリロナイト及びオパールC-T]

既に述べたように、カオリン帯と弱変質母岩との間には、モンモリロナイトを特徴的に含むモンモリロナイト帯が広く分布している。この帯に属する変質岩には、モンモリロナイトの他にしばしばオパールC-T及びカオリン鉱物が含まれている。またカオリン帯のなかにも、カオリナイトとオパールC-Tからなる粘土が多く見出される。これらの代表的なX線パターンを第8図に示した。このなかのIR-6CとIR-101に見られるように、モンモリロナイトの存在は、 15\AA の強い底面反射から容易に知ることが出来る。なおこの反射は、モンモリロナイトを含めスメクタイト鉱物の一般的特性であるが、更に 1.49\AA の反射の存在と化学分析結果(後述)でMgOが少ないことから、この地域に産出するスメクタイトの大部分は2八面体型でMgOが少ないモンモリロ

ナイトであると推定した。次にオパールC-Tとは、 α -クリストパライトと α -トリジマイトからなる珪酸鉱物で、いわゆるオパールの大部分はこのタイプに属している(JONES & SEGNET, 1971)。この場合 α -クリストパライトの(101)反射が 4.04 から 4.10\AA 迄変化するのに伴い、 α -トリジマイトの反射が強くなる。第8図のIR-104Bは典型的なオパールC-TのX線パターンと言える。

しかしX線粉末回折では類似のパターンを示すモンモリロナイト粘土であっても、熱的な性質は必ずしも同じではない。前述のIR-6Cは安山岩から変質したもので、少量のカオリナイトとオパールC-Tを含んでいて、またIR-101は火山礫凝灰岩を母岩とし、若干量の石英を混えるだけである。しかしDTA曲線では、IR-6Cが 576°C と 708°C の二重の吸熱ピークを有し、かつ 928°C の発熱ピークの直前に小さな吸熱があるのに対し、IR-101は 544°C の緩やかな吸熱と 1020°C のやや鋭い発熱反応で特徴付けられる(第9図)。 550 - 570°C 領域の吸熱反応はカオリン層の存在によるもので、カオリナイトの混在、あるいは風化によってモンモリロナイトのなかにカオリン層が生成されつつある状態を示すと考えられる

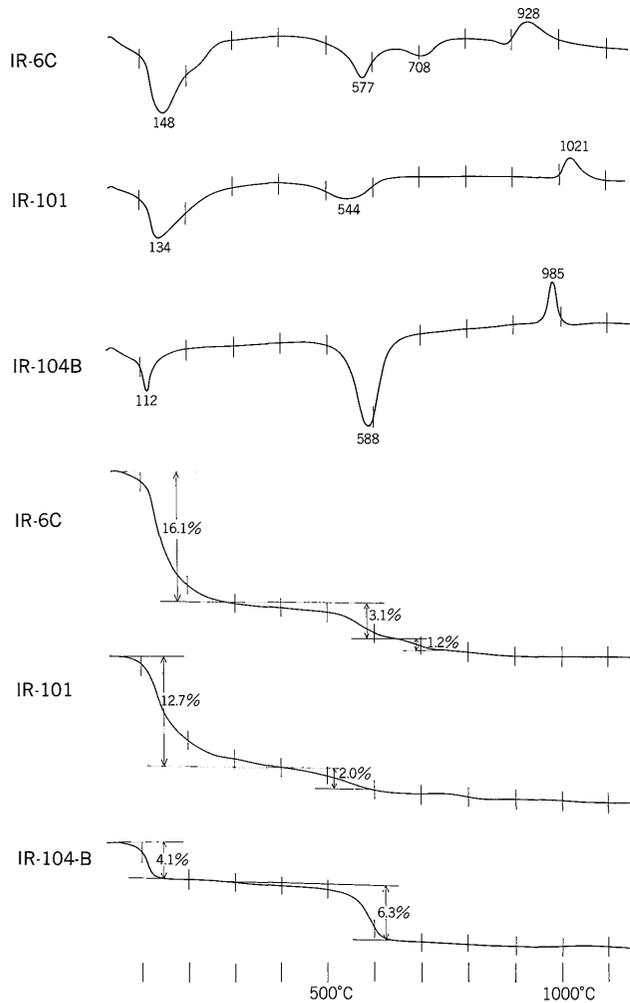


第8図 代表的モンモリロナイト粘土及び珪質カオリンのX線粉末パターン
試料採取場所は第11図に示す

(武司・宇野, 1974). また発熱の直前に小さな吸熱反応があるのは, 八面体層に比較的 Mg^{2+} が少なく Fe^{3+} が多いモンモリロナイトの特徴とされている(加藤, 1961). 何れにしても, 原岩の違いがモンモリロナイトの熱的性質に反映されている可能性があり, 今後の興味ある課題と言える.

次に走査電子顕微鏡下では, モンモリロナイトの再変質を示すと思われる像が観察された. 一般に, モンモリロナイトは明瞭な結晶の形を示すことがなく, 不規則に皺曲した薄いちり紙状の物質が重なりあって蜂の巣様の外観を示すとされている(例えば BOHOR & HUGHES,

1971). 図版Ⅲ-3 (IR-101)はその典型に近い. また IR-104B はカオリナイトとオパール C-T を主成分とするにもかかわらず, 走査電子顕微鏡写真ではモンモリロナイトに似た蜂の巣様の外観を有し, その中に極めて微細な鉱物が無数に生成されているのが見出された(図版Ⅳ-1). これを拡大したものが図版Ⅳ-2で, ブレード状の鉱物が交叉し合って, スポンジ様あるいは球状の集合体を形成しているのが認められた. このような集合体は Lepisphere と呼ばれ, α -クリストパライトと α -トリジマイトの双晶群の不規則な積重なりからなる複合結晶とされている (FLÖRKE *et al.*, 1976). Lepisphere は,



第9図 代表的モンモリロナイト粘土及び珪質カオリンのDTA, TG 曲線

珪質軟泥などからチャートが生成される続成過程でしばしば見出されるもので、オパール C-T の特徴的な形態である (WISE & WEAVER, 1974; KANO, 1988).

