

石材としての阿蘇溶結凝灰岩

熊大・教育 渡 辺 一 徳

I はじめに

阿蘇溶結凝灰岩は、阿蘇カルデラの内側の位置から噴出し、阿蘇カルデラ形成をもたらした火砕流堆積物が溶結して生じた岩石の通称である。阿蘇溶結凝灰岩は中部九州では“灰石”と呼ばれ、間知石、墓石、橋の材料、水路、石燈籠、古墳時代の石棺材などの石材として古くから広く利用されてきた。この石材は、量こそ少なくなったものの今日でも石燈籠などの装飾用に利用されている。

筆者は、最近、大阪府藤井寺市にあり、阿蘇溶結凝灰岩製ではないとされている石棺を観察したが、それは阿蘇溶結凝灰岩ではないかとの疑問を持った。畿内の石棺材の同定では、火砕流堆積物に関する知識が十分でなかったために生じたと考えられる混乱が見受け

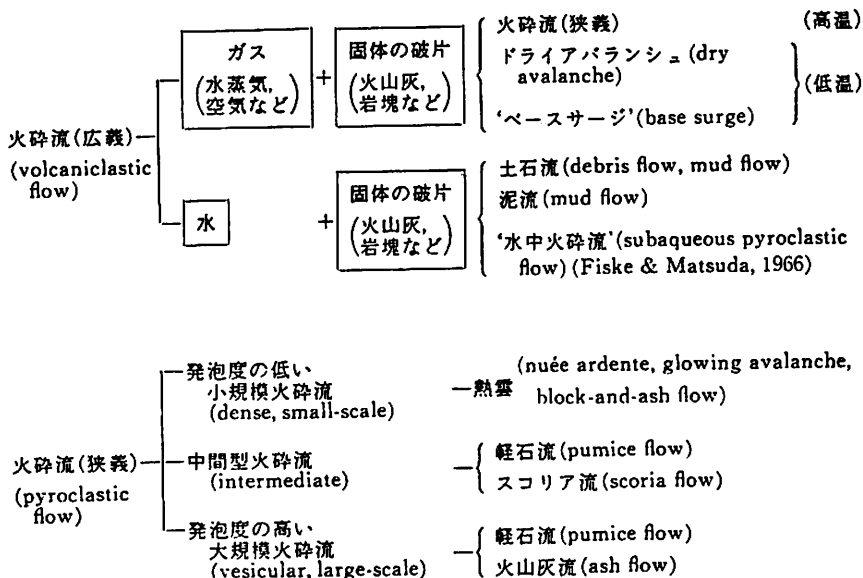
られる。さらに、地学研究者のアドバイスがその原因の一つになっていることを知った。そこで同様な疑問を持っていた宇土市教育委員会の高木恭二氏と共同で石棺材の載岩石学的検討を行ない、誤りを明らかにした(高木・渡辺;渡辺・高木、印刷中)。

以上の様な経緯の中で、筆者は、改めて火砕流堆積物としての阿蘇溶結凝灰岩の性質について紹介する必要を感じ、本稿を書いた。

II 火砕流と溶結凝灰岩

火砕流の一般的な分類については、荒牧(1979)によって示され、それは一般に認められている(表-1)。それによれば、火砕流とは“火山灰や火山弾・火山岩塊などが一団となって高速度で斜面を流下する現象”をい

表-1 火砕流の分類(上は広義、下に狭義)(荒牧、1979)



う（図-1）。表-1に示すように広義の火砕流には流体が水である乱流も含むが、実際には高温のガスと粉体の混合物の乱流を狭義の火砕流と定義し、火砕流という語は狭義のものに限って使うのが望ましい（荒牧、1979）。

阿蘇火砕流は、勿論、狭義の火砕流の大規模火砕流に属する。そこで、以下には高温の火砕流堆積物について述べる。

火砕流堆積物は一般に、軽石、またはスコリア、ガラス火山灰および石質岩片からなる無層理の堆積物である。軽石、スコリア、ガラス火山灰は液状のマグマの破片であり（図-2）石質岩片は噴火当時火口付近や地下ですでに固結していた岩石片である。それらを

区別するために、前者をとくに本質物質と呼ぶ。火砕流堆積物は堆積時に低温であれば一般にシラス状の未団結の堆積物をつくるが、堆積した後も高温を保っていた部分は溶結凝灰岩と呼ばれる特徴のある岩石をつくる（図-3）。

