

55(521.73 + .75)(084.32 M 50)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第13号

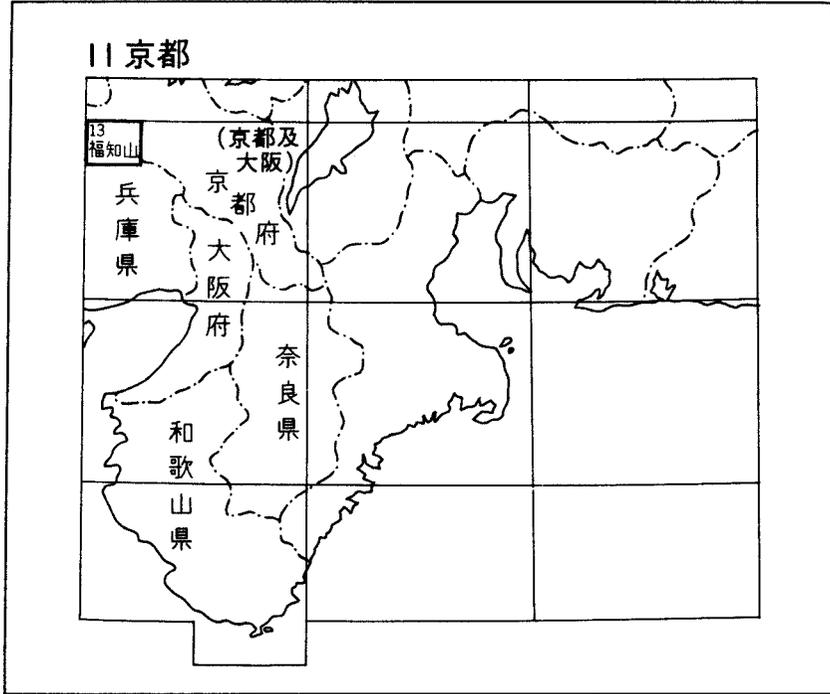
福 知 山 地 域 の 地 質

栗本史雄・牧本 博

平成2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) ...	3
III. 舞鶴帯	(牧本 博・栗本史雄) ...	8
III.1 研究史		8
III.2 夜久野コンプレックス		9
III.2.1 斑れい岩ユニット		11
III.2.2 玄武岩・頁岩ユニット		14
III.2.3 超苦鉄質岩		21
III.2.4 珪長質岩		22
III.2.5 産出化石と地質年代		23
III.2.6 オフィオライトとしての夜久野コンプレックス		24
III.3 舞鶴層群		25
III.3.1 小田層		25
III.3.2 額田層		26
III.4 夜久野層群		28
III.5 地質構造		29
IV. 超丹波帯	(栗本史雄) ...	30
IV.1 研究史		30
IV.2 概要		31
IV.3 石場層(超丹波帯北帯)		32
IV.4 榎原層(超丹波帯中帯)		33
IV.5 高津層(超丹波帯南帯)		36
IV.6 産出化石と地質年代		40
IV.7 砂岩の鉱物組成		41
IV.8 地質構造		42
V. 丹波帯	(栗本史雄) ...	45
V.1 研究史		45
V.2 概要		46
V.3 II型地層群		47
V.3.1 三俣コンプレックス		48
V.3.2 芦洲コンプレックス		52
V.4 I型地層群		54
V.4.1 黒井コンプレックス		54

V.5	産出化石と地質年代	57
V.5.1	Ⅱ型地層群	57
V.5.2	Ⅰ型地層群	58
V.6	砂岩の鉱物組成	59
V.7	地質構造	61
VI.	花崗岩類 (栗本史雄・牧本 博)	62
VI.1	概要	62
VI.2	法用石英閃緑岩	62
VI.2.1	細粒岩相	62
VI.2.2	極細粒岩相	64
VI.2.3	法用石英閃緑岩のK-Ar年代	64
VI.3	その他の小岩体	64
VI.3.1	花崗閃緑岩	64
VI.3.2	石英閃緑岩	66
VII.	有馬層群 (栗本史雄)	66
VII.1	研究史及び概要	66
VII.2	層序, 岩相及び地質構造	67
VIII.	岩脈 (栗本史雄)	76
VIII.1	中性岩脈	76
VIII.2	珪長質岩脈	76
IX.	新生界 (栗本史雄)	78
IX.1	研究史及び概要	78
IX.2	高位段丘堆積物	80
IX.3	中位段丘堆積物	83
IX.4	低位段丘堆積物	84
IX.5	沖積層	84
X.	応用地質 (栗本史雄)	84
X.1	金属鉱床	84
X.1.1	銅・鉛・亜鉛・金・銀鉱床	84
X.1.2	層状マンガング鉄床	84
X.2	非金属鉱床	85
X.2.1	亜炭	85
X.2.2	炉材珪石	85
X.3	碎石	85
X.4	鉱泉	85
文 献		86

図・表・図版目次

第 1 図	福知山図幅地域の埋谷面図	2
第 2 図	福知山図幅地域の水系図	3
第 3 図	福知山図幅地域及び周辺の地質構造区分図	4
第 4 図	福知山図幅地域の地質概略図	4
第 5 図	福知山図幅地域の地質総括図	6
第 6 図	福知山図幅地域における夜久野コンプレックスの地質概要	10
第 7 図	夜久野コンプレックスの斑れい岩の層状構造	11
第 8 図	夜久野コンプレックス斑れい岩ユニットの構成岩石の顕微鏡写真	12
第 9 図	玄武岩・頁岩ユニットのルートマップ A	16
第 10 図	玄武岩・頁岩ユニットのルートマップ B	16
第 11 図	玄武岩・頁岩ユニットを構成する枕状溶岩	17
第 12 図	玄武岩と頁岩の接触部の露頭写真	17
第 13 図	頁岩中の玄武岩礫	18
第 14 図	夜久野コンプレックス玄武岩・頁岩ユニットの構成岩石の顕微鏡写真	19
第 15 図	玄武岩中の単斜輝石の化学組成	19
第 16 図	玄武岩・頁岩ユニット上部層の構成岩石	20
第 17 図	斑れい岩に貫入する岩脈状の珩長質岩	22
第 18 図	夜久野コンプレックス珩長質岩の顕微鏡写真	23
第 19 図	福知山図幅地域西端部の夜久野コンプレックスの断面図とオフィオライト層序の復元	25
第 20 図	小田層のルートマップ	26
第 21 図	額田層と夜久野層群との境界をなす断層	27
第 22 図	夜久野層群の頁岩	29
第 23 図	超丹波帯の地層区分対比	32
第 24 図	石場層の地質柱状図とルートマップ	33
第 25 図	榎原層の地質柱状図	34
第 26 図	榎原層の頁岩	35
第 27 図	榎原層の砂岩頁岩互層	35
第 28 図	福知山東部の高津層のユニット区分	36
第 29 図	高津層の地質柱状図	37
第 30 図	福知山西部の高津層のユニット区分	38
第 31 図	高津層の成層砂岩	38
第 32 図	高津層の砂岩層採掘跡の大露頭	39

第33図	超丹波帯砂岩の鉱物組成	41
第34図	榎原層と高津層との境界をなす断層	42
第35図	福知山東部における超丹波帯と丹波帯の断層関係を示すルートマップ	43
第36図	福知山西部における超丹波帯と丹波帯の断層関係を示すルートマップ	44
第37図	丹波帯Ⅰ型地層群とⅡ型地層群の模式柱状図	46
第38図	三俣コンプレックスの地質柱状図	48
第39図	三俣コンプレックスの砂岩レンズを含む頁岩	49
第40図	三俣コンプレックスのチャートレンズを含む頁岩	50
第41図	三俣コンプレックスの緑色岩類のレンズを含む頁岩	51
第42図	三俣コンプレックスの層状チャート	51
第43図	三俣コンプレックスのチャートの産状と地質柱状図	52
第44図	三俣コンプレックスの緑色岩類とチャートの関係を示す地質柱状図	52
第45図	芦洲コンプレックスの地質柱状図	53
第46図	黒井コンプレックスの地質柱状図	54
第47図	黒井コンプレックスの頁岩	55
第48図	黒井コンプレックスのチャート	56
第49図	黒井コンプレックスの緑色岩類の産状	56
第50図	福知山区幅地域における丹波帯チャート及び頁岩の放散虫化石に基づく年代分布	59
第51図	丹波帯砂岩の鉱物組成	60
第52図	法用石英閃緑岩の鉱物組成	63
第53図	法用石英閃緑岩細粒岩相の顕微鏡写真	63
第54図	花崗閃緑岩の産状	65
第55図	青垣町梨木峠西方における有馬層群のルートマップ	68
第56図	有馬層群のユニット1に含まれる花崗岩質岩の礫の産状	69
第57図	有馬層群のユニット1に含まれる石英閃緑岩礫の顕微鏡写真	70
第58図	有馬層群ユニット1の主としてチャートと砂岩の礫から構成される礫岩	70
第59図	有馬層群ユニット3の流紋岩溶岩に見られる流理構造	72
第60図	有馬層群ユニット3の流紋岩溶岩の顕微鏡写真	72
第61図	有馬層群ユニット4と丹波帯Ⅰ型地層群のルートマップ	73
第62図	有馬層群ユニット4の流紋岩凝灰岩の顕微鏡写真	74
第63図	有馬層群ユニット4に含まれる砂岩・頁岩のブロック	74
第64図	有馬層群ユニット5の流紋岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真	75
第65図	丹波帯緑色岩類に貫入する安山岩岩脈の顕微鏡写真	77
第66図	丹波帯Ⅱ型地層群に貫入する石英斑岩の岩脈	78
第67図	由良川・土師川・竹田川に沿う段丘面の縦断面	79
第68図	高位段丘堆積物の地質柱状図	81

第 69 図	羽合地域向野における高位段丘堆積物の露頭写真	82
第 70 図	丹波帯Ⅱ型地層群を不整合に覆う高位段丘堆積物	83
第 1 表	夜久野コンプレックス構成鉱物の化学組成	13
第 2 表	超丹波帯から産出した放散虫化石	40
第 3 表	丹波帯から産出した放散虫化石	58-59
第 4 表	法用石英閃緑岩中のカリ長石の K - Ar 年代	64
第 5 表	本地域の有馬層群区分と従来の研究との対応	67
第 I 図版	丹波帯から産出した放散虫化石	97

福知山地域の地質

栗本史雄*・牧本 博**

福知山地域の地質図幅の作成は、地震予知特定観測地域の地質図幅研究の一環として行われたものであり、昭和61-63年度の研究成果に基づいた。なお、綾部図幅地域の研究成果を取り入れてまとめた。野外調査及び研究報告のとりまとめに当たっては、舞鶴帯夜久野コンプレックス及び花崗岩類の一部を牧本が、それ以外を栗本が担当した。

本研究報告の作成に当たっては、舞鶴帯については早稲田大学猪木幸男博士(元所員)に、法用石英閃緑岩及び有馬層群については梶谷エンジニア(株)政岡邦夫氏に、また有馬層群についてはドリコ(株)河田清雄氏(元所員)及び大阪府立高津高等学校吉田久昭氏に御教示いただいた。丹波帯の放散虫化石の同定に当たっては、新潟大学松岡 篤講師及び大阪市立大学八尾 昭助教授に御教示いただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

超丹波帯・丹波帯については、地質部の木村克己技官に、第四系については近畿・中部地域地質センターの寒川 旭技官及び地質部の吉岡敏和技官に、応用地質については近畿・中部地域地質センターの小村良二技官にそれぞれ教示を受けた。法用石英閃緑岩及び有馬層群の薄片観察及び法用石英閃緑岩のK-Ar年代測定については地質部の原山 智技官に有益な助言を受けた。

本研究に用いた岩石薄片は、北海道支所谷津良太郎(元所員)、渡辺真治(元所員)、佐藤卓見並びに地質標本館宮本昭正、安部正治、佐藤芳治、野神貴嗣、木村 朗の各技官によるものである

I. 地 形

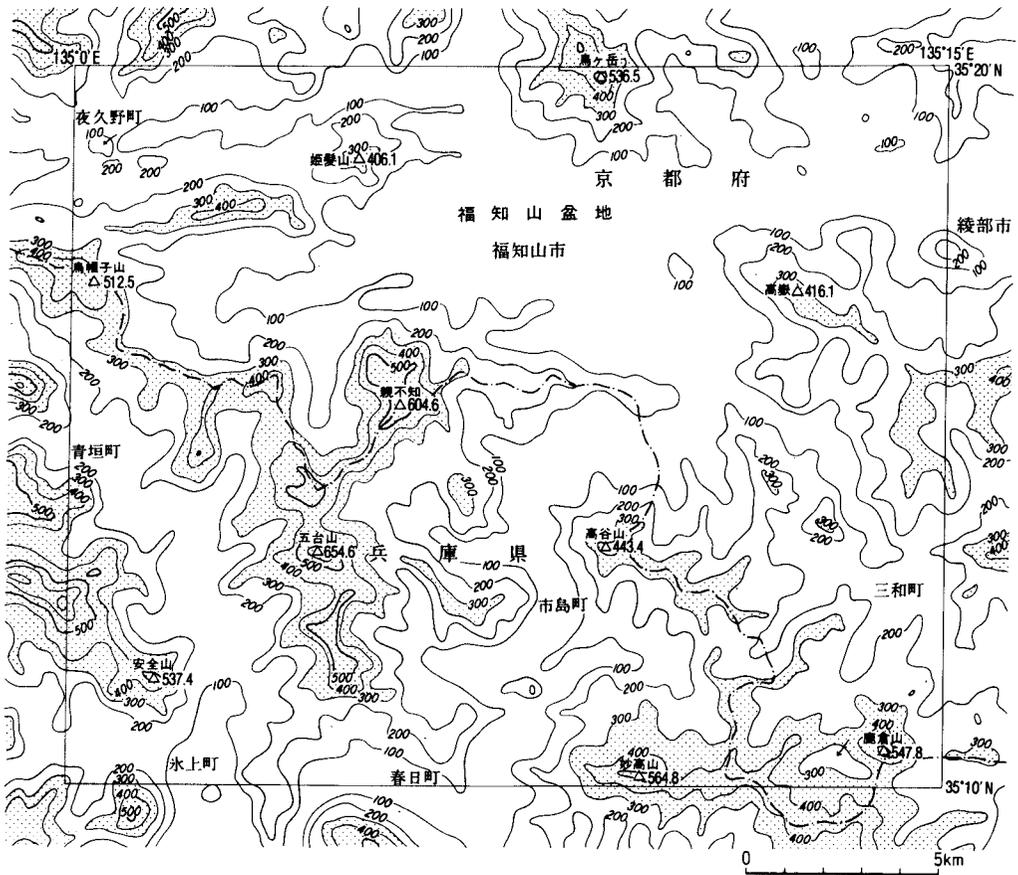
(栗本史雄)

福知山図幅地域は、北緯 $35^{\circ} 10' - 35^{\circ} 20'$ 、東経 $135^{\circ} 0' - 135^{\circ} 15'$ の範囲に位置し、京都府及び兵庫県の両府県にまたがる。

埋谷面図(第1図)に示したように、本図幅地域は山地の部分と福知山盆地から構成される。山地の部分は標高300-600 mの山地が連なり、近畿地方北部を占める丹波高地の西方延長に当たる。また、北方には丹後山地、西方には中国山地が控え、これらの山地の間であって本図幅地域の山頂は比較的低い高度を示す。山地は主として舞鶴帯・超丹波帯・丹波帯の中・古生界から構成され、白亜紀後期の火山岩類が本図幅地域西縁部にわずかに分布する。これらの山地の配列はほぼ東西方向であり、中・古生界の地質構造と良く一致する。

福知山盆地は本図幅地域北半部の広範囲を占め、段丘堆積物及び沖積層から構成される。本図幅地域の段丘は高位・中位・低位の3段が識別できる。それらのうち高位段丘が最も広い範囲を占め、標高は

*近畿・中部地域地質センター **地質部

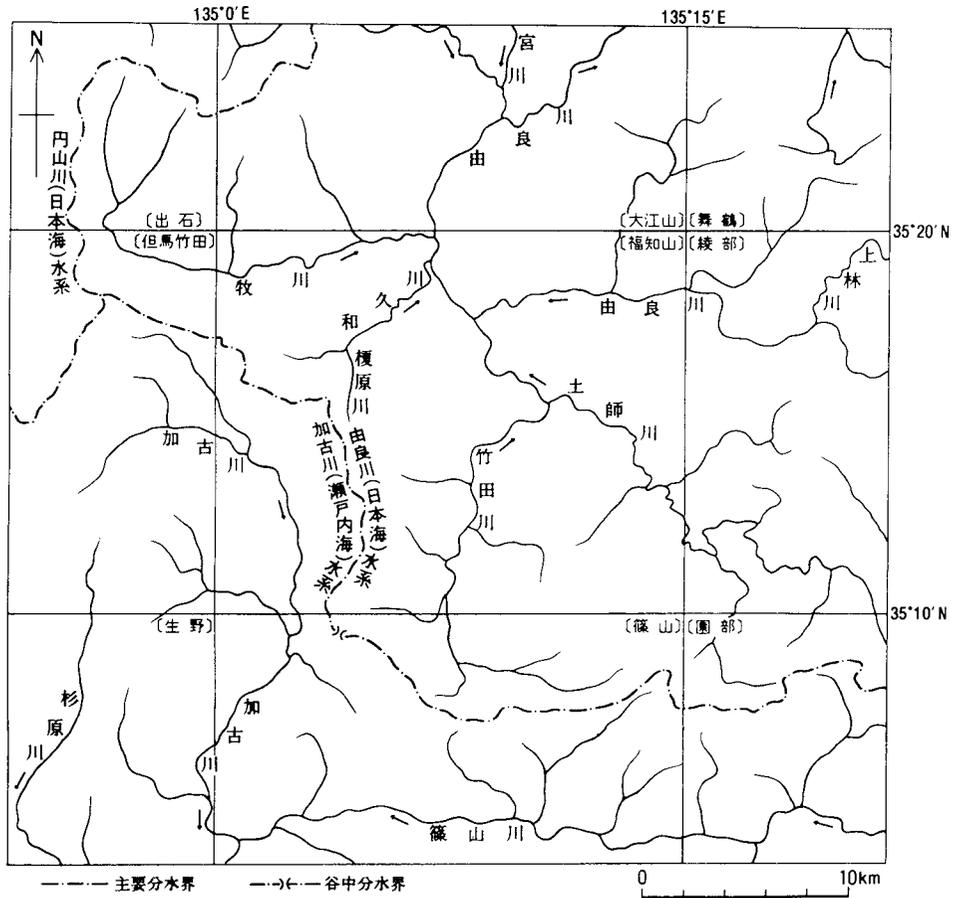


第1図 福知山図幅地域の埋谷面図
幅500m以下の埋谷、等高線の単位はm、ハッチ部は高度300m以上を示す

約60-80mである。

本図幅地域の河川は由良川及びその支流である牧川、土師川、竹田川、和久川、榎原川(以上、由良川水系)と加古川である(第2図)。由良川は東隣の綾部図幅地域を西流し、本図幅地域から北流して日本海に注ぐ。由良川水系の河川に沿っては河岸段丘が発達し、沖積低地は最大幅約2kmである。一方、本図幅地域の加古川は瀬戸内海に注ぐ加古川水系の上流に当たり、河岸段丘は発達せず、沖積低地が幅約2km広がる。

福知山図幅地域においては、綾部図幅地域で認められた上林川断層及び三峠断層の延長に相当する断層は確認されず、活断層は存在しない。

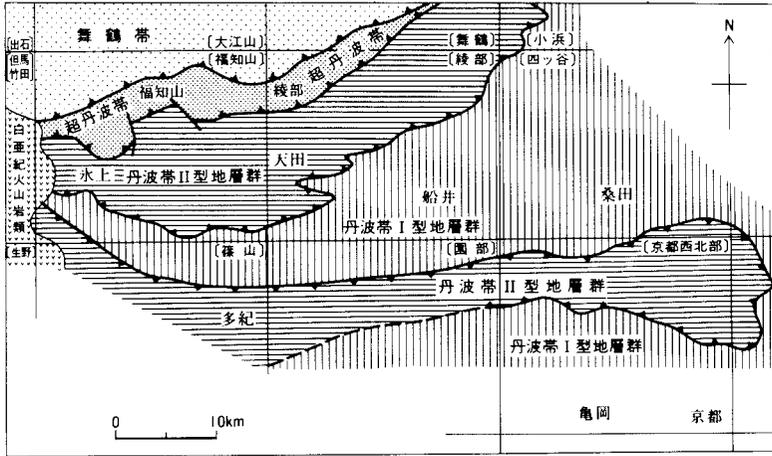


第2図 福知山図幅地域の水系図 []は5万分の1地形図名

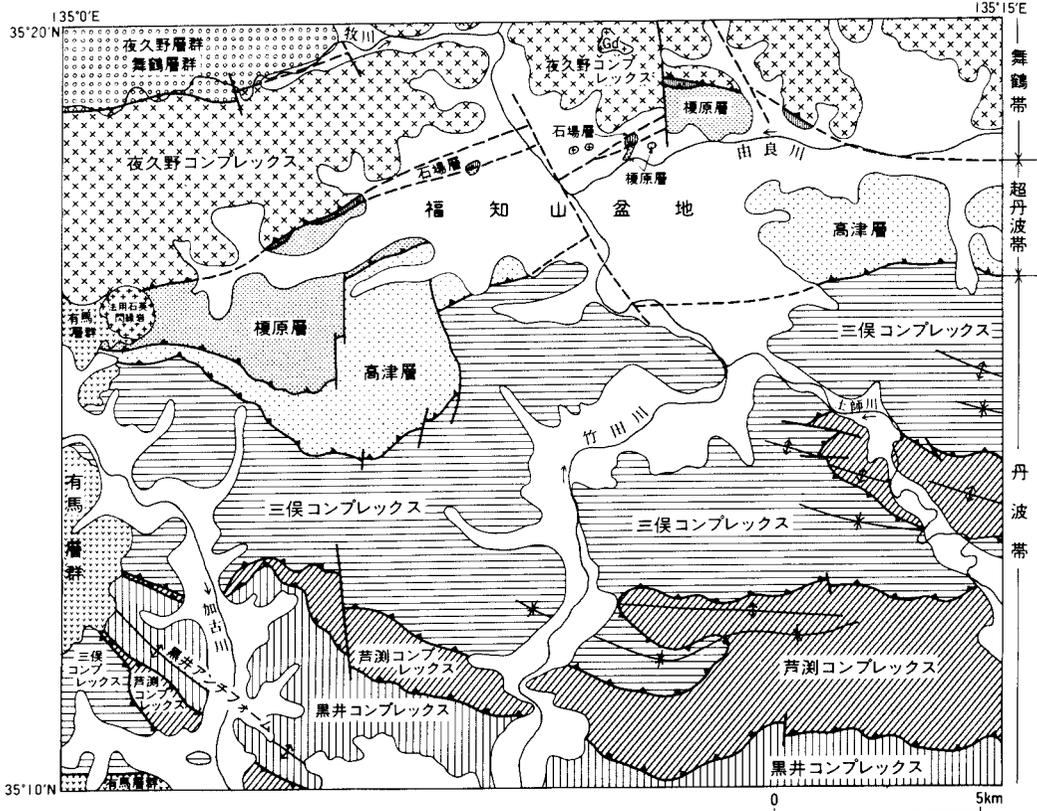
II. 地質概説

(栗本史雄)

本図幅地域は、地質構造区分上、舞鶴帯、超丹波帯及び丹波帯の3帯にまたがり、各帯は東北東-西南西ないし東西方向に帯状配列する(第3図)。本図幅地域には、舞鶴帯・超丹波帯・丹波帯に属する中・古生層、白亜紀後期の花崗岩類・火山岩類、岩脈及び新生界が分布する(第4図)。本図幅地域の地質総



第3図 福知山図幅地域及び周辺の地質構造区分図



第4図 福知山図幅地域の地質概略図

括図を第5図に示す。

舞鶴帯は猪木ほか(1961)及び中沢(1961)により、北より志高帯・夜久野北帯・中央帯・夜久野南帯に区分されており、本地域の舞鶴帯にはそれらのうち夜久野南帯の夜久野コンプレックス及び中央帯の二畳系舞鶴層群・三畳系夜久野層群が分布する。

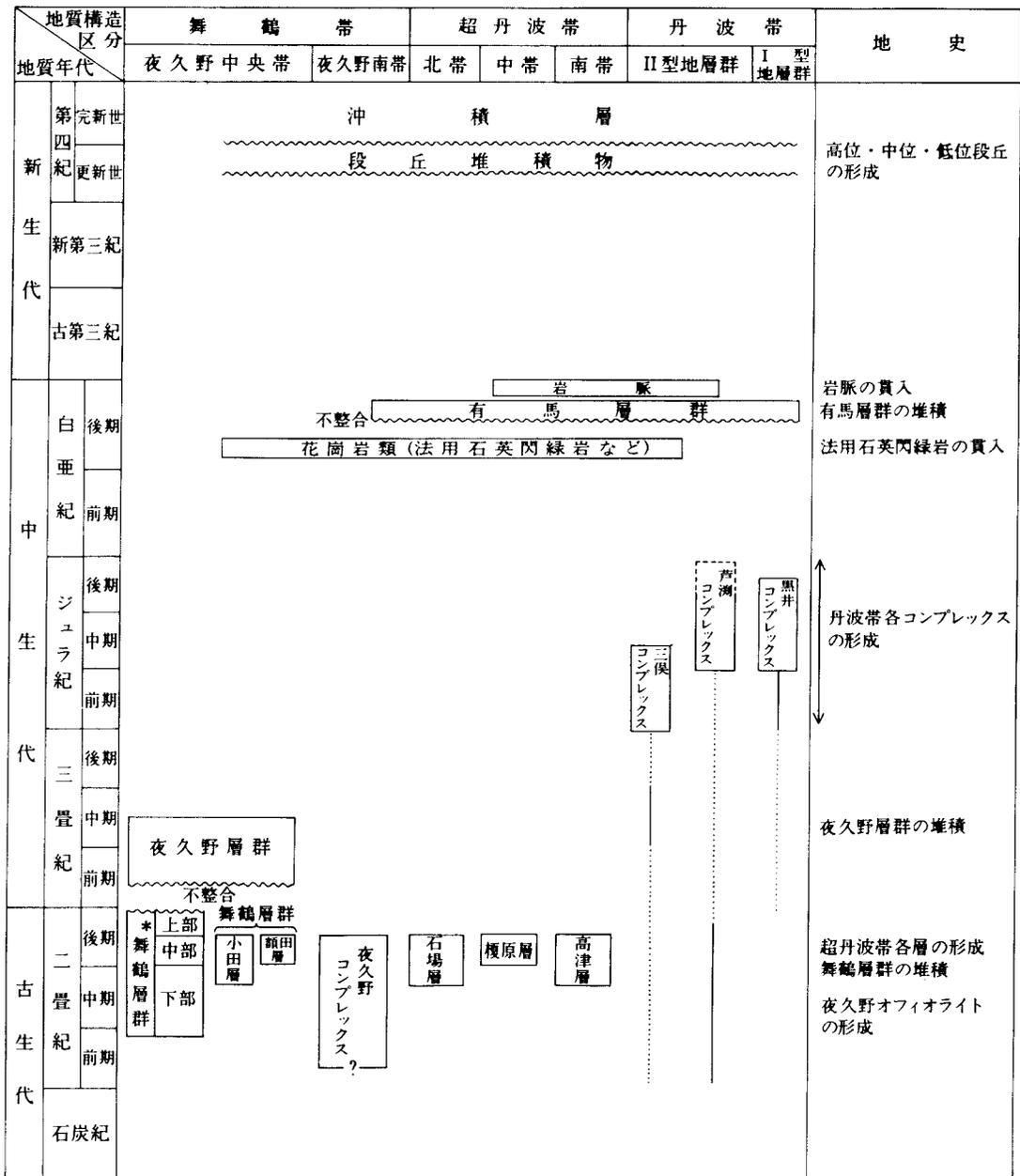
夜久野コンプレックスは斑れい岩ユニットと玄武岩・頁岩ユニットに区分され、両者は断層関係にある。斑れい岩ユニットは主として角閃石単斜輝石斑れい岩からなり、角閃石斑れい岩・角閃石斑れい岩ペグマタイト及び角閃岩を伴う。玄武岩・頁岩ユニットは上下2部層に区分でき、下部層は玄武岩を主体とし頁岩を挟み、上部層は頁岩を主体とする。玄武岩・頁岩ユニットの頁岩から、二畳紀中-後期を示す放散虫化石 *Follicucullus* sp. が産出する(本報告; ISHIGA, 1986a)。また、本図幅地域外の同ユニットの頁岩から、二畳紀中期後半を示す *Follicucullus monacanthus* 群集が報告されている(CARIDROIT et al., 1985; 栗本・木村, 1985)。本図幅地域の夜久野コンプレックスは、超苦鉄質岩を欠くものの、斑れい岩層から玄武岩層に至るオフィオライト層序をほぼ復元できる。

舞鶴層群は小田層及び額田層と呼ばれ(中沢, 1961)、狭長に東西に延びて分布する。小田層は主として頁岩と緑色岩類から構成され、砂岩・珪質頁岩を伴う。頁岩から二畳紀中-後期を示す *Follicucullus* sp. を産する。一方、額田層は砂岩と頁岩からなり、本図幅地域内では中沢ほか(1957)により3地点から二畳紀後期を示す紡錘虫化石が報告されている。なお、本図幅地域の額田層は額田層全体の東端部に相当する。

夜久野層群は細-極細粒砂岩から頁岩に至る上方細粒化の層序を繰り返す。夜久野層群からは中沢ほか(1957)により三畳紀前-中期を示す二枚貝化石やアンモナイト化石が報告されている。

超丹波帯は互いに断層で境される北・中・南の3帯に区分され、各帯にはそれぞれ石場層・榎原層・高津層が分布する。石場層は緑色岩類に始まり、チャート・頁岩が上位に重なる層序を持ち、頁岩から二畳紀中-後期を示す放散虫化石 *Follicucullus* sp. が産出する。榎原層は頁岩を主体とし、砂岩頁岩互層及び砂岩を挟む。頁岩から *Follicucullus bipartitus*-*F. charveti* 群集を特徴付ける放散虫化石が産出する(ISHIGA, 1986a)。この群集は二畳紀後期前半を示す。高津層は頁岩に始まり、砂岩頁岩互層を経て、砂岩に至る上方粗粒化の層序を持ち、頁岩から二畳紀中-後期を示す *Follicucullus* (?) sp. (栗本, 1986) が産出する。

丹波帯を構成する地質体は、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、II型地層群は更に構造的上位から三俣コンプレックスと芦刈コンプレックスに区分される。本図幅でい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。三俣コンプレックスは頁岩を主とし、チャート・緑色岩類・砂岩頁岩互層を伴う。三俣コンプレックスは本図幅地域東隣の綾部図幅地域で識別された山家コンプレックス・釜輪コンプレックスの延長に相当するが、本図幅地域においては両コンプレックスの境界が明確に追跡できなくなる。芦刈コンプレックスは、頁岩又はチャートから始まり、緑色岩類、チャート及び緑色岩類・チャート・砂岩のレンズを含む頁岩を経て、厚い砂岩層が見掛け最上位に位置し、上方粗粒化の層序を読み取ることができる。一方、I型地層群の黒井コンプレックスは頁岩を主とし、チャート・シルト岩・砂岩頁岩互層・砂岩を伴う。各コンプレックスは、岩相の特徴からみて、海洋底で形成された緑色岩類・チャー



第5図 福知山区幅地域の地質総括図

丹波帯の各コンプレックスの地質年代は、頁岩から産出した放射虫化石に基づく、実線は放射虫化石により構成岩類の年代が決定した部分、点線は未確定あるいは推定を示す。

*舞鶴地域の舞鶴層群を示す。

トなどと陸源の砕屑岩が混合して形成されたものである。いずれのコンプレックスも、頁岩からジュラ紀を示す放散虫化石が産出し、チャートからはそれよりも古い年代を示す放散虫化石が産出する。したがって、これらがコンプレックスとして最終的に形成されたのは頁岩に含まれる放散虫化石の示すジュラ紀あるいはそれ以降と考える。

花崗岩類は6か所において確認され、いずれも小岩体で、周囲に熱変成を与えている。それらのうち法用石英閃緑岩は福知山市と氷上郡青垣町の境界地域に、東西・南北共に約1.3kmの規模で分布する。主として石英閃緑岩・石英モンゾ閃緑岩の細粒岩相から構成され、黒雲母花崗岩の極細粒岩相を岩体北縁部に伴う。細粒岩相のカリ長石はK-Ar年代79.4±4.0Maを示す。法用石英閃緑岩以外の小岩体には花崗閃緑岩と石英閃緑岩が認められ、前者は福知山市鳥ヶ岳^{からす}、下小田及び夜久野町今西中に、後者は夜久野町千原^{ちほら}と青垣町東芦田に分布する。

白亜紀後期火山岩類は地域により異なった名称が用いられ、兵庫県下では有馬層群、生野層群、広峰層群、相生層群などと呼ばれる。本図幅地域の火山岩類は、有馬層群と生野層群のそれぞれの主要分布範囲の境界付近に当たり、本報告では有馬層群の名称を用いる。有馬層群は本図幅地域西端部に分布し、一連整合の層群を持ち下位よりユニット1、2、3、4に区分される。ユニット1は主として安山岩凝灰岩、ユニット2は安山岩凝灰岩及び溶岩、ユニット3は流紋岩溶岩、ユニット4は流紋岩凝灰岩から構成される。また、本地域南西端にはユニット5が分布し、これはユニット3、4に相当する。ユニット5は流紋岩溶結凝灰岩から構成される。有馬層群と法用石英閃緑岩との直接の関係は観察できないが、①法用石英閃緑岩の分布の形状、②有馬層群が法用石英閃緑岩による熱変成を受けていないこと、③法用石英閃緑岩のカリ長石のK-Ar年代が79.4±4.0Maであり、本図幅地域周辺の有馬層群から報告されているK-Ar年代よりも古いことなどから、有馬層群は法用石英閃緑岩より若い地質年代のものであり、法用石英閃緑岩を不整合に覆うと解釈した。

岩脈には中性岩脈と珪長質岩脈があり、前者は閃緑岩・安山岩からなり、後者は石英斑岩・花崗斑岩・花崗岩・流紋岩から構成される。

新生界は第四紀の河成段丘堆積物及び沖積層からなり、各河川に沿って分布する。河成段丘は高位・中位・低位の3段に区分することができる。高位段丘は福知山盆地に広く分布し、由良川・土師川・竹田川・牧川などの由良川水系（第2図）に沿っても発達する。高位段丘堆積物は礫・砂・泥から構成され、赤色風化殻が特徴的であることから近畿各地の高位段丘に対比される。なお、福知山盆地の高位段丘堆積物は福間・藤田(1986)により福知山累層と呼ばれた。中位段丘・低位段丘堆積物は礫・砂から構成され、高位段丘の周辺に分布する。沖積層は礫・砂・泥から構成され、福知山盆地と各河川に沿って分布する。

III. 舞鶴帯

(牧本 博・栗本史雄)

舞鶴帯は、福井県西端から少なくとも岡山県南部まで120km以上にわたって連続する最大幅約20kmの細長い地帯であり、古生界（夜久野コンプレックス、舞鶴層群などの二畳系）及び三畳系が分布する。

本図幅地域を含めた近畿地方北部では、舞鶴帯の古生界は帯状配列をなし（猪木，1959；加納ほか，1959），北から順に①志高帯（下見谷層・大浦層が分布），②夜久^{しだか}（夜久野コンプレックス），③中央帯（中-上部二畳系の舞鶴層群），④夜久野南帯（夜久野コンプレックス）に区分されている（猪木ほか，1961及び中沢，1961）。志高帯及び中央帯には、浅海-汽水成三畳系の志高層群・夜久野層群^{なほ}・灘波江層群^えなどが分布する。なお、志高帯は、最近の研究では、下見谷層の岩相の特徴やその変形の時代をもとに舞鶴帯ではなく秋吉帯に含められている（鈴木，1987；ISHIGA and SUZUKI，1988）。

本図幅地域の舞鶴帯は図幅地域北部を占め、夜久野南帯と中央帯にまたがる。夜久野南帯には夜久野コンプレックスが分布し、中央帯には中-下部三畳系夜久野層群が広く分布する。これらのほか、中央帯には二畳系舞鶴層群の小田層及び額田層が、夜久野コンプレックスと夜久野層群の境界部付近にともに狭長に東西に延びて分布する。

本図幅地域の舞鶴帯は、その南側の超丹波帯とは北傾斜の断層を介して接する。また散点的に分布する白亜紀花崗岩類により貫入され、その周辺部では熱変成作用を受けている。更に、本図幅地域西端部では、白亜紀後期の有馬層群に不整合に覆われている。

III. 1 研究史

舞鶴帯の研究は、山下(1894)、巨智部(1894, 1895)が京都府北部に分布する塩基性岩類を“閃緑岩”及び“蛇紋岩”として示したことに始まる。小川(1897)、杉(1925)、富田(1925a, b)はその岩石学的特徴を明らかにし、KOBAYASHI(1941)はこの地域の閃緑岩・斑れい岩・超塩基性岩をまとめてYakuno basic plutonic rock(小林, 1951では夜久野塩基性深成岩類)と名付けた。その後、松下(1950)は夜久野塩基性岩類と三畳系が分布する狭長な地帯を舞鶴地帯と命名し、西南日本内帯の地質構造単元の一つとした。中沢ほか(1954)は中-上部二畳系舞鶴層群が舞鶴帯の重要な構成要素であることを指摘し、中沢・志岐(1954)は三畳系夜久野層群が舞鶴層群を傾斜不整合で覆うことを明らかにした。猪木(1959)、加納ほか(1959)は夜久野塩基性岩類と二畳・三畳系が帯状配列することを示し、中沢(1961)は舞鶴帯の地質構造を二畳・三畳両系が向斜の軸部に露出する複向斜構造であるとした。加納ほか(1959)、猪木ほか(1961)は夜久野塩基性岩類に伴って産する高度変成岩類を見だし、それぞれ分布する地域名にちなんで河守^{こうもり}変成岩、舞鶴変成岩と名付け、基盤岩の断片と考えた。

