

55(521.13+.16)(084.32 M 50)(083)

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
新潟（7）第16号

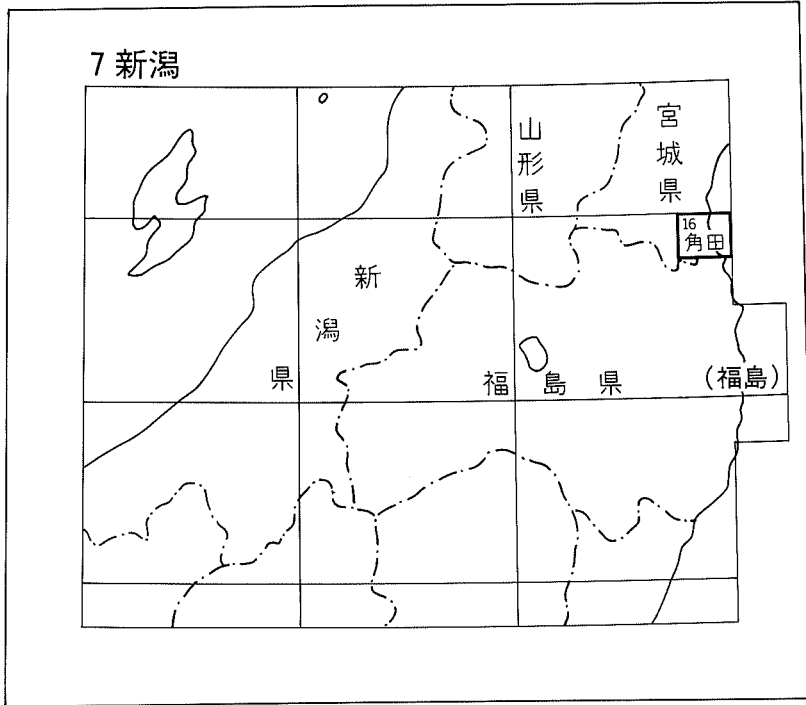
角 田 地 域 の 地 質

藤田至則・加納 博
滝沢文教・八島隆一

昭和 63 年

地 質 調 査 所

位置図



() は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	3
II. 1 阿武隈東縁構造帯の基盤変成岩	3
II. 2 中生代の変動と深成作用	7
II. 3 新生代の地史と角田盆地の出現	9
III. 丸森変成岩類	10
III. 1 丸森複合花崗岩類中の根無し変成岩体	10
III. 1. 1 砂質・泥質変成岩類	10
III. 1. 2 石灰珪酸塩質変成岩及びスカルン	13
III. 2 割山庄碎花崗閃緑岩中の捕獲岩	16
III. 3 変成鉱物の化学組成と変成相	17
III. 4 変成岩類の対比	17
IV. 割山隆起帯の先第三系	18
IV. 1 割山層	18
IV. 2 鹿狼山層	20
IV. 3 相馬中村層群	23
IV. 4 割山隆起帯の破碎帯について	25
V. 貫入岩類	31
V. 1 概 説	31
V. 2 清滝超塩基性岩	36
V. 3 角閃石ひん岩	36
V. 4 丸森複合花崗岩類	38
V. 4. 1 黒雲母花崗岩	38
V. 4. 2 片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩-トナル岩	41
V. 4. 3 片状黒雲母花崗岩	44
V. 5 割山庄碎花崗閃緑岩	45
V. 6 花崗岩類の化学組成	45
V. 7 花崗岩類の進入時代	46
VI. 新第三系	49
VI. 1 中新統	49
VI. 1. 1 天明山層	50
VI. 1. 2 金山層	57
VI. 1. 2. 1 下部層	58

VI. 1. 2. 2 上部層	63
VI. 1. 3 迫層	65
VI. 1. 4 芳ヶ沢層	67
VI. 1. 5 赤柴層	69
VI. 2 鮮新統	71
VI. 2. 1 久保間層	71
VI. 2. 2 山下層	72
VI. 3 新第三系の地質構造	75
VI. 3. 1 角田盆地における中新統の地質構造	75
VI. 3. 2 鮮新統の撓曲構造	76
VI. 3. 3 新生界の断層	76
VII. 第四系	77
VII. 1 更新統	77
VII. 1. 1 太平洋側の更新統	78
VII. 1. 1. 1 第1・第2段丘堆積物	78
VII. 1. 1. 2 第3段丘堆積物	78
VII. 1. 1. 3 第3a段丘堆積物	79
VII. 1. 1. 4 第4段丘堆積物	79
VII. 1. 2 角田盆地の更新統	79
VII. 1. 2. 1 北根層	79
VII. 1. 2. 2 上滝層	80
VII. 1. 2. 3 島田層	81
VII. 1. 2. 4 崖錐性堆積物	81
VII. 2 完新統（沖積層）	82
VIII. 応用地質	82
VIII. 1 地下資源	82
VIII. 1. 1 モリブデン鉱	82
VIII. 1. 2 鉄 鉱	82
VIII. 1. 3 ウラン鉱	83
VIII. 1. 4 亜 炭	84
VIII. 1. 5 砕 石	85
VIII. 2 地すべり	85
文 献	86
Abstract	91

図・表・図版目次

第 1 図	西方から見た割山隆起帯の山地	2
第 2 図	本図幅地域西部の天明山層のつくる地形	2
第 3 図	東方から見た割山隆起帯の山地と第 3 段丘及び第 3a 段丘	3
第 4 図	阿武隈山地の大構造と基盤岩類（先ジュラ系）の分布	5
第 5 図	北部阿武隈山地における花崗岩類と先第三系の分布	6
第 6 図	阿武隈山地における主な断裂と新第三紀中新世火山活動の分布	8
第 7 図	阿武隈山地北縁部の霊山層と天明山層の分布	9
第 8 図	丸森変成岩の露頭	11
第 9 図	ルーフペンダント状変成岩体のルートマップ	12
第 10 図	含ざくろ石珪岩の露頭	13
第 11 図	含ざくろ石珪岩を含むルーフペンダントの模式柱状図	14
第 12 図	磁鉄鈦鉱床を含む石灰珪酸塩質変成岩の露頭	14
第 13 図	変成岩及び花崗岩中のざくろ石の化学組成図	17
第 14 図	変成岩中の角閃石の $Al^{VI}-(Na + K)$ 図	18
第 15 図	割山層の泥質千枚岩にみられる微褶曲構造	19
第 16 図	鹿狼山層の成層砂岩	20
第 17 図	鹿狼山層の泥質千枚岩の顕微鏡写真	21
第 18 図	鹿狼山層を中心とした割山隆起帯の地質断面	22
第 19 図	栗津層（ジュラ系）の基底礫岩	23
第 20 図	割山圧砕花崗閃緑岩と鹿狼山層との関係を示すルートマップ	27
第 21 図	割山隆起帯西縁の破碎帯における断層角礫岩	28
第 22 図	破碎帯の断層角礫の顕微鏡写真	29
第 23 図	断層破碎帯を不整合に覆う中新統金山層	30
第 24 図	角田図幅とその周辺地域における花崗岩類の分布及び試料採取地点	32
第 25 図	角田図幅及び隣接図幅の一部を含む地域における花崗岩類のモード組成 ($Qz-Pl-Kf$ 図)	35
第 26 図	角田図幅及び隣接図幅の一部を含む地域における花崗岩類のモード組成 ($Mf-(Qz + Kf)-Pl$ 図)	36
第 27 図	清滝超塩基性岩の露頭	37
第 28 図	方状節理を示す丸森複合花崗岩類 (G_2)	38
第 29 図	丸森複合花崗岩の周縁相 G_1 に発達する片状構造	39
第 30 図	弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (G) を切る黒雲母花崗岩 (G_3) の岩脈	41
第 31 図	強片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (G_1) を貫く片状黒雲母花崗岩 (G) の岩脈	42

第 32 図	丸森複合花崗岩類の酸化物-D.I. 変化図	46
第 33 図	丸森複合花崗岩類のノルム Qz-Or-(Ab+An) 変化図	47
第 34 図	丸森複合花崗岩類のノルム Qz-Or-Ab 変化図	47
第 35 図	丸森複合花崗岩類の MgO- 全 FeO-(Na ₂ O + K ₂ O) の変化図	48
第 36 図	丸森複合花崗岩類の SiO ₂ -(Na ₂ O + K ₂ O) 変化図	48
第 37 図	中新統の火砕岩分布域と非火砕岩分布域	50
第 38 図	天明山層の分布図	51
第 39 図	天明山層のなかの館山火道の地質図と同断面図	52
第 40 図	館山火道内部の産状 (その 1)	53
第 41 図	館山火道内部の産状 (その 2)	54
第 42 図	館山火道周辺に分布する球形火山弾と球形火山礫を含む凝灰岩層	55
第 43 図	天明山層の古砕屑丘	55
第 44 図	金山古砕屑丘から発見された球形火山弾	56
第 45 図	角田地域の新第三系の模式柱状図	59
第 46 図	角田地域の中新統の代表的柱状図	60
第 47 図	金山層下部層の不淘汰縁辺基底礫岩層	60
第 48 図	丸森複合花崗岩類を不整合に覆う金山層下部層の不淘汰基底礫岩層	61
第 49 図	金山層 (下部層) の軽石質の金津凝灰岩層	63
第 50 図	金山層上部層の砂岩シルト岩互層	63
第 51 図	金山層上部の砂岩層と小断層群	64
第 52 図	角田盆地の中新世陥没盆地における不整合の形態と中新統の層相と化石相	65
第 53 図	丸森複合花崗岩類にアバットする迫層の縁辺部の高角不整合面	66
第 54 図	芳ヶ沢層の含貝化石細粒砂岩層	68
第 55 図	太平洋側の丘陵地に分布する新第三系の代表的柱状図	70
第 56 図	久保間層の砂岩層	71
第 57 図	山下層の砂岩層	73
第 58 図	山下層のシルト岩がちシルト岩砂岩互層	73
第 59 図	山下層の軽石質砂岩	74
第 60 図	山下層における急傾斜の地層	77
第 61 図	山下層を覆う第 3 段丘堆積物の礫層	78
第 62 図	島田層の段丘面	80
第 63 図	島田層の段丘礫層とそれを切る断層	80
第 64 図	崖錐性堆積物の礫層	81
第 65 図	割山庄砕花崗閃緑岩の採石場	84
第 66 図	鹿狼山層の石灰質砂岩の採石場	84
第 67 図	地すべり防止工事 (集水井)	85

第 1 表	角田図幅及び近隣地域の地質総括表	4
第 2 表	角田図幅とその隣接地域における花崗岩類の分類	7
第 3 表	含ざくろ石珪岩（オーソコーツァイト様石英砂岩）のモード組成	13
第 4 表	蛭田鉱山産石灰ざくろ石の化学組成	15
第 5 表	蛭田鉱山産ヘデンベルグ輝石と鉄ヘースティングス角閃石の化学組成	15
第 6 表	変成岩中の普通角閃石の化学組成	16
第 7 表	変成岩及び花崗岩中のざくろ石（pyralspite）の化学組成	16
第 8 表	角田図幅及び隣接図幅の一部を含む地域の花崗岩類のモード組成	33
第 9 表	角田図幅及び隣接図幅の一部を含む地域の花崗岩類の化学組成及び CIPW ノルム鉱物組成	34-35
第 10 表	天明山層中の火山岩類	49
第 11 表	天明山層中のかんらん石玄武岩の化学組成とノルム鉱物組成	57
第 12 表	天明山層中のかんらん石玄武岩のモード組成例	57
第 13 表	角田図幅地域を中心とする各地の中新統下部-中部層対比表	58
第 I 図版	1・2 含ざくろ石珪岩（オーソコーツァイト様石英砂岩）	
第 II 図版	1・2 含ざくろ石珪岩	
第 III 図版	1 紅柱石黒雲母斜長石カリ長石石英ホルンフェルス 2 斜長石角閃岩	
第 VI 図版	1 透輝石斜長石石英ホルンフェルス 2 ざくろ石ヘデンベルグ輝石磁鉄鉱岩	
第 V 図版	1 清滝超基性岩体の蛇紋岩 2 熱変成蛇紋岩	
第 VI 図版	1, 2 黒雲母花崗岩（丸森複合花崗岩類，中心相）	
第 VII 図版	1 黒雲母花崗岩（丸森複合花崗岩類，移化相） 2 弱片状黒雲母花崗岩（丸森複合花崗岩類，移化相）	
第 VIII 図版	1・2 粗粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩（丸森複合花崗岩類，周縁相）	
第 IX 図版	1・2 粗粒片状角閃石黒雲母トーナール岩（丸森複合花崗岩類）	
第 X 図版	1 強片状ポーフィロイド様黒雲母角閃石トーナール岩（丸森複合花崗岩類，周縁相） 2 片状ざくろ石含有黒雲母花崗岩（丸森複合花崗岩類，周縁相を貫く岩脈）	
第 XI 図版	1 強片状圧碎黒雲母角閃石トーナール岩（割山圧碎花崗閃緑岩類） 2 圧碎角閃石黒雲母花崗閃緑岩（割山圧碎花崗閃緑岩類）	
第 XII 図版	1 割山圧碎花崗閃緑岩中に捕獲岩状にとり込まれた変成岩 2 破碎帯中の断層角礫岩．花崗岩源の微角礫岩	
第 XIII 図版	1 普通輝石 かんらん石玄武岩（天明山層） 2 かんらん石玄武岩（天明山層）	

角 田 地 域 の 地 質

藤田至則* ・加納 博**

滝沢文教*** ・八島隆一†

角田地域の地質図幅の研究は、昭和 60・61 年度の特定地質図幅の研究として行われたが、本研究のうち、特に花崗岩類と変成岩類については、昭和 50 年度に実施した地質図幅の研究を基礎としている。共同研究者のうち、加納が変成岩類及び深成岩類を、滝沢が割山隆起帯の先第三系、藤田と八島が新生界をそれぞれ分担し、全体のまとめは藤田と加納が行った。

野外調査に当たっては、信州大学理学部地質学教室の黒田吉益氏、東北大学教養部地学教室の生出慶司氏、秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室の丸山孝彦氏、岩手大学工学部資源開発工学教室の大上和良氏、新潟大学積雪地域災害研究センターの高浜信行及び鈴木幸治両氏、広島大学理学部地質学鉱物学教室の矢野孝雄氏、ジャパン石油開発株式会社の柴崎俊明氏の援助を賜った。変成岩・深成岩の調査では、秋田大学学生(当時)の猪俣幹夫・菊地康浩両氏の協力を得た。また宮城県立気仙沼高等学校の砂沢準助氏の東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室における卒業研究も貴重な参考資料となった。また、文献について、元東北大学養部教授の山岡一雄博士、野外での写真撮影の一部は新潟大学積雪地域災害研究センターの鈴木幸治氏に、それぞれ協力していただいた。以上の方々に心から感謝の意を表する。

なお、新第三系及び第四系の原稿とりまとめに際し、地質部柳沢幸夫・吉岡敏和両技官から貴重な資料の提供と示唆を受けた。花崗岩の化学分析は元技術部の川野昌樹氏、薄片作成は秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室の鈴木幹郎氏及び地質調査所の大野正一(元技術部：現国立極地研究所)・村上 正(元技術部：故人)及び宮本昭正の各技官が担当した。

I. 地 形

本図幅地域内で、最も顕著な地形をなすものは、地域のほぼ中央部を南北に走る幅数 km の丘陵性山地で、割山隆起帯(生出・藤田、1975)と呼ばれている(第 1 図)。山地の標高は地域南部の鹿狼山(430.1m)で最も高く、北に漸次低くなり、北縁は阿武隈川右岸に達する。また、明通峠・高瀬峠・福田峠・鈴字峠・大沢峠などの幾つかの鞍部があり、隆起帯を横断して東西を結ぶ道路が通じている。山地を開析する水系も東西方向のものが多く、この隆起帯は、山麓部は若い第三紀層からなるが、中軸部には先第三紀の堆積岩層と花崗岩類が露出しており、成因的には構造性地塁山脈である。このような山地は、本地域から更に南方へ続いている。

割山隆起帯を境として、本地域の西半部は、よく開析された丘陵性山地と、阿武隈川本支流沿いに発達した低地からなる。山地は、阿武隈川の左岸では低くて緩い起伏の老年期地形を示すが、阿武隈川より南部の花崗岩地帯では比較的急峻な壮年期谷地形が見られる。山地の最高点は堂平山(515.7m)であ

*新潟大学積雪地域災害研究センター(昭和 50 年度併任)

**秋田大学鉱山学部鉱業博物館(昭和 50 年度併任)

***地 質 部

†福島大学教育学部地学教室



第1図 西方から見た割山隆起帯の山地(角田市半田から眺望)



第2図 本図幅地域西部の天明山層のつくる地形
丸森町大館、館山火道のある火山碎屑丘(西方から望む、右は阿武隈川)

るが、地域西南隅の鷲ノ平付近及び丸森市街地の西方には、天明山層の玄武岩溶岩からなる台地状地形がみられる。天明山層の火山噴出物は、低地に独立した火山碎屑丘をつくることもある(第2図)。

阿武隈川は、西隣りのこおり桑折図幅地域から、いわゆる阿武隈ラインの峡谷をつくって東流し、本地域に入ったところで広い氾濫原をつくる。しかし、まもなく流路を大きく曲げて、割山隆起帯と角田市街地の西方山地の間に発達する沖積平野を北流する。この平地を角田盆地という。ここには角田市街地と広



第3図 東方から見た割山隆起帯の山地と第3段丘(右半分)及び第3a段丘(左側手前) (ともに新地町駒ヶ嶺新町より望む)

い水田地帯が発達している。この盆地は、元来は構造性陥没盆地であるが、盆地内外の岩層の浸食抵抗の差によって、あたかも中新世の陥没構造が、そのまま現在の地形に現われたように見られる。

地域西南部の山地には、阿武隈川支流の雉子尾川・内川・五福谷川などが北流し、これら支流の周辺にも小規模な沖積地が発達し、沖積地縁辺の丘陵地先端には、低位 - 中位河成段丘が見られる。

一方、割山隆起帯の東側の太平洋岸地帯には、3段の更新世海成段丘からなる低い丘陵地と、山地から東流する小河川に沿った沖積地が発達する(第3図)。また、北部海岸沿いには砂丘・沿岸州及び小規模な潟湖が見られ、海岸は直線的で遠浅である。しかし、南部海岸の一部には、波蝕崖をもった岩石海岸が発達する。

II. 地質概説

角田図幅地域は、阿武隈山地北東縁部に位置し、主として白亜紀花崗岩類、新第三紀堆積岩類、時代未詳古期変成岩類・堆積岩類から構成され、ほかに、中生層や新第三紀火山岩類が小分布する。本図幅地域の地質を総括して第1表に示す。

本図幅地域の諸岩類や地層は、南側に隣接する相馬中村図幅地域に古期岩類が模式的によく発達することから、広域的な地質的位置づけとして「相馬地方」に包含されることが多い。

II. 1 阿武隈東縁構造帯の基盤変成岩

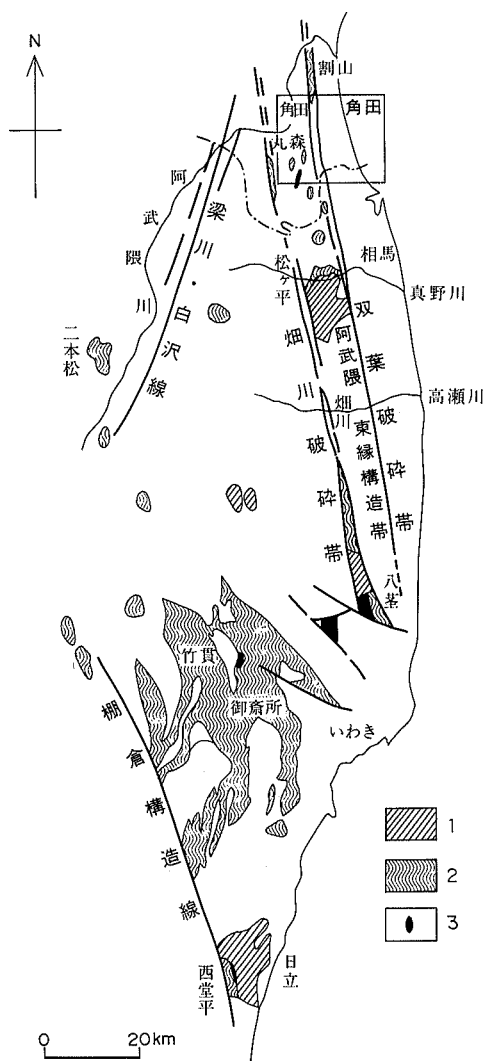
本図幅地域の最も古期の岩石として先デボン系とみなされる変成岩類が点在する。ここではこの変成岩類の地質学的位置づけのために阿武隈山地の変成帯・地帯区分について解説しておく。

阿武隈山地は、先第三紀古期岩地塊であり、大部分は白亜紀に進入した花崗岩類からなるが、山地主

第1表 角田図幅及び近隣地域の地質総括表

地質時代		地質系統及び火成岩体				火成活動	構造運動など					
		槻ノ木地域 (岩沼図幅)	角田盆地	割山隆起帯	太平洋海岸地帯							
新 生 代	第四紀	完新世	沖積層	沖積層		沖積層	水河性 海進-海退 隆起・撓曲					
		更新世	低位	段丘 堆積物	崖錐性堆積物			第4段丘堆積物				
			中段		島田層			第3・3a "				
			高位		上滝層			第1・2 "				
	第三紀	鮮新世	*向山層	*山入層 高館火砕岩層*			山下層	海進 沈降 褶曲・撓曲				
			*竜の口層				久保間層					
		中新世	後期						赤柴層	安山岩質 火山活動		
			中期				芳ヶ沢層	芳ヶ沢層				
			前期		*上部層	天明山層	金津凝灰岩 上部層					玄武岩質 火山活動
					槻木層	塩手層	金津凝灰岩 下部層					
中生代	白亜紀	"花崗岩類"	(東縁構造帯)			松川浦 花崗閃緑岩	+ 新期 + 花崗岩活動 90 150Ma + 超塩基性 + 深成作用	破碎帯 の形成				
			丸森複合 花崗岩類	中心相 移化相 周縁相	割山圧砕 花崗閃緑岩				岩脈			
	ジュラ紀		清滝超塩基性岩		相馬中村層群	小山田層* 沢層* 窪上層* 栗北層*			海進 沈降			
古生代	三疊紀					(隆起)						
	石炭紀		相馬古生層*			海進 沈降						
	デボン紀					(隆起)						
原生代		割山層	"丸森変成岩" (松ヶ平変成岩* 山上" "* 八葦" *)	鹿狼山層 割山層 (割山変成岩)		広域変成作用						

* 近隣地域に知られている地質系統又は火成岩体
↓ 貫入関係を示す



第4図 阿武隈山地の大構造と基盤岩類(先ジュラ系)の分布
 1. デボン-二畳系, 2. 変成岩類(竹貫・御斎所・八基・松ヶ平・山上・割山・丸森など), 3. 超塩基性岩類

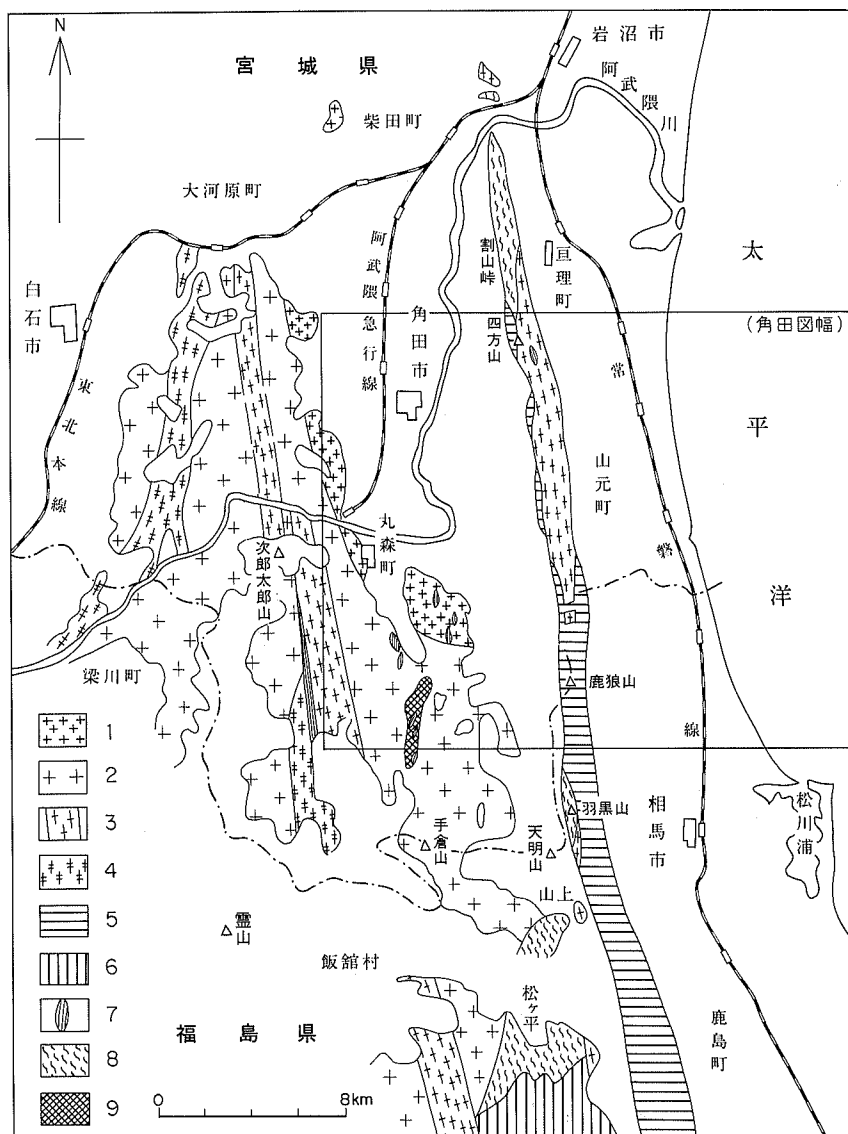
部の御斎所竹貫地方をはじめ, 山地東部の相馬及び八基地方などには基盤変成岩類が露出する。これらの変成岩類の多くは時代未詳であるが, 最近御斎所変成岩の一部からジュラ紀の放射虫化石が見出されている (HIROI *et al.*, 1987)。また, デボン-二畳系の古生層が, 相馬及び日立地方などに分布している。

阿武隈山地の東縁は双葉破砕帯(又は双葉断層)で境される(第4図)。双葉破砕帯は, 北部では本図幅地域のほぼ中央部を南北に走って割山隆起帯を挟み, 北隣の岩沼図幅地域に達している。また, 双葉破砕帯の西方には, これと平行して畑川破砕帯が, 八基から畑川を経て, 本図幅地域の西縁をかすめている。

双葉破砕帯と畑川破砕帯との間の南北に細長い幅8-12kmの地帯を阿武隈東縁構造帯と呼ぶ。ここでは阿武隈山地の主部と同様に大部分が花崗岩類で占められる。阿武隈山地主部の花崗岩類は, 古期花崗閃緑岩-石英閃緑岩とそれを貫く新期花崗岩-花崗閃緑岩に2大別されるが, 当構造帯の花崗岩類はすべて後者から構成される。しかし, 相馬及び八基地方には南部北上型の古生層が分布し, また, その基盤としての時代未詳広域変成岩類-山上変成岩・松ヶ平変成岩・八基変成岩が露出する。これらの変成岩類については, これまで多くの研究があり(黒田・小倉, 1960; 岩生・松井, 1961; KURODA and OGURA, 1962; 関, 1962; 原ほか, 1972; 原, 1974),

阿武隈東縁変成岩と総称される。また, 岩質・岩相上, 北上山地西縁部の母体層群の藍閃石変成型結晶片岩に対比される(加納, 1958)ことから, 松ヶ平・母体変成岩(変成帯としては, 松ヶ平・母体帯)と呼ばれる。

東縁変成岩の地質時代については, 佐藤(1961)がデボン系合ノ沢層(相馬中村図幅内)とその基盤をなす松ヶ平変成岩との間の不整合を認めて以来, 多くの研究者が先デボン紀後期又は先シルル紀中期としており(加納, 1975; 原ほか, 1972), その見解は山上変成岩の白雲母のK-Ar年代(300Ma)(河野・植



第5図 北部阿武隈山地における花崗岩類と先第三系の分布

1. 細粒黒雲母花崗岩(新期), 2. 角閃石黒雲母花崗閃緑岩(新期), 3. 角閃石黒雲母花崗閃緑岩(片状構造帯及び割山隆起帯), 4. 片状花崗閃緑岩(古期), 5. 鹿狼山層・相馬中村層群, 6. 相馬古生層(上部デボン系-二疊系), 7. 丸森変成岩, 8. 割山・山上・松ヶ平変成岩, 9. 超塩基性岩

資料：藤田, 1960; 黒田, 小倉, 1960; 生出・藤田, 1975

田, 1965) からも支持される。しかし, 八茎変成岩については, 八茎古生層の下部が変成したものである意見(西脇ほか, 1960; 関, 1962) も発表されている。

東縁変成岩に対比される岩石は, 本図幅及び隣接の岩沼および桑折図幅地域にも断片的に分布している(第5図)。その一つは, 割山隆起帯北部に見られる割山層で, 黒田・小倉(1960)は割山変成岩として, 松ヶ平変成岩に対比した。割山層は本図幅地域では, 四方山の北にわずかにその末端延長部が分布

するのみで、泥質千枚岩（黒色片岩を含む）からなる。もう一つは地域西部に分布する丸森複合花崗岩類中に、大小多数の根無し岩体（捕獲岩又はルーフペンダント）として見いだされる片状ホルンフェルス類である。これらはすべて花崗岩類による熱変成作用を受けているが、分布上東縁変成岩の延長とみなされ、本図幅研究では丸森変成岩類と呼称する。これと類似の片状ホルンフェルス類は、畑川破砕帯の内部（桑折図幅）にも見られる。

鹿狼山層は従来、割山層に含まれることの多かった地層で、割山層の南側に分布し、大部分が非変成で、一部片状構造を示す碎屑性堆積岩類からなる。鹿狼山層は時代未詳の砂岩及び頁岩を主とし、局部的に粘板岩又は千枚岩化している。

II. 2 中生代の変動と深成作用

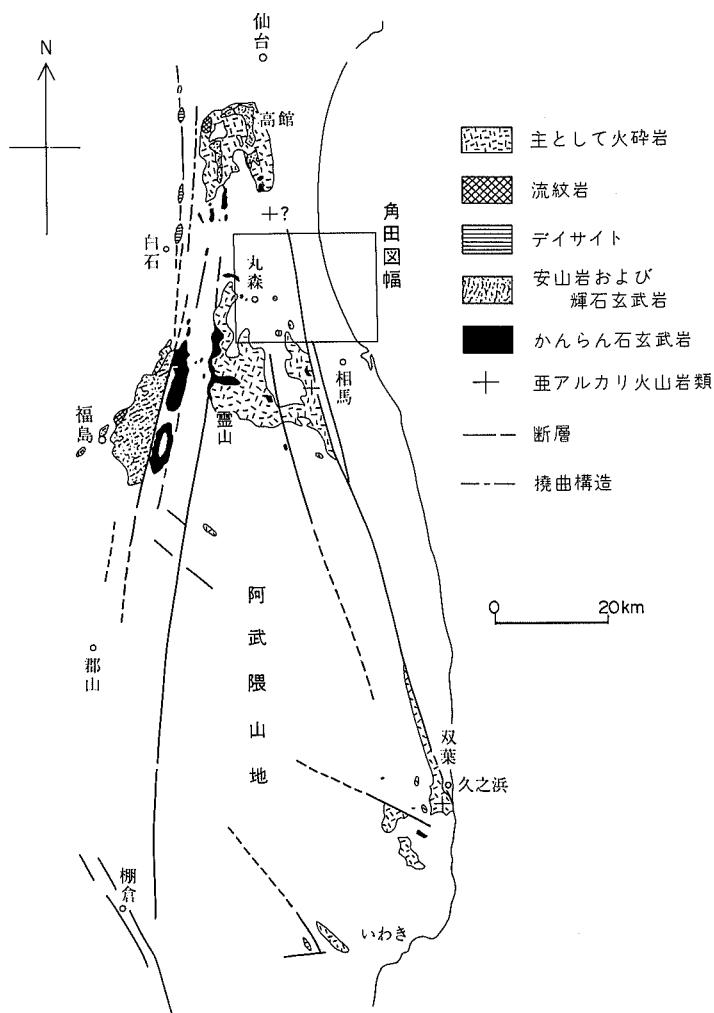
相馬・八茎地方などで古生層の堆積が二疊紀後期で終了した以後は、阿武隈東縁構造帯は全体として隆起して削剝段階に転化する。中生代中頃には山地東縁に新しい堆積盆地を形成する。東側の相馬中村層群（ジュラ系）がそれである。本地域には、同層群のうち粟津層と中の沢層とが分布する。白亜紀になって双葉白亜紀層の堆積までの間に、山地の地下深部では花崗岩マグマの活動がはじまり、白亜紀後半に入ってそれはピークに到達する。その結果、阿武隈山地の全般にわたって各種の花崗岩ないし花崗閃緑岩体が上昇定置した。これらの岩体は、GORAI (1944) のいわゆる“非調和性底盤”であるが、今日の知識では、“底盤”の名称は適当ではない。従来の地質図で主として岩相によって分類された花崗岩類は、それぞれ独立した岩株又はしずく状岩体（加納ほか、1978）である可能性が大きい。

双葉破砕帯と畑川破砕帯に挟まれた阿武隈東縁構造帯では、白亜紀における花崗岩活動が特に活発であった。渡辺ほか（1955）によれば、その活動は始めに南北性構造運動に伴った超塩基性ないし塩基性岩類、花崗閃緑岩、次いで灰色黒雲母花崗岩が進入する。更にその後、南北性破砕帯形成の運動とともに、淡紅色黒雲母花崗岩の進入が起こり、最後に各種岩脈類の形成をもって終わるといふ。

本図幅地域の西部から白石市東南部にわたる山地に分布する花崗岩類の多くは上記に対比されるものであるが、詳しい研究はない。渡辺ほか（1955）が総括した阿武隈山地全体の地質図でも、宮城県側の部分は空白になっている。しかし、藤田（1960）は、本地域の第三系堆積盆の基礎としての花崗岩類を第5図のように分けた。本研究では、藤田（1960）が分けた2つの型の花崗岩類が一つの累帯プルトンを構成するものと考え、図幅地域の西部から西南部にかけて分布する花崗岩類を丸森複合花崗岩類と名づけ、さらに岩相および岩質から G_1 （周縁相）、 G_2 （移化相）、 G_3 （中心相）および G_3' （岩脈）の4つの型に分類

第2表 角田図幅とその隣接地域における花崗岩類の分類

1	丸森複合花崗岩類
	G_3' 片状黒雲母花崗岩(細粒) ……………岩脈(地質図には示されていない)
	G_3 黒雲母花崗岩(細粒) ……………中心相
	G_2 弱片状黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩(細粒) ……………移化相
	G_1 片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩-トータル岩(中-粗粒) ……………周縁相
2	G_d 割山庄砕花崗閃緑岩(中-粗粒) ……………丸森複合花崗岩類の周縁相(?)



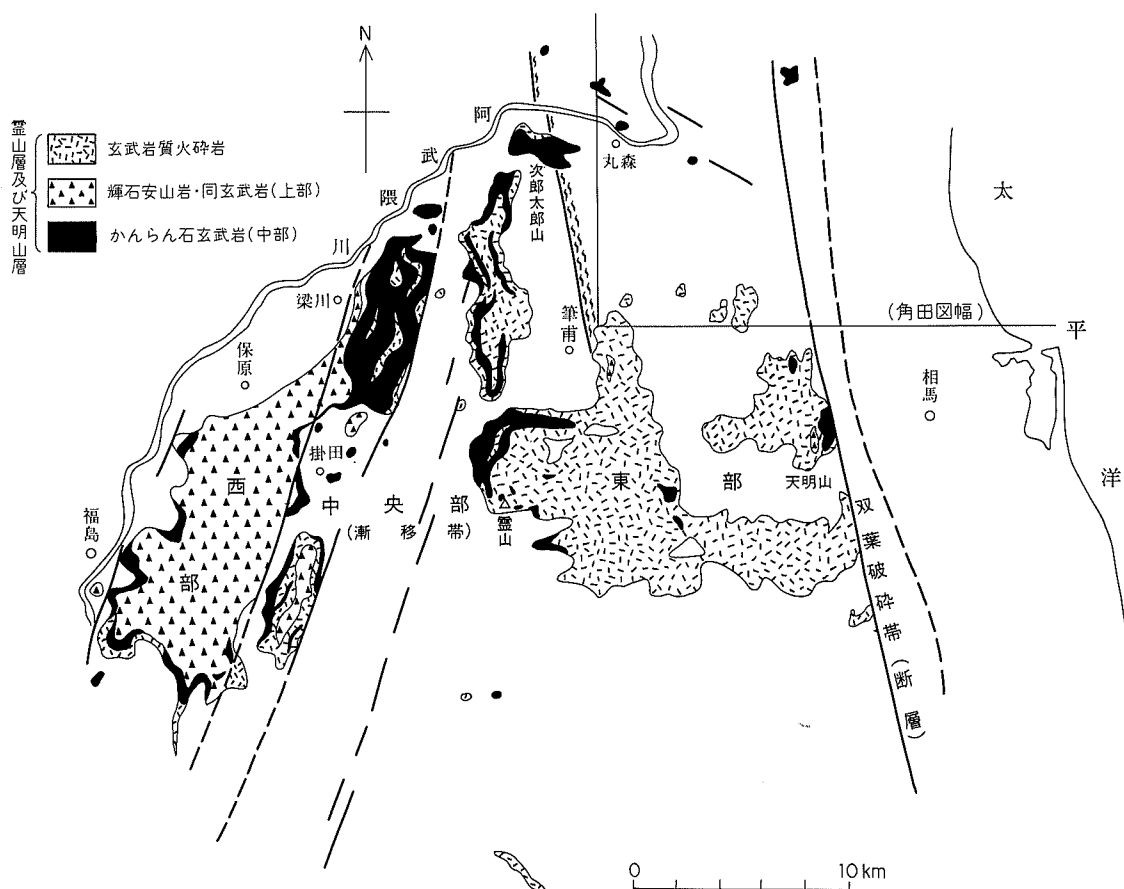
第6図 阿武隈山地における主な断裂と新第三紀中新世火山活動の分布

1. 火砕岩, 2. 流紋岩, 3. 安山岩及び輝石玄武岩, 4. かんらん石玄武岩, 5. 亜アルカリ火山岩類, (八島・生田, 1966を一部修正)

した(第2表)。ただし岩体の東半分は角田盆地の下に潜在するものとみられる。

割山隆起帯の軸部に露出する圧砕花崗岩類は、岩沼図幅地域から続くもので、南は五社壇付近で尖滅する。第2表で、割山圧砕花崗閃緑岩(Gd)としたものがこれである。この圧砕花崗岩も上記の $G_1 \cdot G_2$ 及び G_3 と同様に自亜紀の進入活動による可能性が強いが、本地域の南方の相馬中村図幅地域に分布する圧砕花崗岩類(山上及び羽黒山に露出)に対比し、もっと古期の活動に属するとする見解もある(生田・藤田, 1975)。

深成作用が、割山隆起帯からもっと東方になかったかどうかについては、1975年に相馬市松川浦における温泉ボーリングによって、地表下320m以深で発見された角閃石黒雲母花崗閃緑岩の存在が重要で



第7図 阿武隈山地北縁部の霊山層と天明山層の分布

ある(三本杉, 1975). 更に, その東方海域に, 空中磁気探査で見いだされた磁気異常帯(堀川ほか, 1974)も, これに関連して注目値する. この磁気異常帯は北方に幅約20kmをもって北上山地南東縁部の金華山から更に北方の氷上山にかけて, ほぼ南北方向に延びており, 磁気異常の発源岩体は主に花崗岩質岩からなる可能性が高い(OGAWA and Tsu, 1976; 滝沢, 1977). したがって, 割山隆起帯の東側で, 現在新第三系及び第四系の分布する太平洋岸地帯の基盤岩として, 花崗岩類が伏在している可能性は十分ある.

