

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
岡山（12）第47号
NJ-53-20-2

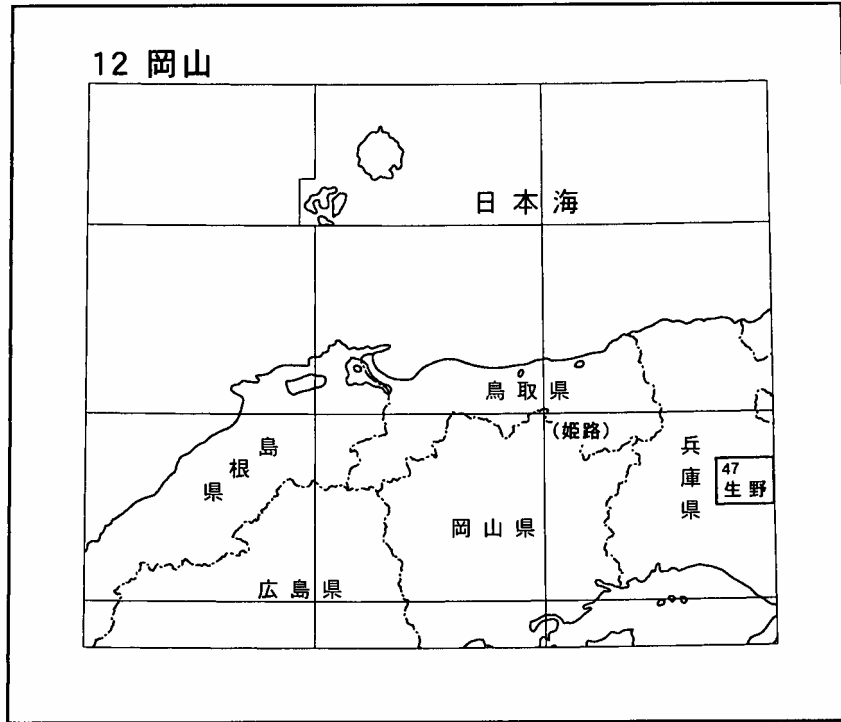
生野地域の地質

吉川敏之・栗本史雄・青木正博

平成17年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図

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

12-34 大屋市場 Ōyaichiba NI-53-20-5 (1954)	12-35 但馬竹田 Tajima-Takeda NI-53-20-1 (1954)	11-13 福知山 Fukuchiyama NI-53-14-13 (1990)
12-46 山崎 Yamasaki NI-53-20-6 (2002)	12-47 生野 Ikuno NI-53-20-2 (2005)	11-25 篠山 Sasayama NI-53-14-14 (1992)
12-58 龍野 Tatsuno NI-53-20-7 (2000)	12-59 北条 Hōjō NI-53-20-3 (1995)	11-37 三田 Sanda NI-53-14-15 (1988)

生野地域の地質

吉川敏之*・栗本史雄**・青木正博***

地質調査総合センターは1882年にその前身である地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するため調査研究を行い、その成果の一部としてさまざまな縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、独自の調査に基づく最も詳細な地質図シリーズと位置づけられ、基本的な地質情報が網羅されている。1978年に地震予知連絡会において、近い将来地震の起こる可能性が他より高い地域として全国8箇所の「特定観測地域」が指定された。生野地域の地質図幅の作成は、その一つである特定観測地域「名古屋・京都・大阪・神戸地区」の地質図幅作成計画の一環として行われた。本地域の調査・研究は平成13～15年度に実施された。野外調査とその研究報告の作成にあたっては、地形、後期白亜紀火山岩類、後期白亜紀-古第三紀貫入岩類、第四系を吉川が、丹波帯付加コンプレックスを栗本が、資源地質を青木が担当した。また、全体の取りまとめは吉川が行った。本研究で使用した薄片は、広報部地質標本館の野神貴嗣氏、大和田 朗氏、福田和幸氏と、北海道地質調査連携研究体の佐藤卓見氏の製作による。

本報告で用いるGSJ R 12345/ABCDは、地質調査総合センター岩石標本登録番号/著者の採取番号を表す。

(平成16年度稿)

所 属

- * 地質情報研究部門
- ** 企画本部
- *** 広報部

Keywords: geologic map, 1:50,000, Ikuno, Hyōgo, Jurassic, Cretaceous, Quaternary, Tamba Terrane, Ōkawachi Formation, Tochiwara Formation, Ikuno Formation, Kamogawa Formation, Myōkenzan Formation, Yasudagawa Formation, Sasagamine Formation, Nagusayama Formation, Kasamatsuyama Formation, Mineyama Formation, terrace deposits, Alluvium, Ikuno mine, ore deposits.

目 次

第1章 地 形	1
1.1 山地及び丘陵地の地形	1
1.2 低地及び河川地形	2
第2章 地質概説	4
2.1 丹波帯	4
2.2 後期白亜紀火山岩類	5
2.3 後期白亜紀-古第三紀貫入岩類	5
2.4 第四系	5
2.5 地質構造	6
2.6 応用地質	6
第3章 丹波帯	8
3.1 研究史	8
3.2 概 要	8
3.3 八千種コンプレックス	9
3.4 若井コンプレックス	10
3.5 河内コンプレックス	10
3.6 産出化石と地質時代	10
第4章 後期白亜紀火山岩類	14
4.1 研究略史と地質の概要	14
4.2 大河内層	14
4.3 栃原層	16
4.4 生野層	17
4.5 鴨川層	21
4.6 妙見山層	22
4.7 安田川層	23
4.8 篠ヶ峰層	24
4.9 七種山層	25
4.10 笠形山層	26
4.11 峰山層	27
4.12 化 石	27
第5章 後期白亜紀-古第三紀貫入岩類	28
5.1 石英閃緑岩	28
5.2 花崗閃緑岩	28
5.3 中-粗粒斑状角閃石黒雲母花崗岩	29
5.4 細粒黒雲母花崗岩	29
5.5 文象斑岩	30
5.6 黒雲母含有流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩	30
5.7 流紋岩, デイサイト及び花崗斑岩	30
5.8 安山岩及び石英閃緑斑岩	31
第6章 第四系	32
6.1 高位段丘堆積物	32
6.2 中位段丘堆積物	32
6.3 低位段丘堆積物	32
6.4 山麓緩斜面堆積物	32
6.5 地すべり堆積物	32

6.6	沖積層	32
第7章	地質構造	34
7.1	断層	34
7.2	丹波帯	34
7.3	後期白亜紀のカルデラ構造	34
7.4	重力異常	35
第8章	応用地質	36
8.1	地下資源	36
8.1.1	金属鉱床	36
8.1.2	非金属鉱床	40
8.2	砕石及び採石	43
8.3	地すべり	43
8.4	温泉	43
文 献		44
Abstract		46

図・表目次

第1.1図	生野図幅とその周辺地域の段彩図	1
第1.2図	生野図幅地域の主な山及び河川	2
第1.3図	杉原川沿いの山麓斜面	3
第2.1図	生野図幅地域の地質総括図	4
第2.2図	生野図幅とその周辺地域の地質構造区分図	5
第2.3図	後期白亜紀火山岩類の分布概略図	6
第3.1図	頁岩の産状	9
第3.2図	砂岩の産状	10
第3.3図	砂岩の顕微鏡写真	11
第3.4図	チャートの産状と顕微鏡写真	12
第3.5図	緑色岩類の顕微鏡写真	12
第4.1図	大河内層の露头写真	15
第4.2図	栃原層の露头写真	16
第4.3図	生野層の露头写真	18
第4.4図	生野層の薄片写真	20
第4.5図	鴨川層の露头写真	21
第4.6図	妙見山層の露头写真	22
第4.7図	妙見山層の薄片写真	23
第4.8図	安田川層の薄片写真	24
第4.9図	篠ヶ峰層の露头写真	25
第4.10図	笠形山層溶結火山礫凝灰岩の板状節理	26
第5.1図	暗色包有岩を含む石英閃緑岩	28
第5.2図	翠明湖西岸の火砕岩脈	30
第6.1図	山麓緩斜面堆積物	32
第7.1図	生野図幅周辺地域のブーゲー重力異常図	35
第8.1図	慶寿鍾露天採掘跡	36
第8.2図	生野鉱山主要鉱脈分布図	37
第8.3図	千珠本鍾における金属の垂直的帯状分布	38
第8.4図	生野鉱山地域の鉱脈露头における水平的帯状分布	39
第8.5図	福山鉱山堂山鉱床露天採掘場	41

第 8. 6 図	福山鉾山堂山鉾床露天採掘場7Lに見られる礫岩	41
第 8. 7 図	福山鉾山堂山鉾床群の地質及び変質分帯	42
第 3. 1 表	丹波帯の若井コンプレックスから産出した放散虫化石	13
第 4. 1 表	フィッシュン・トラック年代測定結果	23
第 5. 1 表	深成岩の化学分析結果	29
第 8. 1 表	生野鉾床における主要鉾脈の規模と平均品位	37
Fig. 1	Summary of geology in the Ikuno District	46
Fig. 2	Structural division of the Pre-Cretaceous terranes	47
Fig. 3	Distribution of the Cretaceous rocks in and around Ikuno District	48

第1章 地 形

(吉川敏之)

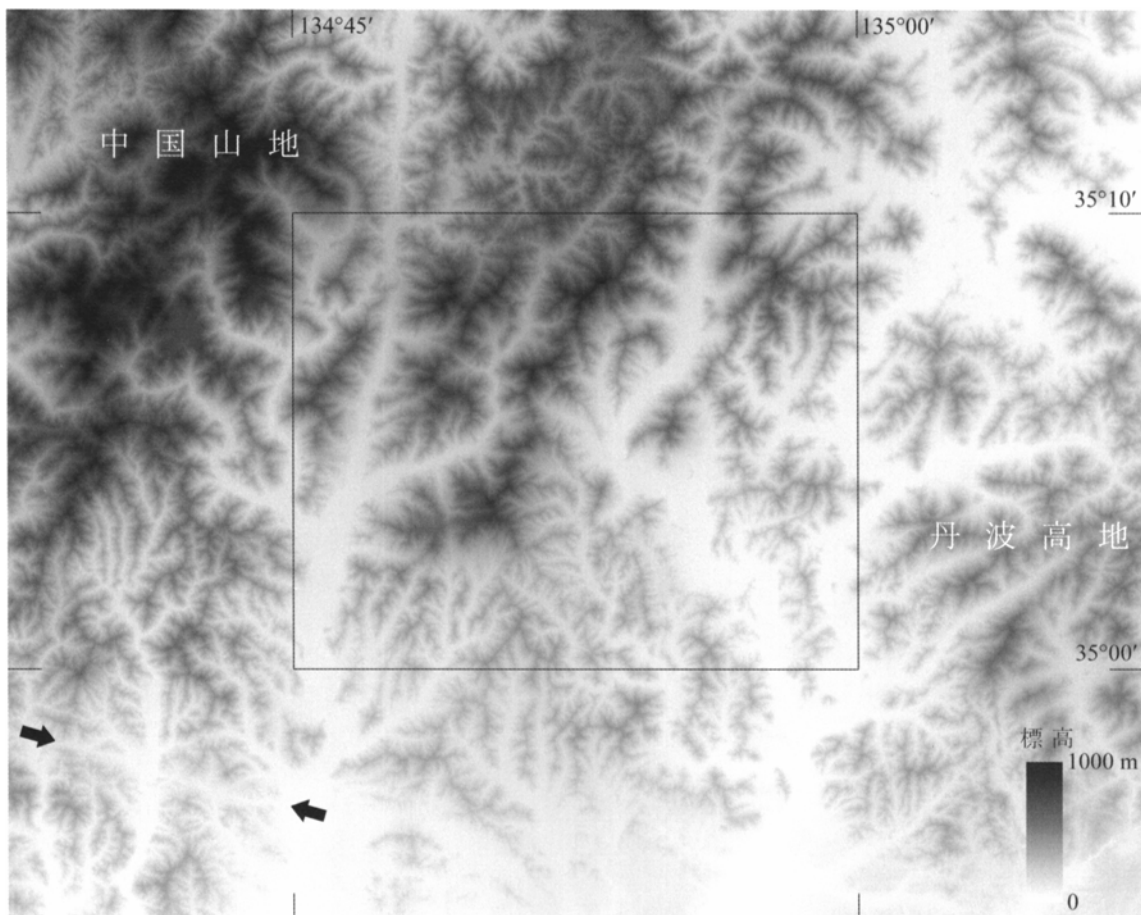
「生野」図幅地域は近畿地方北西部、兵庫県中央部に位置し、東経 $134^{\circ}45' \sim 135^{\circ}00'$ 、北緯 $35^{\circ}00' \sim 35^{\circ}10'$ （旧測地系；新測地系では東経 $134^{\circ}44'50.1'' \sim 134^{\circ}59'50.0''$ 、北緯 $35^{\circ}00'11.6'' \sim 35^{\circ}10'11.5''$ ）の範囲に相当する（第1.1図）。行政上は兵庫県の西脇市、加西市、多可郡黒田庄町、中町、八千代町、加美町、氷上郡氷上町、山南町、神崎郡神崎町、市川町、大河内町、朝来郡生野町に属する。

地形区分上は西に中国山地、東に丹波高地をのぞむ境界地域にあたる（第1.1図）。やや開析の進んだ山地及び丘陵地を主体とし、平野は少ない。また、数条のリニアメントが認められるが、本地域には活断層と認定される断層はなく（活断層研究会編，1991）、基盤の構造を

反映した組織地形と判断される。

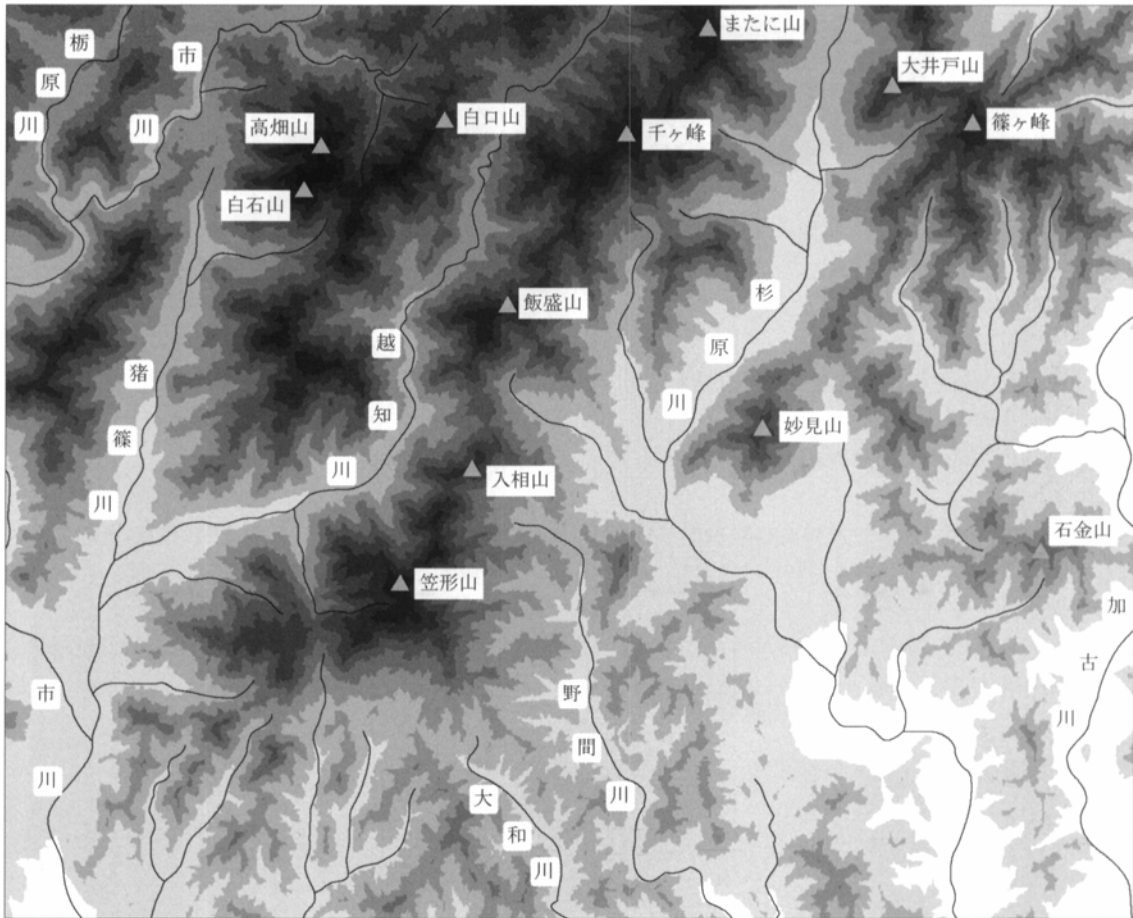
1.1 山地及び丘陵地の地形

本地域は丘陵地から山地が多く面積を占め、標高は北部ほど大きい傾向がある（第1.2図）。地域中央を北東から南西方向に山地が延びており、標高900～1,000mの山々が並んでいる。このうち北半部は通称「加美アルプス」とも呼ばれ、本地域内の最高点はこの中にある千ヶ峰の1,005.2mである。近年は登山道の整備が進み、千ヶ峰や南部の笠形山（939.4m）を中心に、いくつもの登山ルートができています。この山列の北西側も、ほぼ同じ高さ（800～950m程度）の山が並び、急峻な地形



第1.1図 生野図幅とその周辺地域の段彩図

四角の範囲が生野図幅地域。河川の主脈は南北性で、そこから樹枝状に支流が発達している様子がわかる。左下のリニアメント（矢印）は活断層である山崎断層。DAN杉本氏作のフリーソフト「カシミール」と国土地理院発行の数値地図50mメッシュ（標高）を利用し作成。図中の緯度、経度は旧測地系の数値。



第1.2図 生野図幅地域の主な山及び河川
 本地域では標高の高い（色の濃い）地域は、主に後期白亜紀火山岩類の溶結火砕岩及び溶岩からなる。
 DAN杉本氏作のフリーソフト「カシミール」と国土地理院発行の数値地図50mメッシュ（標高）を利用し作成。

を作っている。これらの山体は、主に後期白亜紀火山岩類の溶結火砕岩及び溶岩からなる。

この地域は古くから生野銀山に代表される鉱山地帯の一角で、山地でも人の往来の盛んな場所であった。このため、現在は忘れられてしまったものも多いが、山地及び丘陵地には古道の跡が少なくない。

1.2 低地及び河川地形

本地域の河川の多くは北から南への流路をもち、「加美アルプス」を挟んで東部を流れる加古川と、西部の市川の2水系からなっている。これらにより、本地域の河川はすべて瀬戸内海へと流下する。地域西部の猪篠川の谷は、南北に延びる円山断層（通商産業省資源エネルギー庁、1988）に規制された直線的な形態を示す。

低地は市川及び加古川と、本地域中央の杉原川沿いに主に分布する。本図幅地域南部の下流域では河成段丘が見られ、谷幅も1kmを越える。段丘は高位、中位、低位の3段が認められるが、高位及び中位段丘面は市川水系にわずかに分布するにすぎない。沖積低地には旧河道や自然堤防などの微地形が保存されていることがある。一方、本図幅地域北部の上流域では谷幅も小さく、山麓緩斜面が広く分布している。山麓緩斜面は崖錐と扇状地の複合体で、特に杉原川上流域では顕著な発達を見せる（第1.3図）。その一部は、より大きな河川へ合流する支流谷の出口付近で段丘化している。また山麓緩斜面は農地、果樹園地、ゴルフ場などに利用されることが多く、加美町岩座神や神崎町猪篠などは多数の棚田が築かれていることで有名である。



第1.3図 杉原川沿いの山麓斜面
中町妙見山東麓の登山道より望む。左端はまたに山，右端は大井戸岳。
それぞれの山の位置関係は第1.2図を参照。

第2章 地質概説

(吉川敏之・栗本史雄・青木正博)

「生野」図幅地域の地質は、ジュラ紀の付加体である丹波帯堆積岩コンプレックスと、それを不整合に覆う後期白亜紀火山岩類、これらを貫く後期白亜紀-古第三紀貫入岩類、そしてこれらを薄く覆う第四系からなる。更に、北部の地域には多数の鉱床が点在し、かつては日本有数の鉱産地帯であった。本図幅地域の地質総括図を第2.1図に示す。

2.1 丹波帯

西南日本内帯を構成する先新第三系は、北から飛騨-隠岐帯、飛騨外縁帯、秋吉帯、周防帯、舞鶴帯、超丹波帯、丹波帯、領家帯に区分される(八尾, 2000)。本図幅地域に隣接する山崎(山元ほか, 2002)、龍野(山元ほか, 2000)、北条(尾崎ほか, 1995)の各図幅地域では舞鶴帯(上月-龍野帯)、超丹波帯、丹波帯の岩石類が分布するが、本図幅地域においては、それらのうち構造的に最下位に位置する丹波帯の堆積岩コンプレックスのみが分布する(第2.2図)。

生野図幅地域の研究例としては、後藤・井上(1985)による「生野」地域の表層地質図がある。また兵庫県

(1996)はそれまでの地質資料を検討し、兵庫県(1961)の地質図を大きく改訂し、生野図幅地域についても中生代古生界の分布を明示した。

丹波帯の堆積岩コンプレックスは、本図幅地域の中央部において南北に分布し、構造的上位から八千種コンプレックス、若井コンプレックス、河内コンプレックスの3つのコンプレックスに区分される。各コンプレックスは南隣の北条図幅地域から分布が連続する。

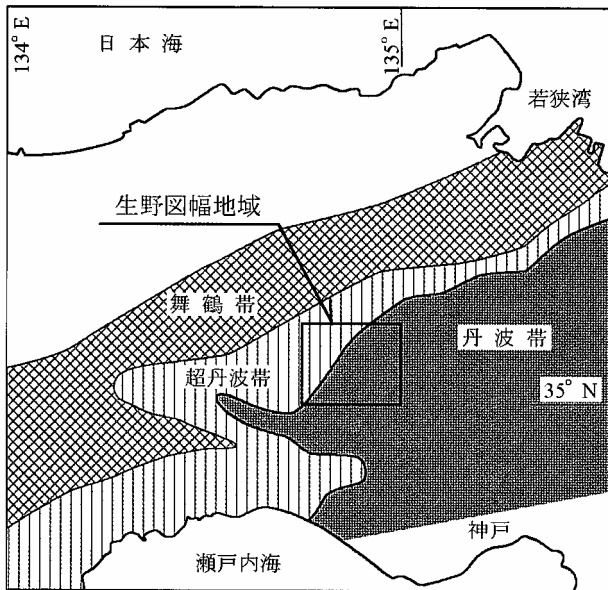
八千種コンプレックスは主として頁岩からなり、他に砂岩頁岩互層、チャートから構成される。若井コンプレックスは主として頁岩からなり、他に砂岩頁岩互層、チャート、緑色岩から構成される。河内コンプレックスは主として砂岩頁岩互層からなり、他に頁岩、チャートから構成される。いずれのコンプレックスの頁岩も砂岩・チャートの岩塊を含む混在岩の様相を呈し、一部に珪質頁岩を伴う。

本図幅地域において、若井コンプレックスのチャートからはペルム紀、三疊紀及び前期ジュラ紀を示す放射虫化石が、一方、頁岩・珪質頁岩からは後期三疊紀及び前期ジュラ紀を示す放射虫化石が産出した。他の八千種コンプレックス、河内コンプレックスからは地質時代決定

地質時代		地質系統		主なイベント	
新生代	第四紀	完新世	沖積層	断層活動	
		更新世	低位段丘堆積物		山麓緩斜面堆積物
			中位段丘堆積物		
	新第三紀	高位段丘堆積物	地すべり堆積物		
古第三紀					
中生代	白亜紀	後期	後期白亜紀火山岩類 峰山層, 笠形山層, 七種山層, 篠ヶ峰層, 安田川層, 妙見山層, 鴨川層, 生野層, 柳原層, 大河内層	カルデラ形成を伴う陸上火山活動, 火山~深成岩の貫入, ろう石・金属鉱床の形成	
		前期	後期白亜紀~古第三紀貫入岩類 石英閃緑岩, 花崗閃緑岩, 花崗岩, 文象斑岩, 石英閃緑斑岩, 花崗斑岩, 流紋岩, デイサイト, 安山岩, 火砕岩脈		
	後期三疊紀	丹波帯堆積岩コンプレックス 河内コンプレックス, 若井コンプレックス, 八千種コンプレックス	広域的な隆起・浸食 付加体の形成		

第2.1図 生野図幅地域の地質総括図

丹波帯付加コンプレックスの年代は、砕屑岩から産する放射虫化石に基づく堆積年代を示す。チャート及び緑色岩の年代は、これより古い。



第2.2図 生野図幅とその周辺地域の地質構造区分図
生野図幅地域は超丹波帯及び丹波帯の分布域に相当するが、超丹波帯の地層は地表には露出しない。

に有効な放散虫化石は産出していない。

本図幅地域の堆積岩コンプレックスは、緑色岩・チャートなどの海洋起源の岩石と陸源の碎屑岩が混合した地質体であり、海洋プレートの沈み込みに伴って形成された付加体と判断される。付加体の形成時期は上述の産出化石と南隣の北条図幅（尾崎ほか，1995）の資料を総合的に判断すると、後期三畳紀-ジュラ紀、あるいはそれ以降と考えられる。

2.2 後期白亜紀火山岩類

本図幅地域に広く分布する後期白亜紀火山岩類は、岩相・岩質及び地質構造に基づいて10の累層（大河内層，栞原層，生野層，鴨川層，妙見山層，安田川層，篠ヶ峰層，七種山層，笠形山層，峰山層）に区分される。これらの多くは従来の区分とは異なり、本報告で新たに定義・再定義されたものである。周辺地域を含めたこれら後期白亜紀火山岩類の分布を第2.3図に示す。

これらの地層の岩相は、主に厚い火砕岩からなり、溶岩、凝灰質砂岩、泥岩及び貫入岩を伴う。火砕岩の多くは溶結している。岩石はいずれも変質が進んでおり、各所で鉍化作用や貫入岩による接触変成作用も受けている。このため、信頼できる放射年代値の報告は少なく、互いに接する累層の上下関係は判断できるが、分布の離れた累層の層序関係はわからないのが普通である。火山岩類の岩質は流紋岩、デイサイト、安山岩質であるが、累層を越えて共通することも多い。例えば普通角閃石含有黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩は笠形山層、妙見山層及び生野層金香瀬溶結凝灰岩部層に見られるが、いずれ

もきわめて似ており、岩相・岩質の特徴だけから判別するのは難しい。同様にデイサイト-流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩は、大河内層、生野層、鴨川層、篠ヶ峰層と安田川層の一部に見られるが、これらもよく似た岩相を示し、各層独自の特徴は認められない。生野層及び峰山層に見られる安山岩溶岩及び火砕岩も同様である。

これらの後期白亜紀火山岩類の形成年代は必ずしも明確ではなく、特に下限は不明である。上限は七種山層、笠形山層及び峰山層から得られた放射年代、そして篠ヶ峰層に貫入する岩脈の放射年代から判断して約65Maと考えられる。

2.3 後期白亜紀-古第三紀貫入岩類

後期白亜紀-古第三紀貫入岩類は本図幅地域内に点在して分布する。地表には特に大型の岩体は露出していない。貫入岩類の岩相は多様で、深成岩類、火山岩類及び火砕岩脈が見られる。深成岩類は磁鉄鉱系列に属し（石原，2002）、その組成範囲は石英閃緑岩から花崗岩に及び、組織も等粒状から斑状まで幅がある。マイクログラフィック組織が発達するものがやや目立つ。また、ひとつの岩体内でも岩相は不均質で、粒度及び組織は変化に富む。火山岩類は岩脈群をなすこともあり、中町奥中から八千代町横屋と、黒田庄町石原から中町安田川には流紋岩-花崗斑岩の、石金山周辺地域には安山岩-石英閃緑斑岩の岩脈群が見られる。貫入岩類の一部は後期白亜紀火山岩類の地層境界に沿って貫入している。火砕岩脈はいずれも黒雲母流紋岩質で、中町翠明湖西岸、加美町多田北西方と市川町下牛尾に見られる。

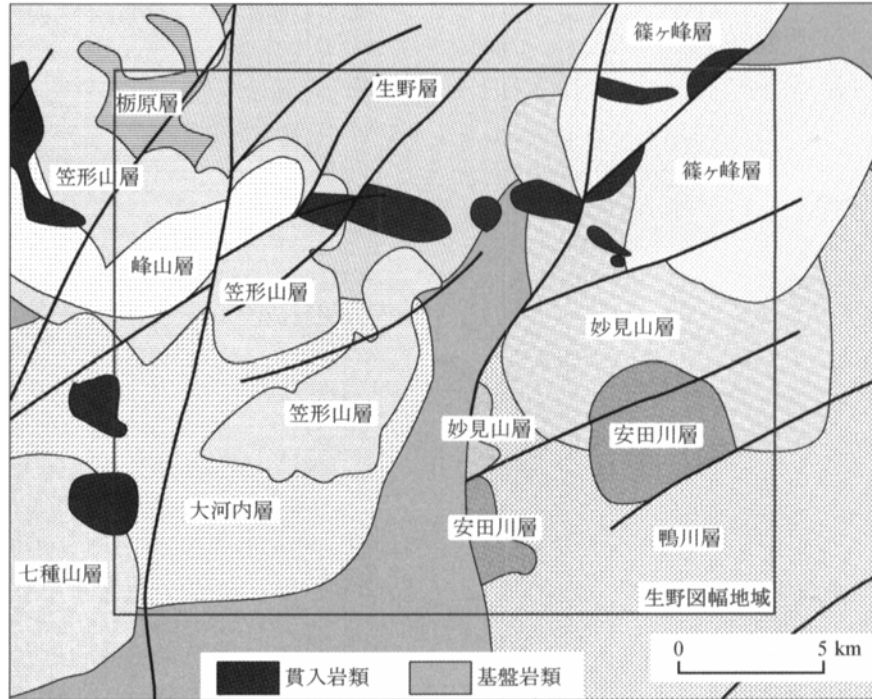
これらの貫入岩類はさまざまな時期に活動したものが混在していると考えられるが、岩質や地質構造の共通性から判断して、多くは後期白亜紀火山岩類と同時期のマグマ活動で形成されたものと推定される。

