

# 5萬分の1地質図幅説明書

## 陸中野田

(青森一第59号)

地質調査所

昭和37年

550.85 (084.32) (521.12) [1:50,000] (083)

5萬分の1地質図幅説明書

陸中野田

(青森一第59号)

通商産業技官 島津光夫

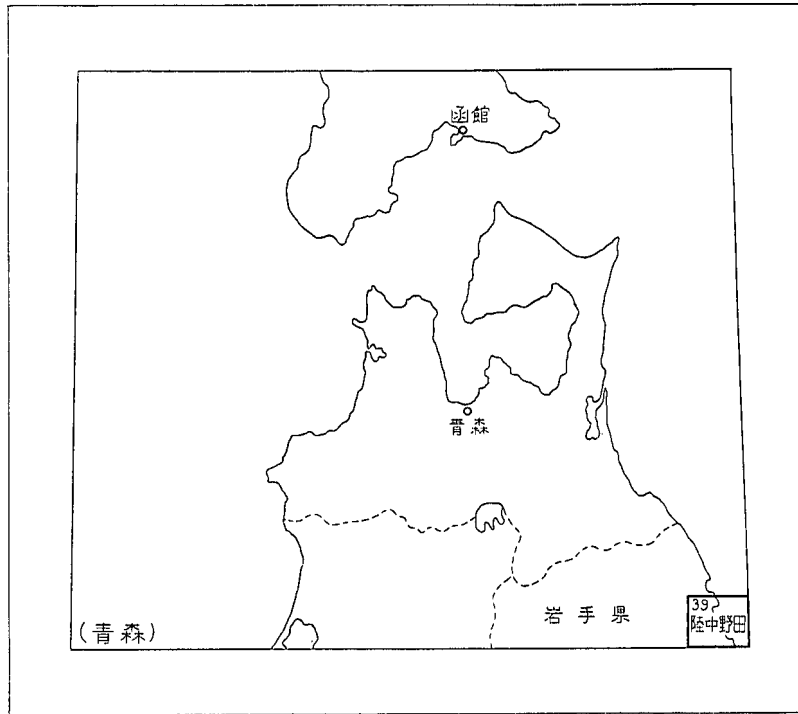
通商産業技官 寺岡易司

地質調査所

昭和37年

目 次

位 置 図



( ) は 1 : 500,000 図幅名

I. 地 形	1
II. 地 質	4
II. 1 概説	4
II. 2 古生層	8
II. 3 下部白堊系	9
II. 3. 1 太田名部層	9
II. 3. 2 安家川層	9
II. 3. 3 接触変成岩類	10
II. 4 三崎および黒崎酸性火山岩類	16
II. 5 閃緑岩および玢岩	20
II. 6 久喜花崗岩	21
II. 7 玄武岩	22
II. 8 田野畑花崗岩	22
II. 9 半花崗岩	28
II. 10 上部白堊系	29
久慈層群	29
II. 11 古第三系	37
野田層群	37
II. 12 第四系	45
III. 応用地質	46
III. 1 マンガン	47
III. 2 銅	48
III. 3 石炭	49

Ⅲ. 4 琥珀	50
文 献	50
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅  
説 明 書

(昭和 35 年稿)

## 陸中野田

(青森一第59号)

本地質図幅調査は昭和33年 9 月から34年 3 月にかけて行なわれ、古生層・下部白堊系・火成岩および変成岩の分布する地域は主として島津が、上部白堊系・古才三系ならびに才四系の分布地域はおもに寺岡が担当した。三崎付近の火成岩分布地は共同で調査し、室内作業は島津が行なった。なお、動物化石の鑑定は水野篤行技官・矢部之男学士をわずらわした。また、植物化石に関しては遠藤誠道博士に教示を受け、その鑑定は同博士に負うところが多い。

### I. 地 形

陸中野田図幅地域は北上山地の北東縁に位置し、東側は太平洋に面する。

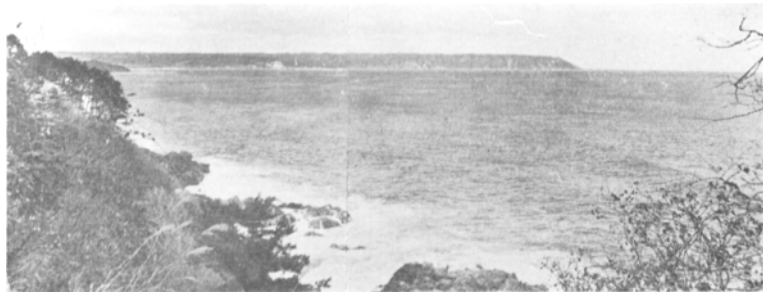
本地域では分布する地質系統のちがいが地形のうえによくあらわれている。すなわち、軟弱な堆積岩からなる上部白堊系・古第三系の分布地帯は幅 6km くらいで NW-SE にのび、そこでは低い緩やかな丘陵性の地形を呈し、その南西側の田野畑花崗岩・下部白堊系の露出するところでは急に高度を増し、段丘面をへて峻しい山地となる。一方、北東側の久喜花崗岩・三崎酸性火山岩類からなる地塊においても一段と高度を増し、平坦面が発達する。

地域の南西隅には、高森 (702.3m) ・男<sup>お</sup>和<sup>お</sup>佐<sup>さ</sup>羅<sup>ら</sup>比<sup>び</sup>山 (813.9m) ・女<sup>め</sup>和<sup>お</sup>佐<sup>さ</sup>羅<sup>ら</sup>比<sup>び</sup>山 (744m) を含む標高 600~800m の山稜が NNW-SSE 方向に連なり、これらの山地の前面には 500m 前後のかなり定高性のある山稜が並走する。さらに山地は北東方に向かうにつれ急速に低下し、約 270m 以下になると海岸段丘面が顕著に発達するようになる。

北部北上山地の宮古以北においては、太平洋岸にみごとな海岸段丘が発達してお

り、古くから注目されてきた<sup>2)5)9)10)</sup>。

本地域の段丘については、田山利三郎<sup>5)9)</sup>・佐々保雄<sup>10)</sup>の詳細な研究がある。佐々保は久慈地方にみられる海岸段丘面を、高度の大きいものから順に、水無面・広野面・侍浜面<sup>註1)</sup>・二子面および長内面と呼び、このほかに高位沖積面を識別した。この説明書では、段丘を高位・中位および低位段丘に大別し、各面の呼称は佐々のそれに従う。



図版 1 玉川から久喜・三崎方面を望む  
平坦面は広野面

**高位段丘**には水無面と広野面との2つの海岸段丘面が認められ、いずれも堆積物をのせている。

水無面は南西部の山岳地をふちどるようにNW-SE方向に帯状に発達する平坦面である。玉川以北では約1.5 kmの幅をもち、それ以南では急に拡がり2.5 kmに及ぶ。高度は大畑・滝ノ沢西方で220~280 mであり、南東方にいくにつれ漸次低下して根井・机・普代周辺では180~260 mになる。この面は本地域において海岸段丘面と認められるもののうち最上段のもので、北東縁は急斜面をもっておわり、東方に2~3°傾斜している。保存はきわめてよく、その上には部落があり、農耕地・牧地として利用されている。

広野面は本地域の北東部を占める三崎部落ののっている平坦面である。本面は火成岩類からなる部分では比較的保存がよいが、全般的には水無面に較べ開析が進んでおり、とくに古第三系分布地ではそれが著しい。高度は180m前後が普通で、野田峠東方の201.7 mを最高とし、海岸に近づくと160mまで低下する。全体として東方に

註1) 侍浜面は久慈図幅地域にだけ認められる。

緩く傾いているが、傾斜度は水無面よりも小さい。玉川・白井・力持付近にも広野面に相当すると考えられる平坦面が水無面の北東側にみられ、堆積物をのせている。これは水無面より一段低く160 m内外の高度をもつ。

**中位段丘**は二子面とよばれている面をもつ海岸段丘で、堆積物がある。

二子面は本地域では発達悪く、小袖の高度80~110mの平坦面で代表される。久慈図幅地域にはいる久慈湾南岸では1.5 kmの幅をもつ。上部白堊系・古第三系の分布地帯では100~130mの高度のかなり定高性のある山稜で示される。南方へは下安家付近まで追跡される。大体の傾向として、本面は北西方ほど高度が大きい。

**低位段丘**は高度50 m以下の海岸段丘と、現在の河川に沿ってみられる河岸段丘とを一括したもので、2~3段の平坦面があり、長内面・高位沖積面はこれに含まれる。小袖・久喜・港・三日市場・玉川などでは20~40 mの高度の海岸段丘が発達し、これに相当するものが安家川河口から沢付近にかけてもみられる。新山・川原屋敷周辺にも30~50 mの高度をもつ平坦面があり、河岸段丘に移化する同位のものが各所にある。なお、海岸に沿って高度約10 mの段丘面が断片的に認められる。

高位段丘の段丘崖の前面には低位段丘に移化する小規模な扇状地があり、堆積物のある高度の上限は約80 mである。扇状地の発達は平清水付近においてもっとも顕著で、その他、宇部川支流に沿う大畑・滝ノ沢にもみられる。

**河川**のおもなるものは、南西部の山岳地域に源を発する宇部川・玉川・安家川・普代川で、一般に、先上部白堊系の分布地では深い峡谷をうがち、その流路はNE-SWの著しい方向性をもつ。ところが、これらは顕著な遷移点をへて上部白堊系の分布地帯にはいると、急に流速を減じ、上記の方向性は弱まる。宇部川が宇部付近で流路を南東方に転ずるように、上部白堊系・古第三系の分布地域では流路が地層の走向にほぼ平行することが多い。安家川は本地域における河川のうち最大のもので、穿入曲流を思わせる屈曲した流路をもって峻しい山地を貫流している。

**海岸線**は全般に出入が少ないが、露出している地質系統の差異により海岸地形は著しく趣きを異にする。上部白堊系・古第三系の分布するところでは野田の湾入を形成し、陸地は海岸に向かって緩やかに高度を減じ、海蝕崖の高さは数10 mを超えない。宇部から港・三日市場にかけては沖積平野がひらけ、東方には十府ノ浦をのぞむ。これに対し、堅硬な先上部白堊系からなる三崎から小袖にかけての突出部や玉川以南で

は、150 m を超える高地が海岸にせまり、急崖を形成して海岸に沿う交通路の発達をさまたげている。

## II. 地 質

### II. 1 概 説 (第1図)

本地域は北部北上山地の北東部に位置し、北上山地におけるもっとも東側の帯列をなす外側侵入帯<sup>12)</sup> (または第4列<sup>23)</sup>) の花崗岩類の分布する地帯の一部である。また、北上山地に分布する新白堊紀の久慈層群および古第三紀の野田層群のもっとも良く露出する地域で、古くから多くの研究がなされている。

図幅地域の西縁にわずかに分布する古生層は、北部北上型<sup>13)</sup> の古生層と呼ばれ、粘板岩・砂岩・チャート・石灰岩・輝緑凝灰岩からなり、南隣の岩泉図幅内では紡錘虫<sup>註2)</sup> などの化石から二畳紀とされているものである<sup>24)</sup>。

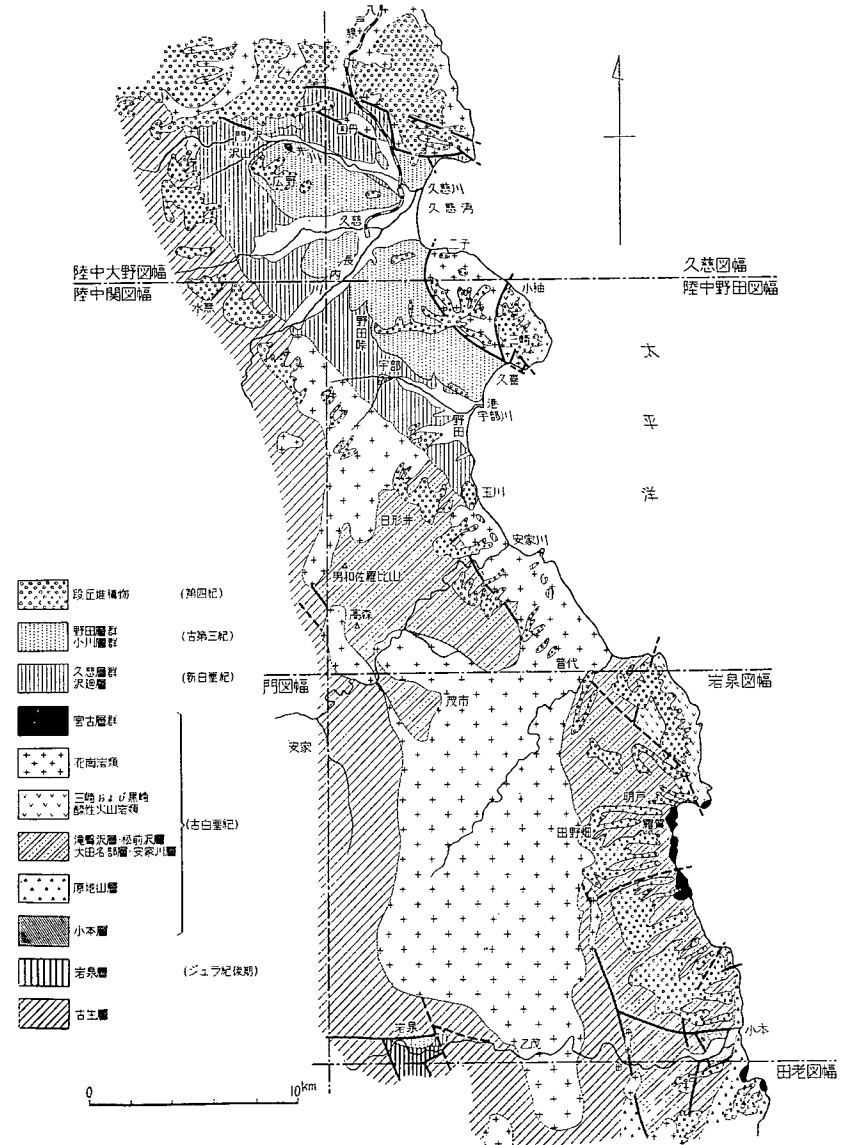
図幅地域の南東隅に分布する太田名部層は、岩泉図幅地域内に広く分布し、松前沢層<sup>24)28)</sup> と呼ばれている地層に連続する。

