

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

金沢 (10) 第 47 号

NJ-53-12-16, 18-4

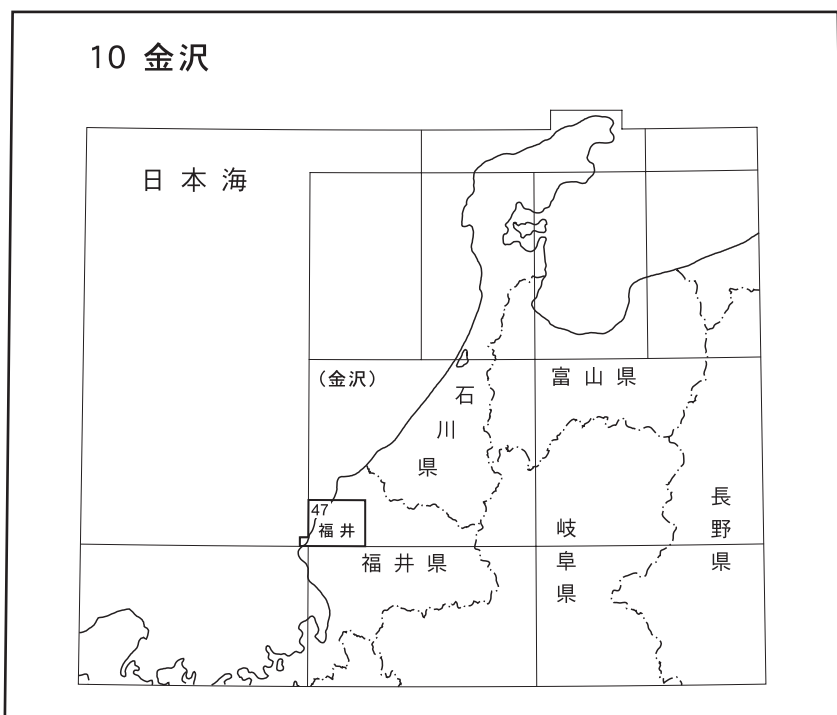
## 福 井 地 域 の 地 質

鹿野和彦・山本博文・中川登美雄

平 成 19 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

大聖寺 Daishoji 1:75,000 (1938)

	10-39 三国 Mikuni NJ-53-12-15 (未刊行, unpublished)	10-40 大聖寺 Daishōji NJ-53-12-11 (未刊行, unpublished)
	— 福井 Fukui 1:75,000 (1939) —	
	10-47 福井 Fukui NJ-53-12-16, 18-4 (2007)	10-48 永平寺 Eiheiji NJ-53-12-12 (未刊行, unpublished)
	10-55 梅浦 Umeura NI-53-13-1 (未刊行, unpublished)	10-56 鯖江 Sabae NI-53-7-13 (未刊行, unpublished)

# 福井地域の地質

鹿野和彦\*・山本博文\*\*・中川登美雄\*\*\*

本研究報告は、産業技術総合研究所地質調査総合センターの5万分の1地質図幅「福井」地域の地質に関する記述である。「福井」地域にかかる地方自治体は、坂井市(旧坂井町, 旧春江町, 旧三国町), 福井市(旧福井市, 旧越廼村, 旧清水町, 旧美山町), 越前町(旧越前町, 旧織田町, 旧朝日町, 旧宮崎村)の2市1町である。

現地調査は平成13～17年度に実施した。新第三系の調査は鹿野と中川が、第四系の調査は山本が行い、全体のとりまとめを鹿野が行った。中川は筑波大学に提出した博士論文(Nakagawa, 1998)の研究として当該地域の新第三系の調査を福井大学在籍中から平成12年までに先行して行った。また、日鉄鉱業(株)の長根将格が筑波大学大学院地球科学研究科修士論文の研究として福井から梅浦、鯖江にまたがる丹生山地の地質調査を鹿野の指導の下、行った。鹿野は、それらの成果を参照しつつ改めて現地調査を行い、新第三系の層序区分・構造を再検討した。

5万分の1地質図幅「福井」地域の地質は、商工省地質調査所(現産業技術総合研究所地質調査総合センター)7万5千分の1地質図幅「福井」(菌部, 1939)の一部として既に報告されている。また、5万分の1土地分類基本調査の一環として表層地質図「福井」(三浦ほか, 1971)がまとめられている。しかし、1948年の福井地震以降、福井市とその周辺地域では人口が集中し都市化が進む中、地震が度々発生しており、また、2005年には福井豪雨災害に見舞われるなど、当該地域が置かれている地質環境について、いままで以上に理解を深める必要がある。本研究報告は、そのための基礎となることを願ってまとめた。

本研究をまとめるにあたり、富山大学氏家 治教授に市ノ瀬流紋岩の化学組成を教えて頂いた。地質図の等重力線は、地質情報研究部門の駒澤正夫が編集した。薄片作成は、地質標本館の大和田 朗、佐藤卓見、福田和幸による。ここに記して謝意を表す。

(平成18年度稿)

---

## 所 属

\* 地質情報研究部門

\*\* 福井大学教育地域科学部

\*\*\* 福井県立丸岡高等学校城東分校

Keywords : Geological map of Japan 1:50,000, Neogene, Quaternary, It-ow Formation, Kunimi Formation, Aratani Formation, Ichinose Rhyolite, Kunimidake Volcanic Rocks, Higher fluvial terrace deposits, Middle fluvial terrace deposits, Middle I marine terrace deposits, Middle II marine terrace deposits, Middle III marine terrace deposits, Old sand dune deposits, Lower marine terrace deposits, Lower fluvial terrace deposits, Sand dune deposits, Sand bar and beach deposits, Fan deposits, Valley bottom deposits, Natural levee deposits, River channel deposits, Flood plain deposits

## 目 次

第1章 地 形	1
第2章 地質概説	3
2.1 新第三系	3
2.2 第四系	7
第3章 新第三系	13
3.1 糸生層	13
3.2 国見層	20
3.3 荒谷層	31
3.4 市ノ瀬流紋岩及び類縁岩体	33
3.5 国見岳火山岩及び類縁岩体	38
3.6 玄武岩～デイサイト貫入岩	39
第4章 第四系	40
4.1 高位河成段丘堆積物	40
4.2 中位河成段丘堆積物	41
4.3 低位河成段丘堆積物	41
4.4 中位Ⅰ海成段丘堆積物	41
4.5 中位Ⅱ海成段丘堆積物	42
4.6 中位Ⅲ海成段丘堆積物	42
4.7 古砂丘堆積物	42
4.8 低位海成段丘堆積物	42
4.9 砂丘堆積物及び砂州・海浜堆積物	42
4.10 扇状地堆積物，河川流路堆積物，自然堤防堆積物，氾濫原堆積物及び谷底平野堆積物	43
4.11 福井平野地下の第四系	44
第5章 地質構造	46
第6章 地震活動	52
第7章 応用地質	53
7.1 鉞 床	53
7.2 石材・碎石	53
7.3 温 泉	54
7.4 自然災害	54
文 献	58
Abstract	66

## 図・表目次

第1.1図 福井地域及び周辺地域の地勢図	1
第2.1図 福井地域及び周辺地域の地質図	4
第2.2図 福井地域の地質総括図	5
第2.3図 海成段丘の分布，旧汀線高度及び火山灰の産状	8
第2.4図 福井平野の地形区分	9
第2.5図 西方からみた福井平野中部の氾濫原と九頭竜川扇状地	10
第2.6図 福井平野の等高線，福井地震断層，福井東側地震断層及び福井平野を流れる主な河川	10
第2.7図 九頭竜川扇状地扇端付近の空中写真	11
第2.8図 福井平野北部，坂井市坂井町上兵庫周辺の空中写真	11
第2.9図 南西側からみた三里浜砂丘	12

第 3.1 図	糸生層模式層序断面図	14
第 3.2 図	糸生層下部の玄武岩質安山岩火山礫凝灰岩と板状節理の発達した同質“二次溶岩”	15
第 3.3 図	糸生層の凝灰質砂岩シルト岩卓越相下部・中部の岩相柱状図	16
第 3.4 図	糸生層上部の岩相柱状図	16
第 3.5 図	糸生層最上部デイサイト火砕岩直下の砂岩礫岩	17
第 3.6 図	糸生層最上部デイサイト火砕岩の柱状図	18
第 3.7 図	糸生層最上部デイサイト溶結火山礫凝灰岩の偏光顕微鏡写真	18
第 3.8 図	糸生層最上部デイサイト溶結火山礫凝灰岩の露頭写真	19
第 3.9 図	国見層模式層序断面図	21
第 3.10 図	越前海岸付近における国見層デイサイト火砕岩 K0～K11 の柱状図	22
第 3.11 図	K7 上部の火山灰凝集火山礫の濃集層と K9 中の火山灰付着火山礫	24
第 3.12 図	国見層外浜堆積物の岩相柱状図	25
第 3.13 図	デイサイト火砕岩 K11 直下の平行～波状層理またはトラフ型斜交層理の発達した細粒～中粒砂岩	25
第 3.14 図	国見層の河口砂州堆積物と潟または内湾堆積物の岩相柱状図	26
第 3.15 図	国見層の河口砂州堆積物の岩相柱状図	27
第 3.16 図	国見層の干潟堆積物	27
第 3.17 図	国見層の扇状地堆積物と河川堆積物の岩相柱状図	28
第 3.18 図	国見層の河川流路堆積物	29
第 3.19 図	国見層の礫岩	29
第 3.20 図	国見層泥岩の層理面上に認められる偶蹄類の足跡	30
第 3.21 図	荒谷層柱状図	31
第 3.22 図	安山岩火砕岩 AT-1 の産状	32
第 3.23 図	安山岩火砕岩 AT-1 のクローズアップ	33
第 3.24 図	市ノ瀬流紋岩火砕岩の柱状図	34
第 3.25 図	市ノ瀬流紋岩火砕岩を構成する流動堆積単位の境界	35
第 3.26 図	市ノ瀬流紋岩火砕岩中の凝灰岩付着火山岩塊と流紋岩火砕岩岩塊	36
第 3.27 図	市ノ瀬流紋岩火砕岩中のチャンネル	37
第 3.28 図	市ノ瀬流紋岩の流紋岩溶岩ドーム内部	37
第 3.29 図	市ノ瀬流紋岩火砕岩中の流紋岩オフセット岩脈	38
第 4.1 図	高位河成段丘堆積物の露頭	40
第 4.2 図	離水した海食洞と洞内の大礫	43
第 4.3 図	ボーリング資料から見た福井平野北部の断面	43
第 4.4 図	福井平野の完新統基底面標高分布	44
第 4.5 図	福井平野における第四系基盤標高及び断層分布	45
第 5.1 図	福井県嶺北西部の活断層分布	47
第 5.2 図	福井市西別所町の造成工事現場に出現した活断層露頭	48
第 5.3 図	福井市鮎川町周辺の空中写真	48
第 5.4 図	福井市鮎川町北部の中位 I 海成段丘上の農道脇に現れた断層露頭	49
第 5.5 図	福井市和布町における離水した波食棚及び離水した岩礁に残されていた穿孔貝（カモメガイ）の遺骸	49
第 5.6 図	越前海岸沖で福井県が行ったマルチチャンネル音波探査測線、香住層群上面第四系基底深度分布及び活断層位置	50
第 5.7 図	福井県が行った本図幅地域西側、Line 1, Line 2 測線のマルチチャンネル音波探査記録	51
第 6.1 図	本図幅地域及び周辺地域の震央分布図	52
第 7.1 図	足羽山北側、七ッ尾口から入る地下の採石場跡	53
第 7.2 図	越前町別畑町の採石場	54
第 7.3 図	福井平野における浸水被害分布	56
第 7.4 図	福井地震時の住家全潰率分布	57
第 3.1 表	福井市大森（旧清水町出村）の糸生層から産出した植物化石	19

第 3.2 表	越前海岸における国見層デイサイト火砕岩の特徴	23
第 3.3 表	茱崎軍艦岩と大味湾入部北側海岸の国見層から産出した植物化石	30
第 4.1 表	海成段丘面高度	41
第 7.1 表	福井図幅地域内の温泉一覧	55
付表 1	福井及び周辺地域におけるジルコンのフィッシュン・トラック年代測定結果	62
付表 2	国見層産貝化石一覧	63
付表 3	荒谷層産貝化石一覧	64
付図 1	国見層及び荒谷層貝化石産出地点	65
Fig. 1	Geological summary of the Fukui district	67



# 第1章 地 形

(山本博文)

福井地域は、世界測地系の北緯36度0分11.2秒～36度10分11.1秒，東経135度59分49.6秒～136度14分49.5秒（日本測地系の北緯36度～36度10分，東経136度～136度15分）の範囲に南西端のわずかな領域を加えた地域からなる（第1.1図）。

地形的には、活断層で囲まれた構造盆地である近畿ト

ライアングルの東縁を限る柳ヶ瀬断層帯の北東側に位置し、日本海とは甲斐城断層と甲斐城断層から反時計回りに約120°開いた越前海岸に平行する断層群に区切られている（第5.1図）。これらの断層群を境として、西側の日本海は沈降域，東側の丹生山地は隆起域となっている。



第1.1図 福井地域及び周辺地域の地勢図  
国土地理院発行20万分の1地勢図「金沢」，同「岐阜」の一部を使用，枠線は5万分の1地形図の境界，括弧内は地形図名。

越前海岸の背後にある丹生山地は、標高 656.1 m の国見岳をはじめとする起伏の緩やかな山地であり、主として中新世の火山岩と堆積岩から成る（第 2.1 図）。

河川に沿っては河成段丘が点在し、海岸沿いには海成段丘が分布する。河成段丘は標高 100 ～ 220 m の高位河成段丘、標高 40 ～ 100 m の中位河成段丘、及び河川との比高数 m の低位河成段丘に区分できる。海成段丘は標高 12 ～ 135 m の中位海成段丘と標高数 m の低位海成段丘からなり、中位海成段丘は高位より中位 I 海成段丘、中位 II 海成段丘及び中位 III 海成段丘に区分できる（第 2.3 図）。

福井平野は東側から流れ込む九頭竜川や足羽川及び南側から流れ込む日野川が運ぶ土砂によって埋め立てられた構造盆地である（第 1.1 図、第 2.4 図）。上記の段丘は沈降を続ける福井平野では認められない。福井平野北側には、加越台地と呼ばれる隆起性の台地があり、新第三系からなる基盤岩を覆って海成段丘堆積物及び古砂丘堆積物、砂丘堆積物が分布している（第 2.1 図）。その東縁は剣ヶ岳断層、細呂木断層、松岡断層をはじめとする福井平野東縁断層帯の断層群によって直線的に区切

られており、第三系火山岩、飛騨変成岩・花崗岩、手取層群等が露出する加賀越前山地、越前中央山地に接する（第 2.1 図）。平野の西側は、丹生山地と直線的境界で接しており、福井市街以北では、重力探査から、福井丹生山地東端の直線的境界付近に沿って福井地震断層に平行に延びる東落ちの断層が推定されている（第 2.1 図：小林ほか、2001）。平野の南側は福井市と鯖江市との境界にある文殊山-城山-旧清水町の三方丘陵の狭隘部を境に武生盆地につながっている（第 2.4 図）。

福井平野の地下には 200 m を超える未固結堆積物が分布し（第 4.5 図）、沖積層基底は平野北西部では標高 -50 m に達する（第 4.4 図）。表層には、かつての河川流路や自然堤防が至る所に残されており、九頭竜川河口には砂州と、砂州の上に成長した砂丘（もしくは浜堤列）-三里浜砂丘が分布する（第 2.9 図）。九頭竜川に沿っては、上流に向かって緩やかに高度が増し、本図幅地域の東端付近で九頭竜川扇状地に漸移する。また、足羽川、竹田川が東側の山地から福井平野に出たところにも扇状地が形成されている（第 2.1 図、第 2.4 図）。



## 第2章 地質概説

(鹿野和彦・山本博文・中川登美雄)

本図幅地域の地質は新第三系と第四系とに大別される。新第三系は主に丹生山地を、第四系は主にこれを取り巻く平野部を構成している(第2.1図)。

本図幅地域に隣接する地域では、本地域に連続する新第三系のほかに、その基盤をなして古第三紀丹生花崗岩、後期白亜紀足羽層・茂原層・面谷流紋岩、ジュラ紀～前期白亜紀手取層群、ジュラ紀船津花崗岩、前期石炭紀～前期白亜紀付加コンプレックスなどが分布する(第2.1図：脇田ほか、1992；鹿野ほか、1999)。

本図幅地域や周辺地域の地質をまとめた地質調査所発行の地質図に7万5千分の1地質図幅「大聖寺」(菌部、1936)、同「福井」(菌部、1939)、20万分の1地質図幅「金沢」(鹿野ほか、1999)、同「岐阜」(脇田ほか、1992)、50万分の1「金沢」(儀見ほか、1958)がある。5万分の1地質図幅はなく、これに代わるものとして、土地分類基本調査でまとめられた5万分の1表層地質図「福井」(三浦ほか、1971)、同「大聖寺」(三浦・吉澤、1987)、同「三国」(三浦、1983)、同「大聖寺・三国・永平寺(石川県分)」(粕野・山田、1989)、同「鯖江・梅浦」(三浦ほか、1984)、同「大野」(服部・東、1996)、同「越前勝山・白山」(三浦ほか、1996)がある。また、福井県が出版した地質図として20万分の1福井県地質図(工業技術庁地質調査所、1955)、15万分の1福井県地質図(塚野、1969)がある。このほか、新第三系については、三浦ほか(1988)と藤井ほか(1992)によるまとめが、第四系については三浦(1988)によるまとめがある。先新第三系に関する記載は少ないが、その分布・層序については、文献と上記の表層地質図等に基づいてまとめられた20万分の1地質図幅「金沢」(鹿野ほか、1999)、同「岐阜」(脇田ほか、1992)から読み取ることができる。

### 2.1 新第三系

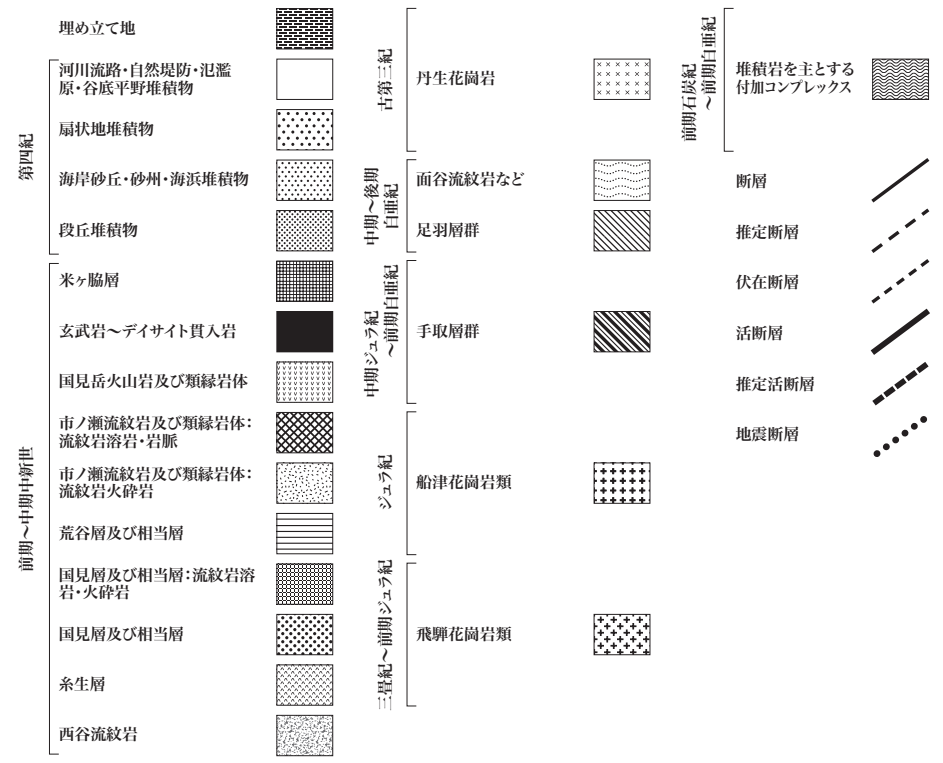
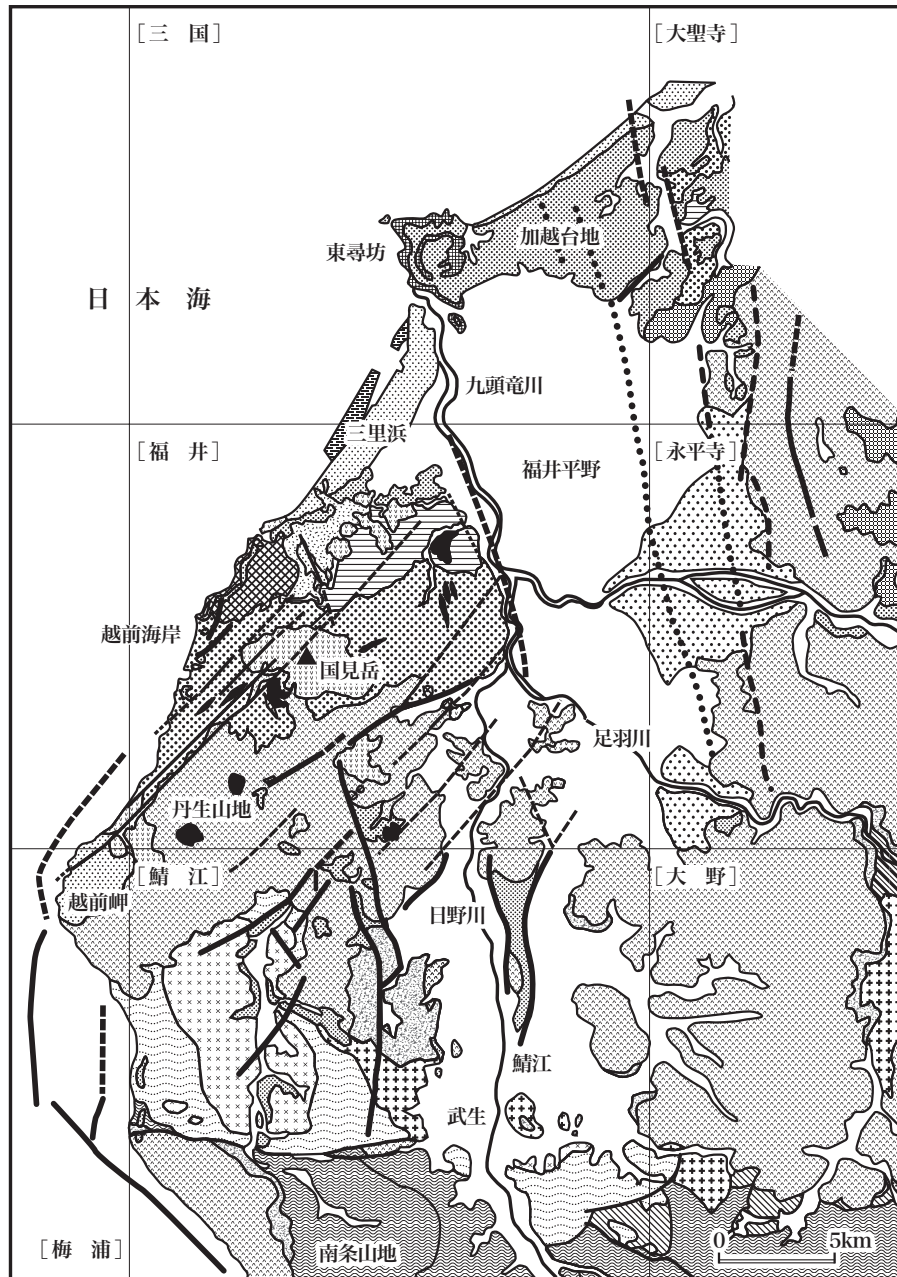
丹生山地の新第三系は、下位から順に、西谷流紋岩、糸生層、国見層、荒谷層、市ノ瀬流紋岩及び類縁岩体、国見岳火山岩及び類縁岩体と玄武岩～デイサイト貫入岩に区分される(第2.1図、第2.2図)。このうち、西谷流紋岩は南西隣の5万分の1地質図幅「梅浦」地域及び南隣の5万分の1地質図幅「鯖江」地域(以下両者を併せて5万分の1地質図幅「梅浦及び鯖江」という)と東隣の同「永平寺」地域に点在するが、本図幅地域では確認されていない。

西谷流紋岩(河合、1956)は、主に黒雲母含有流紋岩

軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩からなる。南隣5万分の1地質図幅「梅浦及び鯖江」地域の越前町小樟では面谷流紋岩の上位にあって糸生層の基底礫岩に覆われる。さらに南へ下って越前町茂原から南越前町甲楽城(旧河野村)へと延びる直線的な海岸東側の山地(南条山地)では糸生層玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩の直下において石炭紀前期～前期白亜紀付加コンプレックスを不整合に覆って分布しており、甲楽城東方の矢良巢岳付近(梅田、1997)や越前市不老町(旧武生市)では西谷流紋岩の基底に淘汰の良い中礫岩が認められる。西谷流紋岩を構成する流紋岩軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩の大半は溶結しており、中島ほか(1983)は、そのフィッシュン・トラック年代として $27.2 \pm 0.5$ 、 $24.5 \pm 0.6$ 、 $21.7 \pm 0.8$  Maの値を報告している。また、本報告をまとめる過程で2つの流紋岩溶結軽石火山礫凝灰岩試料についてジルコンのフィッシュン・トラック年代を測定したところ、 $22.3 \pm 0.9$  Ma (FUK14、越前町小樟)と $22.0 \pm 0.8$  Ma (FUK423、福井市徳尾町)の値が得られた(附表1)。これらの放射年代値は、西谷流紋岩の年代が、おそらく22 Ma前後、前期中新世であることを示唆する。

糸生層(塚野・三浦、1954)は、玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩、デイサイト火砕岩などの火山岩と、砂岩、シルト岩、泥岩、礫岩などの堆積岩からなる。火山岩は陸上ないし浅い水域に定置した特徴を示し、堆積岩は淡水湖や河川流路、自然堤防、氾濫原などに堆積した特徴を示す(Nagane, 2001MS)。堆積岩からは保存の悪い植物の葉、昆虫やコイ科魚類(安野、1976、1978、1979a)、淡水珪藻(Koizumi, 1988)などの化石がまれに産出する。糸生層は主に越前町梅浦から福井市武周町を経て福井市本堂町を結ぶ線の南東側にあって、丹生山地南部の大半を占めるとともに、福井市市街地から旧武生市市街地へと続く平野を挟んで、その東側の山地へと広がる。

塚野・三浦(1954)、三浦・東(1974)、三浦(1979)、Nakagawa(1998)は、糸生層と上位の国見層との境界を梅浦北側の越前海岸左右付近に厚く分布する礫岩の基底に置き、両者を不整合関係にあるとした。しかし、彼らも認めているように、左右から北東に向かうにつれて礫岩は薄くなるとともに砂岩を間に挟むようになり、ついには消滅して糸生層と国見層との境界は曖昧になる。本報告では、両層の境界付近にあるデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩が調査地域内で連続して追跡できることから、その上限を両層の境界とした。ただし、左右付



第 2.1 図 福井地域及び周辺地域の地質図  
 鹿野ほか(1999), 脇田ほか(1992)などを基に編集. 枠線は5万分の1地形図の境界.  
 括弧内は地形図名.

地質時代	層序(層厚)	岩相	堆積環境	地殻変動	火成活動
更新世	埋め立て地				
	砂丘堆積物及び砂州・海浜堆積物	扇状地堆積物、河川流路堆積物、自然堤防堆積物、氾濫原堆積物及び谷底平野堆積物	砂	礫、砂、シルト及び泥	
	低位海成段丘堆積物		礫及び砂		
更新世	始良 Tn テフラ				
	大山倉古テフラ	低位河成段丘堆積物		礫、砂及び泥	
	古砂丘堆積物		砂		
	中位田海成段丘堆積物	中位河成段丘堆積物	礫、砂及び泥	礫、砂及び泥	
	阿蘇 4 テフラ				
	鬼界葛原テフラ				
	中位II海成段丘堆積物	三瓶本次テフラ	礫、砂及び泥		
更新世	中位I海成段丘堆積物		礫、砂及び泥		
	加久藤テフラ	高位河成段丘堆積物		礫、砂及び泥	
鮮新世					
中新世	国見岳火山岩及び類緑岩体	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩及びデイサイト溶岩ドーム	海浜、湖沼などの浅い水域～陸上	NE-SW方向の褶曲と断層の形成	NNW-SSE方向の岩脈の貫入と複合火山の形成、火砕流形成噴火
	市ノ瀬流紋岩及び類緑岩体(300～500 m)	流紋岩火砕岩及び流紋岩溶岩ドーム・岩脈			
	荒谷層(>300 m)	凝灰質砂岩・シルト岩・泥岩、流紋岩火砕岩、安山岩火砕岩及びそれらの再堆積物	浅海		
	国見層(600～700 m)	礫岩、凝灰質砂岩・シルト岩、デイサイト火砕岩、安山岩火砕岩及びそれらの再堆積物	火山麓、扇状地、沖積平野、内湾または潟湖、外浜	沈降とNE-SW方向堆積盆の形成、活発な火山活動による堆積盆の埋積	NE-SW方向の岩脈の貫入と単成火山群、複合火山の形成、火砕流形成噴火
	糸生層(1,000 m≥)	礫岩凝灰質砂岩・シルト岩・泥岩、玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩、デイサイト火砕岩及びそれらの再堆積物	火山、火山麓扇状地、沖積平野と湖沼		
漸新世	西谷流紋岩(地域外)	流紋岩火砕岩(一部溶結)	陸上		活発な火山活動の開始

第 2.2 図 福井地域の地質総括図

近では礫岩が埋めるチャンネルがその層準より下位まで下刻しているため、これに該当するデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩は確認できない。

糸生層最上部を占めるこのデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩の厚さはところによって著しく変化し、足羽山など、厚いところでは溶結部が認められる。これはその大半が陸上に定置したことを示唆する。一方、その直上の碎屑岩からは、ところによって海棲貝化石が産出し、陸上から海へと環境が移り変わったことがうかがえる。デイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩の厚さの著しい変化は、陸上ないし浅い水域に定置したのちに浸食された結果とも考えられる。安野(1979b, 1988)は塚野・三浦(1954)が糸生層とした福井市大島町<sup>おおしま</sup>南西の凝灰質砂岩からフジツボ *Balanus* やイタヤガイ科の一種、ウニ類を、また、凝灰質泥岩からニシン科魚類の化石を報告しているが、この砂岩や泥岩は、本報告で設定した境界の上位に位置する。

糸生層については、いくつかのジルコンのフィッシュン・トラック年代値(広岡ほか, 1972; 中島ほか, 1983)が報告されている。また、中島ほか(1990)が梅浦の安山岩溶岩と布ヶ滝の溶結凝灰岩の全岩 K-Ar 年代として、およそ 17 Ma の値を報告している。しかし、フィッシュン・トラック年代値については、ゼータ校正をしていない上、19～15 Ma と幅がある。全岩 K-Ar 年代については、やや変質した安山岩全岩試料での測定であるため若返っている可能性を否定できない。そこで、本報告で、あらたに安山岩溶結凝灰岩試料 GIF9701(南隣「梅浦」地域、布ヶ滝)とデイサイト軽石火山礫凝灰岩試料 FUK48(武周ヶ池西側の林道沿い)についてジルコンのフィッシュン・トラック年代を測定したところ、それぞれ  $18.7 \pm 1.4 \text{ Ma}$  と  $20.2 \pm 1.3 \text{ Ma}$  の値を得た(付表 1)。これらの年代値と西谷流紋岩や国見層のジルコンのフィッシュン・トラック年代値とを考え合わせると、糸生層の年代は 20～18 Ma と考えられる。

国見層は、砂岩やシルト岩、礫岩などからなる非海成～浅海成層で、デイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩や安山岩火砕岩を挟む。その分布は広く、丹生山地の北半分を占めて越前海岸から北東へと続く。

国見層中のデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩は数多く、東 (1985) は、露出の良い越前海岸において、とくに目立つ 11 層準のデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩を下位から順に K1～K11 と名付けている。本報告ではその下位にもう一枚連続して追跡できるデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩を見出し、これを K0 とした。K0～K11 は、浅い水域もしくは湿地に堆積した 1 つあるいは複数の流動堆積単位からなる火砕流堆積物で、越前海岸から丹生山地北東へと連続する。

安山岩火山礫凝灰岩と凝灰岩、もしくは火山礫岩からなる火砕岩は薄く、分布も局所的であるが、丹生山地北東の福井市田谷町では西方から東方に向かって厚くなる<sup>ただに</sup>ところがあり、その北東延長方向に給源があったことがうかがえる。

国見層からは、先に述べたフジツボ (安野, 1979b) やニシン科の魚 (安野, 1988) のほか、多様な化石が産出する。古くから知られているのは台島型植物化石 (藤岡, 1955; 松尾, 1972; 植村・安野, 2001) と汽水～浅海棲貝化石 (竹山, 1933; 鮎野・三浦, 1956; 東, 1985; 中川, 1989, 2002; 中川・田原, 1991; Nakagawa, 1998) で、多数の生痕化石 (Nakagawa, 1998) やスッポン (白竹・水野, 1980)、シカの下顎 (竹山, 1989)、長鼻類の大腿骨 (富田・安野, 1993)、偶蹄類と長鼻類の足跡 (安野, 1997, 1998; 岡村ほか, 2001) なども報告されている。中川 (1989, 2002) はマングローブ沼に特徴的な *Geloina stachi* を、また、山野井 (1992) はマングローブ植物 *Sonneratia* の花粉を発見している。Nakagawa (1998) は、これらの化石と岩相の組み合わせを調べ、国見層の堆積環境が、河口付近の河川流路、氾濫原、三角州、潟湖 (もしくは内湾) から外浜へと繰り返し変化しながら最終的に陸棚へと変化したことを指摘している。この様子は、越前海岸で詳しく観察できる (中川・梅田, 2000)。

国見層の層位的区分については様々な見解がある (塚野・三浦, 1954; 三浦ほか, 1971; 東, 1985; 中川・田原, 1991)。本報告では中川・田原 (1991) にならい、安山岩火砕岩 AT-1 の基底より下位を国見層、AT-1 の基底から上位を荒谷層に二分した。中川・田原 (1991) が定義した国見層と荒谷層との境界は、三角州、潟湖もしくは外浜から陸棚へと移り変わる堆積環境の遷移点付近に設定されている (Nakagawa, 1998) 点で合理性があり、本報告でも、この区分と地層名を踏襲する。ただし、本報告では、日本地質学会の地層命名指針に従って、累層を層と記述した。また、中川・田原 (1991) の区分では糸生層と国見層との境界は定義されていないので、

本報告では国見層の基底を先に述べたように定義した。

国見層は、Itoigawa (1991) の climatic optimum (16.5～16 Ma) に出現したマングローブを伴う堆積盆地に堆積した地層と考えられている (Nakagawa, 1998)。国見層のデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩 K0～K11 のうち、K4 と K9 について得られたジルコンのフィッシュン・トラック年代値  $15.8 \pm 1.0$  Ma と  $17.5 \pm 0.6$  Ma、並びに  $16.5 \pm 0.6$  Ma (付表 1) と先に述べた糸生層の年代値とを考え合わせると、国見層の年代は 18～16 Ma、すなわち前期中新世後期～中期中新世前期と判断できる。

荒谷層は、凝灰質砂岩、シルト岩を主体とし、基底に玄武岩質安山岩火山礫凝灰岩と同質の凝灰岩、火山礫岩、及びそれらの再堆積物を伴う。また、中部に流紋岩軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩を挟む。玄武岩質安山岩火砕岩は、それらの再堆積物とともに成層し、福井市天菅生付近に中心を持つ海底火砕丘をなす。荒谷層からは、大型有孔虫化石 *Operculina complanata japonica* と *Miogyopsina kotoi kotoi* (松丸ほか, 1979)、Blow (1969) の N. 8 帯上部を特徴づける浮遊性有孔虫化石 (中川・田原, 1991) や、浅海上部から下部にいたる貝化石 (中川・田原, 1991; Nakagawa, 1998) が産出する。荒谷層の年代は、福井市燈豊町において荒谷層の玄武岩質安山岩火砕岩を貫く安山岩シルの全岩 K-Ar 年代  $15.7 \pm 0.5$  Ma (中島ほか, 1990) と同じか、これよりやや古いと考えられる。