以上の研究の後、兵庫県(1961)やIgi(1973)は、舞鶴帯において斑れい岩を主体に超苦鉄質岩、強く破碎した花崗岩質岩石(舞鶴花崗岩)及び変成岩が密接に相伴って分布するとし、これに夜久野コンプレックスの名称を与えた。Igi(1973)は、夜久野コンプレックスは地向斜深部で固結した火成岩体(斑れい岩)が基盤岩(舞鶴変成岩)とともに剪断帯に沿って衝出したものと地向斜に噴出した海底玄武岩からなるとした。その後、石渡(1978)、ISHIWATARI(1985a)は、綾部市北東の夜久野南帯の調査から、超苦鉄質岩・斑れい岩及び玄武岩が一連のオフィオライト層序を示すとし、これを夜久野オフィオライトと名付けた。また、①夜久野オフィオライトは変成作用を受けており、層序的上位から下位に向けてぶどう石-パンペリー石相からグラニュライト相まで変成度が上昇する、②これまで舞鶴変成岩とされたものの大部分は、この変成作用により形成されたとした。KOIDE(1986)は舞鶴帯の西方延長からもオフィオライトを見だし、またKOIDE et al.(1987a, b)はS r 同位体比を含む岩石化学的検討からオフィオライト形成場の多様なことを指摘している。

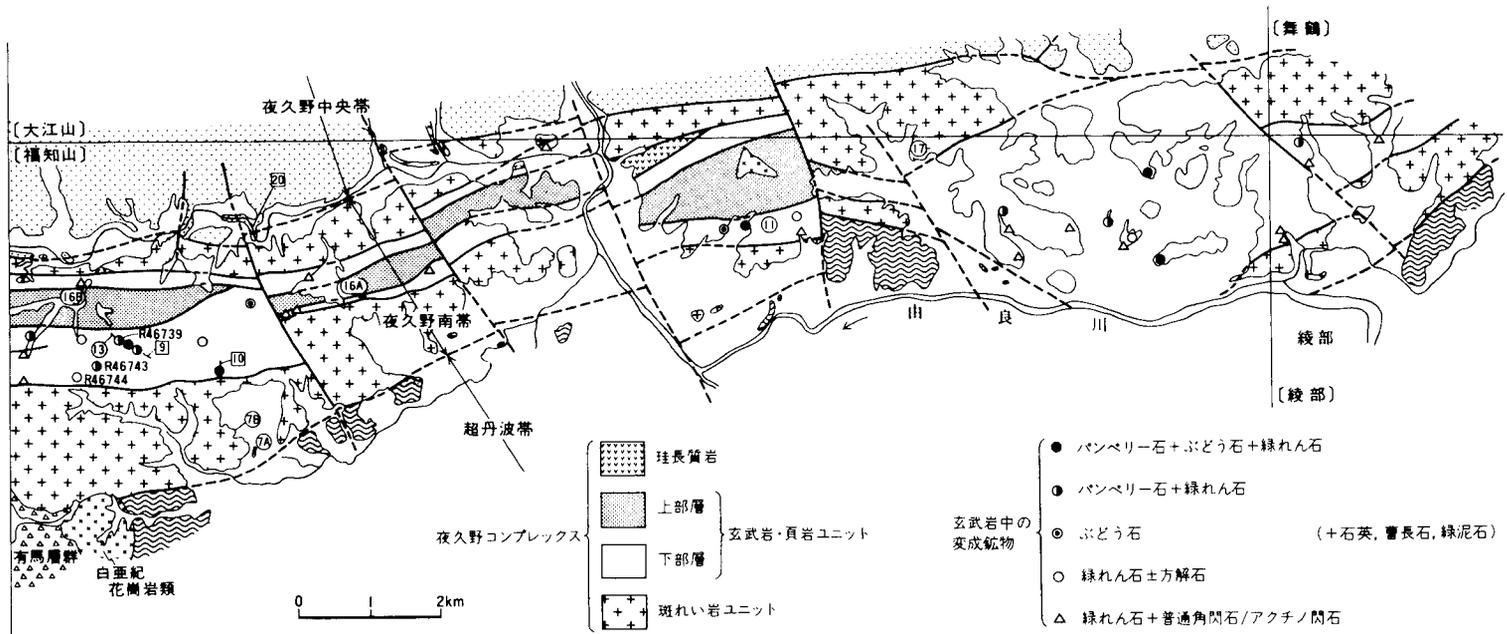
本図幅地域の舞鶴帯夜久野コンプレックスに関係した研究としては、中沢(1961)が夜久野町から福知山市石場にかけての地域の地質図を示すとともに、舞鶴帯の模式断面をもとに舞鶴帯の地史にふれている。更に小田層・額田層についても、それぞれ石炭(?)及び二畳系としてその分布を報告している。木村ほか(1989)は、本地域の東隣の綾部地域に分布する夜久野コンプレックスを斑れい岩ユニットと玄武岩・頁岩ユニットに区分し、両ユニットが北ないし北西に急傾斜した断層で繰り返して分布することを報告している。

本図幅地域の中-下部三畳系夜久野層群については、中沢(1951)、中沢ほか(1951)、NAKAZAWA(1953)、中沢ほか(1957)などの研究がある。中沢ほか(1957)によれば、本層群は下部の^{ほうのうだに}奉納谷層と上部のわるいし層に2分され、前者は砂岩が優勢で頁岩・礫岩を伴い、後者は主に頁岩からなる。そして、奉納谷層は三畳紀前期を示す*Eumorphotis*属や*Neoschizodus*属などの二枚貝化石を、わるいし層は三畳紀中期前半を示す*Danubites*属や*Hollandites*属などのアンモナイト化石を産する。

III. 2 夜久野コンプレックス

本図幅地域の夜久野コンプレックスは、舞鶴帯夜久野南帯を構成するもので、図幅地域北部に南北幅最大4.5kmで東西に延びて分布する(第6図)。本報告では、東隣の綾部図幅(木村ほか, 1989)と同様、夜久野南帯を構成する夜久野コンプレックスを二つの構造単位、斑れい岩ユニットと玄武岩・頁岩ユニットに区分する。玄武岩・頁岩ユニットは夜久野南帯の中軸部を占め、斑れい岩ユニットはその南側と北側にそれぞれ分布する。両ユニットの境界は断層である。なお、玄武岩・頁岩ユニットは、但馬竹田図幅(広川ほか, 1954)の輝緑岩質岩石と上部古生界千原層を合わせたものに、中沢(1961)の南帯中部亜帯の地層群に、また舞鶴図幅(猪木ほか, 1961)・大江山図幅(猪木・黒田, 1965)の時代未詳市野瀬層群に相当する。

このほか、本地域の夜久野コンプレックスには、超苦鉄質岩及び珪長質岩がわずかに産する。



第6図 福知山図幅地域における夜久野コンプレックスの地質概要
玄武岩・頁岩ユニットの玄武岩中の変成鉱物の分布も示す。また、丸及び四角の中の数字はそれぞれ露頭写真、ルートマップの図の番号に対応

Ⅲ 2.1 斑れい岩ユニット(Sg)

分布

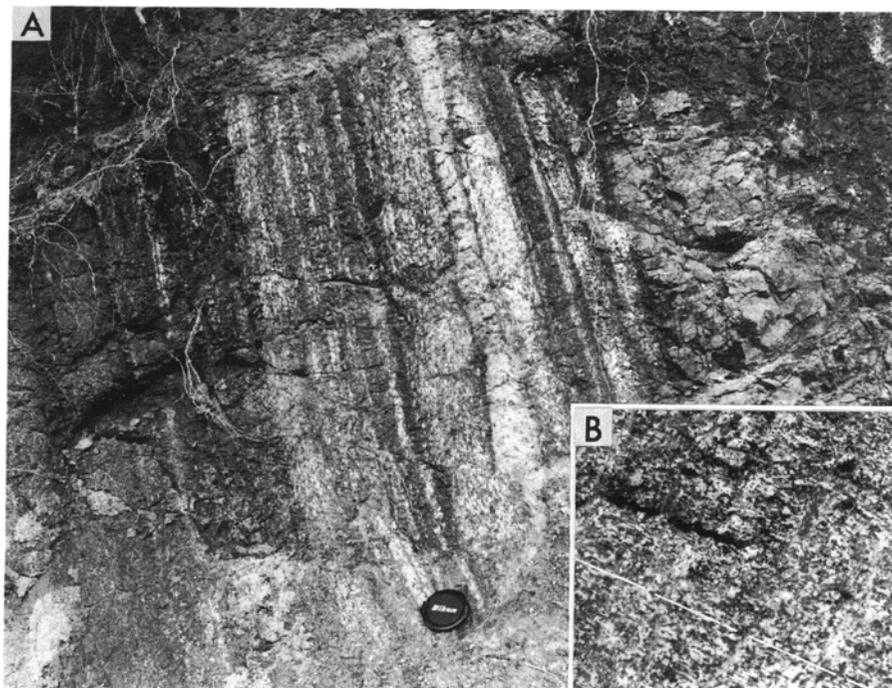
斑れい岩ユニットのうち、玄武岩・頁岩ユニットより南側のものは、本地域西端近く京都府と兵庫県
の県境に位置する烏帽子山^{えぼし}から東へ福知山市街北東方の三段池公園周辺に至る地域に最大幅2kmで分布
する(第6図)。この続きは、烏ヶ岳の東を南北に走る断層以東でその分布幅を約300mと狭め、更に東方
の綾部市私市町^{きさいち}-栗町間では超丹波帯との境界をなす断層に切られて露出が欠如し、綾部市位田町に再び
露出する。

一方、玄武岩・頁岩ユニットより北側の斑れい岩ユニットは、最大幅1kmで夜久野町額田から東へ由
良川の支流牧川沿いに福知山市安井まで連続して分布する。更に東では、烏ヶ岳の北側を通り福知山市
報恩寺^{ほうおん}付近のものに連続する。

岩相

斑れい岩ユニットは角閃石単斜輝石斑れい岩を主体とし、角閃石斑れい岩・角閃石斑れい岩ペグマタ
イト及び角閃岩を伴っている。角閃岩は北側の斑れい岩ユニットのみに産する。

斑れい岩ユニットの構成岩石は、全般に破碎変形及び変成(変質)を受けており、原岩の鉱物構成や
岩石組織を保持した岩石は少ない。多くの露頭では、数cmから1m間隔の剪断面が2-3方向に発達して
いる。また、剪断変形に伴う片状化が認められ、鏡下でも鉱物粒の劈開の湾曲や波動消光が観察できる。



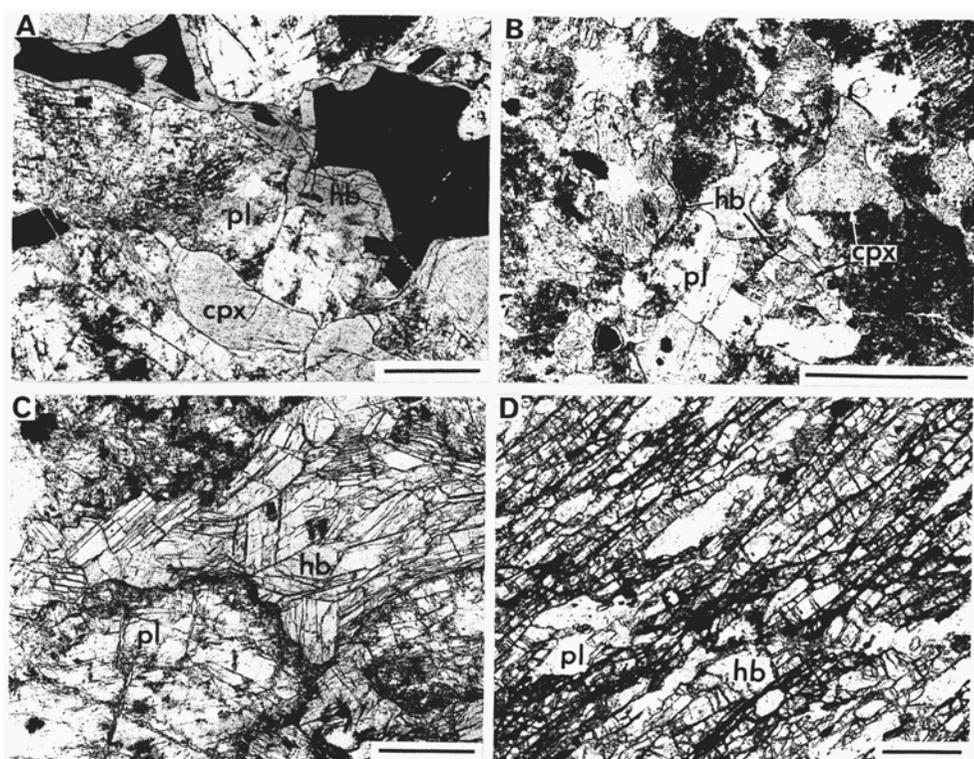
第7図 夜久野コンプレックスの斑れい岩の層状構造

A. 層状構造は鉱物量比及び粒度の異なる層からなる。福知山市畑中北方150m。B. (挿入図、横幅12cm) 層状構造に直交する断面での苦鉄質鉱物の配列を示す

特に超丹波帯との境界断層に沿う部分や北側の斑れい岩ユニットを構成する岩石は破碎が著しく、しばしば剪断面がmmオーダーで密に発達している。一方、造岩鉱物のうち、斜長石のソーシユライト化や角閃石による苦鉄質鉱物の置換は各岩相に共通し、岩石の同定を困難にしている。角閃石による置換は、特に玄武岩・頁岩ユニットより北側の斑れい岩ユニットで顕著である。また斑れい岩ユニットの岩石には、幅数mm-数cmのぶどう石・パンペリー石・方解石などの細脈が広く認められる。

角閃石単斜輝石斑れい岩の大部分は中粒相であり、一部に細粒相が見られる。

中粒角閃石単斜輝石斑れい岩は大部分が優黒質-中色質（色指数40-65）であり、しばしば斜長石に富むやや優白質な岩相やペグマタイト質の粗粒岩相に移化する。中粒角閃石単斜輝石斑れい岩の一部には、斜長石や苦鉄質鉱物の配列による面構造が認められ、また苦鉄質鉱物の含有量や鉱物の粒度の相違による層状構造（lithological layering）が観察される（第7図A）。層状構造を構成する各層の厚さは数cm-数m程度である。層状構造の一般走向は東西から北東-南西であり、斑れい岩ユニットの伸びにほぼ平行である。また、傾斜は北に30-90°である。福知山市畑中の例では、層状構造に直交する面では苦鉄質鉱物が層状構造にほぼ平行に配列するのが観察できるが（第7図B）、層状構造に平行な面では苦鉄質鉱物は定向配列を示さない。



第8図 夜久野コンプレックス斑れい岩ユニットの構成岩石の顕微鏡写真

A. 不透明鉱物に富む中粒角閃石単斜輝石斑れい岩 [GSJ R46735], B. 細粒角閃石単斜輝石斑れい岩 [GSJ R46736], C. 粗粒斜長石残晶を含む角閃岩様の斑れい岩 [GSJ R46737], D. 片状の強い角閃岩 [GSJ R46738], いずれも下方ボラのみ、スケールバーは0.5mm, pl: 斜長石, cpx: 単斜輝石, hb: 普通角閃石

中粒角閃石単斜輝石斑れい岩は、主に斜長石・単斜輝石・普通角閃石及び不透明鉱物からなる。このほか、燐灰石及び二次鉱物として淡緑色角閃石・緑泥石を含む。緑泥石は最大15容量%に及び、その一部はかんらん石あるいは斜方輝石が変質してできた仮像であろう。中粒角閃石単斜輝石斑れい岩のうち、福知山市畑中北方に産するものは不透明鉱物を多量に含んでいる(7-17容量%)。この岩相は、斑れい岩ユニットの岩石としては比較的変質が弱く、代表的な岩石(GSJ R46735)では斜長石(容量%で39%)・単斜輝石(36%)・普通角閃石(4%)・不透明鉱物(17%)及びその他の鉱物(4%)からなる(第8図A)。不透明鉱物は、磁鉄鉱が主体でチタン鉄鉱を伴っている。この斑れい岩の造岩鉱物の代表的な分析値を第1表に示す。中粒角閃石単斜輝石斑れい岩を構成する斜長石は、全般に変質しソーシユライト化やアルバイト化しており、肉眼では灰白色-淡灰緑色・不透明である。組成はラブラドライト程度で、岩石試料GSJ R46735ではAn 62-66%である。単斜輝石は径0.3-2mmで、自形-半自形をなす。普通角閃石は淡褐-褐色の多色性を示し、半自形の単独粒であったり、他形で単斜輝石や不透明鉱物を取り巻いたり鉱物粒間を埋めている。単斜輝石や普通角閃石はさまざまの程度に淡緑色角閃石により置換されてお

第1表 夜久野コンプレックス構成鉱物の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7
	不透明鉱物に富む斑れい岩			GSJ R46744	玄武岩		GSJ R46739
	GSJ R46735		GSJ R46743				
	斜長石	単斜輝石	角閃石		単斜輝石		
SiO ₂	51.9	51.7	42.8	49.5	49.1	51.3	49.8
TiO ₂	0.06	0.90	3.27	0.97	1.16	0.75	1.01
Al ₂ O ₃	30.7	3.20	12.4	4.01	4.93	2.27	2.77
Cr ₂ O ₃					0.18		
FeO ¹⁾	0.14	6.65	9.85	10.5	9.29	10.1	15.0
MnO	0.04	0.22	0.18	0.19	0.24	0.38	0.42
MgO	<0.01	14.6	14.2	14.4	14.0	15.2	12.2
CaO	13.5	22.3	11.8	19.6	20.8	19.1	18.0
Na ₂ O	3.80	0.42	2.94	0.33	0.22	0.22	0.27
K ₂ O	0.05	<0.01	0.31	<0.01	<0.01	0.01	<0.01
Total	100.2	100.0	99.8 ²⁾	99.5	99.9	99.3	99.5
Si	2.352	1.912	6.243	1.865	1.839	1.926	1.907
Al ^{IV}	0.648	0.088	1.757	0.135	0.161	0.074	0.093
Al ^{VI}	0.992	0.052	0.375	0.043	0.057	0.026	0.032
Ti	0.002	0.025	0.359	0.027	0.033	0.021	0.029
Cr					0.005		
Fe	0.005	0.206	1.202	0.331	0.291	0.317	0.480
Mn	0.002	0.007	0.022	0.006	0.008	0.012	0.014
Mg	0.0	0.805	3.087	0.809	0.782	0.850	0.697
Ca	0.655	0.884	1.844	0.791	0.835	0.768	0.739
Na	0.334	0.030	0.831	0.024	0.016	0.016	0.020
K	0.003	0.0	0.058	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	4.993	4.009	15.778	4.031	4.027	4.010	4.011
O	8	6	23	6	6	6	6
Mg/Mg+Fe	0.66 ³⁾	0.80	0.72	0.71	0.73	0.73	0.59

1) 全鉄はFeOとして示す

2) 角閃石の化学式から求めたH₂O 2.05wt%を含む

3) 斜長石についてはCa/(Ca+Na+K)

り、劈開に沿った部分や周辺部のみのものから、その外形を残したまま結晶全体に及ぶものまで見られる。置換している角閃石は、単独の結晶の場合と細粒・他形の角閃石集合の場合がある。福知山市猪野々付近の斑れい岩では、斜長石は長径最大3mmの楕円形-レンズ形の残晶となっており、長径1mm以下の淡緑色角閃石が弱い配列を示して斜長石の間を埋め角閃岩様の組織を呈する(第8図C)。

細粒角閃石単斜輝石斑れい岩は、南側の斑れい岩ユニットの北縁部に当たる福知山市岩井及び烏帽子山北方に東西に延びて分布する。この細粒相は南側に分布する中粒相に漸移する。細粒角閃石単斜輝石斑れい岩は、中粒相に比べて普通角閃石の単独粒を多く含むことや斜長石の一部に長柱形のやや斑状のものを含むなどの特徴を示す(第8図B)。また、苦鉄質鉱物、特に単斜輝石は淡緑色角閃石によってさまざまの程度に置換されている。このほか、燐灰石及び二次鉱物として緑泥石(一部は斜方輝石?の仮像)を含む。

角閃石斑れい岩は主に斜長石と普通角閃石とからなり、細-中粒の範囲で粒度変化が著しく不均質な岩石である。しばしばプール状に粗粒相を含む。福知山市六十内から猪野々にかけて代表的な岩相が分布する。斜長石と角閃石のほか、燐灰石と不透明鉱物及び二次鉱物として緑泥石と緑れん石を含む。斜長石のソーシライト化が著しい。角閃石斑れい岩ペグマタイトは、福知山市報恩寺西方約1.5km及び夜久野町額田西方の牧川沿い(但馬竹田地域内)などに産する。報恩寺西方では谷沿いに約30mにわたって露出するが、周囲の斑れい岩との接触部は観察できない。角閃石の長径は最大10cmに及ぶ。額田西方では、幅約80cmの岩脈として、層状構造を呈する角閃石単斜輝石斑れい岩に貫入している。

角閃岩は、福知山市報恩寺北方及び夜久野町額田の南東に分布する。夜久野町額田南東の角閃岩は、額田南西(西隣の但馬竹田図幅地域内)に分布するものとともに、中沢(1961)で河守変成岩類とされたものである。細粒・暗緑色で片状を呈し、しばしば角閃石に富む部分と角閃石に乏しい部分が厚さ数cm-数10cmで縞状に繰り返している。角閃石の配列による線構造が発達し、福知山市報恩寺北方の角閃岩では、長径1mm以下の角閃石が強い定向性を示す(第8図D)。なお、夜久野町額田南西の谷沿いでは、角閃岩の縞状構造は東北東-西南西の走向で北に65-90°傾斜し、角閃石の線構造は北東に45°の落としを示す。角閃岩は、主に斜長石と淡緑-緑色を呈する普通角閃石とからなり、一部に少量の黒雲母を伴う。このほかスフェン・燐灰石・不透明鉱物を、また二次鉱物として緑泥石・白雲母を含む。角閃岩の原岩は不明であるが、縞状をなすことから、層状構造を呈する斑れい岩あるいは苦鉄質火山岩の可能性がある。

III. 2. 2 玄武岩・頁岩ユニット (Sb, Ss, Sc)

分布及び概要

玄武岩・頁岩ユニットは夜久野南帯の中軸部を占める。その南北幅は、南北から北西-南東の走向を持つ横断断層系で断られたブロック毎に約1-3kmと変化する。玄武岩・頁岩ユニットとその南北に分布する斑れい岩ユニットとは断層関係で接する。

玄武岩・頁岩ユニットは、玄武岩・ドレライトなど玄武岩質火山岩類が優勢で頁岩を挟む下部層と、頁岩を主体に玄武岩質火山岩類を殆ど含まない上部層に細分することができる。福知山市北方烏ヶ岳の東を南北に延びる断層より東では、下部層のみが分布し、東西から北東-南西の走向で30-60°北傾斜している。その見掛けの層厚は2,000m+である。一方、この断層より西では下部層と上部層とからなり、東西

から北東-南西の走向で30-90°北傾斜し、また上部層に認められる砂岩頁岩互層の級化層理は北上位を示している。南側の斑れい岩ユニットとの境界断層から北へ、下部層から上部層へとより上位が分布し、更に断層を挟んで再び下部層が分布する。夜久野町南東地域の南北断面での見掛けの層厚は、南側の下部層2,200 m+, 同上部層1,000 m+, 断層より北の下部層500 m+である。

下部層の主体をなす玄武岩質火山岩類は低度変成作用を受け、変成鉱物としてパンペリー石・ぶどう石・緑れん石・アクチノ閃石・普通角閃石などを特徴的に含む。そして、層序的下位に向かい変成度が上昇し、層序的上位の火山岩組織を明瞭に保持しているものから層序の下位の著しく再結晶したものへと変化する。

なお、烏ヶ岳西方の花崗閃緑岩体周辺に分布する玄武岩・頁岩ユニットは岩体の周囲約500 mがホルンフェルス化し、玄武岩では普通角閃石や黒雲母を生じた硫化物等の鉱化作用が認められる。一方頁岩は黒雲母・紅柱石（現在は白雲母に変化し外形のみ）を生じ赤紫色を帯びている。

岩相

玄武岩・頁岩ユニット下部層

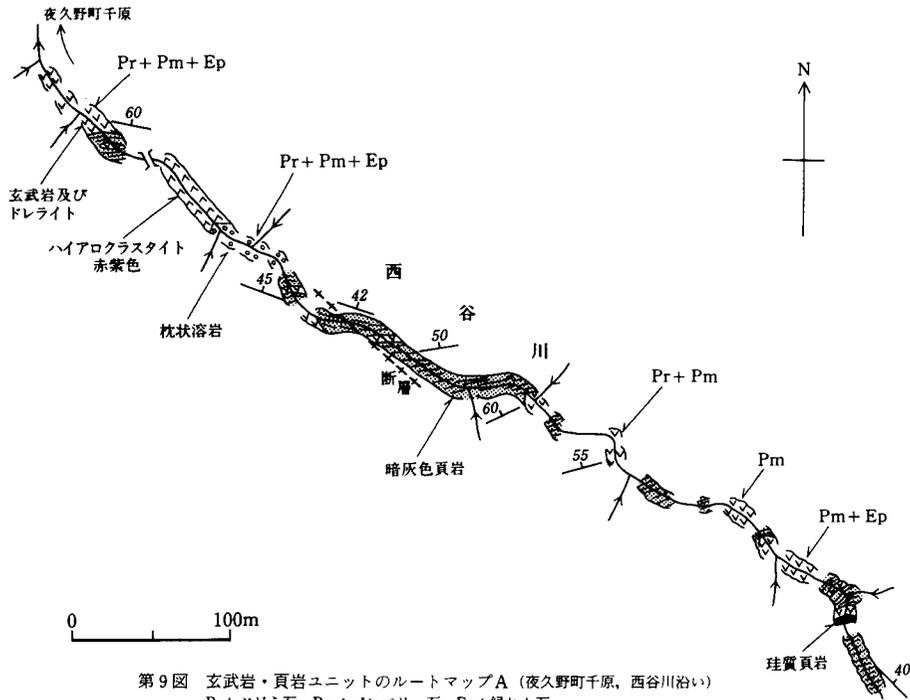
下部層は、玄武岩を主としてドレライト・ハイアロクラスタイト及び凝灰岩などを伴う玄武岩質火山岩類と、これに挟在する暗灰色頁岩及び珪質頁岩からなる。下部層のうち、玄武岩質火山岩類と頁岩の関係を示すルートマップを第9、10図に示す。

玄武岩は大部分が塊状溶岩であるが、綾部市栗町北方、福知山市報恩寺付近、^{さぶたに}同泉谷付近、夜久野町西谷川沿いなどには枕状溶岩が分布する（第9、11図）。玄武岩とこれに挟有される頁岩は、断層で境されていることが多いが、しばしばすべり面を伴わず整合に重なっている（第12図）。また、玄武岩に接する頁岩中には玄武岩の細角礫を含むことがあり、鏡下では玄武岩礫が極めて不規則な凹凸を保持しているのが観察できる（第13図）。この産状は、玄武岩が火山活動に伴って破碎した後すぐに泥岩とともに堆積したことを示している。

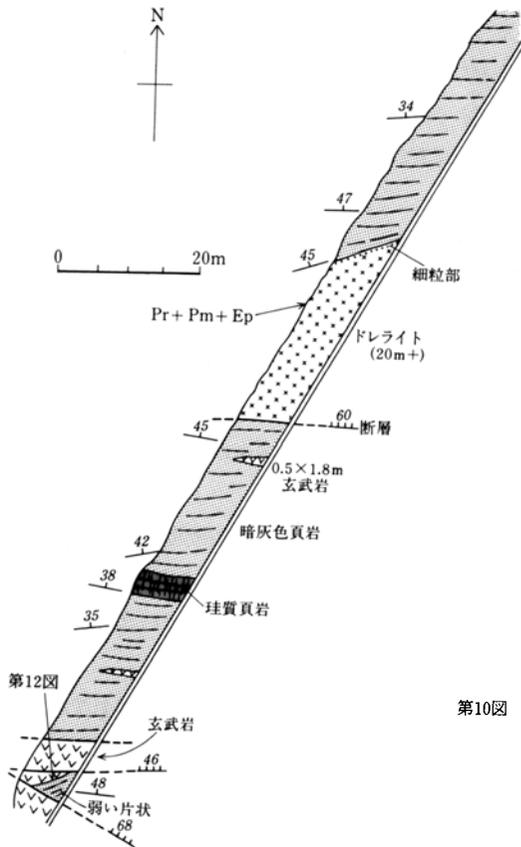
玄武岩は暗灰色-暗緑色-灰緑色を呈し、塊状である。火山岩組織を保持した玄武岩の多くは細粒緻密な無斑晶質玄武岩であり、単斜輝石及び斜長石の微斑晶-斑晶を少量含む（第14図A）。ときにかんらん石斑晶に由来するとみなされる緑泥石からなる仮像が認められる。石基の斜長石は大部分が長径0.3mm以下でアルバイト化しており、単斜輝石は他形・粒状である。また、枕状溶岩の単斜輝石にはデンドライト状の形状を保持しているも見られる。玄武岩中の単斜輝石は普通輝石の組成範囲に入り、舞鶴層群下部層や夜久野コンプレックスなどからこれまでに報告されているものに比べ高いFe/Mg比を示している（第1表、第15図）。

ドレライトは玄武岩溶岩や頁岩中に岩脈や岩床として産する。福知山市北山の北方では、厚さ20 m+のドレライトの岩床が頁岩中に貫入し、頁岩との接触部で急冷相を形成している（第10図）。ドレライトは他形・粒状の単斜輝石と長径最大4mmの長柱状斜長石からなり、オフィチック-サブオフィチック組織を示す。少量の不透明鉱物を含む。

頁岩は珪質頁岩の薄層を伴い、玄武岩中に厚さ数mから最大150 mで整合に挟まれて産する。頁岩は新鮮な部分では暗灰色・無層理のシルト質泥質頁岩であり、数cm間隔で入る層理にほぼ平行な割れ目により細片化している。風化した部分では灰白色-淡黄褐色を呈し、ときにmm間隔で入る剝離面を認めることが



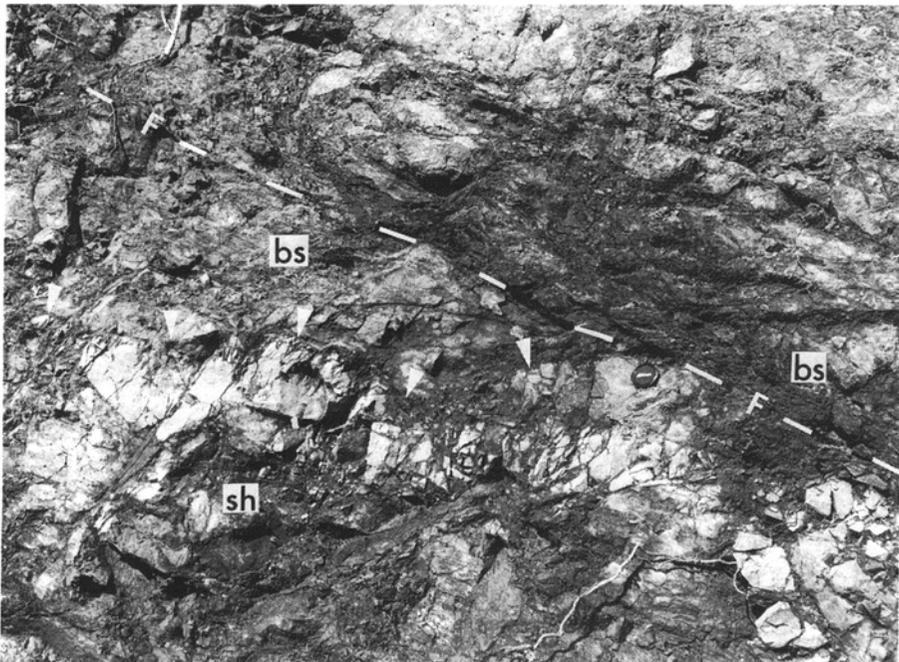
第9図 玄武岩・頁岩ユニットのルートマップA (夜久野町千原, 西谷川沿い)
 Pr: ぶどう石, Pm: パンベリー石, Ep: 緑れん石



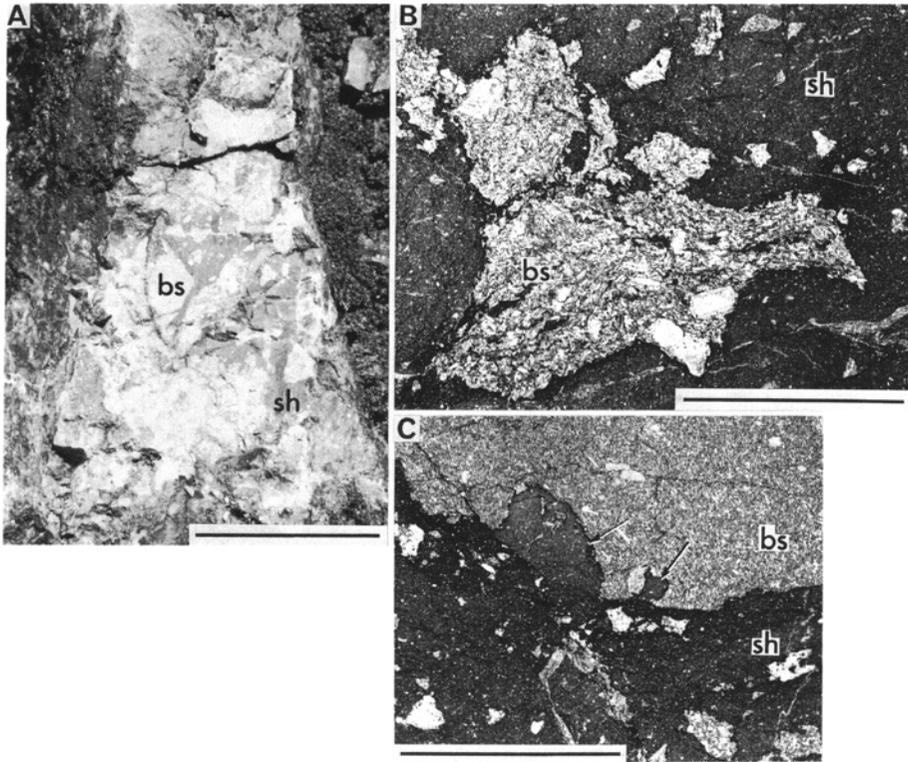
第10図 玄武岩・頁岩ユニットのルートマップB
 (福知山市北山から北に入る谷沿い)



第11図 玄武岩・頁岩ユニットを構成する枕状溶岩（福知山市泉谷から東に入る谷沿い）
写真の上下約80cm



第12図 玄武岩(bs)と頁岩(sh)の接触部の露頭写真
白三角の印は両者の境界を示し、Fは断層を示す。地点位置は第10図参照



第13図 頁岩中の玄武岩礫 [GSJ R46745]

A. 頁岩(sh)中に玄武岩(bs)の角礫が散在する。スケールは5cm。B. 玄武岩の礫は不規則な外形を保持している。C. 玄武岩礫のくぼみの部分の泥岩は剪断化を免れている。B, Cとも下方ボーラのみ、スケールは0.5cm

できる。

珪質頁岩は淡灰青色（風化した部分では灰-灰白色）・緻密で、貝殻状断口が発達する。頁岩中に厚さ5 m以下で挟まれ、しばしば頁岩に漸移する。珪質頁岩には、隠微晶質石英の集合からなるチャート質と、泥質基質中に石英・長石片が散在する酸性凝灰岩質のものが見られる。

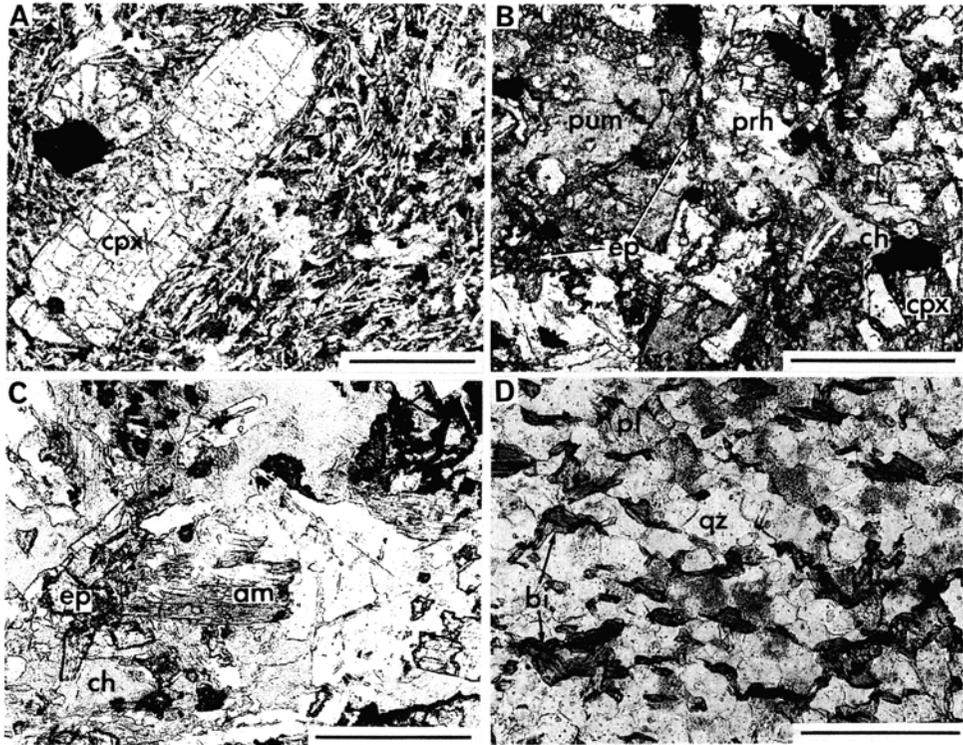
変成作用

玄武岩・頁岩ユニット下部層の玄武岩質火山岩類は変成作用を受けており、その変成鉱物組合せから大きく低変成度側と高変成度側に2分することができる（第6図）。低変成度側は、下部層の中-上部に当たり、火山岩組織が明瞭で大部分の単斜輝石を残存鉱物として保持している。変成鉱物としてぶどう石やパンペリー石が特徴的に見られる（第14図B）。代表的な鉱物組合せは、

- 1) パンペリー石+ぶどう石±緑れん石
- 2) パンペリー石±緑れん石
- 3) 緑れん石±方解石 (石英+アルバイト+緑泥石±白雲母)
- 4) ぶどう石

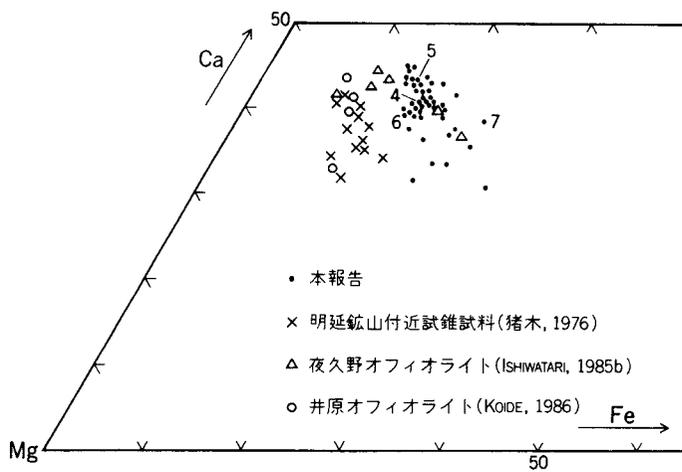
である。これらの鉱物組合せから低変成度側は広義のぶどう石-パンペリー石相に相当する。

