

55 (521.11) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

青森 (5) 第 15 号

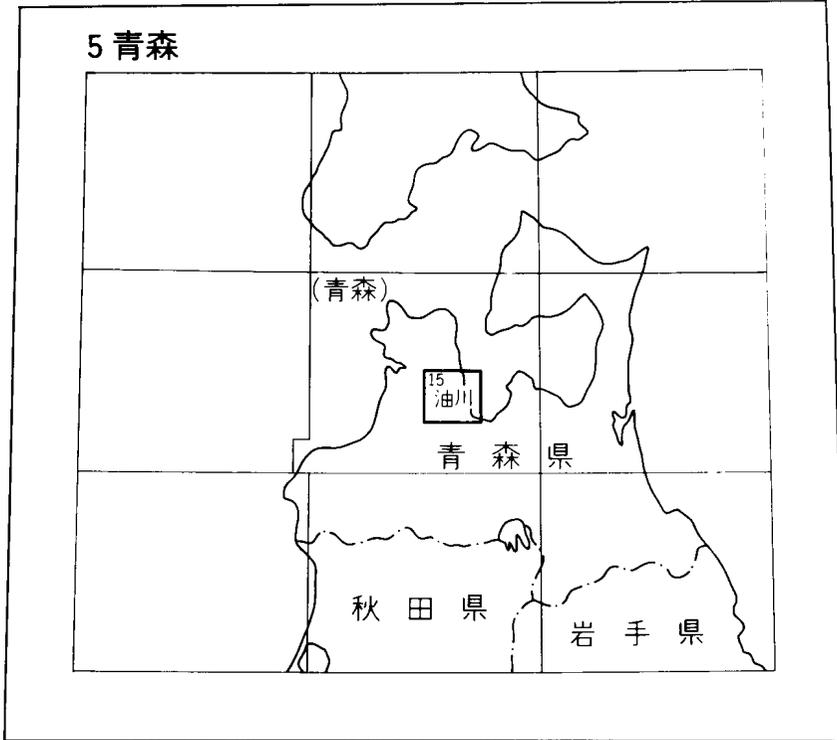
油 川 地 域 の 地 質

藤 井 敬 三

昭 和 56 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	2
II. 1 研究史	2
II. 2 概 説	3
II. 2. 1 西部地域	6
II. 2. 2 東部地域	6
II. 3 地質構造	7
III. 新第三系	8
III. 1 長根層	8
III. 2 馬ノ神山層	9
III. 3 源八森層	13
III. 4 ドレライト岩床	14
III. 5 流紋岩岩脈	14
III. 6 不動滝層	14
III. 7 味噌ヶ沢層	21
III. 8 白滝橋層	21
III. 9 六枚橋川層	23
III. 10 沢内沢層	25
III. 11 立山層	27
IV. 第四系	28
IV. 1 岡町層	28
IV. 2 段丘堆積物	28
IV. 3 沖積層	28
V. 地質構造	29
V. 1 概 説	29
V. 2 東部沈降帯	30
V. 2. 1 褶 曲	30
V. 2. 2 断 層	30
V. 3 西部隆起帯	31
V. 3. 1 褶 曲	31
V. 3. 2 断 層	31
V. 4 津軽断層	31
VI. 応用地質	33
VI. 1 褐鉄鉱床	33
VI. 2 砂鉄鉱床	34
VI. 3 天然ガス	34
文 献	34
Abstract	36

付 図 ・ 付 表 ・ 目 次

第 1 図	津軽半島の地質概略図	4
第 2 図	太田凝灰岩部層中にとりこまれたシルト岩	11
第 3 図	太田凝灰岩部層の模式地質断面図	12
第 4 図	太田凝灰岩部層 X 線分析用試料採取位置図	12
第 5 図	不動滝層地質柱状位置図	15
第 6 図	不動滝層地質柱状図	16
第 7 図	不動滝層下部に発達する珪藻質泥岩と燧石質頁岩との互層	18
第 8 図	不動滝層下部にみられる玄武岩枕状溶岩	18
第 9 図	不動滝層中の金木川異常堆積層	20
第 10 図	白滝橋上部中の斜層理砂岩	22
第 11 図	沢内沢層上部中にみられる砂管	26
第 12 図	地質構造図	29
第 13 図	走向線図	30
第 1 表	油川図幅地域の地質総括表	3
第 2 表	津軽半島第三系の対比表	5
第 3 表	金木地域母沢産馬ノ神山層中の珪藻化石	10
第 4 表	金木地域母沢産不動滝層中の珪藻化石	19
第 5 表	六枚橋川層上部産有孔虫化石	24
第 6 表	蟹田地域六枚橋川層上部産貝化石	25
第 7 表	沢内沢層上部産有孔虫化石	26
第 8 表	沢内沢層産貝化石	27

油川地域の地質

藤井敬三*

I. 地 形

油川地域の野外調査は、昭和 37 年から昭和 43 年にわたって行われ、昭和 54 年に補備調査がつけ加えられた。延日数は約 160 日である。

野外調査にさいしては、青森県庁、金木・蟹田両町役場及び金木・青森両営林署から種々の便宜が与えられ、ここに厚く御礼を申し上げる。内業にあたっては、東北大学の北村 信教授から種々の御教示、御批判をたまわった。たま、東北大学の故畑井小虎名誉教授、浅野 清名誉教授、岩井淳一名誉教授には有益な御助言・討論をたまわった。ここに深甚の謝意を表する。なお、有孔虫の鑑定には石油資源開発株式会社の米谷盛寿郎博士及び貝化鑑定には本所の水野篤行技官をわずらわせた。また、本所の上村不二雄技官には本報告書作成にさいし御協力いただいた。ここに厚く御礼申し上げます。

油川地域は、津軽半島の南東端に位置し、陸奥湾に面した山岳ないし丘陵地帯に属する。この地域の地形は新第三系の地質構造や岩石の差異をかなりよく反映し、東部の丘陵地域と西部の山岳地域とに分けられる。

東部の丘陵地域と西部の山岳地域とは、津軽海峡の^{みんまや}三厩湾から津軽半島南方の大釈迦にぬける津軽断層で境され、急斜面をもって互いに接している。

東部の丘陵地域は、海拔 200 m 以下のゆるやかな起伏をなしており、地層はおもに鮮新世の堆積岩からなる。水系は、津軽断層に近接した所では、津軽断層にほぼ平行したいくつかの断層の影響で南北系を示すが、津軽断層から離れて陸奥湾にむかうにしたがい東西系となる。

西部の山岳地域は、北北西-南南東方向の津軽半島の背稜地帯を形成する中山山脈に属し、北部と南端部に急峻な山稜がある。北部は、袴腰岳 (628m)・赤倉岳 (559m)・大倉岳 (677m) を中心とした北西-南東にのびる海拔 500-700m の山稜を形成し、本地域の北隣から連続する袴腰岳ドームの南半部をなし、おもに中新世の凝灰岩類・ドレライトからなる。南端部は、源八森 (352m)・魔ノ岳 (474m) を中心として南北方向にのびる海拔 300-500m の山稜を形成し、さらに本地域の南隣の馬ノ神山 (549 m) につらなる馬ノ神山ドームの北半部を形成し、おもに中新世の黒色頁岩・硬質頁岩・凝灰岩類からなる。北部と南端部を構成するドーム間の鞍部はおもに鮮新世の堆積岩からなる比較的なだらかな山稜地形を呈する。

* 燃料部

II. 地 質 概 説

II. 1 研 究 史

油川地域の地質，あるいはこれに関連した化石などについて多くの研究がある．第二次世界大戦前は主として層序の確立，他地域との対比が行われ，戦後は重力探査，地震探査などのデーターを加えて地質構造の解明が行われている，

第二次世界大戦前においては，飯塚（1929）は本地域の南部を含む青森県大釈迦油田の調査報告で岩相区分による層序区分を行い，地質構造の記載を初めて行った．また，飯塚（1930）は津軽半島と秋田油田・山形油田地域との対比を試みている．つづいて，高橋・八木（1936 a）は本地域を含め津軽半島全域の火山層序を研究し，津軽半島と北海道南西部・秋田・山形各地域と対比を行い，津軽半島がグリーンタフ地域に属することを明確にした．さらに，高橋・八木（1936 b）は津軽半島の構造発達史をまとめ，堆積週律と火山活動との関係を取りあげ，つぎに，津軽半島の背稜を構成するドーム構造とその東限を走る津軽断層の形成機構を横圧力によると結論づけ，その主褶曲時期は内真部層堆積後，孫内層堆積前（鮮新世中期に相当すると思われる）と解釈した．また，鈴木（1936）は，本地域を含む青森県蟹田油田調査を行い，飯塚（1930）の研究と合せて，本地域の層序・地質構造をより明確にした．一方，化石の研究に関しては，NOMURA & HATAI（1935 a・1935 b）及び HATAI（1938・1940 a. 1940 b）は本地域を含めた青森県内の軟体動物化石を検討し，他地域との対比を行った．

戦後，1957年から1958年にかけて地質調査所において，5万分の1の地質図幅「三厩」（太田ほか，1957），「母衣月」（斉藤ほか，1957），「蟹田」（上村ほか，1959），「小泊」（対馬・上村，1959）などが報告され，津軽半島の層序・地質構造に関する知識が飛躍的に増大した．ついで，田口（1959）は，本地域の南部を含む青森市西部の地質を発表し，二本松凝灰岩と鶴ヶ坂凝灰岩とを識別し，津軽断層生成過程を知る上に重要な鍵を提供した．また，岩佐（1962）は，本地域を含む津軽地方の含油第三系に関し，重力探査，地震探査及び試錐などの資料を加えて，岩相・層厚の変化を考察して，津軽地方の構造発達史を明らかにした．その後，北村ほか（1963，1972）は，20万分の1青森県地質図及び同説明書として，本地域を含めた青森県の第三系及び第四系を広域的に総括した．つづいて，UEMURA（1979）は本地域の北端部を含む津軽半島の北部と下北半島の西部について層相と層厚の変化から構造発達史をのべ，さらに地質構造，重力異常，火山活動の相互関係を論じた．最近，三村（1979）は数値実験をとりいれて津軽断層の形成機構を解釈している．化石の研究は大釈迦化石層がその対象で，IWAI（1962，1965）による貝化石の研究などがある．

応用地質の研究としては，通商産業省による東北地方総合開発の一環として天然ガス埋蔵状況及び開発利用に関する調査が行われた（藤岡ほか，1958）．また，青森県及び青森市の油田調査事業として田口（1959）の青森県蟹田地区の研究がある．つづいて，国内の砂鉄・磁硫鉄鉱及び鉄鉱石の調査研究にもとづく十二岳地区の褐鉄鉱鉱床調査（青森県商工課，1960），砂鉄及び鉄鋼副原料を主とする調査研究による津軽地区（国井・清水，1962）の砂鉄調査がある．

II. 2 概 説

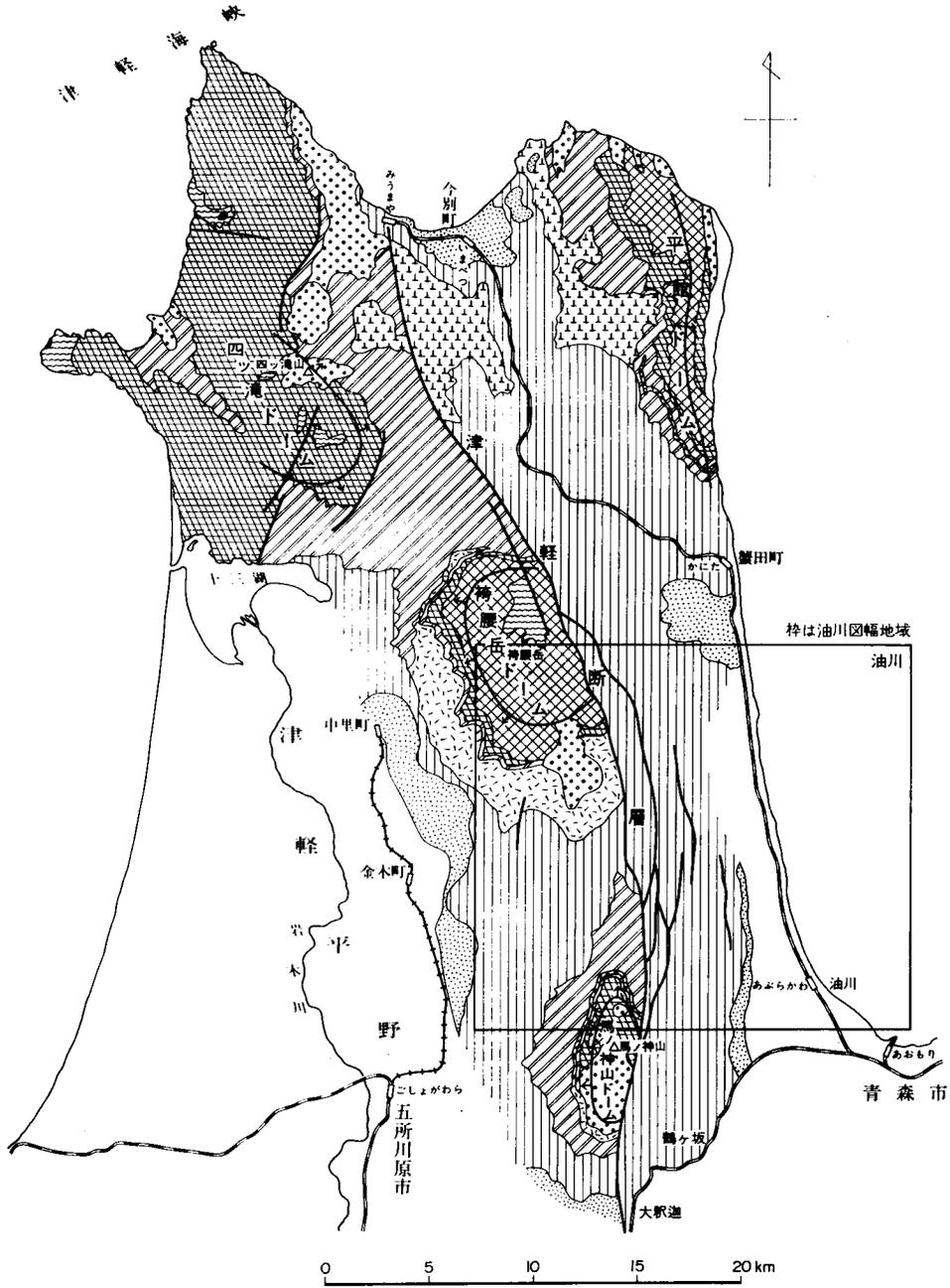
油川地域は、新第三紀の綠色凝灰岩類及び堆積岩類が広く分布し、東北日本のいわゆるグリーンタフ地域に属し、日本海沿岸地域若しくは出羽丘陵區に位置する (KITAMURA, 1960 : 生田・大沼, 1960)。このほかに、第四紀の段丘礫層・沖積層などが分布している。

