

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16号

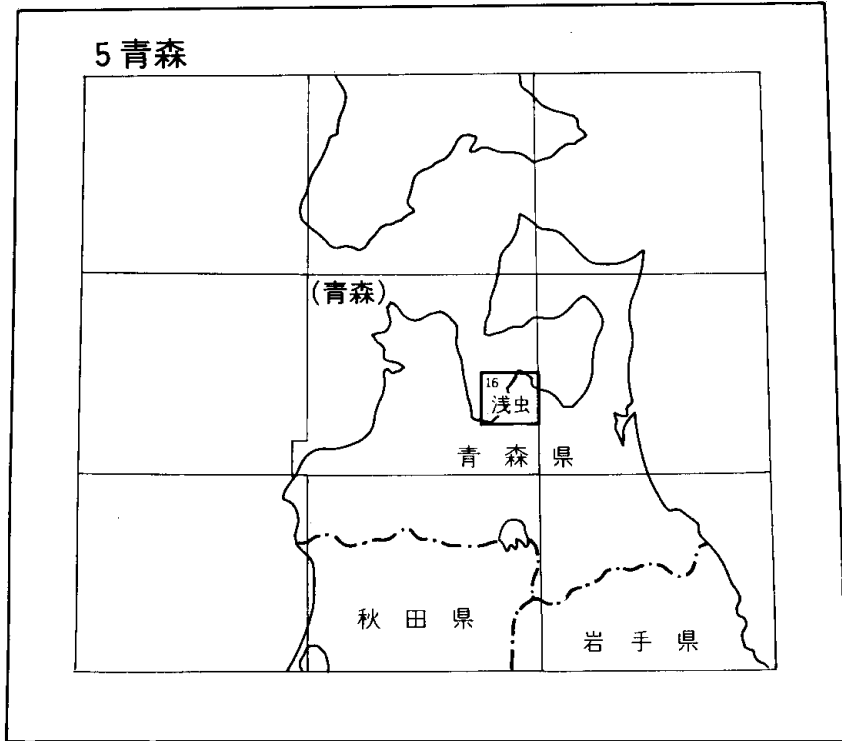
浅 虫 地 域 の 地 質

上 村 不 二 雄

昭 和 58 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
III. 先第三系	5
III. 1 東岳層	5
III. 2 立石層	5
III. 3 花崗閃緑岩	5
IV. 新第三系	7
IV. 1 金ヶ沢層	7
IV. 2 弁慶内層	8
IV. 3 東滝層	9
IV. 4 西ノ沢層	10
IV. 5 四沢層	11
IV. 6 和田川層	14
IV. 7 笹森山火山岩類	19
IV. 8 茂浦安山岩類	22
V. 第四系	28
V. 1 段丘堆積物	28
V. 2 軽石流堆積物及び火山灰層	29
V. 3 崖錐堆積物	31
V. 4 沖積層	31
V. 5 青森平野の地下地質	31
VI. 応用地質	32
VI. 1 砂鉄	32
VI. 2 石灰石	33
VI. 3 石材	35
VI. 4 温泉	35
文 献	35
Abstract	37

## 図・表 目 次

第 1 図 浅虫地域の地質総括図	2
------------------	---

第2図	断崖をなす立石層のチャート	6
第3図	東滝付近における東滝層の地質柱状図	9
第4図	四沢層の岩相分布図	12
第5図	浅虫東方における四沢層の地質柱状図	13
第6図	和田川層の地質柱状図	15
第7図	和田川層下部の硬質頁岩の成層状態を示す例	16
第8図	和田川層下部の板状硬質頁岩の露頭	16
第9図	硬質頁岩と軽石凝灰岩の成層状況	17
第10図	平内町立石-平川間における和田川層の詳細地質柱状図	18
第11図	和田川層の泥質岩互層状況を示すスケッチ	19
第12図	和田川層の珪質頁岩のなかに進入する安山岩の岩床	20
第13図	笹森火山岩類中の安山岩の岩脈とその節理	21
第14図	茂浦安山岩類のデイサイトハイアロクラスタイトと安山岩ハイアロクラスタイト	23
第15図	茂浦安山岩類のデイサイトハイアロクラスタイト中の礫に見られる急冷周縁相	24
第16図	茂浦安山岩類の水中自破砕溶岩の産状	24
第17図	茂浦安山岩類の珪藻質泥岩の成層状況	26
第18図	茂浦安山岩類の珪藻質泥岩と珪質頁岩を貫く安山岩の岩脈	26
第19図	中位段丘礫層とこれを覆う火山灰層	28
第20図	盛田川南の段丘堆積物と軽石流堆積物及び火山灰層との関係を示す模式断面図	29
第21図	中位段丘堆積物、火山灰層及び軽石流堆積物の累積状況を示す露頭写真	29
第22図	低位段丘堆積物、火山灰層及び崖錐堆積物の産状を示す露頭写真	30
第23図	火山灰層と軽石流堆積物のなかに発達する断層	30
第24図	青森市北東端宮田付近の水井戸柱状図	32
第25図	平内町立石付近の石灰石鉱床	34
第1表	浅虫地域における新第三系の対比表	4
第2表	立石層中のコノドント化石	6
第3表	茂浦安山岩類中の珪藻質泥岩から産する珪藻及び珪質鞭毛化石	27
第4表	主な砕石場と生産量	34
Table 1	Geologic succession of the Asamushi District	38

# 浅虫地域の地質

上村 不二雄

「浅虫」地域の野外調査は、昭和48-49年度と、51-54年度に行った。この調査には青森県水産商工部の方々、特に三上文雄・三浦勇美・名久井闊弥の各位、平内町役場の方々から種々の便宜を戴いた。また珪藻化石の同定は沢村孝之助氏（元所員）、X線分析は大久保太治氏（元所員）によって行われた。以上の方々に厚くお礼申し上げる。写真の調製については玉井義郎技官、また薄片作製については大野正一・村上 正（故人）・安部正治・佐藤芳治の各技官により行われた。

## I. 地 形

浅虫地域は東北地方脊梁山脈の北端に当たる。この地域で標高が最も高いのは南部の東岳<sup>ひがし</sup> (684.0m) と、その直ぐ北側の大平山 (563 m) を含む稜線で、ここを中心に起伏の多い山地ないし丘陵が海岸線まで広がっており、平地は少ない。地域の中央を東西に流れる盛田川を境に北側を夏泊半島と呼んでいる。南側の山地は北村ほか (1972) は、これを含む山地と丘陵地帯を上北郡地域と呼んでおり、ここではこれに従う。

上北郡地域の東岳付近には、先第三系の東岳層と花崗閃緑岩が分布しており、これを取り囲み新第三系のドーム構造が認められる。ここは新第三紀以降隆起量の最も大きかった地域と考えられ、これと地形的な高所が一致している。この付近を中心に扇形に広がる丘陵は起伏に富み、屋敷山・高森山・前高森山・引越山など円錐ないしドーム状の小山が散在している。これらは一見第四紀の火山地形のように見えるが、いずれも新第三系の和田川層の上部に侵入するデイサイトと安山岩のラコリスまたは岩床の一部であり、周囲の頁岩に比べて堅硬である火山岩類が浸食から取残されて出来たものである。夏泊半島の山地にも同じデイサイトと安山岩が、溶岩台地様に広がっている。

段丘は盛田川の南に河岸段丘が、また夏泊半島の東、東滝付近に海岸段丘が認められる。段丘面は高低二段が認められる。これらは東に接している野辺地地域の野辺地段丘と薬師野段丘（中川、1972）に対比して、それぞれ中位段丘、低位段丘と呼んでいる。平地は、盛田川をはじめ各河川沿いと、この地域の南西隅に発達する。後者はこれより西に広がる青森平野の東端に当たり、鮮新世後期——更新世の堆積盆地とも一致している。

盛田川の北の丘陵と低地との境は線状を示している。また、夏泊半島には北北西-南南東及び北東-南西の、また上北郡地域には北北東-南南西、北東-南西、及び西南西-東北東の河川及び谷形が発達して

いる。これらのうち、夏泊半島の長沢川、上北郡地域の根井川・浅虫川・福取川・小湊川などはいずれもこの付近に発達する断層と一致している。夏泊半島東岸の安井崎から鼻繰崎に至る直線に近い海岸線と弁慶内付近の懸崖は明らかな断層地形である。

## II. 地 質 概 説

本地域は、東北日本内帯のグリーンタフ地域と呼ばれている堆積区のうち脊梁帯の北方延長上であり、先第三紀の地層と花崗閃緑岩を覆い、新第三紀の地層と火山岩類が広く分布している。第四紀の堆積物は分布も狭く、かつ層厚も薄い。本地域の地質を総括して第1図に示す。

先第三系は、夏泊半島の東岸に分布する立石層と、青森市市街地の東方、東岳付近に分布する東岳層及びこれを貫く花崗閃緑岩からなっており、いずれも分布は狭い。立石層はチャートと石灰岩からなり、コノドントなどの化石を含み、その時代は三疊紀—ジュラ紀とされている。東岳層は粘板岩・チャート・石灰岩及び玄武岩からなり、花崗閃緑岩に貫かれ、接濁変成作用を受けている。時代は分かっていない。

新第三系は、盛田川を境に南の上北郡地域と北の夏泊半島の両地域にまたがって分布している。それ

時代	地層名		模式柱状図	岩相	火成活動	
	南部	北部				
第四紀	沖積層			砂・礫・粘土	       	
	火山灰層			赤褐色火山灰及び黄白色軽石		
	低位段丘堆積物			砂・礫・粘土		
	軽石流堆積物			軽石		
	中位段丘堆積物			砂・礫・粘土		
新第三紀	茂浦安山岩類			安山岩及びデイサイト火砕岩類 (ハイアロクラスタイトを含む)・溶 柱状凝灰岩	         	
	笹森山火山岩類			安山岩・デイ サイト溶岩・岩床		
	和田川層			珪質頁岩 塊状泥岩・珪質頁岩 硬質—珪質頁岩・酸性凝灰岩		
	四沢層	東滝層		安山岩・デイサ イト凝灰角礫岩 —凝灰岩、同溶 岩をはさむ		酸性凝灰岩 流紋岩溶岩 をはさむ
	西ノ沢層	弁慶内層		黑色泥岩・凝灰質 砂岩・ひん岩等		黑色泥岩・酸性 凝灰岩
	金ヶ沢層			暗緑色安山岩 溶岩及び凝灰 角礫岩		礫岩及び砂岩
先第三紀及び三疊紀—ジュラ紀	花崗閃緑岩	東岳層	立石層		チャート・石 灰岩	玄武岩 安山岩 デイサイト 流紋岩

第1図 浅虫地域の地質総括図

より下位の地層も両地域ともに分布はしているが、分布が離れており、従来別べつに層序区分が行われている。本報告ではその慣例に従った。すなわち上北郡地域では下位から金ヶ沢層・西ノ沢層及び四沢層の順に重なり、夏泊半島地域では金ヶ沢層に相当する地層を欠いて、弁慶内層と東滝層が直接基盤の立石層の上に重なっている。これらのうち弁慶内層に相当する地層は南の上北郡地域では欠けており、東滝層の下部に相当する西ノ沢層が直接金ヶ沢層の上に不整合で覆っている。

金ヶ沢層は東岳付近で基盤の東岳層の上に重なっているが、基底礫岩は認められず、主に変質作用による緑色化の著しい安山岩の溶岩と火砕岩からなる。西ノ沢層は黒色泥岩と凝灰質泥岩からなり、玄武岩・ひん岩などの岩床を伴う。南隣の青森東部地域では本層に相当する泥岩から有孔虫化石を多産している。四沢層は主に安山岩・デイサイトの火砕岩からなり、同質の溶岩を挟む。いずれも変質作用により緑色化または脱色化している。

弁慶内層は基盤の立石層を覆う基底礫岩からはじまり、上部に向かい凝灰質砂岩に移化している。礫岩中には西黒沢階を示す浅海生の貝化石が含まれている。東滝層は下部より凝灰岩を挟む黒色泥岩、流紋岩質凝灰角礫岩と溶岩、粗粒玄武岩の溶岩、黒色泥岩を挟む酸性凝灰岩の順に重なっている。凝灰岩は四沢層のそれと似ており、変質作用により緑色または白色化している。

和田川層は、いわゆる硬質頁岩を主とする地層に対して、上北郡地域で命名された地層で、夏泊半島東岸に分布している間木層に対比されて来た。しかし上北郡地域の和田川層は、夏泊半島の間木層のほか、それより上位の浅所層と福島層を併せた地層に相当することが明らかとなった。したがって、ここでは両地域併せてこれらの地層を和田川層と呼ぶことにした。本層は主に硬質ないし珪質の頁岩ないし泥岩からなり、その間にやや厚い塊状の泥岩を挟み、軽石凝灰岩層を伴う地層である。笹森山火山岩類は、主に輝石安山岩と輝石角閃石デイサイトからなり、一部は和田川層上部の珪質頁岩のなかに岩床として侵入しており、そのほかは珪質頁岩の上に重なっている。しかし水中溶岩に特徴的である急冷破砕構造などは認められないことから、和田川層の堆積末期、未固結の頁岩中に流出した溶岩と考えられる。茂浦安山岩類は主に安山岩、一部デイサイトのハイアロクラスタイトとその二次的堆積物からなり自破砕構造をもつ溶岩を伴い、また一部に珪質頁岩と珪藻質泥岩を挟んでいる。この泥岩からは珪藻化石を多産する。

第四系は、下位より中位段丘堆積物・軽石流堆積物・低位段丘堆積物・火山灰層及び沖積層からなっており、これらは主に盛田川沿いに分布している。これらのうち段丘堆積物は地形の項において述べているように、これより東の野辺地段丘及び薬師野段丘に対比することができ、中川（1972）に従って中位及び低位各段丘堆積物に区分している。軽石流堆積物は十和田火山の八戸浮石流に、また火山灰層は大部分は岩木火山の女鹿沢火山灰層に対比できるが、一部は六甲田火山の噴出物の可能性がある。沖積層は盛田川沿いと野内川川口付近（青森平野）にやや広く分布している。なお後者には、深度 170m の水井戸があり、その掘さく時の資料によれば、この地下には六甲田溶結凝灰岩を挟む鮮新世末期一完新世のルーズな砂礫層が厚く堆積している。

東岳層など基盤岩類の分布している東岳付近を中心にドーム構造がみられる。これを東岳ドーム構造と呼ぶ。また東方の清水川沿いには南から北に沈む緩い背斜構造が認められ、これらドームと背斜に挟まれて高地山・前高森山などを含む和田川層が分布している山地は北に向かって沈む半盆状構造をなし

ている。盛田川の北，山地と平地の境は地形的にも明らかなように南落ちの断層が伏在している。この断層を盛田川断層と呼ぶ。この断層を境として北の夏泊半島側は，南の上北郡地域とはやや異なった地質構造を示している。