一方、高変成度側は下部層の下部に相当し、一部に火山岩組織や単斜輝石を残したものから、完全に



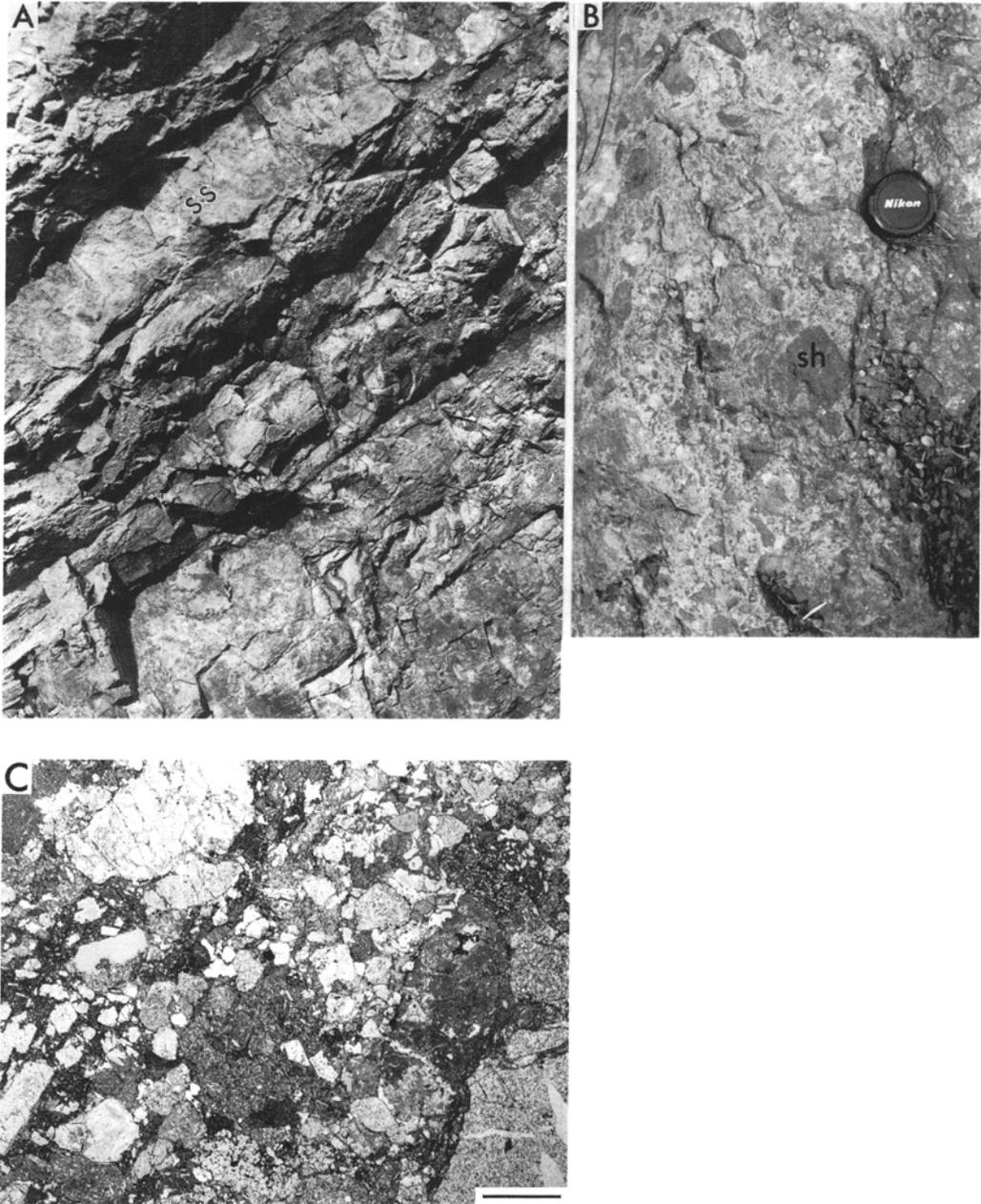
第14図 夜久野コンプレックス玄武岩・頁岩ユニットの構成岩石の顕微鏡写真

A. 単斜輝石斑晶を持つ玄武岩[GSJ R46739], 斑晶は一枚の薄片に数粒含まれる。B. 変玄武岩[GSJ R46740], C. 変玄武岩[GSJ R46741], D. ホルンフェルス様砂質岩 [GSJ R46742], いずれも下方ポーラのみ, スケールバーはA, Bは1mm, C, Dは0.25 mm, qz: 石英, pl: 斜長石, cpx: 単斜輝石, bi: 黒雲母, ch: 緑泥石, ep: 緑れん石, prh: ぼどう石, pum: パンペリー石, am: 淡緑色角閃石



第15図 玄武岩中の単斜輝石の化学組成

第1表に示す玄武岩3試料(採取地点は第6図参照)の単斜輝石の組成範囲を示す。図中の番号は第1表の分析値に対応



第16図 玄武岩・頁岩ユニット上部層の構成岩石

A. 細粒砂岩(ss)を挟む頁岩(福知山市十三丘)、写真の横幅約0.5m、B. 石灰質基質を持った礫岩(夜久野町千原)、shは頁岩礫、C. 火山岩片に富む礫質砂岩の顕微鏡写真、スケールバーは2mm、下方ボールのみ

火山岩組織を失い弱い片状を呈するものまで認められる。そして、変成鉱物として角閃石を含むことで特徴付けられる（第14図C）。代表的な変成鉱物組合せは、

- 1) 普通角閃石+緑れん石
(石英+アルバイト+緑泥石±白雲母)
- 2) アクチノ閃石+緑れん石

であり、緑色片岩相-緑れん石角閃岩相に相当する。なお、綾部市私市町に分布する緑れん石-普通角閃石の変成鉱物組合せを持つ玄武岩中には、ホルンフェルス様の組織を示す砂質岩が挟有される。石英-斜長石-黒雲母の鉱物組合せで、燐灰石・電気石・褐れん石を伴う。石英、斜長石がモザイク状に再結晶し、黒雲母は弱く配列している（第14図D）。

玄武岩・頁岩ユニット下部層に認められるぶどう石-パンペリー石相から緑色片岩相、緑れん石角閃岩相に至る変成作用は、パンペリー石-アクチノ閃石の変成鉱物組合せを欠き低圧型に特徴的な相系列を示す。また、玄武岩質火山岩類は明瞭な片状構造を示さず、変成作用に伴う変形は極めて弱い。これらの特徴から、玄武岩・頁岩ユニット下部層の受けている変成作用は海洋底変成作用（MIYASHIRO et al., 1971ほか）に相当するものとみなすことができる。

玄武岩・頁岩ユニット上部層

上部層は、頁岩を主体に砂岩頁岩互層・礫岩・砂岩を挟む。

頁岩の大部分は下部層のものと同様に暗灰色・無層理であるが、しばしば厚さ20cm以下で成層したり、厚さ40cm以下の細粒-極細粒砂岩や珪質頁岩を挟む（第16図A）。福知山市北西牧川沿いの梅谷から南西に入る谷の奥には、上部層の最上部を構成する葉理の発達した頁岩が分布する。砂岩頁岩互層は、厚さ5-20cmの細粒砂岩と厚さ1cm以下の頁岩からなる砂岩優勢互層である。

礫岩は夜久野町千原の神社裏に産し、孤立した小露頭のため層厚は不正確だが3m+である。灰白色の石灰質基質と亜角礫-亜円礫を主とする礫からなる（第16図B）。礫のうち、円礫は10%以下である。礫径は最大5cm、多くは1cm以下で、礫種は頁岩・砂岩・チャートが多い。

砂岩は暗灰色・塊状の粗粒-礫質砂岩で、福知山市かしの木台北西方のものは層厚100m以上と厚いが、他は層厚数m-30m程度である。基質に乏しく、玄武岩や珪質火山岩（一部は半深成岩的）の岩片に富む（第16図C）。淘汰はあまり良くない。岩片は円磨されたものから角ばったものまでみられる。このほか砂岩・頁岩・チャートの岩片、石英・長石・方解石の結晶片などを含む。烏ヶ岳南方谷沿い堰堤横の礫質砂岩は基質が粗粒砂岩で、含有する礫の径はときに5cmに及ぶ。

III. 2. 3 超苦鉄質岩 (U)

超苦鉄質岩は、福知山市街の約4km西方、山崎付近に幅約10mの小岩体として産する。周囲の斑れい岩との接触部は観察できず、斑れい岩との関係は不明である。

この超苦鉄質岩の大部分は片状を呈した蛇紋岩化が著しいが、一部に塊状で残留鉱物を含む部分が存在する。主にかんらん石と単斜輝石からなる単斜輝石かんらん岩で、淡褐色角閃石・斜長石（現在はソーシュライト）及びクロム鉄鉱-磁鉄鉱を伴っている。かんらん石は完全に蛇紋石化し、メッシュ組織を示す。単斜輝石は、粒径0.2-2mmで約20容量%を占める。クロム鉄鉱-磁鉄鉱は暗褐色-不透明である。

このほか、本地域西端の福知山市黒石から西へ梨木峠に至る地域では、夜久野コンプレックスと超丹

波帯の境界にほぼ沿って超苦鉄質岩の転石が数多く認められる。岩質は単斜輝石岩が多い。

Ⅲ. 2. 4 珪長質岩 (F)

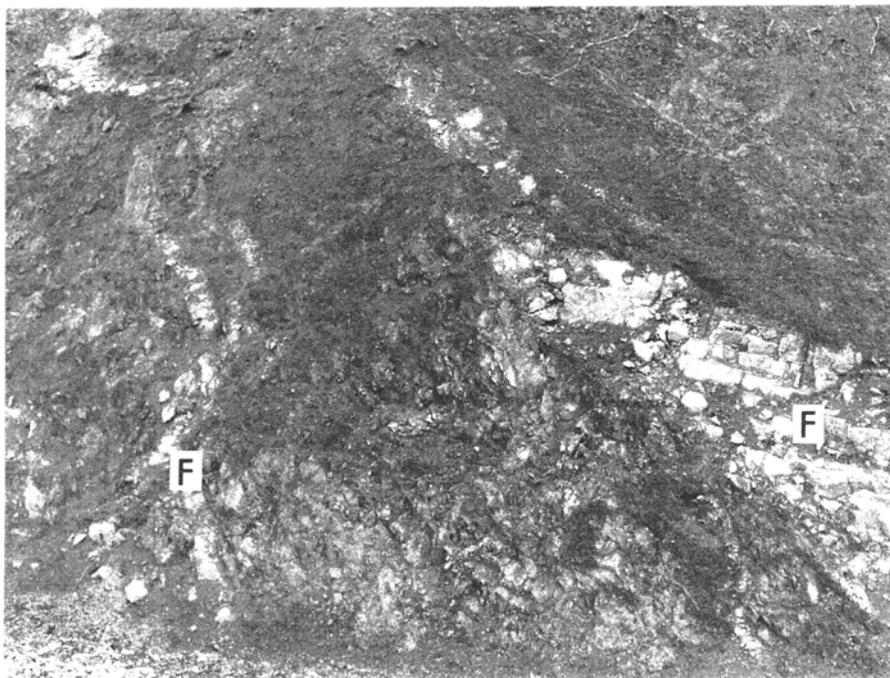
分布及び産状

珪長質岩は、強く破碎した細-中粒のトーナル岩及び花崗閃緑岩を主とし、塊状・極細粒の岩石を少量伴う。この極細粒の岩石は、主たる構成鉱物の斜長石がアルバイト化しているため不確実であるが、中間組成からやや珪長質の火山岩に相当すると判断し、本報告では安山岩及びデイサイトとした。本報告で珪長質岩としたものは、北隣の大江山図幅において、“トロニウム岩ないし花崗閃緑岩あるいは石英曹長石斑岩”及び“珪長岩ないし珪長斑岩質酸性岩”とされたものに相当する(猪木・黒田, 1965)。

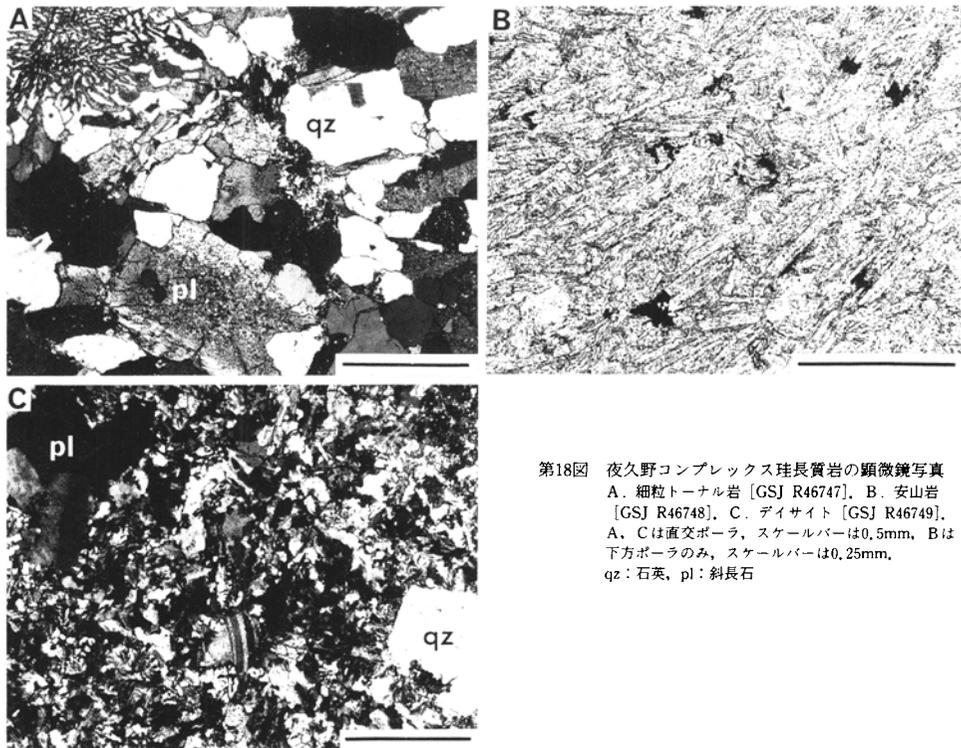
珪長質岩のうち、福知山市街北方の安井から東に入る谷に露出する中粒トーナル岩が最も規模が大きく、斑れい岩ユニットと玄武岩・頁岩ユニットの境界の断層に沿って分布する。これを除けば、すべて幅10 cmから数10 mと小規模である。珪長質岩は多くの場合独立した露頭として産し、周囲の岩石との関係は不明であるが、一部で岩脈状の貫入形態を呈する産状が確認された(第17図)。珪長質岩のうち、トーナル岩及び花崗閃緑岩は玄武岩・頁岩ユニット及びその北側の斑れい岩ユニット中に産し、安山岩及びデイサイトは主に玄武岩・頁岩ユニット中に産する。また珪長質岩は南側の斑れい岩ユニットには極めてまれである。

岩相

細-中粒トーナル岩(第18図A)は主に石英・斜長石からなり若干の黒雲母を含み、花崗閃緑岩では更



第17図 斑れい岩に貫入する岩脈状の珪長質岩(福知山市報恩寺北方200m)
F:珪長質岩、写真の上下約4m



第18図 夜久野コンプレックス珪長質岩の顕微鏡写真
 A. 細粒トータル岩 [GSJ R46747], B. 安山岩 [GSJ R46748], C. デイサイト [GSJ R46749].
 A, Cは直交ポーラ, スケールバーは0.5mm, Bは下方ポーラのみ, スケールバーは0.25mm,
 qz: 石英, pl: 斜長石

にカリ長石を伴う。斜長石はいずれも現在はアルバイトになっている。トータル岩の一部には石英と斜長石の微文象組織がみられる。このほか、不透明鉱物・燐灰石・ジルコン及び二次鉱物として緑れん石・緑泥石・淡緑色角閃石を含む。ほとんどの場合破碎作用を強く受けており、黒雲母や石英が破碎面に沿って弱く配列している。鏡下では、造岩鉱物は微量な破断により細片化し、石英は波動消光を示す。また、一部はマイロナイト様に再結晶しモルタル組織をなしている。なお、このような破碎・再結晶構造を切るぶどう石の細脈がしばしば認められる。

安山岩及びデイサイトとした岩石は、風化面では淡褐-灰白色を呈し、トータル岩や花崗閃緑岩と異なり塊状で破碎を受けていない。安山岩とした岩石は、長径0.2mm程度の針状-長柱状斜長石が流理構造を呈する石基（第18図B）と長径0.5-1mmの少量の斜長石微斑晶からなる。斜長石はすべてアルバイト化している。このほか、径0.2mm前後の不透明鉱物の微斑晶、微細な粘土鉱物（主に有色鉱物に由来）及び方解石を含む。デイサイトとした岩石ではこれに石英を伴っており（第18図C）、ときに石英と斜長石からなるスフェルライトも認められる。なお、しばしば石英あるいは石英+方解石の細脈が認められる。

III. 2. 5 産出化石と地質年代

本地域の夜久野コンプレックスを構成する玄武岩・頁岩ユニットのうち、福知山^{ひめかみ}市姫髪山^{とみ}、十三丘、猪野々及び夜久野町千原東方の頁岩（地点2, 3, 4, 5）から放散虫化石 *Follicucullus* sp. が産出した。

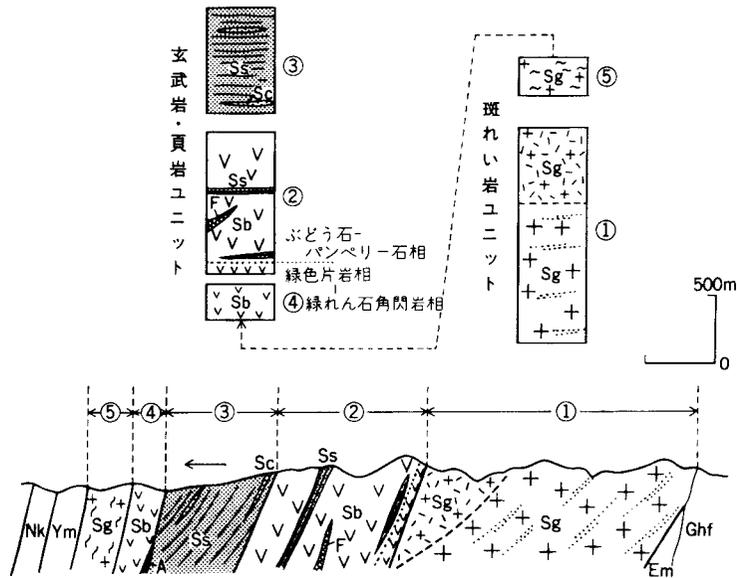
また、すでに本図幅地域東端部の位田町（地点1）でも、頁岩中から *Follicucullus* sp. が見いだされている (ISHIGA, 1986a)。したがって、頁岩の時代は二畳紀中-後期である。更に、本図幅地域周辺の夜久野コンプレックスでは、北東延長の舞鶴図幅地域内の市野瀬層群（猪木ほか, 1961）の頁岩から二畳紀中期後半を示す *Follicucullus monacanthus* 群集が見いだされている (CARIDROIT et al., 1985; 栗本・木村, 1985)。一方、舞鶴層群の中部層からは *Follicucullus monacanthus* 群集、上部層からは *F. scholastics* 群集を産する (ISHIGA, 1984; 鈴木, 1987)。以上のことから、玄武岩・頁岩ユニットは年代的には舞鶴層群中・下部層に対比できる。

夜久野コンプレックスについては、幾つかの放射年代が報告されており、綾部市から福井県高浜市に分布する斑れい岩中の角閃石で 241-275 Ma の K-Ar 年代 (SHIBATA et al., 1977) が得られている。また夜久野オフィオライトで 285 Ma (KOIDE et al., 1987b)、岡山県南西部に分布する井原オフィオライトで 281 Ma (KOIDE et al., 1987a) のいずれも二畳紀前期を示す Rb-Sr 全岩アイソクロン年代が報告されている。これらの放射年代は、夜久野コンプレックスの形成年代あるいは隆起年代に相当するとみなすことができる。

従来の研究によれば、夜久野コンプレックスのうち舞鶴花崗岩は舞鶴層群に貫入し（猪木ほか, 1961）、また夜久野層群に相当する志高層群に不整合に覆われている（中沢, 1961）。更に夜久野コンプレックスの斑れい岩や圧砕花崗岩などに類似する礫が舞鶴層群中-上部層に産する（加納ほか, 1961）。これらのことから、夜久野コンプレックスの一部は舞鶴層群堆積時に露出していたものの、その活動は二畳紀中-後期まで継続し、二畳紀末-三畳紀始めに終了したとみることができる。最近では、岡山県柵原地域の下部二畳系^{とのしき}殿敷層中にも夜久野コンプレックスに由来する岩石を主体にする角礫岩が見いだされており、夜久野コンプレックスの露出は二畳紀前期にまで遡ることが指摘されている (TOKUOKA et al., 1987)。

III. 2. 6 オフィオライトとしての夜久野コンプレックス

本図幅地域の夜久野コンプレックスは、石渡(1978)及び ISHIWATARI (1985a) の夜久野オフィオライトの西方延長に当たる。本図幅地域内で夜久野コンプレックスの構成岩石が模式的にみられる夜久野町から福知山市黒石の断面（第 19 図、地質図断面 F-G の一部に相当）では、南から順に ①角閃石単斜輝石斑れい岩（一部に層状構造が発達）、②頁岩を挟有する玄武岩層（見掛けの下位に向い変成度が上昇）、③頁岩層（北上位を示す）、④玄武岩層（緑色片岩相-緑れん石角閃岩相のみ）、⑤角閃岩を含む斑れい岩が帯状に分布する。そして、各岩石は、その上・下限を北に急傾斜する断層で境されている。しかし、②の玄武岩層は変成度の変化から北上位をなすと推定でき、その見掛けの下位に①の斑れい岩が、また見掛けの上位に③の北上位を示す頁岩層が位置している。これらの積み重なりは、もともとのオフィオライト層序が造構過程で短縮されたものと考えられ、原岩層序は第 19 図のように復元できる。これは、超苦鉄質岩を欠くものの、ISHIWATARI (1985a) による夜久野オフィオライトの Metavolcanics から更に下位の Transition zone, Cmetacumulates 上部に及ぶ部分に相当する。石渡(1978)が指摘した夜久野オフィオライトの特徴、すなわち玄武岩が頁岩としばしば互層することや岩脈群 (sheeted dike complex) を伴わないことなども共通している。ただし、夜久野オフィオライトに比較して本地域では、緑色片岩相



第19図 福知山図幅地域西端部の夜久野コンプレックスの断面図とオフィオライト層序の復元
記号は地質図幅の凡例に同じ。←: 地層の上位の向き

- 緑れん石角閃岩相を受けた玄武岩の部分及び玄武岩からその下位の斑れい岩に移り変わる部分 (ISHIWATARI (1985a) の Transition zone) に相当する岩石の産出が少なく、その詳細は不明である。

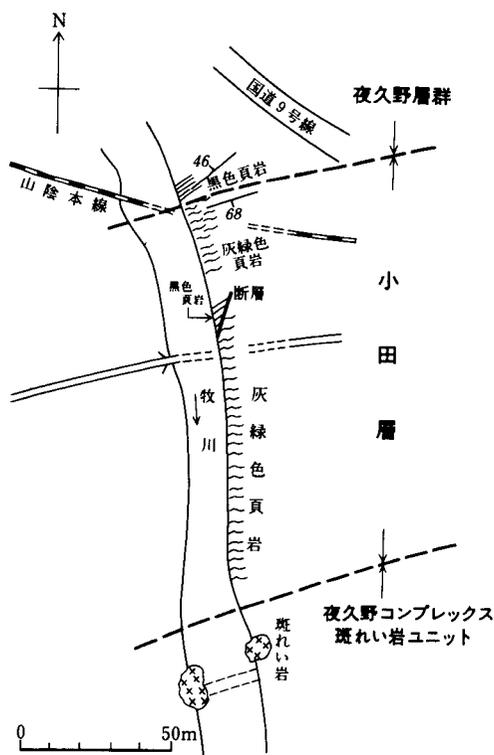
III. 3 舞鶴層群

III. 3. 1 小田層 (0d)

命名は中沢 (1961) による。小田層は本地域北西部の福知山市大見長祖から上小田にかけて、牧川に沿って南北幅約 100-200 m で東西に細長く分布し、北は夜久野層群と、南は夜久野コンプレックスの斑れい岩ユニットとそれぞれ断層で接する。本層の東端及び西端は南北性断層により画される。見掛けの層厚は大見長祖において約 140 m である。

本層と夜久野層群との境界は大見長祖において観察され、第 20 図にそのルートマップを示す。ここでは小田層の灰緑色頁岩と夜久野層群の黒色頁岩が約 1 m の露頭欠如でもって接し、灰緑色頁岩の北縁部は幅約 30cm にわたってやや剪断されている。また、小田層の分布内に、夜久野層群の頁岩が南側を断層で画されて分布し、両層が断層により繰り返している可能性がある。一方、小田層の南側には夜久野コンプレックスの斑れい岩ユニットが分布するが、両者の関係は直接観察されない (第 20 図)。

小田層と夜久野層群の関係は牧川沿いの国道 9 号線北側の 2 か所でも確認された。一方では、約 4 m にわたって小田層の頁岩が剪断を受け、露頭欠如を挟んで夜久野層群の砂岩と接する。他方では、小田層の緑色岩類と夜久野層群の砂岩頁岩互層が 1-2 m の露頭欠如でもって接する。夜久野層群の砂岩頁岩互層中の砂岩は膨縮し、レンズ状を呈する。



第20図 小田層のルートマップ
 福知山市大見長祖南方の牧川沿い
 ルートマップの位置は第6図参照

小田層は主として頁岩及び緑色岩類からなり、砂岩及び珪質頁岩を伴う。頁岩は黒色あるいは灰緑色を呈し、葉理はあまり観察されない。また、部分的に砂質なところがある。

緑色岩類は玄武岩溶岩及び火山性砕屑岩からなり、緑色あるいは暗緑色を呈する。玄武岩溶岩は頁岩に接して産し、牧川河床において厚さ1-3mの単位で両者が互層する。鏡下の観察では、玄武岩は斜長石と単斜輝石からなり、角礫状を呈する。玄武岩火山性砕屑岩は黒色の頁岩と数mmの単位で互層する。

砂岩は石英に富む淘汰の悪いワッケで、他に斜長石や玄武岩及び堆積岩の岩片を含む。

珪質頁岩は大見長祖東方の牧川河床と下小田南西方に産し、いずれも灰白色を呈する。前者は厚さ約5mで玄武岩溶岩に伴って産し、両者の境界は整合的である。後者は孤立した露頭であり、周囲の岩石との関係は不明である。鏡下の観察では前者の珪質頁岩中には放散虫化石の外形を示す粒子があるが、フッ酸処理の結果年代決定に有効な化石は得られなかった。いずれの珪質頁岩にも玄武岩溶岩を起源とする普通輝石や斜長石が含まれ、これらがレンズ状に濃集した部分が存在する。

地点6の頁岩(福知山市大見長祖東方)から *Follicucullus* sp. が産出することから、小田層の地質年代の少なくとも一部は二疊紀中-後期である。岩相の特徴と地質時代に基つくと、小田層は舞鶴層群下部層に対比できる。

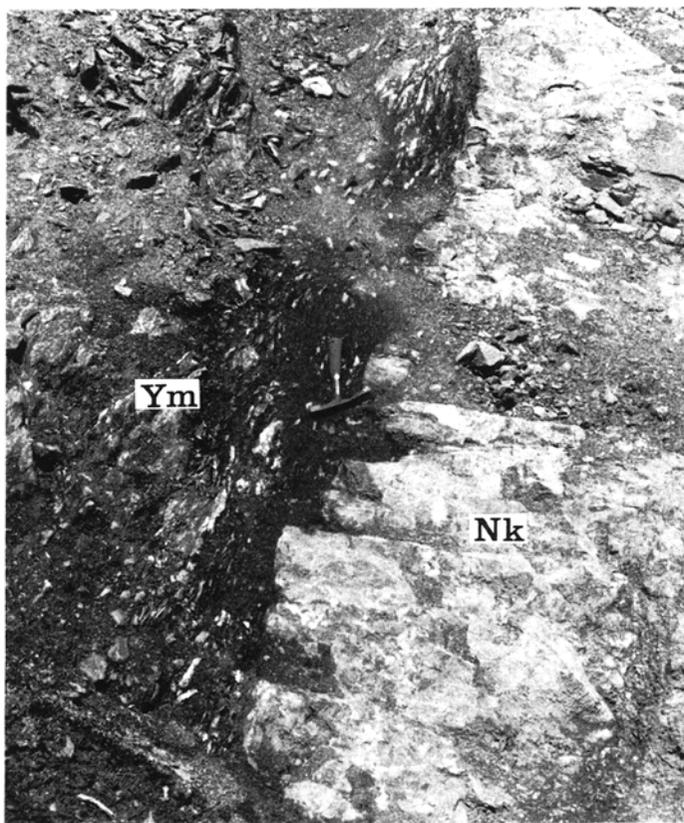
Ⅲ. 3. 2 額田層 (Nk)

大石(1933)により命名され、中沢(1951)により再定義された。本図幅地域の額田層は中沢ほか(1957)

の額田層及び中沢（1961）の舞鶴層群（額田層を含む）に相当する。額田層は本図幅地域北西部の額田から梅谷にかけて、牧川に沿って南北幅100-150 mで東西に細長く分布する。南北両限及び東限は断層によって夜久野層群と接し、西方延長は西隣の但馬竹田図幅地域に連続する。見掛けの層厚は梅谷において約100 mである。

本層と北側の夜久野層群との境界は井田東方において観察され、第21図にその露頭写真を示す。ここでは額田層の淘汰のよい細粒砂岩と夜久野層群の葉理の発達した黒色頁岩が断層で接し、断層面の走向及び傾斜はN 52° E, 78° Nである。夜久野層群は幅30-50cmにわたって剪断され、頁岩のうち方解石脈を含む砂質部分がレンズ状になっている。一方、額田層と南側の夜久野層群との境界は梅谷西方で観察され、額田層の砂岩と夜久野層群の頁岩が約3 mの剪断帯を境として接する。

額田層は、中沢ほか（1957）により黒色シルト岩ないし泥岩を主とし、暗灰色砂岩ないし含紡錘虫石灰質細礫岩や石灰岩を含むと記載されたが、本図幅地域内では主として砂岩と頁岩からなる。砂岩は一般に灰色ないし灰白色で、細粒である。砂岩は厚く露出する場合と頁岩と互層する場合があり、後者はやや膨縮したレンズ状を示すことがある。額田から井田にかけての地域の砂岩は淘汰が悪く、基質の多いワッケである。一方、井田東方及び梅谷西方の砂岩は淘汰がよく、石英に富むアレナイトであり、他



第21図 額田層と夜久野層群との境界をなす断層（福知山市井田東方）
Nk：額田層の砂岩、Ym：夜久野層群の頁岩

に斜長石，カリ長石，岩片等を含む。

本図幅地域の額田層からは中沢ほか(1957)により4地点¹⁾から次のような化石産出の報告がある。額田南方の地点7, 8(中沢ほか, 1957のMN 4, MN 4')からは*Yabeina yasubaensis*, *Lepidolina* sp. など, また, 井田西方の地点9(中沢ほか, 1957のMN 3)からは*Yabeina yasubaensis*, *Yabeina* sp. cf. *Y. gubleri*, *Lepidolina* sp. cf. *L. toriyamai*などの紡錘虫化石が淘汰の悪い砂岩(細礫岩)中に産出する。一方, 井田東方の地点10の石灰岩²⁾(中沢ほか, 1957のMN 2')からは*Lophophyllidium* sp. (腕足類)が産出する。本地域外の額田層からも紡錘虫化石や腕足類などが産出する(中沢ほか, 1957)。以上の産出化石に基づいて, 額田層は上部二畳系下部であり, 舞鶴層群中部層に相当する。

III. 4 夜久野層群 (Ys, Ym)

夜久野層群は当初, 夜久野町地域の中-下部三畳系について命名され(中沢, 1951), 大江町に分布する中-下部三畳系は河西層群及び河東層群と呼ばれた(中沢, 1952)。その後, 中沢ほか(1957)により, 舞鶴帯の中-下部三畳系の名称は夜久野層群に統一され, 模式地は夜久野町の額田から北西に延びる谷沿いに設定された。この模式地は本地域西隣の但馬竹田図幅地域の北東部に位置する。

夜久野層群は本図幅地域北西部の天田郡夜久野町及び福知山市北西部を占め, 北方・北西方・西方に隣接する大江山・出石・但馬竹田図幅地域に連続して広く分布する。梅谷東方の南北性断層より西側の地域では, 夜久野層群の分布域中に二畳系額田層が断層で挟まれている。夜久野層群は, その南限で夜久野コンプレックスの斑れい岩ユニットと断層で接する。梅谷東方及び大見長祖西方を通る2本の南北性断層にその東西限を画された夜久野層群は, 古生界(額田層あるいは小田層)を挟まず, 南限は夜久野コンプレックスの斑れい岩ユニットと断層で接する。大見長祖西方の南北性断層の東側では, 夜久野層群は南側の小田層と断層で接する。更に, 本層群は大見長祖南方において, 小田層の南側に断層に囲まれて狭い範囲に分布する。

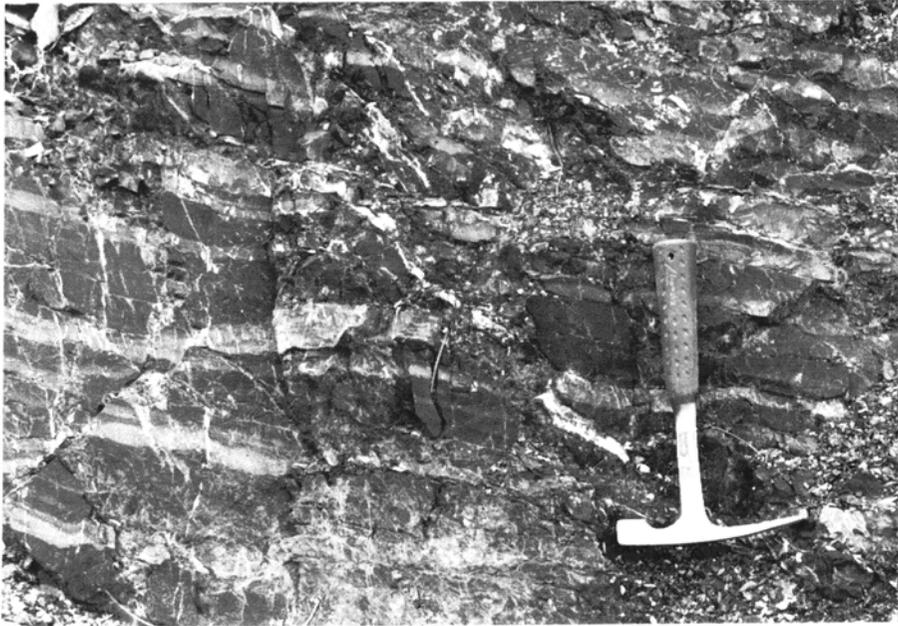
本地域の夜久野層群は細-極細粒砂岩から頁岩に至る上方細粒化の層序を示し, その層序が数回繰り返す。額田・梅谷間及び大見長祖北方において, 砂岩の下限, すなわち頁岩の上限に断層が観察でき, 断層による層序の繰り返しの可能性がある。一般に東西性の走向を有し, 北に30-50°程度傾斜し, 確認された限りでは北上位を示す。

砂岩は細粒ないし極細粒で黒灰色ないし青灰色を呈する。淘汰がよく, 葉理が発達し, 成層する。頁岩は黒色ないし黒灰色を呈し, 砂又はシルト粒子からなる葉理が顕著で, 成層する。第22図に梅谷・大見長祖間の牧川北側における本層群の露頭写真を示す。ここでは頁岩が主体をなし, 薄い砂岩を挟む。全体に石灰質であり, 方解石脈が発達する。また, 地層面と約30°の角度で斜交する劈開が発達する。

本図幅地域の夜久野層群からは, 井田東方の地点11において*Ceratite*型のアンモナイトや*Claraia*などの二枚貝化石の産出が報告されているのみである(中沢ほか, 1951; 中沢ほか, 1957)。

1) 化石産地は中沢ほか(1957)の地質図をもとにして地質図に転記したので, 多少の誤差はあると思われる。

2) この石灰岩は現在, 国道9号線の通過地点に当たり, 今回の調査では確認されなかった。



第22図 夜久野層群の頁岩（福知山市梅谷・大見長相間の牧川北側）
薄い砂岩（白い部分）を挟む

III. 5 地質構造

本図幅地域の舞鶴帯の地質構造は、帯の延びにほぼ平行な衝上断層群による覆瓦構造とこれに直交する胴切り断層系に支配されている。衝上断層は北又は北西に急傾斜し、これに境されて、南から北に向かい夜久野コンプレックス、舞鶴層群の小田層・額田層、夜久野層群の順に分布する。舞鶴帯を構成するこれらの地層群は、帯の延びにほぼ平行な走向を持ち北または北西に傾斜し、北上位の同斜構造をなす。

本図幅地域の舞鶴帯の最南部、夜久野コンプレックスの斑れい岩ユニットとその南側に分布する超丹波帯とは、北-北西に急傾斜する東西から東北東-西南西方向の断層で境される。斑れい岩ユニットと超丹波帯との境界をなす断層そのものの露頭は、本図幅地域では観察できないが、東隣の綾部図幅地域内のJR淵垣駅西方約1kmの採土場跡で見ることができる。そこでは、N60°E、60°Nの断層面を境として、北側に強く破碎した斑れい岩、南側に超丹波帯の頁岩が分布する（木村ほか、1989）。

舞鶴帯における夜久野南帯と中央帯の境界に当たる夜久野コンプレックスの北限は、福知山市北西端の猪野々以西では夜久野層群と断層で接し、猪野々南方の道路沿いの露頭では断層面はほぼ東西で北に55°傾斜している。猪野々から東へ六十内までは小田層と近接するが、直接の関係は観察していない。猪野々のすぐ東方の牧川沿いでは斑れい岩ユニットと小田層が露頭間隙をもって分布し、両者の境界は断層と判断した。これより更に東では舞鶴層群と断層で接すると推定されるが、夜久野コンプレックスの

