

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅  
新潟(7)第58・59号  
NJ-54-17-13・23-1

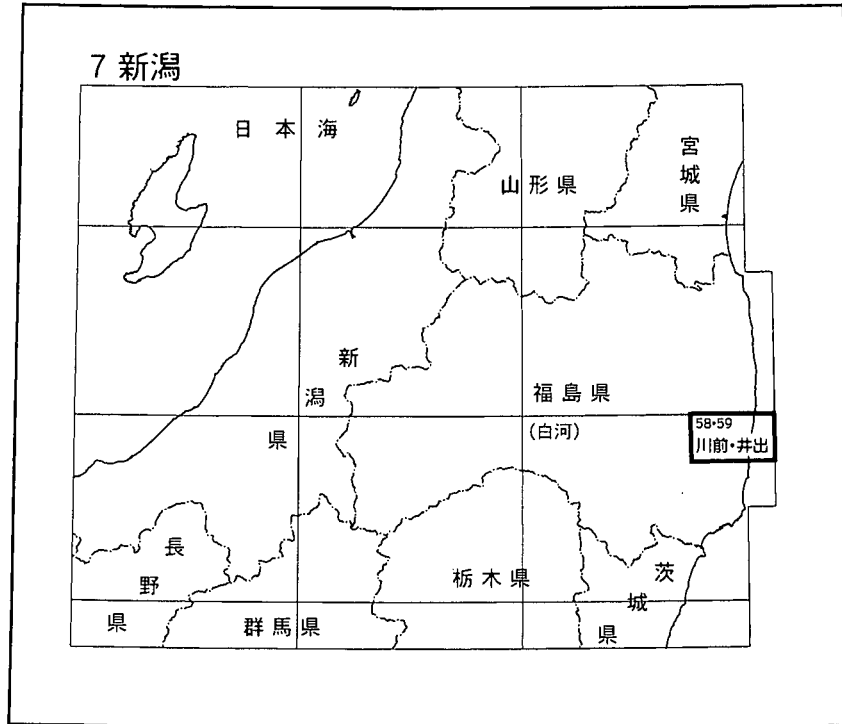
## 川前及び井出地域の地質

久保和也・柳沢幸夫・利光誠一・坂野靖行・兼子尚知・吉岡敏和・高木哲一

平成14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

<p>7-45 常葉 Tokiwa NJ-54-22-8 (未刊行, unpublished)</p>	<p>7-46-47 浪江及び磐城富岡 Namié and Iwaki-Tomioka NJ-54-16-16-22-4 (1994)</p>	
<p>7-45 小野新町 Ononimachi NJ-54-23-5 (未刊行, unpublished)</p>	<p>7-58-59 川前及び井出 Kawamae and Ide NJ-54-17-13-23-1 (2002)</p>	
<p>7-70 竹貫 Takanuki NJ-54-23-6 (1973)</p>	<p>7-71 平 Taira NJ-54-23-2 (1961)</p>	

## 川前及び井出地域の地質

久保和也\*・柳沢幸夫\*・利光誠一\*・坂野靖行\*・兼子尚知\*・吉岡敏和\*\*・高木哲一\*\*\*

地質調査総合センターは、その前身である地質調査所の1882年の創設以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査・研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのうちで、5万分の1地質図幅は自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

1978年に、地震予知連絡会によって、近い将来地震の起こる可能性が他より高い地域として全国8地域の「特定観測地域」が選定され、政府を始めとする各界からこの地域の地質図幅の早急な整備が要請された。これを受けて、1979年から地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成計画（特定地質図幅の研究）が開始され、現在その第5次計画が実施されている。

「川前及び井出」地域の地質図の作成は、「特定地質図幅の研究」の一環として行われたもので、現地調査は、川前地域は平成8-10年度、井出地域は平成10年度に実施された。先第三紀の変成岩・火山岩類を坂野・久保、時代未詳及び古生代の堆積岩類を兼子、深成岩類を久保・高木、白亜紀堆積岩類を利光、第三系を柳沢、第四系を吉岡・柳沢・兼子がそれぞれ担当し、全体のとりまとめは久保が行った。

本図幅地域の調査研究に際し、茨城大学理学部安藤寿男助教授には白亜系双葉層群に関する貴重なご助言とご議論を頂いた。筑波大学地球科学系の小笠原憲四郎教授と野田浩司前教授には、第三系から産出した貝化石の同定をして頂いた。相馬寛吉博士（元東北大学、故人）には未区分第四系の花化石分析をして頂いた。石油資源開発株式会社技術研究所の小布施明子研究員及び新潟大学理学部栗田裕司助教授には、未区分第四系から産出した花化石の年代及び白水層群の年代についてご教示頂いた。三井金属資源開発株式会社（地質調査所元職員）の山田直利博士には未区分第四系の溶結凝灰岩礫の鑑定をして頂くとともに、檜葉町大谷のゴルフ場付近の地質についてご教示頂いた。筑波大学の栗原行人博士には、貝化石採取の際にご協力頂いた。福島県木戸ダム建設事務所の浅野敏和氏・宍戸登巳夫氏には木戸ダム周辺の地質平面図を提供して頂いた。また、日鉄鉱業株式会社の浜辺修二氏・滝沢健一氏には八茎鉱山周辺の地質図面類の提供及び使用許諾を頂いた。新八茎鉱山株式会社の山崎政志氏には八茎鉱山に関する資料を提供して頂いた。国立科学博物館の松原 聡・宮脇律朗両博士には八茎鉱山産鉱物に関してご教示頂いた。日本地質学会及び平地学同好会には、本文中の図について複製引用許可を頂いた。これらの方々には篤くお礼申し上げる。

また、産総研山元孝広主任研究員（深部地質環境センター）には火山岩類の検鏡に際して、中村光一主任研究員（海洋資源環境研究部門）には本図幅内のボーリングコアの入手と分析などについて協力頂いた。本研究のために使用した薄片及び研磨片は、佐藤芳治（元所員）・野神貴嗣・大和田 朗（以上、地質標本館）、及び佐藤卓見（北海道地質調査連携研究体）の各氏の製作による。

（平成13年度稿）

---

### 所 属

\* 地球科学情報研究部門

\*\* 活断層研究センター

\*\*\* 深部地質環境研究センター

Key words : geological map, 1 : 50,000, regional geology, Kawamae, Ide, Fukushima, Japan, Abukuma, Yaguki, Hatagawa Fracture Zone, Futaba Fracture Zone, Futaba Fault, metamorphic rocks, granitic rocks, sedimentary rocks, volcanic rocks, terrace deposits, mylonite, Devonian, Carboniferous, Permian, Cretaceous, Oligocene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Quaternary

## 目 次

I. 地 形	1
I. 1 山地・斜面の地形	2
I. 2 丘陵・平野・海岸の地形	2
I. 3 河川の地形	3
II. 地質概説	5
II. 1 畑川破碎帯以東の先第三系	5
II. 2 畑川破碎帯以西の先第三系	9
II. 3 新生界	9
II. 4 地質構造の概要	10
III. 変成岩類	11
III. 1 概要と研究史	11
III. 2 八茎変成岩類	12
III. 3 畑川破碎帯以東の貫入岩中の変成岩類	14
III. 4 双葉破碎帯沿いの変成岩類	15
IV. 時代未詳の堆積岩類	17
IV. 1 概要と研究史	17
IV. 2 大滝沢層	17
IV. 3 “八茎石灰岩”	18
IV. 4 松山沢層	19
IV. 5 対 比	21
V. ペルム紀堆積岩類	22
V. 1 概要と研究史	22
V. 2 清太郎沢層	23
V. 3 対 比	23
VI. 時代未詳の火山岩類	25
VI. 1 郭公山層	25
VI. 2 八茎地域の火山岩類	25
VII. 貫入岩類	27
VII. 1 研究史	27
VII. 2 畑川破碎帯以東の白亜紀貫入岩類	28
VII. 2. 1 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（八茎花崗閃緑岩）	29
VII. 2. 2 中粒黒雲母花崗岩	30
VII. 2. 3 中粒弱片状角閃石黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩	31
VII. 2. 4 細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩	32
VII. 2. 5 中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩（大倉山石英閃緑岩）	33
VII. 2. 6 中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩	35
VII. 2. 7 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（玉ノ湯花崗閃緑岩）	36

VII. 2. 8	閃緑斑岩	36
VII. 2. 9	大久川花崗閃緑岩	37
VII. 2. 9. 1	粗粒石英含有中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	37
VII. 2. 9. 2	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（斑状岩相を伴う）	39
VII. 2. 9. 3	大久川花崗閃緑岩の3岩相の相互関係	39
VII. 2. 10	細 - 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩	39
VII. 2. 11	細粒黒雲母花崗岩	40
VII. 2. 12	花崗閃緑斑岩	40
VII. 2. 13	珪長岩	41
VII. 3	畑川破碎帯以西の白亜紀貫入岩類	41
VII. 3. 1	中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩	41
VII. 3. 2	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	43
VII. 3. 3	中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩	45
VII. 3. 4	中粒黒雲母花崗岩（淡紅色黒雲母花崗岩）	45
VII. 4	その他の貫入岩類	46
VII. 4. 1	超苦鉄質岩類	46
VII. 4. 2	斑れい岩類（猫鳴山斑れい岩）	47
VII. 4. 3	細粒角閃石黒雲母閃緑岩	47
VIII.	上部白亜系双葉層群	48
VIII. 1	概要と研究史	48
VIII. 2	足沢層	48
VIII. 2. 1	浅見川部層	48
VIII. 2. 2	大久川部層	49
VIII. 3	笠松層	55
VIII. 4	玉山層	56
VIII. 4. 1	小久川部層	56
VIII. 4. 2	入間沢部層	61
IX.	第三系	62
IX. 1	概要	62
IX. 2	白水層群	63
IX. 2. 1	石城層	67
IX. 2. 2	浅貝層	76
IX. 2. 3	白坂層	77
IX. 3	湯長谷層群	78
IX. 3. 1	櫛平層	79
IX. 3. 2	五安層	83
IX. 3. 3	水野谷層	84
IX. 3. 4	亀ノ尾層	85
IX. 3. 5	本谷層	85
IX. 3. 6	三沢層	87

IX. 4 白土層群 .....	87
IX. 4. 1 吉野谷層 .....	89
IX. 4. 2 南白土層 .....	91
IX. 5 高久層群 .....	94
IX. 5. 1 上高久層 .....	94
IX. 5. 2 沼ノ内層 .....	94
IX. 6 多賀層群 .....	95
IX. 7 仙台層群 .....	95
IX. 7. 1 大年寺層 .....	95
X. 第四系 .....	103
X. 1 未区分第四系 .....	103
X. 2 段丘堆積物 .....	103
X. 2. 1 高位段丘堆積物 .....	104
X. 2. 2 中位段丘堆積物 .....	104
X. 2. 3 低位段丘堆積物 .....	104
X. 3 扇状地及び緩斜面堆積物 .....	104
X. 4 沖積層 .....	104
XI. 地質構造 .....	105
XI. 1 畑川破碎帯 .....	105
XI. 2 双葉破碎帯 .....	105
XI. 3 畑川破碎帯と双葉破碎帯の間の剪断集中域 .....	108
XI. 4 上部白亜系双葉層群の地質構造 .....	108
XI. 5 末続付近の第三系の断層群 .....	108
XII. 活断層及び地震活動 .....	109
XII. 1 活断層 .....	109
XII. 2 地震活動 .....	109
XIII. 応用地質 .....	110
XIII. 1 地下資源 .....	110
XIII. 1. 1 銅 .....	110
XIII. 1. 2 石灰岩 .....	111
XIII. 1. 3 碎石・石材 .....	111
XIII. 1. 4 粘土 .....	111
XIII. 1. 5 石炭 .....	111
XIII. 1. 6 天然ガス .....	112
XIII. 2 地下水 .....	112
XIII. 3 温泉 .....	112
文献 .....	113
Abstract .....	131

## 図・表・付図目次

第1図	阿武隈山地周辺の接峰面図と活断層	1
第2図	太平洋に面する海食崖	2
第3図	「川前及び井出」図幅地域及びその周辺地域の水系図	3
第4図	阿武隈山地の主要な破砕帯・断層の位置と名称	5
第5図	「川前及び井出」図幅地域の主要な破砕帯・剪断帯・断層の位置と名称	6
第6図	「川前及び井出」図幅地域の地質総括図	7
第7図	花崗岩類に貫かれている八茎変成岩類の苦鉄質片岩	11
第8図	八茎変成岩類と松山沢層との境界断層	12
第9図	小褶曲が発達する八茎変成岩類の苦鉄質片岩	13
第10図	小褶曲が発達する双葉破砕帯沿いの泥質変成岩	15
第11図	仁井田川支流大滝沢と緑青沢との合流点付近のルートマップ	18
第12図	模式地における大滝沢層の暗青灰色頁岩	18
第13図	“八茎石灰岩” 模式地の採石場	19
第14図	“八茎石灰岩” の白色-暗灰色縞状の結晶質石灰岩	20
第15図	松山沢層の黒色頁岩-中粒砂岩互層	20
第16図	松山沢層の露頭スケッチ	21
第17図	清太郎沢層模式地付近のルートマップ	22
第18図	清太郎沢層の礫岩	23
第19図	郭公山層の流紋岩	26
第20図	貫入岩類相互の貫入関係	28
第21図	花崗岩質岩類のモード組成 $Pl-Q-Kf$ 図	29
第22図	強変形した八茎花崗閃緑岩の顕微鏡写真	30
第23図	八茎変成岩類と中粒弱片状花崗閃緑岩の境界	31
第24図	八茎変成岩類を貫く花崗岩岩脈	32
第25図	シュードタキライト様の黒色脈が発達する花崗閃緑岩	34
第26図	シュードタキライト様の黒色脈の顕微鏡写真	34
第27図	玉ノ湯花崗閃緑岩中の黒色脈	35
第28図	大久川花崗閃緑岩	38
第29図	中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdo) と中粒黒雲母花崗岩 (Grp) の境界	42
第30図	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の顕微鏡写真	44
第31図	双葉層群のルート柱状図	50
第32図	双葉層群足沢層浅見川部層 (Aa) と下位の花崗岩類の不整合面	52
第33図	双葉層群足沢層の基底礫岩	52
第34図	足沢層大久川部層上部に見られる貝殻化石の密集層	53
第35図	足沢層大久川部層中部で密集して産する大型アンモナイト	53
第36図	笠松層の砂岩泥岩互層	55
第37図	笠松層の炭質砂質泥岩中の管状生痕化石	56

第38図	玉山層小久川部層 (B) 及び人間沢部層 (A) の模式地のルートマップ	57
第39図	玉山層小久川部層上部の厚い粗粒砂岩層 (ss) と大規模な斜交層理	58
第40図	玉山層小久川部層上部の厚い粗粒砂岩層 (css) と狹在する細粒砂岩層 (fss)	59
第41図	双葉層群玉山層の小久川部層と人間沢部層の連続層序と古第三系白水層群石城層との不整合露頭	60
第42図	「川前及び井出」図幅地域に分布する第三系の地質総括図	62
第43図	常磐地域に分布する第三系の年代層序	64
第44図	白水層群の地層名の対比	65
第45図	白水層群の年代層序と石狩炭田及び釧路炭田地域との地層対比	66
第46図	富岡川本町西の試錐コアの岩相	68
第47図	地表及び試錐における第三系の対比	70
第48図	白水層群の地質柱状図	71
第49図	広野町地域の石城層下部 (Iw1) に見られる輪廻層	72
第50図	石城層下部 (Iw1) の礫岩	73
第51図	石城層上部 (Iw2) の砂岩	73
第52図	石城層上部 (Iw2) と浅貝層の境界部の地質柱状図	74
第53図	石城層上部と浅貝層の貝類化石群集の変化	75
第54図	浅貝層の貝化石層	76
第55図	白坂層の泥岩中に見られる砂岩岩脈	77
第56図	湯長谷層群, 白土層群及び高久層群の地層名の対比	79
第57図	湯長谷層群の地質柱状図	80
第58図	柵平層下部に見られる覆瓦構造のある礫岩	81
第59図	柵平層下部の凝灰岩層の模式的な柱状図	82
第60図	柵平層下部の凝灰岩層 (Kf)	82
第61図	五安層の砂岩中にみられる生痕化石 <i>Thalassinoides</i>	83
第62図	三沢層上部の礫岩及び砂岩	85
第63図	いわき市末続北部長沢付近の調査図	86
第64図	吉野谷層及び三沢層最上部の地質柱状図	88
第65図	吉野谷層基底のスランプ堆積物	89
第66図	南白土層・上高久層及び沼ノ内層の地質柱状図	90
第67図	鮮新統の地層名の対比	96
第68図	吉野谷層 (左側) を不整合に覆う大年寺層 (右側)	96
第69図	大年寺層の岩相	97
第70図	広野町二つ沼付近に発達する大年寺層の砂岩層 (D1a)	97
第71図	大年寺層の凝灰岩鍵層の柱状図	98
第72図	広野町檜葉町町境の岩沢の大年寺層中下部における各種の微化石層序	101
第73図	中位Ⅲ段丘堆積物の礫層	104
第74図	猫鳴山周辺地域における畑川破碎帯の模式断面図	106
第75図	双葉断層の一部と見られる逆断層	107
第76図	八茎鉦山休廃止坑位置図	110



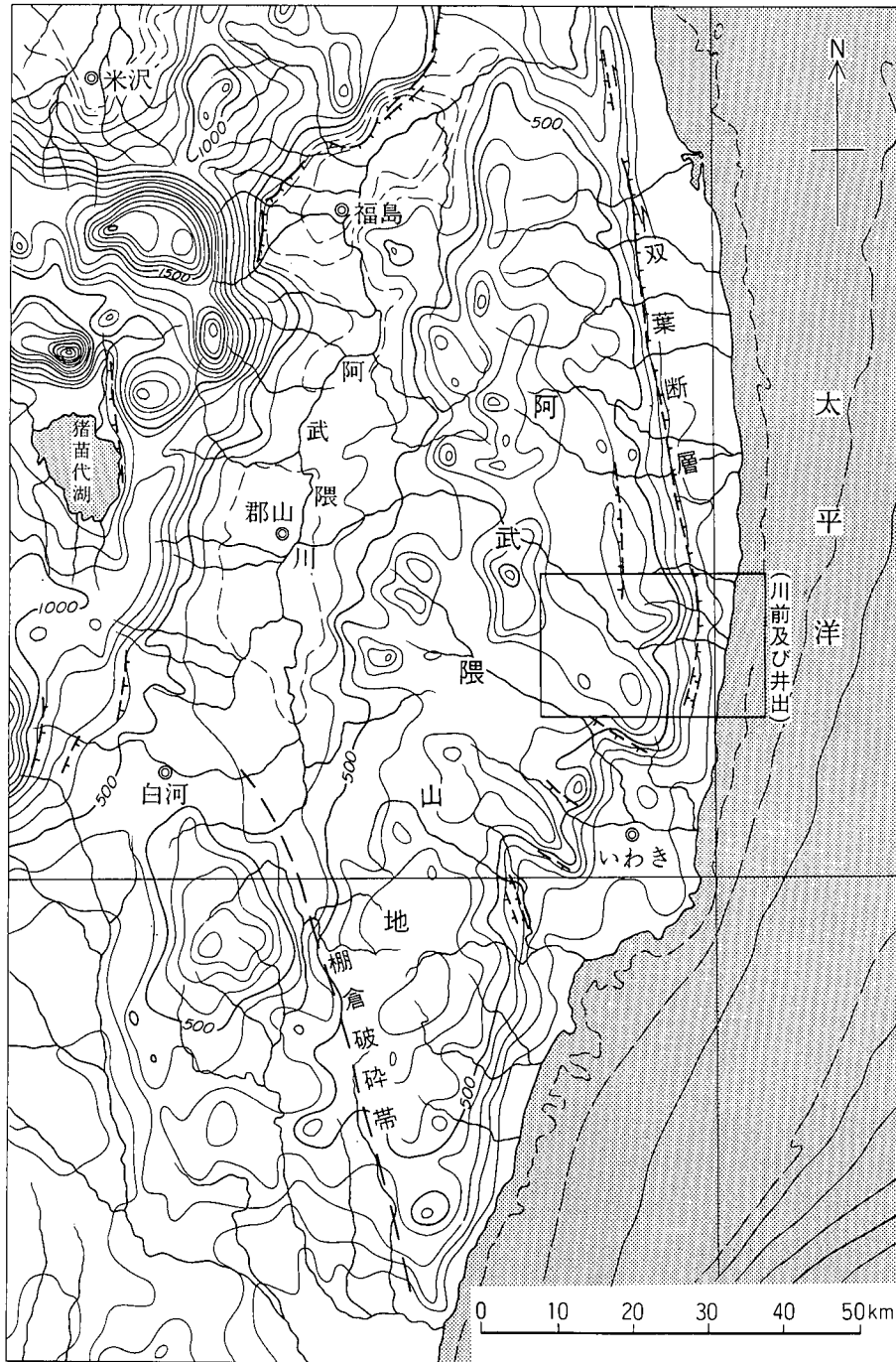
第1表	八茎変成岩(苦鉄質片岩;GSJ R76510)中の角閃石の化学組成	14
第2表	双葉破砕帯沿いの変成岩(苦鉄質変成岩;GSJ R76511)中の角閃石の化学組成	14
第3表	「川前」地域における時代未詳の堆積岩類の層序対照表	17
第4表	石城層及び浅貝層産の貝類化石	74
第5表	櫛平層及び南白土層の凝灰岩のフィッシュトラック年代	83
第6表	本谷層産の珪藻化石	84
第7表	南白土層下部(Mn)産の珪藻化石	91
第8表	南白土層上部(Ms),上高久層及び沼ノ内層産の珪藻化石	92
第9表	上高久層産の貝類化石	93
第10表	大年寺層産の貝類化石	100
第11表	未区分第四系から産出した花粉化石	103
第12表	本地域周辺の段丘の区分及び従来の区分との対比	103
第13表	「川前及び井出」図幅地域の炭鉱	111
第14表	「川前及び井出」図幅地域の温泉	112
Fig. 1	Summary of the geology of the Kawamae and Ide district	132
付図 第1図	柱状図作成ルート,写真,化石試料産地及びルートマップ作成位置を示す図	122
付図 第2図	富岡町半弥沢ルートマップ	124
付図 第3図	檜葉町立石付近のルートマップ	125
付図 第4図	檜葉町清太郎沢ルートマップ	126
付図 第5図	檜葉町大谷地域ルートマップ	127
付図 第6図	檜葉町成子内地域ルートマップ	128
付図 第7図	広野町土ヶ目木ルートマップ	129
付図 第8図	広野町夕筋西方地域ルートマップ	130

# I. 地 形

(吉岡敏和)

「川前及び井出」図幅地域は、北緯 $37^{\circ}10' - 20'$ 、東経 $140^{\circ}45'$  (ただし日本測地系；世界測地系では北緯 $37^{\circ}10'11''1 - 37^{\circ}20'11''1$ 、東経 $140^{\circ}44'47''8$ ) 以東太平洋に至

るまでの範囲に相当する。行政的には福島県いわき市・双葉郡広野町・楡葉町・富岡町・川内村にまたがる。本図幅地域は阿武隈山地の東縁部にあたり、地域の大



第1図 阿武隈山地周辺の接峰面図と活断層  
(活断層研究会, 1991)



第2図 太平洋に面する海食崖  
大年寺層の泥岩からなり、最上部には中位I段丘堆積物を載せる。(檜葉町家前)

部分を阿武隈山地が、その東側の太平洋岸の一部を比較的平坦な丘陵部が占める。その境界部は、北部が双葉断層（双葉破碎帯）の南端部、南部は白亜系堆積岩類の東縁部に当たる。

本図幅地域における阿武隈山地は、標高 700–800 m で定高性を持ち、山頂部にはしばしば小起伏面が認められる。本地域内の最高峰は地域中央南部の屹兔屋山（875.1 m）である。山地内には高い谷密度で小規模な谷が発達するほか、木戸川や夏井川などのいくつかの河川が深い河谷を形成する。東部の丘陵の標高はほぼ 200 m 未満で、多くの河谷によって開析されている。また、主要な河川に沿っては段丘が発達する。

### I. 1 山地・斜面の地形

本図幅地域の西部を含む阿武隈山地は、西縁を阿武隈川と棚倉破碎帯、東縁を双葉断層と太平洋で境された、ほぼ平行四辺形の平面形を呈する山地である（第1図）。山頂部や山間部にはしばしば小起伏の地形が認められ、山地はこれらの小起伏地形とそこに突出するいくつかの独立峰によって構成されている。小起伏面上には、面を構成する堆積物は認められず、これらは侵食面と考えられる。

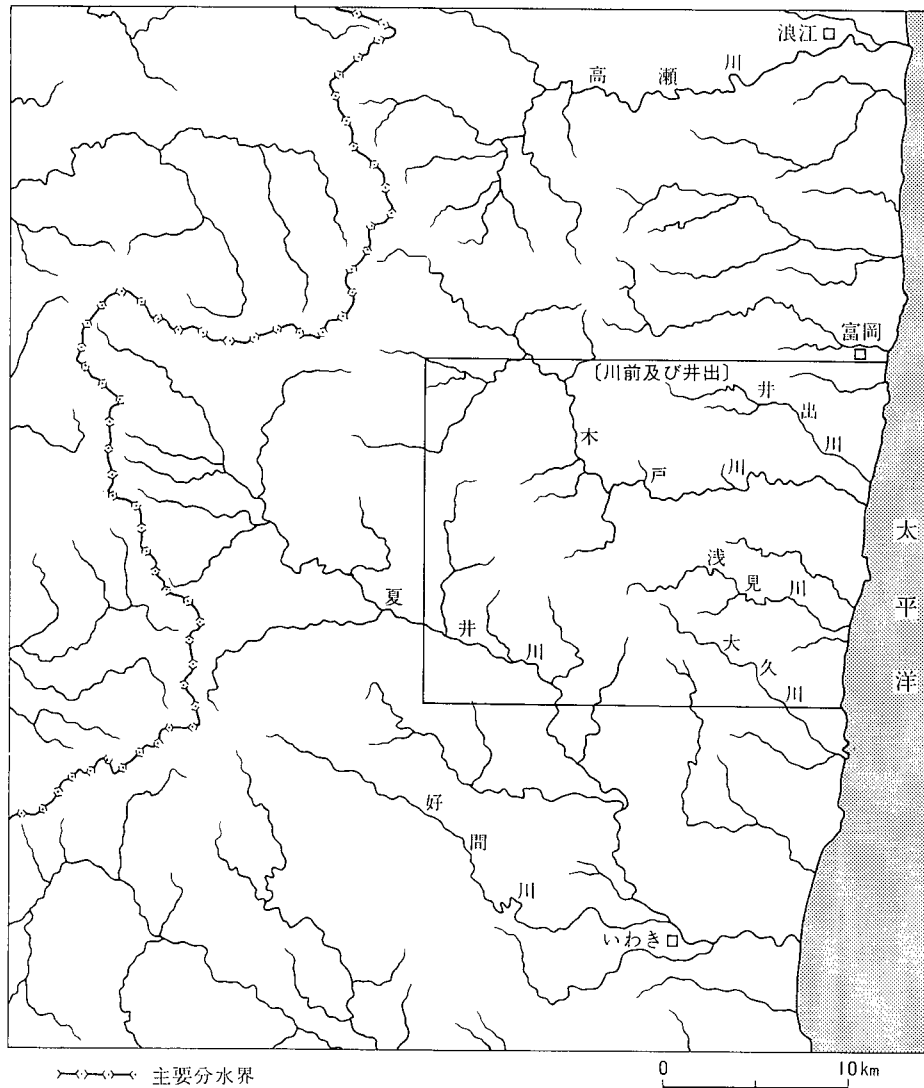
阿武隈山地は、山地全体にわたって著しい定高性が認められることから、古くはいわゆる隆起準平原の典型とされた（三野，1942など）。阿武隈山地の侵食小起伏面の

発達については、中村（1960）、小池（1968）、Koike（1969）などによって研究がなされている。中村は、独立峰の山頂を連ねた仮想平坦面をも含めた3段の侵食小起伏面を区分し、それらは中新世以前から鮮新山以降にかけて断続的に形成されたと推定した。これに対し、小池は、山地の西北部で中村の区分した最も低い面をさらに6段に細分し、これらは山地の隆起速度の緩急によって形成されたと考えた。また中村のいう山頂を連ねた平坦面の存在は考えにくいとした。しかし、これらの小起伏面に直接関係する堆積物が存在しないため、面の形成年代や成因について未だ結論は得られていない。

本図幅地域は阿武隈山地の東縁部にあたるため、東半部では河川の侵食を受けて急峻な地形を呈するが、西半部では山頂部を中心に小起伏面がよく残存し、典型的な阿武隈山地の地形を示す。その中でも西部の大津辺山から黒佛木を経て神楽山にかけての山頂小起伏面は、南北10 km、東西5 kmの規模を持つ。この小起伏面上にはほぼ全体に西北西–東南東方向のひだ状のリニアメントが見られるが、これらは基盤岩の差別侵食による組織地形と考えられる。

### I. 2 丘陵・平野・海岸の地形

本図幅地域の太平洋岸には、約5 kmの幅で標高200 m以下の丘陵地帯が広がっている。これらの丘陵は白亜系ないし鮮新統の堆積岩類で構成されている。丘陵は、



第3図 「川前及び井出」図幅地域及びその周辺地域の水系図

阿武隈山地から流出する河川によっていくつかに分断され、さらに小規模な河谷によって細かく開析されている。また、太平洋に面する海岸線の部分では、ほぼ垂直な断崖となっている（第2図）。

丘陵地帯を東西に横切るように、主要な河川に沿って平野が広がる。平野は沖積低地と段丘で構成される。そのうち沖積低地は、木戸川沿いで約800mの幅で分布する以外は、500m以下の幅で分布するのみである。なお、阿武隈山地内においても、木戸川上流の川内村下川内付近では、約500mの幅の沖積低地が広がっている。

段丘は高位・中位・低位に大きく3分され、高位段丘はさらに少なくとも2面に、中位段丘はさらに4面に、低位段丘はさらに2面に細分される。段丘は大半が河成であるが、海岸沿いの中位Ⅰ及びⅢ段丘は海成段丘である。

### I. 3 河川の地形

本図幅地域を流れる主な河川には、井出川・木戸川・浅見川・大久川及び夏井川があり、それぞれ阿武隈山地より東流して太平洋に注ぐ（第3図）。このうち地域内に最も広い流域を持つ木戸川は、上流部では比較的勾配が緩く、谷底平野を伴っているが、中流部では勾配が急になり、深い峡谷を形成している。さらに下流では再び緩勾配となり、やや蛇行しながら氾濫原を形成している。

夏井川は阿武隈山地をほぼ横断する唯一の河川であり、本図幅地域内では、山地を開析して深い峡谷を形成している。

本図幅地域では、いくつかの地点で河川争奪の痕跡を見ることができる。まず、阿武隈山地から太平洋に注ぐ浅見川は、現在では広野町小滝平付近くで丘陵部に出たの

ち東南東に流れるが、中位段丘地形は小滝平から東北東に土ヶ目木<sup>どっかめき</sup>方面に連続している。このことは、中位段丘形成当時浅見川が小滝平から東北東に流れていたものが、河川争奪により現在の流路に変化したことを示すものである。同様に、その南側を流れる大久川も、いわき

市大久町与平作付近から東北東に流れていたものが、河川争奪の結果、南東に流れを変えたものと考えられる。さらに、いわき市小川町上小川沼付近では、加路川支流が夏井川支流の江田川に争奪され、その結果、江田川は背戸峨廊と呼ばれる溪谷を形成している。

## II. 地 質 概 説

(久保和也・柳沢幸夫・利光誠一・坂野靖行・兼子尚知・吉岡敏和・高木哲一)

「川前及び井出」図幅地域は阿武隈山地の東縁南部に位置し(第4, 5図), 先デボン系から完新統までの各種地質系統から構成される(第6図).

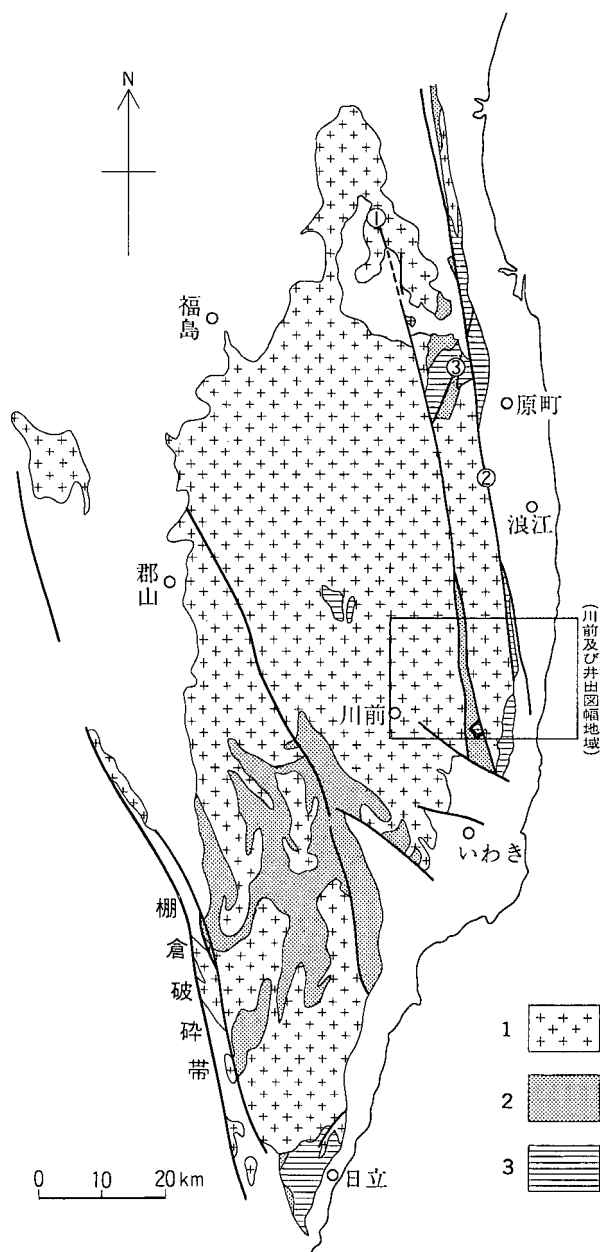
本図幅地域には, ほぼ南北方向に平行して延びる2列の破碎帯, 畑川破碎帯及び双葉破碎帯が発達し, 地域内の地層・岩体, 特に先第三系の分布及び構造を強く規制している(第5図). そこで本図幅地域を3つの地質区, すなわち西から(1)畑川破碎帯以西, (2)畑川破碎帯-双葉破碎帯間, (3)双葉破碎帯以東の3地域に分けて, 各地質系統の層序を示した(第6図).

このうち, (2)及び(3)の地区, すなわち畑川破碎帯以東の地域は, 構成する地質系統の特性から地帯構造区分上南部北上帯に対比される. 一方(1)の畑川破碎帯以西はいわゆる阿武隈帯に相当する. そこで先第三系に関しては, 畑川破碎帯以東地域と畑川破碎帯以西地域に分けて概説することとする. なお, 両破碎帯は一定の幅を有するため, これまで, 3地域を分ける厳密な境界として破碎帯中の特定の断層すなわち畑川破碎帯中央断層及び双葉破碎帯中の双葉断層を明示してきた. 両断層が地帯区分上の境界をなすという特性を有することは, 「原町及び大甕」図幅地域で最初に確認され(久保ほか, 1990), その後「浪江及び磐城富岡」及び「相馬中村」の両図幅地域に連続していることが確認されている(久保ほか, 1994; 柳沢ほか, 1996). 本図幅地域においても, それらと同様の特性を有する断層は確認され, 「原町及び大甕」図幅地域からほぼ連続して分布することが明らかになっているが, これらの境界断層は, 途中, 東西系の断層で変位したり, 分岐や変形構造上の相違があったりして必ずしも畑川破碎帯中央断層及び双葉破碎帯中の双葉断層そのものが本地域まで続いているとは断定できない. したがって, ここでは各地域の境界の表現を破碎帯までに留めたが, 厳密な境界は特定の断層で規定されていることに変わりはない.

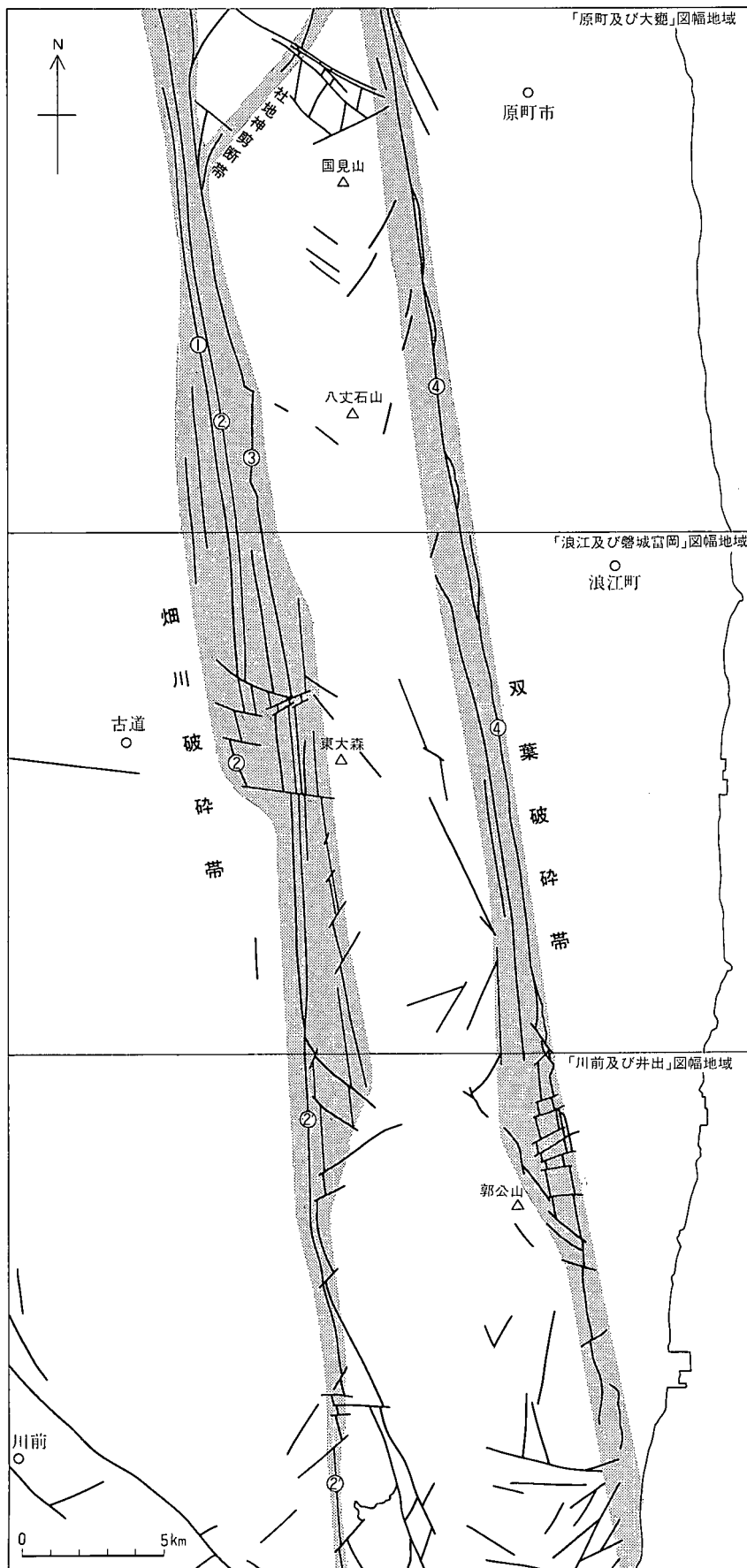
### II. 1 畑川破碎帯以東の先第三系

畑川破碎帯中央断層及びその南方延長相当断層以東の先第三系は, 超苦鉄質岩類, 時代未詳の変成岩類・堆積岩類・斑れい岩類・火山岩類, 古生代堆積岩類, 白亜紀貫入岩類, 白亜紀堆積岩類から構成される.

本地域の超苦鉄質岩は種々の程度に蛇紋岩化したかんらん岩である. 双葉破碎帯沿い及びその近傍で変成岩類に伴ってセブタ状に分布する他, 畑川破碎帯南端部付近



第4図 阿武隈山地の主要な破碎帯・断層の位置と名称  
 ①: 畑川破碎帯, ②: 双葉破碎帯, ③: 社地神剪断帯,  
 1: 花崗岩質岩類, 2: 変成岩類(御齋所・竹貫・八  
 茎・助常・松ヶ平・山上・割山など), 3: 中・古生代  
 堆積岩類



第5図 「川前及び井出」図幅地域の  
 主要な破砕帯・剪断帯・断層  
 の位置と名称  
 ①：川川破砕帯西側断層， ②：川  
 川破砕帯中央断層， ②'：②の南  
 方延長相当断層， ③：川川破砕  
 帯東側断層， ④：双葉断層

地質時代		地質單元			火成活動	構造運動 海水準変動など				
		畑川破砕帯以西	畑川破砕帯 —双葉破砕帯間	双葉破砕帯以東						
新 生 代	第四紀	完新世	沖積層 (扇状地及び緩斜面堆積物)			▽ 珪長質火山活動 ▽ 苦鉄質火山活動 ▽ 珪長質火山活動	双葉断層の左横ずれ運動 (相馬中村・原町地域)			
		更新世	後期	低位段丘堆積物 I, II						
			中期	中位段丘堆積物 I, II, III, IV						
			前期	高位段丘堆積物 I, II						
	第三紀	鮮新世	未区分第四系				仙台層群 大年寺層	阿武隈山地の隆起 (破砕帯の垂直変位)  海 進  海 進 海 退 海 退  海 進 海 退 海 進		
		中新世	後期				多賀層群			
			中期	高久層群	沼ノ内層 上高久層					
		新第三紀	前期	白土層群	南白土層 吉野谷層					
				湯長谷層群	三沢層 本谷層					
			龜ノ尾層 水野谷層							
			五安層 柵平層							
			古第三紀	漸新世					白水層群	
		始新世		後期	白坂層					
				中期	浅貝層					
		暁新世		前期	石城層					
中 生 代	白亜紀	後期	双葉層群			玉山層 笠松層 足沢層	畑川破砕帯・双葉破砕帯 の左横ずれ運動  + + 花崗岩質 + 深成活動 + ▽ 珪長質火山活動			
		前期	貫入岩類			貫入岩類 (八基地域の火山岩類) (郭公山層)				
	ジュラ紀									
	古生代	ペルム紀	清太郎沢層							
		石炭紀	松山沢層 ?							
			"八基石灰岩" 太滝沢層 ?							
		デボン紀								
	時代未詳		未区分変成岩類 八基変成岩類 猫鳴山斑れい岩類 超苦鉄質岩類			+ 苦鉄質深成活動		広域変成作用		

第6図 「川前及び井出」 図幅地域の地質総括図



で八茎変成岩類に伴って分布する。

畑川破砕帯以東地域の最古期の岩石の一つは八茎変成岩類である。畑川破砕帯に沿って両側を断層で境されて細長く分布し、主に泥質片岩からなり部分的に苦鉄質片岩を挟む。その大部分は花崗岩類による接触変成作用を被っている。阿武隈山地東縁から北上山地西縁にかけては、松ヶ平・母体変成岩類（黒田，1963）と総称される藍閃石片岩-緑れん石角閃岩相の変成岩類が点在し、その分布域は松ヶ平・母体帯と呼ばれ（加納，1970）、一連の低温高圧型変成帯に属することが知られている。八茎変成岩類はこの先デボン紀の変成とされている松ヶ平・母体変成岩類に対比される。

変成岩類としては、この他に畑川破砕帯以東の貫入岩中及び双葉破砕帯沿いに時代未詳・未区分のものが小規模分布する。貫入岩中のものは花崗岩類及び珪長岩中のゼノリスとして産する泥質及び苦鉄質変成岩であり、双葉破砕帯沿いの場合は破砕帯に沿って蛇紋岩、ペルム系とともに帯状に分布する泥質及び苦鉄質変成岩である。両者とも片理がよく発達し、貫入岩類による接触変成作用を被っている。

八茎変成岩類の南には、断層で接して時代未詳の非変成堆積岩類が分布する。下位より、暗青灰色頁岩の大滝沢層、結晶質石灰岩を主とする“八茎石灰岩”、黒色頁岩-中粒砂岩互層を主体とする松山沢層からなる。示準化石が産出しないため堆積年代は不明であるが、古生界と考えられている。

一方、双葉破砕帯沿いにも、細長く古生代堆積岩類が分布する。清太郎沢層と命名された本堆積岩類は主に黒色頁岩・細粒-中粒砂岩からなり、礫岩を伴う。礫岩中の石灰岩礫から中期ペルム紀を示すフズリナ化石が産出すること、及び南隣「平」図幅地域に分布する中部ペルム系高倉山層との岩相比較から、本層は中部ペルム系と推定される。

白亜紀以前の活動と推定される火成岩類としては、猫鳴山斑れい岩類、郭公山層及び八茎地域の火山岩類がある。猫鳴山斑れい岩類は畑川破砕帯に沿ってその東側に、猫鳴山を中心とする東西1 km 南北2 km の範囲に分布するほか、八茎変成岩中の小岩塊としても複数分布する。主として細粒角閃石斑れい岩からなり、八茎変成岩類の変成以前に貫入した可能性があるが、詳細は不明である。郭公山層は安山岩質溶岩及び火砕岩よりなり、非火山性碎屑岩を少量伴う。白亜紀花崗岩類中の捕獲岩体として分布し、それらによる接触変成作用を被っている。岩石学的特徴から、当図幅地域の北方約40 km に位置する白亜紀前期の火山岩類である高倉層（「原町及び大甕」図幅地域内）に対比されるが、活動時期の詳細は不明である。八茎地域の火山岩類はいわき市八茎鉦山北方の八茎変成岩類を貫く安山岩岩脈で、花崗岩類による接触変成作用を被っている。なお、その南方約7 km の

いわき市高倉山周辺（「平」図幅地域内）にはデイサイト質の凝灰岩及び凝灰角礫岩からなる火山岩が分布し、八茎地域の火山岩類はこの火山岩と一連のものである可能性が高い。

前期白亜紀貫入岩類として、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（八茎花崗閃緑岩）・中粒黒雲母花崗岩・中粒弱片状角閃石黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩・細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩・中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩（大倉山石英閃緑岩）・中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩・中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（玉ノ湯花崗閃緑岩）・閃緑斑岩・粗粒石英含有中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（斑状岩相を伴う）（大久川花崗閃緑岩）・細-中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩・細粒黒雲母花崗岩・花崗閃緑斑岩・珪長岩が分布する。

これらの貫入岩類は、程度の差はあれすべて貫入時もしくは貫入後に、畑川破砕帯・双葉破砕帯及び萩塚山東方から井出川流域横川を経て双葉破砕帯に至るNE-SW方向の剪断集中域などを形成した構造運動の影響を被っている。特に花崗閃緑斑岩と珪長岩は断層や破砕帯の分布地域に選択的に貫入している。

その年代がいわゆる阿武隈花崗岩類と比べてやや古いことや、磁鉄鉱を普遍的に含み岩石帯磁率が高いなどの岩石学的特徴から、畑川破砕帯以東地域の貫入岩類は、中央断層以西に広範に分布する阿武隈花崗岩類とは明瞭に区別され、北上山地の白亜紀花崗岩類に対比される。

これらの貫入岩類の南東縁部を不整合に覆って、後期白亜紀の双葉層群が東北東-西南西方向に狭長に分布する。その分布は本図幅地域の南半部から、南接する「平」図幅地域の北縁東部に及ぶ。双葉層群は下位より足沢層・笠松層・玉山層の3層に区別される。足沢層は基底礫岩に始まり、粗粒砂岩及び礫質粗粒砂岩からなる非海成相（扇状地-河川相）の浅見川部層と、その上位の海棲動物化石を豊富に含む泥質細粒砂岩-砂質泥岩の大久川部層（海成相）よりなる。笠松層は斜交層理の発達したアルコーズ質粗粒砂岩と暗灰色の砂質シルト岩・炭質シルト岩の互層からなり、非海成相（河川相）から一部海成相（ラグーン相）への周期的な変化が記録されている。玉山層は下部-中部（小久川部層）は斜交層理の発達したアルコーズ質粗粒砂岩が主体で、全体として非海成相（河川相）であるが、時折、海成相も見られる。玉山層の上部（入間沢部層）は海成の細粒砂岩よりなり、海棲の軟体動物化石と爬虫類・魚類などの骨格や歯の化石を含む。本層群はコニアシアン階及びサントニアン階下部に対比される。

双葉層群はこれまでアンモナイト等の多くの軟体動物化石とともに海棲爬虫類のフタバズキリュウ（長頸類）を産出することで知られていたが、最近陸棲爬虫類（恐竜）の産出も報じられるようになり、時折新聞誌上を賑わしている。

なお、本層群は地表では狭長に露出しているだけであるが、試錐調査や海底のドレッジ調査により、地表分布域東方の第三系の下位に広く伏在し、いわき市東方沖の海底に露出していることが確認されている。

### III. 2 畑川破碎帯以西の先第三系

畑川破碎帯の西側には、前期白亜紀の貫入と考えられる中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩・中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩・中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩・中粒黒雲母花崗岩（淡紅色黒雲母花崗岩）と、中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の包有岩としての細粒角閃石黒雲母閃緑岩が分布する。これらはいわゆる阿武隈花崗岩類に相当する。

### II. 3 新生界

本図幅地域は、新生界に関しては常磐炭田地域の北部に位置する。常磐炭田の第三系は下位より古第三系の白水層群、新第三系の湯長谷・白土・高久・多賀及び仙台層群からなり、各層群はそれぞれ基本的には不整合の関係（ただし一部では整合）で重なる（須貝ほか、1957；柳沢ほか、1989；根本ほか1996）。これらの地層群を構成する地層のうち、本図幅地域には下位より白水層群の石城層・浅貝層・白坂層、湯長谷層群の<sup>くぬぎだいら</sup>櫛平層・五安層・水野谷層・亀ノ尾層<sup>ほんや</sup>・本谷層・三沢層<sup>しらど</sup>、吉野谷層及び南白土層、高久層群の上高久層及び沼ノ内層、多賀層群、及び仙台層群上部の大年寺層が分布する。第三系は阿武隈山地の東側の低平な丘陵地に主として分布するが、多賀層群は試錐によって地下に伏在していることが確認されているのみで地表には露出しない。なお、常磐炭田地域は、その沖合に中心部を持つ後期白亜紀から現在に至る堆積盆地（常磐沖堆積盆；岩田、1995）の西縁部に位置している。

上部始新統-下部漸新統の白水層群は、白亜系の双葉層群及び先第三系の変成岩・貫入岩及び堆積岩類を不整合に覆う。本層群は陸成層に始まり上位に向かって海成層に変化する海進的な堆積相を示し、下位より石城層・浅貝層・白坂層に区分される。石城層は礫岩・砂岩・泥岩からなり石炭層を挟む。本層は輪廻層が発達し河川成堆積物からなる下部と、海生貝類化石を含む砂岩を主とする上部に区分される。浅貝層は浅海成の細粒砂岩からなる地層で、浅貝動物群と呼ばれる軟体動物群を産する。最上部の白坂層は海成の灰色泥岩層である。

下部中新統の湯長谷層群は白水層群を不整合に覆い、下位より櫛平層・五安層・水野谷層・亀ノ尾層・本谷層・三沢層に区分され、1つの大きな海進海退のサイクルをなす。各層はそれぞれ整合の関係にある。櫛平層は、礫岩・砂岩及び泥岩からなる湯長谷層群の海進初期の陸

成層で、凝灰岩を挟む。五安層は海成の青灰色細粒砂岩で、これにアルコース質の灰白色粗粒-極粗粒砂岩及び礫質砂岩を挟む。水野谷層は主に塊状の緑灰色海成泥岩からなり、上部では粗-中粒砂岩層を挟むことがある。亀ノ尾層は薄葉理が発達した海成泥岩を特徴とする。本谷層は塊状の緑灰色海成泥岩からなり、まれに厚さ数 cm の細粒砂岩層を挟む。三沢層は下部は海成の砂岩泥岩互層からなるが、上位に向かって海退し、上部は陸成の礫質極粗-粗粒砂岩からなる。

白土層群は、湯長谷層群を不整合（一部整合）に覆う下部中新統で、吉野谷層と南白土層に分けられる。吉野谷層は下部が礫岩と凝灰質泥岩、上部が凝灰質泥岩砂岩互層からなる陸成層であり、全体として凝灰質であることを特徴とする。南白土層は下部の泥岩及び砂岩と上部の砂岩からなり、珪長質凝灰岩を挟む。下部の泥岩・砂岩はほとんどが非海成層であるが、最上部は海水が侵入し、汽水成の堆積物となる。上部の砂岩は海成層で、礫質粗粒砂岩と塊状細粒砂岩からなる。

高久層群は白土層群を不整合に覆う下部中新統ないし中部中新統で、模式地では下位より、上高久層・沼ノ内層・下高久層の3層からなるが、本図幅地域では、このうち上高久層と沼ノ内層のみが分布する。上高久層は海成の礫岩及び砂岩から、沼ノ内層は塊状の海成泥質極細粒砂岩からなる。

中-上部中新統の多賀層群は、主に塊状の灰色泥質極細粒砂岩-砂質泥岩からなる海成層で、微化石を多産する。本層群は丘陵地の地下には広く伏在するが、地表には分布しない。

最上部の鮮新統仙台層群は、模式地では下部（亀岡層と竜の口層）と上部（向山層と大年寺層）からなるが、本地域に分布するのは最上部の大年寺層のみである。大年寺層は多賀層群を不整合に覆い、下部が海成の砂岩及び砂質泥岩、上部が海成泥岩からなる。本層は双葉断層の東側の丘陵地の大部分を占めて広く分布する。

第四系は主として段丘堆積物と沖積層からなる。段丘堆積物はその分布高度から、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物に大きく3分され、中位段丘堆積物はさらに4つに、低位段丘堆積物は2つに細分される。高位段丘堆積物は丘陵の頂部に断片的に分布するのみであるが、面の高度から少なくとも2つに区分される。これらのうち中位I段丘堆積物は後期更新世最終間氷期の最大海進時の堆積物に対比され、高位段丘堆積物は中期更新世に、低位段丘堆積物は後期更新世最終氷期から完新世に形成されたと推定される。沖積層は井出川及び木戸川に沿って比較的広く分布するほか、北西部の川内村下川内付近にも分布する。

## II. 4 地質構造の概要

本図幅地域には、ほぼ南北方向に平行して延びる 2 列の破砕帯、畑川破砕帯及び双葉破砕帯が発達している(第 4 図)。畑川破砕帯と双葉破砕帯は、阿武隈山地東縁に沿って N10° W 方向に約 100 km にわたって連続する破砕帯である。その北方延長は第三系の被覆によって角田より北方でははっきりしなくなるが、畑川破砕帯は鬼首-湯沢マイロナイト帯(笹田, 1984)へとつながると考えられる(久保・高橋, 1992)ので、少なくとも畑川破砕帯は延長 200 km 以上に及ぶ。また、双葉破砕帯の北方延長も、被覆する新第三系の隆起部及び撓曲帯として宮城県仙台市西方まで追跡可能である。

両破砕帯の南方延長は、本図幅地域に南接する「平」図幅地域の北端近くで先新第三系分布域の南縁を画して WNW-ESE 方向に延びるニッ箭断層(須貝ほか, 1957)と交差する地点までは追跡されるがニッ箭断層以南ではその位置が明確ではない。

「角田」図幅地域から本地域にかけて、阿武隈山地東縁部に沿って連続して露出する畑川破砕帯は、数列の平行な断層とマイロナイト・カタクラサイトが顕著に発達する幅 2-3 km の帯状部として認められる。畑川破砕帯中の発達の顕著な断層のうち、「原町及び大甕」図幅地域で命名した畑川破砕帯中央断層(第 5 図の②)は、阿武隈花崗岩類と北上花崗岩類を境する地帯構造区分上の境界断層としての性格を有する。中央断層は「浪江及び磐城富岡」図幅地域中央部付近において東西系断層で分断されて南方への連続性が途切れる。しかし、阿武隈花崗岩類と北上花崗岩類を境するという性格を有する断層をその南方延長と考えることにすると、川内村割山峠の東 1 km を通る断層がこれに相当する(第 5 図の②)。本図幅地域内では双葉町貝ノ坂西方からいわき市ニッ箭山東方にかけてほぼ南北方向に延び、破砕帯中に細長く分布する変成岩類とそれを貫く花崗岩類の西縁を画している断層がこれに相当する。

本図幅地域中央部以南では、この断層は東西系の数条の断層で分断され、その変形・破砕の程度がより小規模になり、あまり目立たなくなる。一方、変成岩類の東縁を画する断層は、N-S から NNW-SSE に向きを変え千軒平溜池及び三森山山頂付近へと分岐して行き、その変形・破砕の程度に特段の変化は認められない。

双葉破砕帯は大局的には中・古生界基盤岩類と新生界を境する破砕帯である。地形的には、中・古生界とそれを薄く覆う中新統からなる阿武隈山地と、その東方の主として新生界からなる丘陵及び平野地域を境する。本図幅地域では、富岡町半弥沢からいわき市久之浜末続にかけて連続する幅約 1 km の変形集中域で、断層及びマイロナイト・カタクラサイトが顕著に発達する。また地域南端近くでは新生界に隆起・撓曲等が発達する。

双葉破砕帯の断層のうち最新の活動を示すのは双葉断層(活断層研究会, 1980)で、その活動時期は更新世後期まで及ぶ。双葉断層は主として原町から浪江にかけての地域に発達するが、本図幅地域における双葉破砕帯東縁の断層はその南方延長部に相当する。

本図幅地域北縁富岡町周辺でのボーリング資料によれば、双葉破砕帯の東約 1.5 km の地点では標高 -685 m で、同じく 2.5 km の地点では標高 -764.7 m で新第三系は基底に達し、その下には先新第三系花崗岩類の分布が確認されている(第 47 図参照。江口・鈴木, 1960; 柳沢ほか, 1989)。したがって当地域では、第三紀以降双葉破砕帯を境にその西側は東側に対して少なくとも 800 m 以上上昇している事が判る。

畑川破砕帯と双葉破砕帯に挟まれた地域には NE-SW 及び NW-SE 方向の断層が発達している。特に前者は「浪江及び磐城富岡」図幅地域の南縁近くで双葉破砕帯から分岐して横川を経て萩塚山東方に至る地域で顕著で、同方向に延びる岩脈の多数分布する剪断集中域を構成している。

畑川破砕帯・双葉破砕帯に発達するマイロナイトの非対称小構造は、「相馬中村」・「原町及び大甕」・「浪江及び磐城富岡」図幅地域の場合と同様に「川前及び井出」図幅地域でも、これらの破砕帯が左横ずれのセンスを有することを示している。両破砕帯のこの左横ずれ断層運動の活動時期は、前期白亜紀の深成活動以降、新第三紀の火山活動以前であるが、前述のように双葉破砕帯では更にそれ以降に、阿武隈山地の上昇をもたらした垂直変位を伴う断層運動が生じている。畑川破砕帯のカタクラサイトを伴う断層や畑川・双葉両破砕帯中の南北方向に延びる断層及び地質体を高角度で切る断層は、この時期の形成である可能性が高い。また、畑川破砕帯に沿って分布する八茎変成岩類の西縁を画する断層のうち、浅見川流域以南の部分もこの時期の変動を被っている可能性がある。

### Ⅲ. 変成岩類

(坂野靖行・久保和也)

#### Ⅲ. 1 概要と研究史

本図幅地域内に分布する変成岩類は、1) 畑川破碎帯沿いに分布する八茎変成岩類、2) 畑川破碎帯以東の貫入岩中の変成岩類、3) 双葉破碎帯沿いに分布する変成岩類の3者がある。

阿武隈山地東縁部から北上山地西縁部にかけての地域には、松ヶ平・母体変成岩類(黒田, 1963)と総称される藍閃石片岩相-緑れん石角閃岩相の変成岩類が点在する。加納(1970)はこの変成岩類の分布地帯を松ヶ平・母体帯と呼んだ。本図幅内の八茎変成岩類はこの松ヶ平・母体変成岩類の一部である。松ヶ平・母体変成岩類は一連の低温高压型変成帯(松ヶ平・母体帯)に属することが、多くの研究によって指摘されている(黒田, 1963; Kanisawa, 1964; 原・梅村, 1979; 前川, 1981)。

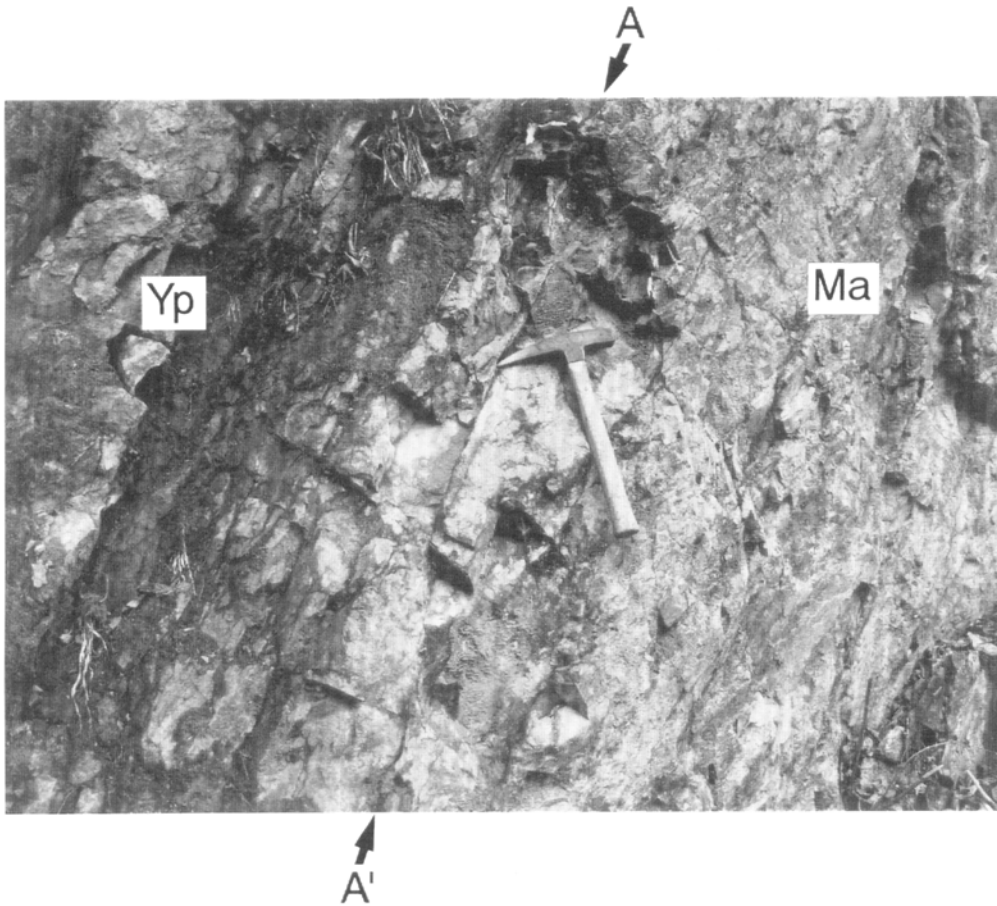
八茎変成岩類は大野ほか(1953)により命名され、Sendo(1958)の鬼太郎変成岩類、Yanagisawa(1967)の菖蒲平層に相当する。岩生(1958)は八茎変成岩類から藍閃石が産することを報告した。Seki and Ogino(1960)は花崗岩類による接触変成作用を被っていない

苦鉄質片岩よりパンペリー石及び藍閃石を報告し、八茎変成岩類が藍閃石片岩相の変成岩であることを明らかにした。関(1962)は八茎鉾山周辺地域の調査を行い、八茎変成岩類は主に泥質、砂質及び苦鉄質の結晶片岩よりなり、その大部分は花崗岩類による接触変成作用を被っており、このために泥質片岩中に黒雲母・堇青石・紅柱石まれにザクロ石が、苦鉄質片岩中に黒雲母・単斜輝石・中性長石-曹灰長石が再結晶していることを明らかにした。

八茎変成岩類と隣接する古生層(本図幅では時代未詳の堆積岩類としている。)との関係は多くの研究によって議論されてきた。西脇ほか(1960)、岩生・松井(1961)、関(1962)及びYanagisawa(1967)は八茎変成岩類と古生層とは整合であり、変成岩類は層序的下位の部分であると考えた。すなわち八茎変成岩類は古生層の下位の部分が変成されたという考えである(関, 1962)。ただし岩生・松井(1961)を除いて、現在見られる両者の関係は断層であるとしている。これに対して小貫(1966)は八茎変成岩類を、上部デボン系によって不整合に覆われる母体変成岩類・松ヶ平変成岩類と対比



第7図 花崗岩類に貫かれている八茎変成岩類の苦鉄質片岩  
スケールの直径は約6 cm. (広野町浅見川上流)



第 8 図 八茎変成岩類と松山沢層との境界断層

A-A'及びハンマーの先端部は境界面の位置を示す。

Ma: 松山沢層 (頁岩), Yp: 八茎変成岩類 (泥質片岩). ハンマーは全長約 35 cm. (いわき市松山沢上流)

し、八茎変成岩類の変成年代は上部デボン系の堆積前であるとした。小貫 (1966) も現在見られる変成岩類と古生層との関係は断層であるとしている。

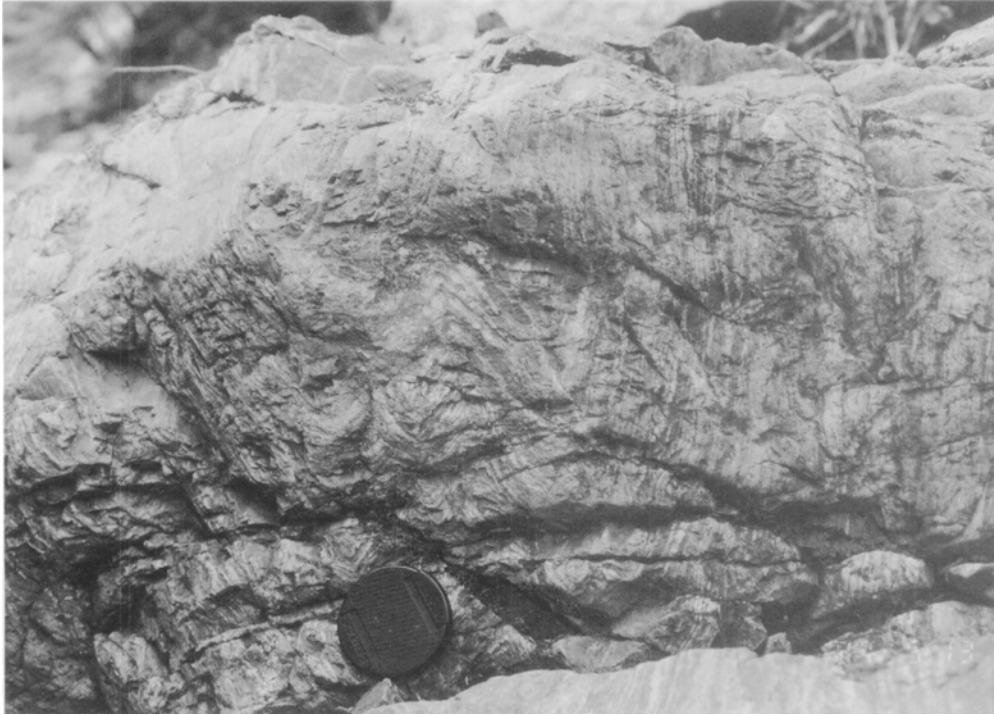
畑川破碎帯以東の貫入岩中の変成岩類については、渡辺ほか (1983 a) による研究があげられる。渡辺ほか (1983 a) は、井出川支流小出川の枝沢にて電気石・コランダム・ヘルシナイト等をパッチ状に含むザクロ石・黒雲母片岩を見出した。彼らはこの岩石は複変成作用を被ったと考え、電気石・コランダム・ヘルシナイト等から構成される部分は初期の変成作用の残存部分であると考えた。

### III. 2 八茎変成岩類 (Ym, Yp)

**分布及び産状** 八茎変成岩類は、本図幅地域中央部付近に、畑川破碎帯に沿って、南北に細長く帯状に分布する。北部の川内村下川内付近では変成岩類の東西方向の幅は 250-500 m と狭いが、南部では広くなり、いわき市三森山付近では約 2,500 m である。八茎変成岩類の西縁は白亜紀花崗岩類と畑川破碎帯中央断層の南方延長相当

断層で接し、その東縁は同岩類と断層で接する。ただし、西縁部の広野町浅見川上流においては、変成岩類は白亜紀花崗岩類によって貫かれる (第 7 図)。また、いわき市八茎鉱山付近においては変成岩類は時代未詳の堆積岩類を取り巻くようにして分布する。時代未詳の堆積岩類分布域北部の松山沢上流部においては、松山沢層の構造的上位に変成岩類が存在し、両者の境界は断層である。この境界は、松山沢沿いの林道 (第 8 図) 及び松山沢支流で観察できる。露頭では両者はぴったりとくっついているように見えるが、鏡下の観察では著しく破碎を被っている。関 (1962) 及び小貫 (1966) もこの断層を確認しており、小貫 (1966) はこれを松山沢衝上断層と呼んだ。時代未詳の堆積岩類分布域南部の大滝沢では、大滝沢層の構造的下位に変成岩類が分布する (第 11 図参照)。両者の境界付近は剪断を受けていることから、それらの関係は断層であると考えられる。

本図幅では、小貫 (1966) に従い八茎変成岩類を母体変成岩類・松ヶ平変成岩類に対比し、八茎変成岩類の変成年代は先デボン紀であるとする。松ヶ平変成岩類は永広・大上 (1990) によって上部デボン系によって不整合



第9図 小褶曲が発達する八茎変成岩類の苦鉄質片岩  
スケールの直径は6 cm. (いわき市三森山北方大久川)

に覆われることが明らかにされている。

八茎変成岩類の大部分は白亜紀花崗岩類による接触変成作用を被っている。ただし、いわき市八茎鉦山付近の変成岩類分布域の東縁部付近、すなわち三森山周辺及び仁井田川沿いの変成岩類は接触変成作用を被っていない。

八茎変成岩類はその大部分が泥質片岩で、部分的に苦鉄質片岩を挟む。苦鉄質片岩の幅は約50 cm-600 mである。泥質片岩及び苦鉄質片岩ともに層面片理が発達している。片理のトレンドは、走向N5°E-N50°E、傾斜50°-70°Nである。

八茎変成岩類はいわき市八茎鉦山付近では隣接する時代未詳の堆積岩類とともに白亜紀花崗岩類に貫入され、両者は著しく接触変成作用を被っている。変成岩類と時代未詳の堆積岩類の分布から花崗岩類は松山沢衝上断層の南方延長部分に貫入したと考えられる。

#### 岩石記載

##### 苦鉄質片岩 (Ym)

苦鉄質片岩は片理及び小褶曲が発達している(第9図)。全体的に角閃石・緑泥石・緑れん石に富み、石英と斜長石に富む薄層を挟む。花崗岩類による接触変成作用の認められない苦鉄質片岩を構成する主な鉱物は、石英・斜長石・緑泥石・角閃石・緑れん石・リュウコクシンである。石英を欠くこともある。角閃石は繊維状-長柱状で淡緑色を示し、アクチノ閃石質と思われる。残留鉱

物であると考えられる柱状の緑色-淡緑色の角閃石が存在することがあり、それらは繊維状角閃石によって取り囲まれる。副成分鉱物として方解石がある。

接触変成作用の認められる苦鉄質片岩の主成分鉱物は石英・斜長石・緑泥石・角閃石・緑れん石・リュウコクシン・黒雲母であり、黒雲母の出現によって特徴づけられる。ただし、必ず黒雲母が出現するわけではない。また石英を欠くこともある。著しく接触変成を被ったものは塊状緻密となり単斜輝石が出現する(いわき市二ッ箭山東方)。角閃石は青緑-緑色で、繊維状-長柱状の形態を示す。また比較的粗粒柱状の緑色角閃石が片理を切って脈状に産することもある。副成分鉱物としては、電気石・方解石・スフェン・ぶどう石がある。接触変成作用を被っている苦鉄質片岩(GSJ R76510; 広野町浅見川)中の角閃石をEPMAにより分析を行った。命名法はLeake *et al.* (1997)に従った。Fe<sup>3+</sup>量はSchumacher (1997)のminimun Fe<sup>3+</sup>法を用いて推定した。角閃石は、繊維状を示すものはmagnesiohornblende [Si = 6.85-7.50 (O=23), X<sub>Mg</sub> (=Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>))=0.54-0.67]であり、長柱状を示すものはferropargasite-pargasite (Si = 6.18-6.34; X<sub>Mg</sub>=0.47-0.51)である(第1表)。

##### 泥質片岩 (YP)

泥質片岩は珪長質な部分と泥質な部分の互層する縞状構造を示し、片理及び小褶曲がよく発達する。花崗岩類

第1表 八葦変成岩（苦鉄質片岩；GSJ R76510）中の角閃石の化学組成

	1		2	
	Mghb	Mghb	Fepar	Par
SiO <sub>2</sub>	46.1	49.2	40.5	42.0
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.18	0.04	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.78	5.75	15.1	12.7
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.02	0.00	0.01
FeO*	16.6	15.3	18.4	19.2
MnO	0.53	0.59	0.36	0.54
MgO	11.3	13.0	7.94	9.08
CaO	12.2	12.2	11.8	11.6
Na <sub>2</sub> O	1.14	0.71	1.76	1.92
K <sub>2</sub> O	0.27	0.16	0.46	0.29
Total	97.3	97.1	96.4	97.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.73	2.16	2.94	4.01
FeO	14.1	13.4	15.8	15.6
New total	97.5	97.4	96.7	97.8

O=23

Si	6.848	7.244	6.168	6.335
<sup>27</sup> Al	1.152	0.756	1.832	1.665
<sup>29</sup> Al	0.385	0.242	0.878	0.592
Ti	0.040	0.020	0.005	0.000
Cr	0.002	0.002	0.000	0.001
Fe <sup>3+</sup>	0.305	0.239	0.337	0.455
Fe <sup>2+</sup>	1.757	1.645	2.007	1.967
Mn	0.067	0.074	0.046	0.069
Mg	2.502	2.854	1.803	2.042
Ca	1.942	1.925	1.925	1.875
Na	0.328	0.203	0.520	0.561
K	0.051	0.030	0.089	0.056
Total	15.379	15.233	15.609	15.617

\*Total iron as FeO.

1 繊維状結晶, 2 長柱状結晶.

Mghb=magnesiohornblend, Fepar=ferropargasite, Par=pargasite.

による接触変成の認められない泥質片岩はそうでないものに比べ、泥質部分が黒っぽく見える。接触変成を被っていない泥質片岩を構成する主な鉱物は石英・斜長石・炭質物・緑泥石・白雲母で、副成分鉱物として方解石がある。

接触変成を受けた泥質片岩の主要構成鉱物は通常、石英・斜長石・炭質物・緑泥石・白雲母・黒雲母であり、黒雲母の出現によって特徴づけられる。花崗岩類との貫入境界付近では接触変成作用が著しく、広野町浅見川上流ではザクロ石が、いわき市大滝沢西方では堇青石が上述の鉱物に加わることがある。副成分鉱物としては燐灰石・スフェン・電気石がある。南部のいわき市八葦鉱山付近では、石英・斜長石がモザイク状を呈し、黒雲母は部分的にデカッセイト組織を示す。広野町浅見川より北方では、石英にはサブグレイン化と流状構造が発達し、マイロナイト化が顕著である。

第2表 双葉破碎帯沿いの変成岩（苦鉄質変成岩；GSJ R76511）中の角閃石の化学組成

	1		2	
	Edenite	core Mghb	rim Tsch	
SiO <sub>2</sub>	43.4	52.4	42.6	
TiO <sub>2</sub>	0.41	0.05	0.17	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.9	3.44	12.1	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.52	0.01	0.03	
FeO*	14.8	13.1	15.4	
MnO	0.28	0.39	0.24	
MgO	10.9	15.7	11.9	
CaO	12.0	13.0	11.7	
Na <sub>2</sub> O	1.70	0.36	1.54	
K <sub>2</sub> O	0.19	0.10	0.17	
Total	96.1	98.6	95.9	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.50	3.14	5.47	
FeO	13.5	10.3	10.5	
New total	96.3	98.9	96.4	

O=23

Si	6.519	7.477	6.366
<sup>27</sup> Al	1.481	0.523	1.634
<sup>29</sup> Al	0.625	0.056	0.498
Ti	0.046	0.005	0.019
Cr	0.062	0.001	0.004
Fe <sup>3+</sup>	0.170	0.337	0.616
Fe <sup>2+</sup>	1.689	1.226	1.309
Mn	0.036	0.047	0.030
Mg	2.441	3.340	2.651
Ca	1.931	1.988	1.873
Na	0.495	0.100	0.446
K	0.036	0.018	0.032
Total	15.531	15.118	15.479

\* Total iron as FeO.

1 繊維状結晶, 2 累帯構造を示す結晶.