夏泊半島の東岸立石付近には，基盤の立石層を囲む半ドーム構造が認められる。また西海岸の茂浦半島には，新第三系では最も上位の茂浦安山岩類が分布しており，大局的には北西-南東方向の緩い単斜構造を示している。しかしその中間の，和田川層と笹森山火山岩類が分布している山地には，北西-南東と北東-南西方向の河川あるいは沢に沿って断層または褶曲構造がみられる。一ほうこれらの河川あるいは沢に挟まれた水沢山・冷水山・茅岳など，笹森山火山岩類の安山岩溶岩は，和田川層の頁岩の上に水平に近く重なっている。これらの火山岩類の直下は露出状態が不良であるが，確認できた限りでは火山岩類の基底と頁岩の層理は調和しており，大局的には，この地域の和田川層は前記の断層あるいは褶曲を除けばほぼ水平に近い構造を示しているとみられる。

本地域と周辺地域の層序を対比し，秋田県の男鹿地方で樹てられている新第三系と第四系の標準時階と比較する（第1表）。弁慶内層と西ノ沢層は貝化石と有孔虫化石から西黒沢階，また和田川層は岩相と茂浦安山岩類の下部に挟まれている泥岩のなかの珪藻化石から女川階とした。

第1表 浅虫地域における新第三系の対比表

標準時階	浅虫図幅 (上村, 1983)		夏泊半島 (岩井ほか, 1958)	八甲田地域 (通商産業省, 1976)	上北地域 (北村ほか, 1972)
	南部	北部			
鮎川階					清水目層
笹岡階					市ノ瀬層
天徳寺階					道地層
船川階		茂浦安山岩類	茂浦火山岩類	安山岩凝灰角礫岩	小坪川 安山岩類
女川階	和田川層	和田川層	福島層	和田川層	和田川層
			浅所層 間木層		
西黒沢一 台島階	四沢層	東滝層	弁慶内層	四沢層	四沢層
	西ノ沢層				弁慶内層
門前階	金ヶ沢層			金ヶ沢層	金ヶ沢安山岩類
先第三系	東岳層	立石層	先第三系		



### Ⅲ. 先 第 三 系

本地域の先新第三紀の基盤岩類は、三疊紀—ジュラ紀の立石層、時代未詳の東岳層及びこれを貫く花崗閃緑岩からなっている。いずれも分布は狭まいが、岩相や立石層から産出する化石から、吉田(1977)により北上山地の岩泉帯の延長として構造区分されている。

#### Ⅲ. 1 東 岳 層

東岳層は本地域の南東方東岳の西に小範囲分布している。主に粘板岩・チャート・石灰岩・玄武岩からなり、花崗閃緑岩に貫かれている。この地域では以上の岩石はいずれも接触変成作用により、粘板岩と玄武岩はホルンフェルスに、また石灰岩は結晶質石灰岩に変っている。

変成玄武岩を鏡下で観察した結果は次のとおりである。本岩は微小の斜長石と有色鉱物からなる間粒状組織を示す部分と、元来の孔隙を充したとみられる杏仁状の鉱物集合体とからなる無斑晶質の岩石である。石基の有色鉱物はすべて黒雲母に置き換えられており、また杏仁状の集合体には、白雲母・緑れん石・アクチノ閃石などが認められる。

この地区の石灰岩はかつて石灰石として採掘されたことがあり、これについては応用地質のなかの、VI. 2 石灰石の項において詳しく述べる。東岳層からは化石はまだ見つかっていない。

#### Ⅲ. 2 立 石 層

立石層は、夏泊半島の東岸立石から弁慶内にかけて、海岸線に近い狭い範囲だけに分布している。従来は単に古生層と呼ばれ、また MURATA and NAGAI (1971) は Natsudomari Formation と命名している。しかし Natsudomari 一夏泊は、夏泊半島の北端夏泊岬(5万分の1地形図脇野沢)付近の地名であり適当ではないので、新たに立石層と命名した。

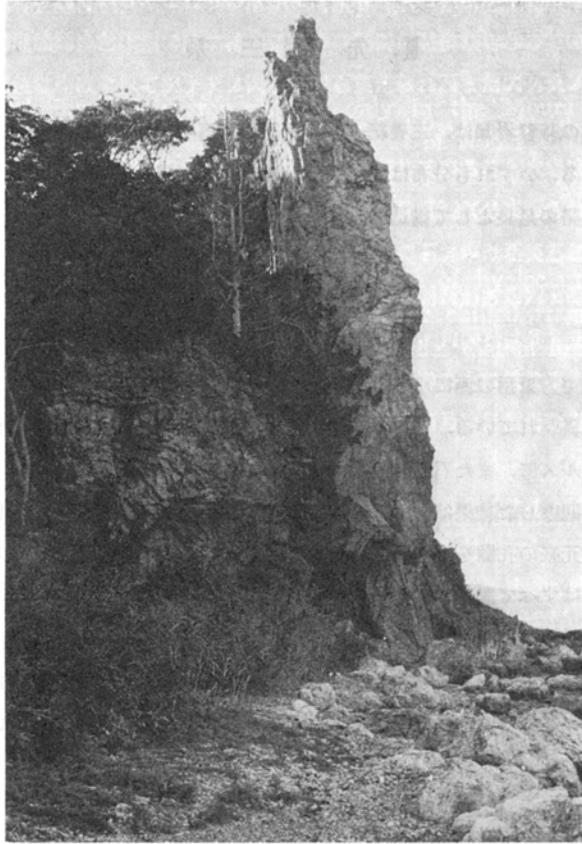
本層はチャートと石灰岩からなっている。チャートは灰色を示し、板状のクリページがよく発達している。また石灰岩は灰白色を示し角礫岩化しており、白色の方解石細脈が発達している(第2図)。立石層の走向は南北に近く、チャートのなかには微褶曲構造がよく発達している。

本層の石灰岩から、MURATA and NAGAI (1971) は第2表に示す化石を報告し、この地層の時代を三疊紀後期—ジュラ紀前期としている。

なおこの地域の石灰岩は稼行の対象となったことがある。詳細は東岳層と同様に応用地質の項において述べる。

#### Ⅲ. 3 花崗閃緑岩

花崗閃緑岩は、東岳の西麓、石灰石採掘跡のやや西の小沢に露出している。しかし本岩による接觸変



第2図 断崖をなす立石層のチャート (平内町立石海岸)

第2表 立石層中のコノドント化石 (MURATA and NAGAI, 1971 による)

コノドント化石		
<i>Cypridodella</i>	<i>conflexa</i>	MOSHER
<i>C.</i>	<i>delitcatula</i>	MOSHER
<i>C. cf.</i>	<i>scolosulptura</i>	MOSHER
<i>Diplododella</i>	sp.	
<i>Enanliognathus</i>	<i>ziegleri</i>	(DIEBL)
<i>Hindeodella</i>	<i>recurvela</i>	MOSHER
<i>H.</i>	<i>suevica</i>	(TATGE)
<i>H.</i>	<i>triassica</i>	MÜLLER
<i>H.</i>	<i>uniforma</i>	MOSHER
<i>Oncodella</i>	sp.	
<i>Ozarkodina</i>	sp.	
<i>Epigondolella</i>	<i>abneptis</i>	(HUCKRIEDE)
<i>E.</i>	<i>bidentata</i>	MOSHER
層孔虫化石		
<i>Chaotetopsis?</i>	sp.	
<i>Spongimorpha?</i>	sp.	
<i>Parastomatopora?</i>	sp.	

成作用は南隣の「青森東部」地域内の東岳層にも認められ、この付近の崖錐の下にはもっと広く分布しているとみられる。

本岩は灰白色中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。

鏡下では、斜長石>石英≒カリ長石>黒雲母>角閃石の容量比を示す。平均粒径は約 3 mm 程度である。斜長石は灰曹長石であり、一般に新鮮である。カリ長石はパーサイト構造を示し、汚濁している。黒雲母は新鮮であるが、角閃石は一部緑泥石に置き換えられている。一部に石英とカリ長石からなる微文象構造を示す半深成岩質の部分がある。

## IV. 新 第 三 系

### IV. 1 金 ケ 沢 層

**命名** 通商産業省 (1976). 北村ほか (1972) による金ケ沢安山岩類にほぼ同じ。

**模式地** 本地域の東南東、上北鉱山に近い大坪川上流の金ケ沢流域。

**分布** 基盤岩類が分布している東岳の南を取り囲み、小川目沢支流の清水沢、貴船川などの周辺に分布しているほか、根井川の南に露出している。

**層厚** 500m.

**岩相** 金ケ沢層は、基盤の東岳層と花崗閃緑岩を囲む地域では、主に安山岩の溶岩からなり、同質の凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩からなり、東岳の東大清水沢では最上部にデイサイト溶岩を挟む。また根井川の南では安山岩質の火山礫凝灰岩と凝灰岩の互層からなっている。

凝灰角礫岩など火砕岩類は、いずれも濃緑色堅硬な岩石で、一般に分級が悪く、根井川南の互層を除いては層理はほとんど認められない。

安山岩の溶岩は、濃緑色または青緑色を示す塊状な岩石で、節理はほとんど認められない。いずれも変質作用が進んでいる。安山岩のタイプとしては、(1) 1-2 mm の斜長石斑晶を中程度含むものが多く、ほかに (2) 10-20 mm の斜長石巨晶を多く含むもの、(3) 斜長石斑晶をほとんど含まない玄武岩に似たもの、などがある。次にそれらについての鏡下の特徴を述べる。

(1)の岩石は、斑晶は斜長石と輝石とみられる有色鉱物からなっている。有色鉱物はすべて緑泥石に置き換えられている。石基は塊間状組織を示しているが、斜長石以外はすべて緑泥石に置き換えられている。二次鉱物としては緑泥石のほか、緑れん石・絹雲母・曹長石及び炭酸塩鉱物などが認められる。

(2)の岩石は、貴船川の上流と東岳の南斜面に轉石として見られる。斑晶は斜長石 (灰長石) の巨晶のほか少量のかんらん石を含んでいる。かんらん石はすべて緑泥石に置き換えられている。石基は間粒状組織を示しているが、斜長石と有色鉱物は共に変質作用により緑泥石などに置き換えられている。

(3)の岩石は、根井川の南支沢に分布している。少量の普通輝石のほか斑晶はない。石基は間粒状組織を示しており、斜長石と有色鉱物からなっている。それらのうち斜長石はすべて曹長石に、また有色鉱物は緑泥石に変っている。そのほかに二次鉱物として石英・緑れん石・絹雲母が認められる。

凝灰岩類は、溶岩と同じく斜長石・有色鉱物・ガラスなどはすべて緑泥石・緑れん石・絹雲母及び炭

酸塩鉱物などに置き換えられている。これらのほかに、大清水沢のデイサイトに近い安山岩の溶岩のうち、同沢の下流（図幅地域外）と上流では、青緑色、やや緻密な見掛けを示している。この岩石は(1)の岩石に似ているが、有色鉱物はすべてアクチノ閃石に置き換えられ、またアクチノ閃石の細脈が発達している。

大清水沢のデイサイトは、産状が明らかでなく、貫入岩の可能性もある。本岩は褐色または淡黄緑色斑状の岩石である。鏡下では、斑晶は斜長石と石英及び少量の角閃石(?)からなっている。角閃石はすべて緑泥石、礫れん石などに置き換えられている。石基は石英・アルカリ長石などの微晶からなっている。二次鉱物としては緑泥石（褐色を示す場合と淡緑色を示す場合がある）・緑れん石などが含まれている。

**層位関係** 本層は東岳付近において、基盤の東岳層と花崗閃緑岩の上に重なる。基盤岩類を被覆する露頭は見つかっていないが、基底礫岩は轉石にも見られず、安山岩の溶岩か火砕岩類が直接被覆しているものとみられる。

**化石** 本層から化石は見つかっていない。

## IV. 2 弁 慶 内 層

**命名** 神保（1931）. 弁慶内はかつて“せつけない”あるいは“せつけねい”（半沢，1954）と呼ばれており，HATAI and NAKAMURA（1940）は“Sekkenai beds”と呼んでいる。しかし現在は“べんけいない”と一般に呼ばれており，地層名辞典には“べんけいない”と記されており，ここではこれに従った。

**模式地** 本地域の東北，安井崎の北から立石までの海岸沿いの露頭。

**分布** 基盤の立石層を取り囲み，安井崎と立石の間と弁慶内沢の下流及びこの沢の沢口より白砂に向かう海岸線付近に分布している。

**層厚** 100-150m.

**岩相** 本層は基盤の立石層を覆う基底礫岩から始まり，上位に向かって凝灰角礫岩，凝灰質砂岩を挟む火山礫凝灰岩，凝灰質砂岩と凝灰岩の互層の順に重なっている。

基底礫岩は弁慶内沢の下流に露出している。灰色粗粒の基質の中に，径3 cm 大のチャート・粘板岩などの円礫が多量に含まれている。凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩など火砕岩類は，緑色の基質中に変質した安山岩またはデイサイトの礫とスコリアまたは軽石片を含むものである。凝灰質砂岩は暗灰色・灰色・灰緑色などを示し，層理が明瞭である。砂岩からは貝化石のほか，棲痕が含まれている。

**層位関係** 本層は下位の立石層を不整合に覆っている。

**化石** 弁慶内沢々口の北北東約1 kmの海岸沿いの地点に，貝化石を含む合礫凝灰質砂岩が露出している。

この化石について，HATAI and NAKAMURA（1940）は，*Terebrataia innaiensis*(HAYASAKA), *Coptothis* sp. を，半沢（1954）は *Caridita siogamensis* NOMURA, *Cardum* ? sp., *Lima* sp., *Pephia hirabayashii* OTUKA, *Swiftpecten swifti* BR., *Venericardia ferruginea* (LESSIN),

*Ostrea* sp. *Patella*? sp. を、また北村ほか (1972) は、*Anadara* (*Anadara*) cf. *ogawa* (MAKIYAMA), *Mercenaria* cf. *yokoyamai* MAKIYAMA, *Panope nomurae* KAMADA, *Venericardia* (*Cyclocardia*) *sigamaensis* NOMURA, *Turritella* (*Lolacella*) *tanaguraensis* KOTAKA などの産出をそれぞれ報告している。半沢 (1954) は、本層を秋田県男鹿地方の西黒沢層に対比している。

### IV. 3 東 滝 層

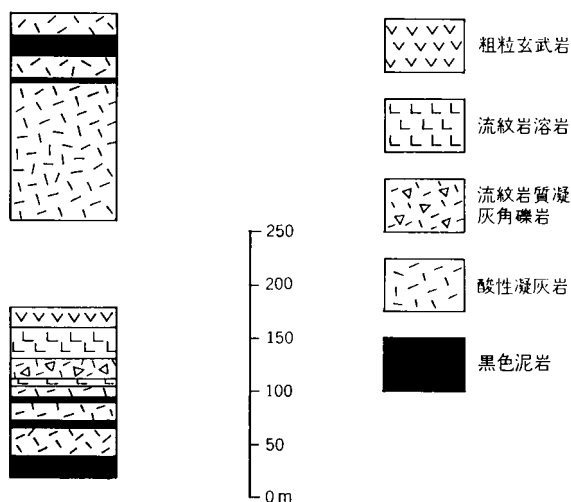
**命名** 神保 (1931)

