

## 秋田県花輪盆地東縁安久谷川流域の新第三系下部層について

角 清 愛\* 角 靖 夫\*

## Early and Middle Miocene Marine Sediments and Associated Igneous Rocks at the Akuyagawa Area, Akita Prefecture

By

Kiyoshi Sumi &amp; Yasuo Sumi

## 要 旨

秋田県鹿角郡安久谷川流域に分布して、以前から中新世の、比較的古い時期に属すると思われる海成層について調査した。その結果、この地層は1,000 mを超える層厚をもち、その下部は比較的火山物質に乏しい堆積岩類からなり海棲貝化石を産し、上部は変質安山岩類（東北脊梁山脈地域で中新統下部とされている地層のそれとよく類似する）を伴う堆積岩類からなることがわかった。この層序は東北脊梁山脈地域の一般層序とやや異なるもので注目に値する。

## 緒 言

秋田県北東部の花輪盆地の東縁山地には中新世の比較的古い時期の海成層が分布している。この地層についての最初の報告は木下亀城の7万5千分の1小坂図幅(1931)<sup>1)</sup>および花輪図幅(1934)<sup>2)</sup>である。木下氏はこのとき「頁岩を挟む暗緑色凝灰岩からなる」この地層を不老倉統と名づけて、上位の緑色凝灰岩層（小坂統および院内統）と区別した。

その後、この地方の地質を研究した上田良一・井上武<sup>3)</sup>は、1961年に、この海成層が中新世初期に形成されたものと考察し、その地史的重要性について注意を喚起した。両氏は、この地層を、花輪山北方の瀬の沢川中・上流を標式地として瀬の沢層と命名し、瀬の沢層が、粗面岩質安山岩を伴ない、阿仁合型植物群に属すると思われる植物化石を産し、粗粒な堆積層を多くふくみ、層理の明らかな堆積物を伴うという点で、阿仁合炭田の阿仁合夾炭層をはじめ門前階の諸地層と共通した性格をもつことを指摘し、また、この地層から発見した貝類化石が暖海域の環境をしめさず、しかも西黒沢階の動物群ともおもむきを異にしており、この地層中に温暖気候をしめ

す台島型植物群や台島階の特徴をもつ火成活動が認められないということ述べ、上位層に対する瀬の沢層の層位的位置を考えて、門前階に形成された地層と考察した。

筆者らは1963年、金属鉱床密集地域の広域調査研究の一環としてこの山地の一部である安久谷川地区の地質調査を行なった際、この海成層のやや詳しい内容とその層厚が1,000 mを超えることを知りえた。東北地方でこの時期にこのように厚い海成層が発達している例はないので、その概要を報告し、あわせて他地区との対比など、2, 3の考察を述べたい。本文中の化石の鑑定は、貝類は地質部水野篤行、植物は燃料部尾上亨、ウニは地質部田中啓策の諸技官による。なお、本報告について、貴重な助言を与えられた、秋田大学藤岡一男・井上武両教授ならびに秋田県庁上田良一技師に御礼を申上げる。

## 1. 層序および岩相

安久谷川地区の地質図、地質総括表および地質柱状図をそれぞれ、第1図、第1表および第2図に示す。

折戸凝灰岩層より下位のここに記述する諸地層は、合せて1,000 mを超える厚さをもち、それぞれ側方に幾分岩相を変えるが、観察地域が30km<sup>2</sup>にも満たないためもあつて、上下への岩相と堆積相の変化によつて、6つの部層として取扱うことができる注1)。これらの部層は、いずれもほぼ同時の境界面を介して順次重なり、下位からそれぞれ、先達沢泥岩層、板子沢砂岩層、下長沢凝灰質砂岩層、鎌の沢泥岩層、草木沢互層および細地頁岩層と命名した。細地頁岩層は軽微な侵食面上に乗るが、他の部層は整合的に重なっている。