図版 IV-3 もまた、外観上の構造はモンモリロナイトのそれに類似している。これは前述の、ディッカイトとモンモリロナイトが共生する IR-79A の電子顕微鏡像で、六角板状のディッカイトの結晶が、モンモリロナイト様の組織を残しながら生成されている状況を示している。

これらの図は、モンモリロナイトの変質によってオパール C-T やディッカイトが生成されたことを示唆している。

5.2 各変質帯の鉱物組成

上述の各方法のうち主として X 線粉末回折によって、カオリン帯、珪質カオリン帯及びモンモリロナイト帯に属する変質帯の鉱物組成を判定した結果を第10図に総括した。これは各組成鉱物について、それぞれの特徴的な反射を用いて、大よその量と出現頻度を変質帯別にまとめたものである。出現頻度(%)は各鉱物の欄の横軸の長さを100%として示し、量の判定は基準の反射の強度によって、極めて多量、多量、中量、少量及び微量の5段階に大別し、それぞれに0.8, 0.6, 0.4, 0.2及び0.1の数値を与え、総和を平均したものを縦軸に示した。これは鉱物組成の全体の傾向を把握する為の便宜的な方法で、量比を正確に表現したものではない。特に少量及び

変質帯 (試料数)	ディッカイト	カオリナイト	モンモリロナイト	石英	オパール C-T	明ばん石	斜長石
カオリン帯 (87)	■	■	■	■	■	■	
珪質カオリン帯 (17)	■	■	■	■	■	■	
モンモリロナイト帯 (25)	■	■	■	■	■		■

第10図 各変質帯の鉱物組成

各鉱物欄の横軸は1区画の長さを100%とした出現頻度(%), 縦軸は推定含有量の平均を示す。含有量は基準となるX線反射の強度により極めて多量, 多量, 中量, 少量, 微量の5段階に分けそれぞれを0.8, 0.6, 0.4, 0.2, 0.1として平均値を算出し, 推定含有量とした。

微量の場合、中量以上に比べて量を過大に見積もり勝ちなため上記の様な数値で表したが、これでも石英などの場合は過大に過ぎると思われる。

第10図から明らかなように、カオリン帯の主成分鉱物はカオリナイトとディッカイトで、特にカオリナイトの比率が大きい。珪質カオリン帯でもカオリナイトが主成分であることに変わりはないが、ディッカイトの存在頻度は14%に過ぎず、その代わりにオパール C-T が頻度・量共に急増している。モンモリロナイト帯の特徴鉱物がモンモリロナイトである事は、この図でも明瞭に示されている。なお明ばん石はカオリン帯と珪質カオリン帯に少量含まれるが、モンモリロナイト帯には認められなかった。一方モンモリロナイト帯には時に残留斜長石が見出された。またモンモリロナイト帯の一部の試料から少量のハロイサイトが見出されたが、これはモンモリロナイトの風化の産物であると考えられるので、第10図には含まれていない。その他、変質鉱物としては黄鉄鉱が各変質帯中に広く分布する。しかし黄鉄鉱の場合はカオリナイト化作用に伴って晶出しただけでなく、変質作用の最終段階でカオリン帯や角礫帯中に、不規則にあるいは網脈状をなして貫入したものも多いので、各変質帯の特徴的成分とは言いがたい。

5.3 変質鉱物の分布

これら変質鉱物の共生状況と地質的分布の関係を表したのが第11図である。これは、本鉱床の特徴的な共生関係であるディッカイトとカオリナイト、カオリナイトとオパール C-T、モンモリロナイトとカオリナイト(但しハロイサイトを除く)といった組み合わせに、量的な関係を加えてシンボルで表現し、鉱床図及び断面図にプロットしたものである。各種の実験に使用した試料の採取

位置もこの図に示した。ここで特に注目されるのは、

- 1) 主鉱体北部の珪化帯及び角礫帯が分布する付近に、ディッカイトが集中的に産出すること、
- 2) 主鉱体の南部ではカオリナイトとオパール C-T の共生が特徴的であること、
- 3) モンモリロナイトとカオリナイトの共生は、モンモリロナイト帯とカオリナイト帯の境界付近では一般的であること、の3点である。

