

55(521.16)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

新潟(7)第35・36号

原町及び大甕地域の地質

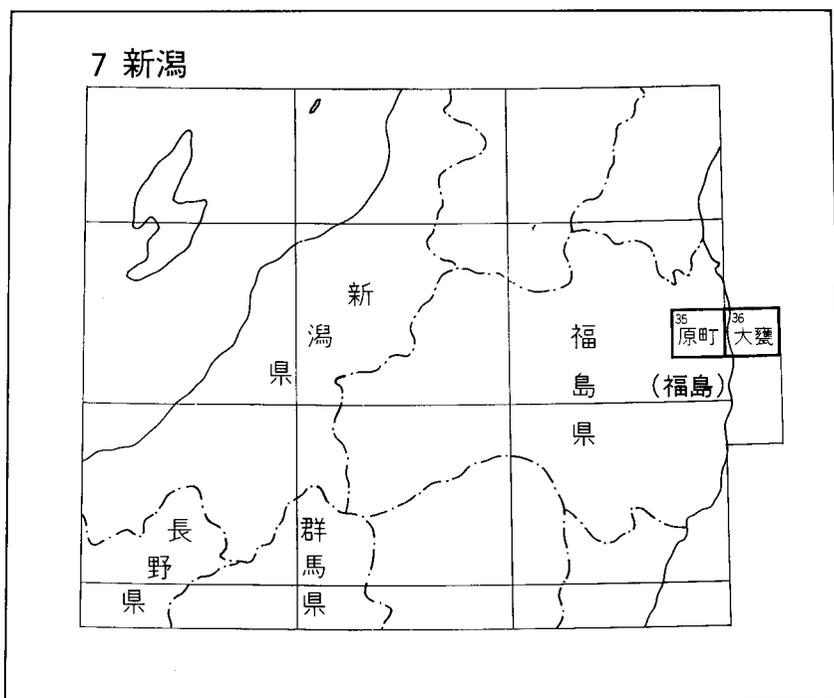
久保和也・柳沢幸夫

吉岡敏和・山元孝広・滝沢文教

平成 2 年

地 質 調 査 所

位置図



() は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	(吉岡敏和)	1
I. 1 概説		1
I. 2 山地地形		3
I. 3 河川地形		5
I. 4 海岸地形		7
II. 地質概説	(久保和也・滝沢文教・山元孝広・柳沢幸夫・吉岡敏和)	7
II. 1 主要な破碎帯・剪断帯・断層		7
II. 2 畑川破碎帯中央断層以東の先第三系		10
II. 3 畑川破碎帯中央断層以西の先第三系		12
II. 4 新生界		12
II. 5 地史の要約		13
III. 変成岩類	(久保和也)	14
III. 1 助常変成岩類		14
III. 2 畑川破碎帯沿いの変成岩類		18
III. 3 畑川破碎帯以西の深成岩中の変成岩類		20
III. 3. 1 飯館村小宮周辺の変成岩類		20
III. 3. 2 超苦鉄質岩に伴う変成岩類		21
IV. 相馬古生層	(滝沢文教)	22
IV. 1 概要と研究史		22
IV. 2 真野層		24
IV. 3 立石層		26
IV. 4 上野層		31
IV. 5 大芦層		32
V. 相馬中村層群	(滝沢文教)	33
V. 1 概要		33
V. 2 栃窪層		34
V. 3 中ノ沢層		38
V. 4 富沢層		39
V. 5 小山田層		43
VI. 高倉層	(山元孝広)	44
VI. 1 高倉層下部		46
VI. 2 高倉層上部		48
VI. 3 未区分火山岩		50

VII. 貫入岩類	(久保和也)	51
VII. 1 研究史		51
VII. 2 畑川破碎帯中央断層以東の貫入岩類		53
VII. 2. 1 斑れい岩		55
VII. 2. 2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (国見山花崗閃緑岩)		55
VII. 2. 3 中-粗粒黒雲母花崗岩 (八丈石山花崗岩)		56
VII. 2. 4 細粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (新田川花崗閃緑岩)		62
VII. 2. 5 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (川房花崗閃緑岩)		65
VII. 2. 6 中-細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩		67
VII. 2. 7 花崗閃緑斑岩		68
VII. 2. 8 珪長岩		69
VII. 2. 9 角閃石ひん岩		72
VII. 3 畑川破碎帯中央断層以西の貫入岩類		73
VII. 3. 1 斑れい岩		73
VII. 3. 2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩		73
VII. 3. 3 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩		74
VII. 3. 4 中粒黒雲母花崗岩 (淡紅色黒雲母花崗岩)		75
VII. 3. 5 細-中粒黒雲母花崗岩 (灰色黒雲母花崗岩)		76
VII. 3. 6 花崗閃緑斑岩		78
VII. 4 その他の貫入岩類		78
VII. 4. 1 超苦鉄質岩類		78
VII. 4. 2 細粒角閃石黒雲母閃緑岩		81
VIII. 新第三系	(柳沢幸夫・山元孝広)	81
VIII. 1 塩手層		81
VIII. 2 天明山層		86
VIII. 3 五安層		89
VIII. 4 水野谷層		91
VIII. 5 新第三紀貫入岩類		91
VIII. 6 亀岡層		93
VIII. 7 竜の口層		94
VIII. 8 向山層		95
VIII. 9 大年寺層		100
IX. 第四系	(吉岡敏和)	110
IX. 1 段丘堆積物		110
IX. 1. 1 高位段丘堆積物		110
IX. 1. 2 塚原層		110
IX. 1. 3 中位段丘堆積物		117

IX. 1. 4 低位段丘堆積物	117
IX. 2 扇状地及び緩斜面堆積物	118
IX. 3 沖積層	118
IX. 4 風成火山碎屑物	122
X. 第四紀地殻変動 (吉岡敏和)	123
X. 1 活断層	123
X. 2 沿岸部の垂直変動	125
X. 3 地震活動	126
XI. 応用地質 (久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・山元孝広)	128
XI. 1 地下資源	128
XI. 1. 1 鉄鉱	128
XI. 1. 2 碎石・石材	128
XI. 1. 3 珪砂	129
XI. 1. 4 粘土	129
XI. 1. 5 石炭及び亜炭	129
XI. 2 地下水	130
XI. 3 地盤沈下	131
文 献	132
Abstract	139

図・表・図版目次

第1図 「原町及び大甕」図幅地域周辺のレーダー画像	2
第2図 阿武隈山地周辺の接峰面図	3
第3図 阿武隈山地の投射断面図	4
第4図 原町市本陣山から見た阿武隈山地	4
第5図 「原町及び大甕」図幅地域の接峰面図と主な河川	5
第6図 主要河川の縦断形	6
第7図 a 阿武隈山地の主要な破碎帯・断層の位置と名称	8
第7図 b 「原町及び大甕」図幅地域の主要な破碎帯・剪断帯・断層の位置と名称	8
第8図 マイロナイト化した助常変成岩の顕微鏡写真	16
第9図 助常変成岩類を貫く苦鉄質岩岩脈	16
第10図 苦鉄質変成岩の顕微鏡写真	17
第11図 畑川破碎帯西端断層沿いの変成岩類	18
第12図 泥質変成岩を貫く黒雲母花崗岩岩脈	19
第13図 苦鉄質変成岩を貫く中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び中粒黒雲母花崗岩	20

第 14 図	超苦鉄質岩体に伴って産する変成岩類	21
第 15 図	模式地を含む相馬古生層の地質概略図	23
第 16 図	真野層と立石層の境界部	24
第 17 図	「原町及び大甕」図幅地域の相馬古生層の地質柱状図	25
第 18 図	新田川流域，蛇穴付近における相馬古生層のルートマップ	27
第 19 図 a	立石層の片状石灰岩	28
b	小褶曲 (drag fold?) を示す立石層石灰岩	28
第 20 図	立石層石灰岩の顕微鏡写真	29
第 21 図	上野層下部の葉理頁岩	30
第 22 図	上野層下部の海ユリ石灰岩の顕微鏡写真	30
第 23 図	模式地を含む相馬中村層群の地質概略図	35
第 24 図	相馬中村層群の地質柱状図	36
第 25 図	ジュラ系富沢層の砂岩の顕微鏡写真	40
第 26 図	ジュラ系各層砂岩のモード組成	41
第 27 図	富沢層中部における部分柱状図	42
第 28 図	富沢層中部の砂岩 - 頁岩の露頭	42
第 29 図	高倉層の化学分析試料採集地点	45
第 30 図	原町市高倉の採石場の露頭図	46
第 31 図	高倉層下部の流紋岩質火砕流堆積物の本質レンズ濃集相	47
第 32 図	高倉層下部の流紋岩質火砕流堆積物の石質岩塊濃集相	47
第 33 図	新田川中流部のルート図	49
第 34 図	圧砕変形を受けた未区分火山岩の角閃石安山岩の顕微鏡写真	50
第 35 図	貫入岩類の貫入関係	54
第 36 図	花崗岩質岩類のモード組成	54
第 37 図	強片状の国見山花崗閃緑岩	57
第 38 図	カタクラサイト化した八丈石山花崗岩	58
第 39 図	国見山花崗閃緑岩と、それを貫く花崗閃緑斑岩との接触部における片状構造	59
第 40 図	圧砕された国見山花崗閃緑岩と八丈石山花崗岩の接触部	59
第 41 図	八丈石山花崗岩を貫く川房花崗閃緑岩	60
第 42 図	八丈石山花崗岩と川房花崗閃緑岩の接触部のルートマップとスケッチ	61
第 43 図	新田川花崗閃緑岩中の、珪長岩のプチグマティック脈	63
第 44 図	新田川花崗閃緑岩中の層状構造	64
第 45 図	川房花崗閃緑岩中の暗色包有物	66
第 46 図	相馬古生層，上野層の粘板岩を貫く，中 - 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩	67
第 47 図	花崗閃緑斑岩と珪長岩の産状	70
第 48 図	花崗閃緑斑岩を貫く珪長岩	70
第 49 図	縞状構造の発達する珪長岩	71

第 50 図	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を貫く中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩	74
第 51 図	中粒黒雲母花崗岩 (淡紅色黒雲母花崗岩) を貫く細-中粒黒雲母花崗岩 (灰色黒雲母花崗岩)	77
第 52 図	中粒黒雲母花崗岩 (淡紅色黒雲母花崗岩) 中に包有される中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	77
第 53 図	細粒角閃石黒雲母閃緑岩の産状	79
第 54 図	細粒角閃石黒雲母閃緑岩の顕微鏡写真	80
第 55 図	「原町及び大甕」図幅地域における新第三系の層序と対比	82
第 56 図	塩手層の分布	83
第 57 図	塩手層の露頭	84
第 58 図	塩手層基底の不整合	85
第 59 図	塩手層の模式層相断面図	85
第 60 図	塩手層の礫岩相	86
第 61 図	双葉断層で接する天明山層と塩手層	87
第 62 図	五安層及び水野谷層の分布	88
第 63 図	五安層及び水野谷層の柱状図	89
第 64 図	白亜紀花崗岩類に貫入する火道角礫岩	92
第 65 図	亀岡層及び竜の口層の柱状図	93
第 66 図	仙台層群の珪藻化石層序と古地磁気層序	93
第 67 図	仙台層群の対比	95
第 68 図	向山層基底の不整合	96
第 69 図	向山層の礫岩砂岩相と泥岩砂岩相の柱状図	97
第 70 図	向山層の石英質砂岩相の柱状図	98
第 71 図	深井戸柱状図	99
第 72 図	大年寺層の層相	100
第 73 図	大年寺層の柱状図	101
第 74 図	大年寺層下部の砂岩相中の斜交層理の発達した粗粒砂岩	102
第 75 図	大年寺層の砂岩泥岩相の柱状図	103
第 76 図	大年寺層の砂岩泥岩相の砂岩層の上面に見られる生痕化石	103
第 77 図	浪江海底地すべりの露頭	104
第 78 図	浪江海底地すべりの地すべりブロックの底面付近に見られる”流理”様の構造	105
第 79 図	浪江海底地すべりの地すべりブロックを覆う大年寺層の泥岩砂岩相	106
第 80 図	大年寺層の火山灰層	107
第 81 図	大年寺層の火山灰層の岩相	108
第 82 図	主な段丘堆積物の露頭柱状図	111
第 83 図	太田川に沿う段丘の縦断面図	112
第 84 図	高位Ⅱ段丘堆積物の亜角礫層及び砂層	112
第 85 図	塚原層の模式露頭	113
第 86 図	浦尻付近における模式的断面図	113

第 87 図	模式地における塚原層の柱状図	114
第 88 図	塚原層中部の粘土層	114
第 89 図	塚原層最下部の貝化石床	115
第 90 図	中位Ⅱ段丘堆積物	117
第 91 図	緩斜面堆積物の角礫層	118
第 92 図	太田川下流部の地質断面図	119
第 93 図	新田川下流部の地質断面図	120
第 94 図	ボーリング及び断面位置図	121
第 95 図	安達太良-岳軽石層	123
第 96 図	双葉断層北部における第四紀の断層活動	124
第 97 図	原町市片倉南方の地形	125
第 98 図	中位Ⅰ段丘の旧汀線高度分布	126
第 99 図	宮城県岩沼市-福島県いわき市間の水準点変動	126
第 100 図	1926 年から 1986 年に発生したマグニチュード 6.5 以上の地震	127
第 101 図	原町市の井戸分布図	130
第 102 図	原町市における地盤の累計沈下量	131
第 1 表	「原町及び大甕」図幅地域の地質総括表	9
第 2 表	高倉層上部の安山岩溶岩の角閃石 K-Ar 年代値	44
第 3 表	高倉層の火山岩の全岩化学組成	45
第 4 表	花崗岩質岩類の K-Ar 年代	52
第 5 表	五安層及び水野谷層産の貝化石	90
第 6 表	水野谷層産の珪藻化石	90
第 7 表	新第三紀貫入岩類の K-Ar 年代値	92
第 8 表	竜の口層及び大年寺層産の貝化石	94
第 9 表	段丘区分の対比表	112
第 10 表	塚原層産貝類化石産出表	115
第 11 表	塚原層産植物化石産出表	116
第 12 表	原町市における沖積層中の ¹⁴ C年代測定値	122
第 13 表	原町市の地下水揚水量	131
Table 1	Summary of the geology of the Haramachi and Ōmika district	140
Figure 1	Main fracture zones, shear zone and faults	142
第Ⅰ図版 1	助常変成岩類(苦鉄質の変成岩)	147
2	国見山花崗閃緑岩の強マイロナイト化部	147
第Ⅱ図版 1	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(国見山花崗閃緑岩)	148

2	中 - 粗粒黒雲母花崗岩（八丈石山花崗岩）	148
第Ⅲ図版	八丈石山花崗岩中の層状構造	149
第Ⅳ図版 1	八丈石山花崗岩中の層状構造	150
2	細粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩（新田川花崗閃緑岩）	150
第Ⅴ図版	新田川花崗閃緑岩を貫く片状構造の発達した珪長岩	151
第Ⅵ図版 1	中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩（川房花崗閃緑岩）	152
2	中 - 細粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩	152
3	花崗閃緑斑岩	152
第Ⅶ図版 1	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	153
2	中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩	153
3	中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩中の強マイロナイト化部	153
第Ⅷ図版 1,2	中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩中の強マイロナイト化部	154
第Ⅸ図版 1	中粒黒雲母花崗岩（淡紅色黒雲母花崗岩）	155
2	灰色黒雲母花崗岩に貫かれる淡紅色黒雲母花崗岩	155
3	細 - 中粒黒雲母花崗岩（灰色黒雲母花崗岩）	155
4	花崗閃緑斑岩	155

原町及び大甕地域の地質

久保和也^{*}・柳沢幸夫^{*}
吉岡敏和^{*}・山元孝広^{*}・滝沢文教^{**}

「原町及び大甕」地域の地質図の作成は、地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成計画の一環として行われたもので、現地調査は、昭和63・64年度及び平成元年度に実施された。

野外調査に当たっては、古生界及びジュラ-下部白亜系を滝沢、変成岩及び深成岩類を久保、白亜紀火山岩類を山元、第三系を主として柳沢、一部山元が、第四系を吉岡がそれぞれ担当した。

室内研究及び原稿の執筆は、上記の分担に従って行い、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、新第三紀二枚貝類化石の同定について佐藤喜男技官の協力を得た。金属鉱床に関連する資・試料の検討に際しては、中嶋輝充・佐藤興平両技官の協力を得た。深成岩類の野外調査に際しては高橋 浩技官、変成岩類の検鏡に当たっては牧本 博技官、岩石標本の撮影に際しては豊 逢秋技官の協力を得た。本地域の第三系の層序の検討に際しては、中村光一技官の協力を得た。

本研究のために使用した薄片及び研磨片は、宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・佐藤卓見の各技官及び渡辺真治技官(元所員)の製作によるものである。

． 地 形

(吉岡敏和)

． 1 概 説

「原町及び大甕」図幅地域は、北緯 $37^{\circ}30'$ - $37^{\circ}40'$ 、東経 $140^{\circ}45'$ 以東太平洋に至るまでの範囲に相当する。行政的には福島県原町市、相馬郡鹿島町・飯館村・小高町、双葉郡浪江町・葛尾村にまたがる。

本図幅地域は阿武隈山地の北東部に位置し、図幅地域のほぼ中央を南北に双葉断層(活断層研究会, 1980)が通る。この双葉断層は双葉破砕帯の最新の活動を示す。第1図に本地域周辺のレーダー画像(新エネルギー・産業技術総合開発機構撮像)を示す。この画像からも分かるように、双葉断層の両側の地形は対照的で、西側では標高500-700mの山地が広がるのに対し、東側は標高100m以下の低平な丘陵と段丘からなる。両者の境界には比高200-300mの崖が直線状に連なり、これは双葉断層の断層崖である。また山地内には多くの南北性のリニアメントが認められ、それらは畑川破砕帯と平行に走っている。原町市片倉以北では、双葉断層の東側にくさび状の平面形をした小山地が存在する。この山地は中生層からなり、断層に沿って更に北方に延びている。

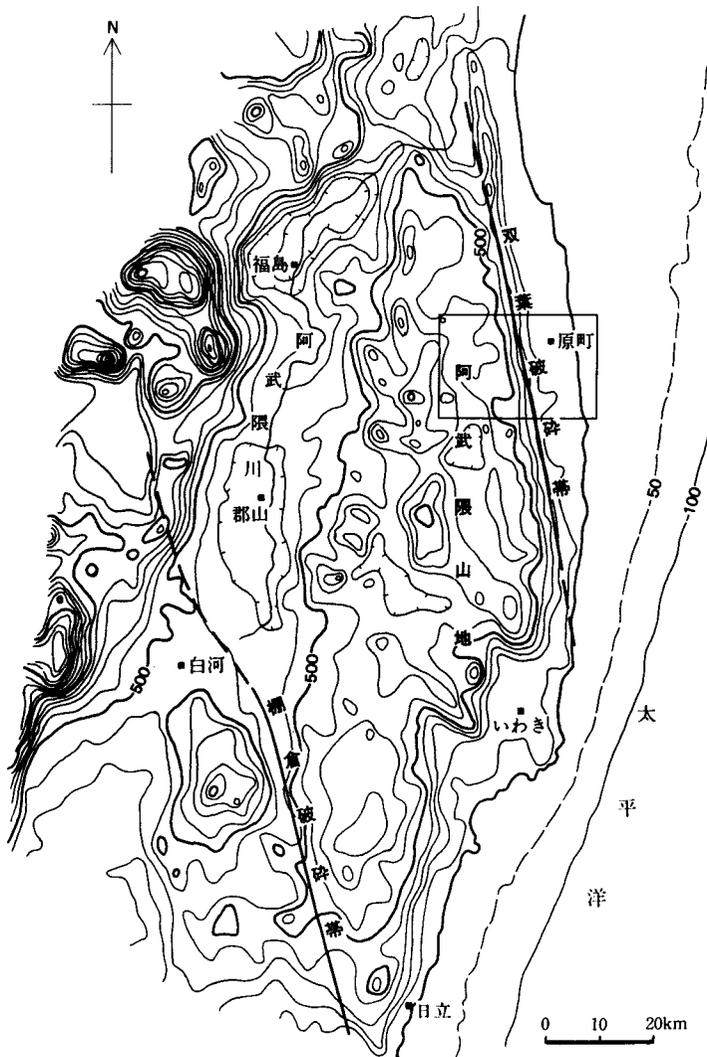
^{*} 地質部 ^{**} 近畿・中部地域地質センター



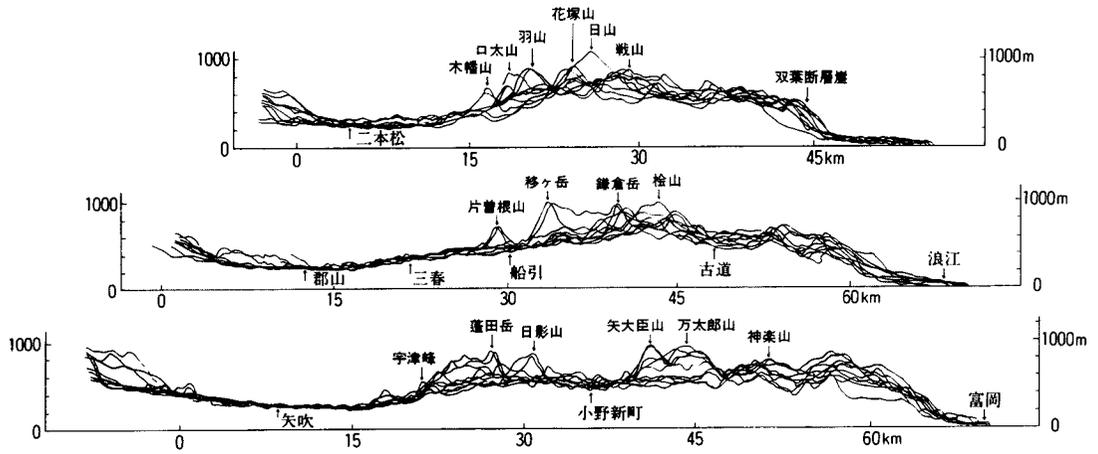
第1図 「原町及び大甕」図幅地域周辺のレーダー画像(モザイク画像全国統一, NJ54-22 福島, 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 元度新工ネ地第82号による承認). 矢印Aは畑川破砕帯, 矢印Bは双葉破砕帯の位置を示す

. 2 山 地 地 形

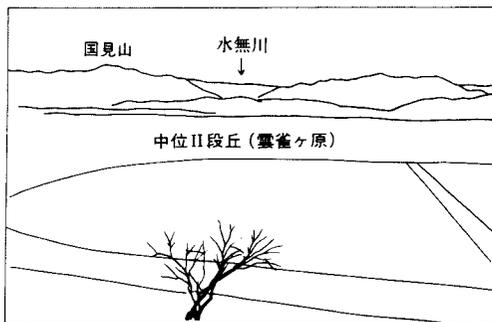
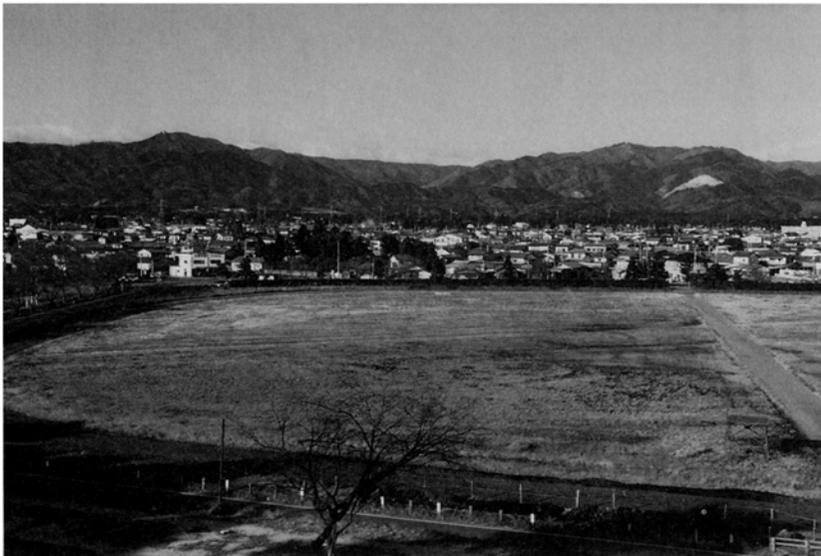
本図幅地域を含む阿武隈山地は、西縁を阿武隈川と棚倉破砕帯、東縁を双葉破砕帯と太平洋で境された、ほぼ平行四辺形の平面形を呈する山地である。第2図にその接峰面図、第3図に東西方向の投射断面図を示す。阿武隈山地は、その全域にわたって著しい定高性が認められ(第4図)、従来から隆起準平原と考えられてきた(三野, 1942 など)。山頂部や山間部には小起伏の地形が認められ、阿武隈山地はこれらの小起伏面とそこに突出する幾つかの独立峰によって構成されている。本図幅地域では、原町市助常すけつねの南の標高600 m付近と葛尾村野行の北の標高650 m付近などには山頂小起伏面が、飯館村小宮付近や浪江町津島付



第2図 阿武隈山地周辺の接峰面図(岡山俊雄による・小池, 1968)
ハッチで囲まれた部分は凹地形を示す。等高線間隔は100 m



第3図 阿武隈山地の投射断面図(小池, 1968) . 山地の東西方向の幅1.5kmの帯ごとにそれぞれ投射断面をつくり, 10断面を重ね合わせたもの . 基図は5万分の1地形図



第4図 原町市本陣山から見た阿武隈山地 (手前は雲雀ヶ原の中位 段丘面) . 手前の小山地の背後を双葉断層が通る . 断層崖はかなり開析されている . 水無川の谷の奥で山頂部の高さがよく揃っているのが分かる

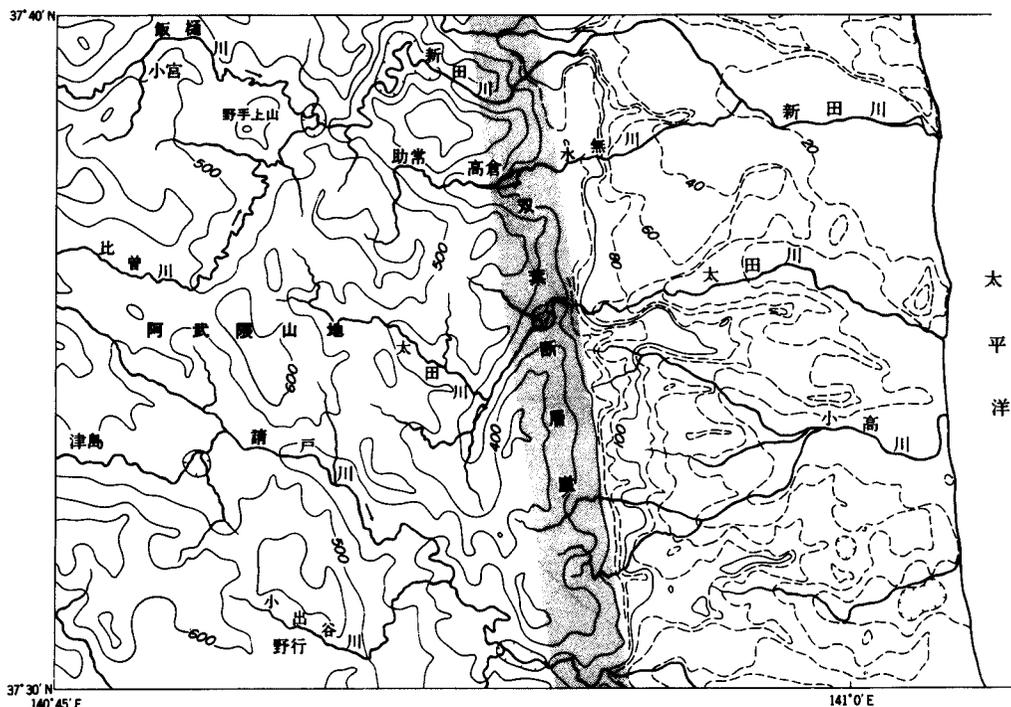
近などには標高500-550 mの盆地状の小起伏面が認められる。盆地状の小起伏面は、山地の西北部の標高300-500 mによく発達する小起伏面に連続する。これらの小起伏面は格子状の短い谷によって開析され、平坦面はほとんど残存しない。また、面を構成する堆積物は認められず、これらは浸食面と考える。

このような浸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（1960）は、独立峰の山頂を連ねた仮想平坦面をも含めた3段の浸食小起伏面を区分し、それらは断層活動による隆起運動によって形成されたと考えた。そしてその形成年代については高位のものは中新世以前、低位のものは鮮新世以降と推定した。小池（1968）及びKOIKE（1969）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（1960）のいう山頂を連ねた平坦面の存在は考えにくいとした。

また山地内には谷頭部や山麓を中心に緩斜面が発達する。この緩斜面は花崗岩の角礫やそれが風化したマサからなり、前述の浸食小起伏面とは異なる。西城（1987）は、山麓の緩斜面には8-9万年前以前と最終氷期後半の少なくとも2回の形成時期があったと考えている。

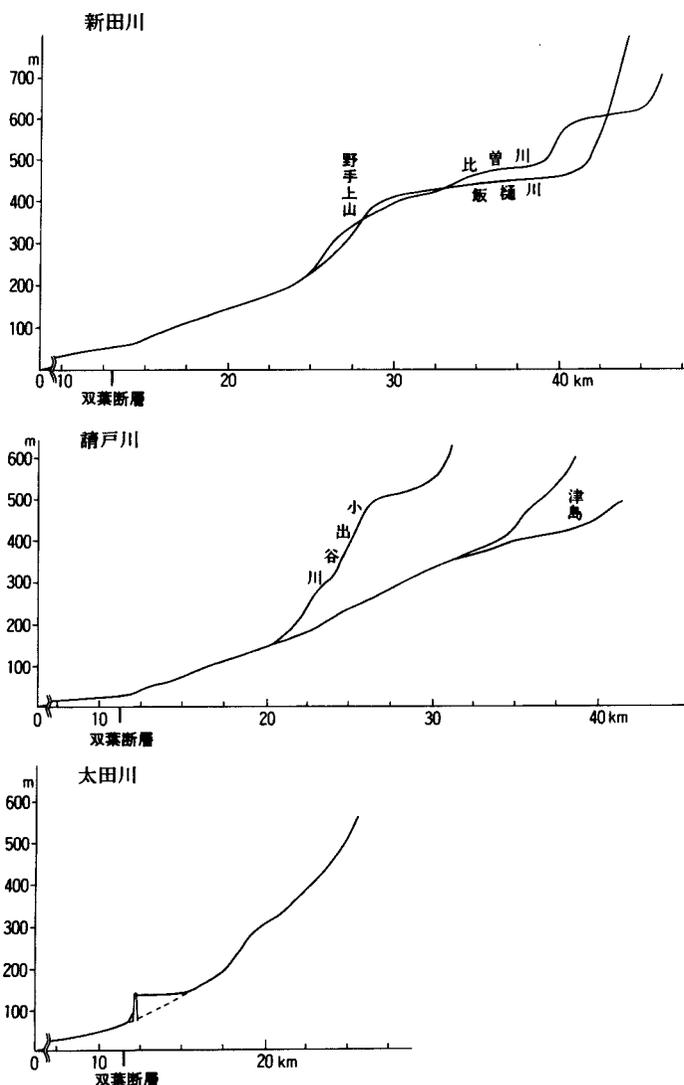
3 河川地形

本図幅地域を流れる主な河川としては、北から順に新田川・太田川・^{うけど}請戸川があり、いずれも阿武隈山地に源を發し太平洋に注ぐ（第5図）。これら3河川の縦断形（第6図）を見ると、太田川の縦断形はほぼ



第5図 「原町及び大甕」図幅地域の接峰面図と主な河川
等高線は1 kmの谷埋めによる接峰面を示す。間隔は100 m、破線は20 m

指数曲線を描くが、ほかの2 河川では途中数か所に遷急点が認められる。新田川は、上流部で飯桶川と比曾川に分かれるが、いずれも緩斜面を伴った幅の広い谷を形成している。河床勾配は緩く、谷底には沖積平野が開けている。しかし野手上山^{のてがみやま}付近より急に河床勾配がきつくなり、両河川の合流点付近からは深いV字谷を形成している。河谷は短い波長で蛇行し、穿入蛇行の形態を呈する。請戸川では、新田川に比べ河床は安定しているが、上流部の津島付近には沖積平野が認められるのに対し、中流部はV字谷を形成している。また、支流の小出谷川には顕著な遷急点が認められる。このような河川の形態は、以前は現在より小起伏だった阿武隈山地が、双葉断層の活動によって急速に隆起したことを示している。なお、原町市^{たかのくら}高倉の水無川の河谷に沿っては中新世の埋積谷が認められる。同様の埋積谷は原町市社地神^{しゃじがみ}から北方「相馬中村」図幅地域の上真野川に連続する鞍部に沿っても存在することから、現在の河谷の一部は中新世の埋積谷を再び浸食して形成されたものと判断できる。



第 6 図 主要河川の縦断形

． 4 海 岸 地 形

本図幅地域は太平洋に面しており、その海岸線はほぼ直線状である。段丘や鮮新統からなる丘陵が直接海に面している部分では、比高 10-20 m のほぼ垂直の海食崖が形成されている。沖積平野が海に面している部分には浜堤が形成され、その後背には小規模なラグーン（潟湖）とそれが埋積された湿地が見られる。原町市間形沢付近では、海食崖の上部に下流部を切られた小河谷が存在し、海食崖の後退速度が速いことを示している。山内（1964）は、この付近の海岸で海岸保安林の喪失から約 50 年間の崖の後退量を推定し、後退速度を 30-80cm / 年と求めている。

． 地 質 概 説

（久保和也・滝沢文教・山元孝広・柳沢幸夫・吉岡敏和）

． 1 主要な破砕帯・剪断帯・断層

「原町及び大甕」図幅地域は阿武隈山地の東縁北部に位置する（第 7 図 a）。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。

畑川破砕帯と双葉破砕帯は、阿武隈山地東縁に沿って N 10° W 方向に約 100km にわたって連続する破砕帯である。更に、畑川破砕帯の北方延長が鬼首 - 湯沢マイロナイト帯である（笹田，1984）とすると、畑川破砕帯は延長 200km 以上に及び長大な破砕帯ということになる。

本図幅地域内の畑川破砕帯は、飯館村野手上山北東から浪江町小出谷にかけて分布する、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 1-3km の帯状部として認められる。畑川破砕帯に分布する断層のうち、3 本の断層が特に顕著に発達する。3 本の断層は岩体の境界になっているだけでなく、断層に沿って変成岩・超苦鉄質岩などを挟んでいるという特徴を有する。これらの断層を西から順に畑川破砕帯西側・中央・東側断層と呼ぶことにする（第 7 図 b）。これらの断層は現地形にも明瞭なりニアメントとして認められる。

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。破砕帯中には数列の断層が発達するが、それらのうち、その活動時期が更新世後期まで及び断層については双葉断層と呼ばれている（活断層研究会，1980）。この断層近傍の花崗質岩類にはマイロナイト化とカタクラサイト化が顕著である。

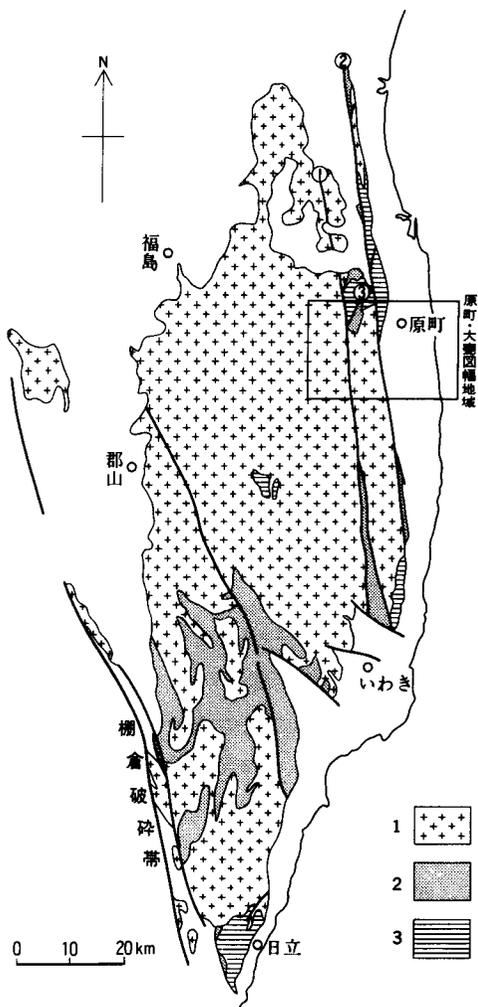
畑川破砕帯中央断層と双葉断層に挟まれる地域には北東 - 南西方向の剪断帯や断層が発達している。そのうち、本図幅地域内における代表的なものは、社地神剪断帯である。

社地神剪断帯は相馬郡鹿島町じさほら禰原から原町市社地神を経て畑川破砕帯に至る、北東 - 南西方向の剪断帯である。畑川破砕帯及び双葉破砕帯に斜交し、それらに切られている。主として相馬古生層からなる岩石

群と、先デボン系変成岩類及び白亜系火山岩及び貫入岩類からなる岩石群の境界をなしている。剪断帯沿いの岩石には顕著なマイロナイト化と部分的なカタクラサイト化が認められる。

社地神以南では、社地神剪断帯に沿って中・細粒片状花崗閃緑岩が貫入しており、被貫入岩とともに変形を被っている。社地神付近では新第三系塩手層を切る断層が発達しており、新第三紀以降にも断層活動があったことを示している。

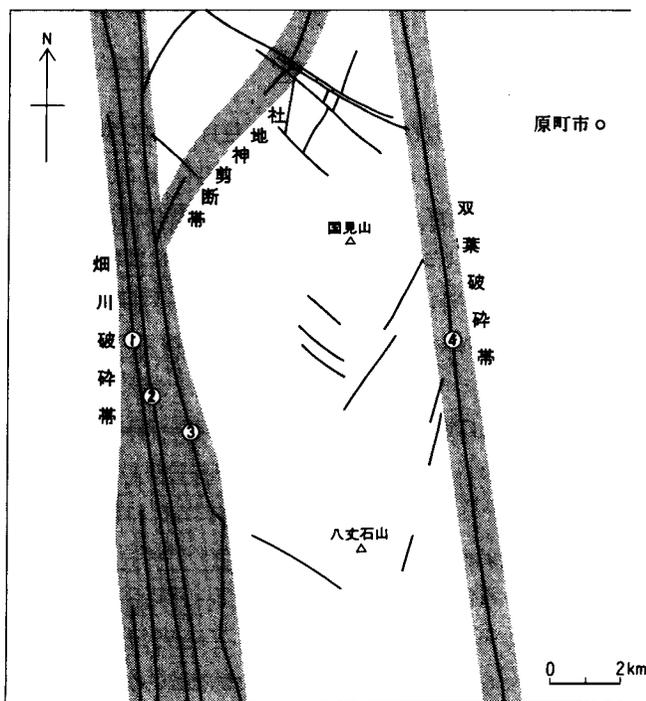
畑川破砕帯・双葉破砕帯及び社地神剪断帯に発達するマイロナイトの非対称小構造は、これらの破砕帯・



第7図 a 阿武隈山地の主要な破砕帯・断層の位置と名称

：畑川破砕帯，：双葉破砕帯，：社地神剪断帯

1：花崗岩質岩類，2：変成岩類（御嶽所・竹貫・八巻・助常・松ヶ平・山上・割山など），3：中・古生代堆積岩類



第7図 b 「原町及び大裏」図幅地域の主要な破砕帯・剪断帯・断層の位置と名称

：畑川破砕帯西側断層，：中央断層，：東側断層，：双葉断層

第1表 「原町及び大甕」 図幅地域の地質総括表

		地 質 区 分			火 成 活 動	構 造 運 動 等		
地 域 地質時代		畑川破砕帯 中央断層以西	畑川破砕帯 中央断層 - 双葉断層間	双葉断層以東				
新 代	新 四 紀	沖 積 層				北部で双葉断層 の左横ずれ運動		
		後期	低位段丘堆積物					
		更新世	中位段丘堆積物					
		中期	塚原層					
	新 三 紀	鮮 新 世	貫入岩類	仙 台 層 群	大年寺層	△珪長質火山活動	海 進	
					向山層		海 退	
					亀の口層		海 進	
		中 新 世			龜岡層	△珪長質火山活動	海 進	
					水野谷層	▽高マグネシア 安山岩 火山活動	海 退	
					五安層	▽苦鉄質火山活動	海 進	
	古 三 紀	前期	湯長層	▽苦鉄質火山活動	海 進			
		中期	天明山層					
	中 生 代	白 亜 紀	貫入岩類	貫入岩類	塩手層			
					名取層群			
		前 期	貫入岩類	高倉層	ひん岩岩脈	+	花崗岩質 深成活動 （ + 凝れい岩・ + トーナル岩・ + 花崗閃緑岩・ + 花崗岩など ）	褶 曲
△中性-珪長質 火山活動					海 退			
ジュ ラ 紀		貫入岩類	高倉層	相馬中村層群	△		海 進	
				小山田層		海 進		
				富沢層		海 進		
				中ノ沢層		海 進		
後 期		貫入岩類	高倉層	栃窪層?			海 退	
				△		海 退		
古 生 代	三 疊 紀	貫入岩類	高倉層			海 退		
						海 退		
	二 疊 紀			相馬古生層	大芦層			海 進
				立石層	上野層			海 進
石 炭 紀	貫入岩類	高倉層	真野層			(隆 起)		
			助常変成岩類		広域変成作用			
テ ボ ン 紀	貫入岩類	高倉層	変成岩類					
			?					
時 代 未 詳	貫入岩類	変成岩類						

F: 断層

剪断帯が左横ずれのセンスを有することを示している。

双葉断層の東側は、双葉断層に沿って小規模分布する中生界と広範に分布する新生界から構成されている。一方、双葉断層以西は主に先第三系基盤岩類が分布するが、その地質構成や特徴は畑川破砕帯中央断層を境にその東西で大きく異なっている。したがってこの項では、中・古生界に関しては畑川破砕帯中央断層以東地域と畑川破砕帯中央断層以西地域に分けて記述する。本図幅地域の地質を総括して第1表に示す。

2 畑川破砕帯中央断層以東の先第三系

畑川破砕帯中央断層以東地域の先第三系は先デボン系^{すけつね}の助常变成岩類、石炭・二畳系の相馬古生層及びジュラ-白亜系の相馬中村層群、白亜紀の高倉層と貫入岩類などから構成されている。これらのうち、ジュラ系-白亜系の相馬中村層群だけが双葉断層に沿ってその東側に分布しており、そのほかはすべて双葉断層以西に分布している。先第三系は、畑川破砕帯・双葉破砕帯及び社地神剪断帯の活動に伴う変位によって分断され、複雑な分布を示している。

この先第三系は、变成岩類及び堆積岩類に関してはその特徴から南部北上帯に属するとみなされていた(吉田, 1975 など)が、貫入岩類に関しては、畑川破砕帯の東西でその特徴は変わらないとして、阿武隈花崗岩類で一括されてきた(渡辺ほか, 1955 など)。そのため畑川破砕帯の造構の意味づけは明快ではなかった。しかしながら久保・山元(1989)及び山元ほか(1989)によって、本図幅地域の畑川破砕帯以東に分布する火山岩及び深成岩類のK-Ar年代値が北上山地の火山岩及び深成岩類の年代値にそれぞれ対応することが明らかにされ、また本研究によって畑川破砕帯中央断層以東の深成岩類は以西のそれとは特徴を異にし、北上山地白亜紀花崗岩類の特徴を有するということが明らかになった。すなわち、少なくとも本図幅地域内に関しては、畑川破砕帯は阿武隈帯と南部北上帯を境する構造線と考えることができる。

畑川破砕帯中央断層以東地域で最古期の岩石は助常变成岩類である。助常变成岩類は主として苦鉄質變成岩からなり、泥質及び珪質變成岩を少量伴っている。助常变成岩類は、先デボン系の松ヶ平变成岩類に対比され、松ヶ平变成岩類相当の岩石のうち比較的苦鉄質岩に富む部分が花崗岩質岩類の貫入によって熱變成を被ったものである。相馬古生層とは社地神剪断帯の断層で境される。

本図幅地域の古生層は、北隣の「相馬中村」図幅地域に主要な分布地と模式地を有する相馬古生層(上部デボン系-上部二畳系)の南部に相当する。相馬古生層は、層相及び化石相からみて南部北上山地の古生層と共通点が多く(NAKAZAWA and NEWELL, 1968)、地体構造区分上南部北上帯の一部とみなされている(吉田, 1975)。

相馬古生層は上部デボン系(合ノ沢層)、下部石炭系(真野層・立石層)、二畳系(上野層・大芦層・弓折沢層)からなる。上部石炭系は明確には知られていない。

本図幅地域の古生層は、相馬古生層のうち、合ノ沢層・弓折沢層を欠き、真野層・立石層・上野層及び大芦層の4層が分布する。真野層と立石層、立石層と上野層との関係はそれぞれ不整合の可能性があるが、証拠不十分である。真野層は砂岩頁岩互層からなり、その分布は小区域に限られている。立石層は全体が鬼丸統に対比される石灰岩から構成されるが、本図幅地域ではすべて再結晶しかつ強く片状化している。

上野層は古生層の中で最も分布が広く、泥質岩が卓越し、二疊紀前期の坂本沢統に対比される。大芦層は大部分細粒砂岩からなる地層で二疊紀中期の叶倉統に対比される。以上の古生層中の砂質岩は、構成物として多量の中 - 塩基性火山岩類の岩片を含んでいる。

古生層は小規模な褶曲やうねりを繰り返しながら全体として北側に緩く沈下した向斜構造をなしている。

中生層は古生層の分布域から離れて、その東方に分布する。本図幅地域では三疊系は知られていない。

中生層のうち、中部ジュラ系 - 下部白亜系の相馬中村層群は、双葉断層に沿ってその東側に分布する。相馬中村層群は相馬古生層と同様に、その主要な分布地を「相馬中村」図幅地域にもち、本図幅地域にはその南端部が分布する。同層群の全7層のうち、本地域には下位より、栃窪層・中ノ沢層・富沢層・小山田層の4層が露出している（第1表）。

相馬中村層群の層序・年代・岩相・堆積相・砕屑物の構成（砂岩の鉱物組成と礫種構成）などの諸特徴は、南部北上山地東側の唐桑 - 牡鹿帯のジュラ系 - 下部白亜系に酷似しており、両者は同一系列の堆積盆と共通的な岩石から構成された後背地とを有していたと推察される（滝沢，1977；TAKIZAWA，1985）。

本図幅地域における相馬古生層と相馬中村層群はともに南部北上帯に属するものの、相馬古生層は同帯の西縁部の母体帯に対応づけられるのに対し、相馬中村層群は南部北上帯の東縁部に近い唐桑 - 牡鹿帯の延長とみなすことができる。このようなことから原町 - 相馬地域の中・古生界は、南部北上帯の南方収束域と見られることもできる。

双葉断層を隔てて、相馬中村層群の西側、原町市高倉の北方地域には白亜紀の火山岩類、高倉層が分布している。

高倉層は、流紋岩質の厚い火砕流堆積物（下部）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（上部）からなる。本層の層厚は1,500 m以上で、白亜紀花崗岩類の貫入を受けている。本層の噴出年代は白亜紀前期ホーテリブ期と考えられており、岩質・岩相の上でも、北上山地の下部白亜系と共通点が多い（山元ほか，1989）。

畑川破砕帯中央断層以東地域の主要な貫入岩類のうちで最も早期に貫入したのは斑れい岩である。斑れい岩は相馬古生層中に貫入しており、その西縁を畑川破砕帯東側の断層によって区切られている。本岩は細粒の角閃石斑れい岩で、花崗閃緑斑岩によって貫かれ再結晶作用を被っている。磁鉄鉱に富み、高い岩石帯磁率を有する点で、後述する畑川破砕帯中央断層以西地域の斑れい岩とは明瞭に区別される。斑れい岩の貫入と、前述の高倉層火山岩類の活動との前後関係は不明である。

高倉層堆積後、畑川破砕帯中央断層以東地域は広範な深成活動の場となり、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（くにみやま 国見山花崗閃緑岩）・中 - 粗粒黒雲母花崗岩（八丈石山花崗岩）・細粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩（新田川花崗閃緑岩）・中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩（かわぶき 川房花崗閃緑岩）・花崗閃緑斑岩・珩長岩が順次貫入した。また、社地神剪断帯に沿って中 - 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩が、相馬中村層群中には角閃石ひん岩がそれぞれ貫入した。これらの貫入岩類のうち角閃石ひん岩以外は、程度の差はあれすべて、貫入時に畑川破砕帯、双葉破砕帯や社地神剪断帯及びそれらに平行な断層などを形成した構造運動の影響を被っている。特に細粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩（新田川花崗閃緑岩）・中 - 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩・花崗閃緑斑岩・珩長岩は貫入時の応力場を反映して、断層や強片状岩の分布地域に選択的に貫入している。

本図幅地域内に発達する破碎帯や剪断帯が緻密にいつ発生したかは明らかでないが、上記の貫入岩類の貫入時には少なくともその一部は既に存在し、貫入後も何回かにわたって活動を繰り返している。すなわち、貫入岩類活動の前後にわたって、同様の広域応力場が継続していたと考えられる。

これらの貫入岩類の鉱物 K-Ar 年代は 130-90Ma にわたり、白亜紀前期の活動であることを示している。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、畑川破碎帯中央断層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。

. 3 畑川破碎帯中央断層以西の先第三系

畑川破碎帯中央断層の西側には白亜紀のいわゆる阿武隈花崗岩類と、それに伴う変成岩・斑れい岩類が分布している。

変成岩類は泥質及び苦鉄質の変成岩で、花崗岩質岩類中の捕獲岩として産する。主に本図幅地域北西部において、中粒黒雲母花崗岩と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の境界に沿って、北東-南西方向に延びる帯状の地域に集中して分布する。

斑れい岩は、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩と細-中粒黒雲母花崗岩の境界部において、それらに貫入を受けた捕獲岩状の岩体として産する。主として単斜輝石角閃石斑れい岩からなり、単斜輝石含有石英閃緑岩を伴っている。

主要な花崗岩質岩類は、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)・細-中粒黒雲母花崗岩(灰色黒雲母花崗岩)・花崗閃緑斑岩で、この順に貫入している。これらの鉱物 K-Ar 年代として本図幅地域内では 95.7 及び 101Ma が得られている。

. 4 新生界

本図幅地域の新生界は、新第三系と第四系とからなる。

新第三系は、下位より名取層群下部(塩手・天明山層)、湯長谷層群下部(五安・水野谷層)、前期及び中期中新世の玄武岩質及び安山岩質貫入岩類、及び仙台層群(亀岡・竜の口・向山・大年寺層)からなる。

塩手層は、下部が礫岩・砂質泥岩から、上部が砂岩からなる地層で、先新第三系基盤岩に刻まれた谷状の凹地を埋積して分布する。天明山層は、玄武岩質及び安山岩質の火砕岩を主とする地層で、模式地の北隣「相馬中村」図幅地域内では塩手層の上位に整合で重なるが、本図幅地域では双葉破碎帯内にレンズ状の断層ブロックとして分布するのみである。塩手・天明山両層は、双葉断層の西側に分布し、本図幅地域北方の仙台及び仙南地域に主として分布する下部-中部中新統名取層群の最下部を占める。

五安層は雲母質の細粒砂岩から、水野谷層は泥岩と砂岩からなり、双葉断層の東縁に沿って幅の狭い撓曲帯をなして分布する。両層は、本図幅地域南方の常磐炭田地域に広く分布する下部中新統湯長谷層群の下部を占める地層である。

本図幅地域の先新第三系及び塩手層中には、玄武岩質及び安山岩質の貫入岩体が幾つか存在する。この

うちの多くは、天明山層堆積時（前期中新世）の火山活動に関連したものとみられるが、一部の岩体からは中新世中期を示す K - Ar 年代が得られている。

本図幅地域の仙台層群は、双葉断層の東側に広がる低平な丘陵地を占めて広く分布する。本層群は顕著な不整合によって、下部（亀岡・竜の口層）と上部（向山・大年寺層）に分けられる。本層群の年代分布は、汎世界的な海水準曲線に非常によく一致しており、仙台層群の堆積は、汎世界的な海水準変動に強く規制されていたと推定されている（柳沢ほか，1989）。なお従来、仙台層群はすべて鮮新統と考えられてきたが、珪藻化石層序と古地磁気層序の研究から、本層群の最下部（亀岡層及び竜の口層最下部）は最上部中新統であり、中新世 - 鮮新世の境界は竜の口層最下部に存在することが明らかにされている（柳沢，1990）。

仙台層群最下部の亀岡層は、泥岩・亜炭及び珪長質凝灰岩からなる陸成層である。竜の口層は、亀岡層から漸移する内湾性海成層で、泥岩及び細粒砂岩からなり、竜の口動物群と呼ばれる特徴のある軟体動物化石群を産する。

向山層は、竜の口層を不整合に覆う陸成層で、礫岩・砂岩・泥岩・亜炭及び珪長質凝灰岩からなる。仙台層群最上部の大年寺層は、下部は砂岩、上部は泥岩からなる海成層で、上部の泥岩層中には大規模な海底地すべり層が発達する。本層からは、外洋性の珪藻化石、軟体動物化石及び鯨化石が産出する。

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、それぞれ更に2つに細分できる。高位段丘堆積物と中位段丘堆積物には海成のものが含まれる。また、海岸沿いでは塚原層が谷埋め堆積物として分布し、中位段丘堆積物に整合に覆われる。沖積層は河川に沿って谷を埋めて分布しており、太田川の下流部では10-25 mの厚さをもつ。

. 5 地 史 の 要 約

本図幅地域の地史は概略以下のとおりである。

- ） 畑川破碎帯形成以前の畑川破碎帯以東地域（地体区分上は南部北上帯の南方収束域）
 - 1) 先デボン紀の低温高压型変成作用によって、松ヶ平変成岩類に対比される助常変成岩類などの広域変成岩が形成された。
 - 2) デボン - 二疊紀にかけて相馬古生層が堆積
 - 3) ジュラ - 白亜紀前期にかけて相馬中村層群が堆積した。
 - 4) 白亜紀前期の火山・深成活動により、高倉層及び国見山花崗閃緑岩をはじめとする各種貫入岩類が形成された。助常変成岩類は接触変成作用により再結晶した。
- ） 畑川破碎帯形成以前の畑川破碎帯以西地域（いわゆる阿武隈帯）
 - 5) 白亜紀前期の深成活動により、いわゆる阿武隈花崗岩類が形成された。その際、深成岩体のルーフの一部は岩体中に取り込まれて、変成岩・斑れい岩・超苦鉄質岩等の捕獲岩となった。
- ） 畑川破碎帯の形成とその後の堆積作用
 - 6) 白亜紀中期の深成活動にやや遅れて、畑川破碎帯の形成に代表される大規模な左横ずれ断層運が起り、南部北上帯の南方収束域と阿武隈花崗岩分布域（阿武隈帯）が接合した。双葉破碎帯・

社地神剪断帯もこの時活動し、破砕帯及びその近傍の岩石にマイロナイト化をもたらした。なお、社地神剪断帯はこの時期に先んじて既に形成されていたかも知れない。

- 7) 新第三紀中新世前期までに隆起した双葉破砕帯以西地域を後背地として、下部中新統名取層群・湯長谷層群及び最上部中新統 - 鮮新統の仙台層群が堆積した。また、中新世前期及び中期には苦鉄質火山活動が起きた。

) 双葉破砕帯及び社地神剪断帯の再活動

- 8) 鮮新世から更新世前期にかけて双葉破砕帯に垂直変位を伴う断層活動が起き、双葉破砕帯以西地域の隆起をもたらした。社地神剪断帯もこの時期に再動し、塩手層の変形等をもたらした。これらの断層や剪断帯の近傍では局部的にカタクラサイトが形成された。この時期の畑川破砕帯の活動の有無については明らかでないが、現地形に認められる明瞭なりニアメントや破砕帯中のカタクラサイトの存在は、畑川破砕帯の再活動を示唆している。

双葉破砕帯の断層活動は更新世後期まで続き、双葉断層を形成した。なお、「相馬中村」図幅域内で双葉断層の一部は更新世後期以降も活動を繰り返しており、狭義の活断層に相当する。

- 9) 更新世中期から後期の海水準変化に伴い、主に双葉断層以東の地域において、鮮新統からなる丘陵の頂部及び主要河川沿いに高位・中位・低位の段丘が形成された。

． 変 成 岩 類

(久保和也)

本図幅域内に分布する変成岩類は、1) 原町市助常地域に広範に分布する変成岩類(助常変成岩類)、2) 畑川破砕帯に沿って細長く分布する変成岩類、3) 畑川破砕帯中央断層以西の深成岩中の捕獲岩として見いだされる変成岩類の3者がある。各々の変成岩類は産状・記載岩石学的特徴などが異なるので、個別に記述する。

． 1 助常変成岩類 (Ms)

分布・産状 原町市助常地域を中心に、西縁を社地神剪断帯に区切られて、北北東 - 南南西に6km、西北西 - 東南東に3kmにわたって分布する変成岩類を助常変成岩類と命名する。本変成岩類は、原町市東森から助常に至る林道沿いや、助常南方の助常川河床に連続的に露出している。

変成岩類はその北部を断層によって分断され、北方に向かって急激にその幅を減じている。東縁は新田川花崗閃緑岩に貫かれるが、東縁の南半部は両者の接触面に沿う剪断変形を被っており、新田川花崗閃緑岩との接触部及びその近傍の変成岩中には数列にわたって板状(もしくはレンズ状)の超苦鉄質岩塊が挟み込まれている。

本変成岩類の西には古生層が分布するが、両者はその境界部に沿って貫入している片状花崗閃緑岩及び社地神剪断帯の活動によって形成された断層によって隔てられており、助常変成岩類と古生層の層序関係は明らかでない。

本変成岩類は周囲に分布する花崗岩質岩類によって貫入されている。花崗岩質岩類の分岐脈は貫入部の近傍に限られるが、変成岩類には全域にわたって熱変成作用の影響が認められる。

助常変成岩類はその大部分が苦鉄質変成岩で（第 図版 1）、部分的に泥質変成岩を挟んでいる。また、ごく局所的に珪質の部分が見いだされる。これらの泥質及び珪質変成岩は北東 - 南西方向に細長く連続している。

本変成岩類には片理が発達しており、その走向は全域にわたって N20-60° E とほぼ一定で、50-90° N 又は S に傾斜している。本変成岩類はその西縁に近づくにしたがって社地神剪断帯の影響が強くなり、左横ずれ剪断変形を被ったマイロナイト（第 8 図）へと移化していく。

また、角閃石に富む部分と石英・長石に富む部分の互層する縞状構造も普遍的に認められる。その方位は大局的には片理と同じである。

本変成岩類中には、その片理や縞状構造に斜交して貫入する苦鉄質岩の岩脈がまれに見いだされる（第 9 図）。この岩脈には片理が発達せず、したがってその貫入時期は助常変成岩類の受けた広域変成作用以後である。一方、岩脈中の褐色普通角閃石斑晶の周縁部に淡緑色角閃石が生成していること、石基部に斜長石を置換した緑れん石が多数存在すること、斑晶（斜長石もしくは単斜輝石）を置換して緑れん石とそれを取り巻く黒雲母集合体が生成していることなどから、変成作用を被っていることは明らかである。この変成作用は周囲の花崗岩質岩類の熱の影響によると考えて良いであろう。したがって本岩脈の貫入時期は広域変成作用以後、花崗岩質岩類の活動以前と結論される。

岩石記載

苦鉄質変成岩

一般に、角閃石に富む部分と石英・長石に富む部分の互層する縞状構造が発達し、石英・長石に富む部分にはしばしば厚さ数 mm 程度の石灰質の薄層もしくはレンズ状部が伴われる。ちりめんじわ状微褶曲が発達している。

主要な鉱物組合せは、淡緑色角閃石 ± 緑色角閃石 + 黒雲母 + 斜長石 + 石英 ± 電気石、石灰質薄層部では緑れん石 ± 緑泥石 ± ざくろ石 ± 単斜輝石 + 方解石 ± スフェン + 斜長石 + 石英である。

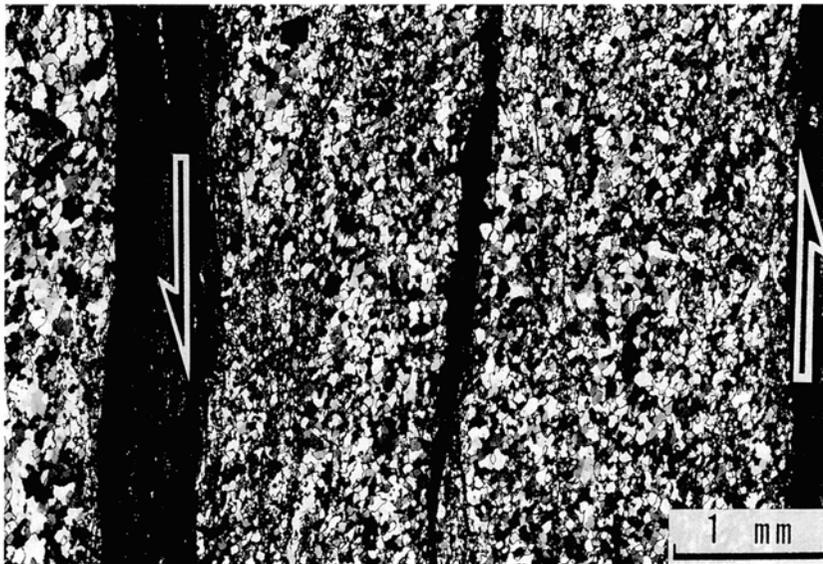
泥質変成岩

黒雲母と石英に富む片状岩で、苦鉄質変成岩中に数 10cm - 数 10 m 幅の層状に発達する。比較的大規模なものでは、水無川との合流部から 250 m 上流の助常川流域に幅約 50 m にわたって分布している。