本地域の新第三系露出地域のほぼ中央部を南北に走る津軽断層を境として、その東部と西部とでは中新世後期から鮮新世にかけて岩相及び層厚が著しく異なる。

津軽断層の西側では、新第三系は下位から、長根層・馬ノ神山層・源八森層・不動滝層・味噌ヶ沢層及び立山層からなる。津軽断層の東側では、下位から、不動滝層・白滝橋層・六枚橋川層・沢内沢層及び立山層からなる。これらの地質層序の総括を第1表に示し、津軽半島全域にわたる地質概念図を第1図に、対比表を第2表に示す。

第1表 油川区幅地域の地質総括表

時 代	地 層 名	層 厚	岩 質	化 石	火成活動	地殻変動		
第 四 紀	沖 積 層		砂・礫・粘土		流紋岩・石英安山岩	↑		
	段丘堆積物		砂・礫・粘土					
	岡 町 層	100m	砂岩・礫岩					
新 世	立 山 層	100m	中-粗粒砂岩		粗粒玄武岩・玄武岩	↑		
	鷗ヶ坂凝灰岩部層	0-100m	酸性軽石凝灰岩					
	味噌ヶ沢層	50m	中粒砂岩	細-中粒砂岩			<i>Chlamys</i>	
	沢内沢層			100-400m			中-粗粒砂岩	<i>Cibicides</i>
	六枚橋川層			500m			粗粒砂岩・	<i>Quinqueloculina</i>
	白滝橋層	400-600m	酸性軽石凝灰岩	中粒砂岩				
	上部二本松凝灰岩部層	100-200m	砂岩・泥岩				<i>Coscinodiscus</i>	
	金木川異常堆積層	10-20m	酸性火山礫凝灰岩				<i>Rouxia</i>	
	下部二本松凝灰岩部層	0-200m	珪藻質泥岩・凝灰質砂岩・細粒凝灰岩				<i>Thalassionema</i>	
	不 動 滝 層	200-500m						
中 新 世	源 八 森 層	0-400m	黑色頁岩・硬軟互層・細粒凝灰岩			↑		
	馬ノ神山層	200-250m	硬質頁岩・縞状頁岩	<i>Cyclamina</i>				
	太田凝灰岩部層		100-750m	酸性軽石凝灰角礫岩	<i>Haplophragmoides</i> <i>Martinotiella</i>			
	長 根 層	500m+	粗粒凝灰質砂岩・泥岩・凝灰角礫岩	<i>Globorotalia</i> <i>Gyroidina</i> <i>Hopkinsina</i>				



- | | | | | | |
|---|--|---|------------|---|-----|
|  | 川倉層・立山層
浜名層・広瀬層 |  | 馬ノ神山層・源入森層 |  | 玄武岩 |
|  | 中師層・石浜層・味噌ヶ沢層・
蟹田層・塩越層・不動滝層・
白滝橋層・六枚橋川層・沢内沢層 |  | 長根層・冬部層 |  | 安山岩 |
|  | 大田凝灰岩部層 |  | 権現崎層 |  | 流紋岩 |
|  | 基盤岩 |  | 基盤岩 | | |

第1図 津軽半島の地質概略図 (枠は油川図幅地域)

第2表 津軽半島第三系の対比表

		三厩図幅 太田ほか (1957)	母衣月図幅 齊藤ほか (1957)	蟹田図幅 上村ほか (1959)	小泊図幅 村島・上村 (1959)	蟹田付近 田口 (1959)	青森市西部 田口 (1959)	津軽半島西部 岩佐 (1962)	津軽半島東部 岩佐 (1962)	金木図幅 藤井 (1966)	津軽断層西方 藤井 (1968)	津軽断層東方 藤井 (1968)
鮮 新 世			浜名層			広瀬層	立山層			川倉層	川倉層	
							鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	立山層	立山層	
			蟹田層	蟹田層	蟹田層	中師層			中師層			沢内沢層
						石浜層	味噌ヶ沢層	味噌ヶ沢層	石浜層	味噌ヶ沢層	味噌ヶ沢層	六枚橋川層
												白滝橋層
						塩越層	二本松層	二本松層	塩越層			
										塩越層		
		今泉層	塩越層	塩越層	塩越層		不動滝層	不動滝層			不動滝層	不動滝層
		小泊層	小泊層	小泊層	小泊層	清水股沢層	源八森層	源八森層	清水股沢層		小泊層	源八森層
	中 新 世						磯山層	馬ノ神山層	馬ノ神山層	磯山層		馬ノ神山層
		長根層	長根層	長根層	長根層				奥平部層	冬部層	長根層	
		冬部層	冬部層	冬部層	冬部層			冬部層			冬部層	
		磯松層			磯松層							
		権現崎層			権現崎層			権現崎層	観音堂沢層			

II. 2. 1 西部地域

長根層は北部の袴腰岳ドームの中核部及び南端部の馬ノ神山ドームの中核部に分布する。主として緑色凝灰質砂岩・凝灰角礫岩からなり泥岩を挟有する。本層は小泊地域に産する貝化石によって西黒沢階に対比される (MIZUNO, 1964)。本層堆積初期の環境は浅海性であったが、その後期には海浸が進み、外洋性の環境となった。

馬ノ神山層は、長根層を整合に覆うが、局部的に不整合関係にある。袴腰岳ドームの南西部及び馬ノ神山ドームの北部に分布する。主として硬質頁岩からなるが、間におもに酸性凝灰岩からなる太田凝灰岩部層が挟まれる。本層は有孔虫化石により女川階に対比される (岩佐, 1962)。本層堆積時期には津軽半島全般にわたり沈降運動が進んだが、特に袴腰岳ドームの南西部を中心とした地域に陥没盆地が生成され、同時に大規模な火山活動が発生し、水中火砕流堆積物が厚く堆積した。

源八森層^{げんぱちもり}は、馬ノ神山層を整合に覆い、馬ノ神山ドームの北部から西部にかけて広く分布する。おもに黒色頁岩からなり、船川階に対比される (岩佐, 1962)。馬ノ神山層堆積時期からひきつづいて沈降運動が進んだが、本層堆積後期ないし直後に袴腰岳・馬ノ神山両ドームの隆起運動が始まった。

不動滝層は、横圧力を伴う隆起運動による袴腰岳・馬ノ神山両ドームの形成のため岩相及び層厚の水平的変化は激しく、特に後期には、津軽断層の東部と西部とではその変化は著しい。本層は源八森層を整合に覆うが、ところにより不整合に覆い、特に袴腰岳ドームの南半部では源八森層を欠如して太田凝灰岩部層を不整合に覆う。袴腰岳ドームと馬ノ神山ドームの鞍部を埋積するように分布し、おもに珪藻質泥岩からなるが、袴腰岳ドーム及び馬ノ神山ドームに近づくとも粒度が粗くなり砂岩の挟みも多くなる。本層の中・下部にはほぼ津軽半島全域にわたり追跡できる乱堆積層 (金木川異常堆積層) が挟まれ、その上・下位には酸性凝灰岩 (上部・下部二本松凝灰岩部層) が発達することが多く、両者を合わせてよい鍵層となる。本層はその岩相と層位学的位置とから北浦階に対比される (岩佐, 1962; UEMURA, 1979)。本層堆積時期は、袴腰岳・馬ノ神山ドームという南北方向の隆起運動が顕著であったが、その末期には袴腰岳・馬ノ神山両ドームを含む本地域の西部が、その東縁部に逆断層を形成しながら隆起帯となり、本地域の東部に大沈降帯が発生した。

味噌ヶ沢層は、不動滝層を整合に覆い、本地域の南西端部に分布する。おもに中粒砂岩からなる。本層は津軽断層の東側に分布する相当層から脇本階に対比される (北村ほか, 1972)。本層堆積時期は西部隆起帯の堆積盆の西方への移動に伴う海退相を示す。

立山層^{たつやま}は、味噌ヶ沢層を整合に覆い、本地域の南西端部にごく一部分布する。おもに中粒砂岩・粗粒砂岩・礫岩からなり、本層基底部には酸性凝灰岩 (鶴ヶ坂凝灰岩部層) が発達する。本層はその層位学的位置から鮪川階に対比されると考えられる (北村ほか, 1972)。本層堆積末期には西部隆起帯の堆積盆はほぼ埋積しつくされた。

II. 2. 2 東部地域

不動滝層は、六枚橋川の最上流を中心として小規模に分布する。おもに中粒ないし粗粒砂岩からなる。白滝橋層は、その下部は不動滝層中・上部と同時異相の関係にあり、不動滝層中・下部を局部的に不整合で津軽断層にそって南北方向に細長く分布する。下部は礫質粗粒砂岩からなる。上部は中粒砂岩から

なり、間に金木川異常堆積層と上部二本松凝灰岩部層を挟む。

六枚橋川層は、白滝橋層を整合に覆い、本地域の東縁部で南北方向のおもに背斜の軸部に分布する。下部は礫岩・中粒砂岩からなり、上部は細粒砂岩からなる。

沢内沢層は、六枚橋川層を北部では整合に覆うが、南部では不整合に覆う。白滝橋層以下の地層で構成される向斜部を埋積するように南北方向に広く分布する。下部は中粒砂岩からなり、上部は細粒砂岩からなる。

津軽断層の生成に伴いながらその東側に生じた大沈降帯は、浅海性の白滝橋層、六枚橋川層及び沢内沢層の堆積によってほぼ埋積しつくされた。

立山層は鶴ヶ坂凝灰岩部層のみが沢内沢層に整合関係で発達する。

これら第三系に不整合関係で第四系が重なる。

岡町層は、立山層の鶴ヶ坂凝灰岩部層を不整合で覆い、本地域の南東部及び北東部にわずかに分布する。おもに礫岩・砂岩・シルト岩からなり、亜炭層を挟有する。本層は陸性ないし瀕海性と考えられる。そのほか、段丘堆積物が南東縁の岡町周辺と北東縁の郷沢付近に分布する。

II. 3 地 質 構 造

津軽半島を概観すると本地域の地質構造はより明確となる。津軽半島は東西2列の雁行した隆起帯とその間の沈降帯とで構成されている。

脊梁の西側に位置する西部隆起帯は、北から四ッ滝・袴腰岳及び馬ノ神山の3ドームからなる。東側には北東部隆起帯があり、平館ドームからなる。この2列の隆起帯の間に西側を津軽断層で境された東部沈降帯がある(第1図)。

本地域の東部沈降帯はほぼ南北方向の褶曲群と同方向の逆断層群とで特徴づけられる。

褶曲として、西股沢背斜・六枚橋川背斜・天田内背斜あまだないなどがある。その方向は一般に南北性であるが、本地域の北部では南北方向からやや西にふれ、南部ではやや東にふれる。一般的に、背斜構造の場合、背斜軸の東翼では地層は急傾斜もしくは逆転を示すが、その西翼では東翼に比べより緩傾斜を示す。一方、向斜構造の場合には、向斜軸の両翼では地層は急傾斜もしくは逆転しているが、その東翼では西翼に比べてより緩傾斜を示す。

逆断層として、砂川沢断層うしろがた・後潟川断層うちまつべ・内真部川断層・湯ノ沢断層・白滝橋断層・磯田山断層などがある。これらは、本地域の北部ではその方向が南北方向からやや西にふれるが、南部では東にふれ、全体として東に凸となり、断層付近での観察から西傾斜の逆断層と思われる。

西部隆起帯は北部の袴腰岳ドームと南部の馬ノ神山ドームとで特徴づけられ、いずれも複褶曲をなしている。東部沈降帯に比べ断層及び褶曲の発達が悪く、特に断層は非常に少なく、地層の傾斜も緩傾斜で30°以下のことが多いが、津軽断層に接近すると急傾斜ないし逆転する。褶曲の方向は、北部では南北方向からやや西にふれるが、南部ではやや東にふれる。

Ⅲ. 新 第 三 系

Ⅲ. 1 長 根 層

屋根層（命名：太田ほか，1957）は，本地域での最下位の地層であり，おもに粗粒凝灰質砂岩，泥岩からなるが，大量の玄武岩を伴う。

模式地 北津軽郡小泊村長根沢。

分布及び層厚 袴腰岳及び馬ノ神山両ドームの中核部に分布する。袴腰岳ドームにおいては多量のドレライトにより貫かれているため層厚は算出できず，馬ノ神山ドームにおいても下位層が露出してないため全層厚は不明であるが，露出しているかぎりでは500m以上である。

岩相 袴腰岳ドームにおいては，中・下部は玄武岩溶岩ないし同質凝灰角礫岩からなり，上部は粗粒凝灰質砂岩・黒灰色泥岩が発達する。馬ノ神山ドームにおいては，粗粒凝灰質砂岩を主とし，しばしば凝灰角礫岩から粗粒凝灰質砂岩，泥岩へと分級している。

粗粒凝灰質砂岩は，粗い部分では火山礫凝灰岩様で，一般に凝灰質である。風化面は淡緑色ないし茶褐色を呈し，新鮮な部分では青緑色を呈する。軽石は変質し，表面は油脂状光沢を呈する。層理面は一般に不明瞭であるが，しばしば薄い黒色泥岩が挟まれたり，砂岩中に乱堆積状ないし泥岩偽礫としてとりこまれ，砂岩が分級していることがある。

