岩手県福岡町附近の新第三系について

—— 北上山地北縁の新生界 I ——

鎮 西 清 高*

On the Neogene Formations in the Vicinity of Fukuoka-machi, Iwate Prefecture

—— Cenozoic geology of the Northern Margin of the Kitakami Mountains I. ——

BY

Kiyotaka CHINZEI

Abstract

Cenozoic formations, found along the northern border of the Kitakami Mountains, are marginal deposits of the so-called Uetsu geosyncline. A detailed study of stratigraphy and geologic structure of Neogene Shiratorigawa group which is the lower portion of the above Cenozoic formations, are reported.

1) The Shiratorigawa group overlies the basement Paleozoic and plutonic rocks with a remarkable clino-unconformity, and is divided into the following three formations in descending order:

Suénomatuyama formation (100-150 m): mostly composed of tuffaceous sandstone, with two-pyroxene andesites and their pyroclastics in the upper horizon. Pectinid and other molluscan remains are abundant.

Kadonosawa formation (50-100): mainly composed of siltstone accompanied by thin conglomerate and sandstone beds in its basal horizon. The molluscan remains are abundant in its upper and basal horizons.

Yotuyaku formation (150-250 m): chiefly composed of siltstone and sandstone with lenticular conglomerate beds. An intercalation of the andesitic tuff breccia is found in its middle horizon. Plant and molluscan remains are present.

These three formations are subdivided into several members.

2) The basement rocks are exposed in two masses, at the eastern margin and the southwestern corner of this district, and the depression between the two masses is filled up by the Neogene formations. Geologic structure of this district is best considered as consisting of the following three subdivisions:

1. Southern area or the Namiuchi-toge syncline; the axis of the syncline dips to the northwest direction.

2. Central area or the Maisawa basin structure; a semicircular shallow basin with a westward opening.

3. Northern area; gentle monoclinical structure, dipping in west to northwest direction.

In addition to the areal structures mentioned above, weak undulations and small faultings are observable. In general, structural trend of N 30° W in the Neogene formations prevails in this district. This is due to the structural trends of the basement rocks.

3) Shapes of the sedimentary bodies of each formation or member are illustrated in

* 東京大学理学部地質学教室 地学雑誌 Vol. 67, No. 1 (707) 1958

the isopachous contours.

4) The relationship between the Kadonosawa and the Suénomatuyama formations is conformable in general. A partial unconformity, however, can be recognized between the two. Near the eastern margin of the basin, crests of the undulation of the Kadonosawa formation are eroded out and covered by the basal conglomerate of the Suénomatuyama formation with unconformity.

5) The Nisatai dacite extruded probably during or after the deposition of the upper members of the Suénomatuyama formation.

目 次

I. まえがき	V. 堆積岩体の形とその変化について
II. 地質及び地形概観	VI. 一・二の問題点に関して
III. 白鳥川層群	VII. 要 約
IV. 地質構造	VIII. 参考文献

I. ま え が き

岩手県北端部から青森県東部にわたる北上山地の北縁には、中新統以上の新生界がほとんど連続して広く緩く分布している。その北部地域のものについては公表された資料に乏しいが、南部地域に発達する下部の地層は著しい含化石層として古くから有名で、中村新太郎(1911)、清水三郎(1919, MS)、大塚彌之助(1933・34)、畑井小虎(1940)、早川典久他三名(1954)その他、地質学上・古生物学上多くの研究がある。

この新生界は、北上・阿武隈両山地の西縁をなすものの一部で、西に続く“羽越地向斜”の東縁に当る部分を占め、北上山地の運動の影響を受けると共に、地向斜の消長と密接に関連しつつ堆積したものと一般に云われている。大塚(1933・34)は、ここに報告する地域内の新第三系を二分して、下位より四ツ役統門ノ沢統末ノ松山統とし、各統は不整合関係にあつて三回の堆積輪廻がみられ、又門ノ沢統が海進の最大期のもので、これと上位の末ノ松山統との間には“陸化侵蝕時代”がある、とした。早川ら(1954)は、彼らの末ノ松山層の上位に、本地域の西方に発達する下斗米層をも加えて各層が一般に整合であると述べた。

筆者は1953年以来この地の調査を続けて来たが、その第一報として、上述のような見地から北上山地周辺の新生代地史を考察する上に必要な資料として、この新第三系の層序および構造の詳細を報告する。

謝辞—この調査は前半を横浜国立大学学芸学部地学科の卒業論文として行い、鹿間時夫教授、高橋正五助教授の御指導を受けた。又報告をまとめるに際し、東京大学理学部地質学教室の高井冬二教授に御指導と御便宜とを頂いた。野外に室内に終始変らぬ御指導を給つたこれら諸先生にあつく御礼申上げる。東京教育大学の青木滋氏には野外で色々と御討論・御批判を頂き、又上記両教室の各位その他、特に花井哲郎・長谷川善和・北村信・松田時彦・見上敬三・中村一明・生越忠・柴田豊吉・杉村新などの方々から種々御教示・御批判を頂いた。合せて謝意を表する。

付記—この地域は昭和29年以後の町村合併で行政区劃が変つたが、便宜上、5万分の1地形図(一戸及び三戸)に記されているものをそのまま用いた。合併によつて次の様になつた。

岩手県^{にのへ}二戸郡

一戸町・浪打村・鳥海村・金田一村はそのまま。

御返地村・石切所村・斗米村・爾薩体村は福岡町に合併された。

青森県^{さんのかへ}三戸郡留崎村は同郡三戸町に合併された。

II. 地質及び地形概観

(1) 基盤岩類

地域内の第三系の基盤岩類は、地域の東部と南西部に、いずれもほぼ $N 30^{\circ}W$ の方向にのびて2列に分布する。折爪岳付近のもの以外は、第三系の下に点在するにすぎない。主に古期堆積岩類と、それを貫く深成岩類とからなる。

古期堆積岩類は、チャート、硬砂岩、粘板岩、千枚岩化した砂岩・粘板岩を主とし、石灰岩質の部分もある。折爪岳から南方に続くものは、層厚 1000 m 以上のチャート・硬砂岩・粘板岩の互層で、一般に $N 20^{\circ} \sim 50^{\circ}W$ の走向を示し、 $30^{\circ} \sim 50^{\circ}W$ の傾斜が多い。折爪岳の北方、爾薩体村大萩野付近の谷に見られるものは、主に硬砂岩・粘板岩からなり多くの断層で切られているが $N 20^{\circ}W \cdot 30^{\circ} \sim 50^{\circ}W$ の走向傾斜を示す。地域西南隅の、一戸駅の南方及び鳥海村小滝付近のものは、主に硬砂岩と粘板岩からなり石灰質砂岩を夾み、 $N-S \sim N 30^{\circ}E$ の走向をもつ。以上の他に、爾薩体村猿越峠、一戸駅東方の馬淵川々岸、浪打村平船付近などに小区域に露出する。これらは、恐らく北上山地北部の古生界の続きと思われるが、化石が発見されなかつたので正確な年代はわからない註 1)。

深成岩類は、いわゆる kentallenite とそれに伴うはんれい岩類及び花崗岩類からなり、一戸駅西方、茂谷の山地をつくる。古期堆積岩類を貫く様子は一戸町樋ノ口付近その他でみられる。基性岩類と花崗岩との関係は不明である。この深成岩類もその分布の長軸が $N-S$ に近く、古期堆積岩類の一般走向上にある。

以上のほかに、爾薩体村仁左平付近には、古期堆積岩類を貫き、第三系に不整合に被われる変質玄武岩様の岩脈があるが、小規模なものである。

(2) 新生界

北上山地北縁の新生界は、堆積輪廻と構造関係から3層群に分けられる。すなわち上位より上北層群・三戸層群・白鳥川層群で、北上山地の古期岩類に続く基盤上に、南から北に順に上位のものが重なる。本地域にはそのうちの下部の白鳥川層群がみられ、西又は北に緩斜しつつ基盤の間に埋めるかその上を被つて分布する。白鳥川層群は、大塚(1933, 34)の四ツ役統(層群)・門ノ沢統(層群)・末ノ松山統(層群)を

第1表 白鳥川層群の層序

合せたものにほぼ当るもので、下位より泥砂礫岩互層・シルト岩・砂岩を主とする三果層に分けられ、全層厚 400~500 m、上限及び下限近くに火砕岩がある。白鳥川層群の層序を第1表に示す。

(3) 地形及び第四系

地域の東縁部には、折爪岳(852 m)を最高とする、基盤岩類からなる山地がのび、その西に主に第三系からなる低い丘陵性の山地が挟つている。地域の中央西寄り、この低い山地を切つて馬淵川が北流し、兩岸に段丘をつくつている。山地には著しい平坦面の発達が見られるが、これを第2表に示した。

折爪面は東縁の山地にのみ見られるもので、3面のうちIが最も広く発達して

1) 早川ら(1954)は、本地域南端の姉帯村高尾橋附近の石灰岩レンズから、年代決定不能の海百合・腕足貝化石を発見したと述べている。

第 2 表 平坦面及び段丘

鎮 西 (1958)	大 塚 (1934)	田山・土田 (1939)
I 800~850m 折 爪 面 II 600~700m III 500~550m		
二 戸 面 350~400m 金田一面 250~280m	二 戸 面	
I 200~220m 河岸段丘 II 150~180m III 110~140m IV 90~130m	上 位 段 丘 下 位 段 丘	浅 内 段 丘 城 山 段 丘 三 戸 段 丘 間 家 段 丘
現河床面 80~120m		

いる。これは折爪岳山頂部をつくるやや西に緩斜した小起伏面で、北上山地のいわゆる開析準平原面の一部と思われる。II・III は、折爪岳の中腹に階段状に残されている発達した悪い面である。

二戸面は、大塚(1934)が北福岡駅西方の平坦面に対してつけた名称である。大塚が二戸面と考えた平坦面は二段に分れ、筆者は大塚の模式地を含む高位の面を二戸面と再定義し、低位の面を金田一面と呼ぶ。二戸面は、一戸町東方の山地、浪打峠付近の山地、金田一村湯田^{ゆだ}北方の山地などにも広く見られ、模式地を除けば山頂部尾根などの示す小起伏の背面で、開析が相当進んでいる。模式地では、大塚によつて古期岩類の小円礫からなる礫層が発見されているが、同様なものは一戸町東方の山地でも見られ、北方に向つて厚くなる傾向があり、北方の上北層群に続くことが予想される。

金田一面は、金田一村西方で模式的に発達し、二戸面より約 100 m 低い平坦面で、開析は進んでいるが本地域内では、二戸面を切つて最も広く分布する。北方に緩斜して十和田火山の山麓面や青森県上北地方の丘陵面に続く。面上の堆積物は発見されていない。

河岸段丘は I (福岡高校裏手の陣馬ヶ岡など)・III (福岡高校の面)・IV 面(福岡町の面)が特に顕著である。I・II (雨蔭休村仁左平の面)面の堆積物は主に砂・ローム質シルト・砂礫からなり、薄い。III 面は、大塚(1934)によつて“福岡軽石層”と呼ばれた白色軽石層 (10~15 m 厚)からなる堆積段丘である。この軽石層は、十和田火山の軽石流堆積物で、地域内では細粒均質な白色軽石からなり、その上部に木炭片を多く含む。IV 面上には第三系を被つて薄い段丘礫層があり、馬淵川は、現在この面を刻んで峡谷をつくつて流れている。

III. 白鳥川層群

白鳥川層群 (Shiratorigawa Group)

畑井小虎・中村万次郎(1939)は、大塚の門ノ沢統の同義語として“白鳥川統”の名称を用いたが、筆者は第 1 表のように、四ツ役累層・門ノ沢累層・末ノ松山累層を合せた層群の名称として再定義する。白鳥川層群は、基盤の古期岩類を著しい不整合に被い、三戸層群に被われる。白鳥川は、地域の中心部を南東から北西に流れ、福岡町付近で馬淵川に合流する一支流であるが、川に沿つて上記の各累層がよく発達し、化石も豊富で、各累層部層の模式地もほとんどがここにある。

A. 四ツ役累層 (Yotuyaku formation)

清水(1919 M.S.)一矢部(1921)の“四ツ役層群”大塚(1933・34)の“四ツ役統(層群)”, 早川ら(1954)

の“四ツ役層”にはほぼ一致する。

爾薩体村四ツ役付近の白鳥川々岸に模式的に発達し、同村沼ノ平^{ぬまのたい}北方を最北端として、地域南部に広く広がる。しかしその主部は本地域より南方に分布する。一般に基盤岩類を著しい不整合に被うが、時に断層で接する。層厚約 150~250 m, 中部に火砕岩があつて三分される。垂直的・水平的に岩相・層厚の変化のはげしい、分級不良な泥岩・砂岩・礫岩の互層である。最下部に軟体動物化石、中部の火砕岩の中に植物化石を産する。

A1. 小祝泥岩・砂岩・礫岩部層 (Koiwai mudstone, sandstone and conglomerate member)

大塚(1934)の“小祝貝層”を再定義, “小祝貝層”と“下部植物化石層”とを合せたものを指す。

模式地: 爾薩体村松倉^{しらとりつなぎ}—白鳥繁間^{しらとりつなぎ}県道の露出(新指定)。層厚: 模式地で 30 m, 南方の浪打村茶屋場^{ちややば}付近で 40 m。分布: 爾薩体村天ヶ塚^{てんがつか}付近から、地域の東南部を基盤にそつて南方にのびる。模式地付近一帯、浪打村茶屋場の東方などに良好な露出がある。関係: 地域内第三系の最下部である。基盤に不整合或は断層をもつて接し、A₂に整合に被われる註 1)。岩相: おもに砂質シルト岩・砂岩・礫岩などの互層からなるが、所によつてその組合せが異なる。基底には一般に礫岩又は角礫岩がみられ、概して北部に細粒岩が南部に粗粒岩が多い。時に薄い亜炭・凝灰岩を挟む。上部の砂岩・シルト岩中に軟体動物化石を含むことが多いが保存は悪い。

