

550. 85(084. 32) (521.73) [1: 50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

舞 鶴

(京都一第 2 号)

通商産業技官 猪 木 幸 男

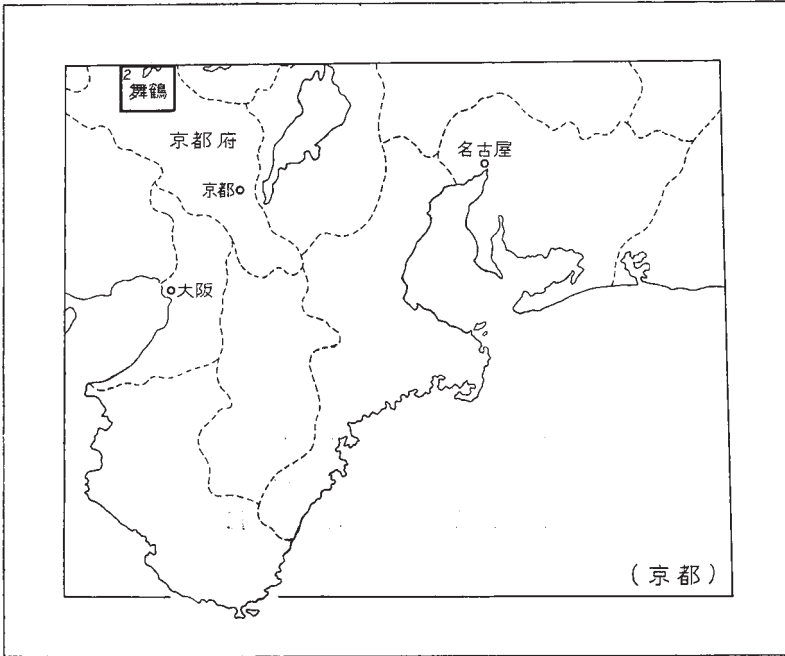
通商産業技官 黒 田 和 男

通商産業技官 服 部 仁

地質調査所

昭和 36 年

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	4
II. 1 概 説	4
II. 2 時代未詳古期岩類（夜久野南帯の岩石）	8
II. 2. 1 舞鶴變成岩およびそれに伴なう岩石類	9
II. 2. 2 市野瀬層群	17
II. 3 古生界	20
II. 3. 1 前—中期二疊系	20
II. 3. 2 後期二疊系—舞鶴層群	25
II. 3. 3 夜久野北帯の岩石類	27
II. 4 中生界	30
II. 4. 1 志高層群	30
II. 4. 2 荒倉層	31
II. 4. 3 難波江層群	32
II. 5 超塩基性岩および塩基性岩	37
II. 6 變質安山岩質脈岩	39
II. 7 愛宕山流紋岩	40
II. 8 花崗岩（宮津花崗岩）	41
II. 9 新第三系	41
II. 9. 1 内浦層群	41
II. 9. 2 青葉山安山岩類	42
II. 10 第四系	43
II. 10. 1 梅迫（砂礫）層	43
II. 10. 2 段丘堆積物	43
II. 10. 3 沖積層	44

III. 応用地質 44

 III. 1 石灰石 45

 III. 2 石炭 45

 III. 3 崩壊 46

文 献 46

Abstract 1

舞 鶴

(京都一第 2 号)

本図幅の野外調査は昭和 31 年 10 月～11 月、昭和 32 年 9 月～11 月および翌 33 年 3 月に行なわれた。図幅地域のうちで、いわゆる「夜久野侵入岩」として取り扱われていた火成岩・変成岩のうち、西舞鶴西方の舞鶴花崗岩の分布する地域は主として服部により、残りの地域は猪木によって調査され、また古生層・中生層・新生層などの堆積岩の分布する地域は黒田が担当した。

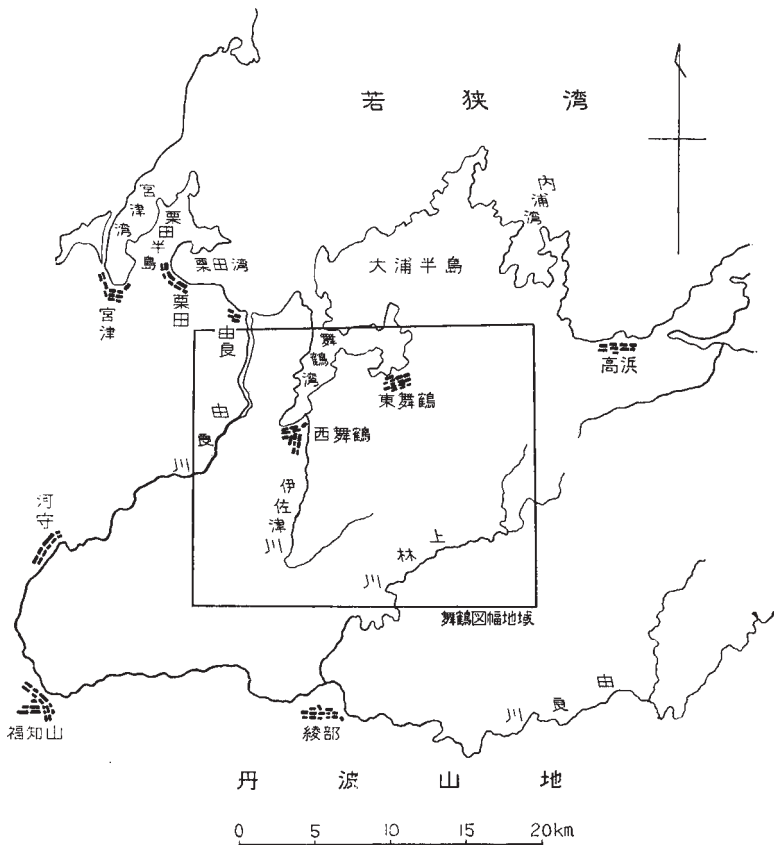
調査に際して、京都大学中沢圭二助教授からは、野外その他において、この地域の地質、とくに古生層舞鶴層群および中生層について有益な助言を与えられた。中生層の荒倉層、および難波江層群については、中沢助教授の論文を引用した。

I. 地 形

本図幅地域は近畿地方北部にあつて、丹波山地の北縁部に位置し、その北側は若狭湾に面している（第 1 図参照）。

舞鶴湾は、栗田湾・宮津湾などととも、若狭湾の支湾で、図幅地域内では東部の東舞鶴、西部の西舞鶴の 2 つの湾に分けられ、その間には五老岳に連なる山稜が突出して、中舞鶴の小湾を取り囲む。このような海岸線の出入の複雑な形態が、ちょうど鶴が舞ったようなところから舞鶴湾の名ができたといわれている。舞鶴湾の北東側の陸地は大浦半島と呼ばれ、その一部が図幅地域内にも姿を見せている。

本図幅地域の南東部には、丹波地帯古生層でつくられている海拔 800m 前後の山が連なり、その稜線の方向は東西に伸びて、東隣小浜図幅地域に続き、一般に急峻な山容を呈している。また地域中央部の三国岳から養老山を経て弥仙山にいたる山稜は、主として夜久野岩類をもって構成され、その稜線の方向は舞鶴帯の伸長方向と同



第1図 図幅地域周辺概念図

じく東北東-西南西の方向を保ち、高度は平均して500～650m程度であるが、地域西部に当る伊佐津川以西では一段と高度を低め100m前後となる。しかし山容は同じく急峻である。

地域中央郡以北の地域は、同様に舞鶴帯を構成する岩石類で占められている。その稜線の高度は200～300mにまで下がるが、方向は舞鶴帯の伸長方向に平行する東北東-西南西の方向を有する。

したがって山地全体についてみると、かつてこの地域一帯が一度平坦化された後に

隆起し、その後の削剝作用によって現在のような地質状態の支配を受けた山地が形成されたものと解釈される。

本図幅地域北西隅の由良ヶ岳は丹後山塊に連なるものであるが、堅硬なホルンフェルスが侵蝕作用に耐えてできた残丘性の山で、周囲の古生層からなる350m前後の山に対し、650m前後の高さを示し、付近一帯の展望地点となっている。また、地域北東隅には、前記の準平原上に噴出した新しい火山岩からできている青葉山（北隣丹後由良図幅地域内に649mの頂をもつ）の山体の一部があらわれて、付近とは不調和な地形を呈している。

本地域のおもな河川としては、由良川・上林川かんばやしがある。その他舞鶴湾に注ぐものに、伊佐津川・与保呂川・志楽川などがあるが、いずれも附随する谷底平野に乏しい。また、構造帯に平行する主稜線をほぼ直角にきる小河川がよく発達するが、これらは地塊運動に支配された構造線に従ったものであろう。由良川は丹波高原一帯の水を受け、著しく蛇行して若狭湾の一部栗田湾内の東端付近に注ぐ。この地方最大の長流で、図幅地域内では、西縁郡を北流する。その川幅は200mにも及び、水量は豊かであるが谷底平野に乏しく、しばしば排水の自由を失ない、豪雨や霖雨に際して氾濫することが多い。上林川は、本図幅地域南部で構造線に平行に流れ、綾部南方で由良川に合流する。この川に沿ってはわずかながら段丘がみられる。

地域南西部の上杉付近から西に延びて、隣接の大江山図幅地域内に入る低地があり、一段の段丘礫層を伴なう。この低地は、開析された隆起準平原の谷頭にみられる平地と同じ性質のものであろう。伊佐津川は、上杉付近で河川の争奪を行なっている。

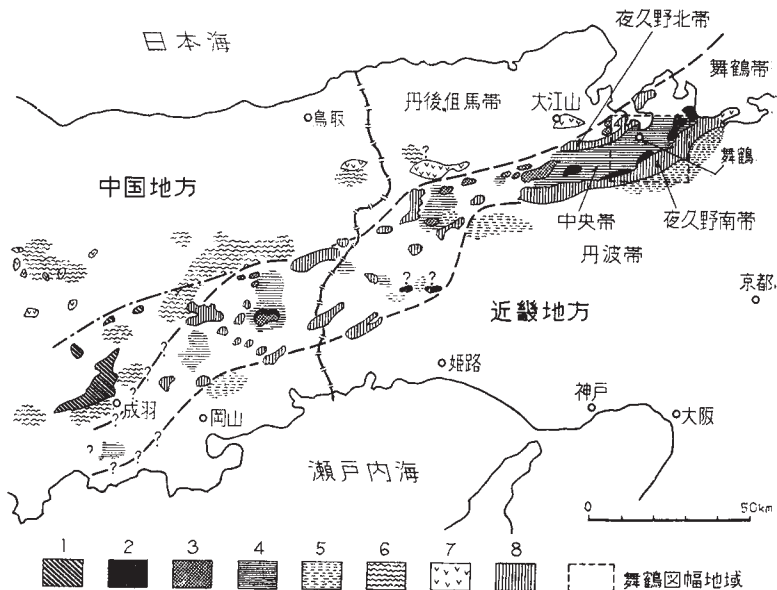
舞鶴湾に泊った地域には海岸平野がほとんど見られず、溺れ谷を埋めた形で低地が見られるほかは、山脚が直接海に没している。これは山地全体が沈降する傾向の地盤運動を受けているということを示している。

舞鶴湾に注入する大河川がなく、したがって海底の埋没が起こり難いので、永久に良港として存続しうるわけであるが、後方に人口稀薄な山地がひろがり、海岸平野にも乏しいことからその発展が妨げられている。

II. 地 質

II. 1 概 説

本図幅地域は西南日本内帯で、“舞鶴帯”と呼ばれている構造帯の最北東端を占めている。



第2図 舞鶴帯の一般概念図 (中沢圭二原図, 1958)

General map of the Maizuru zone

- | | |
|--|--------------------------|
| 1 Saragian (= Norian) | 2 Sakawan (= Carnian) |
| 3 Lower to middle Triassic | 4 Upper Permian |
| 5 Phyllite ~ phyllitic rocks | |
| 6 Sangun metamorphic rocks (schist and phyllite) | |
| 7 Serpentinite | 8 Yakuno intrusive rocks |

したがって、露出する岩石も、舞鶴帯を構成する地層あるいは岩石類をおもなものとしている。これらはすなわち、舞鶴層群・大浦層などの二畳系および志高層群・難波江層群などの三畳系と、さらに“舞鶴帯”に特有とされている塩基性岩類を主とするいわゆる“夜久野侵入岩”あるいは“夜久野塩基性岩群”などである。そのほか、南東部には、丹波地帯古生層が比較的広く分布し、北東隅には、時代未詳の流紋岩、

新第三紀層および青葉山安山岩類の一部が上記の古期岩類を覆っている。また北西隅には、隣接宮津図幅および大江山図幅地域に、それぞれ広く分布する宮津花崗岩の一部がわずかに露出する。

舞鶴帯の帯状分布の方向に平行して、その主要メンバーである“夜久野塩基性岩”とされている岩石群もまた、帯状分布している。本地域では、夜久野塩基性岩あるいは侵入岩とされている岩石群は、主として舞鶴層群・難波江層群で構成された中央部のゾーン（これを中央帯とよぶ）の南北両側に、帯状に分布している。南側の一帯は、図幅地域内の中央部を東北東-西南西の方向に横断し、6km くらいの幅をもつもので、これを“夜久野南帯”とよぶ。他の一帯は中舞鶴から久田美にかけて、“南帯”とはほぼ同方向をもって分布するもので、“夜久野北帯”と呼ぶ。その幅は様でない（第2図）。

さらに南帯は、やはり帯状分布をする2つの岩石群にわけられる。

1つは粗粒角閃岩（片麻状変成斑糲岩）および角閃岩類を主とする変成岩（舞鶴変成岩）と、トロニウム岩・花崗閃緑岩・塊状変成斑糲岩などで構成される岩群であり、他の1つは輝緑凝灰岩、および輝緑岩を主とし、泥岩層を挟む岩群である。

前者は、これまで夜久野侵入岩の中心部相と考えられていたものであり、本説明書では、この岩群を夜久野第1岩群と呼ぶ。

後者は、夜久野侵入岩の周辺部と考えられていたものである。このなかの輝緑凝灰岩、および輝緑岩ないし斑糲岩と珪長質酸性岩を夜久野第2岩群と呼び、挟有されている泥岩層の部分をつくめた全体を市野瀬層群とよぶ（小浜図幅では、この泥岩層の部分を実尾層と名付けて別箇に扱っている）。市野瀬層群の岩石は第1岩群の岩石に較べて、一般に変成作用を蒙っておらず、両者間の直接の関連性は認められ難い。

また、南帯は南北両側に分布する古生層・中生層と著しい剪裂帯、あるいは断層によって境されており、このなかの両岩群の間にも同様の関係がみられる。このようにこれらの岩群は、三畳紀後期あるいはそれ以後において、この舞鶴帯が構造帯としての性格を明らかにした造構運動によって、衝上のにもちあげられ、構造線の間に挟み込まれたものと解釈できる。したがって舞鶴変成岩類などは、この付近に分布する二畳系よりも古い時期に、すでに形成されていたものと考えられるが、その時期が早期の古生代か、それ以前かは詳らかでない。また、市野瀬層群も以上のような観点からは、

この地域では相当古いものとも考えられる。しかし、舞鶴変成岩のような変成作用を蒙っていない点からすれば、舞鶴変成岩より新しい岩類であろう。さらに、市野瀬層群は、岩相のうえから、図幅地の北部に広く分布する大浦層と非常に類似する点が多いが、本層群中から化石が発見されていないこと、分布位置のへだたりなどを考えると簡単に両者を対比することはできない。これが市野瀬層群を舞鶴変成岩などとともに一応時代未詳古期岩類として扱うゆえんである。

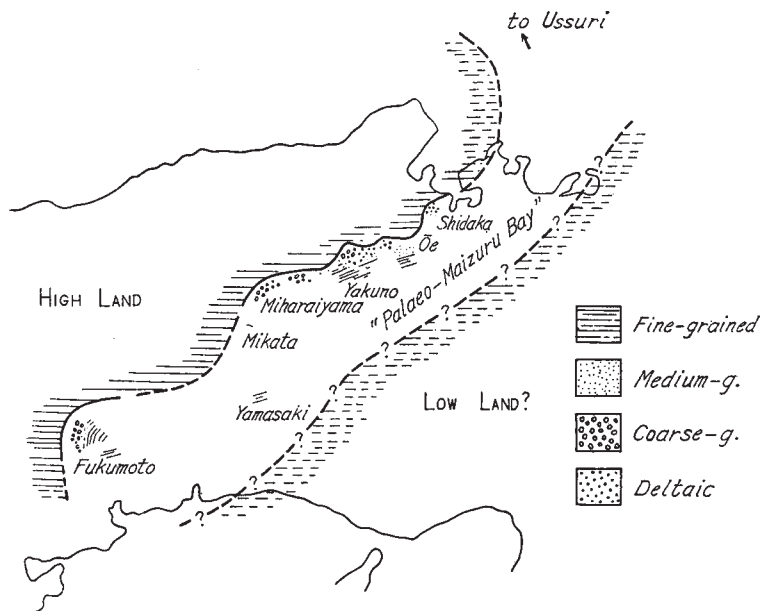
“北帯”は古期花崗岩あるいは“*Sheared granite*”とよばれていたもの（舞鶴花崗岩と名付ける）、およびこのなかに点々と認められる輝緑岩類からなる（これらを夜久野第3岩群とよぶ）。この西方への延長部には、大江山図幅地内には、舞鶴変成岩に相当するような変成岩類があり、河守変成岩と名付けられている。舞鶴花崗岩の一部は、二畳系の大浦層および舞鶴層群を貫いている。

