

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
京都(11)第41号
NI-53-8-15

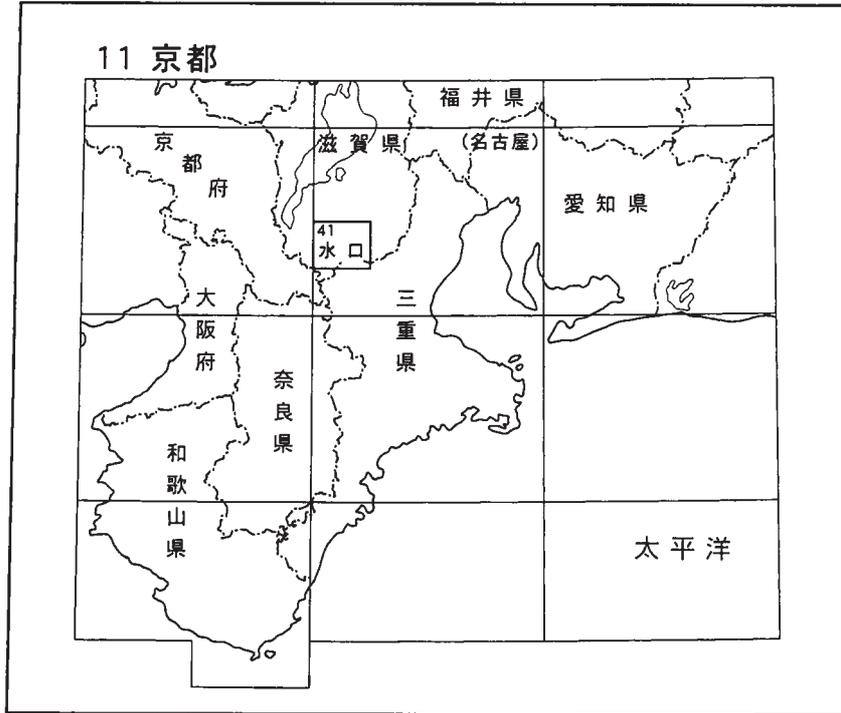
水口地域の地質

中野聰志・川辺孝幸・原山 智・水野清秀・
高木哲一・小村良二・木村克己

平成 15 年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

5 万分の 1 地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1 : 50,000

伏見 Fushimi 1:75,000 (1932)	11-28 京都東北部 Kyōto-Tōhokubu NI-53-14-2 (1998)	11-29 近江八幡 Ōmi-hachiman NI-53-8-14 (2003)	11-30 御在所山 Gozaisho Yama NI-53-8-10 (1989)
	11-40 京都東南部 Kyōto-Tōnambu NI-53-14-3 (未刊行, unpublished)	11-41 水口 Minakuchi NI-53-8-15 (2003)	11-42 亀山 Kameyama NI-53-8-11 (1981)
	11-52 奈良 Nara NI-53-14-4 (2000)	11-53 上野 Ueno NI-53-8-16 (1996)	11-54 津西部 Tsu-Seibu NI-53-8-12 (1995)

水口地域の地質

中野聰志*・川辺孝幸**・原山 智***・水野清秀+・
高木哲一++・小村良二+++・木村克己****

地質調査総合センターは、その前身である地質調査所の1882年の創設以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのうちで、5万分の1地質図幅は独自の地質調査に基づき最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

1978年に、地震予知連絡会によって、近い将来地震の起こる可能性が他より高い地域として全国8地域の「特定観測地域」が選定され、政府を始めとする各界からこの地域の地質図幅の早急な整備が要請された。これを受けて、1979年から地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成計画（特定地質図幅の研究）が開始され、現在その第5次計画が実施されている。

水口図幅の作成は、地震予知特定観測地域「名古屋・京都・大阪・神戸地区」の地質図幅作成計画の一環として行われ、野外調査は平成11-13年度に実施された。執筆分担は以下の通りである。

丹波帯	木村
後期白亜紀火成岩類	中野・原山
古琵琶湖層群	川辺・水野
第四系及び活断層	川辺・水野
応用地質	高木・小村

なお、水口工業団地の古琵琶湖層群に関しては、1980年代後半の造成直前の時期に行った調査に基づき記述した。また、信楽地域の古琵琶湖層群については水野の資料（大阪市立大学卒業論文1982年）に基づき、その後の調査資料を追加し、記述した。

後期白亜紀火成岩類の章をとりまとめるにあたって、周琵琶湖花崗岩団体研究グループの方々には色々便宜をはかっていただいた。また、西村貞浩氏（草津市立玉川中学校）、加賀喜子（滋賀大学教育学部大学院）・安達孝紀・土田理絵・谷 亜由美（以上滋賀大学学生）の諸氏には、野外調査・図表作成・写真撮影等でお手伝いをいただいた。また地球科学情報研究部門の西岡芳晴主任研究員には花崗岩の記述に関して有意義な議論をしていただいた、古琵琶湖層群、段丘及び活断層をとりまとめるにあたっては、地球科学情報研究部門の吉田史郎主任研究員にご協力いただいた。古琵琶湖層群から産出した大型植物化石については大阪市立大学の粉川昭平元教授（故人）、流通科学大学の南木睦彦氏及び千葉大学の百原 新氏に同定していただいた。応用地質のとりまとめにあたっては、滋賀県工業技術総合センター信楽窯業技術試験場、宮代雅夫氏、横井川正美氏、黄瀬栄蔵氏に現地調査の便宜を図っていただいた。近畿経済産業局資源エネルギー一部鉱業課には資源地質に関する諸事項についてご教示いただいた。地圏資源環境研究部門の須藤定久主任研究員には、長石鉱床に関するデータを提供していただいた。本研究に使用した薄片の一部は、成果普及部門地質標本館の野神貴嗣氏及び大和田朗氏と産学官連携部門北海道地質調査連携研究体の佐藤卓見氏の制作による。

（平成14年稿）

所 属

- * 滋賀大学教育学部（併任，地球科学情報研究部門）
- ** 山形大学教育学部（併任，地球科学情報研究部門）
- *** 信州大学理学部（併任，地球科学情報研究部門）
- + 活断層研究センター
- ++ 深部地質環境研究センター
- +++ 地圏資源環境研究部門
- **** 地球科学情報研究部門

Keywords : geologic map, 1:50,000, Minakuchi, Shiga, Kyoto, Lake Biwa, Jurassic, Cretaceous, Neogene, Pliocene, Pleistocene Quaternary, Holocene, Tamba Belt, accretionary complex, Type I Suite, igneous rocks, Shigaraki Granite, Kannonji Granodiorite, Tanokami Granite, dikes, mineralogy, geochemistry, Kobiwako Group, Ueno Formation, Iga Formation, Ayama Formation, Koka Formation, Gamo Formation, terrace deposits, alluvium, active fault, manganese, feldspar, refractory clay, lignite

目 次

第1章	地形	1
第2章	地質概説	3
2.1	丹波帯	4
2.2	後期白亜紀火成岩類	4
2.3	古琵琶湖層群と第四系	4
第3章	丹波帯	6
3.1	研究史	6
3.2	概説	6
3.3	I型地層群	9
3.4	地質構造	11
第4章	後期白亜紀火成岩類	12
4.1	概要	12
4.2	研究史	15
4.3	観音寺花崗閃緑岩	15
4.4	信楽花崗岩	17
4.5	田上花崗岩	20
4.6	岩脈類	27
4.7	接触変成作用	36
4.8	全岩化学組成の特徴	36
4.9	造岩鉱物の性質と特徴	37
4.10	火成活動のまとめ	38
第5章	古琵琶湖層群	41
5.1	研究史及び概要	41
5.2	上野累層	43
5.2.1	中郷部層	43
5.2.2	槇山部層	43
5.3	伊賀累層	44
5.3.1	信楽礫層	44
5.3.2	油日部層	44
5.3.3	柘植部層	44
5.4	阿山累層	44
5.4.1	和田部層	44
5.4.2	甲南部層	44
5.5	甲賀累層	45
5.5.1	吉永互層	45
5.5.2	牧部層	45
5.5.3	高松礫層	45
5.5.4	佐治川部層	45
5.6	蒲生累層	45
5.6.1	宮町部層	45
5.6.2	荒張互層	45
5.6.3	布引山互層	45
5.6.4	下山互層	45
5.6.5	日枝互層	46
5.6.6	迫粘土層	46
5.6.7	清田互層	46

5. 6. 8	陽気が丘粘土層	46
5. 6. 9	豊田互層	46
5. 7	草津累層	46
5. 7. 1	浅柄野砂層	46
5. 7. 2	瀬田礫層	46
5. 8	地質構造	47
5. 8. 1	阿山地域・甲南地域・甲賀地域	47
5. 8. 2	信楽地域	48
5. 8. 3	水口地域・日野地域	48
5. 8. 4	栗東地域・石部地域	48
5. 9	火山灰層	49
5. 9. 1	阿山地域・甲南地域・甲賀地域	49
5. 9. 2	信楽地域	50
5. 9. 3	水口地域・日野地域	51
5. 9. 4	栗東地域・石部地域	51
5. 9. 5	フィッシュン・トラック年代	51
5. 10	化石	52
5. 10. 1	大型植物化石	52
5. 10. 2	淡水生貝化石	52
5. 11	対比と地質年代	53
5. 11. 1	各地域の古琵琶湖層群の対比	53
5. 11. 2	大阪層群との対比と地質年代	54
第6章	第四系及び活断層	55
6. 1	段丘堆積物	55
6. 1. 1	最高位河成段丘堆積物	55
6. 1. 2	高位河成段丘堆積物	55
6. 1. 3	中位河成段丘堆積物	55
6. 1. 4	低位河成段丘堆積物	56
6. 1. 5	最低位河成段丘堆積物	56
6. 2	沖積層	56
6. 3	活断層	56
第7章	応用地質	57
7. 1	資源地質	57
7. 1. 1	マンガン鉱床	57
7. 1. 2	長石鉱床	58
7. 1. 3	耐火粘土・珪砂鉱床	66
7. 1. 4	亜炭	69
7. 1. 5	砕石・砂利資源	69
7. 2	温泉	70
文献		71
Abstract		81

図・表目次

第1.1図	水口図幅地域の地形	1
第1.2図	田上花崗岩に発達する奇岩怪石	2
第2.1図	水口図幅の地質総括図	3
第2.2図	古琵琶湖層群の層序図	5
第3.1図	丹波帯の付加コンプレックスの復元模式層序	7

第 3.2 図	近畿北部の地質概略図	8
第 3.3 図	層状チャート	9
第 3.4 図	スレート状の黒色泥岩	10
第 3.5 図	破断した砂岩泥岩互層	10
第 3.6 図	黒色泥岩の顕微鏡写真	11
第 3.7 図	層状チャートの泥質部の顕微鏡写真	11
第 4.1 図	琵琶湖周辺花崗岩分布図	12
第 4.2 図	田上花崗岩類地質図	13
第 4.3 図	本地域の火成岩類の相互関係図	14
第 4.4 図	観音寺花崗閃緑岩の変形・破碎組織の顕微鏡写真	16
第 4.5 図	観音寺花崗閃緑岩の肉眼的岩相	16
第 4.6 図	観音寺花崗閃緑岩の顕微鏡写真	17
第 4.7 図	本図幅地域内火成岩類のモード組成図	18
第 4.8 図	信楽花崗岩の肉眼的岩相	19
第 4.9 図	桜峠における信楽花崗岩	20
第 4.10 図	信楽花崗岩の顕微鏡写真	21
第 4.11 図	信楽花崗岩のトーナル岩と石英閃緑岩	22
第 4.12 図	信楽花崗岩のトーナル岩と石英閃緑岩の顕微鏡写真	22
第 4.13 図	田上花崗岩の風化地形	23
第 4.14 図	阿星山山頂近くの田上花崗岩の風化露頭	24
第 4.15 図	田上花崗岩の肉眼的岩相	25
第 4.16 図	田上花崗岩の顕微鏡写真	25
第 4.17 図	田上花崗岩の露頭写真	26
第 4.18 図	栗東町御園より阿星山・飯道山・竜王山をのぞむ遠景写真	27
第 4.19 図	宇川林道で観察される石英斑岩・火砕岩岩脈の産状	28
第 4.20 図	石英斑岩の一部に見られる火砕岩組織の顕微鏡写真	29
第 4.21 図	石英斑岩・火砕岩ブロックの産状を示すルートマップ	30
第 4.22 図	石英斑岩と火砕岩の関係	31
第 4.23 図	火砕岩の顕微鏡写真	31
第 4.24 図	花崗斑岩・花崗閃緑斑岩及び花崗岩類の産状を示すルートマップ	32
第 4.25 図	岩脈類の研磨試料の写真	33
第 4.26 図	岩脈類の顕微鏡写真	34
第 4.27 図	流紋岩が示す典型的な流理構造の顕微鏡写真	35
第 4.28 図	流紋岩の顕微鏡写真	36
第 4.29 図	田上-信楽地域内の火成岩類のハーカー図	38
第 4.30 図	黒雲母と角閃石の化学組成図	40
第 5.1 図	「水口」図幅地域周辺の古琵琶湖層群の対比	42
第 5.2 図	信楽地域の古琵琶湖層群の地質柱状図	43
第 5.3 図	中郷、宮町2火山灰層のジルコン結晶ごとの年代値ヒストグラム	53
第 7.1 図	「水口」図幅地域の鉾山及び砕石・砂利採取場位置図	57
第 7.2 図	三雲鉾山周辺の地質の模式図	58
第 7.3 図	雲井鉾山の地質・鉾床図	59
第 7.4 図	大福鉾山、露天採掘場の全景	60
第 7.5 図	日産信楽鉾山の地質・鉾床図	61
第 7.6 図	日産信楽鉾山、鉾体頂部付近の露天採掘場	62
第 7.7 図	信楽中野鉾山の地質・鉾床図	63
第 7.8 図	信楽中野鉾山の模式断面図	63
第 7.9 図	阿山鉾山の地質・鉾床図	64
第 7.10 図	阿山鉾山の断面図	65

第 7.11 図	白水鉍山，露天採掘場の全景	65
第 7.12 図	三郷山鉍山	66
第 7.13 図	三郷山鉍山の蛙目（質）粘土の X 線回折図	67
第 7.14 図	三郷山大原鉍山	68
第 7.15 図	滝谷鉍山	68
第 4.1 表	田上－信楽地域火成岩類の化学組成	36
第 4.2 表	田上花崗岩・信楽花崗岩中の長石類の化学組成	39
第 4.3 表	田上花崗岩・信楽花崗岩中の黒雲母・角閃石の化学組成	39
第 4.4 表	田上花崗岩・信楽花崗岩中の不透明鉍物の化学組成	40
第 5.1 表	「水口」図幅地域の火山灰層の化学組成	50
第 5.2 表	中郷，宮町 2，3 火山灰層のフィッシュン・トラック年代測定結果一覧表	52
第 7.1 表	耐火粘土・珪砂の化学分析値	67
付図 1	後期白亜紀火成岩類化学分析試料地点図	79
付図 2	水口図幅地域北縁部，日野川－思川流域の地質構造を示す等高線図	80

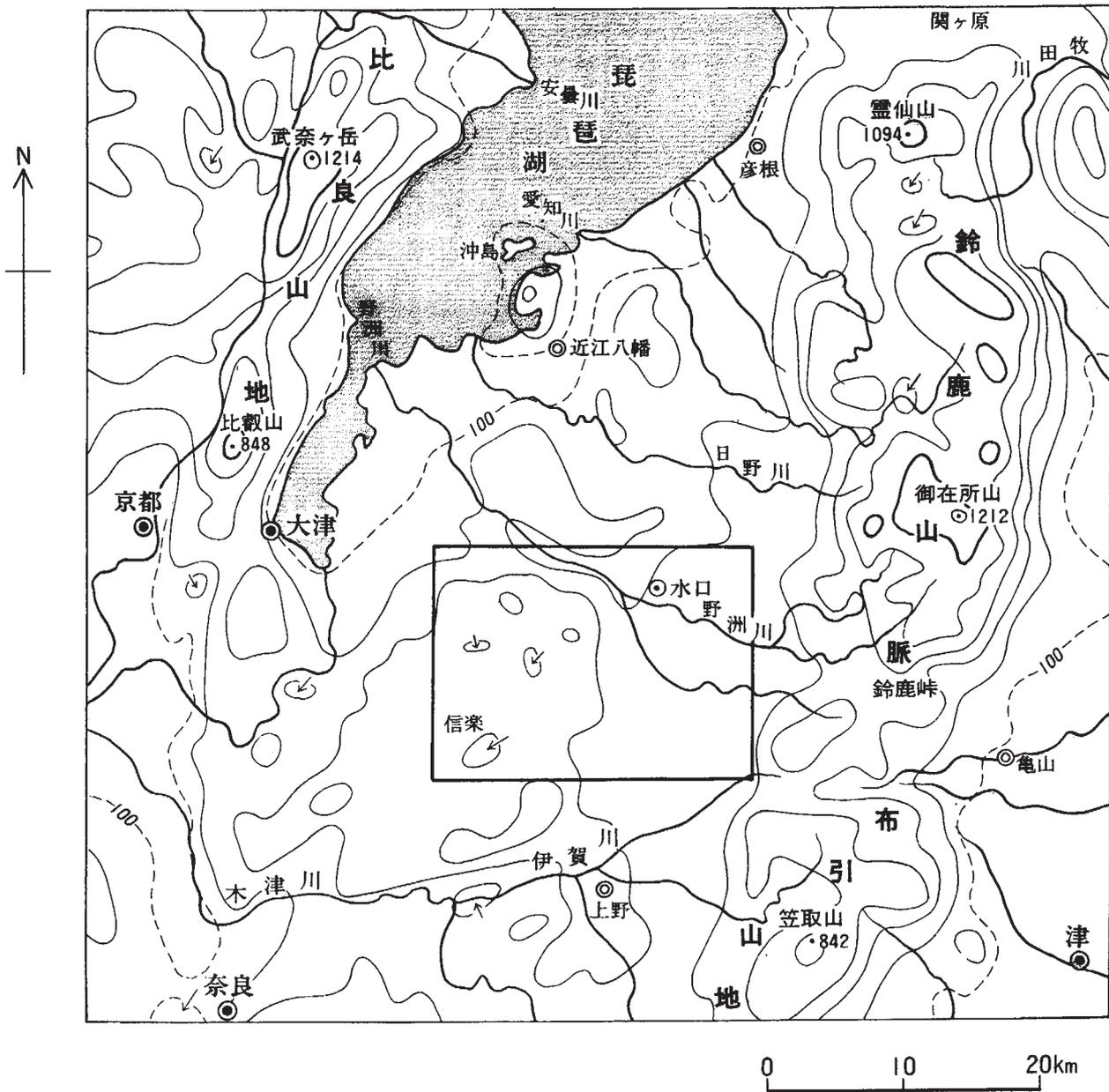
第1章 地形

(川辺孝幸)

「水口」図幅地域は琵琶湖の南方約30kmに位置し、図幅西部は信楽山地によって、東部は丘陵地帯によって占められている(第1.1図)。本図幅地域の大部分は滋賀県(大津市・草津市・栗東市・甲西町・石部町・水口町・日野町・甲賀町・土山町・甲南町・信楽町)に属するが、南東部は三重県(上野市・阿山町・伊賀町)に、南

西端は京都府(和束町)の行政区に属する。

信楽山地はしばしば信楽高原とも呼ばれ、北部は特に田上山地と呼ばれている。信楽山地で最も高い山は、本図幅地域では笹ヶ岳(738.8m)であり、阿星山(693.1m)、飯道山(664.2m)、竜王山(604.7m)などの600m級の山々が続き、鶏冠山(490.9m)や岩尾山(471.1m)など



第1.1図 水口図幅地域の地形



第1.2図 田上花崗岩に発達する奇岩怪石（栗東町竜王山山頂辺りの稜線）

の400m級の山々も多い。このように、信楽山地には600mと400m前後の侵食小起伏面が発達する（池田ほか，1979）。

信楽山地は主として、白亜紀後期の田上花崗岩や信楽花崗岩からなり、地表部は深層風化が進んで真砂化し、悪地形（バッドランド）の様相を呈している。山稜から山腹にかけては、しばしば花崗岩からなる奇岩怪石がみられ、美しい景観を作り出している（第1.2図）。

信楽山地はその北縁の栗東市や石部町辺りで近江盆地に、東縁の甲南町や阿山町辺りで丘陵地帯に接する。南縁は上野市辺りで木津川断層によって上野盆地と接している（川辺ほか，1996）（南隣「上野」図幅地域）。山地内部には、信楽盆地が信楽断層等によって形成されている。

本図幅東部を占める丘陵地帯は近江盆地の南縁部に当たる。丘陵地帯は南から、杣川以西の阿山丘陵・甲南丘陵、野洲川と杣川のあいだに所在する甲賀丘陵、野洲川以北の水口丘陵・日野丘陵、信楽山地北部との境界に発

達する栗東丘陵に分けられる。これらの丘陵はすべて半固結の古琵琶湖層群（鮮新-更新統）からなり、稜線には高さが二百数十mの比較的そろった丘陵背面が発達し、一方、丘陵斜面は樹枝状に細かく開析されている。

本図幅地域の河川水系には、1)琵琶湖に流入する野洲川水系、2)瀬田川に流れ込む水系、3)木津川水系の三つがある（第1.1図）。1)には野洲川、杣川など、2)には信楽盆地を流れる大戸川など、3)には三重県内の阿山町、伊賀町を流れる河合川・靱田川・柘植川などがある。これら3つの水系は最後には淀川に合流し大阪湾に注ぎ込む。

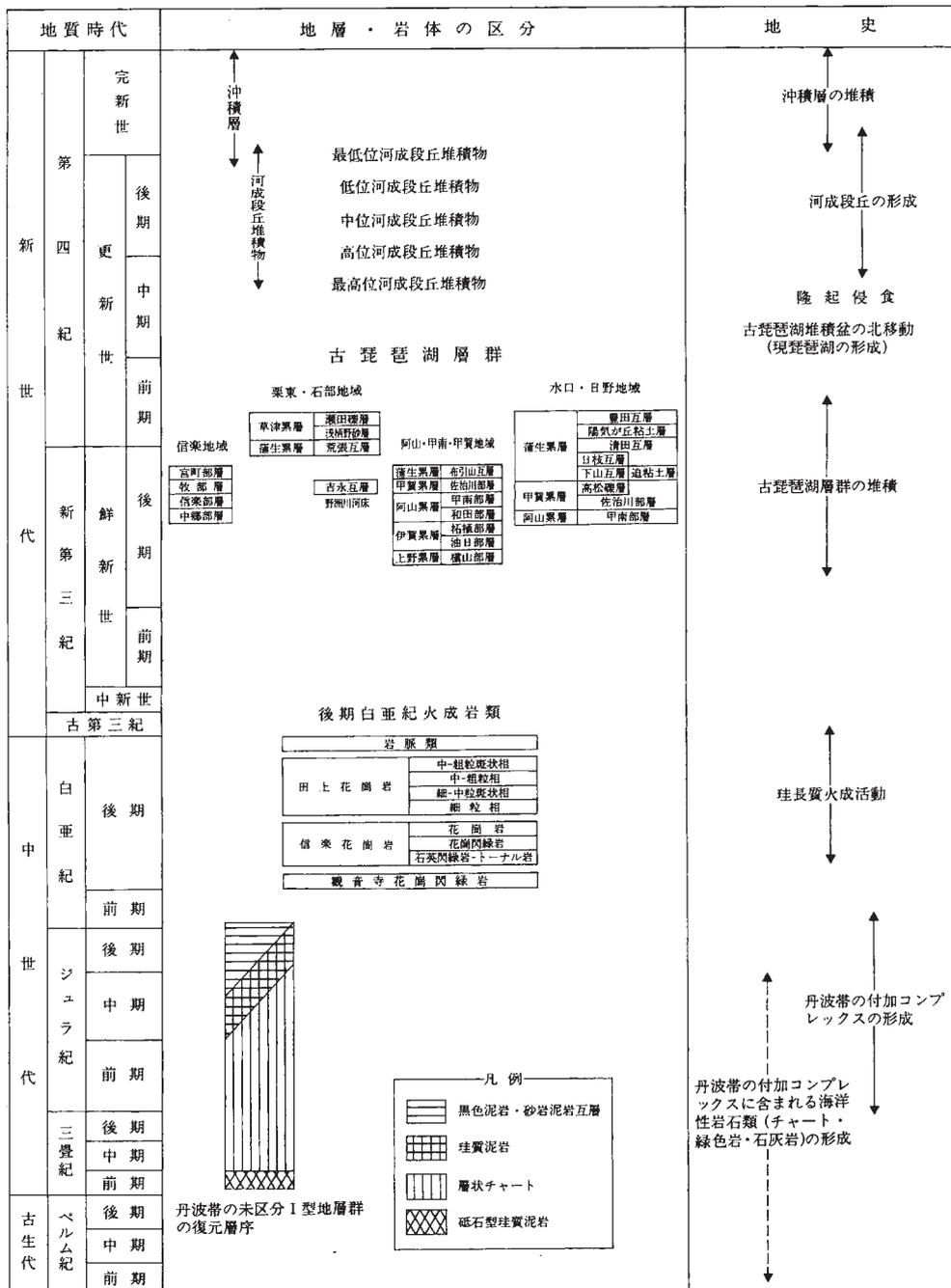
段丘地形は野洲川・杣川沿いに比較的良く発達している。これらは高い方から、高位河成段丘、中位河成段丘、低位河成段丘、最低位段丘に分けられる。沖積平野は発達が悪く、それぞれの河川に沿って狭く発達しているに過ぎない。

第2章 地質概説

(中野聰志・川辺孝幸・原山 智・水野清秀・木村克己)

水口図幅地域は西南日本の内帯に位置し、そこには丹波帯のジュラ紀付加体と後期白亜紀の火成岩類及び新生界が分布する。新生界は古琵琶湖層群(鮮新-更新統)

と第四系からなり、第四系はさらに段丘堆積物と沖積層に区分できる。本地域の地質総括図を第2.1図に示す。



第2.1図 水口図幅の地質総括図

2. 1 丹波帯

本図幅地域の丹波帯にはジュラ紀付加体が分布し、構造層序ユニットとしては、岩相の特徴と北及び北西に隣接する「近江八幡」及び「京都東北部」地域の地質(吉田ほか, 2003; 木村ほか, 1998)との対比から、I型地層群の一つのコンプレックスに相当すると考えられる。

本図幅地域のI型地層群は、層状チャートと黒色泥岩が卓越し、砥石型珪質泥岩・混在岩・砂岩泥岩互層を伴う。全体に隣接して分布する花崗岩類による接触熱変成を受けているため、地質年代を示す化石は得られていない。I型地層群の地質年代については、Imoto(1984)、Nakae(1993)、木村ほか(1998; 2001)によれば、黒色泥岩は中期ジュラ紀後半-後期ジュラ紀、層状チャートは中期三畳紀-中期ジュラ紀、砥石型珪質泥岩は前期三畳紀である。全体的な地質構造は、東西走向で、高角北ないし南傾斜を示す。

2. 2 後期白亜紀火成岩類

本図幅地域には信楽花崗岩、^{たなかみ}田上花崗岩、観音寺花崗閃緑岩が分布し、他に小岩脈などが分布する。これらの火成岩類は黒雲母・カリ長石 Rb-Sr 年代や K-Ar 年代の測定値に基づけば、いずれも白亜紀末に順次活動したものである。

本図幅地域南部には、信楽花崗岩が広く分布し、角閃石を含むものと含まないものに2分され、含角閃石相はより南部に分布している。含角閃石相分布域には、石英閃緑岩-トータル岩が小規模に産している。信楽花崗岩に貫入している田上花崗岩は信楽花崗岩の北方に位置し、粒径に基づき、細粒相・細-中粒斑状相・中-粗粒相・中-粗粒斑状相の4岩相に区分される。田上花崗岩分布域北-東端部では、観音寺花崗閃緑岩が田上花崗岩に挟み込まれるように弧状に分布し、田上花崗岩による熱変成作用を受けている。田上花崗岩体中心部では、多数の流紋岩小岩脈が貫入している。また、田上花崗岩と観音寺花崗閃緑岩の双方に、多数の花崗斑岩(一部花崗閃緑岩質)小岩脈が貫入している。これらの小岩脈は、ほとんどが北北西-南南東の伸長方向を持ち雁行状に分布しているのが特徴的である。このほかに、阿星山付近の細-中粒斑状花崗岩中に、火砕岩が石英斑岩と一緒にゼノブロックとして含まれている。石英斑岩に伴う火砕岩脈は、ほかに観音寺花崗閃緑岩中の数地点で産出が確認されている。

2. 3 古琵琶湖層群と第四系

本図幅地域の新生界は、大別して古琵琶湖層群(鮮新-更新統)と第四系に分けられる。第四系は更に段丘堆積物と沖積層に区分できる。

古琵琶湖層群は、大阪湾周辺の大坂層群や伊勢湾周辺の東海層群と並んで第二瀬戸内累層群を構成する主要な堆積物である(市原編著, 1993)。琵琶湖周辺の近江盆地・伊賀上野盆地・信楽盆地に露出し、半固結・淡水成の粘土層・シルト層・砂層・礫層からなり、100層以上の火山灰薄層を挟む河川成-湖成の堆積物である(Takaya, 1963; 横山ほか, 1979; 林・川邊, 1993など)。

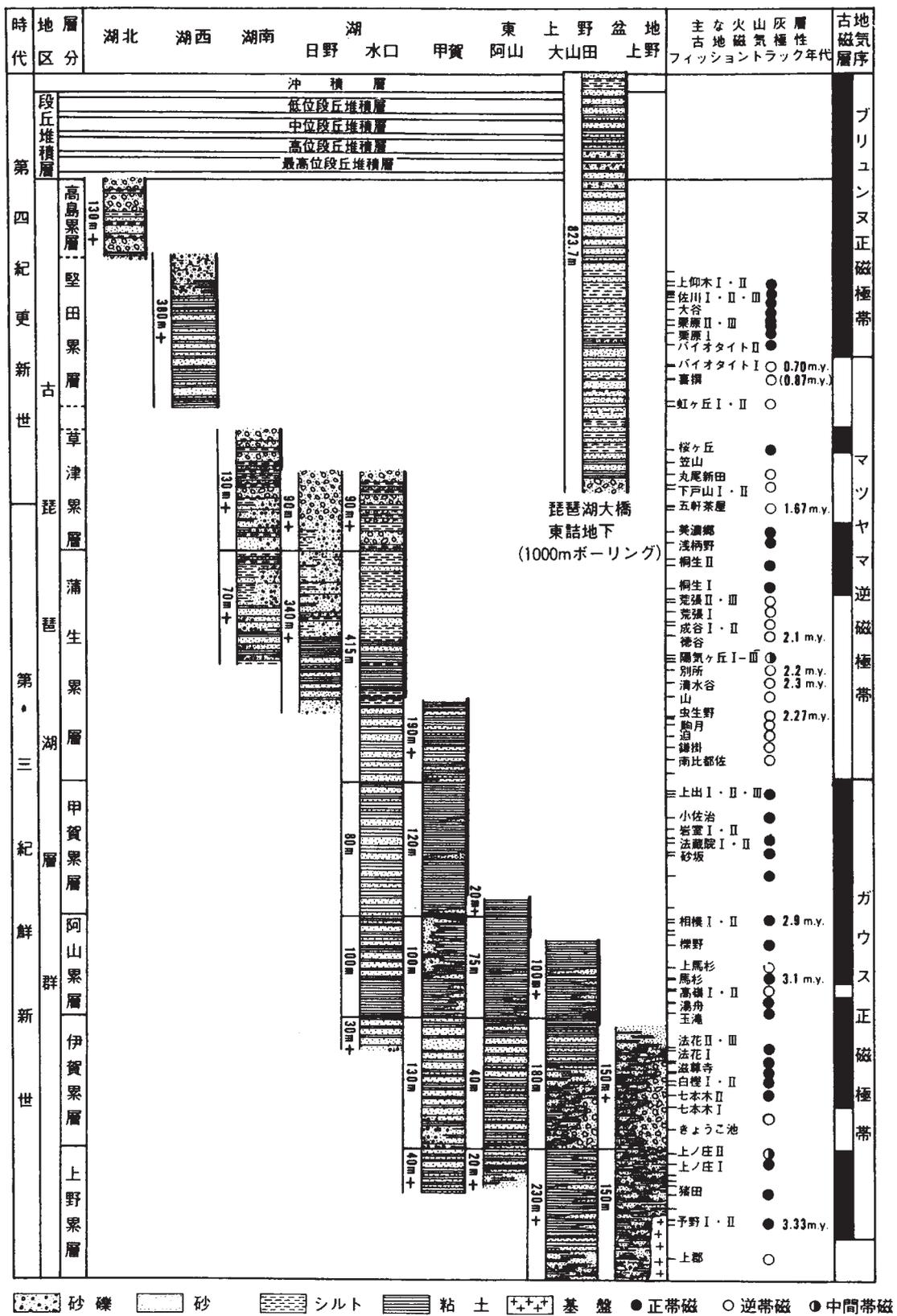
本図幅地域には、近江盆地南東部と信楽盆地の古琵琶湖層群が分布しており、阿山丘陵・甲南丘陵・甲賀丘陵・水口丘陵・日野丘陵・栗東丘陵など、図幅東部から北部を占める標高250m前後の丘陵に露出している。

本図幅地域には、古琵琶湖層群全層序のうち、下部から上部に当たる、上野累層最上部(シルト・砂・礫)、伊賀累層(礫・砂・シルト・粘土)、阿山累層(主に粘土)、甲賀累層(粘土・シルト・砂)、蒲生累層(砂・シルト・粘土)、草津累層下部(礫・砂・シルト)が露出している(第2.2図)(横山ほか, 1968; 古琵琶湖団体研究グループ, 1977, 1981; 川邊, 1981; Kawabe, 1989など)。これらの累層は、更に幾つかの部層に細分される。

この古琵琶湖層群は、断層や褶曲・撓曲が発達する地域を除いて、東西方向、北東-南西方向、北西-南東方向の一般走向を持ち、北へ数°から10数°程度で傾く一般傾斜を持っている。つまり、全体として北ほど上位の地層が露出する。

本図幅地域の古琵琶湖層群からは、大型植物化石、淡水貝化石、また象・鹿・鳥などの足跡化石が産出する(林・川邊, 1993など)。植物相の移行や、火山灰層を対象としたフィッション・トラック年代や古地磁気の編年、また大阪層群との対比から、本図幅地域の古琵琶湖層群は大阪層群最下部から下部に対比され、堆積期間は約350万年前-150万年前(後期鮮新世-前期更新世の範囲)にまたがる約200万年間であることが分かっている。

第四系は古い方から、最高位河成段丘堆積物、高位河成段丘堆積物、中位河成段丘堆積物、低位河成段丘堆積物、最低位河成段丘堆積物、沖積層に分けられる。段丘堆積物は、野洲川や仙川流域に比較的良く発達しており、信楽盆地や栗東丘陵ではあまり分布しない。堆積物は未固結の主として礫・砂からなり、厚さはいずれも数mから10m以下と薄い、沖積層は、水口町から甲西町にかけての野洲川流域と信楽盆地に比較的発達している。堆積物は未固結の礫・砂・泥からなり、層厚は数m以下である。



第2.2図 古琵琶湖層群の層序図
市原編著 (1993) 中の林・川邊 (1993) より引用

第3章 丹波帯

(木村克己)

3. 1 研究史

丹波帯の成因について、1970年代前半までは地向斜堆積物起源であるとされ、その地質年代は石灰岩から産出した紡錘虫・珊瑚化石に基づいて主にペルム系とされていた(松下, 1953, 1971; Sakaguchi, 1961, 1963; 坂口, 1973; 磯見・黒田, 1958; 丹波地帯研究グループ, 1969, 1971, 1974, 1975など). 1970年代後半以降、丹波帯、秩父帯、四万十帯等に関して、放散虫化石を中心とした微化石生層序学の研究が爆発的に進み、それまでの地質構造・年代・層序の枠組みが根本的に書き換えられることになった。

丹波帯においても、砕屑岩からはジュラ紀、チャート・石灰岩からはペルム紀ないし三畳紀の古い年代を示す放散虫化石が発見され、チャート・石灰岩及びこれらに付随する緑色岩は、ジュラ紀の陸源砕屑岩に含まれる異地性の岩体であることが各地で明らかにされた(丹波地帯研究グループ, 1979a, 1979b; Isozaki and Matsuda, 1980; 竹村 1980; 石賀, 1983; Imoto, 1984, 井本・丹波地帯研究グループ, 1982など). こうした微化石生層序学の成果に基づいて、丹波帯の付加コンプレックスの層序が再検討され、石賀(1983, 1985)、井本・丹波地帯研究グループ(1982)、Imoto(1984)は、それが岩相・地質年代の異なり断層で境された2つの地層群に区分できるとし、構成する岩相と地質年代を明らかにした。石賀(1983)は、構造的上位のユニットをII型地層群、下位のユニットをI型地層群と命名した。この層序ユニットは、隣接するユニットとは断層で境され、含まれる地層の岩相・岩相組合せ・地質年代に基づいて区分された構造層序ユニット(tectonostratigraphic unit)のひとつといえる。構造層序ユニットは、丹波帯の堆積岩コンプレックスのように複雑に岩石が複合した地層について、岩相・年代・地質構造などの総合的な特徴に基づいて区分された層序区分であり(中江, 2000 参照)、1970年代後半以降、付加コンプレックスの層序区分において、用いられるようになった。

1980年代に入り丹波帯においても、各地域においてこのような新しい地層のとらえ方に基づいた調査・研究が進み、詳細な地質が明らかにされてきた(木村ほか, 1989, 1994; 井本ほか 1989, 1991; 栗本・牧本, 1990; 栗本ほか, 1993; Nakae, 1993 など).

本地域付近の丹波帯の岩相・分布については、土地分

類基本調査「水口・上野」(滋賀県, 1982)において5万分の1表層地質図上でチャート・砂岩・泥岩を主とする岩相分布とその簡単な記述が示されている。

隣接地域の地質図幅としては、亀山(宮村ほか, 1981)、御在所山(原山ほか, 1989)、京都東北部(木村ほか, 1998)、北小松(木村ほか, 2001)、近江八幡(吉田ほか, 2003)の研究があり、詳細な地質が明らかにされている。本地域の丹波帯の岩石の一部はこれらの図幅地域のうち、北隣の近江八幡図幅と連続した分布を示す。

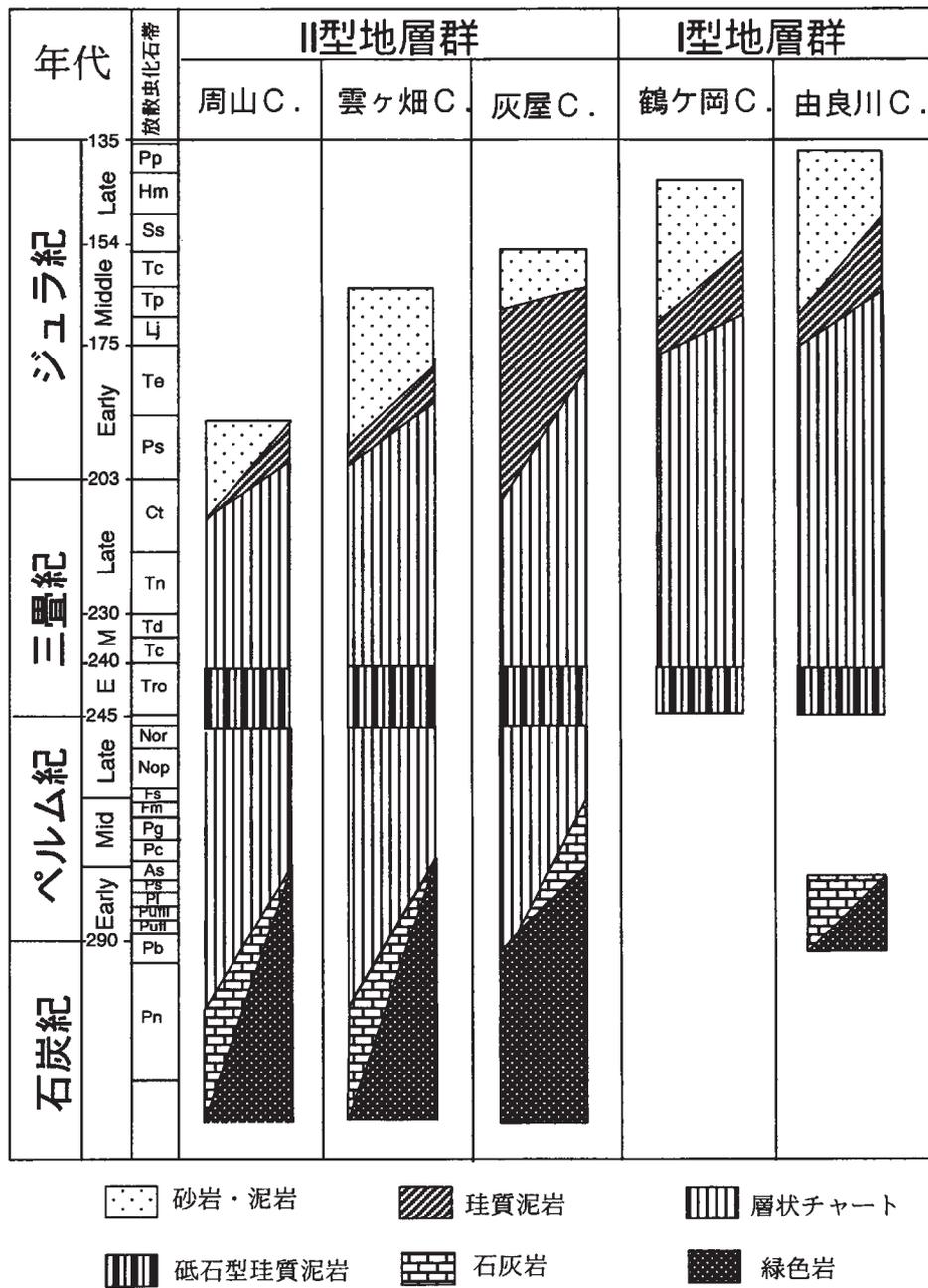
3. 2 概説

付加コンプレックスの解説

美濃-丹波帯を構成する堆積岩コンプレックスは、海洋性岩石類と陸源砕屑岩類とが混合する複雑な層相を呈する。特に泥岩基質と種々の岩質・サイズの岩塊からなる岩相(以下混在岩相と呼ぶ)と覆瓦構造の発達で特徴づけられる。これらの諸特徴は、海洋プレートが大陸縁で沈み込むことによって、その上にあった海洋プレート起源の緑色岩・石灰岩・層状チャートと、大陸縁に堆積した砂岩及び泥岩などの陸源堆積岩類とが混合・変形し、陸側に付加された結果形成されたと考えられている。このため、こうした複合岩類は付加コンプレックスと呼ばれることが多い。本論でも以降、この用語を用いる。

著しく岩石が混合・変形した付加コンプレックスであっても、それを構成する各岩相の層相関係と地質年代から、付加する直前の海洋プレート上の岩相層相を復元することができる。この復元された層相は、一般的には下位から上位に向けて、海洋地殻ないし海山の玄武岩類、遠洋性堆積物、半遠洋性堆積物、そして砂岩・泥岩などの陸源粗粒堆積物から構成される。この層相は、遠洋性環境下で海洋プレートが海嶺拡大によって形成されてから、大陸縁に向かって水平移動し、海溝に沈み込むまでの堆積環境の変遷史を記録している。そのためこのような特徴を示す層相は特に海洋プレート層相(Oceanic plate stratigraphy)と呼ばれている(例えば, Taira *et al.*, 1989; Matsuda and Isozaki, 1991)。付加コンプレックスが形成された年代は、泥岩及び砂岩などの陸源粗粒堆積物の堆積年代のうち最も若い年代に基づいて推定されている。

丹波帯の付加コンプレックスの概説(木村, 2000に基づく)
研究史で述べたように、丹波帯の付加コンプレックス



第3.1図 丹波帯の付加コンプレックスの復元模式層序 木村(2000)による。

は、構造層序ユニットとして、スラストを介して、構造的上位のII型地層群と下位のI型地層群の2つの主要な構造層序ユニットに区分される。さらにII型地層群は周山・雲ヶ畑・灰屋の各コンプレックス、I型地層群は鶴ヶ岡・由良川の両コンプレックスのより低い階層の構造層序ユニットにそれぞれ細分されている(第3.1図)。これまで各コンプレックスの名称は地域毎に異なっていたが、本報告では、木村(2000)に基づき、II型地層群については井本ほか(1989)、I型地層群については Nakae (1990) によって定義された名称をそれぞれ採用した(第3.1図)。いずれの名称も、各コンプレックスの模式地になると考えられる地域名にちなんでいる。また、単元

名称にはユニットを使わずコンプレックスとする。地域間の各コンプレックスの対比は、木村ほか(1994, 1998)に基づく。

両地層群では、海洋プレート層序をなす初生的岩相層序の地質年代・岩相組合せに大きな違いがある(石賀, 1983; Imoto, 1984; 第3.1図)。すなわち、I型地層群では、古生代の岩石がほとんどなく、一般には前期三畳紀の層状珪質粘土質を基底とし、その上位に中期三畳紀-前-中期ジュラ紀の層状チャート、前-後期ジュラ紀の珪質泥岩・砂岩・黒色泥岩が累重した岩相層序で特徴づけられる。一方、II型地層群では、後期石炭紀-ペルム紀の緑色岩・石灰岩・層状チャート、その上位の三畳

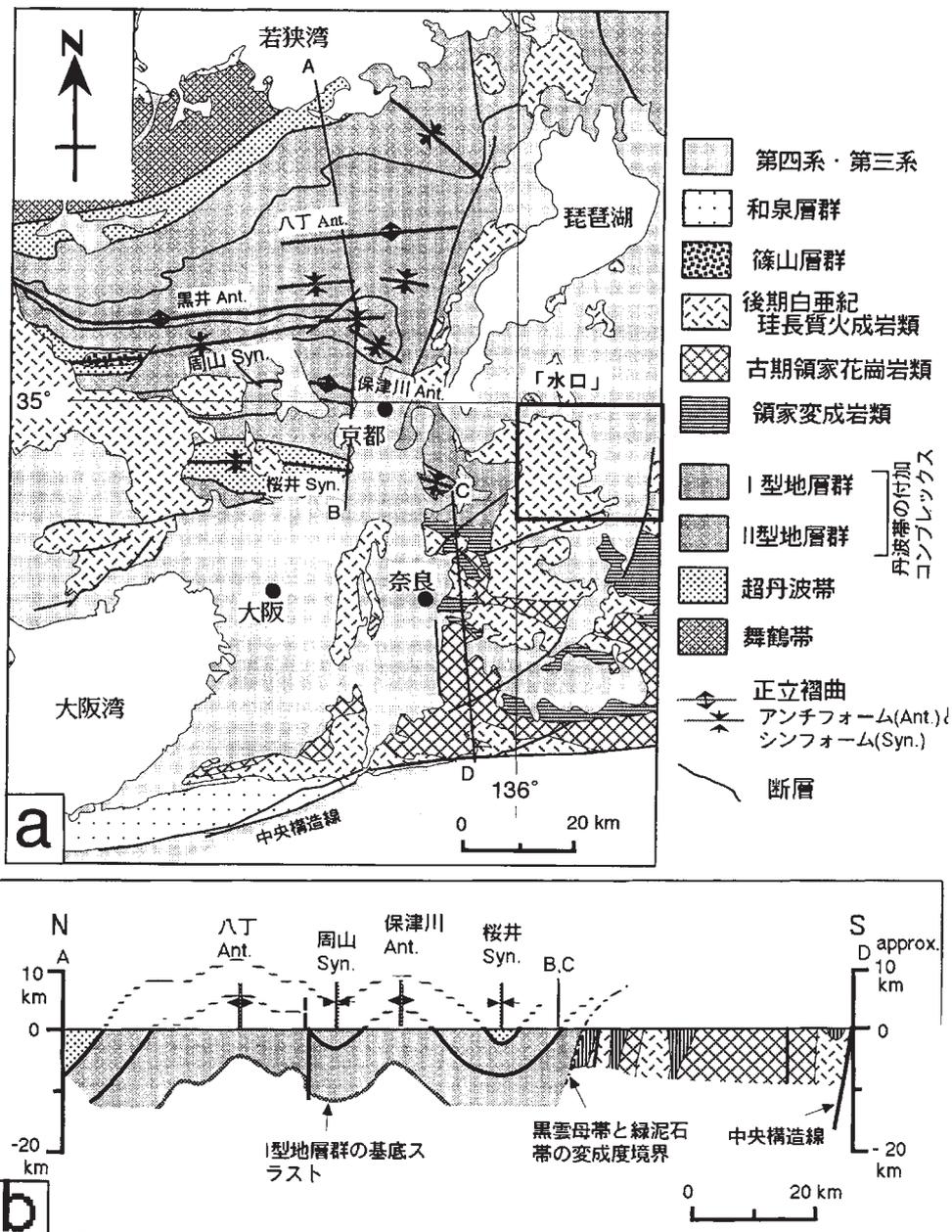
紀-前期ジュラ紀の層状チャート，主に前-中期ジュラ紀で，一部三疊紀の珪質泥岩や砂岩・黒色泥岩の碎屑岩類が累重する岩相層序が復元される。

同一地層岩内の各コンプレックス間では，それぞれ海洋プレート層序を構成する岩相組合せとその地質年代は類似しているが，各質相の地質年代幅が少しずつ異なり，構造的下位に向かって若くなる傾向が認められる(第3.1図)。

丹波帯における付加コンプレックスの地質大構造は，低角なナップ構造とその内部に発達する覆瓦構造，そしてこれらを曲げる正立褶曲構造で特徴づけられる(第3.2図)。ナップ構造と覆瓦構造はジュラ紀から白亜紀最初期にわたる付加過程に関連して形成されたとみ

なされる(例えば，石賀，1983；Kimura and Hori, 1993；Isozaki, 1997)。正立褶曲構造には付加コンプレックスとともに下部白亜系の篠山層群も参加しており(坂口，1959；吉川，1993)，また，付加コンプレックスは正立褶曲構造形成後に90数Maの放射年代が得られた行者山花崗閃緑岩や比叡花崗岩の貫入を受けている(井本ほか，1989；木村ほか，1998)ことから，白亜紀中頃の100Ma頃が正立褶曲の主要な活動期であったと考えられる(木村，2000)。

スラストで境された各コンプレックスは，南北・東西方向に少なくとも40kmにわたって延長しており，それぞれナップをなしているとみなせる(木村，2000)。さらに各ナップ内部には覆瓦構造が発達しており，その



第3.2図 近畿北部の地質概略図 木村(2000)による。

中で地層区分において最も主要なものは、ほぼ海洋プレート層序を単元として繰り返す覆瓦構造である(木村, 2000).

