

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第25号

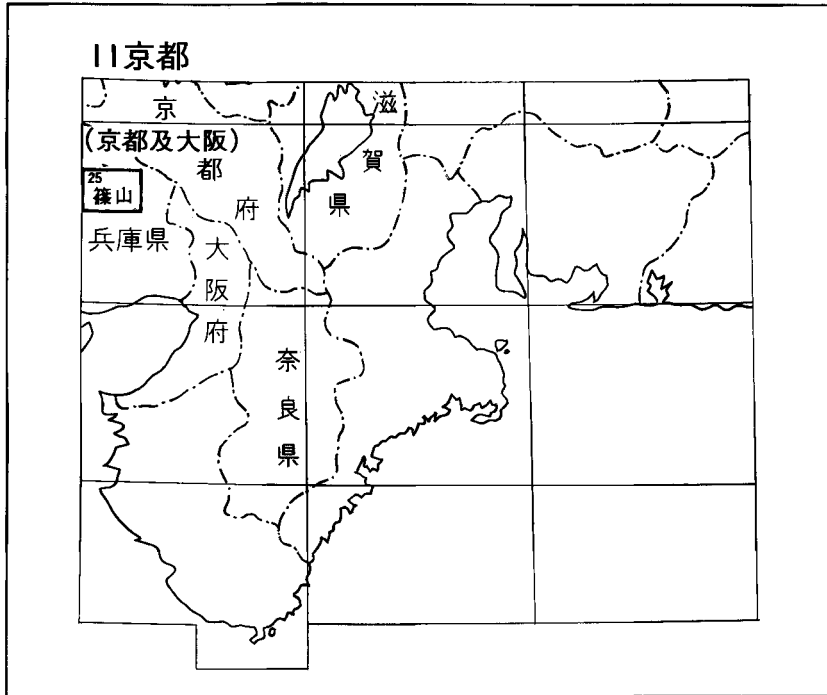
篠山地域の地質

栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之

平成5年

地質調査所

位置図



()は1:200,000 図幅名

目 次

I . 地 形	(栗本史雄) 1
II . 地質概説	(栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之) 4
III . 超丹波帯	(栗本史雄) 10
III . 1 研究史	10
III . 2 概要	11
III . 3 柏原層	12
III . 4 上滝層	15
III . 5 味間層	16
III . 6 地質構造	18
IV . 丹波帯	(栗本史雄) 21
IV . 1 研究史	21
IV . 2 概要	22
IV . 3 堆積岩コンプレックス	23
IV . 3 . 1 藤岡コンプレックス	24
IV . 3 . 2 城南コンプレックス	26
IV . 3 . 3 佐仲コンプレックス	26
IV . 3 . 4 古市コンプレックス	27
IV . 3 . 5 三尾コンプレックス	28
IV . 3 . 6 黒井コンプレックス	28
IV . 3 . 7 産出化石と地質年代	30
IV . 3 . 8 砂岩の鉱物組成	33
IV . 4 高城山層	33
IV . 5 地質構造	35
V . 篠山層群	(吉川敏之) 39
V . 1 研究史	39
V . 2 概要	40
V . 3 岩相層序	40
V . 3 . 1 下部層	40
V . 3 . 2 上部層	44
V . 4 地質年代	45
V . 5 地質構造	46
VI . 有馬層群	(松浦浩久・吉川敏之) 47
VI . 1 研究史及び概要	47

VI. 2	西部地域の有馬層群	51
VI. 2. 1	鴨川層	51
VI. 2. 2	阿草層	56
VI. 2. 3	平木溶結凝灰岩	59
VI. 3	南東部地域の有馬層群	61
VI. 3. 1	母子溶結凝灰岩	61
VI. 3. 2	佐曾利凝灰角礫岩	62
VI. 4	対比	63
VI. 5	地質構造	65
VII.	花崗岩及び岩脈 (吉川敏之・松浦浩久)	65
VII. 1	四斗谷花崗岩	66
VII. 2	花崗斑岩	66
VII. 3	珪長岩 - 石英斑岩	67
VII. 4	閃緑斑岩 - 細粒閃緑岩	67
VII. 5	四斗谷花崗岩及び岩脈の貫入順序	70
VIII.	新生界 (松浦浩久・栗本史雄・吉川敏之)	70
VIII. 1	大乘寺礫岩	70
VIII. 2	大阪層群	71
VIII. 3	低位段丘堆積物	71
VIII. 4	崖錐堆積物	73
VIII. 5	最低位段丘堆積物及び沖積層	74
IX.	応用地質 (松浦浩久・栗本史雄・吉川敏之)	76
IX. 1	金属鉱床	76
IX. 1. 1	銀	76
IX. 1. 2	銅	76
IX. 1. 3	鉛・亜鉛	76
IX. 1. 4	層状マンガン鉱床	76
IX. 2	非金属鉱床	77
IX. 2. 1	炉材軽石	77
IX. 2. 2	ろう石及び陶石	77
IX. 3	鉱泉	79
IX. 4	土木建築材料	79
IX. 4. 1	碎石	80
IX. 4. 2	建材	80
	文献	80
	Abstract	87

図・表・付図・図版目次

第 1 図	篠山図幅地域の埋谷面図及び水系図	2
第 2 図	石生の谷中分水界	3
第 3 図	A. 篠山図幅地域及び周辺の地質構造区分	4
	B. 篠山盆地を通る南北方向の模式地質断面図	5
第 4 図	篠山図幅地域の地質概略図	6
第 5 図	篠山図幅地域の地質総括図	7
第 6 図	超丹波帯を構成する地質体の対比	12
第 7 図	柏原層の地質柱状図	13
第 8 図	柏原層の岩相	13
第 9 図	超丹波帯砂岩の顕微鏡写真	14
第 10 図	柏原層の砂岩頁岩互層中にみられる劈開	15
第 11 図	柏原層から産出した放散虫化石	15
第 12 図	上滝層の地質柱状図	16
第 13 図	味間層の地質柱状図	16
第 14 図	味間層の岩相	17
第 15 図	味間層から産出した放散虫化石	18
第 16 図	上滝層とその周辺のルートマップ	19
第 17 図	山南町上滝周辺における南北方向の地質断面図	20
第 18 図	味間層と丹波帯高城山層の境界	20
第 19 図	丹波帯を構成する堆積岩コンプレックスの対比	23
第 20 図	丹波帯を構成する堆積岩コンプレックスの見掛けの地質柱状図	25
第 21 図	城南コンプレックスの緑色岩と酸性凝灰岩の顕微鏡写真	26
第 22 図	古市コンプレックスの混在岩	27
第 23 図	古市コンプレックス砂岩中の石英脈	28
第 24 図	三尾コンプレックスの頁岩	29
第 25 図	黒井コンプレックスの岩相と砥石型珪質頁岩の顕微鏡写真	30
第 26 図	高城山層の地質柱状図	33
第 27 図	高城山層の岩相と砂岩の顕微鏡写真	34
第 28 図	微化石年代に基づく丹波帯構成岩類の年代分布	35
第 29 図	藤岡コンプレックス内の南北性断層	36
第 30 図	高城山層とその周辺のルートマップ A, B	37,38
第 31 図	篠山層群模式柱状図	41
第 32 図	篠山層群の柱状対比図 A, B	42,43

第 33 図	篠山層群にみられるスランプ変形構造 A, B	43,44
第 34 図	近畿地方北西部の白亜紀 - 古第三紀火成岩類の分布図	48
第 35 図	篠山図幅地域内の有馬層群の柱状図	49
第 36 図	篠山図幅地域における有馬層群の層序の比較	50
第 37 図	鴨川層の弱溶結凝灰岩に見られる吹き抜けパイプ様構造	52
第 38 図	吹き抜けパイプ様構造と鴨川層のステレオ投影図	53
第 39 図	吹き抜けパイプ様構造の横断面と縦断面	54
第 40 図	阿草層の火山岩類の基質 - 結晶片 - 岩片のモード組成	56
第 41 図	阿草層の火山岩類に含まれる結晶片のモード組成	57
第 42 図	平木溶結凝灰岩に含まれる結晶片のモード組成	60
第 43 図	平木溶結凝灰岩上部に発達する板状節理	61
第 44 図	有馬層群の層序対比	64
第 45 図	花崗岩の捕獲岩片を含む花崗斑岩	67
第 46 図	山南町井原 - 阿草付近の岩脈の分布図	68
第 47 図	閃緑斑岩 - 細粒閃緑岩貫入面の極の下半球等積投影	69
第 48 図	大乘寺礫岩の露頭	71
第 49 図	崖錐堆積物に挟在する始良 Tn 火山灰の露頭	73
第 50 図	篠山盆地周辺の沖積層ボーリング柱状図	75
第 51 図	金屋鉦山の遠景	78
第 1 表	丹波帯から産出した放散虫化石	30-31
第 2 表	篠山層群から産出した動物・植物化石の一覧	45
第 3 表	篠山層群の放射年代値	46
第 4 表	大阪層群に挟在する火山灰層のジルコンのフィッシュントラック年代値	72
第 5 表	大阪層群に挟在する火山灰層のジルコン結晶の 1 粒毎のフィッシュントラック数及び年代値の一覧	72
第 6 表	崖錐堆積物に挟在する始良 Tn 火山灰の ICP 発光分析値	74
第 7 表	ろう石及び陶石の化学分析値	78-79
付図 A - 1	篠山図幅及びその周辺地域の露頭・ルートマップ・柱状図作成ルートなどの位置図	86-87
Fig.1	Summary of geology in the Sasayama District	88
第 I 図版	丹波帯から産出した放散虫化石	93

篠山地域の地質

栗本史雄*・松浦活久*・吉川敏之*

篠山図幅地域は、地震予知のための特定観測地域「名古屋・京都・大阪・神戸」地区に位置する。地質調査は平成元年度-3年度の3年間行われた。本地質図幅及び研究報告をまとめるに当たっては、地形・超丹波帯・丹波帯を栗本、篠山層群を吉川、有馬層群を松浦・吉川、花崗岩及び岩脈を吉川・松浦、新生界・応用地質を松浦・栗本・吉川がそれぞれ担当し、全体のとりまとめを栗本が行った。

本研究報告の作成に当たっては、現地の兵庫県多紀郡篠山町及び丹南町の役場からボーリング資料の提供を受けた。所内では、超丹波帯・丹波帯については地質部の木村克己技官と九州地域地質センターの中江 訓技官(調査当時、大阪市立大学地学教室)に、第四系については近畿・中部地域地質センターの寒川 旭技官にそれぞれ教示を受けた。崖錐堆積物に挟在する始良 Tn 火山灰(AT)の ICP 発光分析は環境地質部の吉川清志技官によって行われた。以上の方々に深く御礼申し上げる。

本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館の宮本昭正(元所員)、安部正治、佐藤芳治、野神貴嗣、大和田 朗並びに北海道支所の佐藤卓見の各技官によるものである。

． 地 形

(栗本史雄)

篠山図幅地域は、北緯 35° 35' 0" ，東経 135° 135' 15" の範囲に位置し、兵庫県と京都府にまたがるが、大部分は兵庫県に含まれる。

篠山図幅地域の地形は、丹波高地の西部に位置する山地と、山地周辺に発達する低地から構成される(第1図)。本図幅地域北東半部の山地には、超丹波帯・丹波帯に属する地質体が分布する。そこでは尾根が東西ないし北西-南東方向に延び、地質構造と調和的である。特に、本図幅地域北部では向山^{むかひ}・

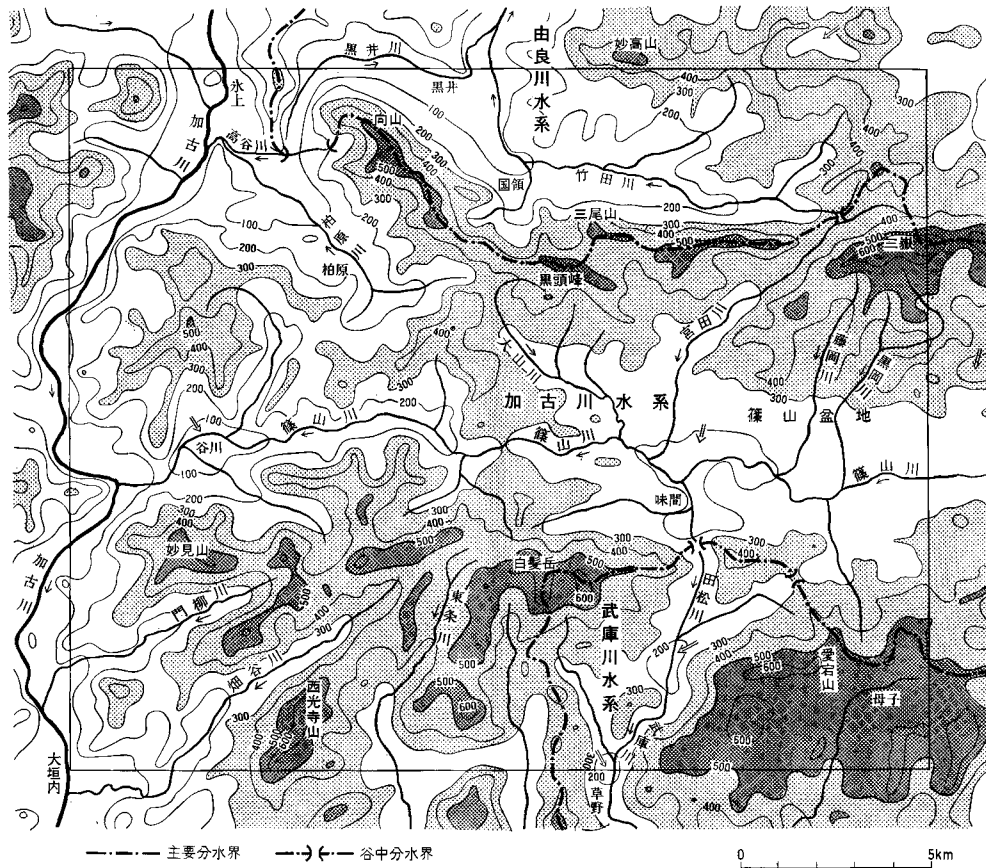
* 地質部

Keywords: 1:50,000, geologic map, Sasayama, Hyogo, Ultra-Tamba Terrane, Tamba Terrane, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Quaternary, sedimentary complex, coherent clastic sequence, Sasayama Group, Arima Group, shale, sandstone, chert, greenstone, rhyolite, pyroclastic rocks, granite, stratigraphy, petrography, modal analysis, radiolaria, K-Ar age, fission track age, nappe

黒頭峰・三尾山・三嶽を含む山地は高度500 m以上で東西方向に細長く延び、この中には本図幅地域最高峰の三嶽(793.4 m)も含まれる。この山地の大部分は丹波帯のチャート(型地層群の三尾コンプレックス)から構成されていて、東隣の園部図幅地域にも連続し、多紀郡に位置することから多紀アルプスとも呼ばれる。

本図幅地域南西半部の山地には白亜紀後期の火成岩類が分布し、主として有馬層群から構成される。有馬層群の地質構造は全体的にみてほぼ水平に近く、緩やかな向斜・背斜構造を示す。本図幅地域南西部では北東-南西方向に延びる尾根や谷(門柳川や畑谷川など)が顕著に認められ、この地形に平行する数本の断層が存在する。南東部では山頂高度が500 m前後とほぼ一定しており、山頂付近の開析の程度はやや低く、平坦な印象を受ける。

低地についてみると、本図幅地域の西半部と東半部では高度が異なる。西半部の低地は加古川・竹田川に沿って氷上、黒井、柏原、谷川及び大垣内などに認められ、高度は100 m前後である。一方、東半部の低地は高度約200 mで、篠山川・武庫川流域に発達する。中でも篠山盆地が最も広い面積を占



第1図 篠山図幅地域の埋谷面図及び水系図
幅500 m以下の埋谷、等高線の単位はm、ハッチ部は高度500 m以上(濃い部分)と500-300 m(薄い部分)を示す

めている。篠山盆地には新期堆積物が厚く堆積しているが、その下位には白亜紀前期の篠山層群が分布する。

本図幅地域の河川は加古川・武庫川・由良川の3水系に分けられ、前2者は瀬戸内海に、後者は日本海に注ぐ(第1図)。これらのうち加古川水系は本図幅地域の約7割を占め、最大である。加古川の支流である篠山川は、東隣の園部図幅地域内に源を発し、篠山盆地を縦断して西流し、加古川に合流する。しかし、第1図のように、山南町谷川の低地と篠山盆地は地形的に分離されている。過去において谷川の篠山川のみが加古川に合流し、篠山盆地の篠山川はむしろ南流して、武庫川に合流していた可能性がある。その後河川争奪によって現在のような水系が生じたのであろう。このような変化は近畿地方北部の広域的な地殻運動を反映したものと考えられる。

本図幅地域には谷中分水界が4か所もある。そのうち、高谷川沿いの石生^{いもう}付近の分水界は日本最低位置(高度98m)のものとしてよく知られる(第2図)。

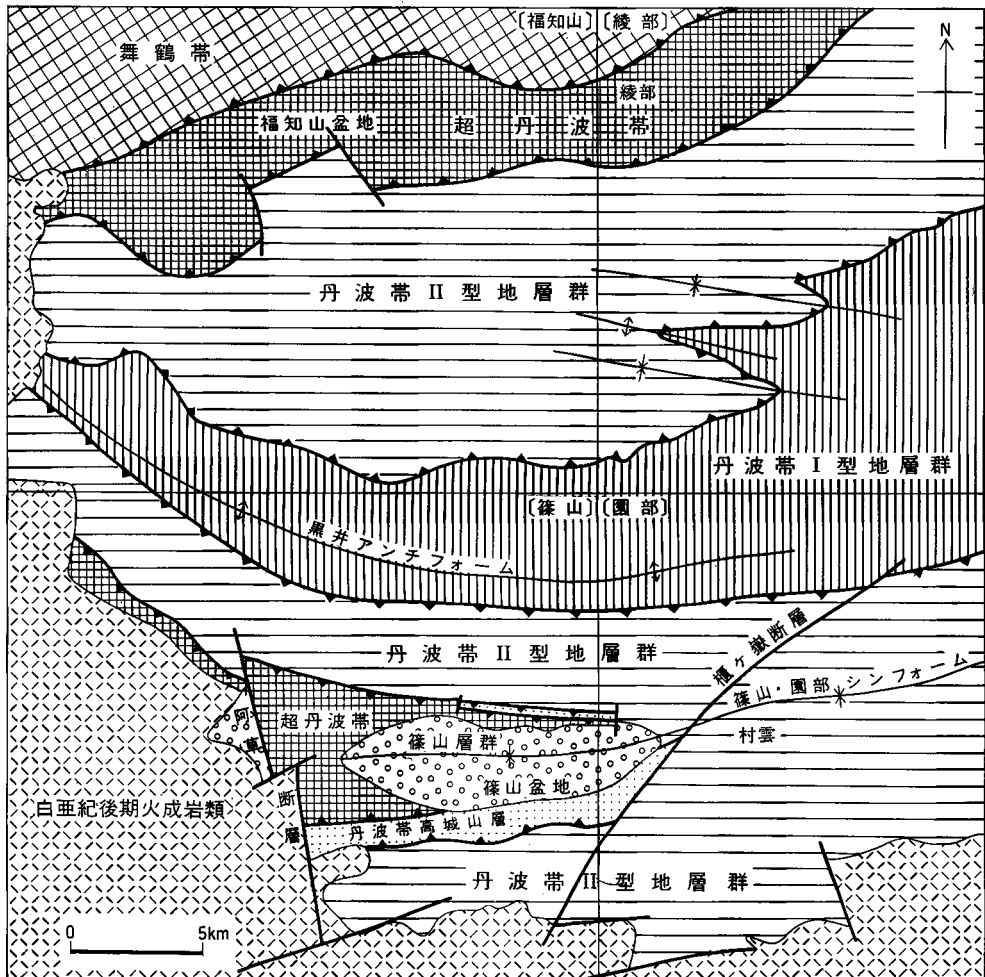


第2図 石生の谷中分水界(水上町石生、水分け公園)
日本一低い分水界(高度98m)。ここに降った雨は、一方は瀬戸内海へ、もう一方は日本海へ注ぐ

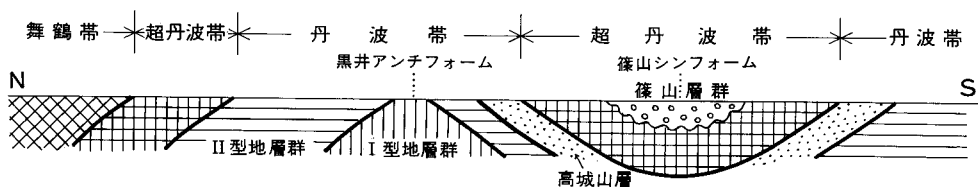
地 質 概 説

(栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之)

篠山図幅地域は、先白亜系の地質構造区分上、超丹波帯と丹波帯にまたがる(第3図A)。本図幅地域には、超丹波帯及び丹波帯の中・古生界、白亜紀前期の篠山層群、白亜紀後期の火成岩類及び新生界が



第3図A 篠山図幅地域及び周辺の地質構造区分



第3図B 篠山盆地を通る南北方向の模式地質断面図

分布する(第4図)。篠山盆地を通過する南北方向の模式地質断面図を第3図Bに示す。

超丹波帯・丹波帯の中・古生界はほぼ東西方向の軸をもつアンチフォームとシンフォームの繰り返しから構成され、篠山盆地に分布する下部白亜系篠山層群は篠山・園部シンフォーム部に位置し、向斜構造を呈する。篠山層群は超丹波帯の上に累重しており、丹波帯の地層とは確認された限り断層関係にある。白亜紀後期の火成岩類(有馬層群・花崗岩・岩脈)は上述の堆積岩類の基本構造に規制されずに分布する。新生界は第三系と推定される大乘寺礫岩と、第四系の大坂層群・低位段丘堆積物・崖錐堆積物・最低位段丘堆積物・沖積層に区分される。本図幅地域内の重要な断層として、阿草断層が存在する。同断層は本図幅地域中央部に南北方向に走り、その北半部においては同断層に沿って石英斑岩が貫入する。

本図幅地域の地質総括図を第5図に示す。

超丹波帯

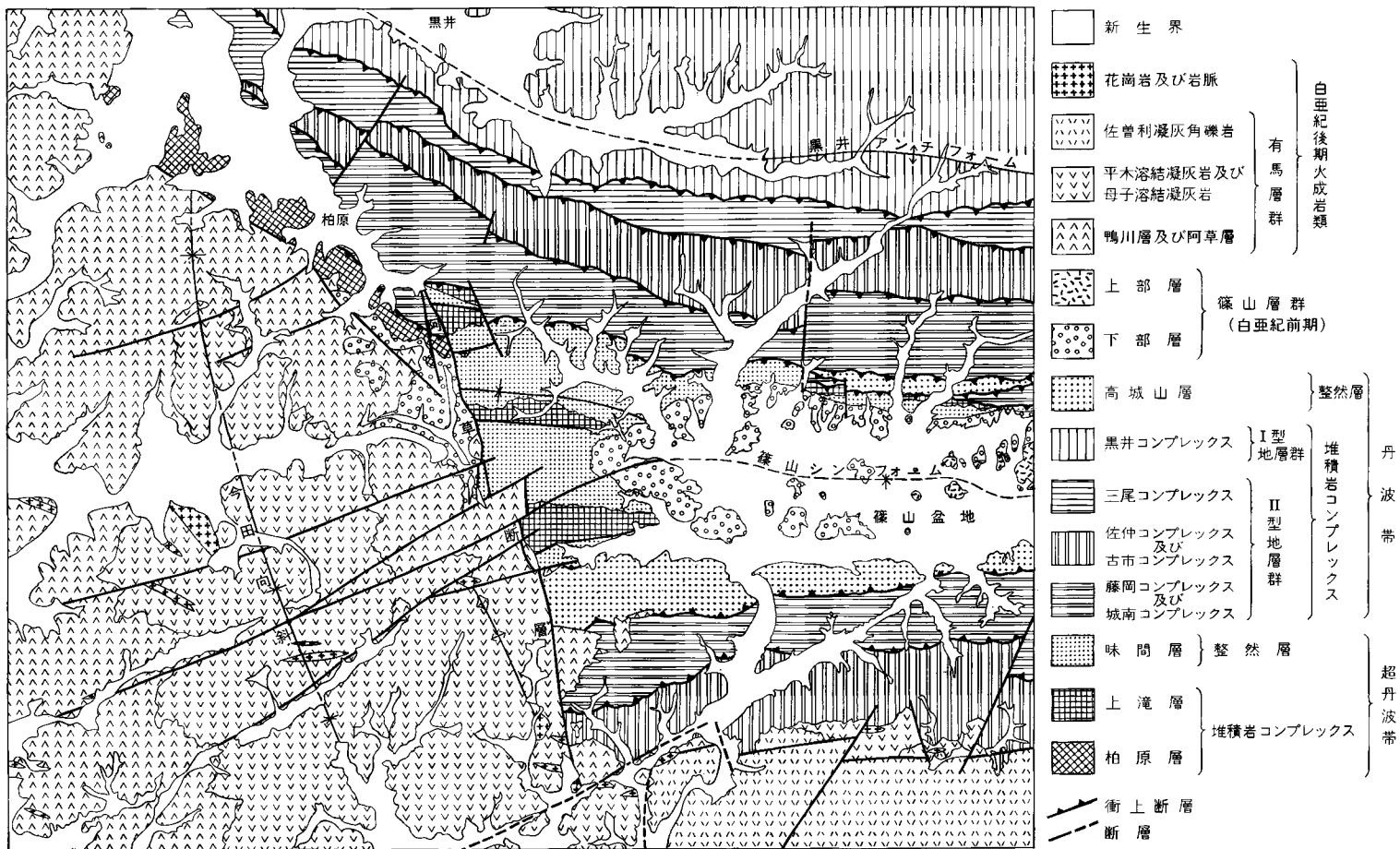
超丹波帯は構造的上位の舞鶴帯と下位の丹波帯の間に挟まれた地帯であり、東は福井県から西は岡山県までその分布が追跡される。同帯は海洋プレートの沈み込みに伴って形成された付加体である二畳紀の堆積岩コンプレックス、及びそれを不整合に覆うジュラ紀の整然層から構成される。本図幅地域の超丹波帯は主として篠山シンフォーム部を占め、舞鶴帯の南側に分布する超丹波帯本体とは離れているが、岩相・地質年代などから超丹波帯構成岩類に対比される。

本図幅地域において超丹波帯は東西10 km、南北5 kmの範囲を占める。堆積岩コンプレックスは柏原層と上滝層に区分され、両層は阿草断層によって境される。整然層は味間層と呼ばれる。

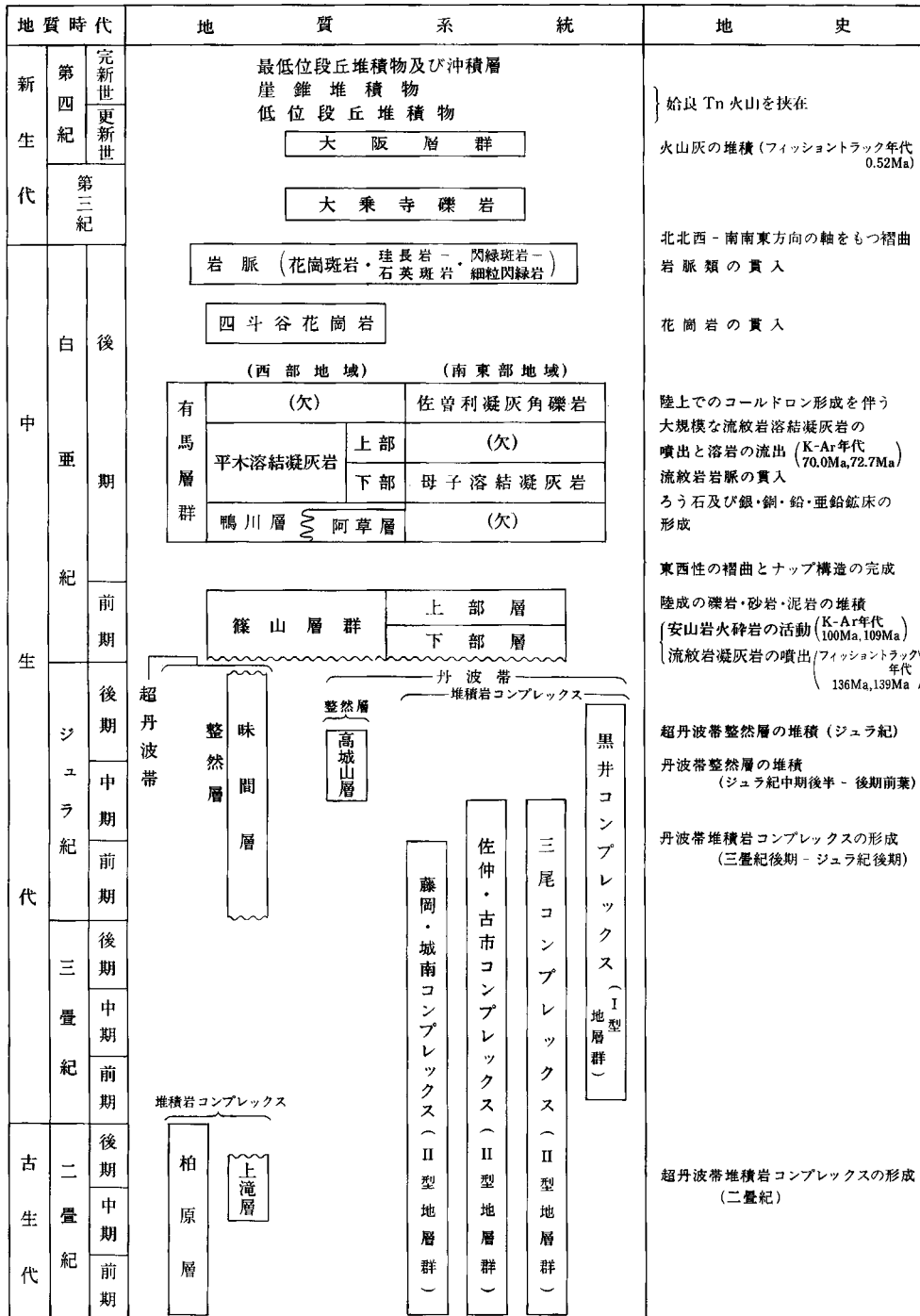
柏原層は頁岩を主体とし、砂岩頁岩互層及び砂岩を挟み、少量のチャート・赤色頁岩を含む。頁岩から *Follicucullus* 属あるいは *Pseudoalbaillella* 属の放散虫化石が産出することから、柏原層の年代は二畳紀である。上滝層は主として塊状砂岩からなり、頁岩とわずかに緑色岩を挟む。砂岩は著しくカタクラサイト化を受けている。本層の地質年代は不明であるが、戸倉・高城山団体研究グループ(1987)及び楠・武蔵野(1990)は砂岩の鉱物組成からみて超丹波帯の二畳系水上層に類似することを指摘した。ここでは彼らに従い、上滝層を二畳系として取り扱う。味間層は砂岩、砂岩頁岩互層及び頁岩から構成され、緑色岩は1か所で確認されたのみである。頁岩から中生代を示す放散虫化石が産出するが、味間層に相当する地層から産出した放散虫化石(安養寺ほか、1987)を考慮にいれ、本報告では味間層をジュラ系として扱う。味間層は上滝層を不整合に覆うと判断される。

丹波帯

丹波帯を構成する地質体は、混在岩を特徴とする変形の著しい堆積岩コンプレックスと、変形の程度の小さい整然層から構成される。堆積岩コンプレックスは海洋起源の緑色岩・チャートと陸源の碎屑岩が混合した付加体であり、原岩の堆積年代は二畳紀からジュラ紀に及ぶ。付加体の形成時期は碎屑岩の



第4図 篠山図幅地域の地質概略図



第5図 篠山・岡幅地域の地質総括図

年代(頁岩から産出する放散虫化石年代)からみて三疊紀後期-ジュラ紀後期である。一方、変形の程度の小さい整然層は狭い範囲に断層で限られて露出する。堆積岩コンプレックスが緑色岩・チャートなどの海洋起源の物質を含むのに対し、整然層は緑色岩・チャートを全く含まず、破断・変形の程度は小さい。整然層は付加体として形成されたものではなく、陸源碎屑物のみが供給される場、たとえば大陸斜面上で堆積したと推定される。丹波帯には堆積岩コンプレックスの分布が圧倒的に広い。

本図幅地域の丹波帯も岩相の特徴から堆積岩コンプレックスと整然層から構成される。まず、堆積岩コンプレックスは岩相、地質構造及び地質年代に基づいて、構造的上位よりⅡ型地層群とⅠ型地層群に大別される。Ⅱ型地層群は更に細分され、篠山盆地北側では構造的上位より藤岡コンプレックス・佐仲コンプレックス・三尾コンプレックスに三分され、南側では城南コンプレックス・古市コンプレックスに二分される。Ⅰ型地層群は黒井コンプレックスと呼ばれる。ここで言うコンプレックスは、上下限を断層で画された構造層序ユニット(tectonostratigraphic unit)を示す。これらのコンプレックスの構造はシンフォーム・アンチフォームを形成し、構造的上位のものがシンフォーム部を、下位のものがアンチフォーム部を占める。岩相層序や構造的位から考えて、佐仲コンプレックスは古市コンプレックスに、藤岡コンプレックスは城南コンプレックスにそれぞれ対応し、篠山盆地北側の三尾コンプレックスに対応するものは南側では分布しない(第4図)。

次に、整然層に属する高城山層は主として砂岩から構成され、頁岩及び砂岩頁岩互層を伴う。緑色岩・チャートなどの海洋起源の物質を全く含まない。砂岩は一般に塊状であり、一部では成層し、頁岩と互層することもある。本層上部の頁岩からジュラ紀中期後半-後期前葉を示す放散虫化石が産出する。

篠山層群

篠山層群は西南日本内帯に点在する非海成下部白亜系のひとつで、山口県西部から福岡県北東部の関門層群に対比される。

篠山層群は大きく下部層と上部層から構成される。下部層は礫岩・砂岩・泥岩を主とし、少量の黒色頁岩を含む。また、主に下部の層準に流紋岩凝灰岩を挟む。上部層は角閃石安山岩質の火砕岩類と、その上位の泥岩及び細粗砂岩からなる。篠山層群は、篠山盆地及び下滝地域に分布するが、上部層は篠山盆地東部にのみ分布し、下滝地域には分布しない。篠山盆地の篠山層群は東西軸の向斜構造を示し、下滝地域の篠山層群は南西に開いたゆるい複向斜構造をなしている。

有馬層群

有馬層群は西南日本内帯を特徴付ける白亜紀後期の中性-酸性大規模火山岩類の1つで、本図幅地域付近から神戸市北部、亀岡市西部に至る地域に分布している。

本図幅地域の有馬層群は西部と南東部に分布し、丹南町古市付近を通る南北の断層で二分されている。西部地域の有馬層群は鴨川層、これと指交する阿草層及びこれらを不整合に覆う平木溶結凝灰岩に区分される。これらの地層は超丹波帯・丹波帯の地層及び篠山層群の東西の構造トレンドに大きく斜交して北北西-南南東走向を示す。

鴨川層は、超丹波帯柏原層と一部不整合、一部断層で接する。鴨川層の岩相は結晶片に乏しい流紋岩溶結凝灰岩、凝灰岩、溶岩及び湖沼成堆積岩類からなる。鴨川層上部にはろう石鉱床が胚胎することがある。鴨川層は本図幅北隣の福知山図幅地域南西部から南隣の三田図幅地域北西部にまで広がって分布

している。

阿草層は下部白亜系篠山層群を不整合に覆い、鴨川層とは指交している。阿草層の岩相は石英・長石などの結晶片に富む点で、これらに乏しい鴨川層と区別される。阿草層は流紋岩溶結凝灰岩、火山礫凝灰岩、溶岩及び堆積岩からなる。これらは山南町阿草を中心にした半径8 kmの範囲内に分布する。阿草層の岩相のうち溶岩と火山礫凝灰岩は阿草周辺に厚く分布し、本層の分布の中心でもあることから阿草付近に本層の主要な噴出中心があった可能性がある。

平木溶結凝灰岩は鴨川層を不整合に覆い、南隣の三田図幅地域内で古第三系に不整合に覆われる。平木溶結凝灰岩は主として石英・長石・黒雲母の結晶片に富む黒雲母流紋岩溶結凝灰岩からなり、カリ長石に乏しい下部とカリ長石を比較的多く含む上部に区分される。下部と上部の間には湖沼成堆積岩を挟むことがある。西部地域の有馬層群は北北西-南南東方向の軸を持つ今田向斜をなしている。

南東部地域の有馬層群は下位の母子溶結凝灰岩と上位の佐曾利凝灰角礫岩に区分される。これらはほぼ東西走向で南に緩く傾斜する。母子溶結凝灰岩は石英・長石・黒雲母結晶片に富む黒雲母流紋岩溶結凝灰岩で、三田市母子付近の狭い範囲に分布する。佐曾利凝灰角礫岩は母子溶結凝灰岩にアバットし、南・南東及び東に隣接する三田・広根・園部の各図幅地域を含めて東西約19 km・南北約14 kmの多角形状の分布をする。佐曾利凝灰角礫岩は多量の頁岩・チャート・火山岩などの岩片を含む黒雲母流紋岩溶結凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩からなり、一部に湖沼成の堆積岩を挟む事がある。