溶結とは、ガラス細工で高温のガラスどうしがくっつき合うのと同じ現象である。溶結凝灰岩は、軽石、スコリア、ガラス火山灰などの構成物が高温でしかも粘性を保った状態で堆積し、くっつき合って生じた岩石である。構成物のうち比較的大型の軽石やスコリアは高温と自重の為に扁平化して円盤状になり、断面がしばしば扁平なレンズ状に見えるので、

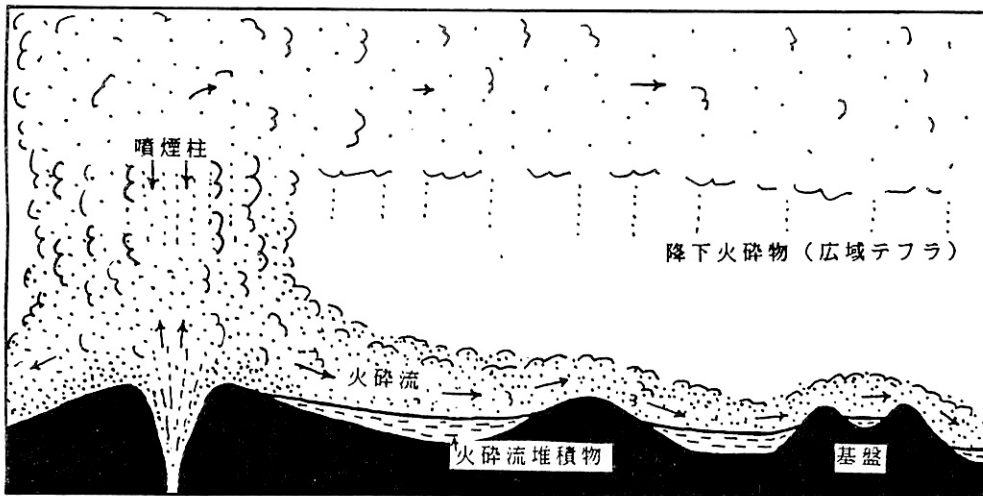


図-1 大規模火砕流噴火の概念図



図-2 顕微鏡下の火山ガラス
(久野、1976)

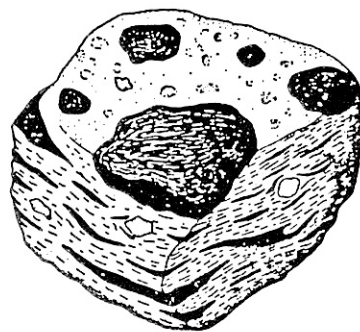


図-3 阿蘇火山産溶結凝灰岩の構造
(久野、1976)

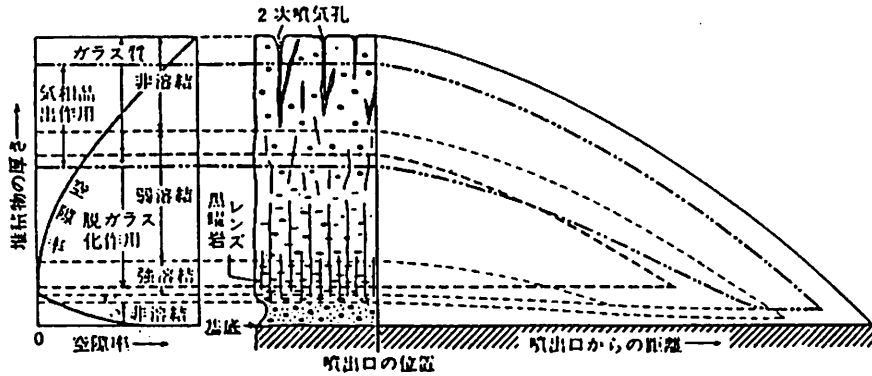


図-4 火砕流堆積物に見られる累帯構造(荒牧、1979)

それらは本質レンズと呼ばれている。火山灰は細粒であるため肉眼では均一に見えるため、そのような部分を一般に基質またはマトリックスと呼ぶ。石質岩片は変形することなく、角礫としてマトリックス中に含まれている(図-3)。以上のような性質から、溶結凝灰岩の本質レンズおよびガラス火山灰は、その噴火のマグマそのものの性質を示し、石質岩片は、噴出地点およびその地下にあった岩石の情報を与える。ただし、石質岩片には火砕流が流走中に地表から取り込んだ岩石が含まれることがある(今井他、1982; 阪口・宇井、1983; 渡辺・横山、1986; 藤本、1989)。