この松前沢層は、原地山層<sup>16)24)</sup> と呼ばれる古白堊紀の花崗岩類の上位に重なる滝臂沢層<sup>24)27)</sup> と整合で、おそらく古白堊紀と考えられる地層である。図幅地域中央部のホルンフェルス化した安家川層も、太田名部層と同様に取り扱ったが、岩相が類似し、構造が古生層と異なるだけで、その他には積極的な証拠はない。

三崎酸性火山岩類は久喜花崗岩と断層で接し、黒崎酸性火山岩類は太田名部層と断層で接している。したがって、周囲の岩石との関係は明らかでない。三崎酸性火山岩類は一部に堆積岩を挟み、また角礫状の部分もあって噴出岩と考えられるが、その他の部分は、斑状で、圧砕による縞状構造が認められ、変質も著しい。石英安山岩～流紋岩質で、おそらく多くのものは侵入性の火山岩ではないと思われる。

花崗岩類は太田名部層および安家川層を貫き、新白堊紀の久慈層群に覆われている。田野畑花崗岩と一連のものと考えられる宮古花崗岩は古白堊紀の宮古層群に覆われている。したがって、これら花崗岩類は、古白堊紀の太田名部層堆積後褶曲、断

註2) *Parafusulina* sp., 他。



第1図 図幅地域周辺の地質概略図

層運動が活潑となり（大島変動）、それに伴ない進入したものと考えられる。

太田名部層を貫く閃緑岩および玢岩類は、田野畑花崗岩の接触変成をうけており、それより早期の貫入岩である。久喜花崗岩は花崗斑岩を伴ない、浅所進入の岩石であるが、田野畑花崗岩との関係は野外では確かめられない。しかし、田老・胡桃畑花崗岩など一連のもので、田野畑・宮古花崗岩などより早期に進入したものではないかと考えられる。

田野畑花崗岩<sup>21)23)31)</sup>は岩泉図幅地内の田野畑を標式地とするもので、南端はさらに田老図幅地域にも及ぶ、東西に最大 10 km, 南北 35 km に達する底盤状の岩体である。本図幅地内に分布するのはその北半の一部で、安家川層で北部と南部とに分断されているが、これらは一続きの岩体である。この岩体は岩相変化に富み、大きくは茂市型と乙茂型に分けられるが<sup>31)</sup>、図幅地域内のもはすべて前者に相当する。

北部北上東縁部において、上述の火成岩類は帯状の分布を示している。すなわち、酸性火山岩類は、三崎・黒崎・田老・重茂とこの地域のもっとも東側を占め、その西側には久喜・胡桃畑・田老・浄仏森と岩株状の岩体群が分布している。田野畑花崗岩も北部の階上、南部の宮古岩体とともに1つの帯（もっとも西側の）を形成している。

このような火成岩の活動地帯は北上山地でも独特で、北上外縁構造帯<sup>32)</sup>と呼ばれている。

図幅地域の北部には、田野畑花崗岩および安家川層を顕著な不整合をもって覆う新白堊紀浦河世の久慈層群、さらにその上位にほとんど平行不整合の関係で重なる古第三紀漸新世の野田層群が分布している。これらは久慈地方の上部白堊系・古第三系<sup>4)7)8)10)11)14)</sup>の南半部に相当するもので、ともに北東方に緩く傾斜し、分布のうえでも構造的にも相互に密接な関係をもっている。岩泉・門両図幅地域においても上部白堊系・古第三系が相伴なって分布している<sup>20)24)</sup>。陸中大野図幅地域では野田層群が久慈層群の種々の層準を覆い、両層群は傾斜不整合の関係にあるといわれており<sup>10)</sup>、これによって示される地殻運動は夏井運動と呼ばれている<sup>24)30)</sup>。

宮古層群と久慈層群の接するところはないが、前者は宮古図幅地域から岩泉図幅地域にかけて海岸に沿い分布し、その一般的走向はほぼ N-S であり、後者ののはこれと斜交する NW-SE が支配的で、傾斜度は小さい。

表 1 地質総括表

時代		層序	火成活動	
新生代	第四紀	現世	沖積層	
		更新世	段丘および扇状地堆積物	
	新第三紀	漸新世	野田層群	久喜層 港層
			久喜層	
	中生代	新白堊紀	久慈層群	沢山層 國丹層 玉川層
			久慈層群	
久慈層群				
中生代	古白堊紀	太田名部・安家川層	三崎および黒崎酸性火山岩	
		太田名部・安家川層		
		太田名部・安家川層		
中生代	三疊・ジュラ紀	三疊・ジュラ紀	古生層	
		三疊・ジュラ紀		
古生代	二疊紀	古生層		

ローム	流紋岩質および安山岩質凝灰岩	}	流紋岩質凝灰岩
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}	}	}
}			
}	}		

野田層群の北東縁は久喜断層をもって断たれ、久喜花崗岩と接する。この断層を境とし、三崎酸性火山岩類・久喜花崗岩からなる地塊に対し、南西側の傾動地塊が相対的に落ちており、その垂直変位は少なくとも765 mを超える。最近行なわれた海底調査の結果<sup>38)</sup>、三崎の海岸から東方約3 kmまでの海底には周辺の海岸で見られる火成岩類と同じものが露出し、それ以东になると凝灰質砂岩・泥岩などが分布していることが確かめられたが、この地層が久慈層群か野田層群かのいずれに属するのか、または種市付近の新第三系<sup>34)35)</sup>の南方延長に当るのか明らかでない。

第四系としては段丘および扇状地堆積物と沖積層がある。海岸段丘の発達是非常に顕著で、数段の段丘面が認められ、大きく高位・中位および低位段丘に3分される。もっとも分布の広い高位段丘堆積物の分布状態や傾動についてみると、上部白堊系・古第三系のそれと大体同じような傾向が認められる。

## II. 2 古 生 層

図幅地域の南西隅半城子および西縁の小峠付近だけにわずかに分布する。石灰岩および粘板岩からなるが、花崗岩の接触変成を受けて石灰岩は晶質石灰岩に、粘板岩は紅柱石堇青石ホルンフェルスに変化している。半城子付近では走向はN30° W、傾斜は60° Wで、小峠付近では、走向N-S、傾斜50° Wである。隣接する陸中関・門図幅地域には、これと一連の地層が広く分布し、石灰岩・粘板岩のほかにはチャート・砂岩を挟有し、北部北上型の古生層といわれている。

**紅柱石堇青石ホルンフェルス** 塊状、緻密で、褐黒色を呈し、肉眼でも紅柱石の数mm大の柱状の斑状変晶が認められる。鏡下では半自形長柱状、あるいは他形、一部は虫喰状の紅柱石の結晶と、丸みをおびた堇青石、赤褐色片状の黒雲母、長片状の白雲母がおもな構成鉱物として認められる。その他の基質の部分は斜長石・カリ長石・石英のモザイク状集合からなる。磁鉄鉱・炭質物も含まれる。紅柱石・黒雲母の周りには針状の微細な珪線石が生じている場合がある。

## II. 3 下部白堊系

### II. 3. 1 太田名部層

本層の分布は、南東隅の太田名部付近だけに限られる。西側は田野畑花崗岩に貫かれ、接触部から1 kmほどの間は接触変成作用を受けている。東側は黒崎酸性火山岩類と断層で接している。

粘板岩・砂岩およびチャートからなるが、チャートは著しい層内褶曲を示す。粘板岩は東部のチャートと互層する部分では、黒色（やゝ炭質）で頁岩状であるが、西部の砂岩と互層する部分では葉理の発達した砂質の岩石である。砂岩は石英質砂岩である。チャートは縞状で、うすい泥質の部分を含んでいる。走向・傾斜は、西側ではE-W、45° Sであるが、東側ではむしろN40° E、80° Wである。閃緑岩の小岩体および玢岩脈が各所で貫いている。

本層は化石を産しないので、時代は明らかでないが、南の岩泉図幅地域の田野畑村に分布する松前沢層<sup>28)註3)</sup>に連続するものと考えられる。

### II. 3. 2 安家川層

本層は図幅地域南部の広い部分を占め、田野畑花崗岩の上にルーフペンダント状のっている。東西約8 km、南北12 kmにわたる大きなルーフペンダントで、全体が接触変成を受け種々のホルンフェルスとなっている。玉川・米田付近では新白堊紀の久慈層群により不整合に覆われている。太田名部層との関係は花崗岩によって分離されているので明らかでない。古生層との関係は断層で接しているものと考えられる。安家川に沿ってもっとも良く発達しているので、安家川層と呼ぶことにする。

粘板岩・砂岩が大部分で、数枚のチャート、2枚の塩基性凝灰岩が挟まれている。ホルンフェルス化が著しいので、原岩の推定が困難な場合もあるが、ほとんどが粘板岩で、とくに葉理の発達した砂質のものが多い。チャートは縞状で、各所にマンガン鉱床を伴っている。

石灰岩がレンズ状に産するが、新米田・普代鉱床のような接触交代鉱床を生じてい

註3) 松前沢層は小貫・長谷によると古白堊紀とされている。

る。

本層には顕著な鍵層が少ない（とくに北半部）ことと、ホルンフェルス化による原岩の不明な場合があることなどで、その構造を充分明らかにすることができないが、地域の東半部ではチャート（とくに含マンガンチャート）・塩基性凝灰岩を鍵層として、構造をある程度明らかにすることができる。それによると、東部北端の野田玉川鉦山付近では、走向 N-S~N15° E、傾斜 50~60° W であり、南下するに従い、走向を N30° W、さらに N55° W と変え、傾斜も 20~30° W となっている。なお、NW 方向の断層より南西では、10° W の緩傾斜を示している。蛇ヶ沢上流では、下位よりチャート、2 枚の塩基性凝灰岩を挟む粘板岩、チャートを伴う白色砂岩、3 枚のチャートを挟む粘板岩、その上位に重なる細粒砂岩と、およそその累重関係をみることができる。一方、西半部では、幾枚かのチャートを挟むが、大部分は粘板岩あるいは砂質粘板岩で、構造はあまり明らかでない。傾斜は至って緩やかで、とくに、大平沢上流の尾根付近のチャートはほとんど水平に近く、鉢巻状に尾根をとりまいている。詳しく観察のできる安家川沿いでは、東部では西傾斜の単斜であるが、中央部以西では波曲している。断層としては、まず米田から根井、ヒツツベ沢にかけての南北性断層が推定される。また、玉川に沿う N40° E の断層が認められる。NE 方向の断層は沢向沢でも認められ、この沢の上流の花崗岩に近接する部分は、この NE 方向の断層と、NW 方向のいくつかの断層で分断され、構造は複雑となっている。

本層と周囲の地層との関係は不明であるが、葉理の発達した粘板岩は、古生層よりは太田名部層の一部（太田名部付近に分布するもの）に岩相が類似している。

また、これと太田名部層の間に分布する花崗岩中にはルーフペンダント内のホルンフェルスに類似した大小種々の捕獲岩が分布している。このような事実と、古生層とちがって構造が緩いことから、ルーフペンダントの安家川層は太田名部層と一連の地層ではないかと考えている。

### II. 3. 3 接触変成岩類

**太田名部層の変成部** 本層は分布範囲の約 3 分の 2 が多少の接触変成作用を受けている。厚いチャートより東の粘板岩は微細な赤褐色の黒雲母を生ずる程度にすぎないが、西部の花崗岩に近接する部分では、多量の黒雲母・白雲母のほか、堇青石を生

じている。ただし、本層は砂質岩が多く、堇青石の出現は泥質のものに多いので、かなり撰択的である。堇青石は変斑晶状で、径最大 2 mm である。このような堇青石点紋粘板岩帯の幅は約 600 m である。

これよりさらに内側（接触部から 2~300 m）では再結晶が進み、黒雲母・白雲母・堇青石・斜長石、および石英からなるホルンフェルスになっている。

**安家川層の変成部** 前述のように安家川層はルーフペンダントをなして産するので、接触変成の程度が著しく、所によってはかなり粒度も粗くなっている。原岩のちがいおよび粒度の差により、肉眼的にいくつかの岩石に分けられる。泥質ないし砂質のものは原岩のちがいにより、

原岩

塊状ホルンフェルス……………粘板岩

砂岩ホルンフェルス……………砂岩

葉理状ホルンフェルス……………砂質粘板岩

また、原岩の類似したものも、粒度の差により次のように分けられる。

細粒ホルンフェルス

葉理状ホルンフェルス

縞状ホルンフェルス

**細粒ホルンフェルス**は根井、卯子西山などの山頂部に分布し、塊状ないし板状で、大部分は褐色~暗褐色を呈する。このホルンフェルスは黒雲母・斜長石および石英を主としている。ときには堇青石を斑状に生じている。黒雲母は赤褐色で、屈折率 $\gamma$ は 1.645~1.657 である。斜長石はアルバイト双晶が多く、An%22~28 である。

この種のホルンフェルスに伴って、高森東方にはきわめて細粒で、暗灰~灰褐色、塊状のホルンフェルスを産する。これは細柱状の珪線石・白雲母および石英・カリ長石からなり、一部に白雲母に囲まれて紅柱石を産している。また、黒雲母を主とし、赤褐色集合状の柘榴石を含むホルンフェルスが沢向沢の上流にみられる。