2.4 第四系

本地域の第四系は、主に更新世から完新世に形成された段丘堆積物及び山麓緩斜面堆積物と、完新世に形成された沖積層からなる。この他、北部の山地には地すべり堆積物が小規模に分布し、生野鉍山付近には鉍滓を埋め立てた人工改変地が点在する。

段丘堆積物は主な河川の流域に分布する。高位、中位及び低位の3段に区分されるが、このうち高位及び中位段丘の分布はごく限られている。山麓緩斜面堆積物は主な河川とその支流のうち、谷幅の比較的広い地域によく発達している。

沖積層は自然堤防堆積物、旧河道堆積物、谷底及び後背湿地堆積物に区分され、河川の流域に分布する。本図幅地域では、河川の流路の屈曲部や合流地域に、旧河道



第 2.3 図 後期白亜紀火山岩類の分布概略図

本図幅地域には後期白亜紀火山岩類が広く分布し、基盤岩類及び貫入岩の面積は少ない。

地形が比較的良好に保存されている。

2.5 地質構造

本図幅地域内に活断層と認定されている断層はなく、いくつか認められるリニアメントは基盤の構造を反映した組織地形と判断される。一方、白亜系までを切る断層は多数あり、NW-SE方向、NE-SW方向、N-S方向の3系統に区分できる。形成・活動はこの順と考えられ、NE-SW方向の断層は左横ずれのセンスが認められる。

後期白亜紀火山岩類の多くはカルデラ構造に規制され、それを埋積して分布しているものと推定される。大河内層、栢原層及び安田川層にはカルデラ崩壊角礫岩と考えられる岩屑なだれ堆積物が挟在し、大河内層ではカルデラ断層の位置がほぼ特定できる。また、籐ヶ峰層と安田川層及び妙見山層の一部は分布形態からみてコールドロンである可能性が大きい。

2.6 応用地質

生野図幅地域には、白亜紀生野層下部-中部、及び、一部これを貫く白亜紀末期-古第三紀の火成岩類の中に、生野鉱床をはじめとする9箇所のベースメタルの鉱脈鉱床や4箇所の塊状ろう石鉱床が胚胎されている。これらはいずれも白亜紀末期-古第三紀に卓越した熱水活動により形成されたものと考えられている。本地域はかつてわが国の工業化に重要な役割を果たした一大鉱産地帯で

あったが、1973年の生野鉱山閉山を機に稼行金属鉱山はなくなり、現在は、2箇所のろう石鉱山を残すのみとなっている。

図幅内の金属鉱床としては、図幅の北端に位置する生野鉱床が、鉱脈の分布密度、鉱化裂罅系の規模、そして生産実績（粗鉱総生産1,200万t）において群を抜いている。鉱脈は、旧生野鉱山事務所付近を中心とする東西5km、南北約4kmの範囲に展開し、開発坑道の高低差は1,200m、開発された鉱脈数は70条以上にのぼる（日本鉱業協会、1968ほか）。日本を代表する多金属鉱脈で、金・銀・銅・鉛・亜鉛・インジウム・ビスマス・タンゲステン・錫・鉄・マンガン・コバルトなどをそれぞれ主成分とする鉱石鉱物を産出した。鉱物種としては、生野鉱、桜井鉱の世界新産鉱物をはじめとする35種類が確認されている（Kato, 1959；加藤, 1965ほか）。N-S系、NW-SE系、E-W系の裂罅に鉱化作用が伴われ、特に千珠本鍾、金盛鍾などのN-S系鉱脈には、走向延長が2,500m、深部延長が1,100m以上に達する巨大なものがある。これらN-S系鉱脈は、大規模なかんらん石玄武岩脈と調和的に生成されている（丸山, 1957）。生野鉱床では、重金属種の水平的、垂直的分布、時間的推移も詳細に検討され、深部から上部へ向けてSn-W→Cu→Zn、中心部から周辺部へ向けてCu→Zn→Zn-Pb→Au-Agの明瞭な累帯配列が見出されている（丸山, 1959；兵庫県, 1968）。一方、同一鉱脈内では初期から晩期にかけて、Cu-Sn-(W)→Cu-Zn→Pb-Zn→Sn-W→Cu→Ag-Auの推移が認められることから、生野鉱床の金属種に関する累帯配列

は、異なる鉱化流体の間欠的上昇の繰り返しによって形成されたものと考えられる（中村・宮久，1976）。

ろう石鉱床は、後期白亜紀のデイサイト-流紋岩及び同質火砕岩が酸性変質を被ったもので、白亜紀末期-古第三紀の酸性貫入岩に関係しているものと推定される。

神崎町福本に位置する福山鉱山においては、NNW-SSE方向に延長2,000m、幅50～200mの変質帯があり、9群のカオリン質ろう石鉱体が確認されている。カオリン質鉱石は一般に緻密塊状で、カオリナイト、ディッカイト、石英、ダイアスポア、明礬石を含む。現在採掘中の堂山鉱床には、母岩の層理と調和的な厚さ3～10mの扁平な多数の塊状鉱体、また、母岩の層理を急角度で切るEW系及びNS系の脈状ろう石鉱体があり、後者には特徴的にダイアスポア、ディッカイトなど高耐火度の鉱物を濃集している（須藤・藤井，1981）。

神崎町越知に位置する越知谷^{おちだに}鉱山では、N60°～70°Wの伸張方向に450m、これに直交する方向に最大幅150mの規模をもつ塊状鉱床が開発されている。越知谷、丸越、北神の各ろう石鉱床が500m～1kmの間隔を置いてNW-SE方向にほぼ一直線に並ぶことから、この方向性を持つ裂隙系が熱水流路として想定される。葉ろう石化帯→絹雲母帯→緑泥石・モンモリロナイト化帯の変質累帯が明瞭に認められる。ろう石の構成鉱物はパイロフィライトを主とし、ダイアスポア、カオリン鉱物、石英、明礬石を伴う。（上野ほか，1958；通商産業省資源エネルギー庁，1988）。

本地域北部の山間地には地すべりが認められる。地すべりは、白亜紀火山岩類の凝灰質砂岩・泥岩を、結晶に富む流紋岩溶結火砕岩が覆う地域に集中している。

温泉は加美町丹治と市川町上牛尾の2箇所にある。

第3章 丹波帯

(栗本史雄)

3.1 研究史

丹波帯の地層群は1970年代前半まで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、ペルム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、それまでの地向斜堆積物の層序・構造・地質年代が再検討された。その結果、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あるいは白亜紀初期に至る種々の地質時代を示す異なった岩相が入り混じった地質体であり、砕屑岩類に含まれる放散虫化石が示す最も若い地質時代であるジュラ紀-白亜紀初期に形成された付加体であることがわかってきた。この時期の丹波帯に関する研究報告としては、吉田・脇田(1975)、松田(1976)、丹波地帯団体研究グループ(1979a, b)、Isozaki and Matsuda(1980)などがある。

その後、石賀(1983)、Imoto(1984)などは、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下位のものをI型地層群と呼んだ。楠・武蔵野(1987)、田辺・丹波地帯研究グループ(1987)などは丹波帯中央部の周山付近に分布するII型地層群を構造的下位よりTII a・TII b・TII cの3ユニットに区分し、I型地層群をTIユニットと呼んだ。岩相や地質時代、砂岩組成などの詳細な検討に基づいて、各ユニットは構造的上位のものほど上限の年代が古く、構造的に最も下位に位置する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。

II型地層群の区分と対比については、京都西北部図幅(井本ほか, 1989)、綾部図幅(木村ほか, 1989)、福知山図幅(栗本・牧本, 1990)など、それぞれの地域において詳細に検討された。また、武蔵野ほか(1992)、高城山団体研究グループ(1993)、栗本・牧本(1993)、楠(1994)などはII型地層群の泥質岩あるいは珪長質凝灰岩から後期三畳紀を示す放散虫化石を検出し、これらを含むユニットはII型地層群の構造的最上位の地質体(TII d)として解釈されるようになった。一方、I型地層群については上記の報告の中では細分されず一括して取り扱われたが、Nakae(1990)は丹波帯北部において、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。

その後、各地域において、詳細な層序、地質構造、地質時代が明らかにされ、丹波帯を含む丹波-美濃-足尾帯のジュラ紀付加体に関する層序区分と広域対比が提案されている(例えば、中江, 2000など)。

本図幅地域の丹波帯の地質に関しては、後藤・井上(1985)が表層地質図を示した。また、Hori and Goto(1994)は本図幅地域の南西部に分布する丹波帯の地層から放散虫化石の産出を報告した。最近、堀ほか(2004)は本図幅地域の若井コンプレックスから産出する放散虫化石を詳細に検討し、頁岩・珪質頁岩の地質時代に注目して、同コンプレックスが構造的上位から下位に向かって、後期三畳紀、前期ジュラ紀の前期、前期ジュラ紀の後期の3つのサブユニットに区分される可能性を示唆した。更に、構造的最上位の後期三畳紀のサブユニットは、岩相と放散虫化石群集の特徴から、丹波帯II型地層群のユニットTII d(高城山団体研究グループ, 1993)に対比できる可能性を述べた。

3.2 概要

本図幅地域において、堆積岩コンプレックスは中央部において南北に分布する。構造的上位から八千種コンプレックス、若井コンプレックス、河内コンプレックスの3つのコンプレックスに区分され、南隣の北条図幅(尾崎ほか, 1995)で報告されたII型地層群の3つのコンプレックスに連続する。これらのコンプレックスは互いに低角度の衝上断層で境されている。

八千種コンプレックスは主として頁岩からなり、他に砂岩頁岩互層、チャートから構成される。若井コンプレックスは主として頁岩からなり、他に砂岩頁岩互層、チャート、緑色岩から構成される。河内コンプレックスは主として砂岩頁岩互層からなり、他に頁岩、チャートから構成される。いずれのコンプレックスの頁岩も砂岩・チャートの岩塊を含む混在岩の様相を呈し、一部に珪質頁岩を伴う。

堆積岩コンプレックスは緑色岩・チャートに代表される海洋起源の物質と陸源の砕屑岩が混合した地質体であり、海洋プレートの沈み込みに伴って形成された付加体としてとらえることができる。模式的には堆積岩コンプレックスは見掛け下位の緑色岩に始まり、チャートに代表される遠洋性堆積物を経て、最上位には陸源の砂岩・頁岩が重なる海洋プレート層序を有することが期待される。地質時代を見ると、チャートはペルム紀あるいは三

畳紀の微化石，碎屑岩（頁岩）は三畳紀後期-ジュラ紀の放散虫化石を産出し，見掛け上位ほど若い年代を示す傾向にある．このような見掛けの層序を有する堆積岩コンプレックスは上下限を断層で画され，構造的低位のコンプレックスほど碎屑岩の年代が若くなる傾向にある．

大局的に見てこのような海洋プレート層序を読み取ることがあるが，本図幅地域の堆積岩コンプレックスは頁岩に富み，緑色岩やチャートは地質図ではレンズ状を呈することから，典型的な海洋プレート層序を読み取ることができない．また最下位の河内コンプレックスにおいては，見掛け最上位に砂岩頁岩互層が存在するが，下位の岩相が確認されておらず，模式的な海洋プレート層序は不明瞭である．

本図幅地域において，地質時代決定に有効な放散虫化石は，若井コンプレックスからのみ産出し，他の八千種コンプレックス，河内コンプレックスからは産出していない．若井コンプレックスのチャートからはペルム紀，三畳紀及び前期ジュラ紀を示す放散虫化石が，一方，頁岩・珪質頁岩からは後期三畳紀及び前期ジュラ紀を示す

放散虫化石が産出した．なお，南隣の北条図幅地域において，八千種コンプレックスからは後期三畳紀-前期ジュラ紀，若井・河内の両コンプレックスからはジュラ紀の放散虫化石が報告されている（尾崎ほか，1995）．

本図幅地域の堆積岩コンプレックスが付加体として形成された時期は，上述の産出化石と南隣の北条図幅（尾崎ほか，1995）の資料を総合的に判断すると，後期三畳紀-ジュラ紀，あるいはそれ以降と考えられる．

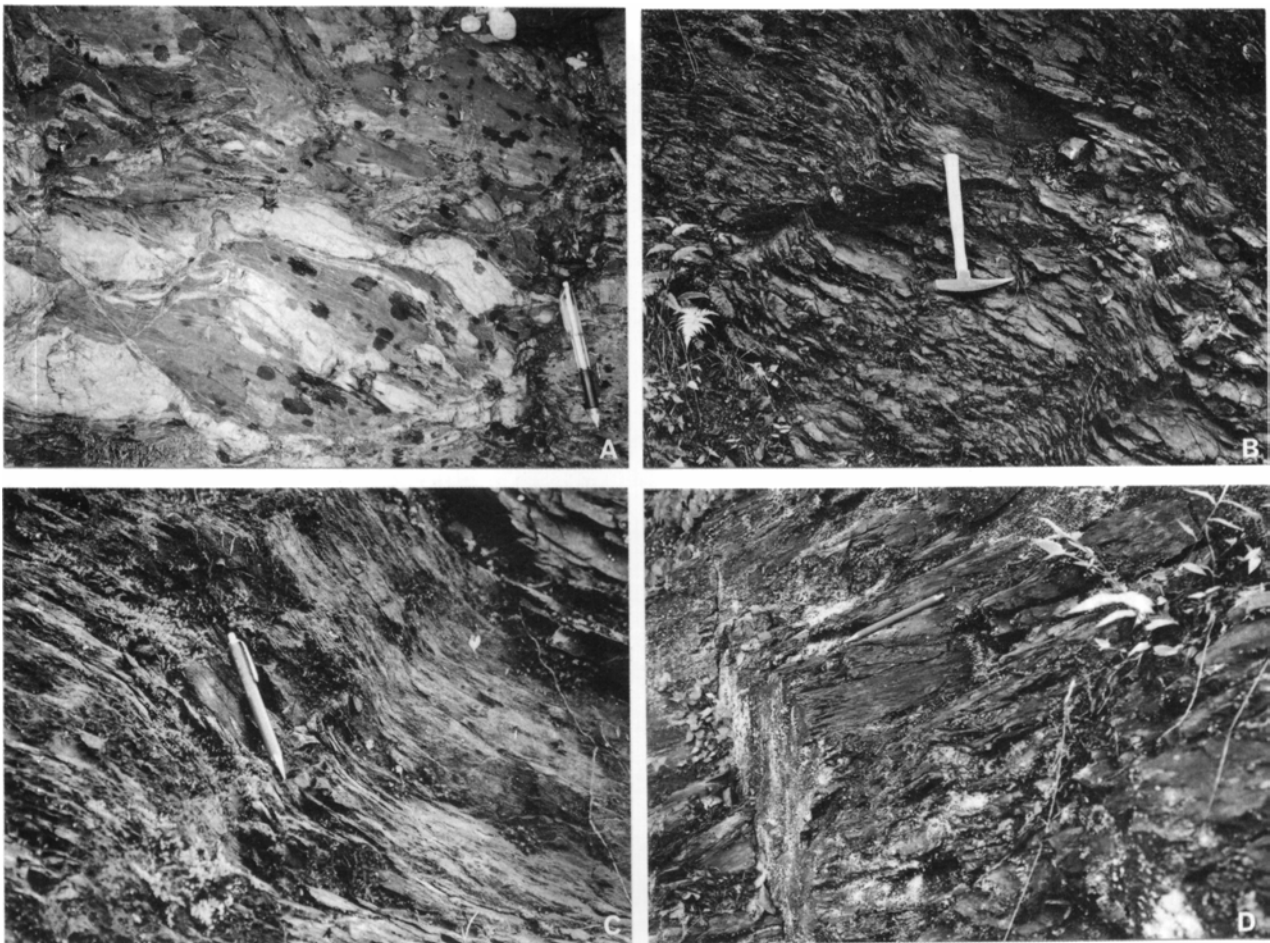
3.3 八千種コンプレックス (Yc, Ys, Ym)

命名 尾崎ほか (1995 ; 北条図幅) .

分布 本コンプレックスは本図幅地域南西端の神崎郡市川町にわずかに分布する．北限は後期白亜紀火山岩類に覆われる．

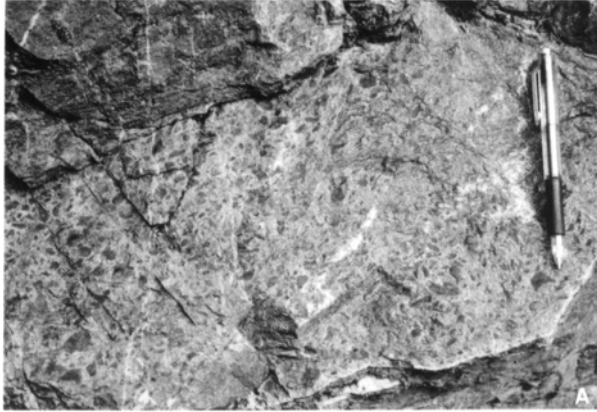
岩相 本コンプレックスは頁岩，砂岩頁岩互層，チャートから構成され，頁岩が優勢である．本図幅地域内での見かけの全層厚は約650mである．

頁岩は一般に黒色あるいは灰色で剥離性を有し，砂岩



第3.1図 頁岩の産状

A : 砂岩岩塊を含む頁岩．多可郡八千代町大屋西方（笠形山東方）． B , C : 剥離性が発達し，開いた褶曲を呈する頁岩．多可郡八千代町大屋北方． D : 灰色-灰緑色を呈し，板状に割れる珪質頁岩．後期三畳紀の放散虫化石を含む．化石産出地点4，多可郡八千代町大屋西方（笠形山東方）．いずれも若井コンプレックス．



第3.2図 砂岩の産状
A：頁岩のクラストを含む粗粒砂岩。B：砂岩が優勢な砂岩頁岩互層。いずれも多可郡八千代町大屋西方（笠形山東方）の若井コンプレックス。

やチャートの岩塊を含む混在岩の様相を呈する。一部の頁岩は灰白色を呈する珪質頁岩で、凝灰岩質な特徴を有することがある。砂岩頁岩互層は、剪断のため砂岩はレンズ状を呈することが多い。チャートは層厚数10m規模の2岩体が分布し、地質図上でレンズ状を呈する。

3.4 若井コンプレックス (Wg, Wc, Ws, Wm)

命名 尾崎ほか (1995 ; 北条図幅)。

分布 本コンプレックスは本図幅地域中央部の南端から北部まで細長い分布を示し、多可郡八千代町・加美町、加西市、及び神崎郡市川町にまたがる。

岩相 本コンプレックスは頁岩、砂岩頁岩互層、チャート、緑色岩から構成され、頁岩が優勢である。見かけの全層厚は約2,200mである。

頁岩は多くの場合、砂岩やチャートの岩塊を含む混在岩であり、一般に剥離性を有する(第3.1図B, C)。岩塊は砂岩が多く、もともと砂岩頁岩互層であったものが後に破壊され、砂岩がレンズ状を呈するものがある(第3.1図A)。珪質頁岩は淡緑-灰白色を呈し、岩塊を含まず、やや凝灰質で葉理構造が観察される(第3.1図D)。

砂岩頁岩互層は砂岩優勢であることが多く(第3.2図

B)、砂岩は一般に細粒-中粒で、一部に粗粒などところがある。粗粒砂岩は数mmから1cm大の頁岩クラストを含むことがある(第3.2図A)。顕微鏡観察では、砂岩は石英に富む淘汰の悪いワッケであり、頁岩クラストを含む(第3.3図)。一部に塊状砂岩が分布する。

チャートは走向方向への連続性が悪く、地質図上ではレンズ状を呈する。チャートは単層の厚さが数cmのリズミカルな互層を呈し、灰色・赤色などを呈する(第3.4図A)。チャートの単層には赤色から灰色に漸移するものがあり、顕微鏡下の観察では、赤色チャート部分には放射虫化石が含まれるが、灰色チャート部分は放射虫化石に乏しい(第3.4図B, C)。

緑色岩は玄武岩溶岩及び玄武岩火山性砕屑岩から構成される。チャートと同様に走向方向への連続性が悪く、地質図上ではレンズ状を呈する。顕微鏡観察では、緑色岩はかんらん石や単斜輝石などの有色鉱物に変質した玄武岩である(第3.5図)。

3.5 河内コンプレックス (Kc, Ks, Km)

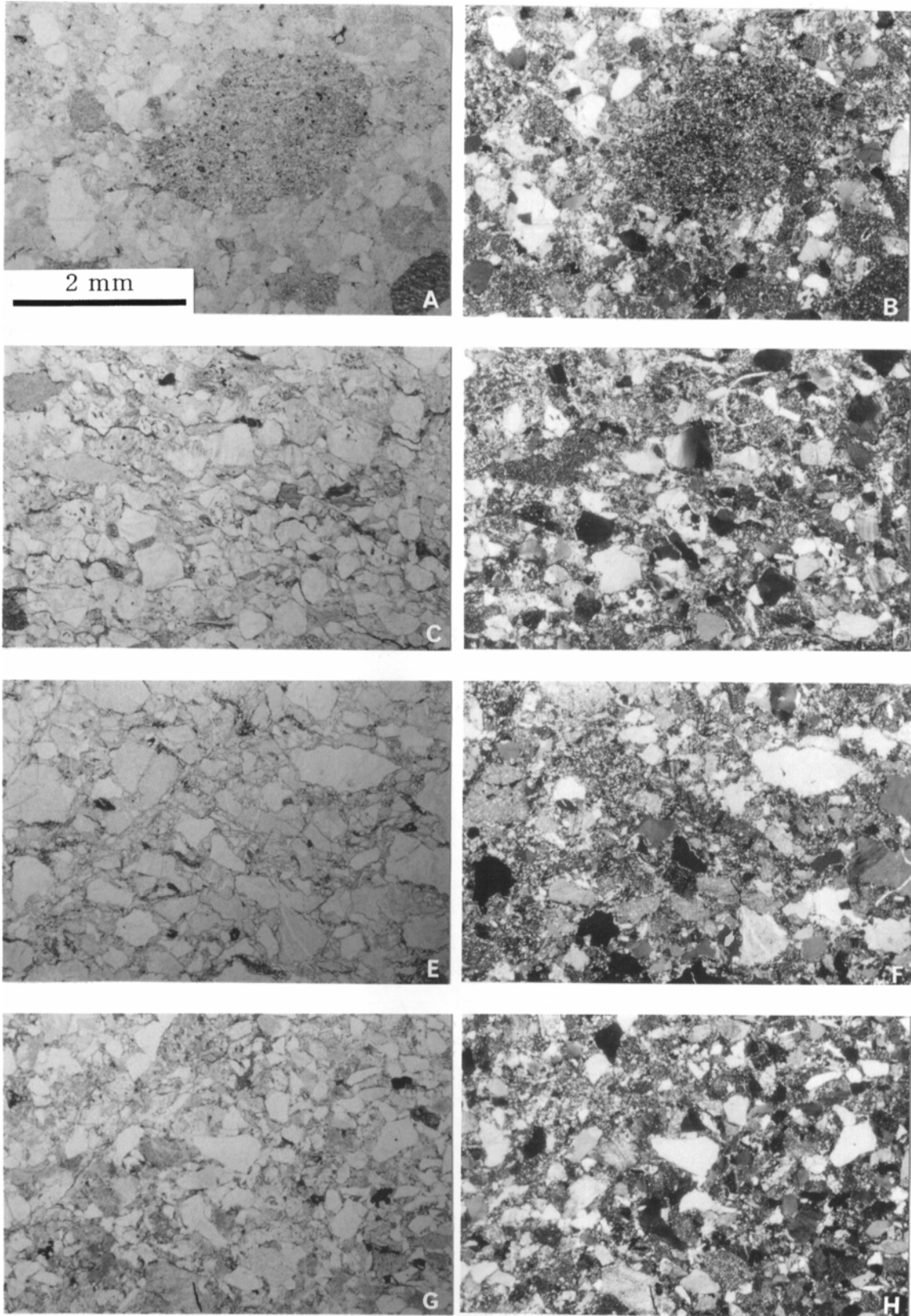
命名 尾崎ほか (1995 ; 北条図幅)。

分布 本コンプレックスは図幅地域中央部の南端、多可郡八千代町に分布する。砂岩頁岩互層、頁岩、チャートから構成され、砂岩頁岩互層が優勢である。チャートは背斜部の構造的最低位にまとまって分布するほかに、小規模なレンズ状岩体が分布する。本コンプレックスの見かけの全層厚は約600mである。南隣の北条図幅地域では本コンプレックスは緑色岩を含むが、本図幅地域には緑色岩は確認されなかった。

岩相 砂岩頁岩互層は砂岩優勢な場合が多く、砂岩は一般に灰色を呈し、細粒-中粒である。一部に塊状砂岩が分布する。頁岩は混在岩の様相を呈し、一般に砂岩やチャートの岩塊を含む。頁岩は黒色あるいは灰色で、剥離性を有することが多い。一部には珪質頁岩が分布し、灰白色で成層し、葉理が観察される。チャートは一般に白色-灰白色の層状チャートで、一部に赤色を呈する。

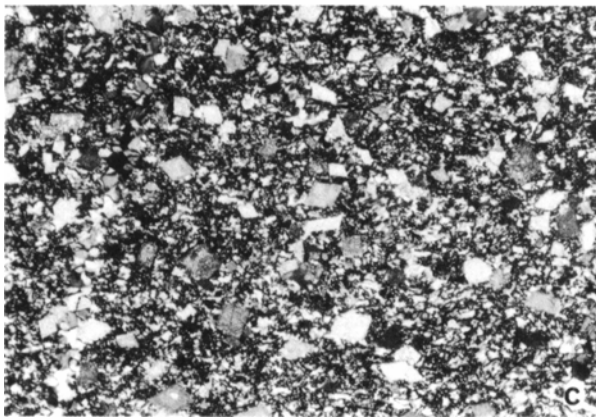
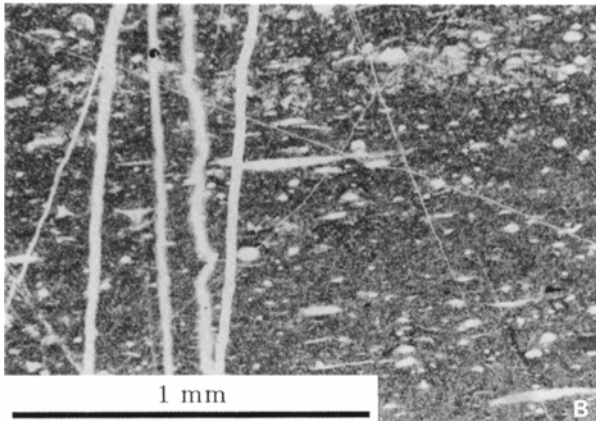
3.6 産出化石と地質時代

Hori and Goto (1994) は、本図幅地域の丹波帯チャートから、*Canoptum*属に富み*Spumellaria*の含有率が非常に高い特異な組成を持つ前期ジュラ紀の最前期の放射虫化石の産出を報告し、その古生物学的重要性を指摘した。堀ほか (2004) はこのチャートから産出する放射虫化石の再検討を含め、本図幅地域の放射虫化石について詳細に報告した。本図幅では堀ほか (2004) のうち主要な放射虫化石を第3.1表にまとめ、産出地点(合計17地点)を地質図に示す。本図幅地域において、放射虫化石が産出したのは若井コンプレックスからのみであり、八

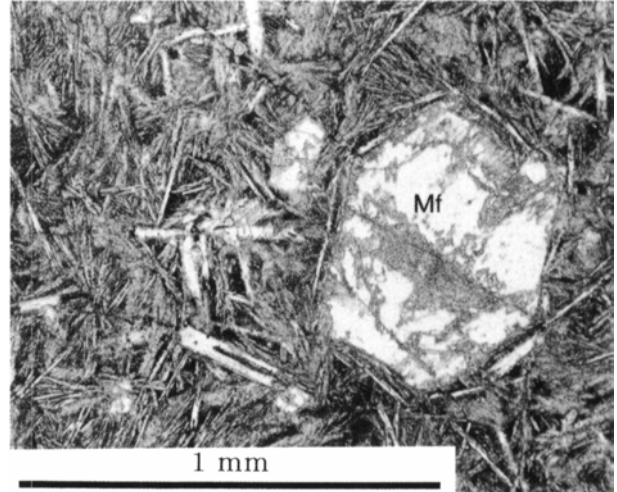


第3.3図 砂岩の顕微鏡写真

A, B : 2mm大の頁岩クラストを含む粗粒砂岩 (GSJ R 78080). 多可郡加美町熊野部の若井コンプレックス. C, D : 頁岩クラストを含む粗粒砂岩 (GSJ R 78079). 多可郡加美町多田の若井コンプレックス. E, F : 淘汰の悪い粗粒砂岩 (GSJ R 78055). 多可郡加美町棚釜東方の若井コンプレックス. G, H : 淘汰の悪い中粒砂岩 (GSJ R 78050). 多可郡八千代町横屋西方の河内コンプレックス. A, C, E, Gはオープンニコル. B, D, F, Hはクロスニコル. スケールはすべて共通.