本地域の丹波帯付加コンプレックス

本報告では、構造層序ユニットとしては、岩相の特徴と隣接する「近江八幡」及び「京都東北部」地域の地質(吉田ほか, 2003; 木村ほか, 1998)との対比から、I型地層群の一つのコンプレックスに相当すると推定した。

3.3 I型地層群

命名

石賀(1983)による。

分布・構造

主な分布は、本地城北西部、栗東町御園から石部町石部付近、鶏冠山から竜王山付近、信楽町畑付近の3箇所であり、いずれも隣接図幅地域にまたがって岩石が分布する。その他、水口町古城山付近、大津市五本松付近、甲西町南部には、花崗岩類分布域中にルーフペンダント状に狭小な分布が認められる。全体的な地質構造は、東西走向で高角北ないし南傾斜が卓越する。

対比

層状チャートにはI型地層群を特徴づける砥石型珪質泥岩を伴うこと、北に隣接する近江八幡図幅(吉田ほか, 2003)のI型地層群の層状チャートが本地域にかけて連続した分布をなしていることから、本地域の堆積岩類はI型地層群に相当すると考えられる。

層相・岩相

層状チャートと黒色泥岩が卓越し、砥石型珪質泥岩・混在岩・砂岩泥岩互層を伴う。全体に隣接して分布する花崗岩類による接触熱変成を受けており、硬化し部分的

に変質を受けている。鶏冠山付近から北側では層状チャートが卓越するのに対し、その南側では黒色泥岩が卓越する。

砥石型珪質泥岩相 (Tt)

成層した珪質泥質岩を主体とし、黒色の有機質泥岩との互層を呈する。本相はチャートの層序的下位に位置するが、本地域では直接その層序関係は観察できなかった。栗東町御園付近の道路沿いで、南北500mにわたって露出している。ここでは成層した灰色の珪質泥岩と一部黒色の有機質泥岩が認められる。

チャート相 (Tc)

主に層状チャートからなる。層状チャートは灰白色、灰色ないし暗灰色で珪質なチャート層が厚さ数cmから10cmで成層することが多く(第3.3図a)、ときに数mmから数cm厚の泥の薄層をはさみ互層状を呈する(第3.3図b)。全般に再結晶質である。

黒色泥岩相 (Tm)

主に黒色泥岩からなり、砂岩泥岩互層やまれに混在岩を挟む。黒色泥岩は、暗灰色から黒色のシルト質泥質岩であり、スレート劈開が発達し板状に割れることが多い(第3.4図)。地質図では信楽町畑付近で比較的広く本相だけが分布すると表わしているが、露出状況は全体に悪く、詳細は不明である。実際に厚さ数mの砂岩泥岩互層や混在岩の分布が認められる。なお、本相の泥岩岩は様々な程度で熱変成を受けて固結しており、特に竜王山付近の泥質岩は強く熱変成を受け、堇青石を含むホルンフェルスとなっている。石部町石部付近では熱変成が弱く黒雲母も生じていない。

砂岩泥岩互層相 (Ts)

主に砂岩泥岩互層からなる。互層の砂岩層は厚さ10~40cmであり、泥岩層が卓越した互層から砂岩層が卓越した互層まで認められる。一般に砂岩層は膨縮し破断変形を受けている(第3.5図)。



第3.3図 層状チャート

- 薄い挟みをもって成層する層状チャート
熱変成を受け粗粒化・白色化している。ハンマーは30cm長。
- 数cmの珪質泥岩とチャートとが互層状をなす層状チャート(栗東町荒張南の採石場跡)
白色部がチャート、暗灰色部が珪質泥岩である。ハンマーは30cm長。(鶏冠山東斜面の道沿い)

混在岩相 (Tmx)

主に黒色泥岩基質に砂岩・チャート・珪質泥岩の大小のレンズを含む混在岩からなる。一般にレンズは数 cm から 20cm 径の砂岩が卓越している。最大厚さ 15m のチャートブロックが認められた。

栗東町東坂の黒色泥岩相に伴う混在岩は、鏡下の観察では、厚さ数 cm の珪質泥岩レンズとその周囲に径 3 mm 以下の珪質泥岩片が散在しており、一方、泥岩基

質にはスレート劈開が発達し、レンズが定向配列をなしている (第 3.6 図)。

地質年代と対比

調査地域の堆積岩は熱変成を受けていることもあって、地質年代を示す化石は得られていない。しかし、すでに記述したように、岩相的特徴の類似性と地質構造からは、西に隣接する「京都東北部」図幅地域に分布する I 型地



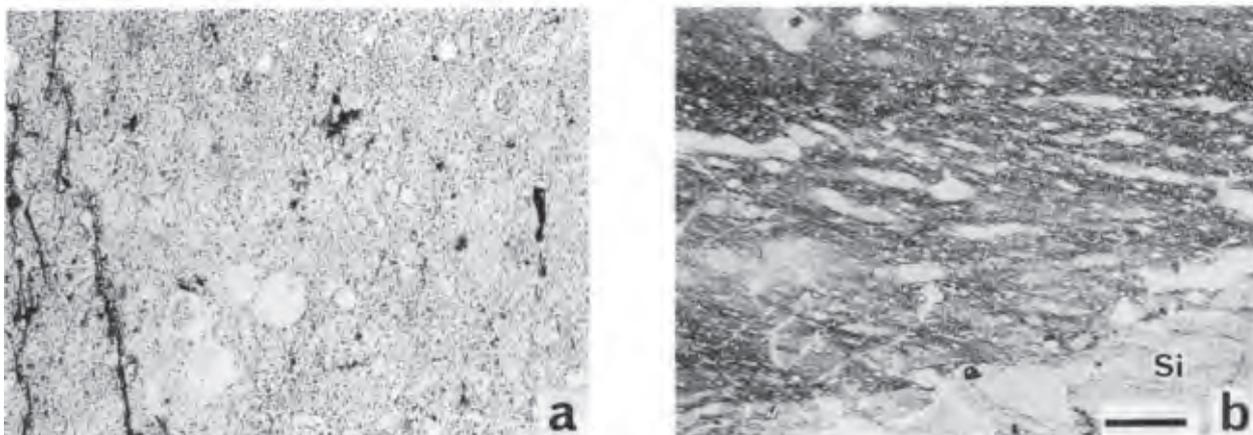
第 3.4 図 スレート状の黒色泥岩

スレート劈開 (写真右上から左下方向の姿勢を示す) と節理 (写真左上から右下方向の姿勢を示す) が発達する。泥岩はホルンフェルス化し硬く、これらの割れ目によってブロック化する。ハンマーは 30cm 長。(信楽町畑西方の採石場)



第 3.5 図 破断した砂岩泥岩互層 (信楽町畑西方の採石場)

砂岩は膨縮しレンズ状をなしたり、泥岩中に孤立した長方形のブロックをなして散在する。



第3.6図 黒色泥岩の顕微鏡写真

a: 放散虫化石を特徴的に含む黒色泥岩(水口22B:石部町石部,道路沿いの砂岩泥岩互層から採取)シルトサイズの石英・長石,丸い放散虫化石が認められ,極細粒の変成黒雲母が晶出している.図上で上下方向にスレート劈開が発達しており,細粒鉱物が走向配列をなしている. b:珪質泥岩のレンズを含む混在岩(水口19;栗東町東坂,採石場跡切り割りの混在岩から採取).図上では左上から右下方向にスレート劈開が発達しており,細粒鉱物が定向配列をなしている. Si:珪質泥岩のレンズ. a・bともに単ニコル.スケールバーはa, b共通で0.2mm.

層群(木村ほか,1998)に相当すると考えられる. I型地層群の地質年代については, Imoto(1984), Nakae(1993), 木村ほか(1998;2001)によれば, 黒色泥岩は中期ジュラ紀後半-後期ジュラ紀, 層状チャートは中期三畳紀-中期ジュラ紀, 砥石型珪質泥岩は前期三畳紀となる.

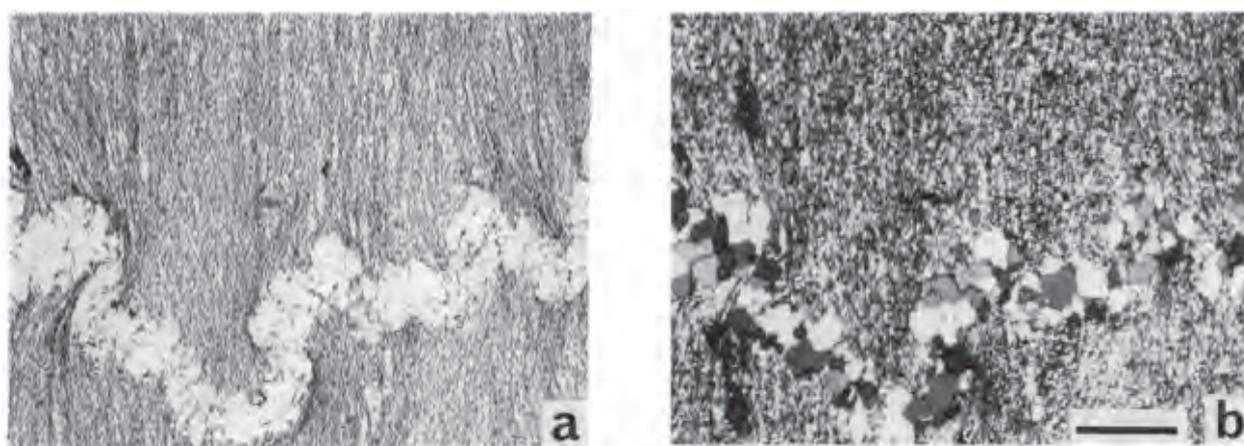
3. 4 地質構造

全体的な地質構造は, 東西走向で, 高角の北ないし南傾斜を特徴としており, 本図幅北西に隣接する「京都東北部」(木村ほか,1998), 北に隣接する「近江八幡」(吉田ほか,2003)の各図幅地域の地質構造と調和的である.

丹波帯の付加コンプレックスの地質構造には大小様々

な規模の変形構造が認められる. しかし本図幅地域では特徴的な変形構造がスレート劈開を除いて観察できなかった. 変形構造の多くはジュラ紀末ないし白亜紀初頭に生じた付加体の形成から白亜紀末にかけて形成されており, 変形史は, 付加造構運動期(D1ステージ), 正立褶曲形成期(D2ステージ), 南北圧縮に伴う横ずれ断層運動期(D3ステージ)の3つのステージ(木村,1989;木村ほか,1989;木村,2000)に区分できる. スレート劈開は, これらの内, D2ステージで形成された変形構造である.

スレート劈開(S2面)は, 黒色泥岩に認められる. 特に信楽町畑付近の黒色泥岩や層状チャートの泥岩部(第3.7図)に発達している. 一般に姿勢は層理面の東西走向・高角傾斜の構造にやや斜交している.



第3.7図 層状チャートの泥質部の顕微鏡写真

著しくスレート劈開が発達し, 微粒な変成黒雲母様鉱物などが定向配列をなしている. 石英脈が劈開による短縮変形を被り, 微小褶曲をなしている. 石英脈の石英はモザイク状の形状をなしていることから, スレート劈開の変形後に接触変成により生成したものと考えられる. a:単ニコル, b:複ニコル. スケールバーはa, b共通で0.5mm. (水口18A;栗東町荒張西部の旧採石場, 層状チャートから採取)

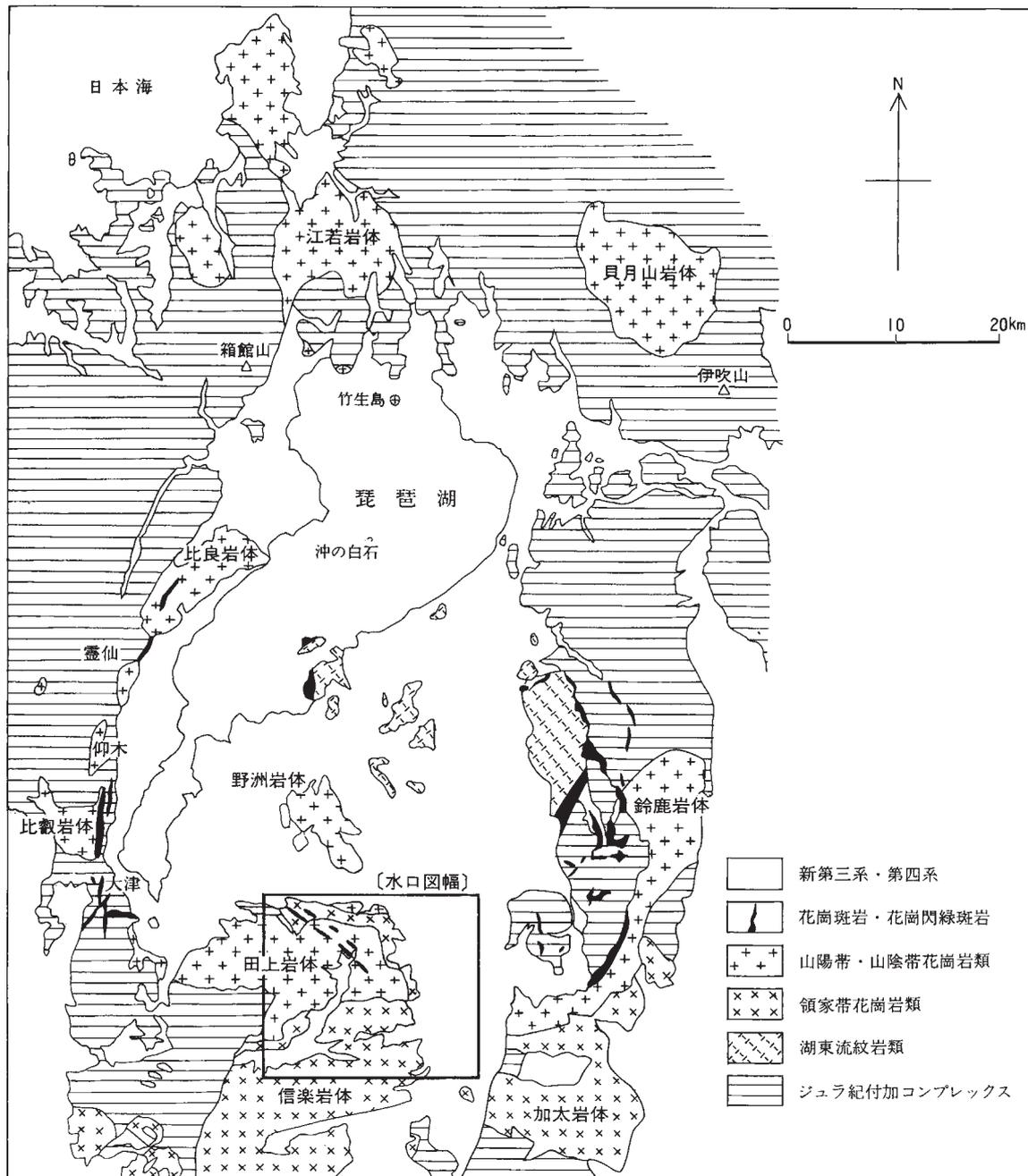
第4章 後期白亜紀火成岩類

(中野聰志・原山 智)

4.1 概要

琵琶湖周辺には、白亜紀末の花崗岩体が散在している(第4.1図)。これらの各花崗岩体についての詳細な野

外調査が1980年代以降次々と行われ、各花崗岩体の特徴が詳しく明らかにされてきた(田上岩体：周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1982, 2000), 鈴鹿岩体：周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1990), 貝月山岩体：杉井・沢田(1999), 沢田・斎藤(2000), 江若岩体：澤田・吉田・



第4.1図 琵琶湖周辺花崗岩分布図 木村ほか(2001)に加筆修正

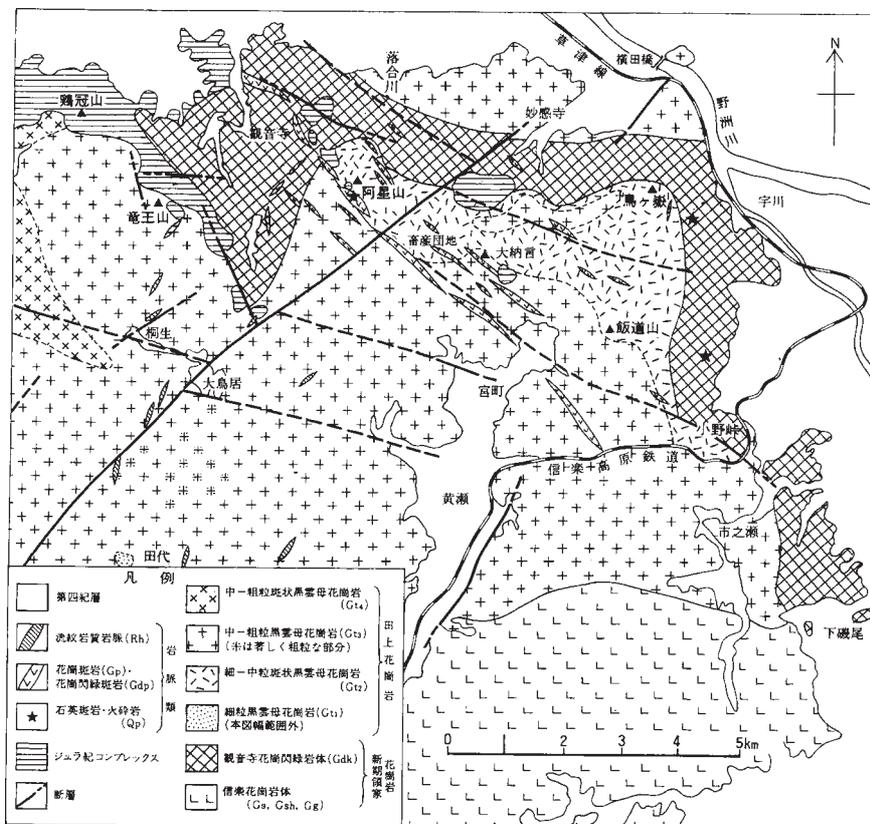
藤井 (1998), 比良岩体: 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1997), 霊山岩体: 中野 (2000), 琵琶湖基盤地質研究会 (2001), 仰木岩体: 貴治ほか (2000)). このうち, 北部の江若・貝月山岩体及び湖西の霊山と仰木の花崗閃緑岩小岩体 (高橋・木村, 1998; 中野, 2001) を除く各花崗岩体 (比良・比叡・田上・鈴鹿) は, 湖東流紋岩類の活動に関係した環状岩体であると考えられている (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1982, 1990, 1997, 2000; 沢田・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1985; 沢田ほか 1994; 沓掛ほか, 1991). 最近では, 田上岩体を含む琵琶湖南部南 - 東方地域においても湖東流紋岩類に対比できる火砕岩類が発見され, 従来の湖東コールドロンモデル (西川ほか, 1983) を拡張した琵琶湖コールドロンという名称が提唱されている (琵琶湖基盤地質研究会, 2001). 本図幅地域に分布する田上岩体は, 上記環状花崗岩体を構成する最も南に位置する花崗岩体である.

本図幅地域の火成岩類の分布が, 第 4.2 図に示されている. また, それらの相互関係が第 4.3 図に示されている. 南部には, 信楽花崗岩が広く分布している. 信楽花崗岩は角閃石を含むものと含まないものに 2 分され, 含角閃石相はより南部に分布している. 信楽花崗岩に貫入している田上花崗岩は, 信楽花崗岩の北方に位置している. 田上花崗岩は, 粒径にもとづき, 細粒相・細 - 中

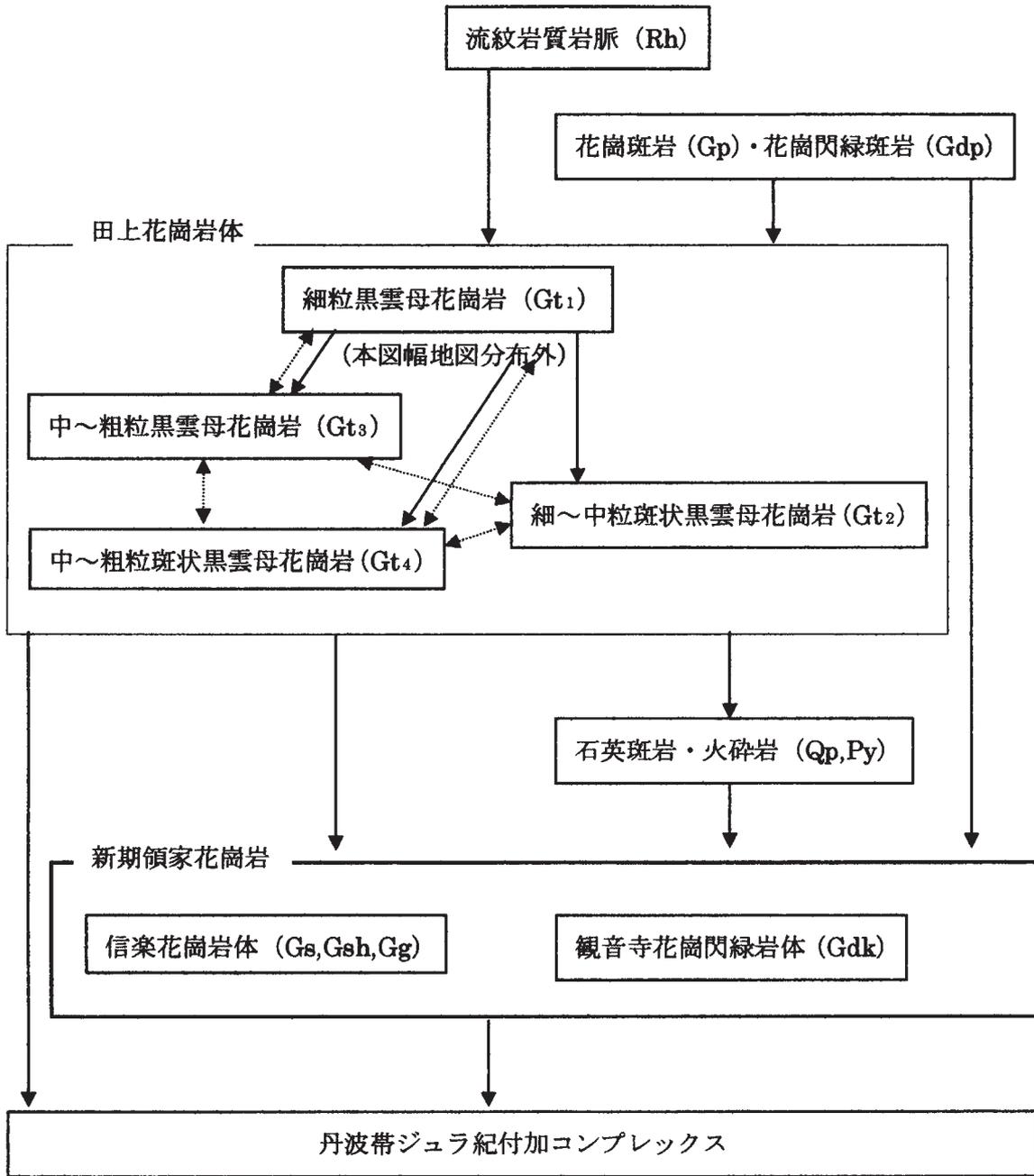
粒斑状相・中 - 粗粒相・中 - 粗粒斑状相の 4 岩相に区分される. 田上花崗岩分布域北 - 東端部では, 田上花崗岩に挟み込まれるように, 観音寺花崗閃緑岩が弧状に分布している. 観音寺花崗閃緑岩は, 田上花崗岩による熱変成作用を受けている. 田上花崗岩体中心部では, 多数の流紋岩小岩脈が貫入している. また, 田上花崗岩と観音寺花崗閃緑岩の双方に, 多数の花崗斑岩 (一部花崗閃緑岩質) 小岩脈が貫入している. これらの小岩脈は, ほとんどが北北西 - 南南東の伸長方向を持ち雁行状に分布しているのが特徴的である. このほかに, 阿星山付近の細 - 中粒斑状花崗岩中に, 火砕岩が石英斑岩と一緒にゼノブロックとして含まれている. 石英斑岩に伴う火砕岩脈は, ほかに観音寺花崗閃緑岩中の数地点で産出が確認されている.

本図幅地域に隣接する田上山地域の花崗岩類を中心にして, 黒雲母・カリ長石 Rb-Sr 年代が測定されており (藤本, 1979 参照), 最近では上述の岩相区分に対応した体系的な K-Ar 年代測定が行われた (沢田・板谷, 1993). これらの結果は, 本地域に見られる火成岩類が, いずれも白亜紀末に順次活動したものであると考えてよいことを示している.

以下の記載は, 主として周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) の調査結果に従いつつ, その後の我々の本図幅



第 4.2 図 田上山花崗岩類地質図 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) にもとづく



第 4.3 図 本地域の火成岩類の相互関係図 (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) を一部修正)

矢印は、貫入していることを示す。両矢印破線は、漸移であることを示す。両方ある場合は、場所により関係が異なることを意味している。

地域の調査結果にもとづき改訂を加えたものである。関係する各試料採取地点は、付図 1 に示してある。花崗岩区分は、IUGS 提唱のアルカリ長石-斜長石-石英の量比による命名法にもとづいている (Le Maitre, 1989)。な

お、粒径区分は、細粒 (平均粒径 1mm 以下)・中粒 (1-5 mm)・粗粒 (5mm 以上) を尺度としているが、野外での定性的な判定結果にもとづいている。

4. 2 研究史

田上花崗岩分布地域は、特にその西側の湖南アルプスと称される一帯が京阪神のハイカーに親しまれている一方で、その全域が古代以来の森林伐採によるハゲ山であるので、それを修復するために明治以来行われた植林・防災事業地としても有名である。地質学的には、トパーズ・緑柱石を代表とするペグマタイト鉱物の産地としても世界的に有名な場所 (Dana and Ford, 1959; 長島・長島, 1960; 長島ほか, 1975; 辻・北原, 1979) であり、信楽の陶器産業に象徴される長石・アブライト鉱山が多数存在する地域としても広く知られてきた (瀧本ほか, 1964; 須藤, 2001; 小早川, 1991)。また、岩体西端部のペグマタイト地域に、球状花崗岩が産出する (稲垣, 1966; 竹本ほか, 1977) ことでも知られてきた。このようなことも含めて、田上花崗岩は、琵琶湖周辺地域における代表的な山陽帯の花崗岩として広く知られている (吉田・西橋, 1987)。ところが、最近の周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) による野外調査結果が公表されるまで、岩体全体における花崗岩の岩相変化については、報告されたことがなかった。この周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) の野外調査は、1970年代後半行われた滋賀大学教育学部の卒業研究 (吉田・西橋, 1987, 吉田ほか, 1991 参照) が明らかにした、本地域の花崗岩が従来の区分と異なる複雑な岩相変化を示すという成果に基づいて行われたものである。なお、本地域で湖東流紋岩類に対比できる火砕岩が発見 (沢田ほか, 1985) され、その後湖東流紋岩の活動との関係が追求されたことは既に述べた。

周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) 以前の田上岩体についての地質学的研究には、次のようなものがある。早瀬 (1951) は、パーサイト組織の特徴の記載を行うとともに、太神山を中心に分布する田ノ上山花崗岩と金勝・三雲付近に分布する花崗岩の岩相の違いに言及した。Asayama (1954) は、田上岩体についての主成分化学組成とラジウム含有量を測定しその地域変化を検討した結果、大鳥居付近を通るほぼ南北方向に近い境界で田ノ上山花崗岩と三雲花崗岩とを区分した。Yoshizawa *et al.* (1966) は、比良花崗岩と田上地域花崗岩との岩相比較を行い、西側に分布する田ノ上山花崗岩と東側に分布する三雲花崗岩の岩相の違いに言及した。横田 (1974) は、田上岩体に発達する節理系の解析を行った。その論文の中で湖南アルプス周辺地質図を編さんしたが、花崗岩の区分については Asayama (1954) に従っている。

本地域では、最初に述べた資源地質学的な研究のほかに、ペグマタイトについての鉱物学的研究 (長島・長島, 1960; 長島ほか, 1975; 小林, 1989 等; 辻・北原, 1979 参照) が多く行われてきたが、最近では岩体全体での鉱

物学的研究 - 特に長石類について - や地球化学的研究が行われ始めた (西村ほか, 1990; 中野ほか, 1991; Hiraoka, 1997a, b; 橋本ほか, 2002)。

4. 3 観音寺花崗閃緑岩 (Gdk)

命名 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1982) による。
分布 栗東町南部の金勝山地域で南に尖った楔形の分布を示しているほか、そこから東、さらには南に向かって湾曲する幅 1~2km の帯状に分布している。

貫入関係 田上花崗岩に貫入されて、接触変成作用を受けている。この接触変成作用は、甲南町市之瀬北方や大津市大鳥居北方等では明瞭である。また、花崗斑岩や花崗閃緑斑岩に岩脈状に貫入されている。

岩相 場所により、アルカリ長石の斑晶を伴い弱斑状質となる。田上岩体との境界部付近では、アルカリ長石斑晶が長径 3cm に達する場合がある。一般に有色鉱物の量は多いが、変化に富む。角閃石は、肉眼で認められる場合もあるが、鏡下でのみ認められる場合が多い。田上花崗岩との接触部付近では、鏡下で再結晶黒雲母が観察される。岩体の周辺部、特に南側を中心に、変形構造 (圧碎組織) が顕著に認められる (第 4.4 図)。変形は場所により著しく、引き延ばされたような構造が肉眼で認められる。同じく、岩体周辺部では、熱水変質作用が認められ、両者の特徴が混在しているものが多い。

モード組成上は、花崗閃緑岩 - トーナル岩であるが、一部わずかに花崗岩質のものがある (第 4.7 図)。色指数は、8~20 である。角閃石がほとんどないものから、3%程度含まれるものまでである。

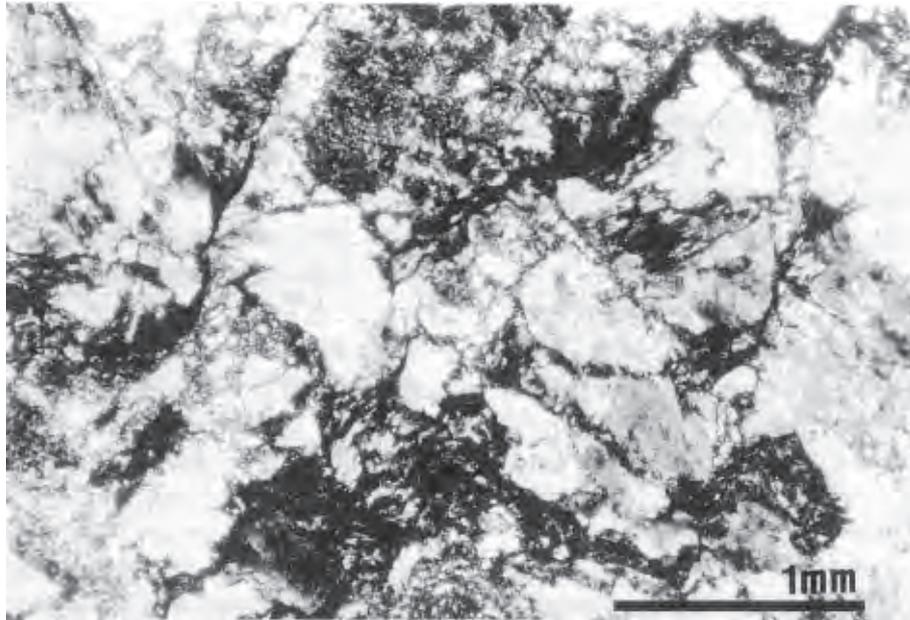
構造 有色鉱物の弱いフォリエーションが、特に田上花崗岩との境界部で観察される。また、既に述べたように、田上花崗岩との境界や貫入する石英斑岩類との接触部で、変形破碎構造が観察される。この変形構造は、田上花崗岩との境界に基本的に平行しているものと推定される。

放射年代 沢田・板谷 (1993) により、黒雲母 K-Ar 年代が測定されている。分布域東部の岩体の中央部の 2 試料については、 $66.6 \pm 3.4\text{Ma}$ と $66.9 \pm 3.5\text{Ma}$ が報告されているが、岩体周辺部のものはやや若く $66.3 \pm 3.4\text{Ma}$ が報告されている。

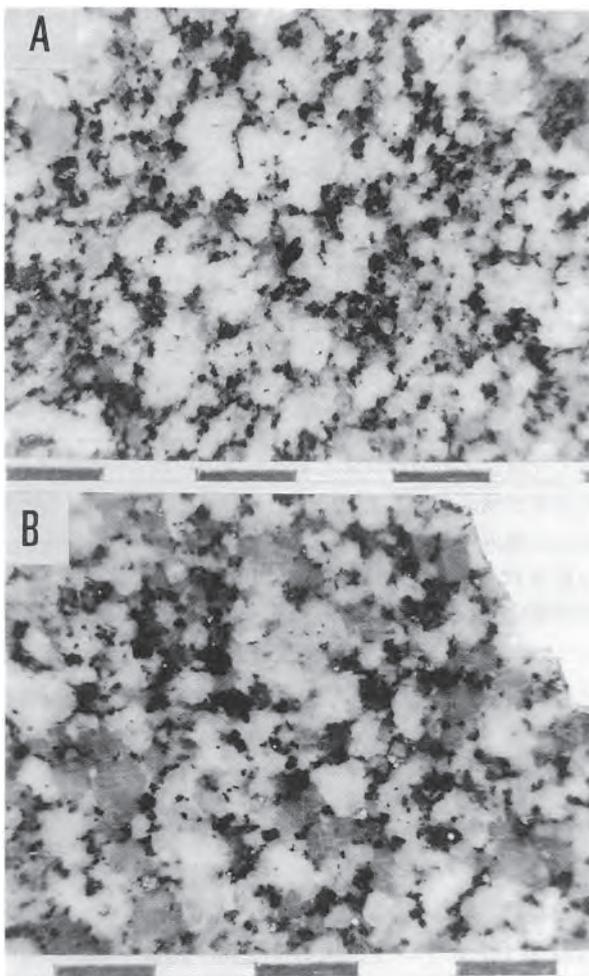
岩石記載

角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) : 観音寺部落 - 阿星山林道沿い

石英は 2~6mm の他形、斜長石は 2~8mm 程度の自形 - 半自形、アルカリ長石は数 mm 前後の間隙充填的なものである (第 4.5 図 A)。弱斑状質。黒雲母は、1~2mm 程度の板状結晶であるが、単独のものは少なく、小脈状の集合体をなす場合が多い。石英 32.2%、アルカリ長石 13.9%、斜長石 41.6%、有色鉱物 (黒雲母・



第4.4図 観音寺花崗閃緑岩の変形・破碎組織の顕微鏡写真



第4.5図 観音寺花崗閃緑岩の肉眼的岩相
 A：花崗閃緑岩（石部町東寺-信楽町畜産団地道）
 B：トータル岩（観音寺集落南）。スケールの一目盛りは1cmを示す。

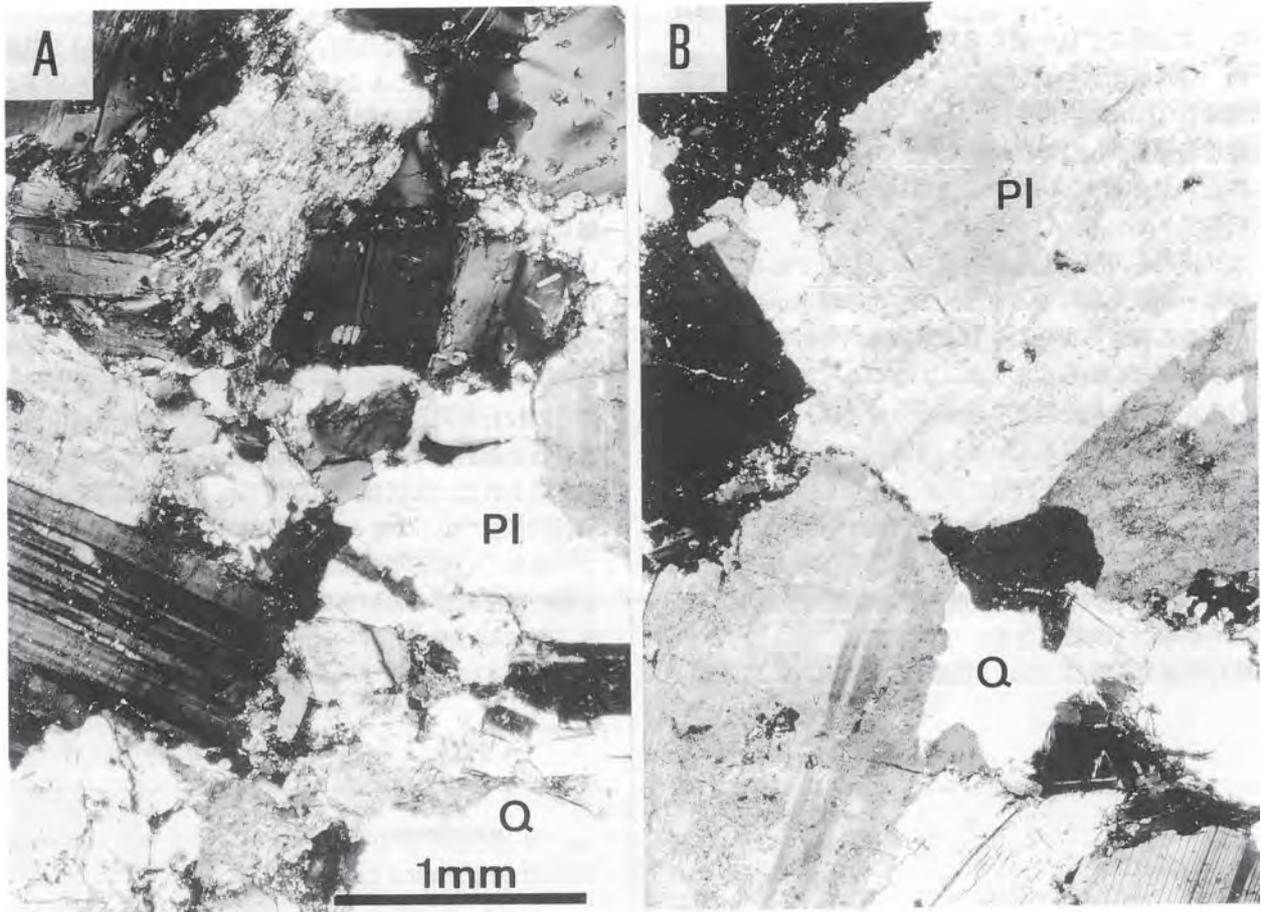
角閃石) 12.4% (スラブモード)。

鏡下での特徴は、次の通りである(第4.6図A)。斜長石：自形-半自形。最大4mm×1cmの短冊状結晶。4mm×4mm程度以下の粒子がほとんどである。周辺部の振動累帯構造，コアのパッチ状構造が典型的である。アルバイト集片双晶は，明瞭。中心部ややソーシュライト化。アルカリ長石：他形。少量3mm×4mm，5mm×1cm。後者は，黒雲母や斜長石を多く包有する。1mm以下の黒雲母や斜長石を包有している。石英：1mm以下のサブグレインが目立つ。波動消光，変形ラメラ。黒雲母：1mm前後のものが多いが，周辺部が微小黒雲母集合体組織になっているのが特徴的。X=(淡)黄色，Y=Z=褐色-赤褐色。角閃石：長径1-2mm程度。X=Y=淡黄色，Z=淡緑色。褐廉石(長径3mmのものあり)，スフェーン，アパタイト，ジルコン。

トータル岩 (Gdk)：栗東町観音寺集落南約500m地点

中(-粗)粒の等粒状組織(第4.5図B)。斜長石は，数mm-8mm程度の粒子。短冊状のものがある。アルカリ長石は，染色しなければ斜長石との区別が困難。石英は，主として5mm-1cmの粒子が散在している。黒雲母は，1～2mm程度のものが集合して，網目状に分布しているように見える。角閃石は，数mmのものが点在。

鏡下での特徴は，次の通りである(第4.6図B)。斜長石：半自形1mm×1mm～5mm×5mm。振動累帯構造発達。コアには，パッチ状構造顕著(大きい粒子)。アルバイト集片双晶，ペリクリン集片双晶。やや汚濁強い。コアがソーシュライト化しているものあり。アルカリ長石：他形，2mm×3mm～5mm×5mm程度。パー



第4.6図 観音寺花崗閃緑岩の顕微鏡写真

A: 花崗閃緑岩

B: トーナル岩. いずれも複ニコル. PI: 斜長石, Q: 石英

サイト組織不明瞭. 汚濁は強い. 石英: 他形5mm前後の大きさであるが, 波動消光著しくプール状組織に見える. 変形ラメラ. 黒雲母: 1~2mmであるが, 1mm以下の微小粒子も多い. X=(淡)黄色, Y=Z=褐色-赤褐色. 角閃石1mm以下の粒子であるが, 集合して数mmになっている. 黒雲母と集合している. X=y=淡黄色, Z=淡緑色. 不透明鉱物少ない.

石英43.4%, アルカリ長石5.2%, 斜長石43.4%, 黒雲母10.4%, 角閃石1.2% (顕微鏡モード).

4.4 信楽花崗岩 (Gs, Gsh, Gg)

命名 木津川構造線を挟んでその南と北とに分布する花崗岩は, これまで柳生花崗岩 (命名: 有田, 1949) と一括して呼ばれ, 領家帯新期の花崗岩とされてきた (中島, 1960). しかし, 木津川構造線以北でのさらにその北方に分布する山陽帯の花崗岩との境界は不明であった. この境界を明らかにした周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1982) が, 木津川構造線以北に分布する領家帯新期の花

崗岩を信楽花崗岩と命名した. 木津川構造線以南に分布している領家帯新期の花崗岩である柳生花崗岩との関係は, 同一岩体内での岩相変化と考えられる (上野図幅; 高橋, 1996).

分布・産状 木津川構造線以北, 信楽町にかけて南北約10km 東西約10km にわたって分布する. 岩体の北縁は田上花崗岩体との境界に当たり, その境界は信楽町小川-甲南町磯尾にかけて概略東北東-西南西方向に沿って伸びている. 岩体の西縁は, 北北東-南南西方向に伸びる丹波帯堆積岩類との貫入境界である. 岩体の東縁は, 古琵琶湖層群によってアバットされている. 両者の境界は, 甲南町磯尾-三重県阿山町馬場にかけて, ほぼ南北方向に伸びている. 断層を挟んではいるが, 約10km東方に分布する加太花崗岩 (宮村ほか, 1981) に連続するものと考えられる.

貫入関係 南限では, 木津川構造線を挟んで柳生花崗岩に続いている. 北限では, 田上花崗岩に貫入されているが, 信楽町以東ではその境界が不明瞭なところが多い. 岩体西縁部においては, 南北方向に近い境界面で丹波帯

ジュラ紀付加コンプレックスに貫入している。その境界面は、本図幅内では一般に高角である。

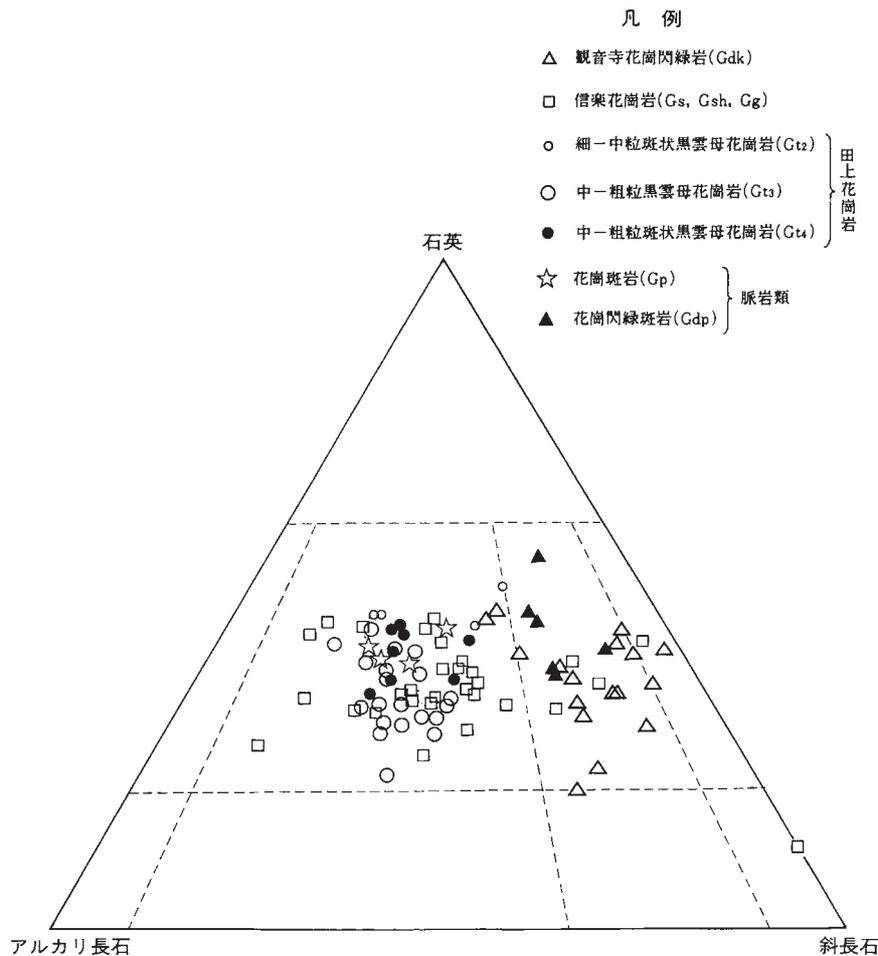
岩相 分布域南部においては主として含角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gsh) の岩相を示し、北方に向かって含角閃石黒雲母花崗岩 (Gs) の岩相になり、田上花崗岩との境界部に近い北部においては主として黒雲母花崗岩 (Gs) の岩相を示している。いずれも漸移関係にある。一般にアルカリ長石を斑晶にもつ弱斑状質の粗粒岩である。石英は他形・間隙充填的であり、いくつかの粒子が連続していわゆる石英プールをつくるのが特徴的である。黒雲母も、多数の結晶からなるクロットをつくっている。北側に分布する田上花崗岩との境界部付近では、これらの特徴が相対的に弱くなっている。角閃石含有黒雲母花崗岩 (Gsh) には、角閃石が肉眼で認められるものと顕微鏡での確認を要するものがある。斑状質・石英プール・角閃石の存在という特徴は、一般に木津川に向かって南にいくほど明瞭になる。西側の丹波帯堆積岩類との境界では、粒径や組織が不均質になる。

粗粒黒雲母花崗岩 (Gs) : 花崗岩質である (第 4.7 図)。

色指数は 5 以下と低い。

角閃石含有黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩 (Gsh) : 花崗岩 - 花崗閃緑岩質である (第 4.7 図)。色指数は 5 以下のものもあるが、花崗閃緑岩質の場合は 10 に達しているものがある。

なお、信楽花崗岩の含角閃石相 (Gsh) 分布域には、一部により塩基性の深成岩類が点在している。これらについて、周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1982)は、信楽花崗岩に伴われる中性・塩異性岩類として、トータル岩・変輝緑岩・変斑れい岩の 3 つに区分した。一方、高橋(1996)は、これらを信楽花崗岩に伴う細-中粒花崗閃緑岩と細粒石英閃緑岩に区分した。今回、図幅地域内の当該岩石を調査した結果では、非常に岩相変化に富むことが確認された。本図幅南西端に当たる滋賀県信楽町小川-溝谷付近では、中粒トータル岩が比較的広範に分布しているが、一部石英閃緑岩相の部分があり、そのほかにも細粒極優黒岩の岩相が見られる。また、南東端に当たる三重県阿山町馬田付近では、細粒 - 中粒石英閃緑岩 (-トータル岩 - 斑れい岩) が分布しているが、ペグマタイ



第 4.7 図 本図幅地域内火成岩類のモード組成図

ト質花崗岩の部分も見られる。ここでは、これらを一括して、トータル岩-石英閃緑岩(Gg)として記載する。

構造 含角閃石相において、黒雲母の濃集部・角閃石やアルカリ長石の斑状結晶・石英プール・塩基性包有物の定向配列が認められるところがある。局所的に、長半径2～3km程度の半ペーズン構造ないしは半ドーム構造が存在する(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1982)第2図参照)。本図幅地域では、三重県阿山町芝出付近、滋賀県信楽町笹ヶ岳西方、信楽町小川付近でこれらの構造が認められている。

放射年代 沢田・板谷(1993)により、黒雲母K-Ar年代が測定されている。いずれも本図幅域の若干南に位置する4試料についての測定であるが、 $68.4 \pm 1.4\text{Ma}$ ～ $72.6 \pm 1.5\text{Ma}$ が報告されている。

岩石記載

粗粒黒雲母花崗岩(Gs) 信楽町長野

肉眼的に粗粒に見える(第4.8図B)が、顕微鏡下では、数mmから5mm程度の石英が集合して径1cm以上の不定形のプールをつくっているものや、斜長石やア

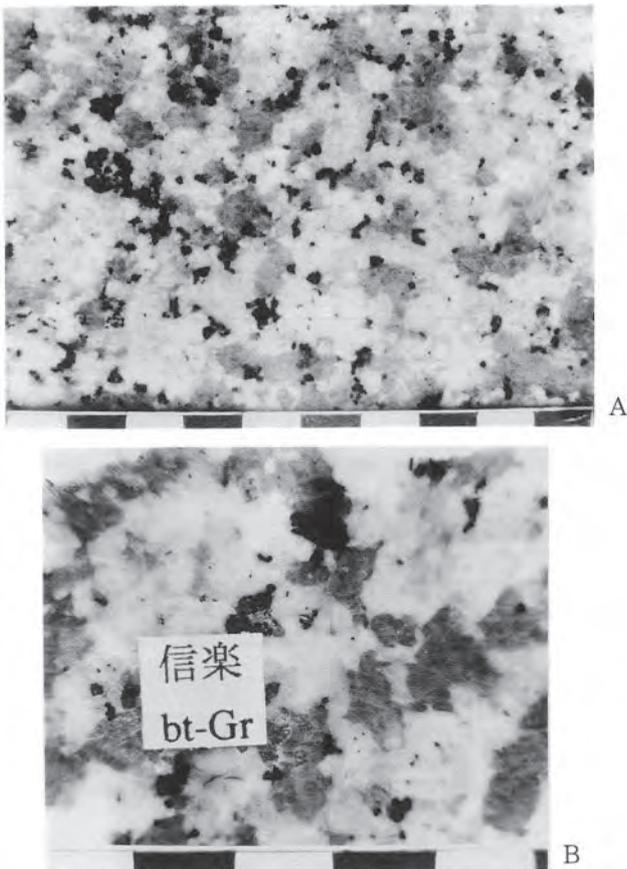
ルカリ長石が集合して径1cm以上の長石に見えるものが多い。長径1cm以上の斑晶状アルカリ長石も存在する。黒雲母は1～2mm程度のものが散在または集合しているが、集合の程度は弱い。石英34.9%、アルカリ長石29.3%、斜長石34.9%、黒雲母4.6%(スラブモード)。

鏡下の特徴は、次の通りである。斜長石：自形-半自形。径1～2mmの粒子が多いが多くは集合している。最大長径約5mm。コアとリムの累帯構造が一般的。コアにパッチ状構造が見られる。アルバイト集片双晶明瞭。アルカリ長石：他形。1cm×1cm以上の斑晶状アルカリ長石が存在する場合と径5mm程度の粒子が集合して斑晶状になっている場合がある。脈状-パッチ状マイクロパーサイト明瞭。汚濁は、それほど強くない。微斜長石組織が認められるが、弱い。石英：径1～7mm。プール状石英組織。波動消光一般的。黒雲母：径1～2mm程度。ほとんど変質していない。X=淡黄色、Y=Z=褐色-黄褐色。アパタイト、ジルコン。

粗粒角閃石含有斑状黒雲母花崗岩(Gsh)：滋賀県信楽町南新田と三重県上野市丸柱の間にある桜峠付近(第4.9図)

一般的な岩相は、次の通りである(新設道路工事現場露頭)(第4.8図A)。5mm～1cmの石英が単独ないしはつながってプール状に存在する。斜長石は、長径5mm程度の自形結晶が散在しているが、ほかの鉱物にくらべて粒径が小さい。肉眼でも、累帯構造がよくわかる。アルカリ長石は、間隙充填的であるが、長径2cmをこえる斑晶状のものが特徴的である。黒雲母は、1～2mmのものが散在しているが、集合体をなしているものも多い。集合体は、径1cmを超えるものもある。一定の方向に連続し、脈状に伸びている場合もある。黒雲母のNS10°Wの弱いフォリエーションが認められる。肉眼で、長径数mmの緑色の角閃石が観察される。最大幅2mm、長さ8mmである。

鏡下での特徴は、次の通りである(第4.10図)。斜長石：半自形。1～3mmの粒子が多いが、集合して1cm以上になっている場合がある。振動累帯構造明瞭(周辺部)。コア部分には、パッチ状構造が見られる。アルバイト集片双晶明瞭。アルカリ長石：他形。サイズのばらつきが大きい。斑晶状アルカリ長石は、ホストの部分が多いまばらなパッチ状マイクロパーサイト。小さい粒子は、パーサイト不明瞭。両者ともに、一部に微斜長石組織あり。石英：他形。1mm×1mm～5mm×5mm程度。一般に、集合している。波動消光、変形ラメラ明瞭。黒雲母：1mm程度。やや緑泥石化している。X=淡黄色、Y=Z=褐色-黄褐色。角閃石：1mm以下・黒雲母とともに集合している。X=淡緑色、Y=緑褐色-褐緑色、Z=褐緑色。アパタイト、ジルコン、方解石(変質



第4.8図 信楽花崗岩の肉眼的岩相

A：含角閃石黒雲母花崗岩(桜峠)，

B：黒雲母花崗岩(信楽町長野)。

スケールの一目盛りは1cmを示す。

鉱物). 不透明鉱物は少ない. 石英 37.0%, アルカリ長石 24.2%, 斜長石 32.2%, 黒雲母 5.2%, 角閃石 1.4%, そのほか 0.1% (顕微鏡モード).