以上の地層を貫く火成岩類に、諸助山石英閃緑岩、玢岩および粗粒玄武岩がある注2)。

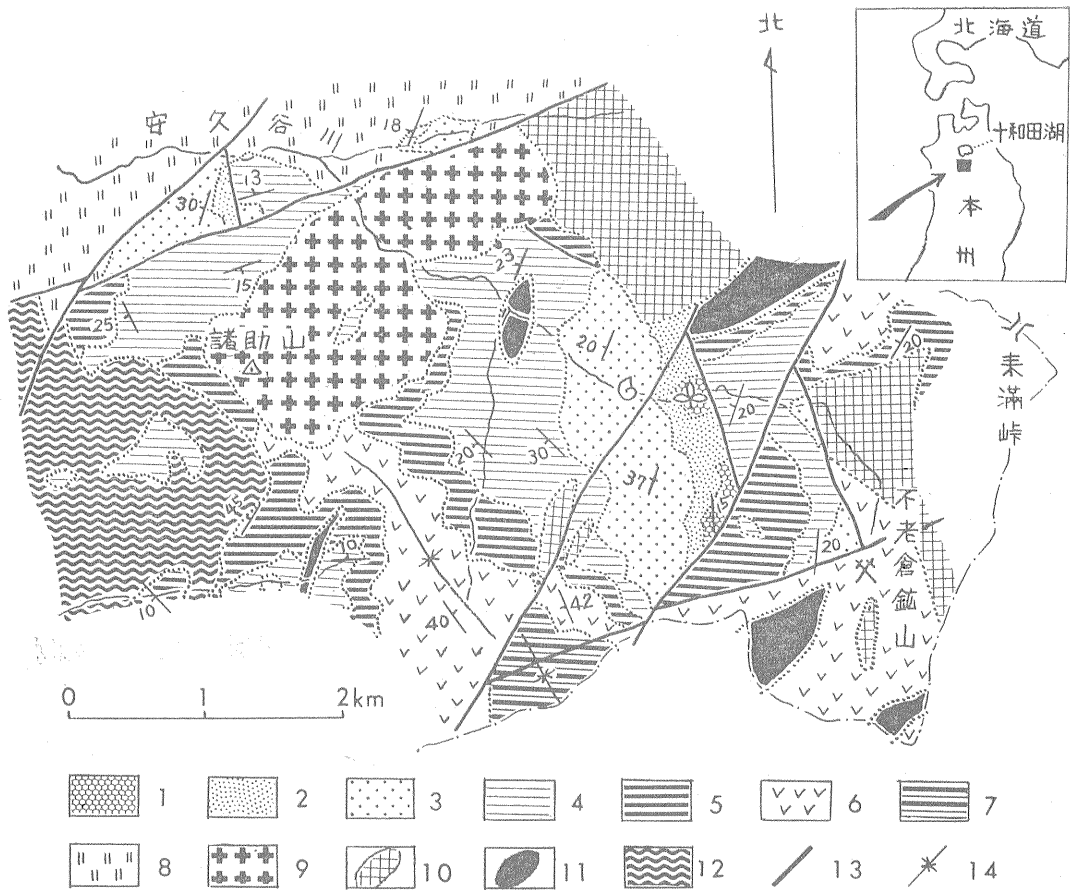
以下に各単元の岩相を略述する。

## 1.1 先達沢泥岩層

模式地 C路線。(第2図参照)

分 布 模式地から、すぐ近くの支谷<sup>4)</sup>先達沢、へかけ

\*地質部



1: 先達沢泥岩層, 2: 板子沢砂岩層, 3: 下長沢凝灰質砂岩層, 4: 鎌の沢泥岩層, 5: 草木沢互層 6: 草木沢互層の安山岩類, 7: 細地頁岩層, 8: 折戸凝灰岩層, 9: 諸助山石英閃緑岩, 10: 玢岩, 11: 粗粒玄武岩, 12: 菩提野流紋岩, 13: 断層, 14: 向斜軸

第1図 花輪盆地東縁安久谷川流域地質図

て、南北約1kmの間にだけ露出している。

**層序関係** 本地域における最下位の地層で、これより下位の地層が地表に露出していないため、下限は現在のところ不明である。

**層厚** 模式路線で、 $50 \pm 15$ m。

**岩相** おもに粗粒な泥岩からなる地層である。全般に、層状の変化が強く、中～薄層理が明らかで、また比較的炭質物が多い。下半部の地層は、三角洲成の性格をおび、細砂をふくむ粗粒シルト勝ちのシルト質泥岩と、中～細粒シルト勝ちの泥岩との、やや不規則な中互層を主とし、

注1) 累層区分は、隣接地域の資料と総合して今後検討したい。

注2) 本地域西部には折戸凝灰岩層と命名した部層と菩提野流紋岩と呼ばれる貫入岩があるが、これらについては追って報告の予定である。

凝灰質砂岩の薄～中層、シルト質泥岩の厚層、小礫々岩の厚層などを伴う。上半部は、中～薄層理をおびる粗粒シルト分の多いシルト質泥岩中に、粗粒砂岩や凝灰質砂岩の厚層などを挟んだ地層である。

**古生物** 下部の細砂質泥岩や細粒砂岩中に、かつ葉樹の葉片が少量含まれる。貝類の化石は認めていない。

### 1.2 板子沢砂岩層

**模式地** C路線。

**分布** 模式地周辺のわずか1km四方に露出する。

**層序関係** 先達沢泥岩層に整合に重なる。下位の部層に較べると、火山砕屑物が急激に増しているが、堆積相は漸移している。

**層厚** 模式路線で、 $105 \pm 25$ m。

**岩相** 概して、下～中部は凝灰質砂岩と凝灰岩、上部は泥岩からなり、中深海環境に堆積した地層と推定され

第1表 安久谷川流域地質総括表

時代	部層名	岩相	層厚 m	化石	貫入岩
中新世	折戸凝灰岩層	酸性凝灰岩	200+		
	細地質岩層	礫岩 硬頁岩 安山岩火山礫凝灰岩 砂岩 灰色頁岩 流紋岩凝灰角礫岩	230	Sagorites	
中期	草木沢互層	安山岩火山礫凝灰岩 安山岩礫岩 酸性凝灰岩・凝灰質 砂岩・泥岩・細礫岩	0	Venericardia, Lucinoma, Chlamys, Echinoidea	
	鎌の沢泥岩層	暗灰色泥岩	250		
中新世前期	下長沢凝灰質砂岩層	凝灰質砂岩・砂岩 ・泥岩・凝灰岩・ 細礫岩	0	Euspira, Meretrix, Dositia, Soletellina	
	板子沢砂岩層	凝灰質砂岩・泥岩 ・凝灰岩	100		
	先達沢泥岩層	泥岩・砂岩・礫岩	50		

る。下部は、顕著な中層理をもつた泥質の凝灰質細～微細粒砂岩が主で、この砂岩は比較的硬い。中下部には塊状の火山礫凝灰岩が多く、中上部には中～厚層理をおびた凝灰質の砂岩が多い。上部は、暗灰色のシルト質泥岩からなり、中層理を呈する。