**模式地** 夏泊半島の東海岸に接している平内町東滝付近。

**分布** 模式地から北西に向かって、弁慶内沢の下流を経て、白砂付近まで分布している。

**層厚** 440m.

**岩相** 模式地付近における東滝層の柱状図を第3図に示す。



第3図 東滝付近における東滝層の地質柱状図

本層は模式地付近では下部と上部に二分される。下部はやや厚い黒色のシルト岩から始まり、凝灰岩とシルト岩ないし粘土岩の互層、流紋岩質の凝灰角礫岩、流紋岩溶岩、ドレライトの順に重なっている。また上部は主に厚い酸性凝灰岩からなり、上部にやや厚い黒色シルト岩を挟む。しかしこれより北西の弁慶内に向かっては、層厚は薄くなり、主に酸性凝灰岩からなる岩相に移化する。

本層の最下部及び凝灰岩類のなかに挟まれている黒色泥岩は、黒色ないし暗灰色、塊状ないし厚板状・堅硬の岩石で、上位の和田川層を構成する頁岩・泥岩類とはやや異なり、図幅地域南東の清水川上流大和山付近に分布している西ノ沢層の泥岩と似ている。凝灰角礫岩は緑色ないし淡緑色の基質中に淡緑色ないし白色の流紋岩礫を多量に含むもので、所により黒色泥岩をレンズ状に挟み、また泥岩の偽礫を含む。泥岩の偽礫を含むことからみて、これらは後に述べる凝灰岩とともに水中火砕流堆積物とみられ

る。

凝灰岩は淡緑色ないし白色を示し、石英・斜長石のほか、流紋岩・軽石などの岩石粒からなっている。凝灰角礫岩と凝灰岩はともに変質作用を受けており、粘土鉱物は、緑泥石-モンモリロナイトと絹雲母-モンモリロナイトの組合せが認められる。

ドレライトは、安井崎の海岸と国道沿いに露出している。ここでは周囲の地層との関係は分らないが、柱状節理からみると、岩体は周囲の構造と調和しており、恐らく未固結の泥岩または凝灰岩のなかに侵入した岩床とみられほとんど同時期の火成岩として東滝層の構成岩類として取扱うこととする。本岩は柱状節理の発達する緑色の粗しょうな岩石である。鏡下では斜長石と普通輝石からなるオフィチック組織を示している。二次鉱物として、これらを置き換えて緑泥石・絹雲母・曹長石・炭酸塩鉱物などが認められる。宮本ほか(1971)によれば、安井崎の海岸に面した露頭では、本岩のなかに幅 1-30 mm の濁沸石を伴う緑れん石脈が発達する部分があり、これと比較的変質の程度の弱い部分との境界付近には、ワイラケ沸石・緑れん石・石英及び少量の濁沸石から構成される杏仁に富む岩石が報告されている。

流紋岩の溶岩は安井崎の西に分布している。この岩石は、灰色で斑晶の少ない、流理構造の発達するガラス質の岩石である。

**層位関係** 本層は下位の弁慶内層の上に整合に重なっている。

**化石** 本層からは化石は発見されていない。

#### IV. 4 西ノ沢層

**命名** 新称。従来は北村ほか(1972)により倉岡川頁岩層、あるいは通商産業省(1976)により四沢層最下部の頁岩層(Yml)とされているものと同じである。

**模式地** 本図幅地域の南東隅に当たる清水川上流西ノ沢。

**分布** 模式地に近い清水川の上流と西ノ沢にやや広く分布するほか、東岳周辺と根井川南の、いずれも金ヶ沢層と四沢層の間に広く分布している。

**層厚** 清水川の上流では100m以上であるが、東岳周辺と根井川南では50mである。

**岩相** 西ノ沢層は主に黒色-褐色の頁岩からなり、砂質凝灰岩を挟む。また清水川上流ではひん岩の岩床を伴う。この岩床は、この付近では西ノ沢層のなかだけに侵入しており、本層の堆積とほとんど同時期とみられるものであり、構成岩類のなかに含めることとした。

本層の頁岩には、黒色ないし灰色、まれに赤褐色・珩質で著しく硬質のものと、暗灰色ないし褐色でやや硬質のものがある。前者のうち赤褐色を示すものは、秋田地方の新第三系西黒沢階の地層にみられる虎石あるいは赤玉と呼ばれている珩質頁岩と同じである。砂質凝灰岩は、淡緑色ないし白色を示す中性ないし酸性のものであり、緑れん石・緑泥石・絹雲母・炭酸塩鉱物など二次鉱物が認められる。

ひん岩は緑色で完晶質の閃緑岩に近いものから、緑色・斑状の安山岩質のものまでがある。それらのうち代表的なものについて次に記す。

(1) 清水川の上流と大和山の南、不動滝付近に分布しているひん岩は、緑色・粗粒の普通輝石角閃石

石英閃緑ひん岩である。鏡下では、斑晶は斜長石と少量の角閃石からなっている。斜長石は大きさ 4 mm で累帯構造が顕著である。角閃石は長さ 4 mm で、少量である。石基は等粒状組織を示し、平均粒径は約 1 mm である。石英・斜長石・角閃石・普通輝石及び鉄鉱物からなっている。これらのうち角閃石の一部は緑泥石に置き換えられ、また緑れん石が散在している。

(2) 西ノ沢から小川目沢に向う林道（本図幅地域外）には、頁岩に伴って緑色でやや細粒の輝石ひん岩が分布している。鏡下では、斑晶は斜長石と有色鉱物からなっている。これらは変質作用により、斜長石は曹長石化し、更に一部は炭酸塩鉱物に置き換えられている。有色鉱物はすべて緑泥石・緑れん石・炭酸塩鉱物などに置き換えられているが、外形から単斜輝石と少量のかんらん石とみられる。石基は間粒状組織を示し、曹長石化した斜長石と緑泥石化した有色鉱物からなっている。

**層位関係** 本層が下位の金ヶ沢層の上に直接重なる露頭はまだ見つかっていない。しかし金ヶ沢層が変質した安山岩の溶岩と火砕岩からなるのに対し、本層は主に海成の黒色泥岩ないし硬質頁岩からなり、岩相は全く異なり、両者が漸移する所はない。夏泊半島東岸の東滝層の下部は、西ノ沢層と同じ黒色泥岩が卓越しており、ほぼ同じ地層と考えられるが、東滝層の下位に位置し、基盤の立石層の上に直接重なる弁慶内層に相当する岩相は、西ノ沢層及び金ヶ沢層のいずれにも欠いている。

これらの事実からみて、夏泊半島東岸の弁慶内層に相当する地層を欠いて、東滝層下部に相当する部分が金ヶ沢層の上にオーバーラップしているものが西ノ沢層と考え、両者の関係を不整合とした。

**化石** 本地域の南東隅、大和山付近の泥岩から有孔化石、*Gaudryina cf. trullissatam* (BRADY), *Martinottiella communis* (D'ORBIGNY) の産出が報告されている（通商産業省、1976）。

同報告によれば、五戸川地区の同じ四沢層の Ym2 とされている泥岩から浮遊生種を含む多量の有孔虫を産しており、秋田県男鹿地方の西黒沢層に対比されている。

#### IV. 5 四 沢 層

**命名** 通商産業省（1976）及び岩井・鈴木（1957）による奥ノ沢層、北村ほか（1972）による四沢凝灰岩類にほぼ同じ。

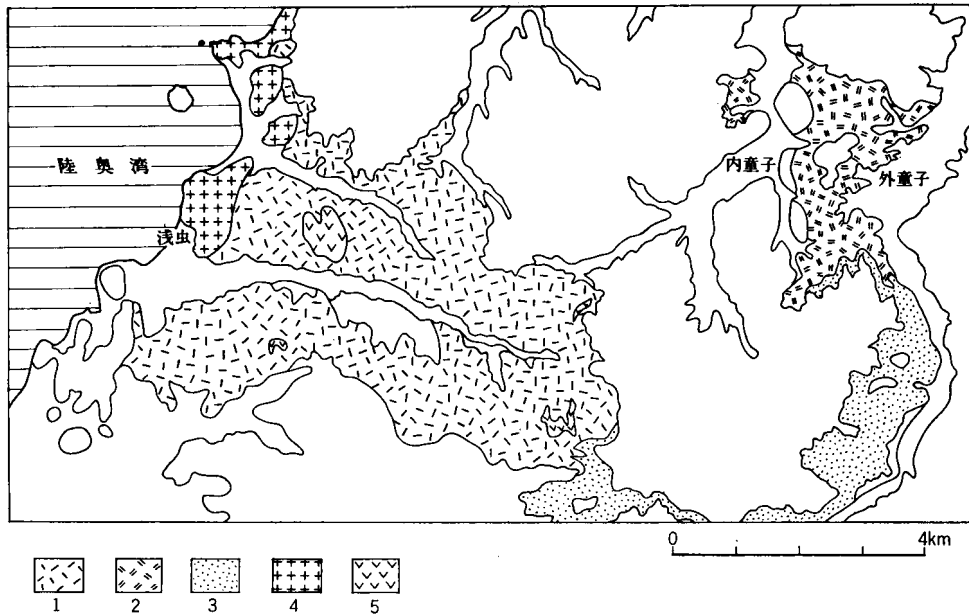
**模式地** この本地域の南東隣、「七戸」図幅地域内の作田川南支流四沢（5 万分の 1 地形図には記載されていない）付近。

**分布** この本地域の南西、浅虫の東方に広く、かつ厚く分布しているほか、清水川の中流外童子<sup>そとどうづ</sup>付近、清水川上流西ノ沢の北及び野内川の上流小川目沢（南隣の青森東部地域内）の北にそれぞれ分布している。

**層厚** 浅虫の東方で最も厚く、500m以上が見積られるが、外童子付近では150m、清水川の上流では100mであり、厚さの変化は著しい。

**岩相** 本層は主にデイサイト及び安山岩の、変質作用により緑色を示す火砕岩と溶岩からなっている。しかし岩相は所によりやや異なっている。

四沢層の層厚が最も厚い浅虫の東方では、火砕岩は、火山角礫岩と凝灰角礫岩を主とし、凝灰岩と流紋岩及び安山岩の溶岩を伴うが、次に厚い外童子の西の丘陵地帯では主に軽石凝灰岩からなっている。



第4図 四沢層の岩相分布図

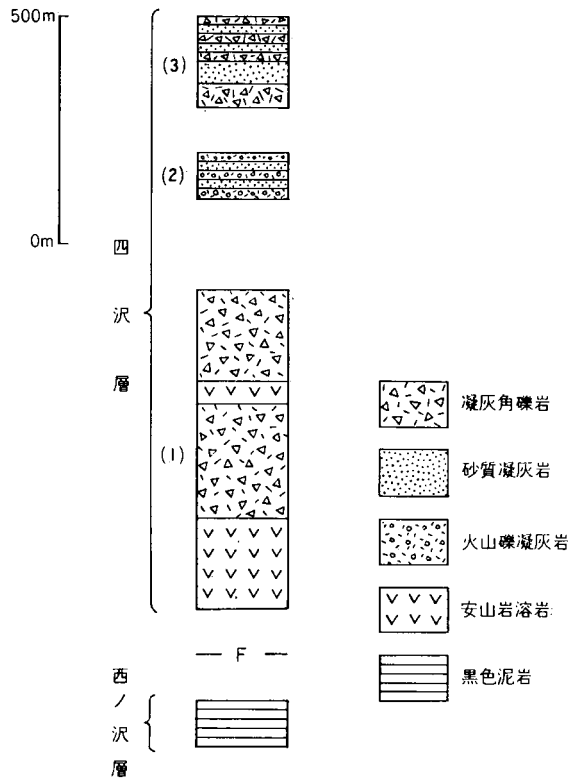
1. 主に火山角礫岩・凝灰角礫岩からなる岩相
2. 主に軽石凝灰岩からなる岩相
3. 主に砂質凝灰岩からなる岩相
4. 流紋岩
5. 安山岩

また層厚の最も薄い清水川の上流では粗粒ないし細粒の凝灰岩を主としている。これらの岩相の分布を第4図に示す。

浅史東方における本層の岩相を示す例として、浅虫川上流から根井川に至る路線の地質柱状図を第5図に示す。この柱状図では、ほぼ連続する露頭を下部から、(1)、(2)及び(3)に分けられる。(1)は下部から安山岩溶岩・同質凝灰角礫岩・安山岩溶岩・同質凝灰角礫岩の順に重なっている。これらのうち凝灰角礫岩は、その間に安山岩の溶岩を挟み上・下2枚に分かれているが、いずれも淡緑色の基質中に拳大かそれ以下の緑色・灰色などを示す安山岩礫を多量に含むもので、淘汰は悪い。なお、上部の凝灰角礫岩においては、上に向かってやや礫の量を減ずる傾向がある。(2)は(1)と同質の安山岩の火山礫凝灰岩と緑色の砂質凝灰岩が互層している。(3)は、下からデイサイト質の凝灰角礫岩、砂質凝灰岩・凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩と砂質凝灰岩の互層の順に重なっている。(3)の最下部の凝灰角礫岩は、淡緑色の基質のなかに拳大の白色のデイサイト礫と軽石片のほか、同じ大きさかそれ以下の泥岩の偽礫ないしパッチを多量に含むものである。また砂質凝灰岩は淡緑色で部分的にラミナが認められる。これらの火砕岩類は(i)厚く淘汰の悪い凝灰角礫岩の上位に火山礫凝灰岩と砂質凝灰岩の互層が重なることがあること、(ii)凝灰角礫岩のなかに泥岩の偽礫やパッチを含む場合があること、などからみて厚い凝灰角礫岩はその上位の互層を併せて、1フローユニットの水中火砕流堆積物であることを示している。

浅虫の東方は必ずしも露出状態が良くないために、これらを側方へ追跡することはできないが、個々の露頭でみられる限りでは、前記の露頭の一部と同じであり、火砕岩類はすべて水中火砕流堆積物と





第5図 浅虫東方における四沢層の地質柱状図

みられる。

清水川中流付近の四沢層は、外童子南のデイサイト溶岩の小岩体を挟み、主にデイサイト質の軽石凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩からなっている。これらは淡緑色ないし黄白色、まれに青緑色を示す基質中に軽石岩片を含むもので、外童子周辺では粘土化が著しく、ベントナイト様の軟質な岩石となっている。また淘汰は余りなく、軽石流堆積物とみられるが、泥岩の偽礫などは含まれておらず、水中か陸上の堆積物かは明らかではない。

清水川上流の四沢層は、淡緑色—白色を示す粗粒—細粒のデイサイト質凝灰岩からなっている。層理はほとんどない。清水川の支沢西松倉沢の凝灰岩では、1-2mmの石英を少量含んでいる。

以上を総括すると、四沢層では、火山角礫岩・凝灰角礫岩及び溶岩などは、層厚の厚い浅虫東方と清水川中流付近に主に分布しており、また砂質凝灰岩は、層厚の薄い清水川上流に分布している。このことは、四沢層の火山岩類を供給した火山活動の中心が、層厚の厚い盆状構造の付近にあったことを示している。