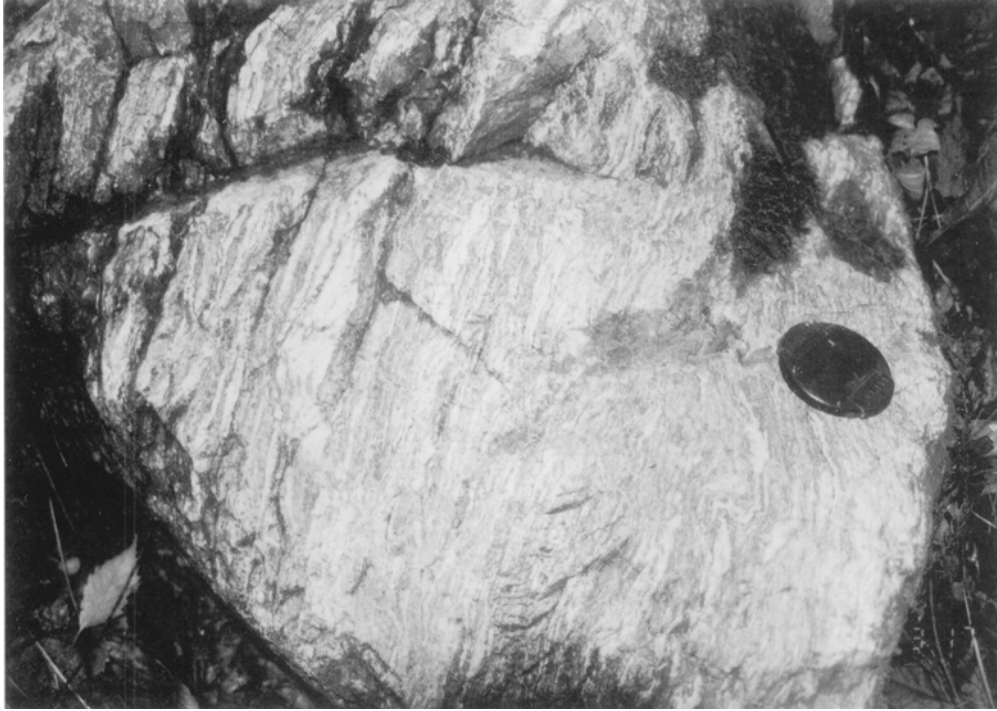
Mghb=magnesiohornblende, Tsch=tschermakite.

### III. 3 畑川破碎帯以東の貫入岩中の変成岩類 (Xm, Xp)

本図幅地域北部の檜葉町横山周辺から郭公山付近にかけて、花崗岩類及び珪長岩中のゼノリスとして産する。ゼノリスの大きさは約 50×100 m-500×1,000 m である。横山の北東方向、本図幅地域北隣「浪江」地域の富岡町大木戸川原には本岩が比較的広範に分布している。

苦鉄質変成岩 (Xm) と泥質変成岩 (Xp) よりなりホルンフェルス化が著しい。両岩石とも片状構造及び小褶曲が発達する。

苦鉄質変成岩 (Xm) は斜長石・緑泥石・角閃石・黒雲母・不透明鉱物よりなり、これに単斜輝石が加わることがある。角閃石は濃緑色を示し柱状である。やや粗粒柱状の濃緑色-緑色角閃石からなる脈が片理を切って産出することがある。苦鉄質変成岩の中には塊状を示すものもあり、鏡下では短冊状を示す斑状斜長石仮晶が認め



第 10 図 小褶曲が発達する双葉破碎帯沿いの泥質変成岩  
スケールの直径は約 6 cm. (檜葉町中平西方)

られ、火山岩溶岩起源であると考えられる。

泥質変成岩 (Xp) の主要構成鉱物は石英・斜長石・炭質物・緑泥石・黒雲母であり、これにザクロ石が加わることがある。副成分鉱物としては磷灰石・電気石がある。石英・斜長石のモザイク化が著しい。黒雲母は部分的にデカッセイト組織を示す。

### III. 4 双葉破碎帯沿いの変成岩類 (Mm, Mp)

**分布及び産状** 本図幅地域北端部の富岡町半弥沢から檜葉町寺下にかけて、双葉破碎帯に沿って南北に帯状に分布する。東西方向の幅は 50-400 m である。西縁は花崗岩類と断層で接し、その東縁はペルム系清太郎沢層と断層で接するが、北部の富岡町半弥沢付近では古第三系白水層群によって不整合に覆われる。また変成岩類とペルム系との間に蛇紋岩類が断続的に分布する。変成岩類及びペルム系はほぼ東西方向の断層によって分断されている。破碎帯内に位置するため、変成岩類は隣接する花崗岩類及びペルム系とともに強く圧碎されている。変成岩類の片理の走向のトレンドは井出川南方では  $N10^{\circ}-25^{\circ}E$  であるが、井出川北方では  $N10^{\circ}-20^{\circ}W$  である。変成岩類は主に泥質変成岩よりなり部分的に苦鉄質変成岩を挟む。変成岩類は花崗岩類によると考えられる接触変成作用を被っている。

#### 岩石記載

##### 苦鉄質変成岩 (Mm)

苦鉄質変成岩は片理及び小褶曲が発達している。主要構成鉱物は石英・斜長石・緑泥石・角閃石・緑れん石・リュウコクシンで、これに黒雲母が加わることがある。また石英や緑れん石を欠くこともある。副成分鉱物として電気石・不透明鉱物がある。角閃石は繊維状-長柱状で青緑-緑色を示す。しばしば比較的粗粒柱状の緑色角閃石が片理を切って脈状に産することがある。苦鉄質変成岩の中には塊状を示すものもあり、鏡下では斑状斜長石仮晶及び斑状角閃石仮晶（部分的に繊維状角閃石の集合体となっている）が認められ、原岩は安山岩質溶岩であると考えられる。本岩石は斜長石・緑泥石・角閃石・緑れん石・リュウコクシン・不透明鉱物よりなり、角閃石は青緑色を示し繊維状-長柱状である。長柱状角閃石は淡緑色を示すコアと青緑色を示すリムからなる累帯構造を示すことがある。この岩石 (GSJ R76511; 檜葉町中平西方) 中の角閃石を EPMA により分析を行った。命名法は Leake *et al.* (1997) に従った。Fe<sup>3+</sup>量は Schumacher (1997) の minimum Fe<sup>3+</sup>法を用いて推定した。繊維状及び長柱状を示す青緑色角閃石は edenite (Si = 6.51-6.61; X<sub>Mg</sub> = 0.59-0.65) である (第 2 表)。累帯構造を示す角閃石では、リムは tschermakite (Si = 6.36-6.43; X<sub>Mg</sub> = 0.64-0.67) であり、コアは magnesiohornblende (Si = 7.43-7.48; X<sub>Mg</sub> = 0.71-0.73) である (第 2 表)。



#### 泥質変成岩 (Mp)

泥質変成岩は片理及び小褶曲が発達している (第 10 図)。泥質変成岩の主要構成鉱物は、石英・斜長石・炭質物・緑泥石・白雲母で、これに黒雲母が加わることがある。副成分鉱物として方解石・電気石・燐灰石がある。

黒雲母はデカッセイト組織を示すことがある。また局所的に砂質の部分があり、その主要構成鉱物は泥質のものと同じで、副成分鉱物として碎屑性の電気石・ジルコンがある。

#### IV. 時代未詳の堆積岩類

(兼子尚知)

##### IV. 1 概要と研究史

福島県いわき市四倉町八茎付近に分布する堆積岩類については、これらがスカルン鉱床を胚胎する点で共通しており、一括して既述することとする。

この地域の時代未詳の堆積岩類は、四倉町八茎において南北約 2.5 km, 東西約 1.5 km にわたるほぼ長方形の分布を有する。これらの堆積岩類のなかでは、松山沢層がもっとも広い分布を示し、分布面積の割合はおよそ 8 割を占める。本堆積岩類は八茎変成岩類とは断層で、花崗岩類とは貫入関係または断層によって接しており、時代の確定している堆積岩類との直接の層序関係はない。全体の構造は、おおむね東西性の走向と北側への傾斜 (30-60°) を示す。後述するように地層の上下は逆転していないことから、これらの地層のうちでは南側に分布する大滝沢層が層序的に下位となり、これより北方に向かって上位の“八茎石灰岩”, 松山沢層が累重する。大滝沢と緑青沢合流点から石灰岩採石場にかけては向斜及び背斜構造が明瞭に認められる。

ここで扱う堆積岩類に関する代表的な層序学的研究として、年代順に以下のものが挙げられる。Watanabe (1922) は、八茎地域の層序を変成岩からなる Lower Group と、頁岩及び石灰岩からなる Upper Group に区分した。西脇ほか (1960) は、変成岩類と非変成堆積岩類を一括して八茎古生層とし、それを下部層 (変成岩類) と上部層 (非変成岩類) に区分した。岩生・松井 (1962)

は、八茎地域の變成岩類と本章で扱う堆積岩類を一括して八茎統と呼んだ。小貫 (1966) は、これらの地層を下位より八茎結晶片岩類・大滝沢層・八茎石灰岩・松山沢層に区分した。Yanagisawa (1967) 及び柳沢 (1969, 1970) は、八茎石灰岩以下を仁井田川層群に一括し、松山沢層を南隣「平」図幅内に分布する中部ペルム系と併せて高倉山層群に含めた (第 3 表)。

第 1 表では、これらの時代未詳堆積岩類を上記の研究に合わせて上部古生界に位置づけ、「IV.5 対比」においてもそのように扱った。

##### IV. 2 大滝沢層 (Ot)

**定義** 福島県いわき市四倉町八茎の仁井田川支流大滝沢及び緑青沢流域付近に分布する、暗青灰色頁岩からなる地層。

**地層名** 小貫 (1966) による。

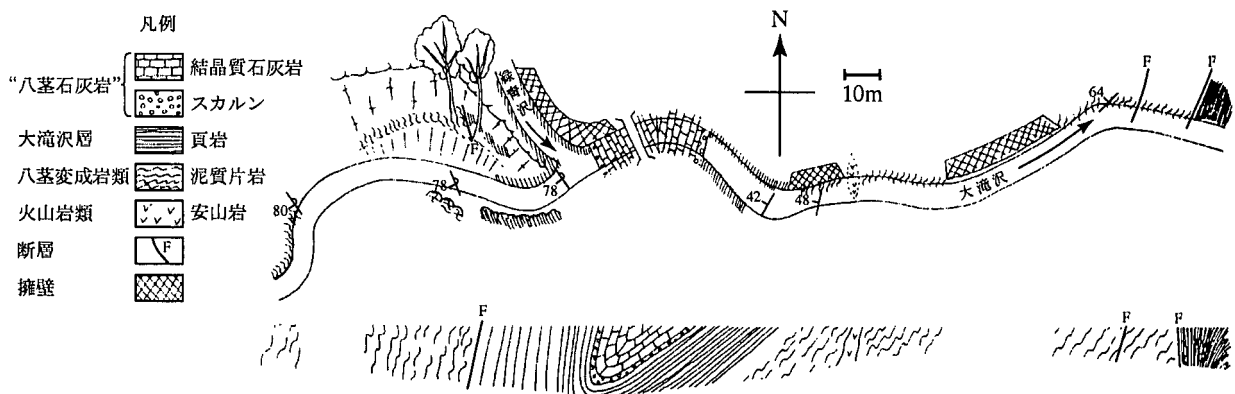
**模式地** 福島県いわき市四倉町八茎の大滝沢と緑青沢合流点付近 (第 11 図)。

**分布** 模式地から連続して、大滝沢上流の林道沿い、八茎鉱山石灰岩採石場の構内道路沿いに分布する。かつては八茎鉱山坑道内においてもみることができたが、同鉱山の坑道閉鎖のために地表下での観察はできなくなった。

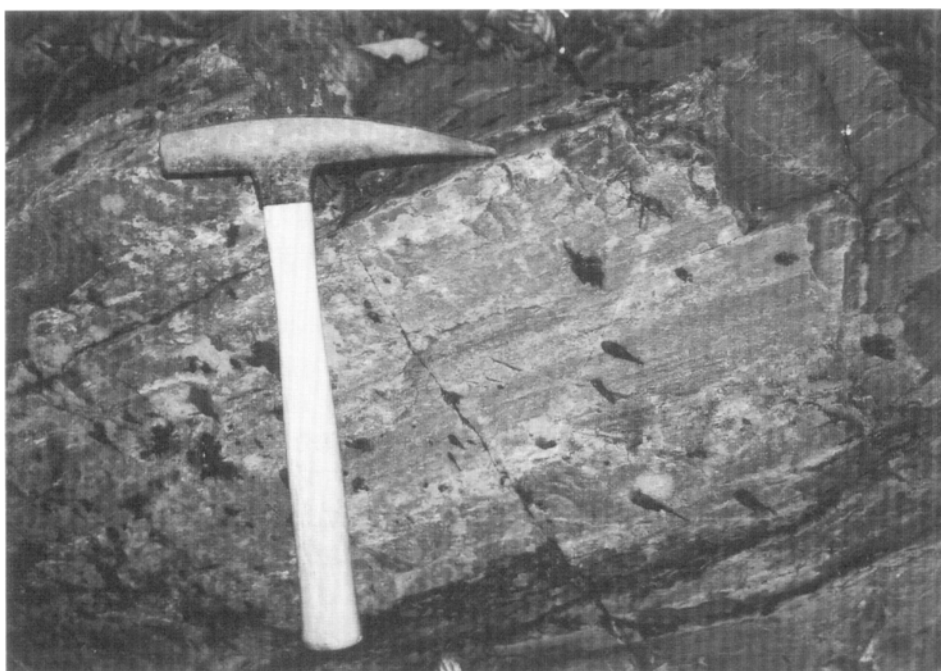
**層厚** 模式地付近で 30-50 m。大滝沢上流の林道付近では、およそ 250 m。

第 3 表 「川前」地域における時代未詳の堆積岩類の層序対照表 (八茎変成岩類及び高倉山層群を含む)

地質系統		Watanabe (1922)	西脇ほか (1960)	関 (1962)	岩生・松井 (1962)	小貫 (1966)	柳沢 (1969)	本報告	
ペルム系	上部			F.	八茎統		F.		
	中部	F. 上部粘板岩 石灰質粘板岩	F. 上部粘板岩	古生層		F. 高倉山統	F. 高倉山層	柏平層	
	下部	中部粘板岩				F.	F. 松山沢層	F. 入石倉層	
石炭系	上部層群	石灰岩	石灰岩		F.		八茎石灰岩	松山沢層	F. 松山沢層
	下部層群	F. 下部粘板岩	F. 下部粘板岩			大滝沢層	緑青沢部層	?	?
デボン系 ～ 先デボン系	下部層群	千枚岩質 および 片岩質層	緑色 片岩類	八茎 結晶片岩類		八茎 結晶片岩類	F. 菅蒲平層	F. 大滝沢層	F. 八茎変成岩類



第 11 図 仁井田川支流大滝沢と緑青沢との合流点付近のルートマップ



第 12 図 模式地における大滝沢層の暗青灰色頁岩  
葉理が発達し、薄層理に成層する。

**層序関係** 八茎変成岩類とは断層で接し、八茎花崗閃緑岩が本層下部に貫入しているため、本層の下限は不明である。

**岩相** 本層は、葉理が発達し薄層理に成層する、暗青灰色の頁岩よりなり（第 12 図）、その他の岩相は認められない。ただし、本層中にスカルン鉱床がみられることから、石灰質な部分（あるいは石灰岩レンズ）が存在していた可能性がある。

本層が八茎変成岩類と接する断層の近傍では、脆性破壊による角礫状化・細片化が認められる。また、花崗岩類の貫入によりホルンフェルス化している。

#### IV. 3 “八茎石灰岩” (YI)

**定義** 福島県いわき市四倉町八茎鉱山石灰岩採石場に模式的に分布する、白色あるいは暗灰色または白色-暗灰色縞状の結晶質石灰岩を主体として暗灰色頁岩を伴う地層。

**地層名** 小貫（1966）による。

本層は、八茎鉱山や八茎変成岩類の研究論文においては、古くから単に「石灰岩」などと記述されていた（Watanabe, 1922；平山, 1959；西脇ほか, 1960）。この名称の文献上の初出である小貫（1966）は、「八茎石灰岩と呼ばれている」と述べており、この名称が関係者の間で通称として用いられていたことがわかる。本来であれ



第 13 図 “八茎石灰岩” 模式地の採石場

ば地層命名法に従い正式な地層名が提唱されるべきであるが、例えば“八茎層”とすると八茎変成岩類や八茎古生層（西脇ほか，1960）などと混同される恐れがあること、この名称が定着しているために他の地名を地層名にあてるとかえって混乱を招く恐れがあることから、本論では“八茎石灰岩”と表記することとした。

**模式地** 福島県いわき市四倉町八茎鉱山石灰岩採石場（第 13 図）。

**分布** 模式地から連続して、大滝沢及び緑青沢流域に分布する。

**層厚** 模式地付近で 150m 内外。

**層序関係** 大滝沢と緑青沢合流点付近で、大滝沢層と“八茎石灰岩”の関係を観察することができる。ここでは、両層の走向・傾斜が一致するものの、“八茎石灰岩”の基底部がスカルン化作用を被っているため、両層の層序関係を認定することはできない（第 11 図）。

**岩相** 白色あるいは暗灰色または白色-暗灰色縞状の結晶質石灰岩が主であり、いくつかの層準に暗灰色頁岩の薄層（層厚数 cm から数十 cm）を挟有する（第 14 図）。石灰岩は著しく再結晶しており、化石の産出は認められていない。

本層の下盤には大規模なスカルン鉱床が発達しており、かつては盛んに採掘が行われていたが、現在は稼行されていない。

#### IV. 4 松山沢層 (Ma)

**定義** 福島県いわき市四倉町八茎の仁井田川上流松山沢流域一帯に模式的に分布する、黒色頁岩-中粒砂岩互層を主体として石灰質砂岩・結晶質石灰岩礫・凝灰質頁岩などを伴う地層。

**地層名** 小貫（1966）による。

**模式地** 福島県いわき市四倉町八茎の仁井田川上流松山沢流域一帯。

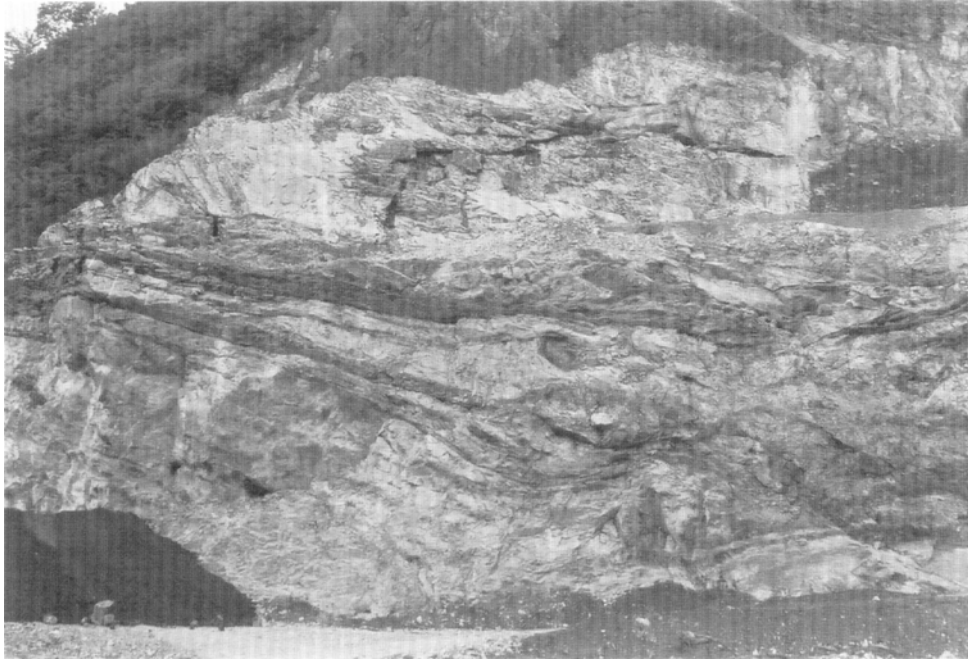
**分布** 模式地に連続して、緑青沢上流域及び千軒平溜池上流域に分布する。

**層厚** 約 1,100 m。

**層序関係** 本層と“八茎石灰岩”は調和的な構造を示すが、両層の直接の関係を観察できる露頭は見いだされず、層序関係は不明である。

本層の上限は、八茎変成岩類が上盤側となる逆断層で切られ、不明である。この断層は、松山沢上流部の林道と、松山沢層の分布の北西端にあたる松山沢支流の最上流部において観察される（第 8 図）。

**岩相** 本層は、数 cm-数十 cm の厚さで繰り返す黒色頁岩-中粒砂岩互層を主体とする（第 15 図）。この頁岩砂岩互層は、部分的に層厚 10 cm-20 cm 程度の石灰質粗粒砂岩や、石灰岩礫及び暗緑色凝灰質頁岩を挟有する。石灰岩礫は白色-灰色の結晶質石灰岩、その大きさと形状は中礫-大礫の垂円礫、これを含む基質は暗緑色凝灰質泥岩及び砂岩である。このような石灰岩礫層は複数層準あって松山沢層分布域中に点在するが、千軒平溜池付近



第14図 “八茎石灰岩”の白色-暗灰色縞状の結晶質石灰岩  
 黑色頁岩を挟有する。撮影範囲は、横幅が約10 m。(模式地の採石場西端付近)

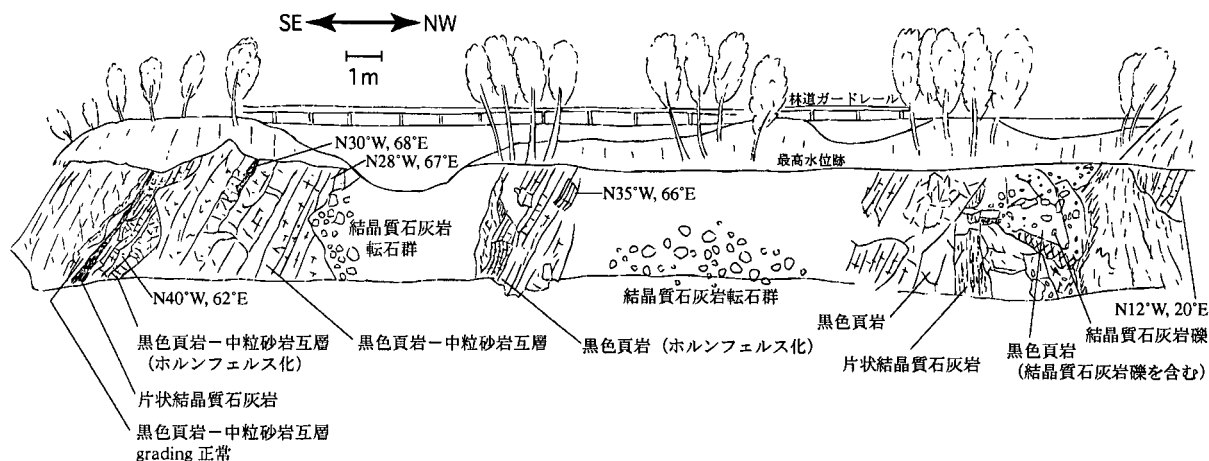


第15図 松山沢層の黑色頁岩-中粒砂岩互層  
 走向とほぼ一致する断面のため、層理面が写真の横方向に見える。全体がホルンフェルス化している。(松山沢中流域の林道)

(第16図)及び緑青沢中流部において模式的に露出する。緑青沢中流部の石灰岩礫層から、極めてまれであるが保存の悪いウミユリ化石が産出する。小貫(1966)は、松山沢中流部における試錐コアに、径が2-3 cmのひん岩・砂岩の円礫からなる厚さ1 m程度の礫岩が認めら

れると述べている。本研究の地表踏査では、千軒平溜池上流域において、上記と同様な大きさ・形状のひん岩または砂岩あるいは泥岩の礫が頁岩中に散在することを確認したが、礫岩層とは認定できない。

黑色頁岩-中粒砂岩互層の砂岩部分には級化層理が発



第 16 図 松山沢層の露頭スケッチ  
 黒色頁岩-中粒砂岩互層を主体として結晶質石灰岩礫を含む。(千軒平溜池)

達し、地層の上下判定を行うことができる。それにより、本層は逆転していないことがわかり、本章で扱う時代未詳の堆積岩類全体の上下関係が決定される。

本層分布域にはスカルン鉱床が点在し、天保年間より銅の採掘が行われていたとされる。しかし、現在ではいずれも稼行対象とはなっていない。本層も花崗岩類の貫入によって部分的にホルンフェルス化しているが、その程度は大滝沢層に比較すると軽微で、原岩の構造をよく残している。

本層のなかには多数の断層が発達し、構造が分断されていると思われるが、有効な鍵層が存在しないためにその構造の詳細は明らかではない。八茎鉱山石灰岩採石場付近にみられる向斜及び背斜構造は、北方に向かうにつれ徐々に不明瞭となる。

#### IV. 5 対 比

上述したように、本章で扱う時代未詳の堆積岩類の年代は、時代決定に有効な示準化石が発見されていないため不明である。これまで扱われてきたように、古生代後期に形成されたと考えることが適当であろう。

小貫(1966)は、大滝沢層・“八茎石灰岩”・松山沢層を、福島県相馬地方に分布する下部石炭系真野層・下部-中部石炭系立石層・下部ペルム系上野層にそれぞれ対比した。両地域は共に阿武隈山地に属し地理的に近いこと、これらの岩相組み合わせが類似していることから、相応な見解であるといえる。

しかし、より詳細に両者の地質構造及び岩相を比較すると、相違を指摘することができる。相馬地域の真野層と立石層は整合関係であるが、これらと上野層は傾斜不整合とされる(柳沢ほか, 1996)。一方、本地域の大滝沢層・“八茎石灰岩”に対して松山沢層は構造上調和的であり、整合関係であると推定される。また、上野層の模式地では最下部付近に厚さ約 25 m の緑灰色粗粒砂岩ないし礫岩が発達しており、この礫岩は最大礫径 5 cm の安山岩・砂岩・頁岩などの角礫を含む(柳沢ほか, 1996)。これに対し、松山沢層は、火成岩・砕屑岩類の礫岩の発達が悪く、石灰岩礫岩層の存在が顕著であり、上野層には見られない凝灰質頁岩が存在するなど、その性状を異にする。今後、本章で扱った時代未詳の堆積岩類の対比については、再検討する必要がある。

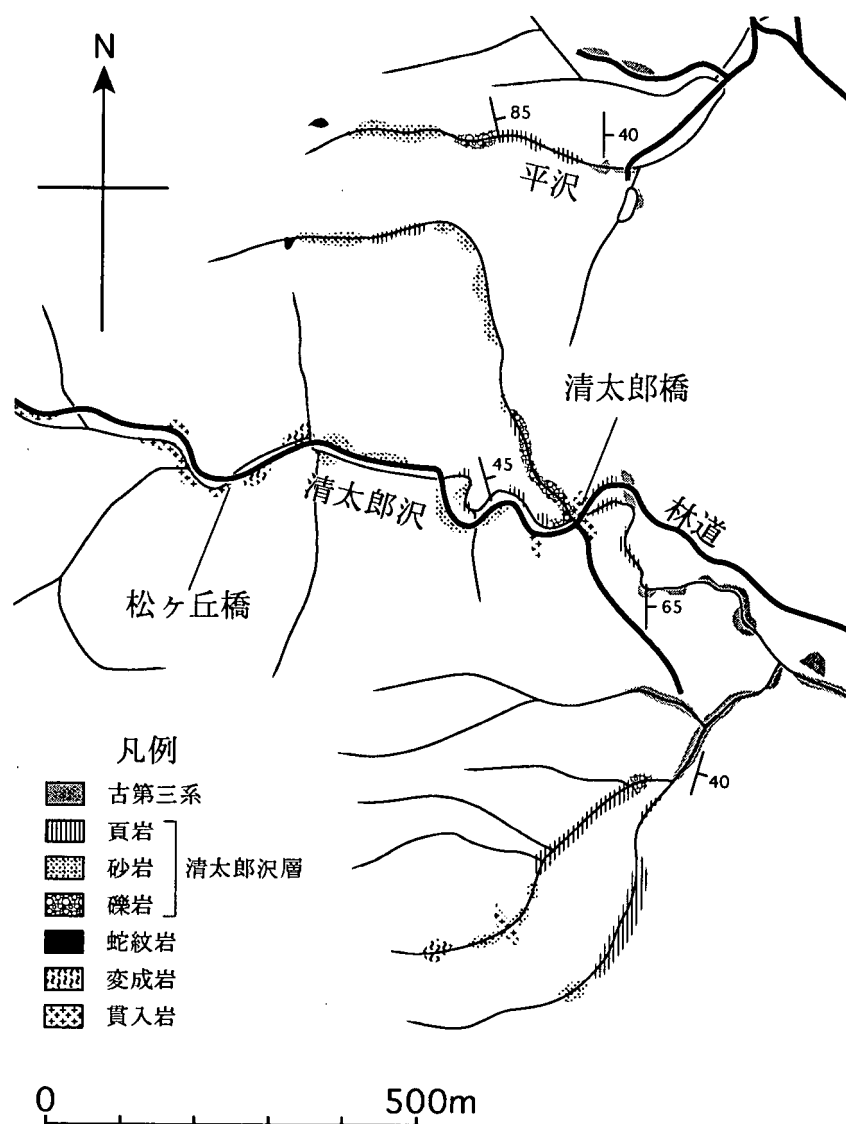
## V. ペルム紀堆積岩類

(兼子尚知)

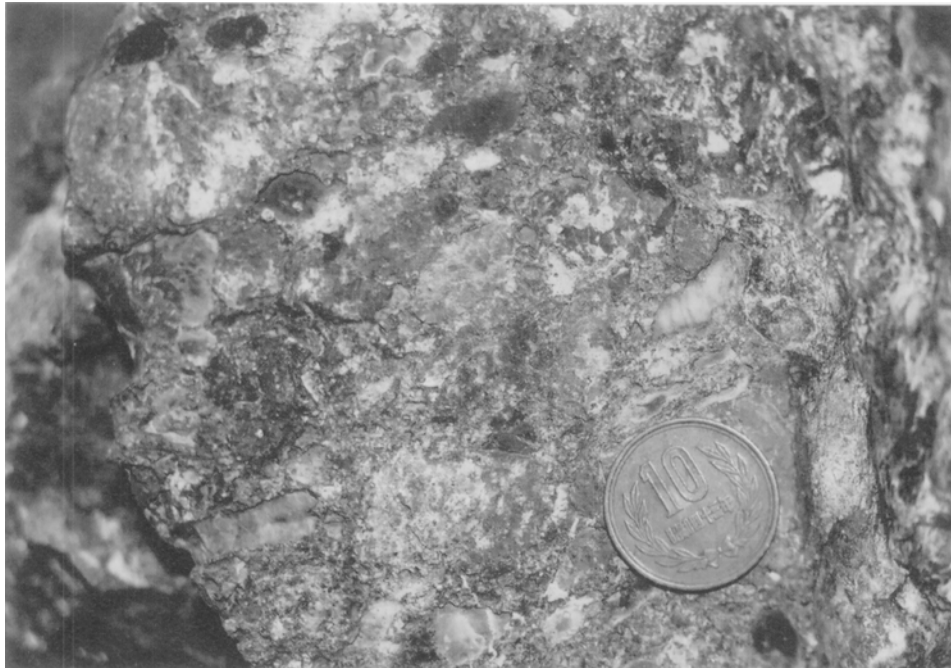
### V. 1 概要と研究史

三田 (1951)・須貝ほか (1957) 及び平山 (1960) は、阿武隈山地東縁部の双葉破碎帯に沿う狭長な地域に、著しく破碎された時代未詳の非変成堆積岩類が分布することを報告した。O'Hara *et al.* (1976) 及び菅谷ほか (1979) は、福島県双葉郡楡葉町の井出川支流清太郎沢におい

て、この堆積岩類に含まれる石灰岩礫よりフズリナ化石の産出を報告し、これらが前期-中期ペルム紀を示す種であることから、堆積年代は中期ペルム紀であると推定した。上記の報告ではいずれもこの堆積岩類に対して地層名を与えていないため、本報告では新たに「清太郎沢層」なる名称を提唱し、記載する。



第17図 清太郎沢層模式地付近のルートマップ  
(楡葉町出川支流清太郎沢中流域)



第 18 図 清太郎沢層の礫岩  
礫は結晶質石灰岩が多い。(清太郎沢北方の小沢)

## V. 2 清太郎沢層 (Se)

**定義** 福島県双葉郡檜葉町の井出川支流清太郎沢中流部に模式的に分布する、黒色頁岩・細粒-中粒砂岩を主体として頁岩砂岩互層・礫岩を伴う地層。

**地層名** 新称。

**模式地** 福島県双葉郡檜葉町の井出川支流清太郎沢中流部 (第 17 図)。

**分布** 双葉断層の西側に沿った、南北 12 km、東西 750 m (最大; 模式地付近) の狭長な地域に分布する。東西方向の断層により、多数の長方形ブロックに分断され、東西方向の分布幅の変動が大きい。檜葉町迎平及び寺下付近では、約 1-1.5 km にわたり分布が欠如する。

**層厚** 模式地付近で最大層厚を示し、およそ 500 m。

**層序関係** 分布の西側では蛇紋岩と接するが、断層により変成岩類と接している。分布の東側では、古第三系白水層群に不整合で覆われる。

**岩相と構造** 黒色頁岩・細粒-中粒砂岩が主体であり、頁岩砂岩互層・礫岩を挟む (第 18 図)。分布の西側 (みかけ下位) では、細粒-中粒砂岩が優勢である。分布の東側 (みかけ上位) では黒色頁岩が優勢で、頁岩砂岩互層・礫岩を挟有する。礫岩の層厚は 5m あるいはそれ以上、中-大礫の石灰岩が多く、ほかに細-中礫の安山岩・細粒珪質岩・粗粒砂岩・頁岩の亜角礫、亜円礫を含む。礫岩の基質は、細粒から中粒の安山岩質凝灰岩または砂岩である。石灰岩礫は灰白色-暗灰色の結晶質石灰岩、そ

の形状は亜角礫から亜円礫であるが、角のない不定形を示すものもみられる。方解石結晶が比較的細粒の石灰岩には化石が保存されていることがあり、頻度ではウミユリが多く、そのほかの構成要素としてフズリナ・石灰藻・コケムシ・サンゴ・腕足類・軟体動物などの化石が認められる。O'Hara *et al.* (1976) 及び菅谷ほか (1979) は、フズリナ化石 *Pseudofusulina* cfr. *japonica* と *Mino-japanella elongata* を記載した。

本層は、全体に脆性破壊による角礫状化・細片化がみられ、とくにみかけ下位に位置する細粒-中粒砂岩でその傾向が著しい。また、花崗岩類の貫入によりホルンフェルス化している。そのため、堆積構造・層理面の認定が困難である。数少ないが、頁岩砂岩互層で層理面の認定ができる部分がみられ、走向は  $N10^{\circ}-20^{\circ}W$ 、傾斜は  $45^{\circ}-85^{\circ}E$  である。しかし、級化層理などによる上下判定はできない。礫岩の分布は走向と調和的であり、礫岩層は一層準のみと考えられるが、これが存在しない断層ブロックもあり、連続性は良くない。

## V. 3 対 比

清太郎沢層に含まれる礫岩の礫種・基質の特徴、及び石灰岩礫から産出する化石の特徴は、南隣「平」図幅内に分布する高倉山層群元村層 (柳沢・根本, 1961; Yanagisawa, 1967) のそれとよく類似している。両層は、地理的距離が近いこと、岩相及び周辺に分布する岩石類の組み合わせが似ていることから、同時代に形成された地



層であると推定できる。

Ueno (1992) は、元村層から産出するフズリナ類を詳細に検討し、元村層の礫岩基質から見いだされた種の示す年代により、その堆積時期を中期ペルム紀後期（後期 Murgabian）としている。

清太郎沢層は礫岩基質から時代決定に有効な化石を産していないが、石灰岩礫から産した種の示す年代及び元村層の堆積年代から考慮すると、本層は中期ペルム紀に

形成されたと推定される。

本層と松山沢層の岩相は、黒色頁岩及び砂岩頁岩・互層を主体とする点で類似性を示す。しかし、本層の礫岩の礫種構成が石灰岩・安山岩・細粒珪質岩・粗粒砂岩・頁岩であることに対し、松山沢層の礫岩はほぼ石灰岩のみからなり、他の岩石の礫の発達極めて貧弱であるという相違を指摘することができる。

## VI. 時代未詳の火山岩類

(坂野靖行・久保和也)

### VI. 1 郭公山層

**分布及び対比** 檜葉町郭公山からその北西の電波塔にかけての稜線沿い、及び萩塚山山頂付近に分布する火山岩類で、命名は渡辺ほか(1983a)による。ただし渡辺ほか(1983a)は、電波塔の山頂から北東方向に延び、井出川流域横山を経て双葉破砕帯に到る剪断集中域に点在する苦鉄質及び泥質変成岩類と、郭公山北東2 kmに位置する泥質変成岩のブロックも郭公山層に含めている。しかし、それらは本層模式地である郭公山山頂付近の火山岩類及びそれに伴う砕屑岩類とはその岩石学的特徴が異なることから、本稿では郭公山層に含めず変成岩類として別項で扱った。

郭公山層分布域の北方約40 kmの原町市高倉<sup>たかのくら</sup>には、白亜紀火山岩類である高倉層が2.5×3.8 kmの範囲にわたって分布している。高倉層は流紋岩質の火砕流堆積物とこれを覆う安山岩質ないしデイサイト質の溶岩及び再堆積した火砕岩からなり(久保ほか, 1990)、その噴出年代は前期白亜紀ホウテプリ紀である(山元ほか, 1989)。郭公山層の形成年代は不明であるが、岩相の類似性から郭公山層は高倉層に対比される可能性が高く、その場合、年代は前期白亜紀ということになる。

**岩相及び産状** 郭公山層は主として安山岩質の溶岩及び火砕岩からなり、非火山性砕屑岩(砂質岩源ホルンフェルス)をごく少量伴う。火砕岩と溶岩の量比は前者が圧倒的に勝る。郭公山山頂付近には流紋岩が、そのすぐ西の山頂には溶結凝灰岩が分布するが、各岩相の分布状況や相互関係は明らかではない。

本層は大倉山石英閃緑岩と大久川花崗閃緑岩の境界にほぼ沿って細長く分布している。火砕岩は一般に塊状無層理であるが、まれに認められる岩質境界や、花崗岩類による貫入境界は急立している。また砂質岩源ホルンフェルス中に認められる片理や組成の差による縞状構造も急立している。それらのことから、本層は2つの花崗岩体に挟まれて急立するセプタ状の岩体を構成していると考えられる。層厚については、渡辺ほか(1983a)は「不詳であるが恐らく1,000 m以上」と推定しているが、内部構造が明らかでないため、確かなことは判らない。

本層は全域に渡って接触変成作用を被っており、鏡下では再結晶による長柱状緑色角閃石・黒雲母・緑泥石・緑れん石などが認められる。また、局所的なスカレン化が認められる。電波塔周辺の山頂付近に分布する細粒黒雲母花崗岩中には本層が包有岩として多数含まれ、混成

岩の様相を呈する。混成岩的部分の花崗岩質部には、細粒黒雲母花崗岩に由来しないと考えられる花崗岩質部もしばしば認められる。この花崗岩質部はザクロ石を特徴的に含んでおり、鏡下で黒雲母等に再結晶組織が認められる。これは、大倉山石英閃緑岩もしくは大久川花崗閃緑岩が郭公山層へ貫入しその泥質岩部との間で混成岩を形成する際に生じたザクロ石含有の花崗岩質部が、更に細粒黒雲母花崗岩の貫入によって熱変成を受けたものと解釈できる。

#### 角閃石安山岩・輝石角閃石安山岩

帯緑黒色の細粒岩で、斑晶が斜長石(0.5-3 mm)と普通角閃石(0.5-2 mm)からなるものと、斜長石(1-5 mm)・普通角閃石(0.5-1 mm)・石英(0.5-2 mm)からなるものがある。普通角閃石と共に単斜輝石らしき斑晶(0.5-4 mm)が認められる事もある。その場合、結晶は緑れん石・緑泥石・不透明鉱物等によって全て交代されているため、同定は外形等からの推定に基づく。石英は丸味を帯びた融食形で波動消光が顕著である。

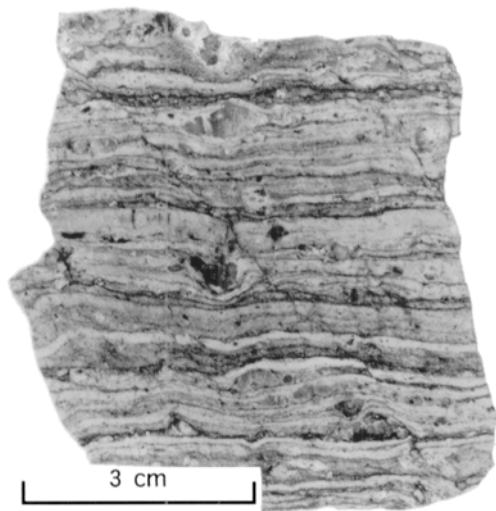
石基は填間状であるが再結晶しており、斜長石・淡緑色角閃石・黒雲母・不透明鉱物・緑泥石・緑れん石からなる。原岩の組織は保存されている場合が多く、斜長石は一般に定向配列が顕著である。

#### 流紋岩

暗灰色の縞模様が発達する灰白色の細粒岩で、(第19図)、径5 mmに及ぶ石英粒子の散在が認められる。郭公山山頂付近に分布する。鏡下では、斑晶として最大径2 mmの自-半自形斜長石と丸味を帯びた融食形もしくはレンズ状の石英が認められる。径0.1-0.2 mmの楕円状石英に富む優白質層と、粒間を埋める微細な緑泥石と雲母鉱物からなる石基に富む薄層が0.5-5 mm間隔で互層するユータキサイト構造が顕著である。

### VI. 2 八茎地域の火山岩類

本図幅地域南部のいわき市松山沢上流部付近及び大久川支流では火山岩が小規模に分布する。この火山岩は八茎変成岩類中に分布する安山岩岩脈である。超苦鉄質岩や斑れい岩との関係は、野外では直接確認できなかったが、その分布状況から本火山岩は八茎変成岩類及びこれらの岩石を貫いていると判断した。本火山岩は白亜紀花崗岩類の貫入によると思われる接触変成作用を被ってお



第19図 郭公山層の流紋岩  
縞模様が発達する灰白色の細粒岩で、径5 mmに及ぶ石英粒子が散在する（檜葉町郭公山山頂）

り、鏡下では針状淡緑色角閃石・緑泥石・黒雲母などの二次鉱物が認められる。

本火山岩分布域の南方約7 kmのいわき市高倉山周辺（「平」図幅地域内）には、南北2.8 km、東西0.3-0.5 kmの範囲にわたってデイサイト質の凝灰岩及び凝灰角礫岩からなる火山岩が分布し、これらは周辺の八茎変成岩類、古生層とは断層で境されている（周藤ほか、1989）。八茎地域の火山岩類はこの火山岩類と一連のものである可能性が高いと考えられる。周藤ほか（1989）は、高倉山周辺の火山岩は北上山地の前期白亜紀火山噴出物と同時期のものであると考えている。

#### 角閃石安山岩

暗緑灰色の細粒岩で、斑晶として斜長石・普通角閃石・石英を有する。斜長石は長径0.5-2 mm、自-半自形で反復累帯構造が顕著である。普通角閃石は長径0.3-2 mm、半自形で角が丸味を帯びていることが多い。緑褐色で中央に向かってより淡色となる累帯構造が認められ、周縁部は微細な淡緑色角閃石に縁取られる事が多い。石英は0.3 mm以下の粒状他形で量は多くない。

石基は填間状で、再結晶を受けており、斜長石・不透明鉱物に加えて、斜長石・針状淡緑色角閃石・緑泥石・黒雲母の微細結晶が認められる。

## VII. 貫入岩類

(久保和也・高木哲一)

本図幅地域の貫入岩類としては、苦鉄質から珪長質にわたる各種の深成岩類と岩脈類が存在する。それらの内の多くは「浪江及び磐城富岡」図幅地域に分布する前期白亜紀貫入岩類の南方延長部に相当する。したがって、両図幅地域に共通して分布する岩石種については、「浪江及び磐城富岡」図幅(久保ほか, 1994)での定義に従う。

これらの貫入岩類は浪江地域の場合と同様に畑川破砕帯中の特定の断層(畑川破砕帯中央断層(久保ほか, 1990)の南方延長)を境にその東西で特徴が異なるので、畑川破砕帯以東に分布する貫入岩類と畑川破砕帯より西の貫入岩類とに分けて記述する。なお、超苦鉄質岩・斑れい岩類及び細粒角閃石黒雲母閃緑岩に関してはその他の貫入岩類として別項で扱う。

### VII. 1 研究史

阿武隈山地に分布する基盤岩類の研究は、小藤文次郎や杉健一らにより始められたが(Koto, 1893; Sugi, 1935など)、深成岩類についての本格的な研究は牛来正夫を最初とする。牛来は、詳細な岩石記載により御斎所-竹貫地域の深成岩類を岩相と貫入関係に基づいて3つの岩石群に分類し、その発達史を論じると共に、岩相境界部でのマグマ混合や結晶分化作用に関する詳細な検討を行った(Gorai, 1944)。第二次世界大戦後、1948年から牛来正夫・渡辺岩井・黒田吉益・大野勝次に十数名からなる阿武隈グループは共同で阿武隈地域全域の調査を開始し、1953年には地質図をほぼ完成させた(渡辺ほか, 1953; 大野ほか, 1953など)。さらに渡辺ほか(1955)はそれまでの成果を総括し、阿武隈花崗岩類を古期と新期に二分すると共に、花崗岩類や変成岩類に発達する片理・破砕帯の分布から阿武隈地域における造構運動の概要を明らかにした。その後、Sendo(1958)は、阿武隈山地中部小野町から富岡町に至る広範な地域の詳細な地質図を作成し、産状・岩相・主化学組成等に基づいて当地域の火成活動史を考察した。これらの広域的な野外調査の結果は、各種鉱床のデータと共に20万分の1福島県地質図(渡辺ほか, 1968)にも反映された。

1960年代以降、阿武隈山地に分布する深成岩類の研究は、母岩の地質構造も含めてより詳細に行われ(小倉, 1960; 丸山, 1970; 光川, 1967, 大平, 1970等)、地質図幅としては、5万分の1「平・川前(付井出)」図幅(岩生・松井, 1961)、及び5万分の1「竹貫」図幅(加納ほか, 1973)が出版された。それらに続き、深沢・大貫

(1972)及びTanaka(1980)による北部阿武隈山地の斑れい岩類、久保(1973)による三春地域の花崗岩類、八島・中通り団体研究会(1981)による二本松-本宮地域の変成岩類・超苦鉄質岩、渡辺(1983 a, b)による阿武隈山地東縁井出川地域の地質と構造、根建ほか(1984)の水石山超苦鉄質岩体の研究などが公表された。さらに、1984-1986年にかけて文部省総合研究(A)「東北日本の深成岩類に関する地質学的・岩石学的研究、研究代表者: 蟹沢聰史」が実施され、南部阿武隈山地の花崗岩類の研究が田中久雄を中心に進められた。その結果、馬頭斑れい岩体(Tanaka *et al.*, 1988)、埴岩体(田中・落合, 1988)、宇津峰周辺のペグマタイト関連岩体(田中・落合, 1989)、田人岩体(田中ほか, 1987; Tanaka *et al.*, 1999など)など個々の岩体の岩石学的性質及び周辺の変成岩類との関係が明らかになってきた。

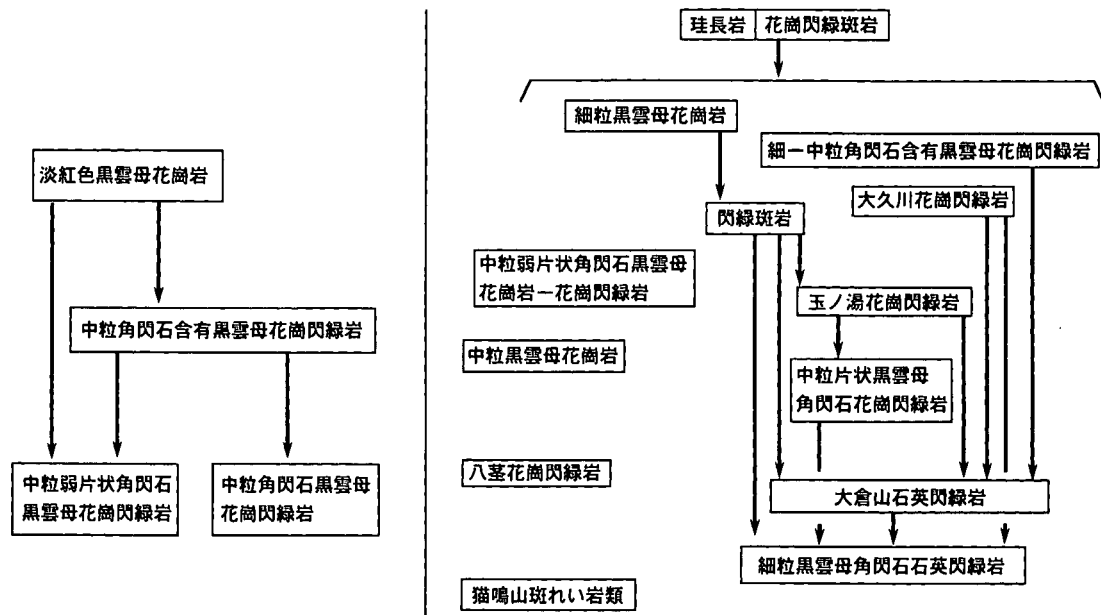
一方、上記の研究と同時に阿武隈山地の深成岩類に関わる鉱床学的研究も進められた。Ishihara(1979)は、阿武隈山地の花崗岩類は東縁部が磁鉄鉱系列に属するほかは大部分がチタン鉄鉱系列に属することを明らかにし、寺島・石原(1983)は、同深成岩類の銅・鉛・亜鉛・ヒ素・硫黄の含有量を報告した。さらに、資源エネルギー庁は、1985-1987年にかけて阿武隈東部地域、伊達永井鉱床地区、八茎鉱床地区など5ヵ所の希少金属鉱物資源に関する賦存状況調査を実施した(資源エネルギー庁, 1987)。久保(1991)は石材資源としての阿武隈深成岩類の特徴を報告した。

花崗岩類の放射年代に関する研究もこの間活発に行われ、河野・植田(1965)を初めとして、Maruyama(1978)、柴田・内海(1983)、柴田(1987)、柴田・田中(1987)、富塚ほか(1991)などにより、南部阿武隈地域を中心に多数の放射年代が報告された。その結果、渡辺(1955)に示された古期・新期岩体の間には有意な年代差は認められず、共に90-120 Maの年代値を示すことが明らかになった。

阿武隈山地の深成岩類の研究において、1985年より開始された地震予知のための特定観測地域の1つである「宮城県・福島県東部地域」の地質図幅の研究は、その地質情報の精度を向上させる上で重要な役割を果たした。現在までに、「角田」図幅(藤田ほか, 1988)、「原町及び大甕」図幅(久保ほか, 1990)、「浪江及び磐城富岡」図幅(久保ほか, 1994)、「相馬中村」図幅(柳沢ほか, 1996)が出版され、最南部にあたる本図幅をもって同観測地域における5万分の1地質図幅の調査は終了する。また、

(畑川破碎帯以西)

(畑川破碎帯以東)



第 20 図 貫入岩類相互の貫入関係

これら図幅調査結果の一部は、久保・山元（1990）にも総括されている。これらの研究の結果得られた見解の要点は以下の通りである。

- 1) 阿武隈山地東部の深成岩類は、畑川破碎帯中の特定の断層を境に大きく二分され、その両側にまたがって分布するものはない。
- 2) 畑川破碎帯以西に分布する花崗岩類は、チタン鉄鈹系列に属し、放射年代や岩体の連続性から阿武隈山地花崗岩に対比される。
- 3) 畑川破碎帯以東の花崗岩類は、全て磁鉄鈹系列に属し、より古い放射年代や付随する変成岩類・火山岩類の性質から、北上山地の白亜紀花崗岩類に対比される。
- 4) 畑川破碎帯は、阿武隈山地と南部北上山地の先新第三紀地質体を境する構造線である。これを境に、変成岩類・堆積岩類ばかりでなく、火山岩類・深成岩類も明確に区別される。

これらの一連の図幅に関わる研究を基に、阿武隈山地の地質学的位置付けと全体の構造がより明確にされた（久保・高橋，1992）。また点在する斑れい岩体の内部構造と、重力・磁気異常等の地球物理学的データの検討から、阿武隈山地の地下構造や全体の構造が論じられた（久保・村田，1994）。

上記の地質図幅以外にも「二本松」図幅（阪口，1995）が出版され、阿武隈山地西部に分布する深成岩類の詳細なデータも整備されつつある。また、ヴァリスカン造山運動研究グループにより阿武隈山地の地質構造発達史に

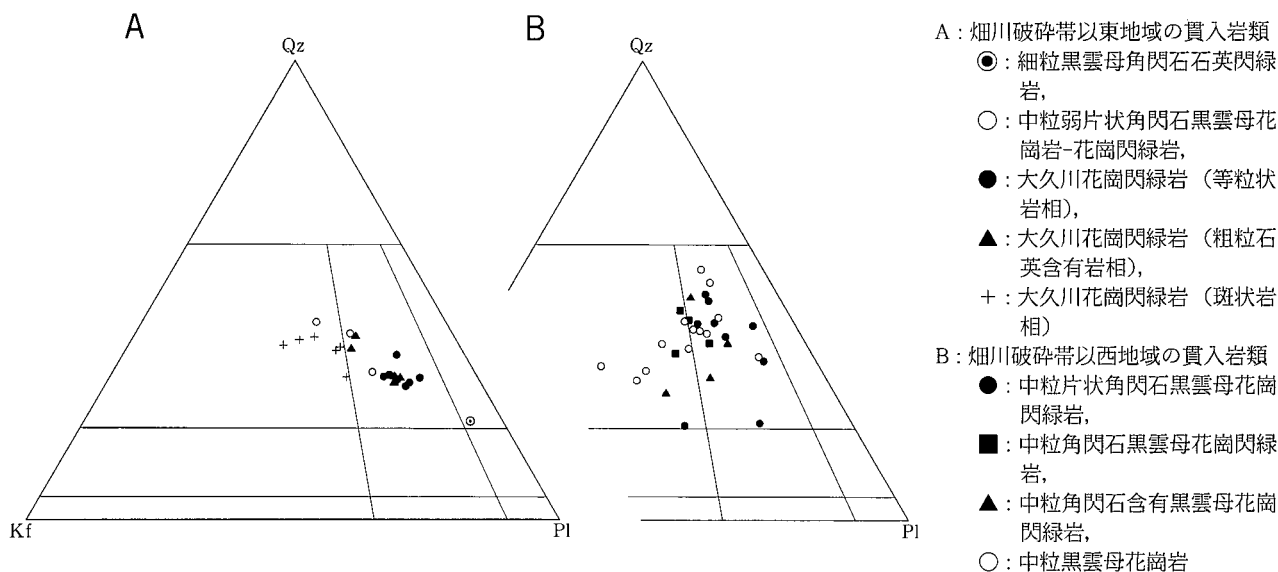
関わる幾つかの論文が公表されている（楢戸ほか，1999；内山，1999；高畑，1999；渡辺ほか，1999；許・土屋，1999など）。

近年これらの地質図幅資料の充実に伴い、阿武隈山地東縁の双葉・畑川両破碎帯及びその周辺地域のより高精度な構造地質学的研究が活発に行われており（久田・高木，1992；後藤ほか，1994；久保・高木，1997；大友ほか，1999；金川ほか，1999；鈴木ほか，2000；大友ほか，2000），阿武隈山地の地質構造発達史がより明確にされつつある。

## VII. 2 畑川破碎帯以東の白亜紀貫入岩類

本図幅地域内の畑川破碎帯以東に分布する貫入岩類は、「浪江及び磐城富岡」図幅地域の南方延長部に相当するものがその大半であるが、畑川破碎帯南端部の断層に囲まれたくさび状の地域（八茎地域）にも若干の小規模貫入岩類が分布している。両者は断層を境に不連続で、相互の関係も不明である。ここではまず八茎地域のものを記述し、以後活動順に記述する。

本地域に分布する貫入岩類は、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（八茎花崗閃緑岩）・中粒黒雲母花崗岩・中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩-花崗閃緑岩・細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩・中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩（大倉山石英閃緑岩）・中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩・中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（玉ノ湯花崗閃緑岩）・閃緑斑岩・粗粒石英含有中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び中粒



第 21 図 花崗岩質岩類のモード組成 PI-Q-Kf 図

角閃石黒雲母花崗閃緑岩(斑状岩相を伴う)(大久川花崗閃緑岩)・細-中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩・細粒黒雲母花崗岩・花崗閃緑斑岩・珪長岩で、これらは前期白亜紀の貫入である。相互の貫入関係を第 20 図に示す。また、各岩石のうちその分布が主として本図幅地域内に限られるもののモードを第 21 図 A に示す。

### VII. 2. 1 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(八茎花崗閃緑岩)(GdYg)

**分布及び対比** 本岩はいわき市四倉町千軒平溜池の西方 2 km の標高 650 m のピークを中心とする径 2 km 程の範囲に分布する。また、仁井田川から大久川上流にかけて発達する NNW-SSE 方向の断層に沿ってその西側にも岩脈状に分布する。資源エネルギー庁(1989)の八茎型花崗閃緑岩に相当する。また、分布は異なるが、岩生・松井(1961)が 5 万分の 1 地質図幅「平・川前」図幅で最古期圧碎花崗岩類としたものに相当する。本岩は周囲の花崗岩質岩類との関係が不明なこと及び八茎鉱山の鉱体形成に直接関与した岩体であることを考慮して、固有名詞をつけることとし八茎花崗閃緑岩と新称する。本岩の K-Ar 年代値として、1986 年に八茎鉱山坑内で採取した試料の普通角閃石から  $98.2 \pm 4.9$  Ma が、松山沢上流の標高 490 m で 1989 年に実施されたボーリングの地下 78 m からの試料の全岩年代値として  $98.7 \pm 2.5$  Ma が報告されている(資源エネルギー庁, 1990)。

**岩相及び産状** 本岩は中-やや細粒の均質岩で、局部的な強片状部や厚さ数 mm 程度の破碎面が随所に認め

られる。八茎変成岩類及び松山沢層を貫きそれらに熱変成を及ぼしている。四倉町玉山西方 1 km の林道では、本岩と泥質片岩との境界部に鉄鉱とザクロ石からなる幅約 5 m の鉱化帯が発達する。

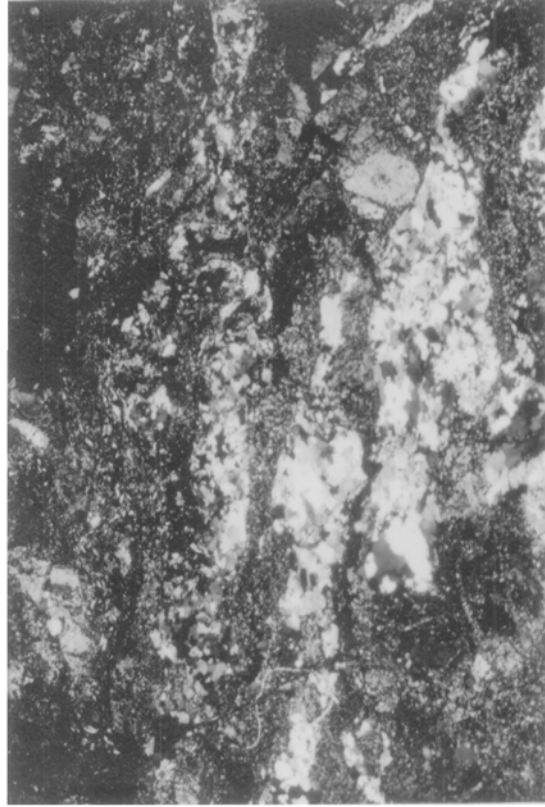
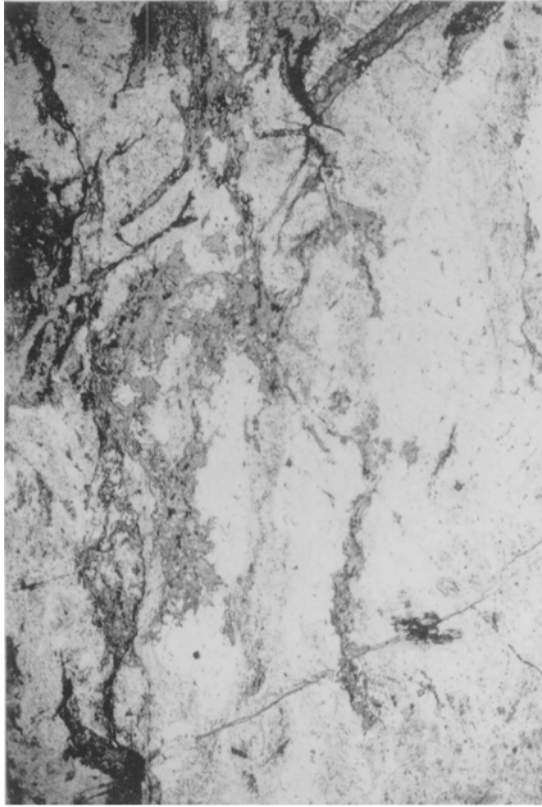
本岩の地表での分布範囲は余り広くないが、本岩の東側に広がる八茎変成岩類の地下 500 m 以内の比較的浅所に本岩が分布していることがボーリング及び鉱山調査によって確かめられている(資源エネルギー庁, 1990)。

#### 岩石記載 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物: 斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物: 燐灰石・スフェン・ジルコン・褐れん石・緑泥石

斜長石は自-半自形、長径 0.5-4 mm で弱い反復累帯構造を示すコアと正累帯するリムからなる。石英は径 0.5-3 mm で、細粒の場合は丸みを帯びた粒状、比較的粗粒の場合は他形の場合が多いが、他形の場合も石英の外縁境界は外側に凸の曲線の集合からなることが多い。強い波動消光を示し、サブグレイン化している部分もある。カリ長石は半自形、径 0.5-2 mm で細かいパーサイト組織が発達する。普通角閃石は半自形で一般に自形性が良く、長径 1-3 mm である。結晶主部は褐緑色で、最外縁部に淡緑色のリムを伴う。黒雲母は半自形、径 0.5-2 mm で、褐色である。曲げやキック等の変形構造を有することが多い。不透明鉱物は粒状で黒雲母に包有されている。



1 mm

第 22 図 強変形した八茎花崗閃緑岩の顕微鏡写真  
左：下方ポーラ，右：直交ポーラ。（いわき市四倉町玉山，菖蒲平の西南西 1.5 km）

本岩の変形構造としては、肉眼では変形構造が認められず鏡下でも石英の波動消光や黒雲母の曲げ程度の変形しか認められないもの、及び微細な結晶片で充填された厚さ 1 mm 以下の破断脈が随所に発達したものが一般的であるが、局部的には強い変形も認められる。例えば蛇紋岩との境界の断層近傍では、石英や斜長石が微細粒子に再結晶し黒雲母がフィルム状に展長した片状化岩となっている（第 22 図）。

## Ⅶ. 2. 2 中粒黒雲母花崗岩 (GY)

**分布及び対比** 本岩は本図幅地域南端部において、畑川破砕帯中央断層に沿ってその東側に南北 1.5 km 東西 200 m に渡って分布する。岩石が強い変形を被っており、また露頭も少数であることなどから、本岩の変形前の特徴は明確でなく、対比のためのデータが不十分であったため単独の岩体として扱った。貫入時期については、八茎変成岩類を貫き、畑川破砕帯の活動によってカタラスティックな変形を被っているということだけが判っている。

**岩相及び産状** 本岩は中-やや粗粒の均質岩で、斜長石が淡黄-淡橙色を、カリ長石が淡桃色を帯びている。急立する平行な無数の破断面によって分断され、破断面上

には 20° 前後の緩傾斜の条線が発達している。岩石には微細な破断面が全般に渡って認められる。八茎変成岩類との境界は四倉町玉山から二ッ箭山に到る林道沿いで観察できる。ここでは本岩は変成岩中の片理とほぼ平行な N8° E85° N の平坦な境界面に変成岩と接し、境界近くの破断面上には境界面と平行な破断面が多数発達し、また変成岩との境界面には条線等の、面に沿って滑った痕跡が認められる。一方、本岩のうち、変成岩との境界に沿う幅約 20 cm の範囲にはやや細粒の岩相が発達している。これはやや斑状の細粒岩で周縁急冷相と考えられる。これらのことから判断して、本境界は初生的には岩体の貫入境界で、畑川破砕帯の活動に伴い貫入境界に沿って若干の滑りを生じたものであろう。

### 岩石記載 中粒黒雲母花崗岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：ジルコン・緑泥石・緑れん石・絹雲母

斜長石は半自形、長径 1-3 mm で、低 An 組成の周縁部を伴うことが多い。非常に幅の狭いアルバイト双晶が発達する。石英は径 1-5 mm の粒状-他形で、波動消光と

サブグレイン化が顕著である。カリ長石は半自形-他形、長径 1-5 mm で、細かいパーサイト組織が発達する。部分的にミルメカイトが認められる。黒雲母は 3 mm 以下の半自形-他形で、殆どの場合緑泥石に交代されている。不透明鉱物は粒状で黒雲母に伴うもの他に、他結晶粒間で他形をなすものや破断脈中の微細粒子として鉱染状に分布するものがある。

岩石は変形構造が顕著で、斜長石やカリ長石・黒雲母にはたわみや曲げが発達する。珪長質鉱物は随所で破断され、また、微細粒子片で充填された破断脈が無数に認められる。

### Ⅶ. 2. 3 中粒弱片状角閃石黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩 (Gdws)

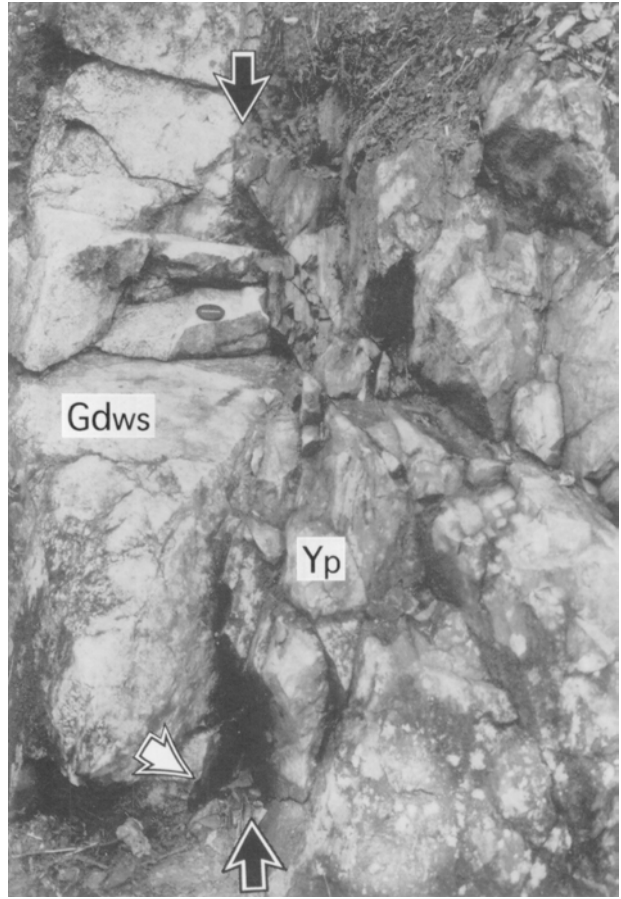
**分布及び対比** 本岩は畑川破砕帯の西縁近くに位置し、いわき市幸之助北東の浅見川上流域において、西縁は畑川破砕帯中央断層の南方延長部によって、東縁は八茎変成岩類との貫入境界によって、また北縁及び南縁は畑川破砕帯とほぼ直交する東西方向の断層で境された約 500 m 四方の範囲に分布する。また、本岩体との境界近くの八茎変成岩類中に幅数 10 cm の岩脈としてその構造と調和的に貫入している。

岩相的に類似のものは隣接図幅地域内には見あたらない。貫入時期については、八茎変成岩類を貫き珪長岩に貫かれるということが判っている。

**岩相及び産状** 本岩は中粒やや優白質の弱片状岩で、カリ長石が淡橙色を呈し、斜長石はわずかに緑色味を帯びる。全般にサッカロイダルな印象を受けるが、これは石英のサブグレイン化や黒雲母のデカッセイト組織等によるものである。

普通角閃石は本岩分布域の東縁近くでは肉眼でも明瞭に識別できモードも 7% 前後あるが、その他の部分では少量のことが多く、薄片中に数粒程度しか認められないことが多い。浅見川流域における本岩分布東縁の変成岩との境界から 230 m 上流では、本岩中に N10° E40° N の方位を有する幅 30 cm 程の強片状部が発達し、ここを境にその西側（上流側）には東側（下流側）より細粒で普通角閃石に乏しい岩相が分布する。しかしながらこの上流域においても普通角閃石に富む部分と乏しい部分とは混在しており、普通角閃石の多い部分と少ない部分との間に明瞭な境界は認められず、岩相も類似している。また、境界から数十 m 以内の変成岩中には花崗岩質の岩脈が認められ、強片状で普通角閃石を殆どもしくは全く含まない点を除くと、本岩のうちの普通角閃石に乏しい部分と類似している。これらのことは、本岩のうちの普通角閃石に乏しい岩相は、泥質岩源変成岩への貫入・混成の影響を被った部分であることを示唆している。

八茎変成岩との境界は浅見川流域で観察できる（第 23



第 23 図 八茎変成岩類と中粒弱片状花崗閃緑岩の境界  
中粒弱片状花崗閃緑岩 (Gdws) と泥質片岩 (Yp) はシャープな貫入境界 (黒矢印) で接し、境界に沿って若干の滑りが部分的に認められる。境界近くの花崗閃緑岩中には変成岩の包有岩片が認められる (白矢印)。(猫鳴山北方 2 km の浅見川北岸)

図)。ここでは、本岩は N15° E65° N の面構造を有する泥質変成岩と N32° E85° S の面で接する。この境界はシャープで、若干の滑りを伴っている。境界面に沿って約 70 cm の幅の境界相が発達し、この部分はその内側の一般的岩相と比べてより細粒、優白質で境界に沿った鉱物の配列と変成岩の包有物が認められる。これらの産状から、この境界相は岩体の周縁相に相当し、現境界面は貫入境界面が若干の変位を被ったものと結論される。

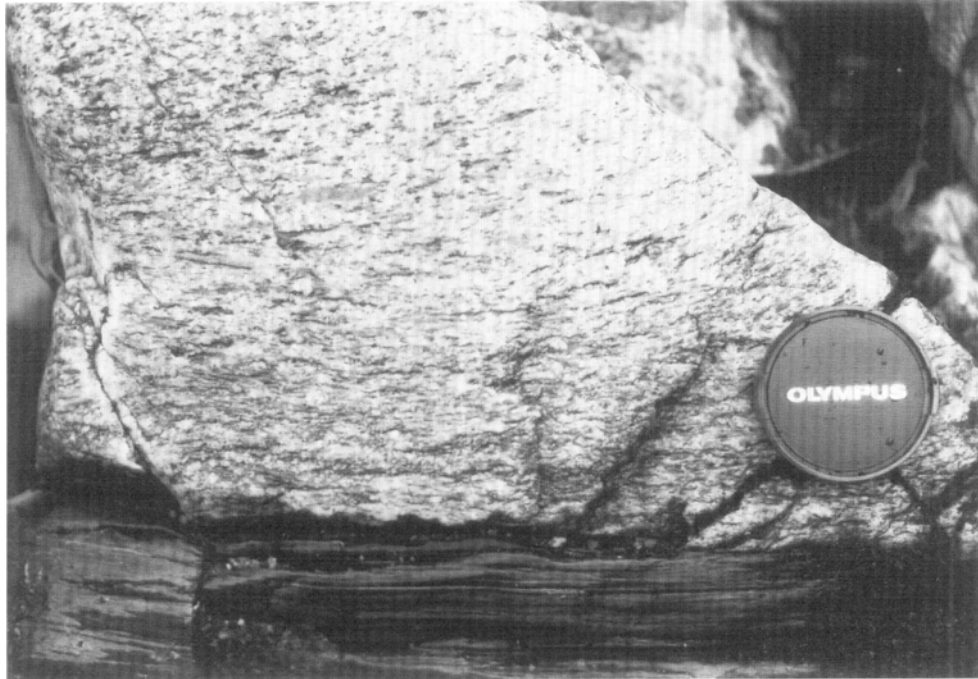
#### 岩石記載 中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・スフェン・ジルコン・褐れん石・緑泥石・絹雲母・ぶどう石・方解石

斜長石は自-半自形、長径 1-5 mm、平均 3-4 mm で弱い反復累帯構造を示す。石英は径 1-4 mm の他形で強い波動消光を示し、径 0.5 mm 以下にサブグレイン化してい





第 24 図 八茎変成岩類を貫く花崗岩岩脈

写真はほぼ水平な露頭面で、写真下端部の泥質片岩と花崗岩岩脈との境界の方位はほぼ南北（写真の左方向が北）である。花崗岩には顕著な片状組織が認められる。（第 23 図の地点の 30m 下流）

る。カリ長石は半自形で細かいパーサイト組織が発達する。普通角閃石は半自形で一般に自形性の良いものが多く、長径 1-3 mm である。結晶中央部は緑褐色で、周縁部で帯青緑色となる累帯構造を有する。黒雲母は半自形、径 0.5-3 mm で、暗褐色である。燐灰石の微細結晶を多数包有する。不透明鉱物は粒状で黒雲母に包有されている。

本岩のうち変形構造の発達する部分では、石英や斜長石の粒界に沿った細粒化や斜長石の曲げや破断、黒雲母のたわみやデカッセイト組織等が認められる。変形構造は一般に普通角閃石に乏しい岩相でより顕著で、特に変成岩中の岩脈では著しくマイロナイト化している（第 24 図）。

#### VII. 2. 4 細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩 (Qd)

**分布及び対比** 本岩は双葉破砕帯及び畑川破砕帯に沿って、大倉山石英閃緑岩の東西を縁取るように分布する。双葉破砕帯沿いでは、本図幅地域北端部から木戸川下流域の上子壩にかけて南北 8 km の範囲に細長く分布する。東縁は双葉破砕帯と平行な断層によって泥質及び苦鉄質変成岩類と接し、西縁は主として断層によって大倉山石英閃緑岩と接する。直接の境界は未観察ながら、転石の産状や鏡下での熱変成組織の存在等から一部は貫入境界と考えている。東北東-西南西方向の断層によって分断されており、その東西幅は井出川流域で約 1 km

と最大になる。

畑川破砕帯沿いに分布する本岩は、鬼太郎山の東で八茎変成岩類に西縁を断層で画されて南北 3.5 km、東西 1 km の範囲に分布する。東縁は大倉山石英閃緑岩により貫入され、その境界は数 cm の範囲で急激に漸移する。

この地域では、中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩及び細粒黒雲母花崗岩の小岩体及び多数の珪長岩岩脈に貫入されている。ただ、鬼太郎山北東の中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩の小岩体はそれを貫く珪長岩と共に著しく片状化しており、本岩中にもみ込まれたブロック様の産状を呈する。

**岩相及び産状** 本岩は角閃石に富む細粒優黒質岩で、局部的に鉱物の配列による片状構造が発達するが、岩石が細粒のため露頭での方位の判別は困難である。

破砕帯の近傍に位置することから、局部的な片状化や数 cm 間隔の平行な割れの発達が認められる。畑川破砕帯沿いのものは、双葉破砕帯沿いのものより、若干細粒である。岩石帯磁率は  $4-12 \times 10^{-3}$  SIU である。

#### 岩石記載 細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物・単斜輝石（まれ）

副成分及び二次鉱物：燐灰石・スフェン・ジルコン・褐れん石・白雲母・緑泥石・緑れん石・ぶどう石

斜長石は自-半自形、長径 0.4-0.8 mm で An 成分に富み正累帯するコアと An 成分に乏しいリムからなる。これ

に加えて長径 2-3.5 mm のやや粗粒で自形性の良い結晶が散在する場合があります、その場合この斜長石には、An 成分に富み反復累帯するコアと An 成分に乏しいリムからなる、大倉山石英閃緑岩中のもとの類似の累帯構造が認められる。

石英は他形で、他結晶粒間を埋めて連続し径 1 mm 前後の単一結晶を構成することが多い。強い波動消光を示し、しばしばサブグレイン化している。カリ長石は他形でごく少量存在し、細かいパーサイト組織を示す。普通角閃石は半自形、長径 0.5-1.5 mm で細長く、しばしば細粒の斜長石を包有する。一般に褐緑色 (Z 軸色、以下同様) で均質であるが、地域によっては結晶周辺部に比べて中央部がより褐色を帯びた累帯構造を示す場合もある。結晶中央部付近にレリック状の単斜輝石を含むことがある。黒雲母は半自形、径 0.5-1.5 mm で、褐色 (Z 軸色、以下同様) である。

木戸川下流南岸、上小墾では、斜長石の部分的な細粒粒状化や黒雲母のデカッセイト組織、普通角閃石の篩状構造が発達することから、熱変成による再結晶作用を被っていると判断される。その熱源は、すぐ西方で本岩を貫いている大久川花崗閃緑岩の可能性が高い。

## Ⅶ. 2. 5 中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩 (大倉山石英閃緑岩) (Qdo)

**分布及び対比** 本岩は、本図幅地域の北隣「浪江及び磐城富岡」図幅地域の富岡川流域から本図幅地域の井出川流域にかけて、東西 6 km 南北 6 km の範囲に分布する。その他に、「浪江及び磐城富岡」図幅地域では、浪江町焼築北の高瀬川流域申窟から東大森にかけて、楓沢東方の野上川流域、野上川流域玉ノ湯の南西から富岡川流域五枚沢西方にかけての各地域にも小規模分布している。

これらは大野ほか (1953) の玉ノ湯型 A 相新期花崗閃緑岩、Sendo (1958) の Tokorobu Type Quartz-Diorite、渡辺ほか (1983a) の閃緑斑岩に相当する。ただし、渡辺ほか (1983a) はその貫入時期を古生代としている。本岩の地質学的位置づけは「浪江及び磐城富岡」図幅のそれに従う。

**岩相及び産状** 本岩はやや細長い普通角閃石に富む中-弱片状の中粒岩である。肉眼で石英が目立たず、黒雲母も比較的少量である点が特徴である。比較的細粒であることや斜長石が新鮮なものは暗灰色をしていること等のために、新鮮な岩石は暗色を呈し、風化で長石が白色化した岩石との色調の差が激しい。