**塊状ホルンフェルス**は、やゝ粒度が粗く、黒褐色を呈している。安家川に沿い、内川付近にもっとも良く露出しているが、その他にも葉理状ホルンフェルスに挟まれて処々に産する。肉眼的にも 1 mm 大の堇青石が認められるものがある。そのようなものは黒雲母・堇青石・斜長石および石英を主とし、白雲母・カリ長石、および少量の



珪線石・ジルコン・燐灰石を伴っている。堇青石を含まないものはカリ長石の量が多い。

黒雲母は赤褐色で、屈折率 $\gamma$ は1.652~1.658である。斜長石はAn%32~36である。カリ長石は正長石で、 $2V\alpha$ は73~75°である。堇青石は最大0.8mmで、新鮮なものもあるがピナイト化、または白雲母化しているものが多い。

砂岩ホルンフェルスは優白質で、粒度が粗く、玉川上流および蛇ヶ沢ではチャートと伴ない40~50mの厚さを有する。肉眼的に細粒花崗岩と区別がつけ難いものもある。各所に産するものは数10cm~2mの幅で、葉理状ホルンフェルスの葉理にほぼ平行に産し、ときに細粒の黒雲母の集合からなる斑点を含んでいる。黒雲母・斜長石・カリ長石・石英および白雲母からなる。黒雲母は赤褐色で、斜長石は累帯構造を有し、曹長石質のへりを生じている。カリ長石はペルト石質で部分的に微斜長石構造を示し、 $2V\alpha$ は66°である。厚層をなすものは中粒、白色で、石英の量が多い。

葉理状ホルンフェルスは灰褐色のもの、細粒、堅硬、緻密なものがある。このホルンフェルスはルーフペンダント内でもっとも広く分布し、とくに灰褐色で縞目のよく発達したものが多い。細粒、緻密なものは茂井東方、日形井など花崗岩に近接した部分に多い。縞目は堆積岩の葉理(ラミナ)と考えられ、比較的規則的であるが、偽層を呈する部分もみられる。風化面では黒雲母に富む部分が突出し、白色部が凹み、非常に明瞭な縞になっている。また堇青石が点紋状に認められることがある。ときには葉理そのまゝの状態とは考えられないような流動したような構造を示す部分も認められる。縞目が粗くなると縞状ホルンフェルスになる。花崗岩中に捕獲されて諸所に産するホルンフェルスも葉理状のものが多い。黒雲母・斜長石・石英・カリ長石・堇青石および少量の白雲母がおもな構成鉱物で、柘榴石を少量含むものもある。黒雲母は赤褐色で、屈折率 $\gamma$ は1.653~1.656である。斜長石はAn%24~26である。カリ長石は $2V\alpha$ は50~56°である。

縞状ホルンフェルスは縞目の粗くなった塊状の岩石で、片理はないが外観は縞状片麻岩に似ている。分布範囲は狭く茂市の北方・沢向沢・茂井西方・日形井北方など花崗岩に接する部分に多い。カリ長石の量が多く、その他石英・斜長石・黒雲母・堇青石および少量の珪線石・燐灰石・ジルコンを含んでいる。黒雲母は赤褐色で屈折率 $\gamma$ は1.652~1.657である。斜長石はAn%28~34である。カリ長石はわずかに波動



A

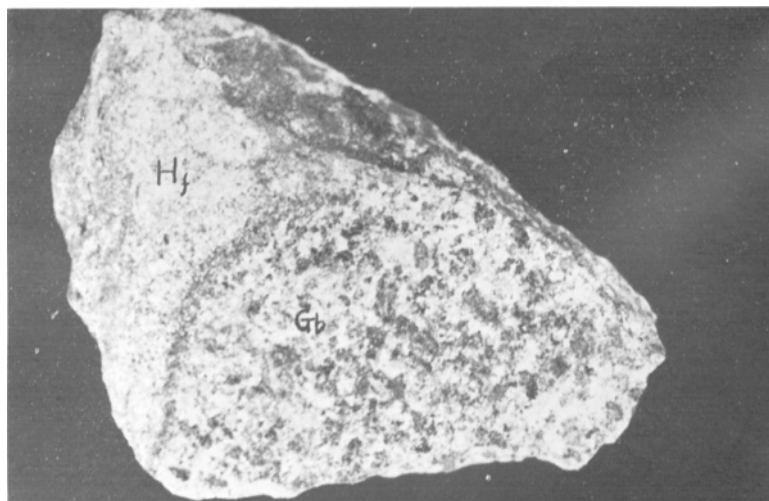


B

図版 2 葉理状ホルンフェルスの縞目



図版 3 葉理状ホルンフェルス中の斑礫岩床



Gb: 変成斑礫岩      Hf: ホルンフェルス

図版 4 変成斑礫岩と葉理状ホルンフェルスとの関係

×  $\frac{1}{2}$

消光を示し、 $2V\alpha$  は  $53\sim 64^\circ$  で最大  $72^\circ$  を示すものがある。堇青石はピナイト・白雲母に変化しているものがある。

なお、塊状ホルンフェルスに介在して内川・蛇ヶ沢には塩基性凝灰岩源ホルンフェルスを産する。内川のもは緑黒色、塊状であるが、蛇ヶ沢のもは濃緑色、片状でやゝ粗い。淡褐または緑色の角閃石と黒雲母および斜長石からなっている。

また、安家川中流には葉理状ホルンフェルス中に岩床状に幅 1.5 m、延長 10 数 m の斑礫岩源ホルンフェルスを産している。この岩石は粗粒で、葉理状ホルンフェルスとの境は幅数 mm の黒雲母の集合にふちどられている。処々に透明な石英が斑点状

第 2 表 ホルンフェルスの化学成分

	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	76.50	66.54	64.90
TiO <sub>2</sub>	0.66	0.45	0.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.78	16.76	17.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.28	0.55	0.75
FeO	0.07	4.51	4.08
MnO	0.01	0.09	0.08
MgO	0.65	1.46	1.65
CaO	0.01	1.21	2.10
Na <sub>2</sub> O	0.50	1.97	2.34
K <sub>2</sub> O	3.38	3.73	3.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.12	0.11
H <sub>2</sub> O (-)	0.76	0.28	0.26
H <sub>2</sub> O (+)	1.60	1.04	0.96
CO <sub>2</sub>	4.25	n. d.	n. d.
	101.50	98.71	98.78

- 1: 細粒ホルンフェルス (珧線石—白雲母—石英—カリ長石)  
卯子西山
- 2: 細粒ホルンフェルス (黒雲母—白雲母—斜長石—石英)  
根井西方
- 3: 葉理状ホルンフェルス (黒雲母—堇青石—カリ長石—斜長石—石英)  
茂井

分析者: 川野 昌樹 技官

(最大径 2 cm) に生じている。産状は図版 3 に示した。斜長石・石英・角閃石および黒雲母からなる。角閃石は緑褐色を呈するものと、淡緑色をおびたカミングトン角閃石質のものがある。後者の屈折率は、 $n_1 \dots\dots 1.650$ ,  $n_2 \dots\dots 1.668$  で、 $2V_\alpha$  は  $70^\circ$  である。

上述の泥質、砂質岩源のホルンフェルスは、鉱物組合せにはあまり変化が認められないが、粒度、カリ長石の量には差があり、容量比を測定すると、カリ長石 7~17% のものが大部分であるが、ときには 27%、さらに 35% に達するものもある。大部分は単純な接触変成岩であるが、花崗岩に近接したものにはカリの供給が考えられる。花崗岩接触部の茂井西方・日形井北方・寺沢南西方・沢向沢西方では局部的に混成岩を生じている。茂井西方では片状を呈する縞状ないし片状ホルンフェルスの一部が粗粒、優白質になり、花崗岩様の外観を示している。日形井北方、寺沢南西方では花崗岩はホルンフェルス中に小岩枝状に不規則に入り込み、その周辺にやはり混成岩を小規模に生じている。これらは中粒ないし粗粒で粒状構造を示す。斜長石はカールスパッド双晶多く、累帯構造を示し、 $An\% 30 \sim 35$  で、黒雲母は茶褐色で、屈折率  $\gamma$  は  $1.654 \sim 1.658$  である。これら混成岩はカリ長石を含まずトロネム岩質のものである。

## II. 4 三崎および黒崎酸性火山岩類

本図幅地域の北端の小袖—三崎付近と南端の真崎付近とは海岸の絶壁をなして淡緑または淡褐色を呈する変質した酸性の火山岩類が露出している。これらの岩石の大部分は斑状の岩石である。これらを三崎および黒崎酸性火山岩類と呼ぶことにする。このような岩石は本図幅の南の岩泉・田老両図幅地域<sup>註4)</sup> などにも分布し、北部北上山地の特徴的な火成岩類の一つである。従来山根<sup>3)</sup>、あるいは石井・植田<sup>18)</sup>らにより石英角斑岩と呼ばれたものに相当する。真崎付近に分布するものはさらに南接岩泉図幅地域内の弁天崎付近まで露出し、その中間の黒崎がもっとも良好な露出地であるので黒崎を標式地とした。

この酸性火山岩類は灰緑色～灰青色、斑状の岩石がおもなもので角礫状を呈する部

註 4) 昭和36年度より田老図幅の調査を始めているが、その結果、これら酸性火山岩類は原地山層のなかの酸性火山岩と同一岩質のものであることが明らかになった。

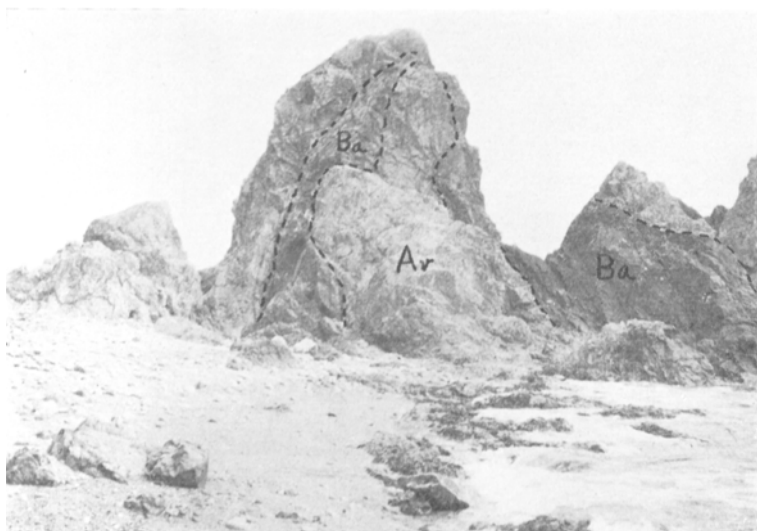


図版 5 黒崎酸性火山岩中の板状構造 (真崎)

分、板状ないし縞状を呈する部分などがあり、三崎付近のものにはとくに圧砕角礫状構造が著しい。一部に砂岩(アルコーズ質)・珪質粘板岩を挟有し、熔岩状の産状を示すものもあるが、大部分は進入性の火山岩(石英安山岩～流紋岩質)と考えられる。つぎにその産状を詳しく述べる。

三崎付近においては、西方に分布する花崗斑岩および花崗岩と断層で接している。境界付近には  $N60^\circ W$ 、直立の破碎帯が発達している。縞状構造(一種の流理構造)は南岸では  $N30^\circ E$ ,  $20^\circ S$  であるが、三崎では走向はそのまゝで傾斜が  $30^\circ NW$  に変化している。三崎突端付近には  $N80^\circ E$ 、南傾斜の断層が認められる。それより北でも走向はあまり変化がなく北傾斜であるが、さらに北では傾斜はふたゝび南に変わっている。この傾斜の変化する向斜部に淡緑色砂岩・黒色珪質粘板岩が挟在している。

大部分斑状あるいは縞状であるが、三崎突端付近には角礫状のものが多い。斑状と



Ba : 玄武岩 Av : 酸性火山岩  
図版 6 三崎酸性火山岩を貫く玄武岩岩脈

角礫状の部分は互層状をなしている。小袖付近の岩石には柱状節理がきわめて良く発達している。

酸性火山岩類は多くの玄武岩岩脈に貫かれている。玄武岩は花崗斑岩をも貫き、被侵入岩が破碎と変質とが著しい部分では玄武岩も同様な影響を受けている。

南端の真崎付近では、本図幅地域内では露出が少なく、そのうえ海崖をなすので充分明らかにすることができない。西縁は太田名部層と断層で接している。灰緑色、斑状の岩石を主とし、部分的には縞状ないし板状を示す部分がある。縞の方向はN10°Eで直立している。

つぎに代表的な岩石を記載する。

#### 斑状緻密な岩石

灰青緑～淡青灰色、緻密で、一見フリント状の外観を示し、白色～淡紅色の1mm前後の斜長石の斑晶のめだつ塊状の岩石で、破碎構造はあまり著しくない。しかし、一部には青緑色の不規則な粗い縞状の部分を伴っているものもある。

斑晶は斜長石が大部分であるが一部にカリ長石を含んでいる。比較的単純な双晶を示すものが多く、一部は砕かれ割れ目に沿い石英細脈を生じている。斑晶の角閃石(?)の変質したと思われる緑泥石仮像を含んでいる。石基は微粒～小粒の曹長石・石英・緑簾石と微細片状の絹雲母・緑泥石などの集合に変化し、そのほかにジルコン・チタン石および黄鉄鉱を含んでいる。曹長石は微細葉片状である。石英はレンズ状または脈状の集合となっている。絹雲母は一定方向に配列し、緑簾石は淡褐色で束状をなしている場合がある。

#### 縞状(碎状)の岩石

淡青緑色で斑状であるが、圧砕されて淡青色とねづみ色の部分がつくる縞が発達する。縞の境は直線的の場合と弯曲している場合とがある。また縞の境目には緑泥石を生じ、その面から剝理されるものもある。斑晶の斜長石は自形を呈するが、砕かれて割れ目に沿い石英の細脈を生じているものもある。完全に砕かれて碎片の集合となっているものもある。緑泥石仮像をなす斑晶もあるが原鉱物は明らかでない。縞状の構