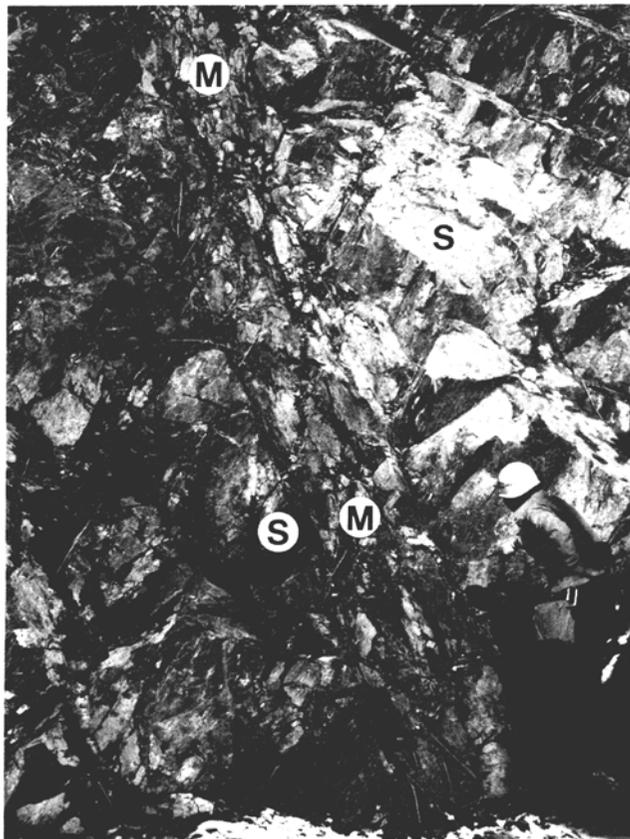
主要な鉱物組合せは、石英 + 斜長石 + 黒雲母 + スフェン + 電気石 ± 緑泥石である。黒雲母に富む層と石英に富む層の互層による縞状構造が発達し、黒雲母の配列による微褶曲構造が認められる。

珪質変成岩

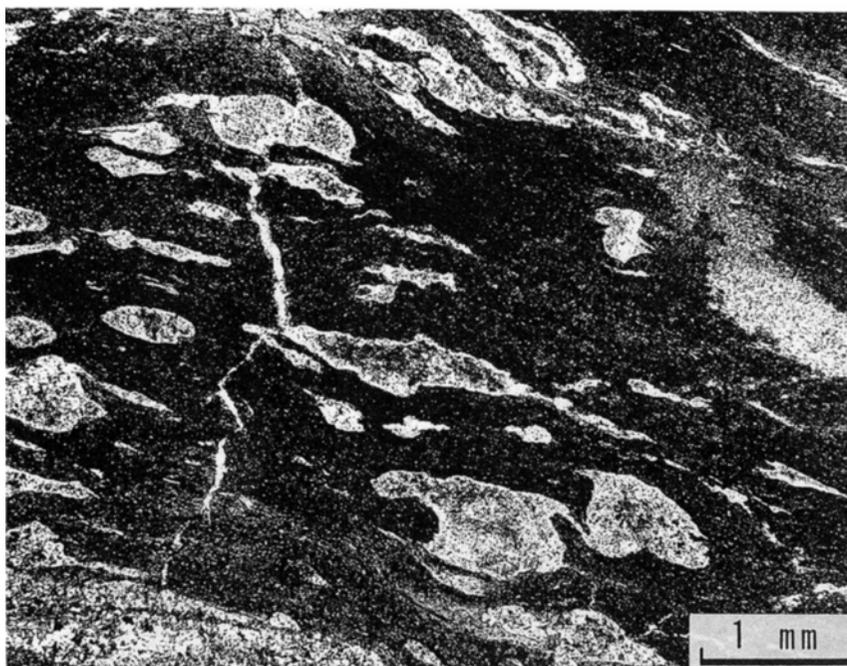
灰白色のチャート様片状岩で、苦鉄質変成岩中に幅数 10cm - 数 10 m の層として見いだされる。最大規模のものは、変成岩分布域最北端の新田川支流において、幅 30 m にわたって分布している。この場合は数 10cm ごとに泥質の薄層を挟み、また、メートルオーダーの褶曲構造を示している。



第8図 マイロナイト化した助常変成岩の顕微鏡写真（定方位薄片：面構造に垂直，線構造に平行）直交ポーラ．暗色帯状部は主として緑れん石と緑泥石から，明色部は石英からなる．石英粒の長軸が右上 - 左下方向に延びていることから，左横ずれ剪断変形を被っていることが分かる（原町市助常北西 1 km）



第9図 助常変成岩類を貫く苦鉄質岩岩脈
岩脈(M)は苦鉄質変成岩(S)の片理に斜交して貫入している．変成岩には片理にほぼ平行な細かい縞状構造（図の右上 - 左下方向）が発達する（第図版1）．岩脈は片理に平行な断層によって切られている（原町市東森）



第10図 苦鉄質変成岩の顕微鏡写真
 下方ポーラ．明色部は長石に，暗色部は淡緑色角閃石に富む（原町市助常）

主要な鉱物組合せは，石英＋黒雲母＋スフェンである．微細な石英の集合体中に，淡褐色黒雲母の配列による微褶曲構造が認められる．

対比 花崗岩質岩類との接触部近傍の変成岩類はホルンフェルス化し，明瞭なモザイク組織を示している．水無川との合流点近くの助常川流域の変成岩類には，花崗岩質岩類から比較的隔たっているためか，構成鉱物が細粒で，原岩組織を良く残しているものがある（第10図）．しかしながらその場合も変成岩の微褶曲構造と斜交する無数の微細な針状及びやや粗粒柱状の緑色角閃石の生成が認められ，変成岩形成後に再結晶作用を被ったことを示している．結局，助常変成岩類は，程度の差はあれすべて花崗岩質岩類による再結晶作用を被っており，現在の鉱物組成は変成岩形成時とは異なっている．

相馬古生層の北側には，その基盤として松ヶ平変成岩類が分布している（佐藤，1973）．松ヶ平変成岩類は先デボン系の苦鉄質岩・泥質岩・砂岩・チャートからなり，アルカリ角閃石を含む鉱物組合せなどに基づいて，低温高压型の変成岩と考えられている（前川，1988 など）．相馬古生層は大局的には北北東－南南西の軸を持つ向斜構造をなしており，その東に接する助常変成岩類は，現在は相馬古生層とは断層関係にあるが，松ヶ平変成岩類と同様に相馬古生層の基盤をなしていた可能性がある．

本研究では，源岩の構成や変形組織の類似性，相馬古生層の構造的下位にあることなどから，助常変成岩類を松ヶ平変成岩類に対比する．助常変成岩類は松ヶ平変成岩類の一部が花崗岩質岩類の貫入によって熱変成を被り現在の鉱物組合せになったものと考えるのが妥当である．したがって助常変成岩類の源岩の堆積時期は松ヶ平変成岩類と同様に先デボン紀とする．

2 畑川破碎帯沿いの変成岩類 (Mp・Mm)

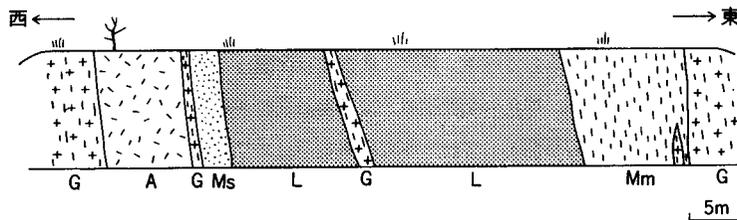
畑川破碎帯に沿って、変成岩がセブタ状に挟まれている。畑川破碎帯に分布する主要な断層のうちの**西側断層沿いに分布する変成岩**は、新田川の野手上ダム下流1kmの新田川沿い林道に露出している(第11図)。ここでは、カタクラサイト化した中・細粒黒雲母花崗岩中に、苦鉄質変成岩や石英に富む片状化した変成岩などの変成岩類及び超苦鉄質岩や石灰岩が挟まれている。

苦鉄質変成岩の主要な鉱物組合せは、緑泥石+斜長石+方解石+緑れん石、褐綠色角閃石+緑泥石+斜長石+緑れん石、などである。角閃石・斜長石にはモザイク組織が発達する場合がある。

中央断層沿いの変成岩は太田川上流河床で観察できる。ここでは強くマイロナイト化した国見山花崗閃緑岩と、その西側の中粒黒雲母花崗岩が幅約80mの超苦鉄質岩を隔てて接している。中粒黒雲母花崗岩と超苦鉄質岩の境は幅50cmの破碎帯を伴う断層である。この断層から8m西方の中粒黒雲母花崗岩中に石英に富む変成岩が幅3mにわたって挟まれている。この岩石は、鏡下ではマイロナイトの特徴を有し、変成による縞状構造の上にシアerbンドが重なって発達しているのが認められる。また、断層の延長方向に当たる、この南方500mの支沢では苦鉄質の変成岩が転石として見いだされることから、変成岩類は断層に沿って細長く分布しているものと判断する。

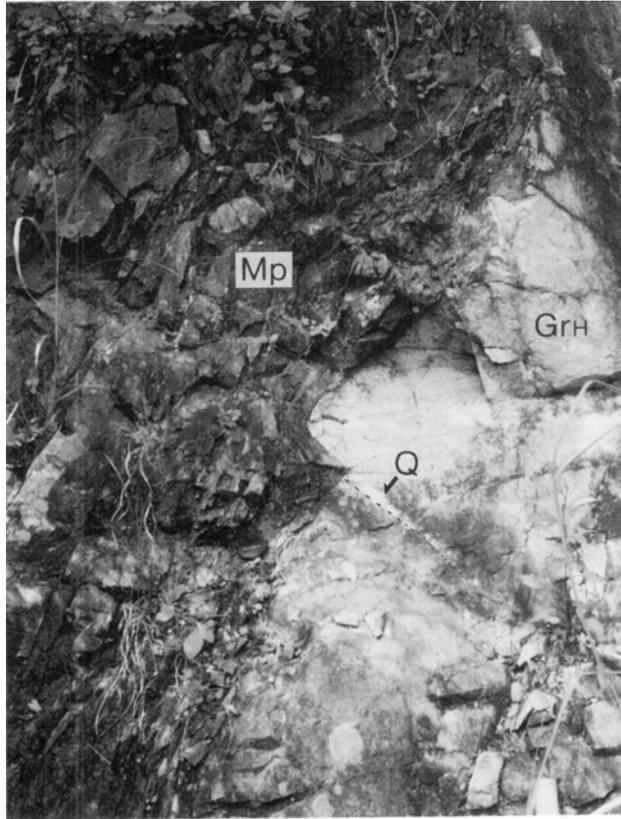
変成岩の主要な鉱物組合せは、石英に富む変成岩では緑泥石±黒雲母+石英+斜長石+方解石、苦鉄質変成岩では綠色普通角閃石+石英+斜長石+スフェン+緑泥石+緑れん石+電気石±単斜輝石である。苦鉄質変成岩は、石英・斜長石がモザイク状で、普通角閃石にデカッセイト組織が発達することから、花崗岩質岩類によると思われる熱の影響が認められる。しかしながら、苦鉄質鉱物と石英・斜長石の縞状構造による微褶曲が発達し、元の変成岩の構造を良く残している。

畑川破碎帯東側断層沿いに分布する変成岩は、本図幅地域の北端中央部で認められる。ここでは、幅約



第11図 畑川破碎帯西端断層沿いの変成岩類

カタクラサイト化した花崗岩中に幅60mにわたって石灰岩・変成岩類などが挟まれている。花崗岩と石灰岩・変成岩類の境界は小規模なすべり面もしくは破碎面である。変成岩類中にはそれを貫く花崗岩岩脈も認められる。畑川破碎帯西側断層は本スケッチ地点の50m西方に位置し、そこでは同じくカタクラサイト化した花崗岩中に超苦鉄質岩が幅20mにわたって挟まれている。G: カタクラサイト化した中・細粒黒雲母花崗岩, A: 片状化した細粒角閃岩, Ms: 片状化した珪質変成岩, Mm: 苦鉄質変成岩, L: 片状化した石灰岩・角閃岩中の片状構造 N30°E, 86°S. 石灰岩中の片状構造 N16°E, 72°S. 黒雲母花崗岩と角閃岩の境界 N25°E, 85°S (新田川の野手上ダム下流1kmの林道沿い)



第12図 泥質変成岩を貫く黒雲母花崗岩岩脈
 黒雲母花崗岩 (GrH) は変成岩 (Mp) 中の幅 1.5 m の岩脈で、写真中央部で断層により 15cm 程変位し、破断面に石英脈 (Q) が形成されている。この破断面は変成岩中に続かず、変成岩の片理面は岩脈の縁に沿って大きく湾曲しながら連続している (新田川上流の、南へ流下する支沢沿いの林道)

350 m で南北方向に 2km 以上にわたって、片状構造の著しい変成岩が分布している。そのほとんどは泥質変成岩であるが、分布域の中央付近には苦鉄質変成岩が幅約 90 m の規模で南北に細長く分布している。苦鉄質変成岩中には厚さ 2 m の石英に富む層が挟まれている。これらの変成岩類はその西縁で中粒黒雲母花崗岩 (八丈石山花崗岩の中粒岩相) に貫かれ、また同花崗岩と花崗閃緑斑岩の岩脈に貫入されている (第 12 図)。この岩脈の貫入面は、北北東 - 南南西走向で、西半部では北に、東半部では南に急傾斜しており、変成岩の片状構造と平行である。

変成岩類には東側ほど強い片状構造が発達するが、これはもともと縞状構造を有していた変成岩が更にマイロナイト化したものである。変成岩を貫く黒雲母花崗岩による熱変成を被っている。

泥質変成岩の主要な鉱物組合せは、黒雲母 + 白雲母 + 石英 + 斜長石 + 緑泥石 + 電気石 ± 淡緑色角閃石 ± 堇青石 ± コランダムである。堇青石にはハリサイト状で回転を伴いつつ生成したことを示すものがある。石英・斜長石はモザイク状の場合が多く、黒雲母も一部デカッセイト組織を示す。黒雲母は定向配列し、

白雲母と淡緑色角閃石はそれに斜交して成長している。

苦鉄質変成岩の主要な鉱物組合せは、淡緑色角閃石 + 斜長石 + 緑れん石、褐緑色角閃石 + 石英 + 斜長石 + 緑れん石 + スフェン、などである。苦鉄質変成岩には弱い片状構造が認められ、また角閃石に富む部分と石英・斜長石・緑れん石に富む部分の互層による縞状構造が発達する。本変成岩中の石英に富む層は、石英 + ざくろ石 + 淡緑色角閃石で構成されている。

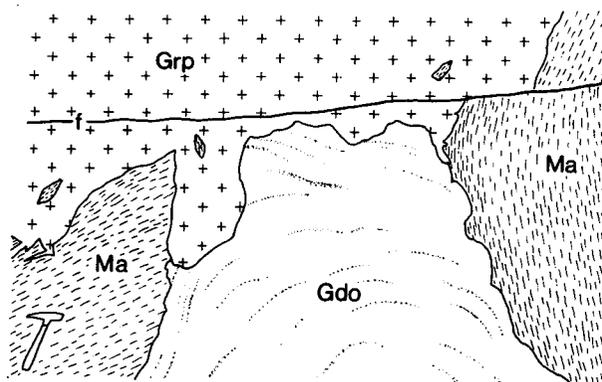
3 畑川破碎帯以西の深成岩中の変成岩類 (Ma)

畑川破碎帯以西の、いわゆる阿武隈花崗岩類中の各所には、泥質及び苦鉄質変成岩類が捕獲岩として含まれている。本図幅地域内では、北西端部の飯館村小宮から長泥にかけて広範囲に分布するものと、浪江町沢先東方1kmで超苦鉄質岩体に伴って小規模露出するものがある。

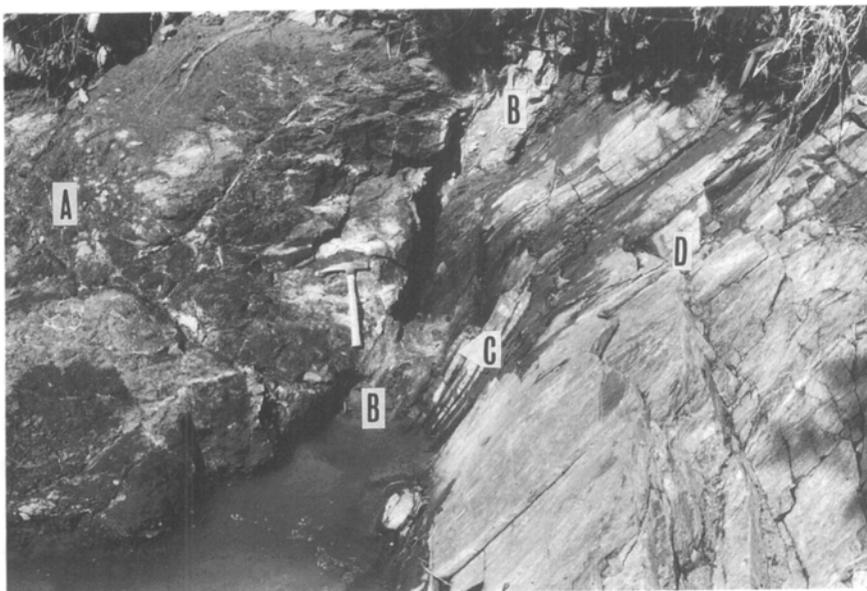
3.1 飯館村小宮周辺の変成岩類

飯館村小宮周辺は中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩と中粒黒雲母花崗岩の境界部に相当し、変成岩類はこの北東 - 南西方向の境界に沿って主として中粒黒雲母花崗岩中の捕獲岩として分布する。変成岩の一部は両深成岩体の境界にセブタ状に分布し、両者に貫入されている(第13図)。変成岩類は本図幅地域の西隣「川俣」図幅地域の飯館村割木、滝の下及び川俣町高屋敷などにも点在し、その分布は南西方向に少なくとも15kmにわたって追跡される。この地域の変成岩類は大部分が泥質変成岩で、ごくわずかに苦鉄質変成岩を伴う。変成岩は片状構造を有し、周囲の花崗岩質岩の貫入によって片状構造と平行な面で分断されている。小宮から中屋敷に抜ける林道沿いでは変成岩中に幅約5mにわたる超苦鉄質岩が挟まれている。

泥質変成岩の主要な鉱物組合せは、黒雲母 + 白雲母 + 緑泥石 + 石英 + 斜長石 + カリ長石 ± 電気石である。部分的にモザイク組織が発達するが、石英・長石の粒径は不ぞろいで原岩の組織を保存しているところも



第13図 苦鉄質変成岩を貫く中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び中粒黒雲母花崗岩
Ma: 苦鉄質変成岩, Gdo: 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩, Grp: 中粒黒雲母花崗岩
(淡紅色黒雲母花崗岩), f: 断層. 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中には、苦鉄質鉱物の濃集するシュリーレンが発達している(飯館村長泥北西700m)



第14図 超苦鉄質岩体に伴って産する変成岩類
 A：超苦鉄質岩（蛇紋岩），B：超苦鉄質岩の破碎されて粘土化した部分（幅約50cm），
 C：苦鉄質変成岩（厚さ約20cm），D：泥質変成岩．変成岩は片状構造が顕著で，片理面
 (N10° E, 38° N)上には線構造(N86° W35°)が認められる（浪江町沢先東方1km）

ある．黒雲母は平行配列し，局部的に濃集して縞状構造を構成するが，これは源岩の構造を反映している可能性が高い．

苦鉄質変成岩の主要な鉱物組合せは，単斜輝石＋褐緑色普通角閃石＋淡緑色角閃石＋斜長石＋石英である．本岩には弱い縞状構造が認められる．

これらの変成岩が花崗岩質岩類に捕獲されたとき既に変成岩であったか否かは明らかではないが，少なくとも鏡下の特徴からは，かつて結晶片岩であったという証拠は認められない．斜長石やカリ長石粒子の存在やその不ぞろいな形状から判断して，これらの変成岩類はホルンフェルスというべきかもしれない．

3.2 超苦鉄質岩に伴う変成岩類

浪江町沢先東方1kmにおいて，超苦鉄質岩体に接してその南側に片状構造の顕著な変成岩類が分布する（第14図）．その大部分は泥質変成岩で，ごくわずかに苦鉄質変成岩を伴う．超苦鉄質岩体と変成岩類は共に中粒黒雲母花崗岩中の捕獲岩である．

泥質変成岩の主要な鉱物組合せは，黒雲母＋白雲母＋石英＋斜長石＋カリ長石である．黒雲母の定向配列による片状構造が顕著で，黒雲母には曲げが認められ，やや粗粒レンズ状の石英には強い波動消光とサブグレイン化が顕著である．石英と長石類はモザイク状の部分が多い．

苦鉄質変成岩の主要な鉱物組合せは，単斜輝石＋褐緑色角閃石＋黒雲母＋斜長石＋石英で，角閃石の定向配列が顕著である．角閃石にはレンズ状やフィッシュ型をなすものが認められる．

本変成岩類は、小宮周辺の変成岩類のマイロナイト化したものに相当する。

相馬古生層

(滝沢文教)

1 概要と研究史

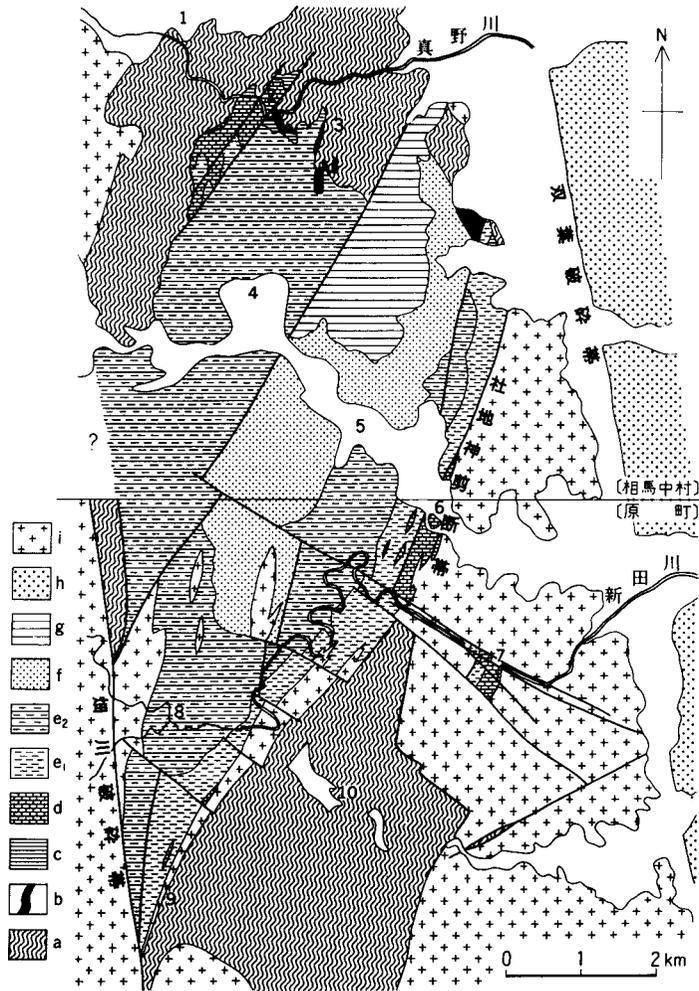
「原町及び大甕」-「相馬中村」図幅地域に分布する古生層は相馬古生層と呼ばれ、その模式地及び主分布地は北隣の「相馬中村」図幅地域中央南部の真野川流域から上真野川上流域にある。本図幅地域の古生層は、その南側延長部に当たる(第15図)。相馬古生層は模式地において松ヶ平変成岩を不整合に被覆し、上部デボン系-二畳系からなる。下位より合ノ沢層(上部デボン系)・真野層(下部石炭系)・立石層(下部石炭系の上部)・上野層(下部二畳系)・大芦層(中部二畳系)、弓折沢層(上部二畳系)の6層に区分されている(SATO, 1956; 佐藤, 1973)。これらの古生層は主に泥質岩・砂岩・石灰岩からなり、ごく少量の礫岩を含み、南部北上帯に属する。南部北上山地に厚く存在するデボン系及び石炭系の顕著な火山岩類を欠いている。

本図幅地域には、上述の6層のうち最下部と最上部層を除く4層が分布する。すなわち下限と上限を欠いている。古生界4層は全体として見ると泥質岩が優勢で、石灰岩や砂岩を伴っている。これらの大半は弱い熱変成作用を受けている。泥質岩のうち、細粒で片状構造の顕著なものを粘板岩、そうでないものを頁岩とした。

【研究史】 相馬古生層に関する最初の報告は、YABE and HAYASAKA (1915)による石炭紀サンゴ化石の発見である。YABE(1939)は東北大学の卒業論文(岩井淳一)を引用して石炭系・二畳系からなる古生層の層序を述べた。半沢(1954)は東北大学卒業論文(岡野 寛)をもとに相馬古生層を5つの地層(石炭-二畳系)に区分し、多数のサンゴ化石などを報告した。MINATO (1955)もこの古生層からのサンゴ・腕足類化石を報告した。SATO (1956)は模式地付近の古生界の地質図と上部デボン系の新発見を含む新たな層序区分を発表するとともに、立石層産出のサンゴ化石を記載した。この佐藤の報告は、相馬古生層の層序区分の基礎をなしたもので、その後の研究の大部分が、この区分に従っている。佐藤(1973)は本図幅地域を含む相馬古生層全域の地質図を公表するとともに中部二畳系基底の不整合を主張し、その意義を論じた。

MINATO *et al.* (1979)では、相馬古生層に関する全般的再検討がなされ化石も列挙されているが、基本的層序はSATO (1956)の見解が生かされた。TAZAWA and GUNJI (1982)は中部二畳系の腕足類の記載、TAZAWA *et al.* (1984)は下部石炭系の腕足類の記載と古生界地域の地質図を公表した。柳井ほか(1988)もデボン-石炭系の新分布地と腕足類化石を報告している。

一方、1970年代以降松ヶ平変成岩類と相馬古生層の構造的関係を中心に構造地質学的研究がなされ、特に松ヶ平変成岩類の変成作用の時代論を巡って幾多の議論が展開された。岩松(1971)及びIWAMATSU



第15図 模式地を含む相馬古生層の地質概略図

「相馬中村」図幅地域内はSATO(1956), TAZAWA *et al.*(1984)から編集
 [地名] 1:松ヶ平. 2:立石. 3:合ノ沢. 4:上野(上萱). 5:大芦.
 6:社地神. 7:蛇穴. 8:落合橋. 9:高ノ倉鉱山. 10:助常.
 [地層名] a:変成岩類. b:合ノ沢層. c:真野層. d:立石層. e₁:上野層下部. e₂:上野層上部. f:大芦層. g:弓折沢層. h:相馬中村層群.
 i:白亜紀前期火山岩類及び貫入岩類

(1975)は変形構造の解析から変成岩・古生界及び中生界の階層構造を論じ、松ヶ平変成岩類の変成作用の時期を白亜紀とみなした。原(1974), SATO(1974), 及び原・梅村(1979)は松ヶ平変成岩類と古生層との層序的並びに構造的不連続の大きいことを主張し、同変成岩類の形成を先デボン紀と結論した。柳井ほか(1988)は立石層石灰岩の変形が、ほかの古生層に比べて強いことに注目して、古生層の褶曲とスレート劈開の形成に先立って、この石灰岩層を滑動面とする“立石ナツペ”を提唱した。

.2 真野層(M)

定義と地層名 砂岩と頁岩の互層からなる下部石炭系である．命名は SATO(1956)による．

模式地と分布 本図幅地域北縁から北方約5kmを東流する真野川流域の立石東方．本図幅地域では新田川沿いの蛇穴^{へびあな}の南側に小分布する．また社地神付近におけるマイロナイト化した頁岩の小露頭も層序的に本層に含める．

層序関係 本図幅地域の古生層のうち露出する限りで最下部の地層であるが，下限は断層で断たれているので下位層との関係は直接確かめられない．上限は立石層の石灰岩に軽微な浸食面をもって覆われ(第16図)，不整合の可能性が大きい．

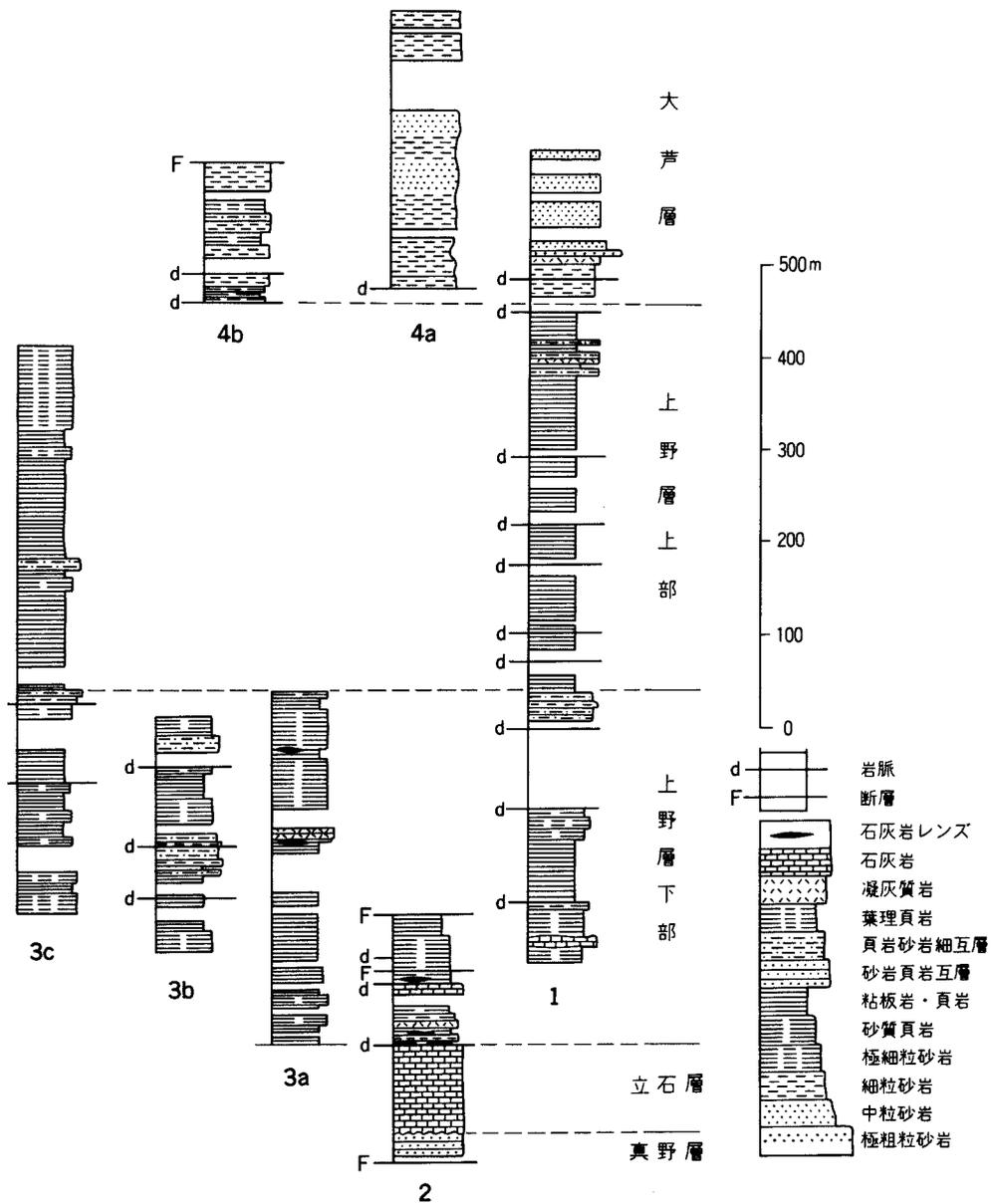
層厚 新田川沿いの露頭では本層の最上部の厚さ30mしか確認できない(第17・18図)．模式地では，全層で130m(SATO, 1956)又は125m(TAZAWA *et al.*, 1984)である．

岩相 新田川沿いでは暗灰色の中粒砂岩と砂質頁岩の中層理互層からなり，砂岩がやや優勢．砂岩の単層の厚さは20-100cmで級化構造が認められる．砂岩単層の上部にはしばしば平行葉理も見られる．社地神の南方の本層は，成層した頁岩からなり，ややもめている．上位の立石層の間には小規模な岩脈がある．TAZAWA *et al.*(1984)は模式地付近では酸性凝灰岩を数層準に挟むと指摘しているが，本図幅地域では認められない．

砂岩は基質が20-30%の石質ワッケで中-塩基性火山岩(主に凝灰岩)の岩片を多量(50%以上)に含



第16図 真野層と立石層の境界部
写真の下半部が真野層の砂岩，上半部が立石層の石灰岩．境界面は起伏に富む(新田川流域，蛇穴付近．位置は第18図に示す)．



第17図 「原町及び大薮」図幅地域の相馬古生層の地質柱状図

1. 社地神西方尾根 . 2. 新田川流域，蛇穴付近 . 3a. 新田川蛇行曲部東側 . 3b. 同左中央部 . 3c. 同左西側 - 落合橋 . 4a. 三角点 656m の北東の沢 . 4b. 三角点 656m の南東の沢

有し，火山碎屑性砂岩 (volcaniclastic sandstone) と呼ぶべき砂岩である . ほかに変成岩片・石英・斜長石・角閃石などを少量含む . 変成岩片では石英片岩が多い . 炭質物破片や炭質シルト岩片も普遍的に認められる .

対比 本図幅地域からは化石は未発見である .

TAZAWA *et al.* (1984) は模式地付近において *Rugosochonetes cf. celticus*, *Yanishewskiella cf. angulata* などの腕足類を記載し、本層を前期石炭紀ピゼー世と結論した。

また、柳井ほか (1988) は TAZAWA *et al.* (1984) が報告した以外に真野層から、*Schizophoria resupinata*, *Fusella* sp., *Choristites* sp., *Orthotetes cf. keokuk*, *Georgethyris* sp. などの腕足類を報告し、本層がピゼー世後期には至らないことを示唆している。本層は北上山地の日頃市層に対比できる。

. 3 立石層 (T)

定義及び地層名 前期石炭紀ピゼー期の厚い石灰岩層である。層名は SATO (1956) に従う。立石層という層名は YABE (1939) 及び半沢 (1954) によって使用されていたが、これらは松ヶ平変成岩類や SATO (1956) の立石層以外の古生層をも包含する地層として用いられた。

模式地と分布 模式地は「相馬中村」図幅内真野川流域の立石付近。本地域では社地神から、新田川沿いの蛇穴 (第 18 図) に至るまで古生層の東縁部を画するように分布する。

層序関係 蛇穴付近では本層基底の角礫状石灰岩が真野層の砂岩頁岩互層を浸食を示す起伏面をもって覆っており (第 16 図)、岩相の急変を考慮に入れると不整合の可能性が高い。模式地付近では、真野層との関係を SATO (1956) が詳述しており不整合と結論している。TAZAWA *et al.* (1984) は主として化石層序の立場から整合とみなしている。柳井ほか (1988) は真野層と立石層との関係は構造的滑動面 (ナップ) であるとの見解を示した。

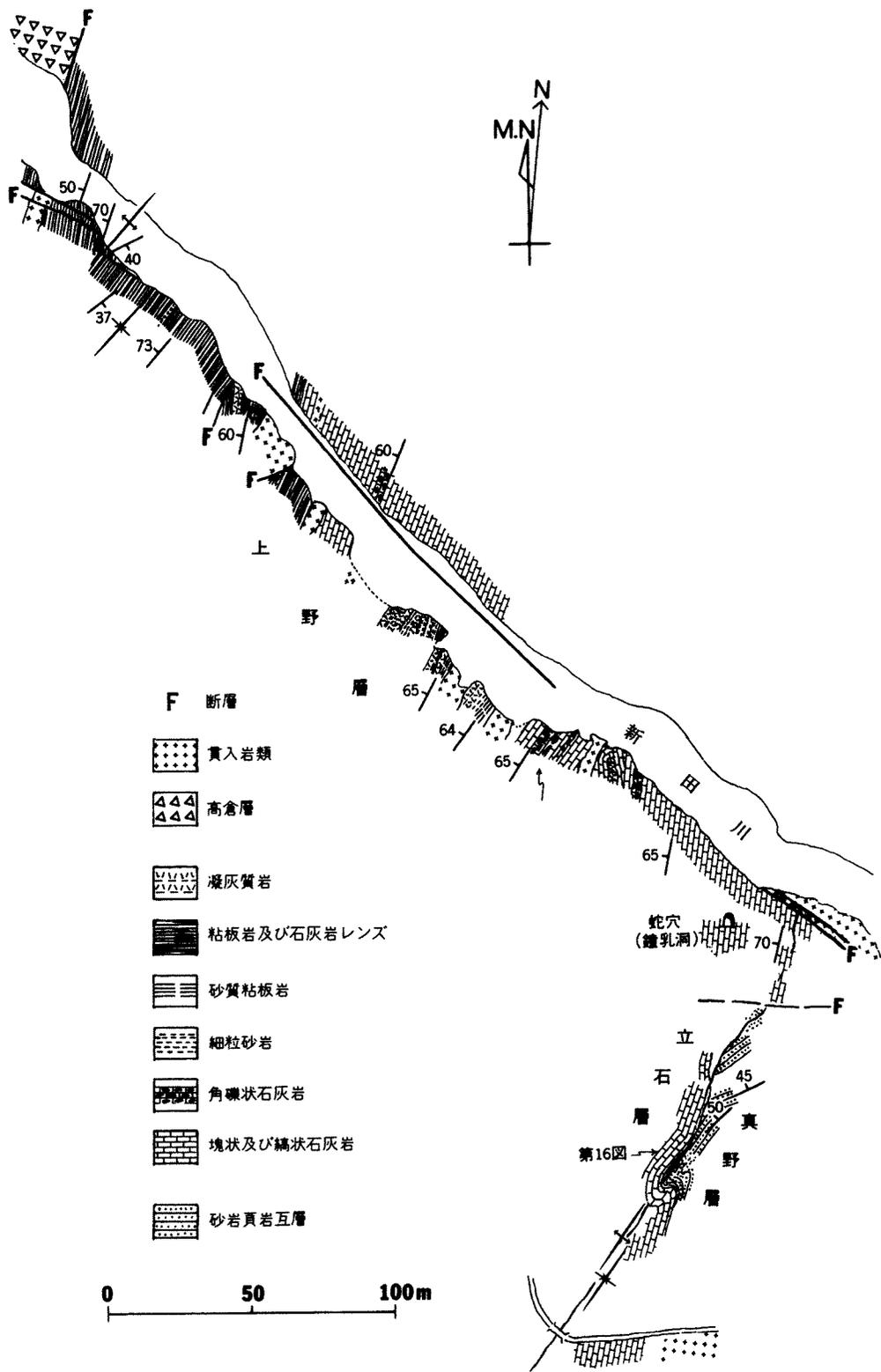
層厚 新田川沿いで 95 m、社地神では露出が断片的で未定、模式地では約 150 m (SATO, 1956)。

岩相 強い片状構造をもつ優白色の石灰岩からなる。本図幅地域の立石層は、すべて熱変成作用により再結晶すると同時に、南北方向の強い片状構造をもつ (第 19 図 a)。石灰岩には、塊状石灰岩、縞状石灰岩、角礫状石灰岩の 3 種類が認められ、塊状石灰岩が最も多い。縞状石灰岩は再結晶した白色石灰岩と灰色石灰岩とが 1- 数 cm 間隔で細かく互層している。石灰岩には不規則な虫食い状に珪質物が存在し、また、ごく少量ではあるが、塩基性火山岩 (凝灰質?) のレンズを含むことがある。

模式地の立石層石灰岩は一般に暗灰色で、多量のサンゴ化石などを含有する。また、下部に薄い礫岩を挟むことがあり、化石は中部に多い (SATO, 1956)。

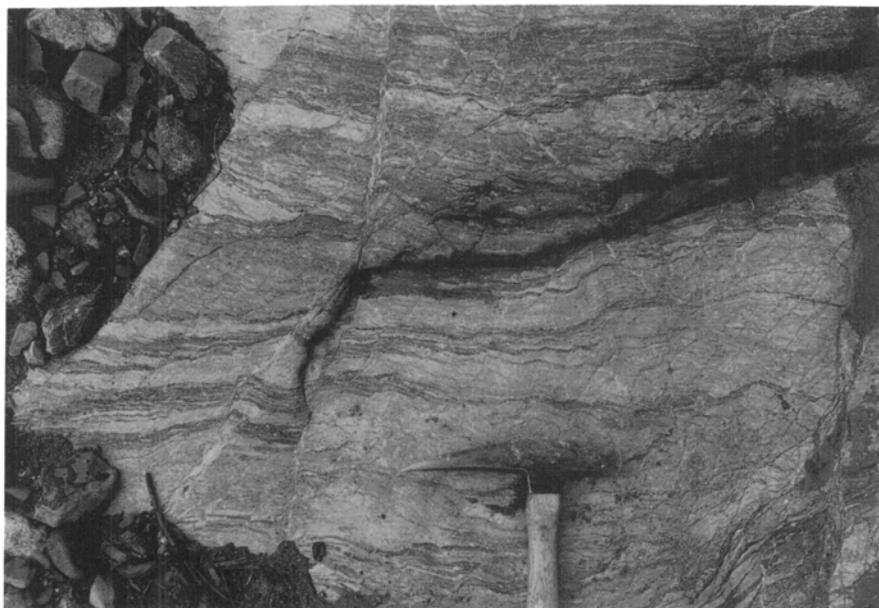
片状構造 本図幅地域での本層の顕著な片状構造は層理面に調和的で、スレート劈開とは異なり、高剪断応力下で形成された層面片理とみることができる。なぜならば、スレート劈開の場合、一般にその面は褶曲軸面と平行的で、特に軸部ではスレート劈開と層理面とは大きく斜交するのに、立石層の場合は第 19 図 b に示すような小褶曲においても、片状面と層理面とは常に平行であって、斜交していないからである。

片状構造は大部分 N 10-30° E の走向、西方へ 60-80° の傾斜を示す。社地神の南方では、片状構造の走向は N 30-50° E と、より東にふれていることもある。第 20 図の顕微鏡写真に示すように、この石灰岩の組織は、細粒の方解石再結晶粒子が定方向に配列し、斑点状に粗粒の方解石 (ポーフィロクラスト) が散在している。この方解石ポーフィロクラストはしばしば非対称プレッシャー・シャドーをもつ。またドラッグ褶曲もときどき見られる (第 19 図 b)。このような変形構造は後述する社地神剪断帯の活動に伴うものである。



第18図 新田川流域 蛇穴付近における相馬古生層のル-トマップ

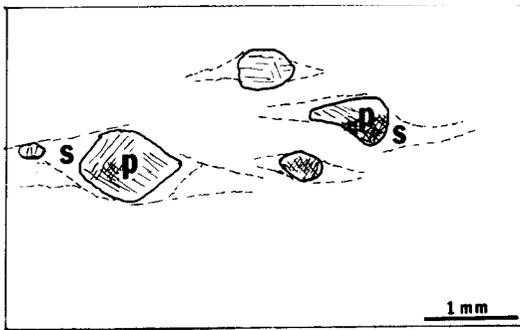
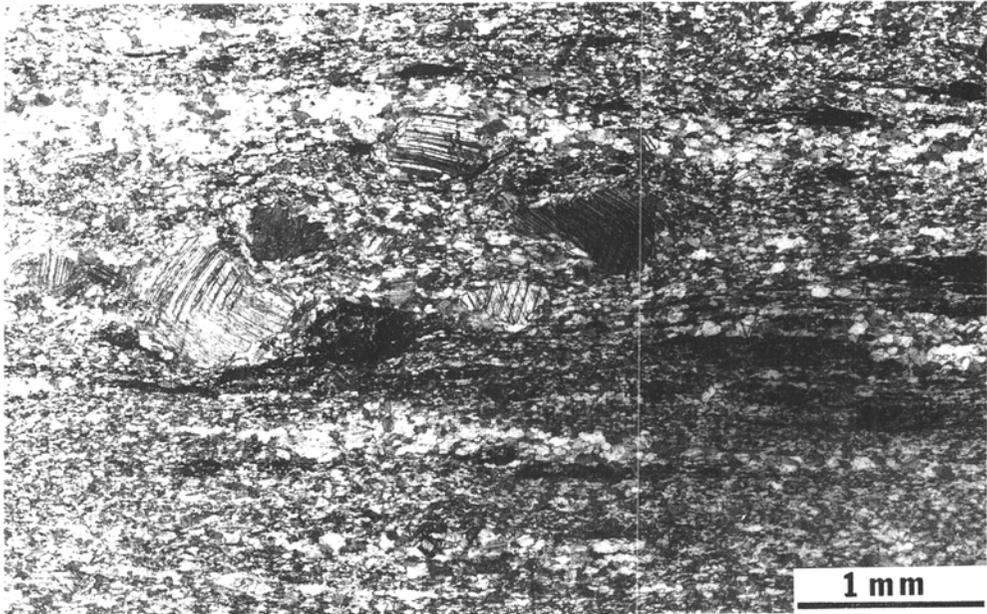
a



b



第19図 a 立石層の片状石灰岩
b 小褶曲 (drag fold?) を示す立石層石灰岩
(新田川流域, 蛇穴)



第20図 立石層石灰岩の顕微鏡写真(直交ポーラ)
 微細な方解石からなる基質は片状構造をもち、粗粒方解石(ボ・フィロクラスト:P)には、プレッシャー・シャドウ(S)が認められる(新田川流域, 蛇穴)

柳井ほか(1988)は真野川流域(「相馬中村」図幅内)における立石層の石灰岩の変形組織の解析と下位層の非調和な分布形態に着目して、立石層は相馬古生層中に生じた南から北へのナップ構造形成に伴う延性剪断変形を受けたと指摘した。柳井ほか(1988)によれば立石層は相馬古生層の他の部分とは変形構造が異なって弱い層面片理を有し、さまざまなマイロナイトの変形構造をもつ石灰岩テクトナイトであるという。そして、鉛直方向のスレート劈開が重複変形として認められるらしい。本図幅地域では、この重複変形の存否は定かではない。柳井ほか(1988)の報告から察するに、立石層の強い変形構造は社地神剪断帯付近のみに限られないらしい。ただし、社地神付近の立石層の片状・変形構造は、真野川流域のそれよりずっと強い。

化石と時代 本図幅地域の石灰岩は再結晶が著しく、化石を未発見である。しかし、上下位層との層序的位置関係、模式地の立石層との岩相の類似性の2点から立石層であることは確実である。模式地からは、SATO(1956)、MINATO *et al.*(1979) ほかによって以下のようなサンゴ化石、紡錘虫化石が報告されている。*Siphonodendron asiatica minor*, *S. pauciradiale*, *S. sp.*, *Lithostrotion somaense*,



第21図 上野層下部の葉理頁岩（新田川落合橋北方）
優白質の葉層は凝灰質（？）の極細粒砂岩



第22図 上野層下部の海ユリ石灰岩の顕微鏡写真（直交ポーラ）（社地神西方300m）

Actinocyathus japonicus, *A. abukumensis*, *Lonsdaleia* sp., *Carcinophyllum* sp., *Arachnolasma* sp., *Dibunophyllum bipartitum*, *D. asiaticum* D.spp., *Carruthersella* sp., *Koninckophyllum* sp., *Lophophylidium* sp., *Palaeosmia murchisoni*, *P.* sp., *Adamanophyllum abukumaense*, *Hexaphyllia* sp., *Chaetetes* sp., *Syringopora* sp., *Millerella* sp., *Ozawainella* sp., *Staffella?* sp. これらの化石によって立石層の大半は石炭紀前期のビゼー世後期とされている。しかし一部、特に同層上部(?)からの *Chaetetes* sp., *Ozawainella* sp. の産出は、本石灰岩が長岩統に及ぶ可能性のあることを示唆している (SATO, 1956)。

4 上野層 (U1, U2,1)

定義及び地層名 下部石炭系の厚い石灰岩層 (立石層) の上位に重なる厚い泥質岩層を上野層とする。砂質頁岩を主体とし砂岩の薄層に富む下部と、砂岩が少なく、頁岩ないし粘板岩を主体とする上部とに2分できる。下部と上部は漸移的である。層名は半沢 (1954) 及び SATO (1956) による。なお、現在の国土地理院発行の5万分の1地形図「相馬中村」では、上野という地名は上萱 (うわがや) という表記になっている。

模式地と分布 模式地の詳細は従来の報告では不明瞭。「相馬中村」図幅地域の真野川流域の南岸域 (合ノ沢, 立石南方など) が代表的露出地である。本図幅地域で新田川中流域の河床沿い及び林道によく露出している。露出面積は古生層の中で最も広い。本層の露出地は地形が非常に陰阻であり、新田川中流域で急崖をなしている。

層厚 全体で 800 m (下部 370 m, 上部 430 m) と見積られるが、多数の岩脈や褶曲のため正確な厚さは算定できない。半沢 (1954) は 500 m としている。

層序関係 下位の立石層との接触関係は、新田川沿いの蛇穴付近で観察され、立石層石灰岩の上位に層面すべりと小規模な岩脈を介して本層の砂質粘板岩が重なるが、直接の関係は不明である。本層下部の砂質粘板岩又は砂質頁岩中には大小の石灰岩レンズを挟み、見掛け上、立石層と本層とは整合的に見える。

基底部には、礫岩・砂岩といった粗粒砕屑物を欠いている。模式地においても同様に岩相的に不整合関係の可能性を示唆するような接触関係は見いだされていない。しかし、化石層序学的に上野層からは明確な上部石炭系の化石フォナは発見されていない。SATO (1956) は両層の関係を直接の露頭は確認できないとしながらも、次の3つの理由から不整合と結論している。

) 立石層の変形の程度に比して、上野層の変形は弱く構造的差異が大きい。

) 立石層の分布が、相馬古生層の東部で欠如するなど偏っていて、立石層が上野層の堆積前に削剝された可能性がある。

) 化石層序学的に長岩統相当の上部石炭系を欠如している。

このうち)、) については柳井ほか (1988) の立石層ナツプ説あるいは IWAMATSU (1975) の石灰岩体流動説に従えば、不整合でなくとも説明可能である。iii) については重要な問題点で、明確な上部石炭系の存在が確認されないまま立石層と本層とが整合とみなすことはできない。したがって、ここでは直接的な関係が確認できないので不整合 (?) と表現しておく。

ちなみに北上山地における本層と同層準の地層は坂本沢層で、下位層とは基底礫岩を伴った顕著な不整

合(世田米褶曲:湊, 1942)であるとされている。

岩相 上野層は、全体として泥質岩卓越層であるが、下部は砂岩や石灰岩の挟みに富み、上部は泥質岩がより細粒である。本報告では、下部(U1)と上部(U2)に区分し、記述する。下部層と上部層との境界は判然としない。佐藤(1973)も上野層を粗粒部と細粒部とに2分したが、両者は同時異相とみなしている。

[上野層下部](U1)

砂質頁岩・粘板岩・極細粒砂岩・細粒砂岩からなり泥質岩が優勢である。泥質岩は細粒なものほど黒色で、砂質になるに従い暗緑色を帯びる。砂岩は暗緑色を帯びた灰色である。泥質岩はしばしば葉理が発達し、ときどき極細・細粒砂岩と細互層をなす。砂岩の挟在する間隔は不規則的で、10cm以上の砂岩が頁岩と互層をなすことはまれである。

下部は旧高ノ倉鉱山に近い南部ほど粗粒で、砂岩(部分的に石灰質)が多くなる。上野層下部は石灰岩の大小のレンズ状岩体及び外見がチャート様の珪質凝灰岩を挟む。

石灰岩のレンズ状岩体は、大きいものは厚さ10m以上のものが社地神南西方の尾根に2岩体露出するほか、厚さ数m以下の小規模岩体が新田川沿いほかで幾つか認められる。社地神南西方の岩体では多量の高ユリ化石を含有する(第22図)。旧高ノ倉鉱山付近の石灰岩体の層序的位置は、決め手を欠くが、立石層でなく本層下部に属する可能性が高い。

[上野層上部](U2)

同層下部(U1)に比べて、砂岩の挟みが少なく、主に粘板岩ないし砂質頁岩からなる。石灰岩は認められない。泥質岩の大半は塊状・無層理なため、しばしば層理面の判別が難しい。ときに挟在する極細粒砂岩の薄層には斜交葉理の認められることもある。新田川中流の落合橋付近から北方約300mにかけて露出する本層上部では、数10cm間隔で成層面をよく発達した葉理頁岩が見られる(第21図)。社地神西方の上部(U2)では厚さ50m位にわたって、細粒砂岩、極細粒砂岩・頁岩細互層、珪質頁岩などを集中的に挟む部分がある。砂質岩の一部は白っぽくかつ珪質であり、凝灰質の可能性もある。

上野層上部の泥質岩は、ところどころ非常に堅固で珪質な場合があり、多少凝灰質の可能性もある。

化石と時代 本図幅地域では石灰岩中の高ユリ化石以外大型動物化石は見いだされない。本層下部(U1)の珪質頁岩中から放射虫化石が見いだされたが、保存不良である。分布が連続している「相馬中村」図幅地域の本層の下限から *Pseudoschwagerina* sp., *Pseudofusulina*? sp. を産し、二疊紀前期(坂本沢統)に対比されている(佐藤, 1973)。北上山地の下部二疊系, 坂本沢層に対比できる地層であるが、坂本沢層よりも泥質岩が多く全体として細粒な上、礫岩もない。

. 5 大 芦 層 (0)

定義及び命名 塊状・無層理の中・細粒砂岩を主体とし、北上山地の叶倉統に対比される中部二疊系である。地層名は半沢(1954)及びSATO(1956)による。

模式地と分布 模式地は、従来の報告でははっきりと指定されていないが、「相馬中村」図幅地域内中央南部で、本図幅北縁境界から2-3km 北方の大芦付近としておく。TAZAWA and GUNJI(1982)は、大芦

北西の地蔵木付近の層序を詳述している。本図幅地域内での分布は、図幅地域北縁部中央の三角点 656.1 m の東側に広がる山稜部で、これを刻む数本の沢筋に比較的まとまった露出がある。本層は相馬古生層の中央部に 北北東方向に長軸をもつ盆状構造をもち、本図幅内での分布はその南縁部に当たる（第 15 図）。

層厚 本図幅内で約 300 m、模式地では約 300 m (SATO, 1956) 又は 480 m (TAZAWA and GUNJI, 1982)。

層序関係 下位の上野層との境界付近は岩脈が多く、直接の関係は不明である。しかし、上野層の最上部に近い層準に細粒砂岩及び砂岩頁岩互層があること、大芦層の最下部は細粒又は極細粒砂岩からなることから、両層の関係は整合的と判断する。ちなみに佐藤 (1973) は主に両層の間の構造的ギャップに着目して、不整合と結論している。しかし下位の上野層は分布の東部に限ってみると、その下部層では 50-70° と急傾斜ではあるが、上部層では 15-30° くらいが多く、大芦層に近い層準ほど緩傾斜である。すなわち、本図幅地域では、大芦層と上野層との構造的ギャップは認めがたい。ここでは両層の関係は整合とする。

岩相 細粒一部中粒の淡緑色 - 緑灰色塊状砂岩が圧倒的に多く、泥質岩はまれである。社地神西方の尾根筋では、本層の下限から約 60 m 上部には、極粗粒砂岩が細粒砂岩や砂質頁岩と互層をなして露出するが、あまり厚くはない。砂岩は淘汰良好で、粒度が安定しており、葉理の発達は極めて乏しい。このため層理面の判別は難しいことが多い。「相馬中村」図幅地域内では、本層の下部と上部に顕著な礫岩を挟み (佐藤, 1973), 上部のものは厚さ 50 m に達する (TAZAWA and GUNJI, 1982)。この礫岩は花崗岩礫や種々の火山岩礫を含むほか含紡錘虫石灰岩の巨角礫を混ざるなど、北上山地の薄衣礫岩の特徴をもっている。

砂岩は石質ワッケ - アレナイトで、主に多量の火山岩片と石英・斜長石から構成される。有色鉱物もかなり多く、緑れん石・変質角閃石を含む。

化石と時代 本図幅地域からは化石は未発見。「相馬中村」図幅地域内の石灰岩の同時礫 (?) から次のような二畳紀中期を示す紡錘虫とサンゴ化石が SATO (1956) により報告されている。*Yabeina* spp., *Lepidolina* cf. *toriyamai*, *L. sp.*, *Sumatrana* sp., *Pseudodoliolina* sp., *Verbeekina* sp., *Schwagerina* sp., *Parafusulina* sp. (so-called Matsubaishi), *Waagenophyllum indicum*, *Wentzelloides maiyaensis*。

TAZAWA and GUNJI (1982) は、大芦層の上部から次のような腕足類を記載し、その年代を二畳紀中期の後期 (Punjabian 期) と結論している。*Megousia koizumii*, *M. sp.*, *Spiriferella keilhavii*, *Martinia* sp., *Punctospirifer?* sp.