花崗岩及び岩脈

本図幅地域内の貫入岩体は四斗谷花崗岩のほか、花崗斑岩、珪長岩・石英斑岩及び閃緑斑岩・細粒閃緑岩の岩脈がある。四斗谷花崗岩は今田町四斗谷北東の狭い範囲に露出する中・細粒黒雲母花崗岩である。岩脈は本図幅地域南部の有馬層群分布地域に発達しており、基盤の超丹波帯、丹波帯及び篠山層群に貫入するものは規模・分布密度ともに小さい。花崗斑岩は篠山川以南の地域に東西方向に貫入する傾向がある。今田町辰巳に分布するものは径約200 mの黒雲母花崗岩を捕獲している。珪長岩・石英斑岩は南北ないし北東-南西方向に貫入するものが多い。山南町上滝・谷川周辺地域には閃緑斑岩の小さな岩脈が東西方向に多数貫入している。谷川南方の閃緑斑岩は規模が大きく幅500 m・延長1.5 km以上に及び、脈の中心部では細・中粒閃緑岩になっている。また、黒田庄町妙見山付近に貫入するものは径100 mに達する中粒黒雲母花崗岩を捕獲している。

新生界

新生界は第三紀と推定される大乘寺礫岩と、第四系の大阪層群・低位段丘堆積物・崖錐堆積物・最低位段丘堆積物・沖積層に区分される。大乘寺礫岩は丹南町追入の大乘寺境内の狭い範囲に分布し、岩相と固結度から京都府丹波町の須知層または三田盆地の古第三系に相当すると推定される。大阪層群は加古川支流の門柳川流域の黒田庄町松尾原付近に狭く分布する。本層に挟む火山灰のフィッシュントラック年代は 0.52 ± 0.18 Maを示し、大阪層群上部に相当する。低位段丘堆積物は比高の違いから、低位段丘堆積物及び低位段丘堆積物に区分される。低位段丘堆積物は篠山川沿いの狭い範囲に分布し、低位段丘堆積物は篠山川・大山川・加古川に沿って段丘面を形成する。後者は広域テフラの始良Tn火山灰を挟む。崖錐堆積物は本図幅地域南部の有馬層群分布地域内に発達し、始良Tn火山灰を挟む。最低位段丘堆積物は本図幅地域北縁の竹田川沿いに、沖積層は篠山盆地及び各河川に

沿って分布する。

阿草断層

小野山(1931)は阿草断層にほぼ相当する断層を地質図に示したが、阿草断層の名称を最初に使用したのは坂口(1959)である。阿草断層は本図幅地域中央部をほぼ南北方向に通過し、柏原町上小倉から山南町阿草を通して今田町辰巳まで追跡することができる。その総延長は12 kmを超え、上小倉 - 阿草間(約5 km)では同断層に沿って石英斑岩の岩脈が貫入する。阿草断層の東側と西側では分布する地質体が大きく異なり、地質学的に重要な断層である(第4図参照)。

． 超 丹 波 帯

(栗本史雄)

． 1 研究史

超丹波帯はCaridroit *et al.*(1985)により舞鶴帯と丹波帯の中間に位置する構造帯として定義・命名された。

超丹波帯がひとつの地帯として提唱されるまで、同帯の地層は千枚岩質であることから、丹波帯北帯として扱われ、丹波帯本体とは区別された。同帯に相当する地層は^{おおい}大飯層・^{かとう}加斗層・^{かつみ}堅海層と呼ばれた(広川ほか, 1957; 猪木ほか, 1961; 広川・栗田, 1957)。

Ishiga(1985)は丹波帯北帯に当たる福井県大島半島赤礁崎地域の^{あかくり}堅海層及び大飯地域の^{あかくり}大飯層の頁岩から二畳紀放射虫化石を報告し、二畳系の存在を明らかにした。舞鶴帯と丹波帯本体の間に分布するこれらの二畳系は、Caridroit *et al.*(1985)により舞鶴市から綾部市にかけての地域でも確認され、岩相層序・地質構造・放射虫化石の特徴からみて、舞鶴・丹波の両者いずれにも所属させ難いことから、超丹波帯と命名された。その後、超丹波帯に属する地層の存在が各地で確認され、層序・構造・微化石年代・砂岩組成などの検討が進められた。例えば、木村(1988)は綾部市西部の超丹波帯の岩相・地質構造・年代を検討し、同帯の地層群が海洋プレートの沈み込みに伴う付加体であると推定した。この期間の研究報告については栗本・牧本(1990)で述べたので、ここでは省略する。

その後、超丹波帯の構成要素として、二畳系のほかにジュラ系の存在も明らかにされた。すなわち、戸倉・高城山団体研究グループ(1987)は篠山地域において味間層、安養寺ほか(1987)は京都西山地域において高槻層の存在を報告した。Ishiga(1990)は超丹波帯を構造的低位よりUT1、UT2及びUT3に区分し、UT1は^{ひかみ}氷上層、UT2は大飯層、UT3は^{こうづき}上月層から構成されるとした。そして、氷上層

を不整合に覆うジュラ系を猪名川層群として再定義し、味間層・高槻層を猪名川層群に含めた。木村(1988)、楠・武蔵野(1990, 1991)は超丹波帯砂岩の鉱物組成を検討し、後背地について論じた。

篠山図幅地域の超丹波帯については以下のような研究がある。なお、一部の地層については超丹波帯・丹波帯のいずれの地帯に属するか異なった見解があるので、丹波帯のことに若干言及する。坂口(1959)は篠山地域の丹波層群を見かけ下位より佐仲峠層、真南条層、高城山層及び新莊層に区分し、新井・坂口(1955)が命名した味間層を高城山層に含めた。石賀ほか(1987)は坂口(1959)の高城山層と新莊層を再定義し、篠山盆地の南北両側に分布する高城山層と、主として篠山盆地西方に分布する味間層とに区分した。そして、岩相や砂岩の鉱物組成の特徴から高城山層と味間層は超丹波帯に属するとした。戸倉・高城山団体研究グループ(1987)は篠山盆地西方の山南町上滝において、見かけ上位の味間層と下位の^{かみ}上滝層を識別した。そして、カタクラサイト化を受けていることや砂岩の鉱物組成・岩片組成から、上滝層は超丹波帯氷上層に相当するとした。井本ほか(1991)は本図幅地域東隣の園部図幅地域の地質について報告し、超丹波帯の地層として新莊層と高城山層を識別した。園部図幅地域の新莊層は篠山地域の味間層に連続する。栗本(1992)は高城山層上部の頁岩からジュラ紀中期後半・後期前葉の放散虫化石を報告し、岩相の特徴、地質年代及び他の地質体との関係からみて、高城山層は丹波帯に属すると判断した。楠・武蔵野(1990, 1991)は砂岩の鉱物組成について詳細に報告した。

. 2 概 要

超丹波帯に属する地層は篠山盆地の西側に広く分布し、盆地北部にもわずかに分布する。篠山盆地西側では南北分布幅は5 km以上あるが、阿草断層以西では500 m - 1 kmの分布幅に過ぎない。

本図幅地域の超丹波帯は柏原層、上滝層及び味間層から構成される。柏原層と上滝層は海洋起源の緑色岩やチャートを多量に含まないが、変形の程度がやや強いことや、岩相・地質構造・年代の特徴から判断して、本図幅地域の北及び北東に当たる福知山・綾部図幅地域の超丹波帯に対応する。これらは海洋プレートの沈み込みに伴って形成された付加体と推定される。一方、味間層は一般に成層し、整然層に属する。柏原層は阿草断層以西、上滝層と味間層は阿草層以東に分布する。

柏原層は頁岩を主体とし、砂岩頁岩互層・砂岩を挟み、少量のチャート・赤色頁岩を含む。本層の頁岩から二畳紀を示す放散虫化石が産出する。

上滝層は主として塊状砂岩からなり、頁岩とわずかの緑色岩を挟む。本層は著しくカタクラサイト化を受けている。地質年代決定に有効な化石は産出していないが、岩相の特徴から超丹波帯の氷上層(二畳系)に相当するとされた(戸倉・高城山団体研究グループ, 1987; 楠・武蔵野, 1990)。本報告においては、彼らに従い、上滝層を超丹波帯の二畳系として取り扱う。

味間層は砂岩、砂岩頁岩互層及び頁岩から構成される。緑色岩は1か所で確認されたのみである。頁岩は赤色、緑色、灰色など様々な色を呈する。年代を詳細に限定できないが、同層の頁岩から中生代を示す放散虫化石が産出する。

超丹波帯の地層区分について、本報告と他地域との比較対応を第6図に示す。岩相の特徴から柏原層は大飯層や榎原層に、上滝層は氷上層や浄土谷層に対応する。本図幅地域において柏原層と他の超丹波

		本 図 幅	栗本・牧本 (1990)	Ishiga (1990)	安養寺ほか (1987)
ジュラ紀	後	味間層		猪名川層群	高槻層
	中				
	前				
三疊紀	後	柏原層	(北帯) 石場層	(UT3) 上月層	浄土谷層
	中				
	前				
二疊紀	後	上滝層	(中帯) 榎原層	(UT2) 大飯層	
	中		(南帯) 高津層	(UT1) 氷上層	
	前				
石炭紀	後				
	前				

第6図 超丹波帯を構成する地質体の対比

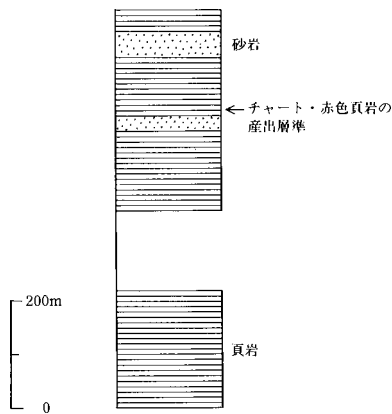
帯地質体との直接の関係は不明である。味間層は上滝層の構造的上位に位置し、戸倉・高城山団体研究グループ(1987)は、両層は堆積接触関係にあるとした。今回の調査において両層の地質関係を明確に示す野外事実は確認できなかった。しかし、両層の見掛けの上下関係、上滝層は二疊系氷上層に相当すること、味間層の年代は中生代であること、味間層に相当する京都府西山地域の高槻層からジュラ紀後期を示す放射虫化石が産出することから判断すると、両層には年代間隙が存在することから、本報告では両者は不整合関係にあるとした。味間層は猪名川層群や高槻層に対応する。

上述のように、超丹波帯は二疊紀の堆積岩コンプレックスとジュラ紀の整然層から構成される。前者は二疊紀の海洋プレートの沈み込みに伴って形成された付加体であり、後者はその上に不整合で載っている。整然層である味間層が堆積したジュラ紀には、丹波帯では堆積岩コンプレックスの形成と高城山層の堆積が進行していた。堆積岩コンプレックスは海洋プレートの沈み込みに伴う付加体として形成され、高城山層の堆積場としては大陸斜面上の堆積盆地などが推定される(.5章参照)。味間層は丹波帯の構成岩類より陸域に近い場所、例えば前弧海盆において二疊紀堆積岩コンプレックスを基盤として堆積した可能性がある。

III. 3 柏原層 (Bm, Bs, Bc)

新称。柏原層は柏原層小南西方を模式地とする。

分布 柏原層は阿草断層以西において南北幅500 m - 1 kmで、北西 - 南東方向に細長く分布する。

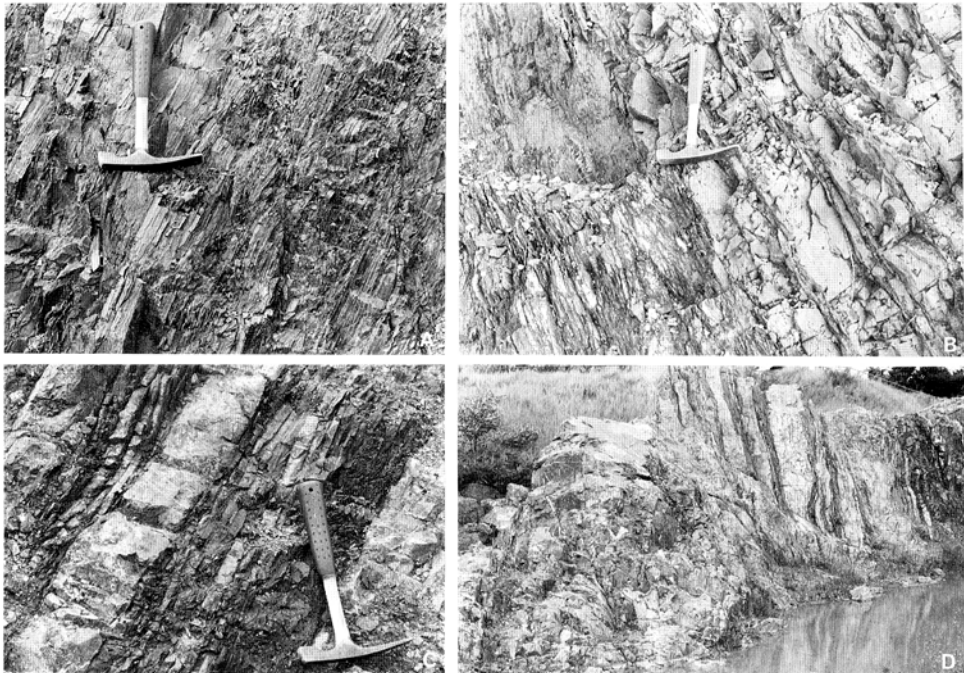


第7図 柏原層の地質柱状図
柱状図作成ルートは付図参照

本層の下限は丹波帯藤岡コンプレックスと断層関係にあり、有馬層群とは不整合に覆われるか、あるいは断層で接する。本層の分布の東限は阿草断層でもって画される。

見掛けの層序 柏原層は見掛け複向斜構造を示し、露出が点在することから、ひとつのルートで柱状図を作成するのが困難である。第7図に柏原町母坪 - 田路 - 小南を通るアンチフォームの南翼部における母坪 - 稲畑^{ほつほ}ルートの柱状図を示す。本層の下部は頁岩からなり、上部は頁岩を主体とし砂岩を挟む。拳田において厚さ約10 mのチャートが分布するが、これは上部の最下部付近に位置する(第7図)。柱状図作成ルートにおける本層の厚さは約750 mである。

岩相 本層は主として頁岩から構成され、砂岩頁岩互層及び砂岩を挟む。チャート・赤色頁岩が1か所において砂



第8図 柏原層の岩相

- A. 頁岩(柏原町北山)
剝離面が発達する
- B. 頁岩と砂岩頁岩互層(柏原町拳田)
- C. 砂岩頁岩互層(氷上町新郷)
砂岩優勢な互層。砂岩は細粒
- D. 砂岩頁岩互層(柏原町小南)
白色部：砂岩、黒色部：頁岩、全体に剪断されている。砂岩の単層の厚さは10 cm程度であるが、癒着のため厚く見える。画面の横の長さ約13 m

岩頁岩互層に挟まれる。

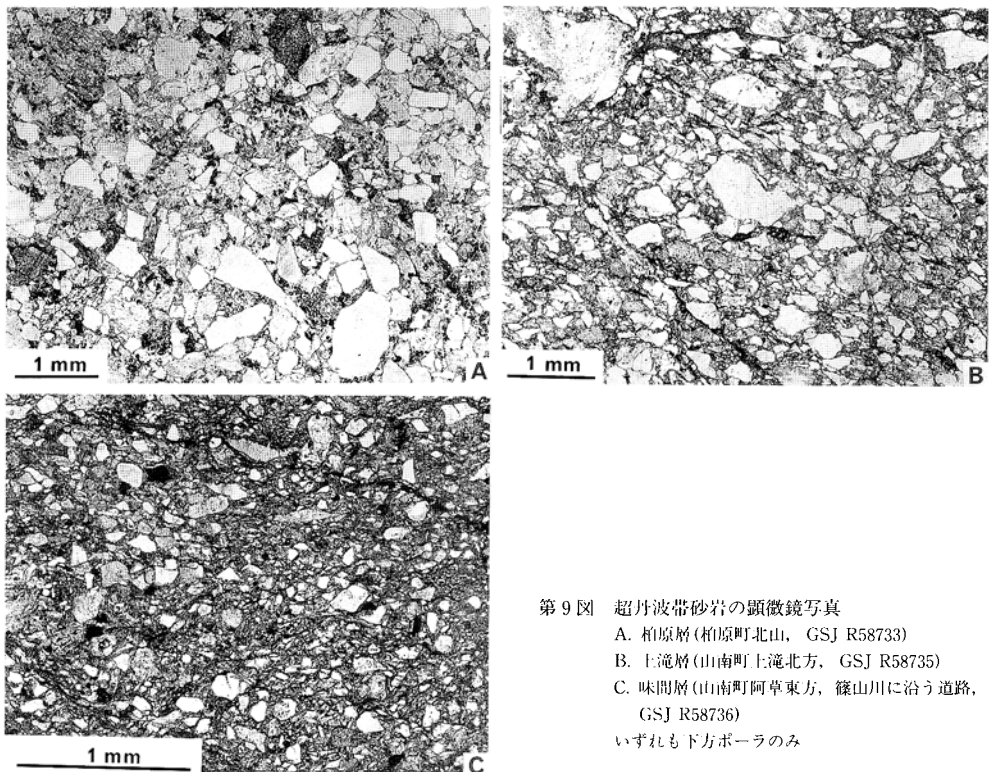
頁岩は一般に黒色・灰色・暗緑色などを呈し、葉理が発達する(第8図A)。珪質あるいは凝灰質で灰白色を呈する部分が、黒色・暗緑色頁岩と数mm単位で互層することがある。頁岩には剝離性が認められ、方解石脈がしばしば観察される。

砂岩は頁岩と互層する。砂岩は細-中粒で、緑色を呈することが多く、基質は石灰質で方解石脈が認められる。砂岩の中の石灰質な部分が溶出し、空隙が認められることがある(第8図B)。砂岩の厚さは5-50 cmであることが多く、最人1.5 mのものがある(第8図C)。また、単層の厚さは10 cm程度であるが、層理が癒着して厚さが1 m以上になっていることがある(第8図D)。まれに級化構造が観察されることがある。鏡下では、淘汰が悪く、基質の多いワッケである(第9図A)。

チャートは暗赤色・白色を呈し、一部は赤色頁岩である。チャートの厚さは約10 mで、砂岩頁岩互層と頁岩に挟まれて岩塊として産出する。周囲の岩石とは不規則な、境界で接し、周囲の頁岩中には赤色チャートの小礫が入っている。

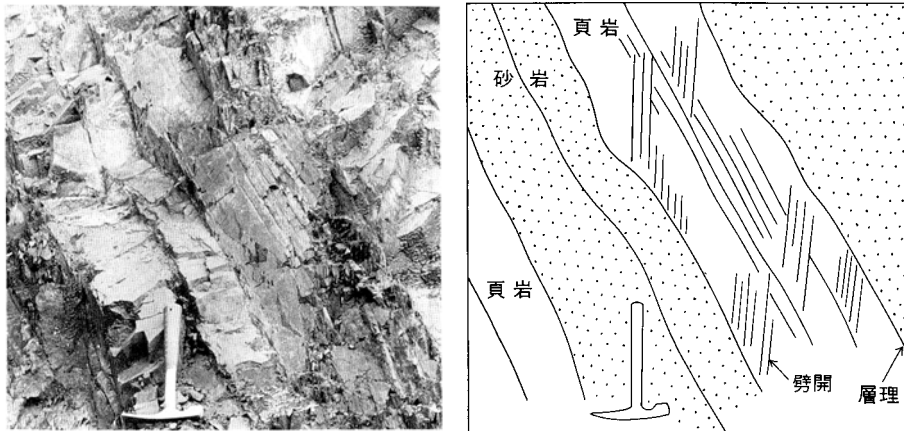
砂岩頁岩互層の頁岩には、層理面に対して約30°で傾斜する劈開が一樣に観察される(第10図)。

産出化石と地質年代 柏原層の頁岩3試料から年代決定に有効な放散虫化石を検出した(第11図)。放散虫化石は極めて保存が悪く、表面構造は認められない。属・種の決定にはかなりの困難を要するが、その形状は *Follicucullus* 属あるいは *Pseudoalbaillella* 属のものに類似する。*Follicucullus* 及び

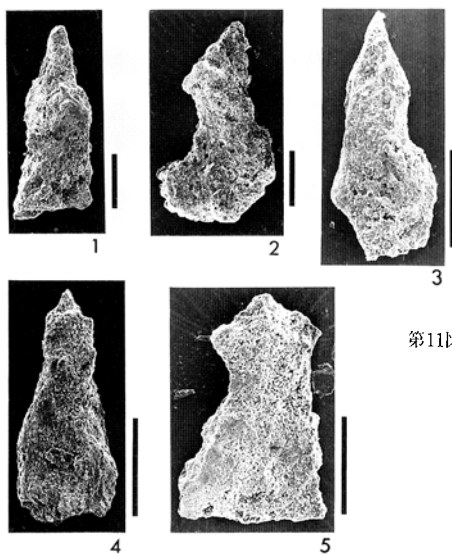


第9図 超丹波帯砂岩の顕微鏡写真

- A. 柏原層(柏原町北山, GSJ R58733)
 - B. 上滝層(山南町上滝北方, GSJ R58735)
 - C. 味間層(山南町阿草東方, 篠山川に沿う道路, GSJ R58736)
- いずれも下方ポーラのみ



第10図 柏原層の砂岩頁岩互層中にみられる劈開(柏原町北山)
層理面に対して約30度で斜交する劈開が頁岩中に認められる



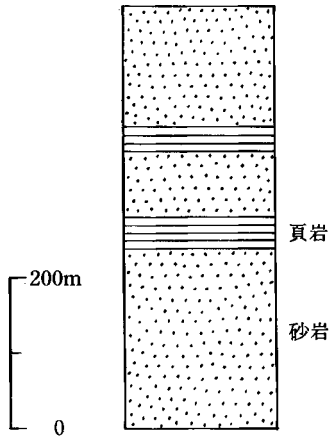
第11図 柏原層から産出した放散虫化石
1. Loc. 4 (GSJ R58677, GSJ F14321-1)
2. Loc. 2 (GSJ R58675, GSJ F14319-2)
3. Loc. 3 (GSJ R58676, GSJ F14320-4)
4. Loc. 3 (GSJ R58676, GSJ F14320-6)
5. Loc. 1 (GSJ R58674, GSJ F14318-1)
スケールは0.1mm

Pseudoabaillella 属は二疊紀を代表する放散虫化石であることから、本報告では柏原層の地質年代を二疊紀としておく。

. 4 上 滝 層 (Ks, Km)

命名は戸倉・高城山団体研究グループ(1987)による。山南町上滝北方を模式地とする。

分布 上滝層は山南町上滝から丹南町にまたがる地域に分布し、篠山盆地北側にも周囲を断層で囲まれて、狭い範囲に分布する。本層の下限は、柏原町上小倉及び篠山盆地北側では丹波帯藤岡コンプレックスと断層関係にあり、篠山盆地北側の一部では高城山層と断層関係にある。また、味間層に不整合に覆われる。



第12図 上滝層の地質柱状図
柱状図作成ルートは付図参照

見掛けの層序 本層の分布は狭く、正確な層序は不明であるが、第12図に模式地における地質柱状図を示す。山南町上滝における本層の全層厚は560mである。

岩相 本層は主として砂岩から構成され、頁岩とわずかの緑色岩を挟む。砂岩は一般に中-粗粒で、灰緑色を呈し、塊状である。カタクラサイト化を受け、構成粒子の境界が不鮮明である。鏡下では、淘汰が極めて悪く、基質の多いワッケである(第9図B)。強く圧砕を受けており、石英が波動消光を示したり、斜長石のアルバイト双晶がキンク褶曲を示すことがある。楠・武蔵野(1990)によれば、上滝層の砂岩は基質を34%含むワッケで、石英31%、カリ長石9%、斜長石17%、岩片11%(いずれも4試料の平均値)である。頁岩は黒色で、剝離性があり、やや珩質なこともある。緑色岩は篠山町新莊付近に分布する(第30図B参照)。

産出化石と地質年代 これまで年代決定に有効な化石は得られていない。研究史で述べたように、戸倉・高城山団体研究グループ(1987)及び楠・武蔵野(1990)は上滝層砂岩の特徴や鉱物組成・岩片組成から、本層は超丹波帯水上層に相当するとした。水上層及びそれに相当する地層は *Follicucullus*(?) sp. を含み、その地質年代は二疊紀中期後半-二疊紀後期とされている(栗本, 1986; 木村ほか, 1989)。したがって、本報告では上滝層の地質年代は二疊紀として扱う。

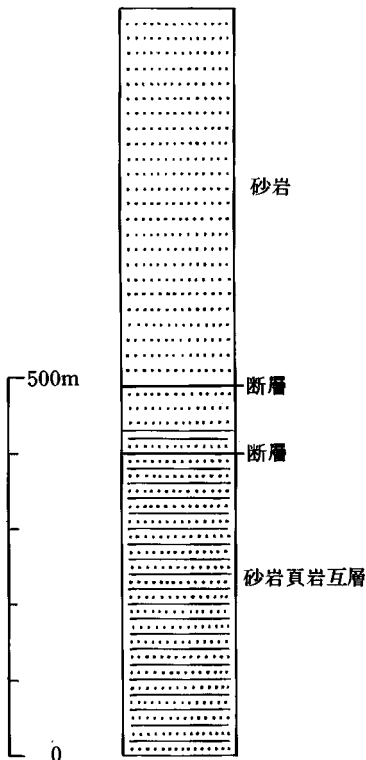
III. 5 味間層 (As, Aa, Am)

命名は石賀ほか(1987)による。丹南町・山南町の篠山川に沿って模式的に分布する。

分布 篠山盆地西方に東西・南北約5kmの範囲に分布する。また、篠山盆地北側に沿って南北500m程度で東西に長く分布し、東隣の園部図幅地域の新莊層に連続する。

本層は篠山盆地西方及び北側において上滝層を不整合に覆う。篠山盆地北側及び味間奥西方において上滝層が欠如する所では、構造的低位に当たる丹波帯の高城山層あるいは藤岡コンプレックスと断層関係にある。また、山南町阿草では有馬層群と断層で接する。

層序 篠山盆地西方の丹南町川代西方における地質柱状図



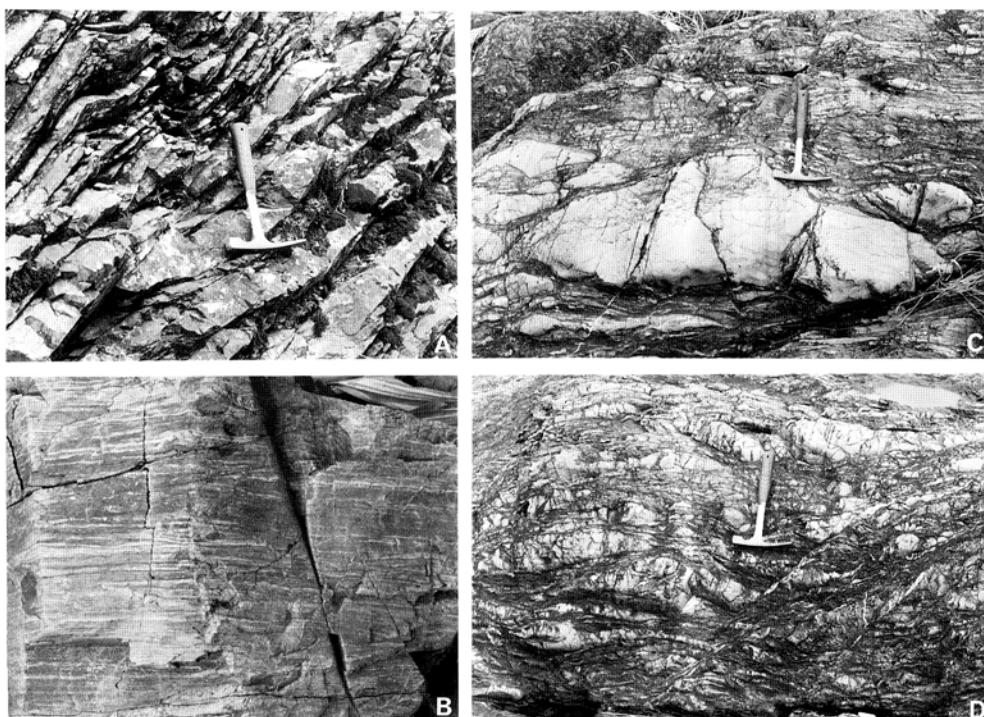
第13図 味間層の地質柱状図
柱状図作成ルートは付図参照

を第13図に示す。東北東-西南西走向の断層によりルートが切られているが、全層厚は約1,000 mである。下部は砂岩頁岩互層、上部は砂岩及び砂岩優勢の砂岩頁岩互層から構成される。

岩相 本層は砂岩、砂岩頁岩互層及び頁岩から構成され、一般に成層する。緑色岩は篠山盆地北側において1か所に分布するのみである(第30図B参照)。

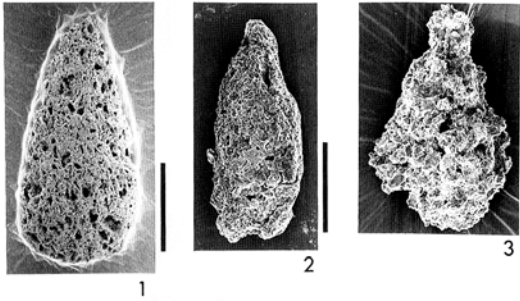
砂岩は一般に細粒で、一部中粒で、緑色・灰色を呈する。基質は石灰質であり、方解石脈が入る。砂岩は塊状の場合と、成層して頁岩と互層する場合がある。塊状の砂岩はわずかである。砂岩頁岩互層は砂岩の厚さが5-20 cmで、葉理をもち、頁岩の挟みは薄い(第14図A)。鏡下では、淘汰が悪く、基質の多いワッケである(第9図C)。楠・武蔵野(1991)によれば、味間層の砂岩は基質を37%含むワッケで、石英11%、カリ長石1%、斜長石13%、岩片38%(いずれも7試料の平均値)である。

頁岩は砂岩と互層する場合と数mの厚さで産出する場合がある。色は一般に黒色・灰色暗緑色・赤色・白色などを呈し、凝灰質あるいは珪質な部分もある。赤色頁岩と灰色頁岩は篠山川河床に露出するが、両者は漸移する。葉理の発達した凝灰質頁岩もある(第14図B)。



第14図 味間層の岩相

- A. 成層する砂岩(丹南町, 篠山川に沿う道路)
頁岩の挟みはきわめて薄い
- B. ラミナの発達した頁岩(山南町阿草東方, 篠山川右岸)
灰色と白色の細かい互層。画面の横の長さ約30 cm
- C. 砂岩岩塊を含む頁岩(山南町阿草, 篠山川右岸)
- D. 破断された砂岩頁岩互層(山南町阿草, 篠山川右岸)
互層の形態を残すが、剪断を受け、砂岩がレンズ状を呈する



第15図 味間層から産出した放散虫化石
 試料は赤色-緑色を呈する頁岩で、産出地点はLoc. 5
 (GSJ R58678)。スケールは0.1mm
 1の検出・撮影は中江 訓技官による

山南町の篠山川河床において破断された砂岩頁岩互層が露出する。この砂岩頁岩互層は阿草断層とそれに平行して走る断層に囲まれている。砂岩は剪断を受けレンズ状になり、砂岩と頁岩の境界や頁岩中に剪断面が観察される(第14図D)。また、長径1mを超える砂岩が岩塊として産出することがある(第14図C)。

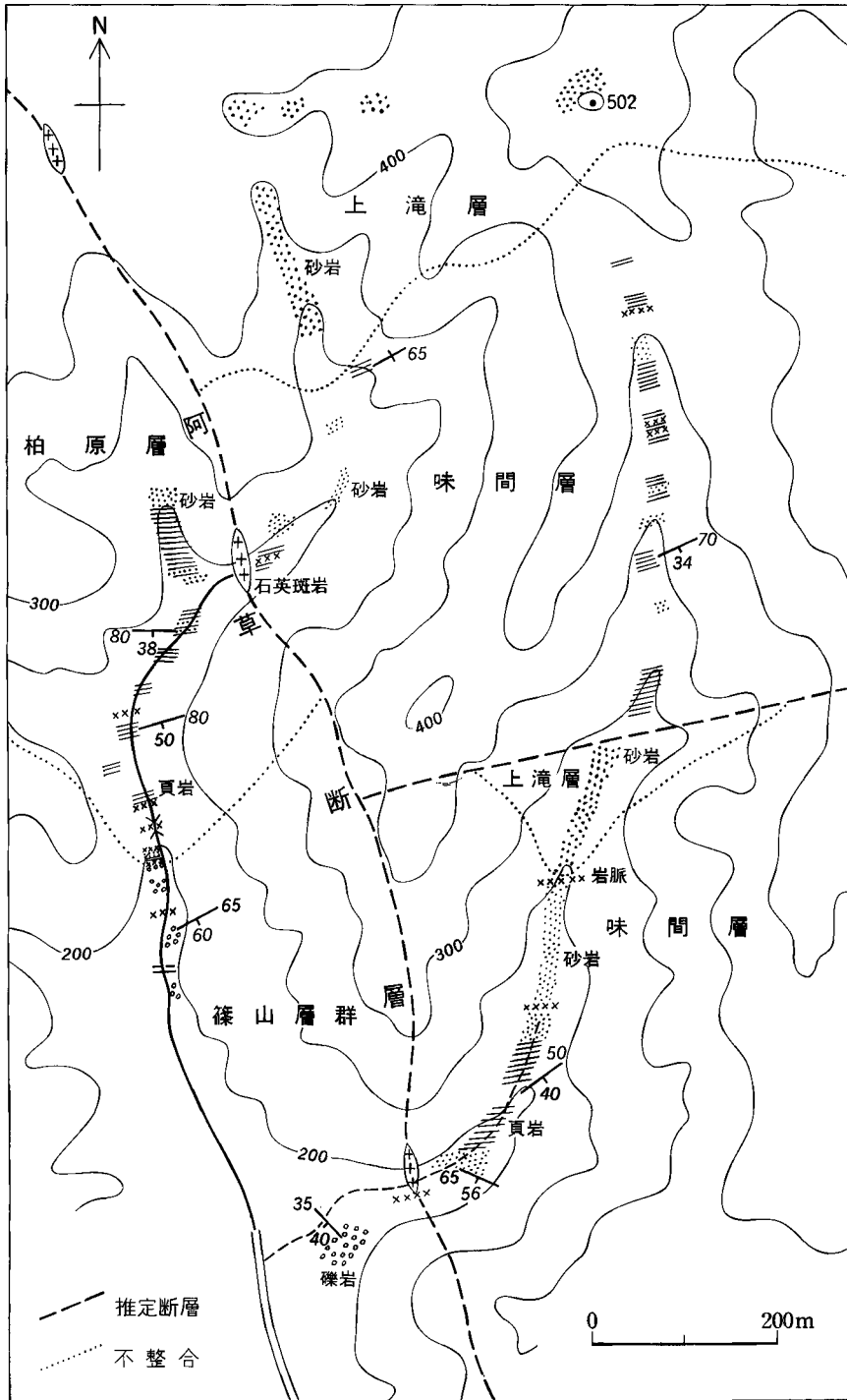
産出化石と地質年代 篠山川右岸の赤色頁岩から *Nassellaria* が産出した(第15図)。これらの放散虫化石は保存が悪

く、属・種名の決定は困難であるが、殻孔の配列がかすかに観察されることから、中生代型の放散虫化石と判断した。戸倉・高城山団体研究グループ(1987)は山南町上滝の味間層から *Nassellaria* を報告した。また、安養寺ほか(1987)は京都府西山地域に分布する高槻層からジュラ紀後期前半を示す放散虫化石群集を報告し、この高槻層の岩相は味間層のものに類似するとした。*Nassellaria* の産出からみて、本層は中生界であり、安養寺ほか(1987)の報告も考慮し、本報告では味間層の地質年代をジュラ紀としておく。

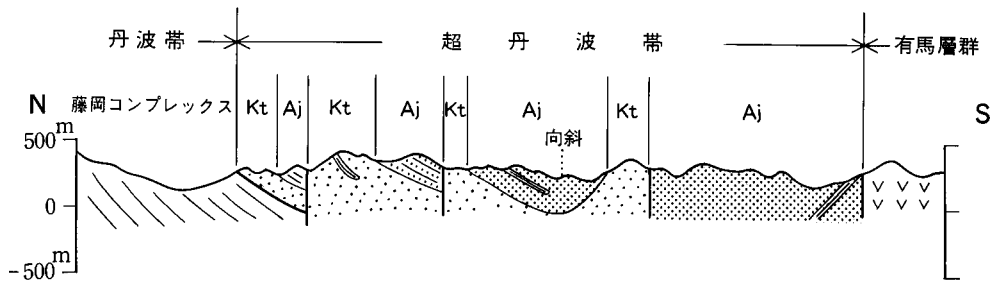
.6 地質構造

ナップ構造 超丹波帯・丹波帯の地質体はシンフォームとアンチフォームを繰り返し、シンフォーム部にはより構造的上位、アンチフォーム部にはより構造的下位の地質体が分布する。本図幅地域の北隣の福知山図幅地域では、構造的に上位より舞鶴帯・超丹波帯・丹波帯の各地質体が累重する。そして南へ行くほど下位の岩石が露出し、黒井アンチフォーム部には構造的最低位の黒井コンプレックス(丹波帯型地層群)が分布する。黒井アンチフォームを超えてさらに南に行くと、再び上位の地質体が出現し、篠山シンフォーム部には超丹波帯の地質体が分布する。現在、篠山シンフォーム部に分布する超丹波帯は舞鶴帯の南側を占める超丹波帯本体とは隔離された状態にあるが、元々は一連のものであり、ナップとして丹波帯構成岩類の上に広がっていたと推定される。Ishiga(1990)は本図幅地域の南東に当たる広根図幅地域内において超丹波帯の存在を図示した。また、石賀・佐藤(1991)は大阪平野北部(広根図幅地域とその南隣の大阪西北部図幅地域の境界付近)の深層ボーリングコアを検討し、一部の岩石が超丹波帯に帰属することを報告した。これらのことから超丹波帯の構成要素は元来南方にまで広がっていたが、現在では篠山図幅地域や広根図幅地域などのシンフォーム部においてその一部が分布することが明らかになった。