黒灰色泥岩は，風化面では黒灰色，新鮮な所ではやや紫色がかった黒色を呈し，上位の馬ノ神山層あるいは源八森層の泥岩と異なり層理面の発達はあまりよくない。岩質は比較的凝灰質で，やや軟質であり，白い軽石の微小粒がちっていることが多い。

玄武片溶岩は，大部分が緻密質あるいは自破碎状溶岩で，ところにより火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩を挟み，一部は枕状溶岩のところもある。溶岩または岩塊は一般に著しい変質作用をうけて，暗緑色ないし黒色を呈し，風化すると灰白色となる。節理が発達せず，風化すると塊状に崩れやすくなる。気泡をうずめたとされる緑泥石・蛋白石などの二次鉱物な。とが含まれる。

代表的溶岩を鏡下でみると

普通輝石玄武岩

斑晶：斜長石，普通輝石いずれも少量である。斜長石は1.0 mm位で，長柱—短柱状で，自形を呈す。曹灰長石からなり弱い累帯構造を示す。普通輝石は0.7 mm位で，自形，短柱状である。

石基：おもに斜長石・普通輝石・磁鉄鉱からなる。中粒の間粒状組織を示すが，変質が著しく，斜長石の一部と輝石のすべては緑泥石，セリサイトなどに置き換えられている。

化石 岩佐（1962）によると，本層中の有孔虫は *Hopkinsina*—*Gyrodira* 群集を伴う *Globorotalia fohsi* で特徴づけられ，秋田油田地域の西黒沢層に対比される。

III. 2 馬ノ神山層

馬ノ神山層（命名：飯塚，1930）は，硬質頁岩，縞状頁岩，太田凝灰岩部層などからなる。飯塚（1930）の定義した馬ノ神山層には，長根層の黒灰色泥岩が含まれているが，長根層の砂岩の上限を境として泥岩の岩質が変わり，黒灰色泥岩から硬質頁岩へと変わる。また，化石の内容も西黒沢階のものから女川階のものへと移行する。これらのことから，長根層と馬ノ神山層との境界は長根層の砂岩の上限におく。馬ノ神山層の上限に関して，飯塚（1930）の定義では明瞭ではなく，岩佐（1962）は太田凝灰岩部層を上位の源八森層の最下部としている。しかし，太田凝灰岩部層の上位にも硬質頁岩が発達し，また，太田凝灰岩部層中にとりこまれている泥岩偽礫から女川階を示す珪藻化石が含まれている（藤井，1966）。したがって，太田凝灰岩部層の上位に重なる硬質頁岩の上限をもって馬ノ神山層と上位層との境界とし，本層を再定義する。

模式地 青森市と五所川原市との境界，馬ノ神山西方。

分布及び層厚 袴腰岳ドーム及び馬ノ神山ドームをとりまいて分布する。層厚は 200–250 m である。

岩相 おもに硬質頁岩・縞状頁岩からなり，薄い細粒凝灰岩を挟む。

硬質頁岩は非常に明瞭な板状層理を示す。この板状層理は 5 cm 前後の硬質部分と軟質部分との互層に由来する。硬質部分は新鮮部では灰黒色—黄灰色を呈し，風化すると灰白色を呈し，かなり珪質で，鋭く角片状に割れ，特に下半部の比較的上部が燧石状になっていて，貝殻状断口を示すことが多い。軟質部分は凝灰質の場合が多く，より黒色で，鱗片状ないし小角片状に割れる。

縞状頁岩は，その縞状構造が 2 つの場合に由来している。1 つは硬質頁岩中に数 mm の厚さをもつ白色のより細粒で，緻密な頁岩が挟まれ，灰白・黒色の対照的な縞状構造を示す。通常この灰白色の泥岩は水平的にあまり続かない。ほかの場合，やや灰白色の珪質頁岩に，薄い（1mm 以下）黒色泥岩がレンズ状ないしパッチ状に何枚も挟まれるため縞状構造を呈する。

化石 一般に本層は貧化石相で，つぎのような貝化石，有孔虫化石を産する

貝化石	<i>Scaphander</i> ?	sp.	
	<i>Palliolum</i>	sp.	
	<i>Yoldia</i>	sp.	(水野篤行 鑑定)

有孔虫化石は岩佐（1962）によれば，

<i>Cyclammina</i>	spp.
<i>Haplophragmoides</i>	spp.
<i>Martiniella communis</i> (D' OREIGNY)	

珪藻化石は西隣の金木地域の母沢において第 3 表に示す化石が産出している（藤井・1965）。

層位関係 長根層から整合漸移する。しかし，袴腰岳ドームの南部では，太田凝灰岩部層が下位の硬質頁岩・縞状頁岩を削って，長根層を直接覆う不整合がみられる。

第3表 金木地域母沢産馬ノ神山層中の珪藻化石

<i>Actinocyclus ehrenbergi</i> var. <i>tenella</i> (BRÉB.) HUST.	1
A. <i>ingens</i> RATT.	36
A. <i>tsugaruensis</i> KANAYA	5
<i>Actinoptychus</i> cfr. <i>undulatus</i> (BAIL.) RALFS	2
<i>Coscinodiscus elegans</i> GREV.	3
C. <i>endoi</i> KANAYA	1
C. <i>marginatus</i> EHR.	4
C. <i>stellaris</i> var. <i>symbolophora</i> (GRUN.) JÖRG.....	1
C. <i>vetutissimus</i> PANT.	1
C. ? <i>yabei</i> KANAYA.....	+
<i>Denticula hustedtii</i> SIMONSEN & KANAYA	3
D. <i>lauta</i> BAIL.	105
D. <i>nicobarica</i> GRUN.	19
<i>Fragilariopsis</i> sp.	1
<i>Hemiaulus polymorphus</i> GRUN.	1
<i>Medioria</i> cfr. <i>splendida</i> SHESHUK	1
<i>Melosira sulcata</i> (EHR.) KUTZ.	2
<i>Rouxia californica</i> PERAG.	+
R. <i>peragalli</i> BRUN & HERIB.	1
<i>Stephanogonia hanzawae</i> KANAYA	1
<i>Stephanopyxis</i> cfr. <i>ferox</i> (GREV.) RALFS	1
S. <i>schenkii</i> KANAYA	3
S. <i>turris</i> (GREV. & ARNOTT) RALFS	1
<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUN.**	+
<i>Thalassiosira haynaldiella</i> JOUSÉ.....	+
<i>Xanthiopyxis</i> spp.	7
**= <i>Thalassionema hirosakiensis</i> KANAYA	N=200

(金谷太郎 鑑定)

太田凝灰岩部層

太田凝灰岩部層（命名：桜井，1931）は，おもに凝灰角礫岩からなり，一部に流紋岩溶岩を伴う。

模式地 浦村太田川中流。

分布及び層厚 袴腰岳ドーム及び馬ノ神山ドームの周辺をとりまいて分布する。

層厚は地域的に著しく変化し，袴腰岳ドームの周辺では，十二岳南方でもっとも厚く約750mの厚さであるが，北東方にむかって薄くなり，北隣の小泊図幅では約150mとなる。馬ノ神山ドームの周辺では比較的層厚は安定しており，100-150mである。

岩相 地域的な層厚の変化とともに岩相の変化も著しいので北方から南方へむかってのべる。

1) 本地域の北隣にあたる袴腰岳ドームの北西部では，級化層理がよく発達し，一般に軟質である。各級化層理の下部は，火山礫凝灰岩を主体とし，黒色泥岩や燧石質頁岩を偽礫ないし岩塊としてとりこ

み、上部にむかって凝灰岩は次第に細かくなり、最上部は細粒凝灰岩あるいは硬質頁岩からなる。細粒凝灰岩はベントナイト化し、風化面では脱色されているところもあるが、新鮮な所では淡緑色—青緑色を呈する。硬質頁岩のはさみは暗灰色を呈し、その下底面には荷重痕がみられることが多い。また、不規則に変形した流状シルト岩や内部構造のみられない泥岩の偽礫が凝灰岩中にとりこまれていることがしばしばある。

こうした事実から太田凝灰岩部層の凝灰角礫岩は水中火砕流堆積物であると考えられる。

2) 袴腰岳ドームの西部から南部にかけて分布する太田凝灰岩部層は、4-5枚の数10m単位の級化層理が観察され、酸性軽石凝灰角礫岩ないし軽石凝灰岩からなり、級化層理の最上部に数10cmの細粒凝灰岩が発達する。ところにより玄武岩凝灰角礫岩が挟まれる。

級化層理を示す部分は、おもに凝灰角礫岩からなるが、その上位2-3m付近で急激に粒度を減じ、火山礫凝灰岩となる。さらに、最上部の数10cm付近では、細粒凝灰岩と粗粒凝灰岩との互層からなり、斜層理がしばしばみられ、最上部は泥岩からなることが多い。

凝灰角礫岩の角礫は、大きさ、種類、量が場所により異なる。角礫の種類は火山岩類と堆積岩類とからなるが、火山岩は流理構造の明瞭な流紋岩・黒曜岩・安山岩・玄武岩などからなる。堆積岩としては、硬質頁岩・細粒凝灰岩・珪藻質泥岩などがあり、これらの堆積岩類は各級化層理の基底部付近に多い。角礫または岩塊の大きさは拳大から家屋大にいたるまで様々である(第2図)。

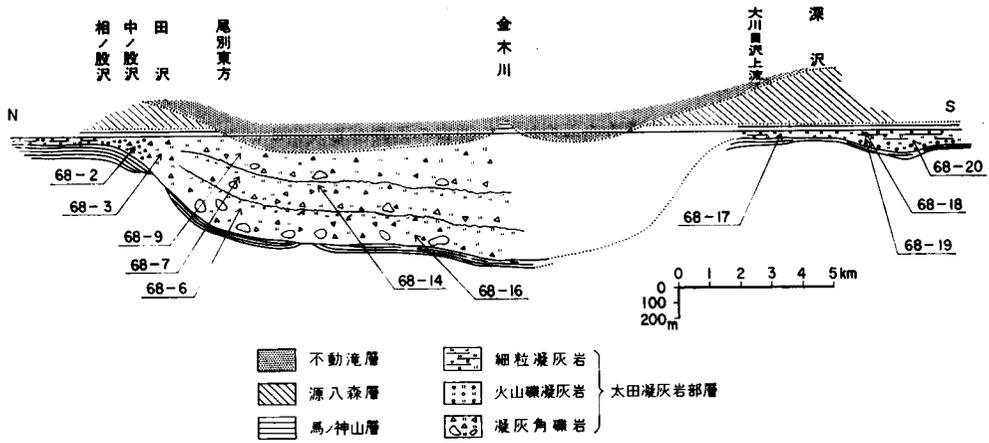


第2図 太田凝灰岩部層中にとりこまれたシルト岩(金木川)

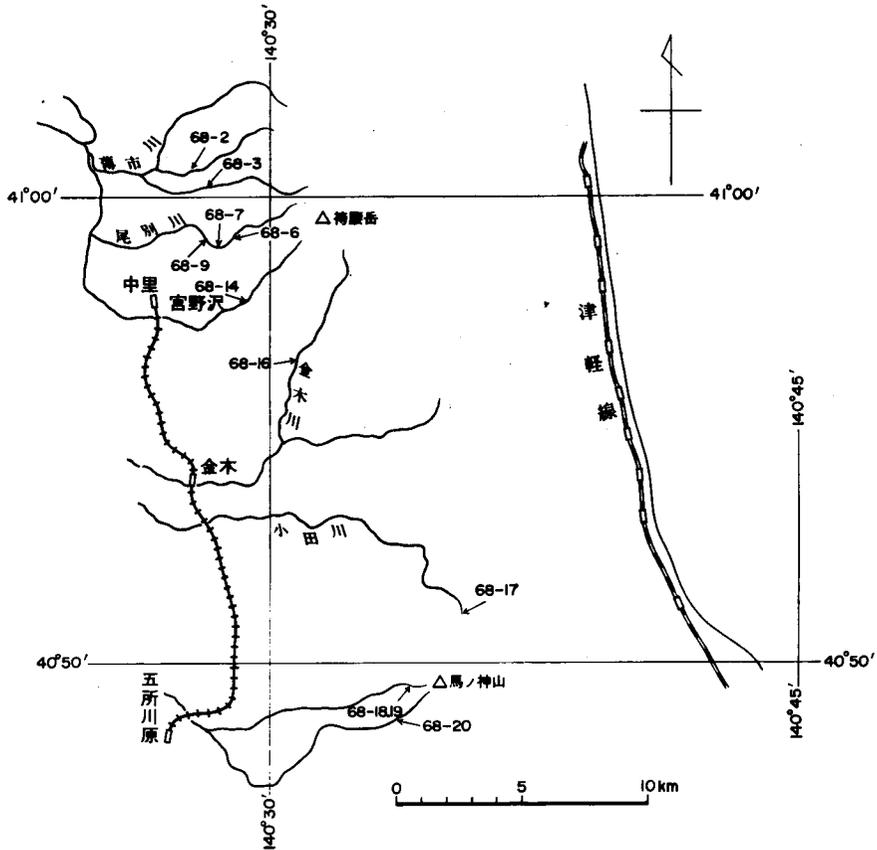
軽石は繊維状組織が明瞭で、硬く、平均して3cm前後の角片であり、モザイク状に細み合わさった形態を示し、水磨された形跡がほとんどなく、充填物質として砂、泥などは非常に少ない。

3) 袴腰岳ドームの南部では、おもに灰白色凝灰角礫岩からなり、軽石凝灰岩を伴う。角礫としては酸性の火山岩のほか安山岩も多い。最下部は安山岩凝灰角礫岩が発達し、中・下部は流紋岩・デイサイト角礫の多い凝灰角礫岩からなり、上部は灰白色—淡灰緑色の軽石凝灰岩からなる。

4) 本地域の南端部から南隣にかけての馬ノ神山ドームの周辺では、数枚の級化層理を示すベントナ



第3図 太田凝灰岩部層の模式地質断面図 (矢印は X-RAY 分析に使用した資料位置を示す)



第4図 太田凝灰岩部層 X線分析用試料採取位置図

イト質火砕岩からなる。各級化層理を示す火砕岩の下半部は軽石凝灰岩で、上半部では火山礫凝灰岩、細粒凝灰岩からなり、最上部に無色頁岩が重なる。凝灰岩類はいずれも軟質で、風化面で淡緑色を呈するが、新鮮部では緑色—青緑色を呈する。