第3.4図 チャートの産状と顕微鏡写真
 A：リズムカルな互層を示すチャート。多可郡八千代町大和。B, C：チャート（GSJ R 78087）の顕微鏡写真。多可郡八千代町坂本。B：赤色チャート部は放散虫化石（楕円形）に富み、方解石脈が認められる。C：灰色チャート部は放散虫化石に乏しく、方解石の結晶を多数含む。スケールは共通。オープンニコル。いずれも若井コンプレックス。



第3.5図 緑色岩類の顕微鏡写真
 斜長石の針状結晶が球顆構造を呈する玄武岩（GSJ R 78039）。かんらん石や単斜輝石などの有色鉱物（Mf）は変質している。多可郡八千代町大屋。オープンニコル。若井コンプレックス。

千種コンプレックス及び河内コンプレックスからは産出しない。

地点4, 5, 10の頁岩及び珪質頁岩からは後期三畳紀を、地点2, 3, 9の頁岩及び珪質頁岩からは前期ジュラ紀の前期を、また地点1, 14, 15, 16の頁岩及び珪質頁岩からは前期ジュラ紀の後期を示す放散虫化石がそれぞれ報告された。地点6, 7, 8のチャートはそれぞれ異なった地質時代を示し、地点6は中期ペルム紀、地点7は三畳紀、地点8は前期ジュラ紀のチャートである。なお、地点11, 12, 13, 17から産出した放散虫化石からは詳細な地質時代を推定できない。

上記をまとめると、若井コンプレックスのチャートからはペルム紀、三畳紀及び前期ジュラ紀を示す放散虫化石が、一方、頁岩・珪質頁岩からは後期三畳紀及び前期ジュラ紀を示す放散虫化石が産出した。なお、南隣の北条図幅地域において、八千種コンプレックスからは後期三畳紀-前期ジュラ紀、若井・河内の両コンプレックスからはジュラ紀の放散虫化石がそれぞれ報告されている（尾崎ほか、1995）。生野図幅と北条図幅を比較すると、各コンプレックスの放散虫化石の示す地質時代に不一致が認められるが、それについて議論するためには、本図幅地域の八千種・河内コンプレックスの放散虫化石に関する新たな情報が必要である。

第3.1表 丹波帯の若井コンプレックスから産出した放散虫化石 堀ほか (2004) を簡略化.

化石産出地点番号 岩石の種類	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	sh	sh	sh	sili sh	sh	ch	ch	ch	sili sh	sili sh	sh	ch	ch	sh	sili sh	sh	sh
<i>Canoptum</i> sp.	x	x			x			x	x					x			x
<i>Canoptum lubricum</i> Kishida & Hisada 1985				x	x												
<i>Canoptum rhaeticum</i> Kozur & Mostler 1981					x												
<i>Canoptum triassicum</i> Yao 1982				x	x												
<i>Canoptum</i> sp. aff. <i>C. farawayense</i> Blome 1984					x												
<i>Canoptum</i> sp. aff. <i>C. margaritaense</i> Whalen & Carter 1998					x			x									
<i>Hsuum</i> sp.														x		x	
<i>Hsuum</i> sp. aff. <i>H. exiguum</i> Yeh & Chenq 1996														x			
<i>Parahsuum</i> (?) sp.	x							x							x	x	
<i>Parahsuum</i> sp.	x	x														x	
<i>Parahsuum simplum</i> Yao 1982	x																
<i>Parahsuum</i> sp. cf. <i>P. simplum</i> Yao 1982															x	x	
<i>Parahsuum</i> sp. Cf. <i>P. ovale</i> Hori & Yao 1988	x														x	x	
<i>Parvicingula</i> sp.														x			
<i>Relanus</i> (?) sp. cf. <i>R. (?) reefensis</i> Pessagno & Whalen 1982								x									
<i>Capnuhosphaera concava</i> DeWever 1979										x							
<i>Capnuhosphaera puncta</i> DeWever 1979										x							
<i>Charlottea amurensis</i>		x															
<i>Charlottea</i> sp. cf. <i>C. johnsoni</i> Whalen & Carter 1998								x									
<i>Charlottea johnsoni</i> Whalen & Carter 1998									x								
<i>Charlottea</i> sp. cf. <i>C. trigueta</i> Whalen & Carter 1998								x									
<i>Kozurastrum</i> sp. aff. <i>K. sandspitense</i> of Carter (1993)				x													
<i>Palaeosaturnalis</i> cf. <i>liassicus</i> Kozur & Mostler			x					x									
<i>Pantanellium sanrafaelense</i> Pessagno & Blome 1980	x																
<i>Pantanellium kluense</i> Pessagno & Blome 1980			x						x								
<i>Pantanellium tanuense</i> Pessagno & Blome 1980			x														
<i>Pantanellium browni</i> Pessagno & Blome 1980								x									
<i>Pantanellium danaense</i> Pessagno & Blome 1980								x	x								
<i>Pseudostylosphaera</i> (?) sp.													x				
<i>Pseudostylosphaera</i> sp.							x										
<i>Præhexasarurnalis tetraradiatus</i> Kozur & Mostler 1990								x									
<i>Thurstonia</i> sp. cf. <i>T. gibsoni</i> Whalen & Carter 1998								x									
<i>Udalia primaeva</i> Whalen & Carter 1998								x									
<i>Udalia</i> sp. cf. <i>U. primaeva</i> Whalen & Carter 1998			x					x									
Spumellaria gen. et sp. indet											x	x					
<i>Follicucullus monacanthus</i> Ishiga & Imoto 1980						x											
<i>Follicucullus</i> sp. cf. <i>F. porrectus</i> Rudenko						x											
<i>Follicucullus</i> sp. cf. <i>F. ventricosus</i> Ormiston & Babcock 1979						x											

sh: 頁岩, sili sh: 珪質頁岩, ch: チャート

第4章 後期白亜紀火山岩類

(吉川敏之)

4.1 研究略史と地質の概要

「生野」図幅地域内の後期白亜紀火山岩類については、研究例は多くない。詳しい地質の研究例は、生野鉦山付近の層序を丸山(1957)、兵庫県(1968)、田中ほか(1971)が報告しているのみである。より広域の地質は、兵庫県(1961)が兵庫県地質鉦産図としてまとめているほか、後藤・井上(1985)は5万分の1「生野」地域の地質を表層地質図にまとめている。また、通商産業省資源エネルギー庁(1988)は生野鉦山を中心とした地域の地質を広域地質図及び説明書として報告している。その他、上月・中島(1990)は主に東隣「篠山」図幅の西部地域に分布する後期白亜紀火山岩類について研究しているが、「生野」図幅地域との対比も卒業論文などの未公表データを加えて考察している。

近畿地方には後期白亜紀に形成されたとされる珪長質火山岩・深成岩複合岩類が広く分布する。これらは1960年代に層序が立てられた際に、モードとなった地域ごとに有馬層群、生野層群、相生層群、広峰層群、矢田川層群と呼称されたが(兵庫県, 1961)、それぞれの定義には曖昧さを残しており、正確な分布範囲や累層区分及び相互の関係は将来の課題とされた。しかし、この地域は生野鉦山に代表されるように地域的に鉦化・変質作用が著しく、貫入岩も多い。また岩相が単調で地質構造の把握が難しいうえ、多数の断層による変位も受けている。長い間これらが詳細な層序の確立の障害となり、層群区分の問題は未解決のまま先送りされてきた。

1980年代末以降、5万分の1地質図幅の研究の進展もあって、これら珪長質火山岩・深成岩複合岩類の広域に及ぶ解明が進んできた。すなわち、これらが幾つかのカルデラ(コールドロン)を埋積する形で分布している場合が多いこと、形成年代がほぼ後期白亜紀に限られそうなこと、岩相、岩質、地質構造、時代などに各層群固有の特徴が認められず、むしろそれらの特徴が層群単位を越えて共通することなどである(尾崎・松浦, 1988; 栗本ほか, 1993; 松浦ほか, 1995; 尾崎ほか, 1995; 山元ほか, 2000, 2002; 尾崎・原山, 2003など)。

その結果、これらの地層は地域別にも、あるいは時代別にも層群単位で区分することが困難であることが明らかになってきた。また、これらの地層は近畿地方に限らず西南日本に広く分布しており、新たに層群として定義できるスケールを超えている。したがって、本報告ではこれらの地層を後期白亜紀火山岩類と一括し、層群単位

の区分は行わない。

本地域及びその周辺に分布する後期白亜紀火山岩類の岩相上の特徴は、ほぼ普遍的に大規模な流紋岩-安山岩火砕岩(多くは溶結)を主体とし、一部に流紋岩-安山岩溶岩及び砂岩・泥岩・角礫岩を伴うことである。火砕岩は有色鉦物の種類に若干の特徴があるほか、結晶量または岩片量の差でみかけが異なることもあるが、岩相だけで累層区分することは困難である。しかし、分布を詳細に調べると独立した堆積盆を埋めて分布する地層(群)及び地質構造が認定でき、それに基づいて本図幅地域内には10の独立した累層が区分される(第2.3図)。それぞれの累層の境界は、ごく低角のこともあるが、高角で接する場合も多く、一部はコールドロン構造と考えられる。全体的な地質構造については第7章でも述べる。

なお、後期白亜紀火山岩類の大部分は火砕岩や溶岩からなる陸成層であるため、側方への層厚及び岩相変化に富み、地層が整然と調和的に累重することはまれである。また、各層の正確な形成期間及び時間間隔は一般にわからない。このため、本報告では各層の関係を記述するにあえて整合・不整合とは呼ばず、定性的にどの程度の構造的な差があるのかを記述する。

後期白亜紀火山岩類の火砕岩はしばしば溶結面構造を示すほか、塊状の溶岩には流理や板状節理が発達しており、その走向・傾斜が測定できる。その向きは時として狭い範囲でもばらつき、厚い火砕岩の場合は下部と上部で向きが異なることも少なくない。しかし、一般に全体としての構造の傾向を読みとることは可能であり、地質図にはこうした傾向を代表するものを主に示してある。

4.2 大河内層(Ot, Or, Os, Od)

地層名 山元ほか(2002)命名。

模式地 西隣「山崎」図幅内の夢前町熊部の東方1kmの夢前川支流沿い(山元ほか, 2002)。

分布及び層厚 本図幅地域南西部に広く分布する。層厚は笠形山東方では約200m、市川町小畑北方では380m以上である。

層序関係 本図幅地域内では丹波帯若井コンプレックス及び八千種コンプレックスを不整合に覆う。また西隣「山崎」図幅内では超丹波帯山崎層を不整合に覆う(山元ほか, 2002)。本図幅地域内では、分布の東部ほど基盤の丹波帯若井コンプレックスに対して本層の上位層準が接しており、堆積盆中心が西部にあったことを示して

いる。

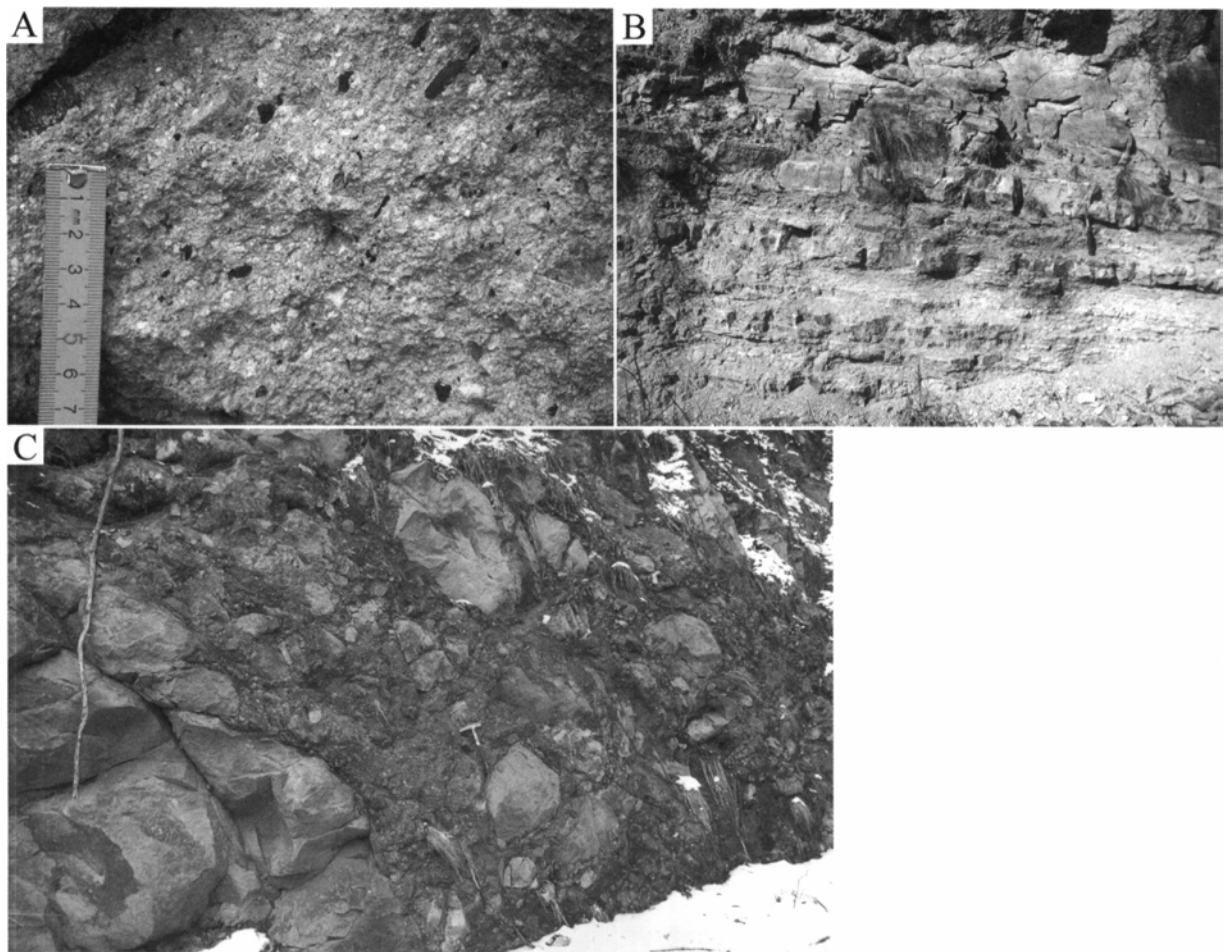
岩相 大河内層はデイサイト-流紋岩火山礫凝灰岩及び凝灰岩 (Ot), 流紋岩溶岩 (Or), 凝灰質砂岩, 泥岩, デイサイト凝灰岩及び角礫岩 (Os), デイサイト溶岩及び貫入岩 (Od) からなる。一般に変質が進んでおり, 緑れん石や炭酸塩鉱物が生成している。神崎町福本付近では特に変質が著しく, 福本東方では上位の笠形山層との境界直下に胚胎するろう石を採掘している (福山鉱山)。また, 神崎町越知でもろう石を採掘している (越知鉱山)。

デイサイト-流紋岩火山礫凝灰岩及び凝灰岩 (Ot) は淡緑灰色, 灰褐色, 淡青緑色を呈し, 一部は溶結している。一般に石質岩片及び軽石片に富む (第4.1図A)。下部の淘汰の悪い火山礫凝灰岩から上部のより細粒の凝灰岩及び凝灰質砂岩へ漸移する堆積単位が認められ, 火砕流のフローユニットに相当すると考えられる。ユニットの厚さは地域及び層準によって異なるが, 一般に少なくとも10m以上で, 40m以上が普通である。石質岩片

は丹波帯の岩石を起源とする頁岩, 砂岩などの異質岩片が目立ち, デイサイト-流紋岩火砕岩, 斑晶に乏しいデイサイト-流紋岩を含む。多くは2.5cm以下, ときに20cm程度で, 円磨度は低い。軽石片は1.5cm大以下で, 垂角礫程度の円磨度を示すか, 扁平に変形していることが多い。本層全体としては, 石質岩片の少ない地域ほど溶結度の高い傾向がある。

流紋岩溶岩 (Or) は, 神崎町吉富西方と越知に分布している。また, 神崎町猪篠東方にわずかに露出する著しく変質した岩石は原岩の判別が困難であるが, 見かけの特徴の共通性から本岩に含めた。淡緑灰色, 黄褐色を呈し, ほとんどが塊状で, 流理構造を示す。斑晶に乏しく, ガラスが脱ガラス化して多量の球顆が生成していることがある。

凝灰質砂岩, 泥岩, デイサイト凝灰岩及び角礫岩 (Os) は本層上部に挟在し, 火山活動休止期の堆積物と考えられる。一般に15~50cm単位の成層を示す砂岩・泥岩の互層からなり (第4.1図B), 角礫岩がそれらに挟在し



第4.1図 大河内層の露頭写真

A: 石質岩片を含む大河内層の火山礫凝灰岩。黒色の岩片は主に丹波帯起源の頁岩からなる異質岩片で, 白色の岩片は変質したデイサイト-流紋岩を主体とする類質岩片。市川町下牛尾の道路沿い。B: 凝灰質砂岩・泥岩互層。神崎町吉富西方の林道沿い。C: 大型角礫を含む淘汰の悪い角礫岩。これはカルデラ壁の崩壊でできた岩屑なだれ堆積物と考えられる。加美町高坂峠南方の林道沿い。ハンマーの柄の長さは約30cm。

て産する。笠形山東部の笠形林道とその支線では角礫岩が多く(第4.1図C), 砂岩が少ない。角礫岩の礫種は斑晶に乏しいデイサイト-流紋岩が最も多いが, デイサイト凝灰岩, 丹波帯起源の頁岩, 軽石片など多様である。淘汰は悪く, 礫径は40cm以下が多いが, 最大3mのものも露頭で確認できた。通常は基質支持で, ときに礫支持である。これは岩相及び産状の特徴からみて岩屑なだれ堆積物であり, カルデラ壁周辺に形成されるカルデラ崩壊角礫岩(Lipman, 1976)である可能性が大きい。角礫岩は北東から南西または東から西に向かって尖滅し, 北東または東方にカルデラ壁が存在したことを示唆する。また, 笠形山東方には平行葉理の発達する淘汰の良い黒色泥岩がよく連続して産する。

デイサイト溶岩及び貫入岩(Od)は神崎町岩屋付近にのみ分布している。赤紫褐色, 青紫褐色, 青灰褐色, 淡褐色を呈する。塊状または火山角礫岩状で, 塊状の場合には流理が認められることが多い。斑晶はやや少なく, 3mm大以下の斜長石がほとんどで, ごくまれに石英を含む。石基のガラスは脱ガラス化してしばしば多量の球顆が生成している。岩屋東方の林道では, 溶岩が西方に向かって石質岩片に富む火山礫凝灰岩に漸移するのが観察できる。

岩石記載

デイサイトないし流紋岩火山礫凝灰岩(GSJ R 79971/IK 107)

産地: 市川町下牛尾北方。

産状: 火砕流堆積物。

結晶片: 斜長石(<4mm), 石英(<2mm)。

岩片: 軽石片(<4mm), 砂岩(<2cm), 頁岩(<1.5cm),
デイサイト-流紋岩凝灰岩(<3mm), デイサイト(<2.5mm)。

基質: ガラス片, 微細な結晶片。

異質及び類質岩片に富む。軽石片は完全に変質し, 緑泥石が生成している。基質のガラス片はバブルウォール片の形態を残すものの, 変質により微細な鉱物に換わっている。変質鉱物として緑泥石, 炭酸塩鉱物が生成している。

4.3 栢原層(Tb)

地層名 新称. 西隣「山崎」図幅(山元ほか, 2002)で峰山層とされた地層の一部は本層に相当する。

模式地 生野町栢原の栢原トンネル西側出口周辺。

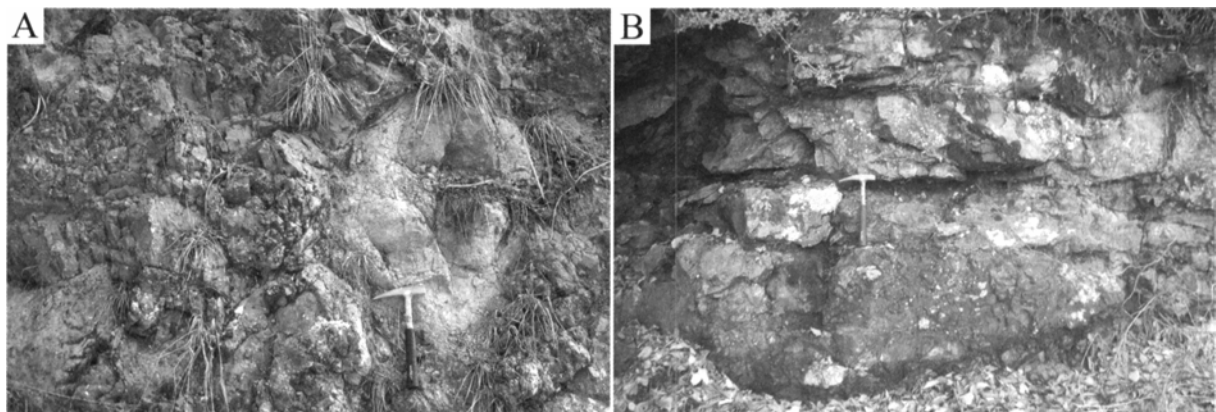
分布及び層厚 生野町栢原周辺の小範囲に分布する。層厚は240m以上である。

層序関係 本地域では下限不明である。上位は分布地域東部では生野層にやや高角に, 西部では笠形山層に低角に覆われる。

岩相 栢原層はデイサイト溶結火山礫凝灰岩, 角礫岩, 凝灰質砂岩及び泥岩からなる。下部はデイサイト溶結火山礫凝灰岩及び角礫岩が, 上部は凝灰質砂岩及び泥岩が主体で, 最上部は一般に泥岩-砂岩からなる。いずれの岩相とも変質が著しい。特に西部の本層と笠形山層の境界付近では変質が著しく, 北西隣「大屋市場」図幅地域ではろう石鉱床が胚胎している(栢原鉱山)。

デイサイト溶結火山礫凝灰岩は青緑灰色, 灰緑褐色, 灰褐色を呈する。2cm以下の石質岩片及び軽石片を含む。岩片には基盤岩起源の黒色頁岩が目立ち, 変質の著しく斑晶に乏しいデイサイト-流紋岩も含む。結晶片は斜長石のみで, 石英は確認していない。

角礫岩は塊状無層理で, きわめて淘汰が悪く, 礫はサイズ及び円磨度とも多様である(第4.2図A)。しばしば露頭では全体のサイズを確認できない大型の岩塊を含んでいる。礫種はデイサイト火山礫凝灰岩, 泥岩, 砂岩からなり, 亜角礫が多いが少量の円礫も伴う。基質は灰褐色の砂岩-泥岩からなり, 基質支持である。これは岩



第4.2図 栢原層の露頭写真

A: 栢原層の角礫岩, 淘汰は悪く, 礫及び基質ともデイサイト火砕岩起源の碎屑物からなる。生野町栢原, 栢原トンネル西側出口の南。B: 栢原層の泥岩。成層はやや不明瞭で, 変質が強く, 硬化している。生野町栢原北西方, 栢原鉱山東方(北西隣「大屋市場」図幅地域)。

相の特徴からカルデラ縁辺に分布する崩壊角礫岩である可能性がある。

凝灰質砂岩及び泥岩はやや不明瞭に成層していることが多い(第4.2図B)。暗緑灰色、黄緑褐色、暗灰褐色を呈する。本層最上部に産する泥岩-砂岩は暗青褐色-黒褐色を呈し、ほぼ塊状である。

4.4 生野層 (It, Ia, Is, Ikc, Isa, Isr, Ir)

生野層は生野鉾山を中心に、本図幅地域と北隣の「但馬竹田」地域にまたがって広く分布する地層である。生野層は古くから生野鉾山付近で詳細に調べられ、その層序が確立されてきたこと、また周辺の大変広い地域に連続して分布すると考えられたために、従来生野鉾山を模式として生野層群と呼ばれてきた(兵庫県, 1961)。しかし、今回の調査から、この地層はその上位を別の構造を持つ地層に高角に覆われ、独立した堆積盆を埋めて分布することが明らかとなった。したがって、本報告では生野層群の呼称は用いず、他の地層と同様累層として区分する。本層の特徴として、本図幅地域の他の地層に比べて岩相変化に富むことがあげられる。また生野鉾山付近では歴史的に特定の地層が固有の名称と呼ばれてきたこともあり、本来ならば全体を部層区分し、過去の区分と対応させることが望ましい。ただし、本図幅地域に分布する生野層は、相対的に上部の地層が主体で、「但馬竹田」図幅地域に分布する下部の大部分は未調査である。したがって、本報告では本図幅調査で層序関係の明らかになった相対的に上部の地層のみを部層区分する。

地層名 新称。従来、生野層群と呼ばれていたもののうち、模式地域の地層を一括したものに相当する。

模式地 生野町真弓から高畑山の北西麓。

分布及び層厚 本図幅地域北西部から北隣「但馬竹田」図幅地域にかけて広く分布する。層厚は、本図幅地域の地表部では最大560mであるが、生野鉾山地下及び「但馬竹田」図幅地域の本層は更に厚く、全層厚1,500m以上に及ぶ可能性がある。

層序関係 加美町岩座神から奥荒田では丹波帯若井コンプレックスを不整合に覆う。生野町口銀谷西方では栃原層をやや高角に覆う。神崎町越知周辺では大河内層のデイサイト及び流紋岩溶岩を覆うが、その境界は起伏に富んでいる。

岩相 生野層のうち、下部はデイサイト-流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (It)、安山岩-デイサイト溶岩、凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (Ia)、凝灰質砂岩及び泥岩 (Is) からなり、これら是指交して分布している。生野層の上部は黒雲母流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (Ikc)、安山岩-デイサイト溶結火山礫凝灰岩、凝灰岩及び溶岩 (Isa)、黒雲母流紋岩溶岩及び火山礫凝灰岩 (Isr) が順に厚く累重しており、本報告ではこれらを金香瀬溶結凝

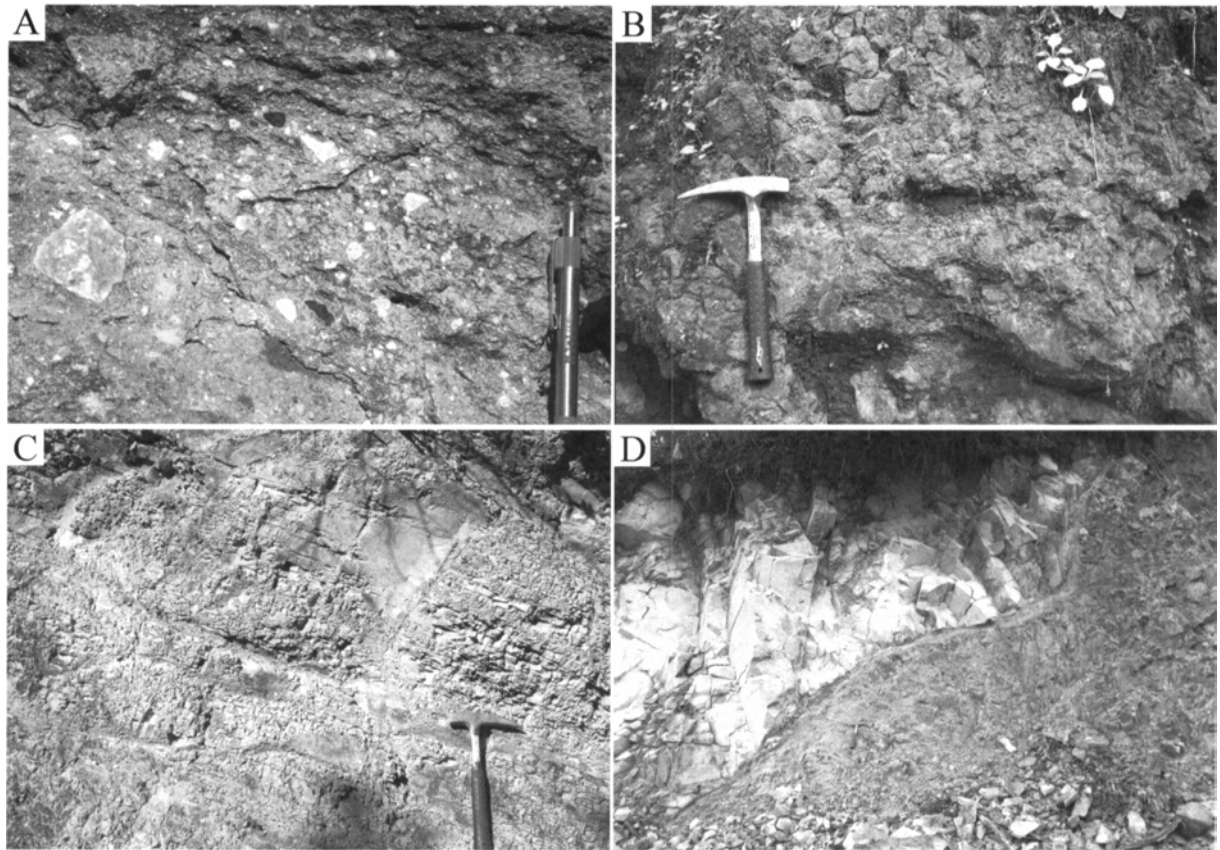
灰岩部層、千ヶ峰^{せんがみね}安山岩部層、白口山^{しろくちやま}流紋岩部層と部層区分した。また、下位から千ヶ峰安山岩部層までの生野層全体に、流紋岩の岩床及び岩脈 (Ir) が貫入している。

生野層下部のデイサイト-流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (It) は、本図幅地域では生野町口銀谷から真弓周辺、猪野々に主に分布し、神崎町新田及び加美町またに山東方にも小規模に分布する。一般に変質が著しく、多くは溶結している。灰緑褐色、緑褐色、淡灰白色を呈する。軽石片に富み、弱い溶結面構造を示す。ところにより石質岩片をやや多く含んでおり、岩片種は変質した斑晶に乏しいデイサイトが多く、黒色頁岩(基盤岩または栃原層起源)を含む(第4.3図A)。またに山東方に分布する本岩は、変質が著しいほか、一部では基質が再結晶してホルンフェルス化している。この周辺には花崗閃緑岩や石英閃緑岩などの小岩体及び岩脈が多数見られるが、地下により大型の岩体が潜在している可能性もある。

安山岩-デイサイト溶岩、凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (Ia) は、本図幅地域では神崎町またに山西方及び加美町千ヶ峰南方に分布する。一般に変質が著しく、広い範囲で黄鉄鉱が生成している。溶岩は塊状及び火山角礫岩状で、ブロック溶岩及びアア溶岩の産状を示す。暗青褐色、青灰色、緑褐色、赤紫褐色を呈する。神崎町新田東方の林道では、暗赤褐色を呈するクリンカー状の火山角礫岩が観察できる(第4.3図B)。塊状部には板状節理が発達することが多い。一般に斑晶に乏しく、肉眼では2mm大以下の斜長石がまばらに認められる程度である。凝灰岩及び火山礫凝灰岩は本図幅地域ではほとんど見られないが、神崎町新田の越知川右岸側に分布し、北隣「但馬竹田」図幅地域に連続する。灰緑褐色、赤紫灰褐色、暗赤褐色を呈し、やや成層していることが多い。軽石片及び石質岩片に富む部分があり、岩片には斜長石斑晶の目立つ安山岩、斑晶に乏しいデイサイトの火山礫-岩塊が見られる。