古生層は夜久野南帯を境として、南部の丹波地帯古生層と北部の大浦層・舞鶴層群に大別することができる。いずれも、舞鶴帯の延長方向に沿って帯状に分布する。丹波地帯古生層は、“夜久野南帯”の周縁部に沿ってかなり広い範囲に亘って千枚岩化している。小浜図幅説明書によれば、千枚岩化している地層を、岩相の違いおよび含有化石の相違から大飯層・青井層・加斗層に分けており、千枚岩化していない地層を丹波地帯古生層と呼んでいるが、当地域では千枚岩化の有無では区別できないので、これらを一括して丹波地帯古生層と呼んだ方が適当であると考ええる。たゞ、上記の隣接図幅との関係から岩相の違いなどを考慮し、前例に従って、こゝでは狭義の丹波地帯古生層・大飯層・加斗層に便宜上細分することにした。

夜久野南帯の北側（中央帯）には、夜久野北帯を挟んで、二畳系の地層が広く分布している。すなわち南側に舞鶴層群、北側には主として大浦層がやゝ広く分布する。二畳系と解されている両層について、一部には舞鶴層群が大浦層の上位に整合的に重なっていると解釈できるところもあるが、一般的には、舞鶴構造帯に平行する断層によって境されているため、両者の時代的關係は明らかでないことが多い。三畳系には夜久野南帯の北側に、舞鶴層群と、この南帯に挟みこまれたように細長く分布するものと、図幅地域の西縁部に分布するものがある。前者は荒倉層、および難波江層群であり、後者は志高層群である。本図幅地内では、これらはいずれも、二畳系あるいは“夜久野岩類”とは断層関係をもって境されている。とくに、前者は断層に泊って著

しい剪裂帯を伴っており、しかも、その带状分布の方向は、舞鶴帯の一般的延長方向に平行している。そのようなことは、これら剪裂帯あるいは断層をつくった造構運動の時期を、後期三疊紀ないしそれ以後と推定するよりどころとなっている。また志高層群が、西隣大江山図幅地域内で、夜久野北帯の西延長部に含まれている舞鶴花崗岩の一部(?)を不整合に覆っている事実が、中沢圭二によって発見されている⁴⁵⁾。この志高層群と難波江層群あるいは荒倉層との間の上下関係については、この地域を調査研究した人達によって^{註1)}、今までのところ意見を異にしているが、本説明書では、中沢圭二³³⁾に従って、一応志高層群(前・中三疊紀)を荒倉層・難波江層群(後三疊紀)より下位の地層であるものとして扱うことにする。

本地域では、二疊紀末期に古期花崗岩の進入もあって緩やかではあるが、相当広範囲にわたる褶曲運動、断層運動などがあり、三疊紀に入ると、この地域の四囲は陸化



第3図 舞鶴地帯三疊紀古世の古地理図(中沢圭二, 1958)

Palaeogeographical map of the Maizuru zone during Eo-Triassic epoch (After K. Nakazawa, 1958) to Ussuri.

註1) 神戸信和・中沢圭二など。

していたが、現舞鶴帯に相当する地域は、帯状に延びた湾入性の海洋となっていたと解されている^{註2)}。第3図は中沢圭二による舞鶴地帯三疊紀古世の古地理図である。三疊紀後期あるいはそれ以後に、前述の激しい造構運動があつて、三疊紀に決められた海陸の境を大体の構造線とした構造群が形成された。夜久野南帯にみられるような、より下位の岩石類が、構造線に沿って衝上し、いわゆる舞鶴帯とほぼ平行に発達する夜久野岩類の帯状分布をみるにいたつた。

この造構運動によって生じた剪裂帯に沿って、さらに蛇紋岩および斑糲岩などの超塩基性ないし塩基性岩類の進入があつた。この岩類は、それ以前に生成されたものとは、分布する位置、岩質などにかかなりの相異がある。こゝではこれらを“夜久野第4岩群”と呼ぶ。その生成時期は上述の造構運動の時期に関連性があるとみなされるので、同じく後期三疊紀あるいはそれ以後と推察される。

東舞鶴北東部の愛宕山流紋岩は、本地域では、下記花崗岩との関係が不明で、中生代末あるいは第三紀初期の火成活動による噴出岩であるが、その時期は明らかでない。

本地域の北西隅にわずかに分布する花崗岩は、西隣「大江山」、北西隣「宮津」の図幅地内に広く分布する宮津花崗岩の一部であつて、白堊紀後期の火成活動の産物と考えられている。また、本図幅地の主構造帯を斜めにきる南北性の断層は、この頃の造構運動に関係があるのではないかと思われる。

新第三紀には、火山碎屑物を含む浅海性の地層が堆積し、北東隣の地域に広く分布している。青葉山噴出岩類は新第三紀末から第四紀にかけての火山活動に関連性がある。

第1表は以上のような地質の概略を総括したものである。

II. 2 時代未詳古期岩類（夜久野南帯の岩石）

本図幅地域内で、“夜久野南帯”中に含まれる岩石一般、すなわち舞鶴変成岩およびそれらに附随する岩石と市野瀬層群とが、こゝに時代未詳古期岩類として扱うものである。

註2) 中沢圭二などによる。文献 33) 37) など。

第1表 地質総括表

時代	地層	火成岩	地殻変動および構造
第四紀	現世 (沖積層および後堆)		
	更新世 段丘地積層 埋込層		
	更新~鮮新世 青葉山安山岩類	安山岩質岩・凝灰角礫岩	隆起
第三紀	中新世 内浦層群		沈降浅海
	古第三紀 シラカ紀	赤岩山流紋岩	宮津花崗岩 流紋岩
三疊紀		佐川世 鹿渡川層群 鹿倉層	鹿紋岩・斑礫岩(夜久野第4岩群)
	志高層群	海入性海洋	
二疊紀	後期 舞鶴層群	舞鶴花崗岩(夜久野第3岩群)	隆起 造構運動
	前中期 大浦層		
? ?	丹波地帯古生層: 淡路地帯古生層 加斗層 大飯層	輝綠凝灰岩 輝綠凝灰岩 トロンエム岩~花崗閃綠岩 塊状斑礫岩 粗粒角閃岩 (片麻状変成角閃石斑礫岩)	舞鶴 帯
	市野瀬層群		
? ?	舞鶴変成岩類		(造構運動) (夜久野第2岩群)

地層欄の赤岩山流紋岩は愛岩山流紋岩の誤り

II. 2. 1 舞鶴変成岩およびそれに伴う岩石類

本岩類は，“夜久野南帯”の主体をなし、従来後述の市野瀬層群中の一部とともに夜久野侵入岩として一括されていた。この項ではこれらの岩石を、一応次のように大まかに区別して述べる^{註3)}。

1. 黒雲母片岩ないし黒雲母片麻岩およびそれらを伴う角閃岩（角閃石片麻岩および角閃石片岩）
2. 細粒角閃岩あるいは角閃石片岩（このなかには、3の中～粗粒角閃岩の細粒相

註3) これは地質図の区分に大体従うものである。地質図ではこれらの相互関係あるいは境界の明瞭でない場合も、相互が入りまじっている場合も、優勢な岩相のなかに一括していることがある。

とみなした方がよいものも含まれている可能性がある)

3. 中～粗粒角閃岩^{註4)}
4. 塊状変成斑礫岩
5. トロノエム岩質あるいは花崗閃緑岩質（ないし石英閃緑岩）および石英曹長斑岩質などの酸性岩

以上の1および2の角閃岩類を主とする変成岩類を舞鶴変成岩と名付ける。そのなかには3の粗粒角閃岩を一応含めない^{註5)}。地質概説の項で述べたように、本図幅ではこれらの“南帯”中に一つのゾーンをなす岩石群を、夜久野第1岩群と呼ぶことにする。

1) 黒雲母片岩ないし黒雲母片麻岩およびそれらを伴う角閃岩

本岩類の分布は、本地域では普遍的でなくまれにみだされる程度である。とくに著しい産出を示すのは、菅坂峠の南方、水梨北の沢の上流部である。こゝでも、他の地域の本項中の岩石と同様に、後述の市野瀬層群中の輝緑岩あるいは泥岩との境に、著しいミロナイト様の破碎岩が発達している。これらの岩石が互層様に分布する地域は、小範囲内に限られているものようで、片理の傾斜方向と推定される北東方に漸移するにつれて、後述の細粒角閃岩が広く分布するようになり、また、北方へこの沢の分水嶺の頂付近には、北東—南西方向の断層が推定されるのである。

この地域の岩石種の分布状態を略記すると、まず、剪裂帯に引き続いて北方へ黒雲母片岩ないし片麻岩（鏡下の写真は末尾の図版V）があらわれ、角閃岩と互層状をなしながら縞状の黒雲母片麻岩が分布する。前述の剪裂帯から約100mくらいの地点に、長石の斑状変晶（径10mm前後）が大きく発達した角閃岩が分布している。この岩石はさらに細粒の角閃岩を捕獲した花崗岩様岩の侵入をうけている（巻末図版XIIIは、その露頭写真であり、図版XIVはその下流部の縞状片麻岩の露頭写真である）。それに引き続き、上流部には、細粒角閃岩が優勢な分布を示している。

黒雲母片岩ないし片麻岩は、この地域でも角閃岩類に較べて少ない。そしてまた一

註4) これは普通には片麻状変成角閃石斑礫岩と呼ぶべきであるかもしれない。

註5) かつて、3の変成岩的性質を考慮して、舞鶴変成岩の1つのメンバーと考えたのであるが、変動期（変成期）の変成侵入岩という観念から、別個に扱うこととした（この粗粒角閃岩の生成については問題がある）。

般には縞状片麻岩様のものが多い。本岩は普通、斜長石・石英・黒雲母を主としているが、多少は角閃石を含んでいる。角閃石を含まないものは図版Ⅴに示したもので、むしろこれは黒雲母片岩と呼ばれるほど細粒である。また、縞状片麻岩の白色部に石英・斜長石・カリ長石（これは変質していて明らかでない）のほか黒雲母がわずか含まれていることがある。角閃石は緑色を呈するものが多いが、たいていの場合、緑泥石化している。その他小粒の柘榴石を含むほかスヘン・葡萄石が処々にみられる。

この項の角閃岩を、角閃石片麻岩と角閃石片岩とに分けたが、それは後述の角閃岩類と区別するため、組成鉱物の粒度によって使い分けられたものにすぎない。しかしながら、この菅坂峠南方地域の角閃岩類には、多かれ少なかれ黒雲母が普遍的に含まれているのが特徴的である。いずれも片状構造が明らかで、ネマトプラスチック組織を示す。おもな組成鉱物は角閃石・斜長石であり、黒雲母が伴なわれる。石英は細粒の黒雲母・角閃石片岩に含まれることが多い。主成分鉱物は、多かれ少なかれ変質しているため、その性質を明らかにすることは困難である場合が多い。そのほか、細粒の柘榴石がときどき含まれており、スヘン・鉄鉱・緑泥石・緑簾石・葡萄石などがみられ、ときにはそれらが、プール状に相集っていることがある。

前述の外観上長石の大きな斑状変晶をもつ角閃石片麻岩は、角閃石と葉片状の黒雲母が比較的新鮮であるが、斑状変晶をなす長石はほとんど絹雲母様鉱物に変質して、その性質はまったく不明である。その残晶のなかに、わずかにアルバイト双晶をおもわせる双晶の跡がみられるにすぎない。そのほか斜黝簾石・スヘン・葡萄石などがみられる。

この角閃石片麻岩に侵入した酸性岩はトロネム岩質岩である。グラノプラスチックな組織を示し、石英・斜長石を主とする。カリ長石は余り明らかでなく、黒雲母は緑泥石化している。これにも緑簾石・スヘン・葡萄石などの2次的鉱物がみられる。この岩石に捕獲されている細粒の角閃岩は黒雲母・角閃石片岩とした前述の角閃岩の石英を含まないものによく似ている。また、於与岐川上流にも黒雲母片岩ない片麻岩を伴う黒雲母角閃岩が分布するが、これはむしろ後述の細粒角閃岩の一部と漸移するものである。

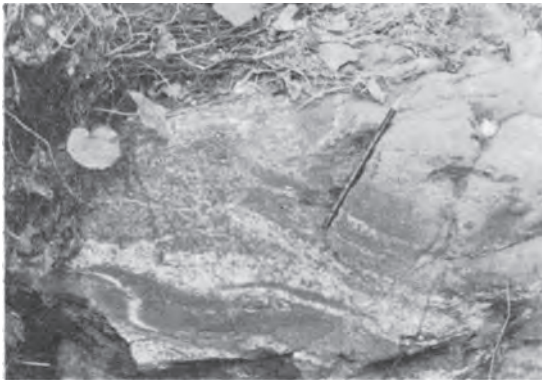
2) 細粒角閃岩あるいは角閃石片岩

本岩には、後述の中～粗粒角閃岩と、ところによって入り混じったような産状を示すもの（一見捕獲岩様）と、粗粒角閃岩の外縁部に、ある幅をもって帯状分布するものがある。

前者の場合を図版1および2に示す。これは、粗粒角閃岩の著しく細粒となった部分とみられることがある（図版2）。この種の岩石は分布も局所的であることが多いので、地質図には中～粗粒角閃岩のなかに含ませてあるものがある。



図版1 粗粒角閃岩中に含まれる細粒角閃岩（睦志入口）



白色部：粗粒角閃岩（岸谷） 黒色部：細粒角閃岩

図版2 角閃岩中の粗粒のものと細粒のものが漸移的に入り混じった露頭

後者は与保呂南方，物部村星原付近その他に著しく，外觀は細い白黒の縞目がよくみられ，片理がよく発達する。この種の角閃岩の原岩は塩基性凝灰岩をおもわせるもので，一応前の捕獲岩様をなす細粒角閃岩を除いては区別して扱われるべきであろう。

前者の場合は，図版 II に示されたようなものもあり，斜長石・褐色～緑色の角閃石を主とし，その配列に方向性がある場合と明らかでない場合とがある。まれに図版 IV に示すようなものもあり，この場合は石英が著しく入ってくる。斜長石は普通径 0.3 mm 程度で ($An_{50} \sim 60$)，アルバイト双晶がよく残存している。角閃石は長径 0.5 mm くらいで，短柱状，褐色のものは $2V_x \cong 78^\circ$ ， $\hat{c}Z \cong 18^\circ$ ， N_2 (最大値，以下同) $\cong 1.669$ ，緑色のものは $2V_x \cong 71^\circ$ ， $\hat{c}Z = 26^\circ$ ， $N_2 \cong 1.667$ くらいである。まれに輝石をみることもある。

後者は図版 III に示したものが多く，星原の北西に分布するものはほとんど変質した斜長石と緑～青色角閃石を主とし，著しい方向性をもっている。角閃石は細粒であるが，相当細長い柱状を示し 1.0 mm くらいの長径をもつものがある。これは， $2V_x \cong 86^\circ$ ， $\hat{c}Z \cong 22^\circ$ ， $N_2 \cong 1.651$ くらいの性質を示している。また，このようなものには石英を含んだものが少なくないが，黒雲母を伴うものはまれである。しかしこのほかに，前者のものと同じような性質の角閃石を含むものがある。それはおもに，図幅地域の中央部に分布するものなかにみられる。これらの角閃岩のなかには，その他ジルコン・鉄鉱のほかに，また，緑泥石・緑簾石・石英・スヘン・葡萄石などの 2 次的鉱物を含んでいることは珍しくない。

与保呂の南方に分布するものには，石英・緑簾石・斜長石・角閃石岩というものを含んでいることがあるが，この地域の角閃岩は前述の黒雲母片岩～片麻岩を含む角閃岩類とは，分布のうえでは連続するようであるが，実際にはそれらの明らかな関係は認められていない。

3) 中～粗粒角閃岩

本岩は，夜久野南帯中の夜久野第 1 岩群中もっとも広く分布するものである。本岩には，一様に特有の片麻様の構造を示し，鉱物の配列，とくに角閃石の配列に方向性がある。これは火成岩の流理構造ともみられたものではあるが，その他以下に述べるような変成岩的要素を多分にもち，ときには残晶様に残存する輝石のあることなどか

ら、一種の変成岩ともみられるのである。しかし、一応このような岩石は、変動時(変成期)の侵入岩であろうということから、別名を片麻状変成角閃石斑礫岩と呼ぶが、その成因はまだはっきりしていない。

いずれにしても、夜久野南帯を挟む南北両側の古生層および中生層、または南帯内部の市野瀬層群などとの間には、剪裂帯を伴う断層が発達し、後の造構運動によってこの位置にもち上げられたものと解釈されるのであって、侵入岩としてもこれはむしろ、前記の変成岩類に関係のあるものと思われる。本岩のもつ片状構造も、大まかには舞鶴帯の伸長方向に平行したもののようであるが、細部にわたって観察すれば、むしろ、この構造帯に斜交する部分が少なくないのである。



図版3 粗粒角閃岩の露頭(関の屋入口)

本岩は岩質的に閃緑岩ないし角閃石斑礫岩ともいえる。原岩は明らかに斑礫岩源とみられるものが少なくなく、斑礫角閃岩の名で呼ばれるものもある。組成鉱物は斜長石および角閃石を主とするが、それぞれ等粒で、前述のようにそれらの配列に方向性がある。斜長石は著しくソーシユル石化といえるほどに変質していることが多い。またこの変質した部分には後述の葡萄石の形成がよくみられる。しかし、斜長石は結晶形だけがよく残存し、変質したなかに、不鮮明なアルバイト式双晶を主とする双晶の痕跡が認められることがある。変質した結晶形によれば、普通半自形をなし、径0.5mmくらいの長径をもつ。推定される成分はAn50～60くらいである。角閃石には褐色のものと緑色のものがある。どちらかというとな褐色を帯びるものが多い。