以上のごとく、太田凝灰岩部層の層厚が薄く、粒度の細かい場合には軟質で、ベントナイト化し、緑色を呈する。層厚が厚く、粒度の粗い場合、灰白色を呈する。この差異を検討するためX線粉末回折を行った。分析に用いた試料は11個（第3, 4図）であり、分析の結果、2種類に分けられることがわかった。

第1の種類は、試料番号、68-6, 68-7, 68-9, 68-14, 68-16で、灰白色の酸性凝灰角礫岩のもので、ほとんどが新鮮なガラスからなり、一部にモンモリロナイトができています。

第2の種類は、68-2, 68-3, 68-17, 68-18, 68-19, 68-20で、ベントナイト質の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩中のもので、ガラスは全てモンモリロナイトと、モルデン沸石により二次的に置換えられている。

III. 3 源 八 森 層

源八森層（命名：飯塚，1930）は、おもに硬軟互層と黒色泥岩とからなる。

模式地 五所川原山源八奔西方。

分布及び層厚 馬ノ神山ドームの周辺をとりまいて分布し、層厚は約400mである。袴腰岳ドームの周辺では、北隣の今泉川付近で約1000mに達するが、西隣の金木地域の上高根東方で消滅し、本地域には分布しない。

岩相 おもに硬軟互層と黒色泥岩とからなり、薄い細粒凝灰岩を挟む。相対的に硬軟互層は下部を占め、塊状黒色頁岩は上部を占める。

硬軟互層は、風化面では黒灰色、灰色、茶色を呈し、新鮮な面では黒灰色—濃いチョコレート色を呈する。10-20cmの厚さの層理面が発達し、やや粗く硬い泥岩と、細かく軟弱な小鱗片に割れやすい泥岩との互層からなる。しばしば灰色の石灰質団塊が含まれる。

黒色頁岩は、風化面では黒灰色—褐色を呈し、しばしば黄色い硫黄光沢がみられ、新鮮な所では黒色を呈する。一般に層理に乏しいが、5cm前後の厚さの暗黒色のやや凝灰質と思われるより細かい泥岩が挟まれることがある。風化すると細かく2-3cmに砕角割れする。

化石 普遍的に *Makiyama chitanii* がみられるほか、大川目沢で次のような有孔化石を産する（北村，1972）。

Bathysiphone ? sp.

Cyclammmina cancellata BRADY

Cyclammmina pusilla BRADY

Haplophragmoides sp.

Martiniotella communis (D' OREIGNY)

Spirosigmoilinella compressa MATSUNAGA

層位関係 下位の馬ノ神山層とは整合の関係にある。

III. 4 ドレライト岩床

ドレライトは、岩床・岩脈としておもに長根層を貫いて分布する。岩質はところによりやや異なるが、その多くは黒色のドレライトで、一部に比較的細粒で玄武岩との区別がつかないものもある。一般的に、粒状均質で、柱状節理をもち、風化によって玉ねぎ状に割れやすい。

おもな岩石を鏡下でみると

ドレライト

斑晶：かんらん石は 2.0 mm 程度で短柱状の自形一半自形を呈し、完全にサポナイトに置換されている。普通輝石は 4.0-2.0 mm のもので、短柱状で、自形一半自形を呈し、一般に新鮮である。斜長石は 0.2mm 程度の長柱状、自形で、主として亜灰長石からなり、均質である。部分的に変質している。

石基：粗粒なオフィチック組織を示し、輝石及び斜長石のかなりの部分がサポナイト及びモンモリロナイトに置換されている。

III. 5 流紋岩岩脈

流紋岩岩脈は、太田凝灰岩部層及び長根層中に分布し、おもに貫入岩形態を示すが、一部は溶岩流としても現われている。一般に斑晶に乏しく、ガラス質であり、一部は黒曜岩に属するものもある。灰白色一黒色を呈し、緻密質、多孔質、角礫状、流状など組織は様々であるが、貫入岩体の周縁は急冷相を形成し、流状組織が明瞭である。

おもな岩石を鏡下でみると

流紋岩

斑晶：きわめて斑晶が少ない。1.0 mm 程度の斜長石からなり、ほとんど均質の灰曹長石で、長柱一短柱状で、自形を呈す。角閃石は自形を呈し、著しい多色性（淡緑色一緑色）を呈す。

石基：無色で、珪良質かつ隠微晶質である。かなり多量の微細な鮮片状の黒雲母を含む。

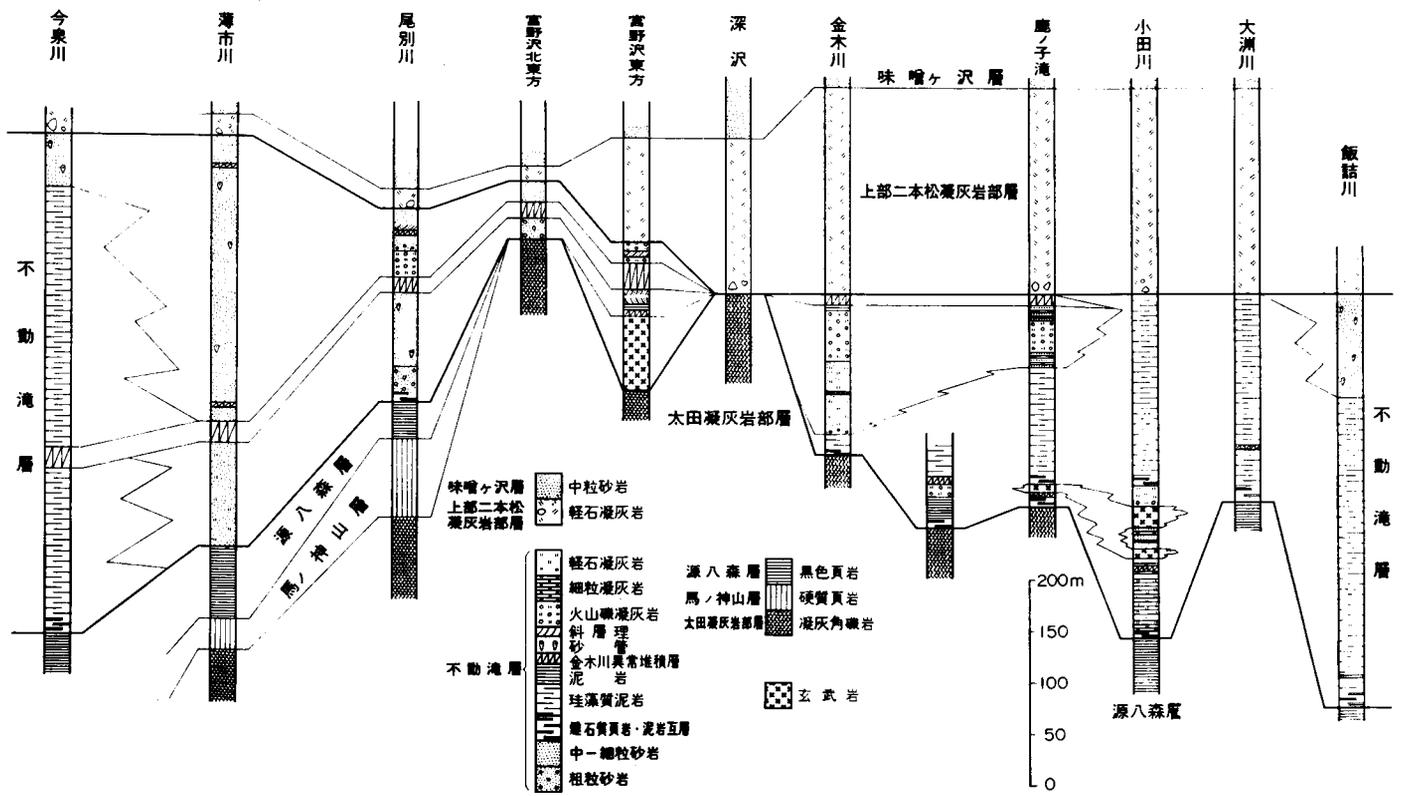
III. 6 不 動 滝 層

不動滝層（命名：飯塚，1930）は塊状珪藻質泥岩からなり、多量の珪藻を含有することで特徴づけられるが、地域的に岩相変化が著しく砂岩・礫岩も発達する。本層の基底には、通常、黒灰色一黒色の燧石質黒色頁岩と含珪藻質泥岩とが 20-30 cm の厚さで互層し、上位にむかって燧石質黒色頁岩の挟みが生じ、少なくなる。この互層部分はところにより異なるが約 10-20m にわたる。

また、本層の中・上部に津軽半島全域にわたりほぼ追跡できる異常堆積層（金木川異常堆積層）が挟まれる。金木川異常堆積層の直下には下部二本松凝灰岩部層が局所的に発達し、上位は上部二本松凝灰岩部層で覆われることが多い。

模式地 五所川原市飯詰不動滝。

分布及び層厚 北西隣の今泉から袴腰岳ドームの西縁にそって南南東方向にのび、同ドームの南縁から、南方の馬ノ神山ドームの周辺にかけて分布する。



第6図 不動滝層地質柱状図

岩、中部は平行ラミナの発達した細粒砂岩、上部はシルト岩からなる。

これらの岩相の地域的变化を北から南にむかっのべる（第 5, 6 図）。

1) 北西隣の今泉川においては、おもに塊状珪藻質泥岩からなり、灰白色の薄い凝灰岩を伴う。源八森層との境界部付近には貝殻状断口を示す厚さ約 30 cm の燧石質頁岩が数枚挟まれる。中・下部に金木川異常堆積層が挟まれるが、その上位及び下位の泥岩には岩質の差異が認められない。最上部になると砂管を含む塊状細粒砂岩に移り変る。

2) 北西隣の薄市川付近では、今泉川付近に比べ全体的に粗くなり、おもに雲母質細粒砂岩からなる。金木川異常堆積層の下位には細粒凝灰岩、凝灰質泥岩が多く、よくコンポルト葉理がみられ、上位には硫黄状の黄粉が表面に付着した暗青灰色微細粒砂岩が重なり、上方にむかっ次第に粗くなり、砂管を含むより軟質の細粒砂岩に変る。

3) 西隣の尾別川付近では、粗粒軽石質砂岩の発達がよく、金木川異常堆積層を境として、上、下位に 1 単元づつの堆積輪廻が認められる。下位の堆積輪廻は、燧石質頁岩と珪藻質泥岩の互層を基底として、頁岩の円礫の多い白色粗粒軽石質砂岩、雲母質含砂管細粒砂岩からなる。下位の堆積輪廻は、下から太田凝灰岩部層から由来した灰色―黒色の流紋岩、黒曜岩の円礫を多く含む火山礫凝灰岩―軽石凝灰質礫岩、斜層理を示す粗―中粒砂岩、頁岩の小礫まじりの中粒砂岩の順で重なる。

4) 西隣の宮野沢東方付近では、2 単元の堆積輪廻が認められ、それらにはさらに細かい単元での堆積輪廻が認められる。下位の堆積輪廻では、下部から小断層、砂岩岩脈の多い礫まじりの異常堆積物、粗粒砂質凝灰岩、斜層理の発達した中粒砂岩からなる、上位の堆積輪廻は、金木川異常堆積層を基底部として、おもに火山礫凝灰岩からなり、数枚の斜層理を示す中粒砂岩を挟在しながら、全体として上部にむかっ粒度を減ずる。

5) 西隣の深沢においては、上部二本松凝灰岩部層が不整合関係で太田凝灰岩部層を覆い、不動滝層は欠如している。

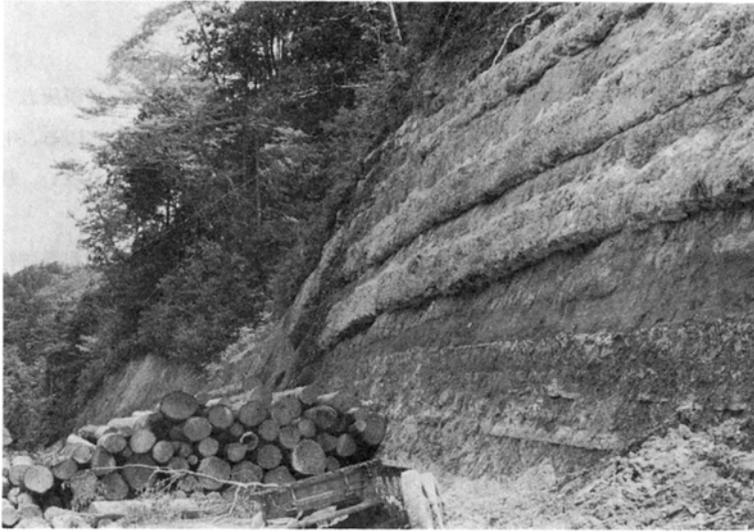
6) 金木川においては、最下部は、珪藻質泥岩と黒色燧石質頁岩の互層からなり（第 7 図）、一部に礫岩が挟まれ、珪藻質泥岩が重なる。下一中部は、凝灰質砂岩からなり、異常堆積物がしばしば観察される。上部には砂質凝灰岩と火山礫凝灰岩との級化層理をもつ地層が数枚発達する。最上部は、細粒凝灰岩と細粒砂質凝灰岩との互層からなり、さらに金木川異常堆積層が重なる。

7) 鹿ノ子滝においては、最下部は黒色燧石質頁岩、珪藻質泥岩及び凝灰質砂岩との互層からなり、玄武岩溶岩を挟有する。下部から中部にかけて塊状の珪藻質泥岩が発達する。上部は火山礫凝灰岩・砂質凝灰岩・細粒凝灰岩などからなり、金木川異常堆積層に覆われる。

8) 相野股沢付近においては、最下部は黒色の燧石質頁岩と珪藻質泥岩との互層からなり、上位にむかっ、5 m 前後の薄層理の発達する細粒凝灰岩、粗粒礫質凝灰岩ないし砂岩からなる地層が重なる。さらに珪藻質泥岩が重なる。