#### 酸性火山岩の化学成分

第3表

	1	2
SiO <sub>2</sub>	67.02	72.86
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.50	14.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.00	1.47
FeO	1.44	0.91
MnO	0.05	0.08
MgO	1.65	1.23
CaO	2.35	0.59
Na <sub>2</sub> O	3.46	2.09
K <sub>2</sub> O	3.13	3.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.02
H <sub>2</sub> O (-)	0.74	1.56
H <sub>2</sub> O (+)	.042	0.26
	99.75	99.74

化学成分からは、SiO<sub>2</sub>の多い2は石英角斑岩に近いが、MgOがやや多い。むしろ流紋岩に近い。1は石英安山岩に近い値である。

産地は1, 2ともに三崎

分析者: 川野昌樹技官

造は鏡下ではごく微細な葉片状の曹長石の部分と、粗粒の曹長石の部分との交互の配列によるものである。粗粒の曹長石の部分には微粒の緑簾石を伴っている。その他石英・絹雲母および緑泥石を伴っている。

### 角礫状の岩石

淡青緑色で圧砕を受け、数 cm 大の角礫と基質とからなる。割れ目に沿い網目状に石英の細脈を生じているものもある。鏡下では緑泥石・絹雲母に富んだ角礫と、それらが少なく曹長石・石英に富んだ角礫とが認められる。基質は葉片状の曹長石・石英および緑簾石からなる。黄鉄鉱を鉱染している。

## II. 5 閃緑岩および玢岩

閃緑岩は太田名部付近にわずかに産し、太田名部層のチャートを貫いている。貫入面は不規則で、チャートの角礫を多数とりこんでいる。中粒や、褐色を帯びている。閃緑岩質組織を示し、斜長石・淡褐色角閃石・黒雲母からなる。斜長石は半自形である。角閃石は他形で大きな結晶をなすものと、不規則細粒状一葉片状または集合状をなすものがある。細粒状のものは無色～灰緑色である。黒雲母は他形で角閃石に伴ない赤褐色を呈する。これら角閃石・黒雲母の性質は、この閃緑岩が花崗岩の接触変成作用を受けていることを示している。

そのほか石英・チタン石・燐灰石および磁鉄鉱を含んでいる。

玢岩は太田名部層を貫いて各所で認められる。貫入方向は N60° E, N40° E, N30° E 等で、厚さは 3~4 m のものが大部分である。灰褐色～灰緑色、斑状の岩石で、花崗岩に近接するものは接触変成作用を蒙っている。鏡下では斜長石の斑晶と角閃石の斑晶らしいものがあるが、後者は緑泥石または黒雲母に交代されている。石基の部分は曹長石・石英の不規則粒状結晶集合および黒雲母または緑泥石の細片からなっている。そのほか磁鉄鉱・燐灰石を含んでいる。黒雲母は淡褐色を呈する。閃緑岩と玢岩を同じ章で記載したが、それらが必ずしも関係があることを意味していない。閃緑岩は久喜花崗岩のような岩株状の花崗岩に、玢岩は黒崎酸性火山岩に関連するものではないかと考えられる。

## II. 6 久喜花崗岩

本図幅地域の北部、三崎酸性火山岩の西方に分布し、それと断層で境され、南西縁はやはり野田層群と断層で接している。隣接久慈図幅地内の大尻を標式地とし、大尻花崗岩と呼ばれてきた。しかし、この岩体は北側と南側とでは岩相を異にしている。北側は塩基性捕獲岩が多く、一般に優黒質であるのに対し、南側はそれが少なく紅～淡赤色の花崗岩で、花崗斑岩に移過する。久喜以東の海岸沿いでは圧砕構造、断層が著しい。破砕帯は久喜付近では方向 NW で幅数 100 m にわたるが、東方の花崗斑岩の部分では N20° E, N70° W, E-W など種々の方向をとり複雑で、破砕だけでなく三崎酸性火山岩と同様な著しい変質を受けている。花崗斑岩は三崎酸性火山岩と同様に玄武岩岩脈に貫かれているが、この玄武岩も貫入面に沿い破砕と変質とを蒙っている。このように玄武岩・三崎酸性火山岩・久喜花崗岩は著しい破砕作用をうけているが、さらに久喜付近の NW 方向の破砕帯は野田層群にも及んでいるので、最終的には野田層群堆積後にも破砕運動が生じたことになる。したがって、この地域は非常に長期にわたり動揺を繰り返していたものと考えられる。

つぎに岩石学的性質を記載する。

### 角閃石黒雲母花崗岩

中粒で、等粒状組織を示し、部分的には文象組織を示している。主成分鉱物は斜長石・カリ長石・石英・黒雲母および少量の角閃石で、副成分としてチタン石・燐灰石・褐簾石・ジルコンおよび磁鉄鉱を含んでいる。また変質鉱物として緑簾石・緑泥石を生じている。斜長石は自形ないし半自形でアルバイトカールスバッド双晶が発達している。絹雲母・緑簾石に変化しているものが多い。石英は粒状またはカリ長石と不規則に入りくみ、みごとな文象構造をなしている。カリ長石はペルト石質である。黒雲母は赤褐色でほとんど緑泥石・緑簾石に変化している。角閃石は不規則、他形で帯褐色を呈している。燐灰石・磁鉄鉱（チタン鉄鉱）は比較的多い。

### 花崗斑岩

淡紅色、斑状で緻密な岩石である。久喜付近のものは石基の粒度がやゝ粗いが、東

側のもはかなり細粒である。斑晶は斜長石で、石基の部分は斜長石・石英・カリ長石およびカリ長石と石英との文象共生からなっている。黒雲母は緑泥石に変化しているものが多く、残っているものは淡緑褐色、小片状である。その他ジルコン・緑簾石・褐簾石・チタン石および磁鉄鉱からなる。カリ長石はペルト石質である。細粒のものは石基は葉片状の曹長石および石英を主としている。

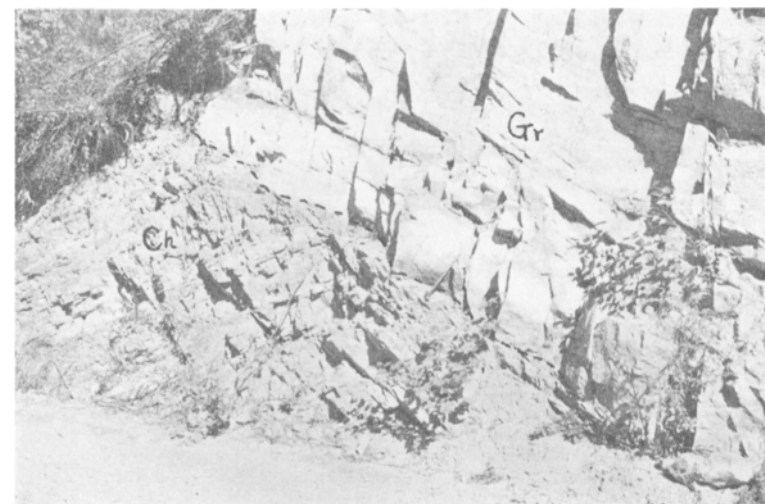
## II. 7 玄武岩

玄武岩は三崎付近に産し、三崎酸性火山岩および一部は久喜花崗岩・花崗斑岩を貫いている。貫入方向は、南岸の花崗岩および花崗斑岩を貫くものは  $N70^{\circ} E, N50^{\circ} W$ ,  $N70^{\circ} W$  で、東岸の三崎斑岩を貫くものは  $N40\sim 50^{\circ} E$ , および  $N20^{\circ} W$  である。大部分は幅  $3\sim 4\text{ m}$  の緑黒色の岩石で、破碎されて角礫化しているものもある。 $N20^{\circ} W$  方向の厚さ  $20\text{ m}$  前後の岩体はもっとも大きく、部分的に粗粒玄武岩ペグマタイトを生じている。

一般に粗粒で、オフィチック組織を示し、長柱状の自形の斜長石と間を充す他形の単斜輝石とを主としている。斜長石は新鮮であるが、その他の部分は緑泥石・緑簾石およびチタン石に変化している場合が多い。そのほか磁鉄鉱・燐灰石が含まれている。粗粒玄武岩ペグマタイトも構成鉱物には変わりがないが、斜長石は数  $\text{mm}$  に達している。著しく変質して緑泥石・緑簾石を生じ、そのほか磁鉄鉱・燐灰石を含んでいる。

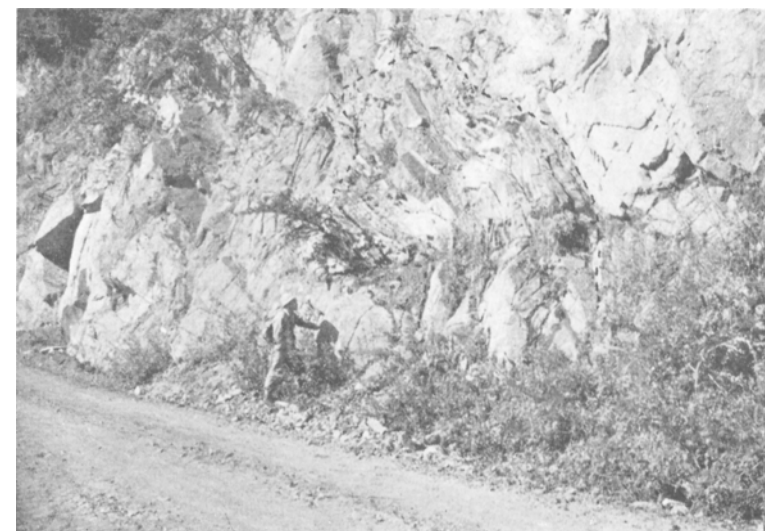
## II. 8 田野畑花崗岩

この花崗岩は、南隣の岩泉図幅地内の田野畑村に良く露出し、田野畑花崗岩の名で呼ばれているので、こゝでもそれに従った。本図幅地内には全岩体の約  $\frac{2}{3}$  が露出している。南西隅の半城子付近および西峠の小峠付近で古生層を貫きそれに接触変成作用を与えている。接触面は  $N30^{\circ} W, 60\sim 70^{\circ} W$  である。南東隅の太田名部付近で太田名部層を貫いているが、接触面は明らかでない。図幅地域南半の中央部を占める安家川層も周囲がこの花崗岩によって貫かれているが、東側の安家川沿いでは非整合貫入をなし、チャートの大塊をとりこんでいる。また処々に岩枝を出している。このような岩枝は沢向沢の上流でも観察される。日形井北方、寺沢西方ではホルンフェルスを細脈状に貫き混成岩をつくっている部分もみられる。玉川では断層で境され



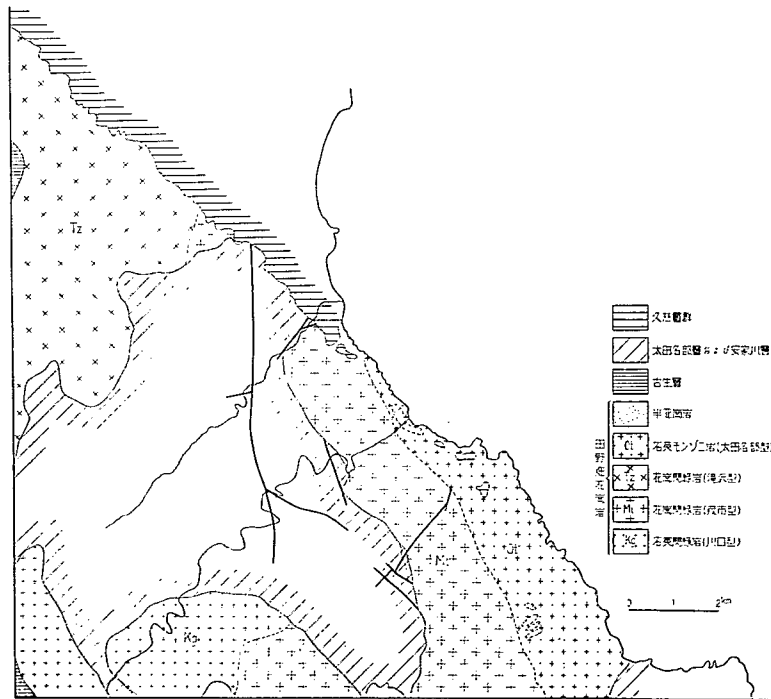
Gr : 花崗岩      Ch : チャート

図版 7 安家川層 (チャート) を貫く田野畑花崗岩 (茂市型) 内川



図版 8 田野畑花崗岩中のチャート捕獲岩 内川

る。西側では茂井東方では非整合的で、直接の接触部は認められないが、境界付近には電気石ペグマタイトの不規則な小岩脈が多い。一方、茂井西方の花崗岩に挟まれた部分では堆積岩（ホルンフェルス）は一部片状を呈し、これを貫く花崗岩もそれとほぼ平行な流理をもっている。ホルンフェルスとしての安家川層の性質は前に述べたが、接触変成の様子、安家川層の構造などからこの堆積岩（安家川層全体）は田野畑花崗岩の上の大きなルーフペンダントとみなされる。したがってこれを境にして玉川・茂井以南に分布するものと、日形井以北に分布するものとは同一の岩体に属するものと考えられる。それを証明するかのように、平清水西方に露出する花崗岩は、玉川南方に露出するものと岩質がきわめて良く類似している。花崗岩の北東縁は久慈層群によって不整合に覆われている。



第2図 田野畑花崗岩の岩相変化図

この花崗岩は岩相の変化に富み、石英閃緑岩・花崗閃緑岩から石英モノニ岩まで変化するが、図幅地域内では4つの岩相が区別される。以下岩相の異なるものを記載の便宜上、岩型として取り扱うことにする。各岩型の分布は第2図に示したが、おのおのは漸移的で、したがって境界は人為的なものである。つぎに各岩型と代表的な岩質を示す。

