

中国浙江省洞廬県の自破碎火山岩・貫入岩

Overview of the autoclastic volcanic-intrusive rock at Tonglu, Zhejiang Province, China

曾 家湖 (ZEN Ja Hu)¹⁾・諏訪 兼位 (SUWA Kanenori)²⁾

1) 南京大学地球科学系

Department of Earth Science, Nanjing University, Nanjing, China

2) 日本福祉大学・名古屋大学名誉教授

Nihon Fukushi University; Professor Emeritus of Nagoya University

Abstract

Autoclastic rock is referred to as a volcanic-intrusive rock produced by superepizonal cryptoplosion. A specific kind of autoclastic volcanic-intrusive rocks has been found in many localities of southeastern China. These rocks are formed in late Jurassic to early Cretaceous. In southeastern China, the occurrence of these autoclastic volcanic-intrusive rock bodies is generally controlled by northeasterly oriented regional faults. Tonglu body is a good example of these rocks, and is distributed along NE direction.

In Tonglu volcanic basin, the rocks of three stages are all exposed owing to a deeper denudation. First stage volcanic rocks: rhyolitic and rhyodacitic volcanic rocks are distributed along the border of basin. Third stage hypabyssal intrusive body represented by aegirine-riebeckite bearing quartz monzonitic porphyry occupies its central part. Between them, Second stage subvolcanic rock with porphyroclastic texture, i.e., the autoclastic adamellite porphyry occurs. These rocks combine together giving a three-fold centripetal structure, and are comagmatic.

In the autoclastic adamellite porphyry, a specific “overgrowth border” around crystallinoclastic orthoclase is often found. Many peralitic quartz grains are mosaiced in orthoclase border. It is called “peralitic border.” The peralitic border is developed not only around crystallinoclastic orthoclase but also around crystallinoclastic plagioclase, quartz and hornblende in the autoclastic adamellite porphyry.

The chemical composition of peralitic border mineral shows intermediate properties between crystallinoclastic mineral and groundmass mineral. The peralitic border is considered to be formed as a reaction rim between crystallinoclast and groundmass under autoclastic environment.

1. 地質のあらまし

浙江省洞廬県は杭州南西約 65km に位置し、大体の経度・緯度は 119.6°E, 29.8°N である。

洞廬県には北東-南西方向に、長さ 60km, 幅 15km の巨大なジュラ紀のカルデラが存在する。

カルデラの内部は自破碎火山岩・貫入岩で満たされており、そこでは 3 種類の岩石が、3 重の求心的な構造を示して分布している。すなわち、第 1 は、カルデラの外縁に沿って分布する流紋岩質および流紋石英安山岩質火山岩である。第 3 は、カルデラの中央部を占める石英モンゾニ岩質斑岩である。この第 1 の火山岩と第 3 の斑岩の間を占めて第 2 の自破碎アダメロ岩質斑岩が分布する。第 1 の火山岩

が第1期の活動の産物であり、第2の斑岩が第2期の活動の産物であり、第3の斑岩が第3期の活動の産物である。

この自破碎火山岩・貫入岩体の周辺部には、オルドビス紀から二畳紀までの堆積岩が広く分布している。砂岩・泥岩・頁岩・礫岩・石灰岩などである。

この自破碎火山岩・貫入岩体については、王・徳滋・周・金城(1986)による岩石学的研究がある。王・周両氏は、第2期の自破碎アダメロ岩質斑岩中の正長石斑晶を取り囲んで、真珠状縁(pearlitic border)が存在することをはじめて記述し、その成因を論じている。

本論文で曾・諏訪両氏は、第2期の自破碎アダメロ岩質斑岩中の真珠状縁は、正長石斑晶の縁部にみられるだけでなく、斜長石斑晶の縁部にもみられ、石英斑晶の縁部にもみられ、さらに角閃石斑晶の縁部にもみられることを明らかにした。

また本論文で曾・諏訪両氏は、第3期の石英モンゾニ岩質斑岩中に、エジル輝石(aegirine)およびエジル普通輝石(aegirine-augite)が存在することを明らかにした。