以上の化石及び岩相の類似性によって、本層南部は北上山地の叶倉層 (統) に対比することができる。

．相馬中村層群 (ジュラ系 - 下部白亜系)

(滝沢文教)

．1 概要

本層群は、双葉断層の東側に沿って、本図幅地域の北部に分布する。本層群の主要な分布地と模式地は、

「相馬中村」図幅地域内にある。本層群の分布は南北に狭長で延長 27km, 幅 3-4km で, 本図幅地域はその南縁部に位置する(第 23 図)。

本層群は, 下位より北沢層・粟津層・山上層・栃窪層・中ノ沢層・富沢層及び小山田層の 7 層からなる。中部ジュラ系 - 最下部白亜系である。ジュラ紀 - 白亜紀の境界は小山田層中にある。これらの地層は砂岩と頁岩を主体とし, 礫岩をときどき挟む。中ノ沢層上部に厚さ数 10 m の石灰岩層(小池石灰岩部層)を挟む。栃窪層と富沢層の大半は陸成層で, 植物化石を多産する。ほかの地層は浅海層で軟体動物化石を産する。すなわち, 相馬中村層群は陸成層と海成層とが交互する環境変化の著しい堆積相を示す。

本図幅地域には, 栃窪層より上位 4 層が露出する。従来知見では, 「原町及び大甕」図幅のジュラ系の大半は栃窪層で中ノ沢層の一部だけが分布するものとされてきた。本研究によって, 中ノ沢層の全部, 富沢層, 小山田層の存在が明らかとなった。特に最上部の小山田層は模式地では新第三系に被覆されて見られない同層上部の層準が露出する。

相馬中村層群の構造的特徴は, 全体として背斜構造を有していることであり, このことはこのジュラ系 - 下部白亜系が堆積盆の形を保有せず, 全くの後生的な造構作用に規制された地質構造であることを示している。この背斜構造は双葉断層と平行であり, この構造が双葉断層の形成と関連したことを示唆している。本図幅地域では明瞭な形での背斜構造は見られないが, 地層の分布状態からみて, 東西両側により若い地層が重なり, 大局的に背斜構造をなすといえる。双葉断層よりわずかに西にふれた N20°W 方向の断層(双葉断層の派生断層?) の存在も大きな構造要素である。

. 2 栃 窪 層 (Tc)

定義及び地層名 アルコース質の粗 - 中粒砂岩, 細粒砂岩と頁岩から構成される上部ジュラ系で大部分非海成である。地層名は正谷 (1950) 及び MORI (1963) による。徳永・大塚 (1930) の御山層の一部に相当。

模式地 「相馬中村」図幅地域内栃窪付近。

分布 原町市大原から信田沢西方を経て, 押釜北西までの低山地を構成している。相馬中村層群全体の中で中軸部を占め分布面積も広い(第 23 図)。西縁は双葉断層に断たれる。

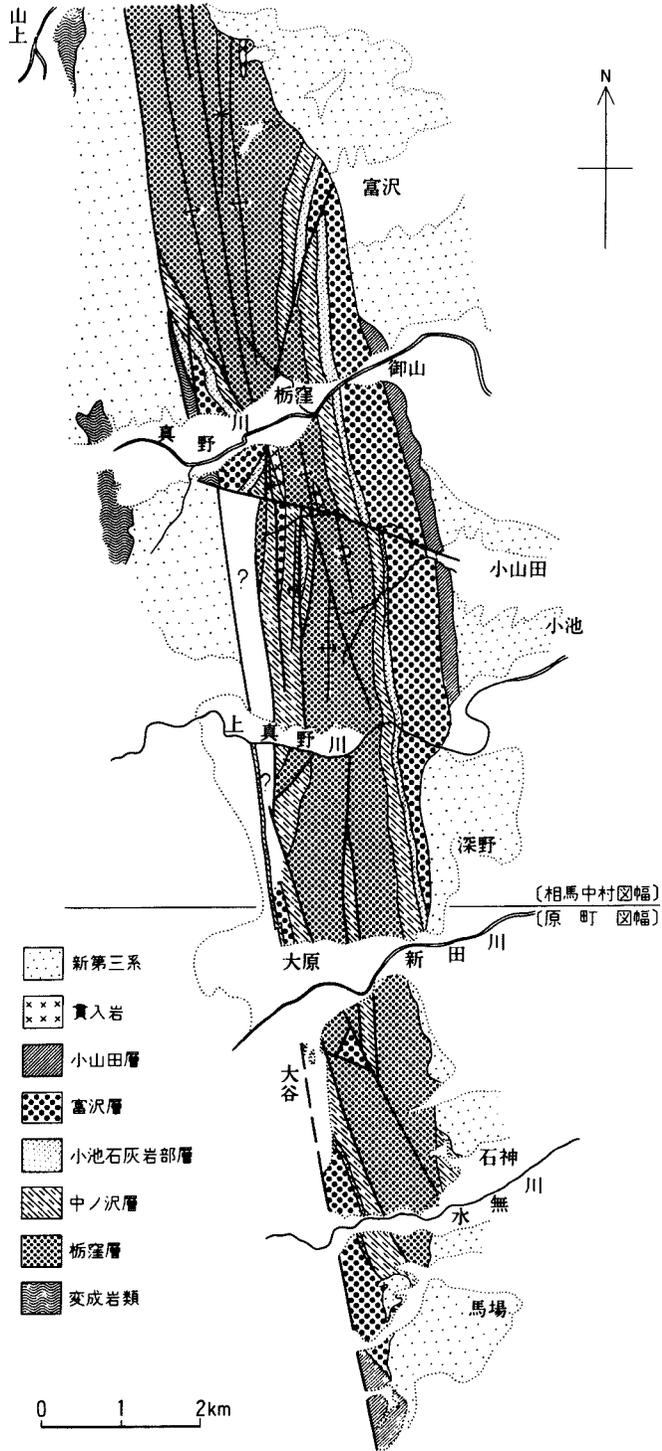
層厚 本図幅地域では下限が不明で, 露出する限りの層厚は約 450 m, 模式地では 500 m (正谷, 1950) 又は 350 m (MORI, 1963)。

岩相 粗 - 細粒のアルコース砂岩・灰緑色頁岩・暗灰色 - 黒色の頁岩からなる(第 24 図)。

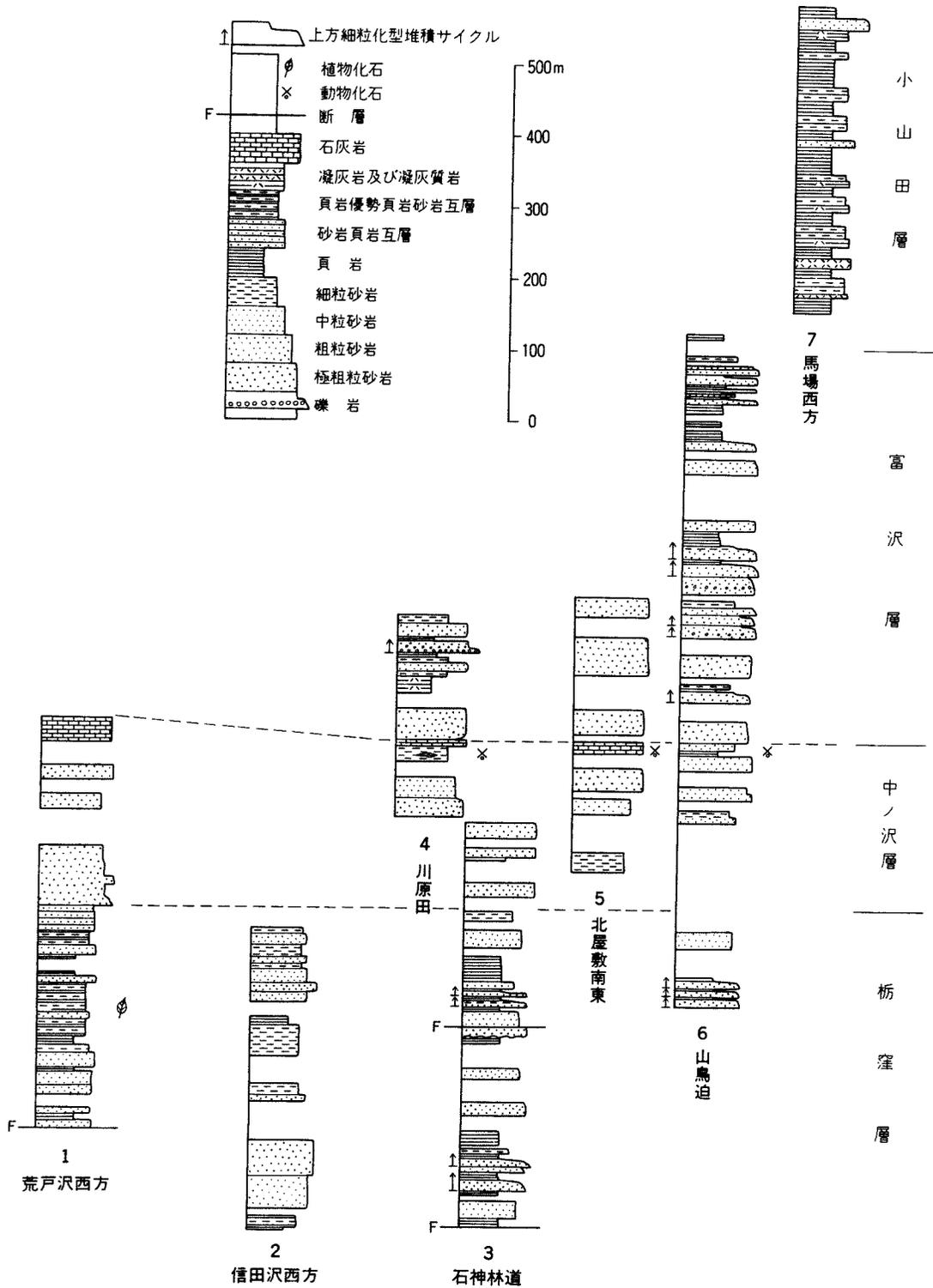
砂岩は典型的なアルコースで, 石英 32-60%, 長石 20-35%, 黒雲母 5% 前後の長石質アレナイトに相当する(第 26 図)。黒雲母の多いことが特徴。一般に細粒なほど石英に富み, 黒雲母に乏しい。局所的に石英を 90% 前後含有する石英砂岩を挟むが, 第 26 図では除外した。

頁岩は暗灰色 - 灰緑色のことが多く墨黒色の炭質頁岩を伴うことがある。ときに石炭薄層を挟有する。かつて北隣「相馬中村」図幅地域内ではこの石炭が採掘された(江口, 1964)。石神の北西山地内などにも, 石炭のズリ山が残存している。

頁岩にはしばしば細粒砂岩が挟在し, 互層状をなすこともあって, このような部分に炭質頁岩や植物化



第23図 模式地を含む相馬中村層群の地質概略図 (北半部はTAKIZAWA, 1985, Fig7による)



第24図 相馬中村層群の地質柱状図

石がよく見いだされる。この炭質物を伴う泥質岩 - 細粒砂岩の存在は含黒雲母粗粒砂岩とともに本層を特徴づける。

なお、礫岩はまれで、粗粒砂岩中に花崗岩や脈石英の中 - 細礫が点在するにすぎない。

以上の岩相に成層の単位・堆積構造などを加味すると、次のような種類の岩相が識別される。

a) 粗粒塊状砂岩：5-30 m位の厚層をなす。長石質砂岩（アルコース）でゴマ塩状に黒雲母をかなり多量に含有。部分的に斜交層理を認める。砂粒の淘汰はあまりよくない。この岩相は本層下部に優勢。

b) 中粒一部細粒の塊状又は厚層理砂岩：岩質的にはa)と同様。1-5 m位の単位で成層面が発達し、ときに弱い平行葉理を示す部分がある。砂粒の淘汰は良好、本層の上部に多く、河口を含む沿岸成堆積物の可能性が高い（TAKIZAWA, 1985）。

c) 粗粒砂岩 - 頁岩の極厚層理互層で、上方細粒化型の小規模堆積サイクルを示す（第27図の富沢層の例に似る）。サイクルの単位層厚は5-15 m位。石神西方の林道では本層中部と上部の2層準に見られる。滝沢（1976）の河川成堆積サイクルに相当する。

d) 細粒一部中粒砂岩と頁岩の薄層理又は中層理互層。砂岩には平行葉理が発達し、しばしば斜交葉理も見られる。ときに植物化石を含む。互層における砂岩の厚さは、海成フリッシュのようには一定せず1-50cmの範囲で変化する。次のe) 岩相と隣接あるいはその中に挟まれる場合が多い。湖沼の浅い環境での堆積を推定できる。

e) 暗灰色頁岩を主体とし、ときに細粒砂岩薄層を挟む。部分的に葉理が発達、黒色の炭質頁岩薄層を挟むことがある。湖沼環境又は氾濫原での堆積が推定できる。

以上の諸岩相の垂直的出現順序は、必ずしも一定せず場所によって異なる（第24図）が、大まかには下部に粗粒砂岩、中部に頁岩 - 細粒砂岩、上部に塊状の中粒砂岩が優勢である。

本層は、ときどき植物化石を産したり、薄い石炭層を挟むが、海成動物化石は知られていない。泥質岩は暗灰色 - 灰緑色のことが多く、炭質な場合に黒色を呈し、海成頁岩の示す安定した黒色とは色調を異にする。黄鉄鉱の含有率は海成の頁岩に比べて非常に少ない。また、ところどころに河川成堆積サイクルが見られる。以上の諸特徴から、本層の大半は陸成層と推察されている（TAKIZAWA, 1985）。前述した垂直的な岩相の変化は、堆積相が本層下部から上方に向けて、河川成相 - 湖沼相及び沖積低平地の氾濫原相 - 河口を含む沿岸成相へと推移したことを示唆しているであろう。すなわち、沈降性の沖積平野における上流域から下流域への堆積環境の変化を示していると解釈できる。

化石と時代 徳永・大塚（1930）、大石（1934）、OISHI（1940）によって主に「相馬中村」図幅地域から次のような植物化石が報告されている。*Cladophlebis exiliformis*, *Cl. isikawaensis*, *Cl. lobifolia*, *Cl. acutipennis*, *Cl. undulata nipponensis*, *Nilssonina orientalis*, *Onychiopsis elongata*, *Podozamites* sp., *Pseudoctenis* cf. *lanei*, *Ptilophyllum pecten*, *Pt. pachyrachis*, *Sagenopteris petiolata*, *Zamiophyllum* cf. *buchianum*, *Zamites yabei*.

これらの植物化石から年代を特定することは難しいが、上下位の地層の年代から、栃窪層はジュラ紀後期オクスフォード期と推定されている（MASATANI and TAMURA, 1959; MORI, 1963）。

. 3 中ノ沢層 (Nk, K)

定義 粗粒 - 中粒アルコース砂岩 (下部と上部) と石灰岩 (上部) からなる浅海成の上部ジュラ系である。動物化石を多産する。

地層名 徳永・大塚 (1930) 提唱, 正谷 (1950) 再定義。

分布 ジュラ系全体の中で3列 (西部, 中央北部, 東部) に分かれて分布する。すなわち西部は大谷から押釜西方にかけて, 中央部は大原の新田川の南北両岸に東西両側を断層で挟み込まれて分布する。東部は荒戸沢 - 石神西方山地に分布する。

模式地 「相馬中村」図幅地域内。富沢西方の中ノ沢。

層厚 本図幅地域では露出が断片的で, 連続した層序断面は得られない。石神川原田付近で約 230 m, このうち石灰岩が 30-0 m。模式地では上記より薄く, 160 m (正谷, 1950)。

層序関係 下位層とは整合で陸成 海成という層相の変化で分けられる。柘窪層の最上部が塊状又は極厚層理中粒砂岩の厚層で構成される場合があり, そのような場合, 本層との区別が大変難しい。

模式地の中ノ沢では, 多量の貝化石を含有する粗粒砂岩の出現 (正谷, 1950 のリマ砂岩) によって, 本層の下限は比較的容易に識別できるが, 原町地域では本層最下部からの貝化石の産出はむしろまれである。柘窪層の砂岩とは微妙な差違ではあるが, 粗粒の優白色長石質砂岩の出現をもって本層の下限とする。上部の石灰岩層と浅海生動物化石の豊富な産出も本層の特徴である。

岩相 本層の特徴である黄白色粗粒砂岩は一般に塊状で, 細 - 中粒砂岩と交互する。これらの砂岩は主に石英と長石からなる (第 26 図)。下位の柘窪層のアルコース砂岩とよく似ているが, 中ノ沢層砂岩の方がより粗粒で, 石英が多く, 黄白色優白色の極粗粒砂岩の比率が高いこと, 黒雲母が肉眼ではほとんど認められないこと, などの特徴をもつ。風化砂岩では基質部 (石灰質のことが多い) が白くなる。中ノ沢層は南方に向かって粗粒化し, かつ層厚が大きくなる傾向にあり, 原町地域では粗粒砂岩が目立って多い。石灰岩層の直下位には厚さ 10 m 以下の暗灰色の石灰質細 - 中粒砂岩が存在し, その中にしばしば貝化石を含む (第 24 図に示した以外に多数の露頭がある)。

細 - 中粒砂岩では粗粒砂岩に比べて, より黒雲母や黄鉄鉱が多く, 淘汰が良好で, かなり円磨された砂粒が多い。なお, 本層の砂岩の堆積岩岩石学的研究が KIMURA (1953) 及び 木村 (1954) によってなされている。それによれば, 砂岩は組成上 粘土質基質と黒雲母に富む暗灰色中粒砂岩, 石英に富む白色粗粒砂岩, 石灰質中 - 粗粒砂岩, の 3 つに大別される。

< 小池石灰岩部層 >

中ノ沢層の上部を特徴づける岩相で, 原町地域では厚さ 8-35 m の層厚をもつ。模式地では 50 m 前後, 南方に向かって薄くなり押釜西方付近で尖滅する。この石灰岩は暗灰色で通常ウーライト石灰岩とミクライト石灰岩がそれぞれ 2-10 m の単位で交互しており小堆積サイクルが認められる。このサイクルは水流作用の活発な開いた海の時期と, その弱い湾のように閉じた環境との交互を示している (江口・庄司, 1965)。サンゴや層孔虫・ウミユリのほか, 巻貝, 二枚貝, ときにアンモナイトなど動物化石を豊富に含む。側方への連続性のよい石灰岩層で, 南北の延長は 25 km 以上に及ぶ。

化石と時代 化石は二枚貝を田村 (1959), TAMURA (1959, 1960), アンモナイトを SHIMIZU (1927, 1930), SATO (1962), サング化石を EGUCHI (1951) 及び MORI (1963) がそれぞれ記載している。軟体動物化石として *Virgatosphinctes* sp., *Neumayriceras*., *Neum.* cf. *callicerum*, *Aulacosphinctoides* cf. *steigeri*, *Aspidoceras* sp., *Lithacoceras* sp., *Grammatodon takiensis*, *Parallelodon koikensis*, *Aequipecten kotsudu*, *Camptonectes*, *Pteria masatanii*, *Camptonectes* sp., *Pteria masatanii*, *Gervillia tatenosawensis*, *Somapecten kamilanensis*, *Lima (Plagiostoma)* sp., *L. (Ctenoides) tosana*, *Ctenostreon proboscideum*, *Myophorella* sp., *Astarte ogawensis*, *Opis (Trigonopsis) torinosuensis*, *Protocardia tosenis*.

サング化石として *Acanthogyra* sp., *Aplosmilia somaensis*, *Apl.?* *tochikuboensis*, *Astrocoenia* sp., *Enallhenia nipponoca somaensis*, *Gonicora?* sp., *Latomeandra? eguchii*, *Montlivaltia?* sp., *Myriophyllia* sp., *Stylina (Convexastrea) somaensis*, *Thamnasteria abukumaensis*, *Thamn. torinosuensis*, *Thamn.* sp., *Thecosmilia tosaensis*, *Latomeandra somaensis*.

以上の化石, 特にアンモナイトによって, 中ノ沢層はジュラ紀後期キンメリッジ期 - チトン期前期に対比されている (SATO, 1962).

. 4 富 沢 層 (Tm)

定義 中ノ沢層上部の小池石灰岩部層の上位にあつて, 粗粒砂岩と頁岩の厚層理互層からなる地層で, 大部分が陸成の最上部ジュラ系である.

地層名 徳永・大塚 (1930) 命名, 正谷 (1950) 及び MASATANI and TAMURA (1959) 再定義.

分布 ジュラ系分布の西部, 双葉断層沿いに原町市大畑から山鳥迫にかけて東西の幅約 500 m 以下で南北に帯状に分布する.

模式地 鹿島町富沢付近 (「相馬中村」図幅地域内)

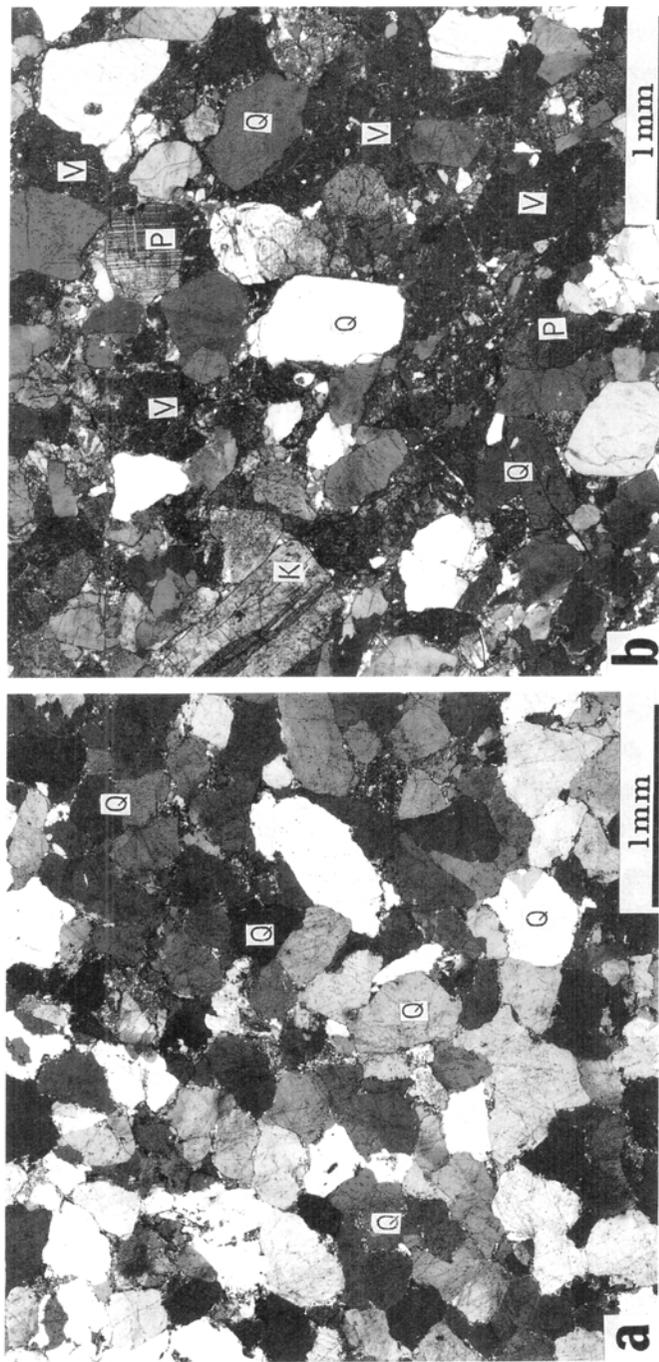
層厚 約 350 m, 模式地で 400 m (TAKIZAWA, 1985)

層序関係 中ノ沢層小池石灰岩部層を整合に覆う。原町地域におけるその関係は原町市川原田北方で見られ, 小池石灰岩部層最上部の暗灰色石灰質細粒砂岩又は砂質石灰岩を富沢層最下部の淡青灰色中粒石英砂岩 (アレナイト) が覆う。この石英砂岩は上方に急激に粗粒化し, 粗粒石英質砂岩の厚層となる。

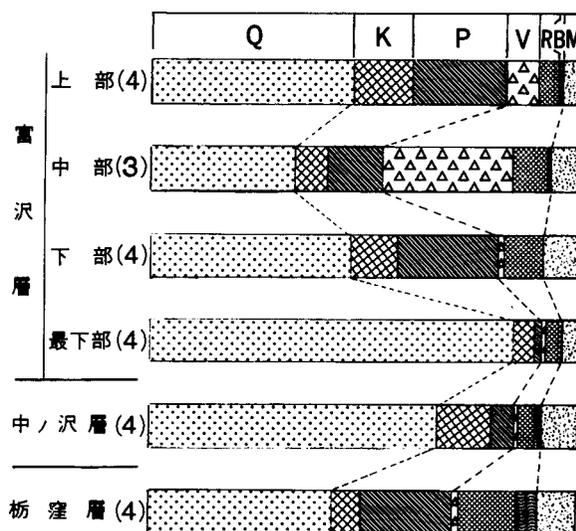
岩相 本層は粗粒砂岩と頁岩からなる。本層の砂岩は本層より下位の地層の砂岩では, まれか皆無であった酸性火山岩の岩片をかなり多量に含有する (第 25, 26 図)。ただし, 最下部に石英砂岩の厚層がある。その岩相層序は下位より次のとおりである。

- 1) 石英砂岩・厚さ 40-50 m
- 2) 灰緑色頁岩・厚さ 20-30 m
- 3) 粗粒砂岩頁岩の厚層理互層・厚さ約 300 m

1) の石英砂岩 (第 25 図 a: 大部分粗粒, 一部極粗粒又は中粒) の下半部は塊状砂岩, 上半部で頁岩をよく挟む。富沢層の最下部を構成するこの石英砂岩は OKAMI (1969) により詳しく研究されて, 南部北上山地の牡鹿 - 唐桑にまで延長できる鍵層的な存在である (TAKIZAWA, 1985)。



第25図 ジュラ系富沢層の砂岩の顕微鏡写真(直交ポラ)
 a: 富沢層最下部(石英砂岩), b: 富沢層中部(火山岩片に富む石英砂岩)
 Q: 石英, K: カリ長石, P: 斜長石, V: 珪長質火山岩片



第26図 ジュラ系各層砂岩のモード組成 ()内は測定数
 Q:石英, K:カリ長石, P:斜長石, B:黒雲母, V:
 珪長質火山岩片, R:その他の岩片・鉱物, M:基質

2)の灰緑色頁岩は多くは塊状で葉理がなく、風化すると大豆大のバラス状形状で割れやすい。第24図には示されていないが、大畑南方の小さな沢筋や尾根によく露出する。ときに葉理の発達した粗粒の凝灰質砂岩や珪質緻密な細粒凝灰岩を挟む。この頁岩は北側で厚く南方に向かって薄化する。

3)の粗粒砂岩-頁岩厚層互層は、砂岩5-10m、頁岩1-5mの比率の互層で、一般に上方細粒化型の小堆積サイクルを示す(第27・28図)。頁岩の割合は層序的上部のサイクルほど多い。

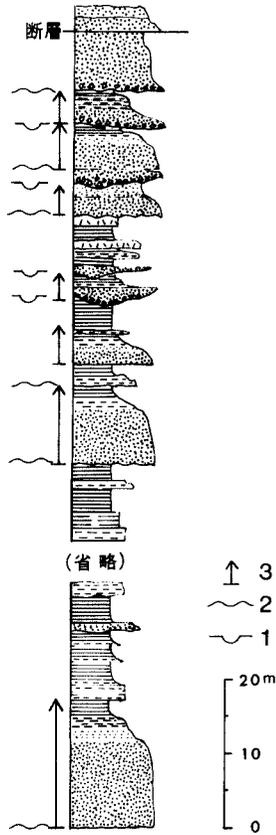
小堆積サイクルの下底部は同時浸食面で境され、砂岩部の70-80%は、極粗粒又は粗粒で、ときどき礫岩を伴う。泥質岩の同時浸食礫を含むこともある。砂岩には、比較的大型の斜交層理(cross-bedding, セットの厚さ10cm以上)がよく発達する。

砂岩部の上部は中粒砂岩 細粒砂岩 砂質頁岩となり頁岩に移化する(第28図)。この砂岩と頁岩の漸移帯はしばしば砂岩頁岩薄互層からなる。サイクル上部の頁岩部中には、細粒砂岩薄層や黒色の炭質頁岩を挟むことがある。

なお、この小堆積サイクルにおける頁岩部が欠如して、上方細粒化型砂岩部だけが2-3回複合成層して厚層砂岩をなすことがある。

上記3)の粗粒砂岩は、石英・長石のほか酸性火山岩の岩片を多量に含有する(第25図b, 第26図)。枋窪層や中ノ沢層の砂岩に比べて一般に淘汰が不良である。

富沢層の中・下部はしばしば礫岩を伴う。礫岩には2種類認められ、一つは酸性火山岩礫を多量に含有するタイプで、暗緑色を呈する。もう一方は、脈石英・オーソコーツァイト・チャート・花崗岩類など、珪質岩礫を主とする礫岩である。含まれる花崗岩礫は、一般に径1-5cmときに10cmである。本層の礫岩については、「相馬中村」図幅地域内において、OKAMI *et al.* (1976)の詳しい研究がある。



第27図 富沢層中部における部分柱状図(山鳥迫西方)
 岩相凡例は第24図に同じ。数・10m厚の上方細粒化型小堆積サイクルと、同時浸食構造がよく発達
 1. チャンネル状浸食構造, 2. 同時浸食構造(不規則型) 3. 上方細粒化型堆積サイクルのユニット



第28図 富沢層中部の砂岩 - 頁岩の露頭
 写真の左側が上位。上方細粒化を示す(原町市山鳥迫西方)

化石と時代 次のような植物化石が、本層から報告されている (MASATANI and TAMURA, 1959). *Podozamites lanceolatus*, *Onychiopsis elongata*, *Otozamites* sp., *Ptillophyllum* sp., *Podozamites* sp. これらの植物化石は、わが国のジュラ紀から下部白亜系にまたがって報告されており、年代の特定には限度がある。本層の下位の中ノ沢層と上位の小山田層の海成動物化石の示す年代から推測して、富沢層の年代はジュラ紀後期チトン期と推定する。

5 小山田層 (Ky)

定義 相馬中村層群の最上部にあり、海成黒色頁岩からなる地層で、最下部は最上部ジュラ系、主体は下部白亜系である。下部に酸性凝灰岩又は凝灰質頁岩を挟む。

模式地 「相馬中村」図幅地域内小山田西方

分布 原町市大原から馬場西方において双葉断層沿いに分布する。

層厚 約 300 m, 模式地では約 150 m。

層序関係 下位の富沢層から漸移する。本図幅地域では、下位層との関係は露出欠如のため見られない。模式地では、富沢層最上部の粗粒砂岩から、中 - 細粒砂岩を介して黒色の頁岩に移化する層準をもって、本層の下限とする。上限は新第三系に不整合に被覆される。

岩相 黒色頁岩を主とするが、砂質 - 珪質頁岩、細粒砂岩を頻繁に挟在し、ときに頁岩優勢の互層をなす。凝灰質砂岩・淡緑色の凝灰質シルト岩をとこところに挟む。下部には、風化すると真っ白になるさまざまな厚さをもつ細粒珪質凝灰岩 (最大 15 m 厚) が、上部には厚さ 10 m 前後の粗粒砂岩が 2 枚挟まれる (第 24 図)。ちなみに模式地では砂岩の挟みに乏しく、最下部に厚さ 20 m 以上のデイサイト質粗粒凝灰岩を挟む。

層厚や本層上部の岩相から判断して、本図幅地域には、模式地では新第三系に被覆されて見ることのできない本層のより上部の層準までが露出していることになる。

化石と時代 本図幅地域からは産出していない。模式地付近では、本層の最下部からジュラ紀最後のアンモナイト *Virgatospinctes* cf. *rotundicus* などが、本層中部からは *Parabolerias* cf. *fascicostatus*, *Parakilianella umazawensis*, *Thurmanniceras* sp. など白亜紀初期のアンモナイトが出ており (SATO, 1962), 本層の下部にジュラ紀 - 白亜紀の境界が存在することになる。上限は白亜紀前期のバランジュ期に及ぶであろう。なお、松岡 (1989) は、本層の模式地付近 (「相馬中村」図幅地域内小山田) の三か所から、以下のような放射虫化石を報告し、その時代を白亜紀古世前期と考えた。*Pseudodictyomitra* cf. *carpatica* (LOZYNIAK), *Archaeodictyomitra* sp., *Xitus* cf. *spicularius* (ALIEV), *Sethocapsa* cf. *kaminogoensis* AITA, *Hemicryptocapsa capita* TAN SIN HOK, *Cryptamphorella* sp., *Zhamoidellum* sp., *Holocryptocanium*(?) sp.

小山田層に対比される黒色頁岩を主とする下部白亜系には、南部北上山地の牡鹿地方の鮎川累層の長渡頁岩部層、唐桑地方の磯草層がある。

たかのくら
・高倉層（下部白亜系）

（山元孝広）

原町市西方の阿武隈山地東縁部を構成する先新第三系のうち、高倉から新田川中流部にかけて分布する火山岩を主体とする地層を高倉層と呼ぶ(山元ほか, 1989)。本図幅地域内に白亜紀前期の火山岩が分布することは、MINATO *et al.* (1979)により指摘されていたが、その詳細はこれまで公表されていない。ここでは、今回の研究結果を別途公表した山元ほか(1989)に従い記述する。

本層は、流紋岩質の火砕流堆積物(高倉層下部)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(高倉層上部)からなる。非火山性の碎屑岩を欠き、これまで化石は発見されていない。東北東-西南西・西北西-東南東・北北東-南南西方向の断層によるブロック化が著しく、本層の走向方向は各ブロックごとに異なっている。しかし、下部が南に、上部が北に分布しており、大局的に北落ちの同斜構造をしていると判断できる。また、本層は白亜紀前期花崗岩類の貫入により、ほぼ全体が熱変成を受けている。鏡下ではアクチノ閃石・緑れん石・緑泥石・黒雲母などの変成鉱物が認められるが、原岩の組織は保存され、斑晶鉱物の多くが残留しており、本層の火山岩の再結晶作用は不完全である。

社地神剪断帯中にも、本層に由来する圧砕変形を受けた安山岩ないしデイサイトが分布している。火山岩の岩質は上部のものと共通しているが、変形前の産状及び層序の認定が困難であるので、未区分火山岩としておく。また、高倉付近の白亜紀前期花崗岩類中には、本層に由来する火山岩の捕獲岩体が多数存在する。そのうち顕著なものについては、未区分火山岩として地質図に分布を示している。

本層の火山岩の噴出年代は、火山岩のK-Ar年代値(121 ± 6.0 Ma; 角閃石; 第2表)と高倉層に貫入している花崗岩類のK-Ar年代値(第4表; 久保・山元, 1989)から、白亜紀前期ホウテリブ紀と考えられている(山元ほか, 1989)。この噴出年代は、北上山地の非火山性の最下部白亜系(相馬中村層群相当)を覆う白亜紀前期火山岩、原地山層・新月層・鼎浦層・山鳥層などの噴出年代(ホウテリブ紀; SHIBATA *et al.*, 1978; 柴田, 1985)とよく一致する。

本層の火山岩のうち代表的な7試料の全岩主成分分析値を第3表に示す。また、試料採集地点を第29図に示す。

第2表 高倉層上部の安山岩溶岩の角閃石 K-Ar年代値(山元ほか, 1989, のTable 2)

試料登録番号	測定対象	K (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ scc/gm)	⁴⁰ Ar rad (%)	年代 (Ma)
GSJ R46715	普通角閃石	0.69	0.331	70.8	121±6.0
		0.69	0.339	77.0	

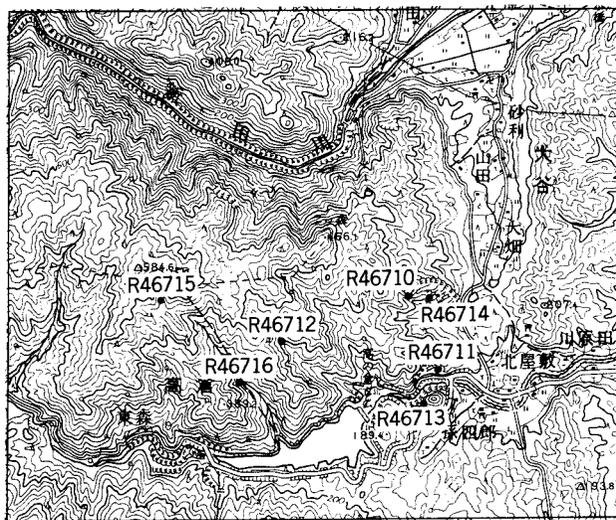
試料位置は地質図に示す。

測定は Teledyne Isotopes 社による。

第3表 高倉層の火山岩の全岩化学組成 (山元ほか, 1989, のTable 1)
 蛍光X線分析値で, 全FeはFe2O3として測定している. 試料採
 集地点は第29図を参照

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	73.99	73.55	72.79	73.14	62.16	60.32	56.95
TiO ₂	0.11	0.11	0.18	0.15	0.71	0.61	0.70
Al ₂ O ₃	13.67	13.95	13.71	13.72	16.64	15.87	16.94
Fe ₂ O ₃ *	1.64	1.38	2.35	1.93	6.04	5.74	5.87
MnO	0.05	0.03	0.07	0.05	0.10	0.10	0.13
MgO	0.16	0.15	0.44	0.23	2.00	3.71	4.55
CaO	1.10	1.18	1.38	1.18	4.98	6.02	8.39
Na ₂ O	3.81	3.84	4.20	3.94	3.99	3.05	3.07
K ₂ O	4.42	4.58	4.22	4.12	2.51	3.00	1.57
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.04	0.04	0.21	0.18	0.18
total	98.98	98.79	99.38	98.50	99.34	98.60	98.35
Ig. loss	0.27	0.38	0.51	0.35	0.56	0.98	2.64

- No. 1. 高倉層下部, 黒雲母流紋岩 (石質岩塊)
 <GSJ R46710>
- No. 2. " (石質岩塊)
 <GSJ R46711>
- No. 3. " (本質レンズ)
 <GSJ R46712>
- No. 4. " (本質レンズ)
 <GSJ R46713>
- No. 5. 高倉層上部, 角閃石安山岩
 <GSJ R46714>
- No. 6. " <GSJ R46715>
- No. 7. " <GSJ R46716>



第29図 高倉層の化学分析試料採集地点
 (国土地理院発行, 5万分の1地形図「原町」使用)

1 高倉層下部 (T1)

分布と定義 原町市高倉の採石場周辺に分布する単一クーリングユニットの火砕流堆積物を高倉層下部とする。

層序関係 本層下部の下限は、花崗岩類の貫入により不明である。また、下部は再堆積した火砕岩（上部）に覆われており、その層序関係は高倉の採石場において模式的に観察される（第30図）。

層厚 500 m以上。

層相 本層下部を構成する火砕流堆積物は、塊状で淘汰の悪い凝灰角礫岩 - 火山礫凝灰岩（弱 - 強溶結）からなり、黒雲母流紋岩質の本質レンズと、流紋岩・安山岩の石質岩片が肉眼で認められる。その基質は、軽石片・結晶片（斜長石・石英・黒雲母）・石質岩片からなる。本火砕流堆積物中には、その厚さにもかかわらず、堆積間隙を示す明らかな非溶結相や再堆積物の挟有は認められない。また、本火砕流堆積物は岩相変化が著しく、堆積物内で本質レンズや石質岩片の含有量及び粒径が大きく変動する。例えば巨大な本質レンズ（最大長径1 m）が局所的に濃集する岩相が数層準に認められ、このような部分は強溶結となっている（第31図）。これとは逆に、石質岩塊（最大径 10 m以上）が濃集する岩相も存在し、このような部分は無淘汰の石質凝灰角礫岩となっている（第32図）。石質岩塊の粒径及び含有量は側方に急減しており、この岩相は層準としての連続性に乏しい。またその分布に特に規則性は認められない。石質岩塊を取り巻く火砕物の溶結の程度は弱く、おそらくこれは取り込まれた岩塊による冷却効果のためであろう。火砕流に取り込まれた石質岩塊の大部分は流理構造の発達したガラス質の黒雲母流紋岩で、膨大な火砕流の噴出に先行する珪長質火山活動の存在を示唆している。

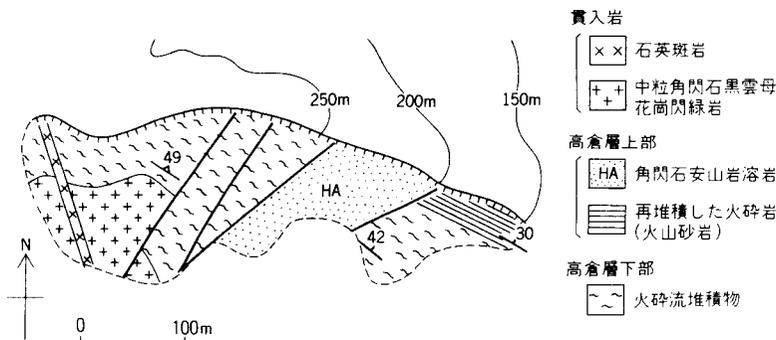
岩石試料の記載

黒雲母流紋岩 GSJ R46712

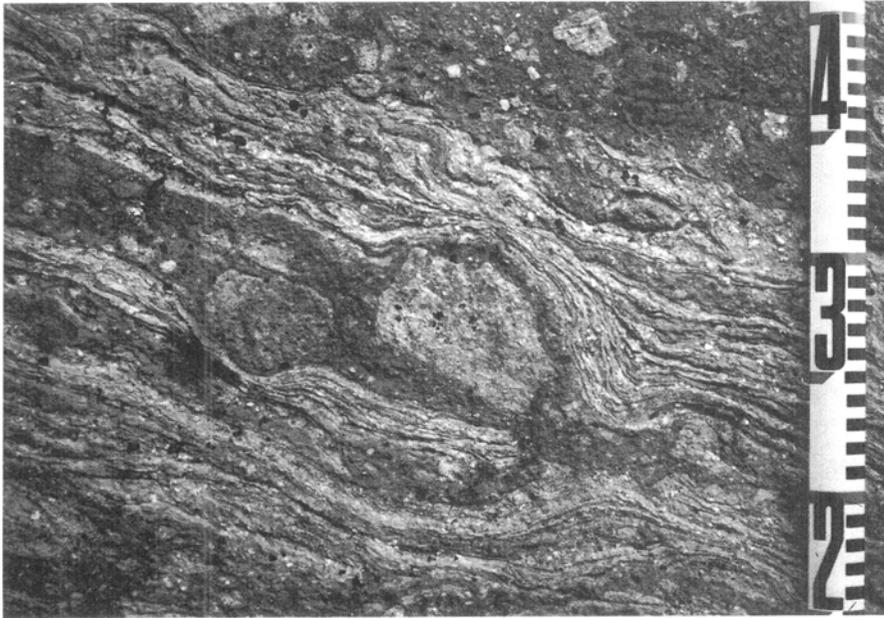
産地：原町市高倉（第29図）

産状：火砕流堆積物中の本質レンズ

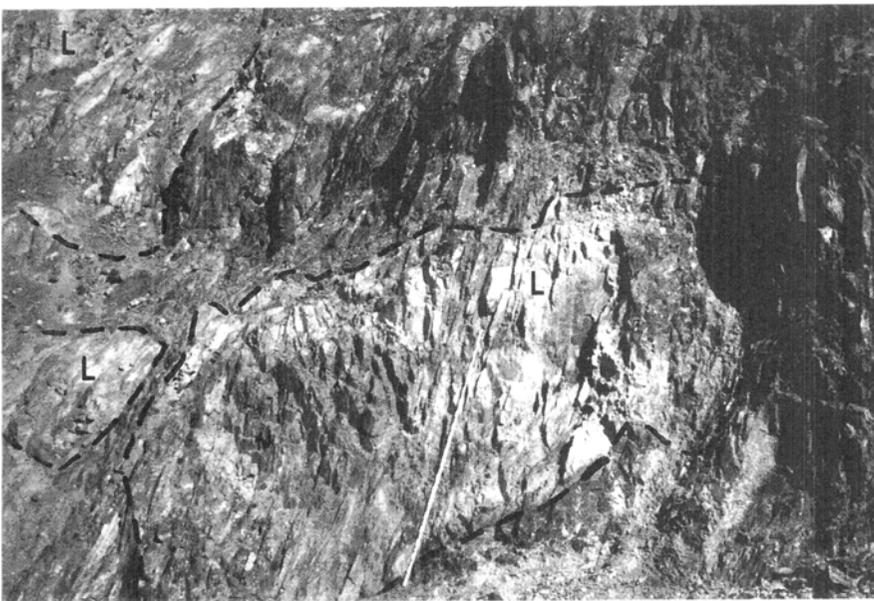
化学組成：SiO₂=73%（第3表の No.3）



第30図 原町市高倉の採石場の露頭図
（山元ほか，1989，Fig.3を一部改．数字は標高を示す）



第31図 高倉層下部の流紋岩質火砕流堆積物の本質レンズ濃集相
 (原町市高倉; 山元ほか, 1989, Plate 1-1 を再録).
 ユータキサイト構造の顕著な巨大本質レンズに富む岩相. スケールの目盛り間隔は 1cm
 (数字の単位は 10cm)



第32図 高倉層下部の流紋岩質火砕流堆積物の石質岩塊濃集相
 (原町市高倉; 山元ほか, 1989, Plate 1-2 を再録).
 弱溶結の基質中に巨大な黒雲母流紋岩の石質岩塊 (L) が濃集する岩相. スケールの長さは 2m

鏡下の特徴:ユータキサイト構造が顕著で,しばしば基質の火砕物が本質レンズ内に取り込まれている.斑晶は少量の斜長石(2.5-0.2mm)・黒雲母(2.5-0.4mm)とごく少量の石英(0.5-0.2mm)からなる.多くの斑晶は新鮮であるが,一部の黒雲母斑晶は部分的に微小黒雲母の集合体に分解,ないし緑泥石化を受けている.石基は再結晶を受けており,モザイク状の石英と針状の微小黒雲母からなる.

黒雲母流紋岩 GSJ R46713

産地:原町市高倉(第29図)

産状:火砕流堆積物中の本質レンズ

化学組成:SiO₂=73%(第3表のNo.4)

鏡下の特徴:ユータキサイト構造が顕著で,しばしば基質の火砕物が本質レンズ内に取り込まれている.斑晶は少量の斜長石(3.8-0.3mm)・黒雲母(0.8-0.2mm)からなり,集斑状組織が認められる.多くの黒雲母斑晶は部分的に微小黒雲母の集合体に分解,ないし緑泥石化を受けている.石基は再結晶を受けており,モザイク状の石英と針状の微小黒雲母からなる.

黒雲母流紋岩 GSJ R46710

産地:原町市高倉(第29図)

産状:火砕流堆積物中の石質岩塊

化学組成:SiO₂=74%(第3表のNo.1)

鏡下の特徴:斑晶は少量の斜長石(2.5-0.2mm)・黒雲母(0.8-0.2mm)からなり,集斑状組織が認められる.多くの斑晶は新鮮であるが,一部の黒雲母斑晶は部分的に微小黒雲母の集合体に分解,ないし緑泥石化を受けている.石基は粒状組織が著しいが,再結晶を受けており,モザイク状の石英と針状の微小黒雲母からなる.

黒雲母流紋岩 GSJ R46711

産地:原町市高倉(第29図)

産状:火砕流堆積物中の石質岩塊

化学組成:SiO₂=74%(第3表のNo.2)

鏡下の特徴:斑晶は少量の斜長石(2.8-0.2mm)・黒雲母(1.8-0.2mm)からなり,集斑状組織が認められる.多くの斑晶は新鮮であるが,一部の黒雲母斑晶は部分的に微小黒雲母の集合体に分解,ないし緑泥石化を受けている.石基は粒状組織が著しいが,再結晶を受けており,モザイク状の石英と針状の微小黒雲母からなる.また,割れ目を緑れん石が充填している.

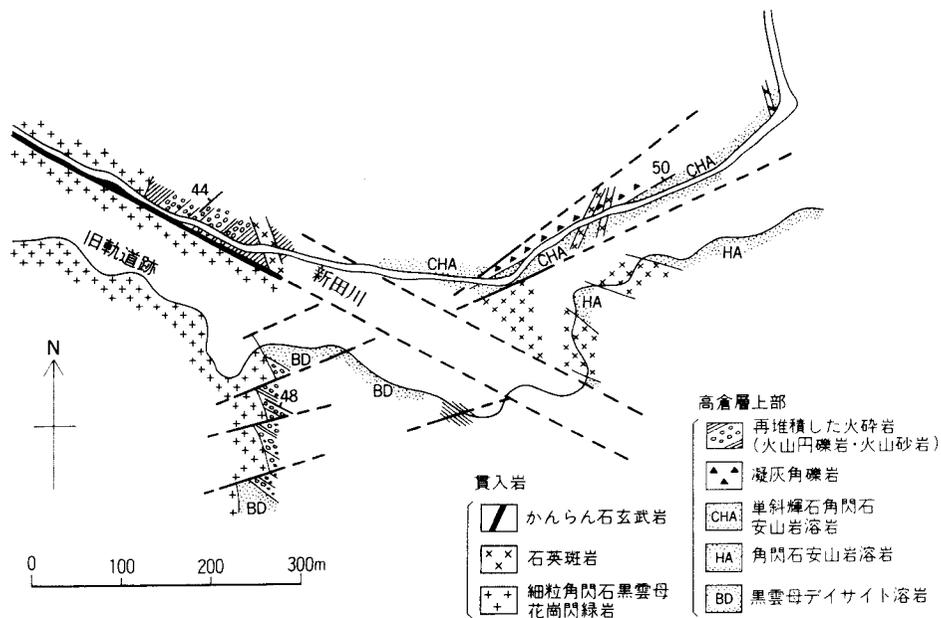
. 2 高倉層上部(T2)

分布と定義 原町市大原の南西 2km の新田川流域に模式的に分布する安山岩ないしデイサイトの溶岩及び再堆積した火砕岩(火山円礫岩,火山砂岩など)を,高倉層上部とする(第33図).

層序関係 上部と下部との間には顕著な浸食間隙は認められず,整合的である.上限は不明.

層厚 断層によるブロック化が著しく,その正確な層序を決定することは困難である.推定層厚は 1,000 m を越える.

層相 本層上部を構成する岩石は,単斜輝石普通角閃石安山岩,普通角閃石安山岩,黒雲母普通角閃石安山岩,普通角閃石黒雲母デイサイト,黒雲母デイサイトなどである.ほとんどの岩石が斑晶として普通角閃石ないし黒雲母を含んでおり,主成分化学組成の特徴はカルクアルカリ系列に属することを示してい



第33図 新田川中流部のルート図

る。再堆積した火砕岩のうち、火山円礫岩は一般に礫の淘汰、円磨が良く、多種の火山岩の礫で構成されている。個々の火山円礫岩の単層は厚く（30-200cm）、逆-正級化構造を持つものが多い。また、火山砂岩には、しばしば低角の斜交層理が発達している。火砕岩中には、軽石のような多孔質岩片の存在が、肉眼でも鏡下でも確認できなかった。しかし、火砕岩中には、まれに火山豆石凝灰岩が認められ、降下堆積物も一部に存在する。溶岩の大部分は塊状で、上下に自破砕部を伴っている。明らかな水冷破砕溶岩や枕状溶岩は確認できなかったが、溶岩は再堆積した火砕岩中に挟まれており、一部は入水あるいは水底溶岩流と考えられる。正確な対比は困難であるが、本層上部は分布の東ほど溶岩流の占める割合が高い。しかし、本層上部内に明らかな噴出中心は見いだしていない。同様に、本層下部分布域にも、上部火山岩の供給岩脈は全く認められない。本層上部が非火山性の碎屑物を全く欠くことは、上部が比較的短時間の噴火で形成されたか、又は、この火山岩の堆積場が基盤からの碎屑物の供給のない孤立した環境であったことを示している。おそらく、両方の条件が成立していたのであろう。

岩石試料の記載

角閃石安山岩 GSJ R46714

産地：原町市高倉（第29図）

産状：塊状溶岩

化学組成：SiO₂=62%（第3表のNo.5）

鏡下の特徴：斑晶は多量の斜長石（3.0-0.2mm）とやや多量の角閃石（0.8-0.2mm）からなる。角閃石斑晶はすべて針状淡緑色角閃石の集合体に分解しており、斑晶の外形のみを保存している。石基は填間状であるが再結晶を受けており、斜長石・針状淡緑色角閃石・黒雲母・緑泥石・緑れん石・方解石からなる。

角閃石安山岩 (K - Ar 測年試料 ; 第 29 図) GSJ R46715

産地 : 原町市高倉 (第 29 図)

産状 : 自破砕溶岩中の火山岩塊

化学組成 : $\text{SiO}_2=60\%$ (第 3 表の No.6)

鏡下の特徴 : 斑晶は多量の斜長石 (2.1-0.2mm) ・普通角閃石 (2.0-0.2mm) からなる . 斜長石斑晶は汚濁著しく , 割れ目を緑れん石 , 方解石が充填している . 普通角閃石斑晶は褐色で新鮮である . 石基は填間状で , 斜長石 ・ 鉄鉱 ・ 緑泥石 ・ 緑れん石からなる .

角閃石安山岩 GSJ R46716

産地 : 原町市高倉 (第 29 図)

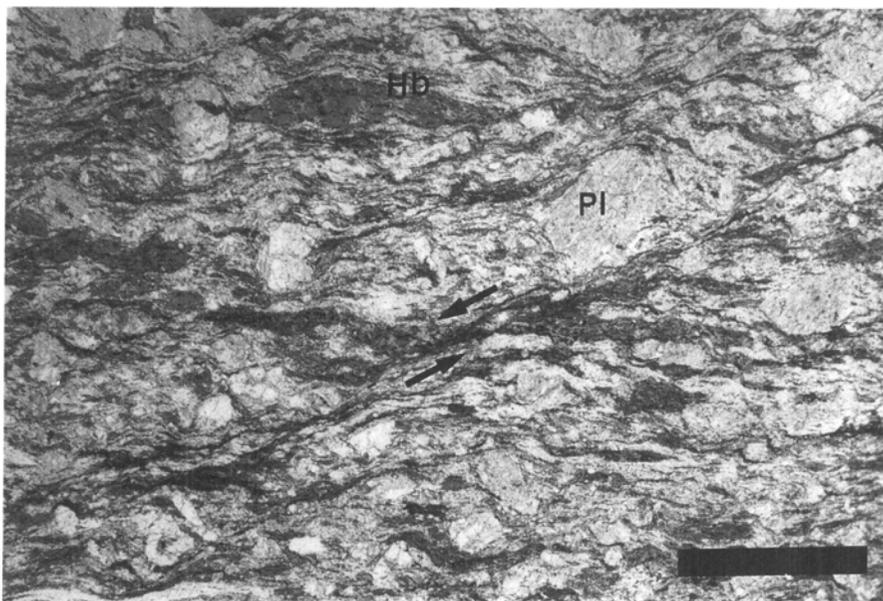
産状 : 火山円礫中の円礫

化学組成 : $\text{SiO}_2=57\%$ (第 3 表の No.7)

鏡下の特徴 : 斑晶は多量の斜長石 (2.4-0.2mm) ・角閃石 (4.2-0.2mm) からなる . 角閃石斑晶はすべて針状淡緑色角閃石の集合体に分解しており , 斑晶の外形のみを保存している . 斜長石斑晶は割れ目が多く , 割れ目を方解石が充填している . 石基は填間状であるが再結晶を受けており , 斜長石 ・ 針状淡緑色角閃石 ・ 黒雲母 ・ 緑泥石 ・ 緑れん石 ・ 方解石からなる .

. 3 未区分火山岩 (T u)

未区分火山岩としたものは , 社地神剪断帯中の圧砕性火山岩と高倉付近の白亜紀前期花崗岩類中の火山岩の捕獲岩体である .



第 34 図 圧砕変形を受けた未区分火山岩の角閃石安山岩の顕微鏡写真 (原町市大原の西南西 3km の新田川沿い ; 山元ほか , 1989 , の Plate - 2 を再録 ; GSJ R 46717) . 縞状構造を持つ基質中に斜長石ボーフィロクラスト (Pl) と紡錘形の普通角閃石ボーフィロクラスト (Hb) が認められる . この薄片は面構造に垂直 , かつ線構造に平行な定方位薄片で , 左ずれ剪断のセンスを示すシアバンド (矢印) が発達している . 下方ボ - ラ . スケールの長さは 1mm

社地神剪断帯中の未区分火山岩は、面構造や線構造の発達した安山岩ないしデイサイトを主体としている。いずれも角閃石ないし黒雲母を含み、火山岩の特徴は高倉層上部と一致する。肉眼で偏平な岩片の存在が確認できる圧砕性火山岩は粗粒な火砕岩起源と判断することができるが、大部分のものは火山岩本来の産状を認定することができない。鏡下ではシアバンド (shear band foliation) の発達した縞状構造 (fluxion banding) を持つ基質と斜長石・普通角閃石ポーフィロクラストが認められる (第34図)。斜長石ポーフィロクラストは、展張割れによる変形が認められるものの、自形結晶の形態をある程度保存している。しかし、普通角閃石ポーフィロクラストは紡錘形の形態をし、微小断層による粗粒結晶の破断が認められるものが多い。更に、この紡錘形ポーフィロクラストの両端から外側に向かって、“tail” 状に普通角閃石の細粒集合体が伸びている。基質の大部分を構成しているのは斜長石・緑泥石の細粒集合体と黒雲母・緑泥石ないし普通角閃石の細粒集合体で、これらが縞状構造を形成している。斜長石ポーフィロクラストに細粒化がほとんど認められないことを重視すると、基質中の大量の細粒斜長石は、もともと細粒であった原岩の石基斜長石に由来していると考えられる。

高倉付近に分布する本層由来の火山岩の捕獲岩体は、いずれも中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中に包有されており、流紋岩・デイサイト・安山岩・火砕岩が認められる。

．貫入岩類

(久保和也)

本図幅地域には、貫入岩類として苦鉄質 - 珪長質にわたる各種の深成岩類と岩脈類が存在する。主要な深成岩類の K - Ar 年代を第4表に示す。

これらの貫入岩類は後述するように畑川破砕帯中央断層を境にその東西で特徴が異なるので、ここでは畑川破砕帯中央断層以東に分布する貫入岩類と畑川破砕帯中央断層以西の貫入岩類とに分けて記述する。なお、超苦鉄質岩に関しては別項で扱う。

．1 研究史

阿武隈山地は、その地質学的特徴に基づいて南部地域・東縁地域及び中・北部地域の3地域に大別することができる。南部地域は花崗岩質岩類に密接に伴って変成岩類や古生界堆積岩類が広範に分布する地域である。東縁地域は畑川破砕帯以東の主として花崗岩質岩類と南部北上帯に対比される変成岩や中・古生界堆積岩類からなる地域である。中・北部地域は阿武隈山地の大部分を占める地域で、主として花崗岩質岩類から構成されている。これらのうち南部地域に関しては多数の研究がなされているが、それ以外の地域に関する研究報告は比較的数少ない。この項では、主として東縁地域及び中・北部地域に関する研究について概括する。

阿武隈山地南部地域の花崗岩質岩類は、GORAI (1944) によって貫入時期を異にする3つの岩石群に分

第4表 花崗岩質岩類のK-Ar年代

No.	試料登録番号	測定対象	K (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ scc/g m)	⁴⁰ Ar rad (%)	年代 (Ma)
1	GSJ R 47918	普通角閃石	1.14	0.430	86.8	97.4±4.9
			1.15	0.461	87.2	
2	GSJ R 47921	黒雲母	6.36	2.81	80.8	110 ±5.5
			6.34	2.81	83.3	
3	GSJ R 49892	黒雲母	6.24	2.98	93.1	114 ±6.0
			6.33	2.85	92.5	
				2.87	94.1	
4	GSJ R 47913	黒雲母	6.76	3.10	86.6	114 ±5.7
			6.79	3.08	94.6	
5	GSJ R 47912	普通角閃石	0.84	0.419	86.9	126 ±6.3
			0.84	0.430	92.4	
6	GSJ R 47929	黒雲母	6.32	2.55	90.9	101 ±5.0
			6.33	2.57	84.4	
7	GSJ R 47924	普通角閃石	1.54	0.575	75.7	95.7±4.8
			1.50	0.586	88.9	

1：中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩（川房花崗閃緑岩），2及び3：花崗閃緑斑岩，4：中・粗粒黒雲母花崗岩（八丈石山花崗岩），5：中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（国見山花崗閃緑岩），6：細・中粒黒雲母花崗岩（灰色黒雲母花崗岩），7：中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩。
試料位置は地質図に示す。測定はTeledyne Isotopes社による。

けられ、その詳細が明らかにされた。その後、牛来正夫・黒田吉益・渡辺岩井ほかの阿武隈グループによって1948年から始められた阿武隈山地の火成活動の研究によって、調査地域は阿武隈山地全域に広げられた。その研究結果は渡辺ほか（1955）に総括され、阿武隈山地全域にわたる地質図が公表された。渡辺ほか（1955）は、花崗岩質岩類をその活動時期に基づいて2大別し、相馬ジュラ紀層の堆積を境にしてそれ以前に貫入したものを古期、以後のものを新期とした。すなわち、古期岩類は古生代末期 - 中生代初期、新期岩類は白亜紀前 - 中期の貫入と考えた。そして、ともに、初めに斑れい岩が活動したとしている。斑れい岩を別にすると、新期の花崗岩類は更に花崗閃緑岩と花崗岩に細分され、そのうち花崗閃緑岩が先に活動している。

阿武隈山地中・北部地域におけるその後の研究報告¹⁾としては、SENDO（1958）が三春町から大滝根町・浪江町にかけての比較的広範な地域の地質図を公表している。また深沢・大貫（1972）及びTANAKA（1980）が船引町北部の斑れい岩体周辺、久保（1973）が三春町周辺、八島ほか（1981）が二本松市から本宮町にわたる地域の地質図を公表している。一方東縁地域に関しては、柴田（1987）、MINATO *et al.*（1979）、渡辺ほか（1983a, b）、資源エネルギー庁（1987）及び藤田ほか（1988）の研究がある。阿武隈グループの研究以後のこれらの研究によって阿武隈山地中・北部地域及び東縁地域の地質は部分的にはあるがより詳細に分かってきた。しかしながら、花崗岩質岩類の分類や火成活動史における各岩体（岩相）の相対的位置づけは渡辺ほか（1955）の総括と大筋において変っていない。

1) ここでは、地質図の作成を伴う研究に限定し、花崗岩類の全岩化学組成や不透明鉱物種の検討などに基づく研究については触れない。

花崗岩類の活動時期に関しては、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)などによって多数の放射年代が測定されたが、その多くは南部地域に関するものである。その結果少なくとも鉱物年代に関しては、渡辺ほか(1955)による古期・新期花崗岩類の間にはっきりした年代差は認められず、ともに90-120Maの値を示すことが明らかになった。古期と新期の花崗岩類が、野外で明らかな貫入関係を有するにもかかわらずほぼ同一の鉱物年代を示すことは、両者の貫入時期に放射年代で識別されるほどの差がなかったためと解釈されている。もちろん新期花崗岩類の活動によって古期花崗岩類の年代が若返ったという解釈も可能であるが、南部地域の古期花崗岩類の一つである石川岩体の例などからみて、その可能性は低い。石川岩体はK-Ar 鉱物年代のほかにRb-Sr 及びSm-Nd 全岩年代も測定され、それぞれ96-105, 106, 111Maの値が得られている(柴田・内海, 1983; 柴田・田中, 1987)。石川岩体は周辺に新期花崗岩類が分布しないので新期の火成活動の影響をあまり受けていないが、その年代値に新期花崗岩類との差は認められない。古期花崗岩類が新期花崗岩類によって若返っている可能性がないとは言えないが、もともと古期・新期の時代差はあまりなかったと考えて良いであろう。

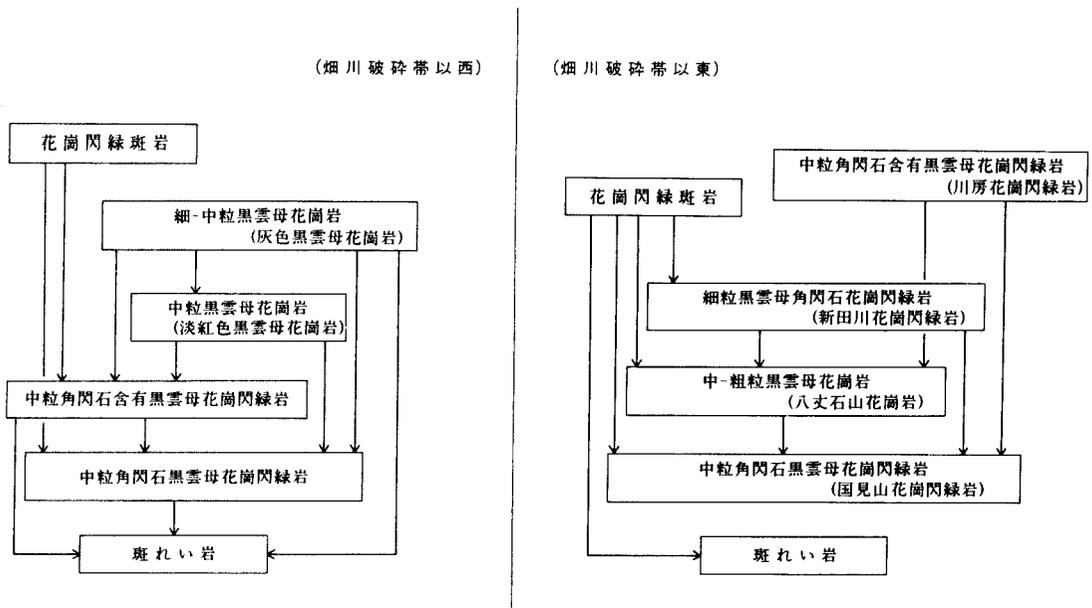
要約すると、本図幅地域の地質研究を開始した1987年の時点における、阿武隈山地の中・北部地域及び東縁地域の貫入岩に関する一般的理解は概略下記のとおりである。

