

湖東（琵琶湖東部）で白亜紀末火山岩類の発見

河田 清雄

はじめに

古くから琵琶湖を中心にして 湖の東西南北にあたる地域をそれぞれ 湖東 湖西 湖南 湖北などとよぶならわしがあった。表題の湖東地域は 彦根から近江八幡にかけての琵琶湖東岸と それにつづく低地帯や後背山地がふくまれる。ここには以前から“石英斑岩”または花崗斑岩（花崗岩と同様な化学成分と鉱物組成をもち 花崗岩の浅部相として出現する。花崗岩にくらべて 斑状組織が著しく 石基は一般に細粒で微花崗岩状を呈する）とよばれて一括された火成岩が知られていた。とくに西南日本内帯とよばれる地域では“石英斑岩”は大きな岩体として広く発達している。最近にいたり“石英斑岩”は各地でかなり詳しく調査がすすめられてきた。その結果“石英斑岩”とよばれていた岩石の多くは後期中生代の白亜紀末に 陸上の火山から噴出した火山岩類であることがわかった。また この火山岩類の多くは流紋岩質で しかも溶結凝灰岩がかなりの割合をしめていることもわかった。湖東の“石英斑岩”については最近まで詳しい研究はみられなかった。そのためこの岩体が流紋岩類からなる白亜紀末の火山岩類なのかそれとも 貫入岩類なのかという疑問をもっていた。これらの問題を解決するために 短時間ではあるが 湖東の地域を調査する機会をえたので その概要を紹介したいと思う。

“石英斑岩”という名の岩石

“石英斑岩”とは 文字どおり石英の斑晶をもつ酸性の岩石である。この名称からは直接 成因に結びつかない。“石英斑岩”と同じような石英の斑晶をもつ酸性の岩石に流紋岩や石英粗面岩などがある。このような酸性の火山岩類の命名には かなりの混乱がみられる。イギリスの著名な岩石学者である A. Harker はその著書 *Petrology for Students* の中で 石英斑岩 (Quartz Porphyry) についてのべている。それによれば Quartz Porphyry はドイツから入ってきた名称で ヨーロッパの大陸学派の間で用いられてきた。それは主として Old acid lava つまり第三紀以前の酸性火山岩に対して使用されてきた。たしかに ヨーロッパ大陸では ドイツを中心とした中部ヨーロッパに 上部石炭系～下部二疊系にかけて大量に噴出した“石英斑岩”

が知られている。“石英斑岩”の活動は とくに下部二疊系に著しく この岩石はロートリーゲンド ポーフイリイ (Rotliegend Porphyre) とよばれている。この中には中性のひん岩もふくまれるが その主体は“石英斑岩”である。この岩石は かならずしも地表に噴出したものばかりでなく 地下浅処に貫入したのもある。つまり 噴出岩と貫入岩の両者を一括して“石英斑岩”とよんだのである。

しかし 1950年代にはいり ロートリーゲンド・ポーフイリイとして一括されていた岩体のなかから 多量の溶結凝灰岩が発見されるにいたり 従来の岩石命名法では多くの不都合を生じた。そこで 岩石の成因や産状にもとずいてかなりの訂正がこころみられた。しかし総称としての“石英斑岩”という言葉は まだ のこされているようである。

わが国でも 流紋岩や石英粗面岩という名称は主として 第三紀以降の酸性火山岩類に用いられる傾向があった。そして“石英斑岩”の名称は Old acid lava にも使われてきたが どちらかといえば地下浅所に貫入した半深成岩という概念が強かった。では なぜある時には火山岩につかわれたり またあるときには半深成岩に使われたのであろうか それは“石英斑岩”という名称がまことにこのような莫然とした岩石の総称に都合がよかったためであろう。このほか この岩石は一般に風化作用や二次的な変質作用のためひどく変質し もとの組織がわかりにくくなって 野外での産状など詳しく調査されなかったためである。そのため“石英斑岩”はながい間研究の主要な対象とはならず陽の目をみなかった。

“石英斑岩”の正体と解明のいとぐち

西南日本内帯の“石英斑岩”に対して 最初に組織的な調査のメスを入れたのは地質調査所であった。

1955～1965にかけて 中部地方の美濃高原から飛騨山地にかけて連続して露出する巨大な“石英斑岩”に対して 広く地質調査をおこなった。そして多くの地質学的 岩石学的資料をえた。その結果“石英斑岩”とよばれていた岩体の大部分は 地表に噴出した流紋岩類（流紋岩という名称は溶岩と火砕岩の両者に用いられる。前者は流紋岩溶岩とよばれ 後者は溶結していれば流紋岩溶結凝灰