四沢層に挟まれている流紋岩・デイサイト・安山岩などの溶岩について、その代表的なものについて次に述べる。

(1) 浅虫の南から久栗坂の北にかけて、斑晶の少ない、所によって無斑晶、白色の流紋岩の溶岩が分布している。この岩石は珪化あるいは粘土化作用を受けており、硫化鉄の微粒が鉱染している。鏡下で

は、斑晶は少量の石英と斜長石が含まれているか、全く含まれていない。斜長石はほとんど絹雲母に置き換えられている。石基は微晶質か隠微晶質を示し、流理構造はみられない。

(2) 大和山の北にデイサイトの溶岩が露出している。この岩石は帯緑灰色斑状の角閃石デイサイトである。鏡下では、斑晶は石英(1mm大)、斜長石(1mm以下)及び角閃石(1.5mm以下)よりなる。このうち角閃石はすべて緑泥石に置き換えられている。石基は隠微晶質である。二次鉱物として、緑泥石のほか一部の斜長石を置き換えて炭酸塩鉱物が認められる。

(3) 野内の東、山王部落の北に安山岩の溶岩が見られる。この岩石は緑色斑状の輝石安山岩である。鏡下では、斑晶は斜長石(1mm)・普通輝石(1mm以下)及び紫蘇輝石(1.2mm以下)からなっている。しかし紫蘇輝石はすべてサポナイトに置き換えられており、外形から判定したものである。石基は毛せん状組織を示しているが、有色鉱物はすべてサポナイトに置き換えられている。二次鉱物としてサポナイトのほか炭酸塩鉱物が認められる。

(4) 久栗坂川の北、小松山付近に緑色の安山岩溶岩が露出している。鏡下では、斑晶は斜長石と有色鉱物からなっている。斜長石は曹長石化しており、一部は炭酸塩鉱物に置き換えられている。有色鉱物はすべて緑泥石に置き換えられている。石基は間粒状組織を示しており、斜長石は曹長石に、また有色鉱物は緑泥石に置き換えられている。

四沢層の火砕岩類は、変質作用を受けており緑色・淡緑色・白色などを示し、粘土鉱物・沸石などができている。粘土鉱物の組合せによって分けると、緑泥石、緑泥石—絹雲母、緑泥石—モンモリロナイト、モンモリロナイト、モンモリロナイト—カオリン鉱物などがある。これらのうち、モンモリロナイト—カオリン鉱物は、野内の東方田頭山に分布している白色の凝灰岩で、いわゆる酸性白土と同じ見掛けをしている。沸石は平内町明神川の上流、増田から南に入る小沢に分布している緑色の凝灰岩のなかに、緑泥石—モンモリロナイトとともに、多量の濁沸石が認められた。

**化石** この地域の四沢層から化石はまだ見付かっていない。通商産業省(1972)は、南隣の金属広域調査地域内に分布する四沢層のなかに挟在する泥岩 Ym1 及び Ym2 から多数の有孔虫を含む微化石の産出を報告している。これによれば、Ym2 には浮遊性有孔虫 *Globigerina angustumbilicata* BOLLE, *Globoquadirina altisoira* (CUSHMAN and JARVIS), *Globorotalia* (*Turborotalia*) *praesctula* BLOW などを産し、四沢層の大部分は、秋田県男鹿地域の西黒沢層に、また上部の一部は同じく女川層に対比されている。

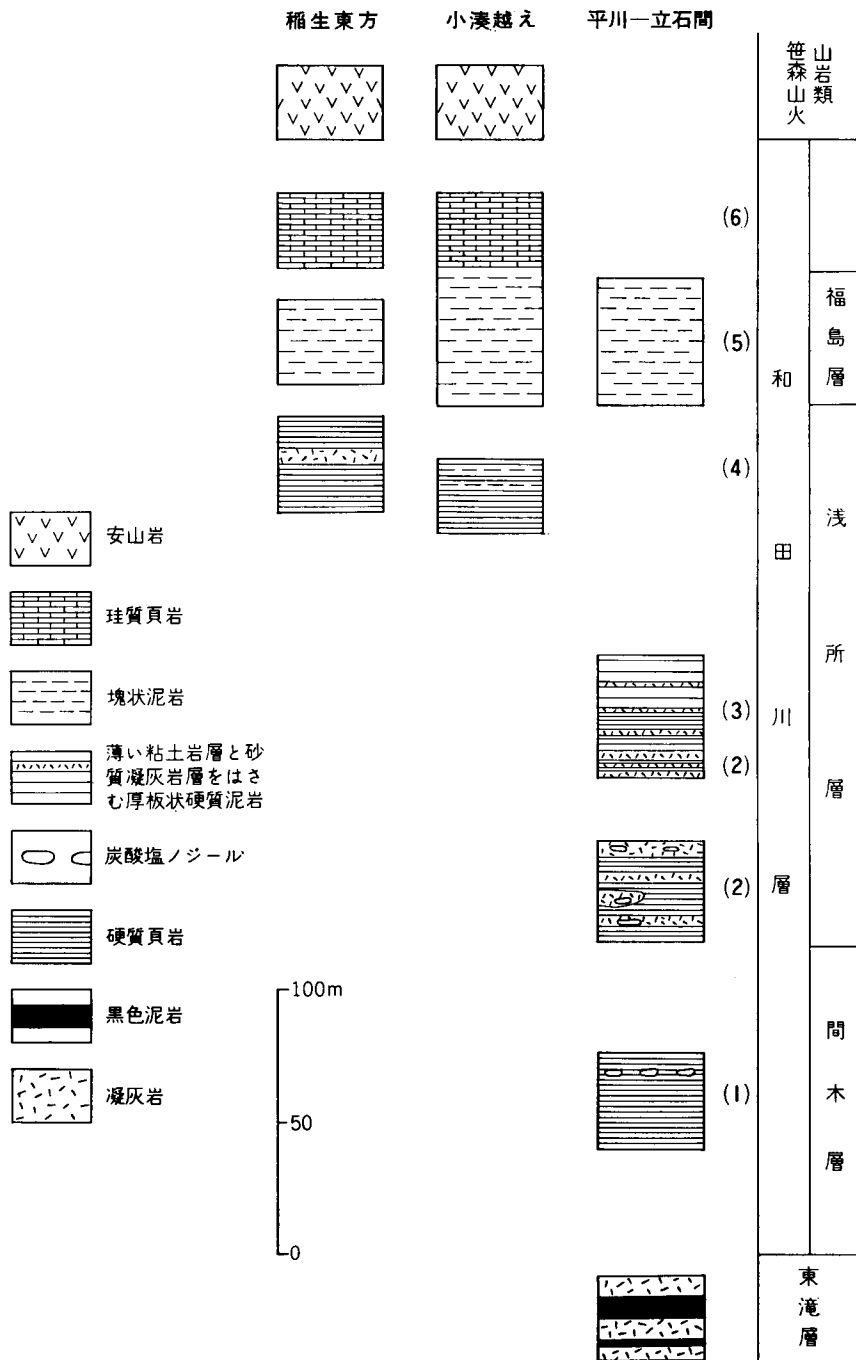
#### IV. 6 和 田 川 層

**命名** 岩井・鈴木(1957)。ただし、夏泊半島地域では、岩井・浅野(1948)<sup>1)</sup>による間木・浅所及び福島<sup>3</sup>層を併せたものに当たる。なお、北村ほか(1963)及び北村ほか(1972)は、間木層を和田川層に対比し、浅所、福島両層をこれより上位の道地層としている。

**模式地** 本地域の南東隣、「七戸」地域内の上北郡七戸町和田川中流、山館付近。

**層厚** 最大 420m。

1) 岩井淳一・浅野 清(1948) 青森県夏泊半島の地質。石油資源開発促進委員会報告(MS)。



第6図 和田川層の地質柱状図

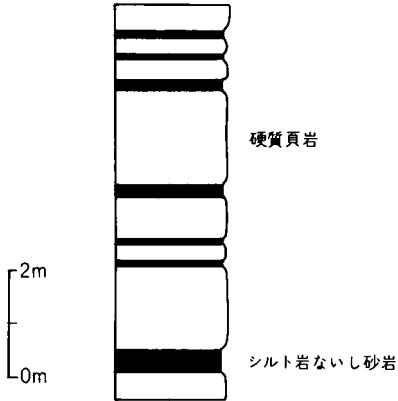
**岩相** 岩井・鈴木（1957）は、模式地付近の和田川層について、詳しい記載はしていない。北村ほか（1972）によれば、本層は黒色ないし暗灰褐色硬質頁岩と珪質頁岩よりなり、下部には流紋岩及び真珠岩質軽石凝灰岩を、中部にはデイサイトとそれに伴った火砕岩を挟在する。下位の四沢凝灰岩層（四沢層に同じ）を整合に覆い、一部はその上部と指交の関係にある。

本地域では和田川層の岩相が良く観察できるのは、夏泊半島東岸の平内町間木付近から浅所を経て福島に至る道路沿いの露頭である。ただしここでは本層の最上部は分布していないので、福島に近い福館

から北西に向かい、東田沢の野内畑に向う林道（小湊越林道）に沿う露頭と、夏泊半島西岸の稲生から野内畑付近に至る道路沿いの露頭を加え、地質柱状図にまとめたものが第6図である。

第6図に示したように、ここでは本層は下から、(1)硬質頁岩、(2)凝灰岩を挟む硬質頁岩、(3)凝灰岩と厚板状の硬質泥岩、(4)硬質—珪質頁岩及びこれらと軟質泥岩の互層、(5)塊状泥岩、(6)珪質頁岩の順に重なっている。

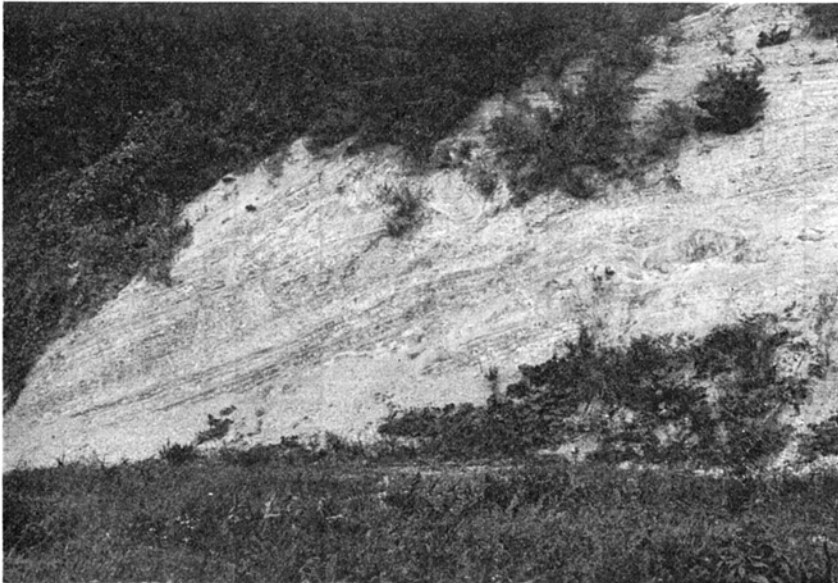
(1)の硬質頁岩層の1例として間木付近の露頭における頁岩層を第7図に示す。この硬質頁岩層は、厚さ20cmから90cmの硬質—珪質の頁岩と、厚さ5cmから20cmの凝灰質シルト岩が互層し、特徴のある板状の層理を示すものである(第8図)、硬質頁岩は灰色—暗灰色を示し極めて堅硬であり、風化すると灰褐色を示し、砕けて貝殻状破



第7図 和田川層下部の硬質頁岩の成層状態を示す例  
硬質頁岩の間に暗灰色のシルト岩ないし砂岩の薄層を挟み、特徴的な板状の層理を示す（第8図参照）



第8図 和田川層下部の板状硬質頁岩の露頭（平内町間木付近）



第9図 硬質頁岩と軽石凝灰岩の成層状況（平内町浅所付近）後者は膨縮が著しい

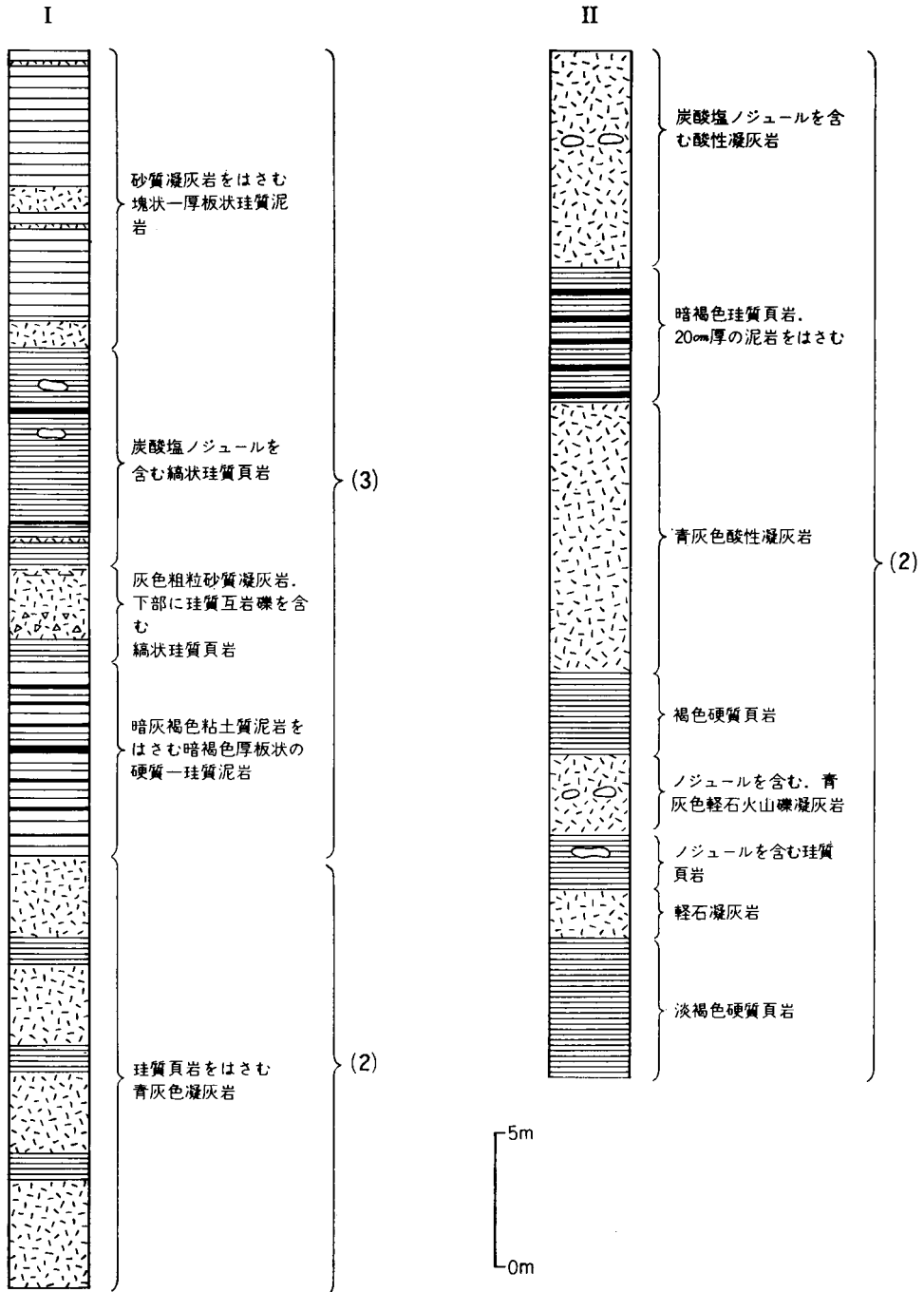
をもつ小岩片となる。また凝灰質シルト岩は灰褐色を示しやや軟質であり、風化面は黄色を呈する。