北側の境界付近は白亜紀花崗岩が貫入し、また段丘堆積物の発達のため露頭状況が悪く詳細は不明である。

夜久野コンプレックス内部では、斑れい岩ユニットと玄武岩・頁岩ユニットは北に急傾斜する断層で境されて覆瓦構造をなしている。また、玄武岩・頁岩ユニットは東西から北東-南西の一般走向で30-90°北傾斜し、かつ北上位の構造をなし、斑れい岩ユニットに認められる層状構造もこの玄武岩・頁岩ユニットの構造と調和的である。

舞鶴帯は、南北から北西-南東の走向を持つ洞切り断層系により変位し、断層の東西でその分布幅が大きく変化している。由良川沿いには、夜久野コンプレックスを構成する岩石の分布のずれから、この断層系の一部をなす伏在断層が推定できる。この断層系は本図幅地域の北西部で三畳系夜久層群を変位させており、その活動時期は三畳紀後期以降といえる。更に、この断層系は牧川沿い下小田北方では白亜紀後期花崗岩類をも変位させている可能性があり、その場合には白亜紀後期以降となる。

IV. 超丹波帯

(栗本史雄)

IV. 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。

超丹波帯が一つの地帯として提唱される以前は、丹波帯の一部とされていた。例えば、小浜図幅(広川ほか, 1957)や舞鶴図幅(猪木ほか, 1961)では、丹波帯北縁部の地層は大飯層及び加斗層と呼ばれ、鋸崎図幅(広川・黒田, 1957)では堅海層かつみと呼ばれた。これらの地層は千枚岩質であることから丹波帯本体とは区別され、丹波帯北帯として扱われた。

ISHIGA(1985)は丹波帯北帯に当たる福井県大島半島赤礁崎付近の堅海層及び大飯地域の大飯層の頁岩から二畳紀放散虫化石を報告し、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・放散虫化石の特徴からみて、舞鶴・丹波の両帯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。それに先立って、丹波帯本体はジュラ紀放散虫化石の産出に基づき、ジュラ紀に最終的に形成されたことが明らかにされていた(第V.1章参照)。

綾部市及び福知山西部において、石賀(1985)はこの超丹波帯の南側に分布する緑色砂岩層も、岩相の特徴から超丹波帯の構成要素である可能性を指摘した。その後、栗本(1986)は福知山図幅地域に分布する緑色砂岩層中の頁岩から二畳紀を示す放散虫化石を報告し、同層が超丹波帯に属することを明らかにした。ISHIGA(1986a)は超丹波帯が舞鶴帯の南縁に沿って、福井県から兵庫県西部まで120kmを超えて延長することを示し、同帯を構造的上位からUT2亜帯とUT1亜帯に区分した。そして、UT2亜帯を構

成する大飯層は主として珪質頁岩と砕屑岩からなる上部二疊系であり、U T 1 亜帯を構成する氷上層は主として厚い砂岩からなる中・上部二疊系であるとした。

その後、木村（1988）は綾部市西部の超丹波帯について、層序・地質構造・砂岩組成・放散虫化石による地質年代の検討などを行い、同帯を北・中・南の3帯に区分し、それぞれを構成する地層を淵垣層、十倉層及び口上林層と命名した。そして、これらの地層は二疊紀中期から三疊紀（？）にかけて沈み込み帯における付加コンプレックスとして形成されたと考えた。ISHIGA（1986a）の区分との関係では、木村（1988）の北・中帯がU T 2 亜帯に、南帯がU T 1 亜帯にほぼ相当する。

武蔵野ほか（1987）は綾部市西部及び兵庫県氷上郡青垣町の2地点から二疊紀後期後半の放散虫化石を報告した。これら2地点のうち青垣町地域の超丹波帯について、武蔵野ほか（1989）は下位の緑色岩類・チャートから上位の砕屑岩に至る上方粗粒化の層序を確認し、これらを海溝充填堆積物と考えた。二疊紀後期後半という地質年代は超丹波帯の地層から得られた中でも最も新しいものである。なお、CARIDROIT et al.（1985）が報告した三疊紀（？）の放散虫化石を含む地層は中帯の十倉層（木村，1988）に当たる。

砂岩組成の検討に基づいて超丹波帯の造構環境を論じたものには前述のISHIGA（1986a）及び木村（1988）がある。そのほかに、楠ほか（1985, 1986）や石賀・楠（1986）は超丹波帯氷上層の砂岩組成を検討し、後背地について論じた。また、楠・武蔵野（1990）は超丹波帯・丹波帯及び舞鶴帯の二疊-三疊系砂斑のモード組成を比較・検討し、地層区分や対比を行った。

本図幅地域の超丹波帯については、上述の石賀（1985）、ISHIGA（1986a）、栗本（1986）による報告があるのみで、砂岩の組成については楠ほか（1985, 1986）で取り扱われた。

IV. 2 概要

本図幅地域の超丹波帯は南北2-6kmの幅で、ほぼ東西方向に延長する。同帯は互いに断層によって境される北・中・南の3帯に細分される。各帯を構成する地層をそれぞれ石場層、榎原層及び高津層（いずれも新称）と呼ぶ。

超丹波帯北帯を構成する石場層は、見掛け下位から緑色岩類に始まり、チャート・砂岩・頁岩に至る層序を有する。本層の頁岩からは二疊紀中-後期を示す放散虫化石が産出する。

超丹波帯中帯を構成する榎原層は頁岩を主体とし、砂岩頁岩互層及び砂岩を挟む。本層の頁岩からは二疊紀後期前半を示す放散虫化石が産出する。

超丹波帯南帯を構成する高津層は頁岩に始まり、砂岩頁岩互層を経て、砂岩に至る上方粗粒化の層序を有する。本層の頁岩からは二疊紀中-後期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、本報告と従来の報告との対応を第23図に示す。まず、木村（1988）の綾部市西部は本図幅地域の直接東方延長に相当し、石場層、榎原層及び高津層はそれぞれ淵垣層、十倉層及び口上林層に対比することができる。それらのうち、木村ほか（1989）は淵垣層をAユニットとBユニットに区分し、前者は二疊紀中期後半-後期前半、後者は二疊紀後期であるとしたが、本図幅地域の石場層はいずれのユニットに相当するか不明である。一方、ISHIGA（1986a）は広範囲にわたって超丹波帯の地層区分を行ったが、本図幅地域の北・中帯はU T 2 亜帯に、南帯はU T 1 亜帯にほぼ相当する。武蔵

ISHIGA (1986a)		木村(1988) 木村ほか(1989)		本報告 栗本・牧本(1990)	
UT1 亜帯	大飯層	北帯	淵垣層	北帯	石場層
		中帯	十倉層	中帯	榎原層
UT2 亜帯	水上層	南帯	口上林層	南帯	高津層

各層の境界は衝上断層

第23図 超丹波帯の地層区対比

野ほか(1987, 1989)による青垣町の大飯層は北帯に位置し、石場層に相当すると考える。栗本(1986)は福知山図幅地域の超丹波帯を緑色砂岩層、泥質片岩層及び緑色砂岩優勢層に3分したが、今回上述のように地層区分を改めた。栗本(1986)の福知山西部の泥質片岩層の一部は榎原層に対応し、その他はすべて高津層に対応する。

以下に超丹波帯北・中・南の3帯を構成する各層について、分布、層序及び岩相を述べる。産出化石と地質年代、砂岩の鉱物組成及び地質構造については別に章を設け、まとめて記述する。

IV. 3 石場層(超丹波帯北帯)(I_g, I_c, I_m)

新称。石場層は福知山市山崎から石場にかけての地域を模式地とする。本層は緑色岩類及び頁岩から構成され、チャート、砂岩を含む。

分布

石場層は南北幅150-250mの分布を示し、一部の地域では欠如しながらも、舞鶴帯の南側に沿って東西に細長く連続する。福知山市畑中より西方及び同市私市町より東方の地域には分布しない。

本層はその北限で大部分が夜久野コンプレックス斑れい岩ユニットと断層関係であり、私市町でのみ夜久野コンプレックス玄武岩・頁岩ユニットと断層で接する。

層序

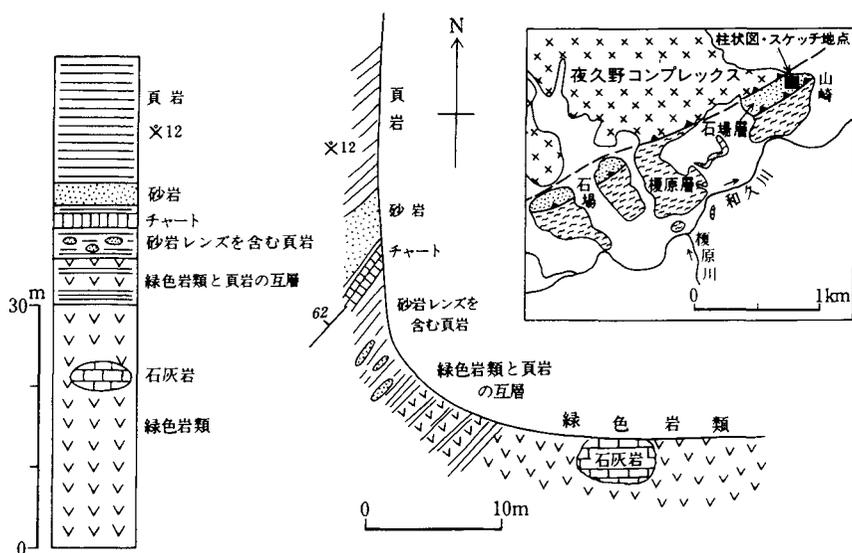
本層の露出状態は断片的であり、正確な層序は不明であるが、第24図に模式地山崎での地質柱状図を示す。見掛け下位から石灰岩レンズを含む緑色岩類に始まり、緑色岩類と頁岩の互層・砂岩レンズを含む頁岩・チャート・砂岩・頁岩が累重する(第24図)。

山崎における本層の見掛けの厚さは約60mである。

岩相

本層は主として緑色岩類及び頁岩から構成され、チャート・砂岩・石灰岩を伴う。

緑色岩類は一般に暗緑-緑色で、一部には暗赤色を呈し、溶岩及び火山性碎屑岩からなる。石場付近では枕状構造を示す溶岩が観察できる。山崎では緑色岩類は長径約5mの石灰岩レンズを含み、ほかにも多



第24図 石場層の地質柱状図とルートマップ
 ルートマップは造成地の壁面のスケッチを水平にしたもの
 × 放射虫化石産出層準 (番号は地質図及び第2表に対応)

数の石灰岩の小レンズを含む。

頁岩は黒色又は灰緑色で、やや剥離性がある。後者のものは川北・猪崎間^{いざき}に分布し、緑色岩類を挟む。山崎の頁岩は緑色岩類の上位に分布し、緑色岩類と頁岩がそれぞれが30cm-1mの厚さで交互に出現する。更に上位では砂岩レンズを含む頁岩が露出し、黒色で葉理を持ち、剪断されている。この砂岩レンズは灰緑色を呈し、珩質である。山崎での最上位の頁岩は黒色で、方解石脈を多く含み、*Follicucullus* sp. を産出した(第24図)。

チャートは一般に灰白-白色で、単層の厚さが1cm以下の層状チャートである。山崎のチャートは上下の頁岩と漸移する。

砂岩は数mの厚さで露出する場合と頁岩中のレンズとして産する場合がある。新庄東方の砂岩は頁岩中のレンズで、中-粗粒の塊状砂岩である。

IV. 4 榎原層 (超丹波帯中帯) (Em, Ea, Es)

新称。榎原層は福知山市西部の榎原川沿いを模式地とする。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伴う。

分布

榎原層は福知山市西部の榎原を中心とする地域と福知山市東部の川北西方から塚を中心とする由良川北側の地域に分布する。福知山市街地や由良川沿いでは段丘堆積物や沖積層が広く覆っているため、本層の分布は狭く限られている。ここでは、本層分布域を榎原地域と由良川北側地域の二つに分けて記述

する。

榎原地域の榎原層は榎原川に沿う南北性の並走する2本の断層を境として、その分布幅が大きく異なる。これらの断層はISHIGA(1986a)の榎原断層にほぼ相当するので、ここではこの名称を用いる。

榎原断層及びその延長より東側の地域では、本層は南北幅1.5kmの分布を示すが、中央部は段丘堆積物や沖積層に覆われており、地表に現れているのは500m程度にすぎない。また、福知山市街地新庄東方には南北幅約200mの分布を示す。榎原断層及びその延長より西側の地域では、本層は南北幅約4-1.5kmの分布を示し、西へ行くほど狭くなり、更に西方では法用石英閃緑岩の貫入や有馬層群に覆われるため分布しない。

本層はその北限で石場層と断層で接するが、石場東方の一部の地域では石場層が欠如するため、夜久野コンプレックスの斑れい岩ユニットと断層で接する。

一方、由良川北側地域の榎原層は南北幅500m-1.5kmの分布を示すが、川北を通る南北性断層より西側の地域では、段丘堆積物に覆われるため、地質図ではより狭く示される。

層序

榎原川に沿うルートにおける地質柱状図を第25図に示す。このルートにおける見掛けの全層厚は約1,400mである。断層により幾つかのユニットが繰り返す可能性はあるが、詳細は不明であるのでここでは一連の層序として取り扱う。

岩相

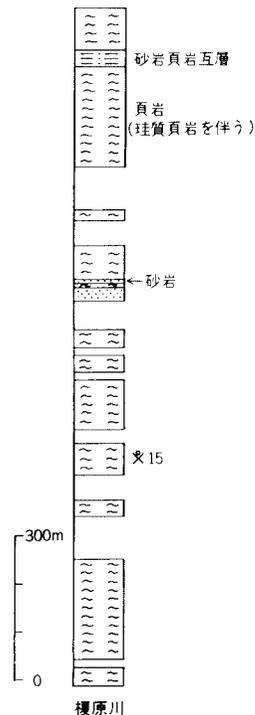
本層は主として頁岩から構成され、砂岩頁岩互層及び砂岩を挟む。

頁岩は黒色・黒灰色・淡緑色などを呈し、しばしば珪質になる。平行葉理がよく発達し、黒色頁岩中に珪質あるいは細粒な砂質部が葉理として含まれることがある。層理面フォリエーションが発達し、片状構造を呈する(第26図)。微褶曲が発達し、その褶曲軸は一般に東西性の走向で水平である。

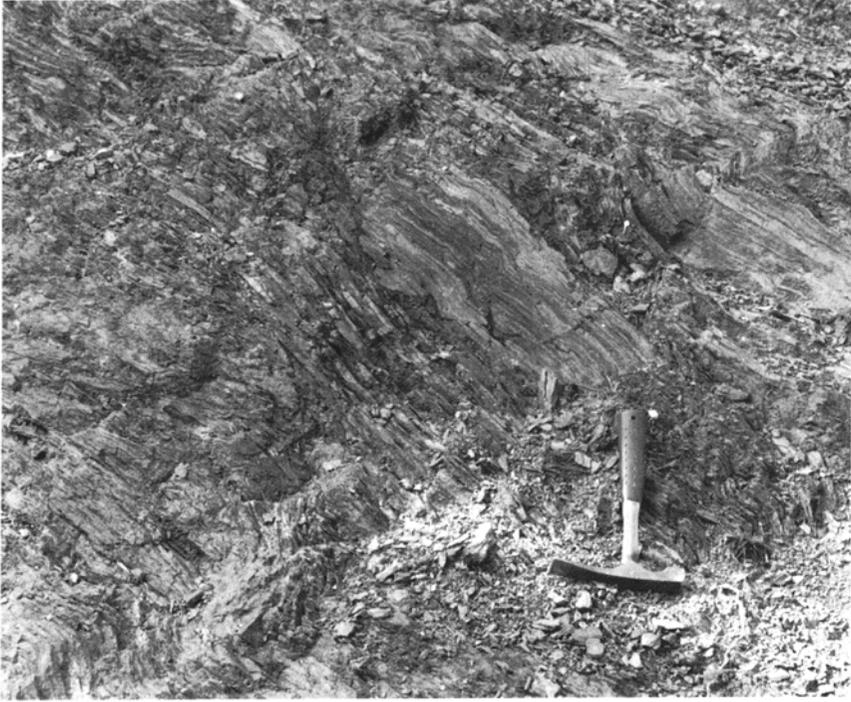
砂岩頁岩互層は、砂岩の厚さが10-50cm、頁岩の厚さが数-10cmであり、平行葉理が発達する(第27図)。

砂岩は福知山市西部地域にわずかに分布し、側方への連続は悪い。灰緑色を呈し、片状構造が認められる。

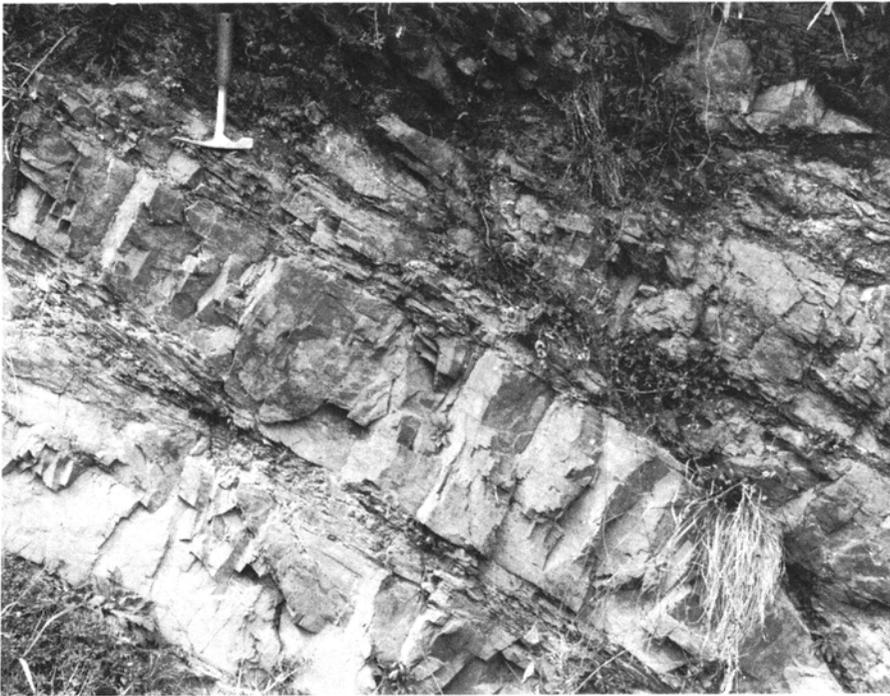
層状チャートは1か所において確認され、^{たん}談南方に分布する。



第25図 榎原層の地質柱状図
福知山市榎原川に沿うルート
☆ 放散虫化石産出層準 (番号は地質図及び第2表に対応)



第26図 榎原層の頁岩（福知山市川北東方）



第27図 榎原層の砂岩頁岩互層（福知山市川北南西方の道路北側）

IV. 5 高津層（超丹波帯南帯）(Ts, Ta, Tm)

新称. 高津層は綾部市高津町の山陰本線高津から南-南南東に延びる林道沿い(第28図のルート2)を模式地とする. 本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.

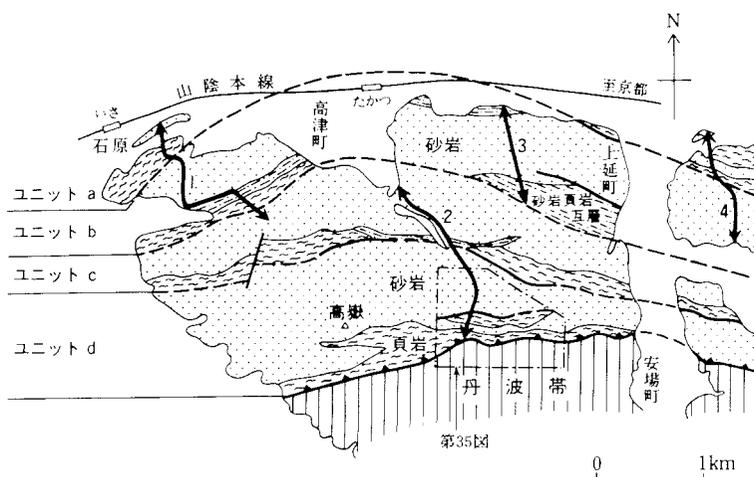
分布

高津層は大きくみて, 福知山市東部から綾部市にまたがる地域と福知山市西部から青垣町にかけての地域にまとまって分布する. 両者の間には段丘堆積物や沖積層が広く覆っているため, ここでは本層の分布は散点的となっている. ここでは, 本層分布域を土師川を境として二つに分けて, それより東側を福知山東部, 西側を福知山西部と呼ぶ.

福知山東部の高津層は南北幅約3kmにわたって分布し, 長田野町工業団地の高位段丘堆積物分布域中にも散点的に認められる.

福知山西部の高津層は南北性の2本の断層を境として三つに区分され, それぞれ分布幅が大きく異なる. 2本の断層のうち, 西の断層は榎原断層(前出)であり, 東のものは福知山市市寺を通ることから, 市寺断層と呼ぶ.

市寺断層より東側の地区では, 本層は南北幅約0.5kmの分布を示し, 福知山市街地の福知山城跡にもわずかに分布する. 市寺断層と榎原断層の間の地区では, 本層は南北幅約5kmの分布を示す. 榎原断層より西側の地区では, 本層は南北幅500m-2kmの分布を示し, 西方延長は有馬層群に覆われるため地表には分布しない.



第28図 福知山東部の高津層のユニット区分
1から4は柱状図作成ルートを示す
太い実線は断層, 太い破線は推定断層

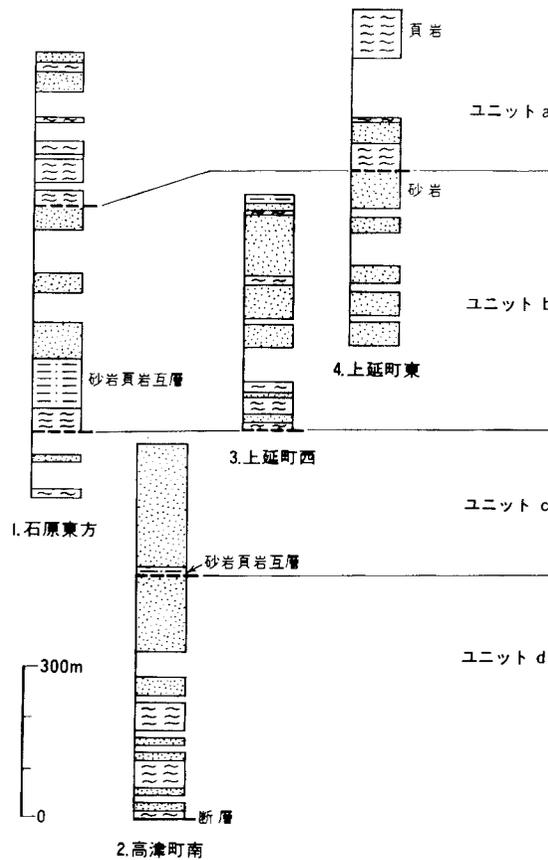
層序

第28図及び第29図に示すように、福知山東部の高津層は頁岩に始まり、砂岩頁岩互層を経て砂岩に至る上方粗粒化の層序を有する4つのユニットから構成され、北よりユニットa、b、c及びdと呼ぶ。ユニット相互の関係を確認できる地点は少ないが、本層は断層により4つのユニットが繰り返すと判断した。

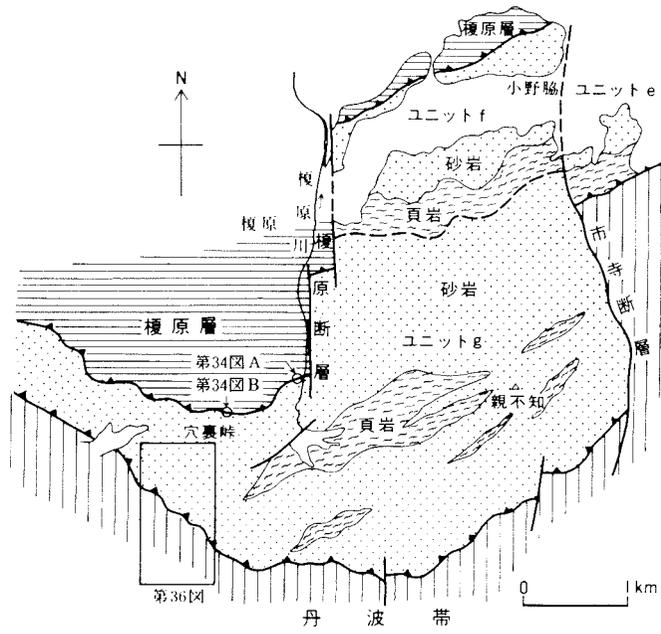
木村（1988）及び木村ほか（1989）は本層の東方延長に相当する口上林層を衝上断層で境される4つのユニットに区分したが、これらは上述した本層のユニット区分に一致する。

福知山東部における本層の地質柱状図を第29図に示す。一つのユニットの厚さは300-500mであり、見掛けの全層厚は1400mである。

一方、福知山西部の高津層のうち、市寺断層より西側のものは福知山東部と同様に第30図に示すように少なくとも三つの上方粗粒化の層序を示すユニットを識別することができ、それぞれをユニットe、f及びgと呼ぶ。これらのうちユニットgは更にユニット区分が可能かもしれないが、頁岩の分布幅の



第29図 高津層の地質柱状図 柱状図作成ルートは第28図参照



第30図 福知山西部の高津層のユニット区分



第31図 高津層の成層砂岩（福知山市穴真峠東方）
中央左寄りの厚さ約2mの砂岩は2枚の砂岩層が密着している

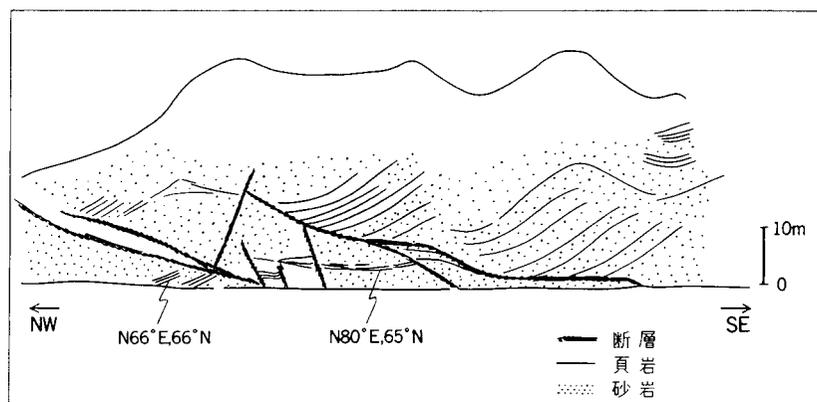
変化が激しく、尖滅することから、ここでは一つのユニットとして扱う。市寺断層を挟んでのユニット e とユニット f, g の対比及び福知山東部地域のユニット区分との対比は不明である。

岩相

本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。

砂岩は一般に灰緑色・黒灰色・灰色・緑色などを呈し、中-粗粒で淘汰が悪い。1 m以上の厚さで成層し、頁岩を挟まずに層理面が密着し、厚層をなすことがある（第31図）。層理面フォリエーションが発達し、片状構造を呈する。第32図に採石場跡での砂岩の大露頭を示す。断層による変位はあるが、画面向こう側に約60°で傾斜する同斜構造を示し、頁岩を挟む。

頁岩は一般に黒色ないし黒灰色を呈し、ところにより珪質で、淡緑-暗緑色を示す。砂岩や珪質岩の数mm-1cmの小レンズを含むことや5cmの厚さの層状砂岩を挟むことがある。層理面フォリエーションが発



第32図 高津層の砂岩層採掘跡の大露頭（福知山市小野脇）
頁岩（暗色部）を挟む

発達し、片状構造を呈し、微褶曲が観察される。南のユニットほど片状構造や微褶曲の発達程度は弱い傾向がある。

砂岩頁岩互層は福知山東部のユニットbとcに分布する。砂岩の厚さは数-10cmで、やや膨縮していることがある。

IV. 6 産出化石と地質年代

本図幅地域の超丹波帯の各層について、合計11地点（地点番号12-22）の試料から年代決定に有効な放散虫化石が得られている。産出した放散虫化石を第2表に、産出地点を地質図に示した。

石場層 今回、地点12の黒色頁岩から二畳紀中-後期を示す *Follicucullus* sp. を得た。このことから、本層の地質年代は二畳紀中-後期であると考えるが、より詳しく年代を限定することはできない。

第2表 超丹波帯から産出した放散虫化石

放散虫化石	化石産地			岩質	文献	地層名
	本図幅	試料番号	地名			
	<i>Albanitella triangularis</i> ISHIGA, KITO and IMOTO <i>Follicucullus scholasticus</i> ORMISTON and BARCOCK <i>Follicucullus bipertitus</i> CARIDROIT and De WEVER morphotype II <i>Follicucullus charveti</i> CARIDROIT and De WEVER <i>Follicucullus</i> sp. <i>Follicucullus</i> (?) sp. <i>Ishigam trisectis</i> De WEVER and CARIDROIT <i>Pseudotoornentus kumigoriensis</i> De WEVER and CARIDROIT <i>Nazarovella cruciatis</i> De WEVER and CARIDROIT <i>Entactinidae</i> gen. and sp. indet.					
×	×	12 GSJ R48648 福知山市山崎	頁岩	本図幅	北帯石場層	
	×	13 GSJ R48649 福知山市小野脇	頁岩	栗本 (1986)	中帯榎原層	
	×	14 GSJ R48650 福知山市奥榎原				
	×	15 GSJ R48651 福知山市樽水南東方	注質頁岩	ISHIGA (1986a)		
× × ×	× × × ×	16 Fig.7のLoc.2 福知山市樽水南東方				
× × × ×	× × × ×	17 Fig.7のLoc.1 青垣町穴裏峠北西方	頁岩	栗本 (1986)	南帯高津層	
×		18 GSJ R48652 綾部市上延町				
×	×	19 GSJ R48653 綾部市上延町南西方				
×	×	20 GSJ R48654 綾部市安場町西方				
×	×	21 GSJ R48655 青垣町穴裏峠南方				
×	×	22 GSJ R48656 青垣町穴裏峠南方				

榎原層 地点13, 14, 15の頁岩から二疊紀中-後期を示す *Follicucullus* (?) sp. が産出し (栗本, 1986), また, 地点16, 17の珪質頁岩から二疊紀後期前半を示す *Follicucullus bipartitus*-*F. charveti* 群集を特徴付ける放散虫化石が産出する (ISHIGA, 1986a). したがって, 本層の地質年代は二疊紀後期前半といえる.

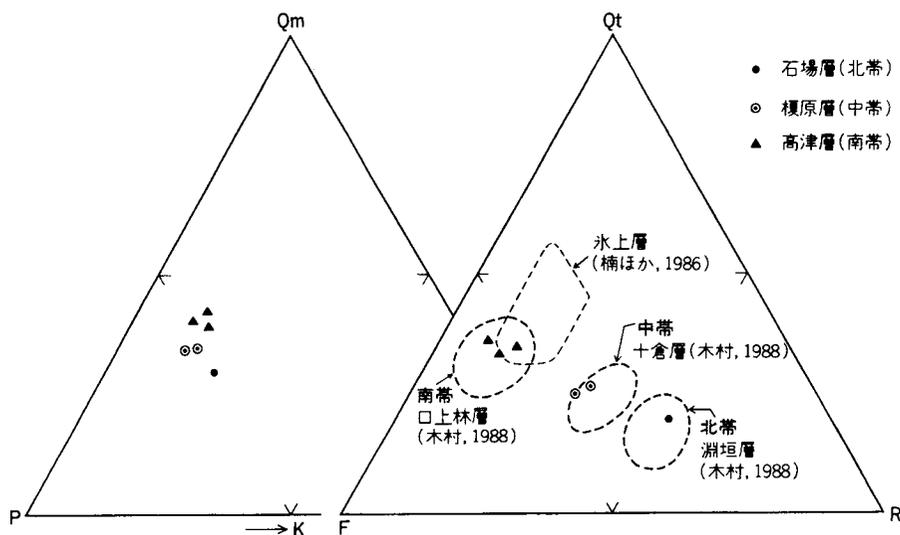
高津層 地点19, 20, 21, 22の頁岩から二疊紀中-後期を示す *Follicucullus* (?) sp. が産出する (栗本, 1986). このことから, 本層の地質年代は二疊紀中-後期と考えるが, より年代を限定することはできない.

IV. 7 砂岩の鉱物組成

石場層1, 榎原層2, 高津層3の砂岩試料について鉱物組成の検討を行った(第33図). カリ長石を染色し, ポイントカウント法により測定した. ポイント数は各試料約500である.

石場層の砂岩は石質ワッケ, 榎原層及び高津層の砂岩は長石質ワッケである. 北帯から南帯へ, つまり構造的上位から下位へ行くに従い, 岩片が減少し, 長石・石英が増加する傾向にある.

超丹波帯の砂岩の鉱物組成は楠ほか(1986)及び木村(1988)により検討されており, 彼らの検討結果を第33図に付け加えた. 本図幅地域の砂岩の特徴は楠ほか(1986)及び木村(1988)の報告によく一致する. なお, 楠ほか(1986)の氷上層は南帯の高津層に相当する.