9) 小田川では、下部は玄武岩と凝灰岩との互層からなり、玄武岩は枕状溶岩（第 8 図）となっていてところもある。中・上部は珪藻質泥岩からなる。

10) 飯詰川では、最下部は黒色燧石質頁岩と珪藻質泥岩との互層からなる。下部は中粒凝灰質砂岩が発達し、しばしば異常堆積がみとめられる。中・上部は珪藻質泥岩からなるが上部にむかっ粒度が粗



第7図 不動滝層下部に発達する珪藻質泥岩と燧石質頁岩との互層（金木川）



第8図 不動滝層下部にみられる玄武岩枕状溶岩（藤滝）

くなり、砂管が含まれるようになる。

化石 珪藻質泥岩中から第4表に示すような珪藻化石が西隣の中里町北東方から産するので、参考のためにかかげる。

層位関係 袴腰岳及び馬ノ神山両ドーム付近では下位層と不整合関係にあるが、ほかでは整合関係にある。

下部二本松凝灰岩部層

下部二本松凝灰岩部層（命名：藤井，1966）は、おもに雲母質火山礫凝灰岩からなる。

第4表 金木地域母沢産不動滝層中の珪藻化石

<i>Actinocyclus ehrenbergii</i> var. <i>ralfsii</i> (W.S.) HUST.	+
<i>Actinoptychus</i> cfr. <i>undulatus</i> (BAIL.) RALFS.	6
<i>Chaetoceros</i> spp.	2
<i>Cocconeis antiqua</i> BRUN & TEMP.	3
<i>C. curvirotonda</i> BRUN & TEMP.	2
<i>C. formosa</i> BRUN.	2
<i>C. vitrea</i> BRUN.	1
<i>Coscinodiscus elegans</i> GREV.	1
<i>C. marginatus</i> EHR.	30
<i>C. stellaris</i> var. <i>symbolophora</i> (GRUN.) JÖRG.	4
<i>Denticula hustedtii</i> SIMONSEN and KANAYA	1
<i>D. lauta</i> BAIL.	1
<i>Eunotia</i> sp.	1
<i>Eutogramma</i> sp.	1
<i>Fragilariopsis pliocenum</i> (BRUN.) SCHESHUK.	2
<i>Grammatophora</i> sp.	1
<i>Melosira italica</i> (EHR.) KÜTZ.	3
<i>M. sulcata</i> (EHR.) KÜTZ.	7
<i>Opephora</i> sp.	1
<i>Pyxila</i> cfr. <i>capreolus</i> FORTI.	1
<i>Rouxia californica</i> PERAG.	42
<i>R. peragalli</i> BRUN & HERIB.	10
<i>Rhizosolenia</i> sp.	1
<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUN.**	50
<i>Thalassiothrix longissima</i> CL. & GRUN.	9
<i>Thalassiosira antiqua</i> CL.	2
<i>T. haynaldiella</i> JOUSÉ.	1
<i>T. maruyamica</i> SHESHUK.	4
<i>T. cfr. oculatus</i> JOUSÉ MS	1
<i>T. spp.</i>	10
<i>Triceratium</i> spp.	+
**= <i>Thalassionema hirosakiensis</i> KANAYA	N=200

(金谷太郎 鑑定)

模式地 金木町金木川中流.

分布及び層厚 西隣の金木地域から本地域鹿ノ子滝付近にかけて局所的に分布し、最大層厚は約 200 m である.

岩相 おもに酸性火山礫凝灰岩からなり、細かい級化層理 (1 単位は数 m である) を示す. 各級化層理を示す火砕岩の最下部はしばしば凝灰角礫岩からなる. 主部は火山礫凝灰岩からなり、最上部は細粒

凝灰岩からなる。本岩の重鉱物組成は、雲母類が含まれるのが特徴で、紫蘇輝石が非常に多く、角閃石及び普通輝石が少ない。

金木川異常堆積層

金木川異常堆積層（命名：藤井，1966）は、おもに粗粒凝灰質砂岩からなる。

模式地 金木町金木川中流。

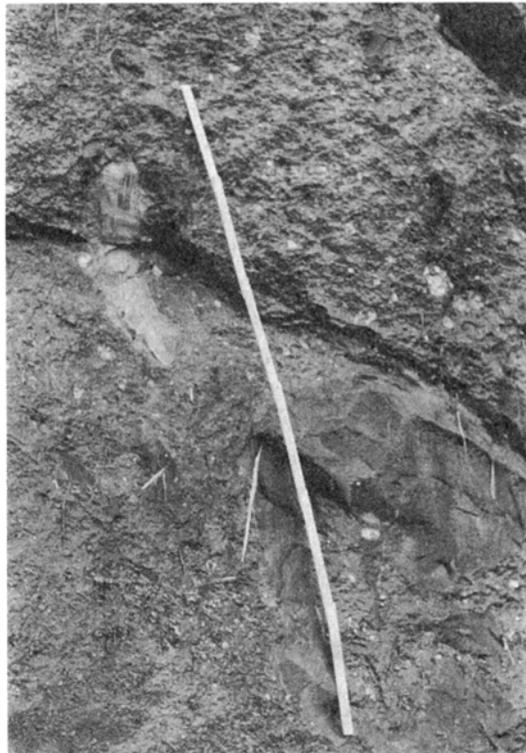
分布及び層厚 津軽断層の西方では、西隣の薄命東方から上高根、中里をへて本地域の金木川中流へとほぼ連続して分布し、層厚は最大で約 10 m である。津軽断層の東方では白滝橋層に挟まれ、砂川沢・六枚橋川上流・後潟川上流に分布し、層厚は約 20m に達する。

岩相 灰白色粗粒凝灰質砂岩中に、微細粒砂岩、細粒凝灰岩などの岩塊が含まれる（第9図）。

微細粒砂岩は一般に 1 m 前後のものが多く、まれに数 m に達するものもある。青色がかった灰色で、雲母片、1.5 cm 大の軽石粉、黒曜石岩片などが含まれる。

細粒凝灰岩は、不規則な形をなし、楕円形、アメーバ状、その他様々の形態をとる。細かい葉理が発達する場合には、しばしば外形に応じて内部変形がみられ、微細な褶曲・断層が発達する。

これらを充填している粗粒凝灰質砂岩には級化層理がみられず、流状シルト岩、泥岩偽礫などがあることから表層地回り型の異常堆積物（三梨・垣見，1964）である。



第9図 不動滝層中の金木川異常堆積層（金木川）

III. 7 味噌ヶ沢層

味噌ヶ沢層（命名：田口，1959）は，おもに黄褐色の中粒砂岩からなり，頁岩や細粒凝灰岩などを挟む．基底部には軽石凝灰岩（上部二本松凝灰岩部層）が発達する．

模式地 五所川原市飯詰味噌ヶ沢付近．

分布及び層厚 本地域の西隣，薄市から袴腰岳ドームの西縁を本層は南南東方向に走り，本地域の^{やちざわ}范沢にいたり南南西方向に向きを変え，南西隣地域の馬ノ神山ドームの周辺をとりまいて分布する．本層の層厚は比較的一定しており，約 50m である．

岩相 おもに黄褐色一赤褐色軽石質中粒砂岩からなり，細一中粒凝灰質砂岩，凝灰岩などが挟まれる．

細一中粒砂岩は級化層理を示し，しばしば斜層理が発達し，頁岩が砂岩中に偽礫ないしブルアパート状になってとりこまれていることが多い．

層位関係 下位層とは一般に整合関係にあるが，袴腰岳ドーム及び馬ノ神山ドームに近づくると礫岩が発達し，下位層と不整合関係となる．

上部二本松凝灰岩部層

上部二本松凝灰岩部層（命名：藤井，1966）は，おもに塊状軽石凝灰岩からなる．津軽断層の東側では，本岩は白滝橋層の下部に挟まれる．

模式地 金木町金木川中流．

分布及び層厚 津軽断層の西側では，本地域の南西端部を逆くの字状に分布し，その層厚は約 200m に達する．津軽断層の東側では小川平沢，六枚橋川及び内真部川の上流に分布し，層序は 100 ないし 200m である．

岩相 おもに白色一灰白色の塊状軽石凝灰岩一凝灰角礫岩からなる．軽石はその径が 5-15 cm にも達し，基質には砂，礫は少ない．本岩の下部には，不動滝層に属する珪藻質泥岩が偽礫ないし岩塊としてとりこまれている．

本岩の重鉱物組成は黒雲母が特徴的で，角閃石にとみ，ついで紫蘇輝石・普通輝石の順に少なくなり，ジルコンが比較的多い．

III. 8 白滝橋層

白滝橋層（命名：藤井，1968）は，**下部と上部**とに2分できる．**下部**はおもに粗粒凝灰質砂岩からなるが，**上部**は斜層理を示す中一粗粒砂岩からなり，全体として1つの大きな堆積輪廻をなしている．上部二本松凝灰岩部層を鍵層として，本層を津軽断層の西側に分布する地層と対比すると，本層の下部は不動滝層中・上部に相当し，上部は味噌ヶ沢層の下部に相当する．

模式地 青森市内真部，内真部川上流白滝橋

分布及び層厚 津軽断層の東側ぞいに，北隣の^{よもぎだ}関根股沢，^{うしろがた}蓬田川，後湯川，六枚橋川及び砂川沢の上流に分布するほか，六枚橋川中流及び奥内川上流に分布している．層厚は**下部**で300-600mあり，**上部**



第10図 白滝橋上部中の斜層理砂岩（後潟川）

で100-250mである。

岩相 下部は、一般に級化層理がみられ、その主部は礫まじりの軽石質粒粒砂岩からなり、塊状軽石質中粒砂岩、細粒凝灰岩ないし泥岩を伴う。異常堆積物がしばしば挟まれる。

上部は、斜層理の発達した砂質凝灰岩若しくは、凝灰質砂岩からなる。斜層理のタイプはトラフ型であり、平板型のは少ない。前置層は通常、軽石の多い白色の凝灰岩—砂質凝灰岩と黒灰色—灰白色の凝灰質砂岩との互層とからなる。各斜層理の最下部には黒色の砂鉄層が集積していることが多い（第10図）。

これらの岩相の地域的变化についてのべる。

A) 下部の岩層変化について

1) 北部の小川平沢上流、蓬田川上流などでは、軽石質粗粒砂岩からなり、一般に級化層理がみられ、一部に斜層理の発達しているところもある。全体として、一つの堆積輪廻を示すがまた下半部のうちの上部では金木川異常堆積層と類似の堆積物があり、含雲母軽石質粗粒砂岩中に、白色の軽石粒（5mm大）をもつシルト岩の大礫が取り込まれていて、これら異常堆積層の連続性はよい。上半部は、基底に上部二本松凝灰岩部層があり、下位から、小礫の多い塊状粗粒凝灰岩砂岩、円磨された礫を主とする軽石質砂岩を挟む礫岩、シルト岩の偽礫を含む粗粒砂岩などからなる。

2) 六枚橋川上流から砂川沢上流にかけての地域

上部二本松凝灰岩部層を境として、上半部と下半部とで岩相の違いがみられる。下半部のうちの最下部は泥岩の偽礫の多い礫質粗粒砂岩からなる。下半部の主体は、含礫軽石質中—粗粒砂岩からなるが、しばしば級化層理がみられ、全体として一つの堆積輪廻をなしている。上半部は比較的硬い軽石質中粒砂岩からなり、下半部に比較して細かくなり、また凝灰質である。

3) 内真部川以南において

上部二本松凝灰岩部層を境として、上半部と下半部とに分けられるが、全体としてやや細粒化して、礫岩の発達が悪い。

B) 上部の岩相変化について

上部は、北方において粗粒岩の発達がよく、全域にわたり斜層理がよく発達し、級化層理はあまり発達しない。

1) 蓬田川上流，関根股沢上流

斜層理の発達した粗粒砂岩のほか、級化層理もみられる。各級化層理を示す砕屑岩層の基底にはしばしばデイサイト、流紋岩、珪質頁岩の礫をもつ粗粒砂岩が発達する。

2) 後潟川，奥内川上流

大部分斜層理の発達した粗粒砂岩からなり、灰白色—灰黒色の細粒凝灰質砂岩と白色の砂質—軽石質凝灰岩が前置層をなし、北方に比べてユニットの厚さは薄く、粒度が小さくなる。級化層理はほとんどみられず、デイサイト—流紋岩、硬質頁岩の礫もほとんどみられない。

層位関係 本層は不動滝層中・下部と整合の関係にあるが、木違沢・常家戸沢上流においては不動滝層中・下部を局部的に不整合に覆う。

III. 9 六枚橋川層

六枚橋川層（命名：藤井，1968）は、**上部**と**下部**とに2分できる。**下部**はおもに中粒凝灰質砂岩からなり、**上部**はおもに細粒砂岩からなる。全体として1回の堆積輪廻を示し、凝灰岩の量が多く、火成活動の激しかった時期である。

模式地 青森市六枚橋，六枚橋川中流。

分布及び層厚 四股沢背斜，六枚橋川背斜，天田内背斜などの褶曲軸部に広く分布する。層厚は約500 mである。

岩相 **下部**は凝灰質中粒—粗粒砂岩からなる。一般に級化層理が発達し、礫岩、細粒砂岩などを伴うが、主部は塊状の中粒—粗粒砂岩からなる。ところにより斜層理をなす部分が主部をなす。このような数m単位の級化層理を示す砕屑岩層が重なって、全体として、下位から上位へむかって細粒化する。

上部は、おもに細粒砂岩からなるが、一般に、下部から上部へむかうにつれ細くなる。下部は細—中粒砂岩を主体とし、級化層理を示し、粗粒砂岩・泥岩を伴うが、ところにより斜層理の発達する部分もある。上部はおもに塊状細粒砂岩からなり、風化面は茶褐色ないし灰色を呈するが、新鮮な所では青灰色である。上部にはしばしば砂管・貝化石・有孔虫などが含まれる。

これら岩相の地域的变化についてのべる。

A) 下部の岩相変化について

1) 蓬田川から後潟川にかけて

下半部は礫岩→粗粒砂岩→細粒砂岩が交互に累重し、級化層理をなしている。礫岩は、5-10 cm の円礫からなり、礫種としては流紋岩—デイサイト、白色軽石質凝灰岩が多く、礫を充填しているものは粗粒軽石質砂岩からなる。粗粒砂岩は、頁岩・凝灰岩の偽礫を多く含み、上部にむかって次第に細かく