岩とよぶ) であり 多くの部分で溶結構造がみとめられることを指摘した。そこで“石英斑岩”という名称を改め あたらしく濃飛流紋岩類と命名した。

濃飛流紋岩類をきっかけにして 各地の“石英斑岩”がつぎつぎに調査され その全ぼうが次第に明かにされていった。その結果 今まで“石英斑岩”とよばれていた大きな岩体の大部分が 濃飛流紋岩類と全く同様の火山岩類で しかも ほぼ白亜紀末の同時代に形成されたことも明かになった。

真の石英斑岩とは

このようにのべてくると それでは真の石英斑岩はいったい存在するのであろうか もしあるとするならばそれはいったいどのような岩石であろうかという疑問が生じる。たしかに 人により石英斑岩の名称の用いられかたは今もってまちまちである。筆者は 石英斑岩は次のような岩石に用いている。

斑晶は珪長質鉱物として 石英 アルカリ長石 斜長石からなり 有色鉱物としては ふつう黒雲母がふくまれる。石基は主として 石英と長石類からなり完晶質であるが 結晶の粒度が小さいために個々の鉱物を識別しえないことがある。そのためによく 隠微晶質とか微晶質とよばれている。

産状は一般には 小規模な貫入岩体または岩脈として出現し ときに花崗岩の浅部相や周縁相として出現する。よく似た岩石に花崗斑岩があるが これとは組織や粒度によって区別する。

溶結凝灰岩 (Welded tuff) について

溶結凝灰岩にふれるまえに それをつくる母体ともいえる火砕流についてかんたんにふれてみよう。

火 碎 流 (Pyroclastic flow)

火砕流は火山碎屑流の略語で 荒牧 (1957) によって「高温の本質物の流れ」と定義された。酸性の火山岩を噴出させるような火山爆発により 多量のガスと共に噴出物が抛出される。火口から噴出した後もマグマの破片からガスが噴出しつづけるため ガスとマグマの破片の混合物が一体になって 重力の作用で山腹を急速に流下する。このように噴出物は高温の流動化した個体や粉体の流れとして 谷や隆起部などの起伏にとんだ部分を埋めつくす。このような運動によって生じた堆積物が火砕流堆積物である。

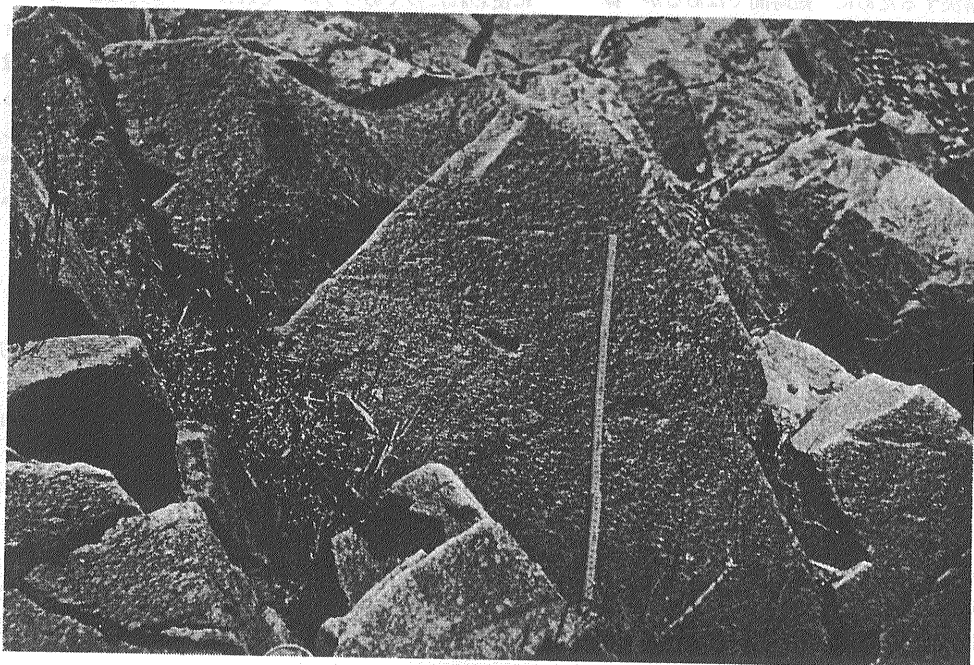
火砕流堆物積は もとの地形の起伏に支配されやすく一定の形をとらないことが多い。その堆積物の上面は水平に近く 下部はもとの地形に沿っている。