- 1) 貫入岩は古期と新期に2大別され、それぞれ花崗岩類に先立って斑れい岩が貫入している。
- 2) 古期・新期の花崗岩類は白亜紀中-後期に貫入した。古期・新期の斑れい岩の時期については花崗岩類以前の貫入であるということ以外明らかでない。なお、斑れい岩を古期・新期に区分することの妥当性については、渡辺ほか(1955)以降検討されていない。
- 3) 阿武隈山地中・北部地域には、片状構造の発達を特徴とする古期の石英閃緑岩-花崗閃緑岩が広く分布し、それを貫いて新期の花崗閃緑岩と花崗岩の岩体が点在する。
- 4) 東縁地域の花崗岩類はすべて新期花崗岩類に属し、古期花崗岩類は分布しない。
- 5) 新期花崗岩類は、花崗閃緑岩と花崗岩に分けられ、更に花崗岩は灰色黒雲母花崗岩・淡紅色黒雲母花崗岩・複雲母花崗岩に細分され、この順に貫入している。

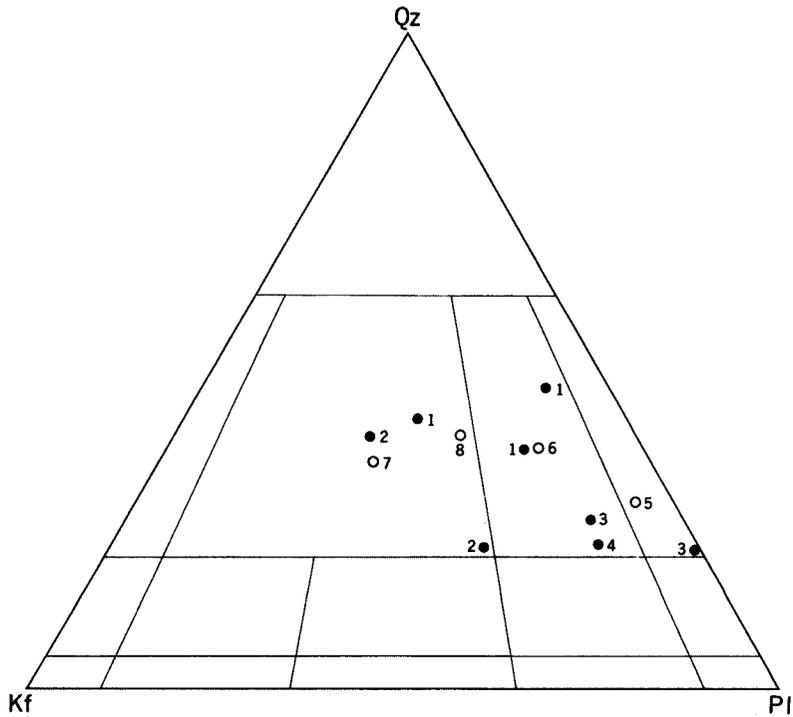
なお、本研究の結果、4)及び5)に関しては修正が必要であることが明らかになり、特に東縁地域の花崗岩類の位置づけに関しては、従来とは大幅に異なる結論を得た。

2 畑川破砕帯中央断層以東の貫入岩類

本地域内には、斑れい岩・中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(国見山花崗閃緑岩)・中-粗粒黒雲母花崗岩(八丈石山花崗岩)・細粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩(新田川花崗閃緑岩)・中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(川房花崗閃緑岩)・中-細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩・花崗閃緑斑岩・角閃石ひん岩が分布する。これらの貫入岩類の貫入関係を第35図に示す。これらのうち、中-細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び角閃石ひん岩はほかの貫入岩類と離れて分布しているため、相互の貫入関係は不明である。各岩石のモードを第36図に示す。



第35図 貫入岩類の貫入関係



第36図 花崗岩質岩類のモード組成 PI-Q-Kf 図
 1: 国見山花崗閃緑岩, 2: 八丈石山花崗岩, 3: 新田川花崗閃緑岩, 4: 川房花崗閃緑岩, 5: 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 6: 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩, 7: 淡紅色黒雲母花崗岩, 8: 灰色黒雲母花崗岩

2.1 斑れい岩 (Gbc)

分布及び貫入関係 新田川上流^{のてがみ}、野手上山東方 2.5km の位置に、南北2km 東西 500 m の細長い小岩体として分布している。斑れい岩体の西側は畑川破砕帯東側断層によって区切られている。この断層と岩体の間には、超苦鉄質岩と、マイロナイト化した泥質及び苦鉄質の変成岩が、セブタ状に断続して挟まれている。岩体の東側には二疊系上野層の粘板岩が広く分布している。岩体の北半部では粘板岩との境界に沿って花崗閃緑斑岩の岩脈が貫入しており、また南半部では粘板岩との境界部付近の斑れい岩は局部的に剪断されており、境界面は露頭欠如のため観察されない。したがって、地質図では斑れい岩体は古生層に貫入するとしたが、両者は断層関係の可能性もある。その場合でも、断層は岩体貫入後の変形作用によって、貫入面に沿って若干のずれを生じたという程度の小規模なもので、斑れい岩体が古生層中に貫入したという点に変わりはないと考えている。

岩相 斑れい岩体を構成するのはやや細粒の角閃石斑れい岩で、局部的に細粒化する以外に顕著な岩相変化は認められない。全般に、弱い再結晶組織が認められる。再結晶組織は、斑れい岩体の内部及び東縁を貫く花崗閃緑斑岩岩脈との接触部付近で特に顕著であることから、花崗閃緑斑岩による熱変成作用の結果と判断する。

岩石記載 角閃石斑れい岩

本岩は緑黒色の均質岩で、層状構造などの明瞭な構造は認められないが、斜長石・普通角閃石は局部的に定向配列している。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・不透明鉱物・(±石英)

副成分及び二次鉱物：単斜輝石・緑れん石・淡緑色角閃石・緑泥石

斜長石は半自-他形、長径 0.4-2mm で均質である。内部は汚濁していることが多く、無数の細粒針状の淡緑色角閃石が生じている。普通角閃石は褐緑色(Z軸色、以下同様)で、半自形粒状の場合(長径 0.4-0.6 mm)とポイキリティック組織を示す場合(長径 1-4 mm)がある。後者の普通角閃石中の斜長石・不透明鉱物は丸味を帯びているものが多い。まれにレリック状単斜輝石を含む。しばしば淡緑色角閃石によって交代され、部分的にモザイク状再結晶組織を示す。不透明鉱物は主として磁鉄鉱からなり、黄銅鉱・黄鉄鉱を伴う。磁鉄鉱は丸味を帯びた粒状もしくは他形(径 0.1-0.6mm)である。

岩体の西縁部及び南部では、岩石中の斜長石・普通角閃石に、たわみ・強い波動消光・サブグレイン化・劈開に沿う割れ・緑れん石や斜長石で癒合された割れ目などのカタクラスティックな変形構造が認められる。

2.2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(国見山花崗閃緑岩)(Gdk)

分布及び対比 本図幅地域内では畑川破砕帯中央断層と双葉断層の間に限って分布し、国見山周辺にまとまって分布するほかに、畑川破砕帯中央断層及び双葉断層沿いに細長く分布する。地史学的位置づけは異なるが、分布域と岩石学的特徴は渡辺ほか(1953)が国見山型花崗閃緑岩としたものにほぼ相当する。大野ほか(1953)は、阿武隈山地南東部の双葉町から広野町にかけて広く分布する花崗閃緑岩を玉ノ湯型花崗閃緑岩と命名し、渡辺ほか(1953)の国見山型花崗閃緑岩に対比している。筆者の調査によれば、その肉眼的特徴は本図幅地域のもの一致しており、したがって本岩(国見山花崗閃緑岩)は畑川破砕帯と双葉破砕帯に挟まれる狭長な地域に南北にわたって広く分布していると予想している。

岩相及び産状 本岩は、自形性の良い斜長石が目立つこと及び少量含まれるカリ長石が淡紅色を帯びる

ことを特徴とする中粒岩である(第 図版 1)。一般に斜長石・普通角閃石の定向配列がわずかに認められる程度の均質岩であるが、畑川破砕帯及び双葉破砕帯近くではマイロナイト化・カタクラサイト化を被っており、片状構造が顕著である。強片状部の片状構造は一般に急傾斜で、有色鉱物の配列による水平に近い線構造が認められる。

長径 5-15cm の楕円形の暗色包有物を含むが、その量は少なく、1個/m²以下である。モードは、そのほとんどが花崗閃緑岩の領域に入るが、一部に花崗岩・石英閃緑岩質のものも認められる(第 36 図)。

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・緑泥石・緑れん石・方解石

斜長石は半自形、長径 0.5-10mm 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。石英は他形で強い波動消光を示し、種々のサイズにサブグレイン化している。カリ長石は他形で、部分的にやや広いプール状・半自形を示す。黒雲母は半自形、径 0.5-2mm、暗褐色(Z 軸色、以下同様)で、緑泥石・緑れん石・スフェンに交代されている。普通角閃石は半自形、長径 1-5mm で緑褐色である。不透明鉱物は主に磁鉄鉱で、わずかに赤鉄鉱を伴う。磁鉄鉱は丸味を帯びた粒状である。

畑川破砕帯及び双葉破砕帯の片状構造の顕著な中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

斜長石はレンズ状のポーフィロクラストを形成し、アルバイト双晶ラメラの微小すべり・キンクバンド・曲げ・石英で充填された展張割れなどを示す。石英はサブグレイン化し、細かい細粒粒子の集合体となっている。黒雲母はすべて緑泥石によって交代され、他結晶粒間で細長く伸び、またしばしばマイカフィッシュを形成している。結晶内部にはキンクバンド・劈開面の微小褶曲が観察される。普通角閃石は、レンズ状やフィッシュ型のポーフィロクラストを形成し、展張割れ・劈開に沿う割れを伴っている。自形の褐れん石は石英で満たされた展張割れを有し、片状構造に平行に配列している(第 37 図 a)。

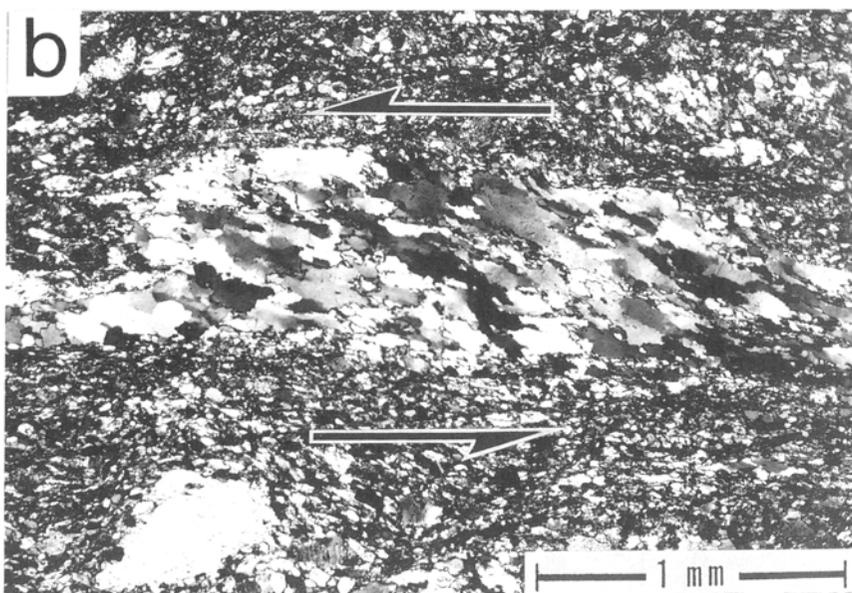
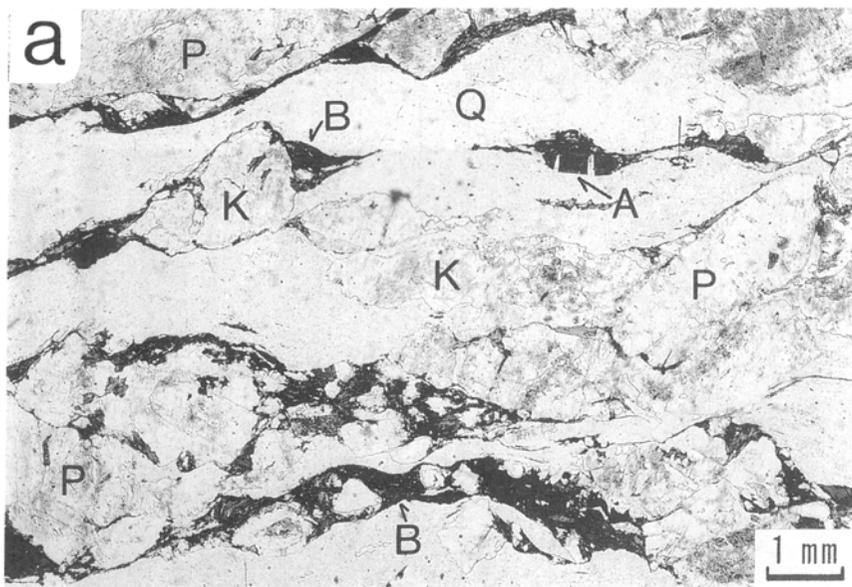
破砕帯中の片状花崗閃緑岩にしばしば認められる強マイロナイト化した層状部(第 図版 2)では、結晶粒子の細粒化が進んでおり、サブグレイン化した石英粒子の形状から左横ずれ剪断変形を被っていることが分る。第 37 図 b は双葉破砕帯の例であるが、同様の構造は畑川破砕帯にも認められ、ともに左横ずれ剪断変形の特徴を示す。

2.3 中-粗粒黒雲母花崗岩(八丈石山花崗岩)(GrH)

分布及び対比 畑川破砕帯中央断層と双葉断層の間で、南北に細長く分布している。請戸川流域以南に比較的まとまって分布するが、本図幅地域では三つに分岐して助常変成岩類及び国見山花崗閃緑岩を貫き、北に向かって尖滅する。

八丈石山花崗岩はこれまで阿武隈新期淡紅色黒雲母花崗岩の一部とされていた。例えば、渡辺ほか(1953)は畑川破砕帯を隔ててその西側に分布する中-粗粒黒雲母花崗岩と本岩とを同一岩相とみなし、阿武隈新期淡紅色黒雲母花崗岩として一括したが、後述するように両者の岩石学的特徴は異なる。

岩相及び産状 本岩は、長径 0.5-3cm の淡紅色カリ長石に富み有色鉱物に乏しい中-粗粒の均質岩である(第 図版 2)。長径 1-3cm のカリ長石が散在しやや斑状の印象を与える部分と、径 1cm 以下のカリ長石が均質に分布するやや細粒の部分とがある。前者は松川ダム南西の太田川支流沿いに、後者は松川ダム北西の太田川上流域でその典型例が観察される。まれに径数 cm の暗色包有物を含んでいる。モードではほとんどが花崗岩の領域に入るが、カリ長石の量比や色指数にはかなりの幅がある(第 36 図)。上述の太田川上流域のものは比較的カリ長石に富み、微量の白雲母とざくろ石を伴っている。

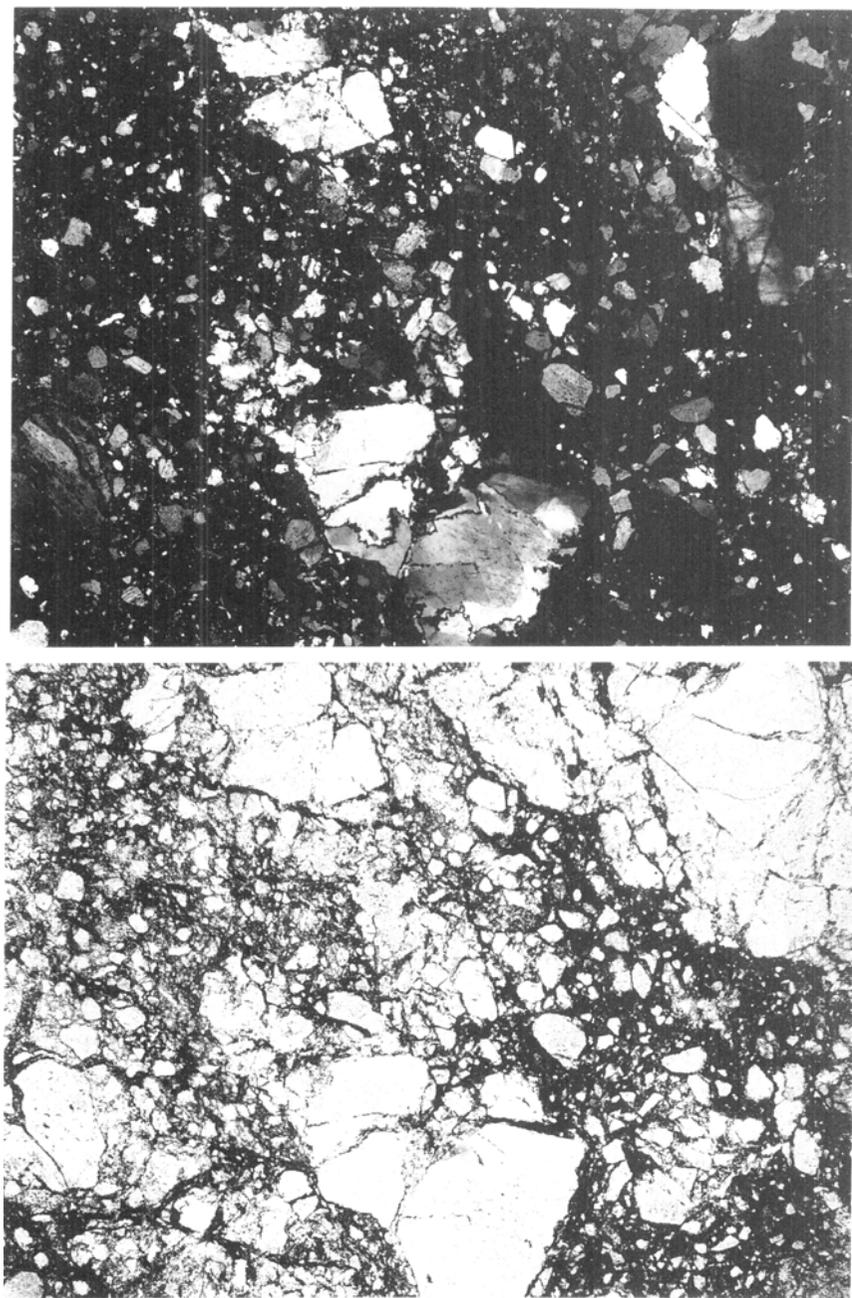


第 37 図 強片状の国見山花崗閃緑岩

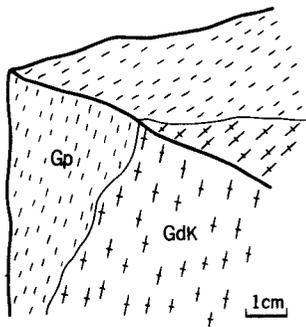
a : 畑川破砕帯の国見山花崗閃緑岩. 下方ポーラ.

P : 斜長石, Q : 石英, B : 黒雲母, A : 褐れん石 (葛尾村小出谷北西 1 km)

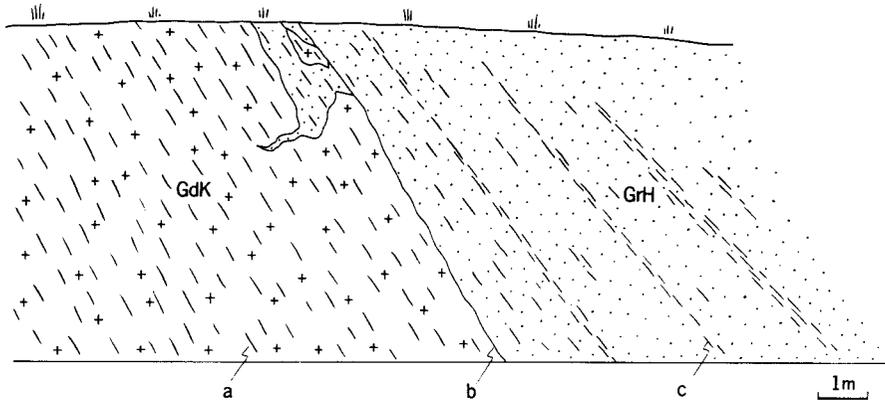
b : 双葉破砕帯の国見山花崗閃緑岩中に発達する層状の強マイロナイト化部 (定方位薄片: 面構造に垂直で, 線構造に平行). 直交ポーラ, サブグレイン化した石英の形状から, 左横ずれ剪断変形を被っていることが分かる (原町市小荷駄)



第38図 カタクラサイト化した八丈石山花崗岩
(原町市タラ谷地西方0.5km) 左：下方ボ・ラ，右：直交ボ・ラ



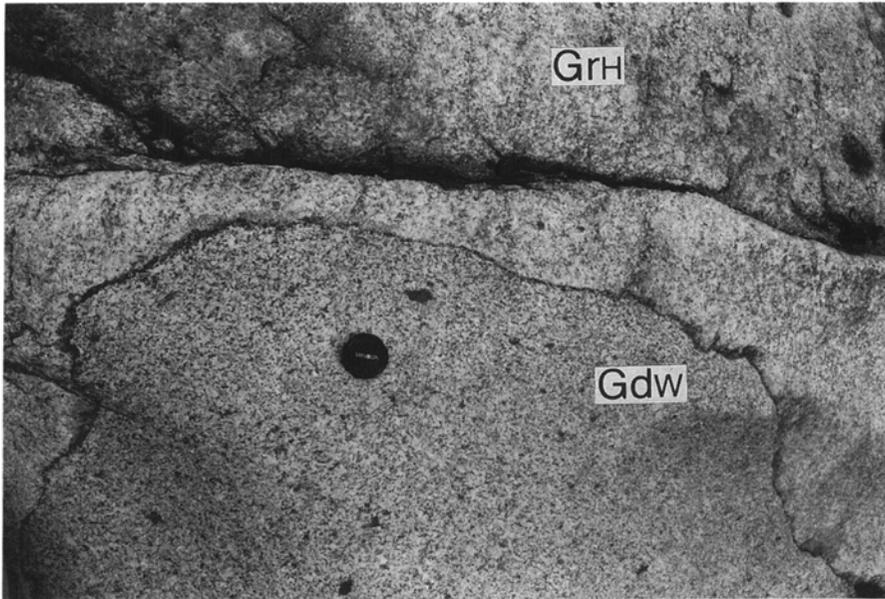
第 39 図 国見山花崗閃緑岩と、それを貫く花崗閃緑斑岩との接触部における片状構造
花崗閃緑斑岩 (Gp) 中の黒雲母の定向配列による片状構造は、国見山花崗閃緑岩 (GdK) との境界面と斜交し、同花崗閃緑岩中の片状構造へと連続する (金谷西方 1 km)



第 40 図 圧砕された国見山花崗閃緑岩と八丈石山花崗岩の接触部
ここでは、国見山花崗閃緑岩 (GdK) は八丈石山花崗岩 (GrH) 中にブロックとして取り込まれており、その境界は多くの場合すべり面であるが、貫入部も認められる。国見山花崗閃緑岩は図の左 (西) 方 50 m まで分布し、その西側には八丈石山花崗岩が分布する。
a : GdK の片状構造 N-S, 80°E, b : GdK と GrH の接触面 (すべり面) N40°W, 60°S, c : GdK 中の強マイロナイト化層 N15°W, 45°S (尺石北方 2 km の請戸川支流)

本岩は太田川上流で緩い北傾斜の貫入面によって助常変成岩類・国見山花崗閃緑岩と接し、それらの南縁を画している。この地域では、接触部付近の国見山花崗閃緑岩中に本岩が厚さ数 m - 数 10 m の岩脈として上述の貫入面とほぼ平行に貫入している。八丈石山花崗岩は小岩脈として各所で国見山花崗閃緑岩を貫くが、その比較的大規模なものは松川ダム北方の太田川沿いに見られる。ここでは八丈石山花崗岩は北西 - 南東系の断層で切られてステップ状にずれつつ国見山に向かって延びている。

太田川上流域以外では、八丈石山花崗岩と国見山花崗閃緑岩の境界は多くの場合急傾斜の貫入面で、境界に沿って後述の細粒角閃黒雲母花崗閃緑岩及び花崗閃緑斑岩の岩脈がしばしば貫入している。またこの境界付近は強く圧砕されていることが多く、特に小畑から賀老へと延びる境界及び横川ダムから金谷西方を経て請戸川の不動滝に至る境界で顕著である。後者の境界は双葉破砕帯にほぼ平行で、横川ダム南方 2 km の地点で八丈石山花崗岩の一部にカタクラサイト化が認められる (第 38 図) ことから、この境界に沿う圧砕作用は双葉破砕帯の形成もしくは双葉破砕帯にカタクラサイト化をもたらした運動と関係していると判断する。金谷西方 1 km でこの境界沿いに貫入している花崗閃緑斑岩には、黒雲母の定向配列によ



第41図 八丈石山花崗岩を貫く川房花崗閃緑岩
 八丈石山型花崗岩(Grh)には鉱物の定向配列による面構造(図の右上から左下に向かう)が認められる。川房花崗閃緑岩(Gdw)はその構造を切って貫入している(昼曽根南西500mの請戸川河床)

て示される片状構造が顕著である。この片状構造は貫入面とは斜交し、母岩である花崗閃緑岩中の片状構造に調和的に連続していくことから(第39図)、八丈石山花崗岩と国見山花崗閃緑岩の境界沿いに認められる変形作用は花崗閃緑岩貫入後まで及んでいたことが分かる。

八丈石山花崗岩の西縁は、北部では畑川破砕帯の東側断層を隔てて国見山花崗閃緑岩と接している。八丈石山花崗岩はこの断層のごく近傍(数10m以内)では強くマイロナイト化し、また局部的にカタクラサイト化している。尺石北方2kmの請戸川^{くらべいし}支流流域では、圧砕された八丈石山花崗岩中に国見山花崗閃緑岩が幅10数mの板状のブロックとして取り込まれている(第40図)。八丈石山花崗岩はまた、畑川破砕帯沿いに細長く分布する国見山花崗閃緑岩中に幅数10cmから数100mの岩脈として見いだされ、この場合周囲の国見山花崗閃緑岩と同様にマイロナイト化している。

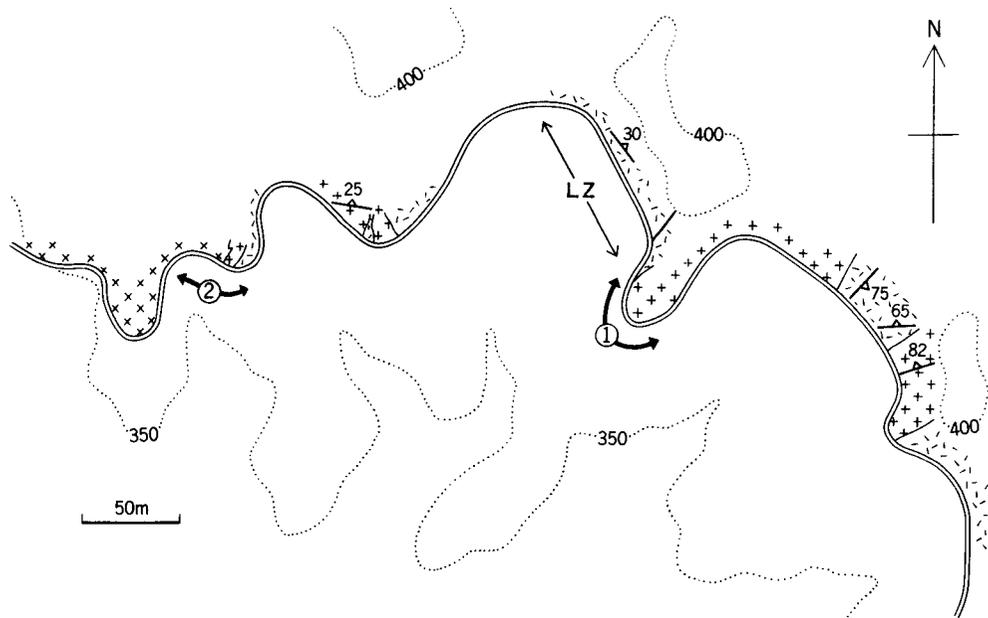
八丈石山花崗岩の西縁は、南部では川房花崗閃緑岩によって貫かれており、その接触部は請戸川河床(第41図)及び八丈石山から昼曽根に至る林道沿い(第42図)で観察できる。また、この接触部付近の八丈石山花崗岩中には、後述のような層状構造が発達している。

岩石記載 中 - 粗粒黒雲母花崗岩

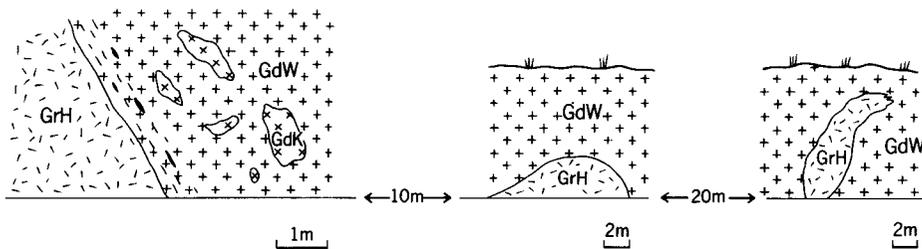
主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・不透明鉱物

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

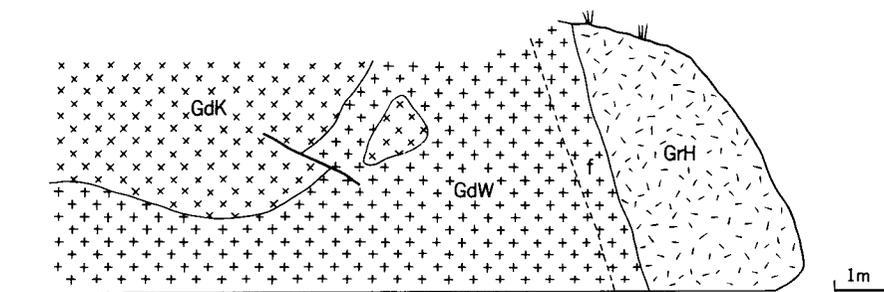
斜長石は半自形、長径0.3-8mmで比較的自形に近いものも多く、弱い反復帯構造を示す。石英は粒状もしくは他形で強い波動消光を示し、一部サブグレイン化している。石英の粒状結晶は径8mmに及



①



②



$\frac{25}{\text{---}}$: 鉱物の定向配列による面構造の方位 ...350... : 等高線

第42図 八丈石山花崗岩と川房花崗閃緑岩の接触部のルートマップとスケッチ

LZ : 層状構造の発達する部分

: 八丈石山花崗岩 (GrH) を貫く川房花崗閃緑岩 (GdW). 川房花崗閃緑岩は接触部近くで細粒になり, 含まれる暗色包有物が接触面に平行に並ぶ. 川房花崗閃緑岩中には八丈石山花崗岩と国見山花崗閃緑岩 (GdK) が包有されている.

: 八丈石山花崗岩を貫く川房花崗閃緑岩中に包有される国見山花崗閃緑岩. 川房花崗閃緑岩は八丈石山花崗岩との接触部で細粒相 (f) となる (八丈石山から昼曾根に至る林道切り割り. 浪江町昼曾根東方1km)

ぶ。カリ長石は他 - 半自形、径0.5-3mmで、パーサイト組織が発達する。斜長石と接する部分ではミルメカイトが形成されている。黒雲母は半自形、径0.3-1mmで、暗褐色である。しばしば緑泥石・緑れん石・スフェンに交代されている。不透明鉱物は粒状もしくは他形の磁鉄鉱である。白雲母は半自形の細粒結晶で石英・長石中に少量含まれる。褐れん石は自形で長径1.3mmに及ぶ。

多くの場合、鏡下で顕著な変形構造は認められないが、畑川破碎帯及び双葉破碎帯や断層の存在が推定される地域の試料は種々の程度に変形しており、斜長石の曲げや展張割れ、石英のサブグレイン化、黒雲母の曲げなどが見られる。

八丈石山花崗岩中の層状構造

八丈石山花崗岩は一般に均質であるが、八丈石山から昼曾根に至る林道沿いの本岩中には、上下約20m、水平方向約100mにわたって層状構造が発達している（第 図版、第 図版1）。本岩中の層状構造は、本図幅地域内ではこの地点以外に見いだされていないので、これはごく局部的な現象といえる。

層状部はその左（北西）端で層面が左上方へと急立し、層面にほぼ平行に多数貫入しているアプライト脈を隔てて、見掛けの下位に当たる左下の均質部に移化する。層状部の右（南東）端は断層（N45° E, 70° N）によって切れ、均質部と接している。層状部の上端では層状構造は上方に向かって次第に不明瞭になり、均質部に漸移している。

層状部は全体として、やや急傾斜で内側に傾く狭い両端部と、ほぼ水平な広い中央部からなる。中央部で層状構造はほぼ水平であるが、これは露頭面が層面の走向方向にほぼ平行であるための、見掛け上のことで、層面の方位は N30° W, 30° N 程度の緩傾斜である。したがって三次元的には、緩傾斜の、浅い盆状もしくはチャンネル状の形態であろう。花崗岩中の層状構造の形成には多くの場合マグマの流動が不可欠であることを考慮すると、現露頭面は浅いチャンネル状構造の横断面に相当すると考えて良いであろう。

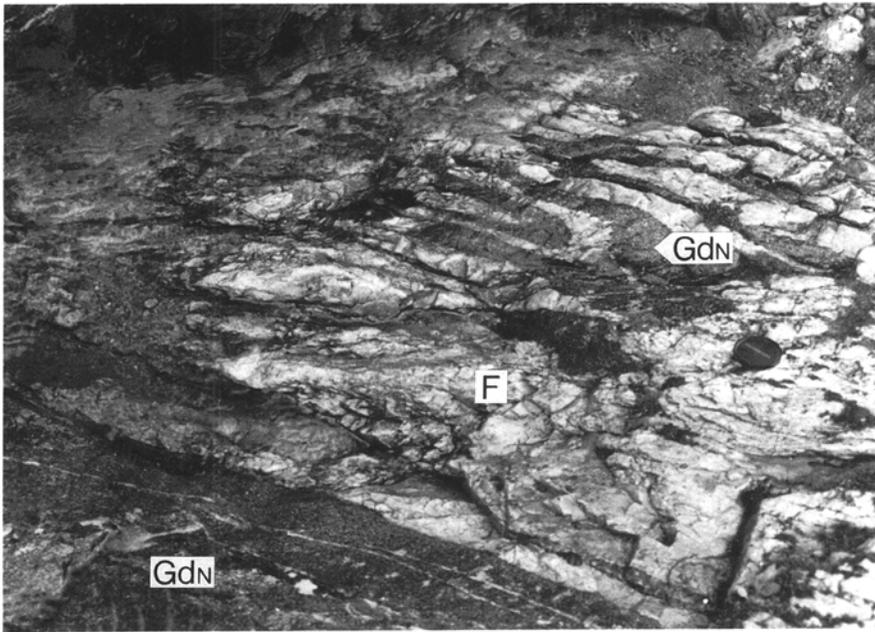
第 図版、第 図版1の黒い層は黒雲母に富む部分で、その描き出す模様は堆積岩の堆積構造とよく似ている。このような層状構造はシエラネバダソリスなど世界各地の花崗岩体から報告されており、岩体固結時の結晶集積構造と考えられている（MOORE and LOCKWOOD, 1973; WILSHIRE, 1969, など）。堆積岩の場合と同様、“斜交層理”や“トラフ構造”の形状から結晶粒子の集積方向が判定可能であり、本地域の場合は第 図版で明らかなように、見掛けの上方に向かって若くなっている。

露頭面の下部と頂部近くでは層状構造中にアプライト脈が発達している。このアプライト脈は層状構造とほぼ平行に分布するが、部分的に層状構造を切っており、また節理によってその分布が途切れている場合があることから、その貫入の時期は層状構造形成時もしくは形成直後ではなく、少なくとも節理がき得る程度に固結が進んでからであることが分かる。

この層状構造は岩体の頂部付近におけるマグマの局部的な流動によって形成されたと考えられている（久保・山元, 1989）。

2.4 細粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩（新田川花崗閃緑岩）(G d N)

分布及び対比 高の倉ダム西方2kmの東森から南西方向に4kmにわたって連続的に分布するほかに、新田川流域の石神発電所^{いしがみ}西方、国見山南麓から横川、横川周辺から請戸川^{がるう}賀老、などの地域に分布する。



第 43 図 新田川花崗閃緑岩中の、珪長岩のフチグマティック脈
 写真中央部では、母岩の新田川花崗閃緑岩 (GdN) よりも、それを貫く珪長岩 (F) の方が量的にまきるので、一見すると新田川花崗閃緑岩が珪長岩を貫くように見える (原町市東森の水無川河床)

渡辺ほか (1953) の新田川型新期花崗閃緑岩に相当する。

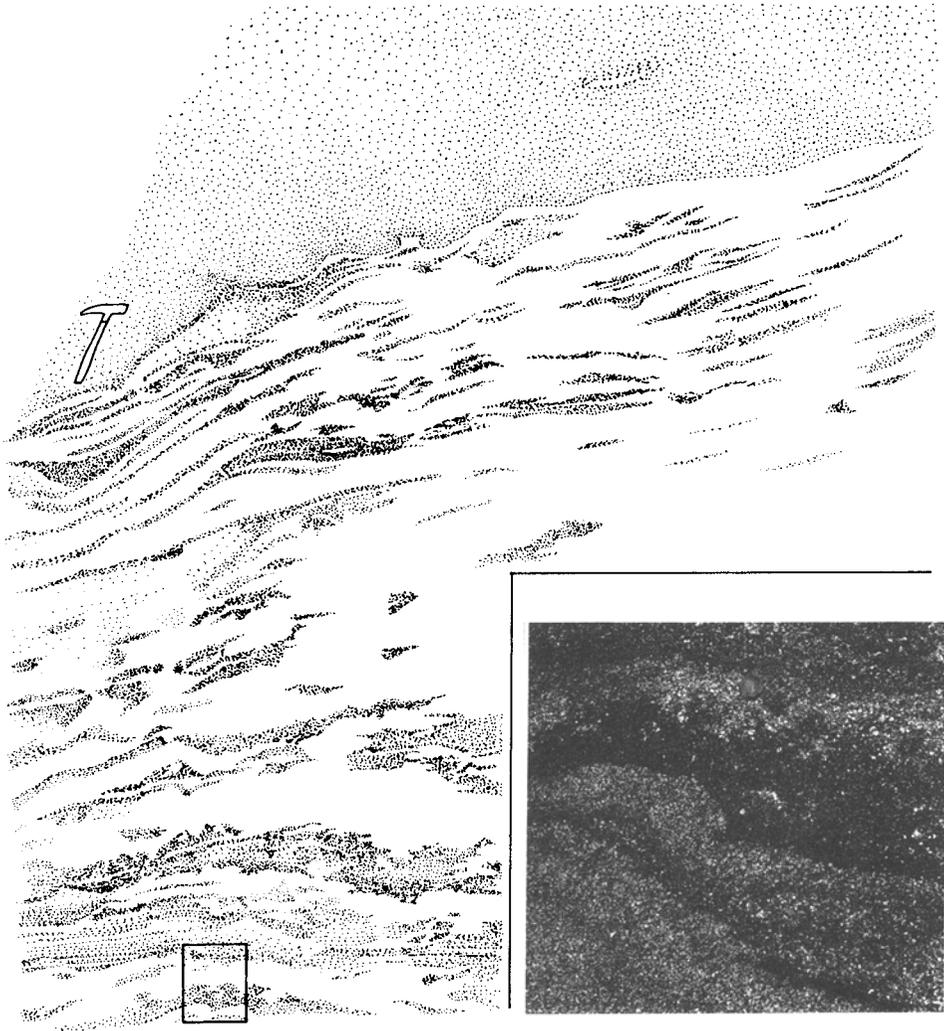
岩相及び産状 本岩は長径 1 mm 前後の普通角閃石に富む細粒の均質岩で、径 4 mm 前後の普通角閃石が斑状に散在する (第 図版 2)。斑状角閃石中にはしばしば単斜輝石が内包されている。東森周辺のもは他地域のものやや異なり、普通角閃石が径 1-3 mm とより粗粒で、普通角閃石と斜長石の定向配列が顕著である。この定向配列の方位は岩体の分布と調和的で、助常変成岩類と国見山花崗閃緑岩の境界に沿っている。この地域のもは斑状角閃石及び単斜輝石を欠き、カリ長石に富んで、全般により珪長質である。

助常変成岩類の項で既述したように、助常変成岩類の東縁南半部は剪断変形を被っている。この、助常変成岩類と新田川花崗閃緑岩との境界に沿って、強い片状構造を有する特異な珪長岩²⁾が厚さ数 10 m の岩脈状に挟んでいる (第 図版 1)。

また、東森南方の峰近くの高所にはより細粒優黒質の部分が発達する。この細粒優黒質の岩相と、その下位に分布する一般的な岩相との境界面はほぼ水平で、境界の下方 20 m にわたって、境界に平行な層状構造が発達する (第 44 図)。

新田川花崗閃緑岩は一般に急立した岩脈状をなし、その幅は数 m から最大で 500 m に及ぶ。断層など

2) 同様の珪長岩は助常変成岩類東縁北部の東森地域水無川河床でも見いだされる。そこでは新田川花崗閃緑岩中に岩脈として貫入し、花崗閃緑岩とともに変形を被り、フチグマティック脈を形成している (第 43 図, 第 図版 2)。これらの岩石は、斜長石のポーフィロクラスト・レリク状紅柱石・多数の電気石、などを含む細粒の優白岩である。



第44図 新田川花崗閃緑岩中の層状構造
 図は急立する露頭面のスケッチ．四角枠部の拡大写真を右下に示す（原町市東森南方0.7km）

の弱線に沿って貫入していることが多く、また、変成岩と花崗閃緑岩の境界や花崗閃緑岩と花崗岩の境界など、岩体の境界に沿って貫入している場合も多い。後者の場合、母岩は剪断変形を被った弱線部でもあることが多い。したがって本岩は弱線部に選択的に貫入しているといえる。本岩は花崗閃緑斑岩によって貫入されている。花崗閃緑斑岩の分布については本岩と同様の傾向が認められ、したがって本岩と花崗閃緑斑岩はしばしば相伴って産する。これらの岩脈は松川ダム以北では北東 - 南西方向に、松川ダム以南では北北西 - 南南東方向に延びるものが多い。

岩石記載 細粒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：単斜輝石・燐灰石・褐れん石・スフェン・緑泥石・緑れん石

斜長石は半自形、長径 0.4-3mm 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。石英は他形で波動消光を示し、一部サブグレイン化している。カリ長石は他形で、斜長石と接してミルメカイトを形成している。東森地域のもを除いて量は少ない。東森地域のは微斜長石構造を有し、径 5mm 前後でポイキリティック組織を持つことが多い。普通角閃石は半自形、長径 0.5-3mm で褐緑色であるが、緑色の狭いリムを有することが多い。黒雲母は半自形、径 0.5-2.5mm で、褐色である。しばしば緑泥石・緑れん石に交代されている。不透明鉱物は粒状で、チタン鉄鉱とごく少量の磁鉄鉱からなる。単斜輝石は斑状角閃石中にコアとして、あるいはレリック状に含まれている。

東森地域のもは、他地域に比べて変形構造がやや顕著で、斜長石に曲げや折れ、石英にサブグレイン化、黒雲母に曲げやキンクが認められるが、石英の流動構造は発達せず、変形の程度は斜長石や普通角閃石に変位や回転をもたらすほど強くない。したがって本地域に見られる斜長石・普通角閃石の定向配列は初生の流理構造で、それに後の変形作用の影響が若干加わっていると解釈できる。後述のように、助常変成岩類と国見山花崗閃緑岩の境界部には、部分的ながら超苦鉄質岩の進入やマイロナイトの形成を伴うような剪断変形が認められており、本岩中の変形もそれと同時期である可能性が高い。

2.5 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(川房花崗閃緑岩)(GdW)

分布及び対比 請戸川流域川房から「浪江」図幅地域の高瀬川流域畑川にかけて、畑川破碎帯西側断層に沿ってその東側に分布する。渡辺ほか(1953)の川房型新期花崗閃緑岩に相当する。

岩相及び産状 本岩は、有色鉱物が径 2mm 以下と比較的細粒であること、カリ長石が淡紅色を帯びること、などを特徴とする中粒の均質岩である(第 図版 1)。カリ長石の色は白色に近いものから明瞭な淡紅色まで、地域によってかなり異なる。色指数や普通角閃石の量比も地域的な変化が大き(第 36 図)。やや片状の部分では複数の斜長石が接合してできている長径 15mm 前後の紡錘体が散在することがある。

本岩は一般に少量の暗色包有物を含んでいる。暗色包有物は小出谷東方や昼曽根南西地域では局部的に密集している。これらの地域は畑川破碎帯西側断層に近く、暗色包有物は母岩の花崗閃緑岩とともに変形作用を被って偏平な形状を示している(第 45 図)。

本岩はその分布域の北端部において、分岐して八丈石山花崗岩中に貫入し、入り組んだ境界を形成している(第 41、42 図)。また、境界部付近の川房花崗閃緑岩中には、国見山花崗閃緑岩・中粒角閃石黒雲母トータル岩・角閃石斑れい岩が径数mから数 10 m のブロックとして取り込まれている。

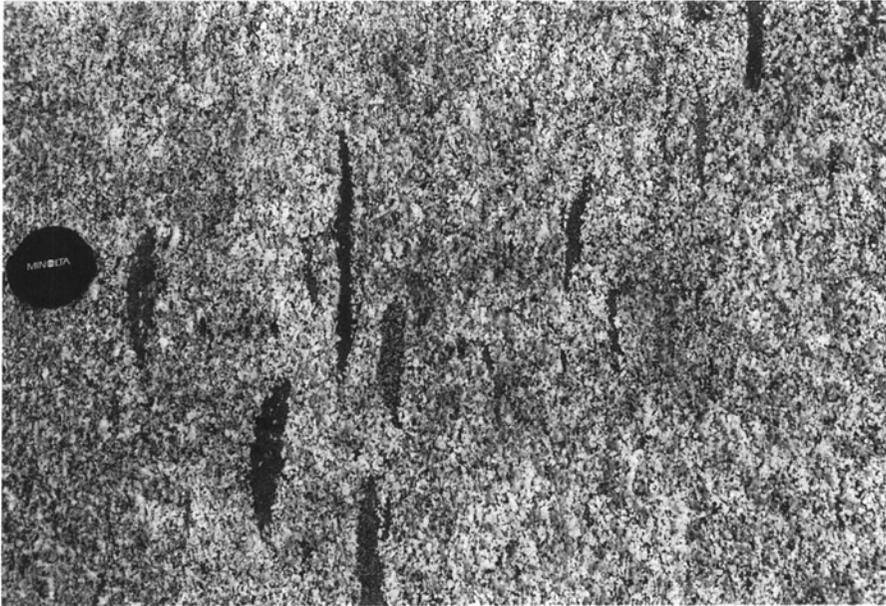
岩石記載 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩

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：燐灰石・スフェン・ジルコン・褐れん石(まれ)・白雲母・緑泥石・緑れん石

斜長石は半自形、長径 0.8-7mm 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。粗粒結晶のコアにはパッチゾーニングが発達し、アンチ・パーサイトが認められる。石英は他形で、しばしば径 4-10mm のプール状部を形成する。強い波動消光を示し、一部サブグレイン化している。カリ長石は鏡下では他形であるが、ポイキリティック組織を有する粗粒結晶を構成することが多く、その長径は 15mm に及ぶ。細かいパーサイト組織を有し、斜長石と接してミルメカイトを形成している。黒雲母は半自形、径 0.4-1.2mm 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。普通角閃石は半自形、長径 0.8-5mm で、青味を帯びた褐緑色である。粗粒結晶には、中央部で緑褐色となる累帯構造を有するのがある。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。

畑川破碎帯近くの試料では、斜長石の折れや曲げ、石英の流動構造、黒雲母の曲げやマイカフィッシュ形成などの変形組織が発達するが、ウルトラマイロナイトのような強度の変形構造は認められない。



第 45 図 川房花崗閃緑岩中の暗色包有物

暗色包有物は周囲の花崗閃緑岩とともに変形を被り、長く引き延ばされている(昼曾根南西 500 m の譜戸川河床)

川房花崗閃緑岩中の捕獲岩

1) 中粒角閃石黒雲母トータル岩 (To)

本岩は、長径 2-5mm、最大 10mm に及ぶ普通角閃石に富むやや優黒質の均質岩である。苦鉄質鉱物は糖晶質の印象を与えるが、その主因は黒雲母が再結晶しているためである。

主成分鉱物: 斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物: 単斜輝石・燐灰石・スフェン・ジルコン・緑泥石・緑れん石

斜長石は半自形、径 0.8-3mm で、弱く反復累帯するコアと正累帯のリムからなる。石英は他形で部分的に細粒粒状化している。普通角閃石は半自形もしくはポイキリティック組織を有し、やや青味を帯びた褐緑色である。部分的にモザイク状細粒部が認められる。黒雲母は半自形、長径 0.1-1.5mm でデカッセイト組織の集合体を形成する。不透明鉱物は他形・骸晶状もしくは粒状、径 0.2-2.2mm で黒雲母に取り巻かれることが多い。そのほとんどはチタン鉄鉱で、少量の磁鉄鉱・黄銅鉱と微量の黄鉄鉱・閃亜鉛鉱を伴う。単斜輝石は周りを普通角閃石に取り巻かれて径 2mm 前後の粒状をなし、あるいはレリックとして普通角閃石中に含まれる。燐灰石は長径 0.2-2mm である。

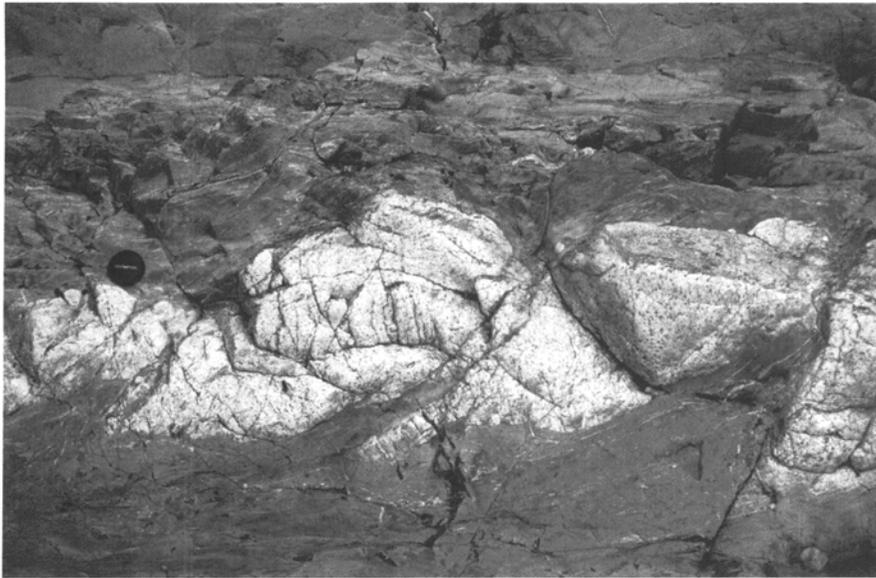
2) 角閃石斑れい岩

本岩は中 - やや細粒灰黒色の均質岩である。

主成分鉱物: 斜長石・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・淡緑色角閃石

斜長石は半自形、長径 1-3mm で均質である。無数の微細粒子を含んでおり、やや薄黒い (dusty)。普通角閃石は他形、径 2-5mm で、褐緑色である。デカッセイト組織の淡緑色角閃石によって置換されていることが多い。黒雲母は褐色で、他形もしくはデカッセイト組織の集合体をなす。不透明鉱物は他形で、径 0.2-1.6mm である。燐灰石は長径 0.2-2.2mm である。



第46図 相馬古生層、上野層の粘板岩を貫く、中 - 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩
花崗閃緑岩岩脈は貫入後の変成作用により非対称ブーディンとなっており、その形状から、
左横ずれ剪断変形を被ったことが分かる（社地神南西2.3kmの新田川河床）

2.6 中 - 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds)

分布及び対比 社地神から高ノ倉鉱山にかけて、社地神剪断帯に沿って北東 - 南西方向に細長く断続的に分布する。新田川以北で分布領域が広がり、「相馬中村」図幅地域ではその幅が東西1km以上に及ぶ。資源エネルギー庁(1987)では、これらの分布域のうち新田川以南の古生層東縁に沿って延びる部分を圧碎性花崗岩とし、そのほかの部分は国見山型花崗閃緑岩とした。

中 - 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩は、「相馬中村」図幅地域ではその分布が社地神剪断帯から東に広がり、片状構造のあまり顕著でない岩相へと移化している。その片状構造のあまり顕著でない岩相は新田川花崗閃緑岩のうちの比較的粗粒なものと似ている。したがって、本報告で中 - 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩とした岩石は新田川花崗閃緑岩の片状化したものである可能性があるが、ここでは単独の岩相として扱う。

岩相及び産状 本岩は長径 1-3mm の普通角閃石に富む中 - 細粒岩で、普通角閃石の定向配列による片状構造が特徴的である(第 図版2)。本図幅地域内では相馬古生層と助常変成岩類との境界に沿って分布し、またこの境界付近の古生層及び変成岩中に岩脈として貫入している(第46図)。この古生層と変成岩の境界域は社地神剪断帯に相当し、古生層・助常変成岩類及び本花崗閃緑岩は顕著な変形構造を有する。

古生層の粘板岩中の岩脈は幅数 cm - 数mで、曲げや非対称ブーディン(Needham, 1987)などの変形構造が発達するが、岩石自体は普通角閃石の並びが目立つ程度で、岩石組織の変形はあまり顕著でない。それに比して古生層と助常変成岩類の境界及び助常変成岩類中に分布するものは変成岩とともに著しく変形しており、肉眼では変成岩と識別困難なほどに片状化している場合が多い。片状化した花崗閃緑岩との境界付近の変成岩中には細粒花崗閃緑岩のプチグマチック脈が認められる。古生層中の非対称ブーディンの

形状や本花崗閃緑岩及び変成岩の変形構造から、この地域は左横ずれ剪断変形を被っていることが分かる(第8, 46図)。

本花崗閃緑岩は新田川から社地神にかけて比較的幅広く分布し、その東側は断層によって、高倉層の火山岩と境されている。この地域では本花崗閃緑岩と古生層との境界は断層で、断層から東に80mの範囲の花崗閃緑岩はカタクラサイト化した灰緑色の細粒岩となっている。変形の度合は東に向かって弱まり、片状花崗閃緑岩へと移化する。

岩石記載 中 - 細粒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・褐れん石・ジルコン・スフェン・緑泥石・ぶどう石

斜長石は半自形、径 0.5-2.5mm が一般的であるが、比較的粗粒部では径 4-4.5mm である。反復累帯するコアと正累帯のリムからなる。曲げや折れ、石英で充填された展張割れなどが認められる。石英は強い波動消光を示し、サブグレイン化が著しいが、流動構造は発達していない。カリ長石は他形で、ポイキリティックに他結晶粒間を埋めることが多い。普通角閃石は半自形、長径 1-3mm 最大 9mm で、褐緑色である。黒雲母は半自形、長径 0.5-2mm で帯赤褐色である。キンクバンドや曲げが発達し、緑泥石・スフェン・ぶどう石に交代されている。不透明鉱物は黒雲母に伴われ、量は少ない。

中 - 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩の貫入と社地神剪断帯の形成の時期的関係

古生層中へ貫入している片状花崗閃緑岩のほとんどは古生層東縁からほぼ 1km 以内に分布し、岩脈の延びの方向は社地神剪断帯と平行なものが多い。もっとも、母岩の粘板岩自体が変形を被っており、したがって岩脈は母岩と一緒に変位してその方位に若干の変更が加えられている可能性はある。助常変成岩類を貫く片状花崗閃緑岩の分布は助常変成岩類のごく西縁近く(100m 以内)に限られる。これらのことから、本花崗閃緑岩は古生層と助常変成岩類の境界に沿って選択的に貫入しているといえる。既述のように、これらの花崗閃緑岩はカタクラサイトの形成を伴う変形作用を被っている。社地神北東では、社地神剪断帯中に塩出層を挟み込んで未固結の断層角礫化した部分が認められ、第三紀以降に断層活動があったことを示している。断層角礫中には周囲の古生層に由来するマイロナイト化した石灰岩も含まれている。古生層と助常変成岩類が断層で接することになった変動によって、古生層中の石灰岩に見られるようなマイロナイトが形成され、第三紀以降にこの断層に沿って花崗閃緑岩にカタクラサイト化をもたらすような剪断変形作用が起こったのであろう。花崗閃緑岩の貫入と、マイロナイトを生じた変形運動との時期的な関係は明らかでないが、両者が密接に関連していることは確かである。

2.7 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、花崗岩及び花崗閃緑岩中の幅数 m - 数 10 m の岩脈として多数分布する。また、高の倉ダム周辺に比較的まとまって分布するほかに、新田川上流地域では斑れい岩と古生層との境界付近に集中的に分布する。

本岩は、本図幅地域南方井出川地域で渡辺ほか(1983a) が閃緑斑岩とした岩石と同質のものと思われる。

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(第 図版 3)。幅数 m 以下の小規模な岩脈として産するときは、斑晶の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 - 灰黒色の石基中に斜長石や淡紅色

カリ長石斑晶の目立つ斑状岩となる。一つの岩脈中で周縁部の青黒色細粒岩から中央部の灰黒色斑状岩へと漸移する場合があることから、青黒色細粒岩と灰黒色斑状岩はそれぞれ同一マグマの周縁急冷岩相と徐冷岩相に相当すると考えている。岩脈として産する場合は片状構造が認められることが多いが、その程度は強片状から均質に近いものまでさまざまである。斑晶の斜長石とカリ長石には岩脈の延びの方向に平行な定向配列が認められることが多い。

岩石記載

花崗閃緑斑岩の周縁岩相（青黒色細粒岩）

斑晶：斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物・スフェン

斜長石は自-半自形、長径0.2-1mmで反復累帯構造を示す。そのほかに径3-5mmの粗粒結晶が少量散在し、また径10mm前後の集斑状結晶も見いだされる。石英は丸味を帯びた径1mm前後の融食形で、強い波動消光を示し、その量はごく少ない。普通角閃石は自-半自形、長径0.3-2mm、褐緑色で、狭い帯青緑色のリムを有する。黒雲母は緑褐色で、普通角閃石に比して量は少なく、普通角閃石を周辺から置換している。不透明鉱物とスフェンは細粒粒状で、普通角閃石や黒雲母に伴って少量分布する。

石基：粒径0.02mm以下の斜長石・石英・黒雲母・普通角閃石・燐灰石からなる。

石基を構成する結晶粒子の不均一な分布密度による、弱い片状構造が認められる。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。

花崗閃緑斑岩の徐冷岩相（灰黒色斑状岩）

斑晶：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

斜長石は自-半自形、長径0.3-4mmで弱い反復累帯構造を示す。径1mm前後の集斑状結晶も認められる。石英は径0.5-12mmの丸味を帯びた粒状で、融食による湾入部が発達する。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4-18mmで、融食による湾入部が発達する。微斜長石構造を示す。普通角閃石は半自形、長径0.5-2.5mm、褐緑色で、部分的に黒雲母に置換される。黒雲母は半自形、長径0.2-1.5mm、緑褐色である。キンクバンドや曲げが発達し、結晶周縁部にはデカッセイト組織が認められる。また、不完全なマイカフィッシュが形成されている。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。不透明鉱物とスフェンは少量で、ほかの有色鉱物に伴われる。

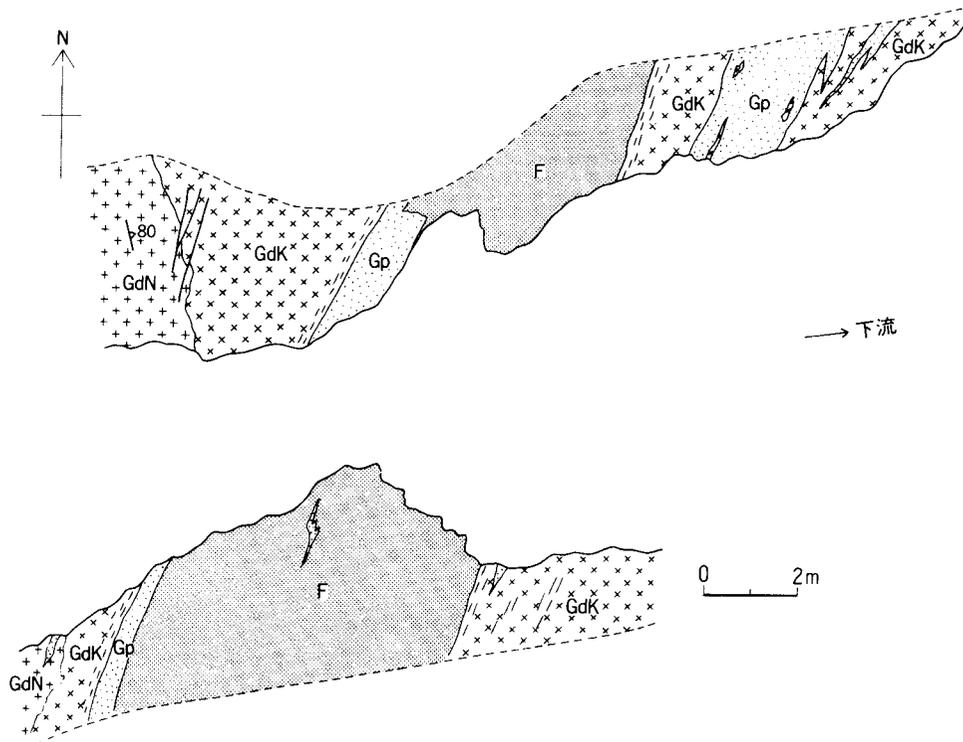
石基：粒径0.02mm以下の斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・燐灰石からなる。