古生物 全般に化石が見出し難い。

### 1.3 下長沢凝灰質砂岩層

模式地 CおよびD路線を含む地域。

分布 模式地のほか、不老倉付近、諸助山周辺、小又沢付近に分布している。

層序関係 下位部層のシルト質泥岩の上に、この部層最下部の凝灰質極粗～粗粒砂岩が明瞭な境で整合に重なっている。両者の間には、堆積環境の変化が、割合急激に起つたものと推定され、堆積物質の粗粒化、火山砕屑物の付加、堆積深度の浅化が認められる。ただし、この環境変化は、それほど大規模な地殻変動に伴なつて起きたものとは考えられない。

層厚 模式地域では、190 ± 50m。他の地域では、部層の下部が露出しないから明確でないが、大きい差はないようである。

岩相 おもに凝灰質の粗～中粒砂岩、細粒砂岩および凝灰岩からなり、大部分が無層理ないし厚層理を呈する地層である。細部の岩相は側方により変化しているが、概して下・中部に凝灰質物の少ない砂岩が多く、上部に凝灰岩と凝灰質砂岩が多い。下・中部はおもに亜～下浅

海域、上部は下浅海～中深海域で形成された地層である。

下部は、模式地周辺に限つて分布し、おもに不明瞭な中層理をもつ凝灰質の粗粒砂岩やシルト質泥岩と、ほとんど無層理の凝灰質微細砂質粗粒シルト岩からなり、小礫々岩や凝灰岩の厚層などを挟んでいる。

中部は、模式地では、幾分凝灰質の細粒砂岩を主とし、火山礫凝灰岩の中～極厚層や小礫々岩の厚層を混えた地層で、極厚層理ないし無層理状である。不老倉付近では、模式地より、砂岩が少し粗粒で、礫質層が多く挟まれている。小又沢付近では礫岩層が少ない。

上部の地層は、大部分が塊状で、模式地ではおもに凝灰質砂岩からなり火山礫凝灰岩や粗～細粒凝灰岩層が挟まれている。模式地と比較して、不老倉付近では、凝灰岩が少なく、礫岩や泥質岩が多い。諸助山北方では、凝灰岩が細粒で、かつ、シルト質泥岩層が発達している。小又沢では凝灰岩が少ない。

上・中部の岩相の地域差は、この地域で火山砕屑物質が南西部分に多くて粗いという傾向のあらわれである。砕屑物質については、周辺の傾向がうかがえるほどの差がない。

古生物 下部の凝灰質砂岩中から次の貝化石が見出された。(標本番号、8-L-98)

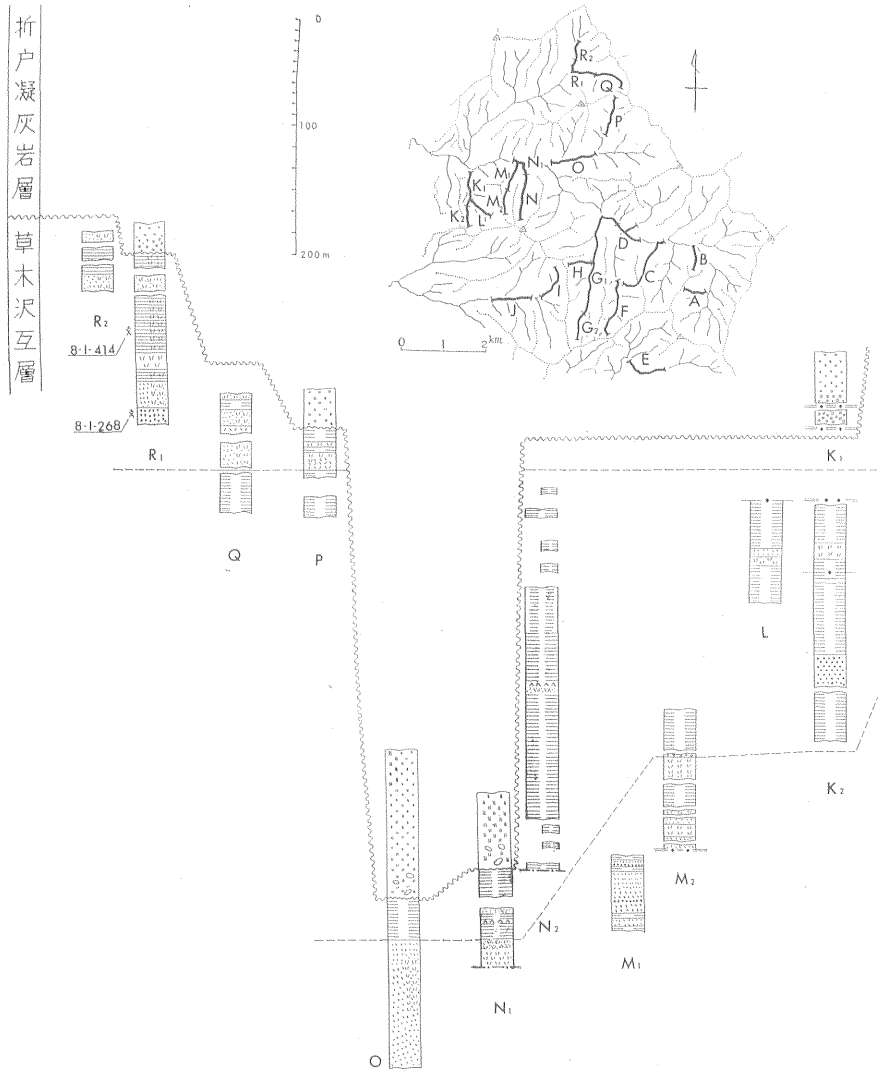
	産出
<i>Patinopecten</i> sp. ....	稀
<i>Venericardia</i> sp. ....	普通
<i>Meretrix</i> cfr. <i>ninohensis</i> HATAI .....	稀
<i>Dositia kannoi</i> MASUDA .....	普通