市ノ瀬流紋岩は、福井市市ノ瀬町とその周辺地域に分布する流紋岩軽石火山礫～凝灰岩と、福井市和布町から<sup>あゆかわ</sup>鮎川町にかけて分布する黒雲母角閃石流紋岩溶岩ドームとを合わせた岩体である。前者は、国見層市ノ瀬部層 (塚野・三浦, 1954)、市ノ瀬 (累) 層 (三浦ほか, 1971; 中川・田原, 1991; Nakagawa, 1998)、または川西累層 (東, 1985) に相当する火山岩で、下位の荒谷層や国見層を不整合に覆い、国見火山岩相当岩体の貫入を受けるとともに不調和に被覆される。後者は、新期火成岩類 (塚野・三浦, 1954) あるいは新期火山岩類 (中川・田原, 1991) として一括されてきた鷹巣山安山岩 (三浦ほか, 1971) または<sup>ほこじま</sup>鉾島火山岩類 (Nakagawa, 1998) に相当する岩体で、前者に貫入している。両者は、組成的に類似し、かつ分布が近接しているのみならず、福井市<sup>みの</sup>蓑町南側の海岸において共に北北西-南南東方向に伸びた安山岩岩脈 (おそらく国見岳火山岩と同時期の岩脈) に貫かれていることから、相前後して定置したと考えられる。中島・水島 (1984) は、市ノ瀬流紋岩の流紋岩軽石火山礫凝灰岩のジルコンのフィッシュン・トラック年代として  $11.1 \pm 1.5$  Ma の値を報告している。しかし、年代較正が行われていないため、市ノ瀬町付近で採取した市ノ瀬流紋岩の流紋岩軽石火山礫凝灰岩試料 FUK114 についてあらためてジルコンのフィッシュン・トラック



年代を測定した結果  $15.7 \pm 1.4$  Ma の値が得られた(付表 1)。この値は、中島ほか(1990)が報告した福井市和布町の黒雲母角閃石流紋岩(試料番号 FUK-9, 原記載では安山岩)と市ノ瀬町の角閃石(?)黒雲母流紋岩(試料番号 FUK-3, 原記載ではデイサイト)の全岩 K-Ar 年代値  $14.4 \pm 0.3$  Ma と  $15.3 \pm 0.3$  Ma より若干古く、流紋岩火砕岩に引き続き流紋岩溶岩が定置したとする上記の考え方を支持する。

市ノ瀬流紋岩と同様に、斑晶として石英、斜長石のほかに角閃石及びまたは黒雲母を含有する流紋岩は、福井市市ノ瀬町や福井市羽坂町周辺、福井市街南側の八幡山と市大島町南側の丘陵などにおいて小規模な流紋岩溶岩ドーム、あるいは北北西-南南東方向の岩脈をなして点在する。本報告ではこれらも市ノ瀬流紋岩に一括した。いずれも糸生層もしくは国見層を貫き、かつ国見層や荒谷層には存在しない岩石である。

国見岳火山岩は、国見岳を中心とした  $6 \text{ km} \times 4 \text{ km}$  の範囲に広がるソレアイト質玄武岩~安山岩溶岩を主体とする火山岩体で、国見層を不整合に覆う。山頂付近と基底付近には同質のアグルチネートや火山礫凝灰岩・凝灰岩が分布し、火山体の下部にデイサイトを伴う(氏家・弘田, 1993)。三浦ほか(1971)の国見岳安山岩に相当するが、組成が玄武岩からデイサイトにまでまがかることを考慮して、本報告では国見岳火山岩に改称した。

国見岳北側の朝倉山や周辺地域、はるか南方の福井市居倉町近くのガラガラ山、越前町上糸生(旧朝日町)近くの金毘羅山などに点在する安山岩は、いずれも陸上に噴出した溶岩とそれに連続する岩株状の岩体で、国見岳火山岩と同様国見層、あるいは国見層と漸移関係にある荒谷層や国見層下位の糸生層を貫き、かつ不整合に覆っており、国見岳火山岩と同時期に噴出した可能性が高い。国見岳北側の二枚田林道では、玄武岩質安山岩アグルチネートが市ノ瀬流紋岩を覆って径数 10 m の範囲に分布し、これを同質の岩脈が貫いている。また、市ノ瀬町北側の道路沿いでは、マグマ水蒸気爆発起源の玄武岩質安山岩火山礫凝灰岩と同質の凝灰岩、火山礫岩が、市ノ瀬流紋岩を構成する火砕岩に囲まれて幅数 100 m の範囲に分布する。本報告では、これらを一括して国見岳安山岩の類縁岩体とした。二枚田林道の玄武岩質安山岩アグルチネートは小さな火砕岩の一部であり、市ノ瀬町北側の玄武岩質安山岩火砕岩は火道充てん堆積物であると考えられる。これらは、国見岳を中心火道とする複合火山(composite volcano)の側火山であった可能性が考えられる。

玄武岩~デイサイト貫入岩は玄武岩~安山岩(もしくは安山岩にきわめて近いデイサイト)組成の岩脈、シルまたは岩株として糸生層、国見層、荒谷層、もしくは市ノ瀬流紋岩を貫き、各地に点在する。岩脈の中には北東-南西を向くものと、市ノ瀬流紋岩類縁の岩脈と同様、北

北西-南南東を向くものがある。北東-南西方向の岩脈の多くは糸生層から国見層までを貫き、一方、北北西-南南東方向の岩脈は市ノ瀬流紋岩まで貫いている。前者は国見層堆積期までに貫入し、後者は市ノ瀬流紋岩以降、国見岳火山岩の時期に貫入したと考えられる。塩基性のシルや岩株については、様々な層準に貫入しており、貫入時期を特定できるものは少ない。

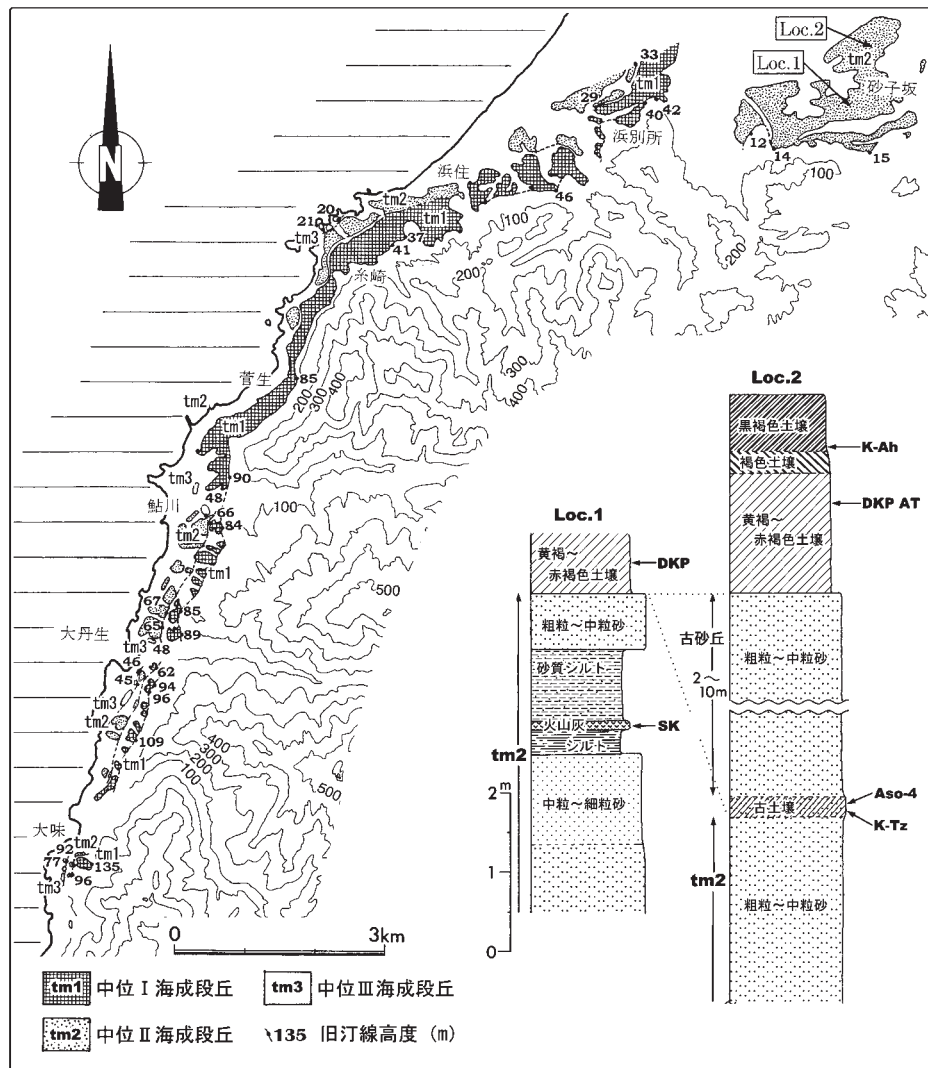
糸生層から荒谷層までの地層群は堆積盆地が沈降し、水深が深くなる過程で堆積したと考えられる。市ノ瀬流紋岩と国見岳火山岩は、堆積盆地が隆起し環境が極めて浅い水域から陸上へと変わる過程で噴出している。これらの地層群は、北東-南西方向に延びて緩やかに褶曲しており、ほぼ同方向の断層と北西-南東もしくは北北西-南南東方向の断層に断たれている。市ノ瀬流紋岩と国見岳火山岩の火山活動に伴う岩脈は北北西-南南東に延びており、同方向に水平最大圧縮応力が加わり隆起、変形する過程で貫入したと考えられる。福井及び周辺地域に分布する第三紀火山岩の古地磁気方位を調べた中島ほか(1990, 1991)は、この地域が 20 Ma あるいはそれ以前から時計回りに回転し始め、17 Ma 以降はこれが加速して 15 Ma までに現在の位置に移動したとしている。このような一連の地質過程は西南日本に共通しており、日本海の開裂と、その後のフィリピン海プレートの沈み込みに対応している(鹿野ほか, 1991)。

## 2.2 第四系

本図幅地域及び周辺地域の第四系は、河成段丘堆積物、海成段丘堆積物、古砂丘堆積物、海岸砂丘堆積物、砂州・海浜堆積物、扇状地堆積物、河川流路堆積物、自然堤防堆積物、氾濫原堆積物、谷底平野堆積物及び埋立地に区分される。海成段丘堆積物は、丹生山地の北側から本図幅地域南側の南越前町河野付近まで越前海岸に沿って断続的に分布している。河成段丘堆積物は主に丹生山地中・南部の山間盆地に分布している。福井平野は、扇状地堆積物、氾濫原堆積物、河川流路堆積物及び自然堤防堆積物からなり、平野北西部には海岸砂丘堆積物及び砂州・海浜堆積物が分布している。

越前海岸に沿って分布する海成段丘堆積物は、分布面高度の違いなどから高位海成段丘堆積物、中位 I、II、III 海成段丘堆積物及び低位海成段丘堆積物に分けることができる(第 2.3 図: 山本ほか, 1996)。ただし、本図幅地域内に高位海成段丘堆積物は見出されていない。

吉川ほか(1973)は、本図幅地域南側において、海成段丘を高位段丘群、中位段丘 I・II、低位段丘(完新世段丘)に区分し、中位段丘 I を南関東の<sup>しもすえよし</sup>下末吉面(S1 面)に対比した。太田(1973)は、丹生山地北西部で完新世段丘面と顕著な段丘崖を隔てて分布する上位の段丘面を S1 面とし、S1 面と完新世段丘との間に部分的に認めら



第 2.3 図 海成段丘の分布、旧汀線高度及び火山灰の産状（山本ほか，1996 に加筆・修正）  
この分布図では中位 II 海成段丘を覆う古砂丘堆積物は省略してある。

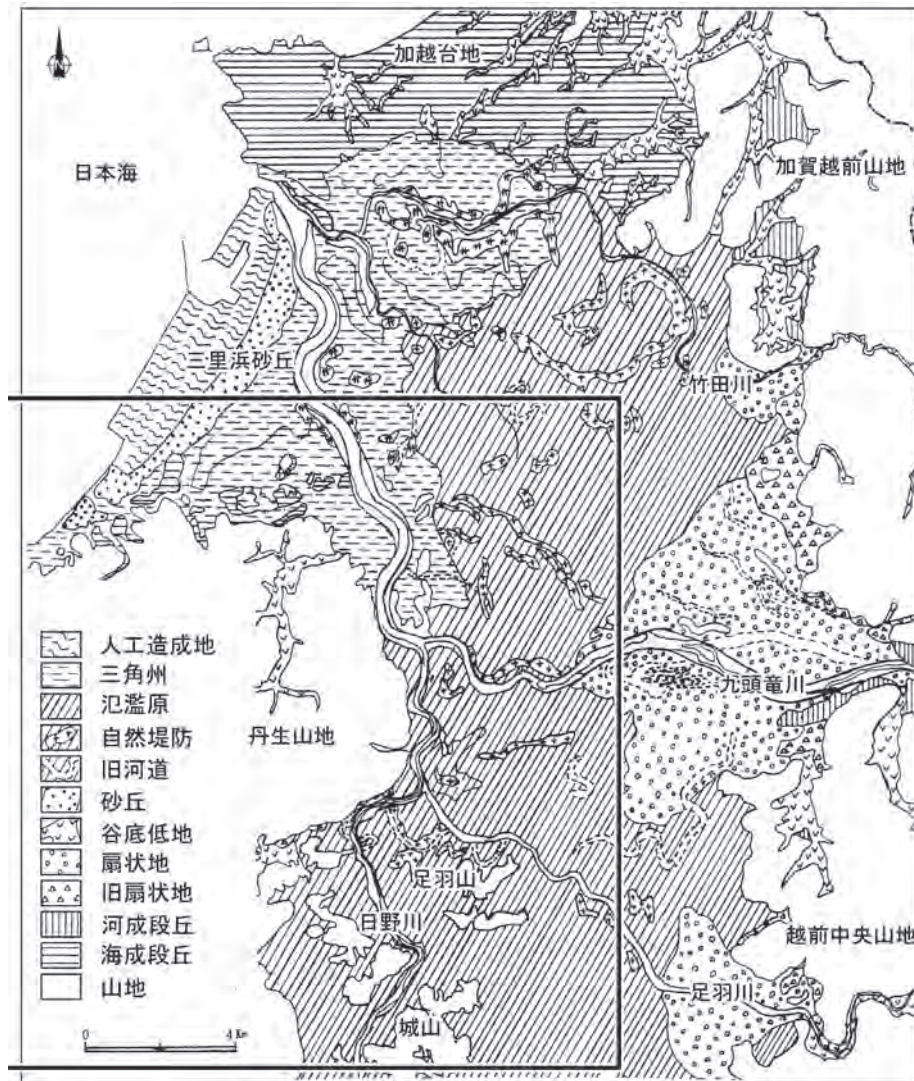
れる S1 面より低位の段丘面を S2 面とした。三浦 (1988, 1991) は、越前海岸の海成段丘堆積物を 中・低位段丘堆積物と高位段丘堆積物に区分し、中位段丘の形成時期を最終間氷期とした。これに対し、山本ほか (1996) は、海成段丘堆積物及びこれを覆う土壌中の広域テフラの産状などから、これまで高位段丘とされていたものの一部を中位段丘とするとともに、中位段丘を M1, M2, M3 の 3 段に区分し、テフラの対比などに基づいて M2 段丘を南関東の小原台面对比している。

本図幅地域内に分布する中位 I, II, III 海成段丘堆積物は、いずれも主に未固結の砂層、礫層からなる。そのうち、中位 II 海成段丘堆積物 (M2 段丘堆積層) は、水切町において三瓶木次テフラ (SK) を挟み、これを覆う古土壌は阿蘇 4 テフラ (Aso-4) と鬼界葛原テフラ (K-Tz) を含む。また、古土壌を覆う古砂丘堆積物は大山倉古テフラ (DKP) を含む火山灰質土壌に覆われている (第 2.3 図：山本ほか，1996)。

河成段丘堆積物は、丹生山地域中部から南隣 5 万分の 1 地質図幅「梅浦及び鯖江」地域の南条山地北部にかけての山間盆地を中心に分布し、高位河成段丘堆積物、中位河成段丘堆積物、低位河成段丘堆積物に区分される。本図幅地域内では、高位及び中位河成段丘堆積物は図幅南部の山間盆地に、低位河成段丘堆積物は現河川系に沿って小規模に点々と分布している。

段丘の形成年代について、三浦 (1991) は他の北陸地域との比較から、高位河成段丘の形成時期を 50 ~ 12 万年前、中位河成段丘を 7 ~ 12 万年前、低位河成段丘を 3 ~ 2 万年前と推定している。これに対し、中川ほか (1995) は、三浦 (1988) により産出が報告されていた織田火山灰層、小曾原火山灰層を始良 Tn テフラ (AT)、DKP と同定し、DKP が中位河成段丘堆積物直上を覆うこと、そして低位河成段丘堆積物中に挟まれることから、中位河成段丘と低位河成段丘の形成年代を、それぞれ 5 万年前以前、2.5 ~ 5 万年前としている。さらに岡島ほ





第 2.4 図 福井平野の地形区分 (吉川, 1996 に加筆)  
枠は福井図幅地域の範囲を示す。

か (1998) は高位段丘堆積物中から加久藤テフラ (Kkt) を見出し、高位河成段丘堆積物の年代が 30 数万年まで遡ることを示した。また、栗山ほか (2006) は、本図幅地域南側の越前町織田 (旧織田町) 周辺において、高位段丘堆積物を高位の U1 と低位の U2 に区分し、より風化変質が少なく固結状態の弱い低位の U2 の年代を、段丘高度及び隆起速度から 10 ~ 12 万年前と推測している。

段丘を形成した河川系について、三浦ほか (1971) は高位段丘堆積物中にチャート礫が含まれていることから、高位段丘堆積物の構成物が丹生山地南方の南条山地に源を発する河川系によって供給されたとしている。また、梅田 (1994) は、高位及び中位河成段丘堆積物中に多数含まれるチャート礫を、比較的小さく、層状チャートの単層の形態を残したグループと、礫径が 20 cm 以上あり、良く円磨された白色のグループとに二分し、前者は含まれている放散虫化石などから、古天王川によって南条山

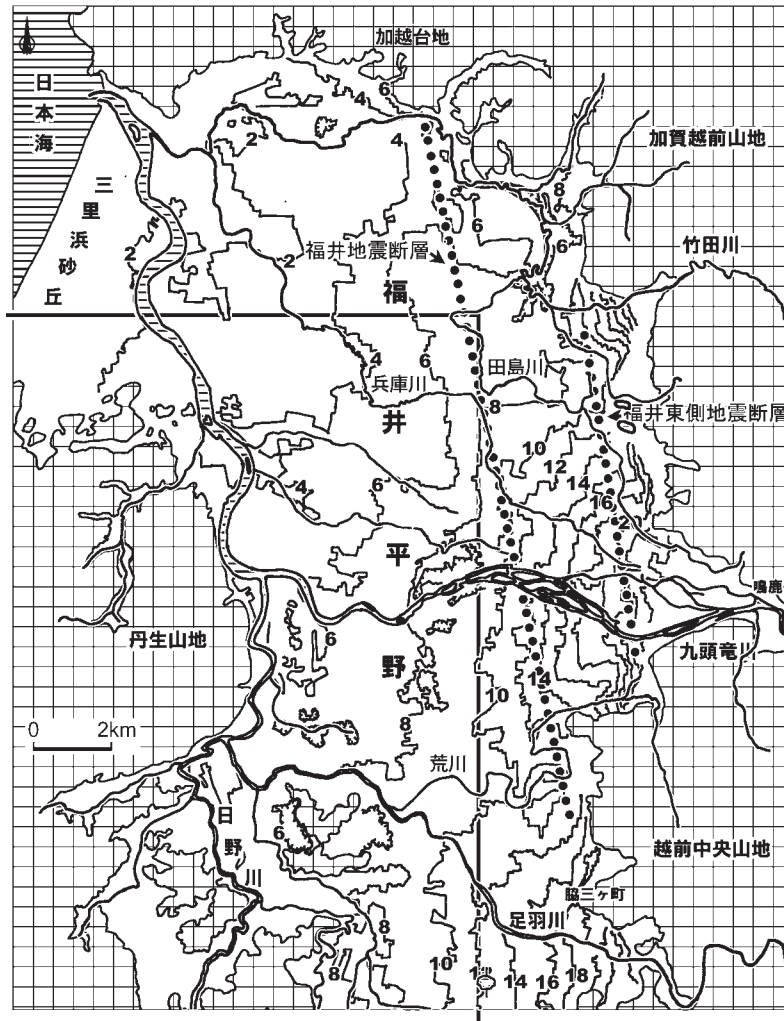
地から供給されたと考えた。小村 (1982) は、段丘堆積物の分布と構成礫種から中位河成段丘形成期の河川系を復元し、岡島・山本 (1995) は、段丘堆積物の分布と構成礫種、堆積構造を基に、丹生山地を流れる河川は、高位段丘形成時には北流していたが、その後、丹生山地が東へ傾動するにつれて、河川争奪を伴いながら次第に現在の東へ流下する河川系に移り変わっていったことを明らかにしている。

丹生山地の東側と北側に広がる福井平野は、九頭竜川、足羽川等の河川の埋積作用によって形成された沖積低地であり、氾濫原堆積物、河川流路堆積物、自然堤防堆積物、扇状地堆積物が分布している。また、福井平野が日本海に接する平野北西部には三里浜砂丘をなす海岸砂丘堆積物があり、これに漸移して砂州・海浜堆積物が分布している。

九頭竜川と足羽川は平野東部に扇状地を形成している (第 2.4 図, 第 2.5 図: 北陸農政局, 1982; 吉川,



第 2.5 図 西方からみた福井平野中部の氾濫原と九頭竜川扇状地  
なるか  
 鳴鹿付近を扇頂として九頭竜川扇状地が形成されているが、その形状は明瞭ではない。

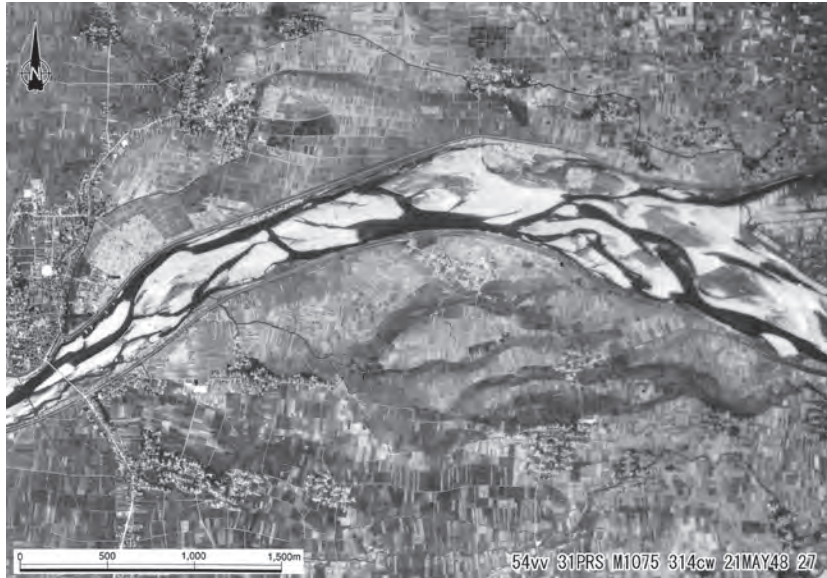


第 2.6 図 福井平野の等高線、福井地震断層、福井東側地震断層及び福井平野を流れる主な河川  
 等高線は都市基本図より読み取ったものである。また、河川は大規模な河川改修がなされる  
 以前の明治 42 年測量の地形図を基にしている。枠は福井図幅地域の範囲を示す。

1996；国土地理院，2004 など）。九頭竜川扇状地は、半  
 径約 8.5 km，標高約 40 m の鳴鹿橋付近が扇頂となっ  
 ている。扇中央付近の傾斜は 2.4～2.9 % と緩やかであり、  
 先端部は標高 8～10 m 付近まで達しているが、その形  
 状は不明瞭である（第 2.5 図，第 2.6 図，第 2.7 図）。

九頭竜川扇状地は足羽川扇状地とともに主に東隣 5 万分  
 の 1 地質図幅「永平寺」地域に分布しており、本図幅地  
 域内には九頭竜川扇状地の扇端部の一部が分布するのみ  
 である。扇状地堆積物は主によく円磨された礫層及び砂  
 層から構成されている。





第 2.7 図 九頭竜川扇状地扇端付近の空中写真（1948 年米軍撮影）  
旧河道が黒い筋状となって見える。



第 2.8 図 福井平野北部、坂井市坂井町上兵庫周辺の空中写真（1948 年米軍撮影）  
旧河道に沿う不定形の水田の帯が明瞭である。

扇状地の前面，福井平野の中心部は氾濫原となっている。氾濫原には自然堤防や旧河道が発達し（第 2.4 図，第 2.5 図，第 2.8 図），平坦で西ないし北西に極緩く傾いている。自然堤防は坂井市（旧春江町）の旧河道に沿って多く分布し，その形状も明瞭である。自然堤防のほとんどは 0.5～1 m の比高があり，その上は集落となっていることが多いが，畑地としても利用されている。自

然堤防堆積物は主に細粒砂～シルトから構成されている。

九頭竜川河口付近は，三角州に地形区分（第 2.4 図）されているが，河川の分流が見られず，三角州としての特徴は少ない。標高は 3～4 m 以下であり，等高線は入り組んでいる。

三里浜砂丘は，九頭竜川河口から南西に長さ約 11 km，幅約 1.5 km の規模で広がる砂丘列で，中粒～粗粒砂か



第 2.9 図 南西側からみた三里浜砂丘  
福井港周辺の臨海工業地帯建設に伴い、砂丘の形状の大半が失われている。

らなるが、現在では臨海工業地帯建設及び耕地整備に伴い著しく改変されている（第 2.9 図）。出土する土器や炭質物の  $^{14}\text{C}$  年代から、三里浜砂丘の形成時期は縄文後期～弥生時代あるいはそれ以前に遡ると考えられている（三浦，1988）。

福井平野を埋積している未固結堆積物は、平野北西部を中心に広く追跡できる第一礫層上面を境に完新統と更新統に区分される。完新統の基底面は全体としては西な

いし西北西に傾斜し、平野北西部で標高 - 50 m に達する（第 4.4 図）。

福井平野北西部の完新統は下部砂泥層、中部泥層（海成層）、上部砂層（汽水成層）、最上部泥層（陸水成層）に細分される（第 4.3 図：三浦，1988，1991）。中部泥層は縄文海進期に福井平野部の広い範囲に浅い湾（古九頭竜湾）が広がった時期の堆積物である。

### 第3章 新第三系

(鹿野和彦・中川登美雄)

#### 3.1 糸生層 (Ibl, Ibp, Is, Ic, Id, Idw)

**地層名** 塚野・三浦 (1954) 命名. 塚野・三浦 (1954) は、糸生層を甲斐城火山岩層と、その上位の天下凝灰岩層とに区分した。その後、三浦・東 (1974) は、下位から順に、笹川火山岩層、三尾野火山岩層、横山火山岩層、布ヶ滝火山岩層、大矢火山岩層、梅浦火山岩層に細分している。しかし、これらの層序区分は定義が曖昧で、層序関係も混乱しているため、本報告では、新たに相互に識別できる岩相もしくは岩相の組み合わせをそれぞれ1つの単元としてまとめて地質図に示し、それぞれの層位・特徴を記述する。

塚野・三浦 (1954) は、糸生層と上位の国見層との境界を越前町梅浦北側の越前海岸左右付近に厚く分布する礫岩の基底に置き、両者を不整合関係にあるとした。この考え方は、三浦・東 (1974)、三浦 (1979)、Nakagawa (1998) に引き継がれてきた。しかし、左右から北東に向かうにつれて礫岩は薄くなり、かつ砂岩を間に挟むようになって、ついには消滅して糸生層と国見層との境界は曖昧になる。本報告では、両層の境界付近にあるデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩が調査地域内で連続して追跡できることから、その上限を両層の境界とした。ただし、左右付近では礫岩が埋めるチャンネルがその層準より下位まで下刻しているため、これに該当するデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩は確認できない。

**模式地** 塚野・三浦 (1954) では模式地を明示していないが、地層名から推して越前町上糸生・下糸生 (旧朝日町) 及び周辺地域といえる。本報告では、越前町横山 (旧朝日町) から糸生を経て福井市大味町 (旧越廼村) に至る道路に沿った河川とそれらの支流域を模式地としておく。

**分布及び層厚** 糸生層は主に越前町梅浦から福井市武周町を経て福井市本堂町を結ぶ線の南東側にあつて、丹生山地の大半を占めるとともに、福井市市街地から旧武生市市街地へと続く平野を挟んで、その東側の山地へと広がる。岩相が側方に変化し、また、断層によって分断されているため、糸生層全体の層厚を求めることは難しいが、最大で1,000 m 前後と考えられる。

**層序関係** 南隣5万分の1地質図幅「梅浦及び鯖江」地域の越前町小樟や、さらに南方の越前町茂原から南越前町甲斐城 (旧河野村) へと延びる直線的な海岸東側の山地 (南条山地)、越前市不老 (旧武生市) において本層の基底礫岩が西谷層を不整合に覆う。また、越前町小

樟の東側から織田 (旧織田町)、横山 (旧朝日町) にかけて後期白亜紀の面谷流紋岩や、これを貫く丹生花崗岩を不整合に覆う。

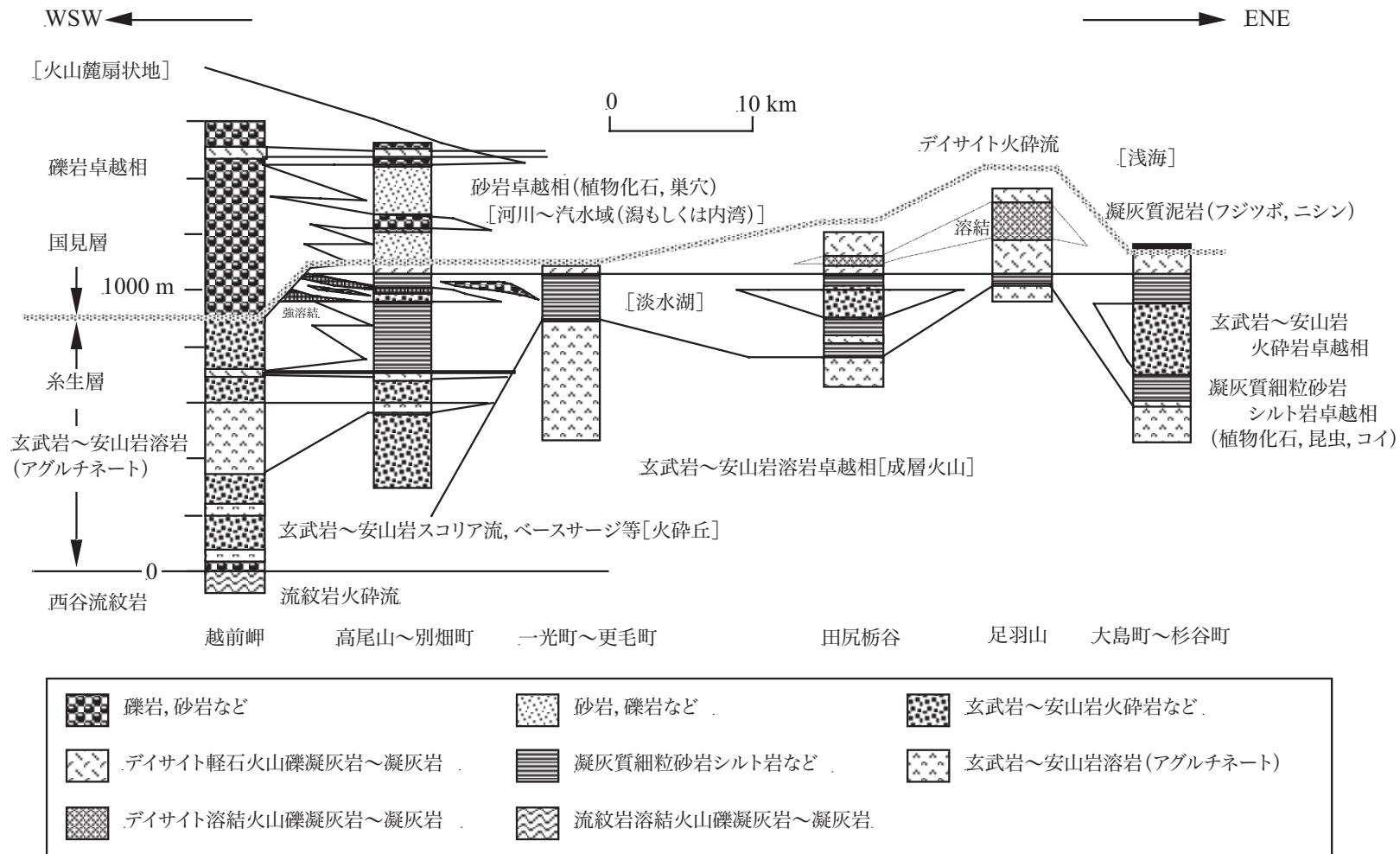
**岩相** 玄武岩～安山岩溶岩、玄武岩～安山岩火砕岩、デイサイト火砕岩などの火山岩と、砂岩、シルト岩、泥岩、礫岩などの堆積岩からなる (第3.1図)。火山岩は陸上ないし浅い水域に定置した特徴を示し、堆積岩は淡水湖や河川流路・自然堤防、氾濫原などに堆積した特徴を示す。

越前海岸付近における糸生層の最下部は、玄武岩～安山岩スコリア火山礫凝灰岩を主体とする火砕岩 (Ibp) からなる。露出が悪いため、流動堆積単位の境界はほとんど観察できないが、このスコリア火山礫凝灰岩は類質の岩片を含み、淘汰不良無層理でスコリア流堆積物と考えられる (第3.2図)。個々の流動堆積単位の厚さは、露頭の広がりと同周辺の地質構造から推して2～6 m もしくはこれを超える。ところによって溶結しており、南隣「梅浦及び鯖江」地域の布ヶ滝から越知山、本地域南西部の別畑町にかけては、溶結・流動してアグルチネートから溶岩に移化しているところがある (第3.2図)。この“二次”溶岩 (Ibl) は、布ヶ滝付近でもっとも厚く、その南西、梅浦付近で尖滅する。

玄武岩～安山岩スコリア火山礫凝灰岩を主体とする岩相は、西別所町付近で玄武岩～安山岩溶岩を主体とする岩相 (Ibl) に覆われ、西別所町と下糸生 (南隣「梅浦及び鯖江」地域) を結ぶ線の東側では、玄武岩～安山岩溶岩が急激に卓越するようになる。両者は、共に厚さ数100 m を超え、凝灰質砂岩シルト岩卓越相 (Is) に覆われてほぼ同じ層準を占めることから、同時異相と考えられる。玄武岩～安山岩溶岩の多くはクリンカーを伴うア溶岩または流動角礫岩をとまなうブロック溶岩である。露出が悪いため、個々の溶岩の厚さは把握できないが、断続する露頭での産状から推して数 m ～30 m と考えられる。溶岩の間には、安山岩火山礫凝灰岩・凝灰岩、溶岩の破片が再移動して堆積したと思われる玄武岩～安山岩起源の細礫岩・砂岩などが認められる。

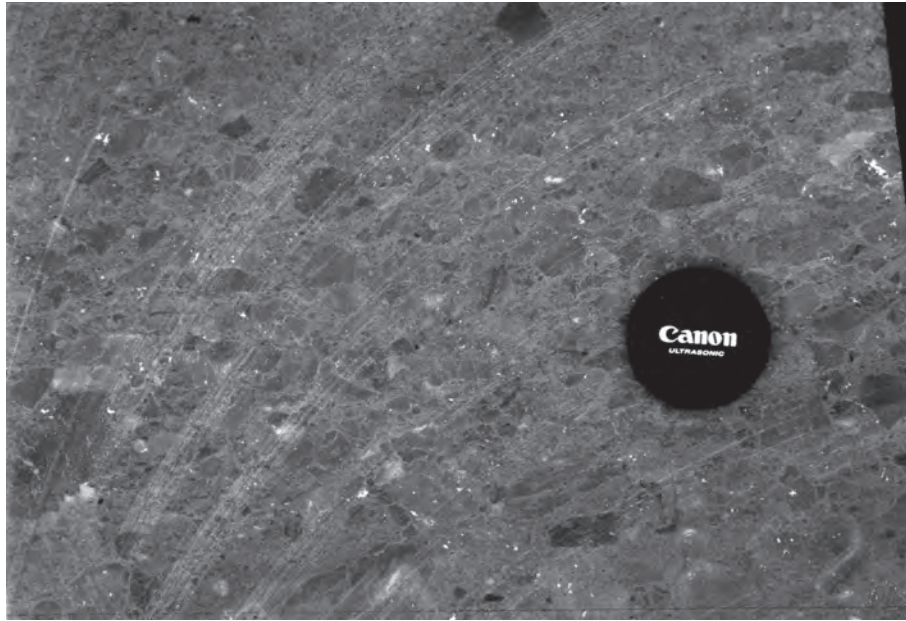
凝灰質砂岩シルト岩卓越相 (Is) は、玄武岩～安山岩スコリア火山礫凝灰岩を主体とする岩相と玄武岩～安山岩溶岩を主体とする岩相を覆って広い範囲に分布する (第3.1図)。主たる岩相は凝灰質砂岩シルト岩で、重力流堆積物の特徴を示すことが多いが、様々な程度に火山ガラス片や斜長石片、火山岩片を含んでおり、火山噴出物が堆積している地域に隣接した広い水域の存在を示唆する。