II. 3 新生代の地史と角田盆地の出現

阿武隈山地における新生代の変動は, 山地主部の隆起に伴う山地周辺部での断裂の発生, 引き続き陥没と, 広域的な火山活動で始まる(第6図). 火山活動は特に山地北縁部で顕著で, 霊山地域を中心とするかんらん石玄武岩の活動と, 高館地域を中心とする玄武岩-安山岩の活動(藤田, 1957; 生出, 1961;

八島・生出, 1966 ; 生出・藤田, 1975 ; 八島, 1979) によって代表される (第7図)。層位的には、それらは霊山層及び高館層といわれ、中新統最下部 (台島階) に相当する (第1表参照)。

本図幅地域には、そのうち霊山層相当の天明山層が、山地の基盤花崗岩を覆って分布し、本層と同層準の金山層は角田盆地内に発達している。双葉破砕帯と畑川破砕帯に挟まれた東縁構造帯の隆起-陥没によってできたものが、金山層で埋め立てられたのが角田陥没盆地である。この陥没盆地は、初期には淡水が滞水し、湖沼性の湖盆を呈していた。盆地の縁辺には、巨角礫を含む不淘汰の縁辺基底角礫岩層が分布し、盆地中央部では、主として粘土や亜炭などが堆積した。やがて、盆地内外には激しい火山活動が進行しはじめ、多量の火山噴出物がもたらされて天明山層に相当する火砕岩層を形成した。

盆地内には次第に海水が進入したが、それは盆地全体が沈降したか、汎地球的な海進によるか、どちらかであろう。海水が次第に進入したことは金山層上部から汽水相を示す貝化石を産し、芳ヶ沢層から浅海相を示す貝化石を産することなどから明らかである。

一方、割山隆起帯の東側も、中新世に陥没があったと推定されるが、十分な証拠がない。わずかに、割山隆起帯南半部に中新世中頃の赤柴層が堆積した。

鮮新世中頃には、割山隆起帯の東側に堆積盆地が発生する。これは、仙台地方の仙台層群で知られる海進に伴って生じた堆積盆地である。これらの鮮新統の傾斜が極めて緩いのに、分布の西縁の不整合線が直線的であることと不淘汰基底礫岩層が分布していることは、この盆地が陥没して生じた可能性を示唆している。

更新世になると、角田盆地内では阿武隈川や雉子尾川の流域の浸食が進み、河岸段丘と沖積段丘が形成する。太平洋側でも、割山隆起帯から東流する河川による浸食が進み、扇状地性の砂礫層をのせた3段の段丘が発達し、完新世になって沖積層が広く形成された。

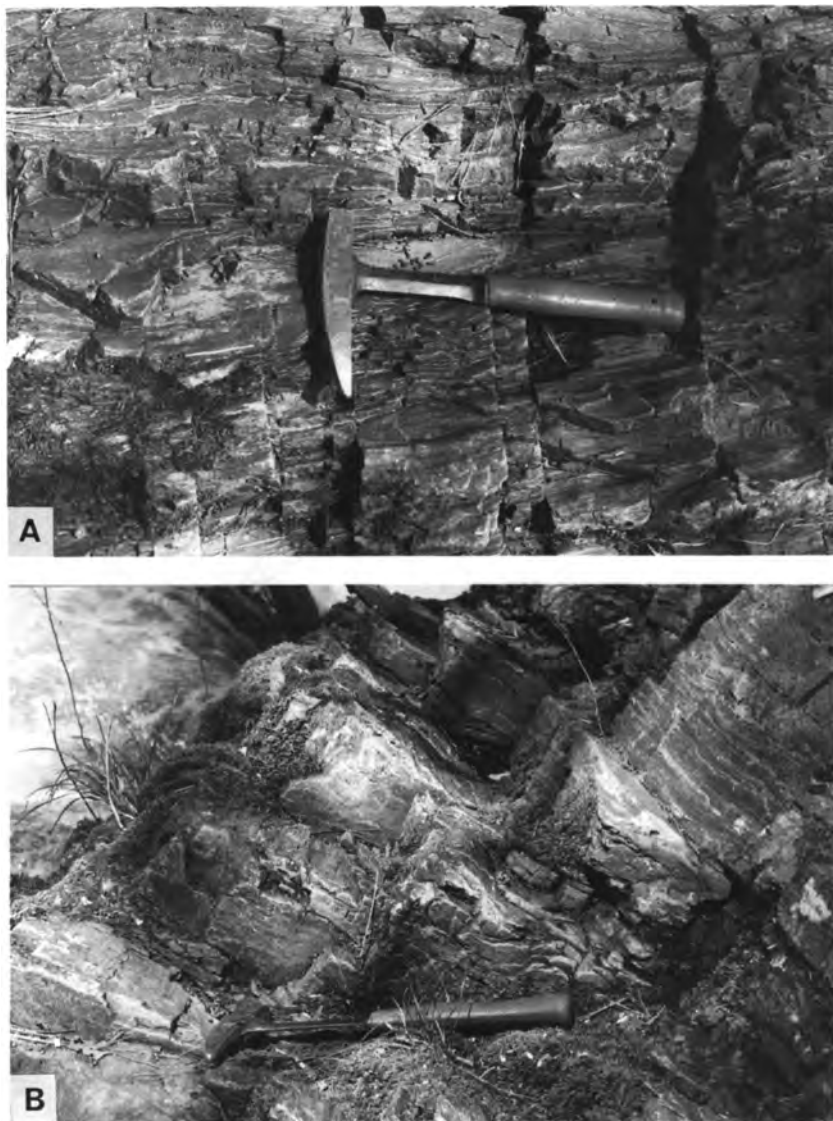
III. 丸森変成岩類

本図幅地域の変成岩類として、(1) 丸森複合花崗岩類内部の根無し変成岩体 (捕獲岩又はルーフペンダント)、(2) 割山庄碎花崗閃緑岩中の変成岩の捕獲岩がある。これらを丸森変成岩類と呼称する。割山隆起帯の割山層 (割山変成岩) については、第IV章で別に述べる。

III. 1 丸森複合花崗岩類中の根無し変成岩体

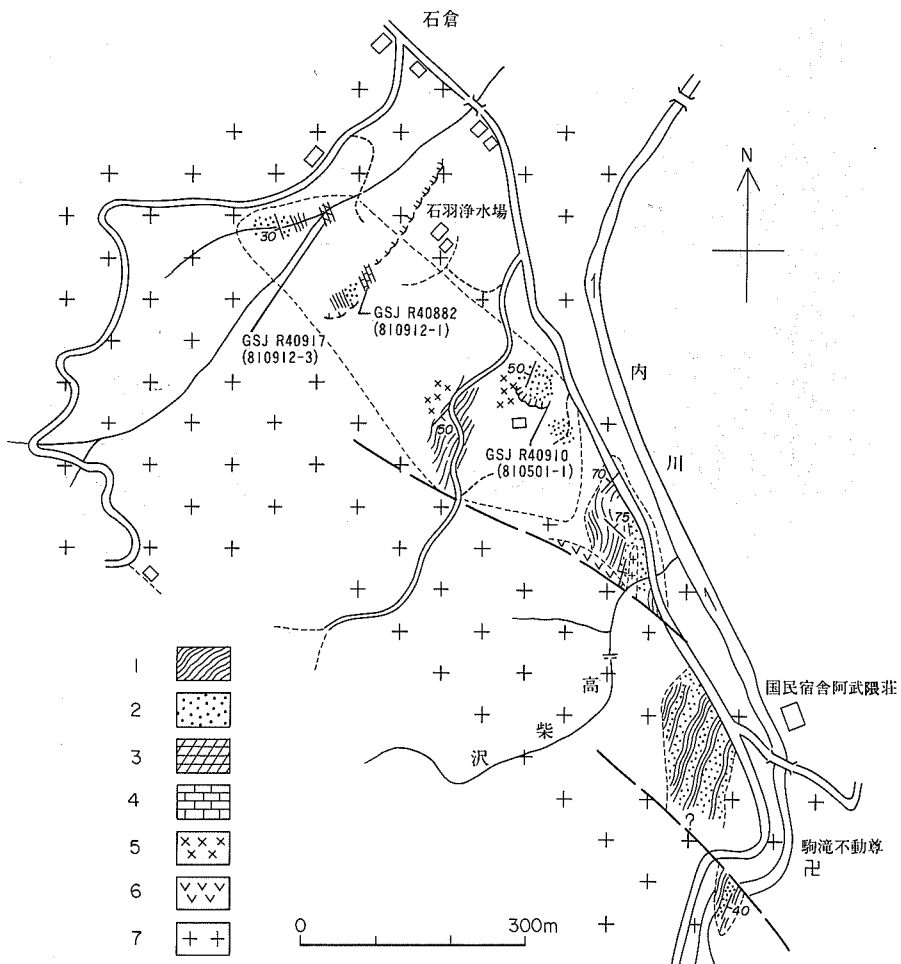
III. 1. 1 砂質・泥質変成岩類

丸森複合花崗岩類の内部に散在する根無し変成岩体の中で最も大きいものは、渡辺 (1941) によって記載された内川沿いの駒滝不動導下の露頭 (第8図) から始まり、国民宿舎西方の内川左岸山腹に沿い1,000m余にわたって露頭又は原地性転石が断続する岩体である。岩体は主として珪質又は砂質・泥質変成岩からなり、若干の塩基性及び苦灰質変成岩を伴っている。第9図にルートマップを示す。そのうち、石羽の浄水場南に露出する珪岩の露頭 (810501) は、延長70m、幅50mに及び、かつて珪石資源として採掘された (第10図)。この珪岩は全体として塊状であるが、部分的に黒雲母に富む部分が層状をな



第8図 丸森変成岩の露頭(駒滝不動尊下)
 黒雲母石英片岩を主とする変成岩が内川右岸に露出する。写真Aは片理面にほぼ平行なうねり面で、ハンマーの柄の方向が線構造を示す。Bは片理面に直角な断面を示す

し、 $N20^{\circ}E50-80^{\circ}W$ の走向・傾斜を示す。鏡下では、主成分の石英がモザイク状又は縫合状再結晶組織を示すことが多いが、一方、基質がやや多い部分では、石英粒は円磨された丸味ある原形をとどめた残存砂岩質 (blasto-psammitic) 組織を示している。この場合粒間の基質には、斜長石(オリゴクレス)・微斜長石・ざくろ石・黒雲母・石墨・電気石などが結晶している。(第I, II図版)。モード組成は第3表のとおりである。これらのことから、本岩の原岩は、成熟度の高い石英砂岩又はオーソコーツァイト



第9図 ルーフベンド状変成岩体のルートマップ(大上・加納, 1982) 上滝の国民宿舎西方
 1. 黒雲母石英片岩, 2. 含ざくろ石珪岩(オーソコーツァイト様石英砂岩), 3. 緑泥石直閃石石英片岩, 4. 透角閃石斜長石片岩, 5. 角閃岩, 6. アブライト, 7. 花崗岩

の可能性がある。

本岩の起源については当初は竹貫変成岩に特有な珪質片麻岩に一見類似する点が注目されたが(加納, 1976), 阿武隈山地周辺の中生層及び第三系の礫岩から顕著なオーソコーツァイト礫の産出が知られていることから, 加納ほか(1977)では, 本岩がそれらの礫の供給源の一つであると示唆された。大上・加納(1982)はこの問題を更に追究して, 礫岩のオーソコーツァイト礫が再食礫であるとしても, 本源的な供給地は阿武隈山地内部にあったと考えられる上部原生界(チェンタン(震旦)系相当)であり, 本珪岩を含む丸森変成岩類が, その残存部の一つに相当するという考えを明らかにした。

上記露頭の珪岩と同様の岩石はそのほか各所にみられ(第9図), 石羽浄水場北西の沢及び高柴沢入口では黒雲母石英片岩その他と互層し, 前者では $N22^{\circ}W30^{\circ}W$, 後者では $N30^{\circ}E10^{\circ}W$ の構造を示す。



第10図 含ざくろ石珪岩(オーソコーツァイト様石英砂岩)の露頭(上滝国民宿舎北西の元採石場)

第3表 含ざくろ石珪岩(オーソコーツァイト様石英砂岩)のモード組成(容量比)

	1	2	3
石英	86.0	92.4	94.6
斜長石	7.0	—	3.7
微斜長石	5.7	—	
黒雲母	0.9	4.1	1.5
ざくろ石*	0.4	3.5	0.2

* 第7表に化学分析値を示してある。

1 GSJ R40908, 丸52(第I図版1,2)

2 GSJ R40909, 丸54(第II図版1,2)

3 GSJ R40910, 810501-1

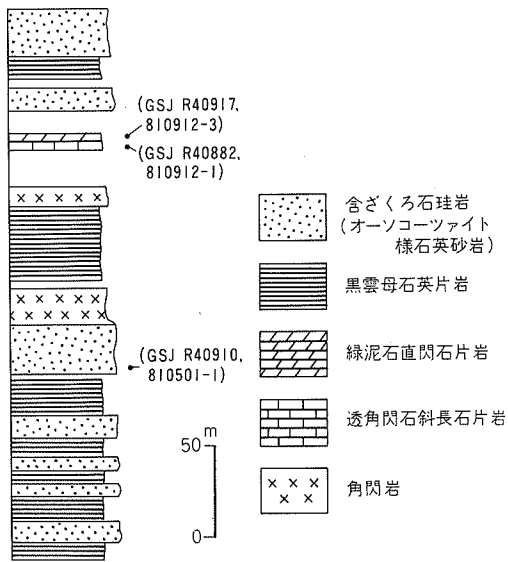
国民宿舎対岸の県道切割にも、かつて変成岩の露頭があったが、現在はコンクリートで覆われている。以上のほか、斜長石角閃岩、透角閃石斜長石片岩、緑泥石斜方角閃石石英片岩が、少量だが見いだされる。これらは塩基性岩及びドロマイト質泥質岩起源と考えられ、大上・加納(1982)は、含ざくろ石珪岩(オーソコーツァイト様石英砂岩)を含むルーフペンダントの構成を第11図のように考えた。

上記のルーフペンダントとは別に、同様の砂質・泥質変成岩類が、後述の清滝超塩基性岩体の内部又は縁辺部の数か所に産出する(内1か所は、相馬中村図幅内の枯木峠付近)。いずれの岩体もNNEないしNEEの走向で、超塩基性岩体の延びの方向及びまわりの花崗岩の構造に調和的である。これらの根無し岩体を構成する砂質泥質変成岩類の鉱物組み合わせは、黒雲母-斜長石-カリ長石-石英-石墨-鉄鉱を基本とし、ざくろ石(第7表に化学分析値)又は紅柱石を含むものも見いだされる(第III図版1)。

III. 1. 2 石灰珪酸塩質変成岩及びスカルン

おにがた

鬼形山周辺の丸森複合花崗岩類中には、大部分は原地性転石であるが、石灰珪酸塩質変成岩を主とする小規模な捕獲岩体が多数散在する。それらのうち、確認できた露頭は少ないが、その一つに丸森町金山字片山の旧蛭田鉱山跡の露頭がある(第12図)。そこではN30°-40°E45°-60°Wに層状又は縞状をなすホルンフェルス之母岩として、レンズ状の磁鉄鉱鉱床が発達する。これは一種のスカルン鉱床で、鉱石



第11図 含ざくろ石珪岩(オーソコーツァイト様石英砂岩)を含むルーフペンダントの模式柱状図 (大上・加納, 1982)

における共生鉱物の組合せは、

鉄ヘースティングス角閃石-ヘデンベルグ輝石-灰長石-ざくろ石-磁鉄鉱

である(第IV図版2)。鉱物の化学組成を第4・5表に示す。

そのほか、鉱床付近の変成岩から、次の鉱物組合せの岩石が認められる。

緑れん石-透輝石-斜長石

黒雲母-白雲母-斜長石-カリ長石-電気石-石墨

黒雲母-カリ長石-斜長石-石英

また、周辺地域の石灰珪酸塩変成岩には、次の鉱物組合せが認められる。

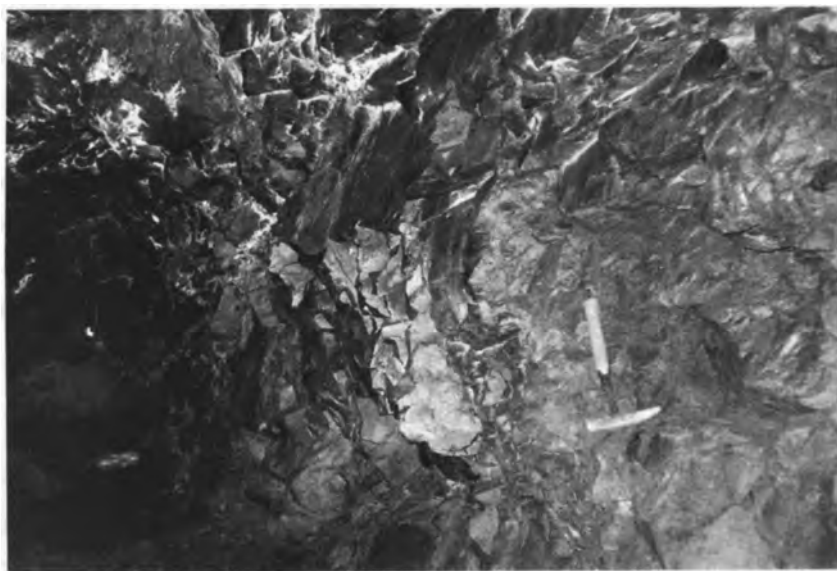
透輝石-斜長石-石英(第IV図版1)

黒雲母-緑れん石-石英

透輝石-角閃石-斜長石

角閃石-斜長石

このうち、角閃石の化学分析値は第6表に示してある。



第12図 磁鉄鉱鉱床を含む石灰珪酸塩質変成岩の露頭(丸森町片山蛭田鉱山の旧坑口付近)左側が坑口

第4表 蛭田鉱山産ざくろ石 (grandite) の化学組成

	wt. %	Numbers of ions on the basis of 24(0)		Mol. %		
SiO ₂	38.18	Si	6.012	Alm.	0.27	
TiO ₂	1.31	Al ^{IV}	—	And.	17.25	
Al ₂ O ₃	17.76	Al ^{VI}	3.289	Gros.	78.49	
FeOt	4.41	Ti	0.151	} 4.000	Pyr.	0.76
MnO	1.47	Fe ⁺³	0.560		Spes.	3.22
MgO	0.19	Fe ⁺²	0.017	} 6.180		
CaO	35.06	Mn	0.199			
Na ₂ O	0.01	Mg	0.047			
K ₂ O	—	Ca	5.917			
Total	98.39					

第5表 蛭田鉱山産ヘデンベルグ輝石(A), 鉄ヘース
ティンクス角閃石(B)の化学組成

	A		B	
SiO ₂	43.65		39.54	
TiO ₂	0.56		0.06	
Al ₂ O ₃	3.63		12.43	
FeOt	23.51		32.57	
MnO	0.76		0.26	
MgO	3.38		0.58	
CaO	21.74		11.41	
Na ₂ O	0.08		0.89	
K ₂ O	0.01		0.98	
Total	97.32		98.72	
	Numbers of ions on the basis of			
	6(0)		23(0)	
Si	1.827	} 2.000	6.637	} 8.000
Al ^{IV}	0.173		1.363	
Al ^{VI}	0.007	} 2.066	1.094	} 5.837
Ti	0.018		—	
Fe	0.821		4.552	
Mn	0.028		0.040	
Mg	0.213	} 2.538	0.151	
Ca	0.974		2.055	
Na	0.005		0.282	
K	—		0.201	
光学性	X=bluish green		X=yellow	
	Y=light bluish green		Y=green	
	Z=yellow-green		Z=bluish green	
	2V _Z =60-58°		2V _X =36°	
	c∧Z=48-49°			

III. 2 割山庄砕花崗閃緑岩中の捕獲岩 (変成岩)

割山隆起帯を構成する庄砕花崗閃緑岩中にも、変成岩類 (丸森変成岩類の一部) が捕獲岩状に産出する。代表的なものは明通峠北方の岩体で幅約 100m 弱の規模をもち、片理 (走向 N20° W, 傾斜 30-50° E) 及び線構造のよく発達した珪長質結晶片岩-片麻岩及び緑れん石角閃岩 (角閃石片岩) である。これらの岩石の鉱物組合せの例を次に示す。

- ① 石英-斜長石-黒雲母-緑色角閃石と細粒石英からなる片状基質 (図版 XII-1)。ときにマイロナイト様をなしている。
- ② 斜長石-石英-緑れん石-黒雲母-白雲母 (以上片状基質をなす) と粗粒の残存斑晶状斜長石-石英
- ③ 角閃石 (淡黄緑色-緑色)-斜長石-緑れん石-スフェン-燐灰石-不透明鉱物-(緑泥石-白雲母)
- ④ 角閃石 (淡黄緑色-緑色)-斜長石-緑れん石-スフェン-(緑泥石-白雲母)

第 6 表 変成岩中の普通角閃石の化学組成 (EPMA)

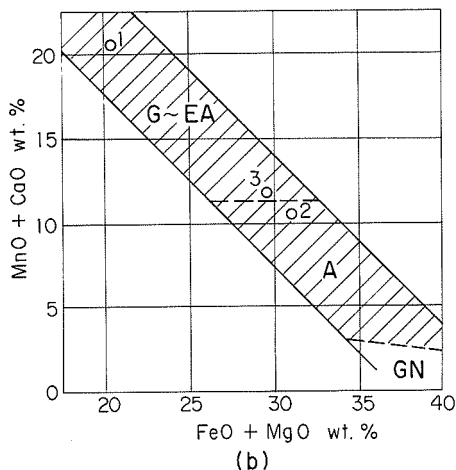
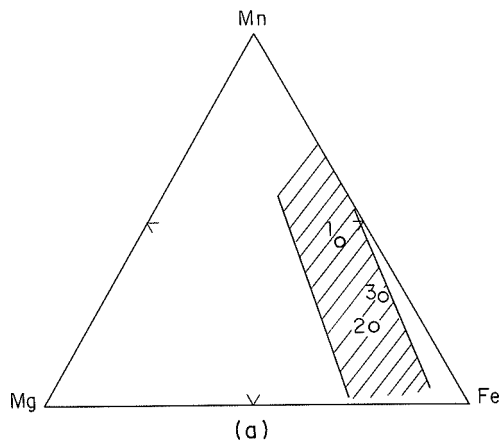
	1	2
SiO ₂	47.95	45.69
TiO ₂	0.98	1.48
Al ₂ O ₃	7.50	7.74
FeOt	15.23	16.57
MnO	0.28	0.32
MgO	12.59	11.50
CaO	11.10	11.14
Na ₂ O	1.16	1.54
K ₂ O	0.29	0.24
Total	97.08	96.22
Numbers of ions on the basis of 23 (0)		
Si	7.09	6.91
Ti	0.11	0.17
Al ^N	0.91	1.09
Al ^M	0.40	0.28
Fe	1.88	2.09
Mn	0.03	0.04
Mg	2.77	2.61
Ca	1.76	1.80
Na	0.33	0.45
K	0.05	0.05
An-content of associated plagioclase	An52	An32

1. 斜長石角閃岩の緑色普通角閃石 (丸森町鬼形山東 500 m)
2. 斜長石角閃岩の緑色普通角閃石 (丸森町石羽浄水場 西南 300 m)

第 7 表 変成岩および花崗岩中のざくろ石 (pyralspite) の化学組成 (EPMA)

	1	2	3
SiO ₂	36.97	36.78	36.57
TiO ₂	0.03	0.00	0.06
Al ₂ O ₃	20.58	20.83	19.93
FeOt	19.37	29.76	28.77
MnO	17.67	8.81	12.47
MgO	1.75	2.36	0.82
CaO	3.37	1.38	1.12
Total	99.74	99.92	99.74
Numbers of ions on the basis of 24 (0)			
Si	6.012	5.983	6.035
Al ^N	—	0.043	—
Al ^M	3.943	3.939	3.865
Fe ⁺³	0.061	0.061	0.114
Fe ⁺²	2.564	3.970	3.850
Mn	2.430	1.210	1.744
Mg	0.420	0.576	0.208
Ca	0.586	0.244	0.198
Molecular proportion (wt. %)			
Almandine	42.7	66.2	64.2
Andradite	1.0	1.0	1.9
Grossularite	8.8	3.0	1.4
Pyrope	7.0	9.6	3.5
Spessartine	40.5	20.2	29.0

- 1 含ざくろ石珪岩中のざくろ石 (丸森町石倉採石場跡)
- 2 黒雲母石英片岩中のざくろ石 (堂平山北方 320 m 高地)
- 3 片状黒雲母花崗岩 (No. 32) 中のざくろ石 (丸森町薄平-四重麦間)



第13図 変成岩及び花崗岩中のざくろ石の化学組成図
(1, 2, 3は第6表と同じ)
(a) Mn-Fe-Mg 原子比図, (b) $(\text{FeO} + \text{MgO}) / (\text{MnO} + \text{CaO})$ 図 (STURT, 1962), G 緑色片岩相, EA 緑れん石角閃岩相, A 角閃岩相, GN グラニュライト相, 斜線区域は御所竹貫変成岩のざくろ石 (pyralspite) の組成範囲 (加納, 1979) を示す

これらのうち①は石英閃緑岩起源の可能性があり, 片麻状で③及び④を貫く産状を示す. ②については黒色片岩を挟むことを考慮して源岩は砂岩, また③及び④は塩基性火山岩ないし輝緑岩に由来する可能性が強い.

以上のような変成岩類の捕獲岩は, 他に高瀬峠や地藏森付近をはじめ小規模なものが随所で見いだされる (第20図). 地藏森付近には, 捕獲岩状の変角閃石斑れい岩が存在する.

III. 3 変成鉱物の化学組成と変成相

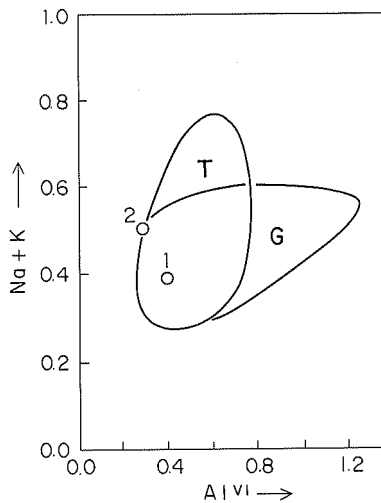
丸森変成岩類の構成鉱物のうち, 変成度の目安となる角閃石及びざくろ石の EPMA による化学組成を第6表及び第7表に示す. これらを御所竹貫変成岩の角閃石及びざくろ石の既存資料 (KANO and KURODA, 1973; 加納, 1979) と比べてみると, 丸森変成岩類の変成条件は, 御所変成岩の高温側から竹貫変成岩の低温部にかけての部分にほぼ相当することが推定できる. 変成相では, 緑れん石角閃岩相ないし角閃岩相下部に当たる (第13, 14図).

III. 4 変成岩類の対比

丸森変成岩類を, 阿武隈山地における他地域の変成岩類に対比することは, 資料が断片的なために困難である. しかし, さきに概説したように, これらは阿武隈東縁変成岩の延長に当たる弱変成結晶片岩類が, 新期花崗岩に捕獲され, あるいは貫かれて再結晶した複変成ホルンフェルスの可能性が十分にある.

この可能性を支持する事実として, 真野川上流の飯館村松ヶ平 (相馬中村図幅内) 付近において, 模式地の松ヶ平変成岩に属する黒色片岩が, 西方に分布する新期花崗岩によって接触変成作用を受け微褶曲片状構造を残したまま黒雲母-黒雲母-斜長石-石英ホルンヘルスに変わっている.

同様に, 八茎変成岩が新期花崗岩による接触変成作用を受けてできた片状ホルンフェルスも (関, 1962), 基本的には丸森変成岩類に類似し, 砂質泥質岩における鉱物組合せは, 黒雲母-白雲母-斜長石-



第14図 変成岩中の角閃石の $Al^{VI}-(Na+K)$ 図
(1, 2は第7表と同じ)
T 竹貫変成岩の角閃石の組成範囲, G 御斎所変成
岩の角閃石の組成範囲(加納, 1979)

隆起帯西麓の割山・鍋倉地区の川砂(岩沼図幅内)からも両鉱物の存在が検出されていることは注目に値する。しかし、両鉱物の供給源地を更に限定するまでには至っていない。

IV. 割山隆起帯の先第三系

南北方向に狭長に延びる割山隆起帯は、後に述べる割山庄碎花崗閃緑岩のほか、割山層(割山変成岩:先デボン系)、鹿狼山層(時代未詳)及び相馬中村層群(ジュラ系)の4者によって構成される。これらはすべて断層関係にあり、それぞれ南北方向に延びた分布をもつ。

割山隆起帯の先第三系に関する報告には、地質図を付したものでは、北村ほか(1955)、菅野(1955)、黒田・小倉(1960)、北村(1967)、生出・藤田(1975)、及びTsuneishi(1978)がある。黒田・小倉は、従来の割山層から鹿狼山層(新称)を分離したが、本報告ではこれを再定義して使用する。すなわち、両者は岩相の差違のほか変成度にも差違があるので、区別されるべきである。ただし、鹿狼山層の一部には、特に泥質岩において片状構造の著しい部分があって、割山層の再結晶度の低い部分との識別が困難である。

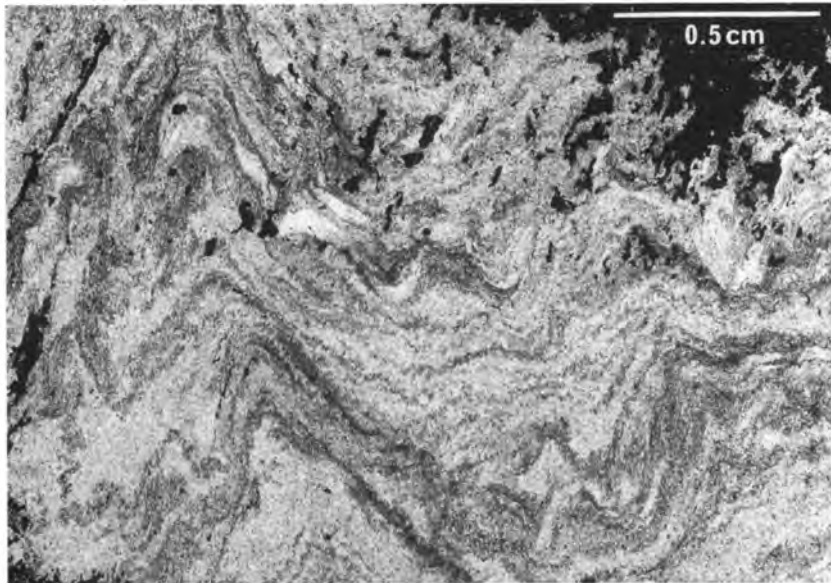
IV. 1 割山層(割山変成岩)

分布及び定義 本図幅地域北縁部にわずかに分布するのみで、北側の岩沼図幅に主な分布域と模式地をもつ。粘板岩を原岩とする泥質千枚岩(黒色片岩)を主体とし、しばしば砂質岩を挟む地層で、時代は後述するように、先デボン系に対比できる。

カリ長石-石英-鉄鉱が一般的で、しばしば藍青石を伴い、ときにざくろ石(加納, 1976)、紅柱石(関, 1962)を生じている。

高瀬川上流の畑川破砕帯(模式地、浪江図幅内)に露出する狭いセプタ状変成岩体(浪江町畑川部落の西850m)の一部に、丸森変成岩類のオーソコーツァイト様珪岩に似た石英砂岩起源の珪質片岩が、黒雲母片岩と互層している。薄層であるが、特徴ある岩石なので対比の鍵の一つになるであろう。

一方、丸森変成岩類のオーソコーツァイト様珪岩を竹貫変成岩に特有な珪質片麻岩に対比する見解がある(大上・加納, 1982)。また、宇留野(1979)によって、御斎所竹貫変成岩地域と同じく、八茎変成岩及び松ヶ平変成岩地域の川砂から藍晶石と十字石が見いだされている。更に、割山



第15図 割山層の泥質千枚岩にみられる微褶曲構造(岩沼図幅内, 割山峠, GSJ R40374)直交ポーラ

岩相 主体とする泥質千枚岩には葉片状の片理と微褶曲がよく発達する。北隣りの岩沼図幅地域の主分布域では、砂質片岩、緑色片岩及び石灰質片岩を伴う。本図幅地域内には、本層に相当する岩石の露頭はなく、泥質千枚岩の転石のみ見いだされた。泥質千枚岩の鉱物組成は、白雲母-方解石-緑泥石-石英-斜長石を主とし、他にリュウコクシン・スフェン・緑れん石を少量含む。ときにスティルプノメレンや電気石等がみられる。白雲母の多い部分に、細粒の黒雲母をしばしば認めるが、それは恐らく再結晶によるものである。泥質岩や砂質岩における炭質物は、本図幅地域の南方に分布する相馬古生層や、相馬中村層群に比べて非常に少ない。

地質構造 主分布域において、層面片理面はほぼN-Sの走向を示し、ときに西又は東に 30° 前後ふれ、 $30-40^{\circ}$ 西又は東に傾斜する。微褶曲(第15図, 本地域外)の軸や線構造は、破砕性断層の多い地質条件の割に一定しており、N-Sないし $N10^{\circ}E$ 位の方向で、南に 10° 前後の落しをもつ場合が一般的である。

対比 本層からはいまだ化石の産出をみない上、放射年代の資料もない。かつて本層を登米層(二畳系)に比較する考えがあり、例えば北村(1967)では岩相の類似性から二畳系とされていた。

本層は顕著な層面片理とちり面じわ劈開に特徴づけられ、変成度は比較的低いが、広域変成作用を受けたものとみなすことができる。北部阿武隈山地の他の変成岩類に比較して、岩相・再結晶度・変成度の点から、松ヶ平変成岩(先デボン系)に酷似すると指摘されている(黒田・小倉, 1960)。原ほか(1972)によれば結晶片岩のような高压低温型の変成作用は、阿武隈-北上ではシルル紀以降には生じなかった。この考えに従えば、割山層の原岩及び変成作用の時代はともに先デボン紀となる。小貫(1969)も、本層を北上山地の母体層群と同層位とし、先シルル系としている。本報告では、松ヶ平-母体変成岩類に対比できると考え、先デボン系とした。



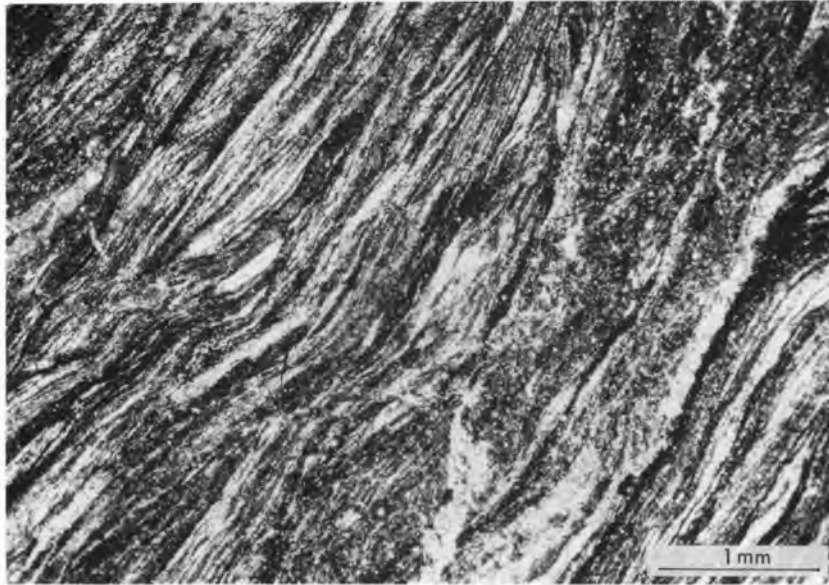
第16図 鹿狼山層の成層砂岩 低角度断層(F₁)がよく発達する。大沢峠東方の採石場

IV. 2 鹿 狼 山 層

分布及び定義 割山隆起帯において、割山庄砕花崗閃緑岩（北側）とジュラ系相馬中村層群（南側）との間に南北方向に狭長に分布する。ほかに、割山隆起帯の北半部の明通峠及び馬船峠の西側にも、割山庄砕花崗閃緑岩と断層で接して、小分布する。本層は砂岩を主とする先第三紀堆積岩層である。鹿狼山東麓の沢筋に、模式的に露出する。時代未詳で、上記の花崗岩体やジュラ系とはすべて断層で接するが、本来はジュラ系に不整合で被覆されていた可能性が強い。第三紀層には随所で不整合に覆われる。割山層とは、砂岩が圧倒的に多いという岩相の違いのほか、全般的に岩石の変形度と変成度が低いことによって識別される。

岩相 中粒一部粗粒の塊状又は成層砂岩を主とし、しばしば中層理砂岩頁岩互層（第16図）及び頁岩を挟む。成層砂岩及び砂岩頁岩互層における砂岩層の厚さは、一般に1m以下で、数10cm位のことが多い。互層の一部には砂岩の厚さが5-10cmの薄層理有律互層も認められる。成層良好な部分もしくは頁岩層を挟有する場合には平行葉理が良く発達する。級化構造は一般に不良である。本層は局所的に千枚岩化し、顕著な片状を呈し、そのため割山層との識別の難しい場合がある。明通峠西側及び馬船峠付近において、割山庄砕花崗閃緑岩に隣接して小分布する鹿狼山層は、成層がとくに良好で、葉理のよく発達する薄層理-中層理砂岩又は砂岩頁岩互層からなる。両地点の本層は外見上ほとんど非変成である。

本層の砂岩及び頁岩は、ともに炭酸塩鉱物に富むのが特徴で、その量は模式地付近の割山層の砂質岩・泥質岩より2倍近く多い。基質の大部分は炭酸塩鉱物から構成されている。砂岩は新鮮面で淡青灰色-淡灰色、風化面で淡黄灰色-灰白色を呈する。砂岩は福田峠の東側や小斎峠東側などでは部分的に帯黄



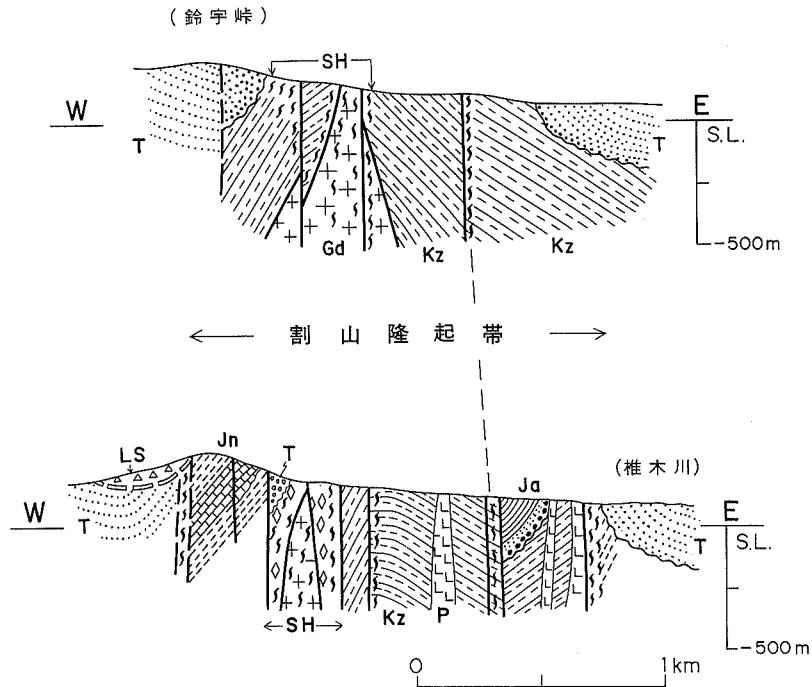
第17図 鹿狼山層の泥質千枚岩の顕微鏡写真 優白色部は絹雲母と炭酸塩鉱物からなる。
(五社壇南方, GSJ R40386)

緑色を示すが、それは緑泥石ないし緑れん石の含有を反映している。

砂岩の鉱物組成は、かなり均質一定しており、石英-斜長石を主とし、カリ長石・緑れん石・スフェンを伴うほか、リュウコクシン・電気石・アパタイト等を少量含有する。カリ長石の含有量は、場所によって（例えば椎木川沿い）かなり多量（10-20%）な場合もある一方、ほとんど含まれない場合もあるなど変化に富む。岩片は非常に少なく、微晶質石英（チャート?）がごく少量であるのみである。基質は20-40%と多く、大部分方解石からなり、白雲母・緑泥石を伴う。砂岩の分類（OKADA, 1971）からは、本層の砂岩は長石質ワッケに属する。

頁岩には、一般に層理面にほぼ平行な片状構造が発達し、片状構造の強い泥質岩（第17図）の鏡下での特徴は、割山層の泥質岩に酷似する場合もある。片状構造は、泥質岩では白雲母・炭酸塩鉱物の顕著な定向配列に特徴づけられる。砂岩では、肉眼的に片状構造は通常認められないが、鏡下ではしばしば、層理面に平行な砂粒の定向配列と、スレート劈開と同様な線状の黒色部分（dusty part）の発達が認められる。

地質構造 鍵層を欠く単調な岩相であり、級化層理が不良のため、詳しい地質構造は不明である。南北方向の狭長な分布の中で、層面の走向は略南北で西側では西傾斜、東側では東傾斜を示すことが多いので、分布の中央部を南北方向に走る軸をもつ背斜状の構造を有する（第18図）。軸部付近の走向は東西方向にふれるとともに、地層は南側に10-20°の傾斜を示しているので南側に沈下した背斜と考えることができる。この軸部付近においても鹿狼山層の片状構造は層理面にほぼ平行であるから、片状構造はこの南北方向の褶曲に伴う軸面劈開ではなく、恐らく層面片理とみなすことができる。主分布域では、南北に並走する3本の断層に大きく切られるほか、多数の小規模断層が発達する。鈴宇峠-五社壇付近で



第18図 鹿狼山層を中心とした割山隆起帯の地質断面(上は鈴宇峠付近, 下は椎木川沿)
 Kz: 鹿狼山層, Ja: 栗津層, Jn: 中の沢層, Gd: 圧碎花崗閃緑岩, P: ひん岩脈, T: 新第三系, SH: 破碎帯,
 LS: 地すべり地塊, 太線は断層

は、幅広い角礫化及び粘土化した破碎帯を伴う。特に分布の西縁、大沢峠-椎木川上流の破碎帯は、幅300m以下にわたり角礫化・粘土化しており、これについては、後に詳述する。

地蔵森-五社壇付近の鹿狼山層は、衝上性の低角断層に境されて、割山圧碎花崗閃緑岩の上にクリップ状にのる。すなわち、地形的な高所に鹿狼山層が、沢筋の低所に花崗閃緑岩が露出し、両者の境界は標高約250m付近(東部では同200m付近)にあつて、 $10\sim 30^\circ$ 北又は南の傾斜をもつ低角断層である。このクリップ状の鹿狼山層の層理面の構造は、上記低角断層とは調和せず、斜交している。

本層のうち、主分布域の北方に離れて分布する明通峠及び馬船峠付近のものは、走向NNW-SSEで、 20° 以下と低角で東に傾斜する。片状構造は肉眼的に認められず、破碎化やもめも主分布域の本層に比べて弱い。

本層の層厚は、層序が不明なので不詳であるが、少なくとも300m以上と判断できる。

対比 化石を産しないので不詳である。変成及び変形度や地質構造上の位置から、ジュラ系(相馬中村層群)以前の地層であることは確実である。本層と割山層との関係は断層である。

本地域周辺に分布する中生層及び古生層と本層とを比較してみる。相馬の古生層(上部デボン-二疊系)には、本層のような砂岩卓越層は存在しないし、本層の砂岩は、阿武隈-北上の古生層砂岩が火山岩片を多量に含有する石質砂岩であるという特徴にも合致しないから、相馬の古生層に対比は困難である。一方、中生層と比較すると、岩相的には北上山地の稲井層群(中・下部三疊系)にかなり類似してい

る。本層が上部古生界やジュラ系と近接して分布するという地質状況も、稲井層群の場合と似ている。砂岩の基質に方解石の多いことや泥質岩も石灰質であることなど岩質の点でも両者は似かよっている。しかし、砂岩の鉱物・岩片組成に若干の相違が認められ、本層の砂岩が岩片に乏しいのに比べて、稲井層群では花崗岩・火山岩・変成岩など相当量の岩片をもつ(滝沢, 1977)。したがって、鹿狼山層が稲井層群によく似た点はあるものの両者の対比には疑問があり、本報告では鹿狼山層を割山層より上位の先デボン系(?)か、それと同層位と位置づけしておく。

IV. 3 相馬中村層群 (ジュラ系)¹⁾

分布及び定義 割山隆起帯において、本図幅地域南縁部に小分布する。砂岩・礫岩・頁岩等碎屑性堆積岩類を主とし、一部に石灰岩を挟在する浅海-沿岸性のジュラ系で、南側に隣接する相馬中村図幅内に模式地をもつ。本図幅地域内には、標記層群のうち、粟津層(中部ジュラ系)及び中の沢層(上部ジュラ系)が同層群の北方延長部として、椎木川の上流域に分布する。

なお、同層群最下部の北沢層も分布する可能性があるが、同層は鹿狼山層の塊状砂岩に良く似ることと、相応するような化石を産出していないので、明確な結論は今後に残された問題である。

岩相 粟津層(Aw)は、黒色の頁岩で代表される地層で、基底の大礫-中礫礫岩に始まり、粗-中粒砂岩(厚さ20-30m)を経て、黒色の頁岩(厚さ100m以上)に至る1堆積サイクルを示す。本図幅地域内の



第19図 粟津層(ジュラ系)の基底礫岩(椎木川上流) アダメロ岩の巨礫(G)を豊富に含む。Pは岩脈、数字は礫の長径(cm)を示す

1) 相馬地方のジュラ系について、MASATANI and TAMURA (1959) は「相馬層群」と命名したが、MORI (1965) 及び OKAMI *et al.* (1976) は、かつて相馬地方の第三系に対して相馬層群と命名されていたものと区別するため、本ジュラ系を「相馬中村層群」と呼称した。

層厚は約 150m 位と見積られる。砂岩層からは二枚貝 (Trigonids) 等の化石を多産する部分があるが、化石の保存状態は余り良くない。

礫岩は、椎木川上流の枝沢に露出し、下部の基底部分付近をひん岩に貫入されている (第 19 図)。露出する部分の礫岩の厚さは約 3m であるが、転石の状況から 10m 以上の厚さを持つと推定できる。礫は長径 3-10cm の円礫を主体とし、最大礫径群は優白色の花崗岩質岩で、長径 32cm, 28cm といった巨礫を含む。それらは有色鉱物の少ないグラノフィリックなアダメライトである。ちなみに、本層の模式地付近ではこのような巨礫は知られていない。他の礫種は、頁岩・粘板岩・デイサイト・珪長質凝灰岩・細粒黒雲母花崗岩・ひん岩・珪質片岩-砂質片岩などである。花崗岩質岩やひん岩ではアルカリ長石を多く含むものが目立つ。

礫径の淘汰度は花崗岩質岩の巨-大礫を含む部分を除けば大むね良好で、上方に砂岩に漸移する。

砂岩は塊状の粗-中粒砂で、基質に少量の方解石をもつ長石質アレナイトである。岩片として花崗岩・中-珪長質火山岩などを少量含む。砂岩層上部では、三角貝ほかの摩耗した貝化石を産する。この砂岩から漸移して上位には、本層の主部を特徴づける黒色の頁岩が重なる。頁岩層は一般に塊状であるが、厚さ 2-3cm で部分的に葉理の発達した極細粒砂岩薄層を挟むことがある。

中の沢層 (Nk) は、青灰色-優白色の塊状極粗粒-中粒砂岩と暗灰色-灰白色の石灰岩からなる。砂岩はカリ長石を多量 (15-20% で斜長石より多い) に含む長石質アレナイトで、多くの部分で弱い破碎を受けている。その岩質・岩相は、模式地 (相馬中村図幅内富沢及び鹿島町小山田付近) の中の沢層の砂岩と全く同質であり、鹿狼山層や相馬中村層群のほかのジュラ系の砂岩と異なる。石灰岩は、割山隆起帯の西縁部に分布し、破碎を若干受け再結晶化している。この石灰岩からは化石を見いだしていないが、中の沢層特有の優白色粗粒砂岩に密接に伴うことから、同層の小池石灰岩 (部層) に対比できる。

中の沢層の本図幅地域での層厚は、断層が多いため、不詳である。

地質構造 本図幅地域内の相馬中村層群は、南北性の断層によって鹿狼山層中にブロック状に挟み込まれた産状を示す。このうち粟津層は、走向は南北方向を示すものの激しく東西にふる (N20°E-N50°W)。傾斜は常に西側に 20-50° 傾き、前述の礫岩を基底として西側への同斜構造をもって、その西縁を断層に切られている。

中の沢層は、2列に分かれて分布し、一つは上記の粟津層の東側にひん岩脈を挟んで配置し、他は割山隆起帯の西縁部を構成する。前者は破碎がかなり著しく、地質構造は不明である。後者ではやはり破碎を受け、南北性の走向断層により複雑化しているが、走向ほぼ N-S、傾斜は 40-60° 西の同斜構造を示す。

対比 粟津層は模式地において、*Bigotites* sp., *Latitrigonia pyramidalis* KOBAYASHI and TAMURA, *Vaugonia awazuensis* KOBAYASHI などの化石の産出により、中部ジュラ系の Bajocian ないし Bathonian に対比されている (SATO, 1962; MORI, 1963)。本図幅地域からは、保存不良の二枚貝類 (三角貝など) を多産するが、摩耗や風化が著しく同定できない。

中の沢層は、本図幅地域からは化石は未発見であるが、模式地において、*Virgatosphinctes* sp., *Neumayriceras* sp., *Aulacosphinctoides* sp., 等のアンモナイトのほか、多量の二枚貝、サンゴ類等の化石の産出により、上部ジュラ系 Oxfordian ないし Kimmeridgian に対比されている (MASATANI and TAMURA,

1959 ; SATO, 1962 ; MORI, 1963).