(2)―(3)は、主に浅所付近の大露頭（第9図）でみられ、これを縮尺を大きくして第10図にしめしている。(2)の硬質頁岩層は、(1)に似た厚さ20cmの褐色ないし淡褐色を示す珪質頁岩と、厚さ数mmの暗褐色を示すシルト岩ないし粘土岩の板状互層及び軽石凝灰岩からなっている。互層と凝灰岩のなかには炭酸塩団塊を沢山含み、これが特徴となっている。凝灰岩は層状を示すもののほか、レンズ状のもの、また層状に近いが上盤または下盤が不規則な形状を示すものなどがある。後2者は凝灰岩が堆積後、粘土化により可塑性を得て変形したものとみられる。これらは青灰色、粗粒で、粘土化が著しく、表面は風化により白色または褐色を示し脆弱となっている。これらは元来は酸性の軽石凝灰岩とみられる。

(3)は下から、厚さ70cmの褐色ないし淡褐色を示し硬質の泥岩と、厚さ15-20cmの暗褐色軟質のシルト岩からなる互層、褐色と暗褐色のしま状の断面を示す珪質泥岩、厚さ70cmの褐色硬質の泥岩と、厚さ10-15cmの暗褐色軟質のシルト岩の互層の順に重なり、この間に(2)と同じ凝灰岩層を数層挟んでいる。これらのうちしま状珪質泥岩層のなかに挟まれている凝灰岩は、下部に珪質頁岩の偽礫を含んでいる。これらはいずれも淘汰が不良であり、水中火砕流堆積物とみられる。

(4)は小湊越え林道の峠よりやや南東、道路沿いに露出している。ここでは下部はしま状の断面を示す珪質頁岩からなり、上部は後に述べる(5)の塊状泥岩に似た軟質の泥岩と珪質頁岩の互層（いわゆる硬軟互層）からなっている（第11図）。(5)は間木―福島間の道路沿いのうち、平川―福島間に発達し、また小湊越え林道の峠付近、稲生―野内畑林道などでも見られる。主に塊状無層理の泥岩からなり、凝灰岩の薄層を挟む。泥岩は暗灰色粘土質で、風化すると崩れ易い。凝灰岩は白色砂質で炭酸塩団塊を含む。

(6)は、小湊越え林道、稲生―野内畑林道などにおいて、(5)の塊状泥岩と笹森山火山岩類の安山岩との間に分布している。著しく珪質で、褐色と暗褐色のしま状の断面を示す葉理と、板状の層理が良く発達



第10図 平内町立石一平川間における和田川層の詳細地質柱状図 (第6図②・③参照)



第11図 和田川層の泥質岩互層状況を示すスケッチ（水ヶ沢山北東方小湊越林道）  
 黒色部：珪質頁岩，白色部：軟質泥岩，礫状部：崖錐

している。また暗灰色軟質のシルト岩を挟んでいるシルト岩は下から厚さ50cmの級化層理をもつやや粗粒の部分と、厚さ20cmのラミナの発達する部分からなる乱流堆積物とみられるもので、ラミナの発達する部分には、細かい炭質物を含んでいる。

これら各岩相のうち、(2)の厚い凝灰岩層は連続性があり、浅所から白砂付近まで追跡することが出来る。また(5)の塊状泥岩層は平川―福島間と小湊越林道峠付近の間はほぼ連続して分布している。しかしそのほかでは、個この露頭、例えば夏泊半島西部の稲生―野内畑林道や上北地域の明神川上流、増田部落東方の林道などに露出しているが、鍵層として追跡することは困難である。したがって地質図の上では、さきの凝灰岩層を除いては、(1)から(6)までを単一の岩相として示している。

前述の岩井・浅野（1948）は、(1)を間木層、(2)及び(3)を浅所層、(5)を福島層としている。しかし模式地の間木層(1)は、夏泊半島では弁慶内付近の半ドーム構造周辺だけに分布しており、その他の地域で間木層としている地層は、むしろ浅所層・福島層及びそれより上位の層準に相当する、主に(2)から(6)までに相当するものである。

和田川層の泥岩または頁岩と互層し、あるいは挟みとなっている凝灰岩は、いずれも変質している。二次鉱物は所によりやや異なり、モンモリロナイト―クリストバライト（中野付近）、モンモリロナイト―カオリン―石英（山口ゴルフ場）、カオリン（増田付近）、絹雲母―石英（倉出沢）などの組合せが認められる。また和田川層の泥岩にはしばしば炭酸塩ノジュールを含むが、これについては、WATANABE（1970）による詳しい研究がある。

**層位関係** 和田川層は、下位の四沢層と東滝層の上に整合に重なっている。

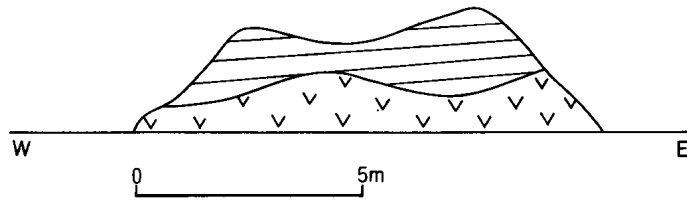
**化石** この地域の和田川層のうち前高森山西の泥岩より、*Gaudryina Yabei* ASANO、また高地山周辺の泥岩より *Gyclamina Crbicularis* BRADY、*Gaudrina Yabei* ASANO、*Haplophragmoides Trullissatam* (BRADY) などの砂質有孔生化石の産出が通商産業省（1976）により報告されている。

#### IV. 7 笹森山火山岩類

**命名** 新称、従来は単に安山岩、デイサイトと記載されていた。本火山岩類は、一部は和田川層の珪質頁岩のなかに岩床または岩脈として侵入し、大部分は珪質頁岩の上に直接重なる安山岩とデイサイトを総称した。

**模式地** 笹森山の西、稲生から浦田までの県道沿いの露頭。

**分布** 和田川層のなかに侵入岩床として挟まるか、あるいは整合的に重なって、和田川層の分布している地域全域に分布している。



第12図 和田川層の珪質頁岩のなかに進入する安山岩の岩床  
(下部のハッチ模様) (笹森山北方深沢付近)

**岩相** 笹森山の南西では、本火山岩類の安山岩の上に、茂浦安山岩類の安山岩が重なっている。前者は柱状節理の発達する塊状な溶岩であるが、後者は火山礫層岩類（ハイアロクラスタイト）と水冷破碎構造の発達する破片状の溶岩が互層状をなし、明らかに相違が認められる。

笹森山の南、浪打山に近い深沢部落付近に見られる和田川層上部の珪質頁岩のなかに進入している安山岩岩床の例を第12図に示す。この安山岩は暗黒色・斑状の岩石であり、上盤の珪質頁岩の更には、浪打山の大部分を構成し、深沢部落の北から向田部落まで海岸線に沿って露出している厚い同質の安山岩が重なっている。浪打山をはじめ笹森山・水沢山・大栗山など、和田川層の頁岩の上に直接重なっている安山岩とデイサイトには、先に述べた茂浦安山岩類の安山岩に認められる水冷自破碎構造は見られない。この様な相違は、前者は深沢部落付近の安山岩と同じ岩床であり、後者は直接か陸上から水中に流出した水中溶岩であることを示唆している。しかし岩床と明らかに分かる場合でも、上盤または下盤の頁岩などに進入時の熱の影響は全く見られない点から、これらはいずれも珪質頁岩の堆積は、未固結の表層に噴出したものと考えられる。

笹森山火山岩類の安山岩とデイサイトは、そのほとんどが幾分変質している。これらについて観察した結果について次に述べる。

(1) 波打山付近の安山岩は柱状節理の発達する暗灰色堅硬な石英含有角閃石普通輝石安山岩である。斑晶は、石英・斜長石・普通輝石・角閃石及び鉄鉱物からなる。石英は 40mm 程度で少量含まれている。斜長石は 4.0mm 以下で、核部に包有物を含むもの、累帯構造の発達するもの、清澄なものなどが認められる。普通輝石と角閃石はいずれも 0.3mm 程度の微斑晶が少量含まれており、前者の一部と後者の大部分は鉄サポイト様の粘土鉱物に置き換えられている。石基は少量の斜長石とその間隙を埋める珪酸鉱物、アルカリ長石などよりなる微晶質組織を示している。

(2) 稲生付近の安山岩は、黒色・斑状の普通輝石紫蘇輝石安山岩である(第13図)。斑晶は、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石からなっている。斜長石は2.0mmまでのものが多量に含まれている。普通輝石は1.0mmまで、量は少ない。紫蘇輝石は0.2mm程度の微斑晶が含まれているが、すべて淡緑色のモンモリロナイト様粘土鉱物に置き換えられており、外形から判断したものである。このほかに斜長石、輝石からなる集斑状集合が少量認められる。石基は斜長石と、その間隙を埋める単斜輝石、珪酸鉱物などよりなる充填状組織を示している。変質鉱物は前記のモンモリロナイト様の粘土鉱物のほか、絹雲母及び石英が認められる。

(3) 内童子の南西、倉出沢の中流に採石場がある、この付近に分布している安山岩は、柱状節理の発達した暗灰色の岩石である。採石場の露頭では、その上に和田川層の硬質頁岩が重なっているが、その





第13図 笹森火山岩類中の安山岩の岩脈とその節理（別当石と呼ばれている）（笹森山西方の稲生一浦田間の海岸）

境界は頁岩の層理と斜交しており，明らかに進入岩床である．しかし安山岩に接している頁岩には，脱色や固結など進入による熱の影響は全く見られず，未固結の頁岩中に進入したことを良く示している．

この岩石は鏡下で斑晶として 2.0mm 程度の斜長石とみられるものが含まれているが，方解石・絹雲母などに置き換えられている．石基は間粒状または填間状組織を示しているが，斜長石・有色鉱物などはすべて二次的に石英・曹長石・緑泥石・炭酸塩鉱物などに置き換えられている．また石英脈が多い．

(4) 浅虫の北西約 1 km にある湯ノ島を作る安山岩は，柱状節理の発達する灰色，多斑晶質の紫蘇輝石普通輝石安山岩である．湯ノ島はこの安山岩だけからなっており，和田川層との関係は分からないが，岩質から笹森山火山岩類に含めることとした．鏡下では，斑晶は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石及び鉄鉱物からなる．斜長石は 2.0mm 以下で多量である．普通輝石は 1.0mm 以下，紫蘇輝石は 1.0mm 以下，紫蘇輝石は 1.0mm 以下である．このほかに輝石とガラス（サポナイト様の粘土鉱物に変っている）の包有物を含む捕護結晶と，斜長石と輝石からなる径 1.0mm の集斑状集合を含む．石基は斜長石と単斜輝石の反応縁をもつ斜方輝石及び鉄鉱物からなる間粒状組織を示している．二次鉱物として前記のサポナイト様粘土鉱物が認められるのみで，比較的新鮮である．

(4) 平内町稲生の北、油目崎に分布しているデイサイトは主に塊状、一部に柱状節理が発達する、灰色ないし灰褐色、多斑晶質の角閃石デイサイトである。和田川層の頁岩との関係はよく分からないが、浅所侵入の餅盤状岩体とみられる。鏡下では、斑晶は石英・斜長石・角閃石及び鉄鉱物よりなっている。石英は 3.0mm 以下、斜長石は 5.0mm 以下、また角閃石は 4.0mm 以下で、角閃石の一部はサポナイト様の粘土鉱物に置き換えられている。石基は微晶質組織を示している。

(5) 夏泊半島の東岸、平内町東田沢と白砂の中間に当たる鼻繰崎に分布しているデイサイトは塊状で表面は風化により玉ねぎ状に割れやすい。新鮮なものは灰色の石基中に石英と斜長石の斑晶を多量に含む普通輝石角閃石デイサイトである。鏡下では、斑晶は石英・斜長石・角閃石及び普通輝石からなる。石英は 2.0mm 程度、斜長石は 3.0mm 程度、いずれも清澄である。角閃石は 3.0mm 程度、一部または全部がオパサイト化しており、またオパサイトに変っていない部分の多くは鉄サポナイト様の粘土鉱物に置き換えられている。石基は短冊形の斜長石と石英・アルカリ長石及び黒雲母からなる微晶質の部分とからなる塊間状組織を示している。

(6) 青森市浅虫の北、屋敷山と高森山を含む山稜を形成しているデイサイトは、一見和田川層の頁岩の上に重なるように見えるが、直接の関係を示す露頭はない。山口付近から南に遡る明神川から屋敷山と高森山の間に分かれる支沢の上流で見られる露頭では、塊状で、灰色ないし灰白色・多斑晶質の角閃石デイサイトである。この露頭のほかに、屋敷山の西側斜面などに同じ岩石のブロックが多数みられる。

以上に述べたごとく、本岩類の安山岩とデイサイトは、斑晶の鉄苦土鉱物などが粘土化している。これとは別に夏泊半島の西岸及び平内町蒲田地域では、上位の茂浦安山岩類にまたがり、広く緑色化及び白色化変質帯が分布し、2, 3 の鉱床が認められる。これらについては次項の茂浦安山岩類において述べる。

#### IV. 8 茂浦安山岩類

**命名** 新称、北村ほか (1972) による茂浦火山角礫岩層にほぼ同じ。

**模式地** 平内町茂浦付近から茂浦半島の東端まで海岸沿いの路線。

**分布** 夏泊半島の西、茂浦から観音崎に至る県道より西の突出した部分（茂浦半島と称されており、以下このように呼ぶ）にやや広く分布しているほか、この地域の南西、青森市久栗坂の川上神社付近と野内の北にいずれも小範囲に露出している。

**層厚** 750m以上。

**岩相** 本安山岩類は、主に安山岩の火砕岩類からなっており、観音崎と前記県道付近では安山岩の溶岩を、半島の西端ではデイサイトの火砕岩を、また茂浦の西では珪藻質泥岩と珪質頁岩の互層をそれぞれ挟んでおり、これらは多数の安山岩の岩脈によって貫かれている。岩脈は、溶岩と同質であり、本安山岩類のなかに含めて記載する。