中部の泥質の凝灰質砂岩中に次の貝化石をふくんでいる。(標本番号、8-I-147および8-I-185)

	産出
<i>Euspira meisensis</i> (MAKIYAMA) .....	普通
<i>Anadara ninohensis</i> (OTUKA) .....	普通
<i>Venericardia siogamensis</i> NOMURA .....	稀
<i>Luciniscia k-hataii</i> (OTUKA) .....	稀
<i>Meretrix ninohensis</i> HATAI .....	多
<i>Dositia nomurai</i> OTUKA .....	普通
<i>Cyclina lunulata</i> MAKIYAMA .....	稀
<i>Macoma</i> cfr. <i>tokyoensis</i> MAKIYAMA .....	稀
<i>Soletellina minoensis</i> YOKOYAMA .....	普通
<i>Solen</i> sp. ....	普通
<i>Phaxas izumoensis</i> (YOKOYAMA) .....	稀

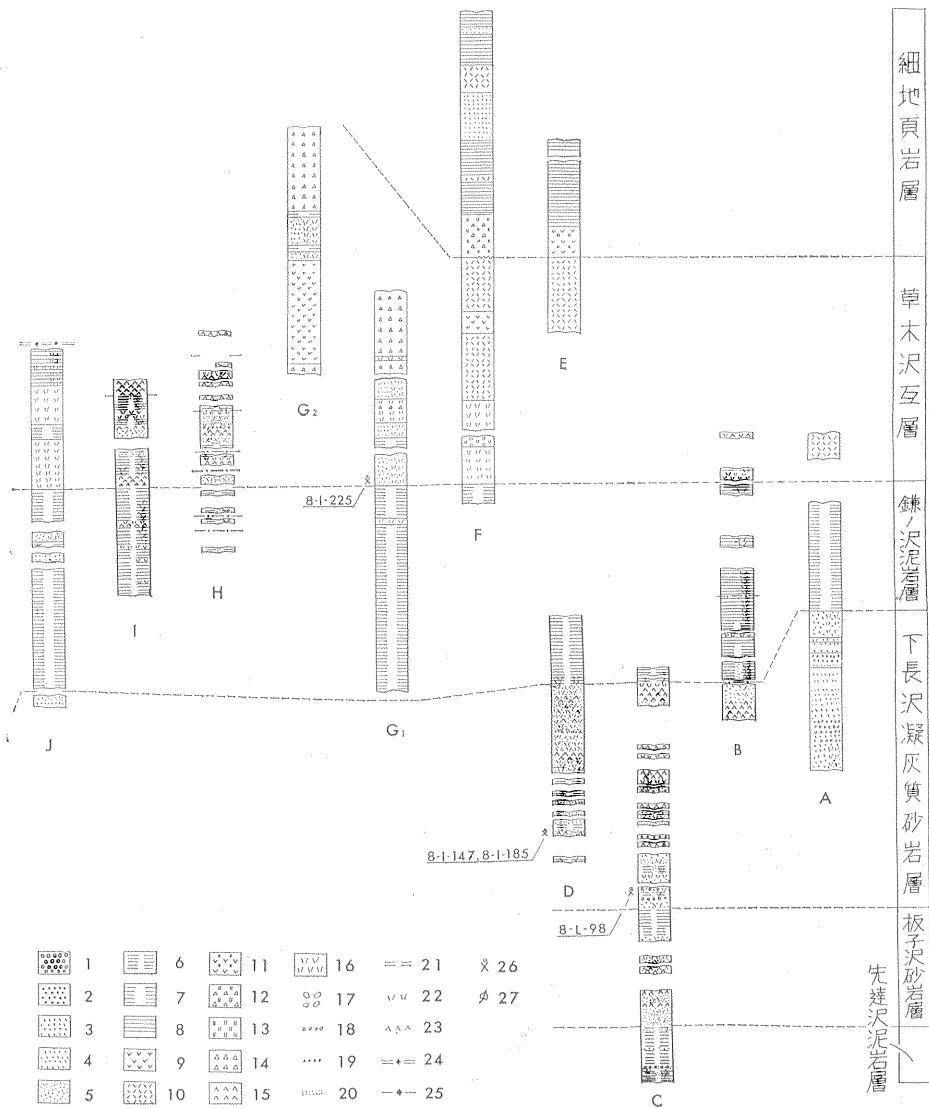
### 1.4 鎌ノ沢泥岩層

模式地 B路線 (および、一部分が欠けるがN<sub>1</sub>, N<sub>2</sub>, I, J路線)



- 1: 小礫岩, 2: 細礫岩, 3: 粗粒砂岩,  
 7: シルト質泥岩および頁岩, 8: 粘土質泥岩および頁岩,  
 岩熔岩, 12: 流紋岩凝灰角礫岩, 13: 酸性軽石凝灰岩,  
 灰岩, 17: 巨・大礫質, 18: 小礫質, 19: 細礫質,  
 24: 大きい断層, 25: 小さい断層, 26: 動物化石,

第 2 図 安久谷川流域



4: 中粒砂岩, 5: 細粒砂岩, 6: 粗粒シルト勝ちシルト質泥岩,  
 9: 安山岩擦岩, 10: 安山岩火山礫凝灰岩, 11: 流紋  
 14: 凝灰角礫岩, 15: 火山礫凝灰岩, 16: 粗~細粒凝  
 20: 砂質, 21: 泥質, 22: 凝灰質, 23: 火山礫質  
 27: 植物化石