また 同じような化学成分の溶岩流よりも厚さに対する水平的な広がりが多い。

溶 結 凝 灰 岩

このような堆積物のなかでは 温度と厚さの条件がみたされれば溶結作用がおりやすい。

マグマの破片 粉体として堆積したガラスの細片は ほぼ500~600℃の温度と 上部からの荷重により扁平化され 引伸されてお互にくっつきあいながら緻密な岩石



図版1
溶結凝灰岩の
風化面にみら
れる軽石のぬ
けた穴(濃飛流
紋岩類)
葉理がよく強調され
ている。

となる。このようにしてできた岩石が溶結凝灰岩である。溶結凝灰岩はその火山活動に属するマグマから直接由来した軽石片 ガラス片 結晶と その破片が主体となっている。

なぜ石英斑岩とまちがえられたか
火砕流の噴火の様式や 堆積の機構などが詳しくわかっているのはすべて新しい第四紀の火山についてである。溶結凝灰岩についても同様に 岩石学的な詳細な記載がみられるのは すべて第三紀～第四紀のものである。それは この時代の岩石が新鮮で ガラスや軽石がもとのかたちのままでよく保存されており 溶結構造が非常に鮮明にみられるからである。

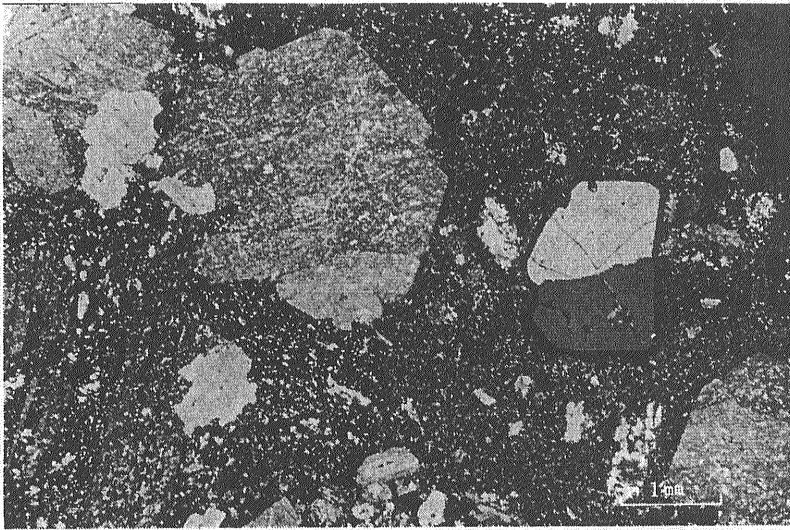
中生代の白亜紀頃の古い溶結凝灰岩になると 脱ガラ

ス化作用や2次的な変質作用 または花崗岩類などの貫入による変成作用を受けていることが多い。そのためガラスがそのままの状態で保存されていることは少ない。また 軽石も変形し 変質しているためにみわけにくい。とくに花崗岩により熱変成作用を受けたものでは 再結晶作用により 粒度があらくなっている。

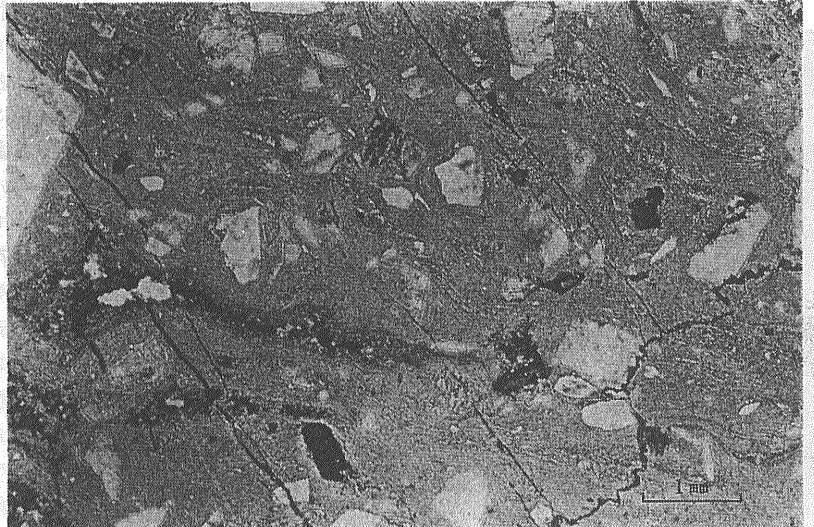
白亜紀末の“石英斑岩”にはこのようなものが多かったために 溶結凝灰岩と区別しにくかったのである。