第 3.1 図 糸生層模式層序断面図





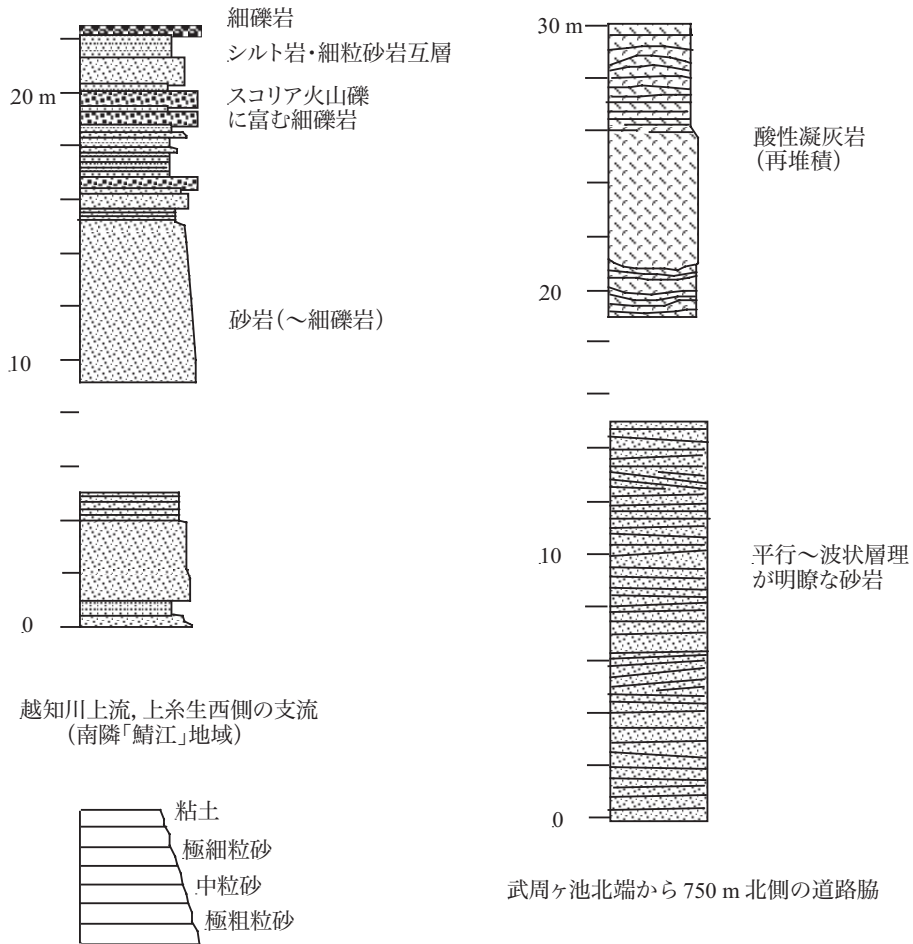
第3.2図 糸生層下部の玄武岩質安山岩火山礫凝灰岩（上の写真：採石切断面，別畑町採石場）と板状節理の発達した同質“二次溶岩”（下の写真：布ヶ滝西方林道沿いの露頭）

凝灰質砂岩シルト岩卓越相の下部では，正級化（細礫岩～）砂岩と平行～低角斜交層理が明瞭な砂岩～シルト岩とからなる厚さ数10 cm～10 mの層が繰り返し重なり，それらの間に，極細粒～細粒砂岩やシルト岩の薄層，スコリア火山礫に富む凝灰質細礫岩を挟む（第3.3図左側の柱状図）．凝灰質砂岩シルト岩卓越相が厚いところでは，多くの場所で基底またはその基底付近にデイサイト軽石火山礫凝灰岩もしくは数mm～数cm単位で級化成層した凝灰岩（Id）を挟む．露出が悪いため産状，厚さとも不明であるが，広い範囲に分布することから，地質図では一括して示している．

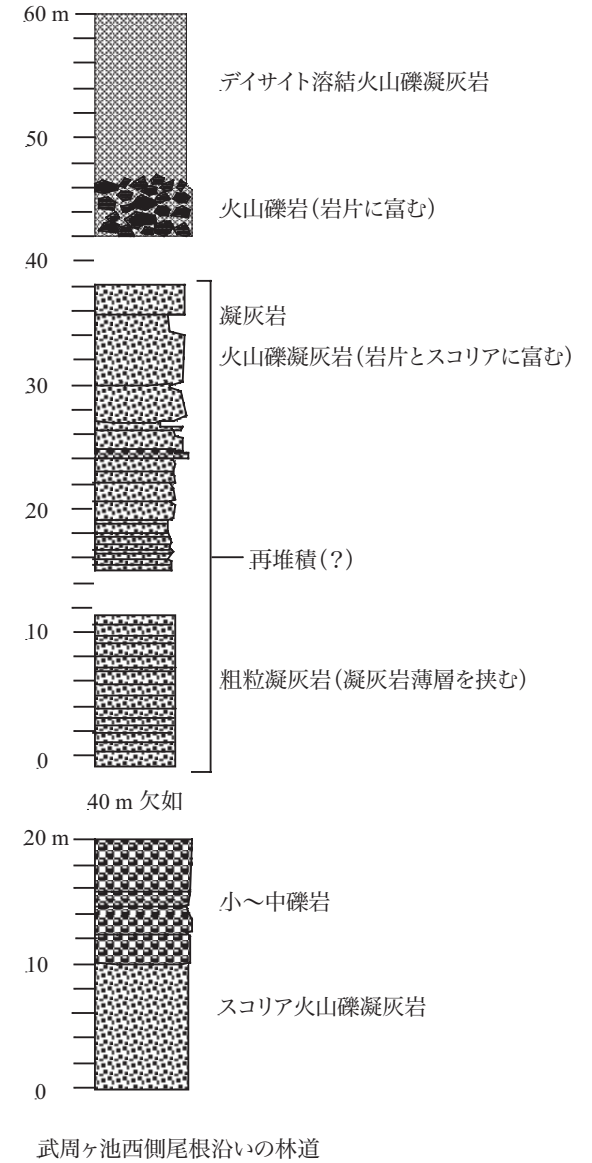
凝灰質砂岩シルト岩卓越相の中部では，全体に平行～

低角斜交層理が明瞭な極細粒～中粒砂岩が卓越する（第3.3図右側の柱状図）．間に級化成層した酸性凝灰岩を挟むことがある．この酸性凝灰岩は，細粒火山灰粒子にとぼしいことから，直接噴火に由来するものではなく，再堆積物と考えられる．

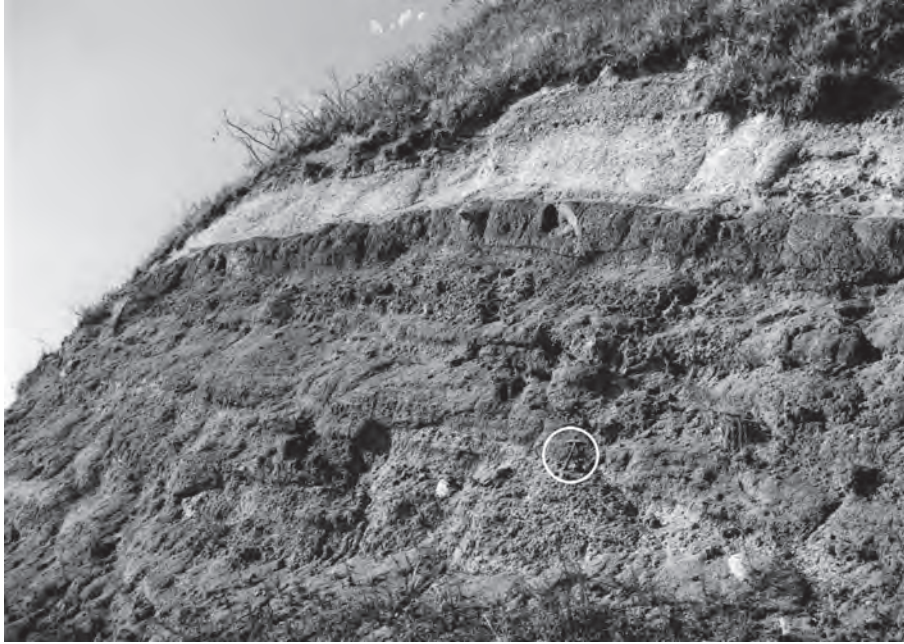
福井市水谷町北東山麓斜面から北西山麓斜面へ回り，福井市謡谷町で南西へ折れて高尾山から武周ヶ池の西側を通過して更に南西へと続く地域では，凝灰質砂岩シルト岩卓越相中部と上部との間に玄武岩～安山岩火砕岩卓越相（Ibp）が挟まれている（第3.4図）．その主体は，細粒火山礫～火山灰粒子サイズの様々な程度に発泡したスコリアと緻密な同質岩片，火山灰粒子サイズの多面体型



第 3.3 図 糸生層の凝灰質砂岩シルト岩卓越相下部・中部の岩相柱状図  
左側が下部, 右側が中部.



第 3.4 図 糸生層上部の岩相柱状図  
最上部のデイサイト火砕岩は一部溶結している.



第3.5図 糸生層最上部デイサイト火砕岩直下の砂岩礫岩  
 下一光町南方，金毘羅山に至る林道沿い。玄武岩～安山岩火砕粒子起源の碎屑粒子からなり級化成層している。白丸の中のハンマーの長さ30 cm。

もしくは発泡型ガラス片からなる火山礫凝灰岩～凝灰岩で、数10 cm～数 m単位で級化成層していることが多い。

凝灰質砂岩シルト岩卓越相中部と上部との間の玄武岩～安山岩火砕岩卓越相は南東ほど厚く、南東隣「梅浦」地域では、凝灰質砂岩シルト岩卓越相が急激に薄くなって玄武岩～安山岩火砕岩が糸生層の大半を占めるようになる。そこでは、南東側から供給された玄武岩～安山岩火山礫岩や火山礫凝灰岩、凝灰岩が厚さ数 m 以下の火砕サージと厚さ数10 cm 以下の降下火砕堆積物をなし、繰り返し積層している。その構成粒子のほとんどが破断面で囲まれた多面体をなし、マグマ水蒸気爆発起源であることがうかがえる。

凝灰質砂岩シルト岩卓越相 (Is) の上部は、露出が悪いため、全体の岩相が把握できる場所は極めて少ないが、中部や下部に比べて砂岩礫岩が優勢に見える。

武周ヶ池西側の林道沿いでは、凝灰質砂岩 (もしくは細粒火山灰にとぼしく、再堆積したと考えられる凝灰岩) の間に礫岩 (Ic) のほか、玄武岩～安山岩火山礫凝灰岩を挟む (第3.4図)。

福井市街の南側や、凝灰質砂岩シルト岩卓越相が薄い福井市水谷の北東から羽坂町の北西へと続く尾根の南東斜面では玄武岩～安山岩火砕岩をほとんど欠いて、玄武岩～安山岩火砕粒子起源の級化成層した砂岩礫岩 (Ic) が卓越する (第3.5図、第3.6図)。とくに、<sup>こたいし</sup>五太子町から<sup>しもいかり</sup>下一光町にかけては礫岩が厚い。

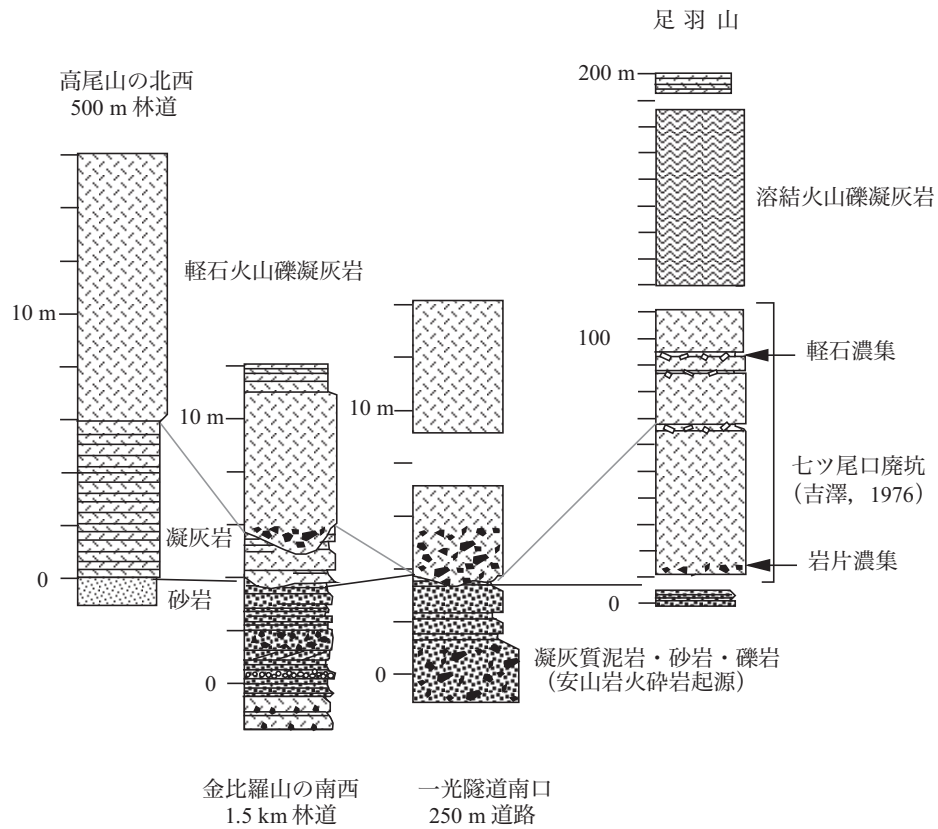
糸生層最上部を占めるデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩 (Id) は、ところによって厚さが著しく変化し、武周ヶ池西側の林道沿いや足羽山では溶結部 (Idw) が

認められる (第3.4図、第3.6図)。

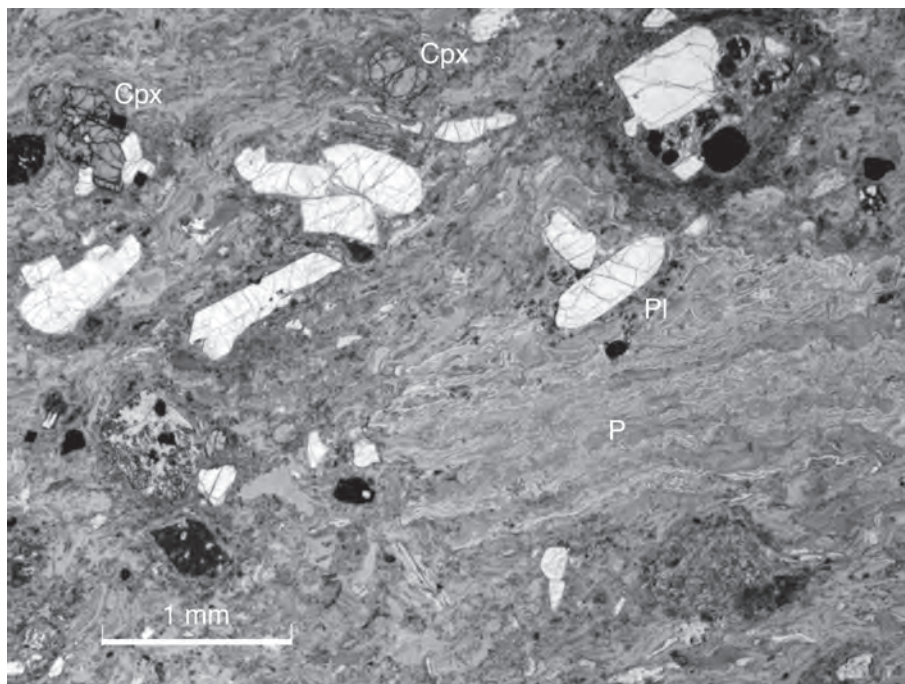
武周ヶ池西側の林道沿いのデイサイト軽石火山礫凝灰岩は、厚さ10 mを超える。全体に無層理で、最上部は級化成層し、基底に火山礫岩を伴う。また、局所的に溶結して真珠岩様の緻密なガラス質岩となっている (第3.4図、第3.7図)。溶結部は、厚さ0.1～0.2 mm、長さ0.1～0.6 mm 程度のガラス片がなす基質の中に、長径0.1～1.5 mm の斜長石と長径0.1～0.5 mm の単斜輝石斑晶が散在し、同程度の大きさの斜方輝石、長さ4～6 mm 以下の引き伸ばされた軽石や単斜輝石玄武岩などを少量含む (第3.7図)。基質には真珠岩状割れ目が発達している。

足羽山のデイサイト溶結火山礫凝灰岩は、真珠岩状割れ目が発達したガラス質基質の中に、長径15 cm～2 mm (多くは3～2 cm 以下)、厚さ6 cm～2 mm (多くは1～0.5 cm 以下) の黒色レンズが多数あってユータキシティック組織をなしている (第3.8図)。黒色レンズは石英、長石などに置換されている。斑晶は10～20%程度。その多くは長径4 mm 以下の斜長石で、大半は変質して緑色粘土鉱物と石英などがその中に生じている。径2 mm 以下の鉄鉱と、緑色粘土鉱物などに置換された繊維状の細長い結晶 (角閃石?) がまれに認められる。溶結部の存在は、糸生層最上部のデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩の大半が陸上に定置したことを示唆する。一方、その直上の碎屑岩からは、ところによって海棲貝化石が産出し、陸上から海へと環境が移り変わったことがうかがえる。デイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩の厚さの著しい変化は、陸上ないし浅い水域に

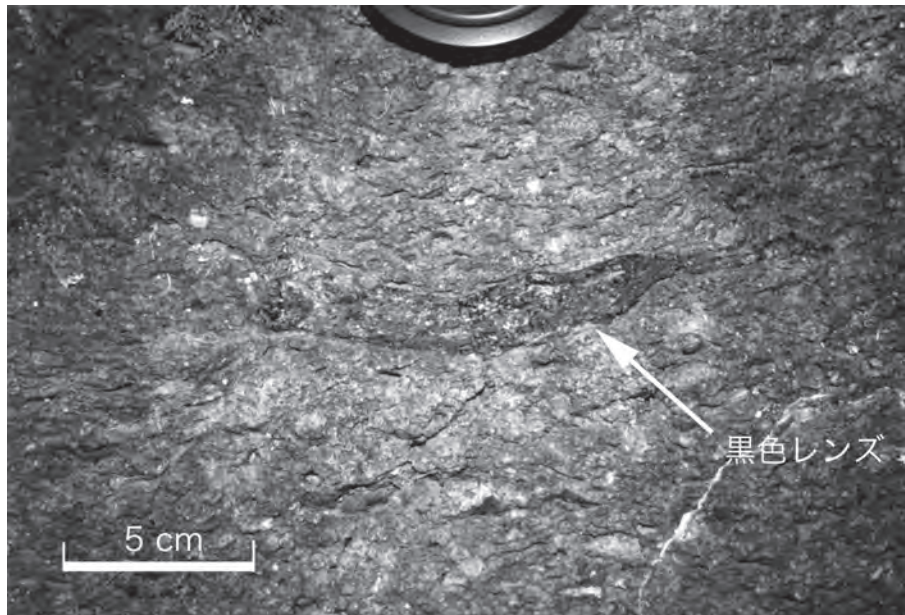




第 3.6 図 糸生層最上部デイスাইト火砕岩の柱状図



第 3.7 図 糸生層最上部デイスাইト溶結火山礫凝灰岩の偏光顕微鏡写真  
福井市 (旧越廼村) 蒲生南方尾根の道路. Cpx = 単斜輝石, Pl = 斜長石, P = 軽石.



第 3.8 図 糸生層最上部デイサイト溶結火山礫凝灰岩の露頭写真  
中央の黒色レンズの周囲には、多数の小さなレンズがこれと並行に配列している。  
足羽山尾根沿いの道路脇の露頭。

第 3.1 表 福井市大森 (旧清水町出村) の糸生層から産出した植物化石 (東・古市, 1976)

Ulmaceae	Betulaceae
<i>Ulmus longifolia</i> Unger	<i>Betula</i> sp.
<i>Ulmus</i> sp.	<i>Alnus</i> cf. <i>firma</i> Sieb and Zucc
<i>Zelkova ungeri</i> (Ettingshausen) Kovats	<i>Carpinus subcordata</i> Nathorst
<i>Celcis</i> sp.	<i>Carpinus</i> sp.
Fagaceae	<i>Ostrya shiragiana</i> Huzioka
<i>Quercus</i> sp.	Magnoliaceae
Juglandaceae	<i>Magnolia miocenica</i> Hu and Chaney
<i>Juglans japonica</i> Tanai	Aceraceae
<i>Pterocarya ezoana</i> Tanai	<i>Acer trilobatum productum</i> Heer
<i>Pterocarya</i> cf. <i>asymmetrosa</i> Konno	Salicaceae
<i>Platycarya miocenica</i> Hu and Chaney	<i>Populus</i> ? sp.
Betulaceae	Rosaceae
<i>Betula uzenensis</i> Tanai	<i>Prunus</i> ? sp.
<i>Betula mioluminifera</i> Hu and Chaney	Moraceae
<i>Betula grossa</i> Sieb and Zucc	<i>Ficus</i> ? sp.

鑑定：松尾秀邦

定置したのちに浸食された結果とも考えられる。

**化石** 堆積岩からは保存の悪い植物の葉、昆虫やコイ科魚類などの化石がまれに産出する (安野, 1976, 1978, 1979a,b)。東・古市 (1976) は、安野 (1978, 1979a) が昆虫化石を発見した福井市大森 (旧清水町出村) の露頭から数多くの植物化石を報告している (第 3.1 表)。

**放射年代** 広岡ほか (1972) と中島ほか (1983) は、南隣「梅浦及び鯖江」地域内にあって越前町梅浦から鯖江市西方にかけて分布する糸生層中のデイサイト火山礫凝灰岩～凝灰岩のジルコンのフィッション・トラック年

代測定を行い、 $19.4 \pm 1.0$ ,  $18.6 \pm 1.7$ ,  $16.0 \pm 1.8$ ,  $15.4 \pm 2.0$  Ma の値を報告している。これらの測定値は、ゼータ校正をしていないので確からしさの判断はできないが、中島ほか (1990) が梅浦の安山岩溶岩について得た全岩 K-Ar 年代値  $17.1 \pm 0.4$  Ma や、本報告で測定した安山岩溶結凝灰岩試料 GIF9701 (越前町梅浦北東方、布ヶ滝) とデイサイト軽石火山礫凝灰岩のジルコンのフィッション・トラック年代値  $18.7 \pm 1.4$ ,  $20.2 \pm 1.3$  Ma (付表 1) に近い。これらの年代値と西谷流紋岩や国見層のジルコンのフィッション・トラック年代値とを

考え合わせると、糸生層の年代は 20～18 Ma と考えられる。

### 3.2 国見層 (Ks, Kc, Kdp, Kap)

**地層名** 塚野・三浦 (1954) 命名. 塚野・三浦 (1954) は、岩相の違いによって、国見層を下位から順に、深谷部層<sup>ふかたに</sup>と大丹生部層<sup>おおにう</sup>、燈豊部層<sup>とうぶ</sup>、市ノ瀬部層<sup>いちのせ</sup>に細分している。三浦ほか (1971) は、これらの部層を層の単位に格上げした。その後、東 (1985) は、燈豊部層と市ノ瀬部層との間に傾斜不整合を認め、深谷部層と大丹生部層、燈豊部層とを合わせて国見累層とし、市ノ瀬部層を川西累層<sup>かわにし</sup>として、それぞれを再定義した。しかし、中川・田原 (1991) は、東 (1985) が定義した国見層の中に広域的に追跡できる安山岩火砕岩を見つけ、これを AT-1 と名付けるとともに、AT-1 の基底より下位を国見累層、AT-1 の基底から上位を荒谷累層に二分し、また、命名先取権を考慮して川西累層の名称を市ノ瀬累層に戻している。中川・田原 (1991) が定義した国見累層と荒谷累層との境界は、三角州、潟湖もしくは外浜から陸棚へと移り変わる堆積環境の遷移点付近に設定されている (Nakagawa, 1998) 点で合理性があり、本報告でも、この区分と地層名を踏襲する。ただし、本報告では、日本地質学会の地層命名指針に従って、累層を層と記述した。また、中川・田原 (1991) の区分では糸生層と国見層との境界は定義されていないので、本報告では国見層の基底を先に述べたように定義した。

**層序関係** 下位の糸生層との関係は直接観察できないことが多いが、構造的な著しい不整合はなく、時間間隙も小さい。越前町左右付近では礫岩が埋めるチャンネルがその層準より下位まで下刻しているものの、左右から北東に向かうにつれて礫岩は薄くなるとともに砂岩を間に挟むようになり、ついには消滅して糸生層と国見層との境界は曖昧になる (第 3.1 図)。このことは、国見層が糸生層を削剥しつつ、その一方で糸生層にオンラップしていることを示唆する。

**分布及び層厚** 丹生山地の北半分を占めて越前海岸から北東へと続く。層厚は安定していて、600～700 m である (第 3.9 図)。

**岩相** 国見層は、砂岩やシルト岩、礫岩などの堆積岩 (Ks, Kc) からなり、デイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩 (Kdp) や安山岩火砕岩 (Kap) を挟む (第 3.9 図)。

国見層中には数多くのデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩 (Kdp) が挟在する。東 (1985) は、露出の良い越前海岸において、とくに目立つ 11 層準のデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩を下位から順に K1～K11 と名付けている。そのほか、比較的良く側方に連続するデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩が K1 の下位にあり、本報告ではこれを K0 と名付けて記載する (第 3.9 図)。

K0～K11 は、浅い水域もしくは湿地に堆積した 1 つあるいは複数の流動堆積単位からなる火砕流堆積物である (第 3.10 図, 第 3.2 表)。全体に無層理で淘汰が悪いが、上部では細粒となり、級化成層する。基底は明瞭で、局所的に荷重痕が認められる。また、偽礫や炭化木のほか、火山灰付着火山礫 (Aromored lapilli) や火山灰凝集火山礫 (Accretionary lapilli: 火山豆石) が認められることがある (第 3.11 図)。いずれも軽石と火山ガラス片を主体とし、結晶片として斜長石、石英のほか、極めてまれに角閃石または黒雲母を含む。

K0～K11 のうち、地質図には層が薄い K3 と K5, K6, K8 を除く K0, K1, K2, K4, K7, K9, K10, K11 デイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩を示した。これらは、それぞれ、越前海岸から丹生山地北東へと連続する (第 3.9 図) が、それぞれ明確な特徴があるわけではなく、また、丹生山地での露出も悪いため、丹生山地内に分布するデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩と越前海岸の K0～K11 との対応は必ずしも明確ではない。地質図で K0～K11 を個別に指定していないのは、対比の曖昧さに起因する混乱を避けるためである。なお、国見岳北側の林道沿いの露頭などで、K4 の直下に厚さ数 10 cm のチャートが二枚挟まれている (東, 1979)。これらのチャートは、火山ガラスの溶解によって放出されたシリカが堆積直後に沈殿して生じた (Hattori *et al.*, 1996) といわれており、K4 を追跡する鍵になる可能性がある。

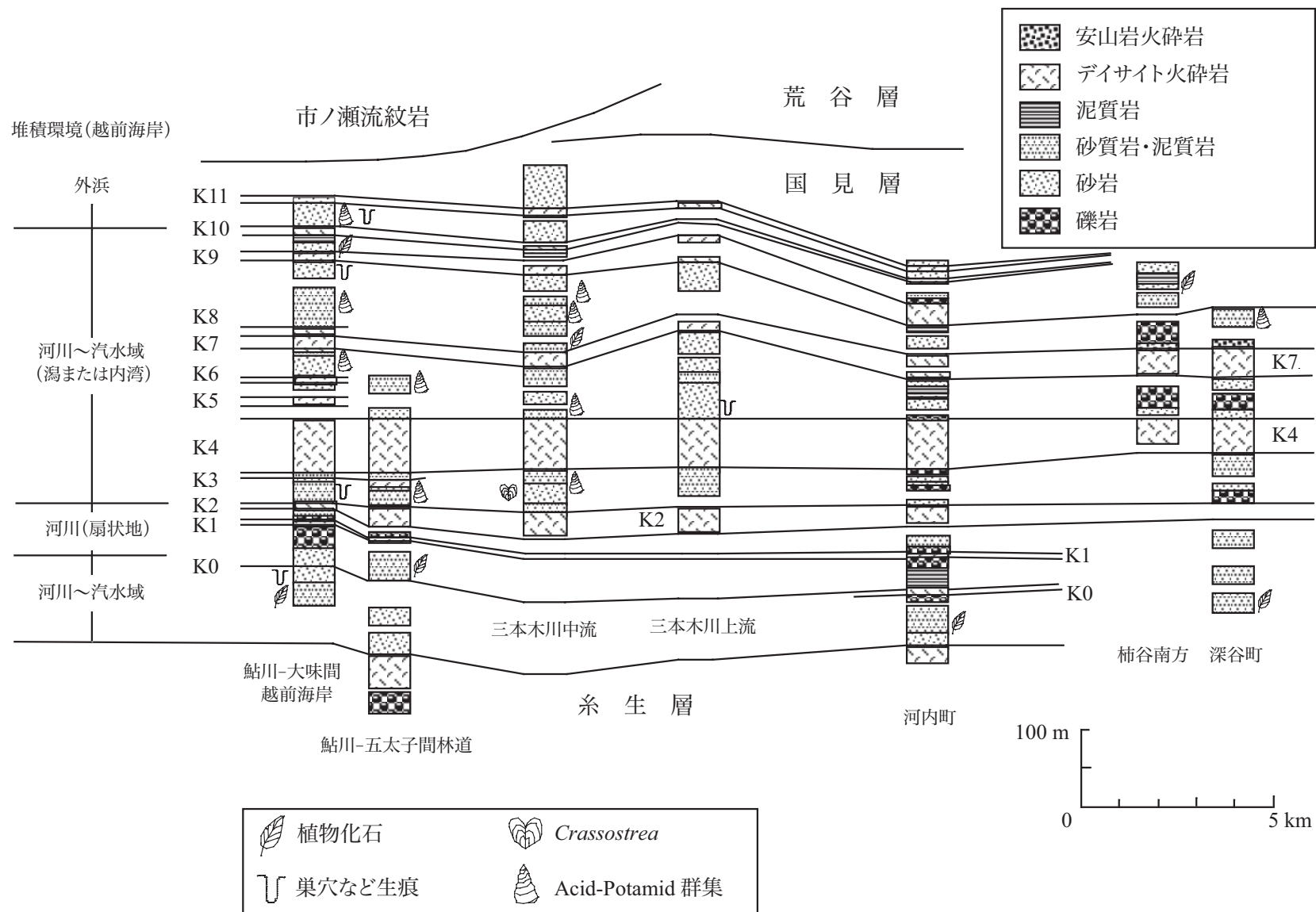
安山岩火山礫凝灰岩と凝灰岩、もしくは火山礫岩からなる火砕岩 (Kap) は薄く、分布も局所的であるが、丹生山地北東の福井市田谷町では西方から東方に向かって厚くなるところがあり、その北東延長方向に給源があったことがうかがえる。構成火砕粒子は発泡の悪い多面体型で、マグマ水蒸気爆発によって生じた可能性が高い。

砂岩やシルト岩、礫岩などの堆積岩 (Ks, Kc) は、産出する化石 (後述) から河口とその周辺の海岸平野、潟湖から浅海にかけての環境に堆積したことは確かで、多様な粒度構成や堆積構造の組み合わせから、以下の堆積相に区分できる。

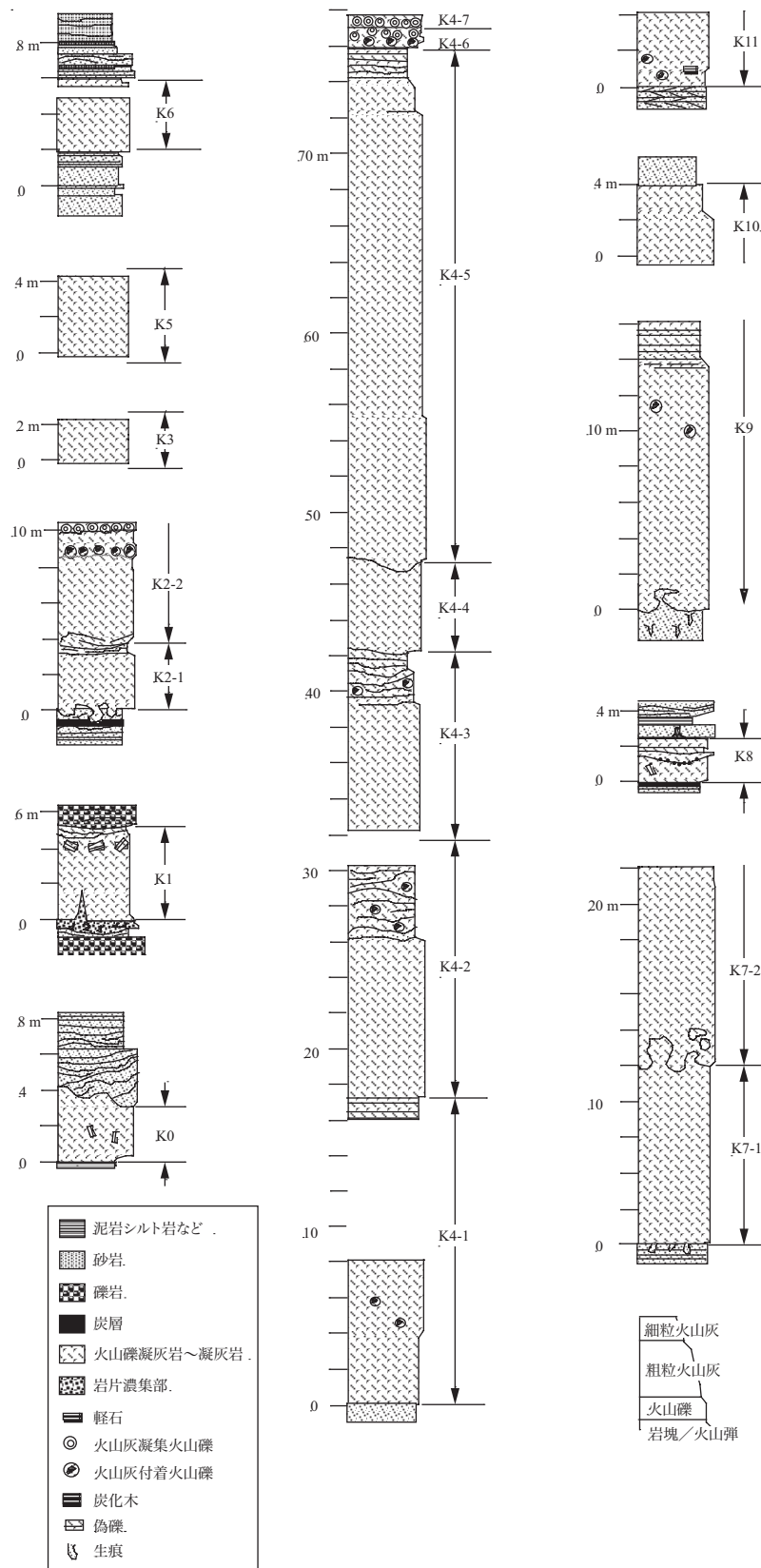
**外浜堆積物** 平行～波状層理またはトラフ型斜交層理の発達した細粒～中粒砂岩。波状層理のなかにはスウェール状斜交層理またはウエーブリップル斜交層理と判断できるものがある。トラフ型斜交層理砂岩では上方細粒化するとともにトラフの規模が小さくなることもある。これら砂岩は間に無層理の細粒～中粒砂岩を繰り返し挟む。無層理の細粒～中粒砂岩は生物擾乱を受けており、その中に *Ophiomorpha* が多数認められる。砂岩単層の厚さはいずれも 0.1～0.6 m。鮎川町に面した海岸のデイサイト火砕岩 K11 直下で典型的な例を観察できる (第 3.12 図, 第 3.13 図)。