新第三系地質柱状図

**分布** 当地域の全域にわたつて、断続しながら分布する。

**層序関係** 下位の部層の凝灰質砂岩相から、この部層の夾在層の少ない塊状性の泥岩相に急変するが、堆積相は連続的であつて、両部層は整合の累重関係にある。

**層厚** B路線では  $200 \pm 55$  m であるが、地域的に著しくことなる。各地の層厚を推定してみると、東部では  $200 \pm$  数 10 m, 中央部では  $270 \pm 80$  m, 南西部では  $120 \sim 140 \pm 50$  m, 北西部 (諸助山北麓) では  $400$  数  $10 \pm 100$  m となる。

**岩相** 全層準、塊状性のシルト質泥岩からなり、凝灰岩層などを少量挟んでいる。泥岩の多くは、新鮮なとき暗灰色で半硬質である。なお泥岩には団塊がなく、炭質物も多くない。

地層は上下・側方にわずかの岩相変化をふくみ、その変化は概略、次のようである。下部は、不明瞭な中層理をおびたシルト質泥岩に微細粒砂質の粗粒なシルト質泥岩が伴ない、若干の凝灰質層が挟まれるが、中部は、塊状のシルト質泥岩からなり、最も細粒で変化が少なく夾在層に乏しい。上部は、不明瞭な中層理ないし無層理を呈するシルト質泥岩や凝灰質のシルト質泥岩を主体とし、微細粒砂や粗粒シルトの多い泥岩を混えている。中・下部に較べ凝灰質層が多い。地域的には、細粒砂や粗粒シルトを多くふくむ泥岩は、地層の分布地内の北東部に多く、挟在する凝灰岩層は西部ないし南西部に多い。また、ほぼ安久谷川の本流に沿う地域の泥岩中に、比較的層理が発達している。

**古生物** 全般に大型化石は認めていない。

### 1.5 草木沢互層

**模式地** G<sub>1</sub>, G<sub>2</sub>, F および I 路線を含む地域。

**分布** 下部は、模式地のほか、不老倉付近・来満峠西側付近・安久谷川中流北側などに露出し、北方の福倉沢上流にもこれに対比される地層が分布している。

**層序関係** 岩質上は、下位の中深海成と思われる火山砕屑物の少ない泥岩層から、凝灰岩や凝灰質砂岩を主とする下浅海成の地層へとかなり急激に変つている。しかし、2・3の箇所に過ぎないが、両部層の境界が直接観察できる所は、どこも整合的である。また、鎌ノ沢泥岩の岩相および層厚の変化を総合して考えると、この地域内では、鎌ノ沢泥岩の上限が、層厚 数 10 m をこえるほど欠除することは見込まれない。そして、両部層間の堆積環境の変換も鎌ノ沢泥岩が侵食されるような性格ではないから、この点からも鎌ノ沢泥岩と草木沢互層の累重関係は、整合とみなされる。

**層厚** 全層が一連に露出している箇所はなく、また、

上部がおもに火山岩類であるため、明確な層厚は示し難い。概算すれば、模式地付近で、 $290 \pm 80$  m となる。このうち下部だけの層厚は、模式地付近で、 $85 \pm 30$  m ないし  $130 \pm 50$  m, 来満峠西側付近では、露出しない部分を推定して加算すると、200 m 前後、同じく福倉沢上流で 200 m 余りである。

**岩相** 下部は、凝灰質砂岩・凝灰岩・凝灰質泥岩が、厚さ数 10 cm ないし 2 m, 最高数 m の単位で不規則に互層する地層で、凝灰角礫岩や礫質岩をはさむ。地層は比較的層変化が強く、明瞭な厚層理をおびていることが多い。岩相は上下・側方にかなり変化し、その変化が複雑である。地域的には、東部・南東部に火山砕屑物が多く、北西部に泥質層が多い。上下変化には、この前期と後期に火山放出物が多く供給され、中期に少なく、概して後期ほど堆積の場が深海化した傾向が現われている。

上部は、安山岩質の火山物質が非常に多く、おもに安山岩質の火山礫凝灰岩からなり、これに凝灰角礫岩・熔岩および下部に似た地層を挟む。火山礫凝灰岩は淡緑色の無斑晶質の火山礫とその間隙を埋める濃緑色の緑泥石様物質とからなり、全体がきわめて特徴的な岩相を呈する。凝灰角礫岩では、火山岩塊の内部はしばしば紫色を帯び、淡緑色の基質とともに雑色を呈することが多い。熔岩の代表的なものの岩相は次の通りである。

#### 変質安山岩 (8-I-240a, 鎌の沢上流)

新鮮な部分ではやや紫色を帯びた緑色の斑状の岩石で風化するとやや褐色を帯びる。沸石でみだされた晶洞が多い。鏡下でみると長さ  $0.5 \sim 1$  mm の斜長石、有色鉱物の斑晶で斑状組織をなし、斑晶の量は多くない。斜長石は全く曹長石化し、累帯構造はなく全体が汚濁している。有色鉱物は完全に緑泥石で交代され、柱状の仮像を残している。石基は細長い長石と、そのすき間を埋める曹長石・石英などからなり、一見 trachytic 組織を示す。2次鉱物には緑泥石・沸石・絹雲母・白チタン石・緑簾石などがある。緑簾石は小型でかつ少量である。炭酸塩鉱物は見当たらない。