各層間の関係 第16図に、上滝北方のルートマップを示した。ここでは柏原層、上滝層及び味間層が分布し、南西部には篠山層群が分布する。その他に南北性の阿草断層とそれに沿う石英斑岩の岩脈が存在し、東西性の岩脈も数多く露出する。阿草断層以西には柏原層が分布し、東西走向で南に傾斜する。



第16図 上滝層とその周辺のルートマップ(山南町上滝北方)
 ルートマップの範囲は付図参照

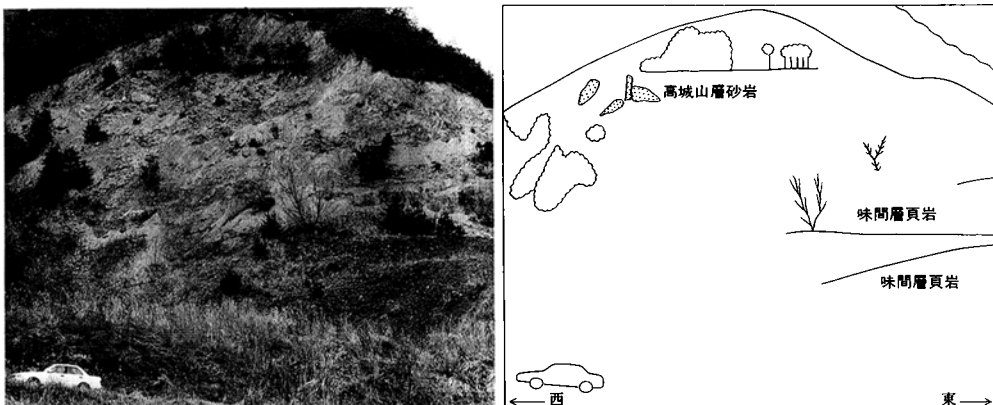


第 17 図 山南町上滝周辺における南北方向の地質断面図
Kt: 上滝層, Aj: 味間層, 断面線の位置は付図参照

篠山層群は柏原層とほぼ調和的な構造を持つ。両層の境界付近では、柏原層の砂岩の南側には岩脈が存在し、1 m の露頭欠如のあと篠山層群の礫岩が分布する。両者の境界は欠如のため観察されないが、篠山層群と柏原層とは不整合関係にあると判断される。

一方、阿草断層以東には、上滝層と味間層が交互に出現する。阿草断層を西から東に横断する沢沿いでは、味間層の北側に上滝層の砂岩が出現し、両層の境界付近には東西性の岩脈が露出している。両層の直接の境界は観察できないが、味間層の走向・傾斜からみて、味間層は上滝層の上に重なっている。上滝層の砂岩の北には再び味間層の頁岩が出現し、この境界は高角度断層と考えた。基本的に上滝層の上に味間層が累重し、それらが高角度断層で繰り返し出現していると判断した。これらの東西性の高角度断層は下部白亜系篠山層群の地質構造を切っていないので、断層の形成時期は味間層堆積後、篠山層群堆積前といえる。上滝層と味間層とは構造的にほぼ調和的であることに加えて、上滝層は二畳系水上層に相当すること、味間層の年代は中生代であること、味間層に相当する京都府西山地域の高槻層からジュラ紀後期を示す放散虫化石が産出することから判断すると、両層には年代間隙が存在する。したがって本報告では両者は不整合関係にあると位置付けた。上滝層と味間層との累重関係及び高角度断層の様子をよく表現している断面図を第 17 図に示す。

第 18 図に篠山盆地北側における味間層と高城山層の境界の露出状況を示す。崖の高いところ(北側)



第 18 図 味間層と丹波帯高城山層の境界(篠山町藤岡口)

には高城山層砂岩，一方，低いところ(南側)には味間層の砂岩・頁岩が露出する．両層の境界は確認できないが，おそらく東西方向・鉛直の境界をもって接すると推定できる．したがって，ここでは超丹波帯味間層と丹波帯高城山層が接し，上滝層は分布しない．基本的には上滝層とそれを不整合に覆う味間層から構成される超丹波帯が丹波帯の構成岩類に衝上したと考えられるが(第3図参照)，一部では第18図に示したように，上滝層が欠如し，味間層が丹波帯の地質体と断層で接する場合もある．

．丹波帯

(栗本史雄)

．1 研究史

1970年代前半まで丹波帯の地層群は地向斜堆積物としてとらえられ，石灰岩に含まれる紡錘虫及びサンゴ化石に基づいて，二畳系であると考えられた(松下，1953；Sakaguchi，1961；磯見・黒田，1958；丹波地帯研究グループ，1969，1971，1975など)．しかし，1970年代後半以降，コノドント・放散虫化石の生層序学的研究の進展に伴い，これまでの地向斜堆積物の層序・構造・地質年代が再検討され，中生代地史の見直しがなされた．その結果，秩父帯及び美濃・丹波・足尾帯のいわゆる古生層は石炭紀からジュラ紀に至るいずれかの年代を示す異なった岩相が入り混じった地質体であることが明らかになった．それらのうち最も若い年代は碎屑岩類に含まれる放散虫化石の示すジュラ紀であることから，これらの地質体はジュラ紀に再構成されたものであり，チャート・石灰岩・緑色岩類は碎屑岩中の岩体と判断された．この時期の丹波帯に関する研究報告としては，吉田・脇田(1975)，松田(1976)，丹波地帯周体研究グループ(1979a，b)，Isozaki and Matsuda(1980)などがある．

その後，石賀(1983)，井本・丹波地帯研究グループ(1982)及びImoto(1984)は，丹波帯の地層群が岩相及び地質年代の異なる2組の地層群に区別できることを示した．石賀(1983)は向斜部に分布する構造的上位の地層群を 型地層群，背斜部に分布する構造的下位のものを 型地層群と呼んだ．楠・武蔵野(1987)，楠ほか(1987)，田辺・丹波地帯研究グループ(1987)は丹波帯中央部の周山付近に分布する 型地層群を構造的下位より T a・T b・T cの3ユニットに区分し， 型地層群を T 1ユニットと呼んだ．

このように，丹波帯の地層群は岩相・地質年代・砂岩組成などの特徴に基づいて区分がなされ，周山地域では構造的上位のものほど上限の年代が古く，構造的に最も下位に位置する 型地層群がその上眼の年代が最も若いことが明らかにされた．つまり，一連整合の層序を曲げた褶曲ではなく，積み重なっ

たスラストシートを褶曲させたものであるので、これまで丹波帯の記載で使用されてきた向斜・背斜構造という用語はシンフォーム・アンチフォーム(向斜様構造・背斜様構造)と呼ばれるようになった(Isozaki and Matsuda, 1980; 石賀, 1983)。

井本ほか(1989)は上述の周山地域を含む京都西北部地域、木村ほか(1989)は綾部地域、栗本・牧本(1990)は福知山地域を調査し、型地層群を細分した。また、武蔵野ほか(1990)、楠・高城山団体研究グループ(1991)及び本田・丹波地帯研究グループ(1991)は型地層群から三畳紀後期を示す放散虫化石を検出し、これらを含むユニットを型地層群の構造的最上位の地質体(T_d)として位置付けた。なお、型地層群は上記の報告の中では細分されず、一括して取り扱われたが、Nakae(1990)は、丹波帯北部において八丁アンチフォームを構成する型地層群を岩相層序・地質年代・地質構造に基づいて細分した。またNakae(1992)は、丹波帯若狭地域の堆積岩コンプレックスはジュラ紀中期-後期にかけて連続的な付加作用によって形成されたものであり、付加年代による型及び型地層群の区分は不適当であり、古生代の海洋性岩石類の有無によるべきであると結論した。

本図幅地域の丹波帯に関する研究報告には次のようなものがある。坂口(1959)は篠山地域の丹波層群を見かけ下位より佐仲峠層、真南条層、高城山層及び新荘層に区分し、新井・坂口(1955)が命名した味間層を高城山層に含めた。岩生(1962)は、本地域南部を含む広範囲の地域を対象として、丹波帯の地層群を3部層に区分し、珪石鉱床の分布を明らかにした。石賀(1983)は本地域北東部を含む地域の地質概略図を示し、型地層群と型地層群の境界を示した。石賀ほか(1987)は坂口(1959)の高城山層と新荘層を再定義し、篠山盆地の南北両側に分布する高城山層と、主として篠山盆地西方に分布する味間層に区分した。そして、岩相や砂岩の鉱物組成の特徴から高城山層と味間層は超丹波帯に属するとした。しかし、栗本(1992)は高城山層上部の頁岩からジュラ紀中期後半-後期前葉の放散虫化石を報告し、岩相の特徴、地質年代及び他の地質体との関係からみて、高城山層は丹波帯に属すると判断した。井本ほか(1991)は本図幅地域東隣の園部図幅地域の地質について報告し、型地層群と型地層群を識別した。

2 概要

本図幅地域の丹波帯を構成する地質体は、混在岩を特徴とする変形の著しい堆積岩コンプレックスと、変形程度の小さい整然層に大別される。前者は岩相、地質構造及び地質年代に基づいて、構造的上位の型地層群と下位の型地層群に区分される。型地層群は篠山盆地北側では、構造的上位から藤岡コンプレックス・佐仲コンプレックス・三尾コンプレックスに三分され、盆地南側では上位から城南コンプレックス・古市コンプレックスに二分される。型地層群は黒井コンプレックスから構成される。岩相層序・構造的位相・地質年代から判断して、型地層群のうち藤岡コンプレックスは城南コンプレックス、佐仲コンプレックスは古市コンプレックスに対応し、篠山盆地北側に分布する三尾コンプレックスと黒井コンプレックスに対応する地質体は篠山盆地南側には分布しない。

本図幅地域の各コンプレックスと周辺地域のそれらとの対応を第19図に示す。前項の研究史で述べたように、丹波帯中央部の堆積岩コンプレックスは構造的低位よりT₁・T_a・T_b・T_cの各ユニットに区分された。本報告では地名をとってそれぞれの堆積岩コンプレックスを命名したが、

	井本ほか(1989) 京都西北部地域	井本ほか(1991) 園部地域	本 地 域		
II 型 地 層 群	周山ユニット	火打岩ユニット	藤岡 コンプレックス	城南 コンプレックス	T IIc
	雲ヶ畑ユニット	新水戸ユニット	佐仲 コンプレックス	古市 コンプレックス	T IIb
	灰屋ユニット	小金ヶ嶽ユニット	三尾コンプレックス		T IIa
I 型 地 層 群	I 型地層群	I 型地層群	黒井コンプレックス		T I

各ユニット・コンプレックスの境界は衝上断層

第 19 図 丹波帯を構成する堆積岩コンプレックスの対比

丹波帯全体をみる場合 T II a・T II b といった呼称は有効である。

一方、整然層である高城山層は篠山盆地の南北両側に分布する。堆積岩コンプレックスが緑色岩・チャートなどの海洋起源の物質を含むのに対し、高城山層は緑色岩・チャートを全く含まず、破断・変形を受けていない。

IV. 3 堆積岩コンプレックス

堆積岩コンプレックスは緑色岩・チャートに代表される海洋起源の物質と陸源の砕屑岩が混合した地質体であり、海洋プレートの沈み込みに伴って形成された付加体としてとらえることができる。堆積岩コンプレックスは模式的に見掛け下位の緑色岩に始まり、チャートに代表される遠洋性堆積物を経て、最上位には陸源の砂岩・頁岩が重なる海洋プレート層序(oceanic plate stratigraphy; Isozaki and Maruyama, 1992)を有することが期待される。年代をみると、チャートは二畳紀あるいは三畳紀の微化石、砕屑岩(頁岩)は三畳紀後期-ジュラ紀の放射虫化石を産出し、見掛け上位ほど若い年代を示す傾向にある。実際には断層による層序の繰り返しや混在岩の存在などのため原層序を保存していることはきわめて稀であるが、大局的にみて海洋プレート層序を読み取れることがある。例えば、佐仲コンプレックスにおいて、下部の緑色岩・チャートの上に厚い砂岩が重なる見掛けの層序はその特徴を示している(第 20 図 C 参照)。このような見掛けの層序を有する地質体をひとつのユニットとして認定し、コンプレックスと呼ぶ。コンプレックスは上下限を断層で画され、構造的下位のコンプレックスほど砕屑岩の年代が若くなる傾向にある。

本地域の堆積岩コンプレックスは構造的に上位から II 型地層群と I 型地層群に区分できる。II 型地層群は篠山盆地の南北両側に分布し、I 型地層群は本図幅地域北部に分布する。いずれも東西ないし西北

西 - 東南東方向に延びる。各コンプレックスの地質柱状図を第 20 図に示す。以下に構造的に上位、すなわち碎屑岩の年代の古いものから順に記述する。

3.1 藤岡コンプレックス (Fm, Fs, Fc, Fg)

新称：篠山町藤岡口から藤岡奥に至る藤岡川沿いを模式地とする。

分布 本コンプレックスは篠山盆地北側に沿って、西は氷上町石生から、東は篠山町丸山にかけて分布し、南北分布幅は 200 m から 3 km である。東隣の園部図幅地域(井本ほか, 1991)の型地層群火打岩ユニットに連続する。

見掛けの層序 本コンプレックスは、見掛け下位よりチャート・頁岩・砂岩・頁岩・チャート・頁岩が累重し、全層厚は約 1,340 m である(第 20 図 A)。なお、篠山盆地北側には藤岡コンプレックスの上位にある高城山層のさらに見掛け上位に頁岩・緑色岩から構成されるコンプレックスがある。この地層は藤岡コンプレックスとは高城山層を挟んで隔離されているが、本報告では藤岡コンプレックスに含めた。また、藤岡コンプレックスの頁岩から三畳紀後期を示す放散虫化石を得た(後述)。したがって、楠・高城山団体研究グループ(1991)が指摘したように T_d ユニットが存在する可能性があり、藤岡コンプレックスのほぼ南半分が三畳紀後期のコンプレックスとして区分される可能性がある。しかし、その分布が明確でないため、本報告では藤岡コンプレックスに含め、T_c ユニットに対応するとしておく(第 19 図)。

岩相 本コンプレックスは頁岩を主体とし、砂岩・チャート・緑色岩・石灰岩を含む。

頁岩は一般に砂岩やチャートの岩塊を含み、混在岩の様相を呈する。頁岩は剝離性を有する。一部には岩塊を含まない頁岩も存在するが、分布は狭く、混在岩と連続的であるので、頁岩として一括して扱った。また、緑色岩と互層したり、緑色岩を多量に含む頁岩があるが、このような頁岩・緑色岩の複合層は緑色岩として図示した。

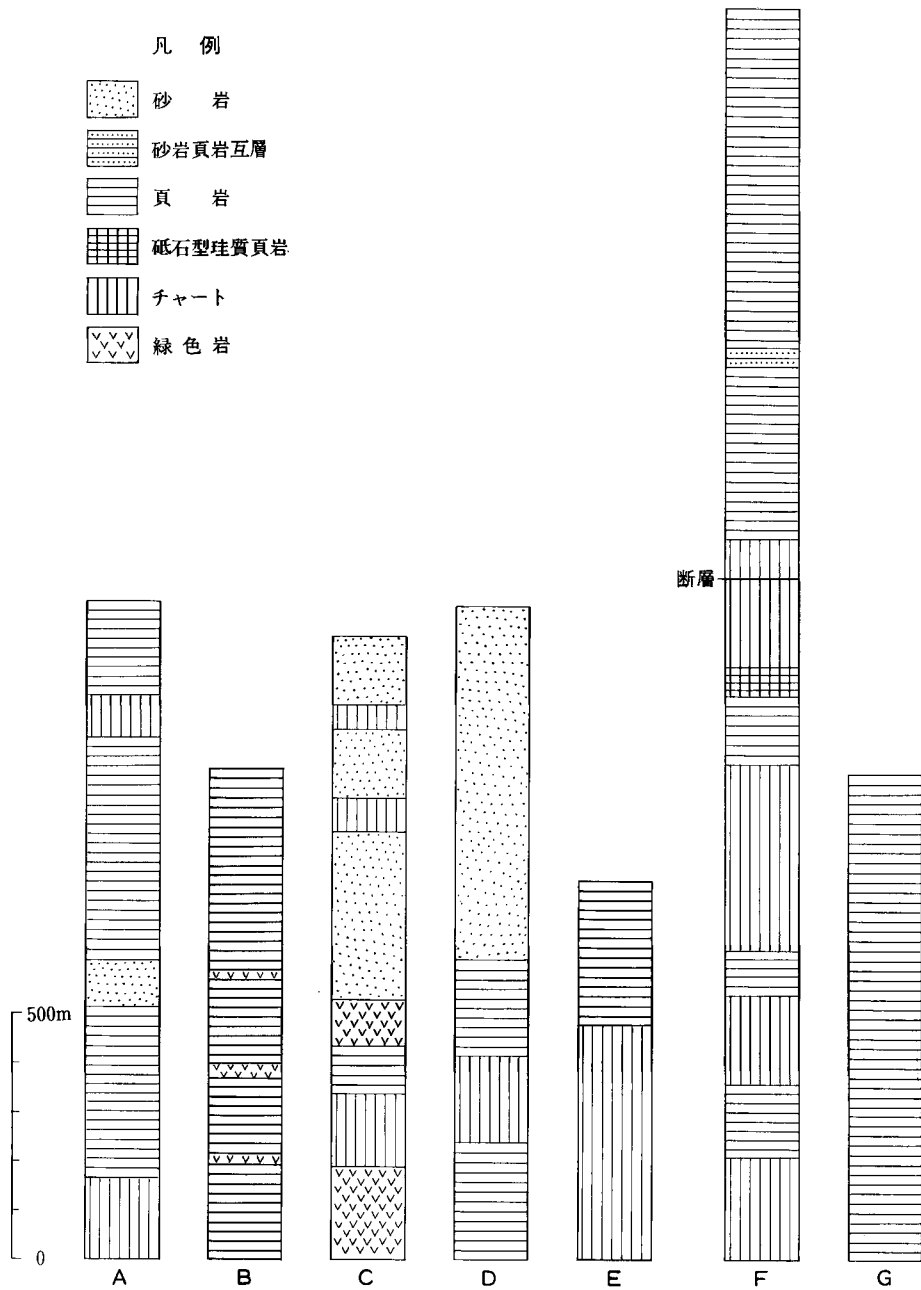
砂岩は数 m 単位で頁岩と互層したり、頁岩中に岩塊として産出したりする。砂岩は一般に中・細粒で、黒灰色を呈する。

チャートは、本コンプレックスの見掛け最下部に産出するものが最も厚く、断続しながらも、東西に 1-5 km 追跡することが出来る。他には見掛けの厚さ 100 m 以下の岩塊として存在する。チャートは黒灰色・灰色・赤色などを呈し、単層の厚さが 1-3 cm の層状チャートである。なお、山下ほか(1991)及び石田ほか(1992)は藤岡奥においてチャート・珪質頁岩について生層序学的検討を行い、二畳紀・三畳紀の連続層序を確認した。この露出は本コンプレックスの見掛け最下部のチャートに含まれる。

緑色岩は、一般に暗緑色を呈し、玄武岩の溶岩及び火山性碎屑岩から構成される。佐仲ダム周辺に図示した緑色岩は、頁岩と混在していたり、互層したりしている。

酸性凝灰岩が丹南町石住に分布する。周囲の頁岩との関係は不明であり、分布範囲が狭く側方への連続が確認できないので、地質図には示していない。岩相は灰色で、珪質である。鏡下では極細粒の珪長質鉱物から構成され、雲母が定向配列し、球形の放散虫化石が含まれる。なお、楠・高城山団体研究グループ(1991)は本地点周辺の頁岩・酸性凝灰岩から三畳紀後期の放散虫化石を報告している。

石灰岩は柏原町上小倉の南南西約 1.2 km の尾根部に分布するが、現在は転石で確認されるのみであ

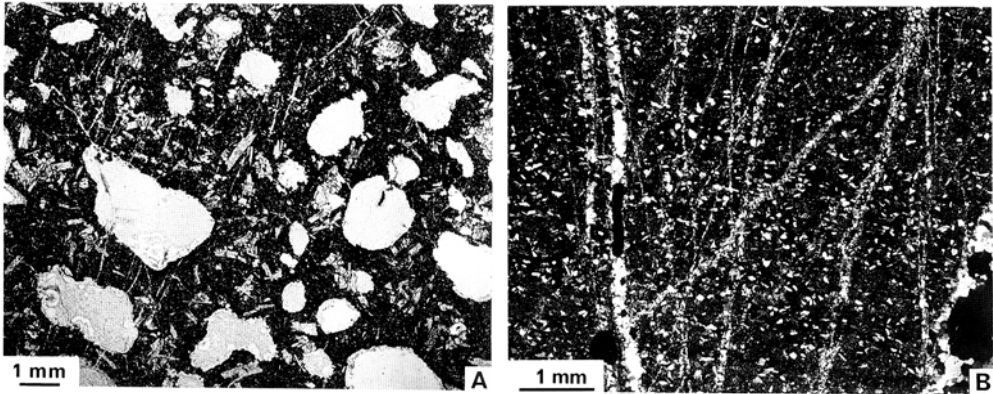


第 20 図 丹波帯を構成する堆積岩コンプレックスの見掛けの地質柱状図

A-E はII型地層群, F, G はI型地層群

A. 藤岡コンプレックス, B. 城南コンプレックス, C. 佐仲コンプレックス, D. 古市コンプレックス, E. 三尾コンプレックス, F,G. 黒井コンプレックス(Fは黒井アンチフォーム北翼, Gは南翼)

柱状図作成ルートは付図参照



第21図 城南コンプレックスの緑色岩と酸性凝灰岩の顕微鏡写真

A. 緑色岩(篠山町真南条上, GSJ R58737)

下方ポーラのみ。白色部は石英に充填された空隙。短冊状の斑晶は単斜輝石と斜長石

B. 酸性凝灰岩(篠山町城南, GSJ R58738) 直交ポーラ

るので、地質図には示していない。この石灰岩はかつて採掘されていた(小野山, 1931)が、坂口(1959)はこの採掘跡から紡錘虫化石の産出を報告した。

IV. 3. 2 城南コンプレックス (Jm, Js, Jc, Jg)

新称。丹南町真南条中から真南条上にかけての地域を模式地とする。

分布 本コンプレックスは篠山盆地南側に沿って、西は丹南町松尾山周辺から、東は篠山町小多田にかけて分布し、南北幅は1.5-2 kmである。本コンプレックスと後述の古市コンプレックスと合わせたものが東隣の園部図幅地域のⅡ型地層群未対比層(井本ほか, 1991)に連続する。

見掛けの層序 本コンプレックスは全体として頁岩から構成され、砂岩・緑色岩を挟む。全層厚は1,000 mである(第20図B)。

岩相 本コンプレックスは頁岩を主体とし、砂岩・チャート・緑色岩を含む。岩相の特徴は既述の藤岡コンプレックスと同様である。

チャート・緑色岩は頁岩中の岩塊として出現し、連続は悪い。城南付近の緑色岩は、鏡下では単斜輝石・斜長石の斑晶及び石基からなる玄武岩溶岩であり、発泡の空隙を細粒の石英が充填する(第21図A)。

城南の南東方には酸性凝灰岩が分布する。側方への連続が確認されないため、地質図では表現していない。この酸性凝灰岩は成層し、厚さは約10 mである。厚さ2-3 cmの粗粒部と数mmの細粒部が互層し、色は白色ないし緑色で、一部では赤味を帯びることがある。粗粒部を鏡下で観察すると、極細粒石英の集合体を基質として、石英・長石・黒雲母の結晶が散らばる(第21図B)。

IV. 3. 3 佐仲コンプレックス (Ss, Sm, Sc, Sg)

新称。西紀町小坂から佐仲ダムに至るルートを模式地とする。

分布 本コンプレックスは藤岡コンプレックスの北側に沿って、西は氷上町横田から、東は篠山町知

足北方にかけて分布し、南北幅は700 mから2 kmに及ぶ。東隣の園部図幅地域のⅡ型地層群新水戸ユニット(井本ほか, 1991)に連続する。

見掛けの層序 本コンプレックスは見掛け下位の緑色岩・チャートに始まり、上半部は砂岩に富み、チャートを挟む。全層厚は1,270 mである(第20図C)。

岩相 本コンプレックスは砂岩・頁岩・チャート・緑色岩から構成される。岩相の特徴は既述の藤岡コンプレックスと同様である。

IV. 3. 4 古市コンプレックス (Hs, Hm, Hc, Hg)

新称。丹南町城南東方1 kmから南へ、三田市愛宕山東方に至るルートを模式地とする。

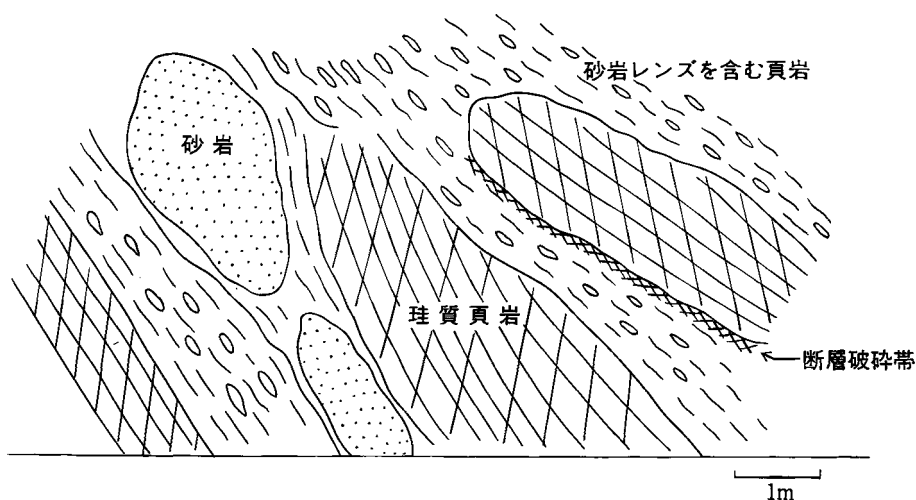
分布 本コンプレックスは城南コンプレックスの南側に沿って、西は丹南町住山から、東は丹南町と三田市の境界である三国ヶ岳周辺にかけて分布する。南北分布幅は最大2.5 kmに及び、南限は白亜紀後期の有馬層群と不整合または断層の関係で接する。

見掛けの層序 本コンプレックスは見掛け下半部が頁岩・チャート、上半部が砂岩から構成される。別のルートでは上半部の砂岩中に緑色岩・チャートが出現するが、これは地質図上では大きい岩塊として示される。全層厚は1,330 mである(第20図, D)。

岩相 本コンプレックスは砂岩・頁岩・チャートから構成され、少量の緑色岩を含む。岩相の特徴は既述の藤岡コンプレックスと同様である。

第22図に、厚さ1 m以上の砂岩及び珪質頁岩の岩塊として含む頁岩のスケッチを示す。基質にあたる頁岩は剥離性を有し、小さい砂岩岩塊を含む。

第23図に砂岩中に貫入した石英脈を示す。山南町阿草からこの砂岩の露出する丹南町住山にかけて、かつて鉱山が存在した記録があり(IX. 1章参照)、有馬層群の境界に沿って丹波帯の岩石はやや熱変成を受けている。



第22図 古市コンプレックスの混在岩(丹南町見内北方)



第23図 古市コンプレックス砂岩中の石英脈(丹南町住山)

IV. 3. 5 三尾コンプレックス(Mc, Mm, Mg)

新称. 西紀町佐仲ダム北方から佐仲峠を経て, 三尾山に至るルートを模式地とする.

分布 本コンプレックスは佐仲コンプレックスの北側に沿って, 西は氷上町犬岡から, 東は篠山町と西紀町の境界である三嶽周辺にかけて分布し, 南北分布幅は500 m-1.5 kmである. 東隣の園部図幅地域のII型層群小金ヶ嶽ユニット(井本ほか, 1991)に連続する.

見掛けの層序 本コンプレックスは見掛け下位よりチャートと頁岩が累重し, 全層厚は770 mである(第20図E).

岩相 本コンプレックスはチャート・頁岩から構成され, 少量の緑色岩を含む. チャートは見掛けの厚さが500 mに達し, 東西によく連続し, 東隣の園部図幅地域にも連続する. 岩相は既述の藤岡コンプレックスと同様である.

第24図に頁岩の露頭写真を示す. 剝離性を持った灰色を呈する頁岩で, チャートの小岩塊を含む. 周囲の頁岩は厚さ2-7 mの層状チャートの岩塊を挟む.

IV. 3. 6 黒井コンプレックス (Im, Ic, It, Is)

命名は栗本・牧本(1990)による. 春日町野瀬から野瀬峠に至る赤土谷と, 春日町原から三春峠に至る道路に好露出がある.

分布 本コンプレックスは三尾コンプレックスの北側に沿って, 西は春日町野山から, 東は西紀町鼓峠にかけて分布し, 南北分布幅は最大4.5 kmである. 北隣の福知山図幅地域(栗本・牧本, 1990)の黒井コンプレックス及び東隣の園部図幅地域(井本ほか, 1991)のI型地層群に連続する.



第 24 図 三尾コンプレックスの頁岩(西紀町佐仲ダム北方)

見掛けの層序 アンチフォームの北翼では、見掛け下位よりチャートと頁岩が交互に累重し、全層厚は 2,550m である(第 20 図 F)。一方、南翼では頁岩から構成され、全層厚は 990 m である(第 20 図 G)。

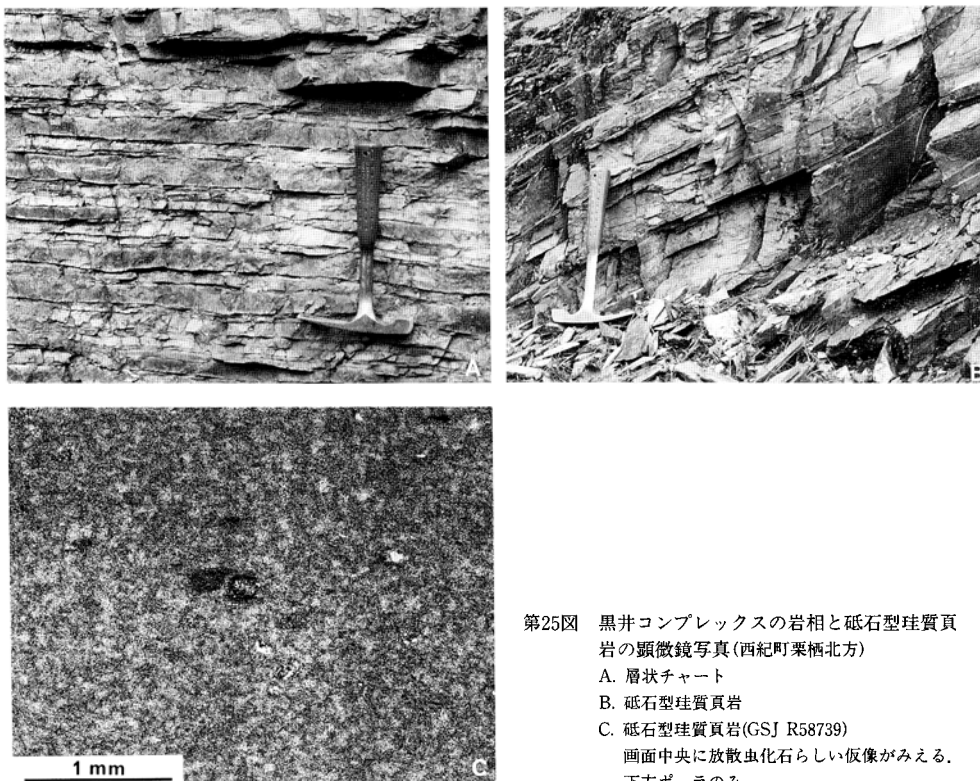
岩相 本コンプレックスは主として頁岩から構成され、チャート・砥石型珪質頁岩・砂岩頁岩互層を含む。緑色岩は分布しない。

頁岩には、砂岩やチャートの岩塊を含むものと、岩塊をほとんど含まないものがある。岩塊を含む頁岩は一般に剥離性を有し、暗灰色・灰色を呈する。一方、岩塊を含まない頁岩は黒色・灰色・灰緑色などを呈し、凝灰質または珪質であることがある。成層し、葉理が観察されることもある。

チャートは一般に灰白色で、単層の厚さが 1-5 cm の層状チャートである。単層間の挟みの頁岩は数 mm と一般には薄い、チャート単層部と同じ程度に浮くことがある(第 25 図 A)。また、挟みの頁岩は珪質または凝灰質で、灰色または白色である。チャートは層序的に上位に向かって、しだいに珪質部が薄く、頁岩部が厚くなり、珪質泥岩に移化する。

砥石型珪質頁岩はチャートの下位に存在し、本図幅地域において 2 層準で確認された。砥石型珪質頁岩は灰白色を呈し、板状に割れ安い(第 25 図 B)。層理に平行に剥離しやすく、剥離面上にコノドント化石の形状が認められる。鏡下では、シルトより大きい碎屑粒子を含まず、微晶質石英・イライト・緑泥石などからなる。まれに放散虫化石の仮像が見られる(第 25 図 C)。なお、砥石型珪質頁岩から産出したコノドント化石は三疊紀前期とされている(Igo and Koike, 1983)。

砂岩頁岩互層は砂岩優勢な互層であり、福知山図幅地域からの連続として、北縁部にわずかに分布する。



第25図 黒井コンプレックスの岩相と砥石型珪質頁岩の顕微鏡写真(西紀町栗栖北方)
 A. 層状チャート
 B. 砥石型珪質頁岩
 C. 砥石型珪質頁岩(GSJ R58739)
 画面中央に放散虫化石らしい仮像がみえる。
 下方ポーラのみ

3.7 産出化石と地質年代

本図幅地域の丹波帯からは、石賀(1983)により放散虫化石の産出が報告されている。今回、新たにチャート・頁岩から年代決定に有効な放散虫化石を検出した。本図幅地域から産出した放散虫化石を第1表に、産出地点を地質図に、代表的な放散虫化石を第 図版に示す。各コンプレックス構成岩類は岩相によりそれぞれ異なった地質年代を示し、型地層群では二疊紀からジュラ紀、型地層群では三疊紀 - ジュラ紀に及ぶ。本章で述べる堆積岩コンプレックスの形成年代とは、海洋プレートの沈み込みによって海洋起源の物質と陸源性砕屑物の複合した地質体として構成された時期をいい、その年代は砕屑岩(頁岩)に含まれる放散虫化石が示す最も若い年代あるいはそれ以降である。

藤岡コンプレックス チャートから産出した放散虫化石についてみると、地点8の赤色チャートからは *Follicucullus scholastics* が産出する。*F. Dscholastics* は二疊紀中期後葉 - 後期を示す(Ishiga, 1986)ことから、地点8の赤色チャートは二疊紀中期後葉 - 後期のものである。地点9の赤色チャートからは、*Follocucullus* sp. と *Neoalbaillella* sp. が産出する。*Neoalbaillella* 属は二疊紀後期に産出する(Ishiga, 1986)ことから、地点9の赤色チャートは二疊紀後期のものである。

次に頁岩についてみると、地点10の頁岩からは *Canoptum* cf. *triassicum* をはじめ多数の *Canoptum* sp. 及び第1表には掲載していないが *Dictymitrella* sp. が産出する。*C. triassicum* を代表種とする *C. triassicum* 群集帯は三疊紀後期後半を示す(Yao, 1982)ことから、地点10の頁岩は三疊紀後期後半の

ものである。地点7の頁岩からは *Canoptum* sp. が産出する。*Canoptum* 属は三疊紀後期 - ジュラ紀前期に産出するとされている (Pessagno et al., 1979) ことから、地点7の頁岩は三疊紀後期 - ジュラ紀前期の可能性ある。地点6の頁岩からは *Trillus*(?) sp. と *Hsuum* sp. が産出する。*Trillus* 属はジュラ紀前 - 中期 (Pessagno and Blome, 1980), *Hsuum* 属はジュラ紀前期 - 白亜紀前期 (Pessagno and Whalen, 1982) に産出するとされていることから、地点6の頁岩はジュラ紀の可能性ある。

以上の資料から、藤岡コンプレックスの形成年代は三疊紀後期後半 - ジュラ紀あるいはそれ以降である。

城南コンプレックス 地点13のチャートからは *Triassocampe* sp., *Corum* sp. が産出する。*Triassocampe* 属は三疊紀中期 - 後期, *Corum* 属は三疊紀後期 (Blome, 1984) に産出することから、地点13のチャートは三疊紀後期のものである。

地点12の赤色頁岩からは compound type のコノドント化石が産出する。この赤色頁岩はチャートに伴って出現する。コノドント化石の産出から、地点12の赤色頁岩は三疊紀以前のものである。