凝灰質砂岩及び泥岩 (Is) は本図幅地域では生野町宮ノ谷ダム西方と猪野々東方に主に分布するほか、生野町口銀谷北方にも見られる。また、生野層最上部で白口山流紋岩部層に挟在する凝灰質砂岩及び泥岩も本層に含めた。岩相は地域ごとに少しずつ異なるが、暗灰色-黒色を呈する細粒砂岩-泥岩を主とし、成層していることが多い(第4.3図C)。しばしばやや円磨した細礫を伴い、砂岩の淘汰は一般に良くない。

流紋岩岩床及び岩脈 (Ir) は、生野町口銀谷から猪野々にかけて広く分布し、北隣「但馬竹田」地域へ連続している。また、生野町白口南方及び神崎町大畑北方にも谷底に露出している。大畑北方の岩体を除く本岩は生野鉾山の鉾床分布と密接に関係しており、著しく変質し、珪化・鉍化作用を伴っている。これらの多くは既存の地層の構造に調和的に貫入した岩床であり、特に凝灰質砂岩及び泥岩の層準に厚く貫入している。黄褐色、黄灰白



第4.3図 生野層の露頭写真

A：生野層のデイサイト-流紋岩火山礫凝灰岩。類質及び異質岩片に富み、軽石片は扁平に変形している。生野町真弓東方の道路沿い。B：生野層の安山岩火山角礫岩。暗赤褐色を呈するクリンカー状のアア溶岩である。神崎町新田東方の林道。C：不明瞭な成層を示す泥岩。風化して細片化しやすい。生野町宮ノ谷ダム西方。D：金香瀬溶結凝灰岩部層の黒雲母流紋岩溶結凝灰岩（左）に貫入する流紋岩（右）。貫入面は平滑であるが、波曲している。神崎町大畑北西方の林道。

色、緑灰褐色を呈し、ほとんどが塊状で流理構造を示す。猪野々東方で観察できる泥岩との貫入面はほぼ平滑で、泥岩の層理に調和している。大畑北方の岩体は石英斑晶の目立つ塊状の流紋岩で、白口山流紋岩部層の岩相によく似ている。淡緑灰色、黄褐色を呈する。大畑北西方で観察される金香瀬溶結凝灰岩部層との貫入面は、平滑であるが凹凸に富み、金香瀬溶結凝灰岩部層の溶結面構造とは斜交している（第4.3図D）。

岩石記載

デイサイトないし流紋岩火山礫凝灰岩 (GSJ R 80001/IK 172：第4.3図A)

産地：生野町真弓東方。

産状：火砕流堆積物。

結晶片：斜長石 (<1.8mm)、石英 (<0.4mm)。

岩片：軽石片 (<1cm)、デイサイト (<7mm)、頁岩 (<1.8mm)。

基質：ガラス片、微細な結晶片。

扁平に変形した軽石片に富む。軽石片は完全に変質し、セ

リサイト及び炭酸塩鉱物が生成している。石質岩片のデイサイトは斑晶に乏しく、ガラスは脱ガラス化して球顆が生成している。基質は変質及び脱ガラス化が著しく、ガラス片の輪郭は不明瞭になっている。変質鉱物として黄鉄鉱、炭酸塩鉱物が生成している。

安山岩 (GSJ R 79986/IK 146)

産地：神崎町新田東方の林道沿い。

産状：溶岩の塊状部。

斑晶：斜長石 (<2mm)、輝石 (<1.2mm)、不透明鉱物 (<0.2mm)。

石基：ガラス、斜長石。

斑晶量は少ない。輝石は完全に変質しており、また集斑状に産することが多い。石基のガラスは脱ガラス化及び変質が進み、微細なシリカ鉱物が生成している。変質鉱物として緑泥石、炭酸塩鉱物が生成している。

金香瀬溶結凝灰岩部層 (Ikc)

地層名 新称。丸山 (1957) の金香瀬石英粗面岩、兵

庫県（1968）の金香瀬累層（または金香瀬流紋岩）に相当する。

模式地 生野町白口西方の道路沿い。

分布及び層厚 本図幅北西地域に広く分布する。層厚は最大約300mである。

層序関係 下位の生野層のさまざまな岩相を低角に覆う。

岩相 金香瀬溶結凝灰岩部層は黒雲母流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩からなる。色はやや多様で、青灰色、赤紫褐色、灰緑色、灰褐色などを呈する。結晶片に富み、強溶結している。ときに4cm以下の扁平につぶれた軽石片が認められるが、気泡組織は残されていない。石質岩片を含むことは少ない。結晶片は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母とときに普通角閃石を含み、肉眼では3.5mm以下の粗粒な石英が目立つ。石英は鏡下で確認すると融食を受けているものが多い。金香瀬溶結凝灰岩部層の上部では結晶片（特に石英）の量が少なくなり、岩質がデイサイト寄りに変化する。

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩（GSJ R 80000/IK 171：第4.4図A, B）

産地：生野町宮ノ谷ダム東方。

産状：厚い溶結火砕岩。

結晶片：石英（<3mm）、斜長石（<2.5mm）、カリ長石（<1.8mm）、黒雲母（<1.5mm）。

岩片：軽石片（<7mm）。

基質：ガラス片、微細な結晶片。

結晶片に著しく富む。石英はやや丸みを帯びた形態を呈する。黒雲母はほとんどが変質し、微細な不透明鉱物と緑泥石が生成している。軽石片は扁平化して気泡組織は残っていない。基質のガラスは溶結し、脱ガラス化している。変質鉱物として炭酸塩鉱物が生成している。

千ヶ峰安山岩部層（Isa）

地層名 新称。丸山（1957）及び兵庫県（1968）の金香瀬安山岩に相当する。

模式地 生野町白口から白口峠を経て神崎町作畑へ至る道路沿い。

分布及び層厚 千ヶ峰より西方の、本図幅北西地域の主に地形的な高所に分布する。層厚は模式地の白口峠周辺が最大で、240m以上である。

層序関係 金香瀬溶結凝灰岩部層を低角に覆う。

岩相 千ヶ峰安山岩部層は主に安山岩-デイサイト溶岩からなり、下部に火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩及び凝灰岩を挟在するほか、一部に砂岩及び玄武岩を伴う。いずれの岩相でも一般に変質が著しい。溶岩は灰緑色、青褐色、青灰褐色、暗青灰色を呈し、塊状または火山角礫岩状である。塊状部にはしばしば板状節理が発達する。火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩及び凝灰岩は生野町高畑山の東

方及び神崎町大畑周辺に主に分布し、神崎町越知南東方の斜面に薄く分布する本層の多くも火山礫凝灰岩からなる。暗赤褐色、青褐色を呈する。高畑山の東方では凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、溶岩が互層し、砂岩を挟在するのが観察され、それぞれの層厚は4~16mである。玄武岩は生野町白口北西方の斜面にのみ認められ、淡緑灰色-緑褐色を呈し、1cm大以下の気泡に富む。鏡下ではかんらん石斑晶（完全に変質）に富む。露出が悪いため、周囲の地層との関係は不明であるが、千ヶ峰安山岩部層の最下部に相当している。

岩石記載

単斜輝石安山岩（GSJ R 80007/IK 186：第4.4図C, D）

産地：生野町白口南方の林道沿い。

産状：溶岩の塊状部。

斑晶：斜長石（<4mm）、単斜輝石（<2mm）、不透明鉱物（<0.6mm）。

斑晶量はやや多く、一部は集斑状をなす。斜長石は累帯構造を呈するものがあり、劈開に沿って少量の緑れん石、緑泥石が形成されている。単斜輝石の一部は完全に緑れん石、緑泥石に置き換わっている。

石基：ガラス、斜長石。

ガラスは再結晶してシリカ鉱物に換わっている。斜長石は0.1mm以下で、ハイアロピリティック組織を示す。

かんらん石玄武岩（GSJ R 80014/IK 201：第4.4図E, F）

産地：生野町白口北西方の斜面、標高515m地点。

産状：周囲の地層との関係は観察できない。岩相から溶岩の塊状部あるいは浅所貫入岩と考えられる。

斑晶：かんらん石（<1.7mm）、斜長石（<0.7mm）。

かんらん石は完全に変質している。斜長石は少なく、長柱状を呈する。

石基：斜長石、苦鉄質鉱物、ガラス。

斜長石は0.3mm以下で、弱い定向配列を示す。苦鉄質鉱物は0.15mm以下で、完全に変質している。ガラスは少なく、微細な鉱物の集合体に再結晶している。インターサータル組織を示す。

この他、8mm大以下の気泡に富み、断面は楕円ないし不定形を呈する。また石英脈が認められる。

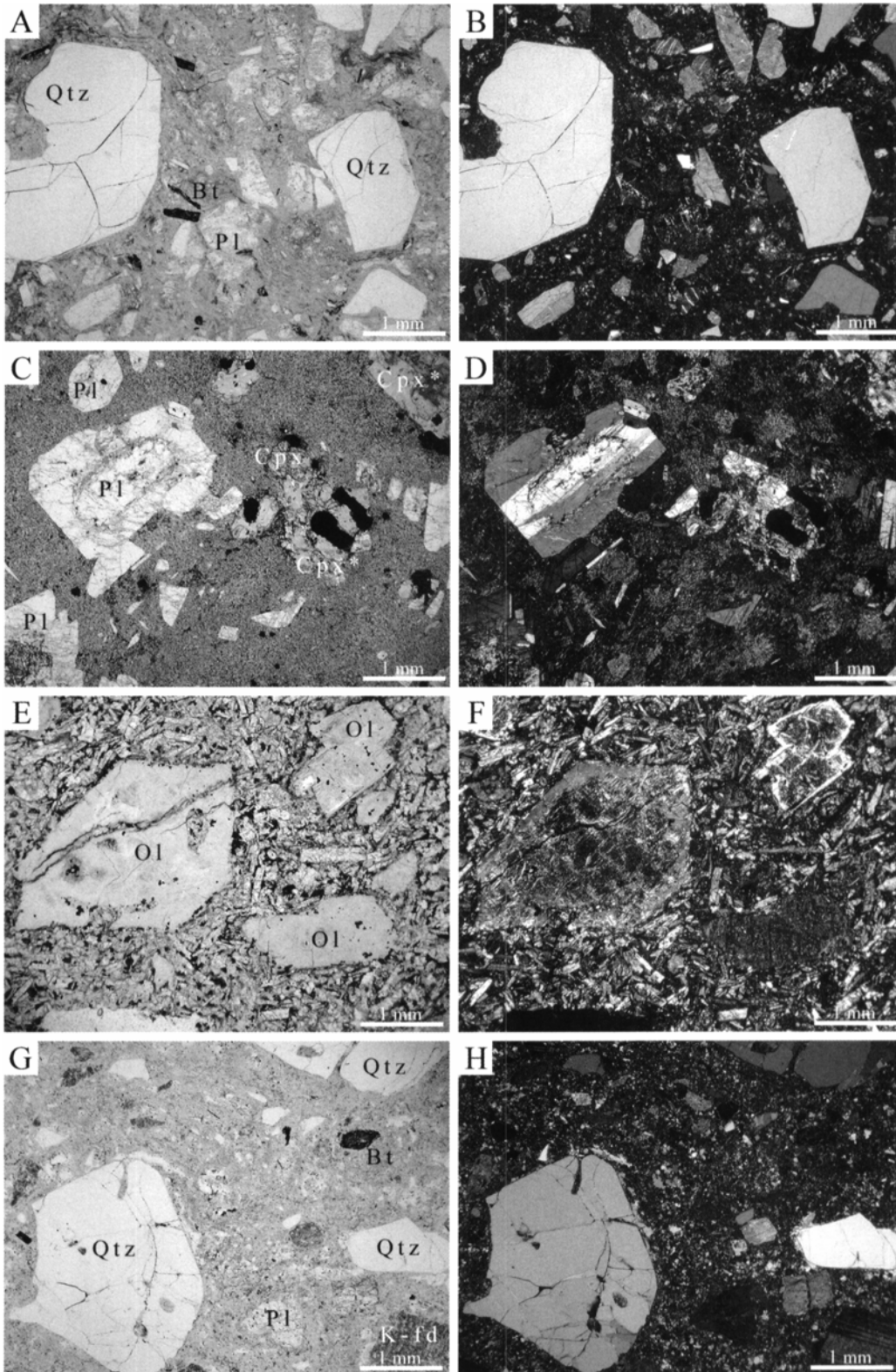
白口山流紋岩部層（Isr）

地層名 新称。丸山（1957）及び兵庫県（1968）の石英斑岩に相当する。

模式地 生野町白口山から南西方へ延びる尾根。

分布及び層厚 白口山流紋岩部層の分布は地形的な高所に限られ、生野町高畑山から白口山の周辺と、千ヶ峰から飯盛山へ至る尾根の2地域に分布する。層厚は160m以上である。

層序関係 千ヶ峰安山岩部層を調和的に覆う。



第4.4図 生野層の薄片写真

A, B : 金香瀬溶結凝灰岩部層の黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (GSJ R 80000/IK 171). 生野町宮ノ谷ダム東方. C, D : 千ヶ峰安山岩部層の輝石安山岩 (GSJ R 80007/IK 186). 生野町白口南方の林道沿い. E, F : 千ヶ峰安山岩部層のかんらん石玄武岩 (GSJ R 80014/IK 201). 生野町白口北西方の斜面, 標高515m地点. G, H : 白口山流紋岩部層の黒雲母流紋岩 (GSJ R 80011/IK 198). 生野町白口山南西方の尾根. A, C, E, G : オープンニコル, B, D, F, H : クロスニコル. Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Bt : 黒雲母, Ol : かんらん石 (粘土鉱物に変質), Cpx : 単斜輝石 (*は緑泥石に変質), K-fd : カリ長石.

岩相 白口山流紋岩部層は黒雲母流紋岩の溶岩からなり、ごくわずかの火山礫凝灰岩を伴う。溶岩は一般に塊状、一部火山角礫岩状で、塊状のものは板状節理及び流理構造を示すこともある。淡灰褐色、淡青緑褐色、ときに赤褐色を呈する。肉眼で石英、カリ長石の斑晶が目立ち、黒雲母を含む。火山礫凝灰岩は赤灰褐色を呈し、側方への連続は悪い。溶岩と同質の流紋岩の石質岩片に富むが、これはほとんど発泡しておらず、溶岩からの再堆積物か、または溶岩が地表水と接触した際のマグマ水蒸気爆発による堆積物と考えられる。

岩石記載

黒雲母流紋岩 (GSJ R 80011/IK 198 : 第4.4図G, H)

産地：生野町白口山南西方の尾根。

産状：溶岩の塊状部。

斑晶：石英 (<2mm)、斜長石 (<1mm)、カリ長石 (<3.5 mm)、黒雲母 (<0.7mm)、不透明鉱物 (<0.3mm)。

石英の一部は融食形を呈する。斜長石、カリ長石は汚濁が進んでいる。黒雲母はほぼ変質している。不透明鉱物はごく少ない。

石基：ガラス、石英。

ガラスは微細なシリカ鉱物に再結晶している。石英は0.2 mm以下で、不明瞭な流理構造が認められる。

4.5 鴨川層 (Kt, Kr)

地層名 吉田・河田 (1987) の鴨川軽石凝灰岩を尾崎・松浦 (1988) が再定義したもの。

模式地 南東隣「三田」図幅内の西脇市鹿野町から社町平木鉱山に至るルート (尾崎・松浦, 1988)。

分布及び層厚 本図幅地域では南東部の広い地域を占めて分布する。層厚は下限不明で200m以上である。

層序関係 本図幅地域では八千代町下三原で丹波帯河

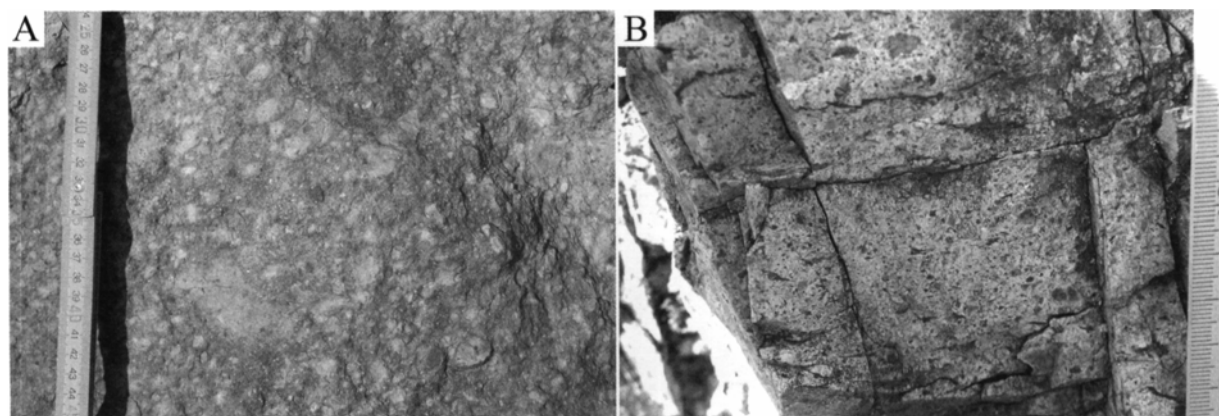
内コンプレックスを不整合に覆うほか、加美町熊野部-西脇では丹波帯若井コンプレックスと断層で接する。

岩相 鴨川層は主に流紋岩-デイサイト凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (Kt) からなり、流紋岩溶岩及び貫入岩 (Kr) を伴う。いずれも一般に変質しており、特に南部の地域ほど著しい。図幅地域北東部の篠ヶ峰層とは岩質はほぼ共通しており、肉眼的な特徴はほとんど同じである。流紋岩-デイサイト凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (Kt) は、淡褐色、緑灰色、淡青灰色を呈する。これらは火山ガラス片及び軽石片が多く (第4.5図A)、その一部は溶結してやや不明瞭な溶結面構造を示す (第4.5図B)。一般に結晶片及び石質岩片は少ないが、ところによりやや富むことがある。結晶の種類は斜長石が主体で、石英は少なく、肉眼では確認できないことも多い。有色鉱物片は肉眼では一般に認められない。いずれの地域でもフローユニットを露頭で確認することは難しく、一般に少なくとも数10m以上である。本図幅地域の鴨川層は緩い南-南西傾斜を示すことが多い。

流紋岩溶岩及び貫入岩 (Kr) は多くは塊状で、ときに流理構造を示す。著しい脱ガラス化を受けているものが多く、1cm大の球顆が生成していることがある。淡青灰色、淡黄褐色、淡灰白色、淡灰緑色を呈する。斑晶量は一般に少ない。八千代町仕出原から中野間周辺に分布する流紋岩は、変質が著しく、産状が不明なことも多い。火山角礫岩に乏しく、均質な岩相から判断して、一部は岩床またはラコリス状の貫入岩と見られる。分布が狭く、直立に近い流理を示すものは岩脈と判断し、貫入岩 (R) に含めた。中町東安田東方から西脇市日野町にかけて山地の基部にも変質した流紋岩が分布するが、周辺の地層との関係は観察できない。

岩石記載

デイサイトないし流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R 79968/



第4.5図 鴨川層の露頭写真

同じ溶結ユニットと考えられる火砕流堆積物の非溶結部と溶結部の岩相。A：非溶結のデイサイト-流紋岩火山礫凝灰岩。変質した軽石片に富む。中町翠明湖西方の林道沿い。B：デイサイト-流紋岩溶結火山礫凝灰岩。この露頭では比較的明瞭な溶結面構造を示す。八千代町仕出原の道路沿い。

IK 99 : 第 4. 5 図B)

産地 : 八千代町仕出原の道路沿い.

産状 : 火砕流堆積物.

結晶片 : 斜長石 (<2.5mm), 石英 (<2mm).

岩片 : 軽石片 (<4mm), デイサイト-流紋岩 (<2.5mm).

基質 : ガラス片, 微細な結晶片.

結晶片量はやや多い. 石英はときに著しい融食形を呈する. 軽石片は変質し, 微細なシリカ鉱物が生成している. 類質岩片のデイサイト-流紋岩は斑晶に乏しい. 基質のガラス片は溶結し, 脱ガラス化している. 変質鉱物として緑れん石, 緑泥石, 炭酸塩鉱物とまれに黄鉄鉱が生成している.

放射年代 鴨川層の年代は, 松浦ほか (1995) は 93.6 ± 4.5 Ma のジルコン・フィッシュン・トラック年代 (ED2) を報告しているが, これは外部効果を被っている可能性が高いと指摘している. また, 尾崎ほか (1995) が「鴨川層」の年代として 73.2 ± 3.4 Ma のジルコン・フィッシュン・トラック年代 (ED2) を報告しているが, これは小野市西方に分布する岩体で, 本報告の鴨川層とは分布が大きく離れている. 南東隣「三田」図幅地域で鴨川層を覆う平木溶結凝灰岩上部からは, 尾崎・松浦 (1988) が 70.0 ± 3.5 Ma の黒雲母 K-Ar 年代を, 柴田ほか (1984) が 72.7 ± 2.3 Ma のカリ長石 K-Ar 年代を報告している. 両者の年代値について, 尾崎・松浦 (1988) は試料の岩石学的検討から, 72.7 ± 2.3 Ma の年代値の方が噴出年代に近いものと考察している. なお, 尾崎ほか (1995) が「北条」図幅地域内から報告した平木溶結凝灰岩の黒雲母 K-Ar 年代値 (76.9 ± 1.3 Ma) は, 分布から判断して平木溶結凝灰岩とは異なる地層のものである可能性が大きい.

4. 6 妙見山層 (Mc)

地層名 新称. 東隣「篠山」図幅 (栗本ほか, 1993) の北西地域で阿草層とされた地層の一部は本層に相当する (第 2. 3 図参照).

模式地 中町妙見山の南斜面側登山道 (東山コース).

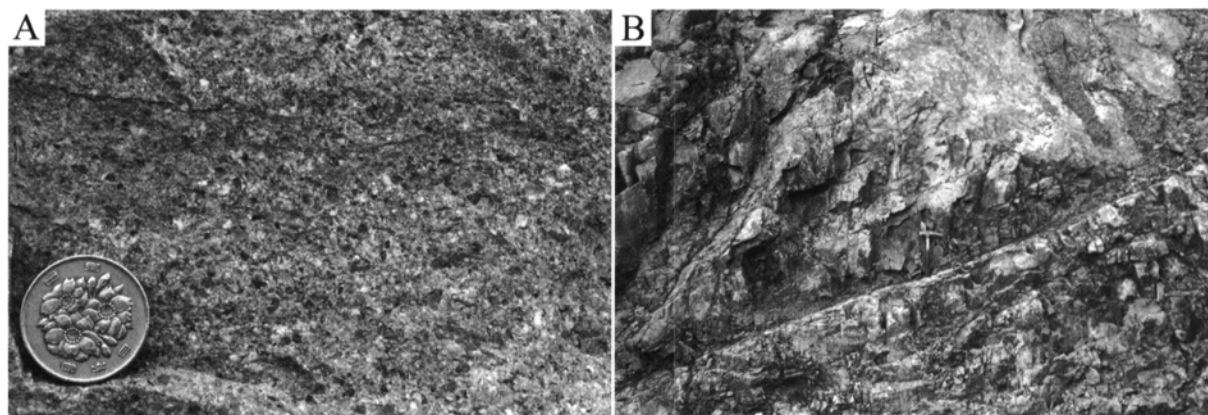
分布及び層厚 黒田庄町田高から石金山, 妙見山を経て加美町市原峠にかけて広く分布する. また, 中町高岸西方, 加美町山野部南西方の尾根にも分布している. 層厚は妙見山では約 450m 以上, 加美町市原付近では 550m 以上に及ぶ.

層序関係 丹波帯若井コンプレックスを不整合に覆うほか, 生野層, 鴨川層を一般に高角度に覆う. 加美町熊野部-八千代町大屋では丹波帯若井コンプレックスと断層で接する.

岩相 妙見山層は強溶結した黒雲母流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩からなる. 一般に青灰褐色, 灰緑褐色を呈し, しばしば板状節理が顕著に発達する. 結晶片に富み (第 4. 6 図 A), 6mm 大に及ぶ粗粒な石英が多く, 黒雲母を含んでいる. ごくまれに普通角閃石を含む. 扁平に変形した軽石片を含むことがある. ただし, 同じ露頭内でも結晶片及び軽石片の含まれ方は様でない場合がある. 岩片は 2cm 以下の変質した流紋岩-デイサイトをまれに含む. 加美町市原峠, 三谷西方ではフローユニット境界が観察できたが (第 4. 6 図 B), ユニット最上部 1~数 m は結晶片に乏しく, 主に火山ガラス片からなる凝灰岩である. 境界面はほぼ平面に近く, 上位ユニットの基底に特に火山礫や岩塊が濃集していることはなかった.

岩石記載

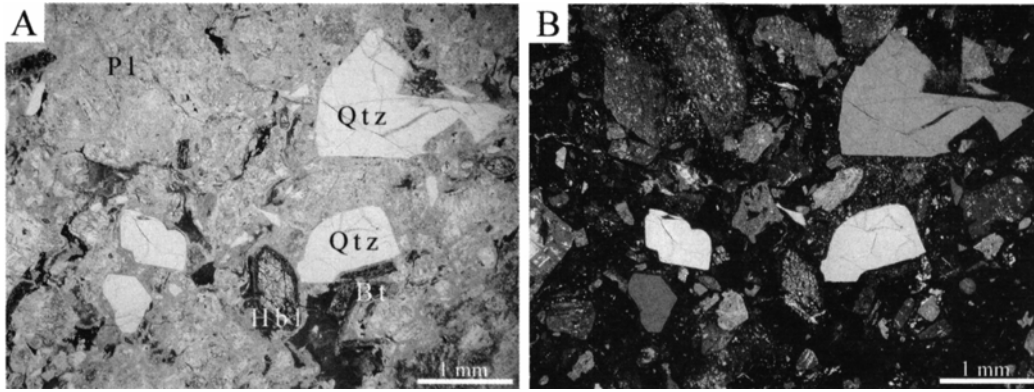
普通角閃石黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R 79952/IK 50 : 第 4. 7 図)



第 4. 6 図 妙見山層の露頭写真

A : 結晶片に富む黒雲母流紋岩溶結凝灰岩. B : に見られる上位のユニットのクローズアップ. 加美町市原峠東方の林道沿い.

B : フローユニット境界 (ハンマーの柄の下限が示す面). 下位ユニットの最上部約 1m で結晶片量が少なくなる以外は, 境界を挟んでの岩相変化は見られない. 加美町市原峠東方の林道沿い.



第4.7図 妙見山層の薄片写真

普通角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (GSJ R 79952/IK 50). 山南町西谷西方の林道沿い. フィッション・トラック年代測定試料. 本図幅調査で作成した妙見山層の薄片試料18個のうち, 角閃石を含むのは2試料のみであった.

A: オープンニコル, B: クロスニコル. Qtz: 石英, Pl: 斜長石, B: 黒雲母, Hbl: 普通角閃石.

第4.1表 フィッション・トラック年代測定結果

試料番号	岩石	自発トラック ρ_s (cm^{-2})	N_s	誘発トラック ρ_i (cm^{-2})	N_i	相関係数 r	熱中性子量 ρ_d (cm^{-2})	N	χ^2 検定 $P(\chi^2)$ (%)	ウラン 濃度 (ppm)	年代値 (Ma)
IK50 GSJ R79952	普通角閃石 黒雲母流紋岩 溶結火山礫凝灰岩 (妙見山層)	7.40×10^6	5724	1.61×10^6	1250	0.773	8.032×10^4	4113	10	190	69.5 ± 2.5
IK177 GSJ R80004	黒雲母流紋岩 溶結火山礫凝灰岩 (笠形山層)	7.04×10^6	5488	1.40×10^6	1092	0.721	6.946×10^4	3556	0	190	66.0 ± 2.5
IK179 CSJ R80005	黒雲母流紋岩 溶結火山礫凝灰岩 (笠形山層)	6.43×10^6	3790	1.28×10^6	752	0.770	6.951×10^4	3559	68	170	66.2 ± 2.9

各試料の採取地点は本文及び地質図参照.

測定鉱物はジルコン, 測定方法はED1法による. 測定結晶数はいずれも30個.

測定者: (株)京都フィッション・トラック 岩野英樹, 照射場所: 日本原子力研究所 JRR-4号炉 気送管

熱中性子線量測定用標準ガラス: NIST-SRM612, $P(\chi^2)$: χ^2 値の自由度 $n-1$ の χ^2 分布における上側確率(Galbraith, 1981)

年代値: $T = \ln(1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot \rho_d \cdot \rho_s / 2\rho_i) / \lambda_D$, 誤差(1 σ): $\sigma_T = T \times [1 / \sum N_s + 1 / \sum N_i + 1 / \sum N_d + (\sigma_\zeta / \zeta)^2]^{1/2}$

^{238}U の全壊変定数: $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10}$ /年, $\zeta_{ED1} = 380 \pm 3$ (Danbara *et al.*, 2003)

エッチング条件: KOH:NaOH=1:1(mol) etchant, 225°C, 24時間 (IK50), 23時間 (IK177, IK179)

産地: 山南町西谷西方, 林道沿い.

産状: 厚い溶結火砕岩.

結晶片: 石英 (<4.5mm), 斜長石 (<1.5mm), カリ長石 (<2.4mm), 黒雲母 (<1mm), 普通角閃石 (<1mm).

岩片: 軽石片 (<5mm), 流紋岩 (<3mm).

基質: ガラス片, 微細な結晶片.