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認められる。主として黒雲母の定向配列による片状構造が発達する。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。斑晶の両端部には、やや粗粒の石基からなるプレッシャーシャドウに似た構造が認められる。この片状構造と長軸が大きく斜交する普通角閃石斑晶には、片状構造に平行な黒雲母によって置換されたり、ブーディンに似た展張割れを示すものがある。

斑晶や石基に見られる上述のような片状構造は、この岩石が貫入後変形作用を被ったことを示している。すなわち、初生の流理構造に固結後の変形による片状構造が重複してできた構造である。岩脈中に発達する片状構造は岩脈の延びの方向に平行なことが多いが、斜交する場合もある（第39図）。後者の場合は、固結後の変形作用が斑晶の定向配列で示される初生の流理構造とは斜交する方向に働き、流理構造を消し去ったためと解釈できる。

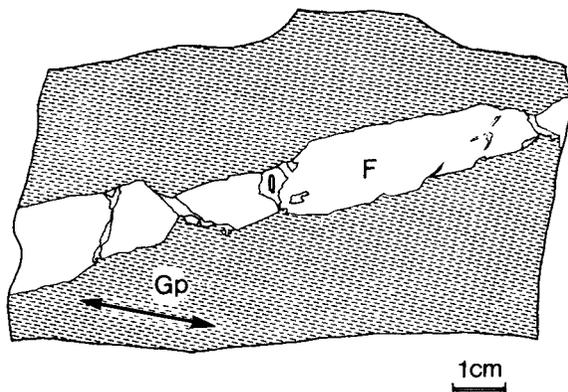
2.8 珪長岩（F）

分布及び対比 珪長岩は新田川上流の社地神剪断帯沿い、太田川中流横川（第47図）、国見山南西1.2kmの赤根川、金谷川上流などに幅数mの岩脈として分布する。また、花崗閃緑斑岩を貫く小岩脈としても見いだされる（太田川上流（第48図）など）が、いずれも量的にはわずかである。地質図には代表的なもの



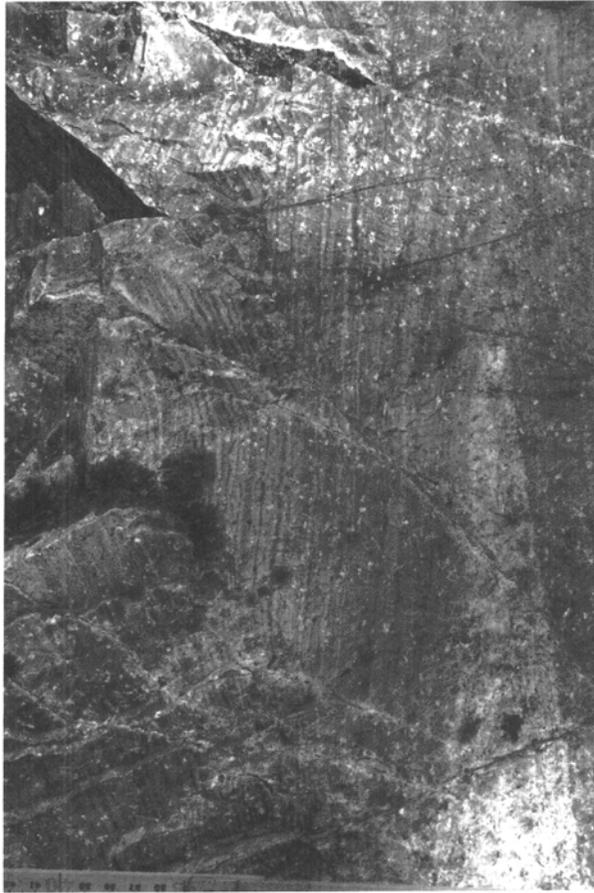
第47図 花崗閃緑斑岩と珪長岩の産状

F：珪長岩，Gp：花崗閃緑斑岩，GdN：新田川花崗閃緑岩，GdK：国見山花崗閃緑岩（原町市横川北方500mの太田川河床）



第48図 花崗閃緑斑岩を貫く珪長岩

珪長岩（F）は花崗閃緑斑岩（Gp）中にその片状構造（矢印で示す）を切って貫入している。珪長岩岩脈は破断され、開口部を石英（Q）によって充填されている。（原町市横川北西3.5kmの太田川河床）



第49図 縞状構造の発達する珪長岩

珪長岩は社地神剪断帯の西方700mの位置で、相馬古生層、上野層の粘板岩を貫いている。厚さ75cmの岩脈で、その貫入面はN-S、 52° Eである。岩脈の上盤から50cmの範囲は、厚さ1-2mmの縞状構造が発達し、更に10cmにわたって厚さ5mmの縞状構造が連続し、下盤側25cmの範囲はほぼ均質である。岩脈貫入時に形成された流理構造であろう(社地神南西1.5kmの新田川沿い)

のみ表現してある。本岩は、本図幅地域南方井出川地域で渡辺ほか(1983a)がフェルサイトとした岩石と同質のものである。

岩相及び産状 本岩は灰白-淡橙色の斑状岩であるが、斑晶量は少ない。石基部は非常に緻密で、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。国見山花崗閃緑岩や八丈石山花崗岩を貫く岩脈として産するが、固結後の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(第47,48図)。

新田川上流で古生層を貫く岩脈には、岩脈の延びの方向と平行な細かい縞状構造が発達するものがある(第49図)。

岩石記載

斑晶：斜長石・石英・カリ長石・(±ざくろ石)

斜長石は半自形，長径0.6-3mm，均質で灰曹・曹長石組成である．石英は半自形もしくは融食形，径0.8-1.5mm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0.8-1.5mmでパーサイト組織を有する．ざくろ石は径0.1-0.5mmの粒状で不規則な外形を示す．斜長石には石英で充填された展長割れ，石英には割れやすれなどの変形構造が認められる．

石基：粒径0.02mm以下の斜長石・石英・カリ長石・不透明鉱物・燐灰石・緑泥石・白雲母からなる．
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する．

花崗閃緑斑岩・珪長岩の貫入と変形の時期について

助常變成岩類・国見山花崗閃緑岩・八丈石山花崗岩の3者は太田川上流で会合している．この会合部では，国見山花崗閃緑岩を貫いて花崗閃緑斑岩が北西・南東方向に延びている．この花崗閃緑斑岩には岩脈の延びの方向に斜交する片状構造が発達している．片状構造の走向は北北東・南南西方向で，国見山花崗閃緑岩中の片状構造及び助常變成岩類と国見山花崗閃緑岩との境界の方向と同じである．

この花崗閃緑斑岩岩脈は幅数cmの珪長岩岩脈に貫かれている(第48図)．花崗閃緑斑岩中の片状構造は珪長岩によって切られるが，珪長岩岩脈のごく近く(5mm以内)では岩脈との境界に沿うように湾曲していることがある．珪長岩岩脈は貫入後の変形作用を被って分断され，生じた開口部を粗粒石英によって充填されている．この珪長岩岩脈を分断している破断面は花崗閃緑斑岩中の片状構造に調和的に連続するが，花崗閃緑斑岩に破断は認められない．また，珪長岩を構成する石英・斜長石は波動消光以外の変形構造を示さず，火成岩としての組織を保持している．花崗閃緑斑岩と珪長岩に認められるこのような産状及び組織は，花崗閃緑斑岩の片状構造を生じた変形作用の時期が珪長岩貫入の前後にわたっていたことを示している．

助常變成岩類の東縁部には局所的なマイロナイト化や超苦鉄質岩の分布が認められる．この地域に限らず一般に本図幅地域では，珪長岩は断層・破砕帯などの発達する変形を被った地域に選択的に貫入していること，及び珪長岩のほとんどに程度の差はあるが固結後の変形が認められることから判断すると，太田川上流地域で認められた珪長岩の貫入と変形運動の時間的な関係は本図幅地域全域の珪長岩に適用されよう．珪長岩の貫入と変形運動が相前後して生じ，両者が密接に関係していることは，井出川地域で渡辺ほか(1983b)も指摘している．

2.9 角閃石ひん岩(Ph)

分布及び対比 角閃石ひん岩は原町市^{おおが}大谷及び^{しだざわ}信田沢西方でジュラ系柘窪層及び富沢層中の岩脈として分布する．本岩は宮城県石巻及び牡鹿半島周辺地域の中・古生層を貫いている多数の岩脈類のうちの角閃石ひん岩(滝沢ほか，1984；滝沢ほか，1987)に対比される．

岩相及び産状 本岩は自形性の良い斜長石と普通角閃石の斑晶が目立つ斑状岩で，石基は褐灰・灰緑色である．岩脈は厚さ数mから数10mで，母岩の構造に調和的に貫入することが多い．信田沢西方で砂岩を貫く岩脈の場合は厚さ30mに及び，地層の走向方向に1km以上にわたって連続している．

岩石記載

斑晶：斜長石・普通角閃石・不透明鉱物・単斜輝石(まれ)

斜長石は自-半自形，長径0.4-5mmで弱い反復累帯構造を有する。ソーシユライト化が顕著である。普通角閃石は自-半自形，長径0.2-3mmで，褐緑色のコアとリムの間に狭い帯状の淡緑色部を挟むという累帯構造を示す。単斜輝石は半自形，径2mm前後で均質である。不透明鉱物は半自形，径0.2-1mmで普通角閃石中に含まれることが多い。

石基：斜長石・石英・普通角閃石・不透明鉱物

石基部は径0.1mm以下の細粒，半自-他形結晶からなる。

岩石はさまざまな程度に変質し，斑晶では斜長石の一部にソーシユライト化，普通角閃石の一部もしくは全部に緑泥石化が認められる。石基部では緑泥石・絹雲母・方解石による置換が顕著である。

3 畑川破砕帯中央断層以西の貫入岩類

本地域内には，斑れい岩・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)・細-中粒黒雲母花崗岩(灰色黒雲母花崗岩)・花崗閃緑斑岩が分布する。これらの貫入岩類の貫入関係を第35図に示す。

3.1 斑れい岩 (Gbh)

分布及び貫入関係 浪江町塩浸西方1kmの小丘を中心に径1kmの小岩体として分布する。岩体は中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩と細-中粒黒雲母花崗岩との境界部に位置し，この両者の貫入を受けている。

岩相 露頭条件が悪いために詳細は不明であるが，本斑れい岩体は主として単斜輝石普通角閃石斑れい岩からなり，単斜輝石含有石英閃緑岩を伴う。

岩石記載 単斜輝石角閃石斑れい岩

本岩は灰黒色の均質岩で，長径5cmに及び普通角閃石で特徴づけられる。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石

副成分及び二次鉱物：単斜輝石・不透明鉱物・スフェン・淡緑色角閃石

斜長石は自-半自形，長径0.4-4mmで均質である。普通角閃石は緑褐色で，他形-ボイキリティック組織を示す。斜長石粒間を埋める径1-2mmの細粒普通角閃石は，3次的には連続していて径数cmの粗粒結晶を構成することが多い。部分的に淡緑色角閃石に交代されている。単斜輝石は普通角閃石中でレリック状の融食形をなす。不透明鉱物は径0.1mm以下の粒状で，量はごく少ない。

3.2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdo)

分布及び対比 相馬郡飯館村から双葉郡葛尾村東平にかけて北東-南西方向に細長く分布する。渡辺ほか(1953)の古期花崗閃緑岩に相当する。

岩相及び産状 半自形普通角閃石の目立つ中粒の均質岩で，地域によっては普通角閃石の定向配列が認められるがあまり顕著ではない(第1図版)。一般にカリ長石は少量含まれるのみで肉眼では目立たないが，飯館村風兼から双葉郡浪江町津島にかけての地域はカリ長石と石英にやや富んでおり，散在する径1cm前後のカリ長石と，やや粗粒でプール状をなす石英が目立つ。

長円・レンズ状の暗色包有物もしくは円形のマフィック・クロットが1-2mに1個程度の割合で普遍的に含まれており、またそれらの局所的な濃集部が認められる。本図幅地域南西端の双葉郡葛尾村湯口から関下にかけては細粒角閃石黒雲母閃緑岩（いわゆる変輝緑岩）が広範囲に分布し、本岩及び中粒黒雲母花崗岩の貫入を受けている（第53図）。また、細粒角閃石黒雲母閃緑岩は小さく分かれて、周辺の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中に暗色包有物として多数含まれている。

岩石記載

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

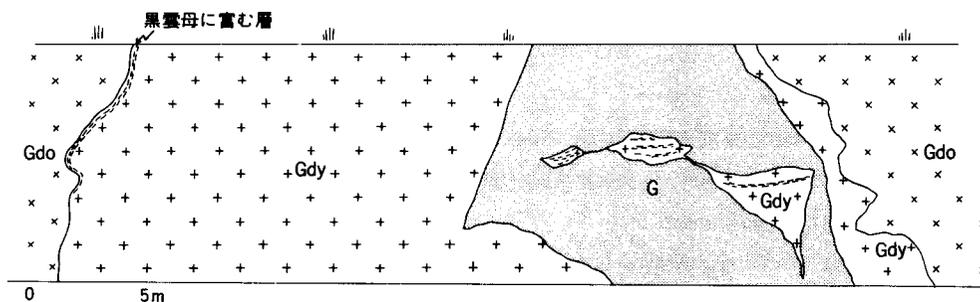
斜長石は半自形、長径0.8-10mmで、弱く正もしくは反復累帯するコアと正累帯する狭いリムからなる累帯構造を示す。石英は他形もしくは粒状で、波動消光する。カリ長石は他形で、細かいパーサイト組織を示す。局所的に半自形の粗粒結晶が認められる。黒雲母は半自形、径1-3mm、褐色で、緑泥石に一部置換されている。普通角閃石は半自形、長径0.8-7mmで4mm前後のものが最も多く、褐緑色である。不透明鉱物は細粒粒状で量は少なく、黒雲母に伴われることが多い。主にチタン鉄鉱からなり、わずかに磁鉄鉱と黄鉄鉱を伴う。

畑川破砕帯及びその近傍では、斜長石に曲げや石英で充填された展張割れ、石英にサブグレイン化、黒雲母に曲げやキックなどの変形構造が認められる。

3.3 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (Gdy)

分布及び対比 相馬郡飯館村比曾及び双葉郡浪江町赤字木周辺地域と、双葉郡浪江町^{くぬきだいら}柵平から葛尾村大笹にかけて畑川破砕帯沿いの地域に分布する。本岩のうちの浪江町柵平から南隣の「浪江」^{ふるみち}図幅地域にかけて分布する部分は、渡辺ほか(1953)の古道型新期花崗閃緑岩に相当する。

岩相及び産状 長径5-10mm、最大20mm前後のカリ長石を含む中粒の均質岩である（第 図版2）。カリ長石は白もしくはごく淡い橙色で、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が、そのモード比は10%を越えている。本岩は普通角閃石を含むことが多いが、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の場合に比べて、より細粒で量も少なく自形的でないので目立たない。双葉郡浪江町津島周辺では、幅数10mの比較的小規模な岩脈として中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を貫いている（第50図）。この地域の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩は他地域に比べ



第50図 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdo) を貫く中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (Gdy)
中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩が小規模な貫入体で産する場合は、細粒アブライト質花崗岩 (G) を伴うことが多い (双葉郡下津島北東 600m)

てカリ長石に富んでおり、したがって風化の程度によっては本岩と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の識別が困難な場合がある。

畑川破碎帯沿いの本岩は全般に片状構造が発達し、局部的に強片状を呈する。当地域では、本岩は北北東-南南西走向で急傾斜の片状構造を示し、その中に局部的に数条の強マイロナイト化した層状部の発達が見られる。この強マイロナイト化部は厚さ数-数10cmで、周囲の片状構造とは斜交している。例えば双葉郡葛尾村木取場南西部では、岩石の片状構造は $N5^{\circ}W, 90^{\circ}$ で、その中に $N45^{\circ}W, 78^{\circ}S$ （線構造は水平）の方位を有する幅15cmの強マイロナイト化層が発達する。また、双葉郡葛尾村野行北方2kmの丘陵頂部東側では、方位が $N30^{\circ}-35^{\circ}E, 70^{\circ}-75^{\circ}S$ の片状構造を有する花崗閃緑岩中に、幅2-10cmの強マイロナイト化層数条が0.3-1m間隔で発達している。その方位は $N5^{\circ}E, 75^{\circ}N; N15^{\circ}E, 75^{\circ}S; N20^{\circ}E, 75^{\circ}N$ などである。

この強マイロナイト化部中には、貝殻状断口を有する厚さ数mmの薄層が認められる（第図版3）。肉眼でガラス光沢の黒色を呈するこの薄層は、鏡下では花崗閃緑岩由来のボーフィロクラストとその間を埋める淡褐色の微細粒子からなる（第図版1, 2）。この薄層の中央部には径0.1mm以下の多数の長円形が集合した特異な組織が認められる。相接する長円形の間に相当する部分は褐色の物質によって埋められている。長円形の長軸は微細粒部中の片状構造（第図版2の右上-左下方向）と平行に並び、この組織が薄層形成時のものであり、後の交代作用や変質作用による模様ではないことを示している。長円形の集合した同様の組織は薄層縁部の湾入部にも発達している。岩石の圧砕により形成された微粒子集合体中におけるこのような組織の形成は、強圧砕部の部分的な溶融を想定すれば可能である。すなわち、この薄層の少なくとも一部は溶融した可能性がある。

本花崗閃緑岩は、双葉郡葛尾村野行北方2kmの丘陵頂部北側で観察されるように中粒黒雲母花崗岩に貫かれている。中粒黒雲母花崗岩もこの地域のものは固結後の変形作用を被って片状構造を有するが、本岩ほど顕著ではない。

岩石記載

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1-6mmで、顕著な反復累帯構造を示す。石英は他形もしくはプールの状で、粒径10mmに及び、強い波動消光を示す。カリ長石は他結晶粒間を埋めて、ポイキリティック組織を構成する。長径は10mm前後が一般的であるが、20mmを越えるものもまれに認められる。細かい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0.5-3mm、暗褐色で、デカッセイト組織の緑褐色黒雲母によって一部置換されている。普通角閃石は半自形、長径1-3mmで黒雲母に伴って少量認められる。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。主にチタン鉄鉱でわずかに黄鉄鉱を伴う。

畑川破碎帯の近傍以外の地域では、鏡下で認められる変形構造は石英の波動消光と多少の細粒化、及び黒雲母の曲げ程度である。

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 相馬郡飯館村小宮から矢岳山にかけて及び双葉郡浪江町門平から葛尾村落合にかけて分布するほかに、畑川破碎帯中央断層に沿ってその西側に細長く分布する。渡辺ほか（1953）の新时期淡紅色黒雲母花崗岩の一部に相当する（渡辺ほか（1953）は本研究の八丈石山花崗岩も新时期淡紅色黒雲母花崗岩

に含めている)。

岩相及び産状 淡橙 - 淡紅色カリ長石に富む中粒優白質の均質岩である(第 IX 図版 1)。梶平から塩浸^{しおひて}にかけてはより優白質で、少量の白雲母を含む。浪江町塩浸(第 51 図)及び葛尾村西ノ内(第 IX 図版 2)で観察されるように、細 - 中粒黒雲母花崗岩(灰色黒雲母花崗岩)に貫かれている。また中ノ森山南麓の採石場では、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩のブロックを捕獲岩として含んでいる(第 52 図)。

本岩のうち畑川破砕帯近傍及び畑川破砕帯中央断層沿いに細長く分布する部分では、固結後の変形作用による片状構造が発達する。片状化の程度はさまざまで、局部的に強くマイロナイト化している。

浪江町沢先東方 1km の請戸川支流沿いでは、本岩は一般に北東 - 南西走向の急立した片状構造を有するが、この中に 4 × 5m の大きさの強片状花崗岩質岩のブロックが捕獲岩として含まれている。周囲の花崗岩には、このブロックとの接触面に沿って厚さ 1cm の細粒優白質周縁相が認められる。ブロックを構成する岩石の帰属は明らかでないが、やや粗粒であることと片状構造が顕著である点を除けば周囲の中粒黒雲母花崗岩との間に差は認められず、したがって中粒黒雲母花崗岩の一部である可能性もある。その場合には、中粒黒雲母花崗岩が現位置に貫入したとき、同花崗岩の早期晶出部は既にマイロナイト化を被っていたことになる。いずれにしても、上記の産状は畑川破砕帯の活動時期と中粒黒雲母花崗岩の貫入時期との間の密接な関係を示唆している。

岩石記載

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：白雲母・燐灰石・褐れん石・ジルコン・緑泥石

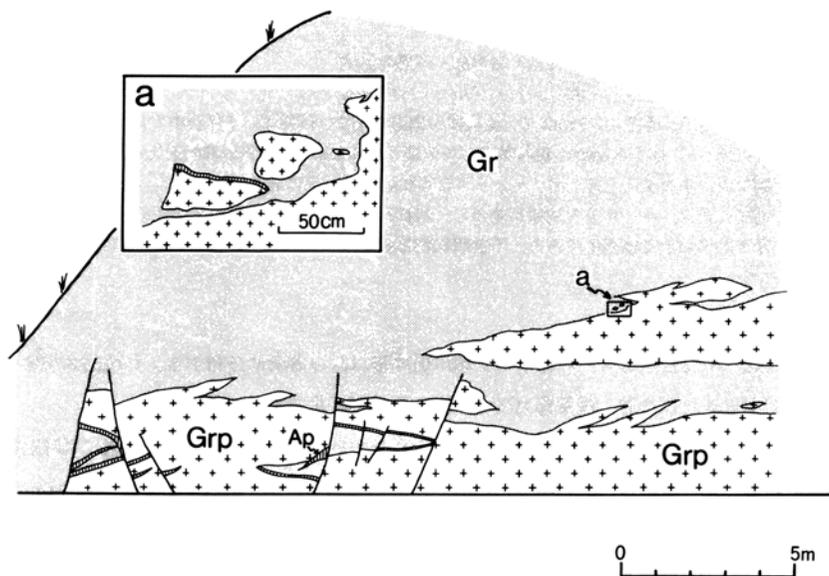
斜長石は半自形、長径 1-4mm で、弱い正の累帯構造を示す。石英は他形で、径 3-5mm の粒状部を形成する。強く波動消光し、光学的方位がわずかに異なる幾つかの部分に分割されていることが多い。カリ長石は他形もしくは半自形で、粒径は 5mm 前後が一般的である。やや幅の広い(最大 0.05mm)パーサイト組織が発達し、斜長石との間にはミルメカイトが認められる。黒雲母は半自形、径 0.5-2mm で緑褐色である。不透明鉱物は細粒粒状のチタン鉄鉱で、量はごくわずかである。白雲母は斜長石の中央部を置換して産するほかに、カリ長石中や他結晶粒間を埋めて径 1mm 前後の半自形結晶をなすものがあり、少なくともその一部は初生鉱物である。白雲母は本岩中に普遍的に見いだされるわけではなく、梶平から塩浸にかけての地域に偏在している。

3.5 細 - 中粒黒雲母花崗岩(灰色黒雲母花崗岩)(Gr)

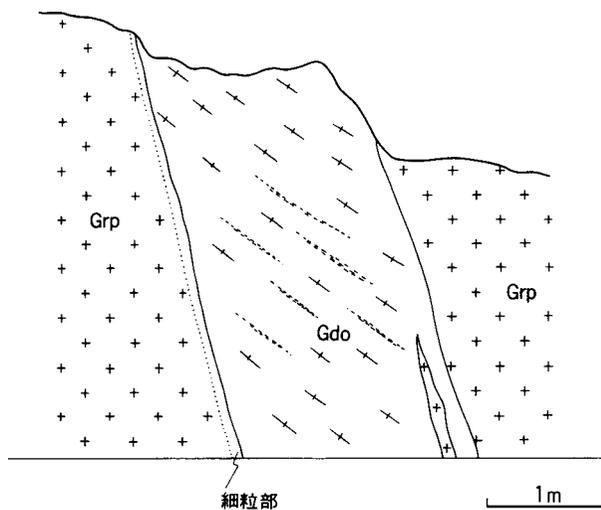
分布及び対比 双葉郡浪江町塩浸から葛尾村関下にかけて、中粒黒雲母花崗岩の西縁に沿って幅 2km の帯状に細長く分布する。また葛尾村落合周辺では中粒黒雲母花崗岩中の小岩体として多数分布する。渡辺ほか(1953)の新时期灰色黒雲母花崗岩に相当する。

岩相及び産状 本岩は径 1-2mm の黒雲母に富む細 - 中粒の均質岩である(第 IX 図版 3)。カリ長石は白 - 淡橙色で、粒径 10mm に及ぶポイキリティック組織を有する粗粒結晶を構成するが、劈開面の反射によりその存在が分かる程度で目立たない。中粒黒雲母花崗岩との接触部付近では、カリ長石は淡紅色の細粒結晶となる。

本岩は、双葉郡浪江町塩浸西方で斑れい岩の小岩体に貫入し、葛尾村関下では細粒普通角閃石閃緑岩に貫入している。両地域ではこれらの苦鉄質岩に由来する暗色包有物が認められるが、その他の地域では暗色包有物はほとんど見いだされない。



第51図 中粒黒雲母花崗岩(淡紅色黒雲母花崗岩)を貫く細 - 中粒黒雲母花崗岩(灰色黒雲母花崗岩)
 淡紅色黒雲母花崗岩(Grp)と灰色黒雲母花崗岩(Gr)の境界付近にはアプライト脈(Ap)が発達する。アプライト脈には、灰色黒雲母花崗閃緑岩に切られているものもある(浪江町塩湊)



第52図 中粒黒雲母花崗岩(Grp:淡紅色黒雲母花崗岩)中に包有される中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdo)
 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩には苔鉄質鉱物の濃集によるシュリーレンと顕著な片状構造が発達する(双葉郡南津島, 中ノ森山南麓の採石場)

岩石記載

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・緑泥石

斜長石は半自形，長径0.5-3mmで，反復累帯構造を示す。石英はカリ長石中では半自形粒状，そのほかの場合は他形で，径2-3mmの粒状集合部を形成することが多い。強い波動消光を示す。カリ長石は他結晶粒間で他形をなすが，ポイキリティックな粗粒結晶の一部であることが多い。その場合の長径は6-10mm前後に及び，パーサイト組織が発達し，斜長石との間にミルメカイトが認められる。黒雲母は半自形，径0.4-2mmで緑褐色である。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。

3.6 花崗閃緑斑岩 (Gp')

分布及び対比 花崗岩類を貫く岩脈として畑川破碎帯以西の各所に分布する。比較的大規模なものは，相馬郡飯館村山辺沢及び比曾，双葉郡浪江町下津島及び野行北方などで見いだされる。

岩相及び産状 本岩は灰白色緻密な石基中に白色自形の斜長石斑晶の目立つ斑状岩で(第 図版4)，石英の斑晶の目立つ部分もある。斜長石斑晶は長径4-10mmのものが一般的であるが，そのほかに径10mm前後の集斑状斜長石が散在する。集斑状斜長石は，その外形が単結晶の場合とよく似た方形をしているが，構成する斜長石粒間を埋める緑泥石の緑色斑点を多数内包していることで識別される。集斑状斜長石の粒径は最大15×30mmに達する。

本岩は幅数10cmから数10mの岩脈として産する。幅の広いものは地表での連続性も良く，例えば浪江町野行北方で見いだされる最大幅40m以上に及び岩脈は普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩と中粒黒雲母花崗岩の両者を貫いており，850mにわたって追跡される。この岩脈の場合は端から2mの範囲に，内側の主岩相と漸移する周縁急冷相が発達している。周縁急冷相は斑晶に単斜輝石が存在すること，石基が針状の普通角閃石に富んでいることなどの点で内側の斑晶石英を含む主岩相とは異なり，より塩基性の岩相となっている。岩脈の方位には一定の傾向が認められ，北西-南東走向で北に急傾斜するものが多い。

岩石記載

斑晶：斜長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物・(石英・単斜輝石)

斜長石は自・半自形，長径0.6-5mmで弱い正もしくは反復累帯構造を示す。結晶中央に高An%のコアを有することがある。また，長径5mm以下の自・半自形斜長石が集まって長径10mm前後の集斑状結晶を構成している。その場合，斜長石粒間は石英・ミルメカイト・緑泥石が占めている。普通角閃石は半自形，長径0.5-5mm，緑褐-褐色で，弱い反復累帯構造が認められる。黒雲母は半自形，径0.5mm以下で，褐色である。量は少なく，緑泥石化していることが多い。不透明鉱物は径0.1-0.4mmの粒状である。石英は径0.5-4mmの半自形結晶で部分的に融食形をなすことが多い。単斜輝石は半自形，径0.5-3mmで，内部に斜長石・不透明鉱物の細粒結晶を含むことが多い。石英・単斜輝石は全試料からは見いだされない。例えば，既述のように浪江町野行北方の岩脈では単斜輝石は周縁岩相に，斑晶石英は主岩相に含まれる。また，浪江町下津島の岩脈は石英・単斜輝石のいずれも斑晶としては含まない。

石基：粒径0.05mm以下の斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・スフェン・燐灰石からなる。

4 その他の貫入岩類

4.1 超苦鉄質岩類(U)

超苦鉄質岩は助常変成岩類の東縁部，社地神剪断帯沿い，畑川破碎帯沿い，飯館町小宮の変成岩中，浪江町沢先東方の中粒黒雲母花崗岩中などに分布している。

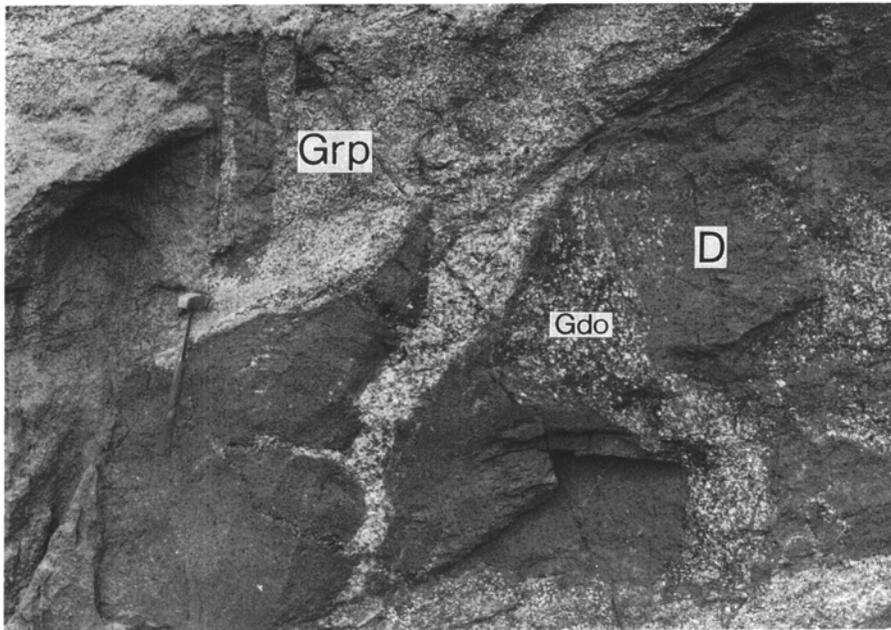
助常変成岩類東縁部の超苦鉄質岩は、変成岩類と新田川花崗閃緑岩との境界に沿って、及び東縁近くの
変成岩類中に幅数m - 10 数mの板状をなして挟まれて分布する。いずれの場合も超苦鉄質岩と周囲の岩
石との境界は破碎面となっている。鏡下では蛇紋石中に径4 mm 前後のレリック状かんらん石が多数認め
られる。

社地神剪断帯沿いの超苦鉄質岩は中 - 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩と相馬古生層との間にセブタ状
に挟まれて断続的に分布しており、超苦鉄質岩の両側の岩石は剪断されている。

畑川破碎帯沿いの超苦鉄質岩は、東側・中央・西側断層に沿って、幅20-50 mのセブタ状に分布し、苦
鉄質の変成岩と相伴うことが多い。特に相馬古生層西縁の斑れい岩分布域では、畑川破碎帯東側断層沿い
に苦鉄質組成の変成岩とともに分布するほかに、花崗閃緑斑岩中に多数の小ブロック（径数m - 数10 m）
としても存在する。この場合花崗閃緑斑岩との境界は断層である。これらの超苦鉄質岩の大部分は著しく
蛇紋岩化しているが、細粒かんらん石が多数残存する場合もある。

飯館町小宮の超苦鉄質岩は泥質の変成岩中に径5 mほどのブロックとして見いだされる。超苦鉄質岩と
変成岩の間には中粒黒雲母花崗岩が貫入しているため、両者は現在接触していないが、花崗岩貫入以前に
変成岩類中に超苦鉄質岩が挟在していたことは明らかである。変成岩類分布域が北東 - 南西方向に細長く連
続することを併せ考えると、このことは花崗岩貫入以前にこの位置が構造的弱線であったことを示唆して
いるのかも知れない。

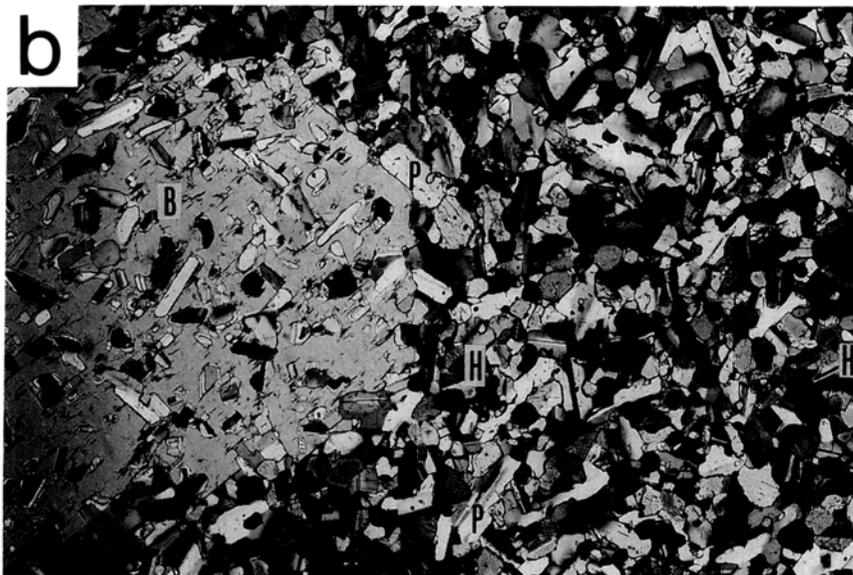
浪江町沢先東方では、中粒黒雲母花崗岩中に超苦鉄質岩の小岩体が分布している。この岩体は径約500
mのレンズ状の分布を示し、岩体の南西部及び南東部を中粒黒雲母花崗岩の岩脈によって貫かれている。



第53図 細粒角閃石黒雲母閃緑岩の産状
細粒角閃石黒雲母閃緑岩(D)を中粒角閃石 黒雲母花崗閃緑岩(Gdo)が貫き、更にそれらを中
粒黒雲母花崗岩(淡紅色黒雲母花崗岩:Grp)が貫いている。ハンマー右上方の暗色部は露頭表
面の汚れ(相馬郡小宮, 飯館牧場)



1 mm



第54図 細粒角閃石黒雲母閃緑岩の顕微鏡写真 直交ポラ

a : 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩と細 - 中粒黒雲母花崗岩 (灰色黒雲母花崗岩) の境界部に分布する細粒角閃石黒雲母閃緑岩 (双葉郡葛尾村湯口)。

b : 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩中に包有される細粒角閃石黒雲母閃緑岩。(双葉郡葛尾村東平北西 600m)。

P: 斜長石, Q: 石英, B: 黒雲母, H: 普通角閃石

岩体の南縁にはごく少量ながら苦鉄質及び泥質の変成岩を伴っている (第 14 図)。鏡下では蛇紋石に囲まれて多数のかんらん石とごく少量の斜方輝石が認められる。かんらん石は、微細な包有物を含む汚れた (dusty) 粒子と、包有物を含まない粒子の 2 種が認められ、後者は花崗岩の熱による再結晶粒子と推定する。また自形長柱状の透角閃石が多数認められる。これも花崗岩の熱による再結晶粒子であろう。

． 4 ． 2 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ほぼ全域に分布する。畑川破碎帯以西では比較的広範囲に分布し、西隣の「川俣」図幅地域では径数 km 以上の範囲を占めている。本図幅地域内では飯館村沼ノ平及び葛尾村関下に比較的広範に分布している。本岩は周囲の花崗岩質岩類によって貫入され (第 53 図) ししばしば混成岩的な様相を呈する。また斑状斜長石が散在する場合も多い。鏡下では、第 54-a 図に示すように、比較的自形性の良い斜長石と、その間を充填するポイキリティック組織の石英が特徴的である。石英と同様に、カリ長石や黒雲母のポイキリティックな粗粒結晶が分布する場合もある (第 54-b 図) 。

細粒角閃石黒雲母閃緑岩の源岩や成因については未だ解明できてはいないが、前述の「川俣」図幅地域の場合には、細粒角閃石黒雲母閃緑岩分布域の中心において斑れい岩と漸移関係にあることが分かっている。したがって、細粒角閃石黒雲母閃緑岩のうち少なくとも一部は斑れい岩を源岩としている。

． 新 第 三 系

(柳沢幸夫・山元孝広)

本図幅地域の新第三系は、名取層群下部 (塩手層及び天明山層)、湯長谷層群下部 (五安層及び水野谷層)、及び仙台層群 (亀岡層・竜の口層・向山層及び大年寺層) からなる (第 55 図)。また、このほか前期中新世又は中期中新世の玄武岩及び安山岩の貫入岩が分布する。

． 1 塩手層 (Sc, Sl, Ss)

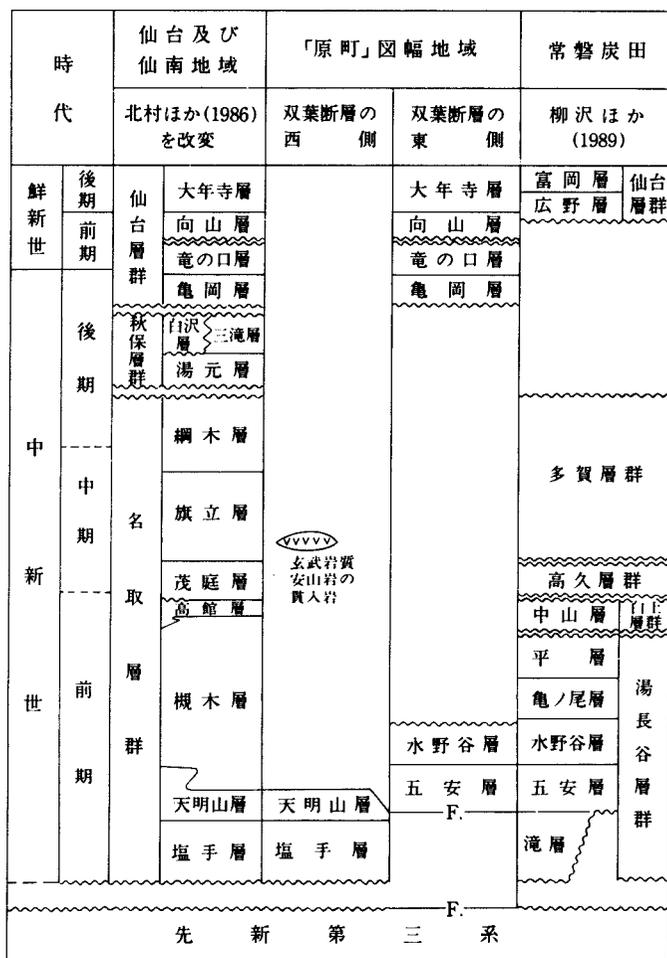
地層名 本報告では、北村ほか (1955) の定義に従って、先新第三系を不整合に覆い、かつ天明山層を構成する火砕岩の下位にある非火砕岩質堆積物を塩手層と呼ぶ。藤田・辻川 (1960) の「塩手層群」も同義である。本層の名称は元来、徳永・大塚 (1930) の「塩手層群」に由来するが、これは本報告の塩手層、天明山層及び槻木層を合わせたものに相当する。なお、矢部 (1935) の「塩手層群」、Yabe and Hatai (1941) の“ Siote beds ” は、徳永・大塚 (1930) の「塩手層群」に等しい。

模式地 福島県相馬市山上^{しおてやま}の塩手山西方の宇田川沿い (北隣「相馬中村」図幅地域内) 。

分布・構造 本層は主として双葉断層の西側に沿った幅 1km 以下の帯状の地域に分布する (第 56 図)。分布の南限は本図幅地域中央の小高町タラ谷地付近である。

またこの主分布域から谷状の凹地 (化石谷) を埋積した分布域が 2 本西方に向かって延びている。

一つは本図幅地域北端の北川沿いの分布域で、これは北隣の「相馬中村」図幅地域内にまで延びて、少なくとも八木沢峠付近まで連続する。谷幅は 200-500m で、ところどころに支谷がある。この化石谷を北川 - 上真野川化石谷と呼ぶ。



第55図 「原町及び大甕」図幅地域における新第三系の層序と対比

F. : 断層

もう一つの化石谷は水無川に沿うもので、断片的ながら原町市助常の西方まで追跡できる。化石谷の幅は助常付近で300m程度あり、東森付近で100m程度に狭まるが、これより下流では再び広がって、双葉断層付近では約2kmとなっている。この化石谷を水無川化石谷と呼ぶ。

塩手層は全体として東に緩く(4°以下)傾いている。

層序関係 先新第三系基盤岩を不整合に覆う。水無川化石谷では、化石谷を埋積する礫岩が谷壁で基盤に対してアバットする露頭が数か所で観察できる(第57図 Loc.1, 2)。また本層の上部の砂岩も、凹凸のある不整合面で基盤の花崗岩質岩に接している(第57図のLoc.3; 第58図)。

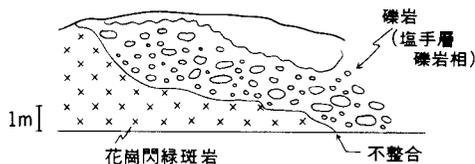
本層は天明山層とは模式地では整合の関係にあるが、本図幅地域内では断層関係にある。

層厚 正確には不明であるが、最大100m程度と見積られる。

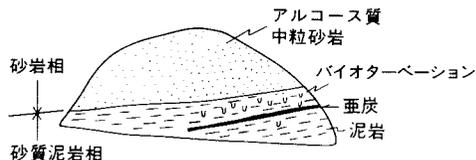
岩相 本層は礫岩相(Sc)、泥質砂岩相(Sl)及び砂岩相(Ss)の三つの層相から構成される(第59図)。

礫岩相(Sc)は、巨-中礫大の亜円礫からなる礫支持(clast-supported)の礫岩で、基質は花崗岩質の粗-極粗粒砂岩からなる(第60図)。一般に塊状であるが、粒径の変化から1-2m間隔の成層構造が認められ、

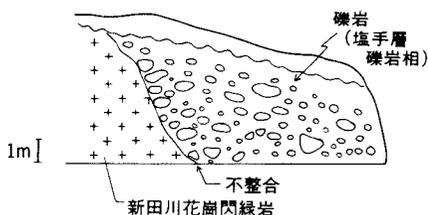
Loc.1 東森(水無川河床)



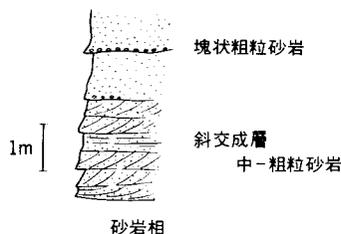
Loc.5 滝西方(道路沿い)



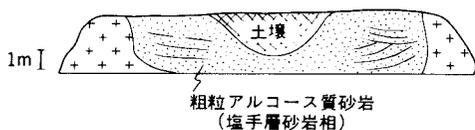
Loc.2 高の倉ダム上流



Loc.6 宮下北方



Loc.3 深沢林道(大谷地)



第 57 図 塩手層の露頭．位置 (Loc. No.) は第 56 図に示す

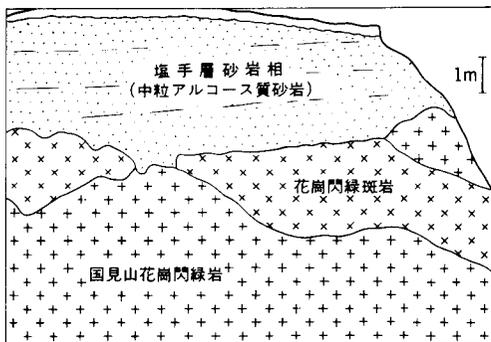
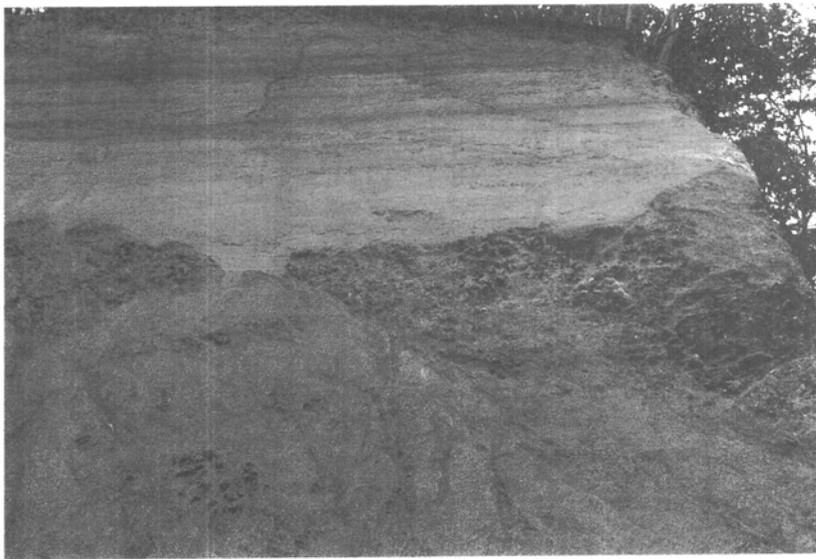
られ、礫のインプリケーションが発達する場合もある．またまれに斜交層理を持つ厚さ 1m 以下の砂岩層を挟む場合がある．礫種は、花崗岩質岩、相馬古生層由来の砂岩・頁岩、助常変成岩類などである．

礫岩相は、北川 - 上真野川化石谷及び水無川化石谷を埋積して分布する．礫の最大粒径は東に向かって減少する（第 56 図、ただし水無川化石谷では東森付近で局所的に径が大きくなる）．また砂岩層の斜交層理から推定される古流向は北ないし東である．

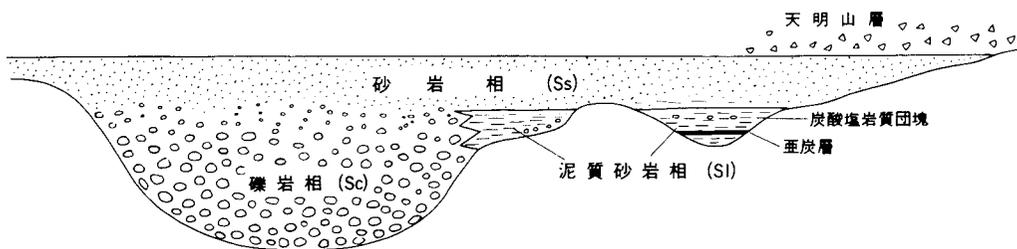
礫岩相は、泥質砂岩相とは同時異相の関係にあり、砂岩相に整合に覆われる．本相は岩相及び分布の特徴から、化石谷を埋積した河川性堆積物であると判断できる．また礫径が東へ向かって減少すること、及び古流向は、本相を作った河川の流が西から東へ向かって流れていたことを示す．

泥質砂岩相 (S1) は、淘汰の悪い泥質の暗灰色細粒砂岩ないし泥岩からなる．本相は、双葉断層に沿って原町市宮下、大谷地、滝及び八重米坂付近に分布する．宮下では本相は塊状の雲母質泥質細粒砂岩からなり、炭酸塩岩質の団塊を挟む．大谷地から八重米坂にかけての地域では、本相は亜炭質の不淘汰な泥質細粒砂岩と、バイオターベーションの発達した石英質の細粒砂岩からなり、厚さ 5cm 以下の亜炭層を挟む（第 57 図 Loc. 5）．また基盤にアバットする近くでは、基盤に直接由来する花崗岩類の角礫からなる礫岩層が挟まる．なお北隣「相馬中村」図幅地域内の鹿島町蕨跡付近では本相より海生貝化石が産する．

本相は礫岩相とは同時異相の関係にあり、砂岩相に覆われる（第 57 図 Loc. 5）．本相は分布が断片的で



第58図 塩手層基底の不整合
(原町市滝西方、位置は第56図に示す)



第59図 塩手層の模式層相断面図

あること、及びその堆積相からみて、小規模な谷状の凹地を埋積した内湾の堆積物であると考えられる。

砂岩相 (Ss) は、斜交層理の発達した固結度の低いアルコース質の黄灰色の粗 - 中粒砂岩からなる (第57図 Loc. 6)。淘汰は良好である。斜交層理は数10cm オーダーのトラフ型ないしプラナー型で、古流向は北ないし北東を向く。

本相の分布域は、宮下北方と、大谷地から八重米坂にかけての地域に認められる。本相は礫岩相及び泥質砂岩相の上位に位置するが、オーバーラップして基盤を直接覆うところも多い (第57図 Loc. 3; 第58



第60図 塩手層の礫岩相 (Sc)。(原町市東森水無川沿い。第56図 Loc. 1)
ハンマーの長さは32.5cm

図)。本相は浅海成の砂岩である。

化石 本図幅地域内では化石は産出していないが、北隣「相馬中村」図幅地域内の本層からは、*Vicarya yokoyamai* TAKEYAMA, *Siratoria siratoriensis* (OTUKA) などの数種の海生貝化石（北村ほか，1955；藤田・辻川，1960 ほか），及び *Liquidamber* などを含む塩手植物化石群（鈴木，1963）が産出する。

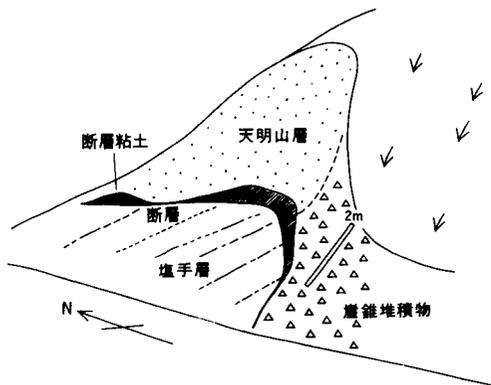
年代・対比 本層は、後述するように五安層より下位にあること，及び *Vicarya* を含む亜熱帯性の貝化石群や暖 - 亜熱帯性の植物を含む塩手植物群を産することから，常磐炭田地域の滝層に対比できる（鈴木，1963；第55図）。滝層の時代は微化石層序及び放射年代から前期中新世の後期（18-19Ma）と推定されており（柳沢ほか，1989），塩手層の年代もこれとほぼ同じと判断できる。

.2 天明山層 (Te)

地層名 本層は本図幅地域北方の「相馬中村」図幅地域に広く分布する玄武岩及び安山岩岩質火砕岩を主体とする地層で，従来，「天明山火砕岩層」(菅野，1955)，「天明山集塊岩層」(北村ほか，1955)，「霊山層天明山火砕岩部層」(藤田・辻川，1960) 及び「天明山層」(藤田ほか，1988) と呼ばれてきた。本図幅地域内からはこれまで本層の分布は知られていなかったが，今回の調査で，双葉破砕帯内にその相当層の玄武岩質火砕岩が見いだされた。

模式地 本図幅地域北方「相馬中村」図幅地域内の宮城県伊具郡丸森町，天明山北東の雉子尾川上流地域（藤田ほか，1988）。

分布 本層は，原町市片倉付近及び同市北屋敷南方の双葉破砕帯中に，分布の東西両縁を断層によって



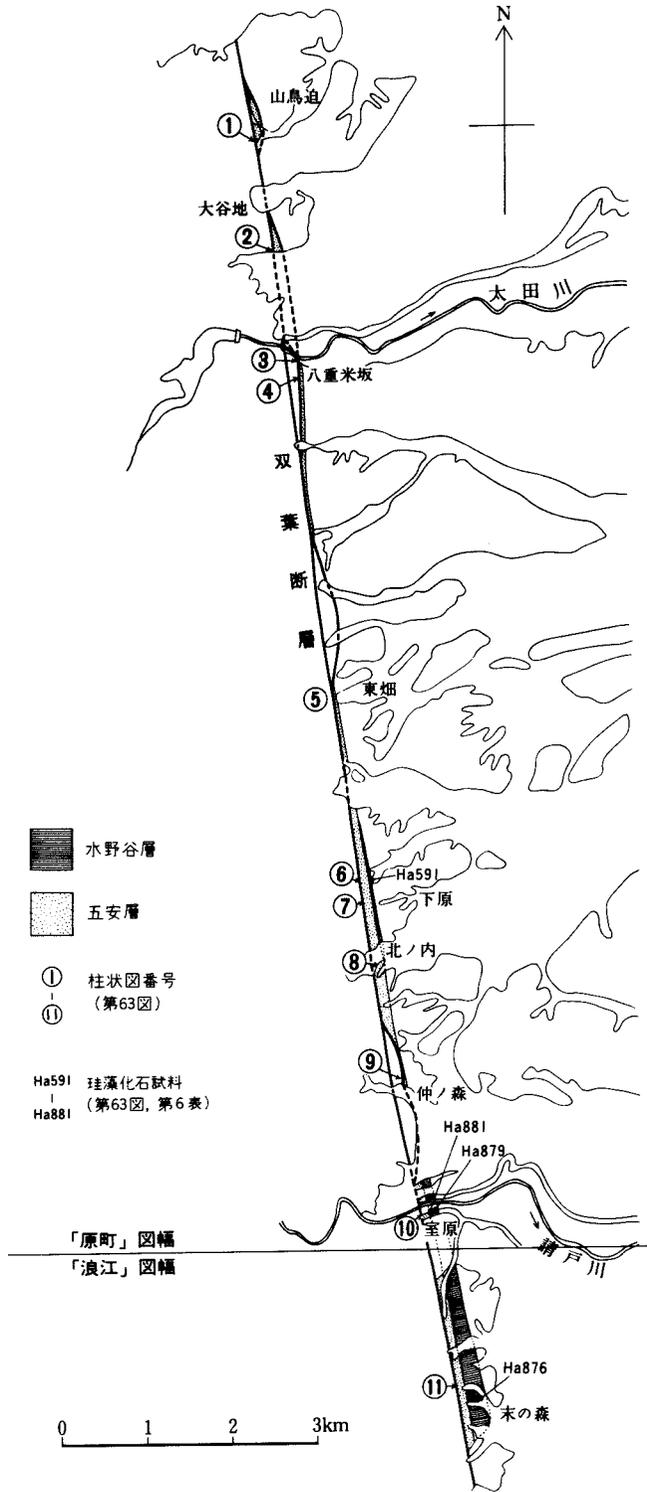
第61図 双葉断層で接する天明山層と塩手層(原町市片倉南方,位置を第97図に示す).
断層面の走向はN15°Wで露頭面の走向とほぼ一致し,高角で東に傾斜している.ただし,断層が崖錐堆積物を切る部分では,断層面の走向が一定しない.西落ち斜面の基部に断層が存在するが,層序関係からは東落ちの変位が推定される.断層粘土中にまも水平なスリッケンサイドが発達していることを重視すると,当断層は横ずれ変位が卓越していたと考えることができる

断たれた,南北に延びるレンズ状地質体として分布する(第56図).

層序関係 本層は断層に囲まれて分布が独立しているため,本図幅地域において上下層との層序関係は直接観察できない.模式地の本層は下位の塩手層を整合に覆い,金山層に整合(一部指交関係)に被われる(北村ほか,1955;藤田・辻川,1960).本図幅地域でも本層は東落ちの双葉断層で西側の塩手層と接しており(第61図),元来は整合関係にあった可能性が強い.

層厚 原町市片倉付近では,露頭で確認できる限りで25m前後の層厚をもつ.

岩相 本層は玄武岩質火砕岩を主体とし,砂岩・シルト岩をわずかに挟んでいる.火砕岩は再堆積物と降下堆積物の互層からなり,ともによく発泡したかんらん石玄武岩の岩片から構成される.再堆積物は淘汰及び岩片の円磨のよい火山円礫岩・火山砂岩で良く成層している.降下堆積物はスコリア火山礫凝灰岩と火山豆石凝灰岩の互層からなり,火山豆石を含むことからマグマ水蒸気爆発の産物と考えられる.



第62図 五安層及の水野谷層の分布

3. 五安層 (Go)

地層名 中村 (1913) の「五安砂岩層」、徳永 (1927) の「五安層」による。

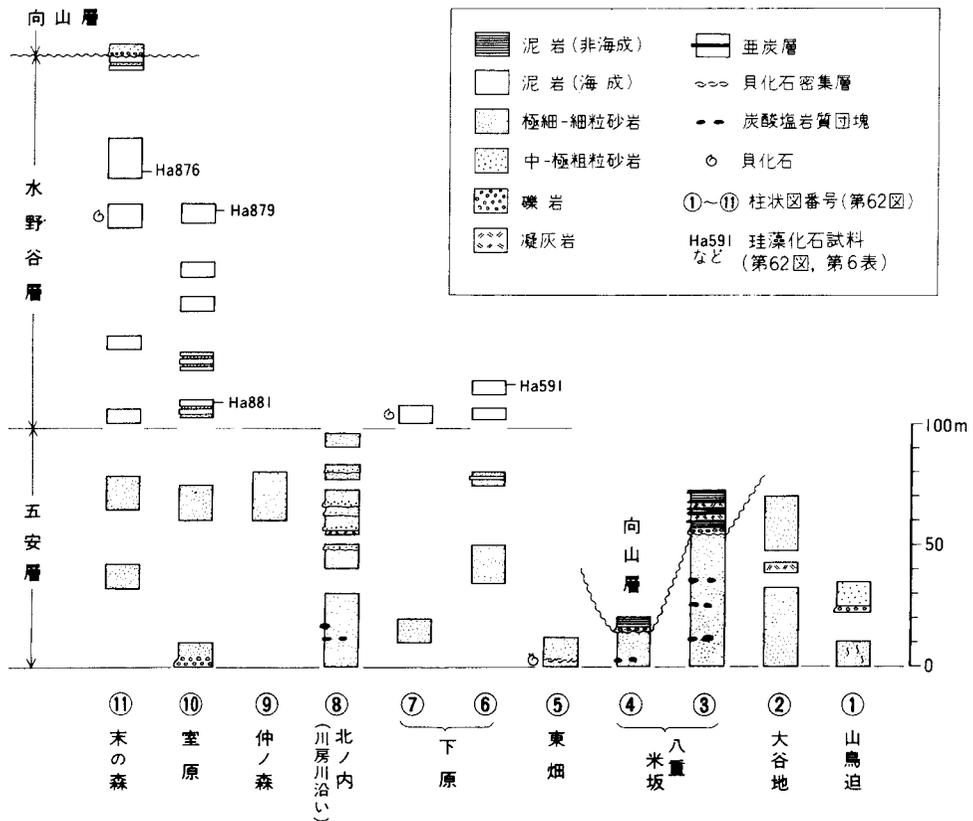
模式地 福島県いわき市五安付近 (「平」図幅地域内)。本図幅地域内では小高町北ノ内付近の川房川沿いに模式的な露頭がある。

分布・構造 本層は双葉断層の東側の急傾斜帯に沿って原町山鳥迫西方から、南隣「浪江」図幅地域内の末の森付近まで、幅 100m 以下の狭長な帯をなして分布する (第 62 図)。地質構造は、走向が双葉断層に平行で、東に 50° - 80° の角度で傾斜する。

層序関係 本層の下限は双葉断層に切られているため、下位層との直接の層序関係は確かめられない。しかし、本層は、原町市八重米坂付近で西側の天明山層と東落ちの断層で接するので、天明山層より上位に位置するものと推定できる。上位の水野谷層とは整合である。また鮮新統の向山層に不整合に覆われる。

層厚 露出する限り最大 100m である。

岩相 本層は主として雲母質でバイオターベーションの発達した塊状細粒砂岩からなり、炭酸塩岩質団塊を含む。また一部では礫岩や粗粒砂岩を挟む (第 63 図)。



第63図 五安層及び水野谷層の柱状図

化石 小高町東畑では貝化石密集層が発達し，ここから第5表に示す貝化石が産出した．

年代・対比 本層の年代は前期中新世の後期である（柳沢ほか，1989）．

第5表 五安層及び水野谷層産の貝化石(同定：佐藤喜男技官)
産地は地質図に示す

Ha 579 (五安層)
1. <i>Glycymeris</i> sp. cf. <i>G. cisshuensis</i> MAKIYAMA
2. <i>Dentalium</i> sp.
3. <i>Turritella</i> sp.
Ha 599 (水野谷層)
1. <i>Lucinoma</i> sp.
2. <i>Teredo</i> sp.
3. <i>Dentalium</i> sp.