普通長径0.8mm くらいの短柱状を示し、半自形である。しかし1.0mm を超えるものも珍しくない。褐色のものは $2V_x \cong 68^\circ$, $\widehat{cZ} \cong 13^\circ$, $N_2(\text{on cleavage flake}) \cong 1.675$ であり、緑色のものは $2V_x \cong 67^\circ$, $\widehat{cZ} \cong 18^\circ$, $N_2(\text{on cleavage flake}) \cong 1.671$ である。

その他、ジルコン・鉄鉱のほかときどき輝石が含まれている。それには斜方輝石と単斜輝石とがあり、いずれも残晶様の形態を示している。また、2次的に緑簾石・石英・緑泥石・絹雲母がみられ、葡萄石の脈あるいはプール、曹長石の細脈などがよく発達している。これらの2次的鉱物は本岩ばかりでなく、舞鶴帯にみられる岩石に普遍的に認められるものである。

本岩の代表的なものの顕微鏡写真は巻末の図版に掲載してある(図版I)。

また、ときに塊状のものも含まれるが、片状を示すものとの境は明瞭でない。岩質は上記のものとは変わりはないが、外観上は後述の塊状変成斑糲岩と区別できないことが多く、地質図上でも混同した部分がある可能性もないとはいえないほどである。

本岩のなかに、処々著しく粗粒となり、斑糲岩(～閃緑岩)ペグマタイトと呼ばれるような部分が見られることがある。それは径10cm 以下の泌み込みあるいは溜状のレンズ様、ときには脈岩様をなしている。岩質は前記の斜長石および角閃石の巨晶となったものからなっており、それらが平行配列をするものとしないものがある。そのほか、外観は上記のものと同様であるが、斑晶様に角閃石の巨晶があり(ときには細～中粒の角閃石の集合体)、基質の部分かほとんど葡萄石の細粒結晶の集まりからなっているものがある。これは、基質部の斜長石が変質して葡萄石化したものであろうか。この種のものはいの場合脈状をなしている。

4) 塊状変成斑糲岩

主として中～粗粒角閃岩のなか、あるいはそれに伴って本岩が存在する。粗粒角閃岩とは、その組織のうえで、塊状であること、片麻状の構造をもたないという点で区別できる^{註6)}。明瞭に貫入形式をもつ小岩体では、粗粒角閃岩との境ははっきりしているが、甚だしく風化したものか、剪裂帯のよく発達している付近では、その組成鉱物の粒度、変質状態などが中～粗粒の角閃岩と類似しているため、それらの間の関係

註6) 一般に、圧砕されていることが多いので、圧砕斑糲岩とも呼ばれている。

が不明瞭となる。このような場合には、角閃岩類の原岩が取り残されたものであるのか、その角閃岩類が塊状となった部分であるのかうたがわしい。

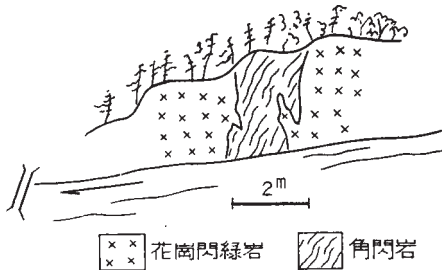
一般に、本岩は風化が著しく、斑糲岩特有の優黒色の緋模様を示さず、白っぽい緋模様を示す。一見閃緑岩様で、外観が均質であることが特徴である。

本岩は、比較的新鮮な斜長石（累帯構造を示すものも少なくない。An40～60程度）・単斜輝石（異剝石質のものあり）を主とし、褐色～緑色の角閃石を伴うことがあるが、両有色鉱物とも著しく変質し緑泥石化していることが多い。副成分として鉄鉱を含み、2次的に、緑泥石・緑簾石・炭酸塩鉱物がみられ、葡萄石の細脈が著しく発達する。まれに石英を含むことがある。

5) 酸性岩類

本岩類は大小さまざまな幅をもって、脈岩様に角閃岩類（おもに中～粗粒角閃岩）を貫くような産状を呈するが、角閃岩類の片理に平行して挟まれ、シート様をなすこともある。

本岩類には一見花崗岩様の岩石と、珪長岩あるいは珪長斑岩と呼ばれているものがある。後者は前者に較べて規模が小さく、脈状岩といった方がよいものが多い。



第4図 与保呂神社前の川に沿う粗粒角閃岩中の花崗閃緑岩の露頭
(花崗閃緑岩中に捕獲された角閃岩)

花崗岩様岩には、与保呂の神社付近に露出するもののように（第4図）、角閃岩を捕獲しているものがある。その角閃岩との境界付近で、角礫状に角閃岩が喰い残されているのが観察される。この程の岩石は、プロトクラストないしカタクラスト構造が著しく、斜長石・石英を主成分とするが、カリ長石に乏しく、花崗閃緑岩ないしトロ

ニエム岩質のものが多く、ときには石英閃緑岩質のものがある。有色鉱物としては緑色角閃石・黒雲母が含まれているが、たいてい緑泥石化する。本岩類でも、斜長石は多くソーシユル石化ないし白色雲母化し、その成分は決め難い。2次的に黝簾石ないし緑泥石ができており、葡萄石の細脈をみる。

珪長岩～珪長斑岩といわれているものの多くは径10cm前後の細脈岩である。一見チャート様の外観を示し、角閃岩の片理に平行していることが多い。斑状構造が明らかで、石英と曹長石質の長石が斑晶をなし、またその細粒群が石基をなす。有色鉱物はほとんどみられない。この岩石はむしろ石英曹長斑岩と呼んだ方が適当である。

於与岐入口、野瀬付近に、斑状構造の明らかな斑状トロニエム岩ないし文象斑岩が産出する。類似岩も、処々にみられるが、こゝでは幅約20mくらいの岩脈として産出する。斜長石の斑晶が目立つ。基質部では、斜長石・石英が主成分となり、黒雲母が伴われる。斜長石と石英は微文象構造を示すことが多い。

II. 2. 2 市野瀬層群

“夜久野南帯”のなかで、舞鶴変成岩などのゾーンの間には、サンドイッチ構造様に挟まり、同じ帯状分布をなし、主として、泥岩・輝緑凝灰岩および輝緑岩などからなる時代未詳の地層を市野瀬層群と呼ぶ^{註7)}。

従来、このなかの泥岩からなる部分を、小浜図幅³⁰⁾説明書では宝尾層とし、また中沢圭二は夜久野貫入岩のなかの上部古生層のゼノリスとした。輝緑凝灰岩と輝緑岩などからなる部分は、夜久野塩基性質入岩として扱った。こゝでも、これらは夜久野岩類の一部として扱う。

本層群は“夜久野南帯”のなかで、北端部から中央部にかけては2帯をなすが、南西部では1帯となって分布する。本層群と夜久野第1岩群などの岩帯との間には剪裂帯あるいは断層があつて境されるが、関係不明のところも少なくない。

本層群中の各岩相の間の上下関係は不明である。とくに輝緑凝灰岩の部分と輝緑岩の部分との間には、はっきりした境界はつけ難く、輝緑凝灰岩の噴出と伴つて、ほとんど同時期に輝緑岩質岩が貫入あるいは流出したものと解せられるところからすれ

註7) かつて猪木(文献43)は、本層群を宝尾層群としたが、従来の宝尾層と混同するおそれがあるので、新たに市野瀬層群の名を用いることにした(本層名は五泉層群とも呼んだのであるが、そのローマ字の綴りのIzumiという語が他の地層に用いられているので、ふたたび改めたものである)。また、本層群の岩相と地層とは、ある程度一致するものと考え岩層と地相が混同して用いてある。

ば、むしろ、この両者は輝緑凝灰岩～輝緑岩層として一括した方が妥当である。地質図にはそのように塗色してある。また、各相中の層理が不明瞭であることが多いので厚さは明らかでない。

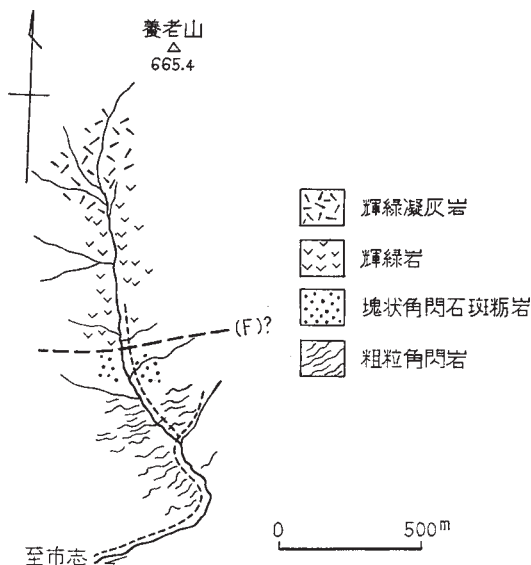
泥岩部は普通、レンズ状に輝緑凝灰岩のなかに挟在する。その厚さは不定である。輝緑凝灰岩とは、側方変化の関係にあつて、明らかにインターフィンガーの関係がみられることもある。岩質は塊状で黒色をなすが、ときとして粘板岩質で、暗灰色でシルト質を帯びることもある。ほとんど変質していないが、わずかに絹雲母をみ、また炭酸塩鉱物のプールの発達していることがある。化石はまったく発見されていない。本地域の南西端部では、この泥岩に伴なって礫岩がみられる。露頭が連続しないので、両者の関係は明らかでない。この礫岩の礫には、チャート・珪質泥岩・石英閃緑岩ないし花崗閃緑岩質の岩石がある。

輝緑凝灰岩～輝緑岩

こゝに輝緑凝灰岩としたもののなかには、明らかな凝灰岩のほか、凝灰角礫岩や輝緑岩質ないし玄武岩質熔岩類も含まれている（巻末図版 III）。外観が一様に暗緑灰色で、風化が著しく脆弱なものが多いため、一見しては区別し難い。また本層には、暗赤褐色～暗赤紫色の熔岩のやけの変質したものを思わせる部分が、処々にレンズ状あるいはパッチ状に挟まれているのが特徴的である。後述の輝緑岩質の岩石と概念的に区別する一つの目安ともなっている。玄武岩質熔岩には、一見明らかな層状をなして、凝灰岩中に挟在するものがまれにみいだされる。これは岩質も他に較べて一段と硬質で鏡下でも玄武岩の構造が明らかである。一般には火成砕屑岩の組織をもち、著しく汚染あるいは変質している。緑泥石・緑簾石・方解石などの変質鉱物ができているのが普通で、石英・曹長石・絹雲母・炭酸塩鉱物・ゼオライト・葡萄石などが細脈をなし、あるいは空洞（Cavity）を埋めている。熔岩あるいは凝灰岩中にみられる斑晶様の斜長石・輝石なども、ほとんど変質しており、石基あるいは基質をなすガラス質物質もその大部分は脱ガラス作用を蒙っている（巻末図版 VII）。

輝緑岩と輝緑凝灰岩との関係は前述の通りであるが、第 5 図はそれらの関係をルートマップによって示したものである。

輝緑岩質岩石は肉眼的に暗灰緑色呈し、輝緑岩構造が認められる。一般に細粒で



第5図 養老山南方における輝緑岩と輝緑凝灰岩の分布（ルートマップより）

あるが、ほとんど完晶質の岩石である。特徴的なオフィチック構造が明瞭であり、おもな組成鉱物は斜長石・普通輝石である（巻末図版VI）。ときに斑状構造を示すものがあるが、一般に等粒である。その他鉄鉱を副成分とするが、2次的なスヘン・緑簾石・石英・緑泥石・葡萄石・炭酸塩鉱物が認められる。

また、外観のうえで、輝緑岩と類似するが、やゝ粗粒となつて、前述の角閃岩類を貫く斑礫岩にみまがう岩石がある^{註8)}。これは輝緑岩の中心部を構成する岩相と考えられるものである。組成鉱物のおもなものは、変質した斜長石・単斜輝石であり、緑色～褐色の角閃石を伴うことがある。オフィチック構造は前者ほど明らかでなく、等粒の組織をもつ。本岩でも石英・緑泥石・緑簾石・スヘンなどの2次的鉱物を常に含んでいる。また、本層群が西方へ帯状分布するその延長部とみられる地域、すなわち蓮^{はちがみね}峯西方には、酸性岩あるいは珪質岩と呼ばれている岩石が分布する。この岩石は珪長岩ないし珪長斑岩様の岩質（巻末図版VIII）を示すものである。

註8) 肉眼的にはいずれとも区別され得ない場合が多い。

おもに、細粒～中粒の長石（斜長石）・石英からなる岩石で、それらが斑晶状を呈することもまれではない。このなかには、安山岩ないし玄武岩質岩石が、珪化作用などの熱水性変質作用を蒙ったと解される変質岩様の構造、組織を示すものが少なくない。この場合には有色鉱物が緑泥石質鉱物、あるいは酸化物に置きかえられたと思われる仮像がみられる。このようなことからすれば、この岩石相の大部分は、市野瀬層群の一部が、後の造構運動に関係したなんらかの熱水作用、とくに珪化作用を蒙って形成された変質相ともみられるであろう。

II. 3 古 生 界

本図幅地域内の古生層は、地質概説に述べたように、時代未詳の古期岩類を除いては、二畳系の地層に限られる。“夜久野南帯”に広く分布する丹波地帯古生層、および北部古生層として一括された大浦層は前～中期二畳系であり、舞鶴地帯古生層、すなわち舞鶴層群は後期二畳系である。

丹波地帯古生層は、既述のように丹波地帯古生層（プロパー）・大飯層・加斗層の3つの地層に区分する。本地域のこれらの地層は、かつて中沢圭二¹⁶⁾によって上林層群と呼ばれたものである。

II. 3. 1 前一中期二畳系

丹波地帯古生層（プロパー）

本地層は、丹波地帯に広く露出し、地形上丹波山地を構成している一連の非変成古生層の総称であって、この図幅地域はその北西縁に相当するものである。

図幅地域内では、粘板岩を主とし輝緑凝灰岩・チャート・砂岩などをレンズ状に挟む累層である。

粘板岩は普通暗灰色～黒色である。層理は明瞭で層理面には Δ 平行な割理が発達し、打てば扁平な紡錘形に砕けて大塊をうることは困難である。断層に近い所では千枚岩化したり、破碎されて土状黒鉛状になっている。風化すれば淡黄褐色の土壌となる。

砂岩は灰色～暗灰色で堅硬、緻密である。通常、膨縮の著しいレンズ状の夾みとして粘板岩のなかに挟まれていることが多い。砂粒の大きさは細粒から粗粒までである。

が、箇々の標本としては普通等粒である。大岩北方や浅原東方では、粗粒砂岩のなかに粘板岩の破片状細片が多数混入し、ときに長さ5cm程度の粘板岩の破片を含むこともある。これはおそらく異状堆積による同時礫であろう。

チャートは暗灰色～青灰色を呈し、堅硬、緻密で、打てば火花を發し方形、拳大の岩片に割れる。層理は明瞭である。粘板岩とは珪質粘板岩を介して漸移するのが普通である。また、珪質塊状で放散虫チャートと呼ばれているものが伴なわれることがある。

輝緑凝灰岩は暗緑色～帯青灰緑色を呈し、堅硬、緻密である。塊状で層理は認められない。大岩近傍や稲早谷におけるように、一方では凝灰質粘板岩を介して粘板岩と漸移し、他方では珪質となってチャートに移り変わる場合が多い。幅10m程度の小レンズとして挟まれている場合もあるが、約400m程度の厚さで地層のなかに細長く挟まれる場合もあり、とくにこのものは鍵層として有効である。また、輝緑凝灰岩のなかに赤紫色を呈する部分がしばしばある。

以上の諸岩石からなる丹波地帯古生層は、露出地域の西部では北北西に70～90°傾斜する、見掛けの単斜構造を示すが、東部のものは北～北北西に80°前後傾斜する場合と、南南東～南東に70°以上傾斜する場合とがあり、その間に重複した褶曲構造が考えられる。

この図幅地域内の丹波地帯古生層は、堆積後の造構運動の結果、著しくブロック化しているので、もとより不確実であるが、東隣小浜図幅地域および南隣綾部図幅地域内の地質を参照して、次のような見掛けの層序を組み立てることができる。北側すなわち見掛けの上位から

- ① チャートと粘板岩の互層
- ② 砂岩とチャートとを挟む粘板岩
- ③ 輝緑凝灰岩を伴うチャートと粘板岩との互層
- ④ チャート・粘板岩・輝緑凝灰岩の互層で石灰岩を伴う

上限下限はともに不明である。

本図幅地域内では、丹波地帯古生層は石灰岩を含まず、したがって化石がないが、南隣綾部図幅地域内の洞峠南南東方3kmで、輝緑凝灰岩に伴う石灰岩のなかから次のような紡錘虫が検出された。

Pseudofusulina cf. *japonica* (GÜMBEL)

Parafusulina cf. *kaerimizensis* (OZAWA)

これは前期二疊紀後期 (Artinskian) を示すことから、この図幅地域内の丹波地帯古生層の時代も、前期二疊紀後期とほとんど距たらないであろう。加斗層とは断層で接する。

