

5 萬分の 1 地質図幅説明書

鷹 巣

(青森一第 44 号)

地質調査所

昭和 38 年

550.85(084.32)(521.15)[1:50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

鷹 巣

(青森一第 44 号)

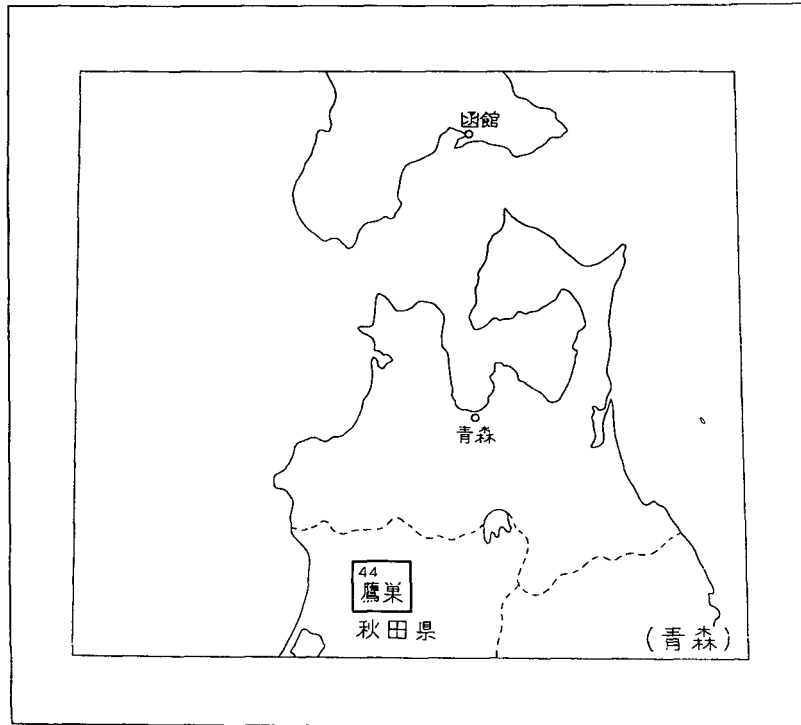
通商産業技官 平 山 次 郎
通商産業技官 角 清 愛

地質調査所

昭和 38 年

目 次

位 置 図



() は 1 : 500,000 図幅名

I. 地 形	1
II. 地 質	4
II. 1 概 説	4
II. 2 藤倉川層	12
II. 3 黒石沢層	14
II. 4 早口川層	17
II. 4. 1 早口川層下部層	18
II. 4. 2 早口川層中部層	22
II. 4. 3 早口川層上部層	24
II. 5 ^{いわや} 岩谷層	26
II. 6 ^{いつとおり} 一通層	32
II. 7 藤琴川層	34
II. 8 貫入岩類	44
II. 8. 1 粗粒玄武岩	46
II. 8. 2 閃緑玢岩	47
II. 8. 3 石英安山岩	47
II. 8. 4 流紋岩	48
II. 9 小比内沢層	49
II. 10 薄井沢層	54
II. 11 前山川層	62
II. 12 湯車層	64
II. 13 段丘堆積物および沖積層	65
III. 応用地質	75
III. 1 概 説	75
III. 2 銅鉱床	77

III. 3	マンガン鉱床	78
III. 4	海緑石	79
III. 5	珪藻土	80
III. 6	亜炭	81
III. 7	石油および可燃性天然ガス	84
III. 8	温泉および鉱泉	84
III. 9	石材	87
文 献		88
Abstract		1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和 35 年稿)

鷹 巢

(青森—第44号)

本地質図幅の作成にあたっては、1957、1958 両年度に約 180 日にわたって野外調査を行なった。主として図幅地域の西半部を平山が、東半部を角がそれぞれ分担して調査した。

野外調査にあたっては、秋田県鷹巣町役場・藤里村役場・秋田県林務課ならびに秋田営林局藤里・七座・早口・ニツ井の各営林署から 5,000 分の 1 実測地形図の利用のほか、調査上種々の便宜をうけた。また、秋田県立鷹巣農林高等学校の大和久震平教諭からは現地において遺跡の案内をはじめ考古学的諸知見の御教示をうけた。貝化石の同定には、東京都土木技術研究所の青木滋技師をはじめ本所の水野篤行技官・大山桂技官、東京教育大学地質鉱物学教室秋山雅彦氏などに、また亜炭層の花粉分析には、本所の徳永重元技官にそれぞれ協力をうけた。また、湯車層の植物化石について本所の坂本亨技官をわずらわした。なお、東京大学地質鉱物学教室の高井冬二教授に現地において哺乳動物化石の鑑定をうけ、同じく久野久教授には火成岩の検鏡について助言をいただいた。さらに、石油資源開発株式会社秋田鉱業所探鉱課の池辺穰・岩佐三郎・松岡寛の各氏をはじめ秋田大学鉱山学部藤岡一男教授・井上武教授、秋田県技師狩野豊太郎・上田良一・川尻茂三、同和鉱業株式会社花岡鉱業所探査課長虎岩達夫および堀越勲、ならびに大倉鉱業所の諸氏に種々の御教示・御批判をたまわった。

I. 地 形

米代川が曲流しながら、ほぼ東から西に向かって本地域中央部を貫流している。第 1 図に示すようにこの流域は海拔 500m 以上の山地によって馬蹄状(海岸の方に口を開いた)に囲まれ、そのなかに上流から花輪・大館・鷹巣および能代などの盆地と平野とが順次配列している。鷹巣盆地以西の主として油田第三系からなる地域では、地

形と褶曲構造とがよく一致し、背斜構造が山稜（海拔 150～200 m 以上）をなし、向斜構造が河谷あるいは盆状低地を形成して、それぞれ南北に雁行配列している。一方鷹巣盆地から東のいわゆる「グリーンタフ」を主とする地域では、このような地質と地形のみごとな対応はみられず、複背斜と複向斜とが、それぞれ丘陵と盆地とにほぼ相当している程度で、大館・花輪両盆地はその縁辺部が断層でかざられているようである。

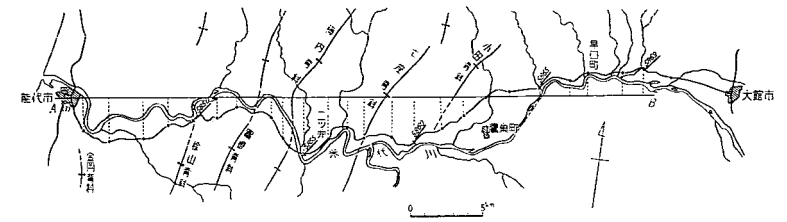
本図幅地域の中央部を占める鷹巣盆地の西縁をかざる七座丘陵は七座背斜に一致し、秋田市北東方のまないたやま狙山周辺の山地にまで連続している。さらにこの丘陵を境にしてその両側で、地質が非常に異なっている（後述）。また、ほぼ南北に走るこの丘陵の伸びの方向と、八森・能代を結ぶ海岸線と八郎潟の長軸の方向とが平行しているのも注目に値しよう。

七座背斜の中央部では背斜軸と平行に南北方向の背斜谷が発達し、その両翼には上部七座凝灰岩と下位の黒色泥岩との岩質の硬軟の差による示差的侵蝕の地形、すなわちケスタ地形が形成されている。ことにそれは背斜の西翼で著しく、単斜山稜の東斜面に上部七座凝灰岩の急崖が発達し、西斜面には地層の傾斜と一致した斜面が発達している。

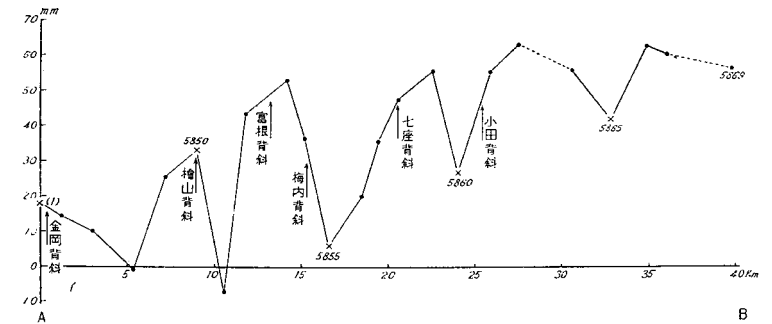
鷹巣盆地の東縁をかざるにいた二井田丘陵は複背斜の部分に相当し、その東縁は断層によってきられている。

鷹巣盆地の中心部には広大な河岸段丘が発達し、鷹巣町南方の大野台の平坦面は東から西に向かって阿仁川の現河道の方へ階段状に低下している。また、鷹巣町付近では米代川の河道は南方に偏倚し、北側に低位段丘面の発達が著しい。盆地周辺の丘陵や山地から必従谷をなして流れくだる米代川の諸支流の沿岸にも河岸段丘の発達が著しい（図版 1）。

米代川が二井田・七座の両丘陵を横断する部分には先行谷が形成されており、第四紀におけるこれら両丘陵（背斜にもあたる）の上昇運動を暗示している。さらにまた、この地域にみられる褶曲構造が現在もなお形成されつつあることは、段丘面の分布およびその変形、水準点の垂直変位などから察知することができる。すなわち、背斜軸部では旧河床の幅が狭まるため段丘の発達が悪く、しかも、段丘面は背斜部に接近すると高くなる傾向がある（第 21 図および第 22 図参照）。また、米代川に沿って



第 2 図 能代市から大館市西方にいたる米代川沿岸の一等水準点路線図
（図中の番号は水準点番号）A-B：投影断面線



第 3 図 能代市から大館市西方にいたる一等水準点路線に沿う 1902 年から 1933 年
の間の垂直変位と地質構造との関係（番号は水準点番号）

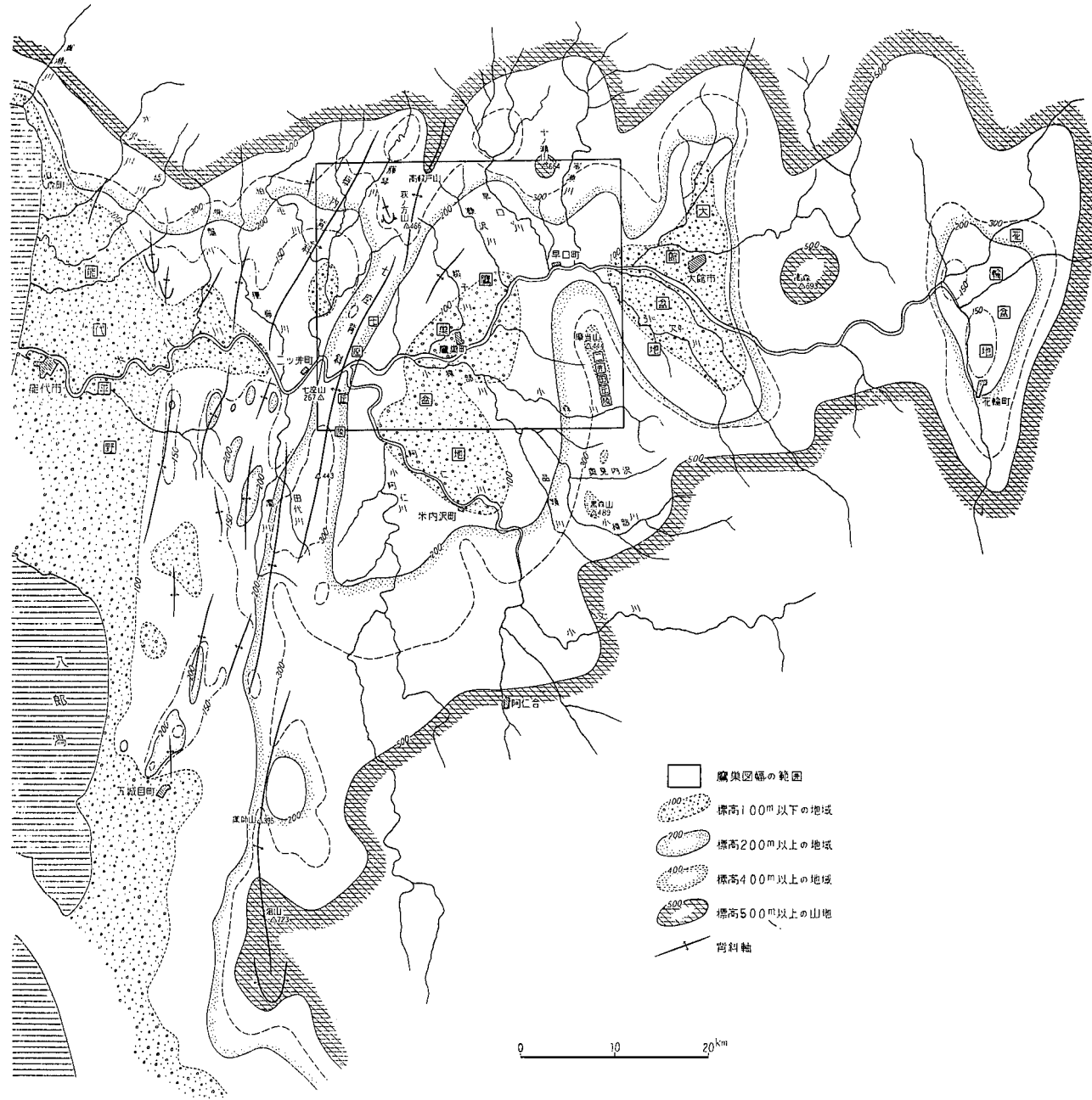
設置されている一等水準点の改測結果から、背斜部が向斜部に較べて相対的に隆起する傾向が認められている⁶⁾⁹⁾（第 2 図および第 3 図参照）。

さらに、第四紀後半に鷹巣・大館両盆地をへだてている二井田丘陵が七座丘陵に較べてより急速に上昇したことが、次のような地形的諸事実によって推察される。

1. 二井田丘陵を東西に横ぎる小猿部川の支流（小森川・奥見内川など）は、先行谷を形成しつつその中流部で摩当山・黒森山を結ぶ本丘陵の主軸（海拔 450m 前後）を横ぎっており、二井田丘陵の隆起軸が東から西に移っているようである。
2. 前項の隆起軸の移動に対応するかのごとく、鷹巣町南方の大野台の河岸段丘は典型的な非対称配列をなし、東から西へ阿仁川の現河道の方に向かって階段状に低くなっており、東側の基盤の隆起を示唆している。



図版1 萩ノ方山から南方鷹巣盆地をのぞむ



第 1 図 米代川水域の地形区分図

II. 地 質

II. 1 概 説 (第1表参照)

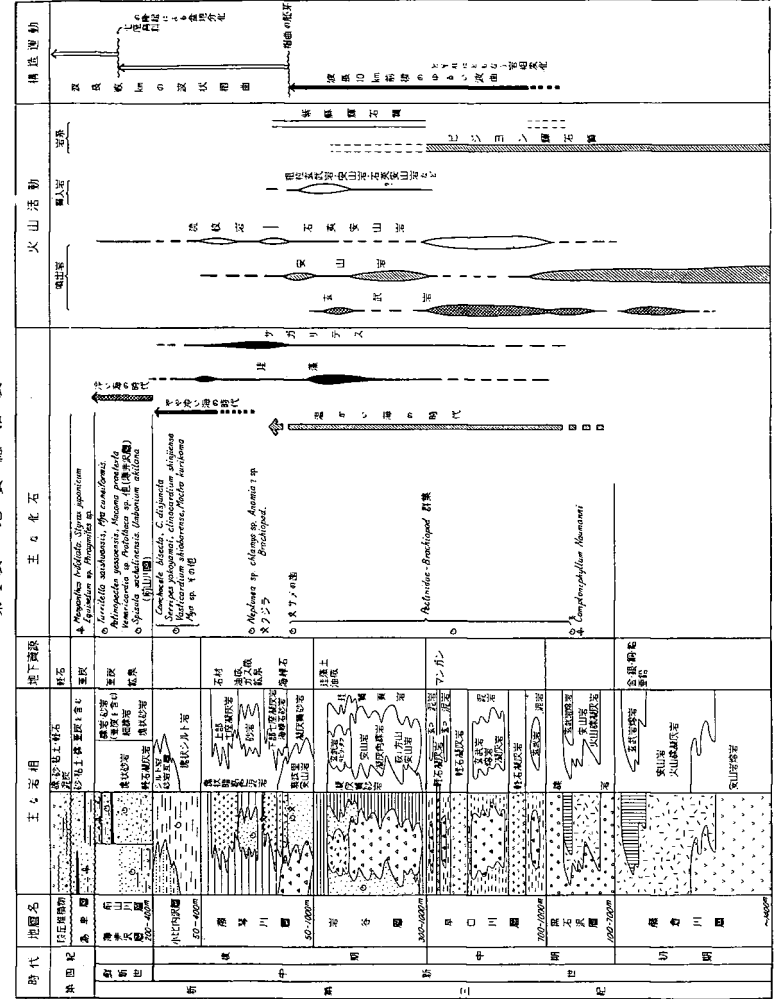
本図幅地域に分布する地層は、主として、新第三紀のいわゆる「グリーンタフ」と「油田第三系」とからなり、鷹巣町周辺や河川の流域には第四紀の湖成堆積物や段丘堆積物が分布している。これらは下から藤倉川層・黒石沢層・早口川層・岩谷層・藤琴川層・小比内沢層・薄井沢層・前山川層・湯車層および段丘堆積物に分けられる。ただし、図幅地域東縁部には、^{いつとより}一通層と名づける岩谷層ないし小比内沢層相当の地層が分布する。このうち、下位の藤倉川層・黒石沢層・早口川層の3層は、いわゆる「グリーンタフ」からなり、主として本地域の東半部に分布し、これより上位の「油田第三系」は西半部に分布している。

層序 藤倉川層は本地域の新第三系の最下位層で、北隣の太良鉦山図幅地域内で基盤岩(古生層?)を覆っている。主として、安山岩の熔岩や火山砕屑岩からなり、玄武岩の熔岩を伴なう。これらはいずれも変質著しく、いわゆるプロピライト化している部分もある。火山砕屑岩は層理に乏しく、植物破片をわずかに有するのみで、非海成の火山活動に由来するものであろう。その最大層厚は1,400 mに達する。

黒石沢層は下位の藤倉川層を整合に覆い、主として、安山岩火山礫凝灰岩・凝灰質礫岩・砂岩などからなり、ときに石英安山岩や流紋岩の熔岩のほか玄武岩熔岩を挟む。本層は藤倉川層に較べて、安山岩熔岩が少なく、変質度もやや低く、砕屑岩に富んでいる。礫岩や砂岩中には、異常堆積現象がみられ、海棲貝化石を産する。また、薄い泥岩中からは植物破片を産し、北隣図幅地域では、*Comptoniophyllum Naumanni* が発見されている³²⁾。本層は南部で厚く、約700 m、北部では100 m前後になる。

早口川層は本図幅地域の東半部に広く分布し、主として、黒色泥岩・酸性軽石凝灰岩・橄欖石玄武岩の枕状熔岩・火山砕屑岩などからなり、一部では貝化石を産する。本層は上・中・下に大きく3分される。中部層には玄武岩類がもっとも多く、上部層

第1表 地質総括表



と下部層には軽石凝灰岩と泥岩が多い。また、上部層は全地域に亘ってほぼ様な厚さで連続するが、中部層および下部層はそれぞれ著しい厚さの変化を示し、ことに玄武岩の膨縮が著しい。しかし、中・下部層を合せた厚さは全体として平均していて、上下合せると700～1,000 mとなる。ただし、北隣岡幅地域内では、萩ノ方山背斜以西で著しく薄くなり、100 m前後の厚さを示すにすぎない。

岡幅地域南東部に分布する異質凝灰角礫岩（酸性）は、藤倉川層・黒石沢層および早口川層の最下部を不整合に覆っており、早口川層下部の軽石凝灰岩に相当するものと考えられる。

岩谷層は下位の早口川層に整合に重なり、主として、硬質頁岩・凝灰質（安山岩質）砂岩および安山岩や玄武岩の火山砕屑岩からなる。本層の分布は早口川層以西の地域にかぎられ、その西半部は太良鉾山岡幅地域内にみられる。本層は萩ノ方山背斜付近を境にして、その両側で岩相と層厚との変化が著しく、東側は薄く（300～400 m）、硬質頁岩を主とするが、西側では厚く（1,000 m内外）、凝灰質砂岩や火山砕屑岩類が多い。さらに岡幅地域北西隅の茂谷山背斜付近でも同様の変化がみられ、背斜の西側では火山岩や砂岩がほとんど消滅するため、著しく薄くなる。

藤倉川層は下位の岩谷層に整合に重なり、主として、黒色泥岩・砂岩（凝灰質および非凝灰質）・酸性軽石凝灰岩・安山岩の火山砕屑岩などからなり、岩相・層厚ともに著しい変化を示す。本層でも萩ノ方山背斜と茂谷山背斜付近とを境にしてとくにその変化が著しい。すなわち、萩ノ方山背斜の東側では比較的薄い（50～200 m）黒色泥岩や砂岩を主とするが、その西側では厚く（800～1,000 m）、泥岩のほかに砂岩・軽石凝灰岩・安山岩の火山砕屑岩などが多い。また、茂谷山背斜の西側では、安山岩の火山砕屑岩が著しく厚くなり（800～1,000 m）、その他の地層は薄くなる傾向がある。そのほか、現在みられる多数の小褶曲に対応して本層の岩相や厚さが変化することは、異常堆積現象とあいまって、本層堆積時の褶曲作用の開始、進行を暗示している。

一通層は大館盆地の西縁部に盆状構造をなして分布し、藤倉川層下部と断層で接する早口川層上部の軽石凝灰岩の上に整合に重なっている。下位から硬質頁岩・黒色泥岩・軽石凝灰岩および砂岩の順に重なり、その岩相から岩谷層ないし藤倉川層（一部は小比内沢層？）に相当するものと考えられる。厚さは750 mに達する。

小比内沢層は藤倉川層から漸移し、一部は下位層上部と指交関係（interfinger）にあると考えられる。主として塊状シルト岩およびシルト岩砂岩互層からなり、後者は比較的上位の層準に多い。本層の厚さは七座背斜の西側では約300～400 m、東側では50～100 mである。

薄井沢層・前山川層は小比内沢層から漸移するが、一部は指交している。主として、砂岩や礫岩などの粗粒堆積物によって特徴づけられている。七座背斜の西側に分布する薄井沢層は、厚さ400 mを超える海成の塊状砂岩からなり、石英安山岩質の軽石凝灰岩の厚層（5～15 m）を数枚挟んでいる。一方、背斜の東側に分布する前山川層は、下部は薄井沢層と類似した海成の塊状砂岩からなるが、その中・上部は海成と非海成との砂岩礫岩互層が交互に現われ、非海成層中には亜炭層が挟まれている。全層厚は600 mを超える。本層中にも軽石凝灰岩の厚層が数枚挟まれている。これらの凝灰岩の重鉱物組成によって背斜の両翼の地層を対比すると、前山川層の中・下部は小比内沢層上部と薄井沢層下部とにあたる可能性がある。いずれにしても、この時期に七座背斜が一部海面上に頭を出し、内陸側が外海との連絡を断たれて潟湖が形成されたものと考えられる。

湯車層は七座背斜軸部の隆起によって、内陸側が西方の海域から完全に連絡を断たれて生じた古鷹巣湖¹⁸⁾の湖成堆積物によって特徴づけられている。主として粘土・砂などからなり、亜炭を挟む。地質構造のうえから周辺部では下位層と不整合関係にあると考えられる。

河岸段丘は鷹巣南方の大野台を中心として、米代川とその支流の沿岸に広く発達し、約7段の平坦面が識別される。米代川流域では、低位段丘に十和田火山の軽石流堆積物がみられ、最低位の第7段丘をのぞく、第6段丘以上の段丘面は褐色のローム層に覆われている。鷹巣盆地や大館盆地³⁰⁾の段丘堆積物中に、ボーリングや露頭で泥炭の夾み認められることから、盆地周辺の七座・二井田丘陵の急速な隆起によって米代川が一時的にせきとめられたと考えられる。そのほか、前項で述べたように、これらの段丘面の分布や配列の状態から、第四紀においても第三紀からひきつゞき同傾向の地殻運動が進行していることが推察される。

本地域の地層の地質時代は明らかでないが、隣接地域との対比や動植物化石の特徴などから、藤倉川層から小比内沢層までは中新世、薄井沢層と前山川層とは鮮新世、

湯車層以上は第四紀と考えられる。

化石 動植物の化石は各層準を通じて比較的種類や量に富んでいる。化石動物のおもなものには海棲の軟体動物・サガリテス・有孔虫などがあり、ほかに脊椎動物の化石もまれに産する。植物化石は海産の珪藻のほか陸上植物の葉片や実が報告されている。

貝化石には3つの群集が認められる。すなわち、黒石沢層から藤琴川層下部までは **Pectinid-Brachiopod** 群集で代表され、これらは亜熱帯性環境を指示する西黒沢―須郷田フォーナに類似している。つぎに、藤琴川層中部から小比内沢層にかけては、やゝ冷たい海の環境を指示するといわれる、いわゆる郁摩フォーナに特徴的な *Conchocele-Lucinoma* 群集、および *Buccinidae-Cardiidae* 群集がみられる。最後に、前山川層と薄井沢層とは、鮮新世の寒流系種属を主とするいわゆる大桑おんま―万願寺フォーナがみられる。

海綿の一種といわれるサガリテスは、黒石沢層から小比内沢層にかけて泥岩中に普遍的に産出するが、ことに藤琴川層中の黒色泥岩に多産する。そのほか、藤琴川層下部の海緑石砂岩中に鯨の骨や鯨の歯が産する。なお、当地域の油田第三系中には有孔虫の化石が多産する。

珪藻類は硬質頁岩・黒色泥岩およびシルト岩中に産するが、ことに岩谷層上部や小比内沢層に多産し、背斜軸部に濃集する傾向がある。また藤琴川層中には珪藻が少なくサガリテスが多いのに対して、その上下の岩谷層と小比内沢層とではその量比が逆なのは、両者の棲息環境を知るために注目に値する。

前山川層上部や湯車層の亜炭層付近からは、陸上植物が産するが、湯車層の亜炭層中から *Menyanthes trifoliata* が報告されており、同層の堆積当時は現在より気温が低かったと考えられる²⁰⁾。

火成岩 鷹巣図幅地域の火成岩には玄武岩から流紋岩に至る各種の岩石が含まれている。第2表に示すごとくこれらの岩石はピジョン輝石質および紫蘇輝石質岩系に属するようである。ピジョン輝石質岩系のうち斑晶斜長石を欠くⅢ_{b→c}型の橄欖石玄武岩は、紫色を帯びた普通輝石およびチタン鉄鉱(?)を含み、やゝアルカリに富む可能性があるが、アルカリ岩系に属するものではないようである。

次にこれらの岩石の噴出順序についてみると(第2, 3表参照)、比較的初期にはピジョン輝石質岩系の岩石が、比較的後期には紫蘇輝石質岩系の岩石が噴出した。中期

第2表 鷹巣図幅地域の火成岩の鉱物組合せ

岩石名	鉱物組合せ		藤倉川層	黒石沢層	早口川層			岩谷層	藤琴川層	貫入岩類
	斑晶	石基			下部層	中部層	上部層			
流紋岩・石英安山岩	?	?		22, 23						
	黒雲母	黒雲母								75
	VIII	?					49, 50, (51), 52			76, 77
安山岩・玢岩	X	c	12, (14), (15), (16)		(28)					(72), (73), (74)
		e						62		
	V	d			27			52, 58, 59, 60, 61	63	
		c	10							
	IV	c	(11)	21						
	III	c	7, 8, 9							
		d→c		20						
玄武岩・粗粒玄武岩	斑晶斜長石がある	V	c						56	
			d→c	5, 6						
			d							69
		IV	c					47, 48		
			b→c							68
		II	d→c	3, (4)						
			d→c		(19)					
		III	c	2		37, 38	46	53, (54), (55)		66
			b→c		17, 18	36				65, 71
			d							70
	d→c	(1)				45				
	c					35				
	X	c			39	44				
斑晶斜長石がない	III	c		26		41, 42, (43)			67	
		b→c		25	29, 30, 31, 32, 33, 34	40			64	

番号は標本番号で地質図幅上に記入されてある。たゞし 6, 44, 45 および 70 は大館図幅地域内にあり、下にその産地を記す。

ゴチツクのは説明書の地質各説に記載されてある。

括弧を付したものはやゝ疑問のあるものである。

6: 比内町小坪沢の北東方 600 m の橋のたもと

44: 大館市合地前田の部落の川岸

45: 大館市鳴滝の東北東方 1 km の尾根

70: 大館市保滝沢西方、月山の北下の道路の石切場

の早口川層の時代には両岩系が重複して噴出したものと解される。貫入岩類の主要な貫入時期は岩谷層後期と考えられるが、岩型の点からみるとほとんどすべての岩型をもうらしてあり、いろいろの時期に貫入したとする解釈も可能であろう。