茂市型	角閃石黒雲母花崗閃緑岩
滝ノ沢型	同上
太田名部型	角閃石黒雲母石英モノニ岩
川口型	角閃石黒雲母石英閃緑岩～花崗閃緑岩

茂市型の一部の内川付近に産するものは、幅4m、延長20mの片状の黒雲母花崗岩の岩塊を捕獲岩状に含んでいる。

なお、このほかに下安家付近には淡紅色半花崗岩質花崗岩が分布している。また、力持付近には半花崗岩脈が多い。その他、玉川下流に黒雲母花崗岩岩脈、安家川中流に半花崗岩岩脈が、ホルンフェルスを貫いて産する。

つぎに各岩型について記載する。

### 茂市型

中粒状で、茂市付近では弱い流理構造を示す。主成分鉱物として斜長石・石英・カリ長石・黒雲母および角閃石を含み、副成分として燐灰石・磁鉄鉱およびチタン石を伴なう。斜長石は約1mm大で自形ないし半自形で累帯構造発達し、アルバイトカールスパッド双晶が顕著である。An% 30～35である。石英は粒状で破砕されているものもある。カリ長石は正長石でやゝ波動消光をなしている。黒雲母はX=淡黄褐、Z=茶褐色で、屈折率 $\gamma$ は1.660である。角閃石は柱状であるが不規則で、X=黄緑、Z=緑である。

### 滝ノ沢型

中粒で角閃石の平行配列により流理構造が認められ、流理面の走向・傾斜は滝ノ沢付近ではN30°E、60°Wである。角閃石はやゝ多く長さ4～5mmに達するものもある。伸長した塩基性包有物がやゝ多い。半自形、不等粒状で、斜長石・石英・力

リ長石・角閃石および黒雲母を主成分鉱物とし、チタン石・磁鉄鉱・電気石および燐灰石を副成分として含む。斜長石は自形ないし半自形で累帯構造を示す。石英は粒状で、破碎されているものもあってやゝ波動消光を示す。カリ長石は大部分正長石であり、他鉱物の間を埋めその量は少なく、部分的に波動消光を示す。角閃石は粒状、他形、ポイキリチックで、X=淡黄褐、Z=緑である。黒雲母はX=淡黄、Z=褐である。一部劈開に沿って緑泥石を生じている。チタン石は量が比較的多く、自形を呈するものがある。

### 太田名部型

中粒やゝ暗灰色を示す。沢、堀内などのものは赤鉄鉱の微粒のしみこみがある。モンゾニ岩質組織を示す。斜長石・石英・カリ長石・黒雲母および角閃石を主成分とし、チタン石・燐灰石・磁鉄鉱およびジルコンを伴っている。斜長石は約2 mm大の自形ないし半自形で累帯構造を示し、中心部は mottle 構造を示している。石英は粒状、カリ長石は正長石で、部分的に波動消光を示す。黒雲母はX=淡黄褐、Z=褐である。角閃石は柱状、半自形ないし他形で、X=淡黄褐、Z=緑である。太田名部型はカリ長石の量を減じて、茂市型に移化する。

下安家付近には淡赤色の半花崗岩質花崗岩を産する。太田名部型との関係は明らかでないが、太田名部型と同様な赤鉄鉱のしみこみが認められるので、それに貫入しているにしてもきわめて関連の深いものと考えられる。この岩石は中粒、粒状組織を示し、斜長石・カリ長石・石英・黒雲母および角閃石を主成分としている。斜長石は約2 mm大の半自形ないし他形で累帯構造なく、まわりにミルメカイトを生じている。カリ長石は正長石のペルト石で裂開が発達し、部分的に波動消光を示している。石英は粒状で波動消光を示している。黒雲母は細片状で、濃褐色を示し、角閃石は緑色を呈する。赤鉄鉱は赤色の微粒または微細片として、石英・長石の割れ目に沿って紐状、または散点状に含まれている。一部に柘榴石を含むものがある。

### 川口型

中粒、優黒質で、西側は流理著しく塩基性包有物に富んでいる。閃緑岩質組織を示し、斜長石・石英・角閃石および黒雲母を主成分とし、ジルコン・燐灰石を伴って

いる。斜長石は約1 mm大の自形ないし半自形で、累帯構造を示す。石英は粒状で波動消光を示す。黒雲母は小片状の集合をなし、X=淡黄褐、Z=褐である。角閃石は半自形ないし他形で、ポイキリチックのものが多く、X=淡褐、Z=帯褐緑で、ときに内核に単斜輝石を残している。

### 川口型の塩基性包有物

塩基性包有物は流理に平行に伸長した卵形のものが多いが、亜角状のものもみられる。細粒で、斜長石の斑状変晶の発達しているものも多い。茂井付近および半城子に良く露出している。一般に径10 cm～数10 cmの大きさであるが、茂井の東では数10mの塩基性岩が露出し、網状あるいはプールの状に優白質脈を生じたり、一部は弯曲



図版 9 田野畑花崗岩（川口型）中の塩基性捕獲岩の大塊（茂井）



した板状ないし片状の形を示すなど、きわめて複雑な産状を示している。

斜長石・角閃石・黒雲母を主成分とし、磁鉄鉱・ジルコン・燐灰石を伴っている。斜長石は半自形ないし他形で累帯構造はない。角閃石は他形で、X=淡黄、Z=淡緑である。黒雲母は褐色で量は少ない。

優白質脈は石英・斜長石・少量のカリ長石および黒雲母からなり、ジルコン・燐灰石を伴っている。石英は縫合状組織を示し、波動消光も著しい。斜長石は不規則な他形で累帯構造をなしている。カリ長石は量が少なく他鉱物の間を填めている。ミルメカイトも生じている。黒雲母は赤褐色を呈する。また他の優白質脈は石英と斜長石とからなるが、斜長石は累帯構造をもっていない。

#### 川口型の中の斑糲岩質捕獲岩<sup>註5)</sup>

半城子付近には径数10cmの斑糲岩源の捕獲岩を多数含んでいる。外観は粗粒で灰緑色を呈する。同化の進まないものでは橄欖石・単斜、斜方の両輝石・角閃石・斜長石、および少量の黒雲母・緑色スピネル・磁鉄鉱を含んでいる。橄欖石はイジング石化し、斜方輝石は単独かまたは橄欖石の反応縁をなし、さらにそのまわりは角閃石にとりかこまれている。単斜輝石も周囲に緑色角閃石を生じている。角閃石は淡褐色を呈する。黒雲母は赤褐色で、スピネルは緑色スピネル（鉄スピネル）である。

同化の進んだものは斜長石および角閃石を主としている。斜長石は大小2種で、大きな結晶は他形で累帯構造をなし、内部はmottle構造をなしている。小結晶はアルパイト双晶のみが発達し半自形をなしている。角閃石は他形、淡褐色で内核に単斜輝石を残している。

そのほか、茂井西方の川口型の岩石中に径10cmの石灰質捕獲岩がみられる。外側は淡緑色で内側は淡褐～白色を呈する。外側は緑色角閃石・斜長石および石英を主とし、その内側は柘榴石・帯褐色の単斜輝石および方解石、もっとも内側は珪灰石・チタン石からなっている。

## II. 9 半花崗岩

図幅地域の南西部、力持付近に太田名部型の花崗岩を貫く岩脈として産する。この

註5) このような斑糲岩は安家川を貫く斑糲岩脈とも関連し、花崗岩の先駆的な進入ではないかと考えられる。

第4表 田野畑花崗岩の化学成分

	(1) 茂市型	(2) 滝ノ沢型	
SiO <sub>2</sub>	66.38	61.71	
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.62	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.31	16.33	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.16	2.44	
FeO	1.58	3.35	
MnO	0.07	0.12	
MgO	1.39	2.88	
CaO	4.56	5.93	(1) 普代村
Na <sub>2</sub> O	3.30	2.47	堀内西方
K <sub>2</sub> O	2.18	1.72	(2) 久慈市
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.13	滝ノ沢
H <sub>2</sub> O (-)	0.34	1.32	
H <sub>2</sub> O (+)	0.61	0.52	分析者：川野昌樹技官
	99.52	99.54	

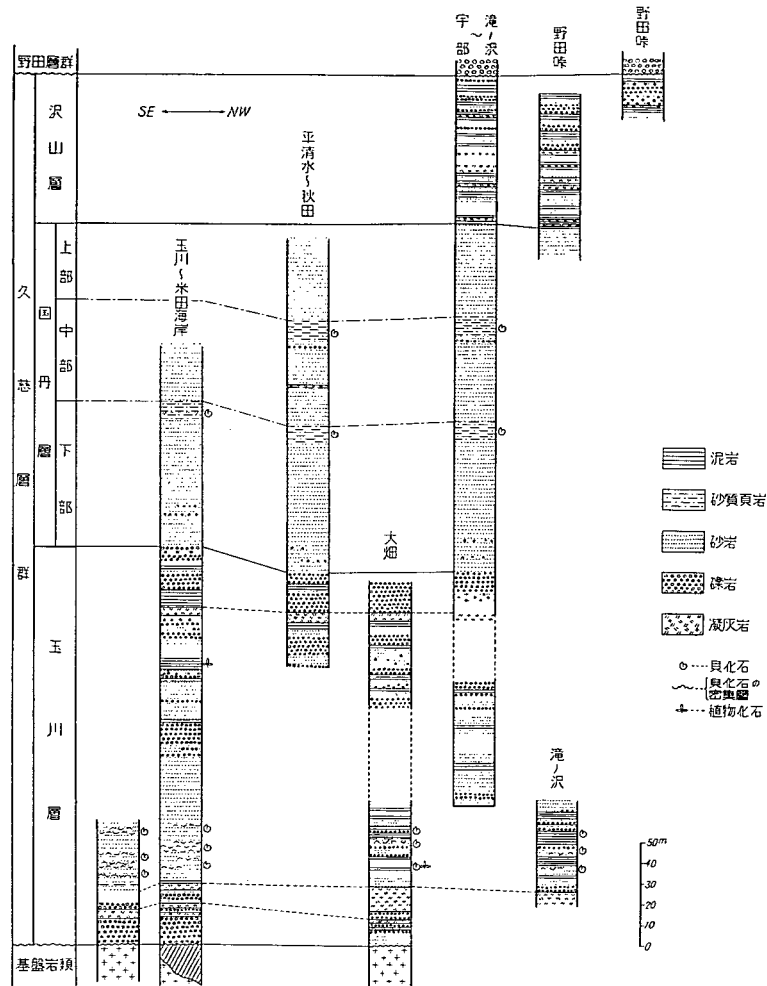
付近には数本の岩脈が数えられ、最大幅7mであるが、普通は4~5mである。貫入方向はN70°Eのものが多い。細粒、優白質で、カリ長石のためやや紅色を帯びている。不等粒、粒状組織を示し、斜長石・カリ長石・石英および黒雲母を主成分とし、磁鉄鉱・ジルコンなどを副成分として含んでいる。斜長石は半自形、カリ長石はペルト石質である。石英は粒状で、不規則な外形を示すものもある。黒雲母は黄褐色である。半花崗岩はほとんどこの付近に集中して産し、上述のように下安家付近に産するものを除いてはほかには認められない。

## II. 10 上部白堊系

### 久慈層群

本層群は安家川層・田野畑花崗岩を著しい不整合をもって覆う。下位から上位へ、玉川層・国丹層および沢山層<sup>註6)</sup>に区分され、この層序区分は佐々保雄<sup>10)</sup>のそれに大

註6) 新第三系に門ノ沢層があるので、佐々保雄<sup>10)</sup>の門ノ沢層を模式地の門ノ沢に近い沢山にちなんで沢山層と呼ぶ。なお、寺岡易司<sup>27)</sup>は本層を野田峠層と仮称したことがあるが、佐々の助言に従って改称する。



第3図 久慈層群柱状図

体一致する。全層厚は420 mである。

玉川層は層相変化に富み、礫岩・砂岩が多く、概して粗粒堆積物が卓越する頻海成層である。国丹層はおもに砂岩からなる比較的単調な浅海成層であり、沢山層になると粗粒物質が漸次増加していき、炭質物を伴う小輪廻層が発達する。含化石層は玉川・国丹両層の3層準にあり、海棲動物化石を産する。玉川層・沢山層は植物化石を含み、薄い炭層を挟む。

堆積物の垂直的变化を詳しくみていくと、種々の単位での周期性または律動性が認められるが、層相を大観すると、久慈層群は全体として明瞭に1つの堆積輪廻を示している。すなわち、玉川層・国丹層および沢山層はそれぞれ一連の海進期・侵漬期および海退期の堆積物とみなされる。一方、本層群堆積時における火山活動は、介在する流紋岩質凝灰岩からみて、玉川層の堆積する時期にはかなりあったが、国丹層になると一時衰え、沢山層に至り再度活潑化したものと推定される。

産出化石から国丹層は浦河統上部階に相当する。久慈層群の上・下限が時代的どこまでのびるかは明確でないが、大部分は浦河世内にとどまると考えられる。



図版10 田野畑花崗岩(太田名部型)を覆う久慈層群の基底礫岩(下安家の北方)

## 玉川層

基底礫岩をもってはじまる厚さ 190 m の地層で、図幅地域の北西隅から玉川までは連続して分布し、それ以南では下安家・長途周辺の海岸に沿って点在する。

玉川付近の海岸では、本層の下限から上限までほとんど連続して観察されるが、側方に岩相が変化するため、そこでみられる層序を全域に適用することはできない。

基底礫岩は海岸付近で 20m に達し、田野畑花崗岩（太田名部型）を不整合に覆っている好露頭がある。一方、北西部の滝ノ沢周辺では粗粒のアルコーズ砂岩にはじまり、礫岩の厚さは 10m を超えない。全体として、基底礫岩は南東方ほど層厚および粒度が増大する。しかし、安家川以南に分布する玉川層は厚さ 10m 以下で、不整合面の直上に薄い礫岩がある以外は砂岩・泥岩からなり、炭質物を挟む。礫岩は、チャート礫を主とし、これに粘板岩・砂岩・礫岩などを伴う堆積岩の亜角礫が大部分を占め、花崗岩・石英斑岩などの火成岩礫は非常に少ない。礫径は数 cm が普通で、ときに 20 cm を超える。