結晶片に著しく富む. 石英の一部は融食形を呈し, 普通角閃石の一部は周縁がオパサイト化している. 黒雲母及び普通角閃石はほとんどが変質している. 軽石片は偏平化して気泡組織は残っていない. 基質のガラスは溶結し, 脱ガラス化している. 変質鉱物として少量の緑泥石, 炭酸塩鉱物が生成している.

放射年代 山南町西谷西方の林道脇から採取した火山礫凝灰岩 (GSJ R 79952/IK50) のジルコン・フィッション・トラック年代 (ED1) は $69.5 \pm 2.5\text{Ma}$ であった (第4.1表). また, 加美町市原峠東方の本層からは, $69.4 \pm$

2.2Ma の全岩K-Ar年代が報告されている (通産省資源エネルギー庁, 1988).

4.7 安田川層 (Ysc, Yst, Yss)

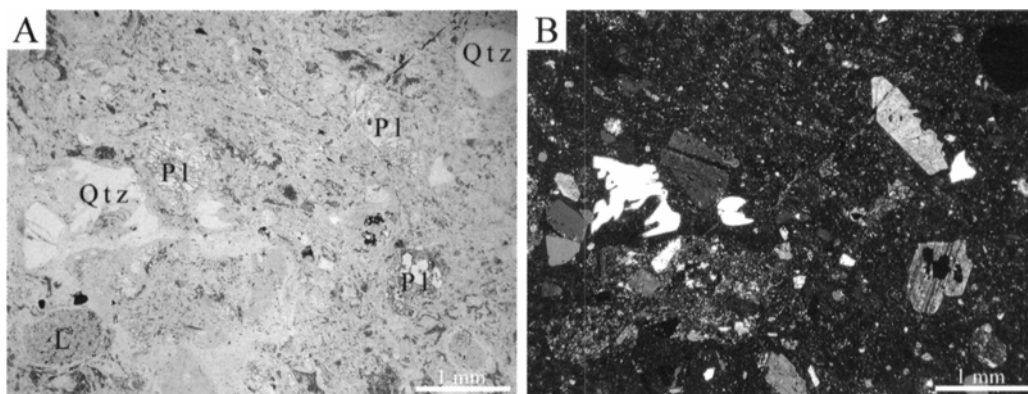
地層名 新称.

模式地 中町西安田から北東に延びる安田川沿いの林道.

分布及び層厚 本層は主に中町安田川を中心に, 黒田庄町石原から中町牧野にかけて分布する. またこれとは離れて八千代町門田から竹谷山周辺にも分布している. 層厚は上限不明で280m以上である.

層序関係 安田川周辺に分布する本層は, 鴨川層及び妙見山層を高角に覆う. また八千代町門田周辺の本層は, 丹波帯河内コンプレックスを不整合に, 鴨川層を低角に覆う.

岩相 安田川層は下部の輝石流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (Ysc) と上部のデイサイト-流紋岩凝灰岩及び火山礫凝



第4.8図 安田川層の薄片写真
輝石流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R 79974/IK116). 中町安田川の支流. A: オープンニコール, B: クロスニコール.
Qtz: 石英, Pl: 斜長石, L: 石質岩片.

灰岩 (Yst), 及びそれに挟在する凝灰質砂岩, 泥岩及び角礫岩 (Yss) からなる.

輝石流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (Ysc) は灰緑色, 青灰色を呈し, 結晶片に富み, 有色鉱物に輝石を含む. 妙見山層の直上の黒田庄町石原や石金山南西方では, 著しい融食構造を呈する石英結晶片が目立つ. 変質が著しく, 広く緑れん石が生成している. 野外では偏平化した2 cm大以下の軽石片が目立つ.

デイサイト-流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (Yst) は淡褐色, 緑褐色, 緑灰色を呈し, 一般に塊状, ときにやや不明瞭な成層構造を示す. しばしば妙見山層から由来したと考えられる石英結晶片に富む流紋岩溶結凝灰岩の石質岩片が含まれている. また, 中町西安田北方ではフローユニット境界が観察され, 下位ユニット最上部に火山豆石が含まれるのが認められた. 本岩も著しい融食構造を呈する石英結晶片を含むが, 下位の輝石流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (Ysc) より少ない. とくに著しく融食した斜長石も含まれる. 有色鉱物は少ないが, 場所によっては普通角閃石を含むことがある. 変質によりしばしば炭酸塩鉱物が生成している.

凝灰質砂岩, 泥岩及び角礫岩 (Yss) は, 中町東安田東方から黒田庄町石原にかけて中町浅香山北方に分布する. 中町東安田東方では, 溶結火山礫凝灰岩 (Ysc) と鴨川層流紋岩 (Kr) の岩塊を含む淘汰の悪い角礫岩が見られ, 上位を成層した砂岩-泥岩が覆っている. 浅香山北方では主に成層した凝灰質砂岩-泥岩からなり, 凝灰角礫岩を伴う. この角礫には妙見山層から由来したと考えられる黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩が含まれている. 泥岩の一部は10~20cmの明瞭な成層を示す.

八千代町門田から竹谷山地域に分布する本層は, 結晶片に富む溶結火山礫凝灰岩からなり, 下位の鴨川層の構造とは関係なく, 全体として西に緩く傾斜している. 野外では鴨川層より明らかに新鮮で, 偏平化した軽石片が目立つ. 結晶片には石英, 斜長石が多く, 輝石を含む.

石英及び斜長石はときに著しく融食を受けており, 変質によりしばしば緑れん石が生成している. 岩相及び岩質の類似性から, 安田川周辺地域に分布する本層の下部の岩相 (Ysc) に対比される.

岩石記載

輝石流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R 79974/IK 116: 第4.8図)

産地: 中町安田川支流.

産状: 厚い溶結火砕岩.

結晶片: 斜長石 (<3.5mm), 石英 (<2.5mm), 輝石 (<0.7 mm), 不透明鉱物 (<0.2mm).

岩片: 軽石片 (<1.2cm), 流紋岩溶結凝灰岩 (<6mm), 黒雲母流紋岩 (<4mm).

基質: ガラス片, 微細な結晶片.

結晶片にやや富む. 石英はときに著しい融食形を呈し, 斜長石の一部にも融食が認められる. 輝石は完全に変質している. 軽石片は偏平化して気泡組織は残っていない. 基質のガラスは溶結し, 脱ガラス化している. 変質鉱物として少量の緑れん石が生成している.

4.8 篠ヶ峰層 (St, Sr)

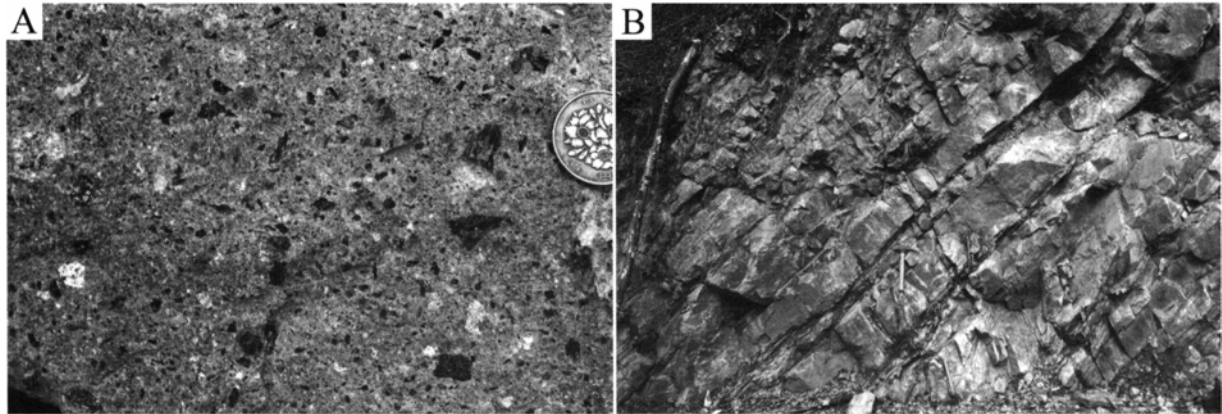
地層名 新称. 東隣「篠山」図幅 (栗本ほか, 1993) の北西地域で鴨川層とされた地層の一部は本層に相当する.

模式地 加美町丹治から篠ヶ峰山頂に至る林道.

分布及び層厚 本図幅北東部の篠ヶ峰を中心とした地域に広く分布する. 層厚は最大520m以上である.

層序関係 生野層, 鴨川層及び妙見山層を覆う. その境界面は一般に高角度で, 加美町市原, 箸荷及び山南町和田北方では境界面に調和的に流紋岩が貫入している.

岩相 篠ヶ峰層はデイサイト-流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (St) からなり, 篠ヶ峰周辺に再堆積物と考えられる成層した凝灰岩, 砂岩及び泥岩を伴う. また, 山



第4.9図 篠ヶ峰層の露頭写真

A：デイサイト流紋岩凝灰岩。暗灰色の岩片は軽石片で、白色の岩片は変質した流紋岩-デイサイトからなる石質岩片。山南町応地の道路工事現場。

B：成層した凝灰岩。加美町篠ヶ峰北方の林道沿い。

南町坂尻北方には流紋岩溶岩（Sr）が分布する。

デイサイト-流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩は緑褐色、灰褐色、灰緑白色を呈し、一般に2cm大以下の軽石片を含む（第4.9図A）。一部は溶結しており、特に北部地域ほど強溶結となる傾向がある。溶結面構造は大局的には北傾斜で、本図幅地域東端部や東隣「篠山」図幅地域では東傾斜がやや卓越する。石質岩片は一般に少なく、場所によっては1.5cm以下の斑晶に乏しい流紋岩-デイサイト、基盤岩由来の黒色頁岩を含んでいる。結晶片は斜長石、石英で、苦鉄質鉱物に乏しい。また、特に分布地域の北西部では変質が著しく、普遍的に緑れん石が生成しており、石英閃緑岩や細粒花崗岩（文象斑岩）の周辺ではホルンフェルス化して黒雲母及び普通角閃石が生成している。

篠ヶ峰周辺に分布する凝灰岩、砂岩及び泥岩は、緑褐色、灰褐色、黄灰褐色を呈し、5～40cm単位で成層している（第4.9図B）。淘汰はやや良好で、ときにほぼ平行な葉理が発達する。

流紋岩溶岩はほぼ水平に近い分布形態を示し、上位を同質の流紋岩岩片に富む火山礫凝灰岩が覆っている。灰褐色、淡黄褐色を呈し、一般に塊状で、方向の一定しない流理構造を示すが、一部は火山角礫岩状である。斑晶は少なく、ときに球顆が多量に生成している。

岩石記載

デイサイトないし流紋岩火山礫凝灰岩（GSJ R 79955/IK 60：第4.9図A）

産地：山南町応地。

産状：火砕流堆積物。

結晶片：斜長石（<2mm）、石英（<1.5mm）。

岩片：軽石片（<6.5mm）、デイサイト凝灰岩（<4.5mm）、

デイサイト-流紋岩（<2mm）。

基質：ガラス片、微細な結晶片。

軽石片にやや富む。その多くは完全に変質し、緑褐色の粘土鉱物に換わっているが、一部気泡組織を残すものも見られる。基質のガラス片はバブルウォール片の形態を残すものの、変質により微細な鉱物に換わっている。変質鉱物として少量の炭酸塩鉱物、緑れん石が生成している。

4.9 七種山層（Nt, Nc, Na）

地層名 山元ほか（2000）命名。

模式地 西隣「山崎」図幅内の七種山の南斜面（山元ほか、2002）。

分布及び層厚 七種山層は隣接する「山崎」及び「龍野」図幅地域に広く分布するが、本図幅地域では南西端部にわずかに分布するのみである。

層序関係 本図幅地域内では花崗閃緑岩に貫入されるほかは周囲の地層との関係は不明である。「山崎」及び「龍野」図幅地域では超丹波帯山崎層及び大河内層を不整合に覆う（山元ほか、2000；2002）。

岩相 本図幅地域では流紋岩-デイサイト溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩（Nt）、黒雲母含有流紋岩溶結凝灰岩（Nc）、安山岩溶岩及び火山礫凝灰岩（Na）からなり、この順に累重している。本層の分布の中心である「山崎」及び「龍野」図幅地域では、黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩を主体としており（山元ほか、2000；2002）、本地域で見られるものとは岩相がやや異なるらしい。

流紋岩-デイサイト溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩（Nt）は変質が著しく、淡褐色、灰緑褐色を呈する。結晶片に乏しく、また変質のためもあり軽石片はまれにしか認められない。しばしば斑晶に乏しいデイサイトの岩片を含む。

黒雲母含有流紋岩溶結凝灰岩（Nc）は市川町谷の丘陵斜面にのみ分布し、一般に風化してマサ状になっている。淡緑灰色を呈し、2.5mm大以下の石英、斜長石、黒雲母結晶片に富む。露頭では結晶片の含まれ方に不均質性

が見られる。

安山岩溶岩及び火山礫凝灰岩 (Na) は尾根上のみ分布するためほとんど露頭がない。分布の南端に当たる市川町谷の尾根では塊状の安山岩と火山礫凝灰岩が認められた。いずれも変質が著しく、灰褐色、青褐色を呈する。安山岩は6mm大以下の斜長石斑晶に富み、2mm大以下の長柱状苦鉄質鉱物斑晶を含む。火山礫凝灰岩は結晶片に乏しく、6mm大以下の斑晶に乏しいデイサイト-安山岩岩片を含む。

4.10 笠形山層 (Ksc)

地層名 新称。本層は西隣「山崎」図幅地域では上部の普通角閃石デイサイト火砕岩とともに峰山層に一括されているが(山元ほか, 2002)、普通角閃石デイサイト火砕岩とは分布形態が異なり、岩質から見て区分されるべき地層と考えられるため、独立した地層として区分する。

模式地 神崎町笠形山西麓の扁妙の滝周辺から笠形山山頂へ至る登山道。

分布及び層厚 模式地の笠形山から北西方に広く分布する。層厚は模式地付近で550m以上あり、神崎町大山から越知の間で450m以上、大河内町淵周辺でも250m以上である。

層序関係 大河内層、栃原層及び生野層を覆う。大河内層と本層との境界は、笠形山の周辺数箇所で見られるが、いずれも境界面はほぼ平滑でごく緩傾斜である。広域的に見ると大河内層と笠形山層の境界は南東側ほど標高が高く、北西側に向かって緩やかに低くなる。生野層及び栃原層と本層の境界は、直接の接触部は観察できないものの、より高角度をなしていることが多い。神崎町猪篠北西方の生野層との境界付近では、生野層のデイサイト火山礫凝灰岩を覆う本層の最下部が黄鉄鉱の生成を伴う著しい変質を受けているのが認められる。

岩相 笠形山層は黒雲母流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩からなり、部分的に普通角閃石を含む。一般に強く溶結している。青灰色、灰褐色、赤紫灰褐色、緑褐色を呈する緻密で硬い岩石で、しばしば板状節理が顕著に発達する(第4.10図)。結晶片に富み、肉眼では石英の大型結晶片が目立つほか、本層の基底部付近は黒雲母及び角閃石に富む傾向がある。ときにつぶれた軽石のなす溶結構造が明瞭に認められるが、笠形山西方では扁妙の滝付近では、滝の下部と中部、滝より上位でそれぞれ溶結面構造の走向傾斜が違っている。これは、溶結ユニットとしては一枚の溶結凝灰岩が、複数のフローユニットからなっている可能性を示唆する。

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R 80004/IK 177)

産地：神崎町大山東方，林道沿い。

産状：厚い溶結火砕岩。

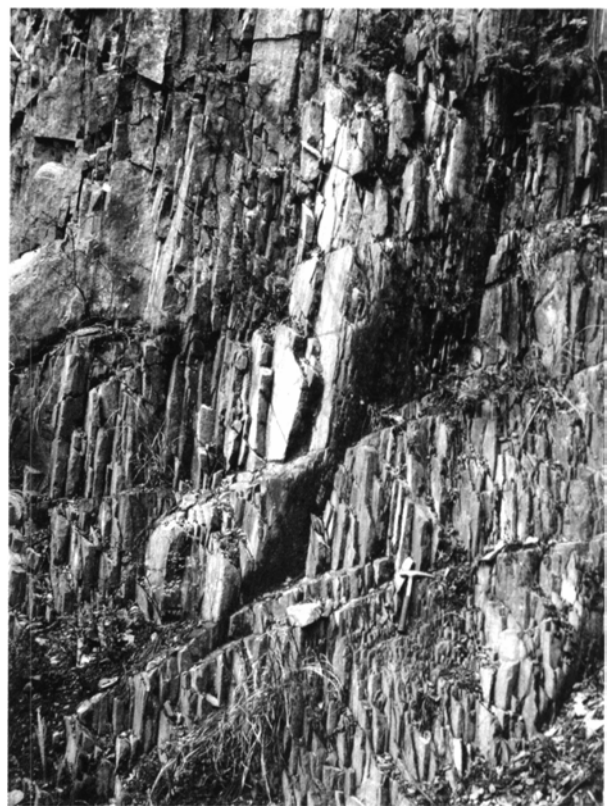
結晶片：石英 (<3.8mm)、斜長石 (<2.4mm)、カリ長石 (<2.7mm)、黒雲母 (<2mm)、普通角閃石 (<1.8mm)、不透明鉱物 (<0.5mm)。

岩片：軽石片 (<2mm)。

基質：ガラス片、微細な結晶片。

結晶片に著しく富み、軽石片に乏しい。石英の一部は融食形を呈する。黒雲母及び普通角閃石の一部は変質している。軽石片は偏平化して気泡は残っておらず、基質のガラスは溶結している。変質鉱物として少量の緑泥石、炭酸塩鉱物が生成している。

放射年代 笠形山層からは、神崎町大山東方の林道より採取した試料 (GSJ R 80004/IK 177) のジルコンのフィッション・トラック年代として、 $66.0 \pm 2.5\text{Ma}$ の放射年代が得られた(第4.1表)。また、生野町段ヶ峰南方の林道(北西隣「大屋市場」図幅地域)より採取した本層の試料 (GSJ R 80005/IK 179) からは、ジルコンのフィッション・トラック年代として $66.2 \pm 2.9\text{Ma}$ の放射年代が得られた。これらは妙見山層の放射年代と誤差 1σ の上で一部重なるが、やや若い値を示している。その他、通産省資源エネルギー庁(1988)は生野高原から



第4.10図 笠形山層溶結火山礫凝灰岩の板状節理
節理は溶結面構造とは無関係に発達している。板状節理に沿って割れた緻密で硬い岩石は、園芸用や装飾用に利用されることもある。神崎町越知西方の林道沿い。

61.7±2.1Maの、大河内町渚から58.2±1.8Maの全岩K-Ar年代を報告している。この年代はフィッション・トラック年代よりも有意に若い。ただし、山元ほか(2002)は本層上位の峰山層から64.9±3.2Maの全岩K-Ar年代を報告しているため、通産省資源エネルギー庁(1988)の2つの全岩K-Ar年代値は、変質などの影響により若返っている可能性が大きい。

4.11 峰山層 (Ma)

地層名 山元ほか(2002)の峰山層を再定義して用いる。山元ほか(2002)の峰山層は本報告の柘原層及び笠形山層を含んでおり、本報告の峰山層は山元ほか(2002)の峰山層の上部に相当する。

模式地 西隣「山崎」図幅地域内の大河内町峰山高原、黒岩滝周辺の小田原川上流部(山元ほか, 2002)。

分布及び層厚 神崎町猪篠から西方の、主に地形的な高所に分布する。

層序関係 笠形山層をやや高角に覆う。本図幅地域では白亜紀火山岩類の最上部に相当する。

岩相 峰山層は斜長石結晶片に富む安山岩-デイサイト溶岩、溶結火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩及び凝灰岩からなる。最下部は一般に火砕岩、上部は主に安山岩溶岩からなり、各岩相の肉眼的特徴や産状は生野層千ヶ峰安山岩部層とよく似ている。しばしば変質が著しい。溶岩は青灰色、青緑褐色、青紫褐色を呈し、塊状で板状節理を示すことが多く、火山角礫岩状のものは少ない。ときに5mm大の斜長石斑晶に富む。火砕岩は青灰褐色、淡褐色を呈し、多くの場合溶結している。斜長石結晶片に富むほか、本層最下部では石英結晶片も含む。ただし、石英結晶片の含まれる層準はごく狭く、上位層準方向に急速に見られなくなる。非溶結凝灰岩、火山礫凝灰岩の一

部の岩相は砂岩に近く、これらは再堆積物と考えられる。

岩石記載

単斜輝石安山岩 (GSJ R 80008/IK 192)

産地：神崎町大山西方の尾根。

産状：周囲の地層との関係は観察できない。岩相から溶岩の塊状部または浅所貫入岩と考えられる。

斑晶：斜長石 (<3mm)、単斜輝石 (<1mm)、不透明鉱物 (<0.3mm)。

斑晶量は多く、不明瞭な定向配列が認められる。斜長石は累帯構造を呈し、ふるい状に汚濁したものが多い。単斜輝石の一部は完全に緑泥石に置き換わっている。不透明鉱物はごく少ない。

石基：斜長石、不透明鉱物、ガラス、苦鉄質鉱物。

斜長石は0.1mm以下、不透明鉱物は0.08mm以下で、ガラスは再結晶して微細なシリカ鉱物に換わっている。苦鉄質鉱物は0.1mm以下で、変質して緑れん石、緑泥石に換わっている。ハイアロピリティック組織を示す。

放射年代 山元ほか(2002)は、西隣「山崎」図幅地域内の峰山層の火砕流堆積物に含まれる本質岩片から、64.9±3.2Maの全岩K-Ar年代を報告している。

4.12 化石

本地域の後期白亜紀火山岩類からは、ほとんど化石は産出していない。河合(1965)は生野町真弓東方に露出する凝灰質頁岩から、植物化石*Sequoia smithiana* HEER, *Nilssonia cf. orientalis* HEERの産出を報告している。この地層は本報告の生野層の凝灰質砂岩及び泥岩(Is)に相当する。

第5章 後期白亜紀-古第三紀貫入岩類

(吉川敏之)

5.1 石英閃緑岩 (Qd)

石英閃緑岩は加美町三谷西方に比較的大きな岩体として露出するほか、その東-北方に多数の岩脈として分布する。岩質は大きな岩体では等粒状-斑状であるが、岩脈の多くは斑状で、一部は石英閃緑斑岩 (A) と区別が困難なこともある。

加美町三谷西方の岩体は新鮮なときは青褐色、暗青灰色を、風化して橙褐色を呈し、しばしば方状の節理が発達する。分布の西端部にあたる千ヶ峰登山道 (三谷コース) 脇には沢底によく露出しており、4~50cm大の暗色包有岩が多数含まれているのが観察できる (第5.1図)。

通産省資源エネルギー庁 (1988) は加美町清水坂の閃緑ひん岩から 64.0 ± 2.0 Maの全岩K-Ar年代を報告している。

岩石記載

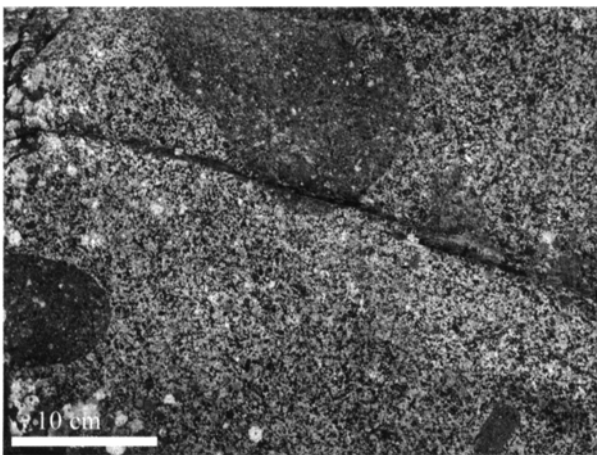
黒雲母単斜輝石角閃石閃緑岩 (GSJ R 79961/IK 76)

産地：加美町門村西方。

産状：貫入岩。

主成分鉱物：斜長石 (<3.2mm)、普通角閃石 (<2.0mm)、石英 (<0.5mm)、黒雲母 (<0.8mm)、単斜輝石 (<1.2mm)、カリ長石 (<0.3mm)、鉄鉱 (<0.4mm)、斜方輝石 (<1.5mm)。

斜長石の多くは自形で、累帯構造を呈するものが多い。角閃石及び輝石は変質が進み、緑泥石に変わっている部分が多い。黒雲母の一部も緑泥石に変わっている。石英及びカリ長石は他の鉱物の粒間で他形をなす。



第5.1図 暗色包有岩を含む石英閃緑岩
加美町三谷西方千ヶ峰登山道 (三谷コース) 脇。

副成分鉱物：アパタイト、ジルコン。

変質鉱物として、緑泥石、緑れん石が生成している。

5.2 花崗閃緑岩 (Gd)

花崗閃緑岩は、神崎・加美町境のまたに山北方、神崎町大畑-猪篠、大河内町柏尾西方及び大河内町新野-市川町鶴居の4地域にまとまった岩体として分布する。4つの岩体はいずれも岩相変化に富み、閃緑岩質な部分や閃長岩質な部分も認められる。

大畑-猪篠の岩体は生野層及び笠形山層に貫入している。4岩体の中では最も大きく、東西に伸びた長径約5kmの楕円状の分布を示す。また、分布の西方延長部の猪篠集落周辺では岩石の鉱化・変質が著しく、地表下のごく浅い位置に岩体頂部が潜在しているものと考えられる。本岩体は多くの部分は斑状花崗閃緑岩で、周縁部は花崗閃緑斑岩となっている。

またに山北方の岩体は生野層に貫入している。露出が悪く、尾根部の限られた露頭で確認されたのみであるが、周辺の地層に顕著なホルンフェルス化が認められる。また、西方の生野層安山岩に著しい鉱化・変質を与えている。

柏尾西方及び新野-鶴居の岩体は、大部分は西隣「山崎」地域に分布しており、本図幅地域での露出は限られている。両岩体とも「山崎」図幅 (山元ほか, 2002) では斑状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩に相当し、それぞれ寺前岩体及び鶴居岩体と呼ばれている。寺前岩体は大河内層に貫入し、鶴居岩体は大河内層と七種山層の境界部に貫入している。新野西方では鶴居岩体の縁辺部に相当すると考えられる地域で珪長岩及び石英斑岩が見られる。本報告では岩体の周縁相と判断し、本岩に含めた。山元ほか (2002) は本岩体と七種山層の境界付近が石英斑岩からなることを報告している。

石原 (2002) は、大河内町柏尾と神崎町大畑の岩体の化学分析値を示している (第5.1表)。それによれば、これらの岩石は特に高いSr/Y比は示さない。また、中村 (1985) は大畑地域の本岩体の岩石学的な研究を行っており、通産省資源エネルギー庁 (1988) は神崎町大畑の花崗閃緑岩から 61.3 ± 1.9 Maの全岩K-Ar年代を報告している。

岩石記載

黒雲母単斜輝石角閃石閃緑岩 (GSJ R 79984/IK 141)

産地：神崎町大畑東方。

第5.1表 深成岩の化学分析結果 石原(2002)より引用.

産地	大河内町寺前	神崎町大畑
岩相	花崗岩閃緑岩質 グラノファイア斑岩	閃雲花崗閃緑岩質 グラニファイア斑岩
Sample	TO235	TO236
SiO ₂	65.60	67.68
TiO ₂	0.70	0.50
Al ₂ O ₃	15.20	15.04
Fe ₂ O ₃	5.38	3.86
MnO	0.12	0.05
MgO	1.04	1.23
CaO	3.60	3.93
Na ₂ O	4.12	3.33
K ₂ O	2.39	2.76
P ₂ O ₅	0.19	0.09
S	<0.01	<0.01
H ₂ O ⁺	1.76	1.49
H ⁺ O ⁻	0.12	0.12
CO ₂	0.01	0.02
Total	100.23	100.10
Rb	69	89
Cs	4.2	5.9
Sr	360	287
Ba	628	532
Zr	219	169
Hf	7	5
Nb	9.8	7.2
Ta	<2.3	2
Y	38	24
La	23	17
Ce	55	39
V	47	69
Cr	<0.8	2
Co	15	11
Ni	<0.9	<0.8
Cu	11	2
Zn	123	22
Pb	14	6
Ga	16.6	15.4
Ge	1.3	1.4
As	2.0	1.4
Se	<0.1	<0.1
Mo	1.0	0.3
W	<1.4	0.5
Sn	1.7	0.6
Cd	0.2	<0.2
Sb	<0.5	<0.5
Tl	0.4	0.4
Bi	<0.3	<0.3
Th	6.2	9.1
U	1.0	1.5
ASI	0.96	9.60
Rb/Sr	0.2	0.3
Sr/Y	9.5	12.0
Kai	21.2	17.2
備考	著しい緑れん石化と 緑泥石化	緑泥石化

Fe₂O₃=Total Fe as Fe₂O₃,

Kai = magnetic susceptibility (×1/1000 SI unit)

産状：貫入岩.

主成分鉱物：斜長石 (<4.5mm), 石英 (<0.8mm), カリ長石 (<0.5mm), 単斜輝石 (<1.8mm), 黒雲母 (<0.9mm), 鉄鉱 (<0.6mm).

斜長石は自形-半自形で, 累帯構造を呈するものが多い.

単斜輝石は半自形を呈し, 一部は緑泥石及び不透明鉱物に変わっている. 黒雲母の一部も緑泥石に変わっている. 石英及びカリ長石は他の鉱物より細粒で他形をなす.

副成分鉱物：アパタイト, ジルコン, 褐れん石.

変質鉱物として緑泥石が生成している.

5.3 中-粗粒斑状角閃石黒雲母花崗岩 (Grm)

中-粗粒斑状角閃石黒雲母花崗岩は加美町岩座神周辺に分布する. 広く山麓緩斜面堆積物 (pd) に覆われるため露頭が少なく, 周囲の地層との関係を確認することはできなかったが, 丹波帯若井コンプレックスに貫入していると考えられる. 岩座神南西の多田川支流の転石で, 本花崗岩が花崗閃緑岩の捕獲岩を含む様子が観察された.