西南日本内帯の白亜紀末火山岩類の分布

第1図に示すように西南日本内帯と呼ばれる地域は白亜紀末から古第三紀にかけて 酸性火山岩類の活動の非常にげいしい地帯であった。火山岩類の大部分は フォッサ・マグナ地域の西側にみられる。しかし 最近



図版2
石英斑岩の顕微鏡写真
斑晶の石英 斜長石 カリ長石はほぼ自形状を示す。
石基は微晶質である。
図版3の溶結凝灰岩とくらべれば明瞭な差がみとめられる。



図版3

濃飛流紋岩類のなかの典型的な溶結凝灰岩
斑晶は破片状になって全体にばらまかれている。

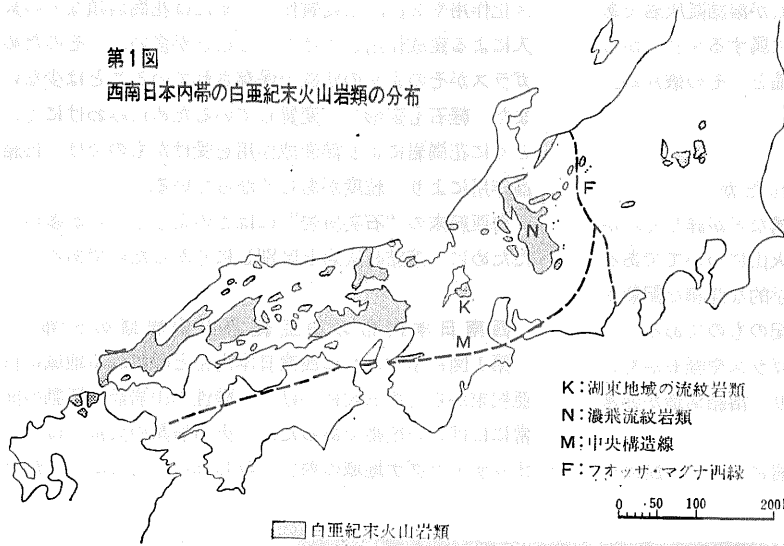
マトリックスの中で細長く くしゃくしゃしているのは 引き伸ばされたガラス片である。

左下から右にのびている暗色の部分は 軽石片の引きのばされたものである。

全体に溶結構造がよくみられる。

第1図

西南日本内帯の白亜紀末火山岩類の分布



ど大きくはないように思われる。ところが中国地方東部と中部地方との間には 今まで火山岩類の分布は知られていなかった。

両地域の間は約 150km の距離である。この地域はちょうどその中間に琵琶湖と その低地帯をはさんでいる。丹波・美濃帯と呼ばれ 厚く古生層の堆積した地域である。

しかし この地域にも琵琶湖の東西兩岸や御在所山には花崗岩類が分布し そのまわりには“石英斑岩”および花崗斑岩として莫然と一括された岩体があることが知られていた。しかし “石英斑岩”の内容がはっきりしないために琵琶湖とその周辺地域は火山活動の不発地帯として印象づけられた。そしてなぜこの地域に火山活動が発生しなかったのかということの意味づけに困っていたのである。

K:湖東地域の流紋岩類
N:濃飛流紋岩類
M:中央構造線
F:フオッサ・マグナ西縁

0 50 100 200 km.

□ 白亜紀末火山岩類

では 関東山地の下仁田構造帯や 足尾山地とその北方にも同様な火山岩類の分布することが知られている。フオッサ・マグナ以西の地域についてみれば 火山岩類の分布は おもに次にのべる地域に集中している。

- 1 中国地方西部
- 2 中国地方東部
- 3 中部地方

これらの地域の中でも 中国地方の西部から東部にかけての地域には いわゆる“中国バソリス”と呼ばれる花崗岩類が広い範囲にわたって貫入しており 火山岩類の分布はいたるところでたちきられている。そのため 火山岩類のかつての分布はよくわからない。しかし 火山岩類の分布しなかったと思われる空白地帯はそれほ