2. 自破碎アダメロ岩質斑岩の分布

図1に、洞廬県の自破碎火山岩・貫入岩体の岩相分布図を示す。これは王・周(1986)によるものである。第1期の流紋岩質および流紋石英安山岩質火山岩、第2期の自破碎アダメロ岩質斑岩、第3期の石英モンゾニ岩質斑岩の分布が明示されている。これらは、同一マグマ源の岩石である。さらに図1には、実験に使用した試料の採集地点が明示されている。

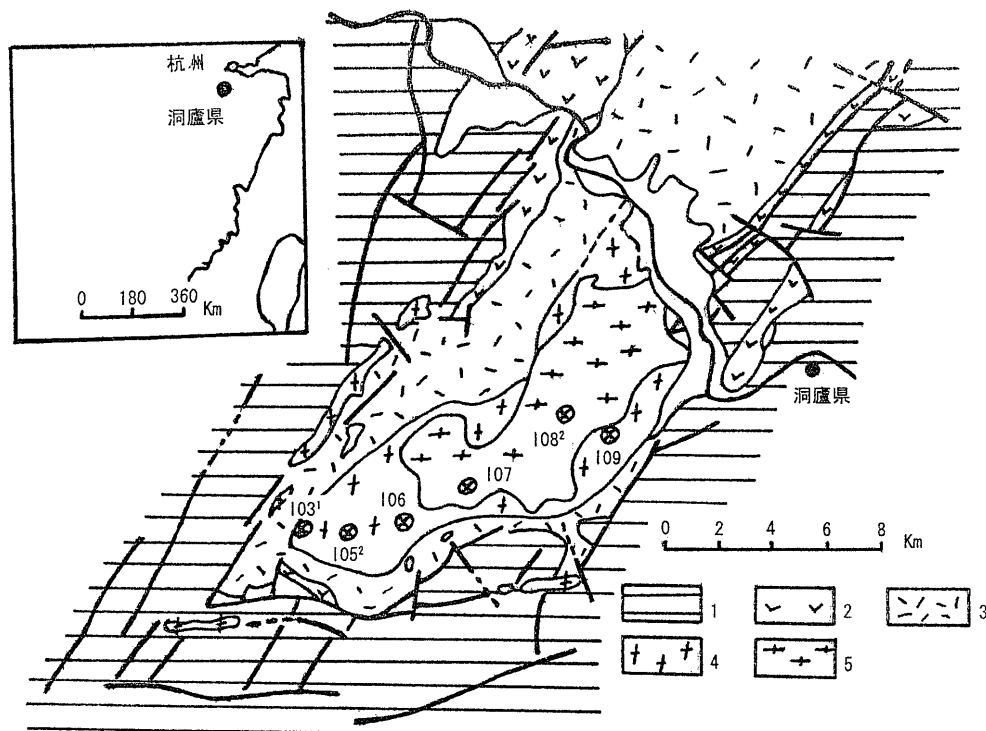


図1. 洞廬県の自破碎火山岩・貫入岩体の岩相分布図(王・周, 1986による)および岩石試料採集地点

1. 先ジュラ紀地層(堆積岩)
2. ジュラ紀前期火山岩-堆積岩(J₃l)
3. ジュラ紀中期火山岩(J₃h)(第1期)
4. 自破碎アダメロ岩質斑岩(J₃²(c))(第2期)
5. 石英モンゾニ岩質斑岩(δ_o(t))(第3期)