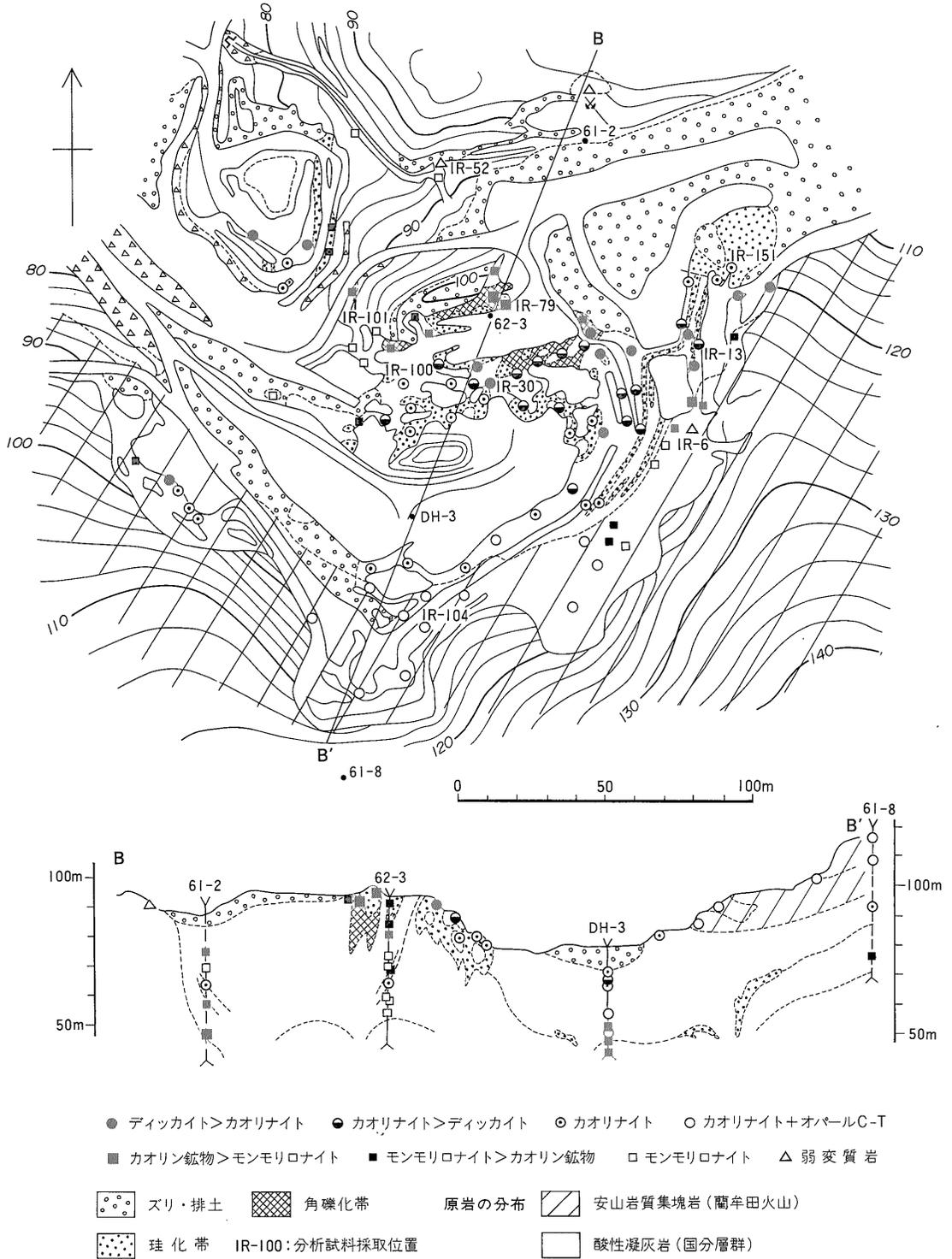
ディッカイトの生成温度は明確ではないが、カオリナイトより積層の規則性が高いことから、一般にカオリナイトより高温で生成されることが多いと考えられる。ディッカイトの集中的な分布は、珪化帯が分布する一帯が熱水作用の中心であったことを示すものであろう。

また変質岩に残された組織から原岩を識別し、凝灰岩と安山岩のおおよその境界を引いてみると、カオリナイトとオパール C-T の共生は安山岩を原岩とする所に集中している。一方、珪化帯の分布は凝灰岩を原岩とする部分に限られており、原岩の性質の違いが変質鉱物の共生とも関係があることを示している。

モンモリロナイト帯の多くの試料にカオリナイトが含まれることも注目される。特にモンモリロナイトとディッカイトの共生は、通常見られない異常な現象である。これは一旦モンモリロナイト化された変質岩が、更に熱水作用により再変質されたことを示唆している。その場合、モンモリロナイトのカオリナイト化によって生じた過剰の珪酸が、温度の変化に伴って石英あるいはオパール C-T として沈澱したと考えられる。

6. 熱水変質作用に伴う化学組成の変動

第2表は代表的な変質岩試料の分析結果である。この



第11図 変質鉱物の分布と共生関係

うち Ir-52, -101, -100 の3試料は国分層群の凝灰岩が変質されたもので、Ir-104B は安山岩質集塊岩を原岩とするものである。なお、カオリン鉱物の組成を $2\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ として、この分析結果から算出したカオリン質粘土の鉱物組成はつぎのようである。

	カオリン鉱物	珪酸鉱物	アナターズ	黄鉄鉱
Ir-100	88.5%	5.6%	0.98%	2.06%
Ir-104B	58.0%	38.5%	0.62%	

注) この他若干量の水酸化鉄が含まれる

また変質作用に伴う成分の移動を検討するため、凝灰岩源の変質岩について見掛け比重を測定し、これに分析結果を掛けて単位容積当たりに含まれる成分量を計算した。見掛け比重の計算にはベックマン製空気比較式比重計を使用した。この結果を総括したのが第12図で、変質作用に伴う容積の収縮をゼロと仮定して成分量の変化を比較してある。

この図から明らかなように、モンモリロナイト化作用に伴う顕著な変動は、 SiO_2 及びアルカリの減少と Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, MgO 及び CaO の増加である。一般にモンモリロナイトは、地下浅所で 200°C 以下の弱

アルカリ性の熱水と岩石の反応によって生成されることが多い(林, 1986)。例えば入来温泉の水質は含重曹弱食塩泉で pH は7に近い(第3表)。このような組成で、より高温の熱水が岩石と反応すれば、上記のような組成変化が起こり得ると思われる。しかし Al_2O_3 , MgO 及び CaO はモンモリロナイトの構造のなかに取り込まれて増加したとしても、 TiO_2 のように安定性の高い成分が増加している理由は十分には説明出来ない。