岩石記載

斑状角閃石黒雲母花崗岩 (GSJ R 80018/IK 205)

産地：加美町岩座神南西の多田川支流.

産状：貫入岩 (転石).

主成分鉱物：斜長石 (<6mm), 石英 (<5mm), カリ長石 (<2.8mm), 黒雲母 (<1mm), 普通角閃石 (<2.5mm), 鉄鉱 (<0.5mm).

斜長石は自形で, 粗粒な結晶が多く, やや斑状である. 累帯構造を呈するものが多い. 黒雲母と普通角閃石は半自形を呈し, 一部は緑泥石に変わっている. 石英は不規則な外形を呈し, 細粒のカリ長石を内包するやや特異な形態を示す.

副成分鉱物：アパタイト, ジルコン.

変質鉱物として緑泥石, 緑れん石が生成している.

5.4 細粒黒雲母花崗岩 (Grf)

細粒黒雲母花崗岩は氷上町三原に小岩体をなして分布する. 篠ヶ峰層に貫入している. 本岩は幅数100m以上にわたって接触変成を与えており, 岩体の西方では篠ヶ峰層の火山礫凝灰岩がホルンフェルス化して基質のガラスが再結晶している.

岩石記載

細粒黒雲母花崗岩 (GSJ R 79980/IK 129)

産地：氷上町三原西方.

産状：貫入岩.

主成分鉱物：石英 (<2.4mm), カリ長石 (<2.5mm), 斜長石 (<2.8mm), 黒雲母 (<0.5mm).

斜長石の一部が自形を呈する以外は半自形-他形を示す. 多



第5.2図 翠明湖西岸の火砕岩脈
黒雲母含有流紋岩溶結火山礫凝灰岩を主体とするが、細粒凝灰岩脈が見られるなど、やや複雑な構造を呈する。伸長した形態の岩片は垂直方向に配列する傾向がある。中町翠明湖西岸の道路沿い。

くの粒径は1mm以下で、細粒である。黒雲母の一部は緑泥石に変わっている。斜長石が少なく、不透明鉱物に乏しいのが特徴である。

副成分鉱物：ジルコン。

変質鉱物として緑泥石が生成している。

5.5 文象斑岩 (Gp)

文象斑岩は山南町西谷に小岩体をなして分布する。篠ヶ峰層と妙見山層の境界部に貫入している。本岩は幅100~200mにわたって周囲の岩石に接触変成を与えており、一部では鉱化作用を伴っている。

岩石記載

文象斑岩 (GSJ R 79953/IK 54)

産地：山南町西谷西方。

産状：貫入岩。

主成分鉱物：石英 (<2.8mm)、カリ長石 (<1mm)、斜長石 (<1.5mm)、黒雲母 (<0.8mm)。

石英に富んでおり、斜長石が少なく、不透明鉱物に乏しい。石英とカリ長石または斜長石が連晶したマイクログラフィック組織が全体に発達している。黒雲母には自形を呈するものがあり、一部は緑泥石と赤褐色の粘土鉱物に変わっている。微細な粒間を充填してぶどう石、緑泥石が生成しており、ぶどう石は扇形-放射状の集合体をなす。

副成分鉱物：チタン石。

変質鉱物として緑泥石が生成している。

5.6 黒雲母含有流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (Py)

黒雲母含有流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩岩脈は、中町翠明湖西岸、加美町多田北西方と市川町下牛尾の3箇所で見られる。いずれも変質が著しい。また、各地点とも貫入面は観察できなかった。

中町翠明湖西岸では、主に黒雲母含有流紋岩溶結火山礫凝灰岩からなる火砕岩脈が鴨川層を貫いている。灰緑色、黄緑白色を呈する。この岩石は軽石片、類質及び本質岩片に富み、軽石片はときに5cm大に及ぶ。また、粒度はやや不均質で、部分的に細粒凝灰岩に漸移したり、5~20cm幅の細粒凝灰岩脈が貫くこともあり(第5.2図)、複雑な産状を呈する。

加美町多田北西方では、黒雲母含有流紋岩溶結火山礫凝灰岩が丹波帯若井コンプレックスに貫入している。赤褐-赤紫灰色を呈し、微細な石英脈が見られるなどやや珪化している。斜長石、石英結晶片に富む。

市川町下牛尾では、黒雲母含有流紋岩溶結凝灰岩が丹波帯若井コンプレックスに貫入している。石英、斜長石結晶片に富み、変質して炭酸塩鉱物が生成している。

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R 79941/IK 01)

産地：中町翠明湖西岸。

産状：鴨川層を貫く岩脈。

結晶片：石英 (<2.5mm)、斜長石 (<1.2mm)、カリ長石 (<2.8mm)、黒雲母 (<1.4mm)、不透明鉱物 (<0.7mm)。

岩片：軽石片 (<5mm)、流紋岩溶結凝灰岩 (<2.5mm)、流紋岩またはデイサイト (<0.7mm)。

基質：ガラス片、微細な結晶片。

結晶片に富み、岩片は相対的に少ない。石英の多くは融食を受けており、黒雲母は完全に変質している。基質のガラスは溶結している。変質鉱物として緑泥石、炭酸塩鉱物が生成している。

5.7 流紋岩、デイサイト及び花崗斑岩 (R)

流紋岩、デイサイト及び花崗斑岩は本地域内各地に分布するが、特に南部の地域に多い。貫入面の観察できる

ものは多くはないが、産状はほとんどが岩脈である。黒田庄町石原から中町安田川にかけては主にWNW-ESE方向の、中町奥中から八千代町横屋にかけては主にENE-WSW方向の規模の大きな岩脈が卓越し、岩脈群をなしている。丹波帯堆積岩コンプレックスに貫入する岩脈の貫入方向は、一般に地層の走向方向と調和的である。上部白亜系に貫入する岩脈はカルデラ構造と調和的なものがあり、山南町和田北方や八千代町赤坂、加美町箸荷及び市原などでは累層の境界面に貫入している。

本岩の岩質及び岩相は、無斑晶質な流紋岩、斑晶に富む流紋岩-デイサイト、花崗斑岩など多様であり、かつ同じ岩脈内で変化することもある。特に花崗斑岩と母岩の境界部には急冷縁が観察されることが多い。しばしば流理が見られるが、その方向は必ずしも一定しない。

本岩と後述の安山岩及び石英閃緑斑岩は複合岩脈をなすことがあり、中町翠明湖東岸では花崗斑岩が石英閃緑斑岩に、中町安田川支流では安山岩が花崗斑岩に貫入するのが観察される。ただし、複合岩脈には小規模なものも多く、5万分の1スケールで示せないものは地質図には省略した。

岩石記載

黒雲母流紋岩 (GSJ R 79949/IK 40)

産地：中町安田川支流。

産状：安田川層を貫く岩脈。

斑晶：石英 (<2.5mm)、斜長石 (<3.5mm)、カリ長石 (<2mm)、黒雲母 (<1mm)。

石英の多くは融食を受けている。斜長石はソーシュライト化が進んでいるが、顕著な累帯構造は見られない。カリ長石は少なく、黒雲母はほぼ変質している。

石基：石英、黒雲母、ガラス。

石英は0.1mm以下で、波動消光が目立つ。黒雲母は0.07mm以下で、規則的な配列は示さない。ガラスはごく少なく、脱ガラス化している。

副成分鉱物として褐れん石が認められる。

5.8 安山岩及び石英閃緑斑岩 (A)

安山岩及び石英閃緑斑岩は本地域内各地に分布する。東部の石金山周辺地域にやや多い。産状は一般に岩脈で、貫入方向は東西方向が多い。生野町栃原東方及び神崎町猪篠東方では累層の境界面に貫入した岩床である。生野町口銀谷の安山岩は従来古城安山岩と呼ばれていたものに相当する(丸山, 1957)。

本岩の岩相及び岩質は無斑晶質の安山岩-斑状の石英閃緑斑岩からなり、一部は石基の粒度も粗く、斑状細粒石英閃緑岩(Qd)とは漸移的である。千ヶ峰西方の岩脈は生野層千ヶ峰安山岩部層の溶岩と岩相・岩質がほぼ同じで、その供給岩脈の可能性がある。岩脈の貫入方向は東西方向がやや卓越するが、NE-SW方向や、N-S方向のものもあり、本岩に区分される貫入岩は異なる時代に貫入したものが一括されているものと考えられる。

岩石記載

単斜輝石安山岩 (GSJ R 80016/IK 203)

産地：生野町古城^{こじょうざん}山頂西側の尾根(北隣「但馬竹田」図幅地域)。

産状：生野層を貫く岩脈。

斑晶：斜長石 (<3.5mm)、単斜輝石 (<2mm)、不透明鉱物 (<0.5mm)。

斑晶量はやや多く、一部は集斑状をなす。斜長石は累帯構造を呈するものがあり、ふるい状に汚濁したものがやや多い。単斜輝石の一部は完全に緑泥石に置き換わっている。

石基：ガラス、斜長石、苦鉄質鉱物。

ガラスは再結晶してシリカ鉱物に換わっている。斜長石は0.08mm以下である。苦鉄質鉱物は0.1mm以下で、完全に変質している。ハイアロピリティック組織を示す。

(吉川敏之)

6.1 高位段丘堆積物 (th)

高位段丘堆積物は、本図幅地域南西部の市川水系に散点的に分布する。いずれの分布地域とも段丘面は小規模で、開析が進んでいる。堆積物は礫を主体とし、砂及びシルトを伴う。礫はクサリ礫化していることもある(田中・野村, 1985)。

6.2 中位段丘堆積物 (tm)

中位段丘堆積物は市川町屋形及び鶴居にのみ分布する。屋形では地形的高位の山側に高位段丘堆積物が分布するが、この場所は現在工業団地となっており、段丘崖は明瞭でない。堆積物は確認できなかったが、礫、砂及びシルトからなるものと思われる。

6.3 低位段丘堆積物 (tl)

低位段丘堆積物は本図幅地域南西部の市川流域及び南東部の加古川流域にまとまって分布し、その他には河川の屈曲部や合流部付近に散点的に認められる。本図幅地域の低位段丘面は、扇状地から連続する面が河川の営力のために平坦化している場合が多い。沖積面との比高は5m未満で、区別が困難な場合もある。堆積物は礫、砂を主体とし、シルトを伴う。

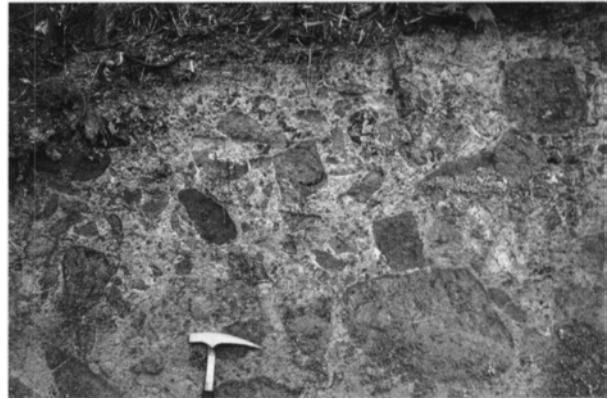
6.4 山麓緩斜面堆積物 (pd)

山地の周辺部には崖錐及び小規模扇状地を構成する堆積物が分布している。これらは基盤の岩石の露出する山体部まで連続的に傾斜を変えながら分布しており、明瞭な境界を見いだすことが難しいため、地質図には一括して山麓緩斜面堆積物として示した。

本堆積物は淘汰の悪い礫、砂及びシルトからなり、背後の山地から由来した岩屑を多量に含んでいる(第6.1図)。一般に塊状であるが、ときにやや不明瞭な成層構造を呈することや、偏平な礫が定向配列することがある。

杉原川上流域の山麓部には広範に緩傾斜面が発達しており(第1.3図)、地形発達史の研究が行われている(田中ほか, 1982)。また、その成果に基づき、本図幅地域の詳細な地形区分も公表されている(田中・野村, 1985)。

本堆積物の分布と基盤の地質との関係は特に認められないが、深成岩分布域にはよく発達しており、神崎町越



第6.1図 山麓緩斜面堆積物
粗粒砂-シルトの基質に3~60cm大の礫が不淘汰に含まれている。礫種は背後の山体をなす大河内層の火山礫凝灰岩及び凝灰岩が主体であるが、水平距離で0.8km以上離れた場所に分布する笠形山層の火山礫凝灰岩も少量含まれる。神崎町福本。

知北方、加美町岩座神及び三谷西方では谷の奥であっても広範な分布が認められる。

6.5 地すべり堆積物

地すべり堆積物は主に本地域北西部の生野町栃原周辺、猪野々東方に分布する。地すべり地域と基盤の地質との間には相関が認められ、栃原層及び生野層の凝灰質砂岩、泥岩の分布域に地すべりが集中している。地すべり堆積物はこれら基盤の岩石の岩屑及び岩塊からなる。地質図ではこれらの堆積物の輪郭のみを示した。

6.6 沖積層 (n, ac, a)

沖積層は現地及び空中写真判読で認定される微地形に基づき、自然堤防堆積物 (n)、旧河道堆積物 (ac)、谷底及び後背湿地堆積物 (a) に区分した。

自然堤防堆積物は本図幅地域東部の加古川及び杉原川流域に分布する。堆積物は確認していないが、砂を主体とするものと推定される。

旧河道堆積物は加古川、杉原川、市川及び越知川の下流域に主に分布し、これらの流路の屈曲部や合流地域に集中している。地質図に示したものの以外にも各地に残されていると考えられるが、すべてを判別するのは困難なので、4万分の1空中写真で明瞭に認められた新期のものを示した。例えば中町鍛冶屋付近の広い沖積地内にも

旧河道が残されている可能性が大きいですが、明瞭には判別できなかったため地質図には示していない。旧河道堆積物は露頭では確認していないが、砂及び泥からなると推定される。

谷底及び後背湿地堆積物は各河川とその支流の流域に

分布する。山地内の河谷では山麓緩斜面堆積物との区別がつきにくいものもあるが、その場合は主に斜面の傾斜に基づいて区分している。堆積物は一部でしか確認できないが、一般に砂、泥及び礫からなり、面積の広い場所ほど泥が多くなるものと考えられる。

第7章 地 質 構 造

(吉川敏之・栗本史雄)

7.1 断 層

本図幅地域内に活断層と認定されている断層はない(活断層研究会編, 1991). 山地及び丘陵地には数条のリニアメントが認められるが, 基盤の構造を反映した組織地形と判断される.

その一方, 本図幅地域には白亜系までを切る断層が多数認められる. これらはその走向から(1)NW-SE方向, (2)NE-SW方向, (3)N-S方向の3系統に区分でき, 一般にこの順に形成・活動したものと考えられる. このうち(2)NE-SW方向の断層は左横ずれのセンスを持っている.

市川及び猪篠川のなす南北方向の谷に沿って延びている断層は, 円山断層(通商産業省資源エネルギー庁, 1988)と呼ばれ, 北隣「但馬竹田」図幅内の円山川沿いに連続している. 通商産業省資源エネルギー庁(1988)によれば, 延長は20km以上, センスは左横ずれである. 神崎町吉富西方では断層推定位置に谷地形があり, リニアメントが認められる. この東西での笠形山層の分布高度から判断して, 東落ちの変位がある.

生野町猪野々を通るNE-SW方向の断層は, 北方へ連続して「但馬竹田」図幅内で生野鉦山の中心部を横切る断層で, 生野鉦山では粘土断層と呼ばれている. 鉦脈の変位から求められるセンスは左横ずれで, 変位量は約120mとされる. 「但馬竹田」図幅内にある生野鉦山跡を公開する施設「シルバー生野」の野外コースに露頭があり, 走向N64°E, 断層面はほぼ直立で, 幅約1.5mの破碎帯を作っているのが観察される. この断層露頭は生野町指定の文化財になっている.

神崎町吉富北方から越知を通り, 作畑で越知川の谷に抜ける断層は, 福田新田-作畑断層(活断層研究会編, 1991)と呼ばれ, 明瞭なリニアメントをなしている. 新田では断層の方向に安山岩及び流紋岩の岩脈が認められる. 左横ずれ東落ちの変位を示すが, 変位量は不明である.

7.2 丹 波 帯

本図幅地域における丹波帯の堆積岩コンプレックスは, 一般にN-S, NE-SW~NNE-SSW, あるいはNW-SE~NNW-SSEの走向で, 西方に30°~50°程度の傾斜を示し, 全体として東西性の軸を持つ極めて開いた褶曲を呈する. 一部, 若井コンプレックスの分布の北端部ではほぼ東西性の走向で, 北傾斜を示すところがある. 構造的最低位の河内コンプレックスではN-S方向の軸を持

つアンチフォームが認められる.

7.3 後期白亜紀のカルデラ構造

後期白亜紀火山岩類の各層は, ほとんどが厚い火砕岩と溶岩及び貫入岩を主体とし, 独立した堆積盆をなして分布している. このうちの一部の地層はカルデラ構造に規制され, それを埋積して分布しているものと推定される. 一般に地形としてのカルデラは, 不安定な壁の崩壊などにより, 径が大きくなると考えられている. 本地域のように長い年月にわたって削剥された地域では, 現在地表に露出する累層境界が地形としてのカルデラの境界またはカルデラ断層のいずれの場合もあり得る. ただし, 累層境界が野外で観察できることはごくまれで, 分布形態から累層境界が高角度であることがわかっていても, それが断層なのか堆積時の地形面を表すのかを判断することは難しい. 本報告では明確な証拠がない限り, 一般の地層境界として表現したが, 断層関係の可能性のあるものも含まれている.

既に述べたように, 大河内層はカルデラ崩壊角礫岩と考えられる岩屑なだれ堆積物を含み, 大河内層堆積時には分布地域の北東または東方にカルデラ壁が存在したと考えられる. 加美町入相山東方では, 大河内層分布地域の東方に流紋岩-デイサイト岩脈が丹波帯を貫いて分布している. この岩脈は丹波帯の構造とは斜交した伸長を示し, カルデラ断層に貫入していると考えられる. 一方, 大河内層は南部の分布地域では基盤をなす丹波帯の地層を緩傾斜で覆っており, カルデラ底が露出している可能性が大きい.

大河内層と同様に, カルデラ崩壊角礫岩と考えられる岩屑なだれ堆積物を含む地層は, 栢原層と安田川層である. 特に栢原層は角礫岩が構成岩相の主体となっている. ただし, 栢原層は上位の地層に広く覆われているため, 構造がよくわかっていない. 一方, 安田川層は安田川周辺の分布地域の南部及び西部に角礫岩を挟在する. この地域の安田川層は直径約5kmの円状をなして分布しており, またその東部で推定される下位層との境界はかなり高角度である. 分布西端の様子は杉原川の沖積層に覆われて不明であるが, 安田川層の分布形態は火山性カルデラそのものを表している, すなわちコールドロンである可能性が大きい.

この他, 角礫岩は見られないが, 篠ヶ峰層はいずれも下位層を高角度に多い, その境界も円弧状に連続してい

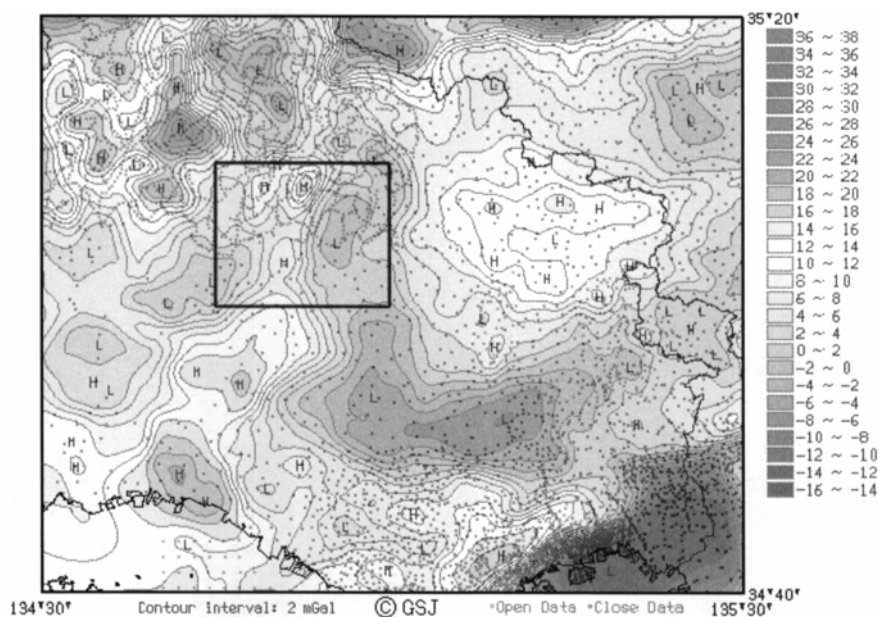
る。この分布形態もコールドロンである可能性が大きい。更に妙見山層の分布域の北西端部でも、下位層を高角度で覆う円弧状の地層境界が見られ、ここにカルデラ地形が存在していたことを示唆する。

7.4 重力異常

本地域北部からその北西延長方向には生野鉦山、明延鉦山に代表される金属鉦床が多数分布している。これらの探鉦を目的として、多くの地球物理学的測定が行われ

てきた。地質調査総合センター(編)(2004)に示された測点密度も本図幅北部では南部よりもはるかに多い。

本図幅地域は東半部及び南西部が低異常を示し、白亜紀火山岩類のつくるカルデラ構造を想起させる(第7.1図)。東半部の低異常域は、本図幅地域より更に南方に神戸層群分布地域の広大な低異常域に連続している。一方、生野鉦山からその東方の千ヶ峰付近は高異常域となっている。また、仮定密度を 2.0 または 2.67g/cm^3 に変えても全体の傾向はほぼ変わらず、地表付近に発達する大構造が全体の重力異常を規制していると言える。



第7.1図 生野図幅周辺地域のブーゲー重力異常図
 仮定密度 2.3g/cm^3 の重力異常を示す。点は観測ポイント、枠内が「生野」図幅地域を表す。
 地質調査総合センター(編)(2004)をもとに作成。図中の緯度・経度は新測地系の数値。

第8章 応用地質

(青木正博・吉川敏之)

8.1 地下資源

8.1.1 金属鉱床

生野図幅地域には、白亜紀生野層下部-中部、及び、一部これを貫く白亜紀末期-古第三紀の火成岩類の中に、生野鉱床をはじめとするベースメタルの鉱脈鉱床が多数胚胎する。これらはいずれも白亜紀末期-古第三紀に卓越した熱水活動により形成されたものと考えられている。兵庫県生野-明延地域は日本有数の大鉱産地帯として我が国の工業化に貢献したが、1960年以降の、貿易自由化、国際金属価格の低迷、円相場の上昇などの影響を受け、優良な金属鉱山も次々に閉山することとなった。現在、生野図幅内に稼働中の金属鉱山はない。

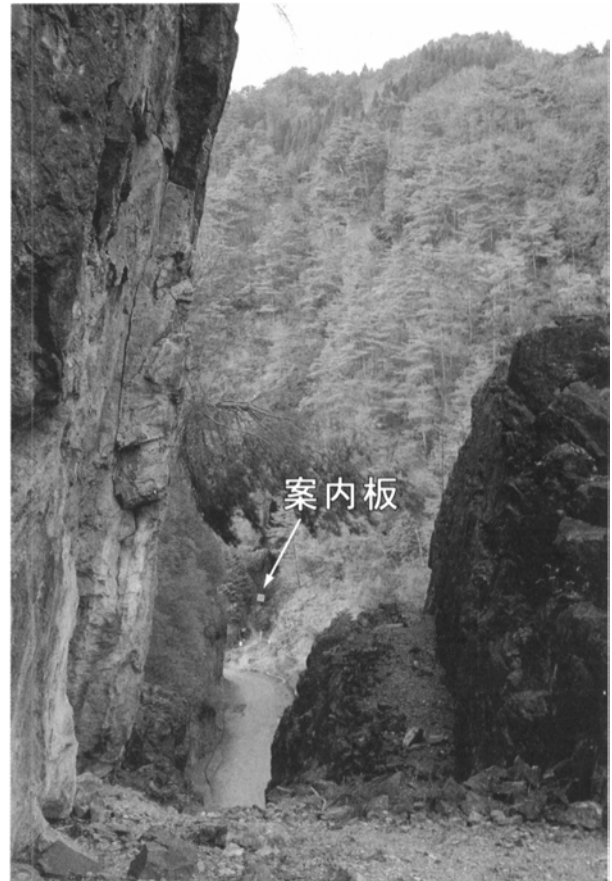
体廃止後長時間を経た鉱床の調査は極めて困難であることから、本報告では、文献情報にもとづいて往時の鉱床状況について記述した。現地調査においては、旧坑口、及びズリ堆積場の位置を確認するとともに、坑口露頭とズリの検討にもとづき、鉱床構成鉱物、鉱床母岩、変質、裂隙系の方位など文献情報の確認を行った。

<生野鉱山>

位置・現状：朝来郡生野町。JR播但線生野駅東北東約3.3kmに位置する。現在は鉱山事務所跡（但馬竹田図幅内）に鉱山資料館、生野鉱物館が建設され、金香瀬坑通洞が観光坑道として公開されている。また、その付近の野外見学ルートで、かつて盛大に露天採掘された慶寿鍾跡（第8.1図）や粘土断層などを見ることが出来る。

歴史：平安時代初期の807年に銀鉱脈の露頭が発見された。1541年に銀山としての本格的操業が始まり、1596～1623年頃には幕府直轄として稼行された。1600年代後半からは産銅量が著しく増大した。1896年に三菱合資会社に払い下げられるまで、歴代政府の直轄鉱山として、強力な財源となった。その間、灰吹法という精錬の新技术が開発され、銀の増産に拍車をかけた。1973年の休山に至るまでの1,200年間に掘進された坑道の総延長は350km以上に及び、粗鉱生産量は推定1,200万tにのぼるといわれる。三菱金属鉱業株式会社の生産統計によれば、1956～1973年の17年間には、平均品位Cu 1.19%、Pb 0.43%、Zn 2.06%、Sn 0.16%の粗鉱が380万3千t（総生産量の3割強にあたる）生産された（中村・先山、1995）。

鉱床地質：鉱床は多金属熱水鉱脈で、白亜紀生野層下部-中部に位置づけられる。流紋岩及び同質凝灰岩、安山岩、玄武岩などに胚胎する。生野層は鉱脈群分布域の中心に



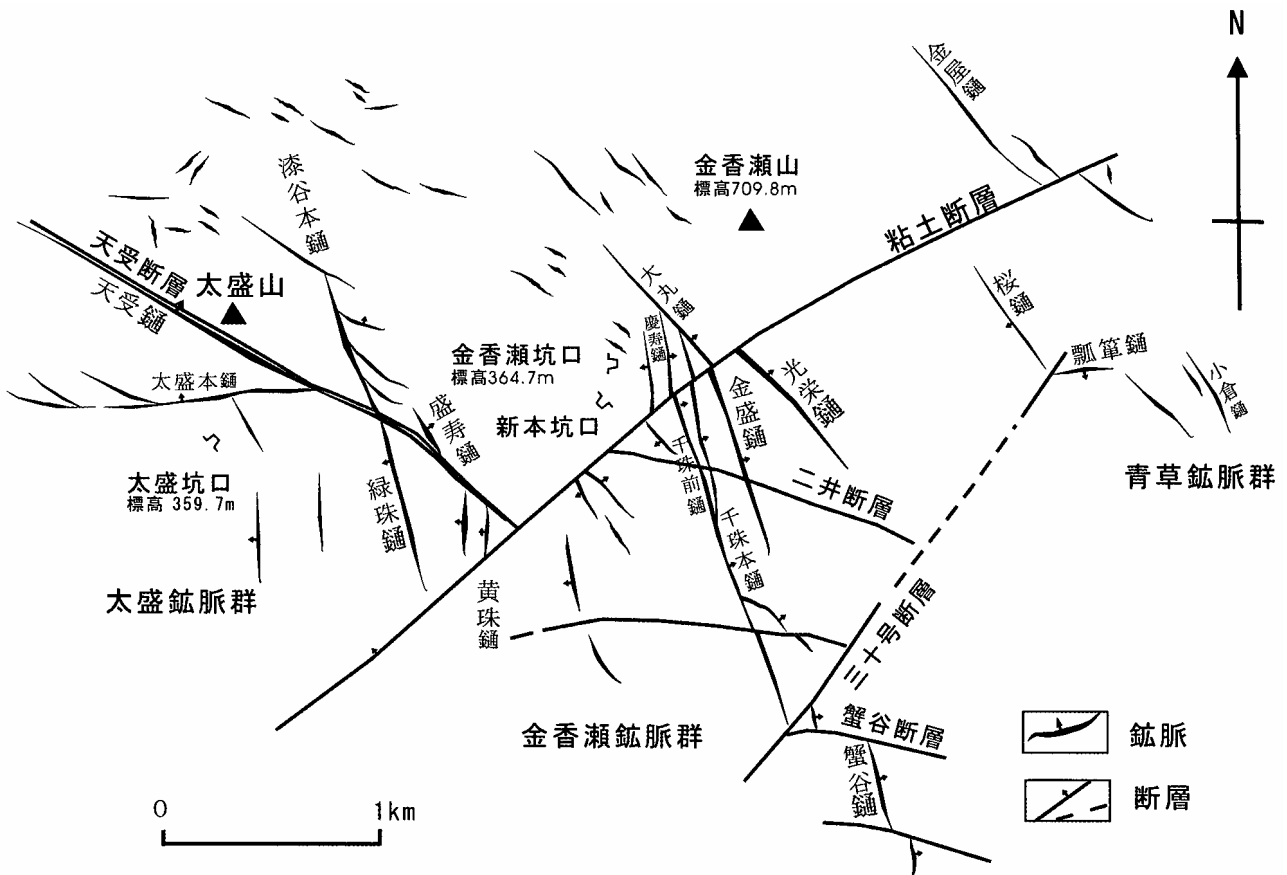
第8.1図 慶寿鍾露天採掘跡

金香瀬坑口東方300m付近に慶寿鍾の採掘跡がある。鉱脈露頭から下部に向かって脈に沿って深く掘抜かれた結果、母岩の流紋岩質火砕岩の大壁が残された。この採掘跡は“慶寿の掘り切り”と呼ばれ、史跡として保存されている。写真は粘土断層を背に、棚り切りの中から鉱脈の走向(N10°E)方向を望遠したもの。手前側から残壁の隙間、“掘り切り”の解説看板(道路脇)を経て、背後の山腹へと伸びる採掘跡が一直線に見通せる。慶寿鍾は、生野鉱脈群の中でも特に亜鉛濃度の高い鉱脈であった。(2004年3月14日撮影)

向かって傾斜し、NW-SE方向を長軸とした盆状構造を作っている。盆状構造の長軸に沿った剪断運動が鉱床を胚胎する裂隙の生成に関係し、鉱床生成後にはNE-SW系断層により鉱脈が水平方向に100m以上変位している。鉱脈は、旧生野鉱山事務所付近を中心とする東西約5km、南北約4kmの範囲に展開し、開発された鉱脈は70条以上にのぼる。採掘坑道は、通洞坑(標高365m)から上部に350m、下部に850mまで標高差1,200mにわたる。生野鉱床の主要鉱脈の特徴(日本鉱業協会、1968)を第8.1表

第8.1表 生野鉱床における主要鉱脈の規模と平均品位 日本鉱業協会(1968)をもとに編集.