地点11の頁岩からは *Canoptum* sp., *Hsuum* sp. が産出する。*Canoptum* 属は三疊紀後期 - ジュラ紀前期 (Pessagno et al., 1979), *Hsuum* 属はジュラ紀前期 - 白亜紀前期 (Pessagno and Whalen, 1982) に産出することから、地点11の頁岩はジュラ紀前期の可能性ある。

以上の資料から、城南コンプレックスの形成年代はジュラ紀前期あるいはそれ以降である。

佐仲コンプレックス 地点14のチャートからは compound type のコノドント化石が産出することから、その地質年代は三疊紀以前である。地点16のチャートからは *Pantanellium* sp. と属種不明の *Nassellaria* が産出する。*Pantanellium* 属は三疊紀後期 - 白亜紀前期から産出するとされている (Pessagno and Blome, 1980)。

地点17の赤色頁岩からは *Parahsuum* cf. *simpulum*, *P.* cf. *ovale*, *Canoptum* sp. などが産出する。*P. simpulum* や *P. ovale* はジュラ紀前期前葉を示す *Prahsuum simpulum* 群集帯 (Yao, 1982) の構成種であることから、地点17の赤色頁岩はジュラ紀前期前葉のものである。

地点15の頁岩からは *Hsuum* sp., *Eucyrtidiellum* sp., *Archicapsa pachyderma* が産出する。*Hsuum* 属はジュラ紀前期 - 白亜紀前期 (Pessagno et al., 1982), *Archicapsa pachyderma* はジュラ紀前期 - 中期前半 (Matsuoka and Yao, 1986) に産出するとされている。したがって、地点15の頁岩はジュラ紀前期 - 中期前半の可能性ある。地点19の頁岩からは *Archicapsa pachyderma*, *Hsuum* sp., *Parvicingula* sp., *Stichocapsa* sp. が産出することから、地点19の頁岩はジュラ紀の可能性ある。地点18及び20の頁岩からは *Hsuum* sp., *Tricolocapsa* sp., *Archaeodictyomitra* sp. が産出する。*Tricolocapsa* 属はジュラ紀を特徴付ける属であり、ジュラ紀中期以降に多産することから、地点18及び20の頁岩はジュラ紀中期の可能性ある。

以上の資料から、佐仲コンプレックスの形成年代はジュラ紀前期 - 中期あるいはそれ以降である。

古市コンプレックス 地点22のチャートからは *Follicucullus scholastics* が産出することから、このチャートは二疊紀中期後葉 - 後期のものである。地点21のチャートからは属・種不明の *Nassellaria* が産出するのみで、年代決定は困難である。地点23, 24の珪質頁岩からは *Archicapsa pachyderma* が産出することから、ジュラ紀の可能性ある。

今回、頁岩からは年代を決定する放散虫化石は得ることができず、本コンプレックスの形成年代は明確にできなかったが、ジュラ紀に形成されたと推定される。

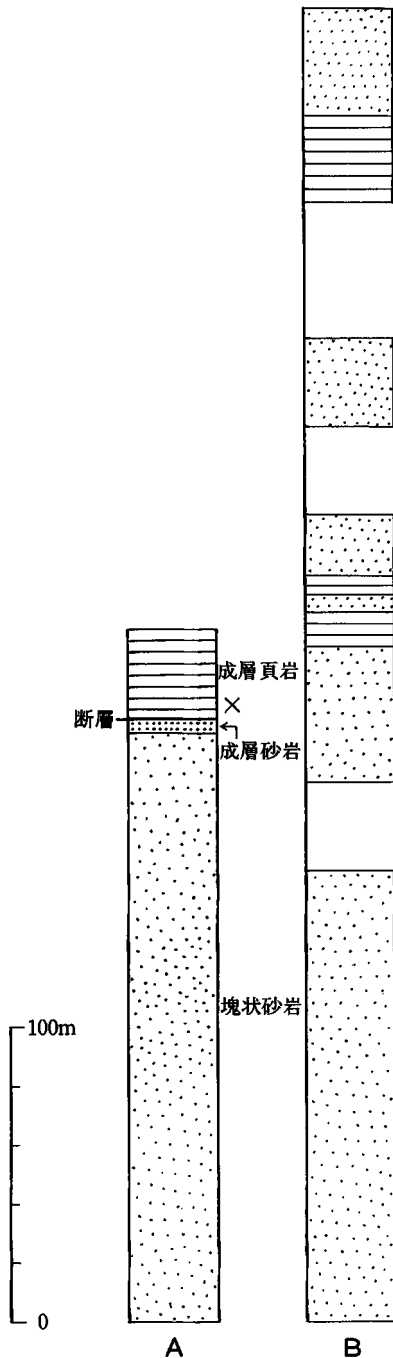
三尾コンプレックス 地点30のチャートからは *Pseudoalbaillella* sp. が産出する。*Pseudoalbaillella* 属は二畳紀前 - 中期を示す(Ishiga, 1986)ことから、地点30のチャートは二畳紀前 - 中期のものである。地点28のチャートは *Zartus*(?) sp. が産出する。*Zartus* 属はジュラ紀前期 - 中期に産出する(Pessagno and Blome, 1980)とされていることから、地点28のチャートはジュラ紀前期 - 中期のものである。

頁岩についてみると、地点26の頁岩からは compound type のコノドント化石が産出することから、この頁岩は三畳紀以前である。この頁岩はチャートに密接に伴って産出し、地質図においてもチャート分布域中に含まれる。地点29の頁岩からは *Tricolocapsa*(?) cf. *fusiformis*, *Stichocapsa* sp. *Eucyrtidellum* sp. が産出し、この放散虫化石群集はジュラ紀中期前半を示す八尾(1986)の *Unuma echinatus* 群集帯(Matsuoka and Yao(1986)の *Tricolocapsa plicarum* 帯)に相当する可能性が高い。地点25の頁岩からは *Tricolocapsa* sp. が産出することから、地点25の頁岩はジュラ紀中期のものであろう。地点27の頁岩からは属・種不明の *Nassellaria* が産出する。

以上の資料から、三尾コンプレックスの形成はジュラ紀中期前半あるいはそれ以降である。

黒井コンプレックス 地点32, 35, 36(R 58710), 37のチャート及び地点37の珪質頁岩からは、compound type のコノドント化石が産出することから、これらの地質年代は三畳紀以前である。地点46及び47(R 58724)のチャートからは *Epigondollella* sp. が産出することから、これらの地質年代は三畳紀後期である。地点43及び47(R 58723)のチャートからは *Triassicampe* cf. *deweveri* が産出する。これらの放散虫化石は三畳紀中期を示す *T. deweveri* 群集帯(Yao, 1982)に相当する。したがって、地点43及び47(R 58723)のチャートは三畳紀中期のものである。地点31のチャートからは *Tricolocapsa* sp. と *Stichocapsa* sp.、地点41のチャートからは *Parahsuum* sp. が産出することから、これらのチャートはジュラ紀のものである可能性がある。地点36(R 58711)及び地点42のチャートから産出した放散虫化石からは年代を限定することができない。

地点40及び44の頁岩からは *Tricolocapsa* cf. *conexa* が産出し、地点40の頁岩からは *Archaeodictyomitra* sp. も産出する。これらの放散虫化石は八尾(1986)の *Guexella nudata* 群集帯あるいは *Gongylothorax sakawaensis*-*Stichocapsa naradaniensis* 群集帯(Matsuoka and Yao(1986)の *T.conexa* 帯あるいは *Stylocapsa*(?) *spiralis* 帯)に相当する。前者はジュラ紀中期後半、後者はジュラ紀後期前葉を示すとされている。したがって、地点40及び44の頁岩はジュラ紀中期後半 - 後期前葉のものである。地点53の頁岩からは *Tricolocapsa* cf. *plicarum* が産出することから、ジュラ紀中期前半を示す *Unuma echinatus* 群集帯またはそれ以降の群集帯に相当する可能性がある。したがって、地点53の頁岩はジュラ紀中期前半またはそれ以降のものである。地点33, 34, 35, 38, 39, 49, 50, 51, 52の頁岩及び地点48の珪質頁岩からは、*Archaeodictyomitra*, *Tricolocapsa*, *Parvicingula*, *Stichocapsa* 属のいずれかの放散虫化石が産出する。これらの放散虫化石がいずれの放散虫化石帯に相当するか確定できないが、構成種から判断してジュラ紀中期のものであろう。地点45の頁岩からは属・種不明の *Nassellaria* が産出する。なお、石賀(1983)は本図幅と東隣の園部図幅地域にまたがる黒井コンプレックスからジュラ紀後期を示す放散虫化石を報告した。それらのうち3試料はジュラ紀後期前葉を示す *Gongylothorax saka* -



第26図 高城山層の地質柱状図
 A. 篠山盆地北側, B. 篠山盆地南側
 柱状図作成ルートは付図参照
 ×: 放散虫化石産出層準

waensis-Sticocapsa naradaniensis 群集帯(当時は *Gonylothorax sakawaensis-Sticocapsa* sp. C 群集帯), 1 試料はジュラ紀後期中葉を示す *Tricolocapsa yaoi* 群集帯(当時は *Tricolocapsa* sp. O 群集帯)である。

以上の資料から、黒井コンプレックスの形成年代はジュラ紀中期後半-後期中葉あるいはそれ以降である。

IV. 3. 8 砂岩の鉱物組成

楠・武蔵野(1989)は京都府周山地域を中心に、木村ほか(1989)は綾部図幅地域において砂岩の鉱物組成を検討した。彼らによると、構造的に上位のユニット(コンプレックス)から下位のユニット、すなわち碎屑岩の年代(堆積岩コンプレックスの形成年代)が若くなるに従い、岩片が減少し、石英が多くなる傾向がある。これは碎屑物の後背地の系統的・連続的変化を反映しており、地史の考察に有用である。

IV. 4 高城山層 (Ts, Tm)

命名は石賀ほか(1987)による。本層の層序・岩相・地質年代の記述はほぼ栗本(1992)に従う。

分布 高城山層は篠山盆地を取り囲むように分布する。本層の上限は超丹波帯の上滝層あるいは味間層と断層関係にあり、下限は藤岡コンプレックス及び城南コンプレックスと断層関係にある。篠山盆地北側の一部においては藤岡コンプレックスの中に上下限を断層で画されて分布する。丹南町味間奥周辺では有馬層群と断層、貫入あるいは不整合のいずれかの関係にある。

層序 篠山盆地北側において化石産地を含むルートでの地質柱状図と篠山盆地南側での地質柱状図を第26図に示す。

篠山盆地北側では、本層は下位より塊状砂岩 200 m, 成層砂岩 5 m, 頁岩 30 m が重なり、全層厚は 235 m である。成層砂岩は下部では 10-20 cm, 上部では 2-5 cm の厚さで成層し、上方に薄層化する傾向がある。頁岩の挟みは極めて薄く、認められないことが多い。野外にお

いて、成層砂岩と頁岩の間には地層面にほぼ平行な断層が存在し、約 10 cm の破碎帯を伴う(第 26 図)。このように砂岩と上位の頁岩は実際には断層関係にあるが、下位より上位に向かって塊状砂岩、成層した砂岩、頁岩に至る上方細粒化の層序を示すと推定される。

一方、篠山盆地南側では、本層は塊状砂岩を主体とし、しばしば頁岩を挟む。全層厚は約 450 m である。

岩相 高城山層は主として砂岩から構成され、頁岩及び砂岩頁岩互層を伴う。砂岩は一般に塊状・中粒で、灰色-灰白色を呈し、淘汰がよい。また、砂岩は成層し、頁岩と互層することがある(第 27 図 A)。頁岩はややシルト質で、黒色ないし暗灰色を呈し、成層する(第 27 図 B)。剝離性の発達は弱く、砂岩の挟みは全く認められない。

産出化石と地質年代 高城山層上部の頁岩(地点 54)より、*Tricolocapsa cf. conexa*, *Protunuma* sp. が産出した。*T. cf. conexa* は殻表面の縦方向の plicae に対して直交する ridge が明瞭に観察され、*Protunuma* sp. は種名の決定までは至らなかったが、間隔の広い plicae を有し、Plicae の間に pore の並びがすすかに判別できる(化石写真は栗本(1992)の Fig. 4 を参照)。これらの放散虫化石は八尾(1986)の *Guexella nudata* 群集帯あるいは *Gongylothorax sakawaensis-Stichocapsa naradaniensis* 群集帯(Matsuoka and Yao(1986)の *T. conexa* 帯あるいは *Stylocapsa(?) spiralis* 帯)に相当する。前者はジュラ紀中期後半、後者はジュラ紀後期前葉を示すとされている。したがって、放散虫化石の産出に基づいて、高城山層は中部ないし上部ジュラ系を含む。

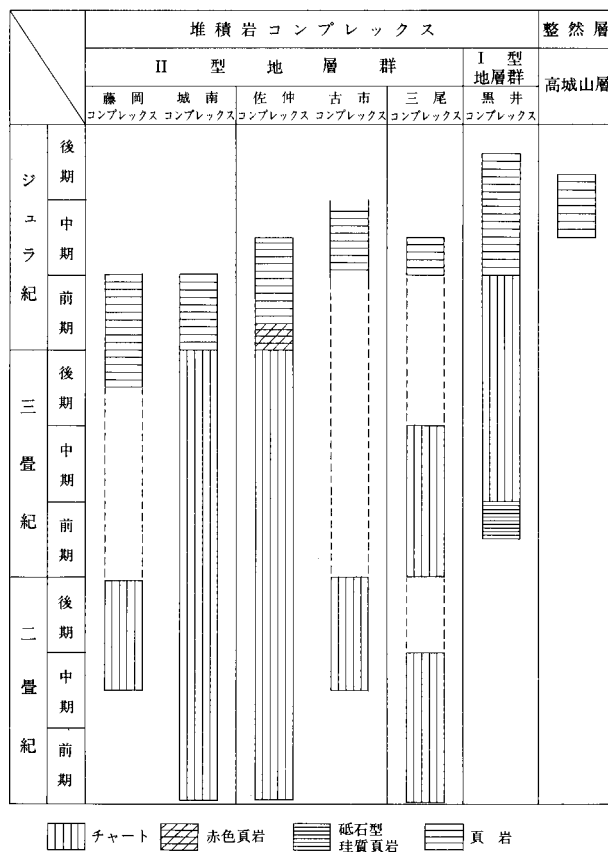


第27図 高城山層の岩相と砂岩の顕微鏡写真
 A. 成層砂岩(篠山町大谷)
 B. 成層頁岩(篠山町大熊北方)
 C. 塊状砂岩(篠山町宇土南方, GSJ R58740)
 直交ボーラ

砂岩の鉱物組成 塊状砂岩の顕微鏡写真を第27図Cに示す。淘汰のよい石英粒子を主体とし、ほかにカリ長石・斜長石を含む。鉱物組成の検討によると基質の少ない長石質のアレナイトであり、6試料の平均では基質8.3%、石英57.1%、カリ長石19.7%、斜長石4.0%、岩片10.9%である。カリ長石にはパーサイト構造やマイクロクリンが顕著である。岩片は酸性火成岩が圧倒的に多く、約7割を占める。楠・武蔵野(1990)は高城山層の砂岩の鉱物組成を報告したが、今回の検討結果とほぼ調和的である。

5 地質構造

丹波帯の形成 本図幅地域の丹波帯構成岩類について、上述の微化石に基づくチャート・珪質頁岩・頁岩の年代分布を第28図に示す。まず、堆積岩コンプレックスについてみると、構造的上位に位置する藤岡・城南コンプレックスの頁岩の地質年代は三疊紀後期 - ジュラ紀前期を示し、他のコンプレックスより明らかに古い。一方、構造的最低位にある黒井コンプレックスの頁岩の年代はジュラ紀後期を含み最も若い。このように構造的上位から下位に行くに従い、頁岩の放散虫化石年代が若くなる傾向がある。この放散虫化石年代は各コンプレックスの形成年代を示しており、堆積岩コンプレックスは構造的に上位のものから順に海洋プレートの沈み込みに伴う付加体として形成されていった。



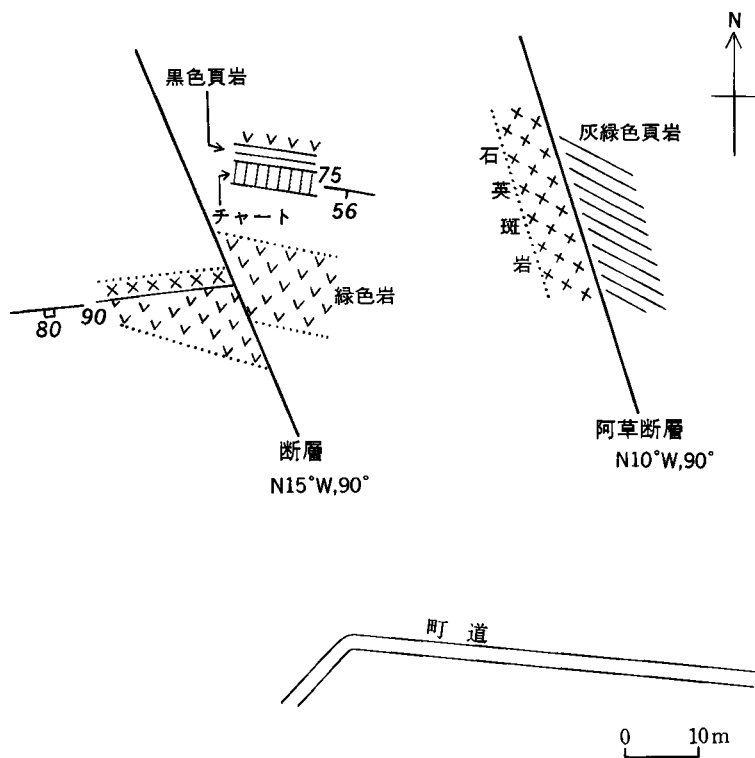
第28図 微化石年代に基づく丹波帯構成岩類の年代分布

一方、整然層である高城山層の頁岩からはジュラ紀中期後半 - 後期前葉を示す放散虫化石が産出する。この地質年代は黒井コンプレックスの頁岩の地質年代に重複する。このことは最も若い、つまり構造的低位の堆積岩コンプレックス(型地層群)が付加過程を通じて形成されていた時期に、緑色岩・チャートを含まない整然層が堆積したことを示す。このような整然層の堆積場としては大陸斜面上の堆積盆地などが推定される。篠山盆地北側において、高城山層は上下を断層で画されて堆積岩コンプレックスに挟まれていることから(後述の丹波帯と超丹波帯の関係を参照)、堆積後にコンプレックスの覆瓦構造に巻き込まれたと推定される。

阿草断層 柏原町上小倉での阿草断層付近のルートマップを第29図に示す。南北性の断層が2本確認され、東側のものが阿草断層に相当する。阿草断層は石英斑岩の東端を画し、断層の東側には藤岡コンプレックスの頁岩が分布する。確認された石英斑岩の幅は約10mである。西側の断層は阿草断層とほぼ平行な走向・傾斜を有し、藤岡コンプレックスの中を通過し、東西性の岩脈を切っている。この地点より北方には阿草断層及び石英斑岩は確認されない。

丹波帯と超丹波帯の関係 篠山盆地北側には超丹波帯及び丹波帯の地層が狭い範囲に複雑に分布する。第30図に今福北方と新荘付近のルートマップを示し、地層間の関係を記述する。

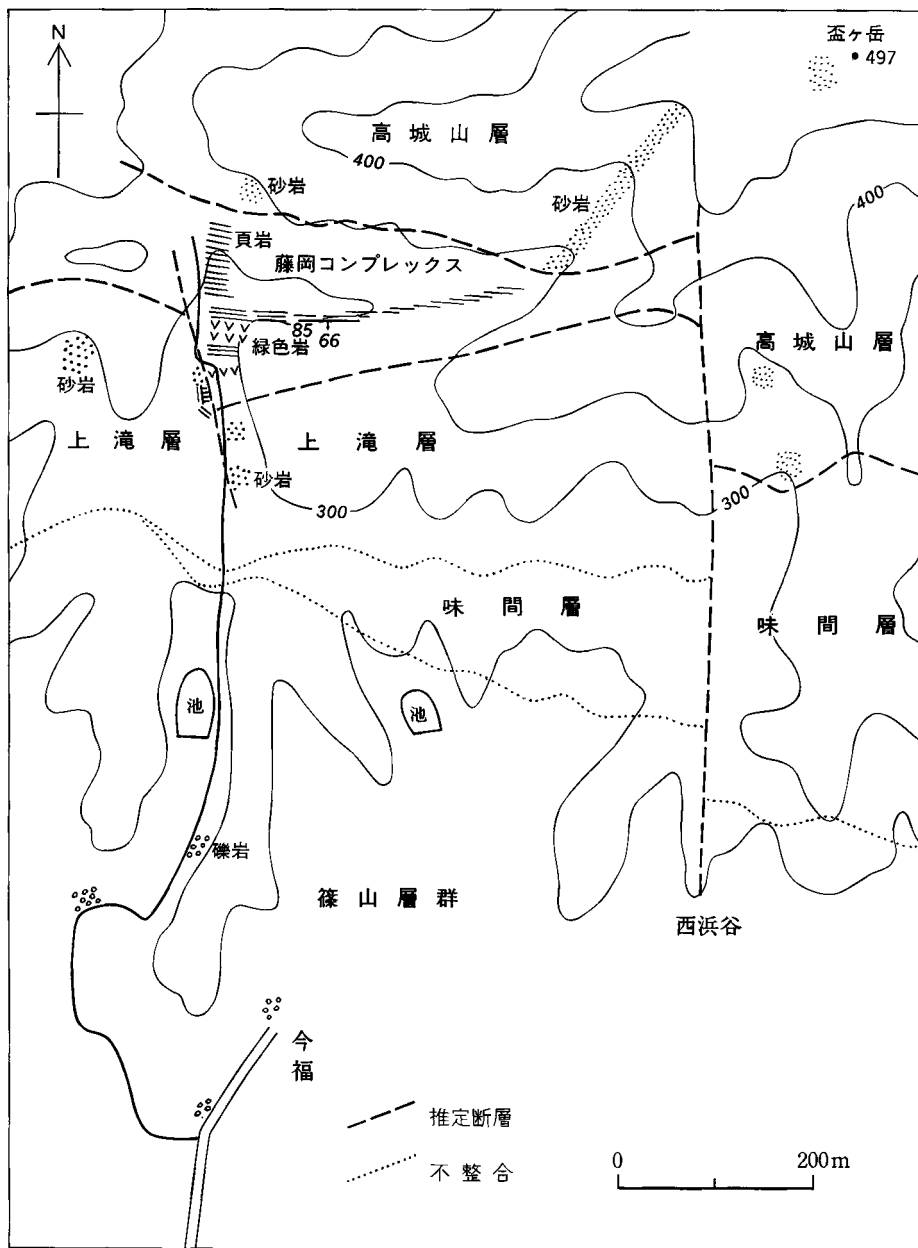
まず、今福北方(第30図A)では味間層の分布がはっきり確認されず、上滝層と丹波帯に属する高城



第29図 藤岡コンプレックス内の南北性断層(柏原町上小倉)
ルートマップの範囲は付図参照

山層・藤岡コンプレックスが分布する。上滝層の砂岩の北側には藤岡コンプレックス、さらにその北に高城山層砂岩が分布する。藤岡コンプレックスは本体の同コンプレックスからは隔離されて、両側を断層で画されている。主に頁岩と綠色岩から構成され、頁岩中に砂岩の岩塊が含まれる。

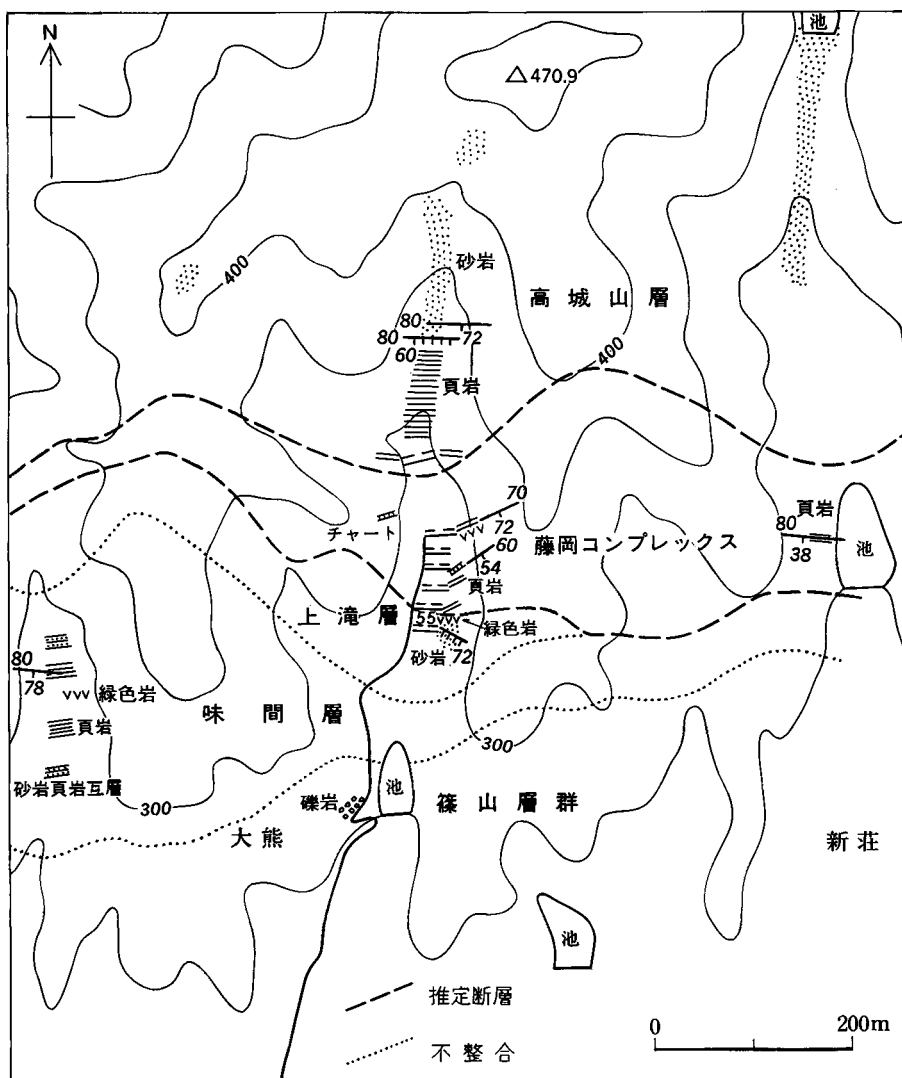
次に、新莊付近(第30図B)では、南より味間層の砂岩頁岩、上滝層砂岩、藤岡コンプレックス及び



第30図A 高城山層とその周辺のルートマップ
篠山町今福北方
ルートマップの範囲は付図参照

高城山層の頁岩・砂岩が分布する．ここでも藤岡コンプレックスは本体の同コンプレックスからは隔離されて，両側を断層で画されている．

栗本(1992)は丹波帯の構成岩類の中で高城山層が最上位に位置するとしたが，上述のように高城山層の上位にも堆積岩コンプレックス(本報告では藤岡コンプレックスに含めた)が確認され，同層は藤岡コンプレックス中に上下限を断層で画されて分布する．これらの丹波帯の地質体の上に超丹波帯の地質体が累重する．本来，味間層によって不整合に覆われる上滝層が丹波帯の地質体に衝上したと考えられるが，一部では上滝層が欠如し，味間層が直接高城山層と断層で接することがある．



第30図B 高城山層とその周辺のルートマップ
篠山町新荘
ルートマップの範囲は付図参照

. 篠山層群

(吉川敏之)

. 1 研究史

篠山層群という名称は、小野山(1931)が篠山盆地及びその西方に分布する地層に対して篠山統と命名したものを、新井・坂口(1955)が篠山層群と呼んだのが始まりである。

篠山層群について初めて記載したのは山下(1895)で、岩相の類似から硯石統に対比した。小野山(1931)は篠山盆地周辺の調査を行い、篠山層群の分布と基盤との層序関係を明らかにした。坂口(1959)は篠山盆地周辺の層序と構造について詳細な研究を行い、篠山層群を主に礫岩・砂岩・泥岩からなる下部層と、角閃石安山岩火砕岩を主とする上部層とに二分した。同じ頃、化石の研究も盛んで、円増・中沢(1956)、坂口(1959)、楠見(1961)が貝蝦化石を、Ota(1960)が軟体動物化石を、円増(1958)、楠見(1961)が植物化石を報告している。楠見(1961)はまた、現生の貝蝦類の研究から得られた分類基準を化石貝蝦に応用し、その分類を試みるとともに、篠山層群の貝蝦化石の生息環境を内陸盆地の泥湿地と推定した。

1960年代までは、篠山層群の基盤である中・古生界は地向斜堆積物と考えられていたが、1970年代後半から1980年代の活発な研究によって、その地帯区分や層序・構造・形成年代は大きく書き換えられてきた。それに伴い、篠山層群は丹波帯・超丹波帯の構造形成や堆積場を議論する上でも地質学的に重要な位置を占めるようになった。しかし、この時期には基盤の層序・構造の解明が進められる一方、篠山層群に関しては井本・京都教育大礫岩研究グループ(1977)、石賀・京都教育大礫岩研究グループ(1978)の礫岩の礫種に関する研究があるものの、層序・構造に関する詳しい調査は行われなかった。

1980年代になると、篠山層群の放射年代が盛んに報告されるようになった(弘原海ほか, 1983, 渋谷・笹嶋, 1984, 弘原海, 1987, 通産省資源エネルギー庁, 1988, 松浦・吉川, 1992), 年代値にはややばらつきもあるが、いずれも白亜紀前期ということでは一致している。また、最近、田村(1990 a, b)は、軟体動物、シャジクモの生卵器及び貝形類の化石の産出を報告している。

清水(1991a, b)は篠山盆地東部の篠山層群の層序・構造について研究を行い、基盤の丹波帯・超丹波帯のシンフォーム構造の形成時期を篠山層群堆積以前であると考察した。吉川(1993)は篠山層群の層序・構造を明らかにし、シンフォーム構造を形成した造構運動は、少なくとも篠山層群下部層堆積時まで続いていたと考えた。

V. 2 概 要

篠山層群は、本図幅中央部-東部の篠山盆地及びその西方の山南町下滝地域に分布する。篠山盆地は丹波帯・超丹波帯の地層群が構成する篠山シンフォームの軸部に位置しており、篠山層群は篠山シンフォームとほぼ一致する軸をもつ向斜構造をなす。ただし、基盤の丹波帯・超丹波帯の構造とは違って、篠山層群は軸部に向かって上位層が露出する単純な向斜構造である。篠山盆地の篠山層群は東西約13 km、南北最大3.5 kmの広がりをもち、このうち東部約3 kmの範囲は東隣の園部図幅地域に相当する。下滝地域の篠山層群は、南西に開いた複向斜構造をなし、有馬層群に緩傾斜に覆われて分布している。被覆層を無視すれば、その広がりには東西約3 km、南北約4 kmに及ぶ。篠山層群の全層厚は、篠山盆地で1,500 m以上に達する。

篠山層群は大きく下部層と上部層に区分される(坂口, 1959)。下部層は篠山盆地及び下滝地域に分布するが、上部層は篠山盆地東部のみに限られ、下滝地域には分布しない。

篠山層群が直接覆うのは超丹波帯に属する味間層と柏原層及び上滝層である。篠山層群が丹波帯の地層を覆う例は知られていない。篠山層群と超丹波帯の地層との関係は本図幅内でも数か所で観察できるが、両者の接する不整合面がみられるのは坂口(1959)によって報告された丹南町川代の県道沿いの露頭のみである。

篠山層群の上位には不整合で有馬層群阿草層が重なる。流紋岩溶岩が直接覆う場合、礫岩が覆う場合、また溶結凝灰岩が重なる場合の3通りがあり、不整合露頭は下滝地域の数か所で観察できる。また、鴨川層の流紋岩が篠山層群を貫いており、山南町篠場北方では流紋岩の潜頂丘岩体が篠山層群をドーム状に押し上げていると考えられる。下滝地域の篠山層群には、大量のひん岩岩脈・シルが貫入している。

なお、現在まで篠山層群からは淡水棲の化石のみが産出しており、篠山層群は陸成層と考えられる。

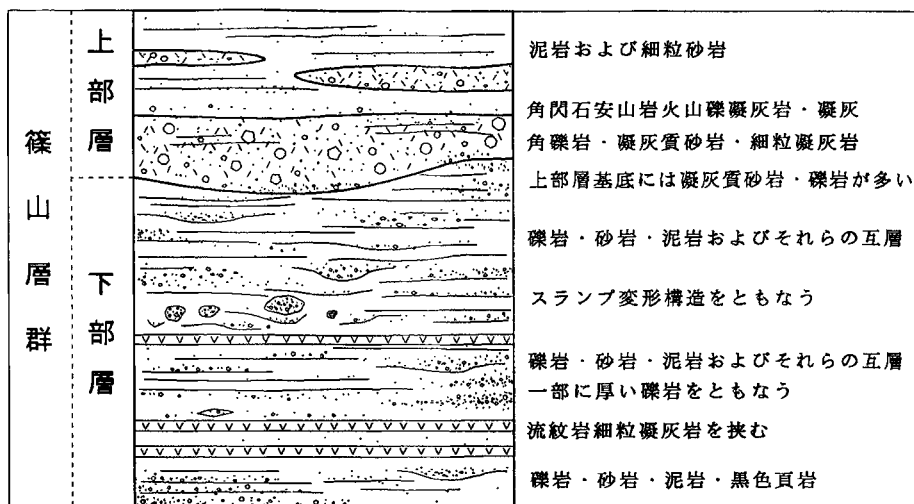
V. 3 岩 相 層 序

篠山層群の模式柱状図を第31図に、柱状対比図を第32図に示す。

V. 3. 1 下部層 (1Ss)

下部層は篠山盆地内部及び盆地周辺の丘陵と、下滝地域に分布する。礫岩、粗粒砂岩(細礫・小礫を含む)、細粒砂岩、泥岩及び黒色頁岩からなり、流紋岩凝灰岩を主に下部の層準に挟む。黒色頁岩は他の泥岩より硬質で剥離性が強いが、分布はごく少なく、丹南町川代及び山南町阿草の篠山川河床にのみ露出している。黒色頁岩以外の礫岩・砂岩・泥岩は、一般に暗赤褐色から淡赤褐色を呈する。なお、地質図には流紋岩凝灰岩は3層しか示されていないが、実際には更に数層存在する。下部層の全層厚は1,300 mを越える。

下部層では、しばしば礫岩・粗粒砂岩からなる粗粒相と、細粒砂岩・泥岩からなる細粒相とが20-50 cm単位で規則的に互層する。西紀町宮田東方では、粗粒砂岩・細粒砂岩・泥岩の互層(まれに礫岩を



第 31 図 篠山層群模式柱状図

篠山層群下部層の流紋岩凝灰岩は、この図では 3 枚しか示していないが、実際には更に数枚存在する

挟む)が層厚 60 m 以上にわたって連続しているのが観察された。粗粒相の淘汰は一般に悪く、礫の形状は亜角礫ないし亜円礫である。なお、篠山盆地と下滝地域の礫岩の礫種構成には、明瞭な違いがみとめられる(井本・京都教育大礫岩研究グループ, 1977, 石賀・京都教育大礫岩研究グループ, 1978)。篠山盆地では砂岩及びチャートの礫が卓越するのに対し、下滝地域ではこれらに加えて石灰岩、結晶片岩、火山岩などが含まれており、より多様である。礫径は最大 6 cm 程度が多い。礫岩は下位の砂岩や泥岩を削り込んで堆積していることもあり、チャンネル充填堆積物と考えられる。堆積構造の保存はよくないが、砂岩・泥岩互層に明瞭な級化構造の認められることは少ない。砂岩にはまれに斜交層理がみられ、細粒砂岩や泥岩には雨痕、生痕もみられる(円増, 1958)。