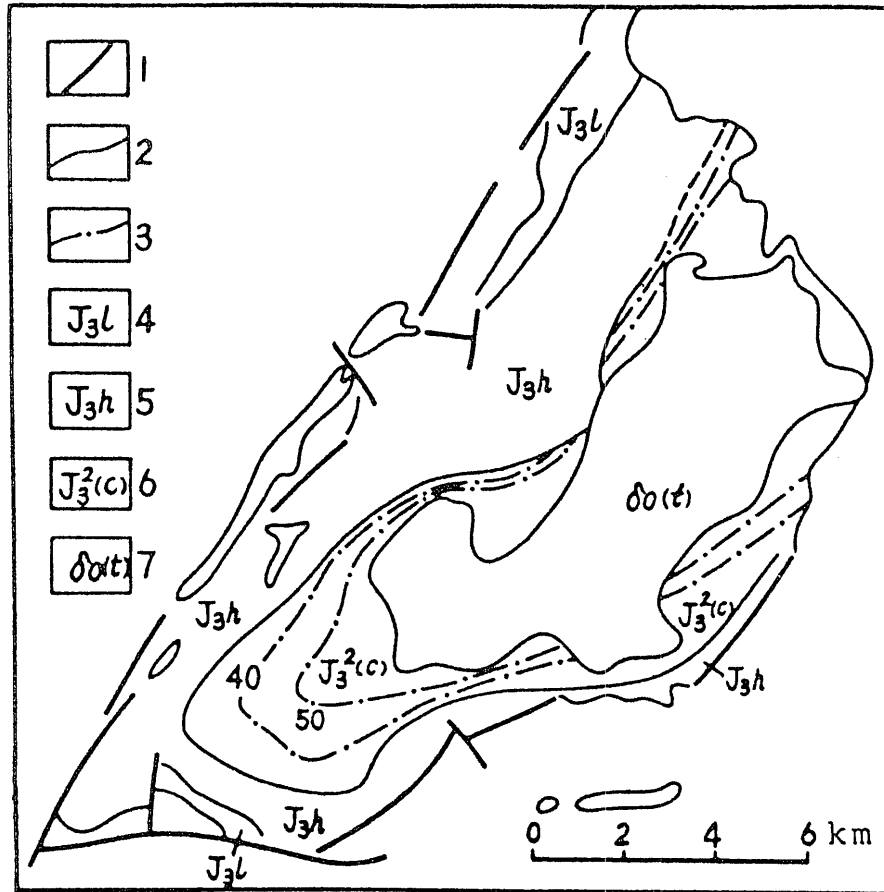


図2. 自破碎アダムロ岩質斑岩中の正長石の光軸角の等値線 (王・周, 1986 による)

1. 断層
2. 地質境界線
3. 光軸角の等値線
4. Laocun 層 (J_{3l})
5. Huangjian 層 (J_{3h}) (第1期)
6. 自破碎アダムロ岩質斑岩 ($J_3^2(c)$) (第2期)
7. 石英モンゾニ岩質斑岩 ($\delta o(t)$) (第3期)

王・周 (1986) は、第2期の自破碎アダムロ岩質斑岩中の正長石斑晶の性状を詳しく調べている。光軸角は $(-)\ 2V=34^\circ - 54^\circ$ であり、三斜度は低い (0.2 - 0.3)。光軸角 $(-)\ 2V=40^\circ$ の等値線と $(-)\ 2V=50^\circ$ の等値線とを、図1 (岩相分布図) に図示すると興味深い結果が出た。これをとくに図2に示す。 $(-)\ 2V=40^\circ$ の等値線の位置は第1期の火山岩に近く、 $(-)\ 2V=50^\circ$ の等値線の位置は第1期の火山岩から遠い。図2に明示されているように、この光軸角等値線の形は、第1期の流紋岩質石英安山岩と第2期の自破碎アダムロ岩質斑岩との境界線の形とよく似ている。第1期の火山岩の分布に近い第2期の斑岩ほど高温で形成され ($(-)\ 2V=40^\circ$)、第1期の火山岩の分布に遠い第2期の斑岩ほど、若干低温で形成され ($(-)\ 2V=50^\circ$) たことを示している。

3. 自破碎アダムロ岩質斑岩の性状

自破碎アダムロ岩質斑岩は主として、正長石、斜長石、石英、黒雲母、普通角閃石よりなる。

自破碎アダムロ岩質斑岩の化学組成は表1に示すとおりである。王・周 (1986) 論文には、同岩8ヶの平均値が示されている。

表1. 自破碎アダメロ岩質斑岩の化学組成 (王・周 (1986) による)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O(+)	Total
67.99	0.46	14.74	0.88	2.68	0.08	0.93	2.31	3.56	4.32	0.15	1.92	100.02