加 斗 層

本地層は、図幅地域東部では大飯層の南側にこれと断層で接し、地域中央部南寄りでは夜久野南帯の南側にはこれと断層で接して、上林川に沿い細長く露出している。

本地層は、千枚岩質粘板岩と片状砂岩との互層である。粘板岩は暗灰色～黒色のものが多くよく成層し、打てば薄く剥がれ、大塊をうることは困難である。砂岩は帯緑灰色を呈し、割理は少なく、著しく堅硬、緻密である。片状を呈し、顕微鏡下で砂粒が圧砕されているのがよく観察される。この砂岩のなかで古和木近傍のものには、濃緑色を呈するものがあり、これは野外で輝緑凝灰岩と見誤りやすい。

地域西部の井根付近には、粘板岩と砂岩とが約 5cm 程度に交互に成層している部分がある。この部分は全般に千枚岩化しているが、原岩相では舞鶴層群の頁岩と砂岩との互層ときわめて類似している。

この地層は、全体として北北西に 50～70° 傾斜する見掛けの単斜構造を示す。厚さは井根付近で少なくとも 2,000m 以上あり、上限・下限ともに不明である。この図幅地域内では化石を産出せず、正確な時代はわからないが、東隣小浜図幅地域内での観察事項や、チャートをほとんど含まず、砂岩と粘板岩との互層の発達著しいことなどから、中～後期二疊紀と考えられる。

大 飯 層

この地層は、図幅地域東部から東隣小浜図幅地域内にかけて、夜久野南帯の南側に沿って分布している。主として千枚岩質粘板岩からなり、レンズ状にチャート・砂岩などを挟む。

図幅地域内では、見掛け上北西に 60° 前後傾斜する単斜構造を示し、下位は砂岩のレンズ状夾みが多く、上位にゆくにしたがって、千枚岩質粘板岩からなる単調な地層に

変化する。

粘板岩は暗灰色を呈し、5mm程度の幅で層理面に平行な割理が発達し、打てばその割理に沿って剥がれ、四角な大塊を得ることは困難である。剥がれた面は著しい光沢を持ち、迂り面が認められることもある。

チャートは灰白色～帯緑灰色を呈し、塊状で堅硬、緻密である。粘板岩のなかに20mくらいの厚さで細長いレンズ状に挟まっていることもあり、数mmの単位で、粘板岩と細かい互層をつくっていることもある。

砂岩は灰白色～帯緑灰色で、堅硬、緻密、この図幅地域内では、粘板岩とチャートの互層のなかに、太い芋状をなして挟まれる。それは一般に粗粒で圧砕されていることが多い。

輝緑凝灰岩は、本層の分布地域の西端に近い田谷東方にわずかにみられる。淡緑色を呈し、石灰分に富み、風化面は帯黄赤褐色を呈する。また、この輝緑凝灰岩の南側に近接し、厚さ20mのいわゆる放散虫チャートがあり、それは普通のチャートに次第に移り変わる。一般に赤紫色で、片状に剥げる特徴をもっている。

本層の時代は、図幅地域内では化石が発見されないが、東隣小浜図幅地域内での観察から推定すると、おそらく中期二疊紀であろう。

大 浦 層^{註9)}

本地層は、図幅地域北西部の由良川および舞鶴湾の沿岸を中心として、さらに北東方および西方図幅地域外に伸びて露出している粘板岩ないし頁岩を主とし、砂岩・チャート・輝緑凝灰岩およびいわゆる放散虫チャートなどをレンズ状に挟む地層である。

図幅地域の大浦層で、夜久野北帯の南側に位置するものは北北東に50°内外傾斜する単斜構造を示し、北西隅部を占めて露出するものは、大川一打越の線を向斜軸とし、丸田一八戸地の線を背斜軸とする褶曲構造を示す。

頁岩は暗灰色～帯緑暗灰色で、丹波地帯古生層に比較してやゝ軟質である。しばしば5cm程度に成層し、打てば直方体に割れ、砕げやすい。風化して褐灰色の土壌となる。

砂岩は中～細粒砂岩に属し、塊状で節理に富み砕けやすい。

註9) 神戸信和の東部を古生層・西部古生層を合せたものに一致する。

チャートは帯緑青白色塊状で、著しく堅い。幅数10cm程度にレンズ状に頁岩のなかに挟まれていることが多いが、小田内北方では50m以上の厚さのものもある。

輝緑凝灰岩は濃緑色を呈し、堅硬、緻密である。チャートと隣り合い漸移関係を示すこともある。しばしば赤紫色の部分が認められ、この部分はいわゆる放射虫チャートに移り変わる。粘板岩とは凝灰質粘板岩を間にして急激に移化する。

図幅地域北西隅の長谷から上石浦を結ぶ線以北の大浦層は、花崗岩の熱変質作用を受けて、頁岩は帯緑暗灰色、まれに帯緑暗灰色を呈し著しく堅硬となっている。

時代は、この地層のなかに化石を含まないので確実でないが、チャート・輝緑凝灰岩をこの地層の下部に多く含み、上部に砂岩質の部分が多いことなどを考慮すると、中期二疊紀後期と推定される。厚さは、少なくとも3,000m以上である。

大浦層を貫く進入岩類

大浦層に含まれる輝緑凝灰岩のなかに、その一部をなし、また、産状がきわめて類似する輝緑岩があちこちにみられる。また輝緑岩に伴なって斑礫岩類も点在する。そのほか、酸性岩の脈岩もそれらを書いて産出する。

北隣の丹後由良図幅説明書では、本図幅地内の本岩類に相当するような塩基性岩類をも、夜久野貫入岩として取り扱っている。こゝでは上記の地域に較べて、分布範囲も狭いので、夜久野岩類と別箇に扱うが、将来は市野瀬層群との関係が明らかになることによって、夜久野岩類の一つのメンバーとなるであろう^{註10)}。

輝緑岩：本岩は前述の市野瀬層群中の輝緑岩と同質である。“オフィチック”な輝緑岩構造が明瞭で、斜長石・単斜輝石の主成分鉱物は、比較的新鮮である。その他緑色角閃石を含むことがある。2次的に緑泥石・スヘン・黝簾石ないし緑簾石・炭酸塩鉱物が形成されているのも、また普通である。また、図幅地域の北西端の一部では、陽起石質角閃石が形成されている。これは後述の宮津花崗岩の接触熱変成作用によるものと解される。

斑礫岩：本岩は吉田西方において、前述の輝緑岩ないし輝緑凝灰岩と泥岩との境界的位置に、それらを一貫するような産状を示しているものである。泥岩には接触変成作用をわずかに与えている。その外観はやゝ優白質、中粒～粗粒で、著しく汚染し

註10) 中沢圭二はこれらを“夜久野”最北帯の岩石としている。こゝではむしろ夜久野第2' 岩群ないし第5岩群となる。

ている。鏡下で、破碎構造が著しく、やゝ等粒組織をもつ。斜長石、緑色～褐色の角閃石を主とする。輝石類の存在は明らかでないが、緑泥石化した骸晶 (Pseudomorph) がうかがわれる。斜長石は変質し、その An 成分は明らかでない。角閃石は淡色のものが多く、 $2V_x = 80^\circ$ 、 $\hat{c}Z \cong 18^\circ$ 、剪開片での $N_2 \cong 1.647(?)$ である。そのほか、鉄鉱・斜黝簾石・緑泥石・葡萄石・スヘン・炭酸塩鉱物を含む。

花崗斑岩～文象斑岩：戸島の北側の尖端で輝緑岩を貫く、幅 10～20m くらいの脈岩である。

やゝ斑状構造を示し、斜長石・石英・カリ長石を主とする。有色鉱物はほとんど緑泥石化して、その性質は明らかでない。石英とカリ長石は徴文象構造様に組み合うことが多い。2 次的な緑簾石の存在が著しい。

II. 3. 2 後期二畳系一舞鶴層群

本層群は、図幅地域内を北東隅から南西隅にかけて走る対角線上に露出し、さらに西隣大江山図幅地域内に伸びているほか、北西部の由良川沿岸にもみられる。頁岩質泥岩を主とし、砂岩・礫岩がしばしば含まれる。石灰岩・輝緑凝灰岩はまれにレンズ状に挟まれている。

頁岩は黒色～暗灰色で 3～5cm ごとによく成層する。やゝ風化したものは直方体に割れ、部分によっては細かい短柱状に碎ける。大浦層の頁岩に比較して軟質である。

砂岩は暗灰色～灰色で等粒のものが多く、塊状、やゝ緻密、堅硬である。頁岩とはシルト岩を介して漸移する場合が多い。ことに図幅地域西半中央部では、無層理ないしまれに 1m 程度の、層理がある暗灰色のシルト岩がよく発達している。

礫岩は多くの場合砂岩のなかにレンズ状に挟まれ、その厚さは最高 10m、普通 5m 以下である。礫は径 2cm 以下のチャート・珪質岩・緑色岩の円礫が多く、花崗岩質岩石・石灰岩の礫が場所によって多く含まれる。ことに石灰岩礫を多数含む場合は全体が石灰質となり、かなり緻密になる。由良川沿岸の大川・八田・二日市や西部の別所、北部の白鳥峠、北東部の鹿原付近近では石灰岩礫のなかに次のような紡錘虫が検出された。

Yabeina cf. *yasubaensis* TORIYAMA

Lepidolina cf. *toriyamai* KAMMERA

Lepidolina sp.

礫岩のなかには、径 1cm 以下の、主としてチャート・粘板岩・砂岩の円礫をもち、基質の部分には砂質の部分や泥質の部分が不規則に入りまじっている。このようなものは頁岩のなかに厚さ 1m 以下の小レンズとして挟まっていることがある。これは流れのある水中に堆積した異状堆積相であろう。

石灰岩は本層群の南縁に沿ってのみ認められ、大部分は幅 10m 以下、長さ 40m 以下である。白色～青白色で結晶質のことが多く、海百合の茎や次の蘇虫類などが検出される。

蘇虫類 *Fustilipora* sp.

Fenestella ? sp.

Batostomella sp.

珊瑚類 *Waagenophyllum* ? sp.

二枚介

(中沢圭二による)

輝緑凝灰岩は、池辺一菅坂峠間の県道に沿って見られるだけである。暗緑色を示すが部分的に赤紫色の所があり、著しく片状を帯びることがある。この付近は局所的な剪裂帯が発達しているところである。

以上の諸岩石からなる舞鶴層群は、由良川に沿った地域では NE - SW の方向に褶曲軸をもった向斜構造を示し、大浦層に整合に重なった産状を呈する。南の地域のものは、夜久野南帯および難波江層群に近接した部分で SE 方に急斜する以外は、NW に 30° ~ 70° 傾斜し、見掛け上は単斜構造を示している。

舞鶴層群の層序は、地域中央部西寄りの伊佐津川に沿った地域を基準にして、ほゞ次のようである。すなわち下位から

- ① 頁岩を主とし、石灰岩・輝緑凝灰岩（菅坂峠北方のみ）・砂岩を伴ない、しばしば異状堆積相を示す。厚さ 400m 以下。
- ② 砂岩・シルト岩・頁岩からなり、この 3 者は側方によく連続する。砂岩層中に顕著な礫岩が挟まれる。厚さ 800m 以上。
- ③ 比較的連続性の乏しい砂岩層を挟む頁岩を主とする。厚さ 100 ~ 400m。

のように区分される。全体としての厚さは、1,500m を下らない。

図幅地域中央部の寺田からNE方向に長内付近にかけて分布する舞鶴層群は、幅約1kmにわたって千枚岩質に変質している。頁岩は千枚岩質となり、風化作用を受けて灰白色となる。輝緑凝灰岩は片岩状となっている。

舞鶴層群の時代は、礫岩中の石灰岩礫にしばしば紡錘虫が含まれ、基質と考えられる部分から *Lepidolina toriyamai* K. などを産することから、後期二疊紀とされている。

II. 3. 3 夜久野北帯の岩石類

本岩類は、地質概説の項で述べたように、夜久野第3岩群としたものの一部であり、夜久野北帯を構成する岩石群で、本地域内では、火成岩類のみからなる。すなわち、古期花崗岩あるいは *Sheared granite*（舞鶴花崗岩）と呼ばれている酸性岩を主とし、輝緑岩質塩基性岩を伴うが、西隣大江山図幅地域内でみられる角閃岩類を主とする変成岩類は含まれない。

塩基性岩は舞鶴花崗岩中に、かなりの岩塊としてみられるほか、明瞭な捕獲岩として、処々に、径10cm内外の角礫の集まりのような形で喰い残されている。

上記のほか五老岳付近および下福井東部には、石英斑岩質の岩脈が塩基性岩を貫いて露出している。

舞鶴花崗岩^{註11)}は古生代の大浦層を貫いており、図幅地域西部藤津付近では、舞鶴層群の一部(?)を貫いている。また、前述のように、三疊系の志高層群によって覆われているところもあって、その進入期を二疊紀末と推定している。

輝緑岩質塩基性岩

本岩は、露頭では暗灰緑色のきわめてうすぎたないもので、一見、これまで述べてきた輝緑凝灰岩ないし輝緑岩に類似する。部分によってきわめて脆弱なものもあり、著しく堅硬で新鮮なものもある。露頭で花崗岩中に角礫状に捕獲されている産状を図版4に示す。

鏡下で、オフィチック組織の明らかなものが多いが、ときに、その特有の組織を欠

註11) 前述したように、今まで *Sheared granite* あるいは *Older granite* の名で呼ばれていたものであるが、こゝではその標式的露出地の名をとって、舞鶴花崗岩の名で呼ぶ。



図版4 舞鶴花崗岩（白～灰色部）中に含まれる輝緑岩質塩基性岩（黒色部）

き、細粒の斑禰岩とみられるものもあり、また、斑状構造を示し、玄武岩質熔岩とみられる部分もまれに含まれている。それらの相互関係は明らかでないが、おそらく、市野瀬層群・大浦層中の同質岩体中にみられるものと同じような関係をもつものであろう。

おもな組成鉱物は斜長石・単斜輝石である。また、緑色～褐色の角閃石を含むことがあるが、この場合、単斜輝石を欠き、岩石の組織も粒状となっており、石英を含むことがある。これはおそらく、舞鶴花崗岩との混成作用によって生成されたものと考えられる。その他、細粒の鉄鉱を含むほか、2次的な緑泥石・脈状の石英・炭酸塩鉱物・緑簾石・チタン鉄鉱・スヘンなどがみられ、葡萄石の脈がよく発達する。巻末図版IXは本岩の顕微鏡写真である。

舞鶴花崗岩

本岩の外観は、著しい風化によって灰白色の脆弱な岩石となっている場合が多く、新鮮、堅硬なものはほとんどみられない。とくに風化のすすんだものは、石英粒が残存して砂状を呈するか、ざくざくに崩れる土塊状をなしている。岩質は岩塊全体を通じて、一様でなく、いろいろの岩相を示す。一般にはアダメロ岩質のものを主としているが、トロニウム岩質のもの、あるいは石英閃緑岩質のものもみられる。

本岩は、一様にプロトクラスチックあるいはカタクラスチック構造を示す。とくに後者とみられる構造がよく発達している。全般に中粒のモザイク組織を示すが、ときには斑状組織の著しいものもある。巻末図版Xは本岩でも比較的新鮮なものであ

る。主要組成鉱物は、斜長石・石英・アルカリ長石（正長石？）で、アルカリ長石には量のうへで変化がある。その他、黒雲母・角閃石を伴うが、前者は緑泥石化することが多く、後者は一般にはまれである。ジルコン・アパタイト・アラナイト・鉄鉱はそれぞれ少量含まれており、2次的に緑簾石・緑泥石・スヘン・葡萄石などが形成されている。

本岩は前述のように古生層を貫くが、その接触部付近では、珪化作用程度の変質作用の影響を古生層に与えているほかは、とくに著しい接触変成岩の形成をみない。このことと、本岩のもつクラスチックな組織からして、この花崗岩礫は相当冷却し固化した状態で遊人してきたものであろうと推察される。新宮あるいは東雲付近の地域で本岩に接する二畳系の泥岩類は、著しく変質しているが、その変質は珪化作用をうけた後に、さらに、なんらかの鉱化作用をうけて粘土化ないし白土化したものと解され、そこにはホルンフェルスなどの形成の痕跡もみられない。

本岩体中にみられる石英閃緑岩質岩は、局部的に産出すること、および前述の塩基性岩の近傍にみられるという点から、両者の間の混成作用によって生成した岩石と推定される。

石英斑岩質岩脈

本岩は前述のように輝緑岩質塩基性岩を貫く小規模な岩脈である。その幅1～2mくらいのものが普通である。外観は暗灰白色の優白質岩で、肉眼的にも斑状構造が明らかである。石英・斜長石がおもな斑晶をなすものであり、少量のカリ長石と緑泥石化した黒雲母を伴う。石基はほとんど完晶質で珪長質組織を示している。

その他舞鶴層群を貫いて、岩脈状の花崗岩質酸性岩が認められる。この岩石は、普通幅2～5mくらい、あるいはそれ以下で、一見してアルコーズ砂岩のような外観を呈することがある。岩質は前述の舞鶴花崗岩に類似するが、カリ長石に乏しい。また著しくカタクラスチック構造をもっており、鏡下でも砂質岩と見まごう部分もある。本岩の地下深くには舞鶴花崗岩様の岩石があるかも知れないという疑いをもつのであり、その岩質からすれば、とにかく舞鶴花崗岩と関連性のある酸性岩であろう。

II. 4 中生界^{註12)}

II. 4. 1 志高層群

本層群は、図幅地域の西隅中央に露出するが、分布地域はさらに西隣大江山図幅地域内に続いている。礫岩・砂岩・頁岩などの厚層からなる。

本層群は次のように区分される。下位から順に

般若寺層……古生層の上に明瞭な傾斜不整合で乗る。下部は礫岩・砂岩層、中部は帯赤帯緑砂質頁岩・頁岩層、上部は細粒礫岩・砂岩の互層で、礫には火成岩がまったく含まれない。層厚 180m。

富室層……最下部に礫岩層があり、砂岩礫岩互層がその上に厚く発達する。層厚 450m。

岡田下層……最下部に礫岩層があり、その上に砂岩・頁岩の互層が来る。砂岩・頁岩はやゝ石灰質である。層厚 250m 以上。

志高層……最下部の礫岩層から始まり、層間角礫岩・礫岩を挟み、無煙炭層を伴う砂岩頁岩互層、無煙炭層を挟む砂岩がその上に来る。層厚 260m 以上。

礫岩は、その礫の直径が 15cm 程度のものが多く、まれに 50cm にも及ぶ円礫が、砂質の基質で堅く膠結されたものである。礫の種類は、チャート・砂岩が多く、石灰岩・安山岩ないし玢岩・石英緑簾石岩・片麻岩状アダメロ岩がこれに次ぐ。

砂岩は緑色～帯青緑灰色で等粒であり、舞鶴層群の砂岩と比較して堅硬さに劣り、割理が大単位であることなどから明瞭に区別される。

頁岩は帯緑暗青色を呈し、層理が容易に認められ、舞鶴層群の頁岩とは色によって明瞭に区別される。風化して長柱状の小片に砕ける性質が、ことに上位の頁岩に著しい。全体として厚さ 1,000m に及ぶ。

本図幅地域内の志高層群は、全体として南南東に 60° が前後傾斜する単斜構造を示すが、小田内北方では南北に走る断層の付近で著しい擾乱を示し、南北性の走向と 90° に近い傾斜をもっている部分もある。

志高層の中部の石灰質砂岩中から次のような動物化石を産する。

Myophoria tangoensis KAMBE

註 12) 中生界、とくに本地域に分布する三疊系の上下関係については既述（地質概説の項で）してある。

Myophoria shidakensis KAMBE

Myophoria α sp. nov. indet. (aff. *M. laevigata* var. *Alberti* in SCHMIDT)

Myophoria β sp. nov. indet. by KOBAYASHI & ICHIKAWA, 1949

Cfr. *M. laevigata* (ZIETHEN) var. *elongata* PHIL.