模式地付近には、N 30°W 方向のゆるい脊斜向斜があつて、最下部は脊斜の軸部の、模式地の南の谷底でみられる。これは、主に基盤岩・安山岩の円礫、中礫~大礫(一般に径 3~5 cm, 最大 20 cm)からなる 5 m+厚の礫岩である。模式地は本部層の中部で、凝灰質砂岩・シルト岩を主とし、4 枚の亜炭レンズを挟む。脊斜の東翼も砂岩・シルト岩の互層を主とし、爾薩体村松倉の西で基盤の緑色千枚岩・チャートに接する。ここでは、N 30°E, 西に急斜する断層である。脊斜の西翼は、部分的に軟体動物化石が密集し植物片を含む、分級不良の中~細粒砂岩を主とする。化石は *Cerastoderma shinjiense*, *Dosinia cf. japonica*, *Katylsya sp.*, *Mya japonica*, *Proclava otukai*, *Crepidula cf. jimboana* などが多い。

模式地の北爾薩体村小祝では、基底部に植物片と基盤岩の角礫を多量に含んだ、暗灰色砂岩があり、その上に、*Katylsya sp.*, *Ostrea gigas*, *Mya cf. japonica*, *Crepidula cf. jimboana*, *Batillaria yamanarii* その他を含んだ、30 m 厚の青灰色軟質な砂岩が重る。同様な含貝化石砂岩は、小祝北西の同村天ヶ塚付近でも見られる。

模式地の東方、爾薩体村小峠付近には、基底に角礫岩を伴つた約 10 m 厚の青灰色無層理シルト岩・粗粒砂岩が、基盤に囲まれて盆地状に分布する。

浪打村茶屋場の東方道路上では、南北性・落差 10 m 以下の小断層群で寸断されているが、次の様な層序がみられた。(上より下へ)

1. 粗粒軽石凝灰岩……A₂
2. 凝灰質中~細粒砂岩(部分的に礫質、シルト質で、下部に軟体動物化石を産し、上部には火山礫を含む) 5 m。
3. 葉理の発達した灰色シルト岩(軽石質中粒砂岩を挟む) 6 m。
6. 礫岩質粗粒砂岩及び砂岩・シルト岩互層(クロスラミナが著しく、層理不明瞭) 5 m。
5. 礫岩(主に基盤岩の亜円礫中礫(径 5~10 cm)からなり、少量ながら安山岩礫を含む) 2~5 m。
6. 砂質シルト岩・凝灰質砂岩・礫質砂岩の互層(岩相変化著しく、砂岩には著しいクロスラミナがある。上部に 0.5~1 m 厚の亜炭層があり、直立樹幹がある) 8~10 m。

1) 凝灰岩、火山岩の小礫などを含むことから、本地域南方では A₂の火山活動が既に始つていて、そこでは A₁は A₂と同時に異相の関係にあることが予想される。

第 1 図

岩手県福岡町付近地質図

岩手県福岡町、近地質図及び断面図説明

1. 福岡軽石層	10. B ₁ 館砂岩・礫岩
2. 高位段丘堆積物及び崖錐	11. A ₃ 双燧泥岩・砂岩・礫岩互層
3. 三戸層群	12 a. A ₁ 傾城峠安山岩及び火砕岩のうちの凝灰角礫岩
4. C ₇ 米沢火山岩質砂岩	12 b. 同じく、凝灰質砂岩・礫岩
5. C ₆ 名久井岳安山岩及び火砕岩	13. A ₁ 小祝泥岩・砂岩・礫岩
6. C ₅ 合川安山岩及び火砕岩	14. 仁左平石英安山岩
7. C ₄ 新田粗粒砂岩	15. 基盤の花崗岩類
8. C ₂ 五日町凝灰質砂岩 (C ₁ ・C ₃ を含む)	16. 基盤のはんれい岩類
9. B ₂ 尻子内シルト岩及び B ₃ 鍵取細砂・シルト岩	17. 基盤の古期堆積岩類

7. 礫岩 (主に基盤岩の亜円礫巨礫 (径 20~30 cm) からなり、凝灰質砂岩レンズを挟む) 下限不明、10 m 以上。

7は基盤と断層で接する為直接の関係は不明であるが、断層は大きくないので、著しくアバットしていることが考えられる。2の下部に産する化石には、*Saccella aff. gordonis*, *Cerastoderma shinjiense*, *Nassarius simizui*, *Saccella confusa*, *Phaxas izumoensis*, *Ostrea gigas* などが多い。

浪打村沼山の東では本部層中部に、珪化した巨大な樹幹や、*Metasequoia* sp., *Fagus cf. americana* その他の植物化石を含む。

A₂: 傾城峠安山岩及び火砕岩部層 (Keiseitoge andesite and pyroclastic member)

早川ら (1954) の“傾城峠安山岩質岩部層”に等しい。大塚 (1934) の“上部集塊岩”“凝灰質砂岩層”“下部集塊岩”を合せたものに当る。

模式地: 姉帯村傾城峠付近一帯 (早川他 3 名 [1954] 指定, 地域外)。層厚: 地域内では、爾薩体村四ツ役付近で 130 m, 浪打村茶屋場付近で 30~50 m。**分布:** 四ツ役を中心とする白鳥川中上流一帯, 茶屋場付近の他に、地域内では浪打村根反付近にみられる。いずれも主に谷底にある。**関係:** 地域内では A₁ に整合に重なり、A₃ に大部分整合に被われ、一部で指交 (interfinger) する。**岩相:** 地域内では、安山岩質本質凝灰角礫岩と、それと指交する粗粒凝灰岩・火山岩質礫岩・凝灰質砂岩・シルト岩などからなる。噴出の中心は南方の模式地付近と思われるが、地域内では北部が厚く、凝灰角礫岩は 2 枚に分れる。指交する凝灰岩・シルト岩には植物化石が含まれる。

角閃石・紫蘇輝石・普通輝石安山岩である。斑晶は紫蘇輝石・角閃石・斜長石及び少量の普通輝石を主とする。石基に有色鉱物として単斜輝石 (多)・斜方輝石 (少) を含む。肉眼的には帯褐色であるが鏡下では新鮮で、角閃石がほとんどオパサイト化している他は変質を受けていない。

白鳥川流域の凝灰角礫岩は、間に粗粒凝灰岩・シルト岩・礫岩などを挟んで上下 2 枚に分れている。下

位のものは爾薩体村白鳥繫・高田付近から同村天ヶ塚にのびていて、白鳥付近では 40 m 厚、安山岩岩塊(径 10~15 cm)は上部に多く、下部には軽石が多くて部分的に軽石凝灰岩となる。天ヶ塚の谷では、小岩塊(径 2~5 cm)の凝灰角礫岩が部分的にみられる他は大部分が軽石凝灰岩で、80 m 厚ある。爾薩体村四ツ役付近では上下の凝灰角礫岩の間に、これらと一部指交して、下位より、粗粒軽石凝灰岩・凝灰質シルト岩—砂岩互層・軽石凝灰岩・火山岩質礫岩—粗粒砂岩がある。凝灰質シルト岩中には、*Camptoniphylum Naumann*, *Metasequoia japonica*, *Actinodaphne acuminata*?, *Fagus* sp. その他の植物化石や、直立樹幹が根を張つたまま珪化して保存されたものなどがある。火山岩質礫岩は、凝灰角礫岩と同質の安山岩の水磨された亜角礫中礫からなり、著しいクロスミナを呈する。これらは、同村境ノ沢や沼ノ平にもみられる。上位の凝灰角礫岩は、層厚約 20 m・岩塊の径 10~30 cm であるが、北方に細粒となり軽石を増す。

浪打村茶屋場付近では、15° 西に傾斜する層厚 50 m の凝灰角礫岩(岩塊の径最大 1 m, 平均 10~20 cm)である。これを東方に追えば、層厚 30 m 安山岩の小岩塊を含む粗粒軽石凝灰岩となり、西方では一部で、礫岩・シルト岩と指交する。

浪打村根反・中瀬付近のものは、粗粒軽石・安山岩小岩塊からなる凝灰岩を一部に挟む本質凝灰角礫岩で、安山岩岩塊は径最大 1.5 m, 平均 10~30 cm あるが、岩塊の量が少なくなつて点在するにすぎない部分もある。中瀬の西では、水磨された巨礫岩にvari, 次第に A₃ の凝灰質砂岩に移化する。

この A₂ 火砕岩の分布は極めて特徴的で、地形上の低所に厚く発達し、四ツ役・茶屋場間の尾根では凝灰質砂岩が見られるだけである。岩塊の大きさも又同様で、水平的にも南から北に細粒となる。A₃ は、これらを覆蔽するように見えるが一部では指交していて、両者は一連整合である。これは、泥流状の火砕物質が当時の低所に流れて厚く堆積した為と推定される註 1)。

A3. 双畑泥岩・砂岩・礫岩互層 (Sukohata alternation of mudstone, sandstone and conglomerate)

新称。大塚(1934)の“上部植物化石層”は本部層の一部である。

模式地：浪打村双畑・来田間の楢山谷の川岸一帯。層厚：模式地で 100 m, 最厚は爾薩体村坂本付近で 120 m, 他では 50~100 m。分布：最北端は爾薩体村沼ノ平付近。地域の南部~東南部に、四ツ役累層の主部をなして広く分布する。関係：四ツ役累層の中上部を占める。A₂ を整合に被うが、浪打村茶屋場付近・同村中瀬などでは指交する部分がある。一戸町付近では基盤を直接不整合に被い、一般に門ノ沢累層に整合的註 2) に被われる。岩相：1) 主に暗灰褐・暗灰緑・黄褐色の中~粗粒砂岩と礫岩の互層からなる部分と、2) 主に青灰・灰白・灰褐・灰緑色の砂質粘土岩・砂質シルト岩・砂岩の互層からなる部分とに分けられる。いずれも層理は不明瞭な場合が多い。1) と 2) とは同時異相で漸移の関係にあり、2) は部分的で爾薩体村坂本付近、一戸町付近などに見られる。一部で稀に植物化石を産する他は化石は発見されなかつた。

模式地では、1) の砂岩・礫岩互層がよく発達する。礫岩のうち下部の 2 層は、厚さがそれぞれ約 10 m に達し、A₂ と同質の安山岩の亜円礫巨~大礫(径 20~40 cm)からなり、A₂ と東部で移化する。この礫岩の下位には亜炭層、植物片などを含んだ砂質シルト岩・砂岩がある。上部の 5 層の礫岩は、主に基盤の砂岩・粘板岩・チャートなどの円礫小~中礫(径 1~5 cm)からなり、それぞれ長さ 200~500 m・厚さ 5 m 内外の薄いレンズ型で、消失するとその上下近くに別のレンズが現れる。レンズの上下の隔りは 5~10 m, この間を埋める砂岩は黄褐~暗灰褐色中~粗粒砂岩でクロスミナが著しく、灰褐色泥岩や亜炭薄層を挟む。概して上部ほど泥質となり、最上部付近ではシルト勝ち互層となる。

爾薩体村白鳥・四ツ役付近では、主に粗粒砂岩と礫岩とからなるが、礫岩は不規則塊状、或はクロスラ

1) 現在とあまり変らぬ方向に傾斜しているのは、その理由として後に構造の項で述べる様に堆積後の変形が少く、しかもそれが単にこの方向に傾斜を増す様に働いていることなどが考えられる。

2) 門ノ沢累層 B₁ の項で論ずる。

ミナを呈して砂岩中に挟まれ、連続性に乏しい。時に灰色塊状の粘土岩を挟む。

爾薩体村坂本付近の白鳥川々岸には 2) がよく発達する。A₂ の凝灰角礫岩の上位に 軽石質シルト岩で始り、下部の 25 m は、凝灰質シルト岩・シルト質砂岩・礫岩の互層で、シルト岩中には *Liquidamber formosana*, *Acer cf. subpictum*, *Miscanthus sp.* などを産する。中上部 60 m は、層理の不明瞭な青灰・灰褐色の砂質粘土岩・砂質シルト岩・シルト質砂岩互層で、細い破片となつてくずれる。坂本の北西の館付近では、この砂・シルト互層の中に炭化した植物片が多くなり、基盤岩の円礫小礫 (径 1~5 cm) からなる礫岩の不規則な小レンズを挟むようになる。

一戸町付近一帯の馬淵川々岸、同町東方の山地などでも 2) タイプで、浪打村小井田の西では基盤のケンタレン岩を不整合に被う礫岩質粗粒砂岩に始り、下半部は青灰色シルト岩を挟む 灰緑色粘土質中粒砂岩 (15 m)、上半部は砂質シルト岩・細粒砂岩の互層 (約 20 m) である。一戸町の馬淵川々岸として大塚 (1934) が植物化石を報告した所はこの上半部と推定されるが、今は露出がない。一戸町の南方、浪打村御所野付近では、基盤のチャート・千枚岩の上に基盤岩の円礫中礫 (径 1~5 cm) からなる基底礫岩 (5 m+厚) があり、その上位に帯灰褐色の砂勝ち互層が続く。これは、クロスラミナを呈する中粒砂岩・シルト質中粒砂岩・塊状細粒砂岩を主とし、砂質シルト岩を挟むもので、層理面は不明瞭、岩相変化もはげしい。基底礫岩の直上には亜炭の薄層がある。同村中瀬より西にのびる A₂ 凝灰角礫岩は、この互層の最下部 10 m と指交する註 1)。