トータル岩 (Gg) 信楽町小川 (下出南)

肉眼的な特徴は, 第 4.11 図 A に示されている. 中粒である.

鏡下での特徴は, 次の通りである (第 4.12 図 A). アルカリ長石は, 微粒子 (1mm 以下) として間隙充填的に存在するが, 清澄であり, 弱い格子状双晶がまれに見られる. パーサイト組織は, ほとんど見られない. 斜長石 (長径~数 mm) は, 自形-半自形である. 振動累帯構造とアルバイト集片双晶が, 顕著である. 石英 (~数 mm) は, 他形であるが, プール状につながっている場合が多い. 波動消光が認められる. ミルメカイト発達. 黒雲母 (1mm 以下) の軸色は, X=淡黄色, Y=Z=褐色. 角閃石 (2mm 以下) の軸色は, X=淡黄色-淡褐色, Y=緑色, Z=淡緑色-褐緑色. 褐簾石, アパタイト, ジルコン. 顕微鏡モード組成は, アルカリ長石 3.0%, 斜長石 44.7%, 石英 35.9%, 黒雲母 10.5%, 角閃石 5.5%, 副成分鉱物 0.4% (第 4.7 図). 色指数 16.

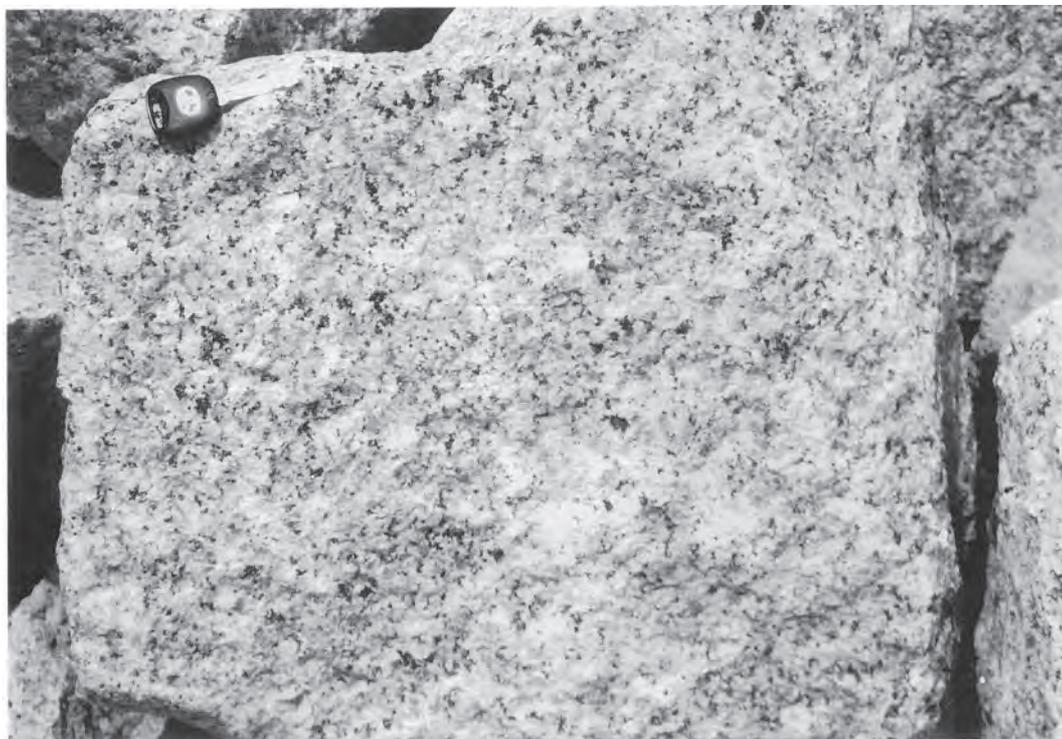
石英閃緑岩 (Gg) 信楽町小川 (上出南)

肉眼的な特徴は, 第 4.11 図 B に示されている. 中粒である. 信楽花崗岩との境界部に産する.

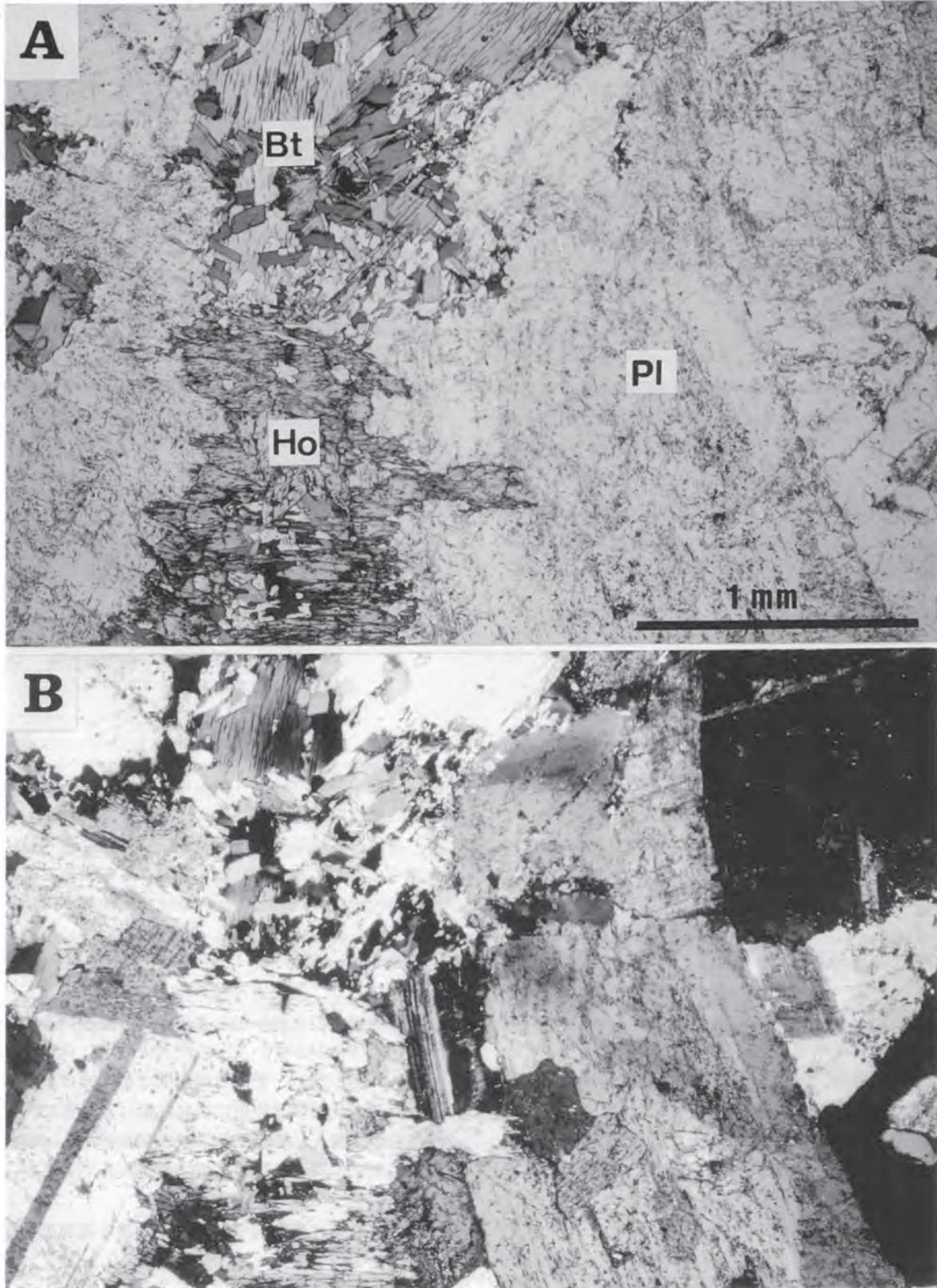
鏡下での特徴は, 次の通りである (第 4.12 図 B). アルカリ長石は, 間隙充填的にわずかに存在するのみである. 斜長石 (長径~数 mm) は, 自形-半自形である. 振動累帯構造とアルバイト集片双晶が, 顕著である. 石英 (~数 mm) は, 他形であるが, プール状につながっている場合が多い. 波動消光が認められる. 黒雲母 (1 mm 以下) の軸色は, X=淡黄色, Y=Z=褐色. 緑泥石化が著しい. 角閃石 (1~3mm) の軸色は, X=淡黄色-淡褐色, Y=緑色, Z=褐緑色. 褐簾石, アパタイト, ジルコン. 顕微鏡モード組成は, アルカリ長石 0.1%, 斜長石 65.9%, 石英 13.5%, 黒雲母 7.1%, 角閃石 12.1%, 副成分鉱物 1.2% (第 4.7 図). 色指数 19.2 (最大 37).

4. 5 ^{たなかみ} 田上花崗岩 (Gt₁, Gt₂, Gt₃, Gt₄)

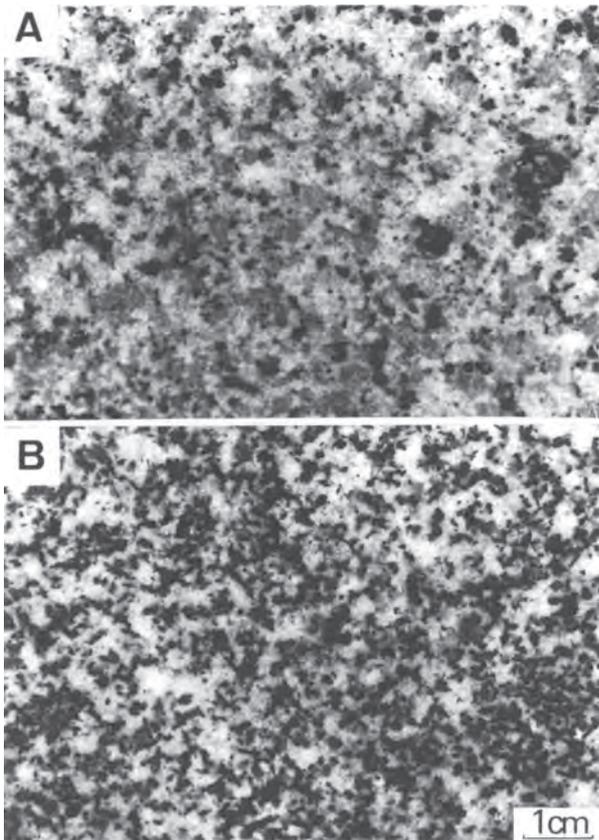
命名 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1982) の再定義による. それまでは, 上田上桐生町を通るほぼ北北東-南南西方向の境界によって, 東側の三雲花崗岩と



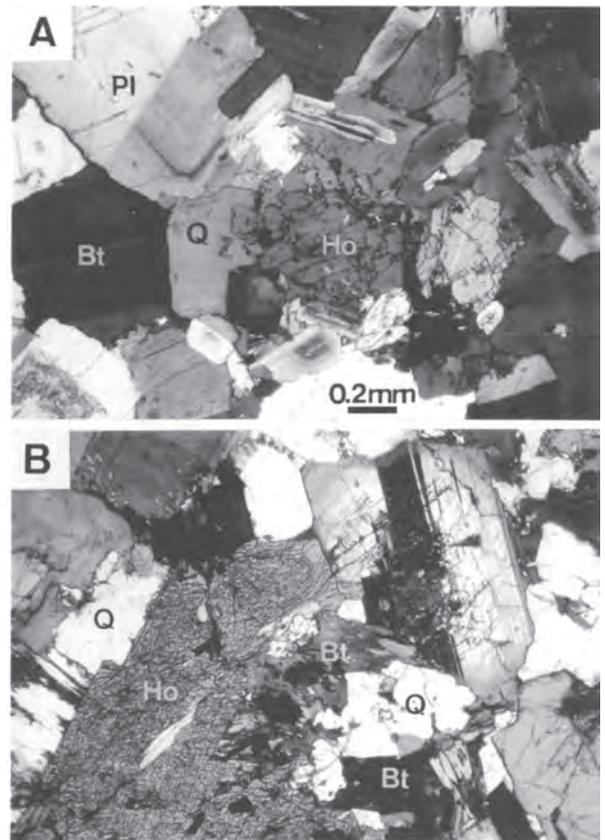
第 4.9 図 桜峠における信楽花崗岩
含角閃石黒雲母花崗岩. スケールとして, 車のキー (8.5cm) が置いてある.



第4.10図 信楽花崗岩の顕微鏡写真
含角閃石黒雲母花崗岩（桜峠），A：単ニコル，B：複ニコル．Pl：斜長石，Bt：黒雲母，Ho：普通角閃石．



第4.11図 信楽花崗岩のトータル岩(A)と石英閃緑岩(B)



第4.12図 信楽花崗岩のトータル岩(A)と石英閃緑(B)の顕微鏡写真

PI: 斜長石, Q: 石英, Bt: 黒雲母, Ho: 普通角閃石. いずれも複ニコール.

西側の田上山花崗岩に区分されていた (Hayase, 1953 ; Asayama, 1954). 再定義された田上山花崗岩が, 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) により詳しく記載された.

分布 本岩は, 大津市から草津市, 信楽町, 甲西町, 栗東町, 石部町にかけて, 東西約 20km・南北約 8km の規模で分布している (第4.13図). その分布域は, 西側の標高 500 ~ 600m の田上山系から東側の飯道山 - 鳥が獄の山地に相当している. 北縁部では, 丹波帯付加コンプレックスに貫入する一方, 古琵琶湖層群にアバットされている. 東縁は, 貫入した観音寺花崗閃緑岩によって境されている. 西縁は古琵琶湖層群に境されている. 南縁は, 信楽花崗岩との境界である.

貫入関係 本岩は, 岩体南西端では丹波帯堆積岩類に貫入している. 大津市大石富川町一帯の加河川北側での東西 7 ~ 8km の範囲 (ほとんどが隣接図幅域) でのほぼ東西方向の走向を示す堆積岩類への貫入は, かなり調和的である. しかし, この貫入境界は, 本図幅内の大津市田代付近で, ほぼ直角にその方向を変え南北方向になっているので, きわめて非調和的なものである. これらの貫

入境界の傾斜は, いずれも高角度である. この非調和的な貫入境界の東側では, 本岩が信楽花崗岩に貫入している. 岩体の北縁部では, 丹波帯堆積岩類に貫入し, それをルーフとして残している. また, その東側では, 観音寺花崗閃緑岩に貫入して接触変成作用を与えている. また, 甲南町磯尾では, 観音寺花崗閃緑岩体に隣接する田上山花崗岩は, 幅約 5m にわたり中粗相 (2 ~ 3mm 程度) を呈しており, 急冷周辺相と考えられる.

観音寺岩体の北側の田上山花崗岩は, 野洲川を挟んで野洲花崗岩体と対しているが, 両者の関係は今のところよくわかっていない. 岩体の南西部では, ほぼ東西方向とほぼ南北方向のほぼ直角に折れ曲がった境界で, 丹波帯堆積岩類に貫入し接触変成作用を与えている. 南縁では, さらに南に位置する信楽花崗岩に貫入しているが, 漸移しているように見える場合もある.

岩相 主岩相は典型的な優白岩等粒状の黒雲母花崗岩である. 信楽花崗岩との比較で述べると, 一般に, 石英粒子は, 独立性が強くいわゆる石英プールをつくるような連続性は弱い. 黒雲母も, 集合してクロットをつくるような特徴が弱く, 多くの黒雲母粒子が散在している. こ

の主岩相を含めて、田上花崗岩は4岩相に分けられる(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000): 細粒相(G_{t1}), 細-中粒斑状相(G_{t2}), 中-粗粒相(G_{t3}), 中-粗粒斑状相(G_{t4})である。このうち、細粒相(G_{t1})は、岩体西部において天井相として産出するものであり、本図幅地域にはただ1箇所わずかにしか分布していない。中-粗粒相(G_{t4})はもっとも分布が広い。基本的に粗粒であるが、一部で中粒になっている。特に、観音寺花崗閃緑岩の北側に分布するものは、南側のものに比べて相対的に粒径が小さくなっており中粒である。中-粗粒相(G_{t3})は、岩体東北部において、その周縁相(天井部)の細-中粒斑状相(G_{t2})に漸移するとともに、岩体の西縁部においても地形的高所に分布する細粒相(G_{t1})に漸移している。両者ともに、粒径・組織において不均質な岩相である。細粒相(G_{t1})は、大戸川沿いでは、中-粗粒相(G_{t3}), 中-粗粒斑状相(G_{t4})に貫入している。岩体の北西部にまとまって分布している中-粗粒斑状相(G_{t4})は、中-粗粒相(G_{t3})に漸移しており、より中心部の岩相と考えられる。相対的に優黒質であり、アルカリ長石の斑晶をもつ斑状の組織を呈しており、角閃石含有の信楽花崗岩にやや似た印象を与える岩相である。

いずれの岩相も、山頂部のものを中心に風化が進んでいるが、主岩相の中-粗粒相(G_{t3})の強風化状態(真砂化)は特徴的である(第4.14図)。

細-中粒斑状相(G_{t2})は斑晶の量や大きさあるいは石基の粒径の変化が大きく、岩相が非常に不均質である。径2~10mmほどの丸みをおびた石英(プール)が特徴的

あり、黒雲母は2mm前後の集合体をつくるのが特徴である。石基は、斜長石、アルカリ長石、石英、黒雲母からなる。モード組成上(第4.7図)、花崗岩領域に入る。飯道山-鳥ヶ嶽-大納言-阿星山にかけて分布している。

中-粗粒相(G_{t3})は等粒状の黒雲母花崗岩であるが、粒径や組織に変化が見られる。石英はどこでもあまりプール状に集合していないが、信楽町田代西方の三筋の滝付近では石英の独立性がきわめて高い。一般的には5mm前後の石英、斜長石、アルカリ長石からなっているが、地域ごとに若干変化し、それぞれの粒子が1cmをこえる粗粒なものが田代付近等に散在している。また、観音寺岩体以北では、相対的にやや粒径が下がっている。モード組成上(第4.7図)、花崗岩である。

中-粗粒斑状相(G_{t4})は弱斑状質であり、ほぼ長径1cm前後のアルカリ長石の斑晶を有している。黒雲母が多い傾向にあり、信楽花崗岩体中の黒雲母花崗岩にやや似ている。モード組成上(第4.7図)、モンゾ花崗岩である。田上岩体の西北端部にまとまって分布しているが、本図幅内ではその東端部が大戸川沿いに分布しているのみである。

構造 中-粗粒斑状黒雲母花崗岩(G_{t4})を中心相に細-中粒斑状黒雲母花崗岩(G_{t2})を天井相にもつ中-粗粒黒雲母花崗岩(G_{t3})主体の累帯構造を示す。しかし、岩石組織的には構造のないいわゆる塊状花崗岩である。横田(1974)により、節理系の特徴が明らかにされている。節理系の発達は、基本的に岩相とは無関係である。岩体西



第4.13図 田上花崗岩の風化地形

大津市大鳥居より南西方向をのぞむ。中-粗粒花崗岩(G_{t3})が真砂化しており、随所に植生に乏しい崖が見える。

半部における解析であるが、横田(1974)によると、 $N10^{\circ}W$ に極大を持つ冷却節理と主応力方向がほぼ東西方向を軸に分布する剪断節理が存在する。後者は田上花崗岩の上昇に伴う東西方向の圧縮応力により生じたほぼ南北を軸に持つ半波長約10kmの座屈褶曲に伴ったものとされている。

放射年代 沢田・板谷(1993)により、黒雲母 K-Ar 年代が測定されている。信楽町田代付近の2試料については、 $73.3 \pm 3.6\text{Ma}$ と $74.7 \pm 1.5\text{Ma}$ が報告されているが、岩体東部の信楽花崗岩との境界に近い試料についてはやや若い $67.9 \pm 1.4\text{Ma}$ が報告されている。これ以前には、早瀬・石坂(1967)ほかによりカリ長石・白雲母・黒雲母について Rb-Sr 年代が測定されている。ペグマタイトについての測定を除くと、カリ長石 70-82Ma (12 試料)、黒雲母 71-77Ma (5 試料)、白雲母 77Ma (1 試料)となっている(藤本, 1979)。

岩石記載

細粒花崗岩 (Gt1) 大津市田上地区堂山-笹間気付近

本岩は主として堂山-笹間岳に産している(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(2000)参照)。本図幅地域内では、田代付近にわずかに分布しているのみである。

細-中粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) 鳥ヶ嶽南西ゴルフ場北丸みをおびた石英(プール)が特徴的であり、岩相が非

常に不均質である(第4.15 図 A)。石英 54.2%、アルカリ長石 19.4%、斜長石 26.4% (三成分スラブモード)。

鏡下での特徴は、次の通りである(第4.16 図 A)。斜長石：半自形。最大 $2\text{mm} \times 4\text{mm}$ 程度。累帯構造はほとんど認められない。アルバイト集片双晶顕著。アンチパーサイト状にパッチ状微斜長石を含んでいる場合がある(石基斜長石?)。絹雲母化作用を受けているが、結晶自体は非常に清澄である。アルカリ長石：他形(-半自形)。最大長径 3mm 程度。パッチマイクロパーサイト汚濁弱いが、虫食い状に絹雲母化作用を受けている。微斜長石組織明瞭。石英：他形。3-5mm程度の粒子がプール状になっている場合があり、その場合ひととき斑晶的になる。波動消光-サブグレイン化。かなり清澄。黒雲母：長径 1mm 程度。変質しており、褐色(弱い)、無色。

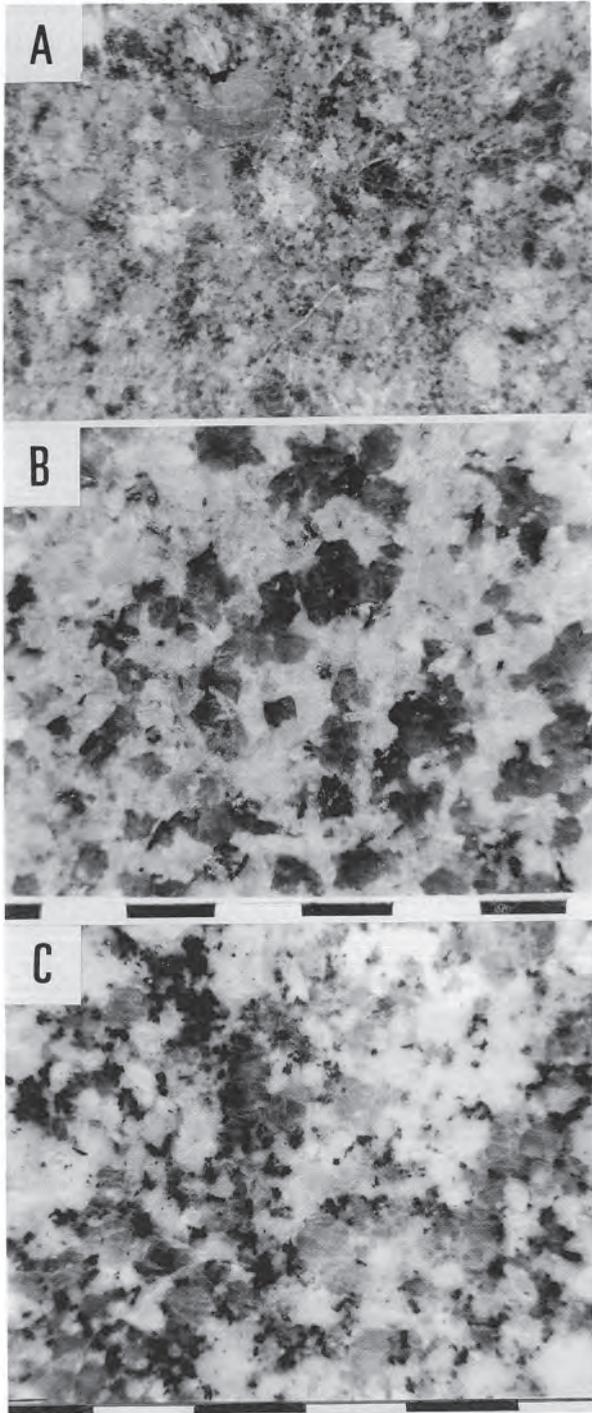
石基の特徴は次の通りである。0.5mm程度の石英(他形)斜長石(半自形)アルカリ長石(他形)と0.2mm程度の黒雲母が集合している。斜長石：累帯構造はほとんどなし。アルバイト集片双晶。アルカリ長石：汚濁やや強いが、マイクロパーサイト弱い。微斜長石組織明瞭。石英：波動消光。黒雲母：斑晶と同じように変質している。

中-粗粒黒雲母花崗岩 (Gt3-1) 大津市大鳥居と信楽町田代を結ぶ道路沿いの三筋の滝横(第4.17 図)



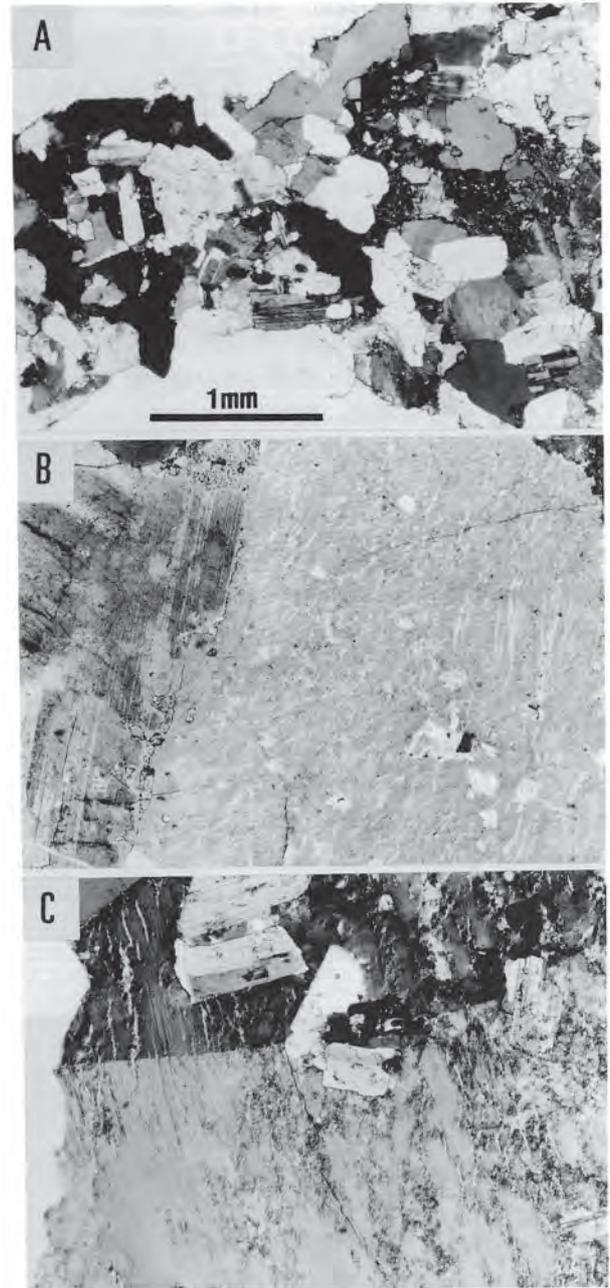
第4.14 図 阿星山山頂近くの田上花崗岩の風化露頭

田上山地域の多くの場所で、粗粒花崗岩 (Gt3) 表層部はこのような真砂化状態になっている。中央部に、真砂化していないたまねぎ状ブロックがわずかに残存している。



第4.15図 田上花崗岩の肉眼的岩相
 A: 細-中粒斑状黒雲母花崗岩(三雲ゴルフ場横),
 B: 中-粗粒黒雲母花崗岩(三筋の滝県道沿い)
 C: 中-粗粒斑状黒雲母花崗岩(県道大津-信楽線
 大同川河床). スケールの一目盛りは1cmを
 示す(AはBに同じ).

粗粒・等粒状であるが、自形-半自形の斜長石はやや粒子が小さく中粒のものが多い。アルカリ長石は多形であるが、やや大きく若干斑晶状である(長径約1cm)。石英は、半自形-他形であるが、各粒子の独立性が極め



第4.16図 田上花崗岩の顕微鏡写真
 A: 細-中粒斑状黒雲母花崗岩(甲西町三雲ゴルフ場北)
 B: 中-粗粒黒雲母花崗岩(県道沿い三筋の滝横)
 C: 中-粗粒斑状黒雲母花崗岩(県道大津-信楽線大戸川河床). いずれも複ニコル.

て高い(第4.15図B). 石英33.6%, アルカリ長石31.0%, 斜長石32.3%, 黒雲母3.1%(スラブモード).

鏡下での特徴は、次の通りである(第4.16図B). 一部細-中粒の石基状部分が観察されるが、大部分は粗粒

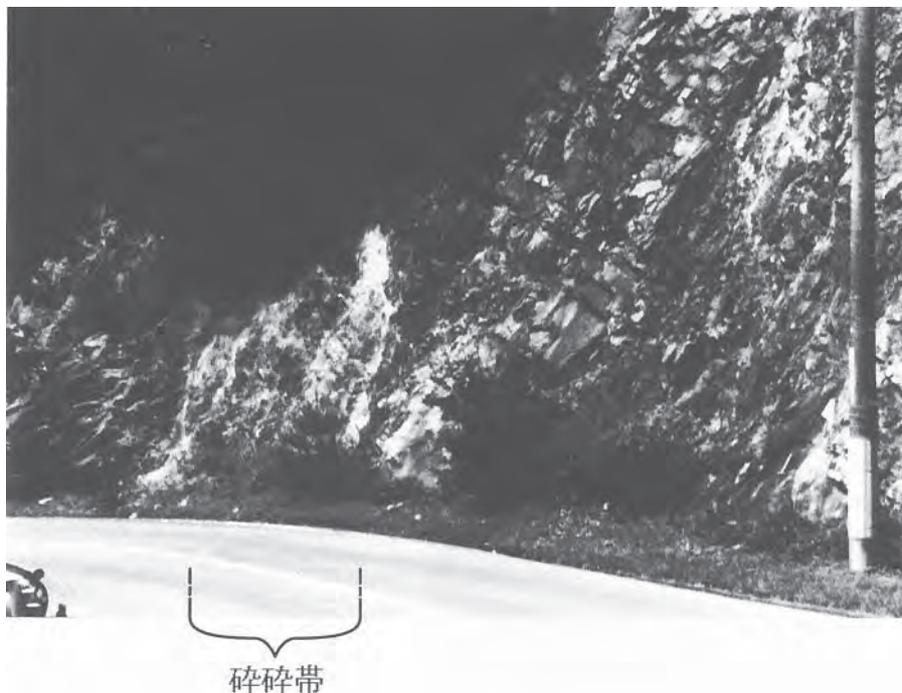
等粒状組織である。斜長石：半自形。長径1～5mm。一般的に、境界が漸移するコアとリムの累帯構造を示すが弱い。コアのパッチ状構造も一部明瞭なものもあるが弱い。アルバイト集片双晶、ペリクリン集片双晶。わずかにソーシユライト化。アルカリ長石：他形。長径3mm-1cm。まばらな感を呈する脈状-パッチ状マイクロパーサイト。汚濁は一部を除き弱い。カリ長石ホストで波動消光が明瞭。石英：他形。3mm-1cmで粒状。波動消光-サブグレイン化。ミルメカイトがよく観察される。黒雲母1mm以下のものが点在。斜長石コア中の変質しているものを除き、粒間のは新鮮。X=淡黄色、Y=Z=褐色-赤褐色。褐廉石、アパタイト、ジルコン、不透明鉱物ほとんどなし。

中-粗粒黒雲母花崗岩 (Gt3-2) 信楽町宮町北側部落西北
肉眼的には、上記三筋の滝付近のものとやや異なる。石英は5mm-1cm程度の粒子がプール状につながっているものと散在しているものとがある。中には、1mm程度のものもある。累帯構造がわかる斜長石は、5mm程度である。アルカリ長石はやや大きく、長径1cm程度のものも散在する。長石類が集合して、径数cmに達している場合がある。黒雲母は散在しているものもあるが、相対的に集合している場合が多い。径5mmをこえるものもある。石英39.1%，アルカリ長石31.6%，斜長石25.8%，黒雲母3.5% (スラブモード)。

鏡下での特徴は、次の通りである。斜長石：半自形-他形。長径1～7mm。境界が漸移するコアとリムの累帯構造を示す。コアに弱いパッチ状構造、周辺部に多重累帯構造。アルバイト集片双晶。アルカリ長石：他形。長径1mm-1cm。汚濁はそれほど強くない。マイクロパーサイト組織は変化に富み、ラメラ状-脈状-パッチ状、さらにそれらに斜交する方向に伸びるdiffuse境界を持つ柱状のもの等。微斜長石組織明瞭。石英：他形。径1～5mm程度。プール状に細長くつながっている場合がある。波動消光-サブグレイン化。黒雲母：1mm以下のものが散在または集合。X=淡黄色、Y=Z=褐色-赤褐色。黒雲母中に、不透明鉱物、アパタイト、ジルコン。

中-粗粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt4) 県道大津-信楽線桐生辻西約1.2km大戸川河床(砂防ダム)

アルカリ長石がやや粗粒(最大1cm×2cm)で、弱斑状質(第4.15図C)。ややピンク色(薄肉色)を呈しているので、肉眼で識別できる。石英は5mm-1cm程度粒状のものが多いが、脈状につながっている場合もある(プール)。斜長石は、長径3～7mm程度で、肉眼で累帯構造が明瞭。黒雲母は、1mm程度のものが散在ないしは集合しているが、長径4mm程度の大きいものも点在する。黒雲母の量がやや多い。石英38.0%，アルカリ長石33.3%，斜長石24.5%，黒雲母4.2% (スラ



第4.17図 田上花崗岩の露頭写真
三筋の滝横の県道沿い。露頭左側は、破碎帯となっている。

プモード)。

鏡下での特徴は、次の通りである(第4.16図C)。斜長石：自形-半自形。長径1mm前後と2~5mm程度の短冊状の粒子が多い。境界が漸移するコアとリムの累帯構造が一般的。振動累帯構造は、あまり見られない。コアにパッチ状構造。アルバイト集片双晶明瞭。一部ソーシュライト化。アルカリ長石：他形。2mm前後の粒子と長径約1cmの斑晶状アルカリ長石。ラメラ-脈状マイクロパーサイト明瞭。斑晶状のものには、一部パッチ状マイクロパーサイトが観察される。汚濁は強い。カリ長石ホストでは、(001)面で波動消光明瞭。石英：他形。1~5mmの粒状。波動消光が明瞭であるが、変形ラメラは一部明瞭であるが大部分は不明瞭。コアにダスティな部分が多い。黒雲母：長形1mm以下のものが多い。一部緑泥石化。X=黄色、Y=Z=褐色。褐廉石、アパタイト、ジルコン。不透明鉱物少ない。

4.6 岩脈類 (Qp, Gdp, Gp, Rh)

石英斑岩及び火砕岩 (Qp)

命名 大家(1985)、沢田ほか(1985)による(琵琶湖基盤地質研究会(2001))。

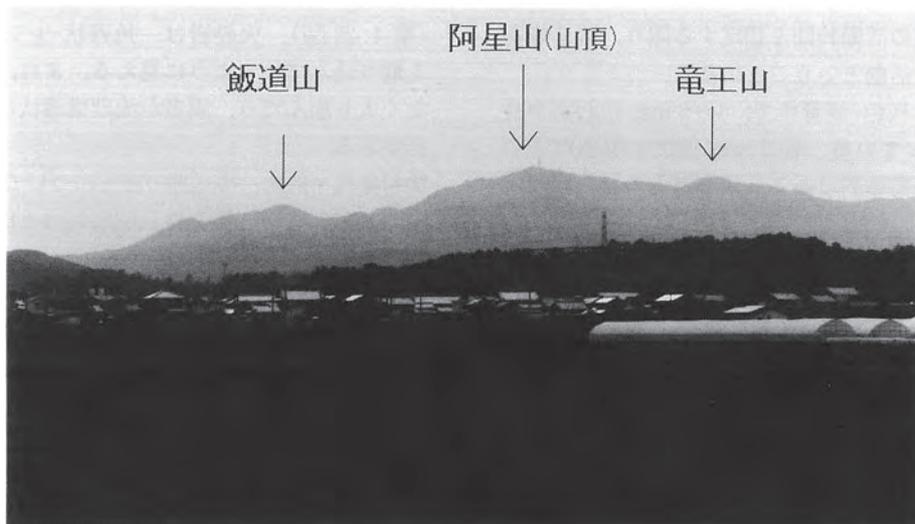
模式地 栗東町観音寺南東、阿星山西林道沿い(第4.18図)。

分布 模式地のほかは、観音寺花崗閃緑岩中に小規模な岩脈(最大幅数メートル)として貫入している(琵琶湖基

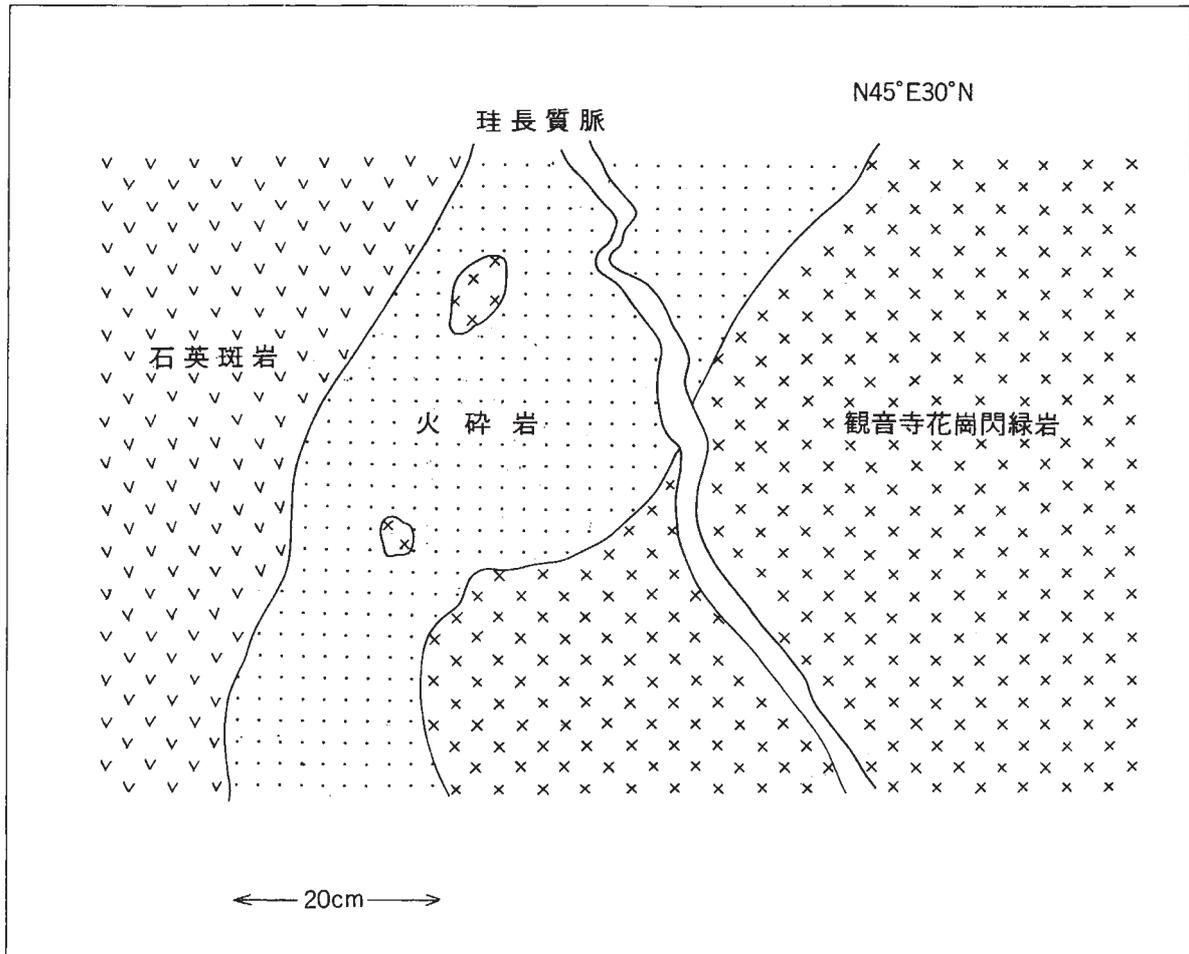
盤地質研究会, 2001)。石英斑岩脈と火砕岩脈とが小規模ながら複合岩脈状に出現(宇川林道沿いの露頭)する場合(第4.19図)、石英斑岩脈の一部に火砕岩様組織が観察される場合(畜産団地-東寺林道沿いの露頭：第4.20図)や石英斑岩のみが観察される場合(小野峠北方露頭)がある。これらの小岩脈は、いずれも観音寺花崗閃緑岩とともに熱変成作用を受けて再結晶している(琵琶湖基盤地質研究会, 2001)。

産状と貫入関係 石英斑岩と火砕岩は、上で述べたように両者一体となって産出する。以下に、模式地における産状を述べる。琵琶湖基盤地質研究会(2001)は、北方に分布する細-中粒斑状花崗岩中のゼノブロックとして石英斑岩・火砕岩を記載しているが、再検討した結果では、石英斑岩・火砕岩ブロックを捕獲しているのは、花崗斑岩脈と推定される。いずれにせよ、この斑岩脈付近を境界として、北東側に細-中粒斑状黒雲母花崗岩(Gt₂)が、南西側に中-粗粒黒雲母花崗岩(Gt₃)が分布しており、岩脈が両者の境界部分であることは間違いない。模式地付近のルートマップを、第4.21図に示す。石英斑岩火砕岩は、花崗斑岩中の長径約100mの捕獲岩として産している。このゼノブロックにおける両者の産状は、湖東流紋岩本体において最後に火道を充填したと位置付けられている杠葉尾火砕岩脈(西部ほか, 1991)に似ている(琵琶湖基盤地質研究会, 2001)。

上記模式地以外での石英斑岩火砕岩ペア及び石英斑岩は、いずれも観音寺花崗閃緑岩中に岩脈として産する。



第4.18図 栗東町御園より阿星山(中央, 693m)・飯道山(左, 664m)・竜王山(右605m)をのぞむ遠景写真
阿星山・飯道山山頂間は5km, 阿星山・竜王山山頂間は3.5kmである。
写真手前の丘陵地は、古琵琶湖層群(蒲生累層・草津累層)からなる。



第4.19図 宇川林道で観察される石英斑岩・火砕岩岩脈の産状

したがって、共通の活動時期を想定する限り、観音寺花崗閃緑岩貫入後の活動ということになる。

岩相 石英斑岩は灰色-淡青色で、1～2mmの石英や長石類が密に詰まっている。径2mm程度の黒色粒子が点在しているのが特徴的である。新鮮なものは、緻密堅牢である。

火砕岩は暗灰-暗青色であるが、単独で大きなものとしては存在せず、石英斑岩様ないしは花崗斑岩様のものと混在して産する。火砕岩中には、大小の堆積岩岩片が捕獲されているのが特徴的である。

構造 既に述べたように、石英斑岩と火砕岩は、密接な随伴関係を示す（周琵琶湖花崗岩団体研究グループ、2000：琵琶湖基盤地質研究会、2001）。ここでは、典型的ないくつかの産状を示す。ただし、露頭では熱変成作用を受けた石英斑岩しか確認されておらず、露頭直下の崖における転石についてのものである。火砕岩は、石英斑岩の中に脈状に貫入したのと考えられる場合が多い

（第4.22図）。火砕岩は、角礫状-レンズ状に石英斑岩を取り込んでいるように見える。また、両者の境界が著しく入り組んだり、両者が流理構造状に混在している場合がある。

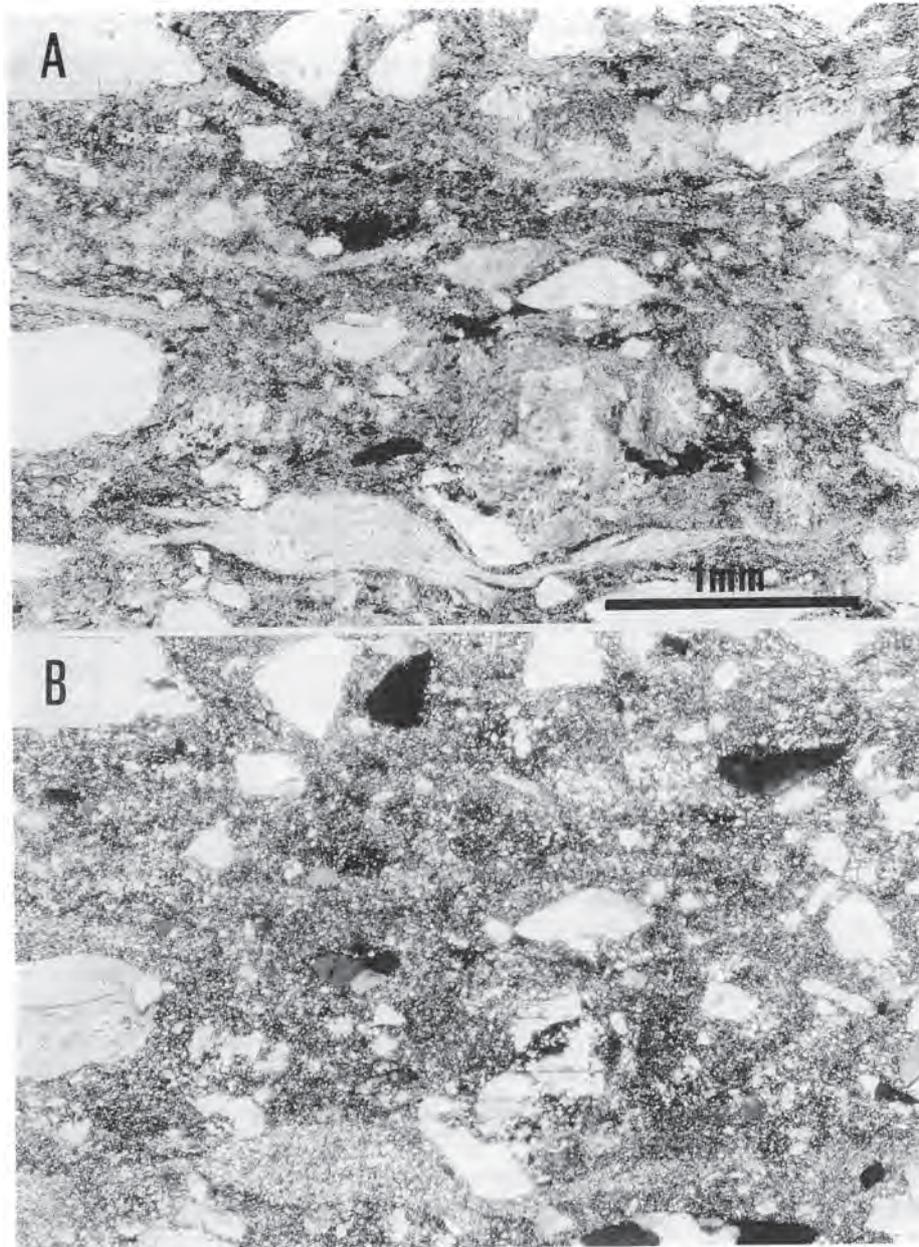
放射年代・対比 模式地の岩石についての年代測定値は、得られていない。観音寺花崗閃緑岩と田上花崗岩の境界に貫入する石英斑岩について、 $66.3 \pm 3.6\text{Ma}$ の黒雲母K-Ar年代が報告されている（沢田・板谷、1993）。これは、若返り年代である可能性が高いと推定される。

産状と岩相上、湖東流紋岩中の杠葉尾火砕岩脈及び土山町猪ノ鼻の火砕岩脈に対比できる（琵琶湖基盤地質研究会、2001）。相対的な活動時期の推定に関しては、上で述べた通りである。

岩石記載

石英斑岩及び火砕岩 (Qp)

石英斑岩 阿星山西側林道電波中継所階段下一帯



第4.20図 石英斑岩の一部に見られる火砕岩組織の顕微鏡写真(畜産団地-東寺林道)
A: 単ニコル, B: 複ニコル.