第3表 図幅地域の火山岩の噴出順序

岩 石	藤倉川層	黒石沢層	早口川層	岩谷層	藤琴川層	南井沢層 早口川層
流紋岩・石英安山岩		---		---		
安山岩 紫輝輝石質		---		---		
安山岩 ピジョン輝石質		---		---		
玄武岩 斑岩 玄武岩 玄武岩						
斑岩 斑岩 斑岩						
斑岩 斑岩 斑岩						
斑岩 斑岩 斑岩						

本表は第2表の標本のうちの噴出相の火山岩の性質と各層の凝灰岩の重鉱物組成を参照して作製した

岩石の変質 本図幅地域の諸岩層のうち、藤倉川層・黒石沢層および早口川層の岩石は緑色化作用などの変質が著しい。

藤倉川層および黒石沢層の大部分を占める安山岩～玄武岩の火山岩類は、いわゆるプロピライト化作用を多少とも蒙って緑色化している。変質鉱物は曹長石・緑泥石・炭酸塩鉱物・絹雲母・緑簾石などである。これらの鉱物は常にみられるのではなく場所によって変化がある。緑簾石はまれである。

早口川層の岩石の変質は藤倉川層および黒石沢層のそれに較べて程度が低い。玄武岩質の岩石はやゝ暗緑色化して、変質鉱物は鉄サポナイトを主とし、これに炭酸塩鉱物・沸石、まれに曹長石が伴なわれている。石英安山岩～流紋岩質の酸性凝灰岩は鮮やかな緑色を呈し、いわゆる“グリーンタフ”となっている。その変質の程度は場所によって差異があり、g、m および m' 帯に分けられる。

g 帯の凝灰岩は白色粗しょうで、新鮮なガラスが存在することで特徴づけられ、変質鉱物はほとんど認められない。m 帯および m' 帯の凝灰岩はモンモリロナイト・蛋白石・沸石などを生じている。これらの帯は“大谷石”のように比較的硬い部分（m 帯）と、いわゆる“ソーブストーン（soapstone）”となって軟らかくなった部分（m' 帯）とがある。

これらの変質帯は地質図幅に記載されたような分布を示しているが、とくに構造線に沿った地域で変質作用の程度が高い。

岩谷層以上の岩石はほとんど変質作用を受けていないが、一部、岩谷層の玄武岩類が早口川層のそれと似た鉄サポナイト化作用を受け、また藤琴川層の上部七座凝灰岩が七座背斜の付近で早口川層の酸性凝灰岩に似た変質作用を受けている例がある。

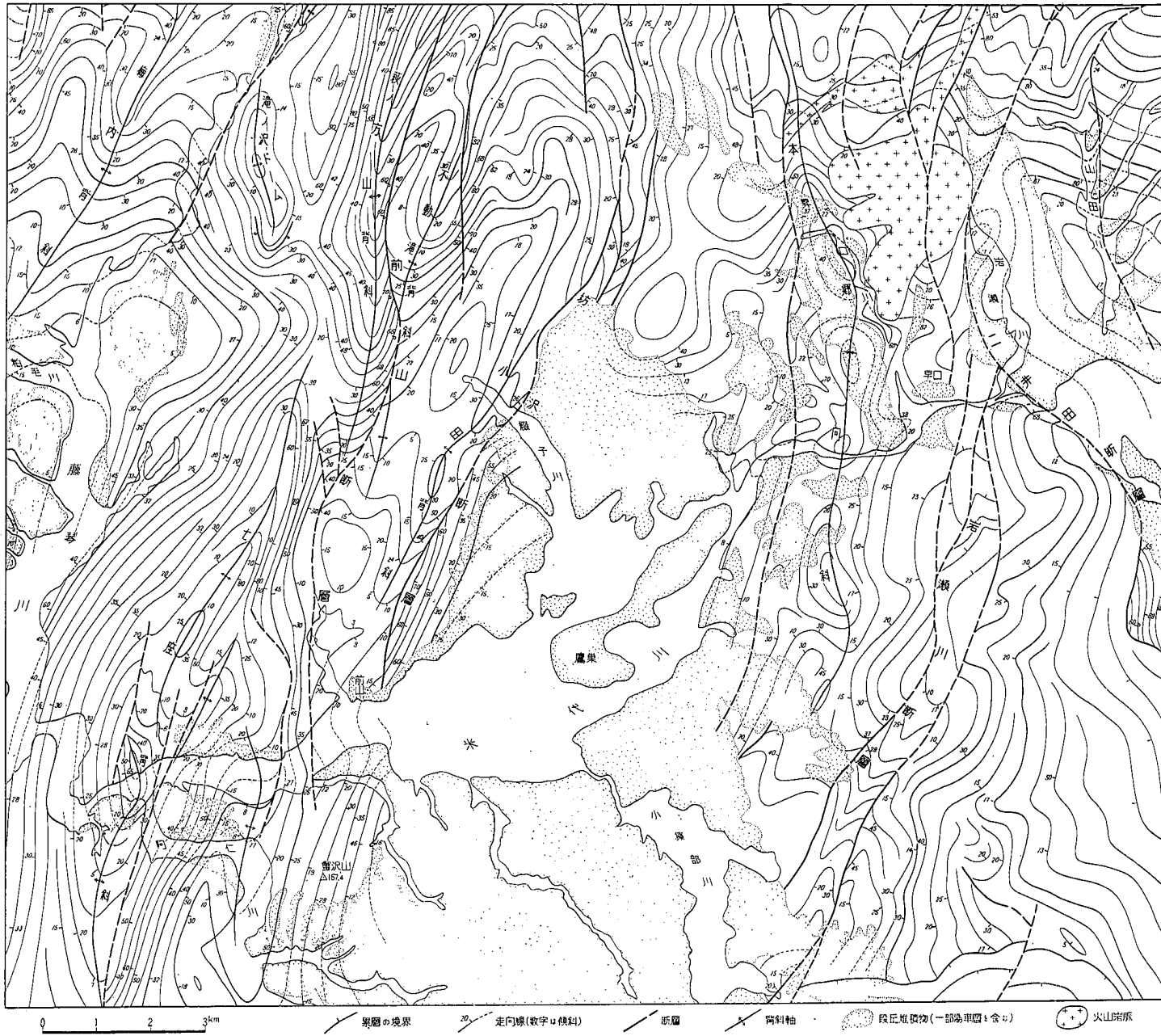
貫入岩類では、粗粒玄武岩はおもに鉄サポナイト化作用を受ける程度であるが、十ノ瀬山付近の閃緑岩では曹長石・緑簾石・緑泥石・炭酸塩鉱物・チタン石などを生じ、一部では陽起石を生じている。

貫入岩類の付近、構造線に沿う地域、鉱床の周辺などでは局地的（local）な変質作用がみられる。これは珪化作用、粘土化作用などで範囲は狭い。この変質帯の周囲ではしばしばプロピライト化作用がみられ、鉄サポナイト化した岩石がさらに緑泥石化していることがある。

地質構造 この地域の地質構造ははなはだ複雑で、図幅地域の西半部と東縁部とではその性格が非常に異なっている。すなわち、西半部では N-S あるいは NNE-SSW 方向のいわゆる「油田型」の波状褶曲と、それに平行する衝上性の逆断層とが卓越しているが、東縁部ではこれとほぼ直交する NWW-SEE 方向の小褶曲が著しく、これをほぼ南北性の断層がきっている。これら両地域に挟まれる部分は、東西両地域に共通な性格を帯びており、東部地域に特有なほど東西性の小波曲と、西部地域の南北性の波曲と断層とが重なりあっている。しかも、東部地域の一通層と西部地域のこれとほぼ同層準の岩谷層ないし小比内沢層とが、相互に直交する褶曲構造に支配されていることから、これらは形成時期を異にするものではなく、むしろ同時期に形成されたものではないかと考えられる。

また、前述したように早口川層から藤琴川層下部までは 10 km 前後の単位で岩相や層厚に著しい変化がみられるが、これらが移り変わる境界付近にはとくに褶曲や断層の発達著しく、かつ粗粒玄武岩が多産する傾向がある。他方、これより上位の地層は上述の大きな単位の変化とともに、さらに短い波長の褶曲に応じて岩相や層厚の変化を示し、堆積時における褶曲作用の進行を示唆している（第4図^{註1)}、第12図および

註1) 第4図の走向線は地質図上に重ねて地層の走向に沿いほぼ同層準の地点を結んだ線で、大体層厚 100 m の間隔で描いたものである。したがって、走向線の間隔が小さい部分は地層が急傾斜していることを示し、逆にその間隔が開いている部分は地層の緩傾斜を示す。なお、走向線が途切れている場合は地層の厚さが変化していることを示す。このような図は走向線図ともよばれ、層厚や構造の変化をみるのに便利である（詳細は杉村新他2名：地質図の書き方と読み方、古今書院、1955、参照）。



第 4 図 地 質 構 造 図

び第 15 図参照)。

したがって、この地域の地殻運動は藤琴川層下部の堆積終了の前後から、その性格を一変したものと考えられる。すなわち、それは早口川層から藤琴川層下部までの堆積期間には波長 10 km 前後の波曲によって、それ以後の時期には波長数 km の波状褶曲によって特徴づけられていたといえよう。この波状褶曲は中新世後期から現世まで引続き進行していることは前に述べた通りである。

II. 2 藤倉川層

藤倉川層(命名:角清愛・大沢穠・平山次郎(1962)³²⁾)は本図幅地域最下位の地層である。おもに安山岩の熔岩と火山砕屑岩とからなり、正常の砕屑岩を伴わない。隣接する太良鉱山図幅³²⁾地域の資料によれば、本層は粘板岩・チャートなどからなる先新第三系(古生層?)を不整合に覆う、この地方の第三系の最下部層である。本層からは未だ化石は発見されていないのでその地質時代は明らかでないが、この上位に重なる中下部中新世の化石を産する黒石沢層との間に、とくに著しい不整合のない点からみて、一応下部中新世と考えてよかろう。

模式地 比内町小坪沢付近および鷹巣町麻当川上流

分布および層厚 本層はおもに図幅地域東部、大館市真中、二井田地区の麻当山から比内町小坪沢にかけて分布し、一部図幅地域北東部・田代町十ノ瀬山付近に露出する。

本層は本図幅地域最下位の地層であるため、正確な層厚は明らかでないが、麻当山付近では少なくとも 1,400 m に達するようである。

岩相 本層は安山岩凝灰岩・安山岩熔岩および玄武岩熔岩からなる。

安山岩凝灰岩は本層の主体を占め、主として火山礫凝灰岩で、細粒凝灰岩および凝灰角礫岩を伴う。火山礫凝灰岩は暗緑色～淡緑色、あるいは赤紫色の火山礫からなり、全体として雑色を呈する。一般に無層理であるがときに淘汰をうけてわずかに成層することがある。これらの凝灰岩の原岩は変質作用のため明らかでないが、色調、組織(斑状で、ときに流理構造がある)などから推して、このなかに介在する安山岩熔岩とほぼ同質のものであろう。

安山岩熔岩はおもに安山岩凝灰岩中に 10～50 m の厚さをもって介在し、上大沢から北東に入る沢の奥では 5～10 m の厚さの熔岩が凝灰岩と幾層にも互層して、成層火山の一部のような感じを与える。麻当山の東部の二井田地区および田代町山田北方では本熔岩が著しく発達し、前者の地域では厚さ 300 m 以上と考えられる。熔岩は一般に節理がよく発達し、ときに自破碎熔岩となる。二井田地区の熔岩の厚い累層は露出が良好でないため、その性質が明らかでないが、大倉鉱山の沢では厚さ 5～20 m の節理のある熔岩が岩滓状の部分を挟んで多く累重している。

岩石は一般に変質が進んで、岩型の決定が困難であるが、比較的新鮮な部分で普通輝石安山岩および橄欖石安山岩がみられ、他の変質岩もほぼこれと類似の岩石のようである。石基はほとんど c 型のものであり、斑晶鉱物の差異によって IIIc・IVc・Vc および Xc 型の鉱物組合せがある。

No. 7^{註2)} 橄欖石安山岩 (IIIc)

斑晶: 斜長石・橄欖石

斜長石は 0.5～3 mm 大で多量である。累帯構造は著しくなく、清澄であるが、変質のため、内部に緑泥石などの 2 次鉱物を生じている。橄欖石は 0.5～1 mm 大で、鉄鉱および緑泥石に変化し仮像をなしている。とくに反応縁はみられない。

微斑晶: 普通輝石

約 1 mm 大で新鮮でまれである。

石基: 斜長石・単斜輝石・鉄鉱

ピロタキシティック組織をなす。

2 次鉱物: 緑泥石・チタン石など

No. 12 普通輝石安山岩 (Xc)

斑晶: 斜長石・普通輝石

斜長石は 1～3 mm 大で多量である。累帯構造は著しくなく、ときに単斜輝石の包有物がある。部分的に曹長石化している。普通輝石は 1～4 mm 大で新鮮である。

石基: 斜長石・単斜輝石・鉄鉱・石英・アルカリ長石・黒雲母・パーガス石・燐灰石

ピロタキシティック組織を呈する。石英・アルカリ長石・黒雲母およびパーガス石はパッチ状あるいは脈状をなす分結部に存在する。

註 2) この標本番号は第 2 表の番号に対応し、地質図上に記された番号についても同様である。以下同様。

玄武岩熔岩は小坪沢北方、麻当川奥および横岩南方でみられ、厚さは20～50 mで一般に節理が発達し、一部自破砕熔岩となっている。岩石は紫蘇輝石橄欖石玄武岩・橄欖石玄武岩・紫蘇輝石・普通輝石玄武岩などである。石基は6個のうち1個だけがc型で、他はすべてd→c型である。斑晶の種類によってIIIc, d→c, II d→c, V d→cなどの鉱物組合わせがある。

No. 2 橄欖石玄武岩 (IIIc)

斑晶：斜長石・橄欖石

斜長石は0.5～3 mm大で多量で累帯構造は著しくない。一般に清澄であるがときに虫喰状構造が発達し、そのなかに単斜輝石の包有物がある。橄欖石は0.3～1 mm大でかなり多量で、鉄鈦・緑色鈦物などに変質して仮像をなす。周囲に単斜輝石の反応縁がある。

微斑晶：単斜輝石

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈦・石英・アルカリ長石

間粒状組織を呈する。石英およびアルカリ長石は他の鉱物の間隙を埋めて少量存在する。

No. 5 普通輝石紫蘇輝石橄欖石玄武岩 (V d→c)

斑晶：斜長石・橄欖石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は0.3～3 mm大で多量、比較的清澄で累帯構造はあまり著しくない。橄欖石は約0.3 mm大で多量で、単斜輝石の反応縁を有する。紫蘇輝石および普通輝石は1～2 mmで大型であるが量は少なく、いずれも新鮮である。紫蘇輝石には単斜輝石の反応縁がある。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈦

斜方輝石は少量で、単斜輝石の反応縁を有する。

2次鈦物：鉄サポナイト・炭酸塩鈦物・沸石など

II. 3 黒石沢層

黒石沢層（命名：斎藤正次（1951）¹⁵⁾）は藤倉川層を整合に覆う、おもに安山岩火山礫凝灰岩・礫岩・砂岩などからなる地層である。礫岩のなかからはしばしば中下部中新世の海棲化石を産する。

模式地 鷹巣町岩ノ目沢および上大沢から北東に入る沢の上流

分布および層厚 本層はおもに図幅地域東部山地に、横岩南方から小森川流域にか

けて南北に細長く分布し、一部田代町十ノ瀬山付近に分布する。本層の厚さは地域により、著しく変化する。十ノ瀬山付近では層厚は約100 m、横岩南方では約200 mであるが、南方に行くにしたがい、次第に厚さを増し、麻当川上流では約700 mに達する。この南方の小森川流域ではさらに層厚を増すようであるが、地質構造が複雑であるため、正確な値は明らかでない。

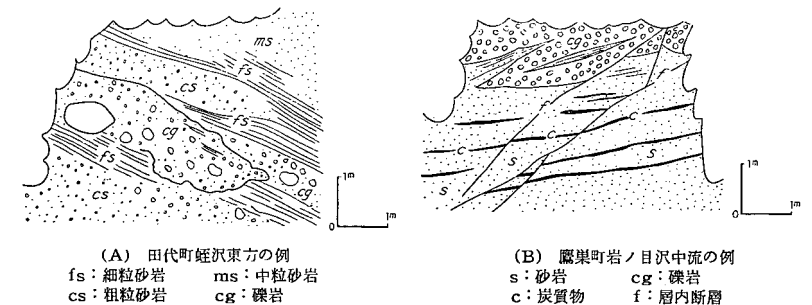
岩相 本層はおもに礫岩・砂岩および安山岩火山礫凝灰岩からなり、これらのなかに玄武岩熔岩、まれに安山岩熔岩および流紋岩熔岩を挟む。

礫岩は中礫岩～細礫岩で、礫はほとんど安山岩質のものであり、基質は一般に凝灰質、ときに砂質である。礫を構成する安山岩は下位の大川目川層中のものと同様のものであり、また礫の円磨度が良好でないことが多く、むしろ礫岩質火山礫凝灰岩・礫岩質凝灰岩礫岩あるいは火山円礫岩と称するのが適当のことが多い。

砂岩は中粒～細粒で一般に凝灰質である。凝灰質物質は暗緑色～淡緑色あるいは赤紫色を呈するので全体として雑色である。

砂岩と礫岩とは不規則に入り混じり、あるいは規則的に互層する。これらの砂岩および礫岩にはしばしば薄い泥岩が挟まれており、例えば麻当川の上流と小森川の中間の山地における本層下部の礫岩および砂岩の層準、田代町山田北方の礫岩などのなかに見られる。泥岩は凝灰質のもの、あるいは無層理で黄色を呈するものであるが、湯ノ岱の西から北方に入る沢でみられる泥岩は灰黒色で、多くの植物の破片を含んでいる。

上に述べた礫岩および砂岩中にはしばしば第5図に示すような異常堆積現象がみら



第5図 黒石沢層の礫岩および砂岩中の異常堆積

れ、また同図（B）の例では幾本かの断層がみられるが、この断層はそれに沿って周囲と同質の砂岩とが入り込んでいてところから、層内断層とみられる。

安山岩火山礫凝灰岩は淡緑〜暗緑色で、ときに下位の藤倉川層中のもののように雑色を呈し、無層理のこともあり、よく成層することもある。火山礫はしばしば軽石様の構造を有することがあるが典型的な軽石とはいえない。原岩は藤倉川層中の安山岩熔岩とほぼ同質のようであるが、岩ノ目沢中流には次に述べる流紋岩熔岩と同質の火山岩塊を含む凝灰角礫岩がある。

玄武岩熔岩は上大沢から北東に入る沢の奥および麻当川上流から小麻当川上流にかけて分布し、節理の発達した堅硬の熔岩あるいは自破碎熔岩からなる。

岩石は斜長石の斑晶に富む橄欖石玄武岩であるが、小麻当川の奥ではやゝ安山岩質の所があり、この部分では普通輝石橄欖石安山岩である。

No. 17 橄欖石玄武岩 (IIIb→c)

斑晶：斜長石・橄欖石

斜長石は2～8mm大で多量である。累帯構造は著しくないが、塵状物質あるいは単斜輝石の包有物を含むものがしばしばある。橄欖石は0.3～2mm大で多量で仮像をなし、単斜輝石の反応縁を有する。

石基：斜長石・単斜輝石・橄欖石・鉄鈹

間粒状組織を呈する。橄欖石はまれで、単斜輝石の反応縁を有する。

安山岩熔岩は湯ノ岱東方でみられ、自破碎熔岩で、岩石は有色鈹物が認められない斜長石斑状安山岩である。

No. 20 斜長石斑状安山岩 (d→c)

斑晶：斜長石

斜長石は0.8～3mm大で多量である。累帯構造は著しくないが、部分的に曹長石化作用を受けている。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹・珪長質物質

ピロタキシティック組織を呈する。斜方輝石はまれで仮像をなし、単斜輝石の反応縁を有する。ときに脈状あるいはパッチ状をなす分結部があり、珪長質物質（アルカリ長石など）で埋められている。

流紋岩熔岩は岩ノ目沢中流および坊山の東方から北方に入る沢でみられ、厚さは2～5mで節理がよく発達している。

No. 23 流紋岩

斑晶：斜長石・鉄鈹

斜長石は0.5～4mm大で、曹長石化作用を受けたものが多いが、アルパイト式双晶が残されている。

石基：石英・長石・鉄鈹・燐灰石

脱ガラス作用を受けて珪長石組織を呈するが、もとの流理構造がよく残されている。

層位関係 本層と下位の藤倉川層とは漸移整合の関係にある。藤倉川層中の安山岩火山礫凝灰岩、本層中の安山岩火山礫凝灰岩・礫岩質火山礫凝灰岩などは岩相が類似しているため、区別の困難のことが多いが、藤倉川層中の安山岩火山礫凝灰岩が礫岩質となる層準を本層の下限とした。

化石 十ノ瀬山の中仕田沢上流の本層の礫岩質凝灰岩のなかから次の化石を産する。

Cardium sp.

Cryptopecten yanagawaensis (NOMURA et ZIMBO)

Placopecten akihoensis (MATSUMOTO)

Brachiopoda

II. 4 早口川層

早口川層（新命名）は黒石沢層を整合、一部不整合に覆い、図幅地域東半部に広く分布する。本層は黒色泥岩・酸性軽石凝灰岩・斜長石の斑晶を欠く橄欖石玄武岩などによって特徴づけられ、ときに海棲化石を産する。

本層は上下を通じとくに著しい層相の変化はないが、中位の著しく橄欖石玄武岩類を伴う泥岩層をもって中部層とし、便宜的に下部層・中部層および上部層に区分した。層厚は上部層では比較的一定した値を示すのに対し、中部層および下部層では地域により著しく変化する。しかし、下部層が薄い地域では中部層が厚いために本層全体としてみればかなり一定した層厚を示しており、その値は700～1,000mである。

なお、図幅地域南東部の鷹巣町坊山付近には著しい異質凝灰角礫岩からなる地層が発達している。この地層は黒石沢層およびおそらく早口川層の一部を、不整合に覆うという以外には層位関係を示す資料はない。隣接する太良鉱山図幅地域における知識

註3) などからみて一応早口川層下部層の軽石凝灰岩に対比した。

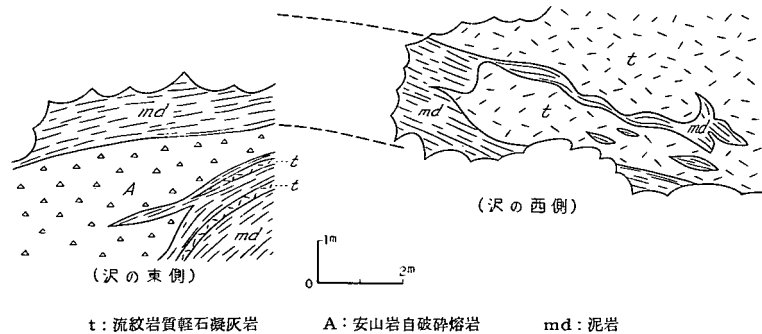
II. 4. 1 早口川層下部層

模式地 田代町外川原南方の沢および木越付近。異質凝灰角礫岩層は鷹巣町坊山付近。

分布および層厚 本層は図幅地域東部に南北に細長く分布している。もっともよく発達するのは、早口付近から麻当川に至る地域であり、約450mの厚さがあるが南方および北方に行くにしたがい急速に厚さを減じ、とくに田代町岩野目北方、山田北方などではまったく欠除している。

異質凝灰角礫岩層は図幅地域南部、坊山付近および妹尾館付近に分布するが、さらに南方の米内沢図幅地域に広くひろがっている。一般に無層理であって地質構造が明らかでないため、層厚の算定が困難であるが、まれに認められる層理（一般に走向E-W、傾斜15~20°S）をもって推定すれば少なくとも500mに達するようである。

岩相 本層の主体を構成するものは比較的下位の泥岩・砂岩と、比較的上位の流紋岩質軽石凝灰岩とである。横岩南方などでは泥岩のなかに流紋岩質軽石凝灰岩が介在すること、外川原南方の沢でみられる第6図のような関係などから考えると、両者は大局的にみた場合指交の関係にある可能性がある。前者のなかには玄武岩熔岩および



第6図 外川原から南方に入る沢の中流における泥岩・安山岩熔岩および流紋岩質軽石凝灰岩の関係

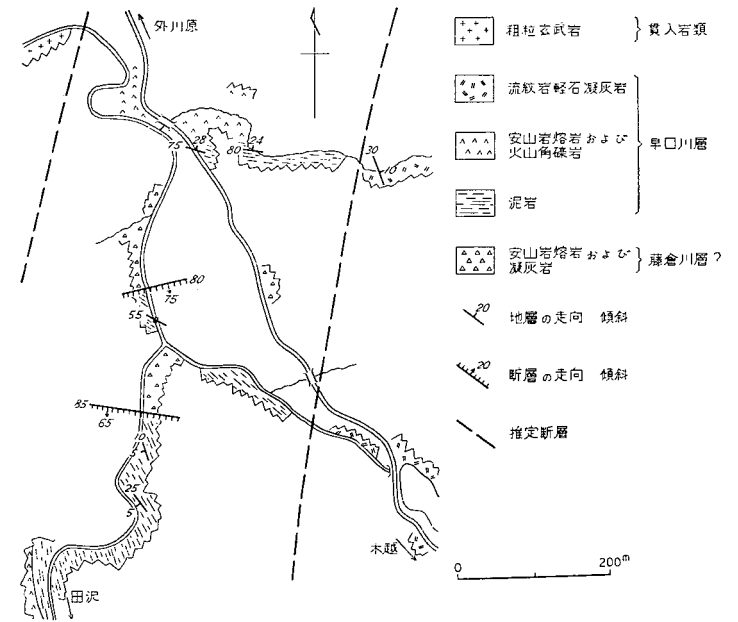
註3) 太良鉱山図幅地域西部で早口川層下部層の軽石凝灰岩が下位層に overlap して、不整合関係をもって黒石沢層に接している。このような場所では、坊山付近のものに似た異質凝灰角礫岩が発達していることが多い。

安山岩熔岩が介在している。

このほか、坊山付近に異質凝灰角礫岩層があるが、この地層は異質凝灰角礫岩・石英安山岩軽石凝灰岩、および両者の混在したものからなり、これらのうち混在する岩相がもっとも著しい。

泥岩は一般に灰色であるが、しばしば炭質物を含むために暗灰色を呈する。ときによく成層するが、一般に無層理であることが特徴である。

砂岩は中粒、一般に無層理、凝灰質である。砂岩は種々の層準に伴なわれているが下位に多いようである。



第7図 木越西方における藤倉川層類似の岩石の露出

なお、木越西方で地質図上に泥岩および砂岩として塗色した所に、第7図のルートマップに示すように、藤倉川層を構成する安山岩熔岩および安山岩火山凝灰岩によく類似した岩石が露出し、泥岩とは常に断層で接している。この付近は岩瀬川断層に沿う構造帯となっているために、上記の岩石は構造線に沿って衝上したものであるかもしれない。

玄武岩熔岩は一般に自破碎熔岩であり、このなかのときに不規則の節理が発達す

る。岩石は橄欖石玄武岩である。

なお田沢東方の本岩に属するとみられる火山角礫岩中の異質火山岩塊として、角閃石黒雲母花崗岩がみいだされた。

No. 25 橄欖石玄武岩 (IIIb→c)

斑晶：橄欖石

大きさ 0.5~6mm で多量で、鉄サポナイトに変化して仮像をなす。やゝ不完全な単斜輝石反応縁を有する。

石基：斜長石・単斜輝石・橄欖石・鉄鈹

間粒状組織を呈する。橄欖石は少量で完全に単斜輝石の反応縁でつままれている。

安山岩熔岩は外川原南方の沢の西側の崖に典型的に露出し、こゝでは比較的規則的な節理の発達した堅硬な熔岩であるが、その他の場所では自破砕熔岩～火山角礫岩となっている。岩石はガラス質の普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

No. 27 普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Vd)