溶結凝灰岩は、その基となる火砕流堆積物の構成粒子の種類、色、量比、粒度組成や、堆積後の溶結度、結晶度などによって、極めて多様な岩相を示す(図-4)。

溶結度は、一般に堆積物の基底から上部に

向かって、基底の非溶結部、下部から中部の強溶結部、上部の非溶結部へと変化する。非溶結部と強溶結部との間には弱溶結部があって、それぞれは漸移している。溶結部には、主に冷却収縮による柱状節理が発達しており(図-5)、柱状節理の幅は弱溶結部で広い傾向がある。非溶結部はシラス状で勿論石材にはならない。溶結部でも溶結度が非常に高く、全体が黒色のガラス質の岩石となっている部分は、脆いために石材には利用されていない。また、弱溶結部は気相晶出作用を受け、岩石全体が多孔質の脆い岩石となっていることがあり、その様な部分も石材には適さない。石材として使用されるのは、ガラス質の弱溶結の部分と、強溶結部のうち基質が脱ガラス化している部分である。前者は、基質が灰〜暗灰色である場合が多く、その中に、レンズ状の黒曜石や、灰〜灰白色の偏平化した軽石

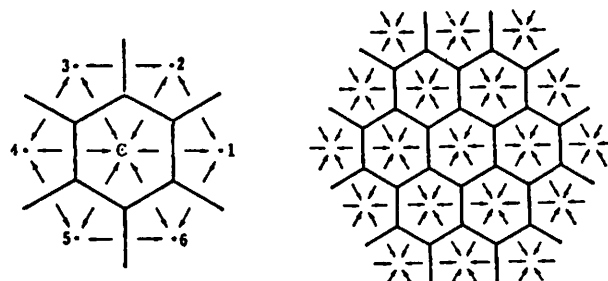


図-5 均一に分布した中心へ向けて収縮が起こったためできた六角形の節理(関、1976)

が見られる溶結凝灰岩である。後者は脱ガラス化作用によって灰色～明灰色となった基質中に黒曜石レンズが目立つ溶結凝灰岩となる。

脱ガラス化とは天然ガラスが、一般に、冷却中に結晶質になる作用で、この作用が進むとガラスは透明度が下がり、遂には微細な結晶の集合体になる。溶結凝灰岩がこの作用を受けると、まず基質が肉眼的に明灰色～白色～ピンク色などを呈するようになる。さらにその作用が進むと黒曜石や軽石のレンズも基質に近い色になり、溶結凝灰岩であることの判定が難しくなる場合がある。流紋岩質のガラスが脱ガラス化作用を受けた場合、クリストバル石、鱗珪石、アルカリ長石などが生じることがわかっている。その様な例として、流紋岩中の球顆構造がよく知られている。

III 阿蘇溶結凝灰岩

阿蘇火砕流は、現在の阿蘇カルデラ形成をもたらした火砕流の総称である。阿蘇火砕流噴火の堆積物は九州中北部はおろか山口県に及び、堆積物の量は侵食をまぬがれて現在残

っているだけでも、175 Km³に及ぶ（小野・渡辺、1983、1985）（図-6）。それらの堆積物のうち旧地形の谷を埋積し、堆積物が厚い部分は溶結凝灰岩となっていることが多い。有名な臼杵の石仏や高千穂峡谷はこの種の岩石でできている。なお、図-6に示す分布のうち、福岡県中北部、佐賀県、山口県、宮崎平野のものは殆ど非溶結で石材にはならない。

阿蘇火砕流の噴火は約30万年～7万年前までに、数万年づつ隔てて4回あり、それらは古い順に Aso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4 火砕流と呼ばれ、それらの堆積物は Aso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4 火砕流堆積物と呼ばれている（小野・渡辺、1983、1985；小野他、1977；渡辺・小野、1969；Watanabe, 1978、1979）。それぞれが岩石学的特徴をもっており、Aso-1などの語は各々を指す固有の記号として使われている。