第6表 水野谷層産の珪藻化石(同定：柳沢幸夫). 位置は第62図,
層準は第63図に示す

地 層 サンプル	水野谷層			
	Ha 591	Ha 881	Ha 879	Ha 876
<i>Actinocyclus</i> sp. cf. <i>A. ingens</i>	—	1	4	2
<i>A. octonarius</i>	2	—	—	—
<i>Actinoptychus senarius</i>	4	23	2	24
<i>A. splendens</i>	3	—	—	—
<i>Adoneis pacifica</i>	—	—	2	—
<i>Aulacosira</i> spp.	2	6	4	—
<i>Azpeitia endoi</i>	2	—	—	—
<i>Cocconeis californica</i>	2	—	—	—
<i>C. spp.</i>	1	—	—	—
<i>Coscinodiscus lewisianus</i>	—	—	1	—
<i>C. marginatus</i>	3	3	1	—
<i>Hemiaulus bipons</i>	+	—	—	—
<i>Ikebea tenuis</i>	10	—	1	—
<i>Kisseleviella carina</i>	4	—	1	—
<i>Paralia sulcata</i>	6	9	7	1
<i>Rhizosolenia styliformis</i>	—	1	—	—
<i>Stephanogonia hanzawae</i>	2	—	—	—
<i>Stellarima</i> sp.	—	23	26	10
<i>Stephanopyxis</i> spp.	8	31	11	30
<i>Thalassionema nitzschioides</i>	—	3	2	8
<i>Thalassiothrix longissima</i>	1	—	1	—
Total numbers of valves counted	50	100	63	75

. 4 ^{みずのや} 水野谷層 (Mz)

地層名 中村 (1913) の「水野谷頁岩砂岩層」, 徳永 (1927) の「水野谷層」による。

模式地 福島県いわき市水野谷付近 (「平」図幅地域内)。本図幅地域内では, 浪江町室原付近に比較的よく露出する。

分布・構造 本層は双葉断層の東側の急斜帯に沿って, 小高町下原付近, 及び浪江町室原から南隣「浪江」図幅地域内の末の森にかけて分布する。走向は双葉断層に平行で, 東に 40° - 60° 傾斜する。

層序関係 五安層から整合に漸移する。鮮新統の向山層に不整合に覆われる。

層厚 下原で約 20m, 室原 - 末の森で約 150m である。

岩相 本層はやや硬質の青灰色泥岩を主とし, これに青灰色の細 - 粗粒砂岩 (1m 以下) を挟む。

化石 下原及び末の森地域から貝化石が産出した (第 5 表)。また第 6 表に示す珪藻化石が産出する。

年代・対比 本層は, 低緯度珪藻化石帯区分 (Barron, 1985) の *Denticulopsis nicobarica* Zone に対比され, その年代は前期中新世の後期である (柳沢ほか, 1989)。

. 5 新第三紀貫入岩類 (In)

本図幅地域内の先新第三系及び塩手層中にはいくつかの貫入岩体が存在する。貫入岩体はその岩質から, 1) かんらん石玄武岩, かんらん石単斜輝石玄武岩で, 天明山層の玄武岩に類似するタイプ, 2) かんらん石単斜輝石古銅輝石玄武岩質安山岩で, 斑晶量が乏しく, 特に斜長石斑晶をほとんど欠くタイプの二種類に分類できる。

1) のタイプは天明山層の主分布地域 (北隣の「相馬中村」図幅地域) に近い本図幅地域北部に点在している。その多くが幅 1m 未満の岩脈で, 地質図上ではその大部分を省略した。ただし, 原町市北屋敷北方のものはストック状で地質図上にその分布を示してある。いずれの岩体も地下浅所で固結したらしく, 発泡が認められ, 一部では火道角礫岩も存在する。火道角礫岩は野手上山の南西 1km の林道の切り割りで見観察され, やや発泡した玄武岩岩片, 火山弾, 異質岩片 (花崗岩) からなる火山角礫岩が花崗岩に対しほぼ垂直に接している (第 64 図)。壁岩の花崗岩中には, 火山角礫岩から延びる火山碎屑脈が存在し, 両者の関係は単なる不整合ではなく, 貫入関係と判断できる。

2) のタイプは, 野手上山に径約 1km のストック状の貫入岩体として分布する。この岩体は周藤ほか (1986), 一ノ瀬ほか (1986) の野手上山高マグネシア玄武岩で, SiO_2 量に比較して MgO 量が高いこと, 比較的 CaO 量が低く, Ni , Cr 量が高いことなどの特徴が明らかにされている。今回得られた野手上山の貫入岩体の K-Ar 年代 (全岩) は $13.4 \pm 0.7\text{Ma}$ で (第 7 表), 天明山層の火山活動の年代 (17-15Ma) より明らかに若い年代を示している。更にこの年代は西南日本の高マグネシア安山岩を含む瀬戸内火山岩類の噴出年代 (14-12Ma) とよく一致している。

岩石試料の記載

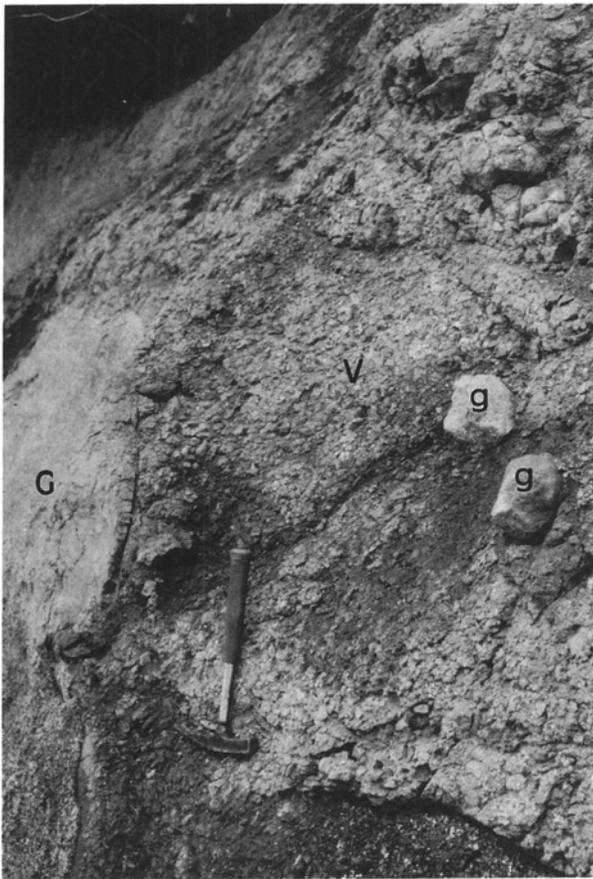
かんらん石単斜輝石古銅輝石玄武岩質安山岩 (K-Ar 測年試料; 第7表) GSJ R46718

産地: 相馬郡飯館村野手上山

産状: 貫入岩体

化学組成: 当貫入岩体は, 石基組織の異なる $SiO_2=52-53\%$ の玄武岩と $SiO_2=54-55\%$ の安山岩からなることを周藤ほか(1986)が明らかにしているが 鏡下の特徴は当試料が後者に属することを示している.

鏡下の特徴: 斑晶は少量のかんらん石 (3.4-0.5 mm)・単斜輝石 (1.8-0.3 mm)・古銅輝石 (2.0-0.4 mm)・斜長石 (1.0-0.4 mm) からなる. 石基は填間状で, トラキティック組織が著しい. 構成鉱物は斜長石・単斜輝石・古銅輝石・かんらん石・鉄鉱・燐灰石である.



第 64 図 白亜紀花崗岩類 (G) に貫入する火道角礫岩 (V)

(野手上山南西 1 km の林道切り割り). 火道角礫岩は, やや発泡したかんらん石単斜輝石玄武岩質火山礫及び火山弾と, 壁岩に由来する花崗岩の異質岩片 (g) で構成され, 細粒物に乏しく淘汰がよい

第 7 表 新第三紀貫入岩類の K-Ar 年代値 岩石名: かんらん石単斜輝石古銅輝石玄武岩質安山岩. 産地: 福島県相馬郡野手上山. 試料位置は地質図に示す. 測定: Teledyne Isotopes 社

試料登録番号	測定対象	K (%)	^{40}Ar rad (10^{-5} scc/g m)	^{40}Ar rad (%)	年代 (Ma)
GSJ R 46718	全岩	0.71	0.039	33.3	13.4 ± 0.7
		0.72	0.036	35.4	

. 6 亀岡層 (Km)

地層名 岩井 (1949) の「亀岡層」による。

模式地 宮城県仙台市亀岡付近の広瀬川右岸崖 (「仙台」図幅地域内)。

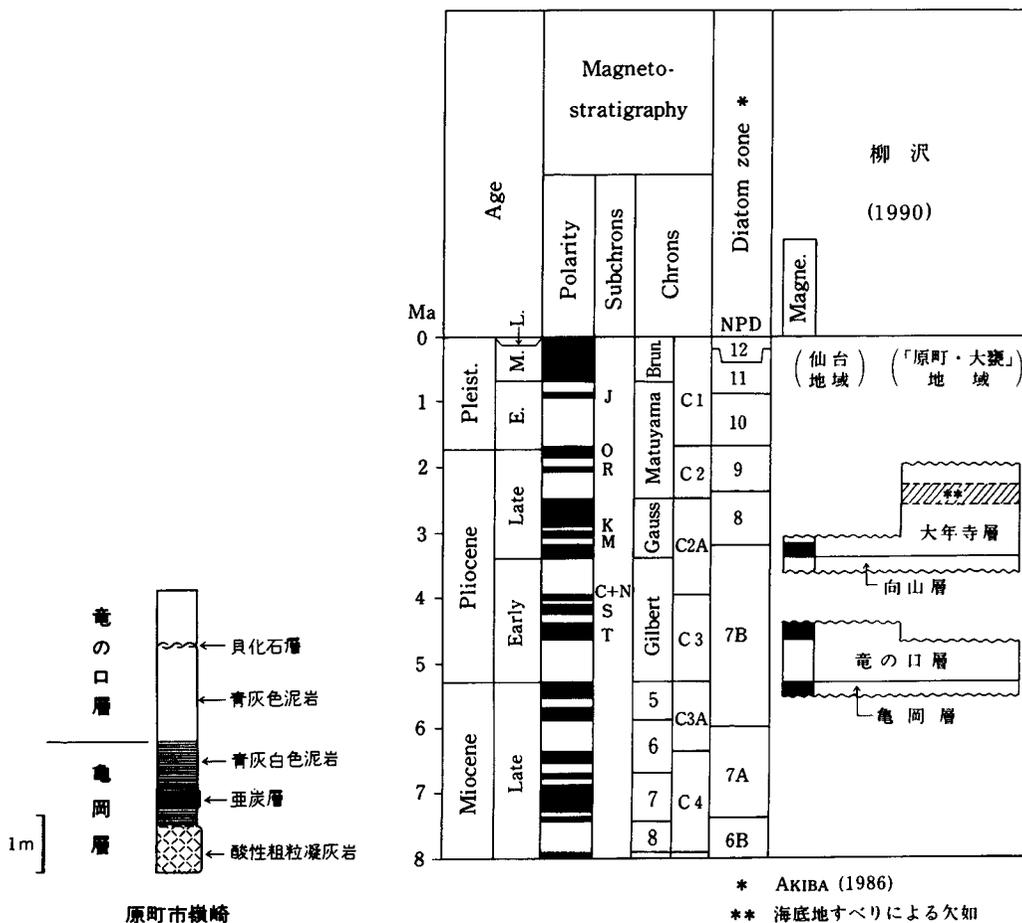
分布・構造 本層は原町市嶺崎付近にわずかに分布するのみである。走向は南北で東に 15° 傾く。

層序関係 ジュラ系相馬中村層群の朽漣層を不整合に覆う。上位の竜の口層に整合に漸移する。

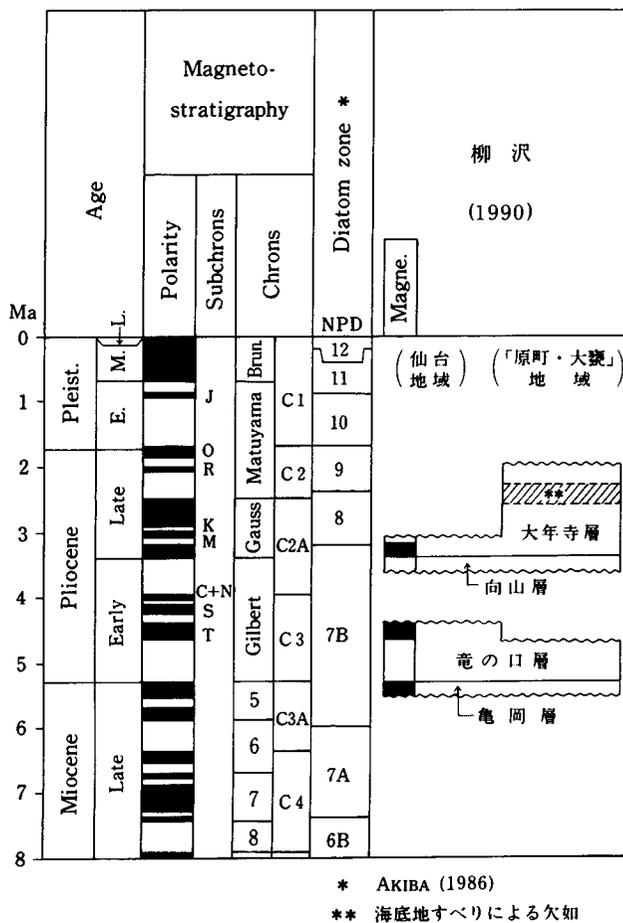
層厚 約 10m。

岩相 青灰色の泥岩を主とし、亜炭層及び酸性凝灰岩を挟む (第 65 図)。

年代・対比 模式地の亀岡層は古地磁層序の Epoch 5 の上部に相当し、その年代は後期中新世末 (5.5 - 5.3Ma) である (第 66 図; 柳沢, 1990)。



第65図 亀岡層及び竜の口層の柱状図



第66図 仙台層群の珪藻化石層序と古地磁気層序 (柳沢, 1990 による)

. 7 竜の口層(Tt)

地層名 岩井(1949)の「龍ノ口層」による。

模式地 仙台市竜ノ口溪谷(「仙台」図幅地域内)。

分布・構造 本層は原町市北関ノ内、嶺崎、中居及び山鳥迫の4か所に断片的に分布する。北関ノ内及び嶺崎では東に15°の角度で傾斜する。中居及び山鳥迫ではほぼ水平である。

層序関係 嶺崎では亀岡層を整合に覆う。残りの3か所ではジュラ系の相馬中村層群を不整合に覆う。

層厚 約10m。

岩相 北関ノ内及び嶺崎では本層は内湾生の貝化石を含む塊状の泥岩よりなる。一方、中居では本層は基盤の板窪層分布域の中に孤立して分布し、主にバイオターベーションの発達した泥質細粒砂岩からなる。また山鳥迫では、淘汰の悪い細粒砂岩と凝灰質泥岩からなる。

化石 北関ノ内及び嶺崎から貝化石が産出する(第8表)、また内湾生種を主とする珪藻化石が産出する

第8表 竜の口層及び大年寺層産の貝化石(同定:佐藤喜男技官)
産地は地質図に示す。Aは10個体以上産出した種を示す

Ha 497 (竜の口層)

1. *Callithaca adamsi* (REEVE)
2. *Macoma* sp.

Ha 739 (竜の口層)

1. *Scapharca* sp.
2. *Mizuhopecten* sp. cf. *M. yessoensis* JAY
3. *Cyclocardia* sp. cf. *C. ferruginea* (CLESSIN)
4. *Clinocardium* sp. cf. *C. buellowi* (ROLLE) A
5. *Clinocardium* sp. cf. *C. hataii* (HAYASAKA)
6. *Pitar* sp.
7. *Callithaca adamsi* (REEVE) A
8. *Macoma tokyoensis* MAKIYAMA A
9. *Littorina (Ezolittorina) squalid* BRODERIP et SOWERBY A
10. *Mitrella* sp.
11. *Turboniella* sp.
12. *Bittium* sp.
13. *Cerithium* sp.
14. *Turricula* sp.

Ha 375 (大年寺層)

1. *Mercenaria* sp. cf. *M. yokoyamai* (MAKIYAMA) A
2. *Glycymeris* sp. cf. *G. yessoensis* (SOWERBY)

Ha 900 (大年寺層)

1. *Mya japonica* A. ADAMS
-

(柳沢, 1990).

年代・対比 本層は Akiba (1986) の北太平洋珪藻化石帯区分の *Neodenticula kamschatica* Zone (NPD 7B) の下部に相当する (柳沢, 1990). 模式地の竜の口層は, 古地磁気層序の Epock 5 の最上部から Gilbert Epock の下部に当たり, その年代は後期中新世末から前期鮮新世の前期 (5.3-4.4Ma) である (第66図; 柳沢, 1990).

むかいやま
8 向山層 (Mk, Mks)

地層名 柴田 (1953) による HAYASAKA (1956) の "Otagawa Formation", 江口・鈴木 (1960) の「太田川層」, 及び東北農政局計画部 (1979) の「竜の口層 a 層」は本層に相当する (第67図).

模式地 仙台市向山北方の広瀬川沿いの崖. 本図幅地域内では, 原町市片倉の太田川沿い及び小高町北ノ内の川房川沿いに比較的良好な露頭がある.

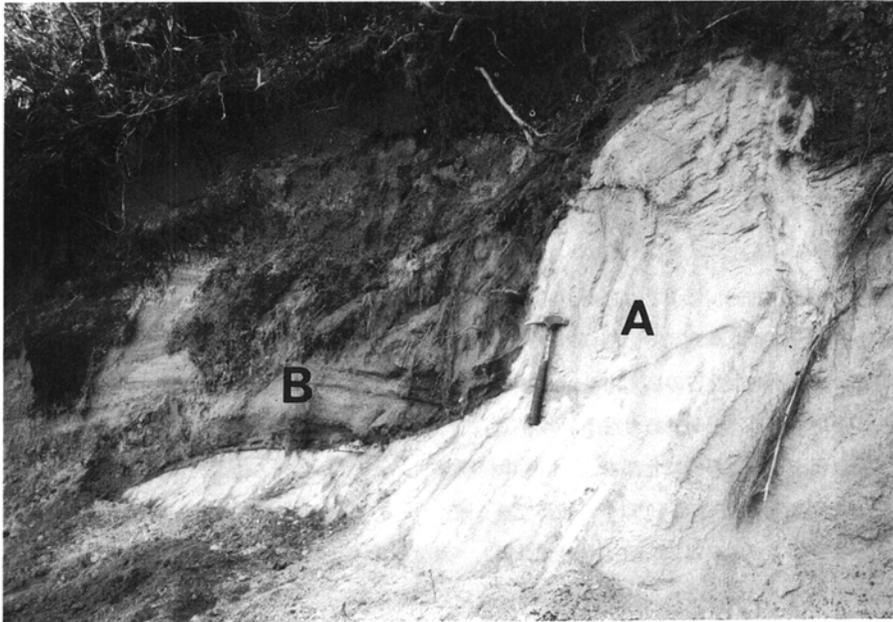
分布及び構造 本図幅地域北部では, 相馬中村層群 (ジュラ系) の作る山地の東縁に沿って分布する. ここでは走向は南北で, 東に 10° 以下の傾斜で緩く傾く. 一方, 本図幅地域南部では, 双葉断層の東側に沿って分布する. ここでは東に 20° - 80° の角度で傾斜し, 双葉断層に近づくほど急傾斜となる. また, 太田川, 羽倉及び下原付近では, それぞれ南北性の軸を持つ不明瞭な褶曲構造が認められる.

層序関係 本図幅地域北部では, 本層は相馬中村層群を不整合に覆う (第68図). 一方, 太田川以南では, 本層は五安層又は水野谷層を不整合に覆う (第69図). 本図幅地域内では, 本層と竜の口層とは直接分布域が接しないが, 周辺地域における仙台層群の層序からみて, 両層は不整合関係にあると判断できる. 上位の大年寺層とは整合である.

層厚 本図幅地域北部では層厚は約 80-90m である. 本図幅地域中央部の太田川沿いでは約 220m と厚くなるが, これより南方では再び薄くなり, 本図幅地域南端の浪江町室原の請戸川沿いでは約 80m となる.

仙 台 幅	岩 沼 幅	岩 沼 幅	角 田 幅	松川浦 周 辺	相馬市	原町市	原 町 幅	双葉郡	双葉郡	双葉郡	
北村ほか (1986)	北村・中川 (1982)	生出・藤田 (1975)	藤田ほか (1988)	北村ほか (1955)	菅野 (1955)	東北農政局 (1979)	久保ほか (1990) 本報告	HAYASAKA (1956)	江口・鈴木 (1960)	須貝ほか (1957) 竹谷ほか (1986)	
大年寺層	山下層	向山層	山下層	竜の口層	坂元砂岩層	竜の口層	大年寺層	Soma Group	相馬層群	富岡層	多賀層群
					中村泥岩層					b 層	富岡層
向山層	久保間層	向山層	久保間層	久保間層	萱倉層					a 層	向山層
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				

第67図 仙台層群の対比



第 68 図 向山層基底の不整合 (原町市嶺崎)

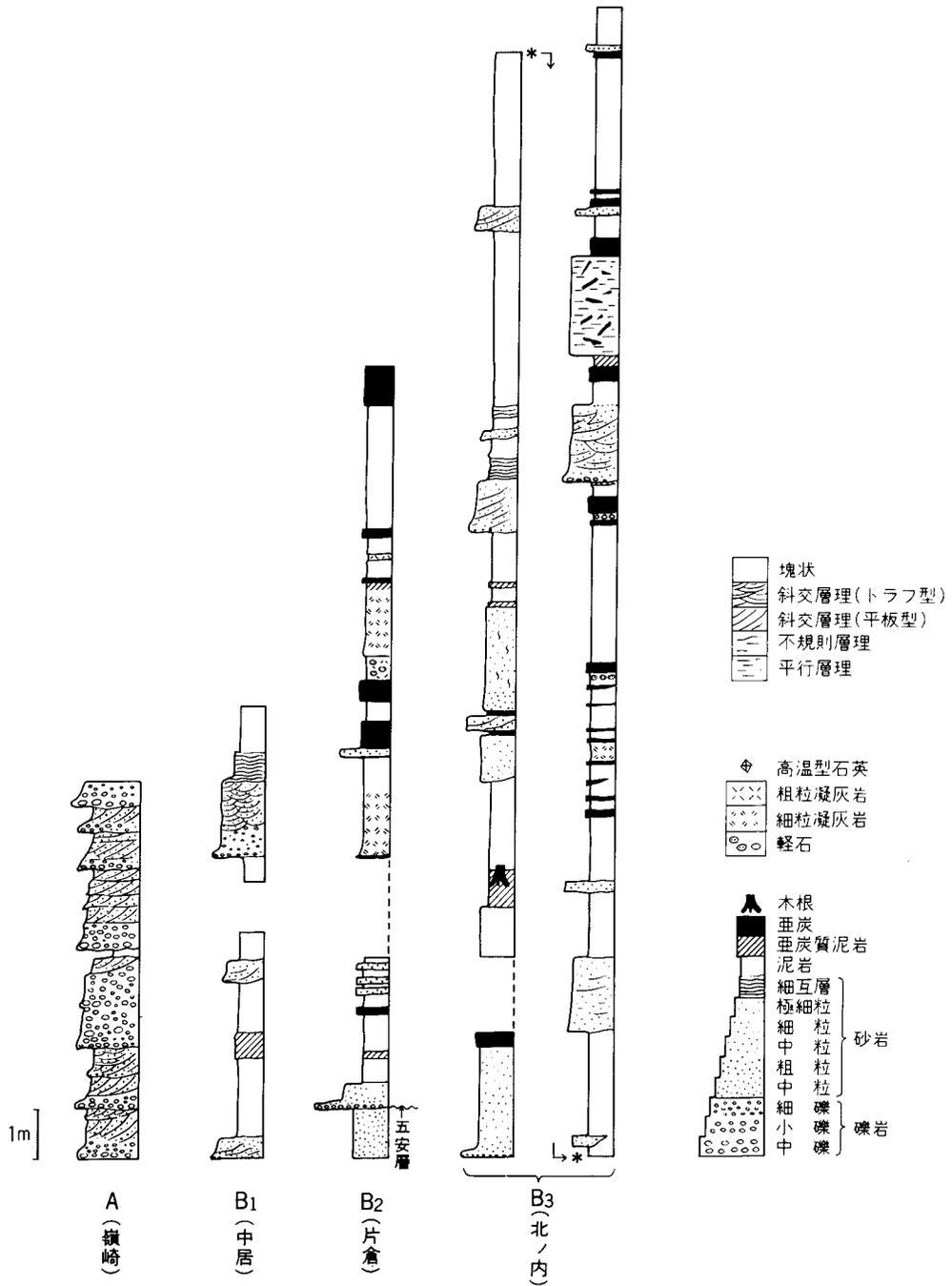
A : ジュラ系栃窪層 (粗粒アルコース質砂岩), B : 向山層 (礫質粗粒砂岩). ハンマーの長さは 32.5cm

岩相 本層は礫岩・砂岩・泥岩・亜炭及び凝灰岩からなるが、岩相の特徴から三つの層相、すなわち礫岩砂岩相、泥岩砂岩相及び石英質砂岩相に区別できる。このうち、石英質砂岩相 (Mks) は珪砂として採掘され、資源として重要なので、地質図では区分して表示した。

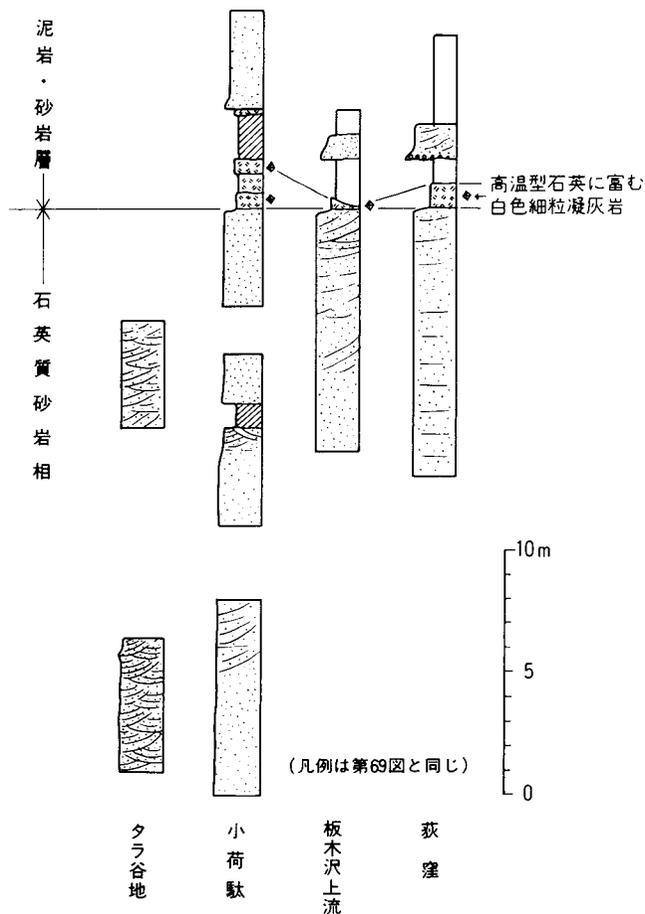
礫岩砂岩相は、インプリケーションの発達した中 - 小礫岩と、斜交層理のある粗 - 極粗粒砂岩のルーズな互層で、まれに数 10cm 以下の薄い泥岩を挟む (第 69 図 A)。礫は亜円礫で、礫種は花崗岩質岩、硬質の砂岩・頁岩及び玄武岩類などである。砂岩はルーズで、高温型石英に富み凝灰質である。この層相はその特徴から網状河川の堆積物と考えられる。

泥岩砂岩相は、厚さ数 10cm ないし 3-4m の青灰色泥岩と、厚さ数 cm ないし 1-2m の細 - 粗粒砂岩の互層であり、しばしば泥岩中に厚さ数 cm-50cm の亜炭層又は亜炭質泥岩を挟む (第 69 図 B₁-B₃)。また、まれに砂岩泥岩の細互層及び礫岩を挟む。泥岩は塊状で、炭質物の破片を含み、風化すると細角に割れる。砂岩はトラフ型斜交層理か又は不規則な層理が発達する。本相は、河川の後背湿地又は湿地帯に発達する小規模な池沼の堆積物である。

石英質砂岩相 (Mks) は、高温型石英に富む中 - 粗粒の凝灰質砂岩で、塊状又は平行・斜交層理が発達する (第 70 図)。固結度は低く、淘汰は極めて良好である。この層相の最上部にはほとんど石英のみからなる淘汰のよい砂岩 (厚さ 10-20m) が発達し、小高町タラ谷地から北釘野にかけての数か所で、珪砂として採取された。本層相は、海浜 - 砂州の堆積物であると考えられる。



第69図 向山層の礫岩砂岩相(A)と泥岩砂岩相(B₁-B₃)の柱状図

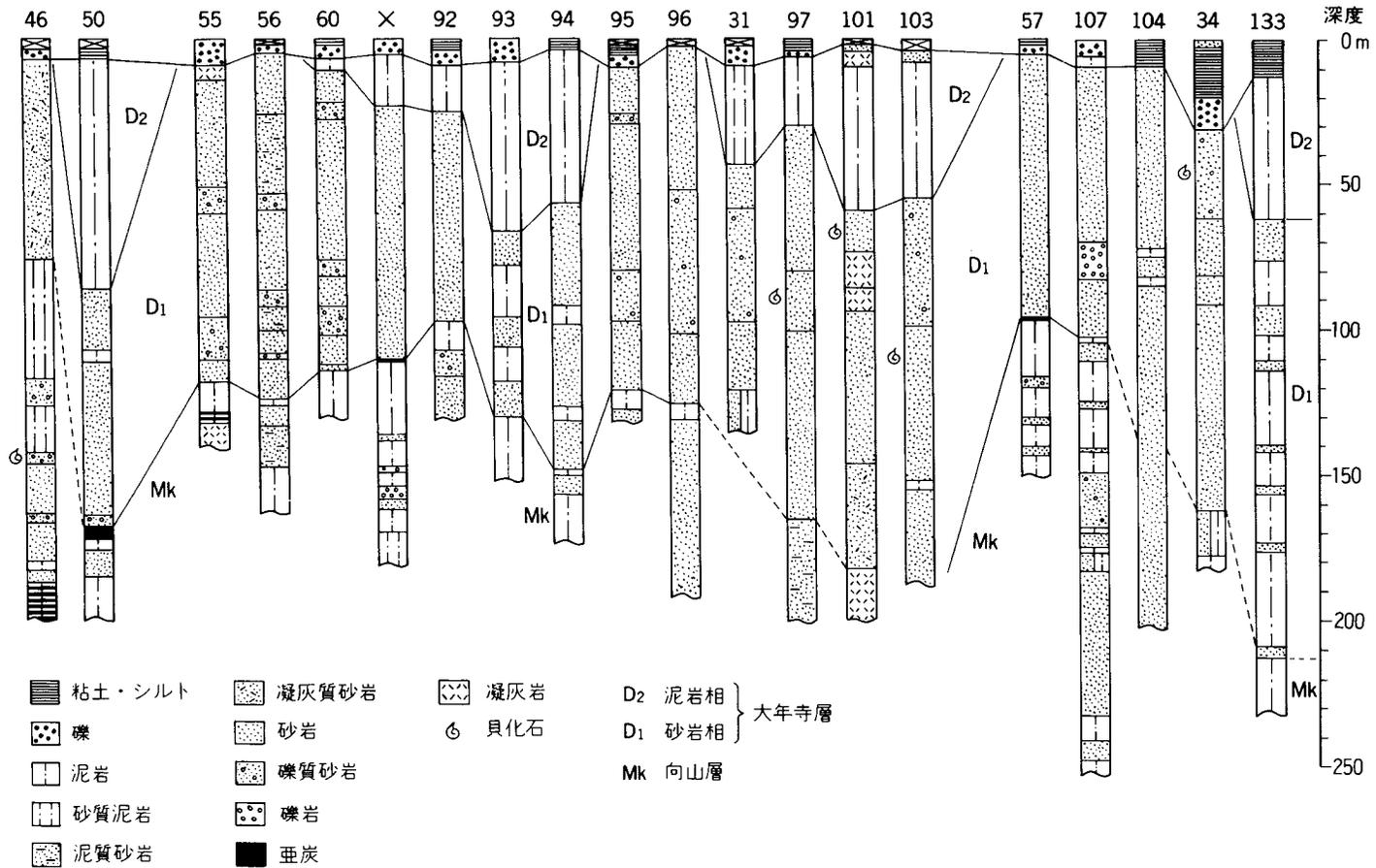


第70図 向山層の石英質砂岩相 (Mks) の柱状図
凡例は第69図と同じ

本図幅地域北部の原町市^{やしき}中屋舗及び山鳥追では、向山層の主体は礫岩砂岩層からなり、下部及び上部にわずかに泥岩砂岩相が発達する。一方、太田川以南の本図幅地域南部では、礫岩砂岩相はほとんど発達せず、本層は泥岩砂岩相と中部に挟まる石英質砂岩相とからなる。ただし石英質砂岩相は、小高町北釘野より南では尖滅する。

本層中には、数枚の白色ガラス質凝灰岩が挟在する。原町市片倉付近の太田川右岸では、本層最下部に厚さ1.2m 及び 1.8m の白色細粒凝灰岩が亜炭層の間に挟まる(第69図B₁)。また片倉北東の太田川左岸では、石英質砂岩相の上部から約5m 上位に白色細粒凝灰岩が3枚(厚さ1-3m)が挟在する。このうち上2枚は火山豆石を含むのが特徴である。このほか、小高町タラ谷地以南の石英質砂岩相の上限付近には厚さ1-2m の高温型石英に富む白色凝灰岩があり、鍵層として追跡できる(第70図)。

年代・対比 模式地の仙台地域における向山層は、古磁気層序の Gilbert Epock の最上部に相当し、そ



第71図 深井戸柱状図

数字は東北農政局計画部(1979)の井戸番号・Xは丸三製紙第一工場の井戸(森・池田, 1966).
位置は第94図に示す

の年代は、前期鮮新世末期（約3.7-3.4 Ma）である（第66図；柳沢，1990）。

9 大年寺層 (D₁, D₂, D₃, D₄)

地層名 岩井(1949)の「大年寺層」による。

HAYASAKA (1956) の“Ishikura Formation”と“Fujigai Formation”を合わせたもの、江口・鈴木(1960)の「富岡層」、東北農政局計画部(1979)の「竜の口層b層」と「竜の口層c層」を合わせたものは、本層に相当する(第67図)。

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

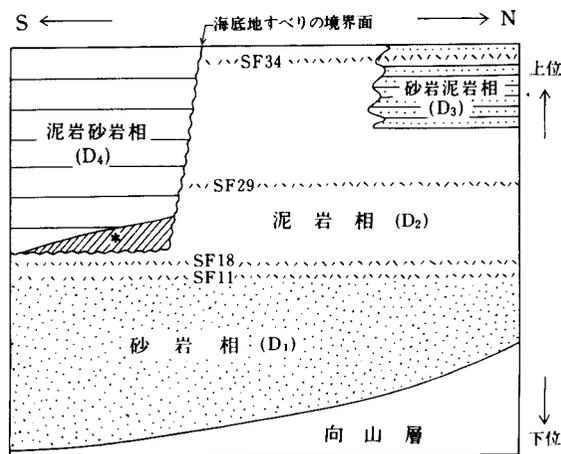
分布・構造 本層は双葉断層東側の丘陵地の大部分を占めて地表及び地下に広く分布する(第71図)。全体として1°以下の角度で、東又は東北東に緩く傾く。

層序関係 向山層を整合に覆う。向山層との境界は、向山層の上部の泥岩砂岩相から本層下部の海成細粒砂岩に移化するところとする。

層厚 上限は不明であるが、露出する限り、最大約180mの層厚を持つ。

岩相 本層は主として下部が砂岩から上部は泥岩からなる。また火山灰層(SF10-35, SF -)が多数挟在し良好な鍵層となる。本層の岩相は第72図及び第73図に示すように、下位より砂岩相(D₁)、泥岩相(D₂)、砂岩泥岩相(D₃)及び泥岩砂岩相(D₄)の四つの層相に区分できる。

砂岩相(D₁) は大年寺層の下部を占める海成砂岩で、HAYASAKA (1956) の“Ishikura Formation”及び東北農政局計画部(1979)の「竜の口層b層」に相当する。この層相は、黄灰色の塊状細粒砂岩を主体とする沿岸の砂質底の堆積物である。しばしば軽石片に富み、パイオターベーションが著しい。小高町及び



* 海底地すべりブロック

第72図 大年寺層の層相

SF 11, 18, 29, 34 は火山灰鍵層

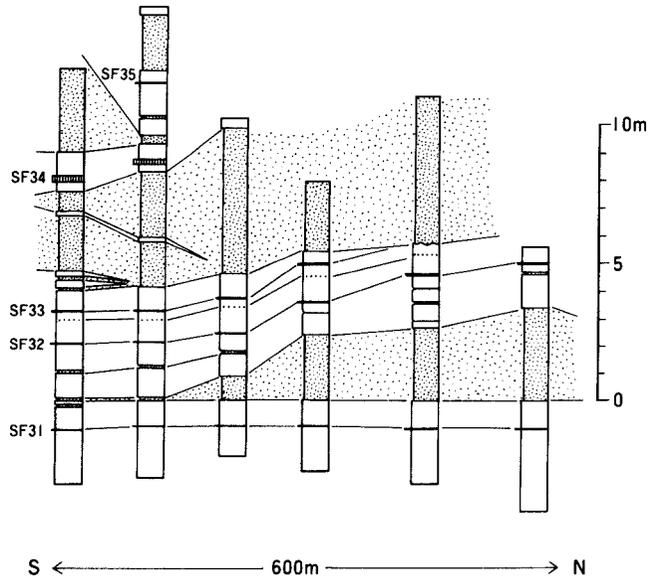


第74図 大年寺層下部の砂岩相(D₁)中の斜交層理の発達した粗粒砂岩
(小高町仲ノ森). ハンマーの長さは32.5cm

浪江町内の本相の下部には、層厚が最大10-15mで、トラフ型斜交層理の発達したルーズな粗粒ないし極粗粒砂岩層が発達する(第74図)。小高町神山西方では、こうした粗粒砂岩層中に異地性の貝化石が密集して産する。本相の層厚は北部で薄く(約70m)、南部で厚い(約180m)。

泥岩相(D₂)は、大年寺層の上部の大部分を占める海成の泥岩層で、下位の砂岩相(D₁)とは火山灰層SF11付近で境される。この層相は、緑青灰色の塊状泥岩からなり、まれに厚さ数-数十cmの薄い砂岩を挟む。本相の下部ではバイオターベーションが著しく、岩質はやや砂質である。層厚は本図幅地域北部では75m、中部では50m程度であるが、南部では海底地すべりのため本相上部の大部分が失われ層厚は10数mしかない。

砂岩泥岩相(D₃)は、本図幅地域北部の新田川以北にのみ分布する層相で、大年寺層上部の火山灰層SF31の数m上位からSF35にかけての層準に発達する。火山灰層の対比から本相と泥岩相(D₂)の上部とは同時異相であることが分かる(第73図)。本相は厚さ数cm-数mの膨縮の著しいルーズな中-粗粒砂岩と、厚さ数十cm-数mの泥岩との互層からなる。一つ一つの砂岩単層は巨視的にはレンズ状の断面を持ち、数100m-千数100mのオーダーの広がりを持つ(第75図)。砂岩単層の最大層厚は通常2-4mであるが、数枚の砂岩層が重なって、10m以上の砂層となる場合もある。砂岩層は塊状又は平行層理あるいは緩い斜交層理が発達する。砂岩層の上面付近にはしばしば生痕化石が見られる(第76図)。砂岩層の間に挟まる泥岩は、泥岩相(D₂)と同じく緑青灰色泥岩である。



第75図 大年寺層の砂岩泥岩相(D₃)の柱状図
(原町市地藏堂東方の海岸). 凡例は第72図と同じ

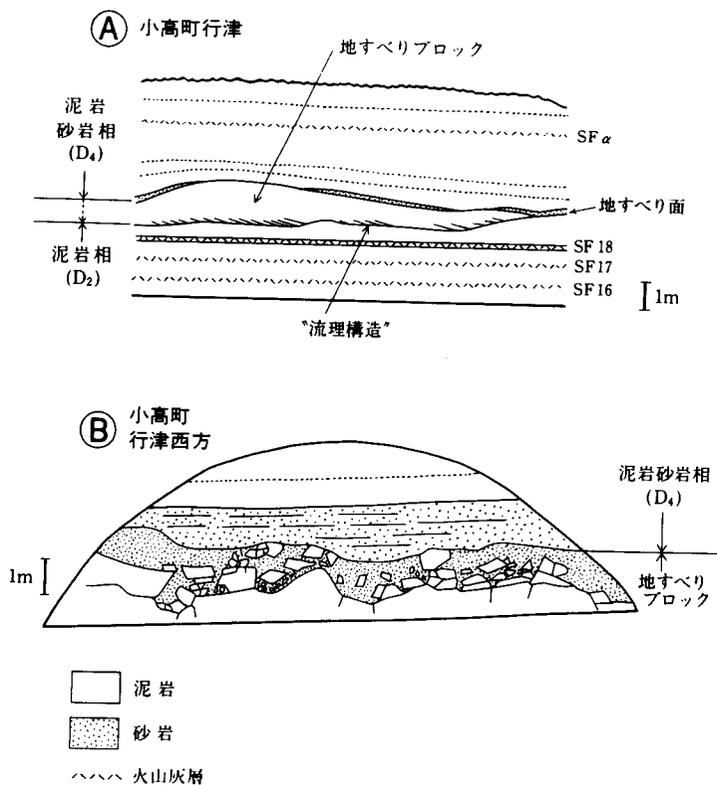


第76図 大年寺層の砂岩泥岩相(D₃)の砂岩層の上面に見られる生痕化石
(原町市鳥井沢). コインの直径は2.3cm

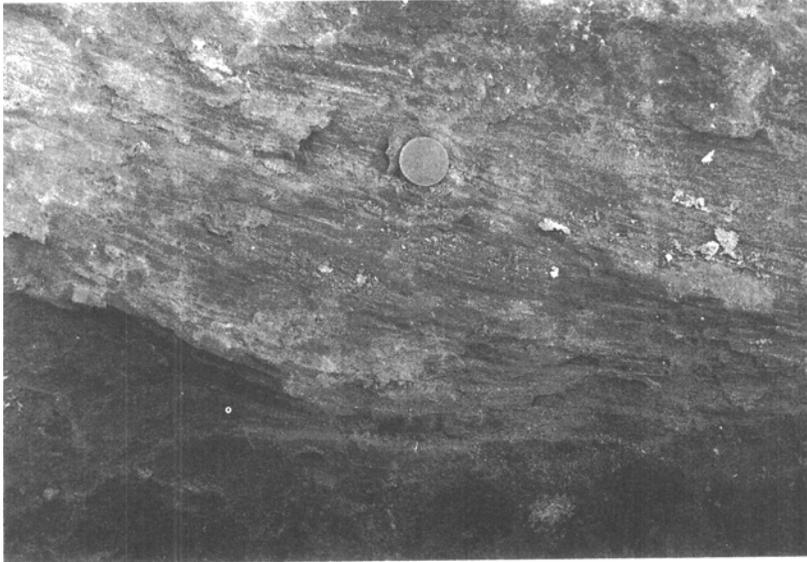
泥岩砂岩相(D₄)は、小高町女場以南の本図幅地域南部に存在する大規模な海底地すべりによって生じた凹地を埋積している層相で、泥岩とそれに挟まる薄い砂岩層とからなる。層厚は最大40mである。

浪江海底地すべりは、泥岩相(D₂)下部の火山灰層SF21と22付近の層準に存在する。現在までの調査では、この海底地すべりは、北は小高町女場付近、南は南隣「磐城富岡」図幅地域内の富岡町行人塚付近まで広がっており、陸上に露出する限り、南北20km、東西5km程度の規模を持つ。地すべりによる地層の欠如は少なくとも層厚40m以上はあるが、地すべりブロック内には、泥岩相(D₂)には見られない火山灰層があること、地すべりの上位の泥岩砂岩相(D₄)は泥岩相(D₂)とは異なる珪藻化石帯に属すること(柳沢, 1990)から、欠如量は層厚にして100mを超えている可能性が高い。

地すべりの底面は、多少凹凸はあるが平坦である。地すべりの北側の側壁は、女場を通して東北東-西南西に延びる。地すべりブロックは厚さが女場付近で6-10mあるが、南方の行津付近では1-4mで、一部では地すべりブロックが欠け、上位の泥岩砂岩相(D₄)が泥岩相(D₂)を直接覆っている(第77図)。地すべりブロックを作るのはやや砂質の泥岩で、まれに砂岩や火山灰層を挟む。ブロックの底面付近には地すべり面にやや斜交する流理様の組織が認められる(第78図)。地すべりブロックの上面は、角礫化し、



第77図 海底地すべりの露頭



第78図 海底地すべりの地すべりブロックの底面付近に見られる“流理”様の構造
(小高町行津)。コインの直径は2.3cm

隙間は粗粒砂で埋められている(第79図)。

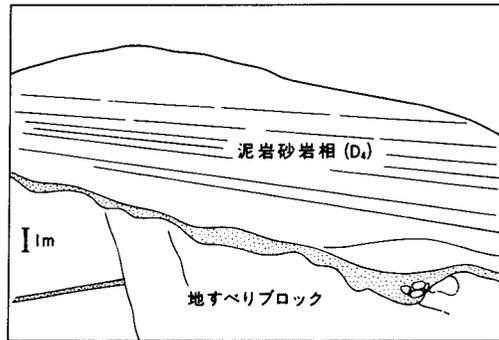
地すべりブロックを覆う泥岩砂岩相(D₄)の基底には砂岩層が発達する(第79図)。この砂岩層は通常は厚さ数十cmであるが、地すべりの北側側壁の近傍では厚くなって数m-十数mの厚さを有する。

火山灰層(SF10-35, SF -)は、砂岩相(D₁)最上部より上位の層準に多数挟在する(第80, 81図)。多くは層厚40cm以下の降下火山灰層である。種類は白色のガラス質細-粗粒火山灰層と、紫蘇輝石、普通輝石及び普通角閃石などの有色鉱物を含む結晶質火山灰層である。このうち層厚がごく薄いものは、バイターベーションによって虫食い状となっている。

化石 本層の砂岩相(D₁)と、海底地すべりのブロックから貝化石が産出した(第8表)。小高町神山の砂岩相(D₁)からはヒゲ鯨類化石(Mysticeti fam. gen. et sp. indet)の下顎骨が産出している(堀川ほか, 1987)。また原町市仲町の大木戸川に架かる橋の下(層準は泥岩相(D₂)の最下部)からも鯨類化石の脊椎が見つかった(福島民友, 昭和60年9月27日号; 河北新報, 昭和60年9月28日号)。

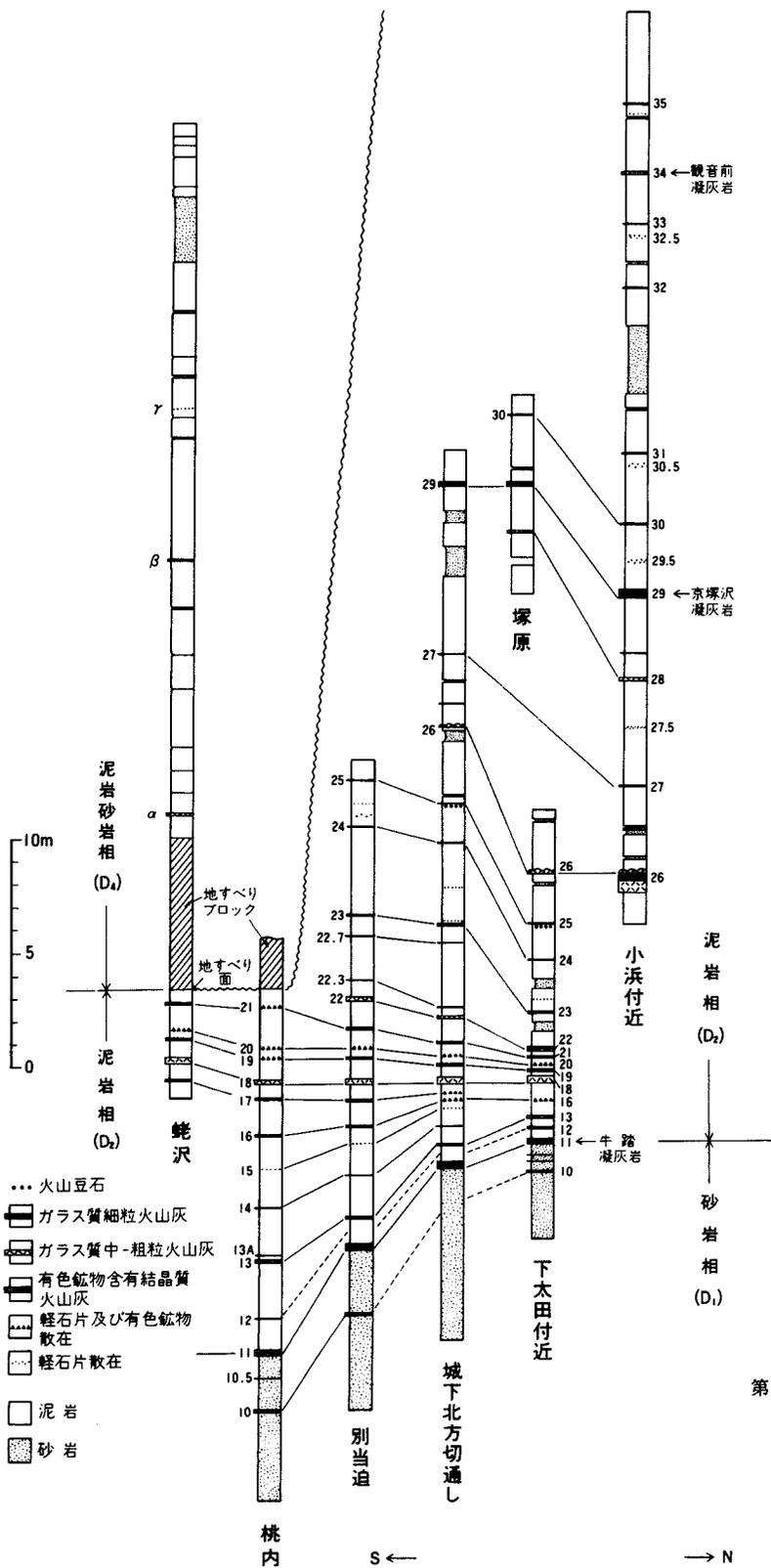
本相の泥岩相(D₂)と泥岩砂岩相(D₄)からは、外洋性浮遊性種を主とする珪藻化石群が産出する(Koizumi, 1972; 柳沢, 1990)。

年代・対比 本報告で大年寺層とした海成層は、従来は仙台地域の竜の口層に対比され、一部の文献では「竜の口層」と呼んでいる(例えば東北農政局計画部, 1979)。しかし、珪藻化石による対比によれば、この海成層は明らかに仙台地域の大年寺層に対比できる(柳沢, 1990)。

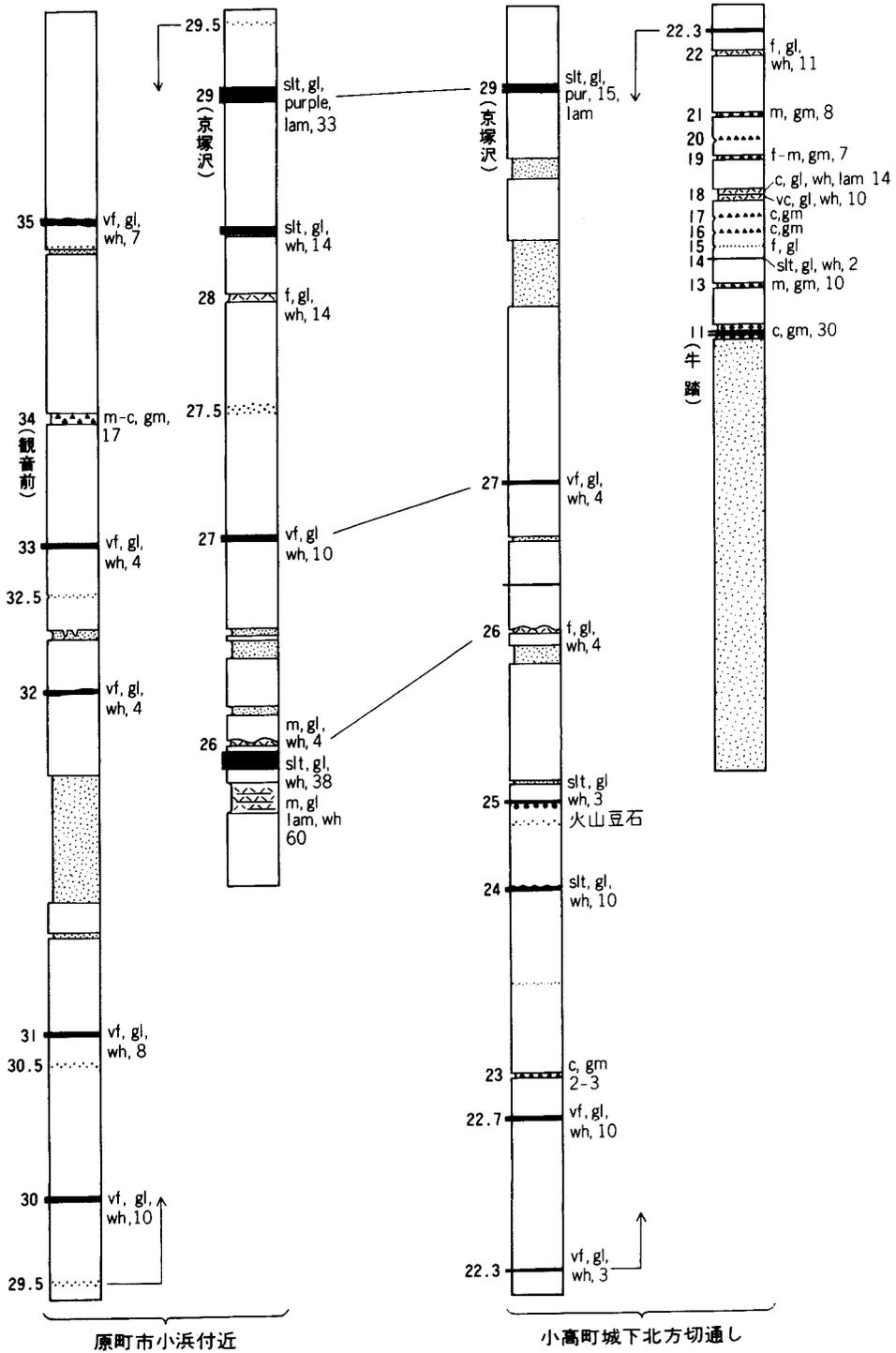


第79図 海底地すべりの地すべりブロック
を覆う大年寺層の泥岩砂岩相(D₄)
(小高町水谷^{みい})

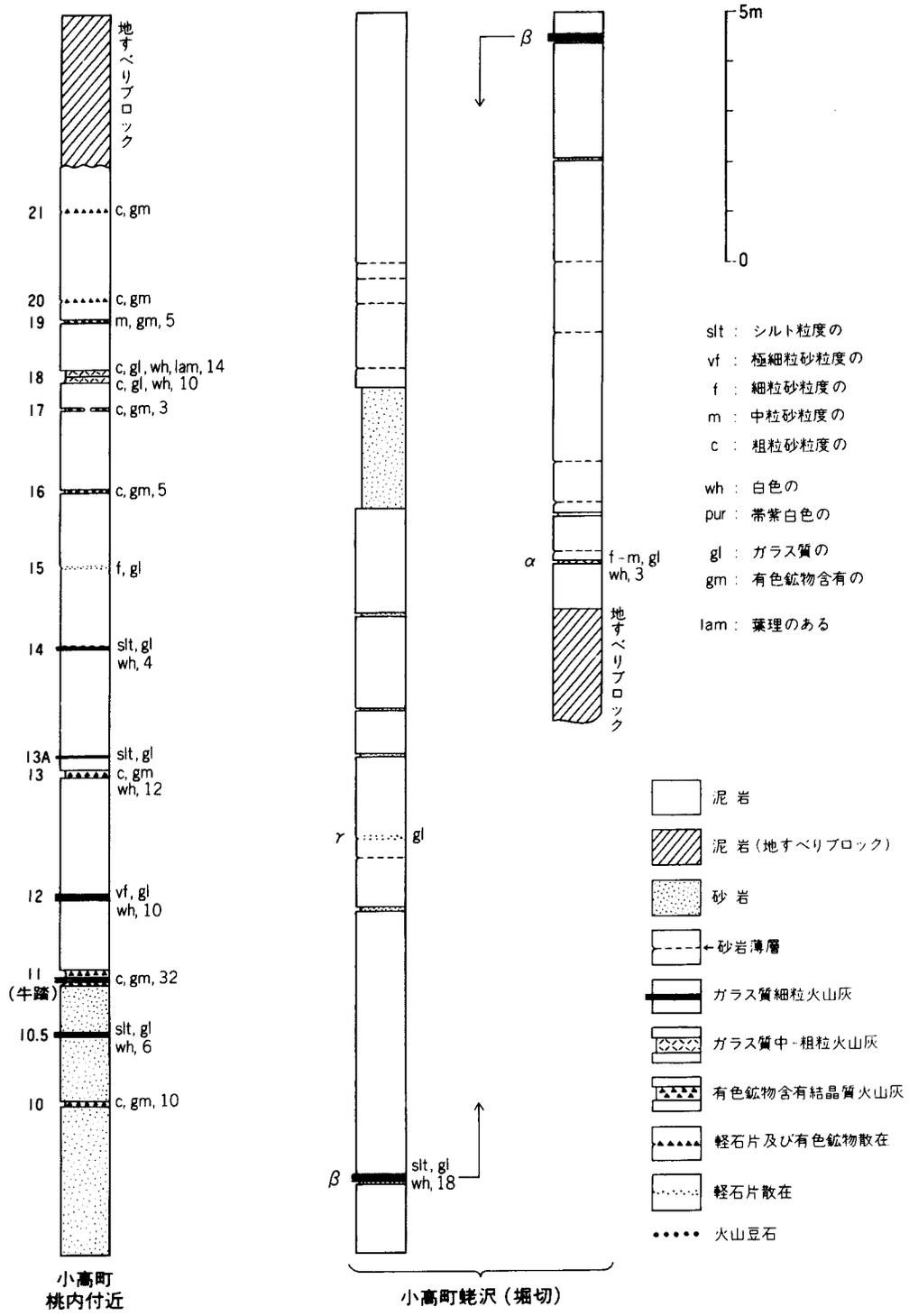
珪藻化石層序では、砂岩相(D₁)はAkiba(1986)の北太平洋珪藻化石区分の*Neodenticula kamtschatica* Zone(NPD 7B), 泥岩相(D₂)と砂岩泥岩相(D₃)は*N. kamtschatica-N. koizumii*. Zone(NPD 8), そして泥岩砂岩相(D₄)は*N. koizumii* Zone(NPD 9)に対比できる(柳沢, 1990). 年代は後期鮮新世である(第66図).