火砕岩から遠い部分ほど斑晶量が多く花崗斑岩的になる。再結晶しているため、石基と斑晶の区別が難しい点がある。自形の斜長石をのぞくと、石英・アルカリ長石は他形。

火砕岩 阿星山西側林道電波中継所階段下一帯

斑晶(破片状斑晶)は、0.3mm程度の融食-破片状の石英(最大長径1.6mmのものまで)と、最大0.2mm程度の他形-破片状のアルカリ長石・斜長石からなる。石基は再結晶しており、0.02-0.03mm程度のい

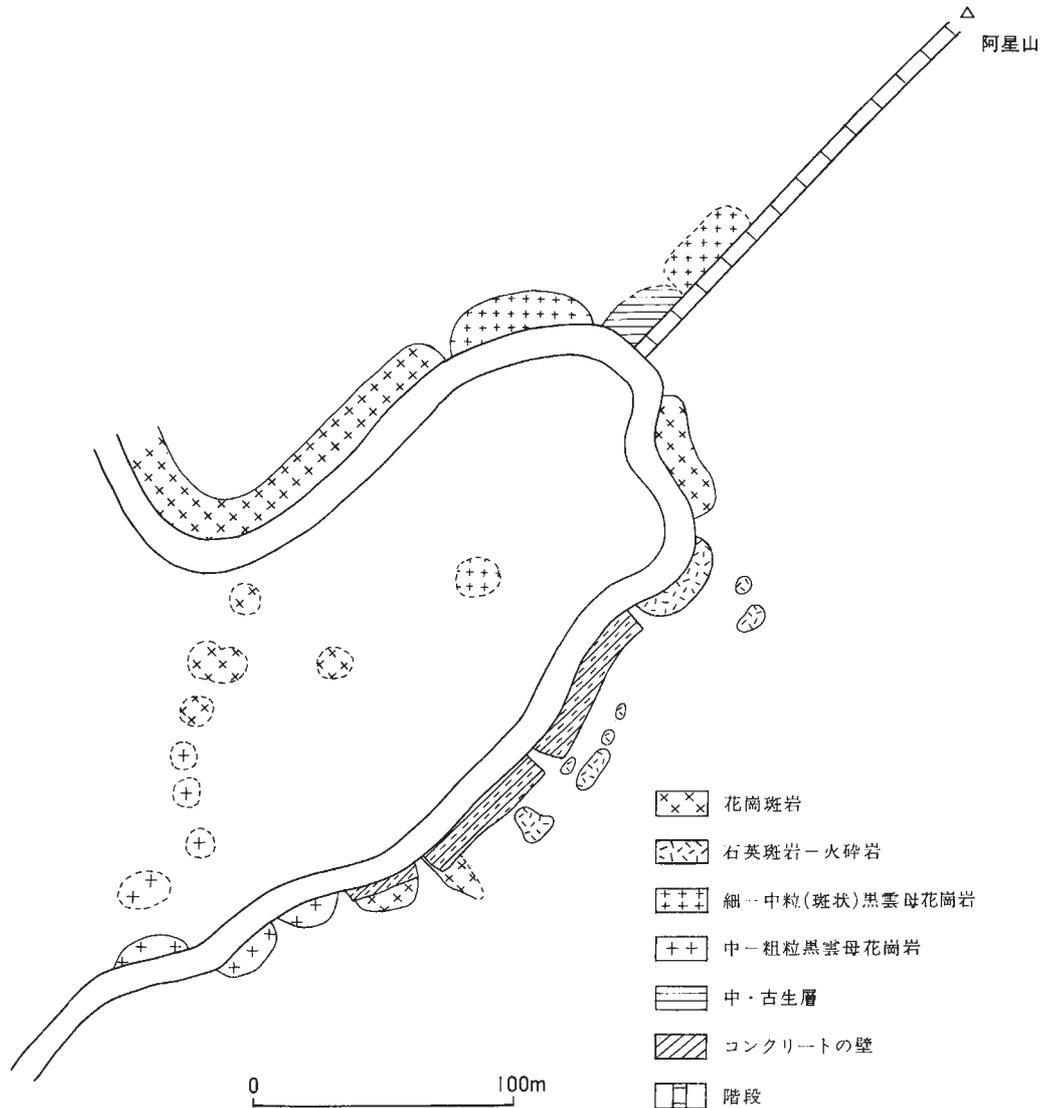
ずれも他形の石英と長石類及び短冊状黒雲母からなる(量的には、石英>アルカリ長石≧斜長石)。異質岩片(泥岩、チャート等)を多く含む(第4.23図)。

花崗閃緑斑岩(Gdp)

命名 久田(1978)による(吉田ほか(1991))。

模式地 観音寺部落北北西約1kmの金勝川支流沿いの道路

分布 模式地の観音寺部落北北西約1kmの金勝川支流沿いの道路沿いに岩脈として産するほか、阿星山東方林



第4.21図 石英斑岩・火砕岩ブロックの産状を示すルートマップ（阿星山山頂階段下近く） 関（1992）にもとづく。

道沿いに岩脈として産する。

貫入関係 阿星山東方林道では田上花崗岩中に、栗東町東坂南南東方向の金勝川沿いでは観音寺花崗閃緑岩中に貫入している。

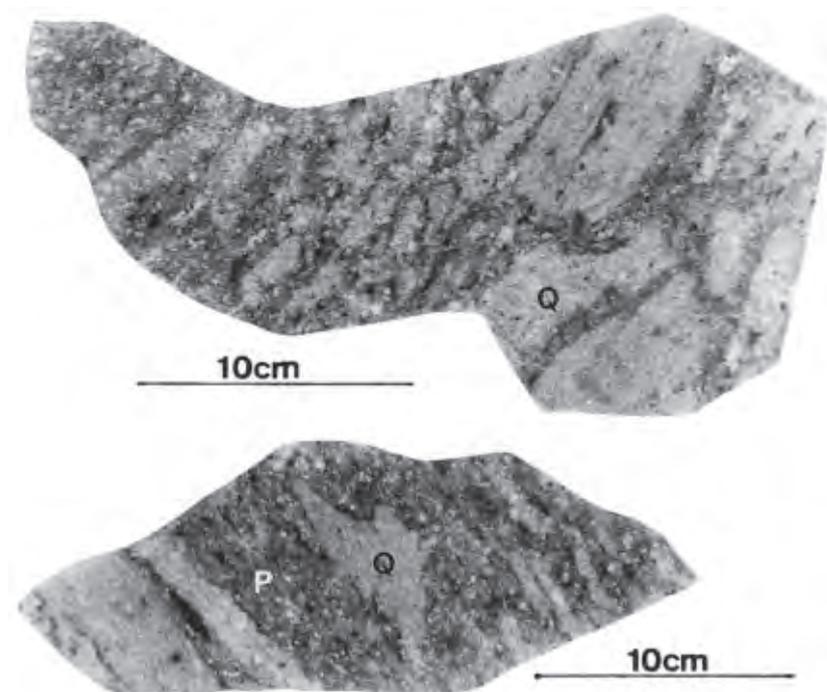
岩相 斑晶としては、径2～6mmの丸みをおびた石英と2～10mmの自形-半自形の斜長石が多い。アルカリ長石は、量は少ないにもかかわらず相対的に大きく（径2cmに達する場合がある）、実際より多く存在するように見える。有色鉱物が多く、角閃石を含む。細粒の有色鉱物（ほとんどが黒雲母）が全体にごま塩状に散在しているが、集合しているものも多く長径1cmに達している場合がある。モード組成は、第4.7図に示してある。一部、輝石(-角閃石-雲母)を含む部分がある(観音寺-阿屋林道沿いを含む阿星山周辺)。

貫入関係 観音寺花崗閃緑岩及び田上花崗岩に貫入している。しかし、一部熱変成作用(再結晶組織)を受けた可能性のある組織が見受けられるので、今後の検討が必要である。阿星山北西の林道では、田上花崗岩を捕獲岩として取り込む産状が複数の露頭で確認された(第4.24図)。

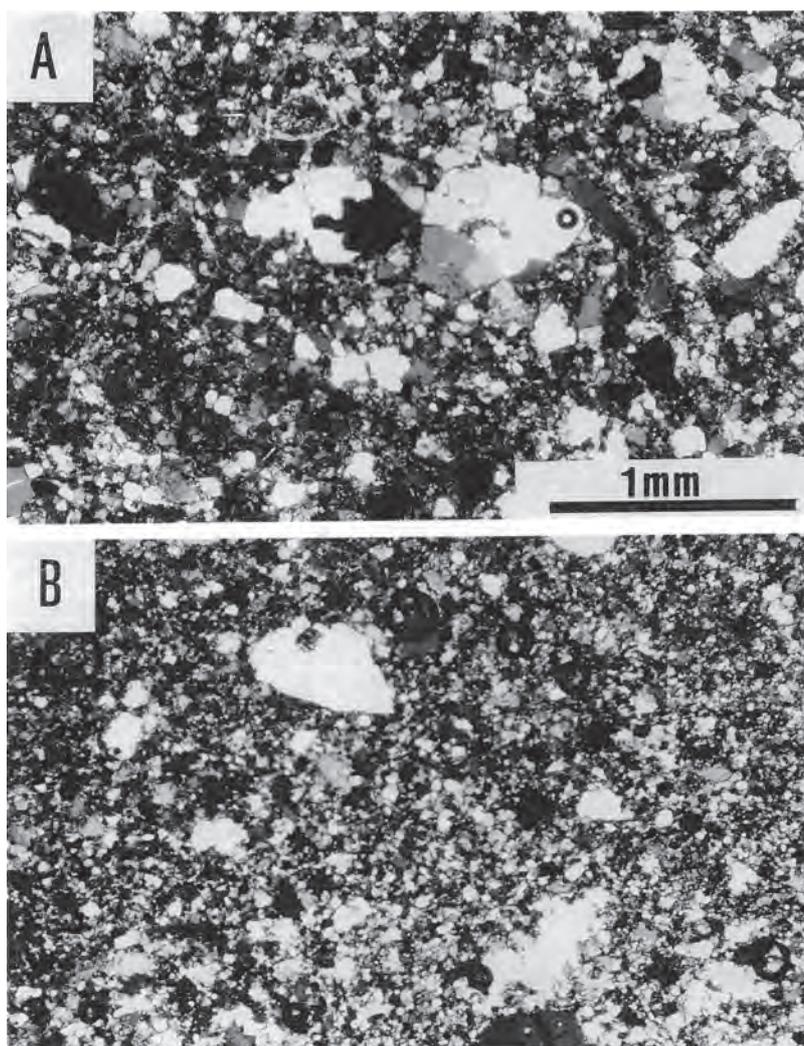
岩石記載

花崗閃緑斑岩 (Gdp)：観音寺部落北北西約1kmの金勝川支流沿いの道路

斑晶として、丸みをおびた2～4mmの石英、2～8mmの斜長石、少量の2～6mm程度のアルカリ長石が斑晶として存在する。黒雲母は1mm以下の微細な結晶が点在してごま塩状に見えるが、一部集合している。

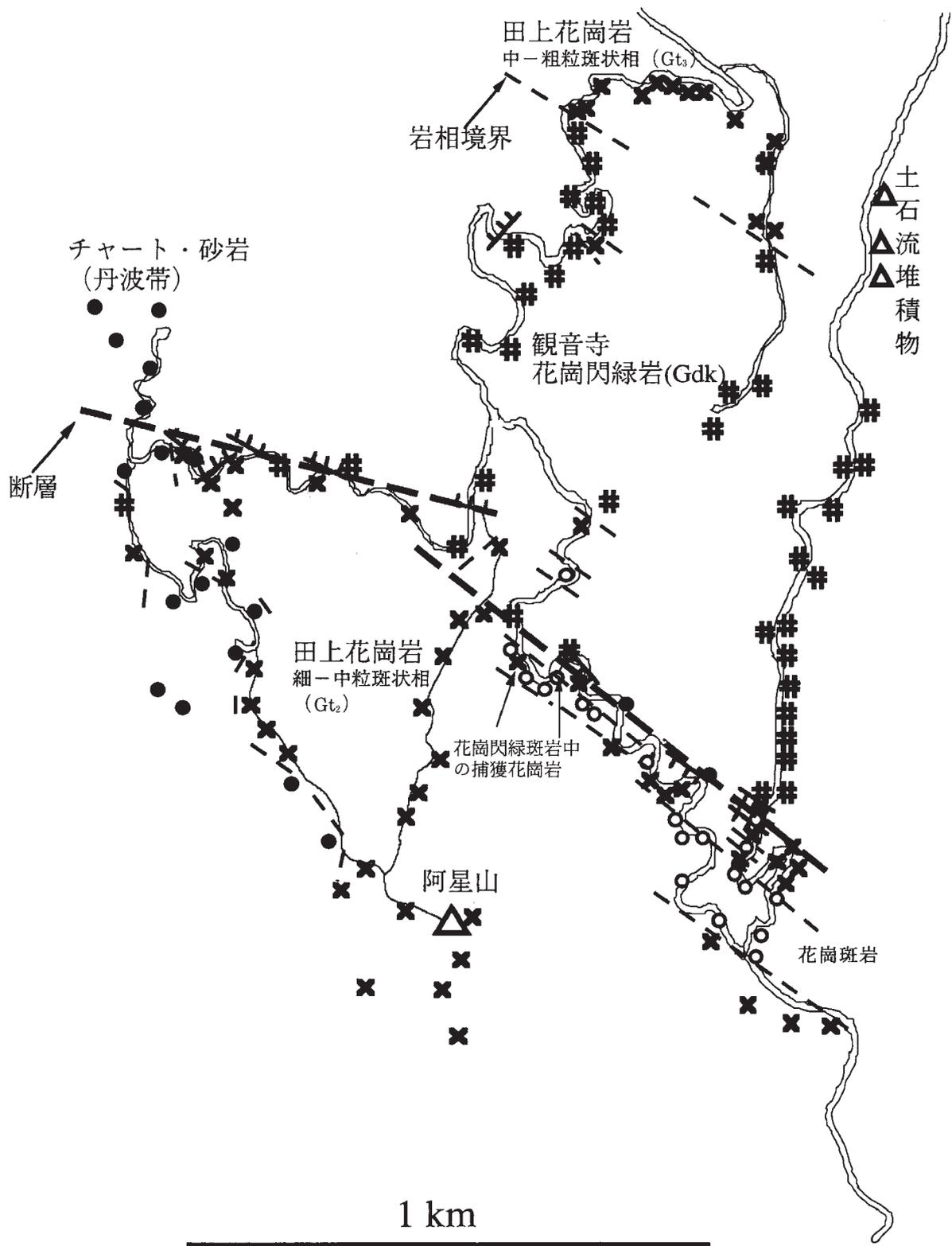


第4.22図 石英斑岩と火砕岩の関係
火砕岩(P)が石英斑岩(Q)を破碎・捕獲して貫入しているように見える(転石)。



第4.23図 火砕岩の顕微鏡写真

- A. 石基は再結晶している。中央にある破片状石英が、特徴的である。
- B. A に比べ、結晶破片が少ない。同じく、石基は再結晶している。第4.22図の試料のうち、火砕岩の部分撮影。Aにあるスケールは1mm (Bに共通)



第 4.24 図 花崗斑岩・花崗閃緑斑岩及び花崗岩類の産状を示すルートマップ
 阿星山北西部における林道上数ヶ所の露頭で、花崗閃緑斑岩が田上花崗岩を捕獲岩として取り込んでいることが確認できる。

鏡下での特徴は、次の通りである。斜長石：自形-他形。長径0.5～5mm程度。境界が漸移するコアとリムの累帯構造。コアにパッチ状構造。アルバイト集片双晶、ペリクリン集片双晶。アルカリ長石：半自形-他形、融食されている。汚濁が強い部分が多いが、そこに粒状のアルバイト相が見られる。汚濁が脈状に発達している場合もある。石英：他形、よく融食されている。波動消光、弱い変形ラメラ。黒雲母：細粒。変質している。角閃石：少なくかつ小さい。変質している。褐廉石、不透明鉱物、アパタイト、ジルコン。

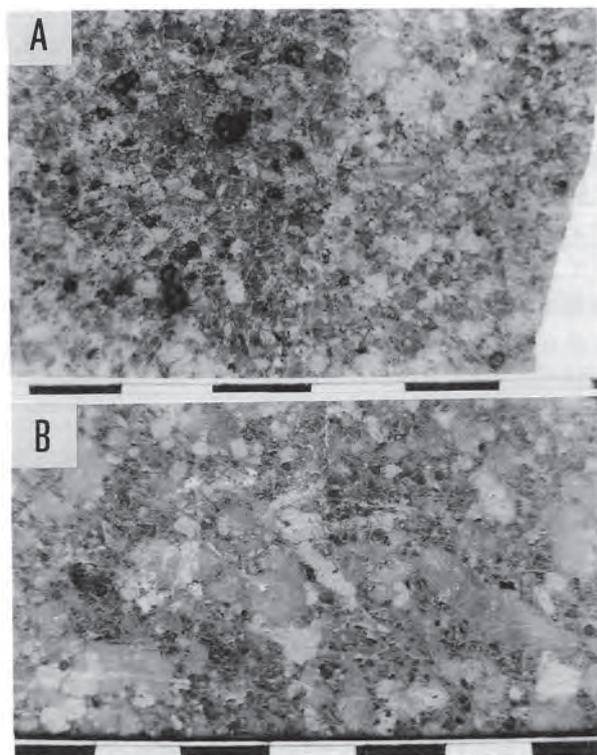
石基：100 μ m 程度のアメーバ状石英に、100～200 μ m の斜長石が混じっている。

石英37.6%，斜長石44.8%，アルカリ長石17.6% (三成分顕微鏡モード)。

花崗閃緑斑岩 (Gdp)：阿星山東方，石部町東寺-信楽町畜産団地線林道沿いの露頭

丸みをおびた2～4mmの石英が目立つほか、2～4mmの斜長石、少量の2mm程度のアルカリ長石が斑晶として存在する(第4.25図A)。黒雲母は1mm以下の微細な結晶が点在してごま塩状に見える。黒い縁どりをもつ丸い粒子が点在している(数mm)のが、特徴的である。全体として、有色鉱物に富んだように見える。

鏡下での特徴は、次の通りである(第4.26図A)。斜



第4.25図 岩脈類の研磨試料の写真

A：花崗閃緑斑岩(栗東町観音寺北北西約1km)

B：花崗斑岩(信楽町甲賀ゴルフ場西旧採石場)。
スケールの一盛りは、1cmを示す。

長石：多くは自形であるが、破片状のものもある。一部融食。長径1～2mm。境界が漸移するコアとリムの弱い累帯構造。コアにパッチ状構造。アルバイト集片双晶、ペリクリン集片双晶。アルカリ長石：半自形-他形、融食、破片状のものがある。長形1～3mm。累帯構造を示すものがある。ラメラ状マイクロパーサイト明瞭。汚濁強い部分では脈状。マントル長石(アンチラパキビ)あり。石英：地形、融食されている。1～4mm。波動消光。黒雲母：300 μ m以下。新鮮と思われるものは、X=淡黄色、Y=Z=褐色角閃石：かなり変質している、肉眼での丸みをおびた粒子は、鏡下では、輝石(?) - 雲母(緑色-褐色-無色)の複雑な集合体となっている。不透明鉱物、アパタイト、ジルコン。

石基：20～30 μ m程度の粒状石英の中に、200 μ m程度の石英と斜長石が混在しているが、アルカリ長石は見られない。斜長石に累帯構造が見られる。

石英55.5%，斜長石34.1%，アルカリ長石10.4% (三成分顕微鏡モード)。

花崗斑岩 (Gp)

命名 久田(1978)による(吉田ほか(1991))。

模式地 信楽町宮町北方の石切場跡(甲賀ゴルフ場西)。

分布 田上花崗岩分布域の北東部、観音寺花崗閃緑岩との境界部で、栗東町から甲西町・信楽町にわたって、ほぼ北東-南西方向に雁行状の岩脈として分布している。模式地では、幅100mであり、これが最大幅にあたる。

貫入関係 田上花崗岩中に貫入する。

岩相 典型的な斑状組織を示す(第4.25図B)。斜長石は、径5mm以下の斑晶がほとんどであるが、量の多いアルカリ長石斑晶は、相対的に大きく長径3cmに達するものがある。石英斑晶は、2～7mmである。黒雲母は、1～2mmの板状結晶で集合せずそれぞれ散在している。模式地の宮町旧石切場付近では幅約100mの岩脈であり、田上花崗岩との境界部での典型的な斑岩相から中心部に向かって石基が粗粒になり、中心部では長径1cm以上のアルカリ長石斑晶をもつ中粒斑状花崗岩質になる。石基は、周辺相では一般に灰色、細粒緻密である。モード組成は、第4.7図に示してある。

地質時代・対比 沢田・板谷(1993)により、模式地のものについての黒雲母K-Ar年代が69.0 \pm 3.4Maとして報告されている。

岩石記載

花崗斑岩 (Gp) 信楽町宮町北方の石切場跡

鏡下での特徴は、次の通りである(第4.26図B)。斜長石：自形、一部融食されている。境界が漸移するコアとリムの弱い累帯構造。コアにパッチ状構造。大きいものほど明瞭。アルバイト集片双晶。長径、0.5mm-1cm。アルカリ長石：半自形-他形、融食されている。長



第 4.26 図 岩脈類の顕微鏡写真

A : 花崗閃緑斑岩 (栗東町観音寺北北西約 1km)

B : 花崗斑岩 (信楽町甲賀ゴルフ場横旧採石場). ともに複ニコール.

径 1 ~ 5mm のものがほとんどである。汚濁強い。マイクロパーサイト組織は、汚濁部分と重なり不明瞭であるが、脈状-パッチ状。石英：他形，融食。一部ほぼ自形のものあり (4mm × 5mm)。波動消光。黒雲母：X = 淡黄色，Y = Z = 褐色。褐廉石 (50 ~ 100 μm)，黒雲母中にわずかに不透明鉱物，アパタイト，ジルコン

石基：20 ~ 100 μm 程度の粒状石英に，200 ~ 300 μm 程度の斜長石とアルカリ長石が混じっている。斜長石には累帯構造が見られるが，アルカリ長石のものは比較的美くきれいでマイクロパーサイトは発達していない。

流紋岩 (Rh)

命名 西橋 (1977) が一部言及し，周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) が確定した。このうち，田代西方と桐生辻付近のものは，かつて石英粗面岩 (liparite) (Asayama, 1954) あるいはアプライト脈 (横田, 1974) とされていた。

模式地 大津市桐生辻北

分布 田上花崗岩分布域の中央部の竜天山-桐生辻-田代南方にかけての南北方向のゾーン内で小岩脈として散在して分布している。

貫入関係 ほとんどのものが田上岩体中の中-粗粒黒雲母花崗岩に貫入しているが，観音寺花崗閃緑岩に貫入しているものもある (栗東町観音寺)。田上岩体中のものは変質が激しい。

岩相 斑晶として径 1mm 前後の長石と黒雲母が点在しているが目立たず，いずれも全体として青緑色-淡青色の石基に支配された色とち密な概観を呈している。変質していない場合，母岩との境界部で流理構造が明瞭に観察される。

岩石記載

流紋岩 (Rh) 栗東町観音寺部落南西 300m 林道沿い

典型的な流理構造を示す (第 4.27 図)。斜長石斑晶が点在する。融食された 0.5mm-1cm の斜長石斑晶は，清澄な部分が残っている。アルバイト集片双晶を示すほか，薄いリムを持つ累帯構造がわずかに観察される。石基は斜長石，アルカリ長石，石英，黒雲母からなるが，黒雲母を除く各鉱物はところどころバンド状に 0.1 ~ 0.2mm 程度の微斑晶状の粒子として集合している。

流紋岩 (Rh) 大津市桐生辻

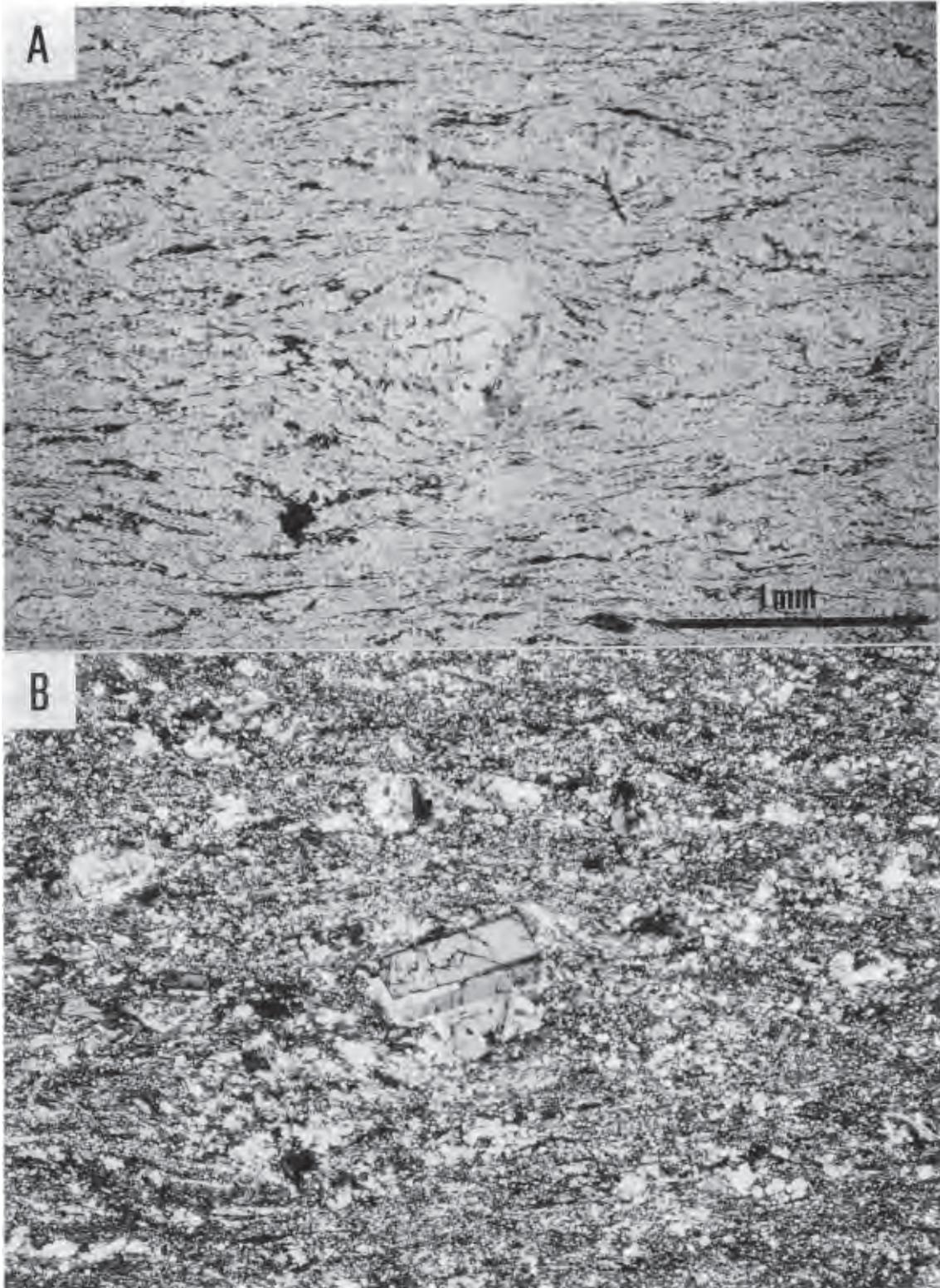
青灰色のガラス質に見える石基中に 1 ~ 2mm ぐらいの白色粒子と黒色部分が点在している。前者の中には，短冊状の長石と推測できるものがある。

鏡下での特徴は，次の通りである (第 4.28 図 A)。長径 2mm 程度の自形長石 (斜長石?) は，すべて方解石と絹雲母の集合体になっている。径 1mm 程度のスフェールライトが，石基中に散在している。スフェールライトの中に，アメーバ状-破片状の石英が見られる。石基は，30 μm × 150 μm-50 μm × 250 μm 程度の短冊状長石 (斜長石?)，200 μm 程度の球顆，微細な絹雲母と緑色の雲母様鉱物からなる。

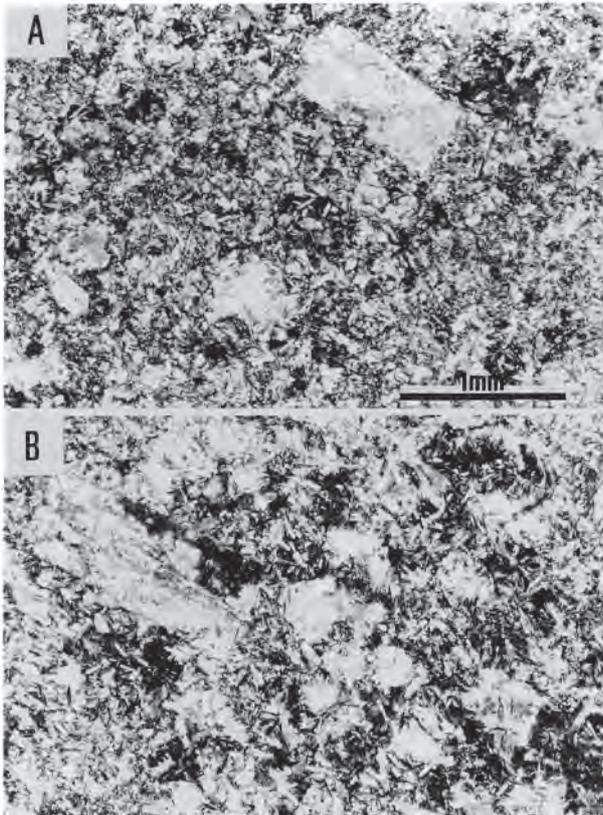
流紋岩 (Rh) : 信楽町田代南方約 1km のゴルフ場への道路沿い，母岩との境界部分

肉眼では，黒色石基に，流理構造が観察される。それに平行に 1mm 以下の白色部分が点在し，いわゆる点紋状になっている。

鏡下での特徴は，上記桐生辻のものと同様である (第 4.28 図 B)。ただし，斑晶の一部にきれいな長石が残っているものがある。中には，全体が汚れた長石の斑晶が見られる (斜長石?) ので，このきれいな長石は再結晶したものかもしれない (曹長石?)。また，石基部分にアメーバ状-破片状の石英が散在している。



第427図 流紋岩が示す典型的な流理構造の顕微鏡写真（観音寺集落南西）
A：単ニコル，B：複ニコル。



第4.28図 流紋岩の顕微鏡写真
A:大津市桐生辻の岩脈, B:信楽町田代南方の岩脈. とともに複ニコル.

4. 7 接触変成作用

信楽花崗岩体

岩体の西縁で、東西-北北東-南南西方向の貫入境界で丹波帯堆積岩類に非調和的に高角度で貫入し、接触変成作用を与えている。本図幅範囲外であるがこの境界延長部では、接触変成帯の幅（境界からの水平距離）は1kmと従来指摘されていた(中島, 1960)。しかし、竹内・王(1999)によれば、場所により500m-2kmと変化する。

田上花崗岩体

既に述べたように、岩体南西端及び岩体中央部北端では、丹波帯堆積岩類に貫入し、これに接触変成作用を与えている。前者では(信楽町田代付近)少なくとも500m程度のホルンフェルス帯を有しており、後者では栗東町鶏冠山-金勝寺にかけてのブロックをはじめいずれもホルンフェルスとなっている。また、岩体北東部では観音寺花崗閃緑岩に貫入しこれに接触変成作用を与えている。岩体東南端では、信楽花崗岩に貫入しているが、活動時期がほぼ同じ花崗岩ということで接触変成作用は直接確認できない。

4. 8 全岩化学組成の特徴

本図幅地域に分布する火成岩類についての化学分析値は、これまでに多数報告されている(Asayama, 1954; 杓掛ほか, 1991; 沢田ほか, 1994; 周琵琶湖花崗岩団体

第4.1表 田上-信楽地域火成岩類の化学組成
天白・琵琶湖基盤地質研究会(2001)にもとづく。
杓掛ほか(1991)と周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(2000)のデータを含む。

岩体名 地点番号 記号	田上 1 Gt ₃	田上 2 Gt ₃	田上 3 Gt ₂	田上 4 Gt ₄	田上 5 Gt ₂	田上 6 Gt ₄	田上 7 Gt ₃	田上 8 Gt ₃	田上 9 Gt ₃	田上 10 Gt ₃	田上 11 Gt ₃	田上 12 Gt ₂	観音寺 13 Gdk	観音寺 14 Gdk	観音寺 15 Gdk	信楽 16 Gsh
SiO ₂	73.91	74.16	77.74	73.43	74.88	72.61	77.76	77.51	76.55	75.80	80.36	76.26	66.54	70.30	69.92	70.06
TiO ₂	0.13	0.10	0.03	0.16	0.11	0.17	0.07	0.16	0.03	0.03	0.10	0.03	0.63	0.42	0.41	0.28
Al ₂ O ₃	13.96	13.10	12.31	13.44	13.65	13.91	12.80	11.51	12.82	12.78	10.68	13.13	16.39	14.75	14.16	15.68
ΣFeO ₃					1.50							0.88	4.41	3.15		
Fe ₂ O ₃	0.75	0.38	0.18	0.72		0.45	0.14	0.18	0.19	0.35	0.28				1.00	0.94
FeO	0.81	0.86	0.51	1.50		1.50	0.51	1.78	0.75	0.79	0.99				2.22	1.62
MnO	0.02	0.05	0.02	0.05	0.05	0.07	0.03	0.06	0.05	0.06	0.04	0.03	0.07	0.07	0.12	0.05
MgO	0.11	0.15	0.01	0.24	0.19	0.22	<0.05	0.29	0.03	0.04	0.08	0.03	1.72	1.22	1.14	0.39
CaO	1.40	1.34	0.47	1.47	1.29	1.41	0.46	1.43	0.45	0.53	0.79	0.45	4.06	3.21	2.71	3.07
Na ₂ O	3.59	3.26	3.45	3.21	3.53	3.76	4.13	3.52	4.04	4.05	2.77	3.87	3.59	3.57	2.13	3.51
K ₂ O	4.26	4.58	4.31	4.21	4.43	4.14	4.26	2.52	4.23	4.24	3.58	4.61	2.55	2.70	3.65	3.63
H ₂ O	0.38	0.22	0.21	0.66											1.03	0.37
H ₂ O	0.10	0.10	0.09	0.17											0.15	0.04
L.O.I.						1.32	0.23	0.52	0.59	0.46	0.19					
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.01	0.05	0.03	0.05	0.01	0.03				0.01	0.17	0.11	0.09	0.06
Total%	99.45	98.32	99.34	99.31	99.66	99.61	100.40	99.51	99.73	99.13	99.86	99.30	100.13	99.50	98.73	99.70
微量元素ppm																
Rb					206	209	299	152	334	294	159	429				
Sr	384	91	1	98	98	93	3	84	8	10	31	8			384	
Ba					306	399	47	222	39	59	156	33				
Th						23	29	19	22	25	25					
Nb					15	12	15	20	30	21	22	31				
Zr	173	132	59	132	97	109	36	116	62	74	128	71			173	
Ga						19	27	18	23	22	17					
Cr					3	5	6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6				
V					12	20	13	21	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.				
Ni					2	6	<3	5	9	5	5	2				
Zn					32	39	21				27					
Pb						21	26	16	28	32	21					
Y	16	52	57	63	50	67	62	74	203	96	86	118			16	
La						20	11									
Ce						40	28	63	64	49	156					
Cu						n.d.							n.d.			

研究グループ, 2000 ; 琵琶湖基盤地質研究会, 2001). かつては, 主成分化学組成が中心であったが, 最近では各種微量元素の分析が行われている. また, 最近では, 花崗岩の風化産物の化学組成が, 地質学的観点から検討されている (Hiraoka, 1997a), ここでは, 既に述べた詳しい岩相区分にもとづいて最近の分析値がコンパイルされている琵琶湖基盤地質研究会 (2001) のデータを示す (第 4.1 表). 分析は, 田上花崗岩 12 試料 (中-粗粒斑状黒雲母花崗岩 2, 中-粗粒黒雲母花崗岩 7, 細-中粒斑状黒雲母花崗岩 3), 観音寺花崗閃緑岩 3 試料, 信楽花崗岩 4 試料, 脈岩類 13 試料 (花崗斑岩 3, 花崗閃緑斑岩 3, 石英斑岩火砕岩 2, 阿星火砕岩類 (転石を含む) 4, 流紋岩 1) について行われている. そのうち, 本図幅範囲外のものとして, 田上花崗岩 4 試料 (中-粗粒黒雲母花崗岩 1, 中-粗粒斑状黒雲母花崗岩 2), 信楽花崗岩 2 試料が含まれている. なお, 試料採取地点は, 鉱物組成分析試料とともに付図 1 に示されている.

脈岩類を含む田上地域の火成岩類の化学組成の特徴については, 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) と琵琶湖基盤地質研究会 (2000) に述べられているが, 主な特徴は次の通りである.

田上花崗岩の SiO₂ は 72.6 ~ 77.8%, 観音寺花崗閃緑岩は 66.5 ~ 70.3%, 信楽花崗岩は 70.6 ~ 74.4% である. 各種脈岩類の SiO₂ は, 岩相的に花崗閃緑岩と命名されているものを含めて, 田上花崗岩の SiO₂ 変化範囲に入る. なお, 田上花崗岩の 11 番の試料は雲井鉱山の変質花崗岩であり, 花崗岩マグマ固結時のものでは熱水変質後のものである. また, 阿星火砕岩のうち転石 2 個は異質岩片を含む全体の分析値であり, 本来の組成を表していない可能性がある.

田上花崗岩における主成分元素についてのハーカー図

信楽 17 Gs	信楽 18 Gsh	信楽 19 Gsh	脈岩 20 Gdp	脈岩 21 Gdp	脈岩 22 Gp	脈岩 23 Gp	脈岩 24 Gdp	脈岩 25 Gp	脈岩 26 QP (火砕岩)	脈岩 27 QP (火砕岩)	脈岩 28 QP (石英斑岩)	脈岩 29 QP (火砕岩)	脈岩 30 QP (石英斑岩)	脈岩 31 QP (火砕岩)	脈岩 32 Rh
72.96	74.44	73.68	74.66	73.16	75.58	76.46	75.42	75.47	77.96	76.82	78.44	77.21	73.03	71.71	73.86
0.19	0.08	0.06	0.17	0.34	0.12	0.10	0.20	0.19	0.10	0.11	0.10	0.13	0.18	0.25	0.10
14.41	13.87	14.56	12.96	13.25	12.65	12.41	12.76	12.87	11.82	11.76	11.91	12.26	13.92	13.88	13.96
								1.85	0.95	1.06	1.18	1.40	2.68	2.86	2.29
0.64	0.34	0.19	0.56	0.78	0.63	0.36	0.77								
1.13	0.03	0.30	1.09	2.03	0.76	0.83	1.13								
0.04	0.05	n. d.	0.04	0.06	0.02	0.04	0.04	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.06
0.25	0.05	0.05	0.13	0.60	0.14	0.13	0.18	0.22	0.02	0.07	0.08	0.13	0.23	0.62	0.18
2.35	1.42	1.25	2.04	2.95	1.39	1.23	2.10	2.11	0.94	0.89	0.64	0.82	1.65	2.00	1.86
3.20	2.76	3.36	2.58	2.43	2.48	2.70	2.60	3.06	2.83	2.60	2.48	2.69	3.12	3.47	3.91
4.10	5.67	5.84	3.89	2.93	4.74	4.59	3.37	3.35	4.70	4.78	4.59	4.46	3.90	3.30	3.01
0.35	0.36	0.33	0.41	0.51	0.39	0.26	0.47								
0.03	0.06	0.06	0.14	0.09	0.10	0.04	0.09								
0.03	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.05	0.07	0.02
99.68	99.15	99.70	98.69	99.18	99.02	99.17	99.16	99.18	99.36	98.11	99.46	99.14	98.78	98.20	99.25
			222	82	153		91		135	130			169	223	111
			87	261	114	71	216		57	62			195	222	186
													827	734	
			224	277	132	116	218		7	6			8	10	13
									115	104			165	182	191
														3	15
														5	5
														4	6
									22	11				35	58
			38	23	26	31	19								
													34	27	36
													12.00	9.90	

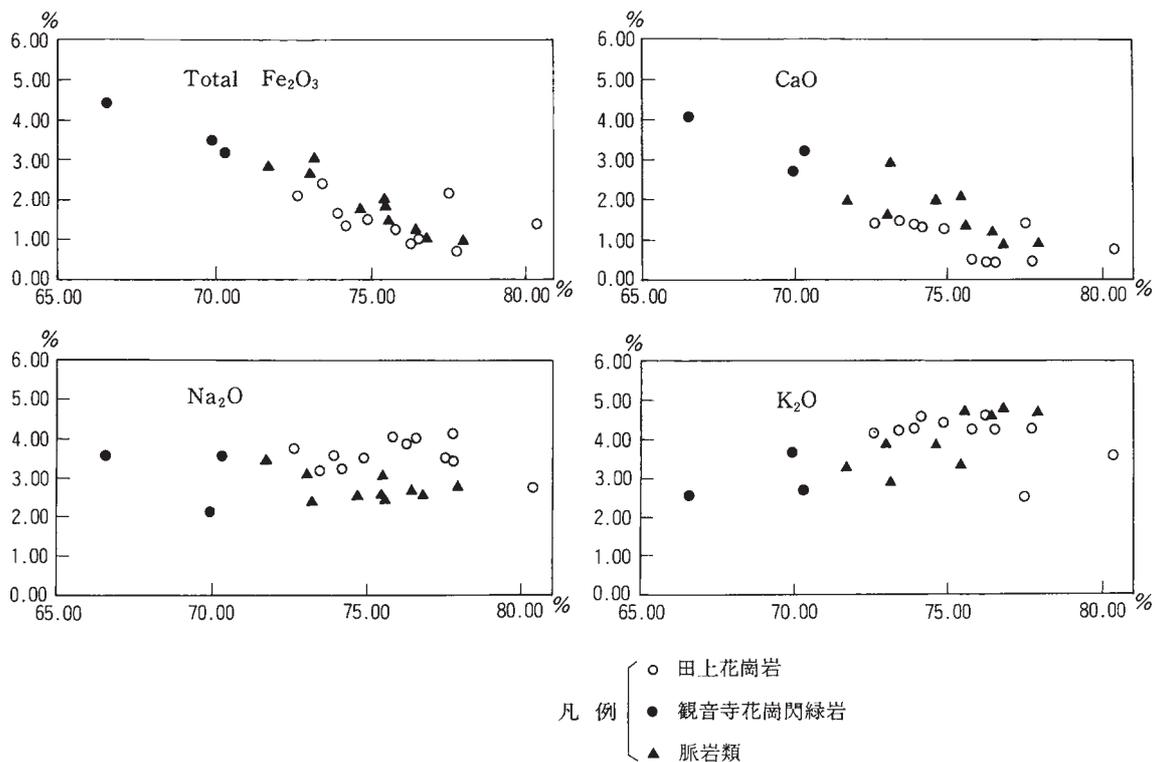
L. O. I. : 灼熱減量, n. d. : 検出限界以下, 空白は未測定

を, 第 4.29 図に示す. 脈岩類は, 花崗岩類にくらべて Fe と Ca に富む傾向が認められるが, アルカリ元素は, 花崗岩にくらべて脈岩類が少ない傾向にある. Fe₂O₃ (total), MgO, K₂O のハーカー図において, 田上花崗岩のうち一般的傾向からはずれている 1 つは, 岩体西北端部の矢筈岳北西方の本図幅外の試料である. 田上花崗岩類は, 同一マグマから主に長石の分別作用により形成されたと考えられている (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000). 信楽花崗岩の傾向は田上花崗岩とほぼ調和的であるが, 全 Fe や MgO あるいは K₂O については, やや異なる分布傾向を示している. 観音寺花崗閃緑岩は, 主成分についてのハーカー図では田上花崗岩や脈岩類と連続的な変化傾向を示すが, Zr-TiO₂ の相関においては異なる傾向を示す. また, 観音寺花崗閃緑岩は, 田上花崗岩に比べて Rb に乏しく Sr に富む (第 4.1 表).

珪長質脈岩類は, 湖東流紋岩類のものとの対比で重要な意味を有しているが, 微量元素の点では, 次のようなことが明らかになっている. 珪長岩脈岩類は花崗岩類よりも Sr に富む. 脈岩類のうち, 石英斑岩は Rb に比較して Sr が多い. この特徴は, 田上花崗岩とは明瞭に異なり, 湖東流紋岩本体中に分布する秦荘石英斑岩 (三村ほか, 1976) に似ている.

4. 9 造岩鉱物の性質と特徴

これまで, 信楽花崗岩と田上花崗岩の境界部を中心に, 両岩体の鉱物解析が進められている. 西村ほか (1991) は, 田上花崗岩体と信楽花崗岩体との境界部分でのアルカリ長石の三斜度 (triclinicity or obliquity) を X 線粉末パターンにおける (131) (131) の分離から計算して求めた. その結果, 田上岩体では, 信楽岩体及び堆



第4.29図 田上-信楽地域内の火成岩類のハーカー図。

積岩との境界部では三斜度はゼロであるが、そこから急激に内側に向かって三斜度が高くなる累帯配列が明らかになった。一方、信楽岩体では、田上岩体での境界部での例外を除き、ほとんどの場所で三斜度がゼロである。両岩体のアルカリ長石の三斜度の違いは、両者における水の触媒作用の程度、言い換えると水の量の違いであると推定されている。

中野ほか(1991)は、田上岩体と信楽岩体におけるアルカリ長石のパーサイト組織の特徴を調べた。その結果、定性的ではあるが、田上岩体において汚濁を伴ったマイクロパーサイトが普遍的である一方、信楽岩体においては汚濁のない微細なパーサイト組織が相対的に多く汚濁とマイクロパーサイトの形成が田上岩体ほど強くないことを指摘した。現在、長石類については、詳しい鉱物学的検討が進められている(橋本ほか, 2002)。なお、パーサイト組織については、古く、早瀬(1946)がその特徴を記載したことがある。

造岩鉱物の化学組成については、西村ほか(1991)・中野ほか(1991)が斜長石とアルカリ長石のものを若干報告している(第4.2表)。また、かつて立川(1964)及び立川・藤本(1967)が黒雲母のマグネシウム・鉄・マンガン含有量について若干のデータを報告しており、最近ではHiraoka(1997b, 1998)が変質挙動の観点から母岩中のものとそれからの風化産物中における黒雲母の化学組成を検討している。特に、後者の研究は、風化土壌や堆積物中の黒雲母の母岩推定を行っている興味深いものであ

る。ここでは、新しく求めた信楽岩体と田上岩体の黒雲母と角閃石の化学組成を示す(第4.3表, 第4.30図)。黒雲母の化学組成は、両岩体において明瞭に異なる(第4.30図B)。信楽岩体の黒雲母・角閃石の化学組成はこれまで報告されている領家帯花崗岩中のものの組成範囲(田結庄, 1986)の境界部及び範囲外に位置し、田上岩体の黒雲母の化学組成も西南日本内帯の花崗岩中のものの組成範囲の境界部及び範囲外に位置する(第4.30図A-B)。また、不透明鉱物(イルメナイト)の化学組成を第4.4表に示した。田上花崗岩・信楽花崗岩ともに、イルメナイト系列の花崗岩である。

4. 10 火成活動のまとめ

本図幅地域を含む中央構造線以北の近畿地方内帯には、白亜紀に活動した領家帯及び山陽帯の花崗岩類が広範に分布している。本図幅地域の南に位置する木津川構造線以南には領家帯新期花崗岩の柳生花崗岩が分布しており、本図幅地域内の信楽花崗岩に連続していると考えられている(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1982)。田上花崗岩以北の琵琶湖周辺花崗岩体は、いずれも基本的に山陽帯の花崗岩類である。田上花崗岩体の北東部から東部にかけて分布する観音寺花崗閃緑岩は、田上花崗岩に貫入されて、全体に熱変成を受けて再結晶している。弱いフォリエーションが見られ、山陽-苗木帯の花崗岩類とは明らかに岩相が異なる。この観音寺花崗閃緑岩は新期

第4.2表 田上花崗岩・信楽花崗岩中の長石類の化学組成（中野ほか，1991）。

アルカリ長石の平均組成		平均組成（測定した点数）	個々の粒子の平均組成（分析点数）	
岩石タイプ	試料番号			
田上花崗岩	44N	Or ₇₉ (125個)	Or ₇₃ (25), Or ₇₈ (50), Or ₈₂ (10), Or ₈₂ (40)	
信楽花崗岩	70N	Or ₈₀ (77個)	Or ₇₇ (12), Or ₈₁ (55)	
信楽花崗岩	149N	Or ₈₃ (120個)	Or ₇₄ (10), Or ₇₉ (20), Or ₇₉ (20), Or ₈₆ (50), Or ₈₈ (20)	

斜長石の化学組成変化				
岩石タイプ	試料番号	結晶番号	分析点	組成範囲
田上花崗岩	44N	1	15点	An ₂₄ Ab ₇₅ Or _{2.1} ~An ₁₁ Ab ₈₈ Or _{1.5}
		2	11点	An ₂₃ Ab ₇₆ Or _{1.2} ~An ₁₇ Ab ₈₁ Or _{2.6}
		3	9点	An ₂₃ Ab ₇₆ Or _{1.7} ~An ₁₆ Ab ₈₂ Or _{2.1}
		(全体の組成範囲)		An ₂₄ Ab ₇₅ Or _{2.1} ~An ₁₁ Ab ₈₈ Or _{1.5}
信楽花崗岩	149N	1	9点	An ₃₂ Ab ₆₇ Or _{1.7} ~An ₂₂ Ab ₇₆ Or _{1.7}
		2	15点	An ₃₀ Ab ₆₈ Or _{2.0} ~An ₁₈ Ab ₇₆ Or _{6.1}
		3	13点	An ₂₉ Ab ₆₇ Or _{3.8} ~An ₁₄ Ab ₈₇ Or _{0.0}
		4	4点	An ₃₃ Ab ₆₆ Or _{0.9} ~An ₂₁ Ab ₇₈ Or _{0.8}
(全体の組成範囲)		An ₃₃ Ab ₆₆ Or _{0.9} ~An ₁₄ Ab ₈₇		

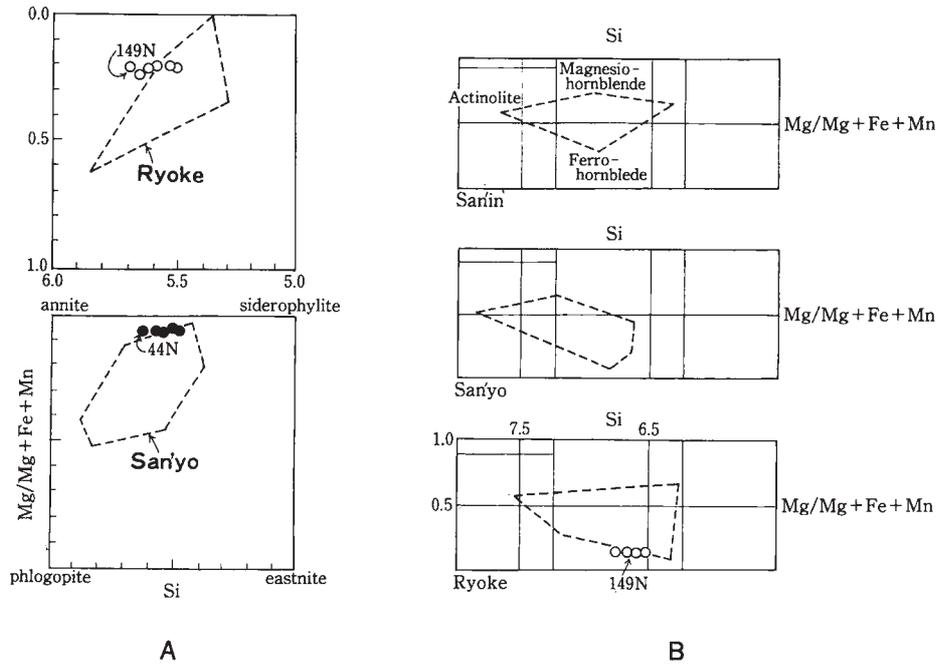
第4.3表 田上花崗岩・信楽花崗岩中の黒雲母・角閃石の化学組成
滋賀大学教育学部設置EPMA（JEOL JXA 8800M）による。

試料番号	黒雲母				角閃石	
	44N		149N		149N	
化学組成						
SiO ₂	34.34	34.29	34.94	34.44	42.38	42.10
TiO ₂	3.76	1.10	3.54	3.54	1.02	1.53
Al ₂ O ₃	14.64	15.95	13.29	13.91	9.14	9.12
FeO*	32.24	33.53	29.17	29.06	27.56	27.07
MnO	1.10	1.20	0.53	0.57	0.95	1.12
MgO	1.29	1.20	5.23	5.16	4.09	4.16
CaO	0.00	0.00	0.08	0.08	10.23	10.00
Na ₂ O	0.03	0.00	0.02	0.07	1.68	1.72
K ₂ O	8.91	8.88	8.89	9.50	1.12	1.20
H ₂ O**	3.70	3.68	3.74	3.75	1.90	1.90
Total***	100.01	99.83	99.43	100.08	100.07	99.92
原子数比						
Si	5.560	5.589	5.603	5.508	6.690	6.652
Ti	0.457	0.135	0.427	0.426	0.121	0.182
Al	2.794	3.064	2.512	2.623	1.701	1.698
Fe	4.365	4.571	3.912	3.887	3.638	3.577
Mn	0.150	0.165	0.072	0.078	0.128	0.150
Mg	0.311	0.291	1.250	1.231	0.961	0.981
Ca	0.000	0.000	0.013	0.014	1.730	1.693
K	0.009	0.000	0.007	0.020	0.226	0.241
Na	1.840	1.846	1.819	1.938	0.513	0.526
Mg/Mg+Fe+Mn	0.064	0.058	0.239	0.237	0.203	0.208
			(0=22.0)		(0=23.0)	

* Total iron as FeO.