本岩の粒度は、斜長石の長径で 2-4 mm 程度が一般的であるが、郭公山北東方の郭公山層と細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩の間の部分では斜長石の粒径が増し (長径 3-8 mm)、岩石はやや斑状を呈する。

本岩は、北縁を玉ノ湯花崗閃緑岩、南縁をセプタ状の郭公山層を挟んで大久川花崗閃緑岩で画され、それらに貫入されている。東は双葉破碎帯に沿って分布する細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩と多くの場合断層で接する。転石や境界の延びの方向等から貫入関係が推定される部分もあるが、接触露頭の欠如のため貫入の前後関係は確認できなかった。

本岩の西縁は畑川破碎帯に沿って分布する変成岩類や細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩に画される。鬼太郎山東方や木戸川上流域では大倉山石英閃緑岩は細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩を貫いているのが露頭で観察できる。主として「浪江及び磐城富岡」図幅地域の特に玉ノ湯花崗閃緑岩との境界近くにおいては、本岩に熱変成による再結晶組織が認められたが、本図幅地域では熱変成による再結晶組織はほとんど認められず、玉ノ湯花崗閃緑岩との境界近くで石英の細粒粒状化が局部的に認められる程度である。

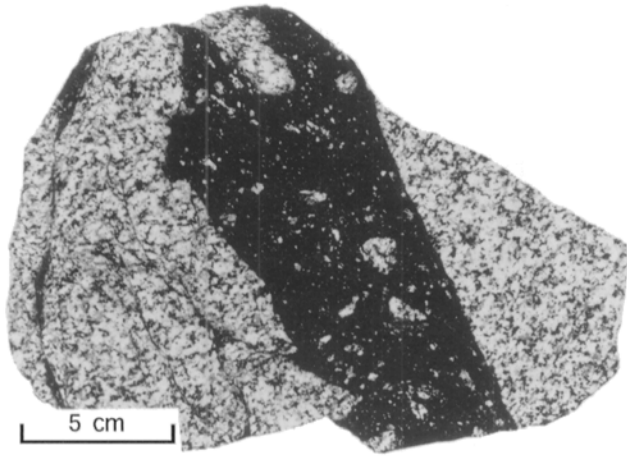
本岩分布域の中央付近には、「浪江及び磐城富岡」図幅地域南端双葉破碎帯沿いの大木戸川原から本図幅地域井出川流域横山付近を経て萩塚山東方の電波塔設置山頂へと北東-南西方向に伸びる、幅 500 m 程の断層及び剪断の集中域が存在する。この帯状域には剪断の方向と平行な珪長岩岩脈が多数発達し、熱変成した泥質及び苦鉄質変成岩類の小岩塊を伴う。

この帯状部は渡辺ほか (1983 a) によって井出川構造帯と命名され、その意義が論じられた。しかしながら、本研究では畑川・双葉の両破碎帯間に発達する副次的な剪断集中域以上のものではないと判断した。

この地域の剪断作用を特徴づけるものとして、柿木平東方 1 km の井出川支流河床の径 1 m 程のやや細粒の花崗閃緑岩 (帰属不明) の転石から、シュードタキライト様の黒色脈が見いだされている。これは、面構造のやや強い花崗閃緑岩の幅 50 cm 程の範囲内に 1-10 cm 幅の黒色脈が数本ほぼ平行に発達するもので、各々の脈の幅は不規則に変化し、周囲に楔-網目状の分岐脈を派生している。周囲の花崗閃緑岩との境はシャープで、脈の内部に丸みを帯びた花崗閃緑岩の岩片を多数含有している (第 25 図)。

なお、ちなみにその岩石帯磁率は、周りの花崗閃緑岩が  $17-20 \times 10^{-3}$  SIU であるのに対して岩脈部では  $2-7 \times 10^{-3}$  SIU であった。

黒色脈は、鏡下では石英・斜長石・普通角閃石・黒雲母のポーフィロクラストと、同鉱物種からなる微細粒の基質部からなる (第 26 図)。ポーフィロクラストの石英には強い波動消光やサブグレイン化が認められ、黒雲母や普通角閃石にはデカッセイト組織が発達する。周囲の石英閃緑岩には、石英や斜長石の粒界に沿ったサブグレイン化や斜長石の曲げや破断、黒雲母のデカッセイト組織等の変形構造が発達している。



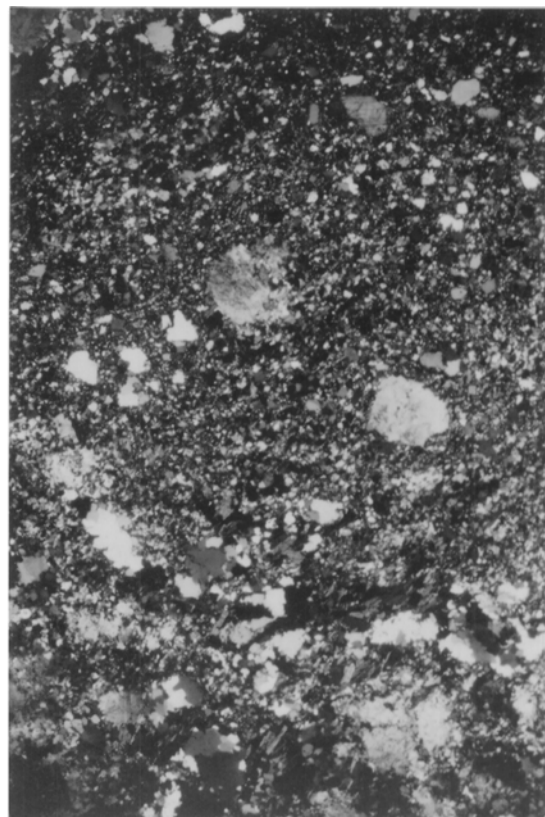
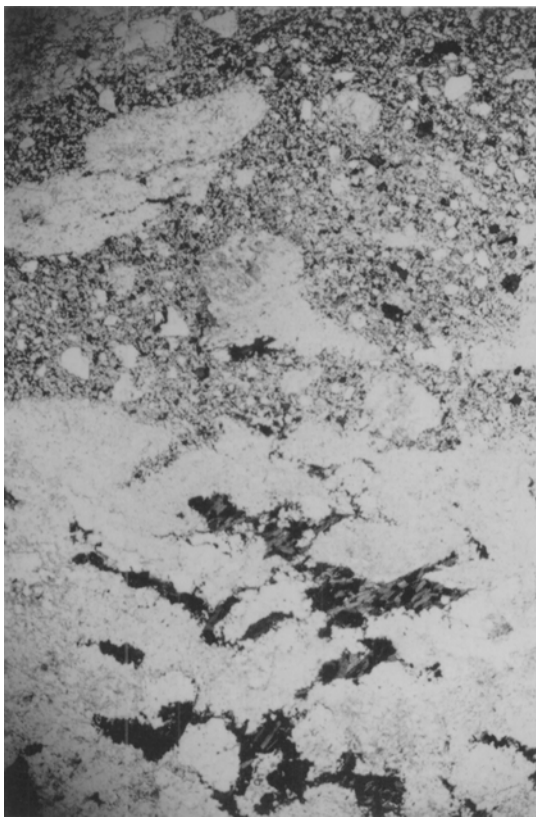
第 25 図 シュードタキライト様の黑色脈が発達する花崗閃緑岩  
(柿木平東方 1 km の井出川支流河床の  
径 1 m 程の転石)

#### 岩石記載 中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・スフェン・ジルコン・褐れん石・白雲母・緑泥石・緑れん石・ぶどう石

斜長石は半自形，長径 0.6-4 mm で An 成分に富むコアと An 成分に乏しいリムからなる．コアは反復累帯構造を，リムは正の累帯構造を有する．粗粒結晶のコアは広範な均質部と反復累帯する周縁部からなることが多い．石英は他形で，強い波動消光を示し，サブグレイン化していることが多い．カリ長石は他形で，細かいパーサイト組織を示す．普通角閃石は半自形，長径 1-4 mm で，しばしば細粒半自形斜長石を包有する．褐緑色で均質であるが，淡緑色の狭いリムを伴い，中央部程より褐色となる累帯構造を有する．黒雲母は半自形，径 0.5-1 mm で，褐色である．外縁や劈開沿いに細粒スフェンを伴うことが多い．片状構造の顕著な地域では細粒結晶の集合体としてデカッセイト組織をなすことが多い．不透明鉱物は粒状で，主として磁鉄鉱からなり，少量のチタン鉄鉱を伴う．チタン鉄鉱に富む部分もある．普通角閃石や黒雲母中で，周囲を細粒のスフェンに取り囲まれて産することが多い．



第 26 図 シュードタキライト様の黑色脈の顕微鏡写真  
写真の上半部が黑色脈の部分（左：下方ポーラ，右：直交ポーラ）



第 27 図 玉ノ湯花崗閃緑岩中の黒色脈  
ペグマタイト岩脈集中域に、それを貫いて幅 1-5 cm の脈状に分布。鉄鉱物からなる。  
(井出川中流横山)

## VII. 2. 6 中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (Gds)

**分布及び対比** 「浪江及び磐城富岡」図幅地域の中央から本図幅地域の北端部貝ノ坂にかけて、畑川破碎帯に沿って細長く分布する。大野ほか(1953)が玉ノ湯型 B 相としたものにほぼ相当する。

**岩相及び産状** 本岩は普通角閃石に富む中粒の強-中片状岩で、ほぼ自形の粗粒普通角閃石の散在が特徴的である。一般に普通角閃石は半自形で粒径は長径 2-5 mm であるが、その中に散在する粗粒結晶は最大で長径 10 mm に及ぶ。全体に変形による片状構造が発達しており、その方位は N20°-60° E 走向で 40°-60° NW 傾斜である。その走向は一般に岩体の分布の伸びの方向、すなわち畑川破碎帯の方向より若干東に振れている。鉱物線構造が発達し、その方位は NE 方向に 20° 前後の緩傾斜を示す。長径 15-20 cm の扁平な暗色包有物が数 m 間隔で認められる。

外縁境界のほとんどが断層であるため、他の岩体との時間的前後関係の多くは不明であるが、「浪江及び磐城富岡」図幅地域での貫入関係から大倉山石英閃緑岩よりは若く、八丈山花崗岩よりは古いことが判っている(久保ほか, 1994)。また、本図幅地域の鬼太郎山の 700 m 南東で細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩を貫いている。

## 岩石記載 中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・スフェン・ジルコン・褐れん石・白雲母・緑泥石・緑れん石

斜長石は半自形、長径 1-6 mm で反復累帯構造を示すコアと正累帯する狭いリムからなる。石英は他形で、強い波動消光を示し、ほとんどの場合サブグレイン化して径 0.05-0.5 mm、多くは 0.3 mm 前後の細粒結晶の集合体になっている。カリ長石は他形で、細かいパーサイト組織を示す。黒雲母は半自形、径 0.5-3 mm で、褐色である。しばしば緑泥石・スフェンに交代されている。また、デカッセイト組織が部分的に発達することが多い。普通角閃石は半自形で、長径 1-4 mm が一般的であるが、長径 10 mm 前後に及ぶ粗粒結晶も認められる。褐緑色で均質であるが、周縁部では緑色が増す。不透明鉱物は粒状の磁鉄鉱である。

変形構造が顕著で、斜長石の曲げや折れ、破断部への細粒粒状カリ長石・石英による充填、普通角閃石の曲げや折れ、黒雲母の曲げやキック、マイカフィッシュ形成などが認められる。石英の流状構造は顕著でない。しばしば粒径 0.1 mm 以下の微細結晶に充填された細脈が、マイカフィッシュ等の変形構造と調和的に発達している。

## VII. 2. 7 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（玉ノ湯花崗閃緑岩）(GdT)

**分布及び対比** 本岩は、井出川上流貝ノ坂近辺及び井出川中流横山付近に小規模分布する。「浪江及び磐城富岡」図幅地域の野上川流域玉ノ湯から、南方の大川原川流域にかけて分布する玉ノ湯花崗閃緑岩の主岩相の南端部を構成する。

玉ノ湯花崗閃緑岩は、本岩に相当する主岩相に加えて、やや細粒の岩相と粗粒淡紅色カリ長石含有岩相の計3岩相からなる（久保ほか，1994）が、本図幅地域には主岩相のみ分布する。

大野ほか（1953）は、畑川破碎帯と双葉破碎帯に挟まれて、野上川から木戸川にかけての範囲に分布する花崗岩類を玉ノ湯型花崗閃緑岩と名づけ、A-E 相に細分した。本報告の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩はそのうちのC 相に相当する。なお、D 相は玉ノ湯花崗閃緑岩のうちの粗粒カリ長石含有岩相にほぼ相当する。

また、Sendo（1958）の Tomioka Type Hb-Bt Granodiorite に相当する。

**岩相及び産状** 本岩は石英の粗粒結晶が目立つ、ほぼ均質の中粒岩である。粗粒斑状の石英は径 5-8 mm が一般的であるが、大きいものは径 10-12 mm に及ぶ。

片状構造は一般に微弱であるが、貝ノ坂近辺のものは畑川破碎帯近傍のためやや明瞭である。また、本岩中には径 5-15 cm の暗色包有物が 30-50 cm 間隔で普遍的に認められるが、この地域の暗色包有物には扁平なものが多い。

井出川中流の横山では、北東-南西方向に伸びる断層及び剪断の集中域が北西-南東方向の断層と交差する位置で、本岩がそれらの断層に挟まれて大倉山石英閃緑岩中に小ブロックとして存在する。この場合、西縁の北西-南東方向の境界に沿って剪断の発達した多数の珩長岩・ペグマタイトの岩脈が幅 20 m の範囲に集中的に貫入している。また、このペグマタイトを貫いて幅 1-5 cm の黒色脈が発達する（第 27 図）。この黒色脈の一般走向は N10° E 方向で、主として鉄鉱物からなり、周縁部に石英を伴っている。

### 岩石記載 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・スフェン・ジルコン・褐れん石（まれ）・緑泥石・緑れん石

斜長石は半自形で、比較的自形性が良い。弱い反復累帯構造を示し、正累帯するリムを伴う場合もある。個々の結晶粒は長径 1-5 mm であるが、数個の結晶が集斑状に接して、径 5-10 mm の塊を構成することが多い。石英は他結晶粒間で他形をなし、サブグレイン化して径 0.2-0.5 mm の強い波動消光を示す粒状結晶の集合体を構成

している。また、径 5-8 mm の粗粒結晶が数 cm 毎に散在する。この粗粒結晶もサブグレイン化して多数の細粒結晶の集合体となっている。カリ長石は他形で、微細なパーサイト組織を有する。黒雲母は半自形-他形、径 0.5-2.5 mm で、褐色である。普通角閃石は半自形で自形性は良く、長径 1-4 mm で、褐緑色である。不透明鉱物は粒状で、主として磁鉄鉱からなり、少量のチタン鉄鉱を伴う。

上記の記述は貝ノ坂近辺のものについてであるが、井出川中流横山の場合はそれに比べて変形構造がより顕著で、斜長石はしばしば破断し、破断部に沿って微細粒状斜長石とその間を充填するカリ長石が認められる。また、黒雲母にはデカッセイト組織が発達し、多くの場合緑泥石に交代されている。

## VII. 2. 8 閃緑斑岩 (Dp)

**分布及び対比** 本岩は、幅数 m から数十 m の岩脈として、畑川破碎帯と双葉破碎帯に挟まれる地域のほぼ全域に渡って分布する。地質図にはそのうち主要なものだけを示す。本図幅地域内では大倉山石英閃緑岩分布域の西縁、畑川破碎帯近くと萩塚山北東に比較的集中して分布する。

本岩は「原町及び大甕」及び「浪江及び磐城富岡」図幅地域にも分布する。特に後者地域には岩脈群として集中的に分布する。

渡辺ほか（1983 a）は本報告における大倉山石英閃緑岩と閃緑斑岩を区別せず、一括して閃緑斑岩とした。しかしながら、閃緑斑岩は岩脈として大倉山石英閃緑岩及び玉ノ湯花崗閃緑岩中に貫入しており、玉ノ湯花崗閃緑岩に貫かれる大倉山石英閃緑岩とは明瞭に区別すべきものとする（久保ほか，1994）。

**岩相及び産状** 本岩は青黒色-灰黒色の基質と、斜長石・普通角閃石の斑状結晶からなる細粒岩である。花崗閃緑斑岩に比べて、より斑晶に富む。

閃緑斑岩は岩相的には花崗閃緑斑岩のより苦鉄質なものに相当し、貫入時期や貫入方向等について両者の間で系統的な差を認めるに至っていないので、その区別は現在のところ厳密なものではない。ちなみに、野外では、斑晶に石英やカリ長石を有し、石基部が灰-灰黒色（新鮮でない場合は淡橙色を帯びる）の場合は花崗閃緑斑岩とし、斑晶が角閃石に富み、石英やカリ長石を殆ど含まず、石基が青黒色のものを閃緑斑岩とした。

一般に幅 1-5 m の岩脈として産し、大規模なものでは幅 30 m 前後に及ぶ。小規模な岩脈は斑晶の少ない青黒色細粒岩から、幅広い岩脈は灰黒色の斑状岩から成ることが多い。閃緑斑岩の貫入は花崗閃緑斑岩に先行し（久保ほか，1994）、また、萩塚山北東部の岩体は細粒黒雲母花崗岩の分岐脈に貫かれている。

## 岩石記載 閃緑斑岩

斑晶：斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

斜長石は自-半自形，長径 1-5 mm で反復累帯構造を示す。石英は径 0.5-1 mm で波動消光が顕著である。周縁部近くで斜長石・普通角閃石の微粒結晶を多数包有することがある。普通角閃石は自-半自形，長径 0.5-1.5 mm で，褐色のコアと帯青緑色のリムからなる累帯構造を示す。内部に多数の微細な不透明鉱物を有することがある。黒雲母は半自形，径 0.5 mm 以下で褐色である。普通角閃石に比して量は少ない。不透明鉱物は細粒粒状の磁鉄鉱とチタン鉄鉱で，普通角閃石や黒雲母に伴って少量分布する。

石基：粒径 0.1 mm 以下の斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石からなる。石基中の有色鉱物の容量比は，斑晶の場合とは逆に黒雲母が普通角閃石より多い。

構成粒子が 2 mm 前後以下の場合，本岩は青黒色の細粒均質な外観を呈する。斑晶に石英は認められず，石基はカリ長石を欠く。黒雲母も極くわずか含まれるのみである。斑晶の普通角閃石は長柱状のものが多く。

## VII. 2. 9 大久川花崗閃緑岩

**分布及び命名** 畑川破砕帯と双葉破砕帯の間であって，鬼太郎山南東 1.5 km の萩塚山と，檜葉町郭公山の間を東西に連ねる山稜を北縁とし，南縁を後期白亜紀の双葉層群に覆われる花崗岩質岩体を大久川花崗閃緑岩と命名する。

**産状及び対比** 大久川花崗閃緑岩は主として粗粒石英含有中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（粗粒石英含有岩相）及び中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（等粒状岩相）から構成され，後者の分布域中央付近 2 ヶ所には局所的な斑状岩相が発達する。

大久川花崗閃緑岩は郭公山層の火山岩類とは明瞭な貫入境界で接し，それらに熱変成を及ぼし微細な黒雲母・淡緑色角閃石・ザクロ石等を生じさせている。大久川花崗閃緑岩の西半部を占める粗粒石英含有中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩は，大倉山石英閃緑岩及び細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩に対して明瞭な境界で貫入している（露頭位置：萩塚山南西 2.3 km の木戸川沿い）。また，大久川花崗閃緑岩の東半部を占める中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩は，細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩に対して貫入すると共に境界付近ではゴースト状の岩片を多数包有している（露頭位置：木戸川下流域小埜の採石場南西 500 m の林道沿い）。

渡辺ほか（1983 a）の大久川花崗閃緑岩体に相当する。また，大野ほか（1953）は，本岩の北東半部を玉ノ湯型 C 相新期花崗閃緑岩に，残りの部分を大久川型新期花崗閃緑岩とし，それらは漸移関係にあるが後者がやや遅れて貫入したと推測している。

## VII. 2. 9. 1 粗粒石英含有中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdoq)

**岩相及び産状** 大久川花崗閃緑岩の西半部を占め，檜葉町乙次郎からいわき市千軒平溜池にかけて，畑川破砕帯の東に沿うように南北に細長く分布する。本岩は数 cm 間隔で斑状に散在する径 5-8 mm の粗粒石英で特徴づけられる（第 28 図 A）。風化するとカリ長石が淡いピンク色を呈する。色指数は 6-13 である。径 5-15 cm の暗色包有物が 30-50 cm 間隔で普遍的に認められる。暗色包有物はやや扁平な形状のことがあり，そのような場合は普通角閃石と共に定向配列を示すことがある。岩石帯磁率は  $5-7 \times 10^{-3}$  SIU である。

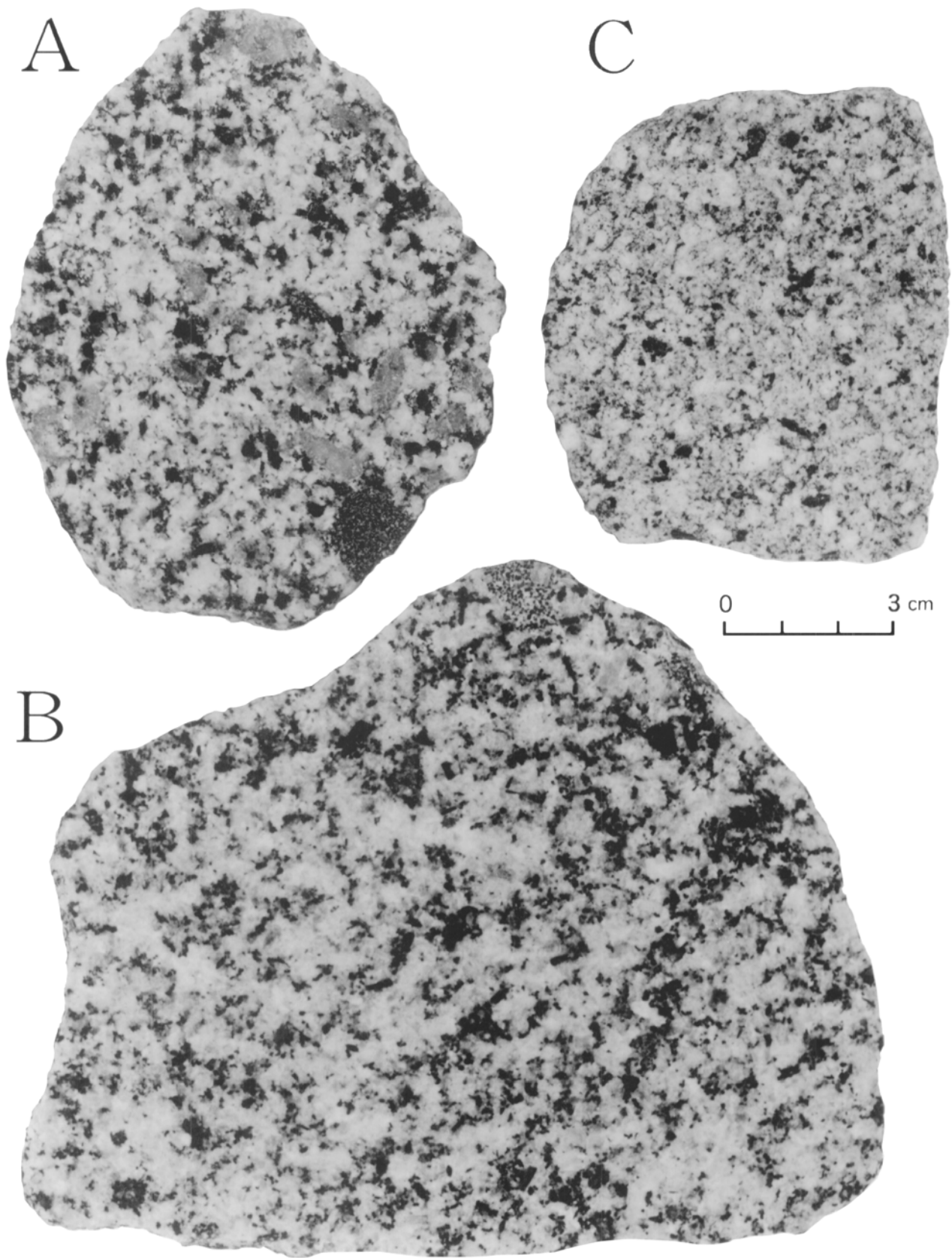
本岩の東に分布する中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩とは粗粒石英の有無で識別されるが，大久川花崗閃緑岩を構成するこれら両岩相の間に明瞭な境界は見い出されない。両岩相の漸移部は乙次郎東方約 2 km の林道沿いのマサ化した切り割りで観察できる。ここでは本岩は粗粒石英の目立つ典型的な岩相から，幅 1.5 m 程の範囲に幅 1-30 cm の小剪断帯数条が発達する部分を経て，東方の斑状石英の余り目立たない（数 10 cm 間隔）やや細粒の岩相へと漸移する。このやや細粒の岩相中の斑状石英の量は東方に向かって急減し，約 50 m 東では斑状石英は認められず，中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩となる。三森山北東約 1 km の大久川沿いでは，東-南西方向の小沢を境に粗粒石英を含む岩相から東の粗粒石英を含まない岩相へと急変する。大久川花崗閃緑岩をほぼ南北に分断しているこの岩相の境界は，南北方向の長い直線状の部分とそれにやや斜交する短い直線状の部分の組み合わせからなる。南北方向の境界は数ヶ所で確認されているように漸移境界，それにやや斜交する境界は大久川以南で認められる様に断層境界である可能性が高いが，岩体は全域に渡って無数の断層が発達しているため，南北方向の境界の一部が断層境界である可能性は否定できない。地質図では断層が確認されている場合に限って断層境界として表示した。

## 岩石記載 粗粒石英含有中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・スフェン・ジルコン・褐れん石（まれ）・緑泥石・緑れん石・絹雲母・方解石  
斜長石は半自形で比較的自形性が良い。長径 1-7 mm 平均 4 mm で，顕著な反復累帯構造を示し，最外縁部に正累帯するやや幅広のリムを伴う。

石英は粗粒粒状のものと他結晶粒間で他形をなすものがある。前者は鏡下で径 3-8 mm の不規則な外形をした円-楕円状の分布を形を示し，強い波動消光を有する単一結晶もしくはサブグレイン化した複数の結晶からなる。粗粒結晶の場合，カリ長石を伴って微文象構造を



第 28 図 大久川花崗閃緑岩

- A. 粗粒石英含有岩相 (檜葉町乙次郎南方 2.5 km の木戸川支流)
- B. 等粒状岩相 (広野町小滝平西方 1.5 km の浅見川南岸採石場跡地)
- C. 斑状岩相 (広野町上箒平東方 3 km)

示すことがある。カリ長石は径 3 mm 以下の他形粒状もしくは間填状で、細かいパーサイトが発達する。黒雲母は半自形、径 1-3 mm、褐色で、微細なアパタイトを多数包有することが多い。弱い曲げやキンクが認められる。普通角閃石は半自形、長径 1-4 mm、褐緑色であるが、結晶周縁部ではやや緑色が勝る。不透明鉱物は粒状で、黒雲母もしくは普通角閃石に包有されている。主として磁鉄鉱からなり、少量のチタン鉄鉱を伴う。

## Ⅶ. 2. 9. 2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdo) (斑状岩相 (Gdop) を伴う)

**岩相及び産状** 本岩は大久川花崗閃緑岩の東半部を占める。風化するとカリ長石が淡いピンク色を呈する等、外観上の特徴は斑状石英を含まない点以外は粗粒石英含有中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩(粗粒石英含有岩相)と似ているが、色指数は 10-18 とやや高く、全般により細粒である(第 28 図 B)。径 10 cm 前後の暗色包有物が普遍的に認められるが、その他に径 1-3 cm の等次元状のマフィッククロットが数 10 cm 間隔で分布するのが特徴の 1 つである。岩石帯磁率は  $5-7 \times 10^{-3}$  SIU である。

### 岩石記載 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・スフェン・ジルコン・榎らん石(まれ)・緑泥石・緑らん石・絹雲母・方解石  
斜長石は半自形で比較的自形性が良い。長径 0.5-6 mm で、顕著な反復累帯構造を示し、最外縁部に正累帯するやや幅広のリムを伴う。

石英は径 1 mm 以下の粒状または他結晶粒間で他形をなす。後者の場合最大 4 mm 前後の単一結晶を構成することがある。波動消光が顕著である。カリ長石は径 3 mm 以下の他形粒状もしくは間填状で、極く細かいパーサイトが発達する。

黒雲母は半自形、径 0.5-2 mm、褐色である。普通角閃石は半自形、長径 0.5-4 mm、褐緑色であるが、粗粒石英含有中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の場合に比べてより褐色味が強い。不透明鉱物は粒状で、黒雲母もしくは普通角閃石に包有されている。主として磁鉄鉱からなり、少量のチタン鉄鉱を伴う。

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩分布域の中央付近 2 ヲ所には斑状岩相が発達している。このうち木戸川流域に分布するものは東西 1 km、南北 3 km の範囲にわたる。斑状岩相と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(以後等粒状岩相と表記)とは相互に漸移し、両者の間には幅数 m-10 数 m に渡る中間的な岩相が認められる。また、木戸川下流域女平西方のトンネル西側出口の南西 150 m の地点で、等粒状岩相中に斑状岩相の分岐脈と思われる幅 1 m 以

下の斑状結晶に乏しい細粒優白質の角閃石黒雲母花崗閃緑岩岩脈が認められ、両者の境界は比較的明瞭である。

斑状岩相は灰色-淡黄褐色の基質中に径 5 mm 前後の斜長石及び普通角閃石、黒雲母が散在する細粒の斑状岩である(第 28 図 C)。ごくまれに斑状結晶の定向配列が認められる。岩相内では斑状結晶の粒径や量比に若干の変化が認められる程度で、規則的な内部変化は認められない。岩石帯磁率は  $0.2-3.5 \times 10^{-3}$  SIU である。

### 岩石記載 斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩

斑状結晶：斜長石・黒雲母・普通角閃石

斜長石は自-半自形、長径 1-6 mm で顕著な反復累帯構造を示し、最外縁部に正累帯するリムを伴う。コア部の組成はしばしば不均質で、細粒の普通角閃石を多数包有する場合も認められる。黒雲母は半自形、径 1-2 mm で、褐色-暗褐色である。普通角閃石は半自形、長径 1-4 mm で、褐緑色である。周縁を細粒黒雲母に縁取られることが多い。普通角閃石は量的に少なく、分布もやや不均一であるため、薄片程度の範囲では認められない場合がある。

基質部：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・不透明鉱物

基質部は一般に径 0.2-1 mm の細粒結晶からなるが、カリ長石は他結晶粒間を埋めて最大 4 mm 程度のブル状を呈することがある。またしばしば微文象構造が認められる。石英は弱い波動消光を示す。

## Ⅶ. 2. 9. 3 大久川花崗閃緑岩の 3 岩相の相互関係

上述のように、大久川花崗閃緑岩は粗粒石英含有岩相・等粒状岩相・斑状岩相の 3 岩相からなる。野外ではそれらの間に明瞭な貫入境界は認められず、境界部では中間的な岩相も分布することから、漸移関係と結論した。斑状岩相については、等粒状岩相との境界付近で分岐脈として比較的明瞭な境界を示す部分も認められており、局部的には貫入境界に近い関係もある

各岩相のモード組成を第 21 図 A に示す。各岩相の野外での産状や分布位置、構成鉱物の特徴や組み合わせの類似性、モード組成等から判断して、3 岩相は単一のマグマからの分化物と考えるのが妥当である。源マグマは現位置へのマグマの進入以前に粗粒石英含有岩相と等粒状岩相の源岩相の 2 つに分化し、その後等粒状岩相の源岩相が、等粒状岩相とより結晶分化の進んだ斑状岩相とに分化したのであろう。

## Ⅶ. 2. 10 細-中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (Gdf)

**分布及び対比** 木戸川下流黒石から北方にかけて東西 300 m、南北 1,300 m の範囲に分布する。本岩と記載岩石学的に明確に対比出来るものは本図幅地域内には見えない。



**岩相及び産状** 本岩は黒雲母・普通角閃石が径 2 mm 以下の、やや優白質の均質岩である。斜長石の粒径が 2 mm 以下の細粒の部分と、3-4 mm のより粗めの部分とが認められる。細粒の部分では斜長石の定向配列が鏡下で認められる。径 2 mm 前後の斜長石と 0.4 mm 以下の基質とからなる斑状の部分も認められる。

岩体の延びの方向と平行な幅 20 m 前後の多数の花崗閃緑斑岩岩脈によって貫かれている。大倉山石英閃緑岩とは、ややあいまいで不規則な境界面で接し、境界付近の大倉山石英閃緑岩中には本岩の細粒岩相が径 20-30 cm の浸透状の溜まりもしくは脈状に発達し、不均質な混成岩的様相を呈する。

#### 岩石記載 細-中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・スフェン・褐れん石・緑泥石・緑れん石・絹雲母

斜長石は半自形で比較的自形性が良く、一般に長径 2 mm 以下で、比較的粗粒の部分でも 4 mm 程度である。顕著な反復累帯構造を示す。石英は径 2 mm 以下で他結晶粒間で他形をなす。波動消光が顕著である。カリ長石は径 2 mm 以下で間填状もしくは他形粒状である。黒雲母は半自形-他形、径 2 mm 以下で暗褐色である。石英・カリ長石及び黒雲母はポイキリティックな粒状をなすことが多い。普通角閃石は半自形-他形で径 2 mm 以下である。褐緑色で、リムはやや緑色がかかる。不透明鉱物は粒状で、黒雲母に包有されている。

### VII. 2. 11 細粒黒雲母花崗岩 (G)

**分布及び対比** 萩塚山からその東方 3 km の電波塔にかけての稜線部分、及び電波塔から井出川に到るまでの北東方向に伸びる稜線沿いに分布する。また、鬼太郎山南部から東北東に伸びる断層からその南側で断層と同方向に伸びる山稜にかけての範囲に細長く分布する。またそれらの岩体の周辺では、同方向に伸びる幅数十 m 程度の岩脈としても多数認められる。本岩と記載岩石学的に明確に対比出来るものは本図幅地域内には見あたらない。

**岩相及び産状** 本岩は径 3 mm 以下の細粒優白質岩で、淡黄褐色を呈する。

等粒状の部分と斑状 (3-1 mm の斜長石と粒径 0.5 mm 以下の基質部からなる) の部分とがあり、黒雲母の定向配列による弱い面構造を有することが多い。

鬼太郎山の東方の岩体は北縁を南に急傾斜する断層によって区切られている。鬼太郎山東北東 3.8 km の境界部露頭では、本岩と接する大倉山石英閃緑岩は剪断による片状化が顕著で、境界部から 5 cm の範囲は灰黒色の細粒緻密岩となっている。この部分は 0.05 mm 以下の基

質中にそれより若干粗粒の鉱物粒子が散在するカタクレサイトである。一方細粒黒雲母花崗岩の変形構造は微弱で、境界から 1 cm 程度の範囲内に破断や石英のサブグレイン化が認められる程度である。

本岩のうち、萩塚山からその東方にかけて大久川花崗閃緑岩の北縁を縁取るように分布する部分は、随所で郭公山層に属すると推定される砕屑岩に貫入し、ザクロ石・黒雲母を晶出させるなどの熱変成を及ぼすと共に、それらを多数包有し、全体的に混成岩的様相を呈する。

また本岩のうち、萩塚山東方の電波塔から北東に伸びる稜線沿いに分布するものは、本岩を貫いて北東方向に伸びる多数の花崗閃緑斑岩及び珪長岩と密接に相伴っていることから、これら 3 者は互いに近接した時期に大倉山石英閃緑岩中の剪断集中域に選択的に貫入したと推定される。

#### 岩石記載 細粒黒雲母花崗岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・ジルコン・褐れん石・緑泥石・絹雲母

等粒状岩：斜長石は半自形で比較的自形性が良く、長径 1-2 mm、弱い反復累帯構造を示す。石英は径 1 mm 以下で他形粒状、顕著な波動消光を示す。カリ長石は径 2 mm 以下の半自形もしくは間填状で、稀に他結晶粒間で連続し最大径 5 mm に及ぶ。やや幅広のパッチ状斜長石を少数含むパーサイト構造を示す。黒雲母は半自形、径 0.5-1.5 mm で渡り暗褐色である。不透明鉱物は粒状で、黒雲母に包有されていることが多い。

斑状岩：長径 1-4 mm の斜長石、径 1-3 mm の石英、長径 1-2 mm の黒雲母と、0.3 mm 以下の細粒斜長石、石英、カリ長石、黒雲母。不透明鉱物からなる基質部からなる斑状組織を示す。斜長石は弱い反復累帯構造を示し、石英はサブグレイン化している。

なお、本岩のうち、萩塚山からその東方 3 km の電波塔にかけての稜線部分に分布し混成岩的様相を示す部分では、ザクロ石の晶出や黒雲母のデカッセイト組織が認められる。

### VII. 2. 12 花崗閃緑斑岩 (Gp)

**分布及び対比** 畑川破碎帯と双葉破碎帯の間で、幅数 m-数 10 m の岩脈として多数分布する。地質図には主要なものだけ表示した。本図幅地域内では、小規模な岩脈として分散分布する他に、双葉郡広野町五社山周辺に集中的に分布する。

本岩は、久保ほか (1990) の花崗閃緑斑岩に相当し、「相馬中村」・「原町及び大甕」・「浪江及び磐城富岡」図幅地域においても畑川破碎帯以東に広範に分布する (柳沢ほか, 1996 ; 久保ほか, 1990 ; 久保ほか, 1994)。

**岩相及び産状** 本岩は斑晶に斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物・スフェンを有する斑状岩である。幅数 m 以下の小規模な岩脈として産するときは、斑晶が目立たない青黒色の細粒岩のことが多い。一方、比較的大規模な岩脈や岩体では、灰-灰白色の石基中に斜長石や角閃石斑晶が目立つ斑状岩となる。本地域における後者の殆どは灰白色で風化変質すると淡橙色となり珪長岩とよく似た外観を呈する。したがって野外では、斑状斜長石が比較的粗粒、有色鉱物に富む、斑晶に富む、普通角閃石を有する、等の特徴に基づいて珪長岩と区別した。「原町及び大甕」図幅地域等で一般的な、普通角閃石の目だつ典型的な花崗閃緑斑岩は、本図幅地域では五社山周辺に集中的に分布する他は比較的数少ない。

本図幅地域における花崗閃緑斑岩は比較的珪長質で、珪長岩との間に明確な境界を設けることは難しい。鏡下で普通角閃石が極微量でも認められるものは花崗閃緑斑岩とした。花崗閃緑斑岩は珪長岩と同様に、剪断作用などの変形を被った地域に選択的に分布する傾向がある。

#### 岩石記載 花崗閃緑斑岩 (灰白色斑状岩相)

斑晶：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

斜長石は自-半自形、最大長径 6 mm で弱い反復累帯構造を示す。石英は径 1 mm 以下の丸味を帯びた粒状である。強い波動消光を示し、部分的にサブグレイン化している。カリ長石は半自形もしくは融食形、長径 3 mm 以下で、微斜長石構造を示す。普通角閃石は半自形、最大長径 5 mm、褐緑色で、周縁部から黒雲母に置換されていることがある。黒雲母は半自形、長径 1.5 mm 前後で緑褐色である。デカッセイト組織が認められることがある。不透明鉱物は主にチタン鉄鉱と磁鉄鉱からなり、わずかに黄鉄鉱を伴う。不透明鉱物は少量で、ほかの有色鉱物に伴われる。

石基：粒径 0.1 mm 以下の斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・燐灰石からなる。

石基を構成する粒子が 0.02 mm 前後以下の場合には、均質な基質部を構成することが多いが、石基部がそれより粗い場合には、微細な石英とカリ長石の集合からなる微文象構造を有する粒子が多数認められる。また石英・長石の斑晶の周囲には、微文象構造が発達していることが多い。主として黒雲母の定向配列による片状構造が発達することがある。石基中の片状構造は、細かくうねりながら斑晶を取り巻いて連続する。

### Ⅶ. 2. 13 珪長岩 (F)

**分布及び対比** 珪長岩は、畑川破碎帯以東の地域において幅数 m の岩脈として広範に分布するが、大倉山石英閃緑岩分布域の東西の縁沿い、及び萩塚山東方の電波

塔から北東に伸びる剪断集中域に、比較的まとまって分布する。

本岩は、久保ほか (1990) の珪長岩に相当し、渡辺ほか (1983 a) がフェルサイトとした岩石もこれと同じものである。

**岩相及び産状** 本岩は少量の斑晶を含む灰白-淡橙色の細粒緻密な岩石である。石基部は緻密で、流紋岩の流理に似た不均質な縞が認められることもある。花崗岩類・変成岩類を貫く岩脈として産し、細角割れしていることが多い。剪断作用などの変形を被った地域に選択的に分布する傾向が認められる。花崗閃緑斑岩と相伴うことが多く、また花崗閃緑斑岩を貫いていることもある。

#### 岩石記載 珪長岩

斑晶：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・ザクロ石 (まれ)

斜長石は半自形、径 2 mm 以下、弱い正の累帯構造を示し、灰曹-曹長石組成である。石英は半自形もしくは融食形、径 0.5-3 mm で強い波動消光を示すことが多い。カリ長石は半自形、長径 2 mm 以下でパーサイト組織を有する。黒雲母は径 1 mm 以下の暗褐色で、細粒粒子の集合体となっていることが多い。ザクロ石は径 0.1-0.5 mm、最大 1.5 mm の粒状で不規則な外形や虫食い状の形状を示す。

片状構造の発達している岩石の場合には、石英はサブグレイン化したレンズ状、黒雲母は長く連なってリボン状になる。また、他形の白雲母が形成されている。

石基：粒径 0.02 mm 以下の斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・不透明鉱物・燐灰石・緑泥石・白雲母からなる。極微細な石英とカリ長石の集合からなる微文象構造様の斑状組織が発達し、また同様の組織が斜長石や石英斑晶をコロナ状に取り巻いていることもある。不透明鉱物は磁鉄鉱である。

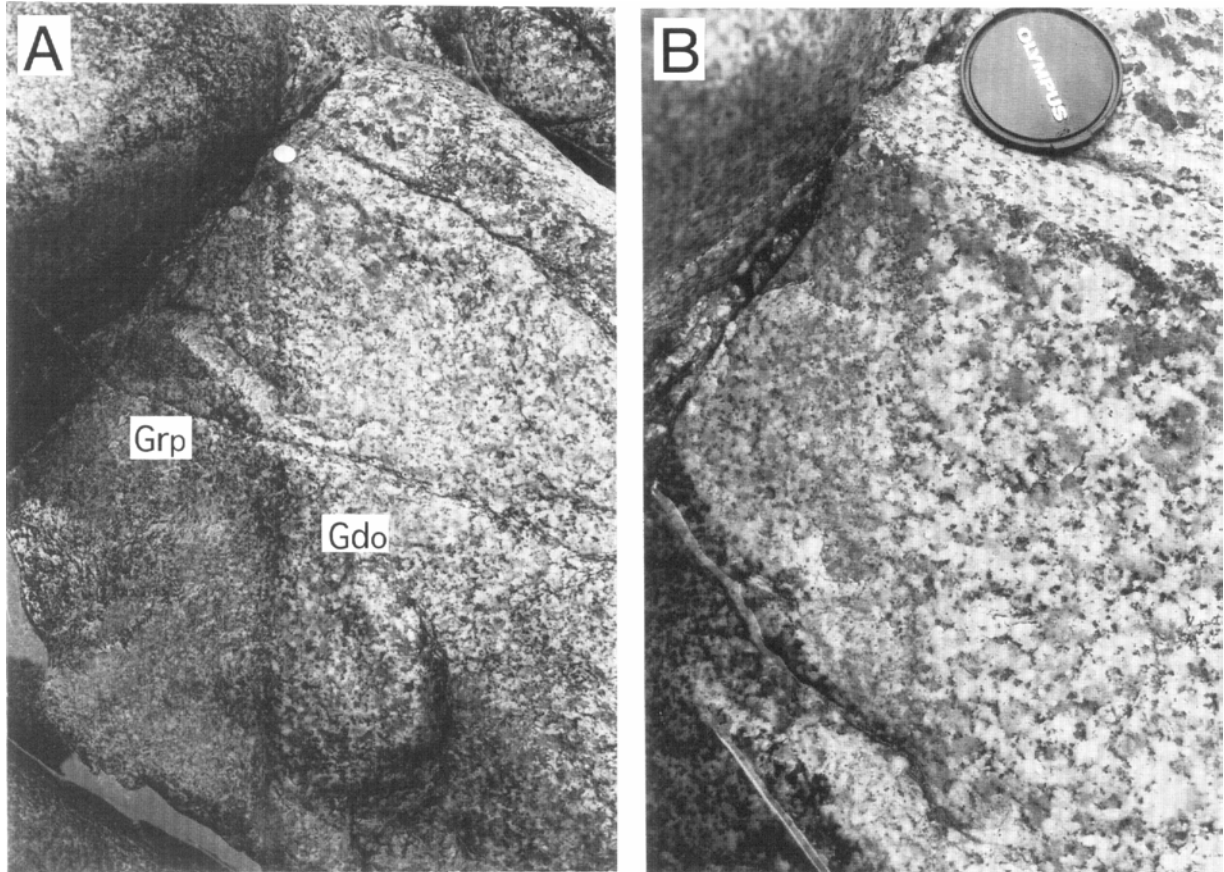
### Ⅶ. 3 畑川破碎帯以西の白亜紀貫入岩類

本図幅地域内の畑川破碎帯以西には、前期白亜紀の貫入と考えられる中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩・中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩・中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩・中粒黒雲母花崗岩 (淡紅色黒雲母花崗岩) が分布する。これらの貫入関係を第 20 図に示す。また、各岩石のモードを第 21 図 B に示す。

#### Ⅶ. 3. 1 中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdo)

**分布及び対比** 本岩は本図幅地域南西端近くの川前町川前付近に他の花崗岩類と断層とに分断されて小規模分布する。分布は本図幅地域西隣から南西隣にかけての地域へと連続し、それらの地域では広範に分布する。

本岩は、大野ほか (1953) の古期片状花崗閃緑岩、



第 29 図 中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdo) と中粒黒雲母花崗岩 (Grp) の境界

- A. 境界は一般にあまり明瞭ではないが、ここでは境界に沿って黒雲母が濃集しているため、比較的判りやすい。  
 B. A の上半部のクローズアップ。(川前町から 2.8 km 下流の夏井川北岸)

Sendo (1958) の Tokiwa Type Hornblende-Biotite ranodiorite に相当する。それらはいわゆる阿武隈深成岩類を古期と新期に 2 大別した場合の古期花崗閃緑岩類に相当し、畑川破碎帯以西の阿武隈山地全域に渡って広く分布している (渡辺ほか, 1955)。

加納ほか (1973) 及び大平 (1974) は、本図幅地域南西隣の「竹貫」図幅地域において、域内北東端に分布する古期花崗岩類 (Gorai (1944) により永戸岩体と命名) を非調和的に貫く新期花崗岩類に属する塊状アダメロ岩を、差塩岩体と名付け、永戸岩体と差塩岩体が複合岩体を構成しているとして好間川複合岩体を定義した。本図幅地域の中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩はこの好間川複合岩体の東縁部に相当することになるが、本稿では「好間川複合岩体」の名称は用いず、単に阿武隈山地に広範に分布する古期花崗岩類の一部として扱う。その理由は、加納ほか (1973) 及び大平 (1970) の好間川複合岩体は、その全体像、特に永戸岩体とそれに連続する古期花崗岩類との空間的・成因的關係が明確でなく、また差塩岩体と永戸岩体が単一の複合岩体を構成するような密接な關係にあるという明確な証拠も認められないからである。同様に本地域内の中粒黒雲母花崗岩についても、

複合岩体の一部として差塩岩体に対比することはせず、記載的な岩石名で表示するだけとした。少なくとも本地域内では、中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩とそれを貫く中粒黒雲母花崗岩との間に、両者が一体となって複合岩体を構成しているというような關係は認められなかった。

本岩と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩とは岩相的に類似しており、本来は同一凡例とすべきものかも知れないが、分布域が離れており、また個々に固有名詞をつけられてきたという従来からの経緯を考慮し、本稿でも凡例を分けた。本岩と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩とは、後者はカリ長石が淡橙色を帯び、粗粒石英が目立つ等、外觀や鉱物量比に若干の相違があり、また、後者は周囲の花崗岩類によって明瞭な熱変成を被っている点等から、貫入時期も若干異なる可能性があるが、両者は直接接していないため詳細は不明である。

**岩相及び産状** 本岩は、やや粗粒で自形性の良い普通角閃石が散在する中粒の均質岩である。岩石は、珪長質部が不透明な白色を呈するため有色鉱物とのコントラストが強いのが特徴であるが、これは斜長石の透明度が低いことによる。普通角閃石の定向配列が認められること

があるが、一般的に余り明瞭ではない。

1×10-15 cm の長円-レンズ状の暗色包有物もしくは径 5 cm 前後の円形のマフィック・クロットが 1-3 m に 1 個程度の割合で普遍的に含まれている。特に本地域南西端付近では暗色包有物は扁平なものが多く、比較的明瞭な定向配列を示す。

岩石帯磁率は  $0.1-0.3 \times 10^{-3}$  SIU である。

本岩のうち、夏井川の鹿又川との合流部から下流方向に岩体東縁までの範囲は、色指数がやや低く、特に普通角閃石の量比が減少する。中粒黒雲母花崗岩との境界近くでは普通角閃石の分布は不均一となり、肉眼での確認が困難な部分が増す。

本岩と中粒黒雲母花崗岩の境界は、上記の鹿又川との合流部から下流方向に約 2 km の夏井川北岸で観察できる。ここでは、露岩上に N58° W80° N 方向にほぼ直線状に伸びる貫入境界が 10 数 m に渡って認められ、その北側に本岩が、南側に中粒黒雲母花崗岩が分布する(第 29 図)。境界に沿って黒雲母の濃集によるシュリーレンが発達する場合があります、そのような部分では境界は比較的明瞭であるが、一般的に境界は非常に不鮮明である。しかしながら境界付近の中粒黒雲母花崗岩は一般的岩相よりやや細粒優白質であることから、普通角閃石の有無の判別に頼らなくても中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩との識別が可能である。

境界から北側数 m の範囲には不明瞭ながら境界とほぼ平行なシュリーレンが発達し、中粒黒雲母花崗岩がそれとほぼ平行な薄脈状に貫入している。また、境界付近の中粒黒雲母花崗岩中には中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩のゼノリスがみとめられ、両岩石が入り組んで複雑な様相を呈する部分もある。

境界の極く近傍では、厚さ数 cm の細粒優白質薄層が、数条断続的に発達する。この薄層は岩相境界とほぼ平行であるが、岩相境界を切って発達する部分もある。薄層中には剪断によると思われる片状組織が発達し、それに隣接する母岩部分にも変形組織が認められることから、中粒黒雲母花崗岩の貫入後、その固結末期もしくは固結後、貫入境界に沿ってずれを伴う変形連動があったと考えられる。

中粒黒雲母花崗岩は幅数 m-数 10 m の小岩脈としても各所で本岩を貫入している。本図幅地域南西端から南に 1 km の林道沿いでは中粒黒雲母花崗岩が幅約 30 m の岩脈として本岩を貫入しているのが観察できる。ただし両岩とも粒径がほぼ同じで、かつ露頭がマサ化しているため、境界は白黒写真では判別出来ない程度に分かりにくい。

本岩と中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩の貫入の前後関係は、直接接触する露頭としてはマサ化した露頭が 1 ヶ所見出されたのみで、そこでは貫入の前後が判別できなかった。しかしながら、本地域北方の「原町及び大甕」

図幅地域では中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩が本岩に相当する中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩に貫入していることから、本地域でも同様の関係にあると判断する。

本岩は細粒角閃石黒雲母閃緑岩を貫き、川前町下桶売南東 2.5 km ではその小岩体をゼノリス状に包有する。

#### 岩石記載 中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：スフェン・燐灰石・褐れん石・ジルコン・緑泥石

斜長石は半自形、長径 1-5 mm で、弱く正累帯もしくは反復累帯するコアと正累帯する狭いリムからなる累帯構造を示す。石英は他形もしくは粒状で、強く波動消光し、多くの場合サブグレイン化している。しばしば径 3-8 mm のプール状の溜まりを作る。カリ長石は他形で、細かいパーサイト組織を示す。しばしば他結晶粒間を埋めて連続し、長径 1 cm に及ぶ粗粒結晶を構成する。黒雲母は半自形、径 1-3 mm、褐色で、緑泥石に一部置換されている。普通角閃石は半自形、長径 0.8-5 mm で 3 mm 前後のものが最も多く、褐緑色である。結晶中央部がより褐色味を帯びることがある。不透明鉱物は細粒粒状で量は少なく、黒雲母に伴われることが多い。主にチタン鉄鉱からなり、わずかに磁鉄鉱と黄鉄鉱を伴う。

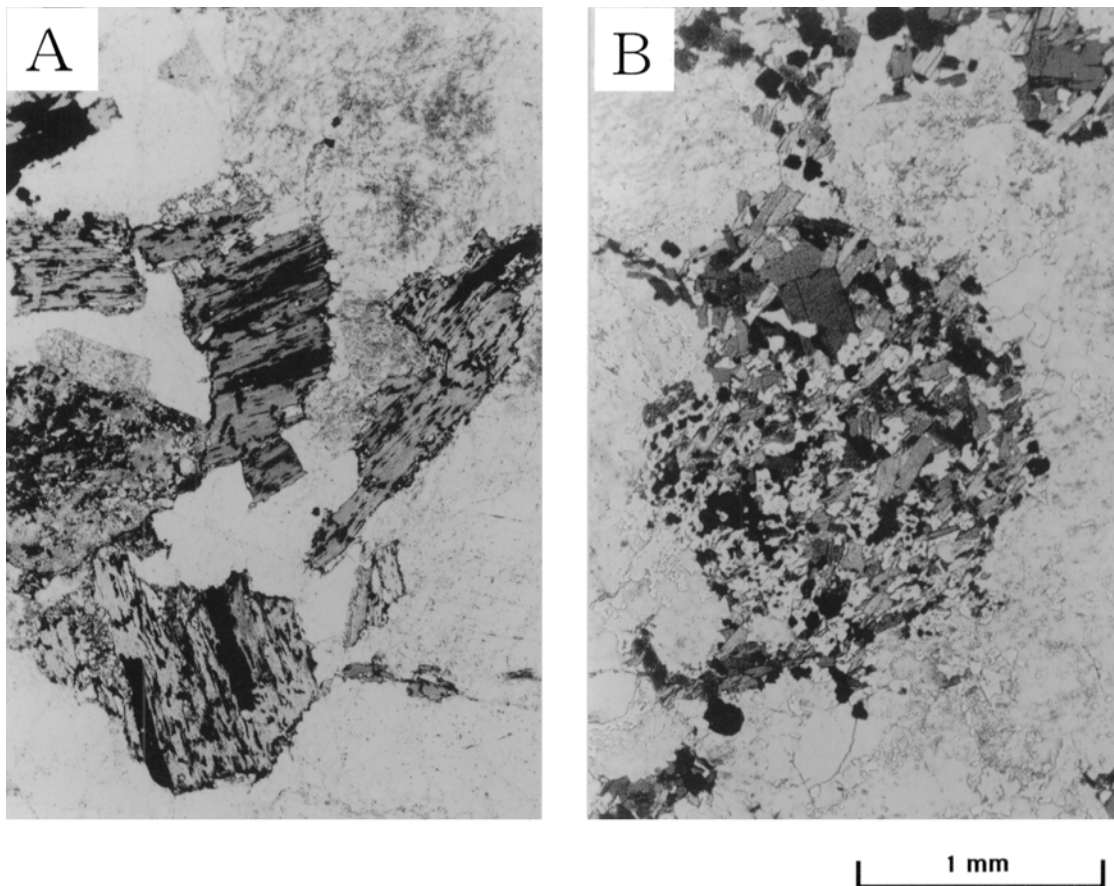
#### VII. 3. 2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gd)

**分布及び対比** 本図幅地域南縁中央部近くのいわき市幸之助から南接する「平」図幅地域の北縁部にかけて、畑川破碎帯中央断層南方延長の断層を東縁として、その西側に分布する。

大野ほか(1953)の横川型新期花崗閃緑岩に相当する。

**岩相及び産状** 本岩は径 8 cm 前後の粗粒石英の散在が特徴的な中粒岩である。斜長石・普通角閃石共に長径 5 mm 以下で、石英を除けば外観は全体にやや細粒である。長石類は一般に白色であるが、カリ長石が淡桃色、斜長石が淡い緑色味を帯びることがある。そのような場合は鏡下で黒雲母の緑泥石化等の若干の変質作用が認められる。径 3-15 cm の垂円状の暗色包有物が、0.5-2 m 前後の間隔で普遍的に認められる。

岩石帯磁率は、新鮮な岩石の場合の多くは  $2.5 \times 10^{-3}$  SIU 以下であるが、多少とも変質が認められる場合は  $6-7 \times 10^{-3}$  SIU の値を示すことがある。そのような高い値を示す部分を鏡下で観察すると、黒雲母が緑泥石・不透明鉱物・スフェン・緑れん石に交代されているのが認められる(第 30 図 A)。また角閃石、黒雲母がデカッセイト組織を示す場合は多数の細粒の不透明鉱物の生成が認められ(第 30 図 B)、若干高めの岩石帯磁率を示す。これらのことから、本岩の  $3 \times 10^{-3}$  SIU を越えるような岩石帯磁率は初生の値ではなく、変質や熱変成等の岩石固



第 30 図 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の顕微鏡写真

- A. 黒雲母は緑泥石・スフェン・緑れん石・不透明鉱物に交代されている。(下方ポーラ)(猫鳴山西南西 900 m)
- B. 黒雲母はデカッセイト状集合体を構成し、細粒の石英・斜長石・スフェンに加えて多数の不透明鉱物を伴っている。(下方ポーラ)(屹兔屋山南西 900 m)

結後の 2 次的な現象の結果と結論される。初生鉱物として含まれる磁鉄鉱は極少量で、本岩はチタン鉄鉱系列の花崗岩に分類される。

本岩は畑川破碎帯近傍に位置するが、マイロナイト化等の変形構造は顕著ではなく、岩石の鉱物フォリエーションも発達していない。ただ、畑川破碎帯のごく近くでは、幅数 cm の黒-青灰色の剪断によるすじ(方位は N 20° E 70° N 等)や珪長岩岩脈が随所に見られるようになり、岩石も北東-南西方向の鉱物フォリエーションを示す。また本岩は、北東-南西方向の複数の断層によって分断されている。いわき市茱萸沢東部の場合、粘土化した幅 10 cm 程の北に急傾斜する強破碎部を境にその両側 50 cm 程の範囲が強く破断し、もめている。ここでは、この断層を境に本岩と中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩とが接している。

本岩と中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩との貫入関係は、屹兔屋山の南西 1 km の南下する沢で観察できる。ここでは両者は貫入境界で接し、境界から 1 m の範囲の

中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩は細粒の黒雲母に富む岩相となり、境界部及び細粒岩相中には境界面と平行に厚さ数 cm のペグマタイト脈が数条発達する。境界付近の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩はサッカロイダルな外観を呈し、鏡下では普通角閃石・黒雲母にはデカッセイト組織が発達し、細粒結晶の集合体へと再結晶している。また、カリ長石・斜長石は粒界部分から優先的に微細粒子へと再結晶している。これらのことから、本岩は中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩によって貫かれ、熱変成を被ったものと結論する。ただし本岩の熱変成による再結晶は岩体の主に北部で顕著であるため、屹兔屋山周辺に分布する中粒黒雲母花崗岩によるものかも知れない。なお、中粒黒雲母花崗岩と本岩の関係を示す露頭は見つかっていない。

**岩石記載** 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・スフェン・褐れん石・緑泥石・緑れん石・絹雲母

斜長石は半自形で比較的自形性が良く、一般に長径 1-3 mm である。正もしくは弱い反復累帯構造を示す。石英は他結晶粒間で他形をなす場合と最大径 6 mm 前後の粒状を示す場合とがある。後者の場合波動消光が顕著で、サブグレイン化していることが多い。カリ長石は間填状もしくは他形-半自形粒状で長径 4 mm に及び、細かいパーサイト組織を有する。黒雲母は半自形、径 4 mm 以下で褐色である。曲げやたわみが認められる。普通角閃石は半自形で比較的自形性が良く、最大長径 5 mm 程度である。緑褐色で周縁部はやや緑色がかかる。不透明鉱物は粒状で、極少量が黒雲母に包有されている。

本岩の主として西及び北半部では熱変成によると思われる再結晶組織が認められる。黒雲母と普通角閃石には、細かい再結晶粒子の集合体からなるデカッセイト組織が発達し、その場合普通角閃石は帯青緑色を呈する。また、長石、特にカリ長石中には微細な石英粒子が多数生成している。

### Ⅶ. 3. 3 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (Gdy)

**分布及び対比** 本図幅地域内では、双葉郡川内村坂内からいわき市小川町上小川にかけて広範に分布する。「原町及び大甕」図幅地域から「浪江及び磐城富岡」図幅地域を経て本図幅地域まで、途中淡紅色黒雲母花崗岩等によって分断されているが、畑川破碎帯の西側に沿って広範に分布する中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩（久保ほか、1990）の南端部に相当する。

1990 年代より前の分類との対比では、大野ほか（1953）・渡辺ほか（1953）は、本岩と中粒黒雲母花崗岩を一括して新期淡紅色黒雲母花崗岩としている。また、Sendo（1958）の Pink Biotite Granodiorite (Second Type Younger Granitic-Rocks) に相当する。

**岩相及び産状** 本岩は長径 4 mm 前後、最大 20 mm のカリ長石を含む中粒の均質岩である。カリ長石はごく淡い橙色で、粗粒半自形で明瞭に識別できるものから、劈開面の反射によりその存在が分かる程度に目立たないものまでさまざまである。本図幅地域では、散在する粗粒カリ長石は長径 5-7 mm 前後が一般的であるが、図幅地域北縁近くでは 10-15 mm の結晶も見出される。図幅地域北縁近くの畑川破碎帯近傍ではカリ長石の橙色はやや濃くなる傾向がある。

本岩中の普通角閃石は、中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩のものに比べて、より細粒で量も少なく自形的でないので目立たない。

径 5-20 cm の円-レンズ状の暗色包有物が 0.5-3 m に 1 個程度の割合で普遍的に含まれている。

本岩は畑川破碎帯近傍では片状構造が発達し、局部的

に強片状を呈する。岩体東縁を画する断層沿いでは片状化が著しく、マイロナイト化に加えてカタクラサイト化している部分もある。「原町及び大甕」図幅地域でしばしば認められた、畑川破碎帯近傍でのウルトラマイロナイト化した薄い層状部の発達には、「浪江及び磐城富岡」図幅地域では畑川破碎帯の断層の極く近傍に限られ、本図幅地域では北縁部近くでわずかに認められるのみである。

なお、本岩は不透明鉱物として初生の磁鉄鉱を含まないため、チタン鉄鉱系列の花崗岩類に属し（久保ほか、1990）、岩石帯磁率は一般に  $2.0 \times 10^{-3}$  SIU 前後以下であるが、本図幅地域北縁部近くの畑川破碎帯近傍では本岩を貫く中粒黒雲母花崗岩岩脈ともども  $4-7 \times 10^{-3}$  SIU と高い岩石帯磁率を示す部分が散在する。既に「浪江及び磐城富岡」図幅地域で指摘されているように（久保ほか、1994）、それらの高帯磁率を示す岩石には、鏡下では破碎脈や結晶粒界、特に黒雲母の周縁部に沿ってスフェンや雲母様鉱物と共に微細な自形性の良い磁鉄鉱が二次的に生成しているのが認められ、一方、初生と判断できる産状の磁鉄鉱は見いだされないことから、その高帯磁率は二次的な変質を被った結果と結論される。

本岩は川前町萩等各所で観察される様に、「浪江及び磐城富岡」図幅地域の場合と同様にシャープな境界で中粒黒雲母花崗岩に貫かれている。

### 岩石記載 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：スフェン・燐灰石・褐れん石・ジルコン・緑泥石・白雲母・緑れん石

斜長石は半自形、長径 1-7 mm、最大 10 mm 前後で、稀に 15 mm に及ぶ粗粒結晶も見出される。反復累帯構造を示す。石英は他形もしくはプール状で、粒径 8 mm に及ぶ。強い波動消光を示す。カリ長石は他形、もしくは他結晶を包有してポイキリティック組織の粒状結晶を構成する。粒状結晶は長径 2-6 mm が一般的であるが、15 mm を越えるものも認められる。やや幅広のパーサイト組織と微斜長石構造が発達する。黒雲母は半自形、径 0.5-3 mm、暗褐色である。通角閃石は半自形、長径 1-4 mm で褐色である。結晶中央部でより褐色味が増す累帯構造を示すことが多い。不透明鉱物は細粒粒状で量は少なく、黒雲母に伴われることが多い。主にチタン鉄鉱でわずかに黄鉄鉱を伴う。

### Ⅶ. 3. 4 中粒黒雲母花崗岩 (淡紅色黒雲母花崗岩) (Grp)

**分布及び対比** 本図幅地域の西縁近くで、断層で分断されて南北に細長く分布する。本地域北縁部でその分布は東に大きく広がり、北接する「浪江及び磐城富岡」図幅地域南部では畑川破碎帯まで及ぶ。また屹兎屋山の山

頂部とその北側の稜線部の2ヵ所に畑川破碎帯の断層に断断されて分布する。小規模な岩脈としては畑川破碎帯以西の随所で見出されるが、比較的大規模なものが神楽山北東約2 km 付近に分布する。

岩相的には「原町及び大甕」及び「浪江及び磐城富岡」図幅地域に分布する淡紅色黒雲母花崗岩（久保ほか、1990、1994）に対比され、その南方延長部に相当する。

1990年代より前の分類との対比では、大野ほか（1953）・渡辺ほか（1953）は、本岩と中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩とを一括して新期淡紅色黒雲母花崗岩としている。また、Sendo（1958）のBiotite Adamellite（Second Type Younger Granitic-Rocks）に相当する。

**岩相及び産状** 淡橙-淡紅色のカリ長石に富む中粒優白質の均質岩である。カリ長石は径5 mm前後が一般的であるが、川前町萩から外門にかけての本岩体東縁に沿った部分では、自形性の良い長径10-15 mmに及ぶ粗粒結晶が少数散在し、肉眼では中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩との識別が困難な部分がある。

暗色包有物については、2-3 m毎に径10-15 cmの丸味を帯びたものを含む部分が認められ、また夏井川流域では径数mのものも認められるが、いずれも分布は局所的で、また扁平なものはまれである。

本岩のうち、川前町高部から小川町塩田にかけて発達する北北西-南南東方向の断層から南の部分、特に夏井川流域では、カリ長石が白色に近いため、岩石は灰白色を呈することが多い。

中川との合流部から1.5 km上流の夏井川右岸には、弱く片状化した本岩中に幅約100 mに渡って本岩が強く破碎された部分が認められる。この強破碎部は両側面をシャープな破断面で画される。強破碎部中には幅1-3 mの強片状化部や、径3-50 cmの垂円礫状岩片と細粒基質部からなる幅5 mのカタクラサイト帯等、種々の程度に破碎された多数の帯状部が認められ、その一般的方位はN65°-85°W70°Sである。

畑川破碎帯近くの屹兎屋山に位置する岩体は、主要部分は他地域と同様の中粒岩であるが、その東縁部の断層近くで平均粒径2 mm以下の細粒岩相が周縁急冷相を伴って本体を貫いているのが観察される。また、神楽山東北部の小岩体は全体が粒径2 mm以下の細粒岩相で構成されている。

#### 岩石記載 中粒黒雲母花崗岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・褐れん石・ジルコン・電気石・緑泥石・白雲母

斜長石は半自形、長径1-4 mmで、弱い反復累帯構造の重なった正の累帯構造を示す。石英は他形で、径3-5 mmの粒状部を形成する。強く波動消光し、光学的方位

がわずかに異なる幾つかの部分に分割されていること（弱いサブクレイン化）が多い。カリ長石は他形もしくは半自形で、粒径は5 mm前後が一般的である。やや幅の広いパーサイト組織が発達し、斜長石との間にはミルメカイトが認められる。黒雲母は半自形、径0.5-3 mmで緑褐色-暗褐色である。不透明鉱物は細粒粒状のチタン鉄鉱で、量はごくわずかである。白雲母は斜長石の中央部を置換する二次鉱物として産する。

なお、畑川破碎帯近くの屹兎屋山付近では、石英の多結晶集合体、黒雲母のデカッセイト組織、カリ長石粒界に沿う微細粒結晶（含ミルメカイト）の生成等の、変形によると思われる組織が発達する。

## VII. 4 その他の貫入岩類

### VII. 4. 1 超苦鉄質岩類 (U)

本図幅地域の超苦鉄質岩はすべて、種々の程度に蛇紋岩化したかんらん岩である。双葉破碎帯沿い及びその近傍で変成岩類に伴ってセプタ状に分布する他、畑川破碎帯南端部付近で八茎変成岩類に伴って分布する。

双葉破碎帯沿いの変成岩類に伴う超苦鉄質岩は、変成岩類と古生層の境界に沿って南北に細長く断続的に分布する。その幅は約25-200 mである。しばしば片状構造を示す。鏡下では蛇紋石・不透明鉱物・方解石とともに、繊維状-柱状の透角閃石が認められる。また郭公山北東800 mの木戸川支流の河床には、泥質変成岩中に方位N45°W80°Sの片状構造の発達する超苦鉄質岩が幅5-10 mの帯状に分布する。本岩は鏡下では蛇紋石・不透明鉱物・繊維状-柱状の透角閃石と共に、緑色スピネル及び粗粒かんらん石の残存結晶が認められる。

八茎変成岩類に伴う超苦鉄質岩は、いわき市八茎鉱山付近に分布し、その産状は以下の3つに分けられる。

- 1) 大久川-三森山西方-仁井田川-大滝沢を通過する変成岩及び時代未詳の堆積岩類を切る断層に挟まれて、幅約25-300 mのセプタ状に断続的に、また大滝沢西方の変成岩をNW-SE方向に切る断層に挟まれて幅約350 mのセプタ状に分布する。
- 2) 畑川破碎帯中央断層南方延長部沿いに斑れい岩と共に帯状に分布する（幅約25-130 m）。
- 3) 松山沢上流部付近において130×300 m程度の超苦鉄質岩体が変成岩中に挟まれている。

産状 1) の大久川付近の超苦鉄質岩は、鏡下では蛇紋石と不透明鉱物から構成され、花崗岩類による接触変成を被っていないが、大滝沢西方の超苦鉄質岩は花崗岩類による接触変成作用を著しく被っており、鏡下では蛇紋石に囲まれて多数のかんらん石（接触変成による再結晶粒子と考えられる）と長径1 cmに達する直閃石が観察される。また大滝沢西方において別の試料では蛇紋石と

ともに、自形長柱状の透角閃石が多数認められる。

#### VII. 4. 2 斑れい岩類 (猫鳴山斑れい岩) (Gb)

**分布及び対比** 畑川破碎帯中央断層に沿ってその東側に、猫鳴山を中心とする東西 1 km 南北 2 km の範囲に分布する。また、猫鳴山山頂から南東 0.8km-1.5 km の範囲の八茎変成岩中に径数 10-数 100 m の小岩塊として複数分布する。これらの斑れい岩類の総称として、猫鳴山斑れい岩と呼ぶことにする (新称)。本斑れい岩分布域には超苦鉄質岩 (蛇紋岩) の転石が認められるが、斑れい岩と超苦鉄質岩が複合岩体を構成しているのか、断層活動等によりアクシデンタルに共存しているのかは露頭条件が悪いため不明である。岩体内の岩相変化や内部構造の詳細についても同様に不明である。なお、斑れい岩の中に、かんらん石や輝石・斜長石の集積岩は見つかっていない。

斑れい岩と八茎変成岩の関係についても、露頭条件が良くないため不明である。ただし、猫鳴山山頂の主岩体に関しては、転石ではあるが超苦鉄質岩が岩体南東縁近くに分布することは、断層境界の可能性を示唆している。本岩のうち八茎変成岩中で小岩体をなすものは八茎地域の火山岩類と隣接して分布するが、両者の関係は野外では確認出来なかった。ただしその分布状況から斑れい岩類は周りの八茎変成岩と共に、火山岩類によって貫入されているものと判断した。

本岩類の定置時期については確証はないが、現時点では、周囲の八茎変成岩への熱変成の影響が認められないことや、斑れい岩に針状緑色角閃石の生成が認められることなどから判断して、八茎変成岩が変成作用を被る以前の貫入であるとしておく。ただし、本岩類と変成岩とは断層で境される異地性のものであるという可能性もある。

**岩相及び産状** 本斑れい岩類は主として中-細粒優黒質の角閃石斑れい岩からなり、部分的に細粒の角閃石に富む斑れい岩-閃緑岩を伴う。一般的に、角閃石及び斜長石の初生及び二次的な定向配列の発達が顕著である。岩石帯磁率は一般に  $15 \times 10^{-3}$  SIU 前後であるが、猫鳴山の岩体北端の断層と八茎変成岩の間の薄層部では不透明鉱物に富み  $60-170 \times 10^{-3}$  SIU の高い値を示す。

#### 岩石記載 細粒角閃石斑れい岩

主成分鉱物：斜長石・石英・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・淡緑色角閃石・緑れん石

斜長石は半自形、長径 0.5-3 mm で均質である。内部に

微細な針状の淡緑色角閃石が多数生成していることが多い。石英は径 1 mm 以下で斜長石粒間に少量認められる。多くの場合斜長石と共にモザイク状微細粒子の集合体を構成している。普通角閃石は長径 3 mm 以下の半自形もしくはオフィティック組織を示し、褐緑色である。淡緑色-無色の角閃石によって交代されることがある。結晶中央部が淡緑色角閃石によって選択的に交代されていることがある。デカッセイト組織が発達することもある。不透明鉱物は磁鉄鉱で、径 0.2 mm 以下、稀に 1 mm 弱で、他形をなす。

斜長石と普通角閃石には初生的な定向配列が認められる。変形構造の強い部分では、ポーフィロクラスト状の斜長石と普通角閃石及びサブグレイン化した石英のレンズ状集合体の間を微細な再結晶粒子が埋めることによる面構造が発達する。普通角閃石を交代する淡緑色-無色角閃石には曲げやたわみが認められる。また、微細な緑れん石に富む破断脈が発達することがある。

#### VII. 4. 3 細粒角閃石黒雲母閃緑岩 (D)

本岩は花崗岩質岩類中に普遍的に認められる細粒優黒質の岩石で、変輝緑岩と俗称されている岩石 (Sendo, 1958 など) に相当する。小さなものでは径数 cm の暗色包有物として本図幅地域内の花崗岩類分布域のほぼ全域に分布する。

畑川破碎帯以西のいわゆる阿武隈花崗岩中では、数 10-数 100 m の範囲に及ぶ広範な分布を示す場合がしばしばあるが、本図幅地域内では、川前町上高部北東 1.5 km の地点に比較的まとまって分布する。ここでは、中粒黒雲母花崗岩との境界に沿って中粒弱片状角閃石黒雲母閃緑岩中に南北に細長い包有岩体として分布している。本岩は最大径 1 cm に及ぶ斜長石と石英を少量含む斑状に優黒質な細粒岩で、周囲の花崗岩類によって貫入され、しばしば混成岩的な様相を呈する。

鏡下では、粗粒の斜長石と石英の間を細粒の斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・カリ長石・不透明鉱物が埋める斑状組織を示す。粗粒斜長石は、比較的自形性が良く、反復累帯構造を示す。基質部の細粒斜長石は比較的細長い自-半自形結晶で、顕著な正の累帯構造を示す。粗粒石英は強い波動消光を示し、光学的方位の異なる複数の粒子で構成されている。細粒石英は丸味を帯びた粒状で粒間を埋める。普通角閃石は半自形でやや細長いものが多い。篩状構造や細粒粒状結晶の集合体も認められる。不透明鉱物はごく少量である。



## VIII. 上部白亜系双葉層群

(利光誠一)

### VIII. 1 概要と研究史

本層群は双葉破砕帯と畑川破砕帯の間にあり、檜葉町大坂から本図幅に南接する「平」図幅地域のいわき市四倉町玉山にかけてほぼ NNE-SSW に狭長に分布する。分布域の西縁では前期白亜紀の花崗岩類を不整合に覆うが、「平」図幅地域内では一部ペルム系高倉山層群を不整合に覆う。東縁は古第三系白水層群に微傾斜不整合に覆われる。「平」図幅地域内のいわき市久之浜における試錐により古第三系の下位に双葉層群の伏在が確認されている(喜多河, 1950)。さらにはその南方の二ッ箭断層以南のいわき市金成の常磐炭試錐でも同様に双葉層群の伏在が知られている(江口ほか, 1959, 小島, 1967; 高山・小島, 1968)。ドレッジ調査により、四倉沖の東方及び南東方 4 km の海底にも双葉層群の存在が確かめられている(喜多河ほか, 1953; 喜多河・新野, 1954; 須貝ほか, 1957)。また沖合の常磐沖堆積盆にも双葉層群に相当する上部白亜系が広く分布しており、陸上では見られないチューロニアン期の堆積物も存在する(加藤ほか, 1996)。

本層群は、下位より足沢層・笠松層・玉山層の 3 層からなる(第 31 図)。足沢層は基底礫岩に始まり、上部は海成の細粒砂岩あるいは砂質泥岩からなる。この中から多くの海棲軟体動物化石を産する。この上位の 2 層は主として、砂岩及び砂質泥岩からなり、礫岩薄層をときどき挟む。これらは一般に非海成層(河川相)であるが、笠松層の上部にはラグーン(lagoon)の堆積相のある可能性が示されている(安藤ほか, 1995)。また、玉山層の上部には海成層がみられ、海棲の軟体動物化石や爬虫類化石も産出する。すなわち、非海成層から海成層への大きく 3 つのサイクルが見られ、上記 3 層及び古第三系の基底面はそれぞれシーケンス境界に相当する(安藤ほか, 1995)。