IV. 4 割山隆起帯の破碎帯について

割山隆起帯の先第三紀構成岩石である割山庄碎花崗閃緑岩、割山層、鹿狼山層、相馬中村層群には、顕著な断層破碎帯が多数認められる。破碎帯の最も幅広い部分は東西方向で約300mに及ぶ。この隆起帯の大まかな断面図を第18図に示す。

断層破碎帯は隆起帯の方向にほぼ沿って南北方向に延びる場合が多く、隆起帯の西縁部に規模の大きい破碎帯が認められるほか、隆起帯中央部から東部にかけても随所で岩石が破碎している。破碎帯や断層の正確な方向は、露頭単位では、ほぼN-S方向のこともあるが、多くの場合N10°WからN20°W位である。実際には隆起帯の延びの方向に僅かながら斜交した雁行配列をなしている可能性がある。例えば、大沢峠から椎木川上流にかけての顕著な破碎帯の方向は隆起帯の方向より西に10°位ふれている。ここでは、主として西縁部の破碎帯について記述し、たくさんある規模の小さい破碎帯については省略する。

本報告での破碎帯の記述に当たって、破碎の様式を、松田ほか(1977)に準拠して、破碎帯中の断層破碎角礫の量比に応じて次の5つに区分する。

破碎度Ⅴ：断層作用によって生じた細粒物質(粒径0.2mm≒細砂以下の物質)が90%以上と顕著に発達し、少量の断層角礫を混じえるもの。

破碎度Ⅳ：細粒物質が露頭における面積比で粗粒物質より多量(50-90%)である。

破碎度Ⅲ：量的には粗粒物質のほうが優勢で、細粒物質が10-30%程度。

破碎度Ⅱ：原岩が細粒砂-角礫状に破碎しているが細粒物質は10%以下のもの。

破碎度Ⅰ：細粒物質はなく、微小割れ目が網目状に発達する。

また、割山隆起帯の先第三系諸岩類は、局所的に圧砕化を受けて、岩石の内部組織の変形・流動構造を示す場合がしばしば認められる。この圧砕岩化(マイロナイト化)は、後述する割山庄碎花崗閃緑岩で特に著しい。また、破碎帯中の断層角礫岩の内部組織として圧砕構造の観察される場合が少なくない。

本報告での破碎岩・圧砕岩類の分類は、高木(1982)に従った。

以下、割山隆起帯の椎木川上流から大沢峠、更に小斎峠へと続く破碎帯について記述する。この破碎帯の内最も幅広い部分は、図幅地域南縁部の椎木川上流で、東西方向に約300mの破碎帯が存在する。破碎帯の大部分は断層角礫岩からなっているが、ところどころに、断層粘土の優勢な断層が発達する。この幅広い破碎帯は、構成岩石(原岩)の相違から、東部、中央部及び西部の3つの部分に区分できる。その東部の原岩は、鹿狼山層の砂岩と頁岩、西部がジュラ系からなる。同中央部付近には、破碎化した淡緑色珪質岩及びほぼ南北性の走向をもった新第三系の礫岩が露出する。この新第三系の東縁は破碎岩を不整合で被覆するのが露頭で観察できるが、その西縁は恐らく断層であろう。

椎木川上流の破碎帯の東部では、破碎度Ⅱから同Ⅳまでが交互しており、主に細粒砂-大礫の大きさに破碎した鹿狼山層の砂岩を主とし、粘土分は少ない。破碎化した細粒物質は青緑色-白緑色-緑灰色-暗灰色など変化に富む。破碎帯は固結しているが風化して崩れやすい。破碎岩には方向性は見られない

場合が多い。

椎木川上流の破碎帯中央部では破碎度Ⅲ、一部Ⅳで小規模な断層がネットワーク状に発達している上、断層角礫にも微少割れ目が著しい。断層角礫の大きさは、直径数 cm から数 m まで非常に不揃いである。断層角礫の種類は、単一ではなく、少なくとも次の4種が認められる。

- ① 灰-灰白色の石灰岩で“厚さ”最大 1m の比較的長く伸長したレンズ状岩塊
- ② 淡緑色の中粒砂岩状の見掛けを呈する微角礫化 (micro-breccia) した花崗岩質マイロナイト (図版 XII 2)
- ③ 細かく破碎化した酸-中性火成岩起源 (?) の片状変成岩又はウルトラマイロナイト
- ④ 破碎化し、石英脈又は方解石脈の発達した砂岩で恐らくジュラ系中-細粒の砂岩

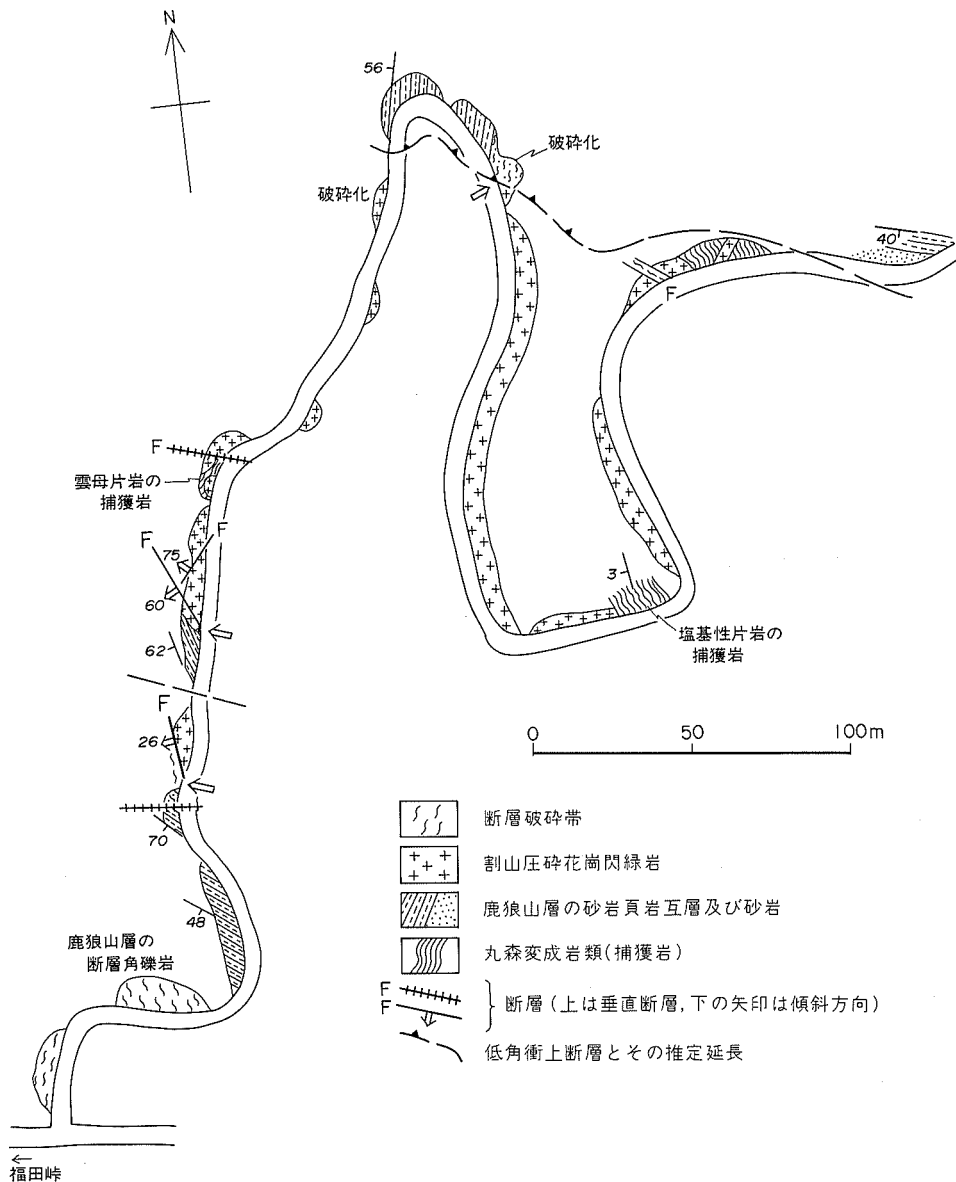
以上のうち、②の花崗岩質マイロナイトの微角礫化した岩石が最も多いと判断できるが、石灰岩のほかに、肉眼で原岩石を識別することは難しい。②の破碎岩は、緑ないし淡緑色の細粒岩で、肉眼では原岩を特定できない。鏡下でみると、主にマイロナイト化した花崗岩片からなる“砂岩様”の岩石である。この岩石の“砂粒”の径径淘汰は極めて不良で、花崗岩質岩が粉碎化して固結したような様相を呈する。この岩石の構成粒のマイロナイト化の程度は様々で、強い細粒化が進み、片状構造の非常に強いものもあるなど、元来かなり深部で形成されたマイロナイトである。

このように破碎帯の花崗岩起源の角礫を鏡下で観察してみると、破碎帯はかなり複雑な過程をたどって形成されたと推測できる。すなわち、深部で形成されたマイロナイト (一部は結晶片岩 (?) に酷似する岩片もある) が、微細な角礫岩となり、最後に断層角礫となった過程が読み取れ、少なくとも3段階の変形を受けていることを示している。ここでの断層破碎帯は、鹿狼山層とジュラ系相馬中村層群との境界付近に形成され、一部は深部に存在した花崗岩が断層運動によってより浅部にもみこまれたと判断できる。少量認められる変成岩の角礫は元来、花崗岩中の捕獲岩であった可能性が高い。

椎木川上流の破碎帯の西部では、全体が破碎した角礫となっているが、断層粘土は少なく、破碎度ⅡないしⅢに相当する。角礫中にも微少割れ目の発達が著しく、風化した露頭面ではルーズな細粒角礫岩の外観を呈する。この破碎帯部分は、優白部と灰-暗灰色部とが5-30mの幅で交互しており、両者は、漸移することが多い。これらの角礫岩は岩質からみて、優白部はこの破碎帯のすぐ西側に露出するジュラ系中の沢層の粗粒砂岩 (長石質アレナイト)、灰色部は、同層の中-細粒砂岩 (しばしば石灰質砂岩) と推察できる。

大沢峠での破碎帯は、南北に狭長に延びる新第三系の両側にそれぞれ幅数 10-100m 位の幅で露出し、新第三系の東側のものは、粘土の少ない砂岩の角礫岩 (破碎度ⅠないしⅡ)、西側のものは断層粘土を50%以上含む破碎度Ⅳの破碎帯である。後者は黒色一部青緑色の断層粘土で石灰岩及び砂岩のブロックを多量に含む。この石灰岩ブロックは、大小様々で、大沢峠付近とその南側に点々と露出する (“厚さ” 5m-10m 位のレンズ状岩体)。

福田峠付近では、割山庄砕花崗閃緑岩と鹿狼山層との境界が、林道沿いで観察でき、両者は断層関係で接する (第20図)。その境界はかなり複雑な形態をなしているが、大局的にはこの境界より西側は小規模な断層で寸断された鹿狼山層の砂岩と頁岩が幅狭く露出し、幅広い断層破碎帯へと続く。この破碎帯 (幅 100m 前後) の西側を中新統の金山層が不整合で覆う。断層角礫の細粒物質 (緑黒色を呈す) に対する



第20図 割山圧碎花崗閃緑岩と鹿狼山層との関係を示すルートマップ(福田峠東方) 矢印部が両者の境界。花崗閃緑岩体中に、丸森変成岩類の捕獲岩をもつ

量比は40-50%程度で破碎度IVに相当する(第21図)。ここでの断層角礫は2-3cmのブロックから数10cmから数m大と様々であるが、鹿狼山層の砂岩及び頁岩からなる。この角礫の一部を鏡下で観察すると微角礫(micro-breccia)化した千枚岩からなる(第22図)。“微角礫”内の顕著な片状構造の向きは、そろっていないから、片状構造の形成(千枚岩化)が先に起こった後に微角礫化したことが分かる。微角礫の粒間には微粒の炭酸塩鉱物が充填している。ここでも前述した椎木川上流と同様に3段階の破碎過程



第21図 割山隆起帯西縁の破砕帯における断層角礫岩(福田峠東側)．第20図の左下部の露頭

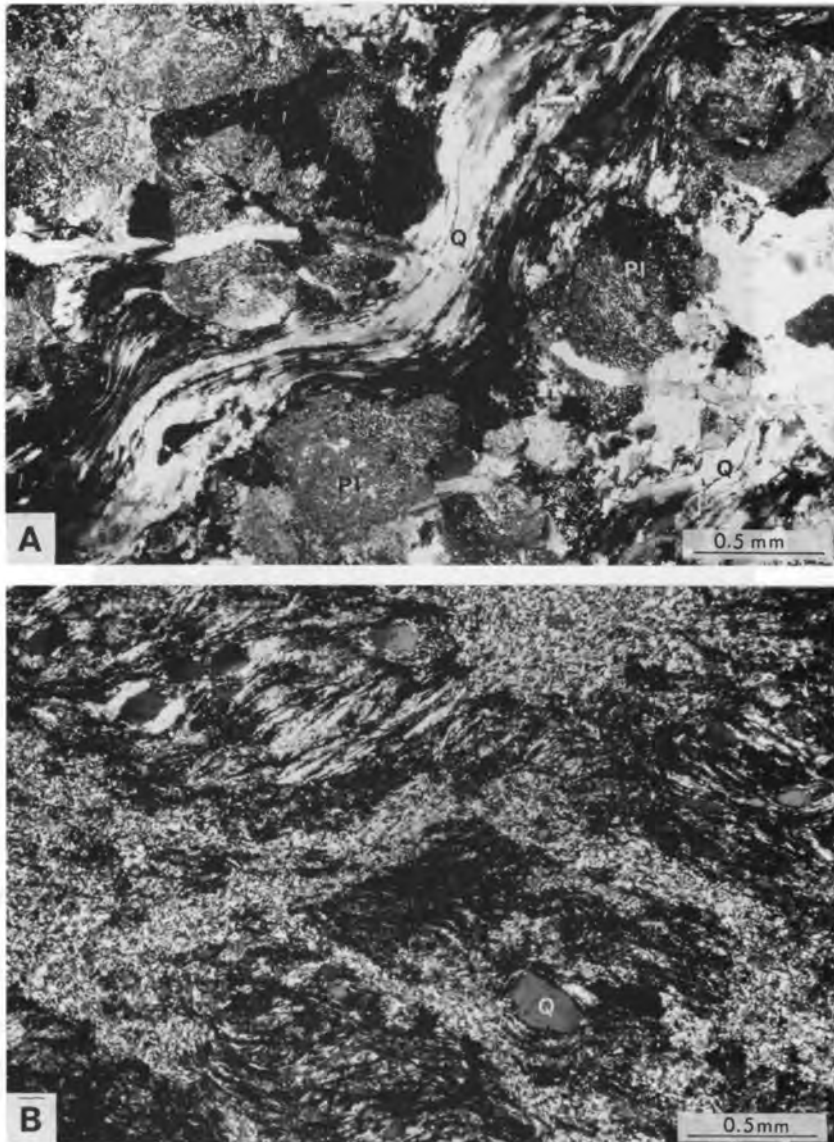
が認められる．

小斎峠では隆起帯西縁を花崗岩が占め、幅 20m 以上の破砕帯で粘土分 10-20%程度 (破砕度Ⅲ) の断層角礫帯である．破砕した数 10cm 大の花崗岩ブロックが細礫大又は粉細化し、一部粘土化した破砕帯の中に点在する．花崗岩質岩はマイロナイト化しているが、その程度は様々である．岩相 (特に粒度) の異なる花崗岩質岩の角礫が共存している．ここでは破砕帯を中新統の金山層が不整合で被覆しており (第 23 図)、金山層には断層も破砕帯も全く認められない．

以上に、数か所での破砕帯の性状について述べてきたが、花崗岩質岩で認めたマイロナイト化が、鹿狼山層など古期堆積岩類ではどうなっているのだろうか．この問題は鹿狼山層の片状構造の成因とも関係する．既に指摘したように、鹿狼山層には局所的に強い片状構造の発達 (千枚岩化) が見られる．鹿狼山層の変形が均質でなく、局所的に強い部分がある現象は、割山圧砕花崗閃緑岩での圧砕岩の産状と類似している．したがって、鹿狼山層の不均質な強い片状構造は、地下深部での圧砕作用に起因した変形構造 (マイロナイト) とみなすのが妥当である．

大沢峠より北側では割山隆起帯西縁部の破砕帯の露出する幅は椎木川上流に比べてかなり狭くなっているが、福田峠、小斎峠へと連続して破砕帯は延びている．大沢峠より北側においても、元来は破砕帯部分の幅は現在見られるよりもかなり広がったものが、角田盆地に発達する新第三系によって不整合に被覆されて地表での露出幅が狭くなっている可能性が強い．第 23 図に見られるように、破砕帯の主要な形成時期が、先中新世で中期白亜紀以降であることは確実である．

本図幅地域内には、自亜紀から古第三紀の地層を欠如しているから、直接的に、この破砕帯の形成時期について、詳しく論じられない．しかし初源的には、この破砕帯の形成は白亜紀中-後期であることは、阿武隈山地の花崗岩類及び白亜系上部双葉層群 (本図幅地域の 70km 南方に分布) との関係から定説



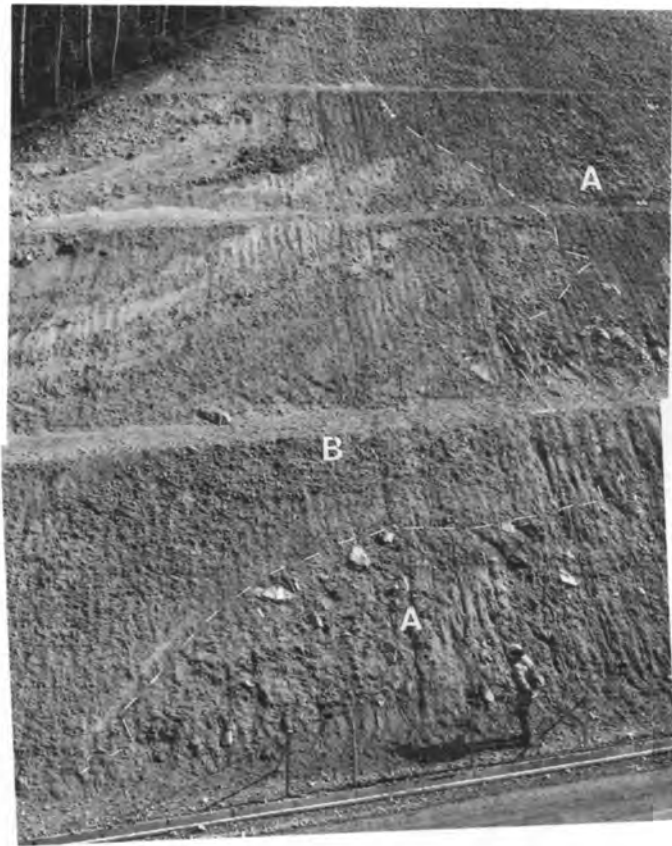
第22図 破碎帯の断層角礫の顕微鏡写真

- A. 花崗岩プロトマイロナイト Q: 石英, Pl: 斜長石, 石英はリボン状の流動構造をもつ (小斎峠, GSJ R40385)
 B. 鹿狼山層砂岩の微角礫構造 (micro-breccia) 基質は炭酸塩鉱物 (福田峠, GSJ R40376)

となっている。

中新世以降の割山隆起帯の動きについては、第VI章において新第三紀堆積盆地の地史との関連で述べてあるので、ここでは詳述しない。中新世前期の天明山層が隆起帯(深山付近)にのっているから、この隆起帯がホルスト化したのは、中新世の金山層の堆積時以降である。

TSUNEISHI (1978) は、この割山隆起帯の造構運動の性格を第三紀堆積盆地の構造発達史から詳しく解



第23図 断層破砕帯(A)を不整合に覆う中新統金山層(B)(小斎峠)

A部の断層角礫は割山庄砕花崗閃緑岩で破砕度Nを示す。B部は基盤にアバットし、写真左手前に傾斜、塩基性火山岩礫を多量に含む

析し、4回の運動を識別した。すなわち、白亜紀中頃、中新世前期、中新世後期、鮮新世後期ないし更新世の4度にわたって活動したと述べ、初期の白亜紀には、NW-SE方向の圧縮応力場のもとで、水平ずり断層 (strike-slip) として生起し、新生代に入っては東西性の圧縮応力場のもとで、縦すべり (dip-slip) 断層として活動したと結論した。しかし、このうち2番目の中新世前期の活動については、対応する地層の年代論との関係から、時期を決めるのが難しく、今後の検討が必要である。また、TSUNEISHI (1978) は、割山隆起帯の岩石変形を深部 (マイロナイト)、中深部 (剪断割れ目を伴う小断層群) 及び浅部 (断層角礫と展張割れ目) の各変形構造を識別し、地塊的断層運動が繰り返し起こったことを強調している。

割山隆起帯には、以上に記述・議論してきた高角断層群のほかに、本図幅地域南半部の地藏森付近で見られる、低角の衝上断層が存在する。これは、割山庄砕花崗閃緑岩体の上に鹿狼山層がクリップ状にのり、両者を境する低角の断層である。断層の傾斜は8-30°で、走向は場所によって大きく異なるから断層面はかなりうねっている。この種の断層の破砕帯の規模は余り大きくなく、幅0.3-1m位の小魚礫

を混じえた断層粘土からなり、主断層の上盤又は下盤側により規模の小さい副断層を伴う場合が多い。しかし、断層の上盤（鹿狼山層）及び下盤（割山圧砕花崗閃緑岩）での剪断の及ぶ範囲はごく小規模である。この低角断層は高角断層によって切られているから、割山隆起帯で最古期の断層と判断できる。しかし、その運動のセンスや造構史的意義についてはまだ未解明である。

V. 貫入岩類

V. 1 概説

本図幅地域には貫入岩類として、花崗岩類が広く分布するほか、超塩基性岩の小規模な岩体とひん岩の岩脈とが小分布する。

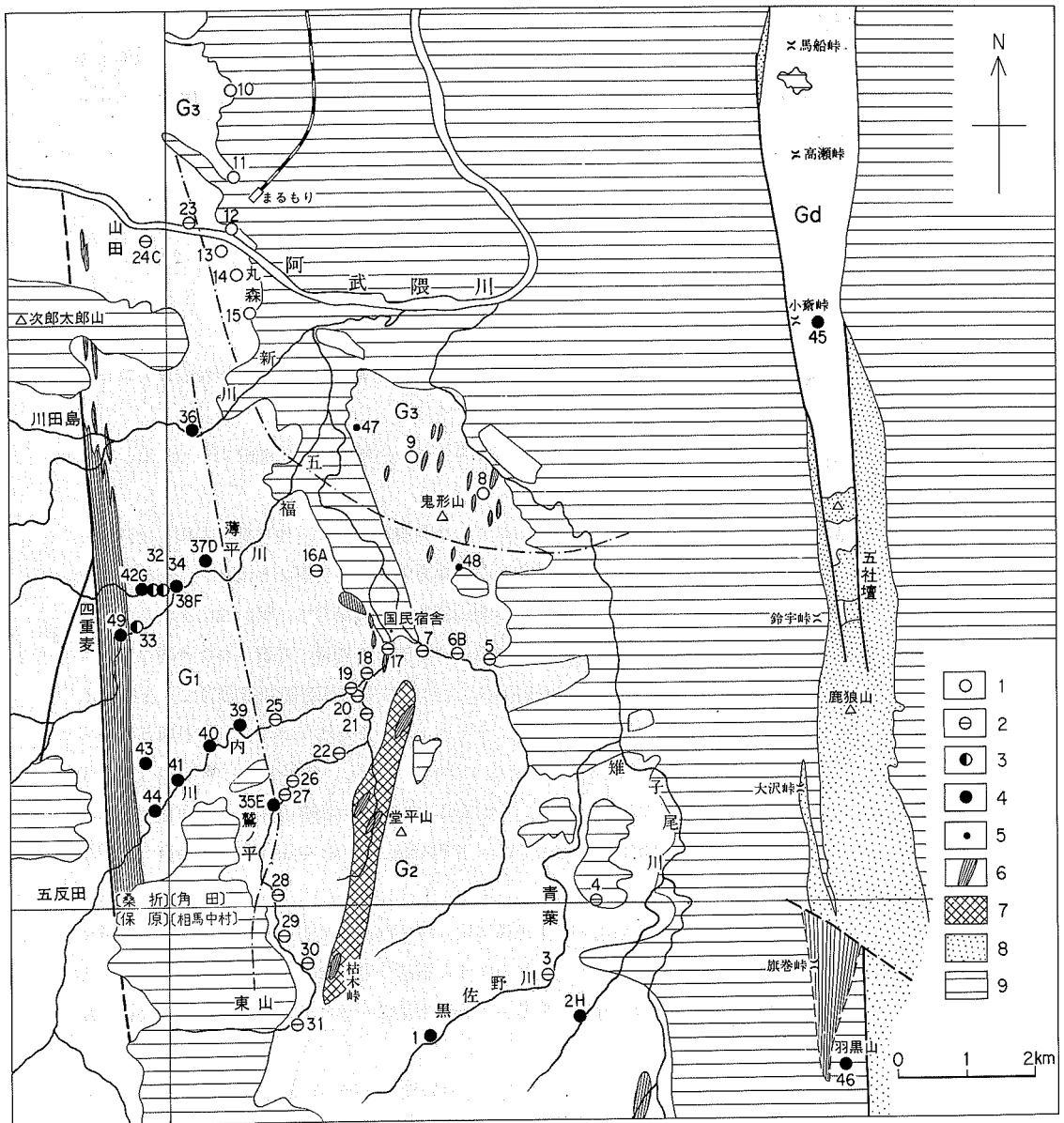
清滝超塩基性岩体は、周囲を丸森複合花崗岩類によって貫入され、熱変成した蛇紋岩からなる。その中には丸森変成岩類を捕獲岩として取り込んでいる。

ひん岩脈は、割山隆起帯の古期堆積岩類を貫いているごく小規模なもので、他の貫入岩類とは直接していない。超塩基性岩とひん岩の貫入年代は不明であるが、双方とも花崗岩類よりは古い。花崗岩類は本図幅地域西半部の丸森複合花崗岩類と、割山隆起帯の割山圧砕花崗閃緑岩で、第24図にそれらの分布及び試料採集地点を示した。丸森複合花崗岩類は、中心部と周縁部とで岩相・岩質がかなり異なり、中心相 (G_3) は等粒塊状の黒雲母花崗岩であるが、周縁相 (G_1) は角閃石黒雲母花崗閃緑岩質で、圧砕片状構造が著しい。両者間の岩相の変化はかなり急激のようであるが、不連続ではない。岩石構造からも中間に弱片状構造を呈する移化相 (G_2) を設定することができる。しかし、周縁相中に中心相と同じ型の黒雲母花崗岩 (G_3') が岩脈として侵入しているので、周縁相は丸森複合花崗岩体の早期分化相と考えられる。その他まわりの主岩相とは異質で関係も不明な少数例 (No. 47, 48) を除けば、丸森複合花崗岩類は第2表 (p. 7) のように分類される。

中心相から移化相を経て周縁相で特に発達する圧砕構造は、西に向かって著しくなり、畑川破碎帯で最大に達し、岩石はマイロナイトとなる。しかし、このよう構造の変化は、中心部から西方へと一方向にのみ見られるわけではない。国民宿舎付近から南方へ青葉地域にかけても、弱片状花崗岩ないし片状花崗閃緑岩が分布する。

割山隆起帯内の割山圧砕花崗閃緑岩 (G_d) は、丸森複合花崗岩類とは野外における直接の関係が不明であるが、岩質・岩相上は丸森複合花崗岩体西翼の圧砕周縁相によく似ている。また、相馬中村図幅の羽黒山圧砕花崗岩 (第24図参照) との類似も注目される。

本図幅地域の地質研究では、以上の花崗岩類の記載岩石学的性質を明らかにするために、48個のモード組成分析と8個の化学分析を行い、結果を第8表と第9表に示した。第25図、第26図はモード組成変化図である。



第24図 角田図幅及び隣接図幅の一部を含む地域における花崗岩類の分布，花崗岩類の化学分析試料及びモード分析に供した薄片試料の採取地点

A-H(8個)，1-48はそれぞれ第9表，第8表に対応。49は図版 X-1 の試料

凡例：1. 丸森複合花崗岩類の中心相 G₃，2. 同移化相 G₂，3. 同岩脈 G₃，4. 同周縁相 G₁，及び割山庄砕花崗閃緑岩 G_d，5. その他の関係不明花崗岩質岩，6. 変成岩，7. 超塩基性岩，8. 鹿狼山層及び相馬層，9. 新生界(火山岩を含む)。なお，旗巻峠から羽黒山付近にかけての地質は，次の文献資料に基づいて概略の編図を行った：正谷(1950)，菅野(1955)，北村ほか(1955)，黒田・小倉(1960)，TSUNEISHI(1978)

第8表 角田図幅および隣接図幅の一部を含む地域の花崗岩類のモード組成

No.	岩 体 名	石英	斜長石	カリ長石	黒雲母	角閃石	その他	登録番号	標本番号
1*	丸森複合花崗岩類(周縁相)	39.0	38.3	7.3	12.8	2.6	mt	GSJ R40855	76AB89
H2*	" (")	24.9	46.2	9.0	13.9	6.0	mt	40856	76AB88
3*	" (移化相)	32.9	33.3	31.3	2.5	含有		40857	75092601
4	" (")	33	28	33	6	—		40858	75092602
5	" (")	26.1	37.4	27.0	7.9	1.6		40859	75080501
B6	" (")	35	23	36	6	—		40860	75080502
7	" (")	37	30	28	5	—		40861	75080503
8	" (中心相)	34	27	35	4	—		40862	75102201
9	" (")	43.2	27.1	24.0	5.7	—		40863	75110302
10	" (")	42.9	22.6	33.2	1.3	—	ga	40864	80101810
11	" (")	35.0	32.1	30.5	2.4	—		40865	80101802
12	" (")	30	34	31	5	—		40866	K75073001
13	" (")	38.5	25.8	33.9	1.8	—		40867	80101805
14	" (")	28	38	30	4	含有		40868	K75121410
15	" (")	27	26	43	4	—		40869	K75121409
A16	" (移化相)	28.9	39.5	27.9	3.7	含有		40870	75100901
17	" (")	37.6	37.4	20.0	5.0	—		40871	75121521
18	" (")	34	30	31	5	—		40872	75080909
19	" (")	34	32	29	5	—		40873	75091005
20	" (")	33.9	39.3	25.3	1.5	—		40874	75080908
21	" (")	34	31	31	4	—		40875	75080905
22	" (")	33.5	59.0	1.0	6.5	—		40876	75080903
23	" (")	29.0	42.7	20.5	7.8	—	ga	40877	80101812
C24**	" (")	31.5	48.0	15.7	4.6	含有	al	40878	76AB101
25	" (")	36	27	34	3	—		40879	75091004
26	" (")	37	27	34	2	—		40880	75081904
27	" (")	37	30	28	5	—		40881	75121502
28	" (")	42	26	27	5	—		40883	75081806
29	" (")	39.3	31.4	24.2	5.1	—		40884	75081805
30	" (")	33.4	41.2	22.8	2.5	含有		40885	75082203
31	" (")	40.9	30.3	24.7	4.1	—		40886	75121503
32**	" (周縁相を貫ぬく岩脈)	33.2	38.7	22.2	5.6	—	ga	40887	丸25
33**	" (")	38.8	21.8	37.4	2.0	—		40888	丸57
34**	" (")	35.8	28.9	30.3	5.0	—		40889	丸23
E35	" (周縁相)	22.9	54.3	8.0	10.8	4.0		40890	76AB90
36	" (")	29	52	9	10	含有		40891	K75091202
D37	" (")	39.7	34.0	12.1	11.3	2.9	ti	40892	76AB94
F38	" (")	33.9	42.3	4.8	16.5	2.5	ti	40893	76AB95
39	" (")	27	42	20	10	1	ti	40894	75121514
40	" (")	31	56	3	9	1	ti	40895	75091002
41	" (")	35.2	46.1	2.0	14.8	1.8	ti	40896	75100402
G42**	" (")	35.5	42.8	3.2	15.2	3.1	ti	40897	76AB96
43**	" (")	22	59	4	14	1	ti	40898	75090904
44**	" (")	28	49	5	16	2	ti	40899	75090902
45	割山庄砕花崗閃緑岩	26.3	54.6	11.7	5.0	1.6	0.8 mt, ti	40900	75-55
46*	羽黒山庄砕花崗閃緑岩	35.3	43.8	13.3	5.9	1.2	mt, ti	40901	2771
47	角閃石黒雲母トーナル岩	40.2	40.1	2.8	14.3	2.4		40902	75110201
48	角閃石花崗閃緑斑岩	21.7	54.3	11.8	—	12.2		40903	75102203

* 相馬中村図幅地域 ** 柔折図幅地域

A~H 化学分析試料(8個)(第9表参照)

ga ざくろ石, mt 磁鉄鉱, ti チタン石, al 褐れん石

第9表 角田図幅及び隣接図幅の一部を含む地域の花崗岩類の化学組成及び CIPW ノルム組成

	A	B	C	D	E	F	G	H
SiO ₂	75.98	74.96	72.82	67.25	66.85	66.66	65.46	64.65
TiO ₂	0.08	0.11	0.24	0.37	0.41	0.56	0.55	0.53
Al ₂ O ₃	13.22	12.92	14.05	15.83	15.97	15.07	16.07	15.54
Fe ₂ O ₃	0.29	0.15	0.46	1.33	1.26	1.57	0.85	1.72
FeO	0.72	1.15	1.54	2.50	3.09	3.78	4.27	3.52
MnO	0.04	0.05	0.07	0.07	0.09	0.10	0.11	0.11
MgO	0.13	0.36	0.40	0.88	1.04	1.41	1.69	1.89
CaO	0.98	1.15	2.89	4.13	3.69	4.16	4.31	4.11
Na ₂ O	3.76	3.37	3.21	3.67	4.12	3.18	2.90	3.43
K ₂ O	4.13	4.66	3.16	3.17	2.12	2.43	2.31	2.60
P ₂ O ₅	0.02	0.13	0.02	0.14	0.14	0.14	0.03	0.11
H ₂ O(+)	0.18	0.24	0.83	0.39	0.18	0.43	0.80	1.08
H ₂ O(-)	0.08	0.16	0.30	0.24	0.60	0.24	0.12	0.34
Total	99.61	99.41	99.99	99.97	99.56	99.73	99.47	99.63

CIPW ノルム

Q	35.63	33.97	34.33	23.13	23.80	26.02	25.14	21.51
C	0.81	0.50	0.10	—	0.46	—	0.98	—
or	24.41	27.58	18.68	18.74	12.57	14.40	13.68	15.40
ab	31.75	28.50	27.14	31.02	34.85	26.88	24.52	28.98
an	4.78	4.95	14.26	17.32	17.49	19.60	21.23	19.29
di	—	—	—	0.99	—	0.09	—	0.22
{en	—	—	—	0.42	—	0.04	—	0.11
{fs	—	—	—	0.57	—	0.05	—	0.11
hy	0.33	0.90	1.00	1.78	2.60	3.48	4.22	4.62
{fs	1.03	1.90	2.17	2.44	4.12	4.85	6.42	4.25
mt	0.42	0.21	0.67	1.93	1.83	2.27	1.23	2.51
il	0.15	0.21	0.45	0.70	0.77	1.06	1.04	1.00
ap	0.03	0.30	0.03	0.34	0.34	0.34	0.07	0.23
Salic	97.38	95.50	94.51	90.21	89.17	86.90	85.55	85.18
Femic	1.96	3.52	4.32	9.17	9.66	12.18	12.98	13.05
D.I.	91.79	90.05	80.15	72.89	71.22	67.30	63.34	65.89
Total FeO	10.9	20.0	35.3	32.4	36.7	42.5	42.2	39.0
MgO	1.4	5.6	7.2	7.7	9.1	11.6	14.2	14.6
Na ₂ O+K ₂ O	87.7	74.4	57.5	59.9	54.2	45.9	43.6	46.4
Q	38.8	37.7	42.8	31.7	33.4	38.7	39.7	32.6
Or	26.6	30.6	23.3	25.7	17.6	21.4	21.6	23.4
Ab	34.6	31.6	33.9	42.6	48.9	39.9	38.7	44.0
Q	36.9	35.8	36.4	25.6	26.8	29.9	29.7	25.3
Or	25.3	29.0	19.8	20.8	14.2	16.6	16.2	18.1
Ab+An	37.8	35.2	43.8	53.6	59.0	53.5	54.1	56.6

第9表 つづき
モード鉱物組成(容量比)

Quartz	29	35	31	32	23	34	36	25
K-feldspar	28	36	16	8	8	5	3	9
Plagioclase	39	23	48	43	54	42	43	46
Biotite	4	6	5	16	11	17	15	14
Hornblende	1 >	0	1 >	1	4	2	3	6
Others	magnetite	—	allanite	sphene	sphene	sphene	sphene	sphene
An%	22	25	34	33-40	40	38	37-46	45

** 桑折図幅地域, ** 相馬中村図幅地域

A 細粒黒雲母花崗岩, 丸森複合花崗岩体中心相 G₃(丸森町石倉 GSJ R40870, 75100901, 薄片試料 No.16, VII-1)

B 細粒弱片状黒雲母花崗岩, 同中心相 G₃(丸森町奈良又 GSJ R40860, 75080502, 薄片試料 No.6, VII-2)

C** 中粒弱片状角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩, 同移化相 G₂(丸森町山田 GSJ R40878, 76AB101, 薄片試料 No.24)

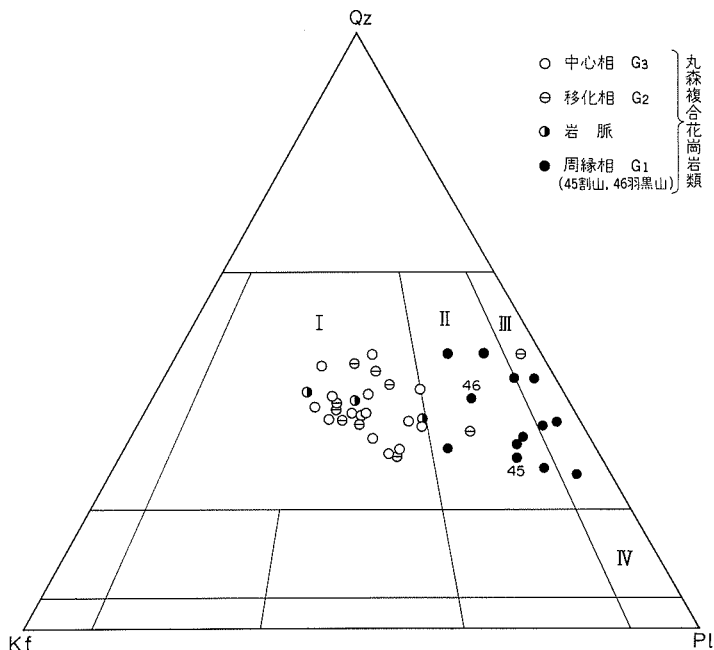
D 粗粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 同周縁相 G₁(丸森町薄平 GSJ R40892, 76AB94, 薄片試料 No.37, VIII-1)

E 粗粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 同周縁相 G₁(丸森町鷲ノ平 GSJ R40890, 76AB90, 薄片試料 No.35)

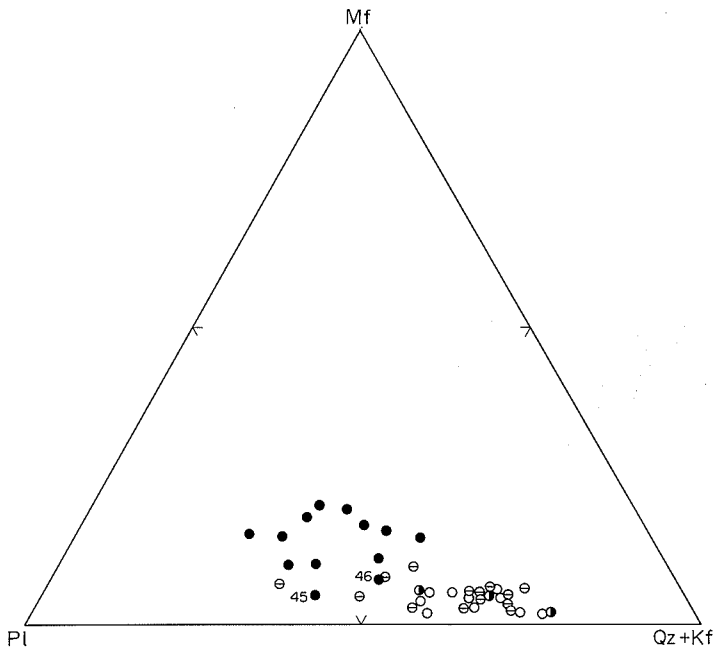
F 粗粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 同周縁相 G₁(丸森町薄平 GSJ R40893, 76AB95, 薄片試料 No.38)

G** 粗粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 同周縁相 G₁(丸森町四重麦 GSJ R40897, 76AB96, 薄片試料 No.42, IX-1)

H* 粗粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 同周縁相 G₁(丸森町青果 GSJ R40856, 76AB88, 薄片試料 No.2)



第25図 角田図幅及び隣接図幅の一部を含む地域における花崗岩類のモード組成(Qz-Pl-Kf図)
深成岩類の分類は, STRECKEISEN *et al.* (1973)による。I 花崗岩, II 花崗閃緑岩, III トーナル岩, IV 石英閃緑岩
中心相(G₃)の一部は移化相(G₂)を含んでおり, 第24図と対応しないものがある



第26図 角田図幅及び隣接図幅の一部を含む地域における花崗岩類のモード組成(Mf-(Qz+Kf)-Pf)図
記号は第25図と同じ。中心相(G₃)の一部は移化相(G₂)を含む

V. 2 清滝超塩基性岩 (U)

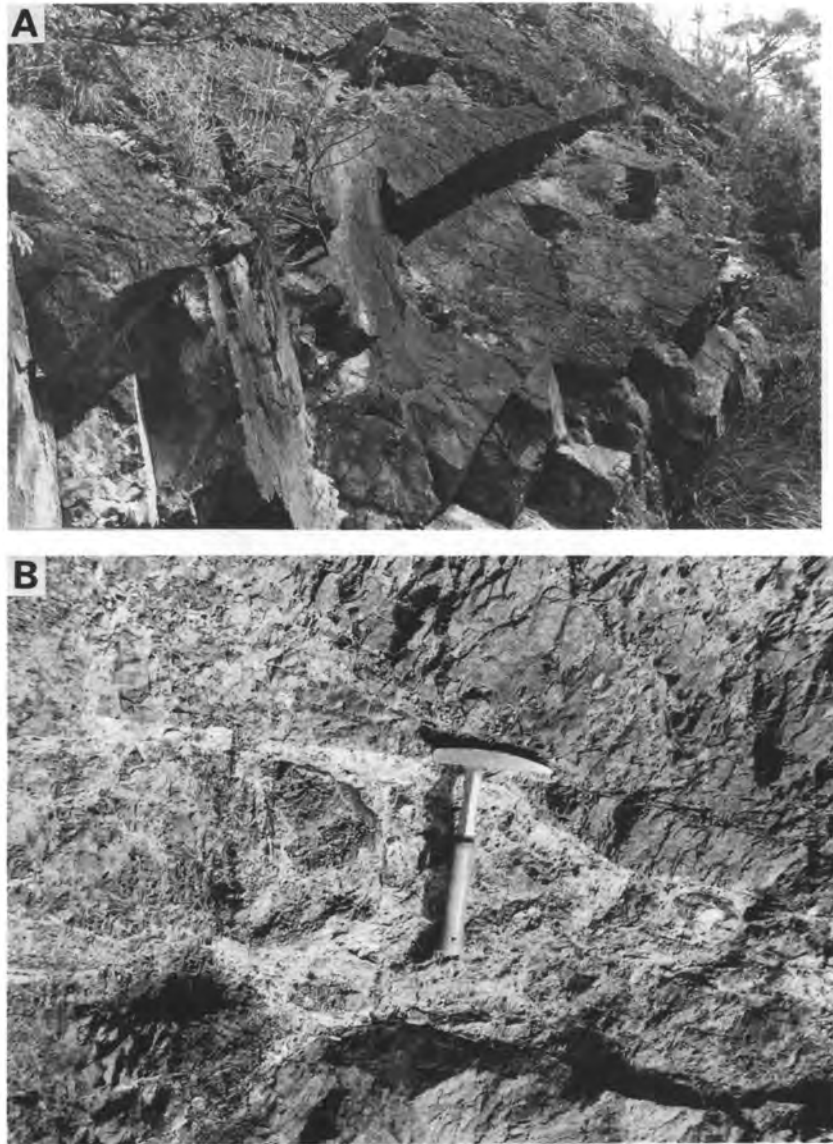
駒滝不動尊の南から堂平山西側に沿って、相馬中村図幅の枯木峠付近まで、南北に帯状に分布し、興味ある産状を示している(第27図)。船山・青木(1982)によると、岩体は一続きではなく、少なくとも2帯の雁行状岩体に分かれ、前述の片状変成岩類と密接な随伴関係にあるという。岩体の周囲は花崗岩に囲まれ、花崗岩との接触面も見られるので、花崗岩進入以前の古期超塩基性岩であることは確かであるが、その起源・時代について詳しいことは不明である。