次にモンモリロナイト粘土とカオリン粘土との間の成分変化を見ると、 Al_2O_3 と TiO_2 以外の成分はすべて著しく減少している。 Al_2O_3 は pH 4-6 の領域では極めて安定であるから、このような組成変化は弱酸性の熱水溶液の作用によって生じたと考えられる。またカオリン帯、珪質カオリン帯に少量ながら明ばん石が広く含まれていることから見て、熱水溶液は硫酸酸性のものであったと推定される。ただこの場合も TiO_2 の著しい増加が問題になる。これだけの少ない分析例で成分の増減を云々するのは危険ではあるが、試料の採取位置が角礫帯に近いこと、見掛け比重が2.50で変質岩としてはやや大きいことなどから、変質作用及びその後の変動に伴い粘土が圧密された可能性もあると思われる。

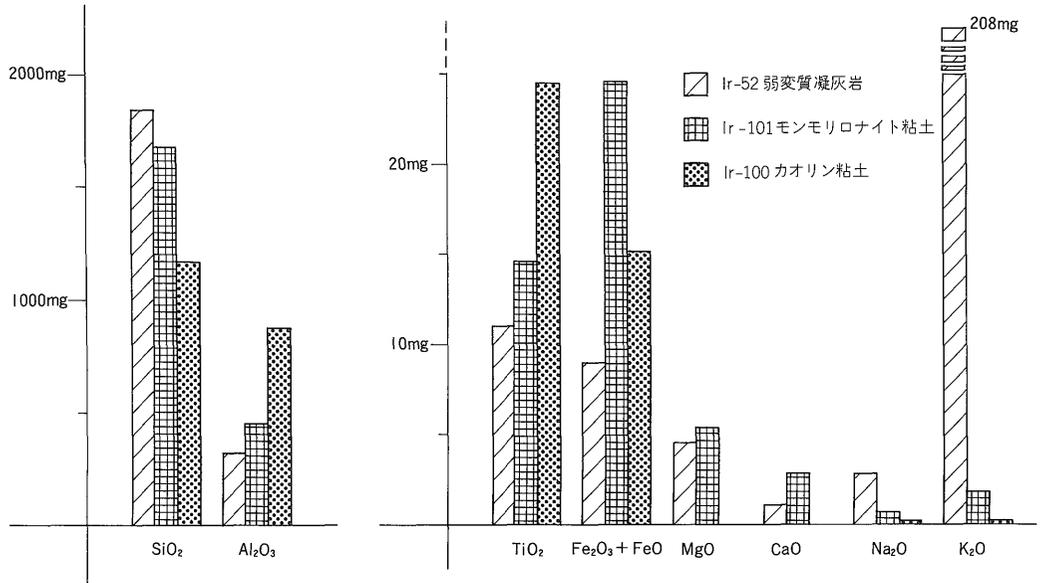
第2表 代表的変質岩の化学組成

試料 番号 試料名 主成分鉱物	Ir-52 弱変質凝灰岩 Qz, Fel, (Pyr).	Ir-101 モンモリロナイト粘土 Mont, Qz.	Ir-100 カオリン粘土 Kaol, Dick, (Qz, Ana)	Ir-104B 珪質カオリン Kaol, Opal.
SiO_2	72.24	72.07	46.76	65.02
TiO_2	0.43	0.63	0.98	0.62
Al_2O_3	12.60	19.25	34.96	23.23
Fe_2O_3	0.35	1.06	0.53	1.70
FeO	0.00	0.00	0.07	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.18	0.23	0.00	0.00
CaO	0.03	0.12	0.00	0.03
Na_2O	0.11	0.03	0.01	0.02
K_2O	8.11	0.65	0.01	0.01
P_2O_5	0.07	0.05	0.03	0.02
ZrO_2	0.02	0.03	0.04	0.03
C	0.01	0.01	0.02	0.01
S	1.98	0.02	1.10	0.03
Fe (pyrite)	1.72		0.96	
$\text{H}_2\text{O}+$	1.64	5.83	14.08	9.08
Total	99.49	99.98	99.55	99.80
見掛け比重	2.56	2.33	2.50	2.49

注1) $105 \pm 5^\circ\text{C}$ で3時間乾燥した試料について分析した。

2) Kaol: カオリナイト, Dick: ディッカイト, Qz: 石英, Fel: 長石, Mont: モンモリロナイト, Pyr: 黄鉄鉱, Ana: アナターズ。

化学分析: 藤貫 正, 比重測定: 月村勝宏



第12図 凝灰岩源変質岩の単位容積(1 cc)中の成分量の比較

第3表 入来温泉水質分析表

泉質：含重曹弱食塩水
 泉温：57℃ (気温21℃), pH: 7.1 (実験室での測定値: 7.4)

成分	mg/l	m当量/l	当量%
〔陽イオン〕			
K ⁺	79.83	2.042	4.67
Na ⁺	781.4	33.98	77.74
Ca ²⁺	136.2	6.794	15.54
Mg ²⁺	10.28	0.845	1.93
Fe ²⁺	1.008	0.0361	0.08
Al ³⁺	0.1645	0.0183	0.04
小計	1009	43.72	100
〔陰イオン〕			
Cl ⁻	1072	30.23	67.06
SO ₄ ²⁻	226.7	4.719	10.47
HCO ₃ ⁻	616.9	10.11	22.43
CO ₃ ²⁻	0.4561	0.0152	0.03
HSiO ₃ ⁻	0.4162	0.0054	0.01
小計	1916	45.08	100
H ₂ SiO ₃	168.1	2.153	
CO ₂	118.7	2.698	
HAsO ₂	1.014		
蒸発残留物	2757		