本層群からは Tokunaga and Shimizu (1926) の軟体動物化石や爬虫類化石の骨格片・歯の記載報告以来、多くの化石の産出が知られている。この他には魚類(サメ・ノコギリエイなど)や昆虫・ダニ類などの動物化石(太古からのメッセージ編集委員会, 1988 など)や花粉・孢子の化石(三木, 1972 など)、被子植物の花(Takahashi *et al.*, 1999 a, b)、石灰質ナノ化石(高山・小島, 1968)、有孔虫化石(Asano, 1950)などが知られている。また、最近では陸棲爬虫類(恐竜)の発見もあつた。

本層群の研究は、徳永(1923 a, b)が常磐地域北部の双葉地域に白亜系の存在を見出し、双葉白亜層と命名したことに始まる。この中では、下部・中部・上部の 3 層に区分され、このうち、下部層と上部層からは白亜紀後期とみなされるトリゴニアやアンモナイトに加え、海棲の爬虫類化石の骨格片が産出し、記載された(Tokunaga and Shimizu, 1926)。その後、紺野(1938)は徳永(1923 a)の双葉白亜層を双葉統とし、彼の 3 層を下位より、足沢砂岩層・笠松頁岩層・玉山砂岩層と呼称した。Matsumoto (1943)は地層命名法の見地から Huta Group (双葉層群)と呼んだ。江口ほか(1953)は双葉層群の上記 3 層を踏襲したが、中部の笠松頁岩層は岩相名が不適切として単に笠松層と呼んだ。須貝ほか(1957)で他にも岩相名が除かれ、足沢層・笠松層・玉山層と呼称され、以後、基本的にこの 3 層名が踏襲されている(斎藤, 1960; 岩生・松井, 1961; 川辺・前田, 1972, 鈴木ほか, 1993, 1994, 安藤ほか, 1995 など)。斎藤(1960)は足沢層をさらに浅見川部層(下部)と大久川部層(上部)に細分した。安藤ほか(1995)は双葉層群の詳細な堆積学的検討から玉山層を非海成相(河川相)の下部・中部層と海成相の上部層に区分した。

### VIII. 2 足沢層

**地層名** 紺野(1938)により足沢砂岩層と呼ばれたが、須貝ほか(1957)により岩相名を除き足沢層とされた。本層は斎藤(1960)により岩相上、浅見川部層(下部)と大久川部層(上部)に区分された。本報告はこの区分を踏襲するが、両部層の境界位置を変更して使用する。

**模式地** 福島県いわき市大久町芦沢(旧地名 足沢)。

**層序関係** 常磐炭田地域全体では前期白亜紀花崗岩類及び古生界ペルム系高倉山層群を不整合に覆う。本図幅地域では下位には花崗岩類のみ露出している。

**時代** 本層は産出する軟体動物化石から全体として後期白亜紀コニアシアン期の堆積物であると推定されている。

#### VIII. 2. 1 浅見川部層(Aa)

**地層名** 斎藤(1960)による。斎藤(1960), Saito (1961)などでは足沢層の礫岩を挟む層準全般を浅見川部層と定義したが、安藤ほか(1995)は堆積相解析の観点から海進性の礫岩層を伴う海成層の始まるまでを浅見川部層とした。本報告では安藤ほか(1995)の定義に準

じ、細粒（一中粒）砂岩層の始まりまでの礫岩層及び粗粒-極粗粒砂岩層を浅見川部層とした。

**模式地** 福島県双葉郡広野町浅見川。

**層序関係** 本図幅地域内では白亜紀花崗岩類を不整合で覆う。大久川本流及び支流（第 32 図）、折木川支流北沢、浅見川（第 33 図）、北迫川本流及び支流などで花崗岩類との不整合露頭が確認される。上位の大久川部層には整合に覆われる。檜葉町山田岡大坂の北部では白亜系の上位層を欠き、本部層が古第三系白水層群に不整合に覆われる。

**分布・構造** 本部層の北部は檜葉町大坂まで分布する。南部はいわき市大久町芦沢を経て、「平」図幅内のいわき市玉山周辺まで分布する。走向はほぼ NNE-SSW、傾斜はいわき市大久町芦沢で東へ 16°、広野町の上北迫川（旧 大鶴沢）上流で、東へ 13° とゆるく、全体として同斜構造をなす。時折、東西系から北西-南東系の正断層や横ずれ断層、南北系及び NNW-SSE 系の逆断層、NNE-SSW 系の正断層などにより分布にわずかではあるがずれが生じている。

**岩相** 主に灰色の礫岩や粗粒砂岩からなる。基底は礫岩で始まる場所が多く、礫種は基盤岩に由来する花崗岩が多い。この他には頁岩・砂岩・チャート・角閃岩・片岩・安山岩類などが見られ、上部では花崗岩礫の割合が多少減少する。なお、大上・加納（1982）によれば、この他にオーソコーツァイト礫も含まれる。浅見川や折木川支流の北沢で見られる基底礫岩では径 5-15 cm の亜円-円礫が多く、時折 40 cm に達するものも含まれる（第 33 図）。また、大久川支流の立石川上流で見られる基底礫岩には凹凸のある基盤から直接由来したと思われる数十 cm を越す花崗岩の亜角礫-亜円礫も見られる（第 32 図）。基質はアルコーズ質極粗粒-粗粒砂岩である。浅見川では層厚は 12 m 以上あり、砂岩レンズを頻りに挟む（第 33 図）。折木川支流の北沢ではもっと厚く、24 m ほどになる。一方、大久川で見られる基底礫岩は礫径 3-4 cm の円-亜円礫が多く、最大でも 30 cm 程である。基質は細粒砂岩よりなる。層厚は 2 m しかなく、砂岩レンズを少し挟む。これに対して、分布域の北部にあたる北迫川や上北迫川では基底礫岩は発達せず、基盤の花崗岩を含礫極粗粒砂岩や粗粒砂岩が直接覆う。

大久川では基底礫岩上を直接上位の大久川部層が覆うが、他では基底礫岩の上位に極粗粒-中粒砂岩や中礫礫岩が交互に堆積し、時折、上位の笠松層に見られるような粗粒砂を含む砂質泥岩・炭質泥岩なども挟む。

本部層では生物の痕跡に乏しいが、唯一、北迫川で炭質泥岩中に砂管に富む生物擾乱が見られる。一方、粗粒砂岩中には斜交葉理が発達している。

安藤ほか（1995）では浅見川部層を、下部に氾濫源を伴った扇状地-網状河川相（一部に崖錐相あり）と考えているが、上述の北迫川の砂管に富む炭質泥岩の存在か

ら、分布域北部に一部海成（ラグーン）の堆積環境が推定される。

**層厚** 本図幅内では折木川支流の北沢や桜沢で約 50 m と最も厚く、大久川で最も薄く、2 m 程度である。県道片倉-末統線沿いの崖（いわき市大久町与平作）では本部層を欠き、花崗岩上に上位の大久川部層の細粒砂岩がアバットしているのが観察される。

**化石** 本部層には生痕化石（砂管）が見られるのみで、他の動物化石は産しない。かつて本部層の礫岩から軟体動物化石が産するとされていたが（斎藤、1960 など）、この化石を多く含む礫岩は上位の大久川部層に帰属する（安藤ほか、1995）。

最近、Takahashi *et al.*（1999a）は上北迫川の浅見川部層より、被子植物の花化石 *Esgueiria futabaensis* Takahashi, Crane *et Ando* を報告した。この他にもヒカゲノカズラ類、シダ類等の孢子、球果植物の葉・花粉、被子植物の花等の化石も報告された（Takahashi *et al.*, 1999 b）。

**時代・対比** 本部層からは軟体動物化石を産しないが、上位の大久川部層の対比から浅見川部層の時代は前期コニアシアン期と考えられる。

## Ⅷ. 2. 2 <sup>おおひさがわ</sup> 大久川部層 (Ao)

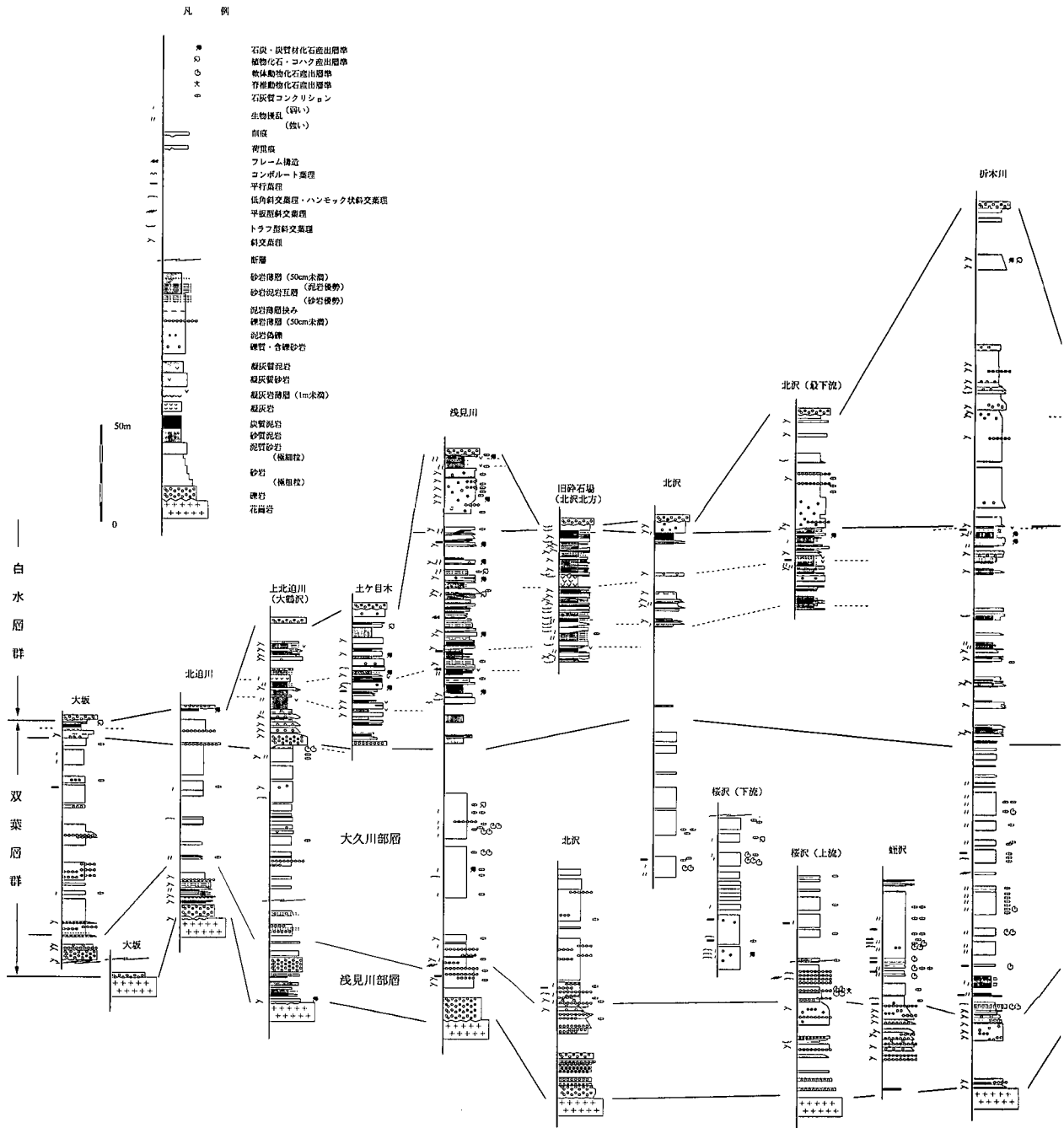
**地層名** 斎藤（1960）による。斎藤（1960）、Saito（1961）などでは礫岩層を挟まない層準から上位を大久川部層としたが、本報告では安藤ほか（1995）の定義に準じ、海成の細粒砂岩-砂質シルト岩の始まる層準より上位を大久川部層とした。

**模式地** <sup>おおひさがわ</sup> 福島県いわき市大久町大久川。

**層序関係** <sup>ほら</sup> 下位の浅見川部層に整合に重なる。大久川沿いの県道や洞の林道脇の露頭では下位の浅見川部層の基底礫岩を欠き、基盤の花崗岩上に本部層がアバットしているのが観察される。檜葉町山田岡大坂では白亜系の上位層を欠き、古第三系白水層群に不整合に覆われる。

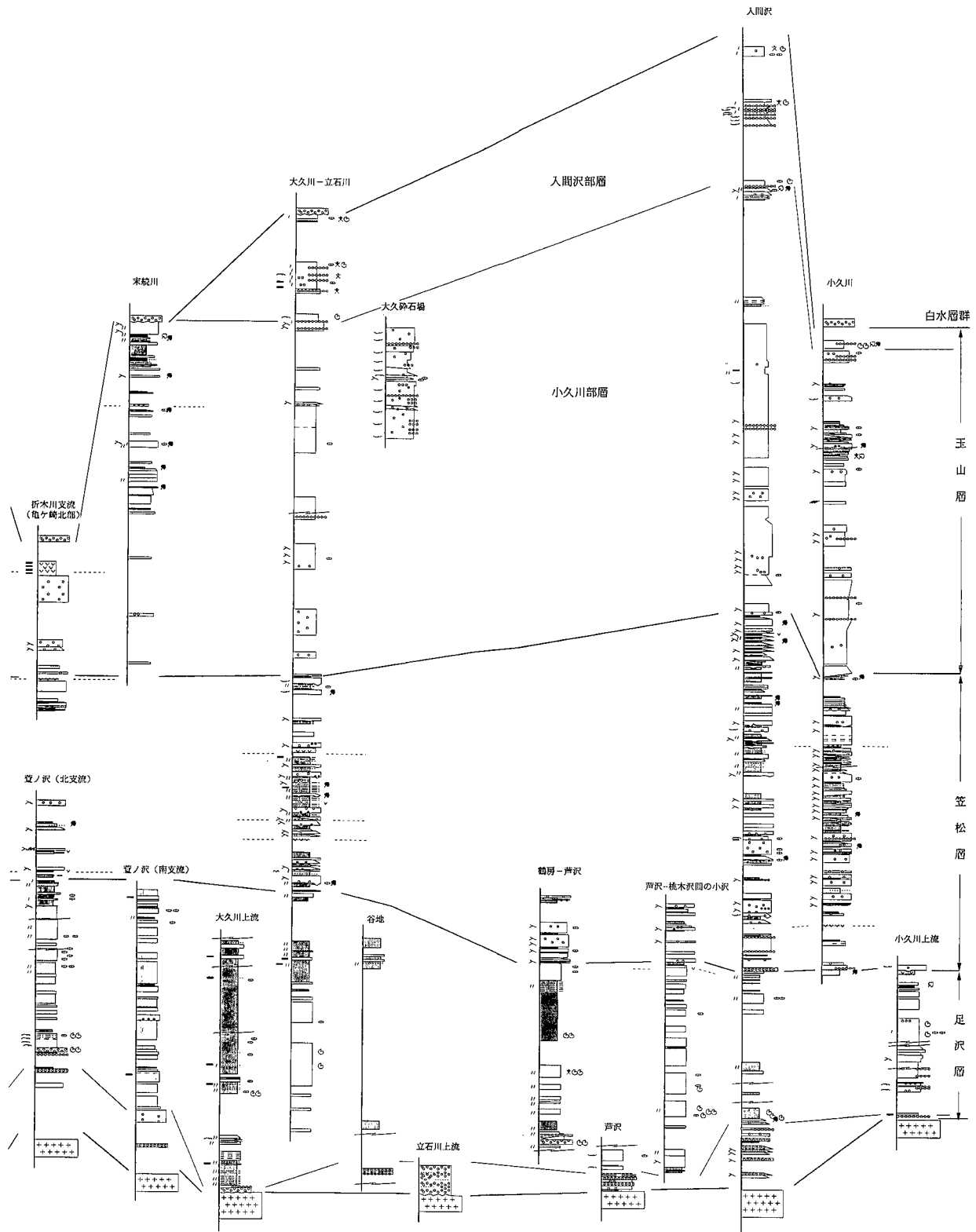
**分布・構造** 一般に下位の浅見川部層の東側に沿って NNE-SSW に狭長に分布する。傾斜は下位の浅見川部層と同様緩く、10°-23° の東傾斜の同斜構造をなす。

**岩相** 灰色-暗灰色の泥質細粒砂岩-砂質シルト岩を主体とし、一部中粒砂岩やレンズ状の中-細礫礫岩薄層を挟む。上北迫川、芦沢-桃木沢（「平」図幅地域内）間の小沢では最上部に白色の細粒凝灰岩層が挟まれるが、側方への連続性は不明である。大久川及び下谷地地域、萱ノ沢地域に見られる砂質泥岩-泥質砂岩中の細-中粒砂岩層（厚さ 1-1.5 m）は局地的な鍵層として利用できる。また、芦沢、折木川の本流、萱ノ沢（北支流）、桜沢では本部層の下部に軟体動物化石の密集した石灰質の中礫礫岩層があり、これらは連続性に乏しくレンズ状を呈していると考えられるが、ほぼ同層準であろう。この礫岩層の上位にはハンモック状斜交葉理砂岩が重なり、この礫岩



層もストーム堆積物と考えられる。中部-上部にも貝殻の密集層があり (第 34 図), この上位にハンモック状斜交葉理の見られるものがある。この他にも, 本部層の主体をなす泥質細粒砂岩-砂質シルト岩には時折平行葉理や低角の斜交葉理ないしハンモック状斜交葉理が見られ

るが, 多くの場合, 生物擾乱が著しく, 塊状を呈するものも少なくない。生痕化石としては砂管が多く, *Ophiomorpha* なども報告されている (安藤ほか, 1995)。また, むら雲状の生痕や *Anchonicus* などもよく見られる。炭質植物の微小片も多く含まれ, これにより葉理や



第 31 図 つづき

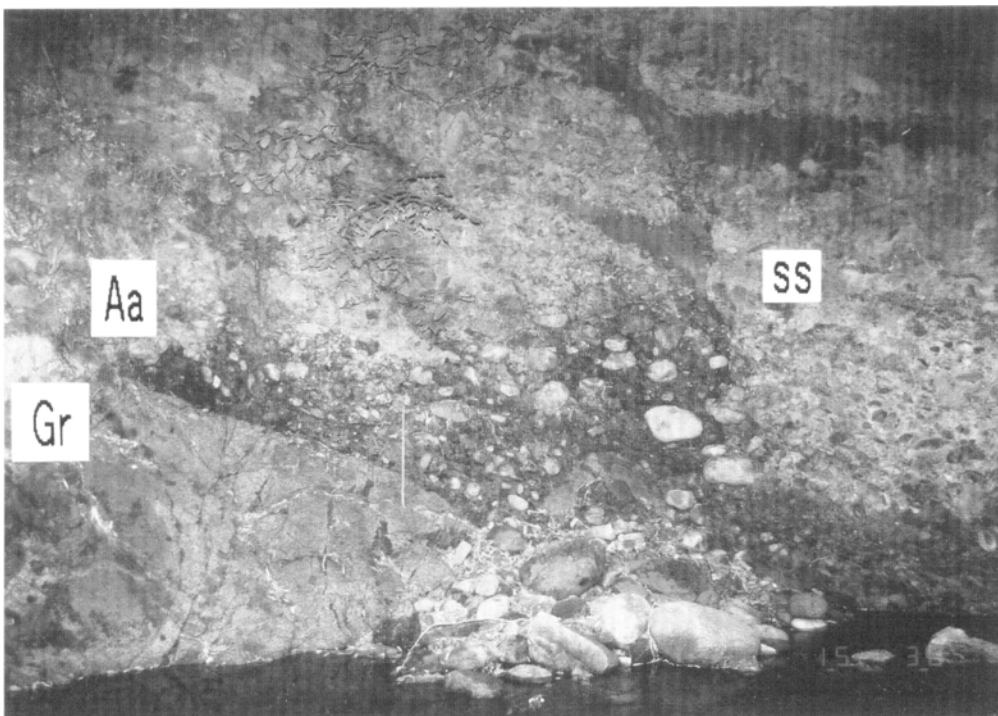
生痕の形状が明瞭になっていることも少なくない。本部層は全般的に石灰質コンクリーションを含むが、中部に直径数十 cm-1 m 程の比較的大きなコンクリーションが多く、この中にイノセラムスの殻が層状に濃集していることもある。石灰質コンクリーションは通常、球状-楕円

体状を呈するが、大きなものの中には 20-30 cm 程度の球状コンクリーションが複合したものや、凹凸の多い複雑な形状をしたものもある。

層厚 大久川で最も厚く、170 m 程と推定される。北方の北迫川で最も薄く、60 m あまり、南方の桃木沢や小



第 32 図 双葉層群足沢層浅見川部層 (Aa) と下位の花崗岩類の不整合面  
 下位の花崗岩類 (Gr) の凹凸の著しい不整合面上に、これから直接由来したと思われる花崗岩類の垂角-垂円礫 (巨礫) が含まれる部分がある。スケール (中央) は 1 m. (いわき市大久町谷地、立石川上流)



第 33 図 双葉層群足沢層の基底礫岩  
 下位の花崗岩類 (Gr) 上に直径 5-15 cm の垂円-円礫からなる足沢層浅見川部層 (Aa) が不整合に接する。礫の中には直径が 40 cm に達するものもある。礫岩中には時折粗粒砂岩のレンズ状の挟み (ss) が見られる。スケール (写真中央) は 1 m. (広野町浅見川上流)



第 34 図 足沢層大久川部層上部に見られる貝殻化石の密集層  
 貝殻は破片化しているものが多い。貝殻密集層（写真中程の優白色部）の中には直径数-10 cm の円礫が見られる。スケールは 20 cm。（広野町上北迫川）



第 35 図 足沢層大久川部層中部で密集して産する大型アンモナイト  
 直径数 10 cm-1 m 近い大きなものも報告されている（いわき市大久町芦沢のアンモナイトセンター）

久川(「平」図幅地域内)でも80-85mとやや薄い。

化石 本部層には海棲の軟体動物化石が多く含まれる(Tokunaga and Shimizu, 1926; Nakano, 1957, Saito, 1961, 1962; Maeda and Sato, 1964; 松本ほか, 1989; Matsumoto *et al.*, 1990など)(第35図)。最下部の石灰質中礫岩からはいろいろな軟体動物化石や脊椎動物の化石が含まれている。特に桜沢では複数の恐竜化石が産出している(長谷川ほか, 1987)。

安藤ほか(1995)のまとめによれば、この層準から次のような動物化石が産出している。

#### 二枚貝

*Glycymeris amakusensis* (Yabe et Nagao)  
*Inoceramus uwajimensis* Yehara  
*Didymotis akamatsui* (Yehara)  
*Apiotrigonia* (A.) *undulosa* (Nakano)  
*Yaadia kimurai* (Tokunaga et Shimizu)  
*Myrtea ezoensis* (Nagao)

#### アンモナイト

*Baculites yokoyamai* Tokunaga et Shimizu  
*Eubostrioceras indicum* (Stoliczka)  
*Mesopuzosia yubarensis* (Jimbo)  
*Yabeiceras orientale* Tokunaga et Shimizu

#### 脊椎動物

*Basilemys* sp.  
Hadrosaurid  
Asterodontid  
shark teeth

中部-上部にかけては *Inoceramus uwajimensis* がよく産出し、特に芦沢における本部層の中部では大型のアンモナイトが多産する層準がある(Matsumoto *et al.*, 1990; 第35図)。また、最上部にも種々の二枚貝化石の密集層がみられる(第34図)。

安藤ほか(1995)は中部及び上部から産出する化石を以下のようにまとめている。

#### 二枚貝

*Acila* (*Truccacila*) *hokkaidoensis* (Nagao)  
*Ezonuculaca mactraeformis* (Nagao)  
*Nanonavis sachalinensis* (Schmidt)  
*Glycymeris amakusensis* (Yabe et Nagao)  
*Pinna* sp.  
*Inoceramus uwajimensis* Yehara  
*Didymotis akamatsui* (Yehara)  
*Chlamys milleri* (Sowerby)  
*Limatula* sp.  
*Anomia* sp.  
*Amphidonte* sp.  
*Apiotrigonia* (A.) *undulosa* Nakano  
*Myrtea ezoensis* (Nagao)  
*Opis* sp.

*Eriphyla higoensis* Tashiro

*Dosinioasis* (?) sp.

*Leptosolen japonica* Ichikawa et Maeda

*Pholadomya* sp.

#### 掘足類

*Dentalium otatumei* Nagao

#### 巻貝

*Turritella* sp.

*Apporhais* sp.

*Rostellaria* sp.

*Gyrodes* sp.

#### アンモナイト

*Phylloceras* (*Neophylloceras*) *subramosum* (Spath)

*Gaudryceras denseplicatum* (Jimbo)

*Anagaudryceras limatum* (Yabe)

*Baculites schencki* Matsumoto

*Eubostrioceras indicum* (Stoliczka)

*Polyptychoceras* sp.

*Scaphites pseudoequalis* Yabe

*Yezoites puerculus* (Jimbo)

*Damesites* sp.

*Yokoyamaoceras* sp.

*Mesopuzosia yubarensis* (Jimbo)

*Pachydesmoceras* cf. *mihoense* (Matsumoto)

*Forresteria* (F.) *alluaudi* (Boule, Lemoine et Thévenin)

#### オウムガイ

*Cymatoceras* sp.

#### 腕足類

*Telebratula* sp.

#### 脊椎動物

shark teeth

この他に Saito (1962) は本部層から環形動物のものとされる生痕化石を報告している。

最近、萱ノ沢からティラノザウルス科とみられる恐竜の歯の化石の産出が報じられた(1999年5月24日付福島民報)。この化石の詳しい層準は不明であるが、下部の礫岩中からいくつかの恐竜化石(骨片)が産出しており(長谷川ほか, 1987など)、同層準の可能性もある。また、本部層の中部にあたる芦沢のアンモナイトセンターからカモノハシリユウの骨の化石の産出も報じられている(1999年8月1日付朝日新聞)。

時代・対比 上記の化石、特にアンモナイトやイノセラムスについて考察すれば、利光ほか(1995)の化石帯区分に基づき、大久川部層の時代は(前期-?)中期コニアシアン期である。



第 36 図 笠松層の砂岩泥岩互層  
スケール（右端）は 5 m.（広野町北沢の北方にある旧碎石場跡）

### VIII. 3 笠松層 (Ka)

**地層名** 紺野 (1938) が笠松頁岩層としたが、江口ほか (1953) は本層ではむしろ砂岩が優勢であることから岩相名を除き、単に笠松層と呼称した。

**模式地** 福島県いわき市大久町笠松 (5 万分の 1「平」図幅地域内)

**層序関係** 下位の足沢層を整合に覆う。下位の大久川部層の塊状の泥質細粒砂岩ないし砂質シルト岩を多少削り込むように中礫を含む粗粒から極粗粒砂岩が堆積しており、この侵食面をもって笠松層の基底と認識できる。北部の土ヶ目木、上北迫川、北迫川では層厚 5 m ほどの大礫岩が本層の基底をなす。これは NS 方向に 1.5 km にわたって追跡できるチャンネル堆積物であろう。仮に芦沢層と笠松層の境界が地層の欠如によって観察できなくとも粗粒の角ばった石英粒をよく含む砂質泥岩が笠松層の特長であり、その認定が可能である。広野町上北迫の土ヶ目木以北では上位の玉山層を欠き、古第三系白水層群により不整合に覆われる。

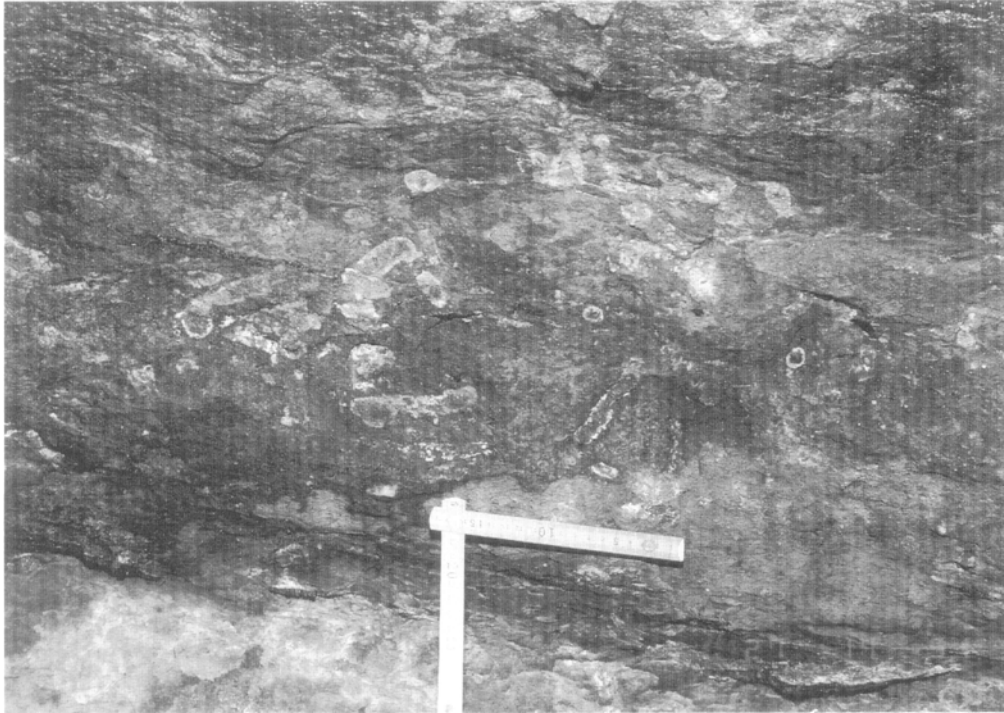
**分布・構造** NSないし NNE-SSW の走向で、 $12^{\circ}$  -  $24^{\circ}$  の東傾斜の同斜構造をなす。土ヶ目木では東西方向の小沢に沿った背斜軸をもつ小規模な褶曲構造が推定される。

**岩相** 斜交層理の発達したアルコーズ質粗粒-極粗粒砂岩と暗灰色の砂質シルト岩・炭質シルト岩の互層から

なる (第 36 図)。特に砂質シルト岩中には粗粒砂-細礫サイズの石英粒が多く含まれ、特徴的である。また、砂岩中には時折中礫を含むことがあり、中礫礫岩薄層を挟むこともある。砂岩層の下底には洗い掘り構造や下位の泥岩層をチャンネル状に大きく侵食しているものがある。また、砂岩下底面に荷重痕の見られるものや、フレーム構造の見られるものがある。砂岩中にコンボルト葉理の見られるものもある。「平」図幅地域内の小久川流域では笠松層下部の砂岩中に泥質岩偽礫が多く含まれ、礫岩状を呈する部分もある。本層には緑灰色-灰白色の細粒凝灰岩層を少なくとも 5 層準に挟む。これは広い範囲で追跡できなかったが、中には局地的な鍵層として有効なものがある。広野町北沢北方の旧碎石場跡では約 6 m 程の層厚をもつものがあるが、これも広い範囲での広がり不明である。また、泥岩中には直径 10-15 mm の砂管により生物擾乱作用を被った部分が時折見られる (第 37 図)。

笠松層にみられる砂岩・泥岩の繰り返しを江口ほか (1953) は小輪廻層としてとらえ、20-25 を数えている。安藤ほか (1995) は、これを 5-6 回の上方細粒化の第 2 次ユニットとしてまとめ、これが蛇行河川システムの流路変化などによるものよりむしろ海水準変動を反映しているものだと考えている。また、Ando (1997) は笠松層を高海水準期堆積物と考えている。したがって、上述のように時折砂管が発達する泥岩層を挟むことから、笠松層堆積時には高海水準期であり、蛇行-網状河川から氾





第 37 図 笠松層の炭質砂質泥岩中の管状生痕化石  
丸い斑点状から管状の形態を示す。スケールは 20 cm. (いわき市大久町大久川 (鶴房地区))

濫源へと繰り返し移行する部分に時折海水が入り込み、その度に一時的に海成 (ラグーン様) の環境になり、活発な生物活動が営まれていたものと考えられる。また、安藤ほか (1995) が述べているように、北部ほど砂岩層に対する泥岩層の比率が高まることから、どちらかと言えば北側に海が開けていた可能性がある。

笠松層分布域の北部では古第三系の不整合直下において、大坂から北迫川の間で層厚約 10 m, 上北迫川から土ヶ目木にかけて 20-25 m にわたり笠松層が白色粘土化している (笠松層の薄くなっている北部の大坂では下位の久川部層まで白色粘土化が及ぶ)。

**層厚** 本図幅地域内の連続的な層序の得られるところ (大久川・折本川・浅見川) では比較的厚さの変化は見られず、約 110-120 m である。一方、「平」図幅地域内の入間沢川では層厚約 200 m とかなり厚くなる。

**化石** 本層からは大型化石としては炭質植物片が見られるのみである。泥岩中には生物擾乱作用が見られ、また、砂管が見られることがあり、時折活発な生物活動の様子がうかがえる。この他には三木 (1972), Miki (1977), Takahashi (1973, 1988) が多くの花粉・胞子の化石を報告している。

**時代・対比** 本層から年代を示す化石を産しないが、下位の足沢層及び上位の玉山層の化石層序に基づく対比から後期コニアシアン期の地層と考えられている (松本ほか, 1982 など)。

#### VIII. 4 玉山層

**地層名** 紺野 (1938) が玉山砂岩層と命名したが、その後、須貝ほか (1957) により玉山層と呼称された。その後、本層は安藤ほか (1995) により岩相上、下部-中部 (河川相) と上部 (海成相) の 2 つに区分された。本報告では安藤ほか (1995) による下部-中部を小久川部層 (新称)、上部を<sup>いりまざわ</sup>入間沢部層 (新称) とした。

**模式地** いわき市四倉町玉山 (5 万分の 1 「平」図幅地域内)。

**層序関係** 下位の笠松層の粗粒砂岩砂質シルト岩互層を一部侵食して厚い粗粒-極粗粒砂岩が重なる。このように砂質シルト岩を挟まない非常に厚い砂岩層の堆積の始まりを玉山層の基底とする。上限は古第三系白水層群により不整合に覆われるため、不明である。

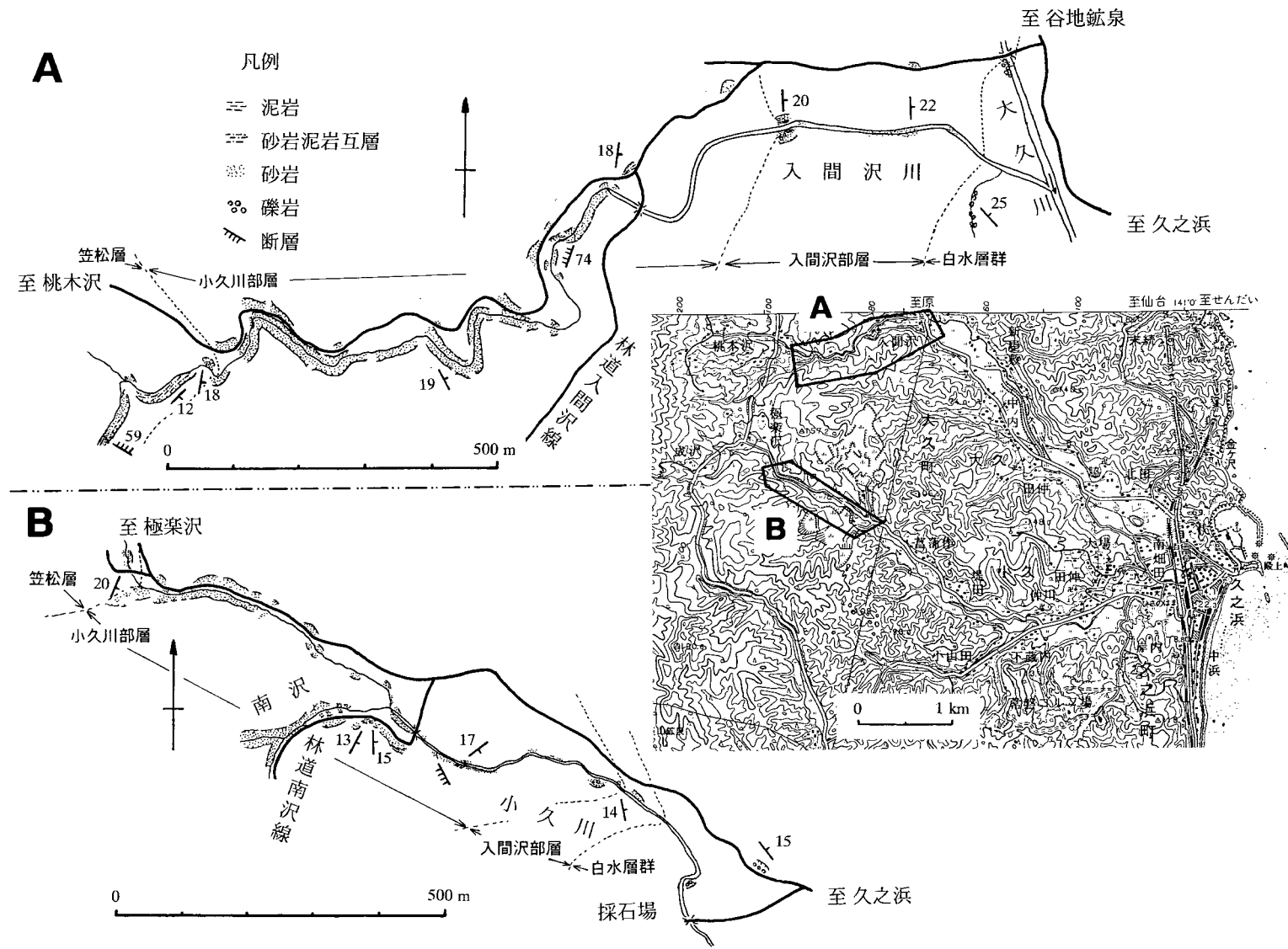
**時代** 上部 (入間沢部層) より産する軟体動物化石から本層の時代は、後期コニアシアンからサントニアン期と考えられる。

##### VIII. 4. 1 小久川部層 (Tk)

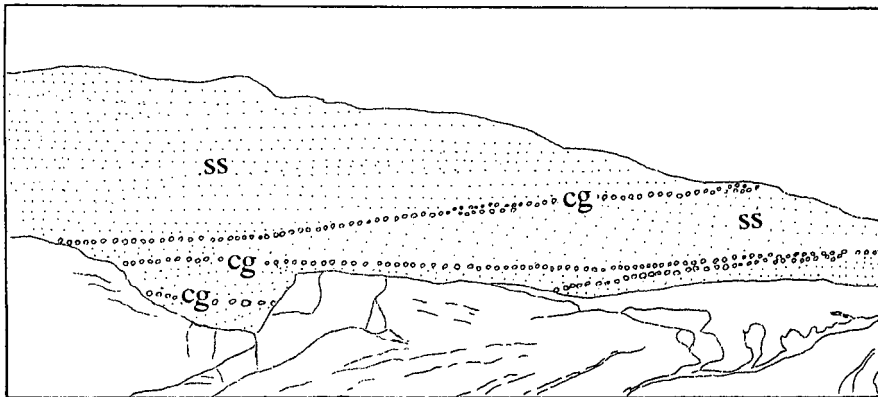
**地層名** 新称。本部層は安藤ほか (1995) の玉山層下部・中部とした地層に相当する。

**模式地** いわき市大久町小久川 (5 万分の 1 「平」図幅地域内; 第 38 図 B)

**層序関係** 下位の笠松層の砂岩泥岩互層を多少侵食し



第 38 図 玉山層小久川部層 (B) 及び入間沢部層 (A) の模式地のルートマップ  
 地形図は国土地理院発行 5 万分の 1「平」を使用。

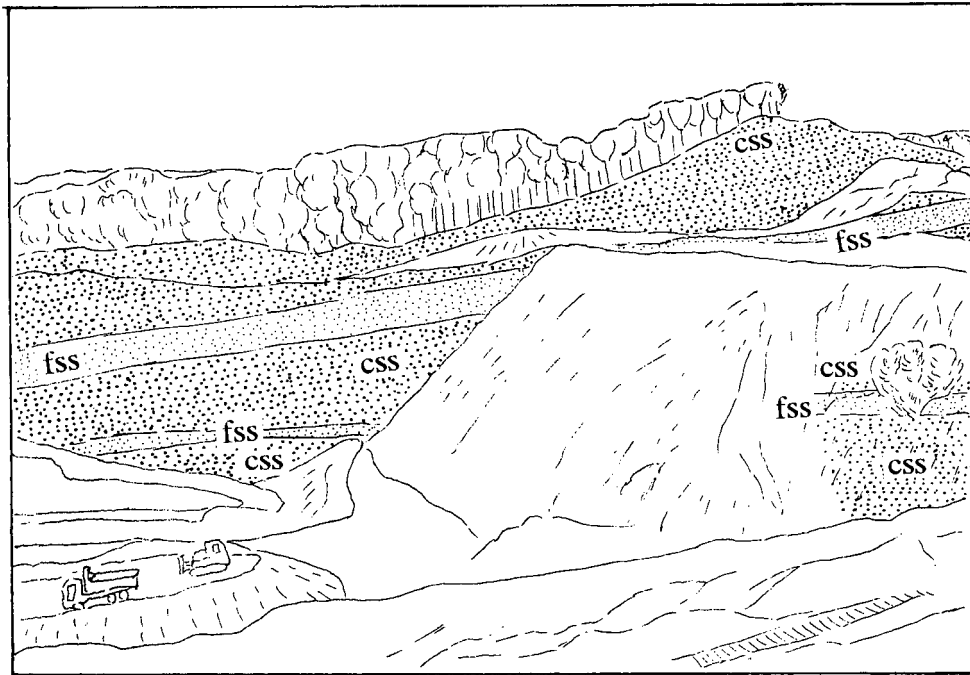
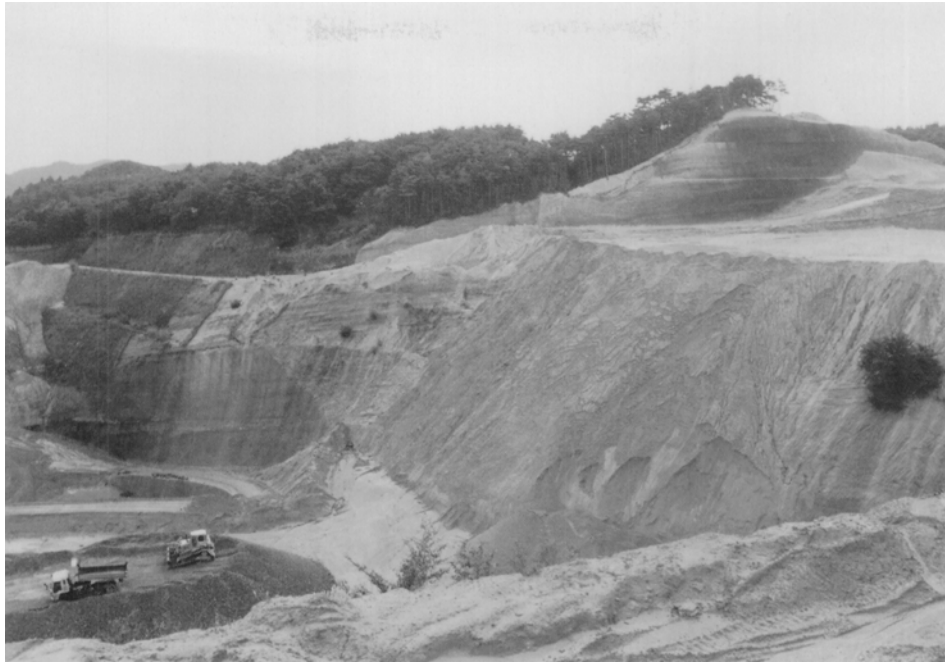


第 39 図 玉山層小久川部層上部の厚い粗粒砂岩層 (ss) と大規模な斜交層理  
層理面の基底には中礫礫岩の薄層 (cg) が見られる。下図は上図の囲み部分に相当。  
(いわき市大久町大久, 大久碎石場)

て厚い粗粒-極粗粒砂岩が重なる。基底には時に中礫を含む。本部層の上位を斜交層理の発達した礫岩薄層(安藤ほか, 1995 の“海進性の礫岩”)を基底とする海成の細粒砂岩層(入間沢部層)が覆う。また, 大久川以北

ては古第三系白水層群により不整合に覆われる。

**分布・構造** 広野町小松からいわき市大久町大久を経て南側の「平」図幅地域内へと続く狭長な分布を示す。地層の走向は NNE-SSW で  $12^{\circ}$ - $20^{\circ}$  の東傾斜の同斜構



第 40 図 玉山層小久川部層上部の厚い粗粒砂岩層 (css) と狭在する細粒砂岩層 (fss)  
 スケッチ (下図) で示されるように、これらの細粒砂岩層はこの碎石場における鍵層となる。細粒砂岩層には低角の斜交葉理や水平掘りの砂管の見える部分もある。写真右上部の法面は第 39 図の法面と一致。(いわき市大久町大久, 大久碎石場)

造をなす。

**岩相** 一般に塊状で時折中-大規模な斜交層理の見られる中粒-極粗粒砂岩からなり、時に礫質である。また、時折、中礫礫岩の薄層を挟む。淘汰は下位の笠松層よりよい。浅見川において本部層の下部の砂岩中には直径数十 cm の球状石灰質団塊が多く含まれる。その上位では層厚 5 m 程の細砂質シルト岩-泥質極細粒砂岩層が重な

り、直径 15-20 mm の管状生痕が見られ、全体的に生物擾乱を受けている。そして、広野町長畑西方の小沢の最上流部にある極粗粒砂岩中にも直径 15 mm の垂直-斜め掘りの砂管が見られ、少なくとも本部層の下部には一部海成層があると考えられる。

広野町亀ヶ崎北方の折木川支流の小沢では本部層の底から約 60 m 程上位に 7 m 以上の厚さの淡緑灰色の極



第 41 図 双葉層群玉山層の小久川部層と入間沢部層の連続層序と古第三系白水層群石城層との不整合露頭  
 小久川部層 (Tk: 河川成の粗粒砂岩層) の最上部には炭質砂質泥岩 (md) が時折挟まれ、石炭小片やコハクなどが含まれる。この上位に入間沢部層 (Ti: 海成の細粒砂岩層) が重なるが、この境界部には斜交層理のある“海進性の礫岩” (tg) が挟まれる。さらにこれを中礫礫岩を主とする石城層 (Iw1) が不整合に覆う。(いわき市大久町陣場)

細粒凝灰岩が見られる。しかし、折木川本流や大久川などではこの層準に凝灰岩層は見出せていない。末続川上流では、本部層の下底から 150 m ほど上位に風化した凝灰岩-凝灰質極細粒砂岩層が見られるが、これも側方への連続性は不明である。

大久の砕石場では本部層の斜交層理粗粒砂岩が連続的に観察される。ここでは粗粒砂岩に挟まれる中礫-細礫礫岩の薄層が大規模な斜交層理状に下位を削り込むチャンネル構造を呈していることがよくわかる (第 39 図)。また、この砕石場で観察される連続的な層序の中部には、青灰色のやや泥質な細粒砂岩層 (層厚 7 m) を挟む (第 40 図)。同様のやや泥質な細粒砂岩層は下部にも観察される (層厚約 1.5 m: 第 40 図)。これらの細粒砂岩層には弱いながら斜交葉理が認められ、特にその上部では低角の斜交葉理が認められ、直径 4 cm ほどの水平掘りの砂管らしきものもある。小久川部層のなかでは特異であり、むしろ下位の大久川部層や上位の入間沢部層に類似している。したがって、網状河川相と考えられる本部層 (安藤ほか, 1995 など) の中に時折海成層が挟まれてい

るものと考えられる。

小久川・入間沢・陣場及びいわき市久之浜町末続では本部層の上部に炭質砂質泥岩を挟み、炭質植物やコハクを含む (第 41 図)。特に最上部の炭質砂質泥岩中には直径 10-15 mm ほどの垂直掘りの砂管が多くみられ、海成 (ラグーン様) の堆積環境が推定される。

**層厚** 大久川では 200 m 程であるが、南側の「平」図幅地域内の入間沢では約 240 m、小久川では約 185 m である。

**化石** 本層からは化石はあまり多くないが、「平」図幅地域内の小久川とその支流南沢との合流付近 (上部) の炭質泥質シルト岩より炭質植物片や昆虫を含むコハク及びディプロドクスの仲間の恐竜の歯の化石が産出している (太古からのメッセージ編集委員会, 1988; 浦本, 1991)。

三木 (1972), Miki (1977), Takahashi (1973, 1988) は本部層から多くの花粉・胞子の化石を報告している。最近、「平」図幅地域内の小久川では被子植物の花化石 *Esgueiria* sp. の報告がなされた (Takahashi *et al.*, 1999)

a).

**時代・対比** 本部層から時代を示す化石は産出していないが、上位の入間沢層及び下位の久大川層から産出した化石の生層序学的検討から本部層の時代は後期コニアシアン期であろう。

#### Ⅷ. 4. 2 入間沢部層 (Ti)

**地層名** 新称. 安藤ほか (1995) による玉山層上部 (海成相) に相当。

**模式地** いわき市大久町入間沢下流 (5 万分の 1「平」図幅地域内; 第 38 図 A)。

**層序関係** 下位の小久川部層に整合に重なる。本部層の基底は安藤ほか (1995) による“海進期性”の中礫礫岩に始まる (第 41 図)。本部層の上位は古第三系の白水層群がやや斜交して不整合に覆うため、上限は不明である。

**分布・構造** 本図幅内では大久川沿い及び陣場の住宅造成地にわずかに分布するのみである。NS あるいは NE-SW の走向で、10-16° の東傾斜である。

**岩相** 斜交層理の発達した中礫礫岩薄層に始まり (安藤ほか, 1995 の“海進性礫岩”), その上位は低角の斜交葉理あるいはハンモック状斜交葉理の発達した細粒砂岩層が重なる (第 41 図)。この細粒砂岩の中にも時折細礫-中礫礫岩薄層を挟む。「平」図幅地域内の小久川では小久川部層の粗粒砂岩の上位に 2 m 程の露出欠如があり、この上位に細粒砂岩層が重なる (第 31 図, 第 38 図 A)。この砂岩には特に堆積構造は見られない。この中にレンズ状のコンクリーションがあり、軟体動物化石を含むことから、この層準も入間沢部層に入ると考えられる。大久川下流の本部層の最上部ではやや炭質な細粒砂岩となり、炭質物やコハクを含む。時折、石灰質ノジュールを産する。特に本部層中部 (板木沢地区) では巨大なノジュールを含み、この中からフタバズキリュウ (長頸類: 海棲爬虫類) の骨格化石が産出した (小島ほか, 1970)。その後、すぐ南の入間沢でも長頸類が報告されている (財団法人いわき市教育文化事業団, 1988; 橋本, 1991)。結果として、本部層の中部及び上部から多くの骨片化石の産出が知られ、少なくとも 5 体分と見積もられている。大久川及び入間沢では、軟体動物化石は、下部、中部、上部の 3 層準の、やや泥質な細粒砂岩の母岩中か

ら産出している (財団法人いわき市教育文化事業団, 1988 など)。この内、中部及び上部の層準は上記の爬虫類化石とほぼ同層準である。

**層厚** 大久川で 60 m 以上、入間沢で 80 m 以上であるが、第三系による削剝のため上限不明。

**化石** 小久川では本部層の最下部から、入間沢や大久川では下部から上部にかけて海棲軟体動物や脊椎動物化石を産出する (Tokunaga and Shimizu, 1926, 小島, 1967; 小島・鈴木, 1969 など)。Uyeno and Hasegawa (1986), 財団法人いわき市教育文化事業団 (1988) 及び安藤ほか (1995) のまとめでは以下の化石が報告されている。

二枚貝

*Phelopteria* (?) sp.

*Inoceramus mihoensis* Matsumoto

*Inoceramus amakusensis* Nagao et Matsumoto

*Apiotrigonia* (A.) *minor* (Yabe et Nagao)

*Dosiniopsis* (?) sp.

アンモナイト

*Gaudryceras denseplicatum* (Jimbo)

*Polyptychoceras* sp.

*Paratexanites*? aff. *australis* Klinger et Kennedy

*Texanites* aff. *quinquenodosus* (Redtenbacher)

*Texanites* cf. *collignoni* Klinger et Kennedy

*Texanites* sp.

*Texanites* (?) sp.

*Plesiotexanites* cf. *pacificus* (Matsumoto)

脊椎動物 (爬虫類)

*Elasmosaurid*

脊椎動物 (魚類)

*Ischyrhiza iwakiensis* Uyeno et Hasegawa

*Cretolamna appendiculata* (Agassiz)

*Isurus*? sp.

*Odontaspis* sp.

*Scapanorhynchus* sp.

*Enchodus* sp.

ウニ

*Hemiaster* sp.

**時代・対比** 以上の化石から本部層の時代は後期コニアシアン期からサントニアン期前期である。

# IX. 第三系

(柳沢幸夫)

## IX. 1 概要

本図幅地域は常磐炭田地域の北端部に位置しており、第三系の層序は常磐炭田の主要部（福島県いわき市平から湯本付近）の層序と共通するが、炭田主要部に比べ、それぞれの地層の層厚が薄いことが特徴である。常磐炭田の第三系は下位より古第三系の白水層群、新第三系の

湯長谷、白土、高久、多賀及び仙台層群からなり、各層群はそれぞれ基本的には不整合の関係（ただし一部では整合）で重なっている（第42及び第43図；須貝ほか、1958；Mitsui, 1971；柳沢ほか、1989；竹谷ほか、1990；根本ほか1996）。これらの地層群を構成する地層のうち、本図幅地域には下位より白水層群の石城層、浅貝層及び白坂層、湯長谷層群の柵平層、五安層、水野谷層、亀ノ

時代		地層区分		岩相	層厚 (m)	主な岩相		備考		珪藻	
								放射年代 (単位: 百万年)			NPD
鮮新世	後期	仙台層群	D2		350	泥岩 砂質泥岩及び 泥質細粒砂岩 凝灰質砂岩				8	
	前期		D1a							7B	
D1c											
D1a											
中新世	後期	多賀層群		Tg	330+	泥岩・砂質泥岩 及び泥質砂岩	不整合			5D   4A	
	中期	高久層群	下高久層*	分布せず	泥岩	不整合				3B	
			沼の内層	Nu	20+	細粒砂岩					
	上高久層		Ta	30+	礫岩及び砂岩	平行不整合-整合				3A	
	白土層群	南白土層	Ms		220+	砂岩 泥岩・砂岩	平行不整合-整合	八尾-門ノ沢型動物群 15.9±0.7 (FT) 台島型植物群			
		吉野谷層	Yo								56+
		三沢層	Mi	200+	砂岩・礫岩及び 砂岩泥岩互層						
	前期	湯長谷層群	本谷層	Ho	150-220	泥岩					2B
			亀ノ尾層	Km	100-120	稜理泥岩					
			水野谷層	Mz	50-90	泥岩					
			五安層	Go	50-120	砂岩					
			柵平層	Kn		65-160	泥岩・砂岩・礫岩 凝灰岩 礫岩	不整合	17.4±1.0 (FT) 明世型動物群 20.8±1.2 (FT) "台島型植物群"		
			Kc								
	漸新世	前期	白水層群	白坂層	Si	40-240+	泥岩	不整合			29.1 (FT)
浅貝層				As	40-180	細粒砂岩					浅貝動物群
石城層				上部	Iw2	10-60	砂岩及び礫岩				
	下部	Iw1	10-100	礫岩・砂岩・泥岩 (石炭層を挟む)	サイクロセム						
始新世	後期										
白堊紀	双葉層群										

第42図 「川前及び井出」図幅地域に分布する第三系の地質総括図

尾層, 本谷層及び三沢層, 白土層群の吉野谷層及び南白土層, 高久層群の上高久層及び沼ノ内層, 多賀層群, 及び仙台層群上部の大年寺層が分布する. なお, 本図幅地域内では, 多賀層群は試錐によって地下に伏在していることが確認されているが, 地表には露出しない.

## IX. 2 白水層群

**地層名** Otuka (1939) による (第 44 図). 本層群は中村 (1913) によって「下部第三紀層」と呼ばれたが, その後 Watanabe (1926) によって「Siramizu Series」と命名され, さらに地層命名法の見地から Otuka (1939) によって「Shiramizu Group」と改称された. その後 Hatai and Kamada (1950) は, 「白水」の地名が Otuka (1939) の「白水層群」とは異なった地層単位に既に多く使用されているという理由から, 本層群の名称を「Uchigo Group」(内郷層群)と改めた. この「内郷層群」の名称は, 半沢 (1954) や Kamada (1962) で使用されたものの, 常磐地域の地質を総括した須貝ほか (1957) では「白水層群」を用いており, また本図幅に隣接する平・川前図幅 (岩生・松井, 1961) と浪江及び磐城富岡図幅 (久保ほか, 1994), さらに常磐地域の第三系層序をまとめた論説・総説 (たとえば, Mitsui, 1972, Okami, 1973; 高橋, 1986; 柳沢ほか, 1989; 大上, 1989) でも「白水層群」を踏襲しており, この名称が定着していると判断されるので, 本報告でも「白水層群」の名称を使用する.

**模式地** 福島県いわき市内郷白水町 (5 万分の 1「平」図幅地域内).

**層序関係** 上部白亜系の双葉層群及びそれより下位の变成岩類, 堆積岩類及び花崗岩類を不整合に覆う.

**層序区分** 本層群は, 陸成層に始まり上位に向かって海成層に変化する海進的な堆積相を示し, 下位より石城層, 浅貝層及び白坂層に区分される (第 42 図; 須貝ほか, 1957). 石城層は礫岩・砂岩・泥岩からなり石炭層を挟む. 本層は輪廻層が発達し河川成堆積物からなる下部 (Iw1) と, 海生貝類化石を含む砂岩を主とする上部 (Iw2) に区分される. 浅貝層は浅海成の細粒砂岩からなる地層で, 浅貝動物群と呼ばれる軟体動物群を産する. 最上部の白坂層は, 海成の灰色泥岩層である.

なお, 石城層上部 (Iw2) は, ほとんどが海成の砂岩からなり, 陸成層である石城層下部 (Iw1) とは堆積環境が全く異なることから, 両者を合わせて 1 つの地層とすることには若干の問題がある. むしろ, 石城層上部 (Iw2) は, 岩相及び堆積環境からみて上位の浅貝層 (海成細粒砂岩) に類似しており, 石城層上部 (Iw2) は浅貝層に含める (たとえば, 江口ほか, 1953), あるいは独立の地層 (たとえば Hatai and Kamada, 1950) とした方が適切であるかもしれない. しかし, 石城層上部 (Iw2) は, 最

上部 (浅貝層との境界部) に厚さ数 m 以上の陸成層が発達して炭層 (1 番層) が挟在するので, 石炭地質学的な見地から, 従来は夾炭層である石城層下部 (Iw1) と合わせて石城層 (石城夾炭層) と一括されてきた (須貝ほか, 1957 など). この報告書では, 隣接する図幅との連続性を考慮し, 層序の混乱をさけるため, 須貝ほか (1957) に従って石城層上部 (Iw2) は石城層に含めて記載する.

**時代・対比** 本層群の地質時代は, Hatai and Kamada (1950) が植物化石, 板鰓類化石 (サメ類) 及び貝類化石の証拠を総合して漸新世と推定し, それが須貝ほか (1957) でも踏襲されてきた. しかし, 最近になって本層群から時代決定に有効な海生微化石が検出され, より確実な地質時代が判明した. 現在のところ, 珪藻, 珪質鞭毛藻, 渦鞭毛藻, 花粉, 哺乳動物及び軟体動物化石と, 同時代の相馬沖, 石狩炭田及び釧路炭田の地層の年代との対比から, 本層群は全体として後期始新世から前期漸新世の前期にかけての堆積物であると推定される (第 45 図).

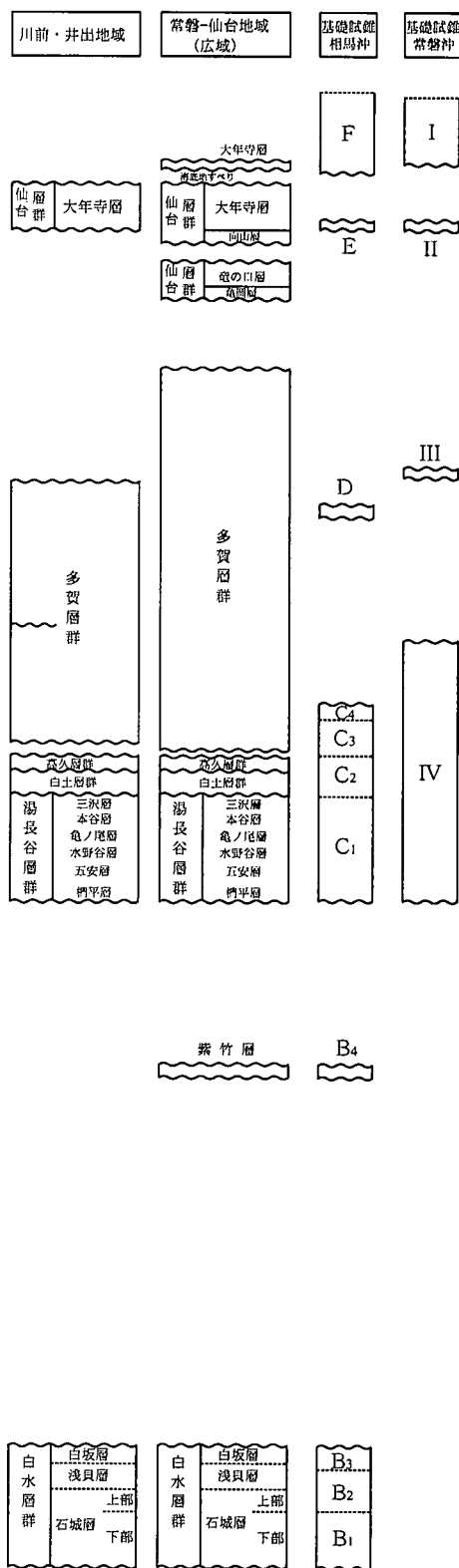
時代決定が確実な海生浮遊性微化石は, 本層群上部の白坂層と浅貝層から産出するので, 以下では最上部の白坂層の年代から考察してゆく. 白坂層からは, 浮遊性珪藻化石が産出し (柳沢・鈴木, 1987; 柳沢ほか, 1989), この群集は前期漸新世初期の *Rhizosolenia oligocaenica* 帯の a 亜帯に対比される (Gladenkov, 1998). また, 白坂層から産出する珪質鞭毛藻化石群集は, Bukry (1974) の *Dictyocha deflandrei* 帯の *Mesocena apiculata* 亜帯に対比される (柳沢・鈴木, 1987; 柳沢ほか, 1989). この亜帯の推定時代も前期漸新世の初期である. したがって, 白坂層の時代は前期漸新世の初期であることは確実である.

また, 相馬沖の基礎試錐「相馬沖」では白水層群相当層は B1, B2, B3 の 3 層に区分されており, そのうち B3 層が岩相から白坂層に対比され, その上部から Okada and Bukry (1980) の CP16c 帯に対比される石灰質ナノ化石が産出する (加藤ほか, 1996). これは, 白坂層の珪藻及び珪質鞭毛藻年代と一致する. なお, 加藤ほか (1997) によれば, 基礎試錐「相馬沖」の B3 層から産出した底生有孔虫のストロンチウム同位体年代は,  $35.2 \pm 0.8$  Ma であるが, この年代は微化石年代よりもやや古い.

釧路炭田における白坂層と同時代の地層は音別層群の大曲層, 茶路層及び縫別層であり, このうち最上部の縫別層からは, 白坂層と同じ *D. deflandrei* 帯の *M. apiculata* 亜帯に対比可能な珪質鞭毛藻化石群集が産出する (沢村, 1984). また, 茶路層と縫別層下部は石灰質ナノ化石帯の CP16 帯の中に入り (ただし, 下限が CP15b 帯にかかる可能性もある), さらに縫別層上部は CP16c 帯の最上部に確実に対比される (Okada and Kaiho, 1992). これらのことは, 縫別層が白坂層に対比可能であ



時代	磁気極性	クロン	珪藻	放射虫	ナンノ化石	浮遊性有孔虫	珪質鞭毛藻	渦鞭毛藻
更新世	0		<i>N. seminata</i>	<i>B. aquilonaris</i>	CN15	N.23	<i>D. octonarius</i>	
更新世前期	1	C1	<i>P. curvirostris</i>	<i>Asophrum angelinum</i>	CN14 a	N.22	<i>D. octonarius</i>	
鮮新世	2	C2	<i>A. oculus</i>	<i>Eucyrtidium matuyamai</i>	CN13 b			
鮮新世前期	3	C2A	<i>N. koizumii</i>	<i>Cycladophora sakaii</i>	CN12 d	N.21		
鮮新世前期	4	C3	<i>N. koizumii - N. kamtschatica</i>	<i>Dicyrophius robustus</i>	CN11 a	N.19	<i>Distephanus speculum sepulum</i>	
鮮新世前期	5	C3B	<i>Neodenticula kamtschatica</i>	<i>Spongurus pylomaticus</i>	CN10 c	N.18		
鮮新世前期	6	C3A		<i>S. acquilonium</i>	CN9 d			
鮮新世前期	7	C3B	<i>R. californica</i>	<i>Lichnocanoma boraielopes</i>	CN8 b	N.17		
鮮新世前期	8	C4	<i>T. schraderi</i>	<i>Cycladophora davistana cornutoides</i>	CN7 a			
鮮新世前期	9	C4A	<i>D. katayamae</i>		CN6 b	N.16	<i>Distephanus pseudo-fibula</i>	
鮮新世前期	10	C4B	<i>D. dimorpha</i>		CN5 a			
鮮新世前期	11	C5	<i>Thalassiosira yabei</i>	<i>Lichnocanoma magnicornuina</i>	CN4 b	N.15	<i>Operculodinium echigoense</i>	
鮮新世前期	12	C5A	<i>Denticulopsis praedimorpha</i>		CN3 b	N.14	<i>Distephanus tongispinus</i>	
鮮新世前期	13	C5AB	<i>G. nicobarica</i>	<i>Eucyrtidium inflatum</i>	CN2 a	N.13		
鮮新世前期	14	C5AC	<i>Denticulopsis hyalina</i>		CN1 a	N.10	<i>Corbisema triacantha</i>	
鮮新世前期	15	C5AD	<i>Denticulopsis lauta</i>		CN4	N.9		
鮮新世前期	16	C5B	<i>D. praelaeta</i>	<i>Calocyclus costata</i>	CN3	N.8		
鮮新世前期	17	C5C	<i>C. kanayae</i>		CN3	N.7	<i>Diphyes latiusculum</i>	
鮮新世前期	18	C5D	<i>Cucullidictya sawamurae</i>	<i>Stichocorys wolfii</i>	CN2	N.6	<i>Naviculopsis quadrata</i>	
鮮新世前期	19	C5E	<i>Thalassiosira fraga</i>	<i>Stichocorys delmontensis</i>	CN1	N.5		
鮮新世前期	20	C6			CN1 c	N.4	<i>Distephanus speculum pentagonus</i>	
鮮新世前期	21	C6A			CN1	N.4	<i>Spiniferites</i> spp.	
鮮新世前期	22	C6AA	<i>Thalassiosira praefraga</i>	<i>Cyrtocapsella tetrapera</i>	CN1	N.4		
鮮新世前期	23	C6B			CN1	N.4		
鮮新世前期	24	C6C		<i>Lichnocanoma elongata</i>	CN1	N.4		
漸新世	25	C7			CN1	N.4	<i>Tuberculodinium rossignoliae</i>	
漸新世	26	C7A			CN1	N.4	<i>Spindinium?</i> sp. C	
漸新世	27	C8	<i>Rocella gelida</i>	<i>Dorcadopyris atuechus</i>	CP19	P.22	<i>Naviculopsis biapiculata</i>	
漸新世	28	C9			CP19	P.21	<i>Williamsidinium</i> sp. A	
漸新世	29	C10	<i>Cavitatus rectus</i>		CP19	P.21	<i>Operculodinium</i> sp. A	
漸新世	30	C11	<i>Rocella vigilans</i>		CP19	P.20	?	
漸新世	31	C12	<i>Rhizosolenia oligocanica</i>	<i>Theocyrtis tuberosa</i>	CP18	P.19	<i>D. frengueli</i>	
漸新世	32	C12			CP17	P.19		
漸新世	33	C13			CP16 c	P.18	<i>Hexagonifera?</i> sp. A	
漸新世	34	C13		<i>Cryptocarpum ornatum</i>	CP16 a	P.17		
漸新世	35	C15			CP16	P.16	<i>Trinovantidium boreale</i>	
漸新世	36	C16		<i>Calocyclus bandyca</i>	CP15	P.15		
漸新世	37	C17		<i>Cryptocarpum azyx</i>	CP15	P.15		
漸新世	38	C17		<i>Podocorys goetheana</i>	CP14 b	P.14	<i>Distephanus hexacantha</i>	<i>Bellatidium hokkaidoanum</i>
漸新世	39	C18		<i>Podocorys chalara</i>	CP14 b	P.14		<i>Spindinium</i> sp. A
漸新世	40	C18		<i>P. mitra</i>	CP14 b	P.14		



中村 (1913)	徳永 (1927)	紺野 (1938)	Hatai & Kamada (1950)*	三田 (1951)	江口ほか (1953)	須貝ほか (1957) 岩生・松井 (1961)	江口ほか (1960)**	本報告							
下部第三紀層	白坂頁岩層	古期常磐炭田層	白坂層	白坂層	白水層群	白坂層	白水層群	白水層群							
	浅貝砂岩層		浅貝層	浅貝層		浅貝層			湯長谷層群	三沢層	白水層群				
	石城砂岩層		石城層	石城層		石城層			石城層	本谷層		石城層			
	夾炭層									浅貝砂岩層			浅貝層	水野谷層	五安層
	基底層									石城層			石城層	石城層	石城層
石城層		上部			下部										

\*: 地層名を日本語に翻訳. \*\*: 地下の層序のみ.

第 44 図 白水層群の地層名の対比

ることを示す。縫別層の安山岩の K-Ar 年代  $32.6 \pm 1.7$  Ma (柴田・棚井, 1982) は、微化石年代とよく一致しており、上述の白坂層の年代推定を支持する。以上のことから、白坂層の年代は 32-33 Ma 前後と推定される。

浅貝層からは白坂層と同様に *Trinovantedinium boreale* を多数含む渦鞭毛藻化石群集が産出する (Kurita and Matsuoka, 1994)。同様の群集は石狩炭田の幌内層及び紅葉山層、釧路炭田の茶路層及び縫別層からも産出する (Kurita and Matsuoka, 1994; 栗田・三輪, 1998)。このうち、浅貝層の中上部と紅葉山層の「上部帯」からは *T. boreale* に加えて、*Hexagonifera?* sp. A が特徴的に産出しており、栗田・三輪 (1998) は *Hexagonifera?* sp. A の産出範囲が同一の時間帯を示すと解釈して、浅貝層の中上部と紅葉山層の「上部帯」を対比した。紅葉山層の下位の幌内層下部と中部は、Blow (1969) の浮遊性有孔虫化石帯区分の P. 13 帯から P. 17 帯の区間に収まる (Kaiho, 1984)。また、石灰質ナンノ化石では、幌内

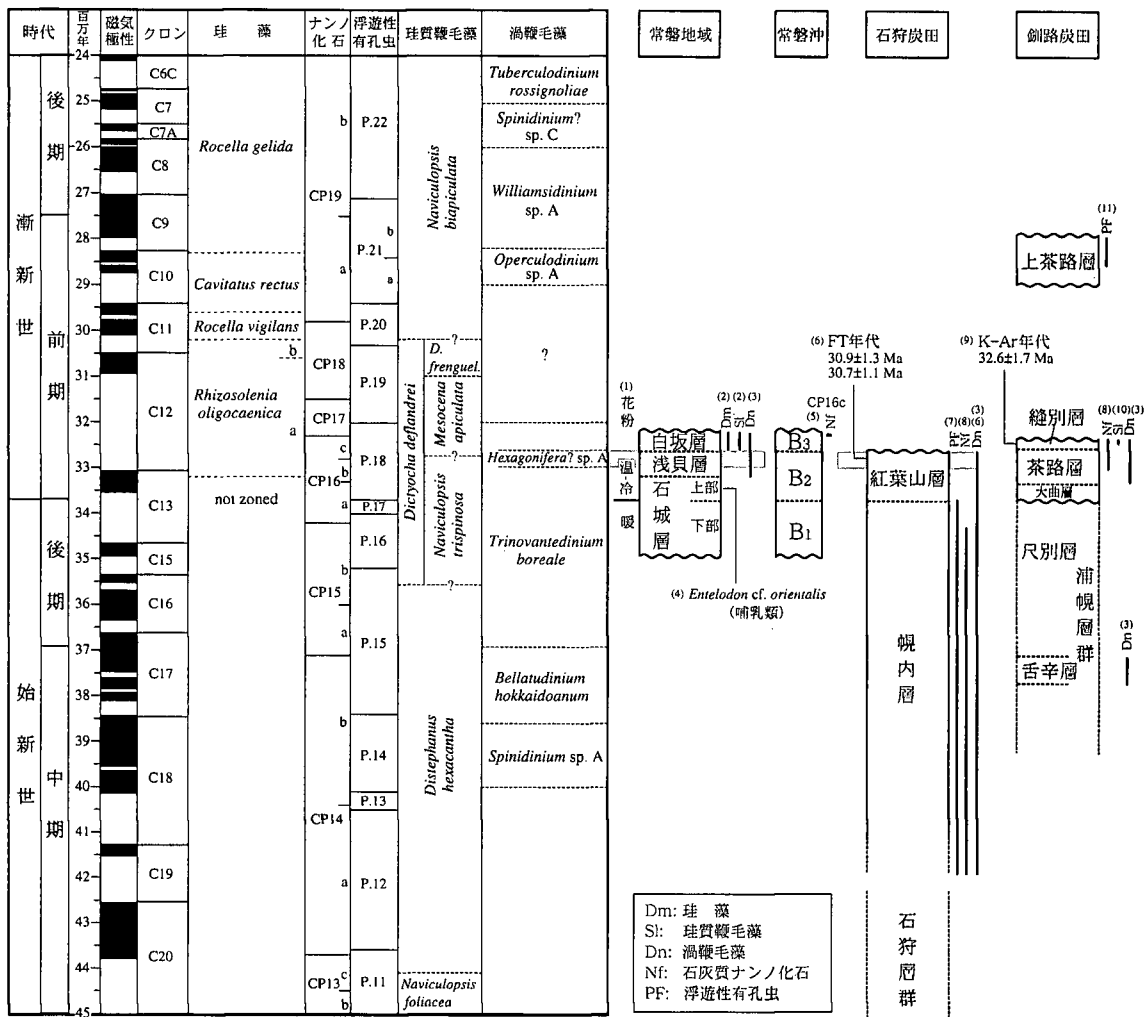
層から産出した群集のうち最も若いものは CP15b 帯の上限直下に、最も古いものは CP14a 帯にかかる (Okada and Kaiho, 1992)。以上のことは、幌内層の上位にある紅葉山層が、石灰質ナンノ化石帯区分の CP16 帯が、またはそれより新期に対比されることを示す。前述のように白坂層は CP16c 帯に対比される可能性が高く、かつその下位の浅貝層の中上部と紅葉山層の「上部帯」が渦鞭毛藻により対比されるので、紅葉山層は全体が CP16 帯の年代範囲に収まる。したがって、紅葉山層に対比される浅貝層も CP16 帯の年代範囲の中に入る可能性が非常に高い。なお、紅葉山層の「上部帯」からは、 $30.9 \pm 1.3$  Ma と  $30.7 \pm 1.1$  Ma のフィッシュトラック年代が得られているが (栗田・三輪, 1998)、この年代は微化石年代よりもやや若い。

浅貝層から産する浅貝型軟体動物群は、漸新世の群集であると考えられている (Mizuno, 1964)。また、浅野 (1962) 及び Asano and Takayanagi (1965) も底生有孔虫化石から浅貝層を紅葉山層に対比し、本層の時代を漸新世としている。これらは、浅貝層の微化石年代と矛盾しない。なお、浅貝層の貝類化石の貝殻のストロンチウム年代として、37.8 Ma と 37.9 Ma が得られている (小笠原ほか, 2001 a)。

石城層の時代は、本層上部から哺乳動物化石 “*Anthracothea*” *tsuchiyai* Takai (MS) が産出することから後期始新世とされ (Takai, 1961)、日本の古第三系の年代層序を総括した斎藤ほか (1984) でも始新世末とされた。しかし、Tomida (1986) は Takai (1961) の標本を *Entelodon cf. orientalis* と同定し、この属が前期漸新世に出現し、しかも *E. orientalis* がモンゴルの下部漸新統から産出することから、石城層の地質時代を前期漸新

第 43 図 常磐地域に分布する第三系の年代層序

地質時代: Berggren *et al.* (1995); 地磁気極性年代尺度: Cande and Kent (1992, 1995); 珪藻化石帯区分・Yanagisawa and Akiba (1998), Gladenkov and Barron (1995), Gladenkov (1998); 放散虫化石帯区分: 本山 (1999), Riedel and Sanfilippo (1978), Sanfilippo and Nigrini (1998); 石灰質ナンノ化石帯区分: Okada and Bukry (1980), 年代は Berggren *et al.* (1995), 齊藤 (1999); 浮遊性有孔虫化石帯区分: Blow (1969), 年代は Berggren *et al.* (1995); 珪質鞭毛藻化石帯区分: Bukry (1974); 渦鞭毛藻化石帯区分: 栗田ほか (2000) を一部改訂。基礎試錐「相馬沖」は加藤ほか (1996, 1997), 基礎試錐「常磐沖」は亀尾・佐藤 (1999) に基づく。



第 45 図 白水層群の年代層序と石狩炭田及び釧路炭田地域との地層対比

地質時代: Berggren *et al.* (1995); 地磁気極性年代尺度: Cande and Kent (1992, 1995); 珪藻化石帯区分: Gladenkov and Barron (1995), Gladenkov (1998); 石灰質ナノ化石帯区分: Okada and Bukry (1980), 年代は Berggren *et al.* (1995); 浮遊性有孔虫化石帯区分: Blow (1969), 年代は Berggren *et al.* (1995); 珪質鞭毛藻化石帯区分: Bukry (1974); 渦鞭毛藻化石帯区分: 栗田ほか (2000) を一部改訂. なお珪質鞭毛藻化石帯区分の年代については, 以下の根拠に基づく. *Dictyocha deflenadrei* 帯の下限の年代は, Hole 283 において *D. deflenadrei* 帯の下限が石灰質ナノ化石帯の CP15b 帯の中 (比較的下部) にあることによる (Bukry, 1975; Edwards and Perch-Nielsen, 1975). *D. deflenadrei* 帯の *Mesocena apiculata* 亜帯の下限の年代は, Fenner (1984) によれば Hole 511 で *M. apiculata* 亜帯の下限が珪藻の *R. antarctica* の初産出にほぼ一致し, Harwood and Maruyama (1992) によれば, この *R. antarctica* の初産出が Hole 748B では *R. oligocaenica* 帯の中にあつてクローン C12r の下部に認められることに基づいて推定した. また, *D. deflenadrei* 帯の上限は, Fenner (1984) によれば珪藻の *Rocella vigilans* 帯よりも下位にあることから, およその位置を推定した. (1) 佐藤 (1989); (2) 柳沢・鈴木 (1987), 柳沢ほか (1989); (3) Kurita and Matsuoka (1994); (4) Tomida (1986); (5) 加藤ほか (1996); (6) 栗田・三輪 (1998); (7) Kaiho (1984); (8) Okada and Kaiho (1992); (9) 柴田・棚井 (1982); (10) 沢村 (1984); (11) 海保 (1983).