自破碎アダメロ岩質斑岩については、I03¹, I05², I06, I09の4試料について検討した。これら4試料は図1の岩相分布図にも明示したように、I03¹, I05²が第1期の火山岩により近く、より高温で形成されたものであり、I06, I09が第1期の火山岩により遠く、より低温で形成されたものである。

4. 自破碎アダメロ岩質斑岩中の正長石斑晶をとりまく真珠状縁

正長石斑晶の周りには真珠状縁 (pearlitic border) が普遍的に存在する。真珠状縁の幅は、より高温で形成されたと考えられるI03¹では小さく、より低温で形成されたと考えられるI09では大きい。また、真珠状縁のなかに形成される石英の粒径も、斑晶に近いほど小さく、石基に近づくほど大きくなる。さらに、全体として石英の粒径はI03¹では小さく、I09では大きい。

真珠状縁を構成する正長石は、正長石斑晶と同時消光する。すなわち、光学的に同一方位にある。

石基中にも正長石が多産する。石基中の正長石の粒径も、I03¹では小さく、I09では大きい。

写真1 (I03¹)、写真2 (I05²)、写真3 (I06) には、正長石斑晶の周りの典型的な真珠状縁がよく示されている。

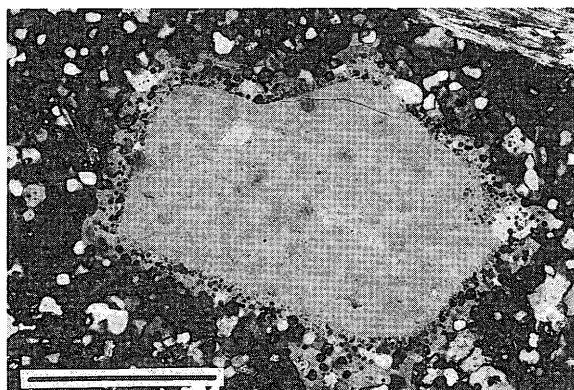


写真1 正長石斑晶と真珠状縁。自破碎アダメロ岩質斑岩 I03¹。直交ニコル。バーの長さ：0.2 mm。

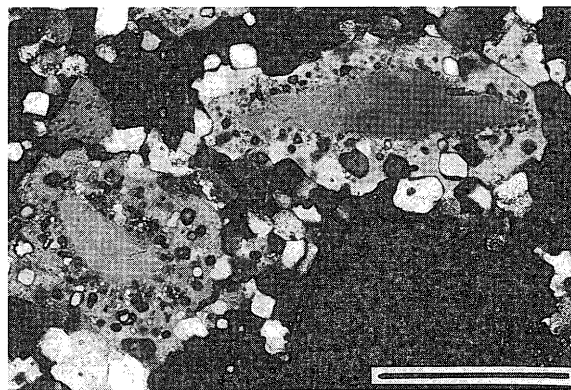


写真2 正長石斑晶と真珠状縁。自破碎アダメロ岩質斑岩 I05²。直交ニコル。バーの長さ：0.2 mm。



写真3 正長石斑晶と真珠状縁。自破碎アダメロ岩質斑岩 I06。直交ニコル。バーの長さ：0.2 mm。

正長石の存在状態によって、その組成が異なる。

I05²の斑晶では大部分はOr 64.1 - 67.6の範囲におちる。

I03¹, I05², I06, I09のすべての正長石で、斑晶の正長石はもっともOr分が少ない。そして、真珠状縁の正長石と石基の正長石とは組成的に類似しており、一般にOr分が多い。