岩体の主体をなすものは、わずかにかんらん石・滑石・鉄鉱を生じ、岩石も硬くなっている(第V図版1, 2)。一部で、常陸太田市町屋の“斑石”に似た pseudo-spinifex texture がみられる。

本岩体内部の金掘沢では、ペグマタイト質輝水鉛鉱が蛇紋岩中に不規則レンズ状岩脈をなして産出し、かつて日興鉱山によって採掘された(渡辺, 1941)。

V. 3 角閃石ひん岩 (Ph)

割山隆起帯の鹿狼山層を貫いて緑色を呈するひん岩の岩脈が小規模に分布する。鹿狼山東麓、椎木川沿いで良く観察され、岩脈の幅は普通5-20m、最大70m(椎木川上流)に及ぶ。岩脈はすべてほぼ南北方向に延びており、垂直に近い傾斜を示す。椎木川沿いではジュラ系相馬中村層群と鹿狼山層との境界



第27図 清滝超塩基性岩の露頭(清滝北方) Aは塊状で堅固, Bは強く圧砕されており脆い

部に沿って貫入した岩脈が2例認められる。

岩石は灰緑色の細粒岩で, 斜長石斑晶の目立つものとそうでないものがある。鏡下では, 自-半自形の斜長石及び普通角閃石の斑晶と, 細粒の石英, 斜長石, 普通角閃石, 不透明鉱物, スフェンなどの石基からなる斑状構造を示す。斜長石斑晶は累帯構造を示し, 破断したり, 弱く変形している場合がある。普通角閃石は褐緑色で, 大部分が緑れん石化(→ゾイサイト)又は緑泥石化しており, 更に圧砕化により細かく破断している場合もある。



第28図 方状節理を示す丸森複合花崗岩類(G_2) (上滝南方, 駒滝不動尊)

石基部は石英が他の鉱物よりやや粗粒で、波動消光が認められる。岩石は全般に緑泥石化、絹雲母化等の変質作用を被り、部分的に方解石に交代されている。

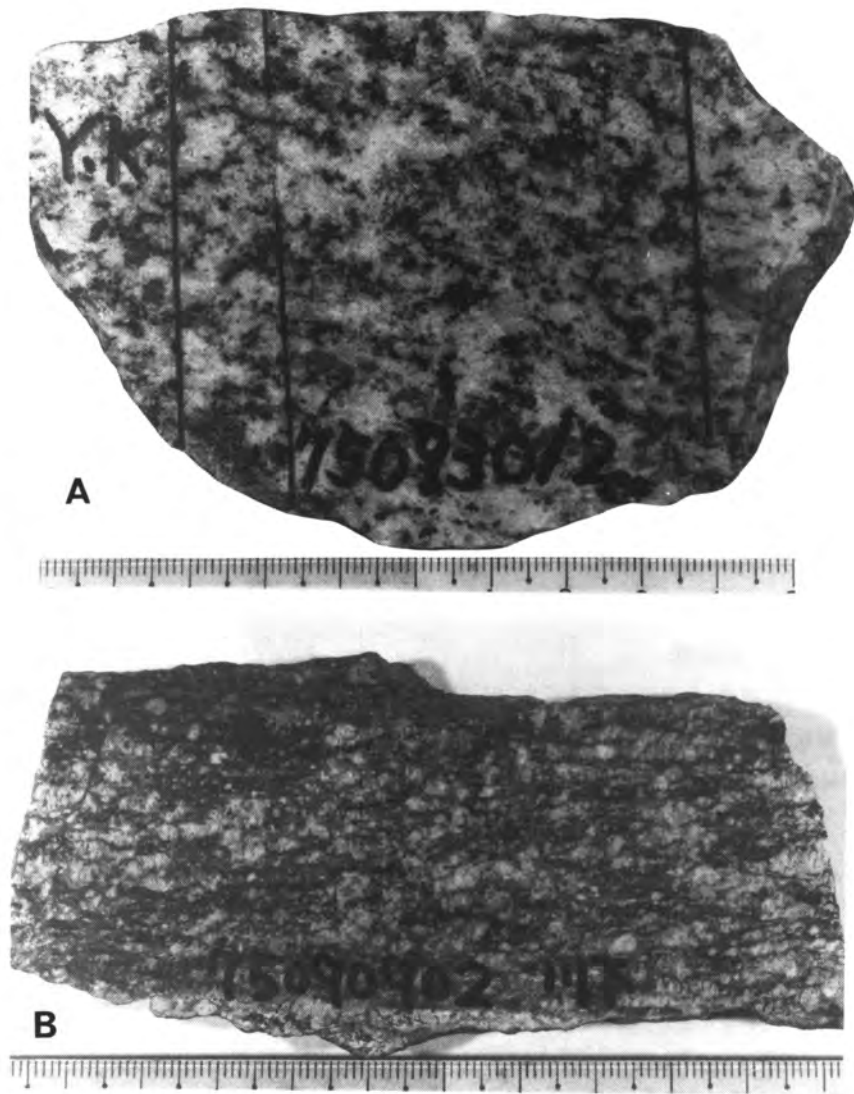
角閃石ひん岩の進入年代は明確ではないが、相馬中村層群を貫いており、割山庄碎花崗閃緑岩などと同様に双葉断層の活動による圧砕化を受けていることから、白亜紀のものであることは確実である。ちなみに、地質的に関連の強い南部北上山地では、この種のひん岩類の貫入年代は前期白亜紀の中-後期である(滝沢ほか, 1985)。

V. 4 丸森複合花崗岩類

V. 4. 1 黒雲母花崗岩 (中心相 G_3 - 移化相 G_2)

丸森複合花崗岩体の真の中心相は、現在は阿武隈川の沖積地となっている角田盆地の中央部直下にあると推定されるが、その一部及び周縁部への移化相が、阿武隈川左岸から、支流の内川及び雉子尾川流域の丘陵地に分布している(第28図)。岩石は一般に細粒-中粒の等粒状又はやや斑状で、カリ長石がかなり含まれるために全体として淡紅色を帯びたものが多い。しばしば弱い流理構造が見られ、NE-SWまたはNNW-SSE、一部でEW方向の面構造を示し、進入定置形態を暗示するものがある。しかし、この構造は後述の圧砕片状構造との区別が難しい。

鉱物構成は、石英・斜長石・カリ長石の比がideal graniteに近い花崗岩が多いが、西方及び南方に向かってカリ長石の含有比を減少する傾向がある。色指数は大半が5以下で、最大径1.5mm以下の黒雲母を主とし、まれに緑色普通角閃石を含む。ほかに随伴鉱物として、ジルコン・磁鉄鉱・褐れん石・燐灰石、まれにざくろ石がある。



第29図 丸森複合花崗岩の周縁相 G_1 に発達する片状構造
 A. 丸森町丸森字薄平 (GSJ R40892), B. 丸森町筆雨字川下 (GSJ R40899, No. 44)

鏡下では、石英が最大径4-5mmの不規則プールのなして発達するが、一つのプールが単一又は少数の石英粒として存在することはあまりない。桜井・原(1979)が注目したように、圧砕作用とともに再結晶して、細かい石英サブグレイン(subgrain)のレンズ状又は脈状集合体となる現象が一般に見られる。このようなサブグレイン化の程度は、中心相から周縁相に向かって強くなり、石英サブグレインはモザイク状又は縫合状をなし、一見、再結晶変成組織をつくる。斜長石は最大4×2mmの自形柱状のオリゴクレースで、An成分は30%を越えることは少ない。弱い累帯構造があり、極めて微細な集片双晶が普通である。C双晶出現率(GORAI, 1950)は、14-23%(測定薄片6枚)で、正規の火成型に属する。力

リ長石は微格子双晶がよく発達した微斜長石で、径4mm以下のプールのメソスタシスをなしている。石英の場合と同じく、斜長石にもカリ長石にも、圧砕作用によるサブグレイン化現象が認められる。このような現象は、不動滝から上流へ、地域西南隅の鷲ノ平から西隣図幅の枯木峠付近にかけて、また奈良又から南へ青葉地域にかけて次第に顕著となり、肉眼的にも弱片状となる(第29図Aで、No. 3-7、及びNo. 16-31)。同じような傾向が北部の岩石(No. 23, 24)にも認められるので、第24図及び第8表では、これらを中心相G₃(No. 8-15)とは別にして移化相G2とした。図版VI及びVIIに、中心相と移化相の代表的な花崗岩の鏡下における組織を示したが、両者の差異は、石英プールのサブグレイン化組織の違いで特に明らかである。

以上の岩石のモード組成をQ-Pl-Kf変化図にプロットしたのが第25図である。これによれば、中心相も移化相も分類上は花崗岩に属する。ただ移化相には局所的にカリ長石が少ない部分があり(例えば、No. 22)、Q:Pl:Kf比ではトータル岩質となっているが、色指数は少なく(6.5)、優白質である。

なお以上のほかに、他とは異質な粗粒角閃石黒雲母トータル岩(色指数=17.5)(No. 47)と角閃石花崗閃緑斑岩(色指数=12.2)(No. 48)が、鬼形山付近から産するが、周辺の花崗岩との関係は不明である。

代表的標本の顕微鏡記載

中粒黒雲母花崗岩(丸森町丸森宇石倉GSJ R40870)(75100901), 化学分析試料A, 薄片試料No. 16(第VII図版1)

黒雲母は約4%含まれ、細粒(0.3mm±)で葉片状かつぼろきれ状の結晶が不規則に散在する。石英・斜長石・カリ長石比は30:41:29で、石英とカリ長石はほぼ等量に存在するが、鏡下における産状は少し異なっている。石英は不規則形のプールをなして晶出し、プールの長径は7-8mmに及ぶこともある。プールの内部は細かいモザイク状のサブグレインの集合体からなり、単一または少数の石英サブグレインからなることはない。これに対して、カリ長石はむしろ半自形の単晶として大きく発達し、少数のサブグレインに分かれることはあるが、一般的ではない。微斜長石格子双晶が特徴で、また、結晶の周縁、あるいは隣接カリ長石粒との間に、微粒の曹長石を数珠玉状に生じている。

斜長石(オリゴクレス)は、2×3mmの短柱状自形結晶で、石英やカリ長石に接する面には不規則な凹凸がある。弱い累帯構造があり、微細な集片双晶を示す。C双晶出現率は18%である。カリ長石との接触面には必ずミルメカイトが発達する。随伴鉱物として、ジルコン・燐灰石・磁鉄鉱があるが、非常に少ない。

細粒弱片状黒雲母花崗岩(丸森町奈良又GSJ R40860)(75080502), 化学分析試料B, 薄片試料No. 6(第VII図版2)

黒雲母は約6%含まれ、0.4-0.7mmの葉片状結晶が数個づつ集まって伸長したクロットをつくり、そのため弱い片状構造を呈する。黒雲母はしばしばへき開面が彎曲して波状消光を示す。Z'=濃茶褐色、X'=淡黄褐色の多色性が著しい。石英:斜長石:カリ長石比は、37:24:38で、斜長石が割合少ない。C双晶出現率は19%である。石英の産状が前の試料と少し異なり、プールのサブグレイン化組織がモザイク状ではなく、やや長く伸びた縫合状を呈する。サブグレイン化の程度が少ない場合でも、結晶内部に波状消光が発達する。カリ長石(微斜長石)も径4-5mmのプール状メソスタシスをなすが数個のサブグレインに分かれ、粒界に数珠玉状の曹長石粒を晶出している。その他については、前記試料とあまり変わりはないが、構成鉱物に見られる上記のような変形特性からみて、前者に比べて、やや進んだ圧砕条件下で晶出したことが示唆できる。

V. 4. 2 片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩-トナル岩 (周縁相 G_1)

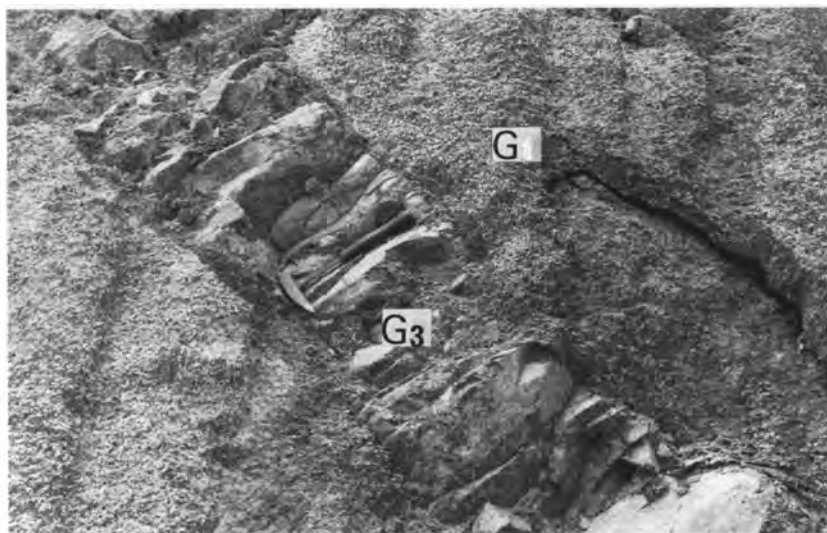
丸森複合花崗岩体の周縁相とみられる岩相で、特に岩体の西翼において、丸森町薄平から西へ約 1.5 km にわたり、五福谷川及びその支流に沿って模式的な露頭が見られる。類似の岩相は、雉子尾川上流から黒佐野川上流にも発達する。中心相の黒雲母花崗岩とは、弱片状移化相を経て漸移するが、構造及び岩質の変化は比較的急激で、特に鷲ノ平東方では、わずか 200m の間隔で、No. 27 の黒雲母花崗岩から N. 35 の片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩に変わっている。

岩石は中粒ないし粗粒灰白色で、中心相及び移化相の花崗岩に比し一段と粗粒の有色鉱物の平行配列と、その方向に長く伸びた石英ブールの配列によって強調された片状又は片麻状構造が著しい (第 29 図)。片理の方向はほぼ NS である。

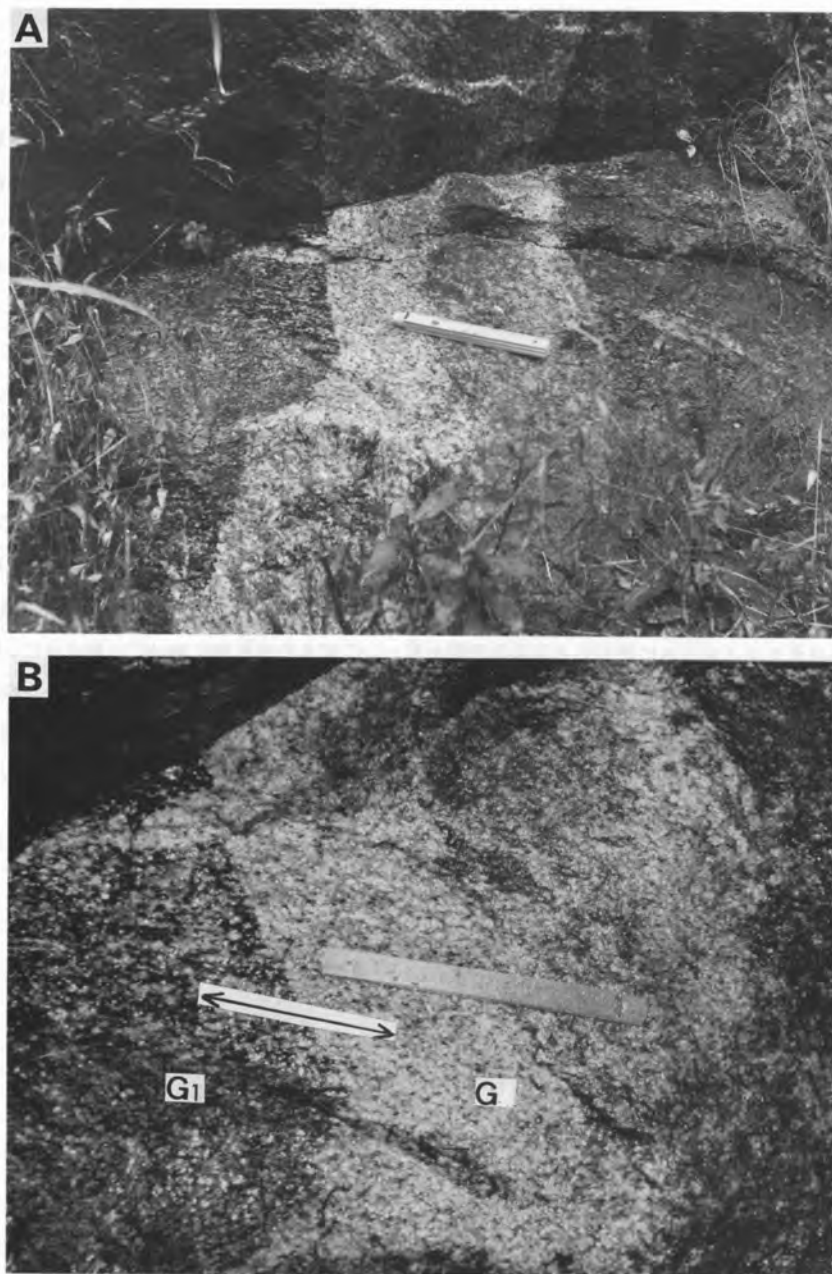
構成鉱物は、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・普通角閃石を主とし、色指数は 10-20 である。角閃石は黒雲母に比して少ないが常に含まれる。随伴鉱物として、ジルコン・燐灰石・スフェン・ルチルがあり、特にスフェンとルチルが特徴的である。鉄鉱は極めて少ない。

鏡下では、石英は単一の粗粒結晶として存在することはなく、モザイク状・鋸歯状又は縫合状に再結晶した細かいサブグレインが細長くレンズ状に伸びたブールを作り、全体として片理の方向に配列する。斜長石は自形柱状のアンデシン (An_{30-40}) で、弱い累帯構造があるが、石灰核を持つものもある。集片双晶はオリゴクレスに比べると双晶面間隔が粗い。C 双晶の出現率は 28-40% (測定薄片 6 枚) で、中心相の花崗岩より多い。カリ長石は、移化相に近いものでは 20% 含まれることもあるが、一般には少量 (12-2%) で、畑川破碎帯に向かって減少する。微斜長石格子組織がやや不鮮明か、または消滅し、モアレ状の微ペルト長石となる。黒雲母と角閃石は G_3 または G_2 中のものに比して粗粒大型であるが、再結晶したものは細粒である。

石英のサブグレイン化に示されるような再結晶変形現象は、その他の構成鉱物にも見られ、その点は



第30図 弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(G_1)を切る黒雲母花崗岩(G_3)の岩脈 (JR 丸森駅西300 m の道路切割)



第31図 強片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(G₁)を貫く片状黒雲母花崗岩(G)の岩脈(丸森町丸森字薄平西方)
 岩脈中にも弱い片理があり、母岩の片理と一見連続する(矢印)。スケール(折尺)は20 cm、写真BはAの一部を拡大

G₃及びG₂の花崗岩より顕著である。特に畑川破砕帯に近接し、セプタ状変成岩中に指交状に進入するものは、圧砕作用が最も強く、マイロナイトになっている。

薄片のモード組成によれば、本岩は分類上花崗閃緑岩からトーナル岩に属し、G₃及びG₂の花崗岩とは組成変化図の上では一見連続する。

本岩とG₂(移化相)との野外における関係が、漸移的ではあるが急変することについては前に述べた。しかし、両者の進入関係を示す露頭は、少なくとも、G₂とG₁の境界部では確認することができない。ただ、丸森駅西の道路切割の露頭での観察によれば、G₁またはG₂に相当する片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩の上にG₃の黒雲母花崗岩がのり、かつ前者の中に岩脈として進入している(第30図)。また、五福谷川上流の片状構造帯では、中心相(G₃)に対比される黒雲母花崗岩(G₃)が数か所で本岩を貫いている(第31図)。これらの事実から、本岩は丸森複合花崗岩体の進入固結の過程で早期に分化し、岩体の周縁部又は下底部に定置した岩相と考えられる。

代表的標本の顕微鏡記載

粗粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(丸森町丸森薄平, GSJ R40892 (76AB94), 化学分析試料D, 薄片試料No. 37)(第VIII図版1, 2)

五福谷川に沿った周縁相では最も東側(内側)に位置する試料で、色指数=14, 石英:斜長石:カリ長石比は46:40:14で、花崗閃緑岩に属する。角閃石は約3%含まれ、最大径4mmの自形柱状結晶をなすが、常に黒雲母と連晶し、あるいは囲まれて産出する。多色性は、Z=やや青みを帯びた濃褐緑色、Y=濃褐緑色、X=淡褐色。黒雲母は約11%含まれ、最大径1.5mm以下の薄板状結晶が交叉集合をなし、片理の方向に伸びたクロットを作る。やや大型の結晶は周囲が再結晶して細粒化し、特徴的な虫状ルチル及びスフェンを析出している。黒雲母の多色性は、Z'=濃茶褐色、X'=淡黄色である。石英は片理の方向に細長く伸長した最大20mmのレンズ状プールを作り、偏平モザイク状石英サブグレインの集合からなる。個々の石英サブグレインは低度の波動消光を呈する。斜長石は2×3mm、まれに6×8mmの短柱状自形をなすが、他鉱物との境界は直線的ではなく、不規則縫合的である。単一の結晶が圧砕再結晶して、斜長石サブグレインのモザイク状集合を作る場合もあり、全体の組織は火成岩的な花崗岩質というよりは、グラノブラスティックといった変成組織に近い。斜長石には弱い累帯構造(正累帯又は反覆正累帯)があり、C双晶出現率は28%である。カリ長石は約12%含まれ、微斜長石格子組織ははっきりしない。径4-5mmの単晶としてメソスタシスをなすこともあるが、斜長石とともにサブグレイン化することが多い。その場合、カリ長石-カリ長石又はカリ長石-斜長石の境界にはミルメカイト質曹長石の粒状結晶を必ず伴っている。

粗粒片状角閃石黒雲母トーナル岩(丸森町丸森九重麦, GSJ R40898 (76AB96), 化学分析試料G, 薄片試料No. 42)(第IX: 図版1, 2)

五福谷川に沿って、上記試料より1,100mほど上流(図幅境界から370m西)で採取した試料である。上記No. 37に比してやや塩基性で、色指数は約18(黒雲母15%, 角閃石3%), 石英:斜長石:カリ長石比が44:52:4, したがってトーナル岩に属する。C双晶出現率は40%である。組織は全体としてグラノブラスティックで、各構成鉱物の鏡下における特性も、前記試料に似た圧砕再結晶組織を示すが、以下の点で若干異なっている。i) 黒雲母の多色性が、Z'=やや赤みを帯びた濃茶褐色、X'=明るい淡黄色である。4-5mmの大型結晶の周縁部における再結晶細粒化、へき開面の撓曲・彎曲が見られる。ii) 斜長石のモザイク状サブグレイン化が著しい。iii) カリ長石はモアレ状で、微斜長石格子組織が消えている。

強片状ポーフィロイド様黒雲母角閃石トータル岩 (丸森町丸森, GSJ R40904 (75092507), 薄片試料

No. 49) (第 X 図版 1)

五福谷川上流, 畑川破砕帯 (断層) の手前 300m の地点で, 片状構造帯のセプタ状変成岩中に層々進入している. 肉眼でも鏡下でも強度の片状圧砕構造を示すが, 岩石全体が完全にマイロナイト又はカタクラサイトになっているわけではない. 元の角閃石や斜長石が径 1-2mm の眼球状残斑晶として散在し, モザイク状サブグレインからなる石英プールの, レンズ状ないし脈状の破片として残存している. その他の部分には数 10 μ m 大の鱗片状黒雲母 (又は緑泥石), 微粒状の斜長石 (アンデシン), 及び石英の微晶が集まって微花崗変晶状 (microgranoblastic) の基質を作っている. カリ長石は少量だが, 基質の間隙を充填して晶出し, 一部は斜長石を脈状に貫いている. 角閃石の多色性は, Z = やや青みを帯びた濃緑褐色, Y = 褐色, X = 淡褐色. 斜長石残斑晶における C 双晶出現率は 28% である. 随伴鉱物として, 丸味のあるジルコン, 黒雲母の緑泥石化に伴ったスフェン, スフェンのコロナで囲まれた磁鉄鉱がある.

V. 4. 3 片状黒雲母花崗岩 (G'_3)

五福谷川の片状周縁相 (G_1) を貫く岩脈を構成する花崗岩で, 岩脈の方向は NNE-SSW のものが多い. 岩脈の規模はいろいろであるが, 中には幅 20m にわたって広く発達するものもある (No. 32). 第 31 図にその一つの産状を示す. この場合には, 岩脈は母岩の片状花崗閃緑岩の片理 ($N8^\circ W66^\circ E$) に斜交しているが, 同じ方向の片理が岩脈の花崗岩中にもあって, 両者が脈壁を隔てて一見連続することが注目に値する. 同様の岩脈の露頭又は転石は, そのほか数か所に観察される. このことは, 母岩の花崗閃緑岩が固結した後までも, なお同一方向の応力が深成活動の場に継続又は残存したために, 岩脈中にも弱いながらも母岩と同一方向の片理が作られたものと解釈される. ただし, まれに片理の方向が岩脈の壁面に平行で, 母岩の流理と大きく斜交することもあり, 応力方向が場合によっては変わることがあることを示している.

いずれにせよ, 岩脈の花崗岩は岩質・岩相上, 丸森複合花崗岩体の中心相 (G_3) の花崗岩に対比されるもので, 岩体の早期分化相である周縁部の花崗閃緑岩中に進入した最晩期分化マグマを代表するものであろう.

代表的岩石の顕微鏡記載

細粒片状ざくろ石含有黒雲母花崗岩 (丸森町薄平 - 四重麦間, GSJ R40887, 薄片試料 No. 32) (第 X 図版 2)

黒雲母は約 5% 含まれ, 10mm あるいはそれ以上に伸長した葉片状クロットが平行配列し, そのため顕著な片状構造を作っている. 多色性は, Z' = 濃赤褐色, X' = 淡黄芭. 石英: 斜長石: カリ長石比は, 35:42:23 である. ほかに径 1mm 前後のざくろ石の斑晶を 0.3% ほど含む. ざくろ石の化学組成は, Alm64.2 And 1.9 Gross 1.4 Pyr 3.5 Spess 29.0 (第 7 表参照) で, 黒雲母片岩中のパイラルスパイトに似ている. 累帯構造も変成岩のざくろ石と同じく, Mn 含量に関して弱い逆累帯を示す.

鏡下では, モザイク状サブグレインからなる石英プールが, 片理の方向にレンズ状に伸びている. 斜長石 (オリゴクレス) の自形結晶は丸味があり, 石英又はカリ長石との境では細粒化することが多く, ミルメカイトもできている. 累帯構造は弱く, 集片双晶が極めて細かい. C 双晶の出現率は, 14% である. カリ長石は, モアレ状の微ベルト長石で, 微斜長石格子組織は見られない. 径 0.5mm から最大 1.5mm の円形又は卵形の斑晶状をなし, 周りをミルメカイト質斜長石の微粒で包まれている. 随伴鉱物としては, ジルコンのほかには目ぼしいものはない.

V. 5 割山圧砕花崗閃緑岩 (Gd)

割山隆起帯に、北は岩沼図幅地域の割山峠の北から、南は本図幅地域の五社壇南方鈴宇峠まで、18 km 余にわたって細長く分布する(第5図参照)。割山隆起帯を構成する割山層及び鹿狼山層とは断層で接し、接触変成作用もみられないので、侵入関係は明らかでない。しかし、割山層及び鹿狼山層とともに、激しい圧砕作用を受けて片状となり、極端な場合には片状マイロナイトになっていることも少なくない。一例として、山元町明通峠から対空通信所への道路沿いに露出するマイロナイト(第XI図版1)は、一見変成岩状で、 $N10^{\circ}W20^{\circ}E$ の片理を有し、北に緩く落す線構造も認められる。

しかし、片状構造はあるが、圧砕作用が比較的軽微で、明らかに深成岩的な外観を示す部分が、馬船峠東、高瀬峠東、小齋峠東などに発達する。それらの岩質は、所によって変化はあるが、角閃石黒雲母花崗閃緑岩ないしトータル岩で、代表的標本の鏡下における性質は次のとおりである。

圧砕角閃石黒雲母花崗閃緑岩(山元町小齋峠, GSJ R40900 (75-55), 薄片試料No. 45) (第XI図版2)

色指数7.3, 石英:斜長石:カリ長石比は28:59:13の優白質花崗閃緑岩である。有色鉱物は、黒雲母(3.0%)と角閃石(1.6%)のほかに、磁鉄鉱(1.8%)とスフェン(0.8%)が特徴的である。スフェンは最大2 mmに及ぶくさび状結晶をなすものがある。黒雲母は最大径6 mmの板状結晶であるが、変形して両端がしぼられた紡錘形又は弯曲したレンズ形をなす。周辺部は再結晶して細粒化し、虫状ルチルを析出することがある。多色性は、Z=濃茶褐色、X'=淡黄色。緑泥石化したものも多い。角閃石は、大きいもので径mmの柱状をなし、圧砕されてばらばらになったり、くの字形に折れ曲がったりする。多色性は、Z=淡い青味を帯びた緑色、Y=緑色、X=淡緑色である。黒雲母と角閃石とでは、それぞれの変形挙動が異なるのが注目される。

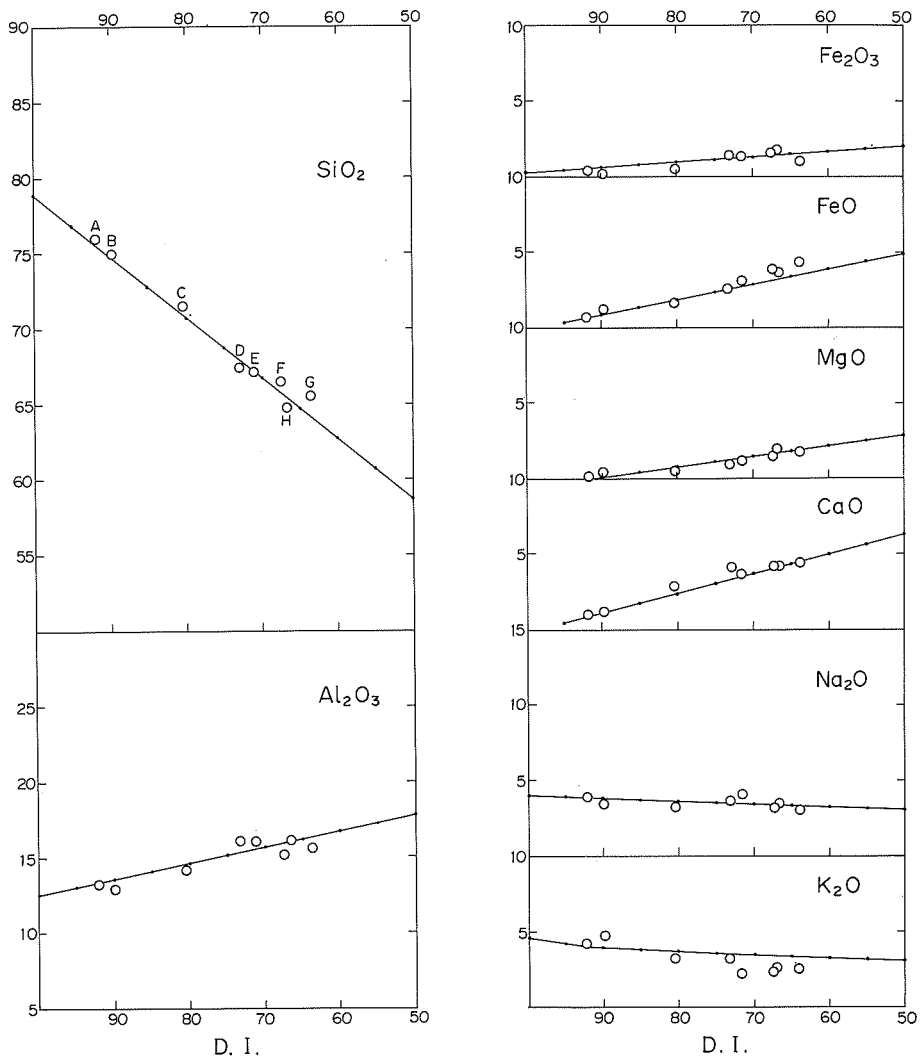
斜長石(酸性アンデシン)も変形して、結晶の角が砕けて丸くなったり、単一の結晶が割れてサブグレイン化したりする。双晶面の弯曲も普通に見られる。C双晶の出現率は32%である。カリ長石は、モアレ状の微ペルト長石で、サブグレイン化した斜長石の間隙にプールの状に晶出し、ミルメカイト質斜長石の数珠玉状結晶で縁どられている。

これらの諸鉱物の間を充填し、あるいはセメントする形で、潜晶質ともいうべき極めて微細な縫合組織の石英プールが、片理の方向に長く伸びて発達する。これに類似した組織は、丸森複合花崗岩体南東部の弱片状花崗岩(例:No.3)にも見られる。

V. 6 花崗岩類の化学組成

本図幅地域(西隣桑折図幅地域の一部を含む)の花崗岩類のうち、丸森複合花崗岩体から代表的標本8個を選び、化学分析を行った(第9表)。またこれらの結果を各種変化図(第32, 33, 34, 35, 36図)にプロットした。

化学分析に供した丸森複合花崗岩類は、おおむね SiO_2 が64-76%の範囲内にある。そのうち、中心相に近い花崗岩3個(A, B, C)が最も酸性で $SiO_2 = 72-76%$ 、その他の5個は周縁相の花崗閃緑岩では64-67%となる。第32図で見ると、 $SiO_2/D.I.$ の変化はほぼ連続的で、 Al_2O_3 その他の成分についても同様である。同図で日本産花崗岩類の平均組成と比べてみると、丸森複合花崗岩体の花崗岩-花崗閃緑岩は $(Fe_2O_3 + FeO)/MgO$ 比がやや高く、 K_2O がやや低い。この関係は特に、MFA図(第35図)で

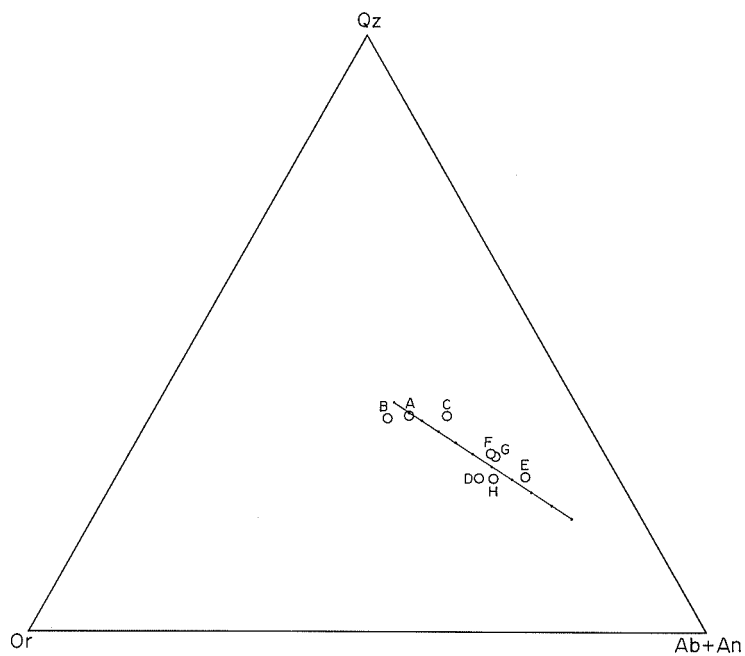


第32図 丸森複合花崗岩類の酸化物—D.I. 変化図。A-Hは第9表の試料記号と同じ。細い実線は、ARAMAKI *et al.* (1972)による日本の花崗岩類の平均的变化トレンドを示す。(第33-36図においても同じ)

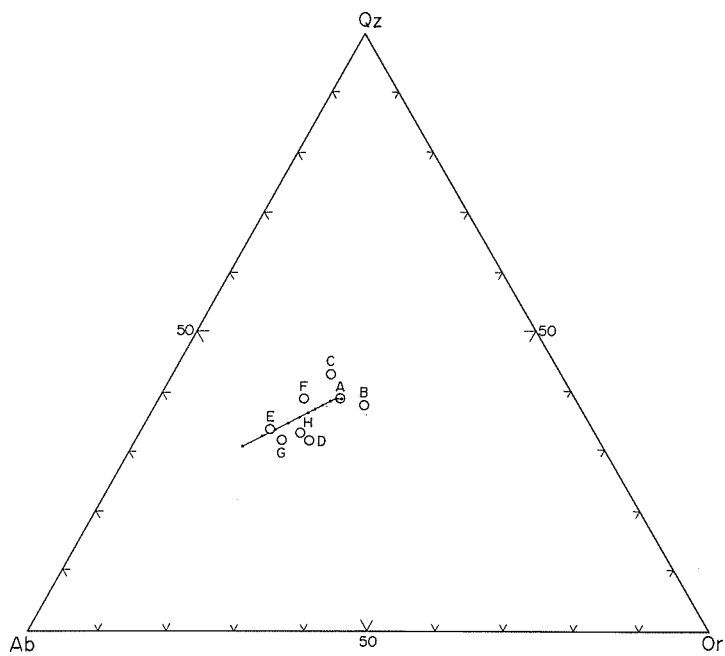
見るとよく分かる。一方、既存の資料(柴田, 1967; 石原ほか, 1973)から選んだ阿武隈山地東列の新期花崗岩類は、丸森複合花崗岩体の花崗岩類とは異なり、日本産花崗岩類の平均組成に近似している。

V. 7 花崗岩類の進入時代

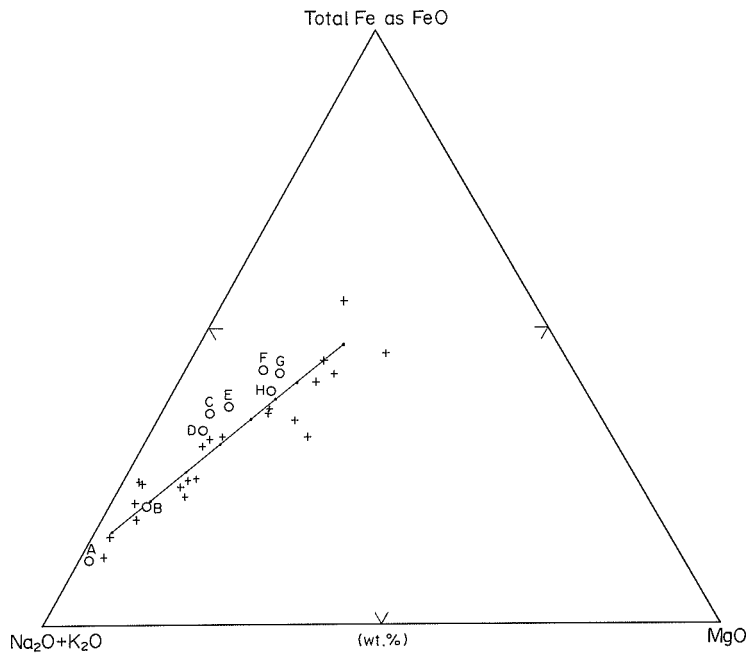
本図幅地域及び周辺地域に分布する丸森複合花崗岩類の進入時代については、古くは丸森町山田の花崗閃緑岩(第24図, 第8表のNo. 24と同じ)の黒雲母のK-Ar年代が89Maと報告されている(河野・植田, 1965)。最近、柴田(1987)が同地域の花崗岩類について行った放射年代学的研究では、それらの



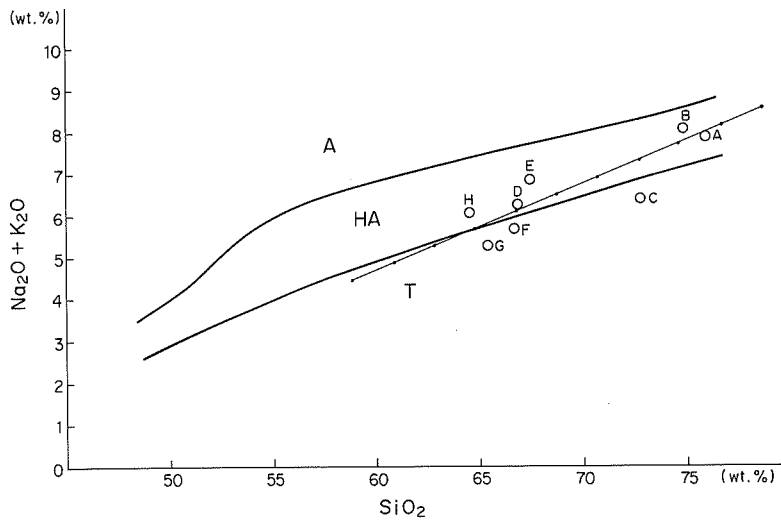
第33図 丸森複合花崗岩類のノルム $Qz-Or-(Ab+An)$ 変化図



第34図 丸森複合花崗岩類のノルム $Qz-Or-Ab$ 変化図



第35図 丸森複合花崗岩類の MgO-全 FeO-(Na₂O+K₂O)変化図
+ 阿武隈新期花崗岩類(東列)



第36図 丸森複合花崗岩類の SiO₂-(Na₂O+K₂O)変化図
太い実曲線は、KUNO (1966)によるソレイト系列(T)、高アルミナ玄武岩系列(HA)、アルカリ岩系列(A)の境界を示す。

Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は $106.4 \pm 3.5\text{Ma}$ (丸森橋付近の試料については, $111.6 \pm 2.4\text{Ma}$), また, その中の2試料から分離した鉱物-全岩アイソクロン年代は 99Ma を示した. これらの試料中にはいわゆる“古期”とされた片状花崗岩 (G_1 ないし G_2) も含まれているが, いずれにせよ, 阿武隈山地の大半を占める白亜紀花崗岩類の年代と一致している.

割山庄砕花崗閃緑岩については, 生出・藤田 (1975) は, 古生代と白亜紀の2つの可能性を指摘しているが, 放射年代測定は行なわれていない. 本報告では, 本岩が丸森複合花崗岩類の一部 (片状花崗閃緑岩: G_1) に類似している点を重視し, その進入年代については, 白亜紀中頃の可能性が強いとみなした.

VI. 新 第 三 系

VI. 1 中 新 統

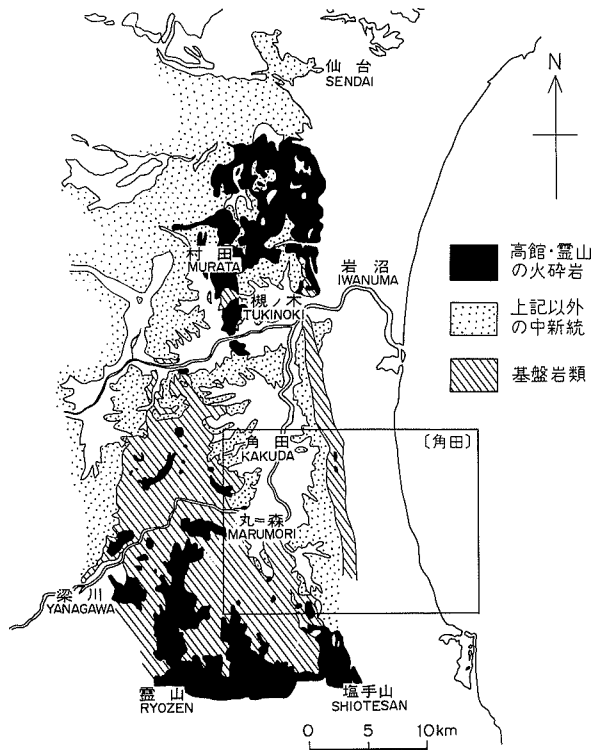
本図幅地域の中新統に関する本報告の層序 (柴崎・藤田, 1988) を, 従来の層序と比較して第13表 (58頁) に示した.

中新統は, 割山隆起帯の西側の角田盆地や, その周辺の阿武隈山地や割山隆起帯上に分布するものと, 割山隆起帯の東側, すなわち太平洋側の西側縁辺部に分布するものがある (第7図, 第37図).

角田盆地側の中新統は, 下位から, 天明山層, 金山層, 芳ヶ沢層に区分できる. 天明山層と金山層の下部層は指交関係と解釈できる. 天明山層は火砕岩・溶岩を主とし, 本地域の西南方に広く分布する霊山層の一部をなしている. 金山層の金津凝灰岩層は, 角田盆地の北側に接する槻木地域の堆積盆地の中部凝灰岩部層 (生出・藤田, 1975) にそのまま連続しており, 全く同層準の凝灰岩である. 金山層最上部には清水凝灰岩が分布し, この上位に整合関係で迫層が重なっている. 芳ヶ沢層は迫層を整合関係に覆っている.