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹

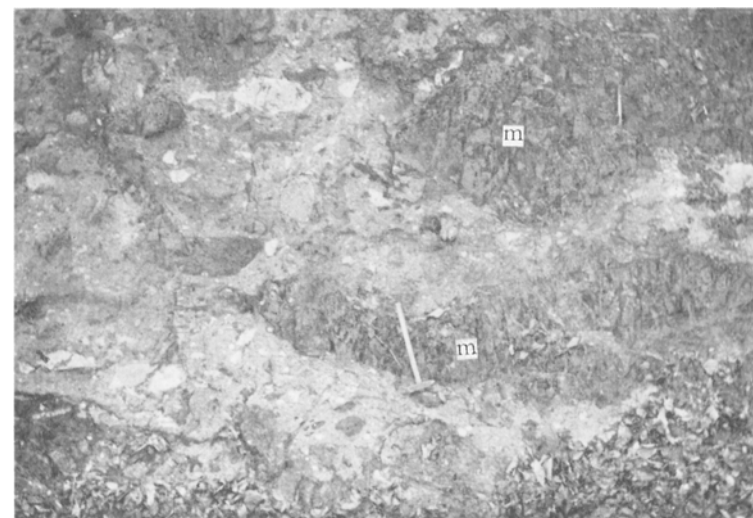
斜長石・紫蘇輝石・普通輝石のいずれも 0.3~1mm 大で少量である。斜長石はやゝ著しい累帯構造を示す。紫蘇輝石に反応縁はない。ときに斑晶が集まって集斑晶をなす。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹

ガラス基流晶質組織を示す。

流紋岩軽石凝灰岩は淡緑色～淡褐色を呈し、一般に無層理であるが、模式地や向黒沢から東方に入る沢の上流などではやゝ成層する。しばしばガラス質の破片からなり、軽石凝灰岩というよりむしろガラス質凝灰岩 (vitric tuff) と呼ぶのが適當のことがある。本岩はかなり均質な岩相をもっており、火山岩塊は含まれないことが多い。このため原岩の性質を明らかにすることが困難であるが、木越付近ではしばしば黒雲母が含まれること、太良鉱山図幅地域では早口川層下部の凝灰岩は、黒雲母流紋岩質のものであることなどから推して、本岩も流紋岩質のものであろうと考えられる。

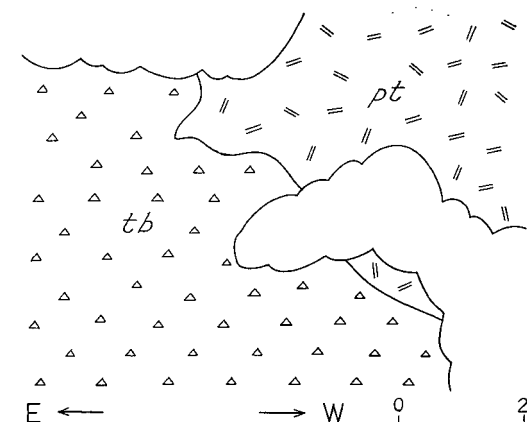
異質凝灰角礫岩は一般に無層理でまれに成層する。異質岩塊は黒色泥岩～硬質頁岩および緑色化した藤倉川・黒石沢各層の緑色の部分に類似する岩石がもっとも多く、その他砂岩、まれに花崗岩質岩石が含まれている。これらの岩塊は一般に雑然と入り混じっているが、湯ノ岱南方の林用軌道沿いでは図版 2 に示すように黒色泥岩の岩塊が一見レンズ状の夾みのように見えることがある。



m：黒色泥岩のレンズ

図版 2 湯ノ岱南方の林用軌道沿いでみられる早口川層下部層の異質凝灰角礫岩

石英安山岩軽石凝灰岩のもっとも典型的なものは妹尾館南方の坊川に沿ってみられる。しばしば砂質となって成層する。軽石の原岩は石英に富む紫蘇輝石石英安山岩である。



pt：石英安山岩軽石凝灰岩（早口川層） tb：安山岩凝灰角礫岩（黒石沢層）

第 8 図 藤倉町湯ノ岱西方でみられる黒石沢層と早口川層との関係

層位関係 本層の下限は下位の黒石沢層の上位の泥岩が出現する層準とした。この境界の所ではとくに堆積の中断は認められず、ときには泥岩中に円礫が混在して漸移的な岩相がみられることがあり、両者は整合関係にあると考えられる。小麻当のやゝ上流から東北東に入る沢の奥では、本層の泥岩が間に礫岩を欠いて直接玄武岩熔岩の上に重なっている。早口川層と黒石沢層とは堆積環境が著しく相違するので、このような関係は部分的不整合である可能性がある。

坊山付近の異質凝灰角礫岩層はその分布からみても、黒石沢層を著しい傾斜不整合で覆うようである。直接の関係は湯ノ岱南方の林用軌道沿いでみられる。こゝでは第8図のような関係で、下位の黒石沢層の緑色に変質した安山岩凝灰角礫岩と、上位の本層の異質火山礫を含む黄褐色の石英安山岩軽石凝灰岩とが接している。接触面は完全に癒着している。

II. 4. 2 早口川層中部層

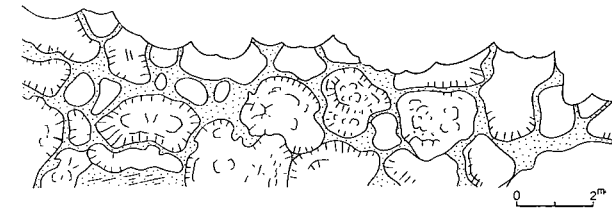
模式地 田代町大淵から中仕田に至る早口川沿い。

分布および層厚 本層は図幅地域北部の高仮戸山付近から田代町大淵・中仕田・早口・鷹巣町下大沢・小麻当などを経て図幅地域南部の四渡西方に至るまで、ほぼ南北に細長く帯状に分布し、途中の大淵から中仕田の間および下大沢付近でかなり広い分布を示している。これと分布上離れて田代町山田付近にも本層が広く分布する。本層は地域による層厚の変化が著しい。これは次の岩相の項に述べるように、局部的に著しく厚い玄武岩類が介在するためである。模式地付近ではもっとも厚く、約800mに達するが、南方の早口付近では約150mと薄くなり、下大沢付近では約500mとふたゝび層厚が増大する。山田付近では約700mと推定される。

岩相 本層はおもに泥岩および玄武岩の熔岩ならびに火山砕屑岩からなる。泥岩は本層の分布地域全域にわたってほぼ一定の厚さをもってひろがるが、玄武岩は地域により著しく厚くなり、あるいはまったく欠除する。

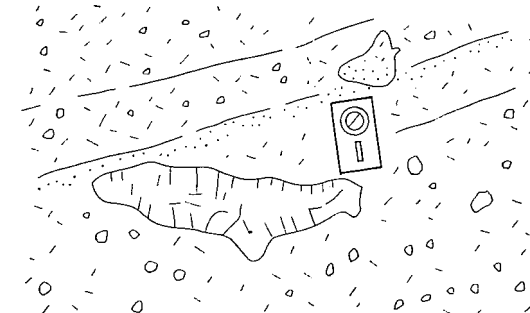
泥岩は灰色～暗灰色を呈し、一般に無層理でときにやゝ成層する。南部の下大沢付近から四渡西方にかけてはやゝ岩相が異なり、やゝ硬質の灰色泥岩と無層理の細粒～中粒砂岩とからなり、上位の早口川層上部層中のものによく類似する石英安山岩軽石凝灰岩を挟有する。

玄武岩の熔岩および火山砕屑岩は自破砕熔岩・枕状熔岩・凝灰角礫岩・集塊岩・火山礫凝灰岩などの複雑な累層である。熔岩は鷹巣町岩谷北方・二本杉南方・下大沢南方・小麻当付近・田代町早口付近・山田付近などに分布する。一般に自破砕熔岩で、このなかのときに不規則の節理が発達する。枕状熔岩は二本杉南方（第9図参照）、



第9図 鷹巣町二本杉南方の枕状熔岩

山田付近などでしばしば見られる。火山砕屑岩は田代町大淵から中仕田に至る早口川沿いから鷹巣町大畑北方にかけての地域にもっとも典型的に発達する。この地域では火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩が幾重にも成層し、これらのなかに薄い熔岩が挟まれている。田代町本郷から北西に入る沢のこれら火山砕屑岩の最上部には第10図に示すような熔岩餅集塊岩 (dribble agglomerate) がある。



第10図 田代町本郷から北西に入る沢で見られる熔岩餅集塊岩

岩石は橄欖石玄武岩である。

No. 31 橄欖石玄武岩 (IIIb-c)

斑晶: 橄欖石

0.5~2 mm 大で炭酸塩鉱物および鉄サポナイトに変化して仮像をなす。反応縁はない。

石基：斜長石・単斜輝石・橄欖石・鉄鈹
 オフィティック組織を呈する。単斜輝石は非常に微弱な淡紫色（purple）を示す。橄欖石はまれで単斜輝石の反応縁で完全にかこまれる。

No. 33 橄欖石玄武岩（IIIb→c）

斑晶：橄欖石
 約 1 mm 大でまれで、変質して仮像をなし、やゝ不完全な単斜輝石反応縁を有する。

石基：斜長石・単斜輝石・橄欖石・鉄鈹
 オフィティック組織を呈する。単斜輝石のなかには淡紫色（purple）を呈するものがある。橄欖石はまれで単斜輝石の反応縁で完全にかこまれる。

No. 38 橄欖石玄武岩（IIIc）

斑晶：斜長石・橄欖石・石英
 斜長石には 1～5 mm 大で虫喰状構造を呈するものがある。これはかなり曹長石分子に富むもののようで外来結晶と考えられる。このほかに多量にある斜長石は 1 mm 大であり清澄である。橄欖石は約 1 mm 大で鉄サボナイトに変化して仮像をなす。反応縁は認められない。石英は約 2 mm 大のものが 1 個あり、外来結晶と考えられ、周囲に反応縁状に単斜輝石が付着している。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈹
 やゝガラス質の間粒状組織を呈する。

層位関係 本層の下限は早口川層下部層の流紋岩軽石凝灰岩の上位の泥岩の出現する層準とした。これらの間の関係は整合である。

化石 小森川中流、四渡の西方の本層の凝灰質砂岩から *Chlamys nisataiensis* OTUKA を産する。また泥岩中からは *Sagarites* を産する。

II. 4. 3 早口川層上部層

模式地 鷹巣町田沢川中流

分布および層厚 本層は鷹巣盆地東縁部、大館盆地西縁部および糠沢川上流地域の 3 地域に分布する。鷹巣盆地東縁部ではもともと典型的な層序および岩相がみられ、350～450 m の厚さがある。大館盆地西縁部ではおもに山田南方、一部小袴南方の割沢に分布し、前者の地域では厚さは少なくとも 650 m に達する。糠沢川上流地域では早口川層中部層と岩谷層との間に挟まれて、本層の上限と下限とがよく観察され、正確な層厚が得られるが、その値は小さく 100～120 m に過ぎない。

岩相 本層はおもに石英安山岩軽石凝灰岩と泥岩とからなり、前者には石英安山岩熔岩が、後者には玄武岩熔岩および火山砕屑岩が伴なわれる。軽石凝灰岩と泥岩とは互層の関係にある。鷹巣盆地東縁部では泥岩が比較的厚いために、これらを地質図上で分けることができるが、他の地域では泥岩はレンズ状の夾みとして存在するものが多く、軽石凝灰岩として塗色してある。例えば山田の西方の赤川に向かう峠では厚さ約 60 m の泥岩が挟まれている。

石英安山岩軽石凝灰岩は一般に無層理で、ときにやゝ成層する。しばしば凝灰角礫岩となる。とくに中仕田南方の林用軌道沿いでは軽石の大きさが 1～2 m の大きさに達し、また緻密な石英安山岩の火山岩塊を含む凝灰角礫岩～火山角礫岩となっている。これら軽石凝灰岩は一般に斜長石および角閃石の結晶を含んでおり、その原岩は次に述べる角閃石石英安山岩と同質のようである。しかし中仕田南方の林用軌道沿い、早口川河口などの凝灰角礫岩のように多量の石英の斑晶が含まれることがある。

石英安山岩熔岩はおもに小麻当川流域に分布し、中心部は節理の発達した熔岩であるが、下位は自破砕熔岩となり、凝灰角礫岩を経て次第に軽石凝灰岩に移化する。岩石は石英の斑晶を欠く角閃石石英安山岩である。

No. 49 角閃石石英安山岩

斑晶：斜長石・普通角閃石・鉄鈹
 斜長石は 1～4 mm 大、少量、清澄で累帯構造は著しくない。浸液法により屈折率を測定すると $n_1 = 1.547 \sim 1.551$ でアンデシンに属する。普通角閃石は約 0.5 mm 大でまれである。

石基：長石・珪酸鈹物・黒雲母・磷灰石
 ガラス基流晶質～珪長岩質組織を呈する。

泥岩は灰色～暗灰色、無層理でときに成層する。しばしばやゝ硬質の灰色頁岩を挟有し、あるいはこれと互層する。まれに典型的な硬質頁岩があるが、これは七日市東方、川口北東方（軽石凝灰岩中のレンズ）でみられる。

玄武岩の熔岩および火山砕屑岩は一般に泥岩に伴うが、二本杉付近、川口北方などでは軽石凝灰岩と互層している。おもに自破砕熔岩（部分的に節理が発達する）・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩などからなっている。

No. 40 橄欖石玄武岩（IIIb→c）

斑晶：橄欖石

0.5～3 mm 大、多量で鉄サポナイトに変化して仮像をなす。

石基：斜長石・単斜輝石・橄欖石・鉄鈹

間粒状組織を呈する。橄欖石は単斜輝石に完全にかこまれている。

No. 45 斜長石斑状玄武岩 (d→c)

斑晶：斜長石

2～3 mm 大のものが少量ある。累帯構造は著しくない。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹

斜方輝石は 0.3～0.5 mm 大の長柱状をなして斜長石とオフィティック組織をなし、単斜輝石は 0.1～0.2 mm 大で斜長石と間粒状組織をなし、また斜方輝石の周囲に反応縁をなして付着する。

No. 47 普通輝石橄欖石玄武岩 (IVc)

斑晶：斜長石・普通輝石・橄欖石

斜長石は 0.2～5 mm 大で著しく多量で累帯構造は著しい。普通輝石は 0.5～4 mm で少量で、橄欖石は約 1 mm 大で少量で単斜輝石の反応縁を有する。

微斑晶：斜長石・単斜輝石

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈹

間粒状組織～ガラス基流晶質組織をなす。

層位関係 本層の下限は早口川層中部層の上位の、石英安山岩軽石凝灰岩が多量に出現する層準とした。これらの間の関係は整合である。

II. 5 岩 谷 層

岩谷層（新命名）は東北裏日本油田地域で女川層・草薙層くさなぎの名で知られている硬質頁岩や、これと指交する凝灰質砂岩・安山岩（萩ノ方山安山岩）・玄武岩などによって特徴づけられている。硬質頁岩は珪藻を産し、鷹巣町では稼行鉱床を形成している。本層は早口川層を整合に覆っている。

模式地 鷹巣町岩谷付近・藤里村滝ノ沢流域

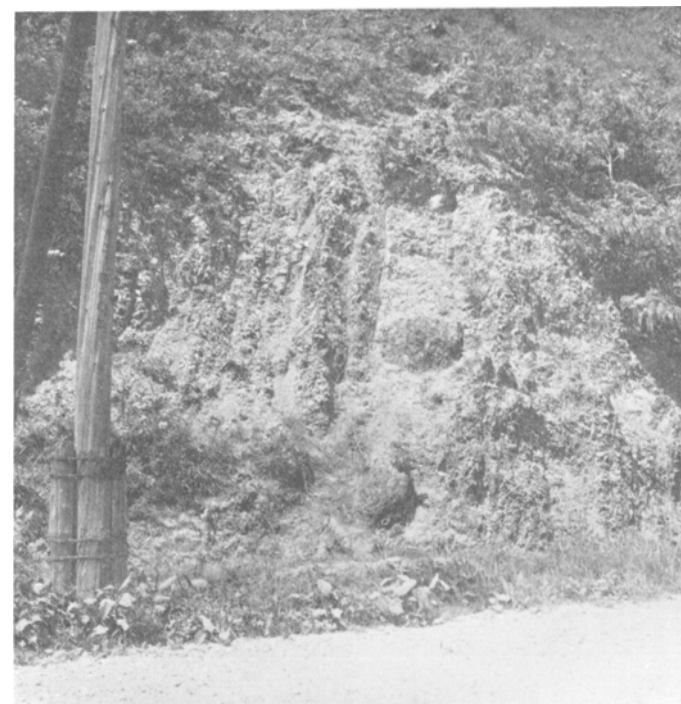
分布および層厚 本層の分布は早口川以西にかぎられ、その東半部は本図幅地域に、西半部は北隣の太良鉱山図幅地域内に分布する（第 11 図参照）。

本層は萩ノ方山背斜付近を境にして著しい層厚の変化を示す。すなわち、その東側では比較的薄く 300～400 m にすぎないが、西側では最大 1,000 m 前後に達する。ま

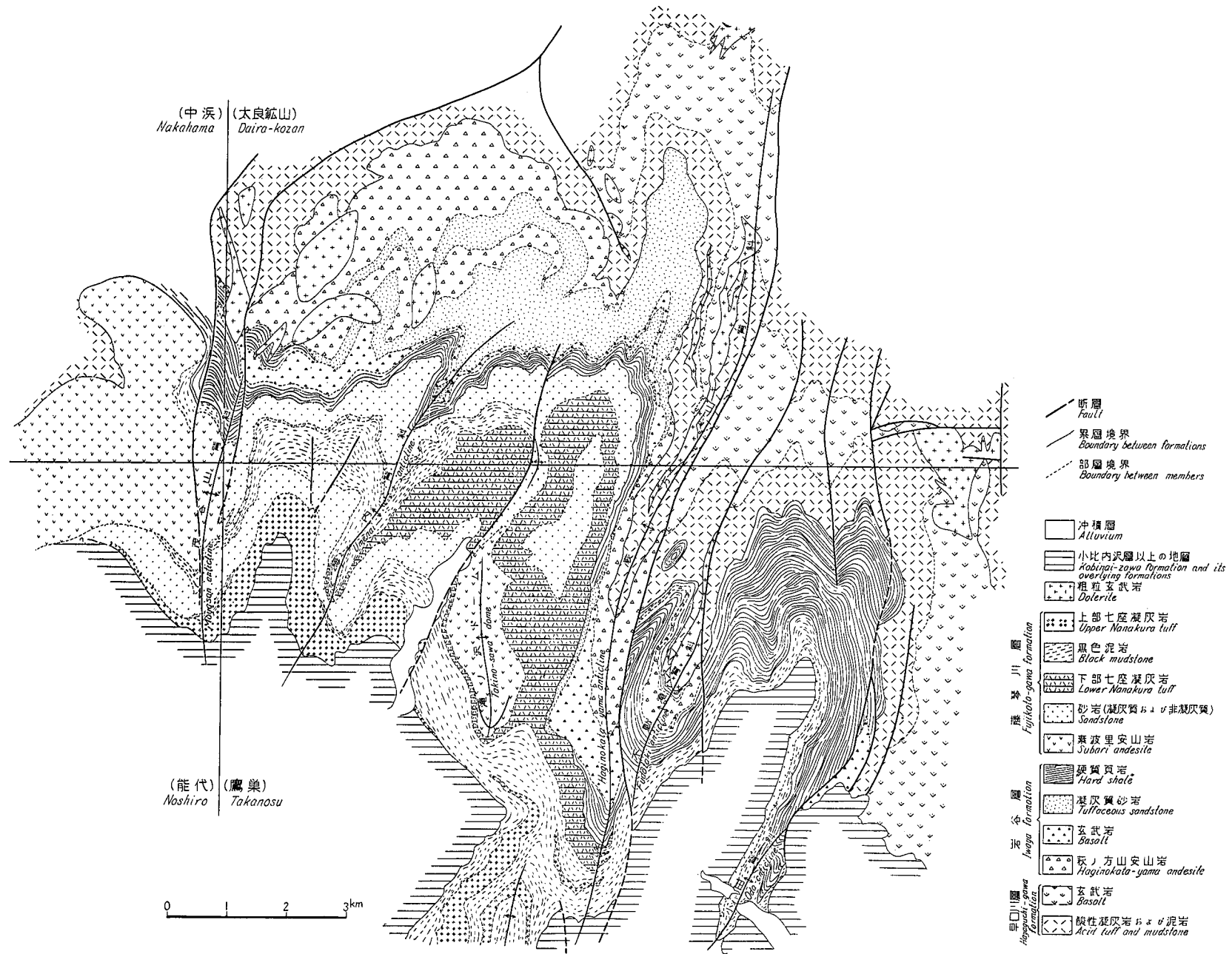
た、茂谷山背斜付近を境にして同様の変化がみられ、その西側地域では 200 m 前後にまで薄くなる（この関係は太良鉱山・中浜図幅地域内で観察される¹⁵⁾³⁰⁾）（第 12 図および第 13 図参照）。

岩相 本層は主として硬質頁岩、凝灰質砂岩および安山岩と玄武岩との火山碎屑岩からなり、これらが複雑にかみあっている。萩ノ方山背斜および茂谷山背斜付近を境にして、これらの岩石の量比に著しい変化がみられ、上記の層厚変化とよく対応している。すなわち、萩ノ方山背斜から東の地域では硬質頁岩を主とするが、その西側の萩ノ方山背斜と茂谷山背斜とに挟まれる地域では凝灰質砂岩と火山碎屑岩とが多く、硬質頁岩は東側に較べて薄くなる。さらに茂谷山背斜の西側では、これらの砂岩や火山岩類が消滅してふたたび硬質頁岩が優勢になる（第 12 図参照）。

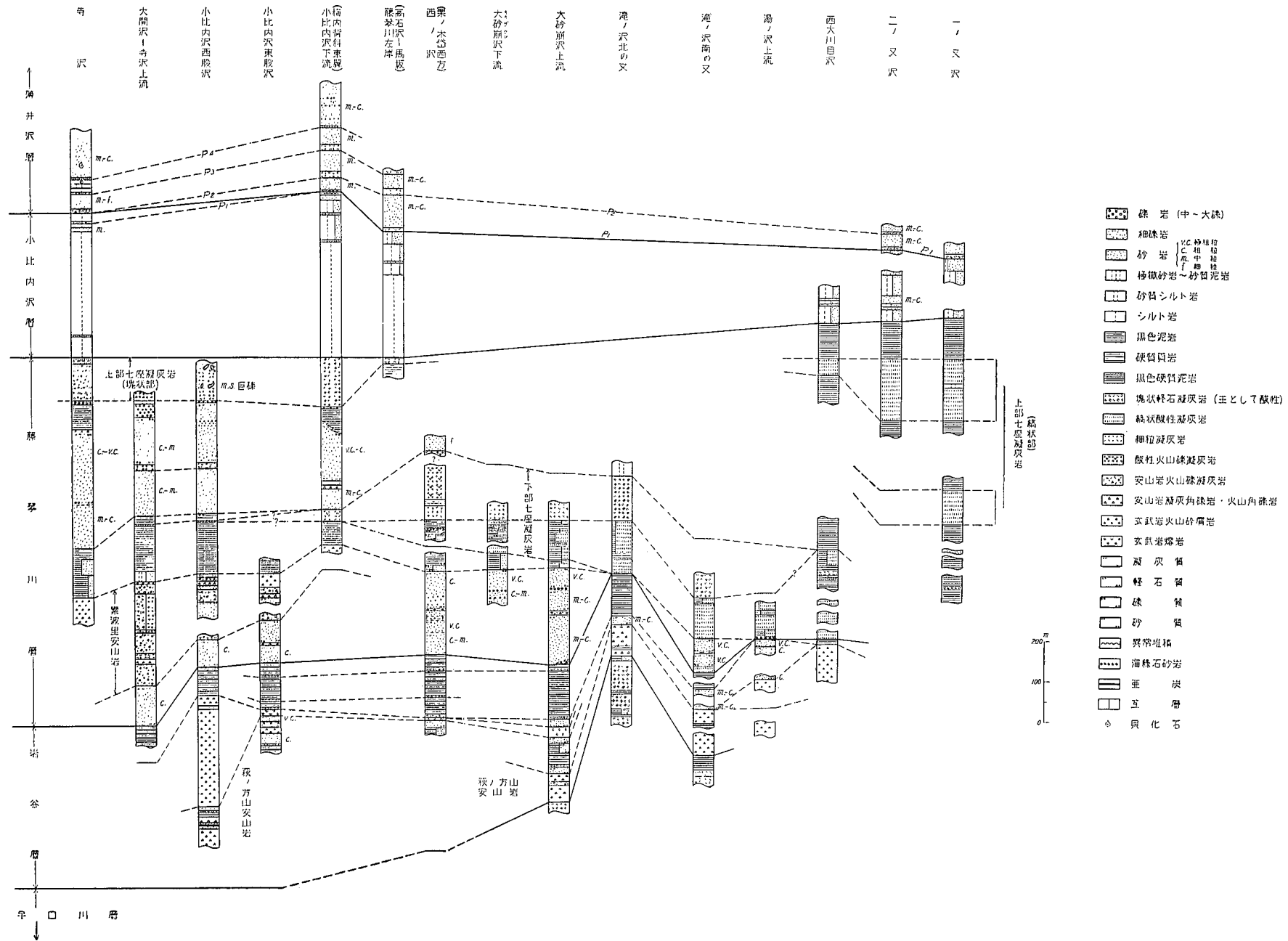
硬質頁岩は不動滝背斜から東では 300m 前後、萩ノ方山背斜～茂谷山背斜間では 120



図版 3 ニッ井町小繋東方約 1 km の鉄道踏切脇の岩谷層の直立した硬質頁岩



第 11 図 早口川層中上部、岩谷層および藤琴川層の地質概略図



第 13 図 七座背斜萩ノ方山背斜の西側地域の柱状図



図版 4 藤里村大開付近（太良鉱山図幅地域の南西隅）でみられる岩谷層の硬質頁岩の過褶曲



f: 断層

図版 5 東又南方でみられる岩谷層の硬質頁岩層の背斜部に生じた断層

m 前後のそれぞれほぼ一様な厚さで連続しているが、上記の背斜軸付近では膨縮著しく、ときに尖滅することがある。硬質頁岩は非常に明瞭な板状層理を有し、ときに凝灰質砂岩や軽石凝灰岩を挟む。この板状層理は数 cm の単位で頻繁に繰り返す白黒の縞状構造に由来している（図版 3）。この黒色部は茶褐色～灰褐色の緻密、堅硬な泥岩や珪質の頁岩からなっている。珪質頁岩は非常に微細な葉理を示し、ときに無葉理の燧石レンズを挟む。白色部は黒色部に較べてやや粗粒であるが、やはり微細な葉理を有する。その風化面は白色～淡桃色を呈するが、新鮮な断口部は淡褐色で泥質の印象をうける。これら白黒の両帯は新鮮部ではいずれも褐色をおびているにもかかわらず、風化部では非常に対照的な色調を有する。概して、肉眼的観察からは白色部は黒色部に較べてやや凝灰質な印象をうける。これらはいずれも板状あるいは角片状の破片に砕け、その断口部は貝殻状を呈する。

硬質頁岩は他の岩石に較べて、非常に激しい褶曲を示すことが多く、層間褶曲に近い性格をもっている。またそれらの褶曲軸の付近には、衝上性の逆断層が発達することが多い（図版 4 および 5）。

硬質頁岩に挟まれる凝灰質（安山岩質）砂岩は暗青緑色～黒色を呈し、萩ノ方山火山岩に近づくとその夾みが多くなる。

軽石凝灰岩は脂感を有するオリーブ色の軽石ないしガラス質レンズからなっている。ときに 5～10 m の厚さに達し、鍵層として追跡することができる。

さらに、硬質頁岩中にはまれに珪藻土の夾みがみられるが、鷹巣町小田付近の背斜軸部では厚く発達し、現在大規模に採掘されている。

また、麻生（旧七座村）東方の阿仁川沿岸ではこの硬質頁岩中に、厚さ約 5 m の輝石安山岩の凝灰角礫岩が挟まれている。

凝灰質砂岩は主として萩ノ方山背斜と茂谷山背斜との間に分布し、厚さの変化に富み、安山岩や玄武岩の火山砕屑岩と指交する。

それは新鮮部では比較的堅く暗青緑色を呈するが、風化すると黒く変色し、それを構成する砂粒や火山礫に分解する。主として中粒～粗粒の砂岩からなるが、ときに大豆～人頭大の安山岩礫を含み、砂質の火山礫凝灰岩ないし凝灰角礫岩の様相を呈する。これらの火山礫は赤色あるいは黒色を呈し、暗緑色の基質部（マトリックス）との間に著しい色彩的対照を示し、雑色性の印象をあたえる。中～粗粒砂岩と火山細礫