分析：鹿児島県公害衛生研究所
 分析年月日：昭和50年7月10日

7. 金鉱化作用との関係

木下(1973)によれば、旧入来鉱山で主に稼行されたのは国分層群中の浅熱水性含金銀石英脈(山下鍾)で、ほぼEWに走り、80°Nに傾斜する6条の平行脈からなっている。これらの鉱脈は何れも脈幅3-30cmで、白色結晶質石英と玉髓質石英からなる。金銀は硫化鉱が縞状または不規則に鉱染する部分に多く、品位は上鉱でAu 14g/t, Ag 65g/t内外であった。また山下鍾の北東に銀鍾と呼ばれた径1.5×4mのパイプ状の鉱床があり、塊状あるいは角礫状のテルル性の銀鉱を産出した。

現在のカオリン採掘場は旧入来鉱山の南西端に当たるが、カオリン鉱床のなかで金鉱化作用との関係で特に注目されたのは、珪化帯及び角礫帯である。そこで各種の珪化岩試料について金銀を含む微量成分の分析を実施した。その結果を第4-1表に示す。

これによると、Cu, Pb及びZnはすべての試料に含まれているが、角礫帯中の珪化岩に特に多い傾向が認められる。しかしAu, Ag含有量は何れも無視出来る程度であり、ただ一つIR-151Bから0.26g/tの金が検出されたに過ぎない。この試料は角礫帯が珪化を受けた部分から採取したもので、細粒・緻密で、微細なカオリン質粘土粒を多く含んでいる。玉髓の珪化岩を囲むように発達しており、恐らく角礫帯形成後の熱水作用で玉髓質の珪化岩礫を交代して生成されたと推定される。

第4-1表 珪化岩の微量成分

No.	試料の特徴	Au(ppb)	Ag(ppm)	Cu(ppm)	Pb(ppm)	Zn(ppm)
IR-16 B	暗灰色, 脈状	9	—	7	45	130
20 A	角礫帯中の珪化部	11	—	24	22	40
47	粗粒角礫質	*	0.4	52	1	55
48	同	*	—	16	9	110
77	角礫帯中の珪化部	20	—	23	15	295
151 B	同弱珪化部, 細粒	260	—	18	450	195
152	角礫帯中の珪化部	3	0.3	11	180	103
153	層状珪化岩玉髓質	14	—	6	128	18
158	角礫帯中の珪化部	3	—	39	510	8

注1) CHEMEX社の放射化分析による
 2) * : <1ppb, — : <0.1 ppm
 3) IR-151Bの採取場所は第11図に示す

第4-2表 珪化岩, 浮選黄鉄鉱中の微量成分(ppm)

No.	試料名	Au	Ag	Cu	Pb	Zn
IR-161	角礫帯中の弱珪化部, 細粒	1.0	22.6	19	36	664
IR-171	浮選黄鉄鉱	n.d.	2.7	328	106	750

注1) 分析: 青木 正博(ICPによる)
 2) IR-161の採取場所は第11図に示す

そこで確認のために更に同様の試料を採取し, 浮選により回収した黄鉄鉱と共にICPによる分析を実施した。その結果, このタイプの珪化岩には, Au 1.0 g/t, Ag 22.6 g/tという有意の量の金銀が含まれていることが明らかになった。なお回収された黄鉄鉱には金銀は少ないが, 銅, 亜鉛などが濃集している(第4-2表)。

この結果, 入来カオリン鉱床には, 僅かではあるが金鉱化作用の痕跡が認められ, その時期はカオリン化作用を含む一連の熱水変質作用の最末期であると推定された。

8. カオリン鉱床の形成過程に関する考察

これまでに行った調査・研究に基づいて, カオリン鉱床の形成過程について考察した結果を, 第13図にとりまとめて示した。以下, その内容について述べる。

鉱床が形成されたのは, 蘭傘田火山の初期の活動にかかる凝灰角礫岩が流出・堆積した後である。これはカオリン鉱床が, 下位の国分層群の中だけでなく, これを覆う蘭傘田火山の安山岩質集塊岩(凝灰角礫岩の一部)中にも発達していることによって裏付けられる。

この地域では少なくとも2回にわたって熱水変質作用があったと考えられる。最初に, 中性-弱アルカル性で比較的低温の熱水による広域的な変質作用があり, これにより蘭傘田火山の凝灰角礫岩は広範囲にわたってモン

モリロナイト化された。カオリン鉱床は, その後に局部的に起こった硫酸酸性の熱水変質作用により形成されたと推定される。

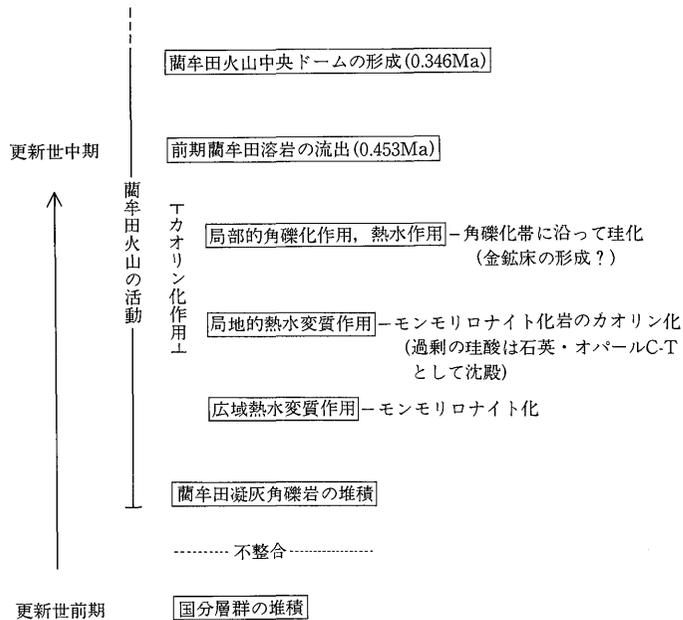
カオリン鉱床の形成に関与した熱水作用の中心は, 数箇所に分かれて存在し, 層状・漏斗状などの部分を含む不規則な形状の鉱床を形成した。ディッカイトの分布から見て, 熱水変質作用の中心は, 不規則に珪化帯が発達する一帯であったと推定される。