**潮流口堆積物** ヘリンボーン斜交層理が発達した中粒～粗粒砂岩。小丹生町に面した海岸に露出するデイサイ





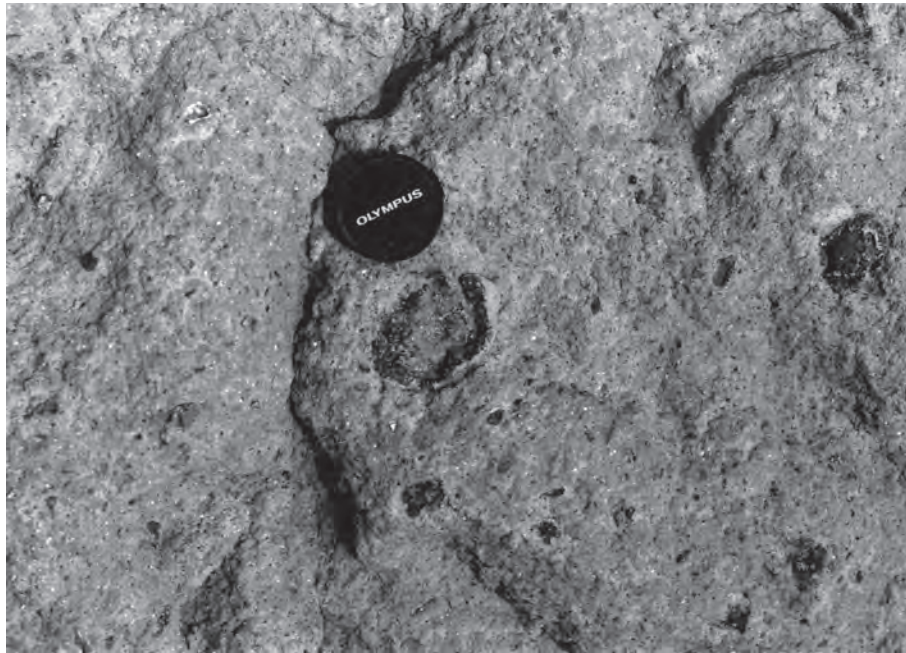
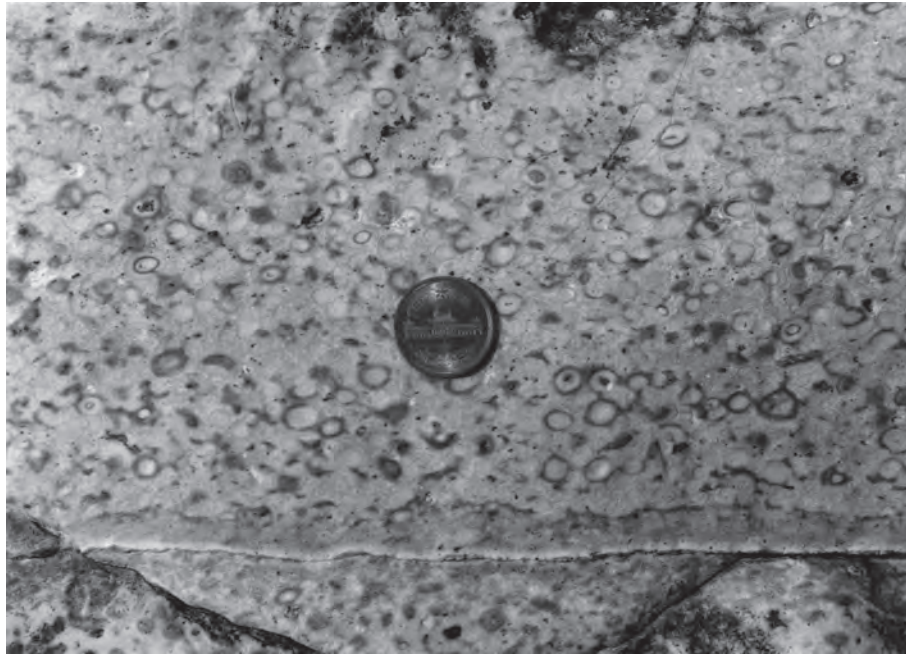
第 3.9 図 国見層模式層序断面図



第3.10図 越前海岸付近における国見層サイト火砕岩 K0～K11の柱状図

第 3.2 表 越前海岸における国見層デイスাইト火砕岩の特徴

流動堆積単位	層厚	岩 相	下位の岩相	上位の岩相	
K11	≥ 4 m	無層理軽石火山礫含有凝灰岩。火山灰付着火山礫や炭化木片が散在。基底から 1 m は軽石火山礫に乏しく、砂岩などの偽礫を取り込む。	外浜	不明	
K10	≥ 5 m	無層理軽石火山礫含有凝灰岩。最上部 1.4 m は軽石火山礫に乏しく、細粒。	不明	外浜？	
K9	≥ 16 m	無層理軽石火山礫凝灰岩主体。上部 (≥ 2 m) は成層した凝灰岩。基底に荷重痕。	河口砂州、潟または内湾	不明	
K8	(2)	1-1.2 m	軽石火山礫含有凝灰岩。直下の凝灰岩を削剥し、基底にチャートなどの岩片が濃集。上部で局所的に軽石濃集。	火砕流	湿地、干潟
	(1)	1.4 m	無層理軽石火山礫含有凝灰岩。異質岩片に富み、最上部に軽石細粒火山礫が濃集。炭化木片を含む。	氾濫原、河口砂州	火砕流
K7	(2)	≥ 11 m	無層理軽石火山礫凝灰岩主体。最上部 (≥ 2 m) は無層理軽石火山礫凝灰岩。基底に荷重痕。基底付近に凝灰岩偽礫。	火砕流	不明
	(1)	10 m	無層理軽石火山礫含有凝灰岩。基底は明瞭。基底付近に泥岩偽礫。	河口砂州	火砕流
K6	4.2 m	無層理軽石火山礫含有凝灰岩。最上部 0.2 m は軽石に乏しい。基底は明瞭。	河口砂州、湿地、干潟	河口砂州、湿地、干潟	
K5	≥ 4 m	無層理軽石火山礫含有凝灰岩。	河口砂州	不明	
K4	(7)	≥ 0.6 m	火山灰凝集火山礫濃集凝灰岩。火砕流に伴う降下堆積物。	火砕サージ	河口砂州、干潟
	(6)	1.2 m	火山灰付着火山礫に富む凝灰岩、最上部に火山灰凝集火山礫が濃集。	火砕流	火砕サージ
	(5)	28 m	軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩。全体に無層理で、上部 3～4 m で軽石火山礫に乏しくなり、最上部 1.5 m は平行から波状層理が明瞭な凝灰岩となる。直下の軽石火山礫含有凝灰岩をチャンネル状に削剥。	火砕流	火砕流
	(4)	5 m	無層理軽石火山礫含有凝灰岩	火砕流	火砕流
	(3)	10-11 m	軽石火山礫含有凝灰岩～凝灰岩。全体に無層理で、最上部 3 m は平行～波状層理が明瞭な凝灰岩となり、まれに火山灰付着火山礫を産する。	火砕流	火砕流
	(2)	13-14 m	軽石火山礫含有凝灰岩～凝灰岩。全体に無層理で、最上部 4 m は平行～波状層理が明瞭な凝灰岩となり、まれに火山灰付着火山礫を産する。	火砕流	火砕流
	(1)	17 m	軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩。主体は無層理で、基底から 4 m までは軽石火山礫含有凝灰岩で上方の軽石火山礫凝灰岩に移化する。最上部 4 m は平行～波状層理が明瞭な凝灰岩。まれに火山灰付着火山礫と炭化木片を産する。	干潟	火砕流
K3	≥ 2 m	無層理軽石火山礫含有凝灰岩	干潟	干潟	
K2	(2)	≥ 6.6 m	無層理軽石火山礫含有凝灰岩。基底 0.8 m は粗粒凝灰岩でかすかに波状層理を示す。上部ではやや細粒となり、火山灰付着火山礫が局所的に濃集。最上部は火山灰凝集火山礫が濃集しており、降下堆積物と考えられる。	火砕流	不明
	(1)	3.6 m	無層理軽石火山礫含有凝灰岩。最上部 0.4 m は粗粒凝灰岩で波状層理を示す。基底は明瞭で荷重変形している。基底付近に炭化木を含む。	氾濫原 (湿地)	火砕流
K1	5 m	無層理軽石火山礫含有凝灰岩。上部に軽石火山礫が濃集。最上部 0.2～0.4 m は粗粒凝灰岩で、波状層理を示す。直下に火山岩片と凝灰質基質とからなる凝灰角礫岩 (ラハール) がある。両者の境界は明瞭で、凝灰角礫岩から上方へ碎屑岩脈が貫入している。	河川流路、砂礫堆	河川流路、砂礫堆	
K0	≥ 4 m	無層理軽石火山礫含有凝灰岩。基底 0.2 m は軽石火山礫に乏しく、逆級化。	氾濫原	河川流路	



第 3.11 図 K7 上部の火山灰凝集火山礫（火山豆石）の濃集層（上の写真：越前海岸大丹生付近）と K9 中の火山灰付着火山礫（下の写真中央：越前海岸白浜付近）  
レンズキャップの直径は 6 cm.

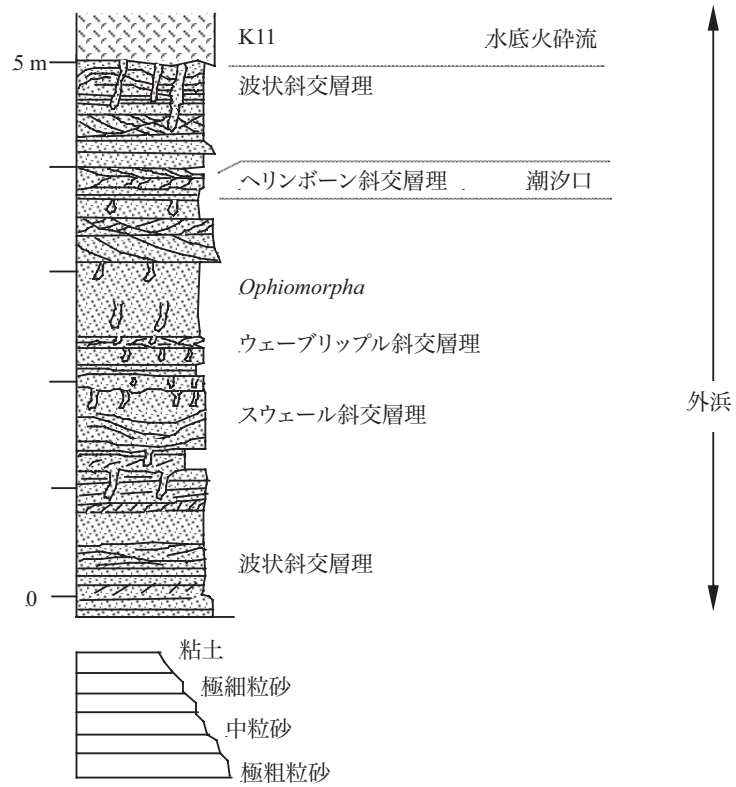
ト火砕岩 K7 の下位で観察できる（第 3.14 図）。潟または内湾堆積物に挟まれている。

**潟または内湾堆積物** 粘土～細粒砂からなる淘汰の良い細粒堆積岩。層厚 0.1～2 m で、上方細粒化する細粒～中粒砂岩（河口砂州堆積物）または平行～波状葉理もしくはリップル斜交葉理の発達した粘土岩～極細粒砂岩または極細粒砂岩～中粒砂岩（干潟堆積物）と接することが多い。生物擾乱を受けており、ほとんどが無層理（第 3.14 図）。*Ophiomorpha* などの生痕化石のほか、*Anadara* などを産することがある。波浪の影響が少な

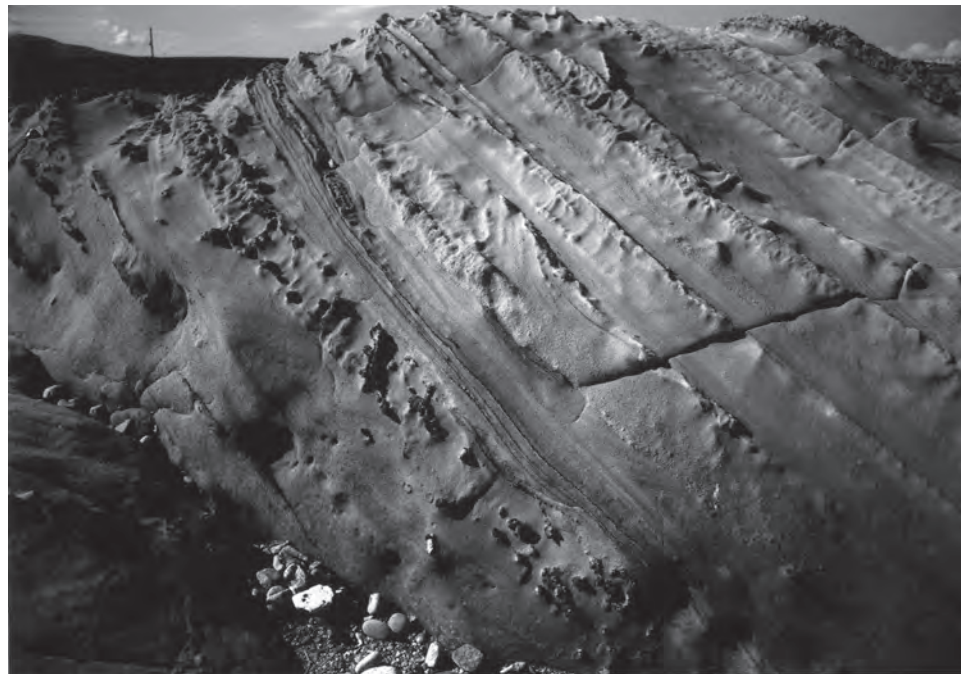
い静穏な環境に堆積したと考えられる。

**干潟堆積物** 平行～波状葉理もしくはリップル斜交葉理の発達した粘土岩～極細粒砂岩または極細粒砂岩～中粒砂岩。層厚 0.1～4 m。粘土岩～極細粒砂岩は暗灰色を呈し有機質で、しばしば葉片など植物片を産し、生物擾乱を受けており、無層理か層理不明瞭な層準が認められることがある。潟または内湾堆積物に漸移するところでは、*Crassostrea*, *Vicarya*, *Anadara* などを産することがある。干潟堆積物は、いずれも河口流路・落（みお）もしくは河川流路堆積物と解釈した砂岩～礫岩に削剥され（第

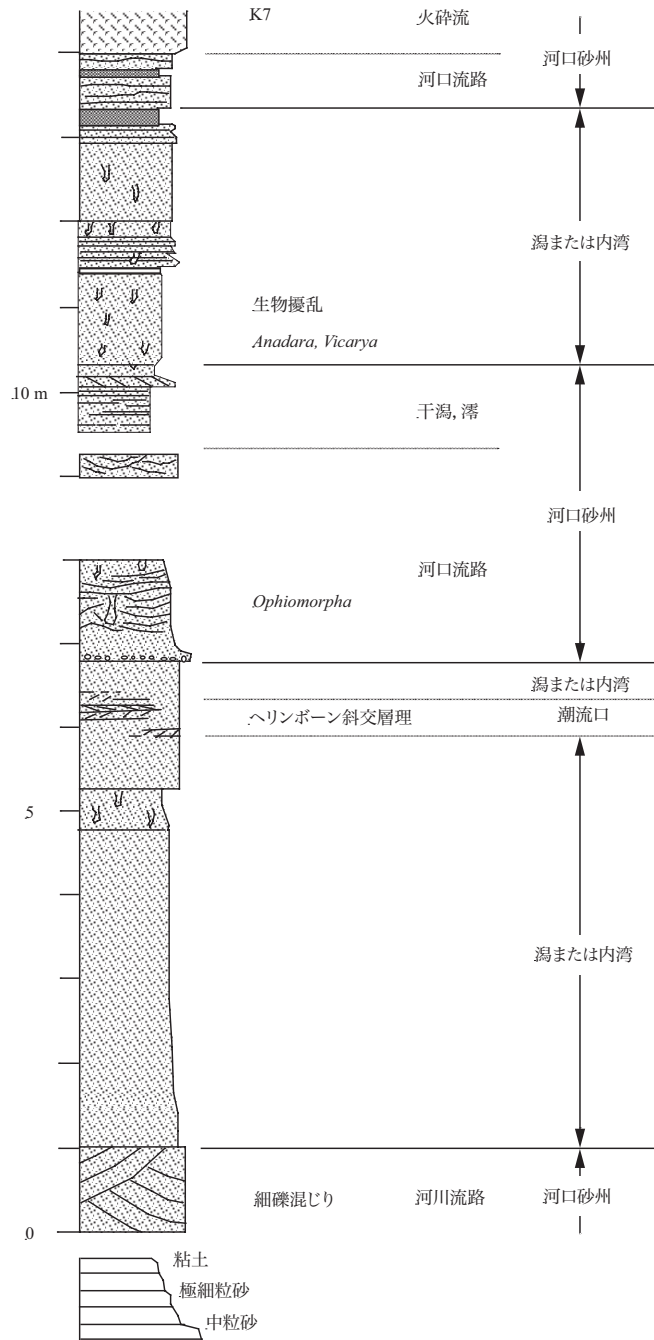




第 3.12 図 国見層外浜堆積物の岩相柱状図  
福井市鮎川海岸.



第 3.13 図 デイサイト火砕岩 K11 直下の平行～波状層理またはトラフ型斜交層理の発達した細粒～中粒砂岩  
*Ophiomorpha* が多数認められる。露頭の高さは約 3 m。福井市鮎川町の海岸.



第3.14図 国見層の河口砂州堆積物と潟または内湾堆積物の岩相柱状図  
福井市大丹生南側の海岸.

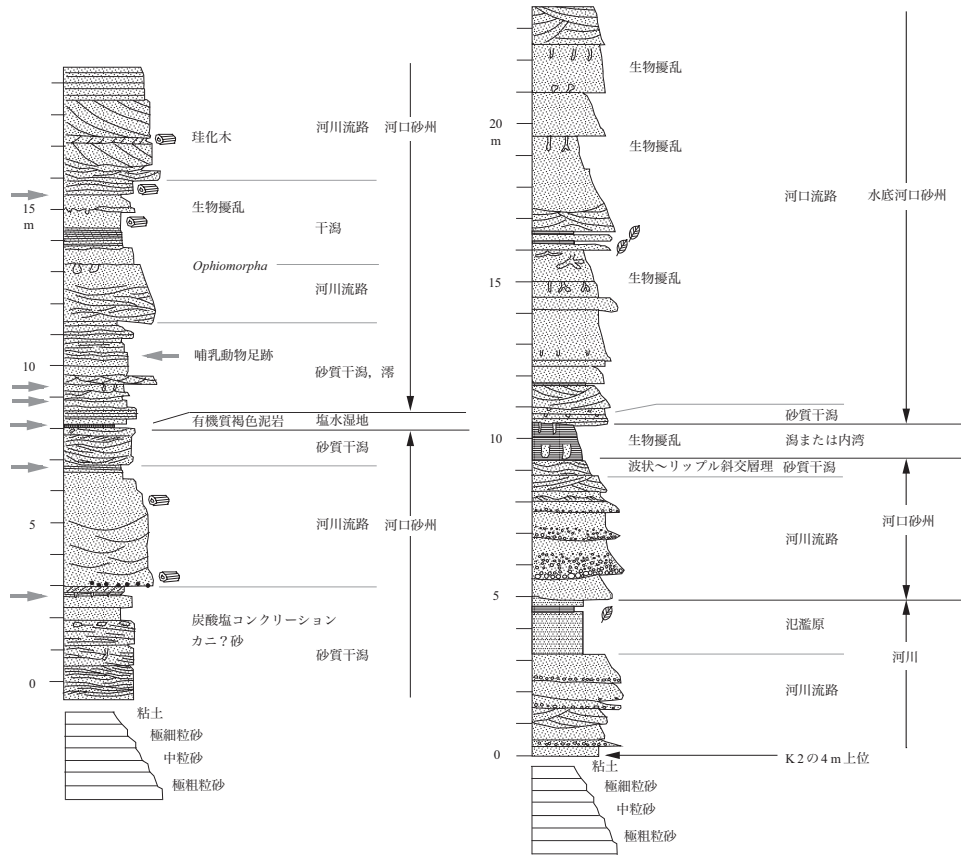
3.15図, 第3.16図), または, 明瞭な境界でそれらに重なる. 小丹生町と大味町との間の海岸沿いでデイスイト火砕岩 K2 の上位, K4 と K3 の間で観察できる (第3.15図).

**塩水湿地** 干潟堆積物と接する粘土岩～極細粒砂岩. 有機質で褐色～黒色を呈し, 干潟堆積物とは漸移的. 産出は極めてまれ. 菜崎の軍艦島では河口流路から滞を伴う干潟への変化を示すと思われる一連の堆積物の間に挟まれている (第3.15図).

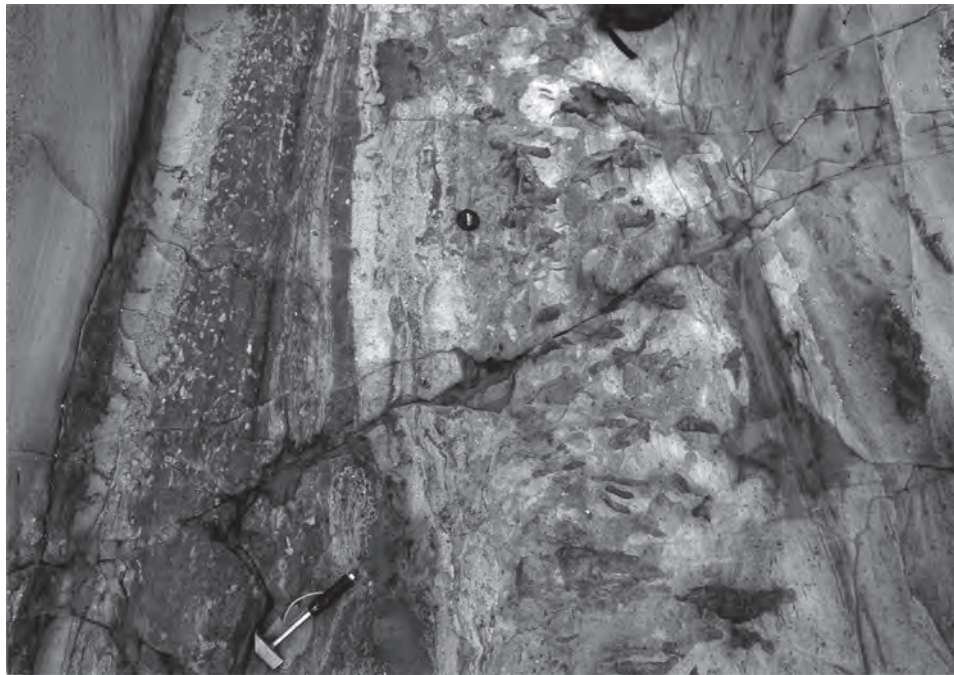
**河口流路・滞堆積物** 基底が明瞭で上方細粒化する細

粒～粗粒砂岩. 層厚 0.1～4 m で, 薄い場合は基底から斜交層理が発達する. 上部には平行もしくは斜交層理が発達し, 潟 (または内湾) や干潟をなす細粒堆積岩に移化する. 樹幹やその破片を産することがあり, また, 潟・内湾堆積物に漸移する場合は, 生物擾乱を受けていることがある (第3.15図). これらは繰り返し重なることが多く, 河川によって涵養された河口洲をなしていたと考えられる (第3.15図). ただし, 細粒堆積岩の間において, 細粒堆積岩を浅いチャンネル状に削って埋めているところでは河川水流や潮汐流が作る滞を埋積している可能

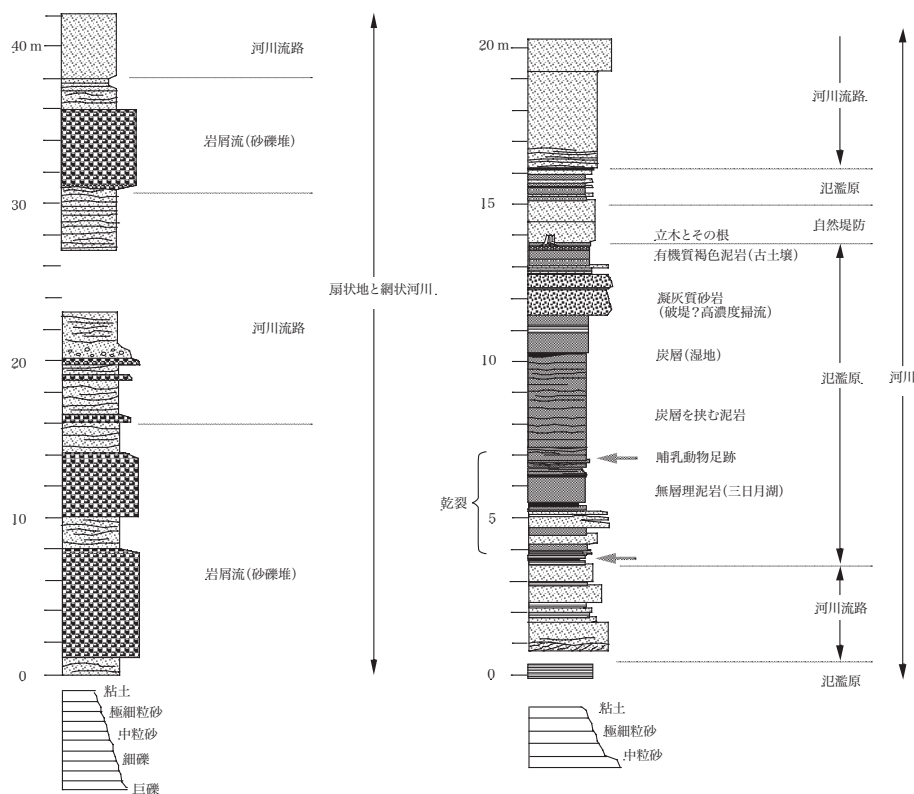




第 3.15 図 国見層の河口砂州堆積物の岩相柱状図  
 福井市茶崎, 軍艦岩 (左) と福井市小丹生-大味間の海岸 (右).



第 3.16 図 国見層の干潟堆積物  
 茶崎, 軍艦岩. 生痕化石が数多く認められる砂岩と, その下位 (左側) の葉理が明瞭な砂岩泥岩. さらに下位には波状層理を示す砂岩がある. ハンマーの長さは約 30 cm.



第 3.17 図 国見層の扇状地堆積物と河川堆積物の岩相柱状図  
 福井市大味町南方の山腹斜面道路沿い (左) 及び大丹生北側の海岸, 佐武 (右).

性が考えられる (第 3.15 図). 小丹生町に面した海岸の  
 デイサイト火砕岩 K7 の下位や, 小丹生町と大味との間  
 の海岸に露出するデイサイト火砕岩 K5 と K6 の上下位  
 など各地で観察できる.

**河川流路堆積物** 明瞭な基底から始まる砂岩または礫  
 岩. 層厚 0.1 ~ 数 m. 礫岩では 10 m を超える場合がある.

砂岩や礫質砂岩は, 斜交層理が明瞭で, 上方細粒化し,  
 上部に平行~波状層理が認められ, 泥岩 (氾濫原堆積物  
 または干潟堆積物) に漸移することがある. また, 樹幹  
 を産し, 繰り返し重なることが多い (第 3.17 図). 砂岩  
 や礫質砂岩はレンズ状で側方へ連続しないことが多く,  
 その斜交層理が河川流路斜面に向かって傾斜し, 蛇行す  
 る流路でポイントバーをなしていたことがうかがえる例  
 もある (第 3.18 図).

礫岩の多くは塊状無層理で間にこれらの砂岩を挟み,  
 樹幹や砂岩偽礫を産する. 礫径は小礫から巨礫まである  
 が, 良く円磨されているものが多い. 氾濫原堆積物と同  
 様, 典型的な例は, 大味南方の山腹斜面道路沿い (第 3.17  
 図) や大味 0.5 km 北の海岸に分布するデイサイト火砕  
 岩 K1 の上・下位で観察できる. 大味 0.5 km 北の海岸  
 では, 厚さ数 m ないし 20 m を超える円礫岩が不明瞭  
 ながら平行ないし低角度の斜交層理をなして重なり, 間  
 に厚さ 0.2 ~ 1 m の平行~波状層理が明瞭な砂岩を挟

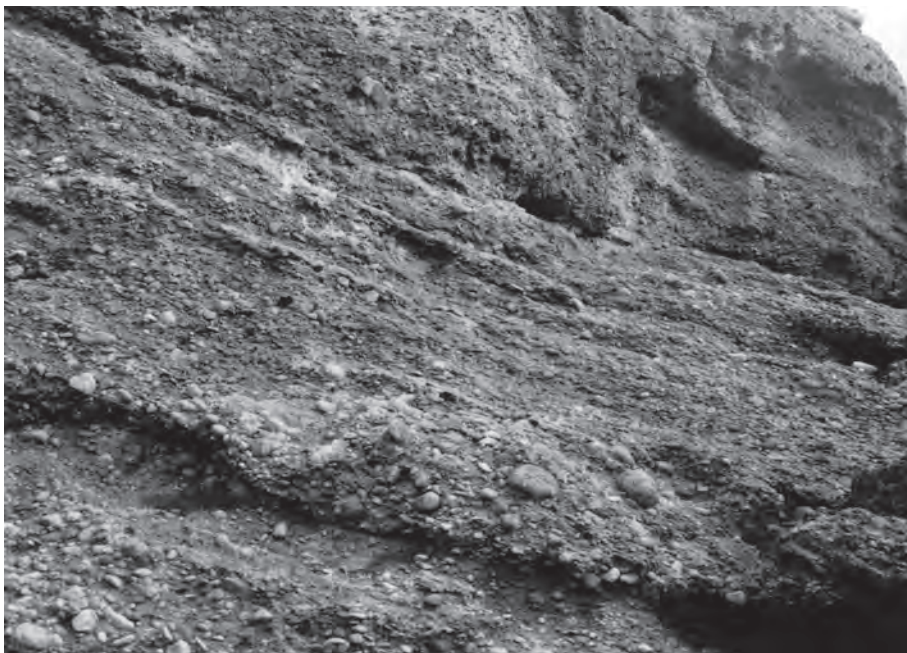
んでいる. これに類する礫岩は, はるか南西方の呼鳥門  
 や左右 (梅浦地域) で扇状地をなして厚く累積している  
 (第 3.19 図).

**氾濫原堆積物** 斜交層理が明瞭な極粗粒砂岩から細粒  
 砂岩へと上方細粒化する堆積物の最上位を占める泥岩,  
 無層理の, もしくは正級化した細粒砂岩~泥岩. 層厚は  
 0.1 ~ 3 m で, 褐色を呈する有機質の粘土岩~シルト岩,  
 砂質泥岩, 極細粒砂岩, 炭などの薄い層が繰り返し重な  
 ることがある. 無層理あるいは層理が不明瞭な泥岩~細  
 粒砂岩厚層は三日月湖に堆積した可能性もある. 河川流  
 路堆積物の間に挟まれている. 小丹生町から大丹生町に  
 かけての海岸に露出するデイサイト火砕岩 K8 の上・下  
 位や大味湾入部北側, 佐武付近で観察できる (第 3.17 図).  
 佐武付近の例では, 哺乳動物化石の足跡や乾裂, 現地性  
 の樹根が堆積面上に認められる (第 3.20 図).

**化石** フジツボ (安野, 1979b) やニシン科の魚 (安野,  
 1988) のほか, 多様な化石が産出する. 古くから知られ  
 ているのは植物化石 (藤岡, 1955) と貝化石 (竹山,  
 1933; 糸野・三浦, 1956; 東, 1985; 中川・田原,  
 1991; Nakagawa, 1998) で, 多数の生痕化石 (Nakagawa,  
 1998) も報告されている. Nakagawa (1998) は, 汽水  
 棲の現地性化石群集である *Batissa* 群集と *Vicarya-*  
*Anadara* 群集, *Cyclina-Anadara* 群集, *Crassostrea* 群



第 3.18 図 国見層の河川流路堆積物  
 栴崎, 軍艦岩. 流路を埋める砂礫岩の斜交層理が流路斜面に向かって傾斜している. 右下のハンマーの長さは 20 ~ 30 cm.



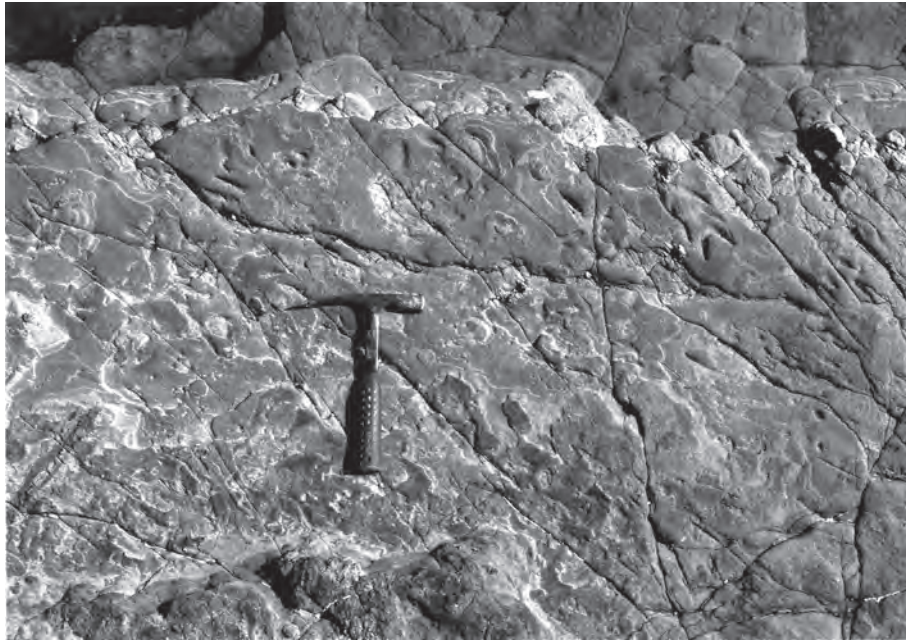
第 3.19 図 国見層の礫岩  
 呼鳥門 (梅浦地域) 付近. 間に薄く砂岩や細礫岩を挟む. 写真の下から上までの崖の高さは約 10 m.

集の 3 つの潮間帯の現地性化石群集と *Anadara* 群集, *Diplodonta* 群集の 2 つの異地性群集を識別し, 中川 (1989, 2002) はマングローブ沼に特徴的な *Geloina stachi* を発見している (付表 2). このほかに, まれではあるが, スッポン *Trionyx* sp. (白竹・水野, 1980) やシカ *Amphirraglus* sp. の下顎 (竹山, 1989), 長鼻類 *Paleochoerus?* sp. の大腿骨 (富田・安野, 1993),

偶蹄類と長鼻類の足跡 (安野, 1997, 1998; 岡村ほか, 2001) なども産出する.

植物化石も豊富で, 台島型植物群 (藤岡, 1963) を特徴づける *Acer*, *Celitis*, *Camellia*, *Comptonia naumanni*, *Cyclocarya ezoana*, *Laurophyllum*, *Liquidambar miocinica*, *Machilus*, *Mallotus*, *Quercus*, *Stewartia submonadelpha*, *Ulmus carpinoides*, *Ulmus longifolia* などの葉片 (藤岡,





第3.20図 国見層泥岩の層理面上に認められる偶蹄類の足跡  
大味湾入部北側，佐武付近．二叉の蹄跡がハンマーの上，左から右に向かって点在する．ハンマーの長さは30 cm.