既開発の主要鉱脈名	鉱脈数	走 向	傾 斜	走向延長 (m)	傾斜延長 (m)	平均脈幅 (m)	平均品位				露頭部の平均品位				露頭から最下 部への深度(m)			
							Cu%	Pb%	Zn%	Sn%	Ag(g/t)	Cu%	Pb%	Zn%		Sn%		
金香瀨	NS系	千珠本鍾	1	N10° W	80° E	1,550	990	0.8	2.3	0.1	1.4	0.1	70	0.8	1.0	1.5	0.1	990
		蟹谷鍾	1	N15° W	80° E	570	700	0.8	1.8	0.2	3.9	0.1	--	--	--	--	--	700
		今盛鍾	1	N10° W	70° E	930	960	0.5	4.1	0.4	4.3	0.2	--	0.5	1.5	3.0	--	960
		慶寿鍾	1	N10° W	70° E	400	850	0.9	0.5	2.2	8.3	0.1	120	0.5	5.0	10.0	--	850
		金盛上盤鍾	1	NS	80° E	180	250	0.3	5.0	--	0.7	0.2	--	--	--	--	--	750
		千珠前鍾	1	N10° W	80° E	1,650	990	0.7	1.6	0.6	5.2	0.3	--	--	--	--	--	990
		北斗鍾	1	N10° W	80° E	250	400	0.6	2.6	1.4	7.2	0.2	--	--	--	--	--	600
NW系	光荣鍾	1	N40° W	80° E	800	410	1.0	0.1	2.0	5.8	0.1	100	0.3	2.0	5.0	--	410	
	大丸鍾	1	N35° W	70° E	700	200	1.0	0.1	1.2	4.8	0.1	150	0.3	1.0	3.0	--	200	
青草	NW系	桜鍾	1	N30° W	75° W	400	300	0.9	0.1	3.4	5.5	--	--	--	--	--	--	300
	EW系	瓢箪鍾	1	N80° W	70° S	400	230	0.8	0.3	2.9	4.9	--	--	--	--	--	--	230
太盛	NW系	天受鍾	1	N50° W	65° N	1,500	470	1.0	1.8	0.2	0.8	0.3	20	1.0	--	1.0	0.1	470
		太盛奥鍾	1	N60° W	80° N	400	250	3.0	--	--	--	--	--	--	--	--	--	250
		盛寿鍾	1	N35° W	65° N	230	450	1.0	2.4	--	1.2	0.9	--	--	--	--	--	450
		口久林鍾	1	N40° W	70° N	250	200	1.0	1.0	--	1.0	0.7	--	--	--	--	--	200
		昭栄鍾	1	N65° W	80° N	350	200	0.1	7.3	--	1.8	0.4	--	--	--	--	--	200
	NS系	緑珠鍾	1	N25° W	60-80° W	730	420	0.6	1.8	0.2	1.5	0.1	25	1.0	0.1	0.8	0.3	420
		漆谷本鍾	1	N20° W	80° W	920	240	0.3	1.6	0.4	2.7	0.2	--	--	--	--	--	240
		漆谷中鍾	1	N25° W	80° W	220	240	0.3	1.8	0.2	1.5	0.1	--	--	--	--	--	240
		漆谷前鍾	1	N30° W	80° W	370	240	0.2	3.1	--	0.5	0.9	--	--	--	--	--	240
		黄珠鍾	1	N10° E	80° W	200	250	2.3	2.0	--	--	0.5	--	--	--	--	--	潜頭鉱床
		清栄鍾	1	N30° W-NS	75-90° W	150	150	0.7	4.0	--	--	--	--	--	--	--	--	潜頭鉱床
		千荷鍾	1	N15° W	80° W	500	180	0.2	0.3	--	0.1	--	--	--	--	--	--	180
		EW系	太盛本鍾	1	E-W	65° N	900	270	3.0	--	--	--	--	--	--	--	--	--



第8.2図 生野鉱山主要鉱脈分布図
生野鉱業所原図/資源地質学会(2000)をもとに作成.

に示す。鉱床は西から東に大盛鉱脈群、金香瀬鉱脈群、青草鉱脈群の3群に分けられる(第8.2図)。そのうち大盛と金香瀬鉱脈群が生産の主体を担った(日本鉱業協会, 1968)。青草鉱脈群の東方の林道沿いに、硫化物に乏しい含金石英脈(通称青草露頭)が昭和61年度広域地質構造調査で発見された(通商産業省資源エネルギー庁, 1988)。鉱脈は、ボサ石英や律動的縞状構造など、典型的な浅熱水金鉱脈の特徴を示すが、品位が低く開発には至らなかった。

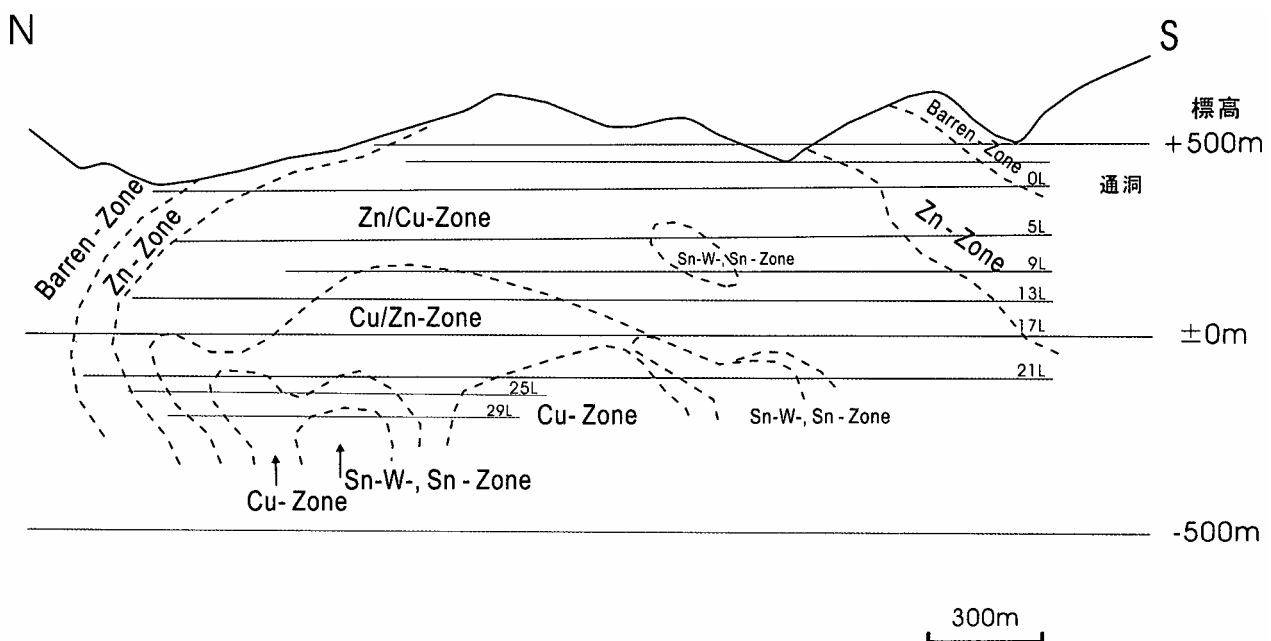
鉱脈を胚胎する裂隙には、NW-SE系、E-W系、N-S系がある。金香瀬鉱脈群ではNS系の千珠本鍾、千珠前鍾、金盛鍾(裏表紙カラー図版)、そしてNW系の光栄鍾の規模が大きい。NS系で規模の大きなものはNS系のかんらん玄武岩脈に胚胎するものが多い(丸山, 1957)。千珠本鍾とその北側に連なる千珠前鍾、粘土断層を隔てた北側に延びる慶寿鍾、蟹谷断層を隔てた南側に連なる蟹谷鍾は、もともと走向延長が2,500m以上、傾斜延長が1,100m以上の巨大鉱脈であったと考えられる。脈中にはしばしば母岩の角礫が含まれ、鉱石も輪状構造を示す。大盛鉱脈群ではNW-SE系の天受鍾、及びE-W系の太盛本鍾の規模が大きかったが、いずれも千珠本鍾に比較すると深部への延長が小さい。青草鉱脈群ではNW-SE系の桜鍾及びE-W系瓢箪鍾の鉱脈があるが、いずれも大盛鉱脈群と同様、深部への延長が小さい。NE-SW系及びNW-SE系の裂隙は共役剪断割れ目で、この運動に伴ってN-S系及びE-W系の張力割れ目が生成されたものと考えられる。NE-SW系の剪断割れ目には金属鉱脈を伴わない。その典型が粘土断層である。ただし、N-S系の千珠本鍾及び金盛鍾とNE-SW系粘土断層やNW-SE系の二井断層の交差

部は後期の鉱化作用の場となっている(日本鉱業協会, 1968ほか)。

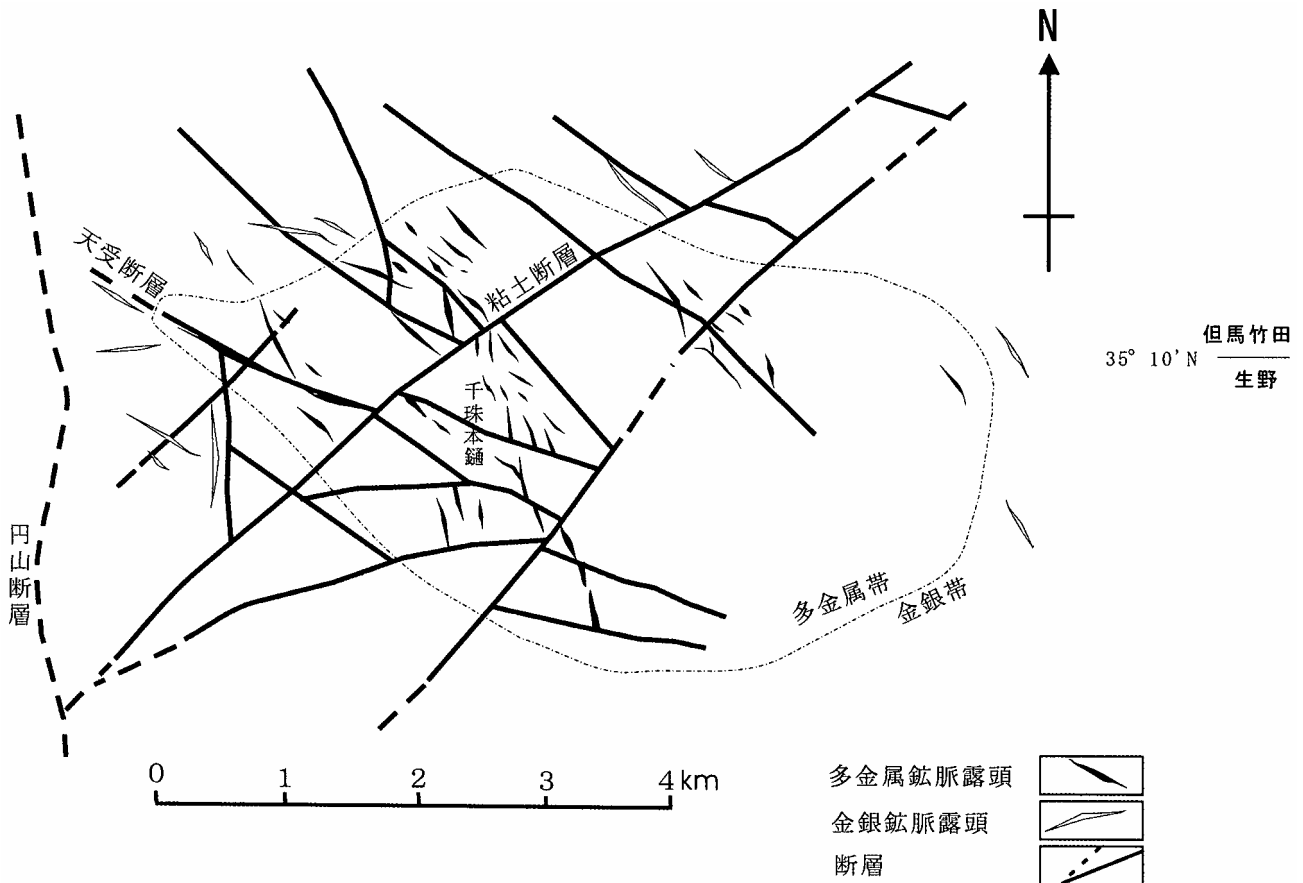
千珠本鍾のように大規模で傾斜延長が深部に達する鉱脈内では、地表から深部に向かって、Zn帯→Zn-Cu帯→Cu-Zn帯→Cu帯→Sn-W帯という金属の垂直的累帯分布が認められる(第8.3図)(丸山, 1959)。露頭では、大盛鉱脈群-金香瀬鉱脈群の中間付近を中心とし、外側に向かってCu帯、Cu-Zn帯、Zn帯、Pb-Zn帯、Au-Ag帯、不毛帯に至る水平的累帯配列が明瞭である(第8.4図)(兵庫県, 1968)。鉱脈構造の観察によれば、早期から晩期にかけて沈殿する鉱石にCu-Sn-(W)→Cu-Zn→Pb-Zn→Sn-W→Cu→Ag-Auの変化がある。したがって、生野鉱床全体に見られる金属の累帯配列は、同一の鉱化流体の3次元的拡散によってではなく、異なる鉱化流体の間欠的上昇の総合効果として形成されたものと考えられる(中村・宮久, 1976)。

鉱石鉱物として、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、硫砒鉄鉱、錫石、鉄重石、マンガン重石、灰重石、黄鉄鉱、斑銅鉱、四面銅鉱、黄錫鉱、褐錫鉱、輝蒼鉛鉱、自然蒼鉛、輝銀鉱、濃紅銀鉱、淡紅銀鉱、脆銀鉱、自然銀、自然金、鶏冠石、磁硫鉄鉱、コバルト華、マチルダ鉱、生野鉱、桜井鉱の産出が、また、脈石鉱物としては、石英、螢石、重晶石、氷長石、方解石、緑泥石、雲母粘土鉱物、菱鉄鉱が記録されている。このうち生野鉱と桜井鉱は、生野鉱床から見いだされた世界新産鉱物である(Kato, 1959; 加藤, 1965ほか)。母岩の脈際変質としては、珪化作用、緑泥石化作用、絹雲母化作用が軽微に認められる(日本鉱業協会, 1968ほか)。

生野鉱床の生成年代は、脈石の氷長石によるK-Ar放射年代から、後期白亜紀-古第三紀初期と見積もられてい



第8.3図 千珠本鍾における金属の垂直的帯状分布 丸山(1959)を簡略化。ただし、各累帯の定義は次のとおり。
Zn-Zone : $Cu/Zn < 0.1$, Zn-Cu Zone : $0.1 < Cu/Zn < 1$, Cu-Zn Zone : $1 < Cu/Zn < 5$, Cu-Zone : $Cu/Zn > 5$, Sn-Zone : $Sn > 0.5wt\%$



第8.4図 生野鉱山地域の鉱脈露頭における水平的帯状分布 兵庫県(1968)をもとに作成.

る。たとえば、千珠本鍾の銅鉱脈は $63.1 \pm 1.9\text{Ma}$ 、金盛鍾の銅鉱脈は $65.6 \pm 2.0\text{Ma}$ 、緑珠鍾の閃亜鉛鉱-石英-方解石脈は $74.2 \pm 2.5\text{Ma}$ である(通商産業省資源エネルギー庁, 1988)。鉱化熱水系の熱源となった貫入岩体は鉱床地域ではまだ見つかっていないが、周辺域に露出する花崗閃緑岩、石英閃緑岩に類似する貫入岩体が鉱床の深部に存在するものと推定される。

生野図幅地域にある多くの熱水鉱脈鉱床の中で、鉱脈の分布密度、裂隙系の規模において生野鉱床は群を抜いている。また、NS系の大規模玄武岩脈(坑内)があり、それと密接に関係して最大規模の鉱脈(千珠本鍾)を生成していることは注目値する。生野鉱床群の胚胎場が後期白亜紀-古第三紀に、剪断応力と引っ張り応力の集中する場であったこと、引っ張り応力は玄武岩脈を生成するに十分な深部に及び、高塩濃度の鉱化熱水の上昇経路を作ったことなどが示唆される。

<大日鉱山>

位置：多可郡加美町豊部集落の西方1kmに位置する。双葉鉱山・金蔵鉱山の別名がある。小沢に面し樹木の茂る急斜面にあり、坑口跡はわかりにくい。最下段のズリ堆積場には多量の鉱滓が残っている。
歴史：江戸時代の1728年に開坑された。太平洋戦争時

代の1940~1945年頃には、双葉鉱山と呼ばれ、選鉱場を設置して盛んに稼行した。1912~1960年の累計産銅量は1,411t(日本鉱業協会, 1968ほか)。

鉱床：丹波帯堆積岩コンプレックスの砂泥互層、混在岩に胚胎する熱水鉱脈で、東西1km、南北1kmの範囲に8本の平行脈が知られる。そのうち主要な3脈は、走向 $N40^{\circ} \sim 60^{\circ} E$ 、傾斜 $50^{\circ} \sim 70^{\circ} N$ 、走向延長250~360m、平均脈幅0.2~0.35m、品位はCu 1~6%、また、露頭から最下底坑道までの標高差は220mであった。

鉱石鉱物として、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、銀鉱物、黄鉄鉱が、また、脈石鉱物として石英と緑泥石が記録されている(原口, 1957; 日本鉱業協会, 1968ほか)。緻密塊状の磁硫鉄鉱-黄銅鉱-石英質鉱石が、現在も上位のズリ堆積場で観察できる。

<権阪鉱山>

位置：多可郡加美町観音寺。観音寺の南1km付近に規模の大きなズリ堆積場と、選鉱場跡が残る。鉱床は江戸時代に発見され、1876年から稼行された。1955年には月産20tの浮遊選鉱場が建設された(原口, 1957)。
鉱床：後期白亜紀妙見山層の黒雲母流紋岩溶結凝灰岩、火山礫凝灰岩中に胚胎する熱水鉱脈で、主脈は走向E-W、傾斜 $60 \sim 80^{\circ} N$ 、走向延長1,400m、脈幅0.2~0.5m、品

位はCu 1~3%, Pb~1%, Zn 0.5~1.7%, Ag 400g/tであった。鉱石鉱物として黄銅鉱, 閃亜鉛鉱, 方鉛鉱, 磁硫鉄鉱が, また, 脈石鉱物として石英, 緑泥石がある(原口, 1957ほか)。最上段のズリ堆積場には, 緑色の二次銅鉱物(クジャク石など)が付着した礫が散点している。樺坂鉱山東側の尾根付近では, 硫化鉱物を含む石英脈(走向E-W)の末端部, 及び緑泥石化変質を見ることが出来る。

<入角鉱山>

多可郡加美町牧野。牧野大池の西方, 妙見山の東斜面に位置する。

鉱床: 後期白亜紀妙見山層の黒雲母流紋岩溶結凝灰岩, 火山礫凝灰岩中に胚胎する熱水鉱脈。鉱脈は2条あり, 一方は走向N60°W, 傾斜50~70°N, もう一方は走向N70~90°E, 傾斜50~70°N。脈幅は30cm, 品位はCu 13%, Ag 450g/tであった。鉱石鉱物としては, 黄銅鉱, 閃亜鉛鉱, 方鉛鉱, 磁硫鉄鉱, 錫石が, また脈石鉱物としては石英, 緑泥石, 方解石が存在(原口ほか, 1958)。

<福畑鉱山>

位置・現状: 神崎郡神崎町福畑新田。越知川最上流部の右岸にあり, 比高10mほどのズリ堆積場と坑口が残っている。鉱床の規模, 生産実績ともに不明。ズリには, クジャク石の皮殻を伴った鉱石片が多数見られた。付近はキャンプ場として現在整備中で, 工事終了後はズリ堆積場は完全に覆土されるであろう。

鉱床: 後期白亜紀生野層デイサイト溶岩及び同質火砕岩中の鉱脈鉱床。品位はCu 1~2%, Pb 2~3%, Zn 3~4%。鉱石鉱物として, 黄銅鉱, 閃亜鉛鉱, 方鉛鉱, 黄鉄鉱が存在する(通商産業省資源エネルギー庁, 1988)。

<大見坂鉱山>

位置: 氷上郡山南町西谷。西谷集落の北西約2kmの, 東向き斜面, 標高300m付近に位置する。

歴史: 江戸時代に発見され, 明治時代には山元で精錬が行われた。その後, 1952年頃まで断続的に稼行された(兵庫県, 1961)が, 生産実績の詳細は不明。

鉱床地質: 後期白亜紀妙見山層の黒雲母流紋岩溶結凝灰岩を貫く文象斑岩中に胚胎する鉱脈鉱床。走向N30~50°W, 傾斜70~80°NE, 走向延長は300m, 脈幅は0.2m, 品位はCu 1~3%であった。

鉱石鉱物としては, 黄銅鉱, 黄鉄鉱, 閃亜鉛鉱, 方鉛鉱, 磁硫鉄鉱, 輝水鉛鉱が, また, 脈石鉱物としては石英, 緑泥石, 方解石が産出した。母岩は絹雲母化変質, 緑泥石化変質を被っている(中村・先山, 1995ほか)。

<黒見鉱山>

位置: 氷上郡氷上町三原。篠ヶ峰の北方2km, 標高320m

付近に位置する。

歴史: 明治年間に稼行され, 現地で選鉱, 精錬も行われた(武市・浅井, 1959)。

鉱床: 後期白亜紀篠ヶ峰層のデイサイト-流紋岩凝灰岩中に胚胎する熱水鉱脈。走向N40°E, 傾斜70°S, 脈中の構成鉱物は閃亜鉛鉱, 方鉛鉱, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱, 石英であった(武市・浅井, 1959)。

<糺屋鉱山>

位置・現状: 多可郡中町糺屋新田。糺屋ダムの南方500m, 仕出原川に面した西斜面に位置する。坑口跡と付近のズリ堆積場には, 緑色を呈する銅の二次鉱物, 閃亜鉛鉱などが点在する。規模は小さく, 生産実績の詳細は不明。

鉱床: 後期白亜紀鴨川層の流紋岩~デイサイト凝灰岩中の熱水鉱脈で, 走向N70~90°W, 傾斜70~85°N, 走向延長5~15m, 脈幅0.6m, 品位はCu 2~3%であった。

鉱石鉱物は黄銅鉱, 閃亜鉛鉱, 四面銅鉱, 黄鉄鉱を主とし, 脈石鉱物は石英であった(中村・先山, 1995)。

<大山鉱山>

位置: 神崎郡神崎町奥猪篠。国道312号線から東に約1km, 標高400m付近に位置する。

鉱床: 後期白亜紀峰山層の安山岩及び同質火砕岩に胚胎される, 熱水鉱脈鉱床である。鉱脈は3条あり, 走向N80~90°W, 傾斜80°S及びN, 脈幅0.3~0.8mで, 黄銅鉱, 閃亜鉛鉱, 方鉛鉱, 黄鉄鉱, 石英で構成されている。品位はCu 3%, Zn 12~13%であった(通商産業省資源エネルギー庁, 1988)。

8.1.2 非金属鉱床

生野図幅内のろう石鉱床としては, 福山, 越知谷, 丸越, 北神の各鉱床があり, そのうち前二者は平成16年現在操業中である。これらの鉱床は, いずれも白亜紀末期-古第三紀の珪長質貫入岩にともなう酸性熱水活動により形成されたものと推定される。ただし, 変質鉱物の放射年代としては公表されたものがない。ろう石以外の非金属鉱床として, 白亜紀末期-古第三紀の花崗閃緑岩に伴う螢石鉱脈である大畑鉱床がある(通商産業省資源エネルギー庁, 1988)。

<福山鉱山>

位置: 神崎郡神崎町福本。JR播但線「新野」駅東方約3kmに位置する。

歴史: 1887年頃から石筆, 印材用として, また1930年から耐火物原料として採掘されている。現在, 日本耐火原料(株)が経営し, 年間1,000t程度を採掘。これに買鉱をあわせて粉碎・混合し年間15,000tの製品を出荷している。その70%が農薬キャリアー, 30%がセメント骨



第8.5図 福山鉱山堂山鉱床露天採掘場
採掘場を真北方向に望む。堂山鉱床の背後、北西遠方に白く見える露頭は、北隣の八幡鉱床、稜線は、ろう石鉱床を不整合に覆う後期白亜紀笠形山層の黒雲母流紋岩溶結凝灰岩。(2004年3月16日撮影)



第8.6図 福山鉱山堂山鉱床露天採掘場7Lに見られる礫岩
変質作用の後に形成されたもので、熱水-蒸気爆発による礫岩、あるいは変質帯の浸食による崖錐堆積物の可能性がある。(2004年3月16日撮影)

材・珪砂，発泡コンクリート等の建材用である。
 鉱床地質：後期白亜紀大河内層のデイサイト-流紋岩及び同質凝灰岩・火山礫凝灰岩が，熱水変質を受けてカオリン鉱体を生じたものである。大河内層を不整合に覆う，緩傾斜の笠形山層黒雲母流紋岩溶結凝灰岩分布域の西南端に沿って鉱床が転々と露出している。NNW-SSE方向に，延長2,000m，幅50～200mの変質帯がありその中に9群のカオリン質ろう石鉱体が認められる（上野ほか，1958）。そのうち最大規模の堂山鉱床群において，現在も露天採掘が実施されている（第8.5図）。カオリン質鉱石は一般に緻密塊状で，カオリナイト，ディッカイト，石英，ダイアスポア，明礬石を含む。葉ろう石は概して微量である。かつて明礬石の濃集する部分を明礬石鉱床として稼行したこともある。堂山鉱床では，母岩の層理と調和的な厚さ3～10mの扁平な塊状鉱体を多数含む。また，急角度で層理を切るEW系及びNS系の脈状ろう石があり，特徴的にダイアスポア，ディッカイトなど高耐火度の鉱物を濃集する（須藤・藤井，1981）。須藤・藤井（1981）は，堂山鉱床露天採掘場において，変質岩を原岩組織に注目して識別しデイサイト質貫入岩を見いだすとともに，貫入岩と鉱床形成との密接な関係を指摘した。また，ろう石鉱床の上盤側に分布する角礫-亜円礫層については，原岩がデイサイトと推定されること，変質の程度の異なる礫が不規則に混在していること，礫の基質に空隙が残る，礫層生成後の熱水活動の痕跡に乏しいことなどから，鉱体の地表浸食による崖錐性堆積物と解釈した。一方，この礫層は未酸化硫化鉄を基質に含むこと（短時間に堆積して空気から遮断された），亜円礫は熱水系の蒸気ベント中に形成されるものに類似する（第8.6図）ことから，熱水作用とほぼ同時期に噴出した熱水爆発角礫の可能性も考えられる。須藤・藤井（1981）による露天採掘場の地質及び変質分帯を第8.7図に示す。EW系及