**古生物** 下部の地層から、所々で、少量ずつ次の動物化石が見出される。

- Chlamys* sp. 標本番号  
*Venericardia siogamensis* NOMURA..... 8-I-268  
*Luciniscia k-hataii* (OTUKA)  
*Echinoidea* gen. et sp. indet. .... 8-I-414

### 1.6 細地頁岩層

**模式地** F 路線

**分布** 模式地から、その南方細地付近 (瀬ノ沢川上流、E 路線) にかけて分布する。

**層序関係** 地層の分布範囲が狭いため、細地頁岩と草木沢互層との層序関係は十分に把握できないが、F路線では、草木沢互層上部の安山岩火山礫凝灰岩上に、不規則な凹凸面を介して、この部層の最下部である流紋岩の火山岩塊をふくむ酸性の凝灰角礫岩が重なっているところが観察される。この境界面は、両部層の堆積相の性格からして、海底の小規模な侵食で生じたに過ぎず、両部層は規模の大きい不整合関係にないと推定される。しかし上下の火山砕屑岩の岩質の違いは、火山活動の変遷上見のがせないものである。

**層厚** 上限は不明であるが、模式地付近で、 $230 \pm 70$  mである。

**岩相** 頁岩が過半をしめ、凝灰角礫岩・凝灰岩・凝灰質砂岩などがこれに伴う地層で、凝灰岩以外は一般に中および薄層理をおびる。下浅海以深に堆積した地層であろう。頁岩は、灰色および暗灰色のシルト質頁岩であつて、多くは、細かい葉理をふくみ、硬質で、層理に平行した板状の割目をもつ。凝灰角礫岩は、流紋岩質で、後述のような性質をもち、厚さ約40 mの層をなしてこの部層の最下部をしめる。中部や下部には、安山岩火山礫凝灰岩が挟まれており、中部に厚さ数10 mの凝灰質細粒砂岩がある。

**流紋岩凝灰角礫岩** (産地、F路線、標本番号、8—I—361)

火山岩塊は灰色と白色との細かな流理のある無斑晶質流紋岩である。岩塊の中心部には緑色の部分はないが、周囲はやや緑色を帯び基質に移化する。基質は緑色の部分と白色の部分とが入りまじり、両者の境は明瞭でなく、全体がモヤモヤした感じである。火山岩塊を鏡下でみると完全にモザイク状に再結晶し、その鉱物の大部分は石英である。結晶度の良不良によつてもとの流理が認められる。斑晶は石英がなく、 $0.5 \sim 1$  mm大の斜長石の斑晶の仮像が少量あるにすぎない。それはアルカリ長石様鉱物(モヤモヤした消光をなす)によつて交代され、かつ少量の絹雲母を生じている。

**古生物** 頁岩中に“*Sagarites*” (*Makiyama* sp.)がふくまれている。大型化石は認めていない。

### 1.7 貫入岩類

貫入岩類には諸助山石英閃緑岩・玢岩および粗粒玄武岩がある。

**諸助山石英閃緑岩** は鎌の沢泥岩および草木沢互層を貫き、この地域のほぼ中部に約1 kmの幅でNNE方向に約3 kmのびた形をなして分布する。岩体の中心部にあたる諸助山の北東麓では、鎌の沢泥岩と草木沢互層がNNE方向の軸をもつ向斜状の大勢で緩傾斜しており、

その上に、断層を伴なっているらしい向斜状構造の軸付近を中心として、地層より少しく傾斜を増した境界面をもつて、この岩体の底が接触している。そして岩体の底に近い泥岩中に、層理とほぼ平行な薄い岩床が数枚認められる。また岩体を横断する安久谷川の河谷では垂直に近い柱状節理の発達が著しい。これらの点からこの岩体は餅盤状のものと推定される。なお本岩は折戸凝灰岩層の基底礫岩に円礫として含まれる。本岩の岩石の性質は次の通りである。

**石英閃緑玢岩** (8—I—384, 諸助山山頂付近)

斜長石・輝石の斑晶があつて斑状を呈する。石基は帯緑灰色を呈し、かなり結晶質である。 $2 \sim 3$  cmの楕円形の塩基性捕獲岩を含む。鏡下でみると、斑晶は斜長石と普通輝石で、斜長石は $0.5 \sim 2$  cmの大きさで清澄であるが、不規則にアルカリ長石様鉱物によつて交代されている。わずかに累帯構造がある。石基はかなり粗粒で、石英・斜長石の粒状結晶、普通輝石、角閃石(多色性は淡褐色～褐色)、黒雲母、鉄鉱などからなり、石基の間隙には石英、アルカリ長石がある。他に少量の褐簾石が含まれる。2次鉱物には微細な繊維状の褐色鉱物、緑簾石(少量)などがある。

玢岩は地域の各地に岩脈あるいは不規則な形の貫入岩体として分布する。不規則な形の岩体は不老倉鉱山の北方と安久谷川の北方とにあり、いずれも延長が $1 \sim 2$  kmのかかなり大きなものであるが、岩質はむしろ安山岩に近い。しかも岩体の内部ではしばしば凝灰角礫岩状の組織が認められ、浅所貫入の可能性がある。本岩は下長沢凝灰質砂岩層から草木沢互層までを貫く。本岩の安山岩質の部分の性質は次の通りである。

**変質安山岩** (8—I—293, 不老倉鉱山, 地森沢入口)

淡緑色を呈し、白い斜長石、緑色化した有色鉱物の斑晶が散点する。鏡下でみると、 $0.5 \sim 2.5$  mm大の斜長石の仮像と有色鉱物の仮像(その一部は明らかな輝石の外形を示す)およびそれらの集斑状集合などによつて斑状構造をなす。斜長石は完全に曹長石化し、かつ絹雲母を生じている。有色鉱物は完全に緑泥石化している。石基はおもに長く伸びた長石・有色鉱物の仮像からなる。2次鉱物は曹長石・緑泥石・絹雲母・白チタン石などで炭酸塩鉱物は認められない。