世とした. 柳沢ほか (1989) 及び久保ほか (1994) は Tomida (1986) の見解に従ったが, 前述したように石城層下部 (Iw1) と上部 (Iw2) は堆積環境が異なっており, 地質時代についても両者は分けて考えるべきである. このほか, いわき市教育文化事業団 (1991) の報告した石城層上部産の多種類の鳥類化石群の知られている出現時代の多くは漸新世に集中し, 始新世には及んでいない.

このように, 脊椎動物化石の記録は石城層上部 (Iw2) の時代が前期漸新世であることを示唆している. なお, 石城層上部の貝類化石の貝殻を用いたストロンチウム同位体年代として, 39.1-41.2 Ma の年代が得られている (小笠原ほか, 2001 a).

石城層下部 (Iw1) からは不十分ながら植物化石が産出する (横山, 1920, 遠藤, 1950, Huzioka, 1961). 本層

の植物化石群には、*Woodwardia*, *Onoclea* などのシダ植物の化石が含まれておらず(遠藤, 1950), 棚井(1952)は釧路炭田の浦幌層群の雄別・尺別化石植物群に近似しているとしている。ただし, 全体としては資料が不足していて, 他地域の同時代植物群との対比や比較については必ずしも明らかでない(棚井, 1992)。

佐藤(1989)によれば, 石城層下部(Iw1)の花粉化石群集は, *Quercus* と温かい要素の花粉を多く含む *Tricolpate pollen* が群集の大半を占めて温暖な花粉組成を示すのに対し, 石城層上部(Iw2)の花粉群集(ただし, 佐藤(1989)ではこの部分は浅貝層とされている。また試料は石城層上部の上半部の2試料のみ。)では, 暖かい要素の *Quercus* と *Tricolpate pollen* が急減し, *Pinaeaceae* と *Taxodiaceae* が急増して混-冷温帯性の花粉組成となる。上位の浅貝層及び白坂層の花粉群集も石城層上部(Iw2)とほぼ同様な温-冷温帯性の組成である。したがって, 石城層下部と上部の間で花粉群集が急激に冷涼化したことがわかる。一方, 根本・大原(2001)によれば, 貝類化石群集は, 石城層下部の下半部ではまだ温暖な水塊の影響を受けているが, 石城層上部の中部より上位の群集は寒冷な水塊の影響を受けた環境に生息していた可能性が高いという。したがって, 環境がとくに急速に冷涼化した層準は石城層上部の中部にある可能性がある。

この気候の冷涼化は, 微化石による浅貝層及び白坂層の推定年代が始新世-漸新世境界に極めて近いことから, いわゆる“Terminal Eocene Event”(Wolfe, 1978 など)に対比できるものと考えられる。このイベントは陸上気候ばかりでなく, 酸素同位体記録に代表される海中気候にも顕著に現れるグローバルなイベントであり(Miller *et al.*, 1991 など), その原因は南極周回流の成立によって南極大陸に最初に氷床が発達し始めたことにあると考えられている(Prothero and Berggren, 1992)。日本でも, このイベントに対応する始新世末から漸新世初期における著しい気温の低下が, 北日本の古植物化石群集の変化の中でとらえられている(棚井, 1992)。

このように, 始新世末から前期漸新世初頭にかけての冷涼化イベントが, 石城層の下部上部の間での花粉群集の冷涼化や, 石城層上部の中部での貝類化石群集の冷涼化に対比できるとすれば, 始新世-漸新世境界は石城層下部(Iw1)と石城層上部(Iw2)の境界, あるいは石城層上部(Iw2)の中部にあるものと推定される。本報告では, 暫定的に始新世-漸新世境界を石城層下部(Iw1)と石城層上部(Iw2)の境界におくことにする。

## IX. 2. 1 石城層 (Iw1, Iw2)

**地層名** 徳永(1927)による(第44図)。紺野(1938)及び須貝ほか(1957)の「石城夾炭層」に等しい。中村(1913)の「基底層」・「夾炭層」及び「石城砂岩層」を

あわせたものに相当する。三田(1951)の「石城夾炭層」と「下部浅貝砂岩層」をあわせたものが, 本報告の石城層に相当する。柳沢ほか(1989)では, H層が石城層下部に, G層が石城層上部に相当する(第46図)。

**模式地** 福島県いわき市常磐湯本付近(5万分の1「平」図幅地域内)。

**層序関係** 本層は, 広野町大坂以南の本図幅南部地域では上部白亜系の双葉層群を不整合に覆う。一方, 広野町大坂以北では双葉破砕帯沿いの泥質変成岩類(Mp), ペルム系清太郎沢層(Se), 石英閃緑岩(Qd)及び大久川花崗閃緑岩(Gdo)と不整合で接する。

本図幅南部の双葉層群を覆う場所では, 一般に基底に礫岩が発達する(第41図)。これに対し, 本図幅北部で双葉層群以外を覆う地域では, 基底に顕著な礫岩は発達せず, 石城層の泥岩や砂岩が直接基盤岩を覆うことが多い(第47図)。たとえば, 檜葉町榎木下の川沿いや同町小山の林道沿いでは花崗閃緑岩を不整合に覆うのを観察できるが, 基底には顕著な礫岩が発達しない。また, 檜葉町立石西方の井出川沿いや清太郎沢では, 厚さ10m以上にわたって白色-青白色粘土化した清太郎沢層の頁岩を石城層の泥岩が不整合に覆うが, 礫岩がないので, 両層の境界は判然としない(付図第3図, 付図第4図)。

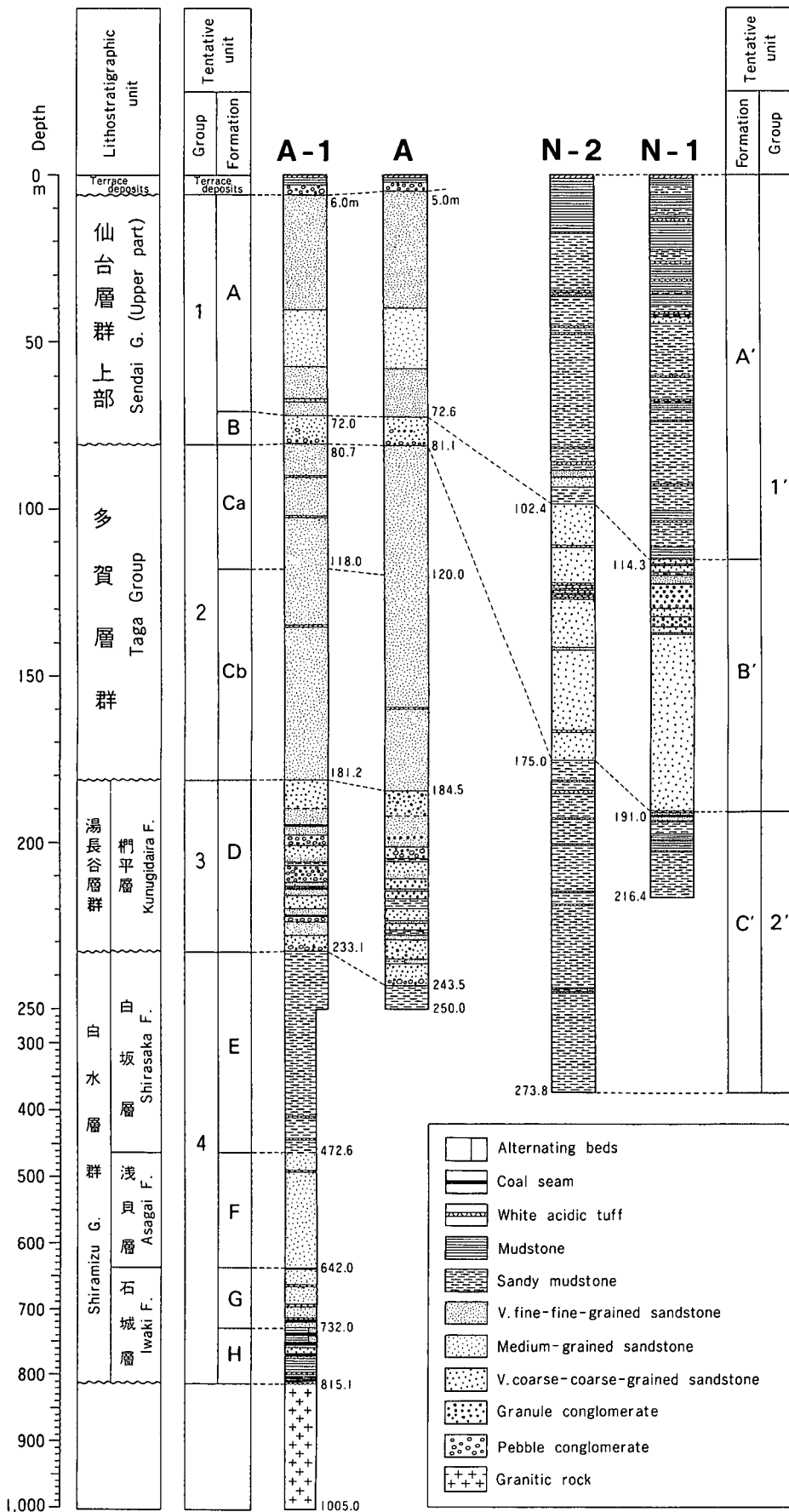
上位の浅貝層には整合に覆われる。

**分布・構造** 本層は双葉断層の西側に沿って, 図幅北端の富岡町半弥沢から図幅南端のいわき市久之浜町大久川沿いまで, NNWないしNSの走向で東傾斜の同斜構造をなして連続的に分布する。木戸川以北では双葉断層の西側に沿って, 狭長な撓曲帯を作って分布する。走向は双葉断層に平行(NNW)で, 傾斜はほぼ垂直ないし60°以上の高角度で東に傾くが, 双葉断層から離れるにつれて傾斜が緩くなる。一方, 木戸川以南では, 南に向かって次第に傾斜が緩くなり, 浅見川以南では走向がNS方向に変化し, 傾斜は10-20°以下となる。なお, 本図幅南部の折木川より南では, 本層はNNE-SSWないしNE-SW方向の多数の正断層によって切られている(付図第8図)。

このほか, 双葉断層東側の鮮新統大年寺層分布地域の地下にも石城層が広く伏在し, 東に5-7°の傾斜で緩く傾く(江口・鈴木, 1960; 柳沢ほか, 1989, 第47図)。

**層厚** 図幅南部のいわき市末続から木戸川北岸の檜葉町大谷までは, 本層の層厚はほぼ一定で140-160m程度である。しかし, 木戸川より北方では本層の層厚は漸次減少し, 檜葉町清太郎沢で約90m, 立石西方で70mとなり, 図幅北端の富岡町半弥沢ではわずか20mである。なお, 双葉断層の東側の地下深部では, 層厚は140-215mであり東方に向かって増加する(第47図, 江口・鈴木, 1960; 柳沢ほか, 1989)。

**岩相** 本層は主に礫岩・砂岩及び泥岩からなり, 数枚の石炭層を挟む。岩相の変化から, 本層は下部(Iw1)と



第46図 富岡町本町西の試錐コアの岩相。(柳沢ほか, 1989; 久保ほか, 1994) N-1及びN-2試錐の位置は付図第1図に示す。

上部 (Iw2) に分けられる (江口・鈴木, 1960). 下部 (Iw1) は河川成堆積物から, 上部 (Iw2) は主として浅海砂岩からなる. ただし上部 (Iw2) の最上部は再び河川成堆積物となる.

**石城層下部 (Iw1)** は三田 (1951) の「石城夾炭層」, 江口ほか (1953) の「浅見川夾炭層」にほぼ相当する部分である. 岩相は礫質砂岩・砂岩・泥岩及び石炭層の 10-20 m 単位の周期的互層からなり, 顕著な堆積サイクル (輪廻層) を形成する (江口ほか, 1953; 庄司, 1960 a, 1960 b; 根本・大原, 1996; 第 48, 49 図). 各堆積サイクルは, 下位より礫岩, 含礫砂岩, 砂岩, 泥岩または炭層へと上方へ細粒化する.

このうち礫岩は, 石城層下部の主体を占める岩相で, 円磨された中礫からなる (第 50 図). 基質はアルコース質の粗粒砂岩で, 礫支持である. 礫岩の基部は覆瓦構造が発達し, 泥岩礫や珪化木を含むことがある. 礫岩の上部では斜交層理が発達する. 含礫砂岩はトラフ型斜交層理のある極粗-中粒砂岩である. また, 砂岩は細-極細粒砂岩からなり泥岩層を挟み, リップル葉理が発達する. 泥岩層は, 緑灰色塊状の泥岩, 泥岩と細粒砂岩の細互層からなり, 一部に石炭層を挟む. 炭層の厚さは平均して 50-60 cm で, 最大 2.5 m に達するが, 層厚の変化が激しい. 礫岩の覆瓦構造と砂岩の斜交層理から求めた古流向は, 東北東ないし東方向を向き, 垂直及び水平方向に顕著な変化はみられない (小松原, 1997).

これらの岩相のうち, 礫岩, 含礫砂岩及び砂岩は, いずれも斜交層理が発達し, 海成の化石が見られないことなどから, 河川成であり, 大規模な礫質河川の流路堆積物であると推定される (小松原, 1997). 一方, 泥岩及び石炭層は, こうした流路堆積物の間に発達した氾濫原の堆積物であると考えられる.

本図幅地域南部の石城層下部は, 全体として礫岩が卓越し, 氾濫原堆積物である泥岩が少ない. 扇状地に特徴的な土石流堆積物やシートフラッド堆積物が欠如すること, 流向がほぼ一定していることから, 石城層下部は網状河川で堆積したと推定される (小松原, 1997).

小松原 (1997) は, 主体となる礫質の堆積物以外の小スケールの砂質流路堆積物を分類記載し, その垂直的な変化パターンから石城層下部における堆積環境の変化を復元した. それによれば, 流路堆積物は 1 回の侵食・堆積で形成された単純充填流路堆積物と, 複数回の侵食・堆積プロセスでできた複合充填流路堆積物に分けられ, 前者は石城層下部 (Iw1) の全層準に見られるが, 後者は石城層下部 (Iw1) の下部に集中し, 上部には存在しない. このことから, 石城層下部 (Iw1) の堆積前期には, 侵食面をいくつも形成して, 小規模な流路が安定して存在したのに対し, 堆積後期にはそうした流路の位置が変化しやすかったと推定される.

石城層下部を構成する礫岩の礫種は, チャート, 花崗

岩質岩, 緑色片岩, 石英斑岩, 塩基性貫入岩, 黒色頁岩, 硬質砂岩などで, とくにチャート礫が多い. また, 玄武岩質安山岩の礫 (Okami, 1973) やオーソコートタイト礫 (Okami and Mori, 1976) も含まれる. なお, チャートの礫からは, 後期三畳紀のコノドント化石が見つまっている (大上ほか, 1978).

石城層下部の砂岩の構成鉱物は, 石英, 長石, 雲母, 角閃石, 輝石からなり, その他の重鉱物と岩片を含む (Okami, 1973). 石城層下部には玄武岩質安山岩片の急増する層準が 3 層準に認められ, その層準付近では火砕物の変質自生鉱物である粘土鉱物の斜プチロル沸石が共存し, 鍵層として対比に有効である (大上, 1972; Okami, 1973).

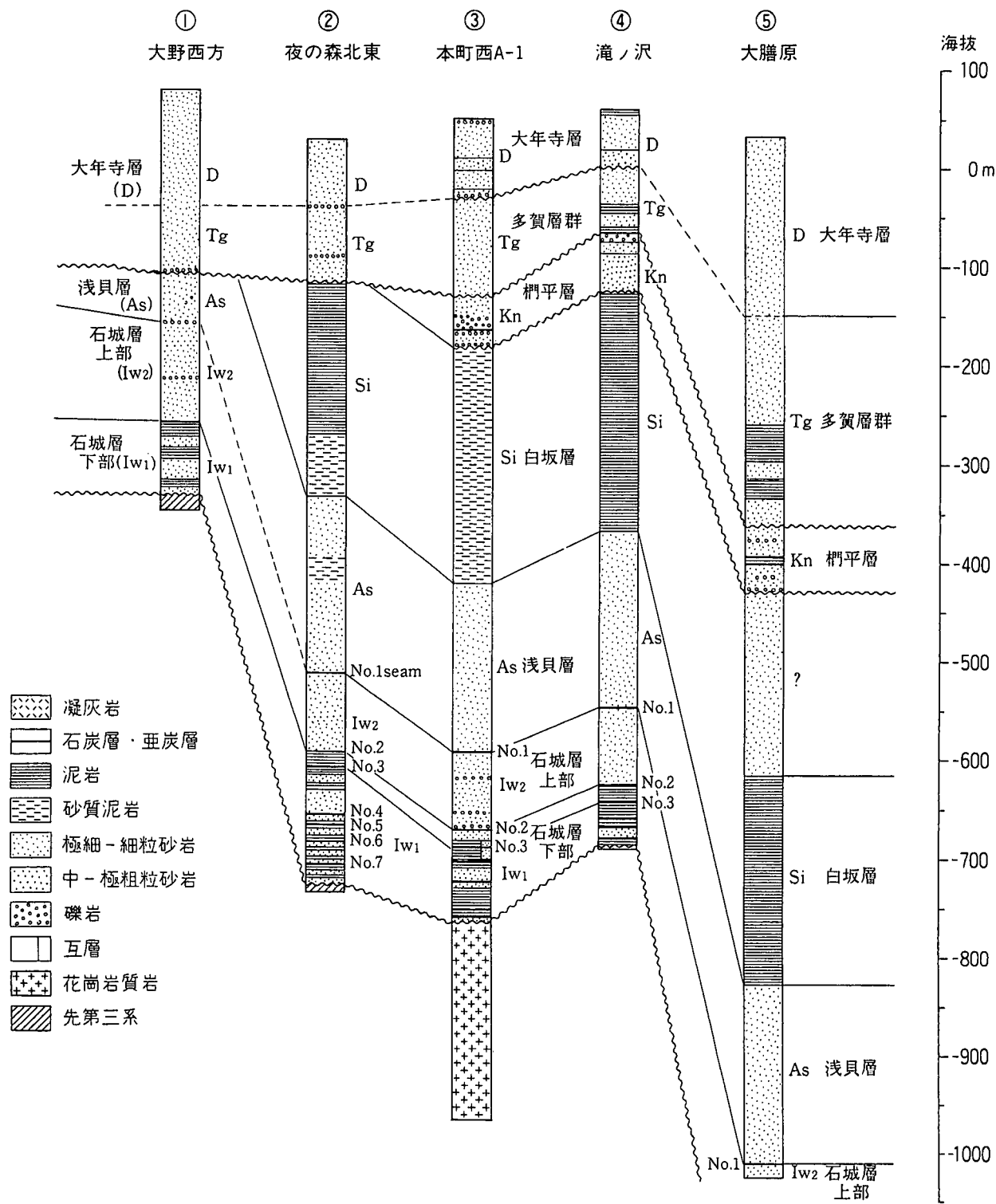
本図幅南部の広野町地域では, 本層下部は礫質岩を主として明瞭な周期を示す堆積サイクル (堆積輪廻) が発達する (江口ほか, 1953; 第 49 図). 各輪廻層は層厚が 10-30 m で, 下部が礫岩, 上部が砂岩及び泥岩からなり, 炭層を挟む輪廻層もある. 江口ほか (1953) は 8 つのサイクルを認識しているが, サイクル数は小松原 (1997) では 6 回, 根本・大原 (2001) では 3 回であり (第 48 図), 研究によってサイクル数の認定数に違いがある. 広野町大坂より北方の本図幅地域北部では, 石城層下部は全体として層厚が薄くなり周期的堆積ははっきりしなくなる.

**石城層上部 (Iw2)** は, 三田 (1951) の「下部浅貝砂岩層」に相当し, 海成の暗灰色塊状細粒砂岩からなる. 砂岩は生物擾乱作用を受けて生痕化石も認められ, 直径 20-40 cm の炭酸塩団塊を含むことがある. 風化すると玉葱状構造を示す. 中部に厚さ数 m の白色のアルコース質の粗粒砂岩層を 2 枚挟む. このアルコース質砂岩層は, 上下の暗灰色の泥岩とは色のコントラストが明瞭であり, 局所的に鍵層として有効である. その上位では砂岩中に灰色の泥岩薄層 (厚さ 1-20 cm) を数十 cm-数 m 単位で挟み, 互層状を呈する (第 51 図).

石城層上部の砂岩は, 露頭では浅貝層の砂岩に酷似しているため, しばしば混同されてきた. しかし, 石城層上部の砂岩は浅貝層の砂岩よりも, やや粒度が粗く, かつ灰色の泥岩薄層を挟むことで区別できる.

石城層上部は貝類化石を含み, 7 層準に密集層が発達し (根本・大原, 2001), 鍵層として追跡できる (第 48 図). 本層上部の大部分は貝類化石群集から判断して, 沿岸浅海域の砂質底の堆積物である (根本・大原, 1979 b, 1996). また, 堆積深度は上浅海帯から中浅海帯であり, 石城層上部は全体としては 1 つの堆積サイクルを示すが, 貝類群集の変化からさらに細かな 3 つの海進海退の堆積サイクルが認定される (第 48 図; 根本・大原, 2001).

石城層上部の最上部では, 海成砂岩から上位に向かって次第に粗粒化する海退的な堆積相を示し, 層厚 2-10

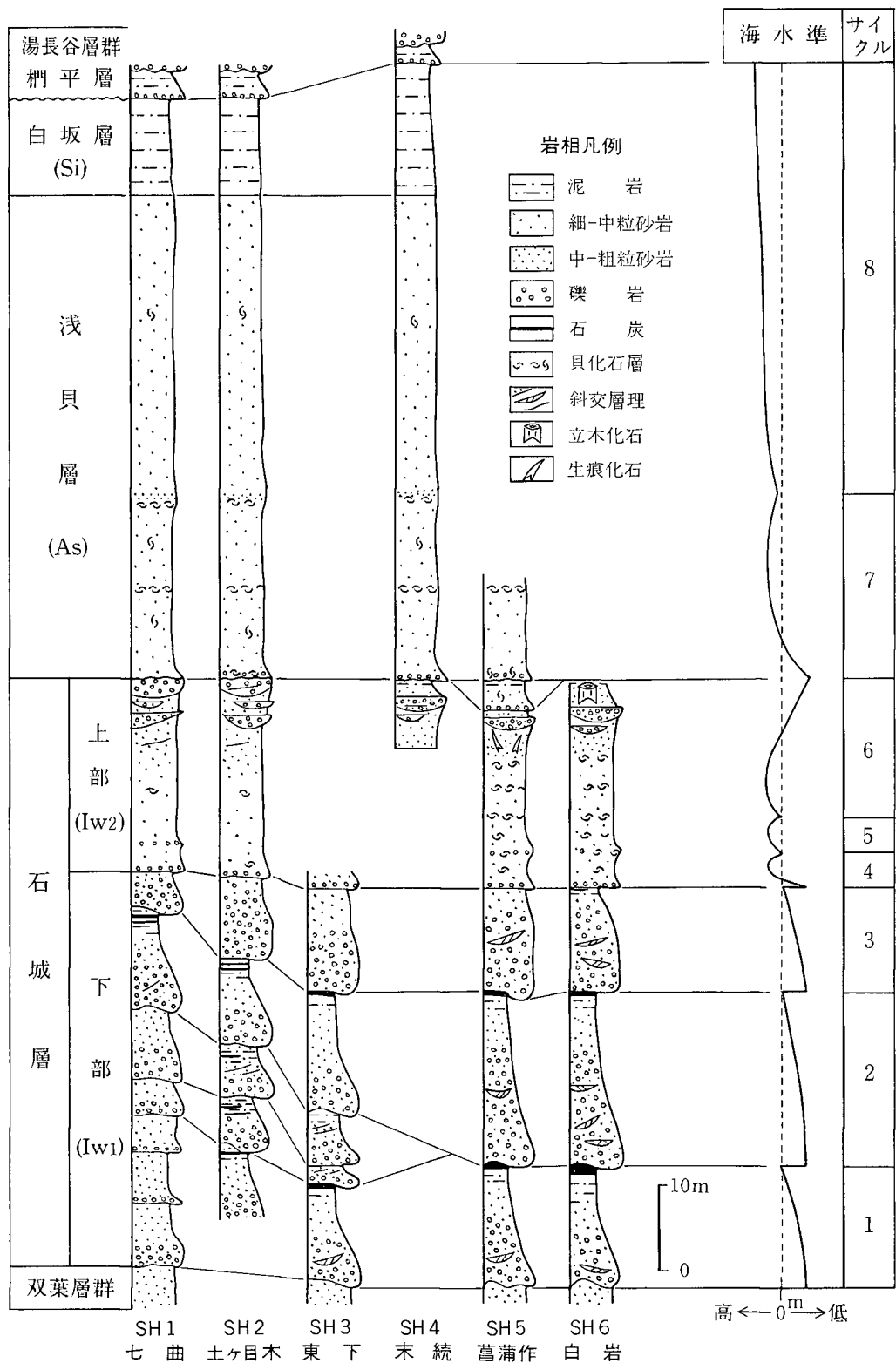


第 47 図 地表及び試錐における第三系の対比

久保ほか (1994) の第 34 図を一部修正。①, ②, ④, ⑤は江口・鈴木 (1960) に, ③は柳沢ほか (1989) による。①, ②, ③は北隣「浪江」図幅地域内, ④, ⑤は本図幅内。(位置は付図第 1 図に示す)

m の泥岩と礫岩からなる陸成層が発達する (第 52 図)。広野町長畑や土ヶ目木では、礫岩を主とし、間に泥岩層を挟む。礫岩層は斜交層理のある礫質砂岩または細礫岩

ないし覆瓦構造のある中礫岩からなり、泥岩は塊状明緑灰色で、木根や草根が認められる。広野町鍋塚では露出状況はよくないが、厚さ 2 m 以上の中礫岩が認められ



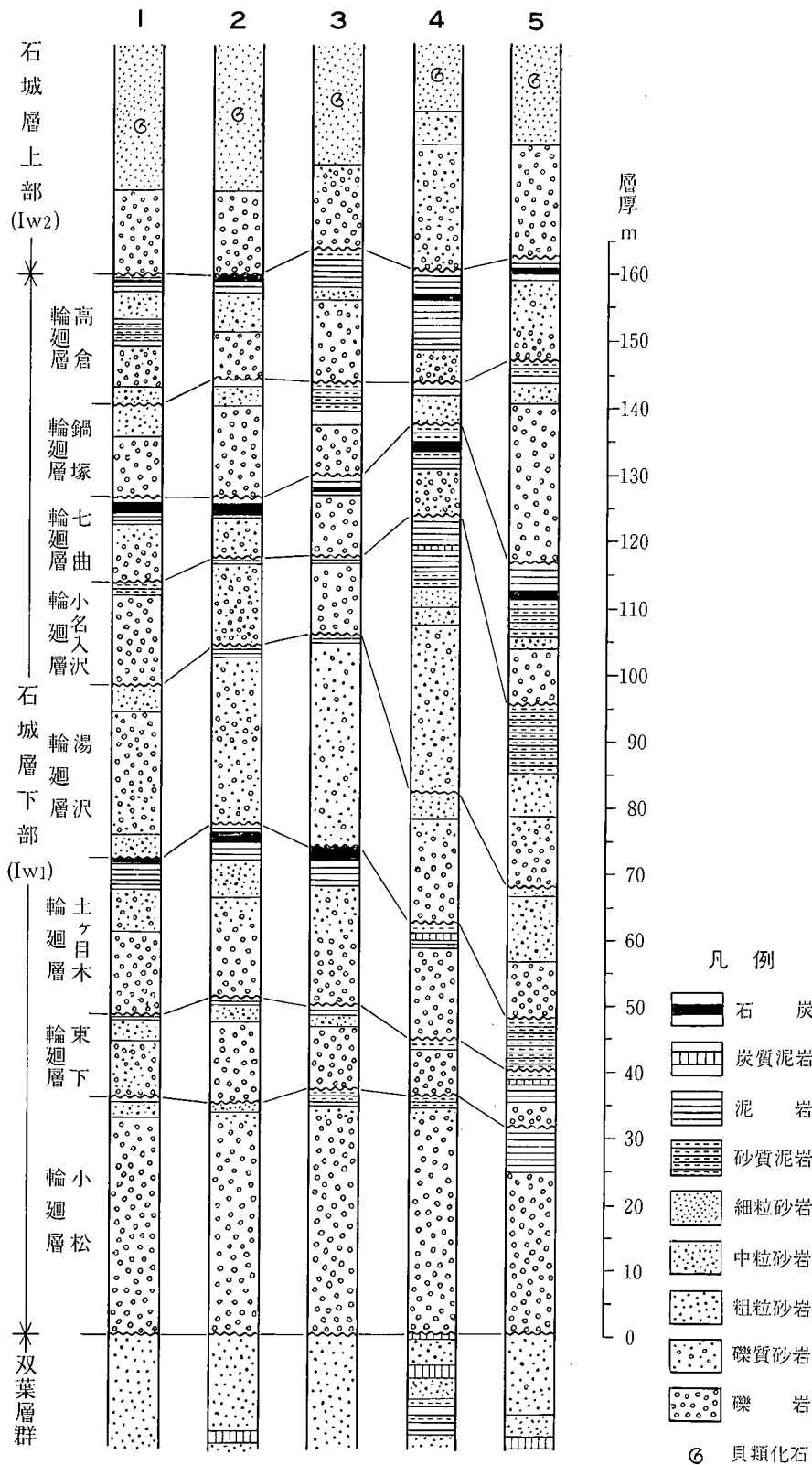
第48図 白水層群の地質柱状図

根本・大原（1996）の第2図による。地層区分の境界及び名称を本報告に合わせて修正。輪廻層の名称は江口ほか（1953）の定義とは食い違いがあるので省略。柱状図SH5とSH6は南隣「平」図幅の範囲。

る。広野町南部からいわき市久之浜町地域では、主として中礫岩からなり、泥岩層は発達しない。檜葉町榎木下南東の沢では、厚さ2mの斜交層理のある礫質砂岩の上

に泥岩と石炭層が重なっている。堆積相の特徴から、本層の最上部は河川成堆積物であると判断される。なお、この部分は、ボーリングコアでも一番層石炭層として広





第49図 広野町地域の石城層下部 (Iw1) に見られる輪廻層  
江口ほか (1953) の第2図による。地層名は本報告に合わせて変更。

く追跡されている (第47図)。

石城層の炭層の厚さは平均して 50-60 cm で、最大 2.5 m に達するが、層厚の変化が激しい。広野町地域では主

な炭層として上中下の3層が認められる (第49図)。一方、双葉断層の東側の地下深部でも数枚の石炭層が挟在し、上位より1番層-7番層までが識別されている (江

口・鈴木, 1960 ; 第 47 図). このうち, 上部の 1 番層から 3 番層までは比較的良好に連続し, 各試錐間での対比も容易であるが, 4 番層以下の石炭層は基盤の起伏の影響からか発達が局所的である. 1 番層は, 石城層と浅貝層の境界にあり, 石城層の上限を決める良好な示準層となる. また, 2 番層は, 石城層下部と上部の境界に位置する.

**化石** 本層下部 (Iw1) からは植物化石が産出する (横山, 1920 ; 遠藤, 1950 ; Huzioka, 1961 ; 小椋山, 1968 など). Huzioka (1961) が *Comptonia yanagisawae* を記載しているほか, 主な種として, *Equisetum arcticum*, *Glyptostrobus europaeus*, *Juglans acuminata*, *Corylus*



第 50 図 石城層下部 (Iw1) の礫岩  
 広野町七曲, 北迫川沿いの崖スケールは約 20 cm.

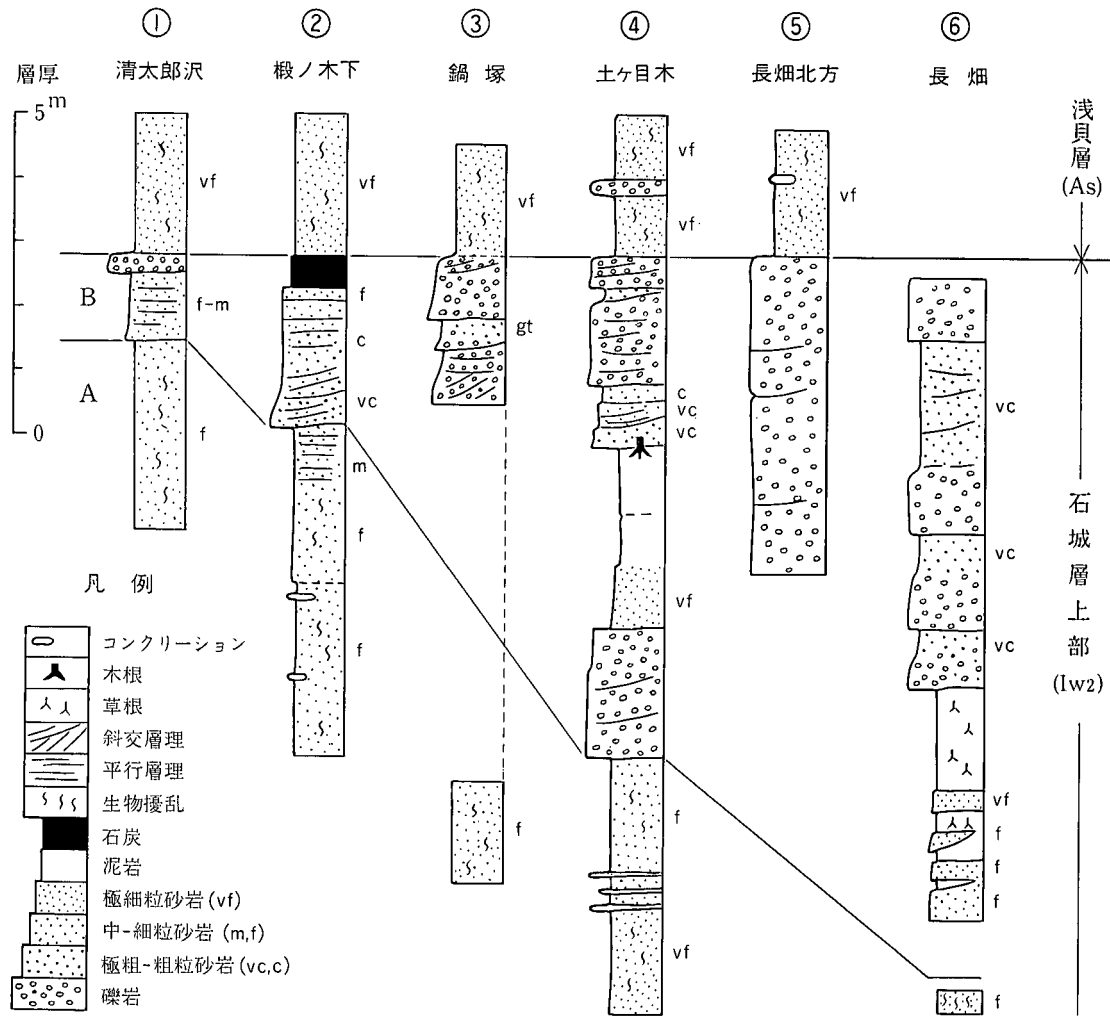
*macquarrii*, *Betula prisca*, *Diospyros brachysepala*, *Acer arcticum*, *A. trilobatum* などが産出している (遠藤, 1950).

花粉化石については, 高橋 (1963) 及び佐藤 (1989) の研究がある. 佐藤 (1989) は, 北隣「浪江・磐城富岡」図幅地域内の富岡町本町西の試錐 (第 46 図 ; 柳沢ほか, 1989 が検討した試錐と同一のものと思われる) のコアについて花粉分析を行っている. それによれば, 石城層下部 (Iw1) の花粉化石群集は, *Quercus* と温かい要素の花粉を多く含む *Tricolpate pollen* が群集の大半を占め, それに *Liquidamber*, *Rhus*, *Nyssa*, *Ilex*, *Carya* といった温暖な要素がわずかに付随し, さらに *Alnus*, *Pinaceae*, *Taxodiaceae* が伴ってくる組成であり, 全体として北海道の古第三系の石狩層群の花粉群に似た温暖な花粉組成を示す. これに対して, 石城層上部 (Iw2) の花粉群集 (ただし, 佐藤 (1989) ではこの部分は浅貝層とされている) では, 暖かい要素の *Quercus* と *Tricolpate pollen* は急減し, *Pinaceae* と *Taxodiaceae* が急増し, 全体として *Taxodiaceae* と *Pinaceae* が大半を占め, *Tsuga*, *Alnus*, *Tricolpate pollen* が 10% 前後を占める温-冷温帯性の花粉組成となり, 本層下部 (Iw1) の温暖な花粉群集とは著しく異なるものとなる.

今回, 本層上部から第 4 表に示す貝類化石が産出した. また, 柳沢ほか (1989) は, 北隣「浪江・磐城富岡」図幅地域内の富岡町本町西の試錐における石城層上部から, *Acila (Truncacila) oyamadensis*, *Cyclocardia laxata*, *Clinocardium asagaiense*, *Profulvia harrimani*, *Neptunea* sp. などの貝類化石を報告している. なお, こ



第 51 図 石城層\_上部 (Iw2) の砂岩  
 細粒砂岩中に灰色泥岩の薄層 (厚さ 2-5 cm) を多数挟む. 共役の小断層が多数発達する. ハンマーの長さは約 32 cm. (広野町夕筋西方約 2 km の林道沿い. 位置は付図第 8 図に示す.)



第52図 石城層上部 (Iw<sub>2</sub>) と浅貝層の境界部の地質柱状図  
柱状図作成地点は付図第1図に示す。

第4表 石城層及び浅貝層産の貝類化石  
同定：小笠原憲四郎。試料採取位置は付図第1図に示す。

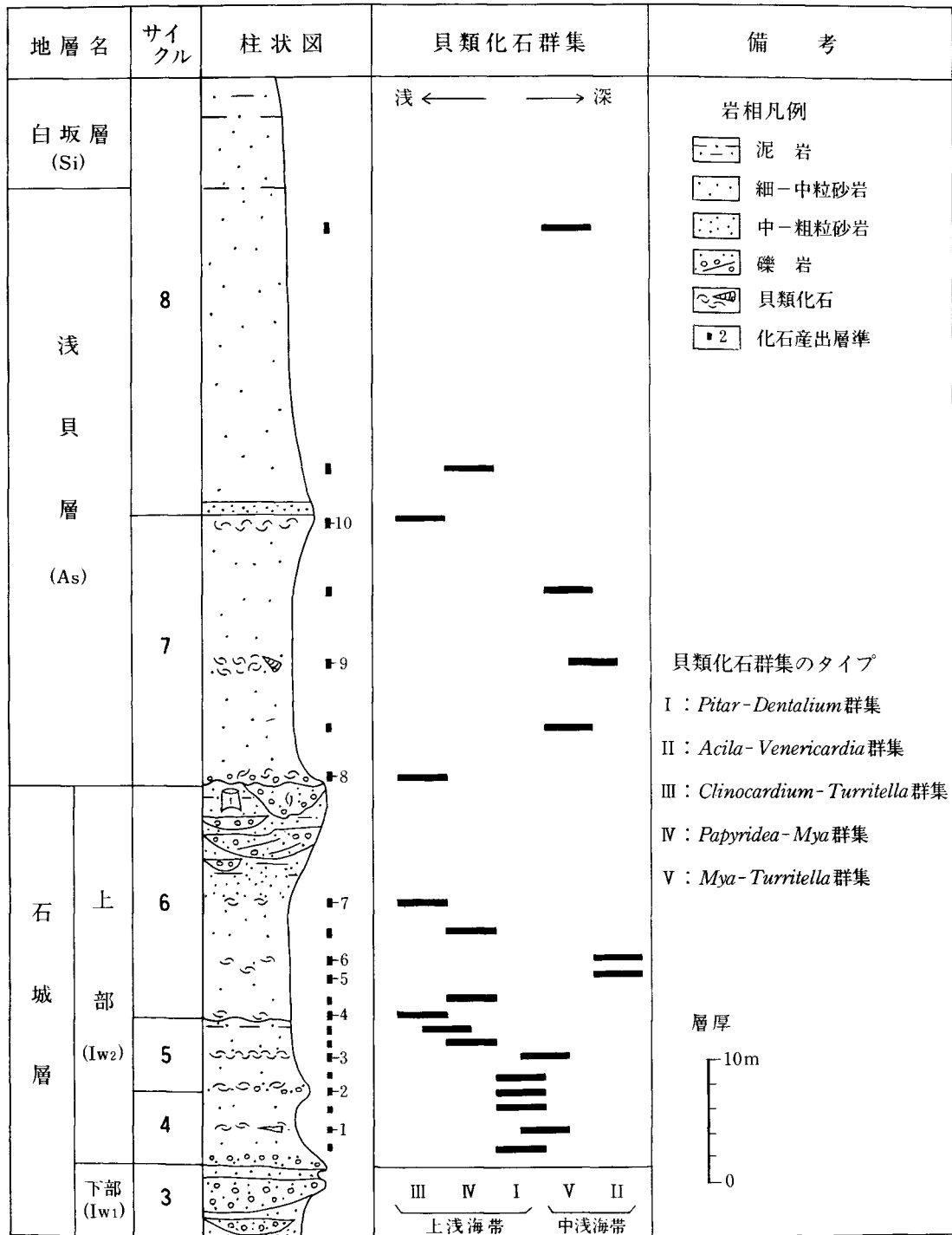
地層名	石城層			浅貝層		
	I-1	I-2	I-3	A-1	A-2	A-3
試料番号						
原試料番号	1780	1778	1718	1729A	1764	1903
<i>Yoldia laudabilis</i> Yokoyama	-	-	-	●	-	-
<i>Cyclocardia laxata</i> (Yokoyama)	●	●	●	-	-	-
<i>Cyclocardia tokunagai</i> (Yokoyama)	●	●	●	-	-	-
<i>Nemocardium iwakiense</i> (Makiyama)	-	●	-	-	-	-
<i>Clinocardium asagaiensis</i> (Makiyama)	-	-	-	●	●	●
<i>Papyridea harrimani</i> Dall	-	●	-	-	-	-
<i>Liocyma furtiva</i> (Yokoyama)	●	●	-	●	●	●
<i>Macoma sejugata</i> (Yokoyama)	-	-	●	●	-	-
<i>Mya (Arenomya) grewingki</i> Makiyama	●	●	●	●	-	-
<i>Thracia kidoensis</i> Kamada	-	●	-	-	-	-
<i>Turritella tokunagai</i> Yokoyama	●	●	-	●	-	-
<i>Turritella</i> sp.	-	-	-	●	-	-
<i>Neverita asagaiensis</i> (Makiyama)	-	●	-	-	-	-
<i>Neverita</i> sp.	-	-	-	●	-	-
<i>Turridae</i> gen. et sp. indet.	-	-	●	-	-	-

I-1, I-2: 広野町七曲; I-3: 広野町長畑; A-1: 広野町土々目木;  
A-2: 広野町鍋塚; A-3: いわき市末統

の *Neptuena* sp. はその後 Honda (2000) により *Ancistrolepis (Ancistrolepis) iwakiensis* として新種記載された。これらの貝類化石は、浅貝層のそれとほぼ共通する。

根本・大原 (1979b, 1996, 2001) は、双葉地域の石城層上部及び浅貝層の貝類化石群集を詳しく報告している。貝類化石は、密集層を形成するタイプ、散在的に産するタイプ、及び石灰質団塊に産するタイプの3タイプがある。そのうち密集層タイプは、石城層上部に7層準認められる (第53図)。これらの密集層は、その組成の違いから5つのタイプ群集、すなわち I : *Pitar-Dentalium* 群集, II : *Acila-Venericardia* 群集, III : *Clinocardium-Turritella* 群集, IV : *Papyridea-Mya* 群集, V : *Mya-Turritella* 群集に区分される。貝類化石の産出状態と層序的な分布から、これらの群集は、III, IV, I, V, IIの順で生息深度が深いと推定される。

Takai (1961) は、常磐炭鉱磐崎坑内 (南隣「平」図幅地域内のいわき市常磐湯本町) の石城層の上部炭層より 14 m 上位 (石城層上部に相当すると考えられる。) から



第53図 石城層上部と浅貝層の貝類化石群集の変化  
 根本・大原(2001)の第7図に地層名を追加. 1-10は貝類化石密集層の番号. それ以外は散在型.

哺乳動物化石“*Anthracothema tsuchiya* Takai (MS)”を報告したが、その後 Tomida (1986) はこの標本を *Entelodon* sp. cf. *E. orientalis* Dashzeverg と同定した. いわき市教育文化事業団 (1991) は、いわき市比良及び田頭 (南隣「平」図幅地域内) において、石城層上部 (Iw2) の海成砂岩から、貝類化石とともに *Plotopteridae* を

はじめとする多種類の鳥類化石と爬虫類、哺乳動物及び板鰐類化石を発掘し報告している.

時代・対比 花粉化石群集の変化及び脊椎動物化石から、石城層下部 (Iw1) の時代は後期始新世末、石城層上部 (Iw2) の時代は前期漸新世初頭と推定される. なお、石城層上部の貝類化石の貝殻を用いたストロンチウム同

位体年代として、39.1–41.2 Ma の年代が得られている小笠原ほか、2001 a).

## Ⅹ. 2. 2 浅貝層 (As)

**地層名** 中村 (1913) の「浅貝砂岩層」に由来する (第 44 図). 徳永 (1927) の浅貝層に等しい. 本報告と、三田 (1951) 及び江口・鈴木 (1960) の層序区分では、浅貝層の認定が大きく食い違っている. 三田 (1951) は夾炭層の上位の砂岩層を「下部浅貝砂岩層」と「上部浅貝砂岩層」に区分したが、このうちの「下部浅貝砂岩層」は、須貝ほか (1957) 及び江口・鈴木 (1960) に従って石城層に含め、「石城層上部 (Iw2)」とした. 江口・鈴木 (1960) の地下での層序のうち、「浅貝層」と「五安層」とした部分全体が、本報告の浅貝層に相当する (柳沢ほか、1989; 第 44 図).

**模式地** 福島県いわき市湯本町浅貝山 (5 万分の 1 「平」図幅地域内).

**層序関係** 下位の石城層を整合に覆う. 石城層の最上部の河川成堆積物の上に、本層の海成極細粒砂岩が累重するのがいくつかの露頭で観察される (第 52 図). 双葉断層東側の地下深部では、白水層群中の最上部の石炭層 (1 番層) の上限をもって浅貝層の基底としている (江口・鈴木、1960; 第 47 図). 上位の白坂層に整合に漸移する.

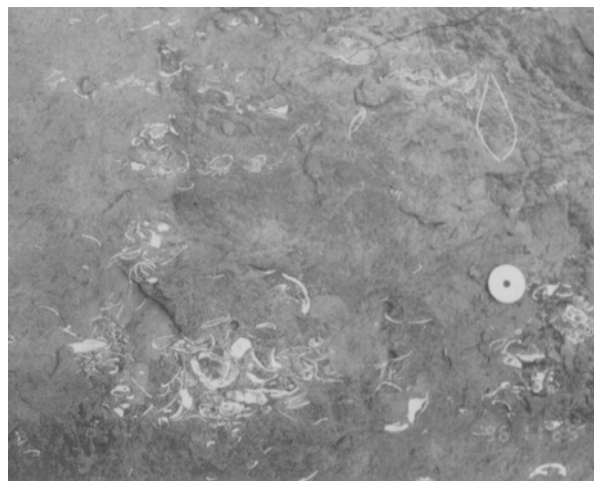
**分布・構造** 本層は双葉断層の西側に沿って、図幅北端の富岡町半弥沢から図幅南端のいわき市久之浜町末続西方まで、東傾斜の同斜構造をなして連続的に分布する.

木戸川以北では走向は双葉断層に平行 (NNW) で、傾斜はほぼ垂直ないし  $60^\circ$  以上の高角度で東に傾く. 一方、木戸川以南では、南に向かって次第に傾斜が緩くなり、さらに南の浅見川以南では走向が NS 方向になって傾斜は  $10\text{--}20^\circ$  となる. なお、本図幅南部の折木川より南では、本層は NNE–SSW ないし NE–SW 方向の多数の正断層によって切られている (付図第 8 図).

双葉断層の東側の鮮新統大年寺層分布地域の地下にも浅貝層が広く伏在して分布し、東に  $5\text{--}7^\circ$  の傾斜で傾く (柳沢ほか、1989).

**層厚** 図幅南部のいわき市末続から広野町七曲までは、本層の層厚はほぼ一定で 80–90 m 程度である. しかし、これより北方では本層の層厚は減少し、檜葉町榎木下から立石までは約 40–50 m となり、図幅北端の富岡町半弥沢ではわずか 10 m となる. 双葉断層の東側の地下深部では、層厚は 175–180 m でほぼ一定している (第 47 図).

**岩相** 暗灰色の無層理塊状細–極細粒砂岩からなる. 風化すると褐色を呈し、玉葱状に割れる. また、風化した部分の表面は赤い錆色を示す. 砂岩は炭質物の微細片を混じえ、またしばしば炭酸塩団塊を含み、貝化石を産



第 54 図 浅貝層の貝化石層  
スケールは 50 円硬貨. (広野町鍋塚、北迫川沿いの崖 位置は付図第 1 図に示す.)

する (第 54 図).

本層中部には厚さ約 1 m の粗粒砂岩が挟在しており、貝類化石群集の深度変化から、この砂岩層を境界にして、本層は 2 つの堆積サイクルに区分される (根本・大原、2001; 第 53 図). 堆積深度としては、上–中浅海帯を示す (根本・大原、1979 b). 本層の砂岩は上方に向かって粒度を減じてシルト質となり、上位の白坂層の泥岩に漸移する.

**化石** 本報告の調査の際に、第 4 表に示す貝類化石が産出した. 本層から多産する軟体動物化石群は、「浅貝型動物群」と呼ばれ (Otuka, 1939)、古くから多くの研究が行われてきた (Yokoyama, 1924; Makiyama, 1934; Hirayama, 1955; Kanno, 1961; Kamada, 1962; 根本・大原, 1979 b, 1996, 2001; 根本, 1984). また、地下深部の浅貝層からも豊富な化石が報告されている (江口・鈴木, 1960; 柳沢ほか, 1989). それらによれば、本層の軟体動物化石群は、*Acila (Truncacila) oyamadensis*, *Cyclocardia laxata*, *Clinocardium asagaiense*, *Mya grewingki* 及び *Turritella tokunagai* などを主要な構成要素としており、その内容から北海道の古第三紀幌内動物群に対比される (Mizuno, 1964). 本層中に石城層上部 (Iw2) と同様に III 群集 (*Clinocardium-Turritella* 群集), I 群集 (*Pitar-Dentalium* 群集) 及び IV 群集 (*Papyridea-Mya* 群集) が認められる (第 53 図; 根本・大原, 2001).

佐藤 (1989) は、北隣「浪江」図幅地域内の富岡町本町西の試錐で認められる浅貝層の花粉化石分析を行っている. それによれば、本層の花粉群集は Pinaceae と Taxodiaceae が大半を占め、*Tsuga*, *Alnus*, *Tricolpate pollen* が 10% 程度伴ってくる組成で、全般に温–冷温帯性の花粉組成を示す.

Asano (1949) は本層から *Ammobaculles yumoto-*



第 55 図 白坂層の泥岩中に見られる砂岩岩脈  
露頭の高さは約 20 m. 砂岩岩脈の走向傾斜は NS-N20° E, 56-70° N と N70° E, 80° S の 2 方向がある. 露頭中央で N6° E, 60° N の正断層に切られる. (広野町夕筋西北西約 2 km の林道沿いの崖. 位置は付図第 8 図に示す.)

*ensis*, *Trochammina asagaiensis*, *Lenticulina fukushimaensis*, *Elphidium asagaiense*, *E. yumotoense* などの底生有孔虫化石を報告している. また, 江口・鈴木 (1960) も, 本図幅地域の地下深部の本層から若干の底生有孔虫化石を報告している.

Kurita and Matsuoka (1994) は, いわき市常磐湯本北東の舟場 (南隣「平」図幅地域内) に露出する浅貝層から, *Trinovantedinium boreale* を特徴とし, *Hexagonifera* sp. A を伴う渦鞭毛藻化石群集を報告している.

**時代・対比** 渦鞭毛藻化石, 花粉化石, 軟体動物化石, 底生有孔虫化石及び石狩炭田・釧路炭田の相当層との対比から, 本層の地質時代は前期漸新世であると考えられる. なお, このほか, 浅貝層の貝類化石の貝殻のストロンチウム年代として, 37.8 Ma と 37.9 Ma が得られている (小笠原ほか, 2001 a).

### IX. 2. 3 白坂層 (Si)

**地層名** 中村 (1913) の「白坂頁岩層」に由来する (第 44 図). 徳永 (1927) の白坂層に等しい. 三田 (1951) の「上部浅貝砂岩層」の最上部の泥岩層は, 本報告の白坂層に相当する.

**模式地** 福島県いわき市湯本町白坂 (5 万分の 1「平」図幅地域内).

**層序関係** 下位の浅貝層から整合漸移する. 浅貝層上部の極細粒砂岩から上方に細粒化して泥岩に移化する部分を両層の境界とする. したがって境界はやや恣意的であるが, 風化面で浅貝層の極細粒砂岩が大きなブロック

に割れるのに対し, 白坂層の泥岩は層理面に平行に薄く細片に割れることで区別が可能である. 下部中新統の湯長谷層群們平層に不整合に覆われる.

**分布・構造** 図幅北端の富岡町半弥沢から図幅南端のいわき市久之浜町末続西方まで, 東傾斜の同斜構造をなして分布する. ただし, 断層や上位の湯長谷層群基底の不整合による削剝によって, 檜葉町立石から木戸川左岸までの区間と, 檜葉町山田岡付近においては, 白坂層は分布していない. 本層は双葉断層の東側の地下深部にも分布し, 傾斜 5-7° で東に緩く傾斜する (柳沢ほか, 1989; 第 47 図).

**層厚** 上位の湯長谷層群に不整合に覆われるため一定しないが, いわき市末続西方では 80-90 m, 広野町折木川で 40 m, 土ヶ目木で 40 m, 木戸川右岸で 50 m である. 双葉断層の東側の地下深部では, 本層の層厚は 210-240 m である (第 47 図).

**岩相** 本層は灰色の泥岩からなる (第 55 図). 暗灰色のやや硬質の塊状泥岩からなり, 炭酸塩団塊を含む. 風化面は赤褐色の錆色を呈する. また, 一部珪質の泥岩層を挟む. 一方, 地下の白坂層は, 比較的良好な灰色の砂質泥岩よりなる (柳沢ほか, 1989; 第 46 図). 最上部には不明瞭な層理は見られるもののそれ以外は無層理塊状である. ところどころに軟体動物化石が含まれ, また, 本層下部に白色凝灰岩薄層が 2 枚挟まれている (第 46 図).

**化石** 本層は, 貝類化石には乏しいが, 江口・鈴木 (1960) によれば, 本図幅地域内の試錐で *Periploma*

*besshoense*, *Cyclocardia laxata* などの化石が産出している。本層の貝類化石群集は、*Solemya-Lucinoma* 群集（根本ほか，1994），あるいは *Thyasira-Luicinoma-Solemya* 群集（根本・大原，1996）と呼ばれ，陸棚斜面の堆積深度が推定される（鎌田，1994；根本・大原，1996）。

柳沢・鈴木（1987）及び柳沢ほか（1989）によれば，本層から *Dictyocha deflandrei*, *Mesocena apiculata*, *Naviculopsis biapiculata* などの珪質鞭毛藻，及び *Rouxia obesa*, *Thalassiosira mediaconvexa*, *Sceptroneis pesplanus* などの珪藻化石を産する。Gladenkov（1998）によれば，柳沢・鈴木（1987）が *Rhizosolenia* sp. として図示した種は，前期漸新世の指標種である *Rhizosolenia oligocaenica* に同定される。本図幅地域内でも広野町土ヶ目木で本層から珪藻化石の抽出を試みたが，産出しなかった。ここでは珪藻は続成作用の結果，溶解している可能性が高い。

Kurita and Matsuoka（1994）は，いわき市常磐湯本東方の舟場から上浅貝（南隣「平」図幅地域内）に露出する白坂層から，*Trinovantedinium boreale* を特徴とする渦鞭毛藻化石群集を報告している。

佐藤（1989）によれば，本層から検出される花粉群集は下位の浅貝層と同様に全般に温-冷温帯性の花粉組成を示す。

**時代・対比** 柳沢・鈴木（1987）及び柳沢ほか（1989）によれば，本層から産出する珪質鞭毛藻化石群集は，Bukry（1974）の *Dictyocha deflandrei* 帯の *Mesocena apiculata* 亜帯と認定され，時代は前期漸新世とされる（第45図）。また，本層から産出する珪藻化石群集（柳沢・鈴木，1987；柳沢ほか，1989）は，*R. oligocaenica* を産出し，かつ *Cavitatus jouseanus* を含まないことから，Gladenkov（1998）の *R. oligocaenica* 帯の a 亜帯に対比される（第45図）。以上の微化石層序から，本層の年代は，前期漸新世の前期であると考えられる。

### IX. 3 湯長谷層群

**地層名** Watanabe（1926）の“Yunagaya Series”及び渡辺（1928）の湯長谷統に由来する。松井・佐藤（1951）は，渡辺（1928）の湯長谷統に三沢砂岩層（本報告の三沢層）を加えて本層群を再定義した。

**模式地** 福島県いわき市上湯長谷町付近（5万分の1「平」図幅地域内）。

**層序関係** 下位の白水層群を不整合に覆う。本層群は上位の白土層群に不整合に覆われる。また，多賀層群及び仙台層群の大年寺層に直接不整合に覆われる地域もある。

**層序区分** 本層群は下位より，柵平層，五安層，水野谷層，亀ノ尾層，本谷層及び三沢層からなり，各層はそ

れぞれ整合に重なる（第56図）。最下部の柵平層は，礫岩・砂岩及び泥岩からなる陸成層で凝灰岩を挟む。五安層は海成の青灰色細粒砂岩で，これにアルコース質の灰白色粗粒-極粗粒砂岩及び礫質砂岩を挟む。水野谷層は主に塊状の緑灰色海成泥岩からなり，上部では厚さ数 cm-数十 cm の級化層理が認められる粗-中粒砂岩層を挟む。亀ノ尾層は薄葉理が発達した海成泥岩を特徴とし，厚さ数 cm-数十 cm の級化層理が認められる粗-中粒砂岩層を挟むことがある。本谷層は塊状の緑灰色海成泥岩からなり，まれに厚さ数 cm の細粒砂岩層を挟む。三沢層は下部が砂岩泥岩互層，上部は礫質の極粗-粗粒砂岩からなる。

**時代・対比** 双葉地域に分布する柵平層からは，K-Ar 年代として 20.9 Ma（木村，1988），フィッシュントラック年代として 20.8±1.2 Ma（久保ほか，1994）及び 17.4±1.0 Ma（本報告）が得られている。また，模式地である茨城県北茨城市の柵平層上部からは，*Vicarya* を含む亜熱帯性の貝類化石群が産出し（矢部ほか，1995 a），前期中新世の明世動物群に対比される（小笠原，2000）。また，模式地の柵平層からはいわゆる台島型植物群に類似する植物群を産する（矢部ほか，1995 a；植村，2001）。水野谷層からは，Yanagisawa and Akiba（1998）の *Crucidenticula sawamurae* 帯（NPD 2B，18.4-16.9 Ma）に認定される珪藻化石が産出する（久保ほか，1990）。また，亀ノ尾層からも同様な珪藻化石群が産出し（秋葉，1985），さらに Riedel and Sanfilippo（1978）の *Stichocorys delmontensis* 帯から *S. wolffii* 帯に対比される放散虫化石が産出する（竹谷ほか，1990；竹谷，1996）。本谷層は，放散虫では *S. delmontensis* 帯から *S. wolffii* 帯に，石灰質ナンノ化石層序（Okada and Bukry，1980）では CN1 帯あるいは CN2 帯に対比され，さらに浮遊性有孔虫化石層序（Blow，1969）では N.6 帯よりも古い層準を示す化石が報告されている（竹谷ほか，1990；竹谷，1996）。また，本谷層からは，Yanagisawa and Akiba（1998）の *C. sawamurae* 帯（NPD 2B）に相当する珪藻化石群集が産出する（小泉，1986，本報告）。一方，湯長谷層群の上位の白土層群からは，前期中新世末を示す微化石が産出している（後述）。以上のデータから，湯長谷層群は前期中新世の後期の堆積物である（第43図）。

なお，南隣「平」図幅地域内のいわき市四倉町紫竹付近に分布し，阿仁合型植物群を産する紫竹層（Tanai and Onoe，1959）は，木村（1988）により 23.4 Ma のフィッシュントラック年代が報告され（ただし，層準については矢部ほか，1995 a による），明らかに湯長谷層群最下部の柵平層よりも古い年代を示すこと，またいわゆる台島型植物群に類似する植物群を産する柵平層とは異なる植物群を産することから，湯長谷層群よりも古い地層であると考えられている（第43図；鈴木，1989；矢部ほか，1995 a, b；小笠原，2000；小笠原ほか，2001 b）。

徳永 (1927)	紺野 (1938)	三田 (1951)	江口ほか (1953)	須貝ほか (1957) 岩生・松井 (1961)	竹谷ほか (1986) 鈴木ほか (1993)	本報告				
						沼ノ内層	高久層群			
						上高久層	高久層群			
						南白土層	白土層群			
矢之倉層	三沢砂岩層	白土統	三沢砂岩層	白土層群	中山層	白土層群	中山層	白土層群	吉野谷層	湯長谷層群
平層	本谷頁岩層		本谷頁岩層	三沢砂岩部層	平層	三沢砂岩部層	平層	本谷頁岩部層	三沢層	
亀沢層	亀尾頁岩層	湯長谷統	亀ノ尾頁岩層	湯長谷層群	亀ノ尾層	湯長谷層群	亀ノ尾層	湯長谷層群	亀ノ尾層	湯長谷層群
水野谷層	水野谷砂質頁岩層		水野谷砂質頁岩層		水野谷層		水野谷層		水野谷層	
五安層	五安砂岩層		五安砂岩層		五安層		五安層		五安層	
石英粗面岩及同質凝灰岩	石英粗面岩及其凝灰岩 基底礫岩	五安層	五安礫岩層		滝夾炭層		柵平層		柵平層	

第 56 図 湯長谷層群、白土層群及び高久層群の地層名の対比

この紫竹層の年代は、基礎試錐「相馬沖」で  $24.2 \pm 0.4$  Ma または  $23.6$  Ma のストロンチウム同位体年代を示す B4 層 (加藤ほか, 1997) の年代に極めて近い (第 43 図)。

### IX. 3. 1 柵平層 (Kc, Kf, Kn, Kt)

**地層名** 半沢 (1954) による。江口・庄司 (1953) の「柵平頁岩砂岩層」に等しい。須貝ほか (1957) の地質図で本図幅地域の一部を含む双葉地域において五安層とした地層の下部は、本報告の柵平層に等しい。また、柳沢ほか (1989) が地下深部で多賀層群と解釈した地層のうち、最下部の「D 層」は、本報告の柵平層に相当する (第 46 図)。なお、須貝ほか (1957) 及び岩生・松井 (1961) は「滝夾炭層」の地層名を使用しているが、いわき市遠野町の模式地で定義された滝夾炭層は漸新統の石城層をも含んでいるので、地層名として適当ではない (鎌田, 1972, 1996; 矢部ほか, 1995 b)。

**模式地** 茨城県北茨城市磯原柵平付近 (5 万分の 1「高萩」図幅地域内)。

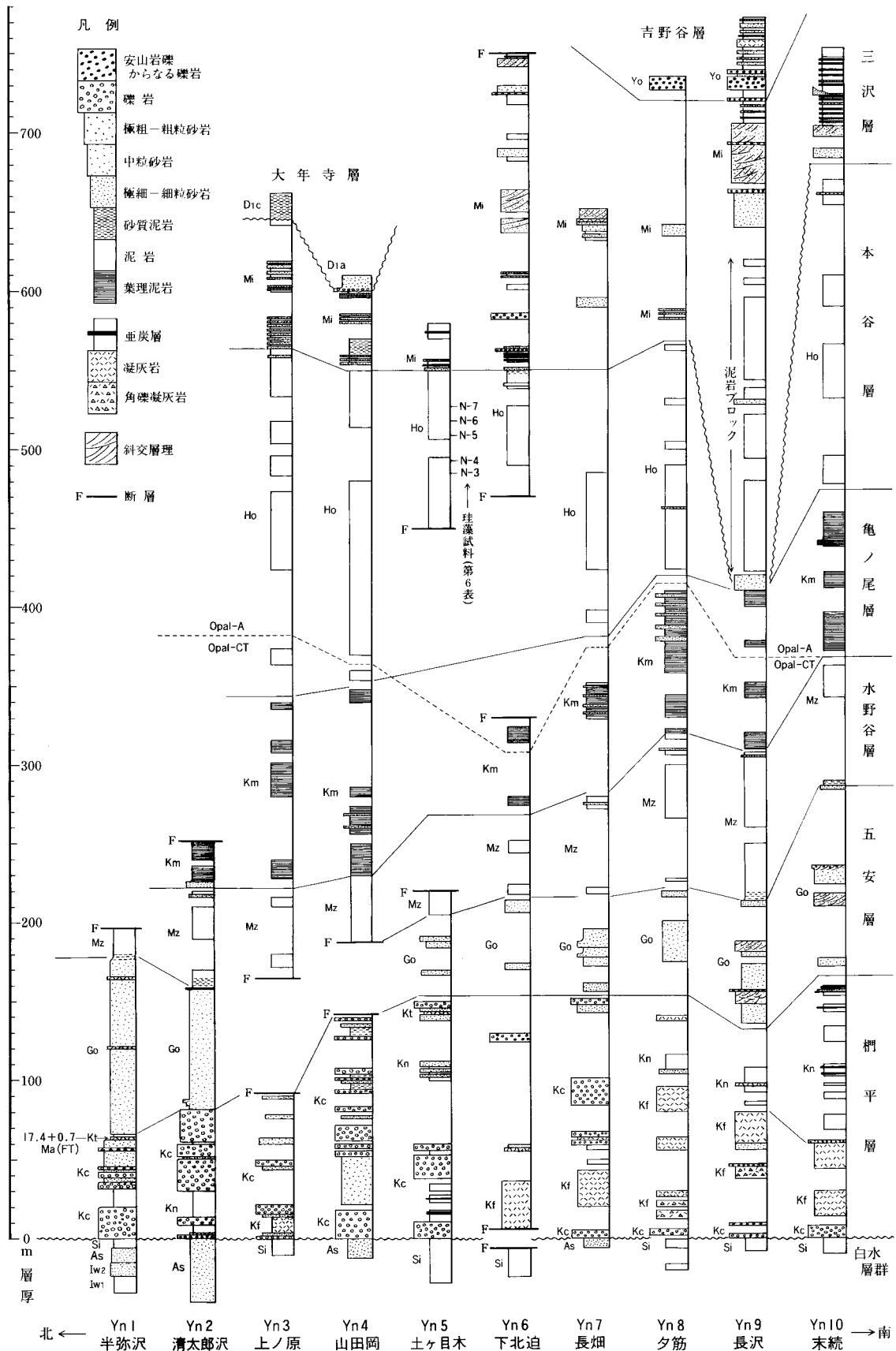
**層序関係** 下位の白土層群白坂層または浅貝層を不整合に覆う。広野町長畑、土ヶ目木及び荒神西の北迫川沿

いと県道沿いの崖 (斉藤ほか, 1989)、檜葉町山田岡から大坂に至る林道沿いの沢及び清太郎沢などで、本層最下部の礫岩が白坂層の泥岩、または浅貝層の極細粒砂岩を不整合に覆うのが観察できる (付図第 4 図)。双葉断層東側の地下深部でも、白坂層の上に不整合で重なる (第 46, 47 図)。上位の五安層に整合に覆われる。

**分布・構造** 双葉断層の西及び双葉断層の南方延長に相当する撓曲帯に沿って、富岡町半弥沢からいわき市末続西方まで帯状に分布するが、木戸川右岸では断層によって一部分布がとぎれている。また、末続西方では NE-SW または NNE-SSW 方向の多数の正断層によって切られている。走向は NNW で、傾斜は木戸川以北ではほぼ  $80-90^\circ$  の東傾斜であるが、木戸川以南では傾斜が緩くなり、檜葉町山田岡付近では  $20^\circ$  前後となる。これより南では再び傾斜が急になり、末続西方では約  $40-50^\circ$  の東傾斜となっている。

北部地域においては、双葉断層の東側の大年寺層分布域の地下深部にも本層が伏在し、傾斜  $5^\circ$  以下の緩い傾斜で東に傾いていることがボーリングコアの対比からわかっている (第 47 図)。





第 57 図 湯長谷層群の地質柱状図

柱状図作成ルートは付図第 1 図に示す。N-3~N-7 は珪藻産出試料で、採取地点は付図第 7 図、分析結果は第 6 表に示す。



第 58 図 櫛平層下部に見られる覆瓦構造のある礫岩  
スケールは約 50 cm. (広野町荒神の県道沿いの崖. 位置は付図第 1 図に示す)

**層厚** 図幅地域北端の富岡町半弥沢では 65 m であるが、檜葉町清太郎沢では 80 m と南方に向かって厚くなり、広野町土ヶ目木では 150 m となる (第 57 図)。これより以南では層厚は 150-160 m と安定している。地下深部での層厚は 50-70 m である (第 46, 47 図)。

**岩相** 本層は、礫岩・砂岩・泥岩からなり、凝灰岩を挟む。

礫岩 (Kc) とした岩相は礫岩からなる岩相で、一部泥岩を挟むことがある。礫岩は一般に垂円礫-円礫の中-小礫からなるが、広野町七曲の北方地域では、大-巨礫も含まれる。覆瓦構造のみられる礫支持の礫岩と、斜交層理のある中礫混じりの礫質極粗粒砂岩層からなる (第 58 図)。礫種はチャート、黒色頁岩、硬質砂岩などが大部分を占め、流紋岩片もわずかに含まれるが、花崗岩質岩は少ない。礫岩層は比較的硬く固結し、広野町荒神付近の北迫川沿いでは急峻な崖を作る。なお、本層のチャート礫には中期三畳紀を示すコノドント化石が含まれている (大上ほか, 1978)。泥岩層は淡緑-青灰色で、垂炭層を挟むことがある。礫岩層は網状河川堆積物、泥岩層は礫質河川間の氾濫源の堆積物であると推定される。

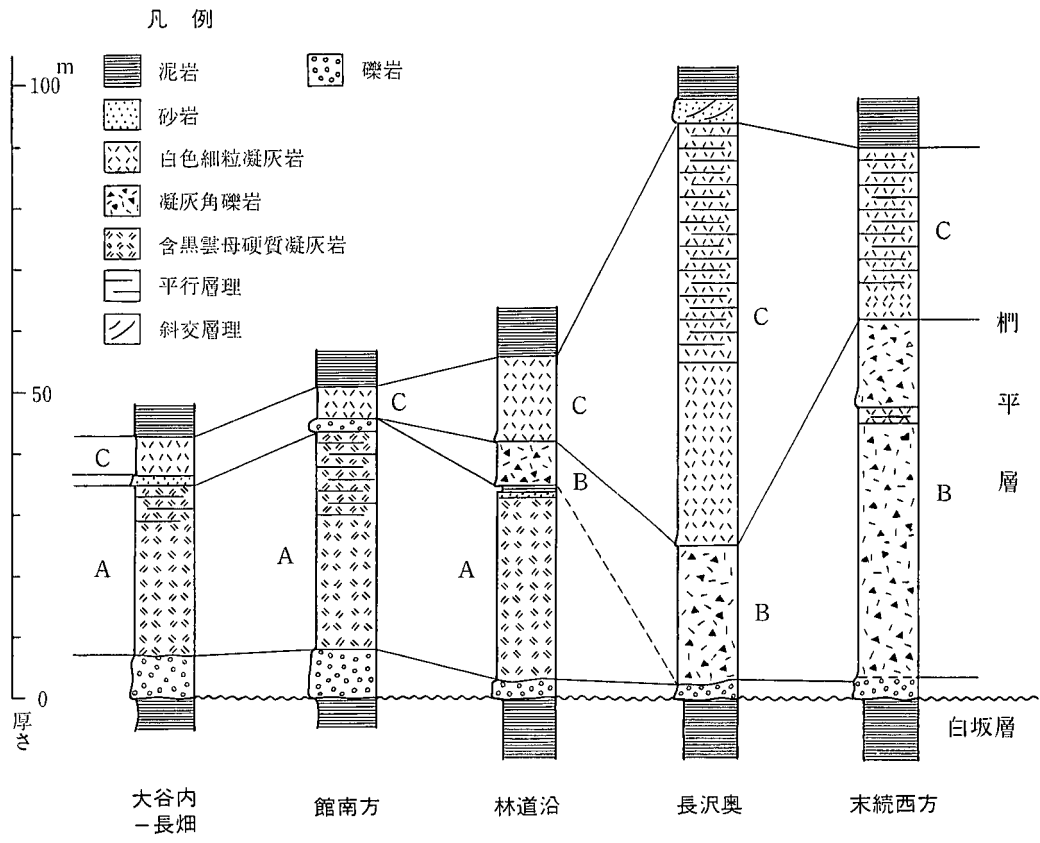
泥岩・砂岩・礫岩 (Kn) とした岩相は、主として泥岩、砂岩及び礫岩からなる。砂岩は下部はトラフ斜交層理のある礫質粗粒砂岩からなり、細粒砂岩と泥岩の 1 cm オーダーの細互層を伴う。泥岩は青灰色で一部垂炭質となり、塊状または葉理が発達する。葉理のある泥岩中には植物化石を含むことがある。この岩相はその堆積相から蛇行河川堆積物であると考えられる。

双葉断層東側の地下深部の櫛平層は、幾つかの試錐の

データによれば、礫岩を主体とする岩相が発達している (第 47 図)。富岡町本町西の試錐 (柳沢ほか, 1989) では、本層の基底には、大礫大の礫からなる礫岩があり、これが白坂層を不整合に覆っている (第 46 図)。その上位の岩相は礫岩と粗粒砂岩の 2-3 m 単位の繰り返して、ところどころに厚さ数十 cm の砂質泥岩が挟まれている。礫は花崗岩質岩、チャート、流紋岩の円礫-垂円礫である。砂質泥岩は全体に腐植質で、一部垂炭質である。また、砂岩中にも木片や植物片が混じる。

凝灰岩 (Kf) は、本層の下部に挟在する数ユニットの火砕流堆積物とその二次的堆積物をまとめたものである。徳永 (1927) の石英粗面岩及同質凝灰岩、紺野 (1938) の石英粗面岩及其凝灰岩、須貝ほか (1957) 及び岩生・松井 (1961) の流紋岩質凝灰岩に相当する (第 56 図)。一般に硬く固結し、露頭をつくりやすいので、鍵層として有用である。凝灰岩 (Kf) は下位より 3 つのユニットからなる (第 59 図)。

ユニット A: 黒雲母と石英を含む硬く固結した流紋岩凝灰岩で、露頭で灰白色ないし黄白色を呈する。層厚は最大約 30 m である。変質は被っておらず、火山ガラスは残っている。下部は泥岩などの異質礫を混じえ塊状であるが、上部には弱い層理が見られる。広野町夕筋西方の林道沿いから広野町北迫まで分布し、その北方の土ヶ目木では認められない。しかし、この北方の檜葉町成子内西方で再び約 600 m にわたって露出する。また、成子内より北方では櫛平層下部の礫岩中にはこの凝灰岩の礫が必ず含まれているので、現在は分布しないものの、堆積時には成子内より北方地域でも広く分布していたもの



第 59 図 柵平層下部の凝灰岩層の模式的な柱状図



第 60 図 柵平層下部の凝灰岩層 (Kf)

ハンマーの長さは約 32cm, 小礫-大礫大の溶結凝灰岩の角礫を含む。(いわき市久之浜町末続駅西方 850m. 位置は付図第 1 図に示す.)