岩とが互層するため比較的層理に富んでいるが、ときには20～30 mに亘って層理を欠き塊状を呈することもある。また一枚の砂岩層中でその基底部から上部に向かって構成物質の粒径が小さくなる、いわゆる「級化層理」(graded bedding)がみられることもある。萩ノ方山火山岩類に接近すると、次第に火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩の夾みを増し、ついにはこれによっておきかえられてしまう。

凝灰質砂岩(中粒) (採取地; 藤里村滝ノ沢上流)

主としてガラス質安山岩と斜長石の角ばった破片からなり、それらの間を繊維状の緑色の粘土鉱物がうめている。砂岩中に肉眼でも多数の赤い砂粒が認められるが、これらは赤鉄鉱化したガラス質石基をもつ安山岩の細片である。そのほか緑泥石化したガラス質石基をもつ安山岩の破片も認められる。

萩ノ方山安山岩

この安山岩類は主として不動滝背斜や萩ノ方山背斜の周辺に分布し、その西方延長部は北隣岡幅地域内に厚く発達している。

これらはいずれも背斜軸部に存在しその下限がみられないため、正確な厚さは測定できないが、およそ5～200m(+)である。北隣地域ではさらに厚く最大800mに達する。

この安山岩類は紫蘇輝石普通輝石安山岩の火山砕屑岩を主とし、まれに熔岩を伴う。このほか凝灰質砂岩や硬質頁岩の薄層を挟む。火山砕屑岩には火山角礫岩や凝灰角礫岩が多く、これらは拳大～牛頭大の火山岩塊とその間をうめる火山灰や火山礫の基質からなっている。この基質は蛋白石化していることがある。ことに基質の少ない火山角礫岩では、火山岩塊の間を蛋白石の細脈が亀甲状に充填し、自破砕熔岩との区別が困難な場合もある。この蛋白石化作用は不動滝背斜や萩ノ方山背斜付近のものにかぎられ、北隣地域の安山岩類にはみられない。熔岩には自破砕状のものと、塊状で一部柱状節理の発達するものがある。

この安山岩は堅硬、緻密なガラス質安山岩が多いので、風化作用に対して著しく抵抗性が強く、急峻な地形をつくりやすい。その断口部は黒色で脂状光沢を有する。

No. 60 普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Vd)

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹

斜長石は0.5～3 mm大で多量である。清澄でときに単斜輝石の包有物があり、累帯構造は一般に著しい。紫蘇輝石は0.5～3 mmで多量で反応縁はない。普通輝石は1～6 mm大でかなり多量である。集斑晶がある。

石基: 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹

ガラス基流晶質組織を呈する。ガラスは褐色である。

No. 62 普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Ve)

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹

斜長石は1～5 mm大で多量、清澄で累帯構造が著しい。紫蘇輝石は約1 mm大で多量で反応縁はない。普通輝石は1～2 mm大で斜長石・鉄鈹とともに集斑晶をなすことが多い。

石基: 斜長石・斜方輝石・燐灰石・鉄鈹

ガラス基流晶質組織を呈し、ガラスはわずかに褐色を帯びている。

玄武岩は主として萩ノ方山背斜と今泉北西方の小背斜との軸部に露出し、安山岩類の上ののっている。そのほか不動滝背斜と鷹巣町一部落付近とにわずかに分布するのみである。北隣地域では硬質頁岩層の下位に連続的に発達し、小比内沢上流では250 m前後の厚さを示す(第11図参照)。

主として橄欖石玄武岩の火山礫凝灰岩と凝灰角礫岩とからなり、著しい変質作用を蒙っている。火山礫や火山岩塊中には杏仁状沸石・緑泥石・蛋白石などが生じている。この著しい変質作用のため風化しやすく、ぼろぼろにくずれるので洪水時などに山崩れを起こすことが多い。風化面は黒色を呈し、深部にまで及んでいるため新鮮な部分の色を観察することは非常に難しい。まれにみられるやゝ新鮮な断口部は暗青緑色を呈するが、空気にさらされるとたちまち黒変する。

No. 53 橄欖石玄武岩 (IIIc)

斑晶: 斜長石・橄欖石・鉄鈹

斜長石は0.5～1 mm大で多量、清澄でやゝ累帯構造をなす。橄欖石は0.5～2 mm大でかなり多量、炭酸塩鈹物に変化して仮像をなす。反応縁は認められない。鉄鈹はまれである。

石基: 斜長石・単斜輝石

間粒状組織を呈する。

No. 56 橄欖石普通輝石紫蘇輝石玄武岩 (Vc)

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石

斜長石は0.5～4 mm大で多量、清澄で累帯構造は著しくない。ときに単斜輝石の包有物がある。紫蘇輝石は約1 mm大で多量、単斜輝石の反応縁を有する。普通輝石は2～4 mm大で少量である。橄欖石は0.3～1 mm大で多量、単斜輝石反応縁を有する。

石基: 斜長石・単斜輝石・鉄鈹

ピロタキシティック組織を呈する。

化石 硬質頁岩中からは次のような珪藻が報告されている²⁾²³⁾。

Cosinodiscus Haradai PANT.

C. oculus iridis EHRENBERG

C. obscurus A. S.

C. robustus GREV.

Melosia sp.

さらに、硬質頁岩には少量ながら *Sagarites chitanii* MAKIYAMA を産する。

層位関係 本層と下位の早口川層とは整合関係にある。萩ノ方山背斜から東の地域では、早口川層上部の酸性軽石凝灰岩が硬質頁岩にかわる層準を本層の下限とし、それより西の地域では、萩ノ方山安山岩が酸性軽石凝灰岩、あるいは軽石凝灰岩黒色泥岩互層にかわって出現する層準をその下限とした。

II. 6 一 通 層

一通層（命名：井上武・川尻茂三・上田良一（1959）²⁹⁾）は大館盆地における唯一の油田第三系相当層である。本層からは化石が未発見であるが、岩相の点から、岩谷・藤琴川および小比内沢の各層に対比されるものと考えられる。層序をたてる都合上、大館図幅地域の一部も合わせ調査したので、その結果を次に述べる。地質図は第14図の通りである。

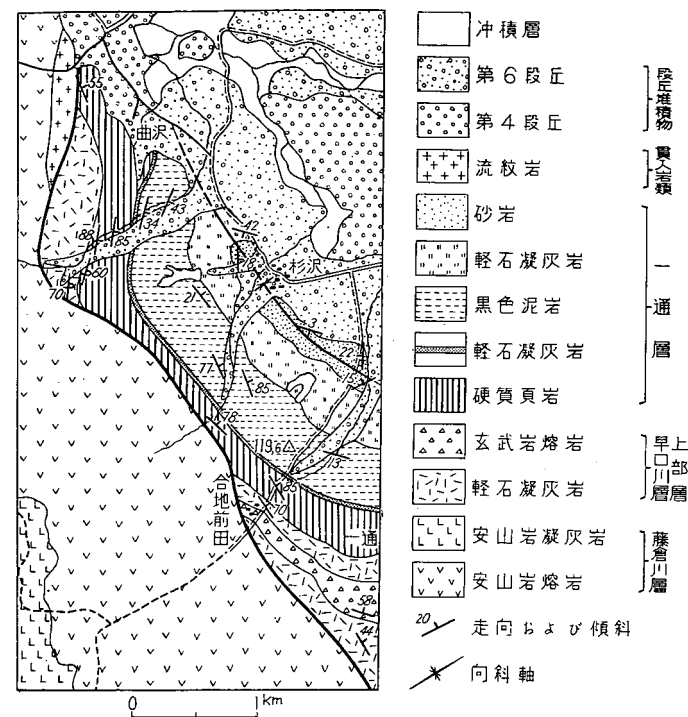
模式地 大館市二井田、割沢

分布および層厚 本層は大館盆地の西縁部に小さな盆状構造をなして分布し、本図幅地域ではその北西の一部のみみられる。層厚は総計750mに達し、その内訳は下位から、硬質頁岩300m、黒色泥岩250m、軽石凝灰岩150mおよび砂岩50mである。

岩相 本層は下位から硬質頁岩・黒色泥岩・軽石凝灰岩および砂岩の順に累重している。

硬質頁岩は灰色でやゝ硬く、細かい葉理がよくみられる典型的ないわゆる“硬質頁岩”で、油田地域の女川層によく類似する。

黒色泥岩は灰色～灰褐色で、一般に明瞭な層理はみられず、非常に塊状の感じがある。露頭では細角状に割れて、典型的ないわゆる“黒色泥岩”で油田地域の船川層に



第14図 一通層地質図

よく類似する。しばしば砂質となり、このなかに海緑石を含む。最下位に緑色に変質した軽石凝灰岩があり、このなかに硬質頁岩の礫が含まれることがある。

軽石凝灰岩は灰白色を呈し、やゝ成層し不規則に黄色のシルト岩を挟む。軽石を水簸してみると多量の石英・斜長石・角閃石および鉄鉱ならびに少量の紫蘇輝石が得られ、原岩は紫蘇輝石角閃石石英安山岩質のものと考えられる。

砂岩は青灰色、無層理の細粒砂岩であるが、最上位の部分は未固結で軟らかく、少量の円礫を含んでいる。

層位関係 下位の早口川層上部層の軽石凝灰岩とは整合である。

II. 7 藤 琴 川 層

藤琴川層（新命名）は油田地域で船川層・古口層などの名で知られている黒色泥岩によって代表される層準であるが、本地域では砂岩や火山岩類を多量に産し、その縁辺相を示し、ところによっては乱堆積がみられる。黒色泥岩にはサガリテスが、砂岩からは貝化石や脊椎動物の遺骸が産する。岩谷層には整合に重なっている。

模式地 藤里村高石沢—金沢間の藤琴川沿岸

分布および層厚 本層は図幅地域西半部のほぼ全域に亘って連続的な発達を示す。本層は岩相とともに層厚も著しい変化を示し、ことに萩ノ方山背斜～七座背斜付近と茂谷山背斜付近とを境にしてその変化が著しい。すなわち萩ノ方山背斜東方の地域では50～200 mにすぎないが、それより西の地域では600～1,000 mに達する。さらに茂谷山背斜から西の地域では下部の素波里安山岩だけでも800 m前後の厚さを有し、全体では1,000 mを超える。南北方向の層厚変化は前記の東西方向のそれに較べるとあまり大きくない（第11図、第13図、第15図、および第16図参照）。

岩相 本層は岩相の変化著しく、黒色泥岩のほかこれと複雑に指交する砂岩（非凝灰質）・凝灰質砂岩・安山岩火山砕屑岩（素波里安山岩）・酸性軽石凝灰岩（七座凝灰岩）などからなる。東西方向の岩相変化は南北方向のそれよりも大きく、萩ノ方山背斜と七座背斜とを結ぶ線の両側でとくに著しい。すなわち、その東側地域では黒色泥岩を主とするが、西側地域では砂岩や安山岩火山砕屑岩のほか軽石凝灰岩が非常に多い。さらに西方の茂谷山背斜付近では泥岩はほとんどなく、砂岩や火山砕屑岩などの粗粒堆積物のみからなる。また本層の中上部では梅内背斜、滝ノ沢ドームなどのような小背斜の部分でも、層厚や岩相に変化が生じている（第15図参照）。

南北の方向では、南から北に向かって粗粒堆積物が多くなる傾向がある。

素波里安山岩は主として萩ノ方山背斜以西に分布し、滝ノ沢ドーム、梅内背斜、茂谷山背斜の中軸部に露出し、ほぼ北西-南東の線上に並ぶ。凝灰質砂岩と指交し、藤琴川層の下部を占める。厚さは下限がみえないため測定できないが、西隣地域の粕毛川流域では非常に厚く800 mを超える。

主として紫蘇輝石普通輝石安山岩の凝灰角礫岩・火山角礫岩・熔岩などからなり、

みかけは萩ノ方山火山岩中の安山岩類とほとんど変わらない（図版6）。またこの安山岩中にも蛋白石の細脈が多数発達している。滝ノ沢ドームを構成する火山岩の上層付近には海緑石砂岩が発達し、凝灰角礫岩の基質に海緑石が生じているところもあ



図版 6 藤琴川層素波里安山岩の凝灰角礫岩
藤里村滝ノ沢ガロ峽

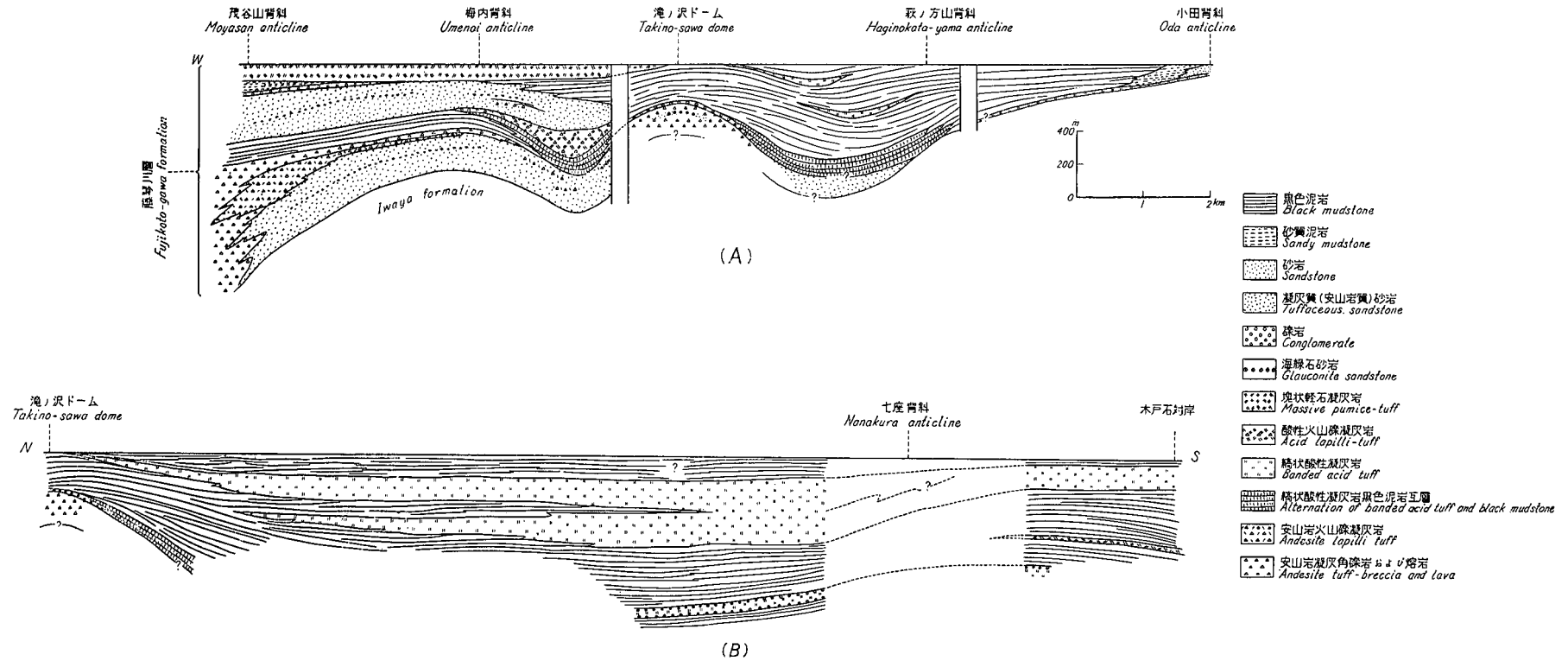
る。ことにドーム西翼部の湯ノ沢滝上流付近では厚さ10 mを超える海緑石砂岩が発達し、かつて稼行されたことがある。この砂岩にともなって貝殻砂岩（Pectinid-Bra-chiopod 群集）が産する。この海緑石砂岩の発達する滝ノ沢ドーム周辺では上位の地層が薄くなっており、これは貝化石群集の生態的特徴²¹⁾とあいまって海緑石の成因^{5)註4)}を考察するうえに重要な事実である。

なお、この海緑石砂岩と貝殻砂岩との一部が蛋白石化していることもある。

上記の貝殻砂岩からは次のような種属が産する（産地：藤里村湯ノ沢温泉の上流約200 mの地点）。

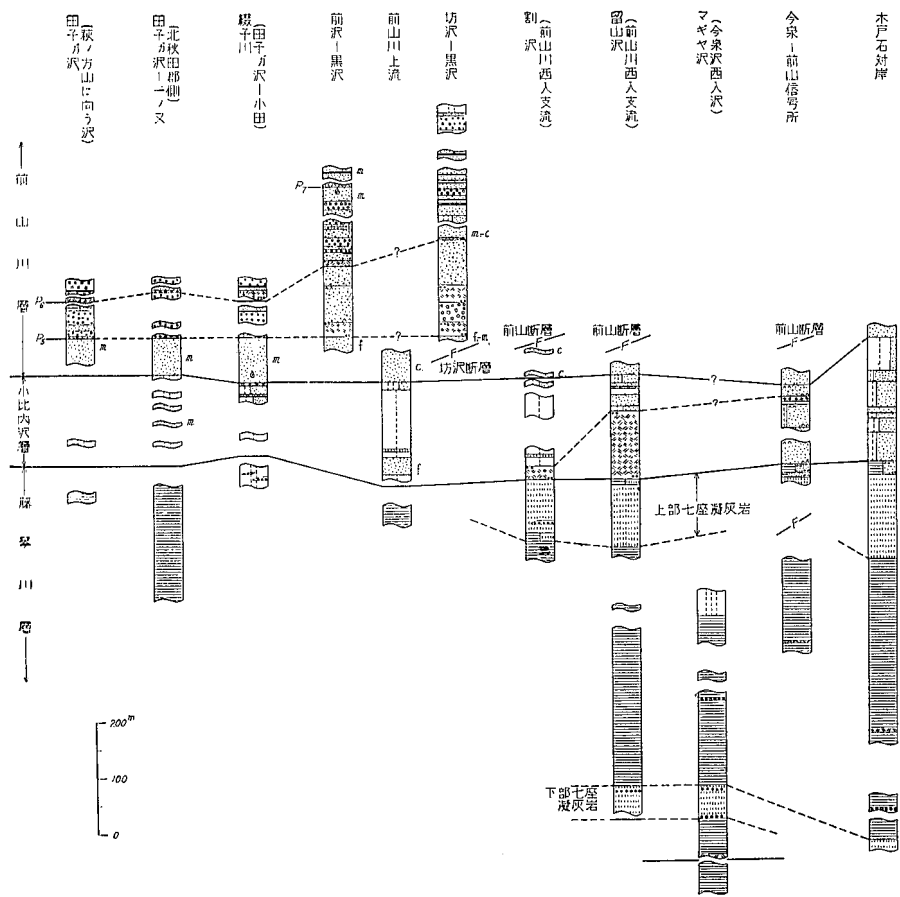
註 4) 海緑石は砂岩層中にもっともよく発達し、堆積作用の中絶期の産物で、ことに海侵相の堆積物に多いといわれており、一種の海底風化の産物と考えられている。

また、Pecten 類は腕足類（Brachiopoda）や蘚苔類（Bryozoa）と共存することが多く、波の荒い所とか水流の速い所（水道・堆の頂部・海底火山や火山島など）の堆積物に多く、酸素の供給のよい所に好んで棲息すると考えられている。



第 15 図 藤 琴 川 層 の 模 式 層 序 断 面 図

A 東西方向（褶曲軸と直交する方向） B 南北方向（褶曲軸に平行する方向）



第16図 七座背斜の東側地域の柱状図
(凡例は第13図と同じ)

Lima yagenensis OTUKA

Chlamys kaneharai (YOKOYAMA)

Chlamys cf. swiftii (BERNARDI)

Brachiopoda

Carcharodon megalodon (CHARLESWORTH)

No. 63 普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Vd)

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹

斜長石は 0.5~4 mm 大で多量で累帯構造が著しい。大型のものはすべて虫喰状構造をなす。紫蘇輝石は 0.5~2 mm 大で多量で、反応縁はない。普通輝石は約 1 mm 大で少量である。集斑晶が多い。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈹

ガラス基流晶質組織を呈し、ガラスはわずかに褐色を帯びている。

凝灰質砂岩は萩ノ方山背斜以西に分布し、藤琴川層の下部と中部とに発達する。下部のものは約 250 m の様な厚さでひろがっているが、滝ノ沢ドーム、梅内背斜、茂谷山背斜付近では安山岩類(素波里安山岩)に移行する。この砂岩は安山岩質で岩谷層の凝灰質砂岩とほとんど同質であるが、ときに海緑石砂岩を挟む。茂谷山背斜東翼の砂岩は角閃石に富む軽石凝灰岩と頻繁に互層する。この軽石凝灰岩は西隣地域の素波里安山岩中に厚く発達している。

藤琴川層中部の凝灰質砂岩は藤琴川一粕毛川に挟まれる三角地域に発達し、下位の細粒~中粒砂岩(非凝灰質砂岩)から漸移する。また両者の間には厚さ数 m の軽石凝灰岩が挟まることがある。この砂岩は軽石や安山岩礫を多量に含み淡青灰色を呈するが、風化すると灰白色~茶褐色に変わり、礫や軽石がとび出して非常に凹凸の多い露頭面をつくる。一般に塊状で堅いが、上部では軽石凝灰岩を挟み層理の発達がよい。茂谷山背斜の東翼では上部七座凝灰岩層との間に厚さ 10~30 m の礫岩が発達する。礫岩は主として直径 5~20 cm の円~亜円礫からなり、まれに直径 60 cm にも達するものもある。礫には萩ノ方山火山岩や素波里安山岩中の両輝石安山岩がもっとも多く、まれに硬質頁岩や花崗閃緑石などが含まれている。この礫岩は非常に堅く、滝をつくることが多い。

下部七座凝灰岩は北部と南部とにわかれて分布し、北部の藤里村地域では主として萩ノ方山背斜と梅内背斜との間に分布し、南部では七座背斜の中軸部に分布する。

A) 北部地域 藤里村地域のものは上下で岩相を異にし、下部は主として黒色泥岩と互層する縞状酸性凝灰岩からなり、上部は塊状の酸性凝灰岩からなる。これらはいずれも消長をともにし、背斜部で薄く、向斜部で厚くなる傾向がある。

下部の縞状酸性凝灰岩は萩ノ方山背斜南縁部と梅内背斜東翼部とで黒色泥岩に移り変わる。その厚さは萩ノ方山背斜西翼で 100 m 前後、滝ノ沢ドーム周辺部では薄く 10~30 m 前後で、一部は下位の安山岩類と指交している。

上部の塊状酸性凝灰岩は最大 120 m 前後の厚さを示す。

萩ノ方山背斜から東の地域では、藤琴川層の基底に数 m の厚さで観察されるにすぎない。

A-1) 縞状酸性凝灰岩 主として流紋岩質凝灰岩と黒色泥岩との互層(10~50 cm 単位)からなり、下部に泥岩の夾みが多い。そのほか淡青緑色の中粒砂岩が挟まれているが、これは比較的軟らかく板状にはがれる。凝灰岩は細粒~中粒で、白色~淡緑色を呈し、緻密で堅い。さらに層理も非常に明瞭である。

また縞状凝灰岩は滝ノ沢ドーム周辺では薄くなり、海緑石砂岩に移化する。

この凝灰岩類は上位の塊状酸性凝灰岩に較べると次のような特徴をそなえている。

- 1) 細粒~中粒の凝灰岩と砂質凝灰岩~層灰岩とがおもで、軽石凝灰岩や火山礫凝灰岩のような粗粒堆積物は少ない。
- 2) 粒度の異なる凝灰岩が互層するため、層理に富んでいる。
- 3) 緻密である。

それぞれの特徴をまとめると第 4 表の通りである。

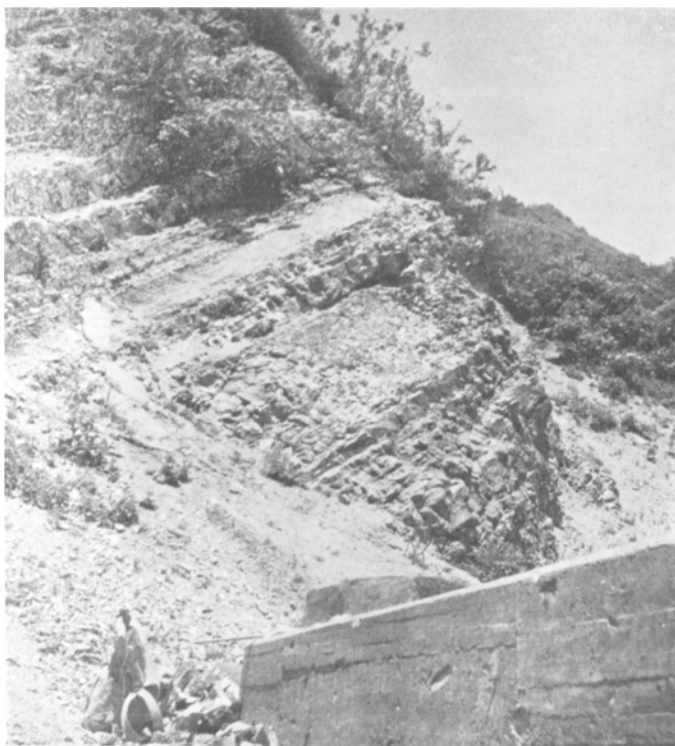
第 4 表 下部七座凝灰岩中の塊状凝灰岩と縞状凝灰岩との比較

	縞状酸性凝灰岩	塊状酸性凝灰岩
色	白色・淡緑色	白色
層理	有	無
多孔性	緻密	多孔質
岩相	黒色泥岩凝灰岩互層	軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩
粒度	細	粗

白色の細～中粒の凝灰岩（採取地；藤里村金沢付近）

茶褐色を呈する繊維状ガラス質物を主とし、その間に斜長石・石英の結晶片が散在し、まれに微晶質岩片や海緑石片がみられる。またこれらの凝灰岩中にときおり認められる 1 mm 前後の薄い黒色の縞のなかには、磁鉄鉱・ジルコン・ザクロ石などの重鉱物類が存在する。

A-2) 塊状酸性凝灰岩 この凝灰岩類は藤琴川の両岸でやゝ異なった岩相を呈する。すなわち、西岸地域のものは東岸地域のものより粗粒の火山噴出物が多く、主として火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩からなる。その基質は輝石含有角閃石黒雲母流紋岩質の白色軽石凝灰岩からなり、よく固まっている。漂白作用を受けているようで、新鮮部でも緑色を呈することはほとんどない。風化した部分は白い軽石粒をうめる細



図版 7 ニッ井町小繫トンネル東口でみられる下部七座凝灰岩
（黒色泥岩を挟む突出部が凝灰岩）



図版 8 岩谷層下部七座凝灰岩中の海緑石砂岩のなかに産する鯨の肋骨
鷹巣町今泉南方の米代川北岸

粒の火山灰が銹色を帯びている。火山礫と火山岩塊とは主として直径 3 mm ～ 30 cm の流紋岩からなり、ほかに安山岩・硬質頁岩・黒色泥岩などを伴なう。一般に角ばっているが、まれに円～亜円礫状のものもある。一方、藤琴川東岸の凝灰岩は主として淡緑色の軽石凝灰岩からなり、まれに直径数 mm 程度の火山礫を含む。風化すると白色の軽石粒の間をうめる細粒物質が銹色に染まり、これらが複雑に入りまじって斑紋様の外観を呈する。

これらはいずれも塊状で層理に乏しいが、まれに厚さ 2 ～ 3 m 程度の黒色泥岩を挟む。

B) 南部地域 七座背斜の中軸部に 50～60 m のぼー様な厚さで分布している。主として軽石凝灰岩と細粒～中粒の凝灰岩との互層（20 cm ～ 3 m 単位）からなり、黒色泥岩や海緑石砂岩を伴なう（図版 7）。凝灰岩はいずれも淡緑色を呈し、

風化すると灰白色～黄褐色に変色する。またこれらは比較的堅いが、ことに細～中粒凝灰岩は緻密で堅い。中粒凝灰岩の一部は砂岩様の外観を呈し、縞状の炭質物を挟むことがある。海緑石砂岩は本層の上下限付近に発達しているが、ことに下限付近では枚数も多く厚さ8 mにも達するものがある。普通は数10 cmほどである。海緑石砂岩は中粒～粗粒で、風化すると暗褐色を呈し、軽石粒を含むものもある。鷹巣町今泉南方の米代川沿岸では、この砂岩中に鯨の肋骨の破片が産出する（図版8）。