Cfr. *M. laevigata* (ZIETHEN) var. *rotunda* PHIL.

Gervillia sp.

Nucula sp.

また志高層の中部で動物化石産出層準の上位にある炭層付近から、次のような植物化石を産する。

Neocalamites sp. cfr. *N. carrerei* (ZEIL.)

Cladophlebis nebbensis (BRONGN.)

Cladophlebis argutula (HEER)

Cladophlebis denticulata (BRONGN.)

Cladophlebis haiburnensis (L. & H.)

Cladophlebis cfr. *raciborskii* ZEIL.

Cladophlebis maizurensis OISHI

Cladophlebis tenuissima OISHI

Cfr. *Zamites megaphyllus* (PHILLIPS)

Otozamites spp.

Taeniopteris shitakensis OISHI

Czekanowskia? sp.

Podozamites griesbacki SEWARD

Podozamites lanceolatus (L. & H.)

Carpolithus sp.

しかしながら、時代に関しては未だ確実な証拠に乏しく、三畳紀であるということ以外は、いまのところ実際には不明である。

II. 4. 2 荒倉層

本地層は、図幅地域北東部の荒倉付近、鹿原南東方および吉坂峠付近の3カ所に分かれてわずかに露出している。

主として頁岩からなり、細粒砂岩の薄層を挟む頁岩は帯緑暗灰色～黒色で層理は明瞭、舞鶴層群の頁岩とは色調、緻密さなどで区別される。吉坂峠付近のこの地層には、光沢をもった滑り面が発達して黒色を呈する炭質頁岩 (coaly shale) が見られる。3

カ所の露出地ではいずれもSEに70°程度傾斜する単斜構造をもち、荒倉では厚さ60m、吉坂峠では200m前後である。舞鶴層群とは断層で接する。

荒倉で、いくつかの層準から次のような化石を産する。

“*Monophyllites*” *arakurensis* NAKAZAWA

Monophyllites sp.

Halobia? sp.

Palaeoneilo sp.

Lima sp.

Nuculopsis sp.

Psioidea spp. α , β

Spiriferina sp.

Bryozoa. etc.

このなかでとくに“*Monophyllites*” *arakurensis* NAKAZAWA および *Psioidea* spp. α , β によって、荒倉層の時代は lowest Carnian または Ladino-Carnian とみなされる。

II. 4. 3 難波江層群

本層群は、図幅地域北東隅の松尾付近から舞鶴層群の南縁に沿って、断続しながら細長く南西に伸び、西隣大江山図幅地域内へ続く頁岩と砂岩との互層である。

頁岩は黒色～暗灰色で、泥質のものは風化すると層面に平行に薄板状に割れる性質をもち、シルト質のものは約1mごとの層理をもち塊状に近い。舞鶴層群および荒倉層の頁岩とは明瞭に区別される。夜久野南帯に近接した場所では、頁岩は多く粘板岩化している。

砂岩は白色～灰色で、多くは塊状をなし1m程度に層理が認められることもある。石英質で風化すると黄褐色となる。舞鶴層群の砂岩に比較して淡色でやや軟らかく、両者は明瞭に区別される。ときに径3cm以下のよく円磨されたチャート・珪岩などの円礫を、数10cmの厚さで挟むことがある。砂岩と白岩との境界はたいいてい明瞭である。

この層群の模式地である東隣小浜、およびその北隣鋸崎図幅地域では、この層群は次の4つの各層に区分され、この図幅地域内でもこの区分を適用することができる。

N₁層（下部頁岩砂岩層）：主として黒色頁岩からなり砂岩を挟む。この図幅地域内では露出しない。

N₂層（下部砂岩層）：白色～灰白色砂岩で、鹿原付近では礫岩を挟む。荒倉では荒倉層の上にわずかな傾斜不整合でこの地層が乗るが、その他の場所ではこの地層が断層で舞鶴層群と接する。N₁層とは整合である。厚さ350m以下。

N₃層（上部頁岩層）：主として灰色砂質頁岩（シルト岩）・黒色頁岩からなり、下部では砂岩と互層する。松尾寺・見内および高槻では最下部に炭層を挟有する。厚さ400m以下。N₂層とは整合である。

N₄層（上部砂岩層）：松尾付近では灰白～淡青灰白色塊状の砂岩を主とするが、南西にゆくに従って黒色頁岩が量を増す。層厚150m以上、N₃層とは整合である。

第2表 難波江層群中の産出化石表

N₂層から

蒜 嶺

Minetrigonia hegiensis obsoleta NAK.

Minetrigonia katayamai KOB. & ICHI.

松 尾

Velata maizurensis NAK.

Lima yataensis var. *kuredaniensis* NAK.

Oxytoma n. sp. ? indet.

Minetrigonia hegiensis obsoleta NAK.

Minetrigonia katayamai KOB. & ICHI.

Homomya matsuoensis NAK.

Cardinia triadica KOB. & ICHI.

Palaeopharus maizurensis KOB. & ICHI.

金 剛 院

Velata maizurensis NAK.

Chlamys mojsisovicsi KOB. & ICHI.

Lima (Pseudolimea) naumanni KOB. & ICHI.

Lima yataensis NAK.

Lima yataensis var. *kuredaniensis* NAK.

Oxytoma n. sp. ? indet.

“*Ostrea*” sp. α

Bakevellia matsushitai NAK.

Bakevellia oyogiensis NAK.

Bakevella monobensis NAK.
Minetrigonia hegiensis (SAEKI)
Neoschizodus kawarensis NAK.
Parallelodon monobensis NAK.
Homomya matsuoensis NAK.
 “*Cuspidaria*” *ayabensis* NAK.
Cardinia triadica KOB. & ICHI.
Palaeopharus maizurensis KOB. & ICHI.
Schafhäutria sp. indet.
Spiriferina kawarensis NAK. (MS)
Pleurotomaria? sp.

上 根

Anodontophora? sp. indet.

見 内

Minetrigonia hegiensis (SAEKI)
Cardinia triadica KOB. & ICHI.
Palaeopharus maizurensis KOB. & ICHI.

新 道

Velata maizurensis NAK.
Chlamys mojsisovicsi KOB. & ICHI.
Lima (Pseudolimea) naumanni KOB. & ICHI.
Plicatula hekiensis NAK.
Minetrigonia hegiensis (SAEKI)
Homomya matsuoensis NAK.
 “*Cuspidaria*” *ayabensis* NAK.
Cardinia triadica KOB. & ICHI.
Palaeopharus maizurensis KOB. & ICHI.

N₃ 層下部から

蒜 畠

Tosapecten sp.
Chlamys mojsisovicsi KOB. & ICHI.
Nuculana sp. indet.
Palaeoneilo sp. indet.

松 尾

Chlamys mojsisovicsi KOB. & ICHI.

Lima yataensis NAK.

Lima yataensis var. *kuredaniensis* NAK.

"*Ostrea*" sp. α

"*Ostrea*" sp. β

Bakevella aff. *hekiensis* NAK.

Parallelodon monobensis NAK.

Cf. *Pinna* aff. *lima*.

Pleuromya aff. *foosbergi nipponica* KOB. & ICHI.

"*Cuspidaria*" *ayabensis* NAK.

Cardinia misawensis NAK.

Palaeopharus maizurensis KOB. & ICHI.

Loxonema? sp.

吉 坂

Halobia kawadai YEHARA

Anodontophora? aff. *manmuensis* REED

Pleuromya aff. *forsbergi nipponica* KOB. & ICHI.

Schafhäutria cf. *astartiformis* (MÜNSTER)

金 剛 院

Volsella n. sp.? indet.

Loxonema? sp.

Anodontophora? sp. indet.

Palaeopharus maizurensis KOB. & ICHI.

荒 倉

Anodontophora? sp. indet.

寺 田

Tosapecten teradensis NAK.

Lima yataensis NAK.

"*Ostrea*" sp. α

Bakevella oyogiensis NAK.

Palaeopharus maizurensis KOB. & ICHI.

上 根

Palaeopharus maizurensis KOB. & ICHI.

新 道

Velata maizurensis NAK.

Lima yataensis NAK.

“*Ostrea*” sp.
Volsella n. sp. ? indet.
Bakevella hekiensis NAK.
Bakevella oyogiensis NAK.
 “*Cuspidaria*” *ayabensis* NAK.
Cardinia triadica KOB. & ICHI.
Cardinoides japonicus KOB. & ICHI.
Palaeopharus maizurensis KOB. & ICHI.
Palaeopharus paucicostatus NAK.

見 内

Velata maizurensis NAK.
Lima yataensis NAK.
 “*Ostrea*” sp.
 Cf. *Pinna* aff.
Lima BÖHM. REED.
Volsella aff. *paronaiiformis* KOB. & ICHI.
Volsella n. sp. indet.
Bakevella oyogiensis NAK.
Pleuromya? aff. *forsbergi nipponica* KOB. & ICHI.
 “*Cuspidaria*” *ayabensis* NAK.
Cardinoides japonicus KOB. & ICHI.
Palaeopharus maizurensis KOB. & ICHI.

高 槻

“*Cuspidaria*” *ayabensis* NAK.
Palaeopharus maizurensis KOB. & ICHI.

N₃ 層上部から

吉 坂

Lima sp. indet.
 “*Ostrea*” sp.
Bakevella aff. *hekiensis* (KOB. & ICHI.)
Cardinia misawensis KOB. & ICHI.
Palaeopharus maizurensis KOB. & ICHI.

この地層、とくにN₂、N₃層からは化石を多産するが(第2表)、とくに*Minetrigonia hegiensis* (SAEKI)、*Pseudolimea naumanni* KOB. & ICHI.などを産出することから、

難波江層群は、上部三畳系佐川統の下部に相当するものと思われる。

この図幅地域の難波江層群は、全体として南～南東に 60° 以上傾斜する単斜構造を示し、ごく浅い海の堆積物と考えられる。

II. 5 超塩基性岩および塩基性岩

こゝに一括する岩類（夜久野第4岩群）は、その大部分が、断層あるいは剪裂帯のような、地質構造線の意味をもつ地帯に沿って分布しているものである。たとえば、南北の夜久野南帯と古生層、あるいは中生層との境界付近に分布するものなどである。そのうえ、分布の方向性をみると、舞鶴帯という大きな構造帯に平行し、それに関連のある主構造線に沿っていることが多い。しかし、まれには、夜久野南帯のような構造帯の一つの小単位の内部では、一般方向とは斜交するような構造線に沿って進入してきている場合もある。

このような位置にある岩石は、蛇紋岩あるいは橄欖岩・輝岩・角閃石岩および斑輝岩などである。その外観、産状などは、これまで記載した岩石と異なり、容易に区別することができるが、露頭でそれらとの相互関係が明瞭にわかる地点は少ない。

蛇 紋 岩

本地域で、最大の広がりをもつ蛇紋岩体は、夜久野南帯の南縁部に沿い、市志付近に露出し、最大幅約500m、延長3kmくらいのレンズ状をなす岩体である。

その他のものは、幅50m以下で、延長も500mを超えない程度の小岩体で、前述の構造線に沿って点々と露出する。

外観はいずれも、特有の樹脂光沢をもち、暗灰緑色を呈する。比較的脆弱なものが多く、粘土化していることもあり、また片状を呈するものもある。

蛇紋岩の大部分は、原岩の残晶をとどめていない（図版XI）。また、表面とか、割れ目に沿う部分のみが蛇紋岩化している塩基性岩がよくみられることがある。これについては後述する。

本岩は主としてアンチゴライト質とみられる蛇紋石からなり、クリソタイルの脈をみることはまれである。また、バスタイトはときどきみられる。しかし、ある蛇紋岩中（舞鶴湾にのぞむ地域の構造線に沿う小岩体）には、次の3種の蛇紋石質の鉱物が

区別される。①無色のもの、②淡緑色のもの、③脈状～繊維状のもの。この3者の間には次のような屈折率の違いがある。

$$1.58 \approx ② > ① > ③ \approx 1.54$$

これらの関係から、①はアンチゴライト質、②は緑泥石質、③はクリソタイル質であろうと推定される。

その他の鉱物としては、クロム鉄鉱およびピコタイト質の尖晶石類が含まれており、磁鉄鉱も散在する。

原岩の残晶をとどめるまれな例としては、市志北部の小岩体であって、これには、橄欖石・単斜輝石・斜方輝石などの残晶が含まれている。その他クロム鉄鉱、暗緑色のヘルシナイト質尖晶石をみる。この岩石はむしろ、蛇紋岩化輝石橄欖岩といった方がよい。

また、北部吉田西方に蛇紋岩として塗色した岩石は、その産出する位置が他と同様構造線上にあり、一見すると、まったく蛇紋岩と異なるところがない。しかし、内部はほとんど陽起石質の角閃石からできている岩石である。この角閃石は淡緑色の短柱状の結晶で、その配列に方向性がある。 $2V_x \approx 85^\circ$ 、 $N_2 \approx 1.645$ である。そして、部分的に緑泥石化あるいは蛇紋石化している。この岩石の成因については不詳である。

その他、蛇紋岩の存在する地点の付近あるいは延長部に、ときとして表面のみが蛇紋岩化した岩石をみることがある。その著しいものは夜久野南帯中のもので、角閃岩類の表面あるいは亀裂に沿う部分が蛇紋岩化しており、付近には局所的な剪裂帯があつて、蛇紋岩の存在を推定できるような地点が、ときどきみられる。

蛇紋岩の内部には大小さまざまな斑糲岩質の捕獲岩が含まれており、また、灰白色のレンズ状となったロジン岩様の捕獲岩もよくみられる。

輝岩および角閃石岩

両者とも、蛇紋岩と同様な位置にみられるが、本地域では夜久野南帯にのみ分布する。輝岩は、南東部の梅迫付近で、後述の真正斑糲岩がその近くに分布するが、それらの関係は明らかでない。外観は暗灰色～黒色を呈するが、風化が著しく、見掛け上新鮮なものは少ない。しかし鏡下ではほとんど変質しておらず、組成鉱物は新鮮である。本岩はほとんど異剝石質単斜輝石からなる。綾部市の北部で杉健一⁸⁾が記載した

岩石は、この種の異剝岩であろう。

角閃石岩は、外観はまったく輝岩に類似し、暗灰色～黒色である。露頭の岩石は風化が著しく脆弱なものとなっている。ほとんど褐色の角閃石からなり、きわめてまれに少量の透輝石質輝石およびソーシエル石化した斜長石をみることがある。その他わずかに鉄鈹を含む。この褐色角閃石は $2V_x \doteq 70 \sim 88^\circ$, $\hat{cZ} \doteq 25^\circ$, N_2 (on cleavage fake) $\doteq 1.670$ の光学性を示す。

斑 糲 岩 (“True gabbro”)

本岩もおもに、南東部梅迫東方の断層ないし剪裂帯に沿って露出してきているものである。明瞭な塊状、均質の岩石で中～粗粒の自形性の強い組成鈹物によって、いままで述べてきた他の斑糲岩質岩ないし角閃岩と区別される。外観、表面の茶褐色を帯び酸化鉄のしみこみが著しいが、普通は縞模様がはっきりしている。風化した部分を除けばきわめて堅硬な岩石である。主成分鈹物は斜長石と輝石類である。鏡下の組織は図版XIIに示す。斜長石には、新鮮なものが少なく、汚染ないし分解して非晶質化しているが、わずかにみられる双晶から、 An_{70} くらいの成分が推定できる。輝石には斜方輝石と単斜輝石があるが、前者はまれにみられる程度で、たいていは緑泥石化している。単斜輝石は異剝石質で（径 $0.7 \sim 8mm$, $2V_z \doteq 60^\circ$ ）非常に新鮮である。特有のパーテングが明瞭である。その他、緑泥石・チタン鉄鈹・磁鉄鈹などがみられる。前述のように本岩は剪裂帯と思われる位置にあって、本岩自身圧碎されていることもあり、同じ位置に産出する超塩基性岩との関係は明らかでない。また、角閃岩類およびそのなかの斑糲岩との関係もはっきりしないことが少なくない。