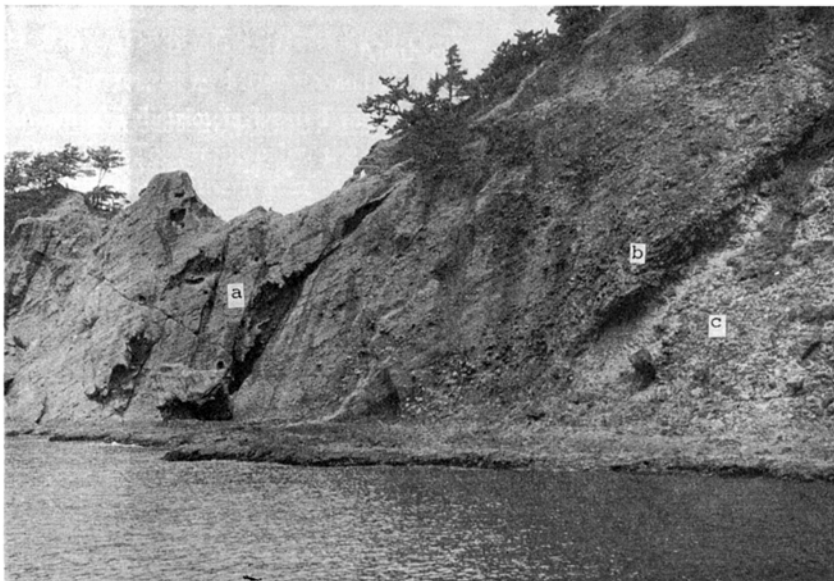
本安山岩類の大部分を構成している安山岩の火砕岩は、厚さ数mないし10数mの淘汰の悪い火山角礫岩ないし凝灰角礫岩と、厚さ数mの火山礫凝灰岩ないし砂質凝灰岩と砂質凝灰岩の互層あるいは単なる

砂質凝灰岩が繰り返えて厚く堆積している。これらは前者の上に後者が重なり一単位をなし、四沢層の水中火砕流堆積物と似た特徴を示している。

火山角礫岩ないし凝灰角礫岩は黄褐色、凝灰質の基質中に黒色の安山岩塊ないし角礫を多量に含むもので、所によりそのほかに少量のデイサイト礫を少量含むことがある。角礫はその周辺に割れ目の発達するもの、元来一つの礫であったとみられる、数個または10数個の破片の密集したものなどがあり、いずれも水中溶岩の一種であるハイアロクラスタイトの特徴を良く示している。これらの礫には、表面の一部が円味を帯びたものがあり、水冷破碎の前には、玄武岩の枕状角礫岩—溶岩と同じように、多少円味を帯びたものであったとみられる。デイサイト礫は、半島西端のデイサイト凝灰角礫岩の直上の安山岩凝灰角礫岩のなかにも見られるが、これはハイアロクラスタイトが水中を流動し、下位の岩石を取込んだことを示している。

上部の互層、あるいは砂質凝灰岩は、礫と基質は下部のハイアロクラスタイトと全く変りがない。野内北方では、砂質凝灰岩のなかに斜層理が見られる。これらはハイアロクラスタイトが何らかの原因で水中火砕流として繰り返えて再堆積したものとみられ、斜層理は、浅海性の堆積環境を示している。

デイサイトのハイアロクラスタイトと安山岩のハイアロクラスタイトの関係を第14図に示す。ここでは下位のデイサイトハイアロクラスタイトの浸食面の上に安山岩のハイアロクラスタイトが直接重なっている様に見える。これは粘性が高く、多少起伏を持ったデイサイトのハイアロクラスタイトの上に、安山岩のハイアロクラスタイトが流動し堆積したことを示すものであろう。デイサイトのハイアロクラスタイトは帯黄褐色の基質中に安山岩の場合よりやや小型で円味を帯びた礫が多量に含まれている。礫の周縁には急冷周縁相を伴うことが多く(第15図)、周縁相は基質と同じ帯黄灰色を示している。鏡下の観察では、急冷周縁相には粘土鉱物とみられる微細な結晶が認められる。これらは高温の火山ガラスが



第14図 茂浦安山岩類のデイサイトハイアロクラスタイト(c)に対して、安山岩ハイアロクラスタイト(b)と凝灰岩・火山礫凝灰岩互層(a)とがアバットしている(茂浦半島西端)



第15図 茂浦安山岩類のデイサイトハイアロクラスタイト中の礫に見られる急冷周縁相（茂浦半島西端）



第16図 茂浦安山岩類の水中自破碎溶岩の産状（観音岬南）

海水と反応して生じたものとみられる。ハイアロクラスタイトの基質は、安山岩とデイサイトのいずれも黄色がかった色調を示しているが、これらも高温の火山ガラスが急冷に伴い細かく破碎され、海水との反応により粘土鉱物が生じたためであろう。

安山岩の溶岩は、観音崎の南の海岸で観察できる（第16図）。この溶岩はいわゆる水冷自破碎溶岩で、塊状の溶岩から水冷による割目が発達し角礫化した部分を経てハイアロクラスタイトに移化する様子がよく分かる。

この安山岩溶岩は、黒色、斑状の紫蘇輝石普通輝石安山岩である。鏡下では、斑晶は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石及び紫蘇輝石よりなる。斜長石は 1.0mm 以下、普通輝石は 1.0mm、紫蘇輝石は 1.0mm、普通輝石と紫蘇輝石の併行連晶をなすものがみられる。なお斜長石のなかに、径 2.0mm の、核部が虫食状にガラスに置き換えられている捕獲結晶とみられるものが少量含まれている。また斑晶鉱物と同じ、集斑状集合が含まれている。石基は填間状組織を示し、微細な斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱物及び少量のガラスなどよりなる。単斜輝石と斜方輝石との間に反応関係はみられない。安山岩ハイアロクラスタイト中の礫もほぼ同じであり、ただ石基の鉱物は更に微細であり、ガラスの量が多くなる。

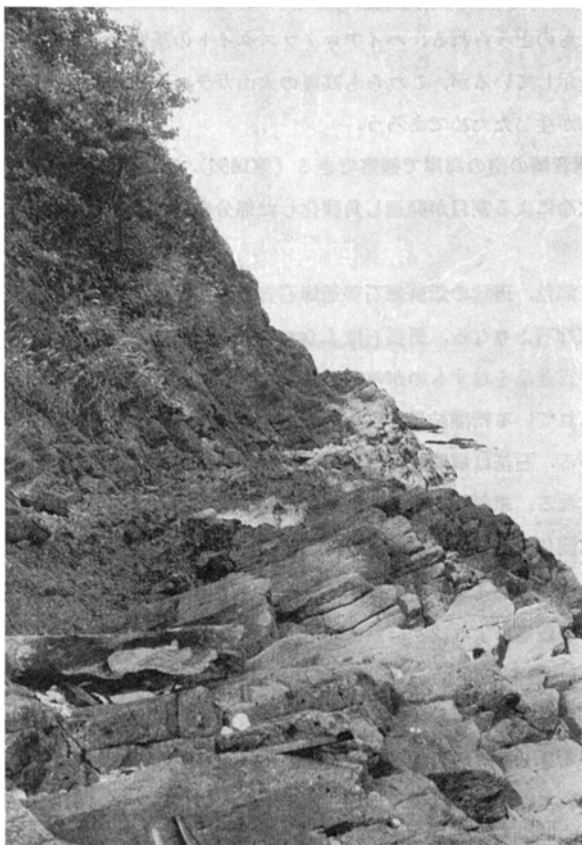
茂浦半島西端のデイサイトハイアロクラスタイト中の礫は、灰色・斑状の角閃石紫蘇輝石普通輝石デイサイトである。鏡下の観察によれば、斑晶は、石英・斜長石・普通輝石・紫蘇輝石及び角閃石よりなる。石英は5.0mm、半自形のもが少量（薄片中に 2-3 個程度）含まれている、普通輝石と紫蘇輝石はいずれも 0.3mm 大か、それ以下である。角閃石は 0.2mm 大のもが少量含まれている。そのほかに、虫食状にガラスを包有する 3.0mm 大の斜長石の補護結晶と、5.0mm 大のおもに斜長石からなる集斑状集合が、いずれも少量含まれている。石基は填間状組織を示し、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱物及びガラスからなっている。

夏泊半島の西海岸、浦田付近から観音崎を経てその南西までと、その東の標高 240.1m の三角点を含む笹森山（盛田の北西にも同名の山がある）にかけて、笹森山火山岩類の安山岩と、本安山岩類の安山岩溶岩にまたがってやや広く変質帯が認められる。この変質帯では、安山岩は緑色化と粘土化の両作用を受けており、方鉛鉱、閃亜鉛鉱、黄鉄鉱などを含む鉱脈が認められる。

この付近の変質帯を詳しく調べた宮本・大口（1971）は、馬屋尻から東に向かう沢沿いの路線において、西から東に向かい次の 5 帯に分帯している。すなわち、1. 緑泥石帯：有色鉱物の一部を緑泥石が交代。2. 黄鉄鉱帯：多量に黄鉄鉱が生成し、斜長石が溶失している。3. パーミキュライト帯：緑泥石・中性長石を伴う。4. 絹雲母帯：緑泥石・曹長石・方解石を伴う。5. ワイラケ沸石・含 Mn 単斜ゾイサイト帯：曹長石・緑泥石・緑れん石を伴う、の各帯であり、変質に伴って形成された石英は各帯に伴う、とされている。

本火山岩類に挟まれている珪藻質泥岩（第17図）は灰色、層状の岩石で、表面は風化により脱色し、淡黄色を示している。泥岩のなかに挟まれている珪質頁岩は、褐色ないし黒色、堅硬の岩石で、破面はガラス様の光沢がある。珪藻質泥岩中には多量の珪藻遺骸が認められる。

安山岩岩脈は、茂浦半島の西西部に多い。珪質頁岩を挟む珪藻質泥岩を貫く安山岩岩脈を第18図に示す。ここでは岩脈が珪質頁岩がまだ未固結の状態の時に貫入し、珪質頁岩の一部は壁に沿って移動したことを示している。すなわち、珪質頁岩を挟む珪藻質泥岩の堆積と岩脈の貫入は、余り時間的間隙が無



第17図 茂浦安山岩類の珪藻質泥岩の成層状況（茂浦西方の水産増殖センター南西）



第18図 茂浦安山岩類の珪藻質泥岩（白色の部分）と珪質頁岩（黒色の部分）を貫く安山岩の岩脈（中央部）（水産増殖センター南東）

かったことを示している。茂浦半島の多数の岩脈は、ハイアロクラスタイトが噴出した時の火道を示すものとみられる。この岩脈では、巾約 5 cm の周縁急冷相が認められ、岩質は黒色、斑状の紫蘇輝石普通輝石安山岩で、鏡下では、孔隙に沿って軽微な粘土化が認められる。

このほかに、茂浦安山岩類の火砕岩を貫く安山岩として、青森市野内付近に分布している小ドーム状の数岩体がある。この安山岩は野内石のなしいしと呼ばれ、石材として利用されている。これらはいずれも灰色、斑状の紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

第 1 表 浅虫地域における新第三系の対比表

珪藻 (DIATOMS)			
<i>Actinocyclus</i>	<i>curvatus</i>	JAN.	R
A.	<i>ingens</i>	RATT.	A
<i>Actinoptychus</i>	<i>undulatus</i>	(BAIL) RALFS	C
<i>Asteromphalus</i>	sp.		R
<i>Cocconeis</i>	<i>costata</i>	GREG.	R
<i>Coscinodiscus</i>	<i>endoi</i>	KANAYA	F
C.	<i>lineatus</i>	EHR.	R
C.	<i>marginatus</i>	EHR.	R
C.	<i>radiatus</i>	EHR.	F
C.	<i>stellaris</i>	ROP.	R
C.	<i>vetustissimus</i>	PANT.	R
C.	<i>yabei</i>	KANAYA.	C
<i>Denticulopsis</i>	<i>hustedtii</i>	SIM. et KAN.	A
<i>Grammatophora</i>	sp.		R
<i>Hemiaulus</i>	<i>polymorphus</i>	GRÜN.	R
<i>Melosira</i>	<i>clavigera</i>	GRÜN.	R
<i>Nitzschia</i>	spp.		R
<i>Stephanopyxis</i>	<i>turris</i>	(GREV. et ARN.) RALFS	R
<i>Thalassionema</i>	<i>nitzschoides</i>	GRÜN.	F
<i>Thalassiosira</i>	sp.		R
<i>Triceratium</i>	sp.		R
珪質鞭毛藻 (SILICOFLAGELLATES)			
<i>Cannopilus</i>	<i>hemisphaericus</i>	(EHR.) HACK.	R
<i>Distephanus</i>	<i>crux</i>	(EHR.) HACK.	C
D.	<i>longispinus</i>	(SCH.) BUKRY et FOST	F
D.	<i>speculum</i>	(EHR.) HACK.	C
	var. <i>cannopiloides</i>	(PROSH.) GLESER.	R
	var. <i>octanarius</i>	(EHR.) JORG.	R
	var. <i>pentagonus</i>	LEMM.	R
	var. <i>septenarius</i>	(EHR.) JORG.	R
<i>Mesocena</i>	<i>hexagona</i>	HACK.	R
<i>Macrora</i>	<i>stella</i>	(AZP.) HANNA.	A

A : abundant

C : Common

F : few

R : rare

**層位関係** 本安山岩類は和田川層の頁岩と笹森山火山岩類の安山岩の上に整合に重なっている。

**化石** 本安山岩類のなかに挟まれている珪藻質泥岩から第2表に示されるような珪藻及び珪質鞭毛藻化石を産出した。同定した沢村孝之助氏によれば、これらは寒冷外洋水の影響の大きい群集組成を示しており、秋田県男鹿地方の女川層上部に対比できる。

## V. 第四系

### V. 1 段丘堆積物

この地域には、盛田川の南と夏泊半島の東岸に、標高25mから30mの高さに中位段丘面(第19図)、また盛田川など各河川沿いと海岸に近い沖積面より5-6mの高さに低位段丘面がそれぞれ発達する。いずれもその上には2-3mの火山灰層か、崖錐堆積物が重なり、面はその下に隠れている。しかし火山灰と小規模の崖錐堆積物は、地質図では省略し、段丘堆積物がそのまま地表に露出している様に示している。

中位段丘堆積物は、厚さ10m以上であり、主に礫・砂及び粘土の各層からなる。盛田川の南では、礫混じり粘土層のなかに10cm程度の亜炭層を挟み、また東滝から立石では、黒色の砂鉄層を数層挟んでいる。後者はかつて稼行されたことがある。礫層中の礫は、珪質頁岩・安山岩などの指頭大の礫からなっている。また低位段丘礫層は厚さ5m以上で、主に砂及び礫層からなる。

本地域の南東、三本木台地の段丘群と火山灰などとの関係については中川(1972)による研究がある。これによれば、三本木台地では、高位より柴山段丘・折茂段丘・大和段丘及び六戸段丘に区分され



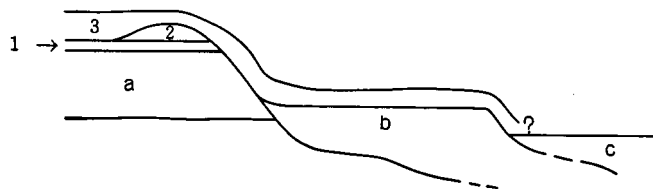
第19図 中位段丘礫層とこれを覆う火山灰層(平内町小湊西方愛宕付近)