第10表 天明山層中の火山岩類

上 部	普通輝石紫蘇輝石安山岩
	普通輝石紫蘇輝石玄武岩
	かんらん石含有ビジオン輝石普通輝石古銅輝石玄武岩
	曹灰長石安山岩, 角閃石安山岩 無斑晶質安山岩, ざくろ石角閃石デイサイト
中 部	かんらん石玄武岩, 普通輝石かんらん石玄武岩
	亜灰長石普通輝石かんらん石玄武岩
	亜灰長石普通輝石紫蘇輝石かんらん石玄武岩 無斑晶質かんらん石玄武岩
下 部	無斑晶質安山岩, 無斑晶質安山岩質玄武岩
	普通角閃石含有安山岩, ざくろ石含有デイサイト
	褐色角閃石含有ソーダ流紋岩
	輝石黒雲母流紋岩 黒曜岩, 真珠岩



第37図 中新統の火砕岩分布域と非火砕岩分布域
(柴崎・藤田, 原図) 20万分の1宮城県地質図(北村, 1967)を加筆修正

割山隆起帯の東側の南部には、金山層下部層上半部や上部層に対比される赤柴層が分布し、それらの北側と南側に分布する久保間層は先中新統の鹿狼山層や赤柴層を不整合関係におおひ、上位の山下層とは整合関係にある。久保間・山下両層はともに鮮新統である。

割山隆起帯の東西両側の丘陵部や低地帯には、第四系の段丘堆積物や沖積層が分布している。

本地域に見られる断層は、割山隆起帯やその付近にみられる南北性のものが多い。しかし、割山隆起帯と阿武隈山地に挟まれた丘陵地帯には、東西性ないし北西-南東方向のものもみられる。なお、本地域には、中新世以後に大規模な水平ずりの断層は分布しない。

角田盆地を構成する中新統には、南北方向の軸をもつ背斜状ないし向斜状

の撓曲が発達している。

VI. 1. 1 天明山層

本地域の南部に分布する火砕岩層を主体とする地層は、従来、天明山火砕岩層(菅野, 1955; 藤田・辻川, 1960)、天明山集塊岩層(北村ほか, 1955)、あるいは、本図幅地域の西方に分布する霊山火砕岩層又は霊山層(藤田・辻川, 1960)と呼ばれていたものと同じである。

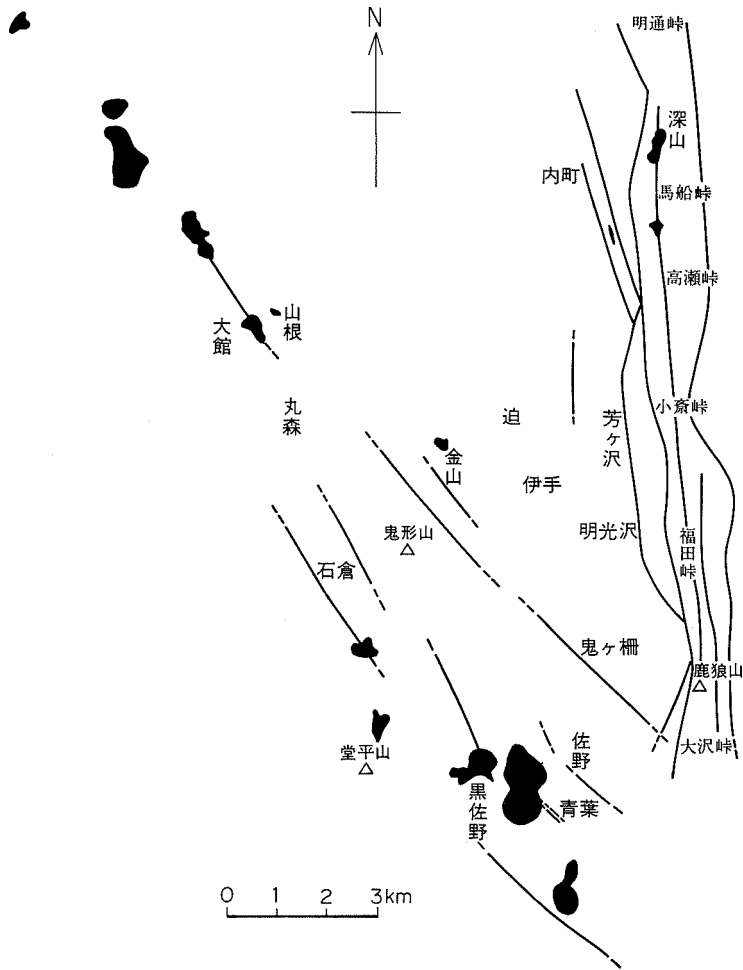
模式地 本地域南部の宮城県伊具郡丸森町、天明山北東の雉子尾川上流地区である。

分布 主として、本図幅の南隣の相馬中村図幅の北縁部の天明山を中心に分布している。

これら火砕岩と同層準にあるとみられる玄武岩質溶岩や同質火砕岩は、丸森町佐野とその西方の黒佐野川の間地域、同町黒佐野の北方、同町南平の東方などにかけて点在して分布する。このほか、丸森町金山付近や新町付近、更に、大館付近にも小規模に分布する。

なお、馬船峠の北方と南方にはそれぞれ割山隆起帯の先第三系上に、小規模ながら分布している。また、馬船峠の西麓には、後述の金山層下部層の間に断層関係で挟まれて層厚75m+のかんらん石玄武岩層が基盤の結晶片岩ともども破碎されて分布している。

層序関係 本層は、角田盆地の低平地では、金山層下部層と指交関係にあり、最下部層は基盤のなす



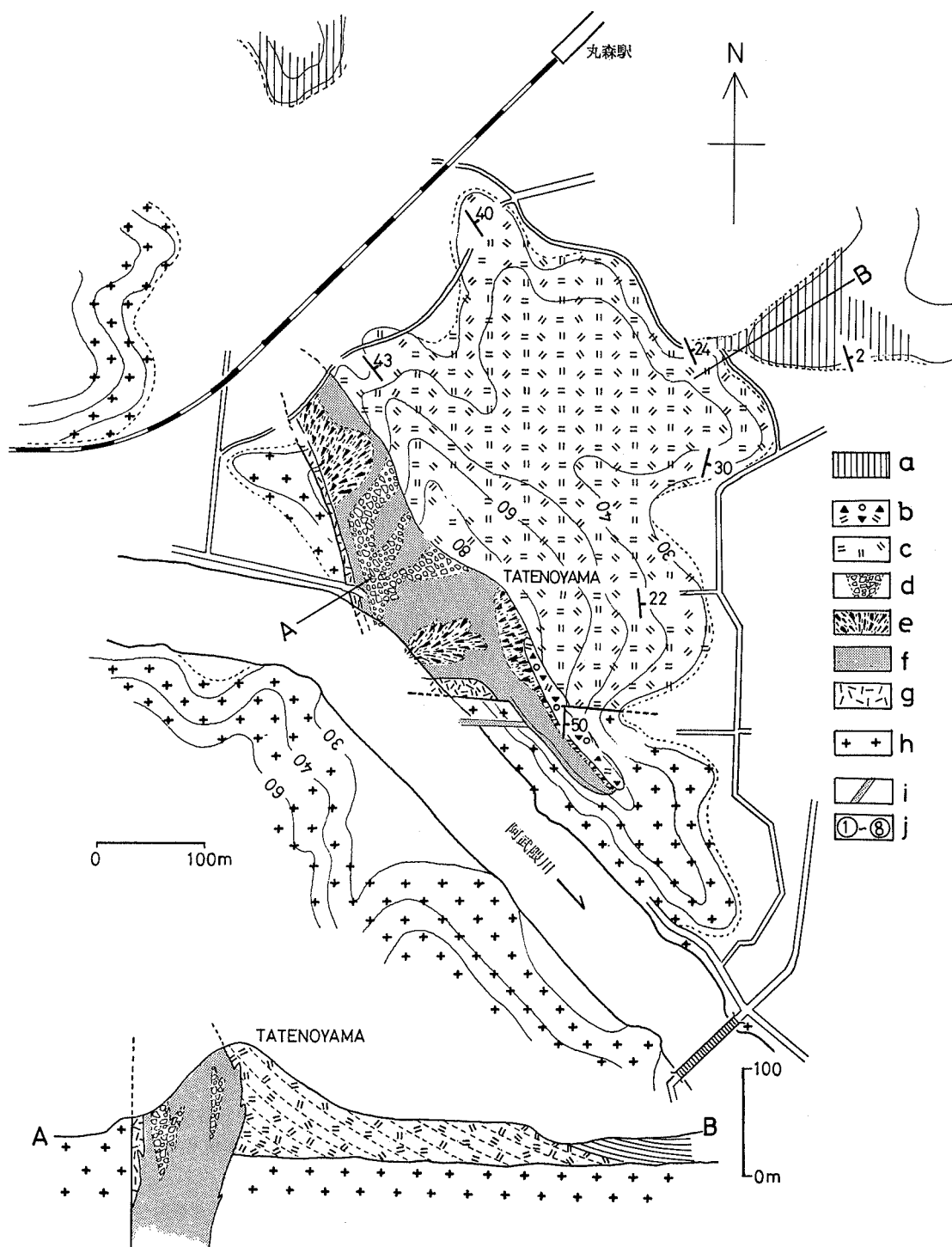
第38図 天明山層(黒色部)の分布図(柴崎・藤田, 原図) 直線は断層線を示す

高角不整合面にアバットの不整合関係にある。また盆地周辺の丘陵部では、基盤の薄い風化層を覆いながら、基盤に対しオーバーラップの不整合関係にある。本層は、図幅地域の南方の天明山以南では、海成層の塩手層の上位にくるが、塩手層は、角田盆地内の天明山層基底の砂礫岩層と同層準にある。

層厚 基盤の起伏があるので、層厚の変化が大きいが、最大約 170m を示している。

層相 丸森町青葉付近の低地帯における天明山層の基底部には、火砕岩を含まない厚さ 4-5m のアルコウス質中-粗粒砂岩層が、その下位に砂礫岩層を伴って分布し、最大径 50cm に及ぶ花崗岩の角礫-亜角礫を多く含んでいる。また、わずかながら流紋岩の礫を含んでいる。この砂礫岩層の礫は大小様々で不淘汰状態を示し、不淘汰砂礫岩層は、基盤の花崗岩のなす高角の不整合面に対してアバットしている。

上記の基底部の地層の上位には、火山礫凝灰岩層や火山角礫岩層が分布している。この凝灰岩層の間に、数枚の暗灰色砂岩層、及び、泥岩層や黒色炭質泥岩層などを挟んでおり、それらには炭化植物片を



第39図 天明山層のなかの館山火道の地質図と同断面図(八島, 1976)

a: 金山層, b: 火山碎屑岩層, c: 火山礫灰岩・粗粒凝灰岩互層, d: 火道火山角礫岩, e: 火道赤紫色多孔質玄武岩, f: 火道黒色玄武岩, g: 火道火山礫凝灰岩, h: 基盤岩類, i: 玄武岩岩脈, (d, e, f)はいずれも貫入岩体



第40図 館山火道内部の産状(その1)(丸森町大館) A:火道多孔質玄武岩, B:火道黒色玄武岩, C:基盤岩(黒雲母花崗岩)

含むことがある。また、まれにアルコース質砂岩層を挟むことがある。火山角礫岩の礫は、かんらん石玄武岩、複輝石安山岩、普通輝石安山岩、紫蘇輝石安山岩、角閃石安山岩などからなる。

第38図に示したように、本層は角田盆地の周辺部の基盤上に、列をなして分布している。それぞれの岩体は上記と同様に玄武岩と安山岩の溶岩層と火山砕屑岩からなり、ときに岩脈をなしている。これら岩体の分布は、東側ではわずか2か所であるが南北方向の双葉破碎帯沿いに分布し、西側では北西-南東方向の相馬・鶴岡線(生出・大沼, 1960)の方向を示している。

地質構造 本層は、ほぼ、北に 10° 前後の緩い傾斜を示している。大きな断層や褶曲による転移はみられない。

年代・対比 本図幅地域の南方の塩手地区には、本層の火砕岩層の下位に、不淘汰角礫岩層と砂岩層からなる塩手層が整合関係に発達しており、この地層は、本層最下部の砂礫岩層とほぼ同層準にあるとみられる。そして、塩手層には、中新世前期のものとみられる浅海生軟体動物化石を含んでいる(藤田・辻川, 1960)ので、少なくとも、本層下部は前期中新統とみられる。更に、本層は、本地域の南西方に分布する霊山層と同層準である。

火道の構造 阿武隈川左岸(丸森町大館)に独立した小丘をなす館山(第2図, 前出)には、阿武隈山地北縁部の霊山層(=天明山層)中に数多く知られている火道群の1つが分布している(八島, 1959)。この付近の地質図は第39図に示した通りで、基盤の花崗岩を突き破ってきた火道から噴出・堆積した火山砕屑岩と溶岩が、東西500m, 南北600mの範囲に分布する。第40, 41図は火道内部の産状である。

この場合、火道から噴出した火山砕屑物の大部分が、数mmから最大13cmの球状火山弾によって構成されていることが注目される(第42図)。これらの火山弾を鏡下でみると、中心から縁辺部にかけて玄



第41図 館山火道内部の産状(その2)(丸森町大館) 火道溶岩(B)が、周壁の基盤花崗岩(G)を激しくつき破って生じた破砕岩(C)。スケールは1m

武岩の間粒組織が認められ、ピソライトの内部構造と構成物質とは明らかに異なっている。外縁にはしばしばガラスを生じている。

丸森町金山の古火山碎屑丘(第43図)も同様の球状火山弾と球状火山礫から構成されている(八島, 1979, 第44図)。

火山岩の岩質 天明山層の火山岩類は、第10表のように分けられる。このうち、本図幅地域の玄武岩類は、中部のかんらん石玄武岩に属する。次に、代表的な岩石の記載例を示す。

普通輝石-かんらん石玄武岩(丸森町館矢間字大館。薄片番号65092007)(第XIV図版1)

斑状構造の顕著な黒色の硬い岩石で間粒組織を示す。少量の基盤岩の花崗岩類に由来する捕獲結晶を産する。

斑晶：普通輝石($2V_z = 55^\circ$ $c \wedge Z = 28-37^\circ$)は単晶または集斑晶をつくって産し、たいいてい砂時計状構造を示し、量は少ない。かんらん石は新鮮でわずかに周辺の割れ目にイジングス石などが生じている。

石基：主として柱状または長状自形の斜長石・普通輝石($2V_z = 35-50^\circ$ 平均 42° $c \wedge Z = 38^\circ$)及び蠕虫状磁鉄鉱を包有するかんらん石を産する。このほかに少量の磁鉄鉱・珪酸鉱物・スピネルを含む。



第42図 館山火道周辺に分布する球形火山弾(写真上部)と球形火山礫を含む凝灰岩層 (丸森町大館)
スケール(ペン)は12 cm



第43図 天明山層の古碎屑丘(丸森町金山字町の北北東700 m) 主として球形火山弾を含む球形火山礫凝灰岩よりなる

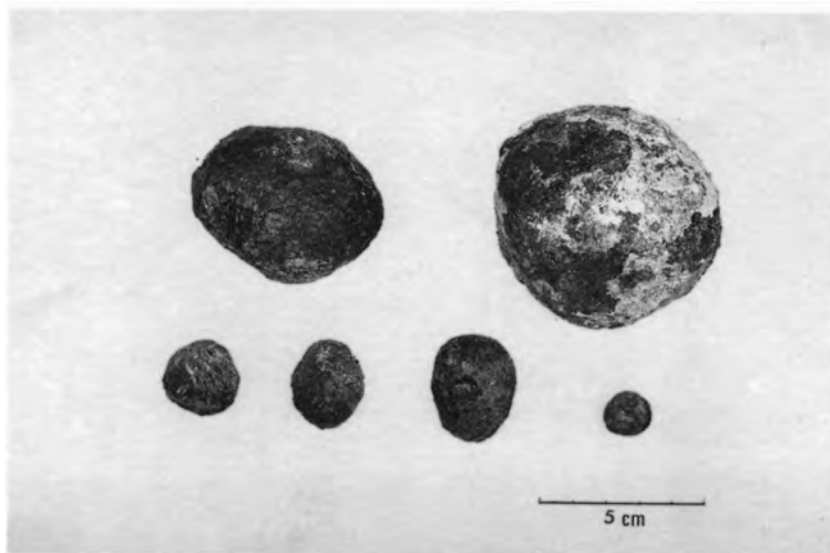
かんらん石玄武岩(丸森町金山字北方700m. 薄片番号811010-7) (第 XIV 図版2)

斑状構造の顕著な黒色の岩石で準オフィテック組織を示す.

斑晶: ほとんどイジングス石や緑泥石質鉱物で交代されたかんらん石を含む.

石基: 主として柱状自形の斜長石・普通輝石($2V_z = 40-50^\circ$ $c \wedge Z = 30-39^\circ$)のほかかんらん石からなる.

かんらん石は完全に二次鉱物で置換され, 常に石基の普通輝石で包まれている. そのほかに少量の磁鉄鉱を含む.



第44図 金山古碎屑丘(第43図)から発見された球形火山弾 火山弾には、中心核を有するものと有しないものがあり、いずれも球の最外側に厚さ1-8mmの変質ガラスを伴った緻密な皮膜をつくっている

普通輝石-かんらん石玄武岩(角田市馬船峠南方800m)

斑状構造の顕著な黒色の岩石で間粒組織を示す。

斑晶：少量の斜長石・普通輝石 ($2Vz = 40-55^\circ c \wedge Z = 36-47^\circ$) は集斑晶をつくるものが多く、累帯構造がやや著しいかんらん石は周辺にイデングス石などの二次鉱物を生じている。

石基：柱状自形の斜長石、柱状または粒状半自形の普通輝石 ($2Vz = 40-55^\circ c \wedge Z = 36-45^\circ$) 及び紫蘇輝石 ($2Vx = 65-70^\circ$ 弱い多色性を示す) を産する。かんらん石は常に紫蘇輝石の反応縁をもっている。そのほかに少量の磁鉄鉱、赤褐色のスピネル、珪酸鉱物、二次鉱物として方解石が生じている。

普通輝石-かんらん石玄武岩(丸森町館矢間字小坂)

斑状構造の顕著な暗灰色の岩石で間粒組織を示す。

斑晶：斜長石(平均An77)は比較的少量に産し、累帯構造が発達している。普通輝石 ($2Vz = 55-58^\circ c \wedge Z = 40-46^\circ$) のほかに、完全に緑泥石鉱物で置換され、磁鉄鉱粒と紫蘇輝石の二重の反応縁をつくるかんらん石がある。

石基：柱状斜長石・普通輝石 ($2Vz = 43-55^\circ c \wedge Z = 37-44^\circ$) 及び紫蘇輝石 ($2Vx = 65^\circ$) はたいてい普通輝石のラメラをつくって産する。かんらん石は完全に二次鉱物で置換され、紫蘇輝石と *dactylitic magnetite* との二重反応縁をつくっている。そのほか、少量の珪酸鉱物・磁鉄鉱を伴っている。

以上のうち、館山火道溶岩(かんらん石玄武岩)の化学組成及びノルム鉱物組成は第11表のようである。また、霊山層中部玄武岩類の平均モード鉱物組成を第12表に示す。霊山層の玄武岩類の化学的特性については、既に報告されているが(八島, 1963), 本図幅地域の玄武岩も同様に、高アルカリソレアイト玄武岩と考えられる。

第11表 天明山層中のかんらん石玄武岩の全化学組成(A)とノルム
鉱物組成(B)

A		B	
SiO ₂	48.99	Q	1.50
TiO ₂	0.61	C	—
Al ₂ O ₃	15.99	Or	1.95
Fe ₂ O ₃	4.57	ab	18.67
FeO	6.97	an	32.73
MnO	0.19	lc	—
MgO	8.49	ne	—
CaO	10.52	Sal. total	54.85
Na ₂ O	2.21	ac	—
K ₂ O	0.33	wo	7.93
H ₂ O(+)	0.44	en	21.30
H ₂ O(-)	0.40	fs	8.36
P ₂ O ₅	0.09	fo	—
計	99.80	fa	—
MgO	38.39	mt	6.60
ΣFeO	50.12	hm	—
(Na, K) ₂ O	11.49	il	1.15
		ap	0.20
		Fem. total	45.54
		Or	3.66
		Ab	34.99
		An	61.35

第12表 かんらん石玄武岩のモード組成例(天明山層中部玄武岩類9個の平均)

斑 晶	10.8%	かんらん石	10.8%
石 基	89.2	斜 長 石	42.6
		単斜輝石*	39.6
		かんらん石	3.4
		鉄 鉱	3.1
		トリジマイトおよび玻璃	0.5
		計	100.0

* 普通輝石とビジョン輝石を含む(八島, 1962)

VI. 1. 2 金山層

本層は、菅野(1955)の金山層群と芳ヶ沢層下部、藤田・辻川(1960)の金山累層とよばれてきたものの一部、また、北村ほか(1955)による金山層と迫層とを合せたもの、さらに、長谷・早坂(1972)による肘折沢層・大内層・迫層ならびに芳ヶ沢層のごく一部など、に相当する(第13表)。藤田・柴崎(1987)は、本層の金津凝灰岩層が北方の槻木地域の槻木層(HANZAWA *et al.*, 1953)の中部凝灰岩部層(藤田・木野崎、

第13表 角田図幅地域を中心とする各地の中新統下部-中部層対比表

菅野(1955)	北村ほか(1955)	藤田・辻川(1960)	河野ほか(1969)	長谷・早坂(1972)	藤田・生出(1975)	柴崎・藤田(準備中)																																														
<table border="1"> <tr><td rowspan="3">金山層群</td><td>芳ヶ沢砂岩層</td><td>上部</td></tr> <tr><td></td><td>中部</td></tr> <tr><td></td><td>下部</td></tr> <tr><td></td><td colspan="2">大内夾炭層</td></tr> <tr><td></td><td colspan="2">青葉礫質砂岩層</td></tr> <tr><td></td><td colspan="2">天明山火砕岩層</td></tr> </table>	金山層群	芳ヶ沢砂岩層	上部		中部		下部		大内夾炭層			青葉礫質砂岩層			天明山火砕岩層		<table border="1"> <tr><td>芳ヶ沢層</td></tr> <tr><td>迫層</td></tr> <tr><td>金山層</td></tr> <tr><td>天明山集塊岩</td></tr> </table>	芳ヶ沢層	迫層	金山層	天明山集塊岩	<table border="1"> <tr><td rowspan="4">金山累層</td><td>芳ヶ沢砂岩部層</td></tr> <tr><td>迫泥岩部層</td></tr> <tr><td>青葉礫質砂岩部層</td></tr> <tr><td>霊山累層 天明山火砕岩部層</td></tr> </table>	金山累層	芳ヶ沢砂岩部層	迫泥岩部層	青葉礫質砂岩部層	霊山累層 天明山火砕岩部層	<table border="1"> <tr><td>上部層</td></tr> <tr><td>中部層</td></tr> <tr><td>夾炭部層</td></tr> <tr><td>下部層</td></tr> </table>	上部層	中部層	夾炭部層	下部層	<table border="1"> <tr><td>芳ヶ沢層</td></tr> <tr><td>迫層</td></tr> <tr><td>大内層</td></tr> <tr><td>肘折沢層</td></tr> <tr><td>天明山層</td></tr> </table>	芳ヶ沢層	迫層	大内層	肘折沢層	天明山層	<table border="1"> <tr><td>芳ヶ沢層</td></tr> <tr><td>椴木層</td></tr> <tr><td>上部層</td></tr> <tr><td>中部層</td></tr> <tr><td>下部層</td></tr> <tr><td>霊山層</td></tr> </table>	芳ヶ沢層	椴木層	上部層	中部層	下部層	霊山層	<table border="1"> <tr><td>芳ヶ沢層</td></tr> <tr><td>迫層</td></tr> <tr><td>清水凝灰岩上部層</td></tr> <tr><td>金津凝灰岩</td></tr> <tr><td>下部層</td></tr> <tr><td>天明山層</td></tr> </table>	芳ヶ沢層	迫層	清水凝灰岩上部層	金津凝灰岩	下部層	天明山層
金山層群		芳ヶ沢砂岩層	上部																																																	
			中部																																																	
		下部																																																		
	大内夾炭層																																																			
	青葉礫質砂岩層																																																			
	天明山火砕岩層																																																			
芳ヶ沢層																																																				
迫層																																																				
金山層																																																				
天明山集塊岩																																																				
金山累層	芳ヶ沢砂岩部層																																																			
	迫泥岩部層																																																			
	青葉礫質砂岩部層																																																			
	霊山累層 天明山火砕岩部層																																																			
上部層																																																				
中部層																																																				
夾炭部層																																																				
下部層																																																				
芳ヶ沢層																																																				
迫層																																																				
大内層																																																				
肘折沢層																																																				
天明山層																																																				
芳ヶ沢層																																																				
椴木層																																																				
上部層																																																				
中部層																																																				
下部層																																																				
霊山層																																																				
芳ヶ沢層																																																				
迫層																																																				
清水凝灰岩上部層																																																				
金津凝灰岩																																																				
下部層																																																				
天明山層																																																				

1960)に連続することを明らかにした

本報告では、金山層を、下位から順に、下部層、上部層に区分した。下部層の最上部の凝灰岩層を金津凝灰岩層とよび、上部層最上部の凝灰岩層を清水凝灰岩層とよぶ(第45図)。本層の各地点での地質柱状図を第46図に示す。

本層は、全体として緩く北-東北東に傾斜し、本地域の南部では北へ、北部では東北東への傾斜が卓越している。しかし、割山隆起帯沿いの金山層は、狭い範囲であるが西傾斜を示している。

VI. 1. 2. 1 下部層

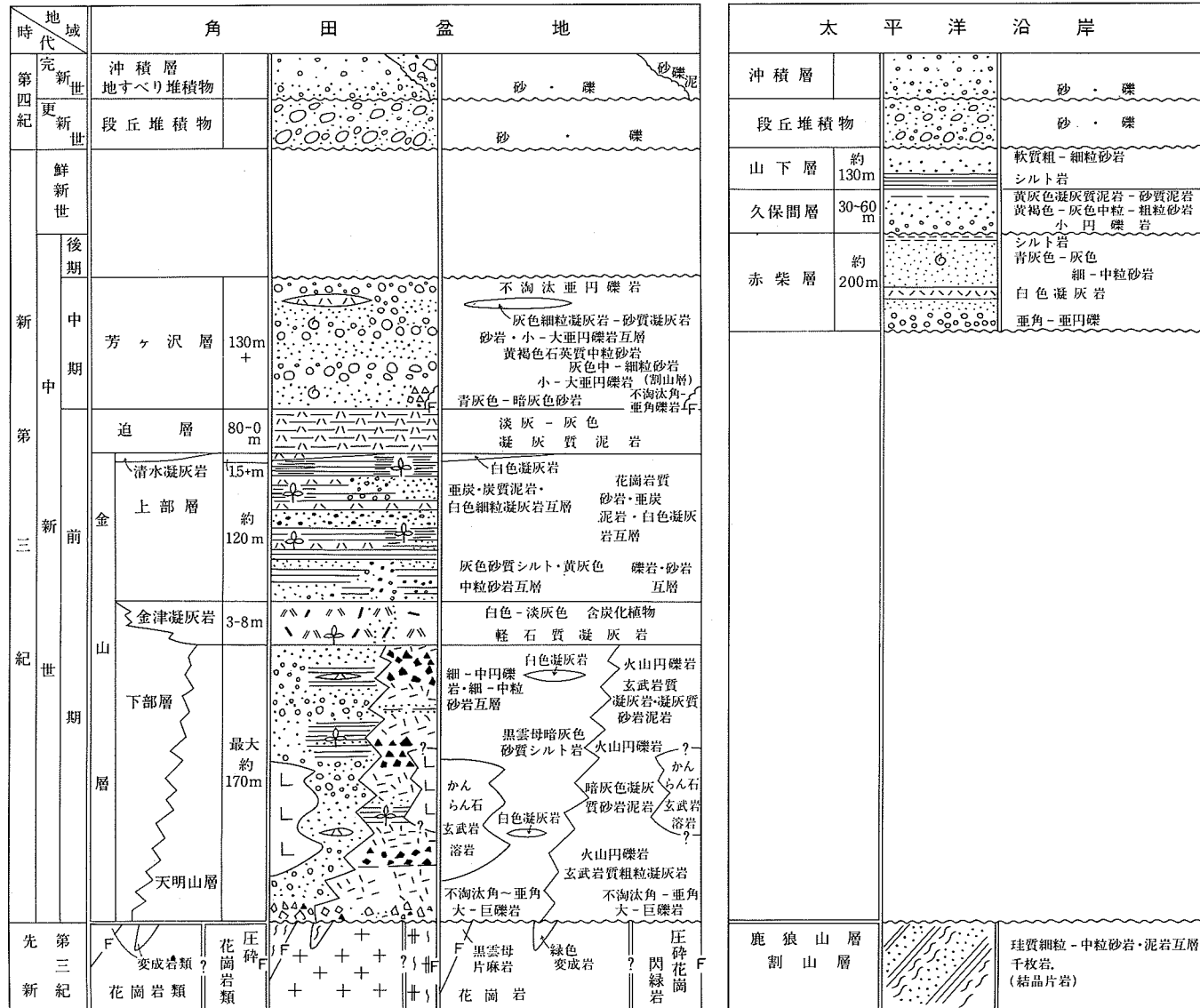
模式地 宮城県伊具郡丸森町鬼ヶ柵付近である。

分布 本部層は、本地域の中央部の丸森町中平付近から、丸森町青葉付近にかけての雉子尾川の東側の丘陵地、角田盆地の北東部、そして、雉子尾川西側の阿武隈山地の縁辺部などの3か所に分布している。

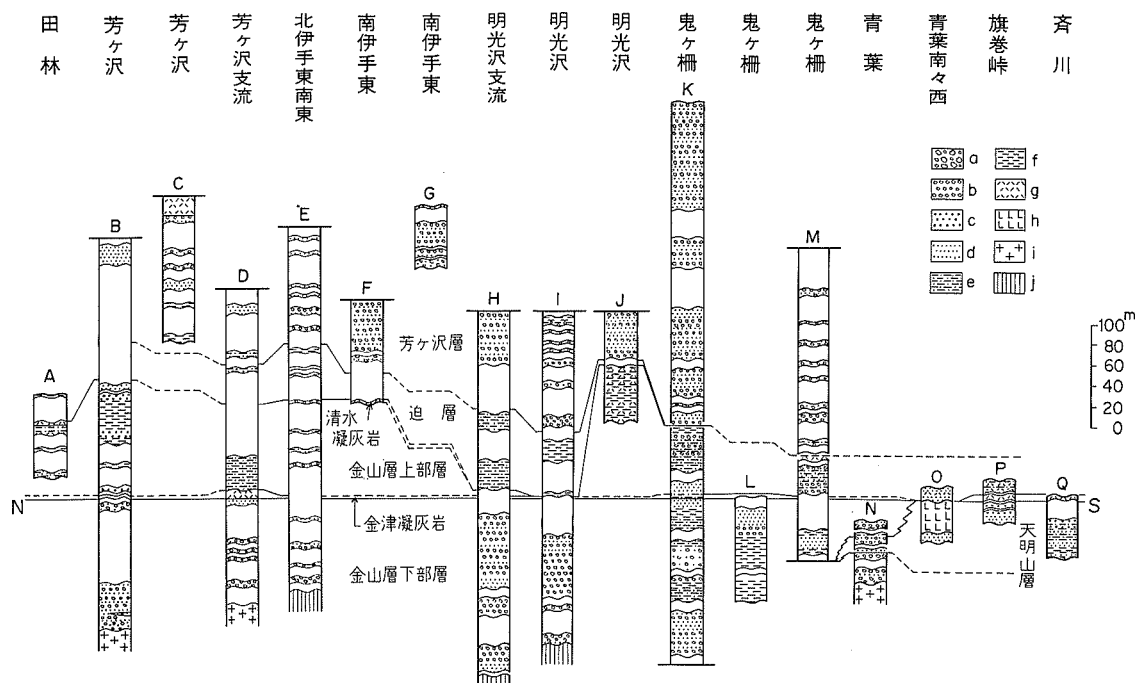
層序関係 堆積盆地の東縁部の本部層は、割山隆起帯を構成する鹿狼山層や圧砕花崗閃緑岩と、一部は断層関係にあるが、大部分は、それら基盤岩のなす高角傾斜の不整合面にアバットしている。

アバットが観察できる場所として次のようなところがある。その1つは角田市是入の東方で四方山西方道路路脇の北側崖で、基盤のなす垂直の不整合面に対して、巨角礫を含むほぼ水平に近い本層の角礫岩層(第47図)が厚さ3mにわたってアバットしている。

小斉峠の三叉路の北西方への道路の両側においても、低傾斜の本層に属する不淘汰角礫岩層が、厚さ10m以上にわたって、高角傾斜を示す不整合面に対してアバットしているのが観察される(第23図)。また、この三叉路の南西方に通じる道路脇にも同様な不整合関係がみられ、更に、鈴宇峠西方の道路脇北側の崖で、基盤の鹿狼山層とのほとんど垂直の不整合面に対して、本層の不淘汰角礫岩層が厚さ数mにわたってアバットしているのが観察される。なお、丸森町南平東方の道路脇においても、花崗岩との高角不整合面に対し、不淘汰角礫岩からなる本層が1-2mの厚さでアバットしているのが見られる。



第45図 角田地域の新第三系の模式柱状図(柴崎・藤田, 原図)



第46図 角田地域の中新統の代表的柱状図(柴崎・藤田, 原図)

a: 角礫岩, b: 円礫岩, c: 火山円礫岩, d: 砂岩, e: 粗粒砂岩-シルト岩, f: 泥岩, g: 凝灰岩(白色), h: 玄武岩質溶岩, i: 花崗岩, j: 花崗岩以外の基盤岩



第47図 金山層下部層の不淘汰縁辺基底礫岩層 四方山西方, 角田市是入付近の露頭



第48図 丸森複合花崗岩類を不整合に覆う金山層下部層の不淘汰基底礫岩層 丸森町南平

本層が基盤にアバットしていると解釈できる事実が2つある。その1つは、現地において確かめた低傾斜を示す本部層と基盤岩の境界部をすべて地形図上にプロットすると、不整合線が直線的となることである。もう1つは、巨角礫を含む、不淘汰角礫岩層の分布である。このような礫層は高角傾斜の不整合面が近くに分布する可能性を示すからである。また、亜角礫からなる巨礫を含む不淘汰礫岩の場合、堆積時に、近くに、切り立った古地形の存在を想定してよい。

後者のような巨角礫を含む不淘汰角礫岩は、割山隆起帯の西側一帯の本部層ばかりでなく、また、角田盆地の西側縁辺部の本部層にも広く分布している(第48図, 第53図)。こうしたことは、これらの地域のすぐ背後に高角傾斜の不整合面が存在していたことを意味する。これに対して、高角傾斜の不整合面から離れて、堆積盆地の中心よりの本部層の状況については、次のボーリング資料が役立つ。

丸森町佐野を中心とする地域の本部層には、かつて採鉱した亜炭層が発達し、現在も、雉子尾川右岸にそれが露出している。この地域の本部層は、盆地の中央よりに位置し、頁岩層、亜炭層、粗-細粒砂岩層からなり、こうした細粒岩層が凹凸のある基盤岩上に不整合にのっていることが、ボーリング資料によって確かめられている(河野・植田, 1965; 垣見ほか, 1969)。このことからすると、本堆積盆地の中央部よりの部分には、盆地縁辺部にみられる不淘汰の粗粒岩の分布が少ないとみることができる。本地域の南部の青葉付近で、本部層は、次の理由で天明山層と同層準にあると言える。すなわち、本部層の上位に整合関係で発達する上部層が、本図幅の南隣の相馬中村図幅の最北部に位置する旗巻峠付近の天明山層を直接に整合関係で覆っているからである。

層厚 起伏の著しい基盤岩を覆っているので層厚は変化するが、観察した限りの最大層厚は170mであり、実際はもっと厚い部分があると推定される。

層相 本部層は、礫岩と砂岩を主体としている。先にも述べたが、本部層最下部のうち、縁辺基底部

付近には不淘汰の角-亜角礫岩層が分布し、すぐ近くの基盤起源の最大礫径が1mを超す角礫から数cm程度の角礫-亜角礫を含むのが普通である。基質も角ばった中-粗粒の砂岩からなり、砂粒も礫と同じく近くの基盤岩起源とみることができる。しかし、盆地の縁辺から離れるにつれて、角のとれた亜円礫や円礫を含むようになる。

本部層の中-上部は、円-亜円の中-細礫岩と細-中粒砂岩の互層や、黒雲母が目立つ暗灰色凝灰岩質砂質シルト岩を主体としており、また、アルコース質中-粗粒砂岩層を挟み、これらには、炭化した植物片を含むこともある。

本部層の中-上部に含まれる円-亜円の礫種は、花崗岩、アプライト、頁岩、砂岩などが多いが、丸森町佐野付近の礫岩には、天明山層の玄武岩起源の礫が多く含まれている。

本部層の上部には、薄い白色細-中粒凝灰岩層を挟むことがある。

化石 丸森町大内-佐野地域で、*Eostegodon pseudolatidens* YABEの歯の化石が産出したといわれている(元角田中学教諭・武田要吉談)が、本層準のものと考えることができる。ただし、それについての記載はない。

年代・対比 既に述べたように、本部層は天明山層と同層準にあり、また、本地域の南方にみられる天明山層の下位には、天明山層と整合関係にある塩手層が分布し、この塩手層と天明山層下部の砂礫岩層とは同層準にある。したがって、塩手層と本部層の下部層とも同層準である。塩手層は前期中新世を示す海生軟体動物化石を含んでいるので、本部層の下部も前期中新世と考えられる。

また、本図幅地域北方の槻木地域の槻木層の下部層と本部層は、互いに連続し合っており、同時層となっている。

金津凝灰岩層

本層は、金山層下部層の最上部をなす地層である。

模式地 宮城県角田市尾山の金津南の内町溜池の東方の池の北岸(第49図)。

分布 魚田市内町の内町溜池付近、本地域の中-南部の雉子尾川東側の丘陵地帯、青葉-旗巻峠付近、青葉西方、及び青葉から天明山に向かう道路沿いなどに分布している。なお、地質図には、その分布を示さなかったが、角田市西方の本部層が花崗岩にアバットする部分に、本層が小規模に分布している(地質断面図A-A'参照)。

層序関係 金山層下部層とは整合関係にある。

層厚 3-8mを示している。

層相 白色-灰色軽石質塊状凝灰岩を主体とし、全体として岩相変化は少ないが、丸森町鬼ヶ柵付近では砂質となっている。白色軽石は流紋岩質とみられる。本部層には、炭化植物の破片や火山岩片がかなり多く含まれている。岩片としては、石英、斜長石、火山ガラス、及び流紋岩質-石英安山岩質とみられるもの、玄武岩などが含まれている。

対比 本層は、本図幅地域の北方の槻木層の中部凝灰岩部層に移化し、同時層である。



第49図 金山層(下部層)の金津凝灰岩層(角田市金津の貯水池北岸) 下位は砂岩シルト岩互層, 矢印は人物



第50図 金山層上部層の砂岩シルト岩互層(角田市北西部の前沖付近)

VI. 1. 2. 2 上部層

模式地 宮城県伊具郡丸森町田辺付近である。

分布 本地域の中 - 南部の雉子尾川東側の丘陵地帯と、青葉南西に分布している。



第51図 金山層上部の砂岩層と小断層(丸森町新町東方)

層序関係 金山層の金津凝灰岩層とは整合関係にある。

層厚 最大約 120m を示している。

層相 本部層は、砂岩、シルト岩、白色凝灰岩などからなっている(第 50・51 図)。本地域中央部の田辺、及び、明光沢付近と、本地域の南部の佐野や青葉付近では、亜炭層、黒色泥岩層、白色細粒凝灰岩層などの縞状互層が主体をなし、それに薄いアルコース質砂岩層を挟む。丸森町鬼ヶ柵付近に分布する本部層は、砂質シルト-細粒砂岩層と亜円礫からなる礫岩層との互層からなり、他地域の層相と比べて粗粒堆積物が卓越している。

本部層には、落差のあまり大きくない断層が発達している(第 51 図)。

化石 本層からは、分布の南東部からしばしば植物化石を産する(第 52 図)。丸森町大内東方や同町佐野付近の泥岩から次のような植物化石が報告されている(菅野, 1955)。 *Trapa yokoyami* NATHORST, *Liquidambar formosana* HANCE, *Comptonia naumannii* NATHORST, *Sequoia sempervirens* ENDLICHER, *Doryophyllum* sp.

また、本層には、しばしば珪化木が産出する。

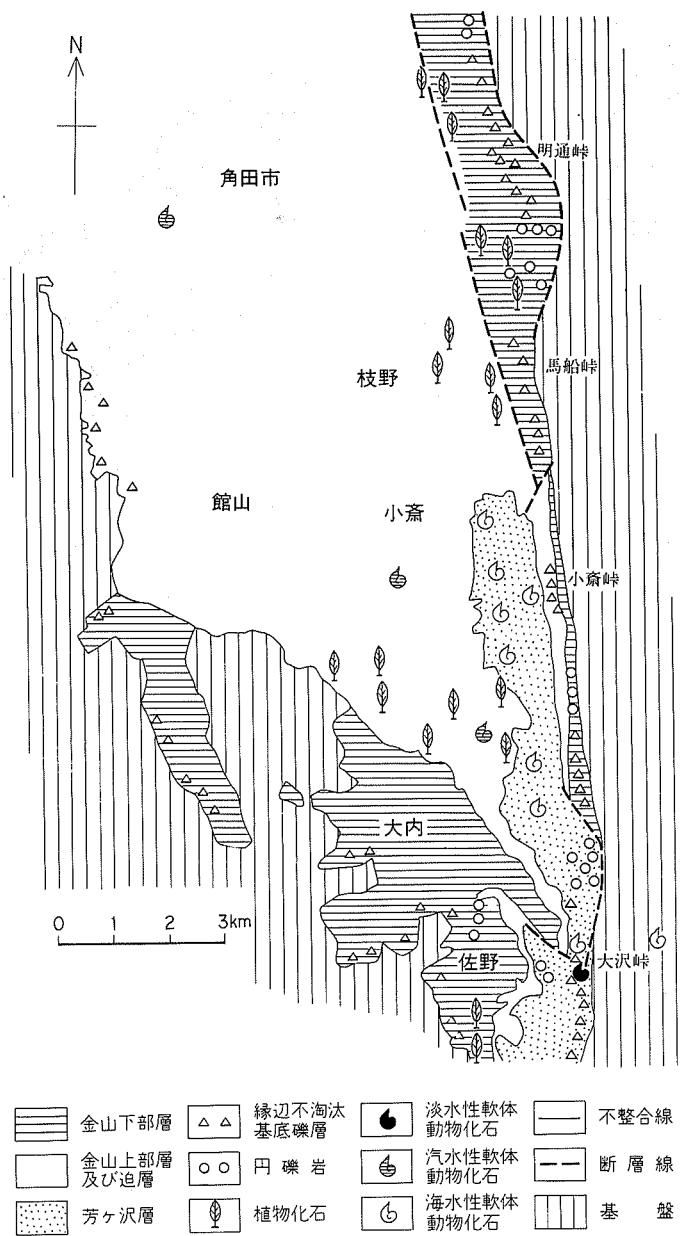
年代・対比 前記の植物化石は、すべて、中新世前期の台島型植物化石群に対比されるので、本部層は、中新世前期のものと考えられている(鈴木, 1963)。

清水凝灰岩層

模式地 宮城県伊具郡丸森町小斉の清水付近である。

分布 模式地の北方の丘陵部一帯と、さらに北方の角田市竹ノ内や下山の独立丘陵の付近、南部では、丸森町伊手の西方に分布する。

層序関係 上部層の上位に整合関係で重なっている。



第52図 角田盆地の中新世陥没盆地における不整合の形態と中新統の層相と化石相

層厚 300-150cm, 白色細粒凝灰岩である.

VI. 1. 3 迫層

模式地 宮城県伊具郡丸森町迫付近である.



第53図 丸森複合花崗岩類(図の左側 G)にアバットする迫層(Hz)の縁辺部の高角不整合面(丸森町山田の新道の切り割り露頭) 右上部に花崗岩の巨大角礫が一個だけ突出して見られる。不整合面は矢印及び点線で示されほぼ垂直である

分布 丸森町中平付近から北方の丘陵地帯にかけて広く分布している。

層序関係 金山層上部層とは整合関係にある。また、角田市内町付近では、本層は、金津凝灰岩層及び金山層の上部層と断層関係で接している。本層は、角田市西方の花崗岩のなす高角傾斜の不整合面に対してアバットの不整合関係を示している。第53図の写真は、丸森駅の北西方の道路脇の露頭で見られ、花崗岩のなすほとんど垂直の不整合面に対して、本層の砂岩と泥岩の互層がアバットしている状況を示したもので、径数mの巨大角礫が観察される。この付近の地下では、下位層の砂岩礫岩層も基盤にアバットしているものと推定される。

丸森駅前の山根の人家裏では、その上面がいくらか削剝されたような天明山層の玄武岩層の上を、本層がオーバーラップの関係でおおっている。この関係はダイアステムの可能性がある。

露頭で確認できないが、丸森町の新町、台町、金山などの地域の本層も、花崗岩や天明山層の玄武岩とアバットしたり、オーバーラップの不整合関係を示しているとみられる。

層厚 約80mであるが、本層は南部で薄くなり、丸森町山屋敷より南方には、本層は分布していない。

層相 本層は、主に、淡灰-灰色の凝灰岩質シルト岩からなり、上部はやや砂質となる。

化石 角田市小斉付近の本層から、次のような汽水棲の貝化石が産出している(菅野, 1955)。

Crassostrea gravitesta (YOKOYAMA), *Crepidula* sp., *Calyptrea* sp.