**粗粒玄武岩** は各地に岩脈として分布する。細地頁岩層以下を貫く。本岩の性質は、次の通りである。

**無斑晶質玄武岩** (8—I—143, 鎌の沢入口)

肉眼的に灰緑色で無斑晶質の岩石である。鏡下でみるとまれに大型(約1.5 mm大)の斜長石の斑晶があるのみ

で、ほとんど無斑晶質である。斜長石は清澄で累帯構造があり、アルカリ長石様鉱物により不規則に交代される。石基はおもに斜長石と普通輝石とからなり、それぞれが長く伸び、一定方向に配列している。オフィティック組織はみられない。石基の間隙には、かなりの量の石英がある。2次鉱物には緑泥石・葡萄石・白チタン石などがある。幅約0.5 mmの石英に富む分結脈がある。

## 2. 考 察

前節で述べたところに基づいて、岩相の地史的解釈、他地域との岩相による対比、ならびに今後の問題について述べてい。

諸地層の堆積環境を概観すると次のようである。この地域でみられる最下部の先達沢泥岩層は、三角洲かあるいは三角洲の崩壊によつて形成された海進初期の地層と思われ<sup>注3)</sup>、板子沢砂岩層の堆積期には、海進が進行しこの地区は中深海となり、粗粒の碎屑物を全く堆積しなかつた。次いで著しい変動を経ることなく、亜～下浅海成の下長沢凝灰質砂岩層下部が堆積する環境に変わった。この時期には、堆積物に基盤岩から直接かあるいは含礫層の侵食によつてもたらされた粗粒な陸源碎屑物が混じつており、また近くに汽水域が存在していた。下長沢凝灰質砂岩層の上部から鎌の沢泥岩層にかけて、その堆積相が下浅海から中深海程度の深さへ変わり、碎屑物については周辺に泥質相が広がっていたと思われる。なお下長沢凝灰質砂岩層の層厚が地域的にあまり違わなかつたのに対して、鎌の沢泥岩層の厚さは、この地域内の狭い範囲でも所によつて2倍以上もの違いを示しており、堆積盆内に差別的沈降を生じる傾向がこの時期から現われている。草木沢互層の堆積期は、この地区に盛んな火山活動があつた時で、この前期には浅海域が広がり、後期には全般的にみれば前期より深度が大きい状況であつた。これに次ぐ細地頁岩層は、大部分が下浅海より深い環境で形成され、陸源の粗粒碎屑物を含まず、周辺に相当広く泥質域が広がっていた時期の堆積物と考えられ

る。一方これら一連の地層に含まれる火山物質について次のことが推定される。先達沢泥岩層から鎌の沢泥岩層までは火山物質が比較的少なく、凝灰質層中の火山放出物がほとんど火山灰ないし火山礫であるから、これらの時期の火山活動の中心は、この地域からややはなれていたであろう。草木沢互層に入ると急激に火山物質の量が多くなり、酸性凝灰岩・安山岩凝灰岩・同熔岩が挟まれるこの安山岩類は、西部から東部に向かつて厚さを増し、かつ東部地域には同質の貫入岩体が多数分布しているのので、この付近が活動の中心であつたろう。細地頁岩層の時期にも同質の安山岩の活動が継続しており、その後粗粒玄武岩の貫入があつた。諸助山石英閃緑岩は草木沢互層まで貫くが、その貫入場所は、鎌の沢泥岩層が特に厚く堆積した場所にあたり諸部層を合せた全層厚も他より厚い地区であつたと思われる。

上に述べた安久谷川地区の層序をこの地区の西方でも近い距離にある大館盆地西縁山地の新第三系のそれと比較してみよう。陸成ないし沿岸堆積物の地層から始り海侵が進行する様子は、両地域に共通した傾向で、堆積岩の岩相を対応させると、先達沢泥岩層は最下部藤倉川層の中に挟まれる礫岩・砂岩・夾炭頁岩層〔藤岡他(1949)<sup>4)</sup>、坂本他(1955)<sup>6)</sup>〕に、下長沢凝灰質砂岩層・草木沢互層は上位の黒石沢層に、細地頁岩層はさらに上位の早口川層の堆積岩にそれぞれ類似している。火山岩についてみると、草木沢互層の安山岩類はやや酸性の岩質・変質度などにおいて、黒石沢層、特に小森川上流地域の同層の安山岩類にきわめてよく類似する。細地頁岩層基底の流紋岩類は早口川層下部層のものに類似する。おもな相違点は、大館盆地西縁山地では最下部の藤倉川層が膨大な安山岩類で特徴づけられるのに対して、この地域では下部層に火山岩類が見当たらないことである。これらの点からみて、岩相上、先達沢泥岩層および板子沢砂岩層は藤倉川層に、草木沢互層は黒石沢層に、細地頁岩層は早口川層下部層によく対応する。しかし下長沢凝灰質砂岩層および鎌の沢泥岩層は藤倉川層・黒石沢層のいずれに対応するか明らかでない。藤倉川層は門前階、黒石沢層は最下部の一部が門前階、大部分が台島階、早口川層の下部は台島階に属する地層と考えられる<sup>注4)</sup>。したがつて、一応、先達沢泥岩層・板子沢砂岩層は門前階(中新世前期)下長沢凝灰質砂岩層・鎌の沢泥岩層は門前階ないし台島階初期、草木沢互層・細地頁岩層は台島階(中新世中期)に形成された地層と考えることもできる<sup>注5)</sup>。