B. 門ノ沢累層 (Kadonosawa formation)

清水 (1919, MS) — 矢部 (1921) の “門ノ沢層群”、大塚 (1933・34) の “門ノ沢統 (層群)”、早川他 3 名 (1954) の “門ノ沢層” を再定義したもの、清水—矢部の “仁左平層群・湯田層群” を含み、模式地付近では、大塚・早川らの定義とはほぼ一致する。

爾薩体村門ノ沢を中心とする白鳥川下流一帯に模式的に発達する。主として 青灰~灰緑色塊状のシルト岩からなり、中~細粒凝灰岩の薄層を多く挟み、全体に凝灰質である。基底部には中粒砂岩・礫岩 (B₁) があり、模式地付近では最上部に砂が混入した分級不良のシルト岩 (B₃) がある。B₁ と B₃ には動物化石が豊富で、“門ノ沢動物化石群” と呼ばれている。白鳥川下流部で最も厚く 105 m に達し、一般には 50~70 m である。金田一村湯田北方を北限として馬淵川以東に広く分布するが、一戸町東方の山地で薄くなり、末ノ松山累層に覆蔽されて消失する。

B1. 館砂岩・礫岩部層 (Tate sandstone and conglomerate member)

大塚 (1934) の “館オストレヤ層”、早川他 3 名の “白鳥砂岩部層” にはほぼ等しい。

模式地：爾薩体村館の南の白鳥川々底。**層厚：**模式地で 5 m、一般に 2~7 m、最厚部は爾薩体村仁左平付近で 25 m。**分布：**門ノ沢累層の基底部にあつて、爾薩体村本新田付近・鳥海村中里付近を除いて、一般にどこでもよく見られる。**関係：**門ノ沢累層の基底礫岩・砂岩で、下位の四ツ役累層を整合或はダイアステム程度の侵蝕面をもつて被う部分 (南部) と、基盤を直接不整合に被う部分 (北部) とある。B₂ に整合に被われる。**岩相：**四ツ役累層に重なる部分では一般に、下位より礫岩・暗灰~青灰色砂質シルト岩又は砂岩・含 *Ostrea* 砂礫岩の層序が認められる。基盤に直接重なる部分では 20~25 m の灰褐色中粒砂岩を主とし、細粒礫岩や亜炭薄層を挟む。本部層は、大塚が “オストレヤ層” と呼んだ様に、*Ostrea gravitesta* その他の軟体動物化石の密集した層で特徴づけられる。この化石群がいわゆる “門ノ沢動物化石群 (下部門ノ沢動物化石群)” と呼ばれるものである。

四ツ役累層に接する部分の最下部の礫岩は、一般に下底に明らかな凹凸面があり、時には下位の A₃ 最上部のものと思われる泥岩の角礫を含み、砂管のみられることもある。しかし A₃ を大きく削つたり斜交する様なことはなく、この間に大きな時間々隙があつたとは考え難い。

1) 8 頁 A₂ の記載参照

第 2 図 柱 状 断 面 図

柱状図記号の説明

柱状図をとった位置

1. 礫質体村小沢一白鳥の南
2. 同村 天ヶ塚一四ツ谷の南
3. 同村 坂本の南
4. 同村 沼ノ平一鎮一尻子内
5. 同村 門ノ沢付近
6. 石切所村浪打峠の北斜面
7. 同村 北福岡町東の大森
8. 同村 河原橋一福岡町長瀬
9. 礫質体村仁左平一才米村十文字
10. 浪打村越ヶ沢
11. 同村 茶屋場一橋山
12. 礫質体村門ノ沢の北東
13. 同村 義
14. 金田一村越田
15. 同村 新田

第3図 爾薩体村館の北方の谷に於ける四ツ役層 A₃ と門ノ沢累層 B₁ の境界部

ある。1~1.5 m (第3図)。

となつてゐる。1. からは *O. gravitesta* の他に, *Clinocardium shinjiense*, *Anadara amicula*, *A. nino-hensis*, *Glycymeris cissuensis*, *Chlamys* cf. *nisataiensis*, *Dosinia* cf. *nagaii*, *Tapes siratoriensis*, *Clementia iizukai*, *Panope japonica*, *Polinices meisensis* その他を産する。1-2-4の層序は, 模式地より南方の, 浪打町楯山付近一帯・戸町東方の山地その他に広くみられるもので, 白鳥川上流のものなどに比して一般に厚く, 5~8 m が普通である。楯山付近の谷壁に厚く発達する円礫・小~中礫礫岩は, 本部層基底の4の礫岩である。

白鳥川南岸・楯山谷北岸などで本部層を東方に追跡すると, 3の部分急激に薄くなり, 爾薩体村坂本・四ツ役南方の谷では本部層は1~1.5 m の中礫礫岩のみとなる。*Ostrea* その他の貝殻はその上部に密集する。

更に東方の, 爾薩体村白鳥南方の谷, 浪打村双畑北方の谷などでは, 主として灰褐~灰黒色の中~粗粒砂岩(5~7 m)からなり, 小型の軟体動物化石(*Anadara amicula*, *Saccella confusa*, *Clinocardium shinjiense*, *Luciniscia k-hataii*, *Dosinia nagaii*, *Tapes siratoriensis*, *Batillaria yamanarii*, *Crepidula isimotoi*, *Polinices meisensis*, *Nassarius kometubus*, *Ringicula ninohensis* その他)を多く含むが, *Ostrea gravitesta* はその最上部に両殻を合せたままで発見される。

第4図 門ノ沢累層, 館砂岩・礫岩層 B₁ の地域南部に於ける柱状図 (柱状図記号は, 第2図柱状図と同じである)

1. 戸町東方の南東に向う谷	6. 同村坂本南方の谷
2. 浪打村楯山部落の南方	7. 同村白鳥寺ノ沢
3. 同村楯山部落	8. 浪打村双畑一楯山間から, 東に入る谷。
4. 爾薩体村館の北方	9. 爾薩体村白鳥南方
5. 同村館の南方(模式地)	10. 8の谷の上流部

上記の関係を第4図に示す。

これらと離れて北方の爾薩体村仁左平, 金田一村湯田付近には基盤上に直接して本部層が発達する。仁

左平部落の中を流れる谷の底では、小区域に露出する“変質玄武岩”を基盤として、谷の下流側では主に中粒塊状砂岩からなる本部層が見られる。ここでは上より下へ

1. 灰緑～灰褐色・中～粗粒砂岩（部分的に礫質となり、*Felaniella* その他を含む）10 m。
2. 暗灰色中粒砂岩・礫質粗粒砂岩・緑色細粒礫岩（上部に 0.2～0.5 m 厚の亜炭層がある）4 m。
3. 暗灰褐色礫質細～中粒砂岩（*Pillucina yokoyamai*, *Soletellina minoensis*, *Felaniella ferruginata* その他の軟体動物化石を多く含む）3.5 m。
4. 含貝殻礫質粗粒砂岩 2.5 m。
5. 灰褐色中粒砂岩（*Ostrea gravitesta* その他の軟体動物化石が多く、化石は全て生没と思われる）約 3 m。
6. 暗灰褐色中粒砂岩（無化石、基底部には基盤の変質玄武岩の巨礫を含む）4 m。

となつている。5 に産する化石には特に *Ostrea gravitesta*, *Clinocardium shinjiense*, *Dosinia nagaii*, *Tapes siratoriensis*, *Mactra* cf. *oronata* が多い。

谷の上流側では、基盤に接した部分に、主に *Balanus* sp. の破片からなる貝殻石灰岩（約 10 m 厚）があつて、3～5 タイプの砂岩と指交している。

爾薩体村大萩野付近にやや広く露出する基盤の周辺にも、主に砂～粗粒砂岩からなり亜炭を含む本部層が発達する。

金田一村湯田の馬淵川々岸では、石灰質団塊を含んだ淡緑～灰褐色・中～粗粒砂岩を主とし、軟体動物・甲殻類・脊椎動物^{註 1)}などの動物化石の他に、松柏科の毬果など、化石が多い^{註 2)}。これは、仁左平のものが N 40°E・南落ちの断層の為に再び現れたもので、この他にも断層が多く、本部層がくり返し現れる。

B2. 尻子内シルト岩部層 (Shikonai siltstone member)

大塚(1934)の“尻子内互層”早川ら(1954)の“尻子内頁岩部層”を再定義したもの。ここでは早川らのものにはば一致し、大塚の“館嶺剥質黒色泥”と“尻子内互層”の下半部とを合わせたものに当る。

模式地：爾薩体村尻子内南方の白鳥川々岸一帯。**層厚：**模式地で 75 m (最厚)、一般に 30～60 m。**分布：**北端は金田一村湯田の北方、南端は一戸町東方の山地、東端は爾薩体村猿越の西或は同村白鳥付近。南西端を除けば、馬淵川東岸にのみ分布する。関係：門ノ沢累層の主部を占める。B₁ を整合に被い、B₂ に整合に被われるか、末ノ松山累層に整合的に被われる^{註 3)}。**岩相：**主に青灰緑～青灰色無層理のシルト岩からなる。風化面は灰白～白色で、細かくくだけて崩れ落ちる。模式地付近に限つて下部に暗灰～黒色の粘土岩がある。全体に軽石の細粒を多く含み、白色軽石凝灰岩・岩滓凝灰岩などの薄層が多い。化石は少く、軟体動物化石が所々に点在するに過ぎないが、上部にはやや多産する部分がある。

模式地を含めた白鳥川下流部^{註 4)}では、上から下に、

1. 軽石凝灰岩・岩滓凝灰岩の薄層（1～10 cm）の挟みの多い部分（20 m ^{註 5)}）
2. 凝灰岩の挟みの少ない部分（30 m）
3. 主に暗灰黒色粘土岩からなる部分（25 m）

と 3 分することが出来る。1 は門ノ沢付近に見られ、大塚が“尻子内互層”としたものの下半部に当

1) *Desmostylus* の白歯など。

2) 金田一村小林付近で、大塚(1934)が植物化石と共に *Unio kobayashiensis* を報告した層位は本部層に入ると思われるがこの部分は現在水没していて不明である。

3) これについては後にくわしく述べるが、極めて部分的（爾薩体村繫の東）には不整合関係で直接するところがある。

4) 以後白鳥川上流・下流と云うのは、爾薩体村館嶺附近を境として呼ぶもので、ここに上・下流の岩相の不連続があり、大部分の凝灰岩は下流にのみ分布し、ここまです消失する。

5) 上位の B₃ との境界については、B₃ の項でくわしく述べてある。

り、暗褐色硬質岩滓凝灰岩 (1~5 cm 厚)・中〜細粒軽石凝灰岩 (5~10 cm 厚) を約 10 枚挟在し、上部に *Macoma optiva* の密集した部分、中部に *Turritella kadosawaensis*, *Bittium* sp., *Solemya tokunagai*, *Acila insignis*, *Fulgoraria* sp. などを産する部分がある。下位に向つて凝灰岩の挟みが少なくなつて 2 に移行するが、境界付近に 7 m 隔つて 2 枚のラミナの発達した軽石質細粒砂岩 (50・120 cm 厚) がある。2 は屍子内付近に見られその中部に粗粒軽石凝灰岩^{註 1)} (40 cm 厚) がある他は軽石の薄層を挟むのみで、均質なシルト岩である。3 は、風化すると細片となつて崩れる暗灰黒色粘土岩で、黄色に風化する軽石の細粒を多量に含む。館部落の北及び南の谷で見られるのみである。化石はほとんどない。

白鳥川上流、浪打村櫛山付近などでは、軽石凝灰岩の薄層を挟む均質なシルト岩で、上部に部分的に *Macoma optiva* の密集した層がある。模式地の北、爾薩体村繫付近では、模式地の 2 の中部以上が露出し、模式地で認められた薄い凝灰岩、軽石質細粒砂岩、上部の *Turritella* 層などはここでも同様に認められ、N10°E 方向の軸をもつ部分的な脊斜・向斜構造を作る。繫から同村仁左平の西に至る谷には本部層の中部以上がみられ、模式地の 2—中部にある粗粒軽石凝灰岩 (40 cm 及び 20 cm) が東西性の小断層によつてくり返し現れる。谷の下流の同村仁左平の西では、谷底に基盤の変質玄武岩の礫の径最大 1.5 m に達する巨礫岩があり、本部層下部の暗灰色シルト岩によつて整合に被われる。

爾薩体村仁左平、金田一村湯田付近などでは、所々に軽石凝灰岩薄層を挟む均質なシルト岩で、その下半部に径 10~50 cm の石灰質団塊を多く含む。爾薩体村本新田付近の基盤を薄く被う本部層は凝灰質灰白色中粒シルト岩である。

一戸駅西方の山地では、軽石粒・砂粒を多く含み、模式地とは岩相が變つて来る。これは地域の西南方にのびる。

B3. 鍵取細砂・シルト岩部層 (Kagitori fine sand- and siltstone member)

模式地では、大塚 (1934) の“門ノ沢層”，早川ら (1954) の“門ノ沢凝灰質砂岩部層”にほぼ当る。

新称。模式地：福岡町鍵取付近の白鳥川々岸一帯。層厚：模式地で 35 m, 最厚 40 m, 一般に 20~30 m。分布：模式地を中心とし、白鳥川流域一帯・爾薩体村繫付近・浪打村櫛山付近などのみ。関係：門ノ沢累層上部を占める一異相で、B₂ を整合に被い^{註 2)}、末ノ松山累層に大部分整合に、一部不整合^{註 3)}に被われる。岩相：主に灰緑〜灰色軽石質細粒砂岩又はシルト岩からなる。細粒砂岩とシルト岩とが不定形に混在する不均質の部分が多く、層理は一般に明瞭でない。中部に青色粘土岩を、下部に数枚の軽石凝灰岩を挟む。軟体動物化石に富み (上部門ノ沢動物化石群)、多くは散在型で、生没と思われる。