第3.3表 柴崎軍艦岩と大味湾入部北側海岸の国見層から産出した植物化石（植村・安野，2001）

Taxodiaceae	Theaceae
<i>Metasequoia occidentalis</i> (Newberry) Chaney	<i>Stewartia submonadelpha</i> Tanai and Onoe
Lauraceae	Sterculiaceae/Tiliaceae
<i>Lindera</i> ? sp.	" <i>Alangium</i> " <i>aequalifolium</i> (Goepfert)
Hamamelidaceae	Kryshstofovich and Borsuk
<i>Liquidamber miocenica</i> Hu and Chaney	Fabaceae (Leguminosae)
<i>Parrotia pristina</i> (Ettingushausen) Stur	Fabaceae gen. and sp. indt.
Ulmaceae	Aceraceae
<i>Ulmus carpinoides</i> Unger	<i>Acer</i> sp.
<i>Ulmus longifolia</i> Unger	Vitaceae
<i>Zelkova ungeri</i> (Ettingshausen) Kovats	<i>Vitis</i> sp.
Betulaceae	帰属不明の双子葉植物
<i>Alnus</i> sp. cf. <i>A. japonica</i> (Thunb) Steud	
Juglandaceae	
<i>Cyclocarya ezoana</i> (Tanai and Suzuki) Wolfe and Tanai	

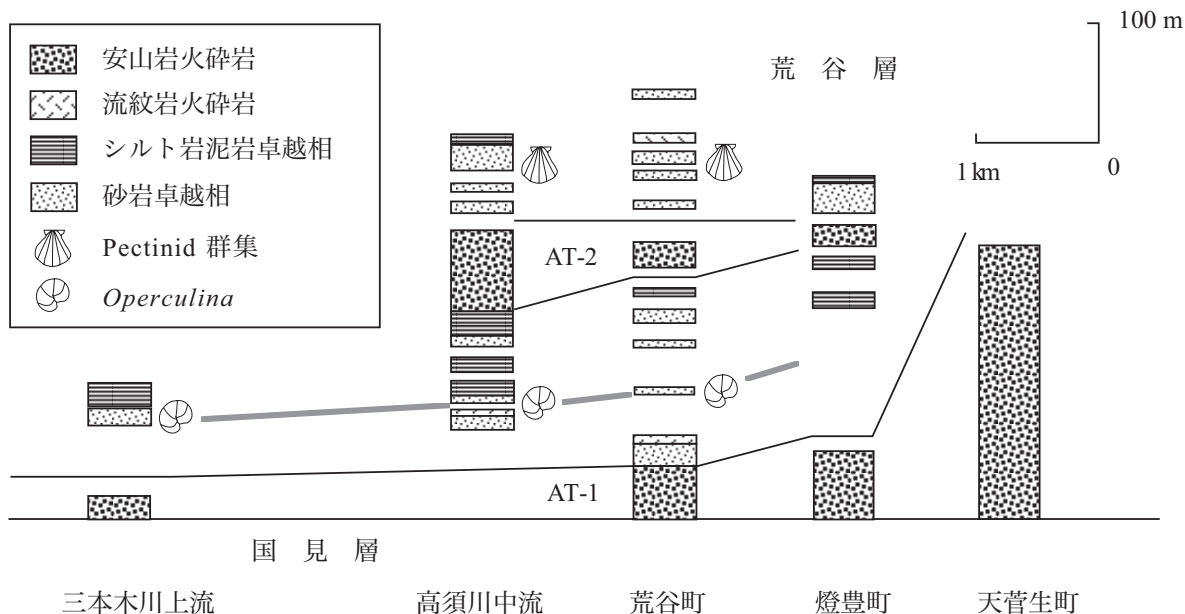
1955;松尾, 1972;植村・安野, 2001) と, 山野井 (1978) が定義した *Carya-Liquidamber* 花粉群集相当の花粉 (東, 1985) やマングローブ植物 *Sonneratia* の花粉 (山野井, 1992), 材化石 (寺田, 2001) などが産出する。

植村・安野 (2001) によれば, 福井市柴崎 (旧越廼村) の軍艦岩と大味湾入部北側の海岸において, 偶蹄類と長鼻類の足跡産出層準とその上・下位から同様の葉片化石が産出する (第3.3表). *Liquidamber miocenica* や *Parrotia pristina*, *Ulmus longifolia* は台島型植物群の特徴種であるが, 柴崎の軍艦岩では, *Cyclocarya ezoana* が全個体数の半数以上を占め, *Ulmus longifolia* と

*Liquidamber miocenica* がこれに次ぐ。柴崎の軍艦岩, 大味湾入部北側の海岸とも産出個体数の割に種類が少ないことから, これらは堆積場近傍の植物群集を反映しているらしい (植村・安野, 2001)。

**放射年代** 国見層のデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩 K0～K11のうち, K4とK9について得られたジルコンのフィッシュン・トラック年代値は, それぞれ  $15.8 \pm 1.0$  Ma と  $17.5 \pm 0.6$  Ma, 並びに  $16.5 \pm 0.6$  Ma (付表1) であり, これらの値と先に述べた糸生層の年代とを考え合わせると, 国見層の年代は, 18～16 Ma, すなわち, 前期中新世後期～中期中新世前期と判





第 3.21 図 荒谷層柱状図

断できる。この年代は、国見層を、Itoigawa (1991) の Climatic optimum (16.5 ~ 16 Ma) に出現したマングローブを伴う堆積盆地に堆積した地層とする Nakagawa (1998) の見解に矛盾しない。

### 3.3 荒谷層 (Abp, As, Art)

**地層名** 中川・田原 (1991) 命名・定義。

**層序関係** 下位の国見層から漸移する。

**分布及び層厚** 福井市天菅生から、荒谷町、高須町を経て和布町に至る地域に分布する。層厚は 300 m を超えるが、上面が削剥されているため、元々の層厚は不明。

**岩相** 荒谷層は、凝灰質の砂岩、泥岩、シルト岩を主体とし、基底と中部に安山岩火砕岩を、また、局所的に流紋岩軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩を挟む (第 3.21 図)。

荒谷層基底の安山岩火砕岩は、中川・田原 (1991) が AT-1 と名付けている。主に安山岩火山礫凝灰岩と同質の凝灰岩、火山礫岩からなり、級化成層する。波状もしくは平行層理が明瞭で、ときに下位の同質火砕堆積物をチャンネル状に削剥し埋めて堆積している (第 3.22 図)。

安山岩火砕岩の構成粒子は、発泡の程度が低く、多面体形の破片が優勢で、鏡下ではピロタキシティック組織を示す。また、斑晶として単斜輝石と斜長石を含む。斜長石は一部で緑泥石化している。これらの粒子は淘汰の悪い層と、より細粒で淘汰が良く成層した層とをなし、それぞれの層が重なり合っている (第 3.23 図)。

AT-1 の層厚は福井市天菅生では 200 m を超え、西南西に向かって薄くなって砂岩泥岩シルト岩互層に移化する (第 3.21 図)。このようなことから、AT-1 は、天菅生付近に中心を持ち、マグマ水蒸気爆発によって形成され

た海底火砕丘をなしていた可能性が高い。

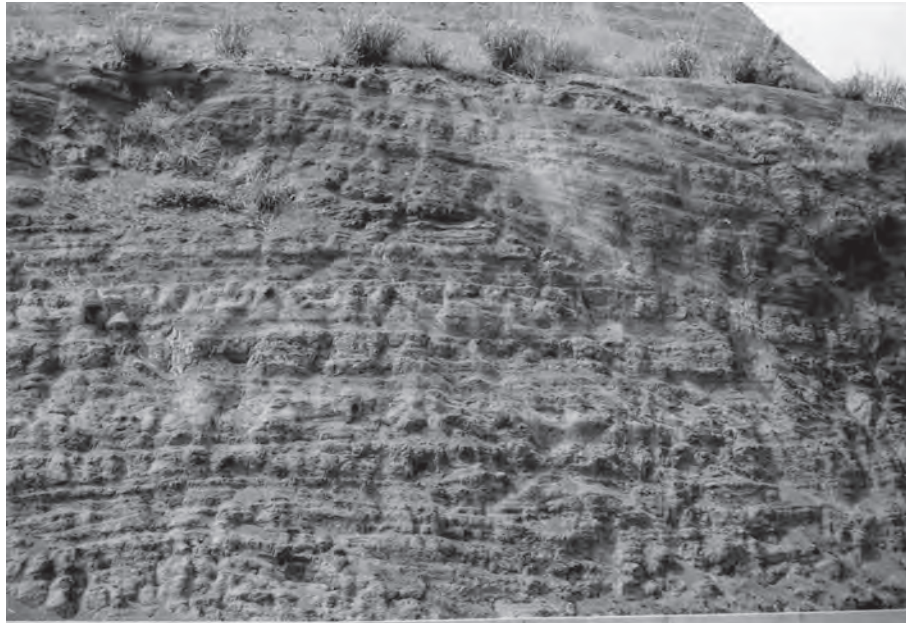
AT-1 直上の砂岩卓越相は AT-1 から漸移し、砂岩の間に泥岩、シルトを挟む。淘汰の良い細～中粒砂岩からは *Dosinia (Kaneharaia) kannoi* に代表される浅海上部の貝化石が産出する。荒谷や高須町では、局所的に軽石火山礫を含有する凝灰岩または凝灰質砂岩を挟む。この上位には、海緑石に置換された軽石が散在する凝灰質粗粒砂岩があり、その中から大型有孔虫の *Operculina complanata japonica* や *Miogyopsina kotoi kotoi* が産出する。また、この粗粒砂岩の直上に見られる凝灰質中粒砂岩からは *Nipponocrassatella osawanoensis*, *Clinocardium andoi* 及び *Glycymeris rhynchonelloides* に代表される貝類化石が多産する (中川・田原, 1991; Nakagawa, 1998)。

砂岩卓越相の上位ではシルト岩泥岩層の割合が多くなり、シルト岩泥岩卓越相となる。この傾向は AT-1 がなす高まりから離れるにつれて顕著になる (第 3.21 図)。

シルト岩泥岩卓越相の上位には、中川・田原 (1991) が AT-2 と名付けた玄武岩質安山岩火山礫凝灰岩・凝灰岩があり、その上位を淘汰の良い細粒砂岩が卓越する岩相が占める。これらの岩相は、いずれも燈豊町から天菅生町にかけて AT-1 にアバットしている (第 3.21 図)。

AT-2 は、AT-1 に似た岩相ではあるが、層厚は高須川中流で 100 m と最も厚く、東側に向かって急激に薄くなる。また、高須川中流では安山岩火山角礫岩が同一層準に認められる。したがって、その噴出中心は、高須川中流付近にあったと考えられる。

AT-2 の上位では、細粒軽石火山礫を含有する凝灰岩が挟まれている。燈豊では、その中に火山灰凝集火山礫 (火山豆石) が認められる。



第3.22図 安山岩火砕岩 AT-1の産状  
 福井市燈豊町の宅地造成地。平行～波状層理が明瞭で、下位の同質火砕岩をチャンネル状に削り斜交して堆積しているところがある（上の写真、露頭の高さは5 m程度）。チャンネルを埋積している火砕岩は、その基底面に調和して緩やかに起伏している（下の写真、露頭の高さは10 m程度）。

**化石** 荒谷層からは、Blow (1969) の N. 8 帯上部を特徴づける浮遊性有孔虫化石（中川・田原, 1991）や、大型有孔虫化石 *Operculina complanata japonica* と *Miogypsina kotoi kotoi*（松丸ほか, 1979）、浅海上部から下部にいたる貝化石（中川・田原, 1991；Nakagawa, 1998）が産出する。Nakagawa (1998) は、荒谷層中に、浅海上部を特徴づける *Dosinia* 群集、浅海上～中部を特徴づける *Mizuhopecten-Macoma* 群集と *Neogenella-Mizuhopecten* 群集、*Lucinoma-Mizuhopecten* 群集、浅海下部を特徴づける *Turritella* 群集と *Limatula* 群集、

そして異地性の *Nipponocrassatella* 群集、*Chlamys* 群集と *Clinocardium-Glycymeris* 群集を識別している（付表3）。

**放射年代** 中島ほか（1990）は、荒谷層安山岩溶岩の全岩 K-Ar 年代として、 $15.7 \pm 0.5$  Ma（試料番号 KY-9）と  $15.7 \pm 0.5$  Ma（試料番号 KY-10）の値を報告している。しかし、これらは福井市燈豊町において荒谷層の玄武岩質安山岩火砕岩を貫くシルであり、荒谷層の年代は、これと同じか、やや古いと考えられる。





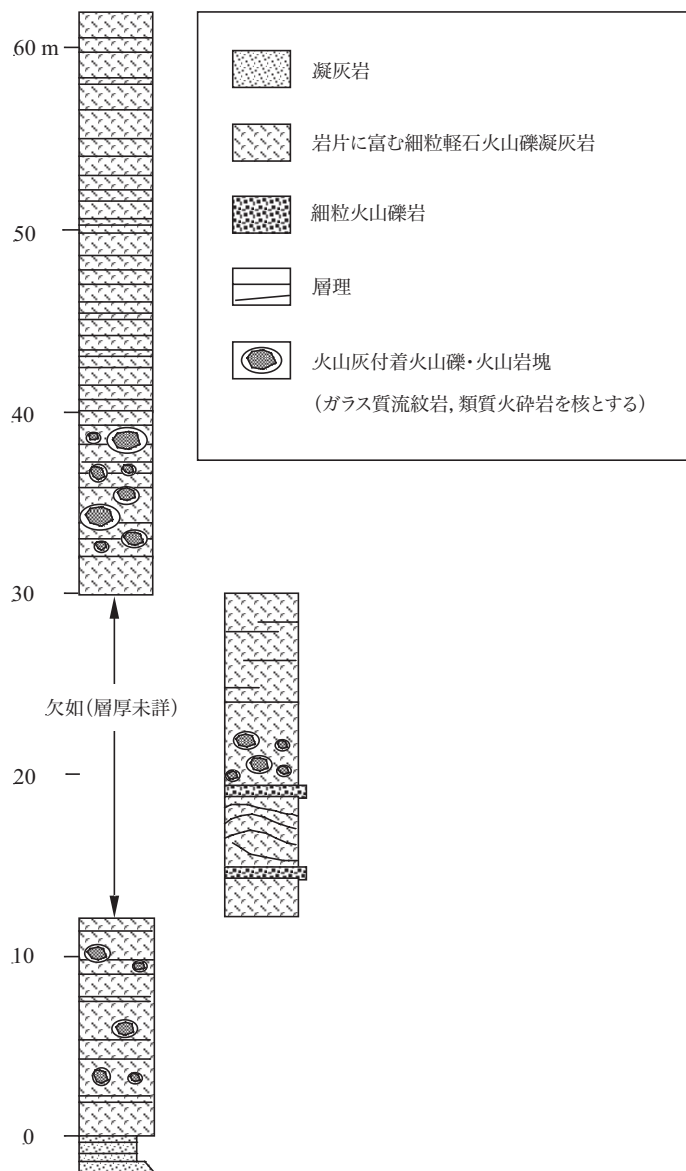
第 3.23 図 安山岩火砕岩 AT-1 のクローズアップ  
 福井市燈豊町の宅地造成地。多面体形の火山礫に富む層と、より細粒で平行～波状葉理が明瞭な層からなり、その中に火山灰付着火山礫状のものが点在する（下の写真）。側方への連続性は悪く、希薄で不安定な高速の流れから堆積したことがうかがえる（上の写真）。レンズキャップの直径は 6 cm。

### 3.4 市ノ瀬<sup>いちのせ</sup>流紋岩及び類縁岩体 (Irp, Ir)

**地層名** 新称。市ノ瀬流紋岩は、福井市市ノ瀬町とその周辺地域に分布する流紋岩軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩と、福井市和布町から鮎川町にかけて分布する黒雲母角閃石流紋岩溶岩ドームとを合わせた岩体である。

**層序関係** 福井市市ノ瀬町とその周辺地域に分布する流紋岩軽石火山礫～凝灰岩は、国見層市ノ瀬部層（塚野・三浦, 1954）、市ノ瀬（累）層（三浦ほか, 1971；中川・田原, 1991；Nakagawa, 1998）、または川西累層（東,

1985）に相当する火山岩で、下位の荒谷層や国見層を不整合に覆い、国見岳火山岩相当岩体に貫入を受けるとともに不調和に被覆される。和布町から鮎川町にかけて分布する黒雲母角閃石流紋岩溶岩ドームは、新期火成岩類（塚野・三浦, 1954）あるいは新期火山岩類（中川・田原, 1991）として一括されてきた鷹巣山安山岩（三浦ほか, 1971）または鉾島火山岩類（Nakagawa, 1998）に相当する岩体で、前者に貫入している。両者は、組成的に類似し、かつ分布が近接しているのみならず、福井市蓑町南側の海岸において北北西-南南東方向に延びた安



第3.24図 市ノ瀬流紋岩火砕岩の柱状図  
福井市蓑町の海岸。

山岩岩脈（おそらく国見岳火山岩と同時期の岩脈）に共に貫かれていることから、相前後して定置したと考えられる。本報告では層位が同じで組成が類似する岩体を市ノ瀬流紋岩の類縁岩体とした。市ノ瀬流紋岩の類縁岩体は、いずれも糸生層もしくは国見層を貫き、かつ国見層や荒谷層には存在しない岩石である。

**分布及び層厚** 福井市市ノ瀬町とその周辺地域及び福井市和布町から鮎川町にかけて分布する。市ノ瀬流紋岩と同様に、斑晶として石英、斜長石のほかに角閃石及びまたは黒雲母を含有する流紋岩は、福井市市ノ瀬町や福井市羽坂町周辺などにおいて小規模な流紋岩溶岩ドーム、あるいは北北西-南南東方向の岩脈をなして点在する。層厚は300～500m。

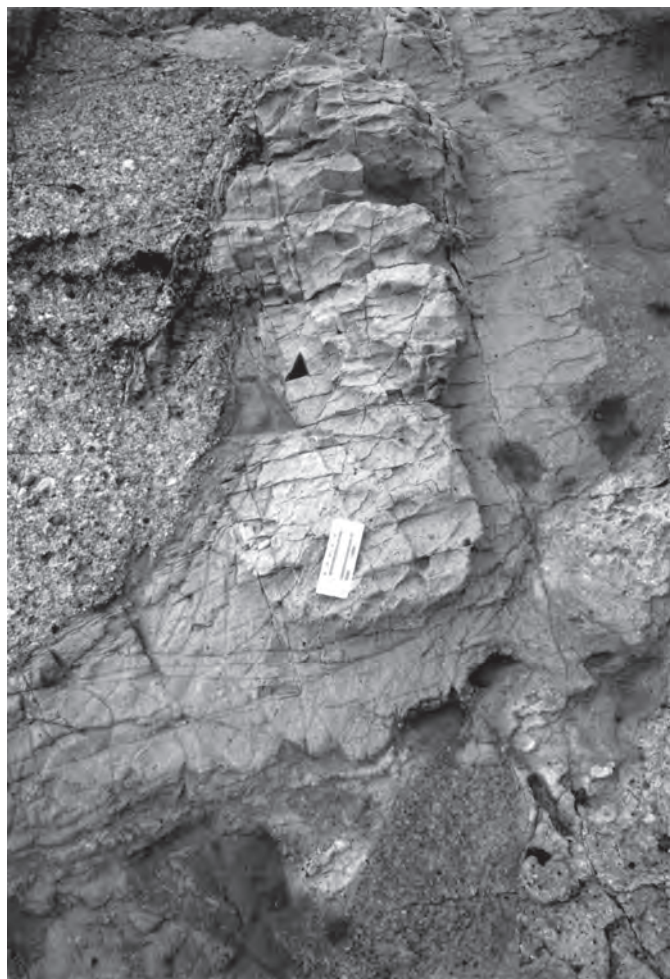
**岩相** 流紋岩軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩と黒雲母角閃

石流紋岩溶岩ドーム・岩脈からなる。

流紋岩軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩は、岩片に富んでおり厚さ数m以上に渡って無層理である場合や、級化成層している場合、あるいはそれらが交互に繰り返している場合がある。宮郷川の林道沿いでは、荒谷層の砂岩シルト岩泥岩を直接覆って、厚さ10mを超える細粒軽石火山礫凝灰岩が分布する。この火山礫凝灰岩は、無層理で、径1～3cm以下の泥岩シルト岩、砂岩、安山岩などの岩片を多数取り込んでいる。

福井市蓑町の海岸では、流動堆積単位が幾つか認められる（第3.24図）。それぞれの流動堆積単位の基底面は明瞭で塑性変形しており（第3.25図）、基底から数10cm～10数mの範囲を細粒火山礫岩または厚さ数mの火山灰に被覆されたガラス質の流紋岩や同質火砕岩の火山





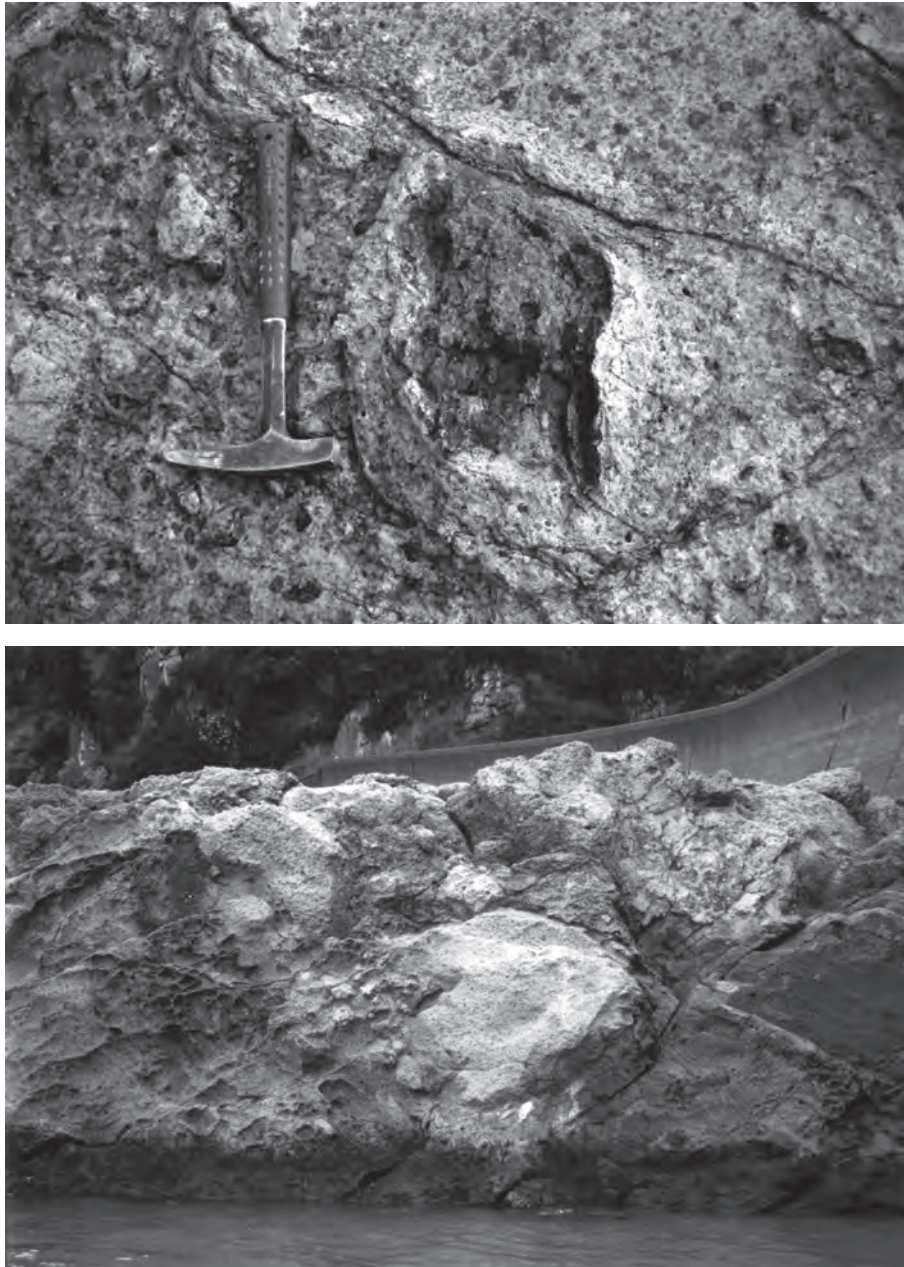
第 3.25 図 市ノ瀬流紋岩火砕岩を構成する流動堆積単位の境界  
福井市蓑町の海岸。細粒軽石火山礫凝灰岩（左側）と下位の凝灰岩（右側）との境界は明瞭でかつ塑性変形している。

礫～火山岩塊を大量に取り込み、無層理の、もしくは不明瞭ながら平行～波状層理層理を示す細粒軽石火山礫凝灰岩（第 3.26 図）が占め、上部を級化し、かつ平行～波状層理を示す細粒軽石火山礫凝灰岩が占める。成層した細粒軽石火山礫凝灰岩が厚いところでは、内部にチャンネル状の構造（第 3.27 図）が見えることもあり、流動堆積単位の上限は決め難いことがある。いずれにしても流動堆積単位の層厚は数 m を超える。基底面の塑性変形や火山灰付着火山岩塊の存在は、火砕流が水に濡れていたことを示唆する。

和布町から鮎川町にかけて分布する黒雲母角閃石流紋岩は、東北東に伸びた長径 2 km を超えるドームをなす。柱状節理が発達し、中心部の鉾島付近では、数 10 cm 角の柱状節理が顕著で（第 3.28 図）、グラノフィリック組織を示す。蓑町付近の流紋岩火砕岩との接触部では、これから派生したと思われるガラス質の流紋岩岩脈が流紋岩火砕岩に貫入しオフセットしている（第 3.29 図）。

**化石** 発見されていない。

**放射年代** 市ノ瀬町付近で採取した市ノ瀬流紋岩の流紋岩軽石火山礫凝灰岩試料 FUK114 についてジルコンのフィッシュン・トラック年代として  $15.7 \pm 1.4$  Ma の値が得られている（付表 1）。また、福井市和布町で採取した黒雲母角閃石流紋岩（試料番号 FUK-9、原記載では安山岩）と市ノ瀬町で採取した角閃石（？）黒雲母流紋岩（試料番号 FUK-3、原記載ではデイサイト）の全岩 K-Ar 年代として、それぞれ  $14.4 \pm 0.3$  Ma と  $15.3 \pm 0.3$  Ma の値が得られている（中島ほか、1990）。これらの放射年代値は、両者がきわめて近い時期に定置したとする上記の考え方を支持する。中島・水島（1984）は、市ノ瀬流紋岩の流紋岩軽石火山礫凝灰岩のジルコンのフィッシュン・トラック年代として  $11.1 \pm 1.5$  Ma の値を報告しているが、年代較正が行われていない点で疑問が残る。



第3.26図 市ノ瀨流紋岩火砕岩中の凝灰岩付着火山岩塊（上の写真）と流紋岩火砕岩岩塊（下の写真）  
福井市蓑町の海岸。ハンマーの長さは30 cm。流紋岩火砕岩岩塊の直径は2～3 m。

### 3.5 国見岳<sup>くに見だけ</sup>火山岩及び類縁岩体 (Kl, Kp, Kd)

**地層名** 三浦ほか (1971) の国見岳安山岩に相当するが、氏家・弘田 (1993) は、組成が玄武岩からデイサイトにまでまたがることを考慮して、国見岳火山岩類に改称した。煩雑さを避けるため、本報告では「類」として国見岳火山岩と呼ぶことにする。

**層序関係** 国見岳火山岩は、糸生層と国見層を不整合に覆う。類縁岩体は、市ノ瀨流紋岩以下の地層を貫き、または不整合に覆う。

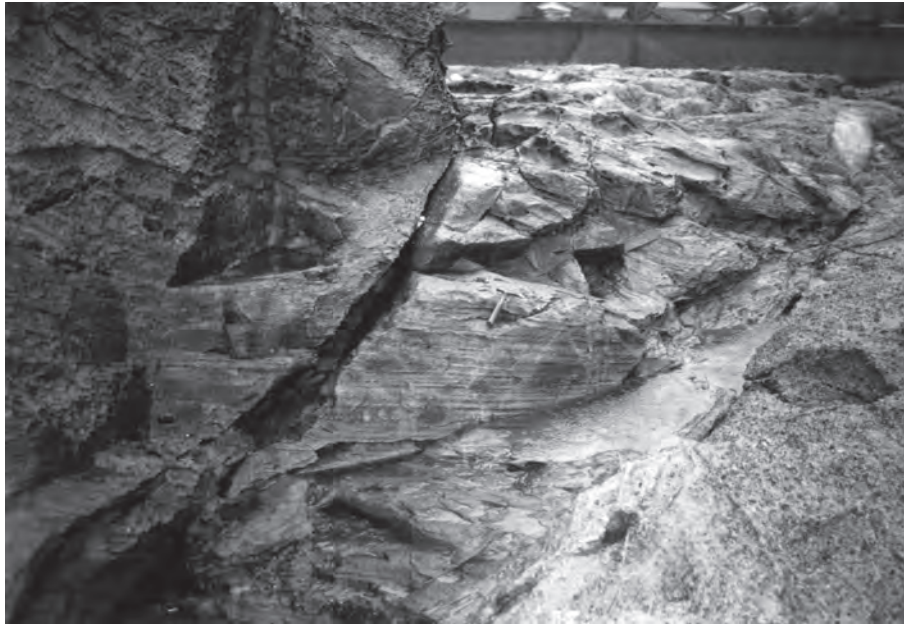
**分布及び層厚** 国見岳火山岩は、国見岳を中心とした6 km × 4 km の範囲に分布する。その基底面から国見

岳山頂までの標高差を層厚とみなすと、最大層厚は300 m 程度となる。類縁岩体は国見岳北側の高須山や朝倉山、はるか南方の福井市ガラガラ山 (旧越廼村)、越前町上糸生 (旧朝日町) 近くの金毘羅山などに点在する。

**岩相** 国見岳火山岩は、ソレライト質玄武岩～安山岩溶岩を主体とする火山岩体 (Kl) で、山頂付近と基底付近には同質の火砕岩 (Kp) が分布し、火山体の下部にデイサイトを伴う (氏家・弘田, 1993)。

基底付近の火砕岩は安山岩火山礫凝灰岩もしくは同質火山角礫岩で、露出が悪いため、産状は不明である。国見岳山頂付近では、厚さ0.2 m ないし2 m を超えるスコリア火山礫凝灰岩と厚さ0.2 m ～6 m の凝灰岩、厚





第 3.27 図 市ノ瀬流紋岩火砕岩中のチャンネル  
福井市蓑町の海岸。低角度のトラフ型斜交層理なす細粒軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩がチャンネルを埋め、右下の細粒軽石火山礫凝灰岩と接している。ハンマーの長さは 30 cm.

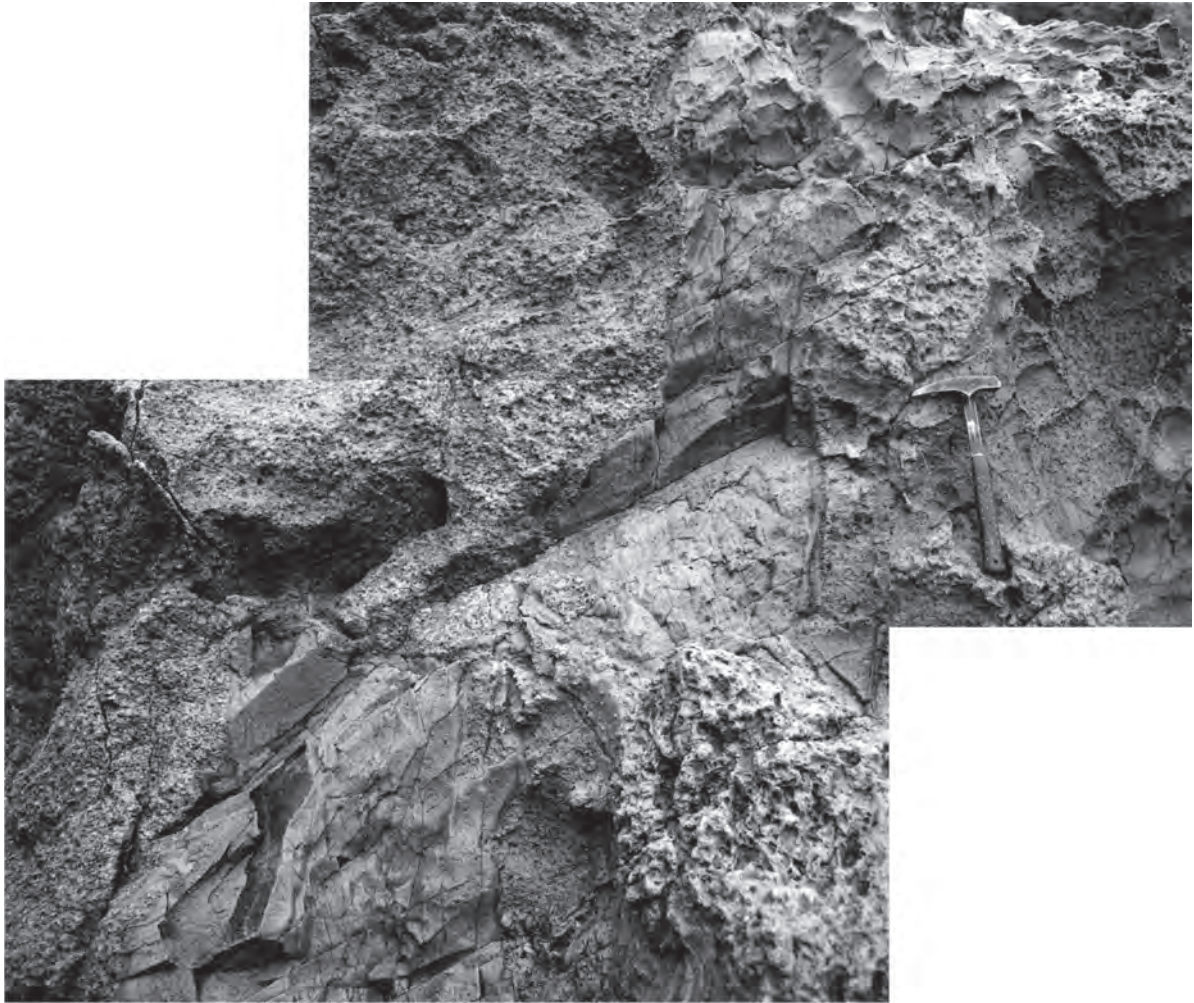


第 3.28 図 市ノ瀬流紋岩の流紋岩溶岩ドーム内部  
越前海岸鉾島。数 10 cm 角の柱状節理が発達し、柱に直交する方向に流理が認められる。

さ 4 m のアグルチネート、そして、厚さは不明だが赤褐色凝灰岩中に 1 m × 0.2 m 以下のスパターが点在する岩相も認められる。これらの岩石には目立った内部構造は認められないので、噴火口周辺に堆積した降下火砕堆積物と考えられる。

溶岩の個々の産状と厚さは不明である。ところどころ

高さにして 12 m を超える範囲で塊状を呈する露頭がある。いずれの露頭でも溶岩にジグソー割れ目など水冷破碎を示す構造は認められない。氏家・弘田 (1993) によれば、国見岳火山岩の玄武岩～安山岩の多くは、斑晶として斜長石 ( $An_{95\sim55}$ )、かんらん石、単斜輝石、斜方輝石を含む。かんらん石斑晶は自形で細粒単斜輝石の反応



第 3.29 図 市ノ瀬流紋岩火砕岩中の流紋岩オフセット岩脈  
 福井市蓑町の海岸。市ノ瀬流紋岩火砕岩中の流紋岩オフセット岩脈ハンマーの左側にある幅 30 cm 弱の流紋岩脈が左側にオフセットしている。これに対応する左下の岩脈の端はいずれも丸まっており、未固結の母岩に貫入した時にオフセットしたことが分かる。

縁に囲まれているが、例外なく緑色粘土鉱物などに置換されている。

国見岳北側の朝倉山や、はるか南方の福井市ガラガラ山、越前町糸生近くの金毘羅山などに点在する安山岩は、いずれも陸上に噴出した溶岩とそれに連続する岩株状の岩体で、斑晶として径 1～2 mm 以下の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、ときに角閃石を含む。

朝倉山と国見岳との間にある高須山や、その西側の和布、福井市街南側の清水と八幡山、同市大島町南側の丘陵に分布するデイサイト溶岩ドーム (Kd) は、いずれも径 5～10 mm 以下の単斜輝石斜方輝石安山岩～ひん岩または斜長石と単斜輝石、斜方輝石斑晶の集合を捕獲している。また、径 1～3 mm 以下の斜長石と角閃石の斑晶を含み、基質は微細な珪長質鉱物と不透明鉱物からなる。変質して、見かけが市ノ瀬流紋岩に似る場合があるが、捕獲岩もしくは捕獲結晶の存在で識別できる。

これらのほか、市ノ瀬町北側の道路沿いでは、玄武岩

質安山岩火山礫凝灰岩と同質の凝灰岩、火山礫岩が、数 100 m の範囲に市ノ瀬流紋岩を構成する火砕岩に囲まれて分布する。構成火砕粒子は様々な程度に発泡し多面体が多いことからマグマ水蒸気爆発起源と考えられ、また、堆積物は淘汰が良く級化成層している。本報告ではこれらの点を考慮して、この堆積物をマグマ水蒸気爆発によって開口した火道の充てん堆積物と考えた。流紋岩火砕岩中の巨大岩塊の可能性も考えられるが、これに類似する岩石は周辺の流紋岩火砕岩中には無い。

国見岳北側の沢を挟んだ尾根の二枚田川林道には市ノ瀬流紋岩の火砕岩を覆って玄武岩質安山岩アグルチネートが分布する。その分布範囲は限られており、その中を同質の岩脈が貫いていることから、火砕丘の断片と考えられる。

化石 発見されていない。

放射年代 中島ほか (1990) は、国見岳安山岩 (試料番号 FUK-4) について、 $15.0 \pm 0.4$  Ma の全岩 K-Ar



年代値を得ている。

### 3.6 玄武岩～デイサイト貫入岩 (B)

玄武岩～デイサイト貫入岩は玄武岩～安山岩（もしくは安山岩にきわめて近いデイサイト）組成の岩脈、シルまたは岩株として糸生層、国見層、荒谷層、もしくは市ノ瀬流紋岩を貫き、各地に点在する。岩脈の中には北東-南西を向くものと、市ノ瀬流紋岩類縁の岩脈と同様、北北西-南南東を向くものがある。北東-南西方向の岩脈の多くは糸生層から国見層までを貫き、一方、北北西-南南東方向の岩脈は市ノ瀬流紋岩まで貫いている。また、福井市柿谷において国見層を南北に貫く角閃石安山岩（デイサイト？）(FUK-6) 岩脈の全岩 K-Ar 年代として  $13.5 \pm 0.4$  Ma の値が得られている（中島ほか、