ている。浅虫地域の中位段丘は、折茂段丘に、また低位段丘は六戸段丘に、ほぼ相当するものと考えられる。

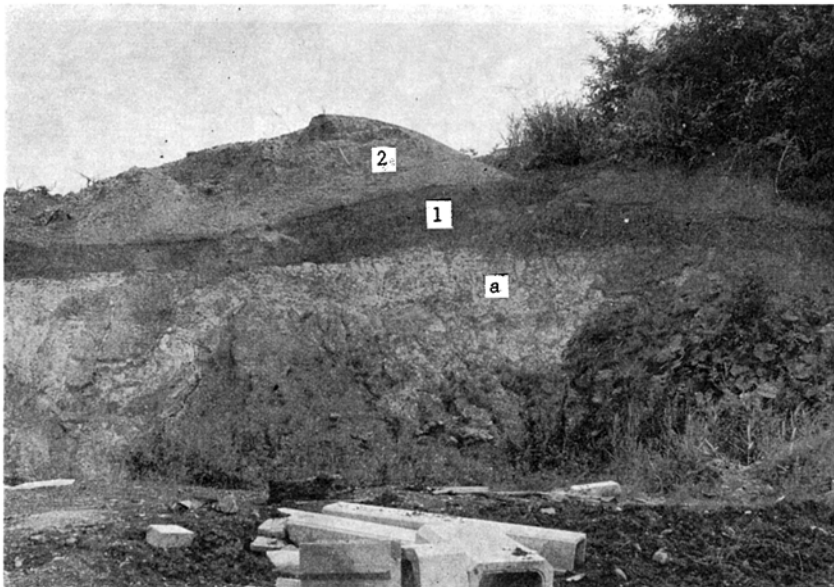
## V. 2 軽石流堆積物及び火山灰層

清水川の上流大和山付近では、この付近の新第三系の地形的凹所を埋めて軽石流堆積物が分布している。また盛田川の南、平内町藤沢付近では、下位から中位段丘堆積物、火山灰層、軽石流堆積物、火山灰層の順に重なっている。また平内町小湊では低位段丘の上に重なる火山灰層が認められる。ただし火山灰層は地質図には示していない。これらの関係の模式断面を第20図に示す。



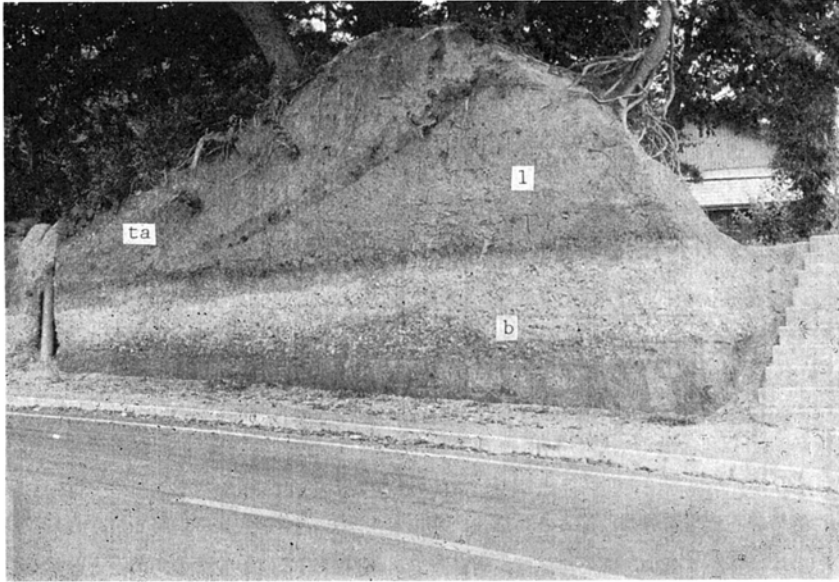
第20図 盛田川南の段丘堆積物と軽石流堆積物及び火山灰層との関係を示す模式断面図  
1. 下位の火山灰層, 2. 軽石流堆積物, 3. 上位の火山灰層  
a. 中位段丘堆積物, b. 低位段丘堆積物, c. 沖積層

大和山付近の軽石流堆積物は、厚さ 5 m 以上、灰白色を示し、指頭大までの軽石片からなり淘汰は全くなく、固結度は極めて低い。軽石中には、普通輝石・紫蘇輝石のほか少量の角閃石と鉄鉱を含む。岩質と分布からみて十和田火山の八戸軽石流堆積物（中川，1972）であろう。



第21図 中位段丘堆積物(a)、火山灰層(1)及び軽石流堆積物(2)の累積状況を示す露頭写真  
(盛田川沿い藤沢付近) 数字及び記号は第20図と同じ

軽石流堆積物より下位の火山灰層と軽石流堆積物は、藤沢の造成地切りでみられる(第21図)。この火山灰層は、ここでは層厚は2mで、褐色・砂質の火山灰からなっている。また軽石流堆積物は層厚約5m以上で、白色～淡灰色、主に指頭大かそれ以下の軽石と、少量の珪質頁岩の破片を含んでいる。淘汰はほとんどなく、固結度は低い。岩質からみて大和山付近と同じ八戸軽石流堆積物とみられる。



第22図 低位段丘堆積物(b)、火山灰層(1)及び崖錐堆積物(ta)の産状を示す露頭写真  
(平内町小湊, 国鉄東北本線小湊駅前)



第23図 火山灰層(左側)と軽石流堆積物(右側)のなかに発達する断層(盛田川沿い藤沢付近)

軽石流堆積物より上位の火山灰層は、藤沢付近で直接軽石流堆積物を被覆するほか、平内町長橋の南、小湊の南、小湊駅付近などでよく見られる(第22図)。この火山灰層は、全層厚は2 m 以上である。大部分は赤褐色、細粒のローム質火山灰からなり、基底から約0.2mか、あるいは基底に、厚さ0.3-0.5 m の黄褐色を示す軽石質火山灰層を挟む。

中川(1972)によれば、本地域の西方、青森市近郊の三内壺園付近では、新第三系の鶴ヶ坂層の上に、下から三内火山灰・八戸火山灰(八戸軽石流の降下火山灰)・女鹿沢火山灰の順に重なっている。この地域の軽石流堆積物を挟んで下位の火山灰層は三内火山灰層に、軽石流堆積物は八戸火山灰に、また上位の火山灰は女鹿沢火山灰に、それぞれ相当するものとみられる。中川(1972)は、三内、女鹿沢の両火山灰は、大部分は西方の岩木火山の噴出物と考えている。ただし上位の火山灰のなかに挟まれている軽石質火山灰層は、あるいは八甲田火山起源のものかもしれない。

八戸軽石流は、大池(1963, 1964)によるC-14年代測定結果によれば、12,700±260 B. P. とされている。

なお、前記藤沢付近には、第23図に示されるように軽石流堆積物とその上位の火山灰層を載る断層が認められる。

この断層は軽石流堆積物の年代からみて、極めて新しい活断層であるが、この付近は、調査当時宅地などの造成工事が進んでおり、地形からこれを追跡することはできなかった。断層の走向はほぼ東西で北落ちであるが、落差は分からない。

### V. 3 崖錐堆積物

崖錐堆積物は、主にこの地域の南南西、東岳とその北西の出頭山周辺に分布している。岩塊、礫は主に新第三系の安山岩からなっている。

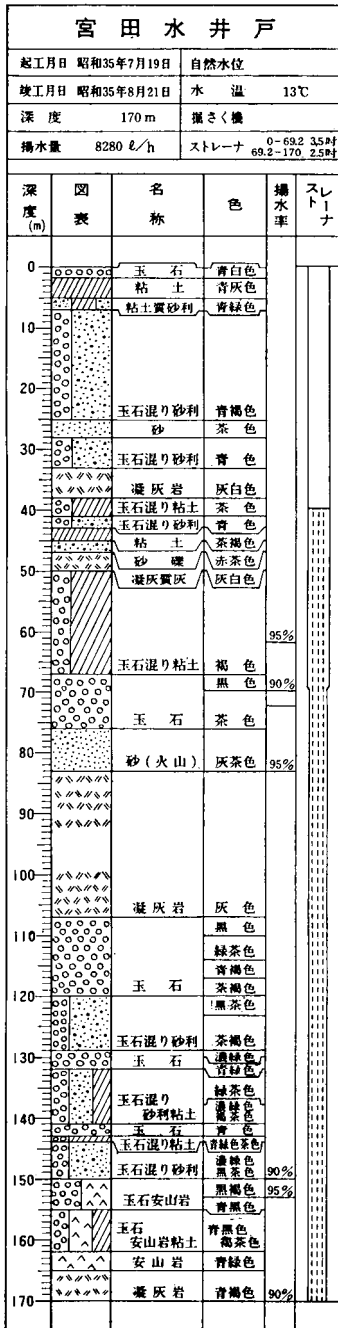
### V. 4 沖積層

沖積層は、この地域の南南西、青森市の野内付近(青森平野の北東)と、盛田川をはじめ各河川に沿って分布しており、主に砂礫層よりなる。野内の南東、宮田付近では、平野の下に砂礫層が厚いが、ここでは更新世の地層と火山岩が含まれている。

### V. 5 青森平野の地下地質

青森市野内の東、宮田付近に深度170mの水井戸がある。青森市水道部(1963)によれば(第24図)、深度162mまでは凝灰岩を挟む軟弱な砂ないし礫層であり、以下深度170mまでは青緑色の安山岩と凝灰岩からなっている。この安山岩と凝灰岩は、この東に分布している金ヶ沢層の安山岩溶岩及び火砕岩と同じとみられる。

深度83-107mに灰色の凝灰岩が分布している。この凝灰岩は、これより西南西及び南西の青森平野の



第24図 青森市北東端宮田付近の水  
井戸柱状図(青森市水道部,  
1963から引用)

地下に広く分布しており、青森平野の地下地質を知る上でよい鍵層となっている。この凝灰岩層は、八甲田北麓に近い幸畑付近のボーリング(幸畑水井戸—第2号)において深度 13-60m に分布する凝灰岩層と同じであり、幸畑付近より南に広く分布している八甲田溶結凝灰岩と同じとされている。

八甲田溶結凝灰岩は、西村ほか(1977)によれば、そのフィッシュン・トラック年代は 2.0, 2.1 Ma. であり、さきの凝灰岩を挟むルーズな砂礫層は、これよりやや前期、すなわち鮮新世末期から完新世までの堆積物とみられる。これらは金ヶ沢層と茂浦安山岩類からなる凹凸に富む基盤に対して、これを埋めるようにほぼ水平に堆積しているものである。

## VI. 応用地質

### VI. 1 砂鉄

#### 小湊鉱山

**位置** 平内町間木より立石までの海岸近くに位置している。海岸線に沿って県道が通じ、バスが運行している。

**地質** この海岸線に沿う地域には、三疊紀—ジュラ紀の立石層、これを不整合に覆う新第三紀の弁慶内層、東滝層、和田川層などと、第四紀の段丘堆積物と沖積層が分布している。砂鉄層は主に段丘堆積物のなかに胚胎している。

**鉱床** 小湊鉱山の砂鉄鉱床については竹内ほか(1955)により、詳しく報告されている。

砂鉄層が胚胎している段丘堆積物は、表面を崖錐堆積物(崩土)によって覆われているため露頭は少ないが、層厚は 20-25 m と推定され、そのなかに 2 m かそれ以下の砂鉄層が数層ありボーリングによって確認されている。

鉱石は表面及び割目が褐鉄鉱化し褐色をなすもの、ほとんど黒色をなすもの、砂または礫層と縞状をなすもの、砂礫を混ぜるものなどがあり、一様ではない。鉱石中の鉄鉱物は大部分磁鉄鉱からなり、磁鉄鉱はしばしば赤鉄鉱、チタン鉄鉱の格子を有している。チタン含有量は比較的多く、Fe 55-56%に対し Ti 13-18%に達するとされている。鉱量は竹内ほか(1955)によれば 155,000t (比重 2.5) が推定されている。

本鉱山は、1953年（昭和28年）、四津庄三郎により操業に着手、クロケット磁選機により選鉱、出稼されたが、現在は稼行されていない。

## VI. 2 石 灰 石

石灰石は、東岳付近に分布する基盤岩類の東岳層と、東海岸弁慶内付近に分布する同じく立石層のなかに胚胎している。東岳層中の石灰石は野内採石所とその南の東栄鉱山（スカルン型の銅鉱床）付近において稼行されたが、後者は本図幅地域外である。

### 東岳地区野内採石所

**位置** 青森市野内の東南東約5km、東岳の南西斜面に位置する。野内の南東、馬屋尻まで青森市街地よりバスが通じており、ここより徒歩約4kmで山元まで達する。

**地質** この付近は、東岳層のチャート・粘板岩・石灰岩及び塩基性火山岩と、これらの中に進入する花崗閃緑岩、及びこれらを覆う金ヶ沢層の変質した安山岩溶岩と火砕岩からなっている。東岳層の岩石は、花崗閃緑岩による熱変成作用の結果、石灰岩は結晶化しており、塩基性火山岩はホルンフェルスに変わっている。東岳層の走向は、北30°西、約50°東に傾斜している（第25図）。

**鉱床** 本採石場の鉱床については、竹内ほか（1954）により詳しく報告されている。これによると鉱床である石灰岩は、上盤は粘板岩、下盤は花崗岩に接している。石灰岩中にはチャート・粘板岩などを挟有し、一部はスカルン化し、かつて銅鉱床として採掘されたことがある。

石灰石は部分的に MgO を 2-3% 含み、品位は中程度、鉱量は野内採石所（本図幅地域外を含む）の岩体で、9,154,000t とされている。

本採石所は1914年（大正3年）、同和鉱業株式会社により設置され、小坂鉱山（秋田県鹿角郡小坂町）へ鉱石を送っていたが、現在は休止しており、索道は撤去されている。

### 小湊地区

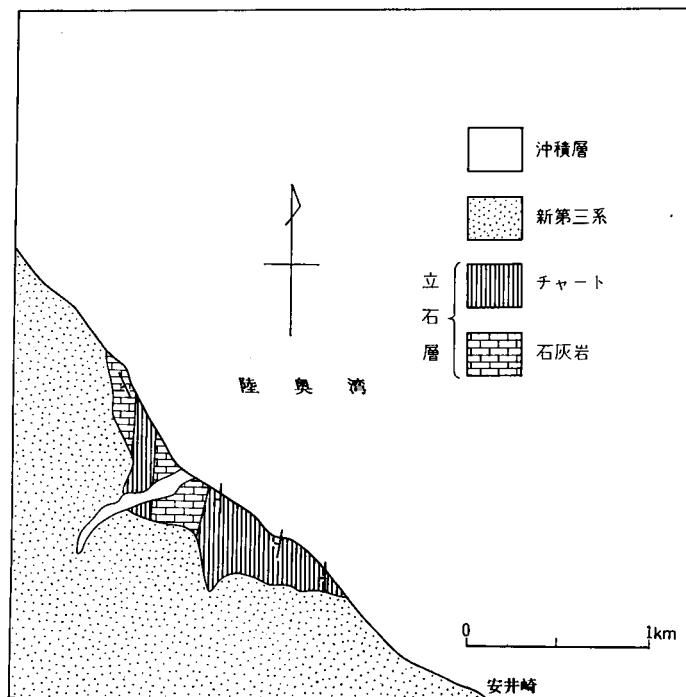
**位置** 平内町小湊の北約5km、夏泊半島東岸の弁慶内<sup>べんけい内</sup>（せつけない或はせつけねいとも呼ばれている）に位置する。東北本線小湊駅から7.5km、バスの便がある。