渡辺・小野らの一連の論文のほかにも阿蘇火砕流を区分した報文はいくつかあるが、その区分の基準は必ずしも明らかではないので、今日ではほとんど用いられていない。

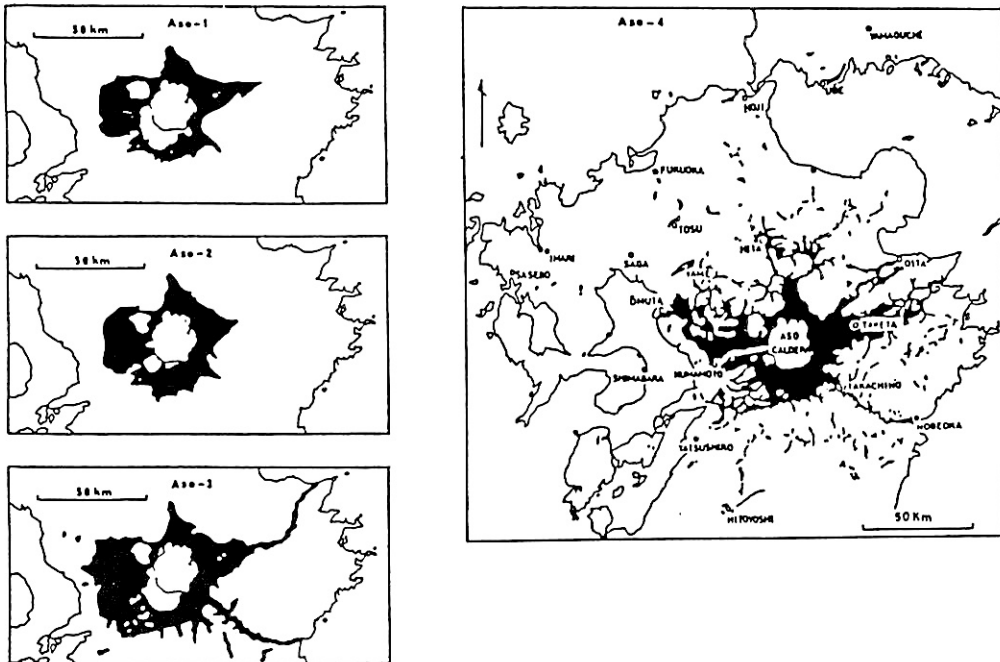


図-6 阿蘇火砕流堆積物の分布（小野・渡辺、1983）

本報では、岩石名の用語として、「阿蘇火砕流堆積物」は「阿蘇火砕流堆積物全体」を、「阿蘇溶結凝灰岩」は「阿蘇火砕流堆積物の溶結部」を、それぞれ示す語として、適宜使用する。

石材として用いられている阿蘇溶結凝灰岩は殆どが Aso-4 火砕流堆積物の弱溶結部である。これが石材として多用された理由は、硬さが適当で細工しやすいこと、岩石内に細かい空隙が多いために比較的軽いこと、柱状節理が発達しており径数 m ～ 数十 cm の多角形の大型の原石が得やすいこと、などが考えられる。

現在も熊本県各地、例えば菊池川流域、緑川流域、氷川流域、天草の五和町、福岡県、筑後川上流域、大分県国東半島などでは阿蘇溶結凝灰岩が、石材として盛んに切り出され、石燈籠などに加工されている。このように現在も採掘されているのは、阿蘇カルデラからかなり離れた地域であり、石材として適当な弱溶結部の発達している地域と大まかに対応している。

IV 火砕流堆積物の同定

冒頭で述べたように、古墳の石棺材の同定に関しては、これまでに多くの論文が公表されている。しかしながら、その根拠は、たんに、岩石の色が似ている。外見が類似するの

ような比較的感覚的なものから、鉱物組合せ、ガラスの屈折率、粉末 X 線回折像の違いなど、岩石学的根拠の示されているものなどさまざまである。その中には後述するように、科学的な手法である粉末 X 線回折像が阿蘇溶結凝灰岩を全く別の岩石と判断する根拠に誤用されている例がある（間壁・間壁、1974 a、1974 b；間壁他、1976）。

溶結凝灰岩は、先に述べたとおり非常に多様な岩相を示すため、その識別と同定は、かなりの経験者にも難しいことが少なくない。

一般に火砕流堆積物の同定には、分布、野外での上下関係、肉眼的・顕微鏡的岩相、鉱物組成、鉱物やガラスの化学組成および光学的特性などによるさまざまな方法を、総合的に考慮して判断しなければならない。

ここでは、石材として多用されている Aso-4 火砕流堆積物の溶結凝灰岩について、肉眼的・顕微鏡的岩相、鉱物組合せと量比、斜方輝石とガラスの屈折率、粉末 X 線回折像について述べる。

なお、岩石名として溶結凝灰岩に、流紋岩質、安山岩質などの岩質を示す形容詞が附されていることがあるが、その区分は岩石中の主成分である無水珪酸 (SiO_2) の量を全く人