模式地では、B₂ の上位に 15~80 cm 厚の粗粒軽石凝灰岩が 4 枚あつて、このうちの最下部の凝灰岩 (80 cm 厚) の下底を本部層の基底とする。B₂ との境界を凝灰岩層の急に増す部分の下底として追跡すると、上述の様な岩相の下底とよく合致する。この凝灰岩層は、爾薩体村繫・白鳥川上流一帯などにも分布する。白鳥川上流、爾薩体村四ツ役・白鳥の南方では、この凝灰岩の直下に、軟体動物化石の豊富な基盤岩の角礫細礫 (径 0.2~0.5 cm) からなる礫岩又は礫質砂岩があり、ここより上位のシルト岩は砂粒が多くなつて B₃ になる。同層準に、南方の浪打村櫛山付近一帯では含礫凝灰質中粒砂岩 (1~3 m 厚) があつて、B₂ シルト岩との境界には小凹凸面、砂管などがみられる。櫛山双畑間より東に入る支流の奥で、この砂岩中に、穿孔貝に開けられた孔のある変質火山岩礫 (径 7 cm) が見出された。

模式地付近では、基底の軽石凝灰岩の上下に、*Macoma optiva*, *Sinum yabei*, *Fulgoraria* sp., *Patinopecten kimurai* その他の密集した部分がある。この *Macoma* 層は、B₂ 上部のものと伴つて、白鳥川上流爾薩体村繫付近にもみられる。軽石凝灰岩の上位 3~7 m 付近には、砂質シルト岩中に暗青色緻密な粘土

1) 有色鉱物 (角閃石) の柱状結晶を多量に含んだ白色軽石凝灰岩。爾薩体村繫、白鳥川流域一帯、浪打村櫛山附近などに分布する。

2) 両者は各露頭では明らかに上下関係にあるが、B₃ の分布区域外の B₂ の上部は一部これと同時に異相の関係にあると推定される。

3) 斜交不整合である。これについては後にくわしく述べる。

岩が不規則塊状に挟まれる。これは白鳥川下流一帯、爾薩体村繫・^{さくぼ}左久保などにも見られる。

模式地付近の本部層の中上部は、主に灰緑～灰白色凝灰質細粒砂岩^{註 1}～シルト岩からなるが、第 5 図

第 5 図 鍵取細砂・シルト岩(Ba)のシルト岩と砂岩との混在状況
s.s. は細粒砂岩 st は塊状シルト岩

の様にシルト岩と細粒砂岩とが混在する部分が多く、著しく不均質である。層理不明瞭、岩相も砂岩—シルト岩の水平的変化がはげしく、不安定な状態のもとで堆積したものと思われる。全体に軽石粒が多く、時に軽石凝灰岩の薄層を挟む。この細粒砂岩の中に、シルトからなるチューブ (外径 2～5 cm・内径 1 cm・長さ 10 cm) が、地層面にほぼ垂直に立つて多数含まれている。白鳥川下流では、模式地付近の至る所で、*Patinopecten*

kimurai, *Volsella difficilis*, *Phaxas izuimoensis*, その他, *Nuculana nidatoriensis*, *Portlandia intermedia kadosawaensis*, *P. thraciaeformis*, *Anadara* sp., *Panomya simotomensis* など種々の軟体動物化石を多産する。多くは散在型で、二枚貝は両殻があり生没と思われる。*Phaxas* は細粒砂岩中に層理面に対し急角度に立つて化石化しており、生活状態そのままであることが明らかである。

白鳥川上流、浪打嶺山付近などのものは比較的均質な砂質シルト岩からなり、化石も少ない。

C. 末ノ松山累層 (Suénomatuyama formation)

清水 (1919 MS) — 矢部 (1921) の“末ノ松山層群”，大塚 (1933・34) の“末ノ松山統 (層群)”を再定義したもの。大塚の“末ノ松山統”にほぼ一致し、早川ら (1954) の“末ノ松山層”の下半部に当る。

石切所村・浪打村間の末ノ松山浪打峠付近、特にその北斜面一帯に模式的に発達する。厚さ約 100～150 m の凝灰質中粒砂岩を主とし、上部には、中部以下を貫いた安山岩を火砕岩として挟在する。馬淵川々岸一帯によく発達し、東岸では山の中腹以上に見られる。地域内で最も広く分布する累層で、門ノ沢累層を覆蔽し、直接四ツ役累層或は基盤を被う部分がある。基底部には細粒礫岩 C_1 があり、主部は凝灰質中粒砂岩 C_2 からなる。 C_2 は北方に黒色粗粒砂岩 C_4 に移化する。 C_3 は C_2 下部に挟在する凝灰岩である。上部の火砕岩 C_5 ・ C_6 はその噴出の中心が 2 カ所 (一戸町の北西及び青森県^{さんのかへ}三戸郡名久井岳) にあり、周囲に凝灰角礫岩として分布する。最上部には C_5 ・ C_6 を被つて火山岩質砂岩 C_7 がある。

C_1 及び C_7 の基底部には軟体動物・腕足動物化石が密集する (末ノ松山動物化石群) が、他の部分では少ない。

C1. 穴牛砂岩・礫岩部層 (Aausi sandstone and conglomerate member)

大塚 (1934) の“穴牛砂”に等しい。

模式地：石切所村穴牛の西、白鳥川と末ノ松山からの支流との合流点付近。層厚：模式地で 6 m、最厚 15 m、一般に 1～6 m。分布：北部及び周辺部を除いた末ノ松山累層の分布の全域。北端は爾薩体村猿越峠の西、南端は一戸町東方。関係：末ノ松山累層の基底礫岩である。門ノ沢累層を大部分整合に一部不整合に被子、 C_2 に整合に被われる。岩相：主に細粒の礫岩からなり、部分的に粗粒砂岩となる。貝殻片・火砕物質などを多量に含む。保存のよい二枚貝化石を多産し、時に貝殻片が集合して貝殻砂岩になる。部分的に著しいクロスラミナが発達する。

1) 一見末ノ松山累層 C_2 の凝灰質砂岩の一部に極めてよく類似する。しかし本部層のものは下位の B_2 のシルト岩と同様に、層理面に対し直角に近い節理が発達し、細粒であることから区別される。大塚 (1934)、早川ら (1954) は、この兩者を混同した為各地に広く発達する C_2 凝灰質砂岩を門ノ沢累層と考えた。“門ノ沢層”の主部は凝灰質砂岩であるとするのは誤りでその大部分が末ノ松山累層に入れられるべきものである。

模式地では化石を多量に含んだ青灰～暗灰色細粒の礫岩で、礫は主に基盤の粘板岩・チャートの角礫細礫(径0.2～0.5 cm)からなり、少量の安山岩片・濃緑色のシルト岩を含む。基質は凝灰質粗粒砂岩である。化石には *Pectinidae* が多く、*Patinopecten kimurai*, *P. yamasakii*, *P. ninohensis*, *Chlamys* cf. *kitamurai*, *C. cosibensis*, *Lima goliath*, *Volsella difficilis*, *Serpulorbis* sp. その他がある。

模式地から白鳥川の上流に向つて100 m 程距つた地点では、本部層はわずかに10 cm 厚しかなく、貝殻片を含んだ礫質粗粒砂岩となるが、更に100 m 上流の穴牛橋のたもとでは2 m に厚さを増し、上流に向つて急激に厚くなる。白鳥川下流部では、一般に5～8 m 厚の細粒な礫岩で、部分的に安山岩粒・軽石粒が多く、 C_3 の凝灰岩に類似する。爾薩体村尻子内・館の南岸では礫はやや大きく、亜円礫中礫(径1～3 cm)となる。

白鳥川上流から浪打村楯山の谷一帯では、0.5～2 m 厚の礫質粗粒砂岩或は凝灰質中粒砂岩で、貝殻の細片を多量に含む。その基底部は比較的明瞭で砂管なども見られ、 B_3 のシルト岩と思われるものの亜円礫を含む。楯山から白鳥に越す峠の南面では、厚さ0.2 m の中礫礫岩である。

一戸町東方の山腹・浪打村毛鳥付近^{もうちょう}などでは、基盤岩及び安山岩の亜円礫中礫(径3～5 cm) からなる1.5～2 m 厚の礫岩である。ここでは貝殻片は少い。

白鳥川以北の、爾薩体村門ノ沢背後の山地、同村沼ノ平^{ぬまのたい}北方、同村繫付近^{なつまぎ}から夏間木にかけては、模式地に比して礫が大きい。門ノ沢の背後では厚さ2.5 m・中礫(1～3 cm)礫岩で、沼ノ平北方では、厚さ2 m + ・主として基盤岩の亜円礫中礫(3～8 cm) からなる礫岩で、稀にシルト岩礫(穿孔貝による穴がある)を、極めて稀に安山岩礫を含む。繫付近のものも同様である。繫の谷中流の左久保付近のものは模式地と同様な細粒礫岩で貝殻片が多い。爾薩体村仁左平の西端或は繫の谷と馬淵川との合流点付近のものは、厚さが15 m あつて異常に厚い。ここでは上から、

1. 礫質粗粒砂岩～礫岩(礫は基盤岩の亜角礫中礫で少量。化石が多い) 3 m。
2. 礫質シルト岩・礫質砂岩互層(シルト勝ち、暗灰色) 2.5 m。
3. 帯赤褐色礫質砂岩(貝殻片の多い礫質粗粒砂岩、赤褐色粘土岩などを挟み、クロスラミナが著しい) 3 m。
4. 細粒礫岩・粗粒砂岩互層(礫岩勝ち、礫は基盤岩の亜角礫細礫(径0.3～0.5 cm)である。化石が多い) 3 m。
5. 礫質粗粒砂岩(基盤岩の亜角礫細礫を含む) 2.5 m。

となつていて、5の下位には B_3 の暗灰色凝灰質中～粗粒砂岩が来る。1及び4からは、*Chlamys cosibensis*, *C. kaneharai*, *Mercenaria* cf. *yokoyamai*, *Neptunea hukusimensis* 及び多数の腕足貝類を産する。

爾薩体村猿越峠の東方から同村本新田に向う路傍では、峠の南西斜面に、3 m 厚の貝殻片を含む礫質粗粒砂岩及びその下位に細粒礫岩があるが、本部層のものと考えられる。

C2. 五日町凝灰質砂岩部層 (Itukamati tuffaceous sandstone member)

大塚(1934)の“五日町泥質砂”にはば当る註1)。

模式地：福岡町五日町岩谷橋付近の白鳥川々岸。層厚：模式地で70 m, 最厚110 m, 一般に70～80 m。
分布：金田一村湯田付近を北限とし、南は一戸町東方の山地。馬淵川々岸や東岸の山腹に広く分布する。
関係：末ノ松山果層の主部をなし、中下部を占める。 C_1 を整合に被い、下部に C_3 を挟み、 C_4 と同時異相である。 C_3 に貫かれ、整合に被われ、又一部で C_3 に整合に被われる。岩相：塊状の凝灰質中粒砂岩である。新鮮な面では一般に青灰色、風化面では黄緑・灰白・黄褐色などを呈する。概して均質であるが部分的に細粒になり、時にはその下部にシルト岩を挟む。模式地付近より南では上部に薄い岩滓凝灰岩を挟

1) 既に B_3 の項の脚註で述べた様に、大塚(1934)、早川ら(1954)などの地質図で“門ノ沢統(層)”とされている部分の上半部は本部層に入る部分がある。

む。軟体動物化石が点在する。

模式地では、 C_1 の細粒礫岩の上位に、塊状凝灰質細粒砂岩 (8 m)・ C_3 (8 m)・塊状凝灰質中粒砂岩 (60 m) の順に重なる。下部の細粒砂岩は極めて均質で、白鳥川下流全域に連続する。中粒砂岩には、部分的に軽石小粒の多く集った部分、シルト岩の薄いレンズ、長板状にのびた硬質砂岩 (団塊様のもの) などがある。最上部は著しく軽石質で、岩滓凝灰岩を 2 枚 (10 cm 及び 15 cm 厚) 挟み、 C_3 に被われる。中部に *Volsella difficilis* が点在する。

C_3 は、地域南半部の本部層下部にレンズ状に挟まれる粗粒凝灰岩で、 C_3 より下位にある本部層 (C_2) は白鳥川下流から離れるに従って薄くなり、 C_3 が C_1 に接近する。下位の C_2 は上部の主部と岩相が異り細粒である。

白鳥川下流の C_2 下部は第 6 図の様である。すなわち、門ノ沢部落南の大崖 (図の左端) では、 C_1 の上位

第 6 図 爾薩体村門ノ沢部落南方の崖のスケッチ

に、a. 模式地から連続する凝灰質細粒砂岩 (8 m) b. 極めて凝灰質なシルト岩 (11 m) がある。白鳥川上流ではこの部分は粗粒凝灰質砂岩である。

末ノ松山付近から北福岡駅東南の大崖にかけては、 C_3 の上位は一樣な塊状凝灰質中粒砂岩であるが、その上部には 10~50 cm 厚の岩滓凝灰岩を多数挟む。又 B_3 のものと同様なシルトのチューブが非常に多く、このものはその頭部をそろえて層理面に垂直に立ち、層状に密集する。北福岡駅東南の大崖では、本部層全体の特に中部にこれが多く、17 層準が数えられた。この付近は軟体動物化石も点々と含まれ、*Yoldia ochotensis*, *Patinopecten kimurai*, *Panomya simotomensis* その他を得た。浪打峠北斜面の本部層中部には、*Echinarachnius* sp. の密集部がある。