1990）。これらのことから、すべてではないにしても、前者は国見層堆積期までに貫入し、後者は市ノ瀬流紋岩以降、国見岳火山岩の時期に貫入したことを示唆する。

荒谷層中の安山岩シルについては、先に述べたように、全岩 K-Ar 年代として  $15.7 \pm 0.5$  Ma の値が得られており（中島ほか、1990）、国見岳火山岩とほぼ同時期に貫入した可能性が高い。また、中島ほか（1990）が国見岳安山岩として報告した試料番号 FUK-4 の全岩 K-Ar 年代値  $15.0 \pm 0.4$  Ma は、荒谷層中の安山岩シルのそれに近い。本報告では、これを採取した岩体が国見層中のシルであることを確認しており、国見岳火山岩とほぼ同時期に貫入したものと考えることができる。そのほかの塩基性のシルや岩株については、様々な層準に貫入しており、貫入時期を特定できるものは少ない。

(山本博文)

#### 4.1 高位河成段丘堆積物 (tfh)

本報告では本図幅地域南西部の丹生山地に分布する段丘堆積物のうち、<sup>しゅうどう</sup>宿堂層（北陸第四紀研究グループ、1969）及びD1段丘堆積物（岡島・山本、1995）と呼ばれた開析の進んだ段丘を構成する堆積物を高位河成段丘堆積物 (tfh) として記載する。<sup>おち</sup>越知川上流部の<sup>かみいと</sup>越前町上糸生（旧朝日町）から<sup>しゅうどう</sup>福井市宿堂町、<sup>にしべっしょ</sup>西別所町及び<sup>たきなみ</sup>滝波（旧清水町）周辺に分布する。層厚は厚いところでは約22 m認められる。糸生層を削り込み、これを不整合に覆っている（第4.1図）。

本堆積物は礫層、砂層、泥層からなり、下位ほど礫質である。礫層はやや円磨された径3～10 cmの垂角～垂円礫を主体とし、しばしばクサリ礫となっている。礫種は安山岩、流紋岩、砂岩、凝灰岩等であり、円磨され

たチャートを含む。本図幅地域南側の越前町朝日（旧朝日町）では泥層からはヒシ (*Trapa* sp.) やオニグルミなどを産出する（梅田・岡島、1996）。

本堆積物の時代は、図幅南側の越前町小倉（旧朝日町）で行われたボーリングにより、本層相当層から加久藤テフラ (Kkt) が産出している（岡島ほか、1998）ことから、中期更新世後半と考えられる。また、栗山ほか（2006）は高位段丘堆積物のうち、より低位の堆積物の年代を10～12万年前と推定しており、本図幅地域内においても一部の高位河成段丘堆積物の年代がこの時期まで新しくなる可能性がある。

本堆積物が構成する段丘面は開析を受け、丘陵状に波打っている。分布高度は北西側ほど高く、滝波では80～120 m、上糸生では100～150 m、宿堂周辺では150～200 m程である。



第4.1図 高位河成段丘堆積物の露頭  
福井市西別所町の造成工事現場。下位の糸生層を削り込み、これを不整合に覆っている。

第 4.1 表 海成段丘面高度

地 域	旧汀線高度 (m)			
	中位 I	中位 II	中位 III	低位
水切～砂子坂	—	12～15	—	—
石新保～川尻	37～42	29～33	—	—
西畑～糸崎	34～46	—	15～21	3.2～3.5 (亀島 7.0?)
北菅生～鮎川	84～90	62～68	48	4.5 (6～7?)
大丹生～小丹生	85～109	60～69	45～50	3.2～3.4
大味～茱崎	115～135	92～96	77	5.1～5.3
浜北山～八ツ俣	—	—	—	5.0～5.9

#### 4.2 中位河成段丘堆積物 (tfm)

本図幅地域南部の福井市末町から清水畑(旧清水町)、及び加茂内(旧清水町)から山内(旧清水町)にかけての山間盆地にまとまって分布している。岡島・山本(1995)の D2 段丘堆積物に相当し、層厚は所によって 10 数 m 以上認められ、糸生層を不整合に覆う。

本堆積物は礫層、砂層、泥層からなる。福井市平尾では基盤を覆う厚さ 4 m の砂層を挟む礫層が、山内では厚い泥層や砂層、礫層が認められる。また、福井市志津が丘(旧清水町)では、糸生層を覆って、安山岩と流紋岩の礫を主体とする厚さ数 m 以下の礫層と、これに重なり、砂層や泥炭層を挟む、厚さ 10 m 前後のシルト層とが認められる。シルト層からはコイ科魚類の咽頭歯(Yasuno, 1997)や齧歯類(安野, 1996)が報告されている。また、泥炭層からは昆虫化石やヒシ(*Trapa* sp.)などが産出する(安野, 1996)。

本堆積物の時代は、山内において本層直上を覆う大山倉吉テフラ(DKP)が産出することから、後期更新世と考えられる。

本堆積物が構成する段丘面は、小河川による開析を受け分断されているものの、比較的平坦面がよく残されている。分布高度は南部の山内周辺では 40～60 m であるが、北部の平尾周辺では段丘面が南東に緩く傾斜しており 50～100 m とやや高くなっている。

#### 4.3 低位河成段丘堆積物 (tfl)

本図幅地域の中・西部に点々と分布するごく小規模な高度の低い段丘を構成する堆積物で、未風化の礫を主体とする砂礫層からなる。礫は安山岩、流紋岩を主体としているが、大きさや円磨度は場所による変化が著しい。

堆積年代は後期更新世末期～完新世と思われる。低位河成段丘の段丘面は、多くの場所で人工地改変を受けているが、1966 年撮影の空中写真では平坦な段丘面が比較的よく残されている。

#### 4.4 中位 I 海成段丘堆積物 (tm<sub>1</sub>)

本図幅地域西部の越前海岸に沿って、北は福井市石新保町付近から南は大味町付近まで断続的に分布している。段丘面の陸側傾斜変換点の標高は、北側の福井市石新保町-和布町付近では 37～46 m、南側の北菅生町-鮎川町では 84～90 m、大丹生町-小丹生町では 85～109 m、大味町-茱崎町では 115～135 m と南西側ほど高くなっている(第 4.1 表)。段丘面の幅は福井市石新保町-和布町付近では 400～600 m、南側の北菅生町-鮎川町では 100～400 m、大丹生町-大味町では 100～200 m である。層厚は所によっては 10 m を超えるが、場所による層厚の変化が著しい。段丘面は福井市石新保町北東側で三里浜砂丘を構成する海岸砂丘堆積物に覆われるようになる。本堆積物は、主に砂層からなり、基底部に様々な厚さの礫層を伴うほか、ところにより泥層を挟む。礫は良く円磨されており、構成礫の大半を安山岩と流紋岩が占める。大味町では砂層中に良く円磨された径 20 cm 程の白色チャート礫も認められた。

本段丘堆積物を覆う赤褐色土壌中からは多くの地点で大山倉吉テフラ(DKP)及び始良 Tn テフラ(AT)が産出する。また、本段丘は後期更新世、酸素同位体ステージ 5c 期に対比される中位 II 海成段丘(約 10 万年前:後述)のすぐ上位に位置し、段丘面が広く、面の保存状態が比較的良い。これらの点から、本堆積物は、後期更新世、酸素同位体ステージ 5e 期の海成段丘(約 12.5 万年前)に対比できる。



#### 4.5 中位Ⅱ海成段丘堆積物 (tm<sub>2</sub>)

丹生山地北側から本図幅地域西部の越前海岸に沿って点々と分布している。段丘の陸側傾斜変換点の標高は、丹生山地北側の福井市水切町-砂子坂町付近では12～15 m、川尻町付近では29～33 m、鮎川町-小丹生町では60～69 m、大味町-茶崎町では92～96 mと中位Ⅰ段丘と同様に南西側ほど高くなっている(第4.1表)。段丘面の幅は水切町-菖蒲谷町付近では、開析により分断されているものの、全体で約1,500 mと幅広い。越前海岸沿いでは鮎川町-小丹生町で約500 mとやや幅広いが、他の多くの地点では100～200 m程度である。段丘面は緩く波打っているものの比較的平坦であり、緩く海側に傾斜している。和布町、鮎川町付近では後述するように活断層により段丘面が変位しており、一部で10 m以上、海側が高くなっている。

本堆積物は、国見層などの第三系を不整合に覆い、水切町-菖蒲谷町付近では古土壌を挟んで古砂丘堆積物に覆われている。砂層を主体とし、所により良く円磨された礫層を伴うほか、泥層を挟むことがある。礫は安山岩、流紋岩が大半を占める。白浜町では段丘面の陸側傾斜変換点付近にラミナの発達した砂鉄質の極粗粒砂層が認められる。福井市砂子坂町西側の水切町(第2.3図のLoc. 1)では、厚さ2 mを超える中粒～粗粒砂の上に厚さ30 cmのシルト、厚さ1 mの砂質シルト、厚さ50 cmの粗粒～中粒砂が順に重なり、これを黄褐色～赤褐色土壌が覆う。シルトと砂質シルトの間には三瓶木次テフラ(SK)が、黄褐色～赤褐色土壌には大山倉吉テフラ(DKP)が挟まれている。また、福井市砂子坂町北側の波寄町(第2.3図のLoc. 2)では、最上部の粗粒～中粒砂を厚さ30 cmの古土壌を挟んで粗粒～中粒砂からなる砂丘堆積物が覆う。古土壌には阿蘇4テフラ(Aso-4)及び鬼界葛原テフラ(Kkt)が含まれている。このような広域テフラの産出層序から本堆積物は、後期更新世、酸素同位体ステージ5c期の海成段丘に対比できる(山本ほか, 1996)。

#### 4.6 中位Ⅲ海成段丘堆積物 (tm<sub>3</sub>)

本図幅地域西部の越前海岸沿って、福井市蓑町、鮎川町、大丹生町、小丹生町、大味町付近に小規模に分布している。地質図では小規模な分布は省いてある。段丘の陸側傾斜変換点の標高は、中位Ⅰ段丘、中位Ⅱ段丘と同様に南西側ほど高く、蓑町で15～21 m、鮎川町で48 m、大丹生町-小丹生町で45～50 m、大味町で77 mとなっている(第4.1表)。

本堆積物は良く円磨された礫層、砂層を主体としている。福井市蓑町では、市ノ瀬流紋岩の軽石火山礫凝灰岩を不整合に覆う円礫層と薄い砂層を見ることができる。

酸素同位体ステージ5c期の中位Ⅱ海成段丘堆積物のすぐ下位に位置することから、後期更新世、酸素同位体ステージ5a期の海成段丘(8万年前)に対比できる可能性が高い。

#### 4.7 古砂丘堆積物 (osd)

古砂丘堆積物は本図幅地域北部の福井市水切町-菖蒲谷町付近において、中位Ⅱ海成段丘堆積物を覆って分布している。主に中粒砂からなる。堆積面は大きく波打っており、一部に大型の斜交葉理が認められる。層厚は厚いところで20 m程である。下位に位置する中位Ⅱ段丘堆積物との境界となっている古土壌からは阿蘇4テフラ(Aso-4)及び鬼界葛原テフラ(K-Tz)が、古砂丘堆積物を覆う黄褐～赤褐色土壌からはDKPが産出しており(第2.3図のLoc. 2)、本堆積物は後期更新世に堆積したと考えられる(山本ほか, 1996)。

#### 4.8 低位海成段丘堆積物 (tml)

本図幅地域西部の越前海岸沿いに断続的に分布する。段丘面の標高は4～6 mであり、平坦で緩く海側に傾斜している。段丘面とほぼ同じ高さに離水した海食洞、波食窪、波食棚が多数認められ、伊藤ほか(2002)は、本図幅内において標高3～6 mに旧汀線高度の認められる7つの離水海食洞を記載している。

本段丘を構成する堆積物は段丘面の大半が宅地や田畑として利用されているためほとんど露出していないが、海食洞内には良く円磨された中～巨礫からなる堆積物が観察できる(第4.2図)。

低位海成段丘の形成時期は、穿孔貝の<sup>14</sup>C年代値及び遺跡の年代等から17世紀中ごろ(山本・木下, 1999)と考えられる。

#### 4.9 砂丘堆積物 (c) 及び砂州・海浜堆積物 (b)

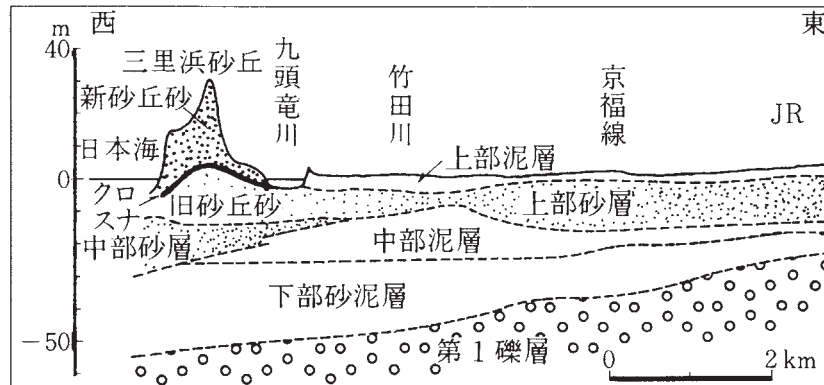
砂丘堆積物は淘汰の良い中粒～粗粒砂を主体とし、本図幅地域北西部において三里浜砂丘を構成している。三里浜砂丘は九頭竜川河口から南西に長さ約11 km、幅約1.5 kmの規模で広がり、3列に区分できる(藤, 1975)。昭和44年測量の国土地理院発行25,000分の1地形図「三国」では、福井市白方町北西に43.4 mの標高値が記されている。層厚は砂丘の最大標高43 mと、ボーリング調査により確認された基底面の標高-10 m(第4.3図: 三浦, 1988)から、厚いところでは50 m程あるものと推定される。

藤(1975)は三里浜砂丘の内砂丘列前面及び外砂丘列の下から弥生～古墳時代初期の土器の出土を報告している。また、三浦(1971)は、試錐試料に基づいて新砂丘





第4.2図 離水した海食洞と洞内の大礫  
福井市松蔭町。礫は良く円磨されている。



第4.3図 ボーリング資料から見た福井平野北部の断面 (三浦, 1988)

と旧砂丘を区分し、その境界部の腐食質砂層の<sup>14</sup>C年代として1,800～2,300 yBP及び約3,400 yBPという値を報告しており、この年代値に基づけば、縄文後期～弥生時代には砂州・砂丘は形成されていたことになる(第4.3図:三浦, 1988)。砂丘堆積物の年代は前述の遺跡の年代及び腐食質砂層の<sup>14</sup>C年代(藤, 1975;三浦, 1988)から完新世の堆積物と考えられる。

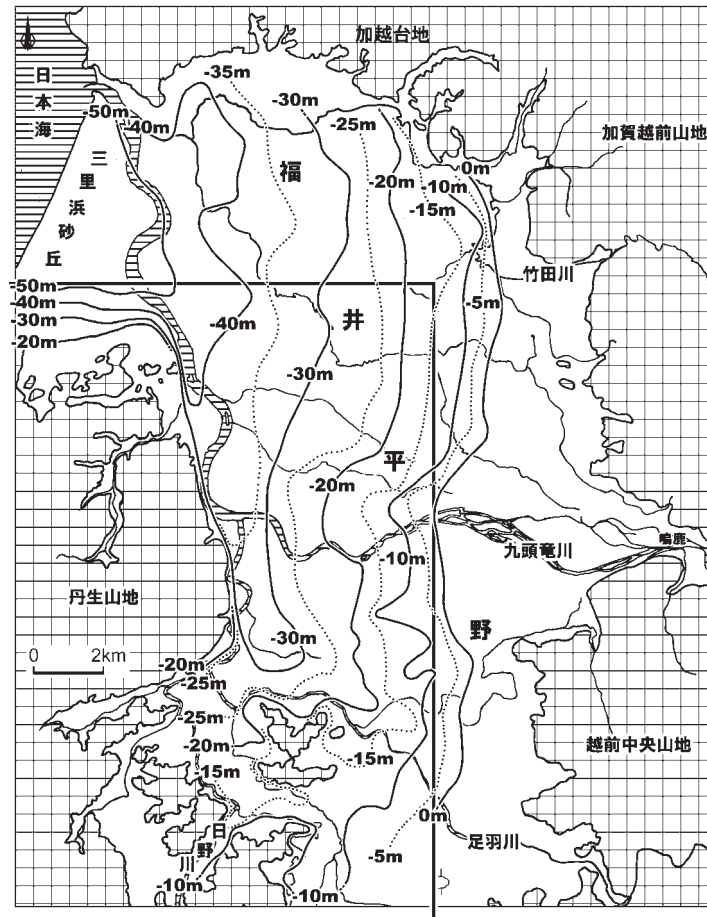
砂州・海浜堆積物は、北部では三里浜砂丘前面の海岸に広く分布しているが、中南部は岩石海岸となっているため、入り江等に小規模に点在するのみである。粒度は北部ではよく淘汰された粗粒砂を主体としている。

#### 4.10 扇状地堆積物 (f), 河川流路堆積物 (ar), 自然堤防堆積物 (al), 氾濫原堆積物及び谷底平野堆積物 (af)

本図幅地域東部には沖積低地である福井平野が広がっている。福井平野は、九頭竜川や足羽川、日野川などの

河川が供給する碎屑物によって埋め立てられた構造性的盆地であり、本報告では、その表層を覆う堆積物を、それぞれがなす特徴的な地形に基づいて、扇状地堆積物、河川流路堆積物、自然堤防堆積物、氾濫原堆積物に区分した。また、丹生山地の谷底低地を覆う堆積物は谷底平野堆積物とした。

扇状地堆積物は、本図幅地域東隣の永平寺図幅地域に主体があり、九頭竜川と足羽川が山間盆地から平野にさしかかるところに広がっている。氾濫原堆積物は、扇状地の先の福井平野に広く分布する泥質な堆積物であり、砂層や腐植層を扶む。河川流路堆積物は氾濫原域では砂層を主体とし、礫層、泥層を扶む。自然堤防堆積物は、主に細粒砂～シルト層から、扇状地堆積物は主に礫層、砂層からなる。谷底平野堆積物は礫層、砂層、泥層からなる。



第4.4図 福井平野の完新統基底面標高分布  
枠は福井幅地域の範囲を示す。

#### 4.11 福井平野地下の第四系

**層序・分布** 福井平野は南北方向に細長い沈降性の福武低地の北半部を構成しており、その地下には第四紀の未固結堆積物が厚く堆積している（第4.4図、第4.5図）。

福井平野地下の第四系は、北西部を中心に広く追跡できる第一礫層上面を境に完新統と更新統に区分される（北陸第四紀研究グループ，1969）。

完新統の基底面は全体としては西ないし西北西に傾斜し、平野北西部では標高-50 mに達している（第4.4図）。三浦（1988，1991）によれば、完新統は福井平野北西部では下部砂泥層、中部泥層（海成層）、上部砂層（汽水成層）、最上部泥層（陸水成層）に細分できる（第4.3図）。

中部泥層は縄文海進期に福井平野部の広い範囲に浅い湾（古九頭竜湾）が広がった時期の堆積物である。中部泥層の深度分布からすると古九頭竜湾は足羽山付近まで（三浦，1991），また国土地理院（2004）は、足羽山南側でも貝を含む軟弱な粘土・シルト層が存在しており、福井平野の奥まで及んだと推定している。一方、福井市が足羽山南約4 kmの福井市浅水町で行ったボーリング

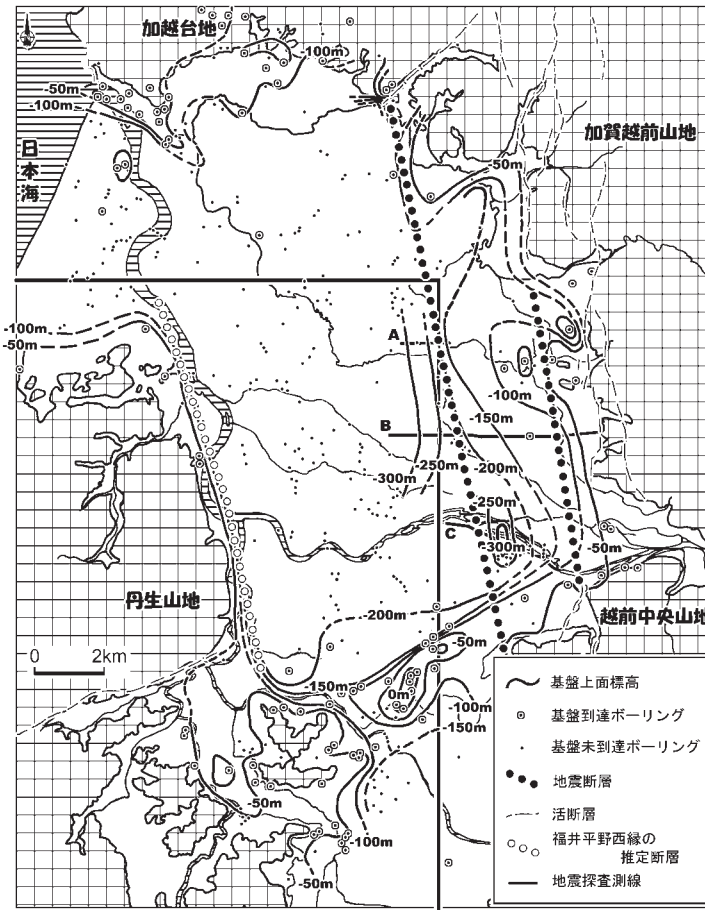
では海成層は認められず、古九頭竜湾は平野最奥部までは達していなかったと推定される。

古九頭竜湾は、その後の海面の低下、湾口部での砂州・砂丘の形成及び九頭竜川をはじめとする河川の埋め立てに伴って縮小していった。古墳時代には、福井平野北西部にまだ大きな湖沼が残されていたと推定されており（九頭竜川流域誌編集委員会，2000；建設省近畿地方建設局・建設省国土地理院，2000），江戸中期の元禄年間絵図にも福井市川西地区に「どす池」という湖沼が記されている。

第一礫層の下位に広がる更新統は泥層を主体とし、砂層と礫層を挟む。九頭竜川や足羽川の扇状地とその周辺では礫層が卓越する（三浦ほか，1971；廣内，2003）。更新統の層厚は完新統と同様に西側ほど厚く、最大で100 mを超える。

**基盤の形状** 福井平野下に広がる第四系の基盤の形状は、足羽山・丸山・旧松岡町市街地を境に北・中部域と南部域に分けることができる。

第4.5図に示されるように、北・中部域では基盤深度は深く、平野中央部から西部にかけては深さ100 mを



第 4.5 図 福井平野における第四系基盤標高及び断層分布  
 廣内 (2003) 等に最新のボーリングデータ，地震探査データ等を加えて編集。測線 A は天池・竹内 (1989)，  
 B は福井県 (1999)，C は井上・中川 (1999) による探査位置を，枠は福井県幅地域の範囲を示す。

超えるボーリングでもほとんど基盤に達していない。東部では、福井地震断層付近で基盤上面に数 10 m の段差が形成されているところもあるが、全体としては西へ徐々に深くなっている。福井県 (1998) による P 波反射法地震探査によると、基盤深度は西へ向かって段階状に変位し、基盤上面の標高は坂井市春江町境<sup>さかたけ</sup>為で -300 m に、天池ほか (1984) による田島川<sup>わかみや</sup>を横切る探査では、坂井市坂井町若宮で -300 m に達している。また井上・中川 (1999) による九頭竜川河川敷での探査では基盤深度を -250 ~ -300 m 付近に推定している。一方西縁部では北北西-南南東方向に延びる直線的な山地との境界を境として基盤深度が急激に深くなっている。この直線的な境界近傍で行われた幾つかのボーリングでは、標高 -75 ~ -95 m まで掘削しているにもかかわらず、基盤に到達していない。福井市街地周辺のボーリングデータでは、基盤上面の標高として -167 ~ -217 m という値が得られている。

足羽山-丸山-旧松岡町市街地付近では基盤深度が浅く、

所々で基盤岩が露出している。足羽山、丸山は中新世の火山岩類からなる孤立丘陵であり、丸山周辺及びその南西にかけては基盤上面の標高が -50 m より浅い地域が広がっている。丸山の南西約 1.5 km の福井市志比口南にはかつて平岡山<sup>ひらおかやま</sup>という孤立丘陵が存在していた。平岡山は明治 42 年測量の地形図では標高 33.7 m、東西 300 m 程の小丘として描かれ、1946 年撮影の空中写真にも写っているが、その後の福井市街地の拡大とともに削られ、消滅している。

平野南部域では、主に糸生層火山岩類からなる孤立丘陵が西部を中心に点在しており、平野と山地との境界線は入り組んだ形状を呈している。平野部でのボーリングデータは少ないが、福井市城東<sup>じょうとう</sup>の -137 m をはじめとし、-100 m より深い基盤分布が明らかになっている。孤立丘陵が分布すること及び平野部での 100 m を超える基盤深度からすると、基盤上面はかなり凸凹があると推測される。



## 第5章 地質構造

(山本博文・鹿野和彦・中川登美雄)

### 丹生山地及び周辺丘陵の地質構造

丹生山地及び周辺丘陵は主に前期～中期中新世の火山岩と堆積岩で構成されている。それらの一般走向は北東-南西で、これに直交する方向に緩やかに波曲している。大局的に見ると、丹生山地自体は東側斜面に軸跡をもつ地背斜をなし、その北東延長部は北北西-南南東方向の断層によって東側が落ちて沖積低地に没する。直接露頭で確認できる断層は少なく、その傾斜や変位量も明確ではないが、地層の分布と層理面の不連続から北東-南西方向の断層と、北北西-南南東方向の断層が多数存在すると考えられる。北東-南西方向の断層の傾斜は垂直に近く、見かけ上の変位は垂直方向で100 m以下、水平方向で200～1,000 mあるいはそれ以上ある。北北西-南南東方向の断層も同様に急傾斜しているが、変位量は北東-南西方向の断層よりも小さい。2つの方向の断層は西回りに60°開いて、共役関係にあるように見える。これらは国見岳火山岩をも切っており、中期中新世以降に顕在化したといえる。しかし、市ノ瀬流紋岩や国見岳火山岩が隆起した荒谷層以下の地層群を不整合に覆うことから、断層運動に関連する変形は市ノ瀬流紋岩や国見岳火山岩が噴出する頃には始まっていたと考えられる。一方、活断層もこれら二方向に伸びており(後述)、中期中新世以降現在に至るまで似たような応力場にあったことが示唆される。Itoh *et al.* (2002) は、島根半島から日本海南縁に沿って中央構造線とほぼ並行に伸びる活断層帯の存在を提唱し、その延長上に更毛断層(後述)があるとしている。この断層帯の一部とされる島根半島の宍道断層は、中期中新世の日本海開裂停止以降に形成された逆断層であるが、走向方向のずれ(変位量> 500 m)を伴っている(鹿野・吉田, 1985)。

### 活断層

本図幅地域は、活断層研究会(1991)によれば西縁をAないしB級の活断層が連なる敦賀湾-伊勢湾線地帯に区切られた中部山地と呼ばれる活断層区の北西部に位置している。中部山地では活断層の分布密度は大、主要断層の長さは50 km以上、主要断層の活動度はA、卓越する断層のタイプは横ずれ断層及び逆断層とされている。またGPS連続観測による地殻変動データから、新潟から神戸にかけて伸びる幅数10～200 kmの歪集中帯(新潟-神戸構造帯:Sagiya *et al.*, 2000; 鷺谷, 2001)が提唱されており、本図幅地域はその北西縁付近に位置している。

本図幅地域の東側、福井平野東部には福井地震断層、福井東側地震断層が北北西-南南東方向に伸び、平野東縁部はこれらに平行する剣ヶ岳断層、細呂木断層、松岡断層をはじめとする福井平野東縁の断層群によって直線的に区切られている(第5.1図)。また福井平野西縁でもこれらに平行な断層が北部に推定されている。一方、福井平野西側の丹生山地では更毛断層、宝泉寺断層をはじめとする北東-南西方向及び北北西-南南東方向に伸びる活断層があり、断層露頭も報告されている(活断層研究会編, 1980, 1991; 山本・加藤, 1997)。また丹生山地西側、越前海岸沿いでは敦賀湾-伊勢湾線の北端部、柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯の北部を構成している活断層群が沈降する海域と隆起する丹生山地との境界となっている。

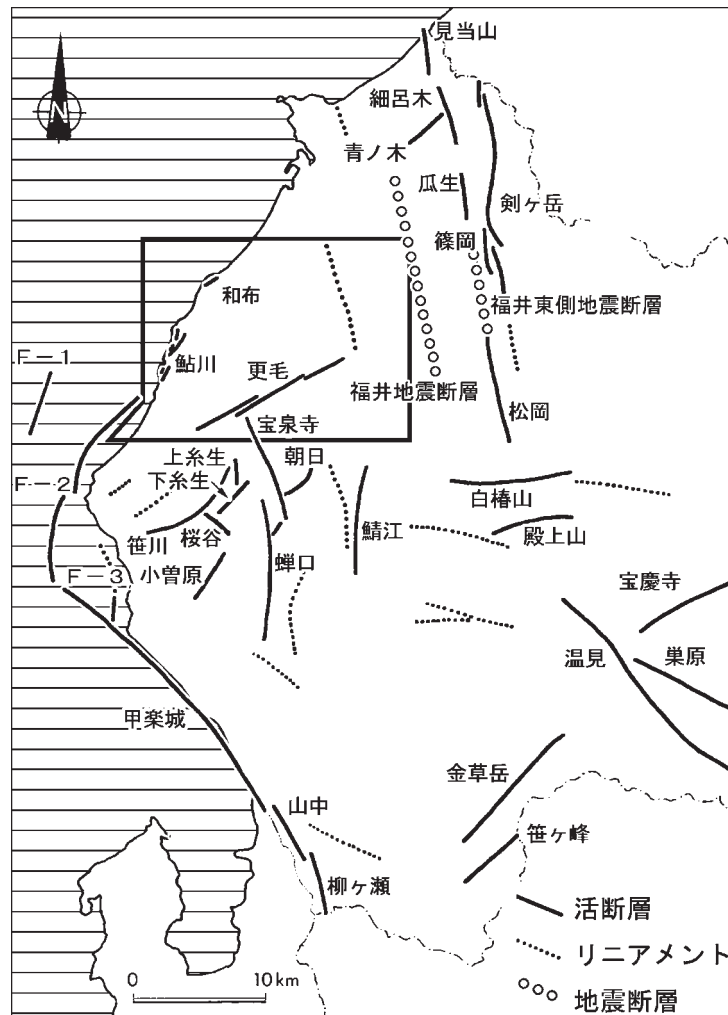
本図幅地域内には更毛断層、宝泉寺断層、鮎川断層、和布断層が分布している。福井地震断層は図幅北東端部付近をかすめており、越前海岸沿い及び福井平野西縁には活断層が推定されている。

### 福井地震断層及び福井東側地震断層

1948年6月28日、福井平野北部を震源とするマグニチュード7.1の福井地震が発生した。福井地震の際、地表部には明瞭な地震断層は現れなかったが、地割れの分布や測量結果から福井平野東部に福井地震断層及び福井東側地震断層が推定された(小笠原, 1949; Tsuya, 1950など)。

天池・竹内(1989)は、福井地震断層が通ると推定されている田島川を横切る測線において弾性波探査を行い、基盤構造や第一礫層などが田島川の両側で上下に違い違っていることを明らかにし、変位量は基盤で数10 m、第一礫層で10 m程度と変位の累積性が認められるとしている。また同地点で行われたボーリング調査では断層による地層の不連続は見出されていないが、累積的な層厚変化が認められている(岡本ほか, 1989)。福井県(1999)は、上記測線の2.5 km南側において、福井地震断層、福井東側地震断層を横切る長さ約6 kmのP波反射法弾性波探査及びボーリング調査を行っている。探査記録では、福井地震断層付近で基盤を覆う堆積層下部に層厚の累積的な変化が認められるが、反射面は連続しており、100 m以浅では断層による明瞭な変位は認められていない(衣笠ほか, 1999)。

平野の微地形をみると、福井平野を流れる中・小河川の流路は福井地震断層、福井東側地震断層付近で屈曲・直線状に並んでいる(第2.6図: 多田, 1970)。また九



第 5.1 図 福井県嶺北西部の活断層分布 (山本・加藤, 1997 に加筆)  
 枠は福井県幅地域範囲を示す。

頭竜川扇状地では扇頂部を中心に等間隔で同心円状を描くはずの等高線が、断層付近で間隔が狭くなり、直線状ないしやや東にくぼんだ形状をしている (第 2.6 図) など、地震断層が平野の微地形に何らかの変位を与えていると推定される。しかし弾性波探査結果等に見られるように、緩やかな幅広い変形となっている可能性が高く、断層を挟んで行った地形測量でも、耕地整備が進んでいることもあり、断層位置を明確にすることはできなかった。福井地震断層は図幅北東端をかすめる可能性が高いが、上に述べたように 5 万分の 1 縮尺の図上に示すだけの位置精度はなく、地質図には記していない。

福井平野東縁は福井地震断層に平行する剣ヶ岳断層、細呂木断層、松岡断層をはじめとする福井平野東縁断層帯に属する断層群によって直線的に区切られている。一方、平野西縁でもこれらの断層に平行な山地との直線的境界となっている。小林ほか (2001) は重力探査からこの境界付近に東落ちの断層を推定しており、基盤深度を見ても前述のようにこの直線的な境界を境に基盤上面の標高が -75 ~ -95 m 以深まで急激に深くなっている (第

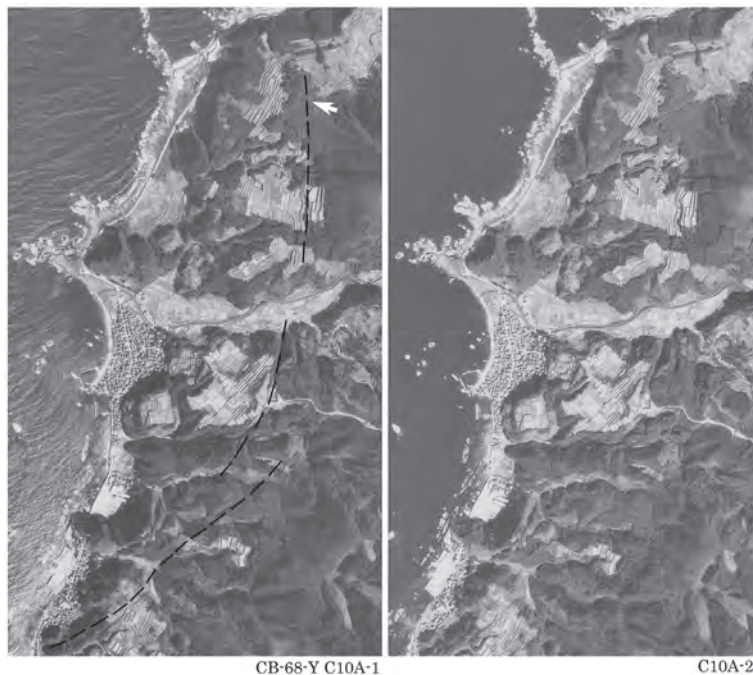
4.5 図)。この直線的境界に沿って踏査を行ったが、すぐ近傍を日野川、九頭竜川が流れていることもあり、断層露頭を見出すことはできなかった。平野西縁に推定されるこの断層の位置も正確な位置が分からないため、地質図には示していない。

#### 更毛断層

福井平野西側の丹生山地では、福井市水谷町から下市町にかけて東北東-西南西方向に延びる長さ 12 km の更毛断層が通っている。松田ほか (1976) はその付図において更毛断層を活断層であることが確実な断層の 1 つとして図示、活断層研究会 (1980) により更毛断層と命名されている。断層は北側の標高 200 ~ 450 m の山地と、南側の標高 100 ~ 200 m の丘陵地との境界となっており、活断層研究会 (1991) はこのような地形的差異と福井市更毛町~白滝町間での谷の屈曲から、北側隆起、右横ずれの活断層であり、その確実度は II、活動度は B ~ C としている。また Itoh *et al.* (2002) は福井市末町において中位河成段丘面の変形 (1.6 m の南東側隆起) を、