II. 6 変質安山岩質脈岩

本岩は図幅地域の東部に多く分布し、夜久野南帯の岩類を貫くものである。分布範囲も、三国峠の東側の地域に限られ、露頭として10数本が数えられる。その貫入の時期は不明であるが、その変質の度合からいって、この地域の構造帯を決定した主造構運動には関係していないようである。むしろ、この主構造帯の方向を直角にきる南北性の断層運動に関係した地変に伴う、小規模な局地的な火成活動による貫入岩であろう。

本岩は幅約 5m, あるいはそれ以下の脈岩である。外観は暗灰色で, 比較的堅硬なものも多く, また四圍の岩石に較べて風化によく堪えており, 母岩との関係(境)が明瞭である。

鏡下ばかりでなく, 肉眼的にもその斑状構造が明瞭にわかる。

斑晶: 斜長石 (An40 ~ 50)・単斜輝石 (ほとんど緑泥石ないし炭酸塩鉱物となる)

石基: 組織は不明瞭。全般的に著しく汚染, 変質して, ほとんどが炭酸塩鉱物, および緑泥石質鉱物となっていることが多い。まれに石英を含んでいる。

原石は斜長石・単斜輝石・石英・鉄鉱およびガラス質物質からなるものであったらしい。また, まれには曹長石の集合体が空洞を埋めていることがある。

II. 7 愛宕山流紋岩^{註13)}

この岩石は, 図幅地域北部中央寄りから北隣丹後由良図幅地域にわたって露出し, 古生層を覆っている。

岩石は灰白色で, 石英や長石の斑晶が明瞭に見られるが, 有色鉱物は一般に少なく, はっきりと見られない。

顕微鏡下では, 斑晶は主として石英・アルカリ長石・斜長石(灰曹長石~曹長石)からなり, 黒雲母から変わったと考えられる緑泥石を少量含む。また, 部分によって著しく白雲母を含むものがある。石英の結晶周縁は融蝕されて, 石基の部分が結晶内にくい込んでいる。舞鶴湾東岸の大波下近くのものにはアルカリ長石の一部がペルト石構造を示す。石基は主としてガラスで, まれに絹雲母や炭酸塩鉱物を含む。

図幅地域北隅に沿った朝来中から, 大波下にかけてのこの岩石は貫入角礫岩状となる。含まれる角礫は径 10cm またはそれ以上の古生代(?)の砂岩, 珪質となった頁岩を主とし, その間に流紋岩質の基質がかたくつまっている。吉野付近ではこの貫入角礫岩^{註14)}が, あたかも流紋岩の上に乗っているような産状を示す。

本岩の生成の時期も, 宮津花崗岩の場合と同様明らかでない。

註13) 中沢・岡田の愛宕山流紋岩(文献16)。

註14) 中沢・岡田の朝来角礫層。

II. 8 花崗岩（宮津花崗岩）

この岩石は、図幅地域北西隅の由良ガ嶽東万上石浦付近にわずかに露出しているが、その続きは北隣丹後由良図幅地域からさらに西に広がっている。

この岩石は黒雲母花崗岩であって、中粒または粗粒均質の岩石で、肉眼で淡紅色のカリ長石が認められる。大浦層の頁岩を貫き、幅平均1kmにわたって接触変成作用を与えている。

顕微鏡下では、主としてカリ長石・斜長石（灰曹長石～中性長石（?））石英・濃褐色の黒雲母からなる。斜長石はしばしば累帯構造を示し、縁辺郡がとくに新鮮である。塩基性岩の捕獲岩を含む部分は細粒・等粒であることが多く、主として累帯構造を示す長柱状の斜長石・半自形～他形淡緑色の角閃石・帯緑褐色の黒雲母、およびそれらの間隙を埋める石英からなっている。

本岩の進入時期は明らかでないが、山陰地方に広く分布する同質岩から、一応白堊紀後期と推定しておく。

II. 9 新 第 三 系

II. 9. 1 内 浦 層 群

この地層は、北隣丹後由良図幅地域内で内浦湾を中心として、これを取り囲むように分布する礫岩・砂岩・泥岩および火成砕屑岩などからなる累層で、この図幅地域内では、北東隅の松尾・蒜畠・出合付近に、舞鶴層群・難波江層群・夜久野岩類を不整合に覆ってわずかに露出している。

この図幅地域内でのこの地層は、主として礫岩からなり、砂岩・泥岩・凝灰岩の薄層を挟む。礫岩の礫には、古生代のホルンフェルスないし珪岩・砂岩・石英斑岩・花崗岩の径30cm以下の円礫が多く、基質はシルト質で、淡青色の砂岩をポケット状に挟む。最下部に近く茶褐色の凝灰岩層を挟み、淡黄褐色の凝灰岩が吉坂—松尾間の道路傍にみられる。

出合付近のこの地層は、礫岩の礫に難波江層群の砂岩が多い。また、こゝでは礫岩・砂岩に乏しく、淡灰色凝灰質の泥岩がおもな構成メンバーとなっている。

この地層は、この図幅地域内では北北東に緩く傾斜し、厚さは少なくとも30m以

上、青葉山安山岩類に覆われて上限はわからない。また北隣丹後由良図幅地域内では、この地層から *Vicarya yokoyamai* TAKEYAMA を産し、中新世の中～後期のものである。

II. 9. 2 青葉山安山岩類

本岩類は、この図幅地域北東隅において内浦層群などを覆って露出し、北隣丹後由良図幅地内の青葉山 (699m) の山体を構成している。主として安山岩質の集塊岩からなり、熔岩を挟む。岩質によって下部凝灰角礫岩および上部凝灰角礫岩とに分けられる^{註15)}。

下部凝灰角礫岩 この岩石は、松尾付近で内浦層群の礫岩の上に乗っている。暗灰色・灰黒色・帯赤茶褐色・帯紫暗灰色など種々の色をもった安山岩の角礫を、暗色同質や粗鬆な基質で膠結したもので、風化して茶褐色ローム様の土壌を生ずる。

角礫をなす岩石は粗鬆なものから堅硬、緻密なものまでである。斑晶は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および橄欖石で、石基は斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鈹などからなっている。普通輝石は円味を帯びている。橄欖石は通常緑泥石に交代されており、しばしば単斜輝石によって縁どられている。

上部凝灰角礫岩 この岩石は下部凝灰角礫岩の上に乗っており、青葉山の山体を構成する。主として安山岩質の凝灰角礫岩からなるが、熔岩の部分もある。

上部凝灰角礫岩のうち下部のものは橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩の角礫もち、頂上近くでは紫蘇輝石橄欖石安山岩である。暗灰色を呈し、多孔質の部分と、緻密な部分とがある。肉眼で斜長石および輝石は明らかに認められる。

下部の安山岩を顕微鏡で見ると、結晶の大きさが次第に移り変わり、斑晶と石基との区別が明らかでない。斑晶は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および橄欖石で、石基は斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鈹などからなっている。単斜輝石は円味を帯びている。橄欖石は一般に緑泥石に交代されており、しばしば普通輝石(?)によって縁どられている。

頂上付近の岩石では、斑晶は斜長石・橄欖石および紫蘇輝石で、まれに普通輝石ら

註15) 高野付近にはかなり上部凝灰角礫岩から由来する崖錐が混合していると思われるが、風化して区別し難いので一括してある。

しいものを含む。斜長石は中性長石～曹灰長石である。石基は間粒状組織を示し、結晶の大きさは次第に移り変わって斑晶と区別しがたいものもある。石基から斑晶に至る中間以下の大きさのものについてみると、石基の構成鉱物は主として斜長石・紫蘇輝石および単斜輝石であって、副次的に鉄鉱・燐灰石などを含む。紫蘇輝石はしばしば単斜輝石で縁どられる。単斜輝石はときに双晶を示す。橄欖石(?)を緑泥石が交代したものもある。

この岩石の時代は明らかでないが、地形からみれば鮮新～更新世のものであろう。

II. 10 第四系

第四系は、おそらく更新世に堆積したと思われる梅迫(砂礫)層、それと同時代と推定される上林川沿いおよび由良川沿いの段丘礫層と、海岸および河川に沿ってみられる沖積層である。

II. 10. 1 梅迫(砂礫)層

この地層は、図幅地域南西部の梅迫を中心として露出し、その分布はさきに西に伸びて西隣大江山図幅地域内へ続く。

梅迫駅近くのこの地層は、シルト層を30cm程度に挟んだ砂および礫からなる。礫は径20cm程度のものもあるが、たいていは5～10cmの亜角礫ないし円礫で淘汰はよくない。種類は、付近を構成する岩石で主として輝緑岩や珪質岩が多い。基質は茶褐色を呈する。下部はほとんど層理を示さず、上部の粘土層の挟在によって、この地層はほとんど水平であることがわかる。こゝでの厚さは10m以上である。

図幅地域西部の向田付近では、主として茶褐色の粘上と淘汰不良の角礫とからなる。梅迫北東万の野瀬では、径20cm程度の輝緑岩などの円礫を主とするようになり、基質も砂質である。

II. 10. 2 段丘堆積物

図幅地域中央南寄りの上林川に沿った地域には、現河床から井根付近で約20m、大町付近で約5mの高さをもった所に段丘が1段認められる。この段丘には主として輝緑岩や古生代の砂岩・チャートの径30cm以下の円ないし亜角礫を主とする堆積物

が乗っている。

井根付近では、厚さ10m程度の灰～褐灰色の粘土層が古生層（加斗層）の上に乗っており、このなかにはチャートを主とする角礫が含まれている。この地層も梅迫砂礫層と同時代と考えられる。

由良川に沿った三日市付近には、チャート・玢岩・花崗岩・頁岩ないし粘板岩の径15cm以下の円礫が、やゝ花崗岩質の砂で埋められた礫層があり、その北東方には同じような種類の2～5cmの角礫が、砂質の基質で膠結された地層のなかに植物破片を含む青灰色の粘土層が、厚さ1m以下にレンズ状に挟まれている。これらも時代は梅迫砂礫層とほぼ同時代であろう。

II. 10. 3 沖 積 層

この地層は、上林川・由良川・伊佐津川などのおもな河川に沿ってわずかに発達しているほか、舞鶴湾に沿った低地を形成している。礫・砂・泥からなる。

III. 応 用 地 質

本図幅地内には、有用鉱産物資源が乏しい。金属資源としては、図幅地域の中央部、池内付近に、5万分の1地形図上に「どう」と記入されている地点があるが、現在は廃坑となっている。これについては舞鶴鉱山として数10年前に銅を採掘した記録が、大阪通産局にわずかに残っている程度である。

非金属としては、古生層中の石灰岩がある。また、中生層の石炭として第2次世界戦争中に採掘したなごりが、点々と三畳系の分布地域にみられる。

その他、敷石として古生層中の輝緑凝灰岩ないし輝緑岩類が、舞鶴市内の通洞トンネル東方で現在採石されている。

次に、おもなものについて簡単に記述する。

舞 鶴 鉱 山

前述のように、5万分の1地形図には、その存在が明記されているが、本鉱山に関する記録はほとんどない。わずかに大阪通産局に保管されている記録も、大正年代の

ものである。その記録によれば、本鉱山は大正10年前後に稼行されていたものようである。鉱種は銀・銅・硫化鉄であり、鉱床の走向はN50～60°E傾斜、70～80°Sとある。その幅員1～10尺という。鉱床の母岩は市野瀬層群中の輝緑岩ないし輝緑凝灰岩である。現在、鉱床の様子は不明であるが、おそらく小規模な層状の含銅硫化鉄鉱床(?)であろうと推定される。

II. 1 石 灰 石

舞鶴層群中には厚さ20～50mの石灰岩レンズが胚胎し、そのあるものについては石灰の原料として稼行の対象となってきた。調査当時は新道西方および金剛院の近傍で小規模に採掘されており、その他まつのおでら駅北方、新道北方、その他に採掘跡があり、現場付近で石灰を製造していた。

II. 2 石 炭

三畳系難波江層群および志高層群は石炭を胚胎し、舞鶴炭田と称されて稼行の対象とされたことがある。

難波江層群中に含まれるものの層準はN₃層の下部であって、1～1.5mの厚さのものが松尾寺で3～4枚、寺田・於与岐(見内東方)・高槻ではおのおの2枚挟有される。この炭層は厚さの変化が著しく、また連続性に乏しく、動力作用を受けて粉炭化し、しばしば炭脈をつくる。炭質は半無煙炭に属し、はさみが多い。この地域においては、かつて松尾寺炭礦・於与岐炭礦および高槻炭礦と称して小規模に採掘されていたが、調査当時はすでに休山となっていた。

志高層群中に含まれるものの層準は、志高層の最上位にあって、1～2mの厚さの無煙炭が2枚挟まれ、その他きわめて薄いものが数枚認められる。炭層は多く動力作用を受け粉炭化し、しばしば炭脈となる。かつて志高炭礦と称し、志高付近で小規模

第 3 表

	固 定 炭 素 %	揮 発 分 %	水 分 %	灰 分 %	硫 黄 %	発 熱 量 Cal.
松 尾 寺	78.49	7.50	2.30	10.90	0.75	7,470

分析：大阪鉱山監督局

に採掘されたことがある。

これらの石炭は炭質不良，採掘困難で現在は各炭礦とも休山しており，将来も稼行対象にはなりがたいと考えられる。

II. 3 崩 壊

図幅地域南東部を南西流する上林川の流路は，著しい破碎帯にほゞ沿っている。この破碎帯は夜久野岩類その他を伴なう造構運動によって生じたものと考えられ，古生層の岩石は著しく破碎されている。大飯層・加斗層を構成する千枚岩質の粘板岩自体もかなり脆弱である。昭和28年9月の13号台風では，記録的な豪雨によりこの地帯の各地に山崩れが起り，著しい被害があったが，これらの山崩れは，脆弱な千枚岩質粘板岩中に発生したものである。

また，夜久野南帯でとくに五泉沢流域地方では，各谷に堰堤が築かれて，この地域に著しい崩壊の防備がなされている。

文 献

- 1) 西山正吾：敦賀・姫路間地質予察報文，地質要報，No. 3，地質調査所，1888
- 2) 巨智部忠承：20万分の1地質図幅「宮津」，「生野」，同説明書，地質調査所1894
- 3) 山下伝吉：20万分の1地質図幅「比叡山」，同説明書，地質調査所，1895
- 4) 小川琢治：丹波高原北部基性岩迸出地方略説，地質学雑誌，Vol. 4，No. 41，42，45，1897
- 5) 比企 忠：長門及丹後両国に存する無煙炭に就いて，水曜会誌，Vol. 1，No. 1，1908
- 6) 高橋二郎：舞鶴炭田の所謂中生代地層に就て，地質学雑誌，Vol. 22，No. 256，1915
- 7) 富田 達：丹波夜久野地方，閃緑岩の成因，地質学雑誌，Vol. 32，No. 381，387，1925
- 8) 杉 健一：丹波綾部付近の基性深成岩に就きて，地質学雑誌，Vol. 32，No.