なお、*Crassostrea* は密集して産出する。角田市寺前の南方にも同じ化石の密集部がある。

また、丸森町田林付近の泥岩から *Ammonia* sp., *Nonion* sp., *Elphidium* sp. などの浅海生底棲有孔虫が産

出する。

丸森町迫付近から北村ほか (1955) は次のような具化石を報告している。 *Anadara makiyamai* HATAI and NISHIYAMA, *Crassostrea gravitesta* (YOKOYAMA), *Solidicorbula* sp., *Periploma* sp., *Euspira meisensis* (MAKIYAMA), *Phos tsukiyoshianus* ITOIGAWA.

さらに、角田市石川口付近の凝灰質シルト岩層から、島津ほか (1986) は、次のような植物化石も報告している。 *Fraxinus* sp., *Paliurus* sp., *Zelkova ungeri* KOVATS.

同じく島津ほか (1986) により、石川口付近の上記より下位の層準から次の植物化石が報告されている。 *Acer huziokae* TANAI, *Acer rotundatum* HUZIOKA, *Alangium aequalifolium* (GOEP.) KRYSHT et BORSUK, *Cladrastis* sp., *Juglans* sp., *Osmunda* sp., *Pterocarya asymmetrosa* KONNO, *Quercus* (*Cyclobalanopsis*) *mandraliscae* GAUDIN, *Q. nathorstii* KRYSHIFOVICH, *Q. miovariabilis* HU and CHANEY, *Rhus miosuccedanea* HU and CHANEY, *Rosa?* sp., *Wisteria* sp.

VI. 1. 4 芳ヶ沢層

本層は、菅野 (1955) の芳ヶ沢砂岩層の上半部に相当し、北村ほか (1955)、藤田・辻川 (1960) の芳ヶ沢層とほぼ一致する。なお、割山隆起帯の大沢峠付近には東西両側を先第三系に挟まれて地溝状に本層が分布している。この大沢峠付近の第三系に対して、KANNO (1954) は“大沢峠層”と命名した。従来、“大沢峠層”は本地域の金山層下部層のものとされていたが、地質図に示したように、本地域のすぐ西方ないし、北西方には、芳ヶ沢層が分布し、本層と連続するとみなすことができる。

模式地 宮城県伊具郡丸森町北伊手北東の芳ヶ沢付近である。

分布 割山隆起帯に平行して、角田町石川口のすぐ南から、南方の丸森町佐野の東方付近まで、ほぼ南北方向に、地形的にみて丘陵部の高所に分布している。

層序関係 迫層とは整合関係にある。南部では、迫層が欠落し、金山層の上部層を整合関係に覆っている。

割山隆起帯の鈴宇峠付近から大沢峠付近までは、基盤の鹿狼山層との高角傾斜の不整合面に対し、本層基底部がアバットしている。そのため、地質図の不整合線は直線状を呈し、この高角不整合面はそのまま、狭い地溝状の分布を示し“大沢峠層” (菅野, 1955) の縁辺の高角傾斜の不整合面に続いている。この不整合部には“大沢峠層”下部に相当する不淘汰な礫岩や砂質礫岩が分布し、後述のように淡水生貝化石が産出している。この地層の上位には、凝灰質泥岩層がのっけていて、そこには浅海生貝化石が生じている。このいわゆる“大沢峠層”というのは、芳ヶ沢層堆積期に生じた地溝状凹地に、はじめに淡水がたまり、すぐ海水でみだされつつ生じた地層、つまり、芳ヶ沢層相当層である。

層厚 約 130m を示している。

層相 砂岩及び砂岩と礫岩の互層を主体としている。下半部の下部は青灰色 - 暗灰色砂岩からなり、その上部は、黄褐色石英質中粒砂岩や凝灰岩質砂岩 (第 54 図) などからなり、海生貝化石が多く含まれている。化石の産地の大きな状況は第 52 図に示したが、芳ヶ沢付近に特に多く産出する。上半部は砂岩、礫岩の互層で、礫径は上位ほど大きくなる。特に、鈴宇峠から鹿狼山付近の西側には、巨 - 大礫を主とする亜円礫岩が発達している。



第54図 芳ヶ沢層の含貝化石細粒砂岩層(角田市丸森町芳ヶ沢の道路脇の露頭) 下部に団塊が見られる。上部の白色部は凝灰岩及び凝灰岩砂岩である

五社壇から大沢峠にかけては、本層は直接鹿狼山層と接しており、鹿狼山より南の鹿狼山層との境界付近には、不淘汰の角-亜角礫岩が発達しており、それらは鹿狼山層のなす高角不整合面にアバットしている。

本層の上部には、凝灰岩層が何枚か挟まれているが、金山層に挟まれている白色凝灰岩層とよく似ている。本層の凝灰岩は一部砂質となる場合がある。

また、本層は、割山隆起帯のすぐ西側に、ほぼ南北方向に分布しており、南北方向に近い推定断層一向斜状の撓曲軸部がずれたような形態をしめしている一を挟んで、東側が西傾斜、西側が東傾斜の盆地状の構造を呈している。

化石 割山隆起帯の大沢峠付近の本層、すなわち、“大沢峠層”と呼ばれていた地層のうち、国道北側の沢の細粒砂岩から次のような淡水環境を示す貝化石が報告されている (Kanno, 1954; 菅野, 1955). *Bulimus (Parafossarulus) osawaensis* Kanno, *Viviparus (Sinotaria) uryuensis* YOKOYAMA, *Anodonta subjapanensis* (YOKOYAMA), *A. subjapanensis yokoyamai* SUZUKI, *Margaritifera perdahurica* (YOKOYAMA), *Inversidens* sp., *I. kabayashiensis* (OTUKA), *Cristaria maroii* (SUZUKI), *Unio* aff. *uryuensis* (SUZUKI).

上記の化石の産出層準の少し上位にある凝灰質泥岩層から、次のような浅海生の貝化石が報告されている (北村ほか, 1955). *Cardium shisbaroense* YOKOYAMA, *Dasinia kaneharai* YOKOYAMA.

芳ヶ沢付近の本層の中-下部の砂岩層からも貝化石が産出する。古くは、大西 (1940) によってそれが記載され、その後、次のような化石が菅野 (1955) によって報告されている。 *Glycymeris* sp., *Laevicardium shiobarense* (YOKOYAMA), *Kaneharaia Kaneharai* (YOKOYAMA), *Mercenaria chitaniana* (YOKOYAMA), *M. y-iizukai* (KANEHARA), *M. osyuensis* NOMURA and ZINBO, *Felaniella usta* (GOULD), *Chlamys miyatokoensis*, *Tellina pro-*

tovenulosa NOMURA, *Sinum yabei* OTUKA.

このほか、北村ほか (1955) によって次の貝化石が報告されている。 *Anadara makiyamai* HATAI and NISHIYAMA, *Nanaochlamys notoensis otutumiensis* (NOMURA and HATAI), *Lucinoma acutilineatum* (CONRAD), *Cutellus izunoensis* YOKOYAMA, *Mya cuneiformis* (BOHN).

対比 少なくとも赤柴層の一部は本層と対比できる可能性がある。

本層の下位の金山層中の金津凝灰岩層は、本図幅地域北方に分布する槻木層中の中部凝灰岩部層と同層準のものとして、野外で連続関係が確かめられているので、本層は、槻木地域の槻木層上部層から高館層にかけてのどこかの層準に対比することができる。

本層の化石相は、本図幅地域北西方の白石図幅における大河原町金ヶ瀬付近に分布する地層の化石相と類似している (青木, 1954), また、西方の桑折図幅における梁川町付近に分布する梁川層のそれとも類似している (藤田・岡, 1954)。このように、それらが互いに同年代の地層として対比できるものと考えられている (青木, 1960; 藤田, 1957, 1960)。

VI. 1. 5 赤柴層

本層の層相と化石相は、本図幅北西方の白石図幅における大河原町金ヶ瀬付近に分布する金ヶ瀬層のそれと類似している (青木, 1954)。また、本図幅のはるか西方の桑折図幅における梁川町付近に分布する梁川層のそれとも類似している (藤田・岡, 1954)。このようなことで、それらが互いに同年代のものとして対比できると考えられている (青木, 1960; 藤田, 1957, 1960)。

模式地 割山隆起帯東側の南部の椎木川沿い及び赤柴付近の谷沿い及び林道に良く露出する。菅野 (1955) の赤柴砂岩層、北村ほか (1955) の初野層と同義である。

分布 割山隆起帯の南部に、それに沿って南北に細長く分布し、本地域の南方の相馬市初野付近にまで分布している。

層序関係 基盤の鹿狼山層との関係は、直接、確認できないが、本層の基底部に、人頭大の角- 亜角礫を含む不淘汰基底礫岩があるので、本層は、鹿狼山層のなす高角不整合面にアバットしている可能性がある。

層厚 約200mである。

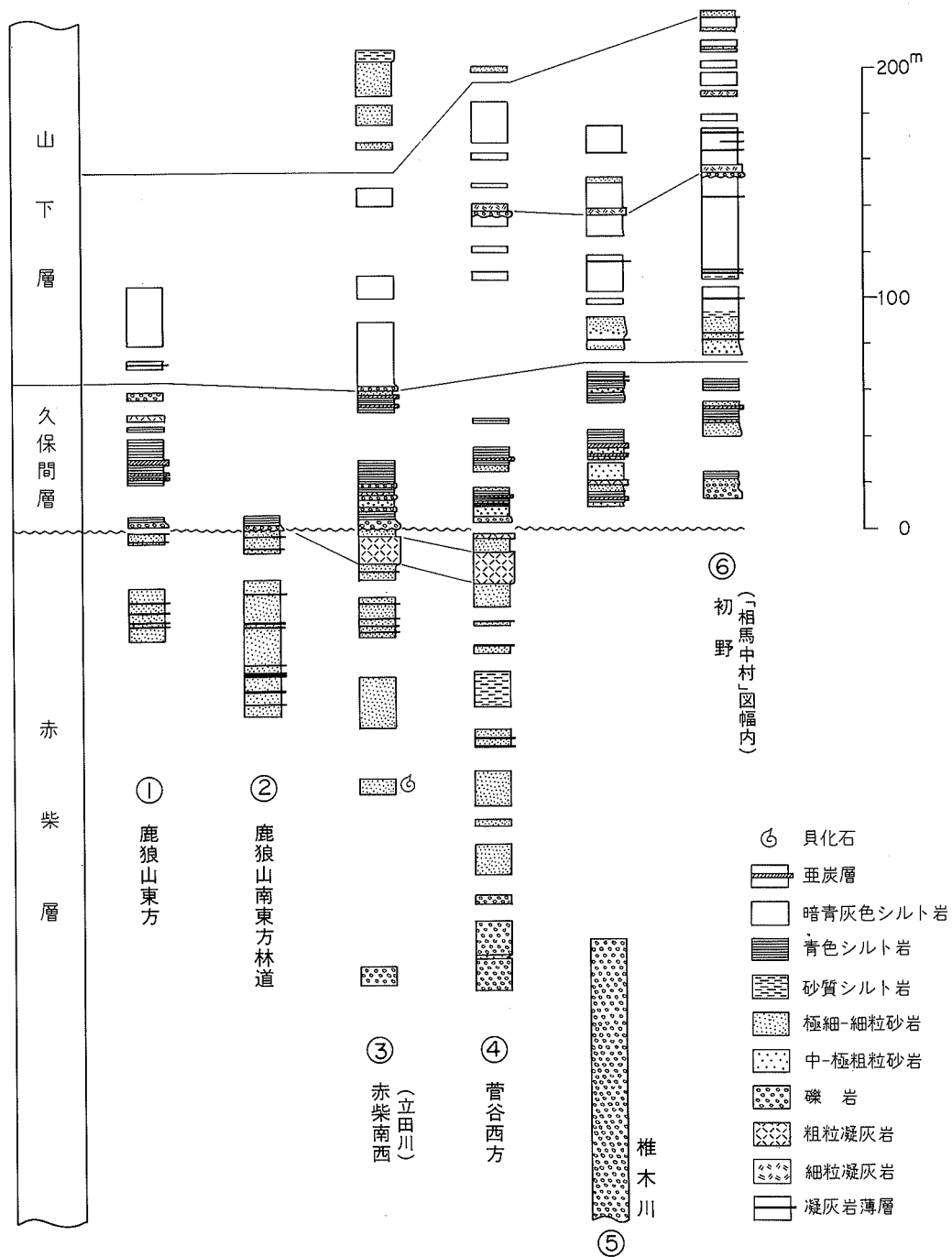
層相 基底に近いと思われる部分に、厚さ約5mの角- 亜角礫からなる不淘汰礫岩層がみられ、その礫種は、割山層ないし近くの中生界起源とみられる砂岩や粘板岩などからなっている。下部- 上部は、主として青灰色- 灰色の細- 中粒砂岩からなり、下部には、厚さ150cmほどの白色凝灰岩層が挟まっている。最上部は泥岩層からなっている。

本層の走向はN10°Wで、傾斜が50°Eの同斜構造を示している。

化石 本層から、菅野 (1955) は次の軟体動物化石を報告している。 *Acila* (s. s.) *divaricata* (HINDS), *Glycymeris* sp., *Mercenaria chitaniana* (YOKOYAMA), *Macoma* sp., *Dentalium* sp.

また、北村ほか (1955) は次の貝化石を報告している。 *Cardium shiobaraensis* MAKIYAMA, *Lucina meisenensis* MAKIYAMA, *Pecten kaneharai* YOKOYAMA, *P. yanagawaensis* NOMURA & ZINBO, *Turrietella nipponica* YOKOYAMA.

対比 化石の特徴からすると、中新世中期のものである。角田盆地側との地層の対比は鍵層がないの



第55図 太平洋側の丘陵地に分布する新第三系の代表的柱状図(柳沢幸夫技官作成・提供)



第56図 久保間層の砂岩層(山元町久保間西方) 上部に凝灰岩を挟む

で困難であるが、その化石相から芳ヶ沢層の一部に対比できる(第45図)。

VI. 2 鮮新統

図幅地域における鮮新統は割山隆起帯の東側に広く分布するが、角田盆地には分布しない。代表的な柱状図を第55図に示す。

VI. 2. 1 久保間層

模式地 宮城県亙理郡山元町の久保間付近の道路脇の露頭である。

菅野(1955)の萱倉層、北村ほか(1955)の久保間層と同じであるが、より近くに分布する後者の名称を採用した。

分布 割山隆起帯の東側に、南北方向の走向をもち、東へ同斜構造を示しながら狭長な分布を示している。

深山の東方から山元町久保間南方付近までの一帯、地蔵森の東方、大沢峠の東方一帯などの3か所に発達している。

層相 基底部には鹿狼山層、割山層、相馬中村層群に由来する小円礫からなる礫岩が発達している。久保間西方では、不整合部は見いだせないが、不整合に近いとみられる下部層準には、鹿狼山層起源の巨角礫をまじえた亜角-亜円礫を主とする礫岩が発達している。しかも、礫には花崗岩質のものがまれであって、すぐ後背の鹿狼山層起源のものが圧倒的に多い。

基底部の上位は、礫岩層、粗-細粒砂岩層、泥岩層の互層からなり、また、何枚かの亜炭層と軽石質凝灰岩などの薄層を挟在している。本層の最上部には厚い青灰色シルト岩層が分布し、貧弱な亜炭層を挟在し、また軽石質凝灰岩層も分布している（第56図）。

また、東への同斜構造を示しているが、久保間以北ではすべて傾斜は緩く、それ以南は高角である。

化石 本層の中-上部砂岩から浅海相を示す次のような貝化石が産出している（北村ほか、1955）。

Ostrea sp., *Dosinia* sp., *Tellina* sp., *Glycymeris* sp.

また、植物化石として次の報告がある（北村ほか、1955）。

Fagus crenata BLUME, *Ulmus* sp., *Juglans* sp., *Quercus* sp.

層厚 30-60mの間を示している。

層序関係 山元町浅生原西方や、同町久保間西方の本層は低角で東へ傾斜している。これらの地層と基盤の関係は直接みられないが、地質図上での境界は、野外調査の結果では直線状となり、かつ、この部分の地層の走向と大きく斜交するので、かなりの地域が断層関係にあると推定される。しかし、久保間西方で、本層の下部層に巨角礫を多く含んでいるので、この付近に推定される断層関係というのは、高角アバットの不整合面つまり、久保間層堆積前の断層である可能性がある。

対比 化石内容からの対比は困難であるが、本層が赤柴層をいちじるしい不整合関係でおおっていることと、本層が、上位の鮮新統の山下層と整合関係にある可能性があることから、本層は、仙台地方で大年寺層の下位にあつて、それと整合関係にある向山層に比較できるものとする。

VI. 2. 2 山下層

模式地 山元町の坂本川と三滝川に囲まれた丘陵の縁によく露出している。本層は、菅野（1955）の中村層、北村ほか（1955）の竜の口層に相当する。山下層には、砂層が局所的に、また、層準を異にして分布する。かつて、この砂層は、北村ほか（1955）によって坂元軟弱砂部層として区別されたことがある。しかし、同部層は層相的な意味はあるが層序的な意味はない。

分布 割山隆起帯と太平洋岸の間の丘陵地に広く南北方向に分布している。ただし、北半部では丘陵が北へ狭くなっているため、本層の分布は南半部より狭くなっている。

層厚 80-150mを示している。

層序関係 本層は、下位の久保間層とは整合関係にある。また本層と基盤の割山庄碎花崗閃緑岩や鹿狼山層とは多くの地点で不整合関係にある。明通峠の東方の崖では、本層基底には、基盤の鹿狼山層起源の巨-小礫のまじった不淘汰角礫岩が基盤と小規模の断層で接して発達し、しかも、これら不淘汰礫岩の間には、巨大な基盤ブロックとみられる岩塊も含まれている。こうした礫岩の上位には、時に、玄武岩や鹿狼山層に由来する亜角-円礫を多く含む粗粒砂岩層、更にその上位には軟質のアルコース質粗粒砂岩層が分布している。

以上のことから、明通峠東方での本層は、基盤に対して大規模にアバットしていたものが、あとで生じた小規模な断層で不整合面が滑っていると判断できる。

層相 本層の層相はシルト岩及び軟質の粗-細粒砂岩を主とする。砂岩は塊状の場合が多いが、平行-斜交層理もよく発達している（第57図）。時として薄いシルト岩や軽石質凝灰岩層、あるいはシルト岩



第57図 山下層の砂層(新地町菅谷)



第58図 山下層のシルト岩がちシルト岩砂岩互層(新地町藤崎付近の道路脇の露頭)

と、粗-細粒砂岩層とが互層することもある(第58図)。砂岩には雲母片が多く含まれ、またアルコース質の場合が多い。北部の山元町山下西方や山元町久保間付近には厚さ2.5m以上の軽石質凝灰岩層が発達している。



第59図 山下層の軽石質砂岩(山元町久保間) (吉岡敏和技官提供)

久保間南方の露頭ではこの軽石質凝灰岩のすぐ上位には、厚さ約10mの細礫をまじりの凝灰質砂岩がのる。この凝灰質砂岩は淘汰不良でときに斜交層理が顕著に発達する。部分的に軽石質凝灰岩の礫をもつ(第59図)。この凝灰質砂岩は、高温型石英粒(径4mm以下)を多量に含有することで特徴づけられる。久保間付近ではこの石英粒が50%以上を占める程濃集している部分が、厚さ3m以上にわたっている。恐らく、この高温型石英を多量に含む凝灰質砂岩は、軽石質凝灰岩が波浪作用によって再堆積して、軽石部分がふり分けられた結果、石英や石質岩片が濃集されたものとみなすことができる。

山元町の坂元付近、新地町飯樋北西方、山元町駒嶺西方などにかかなり厚い泥岩層が発達している。こうした本層内の泥岩層は必ずしもよく連続する一枚のものとは考えられない。

なお、山元町大平付近に発達する北西-南東方向の撓曲構造以外は、走向は、ときとして西へゆるむが、ほぼ北北東-南南西の走向で、 10° 以下の東傾斜の同斜構造を示している。しかし、新地町の新町から大戸浜にかけては、走向は変わらないが西傾斜を示しており、新地町の駒ヶ峯から釣師にかけて1つの向斜軸が発達しているとみてよい。

化石 山元町中山付近をはじめとして、本層から次のよなた浅海生の貝化石が産出している(北村ほか, 1955)。 *Acila* sp., *Cardium* (*Cerastoderma*) cf. *iwasiroensis* NOMURA, *Cardium* sp., *Corbicula* sp., *Crepidula* sp., *Lucina acutilineata* CONRAD, *Macoma tokyoensis* MAKIYAMA, *Mya arenaria* LINNÉ, *Serripes laperousii* DESHAYES, *Linthia nipponica* TOKUNAGA.

対比 従来、仙台層群下部の竜の口層に対比されていたが、北村・中川(1982)により、仙台層群の上半部に対比されている。

VI. 3 新第三系の地質構造

VI. 3. 1 角田盆地における中新統の地質構造

堆積盆地縁辺部の構造

中新統の金山層は、角田盆地内において、割山隆起帯のすぐ西側に、この隆起部と平行する部分を中心として、1つの盆地構造を呈している。これらの堆積盆地の縁辺部の堆積構造の特徴を箇条的に挙げてみよう。

1：金山層の下部層は、中新統の天明山層と同層準を示している。

2：金山層は、割山隆起帯を構成する基盤に対して、一部、金山層形成後の断層で接しているが、大部分は、高角不整合面を境にしてアバットしている。また、その付近の金山層の基底部には巨角礫を含む不淘汰礫岩層が発達しており、それは崖錐性の礫岩である。

また、阿武隈川以西の金山層の上部層は、既に述べたように、南北方向と東西方向の高角不整合面が交互に現れ、不整合面にアバットしている。そして、不整合付近の金山層上部には、崖錐性の不淘汰礫岩層が発達している。

更に、阿武隈川以南の地域においても、雉子尾川流域においても、少なくとも2か所にわたって高角不整合面に対して金山層下部層がアバットしているのが観察できるし、また、この地層の縁辺部には、崖錐性礫岩相を示す基底礫岩層が発達している。

3：割山隆起帯の福田峠以北では、金山層下部層準の地層が基盤にアバットし、それ以南には、金山層の上部層や芳ヶ沢層までが基盤のなす高角不整合面にアバットしている。

以上の1-3のことから、中新世初期に現在の盆地周辺部に発生した断層に沿って陥没した凹地に、金山層が堆積したことは明らかであり、また、その陥没による高角不整合面は、少なくとも一部では、金山層堆積期から芳ヶ沢層堆積期まで堆積面上に現れていたと考えられる。

ただし、芳ヶ沢層の項でものべたように本層の南東部の分布状況からすると本層の堆積期にも陥没が生じたとみることが出来る。いわゆる“大沢峠層”(菅野, 1955)の地溝状分布も、こうした新しい陥没で説明できる。割山隆起帯は、隆起部が金山層-芳ヶ沢層堆積以後に、基盤を中心に著しく隆起したために、金山層下部の傾斜がやや西方へ傾いてはいるが、アバットの関係がみられることと、その付近の基底部に巨角礫を含む不淘汰礫岩が発達するので、金山層下部層堆積期の陥没構造の存在は確実である。ちなみに、本地域の天明山層-芳ヶ沢層にわたる層準に、陥没構造が日本列島各地に、広く知られていることが報告されている(藤田, 1967; 藤田ほか・1968; 本宿団研グループ, 1970; 藤田, 1972; 野村ほか, 1978; 藤田, 1979)。

注目すべきことは、阿武隈川東方の割山隆起帯の西麓部でみられるように、金山層が基盤と不整合関係にあるときは、その前縁に不淘汰礫岩相が、断層関係にあるところではその前縁に円礫岩相が発達していることである(第52図)。既に述べたように、前者が金山層の下部層の下部、後者が金山層の下部層の中部の層準に当たっている。したがって、後者では、金山層下部層の中部層準までが断層によって欠落したことを意味している。

ウォーピング構造

角田盆地の新第三系は、その中心部を沖積層に被覆されているため、地質構造の詳細は把握にくい。一般に盆地の東縁部の中新統は西傾斜、盆地西部のそれは東傾斜を示している。両者の中間地帯に位置する中新統は、点在する少ない露頭において、塊状のシルト岩や砂岩が多く、正確な層理面を測定しにくい場合が多い。しかし、野外では弱い葉理などを手掛りとして、地層の大まかな傾斜方向は把握できる場合もある。地質図には表現できなかった不正確な走向・傾斜を加味すると、盆地北半部（角田市付近）の中新統の地質構造は、盆地中央部では地質断面図のA-B断面に表現したように角田市枝野付近で、1つのゆるい曲降構造が推定できる。ちなみに、ウォーピング構造については、次のような定義にしたがっている。すなわち、ウォーピング構造は上向きの曲降（up-warping 構造）と下向きの曲降（down-warping 構造）に分けることができる。

このA-Bでわかるように、阿武隈川西方ではゆるい曲降構造がみられる。その東翼部には急傾斜の逆断層が生じ、東側ブロックが西側ブロックに対して上昇している。

雉子尾川と割山隆起帯の間の中新統も、地質断面図C-D、に現れているように、曲降構造を呈し、小斎峠-伊手付近には、曲降構造の東翼に顕著な折れ曲りがみられ、この場合は、上記の逆断層のような落差は示さないが、撓曲面は高角に東へ傾斜する断裂面に転化している。

VI. 3. 2 鮮新統の撓曲構造

割山隆起部東側、明通峠東方において、山下層の基底部の縁辺部に、巨角礫を含む大規模な不淘汰礫岩が発達し、それらの上位に、粗粒砂岩層が整合にのっている露頭がある。基底部は小さな断層でわずかにずれているが、本層が基盤に大規模にアバットしていると推定することができる。

本図幅の北縁に近い山元町大平北方から南方の同町山寺西方にかけて、南北方向の撓曲軸が、本層内にみとめられている。とくに、山元町鷺足の南西部では本層が東に $30-63^{\circ}$ も傾斜しており（第60図）、また、大平北方では 33° 東方に傾斜している。

この撓曲部は、その下位に存在した断層を境にして西方のブロックが上昇したために生じたものであろう。こうした断層はもともと上記の山下層堆積初期に生じた南北性の断層と同時に発生したものと解釈できる。

こうした撓曲部を除けば、山下層はすべて低角で 10° 以下の傾斜を示している。また、山元町浅生原から同町久保間にかけての地域や、新地町の駒ヶ嶺から同町釣師付近にかけての地帯を除くと、すべて、走向は北北東から南南西で、傾斜は南南東を示している。新地町の駒ヶ嶺から大戸浜にかけては、走向はこれと同じであるが、傾斜は北北西を示している。したがって、鮮新統は、新地町駒ヶ嶺から釣師付近にかけて1つのゆるい向斜軸が発達しているとみてよい。なお、山元町浅生原から同町久保間付近にかけては、走向が乱れている。ここにもある種の撓曲構造が存在するのであろう。

VI. 3. 3 新生界の断層

すでに、4, 2で、衝上性の逆断層の一部について述べたが、このほか、地質断面図のE-Fでわかるように、割山隆起帯の南西麓の中新統に対して、東方の先第三系が衝上している逆断層がみられる。本



第60図 山下層における急傾斜の地層（山元町久保間付近） 拗曲構造の一部。岩相は凝灰質砂岩とシルト岩の互層（吉岡敏和技官提供）

地域にあつては割山隆起部の内部や、その西側の中新統との間に、南北性の高角の正逆不明の高角傾斜の断層が数多くみられる。北からあげれば、四方山の西麓の中新統と先第三系基盤のなす断層、明通峠南西麓の推定断層と深山－馬船峠の西麓の高角傾斜の断層はともに中新統と花崗閃緑岩の境界をなしている。また、小斎峠以南の割山隆起部の基盤内には、数本の高角傾斜の断層が分布していることは、地質図に示した通りである。

また、角田盆地側の中新統内には、たとえば、大内南西部にみられるような、走向が北西－南東、あるいは、南伊手付近にみられるような東西性の、それほど落差の大きくない、正逆不明の高角傾斜の断層が分布している。

なお、本地域の割山隆起帯両翼の断層の本図幅の南方への延長部の塩手山付近には、いずれも150-200mに及ぶ左ずれ水平断層があるとされている（大槻ほか、1977）が、筆者らは、本地域で、そのような断層を確認できなかった。

Ⅶ. 第 四 系

Ⅶ. 1 更 新 統

本地域の更新統は、一部が崖錐性堆積物のほかは、段丘堆積物からなっている。

本報告ではこれらの更新統を、割山隆起部の東側の太平洋側のものと、西側の角田盆地側のものに分けて記載する。



第61図 山下層を覆う第3段丘堆積物の礫層(新地町菅谷の道路交差点北の露頭)
(吉岡敏和技官提供)

Ⅶ. 1. 1 太平洋側の更新統

本地域の段丘は、かつて、大倉(1958)や中川(1961)によって5段に分けられており、更に岡ほか(1981)によって、第3段丘と第4段丘の間に第3a段丘が設けられた。ここでは、後者の名称を用いることにした。

Ⅶ. 1. 1. 1 第1・第2段丘堆積物

本図幅地域以南の広域にわたる中川(1961)の段丘調査によると、標高80-75mを示すものが第2段丘とされているが、ここでは標高75-32mを示している。本地域で、この面は東西方向に発達する谷によって開析されている。

本堆積物は、新地町菅谷からその東方の丘陵、同町の杉目付近の丘陵地帯に分布する。

本堆積物は、礫質ないし砂礫質で、礫は花崗岩、花崗閃緑岩、砂岩、珪岩、粘板岩などからなり、径30-5cmの角礫ないし亜角礫が多い。これらの層厚は3.5m前後である。

なお、礫層ないし砂礫層は、たいていの場合、厚さ3m程度の風化火山灰層に覆われている。ただし、礫層が欠けて、直接、基盤を風化火山灰層が覆っている場合がある。

本段丘堆積層は、関東地方の多摩段丘堆積層に対比されている(東北地方第四紀研究グループ、1969)。

Ⅶ. 1. 1. 2 第3段丘堆積物

本堆積物は、不淘汰の砂礫層からなっている。礫にはくさり礫と称する風化礫がまじり、ときとして

巨角礫が基底部に発達しているが、一般には、礫径は10cm以下の亜角-亜円礫が主で、ときとして角礫を含むような層相を示している。礫種は、花崗閃緑岩、砂岩、粘板岩などの古期岩類を主とするが、ときに、中新統起源の砂岩もまじっている。この段丘砂礫物の厚さは、15-0.5m程度である(第61図)。

これらの砂礫層は、河成扇状地成と考えられる。

また、これらの砂礫層をしばしば厚さ50cm程度の風化火山層が覆っている。

第3段丘堆積物には、本図幅の南どなりの相馬中村図幅に属する地域には、海成の堆積物があるとされ、関東地方の下末吉段丘に対比されている(東北地方第四紀研究グループ, 1969)。

Ⅶ. 1. 1. 3 第3a段丘堆積物

本堆積物は、第3段丘の周辺に分布している。

段丘面は、西部の山地寄りでは海拔高度80-40m、東部の丘陵地で海拔高度30-20mと東方へ低くなっている。

本堆積物は淘汰の悪い礫層からなり、径30-10cm程度の亜円礫を主とし、礫種は第3段丘の礫のそれと似ている。層厚は4m以下である。上位に風化火山灰層は発達していない。

本堆積物は、関東地方の小原台段丘堆積層に対比されるとみなされている(東北地方第四紀研究グループ, 1969)。

Ⅶ. 1. 1. 4 第4段丘堆積物

主として山元町以北の丘陵地の縁辺部に発達している。

本堆積物は、丘陵地の西部では、海拔高度60mに分布し、東部では海拔高度数m付近にまで下がって分布する。

本堆積物は砂礫層からなる。径40-10cmの円-亜円礫からなり、礫種は古期岩起源のものである。層厚は数m程度で、上位に風化火山灰層の分布はみられない。

本堆積物の基底面は東に急斜をしており、東方延長部で海面下に没しているので、海退期の河成堆積物と考えられる。

Ⅶ. 1. 2 角田盆地の更新統

角田盆地の阿武隈川、雉子尾川、内川などの流域にはほぼ3段にわたる段丘堆積物が発達している。

これらについては、吉田ほか(1969)や長谷・早坂(1972)の研究がある。

また、本図幅地域には、しばしば、山地斜面上に更新世の崖錐性礫層が発達し、その一部は長谷・早坂(1972)によって記載されている。

Ⅶ. 1. 2. 1 北根層

角田市北根付近の海拔高度70m付近に分布している(鈴木ほか, 1960)。

本層は砂礫層からなるが、上部には薄い泥層を挟在している。基底には径30-10cm大の角-亜角礫からなる礫層が発達している。本砂礫の90%までは花崗岩で、風化した“くさり礫”が多い。



第62図 島田層の段丘面(矢印：丸森町佐野付近，雉子尾川左岸から遠望) 右端に島田層の礫層(第63図)が露出している



第63図 島田層の段丘礫層とそれを切る断層(丸森町佐野付近の道路脇)

層厚は6m程度を示している。

本層は中期更新統のものとされており、また、太平洋側の第2段丘堆積物に対比されている(吉田ほか, 1969)。

VII. 1. 2. 2 上滝層

内川上流の丸森町上滝付近や雉子尾川の上流地域に、小規模に分布する。海拔高度70-60m付近の平坦面を構成している。



第64図 崖錐性堆積物の礫層(丸森町南平西方の開墾地の背後)
山地斜面下方の低傾斜の地層は、基盤の金山層下部層の砂岩

丸森町上滝付近で観察される本層は、泥質の細砂礫層からなり、極めて新鮮である。厚さは3.5m程度であるが、堆積物を欠いて浸食面だけからなることが多い。

吉田ほか(1969)によれば、後期更新統のものとされ、太平洋側の第3段丘堆積物に対比されている。

VII. 1. 2. 3 島田層

雉子尾川の上流地域(第62図)と、角田市藤尾や同市枝野の東側に分布している(吉田ほか, 1960)。

本段丘面と上滝面との比高は10m程度で、上流へ比高が増加し、盆地の縁辺部における沖積面との比高は25-15mで、山地の山筋では60-40mを示している。

本層には、まれに巨礫がまじり、大礫大のものが多く、亜角礫、円礫からなっている。礫種は花崗岩が多く、石英斑岩、安山岩、結晶片岩などからなる。厚さは約4mを示しており、丸森町佐野では本層を切る断層がみられる(第63図)。

本層も後期更新世の末期のものとされている(吉田ほか, 1960)。

VII. 1. 2. 4 崖錐性堆積物

図幅地域南部、大沢峠の南西方の割山隆起帯の西斜面には、崩壊性堆積物が分布している。堆積物は、基盤起源の破碎された粘板岩、硬砂岩、石灰岩、緑岩などの角礫からなり、基質は砂ないし粘土からなっており、長谷・早坂(1972)は、これを馬場堤層とよんでおり、それらは、大部分が地すべり崩積土で、一部に崖錐性の礫をまじえ、その厚さは最大110m以上もあると報告している。

丸森町東向、同町鬼形山南麓、同町東福田付近などの丸森花崗岩類からなる山地斜面から山麓にかけて、花崗岩の巨礫-大礫からなる崖錐性の角礫が発達し(第64図)、かなりの厚さがあるとみられるが、正確な厚さは不明である。

Ⅶ. 2 完新統（沖積層）

本地域の沖積層は、角田盆地における低地帯と、太平洋岸側の低地帯に共通して、後背湿地と谷床の堆積物、自然堤防堆積物及び、現河床堆積物などが分布する。また、海岸側低地帯にだけ、浜堤堆積物、海浜堆積物及び干拓地などが分布する。後背湿地、及び、谷床堆積物の分布がもっとも広く、角田盆地では、阿武隈川や雉子尾川の側方に分布し、太平洋岸側の低地帯にも分布する。

次いで、広い分布を示すのは、角田盆地の阿武隈川・雉子尾川流域沿いや海岸平野側の丘陵地のふもとに分布する自然堤防堆積物である。角田盆地側の阿武隈川流域の現河床堆積物の分布も小さくはない。

海岸沿いには、北方に広く南方に狭い分布を示す砂丘を構成する浜堤堆積物がある。北方では大きく4列みられ、新地町釣師付近で1列となって消滅する。多い部分では6列もみられる。海岸堆積物の分布は狭い。南東部には新沼浦干拓地がある。

Ⅷ. 応用地質

Ⅶ. 1 地下資源

Ⅶ. 1. 1 モリブデン鉱（丸森水鉛鉱床）

堂平山の西北、清滝超塩基性岩体中に産するモリブデン鉱は、江戸時代末期に発見されたもので、第2次大戦中、日本鉱業（鉱主：古山弘蔵氏）によって採掘された。盛業時にはモリブデン精鉱を日産1トン出鉱したというが、戦後休山して今日に至っている。当時この鉱床を研究した渡辺（1941）及びWATANABE（1952）によると、鉱石はペグマタイト質水鉛鉱といい、石英及び長石質の基質に、球果状の輝水鉛鉱が散在するものと、雲母質水鉛鉱といって、絹雲母質の集合体の中に微粒状の輝水鉛鉱が墨流し状に存在するものとの2種類が認められる。

同様の鉱床は、駒滝不動尊付近の変成岩中にも発見され、探鉱された跡がある。

Ⅶ. 1. 2 鉄鉱（蛭田鉄鉱床）

丸森町大字金山字片山の山麓部にあり、花崗岩中の根無し岩塊をなす透輝石・石英質ホルンフェルス中の層状磁鉄鉱床である。渡辺（1950）及び鈴木・梅原（1960）によると、本鉱山は古くから知られていたが、昭和18年に蛭田虎次郎が探鉱に手をそめ、戦時中一時中止したが、昭和23年休山までに、約1,500トンの鉄石を産出した。今日その採掘跡を見ることができるが、鉱床は幅約5mのものが、N20°Eに延び、60°西に傾斜するレンズ状をなしていたものと推定される。Ⅲ.1.2で記載した鉄石は、旧坑内に残されていたスカルン質のもので、石灰ざくろ石・ヘデンベルグ輝石・鉄ヘースティングス角閃石と共生する。磁鉄鉱は、S、Pをほとんど含まず、Fe60%以上の上鉱といわれる。EPMA分析では、TiO₂約3%を含む *titaniferous magnetite* である。

Ⅷ. 1. 3 ウラン鉱

第2次大戦以後、丸森町大内字佐野付近の大内炭鉱周辺で、かなり大規模なウラン鉱探査が、地質調査所によって行われた。

探査は、金山層下部の夾炭層を中心とした部分に濃集しているウラン鉱を対象としたものらしいが、品位が悪かったためか探鉱されていない。調査結果は、岡ほか(1961)、竹田ほか(1963)、河野ほか(1961; 1967)、須貝・星野(1966)、垣見ほか(1969)などによって公表されている。垣見ほか(1969)によると、ウラン鉱は堆積時に濃集した可能性があるとされている。

本地域のウラン鉱床の成因は、岐阜県瑞浪市北方のウラン鉱床の場合に類似している。最近、同鉱床を調査した藤田・林(1980)によれば、瑞浪の場合は、中新世の陥没盆地の縁辺部に供給された花崗岩の不淘汰礫と含ウラン花崗岩の細粒破片のうち、後者が盆地の中央部に次第に集まり、そこでウラン鉱が何らかの化学的または生物学的過程で濃集したと考えられている。したがって、ウラン濃集部の地層は、角ばった小さい砂粒または鉱物粒を含む泥質岩を主とし、そこにしばしば亜炭層が発達する。このような層準の地層を水平方向に追跡すると、盆地縁辺の不淘汰角礫岩層に指交関係で移行するのである。

本地域のウラン鉱の集中する地層もこれと全く同じ関係にある。すなわち、ウラン鉱の集中しているといわれる亜炭層の発達している地層は、陥没盆地の中央に近いところに堆積した細粒堆積岩の集中部であり、それらの地層を東西両方向にたどれば、陥没盆地縁辺部に発達する不淘汰な縁辺基底礫岩層の層準との一部指交関係に至るからである。

本地域のウラン鉱の低品位の問題は、その供給源である花崗岩系の細粉の量の如何にかかっている。これに関連して、本地域のウラン堆積盆地は、西側の後背地に丸森花崗岩が広く露出しているので好条件であるが、東側の後背地には古期の堆積岩系が多いので、高品位ウランの濃集のための堆積環境としては、あまり芳しくない。低品位の理由は、この点にあるのであろう。

Ⅷ. 1. 4 亜炭

第2次大戦前までは、丸森町大内の東側の丘陵部から同町佐野付近、更には、相馬中村図幅地域の丸森町青葉付近にかけてかなり多くの亜炭鉱山が知られていた。そのうち、比較的規模の大きいものは、佐野付近の大内炭鉱と、青葉付近の青葉炭鉱であるが、いずれも現在は廃鉱となっている。

大内炭鉱の地質については、垣見ほか(1969)によってかなり詳しい柱状図が記載されている。これによると、金山層一垣見ほか(1969)の夾炭層—の中位層準に亜炭層が発達しているという。特に、層厚10mの軽石質凝灰岩層の上位約20-30m付近の層厚約10-20cmの数枚の亜炭層が採炭されていた。

Ⅷ. 1. 5 碎石

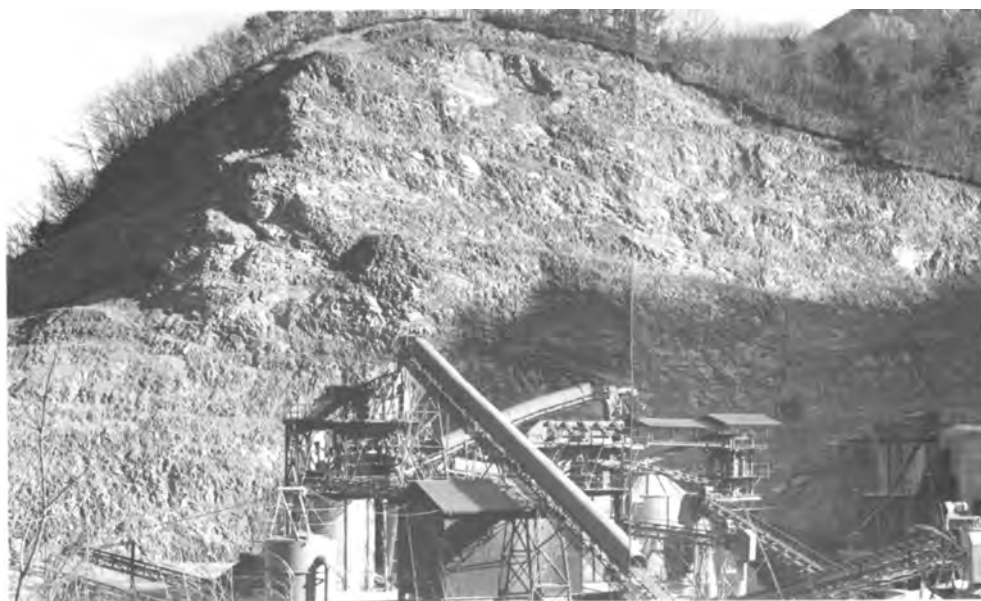
立地条件が良いので、大規模な採石場が数か所で開発されている。稼行対象の岩石別に挙げれば、次の通りである。

(1) 割山庄碎花崗閃緑岩

明通峠付近と小齋峠東方において、山元町によって稼行されている(第65図)。



第65図 割山庄砕花崗閃緑岩の採石場(明通峠東方)



第66図 鹿狼山層の石灰質砂岩の採石場(新地町大沢北)

(2) 鹿狼山層の石灰質砂岩

新地町大沢峠の東方, 113号国道に沿った2か所で, 加藤建材(株) (第66図) 及び新地鉦山(株)によって採掘稼行されている。本地域では最大の採石事業場である。



第67図 地すべり防止工事(集水井) 丸森町石羽

(3) 天明山層の玄武岩

丸森町館山(阿武隈川左岸)で、丸森開発(株)によって採掘されていたが、現在は中止されている。

VIII. 2 地すべり

丸森町大内地区は古くから第三紀層地すべり地帯として注目され、各種の調査が行われ、対策工事が施工されている。

長谷・早坂(1972)によれば、地すべりは雫子尾川の中-上流域の緩傾斜山地に多く、昭和35年に270ha、昭和38年に84haが地すべり指定地として指定されている。地すべりを起こしている地層は金山層下部層(長谷らの大内層)・金山層上部層・芳ヶ沢層などで、なかでも、泥岩・泥質頁岩からなり亜炭層を挟在する金山層の強風化帯が、大きな原因となっているという。金山層下部層の礫岩・角礫岩層及び天明山層の火山岩類はほとんど動いていない。この付近の地すべりは、形態的に直線型と馬蹄型に分けられ、前者はNE-SW方向の断層、後者はNW-SE方向の断層と、それぞれ関係があるとされている(長谷・早坂, 1972)。

なお、さきへのべた大沢峠の南西方の大規模な崖錐性堆積物は更新世に生じた地すべり崩積土が混っているといわれているが(長谷・早坂, 1972)、それが再すべりして今日の地すべりを引き起こしている可能性がある。

そのほか、丸森町石倉地区にも小規模な地すべりがあり、昭和53年度に地すべり防止事業が施工されている(第67図)。地層は、丸森花崗岩中に含まれる変成岩類で、根無し岩体のうちで最大の岩体が分布する地域である(Ⅲ. 1. 1 参照、)。

文 献

- 青木 滋 (1954) 宮城県柴田郡大河原町・林田町付近の第三系の層序について—阿武隈山地北縁の第三系 (その2), 東京教育大地鉱研究報告, no. 3, p. 67-74.
- ARAMAKI, S., HIRAYAMA, K. and NOZAWA, T. (1972) Chemical composition of Japanese granites. Part II. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, 39-49.
- 藤田至則 (1957) 仙台・福島間における中新統の層相変化—北部阿武隈の第三系の研究 (その4). 新生代の研究, no. 23, p. 5-18.
- (1960) 北部阿武隈地方の第三系の火山層序—阿武隈山地北縁の第三系 (その6). 地質雑, vol. 66, p. 179-190.
- (1967) グリーンタフ変動発生期に関する地質学的問題. 地質雑, vol. 73, p. 106.
- (1972) グリーンタフ変動と地向斜の発生 - 発展期の法則. 伊豆半島, p. 13-34.
- (1979) 陥没をもたらした断層の研究. 地質学論集, no. 16, p. 97-103.
- ・青木 滋 (1960) 仙台地方の新第三系 (中新統) 層序について—阿武隈山地北縁の第三系 (その8). 東北大理科報告 (特別号), no.4 (半沢記念号), p. 529-538.
- ・林 譲治 (1980) 水成の陶土資源とウラン資源にみられる地質学的共通性. 地質学会第87年大会要旨, p. 326.
- ・木野崎せつ子 (1960) 槻木層の検討—阿武隈山地北縁の第三系 (その6). 地質雑, vol. 66, p. 297-304.
- ・岡 重吉 (1954) 福島県霊山村梁川村付近の第三系について—阿武隈山地北縁の第三系 (その1). 東京教育大地鉱研究報告, no. 3, p. 55-65.
- ・島津光夫・吉村尚久 (1968) グリーンタフ地域における堆積盆地の発生・発展と変質・変成作用. 地質学論集, no. 1, p. 41-45.
- ・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.
- 船山敬子・青木守弘 (1982) 宮城県丸森町南部堂平山地域の蛇紋岩類. 地質学会東北支部会報, no. 12,8.
- 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.
- (1950) The features of plagioclase twinning in various granitic rocks. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 56, p. 515-518.
- HANZAWA, S., HATAI, K., IWAI, J., KITAMURA, N. and SHIBATA, T. (1953) The geology of Sendai and its environs. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. II, no. 25, p. 1-50.
- 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.
- ・池田幸夫・梅村隼夫 (1972) 阿武隈山地東縁変成岩類の研究—松ヶ平変成岩類の時代論. 基

- 盤岩類, no. 3, p. 5-14.
- 長谷弘太郎・早坂 功 (1972) 宮城県大内地方の地質および地質構造. 岩井淳一教授記念論文集, p. 377-387.
- HIROI, Y., YOKOSE, M., OBA, T., KISHI, S., NOHARA, T. and YAO, A. (1987) Discovery of Jurassic radiolaria from aemite-rhodonite bearing metachert of the Gosaisyo metamorphic rocks in the Abukuma terrane, Northeastern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 93, 445-448.
- 堀川義夫・小川克郎・渡辺史郎・馬場健三 (1974) 20 万分の 1 空中磁気図 VI-1 気仙沼 - 岩沼海域. 地質調査所.
- 石原舜三・服部 仁・坂巻幸雄・金谷 弘・佐藤岱生・望月常一・寺島 滋 (1973) 阿武隈高地 - 横断面における花崗質岩石および変成岩の化学的性質の広域的变化 - 特に U, Th, K₂O. 地調月報, vol. 24, p. 269-284.
- 岩生周一・松井 寛 (1961) 5 万分の 1 地質図幅説明書 平・川前 (付. 井出). 地質調査所, p. 103.
- KANNO, S. (1954) Non-marine molluscan fauna from the Osawa Pass. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, sec. C, vol. 3, p. 77-86.
- 管野三郎 (1955) 北部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 - 母体層と松ヶ平層の緑色岩類の対比について. 地質雑, vol. 64, p. 616-617.
- (1975) 礫からみた先シルル地向斜基盤. 地団研専報, no. 19, p. 115-130.
- (1976) 畑川破碎帯の北方延長とその地質学的意義. 島弧基盤, no. 3, p. 7-8.
- (1979) 中・南部阿武隈高原の変成作用, とくに角閃石の化学組成とざくろ石・堇青石地質温度計. 日本列島の基盤 (加納 博教授記念論文集), p. 431-481.
- ・秋田大学花崗岩研究グループ (1978) 花崗岩プルトンの構造岩石学 (I) - 北上山地のしづく形プルトン. 岩鉱, vol. 73, p. 97-120.
- ・黒田吉益・宇留野勝敏・濡木輝一・蟹沢聡史・丸山孝彦・梅村隼夫・光川 寛・瀬戸延男・大平芳久・佐藤 茂・一色直記 (1973) 竹貫地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 109p.
- KANO, H. and KURODA, Y. (1973) On the chemistry of coexisting garnet and biotite in pelitic-psammitic metamorphic rocks, central Abukuma, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 79, p. 621-641.
- 加納 博・黒田吉益・宇留野勝敏・濡木輝一・原 郁夫・蟹沢聡史・丸山孝彦・梅村隼夫 (1977) 阿武隈変成帯形成史 - 複変成作用の立場から. 三波川帯, p. 289-296.
- 垣見俊弘・平山次郎・関根節郎・池田喜代治 (1969) 炭層中におけるウランの初生的濃集の可能性. 地質調査所報告, no. 232, p. 659-675.
- 河野義礼・植田良夫 (1965) 本邦産火成岩の K-A dating (III) - 阿武隈山地の花崗岩類・岩鉱, vol. 54, p. 162-172.
- 河野迪也・竹田栄蔵・須貝貫二 (1961) 宮城県大内亜炭田の含ウラン層・ウラン - その資源と鉱物, p. 558, 朝倉書店.