基底礫岩中には流紋岩質凝灰岩が介在する。厚い部分は 4m の層厚をもち、しばしば礫岩と互層する。この凝灰岩は黄緑～青灰色で風化すると多くの場合赤褐色を呈する。本岩は石英・長石および多量の黒雲母を含む。基底礫岩のすぐ上位にも 2～15 m の厚さの灰白色の流紋岩質凝灰岩がある。含有鉱物は下位のものとは差はないが有色鉱物が少なく、風化しても赤褐色にならない。これら 2 層の凝灰岩はよく連続し、本地域を通じてみられる。

玉川では、この凝灰岩層の上位に、泥岩や炭質物の薄層を挟んだ団塊の多い厚さ 10 m の砂岩をへて、斜交層理の発達する約 50 m の中～粗粒砂岩が重なる。砂岩は北西方に向かって漸次礫岩を伴う泥岩砂岩互層に移り変わる。泥岩はしばしば砂岩質になり、炭層や炭質頁岩を挟む。玉川層の砂岩はアルコーズであり、砂粒は概して角ばっている。色は新鮮なときは緑色をおび、風化すると黄褐色を呈する。

貝化石は久慈層群の基底から約 35 m 上位よりはじまる厚さ 20m の地層中に含まれる。含化石層は場所によって岩相を異にし、それに関連して化石内容にも差がある。玉川・平清水付近では 1 m 前後の厚さをもつ *Crassostrea* の密集層を数層はさみ、しばしば斜交層理の発達する砂岩からなるが、大畑・滝ノ沢付近では泥岩・砂岩および礫岩の互層になる。北西部では *Crassostrea* の著しい密集層はなく、化石は主

として泥岩中に含まれ、貝化石は両殻がそろった状態でみいだされることが多い。この化石帯から採取した化石は次表のようである<sup>註7)</sup>。

	産地			
	玉川	平清水	大畑	滝ノ沢
<i>Crassostrea</i> sp.	×	×		×
<i>Brachidontes</i> sp.	×	×	×	×
<i>Anomia</i> sp.	×	×		×
<i>Isognomon (Mytiloperna)</i> sp.	×	×		
<i>Lebernula</i> sp.	×			
<i>Linearia</i> sp.	×	×		
“ <i>Callista (Pseudamiantis)</i> ” cfr. <i>crenulatus</i> MATSUMOTO	×			
<i>Modiolus</i> sp.		×		
<i>Aphrodina</i> cfr. <i>pseudoplana</i> (YABE & NAGAO)		×		
<i>Leptosolen</i> sp. <i>a</i>			×	
<i>L.</i> sp. <i>β</i>				×
<i>Caryocorbula</i> sp.			×	×
<i>Ampullina (Pseudamaura)</i> sp.			×	×
<i>Corbicula</i> sp.				×
<i>Phoradina</i> ? sp.				×
<i>Callistina (Larma)</i> sp.				×
<i>Architectonica</i> sp.				×

このように玉川層の下半部ではかなり層相が走向方向に変化し、全体としてみると、堆積当時には南東部に較べて北西部はより静穏な内湾的性格の強い環境下にあったといえる。玉川層の上半部は礫岩・砂岩・泥岩または頁岩からなる。礫岩は上位に

註7) 動物化石として玉川層から *Ostrea* spp., *Pododesmus* sp., *Septifer* sp., *Oxyrhina* sp. が報告されている<sup>10)</sup>。なお土地の人がかつて本化石帯に当たる海岸の露頭から Ammonite を得たという。

なるほど著しくなり、地域的には北西方ほど発達は顕著になる傾向が認められる。砂岩は中～粗粒で、斜交層理を示すことが多い。礫岩ではじまり砂岩をへて泥岩で終わる連続的粒度変化を示すことが多く、しばしば礫岩と下位の泥岩との境には波曲した侵蝕面がみられる。なお、本層の上限から約20 m 下位の層準に白色の流紋岩質凝灰岩が介在している。これは厚さ2～3 mで、全域にわたり追跡される。このほかにも連続性に乏しいが、同質の凝灰岩が2、3の層準に介在している。

久慈圏幅地域の玉川層からは植物化石を多産するが<sup>10)</sup>、本地域では少なく保存も悪い。調査にあたって、*Cladophlebis* sp., *Nilssonia* ? sp., *Brachyphyllum* sp., *Calpolithus* sp., および樹幹化石をみいだしたにすぎない。泥岩にはときおり石炭や炭質頁岩が介在し、これに琥珀が含まれていることが多い。

#### 国丹層

本層は玉川層の上に整合に重なる比較的単調な岩相の浅海成層で、165 mの層厚をもつ。主として青灰～緑灰色のアルコーズ砂岩からなるが、2層準に動物化石<sup>註8)</sup>を

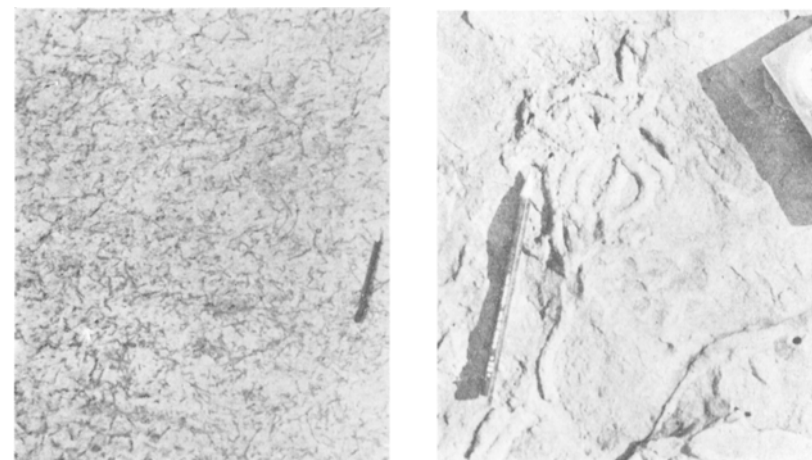


図版11 国丹層下部にみられる斜交層理の発達した含礫粗粒砂岩 炭質物を含む (玉川北方の海岸)

註8) 国丹層から従来報告されている化石は次のようである<sup>10) 19)</sup>。なお、これらの大部分は本図幅地域外から採取されている。*Nucula* sp., *Glycymeris* sp., *Inoceramus japonicus*, *Panopaea* sp., *Polyptychoceras subundulatum*, *Gaudryceras denseplicatum*, *Texanites amakusense*, *Linuparus japonicus*, *L.* sp., *Lamna* sp., *Odontaspis complanata*, *Otodus* cfr. *nasus*, *Oxyrhina* sp., *Zamiophyllum* cfr. *Bachianum*, *Phyllites* sp.

産する砂質頁岩が介在し、これによって本層は下部・中部および上部とに細分される。層厚はそれぞれ70 m, 50 m, 45 mである。含化石砂質頁岩は厚さ8 m内外で本地域全体にわたり広く追跡され、風化すると玉葱状構造を呈することが多い。

**下部** 玉川北方の海蝕崖においてよく観察される。最上部に含化石頁岩がある以外は、おもに砂岩からなる。砂岩は中粒のものが普通で、団塊を含むこと多く、部分的には数cm以下の泥岩の薄層をひんばんに挟み、一般によく成層している。下部のうちでも、その下半部ではかなりの粒度変化がみられ、ときに斜交層理の発達した含礫粗粒砂岩がある。また、環形動物のものと考えられる生痕化石の密集した厚さ1.5～2.0 mの細粒砂岩が3層準にみられる。生痕化石には2種類あり、その1つは図版1Aに示すように直線状ないし多少湾曲した泥質の紐状物で、層理面と直交ないし斜交してはいており、“すまいあと”のようである。他の1つは図版12Bでみられるような生痕化石で、これは中粒砂岩中に層理面と平行してはいており、量的には少なく、前の型の生痕とは共存しない。



A : 層理面に垂直な面

B : 層理面に平行な面

図版12 国丹層下部の砂岩に含まれる生痕化石 (玉川北方の海岸)

砂質頁岩からは次のような化石が採取された。なお、その直下の砂岩からはサメの

歯や琥珀を産する。

*Crassostrea* ? sp.

*Lucina* cfr. *fallax* FORBES

*Caryocorbla* sp.

*Linuparus japonicus* NAGAO

米田の東方の海岸では含化石層中に黒雲母を多量に含む流紋岩質凝灰岩があり、その厚さは約 1 m ある。

**中部** 砂岩がおもで、上限は含化石砂質頁岩をもって終わる。砂質頁岩の下底には、チャート・砂岩・粘板岩などの堆積岩の礫に加えて、よく水磨された石英斑岩礫を含む 0.5~1.0 m の厚さの礫岩が広く認められる。砂岩は礫岩の直下では粗くなるが、全般的にいて、国丹層の上部や下部のものに較べ細粒で、斜交層理をもつことはない。ときおり泥岩の薄い夾みをもつ。秋田では 2.5m の厚さの流紋岩質凝灰岩~凝灰質泥岩が局部的にみられる。最上部の化石帯から産する化石は下記のようなものである。

*Gaudryceras* sp.

*Inoceramus japonicus* NAGAO & MATSUMOTO

I. *naumanni* YOKOYAMA

*Portlandia* sp.

*Lucina* cfr. *fallax* FORBES

*Neilonella* ? sp.

Arcidae spp.

**上部** 中~粗粒の塊状砂岩からなり、上位になるほど粗くなる。上限近くでは斜交層理もみられ、まれに拳大の円礫が散在する。秋田周辺では国丹層の砂岩中に風化すると黒色を呈する団塊がしばしば含まれる。このような団塊はとくに上部の砂岩に多い。宇部から野田峠にかけては、谷川に珪化木の転石がみられ、大きいのは直径 30cm 以上に及ぶ。珪化木の多くは上部の地層から洗出されたと考えられるが、一部は中部ないしは沢山層から由来した可能性もある。国丹層上部からは動物化石はみいだされない。

## 沢山層

本層は国丹層とは整合関係にあり、古第三系の野田層群に不整合に被覆される。層厚は約 70 m である。沢山層の分布地は概して露出不良で、とくに南東部では第四系による被覆のため本層はきわめて断片的に認められるにすぎない。したがって、以下の記述は野田峠付近における観察を中心とするものである。

沢山層は泥岩・砂岩・礫岩および凝灰岩からなり、しばしば炭質物を挟む。凝灰岩は黒雲母を含む流紋岩質のもので、黄白色を呈し、本層を通じて介在するがとくに下半部に多い。下半部は一部礫岩を伴うがおもに泥岩・砂岩および凝灰岩からなり、上半部になると礫岩が増加し、小輪廻層を形成する。各輪廻層の厚さは 10 m 前後で、泥岩は頁岩質になることが多く、薄い炭層を挟み、しばしば琥珀を含む。礫岩の礫は一般に径数 cm 以下で、チャート礫が大部分を占め、これに少量の粘板岩・砂岩礫を伴う。火成岩礫はほとんど認められない。

陸中大野・久慈両幅地域の沢山層からは多くの植物化石が知られているが<sup>10)</sup>、本地域では少なく、保存はよくない。日蔭の凝灰岩から採取したもののうち *Asplenium* ? cfr. *puilasokense* HEER, *Salix* spp. を同定したにすぎない。

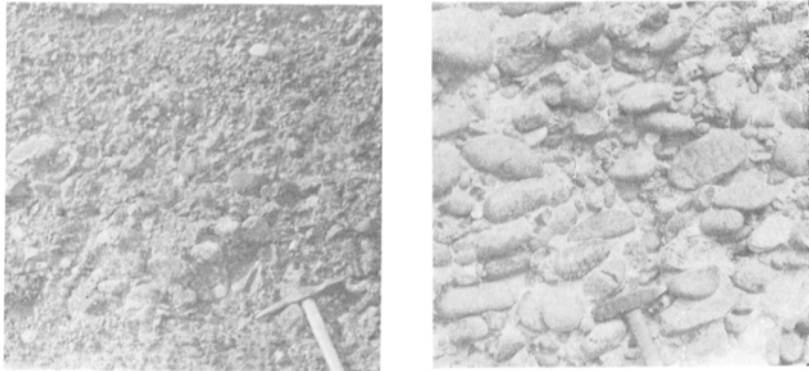
## II. 11 古第三系

### 野田層群

新白堊紀の久慈層群の北東側に平行して分布し、北東縁は久喜断層で断たれ、久喜花崗岩と接している。断層に近接した野田層群が局部的に南西方に急傾斜しているほかは、両層群とも北東方に 10~20° 傾いている。久慈層群の傾斜がやゝ大きい、上位になるほど傾斜度は小さくなるので、両層群の間にはほとんど構造上の差は認められず、本地域における両者の関係は平行不整合とみなされる。

野田層群と久慈層群の層相は著しく異なり、これらの区別は容易にできる。久慈層群の礫岩は、大部分が円磨度の比較的悪いチャート・粘板岩・砂岩などの礫で構成され、火成岩礫が非常に少ないのに反し、野田層群では火成岩—とくに火山岩<sup>註9)</sup>—の円礫が圧倒的に多く、粒径が大である。このような礫岩にみられる著しい差異は、両