北福岡駅東方の、河原橋から白鳥川合流点に至る馬淵川々岸に露出する本部層の下限は河原橋の北方 300 m の地点で、 $N 75^{\circ} E$ の走向の小断層をもつて門ノ沢累層に接する。しかしその落差は小さく、 C_1 に当る部分が欠けるのみである。この本部層は最下部に 1 m 厚の C_3 細粒凝灰岩を挟み、その上位は 85 m 厚の主に凝灰質細粒砂岩からなる。分布区域を通じてこの付近が最も細粒である。細粒砂岩は全体に塊状であるが、下部には部分的に長さ 30~50 cm 程度の、刷子ではいた様な葉理が発達し、又中部には模式地で見られる様な長板状の硬質砂岩 (団塊) が含まれる。上部はやや層理が発達し、*Volsella difficilis*, *Lima goliath* を産する。シルトチューブは上部に点在する。

浪打峠から東方に続く尾根や浪打村樋山付近のものは、模式地に比して含まれる軽石がやや大型となり、全体に粗粒である。爾薩体村四ツ役の南では本部層の下部に白色の粗粒軽石凝灰岩 (60 cm 厚) が挟まれ、爾薩体村白鳥の南方では C_3 の上位に接して灰色緻密な粘土岩 (5 m) があるが、局部的である。

同村繋の東方では C_3 はなく、 C_1 の上位に砂質粘土岩・砂質シルト岩・凝灰質砂岩の互層 (4 m+) がみられる。同村仁左平の西方の馬淵川々岸でも、 C_3 より 10 m 上位に 2 m 厚の塊状灰色シルト岩がある。

爾薩体村高森の中腹、福岡町より爾薩体村繋に至る峠付近、繋北方の山地、同村夏間木より左久保付近の山地、同村沼ノ平北方から船田の東方・蝦夷森・槻木平を経て同村猿越峠に至る尾根などの高所には、

模式地のものによく類似した本部層の塊状凝灰質中粒砂岩が広く分布する。従来これらは全て門ノ沢累層の本体“門ノ沢 beds”と考えられていた。

馬淵川西岸にも小区域に分布する。金田一駅背後の山地の基部では、C₆凝灰角礫岩の下位に塊状・やや粗粒の凝灰質砂岩がみられる。斗米村上米沢の南西では、C₆凝灰角礫岩の下位に谷底のみに窓状に露出する。これは著しく軽石を含んだ塊状粗粒砂岩で、1 m 厚の岩滓凝灰岩・凝灰質シルト岩などを多く挟む。北福岡駅北東の山腹でも C₆の下位に塊状凝灰質砂岩がある。

一戸駅西方の鳥海村中里に至る峠付近、一戸町東方の山頂付近などでは、本部層中部或は基底に当る部分にラミナの発達した淡灰色細粒軽石凝灰岩(8 m+)があるが、他との関係は不明である。

C3. 村松凝灰岩部層 (Muramatsu tuff member)

新称。模式地：石切所村村松の東、村松から爾薩体村館に至る峠付近。層厚：模式地で 20 m, 最厚 28 m, 10 m 以下の部分が多い。分布：北々西—南々東の長軸を有し、白鳥川下流に中心のある楕円形。北限は爾薩体村仁左平の西、東限は同村白鳥の東、南限は浪打村双畑の南、西限は北福岡駅東南の大崖。関係：C₂の下部にレンズ状に挟まれる。岩相：青灰色中～粗粒凝灰岩である。主に軽石粒と安山岩の小粒とからなり、両者は細く互層して青黒—白の縞を作り、それが著しいクロスラミナをなす。貝殻片を含む部分がある。北方の周辺部では、平行な葉理の発達した白色細粒凝灰岩となる。

最厚部の爾薩体村門ノ沢付近では、*Chlamys cosibensis*, *Ostrea gigas* その他 Pectinidae, *Balanus* sp. などの殻片を含み、又基盤の粘板岩砂岩の円礫細～中礫(径 0.5～5 cm)からなる礫岩の小レンズを挟む。クロスラミナはその波長が 2～3 m に及び、極めて著しい。村松の南、旧奥羽街道から東に入る谷には、谷底にそつて本部層がゆるく西南西に傾斜してみられるが、西方に急に薄化する。

白鳥川上流部では、軽石は粗粒(径 1～1.5 cm)で量が増して軽石凝灰岩になるが、クロスラミナは小規模である。貝殻片は含まれない。分布の南端部の浪打村双畑・楢山の南などでは痕跡的で、10～20 cm の粗粒軽石凝灰岩である。

模式地より北では、爾薩体村沼ノ平北方、門ノ沢北方などの山地に見られる。いずれも、模式地同様黒—白の縞の著しい粗粒凝灰岩(8～12 m 厚)であるが、北方に急激に薄化し、山地の北斜面では見ることが出来ない。分布の北及び西縁では細粒凝灰岩となる。北福岡駅南西の大崖基部では、1～3 m の白色～淡桃色細粒凝灰岩で、葉理が著しい。同様なものは、同駅南方の荒瀬橋際、同東方の河原橋下流などにも見られる。爾薩体村仁左平西方の長瀬橋下流では、厚い C₁ 礫岩の直上に、1～2 m 厚の軽石凝灰岩凝灰質シルト岩互層があり、本部層に相当するものと考えられる。又同村左久保の南西の小支流では、クロスラミナを呈する 2 m 厚の白色細粒凝灰岩が C₁ の直上にある。

C4. 新田粗粒砂岩部層 (Shinden coarse sandstone member)

新称。模式地：金田一村新田の西から山屋に至る谷。層厚：模式地で 80 m 以上。分布の南端で 75 m, 他では不明。分布：金田一村湯田北方の山地以北、模式地付近より名久井岳附近まで。関係：金田一村湯田の北では門ノ沢累層を整合に被うが、多くは下限は不明。C₂と同時異相で、C₆に整合に被われるか、これと指交する。岩相：層理不明瞭な暗灰～黒色中～粗粒砂岩で、大部分は安山岩質と思われる火山岩粒からなり、クロスラミナを呈する。風化面では灰褐・淡赤褐色などを呈し、サラサラと崩れ落ちる。粘土岩の薄層を挟み、部分的に礫質となる。化石は未発見である。

模式地付近ではクロスラミナの著しい黒色粗粒砂岩で、暗灰色凝灰質シルト岩の薄層(1～10 cm 厚)を挟む。中下部は火砕物質が多く、安山岩片を含み、火山礫凝灰岩層を挟む。この凝灰岩は北方に厚くなる。

金田一村湯田北方の山地、同村^{おとしず}大清水などでは、全厚 75 m のうち下半部は貝殻片を含む灰褐色中粒砂岩と黒色細粒礫岩の互層、上半部は軽石粒を含む青灰色粗粒砂岩で、薄いシルト岩を挟む。大清水南西

の、湯田に至る路傍の大崖では本部層の下半部が見られ、上より下に、

1. 褐色中粒砂岩 6 m +。
2. 灰色粘土岩・灰褐色シルト岩の互層 2 m。
3. 灰黒色礫質粗粒砂岩～細礫岩 0.8 m。
4. 貝殻細片を含む中～細粒砂岩 5 m。
5. 礫質粗粒砂岩 1.5 m。
6. 貝殻細片を含む細粒砂岩 5.5 m。
7. 暗灰色礫質粗粒砂岩～細礫岩 1 m。
8. 暗灰色中～粗粒砂岩 (クロスラミナあり) 8 m。
9. 灰色細粒砂岩 2 m。
10. 硬質凝灰質中粒砂岩 (安山岩片を含む) 0.3 m。
11. 凝灰質シルト質細粒砂岩 (硬質細粒砂岩の薄層を挟む、上部の一部に粘土岩がある) 18 m。

となつている。11 の下位には整合に門ノ沢累層の B₂ シルト岩がある。3・5・7 などに含まれる礫は、主に基盤岩の角礫細礫 (径 0.2～0.5 cm) である。

金田一駅北方の馬淵川々岸一帯に発達する本部層は金田一村小林の西で N—S 方向の“小林断層”によつて、直立した門ノ沢累層と境する。下半部は、府金橋付近で見られる様に時に安山岩の小角礫を含む暗灰色粗粒砂岩で、灰色粘土岩の薄層を挟み層理が発達する。この付近には小断層が発達し寸断されている。上半部は、C₂ タイプの塊状凝灰質砂岩と、本部層タイプの粘土岩を挟んだ灰褐色砂岩との互層である。

C5. 合川安山岩及び火砕岩部層 (Aikawa andesite and pyroclastic member)

大塚 (1934) の“合川安山岩”を再定義。早川ら (1954) の“鳥越安山岩及びその集塊岩”或は大塚の“合川安山岩”と“上米沢岩滓質砂”とを合せたものに当る。

模式地: 御返地村合川付近の馬淵川々岸 (馬仙峽)。層厚: 火砕岩の部分で最厚 60 m, 周辺に向つて薄くなり、一般に 2～20 m。分布: 模式地付近を噴出の中心として地域西南部を占め、東は爾薩体村白鳥の南、南は鳥海村小滝の西、北は斗米村十文字川合流点付近まで。分布の西半は地域外にある。関係: 末ノ松山累層上部を占める。C₂ 以下の各層を貫き、C₂ 上に整合に重なる。火砕岩の部分は C₇ に整合に被われる。岩相: 安山岩体と、その周辺の火砕岩の部分とに分けられる。安山岩は柱状節理のよく発達する複輝石安山岩で、所によつて岩相が著しく異なるが、これは主に変質度の相異と斑晶の多少とによるものである。この安山岩体に伴つて自破砕熔岩・凝灰角礫岩の部分^{註1)}があり、これらを同質の安山岩々脈が多数貫いている。火砕岩の部分は、噴出の中心近くでは径 1 m 以上の安山岩々塊からなる本質凝灰角礫岩で、中心を離れるに従つて細粒になり、4 km 付近では 20 cm 大で、その外側は火山礫凝灰岩になる。中心近くの凝灰角礫岩の直下には 6～10 m 厚のクロスラミナを呈する白色軽石凝灰岩があり、時に古期堆積岩類の小岩片を多量に含む。

紫蘇輝石・普通輝石安山岩である。斑晶として斜長石・紫蘇輝石・普通輝石 (小量) および稀に捕獲斑晶と思われる角閃石を含む。石基は有色鉱物に単斜輝石が多いが、緑泥石化が著しい。部分的に大型の斑晶がほとんどなくなり、暗灰色緻密な岩石になることがある。

模式地から北福岡駅西方の山地にかけては、垂直距離 300 m の間径 0.3～1 m の岩塊からなる本質凝灰角礫岩で、細部構造は不明である。同様な部分は地域外の西方に広く拡がる。

北福岡駅東南の大崖の上部は、厚さ約 60 m の凝灰角礫岩 (岩塊の径 0.2～1 m) からなり、その下位に 30 m 厚の著しいクロスラミナを呈する軽石凝灰岩がある。凝灰岩には基盤の粘板岩・千枚岩の角礫細礫が多量に含まれる。凝灰岩と凝灰角礫岩とは非常に凹凸面で境されるが、この凹凸は、軽石凝灰岩の堆積

1) 火道集塊岩 (vent agglomerate) の如きものかと考えられるが明らかでない。

直後、それがまだ固結しないうちに凝灰角礫岩が流れた為に生じたものと考えられ、周囲に向つて層厚が減り岩塊が小さくなると共に凹凸も減る。

この凝灰角礫岩は東に続いて末ノ松山付近の山頂部をとりまいていて、層厚は急激に減つて、浪打峠の西では約10 m、北で約5 m となり、火山礫凝灰岩に移化する。浪打峠の北の露頭では、径5~8 cm の岩塊からなる凝灰角礫岩が火山礫凝灰岩中に消失するのが認められる。ここでも、その下位に凹凸面を隔てて5 m厚の白色粗粒軽石凝灰岩がある。峠より東方の尾根では、峠の東の谷中に5 m 厚の凝灰角礫岩(岩塊の径15~20 cm)のレンズがある他は、主として貝殻片を多量に含んだ火山礫凝灰岩で、爾薩体村白鳥・浪打村橋山間の峠付近では、C₂タイプの凝灰質砂岩中に、径0.5~1 cm の安山岩の小塊が散在するのみとなる。

北福岡駅北方の大量では上から下に、

1. クロスラミナを呈する淡灰褐色中~粗粒20m+。……C₇
2. 貝殻片を多量に含む凝灰質粗粒砂岩・安山岩質礫岩の互層10m。……C₇
3. 層理の見える粗粒軽石凝灰岩、及び凝灰角礫岩(岩塊の径5~15 cm) 15 m。
4. 凝灰角礫岩(岩塊の径10~20 cm) 20 m。
5. 岩塊(径1~5 cm) が粗に含まれる凝灰質粗粒砂岩、及び凝灰角礫岩(径1~5 cm) 15 m+。

となつていて、3・4・5が本部層である。この延長は、福岡町一帯の馬淵川々岸の量を作つていて。ここでは本部層はほとんど水平で、厚さ20~25 m、下半部は安山岩塊(径3~5 cm)を含む粗粒火山礫凝灰岩を主とし、火山岩質砂岩を挟むが、上半部は火山礫凝灰岩と火山岩質砂岩の互層である。共に砂岩部には *Patinopecten kimurai* を含む。

爾薩体村高森の中腹をとりまいていて本部層は、比較的粒度の一定した火山礫凝灰岩である。福岡高校北方の谷では、厚さ10 m、礫は径1 cm で細粒な基質はほとんどない。爾薩体町左久保西南の谷では径0.5 cm の軽石及び岩滓からなり、葉理の発達した8 m 厚の粗粒凝灰岩、又高森北方の谷底では粒径0.5 cm、厚さ2.5 m の粗粒凝灰岩である。

同村沼ノ平・船田間の、398.0 高地をとりまいて3 m 厚の火山礫凝灰岩がある。粒径0.5~1 cm で、細粒物質は少い。

C₆. 名久井岳安山岩及び火砕岩部層 (Nakuidake andesite and pyroclastic member) 註1)