- 河野迪也・曾我部正敏・鈴木泰輔・尾上 亨（1967） 宮城県伊具郡大内地域の含ウラン層. 地質調査所報告, no. 232, p. 641-658.
- 北村 信（1967） 宮城県20万分の1の地質図及び同説明書（宮城県の地質）. 宮城県商工労働部中小企業課, p. 32.
- ・———（1982） 表層地質図土地分類基本調査5万分の1「塩竈・岩沼」. p. 38-45, 宮城県.
- ・柴田豊吉・上田 朗（1955） 松川浦周辺地域の地質および構造. 東北大地質古生物教室邦文報告, no. 45, p. 84-96.
- 久野 久（1965） カルクアルカリ岩系に関する問題点. 岩鉱, vol. 53, p. 131-142.
- KUNO, H. (1966) Lateral variation of basaltic magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcn.*, vol. 29, p. 195-222.
- 黒田吉益・小倉義雄（1960） 北部阿武隈山地における点紋片岩の発見とその意義. 岩鉱, vol. 44, p. 287-291.
- KURODA, Y. and OGURA, Y. (1962) Epidote-amphibolites from the northeastern Abukuma Plateau, Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, sec. C, no. 80, p. 246-268.
- 松田時彦・岡国篤正（1977） 断層破碎度階級—野外観察による分類試案—MTL（中央構造線）no. 2, p. 117-126.
- 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 of the Abukuma mountains, northeast Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 30, p. 245-257.
- 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.
- 本宿団研構造研究グループ（1970） 本宿グリーンタフ形成期における造構運動—とくに、陥没機構と火山活動について. 地団研専報, no. 16, p. 81-95.
- 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.
- 野村忠昭・米道 博・藤田至則（1978） グリーンタフ地向斜発生期における陥没と火山活動と沈降運動との関係—富山県布施川上流地域の第三系の地質構造・地球科学, vol. 32, p. 185-193.
- 西脇三樹雄・他地質関係者（1960） 八莖鉱山の探査およびその成果について. 鉱山地質, vol. 10, p. 329-337.
- OGAWA, K. and TSU, H. (1976) Magnetic interpretation using interactive computer graphics. *Rep. Techn. Res. Cen., Jap. Petrol. Devl. Corp.*, no. 3, p. 19-39.
- 生出慶司（1961） 仙台周辺の新第三紀火山活動の研究（1）—高館層について. 岩鉱, vol. 45, p. 149-154.
- ・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.
- ・大沼晃助（1960） 東北地方を中心とした“グリーンタフ時代”の火成活動. 地球科学, no.

- 50-51, p.36-55.
- 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. 地質調査所月報, vol. 32, p. 275-292.
- 岡 好良・菅野卓治・堀津多三郎 (1961) 大内亜炭中のゲルマニウム, ウラン—その資源と鉱物, p. 558, 朝倉書店.
- OKADA, H. (1971) Classification of sandstone: analysis and proposal. *Jour. Geol.*, vol. 79, p. 509-525.
- 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. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 82, p. 83-98.
- 大上和良・加納 博 (1982) 阿武隈高原東縁地域に産出するオーソコーツァイト礫の供給源. 地質学論集, no. 21, P. 231-243.
- 太倉陽子 (1958) 阿武隈山地東北縁部の段丘地形—段丘堆積物の分析を中心として. 地理学評論, vol. 31, p. 206-219.
- 大西 弘 (1940) 北東阿武隈小斎村地方の海産化石層について. 地質雑, vol. 47, p. 310-317.
- 小貫義男 (1969) 北上山地地質誌. 東北大地質古生物研報, no. 69, p. 1-239.
- 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.
- 桜井康博・原 郁夫 (1979) 花崗岩組織の研究—とくに石英について. 地質学論集, no. 17, p. 287-294.
- 三本杉己代治 (1975) 阿武隈山地北東縁, 相馬市松川浦沿岸に発達する新第三紀層に被覆されている花崗岩体に潜在する断層と温泉との関係. 三本杉温泉研究所研究報告, no. 5, p. 1-11.
- 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 (要旨). 地質雑, vol. 67, p. 790.
- SATO, T. (1962) Etudes Biostratigraphiques des ammonites Jurassique du Japon. *Mem. Soc. Geol. France*, nouv. ser., t. XLI, n. 94 p. 1-122.
- 関 陽太郎 (1962) 福島県八莖鉾山付近の結晶片岩. 岩鉱, vol. 48, p. 11-18.
- SENDO, T. (1958) On the granitic rocks of Mt. Otakine and its adjacent districts in Abukuma massif, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser.3, vol. 6, p. 57-167.
- 柴田秀賢 (1967) 日本岩石誌II, 阿武隈山地. p. 72-99. 朝倉書店.
- 柴田 賢 (1987) 阿武隈山地北端部, 丸森地域の花崗岩類のRb-Sr 全岩年代. 岩鉱, no. 82, p. 36-40.
- 柴崎俊明・藤田至則 (1988) 阿武隈山地北東縁の中新世の堆積盆地の形成. 地球科学 (投稿中).
- 島津光男・斉藤常正・天野一男・大槻憲四郎・柳沢幸夫・山路 敦 (1986) 島弧横断ルート No. 25. 北村 信編: 新生代東北本州弧地質資料集, vol. II. 宝文堂.
- STRECKEIEEN, A. C. *et al.* (1973) Plutonic rocks. Classification and Nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, vol. 18, p. 26-30.
- STURT, B. A. (1962) The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. *Jour. Petrol.* vol. 3, p. 181-191.

- 須貝貫二・星野一男 (1966) 宮城県伊具含炭地における中新統中の放射能異常について. 地質調査所月報, vol. 17, p. 472-490.
- 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.
- 鈴木光郎・梅原嘉明 (1960) 伊具・亙理地区. 未利用鉄資源. no. 8, p. 106-108. 通産省地下資源開発審議会鉱山部会.
- 高木秀雄 (1982) マイロナイトの定義及び圧砕岩類の分類に関する問題点. 早稲田大教育学術研究 (生物学地学編), no. 30, p. 49-57.
- 竹田栄蔵・金子博祐・池田喜代治 (1963) 大内炭鉱周辺の垂炭層に伴うウランについて. 地質調査所月報, vol. 14, p. 119-144.
- 東北地方第四紀研究グループ (1969) 東北地方における第四紀海水準変化. 第四紀総合研究会編: 日本の第四系地団研専報, 15, p. 37-84.
- 滝沢文教 (1977) 南部北上帯中生代堆積盆に関する二三の問題. 地団研専報, no. 20, p. 61-73.
- ・神戸信和・久保和也・秦光男・寒川旭・片田正人 (1985) 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.
- TSUNEISHI, Y. (1978) Geological and experimental studies on mechanism of block faulting. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 53, p. 173-242.
- 宇留野勝敏 (1979) 阿武隈山地の川砂中の十字石・藍晶石ほか², 3 の耐酸重鉱物. 日本列島の基盤 (加納博教授記念論文集), p. 407-429.
- ・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 (その 9). 地球科学, no. 24, p. 1-11.
- 渡辺万次郎 (1941) 宮城県丸森水鉛鉱床に就いて. 岩鉱, vol. 25, p. 99-112.
- (1950) 宮城県の地下資源—宮城県商工部. 140p.
- WATANABE, M. (1952) Molybdenite deposits in northern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. III, vol. 4, p. 111-119.
- YABE, H. (1956) Straigraphical position of *Eostegodon pseudolatidens* YABE and *Desmostylus japonicus* TOKUNAGA and IWASAKI. *Proc. Imp. Akad. Tokyo*, vol. 32, p. 270-275.
- 八島隆一 (1959) 第三紀霊山層中の火道群. 地質雑, vol. 65, p. 725-734.
- (1962) 霊山層中の火山岩類 (その 2). 福島大理科報告, no. 11, p. 31-68.
- (1963) 霊山及びその周辺の第三紀火山岩類の化学成分 (予報). 岩鉱, vol. 50, p. 135-141.
- (1976) 第三紀玄武岩の火道例—古火山の復元. 地球科学, vol. 30, p. 241-250.
- (1979) 新第三紀霊山層産の球形火山弾. 福島大理科報告, no. 29, p. 43-50.
- ・生出慶司 (1966) 東北表日本における中新世初期の火山作用・変質作用. 地団研専報, no. 12, p. 103-111.
- 吉田 義・伊藤七郎・鈴木敬治 (1969) 東北地方南部の阿武隈川流域の第四紀編年と 2, 3 の問題. 日本の第四系, 地団研専報, no. 15, p. 99-130.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Niigata (7) No. 16**GEOLOGY**

OF THE

KAKUDA DISTRICT

By

Yukinori FUJITA, Hiroshi KANO
Fuminori TAKIZAWA and Ryu-ichi YASHIMA

(Written in 1987)

(Abstract)**GENERAL REMARKS**

The mapped district is situated in the northeastern margin of the Abukuma Mountains, northeastern Japan. Geotectonically this district includes the Eastern Abukuma Marginal Belt between the Futaba Shear Zone and the Hatagawa Shear Zone. Pre-Miocene basement rocks of this district are composed of xenoblocks of metamorphic rocks within granitic rocks, the Wariyama Formation (pre-Devonian), the Karosan Formation (unknown age) and the Jurassic Sōmanakamura Group distributing in the Wariyama Uplift Zone, the Marumori Granitic Complex (Cretaceous) and serpentinite mass, the Wariyama Sheared Granodiorite.

The Lower Miocene Tenmyozan and the Kaneyama Formations, the Middle Miocene Hazama and the Yoshigasawa Formations occupy mainly the Kakuda Basin. On the other hand, the Upper Miocene Akashiba Formation and the Pliocene Kuboma and Yamashita Formations are distributed in the Pacific coastal region. Quaternary deposits are exposed mainly on some Pleistocene terraces and alluvial plains.

Table 1 Summary of the geology of the Kakuda

Geological Time		Geological succession and igneous rocks			Igneous activity	Tectonic movement
		Kakuda Basin	Wariyama Uplift Zone	Pacific Coastal Zone		
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium		Alluvium	Uplifting Flexure
		Pleistocene	Talus deposits		4th terrace deposits 3rd and 3rd-a terrace deposits 1st and 2nd terrace deposits	
			Shimada Fm.	Terrace deposits		
			Kamitaki Fm.			
	Kitano Fm.					
	Neogene	Pliocene			Yamashita Fm.	Bending folding Uplifting
					Kuboma Fm.	
	Neogene	Middle	Yoshigasawa Fm.		andesitic volcanic activity	Collapse Uplifting
			Hazama Fm.			
		Early	Tenmyosan Fm.	Kaneyama Fm.	basaltic volcanic activity	
Shiote Fm.*						
Paleogene				Collapse Uplifting		
Mesozoic	Cretaceous	Marumori Granitic Complex	biotite granite slightly schistose biotite granite to granodiorite schistose hornblende biotite granodiorite to tonalite	Wariyama Sheared Granodiorite	++ granitic igneous activity 90 150Ma Ultrabasic plutonism	
		Kiyotaki Ultrabasic Rocks		Porphyrite dikes		
	Jurassic			Somanakamura Group	Uplifting	
	Triassic			↑ ?		
Paleozoic	Permian				Uplifting	
	Carboniferous					
Proterozoic	Devonian	Soma Paleozoic Fm.*			Uplifting	
			Marumori Metamorphic Rocks Matsugadaira metamorphic rocks* Yamagami metamorphic rocks* Yaguki metamorphic rocks*	Wariyama Fm. (metamorphic rocks)		

* : Geological System or Igneous rocks of which are distributed around Kakuda district

↓ : Intrusion

Fm. : Formation

The general scheme of stratigraphic, igneous and metamorphic succession is summarized in Table 1.

METAMORPHIC ROCKS

Marumori Metamorphic Rocks

Metamorphic rocks occurring as the xenoliths or roof-pendants in the Marumori Granitic Complex and the Wariyama Sheared Granodiorite are collectively called the Marumori Metamorphic Rocks. Siliceous, psammitic, and pelitic rocks are most predominant rocks, and calcareous and basic rocks less abundant. Mineral assemblages of these rocks are as follows:

Quartzite (orthoquartzite like quartzose sandstone)

mainly quartz with minor amounts of garnet, plagioclase and microcline

Schistose hornfels and amphibolites

biotite-plagioclase-K-feldspar-quartz-graphite-iron opaque mineral

(± andalusite, cordierite, muscovite and garnet)

hornblende-plagioclase

tremolite-plagioclase

chlorite-anthophyllite-quartz

diopside-plagioclase-quartz

diopside-hornblende-plagioclase

Skarn

garnet (grandite) -ferrohastingsite-hedenbergite-anorthite-magnetite.

The Marumori Metamorphic Rocks are correlated to the polymetamorphosed equivalents of the Matsugadaira Crystalline Schists distributing to the south of this district.

Though the age of these rocks are unknown, the occurrence of orthoquartzite-like rock suggests the possible origin of the Upper Proterozoic (Sinian). The rock credits to assume that the orthoquartzite gravels in the Sōmanakamura Group might have been derived from the “Abukuma Paleoland” is also supported by the discovery of this rock from Marumori.

PRE-TERTIARY SEDIMENTARY ROCKS

Wariyama Formation (Wariyama Metamorphic Rocks)

The formation is distributed in a small area at the northern extremity of the Wariyama Uplift Zone within this district, and is regarded as pre-Mesozoic basement rocks. This formation is mainly composed of pelitic schist or phyllite, and subordinately psammitic schist. These rocks consist of muscovite-calcite-chlorite-stilpnomelane-quartz-plagioclase-leucoxene-sphene and other minerals. The pelitic schists are frequently micro-folded, showing a lineation which plunges south at about 10 degrees.

The relation between the formation and adjoining Wariyama Sheared Granodiorite is fault. The formation may be pre-Devonian in age judging from possible correlation with pre-Devonian Matsugadaira Metamorphic Rocks to the south of this district.

Karōsan Formation

The formation is distributed in the Wariyama Uplift Zone, and occurs in fault contact with adjoining Wariyama Sheared Granodiorite. This formation hitherto was lumped in the

Wariyama Formation, but it can be distinguished from the Wariyama Formation by the lithologic features richer in psammitic rocks and lower in metamorphic grade.

The formation is mainly composed of medium-grained massive and thick-bedded sandstones and subordinately thinly alternated sandstone with shale. The sandstones are commonly abundant in calcite and white mica as a main matrix, in addition to quartz, K-feldspar, plagioclase, chlorite and epidote as grains.

The geologic structure and thickness of the beds are not clarified because of abundant faults and intense shearing. Fossils are not yet found that the geologic age of the formation has not been determined.

Sōmanakamura Group (Jurassic)

The group is distributed in the southern part of the Wariyama Uplift Zone. The group comprises six formations, and typically crops out in the Sōmanakamura district to the south of this district, however, the Awazu and the Nakanosawa Formations are developed in this district.

Awazu Formation is composed of black shale, sandy shale, arkosic sandstone and conglomerate. The basal conglomerate, several meters thick, contains round pebbles of granitic rocks, crystalline schists and sedimentary rocks about 4-5 centimeters in diameter on an average and 35 centimeters at the largest. The fossils such as trigonids and other pelecypods occur from the silty fine-grained sandstone at the lower part of the formation.

The thickness of the beds in this district is less than 150 meters. The formation is assigned to Bajocian-Bathonian in age according to MORI (1963) and SATO (1962).

Nakanosawa Formation is characterized by coarse- to very coarse-grained arkose sandstone and limestone. It is distributed in small area along either western and eastern margins of the Wariyama Uplift Zone, and is in fault contact with neighboring other rocks.

Sandstone is massive- and thick-bedded associated with a little shale and belongs to feldspathic arenite. Limestone is interlayered with the sandstone and shale, and is massive- or thick-bedded. Limestone is dark gray or white gray in color. Its thickness is more than 50 meters.

The Nakanosawa Formation is assigned to Oxfordian-Kimmeridgian in the type locality (MORI, 1963).

INTRUSIVE ROCKS

Kiyotaki Ultrabasic Rocks

This rocks are distributed in a narrow zone along Kiyotaki-sawa, as a large xenoblock in the Marumori Granitic Complex. The main constituting minerals are forsterite, spinel, talc, opaque minerals and antigorite. Molybdenite ores were once mined from a part of this ultrabasic mass.

Granitic rocks

Rocks distributing in this district are divided into the Marumori Granite Complex and the Wariyama Sheared Granodiorite (Fig. 25). The Marumori Granitic Complex occupies the main portion between the Wariyama Uplift Zone and the Hatagawa Shear Zone in this district. The Wariyama Sheared Granodiorite crops out in the Wariyama Uplift Zone. All of these granitic rocks belong to the so-called Younger-type Abukuma granitic rocks, and their emplacement is considered to have been closely related with the formation of shear zones developed on

both sides of the Eastern Abukuma Marginal Belt.

Marumori Granitic Complex

This granitic complex is lithologically divided into the central facies (G_3) and the marginal facies (G_1), the former is massive biotite granite, and the latter is sheared or schistose hornblende-biotite granodiorite. Although both facies have the transitional facies (G_2) in between, the marginal facies is considered to have been differentiated in a little earlier stage than the central facies. As an evidence to determine time relation, dikes of schistose biotite granite similar to the central facies in composition are often intruded into the marginal facies.

The central to transitional facies of medium-grained biotite granite has the following modal composition; quartz 34.6, oligoclase 33.0, microcline 28.4, and biotite 4.3% in average of 29 specimens. SiO_2 -content is 72-76 wt.% in average. On the other hand, granodiorite of the marginal facies is made of quartz 30.6, andesine 46.8, microcline 7.3, biotite 12.9 and hornblende 2.3% in average of 12 specimens. Titanite and rutile are characteristic, whereas magnetite and ilmenite are scarce. SiO_2 -content is 64-67 wt.% in average.

Microscopically the Marumori Granitic Complex often has mosaic or sutured texture of aggregates of quartz subgrains, suggesting recrystallization process under a deformational condition. Such texture becomes more prominent from the transitional facies to the marginal facies. Strongly schistose and porphyroidal or mylonitic granodiorite occurs especially in the western margin near the Hatagawa Shear Zone.

Wariyama Sheared Granodiorite

This rock has commonly sheared or crushed texture due to intense deformation which also affected the Wariyama Formation and the Karosan Formation of the Wariyama Uplift Zone. Petrographically, the modal composition is quartz 26.3, andesine 54.6, microcline 11.7, biotite 3.0 and hornblende 1.6%. Accessories are magnetite and titanite.

Judging from the close similarity between the Wariyama Sheared Granodiorite and the marginal facies of the Marumori Granitic Complex in sheared structure as well as in lithology, the former can be considered so represent originally the eastern marginal facies of the Marumori Composite Granitic mass as a zoned pluton.

Chemistry

Compared with the average chemical composition of the Japanese granitic rocks, the rocks of the Marumori Composite Granitic Complex are high in $(Fe_2O_3 + FeO) / MgO$ and low in K_2O . They are a little different from the Younger-type Abukuma granitic rocks distributed in the eastern Abukuma Mountains.

MIOCENE

Tenmyozan Formation

This formation is mainly composed of basaltic lava, tuff breccia, lapilli tuff and tuff.

These pyroclastic rocks are distributed in the mountainous area and hills surrounding the Kakuda basin, and unconformably overlie the Cretaceous granitic rocks and the older rocks constituting the Wariyama Uplift Zone.

In the lowland, a southwestern part of the Kakuda basin, the tuff breccia of this formation abuts on the basement granite with the high-angled unconformity plane. Below the tuff breccia, unsorted basal conglomerate is often found.

The thickness of the formation is about 170 m or so.

Kaneyama Formation

This formation can be divided into the Lower and the Upper Members.

The Lower Member, consisting of sandstone and conglomerate, abuts on the pre-Tertiary rocks with a high-angled unconformity in the southern part of this district. This member is in an interfingering relation with the Tenmyozan Formation. The maximum thickness is 170 m or more.

The Kanazu Tuff at the middle part of the Kaneyama Formation serves as a good key bed, showing a maximum thickness of about 8 m.

The Upper Member, is 120 or more in maximum thickness, and is divided into two units, the lower unit consisting of sandstone and siltstone and the upper unit is of white tuff which makes a good key bed.

The lower part of this Formation contains *Eostegodon* fossils, and the upper part yields the Daijima-type flora, whereas the uppermost part is characterized by the fossils of brackish shells and shallow marine benthic foraminiferas.

Hazama Formation

This formation is made of gray tuffaceous siltstone, and the uppermost part is made of sandy siltstone. This formation is 80 m in maximum thickness, and contains the brackish or shallow marine fossil fauna.

Yoshigasawa Formation

This formation is conformable with the Hazama Formation, and is 130 m in thickness.

The lower part of the Yoshigasawa Formation consists of alternating fine- to medium-grained sandstone and siltstone. The middle part of the formation is composed of pebble conglomerate and coarse-grained sandstone. The upper part is similar to the middle part in lithology, but is frequently intercalated with siltstone.

The sandstone of the formation contains abundantly fossils of neritic molluscs which show the characteristics of the fauna of the Nishikurosawa stage.

Akashiba Formation

This formation is distributed along the eastern foot of the Wariyama Uplift Zone.

The formation exceeds 200 m in thickness, and has a conglomerate bed at the base, and the lower part is composed of alternating sandstone and conglomerate, dominated by coarse-grained sandstone, and is intercalated with pumiceous tuff breccia. The middle part of the formation consists chiefly of coarse-grained sandstone and with thinly intercalating siltstone. The upper part consists of alternating claystone and siltstone.

The Akashiba Formation contains fossils of neritic molluscs. The formation, at least its lower part, can be correlated with the Yoshigasawa Formation.

PLIOCENE

Kuboma Formation

This formation, 30-60 m thick, is distributed along the eastern foot of the Wariyama Uplift Zone, and is in an unconformable relation with the Akashiba Formation. The basal conglomerate consisting of small pebbles is partly exposed.

The lower part of this formation is an alternation of conglomerate and massive medium- to

coarse-grained sandstone. The middle and upper part of this formation are made of siltstone, intercalated with several lignite seams and thin tuff beds. The uppermost part is marked with pumiceous tuff.

The sandstone of the middle and upper parts of this formation yields abundant fossils of neritic to brackish molluscs, together with plant fossils.

Yamashita Formation

This formation unconformably covers the older rocks of the Wariyama Uplift Zone on the west and the Akashiha Formation. Its abut relation on the older rocks is expected, but its definite relation was not obtained at the outcrops. The thickness is 80–150 m.

This formation consists chiefly of siltstone and a small amount of massive fine- to coarse-grained sandstone. It is intercalated with thin beds of pumiceous tuff.

From the neritic molluscan fauna as well as from the lithology, the formation can be correlated with the upper part of the Sendai Group.

QUATERNARY

Pleistocene

Pleistocene on the Pacific Ocean side

The 2nd terrace deposits

This deposits are distributed in Sugaya and Suginome of Shinchi Machi at 75–32 m above sea level. The deposits, 3.5 m thick, are a gravel bed comprising many angular-subangular gravels. The deposits are mostly covered with a loam bed of about 3 m thick, but sometimes only the loam bed is developed.

The 3rd terrace deposits

The deposits cut the 2nd terrace deposits but are much wider distributed than the 2nd terrace deposits. The deposits form a gravel bed of 15–50 cm thick, and consist of subangular to subrounded gravels of about 10 cm in diameter, locally accompanied by angular boulders at the base. Most of the gravels are granodiorite and sandstone and slate derived from the older rocks, but some of the gravels are the Miocene sandstone.

The 3rd-a terrace deposits

The deposits are distributed around the 3rd terrace deposits, at an elevation of 80–40 m in the west and 30–20 m in the east. The deposits form a gravel bed of about 4 m thick, abundantly comprising subangular gravels of 30–10 cm or less in diameter.

The 4th terrace deposits

The deposits are distributed in the hilly land north of Yamamoto Machi from an elevation of 60 m to lower level where the deposits are buried underneath the alluvial plane. The deposits are several meters thick, comprising subrounded to rounded gravels of 40–10 cm in diameter, derived from the basement rocks of the Wariyama Uplift Zone.

Pleistocene terrace deposits of the Kakuda Basin

Kitane Formation

The Kitane Formation is developed at an elevation of about 70 m around Kitane, Kakuda City. The formation is 6 m thick, and consist of angular to subangular gravels, mostly of granitic rocks, 30–10 cm in diameter.

This formation is correlated with the 2nd terrace deposits on the Pacific Ocean side.

Kamitaki Formation

This Formation is developed at an elevation of 70–60 m in the upper reaches of the Uchi Gawa and the Kijio Gawa. The deposits, about 3.5 m thick, are made of sand and gravel.

This deposits are correlated with the 3rd terrace deposits of the Pacific Ocean side.

Shimada Formation

This formation is distributed in the upper reaches of the Kijio Gawa, to the east of Fujio and Edano, Kakuda City. The deposits, 4 m thick, are composed of subangular to rounded gravels with some boulders. Most of the gravels are granitic rocks, accompanied by quartz porphyry, crystalline schist and andesite.

The Formation is correlated with the 4th terrace deposits of the Pacific Ocean side.

Talus Deposits

A part of the talus deposits is developed along the western foot of the Wariyama Uplift Zone in the southwest of the Osawa Toge of Marumori Machi. The deposits are 110 m thick and are composed of unsorted angular gravels of pre-Tertiary slate, sandstone, limestone and green rocks, with sand and clay filling the interspaces. The deposits are landslide debris for the most part, locally including talus deposits.

The talus deposits consisting chiefly of boulders and gravels granitic rocks are well developed in some sloping places such as Higashimuke of Marumori Machi, the southern foot of Onigatayama, and near Tofukuji.

Alluvium Deposits

The alluvium of this district comprises back marsh deposits, valley floor deposits, natural levee deposits and present river bed deposits, which are distributed in the lowland of the Kakuda basin in the coastal lowland. Beach ridge deposits and beach deposits are found only in the coastal lowland.

Geological Structure of the Neogene Strata

Lower Miocene collapse basin

In the area centering on the present Kakuda basin, collapse occurred prior to the deposition of the Tenmyozan and Kaneyama Formations. The collapse following movements gave birth of a sedimentary basin which came to be eventually filled with the fresh-water to brackish Kaneyama Formation of the Daijima stage (Lower Miocene).

After the collapse, this sedimentary basin underwent intense volcanism, as evidenced by many thick beds of pyroclastic rocks.

Up-warping and down-warping of the Miocene series

The Miocene strata of the Kakuda basin have a warping structure, whereas the geological cross section between the Abukuma River and the Wariyama Uplift Zone shows up-warping structure and down-warping structure only on a small scale. The down-warping on the west side of the Wariyama Uplift Zone is locally accompanied by a steeply dipping fracture or a reverse fault which thrust up to the west.

Fault

Many faults striking N–S with steep dipping are found along the Wariyama Uplift Zone and are accompanied with a major and intense shear zone (a northern extension of the Futaba Fault) along the western side of the Wariyama Uplift Zone. These faults occur only within the pre-Tertiary rocks, and occasionally make the boundary between the Miocene strata and the

pre-Tertiary rocks.

A thrust fault is inferred also in the southern part of the Wariyama Uplift Zone where the pre-Tertiary rocks of the zone thrust up on the Miocene strata on the west side (C-C' in the geological cross section).

Any active faults that might have worked in the Quaternary period are not confirmed in the district.

ECONOMIC GEOLOGY

Uranium ore deposit

Around the Ouchi coal mine near Sano of Marumori Machi, a full-scale exploration for uranium ore was conducted after World War II, but no workable deposit has been found. Nevertheless, since the Marumori granite is developed in this neighborhood and supplied its clastic materials which turned into clay and silt which occur as intercalations in the Kaneyama Formation and deposited in the relatively central part of the collapse basin, uranium resources must be concentrated there. However, it seems that the amount was not large enough, because the basement is composed of the older rocks of the Wariyama Uplift Zone which cannot be expected to contain much uranium ore.

Molybdenite ore deposit

A small molybdenite ore deposit occurring in the Kiyotaki Ultrabasic Rock mass, was mined for a few years. According to WATANABE (1952), the ores are found in two kinds of mode of occurrence, of which the one is a disseminated ore in some aplitic or pegmatitic dykes and is characterized by radial aggregates of molybdenite, and the other occurs as large and small scales of molybdenite locally concentrated in sericitic aggregates developing in some parts of serpentinite.

Iron ore deposit

A small bedded or lenticular deposit of magnetite ore (Hiruta mine) occurs in a lime-silicate hornfelsic xenolith enclosed in the Marumori Granitic Complex. The magnetite ore is accompanied with grandite garnet, hedenbergite and ferro-hastingsitic hornblende. The mine has been closed since 1948.

Lignite

In the area stretching from Ouchi to Sano of Marumori Machi, numerous lignite mines, though small on scale, have been exploited until immediately after World War II. Particularly the Ouchi mine has been worked on the largest scale. But the workable lignite seams are not more than several, their thickness being 10 cm to 20 cm in maximum.

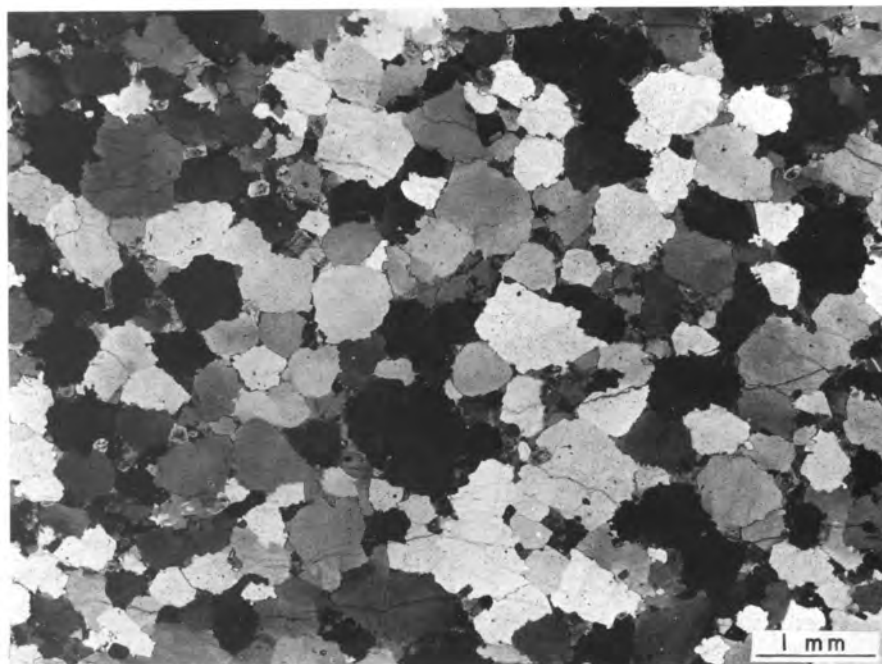
Crushed stone

Wariyama Sheared Granodiorite around Mafune Toge of Kakuda City and Kosai Toge of Sakamoto Machi is quarried as the material of crushed stone.

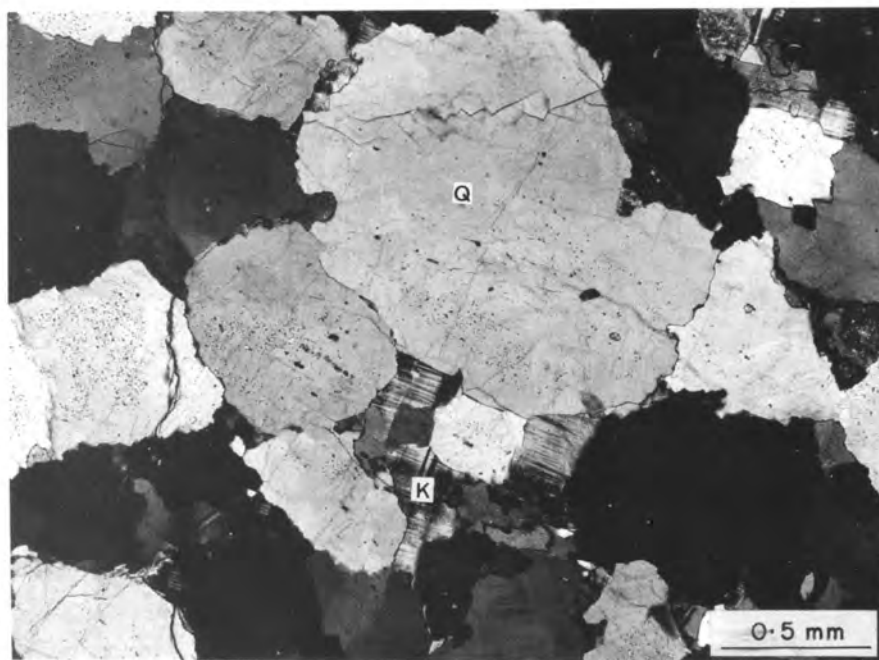
Calcareous sandstone of the Karōsan Formation in the west of Osawa-kita of Shinchi Machi is quarried in great quantities.

Landslide

Landslides occurred along the mountain foot at Ishikura and Kamitaki of Marumori Machi. They are developed above the Miocene series in the upper reaches of the Kijio Gawa.