385, 1925

- 9) 船越素一：若狭湾，北但馬及京都盆地をなす断層の關係について，地球，Vol. 5, No. 2, 1926
- 10) 高橋二郎：舞鶴附近の石炭層の時代（雑報），地質学雑誌，Vol. 35, No. 416, 1928
- 11) Oishi, S. : The Jurassic Plant from Shitaka (The Maizuru Coal Field), prov. Tango (Kyoto Pref.), Japan, Hokkaido Imp. Univ. Ser. IV, Vol. 2, No. 1, 1932
- 12) 大塚弥之助：中国山地の概略とその地質時代，地質学雑誌，Vol. 49, No. 578, 1937
- 13) 小川琢治：日本群島，弘文堂，1944
- 14) 中林一考・中沢圭二・岡田節夫：舞鶴附近の含炭三畳系（演旨），地質学雑誌，Vol. 54, No. 638, 1948
- 15) 川井直人・竹中準之助：舞鶴附近の古生層中の閃緑岩の磁気的研究（演旨），地質学雑誌，Vol. 55, No. 648～649, 1949
- 16) 中沢圭二・岡田節夫：京都府舞鶴附近の地質概説，鉱物と地質，No. 14, 1949
- 17) 中沢圭二：京都府加佐郡河西村地方の石灰岩礫岩の時代，地学，No. 2, 1950
- 18) 神戸信和：京都府加佐郡志高地方の地質，地質学雑誌，Vol. 56, No. 654, 1950
- 19) 松下 進：京都府地質誌，地学，No. 2, 3, 1950, 1951
- 20) 地質調査所：50 万分の1 日本総合地質図「京都」，1951
- 21) 中沢圭二・市川浩一郎・神戸信和：京都府舞鶴・夜久野地域の三畳紀層，地質調査所報告特別号，日本の三畳系の地質，1951
- 22) Nakazawa, K. : A Study on the Pelecypod-fauna of the Upper Triassic Nabae Group in the Northern Part of Kyoto Prefecture, Japan, part 1~4, Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, Vol. 19, 20~23, 1952, 1954~1956
- 23) 松下 進：日本地方地質誌，近畿地方，朝倉書店，1953
- 24) 広川 治・東郷文雄・神戸信和：5 万分の1 地質図幅「大屋市場」，および説明書，地質調査所，1954

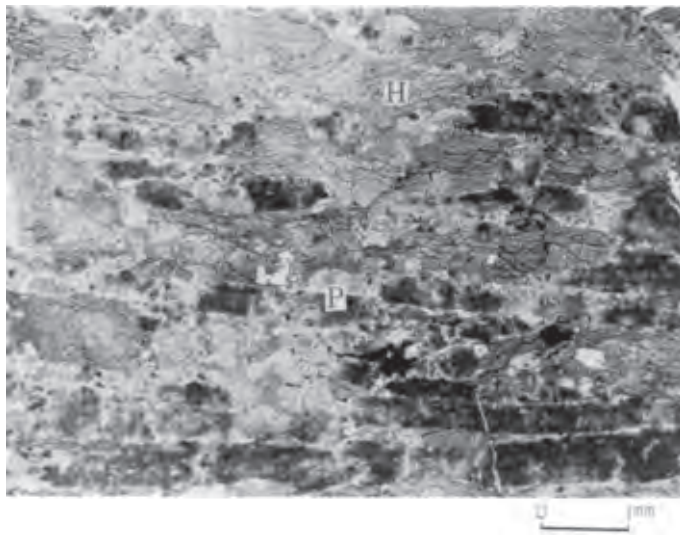
- 25) 広川 治・東郷文雄・神戸信和：5 万分の 1 地質図幅「但馬竹田」，および説明書，地質調査所，1954
- 26) 福井県：福井県地質図ならびに同説明書，1955
- 27) 中沢圭二・他 3 名：舞鶴地帯の *Lepidolina zone* (演旨)，地質学雑誌，Vol. 62, No. 730, 1956
- 28) 中沢圭二：上部三畳系難波江層群の化石帯と佐川期細分の検討，地球科学，No. 31, 1957
- 29) 中沢圭二・志岐常正・清水大吉郎：京都府夜久野地区の中・古生層，地質学雑誌，Vol. 63, No. 743, 1957
- 30) 広川 治・磯見 博・黒田和男：5 万分の 1 地質図幅「小浜」，および説明書，地質調査所，1957
- 31) 広川 治・黒田和男：5 万分の 1 地質図幅「鋸崎」，および説明書，地質調査所，1957
- 32) 広川 治・黒田和男：5 万分の 1 地質図幅「丹後由良」，および説明書，地質調査所，1958
- 33) Nakazawa, K. : The Triassic System in the Maizuru Zone, Southwest Japan, Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Series B, Vol. 24, No. 4, 1958
- 34) 中沢圭二・野上裕生：京都府大江町河西付近の中・古生層，地質学雑誌，Vol. 64, No. 748. 1958
- 35) Nakazawa, K. : “*Monophyllites*” *arakurensis* sp. nov. from the Maizuru Zone Trans. Proc. Paleont. Soc., Jap. N. S., No. 30, 1958
- 36) 中沢圭二・志岐常正：京都府大江町河東付近の中・古生層，地質学雑誌，Vol. 64, No. 749, 1958
- 37) 中沢圭二・他 3 名：舞鶴地帯の中・下部三畳系総括，地質学雑誌，Vol. 64, No. 750, 1958
- 38) Nogami, Y. : Fusulinids from the Maizuru Zone, Southwest Japan, Part I, Kyoto Univ. Ser. B, Vol. 25, No. 2, 1958
- 39) 磯見 博・黒田和男：若狭西部の地質，地質調査所月報，Vol. 9, No. 3, 1958

- 40) 中沢圭二：三畳系荒倉層および荒倉期について，地球科学，No. 36，1958
- 41) 志岐常正：舞鶴地帯に分布する二畳系および三畳系の砂岩の2，3の性質，とくに maturity の問題について，地球科学，No. 42，1959
- 42) 加納 博・他3名：夜久野迸入岩に伴う高度変成岩類について，地質学雑誌，Vol. 65，No. 764，1959
- 43) 猪木幸男：舞鶴付近のいわゆる“夜久野塩基性岩”について，地質学雑誌，Vol. 65，No. 766，1959
- 44) 清水大吉郎・中沢圭二・志岐常正：舞鶴地区の古生層の再検討，地質学雑誌，Vol. 65，No. 766，1959
- 45) 中沢圭二・他3名：いわゆる夜久野迸入岩の再検討，地質学雑誌，Vol. 65，No. 766，1959

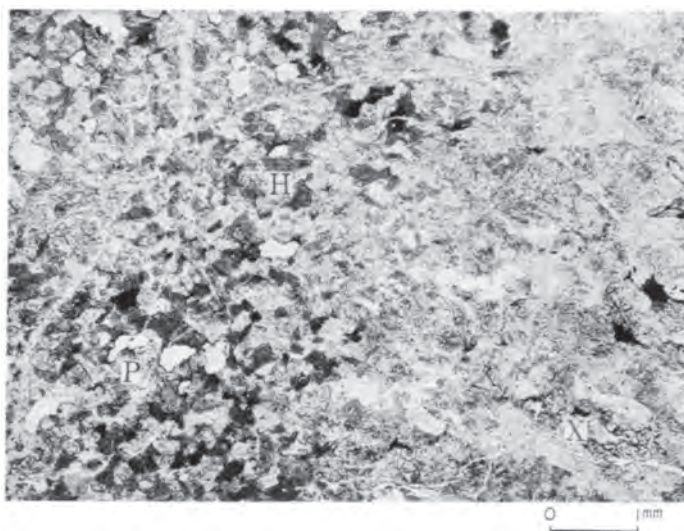
図版撮影：正井義郎（I～XII）

I～V, VII, IX, XII: 平行ニコル（または//ニコル）

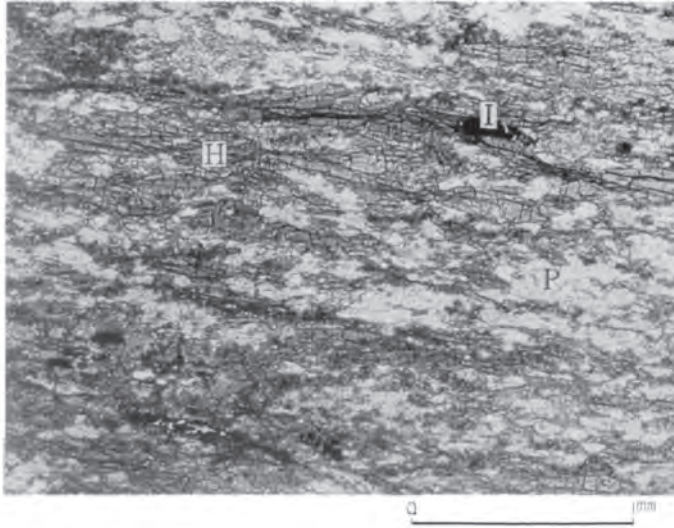
VI, VIII, X, XI: クロスニコル（または×ニコル）



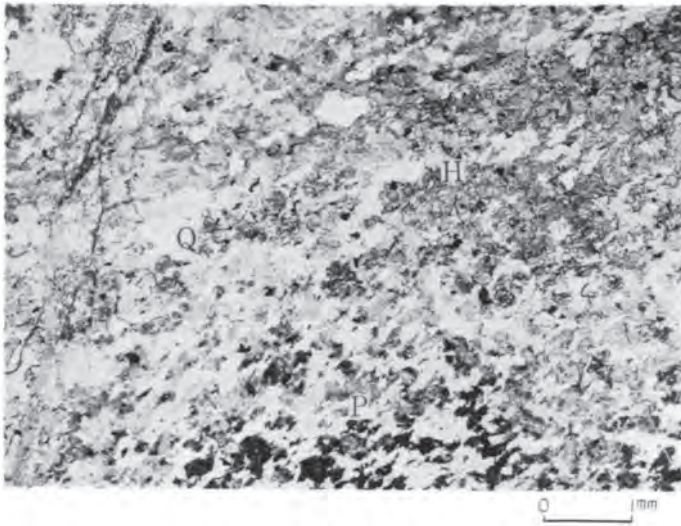
H : 帯褐緑色角閃石 P : 変質した斜長石
 図版 I 粗粒角閃岩 (M-286) “片麻状変成角閃石斑輝岩”



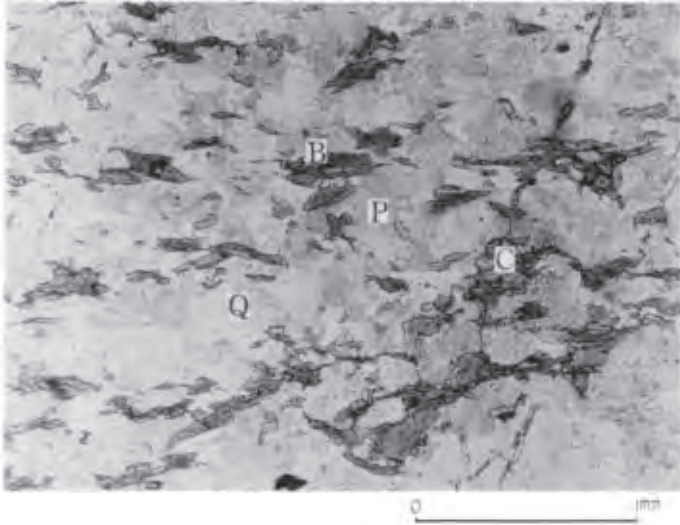
H : 褐色角閃石 P : ソーシユル石化斜長石 X : 単斜輝石 (残晶様)
 図版 II 細粒角閃石 (左) ← 変成斑輝岩 (M-320)



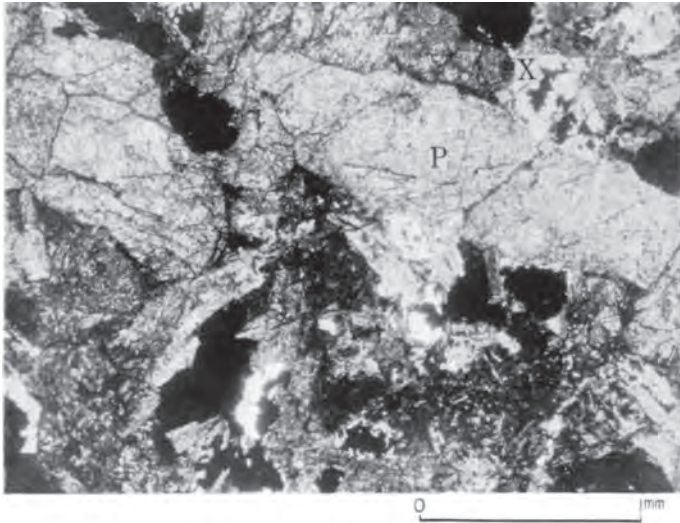
H : 青緑色角閃石 P : やゝ変質した斜長石 I : スヘンに緑どられた鉄鈹 (チタン鉄鈹?)
図版 III 細粒角閃岩 (角閃石片岩) (M-262')



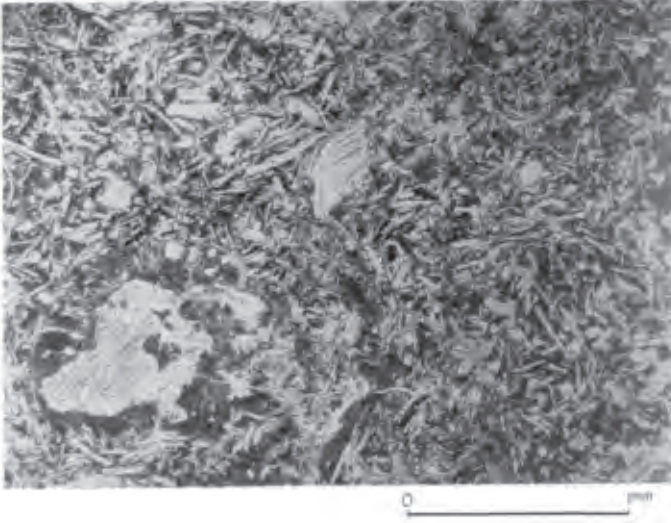
H : 角閃石 P : 変質した斜長石 Q : 石英
図版 IV 石英・角閃石片岩 (石英角閃岩) (M-224) (左 : やゝ粗粒 右 : 細粒)



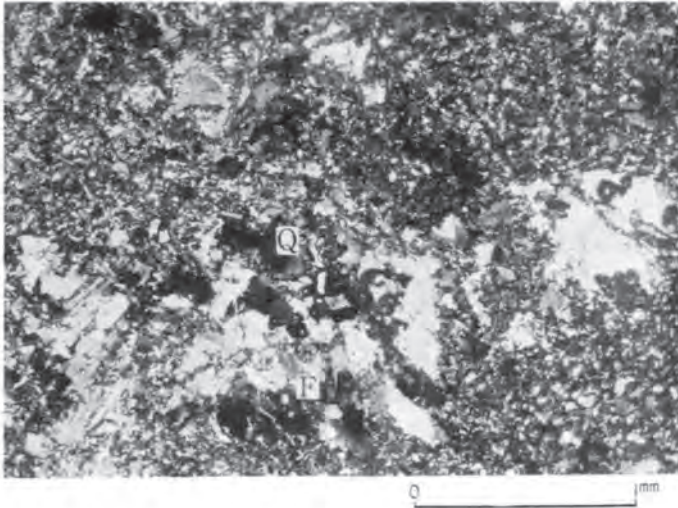
B: 黒雲母 P: 斜長石 Q: 石英 C: 緑泥石
 図版 V 黒雲母片岩 (M-307)



P: 変質した斜長石 X: 単斜輝石
 図版 VI 市野瀬層群中の輝緑岩～斑糲岩 (M-262)

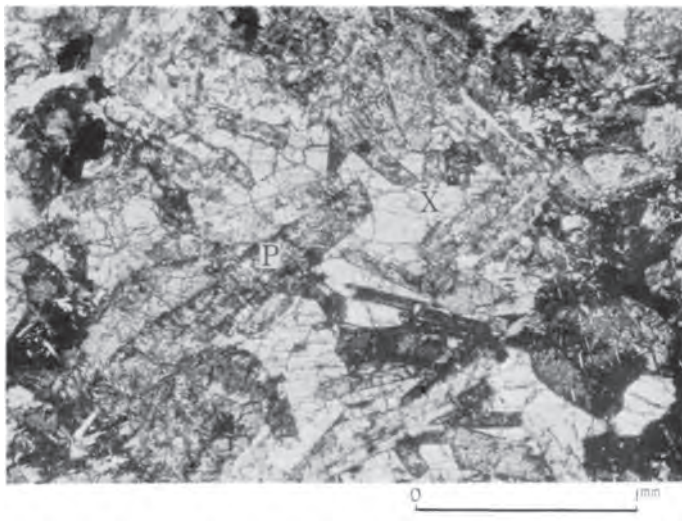


図版 VII 市野瀬層群中の玄武岩質熔岩 (M-301)

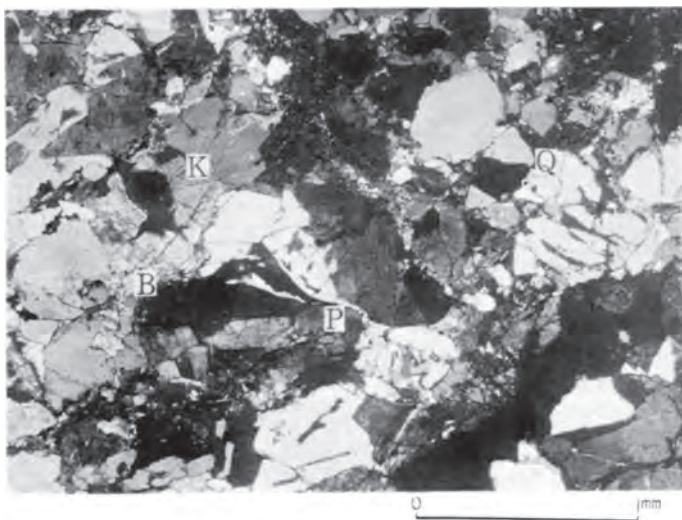


Q : 石英 F : 長石 (曹長石質)

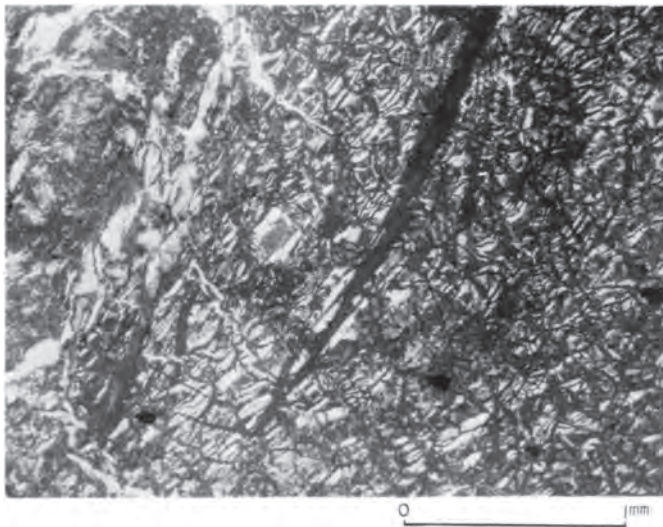
図版 VIII 市野瀬層群中の酸性岩 (珪長斑岩?) (M-295)