第33図 超丹波帯砂岩の鉱物組成
Qt-F-R: 全石英(単結晶石英と多結晶石英)-長石-岩片, Qm-P-K: 単結晶石英-斜長石-カリ長石

IV. 8 地質構造

超丹波帯の各層は互いに断層によって画される。

まず、石場層と榎原層の境界については、川北西方において石場層の緑色岩類を挟む灰緑色頁岩と榎原層の砂岩頁岩互層が分布し、両者の境界付近は著しく破碎されているのが観察される。

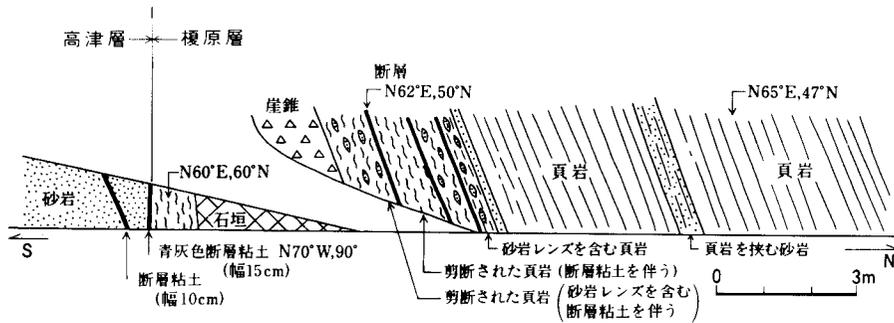
次に、榎原層と高津層の境界についてみると、榎原断層より西側では、両者の接触部は奥榎原南方及び穴裏峠北方で、また、榎原断層より東側では小野脇北方で観察される。

奥榎原では、榎原層の頁岩と高津層の砂岩が幅 5 m 以上の擾乱帯を介して接する(第 34 図 A)。

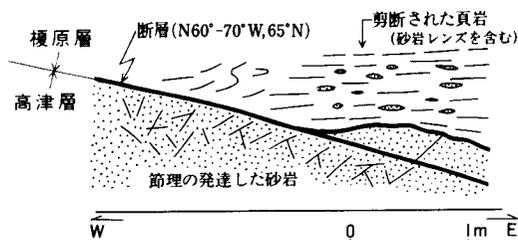
穴裏峠北東でも、榎原層の頁岩と高津層の砂岩が断層関係にあり、断層面の走向・傾斜は $60^{\circ}-70^{\circ} W$ 、 $65^{\circ} N$ である(第 34 図 B)。

超丹波帯と丹波帯の境界については、高津層と丹波帯三俣コンプレックスの関係が福知山東部と福知山西部において観察される。

福知山東部のルートマップを第 35 図に示す。ここでは、主として高津層の砂岩が分布し、砂岩分布域中に著しく剪断された頁岩が約 100 m の幅で分布する。この頁岩は緑色岩類・チャート・珪質頁岩などを伴うことから、本来、丹波帯に属する地層と考える。この地域は超丹波帯と丹波帯の境界付近に相当し、両帯に属する地層が断層によって繰り返している可能性がある。ただし、地質図ではこの頁岩全体を高



A. 奥榎原



B. 穴裏峠北東

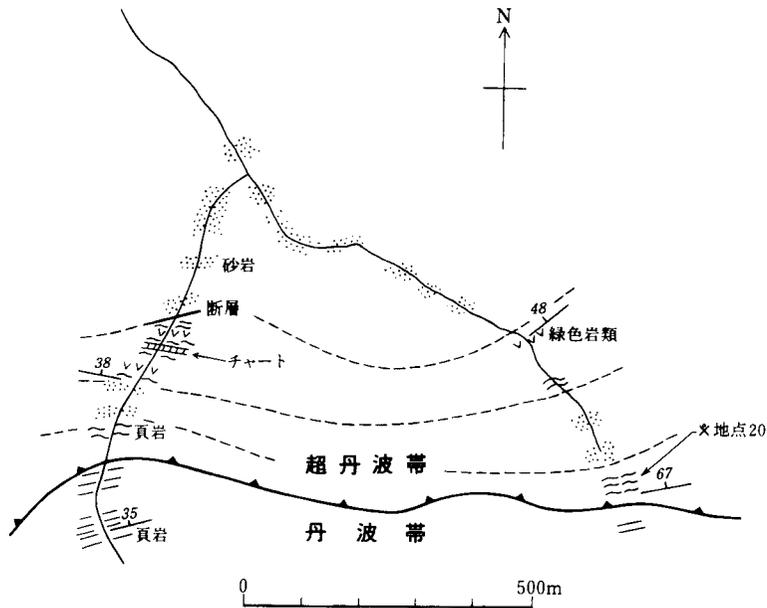
第34図 榎原層と高津層との境界をなす断層

A. 奥榎原

スケッチは上下方向に誇張してある。

B. 穴裏峠北東

スケッチ地点は第30図参照

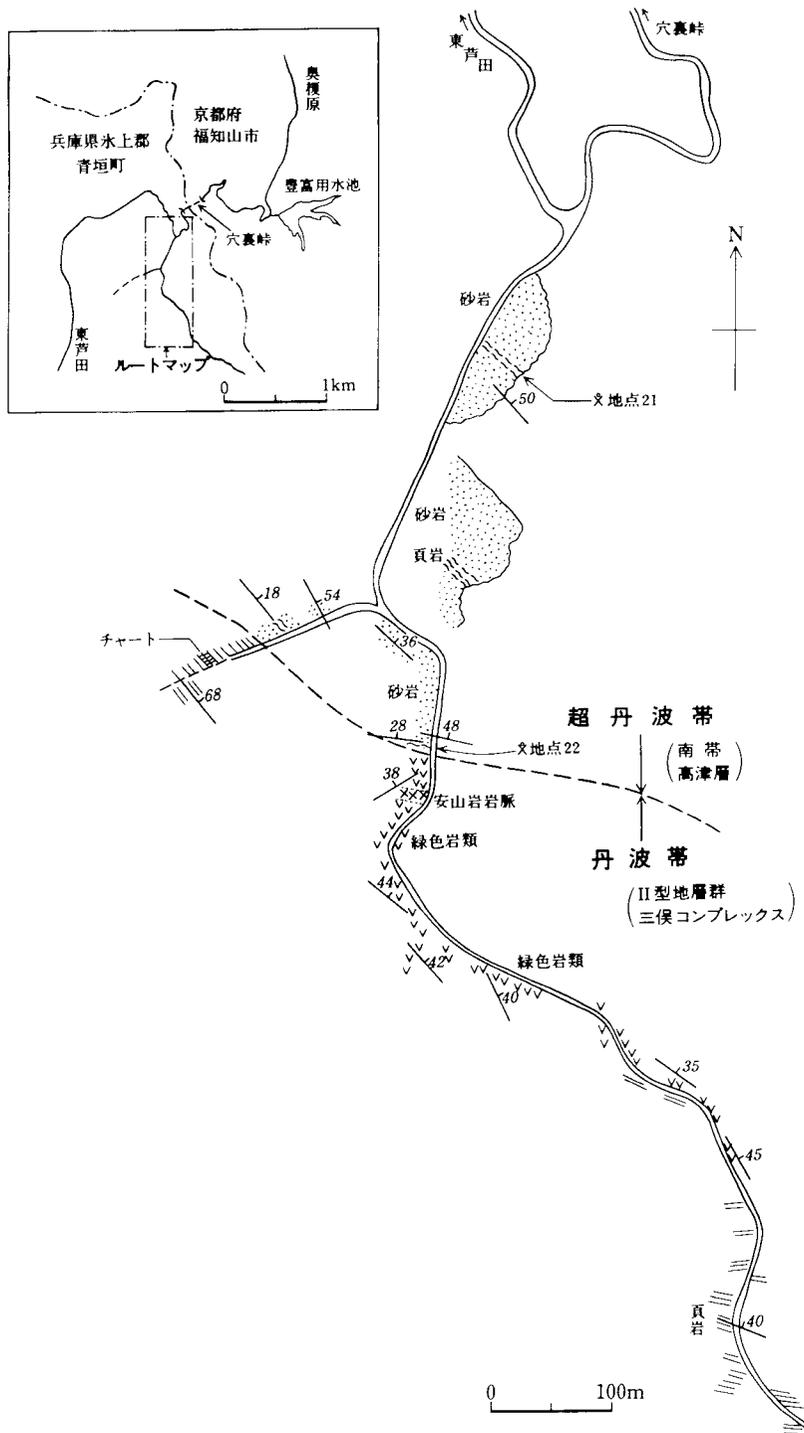


第35図 福知山東部における超丹波帯と丹波帯の断層関係を示すルートマップ（綾部市高津町南方）
 ルートマップの範囲は第28図参照

高津層の頁岩として示した。砂岩の南には剥離性の発達した頁岩が分布し、前述したように地点20から *Follicucullus* (?) sp. を産する(地点20; 栗本, 1986)。高津層と三俣コンプレックスの境界は直接観察されないが, *Follicucullus* (?) sp. を含む頁岩の南側を通ると判断した。

一方、福知山西部のうち、市寺断層より東側の地域では、高津層と丹波帯三俣コンプレックスが断層で接する。高津層の走向は東西性であり、境界断層の方向とほぼ平行であるが、三俣コンプレックスは南北性の走向を示し、境界断層の方向と直交する。

市寺断層より西側の地域では、両層の境界は穴裏峠東方で観察され、その付近のルートマップを第36図に示す。ここでは、高津層と丹波帯三俣コンプレックスが断層で接する。高津層は砂岩を主体とし、頁岩を挟み、一方、三俣コンプレックスは緑色岩類からなる。直接の接触面は観察されず、約1mの露頭欠如がある。高津層の南限は厚さ約1mのやや珪質な頁岩である。この頁岩から *Follicucullus* (?) sp. が報告された(地点22; 栗本, 1986)。



第36図 福知山西部における超丹波帯と丹波帯の断層関係を示すルートマップ (水上郡青垣町, 福知山市・青垣町境界の穴裏峠南方)
 ルートマップの範囲は第30図も参照

V. 丹波帯

(栗本史雄)

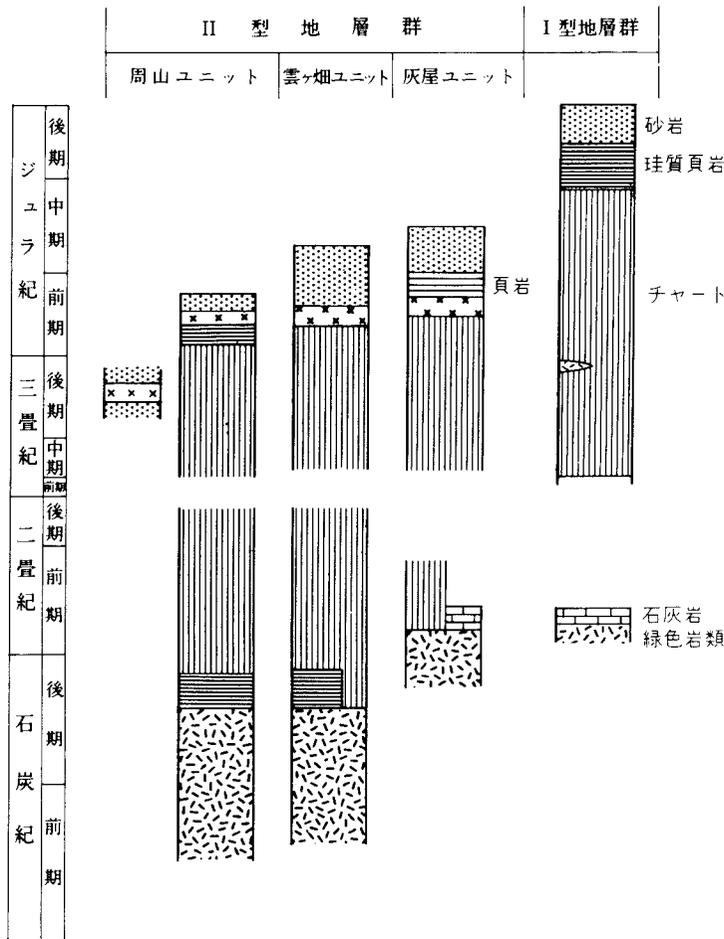
V. 1 研究史

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、二疊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、構造及び地質年代が再検討され、中生代地史の見直しが行われた。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中に産す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と考えられた。丹波帯についてみれば、ジュラ紀の碎屑岩類中にそれよりも古い年代のチャート・石灰岩・緑色岩類が岩体として含まれることが報告された。この時期の研究報告としては吉田・脇田(1975)、松田(1976)、丹波地帯研究グループ(1979a, b)、ISOZAKI and MATSUDA(1980)などがある。

その後、石賀(1982, 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II型地層群、背斜部に分布する構造的低位のものをI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II型地層群を構造的低位よりT II a・T II b・T II cに3分した。井本ほか(1989)はこの周山付近を含む京都西北部図幅地域の中で、II型地層群を構造的に上位より周山ユニット・雲ヶ畑ユニット・灰屋ユニットに3分し、北西部のユニット未区分のものを未区分層と呼んだ。また、木村ほか(1989)は東隣の綾部図幅地域のII型地層群を構造的上位より山家コンプレックス・釜輪コンプレックス・和知コンプレックスに3分した。以上のように、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細分され、周山地域では構造的上位のものほど上限の年代が古く、構造的に最も低位に位置するI型地層群がその上限の年代が最も若いことが明らかにされた。第37図に井本ほか(1989)による模式柱状図を示す。そして、従来の向斜・背斜構造は、年代の新しいものが構造的に低位にあることから、本来の層序関係に基づいた褶曲ではなく、シンフォーム・アンチフォームと呼ばれるようになった。なお、I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、中江(1989)は、丹波帯北部において八丁アンチフォームを構成するI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。

砂岩の組成については、坂口ほか(1970)、藤原(1977)、武蔵野(1984)、楠・武蔵野(1986)、楠ほ



第37図 丹波帯 I 型地層群と II 型地層群の模式柱状図
(井本ほか, 1989による, 一部簡略化)

か (1986)及び楠・武蔵野 (1987), 木村ほか (1989) の研究がある。最近, 楠・武蔵野 (1989) はこれまでの成果を総括し, 砂岩組成の特徴から後背地を推定した。

本図幅地域の丹波帯に関する研究報告は少ない。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) は本地域南東部を含む地域の地質概略図を示し, I 型地層群と II 型地層群の境界を示した。

以上のように, 本図幅地域の丹波帯については, これまでに I・II 型地層群の分布概要が知られているのみである。

V. 2 概 要

本図幅地域の丹波帯の地層群は, 岩相・地質構造・地質年代に基づいて構造的に上位から II 型地層群

とⅠ型地層群に2分できる。Ⅱ型地層群は三俣^{みまた}コンプレックスと芦刈コンプレックスから、また、Ⅰ型地層群は黒井コンプレックスから構成され、各コンプレックスは互いに断層で接する。本報告でい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。

三俣コンプレックスは頁岩を主とし、チャート・緑色岩類・砂岩・砂岩頁岩互層を伴う。緑色岩類・チャート・砂岩は側方への連続が悪く、後述の芦刈コンプレックスにおいて認められる上方粗粒化の層序は明確に認められない。芦刈コンプレックスは頁岩又はチャートから始まり、緑色岩類・チャート・両者のレンズを含む頁岩を経て、厚い砂岩層が見掛け最上位を占め、上方粗粒化の層序を読みとることができる。

一方、構造的下位を占めるⅠ型地層群は本図幅地域の南半部を占め、南隣の篠山図幅地域に連続して分布する。そして、黒井アンチフォームを形成していることから、本報告では黒井コンプレックスと呼ぶ。同コンプレックスは主として頁岩から構成され、チャート・シルト岩・砂岩頁岩互層・砂岩を伴う。

丹波帯の地層群は岩相の特徴からみて、海洋底で形成された緑色岩類・チャートと陸源の碎屑岩が海洋プレート沈み込みの過程で混合したものととらえることができる。模式的には下位より緑色岩類・チャートなどの海洋底で形成された物質に始まり、上位に陸源物質が重なる上方粗粒化の層序の存在を期待できる。しかし、実際にはこの層序は造構過程の際に破壊されたり、断層による繰り返しも多いため、認定できないことが多い。上述のように芦刈コンプレックスについては大局的に上方粗粒化の層序の傾向を読みとることができるが、三俣・黒井両コンプレックスでは認められず、緑色岩類やチャートは側方への連続が悪く、広く分布する頁岩中のレンズ状岩体として存在する。

コンプレックスを構成する岩相のうち、チャート及び頁岩はそれぞれ異なった地質年代を示す放散虫化石を産し、頁岩の年代の方が若い。したがって、コンプレックスとして最終的に形成された年代は頁岩中の化石が示す年代あるいはそれ以降である。産出化石及び隣接する地域の資料に基づくと、本図幅地域のⅡ型地層群に属する三俣コンプレックスはジュラ紀前-中期あるいはそれ以降に形成されたものであり、芦刈コンプレックスはジュラ紀中-後期あるいはそれ以降に形成されたものである。また、Ⅰ型地層群の黒井コンプレックスはジュラ紀中-後期あるいはそれ以降に形成されたといえる。

以下に両地層群の分布・見掛けの層序・岩相を述べる。産出化石と地質年代・砂岩の鉱物組成・地質構造については別に章を設け、まとめて記述する。

V. 3 Ⅱ型地層群

命名は石賀(1983)による。

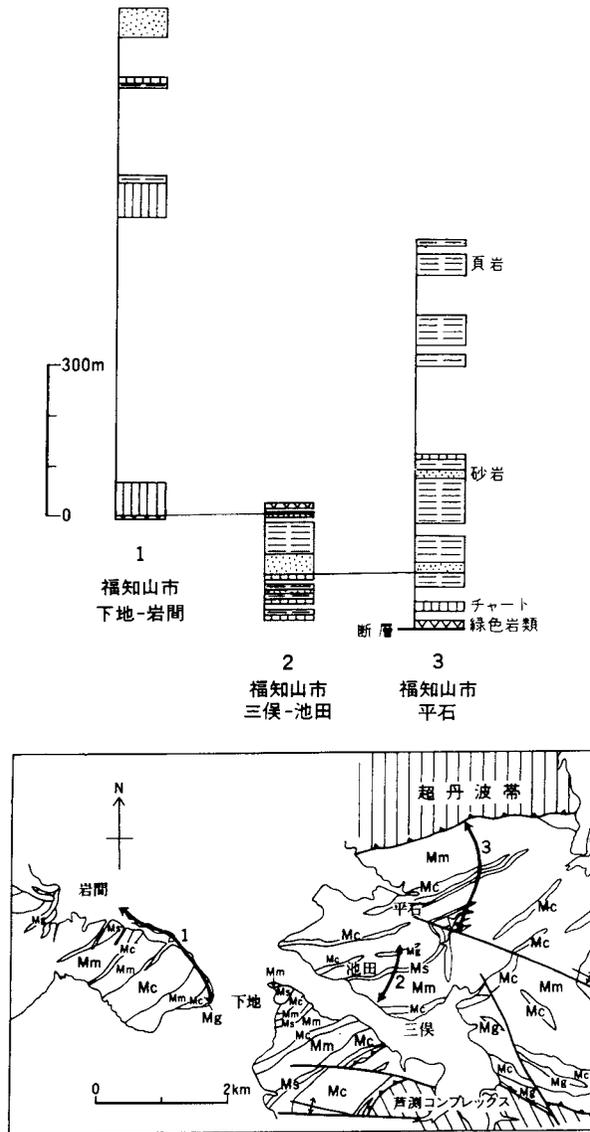
Ⅱ型地層群は本図幅地域中央部を東西方向に帯状に分布する。本図幅地域東半部では3対のアンチフォームとシンフォームを示し、西半部では北傾斜の同斜構造となる。アンチフォームを形成するⅠ型地層群の構造的上位に位置し、全体としては大きなシンフォームを示す。Ⅰ型地層群を挟んで北側と南側に分かれて分布し、北側のものが大部分を占め、南側のものは南西部にわずかに分布するのみである。Ⅱ型地層群のうち、構造的上位のものを三俣コンプレックス、下位のものを芦刈コンプレックスと呼ぶ。

V. 3. 1 三俣コンプレックス (Ms, Ma, Mm, Mc, Mg)

新称、三俣コンプレックスは、本図幅地域のⅡ型地層群のうち構造的上位を占め、福知山市三俣周辺に模式的に分布する。

分布

三俣コンプレックスはⅡ型地層群分布域の北半部を占め、特に中央部の竹田川流域に広く分布する。また、本図幅地域南西部において、芦刈コンプレックスの南西側（構造的上位）に分布する。本コンプレックスの北限は超丹波帯と断層関係にある。



第38図 三俣コンプレックスの地質柱状図

見掛けの層序

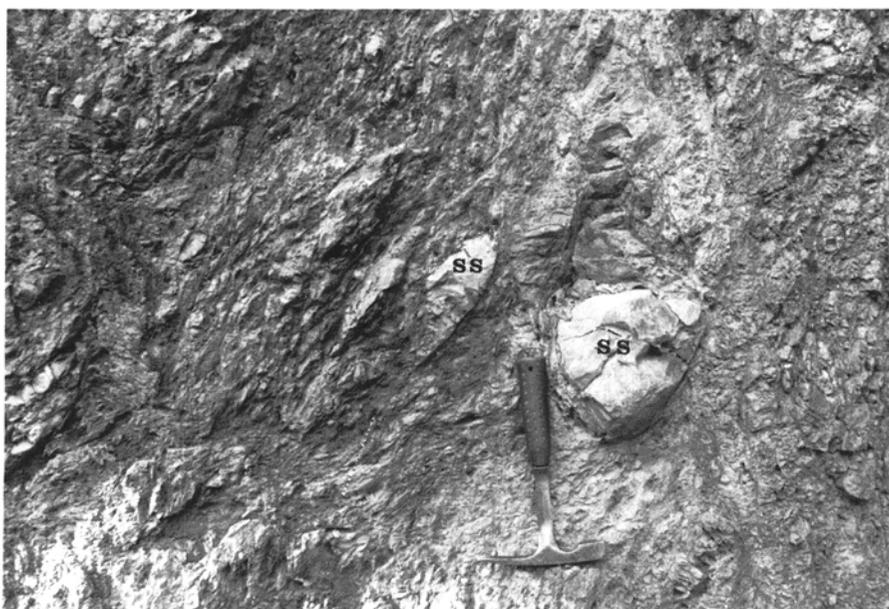
第38図に本コンプレックスの地質柱状図を示す。これらの柱状図は、岩相の連続性や地質構造からみて、本コンプレックスの下半部を代表すると判断した。頁岩が広く分布し、緑色岩類、チャート、砂岩の連続が悪いことから、芦刈コンプレックスにおいて認められる上方粗粒化の層序（後述）は三俣コンプレックスでは明確に認められない。三俣コンプレックスは東隣の綾部図幅地域で識別された山家コンプレックス及び釜輪コンプレックスの延長に相当し、二つあるいはそれ以上に細分できる可能性があるが、ここでは一つの地質体として扱う。

岩相

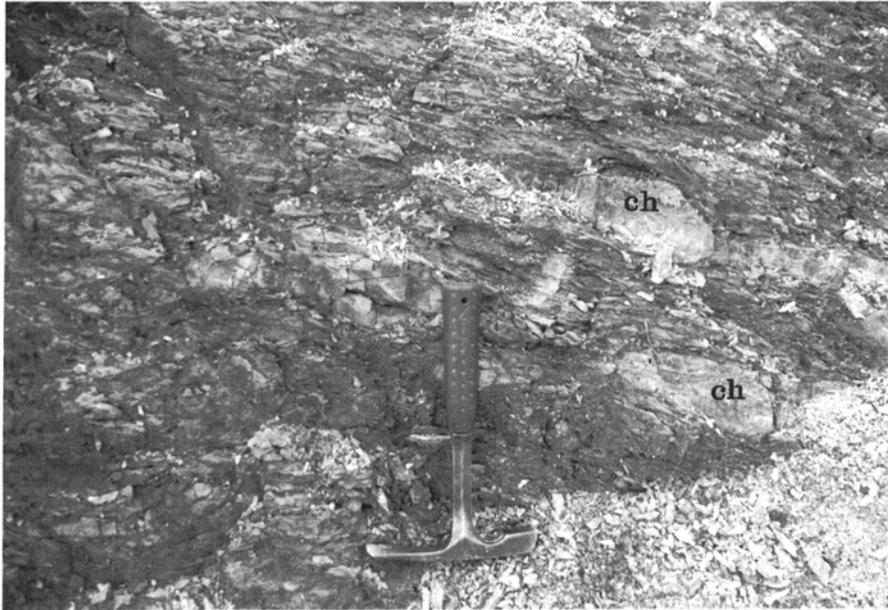
三俣コンプレックスは頁岩を主とし、チャート、緑色岩類、砂岩及び砂岩頁岩互層を伴う。

頁岩にはレンズを含有するか否か、かつレンズの種類により、1) 主として砂岩やチャートのレンズを含む頁岩、2) 緑色岩類のレンズを含み、しばしば緑色岩類と互層する頁岩、3) レンズをほとんど含まない頁岩、の3種類のものが見られる。これらのうち、1)の頁岩が大部分を占め、2)の頁岩は緑色岩類の近傍で認められる。また、3)の頁岩は分布が狭く、1)の頁岩に漸移するため、表現上の都合上、地質図では1)の頁岩に含めて示した。

1)の頁岩は一般に黒色ないし暗灰色を呈し、剪断を受けていることが多く、鱗片状劈開が発達する。レンズとしては砂岩が最も多く、ほかにチャート・珪質岩が含まれる。砂岩レンズには側方に全く延長しないものや膨縮しながら連続の追えるものがある。前者は砂岩がレンズ状にちぎれ、頁岩が砂岩のまわりを取り囲んでいる(第39図)。後者はもともと頁岩優勢な砂岩頁岩互層が変形を受け、膨縮したものである。砂岩は一般に珪質になっていることが多い。チャートは層状の形態で含まれる(第40図)。レン



第39図 三俣コンプレックスの砂岩レンズを含む頁岩（福知山市豊富水池東方）
砂岩レンズ (ss) が頁岩中に含まれる



第40図 三俣コンプレックスのチャートレンズを含む頁岩（青垣町口塩久西方）
チャート（ch）が膨縮した層状の形態で頁岩中に含まれる

ズの大きさは数cmから数mまで様々あり、1cm以下の岩片もある。

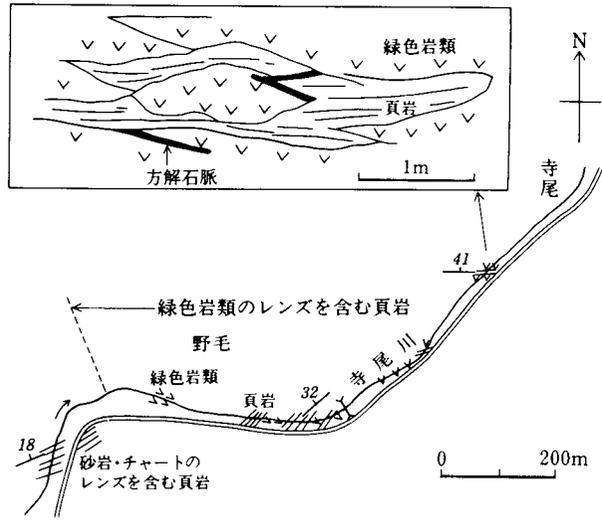
2)の頁岩は黒色ないし黒灰色を呈し、緑色岩類のレンズを頻繁に含み、チャートや砂岩をまれに含む。また、頁岩と緑色岩類は互層したり、複雑に混じり合ったりする。三和町小路では緑色岩類スラブと芦淵コンプレックス最上部の砂岩との間にこの頁岩が分布し、緑色岩類と頁岩が2-3mの幅で互層状に露出する。三和町寺尾でも、第41図のように頁岩と緑色岩類が交互に分布する。

3)の頁岩は黒色、黒灰色、灰白色などを呈し、一部には珪質あるいは凝灰質などところがあり、葉理構造が発達する。

チャートは黒灰色、灰色、赤色などを呈し、単層の厚さが1-3cmの層状チャートである(第42図)。しばしば頁岩の挟みが薄く、珪質部が密着して厚くなるのが観察される。第43図に三和町寺尾における赤色チャートの産状を示す。チャートと頁岩の境界は約30cmにわたって剪断されているが、両者の構造は調和的である。しかし、側面では両者の走向が斜交し、断層関係にある。このチャートは側方への連続が悪く、頁岩中のブロックと判断した。このチャートからは三疊紀中期の放散虫化石が産出し、一方見掛け下位の頁岩からはジュラ紀の放散虫化石を得た(地点23)。

緑色岩類は一般に暗緑色で、玄武岩の溶岩及び火山性碎屑岩から構成され、チャートを含むことがある。市島町永郷池北西方における緑色岩類からチャートに至る柱状図を第44図に示す。ここでは厚さ15cmの剝離性のある珪質頁岩を挟んで緑色岩類とチャートが累重している。

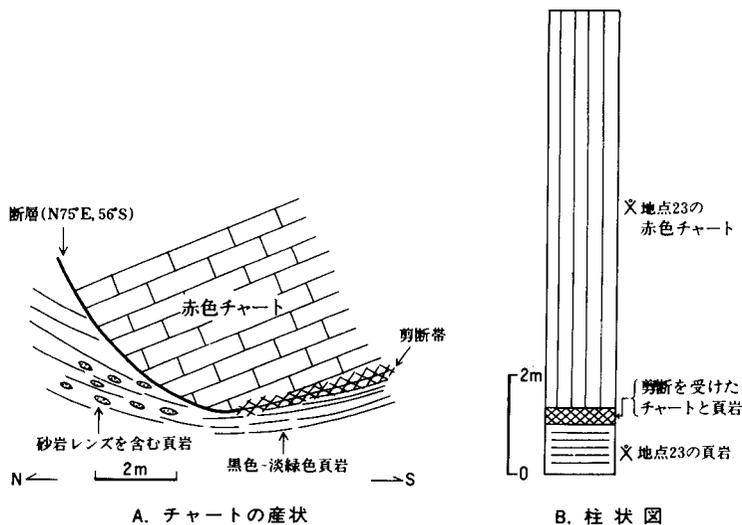
砂岩は細-中粒で、灰白色を呈する。厚く成層する場合と頁岩と互層する場合がある。



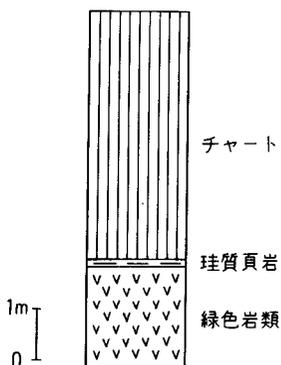
第41図 三俣コンプレックスの緑色岩類のレンズを含む頁岩 (三和町寺尾)
頁岩と緑色岩類が交互に出現し、混在している。位置は第45図を参照



第42図 三俣コンプレックスの層状チャート (市島町塩津峠南方, 国道175号線西側)



第43図 三俣コンプレックスのチャートの産状と地質柱状図(三和町寺尾北西方)



第44図 三俣コンプレックスの緑色岩類とチャートの関係を示す地質柱状図(市島町永郷池北西方)

V. 3. 2 芦洲コンプレックス (As, Am, Ah, Ac, Ag)

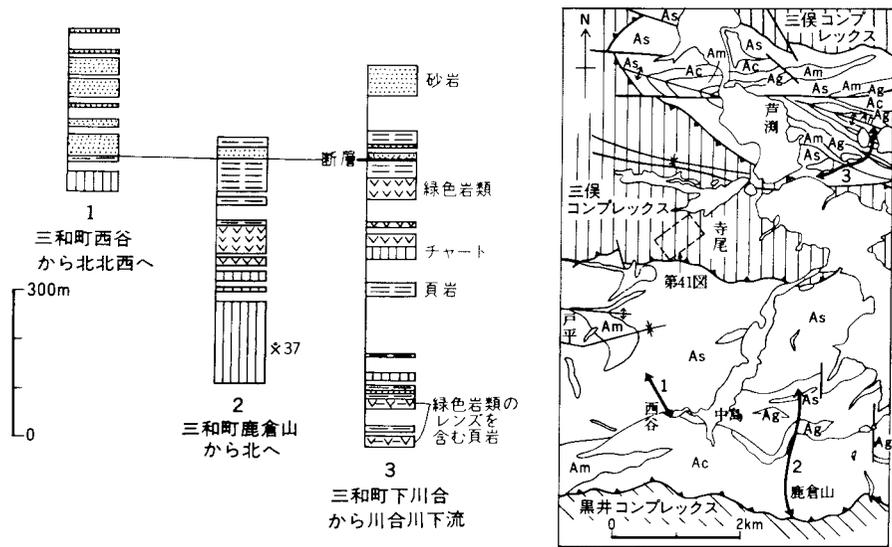
新称 芦洲コンプレックスは、本図幅地域のⅡ型地層群のうち構造的低位に位置し、三和町芦洲東方の下川合から川合川に至るルートにおいて模式的に露出する。

分布

本コンプレックスはⅡ型地層群分布域中の南半部を占め、本図幅地域西部では、Ⅰ型地層群の南側(構造的上位)にも分布する。

見掛けの層序

第45図に地質柱状図を示す。頁岩又はチャートから始まり、緑色岩類やチャート及び両者のレンズを含む頁岩を経て、厚い砂岩層が見掛け最上位を占め、上方粗粒化の層序を読みとることができる。本図幅地域中央部から西方の地域では最上部の厚い砂岩の存在が不明瞭になり、また緑色岩類もまれになる



第45図 芦刈コンプレックスの地質柱状図
 ※ 放射虫化石産出層準 (番号は地質図及び第3表に対応)

ことから、上方粗粒化の層序を認定することが不可能になる。

岩相

芦刈コンプレックスは主として砂岩及びチャートから構成され、頁岩・緑色岩類を伴う。岩相の特徴は三俣コンプレックスと類似する。砂岩は一般に灰色で数10cm-数mの厚さで成層し、頁岩を挟むことがある。中-細粒で頁岩パッチを含むことが多く、基質の多いワッケである。頁岩と互層する砂岩は1m以下の厚さで、級化構造や葉理が観察される。

チャートは一般に灰色ないし黒灰色であり、緑色岩類に伴うものは赤色、暗赤色、白色、緑色など様々な色を呈する。主として珪質部が1-3cm程度の層状チャートからなり、赤色頁岩や珪質頁岩を伴うことがある。塩津峠に分布するチャートは1-2cmの珪質部と数mmの泥質部から構成され、上位に行くに従い泥質部が厚くなる。市島町安全山や独結の滝を形成するチャートは全体として厚さ500mを超えるものがあるが、頁岩を挟む。

頁岩には三俣コンプレックスと同様に3種類のものが識別される。これらのうち、緑色岩類のレンズを含んだり、緑色岩類と互層する頁岩は2か所で分布する。三和町下川合のものはアンチフォーム軸部に位置し、頁岩と緑色岩類が数mm-数cmの単位で混ざっている。三和町中島のものは頁岩と緑色岩類が互層状に出現し、チャートを含む。

緑色岩類は下川合から芦刈にかけてと鹿倉山北方に分布する。いずれも玄武岩溶岩及び玄武岩火山性碎屑岩から構成される。

V. 4 I 型地層群

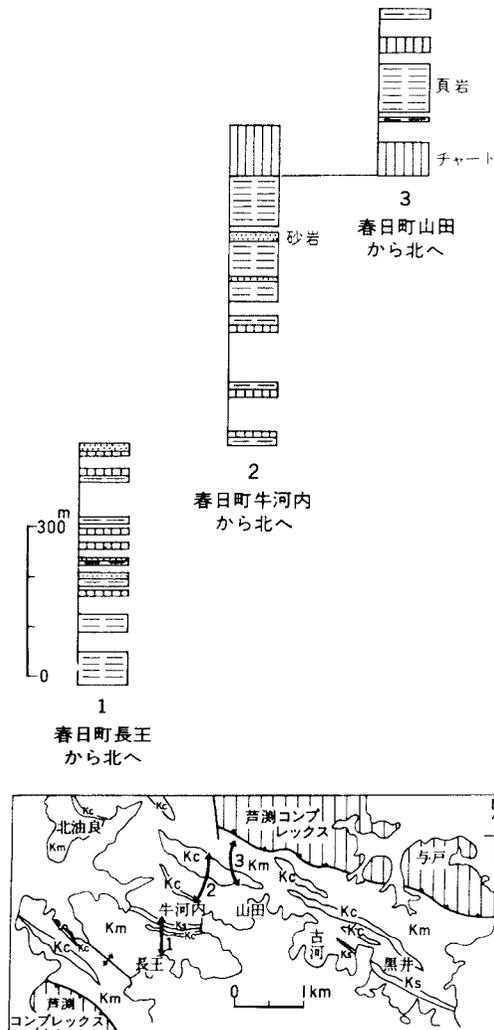
命名は石賀(1983)による。II型地層群の構造的低位に位置する。

V. 4. 1 黒井コンプレックス (Ks, Ka, Km, Kt, Kc)

新称。氷上郡春日町と氷上町にまたがる天王坂周辺を模式地とする。

分布

本地域南部に東-西ないし北西-南東方向に延長し、布し、アンチフォーム褶曲をなす。構造的上限はII型地層群芦洲コンプレックスと断層で画される。



第46図 黒井コンプレックスの地質柱状図

見掛けの層序

天王坂周辺における黒井コンプレックスの地質柱状図を第46図に示す。これはアンチフォーム褶曲の北翼に相当するもので、見掛けの層厚は1,300 mを超える。断層による繰り返しやユニット細分の可能性はあるが、詳細は不明のため現段階では一連のものとして取り扱った。

岩相

黒井コンプレックスは頁岩を主とし、チャート、シルト岩、砂岩頁岩互層及び砂岩を伴う。また、緑色岩類が1か所で確認された。

頁岩は砂岩やチャートのレンズを含むものと、レンズをほとんど含まないものがある。

まず、レンズを含む頁岩は一般に鱗片状劈開が発達し、黒灰色・黒色・灰緑色・灰白色などを呈する。レンズとしては砂岩及びチャートが主なもので、ほかに珪質頁岩やシルト岩も含まれる。レンズはふつう数cm-数10cmの大きさであり、1cm以下の小さいものもある。チャートは層状に頁岩中に含まれることがある。露頭において数m規模で産するチャートや地質図上でレンズ状を呈するチャートも頁岩中のレンズと考える。

一方、レンズをほとんど含まない頁岩は黒色・灰色・灰緑色などを呈し、珪質又は凝灰質であることが多く、成層し、葉理がよく観察される(第47図)。市島町妙高山東方では成層した灰色頁岩が北側のチャートと漸移する。また、春日町山田北方では、厚さ30-50cmの黒色頁岩が上下をチャートに挟まれ、漸移する。

チャートは一般に灰白色で、単層の厚さが1-3cmの層状チャートである(第48図)。側方への連続が悪く、地質図上ではレンズ状を呈し、その最大分布幅は約300 m、長さは約2kmである。

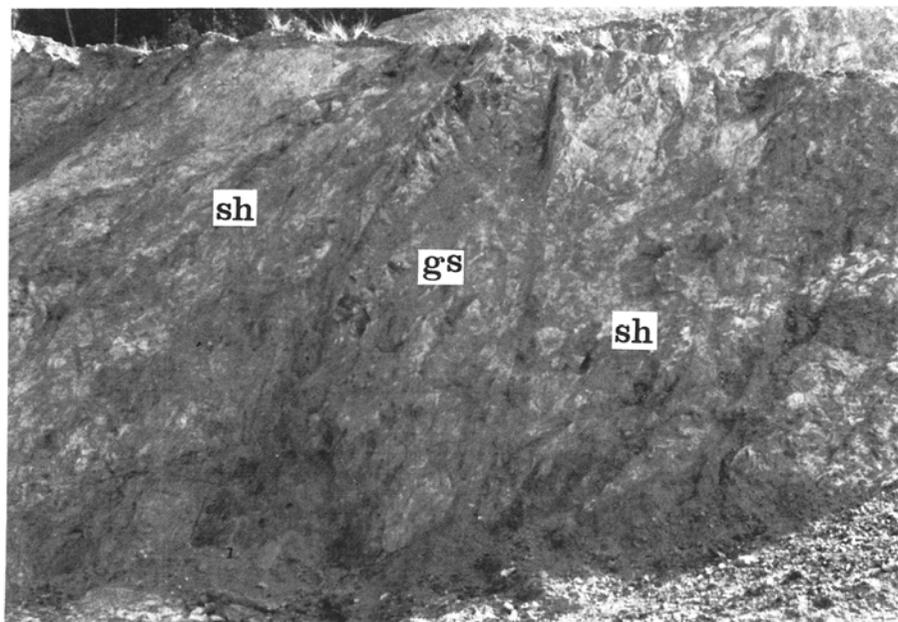
シルト岩は白色ないし灰白色を呈し、成層する。本地域南東部箱部峠北方で観察され、砂岩のレンズ



第47図 黒井コンプレックスの頁岩(水上町棧敷)
凝灰質な部分(明色部)を含む黒色頁岩



第48図 黒井コンプレックスのチャート（三和町田ノ谷西方）
ほぼ水平な軸面を持つ褶曲が見られる



3 m

第49図 黒井コンプレックスの緑色岩類の産状（春日町古河）
gs：緑色岩類，sh：暗緑色頁岩

を含む頁岩の上位に重なる。

砂岩頁岩互層は、砂岩と頁岩の量比が様々であるが、一般に砂岩の厚さが5-10cm、頁岩の厚さが10-20cmの頁岩優勢ないし等量互層である。砂岩は細-中粒で、部分的に粗粒なところがあり、平行葉理や級化層理が観察される。剪断を受け、砂岩がレンズ化し、頁岩は剝離性を示すことがある。砂岩頁岩互層は本地域南東部田ノ谷で観察され、最大層厚約200mで、側方に薄くなり、尖滅する。砂岩中の級化層理から北傾斜北上位の正常層である。

砂岩は一般に細-中粒で、厚く成層し、一部では頁岩と互層することがある。春日町黒井及び牛河内付近に分布するが、側方への連続は悪い。

緑色岩類は春日町古河において確認されたが、小規模であるため、地質図には示していない。下位より暗緑色頁岩（凝灰質?）及び層状チャートが重なり、幅3mの緑色岩類がN42°E、72°NWの接触面で貫入している。暗緑色頁岩に貫入する緑色岩類の露頭写真を第49図に示す。鏡下の観察では、緑色岩類は細粒の玄武岩であり、斜長石からなる基質と斑晶から構成される。頁岩からチャートへの連続した堆積と緑色岩類の形成が深く関連している可能性がある。

V. 5 産出化石と地質年代

従来、本地域の丹波帯から化石の報告は全くない。今回、チャート及び頁岩から年代決定に有効な放散虫化石を37地点41試料より検出した。

本地域から産出した放散虫化石を第3表に、代表的な化石写真を第I図版に示す。

V. 5. 1 II型地層群

三俣コンプレックス

まず、チャートから産出した放散虫化石についてみると、地点23の赤色チャートからは*Triassocampe* sp. が産出する。この*Triassocampe* sp. は三畳紀中期を示す*T. deweveri* 群集帯の構成種(YAO, 1982)に類似する。したがって、地点23の赤色チャートは三畳紀中期のものである。このチャートの見掛け下位の頁岩からはジュラ紀の放散虫化石が産出する(産状については第43図参照)。地点27のチャートからは*Canoptum* (?) sp. が産出し、属・種の決定には至らなかったが、*Tricolocapsa* 属や*Stichocapsa* 属の形態に類似した放散虫化石を共産する。このことから地点27のチャートはジュラ紀前期の可能性がある。

次に頁岩についてみると、地点24の頁岩からは*Parahsuum* cf. *simplum*, *P.* cf. *ovale* が産出する。これらはジュラ紀前期前葉を示す*Parahsuum simplum* 群集帯の構成種である。したがって、地点24の頁岩はジュラ紀前期前葉のものである。地点25の頁岩からは*Hsuum* cf. *hisuikyoenae* が産出する。*Hsuum hisuikyoenae* はジュラ紀前期後葉-中期前葉を示す*Hsuum hisuikyoenae* 群集帯の代表種である。このことから、地点25の頁岩はジュラ紀前期後葉-中期前葉のものである。これら以外の頁岩(地点23, 26, 28, 29, 30, 33)及び珪質頁岩(地点31, 32)からは*Archaeodictyomitra*, *Hsuum*, *Tricolocapsa*, *Stichocapsa*, *Eucyrtidiellum*, *Unuma*, *Parvicingula*, *Parahsuum* 属のいずれかの放散虫化石が産出することから、これらの頁岩はジュラ紀のものである。特に、地点28, 29, 30, 31及び33の頁岩からの放