もし、以上の岩相による対比がなりたつとすれば、先達沢泥岩層から鎌の沢泥岩層に至る地層が門前階ないし台島階初期に当る可能性の高いことは注目に値する。こ

注3) 本地域には先新第三系が露出していないので、新第三系の最下部は明らかでないが、①本地域南方の先新第三系露出地において、上村・水野(1964)<sup>13)</sup>が明らかにした層序と本地域の層序との比較検討、②先達沢泥岩層が海進初期に形成されたことみなしてもよい岩相をもつこと、③下長沢凝灰質砂岩層以下の地層に伴なわれる礫岩の礫種が、ほとんど粘板岩・チャートなど先新第三系の構成岩石であること、などによれば先達沢泥岩層はこの地域の先新第三系の基底である可能性が高い。



の時期に東北日本のグリンタフの地域では奥羽脊梁山脈地域が流域であつたと推測されている(北村, 1959)<sup>7)</sup>が、これを決定づける資料は少ない。その点で本地域の層序を、他の脊梁山地の層序と対比することは重要であろう。

この地区の南東方に当る岩手県田山地区の層序は下位から佐比内層、田山層、荒屋層等に区分されている(早川他, 1954<sup>5)</sup>)。佐比内層は塩基性ないし中性の緑色または暗緑色石質凝灰岩で特徴づけられ、四角岳南方によく露出するが、筆者らの観察では草木沢互層に伴なわれる安山岩類とよく類似し、かつ分布上も一連のものようである。また筆者の一人および大沢穠の調査した山形県羽前金山図幅地域と比較すると草木沢互層の安山岩類は及位層上部の酸性安山岩で特徴づけられる部分の岩相ときわめてよく類似する。横黒線沿線との対比は、佐比内、及位層は大荒沢層に、その上位の田山、金山両層は大石層に対比されているので、それをとれば、草木沢互層以下が大荒沢層に、細地真岩層が大石層に対比されるのであるが、はつきりしたことはわからない。

岩相からみた場合、下長沢凝灰質砂岩層と鎌の沢泥岩層との所属ははつきりしないが、下長沢凝灰質砂岩層から産する貝化石を研究した水野篤行<sup>14)</sup>は「この化石群は岩手県福岡町付近の四ツ役累層および門ノ沢累層下部、あるいは青森県北津軽の磯松層の化石群と共通種が多いので台島階の可能性があるが、常磐炭田の湯長谷層群下部にも同様な貝化石群を産するので、これら貝化石のみから門前階・台島階のいずれにあたるかは決められない。」と述べている。

脊梁山脈地域の荒沢層・及位層などの中新統下部といわれる地層から、時代を決定するに足る有力な化石を産しないことからみて、下長沢凝灰質砂岩層および鎌の沢泥岩層などの形成期をさらに検討することが必要である。

注4) 早口川層下部層の流紋岩類は中浜図幅地域の粕毛川・水沢川流域に広く分布し、これの上下から台島型植物化石を産する。

注5) 大館盆地西縁山地の層序は青森・秋田県境地区、太平山周縁、さらに南方まで追跡されるようで、当時の堆積盆は50~100 kmの次元のひろがりをもつていたものと予想される。そこで互いに約30 km隔つた大館盆地西縁山地と安久谷川地区との岩相上の対応が、一応同時代性をもつていとみなせる。

## 文 献

- 1) 木下亀城：不老倉及四角鉱山調査報文，地質調査所報告，No. 107, 1930
- 2) 木下亀城：7.5万分の1地質図幅「小坂」および同説明書，地質調査所，1931
- 3) 木下亀城：7.5万分の1地質図幅「花輪」および同説明書，地質調査所，1934
- 4) 藤岡一男・高安泰助：北秋田郡前田村湯ノ岱，東北前田炭砒及び奥羽無煙炭砒前田坑の地質並びに無煙炭の産状，秋田大学地下資源開発研究所報告，No. 1, p. 5, 1949
- 5) 早川典久・舟山裕士・齋藤邦三・北村信：岩手県北上山地西縁より脊梁山地に亘る地域の第三系の地質，東北鉱山，No. 10, 1954
- 6) 坂本亨・黒田和男・小野晃司：秋田県阿仁地方北部の第三系の層序，地質調査所月報，Vol. 6, No. 12, p. 25, 1955
- 7) 北村 信：東北地方における第三紀造山運動について，東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告，No. 49, 1959
- 8) 上田良一・井上武：秋田県花輪盆地東縁山地地質に関する2・3の新知見について，秋田大学地下資源開発研究所報告，No. 24, p. 1, 1961
- 9) 大沢穠・角清愛：5万分の1地質図幅「羽前金山」および同説明書，地質調査所，1961
- 10) 角清愛・松原秀樹：秋田県北秋田郡大葛地区の地質および放射能強度について，(MS)，地質調査所資料，No. 1234
- 11) 北村信・武藤章：大荒沢層の積成機構にかんする問題，東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告，No. 55, 1962
- 12) 平山次郎・角清愛：5万分の1地質図幅「鷹巣」および同説明書，地質調査所，1963
- 13) 上村不二雄・水野篤行：秋田県花輪東南方地域の第三系，地質調査所月報，Vol. 16, No. 6, 1965
- 14) 水野篤行：秋田県花輪盆地東縁山地の中新世貝化石群，地質調査所月報，Vol. 16, No. 6, 1965