** Calculated based on ideal formula.

*** CrとBaの分析値を省略.



第 4.30 図 黒雲母と角閃石の化学組成図

A: 黒雲母の化学組成図, B: 角閃石の化学組成図

いずれも、囲ってある組成範囲は田結庄(1986)にもとづく。

第 4.4 表 田上花崗岩・信楽花崗岩中の不透明鉱物の化学組成。

岩石タイプ 試料番号	田上花崗岩		信楽花崗岩
	22N	149N	149N
	1	2	
TiO ₂	48.40	48.19	52.75
CrO ₃	0.04	0.07	0.05
FeO	47.19	46.71	42.63
MnO	1.64	1.51	5.51
MgO		0.04	
CaO	0.04	0.03	0.17
BaO	0.23	0.25	0.32
Total	97.54 %	96.80 %	101.43 %

領家花崗岩類に属するものと見なされている(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000)が、産状と岩石学的性質の点からの詳細な検討が重要であろう。琵琶湖周辺の花崗岩体では、比叡・鈴鹿や貝月山岩体において約1億年前の K-Ar 年代が報告されている(沢田ほか, 1994; 杉井・沢田, 1999) ので、田上地域に分布する領家帯新期のものと考えられる信楽花崗岩や観音寺花崗閃緑岩との活動時期の対比が問題である。

本図幅内の田上岩体を含む琵琶湖南部の周辺の各花崗岩体(鈴鹿・田上・野洲・比叡・比良)については、年代測定の結果(沢田・板谷, 1993)からほぼ同時期に位置したことが知られており、また、それらの記載岩石学的性質や化学組成上の特徴が共通しており一連のマグマ活動の産物であろうと考えられる(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000)。従来、この環状岩体は湖東コールドロンと関係したものであるというモデルが提起されてお

り(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1990, 1997; 沢田・板谷, 1993), 本図幅内の田上花崗岩体中の花崗斑岩及び花崗閃緑斑岩脈も、コールドロンを画する環状岩脈の一部をなすものと考えられる(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000)。観音寺花崗閃緑岩中(宇川西方)及び田上花崗岩体中には、阿星山をはじめ数地点において熱変成した流紋岩質火砕岩が石英斑岩とともに産出している。これらの岩石学的性質は、湖東流紋岩類(西川ほか, 1983)と極めて類似している。このほかに、これまで知られていた湖東流紋岩の本体の分布域以外から、いくつかの地点で流紋岩質火砕岩が発見されている(琵琶湖基盤地質研究会, 2001)。以上のことより、湖東流紋岩類は従来の湖東コールドロンモデル(西川ほか, 1983)で考えられているよりもはるかに広い範囲に分布していたと推定される。このモデルに対して、“琵琶湖コールドロン”(琵琶湖基盤地質研究会, 2001)の新称が提起されている。

なお、最近、約1億年の年代を持つ花脊別所岩体を含む丹波帯中央部に産する花崗岩質岩体はいずれもアダカイト質であることが明らかにされている(貴治ほか, 2000)が、本図幅範囲の各花崗岩体をはじめとして琵琶湖周辺の花崗岩体はいずれもそれに該当しない。湖西の仰木岩体や霊仙岩体(高橋・木村, 1998; 中野, 2001)及び雄琴岩体(橋本・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000)の帰属を含めた、琵琶湖周辺における広域的な火成活動の場の研究が今後重要である。

第5章 古琵琶湖層群

(川辺孝幸・水野清秀)

5.1 研究史及び概要

研究史：古琵琶湖層群は、明治期の20万分の1地質図「名古屋」(三浦, 1891)では第三紀新層として扱われた。昭和期になると、中村(1929)、池辺(1933, 1934a, b)、広瀬(1934)などによって、古琵琶湖層あるいは古琵琶湖統と呼ばれた。戦後、Takaya(1963)は、近江盆地・伊賀上野盆地・信楽盆地に分布する古琵琶湖層群の火山灰層序学的研究と段丘区分を行い、それらの概要をまとめた。また、近藤(1968)は伊賀上野盆地と信楽盆地、さらに近江盆地南部の伊賀町・阿山町・甲南町・甲賀町・水口町にかけての古琵琶湖層群の層序と地質構造を調査した。

Takaya(1963)、近藤(1968)以後、火山灰層を追跡した「水口」図幅地域の古琵琶湖層岩層序は、1)野洲川以南の阿山地域・甲南地域・甲賀地域、2)信楽地域、3)野洲川以北の水口地域・日野地域、4)図幅北西端の栗東地域・石部地域の丘陵ごとに進められてきた。

古琵琶湖層群が最も広く分布する1)の野洲川以南については、横山ほか(1968)、宮村ほか(1981)、川邊(1981)、Kawabe(1989)の、2)の信楽地域については、近藤(1968)以後、横田ほか(1978)の、3)の水口地域・日野地域については、鎌掛団体研究グループ(1972)、田村ほか(1977)、古琵琶湖団体研究グループ(以後古琵琶湖団研と略記)(1977, 1983)の、4)の栗東地域・石部地域については古琵琶湖団研(1981, 1983)の研究がある。

このほか、古琵琶湖層群全体をまとめる中で、本図幅地域の古琵琶湖層岩層序について触れたものに、横山ほか(1979)、松岡(1979)、石田ほか(1980)、横山・雨森(1991a, b)、林・川邊(1993)がある。化石については、岡崎・松岡(1979)、高橋(1998)の哺乳動物についてのまとめがあり、野洲川河床から発見された哺乳動物や鳥類の足跡化石については、田村(1991)をはじめ多数の報告がある。

堆積学的研究には横山(1968)の、火山灰層による大阪層群や東海層群との対比については吉川(1983)、Yoshikawa(1984)、吉川ほか(1986)、里口ほか(1999)の、古地磁気層序に関しては古琵琶湖団研(1977, 1981, 1983)、Hayashida and Yokoyama(1983)、林田(1991)の研究がある。陶土原料としての信楽地域の古琵琶湖層群について述べたものに、小村(1989)がある。

概要：古琵琶湖層群の累層区分は、不整合面や層厚・層

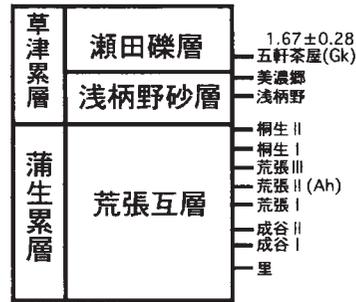
相の変化する層準、すなわち、段階的に移動する堆積盆地の単元を基準とし、火山灰層を鍵層にして同一層準を認識して行った。部層は累層と同様、火山灰層を鍵層にしつつ、層相変化を基準として区分した。しかし分布地域によって層相の変化する層準が異なるので、地域ごとに異なる名称を用いた場合も多い。

「水口」図幅地域の古琵琶湖層岩層序は、南東部に下位層が、北西部に上位層が露出し、下位から上野累層・伊賀累層・阿山累層・甲賀累層・蒲生累層・草津累層に区分できる(川邊, 1981; 林・川邊, 1993)(第2.1図参照)。すなわち、1)の野洲川以南の地域には上野累層・阿山累層・甲賀累層・蒲生累層下部が、2)の信楽地域には上野累層・伊賀累層・甲賀累層・蒲生累層下部が、3)の水口地域・日野地域には甲賀累層、蒲生累層中一上部が、4)の栗東地域・石部地域には蒲生累層上部と草津累層下部がそれぞれ分布している。このほか、野洲川沿いに甲賀累層が露出している。これら各地の累層はさらにいくつかの部層に細分され、岩相の特徴や挟在する火山灰層によって第5.1図のように対比されている。

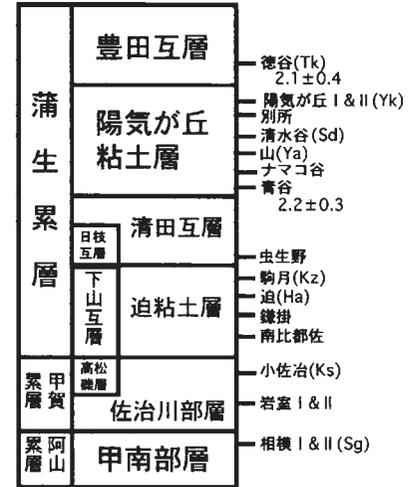
以下、各地の古琵琶湖層群を記述するが、層序・火山灰層・地質構造の記載に当っては、野洲川以南地域は川邊(1981)、Kawabe(1989)に、栗東地域・石部地域は古琵琶湖団研(1981)に従った。水口地域・日野地域については古琵琶湖団研(1977)に準拠したが、水口地域南部の横田橋下流の野洲川とその支流の思川流域(以下、野洲川-思川流域)の古琵琶湖層群については、今回野外精査を行い、岩相と走向傾斜を基に付図2のように地質図と地質構造図を作成し、下位から高松礫層、下山互層、日枝互層及び清田互層、陽気が丘粘土層の順に部層区分した。

従来、日野川-思川流域の古琵琶湖層群には対比に有効な火山灰層に乏しく、礫を主体とする粗粒堆積物が優勢なため、いくつかの異なる見解がだされていた(古琵琶湖団研, 1977; 田村ほか, 1977; 横山・雨森, 1991a, b)。今回の調査結果から、1.野洲川-思川流域では、湖東流紋岩類の礫を多量に含む高松礫層と、その上位に重なる花崗岩質砂層を主とする下山互層や日枝互層とのあいだに構造的差は無く一連整合に重なることが判明した。また、2.甲西町の野洲川河床の甲西橋付近(北隣「近江八幡」図幅地域)では、小佐治火山灰層を含む甲賀累層吉永部層の下位に、湖東流紋岩類を含む高松礫層に対比可能な礫層が挟まれることなどから、高松礫層を甲賀累層に対比した。

栗東・石部地域

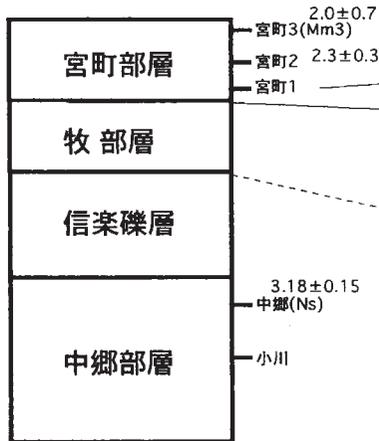


水口・日野地域

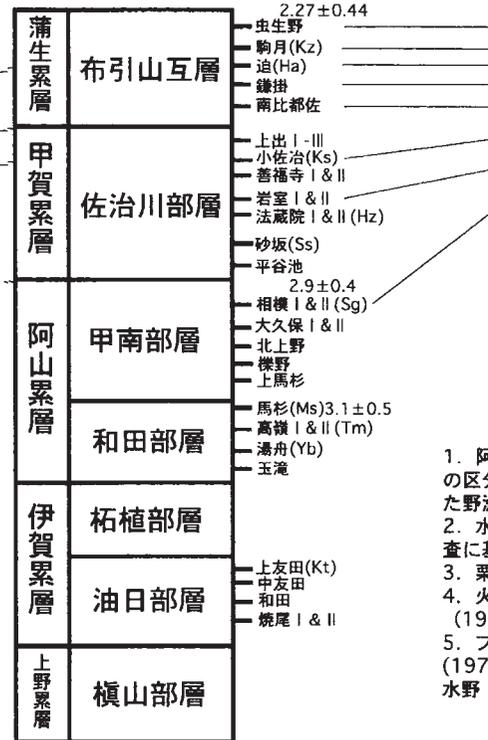


蒲生堂火山灰層に対比

信楽地域



阿山・甲南・甲賀地域



吉永互層
野洲川河床

1. 阿山・甲南・甲賀地域は川邊(1981), Kawabe(1989)の区分に横山部層を横山ほか(1979)に基づいて加えた。また野洲川河床の吉永互層も現地調査に基づいて加えた。
2. 水口・日野地域は古琵琶湖湖研(1977)の区分に、現地調査に基づいて甲南・佐治川・高松・下山の各部層を加えた。
3. 栗東・石部地域の区分は古琵琶湖湖研(1980)による。
4. 火山灰層の対比は吉川(1983), Yoshikawa(1984), 水野(1999)による。
5. フィッション・トラック年代(単位:Ma)は、西村・笹島(1970), Yokoyama, et al. (1977), 市原ほか(1984), 水野(1999), 及び本図幅による。

第5.1図 「水口」図幅地域周辺の古琵琶湖層群の対比

5. 2 上野累層

上野累層は、主に三重県名張市から上野市周辺（南隣「上野」図幅地域）に分布し、白亜紀後期の花崗岩類を不整合に覆い、上位の伊賀累層とは大部分整合関係に、一部不整合にある（Kawabe, 1989；川辺ほか, 1996）。本図幅地域では阿山地域と信楽地域に分布する。層厚は阿山地域では40m以上に、信楽地域では30m以上に達する。

5. 2. 1 中郷部層 (Us)

新称。信楽地域に分布し、信楽町中郷を模式地とする（第5.2図）。信楽町神山・西側から模式地の中郷を経て杉山まで分布する。分布は更に西隣「京都東南部」図幅地域の信楽町上朝宮方面まで達する。

信楽花崗岩に不整合に重なり、伊賀累層信楽礫層に覆われる。神山から杉山南方にかけては、信楽南断層（横

田ほか, 1978）によって花崗岩と接している。信楽町畑の南や東方では、田上花崗岩や丹波帯に不整合に重なる。層厚は50m以上に達する。

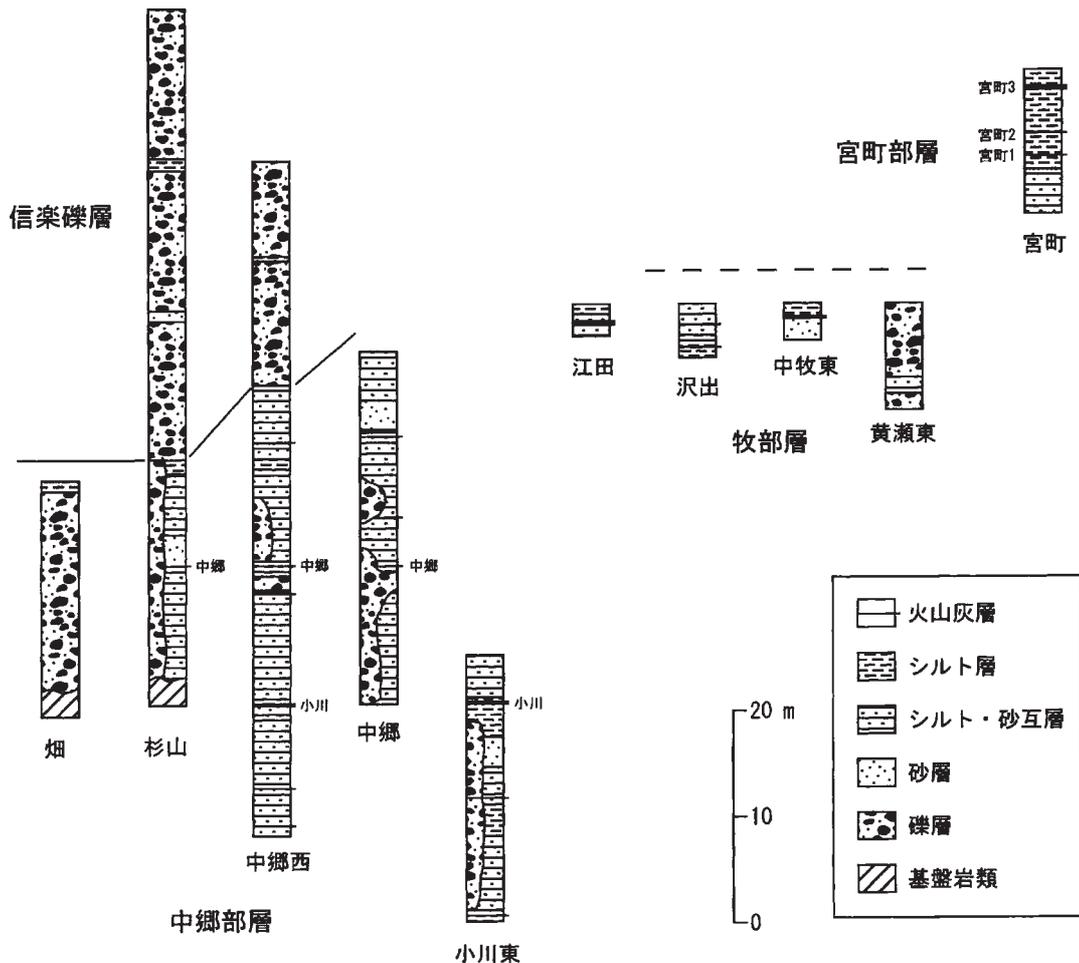
砂礫層や礫層が優勢なシルト層・砂層・砂礫層・礫層からなり、数層の亜炭層を挟む。孤立して分布する畑では、厚さ30m程で、礫層が優勢である。ただ上部では砂層やシルト層を挟む。

5. 2. 2 槇山部層 (Ua)

阿山地域に露出する。横山ほか(1979)の槇山砂礫層に基づく。阿山町槇山が模式地（横山ほか, 1979）。阿山町円徳院新田から槇山・門出を経て、同町向山から馬田に分布する。

円徳院新田、槇山野ヶ平の北などで信楽花崗岩に不整合に重なり、阿山町向山・馬田において伊賀累層油日部層に整合に覆われる。層厚は40m以上に達する。

花崗岩質の礫層及び砂層優勢のシルト層・砂層・礫層から構成され、多数の亜炭層を挟在している。



第5.2図 信楽地域の古琵琶湖層群の地質柱状図

5. 3 伊賀累層

伊賀累層 (Takaya, 1963) は, Takaya(1963)によって湯舟火山灰層より下位の地層と定義され, その後, 川辺 (1986), Kawabe (1989) によって上野累層の上位にあって砂礫層優勢の礫層・砂層・シルト層・粘土層からなる部分と再定義された。上野盆地から近江盆地南東部にかけて広く分布し, 基盤岩類を不整合に覆い, 下位の上野累層を一般に整合に, 一部不整合に覆う。上位の阿山累層には整合に覆われる。

本図幅地域では, 阿山地域・甲南地域の中央部から西縁部, そして信楽地域に分布する。また東隣「亀山」図幅地域にも露出している。層厚は, 阿山地域・甲南地域で 40～60m, 信楽地域で最大 50m である。

5. 3. 1 信楽礫層 (Is)

近藤(1968)の命名記載である。模式地は信楽町杉山とする。分布は模式地から東に, 信楽町中郷まで分布する。模式地の西方, 「京都東南部」図幅地域の信楽町上朝宮から和東町穀池峠^{からいけ}方面にかけても分布する。

本部層は近藤(1968)では, 古琵琶湖層群より新しく, 段丘堆積物よりは古い「高位礫層」と位置づけられた。しかし, 横田ほか(1978), Kawabe (1989)などの調査から, 本部層は古琵琶湖層群に属することが判明した。

信楽礫層は, 模式地では中郷部層の上位に重なる。ただ, 一連整合関係か, 堆積間隙があるのか明確でない。杉山の南西や「京都東南部」図幅地域の信楽町上朝宮, 和東町穀池峠の南東では, 裏白断層等によって基盤花崗岩と接する。層厚は一般に 20～25m であるが, 模式地の杉山では 40～50m に達する。

信楽礫層は礫が密集する礫層からなり, すべての地域で溶結凝灰岩(おそらく湖東流紋岩類起源)の円礫・亜円礫を多量に含んでいる。礫は中・大礫が多く, 溶結凝灰岩のほか, 石英斑岩, 丹波帯チャート・ホルンフェルス・砂岩・頁岩, そして基盤花崗岩が認められる。チャート以外の礫は著しく風化している。マトリックスは砂質である。ごくまれに, 厚さ 1m 以下のチャンネル状のシルト層・砂層を挟む。

5. 3. 2 油日部層 (Ia)

甲賀地域南部, 阿山地域, 甲南地域西縁部に分布する。池辺(1934a, b)の油日階に由来し, 横山ほか (1968) の油日砂層を川邊(1981)が再定義したものに当たる。模式地は柘植駅前の露頭付近から, 山の田川上流にかけての地域(東隣「亀山」図幅地域)。甲賀町油日から伊賀町小杉を経て阿山町中友田に続き, 阿山地域西縁部の阿山町湯舟や甲南町磯尾に露出する。東隣「亀山」図幅地域では, 甲賀町深山口^{みやまぐち}, 櫛野南東方^{いぢの}, 山の田川上流域などに

露出する。

下位の上野累層に整合に重なる。阿山町横山北方から甲南町杉谷にかけて, 基盤花崗岩にアバット不整合で接する。「亀山」図幅地域の油日東方では基盤を不整合に覆い, 一部は頓宮断層で接する。層厚は, 伊賀町東部から油日で最大 150m, 阿山町磯尾周辺で 30～50m である。

油日部層は, 砂礫層優勢の礫層・砂層・シルト層からなり, 全体に淘汰不良である。

5. 3. 3 柘植部層 (It)

甲賀地域南部, 阿山地域, 甲南地域西縁部に分布する。川邊(1981)の命名記載による。模式地は伊賀町柘植駅前の露頭。

下位の油日層に整合に重なり, 上位の阿山累層に整合に覆われる。阿山町焼尾では基盤花崗岩にアバットしている。模式地では厚さ約 80m, 伊賀町東部で最大 80m, 他の地域では 12～20m である。

主に淘汰の良い砂層・シルト層・粘土層からなる。

5. 4 阿山累層

阿山累層(Kawabe, 1989)は, 伊賀累層と甲賀累層の間に設定されたもので, 下部の和田部層と上部の甲南部層に分けられる。伊賀累層を整合に覆い, 甲賀累層に整合に覆われる。阿山地域・甲賀地域・日野地域に露出し, 「上野」図幅地域の伊賀町にも連続する。模式地は阿山町玉滝から甲南町野川に至る道路沿い。厚さは最大 130 m であるが, 側方に大きく増減する。

5. 4. 1 和田部層 (Wc)

甲賀地域南東部から阿山地域・甲南地域に分布する。Kawabe (1989) が阿山累層を設定した際, 甲賀累層阿山部層(川邊, 1981)を阿山累層和田部層と改めた。この和田部層は横山ほか(1968)の和田粘土層に由来する。模式地は阿山町玉滝周辺である。

下位の伊賀累層柘植層を整合に覆う。層厚は, 甲賀地域南東部で 58m, 模式地で 28m, 甲南地域北東部で 28～36m である。

甲賀地域南東部から阿山地域・甲南地域では主に粘土層からなる。東隣「亀山」図幅では砂層優勢の砂層・シルト層・粘土層からなる。

5. 4. 2 甲南部層 (Ac, As)

甲南地域から甲賀地域, そして日野地域下駒月に分布する。川邊(1981)の命名記載による。模式地は甲南町上野川^{のがわ}周辺である。

下位の和田部層を整合に覆う。層厚は, 甲賀町神付近で最大 60m, 阿山地域では 40～45m である。

甲南地域や甲賀地域では主に粘土層 (Ac) から、日野地域では主に砂層優勢の砂泥互層 (As) からなる。

5. 5 甲賀累層

甲賀累層は Takaya (1963) によって命名され、川邊 (1981) によって再定義された。その後、Kawabe (1989) は甲賀累層を下部の阿山累層と上部の甲賀累層に二分した。本報告の甲賀累層は、Kawabe (1989) の定義による。

甲賀累層は、甲賀地域に広く分布し、一部は日野地域下駒月や信楽地域にも見られる。甲賀累層は、下位の阿山累層を整合に覆い、上位の蒲生累層に整合に覆われる。甲賀地域での層厚は 180～200m で、層厚は同地域北部に向かって厚くなる。

5. 5. 1 吉永互層 (Ky)

野洲川に架かる甲西中央橋から横田橋までの野洲川河床に断続的に露出している。地層名は新称である。模式地は甲西町吉永の野洲川河床の露頭。

孤立して露出するので上下関係は確かめられないが、小佐治火山灰層を挟在するので、後述の甲賀累層佐治川部層に対比できる。層厚は約 30m である。

厚さ数 m の砂層・シルト層・粘土層からなる。層相や層序は甲西町教育委員会 (1998) に詳しい。

5. 5. 2 牧部層 (Km)

新称。信楽地域に露出し、模式地は信楽町牧の南東の丘陵である。模式地から、信楽町北側・久保出・宇田出・長野・江田に点在し、信楽花崗岩に不整合に重なる。層厚は約 30m である。

花崗岩質砂層主体のシルト層・砂層・礫層からなり、数枚の亜炭層を挟む。黄瀬西部では、厚さ約 2～3m の礫層が挟まれ、礫層には丹波帯チャート・砂岩・頁岩や花崗岩の亜円・亜角礫が含まれている。黄瀬東部の谷沿いには、厚さ 10m 以上の砂礫層が分布している。

5. 5. 3 高松礫層 (Kt)

水口地域の水口町下山の北方に分布する。吉田ほか (2003) の命名記載。模式地は甲西町小砂町の動物保護管理センターや同じくリサイクルプラザ周辺である (北隣「近江八幡」図幅地域)。模式地周辺の高松ブロック状構造に露出するが、大半は「近江八幡」図幅地域に含まれる。

基盤の田上花崗岩 (Gts) に不整合に重なる。層厚は 60～70m である。

厚い礫層からなり、薄い砂層や炭質層を挟んでいる。礫の淘汰はあまり良くないが、良く円磨されており、大きいものは巨礫に達する。

5. 5. 4 佐治川部層 (Kc)

甲賀地域・甲南地域、そして日野地域下駒月に分布する。川邊 (1981) の命名記載による。模式地は甲賀町佐治川流域である。

下位の甲南部層を整合に覆う。層厚は 100～120m で、甲賀地域の佐治新田から岩室にかけて最も厚い。

主に厚い粘土層からなるが、少なくとも 3 層準に砂層 (層厚 1～10m) を挟在している。

5. 6 蒲生累層

蒲生累層 (横山ほか, 1968) は、信楽地域、甲賀地域北西端、水口地域・日野地域、石部地域・栗東地域に分布し、図幅外では「近江八幡」図幅地域の水口丘陵・日野丘陵・八日市丘陵にその上部が分布する (吉田ほか, 2002 など)。下位の甲賀累層を整合に覆い、上位の草津累層に整合に覆われる。主として砂層・シルト層・粘土層からなり、層厚は 280～400m である (古琵琶湖団研, 1977, 1983; 横山ほか, 1979)。

5. 6. 1 宮町部層 (Gm)

信楽地域に分布し、層厚は 20m 以上である。地層名は新称である。模式地は信楽町宮町とする。模式地と信楽町黄瀬に露出している。宮町では断層によって田上花崗岩と接している。黄瀬東部から宮町南部では、厚いシルト層からなる。このシルト層は、花崗岩質砂層に側方変化する。宮町 1～3 火山灰層を挟む。

5. 6. 2 荒張互層 (Ga)

栗東地域・石部地域に分布する。古琵琶湖団研 (1981) の命名記載による。

「荒張互層は栗東市荒張で模式的に観察され、甲西町里、石部町の落合川・広野川両岸、栗東市成谷、大津市桐生町及びその西方、石居町稲津に分布する。荒張互層は層厚 80m 以上で、粘土・シルト・砂・礫から構成され、8 層以上の火山灰層を挟在する礫優勢の互層である」 (以上、古琵琶湖団研, 1981)。

5. 6. 3 布引山互層 (Gn)

甲賀地域に分布する。地層名は池辺 (1934a, b) の布引山層に由来する。模式地は水口町貴生川北東にある農場東方の道路沿い (Kawabe, 1989)。水口町虫生野・北内貴や甲賀町小佐治北方の丘陵頂部などに分布する。甲賀累層に整合に重なり、蒲生累層迫粘土層に整合に覆われる。層厚は約 70m である。

砂層優勢の砂層・シルト層・粘土層からなる。

5. 6. 4 下山互層 (Gs)

水口地域の水口町下山に分布する。地層名は新称であ

る。模式地は水口町下山とする。甲賀累層の高松礫層に整合に重なり、清田互層に整合に覆われる。層厚は120～150mである。

花崗岩質の厚さ数m以下の砂層・泥層・砂礫層・礫層からなり、炭質層を挟む。

5. 6. 5 日枝互層 (Ge)

水口地域の甲西町大池町に露出し、ここから「近江八幡」図幅地域の湖南工業団地を経て、竜王町の鏡山麓まで分布する。東縁は断層によって分布が断たれる。吉田ほか(2003)の命名記載であり、模式地は甲西町日枝町日枝神社周辺である(北隣「近江八幡」図幅地域)。大池町では下山互層に整合に重なり、「近江八幡」図幅地域では野洲花崗岩に不整合に重なる。湖南団地での層厚は120～150mである。

花崗岩質の厚さ数mの礫層・砂層・泥層からなり、そのうち礫層と砂層が優勢である。礫はすべて花崗岩からなる。

5. 6. 6 迫粘土層 (Gh)

水口地域と日野地域に分布する。古琵琶湖団研(1977)の命名記載による。

「迫粘土層は日野町迫南方で模式的に観察され、水口町古城が丘付近に連続して分布する。迫粘土層は層厚約80m以上で、粘土・シルト・砂から構成され、3層以上の火山灰層を挟在する粘土・シルト優勢層である」(以上、古琵琶湖団研, 1977)。

5. 6. 7 清田互層 (Gk)

水口地域と日野地域に分布する。古琵琶湖団研(1977)の命名記載による。

「清田互層は迫付近で模式的に観察され、日野町清田・日野町別所・土山町末田・水口町中畑及びその南方・水口町松尾及びその北方に連続的に分布する。清田互層は層厚約100mで、粘土・シルト・砂・礫から構成され、5層の火山灰層を挟在する砂優勢な砂・シルト・粘土の互層である」(以上、古琵琶湖団研, 1977)。

5. 6. 8 陽気が丘粘土層 (Gy)

水口地域に分布する。古琵琶湖団研(1977)の命名記載による。

「陽気が丘粘土層は別所・日野町陽気が丘付近で模式的に観察され、中畑の北・水口町山・水口町春日の南・甲西町下田及びその南方に連続的に分布している。陽気が丘粘土層は層厚約35mで、粘土・シルト・砂から構成され、9層の火山灰層を挟在する粘土・シルト優勢層である」(以上、古琵琶湖団研, 1977)。

5. 6. 9 豊田互層 (Gt)

水口地域に分布する。古琵琶湖団研(1977)の命名記載による。

「豊田互層は日野町豊田・日野町中山付近で模式的に観察される。豊田互層は層厚約80mで、粘土・シルト・砂・礫から構成され、9層の火山灰層を挟在する砂優勢な砂・シルト・粘土の互層である」(以上、古琵琶湖団研, 1977)。

5. 7 草津累層

草津累層(Yoshikawa, 1984)は、琵琶湖南岸地域の草津市から大津市にかけての丘陵に模式的に発達する。この丘陵は普通、瀬田丘陵と呼ばれているが、主要部は西隣「京都東南部」図幅地域に含まれている。本図幅地域では、栗東地域・石部地域に草津累層の下部が分布する。草津累層は同丘陵から「近江八幡」図幅地域の水口丘陵・日野丘陵・八日市丘陵を経て、鈴鹿山脈西麓の多賀町にも分布する。下位の蒲生累層を整合に覆う。礫層優勢の礫層と砂層からなり、シルト層や粘土層を挟んでいる。層厚は100m以上である(Yoshikawa, 1984; 古琵琶湖団研, 1977, 1981)。

5. 7. 1 浅柄野砂層 (Ka)

古琵琶湖団研(1981)命名記載。浅柄野砂層は栗東市浅柄野で模式的に観察され、石部町石部・五軒茶屋、栗東市辻越・美濃郷、大津市桐生町の西方・上田上・堂町・石居町に連続的に分布する。

「浅柄野砂層は層厚10～28mで、粘土・シルト・砂・礫から構成され、2層の火山灰層を挟在する砂優勢層である。これらの火山灰層は下位より浅柄野火山灰層・美濃郷火山灰層で、2層とも鍵層として有効である」(以上、古琵琶湖団研, 1981)。

5. 7. 2 瀬田礫層 (Kg)

古琵琶湖団研(1981)命名記載。瀬田礫層は大津市上田上(「京都東南部」図幅地域)の北方で模式的に観察され。栗東市小野・下戸山、草津市青地町・丸尾新田、大津市芝原町の北方・神領町の南方に連続して分布する。

「瀬田礫層は層厚83m以上で、粘土・シルト・砂・礫から構成され、8層以上の火山灰層を挟在する礫優勢層である。挟在される火山灰層のうち、下位より五軒茶屋火山灰層・下戸山I火山灰層・下戸山II火山灰層・丸尾新田火山灰層・笠山火山灰層・桜ヶ丘火山灰層が鍵層として有効である」(以上、古琵琶湖団研, 1981)。

5. 8 地質構造

近江盆地や信楽盆地の古琵琶湖層群は、一般に北側や西側に上位の地層が堆積している (Takaya, 1963 ; 横山ほか, 1979 ; Kawabe, 1989 ; 林・川邊, 1993 など). 本図幅地域でも同様に、一般に北ないし西側に上位層が堆積している。これら一般走向や一般傾斜を乱し、古琵琶湖層群を切る(あるいは変位変形させる)断層が数多く発達し、古琵琶湖層群中に褶曲(背斜・向斜)構造や撓曲構造を形成している。

以下、阿山地域・甲南地域・甲賀地域、信楽地域、水口地域・日野地域、栗東地域・石部地域の順に古琵琶湖層群の地質構造について記述する。

5. 8. 1 阿山地域・甲南地域・甲賀地域

古琵琶湖層群は東隣「亀山」図幅地域において、頓宮断層(池辺, 1934b)と呼ばれる南北性、東上がりの高角逆断層によって、鈴鹿山脈を構成する先新生界基盤岩や鮎河層群(中新統)と接する(横山ほか, 1968 ; 宮村ほか, 1981 ; 川邊, 1981 ; Kawabe, 1989 など). 本地域の古琵琶湖層群にも頓宮断層とほぼ同じ方向の断層・撓曲が良く発達し、層相や層厚はこれらの断層・撓曲を境にして著しく変化する(川邊, 1981 ; Kawabe, 1989). したがって、これらの断層・撓曲が(少なくとも)古琵琶湖層群堆積時から活動していたことは確かである。

本地域には、主に北北西-南南東方向と東北東-西南西方向の2系統の撓曲や断層が、ほぼ全域にわたって3~6 kmの間隔で発達し、互いに切りつ切られつる関係にあって、堆積盆地内を大きく6つの地塊に区切っている。また、本地域の北西部には北北東-南南西方向の褶曲や撓曲が発達する。

北北西-南南東方向の断層や撓曲はいずれも西落ちである。東北東-西南西方向の断層や撓曲は、榎山-油日撓曲及び稗谷北西方の小断層群が北落ちで、他のものはいずれも南落ちである(川邊, 1981 ; Kawabe, 1989)。

以下、川邊(1981)、Kawabe(1989)に基づいて述べる。なお葛木断層(横山ほか, 1968)を除き、他の構造の名称は川邊(1981)による。

北北西-南南東方向の地質構造

榎山南西の撓曲-断層：阿山町榎山野ヶ平の南付近の古琵琶湖層群には、北西-南東方向に伸びる北東側が落ち込んだ撓曲が発達している。野ヶ平南の地層はN40°W20°NEで幅50m以上にわたって急傾斜している。この撓曲は更に南東に伸びて基盤岩中の断層として表れ、阿山町石川まで続いている。

磯尾撓曲：阿山町玉滝から甲南町下磯尾にかけて約3 km発達する西落ちの撓曲である。南端は榎山-油日断層

層に切られる。甲南町上磯尾以北では、西落ちの高角逆断層を伴う。幅約200mにわたって急斜しており、最大傾斜は一般に80°W、上磯尾北方では70°Eに逆転している。

葛木撓曲：甲南町下馬杉から水口大橋西北にかけて約10km連続する西落ちの撓曲。南端は榎山-油日断層に切られる。甲南町池田以北では葛木断層を伴う。古琵琶湖層群は幅約100~250mにわたって急斜しており、最大傾斜は40°-80°Wである。

葛木断層：池田から水口西方にかけて約6km認められる西落ちの逆断層である。古琵琶湖層群を切っており、古琵琶湖層群の傾斜は断層の上盤側で10°-15°W、下盤側で50°-60°Wとなっている。

和田撓曲：甲賀町五反田から同町和田まで約3km続く西に急斜する撓曲。北端は榎山-油日断層に切られる。古琵琶湖層群は幅約100mにわたって急斜しており、最大傾斜は50°-60°Wである。

東北東-西南西方向の地質構造

伊賀-阿山撓曲：阿山町千具から伊賀町倉部にかけて約6km連続する南落ちの撓曲である。撓曲軸にほぼ直交する胴切り小断層が多数発達している。古琵琶湖層群は、幅約150mにわたって急斜しており、最大傾斜は阿山町下友田で70°Nに逆転、伊賀町中柘植北方で70°Sとなっている。

友田断層群：阿山町湯舟から甲賀町高嶺にかけて約6 km認められ、幅約40mの間に少なくとも6本の平行に伸びる南落ちの小断層群が発達している。古琵琶湖層群は、断層と断層の間では20°-40°Sに傾斜し、断層群の北では2°-4°N、南では4°-8°Nで傾斜している。

榎山-油日撓曲：阿山町榎山から甲賀町油日まで約10 km続く北落ちの撓曲である。東端は北北西-南南東方向の油日撓曲(東隣「亀山」図幅地域)によって切られる。古琵琶湖層群は幅約100~150mにわたって急斜しており、最大傾斜は阿山町山生田で72°N、甲賀町和田で40°Nである。

榎山-油日断層：阿山町榎山から甲賀町油日まで約9 kmの間、榎山-油日撓曲と隣接してほぼ平行して発達し、同撓曲とは逆センスの南落ち高角逆断層である。古琵琶湖層群は、幅約10mにわたって南に傾斜している。

小佐治断層群：甲賀町の隠岐南方から岩室にかけて約4km続いており、幅約30mの間に少なくとも4本の平行に伸びる南落ち小断層群。断層と断層の間では東北東走向の高角正断層からなる多数の共役小断層が発達している。

榎山新田付近の断層：阿山町榎山新田から野ヶ平南まで東西方向に伸びる北落ちの逆断層であり、東部では古琵琶湖層群の撓曲として現れる。断層面はN74°E80°Sである。

北北東-南南西方向の地質構造

新治背斜：甲南町の新治から耕心にかけて約6km認められ、背斜軸は北へプランジしている。東翼 5° - 6° E、西翼 10° - 30° Wの、西翼が急な非対称背斜である。

虫生野向斜：甲南町杉谷から水口町虫生野にかけて約6km続いており、向斜軸は北へプランジしている。東翼 10° - 30° W、西翼 5° - 12° Eの、東翼が急な非対称向斜である。

塩野撓曲：甲南町塩野から水口町三本柳西方にかけて約4km発達しており、西落ちの高角逆断層を伴う。古琵琶湖層群は幅約200mにわたって急斜しており、その最大傾斜は 85° Eに逆転している。

5. 8. 2 信楽地域

本地域の古琵琶湖層群は、一般に盆地の中心方向に緩傾斜しながら、北側に上位層が堆積している。古琵琶湖層群は、さまざまな層準で先新生界基盤岩と不整合で接し、盆地縁辺部に断層が発達する場合には、断層近傍部で急傾斜し、一部は逆転している。

信楽断層：近藤(1968)命名。信楽町本郷から杉山西方まで北東-南西方向に伸び、南東側(盆地側)が落ち込んだ逆断層である。断層面は柞原・本郷・杉山西方で観察され、いずれも北に 30° - 80° で傾斜する逆断層面を示す。古琵琶湖層群は断層面から幅6~8m逆転し、急傾斜帯の幅も10m程度である。

信楽南断層：横田ほか(1978)命名。信楽町杉山南から神山まで東北東-西南西方向に伸び、北側(盆地側)が落ち込んだ逆断層。断層面は杉山南、神山下出、神山向出で観察され、いずれも南に 30° - 70° で傾斜する逆断層面を示す。神山下出付近では幅15m以上の古琵琶湖層群が逆転している。

小川出付近の撓曲：杉山北から小川出を経て神山下出に続く、東西方向に伸びる南落ちの撓曲、地層は幅10mに渡って 10° - 25° の南傾斜を示す。

沢出付近の断層：信楽町沢出付近に南北方向に伸びる西落ちの逆断層がある。断層面は $N18^{\circ}W78^{\circ}E$ 、 $N36^{\circ}N80^{\circ}E$ 、 $N8^{\circ}E60^{\circ}E$ 等の数本の断層からなる。断層付近では地層は幅数mにわたって逆転している。

宮町付近の断層：信楽町宮町に認められ、ほぼ南北方向で西落ちの逆断層。断層面は確認できないが、中井出の基盤付近の古琵琶湖層群が走向傾斜 $N6^{\circ}E68^{\circ}E$ を示す。

5. 8. 3 水口地域・日野地域

本地域の古琵琶湖層群は、一般に北北西方向に緩傾斜している。日野地域東縁から日野町鎌掛付近(東隣「亀山」図幅地域)では、東北東-西南西方向の鎌掛急傾斜帯と頓宮断層及び基盤岩類に囲まれて、周辺よりも下位の伊賀累層・阿山累層が露出している(鎌掛団研グループ、1972)。

以下、古琵琶湖団研(1977)に基づいて述べる。

中畑向斜：古琵琶湖団研(1977)命名。水口町中畑を中心に発達し、ほぼNNW-SSE方向の軸を持ち、その翼部における地層の傾斜は 20° 以下である。向斜軸は中畑付近で北へやや急にプランジする以外は、緩やかに北へプランジする。

高松ブロック状構造：古琵琶湖団研(1977)命名。水口町下山の北を東西方向から次第に北東方向に向きを変える撓曲を底辺として、下田(北隣「近江八幡」図幅地域)の南東約1.5kmの地点が頂点となるようなほぼ二等辺三角形の形態を示す。本ブロック状構造の南縁を限る撓曲は地層を南へ 40° - 70° 、時には垂直にまで傾斜させる。東縁には、撓曲が発達して地層の傾斜は東へ 40° - 60° である。西縁には、撓曲が発達して地層の傾斜は西へ 40° - 60° である。

撓曲：水口町下山の東方地域に $N30^{\circ}E$ の方向に延びる小撓曲が認められ、古琵琶湖層群は西へ 30° - 40° で傾斜する。

背斜・向斜：日野町下駒月を通る背斜と同町上駒月を通る向斜が認められる。両撓曲軸はほぼ東西方向に走り、東方に伸びて鎌掛団研グループ(1972)によって報告された背斜と向斜に連続する。一方、西へプランジしつつ西方にも伸びて中畑向斜の軸と直交し、その軸部付近で消滅する。下駒月を通る背斜の北翼・南翼では、古琵琶湖層群はいずれも約 $30^{\circ}N$ ・約 $30^{\circ}S$ の傾斜を示す。上駒月を通る向斜の北翼では、古琵琶湖層群は $30^{\circ}S$ の、南翼では 5° - $10^{\circ}N$ の緩傾斜を示す。

次に野洲川-思川流域の地質構造について述べる(付図2, 3参照)。

1. 水口町水口工業団地を中心とした地域に盆地状構造が発達する。北縁は高松ブロック状構造の南縁を示す南東落ちの撓曲によって、東縁は下山の東に認められる西落ちの撓曲によって限られる。地層は北縁及び東縁で 20° 以上の傾斜を示す。なお高松ブロック状構造南縁の撓曲を作る断層はさらに南に伸び、野洲川河床まで達する可能性がある。

2. 水口町広野台から西南西方向に伸びる背斜が発達する。両翼とも 10° 以下の緩傾斜である。軸は西南西に沈下する。

3. 野洲川の北側に河道とほぼ平行して、北上がりの伏在断層が発達する。横田橋下流の古琵琶湖層群はこの断層によって、西に 70° で急傾斜している。この断層は、その方向と位置から判断して、北隣「近江八幡」図幅の正福寺断層(古琵琶湖団研、1977)に連続すると判断される。この正福寺断層の南には、規模の小さい北東-南西方向の背斜-向斜が発達する。

5. 8. 4 栗東地域・石部地域

本地域の古琵琶湖層群は、ほぼ東西走向で北側へ緩傾

斜し、いろいろな層準で先新生界基盤岩とアバット不整合で接する。ただ甲西町三雲では、基盤岩と断層で接する。これ以外、地質図に表現できるほどの断層や褶曲は発達せず、露頭規模の断層・撓曲が幾つか確認されているのみである(以上、古琵琶湖団研, 1981)。

5. 9 火山灰層

5. 9. 1 阿山地域・甲南地域・甲賀地域

本地域の古琵琶湖層群には、少なくとも38層の火山灰層が挟まれている。地質図では下位から、上友田(Kt)湯舟(Yb)・高嶺I&II(Tm)・馬杉(Ms)・櫟野(In)・相模I&II(Sg)・砂坂(Ss)・法蔵院I&II(Hz)・小佐治(Ks)・迫(Ha)・駒月(Kz)・虫生野(Mu)の各火山灰層を図示した。以下、下位の火山灰層から記述する。命名は特に断らない限り川邊(1981)による。

焼尾I&II火山灰層：阿山町焼尾とその周辺に分布する。焼尾Iは厚さ40cm、下部15cmは黄灰色、ガラス質、粗粒、黒雲母を含む。上部25cmは淡灰色、ガラス質、中粒-粗粒、黒雲母を含む。焼尾IIはこの2m上位に挟在し、厚さ60cm、下部1cmは桃白色、粘土質、極細粒、中部30cmは灰白色、ガラス質、粗粒、黒雲母を含む。上部30cmは黄白色、ガラス質、細粒-中粒である。

和田火山灰層：甲賀町和田とその周辺に分布する。厚さ1.5～3cm、黄白色、ガラス質、細粒-中粒、黒雲母を含む。

中友田火山灰層：阿山町中友田とその周辺に分布する。厚さ5～50cm、下部3cmは黄白色、ガラス質、粗粒、中部6cmは黄白色、ガラス質、中粒、上部6cmは黄灰色、粘土質、細粒-中粒、葉理が見られる。

上友田火山灰層(Kt)：阿山町上友田とその周辺に分布する。厚さ25～20cm、下部1cmは黄灰色、ガラス質、粗粒、中部4cmは桃白色、ガラス質、中粒-粗粒、上部5cmは黄灰色、粘土質、中粒である。

玉滝火山灰層：阿山町山生田から玉滝にかけて分布する。厚さ5～20cm、下部1cmは灰色、粘土質、極細粒、中部2cmは黄白色、ガラス質、中粒-粗粒、上部0.5cmは黄灰色、粘土質、細粒、最上部3cmは黄白色、ガラス質、粗粒である。

湯舟火山灰層(Yb)(Takaya, 1963)：阿山町東湯舟とその周辺に分布する。厚さ60～150cm、下部10cmは黄白色、ガラス質、中粒、中部30cmは白色、ガラス質、粗粒、上部50cmは黄灰色、ガラス質で、細粒葉理と中粒葉理が繰り返す。

高嶺I&II火山灰層(Tm)：ともに甲賀町高嶺とその周辺に分布する。高嶺Iは厚さ2～10cm、下部2cmは黄灰色、ガラス質、粗粒、上部10cmは淡灰色、ガラス質、中粒である。高嶺IIは高嶺Iの上位2mに挟在

する。厚さ2～10cm、黄灰色、ガラス質、中粒-粗粒である。

馬杉火山灰層(Ms)(横山ほか, 1968)：甲賀町上馬杉とその周辺に分布する。厚さ18～30cm、基底部0.5cmは暗灰色、粘土質、極細粒、主部20cmは灰茶色、結晶質、黒雲母を含む。

上馬杉火山灰層：甲賀町上馬杉とその周辺に分布する。厚さ0.5～1.5cm、黄灰色、ガラス質、中粒-粗粒、黒雲母を含む。

櫟野火山灰層(In)(Takaya, 1963)：甲賀町神とその周辺に分布する。厚さ10cm、下部2cmは黄白色、ガラス質、中粒-粗粒、中部0.2cmは暗灰色、粘土質、細粒、上部6cmは黄白色、ガラス質、中粒、最上部2cmは暗灰色、粘土質、極細粒である。

北上野火山灰層：甲賀町北上野とその周辺に分布する。厚さ0.2～1.2cm、黄白色、ガラス質、中粒、レンズ状に挟まれている。

大久保I&II火山灰層：ともに甲賀町大久保とその周辺に分布する。大久保Iは厚さ0.5～1cm、茶黄色、ガラス質、粗粒、黒雲母を含む。大久保IIは大久保Iの20cm上位にあつて、厚さ2cm、桃白色、ガラス質、中粒である。

相模I&II火山灰層(Sg)：ともに甲賀町大原市場・相模とその周辺に分布する。相模Iは厚さ15～20cm、下部1cmは白色、ガラス質、中粒、中部10cmは白色、ガラス質、粗粒、上部6cmは黄白色、ガラス質、中粒-粗粒、最上部2cmは灰色、粘土質、細粒である。相模IIは相模Iの2.2m上にあり、厚さ0.2～2.5cm、桃白色、ガラス質、細粒-中粒である。なお相模の名は横山ほか(1968)の相模火山灰層に由来する。

平谷池火山灰層：甲賀町平谷とその周辺に分布する。厚さ0.5～3cm、黄白色、ガラス質、中粒、レンズ状に挟まれる。

砂坂火山灰層(Ss)(横山ほか, 1979)：甲賀町砂坂とその周辺に分布する。厚さ6～8cm、下部2cmは白色、ガラス質、粗粒、中部0.3cmは灰白色、粘土質、細粒、上部2cmは灰白色、ガラス質、中粒-粗粒である。

法蔵院I&II火山灰層(Hz)(Takaya, 1963)：ともに甲賀町砂坂とその周辺に分布する。法蔵院Iは厚さ5～9cm、下部0.8cmは灰色、粘土質、細粒、中部0.5cmは暗灰色、粘土質、極細粒、上部8cmは黄白色、ガラス質、中粒-粗粒である。法蔵院IIは法蔵院Iの80cm上位にあり、厚さ17～30cm、下部0.5cmは暗灰色、粘土質、細粒、中部2.5cmは黄白色、ガラス質、粗粒、上部5cmは白色、粘土質、細粒-中粒で葉理が発達する。

岩室I&II火山灰層：ともに甲賀町岩室とその周辺に分布する。岩室Iは厚さ0.5～1.5cm、白色、粘土質、細粒-中粒である。岩室IIは岩室Iの4m上位にあり、

厚さ3～5cm, 下部4cmは紫灰色, ガラス質, 中粒-粗粒, 上部1cmは暗灰色, 粘土質, 極細粒である. なお岩室の名は横山ほか(1968)の岩室火山灰層に由来する.