5. 自破碎アダメロ岩質斑岩中の斜長石斑晶をとりまく真珠状縁

斜長石斑晶の周りの真珠状縁 (pearlitic border) は、完全にとりまく場合、部分的にとりまく場合、全く認められない場合など、さまざまな場合がある。

また、真珠状縁を構成する主鉱物が斜長石の場合と正長石の場合とがある。また、斜長石斑晶は累帯構造を示す場合が多いが、累帯構造を示さない場合もある。

I05²の斜長石斑晶の60 - 70%ぐらいは、斜長石の真珠状縁にとりまかれている。その場合、斜長石斑晶の大部分をとりまいている。真珠状縁の幅は大きくなる。

I06の斜長石斑晶の100%近くは、正長石の真珠状縁にとりまかれている。しかも、斜長石斑晶を完全にとりまいている。真珠状縁の幅は大きい。

また、真珠状縁のなかに形成される石英の粒径は、斑晶に近いほど小さく、石基に近づくほど大きくなる。

真珠状縁を構成する斜長石は、斜長石斑晶と同時消光する。

I05²の斜長石斑晶は累帯構造を示すことが多い。斑晶中心部でAn39.5, 斑晶外縁部で27.2の値を示す。I05²の斜長石斑晶も若干のOr成分(平均値Or4.0)を含む。

I05²の斜長石斑晶をとりまく真珠状縁は斜長石が主体を占める。この斜長石はAn24.2からAn15.7の値を示す。この斜長石も若干のOr成分(平均値Or4.7)を含む。