第5表 柵平層及び南白土層の凝灰岩のフィッシュントラック年代

試料採取位置は付図第2図と付図第4図、層準は第57図と第66図に示す。

測定者：株式会社京都フィッシュントラック 塩原 徹氏

No.	地層名	登録番号 GSJR	原番号	年代値(Ma) Age±1σ	自発核分裂飛跡 密度ρs (総数ΣNs)	誘導核分裂飛跡 密度ρi (総数ΣNi)	熱中性子線量 pd(総数)	ウラン濃度 (ppm)	χ <sup>2</sup> 検定 P(χ <sup>2</sup> ) %	相関係数 r
F1	柵平層	76681	Ha 1594	17.4±1.0	7.14 x 10 <sup>6</sup> /cm <sup>2</sup> (691)	1.17 x 10 <sup>6</sup> /cm <sup>2</sup> (1133)	7.66 x 10 <sup>6</sup> /cm <sup>2</sup> (1179)	120	68	0.822
F2	南白土層	76682	Ha 2103	15.9±0.7	1.28 x 10 <sup>6</sup> /cm <sup>2</sup> (1176)	2.53 x 10 <sup>6</sup> /cm <sup>2</sup> (2334)	8.490 x 10 <sup>6</sup> /cm <sup>2</sup> (2608)	240	28	0.682

1：1996年3月測定；2：2000年3月測定；年代  $T = \ln(1 + \lambda_0 \cdot \zeta \cdot pd \cdot \rho_s / \rho_i) / \lambda_0$ ；誤差  $\sigma = T * \sqrt{1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_i + 1/\Sigma Nd + (\sigma_\zeta / \zeta)^2}$

鉱物：Zr (ジルコン)；結晶数30個；<sup>235</sup>Uの全壊変定数  $\lambda_0 = 1.480 \times 10^{-10} / \text{yr}$ ；ゼータ値  $\zeta = 372 \pm 5$  (ED2)；測定方法：外部アイテクター法 (外面：ED2)

と推察される。

ユニット B：角礫を含む軽石凝灰岩で、厚さは最大 40 m である。礫として含まれるのは大礫から中礫大の溶結凝灰岩の角礫と砂岩や頁岩などの基盤岩の円礫である (第 60 図)。溶結凝灰岩角礫は弱溶結で、普通角閃石、黒雲母を含む。この岩相は広野町夕筋西方の林道沿いから南方に分布するが、これより北方には認められない。

ユニット C：白色の流紋岩細粒凝灰岩で、下部は塊状、上部は平行層理が発達する。厚さは最大約 70 m で、北方に向かって層厚を減ずる。

凝灰岩 (Kt) は柵平層最上部に挟在する黒雲母を含む厚さ 1.5-2 m の凝灰岩である。土ヶ目木川から荒神の北方の沢にかけて連続して分布する。

化石 砂質泥岩及び砂岩中に植物片が含まれているが、同定に耐えるものはなかった。

時代・対比 富岡町半弥沢に露出する含黒雲母凝灰岩 (Kt) 中のジルコンのフィッシュントラック年代として 17.4±1.0 Ma (誤差は 1σ, 以下同様) の値が得られた (第 5 表)。また、久保ほか (1994) は、北隣「浪江及び磐城富岡」図幅地域内の富岡町赤木で、本層下部の礫岩中の含黒雲母凝灰岩のジルコンフィッシュントラック年代として 20.8±1.2 Ma の値を報告している。一方、木村 (1988) は本層の凝灰岩について 20.9 Ma (K-Ar) 及び 23.4 Ma (フィッシュントラック) の年代値を報告している (試料採取地点と層準及び誤差は報告されていない)。したがって、本層は前期中新世の堆積物である。

本層は、岩相・層序・年代から見て、「原町及び大甕」図幅地域 (久保ほか, 1990) 及び「相馬中村」図幅地域 (柳沢ほか, 1996) に分布する下部中新統の塩手層に対比される。

### IX. 3. 2 五安層 (Go)

地層名 徳永 (1927) による (第 56 図)。中村 (1913) の「五安砂岩層」に由来する。鎌田 (1972) により再定義された。なお、三田 (1951) の「五安砂岩層」の一部 (北隣「浪江」図幅地域内に分布するもの) は、その軟体動物化石群集が浅貝層のそれとほぼ同じ組成であり (三田, 1951; O' Hara and Nemoto, 1982), 明らかに模式地の五安層の中新世型の群集 (O' Hara and Nemoto, 1984)

とは異なっているため、五安層には対比はできない。

模式地 福島県いわき市松久須根町五安付近 (5 万分の 1「平」図幅地域内)。

層序関係 下位の柵平層に整合に重なる。上位の水野谷層に整合に漸移する。

分布・構造 双葉断層の西及び双葉断層の南方延長に相当する撓曲帯に沿って、富岡町半弥沢からいわき市末続西方まで帯状に分布する。ただ、木戸川右岸から岩沢上流部までの地域では、断層によって分布がとぎれている。走向は NNW で、傾斜は浅見川以北では東へほぼ 80-90° であるが、浅見川以南では南ほど傾斜が緩くなり、末続西方では約 40-50° の東傾斜となっている。

層厚 50-120 m (第 57 図)。図幅北端の富岡町半弥沢では 110 m の厚さを持つが、それより南の檜葉町清太郎沢では 80 m、広野町土ヶ目木では 50 m と南に向かって薄くなるが、図幅南端部のいわき市長沢と末続ではそれぞれ 80 m、120 m と再び厚くなっている。

岩相 主体は青灰色細粒砂岩で、これにアルコース質の灰白色粗-極粗粒砂岩及び礫質砂岩が挟まる。細粒砂岩は塊状で、炭質物を含み、強い生物擾乱を受け、生痕化石が含まれている (第 61 図)。また、ときおり炭酸塩団塊を含む。アルコース質の灰白色粗-極粗粒砂岩及び



第 61 図 五安層の砂岩中にみられる生痕化石

*Thalassinoides*

カメラの蓋の直径は約 5 cm。(広野町土ヶ目木。位置は付図第 7 図に示す。)

第6表 本谷層産の珪藻化石

香取 (1992MS) による。同定：柳沢幸夫。試料採取位置は付図第7図、層準は第57図に示す。  
 なお、香取 (1992MS) では試料の層準は水野谷層となっているが、調査により本谷層層準であることが判明した。

地層名	本谷層				
	2B	2B	2B	2B	2B
珪藻化石帯 (NPDコード)	2B	2B	2B	2B	2B
試料番号	N-3	N-4	N-5	N-6	N-7
<i>Actinocyclus</i> cf. <i>ingens</i> f. <i>planus</i> Whiting et Schrader	-	-	-	-	+
A. cf. <i>octonarius</i> Ehrenberg	3	1	-	2	-
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	6	7	2	3	2
<i>Aulacoseira</i> spp.	5	1	1	-	2
<i>Cavitatus linearis</i> (Sheshukova) Akiba et Yanagisawa	-	-	-	-	1
<i>Cestodiscus</i> sp.	-	-	2	-	7
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehrenberg	-	1	-	-	2
C. <i>perforatus</i> Ehrenberg	-	1	+	2	1
<i>Delphineis kamentoensis</i> Yanagisawa	+	2	-	12	1
<i>Hyalodiscus obsoletus</i> Sheshukova-Poretzkaya	-	-	-	-	+
<i>Ikebea tenuis</i> (Brun) Akiba	-	-	-	2	-
<i>Melosira scopos</i> Mann	-	1	1	-	+
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	5	18	9	7	3
<i>Rhizosolenia styliformis</i> Brightwell	-	-	-	-	2
<i>Stellarima microtrias</i> (Ehrenberg) Hasle et Sims	-	-	2	2	2
<i>Stephanopyxis</i> spp.	16	2	1	3	2
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grunow) H. et M. Peragallo	41	37	49	23	66
<i>Thalassiosira</i> sp.	2	2	-	-	-
<i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve et Grunow	2	+	+	1	+
<i>Trochosira spinosa</i> Kitton	20	27	33	43	9
計数した蓋殻の総数	100	100	100	100	100
<i>Chaetoceros</i> の休眠胞子の数	54	84	65	37	17

産地：広野町土ヶ目木

礫質砂岩は厚さ数m-十数mで、塊状または斜交層理が発達する。本層は岩相及び堆積構造の特徴から陸棚砂質底堆積物と推定される。

**化石** 今回の調査では、富岡町半弥沢で *Spisula* sp., *Macoma* sp., *Euspira* sp. などの海生貝化石が産出した(産出地点は付図第2図)。また、O'Hara and Nemoto (1982) は、半弥沢の本層から、前期中新世に特徴的な *Mytilus tichanovitchi* を報告している。なお、図幅外ではあるが、模式地の五安層から産出する貝化石は O'Hara and Nemoto (1984) に記載されている。

**時代・対比** 下位の櫛平層の放射年代及び上位の水野谷層の珪藻化石年代から、本層は前期中新世の後期の堆積物であると推定される(第43図)。

### IX. 3. 3 水野谷層 (Mz)

**地層名** 徳永 (1927) による(第56図)。中村 (1913) の「水野谷頁岩・砂岩層」に由来する。

**模式地** 福島県いわき市水野谷町付近(5万分の1「平」図幅地域内)。

**層序関係** 下位の五安層から整合に漸移する。上位の亀ノ尾層に整合に覆われる。また、鮮新統の大年寺層とは断層で接する。

**分布・構造** 双葉断層の西及びそれに相当する撓曲帯

に沿って、檜葉町立石の井出川左岸から、いわき市末続まで帯状に分布する。ただし、木戸川河岸では一部で分布がとぎれる。走向はNNWで、傾斜は立石から浅見川付近までは東にほぼ80-90°であり、浅見川以南では南に向かって漸次傾斜が緩くなり、末続付近では約40°の東傾斜となる。

**層厚** 50-90m。図幅の北部の檜葉町清太郎沢や図幅中央部の広野町土ヶ目木や下北迫では50-60mの層厚であるが、図幅南端部の広野町夕筋、いわき市長沢及び末続では80-90mと少し厚くなっている。

**岩相** 本地域では主に塊状の緑灰色海成泥岩からなる。泥岩は風化すると細片に割れる。上部では厚さ数-数十cmの級化層理が認められる粗-中粒砂岩層を挟むことがある。下部はやや砂質であり、下位の五安層の砂岩と漸移する。

**化石** 稀に貝化石が含まれる。北隣「浪江及び磐城富岡」図幅地域内で海生珪藻化石が産出する(久保ほか, 1990)。

**時代・対比** 本層から産出した珪藻化石群集は、Yanagisawa and Akiba (1998) の *C. sawamurae* 帯 (NPD 2B) と認定される。したがって本層の年代は前期中新世の後期である(第43図)。

### IX. 3. 4 亀ノ尾層 (Km)

**地層名** Iwai (1950) の「Kameno-o Formation」による。中村 (1913) の「亀ノ尾頁岩層」に由来する。徳永 (1927) の「亀沢層」にほぼ相当する (第 56 図)。

**模式地** 福島県いわき市水野谷町亀ノ尾付近 (5 万分の 1「平」図幅地域内)。

**層序関係** 水野谷層に整合に重なり、上位の亀ノ尾層に整合に覆われる。

**分布・構造** 双葉断層の西及びそれに相当する撓曲帯に沿って檜葉町立石からいわき市末統まで帯状に分布するが、木戸川河岸では一部で分布がとぎれる。走向は全体として NNW で、傾斜は立石から浅見川付近までは、ほぼ 80-90° 東傾斜で、一部では西に 80° 逆転している。浅見川以南では南に向かって漸次傾斜が緩くなり、末統付近では約 50° 東傾斜となっている。

**層厚** 100-120 m、檜葉町上ノ原と山田岡では 120 m、広野町夕筋といわき市長沢及び末統では約 100 m である。

**岩相** 数ミリメートル単位の薄葉理が発達した泥岩を特徴とする。葉理の発達は変異があり、極めて明瞭な葉理のある泥岩、やや不明瞭な葉理の発達する泥岩、塊状で葉理の見られない泥岩がある (根本・大原, 1998)。泥岩中には、厚さ数-数十 cm の級化層理が認められる粗-中粒砂岩層を挟むことがある。砂岩は明灰色で雲母片を含む。

**化石** 秋葉 (1985) によれば、本層は当時の珪藻化石帯区分の *Kisseleviella carina* 帯に相当する珪藻化石が

産出する。この群集は、Yanagisawa and Akiba (1998) の帯区分では *Crucidentacula sawamurae* 帯 (NPD 2B) に相当する。また、竹谷ほか (1990) 及び竹谷 (1996) によれば、Riedel and Sanflioppo (1978) の *Stichocorys delmontensis* 帯から *S. wolffii* 帯と認定される放散虫化石が産出する。

**時代・対比** 珪藻及び放散虫化石層序から本層の時代は前期中新世の後期である (第 43 図)。

### IX. 3. 5 本谷層 (Ho)

**地層名** 渡辺・佐藤 (1937) の本谷頁岩層に由来する。須貝ほか (1957)、竹谷ほか (1986) 及び鈴木ほか (1993) の「平層」の「本谷泥岩部層」に一致する (第 56 図)。須貝ほか (1957) は、本報告の本谷層及び三沢層と本図幅地域内には分布しない上矢田砂岩部層及び石森山凝灰角礫岩部層とを合わせて「平層」とし、本報告の本谷層を部層 (本谷泥岩部層) として扱っている。しかし、本谷層は下位の水野谷層及び亀ノ尾層などの湯長谷層群を構成する地層と同等な岩相単位であると考えられるので、本報告では独立の地層とした。

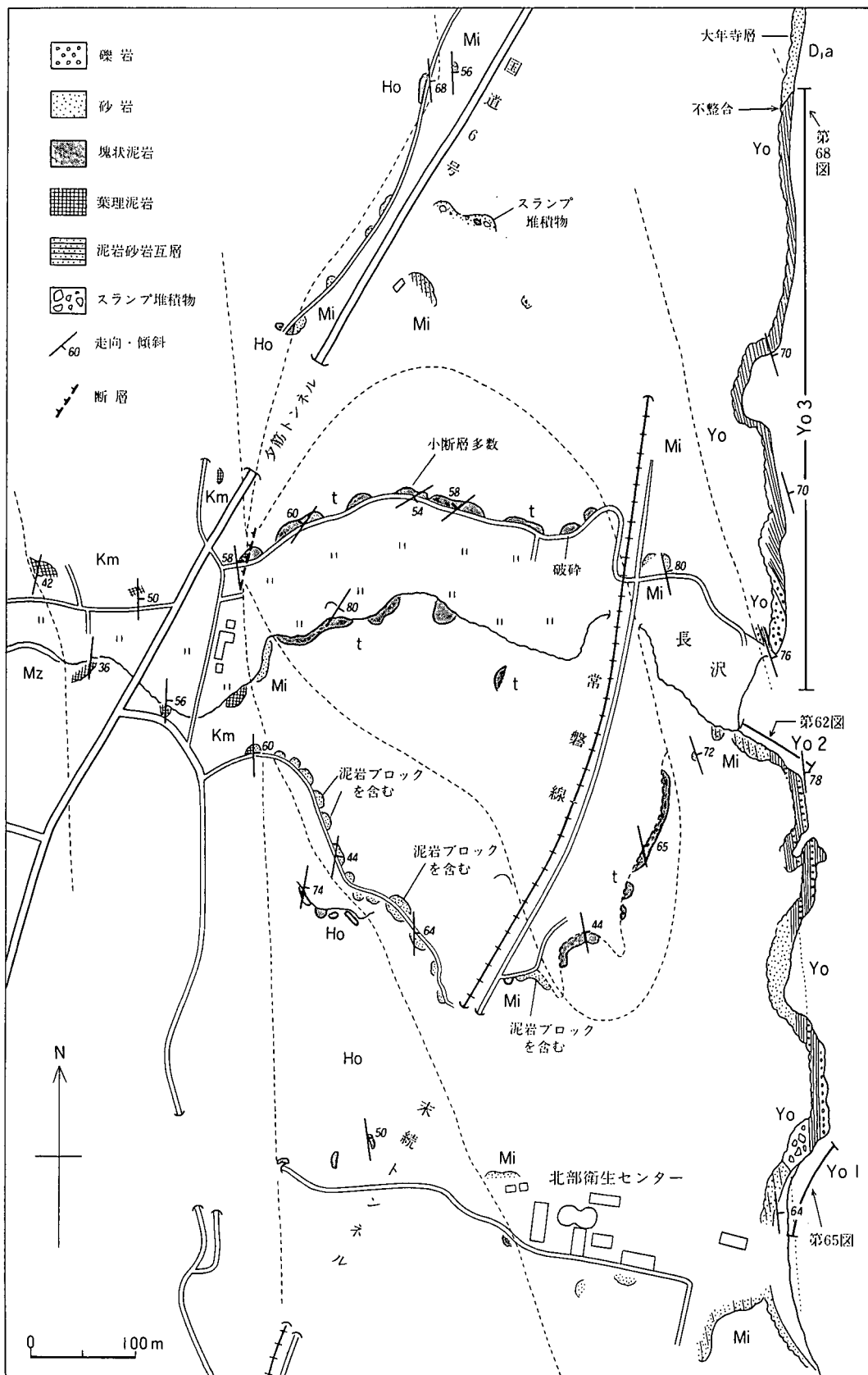
**模式地** 福島県いわき市泉町本谷付近 (5 万分の 1「小名浜」図幅地域内)

**層序関係** 下位の亀ノ尾層を整合に覆う。

**分布・構造** 双葉断層の西及び双葉断層の南方延長に相当する撓曲帯に沿って、檜葉町成子内西方からいわき市末統まで帯状に分布する。成子内以北には分布しない。走向は NNW で、傾斜は成子内から浅見川付近まで



第 62 図 三沢層上部の礫岩及び砂岩  
木根を含む砂岩層の厚さは約 1 m。(いわき市久之浜町末統北方の長沢河口付近。位置は第 63 図、層準は第 64 図に示す。)



第63図 いわき市末統北部長沢付近の調査図

Mz: 水野谷層, Km: 亀ノ尾層, Ho: 本谷層, Mi: 三沢層, t: 泥岩ブロック, Yo: 吉野谷層, D<sub>1a</sub>: 大年寺層.  
Yo1~Yo3 は第64図の柱状図の作成ルート.

は、ほぼ垂直か西に 80° 逆転している。浅見川以南では南に向かって漸次傾斜が緩くなり、末続付近では 50-60° 東傾斜となっている。

**層厚** 150-220 m。檜葉町上ノ原と山田岡では 200-220 m、広野町夕筋で 150 m、いわき市末続では 200 m である。

**岩相** 層理のない塊状の緑灰色海成泥岩からなり、まれに厚さ数 cm の細粒砂岩層を挟むことがある。泥岩の粒度は上位に向かってやや粗くなる傾向がある。

**化石** 広野町土ヶ目木川ルートにおける本層の泥岩から海生珪藻化石が産出する(香取, 1992MS; 第 6 表)。本層から産出した珪藻化石群集は、*Actinocyclus ingens* 及び *Thalassioszra fraga* を含まず、*Crucidenticula sawamura* 帯 (NPD 2B) に産出が限定される *Delphineis kamnoensis* を産することから、化石帯の指標種である *C. sawamurae* を含まないものの、Yanagisawa and Akiba (1998) の *C. sawamurae* 帯 (NPD 2B) と認定される。また、竹谷ほか (1990) 及び竹谷 (1996) によれば、Riedel and Sanfilippo (1978) の *Stichocorys delmontensis* 帯から *S. wolffii* 帯と認定される放散虫化石が産出する。

模式地の本谷層からの貝類化石については、根本・有坂 (1998) の報告がある。

**時代・対比** 本層の時代は珪藻及び放散虫化石層序から前期中新世の後期である (第 43 図)。

### IX. 3. 6 三沢層 (Mi, t)

**地層名** 中村 (1913) の「三沢砂岩層」に由来する。須貝ほか (1957)、竹谷ほか (1986) 及び鈴木ほか (1993) の「平層」の「三沢砂岩部層」に一致する (第 56 図)。須貝ほか (1957) は、本報告の本谷層及び三沢層と本図幅地域内には分布しない上矢田砂岩部層及び石森山凝灰角礫岩部層とを合わせて「平層」とし、本報告の三沢層を部層 (三沢砂岩部層) として扱っている。これは、三沢砂岩部層と本谷泥岩部層が同時異相の関係にあることが根拠となっているが、後述するように、そのような現象は認められない。したがって、三沢層は下位の水野谷層及び亀ノ尾層などの湯長谷層群を構成する地層と同等な岩相単位として、本報告では独立の地層とした。

**模式地** 福島県いわき市三沢町付近 (5 万分の 1「平」図幅地域内)。

**層序関係** 木谷層から整合漸移する。

**分布・構造** 双葉断層の西及び双葉断層の南方延長に相当する撓曲帯に沿って、檜葉町成子内西方からいわき市末続まで帯状に分布する。ただし広野工業団地西方では上位の鮮新統大年寺層下底の不整合により分布がとぎれている。走向は NNW で、傾斜は成子内から浅見川付近までは、ほぼ垂直か西に 80° 逆転している。浅見川以南では南に向かって漸次傾斜が緩くなり、末続付近では

50-60° 東傾斜となっている。

**層厚** 上限を断層または上位白土層群に覆われ正確な層厚は不明であるが、少なくとも 200 m 以上の層厚を有する。

**岩相** 下部は砂岩泥岩互層、上部は礫質の極粗-粗粒砂岩からなる。

本層下部の砂岩泥岩互層は、厚さ 10-50 cm の砂岩と泥岩の互層である。砂岩層は青灰色の炭質物の葉理のある細-中粒砂岩で、級化層理または低角の斜交層理が発達する。泥岩は本谷層に比べてやや砂質である。露出が悪いため、本層下部の岩相変化の詳細は不明であるが、上位に向かって砂岩層の層厚が増加する傾向が認められる。

本層の上部は、礫質の極粗-粗粒砂岩からなる。下部の砂岩泥岩互層からの岩相の変化は露出不良で確認できない。砂岩層は斜交層理が発達し、上位に向かって粗粒化する。最上部には立木の化石が見られる (野田, 1996 b) ので、この層準では完全に陸成層であると考えられる (第 62 図)。本層の礫岩には安山岩礫が含まれていないことが特徴であり、この点で安山岩礫を主とする上位の吉野谷層の礫岩と区別される (第 64 図参照)。

本図幅地域南東端のいわき市久之浜町の北部衛生センター北方の長沢を中心とした地域では、本層下部は大規模なスランプ相となっており、不整合下に下位の木谷層に食い込んで分布する (第 63 図)。この付近では、三沢層下部は数十 cm 大の泥岩や砂岩礫を含む粗粒砂岩が分布しており、一部では数 m 大の泥岩のスランプブロックを含む乱堆積層となっている。長沢沿いには見かけの厚さが約 400 m もある泥岩ブロック (t) が露出する。この泥岩は、岩相は本谷層の泥岩と全く同じであるが、走向・傾斜はこの付近での一般的な走向である NNW 方向とは著しく斜交し、さらに泥岩の一部には不規則な断層や剪断部が発達する。また、この泥岩層全体は周囲を泥岩礫を含む粗粒砂岩に囲まれている (第 63 図)。これらのことから、この泥岩層は巨大な泥岩ブロック (t) であると判断される。

なお、須貝ほか (1957) では、地質図上では見かけ上、三沢層の砂岩が走向方向に本谷層の泥岩に変化することから、両層が同時異相の関係にあると解釈している。

**化石** 木根の化石を産する (野田, 1996 b; 第 62 図)。

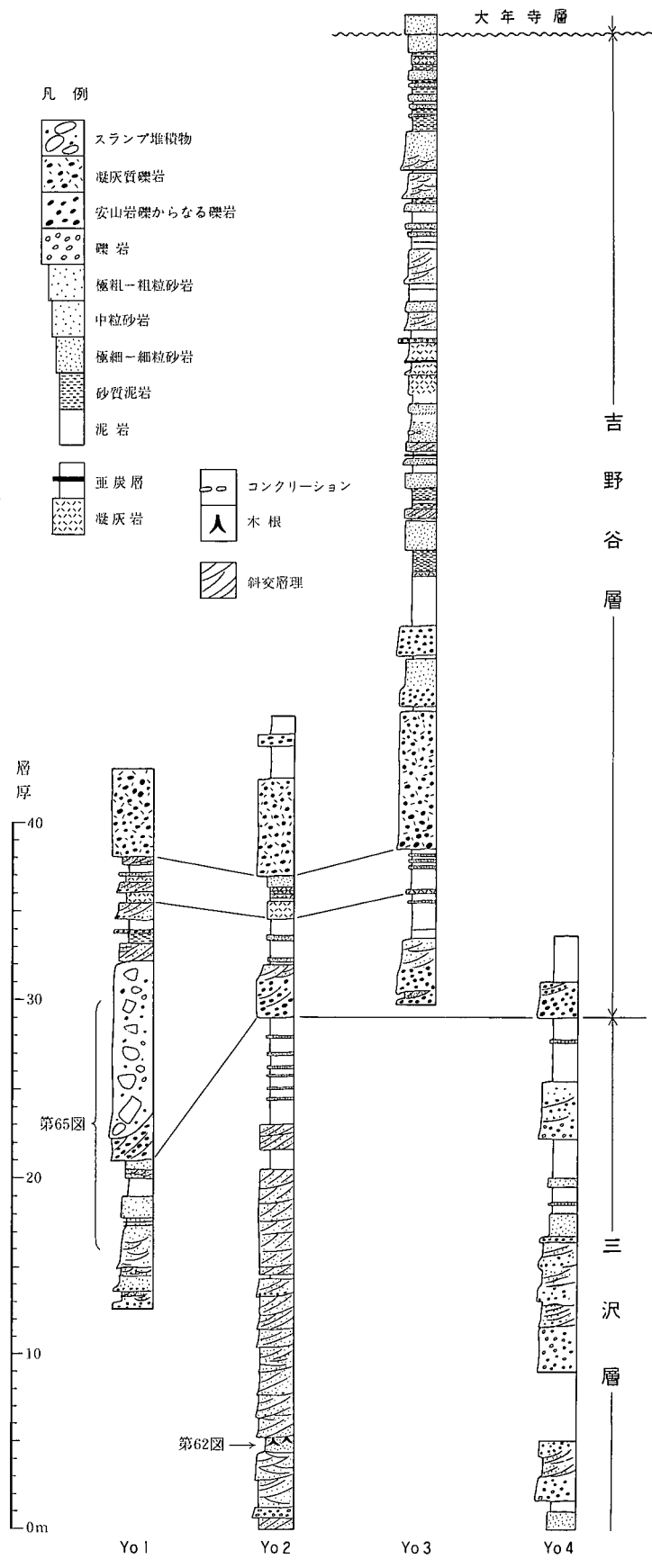
**時代・対比** 本層からは時代決定に有効な化石は産出しないが、下位の木谷層と上位の白土層群の時代からみて、前期中新世の後期と推定される (第 43 図)。

### IX. 4 白土層群<sup>しらど</sup>

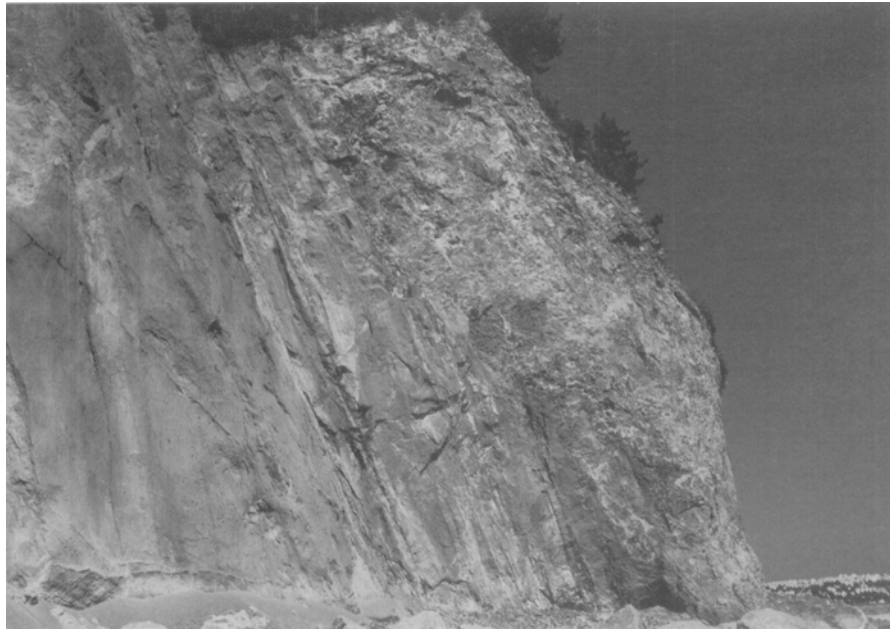
**地層名** 中村 (1913) の白土層による。

**模式地** 福島県いわき市南白土付近 (5 万分の 1「平」図幅地域内)。





第 64 図 吉野谷層及び三沢層最上部の地質柱状図  
柱状図作成ルートは第 63 図と付図第 1 図に示す。



第 65 図 吉野谷層基底のスランプ堆積物

崖の高さ約 20 m. 2-10 m 大の泥岩ブロックを含む。基質は安山岩、頁岩及び砂岩の中礫を含む。三沢層上部の砂岩（左側）を侵食面をもって覆う。（いわき市久之浜町末続北部衛生センター東方海岸。位置は第 63 図，層準は第 64 図に示す。）

**層序関係** 本層群は下位の湯長谷層群を局所的に不整合に覆い，上位の高久層群に不整合に覆われる。下位の湯長谷層群との関係は，本図幅地域では整合的に見えるが，須貝ほか（1957）によれば，常磐炭田の西部地域（いわき市上遠野地域など）では北西に進むに従い，湯長谷層群の三沢層から五安層まで順次下位の地層を不整合に覆う。

**層序区分** 本層群は下位より吉野谷層及び南白土層からなる（第 56 図）。渡辺（1928）は中村（1913）の白土層を「中山凝灰岩層」とし，これに下位の三沢砂岩層を合わせて白土統とした。その後，須貝ほか（1957）は，三沢砂岩層を平層の部層として下位の湯長谷層群に含めて，白土層群は中山層のみとし，さらに中山層を下部の「吉野谷礫岩砂岩部層」と上部の「南白土凝灰岩部層」に区分した。一方，根本ほか（1996）は，常磐地域での他の層群区分との整合性を考慮して，この 2 つの部層を累層に昇格させて，それぞれ「吉野谷層」及び「南白土層」とした。この報告では根本ほか（1996）の地層区分に従う。

吉野谷層は，下部が礫岩と凝灰質泥岩，上部が凝灰質泥岩砂岩互層からなる陸成層であり，全体として凝灰質であることを特徴とする。南白土層は，下部の泥岩・砂岩と上部の砂岩からなり，珪長質凝灰岩を挟む。下部の泥岩・砂岩はほとんどが非海成層と推定されるが，最上部は汽水成の堆積物である。上部の砂岩は海成層で，礫質粗粒砂岩から上方に細粒化して塊状細粒砂岩となる。

**時代・対比** 前期中新世の末期である（第 43 図）。

#### IX. 4. 1 吉野谷層 (Yo)

**地層名** 徳永（1927）による。須貝・松井（1953）及び須貝ほか（1957）の「中山層」の「吉野谷礫岩砂岩部層」に相当する。

**模式地** 福島県いわき市吉野谷付近（5 万分の 1「平」図幅地域内）。

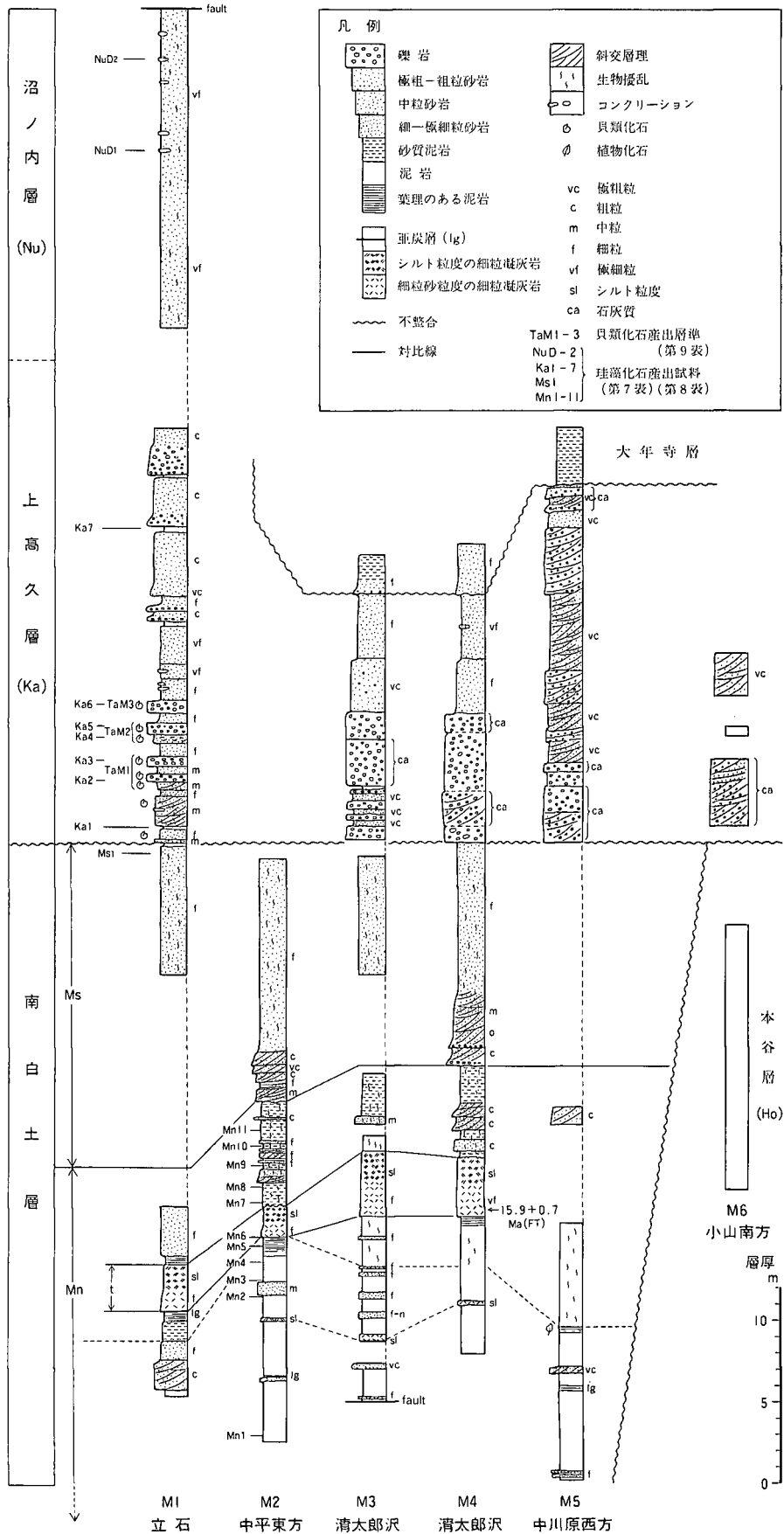
**層序関係** いわき市末続北方の長沢では，下位の三沢層の礫質砂岩及び礫岩の上位に重なる安山岩の礫を含む礫岩の基底を本層の基底とする（第 64 図）。この場所では三沢層との間に侵食のあった証拠はなく，整合に重なるように見える。しかし，須貝ほか（1957）によれば，常磐炭田の西部のいわき市上遠野地域からいわき市南部の泉地域では，湯長谷層群の三沢層から五安層まで順次下位の地層に斜交不整合に覆うとされる。したがって，本報告では吉野谷層と下位層との関係は，須貝ほか（1957）に従って，平行不整合ないし一部整合としておく。

**分布・構造** いわき市末続北方から広野町夕筋を経て折木川と浅見川の間まで分布する。走向は末続北方の海岸ではほぼ N-S，長沢以北では NNW-SSE となる。傾斜は東に 60-80° の急傾斜である。

**層厚** 長沢の海岸で約 56 m である。

**岩相** 下部は礫岩と凝灰質泥岩，上部は凝灰質泥岩砂岩互層からなる（第 64 図）。全体として陸成層である。

下部の礫岩層は 3-4 枚あり，いずれもほとんど安山岩礫からなることが特徴である。基底部の礫岩層及び 3, 4 番目の礫岩層は，礫支持の中礫大の礫岩からなり覆瓦構



第 66 図 南白土層・上高久層及び沼ノ内層の地質柱状図  
柱状図作成ルートは付図第 1 図に示す。

第7表 南白土層下部 (Mn) 産の珪藻化石

同定: 柳沢幸夫. 試料採取位置は付図第1図の柱状図 M2 付近. 層準は第66図に示す.

南白土層 (Mn) 試料番号	淡水成						汽水成										
	Mn1	Mn2	Mn3	Mn4	Mn5	Mn6	Mn7	Mn8	Mn9	Mn10	Mn11						
原試料番号	Ha 1616-						A	C	D	E	G	H	I	J	K	L	M
<i>Achnanthes</i> sp. A	-	+	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Actinocyclus</i> sp. A	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A. sp. B	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Aulacodiscus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-
<i>Aulacoseira</i> spp.	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	-	+	+	-	-
<i>Biddulphia</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Coscinodiscus</i> spp. (fragments)	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	+
<i>Navicula</i> sp.	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	-	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-	-	+
<i>Pinnularia</i> sp.	-	-	-	+	+	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Tetracyclus</i> sp.	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Trochosira</i> cf. <i>convava</i> Sheshukova	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	+

産地: 檜葉町中平

造または斜交層理が発達する。2番目の礫岩層は、基質支持の礫岩で硬く固結している。基質は凝灰質である。礫は安山岩が80-90%を占め、花崗岩類、変成岩類及び頁岩の礫を少量含む。安山岩は普通角閃石普通輝石安山岩や紫蘇輝石安山岩などである。

末続の北方の海岸では、本層の最下部の礫岩層の直上にスランプ堆積物が発達する(第65図)。スランプ堆積物は、大きさ最大数mの泥岩または砂岩泥岩互層のブロックと礫岩が不規則に混じりあっており、厚さは8-10mである。ブロックは亀ノ尾層の葉理泥岩と、本谷層または水野谷層由来の泥岩または砂岩泥岩互層である。礫岩は頁岩、砂岩、花崗岩類のほか、安山岩礫を含む。基質は凝灰質の砂質泥岩である。下底は侵食面となっており、三沢層最上部の泥岩砂岩互層を欠いて三沢層の砂岩層と接する(第64図)。基底の礫岩と2番目の礫岩の間は厚さ5mの凝灰質泥岩で、細粒砂岩の薄層と苦鉄質鉱物を含む中粒凝灰岩層を挟む。

本層上部の凝灰質泥岩砂岩互層は、厚さ20-60cmの灰白色の塊状凝灰質泥岩と、極粗-細粒の凝灰質砂岩の互層からなり、珪長質細粒凝灰岩層を数枚挟む。全体として珪長質凝灰岩由来の陸成堆積物からなることが特徴である。凝灰質砂岩は斜交層理が発達し、下底部は礫質となる場合がある。泥岩層の最上部は亜炭質となり、亜炭層が発達することがある。

本層は下部が安山岩質、上部が珪長質火山活動で特徴づけられる。この特徴は常磐地域全域で共通する。

**化石** 野田(1996b)は、広野町夕筋海岸に露出する本層の凝灰質泥岩から炭化木の化石を報告している。

**時代・対比** 下位の湯長谷層群及び上位の南白土層の時代が前期中新世であることから本層の時代も前期中新世の末期であると考えられる。

#### IX. 4. 2 南白土層 (Mn, Ms)

**地層名** 根本ほか(1996)による。本報告で南白土層とした地層は、三田(1951)では五安層の「五安礫岩層」に、須貝ほか(1957)では五安層基底の礫岩に、鈴木ほか(1993)では櫛平層に相当するとされ、いずれ場合も湯長谷層群の最下部に対比されてきた。

**模式地** 福島県いわき市南白土付近(5万分の1「平」図幅地域内)。

**層序関係** 模式地では、下位の吉野谷層を整合に覆う(須貝ほか, 1957)。しかし、本図幅地域では南白土層は下位の吉野谷層とは分布域が離れているため両層の層序関係は不明である。本図幅内では多くの場所で湯長谷層群の亀ノ尾層、水野谷層または五安層と断層で接する。檜葉町清太郎沢では、本層と亀ノ尾層が断層で接するのを直接観察できる(付図第4図)。

檜葉町成子内西方から小山付近では、南白土層は湯長谷層群の水野谷層、亀ノ尾層及び本谷層を不整合に覆うと考えられる。この地域では、白水層群及び湯長谷層群がほぼ南北の走向で分布しているが、成子内西方を境にして北方では、石城層、浅貝層、白坂層及び櫛平層がそのまま木戸川右岸まで分布するのに対し、水野谷層、亀ノ尾層及び本谷層は突然分布しなくなり、かわりにこれら三層の北方走向延長部には南白土層が分布する(付図第6図)。この地域には、NNW-SSE方向の断層が3本あり、第三系を切っていると推定されるが、南白土層の分布パターンは、こうした断層あるいはその他の方向の断層でも解釈することができない。直接の証拠はないものの、第66図及び付図第6図に示すようにおそらく南白土層は、湯長谷層群分布域に刻まれた開析谷を埋めて堆積したと解釈するのが妥当である。

南白土層は、上位の上高久層には不整合に覆われる。

**分布・構造** 南白土層は本図幅地域北部の檜葉町成子内北西の小山付近から同町立石付近まで分布する。走向はほぼ南北で、ほとんどのところで80°以上の東傾斜を

第8表 南白土層上部 (Ms), 上高久層及び沼ノ内層産の珪藻化石  
 同定: 柳沢幸夫. 試料採取位置は付図第3図, 層準は第66図に示す.

地層名	南白土層(Ms)	上高久層 (Ka)							沼ノ内層 (Nu)		大年寺 (D1c)
	?	3A	3A	3A	3A	?	?	?	3A	7Bb	
珪藻化石帯 (NPDコード)	Ms1	Ka1	Ka2	Ka3	Ka4	Ka5	Ka6	Ka7	NuD1	NuD2	D01
試料番号	Ms1	Ka1	Ka2	Ka3	Ka4	Ka5	Ka6	Ka7	NuD1	NuD2	D01
原試料番号	1633-6	1633-5	1633	1633x	1633-2	1633-1	1633y	1633-2	2210	2211	2010
<i>Actinocyclus ingens</i> f. <i>ingens</i> (Ratray) Whiting et Schrader	-	-	+	2	1	1	-	-	-	1	-
A. <i>ingens</i> f. <i>planus</i> Whiting et Schrader	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
A. <i>octonarius</i> Ehrenberg	-	-	+	2	1	-	-	16	-	-	1
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	1	2	1	+	-	2	2	-	-	2	1
<i>Aulacoseira</i> spp.	-	-	1	1	2	-	1	5	-	2	9
<i>Cavitatus jouseanus</i> (Sheshukova) Williams	-	-	+	+	-	+	2	-	-	-	-
C. <i>miocenicus</i> (Schrader) Akiba et Yanagisawa	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cocconeis vitrea</i> Brun	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehrenberg	5	2	+	+	6	+	2	1	1	8	3
C. <i>perforatus</i> Ehrenberg	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Crucidentacula ikebei</i> Akiba et Yanagisawa	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Cymatosira debyi</i> Tempère et Brun	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Delphineis miocenicus</i> (Schrader) Andrews	-	-	19	4	2	1	10	-	-	-	-
D. <i>penelliptica</i> Andrews	-	-	-	+	-	-	1	-	-	-	-
D. <i>simonsenii</i> Akiba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3
<i>Denticulopsis praedimorpha</i> Akiba ex Barron	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
<i>Eucampia</i> sp. A (= <i>Hemiaulus polymorphus</i> Grunow)	-	-	+	1	1	+	-	-	-	-	-
<i>Hemiaulus bipons</i> (Ehrenberg) Grunow	-	-	1	+	+	-	1	-	-	-	-
<i>Hyalodiscus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	21	-	-	-
<i>Ikebea tenuis</i> (Brun) Akiba	-	-	-	9	1	7	-	-	-	-	-
<i>Kisseleviella carina</i> Sheshukova	-	-	2	6	-	27	+	-	-	6	-
<i>Koizumia tatsunokuchiensis</i> (Koizumi) Yanagisawa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Neodenticula kamtschatica</i> (Zabelina) Akiba et Yanagisawa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7
<i>Nitzschia fossilis</i> (Frenguelli) Kanaya et Koizumi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
N. <i>jouseae</i> Burckle	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
N. <i>reinholdii</i> Kanaya ex Barron et Baldauf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Odontella aurita</i> (Lyngbye) Agardh	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	8	53	3	+	-	+	2	6	2	10	36
<i>Proboscia barboi</i> (Brun) Jordan et Priddle	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
P. <i>interposita</i> (Hajós) Jordan et Priddle	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Pseudodimerogramma elliptica</i> Schrader	-	-	2	-	-	+	+	-	-	-	-
<i>Pseudopodosira elegans</i> Sheshukova	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
<i>Pyxilla</i> sp.	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
<i>Rhaphoneis</i> sp.	1	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Rhizosolenia styliformis</i> Brightwell	-	-	1	+	-	+	-	-	-	-	-
<i>Rouxia naviculoides</i> Schrader	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Stellarima</i> spp.	-	-	+	1	+	1	-	-	-	-	-
<i>Stephanogonia hanzawae</i> Kanaya	-	-	-	-	-	+	-	-	-	1	-
<i>Stephanopyxis</i> spp.	35	29	5	41	84	49	12	1	14	68	-
<i>Stictodiscus kittonianus</i> Greville	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Thalassionema</i> cf. <i>hirosakiensis</i> (Kanaya) Schrader	-	-	7	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grunow) H. et M. Peragallo	+	+	10	31	1	10	6	-	3	2	20
<i>Thalassiosira gravida</i> Cleve	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
T. <i>jacksonii</i> Koizumi et Barron in Koizumi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
T. <i>marujamica</i> Sheshukova	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
T. <i>nidulus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
T. <i>oestrupii</i> (Ostenfeld) Proshkina-Labrenko s.l.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4
T. <i>umaotensis</i> Akiba	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
T. spp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7
<i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve et Grunow	-	-	+	-	+	+	+	-	-	-	-
<i>Triceratium condecorum</i> Brightwell	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Trochosira spinosa</i> Kitton	-	12	46	2	-	+	61	-	-	-	-
計数した藻殻の総数	50	100	100	100	100	100	100	50	20	100	100
<i>Chaetoceros</i> の休眠胞子の数	3	14	172	145	13	95	609	0	2	20	27

産地: 楠葉町立石

示し、一部では逆転している。清太郎沢では、走向が NNE-SSW に変わり、一對の背斜・向斜をつくる。

**層厚** 檜葉町中川原南西の丘陵の崖で下限は断層で切られるが、最大層厚約 220 m である。檜葉町清太郎沢、中平東方井出川沿い及び立石付近の井出川沿いでも下限は断層で切られ、層厚は約 30 m である。

**岩相** 本層は下部の泥岩・砂岩 (Mn) と上部の砂岩 (Ms) からなり、珪長質凝灰岩 (t) を挟む (第 66 図)。下部の泥岩・砂岩 (Mn) は、ほとんどが泥岩からなり、数 m おきに厚さ 20-150 cm の砂岩層を挟む。泥岩は緑灰色で風化すると細かく割れる。塊状である場合が多いが、部分的に葉理が発達し植物の葉の化石を産する。砂岩は細・粗粒で斜交層理が発達する。泥岩・砂岩 (Mn) とした岩相は、淡水生の珪藻化石のみを産することから、ほとんどが非海成層と推定される。しかし、最上部の凝灰岩 (t) の基底の下位 1-6 m の層準より上位の部分 (厚さ約 10 m) では、泥岩は暗青灰色を呈し生物擾乱がみられ、淡水生と海生の珪藻が含まれることから、この部分は汽水成の堆積物であると推定される。

上部の砂岩 (Ms) は厚さは約 12-16 m で、基底部 3-4 m が斜交層理のある軽石混じりの礫質粗粒砂岩からなり、上方に細粒化して暗灰色で生物擾乱のある塊状細粒砂岩となる。斜交層理のある礫質粗粒砂岩の基底には侵食が見られる。細粒砂岩からは海生の珪藻化石が産する。

凝灰岩 (t) は厚さ 2-4 m の白色の珪長質凝灰岩で、泥岩・砂岩 (Mn) の最上部に挟在する。下半部は細粒砂粒度、上半部はシルト粒度である。この凝灰岩は、本図幅地域内での南白土層の分布域全域にわたって追跡でき、良好な鍵層となる。このほか、本層下部の泥岩・砂岩 (Mn) の岩相中に厚さ 10-20 cm の細粒砂ないしシルト粒度の珪長質凝灰岩層が少なくとも 3 層準に挟まれている (第 66 図)。

本層の岩相変化は上位に向かって海進的である。下部の泥岩・砂岩 (Mn) の大部分は珪藻化石からみて汽水成であり、泥岩が主に堆積する湖沼の堆積物と推定される。下部の泥岩・砂岩 (Mn) の最上部 10 m は海水生の珪藻化石が含まれるようになることと、泥岩及び砂岩に生物擾乱が見られるようになることから、海水が進入した環境で堆積したことは確かであり、海岸沿いの潟の汽水成堆積物であると考えられる。上部の砂岩 (Ms) のうち細粒砂岩は海生珪藻化石が産することから海成であり、下部の斜交層理のある礫質粗粒砂岩は外浜の堆積物、上部の塊状細粒砂岩は沖合い陸棚の砂質底堆積物であると推定される。また、斜交層理のある礫質粗粒砂岩の基底の侵食面は、海進に伴うラービーメント面であると解釈される。

**化石** 檜葉町中川原西方の崖では本層の下部から保存不良の植物化石を産する (第 66 図, 柱状図 M5)。檜葉町

第 9 表 上高久層産の貝類化石

同定：小笠原憲四郎。試料採取位置は付図第 3 図、層準は第 66 図に示す。

試料番号	上高久層		
	TaM1	TaM2	TaM3
原試料番号	1633	1633C	1633D
<i>Saccella</i> sp.	●	-	-
<i>Acila</i> sp.	●	●	-
<i>Cyclocardia ferruginea</i> (Clessin)	●	●	-
<i>Clinocardium</i> sp.	●	-	●
<i>Ezocallista</i> sp.	●	-	-
<i>Dosinia</i> ( <i>Phacosoma</i> ) cf. <i>japonica</i> (Reeve)	-	●	-
<i>Tapes</i> sp.	●	●	-
<i>Pitarina</i> ? sp.	-	-	●
<i>Pseudocardium sachalinensis</i> (Schrenck)	●	-	-
<i>Mactra</i> cf. <i>chinensis</i> Philippi	●	-	-
<i>Solen</i> sp.	●	●	●
<i>Macoma</i> sp.	-	-	●
<i>Panopea</i> sp.	●	-	-
<i>Calliostoma</i> ? sp.	-	●	-
<i>Turbo</i> ? sp.	●	-	-
<i>Neverita</i> sp.	●	-	-
<i>Buccinum</i> sp.	●	-	-

産地：檜葉町立石

中平東方の井出川沿いのセクション (第 66 図, 柱状図 M2) では、下部の泥岩・砂岩 (Mn) とした岩相から珪藻化石が産する (第 7 表)。凝灰岩 (t) より下位の試料 Mn1-6 からは、保存は悪いものの *Aulacoseira* spp., *Actinocyclus* sp. A, *Actinocyclus* sp. B などの淡水生の珪藻化石が産する。一方、凝灰岩 (t) より上位の試料 Mn 7-11 からは、淡水生の *Aulacoseira* spp. のほかに *Paralia sulcata*, *Coscinodiscus* spp. などの海生種が産出する。また、上部の砂岩 (Ms) の最上部 (第 66 図, 柱状図 M1) からは海生珪藻化石が産する (第 8 表)。

模式地の南白土層から産する貝類化石については根本ほか (1998) の報告がある。

**時代・対比** 檜葉町清太郎沢入口 (第 66 図, 付図第 4 図) の細粒凝灰岩 (t) のジルコンのフィッシュントラック年代は  $15.9 \pm 0.7$  Ma (誤差は  $1\sigma$ ) である (第 5 表)。小泉 (1986) は、いわき市江名地域に分布する南白土層から、*Actinocyclus ingens* を含み、*Denticulopsis* 属及び *Crucidentricula* 属を欠く珪藻群集を報告し、本層を Kozumi (1985) の *Actinocyclus ingens* 帯に位置づけた。この群集は Yanagisawa and Akiba (1998) の帯区分では、*Crucidentricula kanayae* 帯 (NPD 3A) の上部 (16.5-16.3 Ma) に相当する。また、竹谷ほか (1990) によれば、平地域の本層は石灰質ナンノ化石では Okada and Bukry (1980) の CN 3 帯に、放散虫化石では Riedel and Sanfilippo (1978) の *Stichocorys wolffii* 帯に、浮遊性有孔虫化石では Blow (1969) の N. 10 帯より下位に対比される。これらの微化石年代は、フィッシュントラック年代と誤差の範囲で矛盾せず、本層の地質時代は前期中新世の末期と考えられる。

## IX. 5 高久層群

**地層名** 須貝・松井 (1953) による.

**模式地** 福島県いわき市上高久から下高久付近 (5 万分の 1「平」図幅地域内).

**層序関係** 下位の白土層群を平行不整合に覆う (第 66 図). この不整合は, 両層群間の地質構造・岩相及び貝化石群集が類似していること, 微化石層序から推定される時間間隙が極めて小さいと推定されることから, 軽微なものと考えられる. 仙台層群に不整合に覆われる.

**層序区分** 模式地では本層群は下位より, 上高久層 (礫質砂岩), 沼ノ内層 (細粒砂岩) 及び下高久層 (泥岩) からなるが, 本図幅地域では, このうち上高久層と沼ノ内層が分布する (第 42 図). 上高久層は, 海成の礫岩及び砂岩からなり, 上方へ向かって細粒化する. 沼ノ内層は塊状の海成泥質極細粒砂岩からなる.

**時代・対比** 本図幅内の上高久層及び沼ノ内層からは, Yanagisawa and Akiba (1998) の *Crucidentacula kanayae* 帯 (NPD 3A) の上部 (16.5-16.3 Ma) に属する珪藻化石群集が産する. したがって, 本層群の時代は前期中新世の末期である. Kato (1989), 小泉 (1986) 及び竹谷ほか (1990) によれば, 本層群最上部の下高久層は, 浮遊性有孔虫では Blow (1969) の N. 8-N. 9 帯, 珪藻では *C. kanayae* 帯 (NPD 3A) から *Denticulopsis praelauta* 帯 (NPD 3B), 石灰質ナンノ化石では Okada and Bukry (1980) の CN 3 帯, 放散虫では Riedel and Sanfilippo (1978) の *Stichocorys wolffii* 帯から *Calocyclus costata* 帯に対比される. したがって本層群の地質時代は前期中新世末から中期中新世初頭である.

本報告で高久層群に対比した部分は, 三田 (1951) では五安礫岩層, 須貝ほか (1957) では五安層基底の礫岩, 鈴木ほか (1993) では櫛平層のそれぞれ上半部にあたり, いずれの研究でも湯長谷層群に属すると考えられてきた.

### IX. 5. 1 上高久層 (Ka)

**地層名** Iwai (1950) の「Kamitakaku Formaton」による.

**模式地** 福島県いわき市平上高久 (5 万分の 1「平」図幅地域内).

**層序関係** 白土層群の南白土層を不整合に覆う. 檜葉町清太郎沢入り口で, 南白土層上部の塊状細粒砂岩を上高久層の礫岩が覆うのが観察できる (第 66 図の M3 と M4, 付図第 4 図). 礫岩中には, 南白土層由来の泥岩礫が含まれ, 礫岩堆積時に侵食があったことを示す. また, 檜葉町立石の井出川右岸の段丘崖の露頭でも同様の関係が確認できる (第 66 図の M1, 付図第 3 図). これらの露頭のみでは, 必ずしも両層の関係が不整合であると断

言できないが, 模式地では両者は平行不整合関係にあるとされる (須貝ほか, 1957) ので, この報告でも両層は不整合関係にあると解釈した. 上位の沼ノ内層に整合に覆われるほか, 仙台層群大年寺層に不整合に覆われる (第 66 図).

**分布・構造** 檜葉町中川原, 清太郎沢及び立石井出川右岸の段丘崖に露出する.

**層厚** 最大約 30 m.

**岩相** 本層は海成の礫岩及び砂岩からなり, 上方へ向かって細粒化する. 中川原では, 中礫大の円礫からなる礫岩と極粗粒砂岩の繰り返しからなる. 礫岩は覆瓦構造または斜交層理が発達し, 最下部 5 m の部分は石灰質で固く硬結している. 砂岩はアルコース質でトラフ型斜交層理が発達する. 清太郎沢では下半部 (8-10 m) は中礫岩, 上半部 (7-8 m) は塊状の粗-細粒砂岩からなる. 礫岩は部分的に石灰質で固い. 砂岩には生物擾乱が見られる. 立石の井出川右岸の段丘崖では, 最下部 8 m の部分は斜交層理の発達した細-粗粒砂岩と厚さ 0.5-1 m の礫岩 (細礫-中礫) の繰り返しからなり, 貝化石を多産する. 本層は貝化石を含むことと砂岩中に生物擾乱が見られることから, 全体として海成層であると判断される.

**化石** 檜葉町立石の井出川右岸の段丘崖 (第 66 図の M1 及び付図第 3 図) で, 礫岩及び砂岩中より貝類化石が多産する (第 9 表). いずれも他生で保存は不良であり種まで同定できるものは少ない. 同様に立石の井出川右岸の段丘崖で海生珪藻化石が産出する (第 8 表). 珪藻化石が産出するのは, 砂岩中に挟まる泥岩と二枚貝化石の中身の細粒砂岩である.

**時代・対比** 試料 Ka2-Ka5 から産出した珪藻化石群集は, *Actinocyclus ingens* を含み, *Denticulopsis* 属を含まないことから, Yanagisawa and Akiba (1998) の *C. kanayae* 帯 (NPD 3A) の上部 (16.5-16.3 Ma) に対比される.

### IX. 5. 2 沼ノ内層 (Nu)

**地層名** Iwai (1950) の「Numanouchi Formation」による.

**模式地** 福島県いわき市平沼ノ内 (5 万分の 1「平」図幅地域内).

**層序関係** 下位の上高久層を整合に覆う. 上限は断層で切られ, 南白土層と接する (第 66 図).

**分布・構造** 檜葉町立石の井出川左岸にわずかに露出するのみである.

**層厚** 最大約 20 m である.

**岩相** 本層は塊状泥質極細粒砂岩からなる. 砂岩は暗灰色を呈し生物擾乱が見られ, 大礫大の炭酸塩コンクリーションを含む. 一部で貝化石の破片を含む. 本層は海生珪藻を産することと, 砂岩中に生物擾乱が見られることから, 海成層であると判断される.

化石 檜葉町立石の井出川左岸の崖から珪藻化石が産する(第8表)。

時代・対比 試料 NuD2 から産出した珪藻化石群集は、*Actinocyclus ingens* を含み、*Denticulopsis* 属を含まないことから、Yanagisawa and Akiba (1998) の *C. kanayae* 帯 (NPD 3A) の上部 (16.5-16.3 Ma) に対比される。なお、小泉 (1986) は、いわき市江名地域の本層から、*Actinocyclus ingens* を含み、*Denticulopsis* 属及び *Crucidentricula* 属を欠く珪藻群集を報告した。これは、本図幅地域の沼ノ内層の結果と一致する。

## IX. 6 多賀層群 (Tg)

地層名 Otuka (1939) による。楨山 (1920) の「多賀統」に由来する。多賀層群、多賀層または多賀統という地層名は、常磐炭田地域の第三系さまざまな地層単位について用いられているが、本報告では、高久層群の上位に不整合で重なり、仙台層群に不整合に覆われる堆積物の総称として用いる。柳沢ほか (1989) の Ca 層、Cb 層および C' 層に相当する (第46図)。なお、本図幅地域内では本層群を累層単位に分割することは困難なので、多賀層群として一括している。

模式地 現在用いられている意味での多賀層群については、明確な模式地は指定されていない。ただし、本層群は、茨城県の多賀地方 (旧多賀郡地域、現在の北茨城市から日立市にかけての地域) に広く分布していることから、名付けられたものとみられる。

層序関係 本図幅地域では、柗平層を不整合に覆い、大年寺層に不整合に覆われる。

分布・構造 本層群は、本図幅地域内では地表には分布せず、大年寺層分布域の地下に伏在する。本図幅地域の北部では、構造は東に 5° 以下の傾斜で傾く同斜構造である (第47図)。

層厚 北隣「浪江及び磐城富岡」図幅地域内の富岡町本町西の試錐 A-1 及び A では、約 100 m である (第46図)。層厚は西に向かって減じ、東に向かって増加し、海岸付近の地下では約 330 m 程度と推定される (第47図)。

岩相 本層群の下部は、主に塊状の灰色泥質極細-細粒砂岩からなり、ところどころに軽石片、貝殻片及び木片を混じえる (第46図)。また厚さ数 cm 以下の白色の細粒凝灰岩薄層を数枚挟む。本層群の上部はやや細粒となって暗緑灰色の塊状砂質泥岩または泥岩からなり、一部中粒砂岩及び白色細粒凝灰岩の薄層を挟む。

化石 本層群からは各種微化石が多産する (柳沢ほか, 1989)。珪藻では、Yanagisawa and Akiba (1998) の NPD 4A から NPD 5D の各化石帯、珪質鞭毛藻では、*Corbicema triacantha* 帯から *Dichtyocha pseudofibula* 帯の群集が産出する。浮遊性有孔虫では、本層群下部に

Blow (1969) の N. 9 帯、放散虫では Riedel and Sanfilippo (1978) の *Dorcadospyris alata* 帯及び *Diartus Pettersoni* 帯の群集がそれぞれ検出される。石灰質ナンノ化石では、本層群下部に Okada and Bukry (1980) の CN 3-4 帯、本層群上部に CN 7b-8a 帯の化石群が産出する。

時代・対比 本図幅地域に存在する多賀層群は、浮遊性微化石層序から、その年代はおおよそ 15-9 Ma にわたると推定される。ただし、柳沢ほか (1989) が指摘しているように、13-14 Ma 付近にハイエイタスが存在する可能性がある (第43図)。

## IX. 7 仙台層群

地層名 岩井 (1949) による。

模式地 宮城県仙台市 (5 万分の 1「仙台図幅」地域内)。

層序関係 本図幅地域内では、下位の多賀層群を不整合に覆い、段丘堆積物に不整合に覆われる。

層序区分 模式地の仙台地域では、本層群は下位より亀岡・竜の口・向山・大年寺層の 4 層からなる (第43図)。このうち、竜の口層と向山層の間には顕著な不整合があり、これにより本層群は、下部と上部に分けられる。本図幅地域内には仙台層群上部の大年寺層のみが分布する。

本図幅地域内の大年寺層は過去さまざまな地層名で呼ばれてきたが、それらの対応関係は第 67 図に示す。

時代・対比 珪藻化石層序 (柳沢, 1990) から、本層群の年代は後期中新世末から後期鮮新世の後期にわたる (第43図)。

### IX. 7. 1 大年寺層 (D<sub>1a</sub>, D<sub>1c</sub>, D<sub>2</sub>)

地層名 岩井 (1949) の「大年寺層」による。なお、本図幅地域では大年寺層は、従来さまざまな地層名で呼ばれてきたが (第67図)、仙台地域の大年寺層に分布上連続することが確実なこと、また、珪藻化石層序から同時代であることが確認されている (柳沢, 1990) ので、本報告では大年寺層の地層名を使用する。

模式地 宮城県仙台市門前町 (大年寺山) 東方の広瀬川宮沢橋付近の崖 (5 万分の 1「仙台」図幅地域内)。

層序関係 模式地では下位の向山層に整合に重なるが、本図幅地域内では向山層が分布しないため、地表では下位の高久層群、白土層群及び湯長谷層群と不整合または断層の関係にある (付図第 2 図, 付図第 5 図)。

不整合はアバット不整合で、広野工業団地の西の林道沿い、檜葉町南作の西方の沢、中川原の南西の崖、夕筋海岸などで確認できる (第68図)。このアバット面は北隣「浪江・磐城富岡」図幅地域内での双葉断層に連続すること、不整合面近傍で湯長谷層群由来の泥岩角礫・ブ



仙台 図幅	岩沼 図幅	岩沼 図幅	角田 図幅	相馬中村 図幅	原町・大甕 図幅	浪江・磐城 富岡図幅	川前・井出 図幅	常磐炭田 図幅	平・川前 図幅	川前・井出 図幅
北村ほか (1986)	北村・中川 (1982)	生出・藤田 (1975)	藤田ほか (1988)	柳沢ほか (1996)	久保ほか (1990)	久保ほか (1994)	鈴木ほか (1993)	須貝ほか (1957)	岩生・松井 (1961)	本報告
大年寺層	山下層		山下層	大年寺層	大年寺層	大年寺層	藤谷層 石熊層 広野層	富岡層 広野層	広野層	大年寺層
向山層	久保間層	向山層	久保間層	向山層	向山層	向山層				
竜の口層	竜の口層	竜の口層		竜の口層	竜の口層					
亀岡層	亀岡層			亀岡層	亀岡層					

紺野 (1938)	徳永 (1948)	三田 (1951)	平山 (1953)	江口・鈴木 (1953)	江口ほか (1953)	平山 (1961)	Mitsui (1971)	竹谷ほか (1986)	本報告
多賀統	竜田砂層	竜田砂層	竜田層	相馬層群 富岡層	多賀層群 本町凝灰質泥岩層 下北追凝灰質泥岩層	磐城富岡層	Yamadahama Formation 山田浜層	多賀層群	大年寺層
	富岡層 下繫砂岩泥岩互層	富岡層	波倉層			原町層			
			木戸層群			高萩層	高萩層		
	井出砂岩層	富岡層	岩沢層			相馬層群	夕筋層	夕筋層	
				太田川層	*築地砂岩礫岩層は三沢層に含まれる				

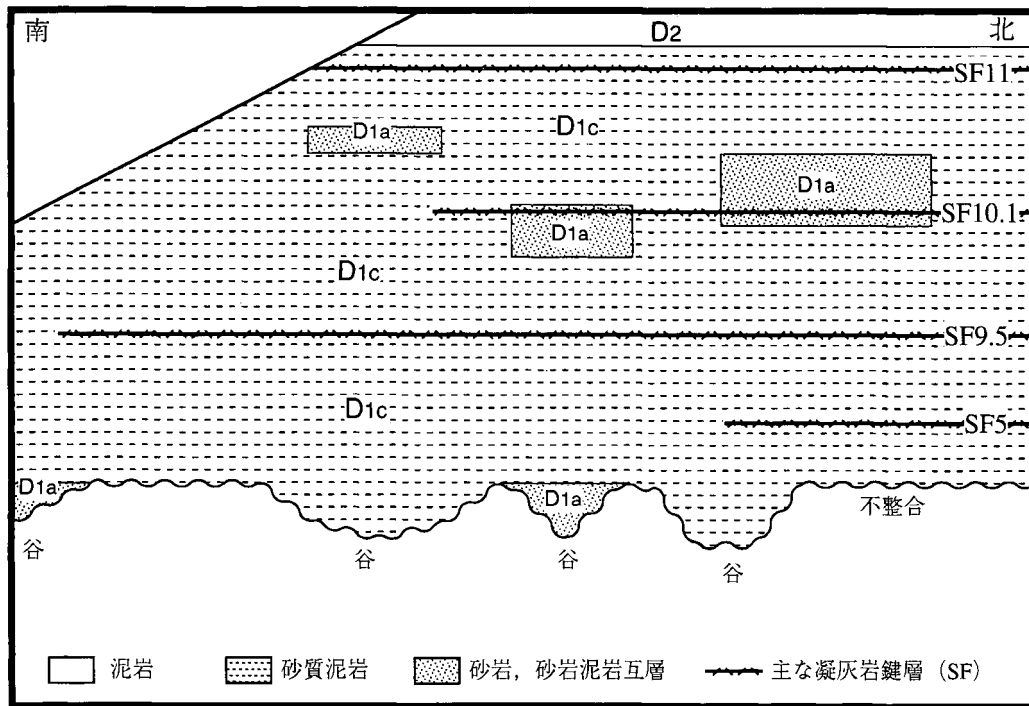
第 67 図 鮮新統の地層名の対比

上段：図幅ごと地層名の対比，下段：川前・井出図幅地域の大年寺層の地層名の対比。（宮城県南部から福島県東部の太平洋岸）



第 68 図 吉野谷層（左側）を不整合に覆う大年寺層（右側）

露頭の高さは約 30 m。吉野谷層は凝灰質泥岩・砂岩と白色珪長質凝灰岩の互層からなる。大年寺層は最下部は一部礫質の極粗粒砂岩からなる。（広野町夕筋海岸。位置は第 63 図に示す。）



第 69 図 大年寺層の岩相



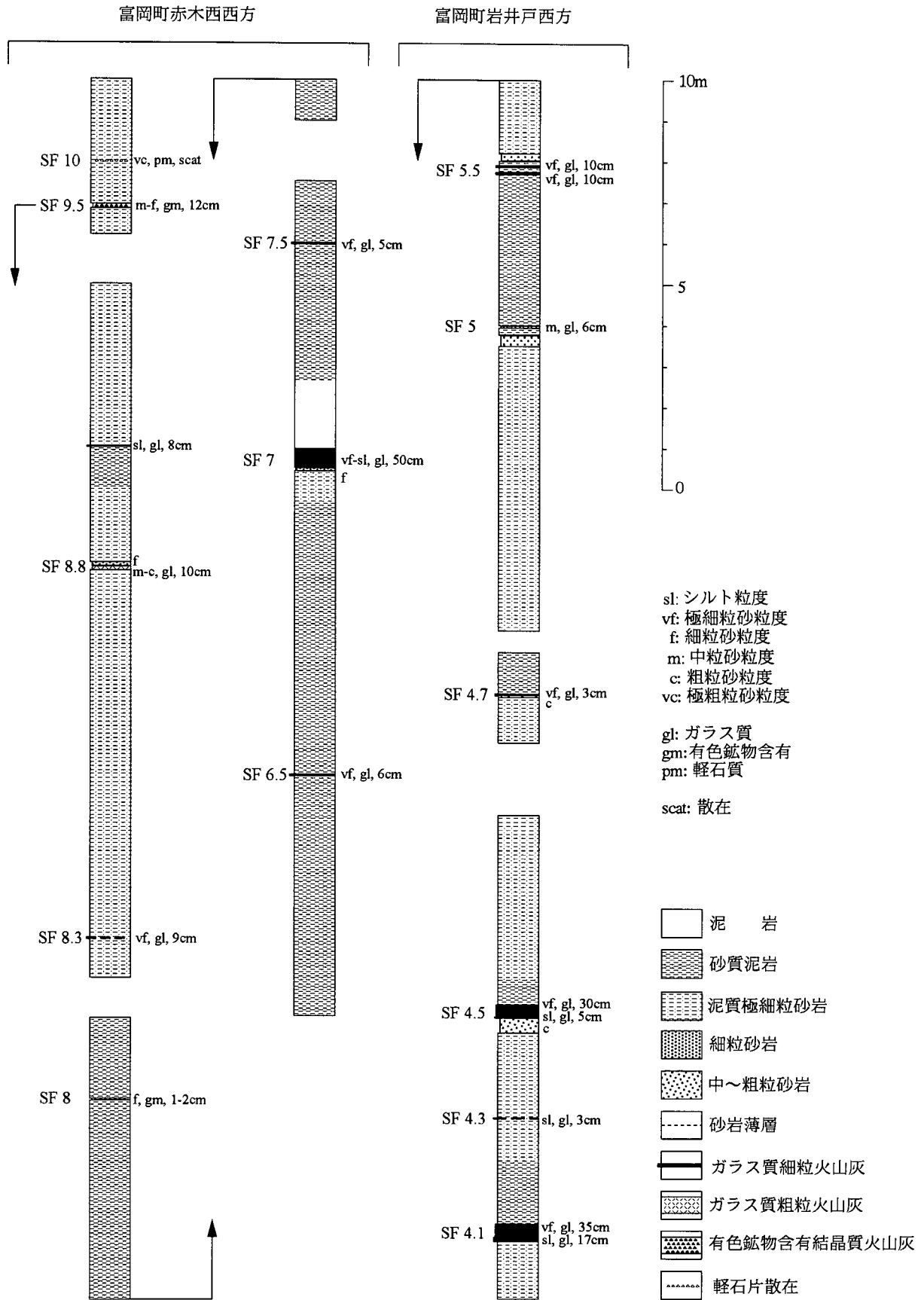
第 70 図 広野町二つ沼付近に発達する大年寺層の砂岩層 (D1a)  
(位置は付図第 1 図に示す)

ロックが大年寺層の泥岩中に含まれていること、さらに不整合面の下位の湯長谷層群が破碎している場合があることなどから、不整合面は初生的には断層崖が、断層崖が崩れてできた崖であった可能性がある。不整合面は凹凸が著しく、広野工業団地の西、檜葉町南作の西方、同町下小塙の西では、幅 300-1,000 m の谷状の凹地をなす

(第69図)。これらの谷は、大年寺層堆積前にできた断層崖に刻まれた開析谷と考えられる。

大年寺層と下位層の断層関係は、広野町下北迫及び富岡町滝ノ沢付近で確認される。広野町下北迫では大年寺層は逆断層で湯長谷層群の三沢層と接する(第75図参照)。また、富岡町半弥沢付近でも低角の逆断層で湯長谷





凝灰岩鍵層の柱状図

第10表 大年寺層産の貝類化石

同定：野田浩司，小笠原憲四郎，試料採取位置は付図第1図に示す。

種名	Ha	1511	1390	1538	備考
<i>Achalax tokunagai</i> (Yokoyama)	9	-	-	-	不完全
<i>Acila (Acila) divaricata</i> (Hinds)	2	-	-	+	
<i>Portlandia (Portlandia) japonica</i> (Yokoyama)	1	-	-	-	
<i>Glycymeris (Glycymeris) yessoensis</i> (Sowerby)	-	-	13	-	
<i>Mizuhopecten planicostulata</i> (Nomura and Niino)	-	18	-	-	中一大型
<i>Lucinoma acutilineata</i> (Conrad)	1	-	-	-	合弁(不完全)
<i>Conchocele disjuncta</i> (Gabb)	2	3	-	-	中型合弁2個(不完全)；大型2，中1個
<i>Cyclocardia ferruginea</i> (Clessin)	-	2	-	-	
<i>Spisula (Mactromeris) voyi</i> (Gabb)	-	5	-	-	
<i>Macoma</i> sp.	-	1	-	-	不完全
<i>Cryptonatica janthostomoides</i> (Kuroda and Habe)	-	2	-	-	
<i>Fusitriton oregonensis</i> (Radfield)	-	3	-	-	破損
<i>Ancistrolepis trochoideus</i> (Dall)	1	-	-	-	
<i>Neptunea</i> sp.	1	-	-	-	破損
<i>Caryophyllia</i> sp. (単体サンゴ)	3	-	-	-	不完全

Ha1511：檜葉町所布井出川左岸；Ha1390：広野町岩の沢常磐線をくぐるトンネルの下；Ha1538：広野町北迫川河口海岸北

層群の水野谷層の泥岩と大年寺層の砂質泥岩が接するのが観察される(付図第2図)。

地下深部の試錐では，大年寺層が下位の多賀層群を不整合に覆うことが判明している(柳沢ほか，1989；第46，47図)。

**分布・構造** 双葉断層東側の低平な丘陵地の大部分を占めて地表及び地下に広く分布する。双葉断層の近傍数十mの地帯では急傾斜となるが，それ以外の地域では，おおむね傾斜は5°以下でゆるく東に傾斜する。

**層厚** 陸域の分布に関する限り最大350mである。

**岩相** 本層は海成の砂岩，砂質泥岩及び泥岩からなる。本層の岩相は第69図に示したように，下部の砂質な部分(D<sub>1a</sub>，D<sub>1c</sub>)と，上部の泥質な部分(D<sub>2</sub>)からなる。

D<sub>1a</sub>は凝灰質砂岩からなり，一部では泥岩層を挟む。この岩相は，不整合直上の本層最下部とD<sub>1c</sub>の岩相中に発達する場合がある。

本層最下部に発達するD<sub>1a</sub>は，広野町南端の夕筋海岸，広野町桜田付近及び広野町山田岡の西方の3ヵ所で見出される。夕筋海岸では生痕化石 *Rosselia* の密集した凝灰質粗粒砂岩と斜交層理のある粗粒砂岩がみられる(野田，1996a)。一方，桜田付近では，固結度の低い粗粒砂岩層となっていて，この砂岩層は江口ほか(1953)では「桜田砂層」命名され，固結度が低いことから第四系と考えられていた。一方，広野町山田岡の西方では凝灰質中-粗粒砂岩が見られ，夕筋付近と同様に生痕化石 *Rosselia* が密集して産する。

D<sub>1c</sub>の岩相中に挟在するD<sub>1a</sub>は，広野町・檜葉町町境の岩沢付近，檜葉町の竜田駅付近から井出川下流にかけての地域，及び檜葉町・富岡町町境の奥海北方の3地域に分布する。このうち，岩沢付近では，貝殻片を多量に含む粗-極粗粒砂岩が発達する。とくに，国道6号沿いのニッ沼付近の露頭は，Pectinidaeをはじめとする貝類化

石や脊椎動物化石の産地として非常に有名であったため，「ニッ沼砂層」と呼ばれたが(根本・大原，1988など)，現在は露頭はほとんど失われている(第70図)。一方，竜田駅付近から井出川下流にかけては，厚さ1-5mの粗粒砂岩と1-2mの砂質泥岩の互層が発達する。この砂岩も固結度が低く，「竜田砂層」と呼ばれ，鮮新統の最上部と考えられたり(徳永，1948；三田，1951)，あるいは「竜田層」とされ，第四系と考えられたこともある(須貝ほか，1957)。また，井出川下流の河床では，石灰質のコンクリーションを含む細粒砂岩層が発達し，保存不良の貝類化石を産する。さらに，奥海北方では，厚さ1-4mの中-細粒砂岩と2-3mの砂質泥岩の互層(層厚約50m)が発達する。この砂岩層はコンクリートの材料として採掘されている。