湖東地域の流紋岩類 (“石英斑岩”)

今まで“石英斑岩”または花崗斑岩と呼ばれていた岩体の大部分は 流紋岩～流紋石英安山岩(流紋岩と石英安山岩の中間的な化学成分や鉱物組成をもつ) 質溶結凝灰岩を主とした火砕流堆積物である。

第2図に示すように最大の連続分布がみられるのは 犬上川上流から愛知川上流にかけての地域である。

南北に約 15km 東西に約 5kmの長方形に近い形で

南北方向に著しく伸長した分布を示している。流紋岩類の分布の東縁は古生層山地につづくが その境界部には 流紋岩類を切って貫入した花崗斑岩が細長く南北方向に分布している。この地域の貫入岩類のなかでも代表的な御在所山花崗岩や比良花崗岩も同様に 南北方向に伸長した分布を示している。

流紋岩類の分布は さらに琵琶湖低地帯に向かって広がっている。琵琶湖東岸や低地帯に点在する小さな山塊のほとんどが流紋岩類である。この地帯は現在では 厚い第四紀堆積物によって埋められているが この堆積物の下には流紋岩類の広い分

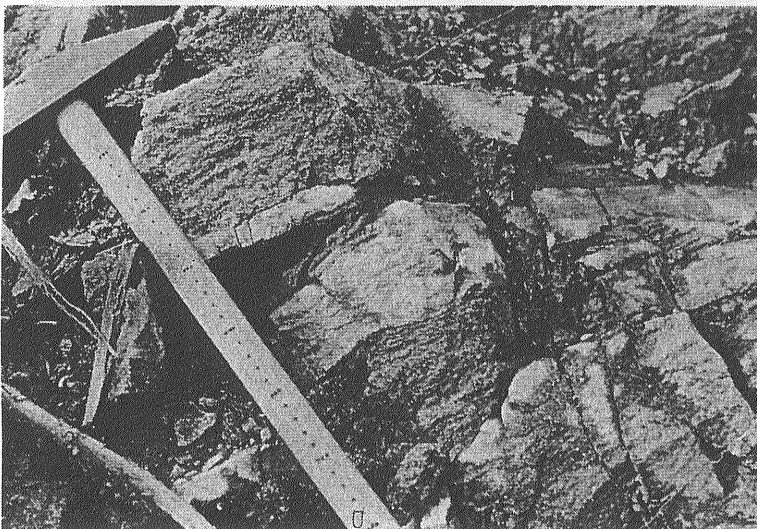


図4 湖東の流紋岩類にみられる細粒凝灰岩と結晶凝灰岩(クリスタルタフ)の互層

結晶凝灰岩とは マトリックスの量よりも斑晶鉱物の多いものをいう この露頭は犬上ダム西方の林道で 非溶結の降下堆積物である

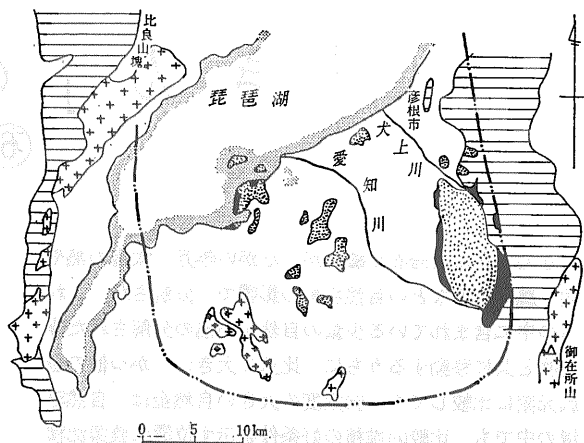
布が推定され かつては一連であったと思われる。また琵琶湖の西岸にまで広がっていたと思われるふしがある。琵琶湖の西岸に分布する古琵琶湖層の礫岩の中から多量の流紋岩類が発見されている。この礫の供給源は現在の琵琶湖西岸の後背地であろうと推定される。比良山塊は激しい隆起地帯であり 現在では花崗岩類が分布し 流紋岩類の存在は知られていない。しかしこのような隆起地帯ではすでに削剝されてしまった可能性が大きい。

これまでのべてきた事実や 推定にもとずいて流紋岩類のかつての分布面積を復元してみると 第2図のように優に1,000km²をこえる。火山活動の規模からみて隣の濃飛流紋岩類にはおよばないが 決して小規模とはいえない。