I05²の石基中の斜長石はAn31.2からAn22.3の値を示し、平均値はAn25.2である。この石基斜長石も若干のOr成分(平均値はOr5.4)を含む。

すなわち、I05²では、斑晶のOr4.0, 真珠状縁のOr4.7, 石基のOr5.4と次第に斜長石のOr分が増加している。

写真4 (I05²) に顕微鏡下の様子を示す。

I06の斜長石斑晶で、累帯構造を示さないものを、写真5 (I06) に示す。写真5の正長石の真珠状縁は見事である。

累帯構造を示さない斜長石斑晶 (I06) は、平均値 Ab66.0, An29.3, Or4.7である。

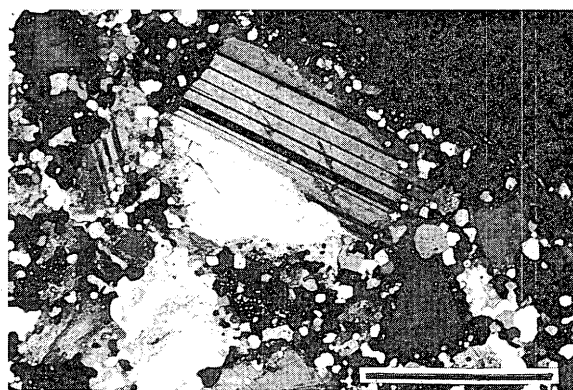


写真4 斜長石斑晶と真珠状縁。自破碎アダメロ岩質斑岩 I05²。直交ニコル。バーの長さ: 0.5 mm。

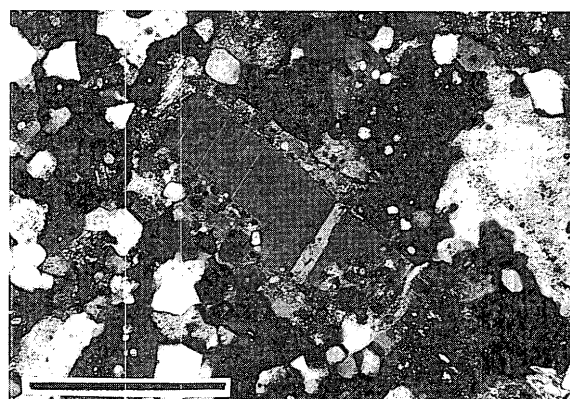


写真5 斜長石斑晶と真珠状縁。自破碎アダメロ岩質斑岩 I06。直交ニコル。バーの長さ: 0.2 mm。

I06の斜長石斑晶をとりまく真珠状縁は正長石が主体を占める。この正長石は平均値Or69.9, Ab29.7, An0.5である。

I06の石基中の斜長石は平均値 Ab66.0, An29.6, Or4.4である。

6. 自破碎アダメロ岩質斑岩中の石英斑晶をとりまく真珠状縁

石英斑晶の周りの真珠状縁(pearlitic border)は、完全にとりまく場合、部分的にとりまく場合、全く認められない場合など、さまざまな場合がある。

真珠状縁を構成する主鉱物は石英である。

真珠状縁(石英主体)の中に包有されている鉱物は、正長石である。この正長石の粒径は、斑晶に近いほど小さく、石基に近づくほど大きくなる。

I09の石英斑晶の周りには石英の真珠状縁が顕著に発達している。しかも、石英斑晶を完全にとりまくこともある。真珠状縁の幅も大きく、包有される正長石の粒径も大きい。

写真6には、I09の石英斑晶と真珠状縁を示してある。

石英斑晶の外縁は、しばしば融食されて湾入している。ことにI09の石英斑晶はよく融食されて丸味を帯びる。写真6(I09)は、このことをよく示している。

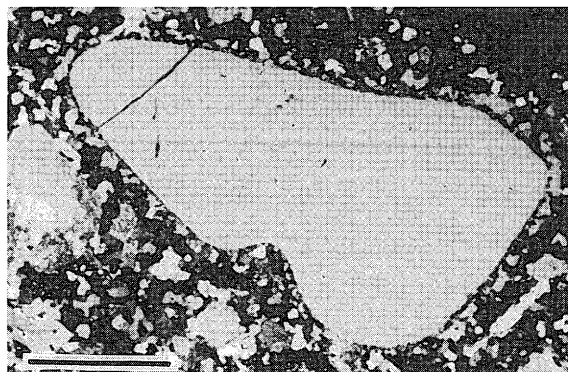


写真6 石英斑晶と真珠状縁。自破碎アダメロ岩質斑岩I09。直交ニコル。バーの長さ：1 mm。

7. 自破碎アダメロ岩質斑岩中の普通角閃石斑晶をとりまく真珠状縁

普通角閃石斑晶の周りにも真珠状縁(pearlitic border)がみられる。真珠状縁を構成する主鉱物は普通角閃石である。この普通角閃石中に正長石、斜長石と石英が包有されている。この正長石、斜長石と石英の粒径は、斑晶に近い部分では細粒であり、石基に近づくほど粗粒となる。

斑晶の普通角閃石と真珠状縁の普通角閃石は同時消光する。

I03¹の真珠状縁を写真7に示すが、黒雲母が形成されている。

I03¹の普通角閃石斑晶の組成は、EPMA分析の結果、フェロエデン角閃石(ferroedenite)である。

ただし、エデン角閃石(edenite)領域の近くに隣接するフェロエデン角閃石である。

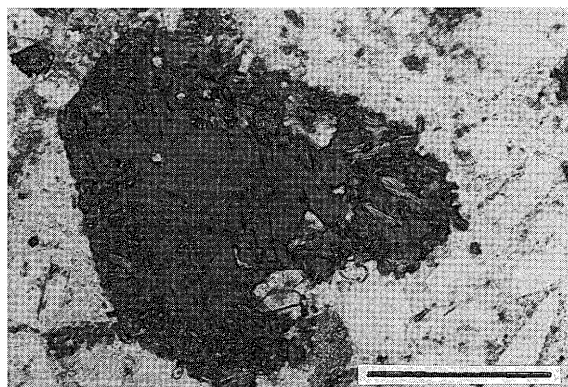


写真7 普通角閃石斑晶と真珠状縁。自破碎アダメロ岩質斑岩I03¹。単ニコル。バーの長さ：0.5 mm。

8. 真珠状縁の成因に関するメモ

1. 真珠状縁は、自破碎アダメロ岩質斑岩中の正長石斑晶の周りに発達することが、王・周(1986)によってはじめて記述され、成因が論じられた。
2. 本研究によって、真珠状縁は、自破碎アダメロ岩質斑岩中の斜長石斑晶の周りにも、石英斑晶の周りにも、また普通角閃石斑晶の周りにも発達することが明示された。

真珠状縁が、斑晶と石基との間の反応縁として形成されたことは明らかである。

真珠状縁を構成する主鉱物の性状が、斑晶と石基を構成する同じ鉱物の、中間的な性状を示すことも明らかにされた。

3. 注目すべきことは、真珠状縁が、火山岩に近い半深成岩的性状を示す、第2期の自破碎アダメロ岩質斑岩においてだけ発達することである。より深成岩的性状を示す、第3期の石英モンゾニ岩質斑岩においては、真珠状縁はみられない。