D<sub>1c</sub>は暗青緑灰色の塊状砂質泥岩または泥質極細粒砂岩からなる岩相で，本地域の大年寺層のほとんどはこの岩相からなる(第69図)。生物擾乱や生痕化石がみられる。上方に向かって細粒化し，D<sub>2</sub>に移化する。

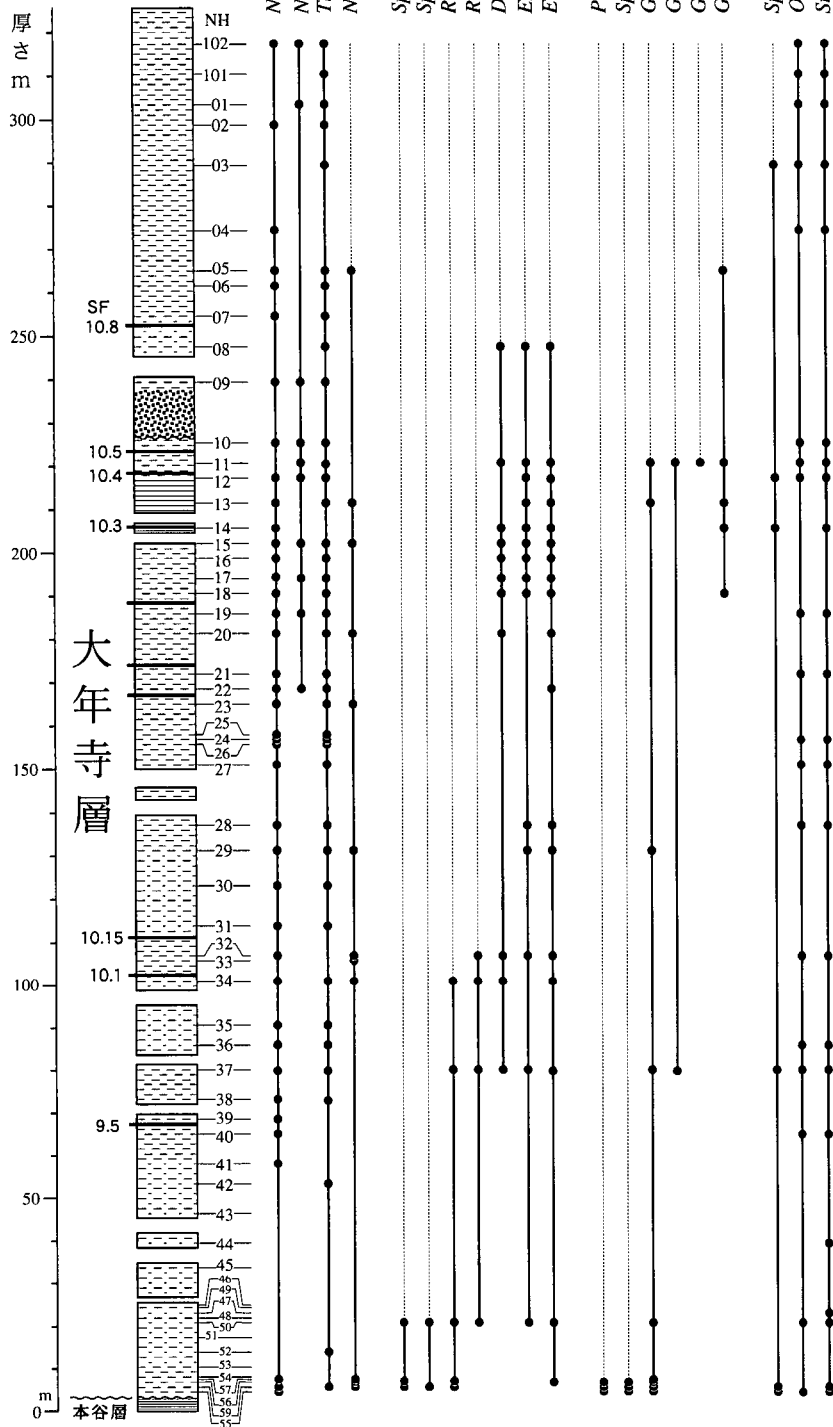
D<sub>2</sub>は暗青緑灰色の塊状泥岩からなる岩相で，砂質分が混じる下位のD<sub>1c</sub>よりも細粒な岩相である。本図幅地域内では，広野町及び檜葉町の海岸部に分布する。

本層中には，火山灰層が多く挟まれ良好な鍵層となっている(第71図)。このうちSF5，SF9.5，SF10.1，SF11は，本図幅地域内で比較的よく露出し，鍵層として重要なので，地質図に露出地点(・)とともに分布を示した(第69図)。これらの火山灰層は北隣の「浪江・磐城富岡」図幅地域，「原町・大甕」図幅地域，「相馬中村」図幅地域まで連続して分布するものもある。

**化石** 本層では貝類化石が幾つかの産地から産し，多くの報告がある。本報告の調査で採取された貝類化石を第10表に示す。檜葉町所布の井出川左岸では，細粒砂岩から *Achalax tokunagai*，*Portlandia (Megayoldia) ja-*

# 岩 沢

-  凝灰岩薄層
-  泥 岩
-  砂質泥岩
-  泥質砂岩
-  砂 岩



珪藻 (北太平洋)	珪藻 (低緯度)	石灰質ナンノ化石	浮遊性有孔虫	放散虫
Neodenticula kamtschatica (NPD 8)				
N. koizumii - N. kamtschatica (NPD 8)				
Nitzschia jouseae (NTD 14)				
CN 11				
CN 12a				
N.21				
N.19				
Sphaeropyle langii				

第 72 図 広野町橋葉町町境の岩沢の大年寺層中下部における各種の微化石層序  
竹谷ほか (1986) の報告データから作成。

*ponica*, *Lucinoma acutilineata*, *Conchocele disjuncta* などの沖合浅海泥質底棲息種が産出する。特に *Achalax tokungai*, *Lucinoma acutilineata*, *Conchocele disjuncta* はメタン湧水に依存して生息するという典型的な原地性化学合成群集である。なお、保存は良くないが *Caryophyllia* に類似する単体サンゴ 3 個体が同産地から産出した。

また、広野町岩沢の JR 常磐線をくぐるトンネルの下流側の入り口付近では、淘汰のよい粗粒砂岩から貝類化石が多産する。*Mizuhopecten planicostulata* などの砂質底浅所生息種と *Conchocele disjuncta*, *Spisula (Mactromeris) voyi*, *Macoma* sp. などの浅海・浅所潜行性で泥質底を生息環境とする種が共産することから、これらは異地性の化石であると判断される。さらに、広野町井出川河口の左岸（北岸）の海岸の崖では、*Acila divaricata* が砂質泥岩中に多産する層準が認められる。

広野町北部の二ッ沼付近の D<sub>1a</sub> 相は、貝化石の密集した粗粒砂岩層を挟む。この産地からは、多種の貝類化石が産出している (O'Hara and Nemoto, 1975; 根本・大原, 1979 a, 1988, 久家, 1981; 根本, 1984)。また、鰓脚類化石 (広田・久家, 1985) や 9 属 12 種の板鰓類化石が産出する (橋本・國府田, 1979)。板鰓類化石は広野町

桜田の D<sub>1a</sub> 相 (江口ほか (1953) の「桜田砂層」) でも 6 属 6 種が産出している (根本・大原, 1994)。このほか檜葉町立石からも、貝類化石が産出する (Hayasaka, 1956; Kamada and Hayasaka, 1960; 佐藤ほか, 2001)。また、広野町折木川河口北方の海食崖からは、鯨の背椎骨と歯鯨の歯の化石が見つまっている (広野町史編さん委員会編, 1992)。

時代・対比 Koizumi (1972), 竹谷ほか (1986), 柳沢 (1990) 及び長谷川ほか (1993) によれば、本図幅地域の大年寺層は、珪藻化石層序では Yanagisawa and Akiba (1998) の北太平洋珪藻化石帯区分の *Neodenticula kamtschatica* 帯の *Thalassiosira oesirupii* 亜帯 (NPD7Bb) から *Neodenticula koizumii*-*N. kamtschatica* 帯 (NPD 8) に、Barron (1985) の低緯度珪藻化石帯区分では *Nitzschia jouseae* 帯 (NTD 14) に相当する (第 72 図)。また、石灰質ナンノ化石では Okada and Bukry (1980) の CN11-CN12a 帯に、浮遊性有孔虫化石では Blow (1969) の N. 19-N. 21 帯に、放散虫化石層序では Riedel and Sanfilippo (1978) の *Sphaeropyle langii* 帯に相当する。以上の化石層序から、本層の年代は前期鮮新世末から後期鮮新世と推定される (第 43 図)。

## X. 第四系

(吉岡敏和・柳沢幸夫・兼子尚知)

### X. 1 未区分第四系 (uc)

**分布・構造** いわき市四倉町玉山菖蒲平北方の仁井田川右岸，石灰岩採石場の標高 400-460 m の尾根に分布する。地質構造はほとんど水平である。分布域には，明瞭な平坦面は認められない。

**層序関係** “八茎石灰岩”及び松山沢層を不整合に覆う。不整合面は凹凸が著しい。

**層厚** 少なくとも 15 m。

**岩相** 石灰岩採石場の尾根の上の露頭では，主として固結度の低い礫層からなる。下部は覆瓦構造が発達した巨礫-大礫の円礫からなり，礫種は花崗岩類，グラノファイアー及び溶結凝灰岩の礫が多く，頁岩，砂岩及びチャートの礫が少量混じる。このうち，花崗岩類及び溶結凝灰岩の礫は風化して軟らかくなっているものが多い。溶結凝灰岩の礫は流紋岩質で固く固結し，非変成の砂岩，頁岩，チャート及び放散虫を含む珪質頁岩の異質岩片を含む。

上部は斜交層理の発達した中礫からなり，厚さ 20-30 cm のシルト層を 3 枚挟む。礫種は下部と同様であるが，とくに赤色-灰色のチャートの礫が比較的多い。この礫層を厚さ 2.5 m 以上のローム層が覆っており，露頭上部の礫層とともに赤色風化を受けている。層相及び堆積構造などから，河川性の礫岩であると推定される。

**化石** 礫岩中に挟まるシルト層から花粉化石が産出する (第 11 表)。

**時代・対比** 礫は花崗岩類を除くといずれも足尾帯起源のものであるが，現在の仁井田川流域にはこれらの岩石は分布していないので，この礫層は現在の仁井田川水系が形成される以前に堆積したものと考えられる。産出した花粉化石には，日本では第三紀末近傍で絶滅した *Carya* などを含むので，この礫層は第三系である可能性もあるが，この報告では従来どおり第四系としておく。

### X. 2 段丘堆積物

本図幅地域東部の丘陵地域及び山地内の主な河川に沿っては，段丘堆積物が分布する。本地域の段丘は，高位，中位，低位に大きく 3 分され，中位段丘はさらに 4 つに，低位段丘は 2 つに細分される。高位段丘は丘陵の頂部に断片的に分布するのみであるが，面の高度から少なくとも 2 面に区分される。これらのうち中位 I 段丘が後期更新世最終間氷期の最大海進時に形成された南関東

第 11 表 未区分第四系から産出した花粉化石  
いわき市八茎鉱山付近，同定：相馬寛吉博士。

花 粉	個数
<b>GYMNOSPERMAE</b>	
<i>Abies</i>	4
<i>Chamaecyparis</i>	1
<i>Pinus</i>	23
<b>ANGIOSPERMAE</b>	
<b>DICOTYLEDONEAE</b>	
<i>Acer</i>	1
<i>Alnus</i>	11
* <i>Artemisia</i>	3
<i>Betula</i>	2
+ <i>Carya</i>	1
<i>Castanea</i>	1
* <i>Compositae</i>	1
<i>Cornus</i>	1
<i>Corylus</i>	1
<i>Fagus</i>	1
<i>Fraxinus</i>	4
<i>Juglans or Pterocarya</i>	1
* <i>Myriophyllum</i>	1
<i>Phellodendron</i>	1
<i>Quercus</i>	10
<i>Styrax</i>	4
<i>Ulmus or Zelkova</i>	2
* <i>Umbelliferae</i>	2
<b>MONOCOTYLEDONEAE</b>	
* <i>Gramineae</i>	5
<b>PTERIDOPHYTA</b>	
* <i>Lycopodium</i>	1
* <i>Osmunda</i>	13
* <i>Polypodium</i>	5
合 計	100

\* : 草本類 ; + : 絶滅属

第 12 表 本地域周辺の段丘の区分及び従来の区分との対比

大倉 (1958) 中川 (1961)	岡ほか (1981)	本報告
第V段丘	第5段丘	低位II段丘
第IV段丘	第4段丘	低位I段丘
第III段丘	第3a段丘	中位IV段丘
		中位III段丘
	第3段丘	中位II段丘
		中位I段丘
第II段丘	第1, 2段丘	高位II段丘
第I段丘		高位I段丘



の下末吉面に対比され、高位段丘は中期更新世に、低位段丘は後期更新世最終氷期から完新世に形成されたと推定される。第 12 表に従来の段丘区分との対比を示す。

### X. 2. 1 高位段丘堆積物 (th1, th2)

本図幅地域の高位段丘堆積物は、地域北東部の富岡町及び檜葉町の境界付近の丘陵頂部にややまとまって分布するほかは、丘陵頂部に断片的に分布するのみである。段丘面の保存はよくない。堆積物は大礫ないし中礫大の亜円礫層を主とし、やや風化している。堆積物上には厚さ数 m の風化火山灰質土壌を載せる。

### X. 2. 2 中位段丘堆積物 (tm1, tm2, tm3, tm4)

中位段丘堆積物は、主として本図幅地域東部丘陵地域の河川及び海岸沿いに、比較的広い段丘面を伴って分布する。段丘面の比高から中位 I から中位 IV 段丘の 4 面に区分される。このうち、中位 I 段丘と中位 III 段丘には海成の部分がある。檜葉町家前の太平洋岸に露出する中位 I 段丘堆積物は、下部に淘汰の良い大礫ないし中礫大の円礫層を伴う円礫混じり砂層からなり、層相から海成の堆積物と考えられる。厚さは約 3 m で、上位には厚さ 1 m 程度の風化火山灰質土壌を載せる。富岡町小浜中央南に露出していた中位 II 段丘堆積物は、大礫ないし中礫大の亜円礫層を主とし、基底には巨礫を、最上部にはシルト層を伴う。層相からは河川成の堆積物と考えられる。厚さは約 3 m である。広野町下北迫北釜では、中位 III 段丘堆積物が観察されるが、淘汰の良い大礫ないし中礫大の円礫層からなり、海成の堆積物と考えられる。また、檜葉町山田浜羽出庭に露出する中位 III 段丘堆積物(第 73 図)も円礫層を主体とするが、礫はやや不淘汰で河川成の堆積物の可能性が高い。

中位段丘堆積物の年代については、中位 I 段丘堆積物が海成の堆積物からなることから、南関東の下末吉層に対比され(岡ほか, 1981)、後期更新世最終氷期の最高海面期の堆積物と考えられる。それ以下の段丘についてはその後の海退海進に伴うものと考えられ、岡ほか(1981)は本報告の中位 III 段丘を南関東の小原台面に相当するものと推定している。

### X. 2. 3 低位段丘堆積物 (tl1, tl2)

低位段丘堆積物は主要な河川に沿って分布するほか、山間部の谷底平野にも分布する。段丘面の沖積低地との比高はほとんどの場合 10 m 以下である。沖積低地との



第 73 図 中位 III 段丘堆積物の礫層

ここでは円礫層を主体とする。不整合面の下位は大年寺層の泥岩。鎌の長さは約 25 cm。(檜葉町山田浜羽山庭)

比高が低い場合、堆積物を露頭で観察できる地点は限られるが、多くの場合は厚さ数 m の砂礫層からなると考えられる。

### X. 3 扇状地及び緩斜面堆積物 (f)

主として山地内の谷の谷頭部や、直線的な斜面の下部に緩斜面を形成して分布する。堆積物は、比較的淘汰の悪い角礫-亜角礫からなる場合と、ほとんど花崗岩起源のマサ状土からなる場合がある。これらは、成因的には地すべりと異なり、流水の影響を受けて堆積したものと考えられる。

### X. 4 沖積層 (a)

本報告では沖積低地を構成する堆積物を一括して沖積層とする。本図幅地域の沖積層は、各河川に沿って沖積低地を形成して分布する。図幅地域東部太平洋沿岸では、井出川及び木戸川に沿って比較的広く分布するほか、北西部の川内村下川内付近では木戸川に沿って約 500 m の幅で分布する。堆積物を観察することは困難であるが、山間部ではほとんどが砂礫層、海岸部では一部に海成の泥層が分布することが推定される。本域内で沖積層の厚さを示すデータは十分ではないが、福島県(1993)によれば、木戸川河口付近では厚さ 20 m 以上に及んでいる。

## XI. 地 質 構 造

(久保和也・柳沢幸夫・利光誠一)

### XI. 1 畑川破碎帯

畑川破碎帯は、阿武隈山地東縁に沿って N10° W 方向に約 100 km にわたって連続する破碎帯である。その北方延長は第三系の被覆によって角田より北方でははっきりしなくなるが、宮城県北部から秋田県南東端に位置する鬼首-湯沢マイロナイト帯(笹田, 1984)へとつながると考えられる(久保・高橋, 1992)ので、総延長は少なくとも 200 km 以上に及ぶ。

本破碎帯の南方延長は、本図幅地域に南接する「平」図幅地域の北端近くで先第三系分布域の南縁を画して WNW-ESE 方向に伸びる二ッ箭断層(須貝ほか, 1957)と交差する地点までは追跡されるが二ッ箭断層以南ではその位置が明確ではない。

「角田」図幅地域から本地域にかけて、阿武隈山地東縁部に沿って連続して露出する畑川破碎帯は、数列の平行な断層とマイロナイト・カタクラサイトが顕著に発達する幅 2-3 km の帯状部として認められる。

「原町及び大甕」図幅地域では、畑川破碎帯に分布する断層のうち、特に発達の顕著な 3 本の断層を、西から順に畑川破碎帯西側断層・中央断層・東側断層と呼んだ(第 5 図)。それらの断層の南方延長は、「浪江及び磐城富岡」図幅地域の野上川北方に位置する東西系断層までは追跡されるが、その南では断層の対応関係は不明確となる。しかしながら、阿武隈花崗岩類と北上花崗岩類を境する断層として位置づけられる畑川破碎帯中央断層については、川内村割山峠の東 1 km を通る断層が同じ性格を有することから、その南方延長に相当すると考えられる。

本図幅地域内では、畑川破碎帯は双葉郡貝ノ坂西方からいわき市二ッ箭山東方にかけてほぼ南北方向にのび、本地域を中央で東西に二分する位置に分布する。破碎帯中には両側を断層に挟まれて変成岩類が細長く分布し、この変成岩類とそれを貫く花崗岩類の西縁を画する断層は上述の川内村割山峠の東 1 km を通る断層から連続している。すなわち、この断層は畑川破碎帯中央断層の南方延長部に相当し地帯構造区分上の境界となっている。

図幅地域中央部以南では、この断層は E-W 及び NE-SW 方向の断層で分断され、その南方では変形・破碎の程度がより小規模になり、あまり目立たなくなる。一方、変成岩類の東縁を画する断層は N-S から NNW-SSE に方向を変え千軒平溜池及び三森山山頂付近へと分岐して行き、その変形・破碎の程度に変化は見られない。

畑川破碎帯に発達するマイロナイトの非対称小構造は、本破碎帯が左横ずれのセンスを有することを示している。この左横ずれ断層運動の活動時期は、前期白亜紀の深成活動以降、新第三紀の火山活動以前である。横ずれの変位量については 60 km という見積り(大槻・永広, 1992)もあるが、定説はない。

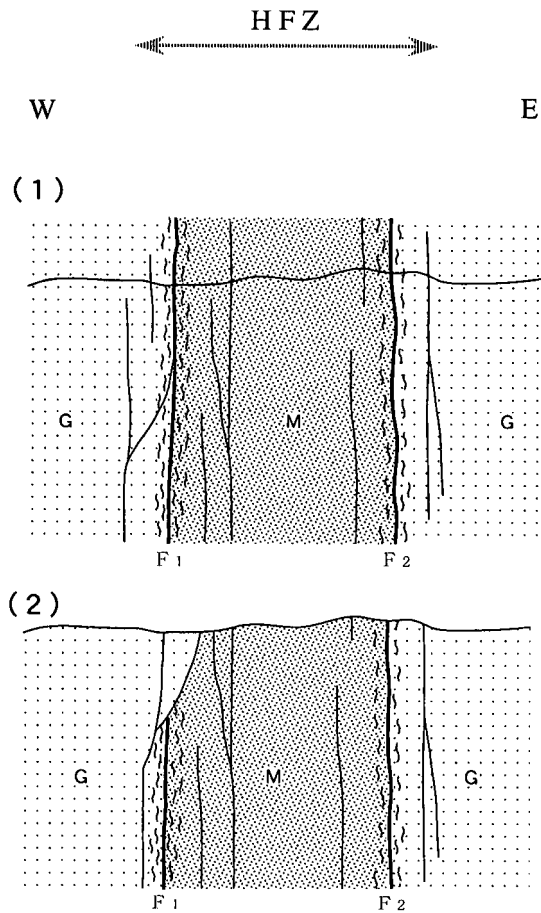
阿武隈山地は花崗岩類の貫入固結後から第四紀にかけての間に大幅に上昇している。第三紀以降の変動については、畑川破碎帯では周囲に第三系が分布しないため双葉破碎帯ほど明瞭ではない。しかしながら畑川破碎帯のカタクラサイトを伴う断層や、畑川破碎帯の南北方向の断層を高角度で切るマイロナイト化を伴わない断層は、新第三紀以降の阿武隈山地の隆起に関わる変動に関係して形成された可能性が高い。先第三紀に形成された横ずれ断層のいくつかは第三紀以降にも再活動し、垂直方向に変位したと考えられる。変位量については、直接のデータはないが、カタクラサイト化の程度は双葉破碎帯より弱いので、後述する双葉破碎帯と同程度かそれ以下であろう。

なお、本地域南半部で楔状の分布を示す八茎変成岩類は、上述のようにその東西縁を構成する断層の変形の度合いが東西で非常に異なるが、これは、かつて八茎変成岩類の両縁を画していたマイロナイトの発達する横ずれ断層のうち主として西縁の断層のみが新第三紀以降に再活動し垂直方向に変位した結果、変成岩西縁には新規の変形の少ない断層境界が観察されることになったためと解釈出来る(第 74 図)。

### XI. 2 双葉破碎帯

双葉破碎帯は、畑川破碎帯の東方約 8 km を平行に走る破碎帯である。阿武隈山地東縁を区切って南北に約 100 km 連続している。畑川破碎帯と同様に数列の平行な断層とマイロナイト・カタクラサイトが発達する幅 1-2 km の帯状部である。畑川破碎帯と同様に、マイロナイトの非対称小構造から左横ずれ断層運動による形成で、その時期も畑川破碎帯とほぼ同じと考えられる。

大局的には中・古生界基盤岩類と新生界を境する破碎帯で、地形的には、中・古生界及びそれを薄く覆う中新統からなる阿武隈山地と、その東方の主として新生界からなる丘陵及び平野地域の境界である。双葉破碎帯の北方延長は被覆する新第三系の隆起部及び撓曲帯として宮城県仙台市西方まで追跡可能である。



第74図 猫鳴山周辺地域における畑川破砕帯の模式断面図

新第三紀-第四紀における阿武隈山地の隆起運動に伴って畑川破砕帯は再活動した。

G: 花崗岩類, M: 変成岩類, HFZ: 畑川破砕帯

(1) 再活動以前

F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>は比較的大規模な左横ずれ断層を示す。このうちF<sub>1</sub>は構造線(阿武隈と北上の地帯構造区分上の境界)としての性格をもつ。

(2) 再活動以後

西側の花崗岩類からなるブロックは、東の変成岩類に対して相対的に上昇。その結果、古い左横ずれ断層の地表での分布は一部途切れる。

破砕帯中の断層のうち、最も大規模なものは双葉断層と名付けられている(第5図)。現在地表で見られる双葉断層は、白亜紀に生じた横ずれ剪断帯としての双葉破砕帯が、第三紀以降の造構応力場の変化に対応して西上がりの縦ずれ断層として再活動して生じたものである。この断層は、北は宮城県岩沼市南方から、南は福島県いわき市久之浜町まで約100kmにわたって追跡される大断層で、地形的には阿武隈山地とその東の海岸に沿う低平な丘陵地帯の境界となっている。現在の阿武隈山地は、

主としてこの双葉断層の活動によって、阿武隈山地側が北方に傾動しながら大きく隆起した結果生まれたものである。

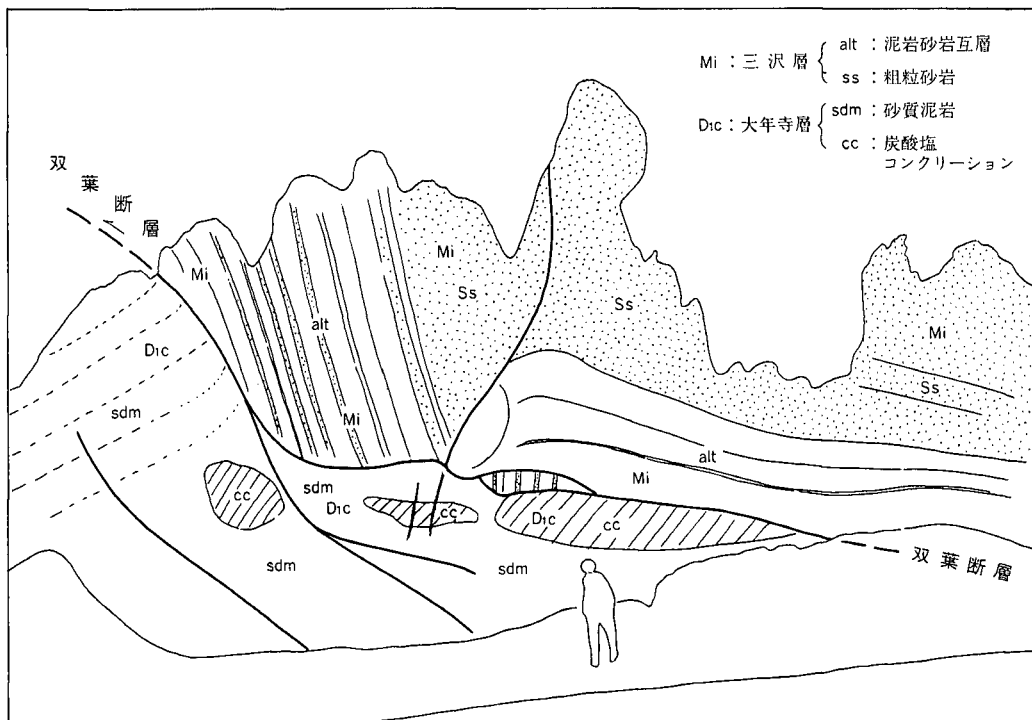
双葉断層の北半では、断層は先第三系と新第三系分布域の間を画し、断層面はほぼ垂直であるが、南部では断層は第三系分布域の中を走り低角な逆断層となっている。さらに、断層が海に没する南端部では断層ではなく撓曲帯として現れている。このような断層の性格の地域的な変化について、恒石(1966, 1984)は、双葉断層の近傍に分布する第三系中の共役小断層の解析によって、その原因を明らかにした。それによれば、共役断層系の解析から主応力軸が断層からの距離によって系統的に回転しており、このことは、双葉断層が曲面断層であること、すなわち構造的に深いところでは断層面は垂直であり、浅いところでは断層面が低角になる断層であることを示しているという。なお、Tsuneishi(1978)は、模型実験によって、実際に双葉断層でみられるような曲面断層が生じることを証明している。本報告の地質断面は、この考え方に従っている。

本図幅地域における双葉破砕帯は、富岡町半弥沢からいわき市久之浜未続にかけて連続する幅約1-2kmの変形集中域で、断層及びマイロナイト・カタクラサイトの発達が発達している。ただし、地域南端近くでは新生界に隆起・撓曲等が発達しているものの、断層として地表に現れているのは一部である。

双葉断層の主要部分は富岡町半弥沢から楢葉町立石付近まで中新統と鮮新統大年寺層の境界として追跡されるが、これより以南では、中新統と鮮新統の関係は不整合に変わり、双葉断層は地表では確認できなくなる。ただし、その西方には2本ないし3本の南北性の正断層が併走し、下部中新統-中部中新統を切って複雑な地質構造を作っている。

浅見川以南では、双葉破砕帯に相当する帯は撓曲帯として認識され、その撓曲帯の西縁は正断層で区切られる。一方、東側は撓曲帯内の直立した湯長谷層群に緩傾斜の鮮新統大年寺層がアバットしている。

その南の北迫川以南では、再び双葉断層が地表に見られる。その1つは広野町下北迫で見られる断層で、ここでは、三沢層の砂岩が大年寺層の砂質泥岩にのし上げている(第75図)。断層面は低角で、40-20°西に傾斜する西上がりの逆断層である。下盤の大年寺層の砂質泥岩中には副断層が発達する。また、大年寺層の砂質泥岩は断層から離れた部分よりも固結度が高くなっている。断層面はすでに癒着して面なし断層状になっており、最近の活動の痕跡は全く認められない。この露頭は須貝ほか(1957)でも記載されている。また、広野町史編さん委員会編(1992)は、中央公民館建設の際に現れた法面で、湯長谷層と大年寺層の間に双葉断層を確認している。この付近では双葉断層の西側100-150mに副断層が認め



第 75 図 双葉断層の一部と見られる逆断層  
 広野町北迫西町西方約 1 km の沢. 上盤は平層三沢砂岩部層, 下盤は大年寺層. (位置は付図第 1 図に示す)

られる.

広野町夕筋海岸では, 白土層群の吉野谷層と仙台層群の大年寺層が撓曲帯をつくっており (第 68 図), 双葉断層はこの撓曲帯の地下を走るものと推定される. 双葉断

層の延長はさらに南方の海域にも追跡される (棚橋ほか, 2001).

本図幅地域北縁富岡町周辺でのボーリング資料によれば, 双葉破砕帯の東約 1.5 km の地点では標高 -685 m で,

同じく 2.5 km の地点では標高 -764.7 m で新第三系は基底に達し、その下には先新第三系花崗岩類の分布が確認されている（江口・鈴木, 1960 ; 柳沢ほか, 1989）。したがって当地域では、第三紀以降双葉破砕帯を境にその西側は東側に対して少なくとも 800 m 以上上昇していることがわかる。

なお Yamaji (1994) は、広野町下北迫の双葉断層西側の湯長谷層群のビトリナイト反射率の測定を行い、鮮新統大年寺層の基底の不整合前の後期中新世における古地温勾配が  $45 \pm 10$  °C/km であり、現在の地温勾配 18°C/km よりも大きかったことを明らかにした。

### XI . 3 畑川破砕帯と双葉破砕帯の間の剪断集中域

畑川破砕帯と双葉破砕帯に挟まれる地域には NE-SW 及び NW-SE 方向の断層が発達している。特に前者に関しては、「浪江及び磐城富岡」図幅地域南端双葉破砕帯沿いの大木戸川原から本図幅地域井出川流域横山付近を経て萩塚山東方の電波塔設置山頂へと北東-南西方向に伸びる、幅 500 m 程の断層及び剪断の集中域が存在する。この帯状域には剪断の方向と平行な珪長岩岩脈が多数発達し、熱変成した泥質及び苦鉄質変成岩類の小岩塊を伴う。この帯状部は渡辺ほか (1983a) によって井出川構造帯と命名され、その意義が論じられたが、畑川・双葉の両破砕帯間に発達する副次的な剪断集中域以上のものではない。

この地域の剪断作用を特徴づけるものとして、柿木平東方 1 km の井出川支流河床の径 1 m 程の石英閃緑岩の転石から、シュードタキライト様の黒色脈が見いだされている。これは、面構造のやや強い石英閃緑岩の幅 50 cm 程の範囲内に 1-10 cm 幅の黒色脈が数本ほぼ平行に発達するもので、鏡下ではポーフィロクラストと微細粒基質部とからなる。

### XI . 4 上部白亜系双葉層群の地質構造

双葉破砕帯の西方に位置する双葉層群は、走向がほぼ北北東-南南西、傾斜は東へ  $12^{\circ}$  - $24^{\circ}$  とゆるく、全体として同斜構造をなす比較的単純な構造であるが、時折、東西系から北西-南東系の正断層や横ずれ断層、南北系及

び北北西-南南東系の逆断層、北北東-南南西系の正断層などにより切られており、分布にわずかではあるがずれが生じている。一般に南北系の断層は東西系から北西-南東系の横ずれ断層により切られており、後者の方がより若い時代の構造運動を表していると考えられる。上記の断層の内、特に顕著なものは北沢上流から浅見川上流にかけて見られる南北系  $55^{\circ}$  東傾斜及び北北西-南南東系  $75^{\circ}$  西傾斜の逆断層とこれを切っている広野町折木から桜沢にかけての右横ずれ断層である。前者の逆断層は北沢上流河床から右岸及び浅見川右岸において露頭が確認され、落差の見積もりは最大で 20 m に達する。後者の横ずれ断層は残念ながら露出がなく推定断層であるが、最大で 400 m ほどの分布のずれが認められる。この 3 つの断層に挟まれた地域では結果として楔状のブロックとなっている。

### XI . 5 末続付近の第三系の断層群

いわき市末続西方では、多数の NNE-SSW ないし NE-SW 方向の正断層によって第三系はブロック化し、極めて複雑な地質構造となっている（付図第 8 図）。常磐自動車道の工事で現れた露頭でみると、この付近では変位量が数十 cm からせいぜい数 m 程度の無数の断層が発達しており、これらの断層の変位が累積して、5 万分の 1 地質図のスケールでみると、大きな変位を生じているように見えるというのが真実である。しかし、この付近は露出が非常に悪く、地質図においてこれらの断層の実体を忠実に表現するは不可能である。実際、これまでの調査研究では、これらの断層のほとんどが無視され、地質図に表現されてこなかった（紺野, 1938 ; 須貝ほか, 1957 ; 岩生・松井, 1961 など）。このために、断層で繰り返している地層は周囲に比べて層厚が異常に厚かったり、逆に断層で分布がとんでいる地層の方は極端に薄かったりという、誤った解釈に基づく地質図が出版されてきた。

本報告では野外調査において確認できたかぎりの露頭の分布と走向・傾斜を合理的に説明できるように、最低限の断層を推定し、地質図としてできるだけ矛盾のないようにとりまとめた。

## XII. 活断層及び地震活動

(吉岡敏和)

### XII. 1 活断層

活断層研究会(1991)によると、本図幅地域内の活断層としては、双葉断層の南縁部をはじめ、いくつかの断層が記載されている(第1図)。いずれも断層を挟んで山地または丘陵の高度が急変するが、これらの線上には断層変位を示す地形は見られない。したがって、これらの高度の急変は岩相の違いによる組織地形と考えられ、活断層である可能性は低いと考えられる。なお、福島県(1999)によれば、双葉断層南部では少なくとも下末吉面相当の中位段丘面及び低位段丘面に双葉断層による変位が無いことが確認されている。

### XII. 2 地震活動

本図幅地域の内陸部では、これまでに被害をもたらしたような顕著な地震は発生していないが、本地域の周辺では太平洋の沖合いで  $M=6.5$  以上の大規模な地震が起きている。このうち本地域周辺に被害をもたらした地震としては、1938年の福島県東方沖地震がある。この地震は1938年11月5日17時43分に発震し、震源は東経  $141^{\circ} 11'$  北緯  $37^{\circ} 20'$  深さ  $30\text{km}$  で、マグニチュードは  $7.5$  であった。福島県の広い範囲で震度  $5$  の強震を記録し、この地震によって福島県全体では死者  $1$ 、負傷者  $9$ 、住家全壊  $16$ 、同半壊  $42$ 、小崖崩れ、道路亀裂などの被害があった(宇佐美, 1996)。また、いわき市小名浜では波高  $107\text{cm}$  の津波を観測した。この地震のほかにも、1936年11月3日の地震、1938年5月23日の地震、1978年6月12日の宮城県沖地震で小規模な津波や軽微な被害があった。

### XIII. 応用地質

(高木哲一・兼子尚知・坂野靖行・柳沢幸夫・利光誠一)

#### XIII. 1 地下資源

##### XIII. 1. 1 銅

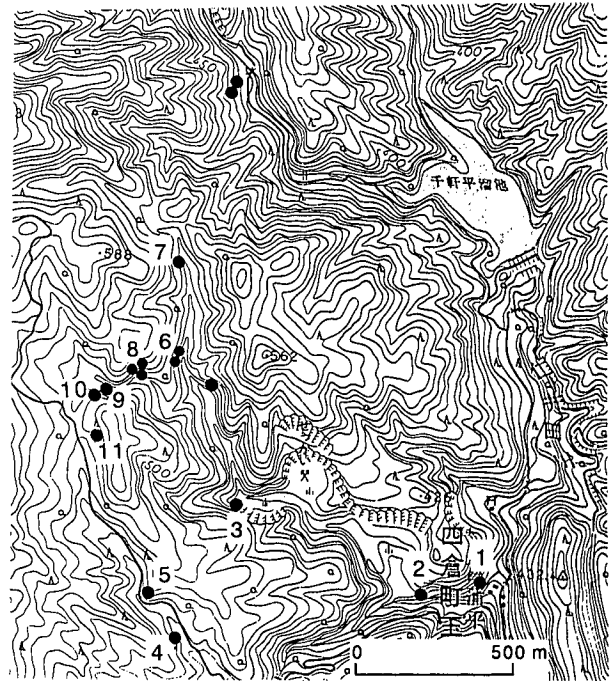
###### 八茎鉱山

八茎鉱山の概要を渡辺 (1953), 西脇ほか (1960), 岩生・松井 (1961) により以下記述する. また最近の状況は鉱山側資料 (新八茎鉱山(株) 平成 10 年度会社概要) によった.

八茎鉱山はいわき市四倉町玉山字菖蒲平北方の時代未詳の堆積岩類中に胚胎するスカルン型鉱床である. 今から約 600 年前の明德 2 年に発見され, 天正年間に岩城但馬守によって, 慶長年間には佐竹右京太夫によって開発されたが, 江戸時代初期には衰えた. 明治 39 年に八茎鉱山合資会社が設立され, 坑内堀りによる本格的な採鉱がなされた. そして大正初期の銅好況のため, 銅生産 100-200 万斤を生産する日本有数の銅山となった. 大正 8 年頃から第一次世界大戦終結に伴う経済変動のため急激に事業不振となり, 大正 14 年に閉山した. 昭和 29 年に日鉄鉱業が鉱業権を買収し, 昭和 33 年より鋼鉄鉱及び石膏の生産が始まった. そして昭和 46 年にタングステン (灰重石) の開発に着手した. 昭和 53 年鋼鉄の終掘に伴い閉山. 銅粗鉱の総生産は約 900 万トンであった. その後八茎鉱山(株) を経て, 昭和 58 年に新八茎鉱山(株) として発足し, タングステン, 石灰石粉 (タンカル) 等を生産するが, 平成元年にタングステンより完全撤退した. タングステン粗鉱の総生産量は約 30 万トンであった. 第 76 図に休廃止坑位置図を示す.

鉱床は“八茎石灰岩”の下盤に胚胎するスカルン型鉱床である. スカルン帯の範囲は石灰岩層下盤に沿って東西 1,200 m, 南北 1,300 m 以上に及び, スカルン帯の中に金属鉱物を主とする鉱体が分布する. 石灰岩層の向斜軸に沿って最大規模の鉱体 (第一鉱体) が分布する. スカルン帯の下部には大滝沢層の粘板岩があり, 大滝沢層に鉱床の生成に関与した花崗岩類が緩傾斜で貫入している.

スカルン帯は主に緑れん石・ザクロ石 (灰バンザクロ石-灰鉄ザクロ石)・単斜輝石 (灰鉄輝石-透輝石) からなる. その他のスカルン帯を構成する鉱物としてバビントン石・珪灰鉄鉱・灰重石などがある. 鉱石鉱物は主に黄銅鉱及び磁鉄鉱で, 磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・輝水鉛鉱・輝コバルト鉱などがあり, スカルン帯中に不規則塊状あるいは鉱染状をなして分布している.



第 76 図 八茎鉱山休廃止坑位置図

- 1: 320 m 通洞坑, 2: 鶴声坑, 3: 朝日坑,  
4: 赤禿坑, 5: 天保坑, 6: 千才坑, 7: 寿坑,  
8: 万才坑 (大野鉱山), 9: 檜山第 2 坑, 10:  
檜山第 3 坑, 11: 檜山第 1 坑.

鉱山側資料 (八茎鉱山休廃止坑位置図, 八茎鉱山地質図) 及び西脇ほか (1960) を基に作製した. 国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「上浅見川」を使用.

二次鉱物としてプロシヤン銅鉱・コバルト華などがある. 最近ではヘイロフスキー鉱が Shimizu *et al.* (1993) によって報告されている.

###### 大野鉱山

いわき市緑青沢上流付近の松山沢層中に胚胎するスカルン型鉱床である (第 76 図の万才坑付近). 大正の始め松山鉱山として採鉱された. その後日本鉱業が買収し大野鉱山と改称し, 第一次世界大戦を機に相当稼行されたが, 同大戦終結とともに休山. 昭和 28 年頃から再開された. 鉱石は主に黄銅鉱・黄鉄鉱・磁硫鉄鉱からできている. 場所によっては赤鉄鉱が伴われる (渡辺, 1953; 岩生・松井, 1961). 昭和 36 年以降に閉山.

###### 松ヶ岡鉱山

檜葉町中平西方の双葉破砕帯沿いの変成岩類中に胚胎するキースラーガー型鉱床である. 鉱床は苦鉄質変成岩

第13表 「川前及び井出」図幅地域の炭鉱

炭 鉱 名	別 名*	坑口の場所	文献	備 考
赤木新妻炭鉱	富岡炭鉱	富岡町半弥沢	2)	
竜田炭鉱昭南坑		檜葉町立石北方	2)	
不二炭鉱		檜葉町立石西方	3)	
腰越炭鉱		檜葉町松岡	3)	
竜田炭鉱清太郎坑		檜葉町清太郎沢	2)	
伊勢炭鉱	小埜炭鉱	檜葉町榎木下	1)	木戸駅より軌道あり。
木戸炭鉱 (本坑)		檜葉町榎木下	3)	
木戸炭鉱 (新坑)		広野町大坂	3)	
木戸炭鉱 (山田岡坑)		広野町七曲	3)	
福広炭鉱		広野町七曲西方	3)	広野駅より軌道あり。
新広野炭鉱		広野町鍋塚	3)	
新広野炭鉱 (小松坑)		広野町小松東方	4)	
入山炭鉱		広野町小松	1)	
石川炭鉱		広野町長畑の川向かい	3)	
浅見川炭鉱	朝倉炭鉱	広野町長畑の川向かい	1)	広野駅より軌道あり。
高倉炭鉱		広野町高倉	1)	

1)紺野 (1938), 2)三田 (1951), 3)須貝ほか (1957), 4)岩生・松井 (1961). 別名\*:文献3)での名称

の片理に沿って南北に延びる層状の鉱染帯で、主として黄銅鉱、黄鉄鉱及び多少の閃亜鉛鉱からなり、最大の層厚は1mを超える。昭和14年頃坑道によって探鉱され、後に日本鉱業の手によって探鉱が継続されたが、大きな発展を見ずに閉山した(渡辺, 1953)。

### XIII. 1. 2 石灰岩

新八茎鉱山株式会社が、いわき市四倉町玉山字菖蒲平北方に分布する“八茎石灰岩”の採掘を行っている。鉱山資料(新八茎鉱山(株)平成10年度会社概要)によると、スカルン帯上部の石灰岩がその対象となっており、平成6年度までは坑内採掘を行っていたが平成7年度からは坑内採掘を中止し、露天採掘を行っている。石灰石粉(タンカル)の生産量は年間約9万5千トンである。

### XIII. 1. 3 砕石・石材

本図幅地域内の数カ所で採石場が稼行しており、檜葉町上小埜(常草興産(株))では細粒石英閃緑岩(Qd)を採掘している。いわき市大久町大久(大久産業(株))では双葉層群玉山層小久川部層(Tk)から砂利採取が行われている。広野町折木川右岸(草野建設(株)、東洋機工(株))では石城層下部(Iw<sub>1</sub>)の礫岩から砂利を採掘している。また、檜葉町上繁岡では大年寺層の凝灰質砂岩(D<sub>1</sub>a)から砂を採取している。

石材としては、川内村上川内(いわき開発(有))で1996年まで中粒黒雲母花崗岩が採掘されていた。

### XIII. 1. 4 粘土

常磐炭田の石城層最下部付近から産出する粘土は、磐城粘土と総称される(福島県, 1964)。本図幅地域では、広野町小松から檜葉町小山にかけての南北6kmにわたって、石城層最下部の不整合面付近に粘土鉱床が分布しており、かつて品川煉瓦(株)が採掘を行っていた(地質調査所編, 1950; 福島県総合開発局, 1953)。耐火粘土は木節質、蛙目質及び青粘土の3種であり、北部と南部で良質であるが中央部では砂質となり耐火度も低下する(平山, 1948)。耐火度はSK34-27であるが、31以上のものは全体の約3割である。本鉱床は昭和6年に発見され、昭和8年から20年まで10数万トンの粘土が採掘された(福島県, 1964)。なお、粘土鉱床は石城層のものがほとんどであるが、一部は下位の双葉層群が風化したものも含まれている。

### XIII. 1. 5 石炭

本図幅地域は常磐炭田の北部(双葉地区)にあたり、かつて多くの炭鉱が稼行していたが、現在はすべて廃坑となっている(第13表)。双葉地域では石城層下部(Iw<sub>1</sub>)に挟在する下層、中層、上層(または1番層、2番層、3番層)と呼ばれた主要な石炭層が稼行対象となっていた(須貝ほか, 1957)。これらの炭鉱の稼行状況や炭層の厚さ、炭質などは、三田(1951)、地質調査所編(1960)及び須貝ほか(1957)に詳しい。

双葉断層の東側の仙台層群分布域の地下深部にも石城層が広く伏在しており、この石炭層を開発する目的で、地震探査(蜷川, 1954)や深層試錐が行われた(江口・



第 14 表 「川前及び井出」 図幅地域の温泉

福島県厚生部 (1960, 1967), 福島県 (1978), 金原 (1992) 及び金井ほか (1998) による。

温泉名	位置	泉質	温度	湧出量 l/m	pH	備考
岩井戸の湯	富岡町上野井戸神沢	単純Fe(II)泉(HCO <sub>3</sub> )・単純泉	13° C	20-32	7.2-7.5	
目の湯	広野町折木亀ヶ崎	単純Fe(II)泉(HCO <sub>3</sub> )	15° C	10	-	噴き井戸-溜水
折木鉱泉	広野町折木南沢	単純Fe(II)泉(HCO <sub>3</sub> )	14° C	10	5.8	
谷地鉱泉	いわき市大久町大久下谷地		-	-	-	ポンプアップ
久之浜温泉	いわき市大久町大久久作	単純Fe(II)泉(HCO <sub>3</sub> )	20° C	20	-	井戸 (30m位)

鈴木, 1960). その結果, 少なくとも 7 層の石炭層が存在することが確かめられている (第 47 図; 江口・鈴木, 1960; 柳沢ほか, 1989).

### XIII. 1. 6 天然ガス

常磐炭田では石炭ガスの産出が知られ, 1949 年より開発に着手されて燃料などに利用されてきた. 以下福島県 (1964) にしたがって, 本地域の天然ガス資源について記述する.

常磐炭田におけるガスの根源は主に白水層群の石城層下部 (Iw1) の石炭層であり, 貯留層は石城層上部 (Iw2) と浅貝層の砂岩及び湯長谷層群の五安層の砂岩である. 石炭化の過程で石炭から生じたガスは移動して石城層上部 (Iw2) と浅貝層の砂岩層中に貯留し, その上位の緻密な泥岩からなる白坂層が帽岩 (キャップロック) となっている. 断層のある部分では断層破砕帯を通じてガスが上位層準に移動して, 主に五安層の砂岩中に貯留される. ここでは水野谷層の泥岩が帽岩となっている. 常磐炭田では集積構造は主に断層封塞による. ガスの成分はメタンが 90-95 % で主成分である.

本図幅地域を含む双葉地域では, これまで地表ではガス徴は認められていないが, 富岡町大膳原試錐 (第 47 図参照) では石城層下部 (深度 1,058 m) で水を伴ってガスが猛噴し, 日産 50,000 m<sup>3</sup> (推定) が噴出した. したがって, 双葉地域の大年寺層分布域の地下に存在する白水層群中にガス賦存の可能性がある. しかし, この地域では構造が安定し, 褶曲や断層が発達せずガスの集積構造がないので, ガスの賦存はあまり期待できないかもしれない.

なお, 本図幅内の広野火力発電所は, 磐城沖で開発されたガス田から供給されるガスを使用して発電を行っている (武井, 1983).

## XIII. 2 地下水

本図幅地域内で利用可能な地下水としては, 沖積層及び段丘堆積物中の浅層地下水と鮮新統中の深層地下水とがある.

本図幅地域内の主要な河川沿いに分布する沖積層中には, 砂礫層が部分的に発達し, 浅層地下水が含まれているが, 本地域での沖積層の厚さは河口部でも約 10 m 程度であり, 沖積層中の地下水に多くを期待することはできない. 一方, 段丘堆積物中にも多少の浅層地下水は存在するものの, 大規模な利用を期待することはできない.

鮮新統の大年寺層は主体は砂質泥岩ないし泥岩からなるが, 最下部と中部には砂質部 (D1c) が挟在する. この砂岩は一般には淘汰がよく, 帯水層となっている. たとえば, 広野駅西方に分布する大年寺層中の砂岩層 (江口ほか (1953) の「桜田砂層」) はこの地域では優れた帯水層となっている (根本, 1958; 吉田, 1958).

## XIII. 3 温泉

本図幅地域内の温泉としては, 岩井戸の湯, 折木鉱泉, 目の湯, 久之浜温泉, 谷地鉱泉がある (第 14 表). このうち, 岩井戸の湯は, 鮮新統大年寺層の分布域にあるが, 残りはいずれも白亜系双葉層群の分布域にある. 各温泉の泉質, 成分などについては, 福島県厚生部 (1960, 1967), 福島県 (1978), 金原 (1992) 及び金井ほか (1998) に記載がある.

## 文 献

- 秋葉文雄 (1985) 亀ノ尾層 (下部中新統) の珪藻化石群集: いわゆる *Kisseleviella carina* Zone と *Thalassiosira fraga* Zone の再検討. 日本珪藻学会第6回大会講演要旨, p. 18.
- Ando, H. (1997) Apparent stacking patterns of depositional sequences in the Upper Cretaceous shallow-marine to fluvial successions, Northeast Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 48, p. 43-59.
- 安藤寿男・勢司理生・大島光春・松丸哲也 (1995) 上部白亜系双葉層群の河川成～浅海成システム—堆積相と堆積シーケンス—. 地学雑, vol. 104, p. 284-303.
- Asano, K. (1949) Foraminifera from the Asagai Formation (Tertiary) of Fukushima Prefecture, Japan. *Jour. Palaeont.*, vol. 13, p. 473-478.
- Asano, K. (1950) Upper Cretaceous foraminifera from Japan. *Pac. Sci.*, vol. 4, p. 158-163.
- 浅野 清 (1962) 有孔虫化石群からみた日本の古第三系. 東北大学理地質古生物邦文報告, no. 57, p. 1-32.
- Asano, K. and Takayanagi, Y. (1965) Stratigraphic significance of the planktonic foraminifera from Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd ser. (Geol.)*, vol. 37, p. 1-14.
- Barron, J. A. (1985) Miocene to Holocene planktic diatoms. In Bolli, H. M., Saunders, J. B. and Perch-Nielsen, K. eds., *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, p. 763-809.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. III and Aubry, M. -P. (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM Spec. Publ.*, no. 54, p. 129-212.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Renz, H. H. eds. *Proc First Intern. Conference on Planktonic Microfossils*, vol. 1, Leiden, Netherlands. p. 199-422.
- Bukry, D. (1974) Stratigraphic value of silicoflagellates in nontropical regions. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 85, p. 1905-1906.
- Bukry, D. (1975) Siliconagellate and coccolith stratigraphy, Deep Sea Drilling Project, Leg 29. In Kennett, J. P., Houtz, R. E. et al., *Init. Rep. DSDP*. Washington (U. S. Govt. Printing Office), vol. 29, p. 845-872.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1992) A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 97, p. 13917-13951.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 100, p. 6093-6095.
- 地質調査所編 (1950) 日本鉱産誌Ⅲ 主として窯業原料となる鉱石. 東京地学協会, 177 p.
- 地質調査所編 (1960) 日本鉱産誌 BV-a 主として燃料となる鉱石—石炭—. 地質調査所, 775 p.
- Edwards, A. R. and Perch-Nielsen, K. (1975) Calcareous nanofossil from the southern Southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 29. In Kennett, J. P., Houtz, R. E. et al., *Init. Rep. DSDP*, Washington (U. S. Govt. Printing Office), vol. 29, p. 469-539.
- 江口元起・庄司力偉 (1953) 常磐炭田における炭層堆積状態の研究 (その1) —茨城県磯原町付近—. 地質雑, vol. 59, p. 99-108.
- 江口元起・庄司力偉・荒川 透・鈴木舜一 (1959) 常磐炭田地域における白亜系と第三系の境界. 有孔虫, no. 10, p. 61-67.
- 江口元起・庄司力偉・鈴木舜一 (1953) 常磐炭田における炭層堆積状態の研究 (その2) —福島県双葉郡廣野町付近—. 地質雑, vol. 59, no. 12, p. 544-551.
- 江口元起・鈴木舜一 (1960) 常磐炭田北端部における深部の層序および構造. 東北大理科報告 (地質学) 特別号, no. 4, p. 424-436.
- 永広昌之・大上和良 (1990) 阿武隈山地東縁部の松ヶ平変成岩と上部でデボン系合ノ沢層の層位関係. 地質雑, vol. 96, p. 537-547.
- 遠藤誠道 (1950) 常磐炭田白水層産化石植物群 (要旨). 地質雑, vol. 56, p. 277-278.
- Fenner, J. (1984) Eocene-Oligocene planktic diatom stratigraphy in the low latitudes and the high latitudes. *Micropaleont.*, vol. 30, p. 319-342.
- 藤田至則・加納 博・滝沢文教・八島隆一 (1988) 角田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 99 p.
- 深沢丈夫・大貫 仁 (1972) 北部阿武隈山地のはんれい岩類について. 岩鉱, vol. 67, p. 1-10.
- 福島県 (1964) 福島県鉱産誌. 福島県, 264 p.
- 福島県 (1978) 福島県の温泉. 福島県, 94 p.
- 福島県 (1993) 土地分類基本調査「川前・井出」. 国土調査, 61 p.
- 福島県 (1999) 双葉断層に関する成果報告書 (概要版). 福島県, 22 p.
- 福島県厚生部 (1960) 福島県の温泉. 福島県, 364 p.
- 福島県厚生部 (1967) 福島県の温泉. 福島県, 80 p.
- 福島県総合開発調査局 (1953) 開発を待つ地下資源. —福島県地下資源資料—. 福島県, 268 p.
- Gladkov, A. Y. (1998) Oligocene and lower Miocene dia-

- tom zonation in the North Pacific. *Stratigraphy and Geological Correlation*, vol. 6, p. 150-163.
- Gladenkov, A. Y. and Barron, J. A. (1995) Oligocene and early Middle Miocene diatom biostratigraphy of Hole 884 B. In Rea, D. K., Basov, I. A., Scholl, D. W. and Allan, J. F. eds., *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, College Station TX (Ocean Drilling Program), vol. 145, p. 21-41.
- Gorai, M. (1944) Petrological study on the plutonic rocks of Gosaisho-Takanuki district, southern Abukuma Plateau. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., ser. D*, vol. 2, p. 239-321.
- 後藤清彦・竹内正次・高本秀雄 (1994) 福島県浪江町地域における畑川破砕帯以西の黒色ウルトラマイロナイト・ハント—その産状と化学組成—. 日本地質学会第101年学術講演会演旨, p. 186.
- 半沢正四郎 (1954) 東北地方. 日本地方地質誌, 朝倉書店, 344 p.
- 原 郁夫・梅村隼夫 (1979) 松ヶ平・母体変成岩類の時代論. 「日本列島の基盤」加納 博教授記念論文集, p. 559-578.
- Harwood, D. M. and Maruyama, T. (1992) Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from the Kerguelen Plateau, Leg 120. In Wise, S. W. Jr., Schlich, R. et al., *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), vol. 120, p. 683-733.
- 長谷川善和・国府田良樹・渡辺俊光・押田勝男・滝沢 晃・鈴木千里 (1987) 福島県広野町双葉層群産恐竜化石群 日本古生物学会第136回例会講演予稿集, no. 4, p. 4.
- 長谷川善和・大石雅之・竹谷陽二郎・丸山俊明 (1993) 福島県双葉町より産出した鯨類化石. 福島県立博物館調査研究報告, no. 23, p. 1-44.
- 橋本一雄・国府田良樹 (1979) 広野町二ッ沼産第三紀板鰐類化石. 平地学同好会会報, 特別号, p. 67-75.
- 橋本一雄 (1991) 地域の特性と博物館. 月刊地球, vol. 13, p. 727-731.
- Hatai, K. and Kamada, Y. (1950) Fossil evidence for the geological age of the Uchigo Group, Joban Coal-field. *Short Papers Inst. Geol. Palaeont. Sendai*, no. 2, p. 58-73.
- Hayasaka, H. (1956) Pliocene molluscan from the Futaba district, Fukushima Prefecture, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 25, p. 13-20.
- 平山 昭 (1959) 八茎鉱山の地質鉱床について. 鉱山地質, vol. 9, no. 38, p. 352-359.
- Hirayama, K. (1955) The Asagai Formation and its molluscan fossils in the northern regions Joban Coal-field, Fukushima Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, vol. 4, p. 49-130.
- 平山勝美 (1960) 阿武隈山地東縁地域に分布する第三系の地質学的研究 (I) —とくに層序および構造発達史について—. 立教大研報 (自然), no. 7, p. 11-65.
- 平山 健 (1948) 福島県木戸村及び広野村耐火粘土調査報告. 地質調査所速報, no. 63, p. 1-27.
- 広野町史編さん委員会編 (1992) 広野町史. 広野町, 972p.
- 広田清治・久家直之 (1985) 鮮新統“多賀層群”から産出したアシカ科動物化石. 地学団体研究会専報, no. 30, p. 67-73.
- 久田 司・高木秀雄 (1992) 阿武隈山地東縁, 社地神剪断帯の断層岩の変形と運動. 地質雑, vol. 98, p. 137-154.
- Honda, Y. (2000) A new species of *Ancistrolepis* (Gastropoda: Buccinidae) from the Iwaki Formation (lower Oligocene) of the Joban coal field, northern Japan. *Paleont. Res.* vol. 4, p. 89-94.
- Huzioka, K. (1961) A new Paleogene species of the genus *Comptonia* from Joban coal-field, with reference to the stratigraphical consideration of the Tertiary *Comptonia* in northeastern Japan. *Jour. Min. Coll. Akita Univ., ser. A*, vol. 1, p. 60-68.
- 許 成基・土屋 篁 (1999) 北上・阿武隈両山地の白亜紀花崗岩. VORG 論文集, ヴァリスカン造山運動研究グループ, p. 395-405.
- Ishihara, S. (1979) Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 85, p. 509-523.
- 岩井淳一 (1949) 仙台付近の新生代層. 地球科学, no. 1, p. 23-27.
- Iwai, J. (1950) Kamen-o Formation (Tertiary) of the Joban coal-field. *Short Papers IGPS*, no. 1, p. 59-77.
- 岩生周一 (1958) 領家帯. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, p. 101-122.
- 岩生周一・松井 寛 (1961) 5万分の1地質図幅「平・川面(付井出)」および同説明書. 地質調査所, 103p.
- いわき市教育文化事業団 (1991) 石城層動物化石発掘調査報告. いわき市教育委員会, 17 p.
- 岩田尊夫 (1995) 常磐沖堆積盆における下部中新統のシーケンス層序解析. 地質学論集, no. 45, p. 223-237.
- 海保邦夫 (1983) 浮遊性有孔虫による北海道の古第三系の地質年代—堆積間隙と海水準変動との関係—. 化石, no. 34, p. 41-49.
- Kaiho, K. (1984) Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan. Part. 1. Lithostratigraphy and biostratigraphy including description of new species. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd ser. (Geol.)*, vol. 54, p. 95-139.
- Kamada, Y. (1962) Tertiary marine molluscan from the Joban Coal-Field, Japan. *Spec. Pap. Palaeont. Soc. Japan*, no. 8, p. 1-187.
- 鎌田泰彦 (1972) 常磐炭田における櫛平層の設立と滝夾炭層の層位的位置. 岩井淳一教授記念論文集, p. 389-402.
- 鎌田泰彦 (1994) 福島・茨城県常磐地域の第三系研究における今後の課題 (その1—常磐地域の古第三系の形成). 平地

- 学同好会会報, no. 20, p. 3-9.
- 鎌田泰彦 (1996) 福島・茨城県常磐地域の第三系研究における今後の課題 (その2—常磐地域の第三系の形成). 平地学同好会会報, no. 21, p. 3-20.
- Kanada, Y. and Hayasaka, S. (1960) Remarks on a fossil marine fauna from Tateishi, Futaba district in the Joban Coal-field, Fukushima Prefecture. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 29, 17.-29.
- 亀尾浩司・佐藤時幸 (1999) 石灰質ナンノ化石層序の最近の知見とその応用—とくに常磐海域坑井の新第三系・第四系層序について—. 石油技誌, vol. 64, p. 16-27.
- 金井 豊・関 陽児・上岡 晃・金沢康夫・月村勝宏・濱崎聡志・中嶋輝允 (1998) 水と地表物質との相互作用による水質について—福島・茨城県における湧水・地表水の調査例—. 地調月報, vol. 49, p. 425-438.
- 金川久一・鶴見純子・細沼浩子 (1999) 畑川破砕帯東縁部における花崗岩とアプライト脈のウルトラマイロナイト化. 日本地質学会第106年学術講演会演旨, p. 79.
- Kanisawa, S. (1964) Metamorphic rocks of the southwestern part of the Kitakami Mountainland, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 3rd ser.*, vol. 9, p. 155-198.
- Kanno, S. (1961) On some consideration of the molluscan fauna from the Asagai Formation. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 42, p. 73-78.
- 加納 博 (1970) 日本列島の先中生代地帯構造区分. 市川浩一郎・藤田至則・島津光夫編, 日本列島地質構造発達史, 築地書館, 図4-1, p. 6.
- 加納 博・黒田吉益・宇留野勝敏・濡木輝一・蟹沢聰史・丸山孝彦・梅村隼夫・光川 寛・瀬戸延男・大平芳久・佐藤茂・一色直記 (1973) 竹貫地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 116p.
- 香取周介 (1992 MS) 常磐炭田北部地域の下部新生界の層序学的研究. 筑波大学地球科学卒業論文, 85p.
- 加藤 進・秋葉文雄・守屋成博 (1996) 相馬沖海域における上部白亜系・新生界の層序と地質構造. 地質雑, vol. 102, p. 1039-1051.
- 加藤 進・田澤孝一・中野孝教 (1997) 基礎試錐「相馬沖」における新生代ストロンチウム同位体層序. 地質雑, vol. 103, p. 1046-1052.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 363 p.
- 活断層研究会 (1991) [新編] 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437 p.
- 川辺鉄哉・前田四郎 (1972) 双葉層群について. 地質見学案内書いわき市北部の中〜古生界について, 日本地質学会第79年総会準備委員会・いわき市教育委員会・平地学同好会, p. 1-6.
- 河野義礼・植田良夫 (1965) 本邦火成岩類の K-Ar dating (III)—阿武隈山地の花崗岩類. 岩鉱, vol. 54, p. 162-172.
- 木村勝弘 (1988) 油田地域における基盤の地史的な構造変化の研究. 石油公団石油開発技術センター年報, 昭和62年度, p. 14-16.
- 金原啓司 (1992) 日本の温泉・鉱泉分布図及び一覽. 地質調査所, 394 p.
- 喜多河庸二 (1950) 久之濱町の試錐コアに就て. 東北鉱山, no. 2, p. 27-32.
- 喜多河庸二・新野 弘 (1954) 常磐炭田四倉・日立間の海底地質調査報告. 地調月報, vol. 5, p. 279-286.
- 喜多河庸二・新野 弘・江口元起 (1953) 常磐炭田沖の海底地質. 東部炭礦技術, no. 15, p. 13-31.
- 小池一之 (1968) 北阿武隈山地の地形発達 駒沢地理, no. 45, p. 109-126.
- Koike, K. (1969) Geomorphological development of the Abukuma mountains and its surroundings, Northeast Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 40, p. 1-24.
- 小松山元 (1968) 常磐第三系新植物化石 (続). 平地学同好会会報, no. 10, p. 22-25.
- Koizumi, I. (1972) Marine diatom flora of the Pliocene Tatsunokuchi Formation in Fukushima Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 86, p. 340-359.
- Koizumi, I. (1985) Diatom biochronology for late Cenozoic Northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 91, p. 195-211.
- 小泉 格 (1986) 常磐炭田新第三系の珪藻化石層序—湯長谷・白土・高久層群—. 北村 信教授記念地質学論文集, p. 175-192.
- 小松原純子 (1997) 常磐炭田石城層の流路充填堆積物. 堆積学研究, no. 45, p. 29-36.
- 紺野芳雄 (1938) 常磐炭田第六区磐城國双葉郡久之濱町附近地質図, 同説明書 地質調査所, 40p.
- Koto, B. (1893) The Archean formation of the Abukuma plateau. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ.*, no. 5, p. 197-291.
- 久保和也 (1973) 中部阿武隈山地三春町付近の花崗岩類 MAGMA, no. 32, p. 11-14.
- 久保和也 (1991) 阿武隈山地の白みかげと黒みかげ. 地質ニュース, no. 441, p. 28-33.
- 久保和也・村田泰章 (1994) 阿武隈山地, 羽山及び移ヶ岳周辺の斑れい岩体の地下構造と阿武隈花崗岩類の上部構造. 日本地質学会第101年学術講演会演旨, p. 232.
- 久保和也・高木秀雄 (1997) 畑川破砕帯西部, 阿武隈花崗岩中に発見されたシュートタキライト. 地質雑, vol. 103, p. 798-801.
- 久保和也・高橋 浩 (1992) 阿武隈花崗岩類と北上花崗岩類から見た阿武隈帯の東縁・西縁. 地団研46回総会シンポ要旨集, p. 111-115.
- 久保和也・山元孝広 (1990) 阿武隈山地等東縁原町地域の白亜紀貫入岩類—岩石記載および K-Ar 年代—. 地質雑, vol. 96, p. 731-743.

- 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩 (1994) 浪江及び磐城富岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 104p.
- 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・山元孝広・滝沢文教 (1990) 原町及び大甕地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 155p.
- 久家直之 (1981) 福島県双葉部広野町の「多賀層群」の軟体動物化石. 軟体動物の研究 (大森昌衛教授還暦記念論文集), p. 259-264.
- Kurita, H. and Matsuoka, K. (1994) *Trinovantedinum boreale* Bujak-dominant dinoflagellate assemblages in Eocene-Oligocene stratified water in northern Japan. *Review Palaeobot. Palynol.*, vol. 84, p. 129-153.
- 栗田裕司・小布施明子・小笠原憲四郎・長谷川四郎・天野和孝・久田健一郎 (2000) ロシア・サハリン島における漸新統～中新統有機質微化石層序 (渦鞭毛藻化石・花粉化石) と年代・古環境. 地質雑, vol. 109, p. 187-202.
- 栗田裕司・三輪美智子 (1998) 北海道夕張炭田地域, 漸新統紅葉山層の渦鞭毛藻化石層序と年代. 地質雑, vol. 104, p. 56-59.
- 黒田吉益 (1963) 東北日本の深成変成岩類の相互関係. 地球科学, no. 67, p. 21-29.
- Leake, B. E. and others (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Eur. Jour. Mineral.*, vol. 9, p. 623-651.
- Maeda, S. and Sato, T. (1964) *Steinmannella* (*Yeharella*) *Kimurai* from the Futaba Group in Northeast Japan. *Jour. Coll. Arts and Sci., Chiba Univ.*, vol. 4, no. 2, p. 59-68.
- 前川寛和 (1981) 北上山地南西部母体層群の地質. 地質雑, vol. 87, p. 212-219.
- 榎山次郎 (1920) 常磐石炭層の時代. 地質雑, vol. 27, p. 103-110.
- Makiyama, J. (1934) The Asagaian molluscs of Yotukura and Matchigar. *Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ., ser. B*, vol. 10, p. 121-167.
- 丸山孝彦 (1970) 阿武隈高原鮫川～石川地方の地質と構造—特に古期型花崗岩類の構造に関連して, その1. 地質雑, vol. 76, p. 55-366.
- Maruyama, T. (1978) Geochronological studies on granitic rocks distributed in the Gosaisho-Takanuki district, southern Abukuma Plateau, Japan. *Jour. Min. Coll. Akita Univ., ser. A*, 5, p. 53-102.
- 松井 寛・佐藤 茂 (1951) 常磐炭田中南部の地質構造. 鉱山地質, vol. 1, p. 25.
- Matsumoto, T. (1943) Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. Parts II & III. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Imp. Univ., ser. D*, vol. 2, p. 97-237.
- Matsumoto, T., Nemoto, M. and Suzuki, C. (1990) Gigantic ammonites from the Cretaceous Futaba Group of Fukushima Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 157, p. 366-381.
- 松本達郎・根本 守・渡辺俊光 (1989) 白亜紀アンモナイト *Puzosia kuratai* Tokunaga and Shimizu, 1926 について. 化石, no. 47, p. 25-38.
- 松本達郎・小島郁生・田代正之・太田喜久・田村 実・松川正樹・田中 均 (1982) 本邦白亜系における海成・非海成層の対比. 化石, no. 31, p. 1-26.
- 三木昭夫 (1972) 上部白亜系双葉層群の化石花粉・孢子群. 地質雑, vol. 78, p. 241-252, pl. 1-2.
- Miki, A. (1977) Late Cretaceous pollen and spore floras of northern Japan: composition and interpretation. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser IV*, vol. 17, p. 399-436.
- Miller, K. G., Wright, J. D. and Fairbanks, R. (1991) Unlocking the Ice House: Oligocene-Miocene oxygen isotope, eustasy, and margin erosion. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 96, no. B4, p. 6829-6848.
- 三野与吉 (1942) 地形原論. 古今書院, 517 p.
- 三田正一 (1951) 常磐炭田双葉地区北部地質調査報告. 地調報告, no. 140, p. 1-44.
- Mitsui, S. (1971) Studies on the mechanism of deformation of sedimentary rocks in the Iwaki Area or Joban Coal-Field, Fukushima Prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd ser (Geol.)*, vol. 42, p. 199-272.
- 光川 寛 (1967) 中部阿武隈高原古殿地方の地質と構造—とくに宮本岩体とその周囲の変成岩類について (MS). 秋田大学鉱山地質学教室卒論
- Mizuno, A. (1964) Summary of the Paleogene molluscan faunas in North Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 207, p. 28.
- 本山 功 (1999) 本邦含油新第三系をめぐる放散虫化石層序の進歩—化石帯区分の進歩— 石油技誌, vol. 64, p. 28-39.
- 中川久夫 (1961) 東北日本南部太平洋沿岸地方の段丘群. 地質雑, vol. 67, p. 66-78.
- 中村新太郎 (1913) 常磐炭田第壹区磐城国岩城群湯本村付近地質図. 地質調査所.
- 中村嘉男 (1960) 阿武隈隆起準平原北部の地形発達. 東北地理, vol. 12, p. 62-70.
- Nakano, M. (1957) On the Cretaceous pennatac trigonians in Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 28, p. 107-120.
- 橋戸牧一郎・渡辺 順・嶋岡 博・内山幸二・高畑裕之 (1999) 阿武隈変成帯西部地域の花崗岩化作用—笠石ミグマタイト岩体と灰色花崗岩—. VORG 論文集, ヴァリスカン造山運動研究グループ. p. 19-53.
- 根建心具・大貫 寛・吉田武義・田切美智雄 (1984) 南東阿武隈山地, 水石山超苦鉄質—苦鉄質岩体—特に不透明鉱物について. 岩鉱, vol. 79, p. 200-213.