変質鉱物のなかで, 特にカオリン鉱物とモンモリロナイトの共生が多く見られる事, 走査電子顕微鏡により, モンモリロナイト様の組織の外観を残しながら, オパールC-Tやカオリン鉱物が生成されている状況が観察された事などから見て, 一旦モンモリロナイト化された変質岩が再変質されてカオリン化された可能性が大きい。

モンモリロナイトのカオリン化に伴い, 溶脱された過剰の珪酸が, 温度その他の変化に応じて石英あるいはオパールC-Tとして沈澱し, 珪化帯及び珪質カオリン帯を形成した。

最後に珪化帯の発達する付近で, 局所的な角礫化作用が起こり, 角礫帯に沿って熱水が上昇した。一部の珪化岩はこの時期に生成された。金鉱化作用が起こったのも同じ時期である可能性が高い。

蘭傘田溶岩のK-Ar年代測定の結果から, カオリン化作用及び金鉱化作用の時期は, 45.3万年前より以前で



第13図 入来カオリン鉱床の形成過程概念図

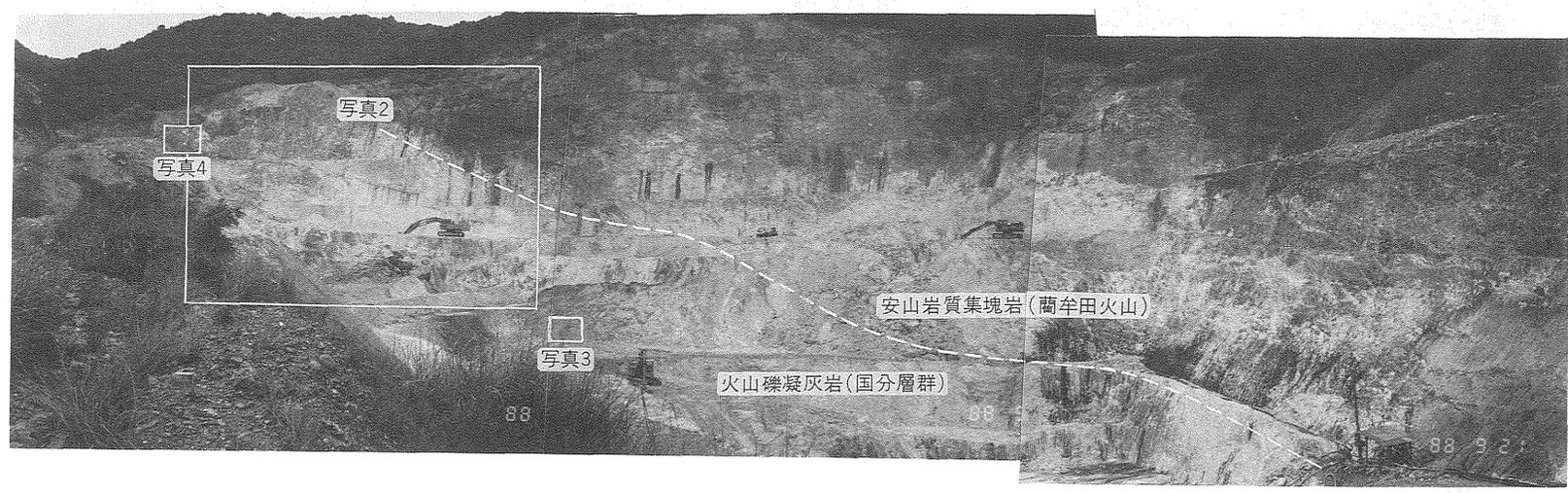
あるとしても、それにかなり近いと考えられる。これは従来報告された北薩地域の金鉱化作用の時期の中では最も若いものである。