散虫化石は構成種の特徴からみて、ジュラ紀中期前半を示す *Tricolocapsa plicarum* 帯 (*Unuma echinatus* 群集帯) の一部に相当する可能性が高い。したがって、これらの頁岩はジュラ紀中期前半のものである。以上のことから、三俣コンプレックスの頁岩 (珪質頁岩) には三つの異なった年代のものが含まれることになる。

以上の資料から三俣コンプレックス構成岩類の地質年代は三畳紀中期からジュラ紀中期前半に及び、コンプレックスとして最終的に形成されたのは、頁岩中に含まれる放散虫化石が示すジュラ紀前期-中期前半あるいはそれ以降である。

芦刈コンプレックス

地点42の珪質頁岩からは *Follicucullus scholastics* が産出し、地点43のチャートからは *Follicucullus* cf. *scholastics* が産出する。F. *scholastics* を代表種とする *F. scholastics* 群集帯は二畳紀中期後葉-後期前葉を示すことから、地点42と43のチャートは二畳紀中期後葉-後期前葉のものである。地点35の赤色頁岩及びチャートからは二畳紀前-中期を示す *Pseudoalballella* sp. が産出する。地点37, 41及び45のチャートからは二畳紀中-後期を示す *Follicucullus* sp. が産出する。地点44のチャートからは属・種の決定は不可能であるが、*Nassellaria* を産し、中生代のものと判断した。

頁岩についてみると、地点39の頁岩からは *Eucyrtidiellum* cf. *ptyctum* が産出する。この種はジュラ紀中期後半以降に出現し、ジュラ紀後期末までの可能性がある。したがって、地点39の頁岩はジュラ紀中期後半以降のものである。地点34, 36, 38及び40の頁岩からは *Archaeodictyomitra*, *Hsuum*, *Tricolocapsa*, *Stichocapsa*, *Unuma*, *Parvicingula*, *Parahsuum* 属のいずれかの放散虫化石が産出することから、これらの頁岩はジュラ紀のものである。特に、地点40の頁岩からの放散虫化石はその構成種から判断して、ジュラ紀中期前半を示す *Tricolocapsa plicarum* 帯 (*Unuma echinatus* 群集帯) の一部に相当する可能性が高い。したがって、地点40の頁岩はジュラ紀中期前半のものである。

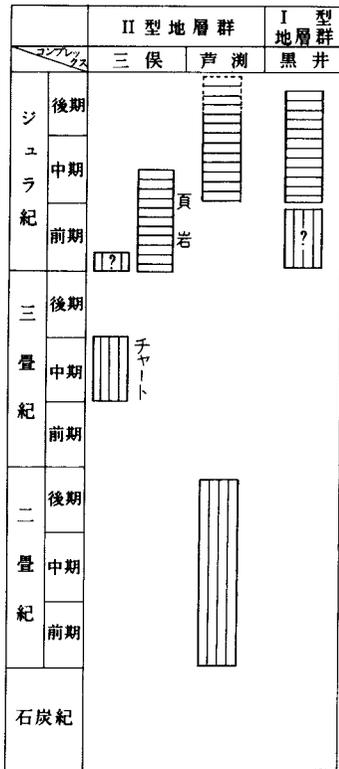
以上の資料から、芦刈コンプレックスの構成岩類の年代は二畳紀からジュラ紀中期後半以降に及び、コンプレックスとして最終的に形成されたのはジュラ紀中期あるいはそれ以降といえる。

V. 5. 2 I型地層群

黒井コンプレックス

チャートについてみると、地点47のチャートからは *Tricolocapsa* (?) sp. が産出し、地点59のチャートからは *Hsuum* (?) sp. が産出する。年代を詳しく決定できないが、いずれのチャートもジュラ紀のものである。

頁岩については、地点50, 51及び58の頁岩からは *Tricolocapsa* cf. *conexa* が産出する。*T. conexa* は *T. conexa* 帯の代表種であり、*Stylocapsa* (?) *spiralis* 帯からも産出し、ジュラ紀中期後半-後期前葉を示す。したがって、地点50, 51及び58の頁岩はジュラ紀中期後半-後期前葉のものである。これ以外の頁岩(地点46, 48, 49, 52, 53, 54, 55, 56, 57)からは *Archaeodictyomitra*, *Hsuum*, *Tricolocapsa*, *Stichocapsa*, *Eucyrtidiellum*, *Parvicingula* 属のいずれかの放散虫化石が産出し、ジュラ紀のものといえる。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。



第50図 福知山図幅地域における丹波帯チャート及び頁岩の放散虫化石に基づく年代分布

以上のことから、黒井コンプレックスはジュラ紀のチャートとジュラ紀中期あるいはジュラ紀中期後半-後期前葉の頁岩を含む。しかし、南隣の篠山図幅地域において黒井コンプレックスの延長部からジュラ紀後期前葉及び後期中頃 (*Stylocapsa* (?) *spiralis* 帯及び *Cinguloturris carpatica* 帯) の放散虫化石が報告されている (石賀, 1983) ことから、同コンプレックスの形成はジュラ紀中期-後期中頃あるいはそれ以降であるといえる。

本図幅地域のチャート・頁岩の放散虫化石に基づく年代分布を第50図に示した。本図幅地域の資料からは、芦洲コンプレックスと黒井コンプレックスの頁岩から産出した放散虫化石の示す年代に大きな差は認められず、構造的に上位から下位(北から南)へ行くに従い、頁岩の放散虫化石年代が若くなるという方向性は明確には認められない。しかし、構造的に最上位に位置する三俣コンプレックスの頁岩の年代はその上・下限ともに他の二つのコンプレックスのものより明らかに古い。

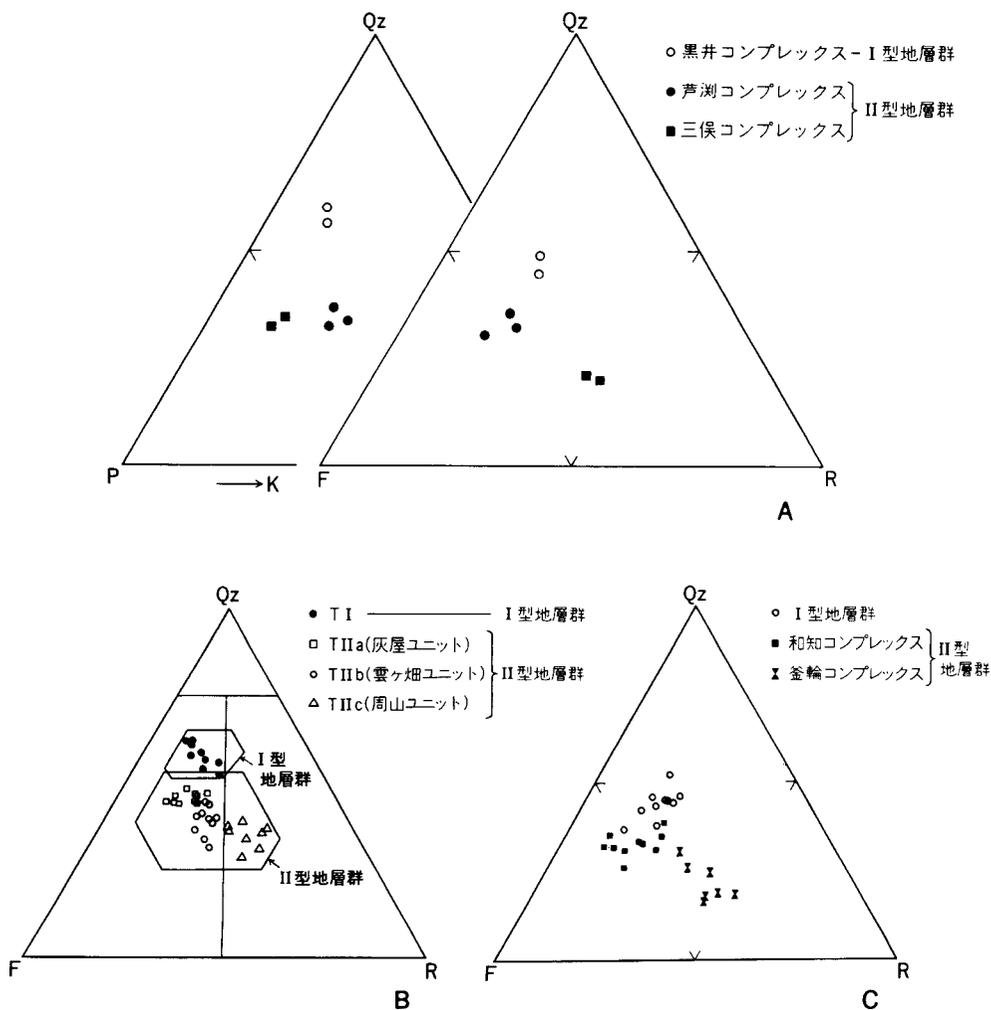
V. 6 砂岩の鉱物組成

本図幅地域の三俣コンプレックス2、芦洲コンプレックス3、黒井コンプレックス2の砂岩試料について鉱物組成を検討した。カリ長石を染色し、ポイントカウント法により測定した。ポイント数は各試料500である。その結果を第51図Aに示す。

三俣コンプレックスの砂岩は石質ワッケ、芦洲コンプレックスの砂岩は長石質ワッケあるいは長石質アレナイトである。黒井コンプレックスの砂岩は長石質ワッケである。第51図Aに示すように構造的上位のコンプレックスから下位のコンプレックスに行くに従い、岩片が減少し、長石・石英が増加する傾向にある。

最近、楠・武蔵野（1989）は周山周辺（京都西北部図幅地域内）において、また、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。彼らの研究結果の中で砂岩の特徴をよく読み取ることのできる石英-長石-岩片の三角ダイヤグラムを第51図B、Cに示す。

II型地層群についてみると、京都西北部図幅の周山ユニットから灰屋ユニットへ、すなわち構造的上



第51図 丹波帯砂岩の鉱物組成

A. 福知山図幅地域

B. 周山地域(楠・武蔵野, 1989)

C. 綾部図幅地域(木村ほか, 1989)

Qz-F-R: 石英-長石-岩片, Qz-P-K: 石英-斜長石-カリ長石

位に位置する古いユニットから下位に位置する新しいユニットへ行くに従い、岩片量が減少する傾向にある。同様に綾部図幅地域においても、構造的上位の釜輪コンプレックスから下位の和知コンプレックスへ行くに従い、岩片量が減少する傾向にある。Ⅰ型地層群の砂岩はⅡ型地層群のものより更に岩片が少なく、石英が多くなる。これらの特徴は、上述した本図幅地域の砂岩の特徴によく一致する。

V. 7 地質構造

岩相の連続や地質構造から判断して、Ⅰ型地層群はアンチフォームを、Ⅱ型地層群は大きくみてシンフォームを形成し、構造的上位からⅡ型地層群の三俣コンプレックス・芦刈コンプレックス及びⅠ型地層群の黒井コンプレックスが重なり、各層は互いに断層で境される。

Ⅱ型地層群は30-60°程度の傾斜を持ち、東部では3対のアンチフォームとシンフォームを形成し、西部では同斜構造を示す。アンチフォームとシンフォームは三俣コンプレックスの見掛け最下部と芦刈コンプレックスに認められ、閉じた褶曲であり、褶曲軸は西へブランチする。三俣コンプレックスの大部分の走向は緩やかにうねっており、特に東部では上述の褶曲構造と調和的な屈曲が認められる。Ⅰ型地層群の南西側、すなわち本図幅地域南西端にもⅡ型地層群が分布し、一般に南西又は西に中程度傾斜する。

黒井コンプレックスは30-60°程度の傾斜を持ち、アンチフォームを形成する。褶曲軸は分布地域の南西寄りに位置するため、本図幅地域の黒井コンプレックスはほとんどが北翼に相当する。

各層の境界断層を観察できた地点はわずかである。まず、Ⅰ型地層群とⅡ型地層群の境界は妙高山東方で観察される。ここでは幅1.5mの破碎帯を挟んで、黒井コンプレックスの頁岩（南側）と芦刈コンプレックスのチャート（北側）が接する。チャートの露出は小規模であるが、妙高山から北側に広く分布するチャートの延長に相当すると判断した。頁岩は黒灰色を呈し、砂岩レンズを含むが、擾乱帯に接するところはレンズを含まない頁岩である。頁岩、チャートは共に南傾斜を示し、ここでは境界断層は南に傾斜する。

芦刈コンプレックスと三俣コンプレックスの境界は市島町日ヶ奥池で観察される。ここでは芦刈コンプレックスのチャート及び頁岩と三俣コンプレックスの頁岩が幅5mの破碎帯を介して接する。破碎帯の走向・傾斜はN 62° W, 47° Nである。破碎帯はチャートや頁岩が剪断を受けたものである。芦刈コンプレックスの頁岩はやや凝灰質でチャートとの間はわずかに滑っているが、層序的に連続していると判断した。

VI. 花 崗 岩 類

(栗本史雄・牧本 博)

VI. 1 概 要

西南日本内帯には白亜紀 - 古第三紀の花崗岩類が広く分布し、岩質・活動時期・鉱床の種類などに基づいて、北から山陰帯・山陽帯・領家帯に区分される。ISHIHARA (1971) によれば、山陰帯は磁鉄鉱系花崗岩、山陽帯はチタン鉄鉱系花崗岩が卓越することで特徴付けられる。本図幅地域は山陰帯と山陽帯の境界付近に位置するが、花崗岩類の分布は狭く、法用、烏ヶ岳、下小田、今西中、千原及び東芦田に分布するのみである。法用の岩体は、栗本ほか(1986)により法用花崗岩と命名され、岩石学的特徴がすでに報告されているが、本報告では法用石英閃緑岩に改称する。

法用石英閃緑岩は福知山市と氷上郡青垣町の境界に位置し、主体をなす細粒岩相と北縁部の極細粒岩相から構成される。細粒岩相は石英閃緑岩及び石英モンゾ閃緑岩からなり、極細粒岩相は黒雲母花崗岩からなる。法用石英閃緑岩の細粒岩相から得られたカリ長石K - Ar年代値は $79.4 \pm 0.4 \text{ Ma}$ である。

法用石英閃緑岩以外のものは小岩体として産し、花崗閃緑岩と石英閃緑岩が認められる。花崗閃緑岩は烏ヶ岳、下小田及び今西中に分布し、石英閃緑岩は千原及び東芦田に分布する。なお、夜久野町梅谷北方では、夜久野層群がホルンフェルス化していることから地表には顔を出していないが地下に花崗岩類の存在を推定できる。

VI. 2 法用石英閃緑岩

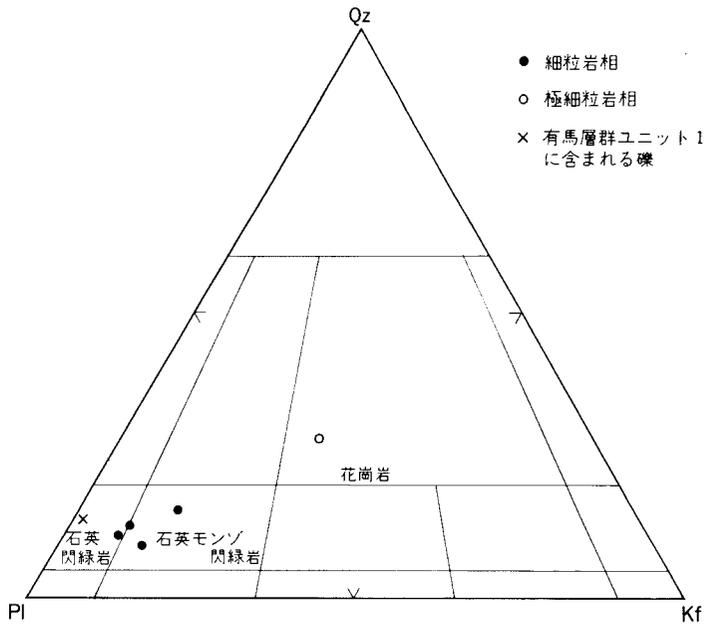
法用石英閃緑岩は、福知山市法用を中心に氷上郡青垣町との境界付近に東西、南北ともに約1.3kmにわたって分布する。模式地は福知山市と青垣町との境界の榎峠である。主として細粒岩相から構成され、岩体北縁部に極細粒岩相を伴う。ここでは、栗本ほか(1986)に従い記述する。

法用石英閃緑岩は、周囲に分布する超丹波帯榎原層及び高津層に熱変成を与えている。特に、岩体東方の談周辺及び榎峠から中佐治にかけての地域では榎原層の頁岩がホルンフェルスになっており、その範囲は最大1kmに及ぶ。鏡下の観察では微細な黒雲母が晶出している。夜久野コンプレックスの斑れい岩ユニットが熱変成を受けているかどうかは鏡下では確認できなかった。

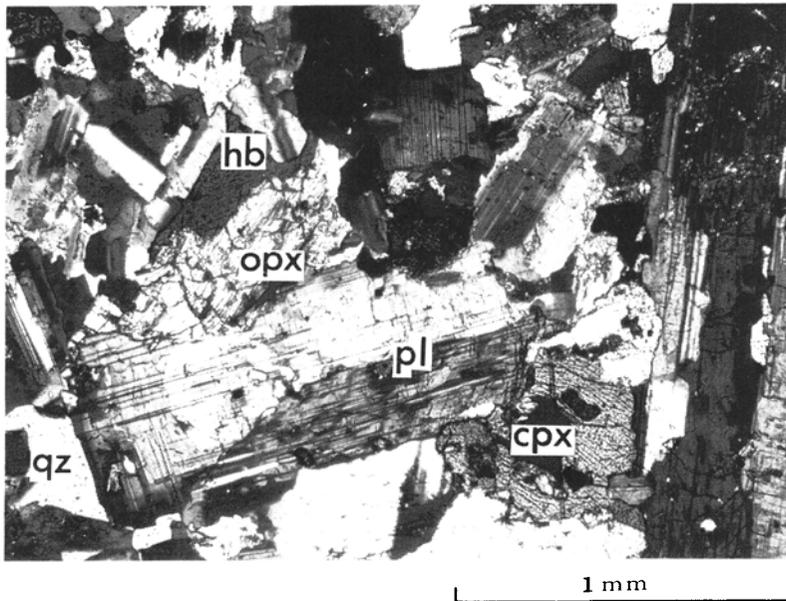
法用石英閃緑岩とその西側及び南側に分布する有馬層群との関係については、野外で直接の関係を確認していないが、有馬層群が法用石英閃緑岩を不整合に覆っていると判断した(第VII. 2章参照)。

VI. 2. 1 細粒岩相 (Ghf)

本岩相は、肉眼的には灰色を呈し塊状・均質である。石英閃緑岩及び石英モンゾ閃緑岩からなり(第



第52図 法用石英閃緑岩の鉱物組成
 Qz: 石英, Pl: 斜長石, Kf: カリ長石



第53図 法用石英閃緑岩細粒岩相の顕微鏡写真
 標本の石英モンソ閃緑岩 [GSJ R48749], opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石, hb: 普通角閃石, pl: 斜長石, qz: 石英,
 このほか黒雲母を含む

52 図), 色指数は21-25である。鏡下では, 一般に細粒で, 斜長石がやや粗粒の斑状組織を示すことがある。主成分鉱物は斜長石・石英・カリ長石・角閃石・黒雲母・斜方輝石・単斜輝石であり, 副成分鉱物として燐灰石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・スフェン・ジルコン・緑れん石を伴う。斜長石は反復累帯構造が顕著で($A_n = 80-25\%$), アノーサイト成分の高い部分は核部に虫食い状に残存する。石英及びカリ長石は他の鉱物の間隙を充填し, しばしば微文象構造を呈することがある。角閃石は他形・緑褐色で, 単斜輝石を交代していることが多い。単斜輝石は半自形ないし他形で, サブオフィチック組織を示す。斜方輝石は半自形ないし他形で, しばしば緑泥石・角閃石に交代されている。黒雲母は半自形褐色で, しばしば緑泥石・緑れん石・スフェンに交代されている。第53図に榎峠の石英モンゾ閃緑岩 [GSJ R48749] の顕微鏡写真を示す。

VI. 2. 2 極細粒岩相 (Ghv)

本岩相は, 乳白色を呈する黒雲母花崗岩である(第52図), 極細粒・斑状で, 斜長石と石英の斑晶が見られる。主成分鉱物は斜長石・カリ長石・石英・黒雲母(緑泥石化)であり, 副成分鉱物として燐灰石・不透明鉱物・ジルコン・緑れん石を伴う。石英とカリ長石はしばしば微文象構造を呈する。

VI. 2. 3 法用石英閃緑岩のK-Ar年代

法用石英閃緑岩の模式地である榎峠の細粒岩相について, カリ長石を用いてK-Ar年代を測定した。試料 [GSJ R48749] は石英モンゾ閃緑岩(第52図)で, $79.4 \pm 4.0 \text{ Ma}$ のK-Ar年代を得た(第4表)。

第4表 法用石英閃緑岩中のカリ長石のK-Ar年代

試料番号	岩石名	鉱物	K (%)	$^{40}\text{Ar rad}$ (10^{-5}mlSTP/g)	$^{40}\text{Ar rad}$ (%)	年代 (Ma)
GSJ R48749	石英モンゾ閃緑岩	カリ長石	6.49	2.04	81.3	79.4 ± 4.0
			6.51	2.08	83.2	

$^{40}\text{K}\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$, $^{40}\text{K}\lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$, $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}\text{atm}\%$
測定: Teledyne Isotopes社

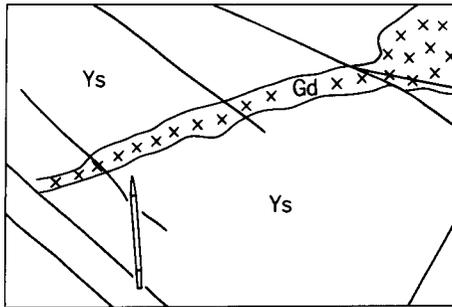
VI. 3 その他の小岩体

法用石英閃緑岩以外的小岩体には花崗閃緑岩と石英閃緑岩が認められる。

VI. 3. 1 花崗閃緑岩 (Gd)

花崗閃緑岩は, 福知山市街北方烏ヶ岳付近, 牧川左岸の下小田東方及び夜久野町今西中北方に分布する。

烏ヶ岳付近の岩体は, 泉谷から北に入る林道奥で代表的岩相が観察でき, 細-中粒, 等粒状, 優白質であるが, 岩体北部は斑状である。岩体周辺約500mに熱変成作用を与えている。なお, この南東約1kmの地点にも花崗閃緑岩の小露出があり, 熱変成を受けた岩石の分布からみて本岩体の延長であろう。



第54図 花崗閃緑岩の産状(夜久野町今西中)
Gd: 花崗閃緑岩, Ys: 夜久野層群の砂岩

下小田の岩体は段丘堆積物に覆われるため露出は少なく、また熱変成作用の広がりも明らかでない。

今西中の岩体は、夜久野町今西中北方の河床及びそこから西へ延びる沢で確認できる。この花崗閃緑岩は夜久野層群中に貫入し熱変成を与えており、その範囲は約500 m程度である。河床のものは細粒・等粒状であるが、夜久野層群中に小岩脈として貫入するところでは不規則な境界を示し、周縁急冷相が観察される(第54図)。分布範囲は川に沿って60-70 mに及び、夜久野層群の砂岩と複雑に入り乱れて露出する。一方、沢の中の花崗閃緑岩は細-中粒、等粒状である。幅約1 mと3-4 mの花崗閃緑岩の露出が約20 mの距離をおいて産するが、周囲の頁岩との直接の接触部は観察されない。

花崗閃緑岩は主に斜長石・石英・カリ長石からなり、黒雲母を少量含む。また、烏ヶ岳岩体では更に角閃石を伴う。色指数10-13である。このほか、不透明鉱物・スフェン・燐灰石を伴う。斜長石は自形-半自形で、比較的均質な核部(アンデシン)と累帯構造が顕著な縁部(オリゴクレス)からなる。黒雲母は褐色、角閃石は黄褐色-褐色で、ともに大部分が緑泥石に変質している。石英には粒状と粒間充填状のものがある。烏ヶ岳岩体北部の斑状を呈するものでは、斜長石及び角閃石の粗粒結晶(最大5mm)を

含む。

なお、下小田及び今西中の花崗閃緑岩は、北隣の大江山図幅地域に主要な岩体が露出し雲原花崗岩と呼ばれ、舞鶴層群・夜久野層群に広く熱変成を与えている（猪木・黒田，1965）。

VI. 3. 2 石英閃緑岩 (Qd)

石英閃緑岩は、夜久野千原及び青垣町東芦田北西方に分布する。

千原の石英閃緑岩は小規模に分布し、中粒、やや優白質で、風化が激しい。岩体が小さいため、周囲への熱的影響は顕著ではない。

東芦田の石英閃緑岩は東芦田北西方の沢の中に分布し、地表の分布は約100-150 mの規模と推定した。周囲の岩石は丹波帯Ⅱ型地層群三俣コンプレックスの砂岩及び頁岩である。花崗閃緑岩体と直接接する砂岩・頁岩の露頭はないが、約150 m離れた頁岩がホルンフェルスになっている。

石英閃緑岩は主に斜長石と淡褐色-褐色角閃石からなり、石英・カリ長石・単斜輝石・黒雲母・不透明鉱物を少量含む。色指数は25程度である。斜長石は自形性が強く、アンデシソ-オリゴクレスである。単斜輝石は部分的に褐色角閃石に取り巻かれている。単斜輝石・角閃石とも変質が激しく、淡緑色角閃石や緑泥石に置換されている。石英は多くは粒間充填状に産し、カリ長石は単独に産するほか石英と微文象組織を呈している。

VII. 有馬層群

(栗本史雄)

VII. 1 研究史及び概要

西南日本内帯の白亜紀火山岩類は地域により名称が異なり、近畿地方においては東から湖東流紋岩類、有馬層群、生野層群、広峰層群及び相生層群と呼ばれる。

本図幅地域西端部に分布する火山岩類は、西隣但馬竹田図幅地域（広川ほか，1954）の変質安山岩及び流紋岩の東方延長で、兵庫県（1961）による17万分の1兵庫県地質鉱産図では生野層群とされた。また、岸田・弘原海（1967）による生野町周辺の生野層群の東方延長に相当する。

その後、猪木（1981）は20万分の1地質図「姫路」において、上述の生野層群を相生層群として一括した。田中ほか（1982）は50万分の1地質図幅「京都」において本図幅地域周辺の火山岩類を北半部の安山岩と南半部の流紋岩及びデイサイトに区分し、前者は山陰帯、後者は山陽帯・領家帯に属するとした。田結庄ほか（1985）は近畿地方における白亜紀-古第三紀の火成活動をまとめたが、それによると本図幅地域の火山岩類は有馬層群と生野層群のそれぞれの主要分布範囲の境界付近に当たる。

最近、吉田・河田（1987）は、兵庫県東部の篠山・三田間における有馬層群の層序と岩相の特徴を報告し、そのなかで本図幅地域南西端部を含む加古川上流域及び西脇市周辺の生野層群の延長部を有馬層

第5表 本地域の有馬層群区分と従来の研究との対応

5万分の1地質図 「但馬竹田」 (広川ほか, 1954)	17万分の1 「兵庫県地質鉱産図」 (兵庫県, 1961)	20万分の1地質図 「姫路」 (楮木, 1981)	50万分の1地質図 「京都」 (田中ほか, 1982)	20万分の1地質図 「京都及大阪」 (河田ほか, 1987)	篠山・三田間の地域 (吉田・河田, 1987)	5万分の1地質図 「三田」 (尾崎・松浦, 1988)	本報告 (栗本・牧本, 1990)
流紋岩	生野 層群 流紋岩及び その凝灰岩層	相生 層群 流紋岩・ デイサイト溶岩 及び火砕岩類	山陽 帯 流紋岩及び デイサイト	有馬 層群 流紋岩・流紋 デイサイト溶 結凝灰岩及び 凝灰岩など	有馬 層群 鳴川軽石凝灰岩	有馬 層群 鳴川層	有馬 層群 ユニット4 ユニット3 ユニット2 ユニット1
変質安山岩	安山岩及び その凝灰岩層	安山岩溶岩 及び火砕岩類	安山岩	普通輝石安山岩			

群として扱った。また、河田ほか（1986）の20万分の1地質図幅「京都及大阪」でも有馬層群として示された。尾崎・松浦（1988）は、吉田・河田（1987）の報告地域のうち三田図幅地域の有馬層群の層序・構造について報告した。

有馬層群は、本図幅地域西端部の氷上郡青垣町及び氷上町に分布する。青垣町中佐治から梨木峠にかけての有馬層群は、夜久野コンプレックスの斑れい岩ユニット・超丹波帯の榎原層を不整合に覆う。中佐治より南方で安全山西方の同層群は丹波帯の地層群を不整合に覆い、一部では断層で接する。この有馬層群は、地形的高所を占め、西隣の但馬竹田図幅地域に広く連続する。また、本図幅地域南西端の同層群は、北側の丹波層群と断層関係で接し、南隣の篠山図幅及び西隣の但馬竹田図幅地域に広い分布を占める有馬層群に連続する。

本図幅地域の有馬層群は下位の安山岩から上位の流紋岩への一連の層序を持ち、本報告では岩相に基づいて下位よりユニット1, 2, 3, 4に区分した。ユニット1は主として安山岩凝灰岩、ユニット2は安山岩凝灰間岩及び溶岩、ユニット3は流紋岩溶岩、ユニット4は流紋岩凝灰岩から構成される。下位のものほど北に分布し、最下位のユニット1は梨木峠西方の2か所において狭い範囲に分布するのみである。また、南西端の^{おさの}長野周辺の有馬層群は流紋岩溶結凝灰岩から構成され、これをユニット5と呼ぶ。従来の研究報告との対応を第5表に示す。

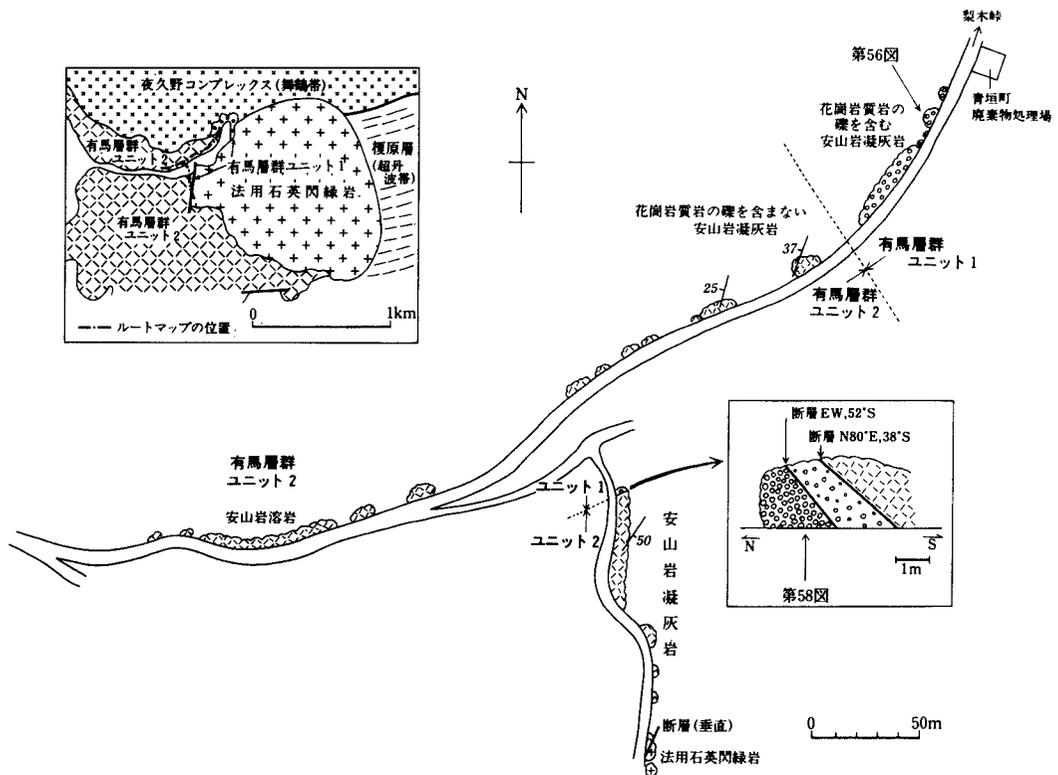
VII. 2 層序・岩相及び地質構造

ユニット1 (A₁)

ユニット1は本地域の有馬層群の最下位に位置し、梨木峠南西方の2か所に分布するのみである。ユニット1と上位に重なるユニット2のルートマップを第55図に示す。

本ユニットは安山岩凝灰岩から構成され、礫岩を伴う。梨木峠から西方に下る道路沿いと、この道路の分岐から南へ延びる林道沿いの2か所に分布する。

まず、道路沿いのものは分布幅約50mで、地質構造が不明のため正確な層序は不明であるが、上位に重なるユニット2の走向及び傾斜から判断して厚さ10m以下である。この凝灰岩は礫を多く含み、礫種構成は花崗岩質岩、流紋岩、泥岩などからなる。礫は円礫から角礫まで種々のものがある。花崗岩質岩の礫



第55図 青垣町梨木峠西方における有馬層群のルートマップ

は亜角-亜円礫であり、最大径20cmで径2-3cmのものが目立つ。鏡下の観察では、細粒の石英閃緑岩で、有色鉱物の変質が著しく黒雲母のみを確認できる。花崗岩質岩の礫の産状を第56図に、顕微鏡写真を第57図に示した。また、鉱物組成は第52図(第VI章)に示した。流紋岩礫は一般には径数cmから30cmであり、径1m及び2mのものが各1個含まれる。ほかに径1cm以下の礫が多く含まれ、それらの岩石種は不明である。上位のユニット2の安山岩溶岩及び凝灰岩との直接の関係は観察されない。

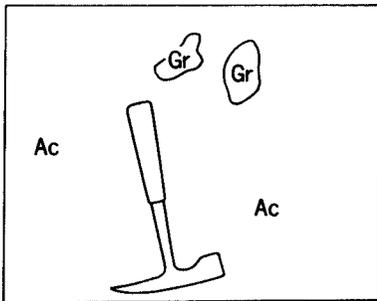
南へ延びる林道沿いの本凝灰岩は厚さ約2.5mで、礫の密集した部分(礫岩)とまばらの部分からなり、両者は断層関係にある(第55図のスケッチ)。礫の密集した部分(第58図)の礫種構成はチャート・砂岩・珪質泥岩(凝灰質?)・火成岩などで、チャートと砂岩が多い。最大の礫は30×15cmの砂岩礫である。基質は極めて少ない。礫のまばらな部分の礫種構成は密集部分と共通している。

ユニット2 (A₂)

ユニット2は青垣町中佐治から梨木峠、佐治北方及び西芦田の倉町川流域に分布する。

ユニット1の上に重なり、観察された直接の接触部は断層である(第55図のスケッチ参照)が、断層面の走向・傾斜と本ユニットの地質構造が調和的であることから、基本的に整合関係にあると判断した。

中佐治から梨木峠の本ユニットは、下部の安山岩凝灰岩と上部の安山岩溶岩に富む部分から構成される。青垣町廃棄物処理場前の道路沿いの安山岩凝灰岩は同質の角礫を多く含み、花崗岩質岩の礫を含ま



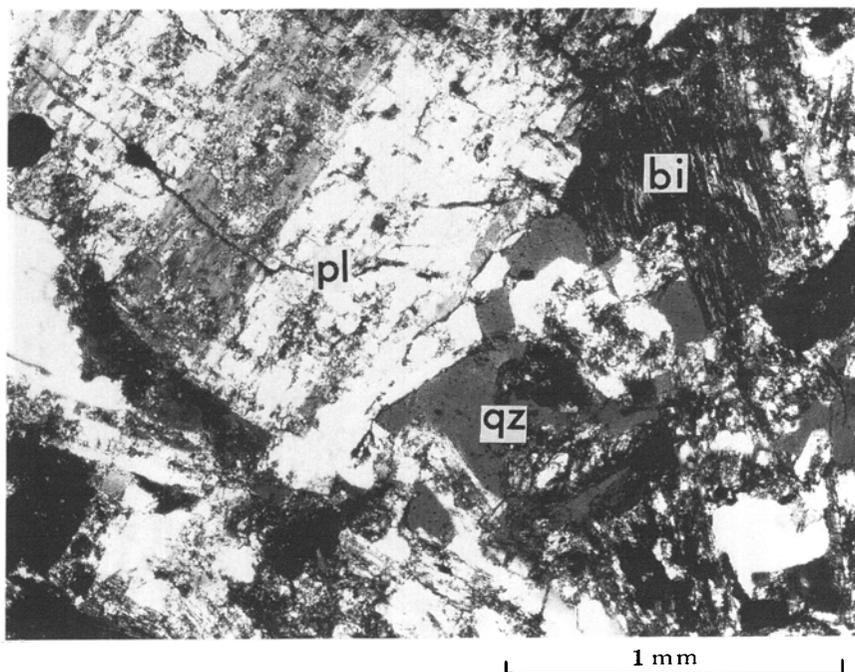
第56図 有馬層群のユニット1に含まれる花崗岩質岩の礫の産状(青垣町梨木峠西方)
Ac:安山岩凝灰岩, Gr:花崗岩質岩, 第55図のルートマップ参照

含まない。また、道路の分岐から南に延びる林道沿いでは、安山岩凝灰岩はチャート・砂岩・泥岩などの礫を含むことがあり、礫は最大1×3cmで、一般には1cm以下の角礫である。南(上位)へいくに従い、礫は少なくなる傾向にある。一方、上部の安山岩溶岩は梨木峠から西方に下る道路沿いの西半分(第55図)及び道路南側の山地部分に分布し、安山岩凝灰岩や凝灰角礫岩を伴う。安山岩溶岩には自破碎構造を示すものがある。

佐治北方の本ユニットは安山岩溶岩から構成され、丹波帯Ⅱ型地層群の上に重なる。

西芦田の倉町川流域の安山岩溶結凝灰岩は、結晶片が少なく軽石や同質の岩片を含む。倉町川流域の高度の高いところには安山岩溶岩が分布する。

ユニット3 (A₃)



第57図 有馬層群のユニット1に含まれる石英閃緑岩礫の顕微鏡写真
 有色鉱物が変質した石英閃緑岩 [GSJ R48750].
 bi: 黒雲母, pl: 斜長石, qz: 石英