- 根本 守 (1958) 広野駅付近の井戸水について. その1 地質学的考察. 平地学同好会会誌, no. 5, p. 5-10.
- 根本直樹・竹谷陽二郎・柳沢幸夫・相田 優 (1996) 常磐地域の第三系. 森 啓・長濱裕幸編, 日本地質学会第103年学術大会見学旅行案内書, 仙台, p. 139-153.
- 根本修行 (1984) 常磐炭田から記載された貝化石の模式地めぐり. 平地学同好会会報, no. 15, p. 3-23.
- 根本修行・有坂正一 (1998) 常磐地方平層・本谷部層から産した貝化石. 平地学同好会会報, no. 22, p. 27-33.
- 根本修行・有坂正一・大原 隆 (1994) 常磐炭田の中部第三系から発見された貝化石. 平地学同好会会報, no. 20, p. 11-17.
- 根本修行・大原 隆 (1979a) 広野町二ツ沼付近の多賀層群から産出した貝化石. 平地学同好会会報 (特別号), p. 1-16.
- 根本修行・大原 隆 (1979b) 常磐炭田双葉地区の浅貝層の貝化石. 千葉大教養研究報告, B-12, p. 45-60.
- 根本修行・大原 隆 (1988) 多賀層群二ツ沼砂層産イタヤガイ科化石. 平地学同好会会報, no. 17, p. 13-31.
- 根本修行・大原 隆 (1994) 模式地の桜田砂層から産出した板鰐類化石. 平地学同好会会報, no. 20, p. 19-23.
- 根本修行・大原 隆 (1996) 常磐炭田双葉地区に分布する白水層群の堆積サイクル. 平地学同好会会報, no. 21, p. 21-25.
- 根本修行・大原 隆 (1998) 下部中新統・亀ノ尾層の縞模様と堆積環境. 平地学同好会会報, no. 22, p. 35-43.
- 根本修行・大原 隆 (2001) 常磐地方北部地域の白水層群にみられる貝化石群集と堆積環境. 平地学同好会会報, no. 23, p. 21-51.
- 根本修行・佐藤 篤・大原 隆 (1998) 常磐地方の模式中山層から産した貝化石とその堆積環境. 平地学同好会会報, no. 22, p. 3-25.
- 蜷川親治 (1954) 常磐炭田富岡地区地震探査報告. 地調月報, vol. 5, p. 483-492.
- 西脇三樹雄・他地質関係者 (1960) 八茎鉱山の探査およびその成果について. 鉱山地質, vol. 10, p. 329-337.
- 野田浩司 (1996 a) 生痕化石の意義. 平地学同好会会報, no. 21, p. 43-48.
- 野田浩司 (1996 b) 炭化物産状の二例. 平地学同好会会報, no. 21, p. 61-62.
- 小島郁生 (1967) 白亜系双葉層群の上限. 地質雑, vol. 73, p. 443-444.
- 小島郁生・長谷川善和・鈴木 直 (1970) 白亜系双葉層群より首長竜の発見. 地質雑, vol. 76, p. 161-164.
- 小島郁生・鈴木 直 (1969) 再び白亜系双葉層群の上限. 地質雑, vol. 75, p. 443-445.
- 小笠原憲四郎 (2000) 東柱類の古地理と北西太平洋地域第三紀地史事件. 足寄動物化石博紀要, no. 1, p. 25-34.
- 小笠原憲四郎・久田健一郎・中野孝教・植村和彦 (2001 a) 貝殻を用いた Sr 同位体年代の評価. 本州下部中新統の堆積環境復元 (平成11年度~12年度科学研究費補助金研究成果報告書), p. 27-29.
- 小笠原憲四郎・久田健一郎・中野孝教・植村和彦 (2001 b) 本州下部中新統の堆積環境復元と今後の課題. 本州下部中新統の堆積環境復元 (平成11年度~12年度科学研究費補助金研究成果報告書), p. 38-43.
- 小倉義雄 (1960) 南部阿武隈高原宮本複合岩体の深成岩類の岩石化学的性質. 地質雑, vol. 66, p. 341-351.
- O'Hara, S. and Nemoto, N. (1975) *Patinopecten pseudoyessoensis* Akiyama et Miyajima from the Taga Group of the Joban Coal-field. *Jour. Coll. Arts and Sci. Chiba Univ.*, B-8, p. 131-161.
- O'Hara, S. and Nemoto, N. (1982) Molluscan fossils from the "Goyasu Formation" in the Futaba district of the Joban Coalfield. *Jour. Coll. Art. Sci. Chiba Univ.*, B-15, p. 57-64.
- O'Hara, S. and Nemoto, N. (1984) Molluscan fossils from the type Goyasu Formation of the Joban Coalfield. *Jour. Coll. Art. Sci. Chiba Univ.*, B-17, p. 45-61.
- O'Hara, S., Sugaya, M. and Nemoto, N. (1976) Fusuline fossils from the Futaba Tectonic Line of the Abukuma Plateau. *Jour. Coll. Arts. Sci., Chiba Univ.*, B-9, p. 69-75.
- 大平芳久 (1970) 中部阿武隈高原間川花崗質岩体の構造と侵入運動について. 地質雑, vol. 80, p. 119-133.
- 大友幸子・尾島満行・柴田裕香 (2000) 福島県小高町~浪江町にかけての双葉断層. 日本地質学会第107年学術講演会演旨, p. 71.
- 大友幸子・柴田裕香・鈴木淳一 (1999) 双葉破碎帯の断層岩一福島県小高町南部一. 日本地質学会第106年学術講演会演旨, p. 79.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975) *Marine Micropaleont.*, vol. 5, p. 321-325.
- Okada, H. and Kaiho, K. (1992) Paleogene calcareous nanofossils from Hokkaido, Japan. *In* Ishizaki, I. and Saito, T. eds., *Centenary of Japanese Micropaleontology*, Terra Scientific Publ. Co., Tokyo, p. 461-471.
- 岡 重文・桂島 茂・垣見俊弘・相原輝雄・宇野沢 昭 (1981) 福島県東海岸地域の段丘変形. 地調月報, vol. 32, p. 275-292.
- 大上和良 (1972) 常磐第三系石城層中の粘土鉱物ならびに変質自生鉱物の検出. 岩井淳一教授記念論文集, p. 175-183.
- Okami, K. (1973) Sedimentological study of the Iwaki Formation of the Joban Coal Field. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd ser. (Geol.)*, vol. 44, p. 1-53.
- 大上和良 (1989) 第3章 白亜系一古第三系, (4) 双葉・石城・多賀地域. 日本の地質「東北地方」編集委員会編, 日本の地質2 東北地方, 共立出版, p. 78-80.
- 大上和良・遠藤真哉・村田正文 (1978) 常磐炭田第三系礫岩

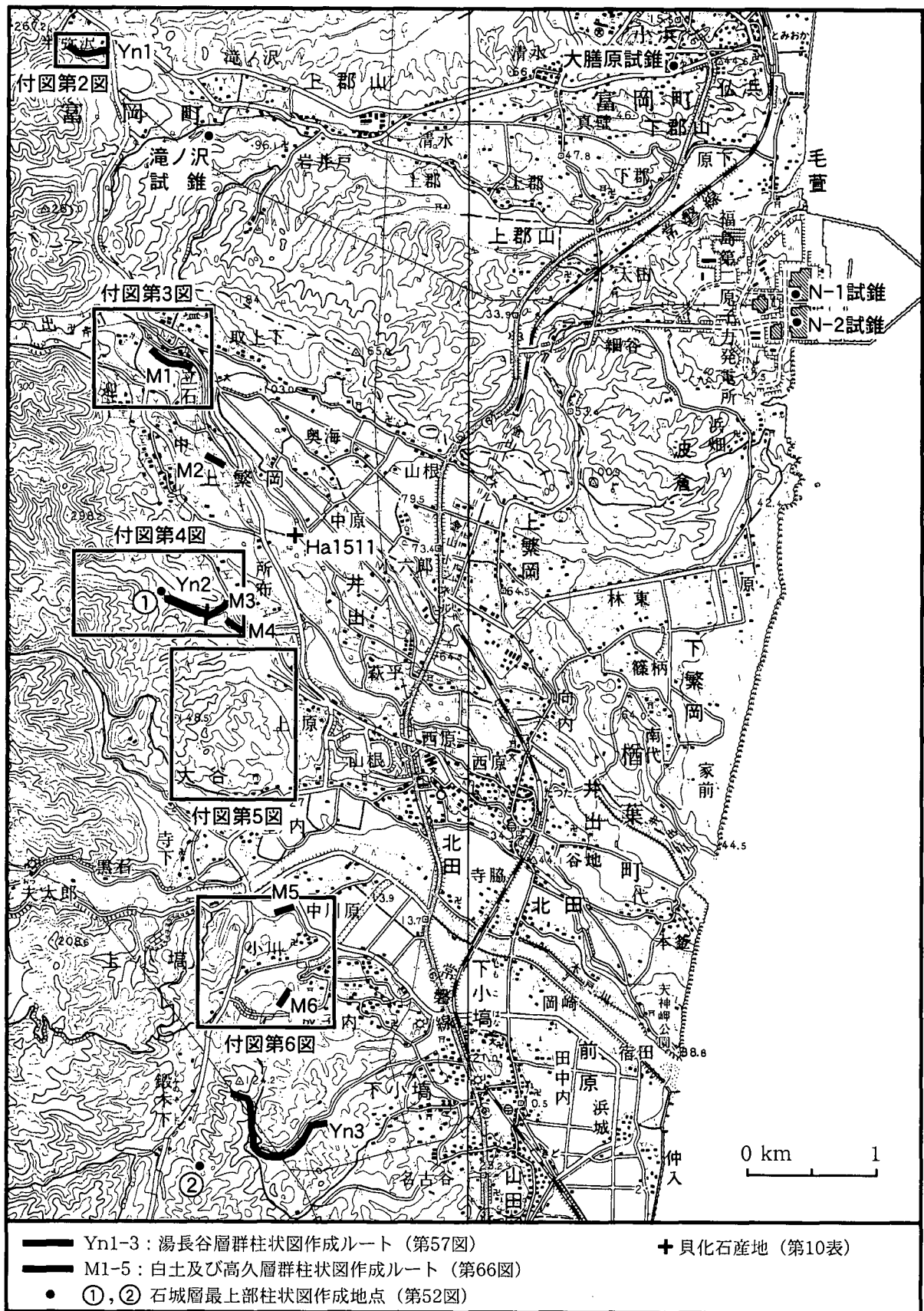
- 中のチャート礫よりトリアス紀コノドントの発見. 地質雑, vol. 84, p. 87-90.
- 大上和良・加納 博 (1982) 阿武隈高原東縁地域に産出するオーソコーツァイト礫の供給源. 地質学論集, no. 21, p. 231-243.
- Okami, K. and Mori, T. (1976) Preliminary study on the exotic pebbles in the eastern Terrain of the Abukuma Plateau, Northeast Japan — on the conglomerate of the Iwaki Formation—. *Tech. Rep. Iwate Univ.*, vol. 9, p. 47-59.
- 大倉陽子 (1958) 阿武隈山地東北縁部の段丘地形—段丘堆積物の分析を中心として—. 地理評, vol. 31, p. 206-219.
- 大野勝次・砥川隆二・渡辺岩井・柴田秀賢 (1953) 北部阿武隈高原東南地域の地質—阿武隈高原の地質学的岩石学的研究 (其の5). 東京教育大地誌研究報告, no. 2, p. 79-89.
- 小貫義男 (1966) 阿武隈山地, 八茎・高倉山地方の古生層の層位および構造. 松下 進教授記念論文集, p. 41-52.
- Otuka, Y. (1939) Tertiary crustal deformation in Japan (with short remarks on Tertiary paleogeography). *Jubilee Publ. Comm. Prof. H. Yabe Sixtieth Birthday*, vol. 1, p. 481-519.
- 大槻憲四郎・永広昌之 (1992) 東北日本の大規模左横ずれ断層系と日本の地体構造の成り立ち. 地質雑, vol. 98, p. 1097-1112.
- Prothero, D. R. and Berggren, W. A. eds. (1992) *Eocene-Oligocene climate and biotic evolution*. Princeton Univ. Press, 568 p.
- Riedel, W. R. and Sanfilippo, A. (1978) Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. *Micropaleont.*, vol. 23, p. 61-96.
- 斎藤登志雄 (1960) 福島県双葉郡に分布する双葉層群の層位的研究 (その1). 茨城大文理紀要 (自然科学), no. 11, p. 107-113.
- Saito, T. (1961) The Upper Cretaceous System of Ibaraki and Fukushima Prefectures, Japan (Part 1). *Bull. Fac. Arts and Sci., Ibaraki Univ., Nat. Sci.*, no. 12, p. 103-144.
- Saito, T. (1962) The Upper Cretaceous System of Ibaraki and Fukushima Prefectures, Japan (Part 2). *Bull. Fac. Arts and Sci., Ibaraki Univ., Nat. Sci.*, no. 13, p. 51-87, pls. 1-8.
- 斎藤登志雄・根本直樹・柳沢一郎・根本 守・丸山俊明 (1989) 常磐炭田の第三系. 日本地質学会第96年学術大会 見学旅行案内書, p. 87-103.
- 斎藤常正 (1999) 最近の古地磁気層序の改訂と日本の標準微化石層序. 石油技誌, vol. 64, p. 2-15.
- 斎藤常正・岡田尚武・海保邦夫 (1984) 日本の古第三系の生層序と国際対比. 山形大学, 137 p.
- 阪口圭一 (1995) 二本松地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79 p.
- Sanfilippo, A. and Nigrini, C. (1998) Code numbers for Cenozoic low latitude radiolarian biostratigraphic zones and GPTS conversion tables. *Marine Micropaleont.*, vol. 33, p. 109-156.
- 笹田政克 (1984) 神室山—栗駒山地域の先新第三紀基盤岩類—その1 鬼首—湯沢マイロナイト帯—. 地質雑, vol. 90, p. 865-874.
- 佐藤正道・小松尚哉・宮坂義彦・増田孝一郎 (2001) 福島県双葉地方の双葉富岡層および石熊層の貝類化石について. 仙台市科学館研究報告, no. 11, p. 1-7.
- 佐藤誠司 (1989) 常磐炭田第三系の花粉層序学的研究. 地質雑, vol. 95, p. 171-187.
- 沢村孝之助 (1984) 北海道東部の津別層群における珪質鞭毛藻化石による漸新・中新両統の境界. 石油資源開発株式会社技術研究所研究報告, no. 1, p. 68-71.
- Schumacher, J. C. (1997) The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *Eur. Jour. Mineral.*, vol. 9, p. 643-651.
- 関 陽太郎 (1962) 福島県八茎鉱山付近の結晶片岩. 岩鉱, vol. 48, p. 11-18.
- Seki, Y. and Ogino, I. (1960) Notes on rock-forming minerals (15), pumpellyite in crystalline schists from the Yaguki district, Hukushima Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 66, p. 548-550.
- Sendo, T. (1958) On the granitic rocks of Mt. Otakine and its adjacent districts in Abukuma massif, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 3rd ser.*, vol. 6, p. 57-167.
- 柴田 賢 (1987) 阿武隈山地北端部, 丸森地域の花崗岩類の Rb-Sr 全岩年代. 岩鉱, vol. 82, p. 36-40.
- 柴田 賢・棚井敏雅 (1982) 北海道第三紀火山岩類の K-Ar 年代. 棚井敏雅編, 北海道新第三系生層序の諸問題, 北海道新第三系総研事務局, p. 75-79.
- 柴田 賢・田中 剛 (1987) Nd・Sr 同位体からみた阿武隈山地石川複合岩体の形成年代. 岩鉱, vol. 82, p. 433-440.
- 柴田 賢・内海 茂 (1983) 南部阿武隈山地花崗岩類の角閃石 K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 78, p. 405-410.
- 資源エネルギー庁 (1987) 希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書, 阿武隈東部地域 (昭和61年度). 通商産業省資源エネルギー庁, 119 p.
- 資源エネルギー庁 (1989) 希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書, 阿武隈東部地域 (昭和63年度). 通商産業省資源エネルギー庁, 107 p.
- 資源エネルギー庁 (1990) 希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書, 阿武隈東部地域 (平成元年度). 通商産業省資源エネルギー庁, 149 p.
- Shimizu, M., Kato, A. and Sakurai, K. (1993) Heyrovskýite, lillianite solid solution and galena from the Yakuki mine, Fukushima Prefecture, Japan. *Resource Geology*, vol. 43, p. 283-290.

- 庄司力偉 (1960a) 日本の夾炭層に発達する堆積輪廻の成因について(1)—堆積輪廻に関する成因上の諸問題—。地質雑, vol. 66, p. 660-674.
- 庄司力偉 (1960b) 日本の夾炭層に発達する堆積輪廻の成因について(2)—堆積輪廻の形成機構についての考察—。地質雑, vol. 66, p. 733-741.
- 周藤賢治・田沢純一・兼子尚知 (1989) 阿武隈山地八茎地域白亜紀火山岩の化学組成。日本鉱山地質学会・日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱物学会平成元年度秋期連合学術講演会講演要旨, p. 72.
- 須貝貫二・松井 寛 (1953) 常磐炭田湯本東部地区調査報告。地調報告, no. 157, 58 p.
- 須貝貫二・松井 寛・佐藤 茂・喜多河庸二・佐々木実・宮下美智夫・河内英幸 (1957) 常磐炭田地質図ならびに説明書。日本炭田図 I, 地質調査所, 143 p.
- 菅谷政司・根本修行・大原隆 (1979) 阿武隈山地東縁部から産した紡錘虫化石。平地学同好会会報特別号, p. 42-946.
- Sugi, K. (1935) A preliminary study on the metamorphic rocks of southern Abukuma Plateau. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 12, p. 115-151.
- 鈴木敬治 (1989) 東北本洲弧南部における中〜下部中新統の植物化石層位について。地質学論集, no. 32, p. 197-205.
- 鈴木敬治・吉田 義・箱崎高衛 (1994) 土地分類基本調査「平」II表層地質図。国土調査, p. 28-48.
- 鈴木敬治・吉田 義・白瀬美智男 (1993) 土地分類基本調査「川前・井出」II表層地質図。国土調査, p. 26-44.
- 鈴木知明・重松紀生・高木秀雄 (2000) シュートタキライトを含む破砕・塑性遷移領域の断層岩類の産状—畑川破砕帯の例—。日本地質学会第107年学術講演会演旨, p. 279.
- 太古からのメッセージ編集委員会編 (1988) 太古からのメッセージ いわき産化石ノート。いわき地域学会図書4, いわき地域学会出版部, いわき, 169 p.
- 高橋治之 (1986) 第2章 新第三系, 2.4 関東地方北部, (6) 日立・常磐南部。日本の地質「関東地方」編集委員会編, 日本の地質「関東地方」, 共立出版, p. 134-136.
- 高橋 清 (1963) 常磐炭田における花粉層位学的研究。九州大理研究報告 (地質), vol. 6, p. 77-94.
- Takahashi, K. (1973) Spore and pollen assemblages from the Upper Cretaceous Futaba Group, northeast Japan. *Palynol. Cenoz., III. IPC (USSR)*, p. 12-16.
- Takahashi, K. (1988) Palynology of the Upper Cretaceous Futaba Group. *Bull. Fac. Liberal Arts, Nagasaki Univ., (Natural Science)*, vol. 28, p. 67-183.
- Takahashi, M., Crane, P. R. and Ando, H. (1999a) *Esgueiria futabaensis* sp. nov., a new angiosperm flower from the Upper Cretaceous (lower Coniacian) of northeastern Honshu, Japan. *Paleont. Res.*, vol. 3, p. 81-87.
- Takahashi, M., Crane, P. R. and Ando, H. (1999b) Fossil flowers and associated plant fossils from the Kamikita locality (Ashizawa Formation, Futaba Group, Lower Coniacian, Upper Cretaceous) of Northeast Japan. *Jour. Plant Res.*, vol. 112, p. 187-206.
- 高畑裕之 (1999) 花園灰色花崗岩—花崗岩化作用の最終産物。VORG 論文集, ヴァリスカン造山運動研究グループ, p. 169-184.
- Takai, F. (1961) A new Anthracothere from the Shiramizu Group in the Joban Coal-Field, Japan with notes of its geological age. *Proc. Japan Acad.*, vol. 37, p. 255-266.
- 高山俊昭・小島郁生 (1968) 白亜系双葉層群よりナンノプランクトンの発見。地質雑, vol. 74, p. 187-189.
- 武井友也 (1983) 磐城沖ガス田開発計画。石油開発時報, no. 54, p. 137-139.
- 竹谷 陽二郎 (1995) 常磐炭田地域に分布する下部中新統湯長谷層群の放散虫化石。国立科学博物館専報, 阿武隈山地を中心とする地域の自然史科学的総合研究1), no. 28, p. 47-58.
- 竹谷 陽二郎・相田 優・岡田尚武・尾田太良・長谷川四郎・丸山俊明・根本直樹 (1986) 福島県双葉地域の多賀層群より産する微化石調査報告。福島県立博物館調査報告, vol. 12—微化石調査—, 53 p.
- 竹谷 陽二郎・相田 優・小野俊夫・岡田尚武・長谷川四郎・丸山俊明・根本直樹・栗原宗一郎・高柳洋吉 (1990) 常磐炭田に分布する新第三系の地質時代と堆積環境。福島県立博物館調査研究報告, vol. 20—浜通り地方形成史の解明—, 99 p.
- 棚橋 学・石原丈実・駒沢正夫 (2001) 塩屋崎沖改訂地質図及び同説明書。地質調査所, 28 p.
- 棚井敏雅 (1952) 本邦炭の原植物の研究の総括。炭田探査審議会報告, II, p. 61-83.
- 棚井敏雅 (1992) 東アジアにおける第三紀森林植生の変遷。瑞浪化石博物館研究報告, no. 19, p. 12-163.
- Tanai, T. and Onoe, T. (1959) A Miocene flora from the northern part of Joban Coal Field. *Bull. Geol. Surv. Japan.* vol. 10, p. 261-286.
- Tanaka, H. (1980) Gabbroic rocks from the northern Abukuma Mountains, Northeast Japan. *Bull. Yamagata Univ., Natl. Sci.*, vol. 10, p. 203-320.
- Tanaka, H., Huang, C.-H., Nakamura, Y., Kurokawa, E. and Nobusaka, M. (1987) Petrology of an epizonal gabbroic suite: the Batow pluton, Yamizo Mountains, Central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 82, p. 419-432.
- Tanaka, H., Kagami, H. and Yoshida, T. (1999) Sr and Nd isotopic compositions of the Tabito Composite Mass in the southern Abukuma Mountains, Northeast Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 53, p. 247-259.
- 田中久雄・落合清茂 (1988) 南部阿武隈山地, 塙深成岩体と周辺の変成岩類について。岩鉱, vol. 83, p. 318-331.

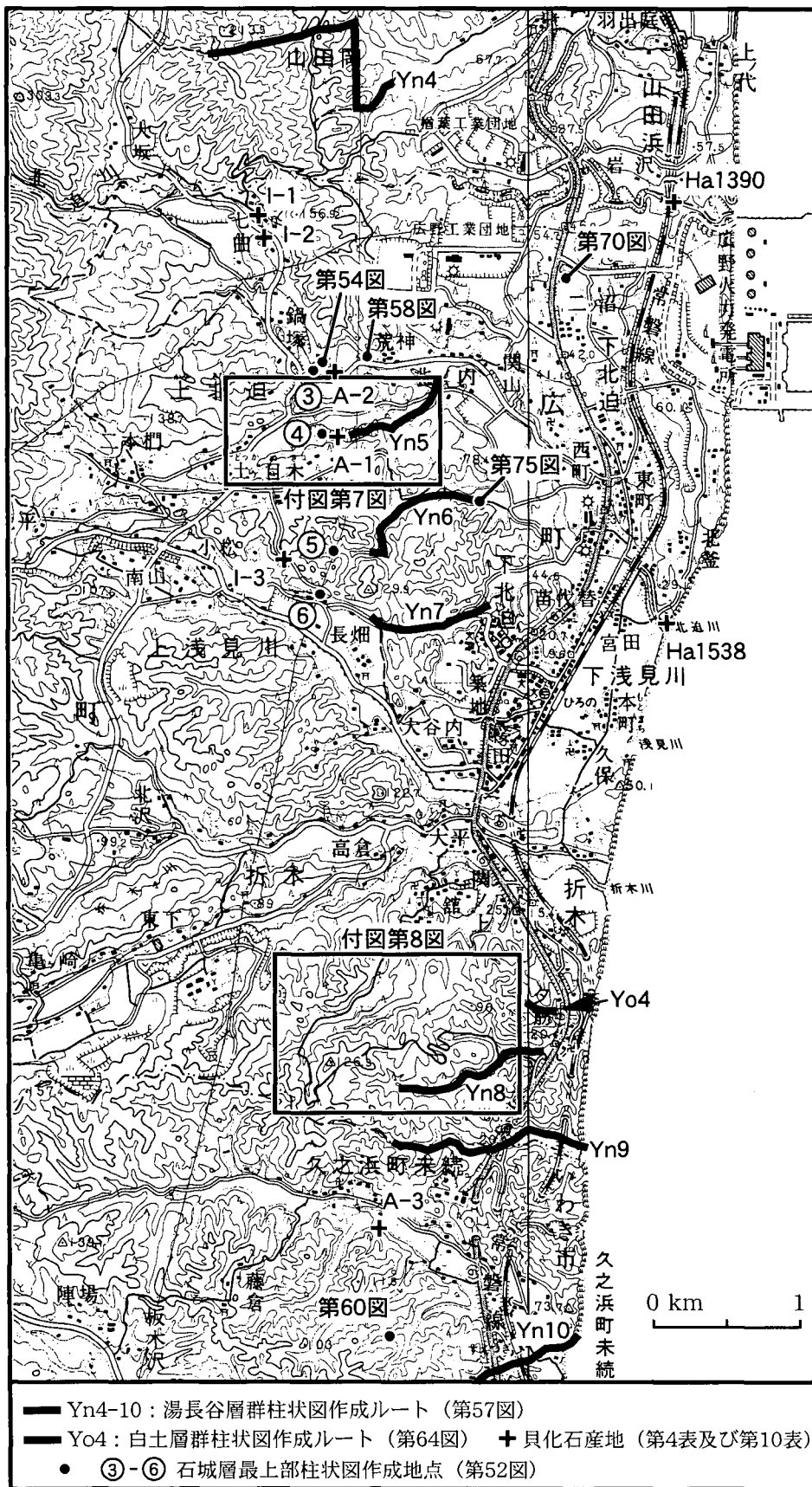


- 田中久雄・落合清茂 (1989) 中部阿武隈山地, 宇津峰周辺の希元素鉱物含有ペグマタイトに関連する花崗岩類. 岩鉱, vol. 84, p. 460-470.
- 田中久雄・吉田武義・青木謙一郎 (1987) 阿武隈山地, 田中久雄の地球化学的研究. 東北大学理学部核理研研究報告, vol. 20, p. 85-98.
- 寺島 滋・石原舜三 (1983) 日本の花崗岩類中の銅, 鉛, 亜鉛, ヒ素と硫黄—(1)北上山地と阿武隈高地—. 地調月報, vol. 34, p. 443-453.
- 徳永重元 (1948) 常磐炭田富岡町付近の多賀層群. 資源科学研究所彙報, no. 12, p. 43-46.
- 徳永重康 (1923 a) 常磐炭田地方にて発見せる中生層. 地質雑, vol. 30, p. 101-114.
- 徳永重康 (1923b) 再び双葉白亜層に就きて. 地質雑, vol. 30, p. 257-262.
- 徳永重康 (1927) 常磐炭田の地質. 早大理工紀要, no. 5, p. 1-316.
- Tokunaga, S. and Shimizu, S. (1926) The Cretaceous formation of Futaba in Iwaki and its fossils. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 1, Pt. 6, p. 181-212.
- Tomida, Y. (1986) Recognition of the genus *Entelodon* (Artiodactyla Mammalia) from Joban Coalfield, Japan, and the age of the Iwaki Formation. *Bull. Natn. Mus., Tokyo. ser. C*, vol. 12, p. 165-170.
- 富塚玲子・八島隆一・門沢康成 (1991) 中部阿武隈山地三春地域における花崗岩類の K-Ar 年代. 福島大学教育学部論集理科報告, no. 48, p. 19-23.
- 利光誠一・松本達郎・野田雅之・西田民雄・米谷盛壽郎 (1995) 本邦上部白亜系の大規模化石—微化石層序および古地磁気層序の統合に向けて. 地質雑, vol. 101, p. 19-29.
- 恒石幸正 (1966) 阿武隈山地広野地域の地質構造. 地震研究所彙報, vol. 44, p. 749-764.
- 恒石幸正 (1984) 4. 断層. 木村敏雄編, 地質構造の科学, 朝倉書店, p. 67-120.
- Tsuneishi, Y. (1978) Geological and experimental studies on mechanism of block faulting. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 53, p. 173-242.
- 内山幸二 (1999) 阿武隈山地, 竹貫地域のミグマタイト化作用. VORG 論文集, ヴァリスカン造山運動研究グループ, p. 107-146.
- 植村和彦 (2001) 前期中新世の植物群と古環境. 本州下部中新統の堆積環境復元 (平成 11 年度～12 年度科学研究費補助金研究成果報告書), p. 30-36.
- Ueno, K. (1992) Permian foraminifers from the Takakura Group of the Southern Abukuma Mountains, Northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 168, p. 1265-1295.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版 416-1995] 東京大学出版会, 493 p.
- Uyeno, T. and Hasegawa, Y. (1986) A new Cretaceous ganopristoid sawfish of the genus *Ischyrhiza* from Japan. *Bull. Natn. Sci. Mus., ser. C*, vol. 12, p. 67-72.
- 渡辺久吉 (1928) 常磐炭田第二区磐城国石城郡赤井村付近地質図ならびに説明書. 地質調査所, 104 p.
- 渡辺岩井・外崎与之・牛来正夫 (1953) 北部阿武隈高原東北地域の地質—阿武隈高原の地質学的岩石学的研究 (其の 4). 東京教育大学地鉱研究報告, no. 2, p. 69-78.
- 渡辺岩井・牛来正夫・黒田吉益・大野勝次・砥川隆二 (1955) 阿武隈高原の火成活動—阿武隈高原の地質学的岩石学的研究 (其の 9). 地球科学, no. 24, p. 1-11.
- 渡辺 順・高畑裕之・内山幸二・土屋 篁 (1983 a) 阿武隈変成帯東縁の“井出川構造帯 (新称)” — I. 構造帯設定の根拠とその意義. 地質雑, vol. 89, p. 331-346.
- 渡辺 順・高畑裕之・内山幸二・土屋 篁 (1983 b) 阿武隈変成帯東縁の“井出川構造帯 (新称)” — II. “フェルサイト” 岩脈群の成因. 地質雑, vol. 89, p. 455-468.
- 渡辺 順・高畑裕之・内山幸二・土屋 篁 (1999) “カラスキ岩体” のダイアフトライト・長石斑状変晶片麻岩・ミグマタイト—阿武隈山地の“越代—高帽山—大雄院構造帯” の研究(5). VORG 論文集, ヴァリスカン造山運動研究グループ, p. 211-233.
- Watanabe, K. (1926) Tertiary System. *Geol. Min. Resour. Japan Emp.*, p. 34-67.
- Watanabe, M. (1922) Geological structure of the ore-deposits of the Yakuki and the Ono mine. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 3rd ser.*, vol. 1, p. 51-62.
- 渡辺萬次郎 (1953) 浜三郡の銅鉄鉱床. 福島県地下資源資料, no. 10, p. 21-25.
- 渡辺萬次郎・佐藤源郎 (1937) 7 万 5 千分の 1 勿来図幅および同説明書. 地質調査所, 130 p.
- 渡辺萬次郎・鈴木簾三九・竹内常彦・河野義礼・牛来正夫・大森昌衛・三本杉己代治・鈴木敬治・桑原 篁・大堀 晋・菅田邦夫 (1968) 20 万分の 1 島県地質図. 福島県.
- Wolfe, J. A. (1978) A paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the Northern Hemisphere. *Amer. Sci.*, vol. 66, p. 694-703.
- 矢部 淳・小笠原憲四郎・植村和彦・小布施明子 (1995 a) 常磐炭田南部に分布する下部中新統檜平層の植物および軟体動物化石群. 地質雑, vol. 101, p. 532-548.
- 矢部 淳・小笠原憲四郎・植村和彦・小布施明子 (1995 b) いわき市遠野町付近の古第三系と新第三系の層序関係. 国立科博専報, no. 28, p. 31-46.
- Yamaji, A. (1994) Thermal history of the NE Japan frontal arc since the late Miocene inferred from vitrinite reflectance. *Geophysical International*, vol. 33, p. 45-51.
- 山元孝広・久保和也・滝沢文教 (1989) 阿武隈山地東縁部の白亜紀前期火山岩—福島県原町地域, 高倉層の岩相と噴出年代—. 地質雑, vol. 95, p. 701-710.

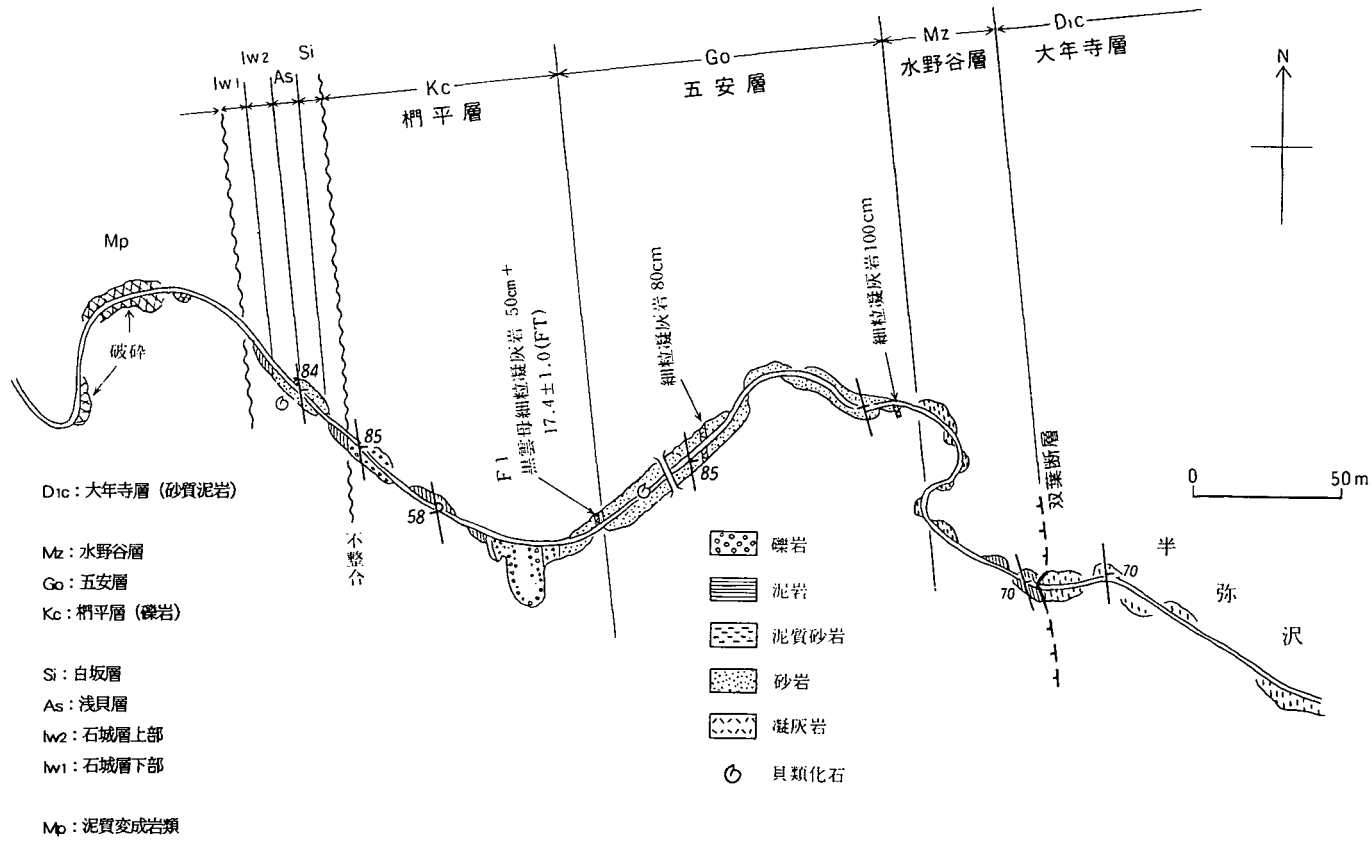
- Yanagisawa, I. (1967) Geology and paleontology of the Takakurayama-Yaguki area, Yotsukura-cho, Fukushima Prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 39, p. 63-112.
- 柳沢一郎 (1969) 阿武隈山地南部, 八釜鉾山およびその北方地域に分布する古生層の地質学的研究. *東北鉾山*, vol. 15, p. 64-68.
- 柳沢一郎・根本 守 (1961) 阿武隈山地・高倉山付近の古生層について. *地質雑*, vol. 67, p. 274-283.
- 柳沢幸夫 (1990) 仙台層群の地質年代—珪藻化石層序による再検討—. *地調月報*, vol. 41, p. 1-25.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 104, p. 395-414.
- 柳沢幸夫・中村光一・鈴木祐一郎・沢村幸之助・吉田史郎・田中裕一郎・本田 裕・棚橋 学 (1989) 常磐炭田北部双葉地域に分布する第三系の生層序と地下地質. *地調月報*, vol. 40, p. 405-467.
- 柳沢幸夫・鈴木祐一郎 (1987) 常磐炭田漸新統白坂層の珪藻及び珪質鞭毛藻化石. *地調月報*, vol. 38, p. 81-98.
- 柳沢幸夫・山元孝広・坂野靖行・田沢純一・吉岡敏和・久保和也・滝沢文教 (1996) 相馬中村地域の地質. *地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)*, 地質調査所, 144p.
- 八島隆一・中通り団体研究会 (1981) 中通り・川桁地域の変成岩類 (I)—中通り地域の結晶片岩類と超塩基性岩類. *福島大学教育学部理科報告*, no. 31, p. 109-126.
- Yokoyama, M. (1924) Molluscan remains from the middle part of the Jo=Ban Coal=Field. *Jour. Coll. Sci. Tokyo Imp. Univ.*, vol. 45, part. 3, p. 1-23.
- 吉田民衛 (1958) 広野駅付近の井戸水について. その2 水質面よりの考察. *平地学同好会会誌*, no. 5, p. 11-15.
- 財団法人いわき市文化教育事業団編 (1988) 入間沢川首長竜化石発掘調査報告書. いわき市教育委員会, 21p.



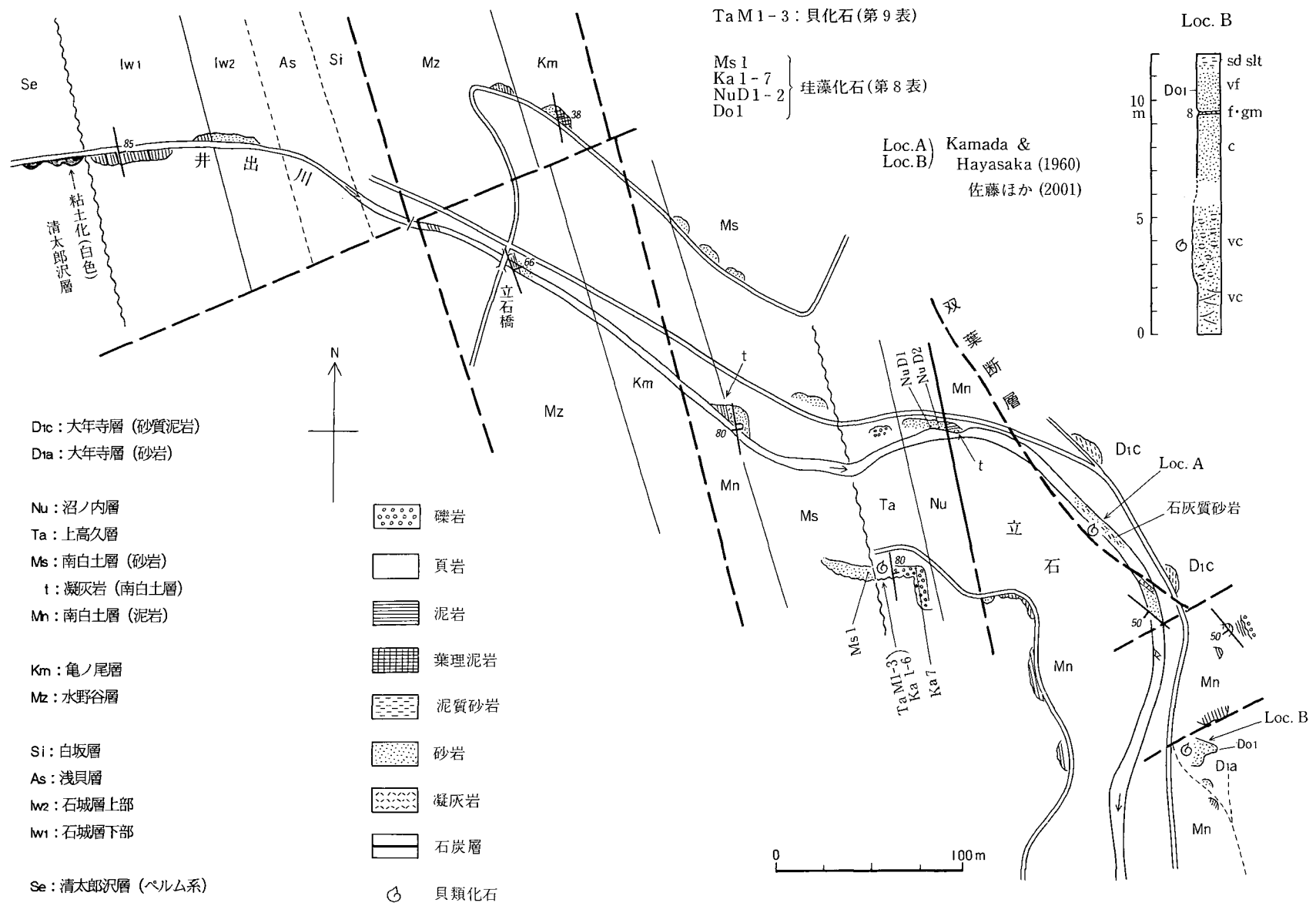
付図 第1図 柱状図作成ルート、写真、化石試料産地及びルートマップ作成位置を示す図。国土地理院発行、5万分の1地形図「川前」及び「井出」を使用



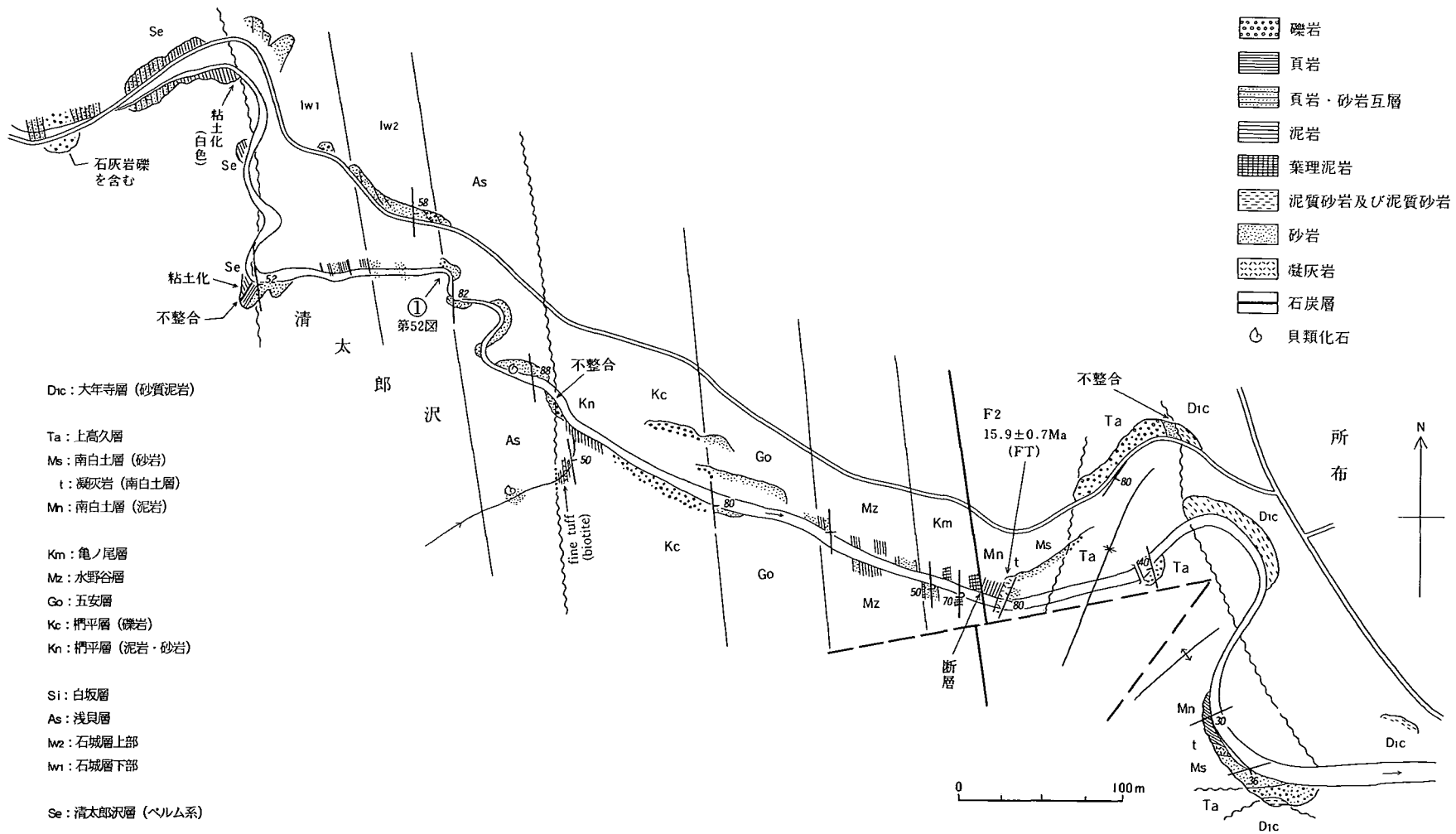
付図 第1図 つづき



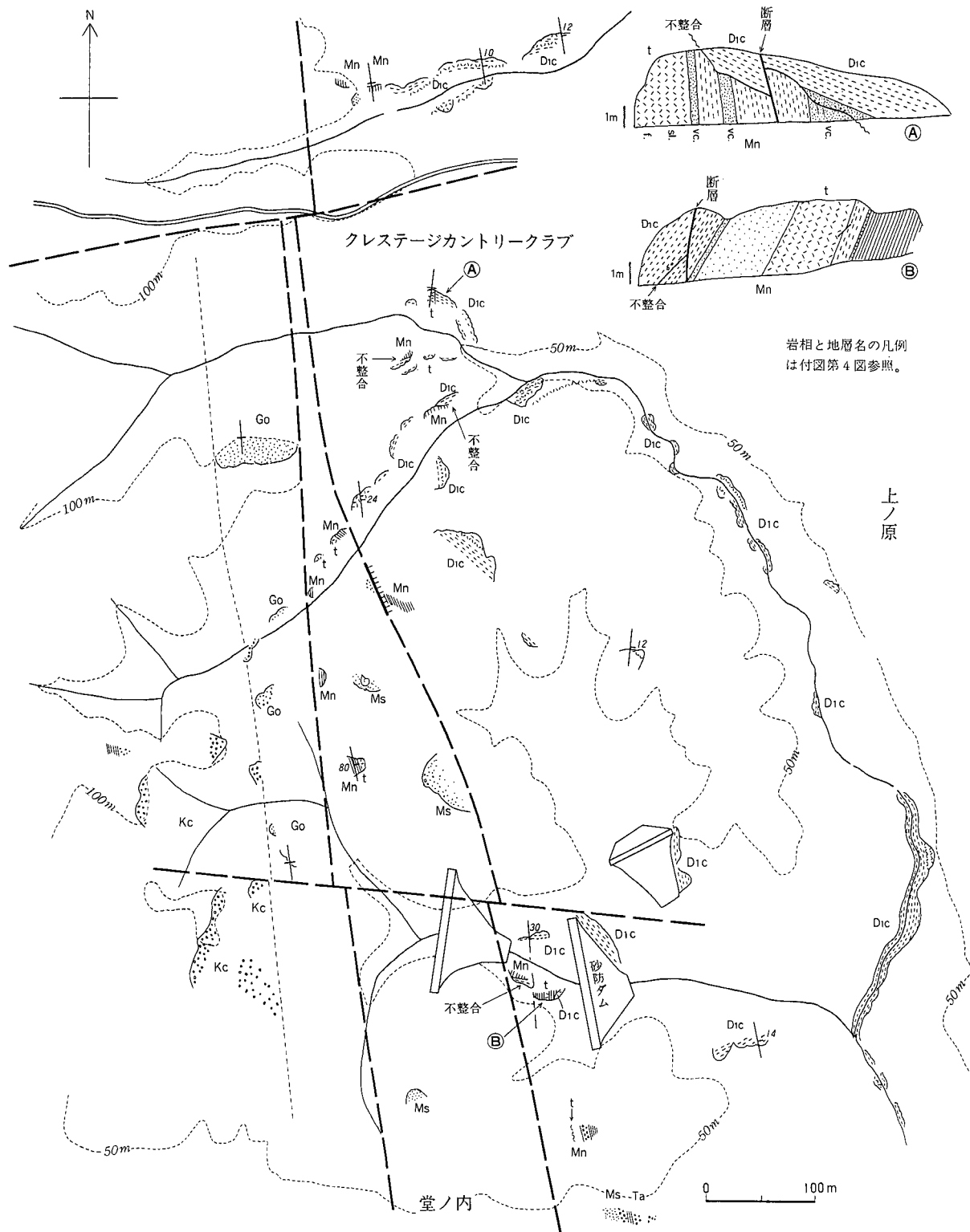
付図 第 2 図 富岡町半弥沢ルートマップ (位置は付図第 1 図に示す)



付図 第3図 榑葉町立石付近ルートマップ (位置は付図第1図に示す)



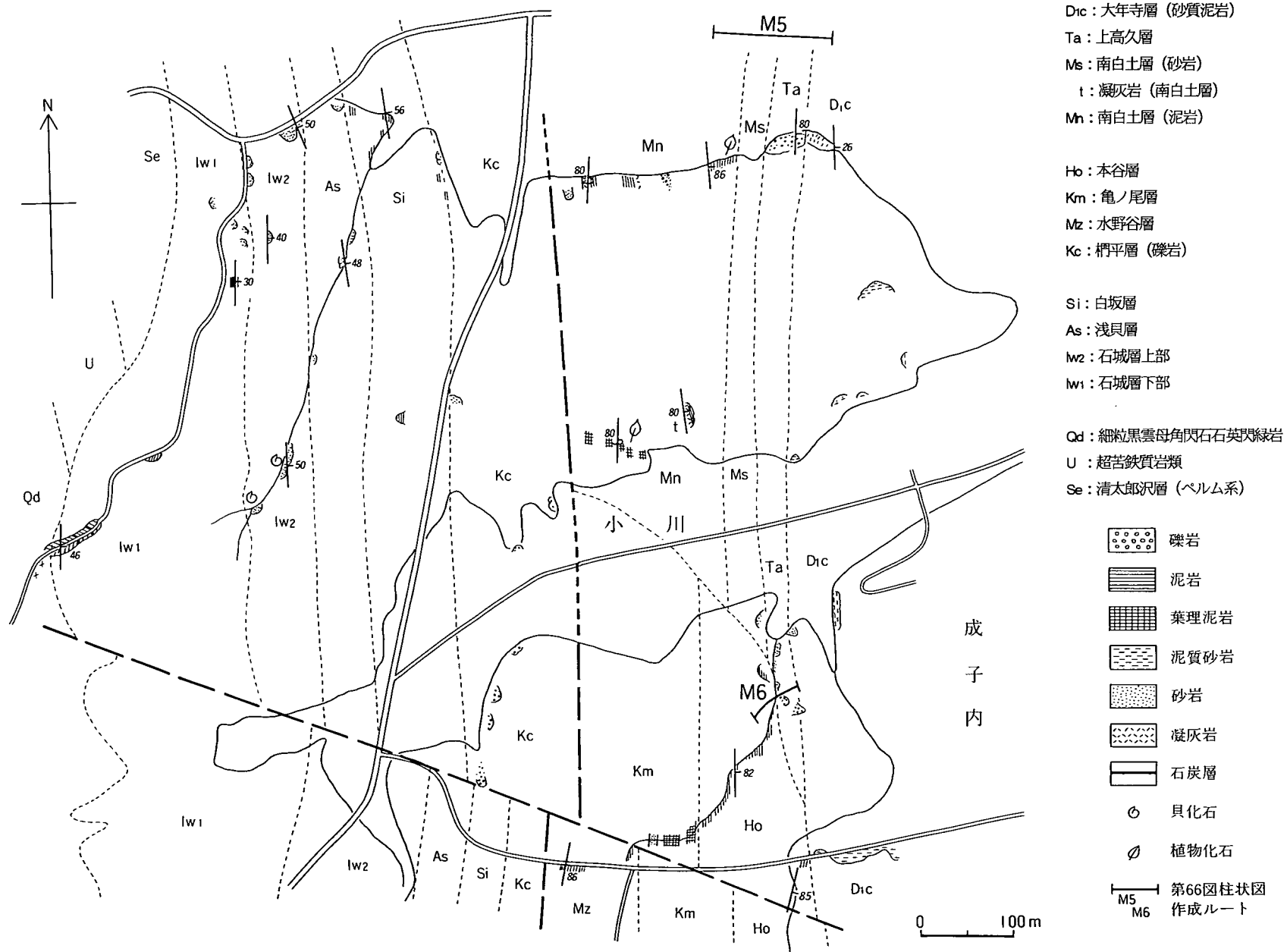
付図 第4図 榑葉町清太郎沢ルートマップ (位置は付図第1図に示す)



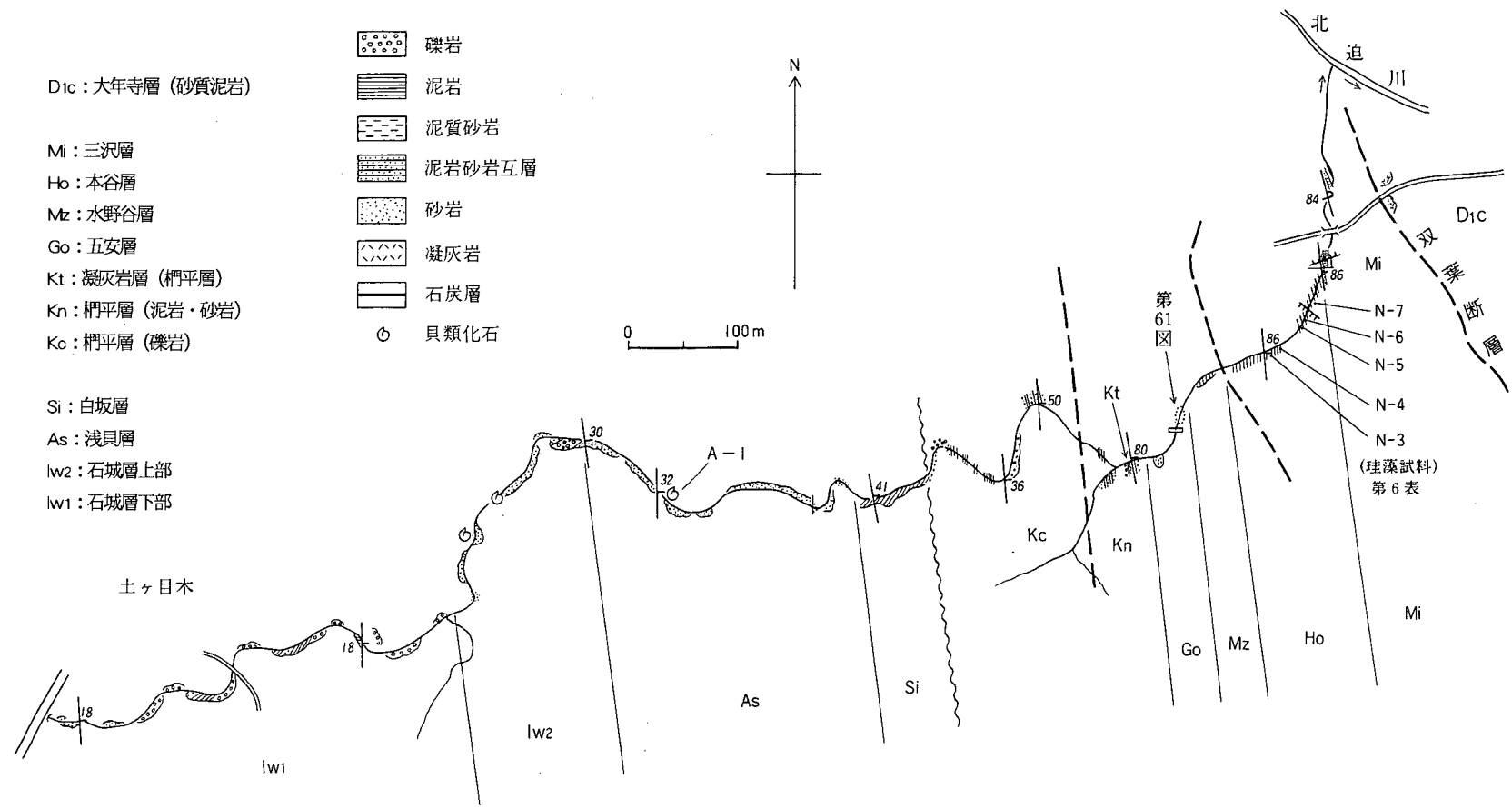
岩相と地層名の凡例  
は付図第4図参照。

付図 第5図 檜葉町大谷地域ルートマップ  
(位置は付図 第1図に示す)

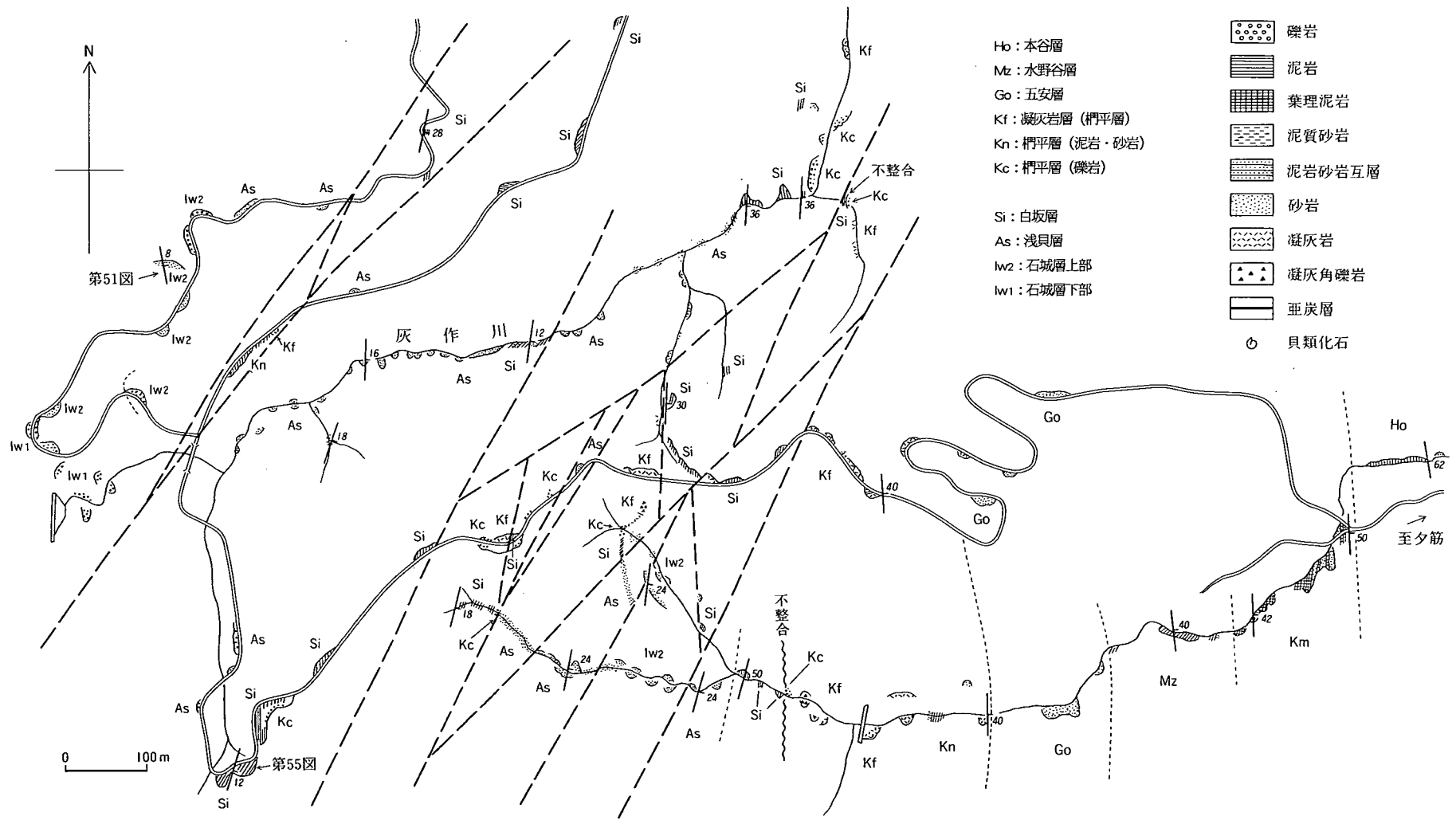




付図 第 6 図 柵葉町成子内地域ルートマップ (位置は付図第 1 図に示す)



付図 第7図 広野町土ヶ目木ルートマップ (位置は付図第1図に示す)



付図 第8図 広野町夕筋西方地域ルートマップ (位置は付図第1図に示す)

## Geology of the Kawamae and Ide District

By

Kazuya KUBO\*, Yukio YANAGISAWA\*, Seiichi TOSHIMITSU\*, Yasuyuki BANNO\*,  
Naotomo KANEKO\*, Toshikazu YOSHIOKA\*\* and Tetsuichi TAKAGI\*\*\*

(written in 2001)

(ABSTRACT)

### GENERAL REMARKS

The mapped district lies in the northeastern margin of the Abukuma Mountains, northeast Japan. In this district, the Hatagawa and Futaba Fracture Zones run from north to south. The two fracture zones extend over a distance of about 100 km along the eastern margin of the Abukuma Mountains. The fracture zones have a width of 1 to 3 km and are associated with mylonite and/or cataclasite.

Within the Hatagawa Fracture Zone, three major faults exist, namely the Western, Central and Eastern Faults. Within the Futaba Fracture Zone, a major fault named as the Futaba Fault exists.

On the east side of the Futaba Fault, Paleogene formations crop out in contact with the fault, and Neogene formations are distributed widely in the rest of the district.

In the area between the Central Fault and Futaba Fault, pre-Tertiary metamorphic rocks, sedimentary rocks and intrusive rocks occur.

On the west side of the Central Fault, so-called Abukuma granitic rocks occur.

The outline of the geology in the district is summarized in Figure 1.

### PRE-TERTIARY ROCKS ON THE EAST SIDE OF THE HATAGAWA FRACTURE ZONE

On the east side of the Hatagawa Fracture Zone, ultramafic rocks, pre-Devonian metamorphic rocks (Yaguki Metamorphic Rocks), metamorphic rocks, sedimentary rocks, gabbroic rocks and volcanic rocks of unknown age, Permian sedimentary rocks, and Early Cretaceous intrusive and sedimentary rocks occur.

These rocks are similar to those of the South Kitakami Mountains and can be correlated with the geologic units of the South Kitakami Mountains.

#### **Ultramafic rocks**

Ultramafic rocks occur as steeply dipping plate-like bodies along the faults within the Hatagawa and Futaba Fracture Zones, or small masses enclosed by faults in the Yaguki area. The rock is partly or completely serpentinitized

#### **Yaguki Metamorphic Rocks**

The Yaguki Metamorphic Rocks occur along the central Fault of the Hatagawa Fracture Zone and consist mainly of pelitic schist with subordinate mafic schist. Most of these rocks were subjected to contact metamorphism by granitic rocks. They are correlated with the Matsugadaira Metamorphic Rocks occurring to the north of the mapped district. The Matsugadaira Metamorphic Rocks are considered to be Pre-Devonian. Representative mineral assemblages, which show no evidence of contact metamorphism, are as follows:

---

\* Institute of Geoscience

\*\* Active Fault Research Center

\*\*\* Research Center for Deep Geological Environments

Geologic age		Geologic units			Igneous activity	Tectonic movement and Eustaty		
		west side of the Hatagawa Fracture zone	between the Hatagawa and Futaba Fracture zones	east side of the Futaba Fracture zone				
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium (Alluvial fan and slope deposits)			√ Felsic volcanic activity √ Mafic volcanic activity √ Felsic volcanic activity + Granitic plutonic activity √ Felsic volcanic activity + Mafic plutonic activity	Left-lateral movement of the Futaba Fault (Soma and Haramachi area)	
			Pleistocene	Late	Lower terrace deposits I, II			
		Middle		Middle terrace deposits I, II, III, IV				
		Pleistocene	Early	Higher terrace deposits I, II				
	Early		Unclassified Quaternary					
	Neogene	Pliocene	Late	Sendai G. Dainenji F.			Transgression Transgression Regression Transgression Regression Transgression Regression Transgression	
			Early					
		Miocene	Late	Taga Group				
			Middle					
		Miocene	Early	Takaku Group	Numanouchi F.			
					Kamitakaku F.			
	Shirado Group		Minamishirado F.					
			Yoshinoya F.					
	Yunagaya Group	Misawa F.						
		Honya F.						
Kamenoo F.								
Mizunoya F.								
Paleogene	Oligocene	Late	Shiramizu Group					
		Early	Shirasaka F.					
	Eocene	Late	Asagai F.					
		Early	Iwaki F.					
Paleocene								
Mesozoic	Cretaceous	Late	Futaba Group					
		Early	Tamayama F.					
		Kasamatsu F.						
		Ashizawa F.						
	Jurassic	Plutonic rocks						
Paleozoic	Triassic	Plutonic rocks						
		(Volcanics in the Yaguki area) (Kakkoyama Formation)						
	Permian	Seitarozawa F.						
	Carboniferous	Matsuyamazawa F. ?						
Devonian	"Yaguki Limestone" ?							
Unknown	Otakizawa F. ?							
		Undivided metamorphic rocks						
		Yaguki Metamorphic Rocks						
		Nekonakiyama Gabbroic Rocks						
		Ultramafic rocks						

F:Formation, G: Group

Fig. 1 Summary of the geology of the Kawamae and Ide district

**Mafic schist**

Amphibole + epidote + chlorite + quartz + plagioclase + leucosene,

**Pelitic schist**

Quartz + plagioclase + chlorite + muscovite + carbonaceous matter.

**Metamorphic rocks occurring in the intrusive rocks on the east side of the Hatagawa Fracture Zone**

Metamorphic rocks occur in the intrusive rocks on the east side of the Hatagawa Fracture Zone as xenoliths. These rocks consist of mafic and pelitic metamorphic rocks. They present well developed schistosity and are thermally metamorphosed by felsite and granitic rock.

**Metamorphic rocks along the Futaba Fracture Zone**

Metamorphic rocks occur along the Futaba Fracture Zone and are composed of mafic and pelitic metamorphic rocks with well developed schistosity. These rocks were thermally metamorphosed by granitic rocks.

**Sedimentary rocks of unknown age**

Sedimentary rocks of unknown age occur along the Central Fault of the Hatagawa Fracture Zone and are divided into the Otakizawa Formation, "Yaguki Limestone" and Matsuyamazawa Formation. The Otakizawa Formation consists of dark blue-gray shale. The "Yaguki Limestone" consists mainly of white to gray crystalline limestone. The Matsuyamazawa Formation consists of an alternation of sandstone and shale with limestone conglomerate. These formations do not yield index fossils, and their ages are unknown. These rocks are considered to be Paleozoic.

**Permian sedimentary rocks**

Sedimentary rocks named the Seitarozawa Formation occur along the Futaba Fracture Zone. The Seitarozawa Formation consists of sandstone, shale and conglomerate. The conglomerate contains cobbles and boulders of limestone. The limestone yields crinoid, algae, bryozoa, coral, mollusca, brachiopoda and fusuline. The lithofacies and mode of fossil occurrence are similar to the Motomura Formation of Middle Permian rocks that occur in the Takakurayama area of the Taira district. It is considered that the age of the Seitarozawa Formation is Middle Permian.

**Nekonakiyama Gabbroic rocks**

The Nekonakiyama gabbroic rocks occur at the top of Mt. Nekonakiyama as a small mass, about 1 to 2 km across, and as small blocks in the Yaguki Metamorphic Rocks. It mainly consists of fine-grained hornblende gabbro. It may have possibly intruded before the metamorphism of the Yaguki Metamorphic Rocks.

**Kakkoyama Formation**

The Kakkoyama formation consists mainly of andesite lava and volcanoclastic rocks associated with minor amounts of non-volcanic sedimentary rock. It occurs as relatively large-scale xenoliths, measuring up to about 3.5×1 km within the intrusive rocks. The formation is considered to be correlated with the Lower Cretaceous volcanic rocks (Takanokura Formation) occurring north of the mapped district.

**Volcanics in the Yaguki area**

Volcanics occur as andesite dykes in the Yaguki Metamorphic Rocks distributed in the southern half of the mapped district. Dacitic tuff and tuff breccia widely occur south of the mapped district (Takakurayama area, Iwaki-shi), and the andesite dykes may be the product of volcanic activity in the Takakurayama area.

**Intrusive rocks**

A large amount of Early Cretaceous granitic rocks extend between the Hatagawa and Futaba Fracture Zones.

Medium-grained hornblende biotite granodiorite (Yaguki Granodiorite), medium-grained biotite granodiorite, medium-grained weakly-schistose hornblende-biotite granite to granodiorite, fine-grained biotite-hornblende quartz diorite, medium-grained biotite-hornblende quartz diorite (Okurayama Quartz diorite), medium-grained schistose biotite-hornblende granodiorite, medium-grained hornblende-biotite granodiorite (Tamanoyu Granodiorite), diorite porphyry, coarse-grained quartz-bearing medium-grained hornblende-biotite granodiorite and medium-grained hornblende-biotite granodiorite with porphyritic rock facies (Ohisagawa granodiorite), fine- to medium-grained hornblende-bearing biotite granodiorite, fine-grained biotite granite, granodiorite porphyry and felsite were emplaced successively.

Granodiorite porphyry and felsite tend to occur along shear zones or faults.

**Upper Cretaceous sedimentary rocks**

The Upper Cretaceous Futaba Group crops out in a narrow zone between the Ohisagawa Granodiorite and Paleogene

deposits, generally trending with a north-south strike and east dip. This group is divided into three formations : the Ashizawa (lower), Kasamatsu (middle) and Tamayama Formations (upper). The total thickness of this group is more than 600 m.

The Ashizawa Formation lies unconformably over the Obisagawa Granodiorite, and is subdivided into the following two members : the Asamigawa Member (below) and Obisagawa Member (above). The Asamigawa Member is composed of basal conglomerate and coarse-grained to conglomeratic coarse-grained sandstone. Its basal conglomerate contains pebbles to boulders mainly of granitic rocks derived from the basement. This member is less than 50 m thick, and contains abundant fossil micro-floras (pollen, spore and angiosperm flower). The Obisagawa Member is 60 to 170 m thick comprising muddy fine-grained sandstone to sandy siltstone, bearing many marine molluscan fossils and a few dinosaur fossils. Among the fossils, *Inoceramus uwajimensis* indicates an Early to Middle Coniacian age.

The Kasamatsu Formation is about 120 m thick and made up of alternative beds of cross-bedded coarse-grained arkose sandstone and bituminous or dark gray sandy siltstone bearing angular shaped very coarse quartz grains. Abundant pollen and sporefossils occur in this formation. The deposits of this formation are generally non-marine, but may be shallow marine or lagoonal in part.

The Tamayama Formation is subdivided into two members, the Kohisagawa Member (main part) and Irimazawa Member (uppermost). The Kohisagawa Member is about 200 m thick and consists of cross-bedded coarse-grained arkose sandstone, generally non-marine and partly shallow marine. This formation yields abundant fossil micro-floras (pollen, spore, and angiosperm flower). The Irimazawa Member is more than 60 m thick, composed of fine-grained sandstone, with low-angle cross lamination to hummocky cross stratification, bearing marine molluscan, fish and reptile fossils. Among the fossils, *Inoceramus amakusensis* indicates the Santonian age.

## PRE-TERTIARY ROCKS ON THE WEST SIDE OF THE HATAGAWA FRACTURE ZONE

On the west side of the Hatagawa Fracture Zone, Early Cretaceous granitic rocks, called Abukuma granitic rocks occur.

### **Intrusive rocks**

Intrusive rocks in this region are as follows, in order of intrusion : fine-grained hornblende-biotite diorite, medium-grained weakly-schistose hornblende-biotite granodiorite, medium-grained hornblende-biotite granodiorite, medium-grained hornblende-bearing biotite granodiorite, and medium-grained biotite granite (pink biotite granite).

They intruded during the Early Cretaceous time.

## TERTIARY

The Tertiary System in the mapped district is mainly distributed on hilly areas of the east of the Abukuma Mountains. It consists of the Paleogene Shiramizu Group and Neogene Yunagaya, Shirado, Takaku, Taga and Sendai Groups in ascending order.

### **Shiramizu Group**

The Shiramizu Group rests on the pre-Tertiary basement rocks and is lithologically subdivided into the Iwaki, Asagai and Shirasaka Formations in ascending order. The age of the group is inferred to be latest Eocene to Early Oligocene on the basis of pollen, dinofragellate, diatom, silicoflagellate and molluscan fossils. The group is exposed in a narrow area west of the Futaba Fault, dipping steeply or almost vertically. The group also occurs several hundreds of meters below the surface or the hilly area, east of the Futaba Fault.

The Iwaki Formation is composed of pebbly sandstone, sandstone and mudstone intercalating a number of minable coal seams. The lower part of the formation is characterized by a cyclic alternation of non-marine pebbly sandstone, sandstone, mudstone and coal seams, which form typical cyclothems. On the contrary, the upper part is represented by dark gray marine coarse- to fine-grained sandstone containing shallow marine molluscan fossils. The formation ranges in thickness from 140 to 160 meters, thinning northward.

The Asagai Formation conformably overlies the Iwaki Formation. It is a poorly stratified fine-grained sandstone containing abundant shallow marine molluscan assemblages known as "Asagaian Fauna". The formation is about 80-90 meters thick and thins northward.

The Shirasaka Formation consists of gray marine mudstone. It conformably lies on the underlying Asagai Formation, and has a maximum thickness of 240 meters. The formation yields well-preserved diatom and silicoflagellate fossils of Early Oligocene age.

### **Yunagaya Group**

The Lower Miocene Yunagaya Group unconformably covers the Shiramizu Group and crops out in a narrow flexure zone along the Futaba Fault. The Kunugidaira, Goyasu, Mizunoya, Kamenoo, Honya and Misawa Formations constitute the

Yunagaya Group in this district.

The Kunugidaira Formation is composed mostly of pebble- to cobble-sized conglomerate of non-marine origin in the lower part and interbedded sandstone and mudstone of fluvial origin in the upper part. The formation contains felsic tuff layers in its lower part. The thickness of this formation varies from 65 to 160 meters.

The overlying Goyasu Formation, 50-200 meters thick, consists of poorly stratified shallow marine fine-grained sandstone. Calcareous concretions are sometimes found in this formation.

The Mizunoya Formation is a bluish gray marine mudstone intercalating sandstone layers. Marine diatom fossils indicative of latest Early Miocene age occur in this formation.

The Kamenoo Formation is characterized by thinly laminated marine mudstone which may be deposited in anoxic condition. The thickness of this formation is 100 to 200 meters.

The Honya Formation is a 150 to 220 meters thick massive marine mudstone with some intercalated sandstone layers.

The Misawa Formation is composed of interbedded sandstone and mudstone in the lower part and gravely coarse-grained sandstone in the upper part. The formation shows remarkable upward coarsening and shoaling, and the uppermost part is composed of terrestrial sediments.

### **Shirado Group**

The Shirado Group unconformably covers the Yunagaya Group and is distributed in a narrow zone along the Futaba Fault. Diatom biostratigraphy and fission track dating indicate that the group is latest Early Miocene in age. The group is divided into the Yoshinoya and Minamishirado Formations.

The Yoshinoya Formation is characterized by volcanic and tuffaceous sediments. It is composed of andesite conglomerate and tuffaceous mudstone in the lower part, and tuffaceous mudstone and sandstone in the upper part. The formation is 56 meters thick.

The Minamishirado Formation conformably overlies the Yoshinoya Formation. It consists of non-marine to brackish mudstone and sandstone in the lower part, and of marine fine-grained sandstone containing marine diatom fossils. The maximum thickness of this formation is 220 meters.

### **Takaku Group**

The Takaku Group consists of marine sandstone and mudstone deposits of latest Early Miocene to earliest Middle Miocene age. The group unconformably overlies the Shirado Group. The Kamitakaku and Numanouchi Formations comprise this group in the district. The uppermost formation of this group, the Shimotakaku Formation, is missing in the mapped district probably due to a erosional event prior to the deposition of the overlying Taga and Sendai Groups.

The Kamitakaku Formation is composed of marine conglomerate and sandstone, showing upward fining. Abundant molluscan fossils occur in this formation. The total thickness is about 30 meters.

The overlying Numanouchi Formation, 20 meters thick, consists of poorly stratified shallow marine fine-grained sandstone containing marine diatoms.

### **Taga Group**

The Taga Group is composed of marine muddy deposits of Middle to Late Miocene age. It unconformably overlies the Yunagaya Group and consists of muddy very fine-grained sandstone and sandy mudstone in its lower part, and diatomaceous mudstone in its upper part. The group is not exposed in this district, but is widespread beneath the surface of the hilly area. The total thickness of this group exceeds 330 meters. The group yields a variety of microfossils such as diatoms, foraminifers, radiolarians, calcareous nonfossils and silicoflagellates. All microfossils are indicative of early Middle Miocene to early Late Miocene age.

### **Sendai Group**

The Sendai Group in the Sendai area, Miyagi Prefecture is divided into the Kameoka, Tatsunokuchi, Mukaiyama and Dainenji Formations in ascending order. However, only the Dainenji Formation occurs in this area. The group is widely distributed in the hilly land east of the Abukuma Mountains.

The Dainenji Formation is composed of sandstone and mudstone of late Pliocene age. The formation includes a number of thin volcanic ash layers which serve as good key beds useful for precise correlation. A maximum thickness is about 190 meters. Marine diatoms, radiolarians, calcareous nannofossil, mollusks and fossil pinnipeds have been reported from the formation.

## **QUATERNARY**

Quaternary strata including unclassified Quaternary deposits, terrace deposits and alluvium are distributed in the coastal region and along the main rivers. They consist of gravel, sand and mud. Terrace deposits are divided into the Higher I and



II , Middle I to IV, and Lower I and II terrace deposits. The Higher terrace deposits were formed in the Middle Pleistocene, and others were Late Pleistocene in age. Alluvium is distributed along the each river.

The Futaba Fault in the Futaba Fracture Zone delineates straight between the Abukuma Mountains and coastal lowland. The Abukuma Mountains were uplifted accompanied by faulting in the Pliocene to Early Pleistocene. The northern part of this fault has been active even in the Late Pleistocene, although this fault does not cut the terrace deposits in this district.

## ECONOMIC GEOLOGY

### **Copper**

Several copper ore deposits occur in the Kawamae and Ide district. The Yaguki Mine was the largest mine in this district, and is located in Shyobudaira, Yotsukura-cho, Iwaki-shi. The ore deposits occur as skarn deposits within the "Yaguki Limestone" in sedimentary rocks of unknown age. The ore contains chalcopyrite, magnetite and small amounts of pyrrhotite, pyrite, galena, molybdenite and cobaltite, associated with skarn minerals such as epidote, garnet, hedenbergite-diopside, babingtonite, ilvaite and scheelite.

### **Limestone**

The "Yaguki Limestone" is mined for calcium carbonate powder. The yearly production of the powder is about 95,000 ton.

### **Building stones**

In the mapped district, fine-grained quartzdiorite is quarried for building stone. Gravel in the Cretaceous Kohisagawa Member of the Tamagawa Formation and the lower part of the Upper Eocene Iwaki Formation is quarried at several places in this district. Furthermore, gravel in the Pliocene Dainenji Formation is also mined.

In the many places west of the Hatagawa Fracture Zone, granitic rocks are quarried for building stone. These granitic rocks are so-called Abukuma granitic rocks, and especially fine- to medium-grained biotite granite is valuable for its homogeneity and fine-grained texture. In the mapped district, biotite granite occurring in Kawauchi-mura was quarried.

### **Clay**

Clay in the Paleogene Iwaki Formation was mined for refractory bricks. The mapped district belongs to the Joban Coal Field.

### **Coal measures**

Three minable coal seams occur in the Paleogene Iwaki Formation and were mined at 16 coal mines, but now these mines are closed.

### **Groundwater and hot springs**

Pliocene and Quaternary sediments in the district's eastern lowland area yield groundwater which has been used for agriculture and industry. In the mapped district, there are live hot springs.

## 執筆分担

I. 地形	吉岡敏和
II. 地質概説	久保和也・柳沢幸夫・利光誠一・坂野靖行・兼子尚知・吉岡敏和・高木哲一
III. 変成岩類	坂野靖行・久保和也
IV. 時代未詳の堆積岩類	兼子尚知
V. ペルム紀堆積岩類	兼子尚知
VI. 時代未詳の火山岩類	坂野靖行・久保和也
VII. 貫入岩類	久保和也・高木哲一
VIII. 上部白亜系双葉層群	利光誠一
IX. 第三系	柳沢幸夫
X. 第四系	吉岡敏和・柳沢幸夫・兼子尚知
XI. 地質構造	久保和也・柳沢幸夫・利光誠一
XII. 活断層及び地震活動	吉岡敏和
XIII. 応用地質	高木哲一・兼子尚知・坂野靖行・柳沢幸夫・利光誠一

## 文献引用例

### 全体引用の場合：

久保和也・柳沢幸夫・利光誠一・坂野靖行・兼子尚知・吉岡敏和・高木哲一（2002）川前及び井出地域の地質．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，136p.

### 章単位での引用の場合：

吉岡敏和（2002）川前及び井出地域の地質，I. 地形．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，p. 1-4.

## Bibliographic reference

### In the case of the whole citation:

Kubo, K., Yanagisawa, Y., Toshimitsu, S., Banno, Y., Kaneko, N., Yoshioka, T. and Takagi, T. (2002) Geology of the Kawamae and Ide district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 136 p. (in Japanese with English abstract 6 p.)

### In the case of a partial citation:

Yoshioka, T. (2002) Geology of the Kawamae and Ide district, I. Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-4. (in Japanese).

---

---

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）川前及び井出地域の地質

平成14年5月28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 0298-61-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

---

---