なり、斜層理を示し、中粒砂岩と軽石質砂岩とが前置層をなす。

上半部は塊状青緑色中粒砂岩からなり、一般に淘汰が悪い。級化層理がしばしばみられ、礫岩層がわずかに発達する。一部では級化層理を示す碎屑岩層の主体が軽石の多い粗粒凝灰質砂岩からなり、斜層理の発達する場合もみられる。

2) 六枚橋川において

六枚橋川においては、白色の中粒—粗粒凝灰質砂岩中に、2-3 cm のシルト岩の亜円礫を多く含み、級化層理は一般に不明瞭である。

3) 南隣の大滝沢において

下部の下半部は粗粒凝灰質砂岩—細粒凝灰質砂岩という級化層理が発達し、ときに 50 cm 大にも達する頁岩の偽礫が入っていることがある。上半部は、角礫を多量にもつ砂質凝灰岩で、角礫は径 20-60 cm の亜円礫ないし角礫状を呈し、層理面に平行して入っていて、上方にむかって次第に細かくなり、径 5-6 cm 大の礫の入る砂質凝灰岩と粗粒軽石質砂岩との級化層理を示す碎屑岩層に移行する。

B) **上部**の岩相変化について

1) 北隣の蟹田西方において

下半部は比較的粗く、厚さ 0.5-1 m 前後の白色凝灰質中粒砂岩層と厚さ 30 cm 前後の細粒砂岩層との級化層理を示し、凝灰質中粒砂岩層にはしばしば斜層理がみられる。上半部は塊状細粒砂岩で、表面は茶褐色であり、新鮮な所では緑がかつた暗青灰色を呈し、比較的硬質である。砂管が多くみられる。ところにより 50×15 cm 大で、平均して 20×15 cm 大のウオッシュアウト構造がみられる。また、下位の沢内沢層との境界部付近に厚さ 10m にわたり、白色の軽石粒が多く、斜層理が発達している。

2) 長科川から後潟川にかけて

岩相は比較的一定していて、上部に向うにしたがいやや細くなる傾向がある。風化面では黄褐色—灰色、新鮮な所では青緑色を呈する微細粒—細粒砂岩を主体とする。塊状でかなり硬い。通常 10 数 m を単位として、薄い (30-50 cm) 級化層理を示す碎屑岩層が挟まれる。

第 5 表 六枚橋川層上部産有孔虫化石

<i>Discorbinella bradyi</i> (CUSHMAN)
<i>Globocassidulina subglobosa</i> (BRADY)
<i>Lagena acuticosta</i> REUSS
L. <i>glacilis</i> WILLIAMSON
<i>Melonis pacificum</i> (CUSHMAN)
<i>Oolina hexagons</i> (WILLIAMSON)
<i>Pullenia apertula</i> CUSHMAN
<i>Trifarina kokozuraensis</i> ASANO
<i>Uvigerina akitaensis</i> ASANO
<i>Globigerina bulloides</i> D'ORBIGNY
<i>G. incompta</i> CIFFERI

(米谷盛寿郎 鑑定)

第6表 蟹田地域六枚橋川層上部産貝化石

Yoldia notabilis YOKOYAMA
Crenella sp.
Swiftopecten swiftii (BERNARDI)
Chlamys spp.
Patinopecten yessoensis (JAY)
Venericardia ferruginea (A. ADAMS)
Nemocardium samarange (MAKIYAMA)
Nemocardium sp.
Entodesma sp.
Thracia sp.
Teconatica sp.

3) 内真部川から南隣梵珠山西方において

下半部は白色凝灰質中粒砂岩を主体として、細粒砂岩に終る級化層理がよく発達し、塊状の含砂管細粒凝灰岩を挟む。上半部は比較的硬質で、青灰色の雲母質細粒砂岩が主体をなし、貝化石、砂管などが含まれ、1m未満の級化層理をなす凝灰岩が挟まれる。

化石 本層の**上部**から西股沢において次のような有孔虫が産出する(第5表)。

また、上村ほか(1959)により、北隣の蟹田地域、広瀬川支流関根股沢において本層の**上部**から次のような化石が報告されている(第6表)。

層位関係 白滝橋層とは整合関係にある。

III. 10 沢内沢層

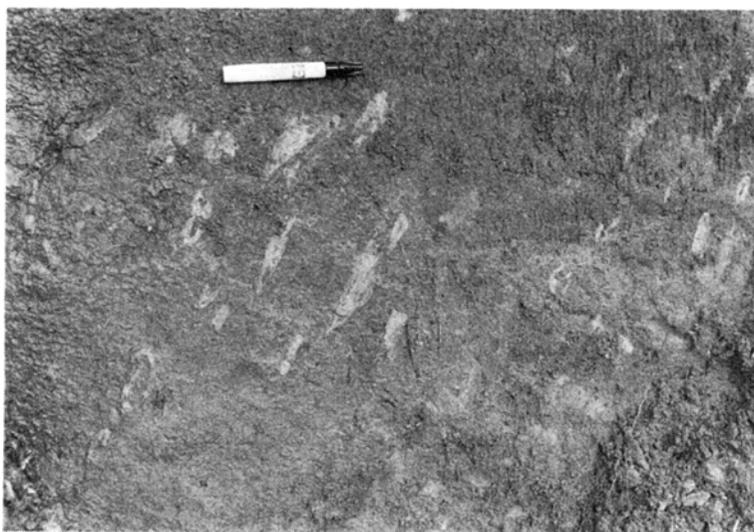
沢内沢層(命名:藤井, 1968)は、**下部**と**上部**とに2分できる。**下部**はおもに斜層理を示す粗粒一中粒砂岩からなり、**上部**は灰青色砂質泥岩からなる。**下部**は粗く、**上部**は細かく、全体として1堆積輪廻を示す。

模式地 青森市大釈迦北方の沢内沢。

分布及び層厚 本層は、西股沢背斜・六枚橋川背斜・天田内背斜の両翼に北北西—南南東方向に広く分布している。層厚は地域的に著しく変化する。後潟川から北方にかけて厚く発達し、蓬田川付近でもっとも厚く約400mに達する。後潟川から南方ではやや薄く、特に天田内背斜の東翼で薄く約100mにすぎない。

岩相 **下部**は、トラフ型の斜層理がよく発達し、その単位の厚さは一般的に50-100cmである。前置層は、白色の凝灰岩と黒灰色の中粒凝灰質砂川とからなり、その厚さの比率は一般的に2:1程度であるが、まれに10:1のこともある。しばしばこの斜層理の下底に砂鉄が濃集している。

上部はおもに細一中粒砂岩からなり、ところにより礫岩が発達する。風化面では茶灰色—灰色を呈し、新鮮な所では青灰色である。比較的軟質であり、層理面の発達はあまりよくない。有孔虫・貝化石・砂管(第11図)・炭質物などが含まれている。



第11図 沢内沢層上部中にみられる砂管 (内真部川)

第7表 沢内沢層上部産有孔虫化石

<i>Anomalina flintii</i> CUSHMAN	<i>G. pacifica</i> (CUSHMAN & OZAWA)
<i>Astrononion hamadaense</i> ASANO	<i>Hanzawaia nipponica</i> ASANO
<i>Baggina totomiensis</i> MAKIYAMA	<i>Lagena laevis</i> (MONTAGUE)
<i>Cassidulina asanoi</i> UCHIO	<i>L. sulcata apiculata</i> CUSHMAN
<i>C.</i> cf. <i>margareta</i> KARRER	<i>Melonis nicobarensis</i> CUSHMAN
<i>C.</i> <i>setanaensis</i> ASANO & NAKAMURA	<i>Oolina hexagons</i> (WILLIAMSON)
<i>C.</i> <i>yabei</i> ASANO	<i>Planulina subdepressa</i> ASANO
<i>Cibicides lobatulus</i> (WALKER & JACOB)	<i>Pseudononion japonicum</i> ASANO
<i>C.</i> <i>pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)	<i>Pyrgo yabei</i> ASANO
<i>C.</i> <i>subpraecinetus</i> (ASANO)	<i>Quinqueloculina elongata</i> NATLAND
<i>Chrysalidinella demorpha</i> (BRADY)	<i>Q.</i> <i>seminulum</i> (LINNAEUS)
<i>Cribrononion clavatum</i> (CUSHMAN)	<i>Q.</i> <i>vulgaris</i> D'ORBIGNY
<i>Cruciloculina japonica</i> ASANO	<i>Textulalia</i> sp.
<i>Discorbinella bradyi</i> (CUSHMAN)	<i>Valvulineria japonica</i> ASANO
<i>Elphidium advenum</i> (CUSHMAN)	<i>Globigerina bulloides</i> D'ORBIGNY
<i>E.</i> <i>kusiroense</i> ASANO	<i>G.</i> <i>falconensis</i> BLOW
<i>Eponides nipponicus</i> ASANO	<i>G.</i> <i>imcompta</i> CIFFERI
<i>E.</i> <i>haidengeri</i> (D'ORBIGNY)	<i>G.</i> <i>pachyderma</i> EHRENBERG
<i>Fissulina laevigata</i> (REUSS)	<i>G.</i> <i>quinqueloba</i> NATLAND
<i>F.</i> <i>marginata</i> (MONTAGUE)	<i>G.</i> <i>woodi</i> JENKINS
<i>Globocassidulina subglobosa</i> (BRADY)	<i>Globigerinoides immatulus</i> LEROY
<i>Guttulina kishinouyei</i> CUSHMAN & OZAWA	

(米谷盛寿郎 鑑定)

化石 本層上部層中から蓬田川・沢内沢で次の有孔虫化石を産出する（第7表）.

また、南隣の青森東部図幅の鶴ヶ板から大釈迦にかけての地域で、本層中から IWAI (1965) により、次のような貝化石（第8表）が産出することが報告されている.

層位関係 六枚橋川層とは大部分不整合関係にある.

第8表 沢内沢層産貝化石

<i>Acila nakazimai</i>	OTUKA
<i>Glycymeris nipponica</i>	(YOKOYAMA)
<i>G. yessoensis</i>	(SOWERBY)
<i>Polynemamussium</i> cf. <i>alaskense</i>	(DALL)
<i>Chlamys cosibensis</i>	(YOKOYAMA)
<i>Ch. c. heteroglypta</i>	(YOKOYAMA)
<i>Ch. daishakaensis</i>	MASUDA and SAWADA
<i>Swiftopecten swiftii</i>	(BERNARDI)
<i>Mizuhopecten yessoensis</i>	(JOY)
<i>Yabepecten tokunagi</i>	(YOKOYAMA)
<i>Lima goliath</i>	(SOWERBY)
<i>Monia macrochisma</i>	(DESHAYES)
<i>M. umbonata</i>	(GOULD)
<i>Mytilus crassitesta</i>	LISCHKE
<i>Astarte alaskensis</i>	DALL
<i>Chama</i> cf. <i>aspersa</i>	REEVE
<i>Clinocardium chikagawaense</i>	KOTAKA
<i>Ezocallista brevisiphonata</i>	(CARPENTER)
<i>Tresus keenae</i>	KURODA and HASE
<i>Fabulina</i>	sp.
<i>Pholadidea penita</i>	(CONRAD)
<i>Serpulorbis</i>	sp.
<i>Neptunea arthritica</i>	BERNARDI
<i>N.</i>	sp.

III. 11 立山層

立山層（命名：田口，1959）は、おもに中粒凝灰質砂岩，赤褐色粗粒砂岩からなる．最下部に鶴ヶ坂凝灰岩部層を伴う．

模式地 金木町嘉瀬東方立山．

分布及び層厚 本層は、西隣の中里町から金木町をへて五所川原市飯詰にかけて分布し、本地域ではごく一部分布するにすぎない．層厚は約 100m である．

岩相 軽石まじりの中粒凝灰質砂岩，粗粒凝灰質砂岩などからなり，斜層理の発達が著しく，一般に黄褐色を呈するが，ところにより軽石が粘土化したり，または酸化鉄のため赤褐色を呈する所もある．

層位関係 下位層とは整合関係にある。

鶴ヶ坂凝灰岩部層

鶴ヶ坂凝灰岩部層（命名：川口，1959）はおもに軽石凝灰岩からなる。

模式地 青森市鶴ヶ坂。

分布及び層厚 本層は西隣の中里，金木町川倉，本地域南西端，南隣の模式地，天田内・本地域の南東端部の飛鳥山へとかけて，馬ノ神山ドームの外縁部をU字形にとりまいて分布する。層厚は模式地で約100mであるが，模式地を離れると急激に薄くなる。

岩相 本層はおもに軽石凝灰岩からなり，一部では凝灰角礫岩となっている。

軽石凝灰岩は，風化面では白色を呈し，新鮮な所では灰白色で，上部二本松凝灰岩部層に酷似するが，より白色であり，未膠結の白色砂質凝灰岩の基地に，拳大の軽石が突出している。軽石は堅硬で繊維状組織が明瞭で，両錐のよく発達した高温石英を含み，有色鉱物は少ない。重鉱物としては，紫蘇輝石（70-80%）と普通輝石（20-30%）からなり，角閃石と黒雲母はごく少ない。

IV. 第四系

IV. 1 岡町層

岡町層（命名：加藤ほか，1958）は，おもに礫岩，砂岩からなり，鶴ヶ坂凝灰岩部層以下の地層を不整合に覆う。北村ほか（1972）によれば，本層は更新統に属すると考えられている。