文 献

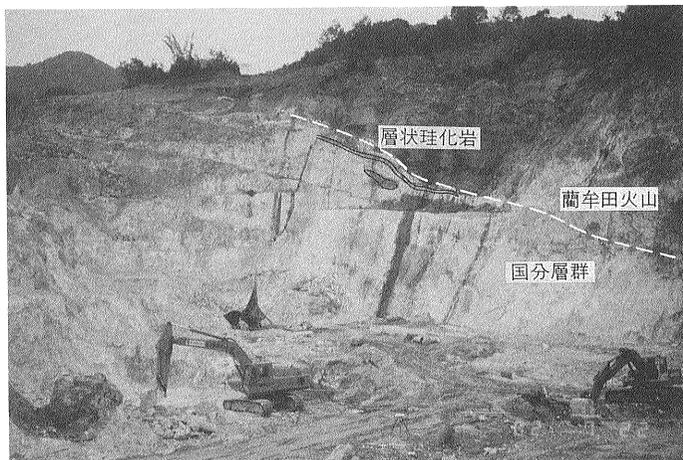
- BRINDLEY, G. W. and BROWN, G. ed. (1980) Crystal Structure of Clay Minerals and their X-ray Identification. *Miner. Soc. London*, 475 p.
- FLÖRKE, O. W., HOLLMANN, R., von RAD, U. and RÖSCH, H. (1976) Intergrowth and twinning in opal C-T lepisphere. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 58, p. 235-242.
- 藤井紀之・月村勝宏・JULIO, J. M. (1982) 鹿児島県入来カオリン鉱床の産状. 三鉱学会昭和57年秋季年会講演要旨集, p. 25.
- (1983) 鹿児島県入来カオリンの産状と組成について—第2報—. 第27回粘土科学討論会講演要旨集, p. 31.
- 林 正雄(1986) 地熱地帯の粘土鉱物と産状. 鉱物雑, vol. 17, 特別号, p. 9-16.
- HINCKLEY, D. N. (1963) Variability in "crystallinity" values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina. *Clays and Clay Minerals*, 11th Conf., Pergamon Press, N.Y., p. 229-235.
- JONES, J. B. and SEGNET, E. R. (1971) The nature of opal. *Jour. Geol. Soc. Australia*, vol. 18, p. 57-68.
- KANO, K. (1988) Local transformation of diatomite to porcelanite. (Manuscript) 11p.
- 加藤忠蔵(1961) モンモリロナイドのD.T.A.高温ピークと同形置換陽イオンとの関係. 粘土科学の進歩—(3), 技報堂, p. 13-20.
- 木下亀城編(1973) 日本地方産産誌(九州地方). 朝倉書店, p. 185-186.
- 松本哲一・藤井紀之(1989) 鹿児島県蘭牟田溶岩のK-Ar年代—特に入来カオリン鉱床の生成時期と関連して. 岩鉱(投稿中).
- 長沢敬之助(1987) カオリン質粘土の鉱床学. 粘土科学, vol. 27, p. 53-61.
- 野元堅一郎(1967) 入来カオリンについて. セラミックス, vol. 2, p. 972-976.
- 太田良平(1971) 川内地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図編), 地質調査所. 28p.
- 武司秀夫・宇野泰章(1974) カオリン—モンモリロ

- ナイト混合層鉍物の生成. 鉍物雑, vol. 11, 特-1, p. 162-168.
- 通商産業省資源エネルギー庁(1978) 昭和52年度広域調査報告書, 北薩地域. 28p.
- (1979) 昭和53年度広域調査報告書, 北薩地域. 92p.
- (1983) 昭和57年度広域調査報告書, 北薩地域. 65p.
- 浦島幸世・池田富男(1987) 布計, 大口, 菱刈, 黒仁田, 花籠各鉍床の氷長石の K-Ar 年代. 鉍山地質, vol. 37, p. 205-213.
- WISE, S. W. and WEAVER, F. M. (1974) Characterization of oceanic sediments. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* vol. 1, p. 301-326.

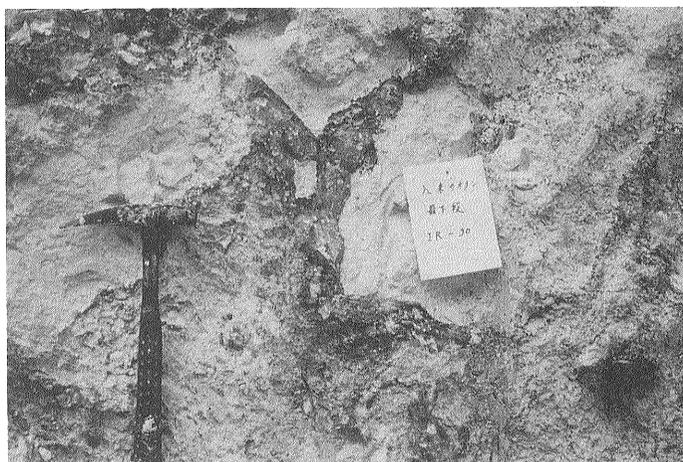
(受付: 1989年3月17日; 受理: 1989年4月24日)



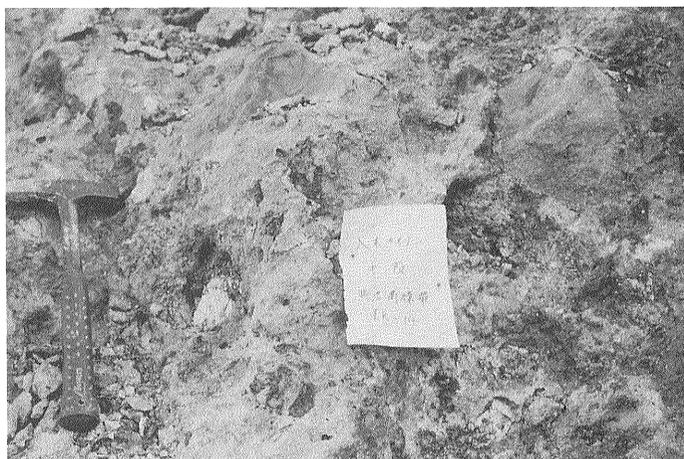
入来カオリン採掘場全景
点線は、変質岩の組織から判定した安山岩と凝灰岩の境界を示す
四角の枠は写真2, 3, 4の大よその位置を示す