第80図 大年寺層の火山灰層 (SF10-35, SFa-γ). 観音前・京塚沢及び牛踏凝灰岩は東北農政局計画部(1979)による名称



第81図 大年寺層の火山灰層 (SF10-35, SF -) の岩相



． 第 四 系

(吉岡敏和)

． 1 段 丘 堆 積 物

本図幅地域における段丘堆積物は、主として双葉破砕帯の東側に広く分布する。本報告ではこの地域の段丘を大きく3分し、丘陵の頂部に分布するものを高位段丘、現海岸まで広く分布するものを中位段丘、下流に向かって沖積面下に埋没するものを低位段丘とした。そして段丘面の高さや堆積物の層相から、それらを更に2段ずつ、併せて6段に細分した。また、中位 段丘堆積物の下位には海成の谷埋め堆積物が認められ、塚原層として特に区分した。主な露頭の柱状図を第82図に、太田川に沿う段丘面の縦断面図を第83図に示す。これらの段丘のうち高位 段丘は海成か河成かが不明であるが、高位 段丘と中位段丘には海成の部分があり、低位段丘はすべて河成段丘である。従来の段丘区分(中川, 1961; 岡ほか, 1981)との対比を第9表に示す。

． 1 . 1 高 位 段 丘 堆 積 物 (th_1, th_2)

高位段丘堆積物は鮮新統からなる丘陵の頂部に点在し、段丘面の標高から高位 段丘堆積物、高位 段丘堆積物に区分できる。原町市畦原で高位 段丘が比較的広い平坦面を残しているほかは、面の保存は良くない。高位 段丘堆積物は、原町市畦原では厚さ10 m以上の垂角礫層及び砂層からなり、上位には厚さ約6 mの風化火山灰層を載せる(後述)。高位 段丘堆積物は厚さ5-10 mで、主として円礫層及び砂層からなるが、層相の側方変化が激しい。原町市牛来北方(第84図)では、厚さ4 m以上の砂を挟む垂角礫層の上にサンドパイプを有するシルト・砂層が載り、この段丘が海成であることを示している。また原町市小浜では、淘汰のよい砂層の上に厚さ約7 mのシルトを挟む円礫層が載り、更に厚さ約5 mのシルト層を載せる。

高位段丘堆積物の堆積時期については具体的な証拠はないが、最終間氷期の段丘に相当する中位 段丘より高い位置にあることから、中期更新世の海進期(高位 段丘については海進期とは限らない)に形成されたものであろう。

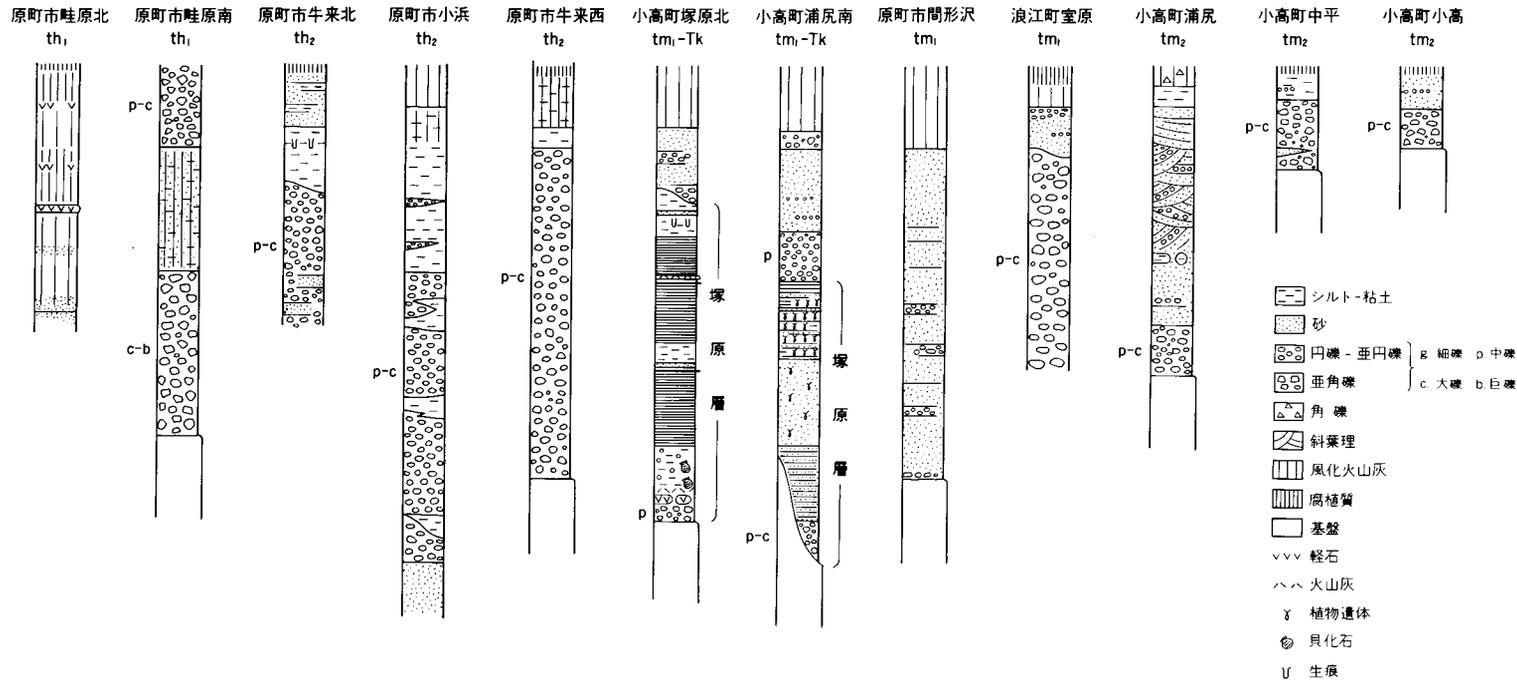
． 1 . 2 塚 原 層 (T_s)

模式地 小高町塚原北方の海食崖(第85図; 行政的には原町市に属する)を模式地とする。

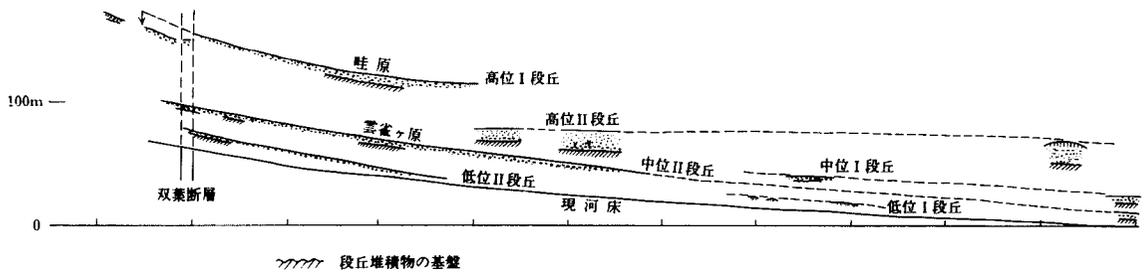
分布 模式地付近のほか小高町浦尻の海食崖にも露出する。いずれの場合も鮮新統である大年寺層の泥岩を浸食して形成された、深さ約10 mの谷を埋積して分布している。

層厚 模式地の塚原では約10 m、浦尻では約7 mである。

層序関係 大年寺層を不整合に覆い、上位は中位 段丘堆積物に整合に覆われる(第86図に模式的な断面図を示す)。



第82図 主な段丘堆積物の露頭柱状図
 図は、5.5mmが1mに相当



第83図 太田川に沿う段丘の縦断面図

第9表 段丘区分の対比表

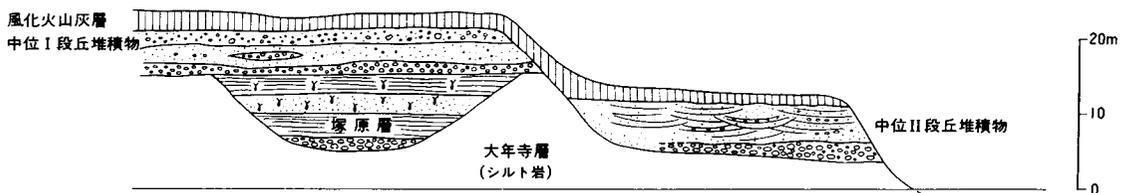
中川 (1961)	岡ほか (1981)	原町及び大塚地域 本報告 (久保ほか 1990)
第I段丘	第1, 2段丘	高位I段丘
第II段丘		高位II段丘
第III段丘	第3段丘	中位I段丘
	第3a段丘	中位II段丘
第IV段丘	第4段丘	低位I段丘
第V段丘	第5段丘	低位II段丘



第84図 高位 段丘堆積物の垂角礫層及び砂層(原町市牛来北方)
スケールは2m



第85図 塚原層の模式露頭（小高町塚原北方）
上部は中位I段丘堆積物．スケールは2 m

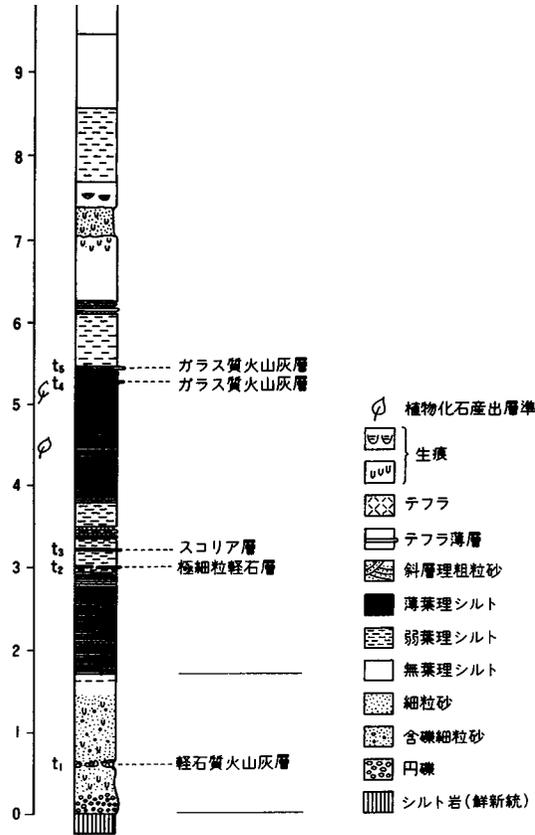


第86図 浦尻付近における模式的断面図
模様は第82図と共通

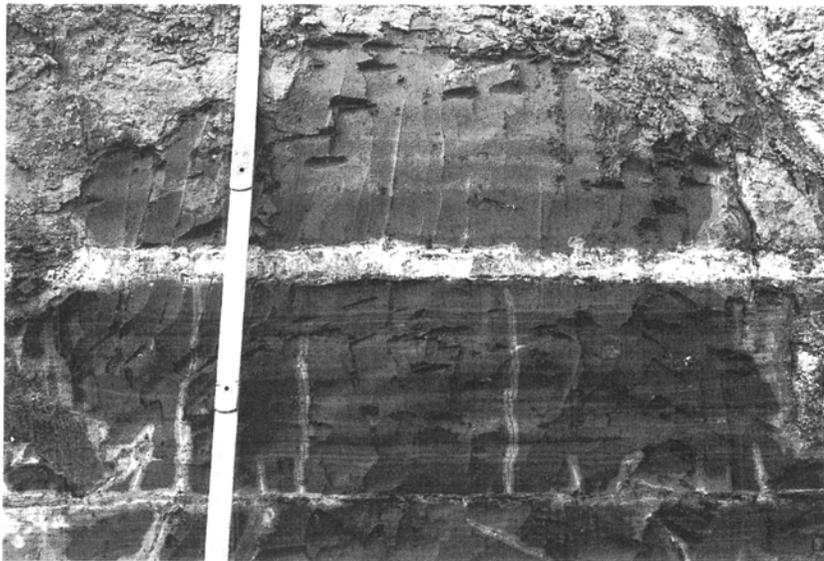
層相 塚原のものと浦尻のものとで層相が若干異なる．第87図には塚原における柱状図を示す．塚原では下部に厚さ約50cmの円礫層，その上位に軽石質火山灰（ t_1 ）をパッチ状に含む不淘汰細粒砂層が載る．更に上位には厚さ約5mにわたって細かい葉理が発達する暗青灰色の粘土層が重なり，粘土層中には2枚のガラス質火山灰層（ t_4, t_5 ），1枚のスコリア層（ t_3 ）及び1枚の極細粒軽石層（ t_2 ）を挟む（第88図）．この粘土層はしばしば腐敗臭を発生する．その上位には生痕を伴う塊状のシルト層が重なる．一方，浦尻では厚さ約1mの円礫層の上に厚さ約6mのシルト質砂層が重なる．

化石 塚原における最下部のシルト層からは多くの貝化石が産出し（第89図），小笠原・島本（1984）によって報告されている（第10表）．その上位の粘土層からは上野（1984）によってスズキ目及びフグ目の魚類化石が報告されている．また，浦尻の砂層及び塚原の粘土層中部からは植物化石を多産する．SUZUKI and NAKAGAWA（1971）は，これらの植物化石群（第11表）から，塚原層堆積当時の気候を現在よりわずかに冷涼の，温和な気候であったと推定している．

年代 塚原の粘土層では真鍋（1974）によって堆積残留磁気測定され，中部の2層準から逆転磁化が



第87図 模式地における塚原層の柱状図



第88図 塚原層中部の粘土層(ガラス質火山灰層(t_5))を挟む



第89図 塚原層最下部の貝化石床
ハンマーは約30cm

第10表 塚原層産貝類化石産出表(小笠原・島本, 1984, の第4表)

Bivalvia	
<i>Arca boucardi</i> JOUSSEAUME	R
<i>Scapharca subcrenata</i> (LISCHKE)	R
<i>Crassostrea gigas</i> (THUNBERG)	VA
<i>Anomia chinensis</i> PHILIPPI	VA
<i>Trapezium japonicum</i> PILSBRY	VA
<i>Cyclina orientalis</i> SOWERBY	A
<i>Tapes philippinarum</i> (ADAMS et REEVE)	VA
<i>Dosinia (Dosinella) penicillata</i> (REEVE)	F
<i>Meretrix lusoria</i> (RÖDING)	R
<i>Saxidomus purpuratus</i> (SOWERBY)	R
<i>Macoma tokyoensis</i> MAKIYAMA	VA
<i>Mya japonica</i> JAY	F
<i>Cryptomya busoensis</i> YOKOYAMA	R
Gastropoda	
<i>Capulus yokoyamai</i> OYAMA	C
<i>Batillaria multiformis</i> (LISCHKE)	C
<i>Rapana venosa</i> (VALENCIENNES)	F
<i>Reticunassa festiva</i> (POWYS)	A
<i>Mitrella bicincta</i> (GOULD)	C
<i>Indomitrella lischkei</i> (SMITH)	R

R : 1 個体のみ, F : 2-3 個体, C : 4-6 個体, A : 7-10 個体, VA : 11 個体以上

第 11 表 塚原層産植物化石産出表 (SUZUKI and NAKAGAWA, 1971 の Table 1 を一部改変)

種名	地点		遺体部分
	塚原	浦尻	
<i>Pinus (Diploxylon) sp.</i>		R	l
<i>Scirpus sp.</i>	R		s
<i>Smilax china</i> LINNAEUS	R		l
<i>Alnus japonica</i> (Thunberg) STEUDEL		A	fr
<i>A. sp.</i>	R		l
<i>Betula grossa</i> SIEBOLD et ZUCCARINI	R		l
<i>Carpinus tschonoskii</i> MAXIMOWICZ	VA	C	l, b
<i>Corylus heterophylla</i> FISCHER var. <i>thunbergii</i> BLUME		R	s
<i>Fagus crenata</i> BLUME	C		l
<i>Quercus serrata</i> THUNBERG	VA		l
<i>Lindera umbellata</i> THUNBERG	R		l
<i>Hydrangea paniculata</i> SIEBOLD	R		l
<i>Rosa sp.</i>	R		l
<i>Wisteria sp.</i>	R		l
<i>Phellodendron amurense</i> RUPRECHT		R	s
<i>Ilex cf. geniculata</i> MAXIMOWICZ	C		l
<i>I. cf. nipponica</i> MAKINO	R		l
<i>Euonymus alatus</i> (THUNBERG) SIEBOLD	R		l
<i>Acer sieboldianum</i> MIQUEL	R		l
<i>Rhamnus sp.</i>	R		l
<i>Berchemia racemosa</i> SIEBOLD et ZUCCARINI	C		l
<i>Tilia maximowicziana</i> SHIRASAWA	VR	A	l, fr
<i>Trapa macropoda</i> MIKI		A	fr
<i>T. incisa</i> SIEBOLD et ZUCCARINI		R	fr
<i>Kalopanax pictus</i> (THUNBERG) NAKAI	C		l
<i>Cornus controversa</i> HEMSLEY	R	R	l, fr
<i>Rhododendron kaempferi</i> PLANCHON	R		l
<i>R. sp.</i>	R		l
<i>Styrax japonicus</i> SIEBOLD et ZUCCARINI	R	R	l, s
<i>S. obassia</i> SIEBOLD et ZUCCARINI	C		l
<i>Fraxinus cf. japonica</i> BLUME	A		l
<i>Viburnum wrightii</i> MIQUEL	R		l

V R : 極めてまれ, R : 3 個体未満, C : 3-9 個体, A : 10-19 個体, VA : 20 個体以上

b : 小苞, fr : 果, l : 葉, ll : 小葉, s : 種子

検出されている。真鍋はこれを SMITH and FOSTER (1969) の Blake event に相当すると考えている。この測定結果と、本層が温和な海進期の堆積物と考えられることから、塚原層の堆積時期は最終間氷期の最大海進時と推定できる。

1.3 中位段丘堆積物 (t_{m1} , t_{m2})

中位段丘堆積物は本図幅地域東部の主要な河川に沿って広く分布し、段丘面の高さから中位 段丘堆積物、中位 段丘堆積物に区分できる。両者は比高5-10 mの崖で境される。中位 段丘は本図幅地域南部の小高川及び請戸川に沿って特に広く分布し、その他の地域でも分布は断片的であるが段丘面の保存はよい。層相は場所によって異なり、請戸川沿いの浪江町室原では、中礫ないし大礫からなる垂角・垂円礫層が厚さ5 m以上にわたって認められることから、請戸川の旧河床礫層と推定できる。海岸沿いでは厚さ5-10 mの円礫を含む砂層からなり、谷を埋積した塚原層を広く覆っている。中位 段丘は、北部の原町市雲雀ヶ原に広く分布するほか、小高川・請戸川に沿っても認められる。堆積物の露出はよくないが、上流の原町市石住では厚さ約5 mの垂角礫層からなる。小高町中平（第90図）では厚さ約2 mの垂角礫層の上に約1 mの風化シルト層をのせる。海沿いの原町市台畑では斜層理の発達した円礫混じりの砂層からなり、下部には垂円礫・シルトの偽礫を含む。中位 段丘堆積物、中位 段丘堆積物とも海沿いでは礫の円磨度や砂の淘汰がよいことから、海浜の堆積物と考えられる部分がある。中位 段丘の上には厚さ2-3 mの風化火山灰層をのせる。中位段丘堆積物の堆積時期については、塚原層との関係から最終間氷期以降の高海面期と考えられ、岡ほか（1981）は、本稿の中位 段丘を下末吉面相当、中位 段丘を小原台面相当としている。



第90図 中位 段丘堆積物（小高町中平）
スケールは2 m

1.4 低位段丘堆積物 (t_{l1} , t_{l2})

低位段丘堆積物は、各河川の比較的の上流部や谷壁に沿うような形で分布し、低位 段丘堆積物、低位 段丘堆積物の二つに区分できる。いずれも段丘面の比高は現河床から5 m以下で、下流に向かって沖積面に埋没する。また原町市石神の水無川に沿う低位 段丘は開析扇状地の形態をなす 堆積物の露出は良く

ないが、山地の近くでは概して淘汰の悪い角礫層からなる。上位に風化火山灰層は認められない。低位段丘堆積物の堆積時期については、沖積面に埋没することから海退期のものであり、おそらく最終氷期に形成されたものであろう。

．2 扇状地及び緩斜面堆積物（f）

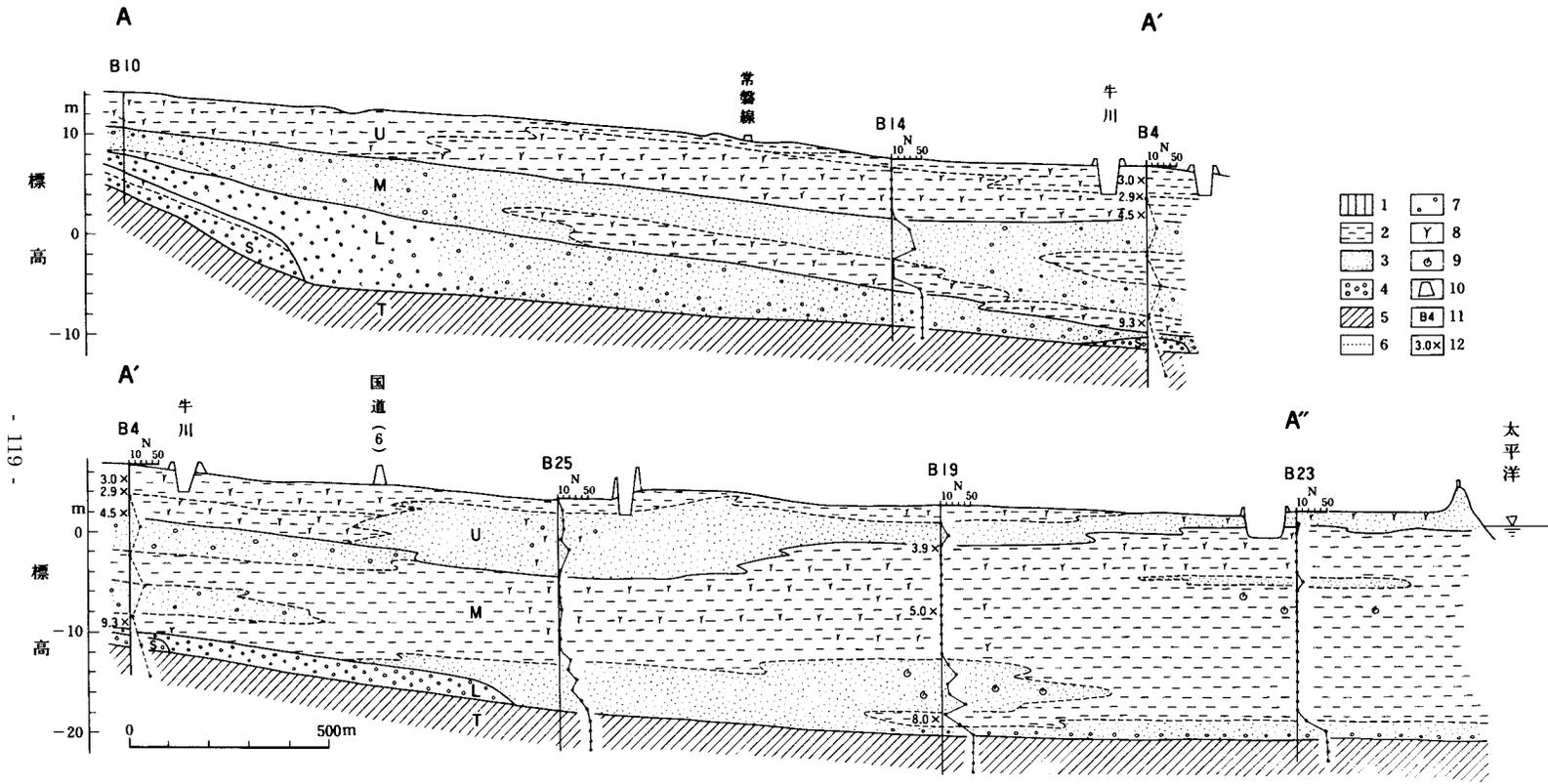
阿武隈山地内には、谷頭部や斜面の基部に5-10°の勾配をもつ緩斜面が存在する。この緩斜面を構成している堆積物は、主として花崗岩の巨礫を含む角礫層からなり（第91図）、マトリックスは花崗岩の風化したマサの場合と表土の場合がある。前者の場合は流水の影響を大きく受けた土石流の堆積物、後者の場合はクリープによるものと推定できるが、その区別は漸移的である。この堆積物の堆積時期については、上位に安達太良 - 岳軽石層（A d - D；後述）を含む風化火山灰をのせる場合と何ものせない場合があり、さまざまな時期のものが含まれている。なお、山地内の緩斜面のなかには堆積物を全く載せないものも認められる。



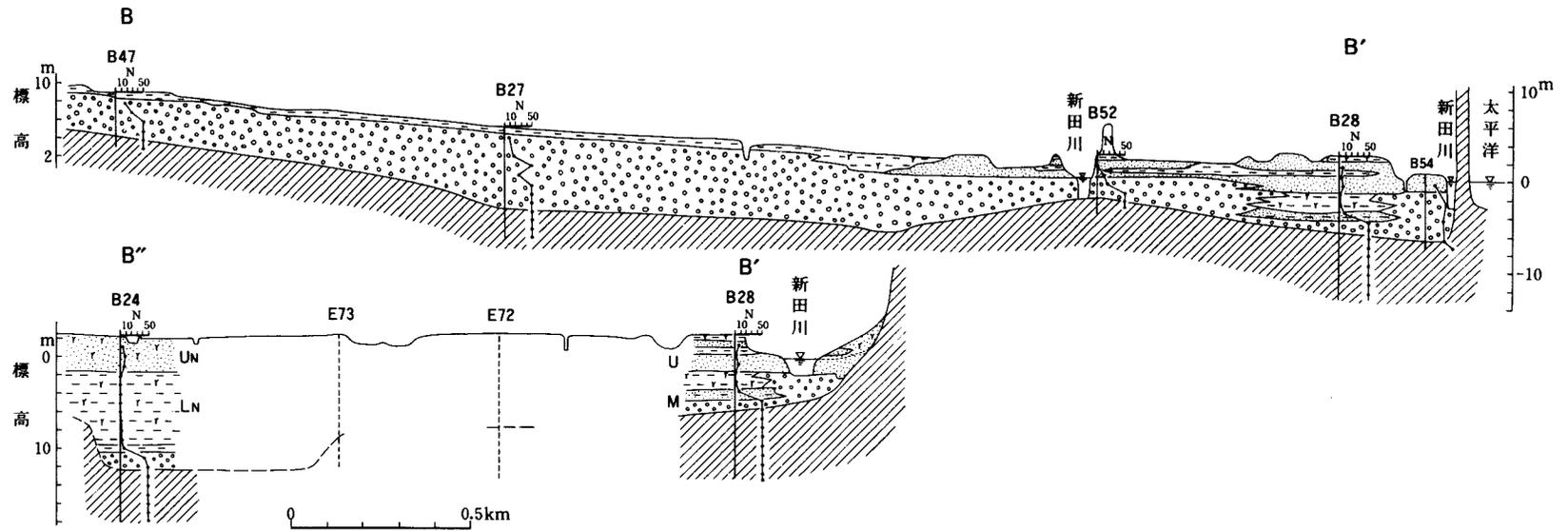
第91図 緩斜面堆積物の角礫層(飯館村木戸東方)
右側の谷は角礫を含む土壌で埋積されている。ここでは安達太良 - 岳軽石層は認められない

．3 沖積層（a，a1）

本報告では、後氷期の海面上昇期から現在まで引き続いて堆積した地層をまとめて沖積層とする。したがって、時代的には更新世後期から完新世のものが含まれる。地質図では特に、微高地を形成する浜堤及び自然堤防堆積物（a1）を区別して示してある。

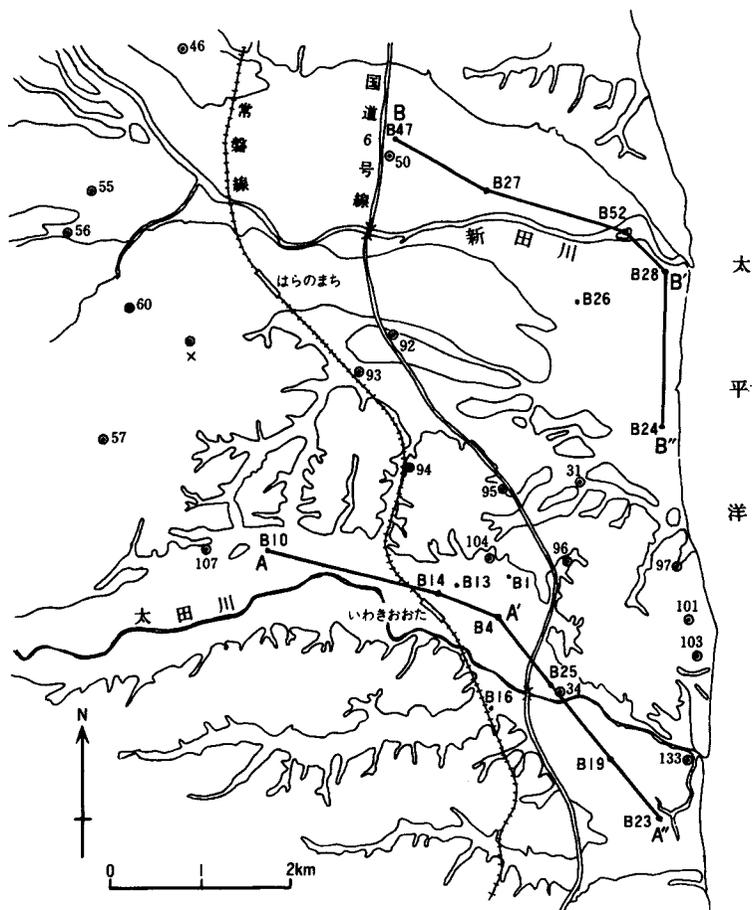


第92図 太田川下流部の地質断面図 (東北農政局計画部, 1979)。断面の位置は第94図に示す。1:粘土 2:シルト 3:砂 4:砂レキ 5:基盤(鮮新統) 6:砂質
 7:レキ質 8:泥炭質 9:貝化石 10:盛土 11:ボーリング番号 12:おおよその¹⁴C年代と試料採取位置 N:標準貫入試験値(50以上は50に含める) U:上部
 砂・シルト層 M:中部シルト・砂層 L:下部砂レキ層 S:埋没段丘構成層



第93図 新田川下流部の地質断面図(東北農政局計画部, 1979)

断面の位置は第94図に示す。U_N: 上部砂・シルト層 L_N: 下部砂レキ層 E72: 電気探査地点番号 その他の凡例は第92図に同じ



第94図 ボーリング及び断面位置図
(東北農政局計画部, 1979 を一部改変)

東北農政局計画部(1979)によってボーリングのデータから作成された沖積層の断面図を第92, 第93図に示す(断面の位置は第94図参照). 太田川の下流部では, 沖積層の厚さは10-25 mで, 上部砂・シルト層, 中部シルト・砂層, 下部砂礫層及び埋没段丘堆積物に区分できる. 下部砂礫層は上流部で厚く, 中部シルト・砂層は下流に向かって厚くなる. 中部シルト・砂層中には現海岸から1 km 上流まで貝化石を含み, 海成であることを示している. また, この断面に示された埋没段丘は, その標高と勾配から低位段丘に連続すると考えられる. 新田川の下流部の沖積層は, 太田川のものに比べ礫質で, 厚さも10 m以下と薄い. これは, 新田川が太田川に比べ粗粒の物質をより多く供給したためと推定できる. この地域の沖積層の堆積年代については, 幾つかの¹⁴C年代測定結果が得られている(第12表). この結果から, 太田川では最終氷期の海面低下期に埋没段丘が形成され, その後完新世の海水準上昇(縄文海進)に伴って埋谷が進み, 沖積層が形成されたということが分かる.

第12表 原町市における沖積層中の¹⁴C年代測定値(東北農政局計画部, 1979の表5)

ボーリング No.	深さ (m)	層 位	材 料	放射年代 (B. P.)	コード No.	備考
B 1	1.0-1.5	上部砂・シルト層上部	泥炭	2,340± 85	GaK-5574	O
B 1	3.5-4.0	上部砂・シルト層中部	泥炭	3,610± 90	GaK-5575	O
B 1	4.5-5.0	上部砂・シルト層下部	泥炭質粘土	4,280± 95	GaK-5576	O
B 1	5.5-6.0	上部砂・シルト層下部	泥炭	5,130±110	GaK-5577	O
B 4	1.50-1.70	上部砂・シルト層上部	泥炭質粘土	3,070± 85	GaK-5578	O
B 4	3.00-3.20	上部砂・シルト層中部	泥炭質粘土	2,920± 85	GaK-5579	O
B 4	5.00-5.20	上部砂・シルト層下部	泥炭	4,530±100	GaK-5580	O
B 4	15.50-15.70	中部シルト・砂層下部	泥炭質粘土	9,310±770	GaK-5581	O
B 13	5.70-5.80	上部砂・シルト層下部	泥炭	5,930±190	GaK-6145	O
B 13	12.50-12.60	第7段丘構成層上部	泥炭質シルト	18,700±720	GaK-6146	O
B 16	5.70-5.80	上部砂・シルト層下部	泥炭質シルト	4,980±130	GaK-6147	O
B 19	4.50-4.60	中部シルト・砂層上部	泥炭	3,990±120	GaK-6148	O
B 19	10.75-10.80	中部シルト・砂層中部	泥炭	5,010±160	GaK-6149	O
B 19	21.75-21.85	中部シルト・砂層下部	泥炭質砂	8,020±270	GaK-6150	O
B 24	11.50-11.80	下部シルト・砂レキ層中部	泥炭質シルト	3,350±130	GaK-7397	N
B 26	3.40-3.50	上部砂・シルト層下部	泥炭質砂	5,020±120	GaK-7398	N
B 26	4.40-4.50	下部シルト・砂レキ層上部	泥炭質砂	5,950±140	GaK-7399	N
B 26	9.80-9.90	下部シルト・砂レキ層下部	黒泥	7,610±130	GaK-7400	N
B 28	5.25-5.50	下部シルト・砂レキ層中部	泥炭質シルト	7,610±130	GaK-7401	N
	5.60-5.85					

O: 太田川下流 N: 新田川下流

4 風成火山碎屑物(地質図では省略)

本図幅地域では地表面を薄く覆って第四紀の風成火山碎屑物(風化火山灰, 降下軽石など)が分布する。原町市畦原では厚さ約6mの風化火山灰層が認められ, 上から約3.5mのところ厚さ約20cmの軽石層を挟む。また上から約1mと約2.5mのところにも軽石がバッチ状に挟まれる(第82図)。図幅地域北西部の阿武隈山地の緩斜面上では, 厚さ2-5mの風化火山灰層の中に厚さ約40cmの黄橙色の軽石層を挟む(第95図)。軽石の最大粒径は約5mmで, 淘汰はよく, 上部に向かって粗粒化する傾向がある。この軽石層は, 発泡の悪い綿状軽石や石質岩片を多く含むことから, 安達太良火山起源の岳軽石層(Ad-D; ARAI et al., 1986)に対比できる。また原町市間形沢の海食崖では, 小規模な谷を埋める黒ボク土の最上部に白色の極細粒軽石層を挟む。この軽石層はその産出層準より古墳時代に噴出した榛名二ツ岳軽石層(Hr-FP; 町田ほか, 1984)と推定できる。



安達太良 - 岳軽石層
(Ad-D)

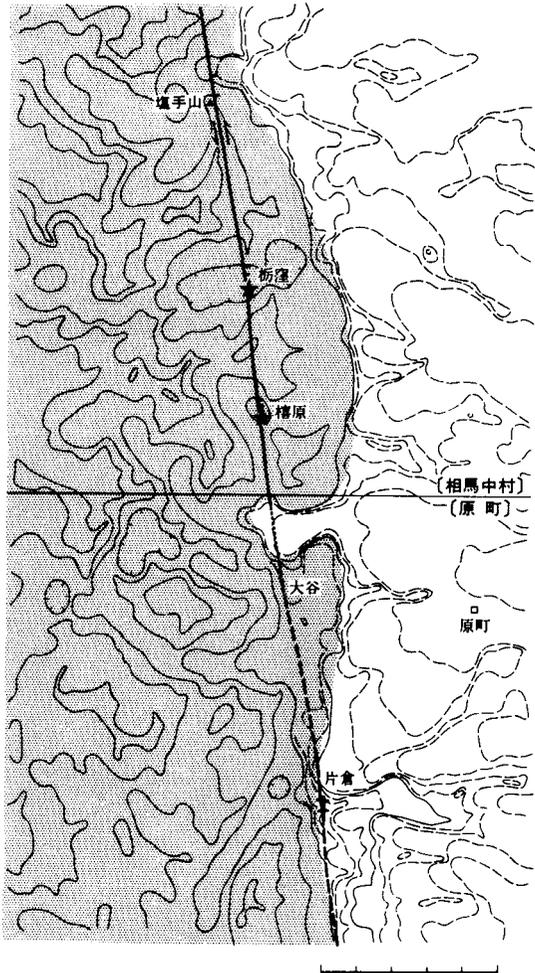
第95図 安達太良 - 岳軽石層(飯館村長泥東方)
ハンマーは約30cm

．第四紀地殻変動

(吉岡敏和)

．1 活断層

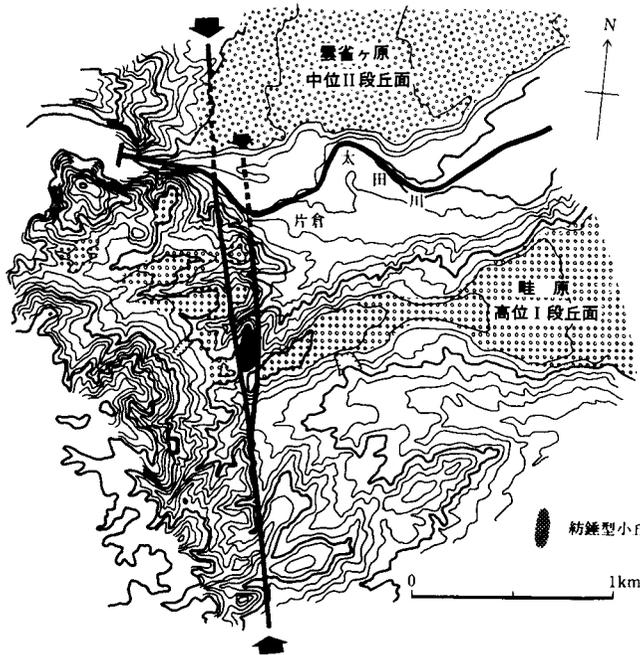
本図幅地域に分布する活断層には、図幅の中央部をほぼ南北に縦貫する双葉断層がある。双葉断層は宮城県角田市東部から福島県双葉郡広野町に至る全長約100kmの断層で、双葉破砕帯の最新の活動を示す。このうち北部の原町市大谷付近から北については大谷断層の名称も用いられてきた(北村ほか, 1955など)が、本報告では双葉断層で統一する。第96図に双葉断層北部の第四紀の断層活動を示す。北隣の「相馬中村」図幅地域内では鹿島町栃窪と同槽原の2地点で後期更新世の段丘堆積物を変位させる断層露頭が見られる(鈴木・小荒井, 1989に記載)。また塩手山東麓では系統的な谷の左ずれ屈曲が認められる(松本, 1976;



第96図 双葉断層北部における第四紀の断層活動
 : 断層露頭 実線は更新世後期の活動が認められる部分・点線は伏在・アミをかけた部分は山地・等高線は1kmの谷埋めによる接峰面を示す・間隔は100m、破線は20m

大槻ほか, 1977). 本図幅地域内では, 原町市片倉南方で高位 段丘面が西落ちに約10 m変位している. この付近では断層は2分され, 間に挟まれた天明山層の凝灰岩及び礫岩が高位 段丘面の上に紡錘形の小丘をつくっている (第97図, 第61図). この地形が断層活動を直接表現したものの否かは明らかでないが, 小丘が扇状地性の段丘面を横切るように延びていることから, 変動地形の可能性が高い. しかし, この北側では中位 段丘面には変位は認められず, この付近では更新世の後期には断層活動が停止したと考えられる. また本図幅地域より南では, 双葉断層が後期更新世以降に活動したという証拠はない. 以上のように, 双葉断層のうち更新世後期以降も繰り返し活動したという狭義の活断層に相当する部分は「相馬中村」図幅地域内の10数kmにとどまり, 阿武隈山地を隆起させた活動は鮮新世から前期更新世に起こったと推定できる (吉岡, 1989).

なお, 活断層研究会 (1980) によれば, 阿武隈山地内に数本の活断層の疑いのあるリニアメントが示さ

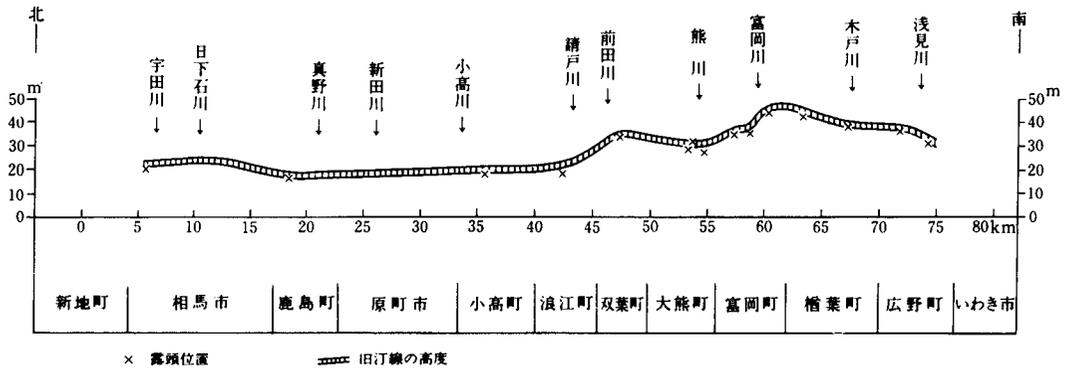


第97図 原町市片倉南方の地形
 国土地理院発行 1/25,000
 地形図から等高線抽出．等
 高線間隔は 10m

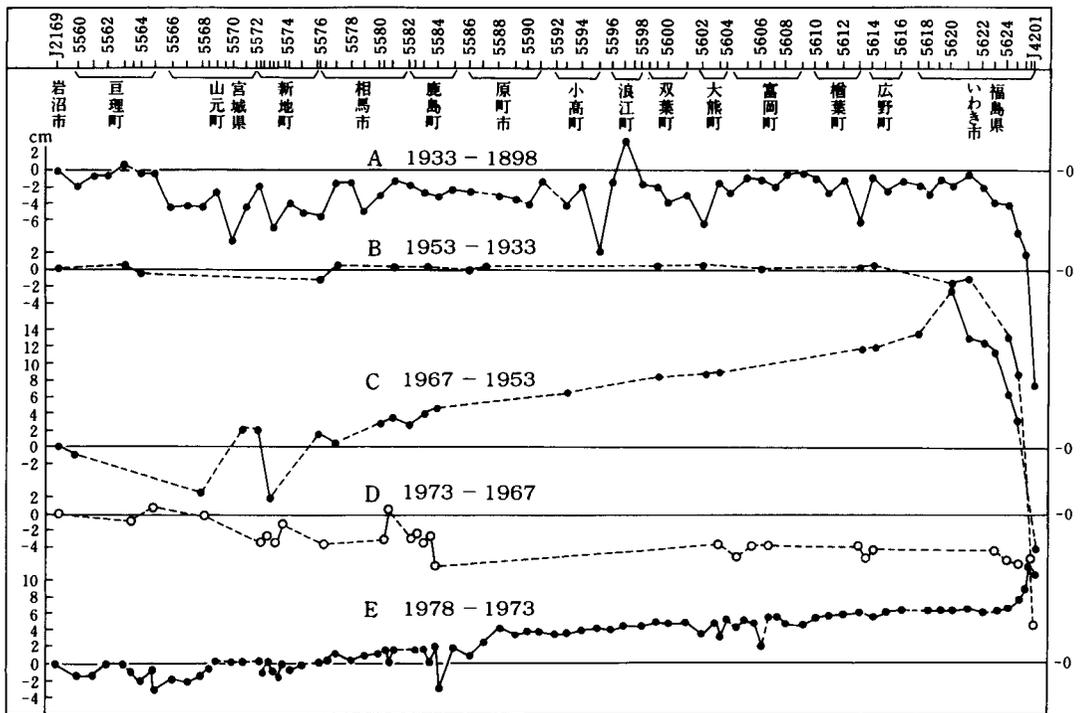
れている．また，第1図のレーダー画像にも多くのリニアメントが認められる．これらは双葉破碎帯や畑川破碎帯に平行に走っており，古い断層による組織地形である．

2 沿岸部の垂直変動

本図幅地域を含む太平洋沿岸地域には，海成の中位 段丘が帯状に分布する．この段丘の旧汀線の高度から，岡ほか（1981）によって更新世後期以降の垂直変動量が検討されている．本図幅地域付近における旧汀線の高度は，原町市間形沢で約 20 m，浪江町棚塩で約 25 m である．第 98 図に岡ほか（1981）による周辺地域の第 3 段丘の旧汀線高度分布を示す．岡ほか（1981）の第 3 段丘は下末吉面に相当し，本報告の中位 段丘に一致する．第 98 図からは，本図幅地域付近で旧汀線高度は最も低く，北に向かってやや高く，南に向って階段状に高くなっていることが分かる．この旧汀線は同時に形成されたものであるので，この高度差は純粋に地殻変動を表現したものとみなしうる．したがって，少なくとも後期更新世以降に，この地域では相対的に北部より南部が隆起し，その相対的隆起速度は約 30 m / 12-13 万年と推定できる．これに対し最近 80 年間の水準点の変動を示したのが第 99 図である．この図と第 98 図とを比べると，全体的な傾向はよく似ているが，原町市 - 富岡町間の相対的な変動の速度は約 13cm / 80 年で，過去 12-13 万年のものに比べ 6-7 倍大きい値を示す．この理由については明らかでないが，岡ほか（1981）は，最近になって相対的隆起速度が速くなったか，現在の速度は第四紀後期の一様な運動の中のゆらぎにすぎない，という二つの解釈を考えている．



第98図 中位I段丘(岡ほか, 1981の第3段丘に相当)の旧汀線高度分布(岡ほか, 1981)



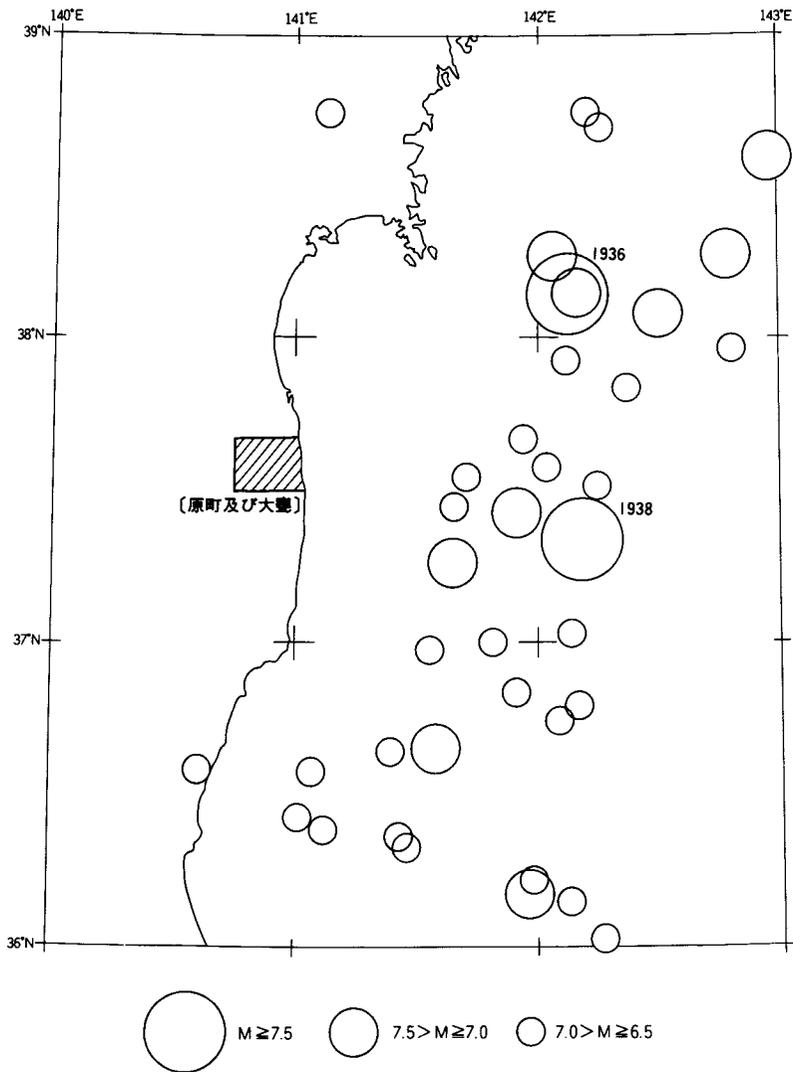
第99図 宮城県岩沼市-福島県いわき市間の水準点変動(岡ほか, 1981)

測量データは国土院により, 各期間とも岩沼市を基準にして示す。黒丸は1等水準点, 白丸は道路基準点のデータによる

3 地震活動

本図幅地域には, 内陸部を震源とする被害地震は知られていない。本図幅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。第100図に1926年から1986年に発生したM = 6.5以上

の地震の震央を示す（理科年表 1988 年版による）。このうち本図幅地域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° 11' 北緯 37° 20' 深さ 30km で、マグニチュード 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、いわき市小名浜では波高 107cm の津波を観測した（渡辺，1985）。この地震のあと同地域を震源とする地震が群発し、同年 11 月 30 日までに津波を記録したのも 7 回、有感地震は 300 回を数えた。この地震によって浪江町などで軽微な被害が出、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。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。



第 100 図 1926 年から 1986 年に発生したマグニチュード 6.5 以上の地震
（理科年表 1988 年版による）

. 応用地質

(久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・山元孝広)

.1 地下資源

XI.1.1 鉄鉱

高ノ倉鉱山

原町市助常南西約3kmの、助常変成岩類との境界近くの相馬古生層中に胚胎する接触交代鉱床である。明治40年頃発見され、大正の初期から採掘されたが第一次世界大戦の終了とともに休止した。昭和12年高倉鉱業(株)が設立され、年間12,000t程度の鉄鉱を出鉱した。昭和24年以降東邦電化(株)によって銅鉱石も併せ採掘されるようになったが、昭和33年以降休止している。

鉱床は、相馬古生層の粘板岩中に挟在する石灰岩と、相馬古生層と助常変成岩類の境界に沿って貫入している中-細粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩との間に胚胎する接触交代鉱床である。鉱石は初生鉱物として磁鉄鉱と少量の黄銅鉱及び磁硫鉄鉱を有し、ざくろ石・透輝石・角閃石・緑れん石・方解石・石英で構成されるスカルンを伴う。風化部では褐鉄鉱・孔雀石・珪孔雀石・黒銅鉱などの2次鉱物が生成しており、後年この部分の銅品位が見直され、銅鉱石として採掘されている(南部・岡田,1956;福島県,1964)。

石神鉱山

原町市高倉の新田川上流に位置し、鉱床は相馬古生層の粘板岩中に胚胎する塊状の磁鉄鉱塊を伴う接触交代鉱床であるとされている(渡辺,1953;資源エネルギー庁,1986)。鉱山は現在廃鉱となっており、旧坑が一か所残されているのみである。

その他の鉱徴地

原町市助常南方1.5kmの水無川支流など数ヶ所において、助常変成岩類中に磁鉄鉱の鉱染が認められる。また、助常西部の林道沿いでは、探鉱跡と見られるごく小規模な旧坑が存在する。

XI.1.2 砕石・石材

砕石資源として現在稼行中の採石場は、原町市高屋敷及び浪江町尺石の2地域である。高屋敷では高倉層のホルンフェルス化した火山岩を、尺石では圧砕された国見山花崗閃緑岩と花崗閃緑斑岩をそれぞれ稼行対象としている。

また、建築用石材資源として、双葉郡飯館村から葛尾村にかけて、各所で花崗岩類が採石されている。対象となる花崗岩類は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・細-中粒黒雲母花崗岩の4種で、特に細-中粒黒雲母花崗岩は細粒均質なために、採石場が集中している。阿武隈山地は花崗岩類の風化が比較的深部にまで及んでいるので、新鮮な岩石を得るために採石は山頂や山腹などの比較的高所で行われていることが多い。

XI.1.3 珪砂

向山層及び大年寺層下部の砂岩は、大正時代の初期から珪砂として採取され、ガラス原料、鑄物砂及びセメント標準砂用として広く利用されてきた。木村（1922）、時津（1956）、鈴木・伊部（1962）及び早川（1964）によれば、珪砂鉱床の層準、層厚及び品質は以下のとおりである。

珪砂は主に向山層中部の石英質砂岩相（Mks）から採取されているが、一部は大年寺層下部の砂岩相（D₁）からも採取されている。採取場は、向山層の分布域に沿って、北は原町市信田沢から南は小高町北釘野付近まで点在するが、その多くは休廃止中である。

向山層の石英質砂岩相（Mks）は、下部が凝灰質の細粒砂岩（層厚 15-30m）、上部が特に石英に富む白色中-粗粒砂岩（層厚 10-60m）からなるが、このうち珪砂として採掘されているのは上部の砂岩である。岩質は石英を主とし、長石・粘土を伴う。石英は花崗岩質岩からもたらされたものであるが、酸性凝灰岩由来の高温型石英も含まれる。一方、大年寺層下部から採取されているのは、石英を主とする雲母質の細粒砂岩である。

XI.1.4 粘土

増井・国井（1962）によれば、原町市北原^{しどけ}、^零、上太田橋及び雲雀ヶ原馬場字赤柴で、大年寺層又は段丘堆積物中に存在する粘土が採取されていた。成分はいずれもハロイサイトとモンモリロナイトを主成分とし、少量の石英・クリストパライトを含む。水酸化鉄を多量に含み、良質ではないので、主に瓦及び土管に加工されていた。

XI.1.5 石炭及び亜炭

本図幅地域内の石炭及び亜炭資源としては、ジュラ系相馬中村層群柗窪層の無煙炭と、下部中新統塩手層及び鮮新統向山層の亜炭がある。江口（1964）によれば、それらの産状・品質などは次のとおりである。

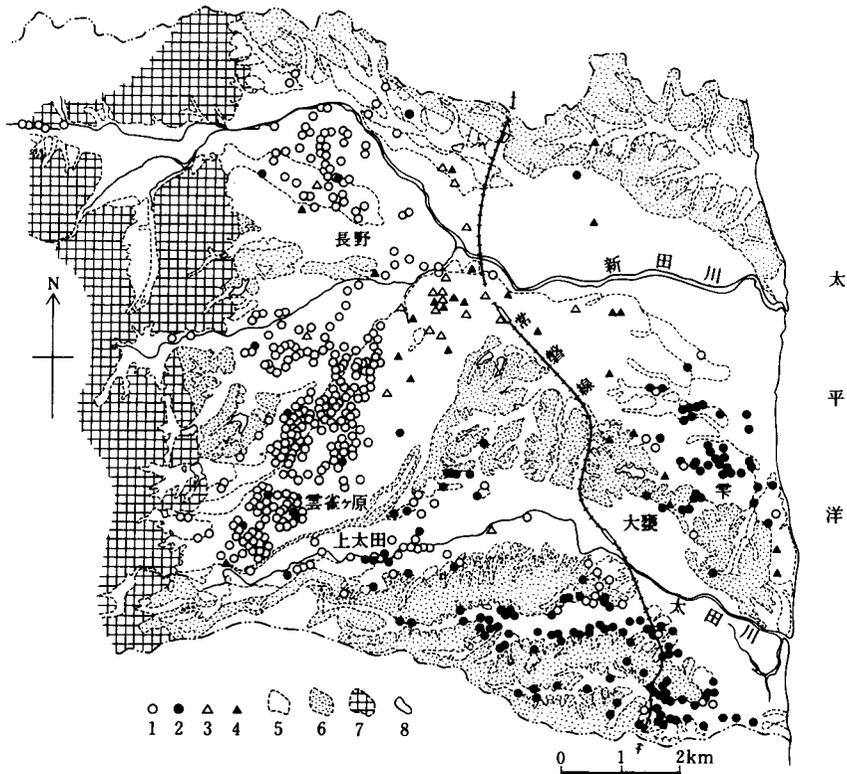
柗窪層の無煙炭は、かつて北隣「相馬中村」図幅地域で採掘されたことがある。炭質は黒色軟質で、一般に粉炭化して灰分が多く、一部に石墨化した部分も見られる。

塩手層の亜炭は、原町市石神高倉の南方（山鳥迫の西方）で稼行された。この亜炭は、塩手層の砂質泥岩相（SI）中に挟在する。炭質は、向山層の亜炭よりも黒色を帯び、やや石炭化度が高いが、発熱量は大差ない。

向山層の亜炭は、かつて相馬・双葉地方の 30 か所あまりの炭鉱で採掘されていた。本図幅地域内では、原町市石神地区、小高町羽倉・川房地区及び浪江町室原地区で稼行されていた。稼行炭層は太田川以北では、下層（層厚 0.7m）、中層（層厚 0.6-1.7m）及び上層（層厚 1m 以下）の 3 層があり、下層・中層の間隔は 2.5-5.5m、中層・上層の間隔は約 50m である。このうち上層は分布域が狭いが、中・下層は発達が良いので、特に中層は分布が広い。炭質は木質亜炭を主とし、発熱量は 4,000-4,900 カロリーである。

. 2 地 下 水

本図幅地域では、主に双葉断層の東側の低地で地下水の利用がある。原町市の地下水については、東北農政局計画部（1979）によってまとめられている。第101図には原町市における井戸の分布を示す。この図によれば、市の西部で深さ20m未満の浅井戸が多く見られる。これは西部では段丘堆積物や沖積層の不圧帯水層がよく発達するためで、主として農業用に取水されている。一方、市の東部では深さ20m以上の深井戸が多く分布する。深井戸は深さ100-200mのものが最も多く、これらは鮮新統の中の被圧帯水層から水を得ている。1977年の地下水の揚水量を第13表に示す。なお、以前は原町市東部を中心に1955年当時約150本の掘り抜き自噴井（通称ドンコイシヨ）があったが、その後の地下水の汲み上げによって自噴を停止したとのことである。



第101図 原町市の井戸分布図

1：農業用浅井戸（20m）2：農業用深井戸（>20m）3：その他の浅井戸（20m）4：その他の深井戸（>20m）5：段丘ガイ（崖）6：丘陵地及び段丘斜面7：山地8：タメ池

第13表 原町市の地下水揚水量（東北農政局計画部，1979の表11）（1977年現在）

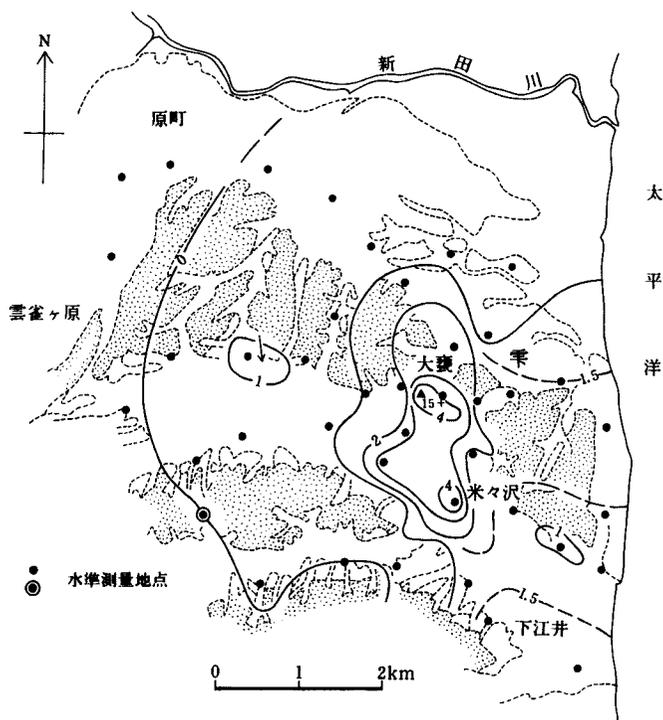
井戸深 (D)	農 業		その他（≠工業）		合 計	
	井戸本数	揚水量×10 ³ m ³ /y	井戸本数	揚水量×10 ³ m ³ /y	井戸本数	揚水量×10 ³ m ³ /y
0 < D < 20 m	507	8,093	33	547	540	8,640
20 ≤ D < 100	71	708	4	16	75	724
100 ≤ D < 200	86	1,256	23	2,854	109	4,110
200 ≤ D	7	1,138	17	7,811	24	8,949
不 明	13	240	2	15	15	255
計	684	11,435	79	11,243	763	22,678

注1) 1974年の地下水利用実態調査結果に、新たに確認された農業用の井戸192本（すべて0 < D < 20m）を追加し、各井の揚水量を5,000 m³/yと仮定して集計した。

2) 0 < D < 20mの井戸の地下水は不圧水に、20m ≤ Dの井戸の地下水は被圧水に、おおよそ対応する。

3 地盤沈下

本図幅地域東部の原町市大獲周辺では、1960年代から地盤沈下が進行し、水田や道路、家屋などに被害が生じた。東北農政局計画部（1979）によれば、1955年から1977年までの地盤の沈下量は最大150cmに達し、1974年から1977年までの3年間にも15cmの沈下が認められた（第102図）。地盤沈下地域は深井戸の分布域とよく調和している。沈下の原因については、被圧地下水の汲み上げによって地下水頭が下がり、沖積層中の地下水が深部に流出して地層が圧密を受けたことによると考えられている。



第102図 原町市における地盤の累計沈下量
（1974 - 1977年，単位cm）

文 献

- AKIBA, F.(1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. In KAGAMI, H., KARIG, D. E. and COULBOURN, W. T. *et al.*, *Init. Rep. DSDP.*, vol.87, U. S. Govt. Printing Office, Washington, p.393-481.
- ARAI, F., MACHIDA, H., OKUMURA, K., MIYAUCHI, T., SODA, T. and YAMAGATA, K. (1986) Catalog for Late Quaternary Marker-tephras in Japan -Tephras occurring in Northeast Honshu and Hokkaido-. *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, no. 21, p.223-250.
- BARRON, J. A.(1985) Miocene to Holocene planktic diatoms. In BOLLI *et al.*, (eds.) *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, p.763-809.
- EGUCHI, M.(1951) Mesozoic Hexacorals from Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser., (Geol.)*, vol. 24, p.1-96.
- 江口元起 (1964) 石炭及び天然ガス. 福島県産誌, 福島県, p.200-236 .
- ・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. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd ser. (Geol.)*, *Spec. Vol.*, no.4, p.424-436.
- ・庄司 力(1965) 福島県鹿島町付近のジュラ紀石灰岩の堆積環境. 地質雑, 第71巻, p.237-246.
- 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 .
- ・辻川正昭 (1960) 相馬市西方の中新統の諸問題 - 阿武隈山地北縁の第三系(その5). 地質雑, vol.66, p.363-370.
- 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) 福島県産誌. 福島県企画開発部, 296 p.
- GORAI, M.(1944) Petrological study on the plutonic rocks of Gosaisyo-Takanuki district, southern Abukuma plateau. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., ser.D*, vol.2, p.239-321.
- 半沢正四郎(1954) 東北地方. 日本地方地質誌, 344P. 朝倉書店.
- 原 郁夫(1974) 阿武隈帯, 松ヶ平・母体帯, 北上帯. 地質学論集, no.10, p.25-27.
- (1976) 広域変成帯における層面片理形成の意味. 島弧基盤, no.3, p.9-12.
- ・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.
- 早川典久 (1964) 非金属資源. 福島県産誌, 福島県, p.138-185 .
- HAYASAKA, H. (1956) Pliocene mollusca from the Futaba district, Fukushima Prefecture, Japan. *Saito Ho-on Kai Museum Res. Bull.*, no.25, p.13-20.
- 堀川秀夫・中馬教允・小林昭二・菅野孝美 (1987) 福島県相馬郡小高町鮮新統産ヒゲ鯨化石について. 福島大理科報告, no.39, p.31-36 .