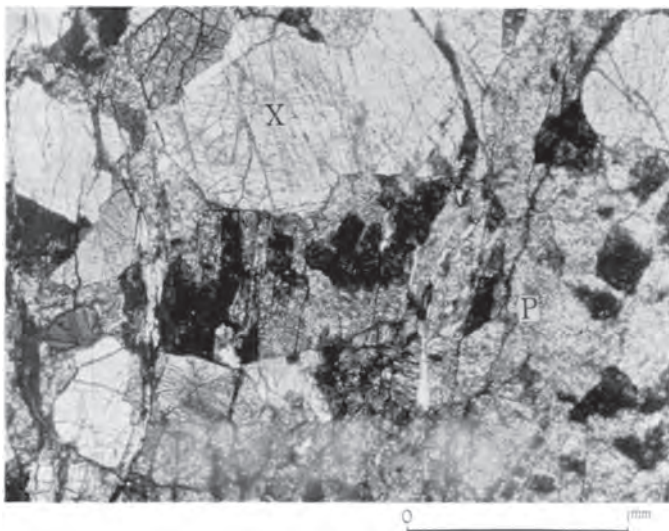
P : 変質した斜長石 X : 単斜輝石
 図版 IX 舞鶴花崗岩中の輝緑岩 (M-392)



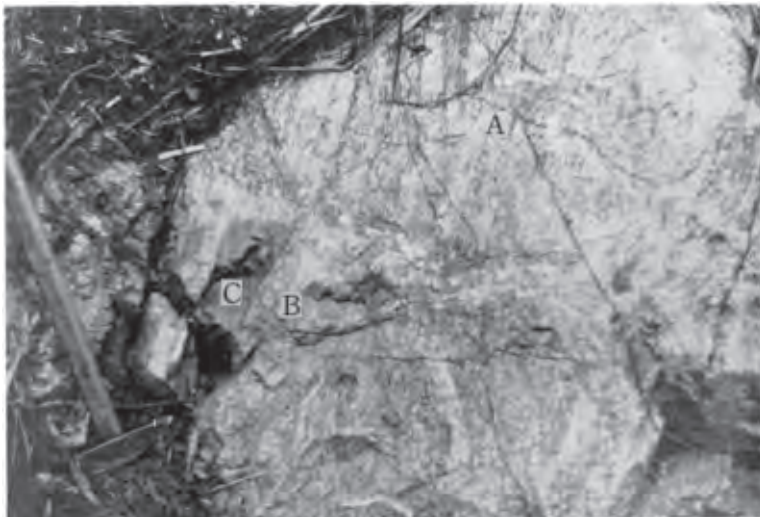
P : 斜長石 Q : 石英 K : カリ長石 B : 黒雲母
 図版 X 舞鶴花崗岩 (M-203)



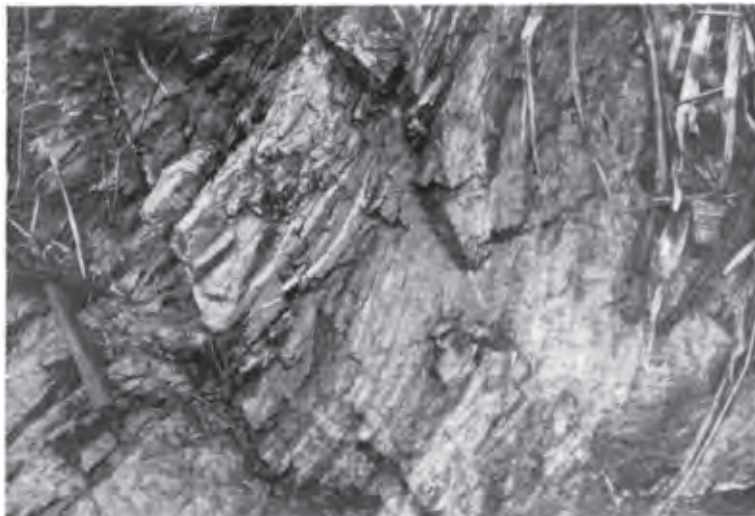
図版 XI 蛇紋岩：(メッシュ組織の明瞭な部分) (M-212)
(左端はその組織のない部分)



P：変質した斜長石 X：異剥輝石質単斜輝石
図版 XII 異剥輝石斑輝岩 (真正斑輝岩) (M-243)



A: 角閃石片麻岩 B: 花崗岩質侵入岩 C: 同上中の捕獲岩 (黒雲母角閃岩)
 図版 XIII 菅坂峠南東部の舞鶴変成岩 (I)



縞状片麻岩 ← | → 角閃石片麻岩
 図版 XIV 菅坂峠南東部の舞鶴変成岩 (II)

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

MAIZURU

Kyōto, No. 2

By

SACHIO IGI, KAZUO KURODA

&

HITOSHI HATTORI

(Written in 1959)

(Abstract)

The area of this sheet-map is situated in the northern part of central Japan, and also occupies the northeastern part of the so-called " Maizuru zone ", which is a long tectonic zone, running in ENE-WSW direction, along the border line between the Chūgoku and Tamba mountainlands.

GEOLOGY

The greater part of this sheet is mostly composed of the rock-

members in the "Maizuru zone" : Permian sediments as Oura formation and Maizuru group, Triassic rocks as the Nabae and Shidaka groups and igneous or metamorphic rocks which have been called "Yakuno basic rocks" and "Yakuno intrusives".

In this area the igneous and metamorphic rocks called "Yakuno—" are distributed in two zones: Yakuno northern zone and Yakuno southern zone. They are also parallel to the trend of the main tectonic zone; and a zone between them is called the central zone, which is composed of the Maizuru group, Oura formation and Triassic formations.

At the southeastern part of the area, which is not included in the

Table 1

Geologic Age		Formation		Igneous rock	Crustal movement and other remarks
Quaternary	Holocene	Alluvium			
	Pleistocene	Terrace deposits Umezako f.			
	Pliu-Pleistocene	Aobasan Andesites		Andesite	Upheaval
Neogene	Miocene	Uchiura group			
		Atagoyama rhyolite		Miyazu granite Rhyolite	Late-Cretaceous Age unknown
Jurassic-Paleogene				Serpentinite Gabbro	(Tectonic movement) Upheaval (Yakuno 4th rock group) Large tectonic movement
	Carian	Nabae group Arakura f. Shidaka group	Undetailed		Ocean transgressed into the land
Triassic					
			Unconformity (mostly fault)	Maizuru granite (Diabase)	Upheaval (Tectonic movement)
Permian	Upper	Maizuru group	Conformity (?)	Gabbro Diabase (Schalstein)	(Yakuno 3rd rock group)
	Middle	Oura f.	Undetailed		
		Paleozoic rock of the Tamba terrain: Tamba paleo- zoic-proper		Schalstein)	
	Lower	Kato f.	Fault		
		Oi f.	Fault		
?	?	Ichinose group	Fault	Diabase-gabbro (Schalstein)	(Yakuno 2nd rock group)
?	?	Maizuru metamorphics		Trochilite-granodiorite Massive meta-gabbro Coarse-grained Amphibolite (Gneissose meta-hornblende gabbro)	(Yakuno 1st rock group)

Maizuru zone

Age unknown

Maizuru zone, the accumulation of non-metamorphosed Permian sediments, the main members of the Paleozoic rocks of the Tamba terrain is exposed.

Tertiary sediments and volcanics are distributed in the northeastern corner of the area.

The geologic sequence in this area is summarized in Table 1.

ROCKS OF UNKNOWN AGE

Maizuru metamorphics and associated intrusive rocks

These rocks are distributed in the Yakuno southern zone in this area, and they are mostly of amphibolites, and rarely accompanied with biotite schist and biotite-hornblende gneiss. Schistosity or gneissosity of the rocks is roughly parallel to the general trend of the Maizuru zone, but not always so in detail. Basing on the field observations, amphibolites are divided into coarse-grained amphibolite (gneissose meta-hornblende gabbro) and fine-grained one. The former seems to have been originated from gabbroic intrusives (late kinematic intrusion), and the latter, from schalstein or other sediments. Both are mainly composed of green or brown hornblende and saussuritized plagioclase, with many secondary minerals such as epidote, chlorite, carbonate and prehnite. These rocks are intruded by many other basic or acid rocks of small scale, and of unknown age.

Ichinose group

This group is distributed only in the Yakuno southern zone, and shows zonal occurrence being intercalated in the zone of the Maizuru metamorphics and associated rocks. This group is composed of mudstone, schalstein and diabase parts. The first part has been named "Takarao formation" and the latter two are regarded as a member of "Yakuno intrusives" in the geological sheet-map "Obama". The mudstone part forming a lenticular bed in schalstein and diabase parts, is mostly of black slaty mudstone, rarely accompanied with conglomerate;

fossils are not found in this part. The schalstein part consists of not only pyroclastics but basaltic lava, and the diabase part involves fine-grained and coarse-grained diabase and gabbroic rocks. And they are also more or less altered, forming secondary minerals like those in the Maizuru metamorphics and associated intrusive rocks.

PALEOZOIC

The Paleozoic rocks are roughly divided from south to north according to their geological and structural positions into the following three groups: Paleozoic rocks of the Tamba terrain, Paleozoic rocks of the Maizuru zone and Paleozoic rocks of the northern outside of the Maizuru zone. Paleozoic rocks of the Tamba terrain are a thick accumulation of dark grayish clayslate, grayish or dark grayish sandstone, dark grayish or bluish chert, greenish “schalstein”, reddish purple chert (so-called Radiolarian chert), etc. They trend nearly from east to west, and incline nearly vertically or steeply towards the north. In this area fossils are scanty, but in the eastern and southern extensions of these strata fusulinid fossils such as *Pseudofusulina japonica* (GÜMBEL) and *Neoschwagerina craticulifera* (SCHWAGER) are yielded. So the age of the greater part of the Tamba terrain is inferably lower or middle Permian.

The Kato formation is a phyllitic facies composed of alternations of black phyllitic clayslate and greenish, sheared sandstone. The Oi formation is also a phyllitic facies of the Paleozoic rocks of the Tamba terrain, consisting mainly of black phyllitic clayslate frequently intercalated with sandstone and massive chert.

Paleozoic rocks of the Maizuru zone (Yakuno central zone), mainly composed of alternations of shale and sandstone are called the Maizuru group. Limestone, included in most cases as small lenticular bodies, yields crinoidal stems, bryozoas and corals (*Waagenophyllum?* sp.). And the group has thin intercalations of conglomerate or granule-stone,

which characteristically contains limestone granules and fusulinid fossils such as *Lepidolite toriyamai* KAMMERA, in the matrix. The group trends from NE to SW, and generally shows a monoclinic structure inclining northwards. The age of the group is late Permian. Paleozoic rocks at the northern outside of the Yakuno northern zone are divided into the Oura formation and the Maizuru group. The Oura formation is mainly composed of dark grayish clayslate, intercalating thick beds of schalstein and thin lenses of chert. The formation is considerably lower horizon of the Maizuru group.

Rocks in the “Yakuno northern zone ”

Diabase

This rock is found in the Maizuru granite as xenolithic-formed mass. It usually is characteristically ophitic in texture under the microscope, and is mainly composed of plagioclase and augitic pyroxene. Some small masses of the rock are composed of plagioclase and green or brown hornblende, instead of pyroxene, and are not ophitic but rather granular in texture. So they are presumed to be the contaminated rocks by the Maizuru granite. These rocks are, in some places, injected by small dikes of quartz porphyritic rocks.

Maizuru granite

This rock is intruded into the Paleozoic rocks of the Oura formation and Maizuru group, and is called “sheared granite” or “older granite ” at the vicinity of this area. It is white gray in color, mosaic, coarse- or medium-grained, and characteristically protoclastic or cataclastic in texture. Some parts of the rock are adamellitic, and consist of plagioclase, quartz, potassium-feldspar and biotite as principal minerals; some are trondhjemitic or granodioritic, and consist of plagioclase, quartz and rarely potassium-feldspar and hornblende.

MESOZOIC

TRIASSIC

Shidaka group

The group is divided lithologically into the following four formations in ascending order:

Hannyaji formation It is in contact with the Paleozoic rocks by an unconformity in the western neighbouring area. Lower part is composed of conglomerate and sandstone, middle part is of reddish or greenish sandstone, and upper part is of alternations of conglomerate and sandstone. The conglomerate contains no pebbles of igneous rocks. Thickness of this formation is about 180 m.

Fumuro formation It is composed of alternations of conglomerate and sandstone. Its thickness is about 450m. Upper part contains limestone pebbles.

Okadashimo formation It consists of alternations of sandstone and shale, and conglomerate, at the lowest part. The thickness is about 250m.

Shidaka formation It is mainly composed of sandstone and shale, and partly of conglomerate. It contains a few beds of anthracite. The sandstone contains the following molluscan fossils as *Myophoria tangoensis* KAMBE, *Peleoneilo* sp. etc., and the uppermost shale yields so-called the Shidaka flora (Rhaeto-Liassic?) including *Cladophlebis nebbensis* (BRONGN.), *Podozamites griesbachi* SEWARD, etc. Its thickness is 260 m. The group has a monoclinical structure inclining towards southeast. The age is uncertain as the Shidaka flora does not indicate the correct geologic age.

Arakura formation

The formation is mainly composed of dark grayish shale intercalating thin fine-grained sandstone beds. The formation shows a monoclinical structure inclining towards southeast, and is bounded with Paleozoic

rocks by a fault. It contains fossils such as “*Monophyllites*” *arakurensis* NAKAZAWA, and *Psioidea* spp., which indicate the lowest Carnian or Ladino-Carnian.

Nabaé group

The group is divided into the following four formations in ascending order:

N₁ : Exposed only in the northeastern neighbouring area.

N₂ : Composed of light-colored and fine- to medium-grained sandstone, intercalating thin beds of conglomerate, 350m thick, and contact with the Arakura formation by a slight unconformity.

N₃ : Mainly of grayish sandy shale and black shale, interbedding sandstone beds in lower part. The formation contains thin coal seams in the lowest part. 400m thick.

N₄ : Composed generally of bluish- or light-colored sandstone. The thickness is more than 150m.

The lower part of the group contains such molluscan fossils as *Palaeopharus maizurensis* KOB. & ICHI., *Lima yataensis* NAKAZAWA and *Minetrigonia hegiensis* SAEKI, and the upper part yields *Pseudolimea naumanni* KOB. & ICHI., and the fossils indicate the Carnian. The formation shows a monoclinial structure inclining southwards, and is bounded with Paleozoic rocks by faults both on southern and northern sides.

Ultrabasic and basic rocks

These rocks are intruded, as small masses, along the sheared zones or fault-lines, which are related with the tectonical movements significant for the geologic history of this area especially in late-post Triassic time. They mostly comprise serpentinite and a small amount of pyroxenite, hornblendite and diallage gabbro, which do not always occur together at the same places. Some parts of serpentinite retain the relict minerals, such as olivine and pyroxene, of the original rocks which are presumed

to be pyroxene peridotite or dunite. Pyroxenite, hornblendite and diallage gabbro are rather fresh, and are almost unaltered.

Atagoyama rhyolite

The rock intrudes or overlies the Paleozoic Oura formation. It is mainly composed of massive lava (?), and its upper part is of intrusive breccia.

Miyazu granite

The rock is intruded into the Paleozoic Oura formation. The latter is changed to hornfels in the contact zone, about 1 km in width. This granite which occurs in this area is a marginal facies of Cretaceous granite extending to the north and west, and is medium- or coarse-grained mosaic or porphyritic in texture.

CENOZOIC

TERTIARY

Uchiura group

The Uchiura group unconformably overlies Paleozoic and Mesozoic rocks in the northeastern corner of the area, and Atagoyama rhyolite in the northern neighbouring area. It is composed of conglomerate intercalating thin beds of sandstone, mudstone and tuff. In the northern part of the area the group contains molluscan fossils such as *Vicarya yokoyamai* TAKEYAMA, and so the group is thought to be middle Miocene in age.

Aobasan andesites

The rocks are composed of lower tuff-breccia and upper tuff-breccia. The lower tuff-breccia covers the Paleozoic and Mesozoic rocks and the Uchiura group, and the rock is olivine-bearing augite-hypersthene andesite. The upper tuff-breccia comprises lava and tuff-breccia of

which lower part is olivine-bearing augite-hypersthene andesite, and upper part is augite-bearing hypersthene-olivine andesite. The age of eruption of the rocks is presumably Plio-Pleistocene.

QUATERNARY

The Quaternary sediments comprise the Umezako formation, river-terrace deposits and alluvium. The Umezako formation is composed of gravel and brown clay, and is distributed at the southwestern part of this area, extending to the neighbouring area of “Ooeyama” .

Both of the terrace deposits and alluvium are composed of gravel, sand and clay, and the former is distributed along the Kambayashi-gawa (the river) and the latter along the Kambayashi-gawa, Yura-gawa, Isatsu-gawa and others, and also at the coastal plains along the Maizuru bay.

ECONOMIC GEOLOGY

Mineral resources in this area are small in scale. Many years ago, the Maizuru mine worked copper, silver and iron-sulphide ores occurring in diabase or schalstein of the Ichinose group, but closed now. Limestone in the Maizuru group is quarried to produce lime powder at Shimmichi and Kongōin. Coals, intercalated as thin beds in the Nabae group, were worked ten years ago at Matsunoodera, Oyogi and Takatsuki, under the name of “Maizuru coal field”. They are low grade in quality and their scales are also small. As building stone, schalstein in the Paleozoic system is quarried on a small scale for local uses.

昭和36年7月24日印刷

昭和36年7月31日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷所 笠井出版印刷社
印刷者 笠井朝義