濃飛流紋岩類との比較

すでにのべてきたように 湖東地域の流紋岩類も濃飛流紋岩類と全く同様な流紋岩～流紋石英安山岩質溶結凝灰岩からなる。濃飛流紋岩類のかつての推定分布面積はおよそ4,000km²で 琵琶湖の面積の約7倍半にあたる。容積は推定10,000km³とい巨大な岩体である。湖東地域の流紋岩類のかつての推定分布面積は約1,000km²である。しかし さらに詳しくしらべればもっと広がる可能性がある。

濃飛流紋岩類は美濃帯の古生層の中に生じた北西-南東方向の破碎帯による割目噴出である。現在みられる北西-南東方向に著しく伸長した分布形態は 流紋岩類の噴出以前の基盤構造と密接にむすびついている。



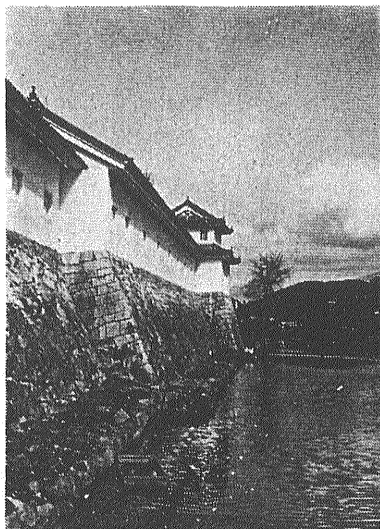
第2図 流紋岩類の分布からみた琵琶湖周辺の地質略図
 1: 沖積層および洪積層 2: 花崗岩 3: 花崗斑岩 4: 流紋岩類 5: 古生層 6: 流紋岩類のかつての広かりを示す推定線

湖東地域の流紋岩類についてみれば 流紋岩類と古生層との境はみられるかぎりでは断層である。流紋岩類を切って貫入した花崗岩類の分布はすべて南北方向を示している。濃飛流紋岩類の北西-南東方向に対して湖東地域の流紋岩類や花崗岩類が南北方向をとっていることは 美濃帯古生層の基盤構造に関連する問題として興味深い。湖東地域の流紋岩類については その内部構造や噴出の様式については まだわかっていない。

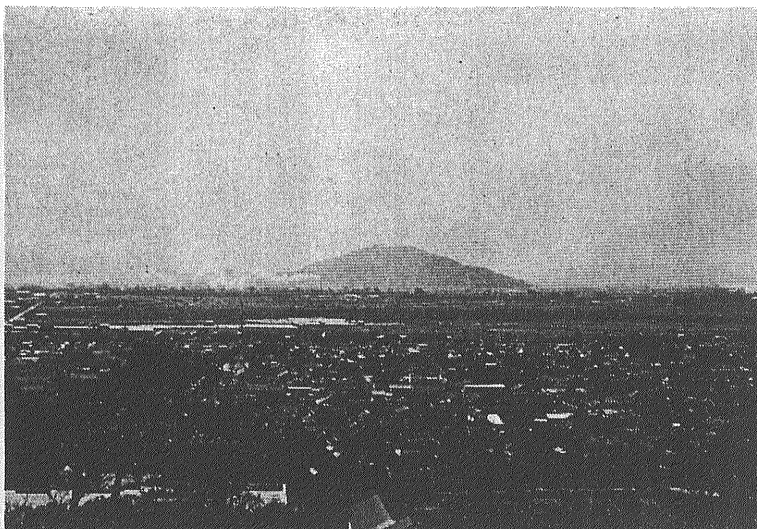
流紋岩類を貫ぬく花崗岩類の種類や産状など 濃飛流紋岩類のそれと非常によく似ている。

ここにあらたに登場した湖東地域の流紋岩類は 濃飛流紋岩類との関係からみて そのもつ地質学的意義は決して小さくないと思われる。

(筆者は 地質部)



図版5 彦根城の石垣に使用された湖東の流紋岩類
 彦根城は古生層の上に築かれた平山城である(この辺の古生層には 石灰岩やチャートが多い。チャートは層理が発達しているため 石材としては不適当である。そのため この石垣は流紋岩を用いているなかでも溶結凝灰岩が多い)



図版6 彦根市南方の湖東低地帯にそびえる荒神山
 この山は 下から山頂(262m)の神社まで 立派な自動車道路がついている
 写真右手に白く光る琵琶湖を一望のもとに眺めることができる
 この山はほとんど 流紋岩溶結凝灰岩である