- 一ノ瀬丁己・周藤賢治・八島隆一(1986) 福島県東部野手上山玄武岩中の超苦鉄質・苦鉄質包有物. 岩鉱, vol.81, p.384-391.
- 岩井淳一(1949) 仙台付近の新生代層. 地球科学, no.1, p.23-27.
- 岩松 暉(1971) 北上・阿武隈山地の褶曲の構造階層. 地質雑, vol.77, p.289-294.
- IWAMATSU, A.(1975) Folding styles and their tectonic levels in the Kitakami and Abukuma mountainous Lands, Northeast Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec.2*, vol.19, p.95-131.
- 菅野三郎(1955) 北阿武隈金山付近の地質. 東京教育大地誌研究報告, no.4, p.11-23.
- 加納 博(1958) 東北地方の時代未詳変成岩類 - 母体層の緑色岩類の対比について. 地質雑, vol.64, p.616-617.
- 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, 363p.
- 木村六郎(1922) 福島県相馬郡及双葉郡粘土及石英砂調査報文. 工業原料用鉱物調査報告. no.9, p.1-49.
- KIMURA, T.(1953) The origin of pyrite in the Nakanosawa Formation. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol.1, p.35-41.
- 木村敏夫(1954) 中の沢層の砂岩と石灰岩. 地質雑, vol.60, p.67-80.
- 北村 信・石井武政・寒川 旭・中川久夫(1986) 仙台地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 134p.
- ・中川久夫(1982) 表層地質図(土地分類基本調査), 5万分の1「塩竈・岩沼」, 宮城県, p.38-45.
- ・柴田豊吉・上田 朗(1955) 松川浦周辺 地域の地質および構造. 東北大地質古生物邦文報告, no.45, p.84-96.
- 小池一之(1968) 北阿武隈山地の地形発達. 駒沢地理, no.4・5, p.109-126.
- KOIKE, K.(1969) Geomorphological development of the Abukuma mountains and its surroundings, Northeast Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.40, p.1-24.
- 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.
- 河野義礼・植田良夫(1965) 本邦産火成岩のK-Ar dating () - 阿武隈山地の花崗岩類. 岩鉱, vol.54, p.162-172.
- 久保和也(1973) 中部阿武隈山地三春町付近の花崗岩類. M A G U M A , no.32, p.11-14
- ・山元孝広(1989) 阿武隈山地東縁「原町」地域の火成岩類. 日本地質学会第96年学術大会演旨 p.573.
- 町田 洋・新井房夫・小田静夫・遠藤邦彦・杉原重夫(1984) テフラと日本考古学 - 考古学研究と関係するテフラのカタログ - . 渡辺直経編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」, p.865-928.
- 前川寛和(1988) 東北日本の低温高圧型変成岩類 母体 - 松ヶ平帯 . 地球科学, vol.42, p.212-219.
- 真鍋健一(1974) 福島県小高町の上部更新統中の地球磁場逆転について. 第四紀研究, vol.13, p.21-25.
- MARUYAMA, T.(1978) Geochronological studies on granitic rocks distributed in the Gosaisho -Takanuki district, southern Abukuma Plateau, Japan. *J. Min. Coll. Akita Univ. Ser. A*, 5,

p. 53-102.

- 正谷 清(1950) 福島県相馬地方の侏羅系に就いて. 地質雑, vol.56, p.499-505.
- MASATANI, K. and TAMURA, M.(1959) A stratigraphic study on the Jurassic Soma Group on the eastern foot the Abukuma mountains, northeast Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.30, p.245-257.
- 増井淳一・国井 敬(1962) 福島県原町市付近および大堀の粘土. 東北の工業用鉱物資源, 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会, p.144-150.
- 松本秀明(1976) 阿武隈山地東縁・塩手山付近の活断層. 東北地理, vol.28, p.176.
- 松岡 篤(1989) 相馬中村層群小山田層(最下部白亜系)からの放散虫化石. 化石, no.46, p.11-16.
- 湊 正雄(1942) 北上山地に於ける先坂本沢階不整合と其の意義. 地質雑, vol.49, p.47-72.
- MINATO, M.(1955) Japanese Carboniferous and Permian Corals. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser.4*, vol.9, p.1-202.
- , HUNAHASHI, M., WATANABE, J. and KATO, M.(eds.) (1979) *The Abean Orogeny*. Tokai Univ. Press, 427p.
- 三野与吉(1942) 地形原論. 517p, 古今書院.
- MOORE, J. G. and LOCKWOOD, J. P.(1973) Origin of comb layering and orbicular structure, Sierra Nevada Batholith, California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, no.84 p.1-20.
- MORI, K.(1963) Geology and paleontology of the Jurassic Somanakamura Group, Fukushima Prefecture, Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ. 2nd ser.*, vol.35, p.33-65.
- 森 和雄・池田喜代治(1966) 仙台市南東部から福島県太平洋岸一帯の地域地下水について. 地調月報, vol.17, p.551-574.
- 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郡湯本村付近地質図. 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, no.3, p.62-70.
- NAKAZAWA, K. and NEWELL, N. D.(1968) Permian bivalves of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., ser. B*, vol.35, p.1-108.
- 南部松夫・岡田広吉(1956) 未利用鉄資源(第3輯). 通産省地下資源開発審議会鉱山部会, p.268-271.
- NEEDHAM, D. T. (1987) Asymmetric extensional structures and their implications for the generation of melanges. *Geol. Mag.*, no.124, p.311-318.
- 小笠原憲四郎・島本昌憲(1984) 塚原層産貝類化石. 福島県浜通り地方化石調査報告, 福島県立博物館調査報告第6集, p.24-25.
- 生出慶司・藤田至則(1975) 岩沼地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 27p.
- 大石三郎(1934) 相馬中生植物化石層の時代について. 地質雑, vol.41, p.265-268.
- OISHI S.(1940) The Mesozoic Floras of Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., ser. 4*, vol.5, p.156-181.

- 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.
- OKAMI, K.(1969) Sedimentary petrographic study of the quartzose sandstone of the Tomizawa Formation. *Sci. Rep., Tohoku Univ.* vol.41, p.95-108.
- OKAMI, K., MASUYAMA, H. and MORI, T.(1976) Exotic pebbles in the eastern terrain of the Abukuma Plateau, Northeast Japan (part1) the conglomerate of the Jurassic Somanakamura Group. *Jour. Geol. Soc. Japan.* vol.82., p.83-98.
- 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). 東教大研報 no.2, p.79-89.
- 大槻憲四郎・中田 高・今泉俊文(1977) 東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモデル. 地球科学, vol.31, p.1-14.
- 西城 潔(1987) 阿武隈山地北部における斜面形成と地形発達(演旨). 地理学会予稿集, no.31, p.30-31.
- 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.
- SATO, Tadashi(1962) Studes Biostratigraphiques des ammonites du Jurassique du Japan. *Mem. Soc. Geol. France nouv., ser., t XLII, No.94*, p.1-122.
- SATO, Toshihiko(1956) On the Tateishi formation and its Carboniferous coral fauna, in the north-western part of Abukuma massif, Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, vol.36, p.235-261.
- 佐藤敏彦(1961) 相馬古生層(阿武隈高原)の層序と構造運動の概要. 地質雑. vol.67, p.406.
- (1973) 相馬古生層(福島県, 北東部阿武隈山地)の二疊系にみられる古生代末の地殻変動について. 信州大学教養部紀要(自然科学), 7, p.91-104.
- SATO, Toshihiko(1974) The geological map and stratigraphic relationship of the Upper Devonian Ainosawa Formation in the Soma district, Fukushima Prefecture, Japan. *Jour Fac. Lib. Art., Shinshu Univ.* Pt.2. 8, p.5-14.
- SENDO, T. (1958) On the Granitic Rocks of Mt. Otakine and its Adjacent districts in the Abukuma Massif, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. ser.* , vol. , no.1, p.57-167.
- 柴田豊吉(1953) “仙台層群”の層序からみた2,3の問題(演旨). 地質雑, vol.59, p.352.
- 柴田 賢(1985) 白亜紀の放射年代 - 特に地質年代尺度に関連して - . 地質学論集, no.26, p.119-133.
- (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.
- SHIBATA, K., MATSUMOTO, T., YANAGI, T. and HAMAMOTO, R. (1978) Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan. In *Contributions to the geologic time scale* (eds. COHEE, G. V., GLAESSNER, M. F. and HEDBERG, H. D.). Am. Ass. Petroleum Geologists. Studies in Geology, no.6, p.143-164.
- ・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(1986) 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60年度). 通商産業省資源エネルギー庁, 119p
- (1987) 希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告, 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, 149p.
- SHIMIZU, S.(1927) A Tithonian species of *Perisphinctes* from the Torinosu limestone of Koike, Province of Iwaki, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.5, no.4, p.219-222.
- (1930) Notes on two Tithonian species of *Perisphinctes* from Trinosu limestone of Koike, Province of Iwaki, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.7, no.2, pp.45-48.
- SMITH, J. D. and FOSTER, J. H.(1969) Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. *Science*, vol.163, p.565-567.
- 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) 日本炭田図, 常磐炭田地質図及び説明書. 地質調査所, 143p.
- 鈴木敬治(1963) 植物化石よりみた東北日本新第三系 - 中新統下部層と植物化石群 - . 化石, no. 5, p. 63-77.
- SUZUKI, K. and NAKAGAWA, H. (1971) Late Pleistocene Flora from the Pacific Coast of Fukushima Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser.* vol.42, p.187-198.
- 鈴木光郎・伊部幸美(1962) 福島県原町市付近のけい砂. 東北の工業用鉱物資源, 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会, p. 218-225.
- 鈴木毅彦・小荒井 衛(1989) 福島県相馬郡鹿島町における双葉断層(大谷断層)の断層露頭と最近の活動に関する一考察. 活断層研究, no.6, p.23-29.
- 周藤賢治・一ノ瀬丁己・滝本俊明・八島隆一(1986) 福島県東部野手上山高マグネシア玄武岩. 岩鉱, vol. 81, p.312-323.
- 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層質群より産する微化石調査報告. 福島県立博物館調査報告第12集 - 微化石調査 -, 福島県教育委員会, 53p.
- 滝沢文教(1976) 南部北上杜鹿半島のジェラ系にみられる河川成堆積サイクル. 地質雑, vol.82, p.625-642.
- (1977) 南部北上帯中生代堆積盆に関する二三の問題. 地質研専報 no.20, p.61-73.
- TAKIZAWA, F.(1985) Jurassic sedimentation in the South Kitakami Belt, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*. Vol.36, p.203-320.
- 滝沢文教・神戸信和・久保和也・秦 光男・寒川 旭・片田正人(1984) 石巻地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 103p.
- ・久保和也・猪木幸夫(1987) 寄磯地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 74p.
- TANAKA, H.(1980) Gabbroic rocks from the northern Abukuma Mountains, Northeast Japan. *Bull. Yamagata Univ., Natl. Sci.*, 10, p.127-142.

- 田村 実(1959) 相馬ジュラ紀層群産の鳥の巢二枚貝化石群について. 地質雑, vol.65, p.280-289.
- TAMURA, M.(1959) Taxodonta and isodonta from the Jurassic Soma group in North Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no.36, p.168-180.
- (1960) A Note on Neoburmesia, a peculiar Jurassic pelecypod, with description of mitilids and myacids from the Upper Jurassic Soma group in Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no.38, p.275-283.
- TAZAWA, J. and GUNJI, Y.(1982) Middle Permian brachiopods from the Oashi Formation, Abukuma Mountains, Northeast Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, No.50. p.67-75.
- , and MORI, K.(1984) A Visean brachiopod fauna from the Mano Formation, Soma district, Abukuma Mountains, Northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no.134, p.347-360.
- 東北農政局計画部 (1979) 原町地区地盤沈下報告書. 161p.
- 時津孝人 (1956) 福島県相馬地区珪砂鉱床調査報告. 地調月報, vol.7, p.57-62.
- 徳永重康 (1927) 常磐炭田の地質. 早大理工紀要, no.5, p.1-316.
- ・大塚弥之助 (1930) 相馬古生層に関する新事実について. 地質雑, vol.37, p.575-592.
- 上野輝弥 (1984) 塚原層産魚類化石. 福島県浜通り地方化石調査報告, 福島県立博物館調査報告第6集, p.26.
- 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). 東教大研報, no.2, p.69-78.
- ・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 (1983a) 阿武隈変成帯東縁の“井出川構造帯 (新称)” 構造帯設定の根拠とその意義. 地質雑, vol. 89, p.331-346.
- ・———— ・———— ・———— (1983b) 阿武隈変成帯東縁の“井出川構造帯 (新称)” “フェルサイト” 岩脈群の成因. 地質雑, vol. 89, p.455-468.
- 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, 福島県総合開発調査局, 35p.
- 渡辺偉夫 (1985) 日本被害津波総覧. 東京大学出版会, 206p.
- WILSHIRE, H. G.(1969) Mineral layering in the Twin Lakes granodiorite, Colorado, *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 115, p.235-261.
- 矢部長克 (1935) 中, 下部瑞穂統. 東北帝大理学部古生物邦文報告, no.12, p.1-28.
- YABE, H.(1939) Palaeozoic Formation of Japanese Island. *Proc. Sixth Pacific Sci. Congr.*, p.377-458.
- and AOKI, R.(1924) Mesozoic and Cenozoic History of the Abukuma Plateau and its Foreland along the Pacific. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol.3, p.23-34.
- and HATAI, K. (1941) The Cenozoic formations and fossils of northeast Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. 2nd. ser. (Geol.)*, vol. 22, p.1-86.
- and HAYASAKA, I.(1915) Palaeozoic Corals from Japan, Korea and China. *Jour. Geol. Soc.*

Japan, vol.22, p.55-109, 127-142.

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類 - 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.

山内秀夫(1964) 原町市大甕海岸における海蝕崖の後退について. 地理評, vol.37, p.138-146.

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.

—————・中村光一・鈴木祐一郎・沢村孝之助・吉田史朗・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.

柳井修一・小関 攻・児子修司・浜田隆士(1988) 阿武隈山地北部の上部デボン系 - 下部石炭系と立石ナツブ. 地球科学, vol.42, p.179-186.

八島隆一・中通り団体研究会(1981) 中通り・川桁地域の变成岩類() - 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, vol.31, p.109-126.

吉田 尚(1975) 東北日本古・中生代地向斜の分化と発展. 地団研専報, no.19, p.103-114.

吉岡敏和(1989) 双葉破砕帯における新生代の断層活動(予報). 地質学会第96年大会講演要旨, p.453.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Niigata (7) No.35 and 36

GEOLOGY

OF THE

HARAMACHI AND ŌMIKA DISTRICT

By

Kazuya KUBO, Yukio YANAGISAWA,
Toshikazu YOSHIOKA, Takahiro YAMAMOTO and Fuminori TAKIZAWA

(Written in 1989)

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 100km along the eastern margin of the Abukuma Mountains. The fracture zones have a width of 1 to 3km and are associated with mylonite and/or cataclastic rocks.

Within the Hatagawa Fracture Zone, three major faults are found: the Western, Central and Eastern Faults respectively (Fig. 1). And within the Futaba Fracture Zone, the Futaba Fault is developed. Within a narrow area between the Central Fault and the Futaba Fault, northeast-trending Shajigami Shear Zone occurs. The Shajigami Shear Zone is cut by the faults of the Hatagawa and Futaba Fracture Zones.

On the east side of the Futaba Fault, Mesozoic formations crop out in contact with the fault, and

Table 1 Summary of the geology of the Haramachi and Ōmika district

Region		west side of the Central Fault	between the Central Fault and Futaba Fault	east side of the Futaba Fault	Igneous activity	Tectonic movement		
Age								
Cenozoic	Quaternary	Alluvium						
		Pleistocene		Lower terrace deposits		Left-lateral movement along the Futaba Fault		
			Late		Middle terrace deposits			
					Tsukabara Fm.			
	Middle			Higher terrace deposits				
	Early					Uplifting of the Abukuma Mountains		
	Neogene	Pliocene			Sendai G.	^ Felsic volcanic activity	Transgression Regression	
			Late		Dainenji Fm.			
		Early			Mukaiyama Fm.			
					Tatsunokuchi Fm.			
	Late			Kameoka Fm.	^ Felsic volcanic activity	Transgression		
	Middle	Intrusive rocks			High-magnesia andesite volcanic activity			
Miocene	Early			Yuna-gaya G.	v Mafic volcanic activity	Regression		
				Mizunoya Fm.				
	Early			Goyasu F.		Transgression		
Mesozoic	Paleogene			Natori G.				
				Tenmyosan Fm.				
	Cretaceous	Late				+ granitic plutonic activity + (Gabbro, Tonalite, Granodiorite, Granite etc.) + Porphyrite dikes	Left-lateral movement along the Hatagawa and Futaba Fracture Zones and Shajigami Shear Zone Folding	
		Early		Intrusive rocks				
					Intrusive rocks			
					Takanokura Fm.			
	Jurassic	Late			Somanakamura G.	^ Intermediate-felsic volcanic activity	Regression	
		Middle			Koyamada Fm.		^	Transgression
		Early			Tomizawa Fm.			Transgression
					Nakanosawa Fm.			
					Tochikubo Fm.			
	Paleozoic	Triassic						
Permian						Regression		
Carboniferous			Soma Paleozoic Fm.	Oashi Fm.		Transgression		
				Uwano Fm.				
Devonian				Tateishi Fm.				
			Mano Fm. F.		Uplifting			
Unknown age			Suketsune Metamorphic Rocks			Regional metamorphism		
			Metamorphic rocks					

Fm. : Formation G. : Group F. : Fault

Neogene formations are distributed widely on the rest of the district.

In the narrow area between the Central Fault and the Futaba Fault, pre-Tertiary metamorphic rocks, sedimentary rocks, volcanic rocks and plutonic rocks occur.

On the west side of the Central Fault, so-called Abukuma granitic rocks and associated metamorphic and gabbroic rocks occur.

The outline of the geology in the district is summarized in Table 1.

PRE-TERTIARY ROCKS ON THE EAST SIDE OF THE CENTRAL FAULT

Pre-Devonian metamorphic rocks, Early Carboniferous to Middle Permian Paleozoic Formations (Soma Paleozoic Formations), Middle Jurassic to Lowermost Cretaceous formations (Somanakamura Group) and Early Cretaceous volcanic and plutonic rocks occur. All of these geologic units have similar lithologic features with those of the South Kitakami Mountains, and can be correlated with the geologic units of the South Kitakami Mountains.

Suketsune Metamorphic Rocks

The Suketsune Metamorphic Rocks occur on the east side of the Shajigami Shear Zone, and consist mainly of mafic metamorphic rocks with a small amount of pelitic and siliceous ones. The metamorphic rocks are regarded as thermally metamorphosed equivalents of the Matsugadaira Metamorphic Rocks, which crop out in the Somanakamura District on the north of Haramachi District where low-temperature high-pressure type regional metamorphic rocks are covered unconformably by the Upper Devonian Ainosawa Formation.

Mineral assemblages of the Suketsune Metamorphic Rocks are as follows:

Mafic metamorphic rocks

pale-green amphibole ± green amphibole + biotite + plagioclase + quartz ± tourmaline
epidote + garnet ± clinopyroxene + calcite ± sphene + plagioclase + quartz

Pelitic metamorphic rocks

quartz + plagioclase + biotite + sphene + tourmaline ± chlorite

Siliceous metamorphic rocks

quartz + biotite + sphene

Soma Paleozoic Formations

The Paleozoic strata ranging in age from Early Carboniferous to Middle Permian is distributed in the northern part of this district, and is in fault contact with the Suketsune Metamorphic Rocks. It consists of neritic and inland sea deposits and is divided into the Mano, Tateishi, Uwano and Oashi formations in ascending order.

The Mano Formation, consists of medium- to thin-bedded alternating sandstone and sandy slate, and is Early Carboniferous in age. The sandstone is lithic wacke containing a large amount of fragments of andesitic volcanic rocks.

The Tateishi Formation is correlated with the upper Lower Carboniferous (Visean) Onimaru Series of the South Kitakami Mountains, and consists of schistose limestone with mylonitic deformation. The formation, 95m thick, covers unconformably the Mano Formation.

The Uwano Formation, about 800m thick, consists mainly of sandy shale and slate with subordinate amounts of fine-grained sandstone, tuffaceous sandstone and limestone. The formation is probably Early Permian (Sakamotozawa Series) in age. The relation between the Uwano and Tateishi Formations is not clear because of lack of outcrop. But the biostratigraphic discontinuity between these formations suggests the unconformable relationship of them.

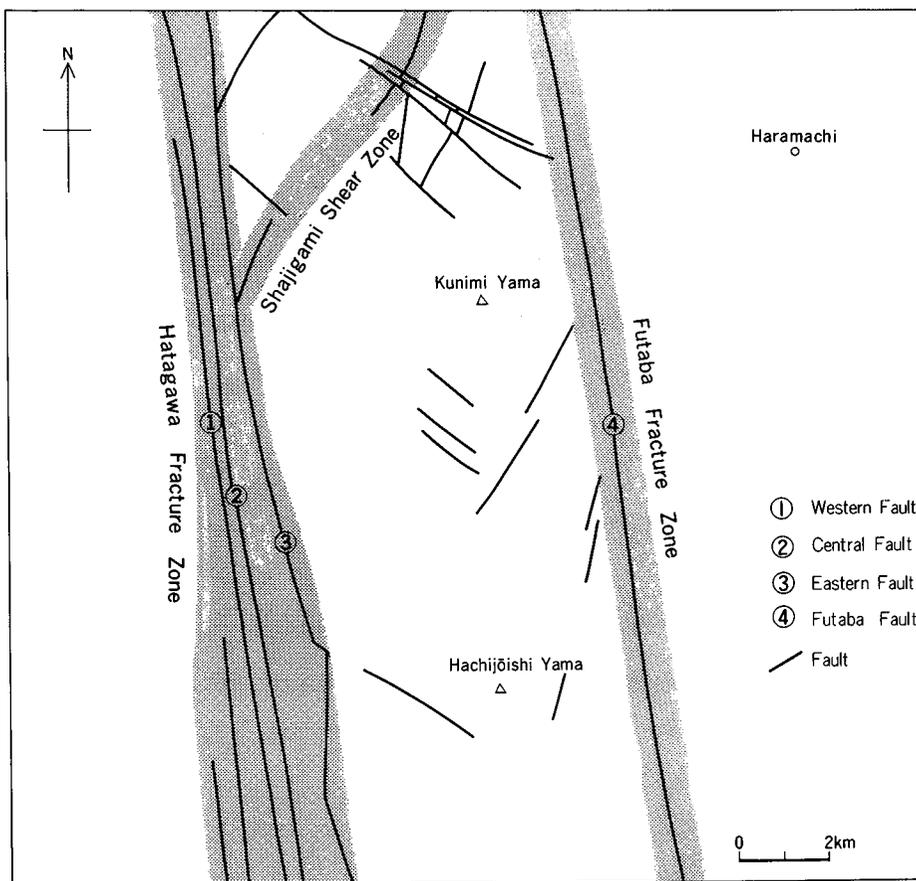


Figure 1 Main fracture zone, shear zon and faults.

The Oashi Formation, more than 200m thick, consists mainly of fine-to medium-grained sandstone and conglomerate ("Usuginu- type conglomerate") containing granite pebbles. The formation is assigned to the Middle Permian Kanokura Series.

Somanakamura Group

The Middle Jurassic to lowermost Cretaceous Somanakamura Group crops out in a narrow zone along the eastern margin of the Abukuma Mountains forming a north-south trending anticlinorium. The Group is divided into seven formations. However, in this district the upper four formations are distributed and are conformable with each other (Table 1). The total thickness attains more than 1,600m.

The Tochikubo Formation consists of arkosic sandstone and shale with coal seams. This formation is of nonmarine origin and yields abundant plant fossils.

The Nakanosawa Formation is made mainly of arkosic or calcareous sandstone, containing impure limestone (Koike Limestone) in the upper. The formation is characterized by the abundant occurrences of marine molluscan fossils. In addition, the Koike Limestone contains abundant fossils such as stromatoporoids and corals which are common to those of the Torinosu Fauna, and is assigned to the Early Tithonian based on the occurrence of *Aulacospinctoides* cf.

steigeri and other ammonites.

The Tomizawa Formation is composed of arkosic sandstone and shale in very thick-bedded alternation, and is very similar to the Tochikubo Formation in lithology. The formation lacking marine fossils is considered to be mostly non-marine fluvial deposits.

The Koyamada Formation, the uppermost part of the group, is dominated by black shale with dacitic tuff interbeds. This formation is assigned mostly to Berriasian in age based on the presence of *Parakilianella umazawensis* and *Thurmanniceras* sp.

Takanokura Formation

The Takanokura Formation is distributed along the eastern margin of the Abukuma Mountains, and is intruded by Early Cretaceous granitic plutons. This formation is assigned to Hauterivian in age by K-Ar dating. Early Cretaceous volcanic episode of this formation is correlated with that in the Kitakami Mountains. This formation comprises three lithostratigraphic units.

The lower unit, more than 500m thick, is a single, massive rhyolitic ash-flow tuff. This ash-flow tuff is characterized by its great thickness and contains abundant ten-meter size blocks of accessory volcanic rocks.

The upper unit, more than 1,000m thick, rests conformably on the lower unit without significant eroded planes and consists of andesitic to dacitic lava flow and resedimented volcanoclastic rocks.

Undivided volcanic rocks cover the lower and upper units, and consist of meta-volcanic rocks such as sheared andesite and dacite.

Intrusive rocks

The earliest intrusive rock is fine-grained hornblende gabbro and is intruded into the Soma Paleozoic Formations and is thermally metamorphosed by the dikes of granodiorite porphyry. The gabbro mass is bordered on the west by the Eastern Fault within the Hatagawa Fracture Zone.

The gabbro contains a considerable amount of magnetite, resulting in high magnetic susceptibility of the rock. So, the gabbro differs distinctly from the gabbro which occurs on the west side of the Central Fault and shows low magnetic susceptibility.

After the sedimentation of the Takanokura Formation, vigorous plutonism occurred in this region during Early Cretaceous time. Medium-grained hornblende-biotite granodiorite (Kunimiyama Granodiorite), medium- to coarse-grained biotite granite (Hachijoishiyama Granite), fine-grained biotite-hornblende granodiorite (Nittagawa Granodiorite), medium-grained hornblende-bearing biotite Granodiorite (Kawabusa Granodiorite), granodiorite porphyry and felsite were emplaced successively.

And also, medium to fine-grained schistose hornblende-biotite granodiorite was intruded along the Shajigami Shear Zone, and hornblende porphyrite was intruded into the Somanakamura Group. The Nittagawa Granodiorite, medium to fine-grained schistose hornblende-biotite granodiorite, granodiorite porphyry and felsite occur exclusively along the shear zones or faults.

PRE-TERTIARY ROCKS ON THE WEST SIDE OF THE CENTRAL FAULT

On the west side of the Central Fault, Early Cretaceous granitic rocks and associated metamorphic and gabbroic rocks occur.

Metamorphic rocks

Metamorphic rocks occur as relatively large-scale xenoliths measuring about 0.3 × 1km within granitic rocks, especially along the medium-grained biotite granite and medium-grained hornblende-biotite granodiorite. The metamorphic rocks consist of mafic and pelitic metamorphic rocks.

Mineral assemblages of the metamorphic rocks are as follows:

Mafic metamorphic rocks

clinopyroxene + brownish-green hornblende + pale-green amphibole + plagioclase + quartz

Pelitic metamorphic rocks

biotite + muscovite + chlorite + quartz + plagioclase + K-feldspar ± tourmaline

The metamorphic rocks are thermally metamorphosed by the surrounding granitic rocks. It is not clear whether the rocks had already been metamorphosed regionally before they were captured in the granitic rocks.

Intrusive rocks

Gabbroic rocks occur as a small mass of xenolith between the medium-grained hornblende-biotite granodiorite and fine to medium-grained biotite granite. The gabbroic mass consists mainly of clinopyroxene-hornblende gabbro and is associated with clinopyroxene-bearing quartz diorite.

Main granitic rocks in this region are as follows, in order of intrusion; medium-grained hornblende-biotite granodiorite, medium-grained hornblende-bearing biotite granodiorite, medium-grained granite (pink biotite granite), fine- to medium-grained biotite granite (gray biotite granite) and granodiorite porphyry. They intruded during the Early Cretaceous time.

NEOGENE

The Neogene in the mapped district consists of Lower Miocene sediments, Lower to Middle Miocene basaltic intrusives, and the latest Miocene to Pliocene Sendai Group.

The Lower Miocene sequence is divided into four stratigraphic units, namely the Shiote, Tenmyōsan, Goyasu and Mizunoya Formations in ascending order.

The Shiote Formation is composed of fluvial conglomerate, lagoonal sandy mudstone and shallow marine well-sorted sandstone. It is distributed on the west of the Futaba Fault. Marine molluscan fossils and the Daishima-type Flora have been reported from this formation.

The Tenmyōsan Formation is basaltic and andesitic pyroclastics. In this district, the formation occurs in small lens-like fault blocks along the Futaba Fault, although it conformably covers the Shiote Formation in the adjacent Somanakamura District.

The Goyasu Formation is made of micaceous marine bioturbated sandstone yielding molluscan fossils. The Mizunoya Formation is marine mudstone intercalated with sandstone, conformably overlying the Goyasu Formation. Both the formations are distributed on the east of the Futaba Fault steeply dipping east.

In this district, several basaltic intrusives occur in the Pre-Neogene and the Shiote Formation. Most of these intrusives are contemporaneous with the volcanic rocks of the Tenmyōsan Formation. However, some of them possess the Middle Miocene K-Ar ages.

The Sendai Group is distributed widely in the hilly area on the east side of the Futaba Fault. Diatom biostratigraphy and magnetostratigraphy indicate that the Sendai Group is latest Miocene to Late Pliocene in age. The group is divided by a sharp unconformity into two sedimentary cycles; the lower (the Kameoka and Tatsunokuchi Formations) and the upper (the Mukaiyama and Dainenji Formations) cycles.

The Kameoka Formation, the lowest of the Sendai Group, is non-marine deposits composed of mudstone, lignite and acidic tuff. The Tatsunokuchi Formation conformably overlies the Kameoka Formation, and consists of bluish gray massive mudstone and fine-grained sandstone deposited in the intrabay environment. The Tatsunokuchi Fauna, one of the most important Pliocene molluscan

faunas in Northeast Japan, occurs in the formation.

The Mukaiyama Formation is latest Early Pliocene non-marine sediments unconformably overlying the Tatsunokuchi Formation. It is composed of conglomerate, sandstone and mudstone intercalated with lignite seams and acidic tuff. The Dainenji Formation is Late Pliocene open marine deposits composed of sandstone and mudstone. Many thin volcanic ash layers are intercalated in the upper part of this formation. A large-scale submarine landslide deposit occurs in the uppermost part of the formation. Marine diatoms, molluscus and fossil whales have been reported from the formation.

The Quaternary is distributed along the main rivers and coast, and comprises terrace deposits and alluvium. They consist of gravel, sand and mud. The terrace deposits are divided into the Higher I, Higher II, Middle I, Middle II, Lower I and Lower II Terrace Deposits. The Higher Terrace Deposits are Middle Pleistocene in age, and others are Late Pleistocene. Alluvium is distributed along the each river.

The Futaba Fault was active in the Quaternary time. The Abukuma Mountains were uplifted in Pliocene to Early Pleistocene time being accompanied by faulting. The northern part of this fault has been active even in Late Pleistocene.

ECONOMIC AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

Iron ore deposits

Several iron ore deposits occur in the Haramachi district. The Takanokura Mine was the largest one in this district, and is located to the west of Suketsune, Haramachi-shi. The ore deposits occur as contact metamorphosed ore deposits within the limestone of the Soma Paleozoic Formations near the medium- to fine-grained schistose hornblende-biotite granodiorite. The ore contains magnetite and small amounts of pyrite and pyrrhotite, associated with skarn minerals such as garnet, diopside, epidote, calcite and quartz. In the weathered zone, limonite, malachite, chrysocolla, and tenorite were formed as secondary minerals. This weathered zone was worked later as copper ore deposits. The Takanokura mine was closed in 1958, and none of the mines in this district are working today.

Building stones

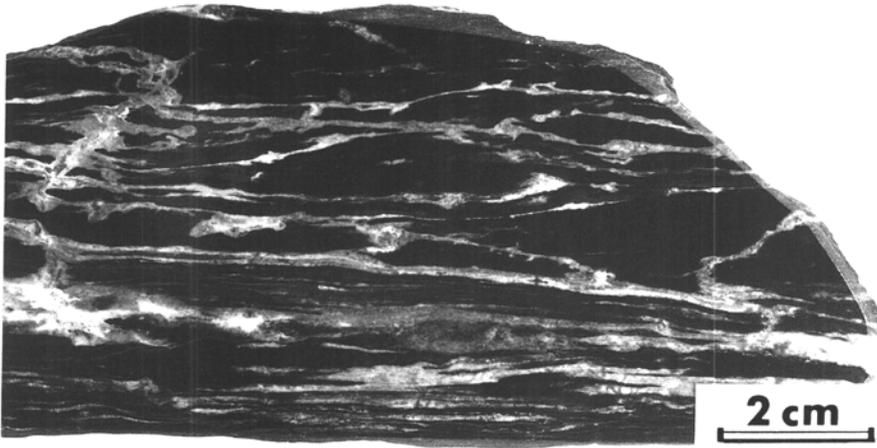
For the aggregate, volcanic rocks of the Takanokura Formation and sheared granodiorite (Kunimiyama Granodiorite) with granodiorite porphyry intruding it are quarried.

In the many places around the Iidate-mura, Futaba-gun, and Katsurao-mura, Namie-machi, granitic rocks are quarried for building stones. 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.

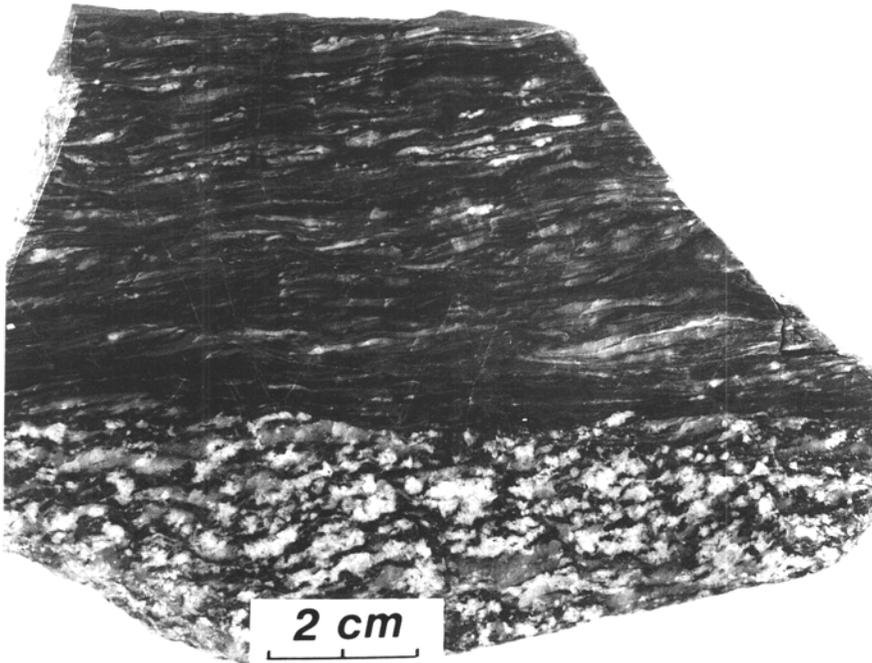
Groundwater and land subsidence

In the eastern lowland, the Pliocene and Quaternary sediments yield groundwater. It has been pumped for agricultural and industrial use. Pumping of deeper groundwater brought about land subsidence. From 1955 to 1977, maximum amount of subsidence reached 150cm in Haramachi-shi.

1

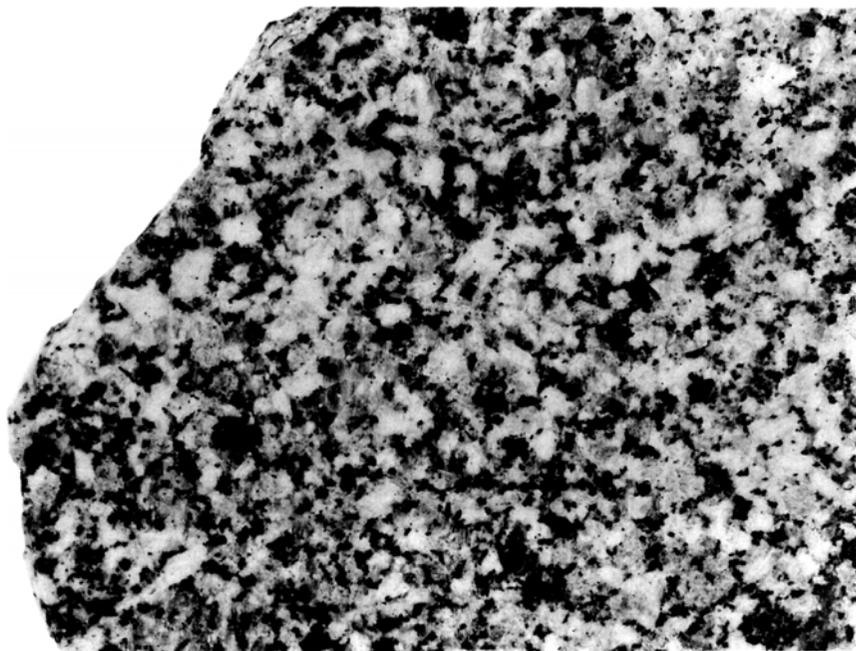


2

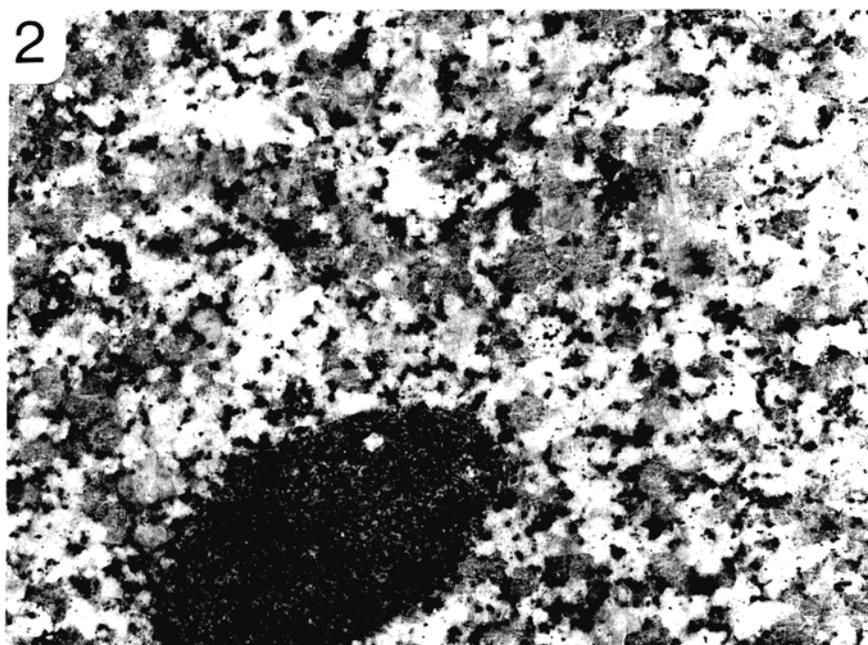


- 1 助常変成岩類(苦鉄質の変成岩). GSJ R47910 (原町市東森)
2 国見山花崗閃緑岩の強マイロナイト化部. GSJ R47911(葛尾村小出谷北西1km)

1



2

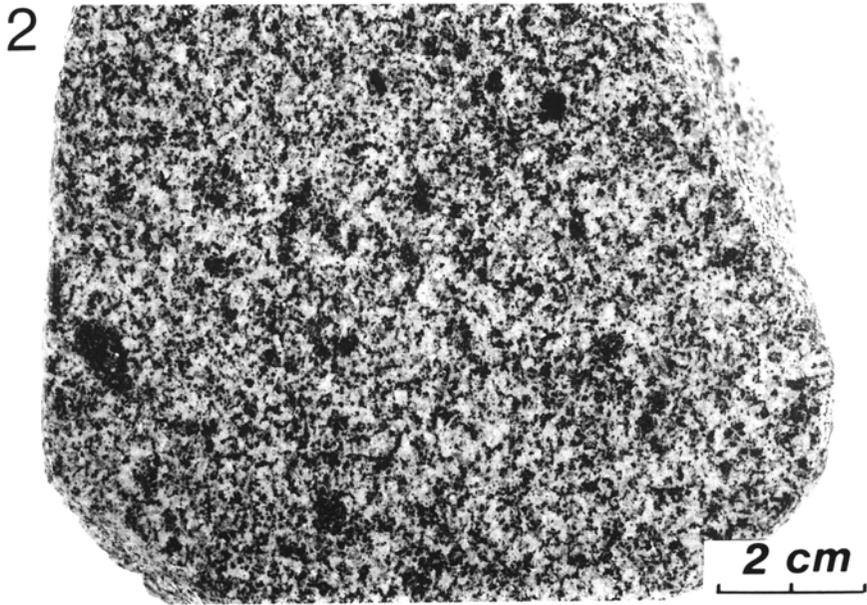
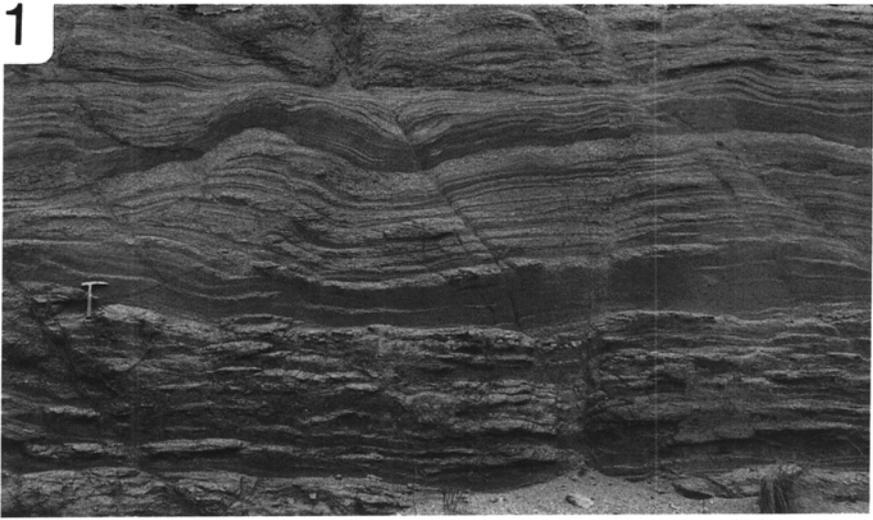


2 cm

- 1 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (国見山花崗閃緑岩). GSJ R47912 (原町市赤根川上流)
- 2 中 - 粗粒黒雲母花崗岩 (八丈石山花崗岩). GSJ R47913 (原町市横川西方 2 km)

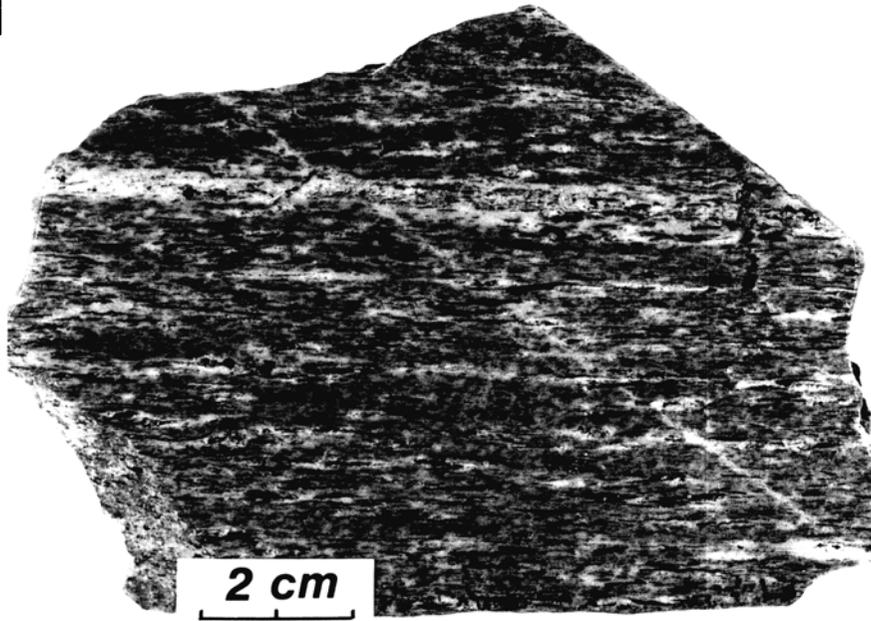


八丈石山花崗岩中の層状構造 (浪江町昼曾根東方1km)

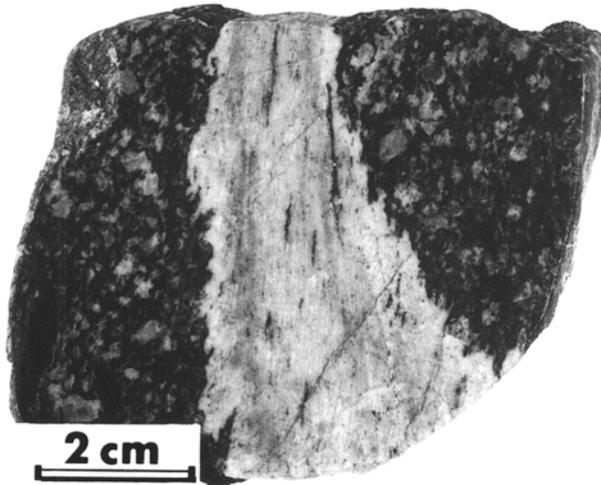


- 1 八丈石山花崗岩中の層状構造 (浪江町昼曾根東方 1km)
- 2 細粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (新田川花崗閃緑岩) GSJ R47914 (原町市横川, 松川ダム北西 500m)

1



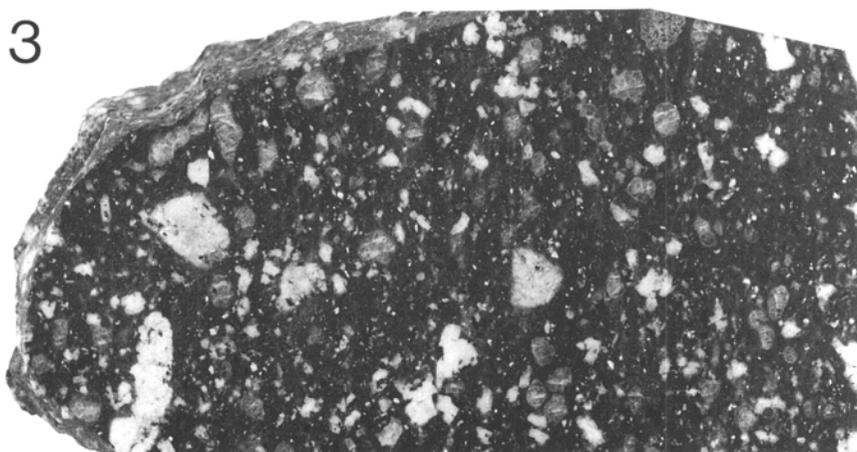
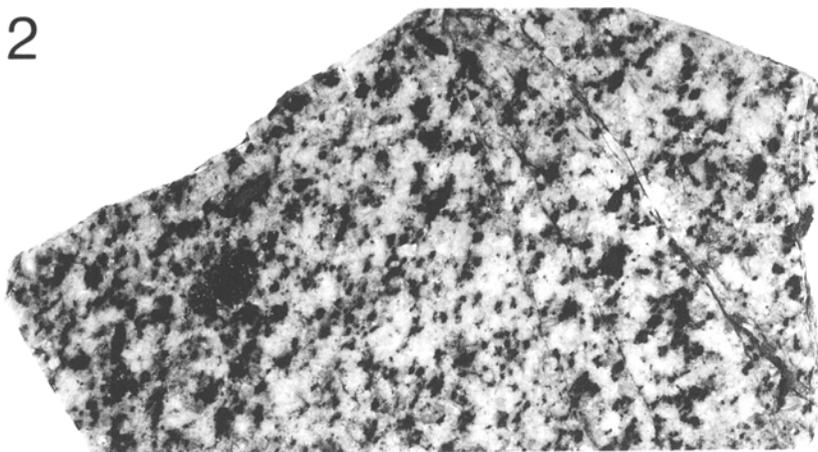
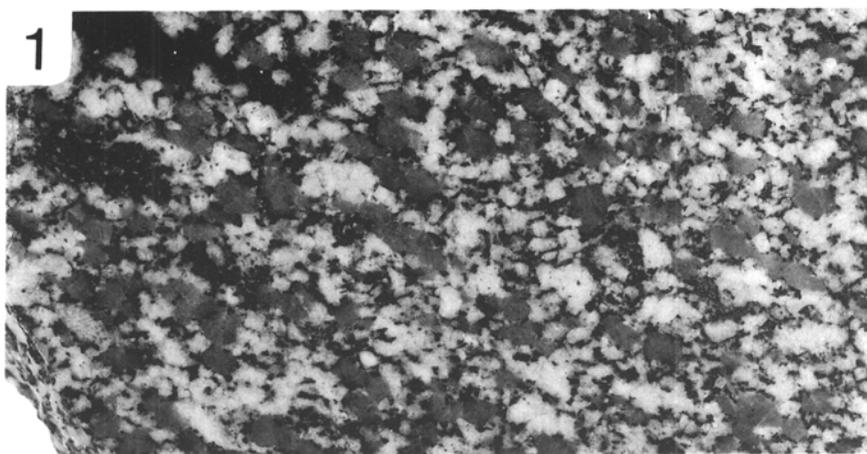
2



新田川花崗閃緑岩を貫く片状構造の発達した珪長岩

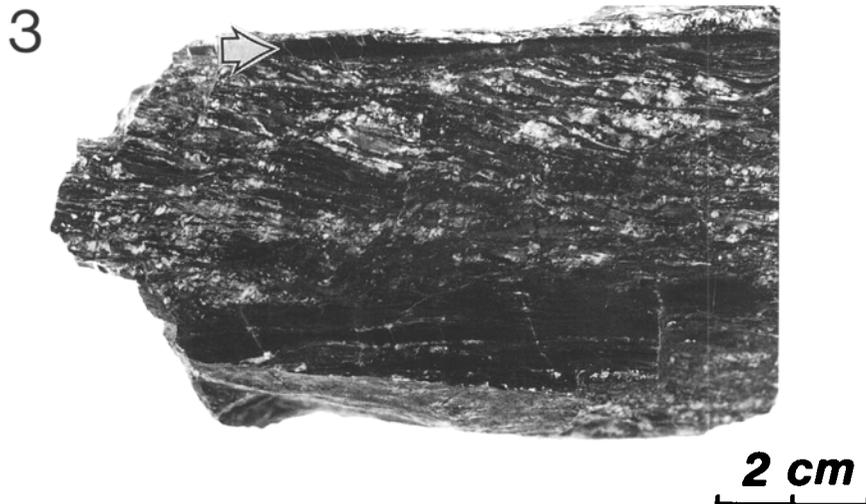
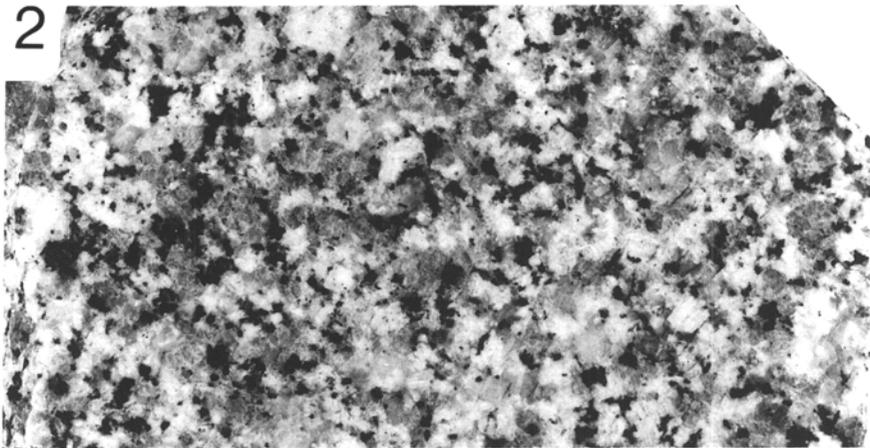
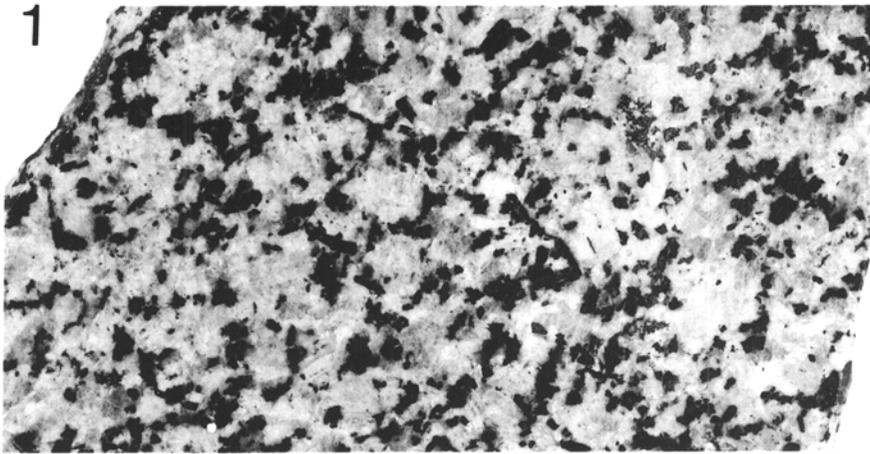
1:GSJ R47915 (原町市赤根 川上流の三角点 (645.8m) の南西200m)

2:GSJ R47916 (原町市東森の水無川河床・第43図と同一地点)

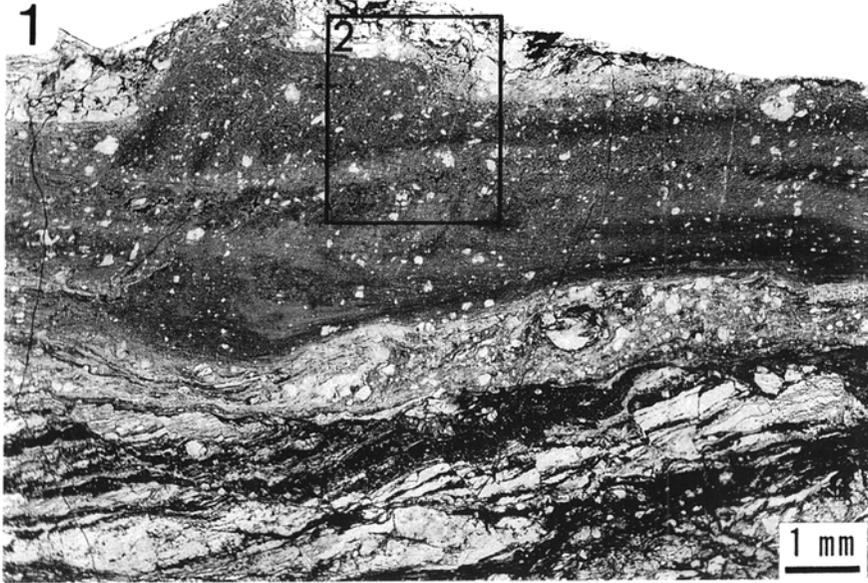


2 cm

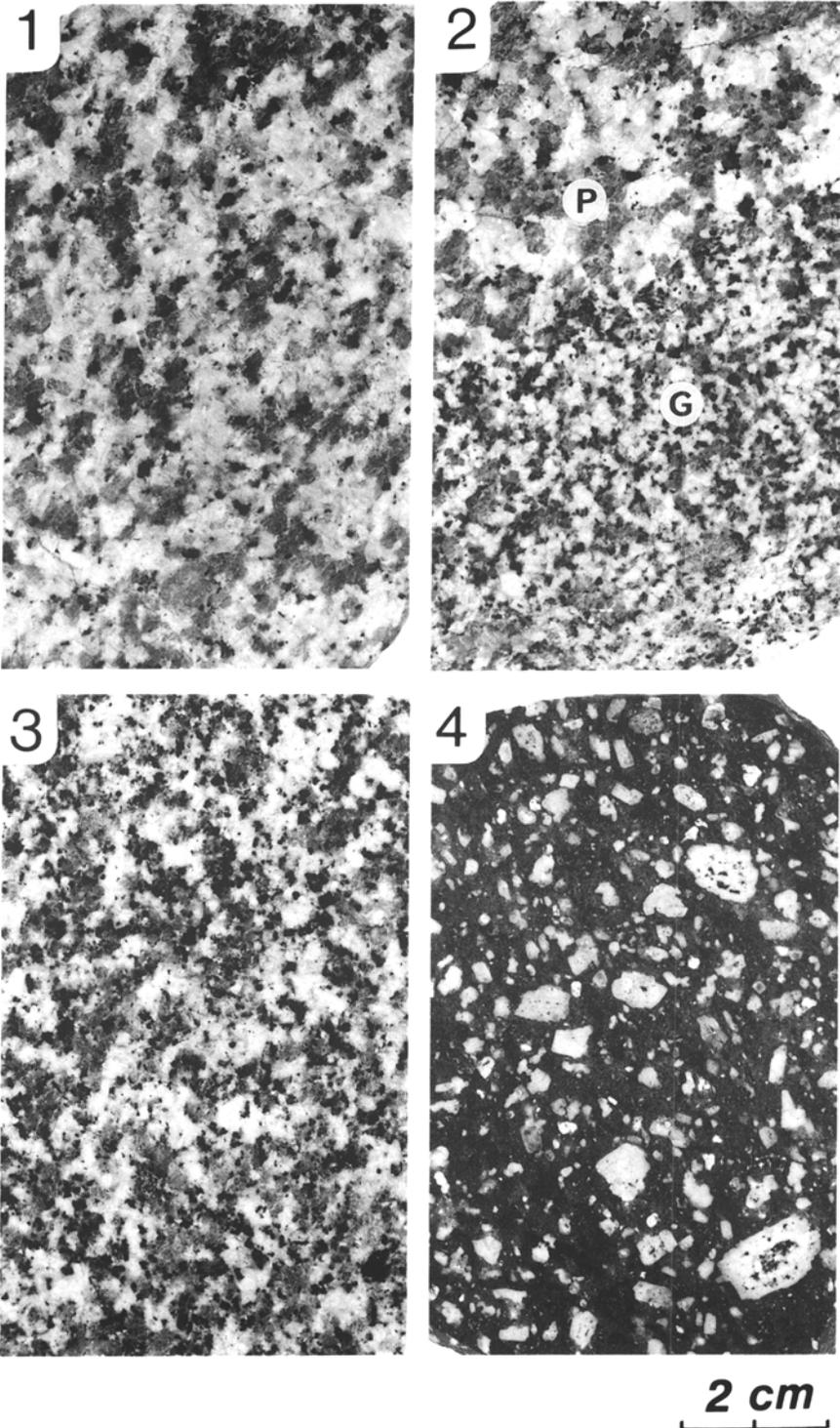
- 1 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩（川房花崗閃緑岩）．GSJ R47917（浪江町昼曾根南西500mの請戸川河床）
- 2 中 - 細粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩．GSJ R47919（新田川支流取木沢）
- 3 花崗閃緑斑岩．GSJ R47920（原町市赤根川上流）



- 1 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 . GSJ R47922 (飯館村沼ノ平東方 2km)
- 2 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 . GSJ R47923 (飯館村蕨平北西 1km の採石場)
- 3 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩中の強マイロナイト化部 . GSJ R47925 (葛尾村野行北方 2km)
矢印はガラス光沢の貝殻状断口を有する薄層



1,2 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩中の強マイロナイト化部
(第 図版3 の矢印部分の顕微鏡写真, 下方ポーラ, 第 図版3 とは左右が逆). 肉眼で黒色ガラス光沢を呈する薄層は, 鏡下
は花崗閃緑岩由来のボーフィロクラストとその間を埋める淡褐色微細粒子からなる. この薄層の中央部と縁辺部の一部
に, 径0.1 mm 以下の多数の長円形が集合した特異な組織が認められる



- 1 中粒黒雲母花崗岩（淡紅色黒雲母花崗岩）. GSJ R47926（浪江町塩浸東方1.2km）
- 2 灰色黒雲母花崗岩(G)に貫かれる淡紅色黒雲母花崗岩(P). GSJ R47927（葛尾村落合）
- 3 細・中粒黒雲母花崗岩（灰色黒雲母花崗岩）. GSJ R47928（浪江町塩浸の採石場）
- 4 花崗閃緑斑岩. GSJ R47930（浪江町下津島）