模式地 青森市岡町西方。

分布及び層厚 模式地から北方，内真部西方にかけての地域，蟹田町瀬辺地を中心とした地域に分布する。層厚は約100mである。

岩相 級化層理が発達した礫岩，砂岩及び粘土，間に青灰色のシルト岩，葉理の発達した中粒砂岩などが挟まれる。一部に泥炭がみられる。

層位関係 本層は鶴ヶ坂凝灰岩部層，沢内沢層を不整合に覆う。

IV. 2 段丘堆積物

青森市岡町の北西部及び蟹田町郷沢西方に分布する。

岡町の北西部では，段丘堆積物は礫・軽石を含む砂層で，斜層理が発達する。蟹田町郷沢西方では，礫・砂・粘土からなり，最上部に斜層理の発達した砂層がみられる。

IV. 3 沖積層

沖積層は，東部沈降帯の東縁部に，陸奥湾にそって南北方向に細長く分布し，砂・礫及び粘土からなる。

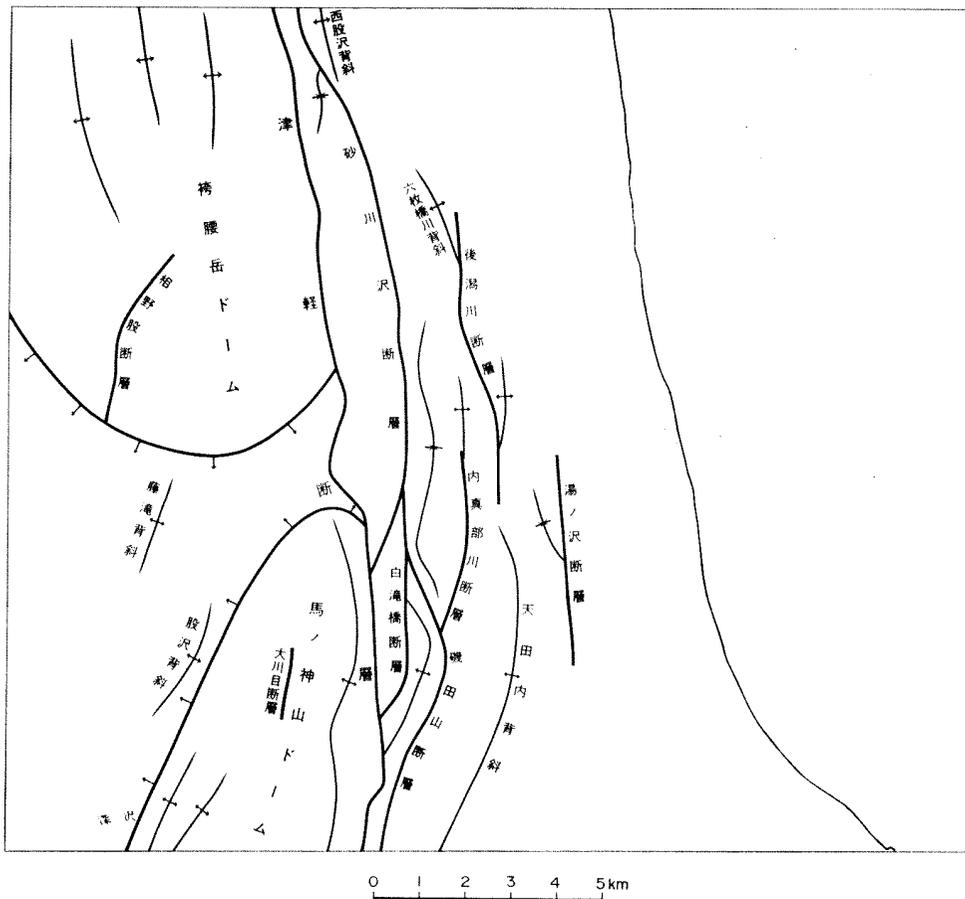
V. 地 質 構 造

V. 1 概 説

津軽半島脊梁部のほぼ東縁を走る津軽断層を境として、本地域は東部沈降帯と西部隆起帯とに2分される。東部沈降帯と西部隆起帯との対立は不動滝層堆積期の中一後期に生じ、両帯間での岩相と層厚の変化に著しい影響を及ぼしている。

東部沈降帯は、津軽断層に並走する褶曲群と断層群とで特徴づけられる。おもに白滝橋層及びそれ以後の地層からなり、大局的には、東傾斜で、特に津軽断層に接近した所では白滝橋層と六枚橋川層は急傾斜してもめている。沢内沢層の走向は下位層のそれとよく調和しているが、より緩傾斜で多くの場合下位層を不整合で覆う。

西部隆起帯は、ドーム構造で特徴づけられ、ドーム構造に伴う褶曲構造がわずかに発達し、断層は副



第12図 地質構造図

次的な構造にすぎない。おもに不動滝層及びそれ以下の地層で構成され、主として長根層・馬ノ神山層及び源八森層からなる複褶曲した袴腰岳及び馬ノ神山ドームがそれぞれ北部と南部に分布し、不動滝層が両ドームにむかってアバットしている。全体として、ドームの西翼部はゆるやかにうねりながら西方へ緩傾斜するのに対し、津軽断層に接近した東縁部は東方に急傾斜し、ときには逆転している（第 12、13 図）。

V. 2 東部沈降帯

V. 2. 1 褶 曲

本地域内では、北から西股沢背斜・六枚橋川背斜・天田内背斜などがあり、ほぼ津軽断層に平行している。東部沈降帯に発達する褶曲群は、南北に細長く、東翼が急傾斜で、西翼がやや緩傾斜の背斜構造となっている。

これら褶曲群のうち主なものについて説明する。

西股沢背斜は、六枚橋川層上部が中核部を占め、北隣の西股沢から小川平沢に、北北西-南南東方向にのび、東翼は $30-50^\circ$ で東傾斜するのに対し、西翼は $10-30^\circ$ で西傾斜する。

六枚橋川背斜は、北北西-南南東方向に、阿弥陀川南方の長科川ながしなから後湯川へとのび、後湯川断層によって切られる。六枚橋川層上部が中核部を占め、不整合で沢内沢層に覆われる。長科川では背斜の東翼は $35-60^\circ$ であるのに対し、両翼では 5° 前後である。

天田内背斜は、六枚橋川層上部を中核部として、北から内真部川支流・湯ノ泥中流・奥向川・瀬戸子川をへて、南隣の大滝沢にいたる。南下するにしたがい、北北西方向から東にふれ北北東方向となる。北方では正立の背斜構造をなすが、南方では東翼が急傾斜し、西翼が緩傾斜の非対称構造をとる。

V. 2. 2 断 層

北から、砂川沢断層・後湯川断層・湯ノ沢断層・内真部川断層・白滝橋断層・磯田山断層からなる。いずれも津軽断層にほぼ平行している。

主な断層について次に記述する。

砂川沢断層は、関根股沢付近から蓬田川上流をへて砂川沢に至る断層で、後湯川から砂川沢にかけて断層の西側では 60° 以上の東方への急傾斜であるのに対し、東側では東方へ 45° 以下の比較的緩傾斜である。生成上、背斜構造の翼部が切断されて断層になったものである。

白滝橋断層及び磯田山断層は、内真部川上流から瀬戸子川上流をへて天田内川にかけて発達している。おもに白滝橋層からなり、一部には六枚橋川層が分布し、 60° 以上の急傾斜ないし逆転しており、東方に凸な断層で、白滝橋断層と磯田山断層との間に背斜構造が発達し、その軸面が西傾斜であることから、これら両断層は西方に傾斜した逆断層と推定される。

後湯川断層は、中沢から後湯川をへて、六枚橋川下流にかけて分布している。断層の西側は 20° 以下の緩傾斜であるのに対し、東側は 50° 以上の急傾斜となっていることから、西緩東急の背斜構造の軸部が切断され逆断層となったものである。

小泊地域
金木地域

蟹田地域
油川地域

△袴腰岳

津

輕

断

層

△馬

神山

油川地域
青森西部地域

○金木

金木地域
五所川原地域

-  地層境界
-  断層
-  塊状砂岩
-  大田凝灰岩部層
-  玄武岩
-  流紋岩
-  冬部層・長根層
-  傾斜角

0 1 2 3 km

第13図 走向線図

V. 3 西部隆起帯

V. 3. 1 褶 曲

西部隆起帯には、北部に袴腰岳ドーム、南部に馬ノ神山ドームがあり、中間に藤津背斜及び股沢背斜がある。

袴腰岳ドームは、北北西-南南東方向の褶曲群からなる複背斜構造をなし、北隣の関根股沢上流にある冬部層を中核部として、順次周辺にむかって長根層、馬ノ神山層などが半円状に分布する。最上部は不動滝層からなる。不動滝層はドームから離れた所では下位の源八森層と整合であるが、ドームに近づくにつれ構造的にも、層位的にも明瞭に不整合関係で下位層を覆う。各層は袴腰岳ドームから離れるにしたがって緩傾斜を示すが、一般にドームの東側では急傾斜を示し、特に津軽断層に近づくると直立したり、逆転して、非対称のドーム構造となる。

馬ノ神山ドームは、魔ノ岳・馬ノ神山を中心とする背梁山脈の尾根を通るほぼ南北方向の背斜、飯詰西方 4 km 付近の深沢を中心とする背斜及びいくつかの北北東-南南西方向の褶曲群からなる。長根層を中核部として、馬ノ神山層・源八森層は北北東-南南西方向の半楕円状の分布をとり、これらは不動滝層により不整合に覆われるが、ある程度、源八森層以下の構造は不動滝層にも反映されている。しかし、一般に源八森層の傾斜は 20-40° であるのに対し、不動滝層のそれは 10-15° である（第 13 図参照）。

しかしながら、不動滝層の基底部付近に発達する砂岩は水平的に長く続かず、下位層に由来する泥岩偽礫ないし岩塊が多い。ドームから離れるにしたがい不動滝層と源八森層は構造的差異が少なくなり、不動滝層中の砂岩の発達も悪くなることから、不動滝層堆積前に大規模な陸化侵食現象があったとは考え難い。

馬ノ神山ドームを中心として、西側では 30° 以下の緩傾斜で西方に傾斜するが、東側では 60° 以上の急傾斜、直立、または逆転し、袴腰岳ドーム構造と同様、西緩東急の背斜構造となっている。

藤滝背斜は、金木町喜良市西方の小田川、藤滝を中心とし、北北東-南南西方向をとり、西翼と東翼とがほぼ等傾斜する正立背斜である。

V. 3. 2 断 層

断層はごく少なく、相野股断層と大川目断層が発達するにすぎない。

V. 4 津 軽 断 層

津軽断層は、津軽海峡の三厩湾から青森市西方の大釈迦にぬける延長約 50 km に及ぶ大断層で、この断層は観察出来るかぎりでは 70-80° 西方に傾斜した衝上性逆断層であり、本断層に接近した所では、地層は急傾斜となり、直立ないしは逆転しているところもある。本断層は、東部沈降帯と西部隆起帯との境界部に発達し、それぞれの構造帯の生成発展過程と密接に関係している。まず西部隆起帯の成長は不動滝層中・上部堆積以降明瞭になる。味噌ヶ沢層堆積時期以降には、東部沈降帯の沈降運動が顕著となる。

津軽半島全域を構造地質学的に検討し、東部沈降帯と西部隆起帯の生成発展の過程と津軽断層の生成過程との関係についてつぎに考察をする。

各部層につづく長根層堆積時には袴腰岳ドームの中心では大量の玄武岩の活動があるが、他地域では本層から浅海性の化石群の産出が知られている。後期になると、砂岩、つづいて泥岩が堆積するようになり、増深化していくが、津軽半島全般にわたって層相・層厚の著しい変化はなく、静穏な沈降の場にあったと考えられる（岩佐，1962：UEMURA，1979）。

馬ノ神山層堆積時期には、硬質頁岩、一部に細粒砂岩などが堆積した。本層中期になると袴腰岳ドームの南西部を中心とした地域が沈降をはじめるとともに大規模な流紋岩ないしデイサイトの火山活動が生じた。膨大な水中火砕流堆積物（太田凝灰岩部層）が、すでに堆積していた碎屑岩類を削りとり、角礫ないし岩塊としてとりこみ厚く堆積した。一方この火砕流は、袴腰岳ドーム北部、馬ノ神山ドーム周辺にも及び、火山礫凝灰岩に始まり硬質頁岩に終る級化層理をもたらした。これらの火砕岩類にひきつづいてふたたび硬質頁岩が堆積した。

つづく源八森層堆積時期には、硬軟互層・黒色頁岩が堆積し、海進がもっとも進んだ時期である。

馬ノ神山居及び源八森層堆積時期は、太田凝灰岩部層のような局地的な厚い火砕岩類を埋積させたグラベン状の凹地は存在したが、津軽半島全般にわたって著しい層相・層厚の変化は認められず、増深化のすすんだ時期である（岩佐，1962：UEMURA，1979）。

しかし、不動滝層堆積時期になると、袴腰岳・馬ノ神山両ドームの付近では不動滝層最下部の燧石質頁岩と珪藻質泥岩との互居部の付近に、砂岩層や礫岩層が挟まれたり、面なし断層、泥岩偽礫、砂岩岩脈などが発達するようになる。

このことは、長根層堆積以降から一連して続いていた津軽半島全域にわたる沈降運動が止まり、津軽半島北部の四ッ滝ドーム、平館ドーム（第1図）などの隆起運動とともに本地域では袴腰岳及び馬ノ神山両ドームの隆起が始まり西部隆起帯と東部沈降帯形成の萌芽となった。

しかし、不動滝層中部が堆積し終る頃までには、袴腰岳及び馬ノ神山両ドーム間の凹所も埋積され、大規模な異常堆積（金木川異常堆積層）が生じ、この時期を境として南北方向よりも東西方向に層相と層厚の変化が著しくなり、袴腰岳及び馬ノ神山両ドームが合体して西部隆起帯として大きな隆起運動を始め、西部隆起帯はますます浅海化し、同時に、東部沈降帯の沈降運動が明瞭となる。

味噌ヶ沢層堆積時期は、西部隆起帯と東部沈降帯のもっとも著しい対立を示した時期である。西部隆起帯上の味噌ヶ沢層の最大層厚は 200m にすぎない。味噌ヶ沢層は不明瞭ではあるが、1回の堆積輪廻を示し、塊状無層理の中一粗粒砂岩を主とし、一部に斜層理を示す。級化層理や異常堆積物のみられないことから安定域に堆積したと思われる。そして、立山層堆積時期には西部隆起帯はほぼ埋積しつくされた。

一方、東部沈降帯では、味噌ヶ沢層に相当する地層は白滝橋層下部の中一上部から六枚橋川層及び沢内沢層からなり、全層厚は約 1500 m に達する。これらの地層が全体として大単元の堆積輪廻をなし、これらがさらに地層単位の3つの中単元の堆積輪廻からなり、このなかに部層単位の小単元の堆積輪廻が認められ、全体として粗粒岩相から細粒岩相へと変化していく。