第5.2図 福井市西別所町の造成工事現場に出現した活断層露頭  
断層南側（写真左）は高位河成段丘堆積物，北側（写真右）は風化した糸生層の凝灰岩となっている。



第5.3図 福井市鮎川町周辺の空中写真  
点線は鮎川断層を，白矢印は第5.4図の断層露頭位置を示す。

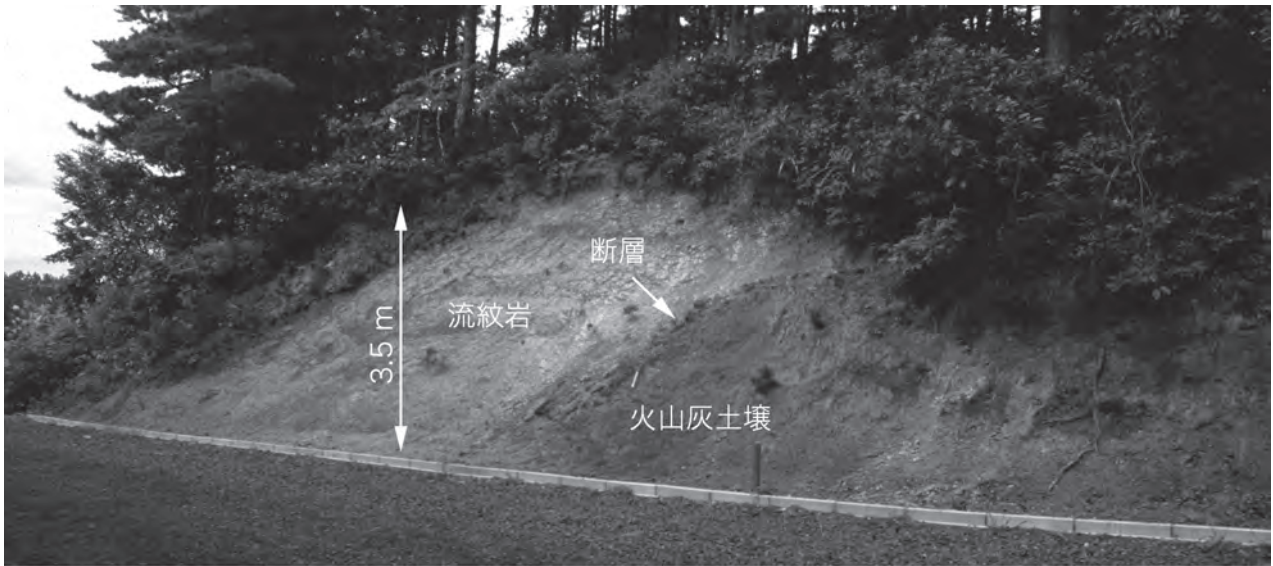
また，西別所町において活断層露頭を報告している。西別所町の露頭は造成工事現場に現れたものであり，北西側の糸生層凝灰岩と南東側の高位河成段丘堆積物が断層を挟んで接している（第5.2図）。高位河成段丘堆積物には断層による引きずり変形が認められ，見かけ10数mの北西側隆起となっている。露頭での断層面は明瞭でなく，最近の変位があったかどうかは判然としない。

同様な断層露頭は白滝町の農道脇でも観察される。

#### 宝泉寺断層

宝泉寺断層は福井市清水畑から越前町朝日（旧朝日町）にかけて，北北西-南南東方向に延びる長さ約9 kmの活断層である。村井・金子（1975）はこの断層を左横ずれ断層として図示し，活断層研究会（1980）が宝泉寺断





第 5.4 図 福井市鮎川町北部の中位 I 海成段丘上の農道脇に現れた断層露頭



第 5.5 図 福井市和布町における離水した波食棚（左）及び離水した岩礁に残されていた穿孔貝（カモメガイ）の遺骸（右）

層と命名している。活断層研究会（1991）は低断層崖、谷の屈曲、谷の閉塞等から確実度Ⅱ、活動度 B～C、西側隆起、左横ずれの活断層であるとしている。本図幅地域内には宝泉寺断層北部が分布している。福井市清水畑では河成中位段丘面が直線的な小崖を境に東側が 4～6 m 高くなっており、笹谷では直線的な山地と平地（河成中位段丘面）との境界となっている。大山倉吉テフラ（DKP）が堆積物直上を覆う河成中位段丘面が 4～6 m 変位していることからすると、活動度は B～C 級と考えられる。

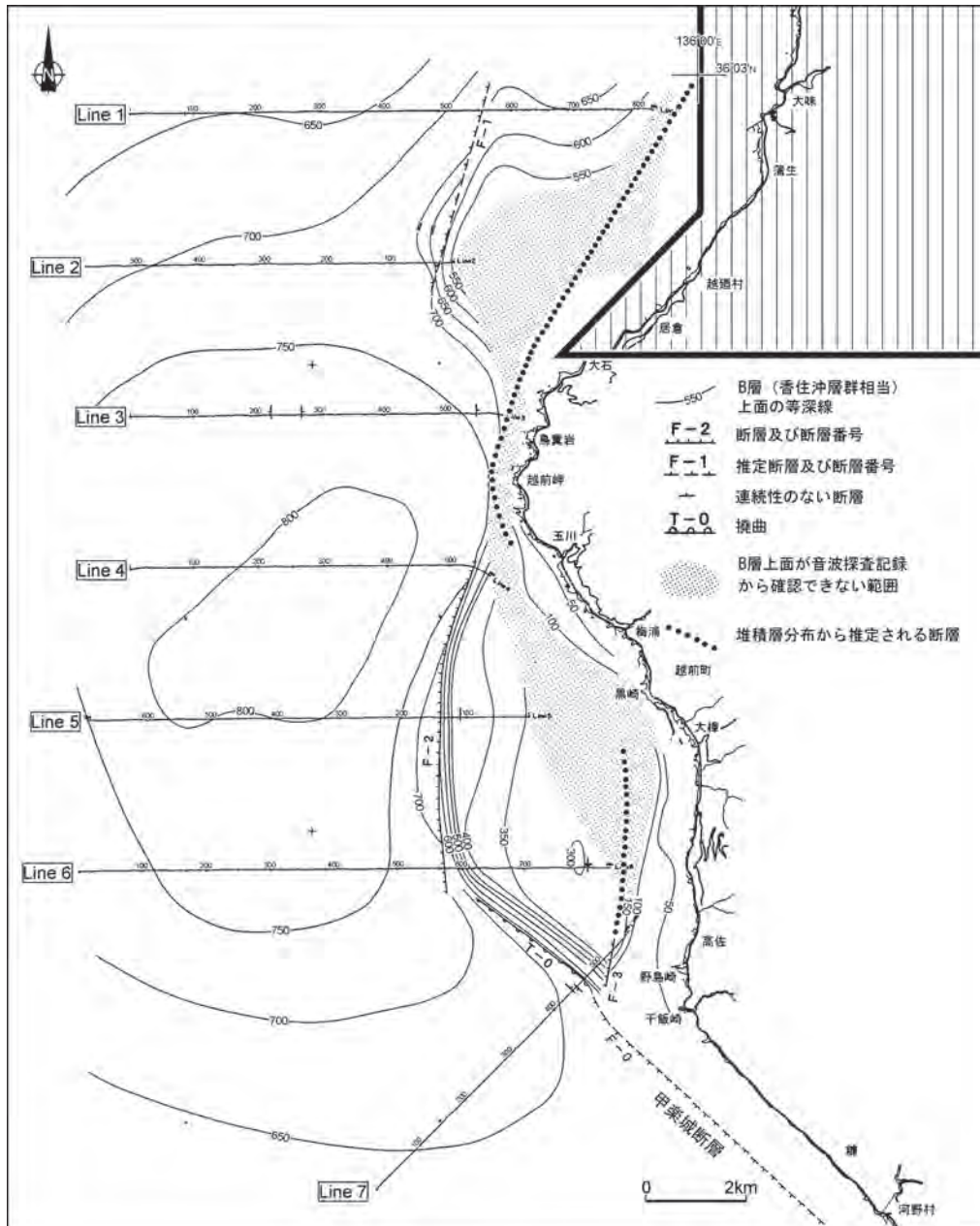
#### 鮎川断層

鮎川断層は福井市南菅生町南方から小丹生町にかけて南北ないし北北東-南南西方向に延びる海成段丘面を変位させている活断層であり（第 5.3 図）、太田（1973）により報告され、活断層研究会（1980）により鮎川断層

と命名されている。この断層により鮎川町南では中位Ⅱ海成段丘面が 12～15 m、小丹生町南西でも 7～13 m 海側（西側）が高くなっている（太田，1973）。断層露頭としては、鮎川町北部の中位Ⅰ海成段丘面上の農道脇で見出されており、風化した基盤岩と段丘面を覆う火山灰質土壌が断層を境に接している（第 5.4 図）。活動度は中位Ⅱ海成段丘面が 7～15 m 食い違っているとして、ことからすると B～C 級と考えられる。

#### 和布断層

和布断層は福井市和布町付近において東北東-西南西方向に延びる長さ約 1 km の活断層であり、活断層研究会（1980）により命名されている。福井市和布町では中位Ⅱ海成段丘面が小急崖を境として比高 4～5 m 北西側が高くなっており、C 級の活動度と考えられる。



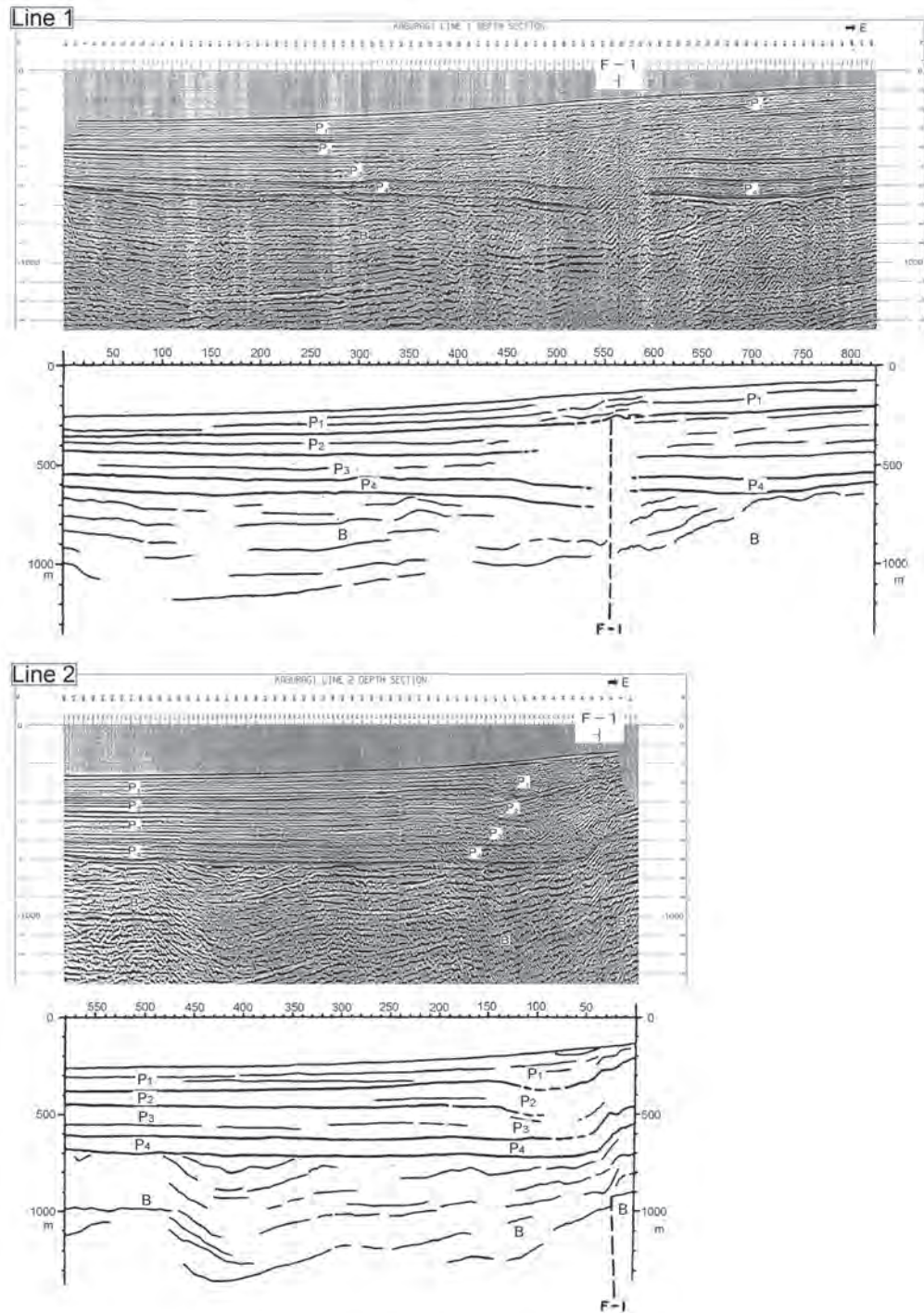
第 5.6 図 越前海岸沖で福井県が行ったマルチチャンネル音波探査測線、香住層群上面第四系基底深度分布及び活断層位置  
福井県（1997）に加筆。太線で囲まれた縦線部が福井県幅地域。

### 越前海岸沿いの推定断層

越前海岸沿いには東側隆起の断層群が推定されている。海岸部には海成段丘、離水したノッチ・ベンチ等（第 5.5 図）が何段も認められ、中位海成段丘群から求めた平均隆起速度は最大で 1 m/1,000 年を超えている（山本ほか, 1996）。一方、越前海岸沖の若狭湾及びその北側の海域には、浸食平坦面を不整合に覆うほぼ水平な更新・完新統 T2 層が、厚いところでは 600 m 以上の厚さで堆積している。浸食面は緩く東に傾斜しており、その深度は越前岬沖では 800 m を超えており、この海域が全体として東に傾動・沈降していることを示している（第 5.6 図：Yamamoto, 1993；山本ほか, 2000）。

この隆起する丹生山地と沈降海域との境界に位置しているのが、越前海岸沿いに通っている柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯北部の断層群であり、福井県が行ったマルチチャンネル音波探査によって海岸近くを通る幾つかの断層が捉えられている（第 5.6 図）。本図幅地域西側では Line 1, Line 2 の 2 本の測線に沿って探査が行われている。福井市大味町西方約 2.5 km の地点まで行われた探査（Line1）では断層は捉えられていないが、測線の陸側東端部でも浸食面の深度は 600 m 近くあり、これを厚さ 500 m を超えるほぼ水平な T2 層が覆っている（第 5.7 図）。このような形状から、断層はこの測線東端と海岸の間に存在すると考えられる。その南、浜北山町沖約





第 5.7 図 福井県が行った本図幅地域西側, Line 1, Line 2 測線のマルチチャンネル音波探査記録 (福井県, 1997)  
 測線位置は第 5.6 図参照. B は第三系香住沖層群に, P<sub>1</sub> ~ P<sub>4</sub> は第四系鳥取沖層群 T2 層にほぼ相当する.  
 陸に近い測線東端部でも数 100 m の厚さの第四系が堆積しており, 主たる断層は測線東端と陸との間に推定される.

5 km まで行われた探査 (Line 2) でも主要な断層は捉えられていないが (第 5.7 図), 同様に測線東端と海岸との間に断層が存在すると考えられる. 断層の平均変位速度は, 福井市大味町付近の海成段丘面から推定される平均隆起速度が 1.0 ~ 1.2 m/1,000 年であること, 断層西側は, 数 100 m の厚さの更新・完新統が浸食平坦

面を覆う沈降域であることからすると A 級の活動度を持つことは確実である. 最新の活動時期は, 最も低位の離水した岩礁に付着していた穿孔貝 (第 5.5 図) の <sup>14</sup>C 年代値, 及び離水海食洞中の遺跡の年代から 17 世紀の中頃と考えられる (山本・木下, 1999).

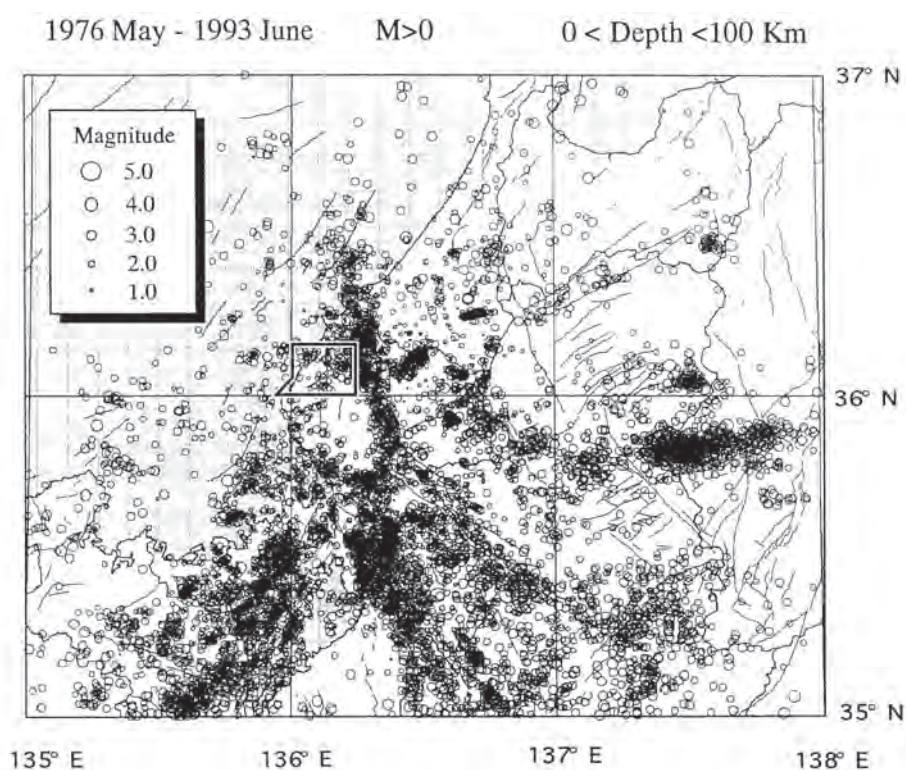


## 第6章 地震活動

(山本博文)

平野ほか (1994) によれば、本図幅地域周辺の地震活動は、福井地震断層・福井平野東縁断層帯から南東の温見断層、根尾谷断層へと活動の活発な領域が带状に伸びている (第 6.1 図)。震源の深さは 20 km 以下であり、深さ 8 km 付近にピークを持っている。発震機構から求められた主圧縮 (P 軸) 方向は福井地震断層周辺では北

西-南東から西北西-東南東方向を示している。図幅周辺には越前海岸沿いの断層群、更毛断層、宝和泉断層、鯖江断層等の活断層や推定活断層が分布するとされているが、これらの断層に沿っては、地震活動はあまり活発ではない。



第 6.1 図 本図幅地域及び周辺地域の震央分布図 (平野ほか, 1994)  
枠は福井図幅地域の範囲を示す。

## 第7章 応用地質

(山本博文・鹿野和彦・中川登美雄)

### 7.1 鉱床

#### 金属鉱床

本図幅地域内で知られている金属鉱床は杉谷鉱山の金鉱床のみである。

杉谷鉱山は、福井市南部の杉谷集落に近い丘陵地に位置する。清島・熊谷 (1954a) によれば、鉱床は含金石英脈で緑色凝灰岩中 (糸生層デイサイト火砕岩) の割れ目を充てんする。鉱脈は幅 0.5 m で、走向 N10°-25° E 方向に約 60 m、傾斜 70° SE 方向に約 50 m を超える範囲に分布している。黄鉄鉱が散在し石英に充てんされた脈に晶洞が多数あり、その中に微細な自然金が散在する。鉱山の資料によれば、含金量 400 ~ 700 g/t の高品位部があったという。現在鉱山は事実上廃止されている。清島・熊谷 (1954a) が調査した 1952 年当時、鉱山はすでに休止中であったという。

#### 天然ガス

福井平野地下の上部砂礫層 (第 1 礫層) からメタンを主とする天然ガスの徴候が認められる。しかし、その埋蔵量はわずかとみられ採掘には至っていない。

#### 亜炭

丹生山地北部の国見層・荒谷層に厚さ 0.3 ~ 0.7 m 以下の亜炭層が局所的に挟まれている。第二次世界大戦前後にこれを盛んに採掘し化石燃料として利用した。いまは放置され、かつて採掘されていた場所もほとんど確認できない状況にある。そのため、清島・熊谷 (1954b) の記録にある札山炭鉱以外の炭鉱については、地質図に位置を示すことはできなかった。

### 7.2 石材・砕石

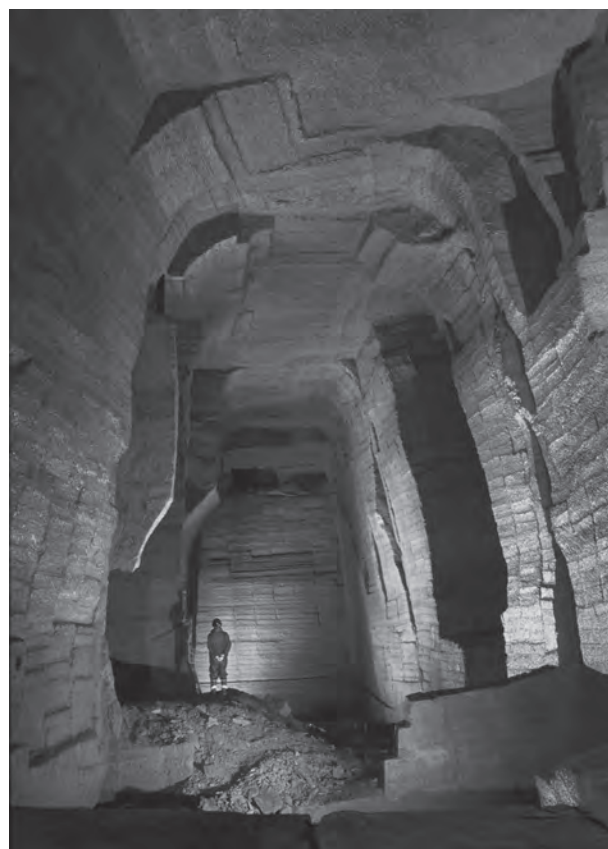
本図幅地域内には、福井市大島町のデイサイト溶岩ドームや柿谷周辺のデイサイト岩脈 (いずれも国見岳火山岩類縁岩体)、福井市下一光町や国見町東方の安山岩シル、ガラガラ山の安山岩 (国見岳火山岩類縁岩体) など中新世の火山岩を対象に砕石を採掘した箇所がいくつかある。いずれも規模は小さく、現在も盛んに採掘しているのは、福井市大矢町の安山岩貫入岩のみである。

福井市浜別所と西畑町の流紋岩軽石火山礫凝灰岩 (市ノ瀬流紋岩)、国山町のデイサイト軽石火山礫凝灰岩 (糸生層) などは、かつて石材として採掘されていたが現在

は見る影もない。比較的採掘規模が大きかったのは、福井市街に近い足羽山のデイサイト軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩 (糸生層) と越前町 (旧朝日町) 別畑町の玄武岩 ~ 安山岩火山礫凝灰岩・凝灰岩 (糸生層) で、石垣や土台、石仏、墓石などに利用されてきた。

足羽山のデイサイト軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩は、<sup>しやく</sup> 筧谷石として知られている (吉澤, 1976; 小村, 2001)。大谷石に似て青緑色を呈し、きめが細かく軟らかで加工し易いため、古墳時代には石棺にも使われた。江戸時代以降は昭和 20 年代まで坑道を掘って盛んに採掘されたが (第 7.1 図)、採掘が進むにつれて良質なところが少なくなり、坑道が崩落する危険が増したため、1999 年を最後に、採掘は中止されている。2005 年 8 月 16 日には、地下に多数の坑道が走る足羽山西墓地公園で直径深さとも 30 m にわたって陥没する事故が起きている。

越前町別畑町の玄武岩 ~ 安山岩火山礫凝灰岩・凝灰岩



第 7.1 図 足羽山北側、セツ尾口から入る地下の採石場跡。尺六の大きさにノミで切り出した跡が壁一面に見える。写真提供・掲載許可: 福井市映像文化センター。



第7.2図 越前町別畑町の採石場  
竖坑を使って採掘している。

は採掘規模が小さいが、露頭堀が進み、現在は竖坑を使って細々と採掘されている（第7.2図）。

### 7.3 温泉

本図幅地域内の温泉は、 $\text{Na-SO}_4$  泉とアルカリ単純温泉が多い（第7.1表）。天谷・藤温泉以外はボーリング掘削によって開発されており、温泉水は600～1,500 mの深さから汲み上げている。

### 7.4 自然災害

福井県で発生した自然災害については、服部ほか

（1997）にまとめられている。これによれば、近年本図幅域に大きな被害をもたらした自然災害としては、度重なる水害、雪害及び地震災害がその主なものである。

### 水害

九頭竜川水系における水害の記録は、宮越（1968）（第7.3図）、九頭竜川流域誌編集委員会（2000）等にまとめられている。

明治時代の本図幅域を襲った水害の主なものとしては明治18年（1885年）、明治28年（1895年）、明治29年（1896年）、明治32年（1899年）の洪水をあげることができる。九頭竜川流域誌編集委員会（2000）によれば、明治18年の洪水では6月30日より暴風雨となり、九頭



第7.1表 福井県幅地域内の温泉一覧

温泉名	所在地	泉温 (°C)	湧出量 (l/min)	泉 質
楢原温泉	福井市南樽原町	25.1	380.0	アルカリ性単純温泉
佐野温泉	福井市水切町	56.1	280.0	Na-SO <sub>4</sub> 泉
大安寺温泉 2号井	福井市天菅生町	53.1	386.0	Na-Ca-SO <sub>4</sub> 泉
東安居温泉	福井市金屋町	27.4	88.0	Ca-Na-SO <sub>4</sub> 泉
湊町温泉	福井市湊 2丁目	39.7	279.0	Na・Ca-Cl・SO <sub>4</sub> 泉
鷹巣温泉	福井市蓑町	51.2	140.0	アルカリ性単純温泉
金井学園温泉	福井市菅谷 1丁目	47.7	650.0	Na・Ca-SO <sub>4</sub> ・Cl 泉
夢想湯	福井市開発町	42.1	47.0	アルカリ性 Na-SO <sub>4</sub> 泉
福井温泉自然の湯	福井市開発町 1丁目	40.4	55.0	Ca・Na-SO <sub>4</sub> ・Cl 泉
福井温泉	福井市順化 1丁目	35.0	94.1	アルカリ性単純温泉
天谷温泉	越前町(旧朝日町)天谷	25.0	17.0	Na-SO <sub>4</sub> 泉
藤温泉	越前町(旧朝日町)天谷	14.8	10.6	アルカリ性冷鉱泉
水仙の里温泉	福井市(旧越廼村)居倉町	42.0	150.0	単純温泉
健康の森温泉	福井市(旧清水町)真栗町	45.6	71.0	Na-SO <sub>4</sub> ・HCO <sub>3</sub> 泉

福井県健康福祉部 食品安全・衛生課(2004)生活衛生・食品衛生事業概要 平成 16 年度版などに基づいて編集。

竜川をはじめ諸河川が増水し、九頭竜川右岸の福井市森田付近の堤防が決壊、九頭竜川右岸平野部の氾濫原、三角州の大半が浸水した。明治 28 年の洪水は 7 月 25 日より暴風雨となり、その後の 29 日河川の水位が上昇、堤防を越水・破堤させた。8 月 5 日に再び強雨があり、九頭竜川の堤防が破堤した。明治 29 年の洪水は明治 18 年の洪水を上回るものになった。台風通過に伴い、9 月 8 日風雨が強まり、各河川の水位が上昇、各所で越水・破堤した。浸水域は九頭竜川左岸の扇状地面、竹田川中流域の氾濫原の一部を除く足羽川以南の福井平野のほとんど全域にわたった。福井市では床上 6 尺 (1.8 m) 以上、所によっては軒まで水位が達した。明治 32 年の洪水では、9 月 6 日から降り始めた雨は 8 日午前には暴風となり、日野川、足羽川上流で激しい降雨を記録し、福井市をはじめ広い範囲で洪水の被害を被っている。九頭竜川水系ではこれらの大洪水を機に明治 33 年 (1900 年) より洪水防御を目的に築堤・掘削工事が行われ、水害発生の頻度は低下した。

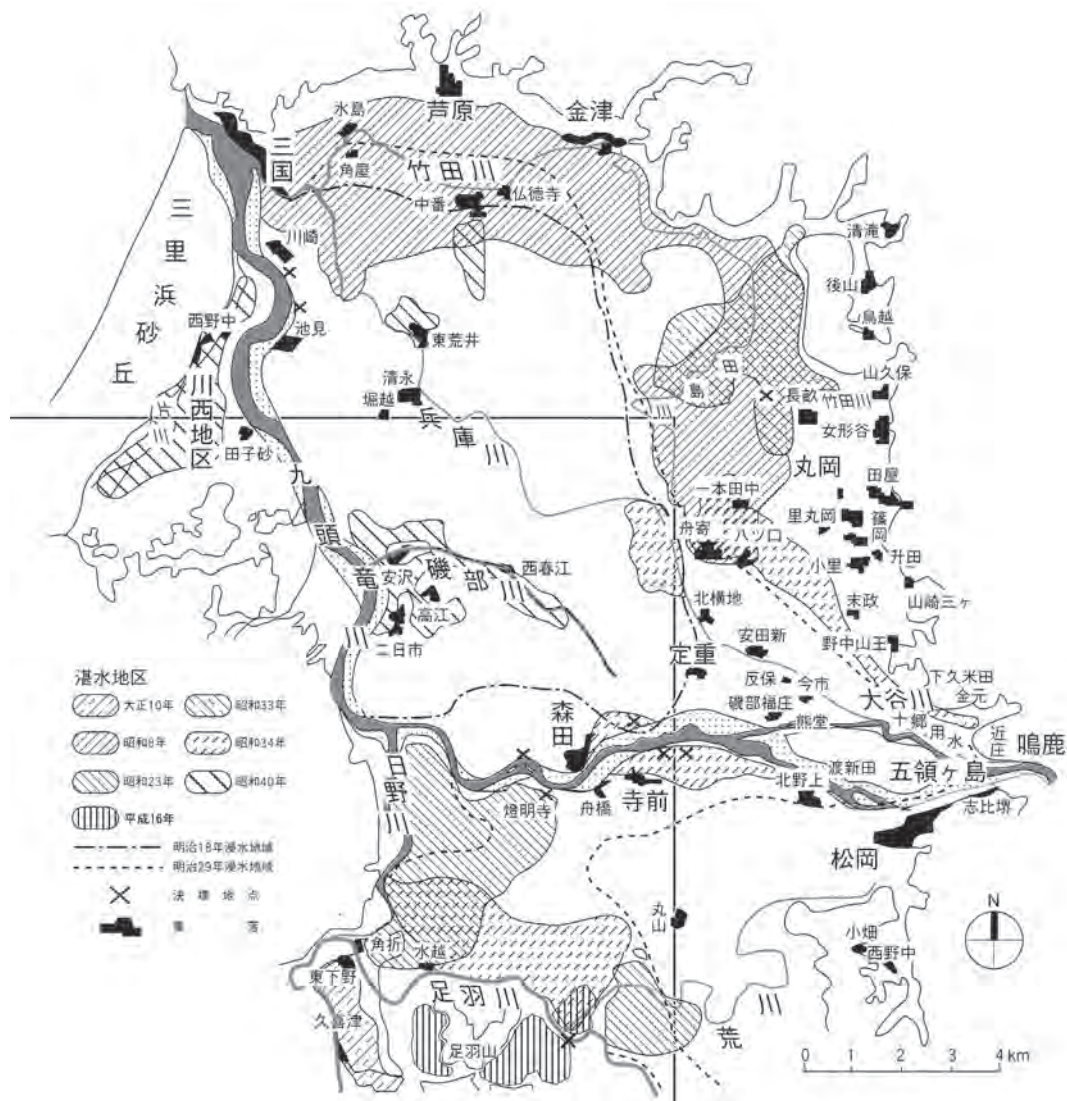
昭和の福井平野の洪水については、昭和 23 年 (1948 年)、昭和 28 年 (1953 年)、昭和 34 年 (1959 年)、及び昭和 56 年 (1981 年) の豪雨災害が知られている。九頭竜川流域誌編集委員会 (2000) によれば、昭和 23 年に発生した福井地震により、九頭竜川・日野川・足羽川の堤防は 1～4 m 沈下し、その結果同年 7 月の集中豪雨により九頭竜川左岸、福井市燈明寺で約 300 m にわたって

破堤し、濁流は福井市街北西部に押し寄せ、市街地の北西部一帯は 2.0～2.4 m 浸水した。昭和 28 年 (1953 年) には台風 13 号により前線が刺激され、上流域で 300 mm を超える豪雨となった。このため福井市三郎丸付近の日野川右岸で約 20 m にわたっては破堤した。昭和 34 年 8 月には前線と台風 7 号による豪雨のため、福井市片山付近の日野川左岸が約 60 m にわたって決壊した。

平成における主な洪水としては平成 16 年 (2004 年) 福井豪雨が挙げられる。服部ほか (2005) 及び山本 (2007) によれば、7 月 18 日未明から福井県嶺北地域に降り始めた梅雨末期の雨は次第に激しさを増し、気象速報によれば足羽川中流の旧美山町では午前 6 時 10 分からの 1 時間降水量が 96 mm、福井市では 8 時 01 分からの 1 時間降水量が 75 mm に達した。池田・美山両地域で降った雨により、足羽川の水位は急激に上昇し、正午過ぎより福井市中心部で幅約 900 m にわたって越流が発生した。越流発生から約 1 時間半後の午後 1 時 34 分ごろ、幅約 50 m にわたって破堤。流入した濁流は道路が主な流路となって西～南へと広がり、深いところでは 1.5 m を超える浸水となった。この豪雨による被害は死者・行方不明 5 名、全壊 66 世帯、床上浸水 4,052 世帯であった。

#### 雪 害

雪害の主なものとしては三八豪雪、五六豪雪がある。三八豪雪は服部ほか (1996)、福井新聞社 (1991) によ



第7.3図 福井平野における浸水被害分布  
 宮越（1968）に基づいて九頭竜川流域誌編集委員会（2000）が作成した図に加筆。枠は福井  
 図幅地域の範囲を示す。

れば、昭和37年の年末から降り出した雪がこの冬初めての本格的な雪となり、平野部20～30cm、山間部50～60cmの降雪となった。昭和38年1月11～12日はこの冬初めての大雪となり2日間降雪は平野部で50cm前後、山間部で100cm前後であった。23日～26日にかけては嶺北地方で豪雪となり、この4日間の降雪量は平野部で130～160cm、山沿い・山間部で200～300cmとなった。31日には福井市で213cmに達し、1897年福井気象台創設以来の記録となった。この豪雪により福井県では死者は25人、家屋全潰623棟に達した。

五六豪雪は昭和55年の年末から昭和56年の1月半ばまでに3回にわたり大寒波が襲来し、福井市では1月15日に196cmを記録した。この豪雪による死者は15名に達した。

### 地震災害

地震災害としては昭和23年（1948年）の福井地震がある。福井地震は6月28日午後4時13分、福井平野北部浅所を震源とするマグニチュード7.1の内陸地震である。この地震による死者は3,769名、家屋全壊は36,000戸以上、焼失家屋は3,851戸に達した。特に福井市内では鉄筋コンクリート造り6階建ての大和百貨店が倒壊し、市中心部は一面の焼け野原となった。住家全潰率を見ると、平野中心部で100%の集落がいくつも見られ、旧春江町、旧坂井町（現在はともに坂井市）を中心に80%以上、福井平野のほぼ全域で60%を超えていた（第7.4図：小笠原，1949；北陸震災調査特別委員会，1951；吉川，1996など）。このほかに図幅域を震源とする被害地震としては1639年の地震（M～6.0）があり、福井城



第7.4図 福井地震時の住家全潰率分布  
北陸震災調査特別委員会（1951）に基づいて宇佐美（1996）が作成した図に加筆。福井平野の形状に沿って全潰率60%を超える範囲が広がっている。枠は福井圏幅地域の範囲を示す。

が破損している（宇佐美，1996）。

#### 地すべり

本図幅地域内の丹生山地ではいくつかの地すべり・土石流が発生している。服部ほか（1996）によれば、昭和14年（1939年）12月14日、福井市五太子（旧西安居村）に起こった山崩れで家屋7戸が倒壊し、死者15名が出ている。昭和47年（1972年）12月2日には土砂採取に起因する山崩れが福井市金屋町の安居山で発生し、家屋

全壊1戸、家屋半壊1戸、家屋一部損壊2戸の被害が生じた。昭和55年（1980年）8月20日の地すべりでは、福井市下一光町の通称三本松山で約2haの地すべりが発生し、1日最高160mmの移動を記録している。

#### 土石流

土石流で大規模なものは知られていないが、昭和14年（1939年）12月4日に五太子山で発生した土石流（山崩れ）では14名の死者が出た。



## 文 献

- 天池文男・竹内文朗 (1989) 福井地震断層の弾性波探査. 月刊地球, vol. 11, p. 19-21.
- 天池文男・竹内文朗・春日 茂・古川信雄・平野憲雄 (1984) 地震波探査により推定された福井地震断層とその地震学的考察. 地震, 第2輯, vol. 38, p. 441-452.
- 東 洋一 (1979) 福井県丹生山地より産出する中期中新世のチャート. 地質学雑誌, vol. 85, p. 1-9.
- 東 洋一 (1985) 福井県丹生山地北西部の中新統層序一特に新たに見出された中期中新世の不整合について一. 福井県立博物館紀要, no. 1, p. 1-17.
- 東 洋一・古市洋子 (1976) 古糸生湖の植物と古地理. 福井市立自然科学博物館博物同好会会報, no. 23, p. 1-5.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: Bronnimann, P. and Renz, H.H. eds., *Intern. Conf. Planktonic Microfossils, 1st, Geneva, 1967, Proc. I.*, p. 199-422.
- 藤井昭二・粕野義夫・中川登美雄 (1992) 北陸地域における新第三系層序対比と新第三紀古地理. 地質学論集, no. 37, p. 85-95.
- 藤 則雄 (1975) 北陸の海岸砂丘. 第四紀研究, vol. 14, p. 195-220.
- 福井県 (1997) 柳ヶ瀬断層帯(柳ヶ瀬断層, 山中断層, 甲楽城断層)に関する調査成果報告書. 福井県, 165 p.
- 福井県 (1998) 福井平野東縁断層帯に関する調査(剣ヶ岳断層, 細呂木断層, 篠岡断層, 松岡断層, 福井地震断層, 福井東側地震断層) 成果報告書. 福井県, 153 p.
- 福井県 (1999) 福井平野東縁断層帯に関する調査(剣ヶ岳断層, 細呂木断層, 篠岡断層, 松岡断層, 福井地震断層, 福井東側地震断層) 成果報告書. 福井県, 83 p.
- 福井県健康福祉部 食品安全・衛生課 (2004) 生活衛生・食品衛生事業概要 平成16年度版. 福井県, 58 p.
- 福井新聞社 (1991) 福井県大百科事典. 福井新聞社, 1167 p.
- 服部 勇・東 洋一 (1996) 5万分の1土地分類基本調査「大野」, 表層地質図及び各論, 表層地質図. 福井県, p. 18-32.
- 服部 勇・西村真希・西尾裕子 (1996) 福井県における自然災害のリスト. 福井大学積雪研究室研究報告「日本海地域の自然と環境」, no. 3, p. 91-136.
- Hattori, I., Umeda, M., Nakagawa, T. and Yamamoto, H. (1996) From chalcidonic chert to quartz chert; diagenesis of chert hosted in a Miocene volcanic-sedimentary succession, central Japan. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 66, p. 163-174.
- 服部 勇・山本博文・荒井克彦 (2005) 平成16年7月福井豪雨および豪雨災害の概要. 平成16年7月新潟・福島, 福井豪雨災害に関する調査研究 平成16年度科学研究費補助金(特別研究促進費(1)) 研究成果報告書, p. 103-105.
- 服部 勇・山本博文・田中和子・西尾裕子 (1997) 福井県における自然災害年表. 日本海地域の自然と環境, 福井大学積雪研究室研究紀要, no. 4, p. 111-141.
- 平野憲雄・西上欽也・竹内文朗・渡辺邦彦・安藤雅孝 (1994) 北陸地方の地震活動の時間変化. 京都大学防災研究所年報, no. 37 B-1, p. 343-364.
- 広岡公夫・奥出恒夫・西村 進 (1972) 福井県丹生山地火山岩の古地磁気. 福井大学教育学部紀要(II), no. 22, p. 1-15.
- 廣内大助 (2003) 福井平野東縁地域の活構造と地形発達史. 地質学評論, vol. 76, p. 119-141.
- 北陸第四紀研究グループ (1969) 北陸地方の第四系. 地団研専報, no. 15, p. 263-297.
- 北陸農政局 (1982) 坂井平野の微地形区分. 広域農業開発基本調査九頭竜川水系地区報告集, 67 p.
- 北陸震災調査特別委員会 (1951) 昭和23年福井地震震害調査報告. 288p.
- 藤岡一男 (1955) 福井市及びその近辺の国見累層産植物化石. 福井市理科部会・福井市立郷土自然科学博物館(編集) 福井県産化石図譜第6集, p. 1-13.
- 藤岡一男 (1963) 阿仁合型植物群と台島型植物群. 化石, no. 5, p. 39-50.
- 井上直人・中川康一 (1999) 福井地震断層付近の地下構造調査. 地震, 第2輯, vol. 52, p. 161-169.
- 磯見 博・今井 功・井上昭二・伊田一喜・金原均二・片田正人・河合正虎・河田清雄・河野義礼・黒田和男・斎藤正次・坂本 享・角 靖夫・鈴木達夫・関根良弘・野沢 保・広川 浩・水野篤行・村山正郎・山田直利 (1958) 50万分の1地質図幅「金沢」. 地質調査所.
- 伊藤大輔・木下慶之・山本博文 (2002) 越前海岸にみられる海食洞と旧汀線高度について. 福井大学教育地域科学部紀要第2部 自然科学, no. 54, part 2, p. 19-46.
- Itoh, Y., Tsutsumi, H., Yamamoto, H., and Arato, H. (2002) Active right-lateral strike-slip fault zone along the southern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, no. 351, p. 301-314.
- Itoigawa, J. (1991) Miocene sedimentary basins and molluscan faunas in Southwest Japan. *Proceedings of shallow Tethys 3, Sendai, 1990, Saito Ho-on Kai Spec. Pub.*, no. 3, p. 295-302.
- 鹿野和彦・原山 智・山本博文・竹内 誠・宇都浩三・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (1999) 20万分の1地質図幅「金沢」. 地質調査所.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編集 (1991) 日本の新生界層序と地史. 地質調査所報告, no. 274, 114 p.