石基部の結晶がゆっくりと成長すれば、斑晶と石基の間に、かりに反応縁が形成されていたとしても、そのような反応縁は石基部の結晶の成長によって失われてゆくであろう。

I09の自破碎アダメロ岩質斑岩で、斜長石の周りの真珠状縁がみられないのは、石基部の結晶の成長のためであろう。

9. 石英モンゾニ岩質斑岩

A. I07

本岩は主として斜長石 (38%)、カリ長石 (33%)、石英 (16%)、黒雲母 (7%)、普通角閃石 (3%)、斜方輝石 (1%) よりなる。

写真8 (I07) に示すように、モンゾニ岩組織 (monzonitic texture) がみられる。すなわち、細粒の斜長石や石英が粗粒のカリ長石中に存在する。

斜長石結晶は板柱状自形結晶をなすことが多く、累帯構造・波動累帯構造を示すことが多い。たとえば、中心部 (An48) → An35 → An52 → An49 → An42 → An31 → An29 → An26 (周縁部) といったパターンはその一例である。

カリ長石はパーサイト構造を示す。カリ長石の組成は、平均値 Or67.4, Ab31.9, An0.8 である。

石英は他形結晶として産し、先に晶出した鉱物の空隙を埋め、波動消光を呈する。

黒雲母は半自形ないし自形の片状を呈する。

普通角閃石は長柱状の半自形ないし自形の結晶である。普通角閃石の大部分の組成はフェロエデン角閃石 (ferroedenite) である。ただし、エデン角閃石 (edenite) 領域の近くに隣接するフェロエデン角閃石である。

斜方輝石の組成は $Mg / (Mg + Fe)$ 値 43% であり、鉄紫蘇輝石 (ferrohypersthene) である。

B. I08²

本岩は主として斜長石 (46%)、カリ長石 (22%)、石英 (15%)、黒雲母 (7%)、普通角閃石 (6%)、エジル輝石 (2.5%)、リーベック角閃石 (0.5%) よりなる。

本岩の構成鉱物のなかで、普通角閃石と黒雲母は柱状ないし片状で、自形ないし半自形を示している。この両鉱物が早期に晶出したものであろう。この両鉱物とはほぼ同時期か少しおくれで斜長石が晶出する。斜長石は板柱状で、自形ないし半自形を示している。そのあと、カリ長石と石英が空隙を埋めるように晶出する。カリ長石と石英は不規則な他形を示している。最後にエジル輝石やリーベック角閃石

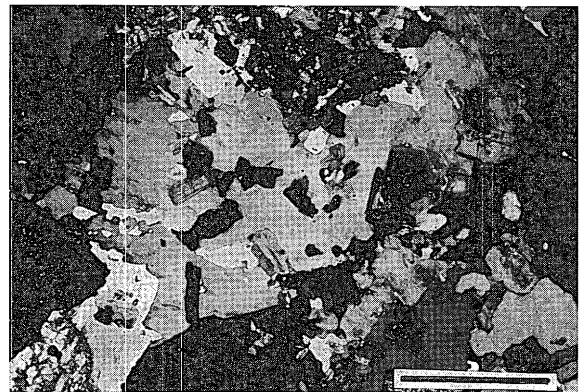


写真8 モンゾニ岩組織。細粒の斜長石や石英が粗粒のカリ長石中に存在する。石英モンゾニ岩質斑岩I07。直交ニコル。バーの長さ：1 mm。

が晶出する。リーベック角閃石は普通角閃石の外縁部に生じている。エジル輝石は普通角閃石や黒雲母と密接に伴って、この両鉱物の外部に生じている。また、先に晶出した鉱物の空隙を埋めるように晶出する。写真9 (I08²) と写真10 (I08²) にその様子を示す。