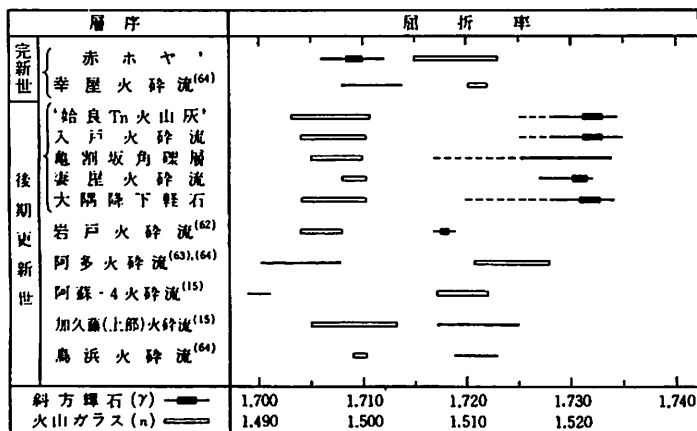


図-7 南九州の代表的テフラ中の斜方輝石と火山ガラスの屈折率特性。(レンジと一部はモードを示す) (町田・新井、1976)

為的な基準で区分したものであるので、その境界付近の岩石については分類の基準が変われば名称も変わる。例えば、石棺材として使

用されている Aso-4 火砕流の溶結凝灰岩の多くはまさに安山岩質と流紋岩質の境界付近の岩石であり、小野・渡辺（1983、1985）、

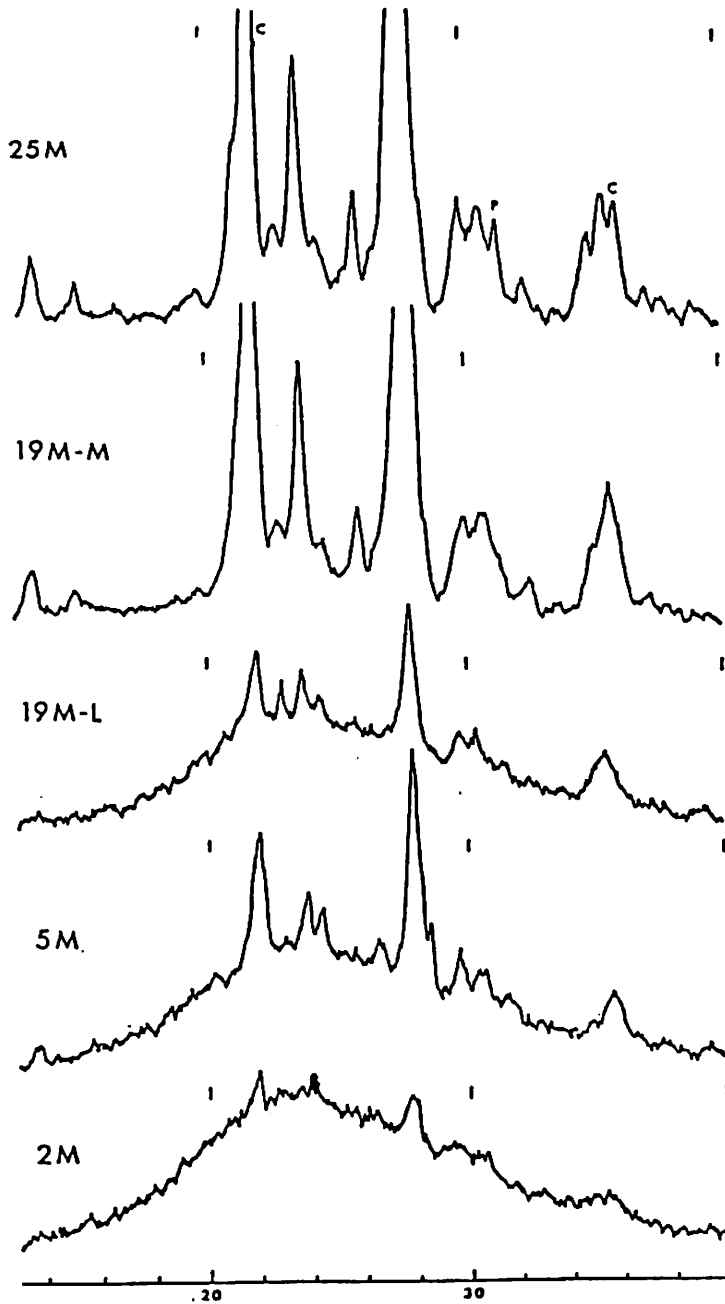


図-8 Aso-4 火砕流堆積物の同一露頭の粉末 X 線回折像（各試料は出来るだけ斑晶鉱物を除いてある。2 M、5 M、25M は全岩、19M-L はガラス質レンズ、19M-M はマトリックス。C：クリストバライト、P：斜長石（斑晶の残り）（その他はサニディン）（岩崎・小野、1967）