また小繋東方の鉄道踏切付近には、厚さ10 m前後の黒曜石様の流紋岩質熔岩、ないし凝灰角礫岩が挟まれている。



図版 9 藤琴川層中の黒色泥岩
ニッ井町梅内西方の道路沿い（能代図幅地域東部）

概して、この地域の凝灰岩は層理に富み、黒色泥岩や海緑石砂岩を挟む点では北部地域の縞状酸性凝灰岩に似ている。

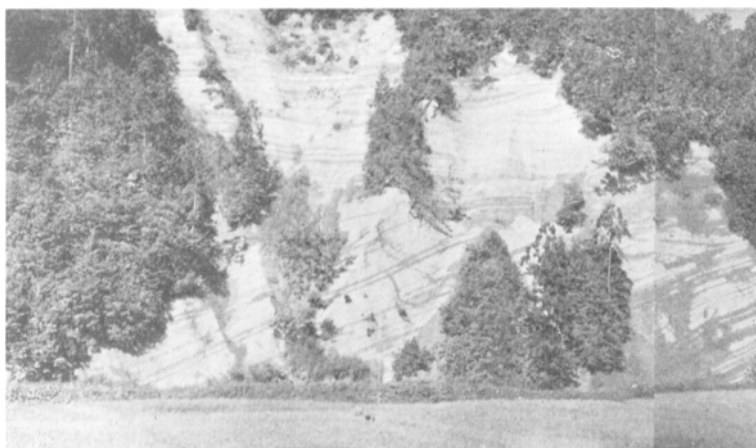
黒色泥岩は暗褐色の泥岩ないしシルト岩を主とし、まれに軽石凝灰岩・砂岩などの薄層を挟む。一般に塊状で層理に乏しく、風化すると灰白色のもろい小角片に碎ける（図版9）。その露出面は硫黄状粉末に覆われていることが多い。七座背斜中軸部の下部七座凝灰岩の下位に分布する泥岩は、上位のものよりはやゝ細粒、緻密で板状あるいは鱗片状の割れ目が発達し、サガリテスを多産する。金沢一奥小比内部の間に分布し、下部七座凝灰岩と指交する泥岩は、凝灰質でやゝ粗く、風化すると白っぽい小角片に碎ける。鷹巣町岩谷付近では砂層の夾みが多く、乱堆積が発達している（図版10）。

黒色泥岩には石英・斜長石・軽石などの破片のほか黄鉄鉱の微粒子が含まれている。

砂岩（非凝灰質）は滝ノ沢ドームの東側の向斜部や、藤琴川と粕毛川とに挟まれる三角地域・今泉付近・小田背斜付近などに黒色泥岩と指交関係をもって発達する。極微～中粒の砂岩からなり、泥岩・軽石凝灰岩・細礫岩などの夾みをもつ。藤琴川一粕毛川地域の砂岩は上位の礫質の凝灰質砂岩に漸移する。この砂岩は一般に暗褐色～暗緑色を呈するが、風化すると灰白色になり、硫黄状粉末の被膜を生ずる。概して、塊状、緻密であるが、機械的風化に弱く比較的平坦な地形をつくることが多い。ときおり、貝化石を産する。

上部七座凝灰岩は下部七座凝灰岩と同様に、主として萩ノ方山背斜の西に分布する。この凝灰岩は七座背斜の西翼一俣后坂公園～高岩神社付近でもっとも厚く、350～400 mであるが、北に向かって漸次層厚を減じ大川目部落付近で30～40 mとなり、滝ノ沢ドームの南方で一旦尖滅し、藤琴川以西でふたゝび100 m前後に層厚を回復する。一方、七座背斜の東翼では米代川の南方で150 m前後の厚さを示すが、北方に漸次薄くなり、萩ノ方山背斜南縁部でほとんど消滅する。

この凝灰岩は下部七座凝灰岩と同様に輝石含有角閃石黒雲母流紋岩質であるが、滝ノ沢ドーム南方の尖滅地点の東西で岩相に著しい相違がみられる。すなわち、その東側では主としていわゆる「大谷石」に似た淡緑色の縞状凝灰岩からなるが、西側地域では主として「シラス」とよばれるような白色の塊状軽石凝灰岩からなっている（図



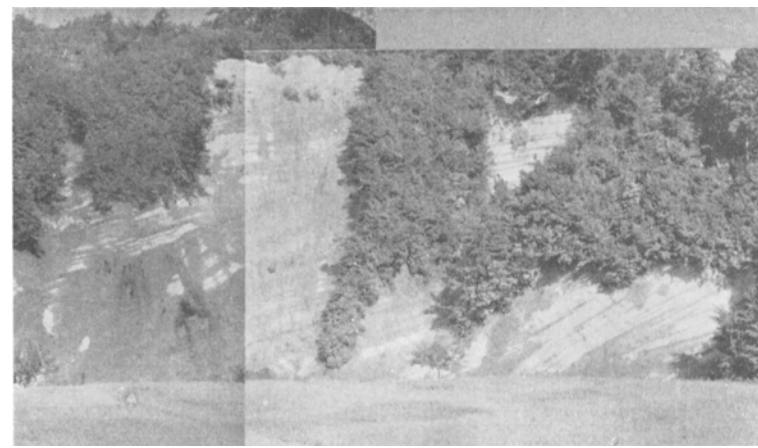
図版 10 鷹巣町岩谷の川岸で見られる岩谷

版11 および12)。本図幅地域内では両者の上下関係はわからないが、西隣の「能代」図幅地域内では塊状軽石凝灰岩が縞状凝灰岩の上に整合に重なっている。

A) 縞状酸性凝灰岩 この凝灰岩は上部と下部とで岩相がやゝ異なっている。下部は直径2～5mmの硬質頁岩礫を多量に含み、砂質～細礫質の凝灰岩の夾みが多いが、上部は主として軽石凝灰岩と細～中粒凝灰岩との互層からなり、礫は少ない。七座背斜の西翼には上・下部層ともに発達しているが、東翼には上部層が欠けている。これらはいずれも淡緑色で層理に富むが、ことに上部層は堅く侵蝕に対する抵抗性が強いので、下位の黒色泥岩との示差的侵蝕によって、著しいケスタ地形を生じている。したがって、上部層を欠く背斜東翼部よりも、これを有する西翼部に著しいケスタ地形の発達が見られる。

上部層を構成する軽石凝灰岩は多孔質で、その風化面は非常に凹凸に富み灰白色～黄褐色を呈する。細～中粒凝灰岩は一部珪化作用を受けて非常に堅くなり、黄鉄鉱を生じている。

米代川南岸の黒色泥岩中に厚さ5～15mの異質火山礫凝灰岩の夾みが見られる。火山礫は主として流紋岩・硬質頁岩・安山岩・砂質泥岩・緑色岩などの角礫からなり、直径1～4cm程度のものが多いが、まれに20cmを超えるものもある。基質は斜長石と石英とを主とし、まれに黒雲母を含む結晶凝灰岩 (crystal tuff) からなる。



層の砂岩・泥岩の異常堆積

B) 塊状酸性軽石凝灰岩 白色塊状の軽石凝灰岩からなり、比較的軟らかく深い峡谷をつくる。軽石は普通、直径数cm程度のものが、多いがときに長径30～40cm、短径10～15cmの楕円体をなすものもあり、淘汰はあまりよくない。藤琴川沿岸では軽石を核とする火山豆石(径2～3cm)が多数含まれている。そのほか、安山岩・硬質頁岩・黒色泥岩・緑色岩などの円角礫(径5～20cm)が含まれている。ことに凝灰岩層下位の黒色泥岩が尖滅する梅内背斜以西の地域では黒色泥岩の角礫が多量に含まれ、ときには長径数mにも達するものがあり、一部は下位層を削って堆積した可能性がある。

このような点からこの軽石凝灰岩は軽石流堆積物とも考えられる。

これらの特徴をとりまとめると第5表のようになる。

第5表 上部七座凝灰岩中の塊状酸性軽石凝灰岩と縞状酸性凝灰岩との比較

	塊状酸性軽石凝灰岩	縞状酸性凝灰岩	
		上部	下部
層理	無	有	有
色	白色	淡緑色	淡緑色
堅さ	やわらかい	かた	かた
岩相	豆石・異質円角礫を含む軽石凝灰岩	異質火山礫の少ない凝灰岩類	異質火山礫の多い凝灰岩類



凝灰岩（塊状部(m)；軽石凝灰岩，縞状部(b)；細粒～中粒凝灰岩)
図版 11 ニッ井町候后坂公園下の国道沿いにみられる上部七座凝灰岩層中の縞状

層位関係 本層は下位の岩谷層に整合に重なる。萩ノ方山背斜から東の地域と七座背斜の中軸部とでは、藤琴川層下部の黒色泥岩が硬質頁岩に代わって出現する層準をその下限とした。萩ノ方山以西の地域では凝灰質砂岩が硬質頁岩に代わる層準をその基底とした。西隣の能代図幅地域内では、この凝灰質砂岩と指交する素波里安山岩の下位にさらに黒色泥岩が薄く挟まるところから、この凝灰質砂岩を藤琴川層に含めた。

II. 8 貫入岩類

こゝに貫入岩類と呼ぶものは藤倉川層・黒石沢層・早口川層および岩谷層を貫く岩



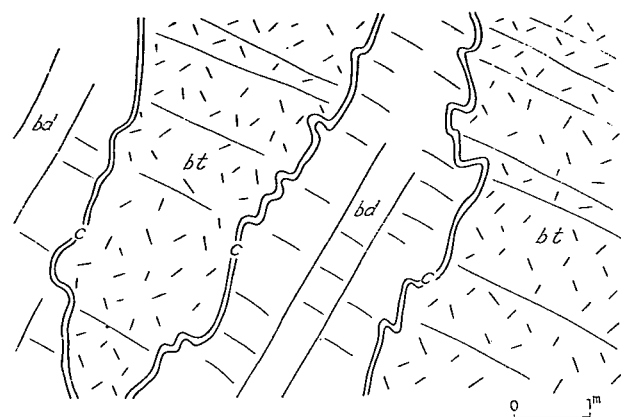
図版 12 藤琴川層上部七座凝灰岩中の塊状軽石凝灰岩の特異な侵蝕地形
ニッ井町悪土西方約1km（能代図幅地域の東部）

脈、岩床などの貫入岩を包括したもので、岩石には粗粒玄武岩・閃緑玢岩・石英安山岩および流紋岩の種類がある。

これらの貫入岩の分布は、田代町十ノ瀬山の周辺から早口を経て鷹巣町李岱^{すもつたい}に至る地域にもっとも多く、一部、鷹巣町松原北方不動滝付近および田代町山田付近に分布する。これらの貫入岩は断層の多い構造帯に沿って分布している。すなわち貫入岩類の大部分を占める十ノ瀬山東方から、南方李岱付近にわたって分布するものは、岩瀬川断層に関連する構造帯に伴なわれるものであり、その他のものはそれぞれ前山断層と関連する構造帯・坊沢断層・岩鞍山付近を通る断層・二井田断層・岩ノ目沢中流を通る断層などに伴なわれるものようである。

本岩類の貫入時期は、上に述べたようにそれぞれの岩体が構造帯に沿って互に関連しながら分布していることからみて、それぞれ余り隔たらない時期（おそらく岩谷期末期～藤琴川期初期）であろう。田代町山田から北東に入る沢の東方に分かれる支沢では粗粒玄武岩と流紋岩とが、互に急冷縁をもって貫き、あるいは貫かれており、両者はほとんど同時期に貫入したことを示している。

しかし、一部、たとえば鷹巣町大畑および田代町岩野目付近の早口川沿いでみられ



c: 岩脈の急冷線 bd: 玄武岩岩脈 bt: 玄武岩火山礫凝灰岩 (早口川層中部層)
第 17 図 鷹巣町大畑北方でみられる玄武岩の岩脈の形状

る一連の玄武岩の小岩脈群は、これによって貫かれる早口川層中部層中の玄武岩類とほぼ同時期に貫入した疑いがある。第 17 図に示すものは大畑北方でみられるこのような小岩脈であるが、このように不規則な形状は、周囲の火山礫凝灰岩が、未だ完全に固結しない時期にこの岩脈が貫入したことを示すものかも知れない。

II. 8. 1 粗粒玄武岩

粗粒玄武岩は貫入岩類の大部分を占め、岩脈あるいは岩床の形で藤倉川層・黒石沢層・早口川層および岩谷層を貫いている。岩体の多くは部分によって岩脈あるいは岩床の形をとり、全体の形は非常に不規則である。最大の岩体は鷹巣町向黒沢から田代町早口に至るもので、長さは 4 km 以上に達するが、この岩体を例にとれば早口川下流、向黒沢南東の沢などではほぼ垂直に岩脈状に貫入し、向黒沢南西方の米代川の岸では早口川層の軽石凝灰岩の層理に平行の岩床となって上方に幾つかの枝を出し、また大巻の米代川の対岸ではロボリス状に貫入している。一般に方状の節理がよく発達し、風化すると玉葱状構造をなすことが多い。

岩石は橄欖石粗粒玄武岩・普通輝石橄欖石粗粒玄武岩・橄欖石普通輝石紫蘇輝石粗粒玄武岩などである。

No. 64 橄欖石粗粒玄武岩 (IIIb→c)

斑晶: 橄欖石

0.5~2.5 mm 大で多量である。鉄サポナイトに変質して仮像をなす。ときに不完全な単斜輝石の反応縁を有する。

石基: 斜長石・単斜輝石・橄欖石・鉄鈹

間粒状組織をなす。橄欖石は単斜輝石の反応縁でかこまれる。

No. 69 普通輝石橄欖石粗粒玄武岩 (IVd)

斑晶: 斜長石・橄欖石・普通輝石

斜長石は 1~5 mm 大で清澄で累帯構造がわずかにある。橄欖石は 0.5~3 mm 大で多量である。大部分新鮮のまま残されており、紫蘇輝石の反応縁を有する。普通輝石は 0.5~1 mm 大で少量である。

石基: 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹・石英

オフィティック組織を呈する。単斜輝石は柱状~粒状であるが、斜方輝石は斜長石に対し典型的なオフィティックの関係を示す。石英は石基の間隙に存在し、ときに 1 mm の大きさに達するものがある。

II. 8. 2 閃緑玢岩

閃緑玢岩は田代町十ノ瀬山付近に分布する。柱状あるいは方状の節理がよく発達する。岩石は普通輝石の斑晶を有する玢岩で、岩体の中心部では閃緑玢岩となっている。

No. 73 普通輝石玢岩 (Xc?)

斑晶: 普通輝石・鉄鈹

普通輝石は 1~6 mm 大で多量で短柱状をなす。鉄鈹はときに骸晶をなす。

石基: 斜長石・単斜輝石・石英・鉄鈹

石英は石基の間隙を埋めて他形をなして少量存在する。

2次鈹物: 緑泥石・緑簾石・チタン石・鉄鈹

II. 8. 3 石英安山岩

石英安山岩は田代町比立内付近にあつて、南北 4 km、東西 3 km の岩株状の貫入岩体をなしている。本岩は中仕田西方の早口川の岸で早口川層の泥岩を貫く。板状あるいは柱状の節理がよく発達する。岩石は石英斑晶に富む角閃石石英安山岩である。

No. 76 角閃石石英安山岩

斑晶: 斜長石・石英・普通角閃石・鉄鈹

斜長石および石英は 1 ～ 5 mm 大で多量でネバダイト質である。石英は熔蝕形をなす。普通角閃石は 0.5 ～ 3 mm 大で多量である。同源捕獲岩片が存在する。

石基：変質が進んで鉱物組成が明らかでないが、ピロタキシティック組織をなすようである。ジルコンがある。

II. 8. 4 流紋岩

流紋岩の貫入岩は田代町山田付近、鷹巣町鞍山・岩鞍山・大館市大倉鉦山付近などでみられる。岩体の形は板状というよりむしろ円形のものが多い。一般に柱状あるいは板状の節理がよく発達している。岩石は茂屋方山および岩鞍山のものは黒雲母流紋岩であるが、その他の岩体はごく少量の斜長石および角閃石が認められるのみで、一般に斑晶鉱物に乏しく、また石基は脱ガラス作用をうけており、岩石の鑑定が困難のことが多い。

No. 75 黒雲母流紋岩

斑晶：斜長石・石英・黒雲母・鉄鉱

斜長石および石英は 1 ～ 5 mm 大でまれである。黒雲母は 0.5 ～ 1 mm 大で少量である。

石基：長石・石英・黒雲母・ジルコン

珪長岩質組織を呈する。石英は流理に沿ってモザイク状をなすが、他の部分では球顆をなしている。



図版 13 藤里村出戸小比内付近でみられる小比

II. 9 小比内沢層

小比内沢層（新命名）は下位の藤琴川層から漸移し、主として油田地域の天徳寺層や北浦層を代表する塊状シルト岩とシルト岩砂岩互層とからなる。後者は比較的上位に多く、一部は塊状シルト岩と指交する。本層中には貝化石や有孔虫・珪藻のほかサガリテスも少量産する。

模式地 藤琴村小比内沢および藤琴川沿岸

分布および層厚 本層は図幅地域の西半部に分布し、七座背斜によって東西に連絡を断たれている。七座背斜の西側、藤里村地域の地層は藤琴川～粕毛川間の三角地域でもっとも厚く、350～400 m であるが、東方七座背斜に接近すると漸次薄くなり、大川目～大沢部落間では 150～200 m となる。七座背斜の東側、鷹巣盆地周辺部ではさらに薄く、小田背斜付近では 100 m に満たない。しかし、七座背斜の東翼に沿って南下するにつれて漸次厚さを増し、合川町木戸石部落西方では 250 m 前後に達する（第 13 図および第 16 図参照）。

岩相 本層は主として塊状シルト岩とシルト岩砂岩互層とからなり、まれに酸性軽石凝灰岩を挟む。

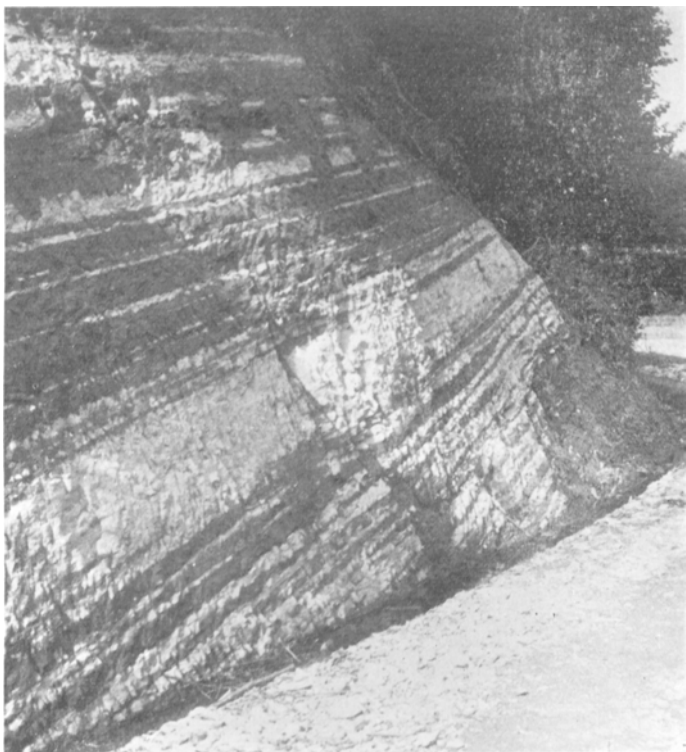
塊状シルト岩は主として藤琴川と粕毛川とに挟まれる三角地域に分布する。青灰色



内沢層のシルト岩砂岩互層（黒い縞状部が砂岩層）

の塊状のシルト岩を主とし、まれに砂岩や凝灰岩の薄層を挟む。シルト岩中には不規則な形をした砂質泥岩のパッチが散在している。このシルト岩は西方の粕毛川流域では非常に砂質になる。

シルト岩砂岩互層は七座背斜の両翼にひろく分布し、北部では3～10 cm 単位で規則正しく繰り返す砂岩とシルト岩との互層からなるが、南部では砂岩の量が増し互層の単位も大きくなる（2～10 cm 単位）（図版 13, 14 および 15）。



図版 14 小比内沢層シルト岩砂岩互層（白い部分シルト岩層、黒い部分砂岩層）
藤里村二ノ又の北西方約 800 m 付近の道路沿い

北部地域の細互層を構成する砂岩は中粒で比較的淘汰がよく、青灰色を呈するが風化すると茶褐色になる。シルト岩は一部非常に砂質になり、砂岩層との境界が不鮮明なものもある。またこのような砂質シルト岩の多い互層部には泥灰岩の団塊が層理面



図版 15 小比内沢層砂がち互層（白く光っている部分シルト岩層、黒い部分砂岩層、このなかに軽石粒を含み偽層理の発達が著しい）
合川町木戸石西方の森林軌道沿いの崖

に沿って配列することが多い（図版 16 および 17）。なおこの細互層には厚さ 5～20 m の細礫質の塊状砂岩が数枚挟まれている。

南部の砂勝ち互層を構成する砂岩は、北部のものに比べてやゝ粗粒でシルト岩の角礫やレンズを多量に含み、偽層が著しい（図版 18 および 19）。

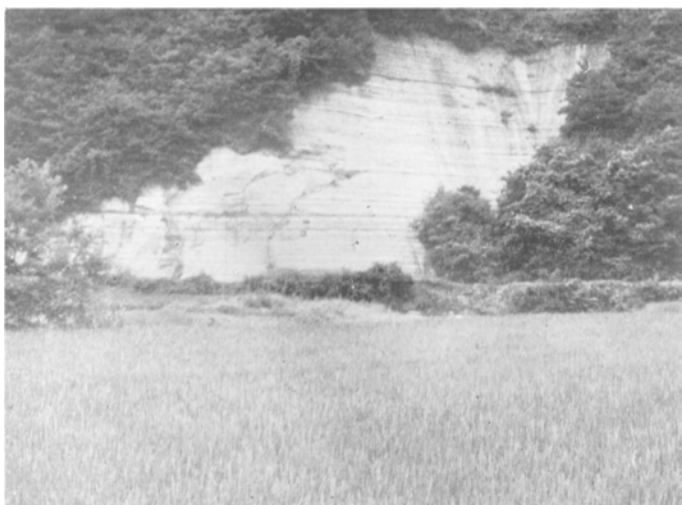
また、本層中にはところによって異常堆積現象がみられる（図版 20）。

化石 藤里村寺沢の塊状シルト岩から次のような貝化石を産する。これらはいずれも点在型の産状を示し、両殻の揃ったものが多く、自生～準自生的なものと考えられる。

Loc. b1（寺沢東股沢）

Patinopecten sp.-1

Serripes yokoyamai OTUKA



図版 16 小比内沢層砂質シルト岩砂岩互層の遠影 (黒い部分砂岩層)
藤里村大沢-大川目間の道路脇

Loc. b2 (Loc. b1 の下流 300 m)

Conchocele bisecta (CONRAD)

Conchocele disjuncta GABB

Dosinia ? sp.

Maetra kurikoma NOMURA

Loc. b3 (Loc. b2 の下流 500 m)

Lucinoma ? sp.

Mercenaria sp.

Mya ? sp.

Loc. b4 (Loc. b3 の下流約 300 m)

Patinopecten sp.-1

Lucinoma acutilineatum (CONRAD)

Clinocardium shinjiense (YOKOYAMA)

Vasticardium cf. *shiobarensis* (YOKOYAMA)

Callista brevisiphonata CARPENTER

Clementia sp.

Maetra kurikoma NOMURA

Siphonalia sp.

Loc. b5 (Loc. b4 の下流 400 m)

Maetra kurikoma NOMURA

Cryptomya ? sp.

Nassarius ? sp.

(鑑定: 青木 滋)

鷹巣町黒沢部落北方の小田背斜の軸部には珪藻質泥岩が露出している。またシルト



図版 17 小比内沢層砂質シルト岩砂岩互層と泥灰岩の団塊列
(丸く突出している部分)
藤里村大沢-大川目部落間の道路脇



図版 18 砂がち互層中の砂岩の偽層理（図版15の一部を拡大撮影したもの）

岩中には少量ながらサガリテスが産する。

層位関係 小比内沢層は下位の藤琴川層に整合に重なり、下位の黒色泥岩から上位のシルト岩への移り変わりは漸移的で、確然たる境界はひきにくい。おそらくこの黒色泥岩とシルト岩とは一部指交しあっていると考えられる。

II. 10 薄井沢層

薄井沢層（新命名）は下位の小比内沢層のシルト岩砂岩互層から漸移し、一部は指交関係にある。主として塊状の砂岩からなるが、一部シルト岩砂岩互層や礫岩などを挟む。また本層中には軽石凝灰岩の厚層が挟まれ、鍵層として追跡できる。砂岩中か

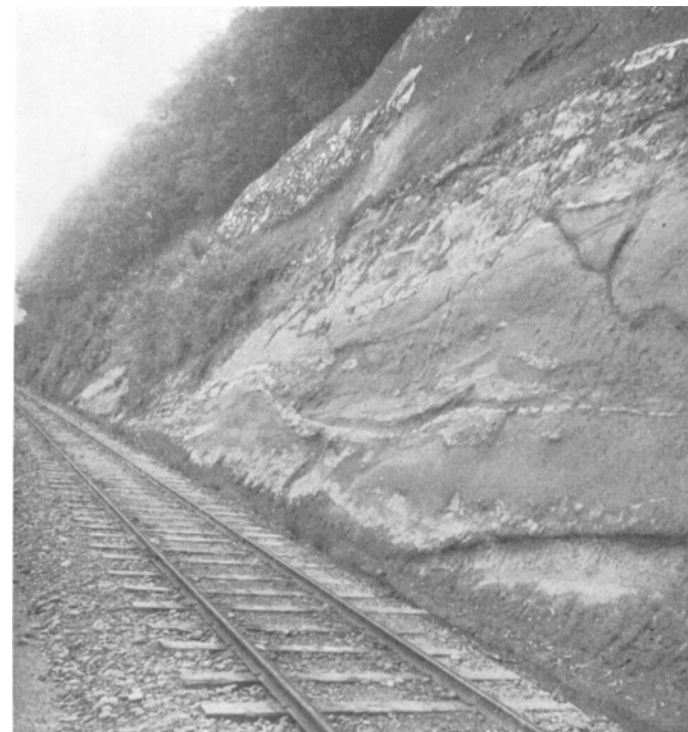
らは海棲の貝化石が多産する。

模式地 藤里村薄井沢・同村寺沢・藤琴川沿岸

分布および層厚 本層は七座背斜の西側、藤琴部落を中心に盆状に分布し、さらに西隣の能代図幅地域内にまで広く連なっている。当地域では段丘堆積物に不整合に覆われるため正確な厚さは明らかでないが、少なくとも 400 m を超えている（第 13 図参照）。

岩相 本層は主として塊状の中～粗粒の砂岩からなり、シルト岩砂岩互層・軽石凝灰岩および礫岩を伴なう。

塊状砂岩 は新鮮部は淡青灰色を呈するが、風化すると黄褐色に変わる。十分に固まっていないため透水性がよく、深部まで酸化しているので新鮮な部分が露出するこ



図版 19 小比内沢層砂がち互層中のシルト岩礫およびレンズ（白く光っている部分）
合川町木戸石西方の森林軌道沿いの崖



図版 20 小比内沢層シルト岩砂岩互層中の異常堆積（黒い部分砂岩層）
藤里村大沢-大川目間嘉平岱付近

とはきわめて少ない。砂岩を構成するものには石英・斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・黒雲母などのほか、火山ガラスや火山岩片などがある。そのほか円磨された軽石粒なども含み、著しい偽層を呈することもある（図版 21）。

砂岩層中に挟まれる礫岩は厚さ 5～200 cm のものが多く、礫は大豆大～拳大の円礫が主で、硬質頁岩・輝石安山岩・玄武岩・粗粒玄武岩・流紋岩・緑色岩などからなっている。

本層の下部には厚さ 10～20 m のシルト岩砂岩互層が挟まれているが、小比内沢層のものとよく似ている。

また本層の下部に厚さ 5～20 m の軽石凝灰岩が 3～4 枚挟まれ、鍵層として追跡できる。これらはいずれも角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・石英などを含む石英安山岩質の軽石からなり、その長径は普通数 cm でまれに 20 cm にも達する（図版 22）。軽石はやゝ円磨されているものが多く、基質には砂や細礫をまじえている。一般に塊状で層理に乏しいが、ときおり白色の細粒凝灰岩の薄層を挟む。これらの軽石凝灰岩は外観上はほとんど差異は認められないが、軽石に含まれる鉄苦土鉱物の量比は各層ご



図版 21 薄井沢層砂岩中にみられる偽層理（白い球状のものは直径 5～6cm の軽石）
藤里村大沢-大川目間嘉平岱付近



図版 22 薄井沢層砂岩中の軽石凝灰岩 (P₂)
藤里村室岱付近 (能代図幅地域の東縁部)

とにそれぞれ異なっている (第 18 図および第 19 図参照)。

このうち最下位の P₁ 層は西部では小比内沢層上部のシルト岩砂岩互層中に挟まっているが、東部では薄井沢層最下部の砂岩中に挟まっている。

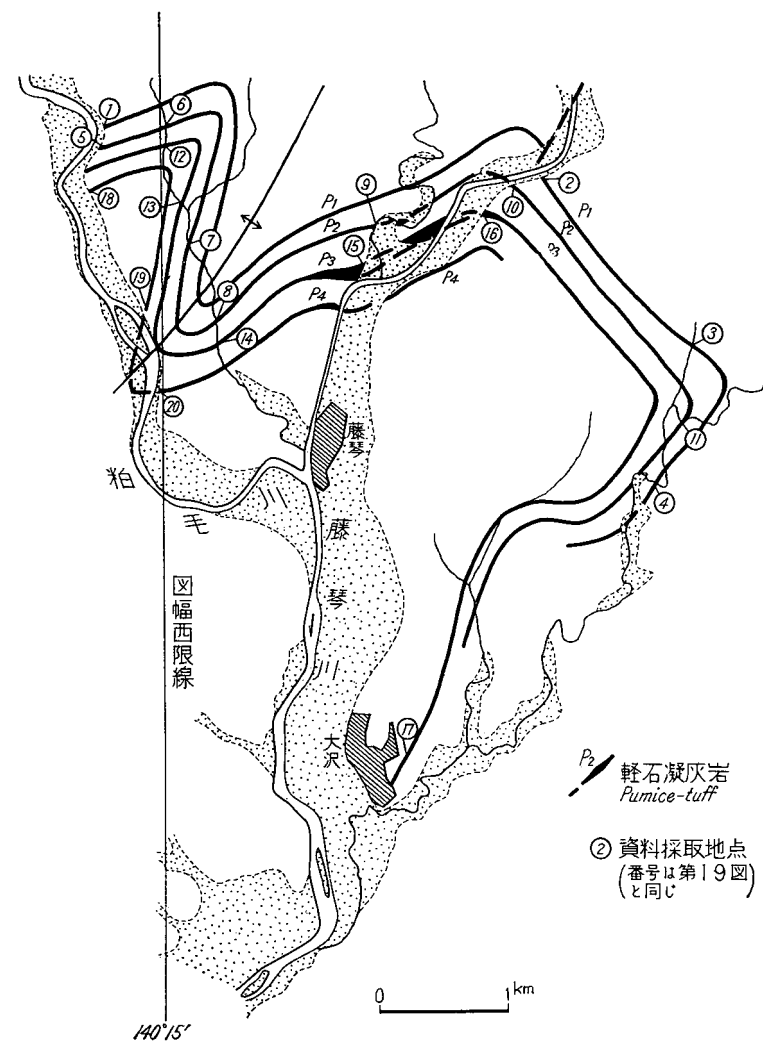
化石 本層の塊状砂岩中には海棲の貝化石が多産するが、その多くは密集的で「はきよせ」型の産状を呈する。

Loc. u1 (寺沢西股沢入口から上流 300 m)

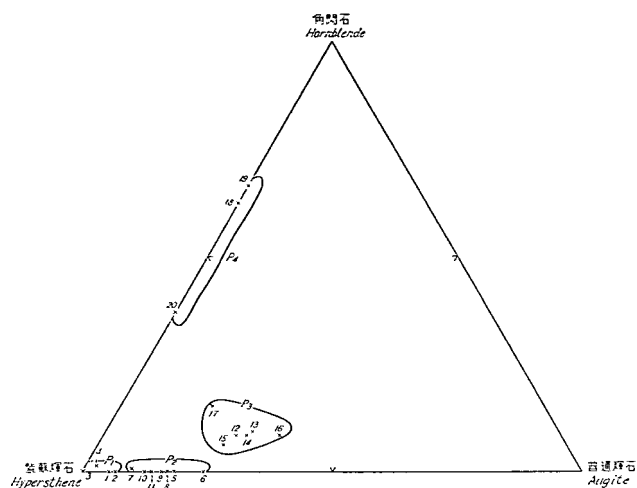
Acila cf. *insignis* GOULD

Anadara cf. *amicula* (YOKOYAMA)

Glycymeris sp.