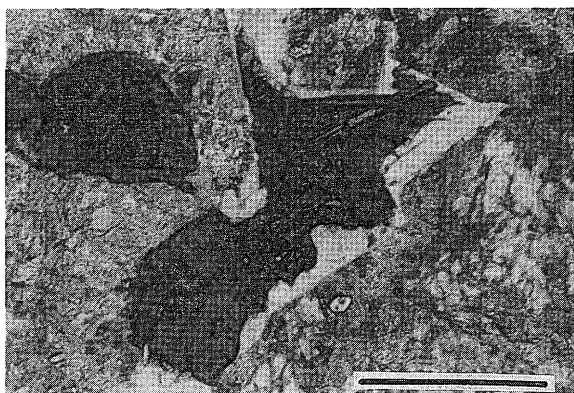


写真9 石英モンゾニ岩質斑岩 I08² 中のエジル普通輝石。エジル普通輝石は粒間を占めている。単ニコル。バーの長さ：0.5 mm。

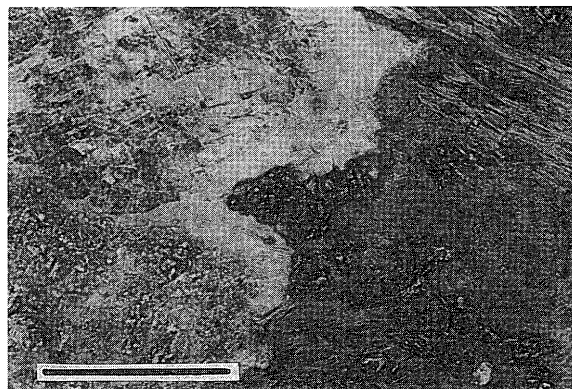


写真10 石英モンゾニ岩質斑岩 I08² 中のエジル輝石。写真10の中央部。単ニコル。バーの長さ：0.2 mm。

斜長石は自形ないし半自形の板柱状結晶である。累帯構造・波動累帯構造を示すことが多い。斜長石の組成は、Ab成分77.1～51.4, An成分45.8～22.2, Or成分2.9～0.7である。斜長石の最外縁部の組成は、Ab成分99.1, An成分0.0, Or成分0.9であり、純粋な曹長石 (albite) である。

カリ長石の大部分は他形だが、半自形になることもある。カリ長石の組成は、平均値Or71.4, Ab28.1, An0.5である。カリ長石の最外縁部の組成は、Or成分91.3, Ab成分8.7, An0.0である。

石英は他形結晶として産し、先に晶出した鉱物の空隙を埋め、波動消光を呈する。

黒雲母は自形ないし半自形の薄片状ないし板状結晶である。多色性が顕著でZ軸色は濃褐色である。

普通角閃石は柱状の自形ないし半自形の結晶である。普通角閃石の組成はフェロエデン角閃石 (ferroedenite) である。ただし、エデン角閃石 (edenite) 領域の近くに隣接するフェロエデン角閃石である。

フェロエデン角閃石の外縁部に、リーベック角閃石 (riebeckite) が生じている。

最後に晶出したエジル輝石 (広義) は、半自形の長柱状を呈したり、しばしば放射状の集合体を呈する。エジル輝石 (広義) は普通角閃石や黒雲母と密接に伴って、この両鉱物の外部に生じている。また、先に晶出した鉱物の空隙を埋めるように産出する。

放射状に伸びたエジル輝石 (広義) は、EPMA分析の結果では、エジル普通輝石 (aegirine-augite) である。また、粒状結晶はエジル輝石 (aegirine, acmite) である。

10. 謝 辞

この研究をご指導いただいた南京大学の王 徳滋教授に感謝申しあげる。また、EPMA分析について御援助いただいた名古屋大学の鈴木和博・榎並正樹両教授に感謝申しあげる。

11. 引用文献

Wang Dezi and Zhou Jincheng (1986) An autoclastic volcanic-intrusive rock and its metallogenetic relations. *Advances in Science of China: Earth Sciences*, Vol.1, Edited by Tu Guangzhi, *Science Press, Beijing, China*, 1986, *John Wiley and Sons, New York*, 133-150.