新称。模式地：青森県三戸郡留崎村の名久井岳山頂付近(地域外)。層厚：地域内では20~100 m。分布：名久井岳の中腹以上及びその南方の山地。南限は金田一村小学校の西、地域内では三戸郡留崎村の馬淵川々岸に広く分布する。関係：C₃ とほぼ同時に活動の最盛期に達したと思われ、金田一村の南付近で C₃ にはほとんど連続する。C₄ を整合に被い、一部で指交する。分布の南限付近で C₂ を整合に被う。三戸層群に見掛上整合に被われる。岩相：模式地では複輝石安山岩の熔岩流、本質凝灰角礫岩からなる。地域内では主として本質凝灰角礫岩で、一部に火山礫凝灰岩・軽石凝灰岩がある。岩石の変質は C₃ ほど著しくない。

紫蘇輝石・普通輝石安山岩である。斑晶は主として斜長石・紫蘇輝石、少量の普通輝石からなり、微斑晶としてはほぼ等量に紫蘇輝石、普通輝石がある。石基の有色鉱物として単斜輝石及び磁鉄鉱が多く、斜方輝石は非常に少い。変質はほとんど受けていないか、受けていても弱い。

地域北端部の留崎村^{まつか}間家付近では、全厚50 m のうち間に暗灰色火山岩質粗粒砂岩(10 m)を挟んで、下半部は岩塊の径20~30 cm の本質凝灰角礫岩で、上半部は径2~5 cm の岩塊と炭化していない木片とを多量に含んだ軽石質の火砕岩からなり、泥流様の堆積物と思われる。同村滝、小中島発電所のダム付近では、層厚50 m 以上で径10~50 cm の岩塊からなる本質凝灰角礫岩である。

金田一村新田・山屋付近では、約30 m 厚・粒径5~10 cm の凝灰角礫岩からなるが、これより約60m

1) 大塚(1934)は、金田一駅西方の本部層の凝灰角礫岩を本文の中だけで“菰蒲沢集塊岩”と呼んでいる。

下位の C_4 中に、2～5 m 厚の火山礫凝灰岩・粗粒軽石凝灰岩が挟まれる。これは東北に向つて凝灰角礫岩に移化し、厚くなる。

金田一村舌崎東方の馬淵川々岸の本部層は、層厚 70 m、岩塊の径が最大 1 m に達する本質凝灰角礫岩である。東北本線の鉄橋付近では、凝灰角礫岩の下位に C_5 の下位で見られる様な白色の粗粒軽石凝灰岩 (9 m 厚) があり、両者の境界には著しい凹凸面がある。この凝灰角礫岩を東方の山地に傾斜と逆の方向に追跡すれば次第に厚さを減じ、金田一村湯田の北方に至つて 20 m となり、粒径も 5～10 cm に減る。

金田一駅の西方でも北から南に急激に薄くなる。駅北西の菖蒲沢に至る路傍では約 70 m あるが、駅の西では 40 m で、ここでは岩塊も粗に含まれるのみとなる。更に金田一中学校の背後では 8～5 m となり、段丘面下に没する。

C7. 米沢火山岩質砂岩部層 (Maisawa sandstone member of volcanic fragments)

大塚 (1934) の“長嶺凝灰質砂”を含めた“米沢砂”に等しい。

模式地：斗米村米沢付近の馬淵川々岸。層厚：模式地付近で約 100 m (最厚)。一般に 70 m 以下、30～70 m である。分布：模式地付近より斗米村上米沢の西方及び十文字川下流一帯、金田一村の西方、爾薩体村高森山の中腹以上。及びこれらと離れて末ノ松山より東に続く尾根の頂部に見られる。関係：末ノ松山累層の最上部を占める。大部分で C_5 を、北部の一部 (金田一村) で C_6 を整合に被い、上限は大部分不明、西部で三戸層群の一部不整合に被われる。岩相：大部分が火山岩粒からなるクロスラミナの著しい暗灰・褐色中～粗粒砂岩を主とする。風化面では黄灰～灰褐色などを呈する。火山岩粒は下位の C_5 或は C_6 よりもたらされた侵蝕産物と思われる。又基盤岩の細礫・貝殻の細片を多く含み、凝灰質シルト岩又は粘土岩の薄層を挟む。下位の C_5 が厚い部分では、基底部に大塚 (1934) が“長嶺凝灰質砂”と呼んだ火砕物質・貝殻片及び時に基盤岩の小礫を含む粗粒砂岩がある (註 1)。又最上部にはシルト岩が発達する部分がある。

模式地では、福岡町長嶺^{ながみね}の天神橋付近から下流の十文字川合流点までに良好な露出がある。ここは爾薩体村高森付近と共に地域の中腹全域に拡がる浅い盆地構造の中心をなす。天神橋下には、 C_5 の火山礫凝灰岩上に整合に含貝殻細礫質粗粒砂岩 (約 7 m 厚) があり、軟体動物 (*Chlamys* cf. *kitamurai*, *C. cosibensis*, *Patinopecten kimurai*, *P. yamasaki*, *Miyagipecten matsumoriensis*, *Volsella difficilis*, *Mactra sulcataria*, *Saxidomus* cf. *purpuratus*, *Lima goliath* その他)・腕足動物化石が多い。これは上方に次第に細粒となつて、貝殻細片を含みクロスラミナを呈する中粒砂岩となる。

同様な砂岩は高森一帯に広く露出する。高森西の谷では、薄い粘土岩を挟む黄褐～灰褐色のクロスラミナした火山岩質中～細粒砂岩を主とし、0.3～1 m 厚のシルト岩と互層する部分、或は *Patinopecten kimurai* の密集する部分がある。高森の東半部では部分的に細礫を含み、礫質となるが、主としてクロスラミナを呈する火山岩質中～粗粒砂岩で、貝殻細片を含む。高森南西一帯の斜面では貝殻片が多く、部分的に貝殻砂岩 (石灰岩) を挟むが、この付近の走向傾斜は著しく不同で、一部に山崩性の二次的堆積物があるものと思われる。

斗米村上米沢^{かみまいさわ}の西の山地の本部層は、著しく凝灰質で、軽石を含み火山礫凝灰岩を挟む粗粒砂岩を主とする。同村外山に至る谷では凝灰質細粒砂岩～シルト岩が凝灰岩と互層する部分がある。北福岡駅北方の大崖には、本部層の下部が見られ、基底部に貝殻片を含む凝灰質粗粒砂岩・安山岩質礫岩互層 (10 m 厚) がある (註 2)。

末ノ松山付近では、 C_5 の上位に軽石粒及び安山岩粒からなる粗粒砂岩 (7～10 m 厚) がある。これは貝殻片を多量に含み、時に基盤岩の細礫を含んで著しいクロスラミナを呈する。浪打峠に露出するクロスラ

1) 大塚 (1934) が“長嶺砂”であるとしたものの中には、上位の三戸層群の基底部を指すところがある (金田一村沼久保・斗米村十文字など)。これは後述するように、“十文字断層”を考えた爲の混乱である。

2) C_5 の項を参照

ミナを呈する砂岩はこの部分で、従来考えられていた“穴牛砂”ではない。この上位にはクロスラミナを呈する淡灰褐色中～粗粒砂岩があり、末ノ松山東方の尾根の頂部に広く見られる。

本部層の上限が見られるのは、斗米村から金田一村にかけての地域西端で、ここでは最上部に青灰色シルト岩(7～10 m)がある。金田一村から同村沼久保に至る谷の入口付近では、7 m 厚のこのシルト岩の上位に、基底部に著しい砂管をもつた三戸層群基底の含貝殻粗粒砂岩・石灰岩がある。斗米村十文字付近の十文字川々床では、このシルト岩と含貝殻片礫質砂岩とが大規模に混合した乱堆積帯があつて、この部分のみで厚さが50 m に達する。従来この部分は“十文字断層”による破碎帯で、上述のシルト岩は断層によつてくり返し現れた門ノ沢統層であるとされていた。乱堆積帯の砂質シルト岩中から、*Yoldia cf. yabei*, *Patinopecten kimurai*, *Volcella difficilis*, *Panomya simotomensis* その他を得た。この乱堆積帯の直上には、これを切つて基底に砂管が著しく密集する三戸層群の含貝殻粗粒砂岩が重なる。

IV. 地 質 構 造

既に述べた様に、白鳥川層群は北上山地の北の連続と思われる 古期岩類の基盤の凹凸面を埋めて堆積したが、その後顕著な変動を受けず、約 10° の傾斜角で北或は北西に傾くのが一般である。

基盤は、地域の東南部と西南部とにそれぞれ $N 30^{\circ}W$ の方向にのびて分布し、白鳥川層群の主部はその間を埋めてゆるい向斜・盆地構造をつくりつつ、下部を南方に、北に向つて順に上位が重つている。地域南部では、主として四ツ役・門ノ沢両累層が北西・南東方向のゆるい向斜をつくり、その北西延長は地域中部に至つて半円形の盆地構造となる。ここでは西側には基盤が露出せず、門ノ沢・末ノ松山両累層が東側の基盤を覆蔽しつつ西に開いたゆるい盆地をつくる。地域北部では、 $N 10^{\circ} \sim 40^{\circ}E \cdot 10^{\circ} \pm W \sim NW$ の走向傾斜を示す単斜構造をなす。

上位の三戸層群は、地域の西方で 10° 内外の傾斜をもち、西に内側を向けた緩かな弧を画いて拡がり、白鳥川層群のつくる向斜・盆地構造と斜交する。

地域内には構造を支配するほどの大断層はない。しかし落差が10 m 以下の小断層は多く、又基盤に近い金田一村湯田付近では比較的大きな断層が集中していて各層の追跡が困難となる。東部の基盤に接するところは断層のことが多い。

浪打峠向斜

地域南部の支配的な構造の向斜を、その軸が浪打峠付近及びその東方の尾根を 通つていることから浪打峠向斜^{註1)}と呼ぶ。

向斜軸は、浪打村茶屋場の北方からほぼ西北西に、浪打峠東方の尾根の428高地から448高地付近を経て、浪打峠の北方に至つて北西に向きを変えつつ米沢構造盆地の方向にのびる。北西端では翼部が拡つて、地域中部の米沢構造盆地の南縁部をつくる。軸はこの間約6 km にわたつて追跡され、西北西にゆるくピッチする。

主として四ツ役累層上部 A_3 と門ノ沢累層及び末ノ松山累層下部 ($C_1 \cdot C_2$ の下部・ C_3) がこの構造に参加し、末ノ松山累層の主部は軸部にあつて水平に近い。特に上部の $C_5 \cdot C_7$ は全く水平に尾根の頂部に乗っている。これはこの向斜が緩かである為で、構造発達の上で特に意味があるとは考えない。

向斜の翼部は、北翼が南翼に比して急傾斜である。すなわち、北翼では門ノ沢累層内で一般に $8^{\circ} \sim 10^{\circ}$ 、四ツ役累層内で $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ であるに反し、南翼では門ノ沢累層内で $2^{\circ} \sim 6^{\circ}$ 、四ツ役累層内で $5^{\circ} \sim 15^{\circ}$ である。南翼はほぼこの傾斜のまま南方に拡つて四ツ役累層主部の一般構造に続く。なお一戸町東方の尾根の頂部では、末ノ松山累層がほぼ水平に四ツ役累層の上に重つている。北翼は、その東北部で基盤に接する。爾薩体村沼ノ平、天ヶ塚などでは、境界に後述する仁左平石英安山岩の岩体があつて基盤との関係は

1) この向斜は軸が短く両翼の傾斜も弱いので、むしろ長楕円形の盆地構造と考えた方が適当かも知れぬが、軸に明らかに方向性があり、米沢構造盆地と区別する爲に向斜と呼んでおく。

不明であるが、同村松倉の西で認められた様な断層であろうと考えられる。基盤に近づく傾斜は部分的に 20° に達し、時には緩い波曲が見られる(松倉の西)。

米沢構造盆地

地域中部の盆地構造を、その中心が斗米村米沢付近にあることから米沢構造盆地と呼ぶ。前述の様にこの盆地は西が三戸層群に続くゆるい単斜構造となつて欠け、全円の $\frac{2}{3}$ の弧によつて表現される。

盆地の中心には末ノ松山累層最上部の C_7 がある。北は爾薩体村矢沢、東は同村大萩野から繋、南は同村門ノ沢から石切所村村松・北福岡駅付近までの門ノ沢累層 $B_2 \cdot B_3$ 及び末ノ松山累層がこの構造に参加する。南北約 6 km, 東西(半径に当る) 4 km の盆地である。なお斗米村十文字川下流で C_7 の上部に見られる乱堆積帯は、盆地の中心よりやや西寄りに位置する。

盆地の翼部は、北翼で $8^\circ \sim 10^\circ$, 東翼で $10^\circ \sim 20^\circ$ の比較的一定した傾斜を示すが、南翼は福岡町付近に副次的な小盆地があつて緩傾斜である。即ち盆地中心の米沢から馬淵川を上流に南方に向えば、福岡町長嶺付近で北々西に $2^\circ \sim 4^\circ$ 傾くが、福岡町・斗米村上米沢間の橋の下流ではほぼ水平になり、次いで再び傾斜を増す。北福岡駅付近、爾薩体村門ノ沢付近では約 5° の傾斜である。門ノ沢付近にはゆるい波曲が見られる。

爾薩体村大萩野を中心とする地域では、基盤のゆるやかな凹凸面の上を門ノ沢・末ノ松山両累層が薄く被つて西方に緩斜している。金田一村湯田付近では南落ちの断層群の為に下位の B_1 がくり返し現れ、構造が乱されているが、一般に北西に 10° 内外傾く。湯田川上流の同村大清水付近では、ほぼ N—S 方向で北にピッチする軸をもつ背斜向斜の波曲が認められる。