第 18 図 薄井沢層中の軽石凝灰岩と資料採取地点図



第 19 図 薄井沢層の軽石凝灰岩 P₁ ~ P₄ の鉄苦土鉱物組成

Venericardia sp.

Serripes laperousi (DESHAYES) 多

Vasticardium shiobarensense (YOKOYAMA)

Callista ? sp.

Dosinia cf. *angulosa* (PHILIPPI)

Dosinia cf. *japonica* (REEVE) 多

Mya sp.

Thracia kamayashikiensis HATAI

Loc. u2 (寺沢入口から 700 m)

Lucinoma acutilineata (CONRAD) 多

両殻をもっている。

Loc. u3 (藤里村鳥谷場)

Kaneharaia cf. *kaneharai* (YOKOYAMA)

Pitar ? sp.

その他種属不明の *Venerid* が多産する。

(鑑定: 青木 滋)

Loc. u4 (柴黄木北方 500 m, 岩本沢入口)

Glycymeris yamasakii (YOKOYAMA) 多

Diplodonta sp. 多

Serripes sp.

Dosinia japonica (REEVE) 多

Mercenaria chitaniana (YOKOYAMA) 多

Protothaca adamsi (REEVE)

Peronidia venulosa (SCHRENCK)

Thracia kakumana (YOKOYAMA) 多

(鑑定: 水野篤行・大山 桂)

こゝでは両殻ともに保存されたものが多い。

さらに、西隣の能代図幅の東縁地域、柴黄木南方約 500 m の藤琴川の右岸沿いに次のような貝化石を多産する。なお、この地点は Loc. u4 よりはいく分上位の層準にあたる。

Yoldia notabilis YOKOYAMA

Chlamys sp.

Patinopecten sp.-1

Venericardia sp.

Saxidomus ? sp.

Mercenaria cf. *yokoyamai* MAKIYAMA

Protothaca adamsi (REEVE) 多

Macoma cf. *oinomikadoi* OTUKA 多

Macoma cf. *praetexta* (MARTENS) 多

Macoma sp.

Mya cuneiformis (BÖHM) 多

Turritella cf. *saishuensis motizukii* OTUKA 多

(鑑定: 青木 滋)

このうち *Macoma*・*Protothaca*・*Patinopecten*・*Mya* などは両殻のそろったものが多く、ことに *Mya* は水管を地層面に直立させて産出し、自生的産状を示している。

層位関係 下位の小比内沢層上部のシルト岩砂岩互層は、上部に向かって次第に含砂量を増しながら厚い砂岩層に移ってゆくので、両者の境界をはっきりと決め難い。したがって、こゝでは軽石凝灰岩をめやすにしてある程度人為的に両者の境界をひい

た。したがって、P₁層にみられるように、小比内沢の上部と薄井沢層の下部とは一部指交している。

II. 11 前山川層

前山川層（新命名）は鷹巣盆地側に分布する砂岩や礫岩などの粗粒堆積物からなる地層で、薄井沢層と同様に小比内沢層のシルト岩砂岩互層の上に整合に重なる。本層の下部は薄井沢層に似た海成の塊状砂岩からなるが、中・上部は砂岩礫岩互層からなり、海棲貝化石と亜炭層とが交互に産出する。本層中にも石英安山岩質の軽石凝灰岩が数枚挟まれており、鍵層として追跡される（第16図参照）。

模式地 鷹巣町前沢—黒沢部落間の前山川沿岸、坊沢—黒沢部落間の道路沿い。

分布および層厚 本層は主として鷹巣町前山川流域、綴子川中流域および米代川南岸の蟹沢山周辺などに分布するが、これらは断層や冲積地などによっていくつかの地塊にへだてられているうに岩相変化がはげしいため、それぞれの地塊の地層の対比は非常に困難である。本層の厚さは600mを超えると考えられる。

岩相 本層は主として塊状砂岩からなる下部層、砂岩礫岩互層からなる中部層、および亜炭層を挟む砂岩礫岩互層からなる上部層からなる。これらは相互に漸移し明確な境界をひき難いので、こゝでは便宜的に軽石凝灰岩によって区分した。

下部の**砂岩層**は主として中—粗粒の塊状砂岩からなり、小比内沢層のシルト岩砂岩互層から漸移する。鷹巣町田子ヶ沢～岩谷部落間の向斜部では、この砂岩層と小比内沢層のシルト岩砂岩互層とは指交するものと考えられる。岩相・層厚ともに地域的变化は割合に少なく、その厚さは80～100mである。砂岩は青灰色を呈するが、風化して茶褐色に変わる。細礫岩のレンズや砂質の軽石凝灰岩およびシルト岩の薄層を挟み、偽層に富む。田子ヶ沢付近の砂岩から海棲貝化石が産する。

中部の**砂岩礫岩互層**は前沢—黒沢部落間の前山川流域でよく観察される。こゝでは細礫岩・中礫岩・礫質～極粗砂岩などの互層からなり、比較的層理に富んでいる。下半部には細礫岩が多く、上半部では中礫岩が多い。この基底部には厚さ20m前後の偽層に富む礫質の軽石凝灰岩がみられ、下位の塊状砂岩との間に連続的に発達している。その軽石には角閃石と紫蘇輝石が多く、普通輝石はほとんど含まれていない。坊沢断層の南側に沿って連続する軽石凝灰岩も同種の鉱物組成を有する。また本層の中

部にも厚さ4～5mの礫質の軽石凝灰岩が発達し、その上位には炭化した木片が産する。前沢部落付近の本層最上部には厚さ約20mの偽層に富む中粒砂岩が発達し、ウニや貝化石の破片を産出する。

北東方の田子ヶ沢付近ではさらに粗粒堆積物が多く、中礫岩を主とし、その間に砂岩やシルト岩を挟む。

米代川南岸の蟹沢山周辺では、北岸地域より細粒の堆積物が多く、主として薄い細礫岩のレンズを挟む中粒～粗粒砂岩からなる。合川町木戸石部落東方では、この層準から亜炭を採掘したといわれているが、炭層は確認していない。またこの採掘地点の付近には厚さ150mくらいの砂鉄層がある。

概して、中部の砂岩礫岩互層は北部ほど礫の含有量が多い。

上部の**亜炭含有砂岩礫岩互層**は主として坊沢断層の南東側と蟹沢山周辺とに分布し、その北西側では前山東方、前沢部落付近および田子ヶ沢部落周辺にわずかに発達するにすぎない。

本層も砂岩と礫岩との互層からなるが、中部層に較べるとやゝ細粒の堆積物が多く、細礫岩と中粒～粗粒砂岩との互層を主とする。この基底部にも厚さ数m～15mの礫質の軽石凝灰岩が発達し、この上位に30～150cmの亜炭層が数枚挟まれている。この亜炭は前山・田子ヶ沢・坊沢・前沢および大野尻付近でかつて採掘されたことがある。本層中にも厚さ1～3mくらいの砂鉄層がある。前山川流域では前述したように中部の砂岩礫岩互層の中位に軽石凝灰岩があるが、この凝灰岩は上部層基底の軽石凝灰岩にあたる可能性がある。坊沢付近や米代川南岸の大野尻付近にも本層の基底付近に軽石凝灰岩が認められるが、側方に追跡できないので、地質図には明記しなかった。田子ヶ沢および大野尻小学校付近で採集したこの軽石凝灰岩に含まれる鉄苦土鉱物は、普通輝石と紫蘇輝石とがおもで角閃石はほとんど認められない。なお、この両輝石の量比は七座背斜の西側の薄井沢層下部の軽石凝灰岩P₂のそれと非常に似ている。したがって、薄井沢層中上部の海成砂岩は前山川層中上部の含炭砂岩層に対比される可能性がある。

合川町木戸石東方から八幡岱新田南方にかけて、亜炭層の上位と考えられる層準に貝化石を多産する細礫岩層がある。

全体として、本層も北部に粗粒堆積物が多く、亜炭層の発達もよい。

上記の貝化石は密集的な産状を呈し、個体数は非常に多いが種数は少ない。

Spisula sachalinensis (SCHRENCK)

Umbonium akitana SUZUKI

層位関係 本層は下位の小比内沢層砂泥互層に整合に重なるが、一部は下位層と指交するようである。ことに、田子ヶ沢・岩谷付近で本層中の砂岩が小比内沢層をきって藤琴川層に直接しているように地質図上に表現されている部分では、小比内沢層のシルト岩が砂岩によって交代されているものとみなしている。

II. 12 湯 車 層

湯車層 (命名：今泉力蔵・小高民夫 (1952)¹⁸⁾)は、鷹巣町を中心にして盆状に分布し、七座背斜地域の隆起によって西方の海域との連絡が断たれて生じた古鷹巣湖¹⁸⁾の湖成堆積物からなる。本層と下位の前山川層との層位関係は直接には観察されないが、下位の前山川層との構造的差異から不整合関係にあると考えられる。なお、南隣の米内沢図幅地域では両者の不整合関係が確認されている¹⁸⁾。

模式地 鷹巣町湯車、中屋敷、横淵付近

分布および層厚 主として鷹巣町南方、大野台東縁の丘陵地域に分布し、米代川北岸地域では坊沢・綴子部落付近に小露出が点在している。厚さは70~80 mで100 mを超えない。

岩相 本層は主として砂質泥~極微砂、シルト~粘土層からなり、中粒~粗粒の砂層・細礫層および軽石火山灰層などを薄く挟んでいる。砂質泥や粘土層は青灰色で葉理に富み、葉理面に沿って薄くはがれる。この剥理面からは炭化した植物の葉片が多産する。

本層中には5~50 cmの亜炭層が数枚挟まれており、中屋敷・小摩当・脇神・岩脇付近でかつて採掘されたことがある。

化石 本層からは次のような植物化石が報告されている。

1. 鷹巣町摩当北方

Equisetum sp.

Phragmites sp.

Scirpes ? sp.

Styrax japonicum SIEBOLD & ZUCCARINII

2. 同町脇神西方

Equisetum sp.

Scirpes sp.

Styrax japonicum S. & Z.

3. 同町川口南方

Equisetum sp.

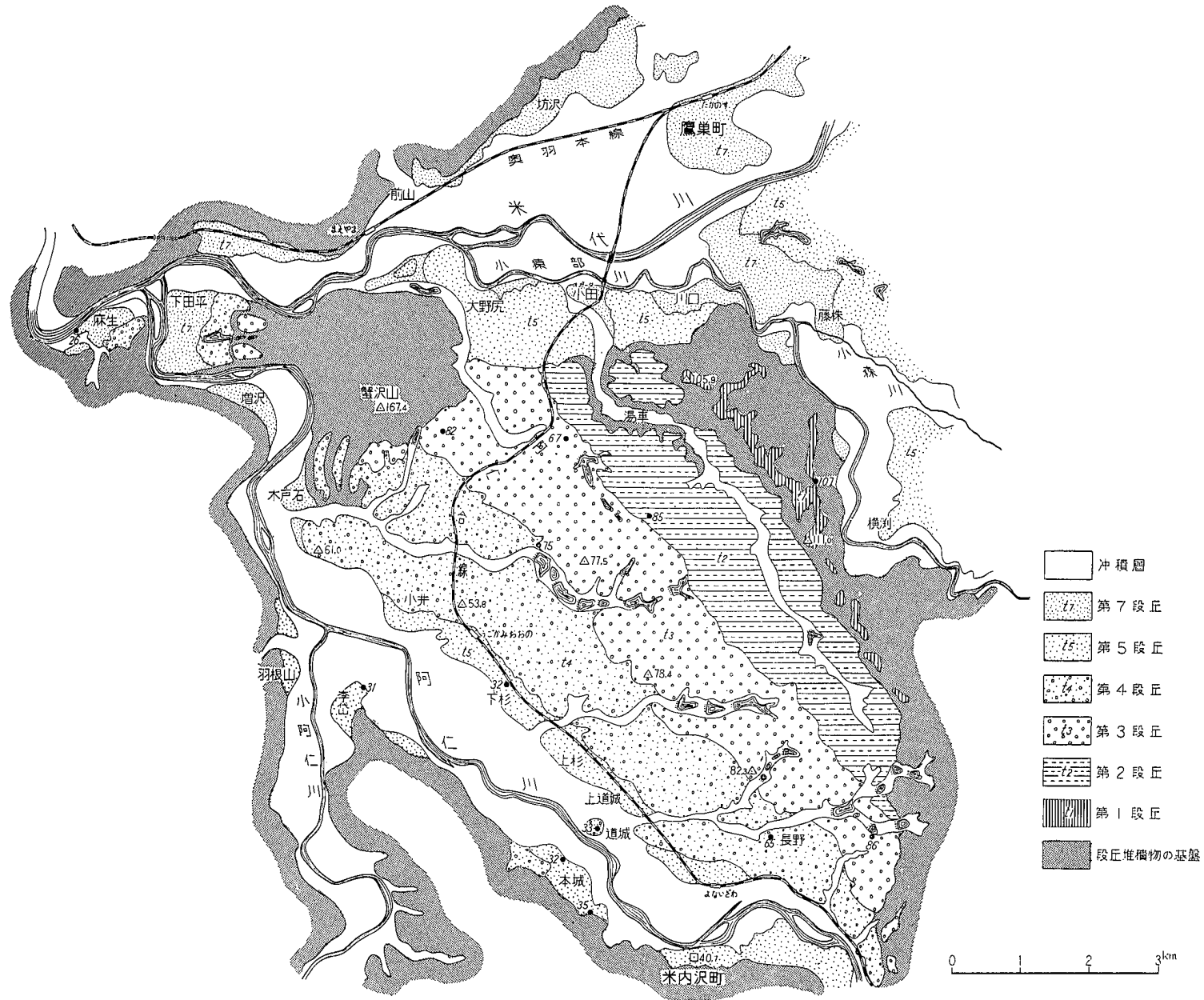
また、当地域の亜炭層から *Menyanthes trifoliata* LINNE (みつがしわ) が報告されている。*Stylax japonicum* S. & Z. は早口町二子山に現棲種が知られており、*Equisetum*・*Phragmites*・*Scirpes* および *Menyanthes* は水辺に生える植物で、これらの植物種から当時の湖沼性堆積環境が推察される。

層位関係 この図幅地域内では、下位層との層位関係は直接には観察できないが、鷹巣町綴子付近では前山川層上部が30~50°の傾斜で南方に傾いているのにたいして、そのすぐ南方では本層の下部層がほとんど水平に横たわっている。このような構造上の不調和から両者は不整合関係にあるものと考えられる。なお、南方米内沢図幅地域の合川町東根田付近でその不整合関係が確認されている。

II. 13 段丘堆積物および沖積層

この地域の河岸段丘は鷹巣南方の大野台を中心に米代川とその支流の沿岸にひろく発達し、7段前後の平坦面が識別できる。阿仁川の旧河床の堆積物からなる大野台の段丘は、東から西へ現河道の方に向かって階段状に低下し、著しい非対称配列をなしている(第20図)。これは段丘生成時の東から西への基盤の継続的な傾動によって、当時の河道が西方に偏倚した結果によるものであろう。米代川北岸地域では、南岸の大野台付近に比べて高位段丘(t_1 ~ t_3)は開析がすくみ平坦面の保存が悪く、その分布高度も南方のものよりずっと大きい。これは坊沢断層に沿う小田背斜付近の隆起による南方への傾動に起因するものであろう。これらの傾動はいずれも大野台付近を沈降の中心とする造盆地運動を示唆している。

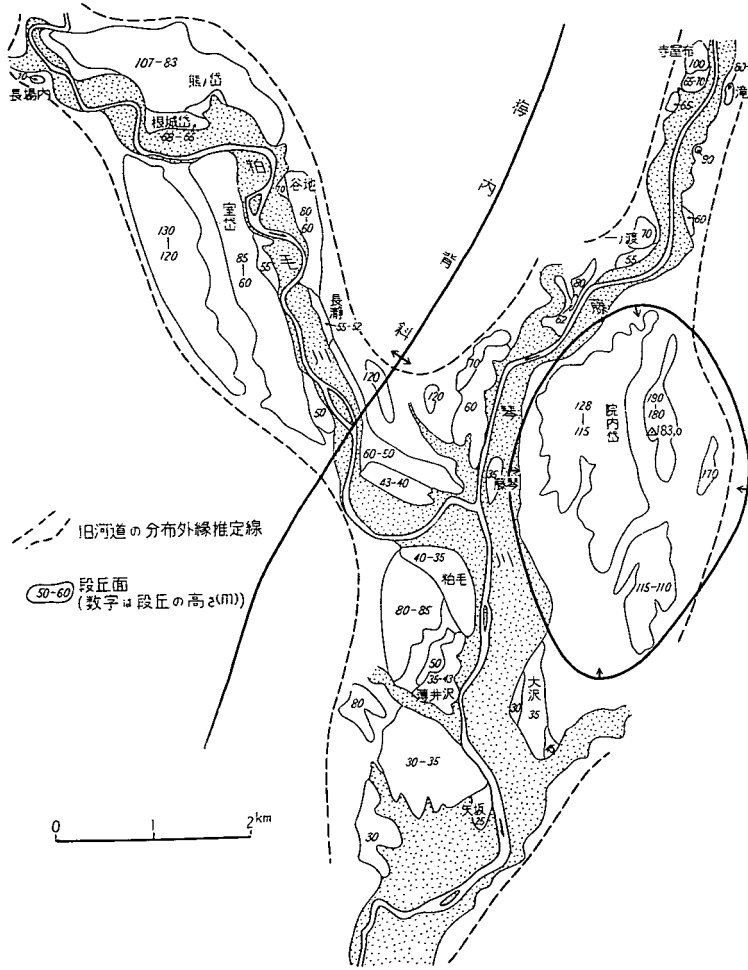
背斜あるいは複背斜構造からなる七座丘陵や二井田丘陵を米代川が貫流する部分で



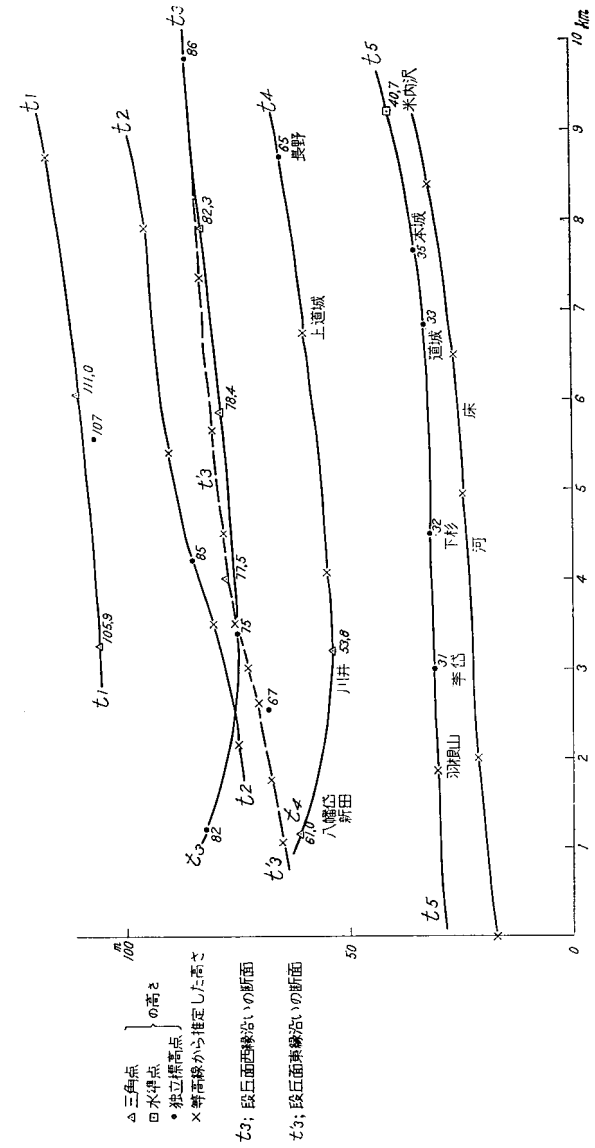
第20図 大野台周辺の段丘分布図

は、谷幅がせばまり、段丘の発達はあまり顕著でない。また、藤琴川の支流、粕毛川の流域でも梅内背斜の軸部付近ではその上下流の向斜部に較べて旧河道の幅がせばまり、段丘の発達も悪い（第 21 図参照）。

このような事実から、第四紀末の河岸段丘生成時においても、これらの褶曲横造は



第 21 図 地質構造と段丘分布との関係



第 22 図 阿仁川流域の河川縦断面と段丘面の投影

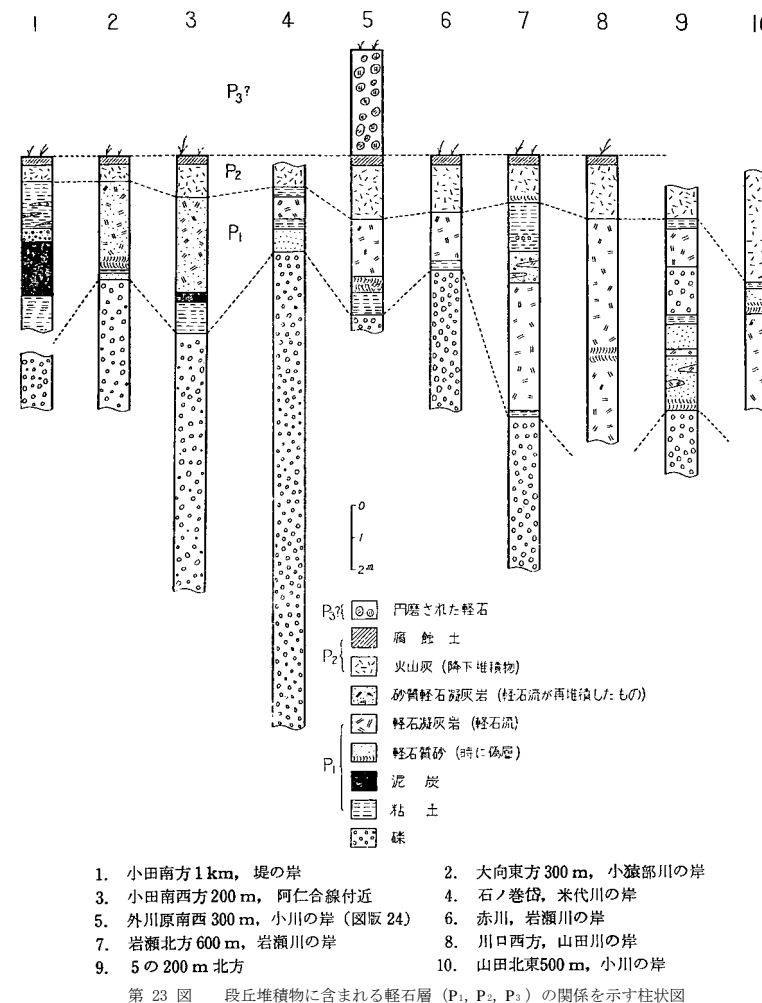
ひきつづき変形し、背斜軸部に先行性河谷を生じ、段丘面の発達を制約したものと考えられる。

同様な地殻運動は、大塚弥之助⁹⁾や杉村新²²⁾なども指摘しているように、段丘面の変形にもあらわれている。すなわち、阿仁川沿いに段丘面の縦断面図(第22図参照)について検討してみると、第1段丘(t_1)から第5段丘(t_5)までの各段丘は上流から下流に向かってゆるく低下しているが、合川町川井付近から第3段丘(t_3)と第4段丘(t_4)とは逆に下流の蟹沢山山塊に向かって上昇しはじめ、全体として凹型の曲線を描く。米代川北岸の坊沢断層の延長が蟹沢山山塊の中央部をほぼNNE-SSW方向によぎる撓曲構造としてあらわれているが(第4図参照)、この撓曲構造の継続的活動によって段丘面の変形が生じたものと考えられる。段丘堆積物は主として円礫層からなり、ほかに砂や粘土・泥炭などの薄層を伴なう。礫には各種の火山岩類がもつとも多く、ほかに硬質頁岩や古期基盤岩類の礫を伴なう。阿仁川流域の段丘礫層中には太平山花崗岩の円礫が多量に含まれている。

このほか段丘堆積物のなかには十和田火山の噴出物と考えられる凝灰岩がかなり多量に含まれ、とくに図幅地域東部において著しい。段丘堆積物の柱状図は第23図に示すようなものであり、凝灰岩は砂礫からなる堆積物の上位に段丘の平坦面近くに存在する。凝灰岩は岩相および堆積した時代によって P_1 、 P_2 および P_3 の3層に分けられ、これら各層と段丘の各面との関係は第24図のようである。