第58図 有馬層群ユニット1の主としてチャートと砂岩の礫から構成される礫岩 (青垣町梨木峠西方)
 第55図のルートマップ参照

ユニット3は倉町川流域に分布し、ユニット2の上に整合に重なる。

本ユニットは主として流紋岩溶岩から構成され、灰白色を呈し、露頭において流理構造や球顆構造が観察される（第59図）。

鏡下の観察では、流理構造又は球顆構造（第60図）を示し、一部に自破碎構造を示すものがある。斑晶としてカリ長石・石英・斜長石を含む。カリ長石及び斜長石は粘土化している。石基はガラス・カリ長石・石英からなるが、変質して粗粒な石英の集合体になっていることがある。また、一部では石基中に絹雲母が生じている。

ユニット4 (A₄)

ユニット4は安全山北西方に分布し、ユニット3の上に重なるもので、本図幅地域の有馬層群のうち最上位を占める。また、狭い範囲ではあるが、中佐治南東方ではユニット3を欠いてユニット2の上位に重なる。丹波層群とは不整合又は断層で接する。

本ユニットと丹波層群 I 型地層群（黒井コンプレックス）の関係を示すルートマップを第61図に示す。この図は氷上町御油西方の延長約60m林道沿いで作成したものであり、両者が複雑に露出する。ルートの北半部は黒井コンプレックスの頁岩を主体とし、チャートを伴う。チャートは数mの規模で露出する場合と、頁岩中のレンズとして出現する場合がある。ルート南半部には黒井コンプレックスの頁岩・砂岩・チャート礫岩と有馬層群が分布する。このルートの有馬層群は流紋岩凝灰岩及び流紋岩溶岩から構成され、安山岩溶岩・凝灰岩を伴う。黒井コンプレックスと有馬層群は断層関係にあり、断層面はルートに沿って凹凸が激しく、1本の線で単純に追跡することはできないが、ほぼ林道に沿った北東-南西方向の垂直な断層であると判断した。

ユニット4は主として流紋岩凝灰岩から構成され、流紋岩溶岩及び溶結凝灰岩を伴う。

流紋岩凝灰岩は灰白色を呈し、石質岩片及び本質岩片を多く含み、一般に結晶片は少ない。石質岩片はチャート・頁岩・砂岩・玄武岩などから構成され、最大3cmに及ぶ。石質岩片に富む流紋岩凝灰岩の顕微鏡写真を第62図に示す。

本凝灰岩中には分布幅5mにわたって頁岩及び砂岩が露出する（第63図）。これらの堆積岩のうち北側のものは、安山岩凝灰岩との境界と直交する方向の走向を有し、傾斜は90°である。一方、南側の頁岩と接するのは堆積岩の岩片からなる堆積物であり、その約5m南方には自破碎構造を示す安山岩溶岩が分布する。周囲に広く分布する流紋岩凝灰岩とこの頁岩及び砂岩の関係は直接知ることはできないが、凝灰岩中のブロックと考える。

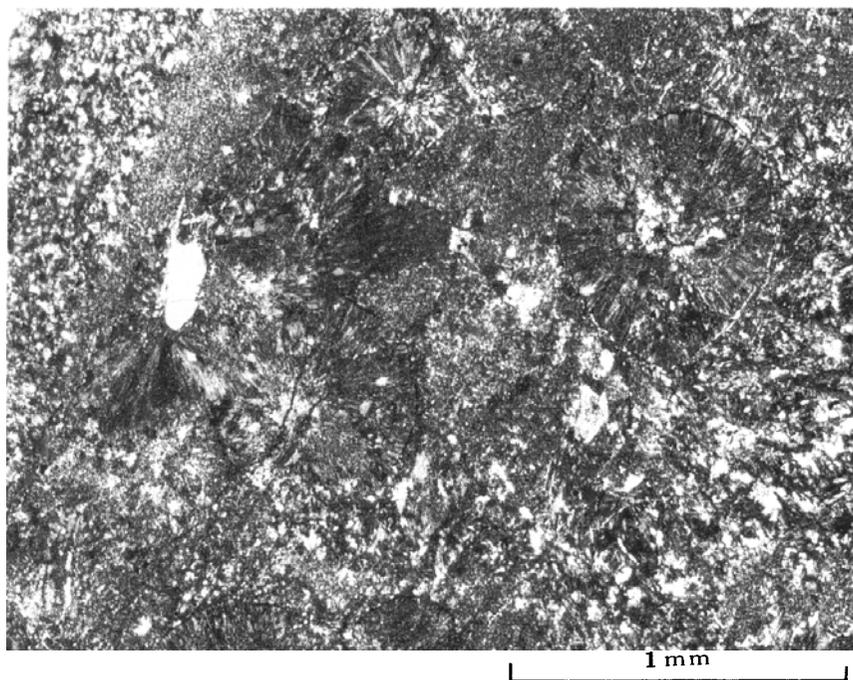
ユニット5 (A₅)

本ユニット5は、本図幅地域南西端の長野周辺に分布し、北側の丹波帯 II 型地層群と断層で接するか、または両者の間に花崗斑岩の岩脈が貫入する。本ユニットは、吉田・河田（1987）の鴨川軽石凝灰岩に含まれる。本溶結凝灰岩は前述のユニット3あるいはユニット4に相当すると考えるが、本図幅地域内に限れば直接の関係は不明であるので、ここでは一応区別して取り扱う。

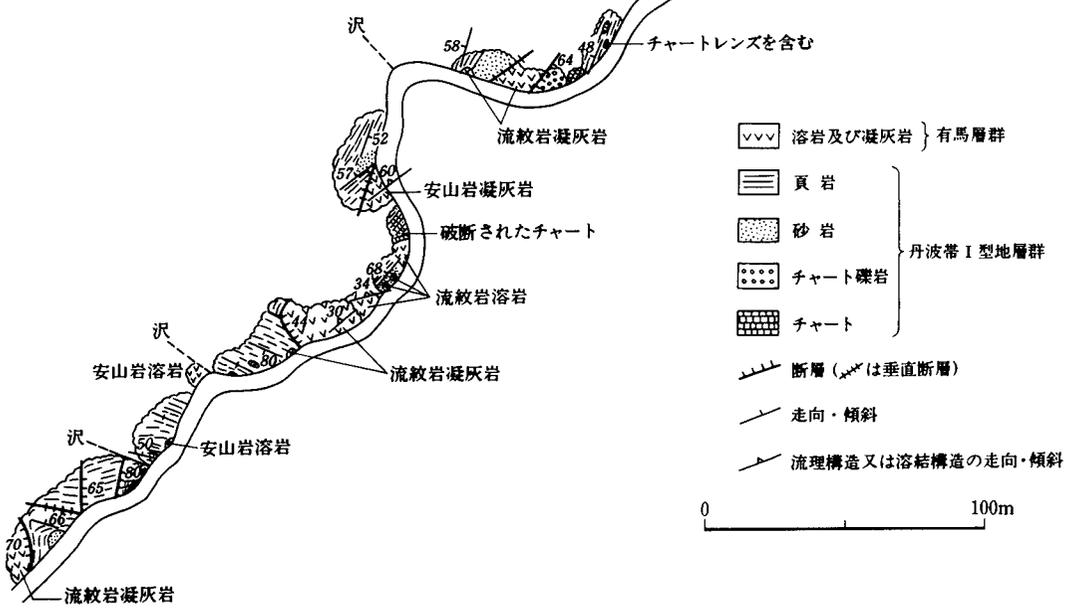
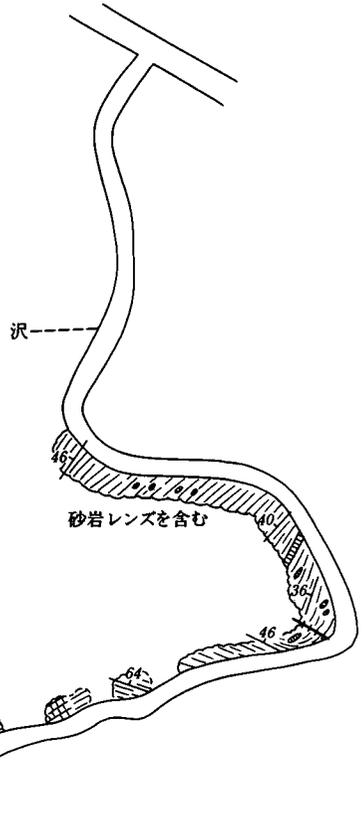
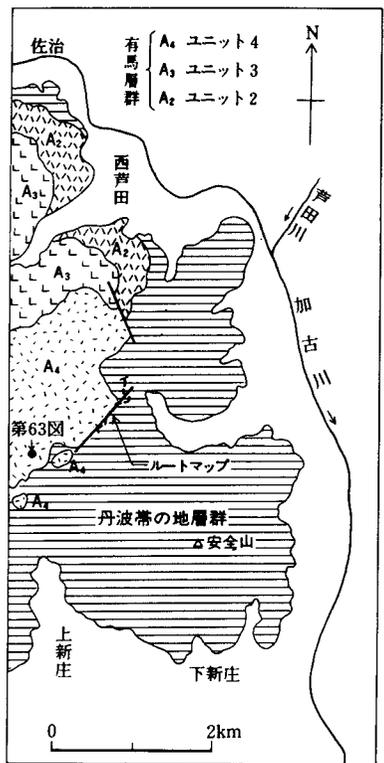
本ユニットは主として流紋岩溶結凝灰岩から構成され、一般に灰白色ないし黒灰色を呈する。本質レンズ、結晶片及び岩片の配列による構造が認められることがあり、本質レンズは最大2cmに達する。結晶片と岩片の量比は様々であり、両者共に多い場合あるいは少ない場合もある。結晶片に富む凝灰岩は



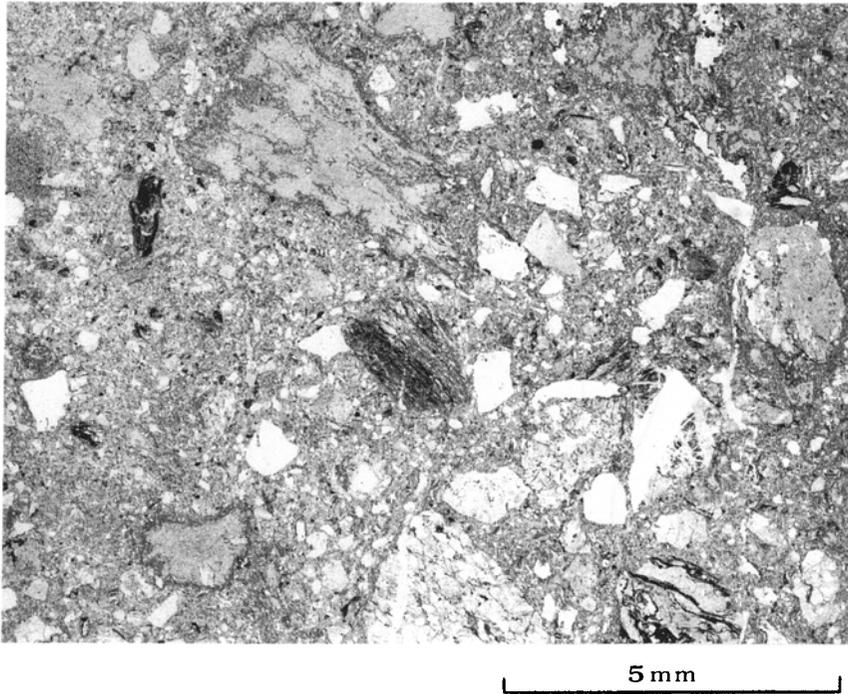
第59図 有馬層群ユニット3の流紋岩溶岩に見られる流理構造（青垣町西芦田西方、高度約400m）



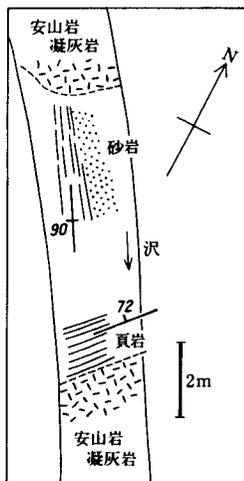
第60図 有馬層群ユニット3の流紋岩溶岩の顕微鏡写真
球顆構造が顕著に観察される流紋岩溶岩 [GSJ R48751]



第61図 有馬層群ユニット4と丹波帯I型地層群のルートマップ

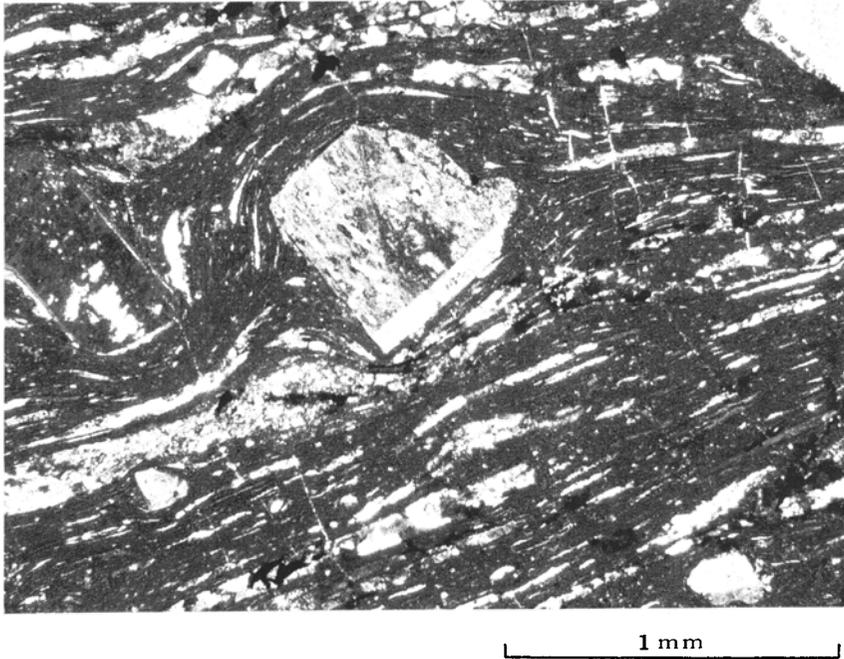


第62図 有馬層群ユニット4の流紋岩凝灰岩の顕微鏡写真
石質岩片に富む流紋岩凝灰岩 [GS] R48752]



第63図 有馬層群ユニット4に含まれる砂岩・頁岩のブロック (水上町安全山北西方、高度約420m)
第61図の位置図を参照

1-5mm程度の石英や2-3mmのカリ長石及び斜長石を含む。鏡下の観察では、一部では溶結しているのが認められる。軽石は脱ガラス化し、主に石英から構成される微細な結晶で充填され、有色鉱物として少量の緑泥石化した角閃石や、緑れん石が観察される。本凝灰岩のうち、斑晶及び岩片の少ない溶結凝灰岩を第64図に示す。



第64図 有馬層群ユニット5の流紋岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真
 ユークシステック組織を示す流紋岩溶結凝灰岩 [GS] R48753]。斑晶・岩片は少なく、軽石は脱ガラス化石英で充填されている

法用石英閃緑岩との関係

本図幅地域における有馬層群と法用石英閃緑岩との直接の関係は確認していないが、両者の関係を考察するうえでの要点を以下に整理する。

①法用石英閃緑岩の分布は、超丹波帯や舞鶴帯の地質体と接する東-北側の部分では滑らかな境界で、急傾斜した貫入面を示唆している。一方、西-南側の有馬層群とは入り組んだ境界を示し、両者の境界が低角度であることを示している。

②法用石英閃緑岩と接する有馬層群ユニット1及びユニット2の岩石を鏡下で観察した結果では、法用石英閃緑岩により熱変成を受けた形跡は確認できない。

③本図幅地域の有馬層群のK-Ar年代は得られていないが、三田図幅地域及びその周辺の有馬層群については尾崎・松浦（1988）により資料が整理され、その放射年代は70-73 Maである。一方、法用石英閃緑岩のカリ長石K-Ar年代値は 79.4 ± 4.0 Maである。

以上のことから、本図幅地域の有馬層群は法用石英閃緑岩より若い地質年代のものであり、有馬層群が法用石英閃緑岩を不整合に覆っている可能性が指摘できる。

なお、本報告では有馬層群として扱ったが、本図幅地域北西方の丹波山地周辺には古第三紀の火山岩類（矢田川層群）が分布し、これとの関係が今後の問題である。

地質構造

本図幅地域の有馬層群は、溶結凝灰岩に含まれる軽石の延びの方向や溶岩の流理構造に基づき、北方

に下位の安山岩が分布し、南に行くほど上位の流紋岩が分布する構造を持つ（地質図参照）。分布地域の縁辺部では30-45°で傾斜するが、中央部では傾斜は緩く、ほぼ水平である。同層群は基本的には丹波帯や超丹波帯の地層を不整合に覆って高所に分布し、一部では断層で接する場合もある。

VIII. 岩 脈

(栗本史雄)

本図幅地域の岩脈類には、中性岩脈と珪長質岩脈がある。前者は閃緑岩・安山岩からなり、後者は石英斑岩・花崗斑岩・花崗岩・流紋岩から構成される。これらの多くは丹波帯あるいは有馬層群の分布地域において確認される。閃緑岩はほぼ水平方向に岩床状に貫入し、その他の岩脈は垂直に貫入している。

VIII. 1 中 性 岩 脈 (I)

閃緑岩は青垣町中佐治に分布し、有馬層群に岩床状に貫入している。野外では安山岩凝灰岩の上に幅1.5 mの閃緑岩が載り、両者の接触面はN36° E, 20° S Eである。岩脈は暗灰色を呈し、垂直な節理が発達する。鏡下の観察では、斜長石を主体とし、黒雲母（緑泥石化）及び角閃石（方解石化）を伴う極細粒の閃緑岩である。

安山岩は福知山市談、青垣町穴裏峠南方及び福知山市市ノ貝西方の3か所に分布する。

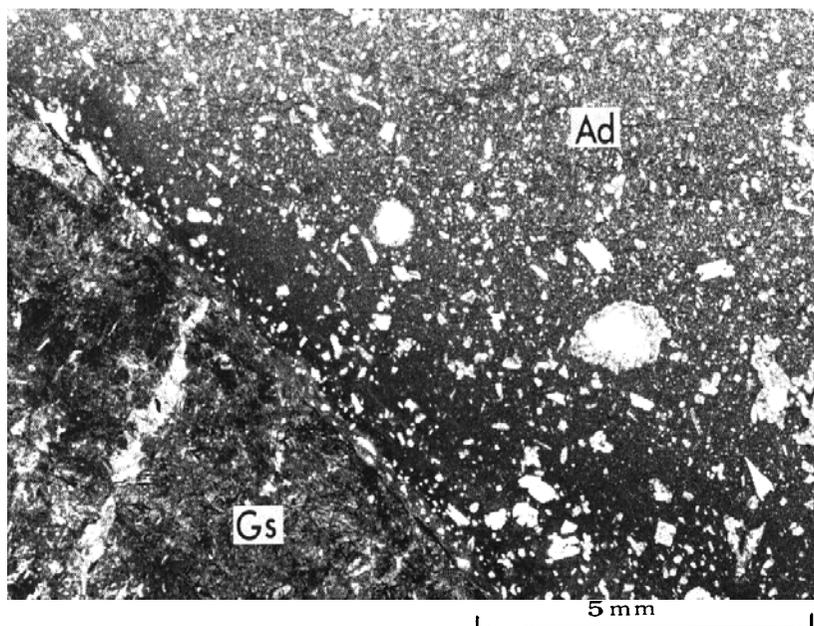
談の安山岩は約1.5 mの幅で超丹波帯榎原層の頁岩に貫入し、その貫入面の方向はN10° E、垂直である。この付近の榎原層は法用石英閃緑岩によりホルンフェルス化を受けている。鏡下の観察では、岩脈の周縁部は斜長石の斑晶を含む斑状組織を示し、中心部では斑晶と石基の区別がつきにくく完晶質になる。

穴裏峠南方の安山岩は、丹波帯Ⅱ型地層群（三俣コンプレックス）の緑色岩類中に約3 mの幅で、ほぼ東西方向に貫入し（第37図参照）、周縁急冷相が観察される。鏡下の観察では、安山岩は斜長石・普通角閃石の斑晶を含む斑状組織を示し、緑色岩類と接する周縁部では細粒の斜長石・石英・有色鉱物から構成される。緑色岩類と安山岩の接触部の顕微鏡写真を第65図に示す。

市ノ貝西方の安山岩は、超丹波帯との境界近くの三俣コンプレックスの頁岩中に幅30 cmで貫入し、その方向は周囲の地質構造にほぼ平行する南北性である。鏡下の観察では、斑晶・石基ともに短冊状の斜長石から構成される。

VIII. 2 珪 長 質 岩 脈 (A)

石英斑岩は青垣町沢野北方、中佐治東方、市島町東勅使及び永郷池に分布する。



第65図 丹波帯緑色岩類に貫入する安山岩岩脈 [GSJ R48754] の顕微鏡写真
 (福知山市と氷上郡青垣町との境界に当たる穴裏峠南方)
 Ad: 安山岩, Gs: 緑色岩類
 第36図のルートマップを参照

沢野北方では2本の石英斑岩の岩脈がほぼ南北方向に貫入している。これらのうち、東側のものは幅約30mで、超丹波帯高津層の砂岩・頁岩との境界面はN30°E、垂直である。野外では、白色に風化し、一部では粘土化している。

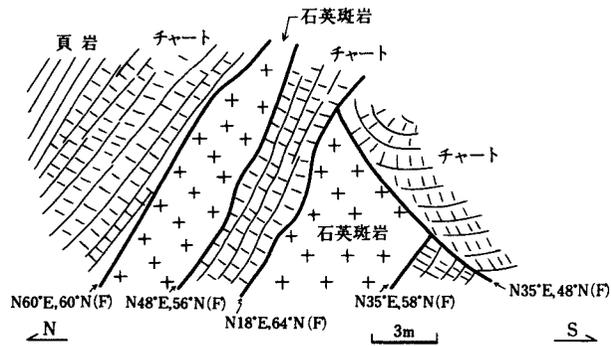
中佐治東方の石英斑岩は榎峠から中佐治に至る道路沿いで観察され、幅約20mである。この地点から北東に延びる沢の中でも同様の石英斑岩が存在し、同一の岩脈とみなすことができる。その延びの方向は北東-南西方向で有馬層群に貫入している。

東勅使の石英斑岩は丹波帯三俣コンプレックスのチャート中に北東-南西方向に貫入しており、そのスケッチを第66図に示す。

鏡下の観察では、以上の石英斑岩は、径1-2mmの石英・長石の斑晶を含み、石基は微細な石英及び長石から構成される。

花崗斑岩は氷上町長野において観察され、丹波帯三俣コンプレックスの頁岩と有馬層群の間に貫入している。野外では流紋岩溶結凝灰岩と接し、貫入面はN85°Eの走向で、南に80°傾斜し、ややすべっている。頁岩との接触面は確認されず、分布幅は不明である。鏡下の観察では、石英・カリ長石・黒雲母の斑晶と、石英・長石の集合体である石基とから構成される。

花崗岩は氷上町氷上において丹波帯黒井コンプレックスの頁岩に幅10mにわたって貫入し、その接触面はN32°Wの走向で、南に50°傾斜する。細粒の花崗岩で、一部はアプライトである。鏡下では、花崗岩は主として石英・長石・黒雲母・角閃石からなる細粒完晶質な組織をもつ。



第66図 丹波帯II型地層群に貫入する石英斑岩の岩脈 (市島町東勅使) F:断層

流紋岩は青垣町中佐治西方の道路沿いに露出し、周囲には有馬層群の安山岩凝灰岩及び溶岩が分布するが、直接の貫入関係は不明である。

IX. 新生界

(栗本史雄)

IX. 1 研究史及び概要

本図幅地域の新生界は、第四紀の河成段丘堆積物及び沖積層からなる。

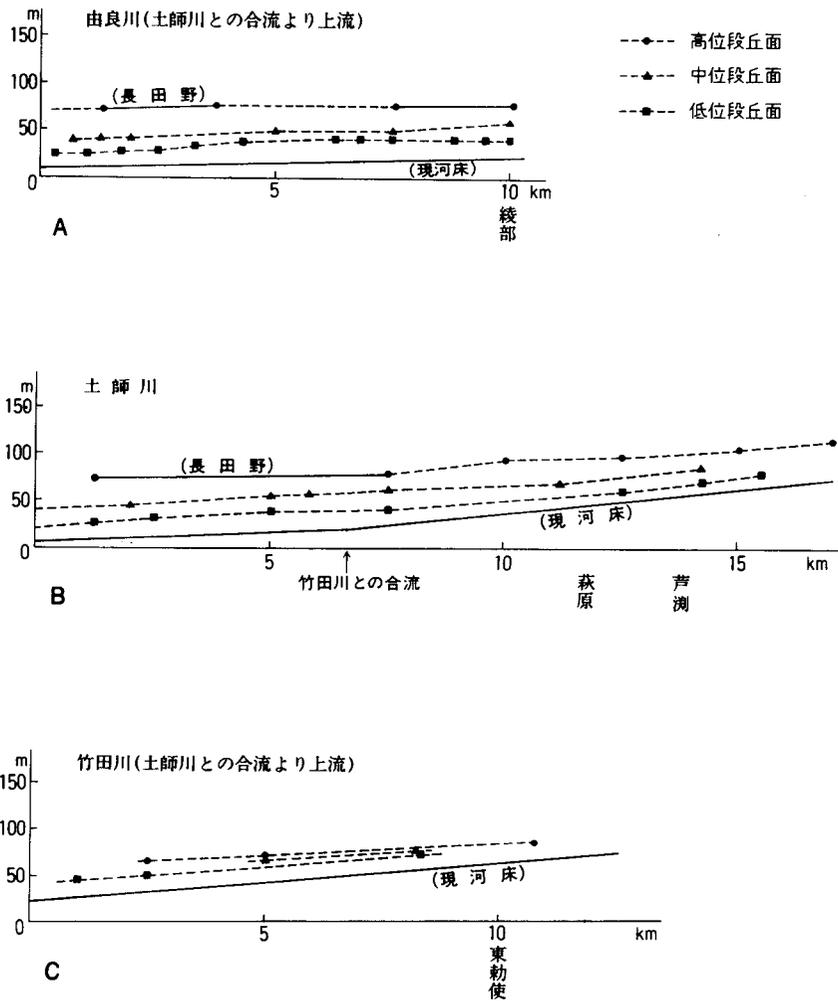
河成段丘は由良川・竹田川・土師川・牧川などに沿って発達する。

本図幅地域の段丘に関しては次の研究がある。水山(1964)は、丹波山地の河成段丘について報告し、1面、2面、3面に3分した。

岡田・高橋(1969)は、由良川及び加古川流域の河成段丘の調査に基づいて、本図幅地域内の段丘面を長田野面(高位段丘)・南陵面(中位段丘)・堀面(低位段丘)・猪崎面(最低位段丘)と命名し、特に由良川の流路変更に関する地形発達を述べた。そのなかで、長田野面を構成する地層を長田野層と呼んだ。

福岡・藤田(1986)は、本図幅地域の高位段丘堆積物を福知山累層と命名し、層序・火山灰・植物化石・古地磁気に関する検討を行った。そして、植物化石と古地磁気の資料に基づいて、同累層を大阪層群Ma4より上位、すなわち大阪層群上部に対比した。

植村(1988)は、本図幅地域東方の丹波高地南西部において、段丘面をH・M1・M2・L1・L2・L3の6面に区分し、挟在する広域テフラに基づいて段丘面の対比と編年を行った。更に、植村(1989)は、本図幅地域の長田野面に連続する綾部図幅地域の味方面最上部から大山松江軽石(DMP, 約11万年前)を発見し、また長田野西端の南陵面(中位段丘)には大山生竹軽石(DNP, 約6.8万年前)が挟まれていることを報告した。そして、長田野面及び味方面の離水期は10-11万年前と考えた。



第67図 由良川・土師川・竹田川に沿う段丘面の縦断面

本報告では、河成段丘を高位・中位・低位の3段に区分した。由良川・土師川・竹田川に沿う段丘面の縦断面を第67図に示す。

高位段丘は、羽合・長田野町・猪崎を中心とする福知山盆地に広く分布し、その他に由良川・土師川・竹田川・牧川に沿って発達する。長田野地域では堆積面がよく保存されているが、その他の地域では著しく開析されている。高位段丘堆積物は礫・砂・泥から構成され、層厚は50 mを超える。

中・低位段丘は高位段丘の周辺に分布し、礫と砂から構成される。

以上の段丘は由良川水系の河川沿いに発達するが、本図幅地域西端を流れる加古川流域にはわずかに低位段丘が存在するのみで、段丘の発達は悪い。

沖積層は現在の河谷に発達する堆積物で、礫・砂・泥から構成される。福知山盆地において広く分布

し、各河川に沿っても連続的に分布する。

IX. 2 高位段丘堆積物 (th)

高位段丘堆積物は、福知山盆地において認められる標高70-80 m(羽合地域では60 m)の平坦面、及び、かつてはこれに連続する平坦面が存在したと判断できる段丘で、主に由良川水系に発達している。地表付近に赤色風化殻が発達し、堆積物中の礫が著しく風化している特徴を持ち、近畿各地に分布する高位段丘に対比される。

高位段丘を構成する堆積物は地域によってその特徴を異にする。すなわち、福知山盆地西半部の羽合地域では細礫・砂・泥から構成され、盆地東半部の長田野地域では厚い礫層が発達する。一方、由良川北側の猪崎や和久川流域などの盆地縁辺部では、山麓から本流に向かって発達する扇状地堆積物として分布する。福知山盆地以外の河川に沿う高位段丘も、盆地縁辺部と同様に扇状地の形態を示す。

本報告では、便宜上、羽合地域・長田野地域・盆地縁辺部・河川流域の4地域に分けて記述する。羽合・長田野・盆地縁辺部の高位段丘については、福間・藤田(1986)が福知山累層と命名し、詳細に報告している。今回の野外調査の結果は大局的には彼らの報告と一致するので、本報告では福間・藤田(1986)に従い簡略に記述する。ただし、開発に伴う新しい露頭の出現がある場合は追記する。

羽合地域

高位段丘面の標高は60 mであり、著しく開析されている。福間・藤田(1986)はこの地域の高位段丘堆積物を福知山累層の模式地とし、礫→砂→粘土への周期的変化に基づいて以下のように5つの部層に区分した。

最上部層：厚さ4-6 mで、赤色の泥とその下位の砂礫層からなる。

上部層：厚さ4-8 mで、細礫・砂・粘土の互層からなる。軽石質の火山灰(FK-1)を含む。

中部層：厚さ7-9 mで、細礫・砂・粘土の互層からなる。火山灰(FK-2)を挟む。暖温帯から冷温帯の気候を示す植物遺体を含む。

下部層：厚さ7-8 mで、細礫・砂・粘土の互層からなる。暖温帯から亜熱帯の植物遺体を含む。

最下部層：礫・砂・粘土から構成される。なお、厚地区の最下部層には火山灰(FK-3)が挟まれる。

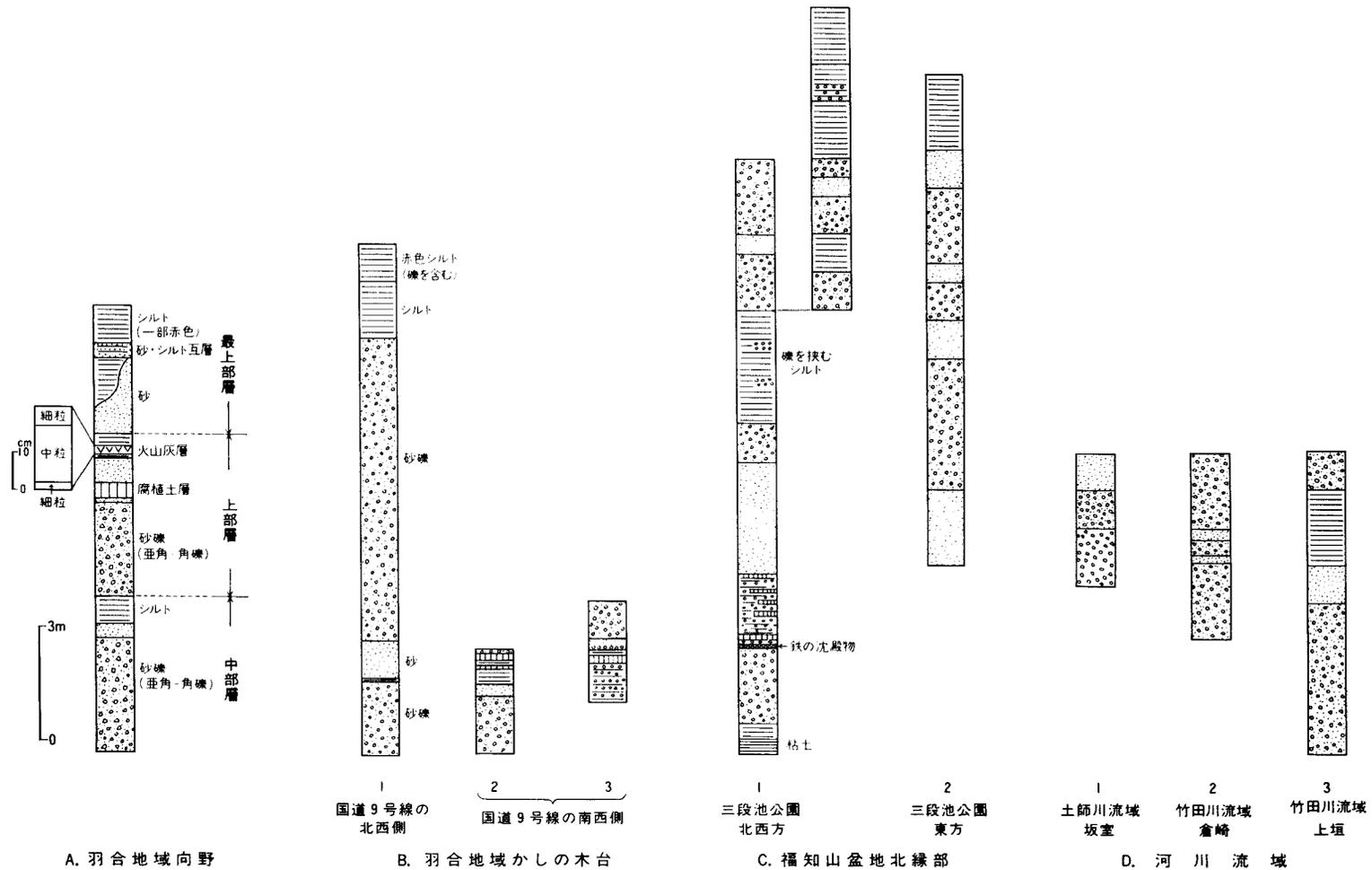
第68図A及び第69図に向野^{むかいの}における地質柱状図及び露頭写真を示す。これらは福間・藤田(1986)のM-1のすぐ北側に位置し、中部-最上部層に相当する。第69図の露頭は中部-上部層に当たる。福間・藤田(1986)のFK-1火山灰層に相当する厚さ20cmの火山灰層が挟まれている。

第68図Bに由良川と牧川合流地点の南西方向にあるかしの木台の地質柱状図を示す。これらは福間・藤田(1986)のS-1周辺に当たる。粘土質シルトには腐植土層が挟まれる。礫は亜角礫で、淘汰が悪い。

長田野地域

段丘面の標高70-80 mで、現河床との比高は60-70 m程度である。羽合地域と比較して、10-20 m程度標高が高い。厚い礫層を主体とし、最上位に赤色のシルトないし粘土が分布する。

福間・藤田(1986)は、長田野地域の高位段丘堆積物を礫種構成に基づいて2分した。下位の礫層は主として斑れい岩・花崗閃緑岩の大-中礫から構成され、砂岩・泥岩の礫も含む。上位の礫層は主として



第68図 高位段丘堆積物の地質柱状図

A: 羽合地域向野 福間・藤田(1986)によるM-1のすぐ北側の地点。最上部・上部・中部層は福間・藤田(1986)の区分に対応する。B: 羽合地域かしの木台 福間・藤田(1986)のS-1周辺に当たる。C: 福知山盆地北縁部 1, 福間・藤田(1986)のI-2の西方, 2, 福間・藤田(1986)のI-3, D: 河川流域



第69図 羽合地域向野における高位段丘堆積物の露頭写真（福知山市向野）
第68図Aの中部-上部層に当たる

砂岩・泥岩の大-中礫から構成され、基質は中-細粒砂である。羽合地域で確認された火山灰は存在せず、対比は不可能である。

盆地縁辺部

由良川北側の猪崎での高位段丘は標高50-100 mの山麓扇状地として発達し、シルト・粘土を基質とする礫層とシルト・砂層が互層する。

第68図Cに三段池公園周辺の地質柱状図を示す。これらはそれぞれ福間・藤田（1986）のI-2北西方とI-3に相当する。なお、福間・藤田（1986）は泉谷において火山灰FK-1を発見し、羽合地域との対比を行ったが、今回の調査ではこの火山灰を確認できなかった。

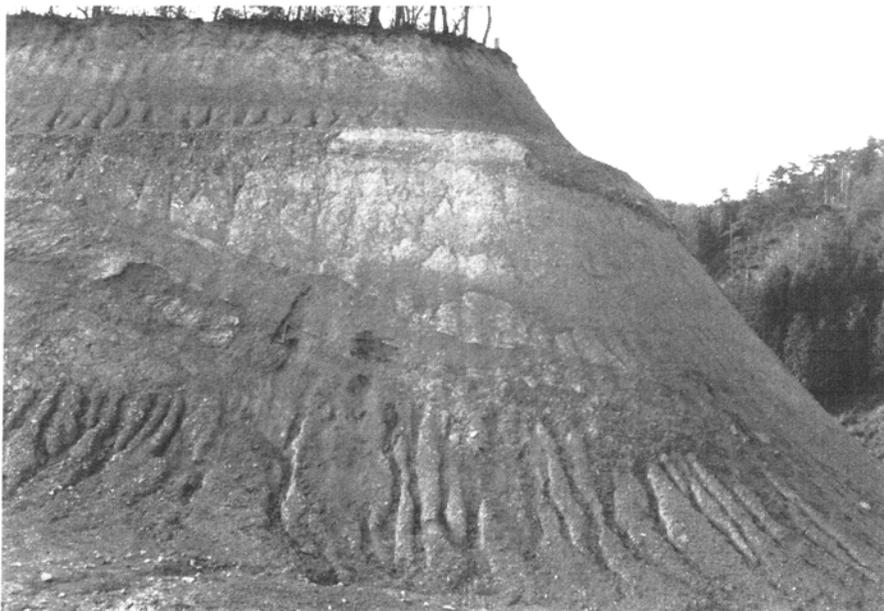
河川に沿う高位段丘

由良川流域の高位段丘は標高75-85 mの範囲に発達し、現河床との比高は60 m前後である（第67図）。

土師川流域の高位段丘は標高95-115 mの範囲に発達し、現河床との比高は40 m程度である（第67図）。層厚は数mで、砂礫層から構成される。第68図Dに坂室における地質柱状図を示す。