びNS系の裂罅を通して上昇した酸性熱水が，凝灰岩層に沿って水平的に広がった事が示唆される。

<越知谷^{おちだに}鉱山>

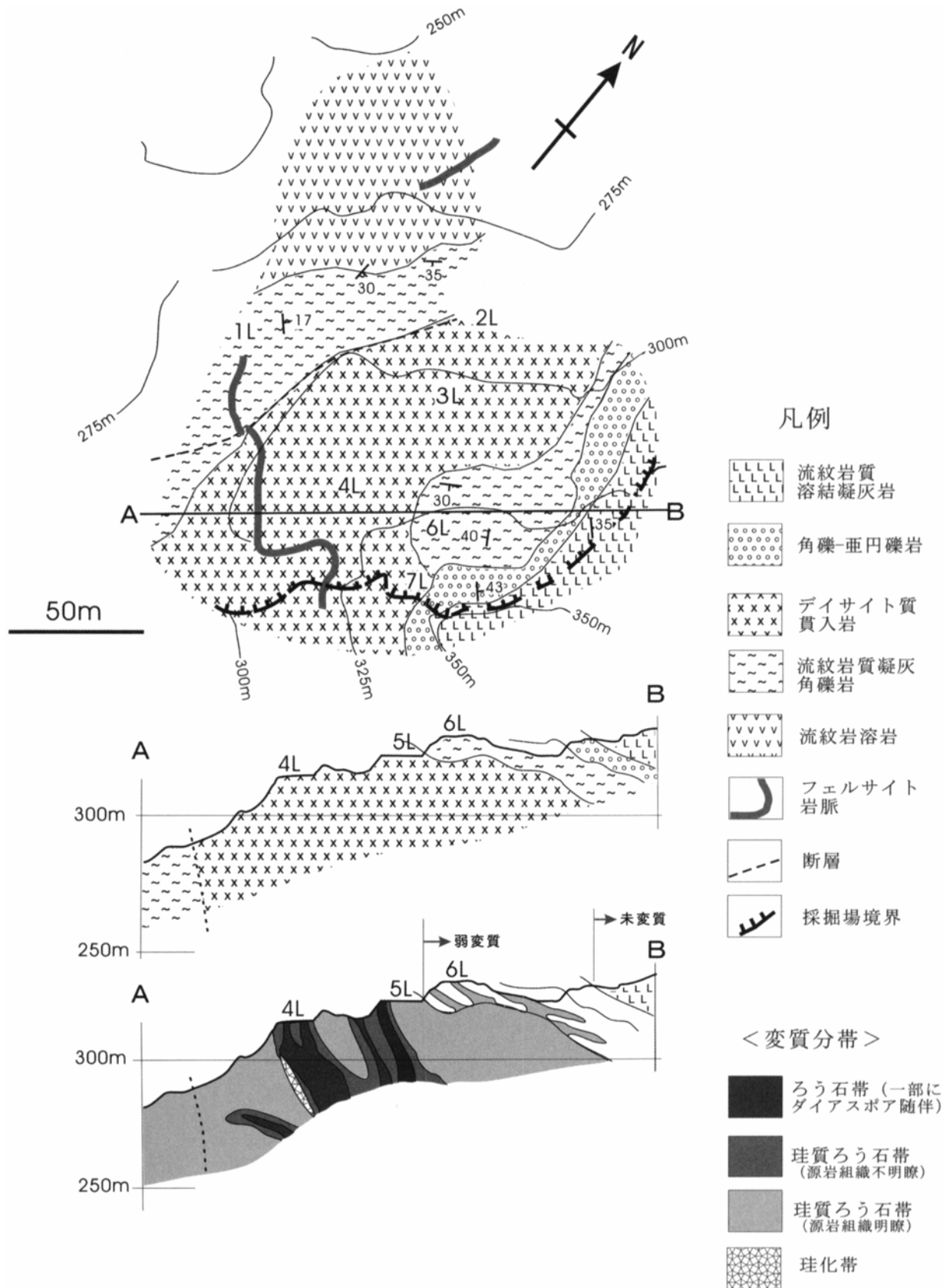
位置・現状：神崎郡神崎町越知地内にあり，越知谷川と深多知川の合流点の南西側に位置する。現在，越知谷運輸建設（株）により操業されている。

鉱床：後期白亜紀大河内層の流紋岩溶岩及び同質火砕岩が熱水変質作用を被って葉ろう石化したもので，N60°～70°Wの伸張方向に450m，これに直交する方向に最大幅150mの規模を持つ。鉱床は，笠形山層黒雲母流紋岩溶結凝灰岩により不整合に覆われる。越知谷，丸越，北神の各鉱床はNW-SE方向にほぼ一直線に並ぶことから，この方向に上昇熱水の通路となった裂罅系が存在し，力学的に弱い熱水変質帯に沿って深多知川が切れ込んで現在の地形を生じたものと考えられる。

熱水変質帯中心から外に向かって，葉ろう石化帯（葉ろう石・石英・カオリナイト・ダイアスポア・明礬石・黄鉄鉱・ルチル・赤鉄鉱）→絹雲母帯（一部未分解長石を含み，絹雲母・石英・カオリナイト・黄鉄鉱・ルチル・水酸化鉄などよりなる）→緑泥石・モンモリロナイト化帯（原岩の構造を明瞭に残し，緑泥石・モンモリロナイト・絹雲母・玉髄質石英を含む）の累帯分布が明瞭に認められる。葉ろう石化帯の一部には，径20～50m規模で明礬石に富むゾーンが含まれる。鉱石は灰白色，淡青灰色で，半透明で蠟感を示す部分もある。構成鉱物はパイロフィライトを主とし，ダイアスポア，カオリン鉱物，石英，明礬石を伴う。耐火度はSK29～35（上野ほか，1958；通商産業省資源エネルギー庁，1988）。

<丸越^{まるこし}鉱山>

位置・現状：神崎郡神崎町越知地内，越知谷鉱山より北



第8.7図 福山鉱山堂山鉱床群の地質及び変質分帯 須藤・藤井(1981)をもとに編集。
 上段は露天採掘場の最大傾斜方向を上にした地質平面図。中段は、地質平面図のA-B線に沿った地質断面図。下段はA-B線に沿った変質累帯図である。ダイアスポア、ディッカイトに富む脈状変質帯を中心として、外側に向かって珪質ろう石帯、弱変質帯が累帯配列する。最上位の笠形山層溶結凝灰岩には熱水変質が及んでいない。A-Bは、脈状ダイアスポア-ディッカイト帯(走向E-W系)を急角度で切る断面に相当する。

西に約500mの地点にある。休山中。

鉱床：地質条件及び鉱床構成鉱物ともに越知谷鉱床と同様である。パイロフィライト化帯，絹雲母帯，緑泥石帯が不規則に生成されており，パイロフィライト鉱体は小規模で分散している。鉱体は微細なパイロフィライトと石英を主とし，その一部にダイアスポア，カオリンを伴う。耐火度SK29～31程度の珪質ろう石を産出した。（上野ほか，1958，通商産業省資源エネルギー庁，1988）

<北神鉱山>

位置・現状：神崎郡神崎町越知地内，越知谷鉱山より北西に約1kmの地点にある。休山中。

鉱床：地質条件及び鉱床構成鉱物は越知谷鉱床と同様。鉱体はN30°Wに伸びたレンズ状で，走向延長約90m，幅5～10m程度，深部延長は地表下30mまで確認されている。パイロフィライトと石英を主とし，これにダイアスポアとカオリン鉱物を伴う。黄鉄鉱は概して少ない。部分的に純白でろう感のある軟質鉱石（SK32～33）を産出した（上野ほか，1958，通商産業省資源エネルギー庁，1988）。

<大畑鉱山>

位置：神崎郡神崎町大畑。大畑集落南方500mの越知川左岸に位置する。

鉱床：花崗閃緑岩中の鉱脈鉱床。カオリン・石英脈に螢石を随伴するもの。走向E-W，傾斜55-75°N及び走向N30°～N50°E，傾斜70°Sの2条の鉱脈があった（通商産業省資源エネルギー庁，1988）。品位，生産実績ともに不明。現在は，崩落した坑口跡と，微弱な粘土化変質が認められるのみである。

8.2 砕石及び採石

本地域には合計5箇所には砕石場があり，後期白亜紀火山岩類及び貫入岩類を採掘している。

大河内町寺前（「山崎」図幅地域）では花崗閃緑岩を採掘しており，切羽は本図幅地域に及んでいる。主な用途はコンクリート用，道路用，砂用，鉄道道床用である。小村（1992）によれば採掘岩石からクリストバライトは検出されず，アルカリ・シリカ反応性試験では無害と判定されている。本岩の化学分析結果は石原（2002）が公表し

ている（第5.1表）。

生野町口銀谷では安山岩貫入岩を採掘している。主に道路用途に出荷されている。小村（1992）によれば採掘岩石からクリストバライトは検出されない。

中町牧野では妙見山層の黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩を採掘している。主な用途は道路用，コンクリート用である。小村（1992）によれば採掘岩石からクリストバライトは検出されず，アルカリ・シリカ反応性試験では無害と判定されている。

中町翠明湖西岸，及び西脇市大木町では鴨川層のデイサイト-流紋岩溶結火山礫凝灰岩を採掘している。

後期白亜紀火山岩類及び貫入岩類は一般に緻密堅硬であるため，装飾用，園芸用，石材として利用されることがある。特に笠形山層，妙見山層のような結晶量の多い溶結凝灰岩-火山礫凝灰岩が好まれる傾向にあり，これらの地層の分布域及びその周辺に分布する山麓緩斜面堆積物を対象に採石が行われている。

8.3 地すべり

本地域の山間地には地すべり地形が認められる。その多くは地質との相関が認められ，白亜紀火山岩類の凝灰質砂岩・泥岩が分布し，上位に結晶に富む流紋岩溶結火砕岩が重なる地域に多い。生野町栃原では広く緩斜面をなしており，兵庫県（1968）によれば生野ゴルフ場南斜面のボーリングにおいて，地表から35mまで崖錐的な巨礫からなるのが確認されている。

8.4 温泉

温泉は本図幅地域内の2箇所にある。

加美町丹治では，老人福祉施設「春蘭荘」の中で「丹治温泉」として営業しており，泉質はいわゆるラドン温泉で，泉温は23.8°C（冷泉），pH7.42である。

市川町上牛尾では，「かさがた温泉せせらぎの湯」として営業している。泉質は含弱放射能-アルカリ性単純温泉，泉温33.9°C，pH8.92である。

この他，生野町栃原には栃原温泉があり，民営国民宿舎「生野荘」として営業していたが，2003年4月の調査時点で既に廃業している。金原（1992）によれば泉温12.5°C，pH6.2，湧出量は毎分40リットルであった。

文 献

- 地質調査総合センター(編)(2004) 日本重力CD-ROM第2版, 数値地質図P-2, 地質調査総合センター.
- Danhara, T., Iwano, H., Yoshioka, H. and Tsuruta, T. (2003) Zeta calibration values for fission track dating with a diallyl phthalate detector. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 109, p. 665-668.
- Galbraith, R. F. (1981) On statistical models for fission track counts. *Jour. Math. Geol.*, vol. 13, p. 471-478.
- 後藤博弥・井上剛一(1985) 表層地質図及び同説明書. 土地分類基本調査「生野」, 兵庫県, p. 27-41.
- 原口九万(1957) 兵庫県多可郡下の銅鉱床—特に権阪, 金蔵鉱床について. 地調月報, vol. 8, p. 199-204.
- 原口九万・浅井正晴・有沢 潤(1958) 兵庫県金蔵, 権阪, 入角鉱山調査報告. 未利用鉄資源, no. 4, p. 381-385.
- Hori, R. S. and Goto, H. (1994) Two type fauna of Lower Jurassic (Hettangian?) radiolarians from bedded cherts in SW Japan. *Abstracts of InterRad VII, Osaka*, 53p.
- 堀 利栄・栗本史雄・後藤博弥(2004) 兵庫県生野地域から産出する放散虫化石. 第8回放散虫研究者集会論文集, p. 59-68.
- 兵庫県(1961) 17万分の1 兵庫県地質図及び同説明書. 兵庫県, 171p.
- 兵庫県(1968) 兵庫県生野但馬地域地質図調査報告書. 兵庫県, 29p.
- 兵庫県(1996) 兵庫の地質. 兵庫県土木地質図編纂委員会(編集), 10万分の1 兵庫県地質図及び解説書・地質編, 361p.
- 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・石田志朗(1989) 京都西北部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 84p.
- 石賀裕明(1983) “丹波層群”を構成する2組の地層群について—丹波帯西部の例—. 地質雑, vol. 89, p. 443-454.
- 石原舜三(2002) 鉍化花崗岩特性(2)—兵庫県中西部地域の多金属鉍化域—. 地調研報, vol. 53, p. 673-688.
- 磯見 博・黒田和男(1958) 若狭湾西部の地質, とくに古生層の層序と構造について. 地調月報, vol. 9, p. 133-143.
- Isozaki, Y. and Matsuda, T. (1980) Age of the Tamba Group along the Hozugawa “Anticline”, Western Hill of Kyoto, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 23, p. 115-134.
- Kato, A. (1959) Ikonolite, a new bismuth mineral from the Ikuno mine. *Japan. Min. Jour.*, no. 2, p. 397-407.
- 加藤 昭(1965) 新鉱物「桜井鉍」. 「桜井鉍」誕生まで. 桜井鉍—博士紫綬褒賞受賞記念「地学研究」特集号, p. 1-9.
- 活断層研究会編(1991) 80姫路. [新編] 日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会, 東京, p. 292-293.
- 河合正虎(1965) 兵庫県生野付近の植物化石とその地質時代. 地調月報, vol. 16, p. 275-276.
- 木村克己・牧本 博・吉岡敏和(1989) 綾部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 104p.
- 金原啓司(1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧. 地質調査所, 394p.
- 小村良二(1992) 近畿地域採石資源調査報告, その1. 採石資源調査報告書, 通商産業省生活産業局・工業技術院地質調査所, 55p.
- 上月義昭・中島和一(1990) 兵庫県中部, 西脇—篠山間の後期白亜紀火山岩類(生野層群). 神戸大学教育学部研究集録, no. 84, p. 15-30.
- 栗本史雄・牧本 博(1990) 福知山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 97p.
- 栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之(1993) 篠山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- 楠 利夫(1994) 大阪府北摂山地から産出したトリアス紀新世放散虫化石とその意義. 地球科学, vol. 48, p. 253-258.
- 楠 利夫・武蔵野 実(1987) 丹波帯, II型地層群周山シンフォーム周辺の砂岩の鉍物組成の検討. 日本地質学会関西支部報, no. 103, p. 3-5.
- Lipman, P. W. (1976) Caldera-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 87, p. 1397-1410.
- 丸山定男(1957) 生野鉍山における鉍脈と貫入岩体との関係. 鉍山地質, vol. 7, p. 281-284.
- 丸山定男(1959) 生野鉍山の帯状分布と探査. 日本鉱業会誌, vol. 75, p. 673-677.
- 松田哲夫(1976) 丹波帯地向斜堆積物の層位学的研究. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p. 49.
- 松下 進(1953) 日本地方地質誌, 近畿地方(初版), 朝倉書店, 293p.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 遙秋(1995) 広根地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 110p.
- 武蔵野 実・楠 智美・楠 利夫(1992) 丹波帯の構造的上位にみられる三疊系碎屑岩層. 京都教育大学紀要B, vol. 80, p. 1-9.
- Nakae, S. (1990) Melanges in the Mesozoic sedimentary complex of the northern part of the Tamba Belt, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 96, p. 353-369.
- 中江 訓(2000) 西南日本内帯ジュラ紀付加複合体の広域対比. 地質学論集, no. 55, p. 73-98.
- 中村晶平(1985) 兵庫県中央部, 大畑花崗閃緑岩質複合岩体. *MAGMA*, no. 73, p. 23-26.

- 中村 威・宮久三千年(1976) 鉾脈鉾床における帯状分布と地質構造規制. 鉾山地質特別号, vol. 7, p. 37-57.
- 中村 威・先山 徹(1995) 兵庫県下の鉾物資源. 人と自然Humans and Nature, no. 6, p. 197-243.
- 日本鉾業協会 (1968) 日本の鉾床総覧 (下). 日本鉾業協会, p. 22-628.
- 尾崎正紀・原山 智(2003) 高砂地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 87p.
- 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.
- 尾崎正紀・栗本史雄・原山 智(1995) 北条地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 101p.
- 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.
- 柴田 賀・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫(1984) K-Ar年代測定結果-2—地質調査所測定未公表資料—. 地調月報, vol. 35, p. 331-340.
- 資源地質学会(2000) CD-ROM日本鉾床図鑑. 資源地質学会創立50周年記念出版, 青木正博(編).
- 須藤定久・藤井紀之(1981) 兵庫県福山鉾山のろう石鉾床. 鉾山地質, vol. 31, p. 429-442.
- 高城山団体研究グループ(1993) 丹波帯形成史についての新発見. 地球科学, vol. 47, p. 549-554.
- 武市敏雄・浅井正晴(1959) 兵庫県黒見鉾山周辺調査報告. 未利用鉄資源. no. 5, p. 296-300.
- 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.
- 田中真吾・野村亮太郎(1985) 地形分類図及び同説明書. 土地分類基本調査「生野」, 兵庫県, p. 13-26.
- 田中真吾・井上 茂・野村亮太郎(1982) 杉原川流域の山麓緩斜面の形成機構ならびに形成年代について—兵庫県南半部の麓層面の研究, 第1報—. 地理学評論, vol. 55, p. 525-548.
- 田中 威・森 洋・佐々木薫(1971) 生野鉾山の地質鉾床, 特に金銀鉾床について. 鉾山地質, vol. 21, p. 162-173.
- 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.
- 丹波地帯研究グループ(1971) 丹波地帯の古生界(その2). 地球科学, vol. 25, p. 211-218.
- 丹波地帯研究グループ(1975) 丹波地帯の地向斜堆積相の研究. 地団研専報, no. 19, p. 13-23.
- 丹波地帯研究グループ(1979a) 丹波地帯の中・古生界(その4), 京都市西北山地の中・古生界の岩相と地質構造. 地球科学, vol. 33, p. 137-143.
- 丹波地帯研究グループ(1979b) 丹波地帯の中・古生界(その5), 京都市西北山地の中・古生界のコノドント化石. 地球科学, vol. 33, p. 247-254.
- 通商産業省資源エネルギー庁(1988) 昭和62年度広域地質構造調査報告書播但地域. 178p.
- 上野三義・塚脇祐次・高橋 博・岩生周一(1958) 兵庫県氷上郡, 神崎郡下の蠟石鉾床(明礬石鉾床を含む)調査報告. 地調月報, vol. 9, p. 263-284.
- 山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和(2000) 龍野地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所. 66p.
- 山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和(2002) 山崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 48p.
- 八尾 昭(2000) 東アジアの中・古生代テクトニクスからみた西南日本の地帯配列. 地団研専報, no. 49, p. 145-155.
- 吉田広光・脇田全啓(1975) 京都西北山地の三疊紀コノドントの産出について. 地団研専報, no. 19, p. 43-48.
- 吉田久昭・河田清雄(1987) 兵庫県東部篠山・三田両盆地間における有馬層群の概要. 地調月報, vol. 38, p. 427-441.

Geology of the Ikuno District

By

Toshiyuki YOSHIKAWA*, Chikao KURIMOTO** and Masahiro AOKI***

(Written in 2004)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Ikuno district is situated in the central part of Hyōgo Prefecture, Kinki province, SW Japan. It occupies the area of long. 134° 45' -135° 00' E and lat. 35° 00' -35° 10' N (long. 134° 44' 50.1" -134° 59' 50.0"E and lat. 35° 00' 11.6" -35° 10' 11.5"N referred to the International Terrestrial Reference Frame). The area is located between the Chūgoku Mountains and Tamba Highland, therefore mountainous to hilly land is dominant.

The geology of this district is summarized in Fig. 1. The district consists of Jurassic sedimentary complex, Cretaceous to Paleogene volcanic and plutonic rocks and Quaternary sediments as major geologic units. Many ore and clay mineral deposits are developed in this district.

Geologic Age		Geologic Units		Geologic Events	
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium	Faulting activity	
		Pleistocene	Lower terrace deposits		Piedmont slope deposits
	Middle terrace deposits		Landslide deposits		
	Higher terrace deposits				
Neogene					
Mesozoic	Cretaceous	Late	Late Cretaceous volcanic rocks Mineyama, Kasagatayama, Nagusayama, Sasagamine, Yasudagawa, Myōkenzan, Kamogawa, Ikuno, Tochiwara and Ōkawachi Formations	Subaerial volcanism with caldera formation, intrusion of volcanic and plutonic rocks, formation of clay and ore deposits	
			Late Cretaceous to Paleogene intrusive rocks quartz diorite, granodiorite, granite, granophyre, rhyolites, andesites and pyroclastic dykes		
	Early		Regional uplift and erosion		
	Late Triassic to Jurassic		Tamba Terrane sedimentary complex Kōchi, Wakai and Yachikusa Complex	Formation of accretionary complexes	

Fig. 1 Summary of geology in the Ikuno District

Age of the Tamba Terrane corresponds to radiolarian microfossil age of clastic rocks.

* Institute of Geology and Geoinformation
 ** Planning Headquarters
 *** Public Relations Department

PRE-CRETACEOUS

The Ikuno district and the adjacent areas belong to the Inner Zone of the Southwest Japan and are geotectonically divided into three terranes, that is, the Maizuru, Ultra-Tamba and Tamba terranes from structurally upper to lower units. In the district there are distributed only the rocks of the Tamba terrane (Fig. 2).

Tamba Terrane

The Tamba Terrane in the district is composed of a sedimentary complex, which is characterized by chaotically mixed rock including greenstone, chert and terrigenous clastic rocks. Lithological and structural features indicate that the complex has formed by accretionary process.

The sedimentary complex is divided into three tectono-stratigraphic units, that is, Yachikusa, Wakai, and Kōchi Complexes from structurally upper to lower units, respectively.

The Yachikusa Complex consists mainly of shale with subordinately interbedded sandstone and shale, and chert. The Wakai Complex consists mainly of shale with subordinately interbedded sandstone and shale, chert and greenstone. The Kōchi Complex consists mainly of interbedded sandstone and shale with subordinately shale and chert. Shale of these complexes generally includes blocks of sandstone and chert and represents chaotic features such as mixed rock.

Radiolarian fossils are obtained from shale, siliceous shale and chert of the Wakai Complex. Age of radiolarian fossils from chert blocks ranges from middle Permian to Early Jurassic. Age of radiolarian fossils from shale and siliceous shale is divided into three groups, that is, Late Triassic, Earliest Early Jurassic, and Late Early Jurassic. Based on radiolarian fossils from shale and siliceous shale of the Wakai Complex, it is considered that the complexes of the Tamba terrane were formed in Late Triassic and Early Jurassic.

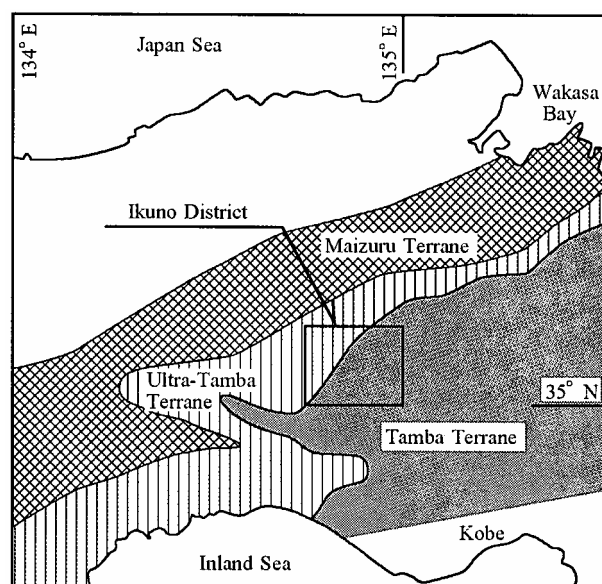


Fig. 2 Structural division of the Pre-Cretaceous terranes
Ikuno District occupies on the Tamba and Ultra-Tamba Terrane, despite the only exposure of Tamba Terrane on the surface.

CRETACEOUS TO PALEOGENE

Late Cretaceous volcanic rocks

Late Cretaceous volcanic rocks are divided into 10 formations, which are the Ōkawachi, Tochiyama, Ikuno, Kamogawa, Myōkenzan, Yasudagawa, Sasagamine, Nagusayama, Kasamatsuyama and Mineyama Formations (Fig. 3). Because the age of these formations is rarely determined, it is difficult to clarify the relationship of distant formations. These formations consist mainly of pyroclastic flow deposits with minor amounts of lava, sandstone, mudstone and intrusive rocks. Their composition ranges from rhyolite to andesite. Each formation distributes limited area and sometimes shows cauldron structure. Debris avalanche deposits are intercalated in the Ōkawachi, Tochiyama and Yasudagawa Formations, which are considered to be caldera collapse breccias. Lithological features of these formations are occasionally very similar beyond the division of the formation. They are sometimes suffered intense alteration and mineralization in addition to contact metamorphism by plutonic rocks. They are likely to be formed until the end of Cretaceous based on some radiometric age data.

Late Cretaceous to Paleogene intrusive rocks

Late Cretaceous to Paleogene intrusive rocks are composed of quartz diorite, granodiorite, granite, granophyre, rhyolites, andesites and pyroclastic dykes. Some of these rocks intrude concordantly along the boundary of late Cretaceous formations. Even the plutonic rocks, distribution area is rather small and lithological feature is variable in certain intrusive body. Rhyolites and andesites occasionally form dyke swarm. Although the age of these rocks is scarcely reported, distributional relationship to the volcanic rocks and lithological similarity imply that these rocks were active almost same time with the formation of the volcanic rocks.

QUATERNARY

In this district, terrace deposits, piedmont slope deposits, landslide deposits and alluvium are distributed. Terrace deposits are divided into higher, middle and lower terrace deposits and can be seen along the major rivers. Higher and middle terrace deposits are rather rare in this district and sometimes difficult to distinguish from piedmont slope deposits. Piedmont slope deposits are developed valley side of the mountainous area especially along the Sugihara River. They form small fans and talus and their composite, topographically. Landslide deposits are distributed in the northern area and related to the distribution of late Cretaceous sandstone and mudstone. Alluvium is divided into natural levee deposits, abandoned channel-fill deposits, valley floor and back marsh deposits.

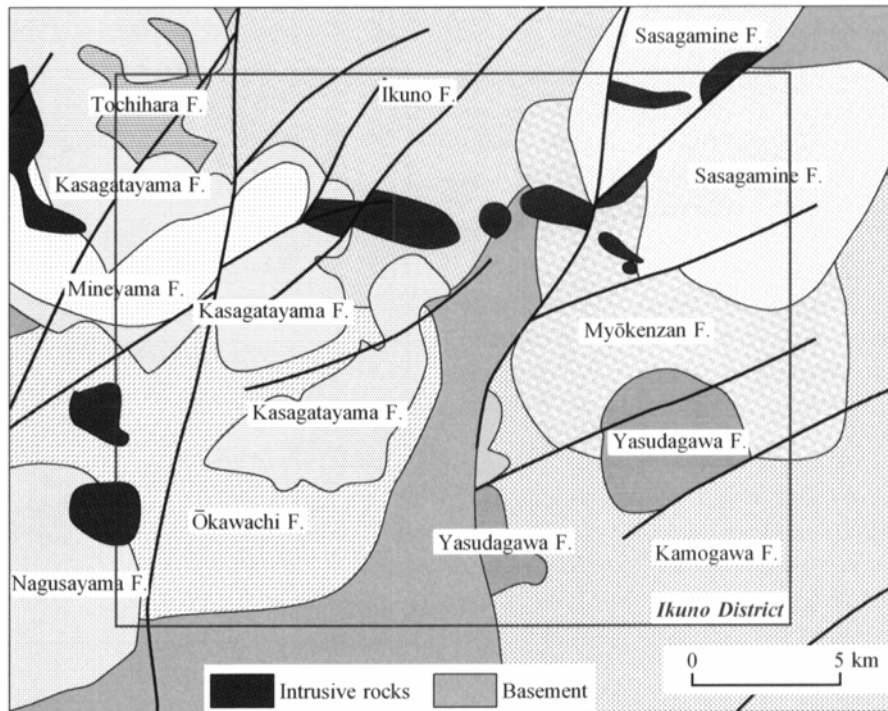


Fig. 3 Distribution of the Cretaceous rocks in and around Ikuno District
The Cretaceous rocks consist mostly of volcanic rocks with limited intrusive rocks.

GEOLOGIC STRUCTURE

No active fault is recognized in this district. Older faults which cut the formations up to Paleogene are present. They are classified into three variations which strikes extend NW-SE, NE-SW and N-S directions. NE-SW type faults show sinistral sense.

ECONOMIC GEOLOGY

Base metals

More than nine ore deposits including Ikuno, Dainichi, Kabasaka, Nyukaku, Fukuhata, Ōmisaka, Kuromi, Koujiya and Ōyama mine, were operated in the past for base and precious metals in the Ikuno district. All of them are hydrothermal veins genetically related to acidic igneous activities of late Cretaceous to early Paleogene period. The Ikuno deposit is the most significant in this area for many reasons: the long history of mining exceeding 1,200 years; the scale of hydrothermal system 4km×5km wide and more than 1.2 km deep; number of productive veins, more than 70; and a total ore production more than 120,000 tons. Ore veins cut rhyolite and rhyolitic pyroclastic rocks as well as andesite and basalt of the lower Ikuno Formation of late Cretaceous age. They show zonal distribution both horizontally and vertically with respect to predominant metals, from deep and central Sn-W and Cu-rich zones to the shallower and peripheral Pb-Zn and Au-Ag zones. Cross cutting relation among several distinct mineral parageneses within a vein indicates intermittent injection of ore-forming fluids triggered by brecciation was responsible for the overall zonal distribution of metals in the Ikuno hydrothermal system. The veins have a polymetallic nature and produced up to 35 mineral species including two new minerals, ikunolite and sakuraiite.

Clays

Pyrophyllite-kaolinite deposits including Fukuyama, Ochidani, Kitagami and Marukoshi mine have been developed in the Ikuno district, with the former two now used in production of fertilizer carrier, aggregate, and light-weight concrete. These deposits were produced by replacement of dacite-rhyolite and related pyroclastic rocks of the Ōkawachi Formation of late Cretaceous age by high-temperature fluids probably generated around the acidic intrusive body of late Cretaceous to early Paleogene. At the Fukuyama deposit, ore bodies are distributed in an elongated zone up to 2,000m long and 50 to 200m wide, and mainly composed of compact kaolinite-quartz assemblage with local association of vein-form diaspore-dickite assemblage. At the Ochidani deposit, the size of the ore body is 450m×150m and the major constituents are pyrophyllite, kaolinite and diaspore.

Two hot springs can be available in this district, such as Tanji Spa, Kami Town and Kasagata Spa, Ichikawa Town.

執筆分担

第1章	地形	吉川敏之
第2章	地質概説	吉川敏之・栗本史雄・青木正博
第3章	丹波帯	栗本史雄
第4章	後期白亜紀火山岩類	吉川敏之
第5章	後期白亜紀～古第三紀貫入岩類	吉川敏之
第6章	第四系	吉川敏之
第7章	地質構造	吉川敏之・栗本史雄
第8章	応用地質	青木正博・吉川敏之

文献引用例

吉川敏之・栗本史雄・青木正博(2005)「生野」地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 48p.

章単位での引用例

吉川敏之(2005)「生野」地域の地質, 1. 地形. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p. 1-3.

Bibliographic reference

Yoshikawa, T., Kurimoto, C. and Aoki, M. (2005) Geology of the Ikuno district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 48p. (in Japanese with English abstract 3p.).

Bibliographic reference of each chapter

Yoshikawa, T. (2005) Geology of the Ikuno district, 1. Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-3.

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

平成17年2月15日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 松枝印刷株式会社

©2005 Geological Survey of Japan, AIST