善福寺 I&II 火山灰層: いずれも甲賀町善福寺とその周辺に分布する. 善福寺 Iは厚さ1～3cm, 下部1cmは黄白色, ガラス質, 中粒-粗粒, 中部1.2cmは白色, ガラス質, 中粒, 上部0.5cmは茶灰色, 粘土質, 細粒である. 善福寺 IIは善福寺 Iの4m上位にあり, 厚さ5cm, 黄白色, ガラス質, 中粒である.

小佐治火山灰層(Ks)(Takaya, 1963): 甲賀町神保・小佐治とその周辺に分布する. 厚さ30～60cm, 下部5cmは白色, ガラス質, 中粒, 角閃石を含む. 中部24cmは桃白色, ガラス質, 粗粒-中粒, 角閃石を含む. 上部8cmは茶灰色, 粘土質, 細粒である.

上出 I-III 火山灰層: いずれも甲賀町猪野・上出とその周辺に分布する. 上出 Iは厚さ0.5～1cm, 黄白色, ガラス質, 中粒-粗粒, 黒雲母を含む. 上出 IIは上出 Iの上位1.5mに挟まれ, 厚さ0.5～5cm, 桃白色, ガラス質, 細粒-中粒である. 上出 IIIは上出 IIの上位2.2mにあつて, 厚さ5～10cm, 下部6cmは黄白色, 軽石質, 上部2cmは黄茶色, ガラス質, 粗粒, 黒雲母を含む. なお上出の名は横山ほか(1968)の上出火山灰層に由来する.

南比都佐火山灰層(鎌掛団研グループ, 1972): 水口町虫生野とその周辺に露出する, 厚さ60～100cm, 下部3cmは桃白色, ガラス質, 細粒-中粒, 中部2cmは黄白色, ガラス質, 中粒, 上部40cmは黄灰色, ガラス質, 中粒-粗粒, 最上部15cmは灰白色, 粘土質, 細粒-中粒である.

鎌掛火山灰層(石田・横山 1969): 水口町虫生野とその周辺に露出する. 厚さ60～120cm, 下部15cmは黄白色, ガラス質, 中粒-粗粒, 中部40cmは黄灰色, ガラス質, 中粒-粗粒, 上部20cmは淡灰色, ガラス質, 細粒-中粒である.

追火山灰層(Ha)(鎌掛団研グループ, 1972): 水口町虫生野とその周辺に分布する. 厚さ約80cm, 下部60cmは黄白色, ガラス質, 粗粒, 上部20cmは黄白色, ガラス質, 中粒-粗粒である.

駒月火山灰層(Kz)(石田・横山 1969): 水口町虫生野とその周辺に露出する. 厚さ40～50cm, 下部5cmは黄白色, ガラス質, 粗粒, 中部35cmは桃白色, ガラス質, 中粒-粗粒, 上部15cmは黄白色, ガラス質, 細粒-中粒である.

虫生野火山灰層(Mu)(Takaya, 1963): 水口町虫生野とその周辺に露出する. 厚さ300～400cm, 下部60cmは白色, ガラス質, 中粒, 中部200cmは白色, ガラス質, 粗粒, 軽石を含む. 上部100cmは灰白色, ガラス質, 中粒-粗粒である.

5. 9. 2 信楽地域

本地域には主な火山灰層として, 下位から小川・中郷・宮町1～3の火山灰層が挟在する. 地質図では, 連続性が良い中郷火山灰層(Ns)及び宮町3火山灰層(Mm₃)を示した. 第5.1表に宮町1～3火山灰層と追火山灰層の化学組成を示す.

小川火山灰層: 信楽町の神山下出・小川出・小川に露出する. 厚さ15～50cm, 風化した火山灰で, 灰色-黄褐色の細粒と中粒のラミナが繰り返す.

中郷火山灰層(Ns): 信楽町の小川・中郷, 同町杉山の北東と南西, 同町朝宮の南に露出する. 厚さ10～20cm, 風化した火山灰で, 下部約1cmは灰白色-淡桃色で中粒, 上部10～15cmは紫がかった暗灰色-褐色で極粗粒である. 肉眼で多量の黒雲母や石英・長石が確認できる. 水野(1999)の中郷2火山灰層に相当する.

宮町1火山灰層(水野, 1999): 信楽町宮町に露出する. 厚さ30cm, 灰白色, 中粒, ガラス質である. 水口・日野地域の追火山灰層に対比される.

宮町2火山灰層(水野, 1999): 信楽町宮町に分布し, よく連続する. 厚さ10cmで, 下部7cmは白色・中粒, 上部3cmは黄灰色・粗粒である. 上部に, 黒雲母その他の垂鉱物や軽鉱物が散在するのが肉眼で観察できる.

宮町3火山灰層(Mm₃)(水野, 1999): 宮町2火山灰層の3～5m上位にあり, 信楽町宮町・黄瀬に分布する. 厚さ30～100cm, 黄褐色-灰白色, 中粒-粗粒, ガラス質の火山灰からなる, 粗粒部に最大1～2mmの黒雲母・角閃石・パミス等が点在しているのが, 肉眼で観察できる.

第5.1表 「水口」 図幅地域の火山灰層の化学組成

火山灰層名	採取地点	火山ガラスの屈折率(n)	火山ガラスの主成分(%)								火山ガラスの微量成分(ppm)						
			TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	La	Sc	Sr	V	Y
宮町3	信楽町宮町	1.497-1.505	0.17	11.1	1.22	0.09	0.21	1.95	3.54	2.57	0.05	290	10	1	159	4	13
宮町2	信楽町宮町	1.499-1.501	0.04	10.9	1.37	0.10	0.06	0.85	3.05	4.51	0.03	433	26	1	84	<1	15
宮町1	信楽町宮町	1.497-1.499	0.03	10.6	1.00	0.05	0.03	0.62	3.63	4.60	0.03	217	20	1	31	<1	17
追	日野町追	1.497-1.499	0.04	12.3	1.09	0.05	<0.01	0.63	2.86	5.24	0.02	288	24	1	39	<1	21

屈折率はRIMS86(京都フィッショントラック社製)による(水野分析)

化学組成はICP発光分析と蛍光分析による(三菱マテリアル資源開発株式会社地科学試験所分析)

5. 9. 3 水口地域・日野地域

本地域では下位から迫(Ha)・駒月(Kz)・虫生野(Mu)・山(Ya)・清水谷(Sd)・陽気が丘I&II(Yk)・徳谷(Tk)の各火山灰層を地質図に示した。以下、古琵琶湖団研(1977)の記載を引用する。命名は特に断らない限り、古琵琶湖団研(1977)による。

迫火山灰層(Ha)(鎌掛団研グループ, 1972)：迫に分布する。厚さ30cmで、下部15cmは灰白色・中粒、上部15cmは灰白色・細粒の火山灰層である。

駒月火山灰層(Kz)(石田・横山, 1969)：迫・古城が丘に分布し、比較的良好に連続する。厚さ約20cmで、下部1cmは淡桃色・中粒、中部16cmは桃色・中粒、上部3cmは淡桃色・細粒の火山灰層である。

虫生野火山灰層(Mu)(Takaya, 1963)：迫・末田・古城が丘・松尾・春日の南付近くに広く分布し、非常によく連続する。厚さ200～500cm、黄白色・中粒・細粒の火山灰層で、径0.5～10cmの軽石を多量に含んでいる。

青谷火山灰層：別所・陽気が丘・山・下田に分布する。厚さ10cmで、下部3cmは黄白色・淡桃色・中粒、上位7cmは黄白色・細粒・葉理の発達した火山灰層である。

マナコ谷火山灰層：別所・陽気が丘・山・春日の西・下田に分布する。厚さ約20cm・淡桃色・細粒の火山灰層である。

山火山灰層(Ya)：別所・陽気が丘・山・春日の南・山田・山中の北に広く分布する。厚さ50～100cm・白色・中粒・細粒の火山灰層で、上部に径0.2～1cmの軽石を多量に含む。

清水谷火山灰層(Sd)：別所・陽気が丘・山・下田の南に広く分布し、よく連続する。厚さ約10cmで、下部3cmは黄白色・黄褐色・粗粒、中部1cmは淡桃色・中粒・細粒、上部6cmは淡桃色・中粒の火山灰層である。

別所火山灰層：別所・陽気が丘・山・下田・山中の北に分布する。厚さ約20cmで、下部1cmは白色・中粒、中部10cmは黄白色・細粒、上部9cmは白色・中粒の火山灰層である。

陽気が丘I&II火山灰層(Yk)：陽気が丘I火山灰層は陽気が丘・春日に分布する。厚さ2cm、灰白色・淡桃色・中粒・細粒の火山灰層。陽気が丘IIは陽気が丘Iの上位0.7mにあり、別所・陽気が丘・春日・下田に広く分布する。厚さ約7cmで、下部3cmは白色・中粒・細粒、上部4cmは灰白色・細粒・葉理の発達する火山灰層。

徳谷火山灰層(Tk)：豊田の南・中山の南に広く分布する。本火山灰層は厚さ1cmの粘土層を挟み、上位と下位の2層の火山灰層に区分できる。下位は厚さ1cm・青紫色・細粒、上位は厚さ8cm・黄褐色・中粒の火山

灰層である。

徳谷火山灰層より上位にも、豊田・中山・蒲生堂・宮川の各火山灰層が挟在しているが、これらは北隣「近江八幡」図幅地域に露出している(古琵琶湖団研, 1977; 吉田ほか, 2003)。

5. 9. 4 栗東地域・石部地域

本地域では、荒張II火山灰層(AhII)と五軒茶屋火山灰層(Gk)を地質図に示した。以下、下位の火山灰層から、古琵琶湖団研(1981)の記載を引用(一部省略)する。命名はすべて古琵琶湖団研(1981)による。

里火山灰層：甲西町里に分布する。厚さ5cm以下のレンズ状、白色・淡桃色、細粒の火山灰層である。

成谷I&II火山灰層：成谷Iは里・東寺・桐生町・石居町に分布し、比較的良好に連続する火山灰層である。厚さ10～60cm、黄白色・淡桃色、細粒・中粒の火山灰層である。成谷IIは成谷Iの2m上位にあり、成谷・桐生町・石居町に分布する。厚さ10cm、灰白色・淡桃色、細粒・中粒の火山灰層である。

荒張I-III火山灰層：荒張Iは石部町・荒張に分布し、よく連続する。厚さ10cm、白色、細粒・中粒の火山灰層である。荒張II(AhII)は荒針Iの2～6m上位にあり、石部町・荒張・桐生町・石居町に分布し、非常に良く連続する。厚さ40cmで下部10cmは暗灰色・中粒、中部10cmは灰白色・淡桃色・細粒、上部20cmは黄褐色・灰白色・中粒の火山灰層である。石部町付近では、厚さ200cmに達する。荒張IIIは荒張IIの約5m上位にあり、石部町・辻越の北方に分布する。厚さ3cm淡桃色、細粒の火山灰層である。

浅柄野火山灰層：栗東市上砥山・浅柄野・芝原町周辺に分布する。本火山灰層は砂層中に、厚さ数mm白色、細粒の火山灰質シルトの多数の薄層として見られる。

美濃郷火山灰層：五軒茶屋・美濃郷・浅柄野・芝原町に分布する。厚さ5cm、レンズ状、赤紫色・暗灰色、中粒の火山灰層である。

五軒茶屋火山灰層(Gk)：五軒茶屋から美濃郷にかけて分布する。厚さ約150cmで、下部10cmは灰白色・中粒、中部15cmは暗灰色・中粒・細粒、上部125cmは黄灰色・細粒の火山灰層である。

これより上位の古琵琶湖層群からは、桐生I・桐生II・下戸山I・下戸山II・丸尾新田・笠山・桜ヶ丘の各火山灰層が報告されている(古琵琶湖団研, 1981)が、いずれも北隣「近江八幡」図幅あるいは東隣「京都東南部」地域に露出する。

5. 9. 5 フィッション・トラック年代

火山灰層のフィッション・トラック年代値については、下位から順に次のように報告されている。

1. 阿山累層の馬杉火山灰層が $3.1 \pm 0.5\text{Ma}$ (西村・

- 笹島, 1970)
2. 阿山累層の相模火山灰層が $2.9 \pm 0.4\text{Ma}$ (西村・笹島, 1970)
 3. 蒲生累層の虫生野火山灰層が $2.27 \pm 0.44\text{Ma}$ (市原ほか, 1984)
 4. 蒲生累層の小野 II (=清水谷) 火山灰層が $2.2 \pm 0.3\text{Ma}$ (西村・笹嶋, 1970) と $2.4 \pm 0.4\text{Ma}$ (Yokoyama *et al.*, 1977)
 5. 蒲生累層の小野 III (=別所) 火山灰層が $2.2 \pm 0.4\text{Ma}$ (Yokoyama *et al.*, 1977)
 6. 蒲生累層の紫 (=徳谷) 火山灰層が $2.1 \pm 0.4\text{Ma}$ (Yokoyama *et al.*, 1977)
 7. 草津累層の五軒茶屋火山灰層が $1.67 \pm 0.28\text{Ma}$ (市原ほか, 1984)

信楽地域については、水野(1999)によって、中郷火山灰層(水野(1999)の中郷2火山灰層)が $3.18 \pm 0.15\text{Ma}$ 、宮町2火山灰層が $2.3 \pm 0.3\text{Ma}$ のフィッシュン・トラック年代が得られている(第5.2表, 第5.3図)。また今回宮町3火山灰層の年代値が $2.0 \pm 0.7\text{Ma}$ と求められた(第5.2表)。

5. 10 化石

本図幅地域の古琵琶湖層群伊賀累層-草津累層からは、大型植物化石、淡水生貝化石が産出する。象化石については、伊賀累層からステゴドン(Stegodon)の牙化石の一部が小杉から産出したのみである(岡崎・松岡, 1979)。ほかに象・鹿・鳥などの足跡化石が野洲川沿いから発見されている(田村 1991; 野洲川足跡化石調査団, 1995; 甲西町教育委員会, 1998 など)。

5. 10. 1 大型植物化石

林・川邊(1993)は、上野累層から草津累層への植物相変遷を以下のように要約している。

「上野累層-草津累層からは、*Metasequoia* 植物群に属する植物化石が産出する。*Metasequoia* 植物群構成種のうち、*Nyssa* (ヌマスギ)、*Sequoia sempervirens*

(セコイアメスギ) は上野累層-蒲生累層下部から、*Liquidambar formosana* (フウ)、*Pseudolarix kaempferi* (イヌカラマツ) は上野累層-蒲生累層から、*Ginkgo biloba* (イチョウ)、*Glyptostorobus pensilis* (イヌスギ)、*Juglans cinerea* var. *megacineria* (オオバタグルミ)、*Metasequoia disticha* (メタセコイア) は上野累層-草津累層から産出する(三木, 1948; Takaya, 1963; 那須, 1971; 古琵琶湖団体研究グループ, 1977, 1981)。上野累層から草津累層にかけて、*Metasequoia* 植物群構成種は次第に減少している。

草津累層の上部からは、*Pinus koraiensis* (チョウセンゴヨウ)、*Menyanthes trifoliata* (ミツガシワ) 等の第四紀寒冷型の植物化石が産出する(古琵琶湖団体研究グループ, 1977, 1981)。この事実は、草津累層上部の時代に、寒冷期が訪れたことを示すとともに、*Metasequoia* 植物群が消滅期(市原, 1960)に入ったことを示す。」

信楽地域については、中郷部層の亜炭層及び炭質砂層から *Picea koribai* (オオバラモミ)、*Metasequoia* (メタセコイア)、*Pseudolarix kaempferi* (イヌカラマツ)、*Sequoia* (セコイア属) といったメタセコイア植物群に属する種属が産出した。そのほかには、*Pterocarya paliurus* (シキシマサワグルミ)、*Fagus microcarpa* (シキシマブナ)、*Quercus rubroidea* (シキシマナラ)、*Caryatia orbitalis* (ヤブガラシ属の一種)、*Trapa mammillifera* (イボビシ) 等が産出した(以上、同定は元大阪市立大学粉川昭平氏、流通科学大学南木睦彦氏、千葉大学百原新氏による)。

5. 10. 2 淡水生貝化石

林・川邊(1993)は、古琵琶湖層群の淡水生貝化石について以下のように要約している。

「伊賀非海成軟体動物群(松岡, 1985)構成種のうち、*Igagaludina stricta* (イガタニシ)、*Lepidodesma mirabilis*、*Unio oyamadaensis* などは上野累層-阿山累層最下部(高嶺火山灰層より下位)から、*Anodonta okuyamai* (オクヤマドブガイ)、*Cuneopsis gracilenta*、

第5.2表 中郷, 宮町2, 3火山灰層のフィッシュントラック年代測定結果一覧表

火山灰層名	(1) 測定鉱物	結晶数 (個)	(2)		(3, 4) χ^2 検定 P(χ^2) (%)	(5) 熱中性子線量 ρ_d (Nd) ($\times 10^4\text{cm}^{-2}$)	(6, 7, 8, 9) 相関関係 r	ウラン濃度 (ppm)	(10) 年代値 Age $\pm 1\sigma$ (Ma)	(10) 測定方法
			自発核分裂片飛跡 ρ_s (Ns) (cm^{-2})	誘発核分裂片飛跡 ρ_i (Ni) (cm^{-2})						
宮町3	Zr	30	5.70×10^4 (9)	4.70×10^6 (743)	21	49.01 (2352)	0.048	70	2.0 ± 0.7	ED2
宮町2	Zr	30	2.75×10^5 (68)	3.53×10^6 (874)	72	7.874 (2419)	0.556	360	2.3 ± 0.3	ED2
中郷	Zr	30	5.18×10^5 (632)	5.14×10^6 (6276)	7	8.487 (2607)	0.616	490	3.18 ± 0.15	ED2

(1) 測定鉱物 Zr: ジルコン

(2) P(χ^2): χ^2 値の自由度n-1の χ^2 分布における上側確率(Galbraith, 1981)

(3) 熱中性子線量測定用標準ガラス: NBS-SRM612

(4) 照射場所: 立教大学原子炉 TRIGA MARK II 回転試料槽

(5) r: ρ_s と ρ_i の相関係数

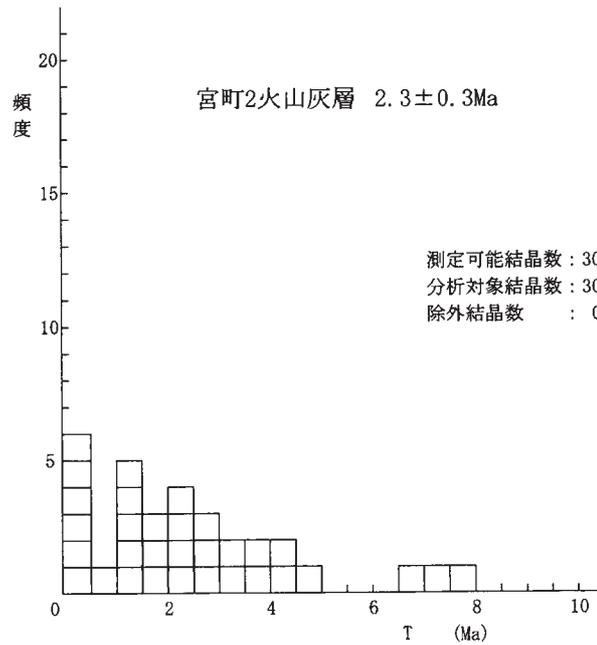
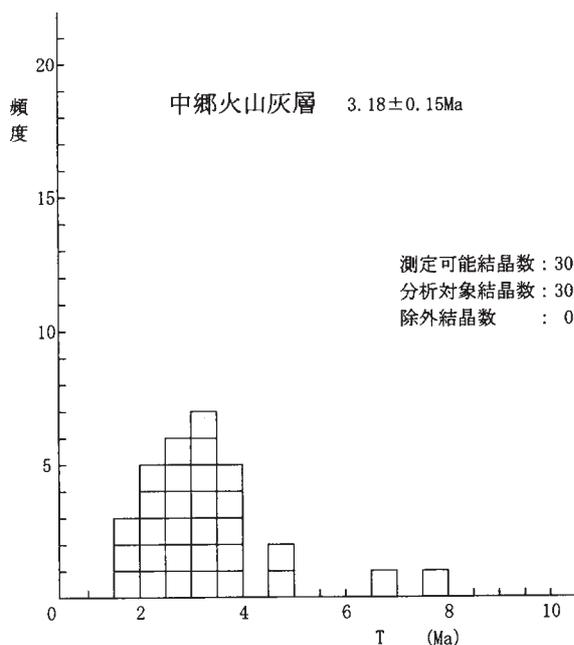
(6) 年代値: $T = \ln(1 + \lambda D \cdot \zeta \cdot \rho_d \cdot \rho_s / \rho_i) / \lambda D$ (ED1は $\rho_s * 1/2$)

(7) 誤差: $\sigma_t = T * [1 / (\sum N_s + 1 / \sum N_i + 1 / \sum N_d + (\sigma_\zeta / \zeta)^2)]^{1/2}$

(8) 238Uの全壊変定数: $\lambda D = 1.480 \times 10^{-10} / y$

(9) ζ ED1=370 \pm 4; ζ ED2=372 \pm 5 (Danbara *et al.*, 1991)

(10) 測定方法: 外部ディテクター法 (内部面: ED1, 外部面: ED2)



第5.3図 中郷，宮町2火山灰層のジルコン結晶ごとの年代値ヒストグラム

*Tulotomoides sanaguensis*などは上野累層 - 甲賀累層最上部から産出する (Matsuoka, 1987)。つまり，伊賀非海成軟体動物群は高嶺火山灰層層準で，その構成種を大きく減らし，蒲生累層の堆積が始まるまでに消滅した。

蒲生累層下部からは，*Tulotomoides japonicus* (コビワコカタバリタニシ)，*Kobiwakodonta nakajimai* (コビワコドブガイ)，*Cuneopsis gamoensis*などが産出している。これらの軟体動物化石は，上野累層 - 甲賀累層から産出するそれらとは大きく異なっている。

しかし，*Tulotomoides japonicus*は，*Tulotomoides sanaguensis*に由来すると考えられている (Matsuoka, 1987)。」

5. 11 対比と地質年代

5. 11. 1 各地域の古琵琶湖層群の対比

本図幅地域の古琵琶湖層群は，大きく1) 阿山地域・甲南地域・甲賀地域(野洲川の吉永互層を含む)，2) 信楽地域，3) 水口地域・日野地域，4) 栗東地域・石部地域に露出しており，相互の対比は火山灰層によって行われている(第5.1図)。これら4地域 of 古琵琶湖層群の対比については，以下のようにまとめることができる。

1. 相模 I&II・岩室 I&II・小佐治・南比都佐・鎌掛・迫・駒月・虫生野の各火山灰層は，1) の阿山地域・甲南地域・甲賀地域と3) の水口地域・日野地域の阿山累層・甲賀累層・蒲生累層中にいずれも挟在するので，両地域の古琵琶湖層群は第5.1図のように対比される。

したがって，全体として3) の地域の方が1) より上位の古琵琶湖層群を含む。

2. 4) の栗東地域・石部地域の五軒茶屋火山灰層は，3) の水口地域・日野地域の草津累層中の蒲生堂火山灰層(北隣「近江八幡」図幅地域)に対比できる。したがって，全体として4) の地域の方が3) よりも上位の層準を含む。

次に2) の信楽地域の古琵琶湖層群の対比について補足し，今後解決すべき問題点について指摘する。

本報告では信楽地域の古琵琶湖層群を，下位から中郷部層・信楽礫層・牧部層・宮町部層に区分し，それぞれを上野累層・伊賀累層・甲賀累層・蒲生累層に対比した(第5.1図)。ただ信楽地域では，それぞれの部層が別れて分布しており，直接層序関係を確認められるのは，中郷部層(下位)と信楽礫層(上位)のみである。また，信楽礫層と牧部層や宮町部層との関係も上下関係か側方漸移関係かも直接確認できず，このような点が信楽地域の古琵琶湖層群の層序確立を困難にしている。

本報告で各部層を上野の各累層に対比した理由は，

1. 南隣「上野」図幅地域(川辺ほか，1996)では，信楽礫層と同時期とされる北又礫層は伊賀累層に相当し，その下位の上野累層に当たる伊賀粘土層及びその相当層に整合に重なる。したがって信楽礫層の下位の中郷部層は上野累層に，信楽礫層は伊賀累層に対比した。

2. 一方，本地域最上部層である宮町部層は宮町1火山灰層を挟在する。この火山灰層は蒲生累層の布引山互層や迫粘土層中の迫火山灰層に対比可能であり(水野，1999)，宮町2火山灰層の年代値は $2.3 \pm 0.3\text{Ma}$ ，宮町

3 火山灰層の年代値は $2.0 \pm 0.7\text{Ma}$ と蒲生累層の値を示す(第 5.2 表)。したがって、宮町部層を蒲生累層に対比し、その下位の牧部層を甲賀累層に対比した。

ただ 1・2 のような対比を行った場合、阿山累層に相当する部分が信楽地域に欠けるので、信楽部層と牧部層のあいだに堆積間隙の存在を考慮する必要があるかもしれない。

一方、中郷火山灰層を阿山地域の馬杉火山灰層に対比する見解(水野, 1999)もある。この対比を採用すると、中郷部層は阿山累層下部-伊賀累層に、信楽礫層は阿山累層上部あたりに対比可能となり、中郷部層から宮町部層までを一連の堆積物として扱えることになる(第 5.1 図)。

本報告では、「上野」図幅地域における上記 1 の層序関係を重視して、中郷部層を上野累層に、信楽礫層を伊賀礫層に対比したが、信楽地域と周辺地域の古琵琶湖層群との対比については確定したものではなく、今後ともさらに検討が必要である。

5. 11. 2 大阪層群との対比と地質年代

以下、第二瀬戸内累層群の代表であり、また日本の鮮新-更新統の模式層の一つとなっている大阪層群との対比と地質年代についてまとめる。

植物相変遷：上野累層から草津累層にかけて *Metasequoia* 植物群構成種は次第に減少し、草津累層上部から第四紀寒冷型の植物化石が産出し始める。大阪層群では *Metasequoia* 植物群は大阪層群最下部から下

部にかけて産出し、大阪層岩上部からは産出しない(市原, 1960)。また、第四紀寒冷型植物化石は大阪層群では福田火山灰層より上位の層準から産出しはじめる(Itihara *et al.*, 1984)。

火山灰層の対比：阿山累層の相模 I 火山灰層と甲賀累層の法蔵院 I 火山灰層は、それぞれ大阪層群最下部の土生滝 I 火山灰層と土生滝 II 火山灰層に対比される可能性が高い(吉川, 1983)。蒲生累層の桐生 II 火山灰層と草津累層の五軒茶屋火山灰層は、それぞれ大阪層群最下部の三ツ松火山灰層と福田火山灰層に確実に対比される(吉川, 1983)。

古地磁気編年：火山灰層の古地磁気極性は古琵琶湖団研(1977, 1981), Hayashida *et al.* (1978), Hayashida and Yokoyama (1983), Kawabe (1989) によって測定され、上述のフィッショントラック年代や *Metasequoia* 植物群から第四紀寒冷植物群への移行との比較検討から、伊賀累層から草津累層にかけての層準は、ガウス正磁極帯(C₂An)からマツヤマ逆磁極帯(C₂r-C₁r)に対比できること、また第三紀と第四紀の境界にあるオルドバイサブクロン(C₂n)は五軒茶屋火山灰層直下の桐生 I 火山灰層-美濃郷火山灰層間に位置すると考えられている(林・川邊, 1993 など)。

以上の各種資料から、本図幅地域の古琵琶湖層群の上野累層最上部から草津累層の層準は、大阪層群最下部から下部に対比され、地質年代は後期鮮新世-前期更新世の約 350 万年前-150 万年前であり、堆積期間は約 200 万年間である。

第6章 第四系及び活断層

(川辺孝幸・水野清秀)

6. 1 段丘堆積物

「水口」図幅地域の段丘堆積物は古琵琶湖層群を不整合に覆い、古いほうから最高位河成段丘堆積物・高位河成段丘堆積物・中位河成段丘堆積物・低位河成段丘堆積物・最低位河成段丘堆積物に区分できる。

段丘は、阿山地域・甲南地域の杣川と倉部川沿い、野洲川兩岸に良く発達し、信楽地域や栗東地域・石部地域ではあまり発達していない。

6. 1. 1 最高位河成段丘堆積物 (t_0)

本堆積物は日野地域の日野町小泉(標高302.8m)に分布する。主に中-大礫から構成される。

6. 1. 2 高位河成段丘堆積物 (t_1)

高位河成段丘堆積物は一般に砂礫からなり、層厚は数mで部分的に10m以上に達する。高位段丘面には、一般に厚さ1~2mの赤色土が認められる。Takaya (1963)の上位旧期段丘堆積物(Upper Old Terrace)(布引山累層)に相当する。

阿山地域・甲南地域・甲賀地域：主に中-大礫層からなり、現河床からの比高40~60mの高位段丘面を形成する。野洲川南岸の水口町幸ヶ平、杣川流域の水口町三大寺・牛飼、甲南町塩野・竜法師^{りゅうほうし}、甲賀町相模・上野などに分布する。層厚は6~10m。下部4~7mは赤色化した礫層からなり、上部2~3mは礫・砂・シルトなどの互層からなる。下部の礫層はホルンフェルス・チャート・花崗岩・花崗斑岩などの中-大礫からなる。全体に赤色風化を受けており、花崗岩は“クサリ礫”になっている(以上、川邊, 1981)。

信楽地域：信楽町黄瀬に小規模に分布する。沖積面との比高は約15~30mで、堆積物は厚さ2~4mの砂礫層からなる。

水口地域・日野地域：野洲川北岸では土山町布引山から水口町新城にかけて、標高260~200mの西方に緩傾斜する高位段丘面を形成している。現河床面との比高は、同じく東から西へ70mから20mまで漸移する。

高位段丘堆積物は、主として礫から構成され、その層厚は3~4mである。礫は主に大礫-中礫の砂岩・チャート・花崗岩類からなる。花崗岩類の礫は相当風化を受けているが、ほかの岩種の礫は比較的新鮮である(以上、古琵琶湖団研, 1977)。

栗東地域・石部地域：西隣「京都東南部」図幅地域の草津市から大津市にかけては、古琵琶湖層群からなる丘陵北端部から湖岸側に、高位段丘面が標高115~150mで分布し、琵琶湖へ向かって緩傾斜している。堆積物は風化が進み、赤褐色を呈することが多い。チャート礫は漂白されており、かなりもろくなっている。表層には厚さ約1mの赤色土が形成されている。この高位段丘面に対比可能な堆積物が、阿星山北麓の甲西町平松に分布する。堆積物は、花崗岩の巨礫を含む厚さ1~2mの亜角礫層で、風化して赤褐色を呈する(以上、古琵琶湖団研, 1981)。

6. 1. 3 中位河成段丘堆積物 (t_2)

中位河成段丘堆積物の層厚は数m-10数mであって、その上部は一般に黄褐色土化している。Takaya (1963)の低位旧期段丘堆積物(Lower Old Terrace)に相当する。

阿山地域・甲南地域・甲賀地域：野洲川南岸、杣川流域、倉部川流域に発達する。層厚は5~12m。主に礫層優勢の礫・砂・シルトからなり、現河床からの比高20~50mの中位段丘面を構成する。野洲川南岸では古い(上位)の方から中位Iと中位IIの2面に区別することができる。杣川流域や倉部川流域の中位段丘は、比高及び層相から、中位II段丘に相当すると考えられる。

中位I段丘堆積物は厚さ約12mで、下部4~6mは主に花崗岩・チャート・ホルンフェルスの中-大礫層からなる。上部5~7mはシルト層優勢の礫・砂・シルト互層からなる。中位II段丘堆積物は厚さ約5mで、下部約4mは主に花崗岩・チャート・ホルンフェルスの中-大礫からなる。上部1mは砂層優勢の礫・砂・シルトからなる(以上、川邊, 1981)。

信楽地域：信楽町東部の山添に分布する。堆積物は厚さ数m程度で、粗粒堆積物からなる。阿蘇4火山灰を挟む。

水口地域・日野地域：土山町布引山の南から水口町古城山付近にかけて分布し、標高210~174mの中位段丘面を形成している。中位面は高位面と比高40~30mの段丘崖で接し、中位面と現河床面との比高は20~6mであり、高位段丘面と現河床面との比高同様に、東から西へ減少する。

中位段丘堆積物は、主として砂礫から構成され、その層厚は約4mである。礫は主に大礫-中礫の砂岩・チャート・頁岩及び花崗岩類からなり、花崗岩類以外の礫は新鮮である(以上、古琵琶湖団研, 1977)。

石部地域：石部町東寺^{ひがしでら}付近に分布する。ここでは、花崗岩及びホルンフェルスの大-中の亜角礫が散在する厚さ約2mのアルコース質砂礫層が、古琵琶湖層群を不整合に覆って発達する。この砂礫層が構成する地形面は開析扇状地の外観を呈し、付近を流れる落合川や広野川の河床とは約40mの比高を持つ（以上、古琵琶湖団研，1981）。

6. 1. 4 低位河成段丘堆積物 (t₃)

本段丘堆積物は、一般に層厚数mの砂礫層からなり、新鮮ではほとんど風化を受けていない。Takaya(1963)の新时期段丘堆積物 (Young Terrace) (八日市累層) に相当する。

阿山地域・甲南地域・甲賀地域：野洲川南岸，杣川流域，倉部川流域に分布する。主に中-大礫層からなり、現河床からの比高5～15mの低位面を形成する。層厚は2～4mである。

堆積物は、花崗岩・チャート・ホルンフェルスなどの中-大礫層からなり、まれに花崗岩の巨礫を含む。杣では礫層中に挟まれるシルト層に、厚さ約5cmのガラス質粗粒火山灰層が挟まれる(以上、川邊，1981)。

信楽地域：信楽町の長野・勅旨・牧・宮町・神山北出などに分布する。沖積面との比高は約3～7mである。堆積物は厚さ4～7m程度で、崖錐性ないし扇状地性の粗粒堆積物からなり、花崗岩の中礫-大礫(-巨礫)大の亜角礫-角礫を多量に含む。AT火山灰を挟む。

水口地域・日野地域：土山町布引山の南から水口町酒人^{さか}にかけて広く分布し、標高200～155mの低位I段丘面を形成している。中位面との比高は5～3mで、現河床面との比高は5～2.5mである。堆積物は主として砂礫からなり、層厚は2～3mである。礫は主に中礫(まれに巨礫-大礫)の砂岩・チャート・花崗岩類からなっ

ている(以上、古琵琶湖団研，1977)。

6. 1. 5 最低位河成段丘堆積物 (t₄)

甲賀地域：野洲川南岸の土山町市場から水口町和野にかけてと、杣川下流の水口町貴生川に発達している。標高は前者で210～190m、後者で160～165mである。いずれも現河床との比高は1m前後であり、堆積物は新鮮な砂礫からなり、層厚は数mである。礫は主に中-大礫の砂岩・チャート・花崗岩類からなっている。

6. 2 沖積層

沖積層は、水口町から甲西町に至る野洲川流域と信楽盆地に比較的発達している。杣川や倉部川ではほとんど発達していない。堆積物は未固結の礫・砂・泥からなり、層厚は野洲川沿いや信楽盆地でも数m以下である。

6. 3 活断層

本図幅地域の古琵琶湖層群を変位変形させている断層のうち、後期更新世(約13万年前)以降に活動した証拠のある断層は認められていない(水野ほか，2002)。一方、30万年前以降に活動した断層を活断層とした岡田・東郷編(2000)では、信楽盆地縁辺部に発達する信楽断層等の断層は、确实度II(活断層と推定されるもの)と認定されている。

これとは別に、信楽山地の田上^{かみだかかみ}花崗岩中を北東-南西方向に約8km走る大津市上田上の大鳥居断層は、変位地形が明瞭であることから、确实度IIとされている(東郷，1979；岡田・東郷編，2000)。しかし以上述べたいずれの断層についても、最新活動時期や活動度については分かっていない。

第7章 応用地質

(高木哲一・小村良二)

第7.1図に本図幅地域内の稼行鉱山・休廃止鉱山の位置を示す。

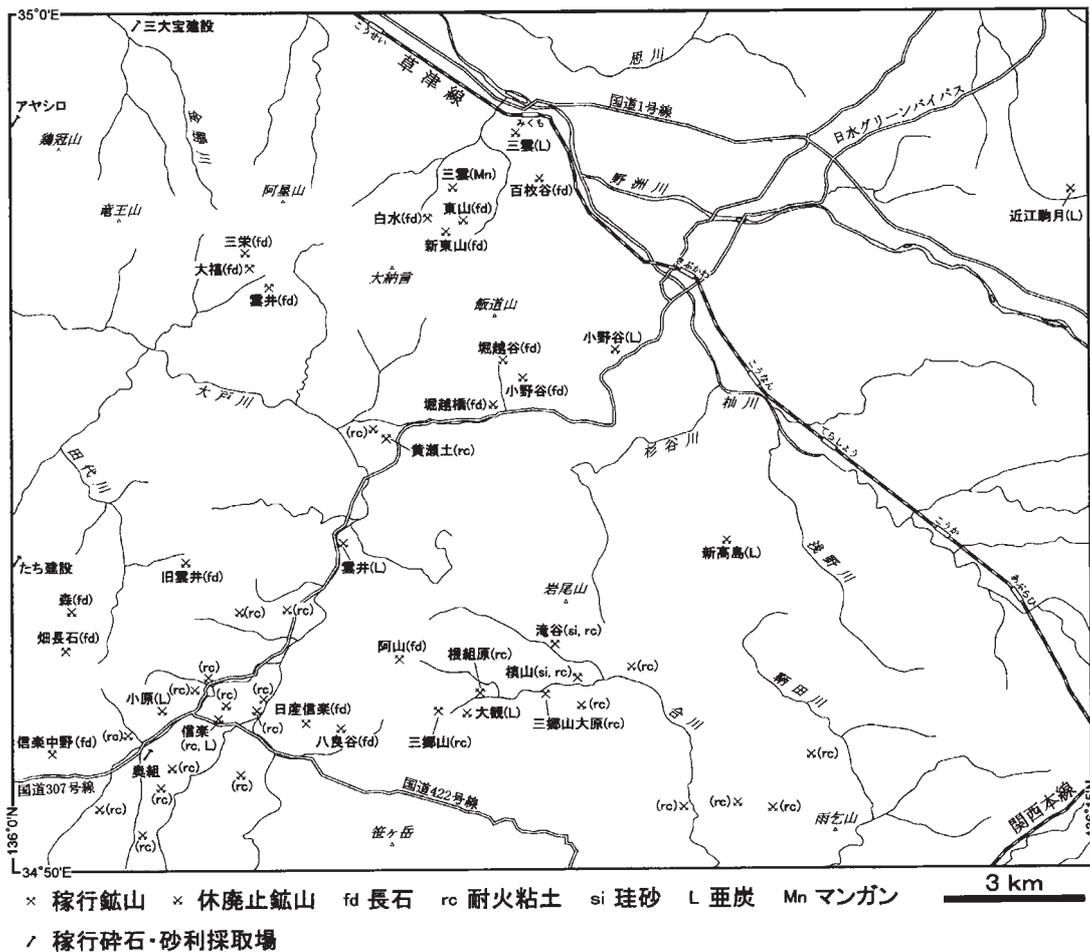
7.1 資源地質

水口図幅地域は、マンガン、長石、耐火粘土、亜炭などの豊富な鉱物・燃料資源が賦存する近畿圏内有数の鉱産地域である。また、本図幅地域の南西部に位置する滋賀県甲賀郡信楽町は、日本六古窯の一つに数えられる「信楽焼」の産地として知名度が高い。

本図幅地域内における2001(平成13)年4月現在の採掘・稼行鉱山数は12鉱山で、その鉱種は長石と耐火粘土及び珪砂の非金属鉱物に限定される。燃料資源では、戦後の一時期に亜炭が採掘・稼行されたことがある。このほか、土木建築材料として碎石と砂利が採取・稼行されている。

7.1.1 マンガン鉱床

琵琶湖南部、特に大津市石山から栗東町に至る地域に分布する丹波帯付加コンプレックス中には、花崗岩類の貫入に伴う接触変成作用により形成されたマンガン鉱床が多数賦存する。それらのマンガン鉱床は、層状チャート中にレンズ状または層状に産し、二酸化マンガン鉱、菱マンガン鉱、バラ輝石、テフロ石などを主成分とする(瀧本・石垣, 1984; 高瀬・物部, 1960)。これらのマンガン鉱を対象とした多くの鉱山が、明治時代から昭和30年代まで盛んに稼行したが、現在は全て閉山となっている。本図幅地域内で稼行業績を有するマンガン鉱山



第7.1図 「水口」図幅地域の鉱山及び碎石・砂利採取場位置図

は、三雲鉾山のみである。

三雲鉾山 滋賀県甲賀郡甲西町三雲

〔立地・開発〕 本鉾山は甲西町三雲の南西方に位置する。本鉾山の詳細な沿革は不明である。

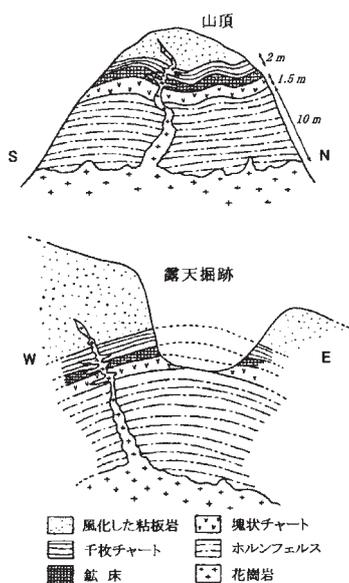
〔生産状況〕 1949～1951年に413トン（Mn）の生産実績がある（吉村・宮本，1954）。

〔地質・鉾床〕 本鉾山のマンガン鉾床は、花崗岩中にループペンダント状に残存する厚さ20m内外の丹波帯付加コンプレックス中に賦存し、層状チャートと塊状チャートの間に層状に胚胎する。鉾体は走向N70°E、傾斜10～70°Eの構造を示し、露天採掘場付近ではS70°W方向の背斜軸が発達し、軸に沿って富鉾部が認められる（高瀬・物部，1960）。第7.2図は、本鉾山付近の地質を模式的に示したものである。鉾体は花崗岩類による著しい接触変成作用によって形成されたテフロ石、バラ輝石、バスタム石、マンガンざくろ石などの塊状集合体からなり、少量のヘルバイトがバラ輝石に密接に伴って産するほか、鉾石の割れ目を充填して薄膜状の貴蛋白石を産する（加藤ほか，1961；益富，1954）。

7.1.2 長石鉾床

滋賀県南郷-信楽地域は、花崗岩類に伴う長石鉾床が多数賦存する日本有数の長石質資源の産地であり、それら長石鉾床のはほとんどが本図幅地域と西隣の京都東南部図幅地域内に分布する。

なお、本図幅地域の長石鉾床は、石英を多量に含む変質花崗岩・アプライト質花崗岩が主体であるため、長石のみからなる鉾床（ペグマタイト長石、アルピタイトなど）と区別するために、長石質資源という用語を用いた。



第7.2図 三雲鉾山周辺の地質の模式図
高瀬・物部（1960）より引用

本地域の長石質資源は、タイル、釉薬、陶磁器、板ガラスなどに不可欠な原料として1955年頃から本格的に開発され、高度成長期を通じて生産量が順調に増大した。1970年における本図幅地域を含む大阪通商産業局管内の長石質原料生産量は41万トンで、日本の長石資源生産量の78%を占めた（大阪通商産業局，1986）。1970～80年代に入ると、石油危機や岐阜・愛知県下での風化花崗岩（サバなど）の生産量急増の影響により、同生産量は32～44万トンとほぼ横ばいとなり、1991年頃から、輸送コストの上昇、景気の低迷、ゴルフ場の造成、陶磁器（特にタイル）製造技術の進化などの影響により減少に転じた。1997年の同生産量は約25万トン、日本の長石質資源生産量の24%となっている。近年、本図幅地域内の長石鉾山の多くは、鉄汚染を受けた長石鉾を陶磁器原料のみならず建築用材料（埋め立てやセメント向け）としても出荷し、経営の安定化を図っている。

滋賀県南郷-信楽地域に分布する長石質資源は、変質花崗岩、アプライト質花崗岩、交代性長石の3つに分類される（須藤，2001）。本図幅地域内に分布する長石質資源は、大部分が変質花崗岩とアプライト質花崗岩からなり、交代性長石はごく小規模に産するのみである。以下に本図幅地域におけるこれら長石質資源の全般的性質を述べ、その後に各鉾山の地質、稼行状況の概要を須藤（2001）、宮代（1992）及び筆者の1999年時調査をもとに述べる。

変質花崗岩：田上花崗岩中の中-粗粒相が数百m規模で広く熱水変質作用を被り、黒雲母やFe-Ti酸化物が溶脱または粘土化した岩石で、未変質の花崗岩に比べてFe、Mg、Tiなどがやや少ない。ほぼ等量の石英・斜長石・カリ長石から構成され、鉾量が豊富で採掘が容易なことから、タイル、衛生陶器、一般陶磁器用に大量に採掘・利用されている。本図幅地域では、雲井鉾山、大福鉾山、畑長石鉾山、信楽中野鉾山、日産信楽鉾山の一部が本岩を稼行対象にしている。

アプライト質花崗岩：田上・信楽花崗岩類中に貫入する、径数m-数十mの細粒優白質花崗岩岩脈・岩株からなり、多くの場合、熱水変質作用により黒雲母、Fe-Ti酸化物が溶脱している。本岩も一般にほぼ等量の石英・斜長石・カリ長石から構成されるが、熱水変質作用により石英が減少し曹長石、カリ長石が富化した部分がしばしば認められる。特に良質なアプライト質花崗岩は、耐火度が低く良く焼結し、白色度が高いことから、「信楽アプライト」として、陶磁器の素地・釉薬、碍子、薬品の原料用に盛んに採掘されている。本図幅地域では、白水鉾山、阿山鉾山、日産信楽鉾山が本岩を稼行対象にしている。