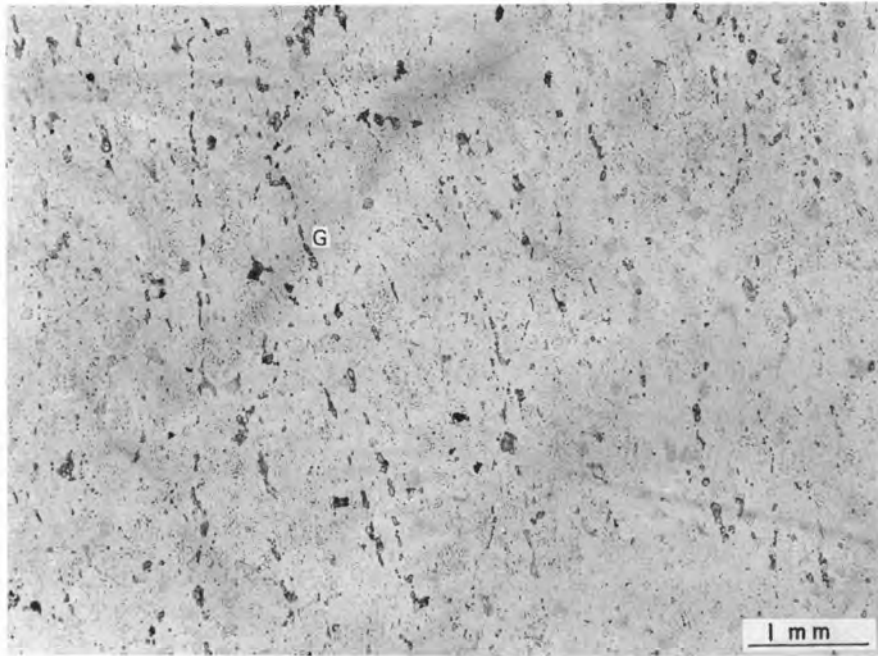
1



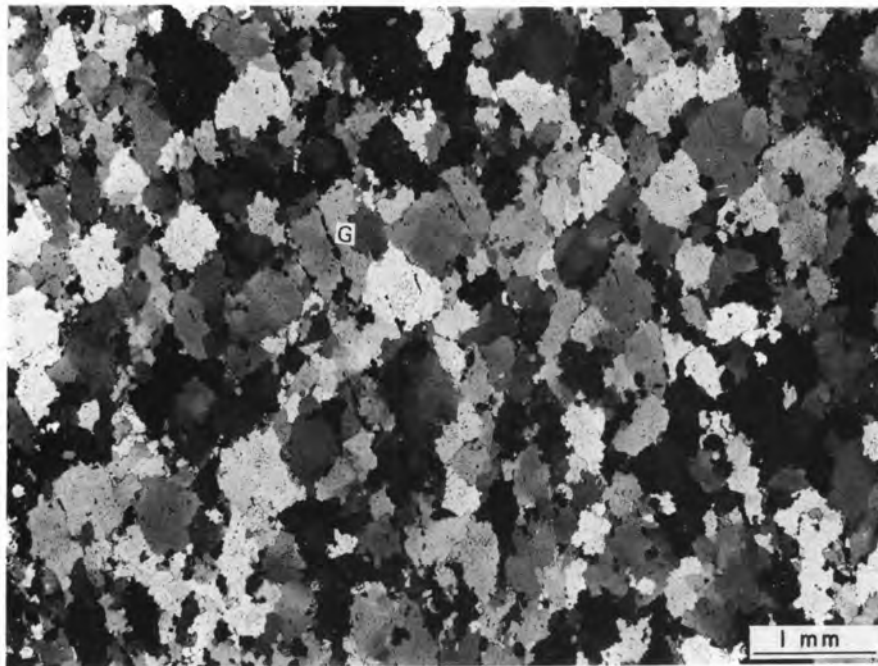
2

1. オートクォーツァイト様石英砂岩 (GSJ R40908, 丸52)
(丸森町丸森字石倉採石場跡) 再結晶が十分でなく、元の石英砂粒の丸い形が残っている。直交ポーラ、ダストリングは見られない
2. 同上拡大写真 Q 石英, K 微斜長石, 直交ポーラ

第II図版

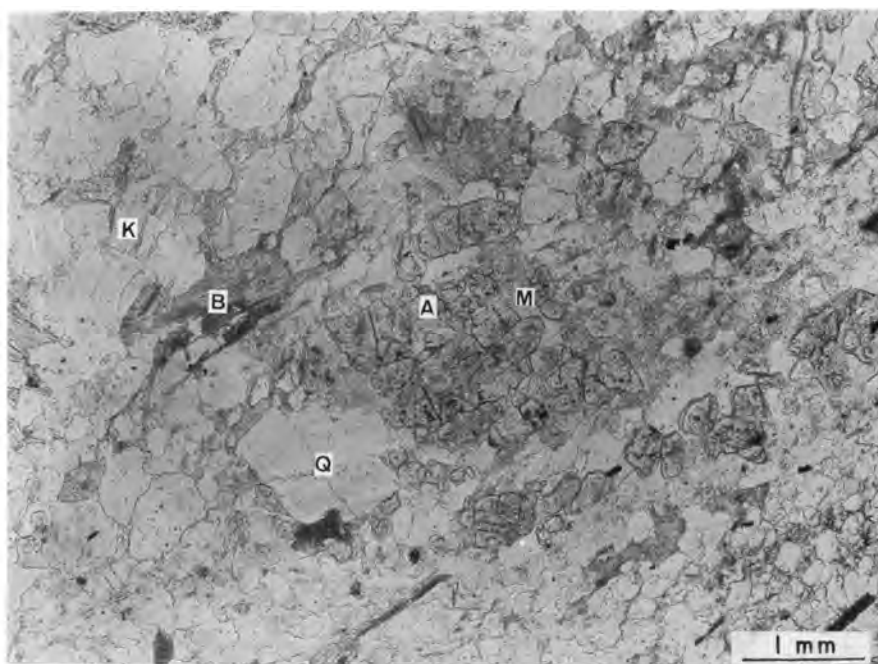


1

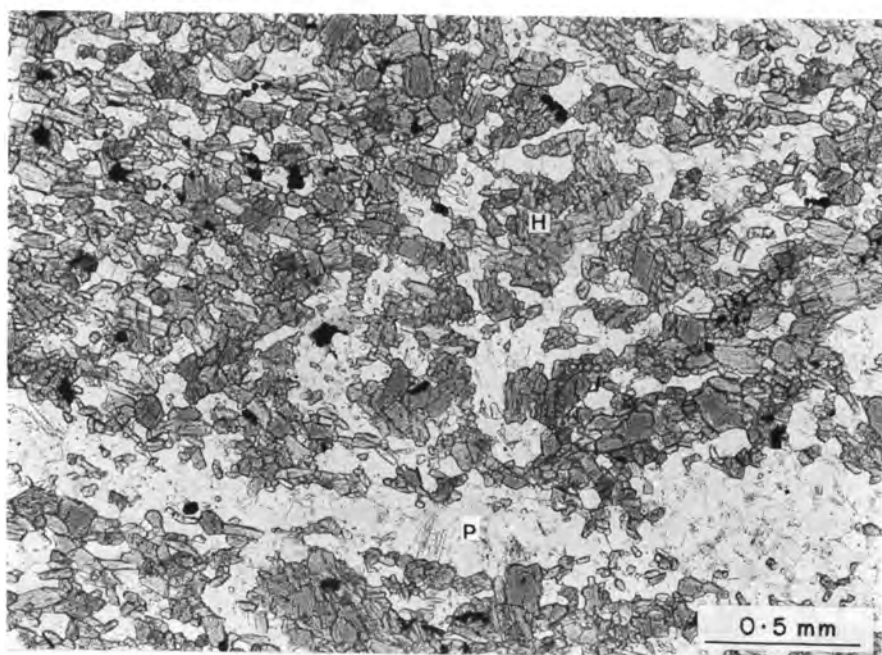


2

1. 含ざくろ石珪岩(GSJ R40909, 丸54)(丸森町丸森字石倉採石場跡)微粒ざくろ石(G)のtrainが平行に配列し、石英の斑状変晶に包まれている。下方ポーラのみ
2. 同上 直交ポーラ。石英の縫合組織が第I図版のものと異なる

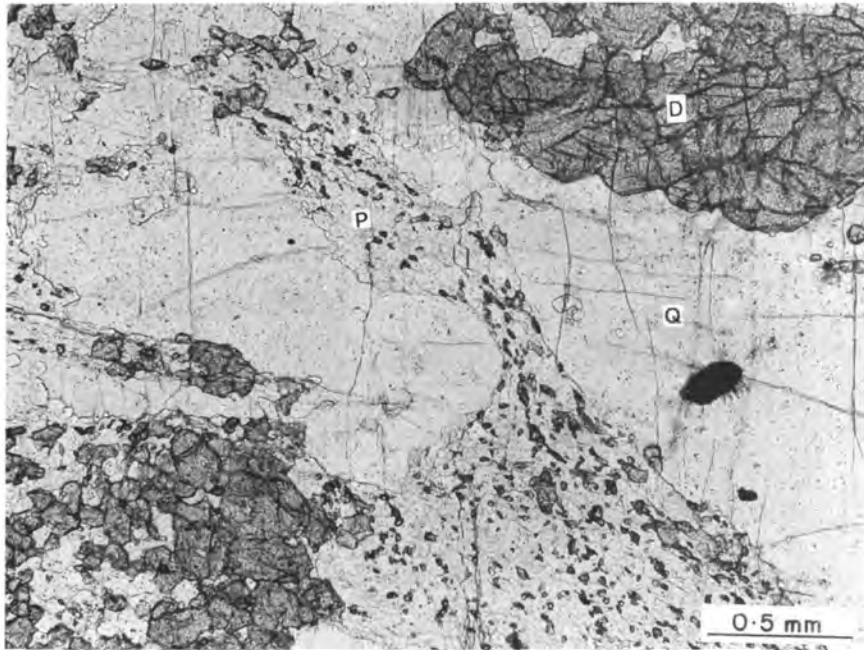


1

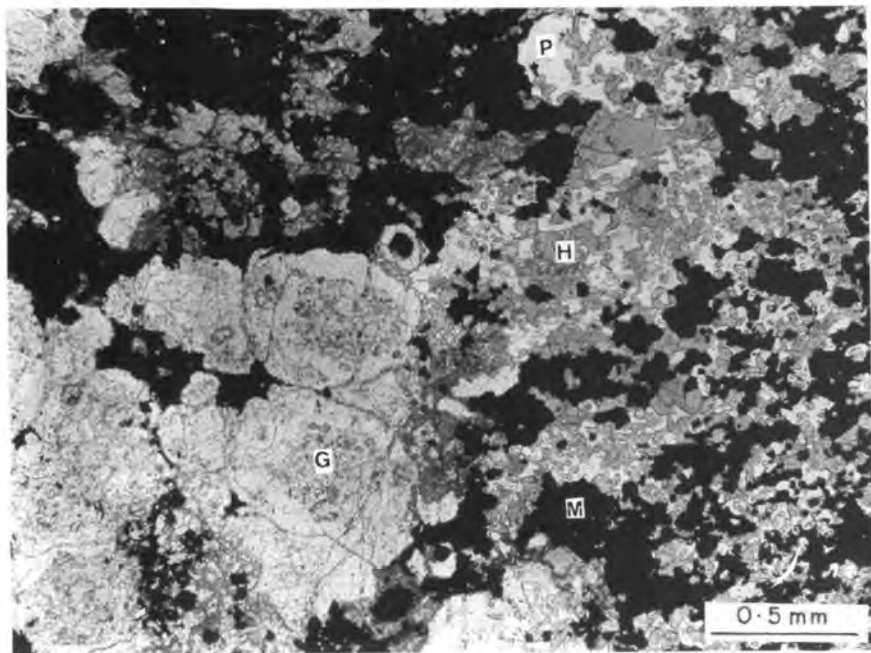


2

1. 紅柱石黒雲母斜長石カリ長石石英からなるホルンヘルス(GSJ R40911, 75082403)(丸森町堂平山西)
A 紅柱石, M 白雲母, B 黒雲母, Q 石英, K カリ長石
2. 斜長石角閃岩(GSJ R40912, 丸55)丸森町石倉浄水場西南. H 角閃石, P 斜長石. 下方ポーラのみ

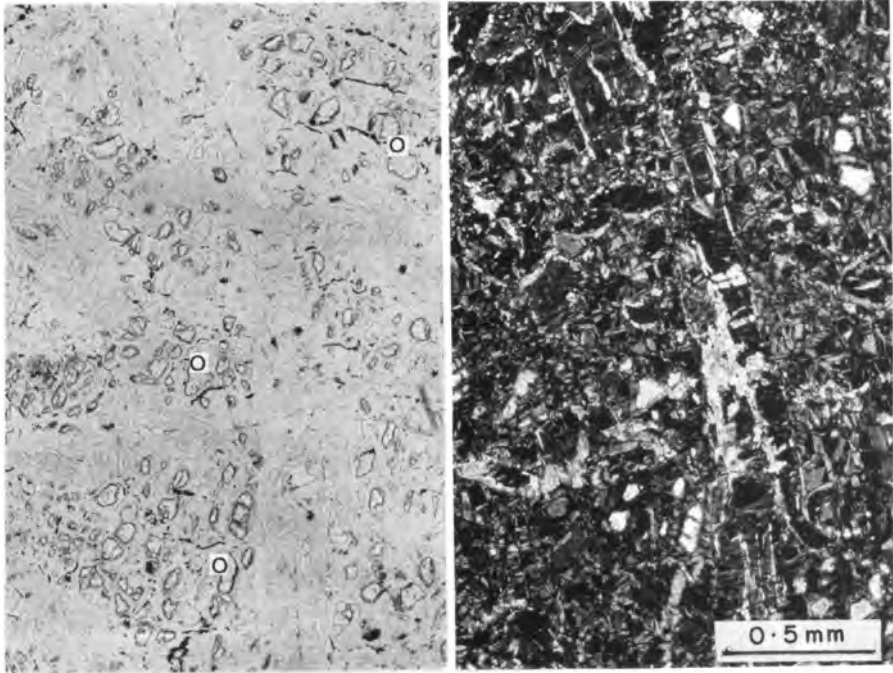


1

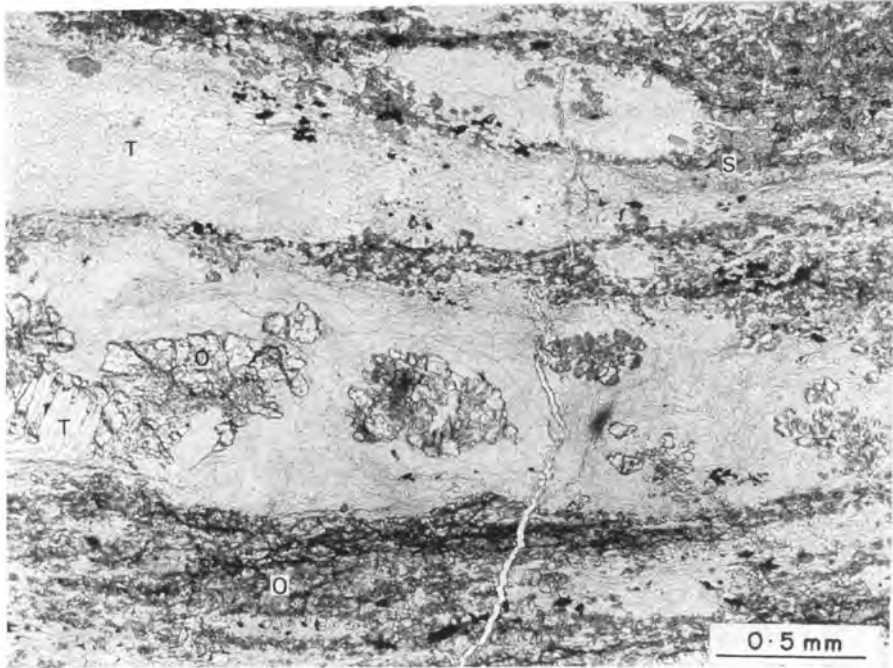


2

1. 透輝石斜長石石英からなるホルンヘルス(GSJ R40913, 75110303)
丸森町金山字石倉. D 透輝石, Q 石英, P 斜長石. 下方ポーラのみ
2. ざくろ石ヘデンベルグ輝石磁鉄鉱からなる鉄鉱岩(GSJ R40914)
丸森町金山字片山(元経田鉱山). G ざくろ石, H ヘデンベルグ輝石, M 磁鉄鉱, P 斜長石. 下方ポーラのみ

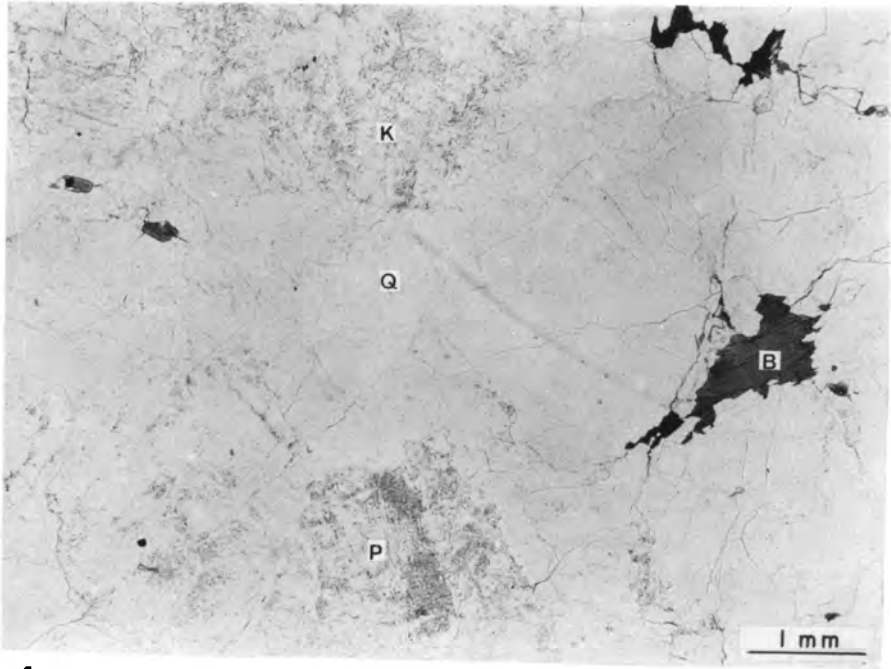


1

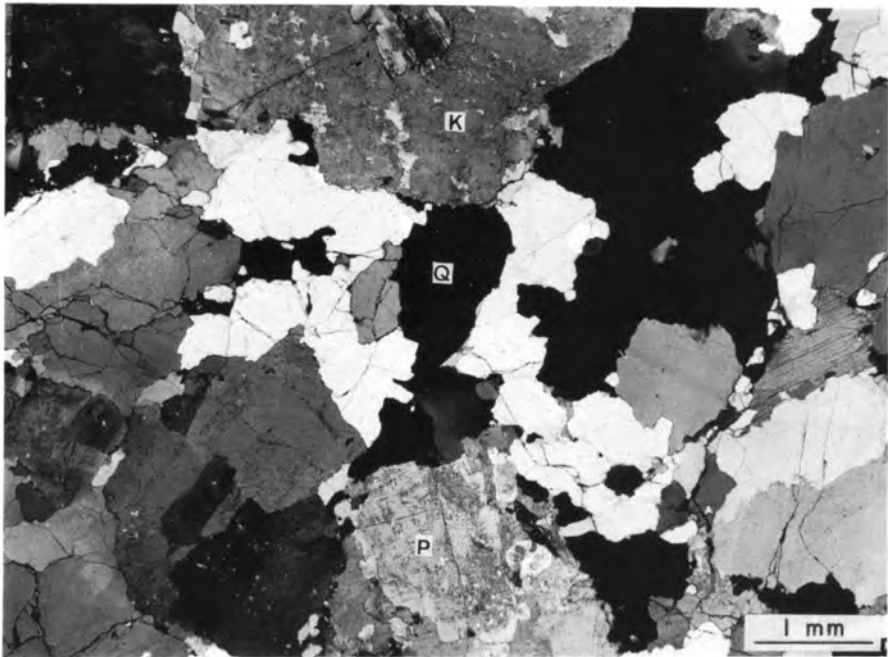


2

1. 蛇紋岩(GSJ R40915, 丸森町筆甫清滝沢)
かんらん石残晶(O)のほかは、蛇紋石及び滑石からなる。左: 下方ポーラのみ, 右: 直交ポーラ
2. 熱変成蛇紋岩(GSJ R40916, 75082401)
(丸森町筆甫清滝沢) O 再結晶かんらん石, T 透角閃石, S スピネル, 下方ポーラのみ

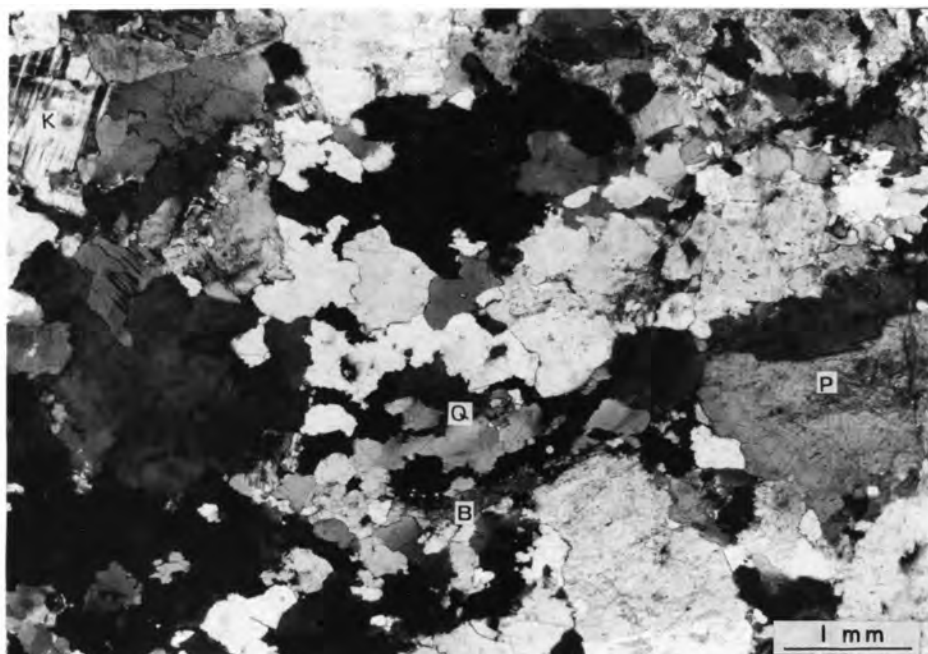


1

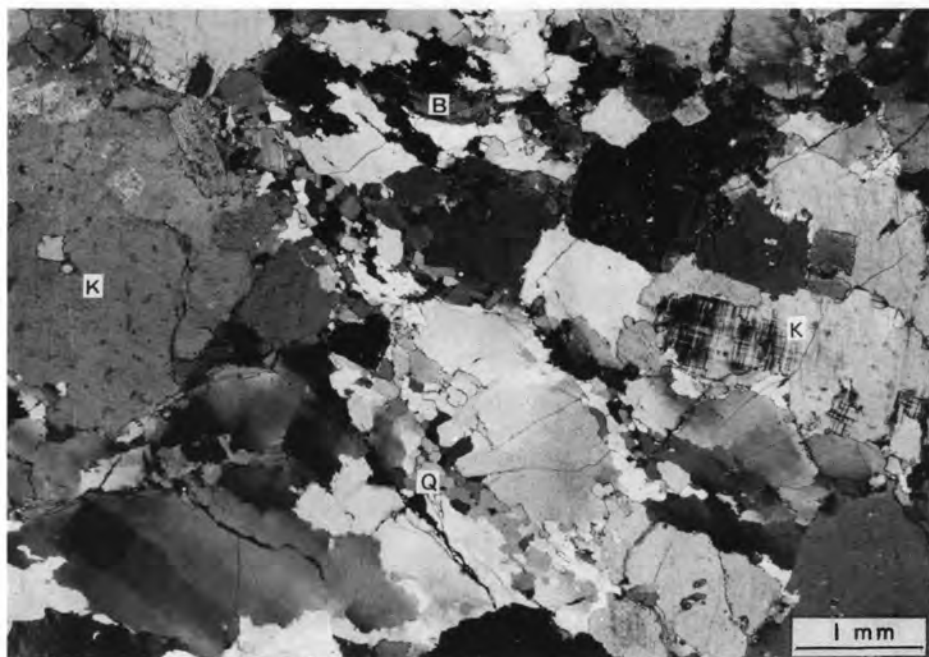


2

1. 黒雲母花崗岩(丸森複合花崗岩類, 中心相, GSJ R40867, 80101805)
(丸森町大字丸森下滝) 石英(Q)のサブグレナ化はあまり進んでいない, B 黒雲母, P 斜長石, K カリ長石, 下方ポーラのみ。(鉱物の略記号は以下同じ)
2. 同上 直交ポーラ

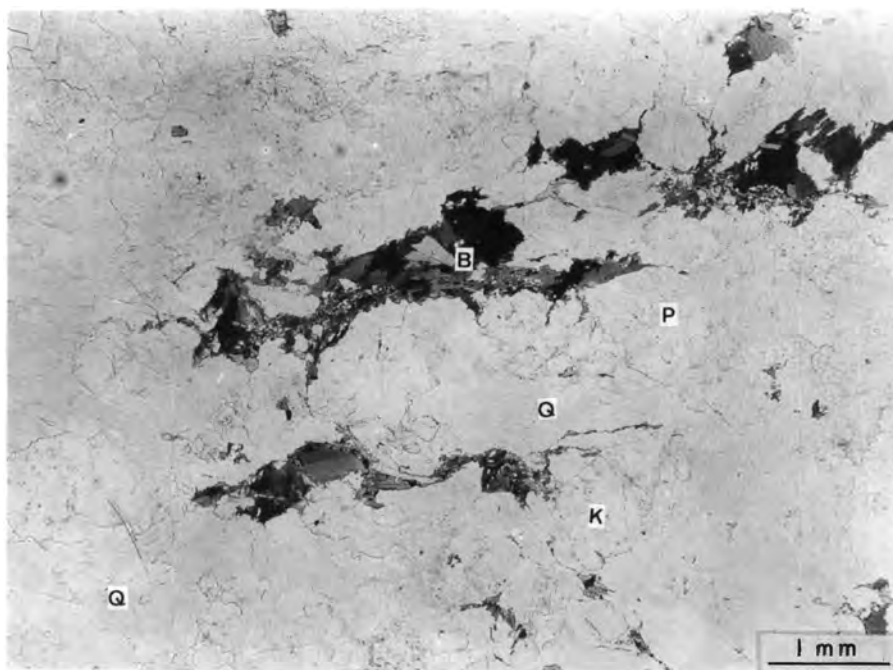


1

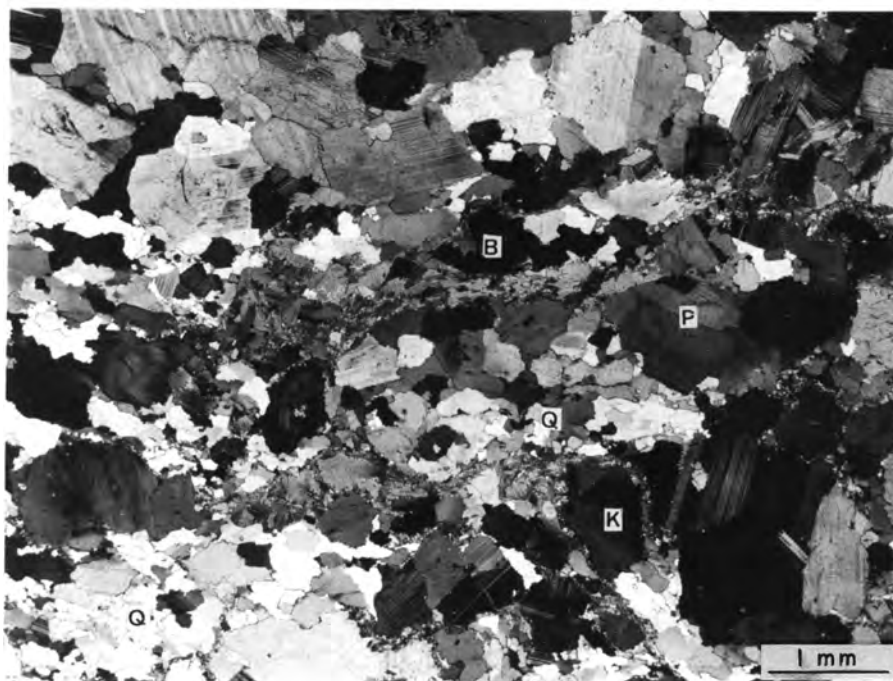


2

1. 黒雲母花崗岩(丸森複合花崗岩類, 移化相, GSJ R40870, 75100901)
(丸森町大字丸森石倉) 石英プールのサブグレイン化がやや進んでいる。直交ポーラ
2. 弱片状黒雲母花崗岩(丸森複合花崗岩類, 移化相, GSJ R40860, 75080502)丸森町。直交ポーラ

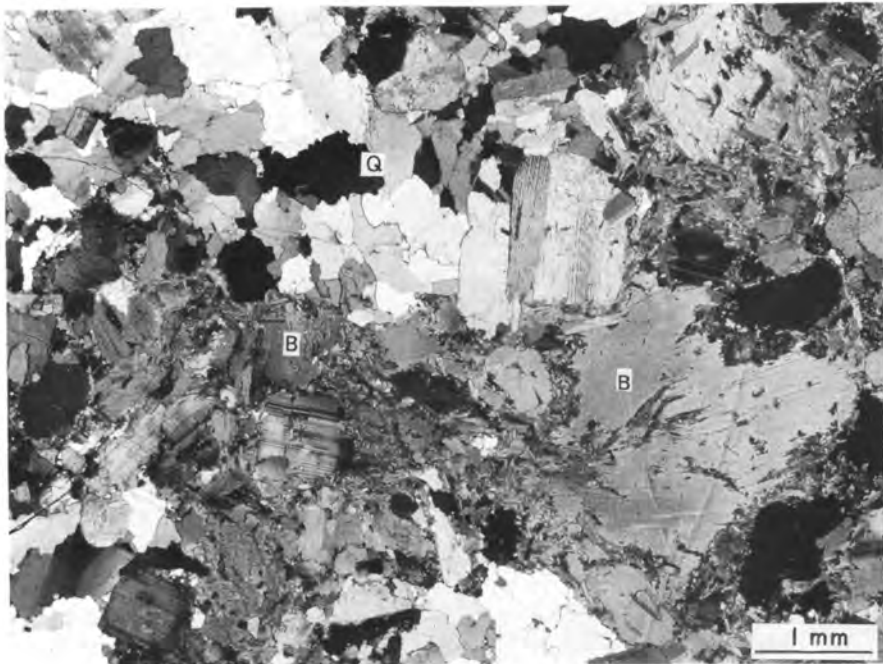


1

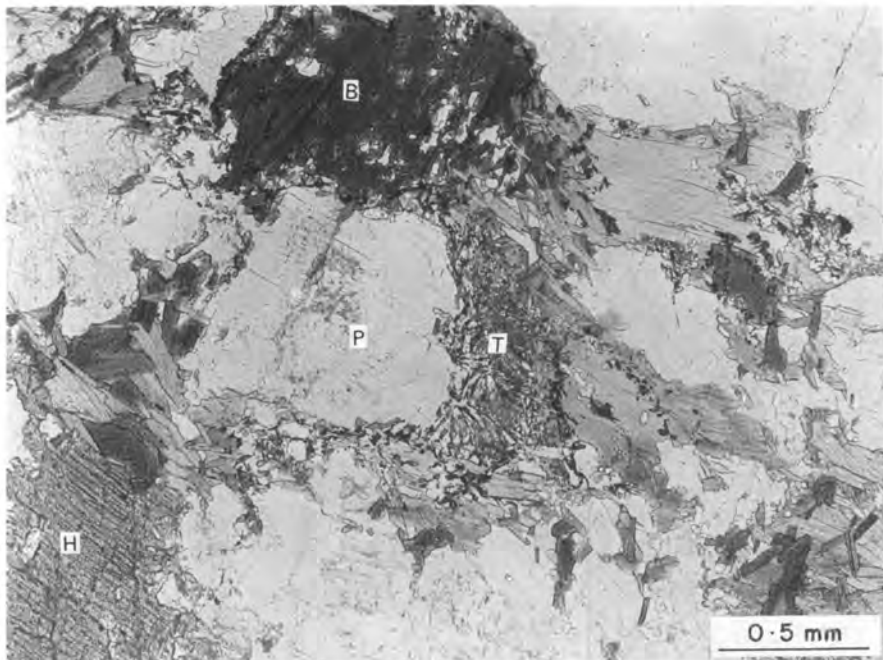


2

1. 片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(丸森複合花崗岩類, 周縁相(G₁), GSJ R40892, 76AB94)
(丸森町丸森字薄平) 一部細粒化した粗粒の岩石. 石英のサブグレイン化, 黒雲母の再結晶片状化が進み, グラノブラ
ストレッチな変成組織を示す. 下方ポーラのみ
2. 同上 直交ポーラ

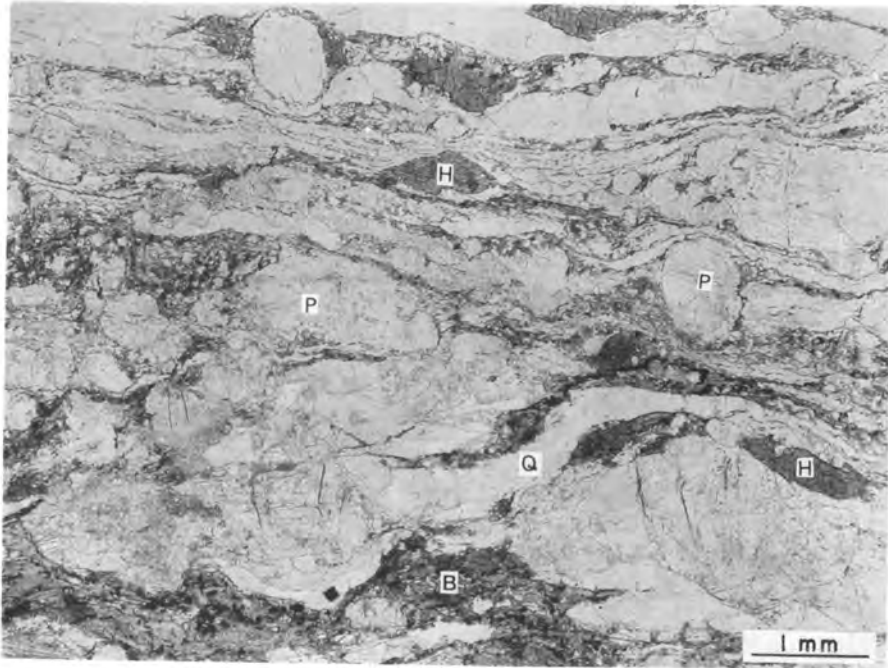


1

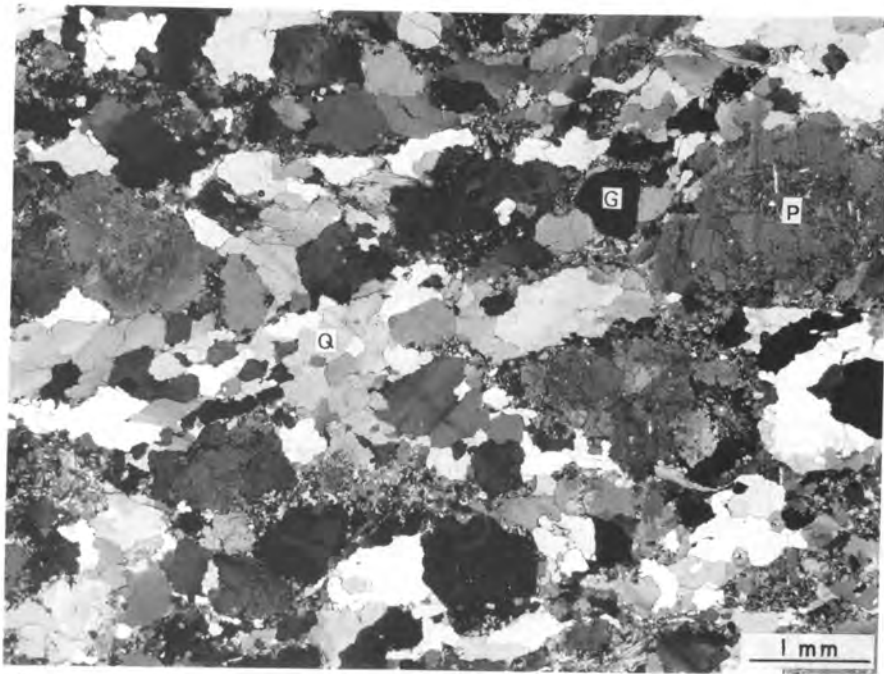


2

1. 片状角閃石黒雲母トータル岩(丸森複合花崗岩類, 周縁相, GSJ R40897, 76AB96)
(丸森町丸森字四重麦) 直交ポーラ
2. 同上部分拡大写真 H 角閃石, T ルチル及びスフェン, 下方ポーラのみ

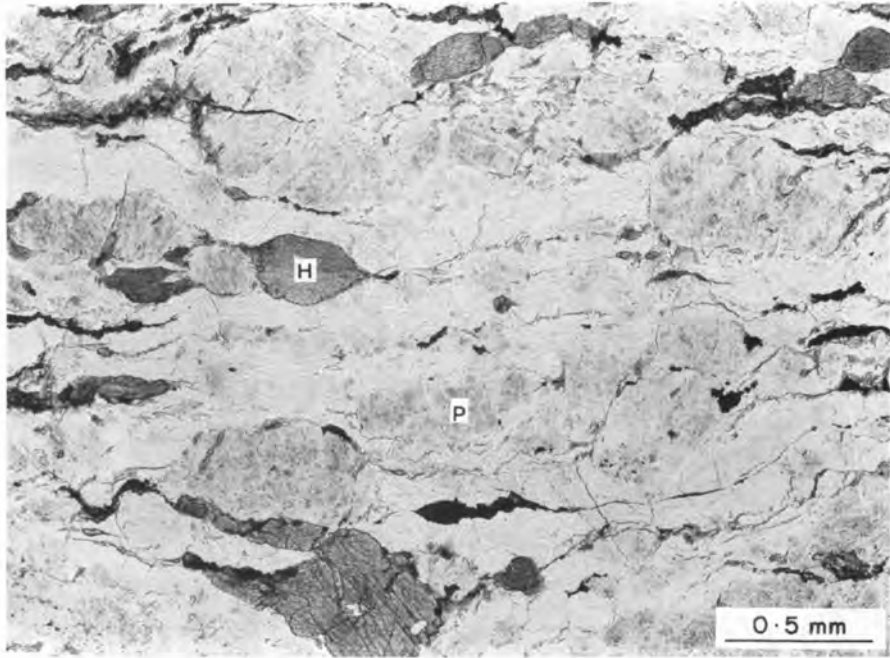


1

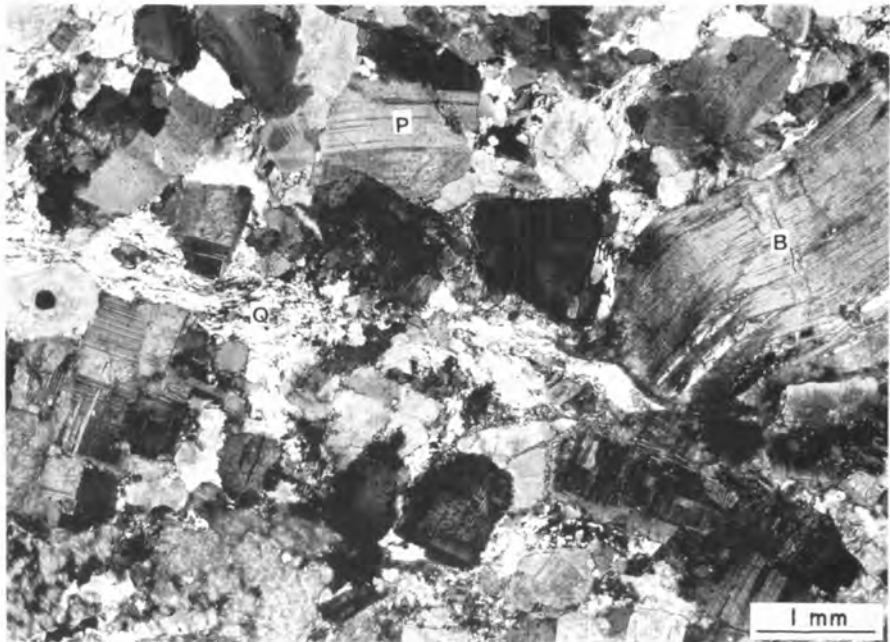


2

1. 強片状ポーフィロイド様黒雲母角閃石トータル岩(丸森複合花崗岩類, 周縁相, GSJ R40904, 75092507) 丸森町丸森字木戸. 角閃石(H)や斜長石(P)の眼球状残斑晶とレンズ状又は脈状石英ブールが特徴的である. 下方ポーラのみ
2. 片状ざくろ石含有黒雲母花崗岩(丸森複合花崗岩類, 周縁相を貫く岩脈, GSJ R40906, 丸32) 黒雲母の葉片状クロットとレンズ状石英ブールの平行配列による片状構造が顕著で, ざくろ石(G)を含む. 直交ポーラ

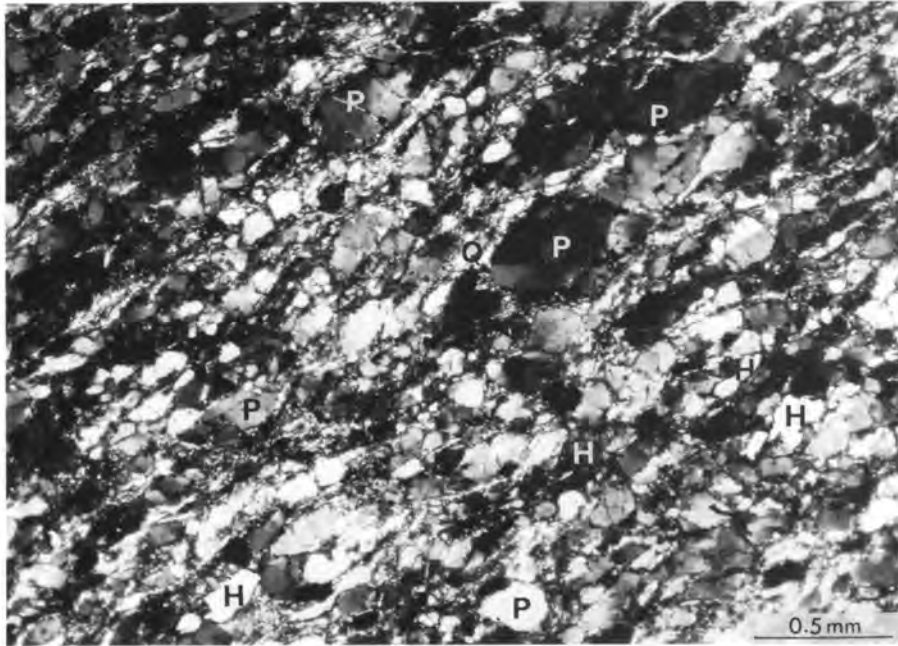


1

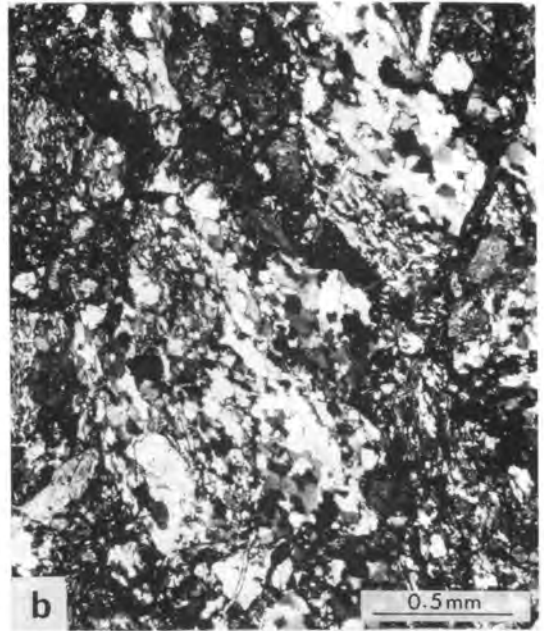
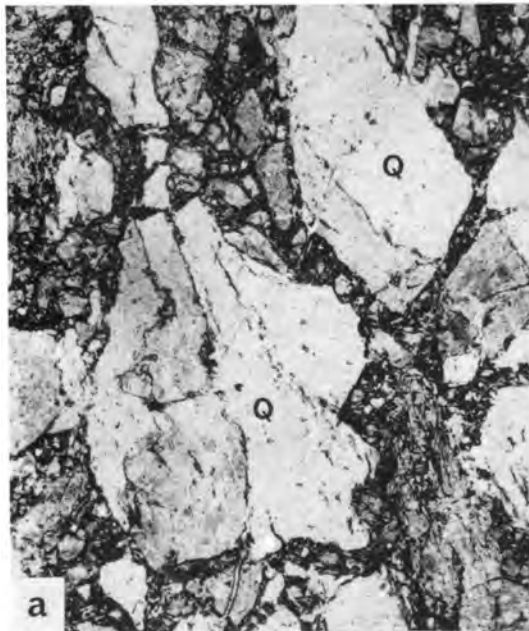


2

1. 強片状圧碎黒雲母角閃石トータル岩(割山圧碎花崗閃緑石, GSJ R40907, 75-73a)
(山元町明通峠)圧碎片状構造が著しく、一見片岩状のマイロナイト。下方ポーラのみ
2. 圧碎角閃石黒雲母花崗閃緑岩(割山圧碎花崗閃緑岩, GSJ R40900, 75-55)
山元町小倉峠。直交ポーラ

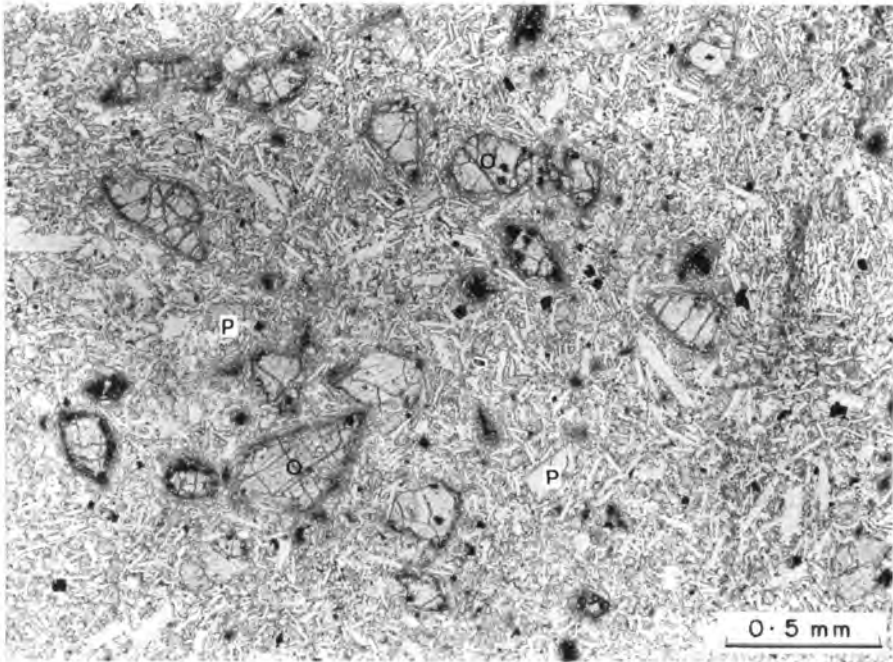


1

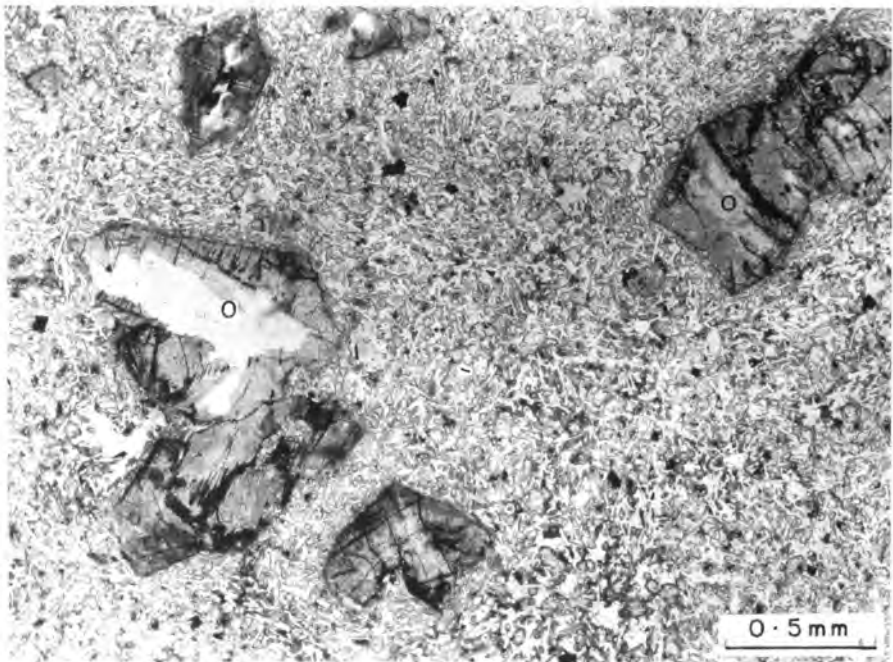


2

1. 割山庄碎花崗閃緑岩中に捕獲岩状に取り込まれた変成岩岩塊(明通峠北方, GSJ R40369)
斜長石(P), 角閃石(H)の間を微粒の石英が埋めている. 原岩は石英閃緑岩ないしトーナラル岩と考えられる. 直交ポーラ
2. 破碎帯中の断層角礫岩. 花崗岩源の微角礫岩(micro-breccia). (椎木川上流, GSJ R40382)
a. 下方ポーラのみ, 細かく破碎している. b. 直交ポーラ, 石英(Q)の微粒化(granulation)組織が顕著



1



2

1. 普通輝石かんらん石玄武岩(天明山層, 65092007)
(丸森町丸森字館山) P 普通輝石, O かんらん石. 下方ポーラのみ
2. かんらん石玄武岩(霊山層, 811010-7)
丸森町金山字金山, O 変質したかんらん石. 下方ポーラのみ

文献引用例

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.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

FUJITA, Y., KANO, H., TAKIZAWA, F. and YASHIMA, R. (1988) *Geology of the Kakuda district*. With Geological Sheet Mp at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 99 p. (in Japanese with English abstract 9 p.).

昭和 63 年 3 月 22 日 印刷

昭和 63 年 3 月 25 日 発行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 小 宮 山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業(株)

東京都新宿区天神町78

©1988 Geological Survey of Japan