小野他(1977) Watanabe(1979)などは流紋岩質として取り扱っている。

i) 肉眼的・顕微鏡的岩相

一般的な阿蘇溶結凝灰岩の最も目だった肉眼的特徴は堆積物のほとんどが流紋岩質である(安山岩質もある)にもかかわらず、灰～暗灰色を呈する、すなわち“黒い”ことであろう。

鉱物組合せの判定は、岩石を鉱物が見やすい粒度に粉碎し、ガラスを必要としない場合は、水樋して双眼実体顕微鏡下で行なう。最近では、偏光装置付きの双眼実体顕微鏡が比較的安価に出回っており、鉱物の判定に大変便利である。厳密な意味での鉱物組合せは、本質物質である軽石や黒曜石レンズ中のもの、いわゆる本来の斑晶に限って議論すべきである。溶結凝灰岩は、前にも述べたように、石質岩片やそれらの細粉等が混じった不均質の岩石であるので、捕獲結晶か否かの判定にはとくに注意すべきである。例えば、Aso-4の溶結凝灰岩の斑晶鉱物は斜長石と角閃石、斜方輝石、不透明鉱物、および少量の単斜輝石、斑晶の総量は数%以下である(Watanabe, 1979)。

薄片の顕微鏡観察のためには、溶結凝灰岩の葉理面(堆積面)に垂直な薄片を使用するがよい。もし、サンプル量がきわめて少ない場合は粉末を封入した薄片を作れば目的をある程度達することが出来る。ガラス質の岩石ではマトリックスには溶結凝灰岩の特徴であるガラス片が偏平化した構造(Vitroclastic texture)が認められる。しかし、結晶化がすすむにつれて、ガラス片はやや結晶化し、微細結晶による複屈折が認められるようになり、ついには溶結凝灰岩の構造が失われてしまう。

ii) ガラスと斜方輝石の屈折率

火山噴出物の対比には鉱物組成のみでなく、斜方輝石と火山ガラスの屈折率特性が有効であることは、よく知られている(町田・新井、1976など)(図-7)。Aso-4の溶結凝灰岩についても、これらの屈折率特性は大変有効

である。屈折率測定では浸液の調整や測定技術によるのみならず、測定する鉱物粒の選り方、火山ガラスの水和の程度、微細結晶の晶出による影響(小野晃司氏の教示)など、による測定結果のバラ付きがおこる場合があり注意を要する。

iii) 粉末X線回折像

前に述べたように、粉末X線回折像のちがいを岩石同定のきめてとしている場合がある。粉末X線回折像は、本来、鉱物が数%以上含まれその組合せが異なる場合は鋭敏にその違いを反映する。しかし、ガラス質の岩石に応用する場合には、注意を要する。火山ガラスは、珪酸塩溶融体の過冷却状態で、不安定なので時間の経過と共に結晶化する。その速度は常温では非常に遅く、高温では速い。したがって、ゆっくり冷えて結晶化する温度を通過する時間が長ければ、その間に微細な結晶の集合体に変化する。このような現象は、岩崎・小野(1967)によってAso-4の溶結凝灰岩などで検討されている。それによると、Aso-4の溶結凝灰岩の厚さ25mの露頭で、異なる高さから採集されたサンプルの粉末X線回折像は、結晶化している部分では脱ガラス化によって、クリストバル石、サニディンが生じている。しかも、脱ガラス化の程度が、基底のガラス質部分とは漸移している(岩崎・小野、1976)(図-8)。この結果は、粉末X線回折像を使って阿蘇溶結凝灰岩を識別することが困難であることを示している。

V おわりに

本稿では、火砕流堆積物としての溶結凝灰岩についておもに阿蘇溶結凝灰岩を例として紹介した。ここで紹介したこと以外にもまだ触れなければならない問題がおおく残っているがそれらについては稿を改める。

なお、紙数の都合で引用文献のリストを省略したことをお詫びする。