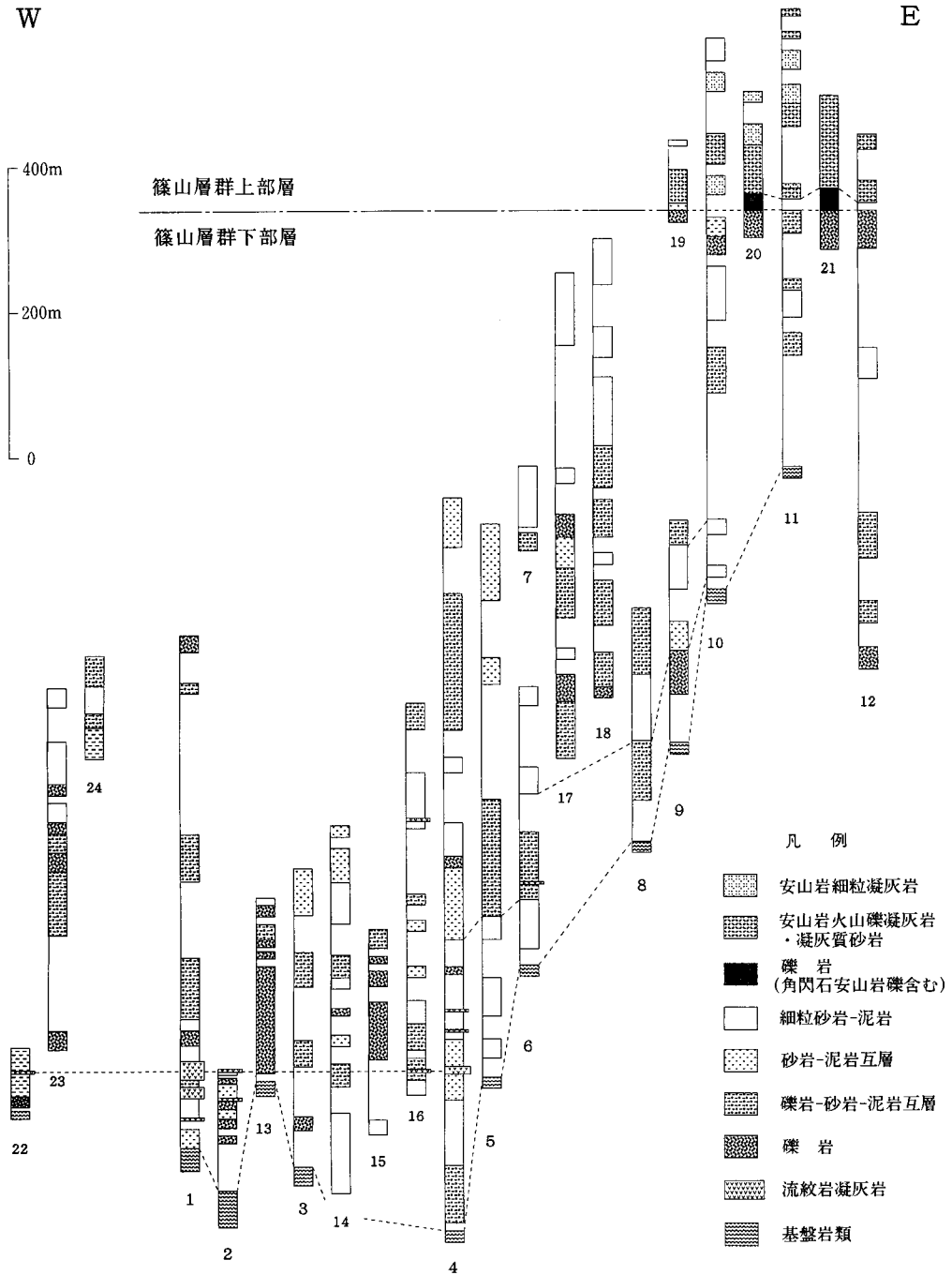
一方、礫岩が厚さ 100 m 以上にわたって発達することもある。このような場合には礫径は最大 25 cm に及び、基質も乏しくかつ粗粒である。礫の淘汰も悪く、円磨度も円礫から角礫まで多様である。また、正級化構造を示すことがある。篠山盆地では、礫岩が厚く発達するのは盆地西部で、特に向斜構造の南翼側で顕著である。

流紋岩凝灰岩はほとんどが下部の層準に挟まれており、上部にはごくまれである。岩質は黒雲母含有流紋岩質で、白色から淡青緑色を呈し、平行葉理が発達することがある。一般に硬質で、成層構造も明瞭であるが、一部では風化・変質の著しいこともある。層厚は一般には数 10 cm - 2 m 程度であるが、丹南町川代の篠山川河床では最大約 20 m の層厚を有する。側方への層厚の変化が大きいため、流紋岩凝灰岩のかなりの部分は、堆積後に上位の地層に覆われる以前に削剥されていたり、再移動していると考えられる。

下部層には安山岩質の凝灰岩類はみられないが、しばしば安山岩凝灰質砂岩は存在する。このような砂岩には、肉眼的には認めにくい、鏡下では安山岩ないしひん岩の岩片が観察される。ただし、上部層の凝灰質砂岩と違って、角閃石を含むことはほとんどない。

W

E



第 32 図 A 篠山層群の柱状対比図

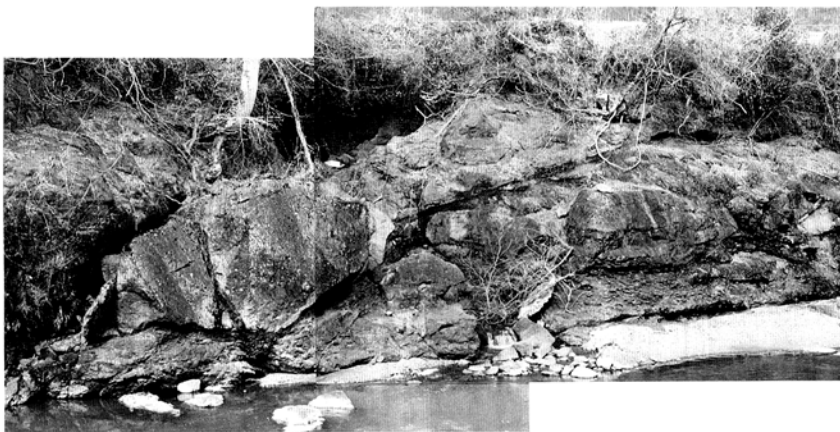
下滝地域及び篠山盆地の篠山層群の柱状対比図

1：篠山盆地西端部， 2-12：篠山盆地北翼側， 13-21：篠山盆地南翼側， 22-24：下滝地域

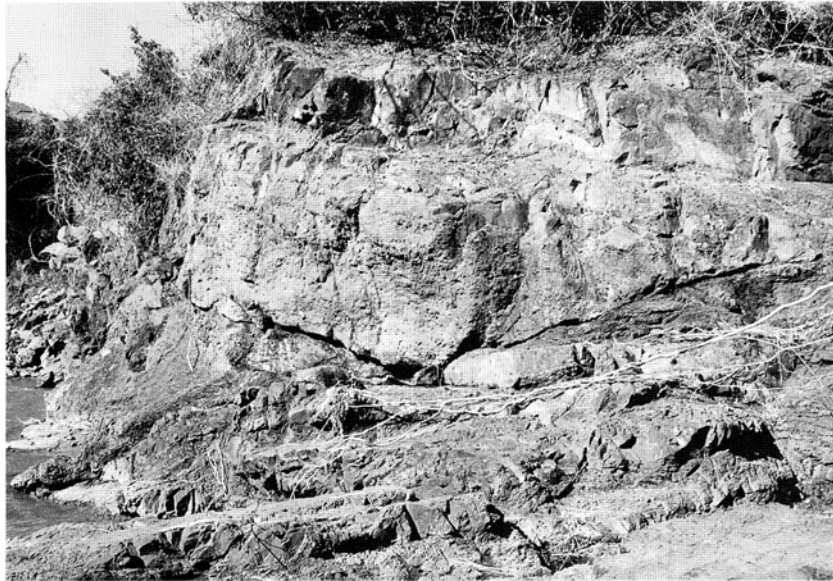


第 32 図 B 篠山層群の柱状対比図
柱状対比ルート一覧図

篠山層群下部層には、堆積後間もない時期に形成されたと思われる未固結変形構造が各所にみださされる。山南町下滝地域の篠山川河岸では、赤褐色の細粒砂岩から泥岩の基質の中に礫岩がブロックまたは不規則レンズ形として含まれているのが模式的に観察される(第33図)。基質の細粒砂岩から泥岩には層理もみられず、剪断変形が著しい。礫岩ブロックは長径約30cmから数m大に及び、基質とは対照的に、成層構造が比較的よく保存されている例も多い。他の地域でも、碎屑岩脈、波長数mのスランプ褶曲、コンポラート層理がしばしばみられる。



第 33 図 A 篠山層群にみられるスランプ変形構造(山南町下滝の篠山川河床)
細粒砂岩・泥岩の基質中に礫岩がブロック化して含まれている。左端の礫岩ブロックの長径は約6m



第 33 図 B 篠山層群にみられるスランプ変形構造(山南町下滝の篠山川河床)
 ブロック化した礫岩とその基質をなす変形著しい細粒砂岩・泥岩が、明瞭なすべり面をもって
 細粒砂岩・礫岩互層上に重なっている。すべり面の上下で地層の走向・傾斜が異なる。中央の
 礫岩層の厚さは約 2.5 m

V.3.2 上部層(uSv, uSs)

上部層は篠山盆地東部の丘陵地にのみ分布する。下部は角閃石安山岩の火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、
 細粒凝灰岩、凝灰質砂岩、礫岩からなり、上部は泥岩及び細粒砂岩からなる。下部層を直接覆うのは、
 角閃石安山岩の礫を多量に含む礫岩や凝灰質砂岩のことが多く、凝灰岩類が重なることはまれである。
 上部層の層厚は約 250m である。

角閃石安山岩火砕岩は暗赤褐色を呈し、ほぼ塊状で、角閃石安山岩の類質岩片に富む。岩片は円磨さ
 れていることが多く、長径は一般に 2-10 cm、篠山町野間周辺では 30 cm 大に達する。細粒凝灰岩は
 淡赤褐色を呈し、塊状で一見泥岩様に見えるが、斜長石や角閃石の結晶片、または軽石片を含んでいる。
 篠山町王地山の露頭では、火山礫凝灰岩層の間に 10-15 cm の泥岩を挟在し、この泥岩中に生痕(這い
 あと)がよく保存されている。このことから、安山岩火砕岩の堆積した環境は、少なくともその一部は
 水中であったことが推定される。なお、上部層の安山岩火砕岩と同じ岩質の溶岩や貫入岩は確認されて
 おらず、噴出口は特定できていない。

火砕岩類より上位は、やや凝灰質な淡黄褐色の塊状泥岩が主となる。下部層の岩相と似ることもある
 が、角閃石や斜長石の結晶片を多量に含むことがあり、また下部層のように互層が顕著に発達するこ
 とはない。一般に碎屑物は細粒で、火砕岩類より上位には礫岩は認められない。

岩石記載

単斜輝石含有角閃石安山岩火山礫凝灰岩

GSJ R 58867 [OJ1-4]: 篠山町王地山南麓採石場跡

結晶片: 斜長石 (径2mm以下), 普通角閃石 (長径2mm以下: Z = 綠色), 単斜輝石 (径0.4mm±), 燐灰石, 黒雲母, 不透明鉱物, ジルコン.

基質: ガラス片, 斜長石, 角閃石, 不透明鉱物.

岩片: 角閃石安山岩.

岩片は角閃石安山岩の類質岩片がほとんどで, 異質岩片はごく少ない. 岩片中の角閃石はしばしば著しくオパサイト化している.

. 4 地 質 年 代

篠山層群からはこれまでに, 円増・中沢(1956), 坂口(1959), Ota(1960), 楠見(1961), 田村(1990 a, b)により, 貝蝦, 植物, 貝形類, 非海棲軟体動物の化石が報告されている(第2表). しかし, 年代決

第2表 篠山層群から産出した動物・植物化石の一覧

貝蝦化石は円増・中沢(1956)及び坂口(1959)に, 植物化石は円増(1958)及び楠見(1961)に, 軟体動物化石はOta(1960)及び田村(1990 a)に, その他の化石は田村(1990 b)による

貝蝦化石

<i>Estherites</i> cf. <i>kyöngsangensis</i>	} 上部層
<i>E.</i> cf. <i>kyöngsangensis</i> var. <i>medialis</i>	
<i>E.</i> cf. <i>nactongensis</i>	

植物化石

<i>Frenelopsis</i> sp.	} 上部層
<i>Otozamites</i> cf. <i>beani</i>	
<i>Adiantites</i> sp.	
<i>Podozamites</i> cf. <i>lanceolatus</i>	
<i>Ginkgoites</i> <i>digitata</i>	
<i>Brachyphyllum japonicum</i>	
<i>Elatocladus</i> sp.	
<i>Cladophlebis</i> sp.	
<i>Equisetites</i> sp.	
<i>Bennettitales</i> (?) sp.	
<i>Cupressinoxylon</i> sp.	

軟体動物化石

<i>Viviparus onogoensis</i>	} 上部層
<i>Nakamuraia</i> (?) cf. <i>chingshanensis</i>	
<i>Viviparus</i> cf. <i>keishoensis</i>	} 下部層最下部
<i>Sphaerium coreanicum</i>	

その他の化石

Ostracoda
Chalophyta sp.

第3表 篠山層群の放射年代値
h・K-Ar:角閃石 K-Ar 年代, z・F.T.: ジルコンのフィッシュトラック年代

		年代値	測年法	測年試料	文献
篠山層群	上部層	100±5Ma	h・K-Ar	「上部層の安山岩凝灰角礫岩中の安山岩角礫」	松浦・吉川(1992)
		100±5Ma	z・F.T.	「上部層の安山岩凝灰角礫岩中の安山岩角礫」	松浦・吉川(1992)
		109±5Ma	h・K-Ar	「上部層の安山岩火山礫凝灰岩」	松浦・吉川(1992)
		113.4±3.5Ma	h・K-Ar	「篠山町の篠山層群の角閃石」	通産省(1988)
		115Ma	z・F.T.	「上部累層最上部の凝灰岩」	弘原海(1987)
		128.1±13.7Ma	z・F.T.	「上部層の下部石英安山岩凝灰岩」	弘原海ほか(1983)
	下部層	122±8Ma	z・F.T.	「最下部の緑色凝灰岩」	渋谷・笹嶋(1984)
		134.7±22.3Ma	z・F.T.	「最下部の礫層中の白色凝灰岩」	弘海原ほか(1983)
		136±16Ma	z・F.T.(ED1)	「下部層の流紋岩凝灰岩」	松浦・吉川(1992)
		139±9Ma	z・F.T.(ED2)	「下部層の流紋岩凝灰岩」	松浦・吉川(1992)

定上有効な海棲示準化石の産出は報告されていない。

篠山層群の放射年代は、下部層の流紋岩凝灰岩と上部層の角閃石安山岩火砕岩類から報告されているが、測年試料の産状や測定結果の記載が不十分なものもある。これまでに測定された篠山層群の放射年代値を第3表に示す。最近、松浦・吉川(1992)は篠山層群の年代について詳しい検討をおこない、篠山層群下部層基底部の形成が Tithonian-Berriasian 境界に、篠山層群上部層の安山岩火砕岩の活動が Aptian-Albian に当たるとしている。

5 地質構造

篠山盆地の篠山層群は向斜構造をなしており、盆地のほぼ中央に東西方向の向斜軸が位置する。この向斜構造は盆地西端部及び東端部(園部図幅地域内)でともに閉じており、舟底状構造(坂口, 1959)をなしている。南北性の断層が数本みられるが、本図幅内では変位量の大きなものはない。地層の傾斜は下部ほど大きく、また向斜の南翼と北翼では、北翼側のほうが一般に傾斜は大きい。

一方、下滝地域の篠山層群は北東-南西方向の軸をもつ南西方向に開いたゆるい複向斜構造をなしている。地層の傾斜は篠山盆地同様に下部ほど大きい傾向がある。ただし、有馬層群のドーム状流紋岩の貫入の影響をうける北西部では、地層の構造はやや乱れている。

篠山盆地の篠山層群は、下部層が西部に、上部層が東部に分布している。また、盆地南部では沖積層に覆われて基盤との直接の境界は観察できないが、盆地南部の丘陵に分布する篠山層群の走向は、推定される基盤と篠山層群との境界線と斜交している。坂口(1959)はこれを説明するために沖積層下に伏在する断層を推定したが、吉川(1993)は盆地北西部の流紋岩凝灰岩を追跡することによって、篠山層群の走向と基盤の境界とがゆるく斜交していることをみだし、篠山層群と基盤とがゆるいアバット関係であることを明らかにした。また、吉川(1993)は篠山盆地の篠山層群に関して、南方からの物質の供給が卓越していたこと、堆積の中心が西部から東部へと移動したことを推定している。

．有馬層群

(松浦浩久・吉川敏之)

．1 研究史及び概要

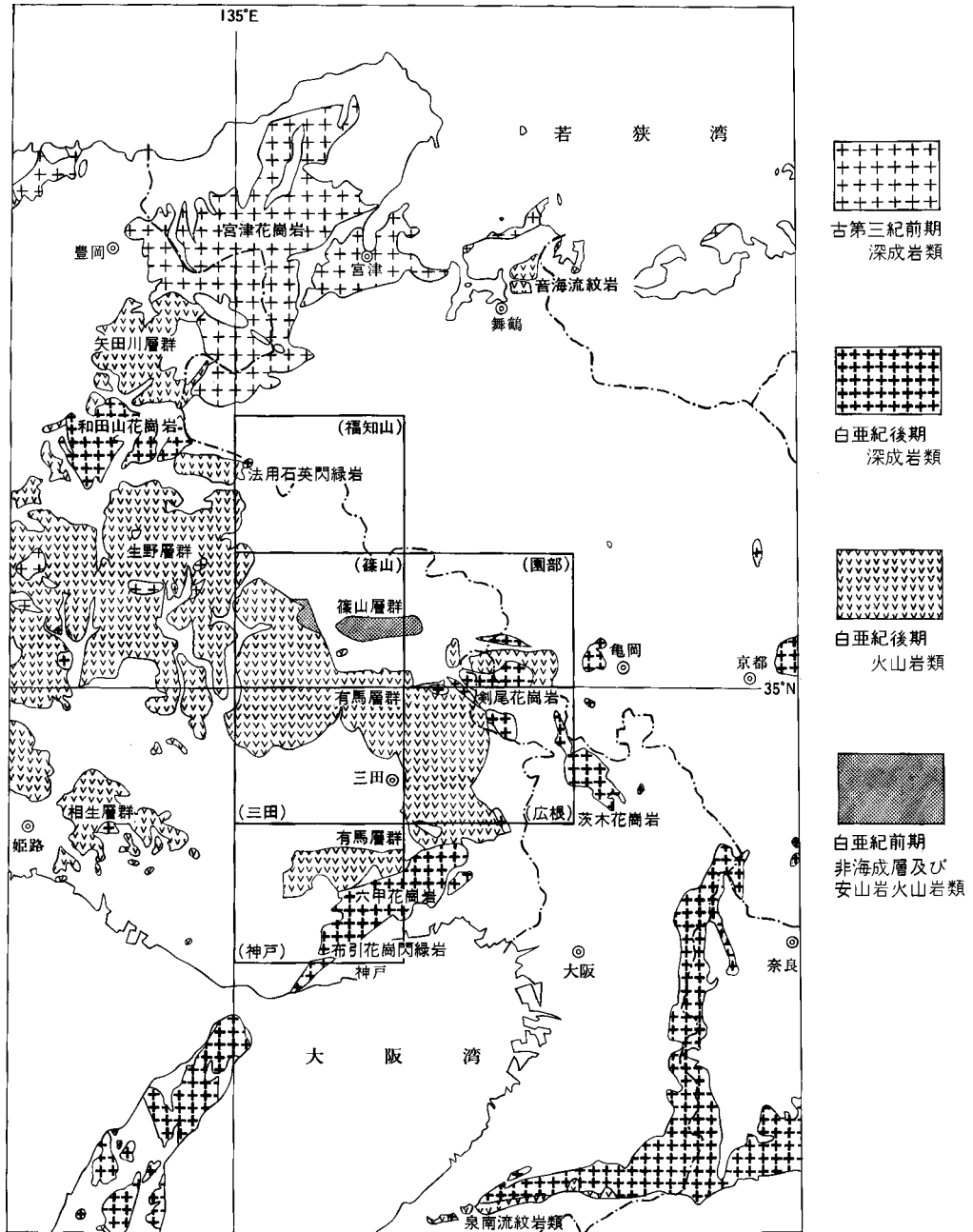
近畿地方北西部には白亜紀後期火山岩類と白亜紀後期 - 古第三紀深成岩類が広く分布している(第34図). このうち白亜紀後期火山岩類は山下(1894)の20万分の1地質図幅「比叡山」において初めて研究され, 中生代の火山噴出物の‘石英斑岩’として扱われた. この時代論と火山岩としての産状認識は今日の知識から見ても結果的に誤りのないものではあったが, 何も証拠がなかった. そのためか, 1899年から1950年代には日本海側の新第三系と同じとする考え方が主流を占めるようになった(地質調査所, 1899, 1956; 小野山, 1931; 弘原海・松本, 1958; 上野ほか, 1958など). その後‘石英斑岩’は六甲花崗岩に貫入されること, 六甲花崗岩のK-Ar年代が白亜紀後期の値を示すこと, 生野地域の流紋岩類から白亜紀を示す植物化石 *Nilssonia cf. orientalis* が発見されたことなどの知見の増加によって再び白亜紀後期の火山岩類と考えられるに至った(松本・弘原海, 1959; 兵庫県, 1961; 地質調査所, 1964; 河合, 1965; 河野・植田, 1966など).

近畿地方北西部の白亜紀後期火山岩類は分布地域によって有馬層群(笠間, 1959), ‘生野層群’(兵庫県, 1961), 相生層群(岸田・弘原海, 1967), 矢田川層群(弘原海・松本, 1958)などと個別に命名された. これらのうち, 有馬層群と‘生野層群’とは分布が連続しており, 両者を分ける境界は何もない. しかし, 兵庫県(1961)は有馬層群の西方延長部を将来的には「一括されるべきもの」としながらも‘生野層群’を新称として使った. すなわち, ひと続きの地層なのに2つの名称が与えられた. 地層命名規約に従えば, 後から提唱された‘生野層群’は破棄されるべき名称ではあるが, 実際には現在に至るまで地域によって漠然と使い分けられてきている. 5万分の1地質図幅では白亜紀後期の火山岩類について, 福知山・三田・神戸・園部の各図幅などでは有馬層群の名称を使っている. 本報告でも篠山図幅地域内の白亜紀後期火山岩類を有馬層群として記述する.

本図幅地域内の有馬層群は丹南町古市から南隣の三田図幅地域内の三田市藍本 - 相野に至る断層によって分布が西部と南東部に二分されている(第35図).

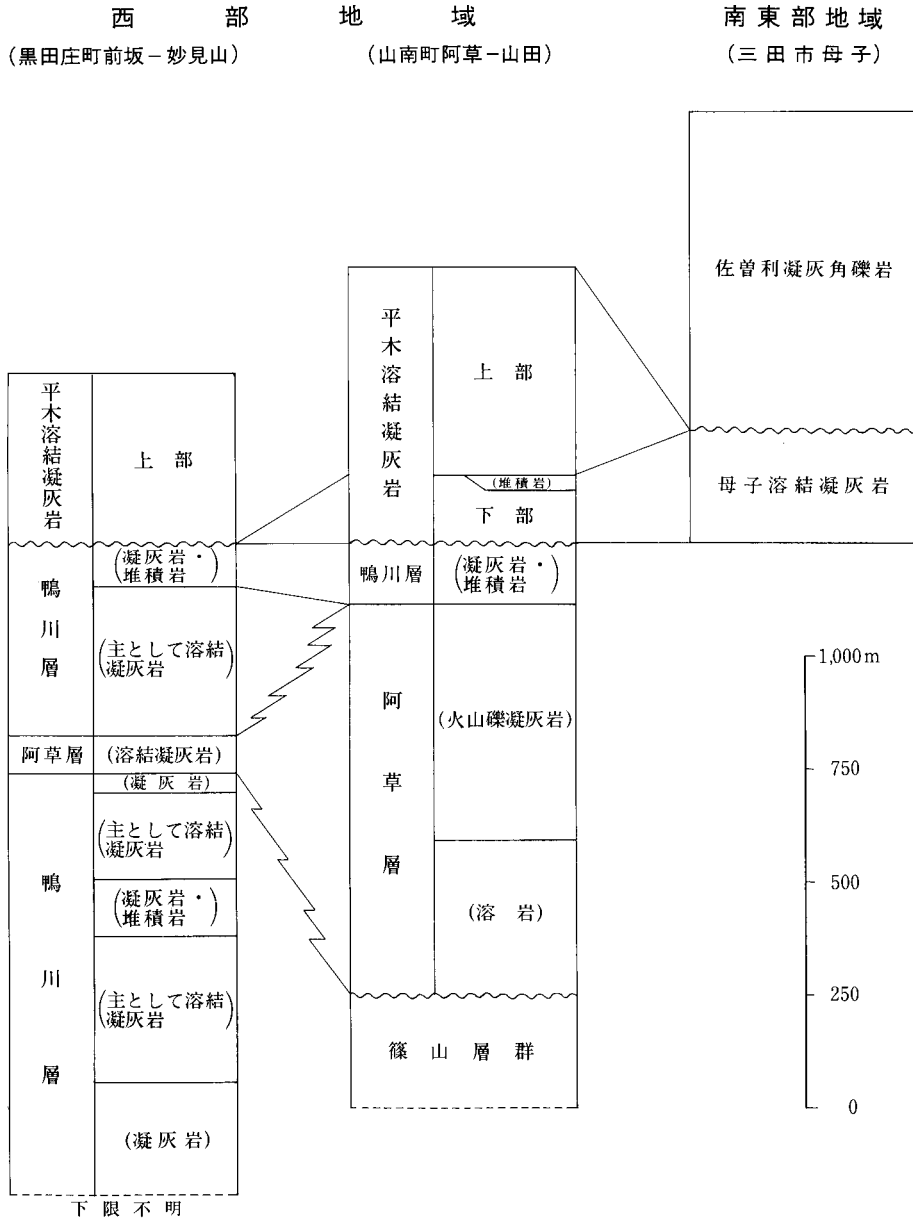
西部地域の有馬層群は鴨川層, これと指交する阿草層及びこれらの上位に重なる平木溶結凝灰岩に区分される. 鴨川層は結晶片に乏しい流紋岩溶結凝灰岩と非溶結の凝灰岩(砂岩・泥岩を挟む)の互層, 及び流理の発達した流紋岩岩脈からなる. 溶結凝灰岩と凝灰岩は一般に岩片をほとんど含まないが, 時に岩片に富む火山礫凝灰岩を挟む. 流紋岩岩脈は南隣の三田図幅地域内の流紋岩溶岩と全く同じ岩質のも

ので、向斜軸寄りの比較的上部が露出している地域では溶岩の産状を示す。阿草層は鴨川層と異なり石英の結晶片に富むことが特徴で、他に斜長石・カリ長石・黒雲母なども多い。阿草層は山南町阿草付近では下位より流紋岩溶岩、溶結火山礫凝灰岩の順に重なり、上位を鴨川層の凝灰岩(砂岩・泥岩を挟む)



第 34 図 近畿地方北西部の白亜紀-古第三紀火成岩類の分布図(井本ほか, 1991)

に覆われる．溶結火山礫凝灰岩は阿草から離れるにしたがって岩片の量が急に減少してほとんど岩片を含まない流紋岩溶結凝灰岩になる．そして3 km以上離れた地域では流紋岩溶結凝灰岩が3層準にわたって鴨川層に挟み込まれ、鴨川層と阿草層は指交関係にある．平木溶結凝灰岩は鴨川層の上位に不整合に重なり、下部と上部に区分される．平木溶結凝灰岩は石英などの結晶片に富み、阿草層の溶結凝灰岩に似るが、溶岩や溶岩の通路に相当する岩派を含まない．平木溶結凝灰岩下部は流紋岩溶結凝灰岩・凝



第 35 図 篠山図幅地域内の有馬層群の柱状図
西部地域は断面線 E-F 沿いについて、南東部地域は断面線 A-B 沿いに近いルートで作成

灰角礫岩・砂岩・泥岩など多様な岩相からなる。このうち溶結凝灰岩中の斑状石英はしばしば赤褐色に汚染した特徴的な見かけを呈する。平木溶結凝灰岩上部は塊状で均質な果雲母流紋岩溶結凝灰岩が厚く積み重なっており、間に他の岩相を挟んでいない。

西部地域の有馬層群は北北西-南南東方向の軸を持つ褶曲をしており、本図幅地域北西の柏原町鴨野から南隣の三田図幅地域内の三田市大川瀬に達する大きな向斜構造(今田向斜)を形成している。また、今円町四斗谷-黒石ダム東方には背斜の存在が推定される。

南東部地域の有馬層群は下位より母子溶結凝灰岩と佐曾利凝灰角礫岩に区分される。母子溶結凝灰岩は石英・斜長石・黒雲母などの結晶片に富む流紋岩溶結凝灰岩からなり、丹波帯型地層群にアバットしている。本層は岩相の類似から西部地域の平木溶結凝灰岩下部に相当すると考えられる。佐曾利凝灰角礫岩は母子溶結凝灰岩を覆い、有馬層群の最上位に位置する。本岩は流紋岩溶結火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩からなり、北部の一部に凝灰質礫岩及び砂岩を挟む。

本報告による層序・地層名と今までの研究の比較を第36図に示す。この中で本報告の阿草層に相当する地層(第36図の綱掛けの部分)の位置付けについてはいずれの研究でも篠山層群と平木溶結凝灰岩の間という点で一致しているが、鴨川層との関係は3者とも異なった見解を示している。

研究	吉田・河田 (1987)		上月・中島 (1990)		本研究 (1993)	
地層名	有馬層群		‘生野層群’		有馬層群	
					西部地域	南東部地域
白 亜 紀 後 期	佐曾利凝灰角礫岩				佐曾利凝灰角礫岩	
	平木溶結凝灰岩	上部	西光寺山累層	上部層	平木溶結凝灰岩	上部
		下部		下部層		下部
	鴨川軽石凝灰岩		比延累層	石質凝灰岩 水中堆積層	鴨川層	阿草層
	阿草溶結凝灰岩			上部		
白亜紀前期	篠山層群		篠山層群		篠山層群	

第36図 篠山図幅地域における有馬層群の層序の比較

有馬層群の流紋岩類の化学組成は南隣の三田図幅地域内の試料について尾崎・松浦(1988)の蛍光X線による全岩分析がある。それによると鴨川層・平木溶結凝灰岩・玉瀬溶結凝灰岩のすべては流紋岩組成の $\text{SiO}_2 = 73\text{-}78\%$ の範囲にあり、安山岩 - デイサイト組成の火山岩類は分布していない。

有馬層群の放射年代は、これまでにK-Ar法による4試料の値が報告され、70.0-72.7Maの範囲にある(藤田・笠間, 1983; 柴田ほか, 1984; 尾崎・松浦, 1988)。

2 西部地域の有馬層群

2.1 鴨川層 (Kaw, Kan, Kas, Kal)

命名 吉田・河田(1987)の鴨川軽石凝灰岩に流紋岩溶岩を併せたものとして尾崎・松浦(1988)が再定義・改称したもの。本図幅地域では流紋岩溶岩の他に流紋岩岩脈を含む。鴨川層は上月・中島(1990)の比延累層下部のうち本報告の阿草層(Akw, Akl)を除いた部分にほぼ一致する。

模式地 南隣の三田図幅地域内の西脇市鹿野町・塚口町・新池・社町上鴨川・下鴨川・平木鉱山のルート(尾崎・松浦, 1988)。

分布及び層厚 分布の北限は北隣の福知山図幅地域内の青垣町西芦田南西(栗本・牧本(1990)のユニット3, 4)。その南の福知山図幅内氷上町新庄でいったん分布が途切れて、氷上町成松西(栗本・牧本(1990)のユニット5)から本図幅地域北西部に入り、今田向斜西側の氷上町、山南町、黒田庄町及び西脇市に連続する。更に南の延長部は南隣三田図幅地域内の社町上三草及び東条町東条湖に達する。今田向斜の東側は山南町石戸・奥山西方のほか、西脇市住吉町東方、今田町黒石ダム北東及び白髪岳南方にも小規模に露出する。西方延長は西隣の生野図幅地域内及び南西隣の北条図幅地域内にまで連続しているが詳細は不明である。

層厚は本図幅地域の断面線E-Fに沿うルートで1,300 m以上。南隣の三田図幅地域内では2,400 m以上に達する(尾崎・松浦, 1990)。

層序・貫入関係 本図幅地域内では柏原町^{あくた}拳田付近と氷上町新郷付近で超丹波帯の柏原層を不整合に覆い、今田町白髪岳南方では丹波帯の城南コンプレックスを不整合に覆う。しかしこれらの不整合部は鴨川層の最下部ではない。本層の最下部は、北隣福知山図幅地域内の青垣町西芦田南西で下位の安山岩火砕岩及び溶岩(栗本・牧本(1990)のユニット2)を整合に覆う。一方西方延長部の下限は不明である。阿草層とは山南町篠場地域で側方に指交関係で接触しており、阿草から遠い地域では鴨川層内のいくつかの層準に阿草層の溶結凝灰岩を挟在している。本層の最上部は今田向斜の東側では平木溶結凝灰岩下部に、西側では同上部によって不整合に覆われる。本層に貫入する深成岩体はないが、閃緑斑岩と花崗斑岩の岩脈が多数貫入している。本層の南縁に当たる三田図幅地域内の東条町東条湖付近で古第三系の吉川累層に不整合に覆われる(尾崎・松浦, 1988)。

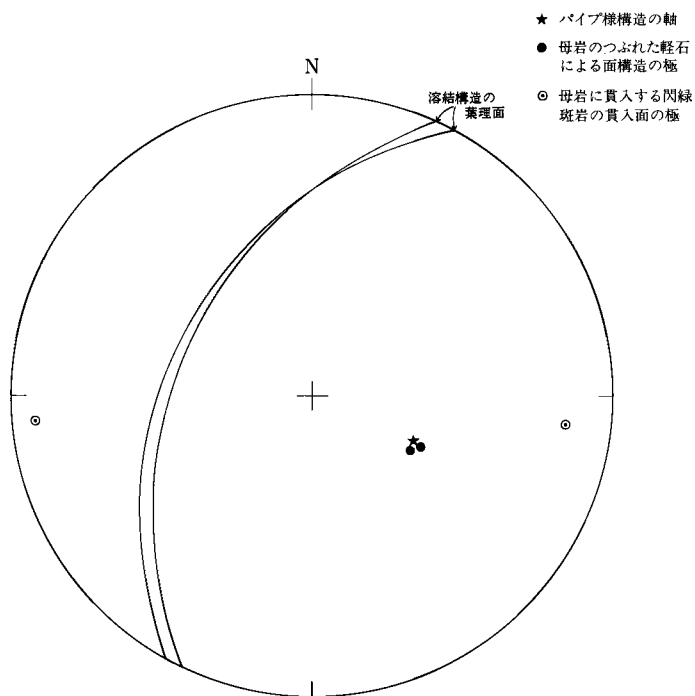
岩相 流紋岩溶結ガラス質凝灰岩(Kaw)、非溶結の流紋岩凝灰岩・軽石凝灰岩(Kan)、凝灰質物質を多量に含む礫岩・砂岩・泥岩(Kas)、及び流紋岩岩脈・溶岩(Kal)からなる。これらはいずれも一般に灰白色ないし淡緑灰白またはクリーム色を呈するが、強く溶結した部分は暗緑色・灰色になる。肉眼では結晶片は目立たない。溶結凝灰岩及び凝灰岩には普通に径1-5 cm位の黒い頁岩や灰白色の再結晶化し



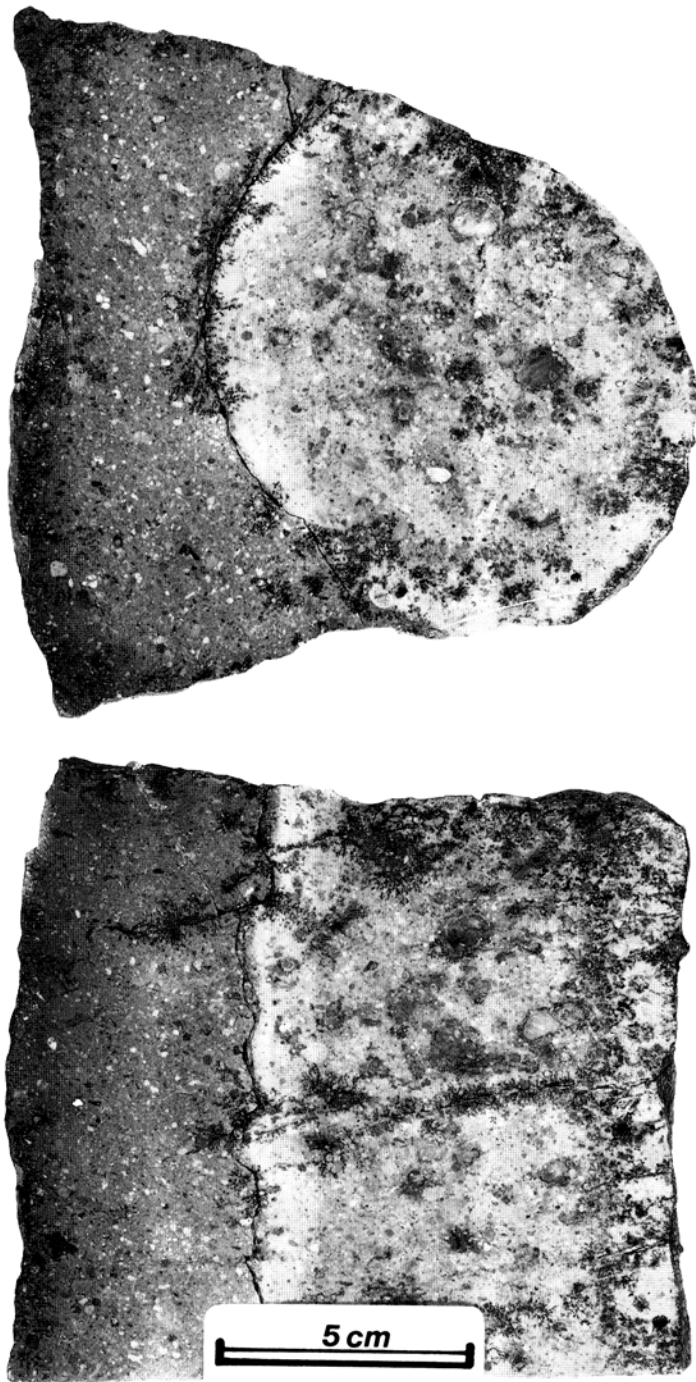
第 37 図 鴨川層の弱溶結凝灰岩に見られる吹き抜けパイプ様構造(山南町金屋北方)