註9) 礫として多量にはいつている火山岩は三崎および黒崎酸性火山岩とは異なる。



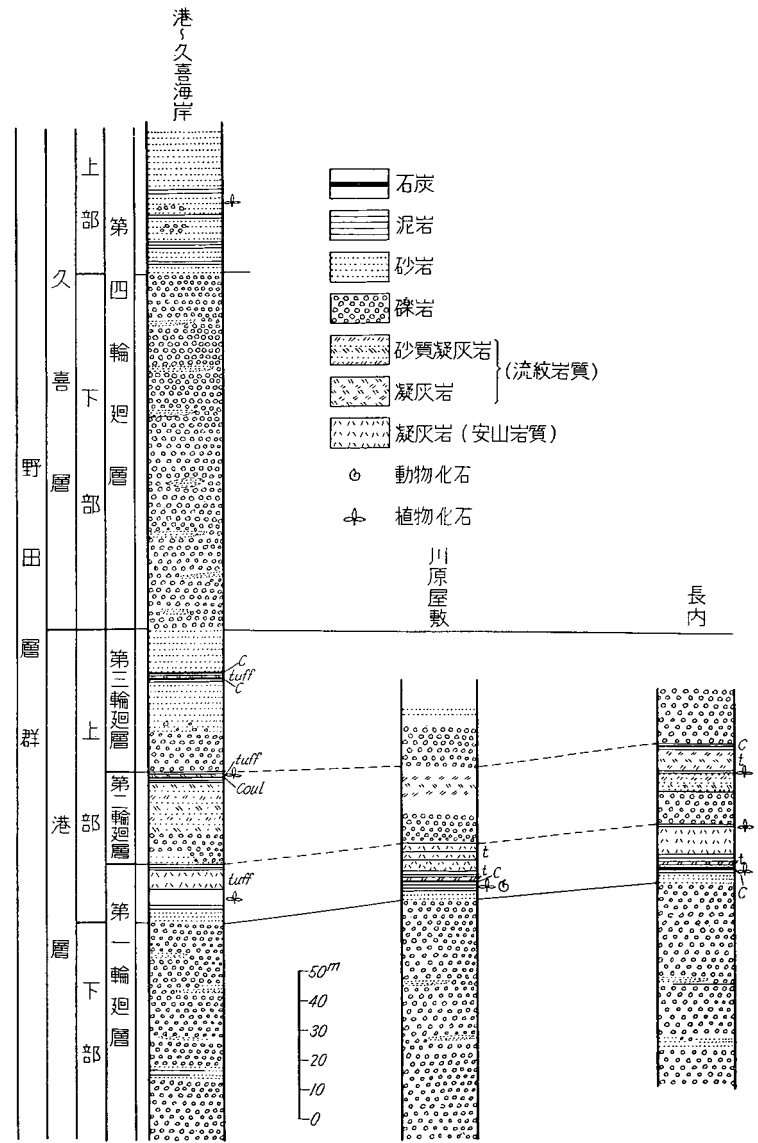
A : 久慈層群の礫岩                      B : 野田層群の礫岩  
図版13 久慈層群と野田層群の礫岩の違いを示す

層群堆積時における後背地の地質状況のちがいを物語るもので、白堊紀末から古第三紀初頭にかけての火成活動を推定するうえで考慮されるべきことである。

野田層群は層厚 350m で、港層と久喜層とに区分される。本層群は粗粒堆積物に富み、明らかに海成層と考えられる地層はなく、おそらく大部分は非海成層であろう。礫岩の卓越する粗粒部からその上位に重なる砂岩・泥岩を主とする粗粒部までを1つの堆積輪廻に属するものと考えれば、少なくとも本地域の野田層群中には4つの輪廻を認めることができる。各輪廻層の厚さはかなり変化し、第2, 3のものは第1, 4のものよりもはるかに薄い。いずれも細粒部には炭層を挟み、第4輪廻層以外には凝灰岩が介在している<sup>註10)</sup>。凝灰岩は、第1輪廻層に安山岩質のものが含まれているほかはすべて流紋岩質である。

動物化石はきわめてまれであるが産する。植物化石は3層準に含まれ、保存はよく種類も豊富である。後記するような構成種からみて、本層群産化石植物群は、石狩炭田の羊歯砂岩層や釧路炭田の春採層産の化石植物群に類似しており、これらとほぼ同時代と考えられる。したがって、野田層群の時代は古第三紀の漸新世前記と考えてよからう。

註10) 久慈図幅地域の久慈湾南岸にも久慈層上部が分布し、そこでは本地域ではみられないより上位の地層まであるようで、凝灰岩が介在している。したがって、第4輪廻層にも凝灰岩があることになる。



第4図 野田層群柱状図

港 層

層厚 180m で、下部と上部とに細分される。下部は第 1 輪廻層の粗粒部にあたり、その細粒部と第 2, 3 輪廻層は上部にはいる。大観すると、3 層準に炭層があり、これらは鍵層として有効で、一部は小規模ながら稼行されている。

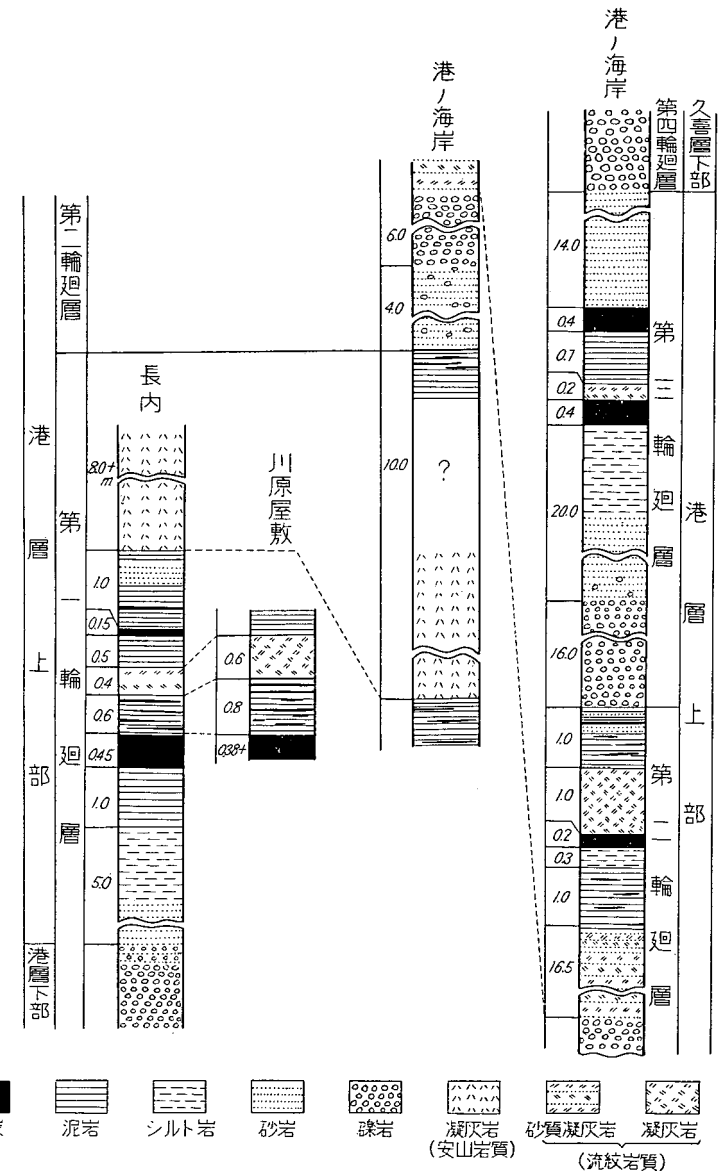
**下部** 野田層群の基底礫岩に相当する厚さ 80 m の礫岩であり、久慈層群の沢山層の上に不整合の関係をもって重なっている。不整合面が観察される場所は少ないが、野田峠・川原屋敷付近の 2, 3 の地点で両者の関係がみられる。

下部のほとんど大部分は礫岩からなり、少量の砂岩・泥岩を伴う。礫は一般に直径 10 cm 内外のよく水磨された円礫で、これらは砂粒で充てんされている。固結度は久慈層群のものより一段低く、ハンマーで容易に礫がとりだせる。礫種は石英斑岩ないし流紋岩・安山岩・花崗岩・チャート・粘板岩・砂岩、同時侵蝕礫と考えられる泥岩などであり、そのうち量的には火山岩礫がもっとも多い。このような礫岩の性質は、礫の大きさが変化する点をのぞけば、野田層群全体を通じて変わらない。砂岩は中～粗粒のアルコーズ砂岩で、レンズ状に礫岩中に挟まり、斜交層理の発達が著しい。泥岩は少ないが、ときに炭質物や植物の破片を含むものがみられる。野田峠の東から北方にかけて、白色の凝灰岩や軽石片が礫岩のなかに認められる。凝灰岩は厚いところで 3 m 程度あるが連続性に乏しい。

**上部** 層厚 100 m で、礫岩・砂岩および泥岩を主とし、凝灰岩および石炭を挟有し、久慈地方の主要夾炭層になっている。

下部の礫岩は上限に近づくとき次第に粒度を減じ、上部の下底を占める砂岩に移化し、その上に炭層を挟む泥岩がくる。炭層は夾みの多い、かつ薄いものは何層かあるが、現在稼行の対象となっているものは厚さ数 10 cm のものである。この炭層は野田層群のうちでももっともよく連続し、上盤には厚さ数 10 cm～1 m のベントナイト化した凝灰岩がある。この層準からは保存のよい植物化石を多産し、次のものが同定された。

- Osmunda macrophylla* PENHALLOW
- Adiantites* sp.
- Taxodium dubium* (STERNBERG)



第5図 港層上部の柱状図

*Sequoia langsdorfi* (BRONGNIART)

*Metasequoia occidentalis* (NEWBERRY)

*Glyptostrobus europaeus* (BRONGNIART)

*Equisetum* sp.

*Geonimites* ? sp.

*Musophyllum* cfr. *complicatum* LESQUEREUX

*M.* ? sp.

*Acer arcticum* HEER

*Ulmus* ? sp.

*Juglans* sp.

*Betula* sp.  $\alpha$



図版 14 港の海蝕崖に露出する砂質凝灰岩（中央の白色の部分）と礫岩

*Populus Zaddachi* HEER

*Cercidiphyllum arcticum* (HEER)

*C.* *elongatum* ? BROWN

川原屋敷の東方で植物化石とともに *Corbicula* ? sp. および魚鱗を採取した。

含炭泥岩の上位には厚さ約 10 m の安山岩質凝灰岩がある。これは帯青褐色を呈し塊状で、風化すると玉葱状構造が発達して黄褐色になる。一見すると砂岩のようにみえるが鏡下で観察すると、斜長石・輝石・鉄鉱・ガラスおよび安山岩片からなっている。輝石は少ない。安山岩質凝灰岩の上に薄い泥岩が重なっていることもあり、その上限をもって第 1 輪廻層は終わる。

第 2 輪廻層は層厚 30 m で、礫岩からはじまり、砂質凝灰岩をへて、灰白色シルト岩・石炭および凝灰岩を挟む泥岩をもって終わる。砂質凝灰岩は白色を呈し、港の東方の海蝕崖によく露出しており、遠方からでも他の地層と区別される。海岸付近では、本岩の下半部はよく成層し、炭質物の薄層を境として上半部になると軽石片を含み斜交層理が発達する。砂質凝灰岩を北西方に追跡していくと、凝灰岩・凝灰質泥岩を挟むようになり、細粒化する。これらの上位にくるシルト岩・泥岩および凝灰岩にも保存のよい植物化石が含まれ、下記のもの採取された。

*Metasequoia occidentalis* (NEWBERRY)

*Sequoia langsdorfi* (BRONGNIART)

*Taxodium dubium* (STERNBERG)

*Glyptostrobus europaeus* (BRONGNIART)

*Torreya* ? *Dicksoniana* HEER

*Betula* sp.  $\beta$

*Platanus Guillelmae* ? GOEPPERT

*Populus Zaddachi* HEER

*Cercidiphyllum arcticum* (HEER)

*Cornus hyperborea* ? HEER

*Viburnum Nordenskiödi* HEER

*V. N.* var.

これらのほかに炭化した樹幹化石があり、なかには立木の状態のまま埋没したと考



えられる産状を呈するのがある。

海岸付近では第3輪廻層は約50mの層厚をもち、基底の10数mの部分は礫岩で、これが砂岩へと移り変わり、さらに上位にむかって泥岩・凝灰岩・石炭の互層になる。そしてふたたび砂岩がきて本輪廻層は終わる。炭層は2層あり、膨縮著しく厚いところで40cm前後の層厚をもつ。内陸部では炭層の露頭はみられないが、この層準の石炭を対象としたと考えられる採掘跡がある。

### 久喜層

港層とは整合関係で、層厚は170mである。下部と上部とに分けられる。この説明書で久喜層下部とした地層は、佐々保雄<sup>10)</sup>の区分に従えば港層に含まれるものである。したがって、久喜層上部だけが従来の久喜層に当る。本層全体が第4輪廻層に属し、下部は粗粒部に、上部は細粒部に相当する。

**下部** 久喜南方の海蝕崖を構成している一連の厚い礫岩がこれである。層厚は約120m。内陸部は露出悪く断片的に観察されるにすぎないので、岩相の側方変化のようすはよくわからない。海岸付近では大部分が礫岩からなり、斜交層理の著しく発達した中～粗粒砂岩がレンズ状に挟まる。礫岩・砂岩とも港層のものと同一である。化石の産出は知られていない。

**上部** 久慈地方の古第三系の最上部をなすもので、久喜周辺の向斜部にわずかに分布するにすぎない。本図幅地域外のものを含めても久喜層上部の分布範囲はきわめて狭い。層厚は50mである。

下位の厚さ30mの部分は礫岩を伴う砂岩と泥岩との互層からなる。砂岩は中～粗粒のアルコーズのものである。礫岩はレンズ状に砂岩中に挟まり、径1～3cmの円礫を含む。泥岩は2～4mの厚さでしばしば炭質物を挟む。保存はよくないが次のような植物化石を産する。

*Platanus aceroides* GOEPPERT

*Cercidiphyllum arcticum* (HEER)

*Juglans nigella* HEER

*Ulmus* sp.