地域の南西端近くでは、浪打峠向斜の南翼の一般傾向とは別に、四ツ役累層 A_3 が一戸町付近を中心とする小盆地をつくる。翼の傾斜は $3^\circ \sim 10^\circ$ で、東側を除いて南及び西側を基盤に囲まれた盆地である。

小褶曲構造について

これまで折にふれ述べて来たように、地域内の東部数カ所に波曲性の背斜向斜が見られる。北方から順にあげれば、

1) 金田一村大清水・駒木付近のものは、門ノ沢累層 B_2 が、N—S 走向で北に緩くピッチする軸をもつて西から東へ一背斜一向斜をつくる。翼の傾斜は $20^\circ \sim 25^\circ$ である。北方へは沈むが、南方の延長は明らかでない。

2) 爾薩体村繋東方のものは、門ノ沢累層 B_2 上部及び B_3 が参加している。軸は $N 10^\circ E$ を示し、西から東へ一背斜向斜をなす。東の向斜は背斜に比してはるかに小規模でゆるく北に傾斜し、盆地構造に近い。翼の傾斜は $15^\circ \sim 20^\circ$ である。

3) 爾薩体村門ノ沢の南の白鳥川では、 $N 25^\circ \sim 50^\circ E$ で南西に緩くピッチする軸をもつた一背斜一向斜が北西から南東に並ぶ。翼の傾斜はで、非常に緩かな波曲である。

4) 爾薩体村白鳥繋・松倉間の路傍、 A_1 の模式地では、 A_1 が $N 30^\circ W \sim N—S$ の軸で西から東に一背斜一向斜をなす。背斜の西翼、向斜の東翼が比較的に急で $15^\circ \sim 25^\circ$ をなし、間に挟まれる東傾斜の翼は緩かで $10^\circ \sim 12^\circ$ をなす。

この他に、軸部が断層に転化した背斜が爾薩体村仁左平の西にある。翼の傾斜は 40° 以上、軸部では $N 30^\circ W$ の走向をもち直立している。これらはいずれも極めて小区域のもので、一本のルートでのみ認められたものである。一般に、背斜部が西に(基盤と離れて)、向斜部が東に(基盤に近く)位置する著しい特性がある。又、全て門ノ沢累層及びそれ以下の各層中に見られ、末ノ松山累層がこの褶曲構造に参加している所は発見されていない。

断 層

金田一村湯田付近は、本地域内で最も断層の著しい所である。ここは折爪岳より爾薩体村大萩野のびる基盤の北方延長上にあり、伏在する註1)基盤の運動に関連があるものと考えられる。

1) 湯田の西、同村小林付近で西落ち・ $N 10^{\circ}W$ の走向をもち門ノ沢累層 B_2 を垂直に転位させている断層は、大塚(1934)によつて“小林断層”と呼ばれたもので、この付近の門ノ沢、末の松山両累層の境界をなすが、その延長に関しては未だ不明である。ここでは、垂直に立つた門ノ沢累層を不整合に被う段丘堆積物があり、これを切る新期の断層も認められる。

2) 湯田南方の馬淵川屈曲点には $N-S \sim N 40^{\circ}E$ 方向・落差 $15 \sim 30$ mの断層があつて、 B_1 の含化石砂岩がくり返し現れる。これは大塚(1934)によつて“十文字断層”，早川ら(1954)によつて“十文字—湯田断層”と呼ばれ、末ノ松山累層 C_1 の記載でふれた様に、従来は斗米村十文字付近の“断層砂砕帯”をつくる断層の北方延長で地域内で最大の転位を示すものとされたものであるが、十文字付近に断層は存在せず、湯田のこの断層も延長は大きくない。

3) 爾薩体村仁左平南西の谷には大塚(1934)によつて“仁左平断層”と呼ばれた、 $N 30^{\circ}W$ 方向の断層があるが、これは背斜の軸部が断層に転化したもので、約200 mの間追跡されるに過ぎない。門ノ沢累層 B_2 を切る。

以上は地域内で比較的転位量又は擾乱の大きなものであるが、この他の断層で著しいものには次の様なものがある。

4) 白鳥川下流部の爾薩体村門ノ沢から尻子内にかけての川床に、門ノ沢累層 B_2 上部及び B_3 を切る $N 30^{\circ}W$ ・東落ち落差 $5 \sim 8$ mの断層がある。露頭は尻子内の西に一カ所見られるに過ぎないが、門ノ沢累層 B_3 基底の凝灰岩その他の鍵層の追跡から、福岡町鍵取の東まで1.3 kmの間認められた。

5) 北福岡駅南方、荒瀬橋付近の馬淵川々岸では、門ノ沢累層 B_2 上部及び一部に末ノ松山累層 C_2 を切る小断層群がある。これは、 C_2 の安山岩の噴出による乱れと思われるもので、噴出の中心の方向を焦点として $N 45^{\circ}E \sim N 60^{\circ}E$ に放射状に走る断層群である。同時にこの付近では門ノ沢累層が 40° 以上に傾斜し、噴出による押し上げを示している。

以上の他にも落差5 m内外以下の小断層註2)が各所にあり、これらはいずれも、1) $N 30^{\circ}W$ に平行或はそれに近いもの、及び2) それと交叉する $E-W$ から $N 45^{\circ}E$ までのもののいずれかに含まれる。

$N 30^{\circ}W$ 方向の構造について

この地域の構造で注目すべき点は、 $N 30^{\circ}W$ 或はそれに近い構造が卓越することである。くり返し述べている様に、この方向は基盤ののびの方向であり、基盤岩自身の構造もこの走向を示す。

1) 地形的に見て、馬淵川の流路の一部や東岸の支流がこの方向をとる。特に地域北半の東の基盤に接した、爾薩体村大萩野の南から仁左平に至る谷、同村繫から仁左平の西に至る谷、白鳥川などで著しい。

2) 断層にこの方向をもつものが多い。1)に述べた大萩野の谷では、谷にそつて石英安山岩が露出するが、川がこの様な岩石中を直流することから、ここに断層を考えることも出来よう。

3) ゆるい波曲性の小褶曲は $N 30^{\circ}W$ よりやや東に偏した軸をもつものが多い。この偏りは、小褶曲の成因に関連して重要な意味をもつことが予想される。

4) 浪打峠向斜は WNW にのびるが、北方の米沢盆地と合せてみれば、構造上の低所がやはり $N 30^{\circ}W$ に近い方向をとることがわかる。

5) 末ノ松山累層の $C_2 \cdot C_3$ の安山岩の噴出の中心は、丁度東と西の基盤の延長上に位置する。又仁左平石英安山岩は、基盤岩中或はそれに接してこの方向にのびた細長い岩体をなすことが多い。

これらの他に堆積岩体の形態についても、後述する様に $N 30^{\circ}W$ 或はそれに近い方向にその長軸をも

1) 湯田部落の中央部の湯田温泉で行つたボーリングによれば、地表から約15 m下位に“古生層”があると言う。

2) これらの断層はいずれも明瞭な断層面、或は薄い破碎帯をもち、いわゆる“層内断層”ではない。“層内断層”は見られなかった。

つものが多い。すなわち、現在この地域に見られる支配的な地質構造は、既に白鳥川層群の堆積当時から同じ傾向にある運動によるものであること、及びその運動は基盤運動の反映であることが推定される。

V. 堆積岩体の形とその変化について

白鳥川層群の各層の堆積盆地とその変遷を知り、それをもたらしした地殻運動の性質を知る為の一法として、各層の堆積岩体の形態を等層厚線図(iso-pach map)に表してみた。地表調査の資料のみである上に、侵蝕によつて欠けた所も多く十分な結果は得られなかつたが、この地域の地殻運動の特性はある程度まで表れていると思われる。

四ツ役果層は、その分布の大部分がむしろ本地域の南方にあり、これに関しては今後調査が進んでから改めてくわしく述べることにする。早川ら(1954)の地質図でも明らかな様に、同果層は地域の南方に基盤岩類と入り乱れて分布し、凹凸の著しい基盤上に堆積を始めたものである。A₂ 火砕岩の堆積当時、地表が北西又は北々西に傾斜していた可能性については A₂ この項で述べた。又本果層は岩相変化が著しく、立ち木の化石などからみて陸水堆積物の部分もかなり含まれていると思われること、地域北部の基盤上には本果層を欠いて門ノ沢果層が直接重なることなどの特徴は、全体の堆積様式を考える上でかなり重要な事実となることが予想される。

第 7 図 門ノ沢果層の等層厚線図 (等厚線間隔は 20 m)
F. 福岡町 I. 一戸町 J. 斗米村十文字 K. 爾薩
体村門ノ沢 N. 浪打峠 O. 折爪岳 S. 爾薩体村白鳥
Y. 金田一村湯田 斜線部は基盤。以下第 12 図まで同じ。

第 8 図 門ノ沢果層 B₃ の等層厚線図
(等厚線間隔は 10 m)

門ノ沢果層

本果層の等層厚線図が第 7 図である。地域内で末ノ松山果層の下位に本果層が欠けていることが明らかになっているのは、爾薩体村猿越峠付近と一戸町の東方山地の 2 カ所のみで、門ノ沢果層堆積当時の分布

は明瞭でない。この図から、本累層は西又は北西に向つて厚くなる傾向にあり、最厚部註1)が白鳥川下流にあつて、厚い部分が南西及び東の基盤の中間付近を通ることがわかる。

この傾向は門ノ沢累層上部 B_3 に著しく、これが第8図である。 B_3 では、その分布が門ノ沢累層全体の分布の中心付近に限られ、厚い部分が明らかに $N 30^\circ W$ に近い方向をとつてのびる。この北半部は、浪打峠向斜の方向に一致しているが、南半部では向斜と斜交して南々東にのびることが認められる。分布の北西端は見られないが、恐らく西には大して拡がらずに閉ぢているものと思われ、従つて B_3 の最厚部が浪打峠から白鳥川下流部にあるとすることができよう。

本累層主部 B_2 のものは、第8図に類似した形をとり、これらと同様な結論が得られる。堆積量と沈降量とがほぼ等しいとすれば、これらの図から、門ノ沢累層の堆積期註2)を通じて、沈降量の大きな部分が両側の基盤の間を南東から北西に通つていて、その最大の所が白鳥川下流近くにあつたことが推定される。

末ノ松山累層

第9図 末ノ松山累層 C_1 の等層厚線図
(等厚線間隔は 2 m)

第10図 末ノ松山累層 C_2 より下位の C_2 及び C_1 を
合せたものの等層厚線図(等厚線間隔は 5 m)

本累層基底の C_1 の等層厚線図を第9図に示す。第10図は C_2 より下位にある C_2 と、 C_1 を合せたものである。又第11図は C_3 のものである。この3図を通じて著しい点は、1) その分布が $N 30^\circ W$ 或はそれに近い方向にのび、その方向に厚い部分があること、2) 最厚部が白鳥川下流の爾薩体村門ノ沢の南にあること、3) 厚い部分が、北半部ではほぼ浪打峠向斜の方向をとるが、南半部で斜交すること、特に C_1 の南半部はほとんど直交すること、などで、その特徴は門ノ沢累層と大差なく、沈降の著しい部分の

- 1) 現在露出しているものに限つてのことである。馬淵川以西では、地表に完全に露出するのは末ノ松山累層の上部以上のみとなる。
- 2) 脚註門ノ沢層層、或は末ノ松山累層下部にみられる凝灰岩層が同時面を表すならば、各層間の境界面が時間面と大きく斜交するとは考えにくい(柱状図参照)。

位置にも大変化がなかったことがわかる。

次に C_2 のうち C_3 より上位のものについては、その上限の見られる所が少い為、第 10 図をあげるに止める。ただ著しいことは、現在見られる部分の最厚部が、 C_3 以下のものに比べて西方の北福岡駅南東にあることである。この位置が、 C_2 堆積直後に噴出した C_3 の噴出の中心に近いことは、堆積の中心の変化と火山活動との関連性を思わせる。本累層最上部の C_7 は、その分布自体が局限されていて、等層厚線図を画くことは不可能である。ただ見られる限りでは爾薩体村高森から斗米村米沢付近に厚い部分があり、その西に乱堆積帯がある。

第 11 図 末ノ松山累層 C_3 の等層厚線図
(等層厚線間隔は 5m)

第 12 図 末ノ松山累層 C_2 (C_3 より上位の部分) の等層厚線図 (等層厚線間隔は 10 m)

本部層中部の C_3 の堆積の後に、堆積の中心の移動が起つていていることは、第 11 図と第 12 図の相違で示されている。 C_3 までは、門ノ沢累層とほぼ同じ場所を中心に堆積が続き、その後に中心が西、或は西北方に移つたとすることができる。これは、東方に拡がる北上地塊が間歇的に上昇運動を行つたことを示しているものと推定される。

VI. 一・二の問題点に関して

1. 門ノ沢累層と末ノ松山累層との関係について

東北地方で中新世後期に変動があつたか否かに関連して、これまで多くの研究者によつて門ノ沢末ノ松山両累層の関係が論ぜられて来た。大塚 (1933・34) はこれを斜交不整合 (註 1) と考え、間に陸化侵蝕期を挟んだそれぞれ別な海進によるもので、門ノ沢期の海進の方が大きかつたと述べた。その後畑井・中村

1) 大塚 (1934) が不整合であるとして写真を示したものは、末ノ松山累層上部、筆者の C_5 凝灰角礫岩の基底に現れる凹凸面で、これが時間的に見て意味の無いものであることは C_5 の記載で既に述べた通りである。

(1939) も、爾薩体村門ノ沢付近で両累層が斜交関係にあることから不整合に賛成した。一方早川ら(1954)はこれについて「整合であるが、一部平行不整合的な関係にある」としている。