たチャート及び流紋岩類の異質・類質岩片を含み、部分的には火山礫凝灰岩になる。地質図では溶結凝灰岩と凝灰岩が細かく互層する場合にはこれらを完全に区別して示すことができないので、溶結部の卓越する部分(Kaw)と非溶結の凝灰岩を主とする部分(Kan)に分けた。Kawの厚い地層の下部-中部は一般に強く溶結しているが、上部では弱溶結になり、Kawとして示した部分でも地質図には示されていない非溶結の凝灰岩や極く薄い(1 m以下)成層凝灰岩や砂岩・泥岩を挟在することがある。

山南町金屋北方の不動尊に近い沢床には幅約3 m、延長約20 mにわたって第37図に示すパイプ様の構造が密集して露出している(上月・中島, 1990)。これを含む母岩は弱溶結の流紋岩ガラス質凝灰岩で、長径1 cm内外のつぶれた軽石を少量含む。パイプ様構造は円筒形で、断面は白い縁取りのある円形を示すが、稀に2-3個のパイプが癒着して草覆型ないし団子型の断面になることがある。円筒の直径は9-13 cmで平均10.4 cm、1 m²当りのパイプ数は密集部で34個、少い所は1-2個である。母岩に占めるパイプ様構造の体積は密集部で29%になる。パイプ様構造は後に貫入した閃緑斑岩の岩脈に切られるものがあり、岩脈の貫入以前にできた構造であることが分る。パイプの軸の方向は、母岩に含まれるつぶれた軽石の作る面構造にほぼ垂直である(第38図)。即ちパイプは地層にほぼ垂直に立っている。第39図に母岩とパイプ様構造を含む試料の横断面(上)と縦断面(下)を示す。母岩(左側)の基質は淡緑灰色を呈し、白色の斑状斜長石を含むが軽石や岩片は極く少量である。これに対してパイプ様構造の部分(右側)は緑部で白色、内側でも灰白色を呈し、灰緑色の粗粒な軽石片を多量に含んでいる。これは恐らくパイプの内側をガスが高速で吹き抜けて軽い細粒の火山灰や結晶片を吹き飛ばした結果、比較



第38図 吹き抜けパイプ様構造と鴨川層のステレオ投影図(下半球投影)



第 39 図 吹き抜けパイプ様構造の横断面(上)と縦断面(下)
写真撮影：地質標本館 豊 遙秋技官

的粗くて重い軽石ばかりが残ったものと推定される。パイプ様構造の縁部に見られる白化は脱ガスの過程か、続成の過程で珪酸分が沈殿したものと考えられる。このためパイプの白い縁の部分は母岩よりも堅硬になり、沢水の侵食に耐えて母岩からわずかに突き出している。パイプ様構造の縦断面にみられる白化縁部の凹凸は、パイプ構造の外側からみるとたるんだしわのように円筒をとり巻いている。これは溶結凝灰岩が堆積してパイプ様構造ができた後に圧密が起きたことを示すものかもしれない。さらに白化した縁を含め、全体の固結化はその後に起きている。金屋の露頭ではパイプの上端も下端も露出していないので、どのような状態でこのような構造が形成されたのかを考察するのは困難である。しかし、前述したように溶結凝灰岩(Kaw)として示した部分でも上部には時にごく薄い水成層を挟むことがあるので、金屋のパイプ様構造を含む火砕流堆積物も高温の状態で浅い水域に堆積し、水蒸気が上方に抜けて生じたのであろう。

凝灰質礫岩、砂岩及び泥岩(Kas)は凝灰岩(Kan)に挟在する。厚さは5-10 m。一般に層埋は発達せず、塊状で、あまり側方に連続しない。色は灰白色のものが多いが、時に有機物を含んで灰褐色ないし黒色になることがある。

流紋岩岩脈(Kal)は南隣の三田図幅地域の流紋岩溶岩と全く同じ岩質であるが、本図幅地域内での産状は凝灰岩や溶結凝灰岩に貫入するものが多く、溶岩として地表を流れて他の岩石を覆ったり、上位の層に覆われた産状を確認できるものは少ない。色はクリーム色、灰色、灰白色など淡色であり、三田図幅地域内の溶岩が赤褐色、赤紫色等濃色であるのとは対照的である。これは岩脈が空気で酸化されなかったことを示すのであろう。斜長石を少量含む他は斑晶に乏しく、また一般に流理を示す点は三田図幅地域の溶岩や園部図幅地域の琉璃溪層の流紋岩岩脈の特徴と共通である。

岩石記載

流紋岩溶結ガラス質凝灰岩(Kaw)

GSJ R 58879 [SSY 60]: 西脇市中畑町東部

結晶片: 斜長石(径0.5-2 mm), 石英(径0.3-11 mm), 鉄鉱物(径0.05-1 mm), 黒雲母?(径0.3 mm ±), ジルコン(径0.02 mm ±)

基質: 溶結したガラス片・軽石(厚さ0.05-2 mm, 径0.1-20 mm)。

灰色の基質中につぶされて偏平化した白色の本質レンズを含む。結晶片は約8%で、その大部分は斜長石が占め、石英以下の鉱物は稀である。鉄鉱物については手標本の肉眼観察では黄鉄鉱を認めるが、鏡下の観察では他種の鉱物の有無は分からない。黒雲母?は微細な鉄鉱物と緑泥石に置換された仮像として観察される。

流紋岩ガラス質凝灰岩(Kan)

GSJ R 58875 [SSY 38]: 山南町阿草奥山西方

結晶片: 斜長石(径0.3-3 mm), 石英(径0.3-1 mm)。

基質: ガラス片(非溶結), 軽石(径0.5-2 mm)。

岩片: 頁岩・砂岩・流紋岩(以上径0.1-2 cm)。

緑褐色を帯びた灰色の基質中に、先白垂系の頁岩・砂岩の岩片と、緑色の軽石及び白い斜長石結晶が散在する。鏡下の観察では基質の大部分を占めるガラス片はそれぞれ離れてY字型や丸い気泡の形を残しており、全く溶結の組織は認められない。

非顕晶質流紋岩(Kal)

GSJ R 58891 [SSY 80]: 今田町白髪岳 721 . 8 m 山頂

斑品: なし .

石基: 石英・長石 (径 0.02 mm 以下) .

肉眼でクリーム色を呈し, その濃淡による幅 0.2-1 mm の縞状の流理が認められる . とところどころに鉄鉱物の沈澱によって茶褐色に着色された部分がある . 鏡下で観察すると, 径 0.02 mm 前後の粗粒結晶のバンドと径 0.01 mm 以下の細粒結晶のバンドが配列して濃淡の縞を形成している . 粗粒部には径 0.05 mm 前後の球類を生じている . このほかの流紋岩岩脈の試料には斜長石の斑晶が普通に含まれる .

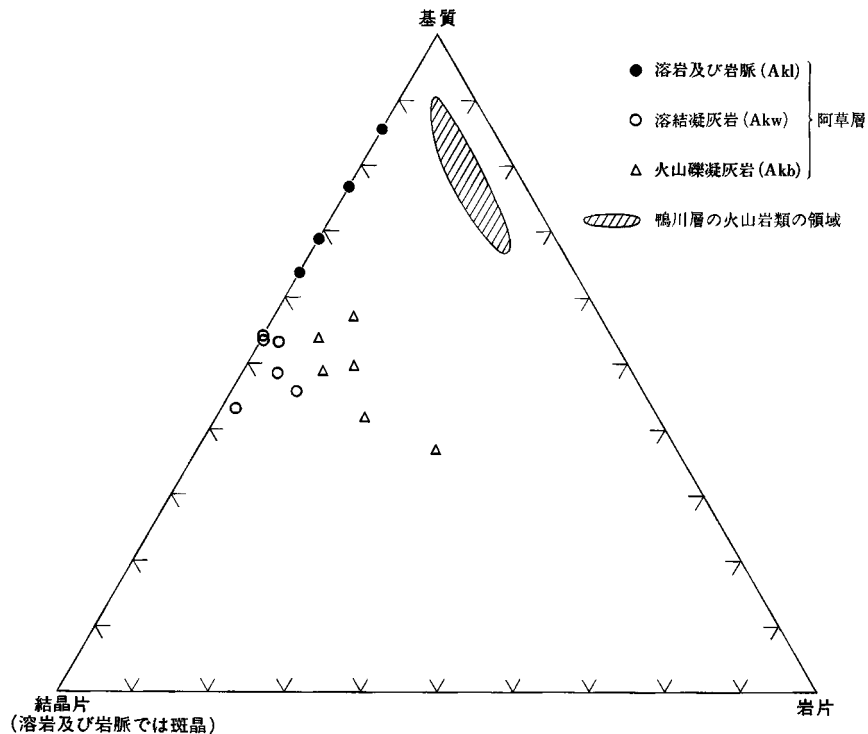
. 2 . 2 ^{あぐさ} 阿草層 (Akw , Akb , Aks , Akl)

命名 吉田・河田 (1987) の阿草溶結凝灰岩 (阿草層の Akb と Aks に当たる) に鴨川層と指交する部分 (Akw) と溶岩 (Akl) を加えたものが分布上本層に相当する . また上月・中島 (1990) の比延累層上部に上述の Akw と Akl を加えたものにもほぼ一致する . ただし層序学的位置付けについて, 本報告では本層を鴨川層と指交する同時期の別の火山活動による噴出物とする点で, 本層に相当する層を鴨川層の下位とした吉田・河田 (1987) と同, 鴨川層の上位とした上月・中島 (1990) と異なる .

したがって阿草層は吉田・河田 (1987) の阿草溶結凝灰岩を上記のように再定義した上で改称するものである .

模式地 山南町阿草 - 奥山間の道路沿い .

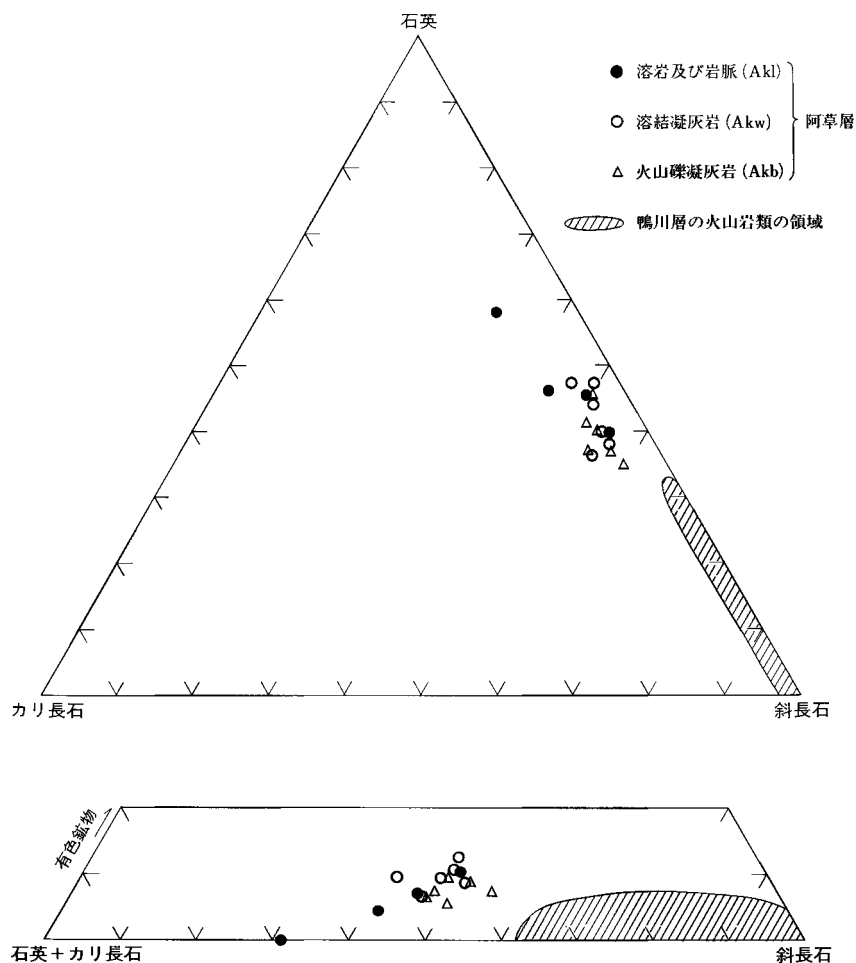
岩相・分布 本層は石英・斜長石・カリ長石・黒雲母などの結晶片 (溶岩では斑晶) に富む黒雲母流紋



第 40 図 阿草層の火山岩類の基質-結晶片-岩片のモード組成 (1000 点)
鴨川層の組成範囲は尾崎・松浦 (1988) による

岩質で、溶結凝灰岩(Akw)、これに多量の岩片が混入した溶結火山礫凝灰岩(Akb)、溶岩(Akl)及び砂岩・礫岩(Aks)の諸岩相を含む。結晶片に富む点は本層の大きな特徴であって、ほぼ同時期の鴨川層とは明瞭に識別される(第40図)。本層の溶結凝灰岩は結晶片と基質の量比による分類で、ガラス質結晶凝灰岩と結晶ガラス質凝灰岩の境界に近い組成に相当する。また結晶片の鉱物についても石英に富む点で、斜長石に富む鴨川層とは大きく異なっている(第41図)。また2つの図から最初に吉田・河田(1987)が認識した阿草溶結凝灰岩(本層の火山礫凝灰岩; Akbに相当)は、本報告で阿草層も含めた溶結凝灰岩(Akw)及び溶岩(Akl)と同じ鉱物組成で、かつ同じ結晶片(または斑晶)/基質(または石基)比を有する領域にプロットされており、単に岩片の混入率のみが違っていることが分かる。岩片が混入すると見掛けの印象が違ってくるが、岩片の有無よりも結晶片と基質の量比の方が、マグマ中の斑晶量を反映しており、より本質的である。

本層は山南町阿草を中心に北方、西方及び南南東方向へ半径約8 kmの範囲内に分布する。阿草の東



第41図 阿草層の火山岩類に含まれる結晶片のモード組成(1000点)
鴨川層の組成範囲は尾崎・松浦(1988)による

方は阿草断層で先白亜系と接し、分布していない。これは鴨川層及び後述する平木溶結凝灰岩の分布に比べるとかなり狭い。

層序関係 模式地の山南町阿草付近では本層の溶岩が直接下位の篠山層群を不整合に覆い、これに本層の溶結火山礫凝灰岩が重なる。火山礫凝灰岩の上部に当たる奥山には岩片をほとんど含まない溶結凝灰岩を挟在する。また阿草の北北西で本層の走向方向に当たる篠場付近から北に岩片の量が急速に減って溶結凝灰岩に移化する。また篠場付近で阿草層は鴨川層と指交関係で側方接触し、溶結凝灰岩の一部は鴨川層の層間を北北西に伸びて柏原町下小倉南方、室谷、拳田、大新屋に至る。山南町下滝の篠山川川床と後場北方では阿草層は基底礫岩(Aks)を以て篠山層群を傾斜不整合に覆うことがある(吉田・河田, 1987)。阿草西方で溶結火山礫凝灰岩は鴨川層に覆われ、更に上位の平木溶結凝灰岩の下に隠されるが、この部分でも北北西側方の篠場地域と同じように、火山礫の含有量が減って溶結凝灰岩に移化するとともに、鴨川層と指交・側方接触していると推定される。そして指交により鴨川層に挟在する本層の溶結凝灰岩の西方延長部は、今田向斜の西側に再び露出して黒田庄町村中 - 小苗 - 山南町井原 - 野坂 - 氷上町福田へと連なる。これは阿草から北北西に伸び、柏原町大新屋に至る層準の溶結凝灰岩にほぼ対比可能であろう。この層準に含まれる石英はしばしば赤褐色に汚染されている。これよりも下位層準の溶結凝灰岩は氷上町朝阪南方と柏原町鴨野に、上位層準の溶結凝灰岩は山南町畑内北方と石戸北方に分布する。このほかに今田町松尾山と不来坂北側にも阿草層の溶岩(一部岩脈状)と溶結凝灰岩が丹波帯の先白亜系を不整合に覆って分布する。

層厚 最も厚い阿草付近の溶岩と火山礫凝灰岩が合わせて約 850 m、野坂付近の溶結凝灰岩は約 350 mと見積られる。これ以外の地域では阿草から離れるにしたがって薄化する。

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結結晶ガラス質凝灰岩(Akw)

GSJ R 59043 [SS 315]: 山南町草部山南ゴルフ場脇

結晶片: 斜長石(径0.5-4 mm), 石英(径0.5-5 mm), カリ長石(径0.5-2 mm), 黒雲母(径0.2-2 mm), 褐れん石(径0.1-0.5 mm), ジルコン・燐灰石(径0.03 mm±)。

基質: ガラス片, 軽石(厚さ2-4 mm, 径5-20 mm)。

岩片: 砂岩・頁岩(径1 cm±)。

結晶片の量が多いので基質が結晶と結晶の隙間を埋めているように見える。褐色味のある灰緑色の地に灰緑色の本質レンズと黒色の岩片をわずかに含む。鏡下で観察すると、基質は淡褐色で溶結組織を残すが脱ガラス化したガラス片とつぶれて流れたように変形した軽石が認められる。結晶片のうち径1mmより大きいものは自形を示すが、小さいものは砕けた破片状のものが多く、黒雲母は一部緑泥石化するが新鮮な部分は Y Z = 茶色を示す。

黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩(Akb)

GSJ R 59091 [SS 59]: 山南町阿草

結晶片: 斜長石(径0.5-3 mm), 石英(径0.5-4 mm), 黒雲母(径0.3-1.5 mm), カリ長石(0.5-1 mm), ジルコン・燐灰石(径0.02-0.1 mm)。

基質: ガラス片, 軽石(厚さ1-10 mm, 径10-20 mm)。

岩片: 頁岩, 砂岩, 安山岩, 流紋岩(径2-20 mm)。

肉眼観察では灰緑色の地に緑色の本質レンズと黒色ないし暗緑色の岩片と白い長石の結晶片が目立つ。鏡

下で観察すると、岩片は超丹波帯・丹波帯に由来する砂岩・頁岩と本層に先行して噴出していた有馬層群の安山岩や流紋岩である。結晶片には自形を示すものが多い。黒雲母の新鮮な部分はY Z=茶色を示す。

黒雲母流紋岩(Akl)

GSJ R 59059 [SSY 82]: 今田町松尾山

斑晶: 斜長石(径0.5-4 mm), 石英(径0.3-3 mm), 黒雲母(緑泥石化, 径0.5-1.5 mm), 角閃石?(径1 mm±), 燐灰石・ジルコン(径0.03 mm±)。

石基: 隠微晶質の石英及び長石

肉眼では灰緑色の地に白い斜長石斑晶が目立つ。鏡下で観察すると石英には融食を受けたものが多く、中には骸晶のように見えるものがある。

2.3 平木溶結凝灰岩(lHi, His, uHi)

平木溶結凝灰岩は下部と上部に二分される。

命名 吉田・河田(1987)。上月・中島(1990)による西光寺山累層は使用しない。

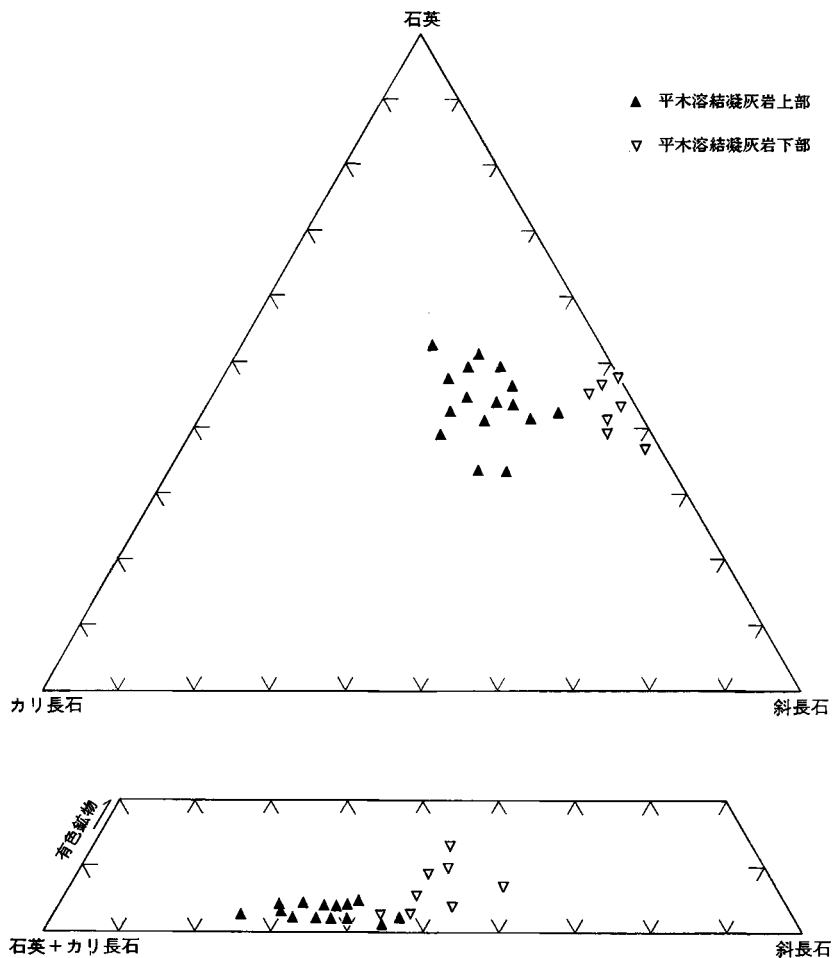
模式地 吉田・河田(1987)は模式地を設定していない。尾崎・松浦(1988)は南隣の三田図幅地域内で社町平木の清水寺の参道を模式地とした。しかし清水寺付近には平木溶結凝灰岩のうち上部しか分布していないので、下部の模式地を本図幅地域内の今田町黒石ダム周辺とする。

分布及び層厚 全体の形は北北西-南南東に伸びた舟形をしており、伸びの方向では本図幅地域内の柏原町石戸西方から今田町を経て南隣の三田図幅地域内の東条町秋津まで約21 kmに達する。東北東-西南西方向の幅は場所によって異なるが、丹南町味間西方-西脇市中畑に至るほど沿っての約9 kmが最も広い。層厚もこの味間西-中畑ルート沿いで最も厚くなり、下部は約600 m、上部は700 m以上と推定される。下部は北北西に向かって薄化し、山南町北太田で尖滅する。下部はまた、今田向斜の東側にのみ分布して西側には露出しないことから、今田向斜の下で西に向かってもまた尖滅していると考えられる。

層序・貫入関係 平木溶結凝灰岩は下位の鴨川層を不整合に覆う。山南町金屋北方の金屋鉾山・田中谷川鉾山の切羽ではろう石化した鴨川層に重なる本岩の基底部に、頁岩・チャートの角礫と炭化した木片を含んでいるのが観察された(上野ほか, 1958)。南隣の三田図幅地域内の社町平木の平木鉾山の露天堀の丁場では不整合関係がよく見える(尾崎・松浦, 1988)。今田町四斗谷の東側の434 mの標高点を持つ山の周辺で、本岩は四斗谷花崗岩に貫入されて接触変成作用を受けている。このほかに花崗斑岩と閃緑斑岩-細粒閃粒岩の岩脈が各地で本岩に貫入している。本岩の南緯に当たる南隣三田図幅地域内の三田市大川瀬付近で古第三系の三田累層に不整合に覆われる(尾崎・松浦, 1988)。

岩相 平木溶結凝灰岩は均質塊状で岩片や本質レンズに乏しい流紋岩溶結凝灰岩が卓越し、溶岩を全く含まない。本岩下部は大部分が黒雲母溶結ガラス質結晶凝灰岩からなり、上部に近い層準に非溶結の凝灰角礫岩を含む。本岩上部との境界には凝灰質の砂岩・泥岩からなる湖沼成堆積岩を挟むことがある。下部の黒雲母流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩は赤褐色に染まった石英を含み、上部のものに比べるとカリ長石に乏しく、黒雲母に富む特徴がある(第42図)。

本岩上部は灰色-灰白色の黒雲母流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩のほぼ均質な厚い層からなり、層内に噴出・堆積の中断を示す他の岩相を挟まない。ただ本岩上部が下部との境界の砂岩・泥岩を覆う基底



第 42 図 平木溶結凝灰岩に含まれる結晶片のモード組成(2000 点)
分析資料は尾崎・松浦(1988)と吉田・河田(1987)による。

付近では黒色のガラスが残ってハリ光沢に輝き、極めて新鮮なビトロファイアーの岩相になることがある。また、この基底部の溶結凝灰岩にはまれに角閃石を含むことがある。平木溶結凝灰岩上部は下部に比べると強く溶結して緻密堅硬である。また柱状節理や板状節理が発達する(第 43 図)。このうち板状節理が強く発達する地域では、節理に沿って剝離しやすい性質を持ち、容易に板状の石材を得ることができる。

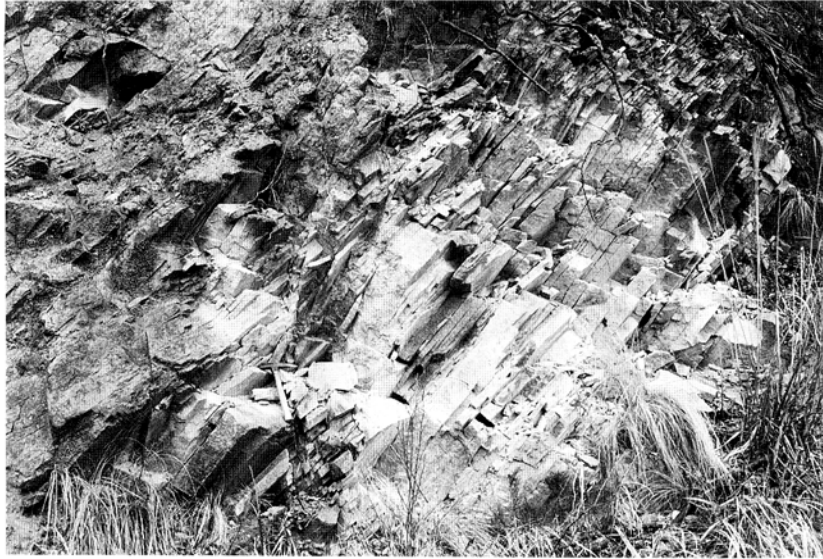
岩石記載

黒雲母流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩 (IH_i)

GSJ R 59101 [SSY 5]: 今田町黒石ダム北岸

結晶片: 石英 (径 0.2-5 mm), 斜長石 (径 0.3-2 mm), カリ長石 (径 1-2 mm), 黒雲母 (径 0.3-2 mm), 角閃石? (径 0.2 mm±), 褐れん石 (径 0.2 mm±), ジルコン (径 0.1 mm±).

基質: ガラス片・軽石片 (径 0.5-20 mm).



第 43 図 平木溶結凝灰岩上部に発達する板状節理(柏原町石¹⁾)

手標本は赤褐色(赤レンガ色)の地に赤黒い石英の結晶片が目立つ。鏡下で観察するとガラス片と軽石が球類を生ずるなど脱ガラス化して、赤褐色に染まっている。しかし溶結組織は明瞭に残っている。石英には細かい割目が生じて、基質から赤褐色の赤鉄鉱²⁾が浸入している。カリ長石は自形を示す。斜長石に比べると含有量はずっと少ない。黒雲母は表面と内部の劈開に沿ってオパサイト化しているが、新鮮な部分は Y Z = 茶褐色を示す。角閃石³⁾は短柱状自形結晶で表面がオパサイト化し、内部も緑泥石に置換されている。褐れん石は黄褐色 - 茶褐色で累帯構造を示す。

黒雲母流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩(uHi)

GSJ R 59152 [SSY98]: 山南町谷川, 篠山川にかかる谷川大橋の下

結晶片: 石英(径0.5-5 mm), 斜長石(径0.2-2 mm), カリ長石(径1-3 mm), 黒雲母(径0.5-2 mm), 褐れん石(径0.1-0.5 mm), ジルコン(径0.1 mm ±)。

基質: ガラス片・軽石片(径0.3-30 mm)。

肉眼では灰色の地に白い長石の結晶片が目立つ。鏡下で観察すると基質のガラス片と軽石片は強く押しつぶされて縞状になった溶結組織を示す。脱ガラス化して再結晶化しており、この時に自生したと思われるザクロ石の小結晶を含む。石英には融食が認められる。黒雲母は変質して鉄鉱と緑泥石に置換されている。

. 3 南東部地域の有馬層群

. 3.1 母子溶結凝灰岩(新称, Mo)

模式地 三田市母子愛宕山南。

分布及び層厚 三田市母子の三国ヶ岳及び愛宕山周辺地域の南北約2 km・東西約4.5 kmの小範囲に分布する。層厚は約300 m。

層序・貫入関係 丹波帯 型地層群の古市コンプレックスを不整合に覆う。三田市母子の青野川に沿う東西方向の断層で南の佐曾利凝灰角礫岩と接する。

岩相 灰色ないし茶褐色の黒雲母流紋岩溶結ガラス質 - ガラス質結晶凝灰岩からなり，石英がしばしば赤褐色に染まるなど平木溶結凝灰岩下部に酷似した岩相を示す．ただ母子溶結凝灰岩は平木溶結凝灰岩よりも結晶片の含有量が少なく，かつ粒径が小さい点がやや異なる．また著しく脱ガラス化している．

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩

GSJ R 59164 [SSY 51]: 三田市母子三国ヶ岳南西

結晶片: 斜長石(径0.5-2 mm), 石英(径0.2-2 mm), 黒雲母(径0.5-1.5 mm), 褐れん石(径0.3 mm ±), ジルコン(径0.2 mm ±).

基質: ガラス片, 軽石片(径1-10 mm).

岩片: 頁岩(径1-10 mm).

手標本は褐色味のある黄白色で厚さ1 mm ±, 径1 cmの緑褐色本質レンズを含む．鏡下では結晶片のうち石英は破片状のものが多く, 自形を示すものは少ない．斜長石は卓状自形を示す．黒雲母は褐色の緑泥石に変質している．基質のガラスは黄金色ないし黄褐色で, 押しつぶされてユータキシテッタ組織になる．脱ガラス化によって球顆が大きく成長し, その針状結晶がユータキシテッタ組織の縞を突き抜けている．また, 結晶片を中心に真珠組織の弧状割目が生じていることがある．

3.2 佐曾利凝灰角礫岩(Sat, Sas)

命名 吉田(1975)の佐曾利溶結凝灰岩を吉田・河田(1987)が改称したものである．

模式地 南東側隣りの広根図幅地域内の宝塚市下佐曾利から西部(西部は地名)に至る道路の切り取り面(Kasama and Yoshida, 1976)．

分布及び層厚 本図幅地域南東部の丹南町当野, 三田市母子・永沢寺から隣接する三田図幅・園部図幅及び広根図幅地域内の兵庫県三田市・宝塚市・篠山町・猪名川町及び大阪府能勢町に至る．東西19 km, 南北約14 kmの多角形状の分布をもち, 本図幅地域はその北西隅に当たる．層厚は700 m以上と推定される(尾崎・松浦, 1988)．

層序・貫入関係 佐曾利凝灰角礫岩は北縁近くに東西方向の断層があって一部は周囲の地層と断層接触するが, 永沢寺北西と当野付近で丹波帯の古市コンプレックスにアバットする．また, 母子溶結凝灰岩との直接の関係は見えないが, 愛宕山南における岩相の分布から母子溶結凝灰岩にアバットすると推定される．西縁部は南隣の三田図幅地域内で南北断層で平木溶結凝灰岩下部と接するが, 本図幅地域内は間に沖積層が分布しており, 地表では接していない．南東隣の広根図幅地域内では境野溶結凝灰岩にアバットし, 有馬層群の最上部に位置する(Kasama and Yoshida, 1976)．東隣の園部図幅地域内では柏原石英斑れい岩の貫入により接触変成を受けている(井本ほか, 1991)．本図幅地域内では花崗斑岩, 珪長岩 - 石英斑岩及び閃緑斑岩の岩脈に貫入されている．

岩相 佐曾利凝灰角礫岩は黒雲母流紋岩凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩(Sat)からなり, わずかに三田市永沢寺付近に凝灰質礫岩・砂岩(Sas)を挟む．本岩は基質の性質と岩片の種類及び大きさの違いによって二つのタイプに区分される(松浦・三村, 1987)．タイプ の基質は黒雲母流紋岩質のガラス片と軽石が中程度に溶結しており, 灰色を呈しかなり堅硬である．岩片は主として先白亜系の砂岩・頁岩などで, 径1 - 10 cm程度のもが多い．タイプ は佐曾利凝灰角礫岩の大部分を占め, 本図幅地域内ではおおよそ母子大池 - 永沢寺以南の地域に分布する(地質図ではタイプ別の分布を示していない)．タイ

ブの基質はタイプと同じ黒雲母流紋岩質であるが、溶結していないか弱溶結で、若干透水性があるためか変質して淡い茶褐色になったり部分的には粘土化することがある。岩片は有馬層群の流紋岩溶岩・溶結凝灰岩・凝灰質砂岩・泥岩及び先白亜系の砂岩・頁岩と多様である。岩片の直径は10cm以上で1m内外のものが多く、径10m以上のものも稀ではない。岩片の最大のもは南隣の三田図幅地域内の丹南町古森南の舞鶴自動車道路建設工事の際に露出したもので、水平方向に100m以上・高さ25m以上に達していた(尾崎・松浦, 1988)。タイプBの岩片には堆積当時未固結であったと見られる塑性変形した泥岩や、炭化木片なども含む。本図幅地域内では丹南町当野 - 古森間と三田市母子大池からその北方の茶畑付近に分布している。

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩(Sat, タイプA)

GSJ R 59172 [SSY 128]: 三田市母子 556 m 標高点

結晶片: 石英(径0.5-5 mm), 斜長石(径0.5-2 mm), カリ長石(径0.5-4 mm), 黒雲母(径0.5-3 mm), ジルコン(径0.2 mm ±)。

基質: ガラス片, 軽石片(径5-30 mm)。

岩片: 砂岩・頁岩・安山岩・流紋岩溶結凝灰岩(径0.5-2 cm)。

肉眼で灰褐色の地に多量の岩片と石英・長石の結晶片が見える。鏡下で観察すると石英は破片状のものが多いが、径3mm以上のものは融食があるものの外形は自形を示す。また本質レンズ中には2-3個の自形石英が集斑状になっていることがある。黒雲母はY Z = 暗褐色を示す。取り込まれた岩片にはほとんど熱変成の組織は認められない。

4 対 比

有馬層群は兵庫県南東部から北西へ鳥取県との境界付近まで100 km以上にわたって連続している。しかし、実際には5-20 km位の広がりを持つ火山岩層とこれに挟在する湖沼成の堆積岩が少しずつ重なりながら隣合いつながっているにすぎない。換言すれば有馬層群の全域にわたって分布する対比上有効な鍵層がない。また放射年代の資料もまだわずかしかが報告されていない。したがって、離れた地域の層序を対比するには困難がある。この様な状況下で、吉田・河田(1987)は地域別に層序の柱状図を作成して、層序学的な位置と岩相の類似によって有馬層群の対比を初めて試みた。この対比は初めに層序区分の行われた広根図幅地域内の層序(吉田, 1975; Kasama and Yoshida, 1976; 吉田・河田, 1987)をもとに僧川層と玄能池層という2枚の湖沼成碎屑岩層を鍵層として、これを境に火山岩をステージ - (と の 間には湖沼成碎屑岩層を欠く)に区分し、その上で他の地域にもこのステージ区分を当てはめた。しかし、これは第44図の右側3列の柱状図の対比には有効であるが、左側のその他の地域には僧川層、玄能池層及びその相当層がないので、これらは鍵層になりえない。第44図の左側地域のうち、福知山図幅地域のユニット5は鴨川層の延長部になる。またユニット3及び4は鴨川層に対比される(栗本・牧本, 1990)。園部図幅地域の琉璃溪層は鴨川層に酷似した流紋岩溶結ガラス質凝灰岩・溶岩及び碎屑岩層からなり、両者は対比できる(井本ほか, 1991)。篠山図幅地域の鴨川層と指交関係にある阿草層は三田・広根・神戸図幅地域内の玉瀬溶結凝灰岩と酷似しており(吉田・河田, 1987)対比できる。次に篠山・三田図幅地域の平木溶結凝灰岩は第44図右側の母子溶結凝灰岩・境野溶結凝灰岩

地域	福知山図幅地域	園部図幅地域	三田図幅地域 (西部)	篠山図幅地域 (西部) (南東部)	三田図幅地域 (東部)	広根図幅地域	神戸図幅地域	
文献	栗本・牧本(1990)	井本ほか(1991)	尾崎・松浦(1988)	本研究(1993)	尾崎・松浦(1988)	吉田・河田(1987)	藤田・笠間(1983)	
有馬層	[縦線]	佐曾利凝灰角礫岩	[縦線]	[縦線]	佐曾利凝灰角礫岩	佐曾利凝灰角礫岩	佐曾利凝灰角礫岩 (ステージIV)	[縦線]
		[縦線]	平木溶結凝灰岩 (上部) 平木溶結凝灰岩 (下部)	平木溶結凝灰岩 (上部) 平木溶結凝灰岩 (下部)	[縦線]	[縦線]	[縦線]	[縦線]
層	ユニット4	(上部) 琉璃溪層	鴨川層	鴨川層 阿草層	[縦線]	玄能池碎屑岩層	玄能池層	衛原砂質凝灰岩層
	ユニット5	(中部)	[縦線]	[縦線]	玉瀬溶結凝灰岩	玉瀬溶結凝灰岩 (ステージII)	玉瀬結晶質凝灰岩層	
	ユニット3	(下部)	[縦線]	[縦線]	[縦線]	僧川碎屑岩層	僧川層	[縦線]
群	↑? ユニット2 ユニット1 ↓	[縦線]	[縦線]	[縦線]	[縦線]	武田尾溶結凝灰岩 (ステージI)	[縦線]	