交代性長石：基本的にアプライト質花崗岩が強く熱水変質作用を被った岩石で、石英の大部分が溶脱し、Caに富む斜長石、黒雲母、Fe-Ti酸化物などが曹長石・カリ

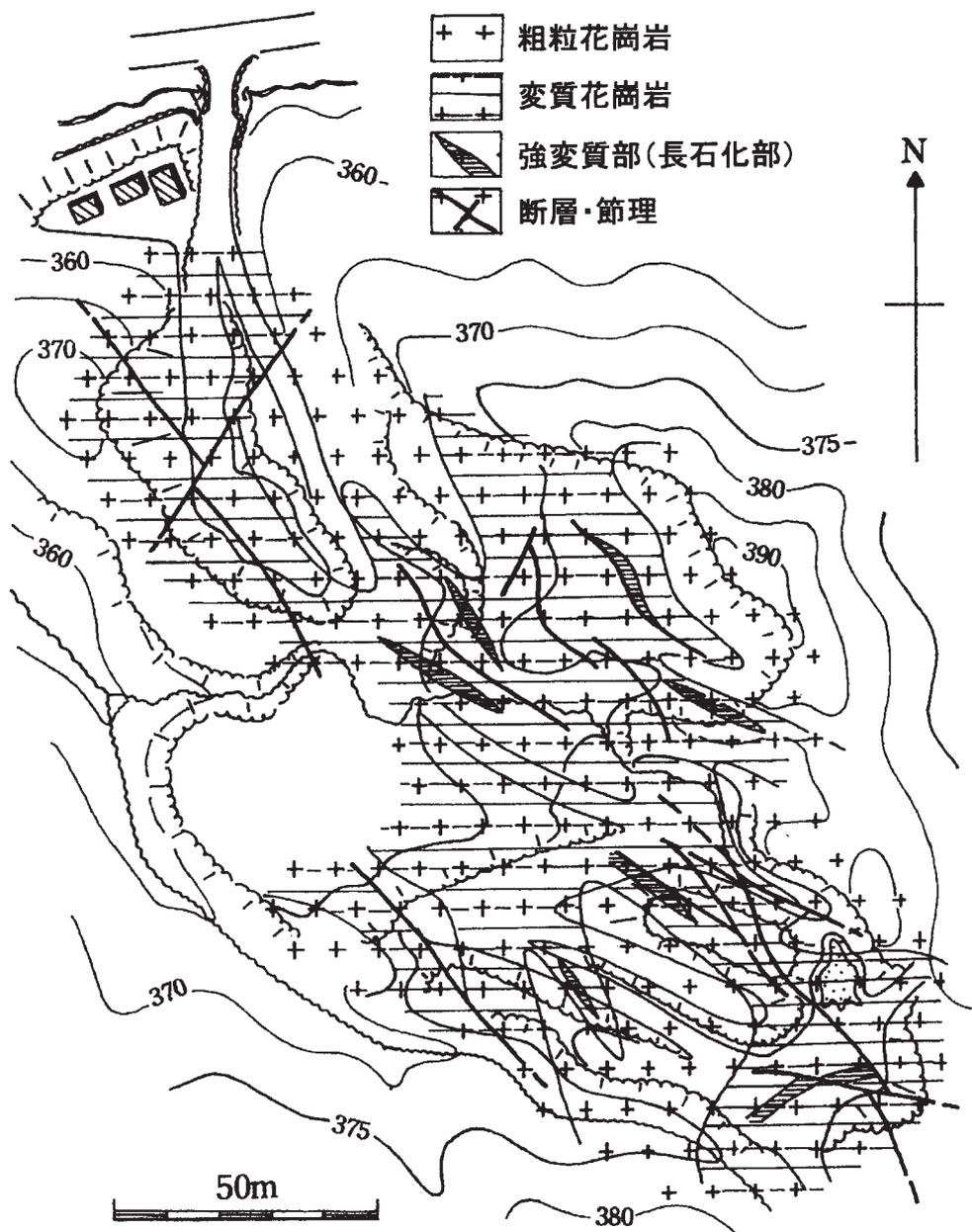
長石または曹長石のみにより交代された岩石である。耐火度が低く乳白色の焼成色を呈し、陶磁器の釉薬、衛生陶器の原料などに用いられる。本図幅地域内では、変質花崗岩・アプライト質花崗岩中に厚さ1～2mのレンズ状または不規則塊状の形態を持って少量産する。

雲井鉾山 滋賀県甲賀郡信楽町大字黄瀬

〔立地・開発〕 本鉾山は信楽・栗東町境に近い信楽町側に位置し、東西約500m、南北約200m、標高差40mの広大な露天採掘場にてベンチカット法により稼行している。

〔生産状況〕 本鉾山では、長石鉾を径15mm以下に粉砕した後に、タイル、陶磁器用原料として、2,000～3,000トン/月を主に愛知・岐阜県方面に出荷しているほか、低品位鉾は建築用材料としても利用している。

〔地質・鉾床〕 本鉾山の長石鉾床は、粗粒優白質黒雲母花崗岩を母岩とする変質花崗岩と少量の交代性長石からなり、鉾床の規模は径600m四方以上に及ぶ。鉾床にはNW-SE系及びNE-SW系の節理・小断層が発達し、NW-SE系の小断層に沿って幅0.5～2mの脈状の交代性長石が数カ所で認められ、鉾体はこれを取り巻くように分布する（第7.3図、須藤，2001）。黒雲母やFe-



第7.3図 雲井鉾山の地質・鉾床図（1975年当時）
須藤（2001）より引用。

Ti 酸化物をほとんど含まない高品位部は、長石類のカオリン化により全体に脆く白濁色を呈するほか、節理もカオリン質粘土鉱物によって充填されていることがある。

大福鉱山 滋賀県甲賀郡信楽町大字黄瀬

〔立地・開発〕 本鉱山は、前述の雲井鉱山の北東側に隣接しており、約 300m 四方、標高差数十 m の大規模な露天採掘場にて、鉱床の中央部を馬蹄形に開削して採掘が進められている（第 7.4 図）。

〔生産状況〕 本鉱山では、長石鉱を径 15mm 以下に粉碎・水洗（日産信楽鉱山の施設を利用）した後に、タイル、陶磁器、製紙、肥料用原料として、約 1,400 トン/月を主に愛知・岐阜県方面に出荷している。

〔地質・鉱床〕 鉱床の基本的な産状・性質は雲井鉱山のそれと同様であるが、鉱床の規模が雲井鉱山に比べてやや小さく、長石鉱に伴う粘土鉱物の量も少ない。

畑長石鉱山 滋賀県甲賀郡信楽町大字畑下切

〔立地・開発〕 本鉱山は、信楽町中心市街地の西方に位置し、約 300m 四方、標高差 80m の広大な露天採掘場にて稼行している。1955 年（昭和 30）頃から開発が開始された。

〔生産状況〕 本鉱山では、長石鉱を粉碎した後に、タイル、釉薬、樹脂強化剤、製紙用原料として、約 2,500 トン/月を岐阜県方面に出荷している。

〔地質・鉱味〕 本鉱山の長石鉱床は、粗粒優白質黒雲母花崗岩を母岩とする変質花崗岩と少量の交代性長石からなり、鉱床は東西 450m 以上、南北約 300m の広がりを持つ。本鉱床の高品位部は、雲井鉱山と同様、節理・小断層に沿って発達し、見かけ上硫化物に富む低品位部を取り巻くように分布する。節理や小断層は、しばしばカオリン、スメクタイトなどの粘土鉱物によって充填され、これらが高・低品位部の境界となっていることがある。低品位部には、希に径 2m 程度のレンズ状の交代性長石や石英、カリ長石、黒雲母、白雲母、ざくろ石（粒径 2～5cm）からなる径数十 cm のペグマタイトが認められる。

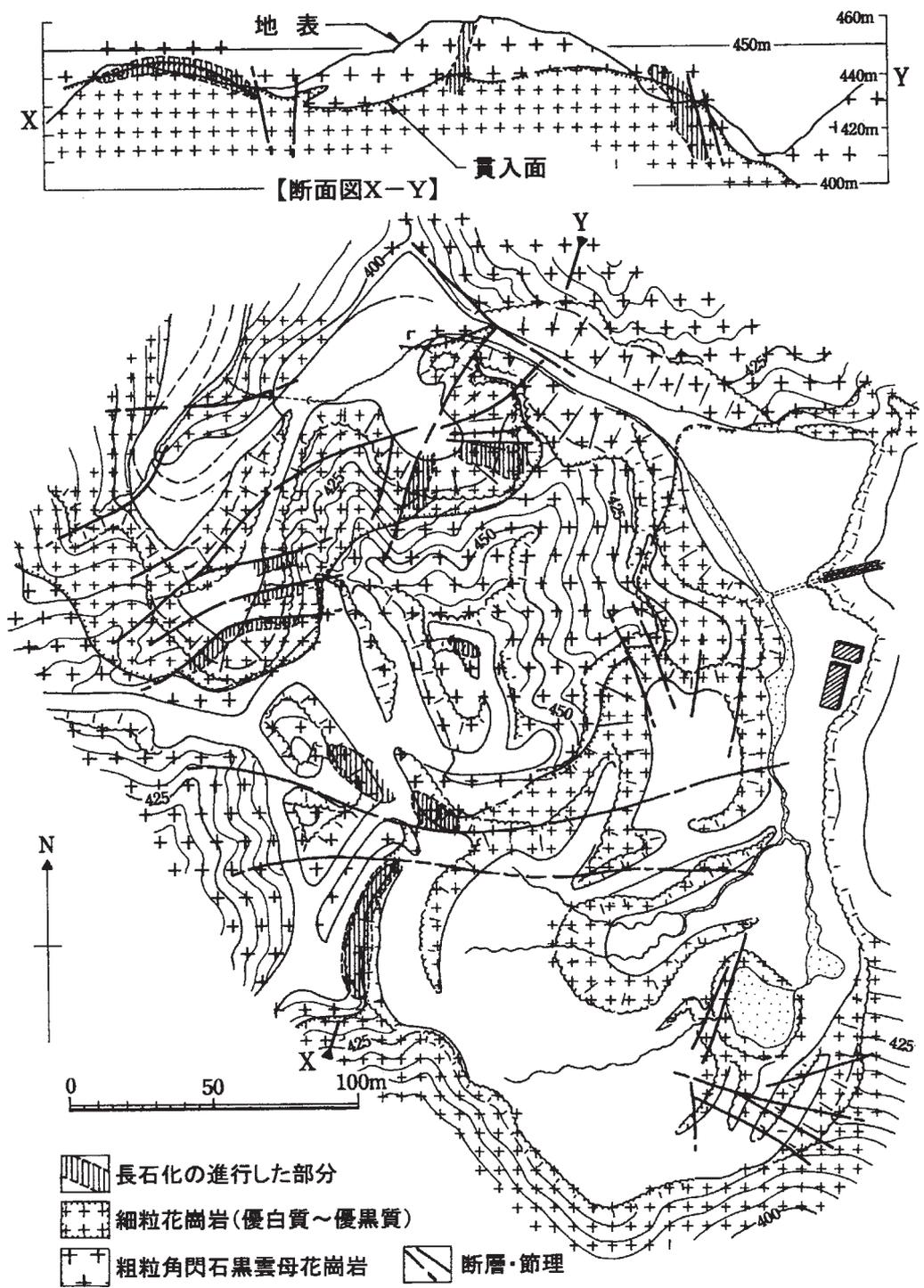
日産信楽鉱山 滋賀県甲賀郡信楽町字神山

〔立地・開発〕 本鉱山は信楽町中央市街地の南方に位置し、約 500m 四方、標高差数十 m の広大な露天採掘場にて、現在はアブライト質花崗岩を主体に稼行している（第 7.5 図）。

〔生産状況〕 本鉱山では、長石鉱を粉碎・水洗した後に、平均約 1,700 トン/月を愛知・岐阜県方面に出荷している。主な用途は、中品位部が主にタイル、ソーダ分の多い高品位部が衛生陶器、鉄分や硫化物の多い部分は建築用材料である。また、長石鉱の水洗処理で生じた粘土分は植木鉢など園芸用品の原料としても利用している。



第 7.4 図 大福鉱山、露天採掘場の全景（1999 年 3 月撮影）



第7.5図 日産信楽鉱山の地質・鉱床図(1976年当時)
 断面図で、一部断面線より上に、その両側の状況から類推される断面を描いている。須藤(2001)より引用。

〔地質・鉱床〕 本鉱山の長石鉱床は、粗粒優白質黒雲母花崗岩を母岩とする変質花崗岩とそれを貫くアプライト質花崗岩及び少量の交代性長石からなる。鉱床の規模は約500m四方に及び、全体にドーム状の形態を示す。硫化物に富む中-低品位部は鉱体中心部に分布し、高品位部はそれを取り巻くように分布する傾向がある(第7.6図)。須藤(2001)によると、1975年調査時には粗粒優白質黒雲母花崗岩が鉱体の上盤として一部残存していたが、1999年調査時には既に採掘のために取り除かれていた。アプライト質花崗岩は、ほぼ長石類と石英のみからなり、斜長石はしばしば完全にカオリン化している。変質花崗岩との境界部付近のアプライト質花崗岩は、径1~3cmの石英、斜長石斑晶を含むことがある。交代性長石は、細粒花崗岩中に直径1~2mのレンズ状または不規則塊状をなして、ほぼ東西方向の節理に沿ってまたは細粒花崗岩体の頂部に産する(須藤, 2001)。変質花崗岩は、アプライト質花崗岩に近接した部分に分布する。

信楽中野鉱山 滋賀県甲賀郡信楽町字中野

〔立地・開発〕 本鉱山は信楽町中央市街地の南西方の国道307号線沿いに位置し、南北約380m、東西約180m、標高差約70mの帯状の露天採掘場にて稼行している。

〔生産状況〕 本鉱山では、長石鉱を粉碎・水洗(日産信楽鉱山の施設を利用)した後、約2,000トン/月をタイル・陶磁器原料として岐阜県方面に出荷している。また、低品位鉱は建築用材料としても出荷している。

〔地質・鉱床〕 本鉱山の長石鉱床は、粗粒優白質黒雲母花崗岩を母岩とする変質花崗岩と少量のアプライト質花崗岩、交代性長石からなる。鉱床は南北400m以上、幅100~200mの狭長な広がりを持つ。N10~30°EとN60°W方向の断層が認められ、これらの断層に沿って変質が進み鉱床が形成されている(第7.7図, 須藤, 2001)。変質花崗岩中の高品位部は幅10~20mの脈状をなし、NE-SW方向に支脈も含めて3~4本確認される(第7.8図)。高品位部では節理や小断層に沿ってカオリン質粘土鉱物が充填しており、斜長石も一部カオリン化が進んでいる。須藤(2001)に記載されている、鉱体中央部に産出する交代性長石やアプライト質花崗岩は(第7.8図参照)、1999年調査時には既に採掘済みであり確認できなかった。

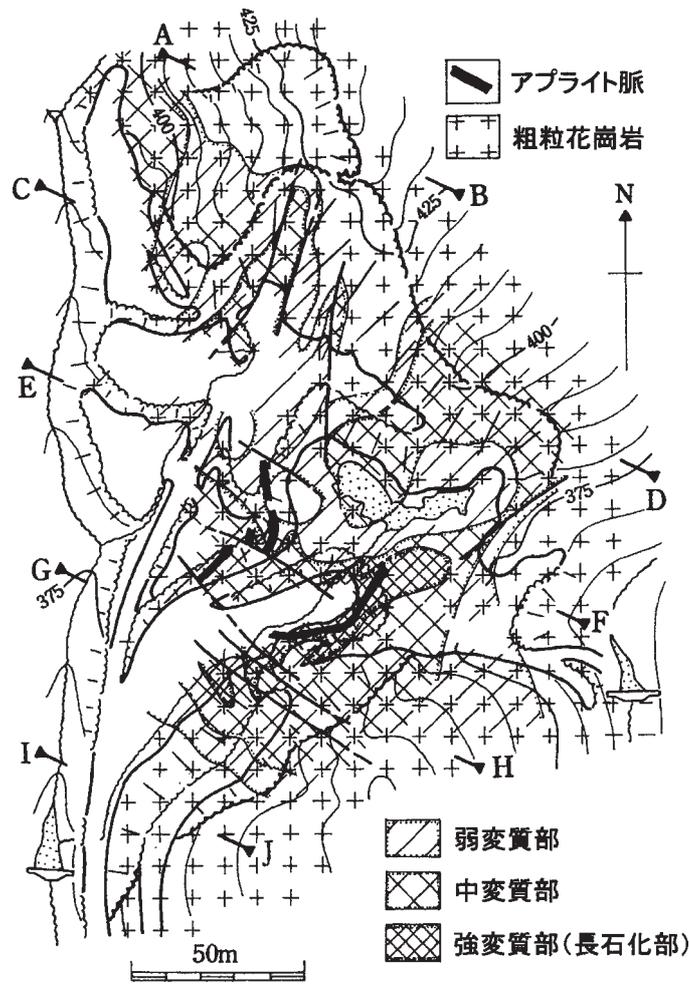
阿山鉱山 三重県阿山郡阿山町大字榎山

〔立地・開発〕 本鉱山は、信楽町中央市街地東方の滋賀・三重県境沿いの三重県側に位置し、径約300m四方、標高差約90mの大規模な馬蹄形露天採掘場にて、ベンチカット法により稼行している。

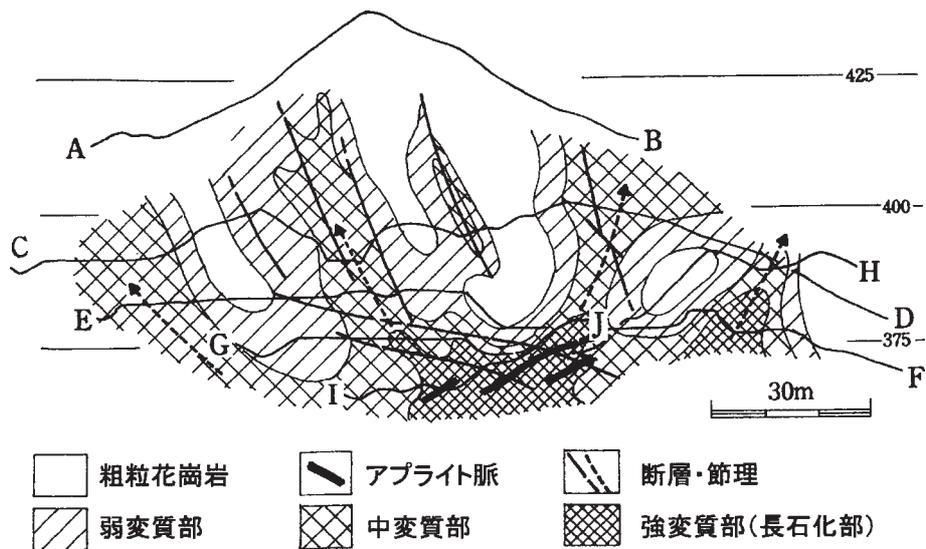
〔生産状況〕 本鉱山では、主にアプライト質花崗岩を採掘対象とし、長石鉱は品位ごとに区分し径14mm以



第7.6図 日産信楽鉱山、鉱体頂部附近の露天採掘場(1999年3月撮影)
白色の部分は高品位部、やや暗色の部分は硫化物や鉄分が多く含まれる部分。



第7.7図 信楽中野鉱山の地質・鉱床図(1975年当時) 須藤(2001)より引用。

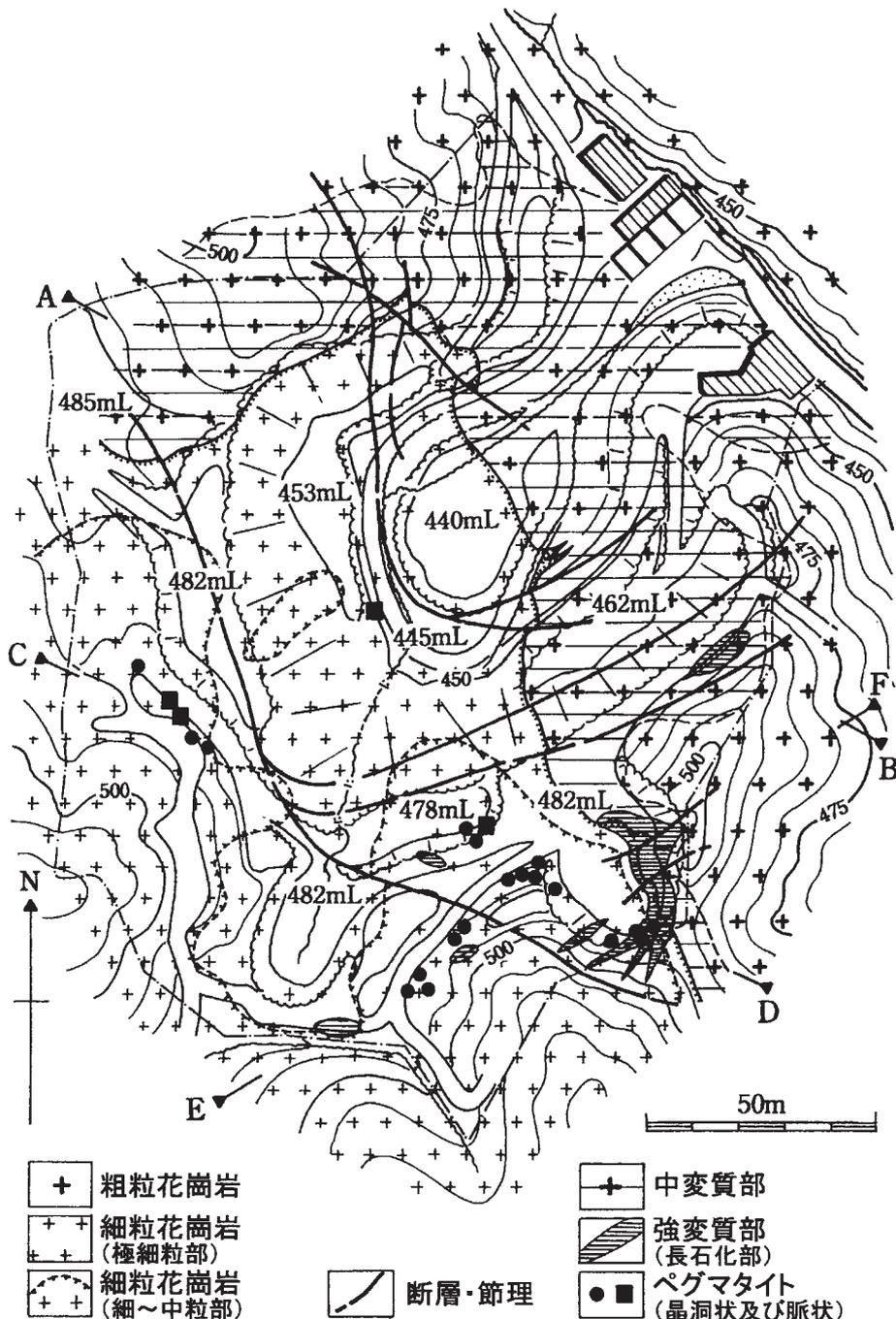


第7.8図 信楽中野鉱山の模式断面図(1976年当時)
 第7.7図で示した5つの断面図を重ね、模式的な断面図を作成。
 破線矢印は推定されるかっつの熱水通路。須藤(2001)より引用。

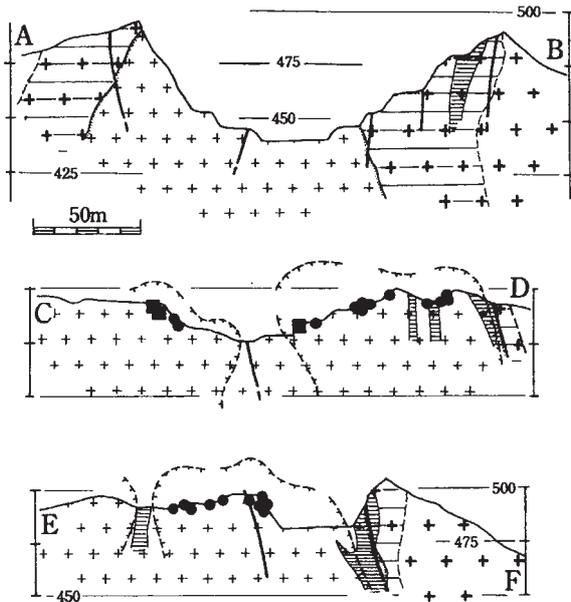
下に粉碎した後に、約2,500トン/月を愛知・岐阜県方面に出荷している。鉄分が0.2wt%前後の高品位鉱は主に釉薬、磚子用、同0.45wt%前後の中品位鉱はタイル生地用に利用している。

〔地質・鉱床〕本鉱山の長石鉱床は、粗粒優白質黒雲母花崗岩を母岩とする変質花崗岩とそれを貫くアプライト質花崗岩岩株から構成され、東西400m以上、南北約250mの広がりを持つ。アプライト質花崗岩岩株は、

幅20～30mでNE-SW方向に伸びた形態を持ち、大部分が長石類と石英から構成される高品位な長石鉱となっている。アプライト質花崗岩の周囲には変質花崗岩が分布し、径50～80cmの不規則塊状なペグマタイトがしばしば発達する(第7.9図、第7.10図)。アプライト質花崗岩と変質花崗岩との境界部には、幅20cm程度の硫化物に富みやや粘土化した交代性長石が所々に形成されている。



第7.9図 阿山鉱山の地質・鉱床図 (1975年当時) 須藤(2001)より引用。



第7.10図 阿山鉱山の断面図（1975年当時）

断面図の位置は第7.9図にA-B, C-D, E-Fで示し、縦横比は1:1。使用記号は第7.9図と同じ。一部断面線より上に、その両側の状況から類推される断面を描いている。須藤（2001）より引用。

はくすい
白水鉱山 滋賀県甲賀郡甲西町大字三雲

〔立地・開発〕 本鉱山は、信楽・甲西町境に近い甲西町側に位置し、東西約200m、南北約300m、標高差約80mの露天採掘場にてベンチカット法により稼行している（第7.11図）。安定した品位を持ち、本図幅地域では阿山鉱山と並んで高品位長石鉱を産する鉱山である。本鉱山は1904年（明治38年）に開山し、ガラス原料として採掘・販売を開始した。その後、大正年間に入り清水焼の原料として100トン/月を出荷、昭和初期には鉱山

及び道路を整備し、四日市・常滑方面へ陶磁器・タイル原料用に「三雲長石」として出荷を開始した。

1943～1945年は戦争激化により一時休山したが、1952年には衛生陶器、板ガラス用に採掘・出荷を再開、昭和46年から重機と粉砕プラントを本格的に導入し大量採掘を開始した（三雲産業資料、私信）。

〔生産状況〕 本鉱山では、長石鉱を粉砕した後に、約2,500トン/月を愛知・岐阜県方面を中心に出荷している。主な用途は、高品位部が釉薬、薬品、中品位部が衛生陶器、磚子、低品位部は建築用材料などである。

〔地質・鉱床〕 本鉱山の長石鉱床は、全体がアプライト質花崗岩から構成され、鉱床は約150m四方の規模を持つ。鉱床中央部にはNW-SE系の断層・節理が発達し、苦鉄質鉱物をほとんど含まない高品位部はこの方向に沿って発達する。高品位部は節理や割れ目にカオリン質粘土鉱物を挟んでいるため、硬いが非常に脆い。中品位部は、直径3～7mm程度の石英粒や少量の黒雲母を含む。鉱床の周縁部には、黒雲母を含む中-低品位の弱変質細粒花崗岩が分布する。高品位部内に見られる小断層に沿って、しばしば厚さ10cm程度のカオリン質粘土脈が観察される。また、局所的に径2～3cmの硫化物に富むレンズ状小塊を含むことがある。

休廃止長石鉱山

白水鉱山の東側に隣接する東山鉱山は、変質花崗岩からなる径100×50mと径40×15mの2鉱体を対象に稼行していた。1974年から本格的な採掘が開始されたが、採掘コストの上昇により1984年に休山した。新東山鉱山も同様に変質花崗岩からなる鉱床であるが、鉱体が小さく、小規模に採掘されたのみで閉山した（三雲産業資料、私信）。百枚谷鉱山の長石鉱床は、NNE方向に伸びた幅20m、延長50mの帯状鉱体で、アプライト質



第7.11図 白水鉱山、露天採掘場の全景（1999年3月撮影）

花崗岩から構成される。1948年から主に坑道採掘で稼行され、長石鉱をガラス、タイル用に出荷したが、鉱量の枯渇により1962年に閉山した(三雲産業資料、私信)。三栄鉱山は、大福鉱山の北側に隣接する変質花崗岩からなる鉱床で、東西に連なる二つの鉱体が確認されている。1966年から小規模に稼行されたが、1970年に閉山した。森鉱山の長石鉱床は、NE方向に伸びた延長200m、幅130mの帯状な変質花崗岩からなり、中央部に幅2mのペグマタイト脈が存在する。1960年から稼行され、一時4,300トン/月の長石鉱を生産したが(浅山, 1984)、1977年に閉山した。八良谷^{はちろうだに}鉱山は日産信楽鉱山の東側に隣接し、鉱床は主にアプライト質花崗岩からなる、NW方向に伸びた延長約200m、最大幅120mの鉱体を採掘していた、1922年に開山し、1960年頃400トン/月の長石鉱を出荷したが、その後鉱量の枯渇に伴い1976年に閉山した(浅山, 1984)。本図幅地域中央部、飯道山南方に位置する小野谷、堀越谷、堀越橋の各鉱山の沿革は不明である。

7. 1. 3 耐火粘土・珪砂鉱床

2001(平成13)年4月1日現在、耐火粘土及び珪砂鉱山は5鉱山が採掘・稼行中である。それら5鉱山の耐火粘土・珪砂鉱床はすべて露天採掘で行われており、鉱床は主として蛙目(質)粘土-シルト質砂などからなる。滝谷鉱山を除く4鉱山の耐火粘土・珪砂の年間生産量は、1998(平成10)年年間出鉱実績で合計76,390トンである(滝谷鉱山は同年の年間出鉱実績がない)。採掘された耐火粘土などは、滋賀県信楽町の町内において主として信楽焼の原料粘土として坏土に製土加工され、各種の陶磁器や建築用タイルなどに生産される。なお、製土加工された坏土の一部は隣接する三重県などへも搬送され伊賀焼の原料粘土として利用される。また、珪砂は商品名を「伊賀蛙目珪砂」などと称してガラス原料として三重県などへ搬送され、一部は建材などにも使用される。

本図幅地域の耐火粘土鉱床については、繁沢(1957)、柿谷(1972, 1974a, b)、柿谷・伊石(1973)、小村(1989)、

非金属鉱物資源対策委・近畿通産局(1997)が鉱床地質学的調査研究を行っている。また、名古屋通産局・非金属鉱物資源調査委(1983)は耐火粘土・珪砂鉱体の埋蔵鉱量を推計している。

耐火粘土・珪砂鉱床は、基盤の領家花崗岩類の凹地を埋積した古琵琶湖層群上野累層横山部層に既存する。本研究報告の第5章に記載されているように上野累層横山部層は層厚約40m以上の粘土・シルト・砂礫などからなり、局部的に亜炭の薄層が挟在する。

以下に5鉱山の粘土鉱床の産状や分布状況、鉱物組成、鉱石の化学分析値などを記載する。

^{さんごうやま}三郷山鉱山 滋賀県甲賀郡信楽町大字神山

〔立地・開発〕本鉱山は滋賀県信楽町の中心市街地(長野地区)の東方に位置しており、切羽鉱体は標高400m以下の阿山丘陵の西辺に小規模に展開する(2002(平成14)年9月現在)(第7.12図)。本鉱山は1961(昭和36)-1962(昭和37)年頃から開発された。

〔生産状況〕本鉱山は近年、蛙目粘土と木節粘土を継続して出鉱している。

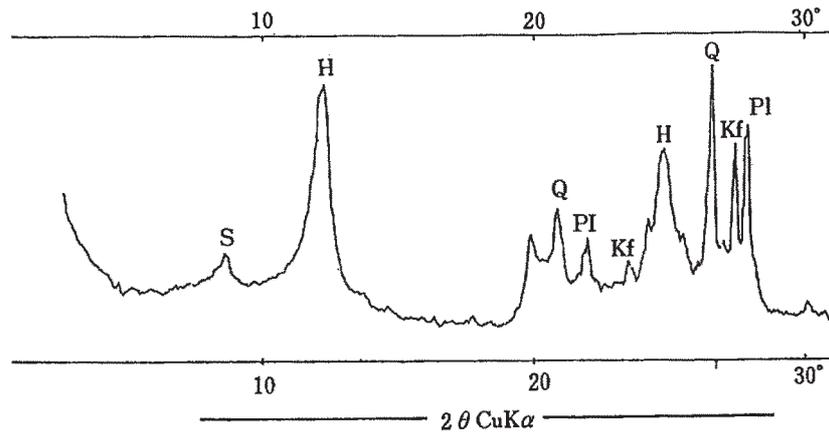
〔地質・鉱床〕本鉱山の地質は上野累層横山部層に相当し、砂を伴う泥・小礫-細礫などの堆積物からなる。この堆積物は領家花崗岩類に由来する砕屑物である。

本鉱山の現在の切羽鉱体は下位から上位へ層厚4m+の蛙目粘土質シルト、層厚約5mのシルト・砂質粘土、層厚約4mの砂礫、の順に重なる。上部の砂礫を除く下部2層は漸移関係にあり、亜炭や木節質粘土の薄層を随所に挟有する。

〔鉱物組成・化学分析値〕三郷山鉱山の蛙目(質)粘土のX線回折図を第7.13図に、化学分析値を第7.1表にそれぞれ示す。本鉱山の蛙目(質)粘土の鉱物組成は、粘土鉱物が7Åハロイサイトと僅少の雲母粘土鉱物であり、そのほかは石英や長石からなる(小村, 1989)。化学分析値はAl₂O₃が33.74%、Ig. lossが12.80%とやや多い(非金属鉱物資源対策委・近畿通産局, 1997)。



第7.12図 三郷山鉱山(2002(平成14)年9月撮影)



第7.13図 三郷山鉍山の蛙目(質)粘土のX線回折図
 小村(1989)による。
 [回折線の記号]
 H: 7 Åハロイサイト, S: 雲母粘土鉱物,
 Q: 石英, Kf: カリ長石, PI: 斜長石

第7.1表 耐火粘土・珪砂の化学分析値

鉍種及び鉍山名	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	lg. loss	Total	引用文献
蛙目粘土 (三郷山粘土)	62.40	0.77	33.74	1.57	0.36	0.24	0.85	0.07			(12.80)	100.00	※1
蛙目原土 (根組原鉍山)	73.85	0.19	14.62	1.08	0.31	0.11	4.89	1.25	0.01	0.01	3.41	99.73	※2
珪砂 (横山鉍山)	86.70	0.01	7.32	0.06	0.12	tr	4.49	0.90	tr	tr	0.21	99.81	

※1 非金属鉱物資源対策委・近畿通産局(1997)

※2 工業技術連絡会議窯業連合部会(1992)

三郷山大原鉍山 滋賀県甲賀郡信楽町大字神山
 [立地・開発] 本鉍山は上述した三郷山鉍山の東方(直距)2.2kmの地点に位置しており, 切羽鉍体は標高400m以下の阿山丘陵の西辺に中規模に展開する(2002(平成14)年9月現在, 第7.14図)。本鉍山は1996(平成8)-1997(平成9)年頃から開発された。

[生産状況] 耐火粘土(粗鉍)は1998(平成10)年から出鉍実績がある。

[地質・鉍床] 本鉍山の地質は上野累層横山部層に相当する。本鉍山の耐火粘土鉍床は地並みから頂部まで15~18mの高さを有し, 蛙目粘土質シルト・砂の累重層からなり, 比較的連続性のよい3~4層の亜炭薄層を挟有する。

滝谷鉍山 三重県阿山郡阿山町大字円徳院

[立地・開発] 本鉍山は上述した三郷山大原鉍山の北方(直距)1.2kmの地点に位置しており, 切羽鉍体は標高400m以下の阿山丘陵の西辺に中規模に展開する(2002(平成14)年9月現在)(第7.15図)。本鉍山は1966(昭和41)年頃に開発され, 現在の鉍業権者は法人(有限会社)である。

[生産状況] 本鉍山は近年では1997(平成9)に珪砂の出鉍実績がある。

[地質・鉍床] 本鉍山の地質は上野累層横山部層に相当し, 泥・小礫・細礫などからなるので, 本鉍山の珪砂・粘土鉍床は同層をその鉍体として位置付けることができる。切羽鉍体は地並みから頂部まで15~16mの高さを有し, 砂岩シルト・蛙目粘土質シルト-砂の累重層からなり, まれに亜炭薄層を挟有する。



第 7.14 図 三郷山大原鉦山 (2002 (平成 14) 年 9 月撮影)



第 7.15 図 滝谷鉦山 (2002 (平成 14) 年 9 月撮影)

根組原鉦山 三重県阿山郡阿山町大字横山

〔立地・開発〕 本鉦山は上述した三郷山鉦山と三郷山大原鉦山の間位置しており、三郷山鉦山からは東方へ(直距)1kmの地点になる。2鉦山と同様に、本鉦山の切羽鉦体は標高400m以下の阿山丘陵の西辺に小規模に展開する(2002年9月現在)。本鉦山は1972(昭和47)年頃に開発された。

〔生産状況〕 本鉦山の近年の生産状況は、蛙目粘土を継続して出鉦している。

〔地質・鉦床〕 本鉦山の地質は上野累層横山部層に相当し、本鉦山の耐火粘土鉦床は同層をその鉦体として位置付けることができる。切羽鉦体は地並みから頂部まで15～18mの高さを有し、蛙目粘土質シルト・砂質粘土・砂の累重からなる。亜炭層は挟在しない。

〔鉦物組成・化学分析値〕 不二門(1992)によれば、本鉦山の蛙目(質)粘土の鉦物組成は粘土鉦物がカオリナイトであり、そのほかは石英や長石からなる。化学分析値は第7.1表に示した。

横山鉦山 三重県阿山郡阿山町大字横山

〔立地・開発〕 本鉦山は上述した滝谷鉦山の南東方(直距)750mの地点に位置しており、切羽鉦体は標高400m以下の阿山丘陵の西辺に展開する。なお、本鉦山内の終掘した切羽はやや大規模であるが、2002(平成14)

年9月現在採掘中の切羽鉦体は小規模である。本鉦山は1962(昭和37)年頃に開発された。

〔生産状況〕 本鉦山は近年、珪砂を継続して出鉦している。

〔地質・鉦床〕 本鉦山の地質は上野累層横山部層に相当し、珪砂・耐火粘土鉦床は同層をその鉦体として位置付けることができる。現在採掘中の切羽鉦体は地並みから頂部まで15～16mの高さを有し、砂質シルト・蛙目粘土質シルト・砂の累重からなり、まれに亜炭薄層を挟有する。

〔鉦物組成・化学分析値〕 不二門(1992)によれば、本鉦山の珪砂の鉦物組成は石英や長石からなり、化学分析値は第7.1表に示すようにSiO₂が86.70%である。

きのせ
黄瀬土・実土

黄瀬土は、信楽町黄瀬地区で小規模に採掘されている粘土で、蛙目粘土質サバ(花崗岩の風化物)や石英粒の少ない蛙目粘土質シルトからなる(小村, 1989)。木節質な部分もしばしば含まれる。最大層厚は1～2mであり側方の連続性が悪いので、小規模な湖沼性堆積物とも考えられている(信楽窯業技術試験場, 私信)。黄瀬土は「古信楽」の妙味を具現化できる原材料として陶芸作家が好んで用い、一部は京都清水焼の原土にも利用されている。3カ所の小規模な露天採掘場があり(1999年調査時)、

人力により稼行されている。地質図中には、代表的な採掘場1ヵ所の位置を記した。

実土は、主に信楽町小川地区で小規模に採掘されている粘土で、白色細粒火山灰薄層(通称白絵土)を挟む厚さ2m以上の灰白色砂質粘土からなる(小村, 1989)。蛙目粘土や木節粘土と比較して一般に鉄分が多いため、単味では使用できず、他の粘土と混合して用いる。地質図中には記されていないが、現在1～2ヵ所で小規模な採掘が行われている。

休廃止耐火粘土鉱山

本図幅地域には、信楽町内を中心に多数の耐火粘土鉱山が存在したが、上記の稼行鉱山を除き全て閉山し、個々の鉱山が小規模で採掘場も時と共に移動したことから、鉱山稼行時の資料に乏しく、それらの沿革は不明である。尚、地質図上の休廃止耐火粘土鉱山の位置は、信楽町周辺については繁沢(1957)及び近藤(1968)に、滋賀県甲南町-三重県阿山町については山田ほか(1981)に基づいて記入した。

7. 1. 4 亜炭

滋賀県南部に分布する古琵琶湖層群は多くの亜炭層を挟在することから、この地域は「滋賀含炭地」と称される。本図幅地域は、滋賀含炭地の内、蒲生地域の一部と甲賀地域に該当し、第二次大戦中から1965年頃まで8ヵ所の炭鉱が稼行していた(松井ほか, 1960)。本図幅地域内では、近江駒月炭鉱のみが蒲生地域内に位置する。本炭鉱の亜炭層は、砂・粘土層に介在する厚さ110cmと30cmの炭丈を示す木質亜炭からなり、JIS炭質区分ではF₂に該当する。甲賀地域には、三雲、小野谷、新高島、大観、雲井、信楽、小原各炭鉱が存在した。本地域の亜炭層は砂・粘土互層中に2層-9層にわたって介在する。新高島、小野谷、三雲各炭鉱の亜炭層は、炭丈40～70cmで4～5層にわたり、下から1～3番目の炭層が稼行対象となっていた。信楽炭鉱の亜炭層は本地域で最も良く発達し、上層70cm、下層130cmの炭丈を示す。本地域の亜炭も木質亜炭を主とする(松井ほか, 1960)。これらの炭鉱の多くは、亜炭と同時に蛙目・木節粘土も採掘・出荷していた。

7. 1. 5 砕石・砂利資源

2002(平成14)年9月現在、土木建築材料は3砕石工場と1陸砂利採取場が稼行中であり、砕石及び砂利採取とも露天採掘で行われている。3砕石工場の年間生産量は1999(平成11)年年間実績で合計788,204トンであり、生産品は土木・建築用の砕骨材として滋賀県内で消費されている。

本図幅地域の砕石資源については、通産省生活産業局・工業技術院地質調査所(1994)が砕石資源調査を行った。

3砕石工場周辺の地質は、ジュラ紀に形成された丹波帯堆積岩コンプレックスで、砂岩やシルト岩、泥岩、チャート、混在岩などよりなる。砕石工場はこれらの岩石(の一部)を採取している。一方、砂利採取場周辺には、基盤の領家花崗岩類の凹地を埋積した古琵琶湖層群信楽礫層が分布する。本研究報告の第5章に記載されているように、信楽礫層は最大層厚約40～50mを有する砂礫や砂などからなる。

以下に、3砕石工場と1陸砂利採取場の立地・開発や生産状況、採掘切羽の状況や岩質・層相などを記載する。

(株)アヤシロ栗東支店砕石工場 滋賀県栗東市荒張

〔立地・開発〕本砕石工場は日本中央競馬会栗東トレーニングセンターの南西方に位置しており、採掘切羽は鶏冠山(標高490.9m)の北西山麓に大規模に展開する。なお、採掘切羽の一部は、本図幅西側の京都東南部図幅地域にも連続する。

〔生産状況〕1999(平成11)年年間生産実績によれば、生産品の用途比率は道路用25%、コンクリート用50%、その他用24%であり、ほかに割栗石も切り出している。

〔採掘切羽の状況・岩質〕上述した砕石資源調査によれば、採掘切羽を形成する丹波帯堆積岩コンプレックスの岩質は堅硬であるが、随所で擾乱されて局部的に層面に沿う流れ盤が形成されている。採掘切羽ではシルト岩ホルンフェルスを採取している。本岩石は顕微鏡下で葉理状組織を示す。砕屑片は石英、基質は一部微粒のセリサイトや黒雲母に交代された粘土からなる。

三大宝建設(株)砕石工場 滋賀県栗東市御園

〔立地・開発〕本砕石工場は日本中央競馬会栗東トレーニングセンターの北東方に位置しており、採掘切羽は標高280m以下の栗東丘陵内に展開する。本砕石工場周辺は宅地開発が進み、住宅団地が近接する。

〔生産状況〕1999(平成11)年年間生産実績によれば、生産品の用途比率は道路用81%、その他用19%である。

〔採掘切羽の岩質〕上述した砕石資源調査によれば、切羽は丹波帯堆積岩コンプレックスからなる。採掘切羽ではホルンフェルスを採取している。本岩石は顕微鏡下で破砕状組織やグラノプラスチック組織を示す。砕屑片は多量の石英の鉱物片であり、ほかにセリサイトや黒雲母、不透明鉱物などの変質鉱物も観察される。

たち建設(株)信楽工場 滋賀県甲賀郡信楽町大字畑

〔立地・開発〕本砕石工場は滋賀県信楽町の中心市街地(長野地区)の北西方に位置しており、採掘切羽は標高600m以下の太神山地の南辺に展開する。なお、採掘切羽の一部は、本図幅西側の京都東南部図幅地域にも連続する。

〔生産状況〕1999(平成11)年年間生産実績によれば、

生製品の用途比率は道路用93%，コンクリート用7%であり，ほかに切石，割栗石なども切り出している。

〔採掘切羽の岩質〕 上述した砕石資源調査によれば，切羽の岩体は丹波帯堆積岩コンプレックスからなる。採掘切羽では泥岩(粘板岩)を採取している。本岩石は顕微鏡下でネマトプラスチック組織を示す。砕屑片は石英の鉱物片や不透明鉱物であり，基質は粘土や炭質物などからなり，ほかにセリサイトや炭酸塩鉱物などの変質鉱物も観察される。

(株) 奥組陸砂利採取場 滋賀県甲賀郡信楽町大字柞原

〔立地・開発〕 本砂利採取場は滋賀県信楽町の中心市街地(長野地区)の南西方に位置しており，砂利採取切羽は標高380m以下の丘陵地の北辺に造成されている。

〔生産状況〕 1999(平成11)年年間生産実績によれば，生製品の種別比率は砂64%，砂利26%，玉石10%である。なお，本砂利採取場は陸砂利採取に区分されている。

〔砂利採取切羽の層相〕 本砂利採取切羽は古琵琶湖層群信楽礫層からなる。信楽礫層の礫種はチャートが最も

多く，砂岩や花崗岩類の礫はクサリ礫化している。礫の形状は主として円-垂円礫からなり，礫径はおおむね2～3cm大であるが，最大で10～20cmに及ぶ礫も見られる。

7.2 温泉

金原(1992)によると，本図幅地域には主に杣川に沿って小規模な温泉・鉱泉が存在する。それらの内，塩野温泉(甲賀郡甲南町塩野)，宮乃温泉(同町杉谷)では，温泉水を利用した宿泊施設が営業されている。両温泉とも泉質はナトリウム・マグネシウム塩化物泉で，塩野温泉は温度が14.6℃，湧出量が2リットル/分，pH=7.1，宮乃温泉は温度が14℃，湧出量が1.2リットル/分，pH=7.3である。これらのほか，御園(栗東市御園)，奥が平(甲賀郡甲西町三雲)，深川(甲賀郡甲南町深川)，鹿深(甲賀郡甲賀町相模)，黄瀬(甲賀郡信楽町黄瀬)などの温泉・鉱泉が確認されている。

文 献

- 有田忠雄(1949) 京都府笠置附近の花崗岩類及び変成岩類. 地質雑, vol. 55, p. 89-104.
- Asayama, T. (1954) Radium content, chemical composition of the Tanakami-Mikumoto granite. Mem. Fac. Ind. Arts, Kyoto Tech. Univ., Sci. & Tech., vol. 3, (B), p. 25-54.
- 浅山哲二(1984) 長石. 日本地方鉱床誌「近畿地方」, 朝倉書店, p.312-368.
- 浅山哲二(1984) カオリン質粘土. 日本地方鉱床誌「近畿地方」, 朝倉書店, p. 368-378.
- 琵琶湖基盤地質研究会(2001) 琵琶湖のカルデラ形成史の研究. 琵琶湖博物館委託研究調査報告書, 120p.
- 地質調査所(1951) 50万分の1地質図幅「京都」(第1版).
- 地質調査所(1956a) 20万分の1地質図幅「名古屋」(第1版).
- 地質調査所(1956b) 土木建築材料. 日本鉱産誌, VII, 293p.
- 地質調査所(1992) 100万分の1日本地質図(第3版).
- Dana, E. S. and Ford, W.E. (1959) A textbook of mineralogy, 4th edition, Modern Asia edition, Jhon Wiley & Sons Inc., 851p.
- 藤本秀弘(1979) 滋賀県の花崗岩類. 滋賀県の自然(滋賀県自然保護財団), p. 205-227.
- 藤田至則・河村善也・和田晴美・川邊孝幸・和田幸雄(1979) 新生代末期における応力場. 月刊地球, 1, p. 410-422.
- 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄(1989) 御在所山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 145p.
- 橋本 勘・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(2000) 雄琴ボーリングコア花崗岩の記載岩石学. 日本地質学会第107年学術大会講演要旨集, p. 163.
- 橋本 勘・赤井純治・中野聰志(2002) 花崗岩アルカリ長石の微細組織-滋賀県田上地域を例にして-. 日本鉱物学会創立50周年記念年会, 講演要旨集, p. 149.
- 橋本定樹・吉川周作・山崎博史(1998) 20万分の1「古琵琶湖層群の地質図」. アーバンクボタ, no. 37.
- 早瀬一一(1946) 花崗岩に於けるPerthite(1). 鉱物と地質, vol. 4, p. 106-112.
- 早瀬一一(1951) E T 乾板を使用した岩石薄片 Autoradiograph II. 田ノ上山その他の花崗岩中の放射能. 地質雑, vol. 57, p. 304-305.
- Hayase, I. (1953) The radioactivity of rocks and minerals studied with nuclear emulsion 1. The minute radioactive minerals of the Tanokamiyama and Mikumo Granites, Shiga Pref. Japan. Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., Ser. B, vol. 20, p. 247-260.
- 早瀬一一・石坂恭一(1967) Rb-Srによる地質年令(I). 西南日本. 岩鉱, vol. 58, p. 201-212.
- 林 隆夫(1974) 堅田丘陵の古琵琶湖層群. 地質雑, vol. 80, p. 261-276.
- 林 隆夫・川辺孝幸(1993) 12 古琵琶湖層群と段丘堆積層・沖積層. 市原 実編者, 大阪層群, 創元社, p. 158-168.
- 林田 明(1991) 滋賀県の新生界・中生界の古地磁気資料. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p. 797-807.
- Hayashida, A., Sasajima, S. and Yokoyama, T. (1978) The Brunhes/Matsuyama polarity Epoch boundary in the Kobiwako Group on the west coast of Lake Biwa, Central Japan. Rock Magnetism and Paleogeophysics, vol. 6, p. 48-51.
- Hayashida, A. and Yokoyama, T. (1983) Paleomagnetic chronology of the Plio-Pleistocene Kobiwako Group to the southeast of the Lake Biwa, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 89, p. 209-221.
- 非金属鉱物資源対策委員会・近畿通商産業局(1997) 滋賀県信楽町耐火粘土の合理的開発に向けて(非金属鉱物資源対策委員会報告書). 126p.
- Hiraoka, Y. (1997 a) Characterization of weathered products from granites around southern Lake Biwa, central Japan -application to forensic geology-. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 103, p. 36-46.
- Hiraoka, Y. (1997b) Presumption method for the provenance of weathered products from granites around southern Lake Biwa, central Japan, based on chemical analysis of biotite. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 103, p. 770-780.
- Hiraoka, Y. (1998) Estimation of the sedimentary source of biotite in the Plio-Pleistocene Osaka Group, southern Kyoto Prefecture, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 41, p. 1-17.
- 広瀬正資(1934) 琵琶湖南岸の地質. 地球, vol. 21, p. 91-106.
- 久田義之(1978) 三雲地域の花崗岩の岩石学的研究. 滋賀大学教育学部卒業論文(手記).
- 不二門義仁(1992) 蛙目粘土日本の窯業原料, p. 179-

- 214, 工業技術連絡会議窯業連合部会編。
- 細野高啓・牧野州明(2002) 琵琶湖南部, 後期白亜紀野洲花崗岩体の岩相変化. 地質雑, vol. 108, p. 1-15.
- 池辺展生(1933) 琵琶湖西方の古琵琶湖層. 地球, 20, p. 241-260.
- 池辺展生(1934 a) 鈴鹿山脈西側近江甲賀郡下の新生界. 地質雑, vol. 41, p. 399-401.
- 池辺展生(1934b) 滋賀県甲賀郡東部の中新統. 地球, vol. 22, p. 110-123.
- Ikebe, N. (1934MS) Cainozoic stratigraphy of the eastern part of Koka-gori, Shiga-ken. Kyoto Univ.
- 池辺展生 (1957) 日本の新生代の構成盆地 - 特に中新世の構成区 -. 新生代の研究, no.24-25, p.508-517.
- Ikebe, N., Chiji, M. and Ishida, S. (1966) Catalogue of the Late Cenozoic proboscidea in the Kinki District, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 9, p. 47-88.
- 池田 碩(1964) 花崗岩地域の地形学的研究 - 信楽山地南縁堂山附近を事例として -. 立命館文学, p. 233,
- 池田 碩(1967) 花崗岩山地の解体過程について - 信楽山地南縁・田ノ上山地を事例として -. 京都府私学論集, no. 5, p. 1-24.
- 池田 碩・大橋 健・植村善博・吉越昭久 (1979) 近江盆地の地形. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 1-112.
- Imoto, N. (1984) Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan. *Bull. Kyoto Univ. Education*, vol. 65, p. 15-71.
- 井本伸広・松浦浩久・武蔵野 実・清水大吉郎・石田志朗 (1991) 園部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 68p.
- 井本伸広・清水大吉郎・武蔵野 実・石田志朗 (1989) 京都西北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 84p.
- 井本伸広・丹波地帯研究グループ (1982) 丹波層群の層序と地質構造の再検討. 日本地質学会関西支部報, no. 92, p. 6.
- 稲垣紘武(1966) 田ノ上山産花崗岩質球類岩に就いて. 地学研究, 益富記念号, p. 212.
- 石田志朗・横山卓雄, (1969) : 近畿・東海地方の鮮新 - 更新統火山灰層序及び古地理. 構造発達史を中心とした諸問題 - 近畿地方の新期新生代層の研究その 10 -. 第四紀研究, 8, p. 31-43.
- Ishida, S., Maenaka, K. and Yokoyama, T. (1969) Paleomagnetic chronology of volcanic ash of the Plio-Pleistocene series in Kinki District, Japan -the research of younger Cenozoic strata in Kinki District, part 12-. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 75, p. 183-197.
- Ishida, S., Nakagawa, Y., Nasu, T. and Nishiyama Research Group (1976) Stratigraphy of the Kobiwako Group in Konan Area, South of Lake Biwa, Central Japan. *Paleolim. Lake Biwa and Jap. Pleisto.*, 4, p. 109-124.
- 石田志朗・松田高明・渡辺 農・古谷正和・岡本哲雄 (1980) 5万分の1滋賀県南部地域地質図. 近畿地方建設局大戸川ダム調査事務所.
- 石賀裕明(1983) “丹波層群”を構成する2組の地層群について - 丹波帯西部の例 -. 地質雑, vol. 89, p. 443-454.
- 石賀裕明(1985) 丹波帯の中・古生界の年代と構造形成. 地球科学, vol. 39, p. 427-434.
- 磯見 博・黒田和男(1958) 若狭西部の地質. 特に古生層の層序と構造について. 地調月報, vol. 9 p. 133-143.
- Isozaki, Y. (1997) Jurassic accretion tectonics of Japan. *The Island Arc*, vol. 6, p. 25-51.
- Isozaki, Y. and Matsuda, T. (1980) Age of the Tamba Group along the Hozugawa “Anticline”, Western Hills of Kyoto, Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 23, p. 115-134.
- 市原 実 (1960) 大阪, 明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, no. 49, p. 15-25.
- 市原 実・林 隆夫・吉川周作 (1977) 古琵琶湖層群の層序について. 地質学論集, no. 14, p. 203-208.
- 市原 実・亀井節夫 (1970) 大阪層群. 科学, 40, p. 282-291.
- Itihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M. and Nakajima, K. (1975) Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku area, south of Osaka, Japan. -A standard stratigraphy of the Osaka Group-. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 19, p. 1-29.
- Itihara, M., Yoshikawa, S. and Kamei, T. (1984) The Plio-Pleistocene boundary in the Osaka Group, Japan. *Proceedings of 27 th Int. Geol. Congress*, 3, p. 22-33, VNV Science Press, Utrecht.
- 市原 実編著(1993) 大阪層群. 創元社, 340p.
- 市原 実・吉川周作・川邊孝幸・三田村宗樹(1984) 岸和田市津田川流域のいわゆる“芝の不整合”について - 大阪層群の古地磁気層序とフィッシュン・トラック年代 -. 地球科学, vol. 38, p. 1-16.
- 糸魚川淳二 (1961) 三重県阿山郡阿波盆地の新生代層. 横山次郎教授記念論文集 p. 59-66.