- 鹿野和彦・吉田史郎 (1985) 境港地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 57 p.
- 糸野義夫・三浦 静 (1956) 鮎川付近. 福井市理科部会・福井市立郷土自然科学博物館編, 福井県産化石図譜第 1 集—改訂一, p. 1-18.
- 糸野義夫・山田一雄 (1989) 5 万分の 1 土地分類基本調査「大聖寺・三国. 永平寺 (石川県分)」, 表層地質図及び各論. 石川県, p. 22-33 + 表層地質図 1 葉.
- 活断層研究会 (編集) (1980) 日本の活断層. 東京大学出版会, 363 p.
- 活断層研究会 (編集) (1991) 新編・日本の活断層—分布図と資料一. 東京大学出版会, 437 p.
- 河合正虎 (1956) 飛騨山地西部における後期中生代の地殻変動—第 1 報 (荒島岳南方山地の地質学的研究) 一. 地質学雑誌, vol. 62, p. 559-573.
- 建設省近畿地方建設局・建設省国土地理院 (2000) 近畿地方の古地理を訪ねて—近畿地方の古地理に関する調査報告書一. 124 p.
- 衣笠善博・荒井克彦・鳥海 勲・山本博文・安藤雅孝・平野憲雄 (1999) 福井平野下の活断層について (序報). 地震, 第 2 輯, vol. 52, p. 171-176.
- 清島信之・熊谷博光 (1954a) 敦賀郡下金, 満庵鉱床, 南条郡二ツ屋鉱山, 足羽郡杉谷鉱山調査. 地下資源の全貌 1951-1953 調査報告, 福井県経済部商工課, p. 77-84.
- 清島信之・熊谷博光 (1954b) 足羽郡下, 札山炭鉱探鉱指針について. 地下資源の全貌 1951-1953 調査報告, 福井県経済部商工課, p. 84-87.
- 小林直城・平松良浩・河野芳輝・竹内文朗 (2001) 重力異常による福井平野の 3 次元基盤構造の推定—福井地震およびその周辺の活断層との関係一. 地震, 第 2 輯, vol. 54, p. 1-8.
- 工業技術庁地質調査所 (監修) (1955) 福井県地質図 (20 万分の 1) 及び同説明書. 福井県, 34 p.
- Koizumi, I. (1988) Early Miocene proto-Japan Sea. *J. Paleont. Soc. Korea*, vol. 4, p. 6-20.
- 国土地理院 (2004) 1:25,000 土地条件図「福井」. 国土地理院.
- 小村良二 (1982) 福井県丹生山地, 天王川上流域の水系変化—河岸段丘による検討一. 地質調査所月報, vol. 33, p. 133-140.
- 小村良二 (2001) 近畿の石材 (切石) —笏谷石一. 地質ニュース, no. 565, p. 35-41.
- 栗山健弘・吉田英一・山本博文・勝田長貴 (2006) 河岸段丘礫の表面風化に見る酸化フロントの形成とその移動速度. 地質学雑誌, vol. 112, p. 136-152.
- 九頭竜川流域誌編集委員会 (2000) 九頭竜川流域誌. 九頭竜川水系治水百周年記念事業実行委員会, 905 p.
- 松田時彦・岡田篤正・藤田和夫 (1976) 日本の活断層分布図およびカタログ. 地質学論集, no. 12, p. 185-198.
- 松丸国照・東 洋一・竹山憲市 (1979) 福井県丹生山地の中新統からの *Miogypsina*, *Operculina* の発見とその意義. 地質学雑誌, vol. 85, p. 771-774.
- 松尾秀邦 (1972) 北陸に分布している“台島型植物群”について. 金沢大学教養部論集, vol. 9, p. 81-98.
- 三浦 静 (1971) 5 万分の 1 土地分類基本調査「福井」, 表層地質各論. 経済企画庁, p. 1-19.
- 三浦 静 (1979) 北陸地方新第三系下部の火山層序について. 地質学論集, no. 16, p. 149-155.
- 三浦 静 (1983) 5 万分の 1 土地分類基本調査「三国」, 表層地質図及び各論. 福井県, p. 24-30 + 表層地質図 1 葉.
- 三浦 静 (1988) 第 4 章 第四系, 5.2 北陸地域, (7) 福井県北部地域. 日本の地質 5「中部地方 II」, 共立出版, p. 152-154.
- 三浦 静 (1991) 福井県の地形・地質概観. 三浦 静教授退官記念論文集, p. 1-9.
- 三浦 静・東 洋一 (1974) 北陸積成区における中新統に関する諸問題. 福井大学教育学部紀要 (II), no. 24, p. 15-25.
- 三浦 静・服部 勇・東 洋一 (1984) 5 万分の 1 土地分類基本調査「鯖江・梅浦」, 表層地質図及び各論. 福井県, p. 26-33 + 表層地質図 1 葉.
- 三浦 静・服部 勇・東 洋一 (1996) 5 万分の 1 土地分類基本調査「越前勝山・白山」, 表層地質図及び各論. 福井県, p. 18-29 + 表層地質図 1 葉.
- 三浦 静・糸野義夫・中川登美雄 (1988) 第 3 章 新第三系, 4.2. 北陸区の新第三系, (6) 石川県南部—福井県地域. 日本の地図 5「中部地方 II」, 共立出版, p. 113-114.
- 三浦 静・塚野善蔵・黒田和男 (1971) 5 万分の 1 土地分類基本調査「福井」, 表層地質図. 経済企画庁.
- 三浦 静・吉澤康暢 (1987) 5 万分の 1 土地分類基本調査「大聖寺」, 表層地質図及び各論. 福井県, p. 15-19 + 表層地質図 1 葉.
- 宮越博輔 (1968) 福井平野における水害の研究. 人文地理, vol. 20, p. 232-248.
- 村井 勇・金子史朗 (1975) 琵琶湖周辺の活断層系. 地震研究所彙報, vol. 50, p. 93-108.
- Nagane, S. (2001) Facies analysis of the early to early middle Miocene syn-rifting succession in the Echizen coast, Fukui Prefecture, Japan. Master Thesis, University of Tsukuba, 39 p. + 21 tables + 8 figures.
- 中川登美雄 (1989) 福井県丹生山地北部の中新統, 国見累層産潮間帯性貝類化石群集. 福井県立博物館紀要, no. 3, p. 23-45.
- Nakagawa, T. (1998) Miocene molluscan fauna and paleoenvironment in the Niu Mountains, Fukui Prefecture, central Japan. *Science Report, Inst. Geoscience, Univ. Tsukuba, Sect. B.*, vol. 19, p. 61-185.
- 中川登美雄 (2002) 福井県丹生山地の国見層 (中期中新世) から産出した *Geloina* 化石. 福井市自然史博物館研究報告, no. 49, p. 79-82.
- 中川登美雄・田原憲博 (1991) 福井県丹生山地北部中新統の岩相層序. 三浦 静教授退官記念論集, p. 11-27.

- 中川登美雄・梅田美由紀 (2000) 地学散歩一歩いてみよう越前海岸. 福井市自然史博物館, 36 p.
- 中川登美雄・山本博文・新井房夫・岡島尚司 (1995) 福井県丹生山地の段丘堆積物から見い出された始良 Tn 火山灰および大山倉吉軽石層とその意義. 第四紀研究, vol. 34, p. 49-53.
- 中島正志・林 昌代・中川登美雄 (1991) 中新世における西南日本の2段階回転運動. 三浦 静教授退官記念論集, p. 105-119.
- 中島正志・水島聡子 (1984) 北陸地方の *Miogypsina-Operculina* 層準のフィッション・トラック年代. 地質学雑誌, vol. 90, p. 667-670.
- 中島正志・森本祐一郎・鈴木由紀江・渡邊 勇・三浦 静 (1983) 福井県第三系のフィッション・トラック年代. 福井大学教育学部紀要 (II), no. 33, p. 53-65
- 中島正志・沢田順弘・中川登美雄・林 昌代・板谷徹丸 (1990) 福井県北部新第三系の K-Ar 年代と古地磁気—西南日本ブロックの回転に関して—. 岩鉱, vol. 85, p. 45-59.
- 小笠原義勝 (1949) 福井地震の被害と地変. 地理調査時報, 特報 2, p. 1-13.
- 岡島尚司・山本博文 (1995) 福井県丹生山地における河川系の変遷 (予報). 福井大学積雪研究室研究報告「日本海地域の自然と環境」, no. 2, p. 1-8.
- 岡島尚司・山本博文・中川登美雄・新井房夫・西田史朗 (1998) 福井県丹生山地から見出された加久藤テフラ (Kkt) とその意義. 地球科学, vol. 52, p. 225-228.
- 岡本拓夫・天池文男・安藤雅孝・竹内文朗・前沢広道・義江修二・中田 高 (1989) 福井地震断層周辺でのボーリング調査. 地球, vol. 11, p. 26-30.
- 岡村喜明・安野敏勝・高橋啓一 (2001) IV 足跡化石. 越廼村哺乳類足跡化石調査委員会編集, 福井県越廼村の哺乳類足跡化石. 福井県越廼村教育委員会. p. 16-41.
- 太田陽子 (1973) 海成段丘面上の活断層—丹生山地西縁および佐渡ヶ島の例—. お茶の水地理, vol. 14, p. 10-15
- 鷺谷 威 (2001) 日本列島を貫く歪の集中帯 新潟—神戸構造帯, サイスマ, no. 5, p. 12.
- Sagiya, T., Miyazaki S. and Tada T. (2000) Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure and Applied Geophysics*, vol. 157, p. 2303-2322.
- 白竹武夫・水野幹司 (1980) 越前海岸における野外観察の一考察—エチゼンオオスッポンの発見とその周辺の古環境について—. 福井県教育研究所紀要, no. 77, p. 87-89.
- 藪部龍一 (1936) 7万5千分の1地質図幅「大聖寺」及び同説明書. 地質調査所, 65 p. + 英文要旨 8 p.
- 藪部龍一 (1939) 7万5千分の1地質図幅「福井」. 地質調査所.
- 多田文男 (1970) 国土基本図で微地形を読む—昭和23年の福井地震断層の追跡—. 地図, vol. 8, p. 25-27.
- 竹山憲市 (1989) 福井県の中新統国見累層より産出したシカ類化石. 福井県立博物館紀要, no. 3, p. 9-21.
- 竹山俊雄 (1933) 越前丹生山地北部の新第三紀層. 地球, no. 20, p. 202-207.
- 寺田和雄 (2001) VI 木材化石. 越廼村哺乳類足跡化石調査委員会編集, 福井県越廼村の哺乳類足跡化石. 福井県越廼村教育委員会. p. 51-56.
- 富田光幸・安野敏勝 (1993) 福井市西部の国見累層 (中新世) より発見された長鼻類骨化石とその意義. 金沢大学日本海城研究所研究報告, no. 25, p. 35-45.
- 塚野善蔵 (1969) 福井県地質図及び同説明書. 福井県, 117 p.
- 塚野善蔵・三浦 静 (1954) 福井県丹生山地の新第三系について (第一報). 福井大学学芸学部紀要 (II), no. 4, p. 1-10.
- Tsuya, H. ed. (1950) The Fukui Earthquake of June 28, 1948. *Report of the Special Committee of the Fukui Earthquake*, p. 1-197.
- 植村和彦・安野敏勝 (2001) V 植物化石. 越廼村哺乳類足跡化石調査委員会編集, 福井県越廼村の哺乳類足跡化石. 福井県越廼村教育委員会. p. 41-50.
- 氏家 治・弘田貴巳 (1993) 福井市西部, 国見岳の中新世低カリウムソレライトの化学組成. 岩鉱, vol. 88, p. 379-389.
- 梅田美由紀 (1997) 美濃帯南条山地中生層を覆う後期漸新世礫岩中の正珪岩礫の特徴とチャートから得られた放散虫化石. 地球科学, vol. 51, p. 199-211.
- 梅田美由紀 (1994) 福井県丹生山地天王川沿いに発達する段丘堆積物中のチャート礫の起源. 福井市自然史博物館研究報告, no. 41, p. 11-26.
- 梅田美由紀・岡島尚司 (1996) 「朝日町立・福井総合植物園」付近の段丘堆積物. 福井総合植物園紀要, no. 1, p. 23-27.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編 日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 493 p.
- 脇田浩二・原山 智・鹿野和彦・三村弘二・坂本 亨・広島俊男・駒澤正夫 (1992) 20万分の1地質図幅「岐阜」. 地質調査所.
- Yamamoto, H. (1993) Submarine geology and post-opening tectonic movements in the southern region of the Sea of Japan. *Marine Geology*, vol. 112, p. 133-150.
- 山本博文 (2007) 福井市足羽川左岸における平成16年福井豪雨の浸水被害について. 自然災害科学, vol. 26, 印刷中.
- 山本博文・上嶋正人・岸本清行 (2000) ゲンタツ瀬海底地質図および同説明書. 海洋地質図, no. 50, 地質調査所, 35 p.
- 山本博文・加藤亜季子 (1997) 福井県嶺北地域の活断層. 福井大学積雪研究室研究報告「日本海地域の自然と環境」, no. 4, p. 1-35.
- 山本博文・木下慶之 (1999) 越前海岸沿い断層群の活動履歴. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, no. 10, p. 48-55, 名古屋大学年代測定資料研究センター.
- 山本博文・中川登美雄・新井房夫 (1996) 越前海岸に発達する海成中位段丘群の対比と隆起速度. 第四紀研究, vol. 35, p. 75-85.
- 山野井 徹 (1978) 男鹿半島における新第三系花粉層序. 地質学雑誌, vol. 84, p. 69-86.
- 山野井 徹 (1992) 中部日本における中期中新世初期の花粉層



- 序. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 19, p. 103-112.
- 安野敏勝 (1976) 福井県丹生山地産の中新世コイ科魚類化石. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 3, p. 151-155.
- 安野敏勝 (1978) 福井県糸生湖成層産の昆虫化石. 福井市立郷土自然科学博物館同好会報, no. 25, p. 7-11.
- 安野敏勝 (1979a) 福井県糸生湖成層産の昆虫化石 (その2). 福井市立郷土自然科学博物館同好会報, no. 26, p. 59-67.
- 安野敏勝 (1979b) 福井県の下部中新統 (糸生累層) 中に発見された海成層について. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 6, p. 155-157.
- 安野敏勝 (1988) 福井市南部の下部中新統糸生累層からニシン科魚類を発見. 福井市立郷土自然科学博物館同好会報, no. 35, p. 31-35.
- 安野敏勝 (1996) 福井県の後期更新統より哺乳類 (齧歯類) 化石の発見とその意義. 福井市自然史博物館研究報告, no. 43, p. 1-6.
- 安野敏勝 (1997) 福井県越廼村の中新世哺乳類動物足跡化石. 福井市自然史博物館研究報告, no. 44, p. 29-34.
- Yasuno, T. (1997) Fossil pharyngeal teeth of cyprinid from the Late Pleistocene in Fukui Prefecture, central Japan. *Bull. Japan Sea Research Institute, Kanazawa Univ.*, no. 28, p. 65-75.
- 安野敏勝 (1998) 日本の中新世より発見された長鼻類足跡化石. 福井市自然史博物館研究報告, no. 45, p. 1-7.
- 吉川博輔 (1996) 福井地震被害と地形環境—木造家屋全壊率からの分析—. 自然と社会—北陸—, no. 62, p. 34-41.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊 (1973) 新編 日本地形論. 東京大学出版会, 415 p.
- 吉澤康暢 (1976) 地質教材研究 足羽三山の地質と笏谷石について. 福井県教育研究所紀要, no. 69, p. 111-118.

付表1 福井及び周辺地域におけるジルコンのフィッション・トラック年代測定結果

試料番号	試料採取位置 (世界測地系)	地層・岩体名	岩石名	測定 方法	結晶 数	P( $\chi^2$ )	自発核分裂 飛跡密度 $\rho_s$ ( $10^6 \text{ cm}^{-2}$ ) (Ns)	誘発核分裂 飛跡密度 $\rho_i$ ( $10^6 \text{ cm}^{-2}$ ) (Ni)	熱中性子 線量 $\rho_a$ ( $10^4 \text{ cm}^{-2}$ ) (Nd)	ウラン濃度 (ppm)	$\xi$	年代 (Ma)
FUK423	136°12'27"E 35°58'49"N	西谷流紋岩	流紋岩溶結凝灰岩	ED2	30	6	1.58 (1784)	1.78 (2002)	7.066 (3391)	210	350 ± 3	22.0 ± 0.8
FUK 14	136°09'13"E 35°56'34"N	西谷流紋岩	流紋岩溶結凝灰岩	ED2	30	69	1.63 (1152)	2.51 (2150)	10.35 (2651)	240	332 ± 3	22.3 ± 0.9
GIF9701	136°00'11"E 35°58'13"N	糸生層下部	単斜輝石玄武岩質 安山岩溶結凝灰岩	ED2	30	94	5.97 (305)	0.980 (501)	8.254 (2536)	100	372 ± 5	18.7 ± 1.4
FUK48	136°01'09"E 36°03'01"N	糸生層最上部	デイサイト軽石火 山礫凝灰岩	ED2	30	41	7.49 (417)	1.27 (707)	10.35 (2651)	120	332 ± 3	20.2 ± 1.3
KNZ9704 (FKI9704)	136°01'11"E 36°03'29"N	国見層 K4	デイサイト凝灰岩	ED2	30	97	8.38 (456)	1.63 (865)	8.247 (2533)	160	372 ± 5	15.8 ± 1.0
FUK463	136°01'11"E 36°03'29"N	国見層 K4	デイサイト軽石火 山礫凝灰岩	ED1	30	54	1.69 (1936)	1.55 (1775)	8.473 (4338)	170	390 ± 3	17.5 ± 0.6
FUK462	136°01'45"E 36°05'03"N	国見層 K9	デイサイト軽石火 山礫凝灰岩	ED1	29	16	2.54 (1994)	2.48 (1947)	8.480 (4342)	280	390 ± 3	16.5 ± 0.6
FUK114	136°58'49"E 36°03'31"N	市ノ瀬流紋岩	流紋岩軽石火山礫 凝灰岩	ED2	13	55	1.06 (209)	1.67 (330)	7.075 (3396)	200	350 ± 3	15.7 ± 1.4

P( $\chi^2$ ):  $\chi^2$ -値の  $\chi^2$ 分布 (自由度 n-1) における上側確率

測定: (株) 京都フィッション・トラック

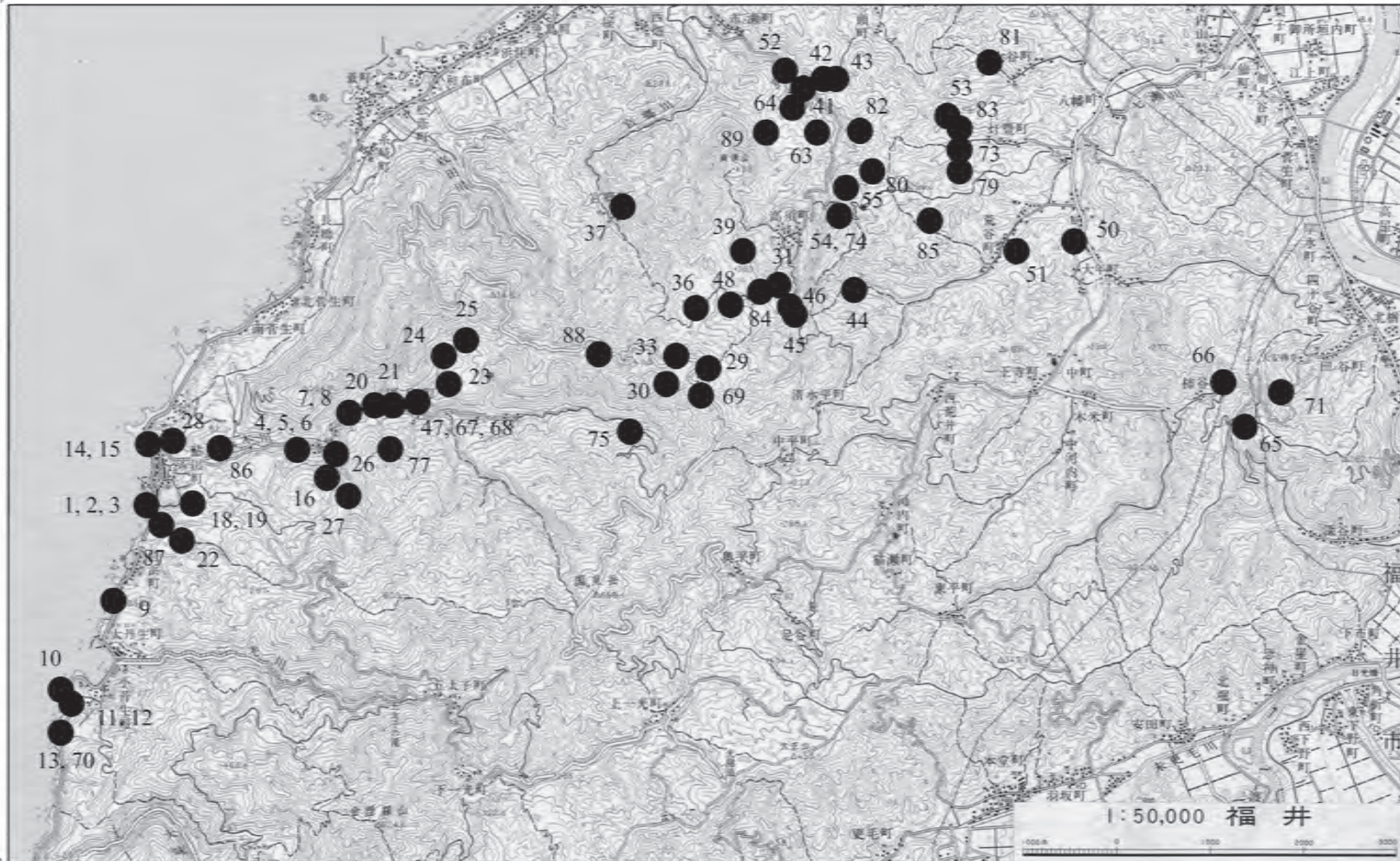






136°00'50"  
36°08'11"

136°10'50"



付図1 国見層及び荒谷層化石産出地点  
緯度経度は世界座標系、地点番号は付表1、2の地点番号に対応。

## Geology of the Fukui district

By

Kazuhiko KANO\*, Hirofumi YAMAMOTO\*\* and Tomio NAKAGAWA\*\*\*

(written in 2007)

(ABSTRACT)

### OUTLINE

The Fukui district is located in the Hokuriku province on the Japan Sea side of central Japan. The northern part of this district is the Fukui Heiya (Plain) through which the Kuzuryu Gawa (River), Asuwa Gawa (River), and Hino Gawa (River) run. To the southwest of the Fukui Heiya, there is the northern half of the Niu Sanchi (Mountains). The Echizen Kaigan (Coast) makes a rocky shore where the Niu Mountains directly submerged in the Japan Sea. The geology of the Fukui district is summarized in Fig. 1.

### MIOCENE

Exposed in the Niu Mountains are Early to Middle Miocene rocks divided in ascending order into the Nishitani Rhyolite, It-ow Formation, Kunimi Formation, Aratani Formation, Ichinose Rhyolite, Kunimidake Volcanic Rocks, and basic to intermediate intrusive rocks.

The Nishitani Rhyolite comprises mainly biotite-bearing rhyolite welded tuff and lapilli tuff and is dated at  $27.2\pm 0.5$ ,  $24.5\pm 0.6$ , and  $21.7\pm 0.8$  Ma by a fission-track method. This unit is exposed to the southeast and south of the Niu Mountains, where it unconformably overlies the Late Cretaceous Omodani Rhyolite and the Early Carboniferous to Early Cretaceous accretionary sedimentary complex.

The It-ow Formation comprises a variety of volcanic and sedimentary rocks including andesite lava, basaltic andesite pyroclastic rocks, dacite pyroclastic rocks, sandstone, siltstone, mudstone, and conglomerate. Volcanic rocks contain features indicative of their emplacement either on land and in shallow water. Sedimentary rocks show facies characteristics of fresh-water lake, river channel and levee, flood plain and others. The It-ow Formation ranges in fission track age from 20 Ma to 18 Ma.

The Kunimi Formation mainly comprises non-marine to shallow marine sandstone, conglomerate, and others and is intercalated with dacite pumice-lapilli tuff to tuff and andesite lapilli tuff to tuff. Sedimentary rocks show facies characteristics of fan-delta, river channel and levee, flood plain, tidal flat, tidal channel, river delta, lagoon or inlet, foreshore, and others. They bear a variety of fossils including mangrove fauna and warm-temperate plant fossils. The Kunimi Formation is likely to be 18-16 Ma in fission-track age.

The Aratani Formation mainly comprises sandstone and siltstone and contains open marine fauna. Bedded andesite lapillistone, lapilli tuff and tuff form a marine pyroclastic cone at the basal part, that has a height over 200 m and a lateral extent over 3 km. A similar but smaller size edifice is inferred to be in the middle horizon. Rhyolite pumice tuff beds occur locally within this formation. The Aratani Formation is intruded by andesite or dacite dikes of 16-15 Ma in K-Ar ages.

The Ichinose Rhyolite includes the rhyolite pumice-lapilli tuff and tuff distributed in and around Ichinose and the biotite-hornblende rhyolite dome exposed along the coast from Mera to Ayukawa. The rhyolite pyroclastic rocks unconformably overlie the Aratani and Kunimi Formations and overlain by the Kunimidake Volcanic Rocks. The rhyolite lava dome is intruded into the rhyolite pyroclastic rocks and is intruded by the Kunimidake Volcanic Rocks. Rhyolite minor intrusions occur in places with similar petrographic features. The fission-track age of the rhyolite pyroclastic rock is  $15.7\pm 1.4$  Ma.

The Kunimidake Volcanic Rocks form a volcanic edifice of Mt. Kunimidake, mainly composed of tholeiitic basalt to andesite lava with a basal dimension of 6 km $\times$ 4 km. Andesite and dacite domes, stocks, or pipe breccia occur around Mt. Kunimidake and sparsely in other places. The K-Ar age of the Kunimidake andesite is  $15.0\pm 0.4$  Ma.

---

\* Institute of Geology and Geoinformation

\*\* Faculty of Education and Regional Studies, Fukui University

\*\*\* Fukui Prefectural Maruoka High School, Jyoto Branch



Geologic age		Stratigraphy (Thickness)		Rock facies		Depositional environment	Crustal movement	Igneous activity
Holocene	Reclaimed land							
	Sand dune, sand bar, and shore deposits	Fan, river channel, natural levee, flood plain, and valley bottom deposits	Sand and mud	Gravel, sand, silt and mud				
	Lower marine terrace deposits		Gravel, sand and mud					
Pleistocene	Late		Aira Tn tephra →	Lower fluvial terrace deposits		Shore, coastal plain, lake, alluvial plain, and alluvial fan	Faulting in NE-SW and NW-SSE directions, accompanied by subsidence of Fukui Plain and uplift of Niu Mountains	
			Daisen-Kurayoshi tephra →					
			Old sand dune deposits		Sand			
		Middle III marine terrace deposits		Middle fluvial terrace deposits	Gravel and sand			
	Middle	Middle II marine terrace deposits	← Aso 4 tephra ← Kikai-Tozurahara tephra ← Sanbe-Kisuki tephra			Gravel, sand and mud		
		Middle I marine terrace deposits	Kakuto tephra →	Higher fluvial terrace deposits		Gravel, sand and mud		
						Gravel, sand and mud		
Early								
Pliocene								
Miocene	Late					Shallow water to on-land	NE-SW-trending folding and faulting	Intrusion of NNW-SSE-trending dikes and, formation of composite volcanoes, and ignimbrite-forming eruptions
	Middle	Kunimidake Volcanic Rocks and allied rocks		Basalt to andesite lava and volcanoclastic rocks and dacite lava dome				
		Ichinose Rhyolite and allied rocks (300~500 m)		Rhyolite volcanoclastic rocks, lava dome, and dikes				
	Early	Aratani Formation (> 300 m)		Sandstone, siltstone, and mudstone, rhyolite and andesite volcanoclastic rocks, and their reworked deposits	Shallow marine			
		Kunimi Formation (600~700 m)		Conglomerate, siltstone, mudstone, dacite and andesite volcanoclastic rocks, and their reworked deposits	Volcanic aprons, fan-delta, alluvium plain, and inlet or lagoon to outer shore			
It-ow Formation (1,000 m ≥)			Conglomerate, siltstone, mudstone, basalt to andesite lava and volcanoclastic rocks, dacite volcanoclastic rocks, and their reworked deposits	Volcanoes, volcanic fans, alluvial plain, and lakes				
	Nishitani Rhyolite (not exposed)		Rhyolite pyroclastic rocks (partly welded)	On land	Onset of active volcanism	Ignimbrite-forming eruptions		
Oligocene								

Fig. 1 Geological summary of the Fukui district

Basic to intermediate intrusions occur through the Miocene succession. NE-SW trending dikes dominate in the It-ow and Kunimi Formations, whereas NNW-SSE trending dikes are intruded through the Ichinose Rhyolite, perhaps reflecting a drastic change of the ambient stress field with the temporal uplift of this area that produced the unconformity between the Aratani Formation and the Ichinose Rhyolite. The marine transgression from the It-ow Formation to the Aratani Formation accompanies subsidence in excess of the total thickness over 1500 m, coincident with the opening of the Japan Sea. The large-scale pyroclastic eruption of the Nishitani Rhyolite is perhaps the precursor of the rifting.

#### **QUATERNARY**

Active faults are many in the Fukui and surrounding areas and are supposed to potentially cause earthquakes of M6 class. Fukui Heiya is a basin bounded by these active faults and is being subsided while the Niu Mountains are uplifted. Sediments are supplied through large meandering river channels shaped by levees and spread over the flood plains. Sand bars fill the river mouth and sand dunes grow there. The Pleistocene and Holocene sediments in the Fukui Plain thus have been accumulated thick in excess of one hundred meters and tens of meters, respectively. Marine terrace deposits are well developed along the Echizen Coast, and river terrace deposits are distributed along intra-mountain streams. These terraces of Middle to Late Pleistocene age are locally tilted or cut by active faults.

#### **GEOLOGIC STRUCTURES AND EARTHQUAKES**

The Miocene is gently folded mainly in a NE-SW direction. Faults are developed in a similar direction and in a NNW-SSE direction and some of these faults are active. The 1948 Fukui earthquake of M7.1 is thought to have occurred by the two of these active faults: the Fukui earthquake fault and the Fukui eastern-side earthquake fault.

#### **NATURAL HAZARDS**

Heavy rain water have repeatedly flood from the Kuzuryu, Asuwa and other rivers over the populated areas of the Fukui Plain. Earthquakes of variable maginitudes have occurred repeatedly. The 1948 Fukui earthquake attacked the Fukui Plain to destroy more than 36,000 houses and kill more than 3700 peoples.

#### **UNDERGROUND RESOURCES**

No significant underground resources have been found in this district. Syakudani-ishi is a famous building stone quarried from the Miocene dacite pyroclastic rocks at Mt. Asuwayama, southern part of Fukui City but the last quarry was closed in 1999.

#### 執筆分担

第1章 地形	山本博文
第2章 地質概説	鹿野和彦・山本博文・中川登美雄
第3章 新第三系	鹿野和彦・中川登美雄
第4章 第四系	山本博文
第5章 地質構造	山本博文・鹿野和彦・中川登美雄
第6章 地震活動	山本博文
第7章 応用地質	山本博文・鹿野和彦・中川登美雄

#### 文献引用例

鹿野和彦・山本博文・中川登美雄 (2007) 福井地域の地質. 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, 68 p.

#### 章単位での引用例

鹿野和彦・中川登美雄 (2007) 第3章 新第三系. 福井地域の地質, 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, p. 13-39.

#### Bibliographic reference

Kano, K., Yamamoto, H., and Nakagawa, T. (2007) Geology of the Fukui district. With geological sheet map 1:50,000, Fukui, Geological Survey of Japan, AIST, 68 p.

#### Bibliographic reference to each chapter

Kano, K. and Nakagawa, T. (2007) Chapter 3 Neogene. In: Kano, K., Yamamoto, H., and Nakagawa, T., Geology of the Fukui district (with geological sheet map 1:50,000, Fukui), Geological Survey of Japan, AIST, p. 13-39.

---

---

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 福井地域の地質

平成19年6月29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 泰成印刷株式会社