これまで述べて来たことで明らかな様に、末ノ松山累層は門ノ沢累層を覆蔽する。一戸町東方の尾根では門ノ沢累層は薄化消失し、末ノ松山累層 C_2 が四ツ役累層 A_3 を直接被つている。又爾薩体村猿越峠では、末ノ松山累層 C_2 の凝灰質砂岩が、門ノ沢・四ツ役両累層を欠いて基盤を直接被い、基底部には基盤岩の角礫岩がある。同様に同村^{つきのまたい}槻木平南東の折爪岳北麓一帯では、基盤岩の急斜面に末ノ松山累層が直接アバットする。

第 13 図 爾薩体村門ノ沢南の大崖に於ける門ノ沢・末ノ松山累層間の斜交関係

露頭でみられる両累層の境界は、全く連続する整合の部分と一部であるが明らかな斜交関係の所とがある。以下 2・3 の地点での観察を記す。

1) 爾薩体村門ノ沢の南西の大崖では、境界は細かな凹凸があるだけのほとんど平坦な面であるが、門ノ沢累層の最上部を明らかに斜めに切っている(第 13 図)。門ノ沢累層は、露頭の両端では約 8 m 程削られているに過ぎないが、 B_3 は周囲に比べて 15~20 m 薄く、凝灰岩鍵層からもそれだけ削り去られて

いることがわかる。この付近は門ノ沢累層がゆるく波曲していて、露頭では 5°SE の傾斜を示し、末ノ松山累層はこの波曲の背斜部を削っているものと思われる。

2) 爾薩体村繋の東方では、前述の様に、門ノ沢累層上部が $N 10^\circ E$ 方向の軸で、ゆるい波曲構造をつくっているが、上位の末ノ松山累層 C_1 の礫岩はこの構造とは無関係に、周囲の一般構造の $N 20^\circ E \cdot 5^\circ\text{NNW}$ をとっている。繋部落東方の道路では、門ノ沢累層 B_3 は向斜の軸部にのみ現れ、背斜の頂部が削り去られて B_2 が C_1 に直接被われているのが認められる。侵蝕量は 20 m 内外と思われる。

3) 北福岡駅南東の馬淵川に面した大崖の基部では、両者の関係は複雑である(第 14 図)。崖の向つて左では、境界は明瞭で、細かな凹凸面に砂管が密集し、その上に 20~40 cm 厚の礫岩がある。この礫岩

第 14 図 北福岡駅南西の大崖基部に於ける門ノ沢・末ノ松山累層の関係

は、基盤岩の細礫と共に径 1~5 cm・表面が淡灰緑色で内部が黄灰色の硬いシルト岩の円礫を多量に含むもので、模式地などの C_1 礫岩とは一見著しく異なる。この境界面は、崖の右手に向つて下位の門ノ沢累層 B_2 を削りつつ下つて行き、乱堆積した粗粒砂岩の中のにびて、礫岩と共に消失してしまう。

4) 白鳥川上流や、浪打村橋山の谷では、境界は明瞭であるが両累層はつねに平行で、門ノ沢累層が大

きく削られた様子はなく、境界はわずかな凹凸面に時に砂管が見られる。

5) 地域の中部・北部では両者は整合で、末ノ松山累層の基底に C_1 があるときでも、その下底には凹凸面は見られず、連続する。門ノ沢累層の分布の北端に近い金田一村湯田の東、同村大清水などでは C_1 を欠き、両累層は整合に重なる。大清水では、 B_2 の上位に硬質細粒砂岩があつて C_1 に連続する。

すなわち、両累層間に斜交関係が確かめられているのは、1) 及び 2) の 2 カ所で、ここではいずれも波曲の背斜部を削り、明らかに門ノ沢累層の上昇・波曲を起した運動があつたことが示されている。しかし、この部分からそう遠くない所で整合であり、又前述の様に堆積の中心部が移動したのは末ノ松山累層 C_2 の堆積後で、門ノ沢・末ノ松山両累層の境界付近では何ら著しい変化の見られないことなどから、この運動は極めて局部的で、短期間のものであつたと思われる。

2. 仁左平石英安山岩 (Nisatai dacite) の噴出期について

大塚(1933・34)は、爾薩体村仁左平南方の谷や、折爪岳西麓の同村天ヶ塚その他で、“石英粗面岩”の岩体を見出し、これが四ツ役・門ノ沢両統に被われ、四ツ役統の最下部に熔岩流・凝灰岩として挟まれるものであるとして“仁左平石英粗面岩”と呼んだ。同様の岩体は、上記の他に、爾薩体村蝦夷森・本新田付近・一戸駅西方・斗米村米沢外山間の谷などに点々と分布する。いずれも地域の東と西の基盤に接するか、その延長上に位置し、基盤ののびの方向に細長い岩体をなしている。これは噴出機構を考える上に興味ある事実である。

この岩体は、斑晶として融蝕された石英、斜長石 (andesine)、角閃石及び少量の黒雲母を含み、石基はガラスである。ゼノリスとして基盤岩類の小岩片が多く、又複輝石安山岩の小岩片を多量に含む部分(斗米村外山の東)があり、これより由来したと思われる普通輝石の破片も見られる。時には第三系のものと思われるシルト岩をゼノリスとして含むことがある。

噴出の年代については、大塚は上述の様に地域内第三系の基底と考え、早川ら(1954)は“四ツ役層の比較的上部に熔岩流として挟在する”と述べている。分布が基盤に密接しているので、第三系の基底或は門ノ沢累層より下位と考えるのは自然であるが、筆者は次の様な理由から、末ノ松山累層堆積の後期か、或はそれ以後であると考えたい。

- 1) 爾薩体村沼ノ平から折爪岳に至る路傍では、四ツ役累層 A_1 と思われる礫岩を貫いている。
- 2) 一戸駅の西方では二岩体みられ、うち 1 つの岩体は門ノ沢累層の分布地域内にある。又一戸駅から島海村中里に至る道路で見られるものでは、岩体の直上に四ツ役累層 A_2 の礫岩があるが、この礫岩は基盤岩の円礫中礫のみからなり、石英安山岩礫を全く含んでいない。接触面は不明瞭である。
- 3) 爾薩体村仁左平の南の岩体では、その南端部の大萩野・夏間木間の路傍で門ノ沢累層の B_2 シルト岩に接し、これに珪化作用を与えて硬化させている。
- 4) 爾薩体村沼ノ平の東北方のものは、すぐ西の末ノ松山累層 C_1 礫岩の礫の中に全く見られず、礫は背後の基盤からもたらされた亜円礫中礫のみである。
- 5) 同村蝦夷森付近には極めて小区域に 2 カ所にみられるが、いずれも末ノ松山累層 C_2 の凝灰質砂岩中に細長い岩体をなしていて、 C_2 以後のものと考えのに都合が良い。
- 6) 斗米村外山の東では、末ノ松山累層 C_2 の安山岩類と密接に伴い、この安山岩と思われる小岩片をゼノリスとしてもっている。
- 7) 三戸層群の分布地域内には全く発見されていない。

VII. 要 約

(1) 本地域内の新第三系は第 1 表のように区分される。概観すれば下位より、

A. 四ツ役累層：厚さ 150~250 m。主として岩相変化の著しい泥岩・砂岩・礫岩からなり、三者の互

層の部分がある。中部に凝灰角礫岩を主とする火砕岩 A_2 があつて、上 A_3 ・中 A_2 ・下 A_1 に三分される。植物化石が多い。

- B. 門ノ沢累層：厚さ 50~100 m。主として均質な青灰色シルト岩 B_2 からなる。その基底部には化石の豊富な礫岩・砂岩 B_1 が、又本累層の分布の中央近くでは最上部に砂が混入した不均質なシルト岩 B_3 がある。 B_3 にも化石が多い。
- C. 末ノ松山累層：厚さ 100~150 m。地域内で最も分布が広い。主として凝灰質砂岩 C_2 ・ C_4 からなるが、基底部に薄い礫岩 C_1 があり、下部の一部に軽石凝灰岩 C_3 を挟み、上部は、火砕岩 C_5 ・ C_6 と、その岩片の集積した火山岩質砂岩 C_7 からなる。

第 15 図 白鳥川層群堆積ダイアグラム (福岡町より南西に、爾薩村白鳥の南に至る線)

1. シルト岩・粘土岩	6. A_1 に含まれる亜炭層
2. 砂質シルト岩・シルト岩-砂岩互層	7. 凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩
3. 砂岩	8. 軽石凝灰岩 (C_3)
4. クロスリミナを呈する粗粒砂岩 (C_7)	9. A_2 中の凝灰岩・凝灰質砂岩頁岩
5. 礫岩	10. 基盤岩類
	11. 白鳥川層群を貫く仁左平石英安山岩

これを合せて白鳥川層群と呼ぶ。白鳥川層群の堆積のダイアグラムを画けば第 15 図のようになる。白鳥川層群は、北上山地北縁の新生界の下部の層群で、基盤岩類を著しい傾斜不整合に被い、三戸層群に大部分で整合、一部不整合に被われる。

(2) 本地域は構造的に三部分に分けられる。すなわち

1. 南部の浪打峠向斜。東西両側の基盤の間を西北西或は北西に走る緩かな向斜。
2. 中部の米沢構造盆地。地域中央西部に中心のある半円形の盆地構造。その南端は南部の向斜に続く。
3. 北部の単斜構造。西或は北西にゆるく傾く単斜。

この大構造に伴つて、

1. 基盤に近い地域東部の数カ所で、門ノ沢累層以下の各層がゆるい波曲性の背斜向斜をつくる。
2. あまり転位量の大きくない断層がある。このうちの多くのものが $N 30^\circ W$ 或はそれと直交に近い

走向を有する。

大構造とこの小構造を含めて、地域内では $N 30^{\circ} W$ の方向性の構造が卓越する。上記の向斜或は盆地構造はこの方向にのびる基盤の間の凹部である。

(3) 各層の岩体の形態を等厚線図で表現すると、大部分のものが東西両側の基盤の間に北或は北西に長軸をもつ長楕円形のレンズとなる。その堆積の中心は、門ノ沢累層及び末ノ松山累層の下部では地域中央近くの白鳥川下流部にあり、末ノ松山累層中上部では西或は西北に移動して、馬淵川付近になった。この変化は C_3 の堆積後に起つた。

(4) 門ノ沢累層と末ノ松山累層との関係については、従来整合説・不整合説があつたが、筆者は、地域の東縁近くでは傾斜不整合が見られ、他は一般に整合であるという結論を得た。斜交関係の見られるところはいずれも、門ノ沢累層の波曲性の背斜の頂部を削つて末ノ松山累層の堆積が起つてゐる。すなわち、門ノ沢累層堆積末期から堆積後の短期間に、このような波曲をつくる運動があつた。

(5) 大塚(1933・34)によつて“仁左平石英粗面岩”と呼ばれた石英安山岩の噴出時期は、従来考えられていたより新しく、末ノ松山累層堆積の末期かそれ以後である。

なお、門ノ沢累層は大塚(1939)によつて“門ノ沢時代”の模式とされたもので、これが中新世 $F_2 \sim F_3$ 時代のものであることは論議の余地はない。しかし、四ツ役累層・末ノ松山累層の時代及び対比に関しては多くの問題が残されており、これについては上位の三戸層群と併せて論ずるのが適当と思われるので本論では省略し、後の機会にゆずることにした。(終)

VIII. 参 考 文 献

- 1) 半沢正四郎：東北地方，p. 1~344, 1954.
- 2) 畑井小虎・中村万次郎：東北日本に発達する第三紀層の二・三について，斎藤報恩会時報，No. 156, p. 1~14, 1939.
- 3) 早川典久・舟山裕士・斎藤邦三・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新第三系地質，東北鉱山，No. 10, p. 1~99, 1954.
- 4) 長尾巧・佐々保雄：北海道西南部の新生代層と最近の地史(4)，地質雑，Vol. 41, No. 488, p. 245~260, 1934.
- 5) 中村新太郎：20 万分の 1，一戸図幅及び説明書，地調，1911.
- 6) 大立目謙一郎：岩手県北端部産 *Vicarya* 化石について，地質雑，Vol. 50, No. 601, p. 314~316, 1944.
- 7) 大塚彌之助：岩手県二戸郡一戸町福岡町付近の層位，付東北日本新第三系の地質構造上の或る特徴，地質雑，Vol. 40, No. 475, p. 213~219, 1933.
- 8) Otuka, Y.: Tertiary Structures of the Northwestern End of the Kitakami Mountainland, Iwate Prefecture, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.* Vol. 12, pt. 3, p. 566~638, 1934.
- 9) Otuka, Y.: The Stratigraphic Relation of the Lower Kadonosawa and Yotuyaku Series of Iwate to Poronai Series in Hokkaido and Marine Transgression of the Early Miocene in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.* Vol. 13, pt. 1, p. 213~217, 1935.
- 10) 大塚彌之助：日本の地殻運動と火山活動との或関係，地学雑，Vol. 49, No. 585, p. 510~516, No. 586, p. 565~570, 1937.
- 11) Otuka, Y.: Tertiary Crustal Deformations in Japan. (With Short Remarks on Tertiary Palaeogeography). *Jubil. Publ. Commem. Prof. H. Yabe's 60th Birthday.* p. 481~519, 1939.
- 12) 田山利三郎・土田定次郎：北上山地の地形学的研究。其一，河岸段丘，B. 北上川及び馬淵川の河岸段丘，斎藤報恩会學術研究報告，No. 22, p. 1~84, 1939.
- 13) Yabe, H.: Recent Stratigraphical and Palaeontological Studies of the Japanese Tertiary. *Spec. Publ. Bernice P. Bishop Museum*, Vol. 7, p. 780~781, 1921.
- 14) Yabe, H. and Hatai, K.: Cenozoic Formations and Fossils Northeast Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, Vol. 22, No. 1, p. 1~86, 1941.