- 鎌掛団体研究グループ(1972) 滋賀県蒲生郡鎌掛・駒月付近の古琵琶湖層群. 地質雑, vol. 78, p. 601-609.
- 柿谷 悟(1972) 滋賀県信楽町三郷山周辺の地質と粘土鉱床ならびに粘土鉱物. 地学研究, vol. 23, p. 71-78.
- 柿谷 悟・伊石正文(1973) 滋賀県信楽地域の地質と粘土鉱床. 窯業協会誌, vol. 81, p. 587-596.
- 柿谷 悟(1974a) 信楽粘土と粘土鉱物ならびに粘土鉱床の生成環境. 窯業協会誌, vol. 82, p. 72-77.
- 柿谷 悟(1974b) 滋賀県信楽町産加水ハロイサイトの形態. 地学研究, vol. 25, p. 111-117.
- 笠間太郎・藤田和夫(1957) 日本の新生代の堆積区とその変遷(1) - 瀬戸内地質区の特性と変遷 -. 新生代の研究, no. 24-25, p. 518-526.
- 加藤 昭・井本伸宏・松尾源一郎(1961) 滋賀県甲賀郡三雲鉱山産ヘルバイト. 地学研究, vol. 12, p. 159-160.
- 川邊孝幸(1981) 琵琶湖南東方, 阿山・甲賀丘陵付近の古琵琶湖層群. 地質雑, vol. 81, p. 457-473.
- 川辺孝幸(1986) 上野盆地西部, 花ノ木丘陵の古琵琶湖層群. 地球科学, vol. 40, p. 383-398.
- Kawabe, T. (1989) Stratigraphy of the lower part of the Kobiwako Group around the Ueno basin, Kinki district, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 32, p. 39-90.
- 川辺孝幸・高橋裕平・小村良二・田口雄作(1996) 上野地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 99p.
- 河田清雄(1969) 湖東(琵琶湖東部)で白亜紀末火山岩類の発見. 地質ニュース no. 177, p. 11-15.
- 河田清雄・三村弘二・須藤定久(1969) 琵琶湖東部の白亜紀火成活動. *MAGMA*, no. 16, p. 11-13.
- 貴治康夫・小澤大成・村田 守(2000) 京都市北部, 山陽帯に分布するアダカイト質丹波花崗岩質岩. 岩石鉱物科学, vol. 29, p. 136-149.
- 木村克己(1989) 混在岩とスラブからなる丹波帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスのテクトニクス. 構造地質, vol. 34, p. 53-66.
- 木村克己(1998) 付加体の out-of-sequence thrust. 地質学論集, no. 50, p. 131-146.
- 木村克己(2000) 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスのスラスト系と運動像. 地質学論集 no. 55, p. 181-202.
- Kimura, K. and Hori, R. (1993) Offscraping accretion of Jurassic chert-clastic complexes in the Mino-Tamba Belt, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 15, p. 145-161.
- 木村克己・牧本 博・吉岡敏和(1989) 綾部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 104p.
- 木村克己・中江訓・高橋裕平(1994) 四ッ谷地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 52p.
- 木村克己・吉岡敏和・井本伸広・田中里志・武蔵野実・高橋裕平(1998) 京都東北部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89p.
- 木村克己・吉岡敏和・中野聰志・松岡 篤(2001) 北小松地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 102p.
- 金原啓司(1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧. 地質調査所, 394p.
- 小早川 隆(1991) 井上平津鉱床の鉱化作用. 滋賀県自然誌(滋賀県自然保護財団), p. 809-846.
- 小林うさ(1989) 田上から. 京都地学会会誌. no. 43, p. 97-102.
- 古琵琶湖団体研究グループ(1977) 水口丘陵西部の古琵琶湖層群. 地球科学, vol. 31, p. 115-129.
- 古琵琶湖層群団体研究グループ(1981) 瀬田・石部地域の古琵琶湖層群. 地球科学, vol. 35, p. 26-40.
- 古琵琶湖団体研究グループ(1983) 水口丘陵・瀬田・石部地域の古琵琶湖層群. 地団研専報, no. 25, p. 67-77.
- 駒澤正夫・森尻理恵・広島俊男・村田泰章・牧野雅彦・名和一成(2002) 重力構造図. 50万分の1活構造図II「京都」(第2版), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 小村良二(1989) 日本の陶土を訪ねて - その5, 信楽焼(滋賀県) -. 地質ニュース, no. 421, p. 12-22.
- 近藤善教(1968) 伊賀構造盆地の構造地質学的研究. 地調報告, no. 231, p. 1-30.
- 甲西町教育委員会(1998) 甲西町朝国の野洲川河床足跡化石調査報告. 57p.
- 小谷 昌(1957) 琵琶湖の固定地形. 地理調査所時報, 21, p. 12-16.
- 小谷 昌(1958) 湖底地形と漁業. 地理調査所時報, 22, p. 16-21.
- 小谷 昌(1960) 琵琶湖葛籠尾崎湖底遺跡の地形学的考察. 地理調査所時報, 24, p. 8-11.
- 栗本史雄・牧本 博(1990) 福知山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 97p.
- 栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之(1993) 篠山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- 杓掛俊夫・中野聰志・国分一徳・高島里香・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1991) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体 - その3. 花崗岩類の微量元素含有量 -. 地球科学, vol. 45, p. 363-367.
- Kutsukake, T. (1998) A plutonic front of the continental-margin magmatic arc. *IGCP Project 373, Int'l Field Conf., anatomy and textures*

- of ore-bearing granitoids of Shikhote alin (Primorye region, Russia) and related mineralization. Ext. p. 51-52.
- Kutsukake, T. (in submission) Geochemical variations of the Ryoke granitoids in the Kinki district, southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*
- Le Maitre, R. W. ed. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- Maenaka, K., Yokoyama, T. and Ishida, S. (1977) Paleomagnetic stratigraphy and biostratigraphy of the Plio-Pleistocene in Kinki district, Japan. *Quaternary Research*, vol. 7, p. 341-362.
- 榎山次郎 (1956) : 構造地質学. 264p, 朝倉書店. 東京.
- Mankinen, E. A. and Dalrymple, G. B. (1979) Revised paleomagnetic polarity time scale for the interval 0-5m.y.B.P. *Jour. Geoph. Res.*, vol. 84, p. 615-626.
- 益富寿之助 (1954) 滋賀県甲賀郡三雲マンガン鉱床と貴蛋白石. 地学研究, vol. 6, p. 42.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y. (1991) Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone. *Tectonics*, vol. 10, p. 475-499.
- 松井 寛・徳永重元・喜多川庸二・佐藤 茂・福田 理 (1960) 滋賀含炭地, 日本鉱産誌V -a, 地質調査所, p. 521-524.
- 松岡長一郎 (1979) 10 万分の 1 滋賀県地質図, 滋賀県自然保護財団.
- 松岡長一郎・岡村喜明・田村幹夫 (1991) 滋賀県産の脊椎動物化石. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p. 543-625.
- 松岡敬二 (1985) 古琵琶湖層群伊賀累層の鮮新世淡水軟体動物群の意義. 地団研専報, no. 29 p. 71-88.
- Matsuoka, K. (1987) Malacofaunal Succession in Pliocene to Pleistocene Non-marine Sediments in the Omi and Ueno Basins, Central Japan. *Journal of Earth Sciences, Nagoya Univ.*, vol. 35, 1, p. 23-115.
- 松下 進 (1953) 日本地方地質誌, 近畿地方 (初版). 朝倉書店, 293p.
- 松下 進 (1971) 日本地方地質誌, 近畿地方 (改訂版). 朝倉書店, 379p.
- 三木 茂 (1948) : 鮮新世以来の近畿並びに近接地域の遺体フローラについて. 鉱物と地質, no. 9, p. 1-42.
- Miki, S. (1956) Remains of *Pinus koraiensis* S. et Z. and associated remains in Japan. *Bot. Mag. Tokyo*, vol. 69, p. 448-454.
- Miki, S. (1957) Pinaceae of Japan, with special reference to its remains. *Jour. Inst. Poly. Osaka City Univ.*, [D8], p. 221-272.
- 三村弘二・片田正人・金谷 弘 (1976) 琵琶湖南東八尾山地域の湖東流紋岩類の火成作用. 岩鉱, vol. 71, p. 327-338.
- 港 種雄 (1974) 近畿地方の長石アプライト鉱床. 日本鉱業会昭和 49 年度合同秋季大会 (大阪) 分科研究会資料, p. 1-8.
- 三浦宗次郎 (1891) 20 万分の 1 「名古屋」 図幅及び同説明書, 地質調査所, 70p.
- 宮村 学・三村弘二・横山卓雄 (1976) 彦根東部地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 49p.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭 (1981) 亀山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 128p.
- 宮代雅夫 (1992) アプライト. 日本の窯業原料, p. 135-152, 工業技術連絡会議窯業連合部会編.
- 水野清秀・寒川 旭・関口春子・駒澤正夫・杉山雄一・吉岡敏和・佐竹健治・荻谷愛彦・栗本史雄・吾妻 崇・須貝俊彦・栗田泰夫・大井田 徹・片尾 浩・中村正夫・森尻理恵・広島俊男・村田泰章・牧野雅彦・名和一成 (2002) 50 万分の 1 指構造図「京都」第 2 版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 水野清秀 (1999) 近畿中部, 信楽高原周辺に分布する流紋岩礫を含む礫層の時代 - 火山灰層の対比による検討. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨, p. 32.
- 長島弘三・原田一雄・本田真理子 (1975) 滋賀県大津市田ノ上山産新鉱物益富雲母 (Masutomilite). 地学研究, vol. 26, p. 319-324.
- 長島乙吉・長島弘三 (1960) 日本希元素鉱物. 長島乙吉先生祝賀記念事業会 (日本砒物趣味の会), 436 p.
- 名古屋通商産業局・非金属鉱物資源調査委員会 (1983) 三重県伊賀地域の埋蔵鉱量推計調査. 非金属鉱物資源調査報告書 (昭和 57 年度), p. 92-106.
- Nakae, S. (1990) Melanges in the Mesozoic sedimentary complex of the northern part of the Tamba Belt. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 96, p. 353-369.
- Nakae, S. (1993) Jurassic Accretionary Complex of the Tamba Terrane, Southwest Japan, and its formative Process. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 36, p. 15-70.
- 中江 訓 (2000) 付加複合体の区分法と付加体地質学における構造層序概念の有効性. 地質学論集, no. 55, p. 1-15.
- 中村新太郎 (1929) 日本に於ける洪積統の分層. 日本学術協会報告, no. 5, p. 115-117.

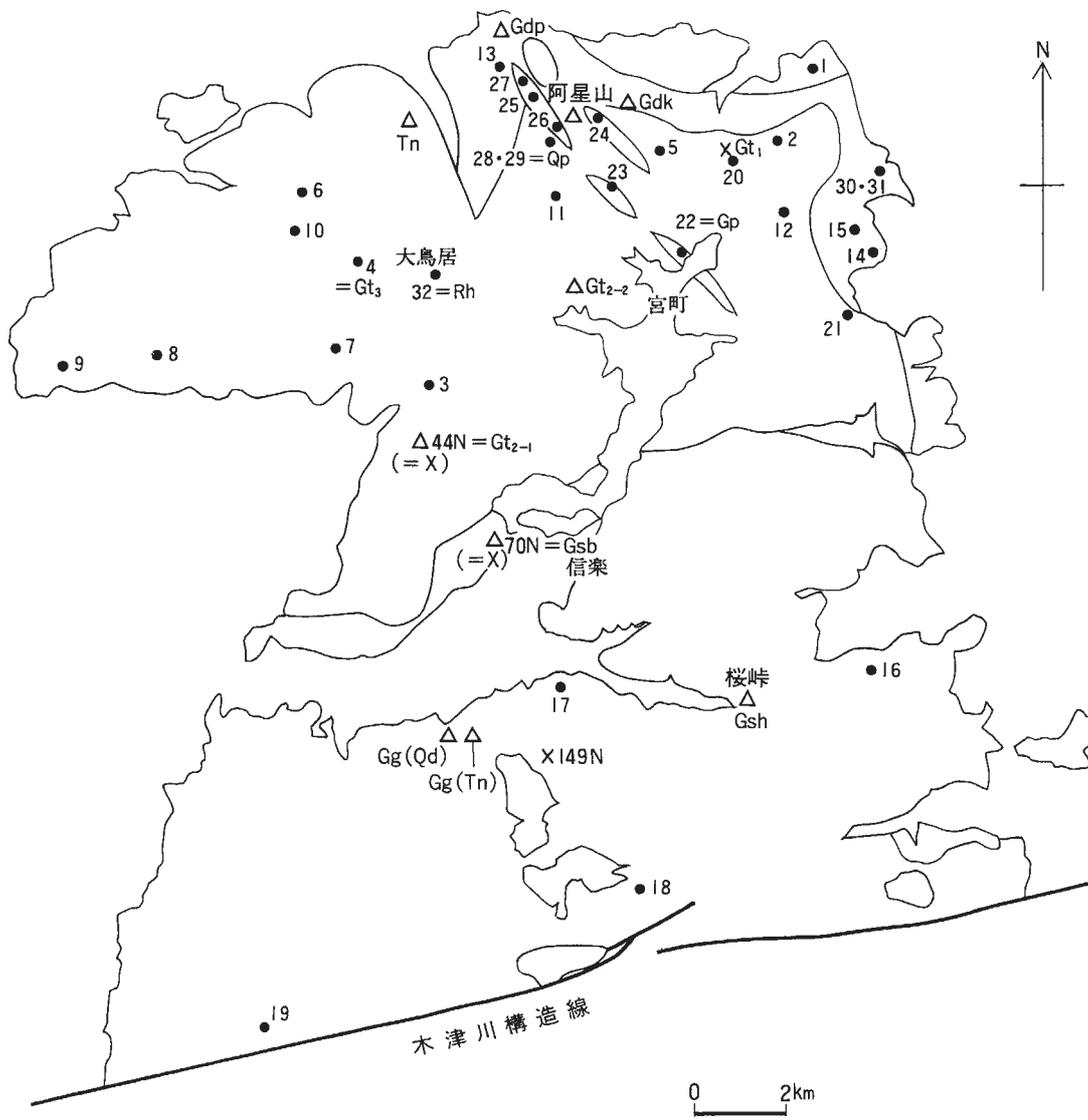
- 中野聰志(2001) 北小松地域の地質, IV. 花崗岩類及び岩脈類. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, p. 44-74.
- 中野聰志・西村貞浩・竹下真弓・稲田里香 (1991) 田上・信楽地域の鉱物学 - 長石類 -. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p. 451-473.
- 中野聰志・江里口隆之 (1997) 滋賀県甲西町花園産花こう岩ペグマタイト中のアルカリ長石. 滋賀大学教育学部紀要 (自然科学), no. 47, p. 25-39.
- 中野聰志・井本達也・児玉秀之・藤本あゆみ (1998) 古琵琶湖粘土層中の藍鉄鉱. 滋賀大学教育学部紀要 (自然科学), no. 48, p. 31-42.
- 中野聰志・川崎文男・北村 晃・西村貞浩 (1984) 湖東・織山の腰越溶結凝灰岩層について. 滋賀大学教育学部紀要 (自然科学), no. 34, p. 15-27.
- 中島和一 (1960) 大和高原領家帯北縁部の地質. 地球科学, no. 49, p. 1-14.
- 西橋秀海 (1977) 田上地域を中心とする花崗岩の岩石学的研究. 滋賀大学教育学部卒業論文 (手記).
- 西堀 剛・西川一雄・小早川 隆・但馬達夫・岨中貴洋 (1991) 湖東流紋岩類. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p. 387-422.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達雄・横山卓雄 (1979) 時代未詳の第三紀礫層 - 鈴鹿山脈高所及び山麓に分布する先古琵琶湖層群と考えられる礫層について. 滋賀自然環境研究会地形地質調査部編 滋賀県の自然一分冊 - 地形地質編 - p. 301-308.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達雄・辻 一信・佐藤義成 (1979) 湖東流紋岩. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 229-244.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達夫・上嶋正人・三村弘二・片山正人 (1983) 湖東流紋岩およびその活動について. 岩鉱, vol. 77, p. 51-64.
- 西村貞浩・中野聰志・琵琶湖基盤地質研究会 (2001) 石部地域の岩脈類, 琵琶湖博物館研究調査報告, no. 15, p. 71-74.
- 西村貞浩・中野聰志・富田克敏・牧野州明 (1990) 田上・信楽花崗岩中のアルカリ長石の三斜度. 地質雑, vol. 96, p. 133-142.
- 西村進・西田潤一・桂 郁雄・阿部悦夫・橋本 清 (1991) 滋賀県の重力異常について. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p. 759-769.
- 西村 進・笹島貞雄 (1970) FissionTrack による大阪層群とその相当層中の火山灰の年代測定. 地球科学, vol. 24, p. 222-224.
- 大橋 健 (1978) 琵琶湖南岸地域の地形発達史. 立命館文学, 394・395, p. 280-302.
- 大阪通商産業局 (1986) 滋賀県長石鉱業の実態. 55p.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) 近畿の活断層. 東海大学出版会, 東京, 395p.
- 岡村喜明・田村幹夫・高橋啓一 (1995) 古琵琶湖層群産足跡化石の概要. 琵琶湖博物館開設準備室研究調査報告, no. 3, p. 135-199.
- 岡崎美彦・松岡長一郎 (1979) 滋賀県産の哺乳動物化石. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 391-467.
- 大草重康・阿部 明 (1966) 三重県加太盆地の地質構造. 松下 進教授記念論文集, p. 97-104.
- 大家利彦 (1985) 三雲地域における花崗岩類の岩石学的研究. 滋賀大教育学部卒業論文.
- 坂口重雄 (1959) 兵庫県篠山盆地の層序と構造. 大阪学芸大学紀要, vol. 8, p. 34-46.
- Sakaguchi, S. (1961) Stratigraphy and paleontology of the south Tamba District, part 1, Stratigraphy. Mem. Osaka Gakugei Univ., ser. B, vol. 10, p. 35-67.
- Sakaguchi, S. (1963) Stratigraphy and Palaeontology of the South Tamba District, Pt. II, Palaeontology. Mem. Osaka Gakugei Univ., ser. B, vol. 12, p. 89-173.
- 坂口重雄 (1973) 丹波地帯における地向斜の発展と造山運動の研究. 大阪教育大学紀要, vol. 22, p. 23-53.
- 里口保文・長橋良隆・黒川勝己・吉川周作 (1999) 本州中央部に分布する鮮新 - 下部更新統の火山灰層序. 地球科学, vol. 53, p. 275-290.
- 沢田順弘・板谷徹丸 (1993) 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体の K-Ar 年代 - 巨大コールドロンにおける冷却史 -. 地質雑, vol. 99, p. 975-990.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1994) 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩質岩体と湖東コールドロン. 地質雑, vol. 100, p. 217-233.
- 沢田順弘・斎藤 眞 (2000) 横山地域の地質, IV. 火成岩類. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, p. 57-86.
- 沢田順弘・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1985) 琵琶湖南部の環状花崗岩質岩体. 日本地質学会第 92 年学術大会講演要旨, p. 346.
- 関 芳恵 (1992) 琵琶湖南部巨大コールドロンに関する酸性質類の研究. 滋賀大学教育学部卒業論文 (手記).
- 滋賀県 (1978) 滋賀県防災・保全等規制現況図
- 滋賀県 (1982) 土地分類基本調査 近江八幡, 5 万分の 1 国土調査, 76p.
- 繁沢和夫 (1957) 滋賀県信楽粘土の研究 (1). 滋賀大学芸学部紀要, no. 7, p. 63-68.
- 清水欣一・川崎 敏・黒川睦生 (1974) : 野業用地下水調査開発調査甲賀盆地地区調査報告書. 152p. 近畿農政局計画部資源課.

- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1982) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体 - 甲賀地方の花崗岩類 -. 地質雑, vol. 88, p. 289-298.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1990) 琵琶湖周辺の花崗岩類 - その2. 鈴鹿花崗岩体 -. 地球科学, vol. 44, p. 184-195.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1997) 琵琶湖周辺の花崗質岩体 - その4. 比良山地の花崗岩類 -. 地球科学, vol. 51, p. 188-198.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(2000) 琵琶湖周辺の花こう質岩体 - その5. 田上地域の花崗岩類 -. 地球科学, vol. 54, p. 380-392.
- 須藤定久(1991) 滋賀県南郷～信楽地区の長石質資源 - 鉱床の分布とその地質. 日本セラミック協会見学資料, 11p.
- 須藤定久(2001) 滋賀県南郷～信楽地区の長石質資源 - 鉱床の分類とその地質 -. 地質ニュース, no. 559, p. 41-49.
- 杉井完治・沢田順弘(1999) 琵琶湖北東部, 後期白亜紀貝月山花崗岩体. 島根大学地球資源環境学研究報告, vol. 18, p. 69-84.
- 田結庄良昭(1986) 西南日本内帯における後期中生代 - 古第三紀花崗岩類の造岩鉱物の化学組成. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 81, p. 241-259.
- Taira, A., Tokuyama, H. and Soh, W. (1989) Accretion tectonics and evolution of Japan. In Ben Avraham, Z., eds., *The Evolution of the Pacific Ocean Margins*. Oxford University Press, New York, p. 100-123.
- 高橋啓一(1998) 脊椎動物化石とその起源. アーバンクボタ, no. 37, p. 46-56.
- 高橋裕平(1996) 上野地域の地質. III. 変成岩類及び貫入岩類, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, p. 9-23.
- 高橋裕平・木村克己(1998) 京都東北部地域の地質. IV. 花崗岩類及び岩脈類. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, p. 33-42.
- 高瀬 博・物部長進(1960) 滋賀県琵琶湖南東地域マンガン鉱床 - 珪酸マンガン第1報 -. 地調月報, vol. 11, p. 301-318.
- Takaya, Y. (1963) Stratigraphy of the Paleo-Biwa Group and paleogeography of Lake Biwa with special reference to the origin of the endemic species in Lake Biwa. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, ser. B*, no. 30, p. 81-118.
- 高谷好一・西田一彦(1964) ビワ湖東岸の地質と地下水の流出機構について. 地球科学, no. 74, p. 33-39.
- 竹本健一・吉田源市・中野聰志(1977) 滋賀県大津市田上山における球類花崗岩の新露頭の発見. 地球科学, vol. 31, p. 130-131.
- 竹村厚司(1980) 亀岡市南部の丹波帯中・古生界. 大阪微化石研究会誌, vol. 8, p. 22-31.
- 竹内圭史・王 革凡(1999) 京都府和束地域の低変成度領家変成岩. 地調月報, vol. 50, p. 527-534.
- 瀧本 清編(1973) 日本地方鉱床誌「近畿地方」. 朝倉書店, 436p.
- 瀧本 清・石垣参策(1984) マンガン鉱. 日本地方鉱床誌「近畿地方」, 朝倉書店, p. 176-220.
- 瀧本 清・港 種雄・佐野義則(1964) 滋賀県石山平津長石の鉱床学的研究 (1), とくに母岩および鉱石の鉱物組成について. 水曜会誌, vol. 15, p. 237-240.
- 田村幹夫(1991) 古琵琶湖層群の哺乳動物足跡化石. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団. p. 627-644.
- 田村幹夫・松岡長一郎・横山卓雄(1977) 滋賀県水口町北方丘陵の古琵琶湖層群, 特に蒲生累層の層序について. 地質雑 vol. 83, p. 749-762.
- 丹波地帯研究グループ(1969) 丹波帯の古生界 (その1) - 京都府北桑田郡京北町東部の古生層 -. 地球科学, vol. 23, p. 187-193.
- 丹波地帯研究グループ(1971) 丹波帯の古生界(その2) - 京都府北桑田郡京北町南部の古生層 -. 地球科学, vol. 25, p. 211-218.
- 丹波地帯研究グループ(1974) 丹波帯の古生界(その3) - 京都市北方大森, 雲ヶ畑地域の古生層 -. 地球科学, vol. 28, p. 57-63.
- 丹波地帯研究グループ(1975) 丹波地帯の地向斜堆積相の研究. 地団研専報, no. 33, p. 137-143.
- 丹波地帯研究グループ(1979a) 丹波地帯の中・古生界 (その4) - 京都市西北山地の中・古生界の岩相と地質構造 -. 地球科学, vol. 33, p. 137-143.
- 丹波地帯研究グループ(1979b) 丹波地帯の中・古生界 (その5) - 京都市西北山地の中・古生界のコノドン化石 -. 地球科学, vol. 33, p. 247-257.
- 樽野博幸(1983) 大阪層群・古琵琶湖層群における長鼻類化石の産出層準. 地団研専報, no. 25, p. 63-65.
- 立川正久(1964) 黒雲母花樹岩中の黒雲母のマグネシウム及び鉄含有量 - 主として近畿地方産 -. 地質雑, vol. 70, p. 127-142.
- 立川正久・藤本秀弘(1967) 造花崗岩黒雲母のマンガン含有量について - 近畿地方産のもの -. 地質雑, vol. 73, p. 193-198.
- 天白俊馬・琵琶湖基盤地質研究会(2001) 琵琶湖南部花こう岩類の化学組成. 琵琶湖博物館調査報告第15号, 琵琶湖のカルデラ形成史の研究(琵琶湖基盤地質研究会編), p. 84-105.
- 東郷正美(1979) 近江盆地南部の活断層. 法政大学教養部紀要, no. 32, p. 41-61.
- 友田淑郎・根来健一郎(1979) : 古琵琶湖層群から得た

- 新しい古生物学資料. 地球科学, vol. 33, p. 137-143.
- Torii, M., Yoshikawa, S. and Itihara, M. (1974) Paleomagnetism on the water-laid volcanic ash layers in the Osaka Group, Sennan and Senpoku Hills, south-westren Japan. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, 2, p. 34-37.
- 辻 一信・北原隆雄(1979) 滋賀県下のおもな鉱物・鉱味. 滋賀県の自然(滋賀県自然保護財団), p. 479-541.
- 通商産業省生活産業局・工業技術院地質調査所(1994) 平成5年度砕石資源調査報告書-近畿地域砕石資源調査報告, その3-. 46p.
- 上治寅次郎(1961) 京都近傍地質誌. 地下資源研究所, 82p.
- 植村善博(1979) 湖東丘陵の古地理と地形発達史. 立命館文学, no. 410-411, p. 777-808.
- 宇佐美龍夫(1987) 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 434p.
- 山田直利・宮村 学・吉田史郎・近藤善教・須田芳朗(1981) 20万分の1地質図幅「名古屋」. 地質調査所.
- 野洲川足跡化石調査団(1995) 野洲川(甲西町)の古琵琶湖層群産足跡化石. 琵琶湖博物館開設準備室研究調査報告, no. 3, p. 1-134.
- Yao, A. (1990) Triassic and Jurassic radiolarians. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Kara, I., Hada, S. and Yao, A. (eds.), *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*. IGCP Project no. 224, Osaka, p. 329-345.
- 八日市市史編さん委員会(1983) 八日市市史, 第一巻 古代. 八日市市役所, 688p.
- 横田修一郎(1974) 滋賀県“湖南アルプス”における花崗岩中の節理系. 地質雑, vol. 80, p. 205-214.
- 横田修一郎・松岡数充・屋鋪増弘(1978) 信楽・大和高原の新生代層とそれにまつわる諸問題-信楽・大和高原のネオテクトニクス研究その1-. 地球科学, vol. 32, p. 133-150.
- 横山卓雄(1968) 鮮新世末期における古琵琶湖の変遷, とくに岩相変化と斜層理から知られる古水流系を中心として. 地質雑, vol. 74, p. 623-632.
- Yokoyama, T. (1969) Tephrochronology and paleogeography of the Plio-Pleistocene in the eastern Setouchi Geologic Province, southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. ser. Geol. & Mineral*, vol. 36, p. 19-85.
- 横山卓雄編著(1980) 地球の自然史, 三和書房, 328p.
- 横山卓雄(1995) 移動する湖, 琵琶湖-琵琶湖の生い立ちと未来-. 法政出版, 312p.
- 横山卓雄・松岡長一郎・那須孝悌・田村幹夫(1968) 古琵琶湖層群下部, 特に佐山累層について-近畿地方の新时期代層の研究その9-. 地質雑, vol. 74, p. 327-341.
- 横山卓雄・雨森 清(1991a) 古琵琶湖層群地質図について. 滋賀県自然誌. 滋賀県自然保護財団, p. 535-542.
- 横山卓雄・雨森 清(1991b) 滋賀県湖東地域古琵琶湖層群地質図, その1:日野・水口・甲賀地域, その2:高宮・百濟寺地域. 滋賀県自然誌(付図), 滋賀県自然保護財団.
- 横山卓雄・松岡長一郎・田村幹夫・雨森 清(1979): 古琵琶湖層群. 滋賀県の自然, p. 309-389, 滋賀県.
- Yokoyama, T., Danahara, T., Kobata, Y. and Nishimura, S. (1977) Fission-track ages of volcanic ashes of core samples of Lake Biwa and the Kobiwako Group. *Paleolim. Lake Biwa Jap. Plei.* vol. 5, p. 44-53.
- 横山卓雄・松田高明・田村幹夫・雨森 清(1979) 古琵琶湖層群. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 309-390.
- 横山卓雄・松岡長一郎・那須孝悌・田村幹夫(1968) 古琵琶湖層群下部, 特に佐山累層について-近畿地方の新时期代層の研究, その9-. 地質雑, vol. 74, p. 327-341.
- 吉田史郎・西岡芳晴・木村克己・長森英明(2003) 近江八幡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 72p.
- 吉田源市・西橋秀海(1987) 山陽帯の花こう岩類, 琵琶湖周辺地域. 日本の地質6, 近畿地方, 共立出版, p. 47-49.
- 吉田源市・西橋秀海・竹本健一・久田義之・西村貞浩・齊田敏彦・澤田一彦・中野聰志(1991) 琵琶湖周辺の花崗岩体. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p. 423-449.
- 吉川周作(1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質雑, vol. 82, p. 497-515.
- 吉川周作(1983) 大阪層群と古琵琶湖層群の火山灰層の対比. 地団研専報, no. 25, p. 45-61.
- Yoshikawa, S. (1984) Volcanic ash layers in the Osaka and Kobiwako Groups, Kinki district, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 27, p. 1-40.
- 吉川周作・那須孝悌・樽野博幸・古谷正和(1986) 近畿地方中部に分布する後期更新世~完新世の火山灰層について. 地球科学, vol. 40, p. 18-38.
- 吉川周作・里口保文・長橋良隆(1996) 第三紀・第四紀境界層準の広域火山灰層-福田・辻又川・Kd38火山灰層-. 地質雑, vol. 102, p. 258-270.
- 吉川敏之(1993) 兵庫県篠山地域の下部白亜系篠山層群の層序と構造. 地質雑, vol. 99 p. 29-38.

吉村豊文(1952) 日本のマンガン鉱山, 日本のマンガン
鉱床(後篇). 日本マンガン研究会, 567p.
吉村豊文・宮本弘道(1954) マンガン鉱. 日本鉱産誌III,
地質調査所, p. 150-151.
Yoshizawa, H., Ishizaka, K., Kaneko. K. and

Kawahara, M. (1966) Geology and petrology
of the Hira granite and mutual relations be-
tween granites in the Northeastern Kinki dis-
trict, Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, B*,
vol. 31, p. 279-289.



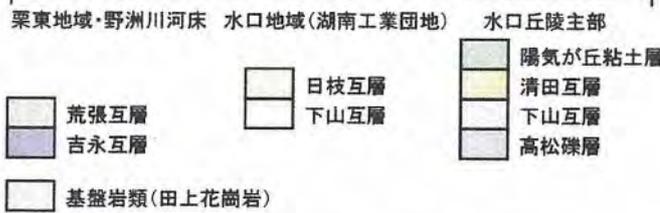
- 化学分析試料採取地点(第4.1表)
- △ 記載試料採取地点
- × 鉱物分析試料採取地点

付図1 後期白亜紀火成岩類化学分析試料地点図
 岩石記載試料採取地点と造岩鉱物解析試料採取地点も、併せて示してある。



段丘堆積層および沖積層

古琵琶湖層群



古琵琶湖層群の地質構造



古琵琶湖層群の地層境界および火山灰層の等高線



付図2 水口図幅地域北縁部, 日野川-思川流域の地質構造を示す等高線図
第5章古琵琶湖層群の5.1研究史及び概要を参照.

Geology of the Minakuchi District

by

Satoshi NAKANO*, Takayuki KAWABE**, Satoru HARAYAMA***, Kiyohide MIZUNO+,
Tetsuichi TAKAGI++, Ryoji KOMURA+++ and Katsumi KIMURA++++

(Written in 2003)

(ABSTRACT)

The Minakuchi district, at longitude 136°-136°15'E and latitude 34° 50'-35° N, is located on the Inner Zone of the Southwest Japan. The district includes accretionary complexes of the Tamba Belt, Late Cretaceous to Paleogene igneous rocks, Pliocene to Early Pleistocene Kobiwako Group, terrace deposits and Alluvium. The geology of the district is summarized in Figure 1.

Accretionary complex of the Tamba Belt

The Tamba Belt is underlain by Jurassic accretionary complexes, consisting mainly of Jurassic terrigenous rocks and Permian to Jurassic pelagic sedimentary rocks and basaltic rocks produced on the oceanic plate. These complexes are divided into two major tectonostratigraphic units, named the Type II Suite and the Type I Suite, structurally from top to bottom. Both suites are separated by a thrust. The Jurassic complexes in the map district occupy a small area in the northwestern and southwestern margins, with roof pendants of Cretaceous granitic rocks. They consist mainly of bedded chert and black mudstone, with Toishi-type siliceous mudstone, mixed rock and alternating beds of sandstone and mudstone, probably belonging to the Type I Suite based on the lithology. All rocks were subjected to the contact metamorphism of Cretaceous granitic rocks.

Late Cretaceous igneous rocks

Igneous rocks in the Minakuchi district are divided into the Shigaraki Granite, Tanakami Granite, Kannonji Granodiorite and dike rocks.

The Shigaraki Granite is widely distributed in the southern part of the district and subdivided into hornblende-bearing and hornblende-free facies. The Tanakami Granite which intruded into the Shigaraki Granite is subdivided into four facies on the basis of grain size, that is, fine-grained, fine to medium-grained, medium to coarse-grained and coarse-grained porphyritic facies.

The Kannonji Granodiorite is distributed as bending shape in the northern area of the district and is thermal-metamorphosed by the Tanakami Granite.

Many small dikes are intruded into the Tanakami Granite and Kannonji Granodiorite and they arrange on the NNW-SSE trend with in echelon style.

According to the Rb-Sr ages on the biotite and K-feldspar and K-Ar ages, the igneous rocks of the district are active in the Late Cretaceous in time.

Kobiwako Group

The Kobiwako Group is widely distributed in the Minakuchi and surrounding districts. It is the late Pliocene to early Pleistocene fluvial to lacustrine strata correlative to the Osaka and Tokai Groups.

The lower to upper part except for the lowermost and uppermost part of the Kobiwako Group are distributed in the

* Faculty of Education, Shiga University
** Faculty of Education, Yamagata University
*** Faculty of Science, Shinshu University
+ Active Fault Research Center
++ Research Center for Deep Geological Environments
+++ Institute for Geo-Resources and Environment
++++ Institute of Geoscience

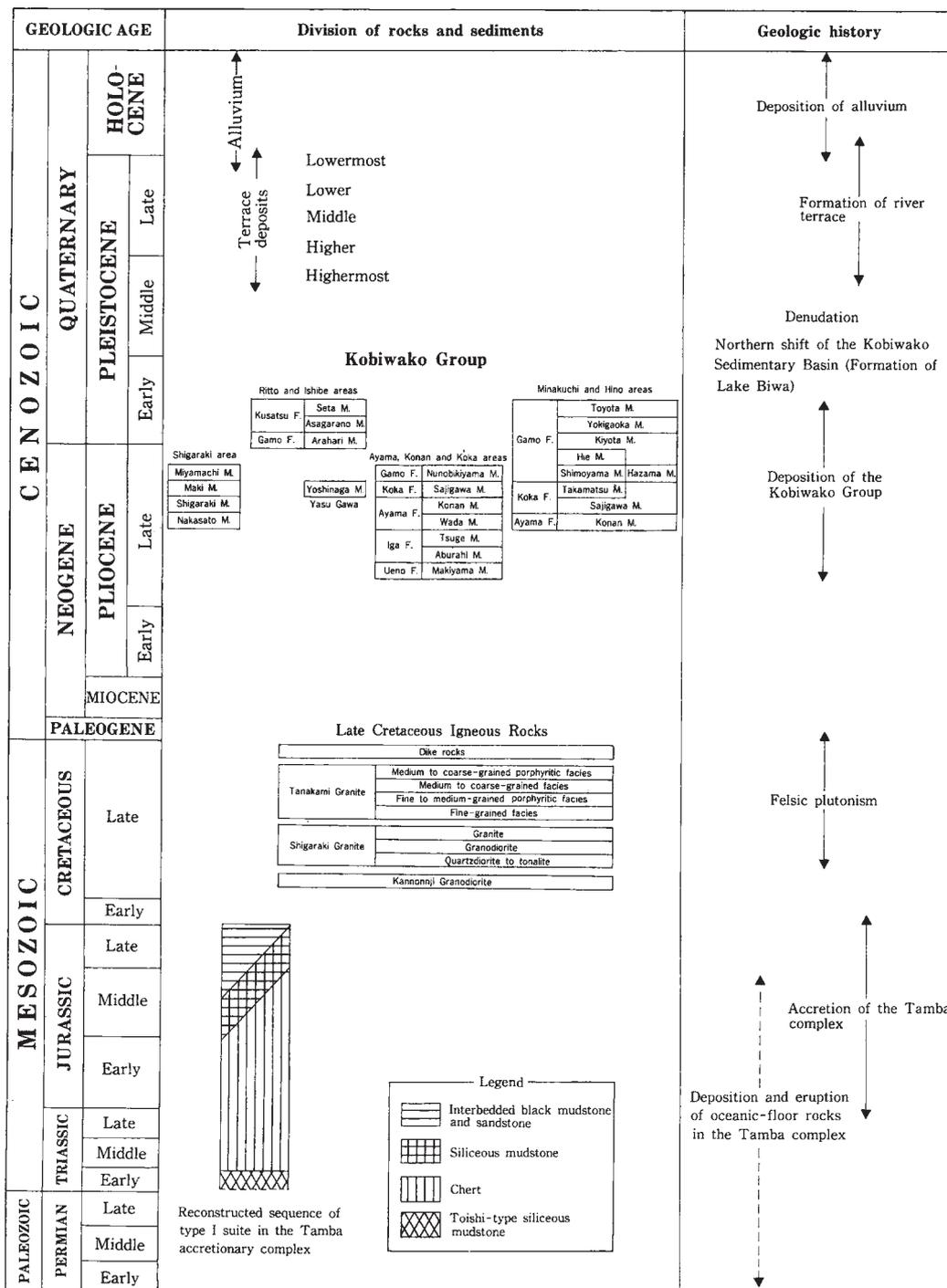


Fig.1 Geological summary of the Minakuchi district

Minakuchi district. The Kobiwako Group is divided into six formations ; the Ueno, Iga, Ayama, Koka, Game and Kusatsu Formations. The strata as a whole dip gently to the north, and upper formations are distributed in the northern area. The sediments are composed of fluvial to lacustrine mud, sand and gravel which partly provides plants and molluscan fossils and animal footprints.

Quaternary

The Middle to Late Pleistocene river terrace deposits are distributed mainly in the eastern part of the district along the Yasu River. They are divided into five units, namely, the highest, higher, middle, lower and lowest fluvial terrace deposits. The middle terrace is the most widely distributed among them.

The alluvium is deposited also along the Yasu River and other minor rivers in the district.

The river terrace deposits and the alluvium contain gravel, sand and mud.

Economic Geology

Manganese deposits : In the Minakuchi district, manganese deposits are embedded within thermally metamorphosed Mesozoic sedimentary rocks of the Tamba Belt in places. Those manganese deposits occur as lenticular or sheet ore bodies closely associated with bedded or massive chert, and they mainly comprise manganese-dioxide minerals, rhodochrosite, rhodonite, and tephroite. Several mines exploited the manganese deposits during late-19 th century to the 1960's, and the Mikumo mine is the only operated manganese mine in the district.

Feldspar deposits : The Shigaraki-Nango area of the district is one of the largest production centers of feldspathic mineral resources in Japan. The feldspathic mineral resources in this area have been largely exploited since the 1950's to supply essential raw materials for the industries of ceramic tile, china and porcelain, and plate glass. The production of the feldspathic mineral resources in the area during 1997 was about 270,000 tons, and amounted to 24 percent of the all production in Japan.

The feldspar deposits in this area are divided into following three types in terms of field occurrences and rock facies : 1) altered granite, 2) aplitic granite, and 3) metasomatic feldspar.

Altered granite : The deposits are composed of medium to coarse-grained granites of which mafic components such as biotite and Fe-Ti oxides were mostly leached out by widespread hydrothermal alteration. The constituent minerals of the altered granite are almost the equal modal amount of plagioclase, quartz, and K-feldspar. Large-scale mining of the altered granite has been performed at five mines (Kumoi, Daifuku, Hata-choseki, Shigaraki-nakano, and Nissan-shigaraki mines) in the Minakuchi district for their abundant ore reserves and facility of exploitation.

Aplitic granite : The deposits comprise fine-grained leucocratic granite dikes and stocks with several to several tens meter in diameter. Most mafic components of the aplitic granite were generally leached out by hydrothermal alteration. Though each modal amount of plagioclase, quartz, and K-feldspar are almost the equal in the aplitic granite, quartz-depleted parts are locally formed by feldspathization. Three mines (Hakusui, Ayama, and Nissan-shigaraki mines) in the Minakuchi district have actively exploited the aplitic granite, and the ores are used for china and porcelain, insulator, and medicines as the brand of "Shigaraki Aplite".

Metasomatic feldspar : The deposits are a kind of the aplitic granite suffered intensive hydrothermal alteration and feldspathization. Most magmatic minerals of the aplitic granite were metasomatized by albite and K-feldspar or only albite. In the district, the rocks rarely occur as small lenticular or irregular-shaped lumps within the altered granite and aplitic granite, and are mainly used for glaze of pottery.

Refractory clay deposits : The Minakuchi district is one of the oldest pottery fields in Japan, and the pottery products have been well known as the brand of "Shigaraki-yaki". The ceramic factories in the district have actively produced the Shigaraki-yaki for various interior and exterior decorations, tableware, flower vases and pots, and building materials.

Raw materials for the Shigaraki-yaki are mainly of the Gaerome (frog-eyes) clay, which comprises kaolin-rich clay including abundant coarse grains of quartz and feldspars. The Gaerome clay is derived from weathering products of Cretaceous granites, and lies in some horizons of the Kobiwako Group. In the district, though more than 20 refractory clay mines have worked so far, only five mines continue working at present. The mines dress the Gaerome clay into kaolin-rich refractory clay and silica sands by elutriation, and each material is utilized for pottery and glass, respectively. Recently, however, the production of Gaerome clay in the district tends to decrease due to the exhaustion of ore reserves.

Lignite deposits : The Kobiwako Group is abundant in lignite deposits, and eight lignite mines worked during the time of WWII to the 1960's in the Minakuchi district. The lignite beds are closely associated with sand and clay beds, and the thickness of the beds ranges from 40 to 110 cm. In this district, most of the lignite mines concurrently mined the Gaerome clay using the same pits.

Rock aggregate : Mesozoic sedimentary rocks of the Tamba Belt such as siltstone, mudstone, and chert and alluvium pebbly sediments have also been exploited for rock aggregate.

Hot spring : There are seven small hot and mineral springs, and two hot springs are utilized on commercial.

執筆分担

第1章 地形	川辺孝幸
第2章 地質概説	中野聰志・川辺孝幸・原山 智・水野清秀・木村克己
第3章 丹波帯	木村克己
第4章 後期白亜紀火成岩類	中野聰志・原山 智
第5章 古琵琶湖層群	川辺孝幸・水野清秀
第6章 第四系及び活断層	川辺孝幸・水野清秀
第7章 応用地質	高木哲一・小村良二

文献引用例

中野聰志・川辺孝幸・原山 智・水野清秀・高木哲一・小村良二・木村克己（2003）水口地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）．産総研地質調査総合センター，83p.

章単位での引用例

川辺孝幸（2003）水口地域の地質．第1章 地形．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）．産総研地質調査総合センター，p. 1-2.

Bibliographic reference

Nakano, S., Kawabe, T., Harayama, S., Mizuno, K., Takagi, T., Komura, R. and Kimura, K. (2003) Geology of the Minakuchi district, Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 83p(in Japanese with English abstract 3p).

Bibliographic reference of each chapter

Kawabe, T. (2002) Geology of the Minakuchi district, Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-2.

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）水口地域の地質

平成15年12月25日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 株式会社 高山



裏表紙写真説明:国道 307 号線, 信楽町と甲南町の境界付近の第 2 名神高速道路建設現場における, 真砂化した中 - 粗粒花崗岩の風化露頭. 手前に見えるのは改修中の隼人川.
Weathered medium- to coarse-grained granite that is called “Masa” in Japanese.
The Meishin High Way 2 construction site at the boundary between Shigaraki-cho and Kounan-cho, Shiga Prefecture. The Hayato river on this side is under repair.