**地質** この付近には、三疊紀—ジュラ紀の石灰岩とチャートからなる立石層と、これを不整合に覆う新第三記中新世の弁慶内層が分布している（第25図）。

**鉱床** 稼行の対象となる石灰岩は、小規模のレンズ状岩体が数層見つかっている。いずれもチャートと粘板岩の薄層を挟有し、時には角礫状を示している。岩質は堅硬、緻密、無層理、灰白色を示し、一般に結晶質であるが、化石を保存していることもある（立石層の項参照）。

鉱石は一般に CaO は53%以下であり、時に多量の SiO<sub>2</sub> を含み、品位は中程度以下、鉱量は、主な千岩体を併せて556,000t が算定されている。

これらは1915年（大正4年）田中鉱業株式会社によって採掘が行われ、鉱石は安部城鉱山（青森県下北郡川内町）に送られたが、1921年に中止した。



第25図 平内町立石付近の石灰石鉱床 (竹内ほか, 1945を修正して引用)

第4表 主な採石場と生産量

No.	砕石場名	会社名	プラント 処理能力	年間 生産量〔t〕	岩質
1	旭砕石俵	旭砕石俵	250	270,000	安山岩
2	俵徳差組	俵徳差組	250	380,600	安山岩
3	北日本石材工業俵 浦島砕石所	北日本石材工業俵	250	273,200	安山岩
4	蛎崎採石俵	蛎崎採石俵	—	150,000	安山岩
5	志田石材工業俵 久栗坂砕石場	志田石材工業俵	150	198,600	安山岩
6	佐藤砕石興業俵 久栗坂砕石場	佐藤砕石興業俵	50	25,100	安山岩
7	大陽興産俵 久栗坂工場	大陽興産俵	200	2,700	安山岩
8	大一砕石俵 大矢田工場	大一砕石俵	450	112,900	安山岩
9	大同砕石興業俵 引越工場	大同砕石興業俵	270	624,000	安山岩
10	越友産業俵 田茂木工場	越友産業俵	700	455,100	安山岩
11	越友産業俵 野内工場	〃	—	113,300	安山岩

### VI. 3 石 材

本図幅地域には採石場が多い。大部分は笹森山火山岩類と茂浦安山岩類を貫ぬく安山岩（野内石）を採取しているものである。このなかでおもな採石場と1975年（昭和50年）現在における生産量などを第4表に示した。

### VI. 4 温 泉

#### 浅虫温泉

浅虫温泉は、青森市浅虫にあり、青森湾に臨み景色が良く、また交通が便利であり、この地方でも随一の温泉である。

本温泉は浅虫川に沿う沖積層から湧出している。周囲の丘陵は四沢層の変質した凝灰岩類と、鼻繰崎付近に分布している無斑晶質のデイサイト溶岩からなっている。浅虫川の流域には、沖積層の下に伏在断層が推定されており、泉源は海岸線から上流に向かってこの断層に沿って分布している。

源泉は約200箇所あるが、そのうちには現在使用されていないものがある。深度10m前後で自然湧出する。

泉温は、60°-70°Cであり、強アルカリ性の含石膏硫酸泉で、PHは約9.0である、

## 文 献

- 青森市水道部（1963） 青森市管内さく井地質柱状図。青森市，27p.
- HATAI K. M. and NAKAMURA M. (1940) Remarks on the Geology of Aomori Prefecture, Northeast Honshu, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geog.*, vol. 17, p. 163-175.
- 半沢正四郎（1954） 日本地方地質誌，東北地方。朝倉書店，344p.
- 岩井淳一・鈴木養身（1957） 青森県油田調査報告書，東津軽郡東部及び上北郡北西部地区。青森県，p.6-11.
- 神保 恵（1931） 青森県夏泊半島付近調査報文。東北大学地質古生物学教室卒業論文（MS）。
- 北村 信・中川久夫・岩井武彦（1963） 20万分の1 青森県地質図および説明書。青森県，p.92.
- ・岩井武彦・多田之彦（1972） 20万分の1 青森県地質図および青森県の地質—第一部。青森県の新第三系。青森県，p.5-70.
- 宮本康男・大口健忘（1971） 青森県夏泊半島におけるワイラケ沸石の産状。秋田大地下資源研報，no.40, p.35-41.
- MURATA, M. and NAGAI, T. (1971) Discovery of conodonts from Sekkenai, Hiranai-chō, Higashi-Tsugaru-gun, Aomori Prefecture. 岩井淳一教授退官記念論文集，p. 709-717.
- 中川久夫（1972） 青森県の地質，第二部，青森県の第四系。青森県，p. 171-120.
- 野田勢次郎（1954） 20万分の1地質図幅「青森」。地質調査所。

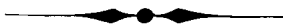
- 西村 進・佐藤博之・山田敬一 (1977) 八甲田溶結凝灰岩のフィッション・トラック年代——日本の地熱活動に関連する火成岩のフィッション・トラック年代(2)——. 地調月報, vol. 28, p. 593-595.
- 大池昭二 (1963) 八戸浮石の絶対年代. 青森地学, no.8, p.1-31.
- (1964) 八戸浮石の絶対年代——日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代Ⅲ——. 地球科学, no. 70, p. 38-39.
- 竹内常彦・南部松夫・鈴木 勝・岡田広吉 (1954) 青森県地区の石灰石鉱床 (東岳地区). 東北の石灰石資源, p.33-40.
- ・ ——— ・ 岡田広吉 (1955) 青森県小湊鉱山砂鉄鉱床調査. 未利鉄資源, no. 1, p. 114-118.
- 通商産業省 (1976) 昭和50年度広域調査報告書「八甲田地域」付5万分の1地質図, 通商産業省, 88p.
- 対馬坤六・上村不二雄・斉藤正次・杉山友紀・小川健三 (1961) 20万分の1地質図幅「青森」, 地質調査所.
- WATANABE, M (1970) Carbonate concretions in the Neogene Tertiary System, Northeast Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, 3 Ser. (Miner., Petrol. & Econ. Geol.), vol. 11, p. 69-112.
- 吉田 尚 (1977) 日本列島構造発達史の諸問題——東北日本と中央構造線——一つの試論. 地団研専報, no.20. p.113-116.



# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Aomori(5) No. 16



## GEOLOGY

OF THE

## ASAMUSHI DISTRICT

By

Fujio UEMURA

(Written in 1982)

---

### Abstract

The Asamushi district is located in the northern end of the backbone range in the northern Honshū. Topographically, the district is divided into the Natsudomari Hantō (peninsula) and the northern part of the Kamikita area by the Morita Gawa (river).

Geologically, the district is situated at the northern part of the Green Tuff Region, where the Neogene consists largely of volcanic products which are considerably subject to alteration such as sericitization, chloritization and zeolitization, in the lower parts. In this area the Miocene sedimentary and volcanic formations which are characterized by "Green tuff", were thickly deposited covering the basement rocks.

The stratigraphic sequence is shown in Table 1.

### **Basement rocks (Pre-Neogene)**

The Tateishi Formation is narrowly distributed in Tateishi along the eastern coast of the Natsudomari Hantō (peninsula). The formation is composed of chert and limestone. Conodont fossils including *Epigondolla bidentata* MOSHER and stromatoporoi-

Table 1 Geologic succession of the Asamushi District

Age		Stratigraphy		Rock facies		
Quaternary	Pleistocene-Holocene	Alluvial deposits		Sand, clay and gravel		
		Volcanic ash bed		Andesite and dacite ash fall		
		Talus deposits		Sand, clay and gravel		
		Lower terrace deposits				
		Pumice flow deposits		Pumice		
		Middle terrace deposits		Sand, clay and gravel		
Neogene	Miocene	Moura Andesites		Andesite and dacite volcanoclastic rocks and lavas intercalated mudstone and siliceous shale beds		
		Wadagawa Formation		Siliceous shale and hard shale	Andesite and dacite sheet	
		Yotsuzawa Formation		Higashidaki Formation	Andesite and dacite tuff breccia and lavas	
		Nishinosawa Formation			Black mudstone tuffaceous sandstone and porphyrite	
				Benkeinai Formation	Acid tuff with rhyolite lava	
					Black mudstone and acid tuff	
				Kanegasawa Formation	Tuffaceous sandstone	
			Basal conglomerate			
Pre-Tertiary	Higashidaki Formation		Tateishi Formation (Triassic or Jurassic)	Dark green colored andesite lava and tuff breccia		
	Granodiorite			Slate, chert and limestone		
				Chert and limestone		
				Biotite hornblende granodiorite		

dae fossils including *Chaotetopsis* ? sp. have been found from this limestone. From the above-mentioned fossil-evidence the formation may be correlated to Triassic or Jurassic.

The Higashidake Formation is distributed with granodiorite on the Higashi Dake (mountain), the southeastern part of the district. It is composed of slate, chert, limestone and basalt. They are thermally metamorphosed along the contact with granodiorite. The age of this formation is not known.

Granodiorite is pale gray colored and coarse-grained rock including biotite and hornblende as mafic silicate minerals.

### Neogene

In the main area the Neogene consists of the Kanegasawa, the Nishinosawa, the

Yotsuzawa, and the Wadagawa Formations and the Moura Andesites in ascending order. In the eastern part of the peninsula, the Benkeinaï Formation directly overlies on the basement rocks without the Kanegasawa Formation, and the Higashidaki Formation which is contemporaneous with the Nishinosawa and the Yotsuzawa Formations, are piled up on the Benkeinaï Formation.

The Kanegasawa Formation occurs in the area where the basement rocks in the Higashi Dake (mountain) crop out. It consists of andesite pyroclastic rocks and lavas including pyroxene andesite, olivine pyroxene andesite and basaltic andesite containing mega crystals of plagioclase. Those rocks were extensively suffered from alteration, thus giving green appearance.

The Benkeinaï Formation distributed narrowly along the eastern coast of the Natsudomari Hantō consists of basal conglomerate carrying pebbles of chert, andesite or dacite tuff breccia, lapilli tuff intercalated with tuffaceous sandstone and the alternation of tuffaceous sandstone and tuff in ascending order. The molluscan fossils including *Terebratalia innaiensis* (HAYASAKA) were reported in the tuffaceous sandstone of the formation.

The Nishinosawa Formation is distributed in the northeastern part of the Higashidake dome structure and upstream of the Shimizu Gawa (river) with the Nishinosawa (swamp). It is composed of black or dark brown shale intercalated with tuffaceous sandstone and porphyrite which is regarded as sheet. Benthonic foraminifera such as *Martinottiella communis* (d'ORBIGNY) is reported from the formation.

The Yotsuzawa Formation is widely distributed mainly to the east of Asamushi and upstream of the Shimizu Gawa. It is made of andesite and dacite pyroclastic rocks and lavas. The pyroclastic rocks are mostly subaqueous pyroclastic flow deposits which are characterized by a thick bed of ill-sorted tuff breccia, volcanic breccia and the alternating beds of lapilli tuff and tuff. These pyroclastic rocks and lavas are altered into greenish rocks which contain chlorite, sericite, montmorillonite, zeolite and other secondary minerals.

The Higashidaki Formation occurs in the west of the area with the semi-dome structure in Benkeinaï and its neighbourhood. It is divided into the two parts in the south of the area. The lower part is black siltstone, the alternation of black mudstone, rhyolite tuff breccia, rhyolite lava and basalt lava in ascending order, and the upper part is composed of acid tuff intercalated with black mudstone. But toward the north, these facies shift into those of rhyolite lava and acid tuff.

The Wadagawa Formation is widely distributed in the whole district. It is mainly composed of grayish brown shale or siliceous shale intercalated with acid tuff beds, whereas in the eastern coast of the peninsula and the other areas thick beds of massive mudstone are observed. These shale and mudstone are included with carbonate concretion. The foraminifera fossils of *Cyclamina* sp., *Martinottiella* sp., and the others have been found in these shale and mudstone.

The Sasamoriyama Volcanic Rocks are mainly overlaid on the Wadagawa Formation and intrude into the formation. Any rocks of the volcanic rocks are likely to have formed by the flowing or the intrusion of lava or magma into unconsolidated

sediment of the formation. Lithologically, they are hypersthene-augite andesite, quartz-bearing hornblende-augite andesite, hornblende dacite and augite-hornblende dacite.

The Moura Andesites widely crop out not only in the Moura Hantō (a small peninsula of the western coast), but also in the east of Nonai and the east of the Shimizu Gawa. The andesites are mainly composed of andesite volcanoclastic rocks with lavas, dacite volcanoclastic rocks and thin beds of the siliceous shale and diatomaceous mudstone.

The andesite and dacite volcanoclastic rocks consist of hyaloclastites and pyroclastic rocks. The hyaloclastites are composed of water chilled fragments and yellowish gray matrix. The diatomaceous mudstone includes diatom fossils such as *Coscinodiscus endoi* KANAYA.

### **Quaternary**

The Quaternary consists of the terrace deposits, the pumice flow deposits, the talus deposit, the volcanic ash beds and the alluvium. The middle and lower terrace deposits composed of gravel, sand and clay are mainly developed in the north of the Morita Gawa (river) and the eastern coast of the Natsudomari Hantō (peninsula). The pumice flow deposits are narrowly distributed mainly around upstream of the Morita Gawa. The deposits are thought to have been supplied from the Towada Volcano or further to the south. The Volcanic ash bed 1-2m thick covers the terrace deposits and the others along the Morita Gawa. This ash perhaps erupted from the Iwaki Volcano in the west of the district. The talus deposits are mainly distributed in the southwestern foot of the Higashi Dake (mountain), and the alluvial deposits cover in the southwestern corner of the area and the Morita Gawa area.

### **Economic Geology**

In the mapped district, small amounts of iron bed and limestone deposits were once worked.

At present, andesite lavas and intrusives are quarried for building stone in Nonai and the other places.

The Asamushi Hot Spring located in the southwest of the district is strong alkaline gypsum bearing sulfur spring (75°-80°C).

※文献引用例

- 上村不二雄 (1983) 浅虫地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 40 p.  
UEMURA, F. (1983) *Geology of the Asamushi district*. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000,  
Geol. Surv. Japan, 40 p. (in Japanese with English Abstract, 4 p.).

---

---

昭和58年9月5日 印刷

昭和58年9月9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 田 中 重 彌

印刷所 第一法規出版株式会社

東京都港区南青山2丁目

---

---

©1983 Geological Survey of Japan