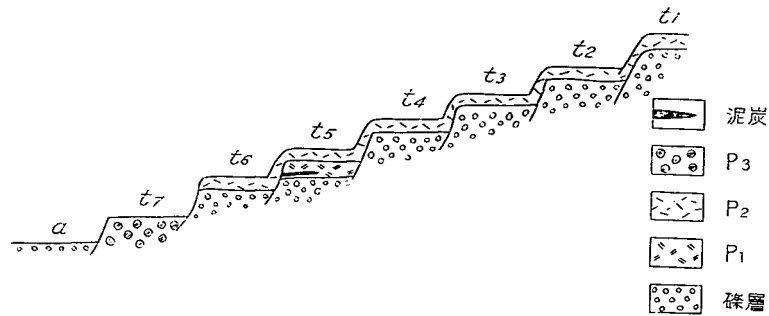
P_1 は第4段丘(t_4)のみで見られ、他の段丘にはまったく存在しない。おそらく第4段丘の生成時に軽石流として当時の氾濫原に流出堆積したものであろう。 P_2 は第5段丘以上いずれの段丘にもその最上部を占めて存在する。おそらく第5段丘の時期に降下火山灰～軽石として堆積したものであろう。 P_2 と P_1 の間には腐蝕土(例、第23図の地点10)や侵蝕面(例、第25図)がみられることがある。 P_3 は第6段丘にのみみられる。現在のところこの軽石堆積物の成因は明らかではないが、円磨された軽石の状態や軽石中に含まれる鉄苦土鉱物の組成から P_1 の再堆積によって生じた可能性がある。

藤琴川流域でも5～6段の段丘面が識別できるが、米代川流域のものとは降下火山灰 P_2 の有無によって第6段丘(t_6)に対段される面をきめ、それより高位の面を下から順次 $t_4 \sim t_1$ に対比した。ただし、 t_5 面は米代川流域では鷹巣町以西に識別できない

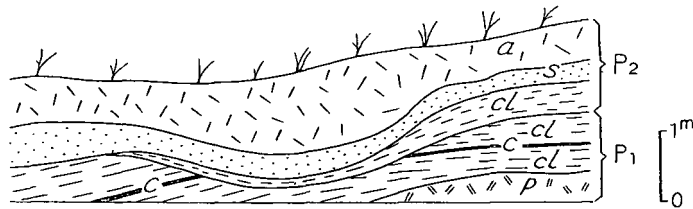


ところから、二井田丘陵の隆起による局地的段丘とみなし、藤琴川流域のものには対比しなかった。

概して、藤琴川流域の各段丘は米代川流域のものに比べてかなり高いが、これは隆起量の地域的差異によるものであろう。



第24図 凝灰岩と段丘面との関係

第25図 立花北方100mの地点でみられるP₁とP₂との関係

第1段丘 (t₁) は鷹巣盆地におけるもっとも古い段丘面を形成し、湯車層と同様に鷹巣を中心に盆状に分布することから古鷹巣湖最末期の湖成段丘とも考えられる。しかし、阿仁川沿いの河川縦断面によると上流地域にこの面に連続すると考えられるような高位平坦面が残っているので、河成段丘の可能性もあり、現在のところはいずれともきめかねる。この段丘の堆積物は、大野台東方小猿部川の左岸に模式的に発達する。段丘面の高さは海拔105~110mである。第2段丘以下の低位面に較べて開析が著しく、小起伏に富む面を有するが、遠望すると全体として平坦である。模式地における堆積物は、湯車層の上に不整合に重なる厚さ数mの褐色礫層とその上の2mあまりの凝灰質粘土層とからなる。礫の大きさは中礫~大礫で、著しく風化しナイフでもけずられるほどに軟らかくなっている。湯車層との不整合関係は横淵西方の山腹崖で観察されるといわれている¹⁸⁾。これらの堆積物の上には降下火山灰層が3mほどの厚さで積っている。小猿部川右岸の二井田丘陵西部にも、同様の小起伏面が分布

し、礫層が発達している。米代川北岸の綴子・坊沢付近にもこれに属すると考えられる礫層が分布し、模式地よりも厚い。段丘面は模式地よりも高く最高190mにも達している。模式地付近に較べて開析もずっと進んでおり、地形図上では平坦面の存在は認め難いが、遠望すると南方にゆるく傾斜する面がわずかに認められる。また、北岸の段丘礫は模式地のものほど風化しておらず固い。こうした点から両岸の段丘の対比にはやゝ疑問の余地がある。北岸地域では湯車層との不整合面が綴子西方500mの地点から北に入る沢の中で観察される。

藤琴川東岸の院内岱の高位面は明瞭な平坦面を示し、第一段丘に属すると考えられるが、こゝでも模式地よりも海拔高度がずっと大きく180mにも達する。これらの高度差は段丘形成後の地殻運動に起因するものと考えられる。

第2段丘 (t₂) は鷹巣町南方の大野台の東部に存在し、高さは海拔80~85mである。堆積物は主として大礫や中礫からなる礫層で、厚さはところによって9mに達する。礫は覆瓦状にかさなり、その方向から堆積当時の流れの向きを推定すると、北西へ流れていたものと考えられる。これは段丘面の分布から推察される流れの向きと一致する。現在第2段丘は米代川流域の第4段丘と小田^{おがた}南方でほぼ直角に交わっているが、当時の阿仁川の下流は鷹巣町南西部で米代川に合流していたものと考えられる。礫には淡紅色の正長石を含む太平山花崗岩のほか、安山岩・玄武岩・流紋岩などの各種火山岩類がある。礫層は湯車層を不整合に覆っている。この礫層上には厚さ3m前後の風成火山灰層がのる。そのうち上部約1mは黄褐色軽石質で、以下は褐色を呈する。

藤琴川流域では院内岱部落ののる面が第2段丘に属するものと考えられる。面の高さは海拔120m前後で阿仁合流域のものに較べるとかなり高い。堆積物は約8mの礫層とその上にある1.5mくらいの礫まじりの白色粘土層からなる。礫は直径12~13cmの種々の火山岩円礫を主とし、ほかに硬質頁岩の礫を伴う。これらの堆積物の上に10cmくらいの化石土壌をへだてて、軽石質降下火山灰層がのる。厚さは約1mで、下部に薄い炭化物の縞を挟む。この降下火山灰層の下部に鷹巣地域でみられるような褐色火山灰が欠けているところから、この段丘面の生成時期はもっと新しい可能性がある。段丘礫層は下位の薄井沢層の砂岩層を不整合に覆っている。

第3段丘 (t₃) は第2段丘と並んでその南西に分布し、同じく大野台面の一部を構

成している。海拔 70 m 前後で、南東から北西に向かってゆるく傾斜しているが、北西部では下流に向かって逆に上昇する。しかし、第 2 段丘の段丘崖に近い部分はこのような変形はみられず、全域を通じて下流にゆるく傾斜している（第 22 図、 t_3' ）。堆積物は第 2 段丘とほぼ同じであろうが、露出に乏しく、最上部の粘土層だけが観察されるにすぎない。これらの堆積物の上には厚さ約 2～2.5 m の降下火山灰層がのっている。そのうち上部約 1 m は黄褐色軽石質で、それ以下は褐色である。

藤琴川流域では粕毛部落西方の海拔 80 m の面や、上流の栗ノ木岱面（海拔 140 m）などがこれにあたると思われる。

第 4 段丘 (t_4) は阿仁川右岸に分布する。面の高さは海拔 60 m 前後である。第 3 段丘と同様に下流で変形し、北西方に向かってやゝ高くなる。堆積物は主として大礫・中礫からなる礫層で、上部は粘土層からなる。厚さは両者あわせて 1.5～6 m で厚さの変化が著しい。この上には厚さ約 2 m の降下火山灰層がのる。そのうち上半部は黄褐色で軽石をふくみ、下半部は褐色で第 1・2・3 段丘上に乗っている火山灰層褐色部のうち上部の約 1 m ほどの部分と同一層であろう。

第 5 段丘 (t_5) に属するものは、米代川南岸の石ノ巻岱および川口一大向間に広く分布し、また阿仁川沿岸にも若干分布する。面の高さは海拔 40 m 前後である。米代川北岸にもこれに相当すると考えられる段丘面が残っているが、南岸のものに較べてやゝ高く海拔 80 m にも達する。この段丘も主として中礫からなる礫層によって構成され、厚さ 15 m を超えるところもある。

鷹巣町から上流の地域では、この礫層の上に第 23 図に示すように軽石凝灰岩 (P_1) がのり、間に粘土層や砂礫層を挟む。この軽石凝灰岩の典型的なものは大きさ 10 cm に達する白色軽石と火山灰とが雑然と入りまじったもので層理はなく、著しく粗しょうで、ときに炭化した木片を含む。このようなものは多分軽石流堆積物と考えられる。しかし場所によってはやゝ層理を示し、また軽石質の砂と互層することがあり、再堆積した部分もあるようである。第 23 図の地点 10 と下大沢北方 300 m の道路沿いで採取した軽石を水籤してみると、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および鉄鉱が多量に得られ、この軽石は石英を確認できなかったが、輝石石英安山岩質のものと考えられる。

この軽石凝灰岩は上流から下流に向かって漸次うすくなる傾向があり、図幅地域東

端に近い山田川沿いでは 10 m を超えるが、鷹巣町南方石ノ巻岱付近では 1 m 以下になる。これより下流の地域では軽石凝灰岩が再堆積して生じたと考えられる砂まじりの軽石凝灰岩がみられ、全体に赤褐色を呈し、偽層に富む。この砂質凝灰岩と礫層との間には細礫を含む白色粘土層を挟み、鷹巣町南西方の小田付近では、その間に 30 cm 前後の泥炭～亜炭層を産する。この泥炭層は小田から南方に入る沢沿いの堤の岸では 1.5～2 cm に達し、かつて採掘されたことがある。

米代川と阿仁川とのいずれの流域の堆積物も上部には粘土層の夾みが多く、一部では泥炭層などを産することから、当時、七座背斜の隆起によって米代川の一時的なせきとめがおこり、湖沼が生じた可能性が考えられる。

これらの堆積物の上にはいずれも降下火山灰がのり、東部ではやゝ厚く 3 m を超えるところもある（第 23 図、 P_2 ）。第 23 図の地点 10 で P_2 の白色部と上部のローム状部分をそれぞれ水籤してみると、いずれからも斜長石・石英・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱などが多量に得られ、多分いずれも角閃石輝石石英安山岩質のものと考えられる。

第 6 段丘 (t_6) は鷹巣町から東方の米代川の沿岸と米代川の支流の早口川、岩瀬川などの流域に発達する。堆積物は主として中礫からなる礫層で、風化したローム層に覆われている（図版 23）。

第 7 段丘 (t_7) は米代川およびその支流の藤琴川・阿仁川および小猿部川などに沿って分布する。米代川沿岸のものは、堆積物の上部は主として円磨された径 0.5～5 cm の軽石粒を多量にふくむ無層理の細礫からなり、ときに炭化した木片を含む。その厚さは少なくとも数 m あり、場所によってはその上位によく成層した厚さ 0.5 m 内外の砂層をのせ、ほとんどの場所でその最上位は土壌化している。堆積物のうち軽石の多い部分は耐火ブロックの原料として利用されている。米代川に沿う小谷（たとえば、湯車の谷、大野尻の谷など）には、これらの軽石が本流から逆流し、それらの谷をうめている。これは大量の軽石粒が一時に供給されたことを示している。堆積物の下部は旧河床の礫からなると考えられるが、現在は氾濫原面より高くは露出していないので不明である。なお、外川原南西の第 4 段丘上に腐植土を間に挟んで P_2 の上に厚さ 3 m ほどの砂質軽石層が重なっており（図版 24 および第 23 図の地点 5）、これは第 7 段丘をつくる軽石層 (P_3) に対比されるようである。鷹巣町南西方小田付近の



a: 火山灰層 (P₂) } 第5段丘
 g: 礫層
 図版 23 第5段丘でみら

P₃ の軽石粒を水簸してみると、鉄苦土鉱物として紫蘇輝石と普通輝石を 1 : 3 の割合でふくみ、輝石石英安山岩質のものと考えられる。これらの軽石堆積物は現在のところその成因は明らかでないが、その重鉱物組成の類似から第5段丘をつくる P₁ が再堆積して生じた可能性もある。

米代川の支流の第7段丘の堆積物は軽石をふくまず、主として中～大礫からなる礫層で、降下火山灰層を欠除している。

鷹巣町をはじめとして多くの聚落はこの面上に発達する。

沖積層 (a) は現在の川底および大洪水のときに氾濫する範囲に分布する。綴子南方では、米代川沿いの第7段丘上を綴子川の氾濫原堆積物が覆い上下関係を示す。しかし、これは例外的な現象で、大抵のところでは第7段丘面より約5m低い。氾濫原はさらに高位と低位とに2分することができる。高位のものは最上部が砂やシルトからなる。元来は草地であるが、堤防によって氾濫をふせいで、水田として利用しているところが多い。低位のものは最上部が礫からなり、礫洲をつくる。地表はほとんど



Pw: P の風化部 } 早口川層上部層
 P: 軽石凝灰岩 }
 れる P₂ の火山灰層

利用されていない。高位、低位面ともに人家はきわめてまれである。

Ⅲ. 応用地質

Ⅲ. 1 概 説³¹⁾

本図幅地域はいわゆる“グリーンタフ”地域と油田地域との境界部にあたり、新第三紀の火成活動に由来する浅熱水性金属鉱床をはじめ、中新世後期から更新世にかけて生成された堆積源の鉱床など、その種類は非常に多い。しかし、いずれも規模が小さく、現在稼行されているものは少ない。

本図幅の東隣地域は花岡・小坂・花輪・尾去沢など大鉱山を有する本邦屈指の重要な鉱床地帯であり、また、北隣地域にも太良・尾太などの鉱床が分布する。本図幅地



- P₃ : 再堆積した軽石
- I : ローム質腐蝕土
- P₂ : 軽石質火山灰 (降下堆積物)
- P₁ : 軽石凝灰岩
- P_s : 軽石質砂

図版 24 田代町外川原南西 300 m の小川の岸でみられる段丘堆積物中の軽石層 (第 23 図の地点 5 に同じ)

域の東半部にも“グリーンタブ”によって特徴づけられる藤倉川層・黒石沢層・早口川層などが分布し、このなかに銅・鉛・マンガンなどの浅熱水性鉱床が胚胎している。しかしながら規模が小さく稼行中のものは 2 山にすぎない。

一方、いわゆる油田地域に属する本図幅西半部地域は海成、非海成の各種堆積源鉱床によって特徴づけられている。中新世後期における沈降最盛期の堆積物と考えられている岩谷層 (女川階)・藤琴川層 (船川階)には七座背斜周辺部で石油・可燃性天然ガスの徴候がみとめられるが、いずれも稼行されるに至っていない。また同層準の堆積岩中から石油・ガス鉱床と成因的関連性を有すると考えられる鉱泉の湧出がみられる。岩谷層中には海成珪藻土が多産し、下部七座凝灰岩中には一種の海底風化の産物と考えられている海緑石が産する。両者ともに背斜部付近に産出する事実は、その堆積条件とからんで注目に値する。

鮮新世中～後期から更新世にかけての七座背斜の陸化にみられる堆積盆の分化によって、鷹巣盆地内に前山層上部・湯車層などの瀕海～潟湖性の堆積物が生じ、亜炭が形成された。また、この層準には砂鉄層が発達している。しかし、これらはいずれも、薄くかつ連続性に乏しいため、現在は稼行されていない。

その他、米代川沿いの低位段丘堆積物中には、十和田火山の軽石流に由来する軽石砂があり、耐火ブロックとして利用されている。

III. 2 銅 鉱 床

大 倉 鉱 山

本鉱山は大館市小袴南方から西方および南西方に入る沢にある。戦前は日本鉱業株式会社によって稼行されたが、昭和 30 年ふたたび開坑され、現在宝倉鉱業株式会社の手で採掘されている。鉱種は金・銀・銅・鉛および亜鉛であるが、おもに銅を対象としている。

鉱山付近は藤倉川層の火山岩類とこれを貫く流紋岩岩脈とからなる。藤倉川層は走向はほぼ N-S、傾斜は 10~30° W で、下位は安山岩熔岩が幾枚も累重し、この上位に火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩が重なり、これらの東限は断層によって画され、一通層と接している。この断層に沿って流紋岩が貫入している。

鉱床は安山岩熔岩の中および、これと流紋岩岩脈との境界部にあつてそれぞれ走向 N 20° W および N-S の裂隙充填鉱脈からなっている。鉱石鉱物には黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱などがあり、脈石鉱物として石英・緑泥石・方解石・石膏などがある。

大比立鉱山

本鉱山は田代町比立内北方にある。この鉱山は初め明治 40 年頃から大正 9 年まで稼行され、昭和 26 年に神田長蔵によってふたたび採掘が開始されたが、現在は休山中である。おもに銅を対象としたが、昭和 26 年当時の鉱種は金・銀・銅・鉛および亜鉛であった。

鉱床は早口川層を貫く流紋岩の貫入岩体中にある含銅硫化鉱脈であり、走向 N 70° ~ 90° E で、ときに網状鉱脈となっている。鉱石鉱物は黄銅鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱などである。

湯ノ岱鉱山

本鉱山は鷹巣町湯ノ岱南方にある。権者は東北金属鉱業株式会社で、おもに銅・鉛・亜鉛が稼行されている。鉱床は黒石沢層を不整合に覆う早口川層下部層の異質凝灰角礫岩層のなかをほぼ南北に走る鉱脈で、鍾幅は 1.3~2.0 m である。本鉱山の採掘が開始されたのは昭和 8 年のことで、当時は鉛に富む上部鉱体 (Cu 0.6~0.7%) が稼行されたといわれるが、現在は銅に富む下部鉱体 (Cu 0.8~3.2%) が対象となっている。鉱石鉱物は方鉛鉱および黄銅鉱がおもで、少量の閃亜鉛鉱が伴われる。

III. 3 マンガン鉱床

大岱鉱山

本鉱山は鷹巣町二本杉から北方に入る沢の奥にある。昭和 25 年頃稼行されたといわれるが現在は休山中である。調査当時、現地に行くことができなかったが、本所松井和典技官の手記^{註5)}によれば、昭和 25 年当時の本鉱山の概要は次のようである。

権者は東京都の植田某で、従業員 15 名で月産 10 t 前後を産していた。鉱床は緑色凝灰岩と白色凝灰岩との境に玉状をなしており、全体の伸びは走向 N 20° E、傾斜

註 5) 昭和 25 年、秋田県庁の受託による早口町・山瀬村地質調査の際の資料。

30~50° N で、幅は 10~15 cm くらいである。鉱石は塊状の二酸化マンガんで、品位は金属マンガんで約 50 % である。なお鉱石の空隙には水晶とともに美しい水マンガン鉱の結晶が見られる¹⁶⁾。

III. 4 海 緑 石⁵⁾¹⁰⁾¹⁷⁾²⁶⁾

位置交通

秋田県山本郡藤里村 (旧藤琴村) 湯ノ沢および滝ノ沢付近

1) 藤琴の北方約 4 km、湯ノ沢温泉の上流 500 m 付近、温泉の傍に滝があるため、自動車道路までの鉱石の搬出は不便である。

2) 滝ノ沢部落 (藤琴から 5.5 km) 付近、自動車道路に近く、便利がよい。

地質および鉱床

海緑石は、下部七座凝灰岩の基底部に発達する海緑石砂岩のなかに含まれている。海緑石砂岩は、素波里安山岩によって構成される滝ノ沢ドームの周辺に様に発達するが、ことに、下部七座凝灰岩がうすくなるその西翼部、すなわち湯ノ沢から滝ノ沢付近にかけて発達がよく、厚さは 10 m を超える。湯ノ沢では、海緑石砂岩は、滝をつくっている安山岩凝灰角礫岩を挟んでその上下に発達し、Pectinid-Brachiopod 群集からなる貝殻砂岩と密接に伴なって産出する。この貝殻砂岩からはウニのトゲ・海綿骨針・鮫の歯などが発見されている。これらの海緑石砂岩と貝殻砂岩とは、下位の安山岩とともに一部蛋白石化作用をうけている。

鉱 石

海緑石砂岩は、濃緑色あるいは黒色を呈し、粗く、黄鉄鉱の結晶を伴うことがある。砂岩は、主として海緑石粒のほか石英・長石などからなり、火山岩の破片を伴う。海緑石粒は、普通直径 0.5~2.0 mm で、やゝ丸みをおびている。その化学組成は第 6 表の通りである。

第 6 表 海緑石および海緑石砂岩の分析表²⁶⁾ (門田長夫, 1956)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	Total
海緑石粒	53.54	7.55	11.49	4.05	6.24	1.19	4.49	1.27	10.05	99.87
//	52.89	8.13	10.68	3.64	8.14	1.58	5.67	0.22	9.83	100.78
海緑石砂岩	57.68	4.08	15.09	4.28	5.67	1.47	4.13	0.60	8.48	101.48

開発・品位・鉱量・用途

昭和 28 年頃まで露天掘、坑道掘で採掘されていたが、現在は稼行されていない。

鉱石の K_2O 含有量は 2.5~4.5 % で、篩別によって品位を上げようとしたが、効果は認められなかった。

鉱量は不明。たゞし、鉱層の厚さは 10~15 m。

大部分はカリ肥料として用いられるが、その際、鉱石を大館市のロータリーキルンで 500°C に加熱し可溶性カリを 40 % にして、肥効を高める方法がとられた。そのほか、一部は海緑石のイオン交換性を利用して、硬水の軟化に用いられたという。

本図幅地域内では、上記のほか七座背斜の軸部付近に分布する下部七座凝灰岩の上部と下部に、厚さ 10 cm~8 m の海緑石砂岩が数枚挟まれており、とくにその東翼に分布するものは厚いうえ枚数も多い。

III. 5 珪藻土

綴子珪藻土鉱床²³⁾註6)

鷹巣町字小田に所在し、鷹巣駅の北方約 5 km に位置する。山元から鷹巣駅までの鉱石の運搬は、小型トラックによっている。

珪藻土鉱床は岩谷層の硬質頁岩中に層状をなして賦存し、小田背斜の軸部に沿って優勢な賦存状況を示す。おもな賦存範囲は背斜軸に沿って北東-南西約 1.5 km、北西-南東 150~250 m で、主としてその南西部において多く稼行されている。

背斜の南東翼は北西翼に較べて傾斜が大きく、一部は転倒している。この背斜軸の北東延長部は一通の南西約 1 km 付近で坊沢断層に移化しているが、この付近では珪藻土層も劣勢になる。珪藻土中には砂岩や凝灰岩などのほか、燧石質珪質頁岩のレンズや団塊が挟まれている。珪藻土層の厚さは 50~100 m と推定される。

鉱石は良質なものは黄褐色の外観を呈し、有機物を含む低品位鉱は青灰~黒色を呈する。これらは風化すると黄白色を呈し、割れ目に沿って水酸化鉄の汚染部がみられるほか、環状の滲透縞が生じている。鉱石はかなりの水分を含んでいるが、これを乾

註 6) 綴子珪藻土鉱床の調査報告のうち未公表資料として次のものがある。

山田正春：秋田県北秋田郡鷹巣珪藻土鉱床調査報告，地質調査所受託調査資料，1958。

燥棚で自然乾燥して搬出している。

本地域の鉱床を形成する珪藻は海洋性の *Cosinodiscus* を主とし、ほかに海綿の骨針を含んでいる。

鉱石は主として濾過剤の原料として用いられている。

この小田付近の鉱床のほか、本図幅地域内では、小田背斜の南西延長部にあたる鷹巣町字黒沢の北東方約 500 m 付近に、ドーム状をなして露出する小比内沢層のシルト岩中になりに良質の珪藻土層が介在している。

小田および黒沢付近の両鉱床はその賦存層準を異にするにもかかわらず、ともに背斜軸部に優勢な賦存状態を示している。この事実は珪藻土の堆積環境を究明し、さらに新鉱床の探鉱をするうえに注目に値する。

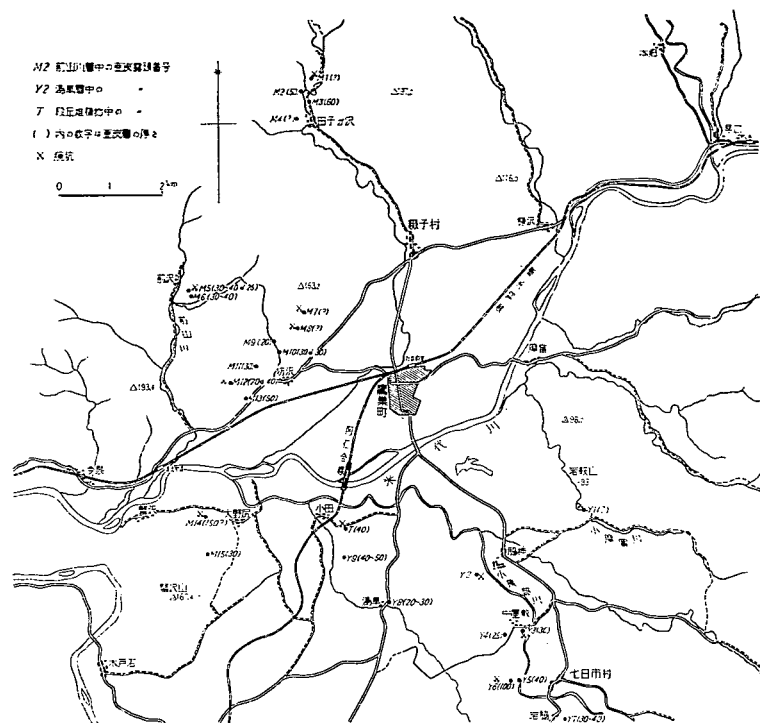
III. 6 亜炭

鷹巣町周辺では亜炭層の露頭が非常に多く、戦後盛んに採掘されたことがあるが、現在も稼行されているものはない。そのおもな露出地と採掘地との分布は第 26 図に示す通りである。

亜炭層は主として前山川層上部と湯車層とのなかに挟まれており、一部段丘堆積物のなかにもみられる。前山川層中のもは、砂岩・礫岩・泥岩および軽石凝灰岩などに挟まれ、20~30° の傾斜を有する。砂岩や礫岩はいずれも粗しょうで偽層に富んでいる。亜炭層の厚さは 20~60 cm のものが多く、膨縮が著しい。炭層は数枚あるが、おもなものは 1~2 層である。米代川南岸の大野尻付近では、山丈 270 cm、炭丈 150 cm に達するものがあり、かつて稼行されていたといわれているが、現在は坑道が潰れていてその露頭は観察できない。

湯車層のなかのものは主として泥岩・凝灰質砂岩などに挟まれ、ほとんど水平に横たわっている。これらの岩石はいずれも固結度が低く、非常に軟弱である。炭層は厚さ 20~100 cm のものが数枚あり、そのうち稼行されていたものは 2 層である。これらの炭層のおもな炭柱図は第 27 図に示す通りである。

鷹巣南西方^{おがた}小田付近では、第 5 段丘中に厚さ 40~50 cm の亜炭層（一部泥炭？）が挟まれ、かつて稼行されたことある。その炭柱図は第 23 図に示す通りである。



第 26 図 亜炭の露出地点と採掘地点分布図

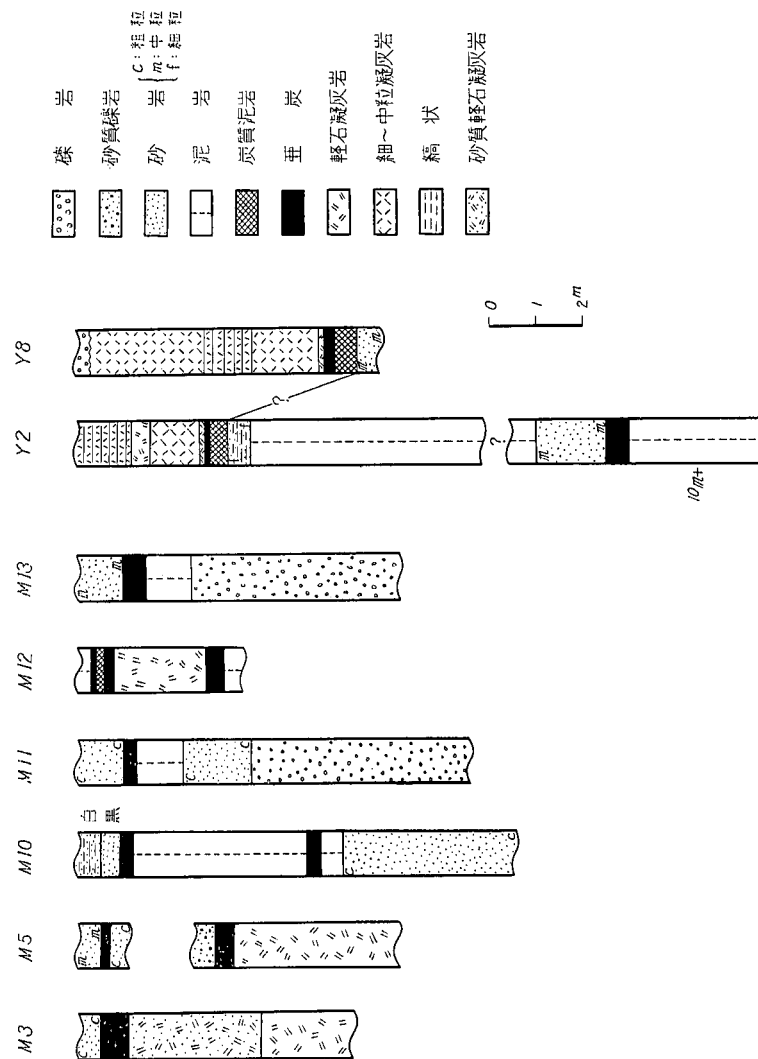
これらの前山川層中の亜炭は JIS 炭質区分による褐炭 F₁ に属する。黒褐色を呈し、光沢がなく、板状ないし薄片状に剝離する。