第44図 有馬層群の層序対比

・丹生山凝灰角礫岩層と岩相が酷似しており、対比可能であろう。以上の点から考えると、第44図に示したように有馬層群の全地域にわたって共通と思われる時間面は平木溶結凝灰岩下部及びこれに相当する層の基底面だけであろう。

なお、福知山図幅地域のユニット1及び2は安山岩類であって、流紋岩質の武田尾溶結凝灰岩とは対比できない。これは西方の「生野層群」中に広く分布するものの一部で、西方地域との対比には重要な地層である。

5 地質構造

有馬層群の地質構造は地層の分布を規制している丹南町古市から南に伸びる断層を境に、西側の西部地域と東側の南東部地域とで異なっている。この断層は東側が落ちている点で、北方の阿草断層とは性格が異なる。

西部地域の有馬層群は柏原町鴨野 - 山南町玉巻 - 今田町本荘を通り、南隣の三田図幅地域内の三田市大川瀬に達する北北西 - 南南東方向の大きな向斜(今田向斜)構造を形成している。またこれと平行に、今田町四斗谷から黒石ダム東を通るごく緩やかな背斜軸が推定される。しかしこの背斜は大峠を通る東北東 - 西南西方向の断層より北側延長は不明瞭になる。恐らく山南町阿草の篠山川と阿草川の合流部の北東側と南西側のほぼ同じ高さに阿草層の流紋岩溶岩が分布するので背斜軸はこの付近を通って、下滝北方の屋根に阿草層が水平になっている部分に達するものと思われる。しかし水平部の東側が露出しないことと、推定される背斜軸(示していない)が主に基盤の篠山層群内を通るので明らかではない。西部地域の有馬層群は、東北東 - 西南西方向の断層多数によって切られているが、これらの断層による変位は比較的小さい。

南東部地域の有馬層群は下位の母子溶結凝灰岩と上部の佐曾利凝灰角礫岩が東西方向に接して緩く南に傾斜する。両者の境界付近には東西方向の断層があって南側が落ちているが、落差はあまり大きくない。

・花崗岩及び岩脈

(吉川敏之・松浦浩久)

篠山図幅地域に分布する花崗岩及び岩脈について、これまでに特に詳しい研究例はない。本地域の貫入岩類には、深成岩として四斗谷花崗岩、岩脈として花崗斑岩、珪長岩 - 石英斑岩、及び閃緑斑岩 - 細粒閃緑岩がある。いずれも正確な貫入年代は不明であるが、有馬層群分布地域に多く分布しており、これ

らの貫入岩類も白亜紀後期の有馬層群の噴出と一連の火成活動をなすものと考えられる。

. 1 四斗谷花崗岩 (新称, Gr)

四斗谷花崗岩は今田町四斗谷川から 434 m 標高点にかけて径約 600 m ほどが露出する極めて小規模な岩体である。平木溶結凝灰岩下部に貫入して軽微な接触変成作用を与えている。岩相は中粒ないし細粒の黒雲母花崗岩で、高い所程粒度が小さくなる。今田町辰巳にも類似の花崗岩が径約 200 m ほど分布している。これは北側と南側を花崗岩斑岩に貫入される。また、花崗岩斑岩中に 10-20 cm の捕獲岩片として入っているため、径 200 m ほどの本体も花崗岩斑岩の捕獲岩体の可能性がある。

岩石記載

中粒黒雲母花崗岩

GSJ R 59175 [SSY 166]: 今田町四斗谷東

主成分鉱物: 石英(径 3-7 mm), 斜長石(径 0.5-8 mm), カリ長石(径 1-7 mm), 黒雲母(径 0.5-3 mm).
副成分鉱物: 褐れん石(長径 0.3-0.8 mm), 燐火石(長径 0.1-0.5 mm), ジルコン(長径 0.1 mm ±).
石英は全体として他形を示すが内部は径 0.5 mm 位にサブグレイン化している。斜長石は、半自形 - 自形を示す。弱い累帯構造を示すことがあるがほぼ均質である。カリ長石は他形で、内部に自形の径 0.5 mm 位の斜長石を包有する。繊維状のパーサイト組織がある。黒雲母は大部分が変質して鉄鉱物と緑泥石に置換されている。黒雲母の新鮮な部分は Y Z = 暗褐色を示す。

. 2 花崗斑岩 (Gp)

花崗斑岩の分布は有馬層群分布域に限られ、なおかつ本図幅地域南部に多い。東 - 西または西北西 - 東南東方向に貫入している。西脇市住吉町、今田町辰巳、同町大峠付近などに比較的大規模の岩脈がみられる。花崗斑岩はほぼ均質で、径 1 cm に達する自形のカリ長石や高温型の自形を示す石英の斑晶に富む。花崗斑岩の風化部ではこれらの斑晶は風化に対して抵抗性が大きいので、新鮮な自形のまま母岩から分離して地表に落ちており、容易に採集可能である。辰巳で採集されたカリ長石には、カールスバッド式双晶、バベノ式双晶をはじめ多様な形式の双晶を確認することができる。全体として塊状であるが、貫入面近くでは流理構造が認められることもある。なお、辰巳の花崗斑岩には捕獲岩として径 10 cm 位のものから径 200 m に達する花崗岩の岩塊が含まれている(第 45 図)。

岩石記載

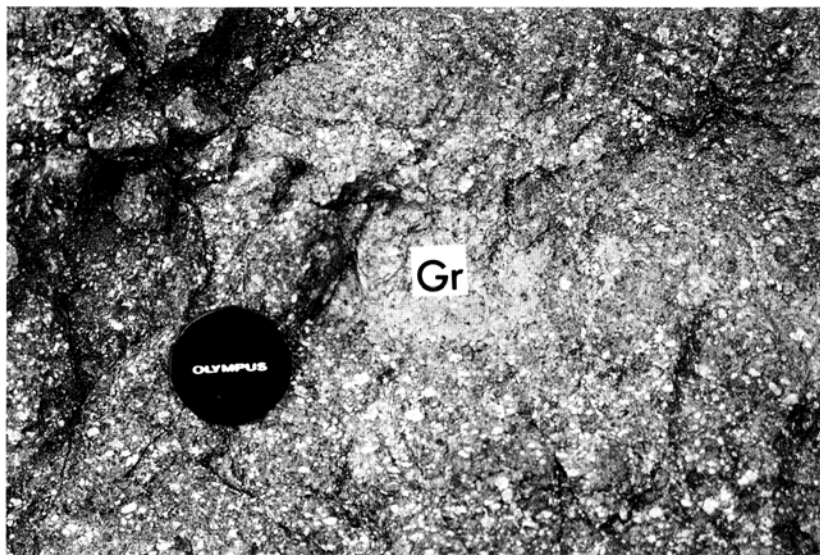
花崗斑岩

GSJ R 59186 [SSY 49]: 今出町辰巳

斑晶: 石英(径 5 mm 以下), 斜長石(径 4 mm 以下), カリ長石(長径 10 mm 以下), 黒雲母(長径 1.5 mm 以下; 変質進む), 不透明鉱物(径 0.3 mm 以下), 褐れん石(径 0.3 mm 以下)。

石基: 珧長質鉱物(隠微晶質), 不透明鉱物。

斑晶の石英にはしばしば融食が認められる。カリ長石斑晶はほぼ自形である。変質は弱い。



第 45 図 花崗岩の捕獲岩片(Gr)を含む花崗斑岩(今田町辰巳)

. 3 珪長岩-石英斑岩 (F)

珪長岩-石英斑岩は、本地域内のほぼ全域で認められ、南北方向に貫入しているものが多い。特に山南町阿草-柏原町上小倉では、延長 5 km 以上にわたり石英斑岩が阿草断層に沿って貫入している。

岩石記載

石英斑岩

GSJ R 59184 [SS 161]: 山南町上滝, 林道天内線

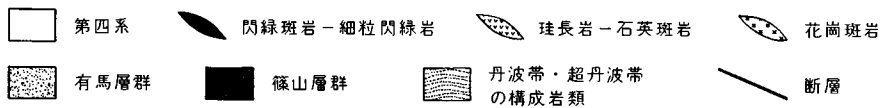
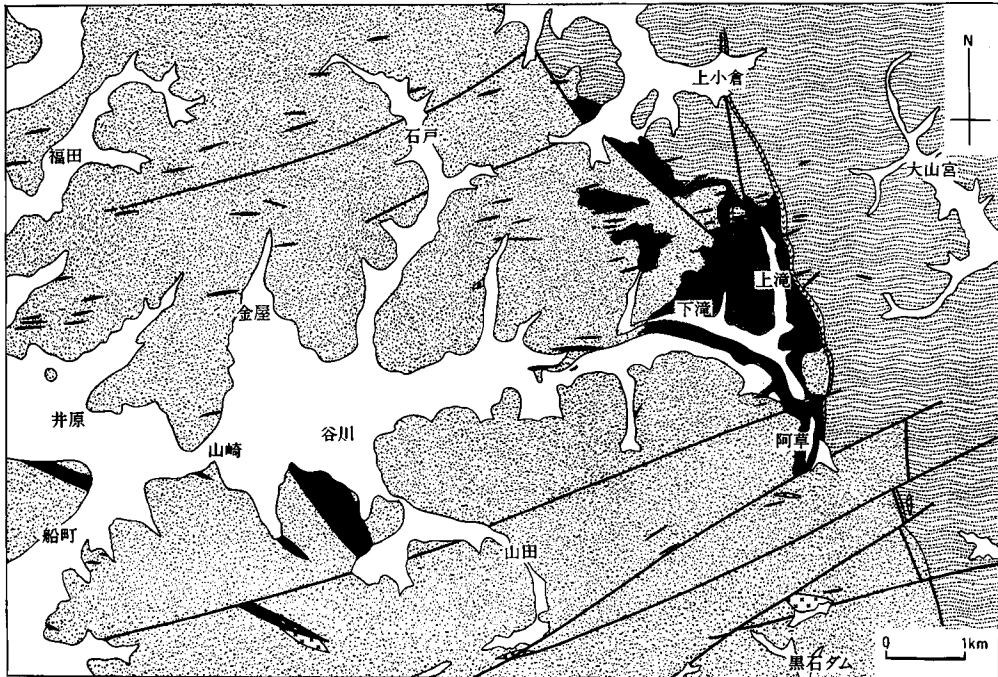
斑晶: 石英(径 1.5 mm 以下), 斜長石(径 2 mm 以下), カリ長石(径 1.5 mm 以下), 黒雲母?(長径 0.4 mm 以下)。

石基: 珪長質鉱物(隠微晶質), 不透明鉱物(径 0.15 mm 以下)。

斑晶の石英は自形-半自形をなし, 融食は認められない。斑晶の黒雲母?は, 変質してセリサイト・不透明鉱物に変わっている,

. 4 閃緑斑岩-細粒閃緑岩(P)

閃緑斑岩-細粒閃緑岩は、本図幅地域中央-西部の山南町阿草から黒田庄町船町にいたる篠山川を中心にその南北約 4 km 程度の範囲に多数の岩脈・シルとして貫入している(第 46 図)。一般に個々の岩脈・シルの規模は小さく, 岩脈で幅数 10 cm-2 m 程度がほとんどである。ただし, 山南町山田から黒田庄町黒田にかけての地域では規模の大きい岩脈が多い。特に山南町谷川南方の閃緑斑岩-細粒閃緑岩は本地域内で最も大きな岩体で, 貫入面付近では閃緑斑岩であるが, その中心部は粒度が粗く, 細-中粒石英閃緑岩である。貫入方向は篠山川以北の地域ではほとんどが東西方向であるが, 山南町山田から黒



第 46 図 山南町井原-阿草付近の岩脈の分布図

田庄町黒田にかけての地域では北西 - 南東方向に貫入する傾向がある(第 47 図)。

閃緑斑岩を詳しく見ると多様性があり、基質が粗粒で斜長石斑晶に富むものから、斑晶に乏しく石基がガラス質の安山岩に近いものまである。細粒な岩石では発泡していることもある。山南町山崎では節理に沿って赤鉄鉱が生成している。

岩石記載

細粒単斜輝石黒雲母角閃石含有斜方輝石石英閃緑岩

GSJ R 59191 [SSY 88]: 山南町谷川常勝寺裏林道

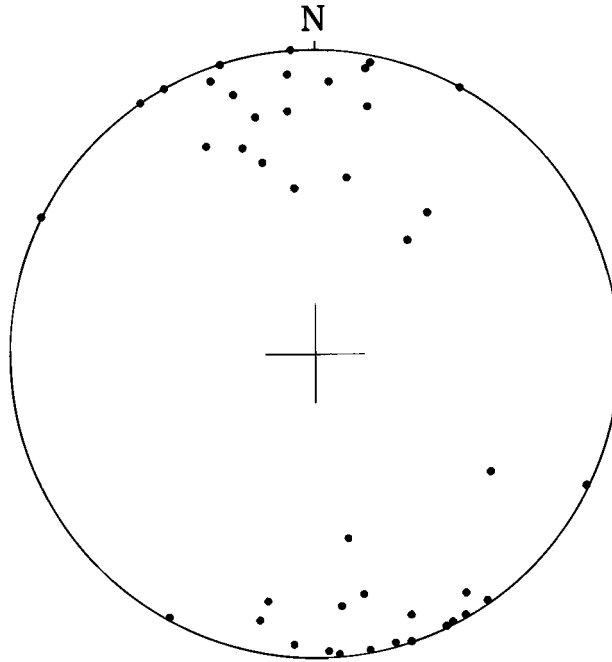
主成分鉱物: 斜長石(径0.3-2mm), 斜方輝石(径0.3-1.5mm), 石英(径0.01-0.6mm), 角閃石(径0.1-0.3mm), 黒雲母(径0.1-0.3mm)。

副成分鉱物: 鉄鉱(径0.05-0.2mm), 単斜輝石(径0.1-1mm), 燐灰石(径0.05-0.1mm), カリ長石(径0.05-0.2mm)。

斜長石と斜方輝石(Z = 淡緑色, X = 淡赤色)は柱状自形ないし半自形を示し、この2種類の鉱物の隙間に他形の角閃石(Z = 緑色)・黒雲母(Y Z = 茶褐色)・石英・カリ長石と自形の鉄鉱・燐灰石が生じている。単斜輝石は斜長石の包有物としてわずかに含まれる。石英とカリ長石は微文象組織になることがある。

粗粒閃緑斑岩

GSJ R 59204 [SS 135]: 山南町上滝



第 47 図 閃緑斑岩-細粒閃緑岩貫入面の極の下半球等積投影

斑晶：斜長石（長径 2 mm 以下），斜方輝石（長径 2.5 mm 以下），単斜輝石（長径 3.5 mm 以下）。
 石基：斜長石（長径 0.3 mm ±），単斜輝石（径 0.05-0.2 mm），不透明鉱物（径 0.4 mm 以下），斜方輝石
 （長径 0.05 mm ±），変質ガラス。
 斑晶量は多く，斑晶のつくるネットワークの間を石基が埋めている。斜方輝石（Z ≒ 淡緑色）を含め斑晶と
 石基鉱物はほぼ新鮮であるが，石基のガラスは変質して緑泥石，炭酸塩鉱物になっている。

細粒閃緑斑岩

GSJ R 59213 [SS 246]：山南町野坂北方採石場跡

斑晶：輝石？（緑泥石化：長径 3.5 mm 以下）。

石基：斜長石（長径 0.4-0.8 mm），輝石（径 0.1 mm 以下），不透明鉱物（径 0.2 mm 以下），ジルコン（径
 0.05 mm 以下）。

斑晶は薄片内に数個しかなく，ごく少ない。0.2 mm 程度の気泡に富み，その内部は石英に充填されている。
 やや変質しており，石基に緑泥石が生成している。

斜長石斑状安山岩

GSJ R 59209 [SS 177]：山南町北太田林道石船線

斑晶：斜長石（自形；長径 1.5 mm 以下），変質有色鉱物（輝石？），不透明鉱物（径 1 mm 以下）。

石基：斜長石（針状自形；長径 0.1 mm ±），不透明鉱物（径 0.05 mm 以下），変質ガラス，リン灰石（長径
 0.2 mm 以下）。

斑晶の有色鉱物は変質して粘土鉱物に完全に置き換わっており，同定不能である。石基のガラスも変質著
 しい。斑晶量は少ない。長径 5 mm 以下の気泡に富み，その内部は石英・炭酸塩鉱物に充填されている。
 全体にやや変質が進んでいる。

VII. 5 四斗谷花崗岩及び岩脈の貫入順序

四斗谷花崗岩は平木溶結凝灰岩下部に貫入する。また、花崗斑岩、珪長岩 - 石英斑岩及び閃緑斑岩 - 細粒閃緑岩は、いずれも有馬層群最上部の佐曾利角礫凝灰岩を貫いている。これらは南隣の三田図幅地域内の古第三系には貫入していない。したがって、これらの岩脈は、有馬層群以降の白亜紀後期に活動したものである。

今田町辰巳では花崗斑岩が花崗岩を捕獲しているので花崗斑岩は花崗岩よりも後の貫入である。石英斑岩と閃緑斑岩岩脈とは山南町上滝でほぼ接しているが、両者の直接の境界は観察できない。しかし、両者の分布から閃緑斑岩が石英斑岩を切って貫入していると推定される。また、黒田庄町妙見山付近に貫入する閃緑斑岩は、径 100 m に及ぶ中粒黒雲母花崗岩の捕獲岩を取り込んでおり、花崗斑岩を切って貫入している。したがって、貫入岩類の活動の中では、四斗谷花崗岩が最も古く、次いで花崗斑岩及び珪長岩 - 石英斑岩が貫入し、閃緑斑岩 - 細粒閃緑岩の活動が最も新しい。

VIII. 新生界

(松浦浩久・栗本史雄・吉川敏之)

篠山図幅地域内の新生界は第三紀と推定される大乘寺礫岩、更新世中期の大阪層群、低位段丘堆積物、崖錐堆積物、最低位段丘堆積物及び沖積層に区分される。これらは白亜紀以前の地層からなる山地の間の谷や盆地の比較的狭い範囲に分布する。

VIII. 1 大乘寺礫岩 (新称, Dj)

大乘寺礫岩は丹南町^{おいれ}追入西方大乘寺境内周辺の狭い地域に、基盤の超丹波帯味間層を不整合に覆って分布する。本礫岩は淘汰が悪く、直径 1-20cm の亜円礫 - 亜角礫が砂及び泥の基質中に互いに接触しない程度に含まれる (第 48 図)。礫の構成は砂岩とチャートが最も多く、この他に少量の頁岩、流紋岩、閃緑斑岩、結晶片岩様岩片なども認められる。本礫岩の固結度はハンマーのピックを打ち込んでほとんど貫入しない程度に岩石化している。層厚は 5-10 m。

本礫岩の堆積年代は白亜紀後期火成岩類の礫を含むことからそれ以降である。不確実ではあるが固結の程度から第三紀であろうと推定できる。本礫岩と似た特徴を持つ地層としては京都府丹波町付近の須



第 48 図 大乘寺礫岩の露頭(丹南町進入西大乘寺境内)

知層(石田, 1983), 篠山町羽束川流域の後川竈坊累層(井本ほか, 1991), 三田市周辺の古第三系などがあり, 本礫岩もこれらのうちに対比できる層準があるものと考えられる。

VIII. 2 大阪層群 (O)

大阪層群は黒田庄町松尾原の門柳川より南側の狭い地域に有馬層群を覆って露出している。本層は砂及びシルト層からなり, 一部に白色火山灰を挟在する。地層の上面はなだらかに起伏しており, 堆積頂面は保存されていない。層厚 10-15 m。白色火山灰層のジルコンのフィッシュトラック年代は $0.52 \pm 0.18\text{Ma}$ (第 4 表及び第 5 表) を示し, 大阪層群上部に相当する。この火山灰には基盤の有馬層群(70-73 Ma)に由来する碎屑粒子が多量に混入しているが, ジルコン中の自発トラック数及び密度が明瞭に異なっており, 測年に当たっては本質粒子を容易に識別することができた。

VIII. 3 低位段丘堆積物 (tl_1 , tl_2)

低位段丘堆積物は比高の高いものから低位段丘 I 及び低位段丘 II の堆積物に区分される。低位段丘 I 堆積物(tl_1)は, 篠山川沿いの山南町青田及び大谷周辺のごく狭い範囲に分布するのみである。一方, 低位段丘 II 堆積物(tl_2)は, 篠山川とその支流の大山川及び加古川に沿って分布する。

丹南町北野における低位段丘 II 堆積物について以下に記述する。同堆積物は砂礫を主体として厚く堆積し, 層理は不明瞭である。最上部付近にシルトないし粘土を挟み, ここでは平行葉理がわずかに認められる。標高約 200 m 付近に段丘面を形成し, 層厚は最大で約 35 m に達する。分布の西端部に当たる川代の篠山川河床では, 篠山層群を不整合に覆っているのが観察される。

砂礫を構成する礫の大部分は亜円礫であるが, 場所によっては亜角礫が卓越することもある。また, わずかながら角礫も含まれる。礫径はほとんどが 10 cm 以下であるが, 不整合面直上だけは径 20-30

第4表 大阪層群に挟在する火山灰層のジルコンのフィッシュントラック年代値

産地 (試料番号)	測定鉱物 (結晶数)	自発飛跡密度 (飛跡総数)	誘導飛跡密度 (飛跡総数)	熱中性子照射線量 (飛跡数)	年代値±標準偏差
黒田庄町松尾原 (GSJ R59221)	ジルコン (30個)	$3.15 \times 10^4 \text{cm}^{-2}$ (9個)	$1.81 \times 10^6 \text{cm}^{-2}$ (581個)	$8.11 \times 10^6 \text{cm}^{-2}$ (1249個)	$0.52 \pm 0.18 \text{Ma}$

測年法：フィッシュントラックED2法

測年者及び ζ 値：京都フィッシュン・トラック社 檀原 徹, $\zeta=372 \pm 5$ (Danbara *et al.*, 1991)

標準ガラス及び原子炉：NBS-SRM612, 立教大学 TRIGA MARK II

$\lambda_f = 7.03 \times 10^{-17} \text{y}^{-1}$, $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 7.253 \times 10^{-3}$

$\chi^2 = 58\%$, 平均U濃度；180ppm. エッチング条件；KOH：NaOH=1：1(mol)etchant. 225°C, 36hrs

第5表 大阪層群に挟在する火山灰層のジルコン結晶の1粒毎のフィッシュントラック数及び年代値の一覧

No.	Ns	Ni	S $\times 10^4$ (cm^2)	ρ_s $\times 10^4$ (cm^{-2})	ρ_i $\times 10^6$ (cm^{-2})	Ns/Ni	T (Ma)
1	0	6	0.92	0.00	0.65	0.00	0.00
2	0	5	0.46	0.00	1.09	0.00	0.00
3	0	18	0.74	0.00	2.43	0.00	0.00
4	0	10	0.92	0.00	1.09	0.00	0.00
5	0	8	0.65	0.00	1.23	0.00	0.00
6	1	7	0.55	18.18	1.27	0.14	4.31
7	0	13	0.92	0.00	1.41	0.00	0.00
8	0	13	0.74	0.00	1.76	0.00	0.00
9	0	12	0.37	0.00	3.24	0.00	0.00
10	0	6	0.55	0.00	1.09	0.00	0.00
11	0	28	0.74	0.00	3.78	0.00	0.00
12	0	6	0.55	0.00	1.09	0.00	0.00
13	0	9	0.74	0.00	1.22	0.00	0.00
14	0	7	0.92	0.00	0.76	0.00	0.00
15	2	40	1.48	13.51	2.70	0.05	1.51
16	0	4	0.37	0.00	1.08	0.00	0.00
17	0	15	0.55	0.00	2.73	0.00	0.00
18	0	22	0.74	0.00	2.97	0.00	0.00
19	1	27	2.60	3.85	1.04	0.04	1.12
20	1	4	0.37	27.03	1.08	0.25	7.54
21	0	6	0.28	0.00	2.14	0.00	0.00
22	0	13	1.20	0.00	1.08	0.00	0.00
23	0	74	2.77	0.00	2.67	0.00	0.00
24	1	14	1.66	6.02	0.84	0.07	2.15
25	1	41	2.77	3.61	1.48	0.02	0.74
26	1	69	1.11	9.01	6.22	0.01	0.44
27	0	12	0.65	0.00	1.85	0.00	0.00
28	0	4	0.37	0.00	1.08	0.00	0.00
29	1	22	1.48	6.76	1.49	0.05	1.37
30	0	3	0.37	0.00	0.81	0.00	0.00

No.：結晶番号

Ns：自発トラック数

Ni：誘導トラック数

T：結晶1粒ごとのみかけ年代

試料：GSJ R59221

S：結晶面積

ρ_s ：自発トラック密度

ρ_i ：誘導トラック密度

c m程度に及ぶ。砂、シルトないし粘土は灰白色または淡橙褐色を呈し、砂中には長径最大3 c m、シルトないし粘土中には長径6 mm以下の礫が点在する。

砂礫には火山灰が挟まれる。層状ないしレンズ状を呈し、厚さは最大25 c mになる。この火山灰は、淡黄褐色を呈し、極細粒砂ないし粘土で、礫を含むことがあり、岩相の特徴から始良 Tn 火山灰(AT, 約22,000年前)と考えられる。

最近、野村ほか(1982)は篠山盆地西部の河岸段丘を上位から川代面・大山面・宮田面の3面に区分し、大山面を形成する大山礫層上部中にATを確認した。そして、このAT中の木片の¹⁴C年代(24,600 ± 575年)と、ATより下位の木片及び篠山川河床の泥炭中の木片の¹⁴C年代(37,800年)を報告した。野村ほか(1982)がATと認めたものは、上述の砂礫中に含まれる火山灰と同一層準と推定される。

VIII. 4 崖錐堆積物 (T)

崖錐は本図幅地域全体にわたって山麓部に大なり小なり堆積しているが、地質的には南部の有馬層群の分布地域内で顕著である。地形的には尾根の北斜面の方が南斜面に比べると広く発達する傾向がある。

今田町辰巳の崖錐には厚さ25-30 c mの黄白色のAT火山灰が挟在しているのが観察された(第49図)。本火山灰を鏡下で観察すると、大部分が細かいガラス片からなっており、少量の斜長石、斜方輝石、角閃石、石英などの結晶片を含む。本火山灰のガラス片のICP発光分析法による主成分及び微量成分の値(第6表)は日本海東縁部海底コア試料(吉川, 1990; 吉川・池原, 1990)及び西南日本陸域で確認されたAT試料(吉川ほか, 1989)の分析値とほぼ一致している。



第49図 崖錐堆積物に挟在する始良 Tn 火山灰(AT)の露頭(今田町辰巳)

第6表 麓錐堆積物に挟在する始良 Tn 火山灰(AT)の ICP 発光分析値

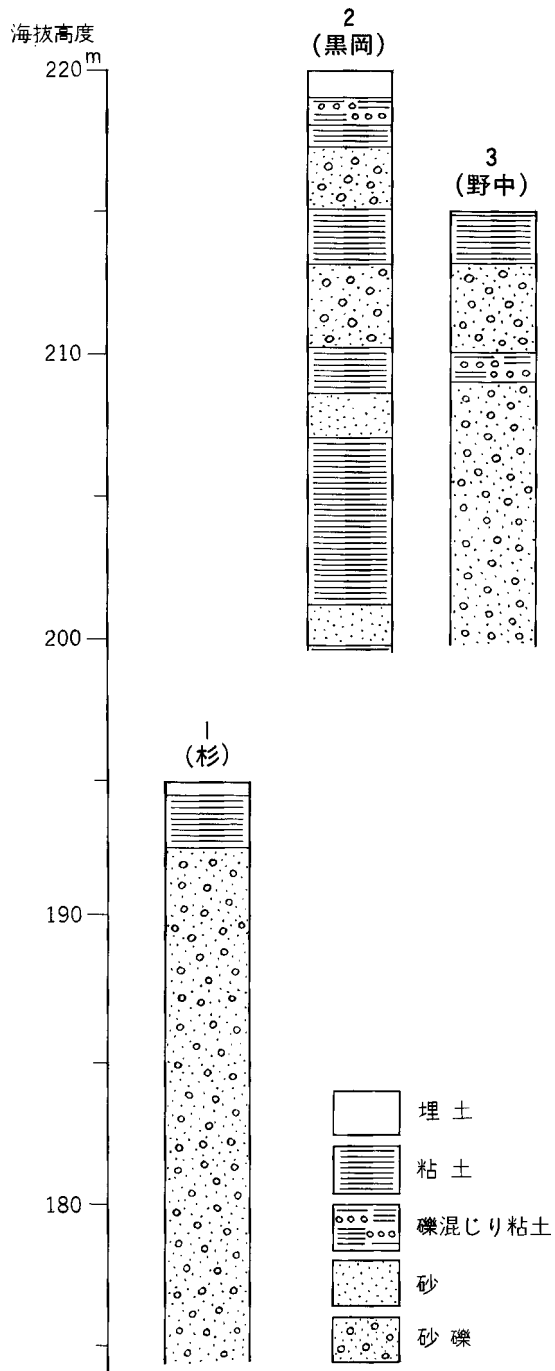
比較試料	日本海東縁部 海底コア試料 (9個の平均値)	西南日本陸上 AT火山灰層 (13個の平均値)	兵庫県今田町辰巳 火山灰層 (GSJ R59222)
文献	吉川・池原 (1990)	吉川ほか (1989)	本報告
TiO ₂	0.134	0.141	0.135
Al ₂ O ₃	11.77	12.12	11.79
Fe ₂ O ₃ *	1.43	1.44	1.29
MnO	0.046	0.047	0.046
MgO	0.136	0.153	0.132
CaO	1.14	1.12	1.15
Na ₂ O	3.51	3.53	3.57
K ₂ O	3.4	3.4	3.3
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02
小計 (wt%)	21.6	22.0	21.4
Ba	517	520	526
La	26	26	24
Sc	6.1	6.6	5.9
Sr	75	77	79
Th	11	nd	10
V	2	4	2
Y	21	22	21
Cu	15	5	5
Zn	40	38	38
Fe Fe+Mg	84.2	82.6	83.2
Ba/La	19.8	19.9	22.1
La/Y	1.22	1.17	1.12

分析者：吉川清志

VIII. 5 最低位段丘堆積物及び沖積層 (ta, a)

最低位段丘堆積物は本図幅地域北縁部の竹田川沿いに分布する。同堆積物の形成する平坦面は、沖積層の堆積面よりわずかに上位にあり、段丘化している。しかし、形成年代や沖積層との層序関係は不明である。

沖積層は篠山盆地及び各河川に沿って分布する。篠山盆地における沖積層のボーリング柱状図(町役場の小学校を建築する際、掘削された)を第50図に示す。篠山盆地南縁に当たる地点1と3では砂礫に富み、盆地中央の地点2では粘土や砂が多い。各柱状図のN値は急激な変化を示さず、徐々に増大し、下部では50を越えている。第50図の柱状図には、沖積層のみならず段丘堆積物に相当する地層が含まれていると推定されるが、N値の変化から両者の境界を判定することは困難である。



第 50 図 篠山盆地周辺の沖積層ボーリング柱状図
 ボーリング地点は地質図の 1-3 に対応

IX. 応用地質

(松浦浩久・栗本史雄・吉川敏之)

IX. 1 金属鉱床

山南町阿草-白髪岳-丹南町住山地域には銀、銅及び鉛・亜鉛を採掘した坑道やズリが3か所に残っているが、鉱山名や産出量などの詳細は不明である。これらはいずれも有馬層群と超丹波帯または丹波帯の堆積岩類の境界部に位置しており、有馬層群の流紋岩岩脈に伴っている。これらは多金属鉱脈鉱床である。このほか丹波帯の地層には層状マンガン鉱床が胚胎する。

IX. 1. 1 銀

丹南町白髪岳南南東の斜面の標高約450mに坑口が残る。坑道はN30°Wで北向きに掘られている。明治8-10年頃稼行していたという。今回の調査ではズリ中から鉱石鉱物を見出せなかった。

IX. 1. 2 銅

山南町阿草の東南東の道路沿いの崖に坑口がある。坑道はN60°Wで北西向きに掘られている。17世紀初-19世紀中頃にかけて採掘していたという。川に面しており、ズリは流出してしまったのか現在に残っていない。

IX. 1. 3 鉛・亜鉛

山南町白髪岳北北西斜面の標高約480mに坑口が残っている。坑道はN75°Wで南東向きに掘られている。第2次大戦後まで稼行していたらしいが、詳細は不明である。今回の調査ではズリ中に閃亜鉛鉱、方鉛鉱、磁硫鉄鉱及び少量の黄銅鉱を確認した。

IX. 1. 4 層状マンガン鉱床

本図幅地域のマンガン鉱床は丹波帯の層状チャート中に胚胎する層状鉱床である。

瀧本・石垣(1973)によれば、かつて氷上郡春日町大路及び野瀬谷において採掘されたが、現在では稼行されていない。両地点は現在の野瀬周辺に当るが、正確な位置が不明のため、地質図ではおよその位

置を示した。いずれの鉱山も炭酸マンガン鉱床であり、黒井アンチフォームに沿う黒井コンプレックス中のチャートに胚胎する。これらの鉱床は北隣の福知山図幅地域の北由良鉱床及び東隣の園部図幅地域の草山鉱床とほぼ同層準である。

IX. 2 非金属鉱床

IX. 2. 1 炉材珪石

炉材珪石として採掘されたものは、チャート角礫と、その間を白色石英が充填した珪石のことで、チャート角礫の色により赤白珪石・青白珪石と呼ばれた。かつて耐火煉瓦の材料として採掘されたが、現在では稼行されていない。

丹波帯の炉材珪石は岩生ほか(1951a, b)及び塚脇(1973)によりまとめられた。それによると、本図幅地域において柏原町石生及び篠山町知足周辺に珪石鉱床が存在した。柏原町石生周辺には、石生・石生山・柏原・白井の各鉱山が存在した(塚脇, 1973)。石生鉱山の珪石鉱床は三尾コンプレックス最下部のチャート中に胚胎する。一方、石生山・柏原・白井の各鉱山は岩生・岡野(1951)により詳しく報告されており、これらの鉱床は青白珪石を主体とし、一部に赤白珪石を伴う。これらの鉱山の珪石鉱床は三尾コンプレックス最上部のチャート及び佐仲コンプレックス下部のチャート中に胚胎する。

篠山町知足周辺には珪石鉱床が2か所存在し(塚脇, 1973)、これらは園部図幅地域の畑鉱床(篠山町畑山)に連続する。ひとつは佐仲コンプレックス最下部の緑色岩に重なるチャート、一方は藤岡コンプレックス最下部のチャート中に胚胎する。岡野・岩生(1951)によれば、畑鉱床は赤白珪石と青白珪石が相半ばする。

IX. 2. 2 ろう石及び陶石

本地域内には2か所のカオリン質ろう石鉱床と1か所の陶石鉱床がある。前者は有馬層群の鴨川層内に、後者は阿草層内に胚胎している。いずれも既に採掘を止めており、現在稼行中のものはない。鉱石の化学分析値を第7表に示す。

金屋鉱山：山南町金屋北方権現山周辺(第51図)。

鉱床の胚胎層準は鴨川層上部の流紋岩非溶結凝灰岩の部分で、その上位の平木溶結凝灰岩は全く鉱化を受けていない。これは南隣の三田図幅地域内の平木鉱山と全く同じである。上野ほか(1958)によると本鉱床は東西約120m、南北約150mの中に点々と富鉱部を含む不規則塊状である。鉱石鉱物はカオリナイトと石英が大部分で、わずかに明礬石と黄鉄鉱を伴う。カオリナイトと石英の含有量は鉱床の中で不規則に変化し、カオリナイトに富む高品位鉱は200-数1,000tの塊として散在するので、計画的な採掘の障害になった。高品位鉱の耐火度はSK32-35でタイルや陶磁器原料に使われた。

田中谷川鉱山(柏原石戸鉱山)：柏原町奥野々北西。

鉱床胚胎層準は金屋鉱山と同じ。鉱石鉱物は主として石英、カオリナイト及びディッカイトからなり、少量の硫化鉄を伴う。鉱体の中心部に淡紅色の明礬石が濃集して存在することがあった(塚脇, 1973)。

古市陶石：丹南町不来坂。

第7表 ろう石及び陶石の化学分析値

鉾山名	金屋鉾山							
	岩屋	金屋	2号丁場	2号丁場	3号丁場	3号丁場	3号丁場	
試料採取鉾床	岩屋	金屋	2号丁場	2号丁場	3号丁場	3号丁場	3号丁場	
肉眼の特徴	淡黄白色	薄橙黄白色	ややろう感少ない	灰色斑状	灰色半透明	淡青灰色	ろう感少ない	乳白色半透明
SiO ₂	79.23	80.80	81.29	77.50	75.98	73.48	84.37	73.90
TiO ₂	0.10	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	14.50	12.72	12.90	16.67	16.96	18.87	8.90	17.50
Fe ₂ O ₃	0.15	0.07	0.54	0.46	0.74	0.54	0.47	0.58
MgO	0.46	0.26	—	0.16	—	—	—	0.33
CaO	0.20	0.64	—	0.04	—	—	—	0.13
Na ₂ O+K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
Ig. loss	4.88	5.00	4.32	5.15	5.71	6.41	4.33	7.35
合計	99.52	99.49	99.05	99.98	99.39	99.30	98.07	99.79
耐火度(SK)	30	29+	29+	30+	31-	30+	30-	33-
文献	上野ほか(1958)							