すなわち、白滝橋層下部の上半部は、軽石質礫質粗粒砂岩及び凝灰岩からなり、多くは級化層理を示

し、泥岩の偽礫ないし岩塊が多く含まれる。同層上部は凝灰質中粒砂岩ないし砂質凝灰岩からなり、斜層理・面なし断層・異常堆積層がよく発達する。これらのことから、白滝橋層堆積時期には後背地での火成活動及び構造運動が著しかったことがいえる。

六枚橋川層は、その下部層には凝灰質礫岩、同質中粒砂岩が多く、浅層地入り型の堆積物が多くみられる。上部層は細粒砂岩からなり、砂岩岩脈がかなりみられる。全体として本層下部堆積時期に後背地で火成活動がかなり活発であった。

沢内沢層は、その下部は中粒砂岩からなり、斜層理が発達する。上部は細粒砂岩からなり、砂管が多くみられる。後背地での火成活動は弱まり、構造運動も弱まった時期である。

このように、白滝橋層下部の中一上部堆積後からの後背地でのかなり激しい火成活動と構造運動を伴う東部沈降帯の沈降運動は、後背地での火成活動と構造運動とが弱まるにつれ、弱くなり、沈降帯の埋積も進行していった。

立山層の堆積時期には、東部沈降帯は埋積しつくされ、海退的傾向になった。東部沈降帯と西部隆起帯上で、本層の層厚変化がみられないことから、東部沈降帯及び西部隆起帯の差別的沈降運動は本層堆積時末期にはほぼ完了した（藤井、1968）。

最後に、津軽断層の形成機構についてのべると、津軽半島全域を通じて、一般的な傾向として、津軽断層の西側に分布するドーム構造は、その東翼で東方に急傾斜し、若しくは逆転し、両翼では西方に緩傾斜する非対称褶曲をなしている。一方、津軽断層の西側には津軽断層と平行した逆断層群が発達する。しばしば、各道断層の西側に東急西緩の背斜があり、その東側には西急東緩の向斜がみられる。これらの事実は STEKETEE (1958) 及び MARUYAMA (1964) らの dislocation theory により説明しうる変位形である。つまり、これらの事実と津軽断層が東に凸であることを考え合せると、中新世後期に発生した西方から東方へむけての横圧力が働いた結果、津軽断層の発生と同時に、断層を境として、その西側は隆起する引張の場におかれ、その東側には沈降する圧縮の場が発生したと思われる（藤井、1974）。このような横圧力による遺構造運動は、少なくとも更新世後期にまで及んだため、東部沈降帯と西部隆起帯間に著しい層厚の差となって反映された。

VI. 応用地質

VI. 1 褐鉄鉱床

本鉱床は、^{あかに}赤荷沢の最上流にあたる十二岳内、通称牛岳北側斜面、標高 450m 付近にある。褐鉄鉱床は太田凝灰岩部層に属する流紋岩凝灰岩・流紋岩中の硫化鉄鉱に起因する酸化鉄の浸出によるもので、地表下 0.5-1.0 m に、0.2-1.0 m 前後の層厚で、東西にほぼ 50×150 m の範囲に鉄鉱床が分布している。一般に低品位で、T. Fe 24.41%、SiO₂ 45.62%である（青森県商工課、1960）。

VI. 2 砂鉄鉱床

油川から北隣の蟹田にかけて分布する海浜打ち上げの砂鉄鉱床であるが、海浜幅 10-20 m とせまい。

稼行が可能と思われる区域は、蓮田川及び郷沢で、砂鉄濃集部が、約 30 cm の厚さで、幅 20m、延長 100m にわたる。品位は低く、T. Fe が約 10-20% である（国井ほか，1962）。

VI. 3 天 然 ガ ス

工業用水、民家用水の坑井ガス徴から、天然ガスの分布が推定できる区域は、油川駅から南東方向にほぼ津軽線の東側になる。ガス鉱床は沖積層中の海成、陸成の複合した共水性ガス鉱床で 120 m 以浅に限られると推定される。青森市平野部でのガス分析によると、CH₄-N₂ 系の CH₄ は 30-70% の可燃性ガスに属する。地下水の水質分析によると油川から北方へ蓬田にいたる低地帯に共水性ガスの賦存の可能性がある（藤岡ほか，1958）。

文 献

- 青森県商工課（1960）十二岳地区。未利用鉄資源，第 8 輯，通省産業省，p. 65-67.
- 藤井敬三（1966）5 万分の 1「金木」地質図幅及び同説明書，地質調査所，40 p.
- （1968）青森県津軽半島中央部の地質構造発達史について。東北大学理学部地質古生物学教室博士論文（MS）。
- （1974）グリーンタフ地域における構造運動と鉱物資源との関係について。鉱山地質，vol. 24，p. 223-235.
- 藤岡一男・桜庭弘三・佐藤 毅・鈴木賢二郎（1958）青森県平野天然ガス調査報告。東北地方天然ガス開発利用調査報告，石油技術協会，p. 19-31.
- HATAI, K. (1938) The Tertiary and Recent Brachiopoda of Northeast Honshu, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus., Res. Bull.*, no. 16, p. 89-246.
- （1940a）Cenozoic Brachiopoda from Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd Ser. vol. 20, p. 1-413.
- （1940b）Remarks on the Geology of Aomori Prefecture, Northeast Honshu, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 17, no. 3-4, p. 163-175.
- 飯塚保五郎（1929）青森県大釈迦油田地形及び地質図幅説明書。地質調査所。20 p.
- （1930）青森油田につきて。地質学雑誌，vol. 37，p. 727-732.
- IWAI, T. (1962) The Pliocene deposits and molluscan fossils from the northeast margin of the Tsugaru Basin, Aomori Prefecture, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus., Res. Bull.*, no. 31, p. 35-46.
- （1965）The Geological and Paleontological studies in the marginal area of the Tsugaru Basin, Aomori prefecture, Japan. 弘前大学教育学部紀要，no. 15，p. 1-68.
- 岩佐三郎（1962）青森県津軽地方の含油第三系とその構造発達史について。石油技術協会誌，vol. 27，p. 197-231.
- 加藤磐雄・田口一雄・芥川俊明（1958）青森市南西部地区の地質。青森県油田調査報告書，青森県水産商工部商工課。p. 12-17.
- KITAMURA, N. (1960) A cross section through the Backbone range in Northeast Honshu, Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, 2nd Ser. (Geol.), special vol., no. 4, p. 236-251.

- 北村 信・岩井武彦・中川久夫 (1963) 20 万分の 1 青森県地質図及び地質説明書. 青森県, 92 p.
 ———・———・多田光彦・中川久夫 (1972) 20 万分の 1 青森県地質図及び青森県の地質. 青森県, 120 p.
- 国井 敬・清水上彦 (1962) 津軽地区, 国内鉄鋼原料調査, 第 1 報, 通商産業省, p. 95-97.
- MARUYAMA, T. (1964) Statical elastic dislocations in an infinite and semi-infinite medium. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 42, p. 289-368.
- 三村高久 (1979) 青森県津軽半島南部地域の構造地質学的研究. 地質学雑誌, vol. 85, p. 719-735.
- 三梨 昂・垣見俊弘 (1964) いわゆる異常堆積について. 地質ニュース, no. 117, p. 8-14.
- MIZUNO, A. (1964) A study on the Miocene Molluscan Faunas of the Kitatsugaru and Nishitsugaru Districts, Northeast Honshu. 地質調査所月報, vol. 15, p. 1-28.
- NOMURA, S. and HATAI, K. (1935a) On two species of Brachiopoda from the Daishaka Shell-beds of Daishaka, Aomori-ken. *Saito Ho-on Kai Mus., Res. Bull.*, no. 5, p. 55-59.
 ———・——— (1935b) Pliocene molluska from the Daishaka Shell-beds in the Vicinity of Daishaka, Aomori-Ken, Northeast Honshu, Japan. *ibid.* no. 6, p. 83-142.
- 生田慶司・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, nos. 50-51, p. 36-55.
- 太田良平・大沢 穠・小野晃司 (1957) 5 万分の 1 「三厩」地質図幅及び同説明書. 地質調査所, 30 p.
- 斉藤正次・上村不二雄 (1957) 5 万分の 1 「母衣月」地質図及び同説明書. 地質調査所, 26 p.
- 桜井金重 (1931) 青森県津軽半島西北部地質調査報告. 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文 (MS).
- STEKETEE, J.A. (1958) Some geophysical applications of the theory of dislocations. *Can. Jour. Phys.*, vol. 36, p. 1168-1198.
- 鈴木達夫 (1936) 青森県蟹田油田地形及び地質説明書. 地質調査所, 26 p.
- 田口一雄 (1959) 青森市西部の地質. 青森県油田調査報告書. 青森県水産商工部商工課. p. 21-25.
- 高橋純一・八木次男 (1936a) 東部津軽油田の石油母層. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 16, p. 1-10.
 ———・——— (1936b) 東部津軽油田の構造. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 16, p. 51-60.
- 対馬坤六・上村不二雄 (1959) 5 万分の 1 「小泊」地質図幅及び同説明書. 地質調査所. 32 p.
- 上村不二雄・対馬坤六・斉藤正次 (1959) 5 万分の 1 「蟹田」地質図幅及び同説明書. 地質調査所, 30 p.
- UEMURA, F. (1979) Tertiary volcanic activity, geotectonic history and their characteristics in the northern district of Aomori Prefecture. 地質調査所月報, vol. 30, p. 327-367.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Aomori (5) No. 15

GEOLOGY OF THE ABURAKAWA DISTRICT

By

Keizo FUJII
(Written in 1980)

(Abstract)

Geology

The mapped area is situated in the southeastern part of Tsugaru peninsula which faces to the Mutsu Wan.

The stratigraphic sequence of the area is summarized in Table 1.

NEOGENE TERTIARY

Nagane Formation

The Nagane Formation is the lowest formation of the Neogene Tertiary developed in the area. The formation is distributed at the center of both the Hakamagoshidake and Umanokamiyama domes, and consists of coarse-grained tuffaceous sandstone and mudstone with intercalation of tuff breccia. Locally, basalt lava occupies the upper part of the formation. The thickness of the formation is not estimated because of lack of the lower part in the studied area, but it is not less than 500 m.

Umanokamiyama Formation

The Umanokamiyama Formation overlies the Nagane Formation with conformity, but locally with unconformity. The formation is distributed along the middle to outer part of both the Hakamagoshidake and Umanokamiyama domes, and consists of “hard shale” with intercalation of acid pumice tuff breccia which contains breccia of rhyolite, hard shale and diatomaceous mudstone. Acid pumice tuff breccia shows pronounced variation in thickness. The thickness of the formation ranges from 300 to 1000 m.

Gempachimori Formation

The Gempachimori Formation overlies the Umanokamiyama Formation with conformity. The formation is distributed at the margin of the Umanokamiyama dome, and consists mainly of black mudstone with intercalation of thinly interbedded hard shale and soft mudstone, and fine-grained tuff. The thickness of the formation is approximately 450 m.

Fudōtaki Formation

The Fudōtaki Formation overlies the Gempachimori Formation with unconformity at the limb of the Hakamagoshidake dome, but with conformity at the limb of the Umanokamiyama dome. The formation consists mainly of diatomaceous mudstone, fine-grained tuff and medium- to coarse-grained sandstone with intercalation of acid lapilli tuff, and basalt lapilli tuff and breccia.

Shiratakibashi Formation

The Shiratakibashi Formation overlies the lower to middle part of the Fudōtaki Formation conformably, but partly unconformably. The formation is distributed mostly to the east of Tsugaru Fault, and consists of coarse-grained tuffaceous sandstone in the lower part and medium-grained tuffaceous sandstone in the upper part. The thickness of the formation ranges from 400 to 600 m.

Rekumaebashi Formation

The Rokumaebashi Formation overlies the Shiratakibashi Formation with conformity. The formation is distributed to the east of the Tsugaru Fault, and consists of medium- to coarse-grained tuffaceous sandstone in the lower part and fine- to medium-grained sandstone in the upper part. The thickness of the formation amounts to 500 m.

Sawauchizawa Formation

The Sawauchizawa Formation overlies the Rokumaebashi Formation with conformity, but partly unconformity. The formation is distributed to the east of the Tsugaru Fault, and consists of medium-grained tuffaceous sandstone in the lower part and fine-grained sandstone in the upper part. The thickness of the

formation ranges from 100 to 400 m.

Misogasawa Formation

The Misogasawa Formation overlies the Fudōtaki Formation with conformity. The formation is distributed mainly to the west of the Tsugaru Fault, and consists of pumiceous medium-grained sandstone and pumice tuff. The thickness of the formation amounts to 200 m.

Tatsuyama Formation

The Tatsuyama Formation overlies the Misogasawa Formation and Sawauchizawa Formation with conformity. The formation consists of medium- to coarse-grained tuffaceous sandstone with acid pumice-tuff. The thickness of the formation ranges from 100 to 200m.

QUATERNERY

The Quaternary is divided into three deposits as shown in Table 1.

The Okamachi Formation overlies the Tatsuyama Formation with unconformity, and consists of sandstone and conglomerate.

The terrace deposits consists of sand, gravel and clay.

The Alluvium is widely distributed along the eastern margin of the district.

Table 1

Quaternary	Holocene	Alluvium	
	Pleistocene	Terrace deposits	
		Okamachi Formation	
Neogene	Pliocene	Tatsuyama Formation	
		Misogasawa Formation	Sawauchizawa Formation
			Rokumaebashi Formation
			Shiratakibashi Formation
	Miocene	Fudōtaki Formation	
		Gempachimori Formation	
Umanokamiyama Formation			
Nagane Formation			

※文献引用例

藤井敬三 (1981) 油川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所,
38 p.

FUJII, K. (1981) *Geology of the Aburakawa District*. Quadrangle Series, Scale
1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 38 p. (in Japanese with English Abstract,
3 p.)

昭和 56 年 1 月 16 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒 305 茨城県筑波郡谷田部町東 1 丁目 1-3

印刷者 木村正義

印刷所 創文印刷

東京都荒川区西尾久 7 丁目 12 の 6

© 1981 Geological Survey of Japan