竹田川流域の高位段丘は標高65-85 mの範囲に発達し現河床との比高は20-30 mである（第67図）。層厚は10 m以下である。第68図に倉崎及び上垣うえがひにおける地質柱状図を示す。全体として砂礫層を主とし、砂や粘土質シルトを挟む。礫は一般にチャートが多く、垂角礫で淘汰が悪い。

塩津峠北方の国道175号線沿いで、丹波帯三俣コンプレックスの頁岩を不整合に覆う高位段丘堆積物が観察された。第70図にその露頭写真を示す。不整合面は約10-20°傾斜し、高位段丘堆積物は腐植土層を挟む礫層から構成される。



第70図 丹波帯II型地層群を不整合に覆う高位段丘堆積物（福知山市塩津峠北方、国道175号線西側）
ハンマーの位置が不整合面に当たる

竹田川流域では上流（南）へ行くに従い、高位・中位・低位段丘間の比高が小さくなり、それぞれの識別が困難となってくるが、市島町上竹田より上流側に分布する段丘は高位段丘と判断した。

なお、市島町下竹田表の高位段丘上の崖錐堆積物中には町田・新井（1976）の命名による始良T_n火山灰（AT，約2.2万年前）が挟まれる。

牧川流域の高位段丘は標高70-80 mの範囲に発達し、現河床との比高は20-30 m前後である。

地質年代

福岡・藤田（1986）は、植物遺体・花粉化石・自然残留磁気の検討と大阪盆地・東播盆地の資料との比較に基づいて、福知山盆地の高位段丘堆積物（福知山累層）を満池谷累層・明美累層に対比し、中部更新統であるとした。そして、堆積年代の下限は50-60万前、上限は15-20万年前と推定した。

しかし、植村（1989）は長田野面に連続する綾部図幅地域内の味方面堆積物の最上部から町田・新井（1976）が命名した大山松江軽石（DMP，約11万年前）の存在を報告した。この結果に基づくと、長田野面・味方面を形成する高位段丘堆積物の地質年代は更新世後期に及ぶことになる。

IX. 3 中位段丘堆積物（tm）

本図幅地域の中位段丘堆積物は由良川・土師川・竹田川・牧川などに沿って分布し、段丘面と現河床との比高は20-30 m程度である（第67図）。全体として中位段丘堆積物は非常に薄く、福知山市向野及び市寺周辺では中位段丘堆積物が高位段丘堆積物を覆っている状態が認められる。中位段丘は面の保存がよく、あまり開析されていない。

中位段丘堆積物は厚さ1-5 mで、淘汰の悪い亜角礫 - 円礫層から構成される。植村(1989)は長田野西の中位段丘堆積物中に町田・新井(1976)の命名した大山生竹軽石(DNP, 約6.8万年前)が挟まれることを報告した。

IX. 4 低位段丘堆積物 (t1)

低位段丘堆積物は由良川・土師川・竹田川・牧川・和久川などに沿って分布し、加古川の支流である葛野川かどのに沿ってもわずかに分布する。段丘面と現河床の比高は20m以下である。

IX. 5 沖積層 (a)

沖積層は福知山盆地及び各河川に沿って分布する。福知山盆地では厚いが、それ以外では数m程度と薄く、礫・砂・泥から構成される。

X. 応用地質

(栗本史雄)

X. 1 金属鉱床

X. 1. 1 銅・鉛・亜鉛・金・銀鉱床

本図幅地域では、かつて福知山市榎原の榎原鉱山、同市梅谷の梅谷鉱山及び兵庫県氷上郡市島町よとと戸西方の美和鉱山の3ヵ所において、銅・鉛・亜鉛・金・銀が採掘されていたが、現在は全く稼行されていない。

榎原鉱山：明治20-30年の一時期に銅が採掘された。超丹波帯高津層中に胚胎する鉱脈鉱床である。

梅谷鉱山：戦前の一時期に銅・亜鉛が採掘された。舞鶴帯夜久野層群中に胚胎する層状鉱床である。

美和鉱山：銅・鉛・金・銀などが採掘された。丹波帯Ⅱ型地層群のチャート中に胚胎する。

X. 1. 2 層状マンガン鉱床

本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。かつて兵庫県氷上郡青垣町田井縄の宝珠鉱山、同氷上町北油良の北油良鉱山及び永郷池北方の3ヵ所において採掘されたが、現在では全く稼行されていない。

宝珠鉱山：戦後は昭和21-29年に採掘。Ⅱ型地層群の緑色岩類に伴うチャート中に胚胎する。

北油良鉱山：昭和31-34年に採掘。Ⅰ型地層群の層状チャート中に胚胎する。

永郷池北方の鉱山：採掘時期は不明。Ⅱ型地層群の層状チャート中に胚胎する。

これら以外にも、氷上町鴨内及び伊佐口付近に幸世鉱山及び伊佐口鉱山がある(瀧本・石垣, 1973)が、現在では稼行されていない。これらの鉱山は、5万分の1地形図上の正確な位置が不明のため本報告の地質図には示していないが、II型地層群中に胚胎すると推定した。

X. 2 非金属鉱床

X. 2. 1 亜炭

兵庫県氷上群春日町七日市において、かつて亜炭が採掘されたが、その時期は不明である。採掘地点は現在の国道175号線上付近に位置し、沖積層の分布域に相当する。

X. 2. 2 炉材珪石

本図幅地域内の多地点において、炉材珪石が採掘され、一般に耐火用レンガとして利用されていたが、現在ではすべて廃鉱になっている。炉材珪石として採掘されたものは、チャートの角礫と、その間を白色の石英が充填した珪石を指し、チャート角礫の色により赤白珪石又は青白珪石と呼ばれる。

岩生ほか(1951a)によれば丹波帯の炉材珪石鉱床には、東西に並走する2帯の鉱床群が認められ、北から酒梨-川合帯、篠見-小野郷帯と呼ばれる。これらのうち、酒梨-川合帯は本図幅地域に位置し、鉱床の分布・特徴・鉱量などの詳細は岩生ほか(1951b)、岡野・岩生(1951)、武市ほか(1951)及び岩生・岡野(1951)により報告された。それによると、各鉱床は厚さ10m以下のものがほとんどであり、すべて露天掘りで採掘されたが、その後、半数以上は坑道掘りが行われた。

岩生(1962)は、珪石鉱床が緑色岩類と層状チャートの間に存在し、その分布が局所的かつ散在的であることを指摘し、珪酸の供給は海底火山噴出後の酸化状態での熱水によるものと考えた。

本図幅地域の炉材珪石鉱床はすべて丹波帯II型地層群に属し、そのほとんどが三俣コンプレックスの見掛け最下位に位置する緑色岩類・チャートの層準に集中している。

X. 3 砕石

平成元年8月現在、本図幅地域内で稼行中の砕石場は福知山市小野脇付近に数か所あり、いずれも超丹波帯高津層の砂岩層が採掘されている。製品目的は道路用・コンクリート用である。

X. 4 鉱泉

角(1975)の日本温泉・鉱泉一覧には、本図幅地域内において福知山温泉と岩戸温泉の二つの鉱泉が記されている。福知山温泉は天田付近(北緯 $35^{\circ}17'$ 、東経 $135^{\circ}7'$)にあり、段丘堆積物分布域中に位置する。岩戸温泉は宮垣北方(北緯 $35^{\circ}20'$ 、東経 $135^{\circ}1'$)³⁾にあり、舞鶴帯夜久野層群分布域中に位置する。いずれの鉱泉も泉温は 25°C 以下であり、泉質は鉄泉である。現在では両者共に全く利用されていない。

3) 角(1975)に示された地点は、本図幅地域と大江山図幅地域の境界に当たるが、実際には岩戸は大江山図幅地域内に位置する。

文 献

- 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.
- 藤原重彦(1977) 丹波地帯中・南部砂岩中の重鉍物. 本州地向斜内帯総研連絡紙, no.2, p.10-17.
- 福間敏夫・藤田和夫(1986) 福知山盆地の中部更新統. 第四紀研究, vol.24, p.263-281.
- 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.
- ・東郷文雄・神戸信和(1954) 5万分の1地質図幅「但馬竹田」及び同説明書. 地質調査所, 20p.
- 兵庫県(1961) 17万分の1兵庫県地質産図及び同説明書. 兵庫県, 171p.
- 猪木幸男(1959) 舞鶴付近のいわゆる“夜久野岩類”について. 地調月報, vol.10, p.1053-1061.
- IGI, S. (1973) The metagabbros and related rocks of the “Yakuno Complex” in the Inner Zone of Southwest Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no.248, 39p.
- 猪木幸男(1976) 舞鶴帯塩基性火山岩の化学組成. 新潟大理学部地質研究報告, no.4 (西田彰一教授退官記念論文集), p.459-469.
- (1981) 20万分の1地質図幅「姫路」. 地質調査所.
- ・黒田和男(1965) 5万分の1地質図幅「大江山」及び同説明書. 地質調査所, 81p.
- ・———・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.
- IMOTO, N. (1984) Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan. *Bull. Kyoto Univ. Education*, vol.65, p.15-71.
- 井本伸広・清水大吉郎・武蔵野 実・石田史朗(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.
- 石賀裕明(1982) 兵庫県篠山盆地北方の地質—特に丹波層群を構成する2組の地層群について—. 日本地質学会関西支部報, no.92, p.5.
- (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. (1984) Follicucullus (Permian Radiolaria) from Maizuru Group in Maizuru Belt, Southwest Japan. *Earth Sci.*, vol.38, p.427-434.
- 石賀裕明(1985) 丹波帯の中・古生界の年代と構造形成. 地球科学, vol.39, p.427-434.
- ISHIGA, H. (1985) Discovery of Permian radiolarians from Katsumi and Oi formations along south of Maizuru Belt, Southwest Japan and its significance. *Earth Sci.*, vol.39, p.175-185.
- (1986a) Ultra-Tamba Zone of Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.

- 29, p. 45-88.
- ISHIGA, H. (1986b) Late Carboniferous and Permian radiolarian biostratigraphy of Southwest Japan. *Ibid.*, vol. 29, p. 89-100.
- 石賀裕明・楠 利夫(1986) 兵庫県西部の超丹波帯. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 7, p. 167-174.
- ISHIGA, H. and SUZUKI, S. (1988) Late Paleozoic radiolarian assemblages from the Shimomidani Formation in Akiyoshi Terrane, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 94, p. 493-499.
- ISHIHARA, S. (1971) Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 441-452.
- 石渡 明(1978) 舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライト概報. *地球科学*, vol. 32, p. 301-310.
- ISHIWATARI, A. (1985a) Granulite-facies metacumulates of the Yakuno Ophiolite, Japan: evidence for unusually thick oceanic crust. *Jour. Petrol.*, vol. 26, p. 1-30.
- (1985b) Igneous petrogenesis of the Yakuno Ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites. *Contrib. Min. Petr.*, vol. 89, p. 155-167.
- 磯見 博・黒田和夫(1958) 若狭西部の地質, 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 —————(1985) Early Jurassic radiolarians from bedded chert in Kamiaso, Mino Belt, Central Japan. *Earth Sci.*, vol. 39, p. 429-442.
- 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. 同上, vol. 2, p. 574-582.
- 加納 博・中沢圭二・猪木幸男・志岐常正(1959) 夜久野侵入岩類に伴う高度変成岩類について. *地質雑*, vol. 65, p. 267-271.
- ・—————・志岐常正(1961) 礫岩からみた舞鶴地帯の二疊紀後背地の展望—含花崗岩質礫岩の研究(その11)—. *地質雑*, vol. 67, p. 463-475.
- 河田清雄・宮村 学・吉田史郎(1986) 20 万分の1 地質図幅「京都及大阪」. 地質調査所.
- 岸田孝蔵・弘原海 清(1967) 姫路酸性岩類の火山層序. —近畿の後期中生代火成岩類の研究(I)—柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 241-255.

- 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.
- KOBAYASHI, T. (1941) The Sakawa Orogenic Cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, sec. 2, vol. 5, p. 219-578.
- 小林貞一(1951) 日本地方地質誌(総論). 朝倉書店. 353p.
- 巨智部忠承(1894) 20万分の1地質図幅「宮津」及び同説明書. 地質調査所, 64p.
- (1895) 20万分の1地質図幅「生野」及び同説明書. 地質調査所, 114p.
- KOIDE, Y. (1986) Origin of the Ibara metabasalts from the Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 92, p. 329-348.
- , SANO, S., ISHIWATARI, A. and KAGAMI, H. (1987a) Geochemistry of the Yakuno Ophiolite in Southwest Japan. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. IV, vol. 22, p. 297-312.
- , TAZAKI, K. and KAGAMI, H. (1987b) Sr isotopic study of Ibara dismembered ophiolite from the Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. J. Japan. Assoc. Min. Econ. Geol., vol. 82, p. 1-15.
- 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.
- ・木村克己(1985) 福知山・綾部地域の舞鶴帯および超丹波帯ペルム系. 日本地質学会関西支部報, no. 99, p. 10-12.
- ・政岡邦夫・吉田久昭・河田清雄(1986) 京都府福知山地域の先有馬層群の法用花崗岩. 日本地質学会関西支部報, no. 100, p. 48-49.
- 楠 利夫・安養寺寿樹・武蔵野 実・石賀裕明(1985) 丹波帯北部に分布する灰緑色砂岩層について. 日本地質学会関西支部報, no. 99, p. 10-12.
- ・武蔵野 実(1986) 丹波層群(I型・II型地層群)の砂岩の鉱物組成. 日本地質学会関西支部報, no. 100, p. 45-46.
- ・———(1987) 丹波帯, II型地層群周山シンフォーム周辺の砂岩の鉱物組成の検討. 日本地質学会関西支部報, 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.
- ・———・安養寺寿樹(1987) 丹波帯の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.
- ・———・———・石賀裕明(1986) 丹波帯と超丹波帯の砂岩組成. 砕屑性堆積物研究会報, no. 4, p. 23-32.
- 町田 洋・新井房夫(1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, vol. 46, p. 339-347.

- 町田 洋・新井房夫(1979) 大山倉吉軽石層一分布の広域性と第四紀編年上の意義一. 地学雑, vol. 88, p. 313-330.
- 松田哲夫(1976) 丹波帯地向斜推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.
- 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(1950) 京都府地質誌. 地学, vol. 2, p. 41-49.
- (1953) 日本地方地質誌, 近畿地方 (初版). 朝倉書店, 293p.
- MIYASHIRO, A., SHIDO, F. and EWING, M. (1971) Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30°N. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. Ser. A.* vol. 268, p. 589-603.
- 水山高幸(1964) 丹波山地の河岸段丘の分布図の作成. 京都学芸大紀要, A-25, p. 167-186.
- 武蔵野 実(1984) 丹波地帯の 2 組の地層群における碎屑岩の岩質の特徴とその相違について. DESK 総研 (近畿地方を中心とする後期古生代~古第三紀の堆積盆の変遷) 報告, p. 111-115.
- ・桐村成己・石賀裕明(1987) 超丹波帯大飯層からのペルム紀新世 *Neoalibaillella* 属放散虫の発見. 地球科学, vol. 41, p. 194-197.
- ・石賀裕明・桐村成己・錦 あや(1989) 超丹波帯大飯層の層序と堆積環境の変化. 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, p. 118.
- 中江 訓(1989) 丹波帯北部における丹波層群の区分とメランジの変形構造. 構造地質 (構造地質研究会誌), no. 34, p. 67-73.
- 中沢圭二(1951) 京都府夜久野地方の地質構造. 地学, no. 4, p. 1-6.
- (1952) 舞鶴地帯三疊紀層より *Claraia* の発見. 地質雑, vol. 58, p. 38.
- NAKAZAWA, K. (1953) Discovery of *Claraia* and *Eumorphotis* from Triassic Yakuno Group, Kyoto Pref., Japan. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ.*, vol. 20, p. 261-270.
- 中沢圭二(1961) 夜久野地域のいわゆる夜久野貫入岩類舞鶴地帯の層序と構造 その 9). 槇山次郎教授記念論文集, p. 149-161.
- ・市川浩一郎・神戸信和(1951) 京都府舞鶴夜久野地域の三疊紀層. 日本三疊系の地質, 地質調査所報告特別号, p. 34-48.
- ・志岐常正(1954) 兵庫県養父郡御祓山地区の地質, 特に三疊系御祓山層群について. 地質雑, vol. 60, p. 192-201.
- ・———・清水大吉郎 (1954) 岡山県英田郡福本付近の中・古生層一舞鶴地帯の層序と構造 (その 1) 一. 地質雑, vol. 60, p. 97-105.
- ・———・——— (1957) 京都府夜久野地区の中・古生層一舞鶴地帯の層序と構造(その 4) 一. 地質雑, vol. 63, p. 455-464.
- 小川琢治(1897) 丹波高原北部基性岩迸出地方地質略説. 地質雑, vol. 4, p. 177-182, 211-218, 319-327.
- 大石三郎 (1933) 手取統 特にその化石帯に就て. 地質雑, vol. 40, p. 678-679.
- 岡田篤正・高橋健一 (1969) 由良川の大規模な流路変更. 地学雑. vol. 78, p. 19-37.

- 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. 地質月報, vol. 2, p. 502-511.
- 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.
- SAKAGUCHI, S. (1961) Stratigraphy and paleontology of the south Tamba district, part 1, Stratigraphy. Mem. Osaka Gakugei Univ., ser. B, vol. 10, p. 35-67.
- 坂口重雄・平岡由次・柴山元彦・曾我一郎(1970) 京都西山地向斜推積物の研究. 大阪教育大紀要, vol. 19, p. 13-31.
- SHIBATA, K., IGI, S. and UCHIMI, S. (1977) K-Ar ages of hornblendes from gabbroic rocks in Southwest Japan. Geochem. Jour., vol. 11, p. 57-64.
- 杉 健一(1925) 丹波, 綾部付近の基性深成岩に就きて. 地質雑, vol. 32, p. 417-444.
- 角 清愛(1975) 日本温泉・鉱泉一覽. 地質調査所, 134p.
- 鈴木茂之(1987) 舞鶴帯東部の堆積史と構造史. 広島大学地学研報, no. 27, p. 1-54.
- 武市敏雄・岡野武雄・別所文吉・岩生周一(1951) 京都府天田郡炉材珪石鉱床調査報告 丹波地域炉材珪石, 各説その三. 地調月報, vol. 2, p. 559-573.
- 瀧本 清・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.
- 田辺利幸・丹波地帯研究グループ(1987) 丹波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.
- 田結庄良昭・弘原海 清・政岡邦夫・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1985) 近畿地方における白亜紀-古第三紀火成活動の変遷. 地球科学, vol. 39, p. 358-371.
- 田中啓策・山田直利・坂本 亨・吉田史郎・宮村 学(1982) 50万分の1地質図幅「京都」. 地質調査所.
- 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, vol. 19, p. 137-143.
- (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.
- TOKUOKA, T., WATANABE, T., ISHIGA, H., LANDIS, C. A., PILLAI, D. D. L., NISHIMURA, K. and CHOI, J. Y. (1987) Permian Maizuru Group and Yakuno ophiolitic rocks in the northeastern part of Yanahara area in Okayama Prefecture, Southwest Japan. Mem. Fac. Sci., Shimane Univ., vol. 21, p. 189-205.
- 富田 達(1925a) 丹波夜久野地方閃緑岩類の成因. 地質雑, vol. 32, p. 228-240.
- (1925b) 夜久野斜長石岩, 「丹波夜久野閃岩類の成因」続稿. 地質雑, vol. 32, p. 514-524.
- 植村善博(1988) 丹波山地西南部, 三峠断層系の断層変位地形. 地理評, vol. 61, p. 453-468.
- (1989) 京都北部, 中丹地域の活断層. 活断層研究, vol. 6, p. 55-63.

- 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.
- 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) 日本のジュラ系放射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.
- 吉田広光・脇田全啓(1975) 京都西北山地のコノドントの産出について. 地団研専報, no. 19, p.43-48.
- 吉田久昭・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.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kyōto (11) No.13



GEOLOGY OF THE FUKUCHIYAMA DISTRICT

By
Chikao KURIMOTO and Hiroshi MAKIMOTO
(Written in 1989)

(Abstract)

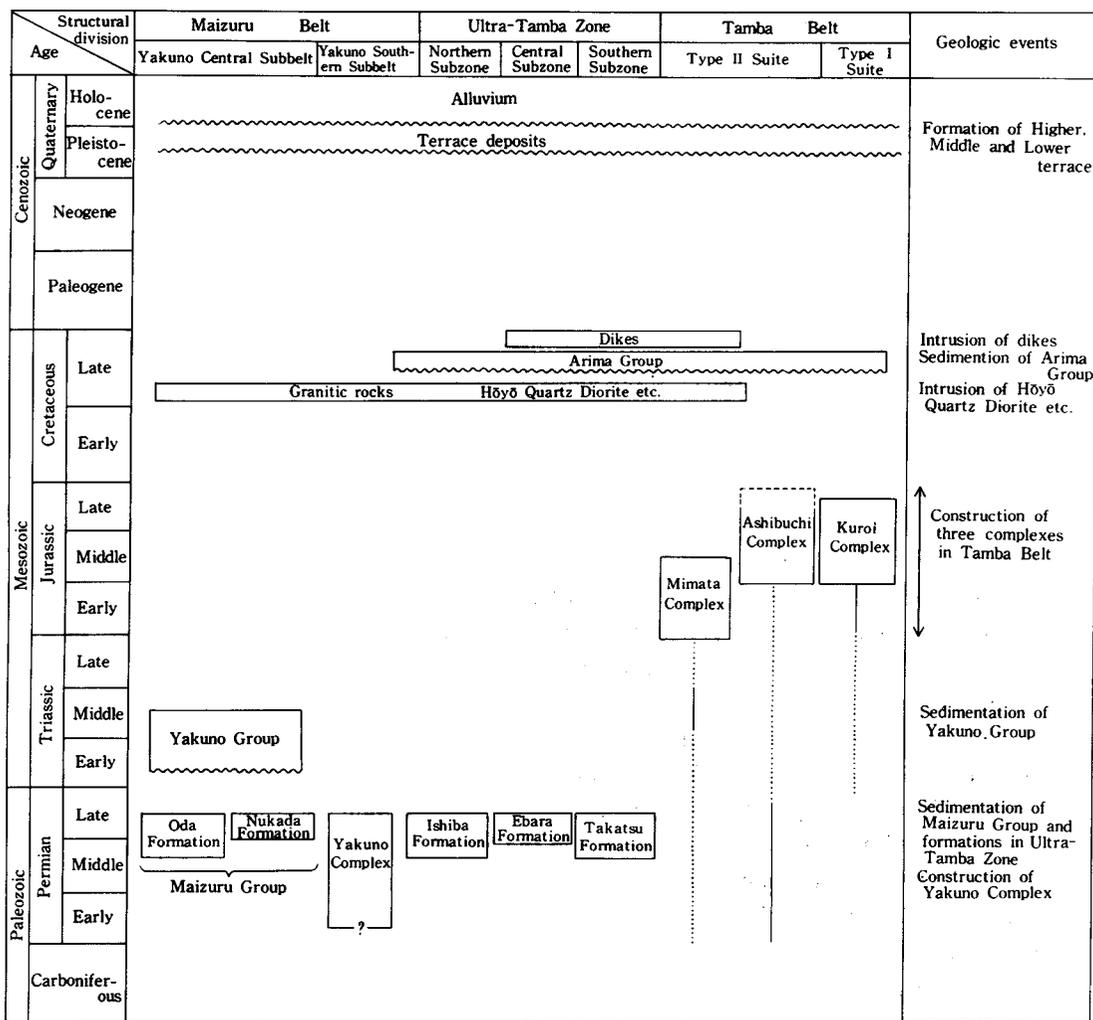
The Fukuchiyama District is situated in the westernmost part of the Tamba Highland. In the district, there are widely distributed Paleozoic and Mesozoic rocks of the Maizuru Belt, Ultra-Tamba Zone and Tamba Belt which are the major geologic provinces of the Inner Zone of Southwest Japan. Late Cretaceous igneous rocks and Cenozoic sediments are also exposed in the district. The geology of the district is summarized in Figure 1 .

Paleozoic and Mesozoic

Maizuru Belt

The Maizuru Belt is divided into the Shidaka, Yakuno Northern, Yakuno Central and Yakuno Southern Subbelts from north to south. The Fukuchiyama District is underlain by the Yakuno Complex of the Yakuno Southern Subbelt, and the Maizuru Group and the Triassic Yakuno Group of the Yakuno Central Subbelt.

The Yakuno Complex comprises gabbro unit and basalt-shale unit, and is associated with minor felsic and ultramafic rocks. Both units are bounded by faults. The gabbro



~~~~~ Unconformity

Fig. 1 Summary of geology in the Fukuchiyama District.

In the Tamba Belt, the construction of three complexes was completed in Jurassic time or a little later. Solid and dot lines, the former determined and the latter indetermined or inferred, indicate the geologic age of chert on the basis of radiolarians.

unit consists mainly of fine- to medium-grained hornblende-clinopyroxene gabbro and small amounts of hornblende gabbro, hornblende gabbro pegmatite and amphibolite. The basalt-shale unit is subdivisible into two members. The lower member is composed mainly of weakly metamorphosed basalt and intercalating shale, and the upper member is made mainly of shale. Radiolarians from shale of the basalt-shale unit indicate Middle to Late Permian age. The Yakuno Complex is regarded as an ophiolite sequence but lacks ultramafic rocks.

The Maizuru Group consists of the Oda and Nukada Formations. The Oda Formation is composed of shale and greenstone with sandstone and siliceous shale, and yields Middle to Late Permian radiolarians from shale. On the other hand, the Nukada Formation is composed of sandstone and shale with conglomerate and limestone. Late Permian fusulinids have been obtained from sandstone and granule conglomerate.

The Yakuno Group is represented by a fining-upward sequence composed of fine- to very fine-grained sandstone and shale of shallow marine origin. Occurrence of bivalves and ammonites indicates that the group is the Early to Middle Triassic.

#### **Ultra-Tamba Zone**

The Ultra-Tamba Zone is divided into three subzones, the Northern, Middle and Southern Subzones. Each of the three subzones is bounded by north-dipping thrusts.

The Northern Subzone is underlain by the Ishiba Formation, which is represented by a sequence of greenstone through chert to sandstone and shale. Middle to Late Permian radiolarians are collected from shale. In the Middle Subzone occurs the Ebara Formation composed largely of shale and small amounts of sandstone and interbedded sandstone and shale. Radiolarians from shale are assigned to early Late Permian in age. The Southern Subzone is occupied by the Takatsu Formation, which is represented by a coarsening-upward sequence composed of sandstone and shale. Radiolarians from shale are diagnostic of the Middle to Late Permian.

#### **Tamba Belt**

The Tamba Group is divided into two tectonostratigraphic units, namely the Type II and Type I Suites, on the basis of lithology and geologic age. The Type II suite thrusts up on the Type I Suite. The rocks of the Tamba Belt form folds with E-W to NW-SE trending axes in general, in which the Kuroi Antiform is most conspicuous.

The Type II Suite comprises two sub-units, namely the Mimata Complex in the upper and the Ashibuchi Complex in the lower, which are bounded by a thrust. Type I Suite forms the Kuroi Complex. The three complexes range in age from Permian or Triassic to Jurassic, and radiolarians from shale indicate the Jurassic age. Therefore, the construction of these complexes was completed in Jurassic time or a little later.

The Mimata Complex is composed mainly of shale and small amounts of chert, greenstone and interbedded sandstone and shale. The complex yields Early and Middle Jurassic radiolarians from shale, Middle Triassic and Early Jurassic radiolarians from chert. The complex was constructed in Early to Middle Jurassic time or a little later.

The Ashibuchi Complex is represented by an apparent coarsening-upward sequence of shale or chert through greenstone, chert and shale to sandstone. The complex yields Middle to Late Jurassic radiolarians from shale, Permian radiolarians from chert, red shale and siliceous shale, and Mesozoic radiolarians from chert. The complex was constructed in Middle to Late Jurassic time or a little later.

The Kuroi Complex of the Type I Suite is composed mainly of shale and small amounts of chert, siltstone, interbedded sandstone and shale, and sandstone. Middle to Late Jurassic radiolarians are obtained from shale and Jurassic radiolarians from chert. Late Jurassic radiolarians also have been reported from shale of the Kuroi

Complex in the adjoining district (ISHIGA, 1983) . These fossil evidences suggest that the Kuroi Complex was constructed in Middle to Late Jurassic time or a little later.

## Late Cretaceous

### **Granitic rocks**

Granitic rocks occur as small stocks in the district and intrude into the Paleozoic and Mesozoic. The Hōyō Quartz Diorite crops out as a stock with a diameter of 1.3km and is composed mainly of fine-grained quartz diorite and quartz monzodiorite associated with very fine-grained biotite granite. The K-Ar age of K-feldspar from the fine-grained quartz monzodiorite shows  $79.4 \pm 4.0$  Ma. Other stocks consist of granodiorite and quartz diorite.

### **Arima Group**

The Arima Group is made up predominantly of felsic to intermediate volcanic rocks and rests unconformably on the rocks of the Ultra-Tamba Zone and the Tamba Belt. The group occupies the westernmost part of the district, and is divided into Units 1, 2, 3, 4 and 5 in ascending order. The Unit 1 is composed of andesite tuff with conglomerate. The Unit 2 begins with an andesite tuff, followed by andesite lava. The Unit 3 is formed of rhyolite lava and the Unit 4 is mainly made of rhyolite tuff. The Unit 5, which is distributed apart from other units, consists mainly of rhyolite welded tuff, and is lithologically correlated with the Units 3 and 4.

The Arima Group is bounded on the Hōyō Quartz Diorite by complicated boundary reflecting topography, and has no trace of thermal metamorphism by the Hōyō Quartz Diorite. The K-Ar age of the Hōyō Quartz Diorite is older than that of the Arima Group which is exposed in the surrounding area of the Fukuchiyama District. These show that the Arima Group postdates the Hōyō Quartz Diorite and probably overlies the Hōyō Quartz Diorite unconformably.

### **Dikes**

Dikes in the district petrographically range in composition from intermediate to felsic. The intermediate dikes consist of diorite and andesite. The felsic dikes consist of quartz porphyry, granite porphyry, granite and rhyolite. These dikes intrude into the formations of the Ultra-Tamba Zone, complexes of the Tamba Belt and the Arima Group.

## Cenozoic

The Cenozoic comprises terrace deposits and Alluvium. The terrace deposits are mainly distributed along the Yura, Haze, Takeda and Maki Rivers, and are divided into the Higher, Middle and Lower terrace deposits.

The Higher terrace deposits are widely distributed in the Fukuchiyama Basin and a drainage of the Yura River, and are composed of gravel, sand and mud with volcanic ash layers and peat beds. The deposits in the Fukuchiyama Basin have been called the Fukuchiyama Formation and correlated with the upper part of the Osaka Group

(FUKUMA and HUZITA, 1986).

## Economic Geology

There were three copper ore deposits, a few manganese ore deposits, a lignite deposit and many silica stone deposits in the district, but all mines of these ore deposits have been closed.

Sandstone of the Takatsu Formation of the Ultra-Tamba Zone is quarried for aggregate at a few localities.

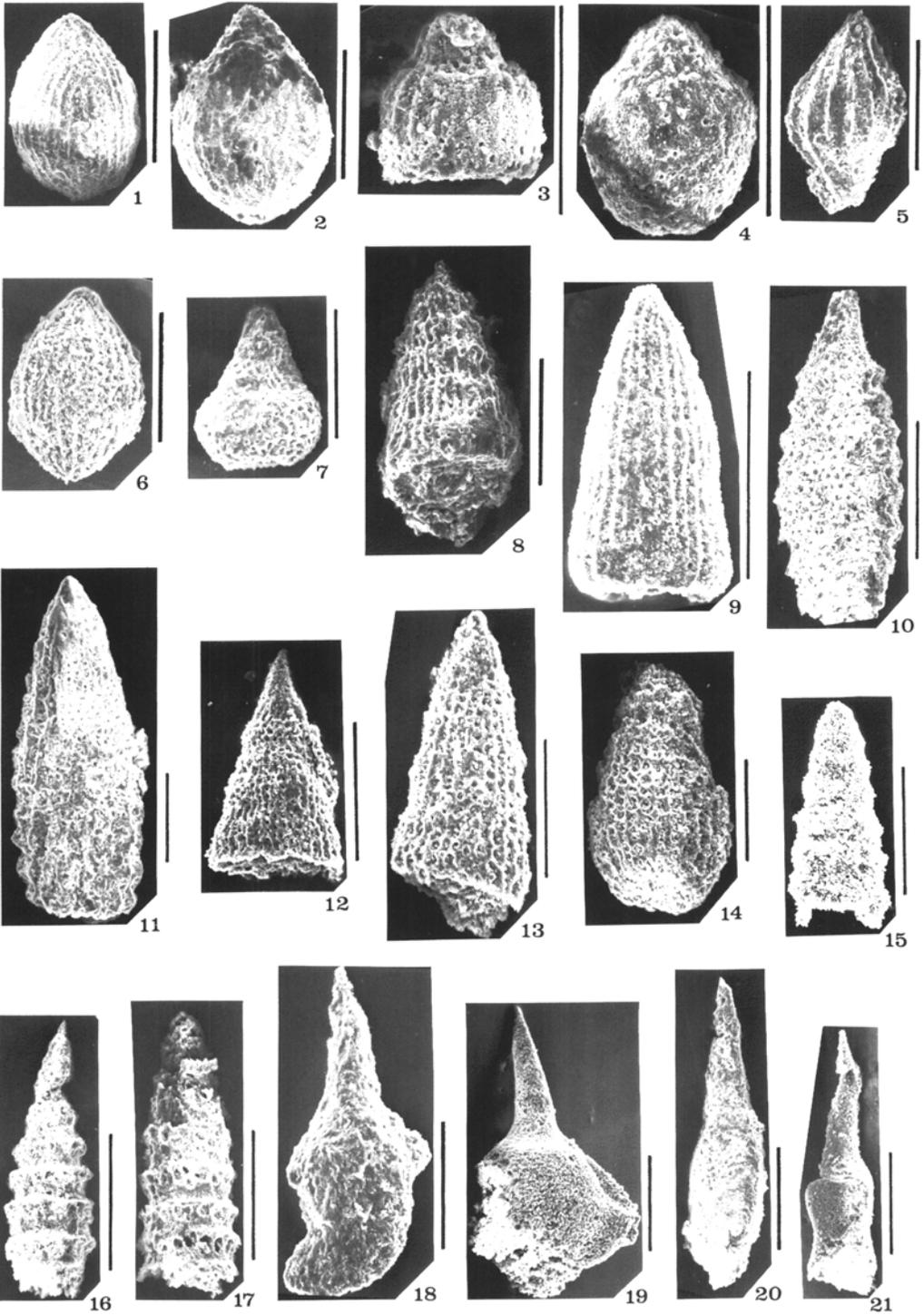
### 第 I 図版 丹波帯から産出した放散虫化石

|                                                                            | 地点<br>番号 | 岩 種    | 化石番号<br>(GSJ) | 地 質 体     |
|----------------------------------------------------------------------------|----------|--------|---------------|-----------|
| 1. <i>Tricolocapsa</i> sp. cf. <i>T. conexa</i> MATSUOKA                   | 51       | 頁 岩    | F13002-11     | 黒井コンプレックス |
| 2. <i>Tricolocapsa</i> sp. cf. <i>T. conexa</i> MATSUOKA                   | 50       | 頁 岩    | F13001-12     | 黒井コンプレックス |
| 3. <i>Eucyrtidiellum</i> sp. cf. <i>E. ptyctum</i> (RIEDEL and SANFILIPPO) | 39       | 頁 岩    | F12990-1      | 芦洲コンプレックス |
| 4. <i>Tricolocapsa</i> (?) <i>fusiformis</i> YAO                           | 51       | 頁 岩    | F13002-15     | 黒井コンプレックス |
| 5. <i>Unuma</i> sp.                                                        | 28       | 頁 岩    | F12976-2      | 三俣コンプレックス |
| 6. <i>Protunuma</i> sp.                                                    | 58       | 頁 岩    | F13009-1      | 黒井コンプレックス |
| 7. <i>Stichocapsa</i> sp.                                                  | 40       | 頁 岩    | F12991-9      | 芦洲コンプレックス |
| 8. <i>Hsuum</i> sp.                                                        | 29       | 頁 岩    | F12977-8      | 三俣コンプレックス |
| 9. <i>Archaeodictyomitra</i> sp.                                           | 34       | 頁 岩    | F12984-3      | 芦洲コンプレックス |
| 10. <i>Parvicingula</i> sp.                                                | 58       | 頁 岩    | F13009-2      | 黒井コンプレックス |
| 11. <i>Hsuum</i> sp. cf. <i>H. hisuikyoense</i> ISOZAKI and MATSUDA        | 25       | 頁 岩    | F12973-2      | 三俣コンプレックス |
| 12. <i>Lupherium</i> sp.                                                   | 25       | 頁 岩    | F12973-4      | 三俣コンプレックス |
| 13. <i>Parahsuum</i> sp. cf. <i>P. simplum</i> YAO                         | 24       | 頁 岩    | F12972-1      | 三俣コンプレックス |
| 14. <i>Parahsuum</i> sp. cf. <i>P. ovale</i> HORI and YAO                  | 24       | 頁 岩    | F12972-2      | 三俣コンプレックス |
| 15. <i>Canoptum</i> (?) sp.                                                | 27       | チャート   | F12975-1      | 三俣コンプレックス |
| 16. <i>Triassocampe</i> sp.                                                | 23       | 赤色チャート | F12970-5      | 三俣コンプレックス |
| 17. <i>Triassocampe</i> sp.                                                | 23       | 赤色チャート | F12970-7      | 三俣コンプレックス |
| 18. <i>Pseudoalibaillella</i> sp.                                          | 35       | 赤色頁岩   | F12985-6      | 芦洲コンプレックス |
| 19. <i>Pseudoalibaillella</i> sp.                                          | 35       | チャート   | F12986-2      | 芦洲コンプレックス |
| 20. <i>Follicucullus scholastics</i> ORMISTON and BABCOCK                  | 42       | 珪質頁岩   | F12993-7      | 芦洲コンプレックス |
| 21. <i>Follicucullus</i> sp.                                               | 37       | チャート   | F12988-2      | 芦洲コンプレックス |

スケールバーは0.1mm

地点番号は地質図及び第3表に対応

第 I 図版



文献引用例

栗本史雄・牧本 博 (1990) 福知山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 97p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

KURIMOTO, C. and MAKIMOTO, H. (1990) *Geology of the Fukuchiyama district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 97 p. (in Japanese with English abstract 5p.).

---

平成2年3月26日 印刷

平成2年3月29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 石田 志 激

印刷所 勝美印刷株式会社  
東京都文京区小石川1-3-7

---

©1990 Geological Survey of Japan