第51図 金屋鉾山の遠景

第7表 (続き)

鉱山名	金屋 鉱山		柏原石戸 鉱山			古市陶石		
試料採取鉱床	金屋	3号丁場東	第1鉱床	第2鉱床	第3鉱床	本脈西部	第2脈東端	第2脈西端
肉眼的特徴	乳白色ろう感乏しい	灰色半透明						
SiO ₂	81.85	54.50	76.23	71.41	70.18	73.84	64.59	77.17
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	12.26	34.09	16.04	17.85	19.18	14.93	16.84	14.41
Fe ₂ O ₃	0.85	—	0.30	0.47	0.36	2.37	7.73	1.71
MgO	0.26	0.31	—	—	—	0.30	0.28	0.25
CaO	0.08	0.42	0.03	0.46	0.62	0.42	1.38	1.47
Na ₂ O+K ₂ O	—	—	0.85	1.38	1.22	—	—	—
Ig. loss	4.62	12.39	5.54	7.83	6.41	2.95	5.28	2.88
合計	99.92	101.71	98.99	99.40	97.97	94.81	96.10	97.89
耐火度(SK)	30+	34	—	—	—	—	—	—
文献	上野ほか(1958)		塚脇(1973)			塚脇(1953)		

鉱床は阿草層下部の石英斑晶に富む凝灰岩に伴う流紋岩岩脈中に胚胎する。塚脇(1953)によると本鉱床は前二者と異なり岩脈の裂かに沿って生じた脈状鉱床で、幅約10 m、延長約400 m、推定鉱量は約10 万tである。鉱石は鉄分を多く含むので陶磁器には向かないが、土管などの原料にはなり得る。

IX. 3 鉱泉

角(1975)の日本温泉・鉱泉一覧によれば、本図幅地域には下三井庄・国領・春日・篠山・当野の5か所に鉱泉がある。

下三井庄鉱泉：氷上郡春日町下三井庄。24℃，単純炭酸泉。丹波帯Ⅰ型地層群黒井コンプレックスの分布域中にある。

国領鉱泉：氷上郡春日町国領。24℃，単純炭酸泉。丹波帯Ⅱ型地層群三尾コンプレックスの分布域中にある。

春日鉱泉：多紀郡西紀町宮田。16℃，食塩。泉。超丹波帯味間層の分布域中にある。

篠山鉱泉：多紀郡篠山町篠山。17℃，放射能泉。篠山層群の分布域中にある。

当野鉱泉：多紀郡丹南町当野。25℃以下，鉄泉。有馬層群もしくは丹波帯Ⅱ型地層群古市コンプレックスの分布域中にある。

最近、金原(1992)は、角(1975)の報告した温泉・鉱泉を基礎資料として、その後得られた資料を合わせて、温泉・鉱泉の分布図と一覧表を公表した。本報告においては、正確な位置を確認できた国領鉱泉の所在地のみを地質図に示した。

IX. 4 土木建築材料

本地域内で土木建築材料を目的として砕石場が3か所、建材採掘場が1か所にある。

IX. 4. 1 砕石

有馬層群阿草層の石英に富む流紋岩溶結凝灰岩を対象に山南町福田で、また有馬層群平木溶結凝灰岩下部を対象に丹南町不来坂で骨材・露盤用に採掘中である。このほか山南町野坂でも前者と同じ層準の溶結凝灰岩を稼行していた。

IX. 4. 2 建材

有馬層群平木溶結凝灰岩上部は一般に板状節理が発達している。特に柏原町石戸付近ではこの性質が強く現れていて薄板状に割れるので、“丹波鉄平石”と称して建物の床や壁の材料にする目的で採掘された。現在は(1992年3月)一時採掘を休止している。

文 献

- 安養寺寿樹・田中功一・楠 利夫・桐村成巳・武蔵野 実(1987) 京都西山山地に分布する“高槻層”緑色砂岩について。日本地質学会第94年学術大会講演要旨, p. 241.
- 新井清文・坂口重雄(1955) 兵庫児篠山盆地の地質(予報)―丹波地帯南部古生界の研究 その2―。地質雑 志 vol. 61, p. 345.
- Blome, C. D. (1984) Upper Triassic radiolaria and radiolarian zonation from western North America. *Bull. Amer. Paleont.*, vol. 85, no. 318, 88p.
- Caridroit, M., Ichikawa, K. and Charvet, J. (1985) The Ultra-Tamba zone, a new unit in the Inner zone of Southwest Japan -Its importance in the nappe structure after the example of the Maizuru area. *Earth Sci.*, vol. 39, p. 210-219.
- 地質調査所(1899) 100万分の1大日本帝国地質図。
——— (1956) 200万分の1日本地質図。
——— (1964) 200万分の1日本地質図。
- Danhara, T., Kasuya, M., Iwano, H. and Yamashita, T. (1991) Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 97, p. 977-985.
- 円増俊夫(1958) 兵庫県篠山盆地(篠山統)より発見した植物化石及び生痕化石その他について。地学研究, vol. 10, p. 116-118.
——— ・中沢圭二(1956) 兵庫県篠山盆地(篠山統)より発見した貝殻および植物化石について。地学研究, vol. 8, p. 184-188.
- 広川 治・磯見 博・黒田和男(1957) 5万分の1地質図幅「小浜」及び同説明書。地質調査所, 31p。
——— ・黒田和男(1957) 5万分の1地質図幅「鋸崎」及び同説明書。地質調査所, 22p。
- 本田輝政・丹波地帯研究グループ(1991) 丹波帯北摂地域の三畳系。日本地質学会関西支部報, no. 112, p. 8-9.
- 藤田和夫・笠間太郎(1983) 神戸地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 115p.

- 兵庫県(1961) 17万分の1兵庫県地質鉱産図及び同説明書。兵庫県, 171p.
- 猪木幸男・黒田和男・服部 仁(1961) 5万分の1地質図幅「舞鶴」及び同説明書。地質調査所, 50p.
- Igo, H. and Koike, T.(1983) Conodont biostratigraphy of cherts in the Japanese Islands. In Iijima, J. et. al.(eds.), *Siliceous deposits in the Pacific Region*. Elsevier, Amsterdam, p.65-77.
- Imoto, N. (1984) Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, South west Japan. *Bull. Kyoto Univ. Education*, vol.65, p.15-71.
- 井本伸伝・京都教育大学礫岩研究グループ(1977) 篠山層群よりオーソコーツァイト礫の産出。日本地質学会関西支部報, no.81, p.6-7.
- ・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.
- ・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.
- ・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.
- 石田耕太郎・山下雅之・石賀裕明(1992) 丹波滞の遠洋性堆積物中のP/T境界について。島根大学地質学研究報告, vol.11, p.39-57.
- 石田志朗(1983) 土地分類基調査,「園部・広根」5万分の1国土調査, 表層地質図及び同説明書。京都府, 125p.
- 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.
- Ishiga, H.(1986) Late Carboniferous and Permian radiolarian biostratigraphy of Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.29, p.89-100.
- (1990) Ultra-Tamba Terrane. In Ichikawa, K. et al.(eds), *Publication of IGCP Project No. 224: Pre-Jurassic evolution of Eastern Asia, Pre-Cretaceous Terranes of Japan, Osaka*. p.97-107.
- 石賀裕明・楠 利夫・武蔵野 実・桐村成己・田中俊江(1987) 兵庫県篠山地域における超丹波帯水上層相当層の発見。地質雑, vol.93, p.301-303.
- ・京都教育大学礫岩研究グループ(1978) 篠山層群中の礫岩の礫種構成。本州地向斜内帯総研連絡誌, no.3, 27-29.
- ・佐藤光男(1991) 深層ボーリングデータによる大阪平野北部の中・古生界。地質雑, vol.97, p.675-678.
- 磯見 博・黒田和男(1958) 若狭湾西部の地質, とく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. 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.
- and Maruyama,S.(1992) Oceanic plate stratigraphy: The prime criterion of accretionary

- complex. *Abst. 29th International Geological Congress*, p.414.
- 岩生周一(1962) 丹波地域炉材珪石の地質. 鉱山地質, vol.12, p.334-345.
- ・安斎俊男・岡野武雄(1951a) 丹波地域の炉材珪石鉱床調査報文,(総説).地調月報, vol.2, p.138-157.
 - ・ (1951b) 丹波地域の炉材珪石各説その一 市島酒梨地区.地調月報, vol.2, p.458-465.
 - ・岡野武雄(1951) 丹波地方の炉材珪石調査報告各説その四 柏原山地区, 鴨内地区及び鴨庄地区.地調月報, vol.2, p.574-582.
- 笠間太郎(1959) 西宮市史, vol.1, p.193-197, 西宮市.
- Kasama, T and Yoshida, H.(1976) Volcanostratigraphy of the Late Mesozoic acid pyroclastic rocks of the Arima Group, Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.20, p.19-42.
- 河合正虎(1965) 兵庫県生野付近の植物化石とその地質年代.地調月報, vol.16, p.275-276.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩の K-A dating(V) 西南日本の花崗岩類. 岩鉱, vol.56, p.191-211.
- 吉川清志(1990) ICP 発光分析を用いたテフラの同定法とその応用. 地学雑誌, vol.99, p.743-758.
- ・池原 研(1990) 日本海東縁海域のコアに含まれるテフラ(火山灰)層の化学組成と広域対比. 日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究 - 平成元年度研究概要報告書. 地質調査所, p.149-159.
 - ・今井 登・奥村晃史・水野清秀(1989) 火山ガラスの ICP 発光分析に基づくテフラ層の同定. 地調月報, vol.40, p.1-18.
- 木村克己(1988) 京都府綾部市西部の超丹波帯の地質と造構環境. 地質雑, vol.94, p.361-379.
- ・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.
- 金原啓司(1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧. 地質調査所, 394p.
- 岸田孝蔵・弘原海 清(1967) 姫路酸性岩の火山層序 近畿の後期中生代火成岩類の研究() . 柴田秀賢教授退官記念論文集, p.241-255.
- 上月義昭・中島和一(1990) 兵庫県中部, 西脇 篠山間の後期白亜紀火山岩類(生野層群). 神戸大学教育学部研究集録, 第84集, p.15-30.
- 栗本史雄(1986) 京都府福知山地域の超丹波帯 構成岩類と分布について (短報). 地球科学, vol.40, p.64-67.
- (1992) 兵庫県篠山地域の高城山層からジュラ紀放射散虫化石の発見. 地質雑, vol.98, p.787-790.
 - ・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.
- 楠見 久(1961) 化石カイエビ類の研究 - 特に現世カイエビ類を考慮して , 広島大地理学報告, no.7, p.1-88.

- 楠 利夫・武蔵野 実(1987) 丹波帯, 型地層群周山シンフォ - ム周辺の砂岩の鉱物組成の検討. 日本地質学全関西支部報, no.103, p.3-5.
- ・ (1989) 丹波帯砂岩の特性. 地球科学, vol.43, p.75-83.
 - ・ (1990) 超丹波帯, 丹波帯および舞鶴帯のペルム 三畳系砂岩 モード組成とその比較. 地球科学, vol.44, p.1-11.
 - ・ (1991) 丹波帯南西部の“非丹波層群”の砂岩 モード解析とその比較. 地球科学, vol.45, p.39-50.
 - ・ 安養寺寿樹(1987) 丹波帯砂岩の特性とその堆積環境. 地学団体研究会第41回総会シンポジウム要旨集, p.260-266.
 - ・ 高城山団体研究グループ(1991) 兵庫県篠山盆地西部の丹波帯三畳系. 日本地質学全関西支部報, no.112, p.7-8.
- 松田哲夫(1976) 丹波帯地向斜堆積物の層位学的研究. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p.49.
- 松本 隆・弘原海 清(1959) 北但馬地域の新生代構造発達史 近畿北西部新生界の研究(その2). 地質雑, vol.65, p.117-127.
- Matsuoka, A. and Yao, A.(1986) A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. *Marine Micropaleont.*, vol.11, p.91-105.
- 松下 進(1953) 日本地方地質誌, 近畿地方(初版), 朝倉書店, 293p.
- 松浦浩久・三村弘二(1987) 神戸市北方佐曽利コールドロン 白亜紀有馬層群の噴出源. 日本火山学会講演予稿集, 1987年度秋季大会, p.92.
- ・ 吉川敏之(1992) 兵庫県東部に分布する前期白亜紀篠山層群の放射年代. 地質雑, vol.98, p.635-643.
- 武蔵野 実・楠 智美・田中功一・楠 利夫(1990) 丹波帯の構造的最上位に見られる三畳系碎屑岩について. 日本地質学全関西支部報, no.109, p.5-6.
- Nakae, S.(1990) Melanges in the Mesozoic sedimentary complex of the northern part of the Tamba Belt, Southwest Japan *Jour.Geol.Soc.Japan*, vol.96, p.353-369.
- (1992) A formative process of the sedimentary complex of the Tamba Terrane in Wakasa area, Southwest Japan: An example of continuous accretion. *Jour.Geol.Soc.Japan*, vol.98, p.401-413.
- 野村亮太郎・井上 茂・田中真吾(1982) ウルム氷期以後の篠山盆地の排水路の変化. 日本地理学会1982年度学術大会予稿集, p.26-27.
- 岡野武雄・岩生周一(1951) 丹波地方の炉材珪石調査報告 各説その二 多紀郡地区. 地調月報, vol.2, p.502-511.
- 小野山武文(1931) 篠山盆地地質概観. 地球, vol.16, p.159-168.
- Ota, Y.(1960) The zonal distribution of the non-marine fauna in the upper Mesozoic Wakino subgroup(studies of the molluscan fauna of the non-marine upper Mesozoic Kwanmon Group part5). *Mem.Fac.Sci., Kyushu Univ., ser.D, Geology*, vol.9, p.187-209.

- 尾崎正紀・松浦浩久(1988) 三田地域の地質。地域地質研究報告,(5万分の1地質図幅),地質調査所, 93p.
- Pessagno, E. A., Jr. and Blome, C. D.(1980) Upper Trisassic and Jurassic Pantanellinae from California, Oregon and British Columbia. *Micropaleont.*, vol.26, p.225-273.
- Finch, W. and Abbott, P. L.(1979) Upper Triassic radiolaria from the San Hipolito Formation, Baja California. *Micropaleont.* vol.25, p.160-197.
- and Whalen, P. A.(1982) Lower and Middle Jurassic radiolaria(multicyrtyd Nassella riina) from California, east-central Oregon and the Queen Charlotte Islands, B. C. *Micropaleont.*, vol.28, p.111-169.
- 坂口重雄(1959) 兵庫県篠山盆地の層序と構造 - 丹波地帯南部の地質(2) - . 大阪学芸大紀要, no.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.35-76.
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫(1984) K-Ar年代測定結果2 - 地質調査所測定未公表資料. 地調月報, vol.35, p.331-340.
- 渋谷秀敏・笹嶋貞雄(1984) 篠山層群酸性凝灰岩のF.T.年代と古地磁気. 日本地球電磁気学会第75回講演会予講集, p.190.
- 清水大吉郎(1991a) 篠山層群の構造. 構造地質, no.37, p.96-97.
- (1991b) 篠山層群の構造. 日本地質学会第98年学術大会講演要旨, p.149.
- 角 清愛(1975) 日本温泉・鉱泉一覧. 地質調査所, 134p.
- 瀧本 活・石垣参策(1973) マンガン鉱. 瀧本 清編, 日本地方鉱物誌, 近畿地方. 朝倉書店, p.176 - 220.
- 田村 実(1990a) 西南日本非海生白亜紀二枚貝フオーナの層位学的・古生物学的研究. 熊本大学教育学部紀要, 自然科学, no.39, p.1-47.
- (1990b) 西南日本内帯白亜系産の化石の新事実. 日本地質学会西日本支部会報, no.94, p.13.
- 田辺利幸・丹波地帯研究グループ(1987) 丹波地帯周山シンフォーム内部の中生界層序. 日本地質学会関西支部報, no.102, p.2-3.
- 丹波地帯研究グループ(1969) 丹波地帯の古生界(その1). 地球科学, vol.23, p.187-193.
- (1971) 丹波地帯の古生界(その2). 地球科学, vol.25, p.211-218.
- (1975) 丹波地帯の地向斜堆積相の研究. 地団研専報, no.19, p.13-23.
- (1979a) 丹波地帯の中・古生界(その4), 京都市西北山地の中・古生界の地質構造. 地球科学, vol.33, p.137-143.
- (1979b) 丹波地帯の中・古生界(その5), 京都市西北山地の中・古生界のコノドント化石. 地球科学, vol.33, p.247-257.
- 戸倉則正・高城山団体研究グループ(1987) 兵庫県篠山地域に分布する緑色砂岩について. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, p.240.

- 塚脇祐次(1953) 兵庫県多紀・加東両郡下陶石鉱床調査報告 古市陶石及び西戸陶石について。地調月報, vol.4, p.653-654.
- (1973) 珪石, 陶石 蠟石及び明礬石。瀧本 清編, 日本地方鉱床誌, 近畿地方。朝倉書店, p.278-312, p.330-341, p.342-361, p.361-363.
- 通産省資源エネルギー庁(1988) 播但地域昭和62年度広域地質構造調査報告書, 178p.
- 上野三義・塚脇祐次・高橋 博・岩生周一(1958) 兵庫県氷上郡・神崎郡下の蠟石鉱床(明礬石鉱床を含む)調査報告。地調月報, vol.9, p.263-284.
- 弘原海 清(1987) 篠山層群。中沢圭二・市川浩一郎・市原実代表編, 日本の地質6, 近畿地方。共立出版, p.52.
- ・松本 隆(1958) 北但馬地域の新生界層序 - 近畿西北部新生界の研究(その1) 。地質雑, vol.64, p.625-637.
- ・栃本泰治・升本真二(1983) 篠山層群のフィッシュン・トラック年代。日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p.185.
- 山下傳吉(1894) 20万分の1地質図幅「比叡山」及び同説明書。地質調査所, 80p.
- 山下雅之・石田耕太郎・山岡祐二・後藤広和・石賀裕明(1991) “砥石層”のなかにP/T境界があるか付。トリアス紀古世の放散虫について。島根大学地質学研究報告, vol.10, p.47-52.
- Yao, A.(1982) Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.25, p.53-70.
- 八尾 昭(1986) 日本のジュラ系放散虫化石帯の年代と国際対比。大阪微化石研究会誌, 特別号, no.7, p.63-74.
- 吉田久昭(1975) 兵庫県宝塚市北部の有馬層群の層序。濃飛, no.7, p.28-30.
- ・河田清雄(1987) 兵庫県東部, 篠山・三田間における有馬層群の概要。地調月報, vol.38, p.427-441.
- 吉田光広・脇田全啓(1975) 京都西北山地の三疊紀コノドントの産出について。地団研専報, no.19, p.63-48.
- 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.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kyōto (11) No.25



GEOLOGY

OF THE

SASAYAMA DISTRICT

By

Chikao KURIMOTO, Hirohisa MATSUURA

and Toshiyuki YOSHIKAWA

(Written in 1992)

(Abstract)

The Sasayama District is situated in the westernmost part of the Tamba Highland and is topographically divided into the highland and the Sasayama Bonchi (basin). The district belongs geotectonically to the Inner Zone of Southwest Japan. In the eastern part of the district, Paleozoic and Mesozoic rocks of the Ultra-Tamba and Tamba Terranes are distributed. Early Cretaceous Sasayama Group is exposed in the Sasayama Bonchi and in the area to the west of the Sasayama Bonchi. Late Cretaceous igneous rocks are distributed in the western and southeastern areas in the district. Tertiary and Quaternary sediments are distributed mainly along several rivers. Akusa Fault passes within N-S trend in the central part of the district. The geology of the district is summarized in Figure 1.

Paleozoic and Mesozoic

Ultra-Tamba Terrane

The Ultra-Tamba Terrane is occupied by sedimentary complex and coherent clastic sequence. The sedimentary complex was formed by the accretionary process during Permian age. On the

other hand , coherent clastic sequence unconformably overlies the Permian complex .

In the district , the sedimentary complex is divided the Kaibara and Kamitaki Formations . The Kaibara Formation is situated on the west of the Akusa Fault and the Kamitaki and Ajima Formations are on the east of the fault. The Kaibara Formation is composed of shale and interbedded sandstone and shale with a small amount of chert and red shale . Shale of the formation yields Permian radiolarian fossils. The Kamitaki Formation is composed mainly of massive sandstone with a small amount of shale . The formation is correlated with the Permian Hikami Formation on the basis of lithologic character .

The Ajima Formation , which belongs to coherent clastic sequence , consists mainly of sandstone and interbedded sandstone and shale with shale and a small amount of red shale and greenstone. Radiolarians from shale of the formation indicates Mesozoic. The Ajima Formation

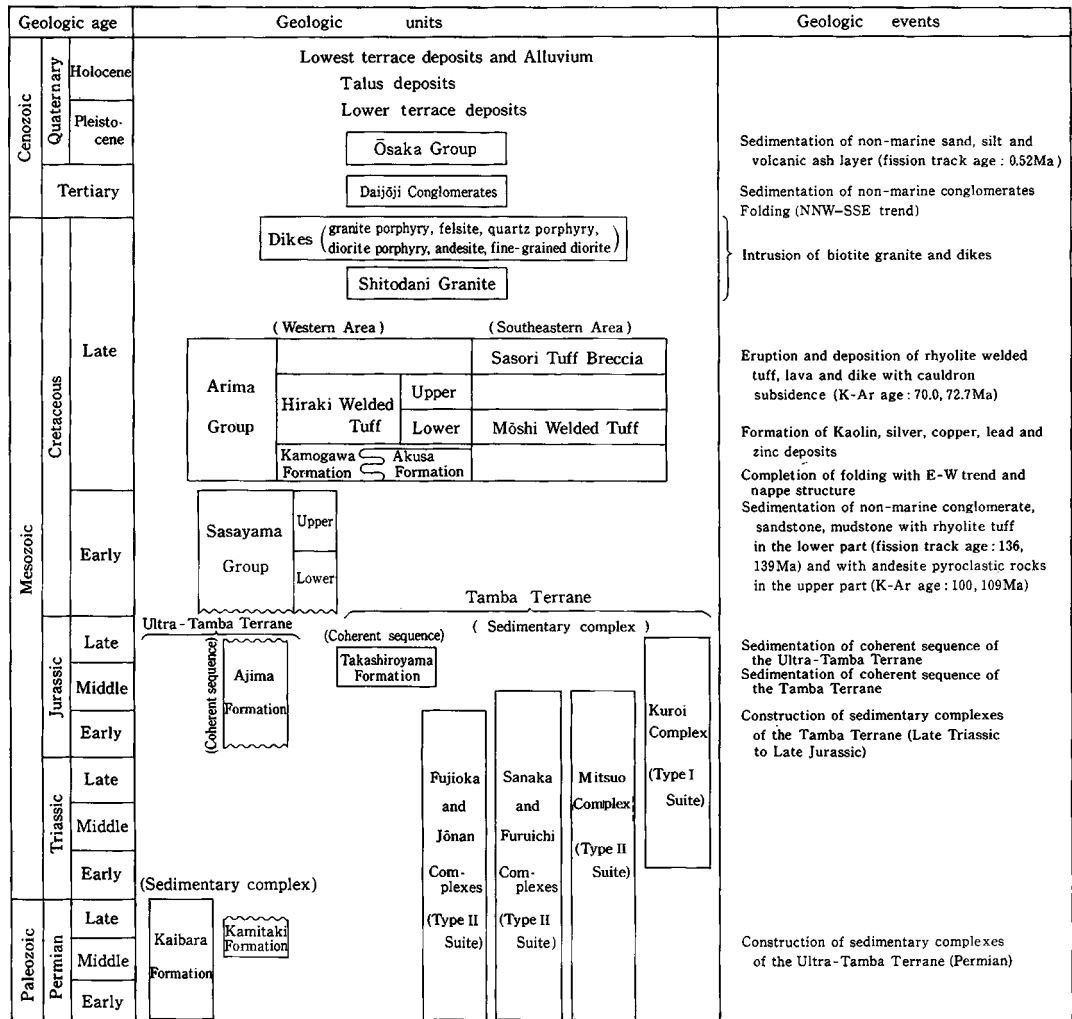


Fig. 1 Summary of geology in the Sasayama District.

unconformably overlies the Kamitaki Formation .

Tamba Terrane

The Tamba Terrane is occupied by sedimentary complex and coherent clastic sequence. Sedimentary complex is characterized by chaotically mixed features and is made of greenstone and chert of oceanic origin and terrigenous clastic rocks. The age of clastics shows overall younging from the structurally upper to lower units. The lithology, structural features and younging polarity indicate that the complex was formed by the accretionary process during Late Triassic to Jurassic. The sedimentary complex is divided into the two tectonostratigraphic units, namely Type I and II Suites on the basis of lithology and geologic age. The Type II Suite thrusts up on the Type I Suite. On the other hand, coherent clastic sequence contains no greenstone or chert of oceanic origin and is not strongly deformed such as the sedimentary complex.

Type I Suite of the north of the Sasayama Bonchi comprises the Fujioka, Sanaka and Mitsuo Complexes from structurally upper to lower units. On the other hand, the suite of the south of the Sasayama Bonchi comprises the Jōnan and Furuichi Complexes from upper to lower units. Type II Suite comprises the Kuroi Complex. On the basis of radiolarian fossils from shale, the construction of these complexes was completed in Jurassic time or a little later.

The Takashiroyama Formation, which belongs to coherent clastic sequence, is composed of sandstone and interbedded sandstone and shale. Radiolarian fossils from shale of the formation indicates late Middle to early Late Jurassic.

The rocks of the Tamba Terrane from folds of E-W to WNW-ENE trend in general, in which Kuroi Antiform and Sasayama Synform are most conspicuous.

Early Cretaceous

The Sasayama Group is divided into the Lower and the Upper Formations. The Lower Formation (1,300m thick) is composed mainly of conglomerate, sandstone and mudstone intercalating with several rhyolite tuff beds. The Upper Formation (250m thick) consists of hornblende andesite lapilli tuff, tuff breccia, fine-grained tuff, tuffaceous sandstone, conglomerate and mudstone. The Sasayama Group overlies the formations of the Ultra-Tamba Terrane unconformably. Two zircon fission track ages of the basal rhyolite tuff of the Lower Formation were dated as 139 ± 9 and 136 ± 16 Ma. And two hornblende K-Ar ages of the andesite and andesite lapilli tuff of the Upper Formation were dated as 100 ± 5 and 109 ± 5 Ma. In the Sasayama Group only non-marine fossils have been reported.

The Sasayama Group forms a syncline in the Sasayama Bonchi and synclinorium in the area to the west of the Sasayama Bonchi. In the Lower Formation soft-sediment deformation structure such as slumping folds and convolute laminations can be observed.

Late Cretaceous

Late Cretaceous igneous rocks are made up of the Arima Group, Shitodani Granite and dikes.

Arima Group

The Arima Group is part of voluminous felsic to intermediate volcanic rocks of Late Cretaceous age extending in the Inner Zone of Southwest Japan. It unconformably overlies and is fault contact with the Paleozoic and Mesozoic rocks and the Early Cretaceous Sasayama

Group. It is volcanostratigraphically regionally classified into Stage 1, 2, 3, 4, 5, a and b in ascending order.

The Arima Group of the western area includes the Kamogawa Formation (Stage 1), Akusa Formation (Stage 2) and Hiraki Welded Tuff (Stage 3a). The Kamogawa Formation interfingers the Akusa Formation, and the Hiraki Welded Tuff covers the former two. The Kamogawa Formation (1,300m thick) consists of rhyolite welded tuff, tuff, lava, dike, tuffaceous conglomerate, sandstone and mudstone. The Akusa Formation (850m thick) consists of biotite rhyolite welded tuff, lapilli tuff, lava, dike and conglomerate. The Hiraki Welded Tuff (1,300m thick) consists of biotite rhyolite welded tuff with small amount of tuffaceous sandstone and mudstone. The Arima Group of the western area is gently folded with NNW-SSE trend (ex. Konda Syncline).

The Arima Group of the southeastern area includes Mōshi Welded Tuff (Stage 3a) and Sasori Tuff Breccia (Stage 3b) in ascending order. The Mōshi Welded Tuff (300m thick) consists of biotite rhyolite welded tuff. The Sasori Tuff Breccia (700m thick) consists of biotite rhyolite welded (partly non-welded) tuff breccia, lapilli tuff, tuffaceous conglomerate and sandstone. The Sasori Tuff Breccia fills the Sasori cauldron which was inferred one of source areas of the Arima Group.

A biotite K-Ar age and a K-feldspar K-Ar age of the Hiraki Welded Tuff were reported as $70.0 \pm 3.5\text{Ma}$ and $72.7 \pm 2.3\text{Ma}$ respectively.

Shitodani Granite

The Shitodani Granite occurs as a small stock in the district and intrudes into the Hiraki Welded Tuff of the Arima Group. The granite is composed mainly of medium- to fine-grained biotite granite.

Dikes

Dikes in the Sasayama District are composed of granite porphyry, felsite and quartz porphyry, and diorite porphyry, andesite and fine-grained diorite. These dikes intrude mainly into the Arima Group. Quartz porphyry intrudes along the Akusa Fault which is traced 5 km long of NNW-SSE trend. Especially around Akusa-Ihara area in Sannan Town, many dikes of diorite porphyry, andesite and fine-grained diorite are distributed.

Cenozoic

The Cenozoic comprises the Daijōji Conglomerates, Ōsaka Group, Lower terrace deposits, Talus deposits, Lowest terrace deposits and Alluvium.

The Daijōji Conglomerates consists of subrounded to subangular conglomerate and is considered to be Tertiary on the basis of lithology. The Ōsaka Group in the district consists of sand, silt and volcanic ash, and a fission track age of the volcanic ash was determined as $0.52 \pm 0.18\text{Ma}$. The Lower terrace deposits are distributed along the Sasayama Gawa, Oyama Gawa and Kako Gawa, and are composed of gravel, sand, silt and clay. The deposits are divided into the t₁ and t₂ in descending order, and t₂ deposit is intercalating the Aira-Tn ash (AT). The Talus deposits consists of gravel, sand and silt, and intercalating the Aira-Tn ash. The Lowest terrace deposits are composed of gravel and sand, and the Alluvium are of gravel, sand and clay.

Economic Geology

Silver , Copper , lead , Zinc and manganese ore deposits , and silica stone , kaolin and ceramic clay deposits were mined before. But all mines of these deposits have been closed.

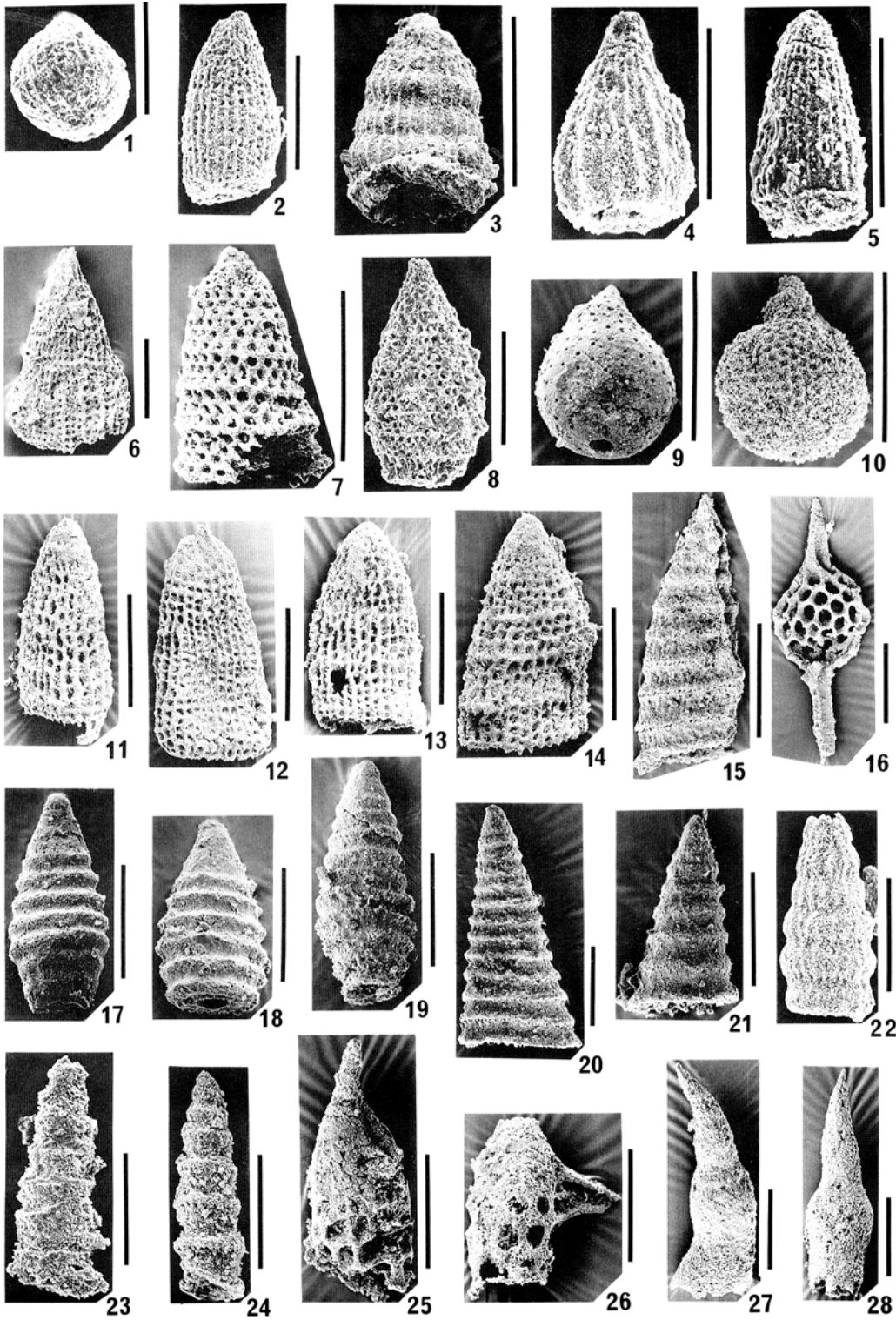
Rhyolite welded tuff of the Akusa Formation and lower part of the Hiraki Welded Tuff of the Arima Group is quarried for aggregate . The upper part of the Hiraki Welded Tuff is quarried for building materials. The product is commonly called “ Tamba Teppeiseki ”.

第 I 図版 丹波帯から産出した放散虫化石

	地点 番号	試料番号 (GSJ)	化石番号 (GSJ)
1. <i>Tricolocapsa cf. conexa</i> Matsuoka	40	R58716	F14360-8
2. <i>Archaeodictyomitra</i> sp.	52	R58729	F14373-6
3. <i>Archaeodictyomitra</i> sp.	20	R58693	F14337-6
4. <i>Archaeodictyomitra</i> sp.	52	R58729	F14373-10
5. <i>Archaeodictyomitra</i> sp.	40	R58716	F14360-3
6. <i>Hsuum</i> sp.	19	R58692	F14336-1
7. <i>Parvicingula</i> sp.	19	R58692	F14336-11
8. <i>Parvicingula</i> sp.	52	R58729	F14373-1
9. <i>Stichocapsa</i> sp.	20	R58693	F14337-8
10. <i>Tricolocapsa</i> sp.	29	R58702	F14346-8
11. <i>Parahsuum</i> sp.	17	R58690	F14334-1
12. <i>Parahsuum</i> sp.	17	R58690	F14334-12
13. <i>Parahsuum cf. simplum</i> Yao	17	R58690	F14334-15
14. <i>Parahsuum cf. simplum</i> Yao	17	R58690	F14334-6
15. <i>Canoptum</i> sp.	17	R58690	F14334-2
16. <i>Pantanellium</i> sp.	17	R58690	F14334-9
17. <i>Canoptum cf. triassicum</i> Yao	10	R58683	F14327-11
18. <i>Canoptum cf. triassicum</i> Yao	10	R58683	F14327-16
19. <i>Canoptum cf. triassicum</i> Yao	10	R58683	F14327-6
20. <i>Canoptum cf. triassicum</i> Yao	10	R58683	F14327-1
21. <i>Canoptum cf. triassicum</i> Yao	10	R58683	F14327-17
22. <i>Corum</i> sp.	13	R58686	F14330-1
23. <i>Triassocampe cf. deweveri</i> (Nakaseko and Nishimura)	43	R58719	F14363-5
24. <i>Triassocampe cf. deweveri</i> (Nakaseko and Nishimura)	43	R58719	F14363-10
25. <i>Neobaillella</i> sp.	9	R58682	F14326-2
26. <i>Neobaillella</i> sp.	9	R58682	F14326-3
27. <i>Follicucullus</i> sp.	8	R58681	F14325-5
28. <i>Follicucullus scholastics</i> Ormiston and Babcock	8	R58681	F14325-4

スケールバーは0.1mm

地点番号は地質図及び第1表に対応



文献引用例

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.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

KURIMOTO, C., MATSUURA, H. and YOSHIKAWA, T.(1993) *Geology of the Sasayama district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 93p. (in Japanese with English abstract 5p.).

平成 5 年 2 月 22 日 印刷

平成 5 年 2 月 26 日 発行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒 305 茨城県つくば市東 1 丁目 1-3

印刷者 和田 信 一

印刷所 住友出版印刷株式会社

東京都北区西が丘 2-9-13

© 1993 Geological Survey of Japan