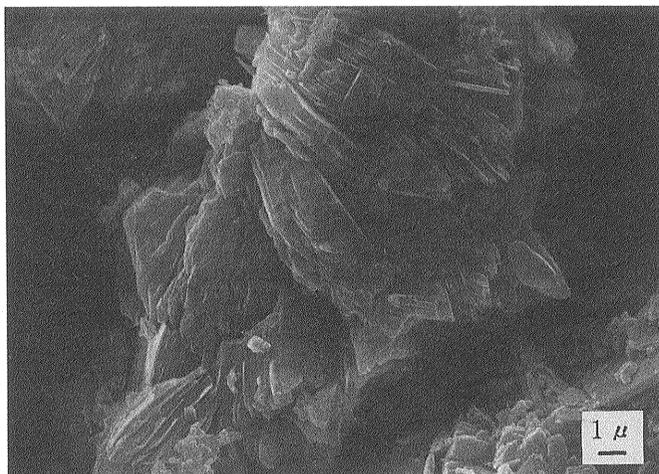
1. 層状珪化岩の賦存状況 (写真2)



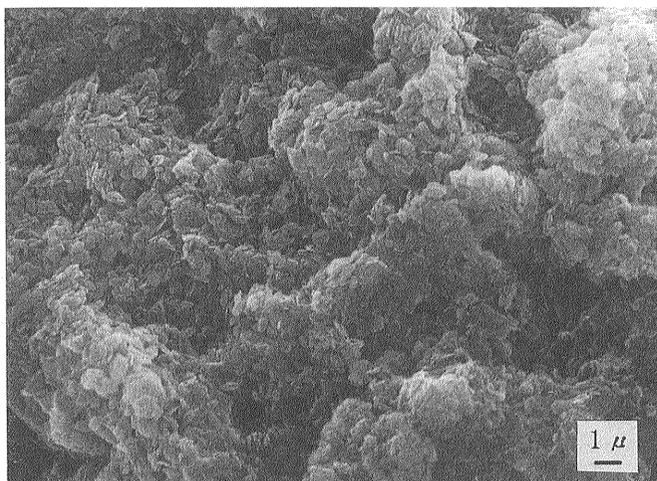
2. カオリン帯の中に不規則に産出する珪化岩 (写真3)



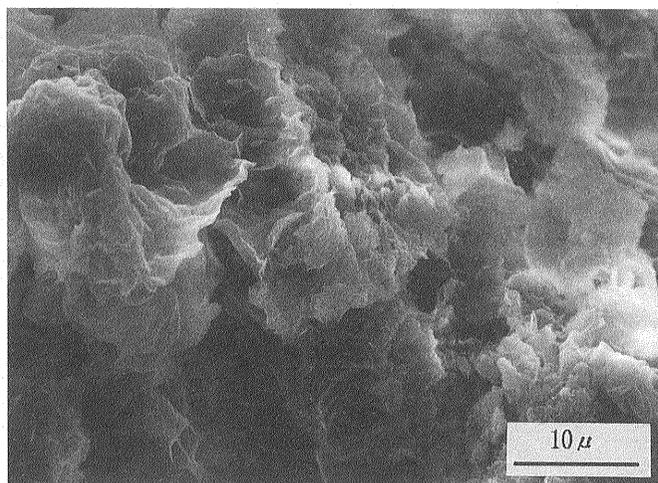
3. 珪化岩, カオリン化岩等の変質岩の破片を含む角礫帯 (写真4)



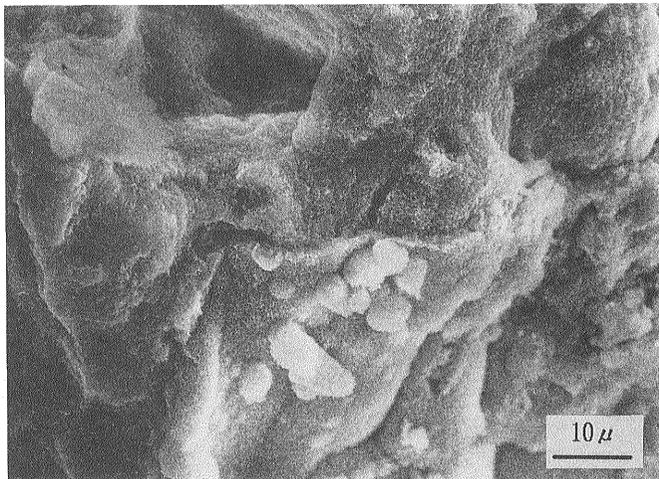
1. 走査電子顕微鏡写真 ディッカイト (IR-30C)



2. 走査電子顕微鏡写真 カオリナイト (IR-100)



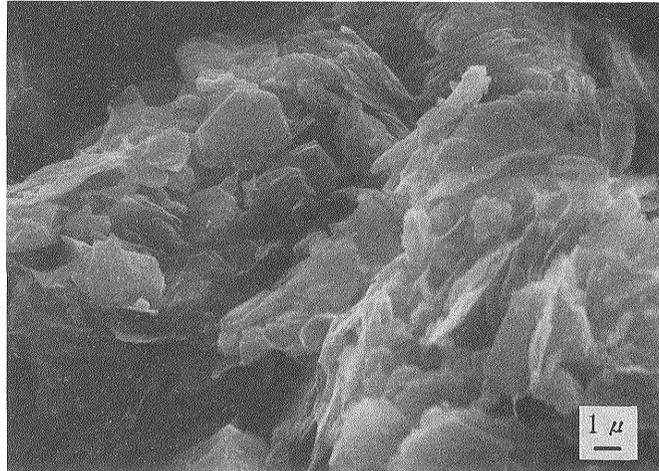
3. 走査電子顕微鏡写真 モンモリロナイト (IR-101)



1. 走査電子顕微鏡写真 モンモロロナイト類似の外観を示すが、内部はオパールC-Tの微晶からなる(IR-104B)。



2. 走査電子顕微鏡写真 1.を拡大したもの、オパールC-TのLepisphereが生成されている。



3. 走査電子顕微鏡写真 ディッカイト(IR-79A). 全体の外観はモンモロロナイトに似ている。