その分析結果は第 7 表のようである。

第 7 表³³⁾

水分 %	灰分 %	揮発物 %	固定炭素 %	硫黄 %	発熱量 kcal/kg	発熱量 (無水・無灰基) kcal/kg	JIS 炭質区分
12.57	32.19	30.19	22.57	0.64	3,378	6,400	F ₁

(分析：仙台鉱山監督局，産地：鷹巣町大野尻)



第 27 図 前山川層と湯車層中の亜炭層炭柱図

Ⅲ. 7 石油および可燃性天然ガス

本図幅地域の西半部は、鷹巣油田・七座油田などの名でよばれ、石油については古くから調査や試掘が行なわれてきたが²⁾³⁾⁸⁾¹⁸⁾、現在まで出油をみるにいたっていない^{註7)}。可燃性天然ガスについても、戦後、本邦各地でその開発利用が盛んになるにつれて、本地域でも調査が行なわれたが²⁸⁾、まだ成功をみていない。石油、天然ガスともにその徴候地は比較的多く、主として七座背斜付近の岩谷層や藤琴川層のなかに分布している。その徴候地と試掘地との地質的特徴は第8表、第9表および第10表に示す通りである（表中の番号は地質図幅参照）。

Ⅲ. 8 温泉および鉱泉

本図幅地域内には石油鹹水源と考えられる鉱泉^{註8)}と、火山源と考えられる温泉および鉱泉とがある。前者は背斜付近の藤琴川層の砂岩・凝灰岩中から湧出し、後者は火山噴出物中から湧出している。

湯ノ沢温泉

藤里村湯ノ沢の滝をつくる素波里安山岩と、下部七座凝灰岩との境界付近から湧出している。やゝアルカリ性を呈し、芒硝含有弱食塩泉に属する。水温 38℃、主要塩類として、NaCl、Na₂SO₄、および NaOH などが含まれる。

蒸発残渣量	Na'	K'	Ca''	Cl'	SO ₄ ''	OH'
3841.7	1468.7	38.5	32.1	1691.8	566.5	101.3

(単位 mg/l, 分析: 衛生試験所)

石油鹹水源鉱泉²⁸⁾

Loc. 1 二ツ井町俣后坂付近の藤琴川沿岸に露出する上部七座凝灰岩中から湧出す

註7) 本図幅地域内の油田調査資料のうち未公表のものに次の2つがある。

1) 鯨岡 明: 米代川北部 AB 班地質概査報告, PEAC 報告, 1952
2) 山形太郎: 秋田県北秋田郡下大野村周辺の地質調査報告, PEAC 報告, 1954

註8) 海水が地層中にとじこめられて生じたと考えられている油田化石水には次のような性質がある。1) 塩分にとみ, 2) 有機物の分解生成物 (HCO₃'、NH₄'、CH₄ など) を多量に含み, 3) 硫酸根 (SO₄'') が少ないという特徴がある。

第8表 石油徴候図一覧表²⁾⁸⁾

	No.	徴候地	産出地層	構造	産状
石油 露頭	1	北秋田郡鷹巣町 今泉ノ沢	藤琴川層中の細粒 砂岩層	今川町増沢付近 からのびる小背 斜の延長上	砂岩の割目から石油が滲 出している石油は暗褐色 で比較的粘稠である
	2	同町今泉ノ沢支 流湯ノ沢	岩谷層最上部の珪 質頁岩層	七座背斜軸部	珪質頁岩の割目から滲出 している石油は濃厚・稠 密で暗褐色を呈する
油	1 2	山本郡藤里村 高石沢付近	藤琴川層の暗褐色 泥岩層中にはさま る凝灰質粗粒砂岩	滝ノ沢ドーム の西翼部	いずれも砂岩・凝灰岩 に石油が浸染し、表面 は暗褐色を呈するが、 風化すると暗紫褐色に なる
	3	同村一ノ又	藤琴川層中の暗褐 色泥岩層にはさま る凝灰質砂岩	七座背斜軸部	
	4	北秋田郡鷹巣 町前山川支流 留山沢	下部七座凝灰岩中 の凝灰岩・凝灰質 砂岩	七座背斜軸部	
5 6	同町今泉ノ沢 の支流マギヤ 沢の南枝沢	下部七座凝灰岩中 の凝灰質砂岩	七座背斜東翼		
砂		北秋田郡合川 町(旧下大野 村) 芦沢	藤琴川層中の暗褐 色泥岩にはさまる 凝灰質砂岩	七座背斜軸部	

る。H₂S 臭を有する。含有塩類の量は比較的少なく鉱泉質とよばれるべきものである。加熱して浴用に利用されている。水温 11.5℃ (大気気温 12.5℃)。

湧出量は 0.55 l/min., 分析値は次の通り。

pH	free CO ₂ mg/l	HCO ₃ ' mg/l	Cl' mg/l	NH ₄ mg/l
7.4	6.15	84.2	128.0	0

Loc. 2 (藤里村中小比内, 藤琴川層中の凝灰質砂岩の割れ目から湧出)

Loc. 3 (鷹巣町今泉の西方約 1 km, 国道下の水田中の井戸, 層位的には藤琴川層の泥岩上に位置している)

これらはいずれも H₂S 臭を有し, Loc. 2 には乳白色の沈澱物がみられる。

このほか前項のガス徴候地 No. 2, No. 4, No. 5 などは, その含有塩量からみても鉱泉に属するもので, No. 3 は鉱泉質湧出とよばれるべきものであろう。

湯繰舟沢鉱泉

この鉱泉は鷹巣町岩谷南東の湯繰沢の奥にあり, 不動の湯と称し, 浴用に供せられ

第9表 可燃性天然ガス微候地一覽表²³⁾

No.	地質・構造	ガス分析結果					地下水分析結果					摘要			
		CO ₂ %	O ₂ %	CH ₄ %	H ₂ %	Cal.	pH	free CO ₂ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l	NH ₄ ⁺ mg/l		水温 °C	外気温 °C	湧出量 l/min.
1	藤琴川層の細砂岩合川町増沢付近のひる背斜の延長部	0.2	0.4	94.4	5.0	9,040	7.6	13.6	215.5	285.0	2.02	13.0	15.5	測定不能	昭和14~15年七座石油試験掘跡 昭和26~27年抜管
2	藤琴川層下部の泥岩と岩谷の境界玄武岩との背斜付近、今泉背斜頂部	0.2	0.2	72.2	27.4	6,910	8.0	9.7	238.2	645.0	0	13.0	16.0	多い	昭和15年秋田石油試験掘跡 昭和26~27年抜管 水質無色H ₂ S臭 帯緑色の燐華
3	下部七座凝灰岩の上段付近七座背斜東翼	—	—	—	—	—	8.0	5.5	134.2	262.0	1.33	12.0	22.0	200	H ₂ S臭、燐華 七座背斜岩天神事業所で加熱利用している
4	〃	0	0.1	79.9	20.0	7,650	7.8	5.95	26.2	1,118.0	0.55	13.0	16.5	目測 40±	H ₂ S臭あり ガス微候顕著 鉱泉として加熱利用
5	〃	—	—	—	—	—	7.6	5.7	157.2	588.0	0.10	11.5	14.5	2.6	H ₂ S臭あり ガス泡極僅少、 鉱泉として加熱利用
6	藤琴川層中の泥岩七座背斜頂部	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	石油試験掘跡より多量に湧出する地下水と共にガス泡顕著マツチで点火する

(分析者 地下水分析:秋田大学鉱山学部 佐藤 敏 在職中)
ガス分析:秋田県庁鉱務課 関 仁

第10表 石油試験井一覽表²³⁾

No.	試験地	掘鑿様式	所有者	開坑	掘止深度 (m)	摘要
1	山本郡藤琴村(旧藤琴村)一ノ又	上総掘(1号井) 上総掘(2号井)	倉島松男	大正6年6月 大正7年11月	95 184	70mで油気 106m, 124m, 128mでそれぞれ油気
2	同上	ロータリー	山口慶八	昭和31年 昭和32年	不明 約400	試験跡からガス水がでている 出油しない
3	同村字奥滝ノ沢	上総掘	久原鉱業KK	大正11年1月	265	地表から約140mまで暗褐色泥岩でそれ以下85mは凝灰岩、坑井柱状図*がある
4	北秋田郡鷹巣町今泉	上総掘	瀬島猪之丞	大正5年10月	168	122mで西方背斜に露出する玄武岩に達し、出油しない
5	北秋田郡合川町(旧下大野村)芦沢	手掘(2号井) 綱掘(1号井)	大日本石油 鉱業KK	大正7年2月 大正11年4月	168 442	出油しない、249mで油気ガス、坑井柱状図*がある

* 坑井柱状図は千谷好之助, 1925²⁴⁾

ている。源泉はこの南東方の松原に至る峠の付近にあって、前山川層に属する下位のシルト岩と上位の無層理砂岩との境界から湧出している。鉱泉は温度11.5°C、pH6.3の芒硝含有弱食塩泉である。

湯ノ岱鉱泉¹²⁾

この鉱泉は鷹巣町湯ノ岱の西方、湯ノ岱鉱山入口付近の道路端にある。かつて炭酸水の製造に用いられたといわれる。鉱泉付近は土壤に覆われているが、早口川層の異質凝灰岩礫岩層のなかから湧出しているものであろう。泉質は土類含有炭酸泉に属する冷泉である。

III. 9 石 材

土木用石材 山本郡藤里村二ノ又付近で上部七座凝灰岩中の軽石凝灰岩(淡緑色を帯びる)が石垣用の石材として採石されている。この凝灰岩は、能代図幅地域内の二ツ井町(旧響村)切石付近で響石として採石されている。

軽石 北秋田郡鷹巣町(旧坊沢村)下田平^{げたひら}では、米代川沿岸の最低位段丘を構成する砂質軽石層から建築用耐火ブロックの軽量骨材として軽石が採石されている。軽石粒は十和田火山の軽石流から再堆積したもので、円磨されており、直径数mm~5cm

くらいである。基質の砂粒を篩分けて積出している。

文 献

- 1) 中島謙三：20万分の1地質図幅「能代」，同説明書，地質調査所，1893
- 2) 千谷好之助：秋田県鷹巣油田地質及地形図，同説明書，地質調査所，1925
- 3) 千谷好之助：秋田県二ツ井油田地質及地形図，同説明書，地質調査所，1925
- 4) 千谷好之助：秋田北部油田地質及石油鉱床に就いて，地質学雑誌，Vol. 37, No. 447, 附録特別号，1930
- 5) 八木次男：本邦産海緑石の研究Ⅰ・Ⅱ，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 3, No. 3, 4, 1930
- 6) Imamura, A. : Land Deformation and Seismic Activity in the Mutu-Dewa District, Proc. Imp. Acad., Tokyo, Vol. 15, No. 3, 1939
- 7) 高橋純一・八木次男・吉田重雄・富樫喜代治：北能代油田，石油技術協会誌，Vol. 7, No. 4, 1939
- 8) 遠藤六郎：秋田県八森・七座・潟西油田地質及地形図，同説明書，地質調査所，1940
- 9) 大塚弥之助：活動している褶曲構造，地震，Vol. 14, No. 2, 1942
- 10) 三木善仁：秋田県藤琴村附近に於ける海緑石及び化石玉髓に就いて，地殻の科学（鉱物趣味の会），Vol. 1, No. 4, 1944
- 11) 石和田靖章：秋田県二ツ井油田東部の鷹巣統（雑録），石油技術協会誌，Vol. 12, No. 4, 1947
- 12) 佐原良太郎：秋田県の温泉水・鉱泉水の分析報告（其一），秋田大学地下資源開発研究所報告，No. 2, 1949
- 13) Miki, S. : Taxodiaceae of Japan, with Special Reference to Its Remains, Jour. Inst. Polytech, Osaka City Univ., Ser. D, Vol. 1, p. 63~77, 1950
- 14) 三木 茂：鮮新世以来の本邦産遺体植物の研究，自然と文化（自然史学会），

1950

- 15) 齊藤正次：秋田県北部藤琴川上流地域の地質，地質調査所月報，Vol. 2, No. 6, 1951
- 16) 砂川一郎：本邦産鉱物雑記(6)，地質学雑誌，Vol. 60, p. 88, 1951
- 17) 地質調査所：日本産産誌Ⅱ（主として化学工業原料・肥料原料となる鉱石），1951
- 18) 今泉力蔵・小高民夫：秋田県北秋田郡鷹巣・大館及び米内沢地区の地質，東北大学理学部地質学古生物学教室邦文報告，No. 41, 1952
- 19) 遠藤誠道：埋木，地学雑誌，Vol. 61, No. 684, 1952
- 20) Miki, S. : Trapa of Japan with Special Reference to its Remains, Jour. Inst. Polytech., Osaka City Univ., Ser. D, Vol. 3, p. 1~29, 1952
- 21) 大山 桂：Pecten 類の古生態学的研究（其Ⅰ），資源科学研究所彙報，No. 25, 1952
- 22) 杉村 新：褶曲運動による地表の変形について，地震研究所彙報，Vol. 30, No. 2, 1952
- 23) 地質調査所：日本産産誌Ⅳ（物理的特性を利用する鉱物），1953
- 24) 井上 武：秋田油田地域における女川階の火成活動，秋田大学地下資源開発研究所報告，No. 20, 1954
- 25) Miki, S. : Nut Remains of Juglandaceae in Japan, Jour. Inst. Polytech., Osaka City Univ., Ser. D, Vol. 6, p. 131~143, 1955
- 26) Monda, O. : The Mineral Glauconite from Fujikoto-mura, Akita Prefecture, Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 62, No. 726, 1956
- 27) Miki, S. : Pinaceae of Japan, with Special Reference to Its Remains, Jour. Inst. Polytech., Osaka City Univ., Ser. D, Vol. 8, p. 221~272, 1957
- 28) 藤岡一男・井上武・関仁・川尻茂三：鷹巣地区天然ガス調査報告，東北地方天然ガス開発利用調査報告，p. 83~89, 同付図，p. 32, 石油技術協会，1958
- 29) 井上武・川尻茂三・上田良一：秋田県北秋田郡扇田南部の地質，秋田大学地下

資源開発研究所報告, No. 21, 1959

30) 齊藤一雄: 大館盆地の地形発達, 東北地理, Vol. 11, No. 2, 1959

31) 地質調査所: 日本鉱産誌A (総論), 1959

32) 角清愛・大沢稜・平山次郎: 5万分の1地質図幅「太良鉱山」, 同説明書, 1962

33) 地質調査所: 日本鉱産誌V-A, (主として燃料となる鉱石), (未公刊)

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1:50,000



TAKANOSU

Aomori, No. 44

By

JIRO HIRAYAMA & KIYOSHI SUMI

(Written in 1960)

(Abstract)

GEOLOGY

The mapped area is situated in the northern part of Akita prefecture, and represents the northeastern margin of the Akita oil field in a broad sense. The area is characterized by the Neogene volcanic rocks and sediments. A summary of the stratigraphic sequence is given in Table 1.

Table 1

Age	Stratigraphy	Main rock facies	Remarks	
Quaternary	Alluvial deposits	sand, gravel, and clay	non-marine deposition	
	Terrace deposits	gravel, sand, clay, pumice flow deposits, and peat~lignite		
	Yuguruma formation	clay, sand, gravel, and lignite		
Neogene Tertiary	Pliocene	Usuizawa formation	massive sandstone, and pumice-tuff	volcanic activity folding and faulting marine deposition non-marine deposition
		Maeyamagawa formation	sandstone, conglomerate, lignite, and pumice-tuff	
	Miocene	Kobinaizawa formation	massive siltstone, and alternation of siltstone and sandstone	
		Fujikotogawa formation	black mudstone, sandstone, acid pumice-tuff, and andesite pyroclastic rocks	
		Iwaya formation	"hard shale", tuffaceous sandstone, and pyroclastic rocks of andesite and basalt	
		Hayaguchigawa formation	basalt lavas and its pyroclastics, acid pumice-tuff, and mudstone	
		Kuroishizawa formation	andesite lapilli-tuff, tuffaceous conglomerate, sandstone, and basalt lavas	
Fujikuragawa formation	andesite lavas and its pyroclastics, and basalt lavas			

NEOGENE TERTIARY

Fujikuragawa formation The formation, underlain unconformably by a pre-Tertiary formation to the north of the mapped area, represents the lowermost of Neogene Tertiary in the area. It consists mainly of lavas and pyroclastic rocks of andesite, accompanied with basalt lavas. Most of these volcanic rocks are intensely altered, being partly subjected to "propylitization". The pyroclastic rocks, lacking stratification and starred with plant remains, are considered to have been ejected and accumulated by the submarine volcanic activity. The formation amounts to 1,400 m in maximum thickness.

Kuroishizawa formation The formation, underlain conform-

ably by the Fujikuragawa formation, is composed mainly of pyroxene andesite lapilli-tuff, tuffaceous conglomerate and sandstone, intercalated with lavas of dacite, rhyolite and basalt. Compared with the Fujikuragawa formation, this is rich in pyroclastic rocks and clastic sediments, which have suffered from slighter alterations. There are found intraformational disturbances in clastic sediments which contain shell fossils such as Pectinid and Brachiopod. Thin layers of mudstone are recognized at places, and they yield fragments of plant remains. The formation decreases in thickness from 1,000 m in the south to 100 m in the north.

Hayaguchigawa formation The formation is widely developed over the eastern half of the surveyed area and composed mainly of mudstone, acid pumice-tuff, and pillow lavas and pyroclastic rocks of olivine basalt, associated with tuffaceous sandstone sporadically containing Pectinid fossils. The formation is divided into three members, the middle one of which is characterized by the predominance of basaltic rocks, whereas the upper and lower ones, by that of acid pumice-tuff and mudstone. The middle and lower members show a pronounced variation in thickness owing to the varying amounts of basalt, while the upper is comparatively monotonous. The formation is 700~1,000 m thick in all.

The acid accidental tuff-breccia, which is presumably contemporaneous with the lower member of the Hayaguchigawa formation, crops out in the southeastern corner of the mapped area, unconformably overlying the strata ranging from the Fujikuragawa formation to the lowermost part of the Hayaguchigawa itself.

Iwaya formation The formation, conformable to the underlying, consists mainly of "hard shale" or "siliceous shale", tuffaceous (andesitic) sandstone, and pyroclastics of andesite and basalt. In this formation, remarkable differences in thickness and rock-facies are observed between the sediments on both the sides of the Haginokata-yama anticline: on the eastern side of the anticline, the formation is thinner (300~400 m) and composed mainly of "hard shale", and is thicker (more than 1,000 m) and characterized

by predominance of the tuffaceous sandstone and various pyroclastic rocks on the western side. Moreover, a similar character is recognized along the Moyasan anticline in the northwestern corner of the mapped area. That is, the above-said sandstone and pyroclastic rocks abruptly thin away towards the west of anticlines, and therefore only the thinner hard shale is left over there. (Figs. 11, 12)

Fujikotogawa formation This formation conformable to the Iwaya formation consists mainly of massive black mudstone, sandstone, acid pumice-tuff and andesite pyroclastic rocks. It is also characterized by notable variation in the rock-facies and thickness on every side of the above-mentioned two anticlines. On the eastern side of the Haginokata-yama anticline, black mudstone with less thickness (50~200 m) is dominant; in the area between the Haginokata-yama and Moyasan anticlines, sandstone, pumice-tuff, andesite pyroclastics, and others prevail over the black mudstone, the total thickness amounting to 600~1,000 m; on the western side of the Moyasan anticline, andesite pyroclastics strikingly increase in thickness to amount over 800 m by itself. Besides the above-said anticlines, the actual smaller anticlines, such as the Umenai and Takinosawa, also control the variation in the rock-facies and thickness of the formation, which indicates the start and progress of the folding contemporaneous with the deposition of this formation together with the frequent occurrence of the intraformational disturbances. (Fig. 15)

Ittōri formation The formation is exposed to a small extent near the eastern margin of the surveyed area, and is in direct contact with the Fujikuragawa formation on the west side of the Nii fault. It consists mainly of hard shale, black mudstone, acid pumice-tuff and sandstone in ascending order, and is presumed to correspond almost with the Iwaya and Fujikotogawa formations (partially also with Kobinaizawa formation) from the characteristics of the rock-facies. The total thickness is estimated at about 750 m.

Kobinaizawa formation The formation overlies conformably

the Fujikotogawa formation, the uppermost part of which inter-fingers with the lower part of the present formation at places.

It is composed largely of massive siltstone, and alternation of siltstone and sandstone, the latter of which is usually predominant in the upper horizon. It is 300~400 m thick in the west, and 50~100 m thick in the east.

Usuizawa and Maeyamagawa formations The Usuizawa formation is developed on the western side of the Nanakura anticline, and the Maeyamagawa formation is distributed on the eastern side of the anticline.

Both conformably cover the underlying formation, or in part interfinger with the latter. They are characterized by coarse sediments such as conglomerate and sandstone.

Usuizawa formation consists mainly of massive sandstone, which contains abundant remains of marine molluscs and is interbedded with several layers of dacitic pumice-tuff. In the Maeyamagawa formation, the lower section is composed of massive sandstone similar to that in the Usuizawa formation, but the middle and upper sections consist of alternating conglomerate and sandstone. The upper portion contains several lignite seams. The Maeyamagawa formation amounts to over 600 m thick in all.

QUATERNARY

Yuguruma formation The formation is of lake deposits consisting of clay and sand intercalated with lignite seams. It covers the underlying formation unconformably.

Terrace deposits Seven well-reserved terraces are extensively developed along the Yoneshiro river and its tributaries around Takanosu. Every terrace deposit consists of gravel, sand and clay, intercalated with peat or lignite seams at some places. In the 5th terrace (t_5) developed along the Yoneshiro river, the pumice flow deposits, derived from an explosion of the Towada volcano, are recognized. Every terrace exclusive of the 7th one (t_7) is covered with aeolian volcanic ash layers, which have been subjected to intense weathering to show a reddish brown color.

As a general tendency, some of the terraces are deformed upwards with approach to an anticline, and the ancient river bed, reconstructed from distribution of terraces, becomes narrower near an anticline than near a syncline. These facts indicate the continuous activity of the folding structure. (Figs. 21, 22)

Geologic structure

The western half of the surveyed area is characterized by the intense folds and reverse faults parallel to the folding axis with a general trend of N-E to NNE-SSW direction. In the eastern area, however, there are found a number of gentle foldings with a trend of WNW-ESE direction, nearly perpendicular to the trend of folds in the west, and numerous faults which traverse the folding structure.

As above-mentioned, the remarkable changes are recognized in the rock facies and thickness near the Haginokata-yama and Moyasan anticlines. Along such unstable zones, there are frequently found numerous complicated structures, such as overturned foldings and reverse faults, and moreover the intrusive bodies of dolerite, rhyolite, etc. (Figs. 4, 11, 12)

Igneous rocks

In the mapped area, various volcanic rocks are intercalated in the Tertiary formations from the Fujikuragawa formation up to the Fujikotogawa formation, and many dikes and sheets are intruded into these formations.

Petrographically, these rocks include basalt (or dolerite), andesite (or porphyrite), dacite and rhyolite. All the igneous rocks belong to pigeonitic rock series and hypersthene rock series. A part of pigeonitic rock series is assumed to be of alkali-rich variety characterized by the presence of purple augite, ilmenite, etc.

The volcanic rocks of pigeonitic rock series were erupted in relatively early stage, the age of deposition of the Fujikuragawa, Kuroishizawa and Hayaguchigawa formations, and succeeded by the hypersthene rock series of later stage, namely the age of

deposition of the Hayaguchigawa, Iwaya and Fujikotogawa formations.

Rock alteration

Miocene rocks are generally more or less altered. The alteration is especially distinct in the lower horizon. Each formation shows characteristic alteration.

In the Fujikuragawa and Kuroishizawa formations, propylitic alteration characterized by albite, chlorite, carbonate minerals, sericite, and rarely epidote is regionally recognized. Hayaguchigawa formation is widely subjected to the alteration forming so-called "green tuff" characterized by montmorillonite, zeolite, opal, etc. The area affected by this alteration is classified to 4 altered zones based upon the secondary mineral assemblage observed in acid pumice-tuff. It is remarkable that the rocks occurring in the more disturbed area suffer from more distinct alteration. For example, the rocks of the Iwaya and Fujikotogawa formations are generally fresh, but locally, in the area along the Nanakura anticline, the Lower and Upper Nanakura tuff of the formation are altered to "green tuff" like the rocks of m zone of the Hayaguchigawa formation.

In the environs of metallic mines, silicification and argillization due to hydrothermal acid solution is overlapped on the above-stated alterations.

ECONOMIC GEOLOGY

Metallic deposits

In the Fujikotogawa, Kuroishizawa and Hayaguchigawa formations, represented by the various volcanic rocks of Miocene age, there are found several epithermal deposits comprising Au-Ag-Cu-Pb-Zn and Mn ores, most of which were exploited before. At present, one of them, Okura mine, is being worked. The Okura mine, situated in the city of Odate, is of fissure filling vein type, producing mainly copper together with gold, silver, lead

and zinc as the subordinate metals.

Glauconite

In the Fujikotogawa formation, glauconite deposits occur abundantly in the acid tuff forming the Lower Nanakura member. The deposits attain to the maximum thickness of 15 m. They have a tendency to occur around the anticlines such as the Takinosawa and Nanakura, which were being formed during their deposition. The deposits in the village of Fujisato were once exploited.

Diatomaceous earth

Diatomaceous earth is now being worked around Oda about 6 km north of Takanosu. The deposits are comprised in the Iwaya formation, occurring abundantly around an anticline in the same mode as glauconite deposits. The thickness of the deposit is estimated at about 50 to 100 m.

Lignite

In the vicinity of Takanosu, numerous exposures of lignite are found. The lignite seams are contained in the upper part of the Maeyamagawa formation, in the Yuguruma formation, and rarely in terrace deposits. Several seams are interbedded in each formation, some of which were worked for a time about 1950. The workable seams, for the most part, are 30~60 cm thick, amounting to 150 cm at places. The lignite in the Maeyamagawa formation is non-coking and about 6,400 calories in calorific value.

Oil and Gas

In the western half of the mapped area, numerous superficial investigations and prospecting for petroleum have been unsuccessfully carried out for a long time.

Numbers of the oil seepages, oil sands and gas showings are found mainly in the Iwaya and Fujikotogawa formations exposed around the Nanakura anticline.

Mineral springs

In the surveyed area, there are found one hot spring and five mineral ones, some of them may be connected with hydrothermal activity related to the former volcanism, and the others with the salt water in the oil-bearing formations. The Yunosawa hot spring is characterized by a high content of Na, Cl' and SO₄". The hot water exceeds 30°C in temperature.

The spring, located about 4 km north of Fujikoto, occurs near the andesite pyroclastics in the Fujikotogawa formation. The Yunotani mineral spring, situated in the town of Takanosu, has a high content of bicarbonate and occurs in the tuff-breccia of the Hayaguchigawa formation. The foregoing two springs, presumably, are related to the former volcanic activities.

In the Fujikotogawa formation exposed around the Nanakura anticline, there are found several mineral springs likely derived from the fossil water in oil-bearing formations, most of which give out the offensive smell of hydrogen sulfide.

Building stone

The rounded pumice deposits, which form the lowest terrace (t₇) developed along the Yoneshiro river, are quarried as materials of the fire blocks near the junction of the Yoneshiro and Ani rivers.

In the village of Fujisato, the pumice-tuff in the Upper Nanakura tuff member is quarried.

昭和38年2月9日印刷

昭和38年2月14日発行

工業技術院
地質調査所

印刷者 小林孝次

印刷所 泰成社印刷所

© 1963 Geological Survey of Japan

EXPLANATORY TEXT OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

TAKANOSU

(Aomori—44)

By

JIRŌ HIRAYAMA & KIYOSHI SUMI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1963