上位の20mの部分はおもに中粒砂岩からなり、これに泥岩・礫岩の薄層が挟まっ

ている。砂岩はよく成層し、しばしば団塊を含む。

## II. 12 第四系

第四系は段丘堆積物・扇状地堆積物および沖積層からなる。

### 段丘および扇状地堆積物

本地域には数段の段丘が発達し、平坦面には堆積物をのせている。佐々様雄<sup>10)</sup>は久慈地方で5段の段丘面を識別し、堆積物を分布高度の大きいものから順に水無層・広野層・二子層・長内層とに分け、これらを総称して九戸洪積層とよんだ。化石はみいだされないが、佐々によれば水無層は前期洪積世、他の3層は後期洪積世であるという。この説明書では地形の項で述べたように、段丘を高位・中位および低位に3大別し、堆積物の記述もこれに従う。

**高位段丘堆積物** 段丘上には広くロームが分布し、堆積物の実態が甚だ把握しがたいが、大体下位に砂礫層があり、上位にロームをのせている。全体の層厚は数m～20mと推定される。水無面の堆積物には“久慈の砂鉄”としてよく知られている砂鉄層を挟み、隣接する陸中大野図幅地域では厚い部分で20mに達するといわれている。しかし、本地域では著しいものはない。根井ではよく水磨された数cm以下の円礫をもつ砂礫層が下位にみられる。広野面にも水無面と同様な堆積物があり、層厚は10mを超えない。1～3mの砂礫層にはじまり、数mのロームをのせている。この砂礫層にも砂鉄に富む部分がある。

**中位段丘堆積物** 二子面上の堆積物で、小袖付近だけに分布する。その内容はよくわからないが大体上位段丘のものと同じようである。

**低位段丘および扇状地堆積物**<sup>註11)</sup> 堆積物の厚さやその内容は場所によりかなり変化するが、砂・礫および粘土層と、それを覆うロームから構成されることが多い。このことは新山や三日市場周辺でよくうかがえる。

### 沖積層

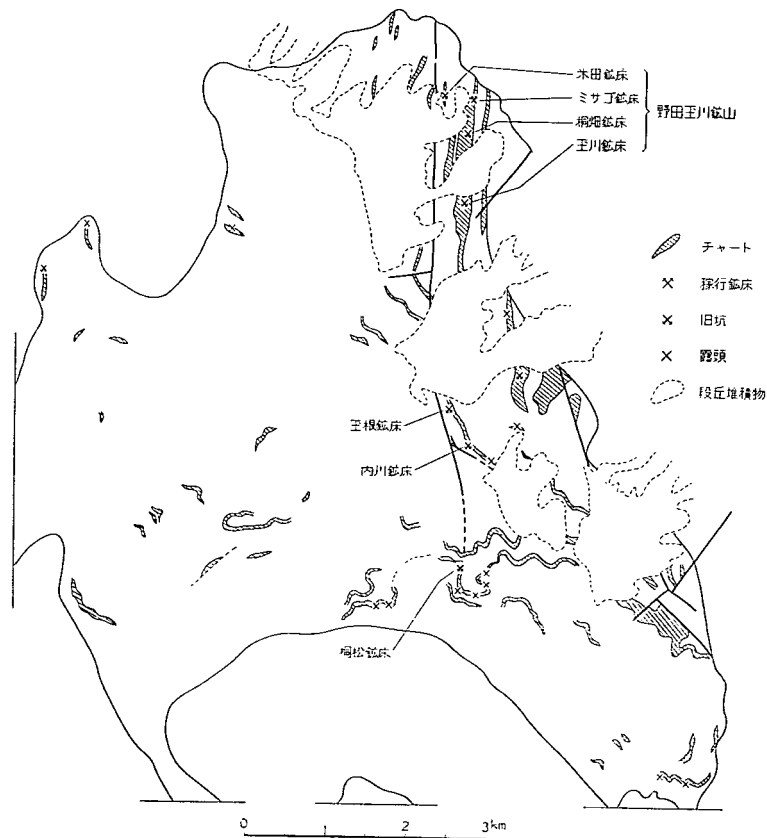
各河川の沿岸に分布し、礫・砂・粘土などからなる。宇部川およびその支流に沿っ

註11) 佐々保雄の長内層・高位沖積層を含む。

ては沖積層の分布はかなり広く、水田がひらけ交通の中心となっているが、全般的に  
いって、本地域では山地が海岸にせまり、沖積層の発達はよくない。

### Ⅲ. 応用地質

本図幅地域には安家川層中に多くの層状マンガン鉱床が産する。しかし、現在稼行  
中の鉱山は野田玉川鉱山だけで、その他の玉根鉱山・桐松・内川鉱床（ともに野田玉



第6図 ルーフペンダント地域のマンガン鉱床分布図

川鉱山)は休山中である。その他の種類の鉱床はやはり安家川層中にあり、レンズ状  
の石灰岩を交代した銅を対象とした接触交代鉱床、および三崎火山岩中の小規模の銅  
鉱床である。それらはすべて現在休山中である。久慈層群・野田層群中には多数の炭  
坑があるが、規模は小さい。段丘堆積物中に砂鉄層を挟むが、稼行に堪えない。

#### Ⅲ. 1 マンガン

マンガン鉱床は第6図に示したように数が多い。それらのうちで野田玉川鉱山は規  
模が大きく、しかも品位の良い本邦有数の鉱山である。その他の鉱床のうちでは、比  
較的規模の大きいのは、玉根・桐松・内川の鉱床である。これらはすべてルーフペン  
ダント中に産するので田野畑花崗岩の接触変成作用を受け、いわゆる“珪マン”とな  
っている。なお、野田玉川・桐松・玉根などの鉱床には、マンガン鉱体の上盤側の塊  
状珪岩と縞状珪岩との間のホルンフェルス（粘板岩質）、および断層あるいは割れ目  
を充す細脈中に閃ウラン鉱を産し、含ウラン鉱床としても注目されている。

##### 野田玉川鉱山<sup>15)29)39)~41)</sup>

岩手県九戸郡野田村玉川字ミサゴ沢に位置し、八戸線久慈駅の南南東約16 kmに  
あたり、鉱山事務所前までバスの便がある。鉱山にはそれから徒歩0.8 kmで達す  
る。

明治38年頃すでに稼行されていたといわれる。昭和3年初めて鉱区が設定され、そ  
の後種々の変遷を経て、現在は新鉱業開発株式会社によって経営されている。

ルーフペンダントをなす安家川層中のチャート中に胚胎する層状ないしレンズ状の  
鉱体で、母岩のチャートの褶曲に伴ない鉱体も褶曲し、所により複雑な型態となっ  
ている。鉱体は接触変成作用を受け“珪マン”を生じきわめて多くの種類のマンガン  
鉱物を産する。

本山のほかには図幅地域内には、内川鉱床（野田村内川）・桐松鉱床<sup>17)</sup>（下閉伊郡普  
代村桐松ヒツツベ沢）の2鉱床がある。

本山は数個の鉱体からなるが、胚胎する層準のちがいで、次の3つの鉱床帯に分け  
られる。北側から

新米田鉱床帯…新米田鉱体

ミサゴ鉱床帯…米田・高田・ミサゴ・桐畑鉱体

上代鉱床帯…上代鉱体

現在盛んに開発されているのはミサゴ鉱体で、-350 m まで開発されている。ミサゴ鉱体の一般走向は N10~15° E、傾斜は 70~80° W で、走向延長は 200m、傾斜延長 420 m で、幅は 0.5~1.5m である。しかし、鉱体は褶曲し上を北にした複雑な逆 N 字型の形態となり、過褶曲の中央部は塊状の富鉱体となっている。富鉱体は母岩の褶曲軸に沿って伸長しているが、その走向方向は N30° E、傾斜 51° S である。

おもな鉱石鉱物は、火色石 (pyrochroite) ・ハウスマン鉱 (hausmannite) ・テフロ石 (tephroite) ・菱マンガン鉱 (rhodochrosite) ・バラ輝石 (rhodonite) ・ブラウン鉱 (braunite) ・緑マンガン鉱 (manganosite) ・硫マンガン鉱 (alabandite) などである。

近年の生産類は次の通りである。

	粗鉱(t)	精鉱(t)	品位(%)	マンガン量(t)
昭和30年	9,889	6,780	46	2,982.6
31年	12,160	8,175	46	3,561.0
32年	16,800	12,160	45	5,135.0

なお、昭和17年から32年までの総生産額は、粗鉱 99,110 t、精鉱 61,466 t、マンガン量 26,533.9 t である。

桐松・内川鉱床も本山の鉱床と類似した性質をもっているが規模は小さい。現在ともに休山中である。

その他各所に旧坑があるが、根井西方にある玉根鉱床は最近まで小規模に稼行された。

### Ⅲ. 2 銅

#### 野田玉川鉱山新米田銅鉱床<sup>25)</sup>

九戸郡田村玉川に位置し、野田玉川鉱山の北西方約 500 m にあたる。

大正 8 年頃から採掘され一時ガッタ沢で露天掘で採掘された。当時米田部落の西方には製錬所が設けられ盛んに稼行されたが、成績芳しくなく間もなく休山となった。昭和23年再開され、現在は新鉱業開発(株)が所有している。0 m 坑地並よりガッタ

沢露頭下部に向けて約 450 m の立入坑道を掘進着鉱し、これを採掘する一方坑道探鉱および坑内試錐により探査を進めたが、鉱況悪く昭和27年 9 月以来休止している。

鉱床はルーフペンダントをなす安家川層のホルンフェルス(おもに塊状ホルンフェルス)中の石灰岩および石灰質砂岩を交代した接触交代鉱床で、南北 2 鉱体からなる。走向 N10° E~N10° W、傾斜 70~80° W のやゝ不規則な層状鉱体で、両鉱体ともに幅 0.5~2.0 m、60~100 m の走向延長を有している。鉱石鉱物は磁硫鉄鉱を主とし、微量の黄銅鉱・閃亜鉛鉱および黄鉄鉱・(キューバ鉱)を伴っている。スカルン鉱物は柘榴石・サアラ輝石を主とし、緑簾石を伴っている。品位は Cu 0.2~0.6%、Fe 20~38%、S 14~28%程度である。

#### 普代鉱山<sup>17)</sup>

下閉伊郡普代村沢向沢の上流に位置している。八戸線久慈駅より国鉄バス普代線にて約 2 時間、沢向にて下車、それより徒歩約 2.5 km で現地に達する。明治40年頃発見されたといわれる。昭和年代にもときおり採掘されたが現在は休山中である。

ルーフペンダントの東縁に近く、安家川層のホルンフェルス(葉理状ホルンフェルス)中に挟まれるレンズ状石灰岩を交代した接触交代鉱床で、黄銅鉱・黄鉄鉱を主とし、少量の閃亜鉛鉱・輝水鉛鉱を伴っている。スカルン鉱物として柘榴石・サアラ輝石および緑簾石を産する。いくつかの坑道、堅坑があるが、現在崩壊して入坑できない。規模は小さい。

このほか、三崎北方の海岸に旧坑がある。これは三崎酸性火山岩を貫く玄武岩岩脈中に少量の黄鉄鉱・黄銅鉱の鉱染したものを採掘したものであるが、詳細は明らかでない。

### Ⅲ. 3 石 炭

上部白堊系・古第三系とも炭層を挟む。

久慈層群では玉川層と沢山居中にある。しかし、いずれも薄く、かつ連続性に乏しいので企業価値は低い。終戦直後、泉沢で玉川層の石炭を採査するために試錐が行なわれたが、好結果を得るにいたらなかった<sup>26)</sup>。

久慈炭田の石炭として知られているのは野田層群のもので、小規模ながら古くから採掘されてきた。本地域内では久喜層中ものは問題にならず、主要夾炭層は港層上部である。大観すると、第5図に示すように港層上部の3層準に炭層がある。そのうち、第3輪廻層の石炭の採掘跡は2、3あるが、第2輪廻層のものは稼行された形跡はない。第1輪廻層に介在するのが本地域における主要炭層で、これはよく連続し、各所で稼行されてきた。現在稼行しているのは宇部炭坑だけである。なお、多くの場合、炭層の上盤には流紋岩質凝灰岩から変わった良質の白色粘土層がある。

### 宇部炭坑

久慈市宇部町川原屋敷にある。従業員は20名程度で、出炭量は月産200tである。炭層は東方に約10°傾斜し、60cm内外の厚さをもつ。発熱量は5,300カロリーで、燃料炭として消費されている。

宇部炭坑産石炭の分析値

水分	灰分	揮発分	固定炭素	硫黄	粘結性
%	%	Cal	%	%	
21.42	6.22	44.84	27.52	0.61	/

(昭和28年岩手県工業技術指導所にて分析)

### III. 4 琥珀

久慈の陸<sup>くりのこ</sup>蕪とよばれ、その産出は古くから知られている<sup>1)6)</sup>。琥珀は久慈層群の種々の層準に含まれ、まれながら野田層群からも石炭に伴なって産出する。多くの場合、石炭や炭質物に富む泥岩に伴なって産する。現在では琥珀の採掘は行なわれていないが、玉川層中ものを稼行した跡がみられる。

### 文 献

- 1) 伊木常誠：久慈付近の琥珀，地質学雑誌，Vol. 3, No. 35, 1895
- 2) 江原真伍：陸中国宮古町以北の海岸段丘，地質学雑誌，Vol. 18, No. 219, 1911


- 3) 山根新次：20万分の1盛岡図幅説明書，農商務省，1915
- 4) 疋野竹堂：岩手県九戸郡久慈炭田概要，日鉱，Vol. 5, No. 346, 1917
- 5) 田山利三郎：三陸海岸地形スケッチ，地理教育，Vol. 5, No. 2, 3, 1926
- 6) Iwasaki, C. : The Coal and Amber of Kuji, Tech. Rep. Tohoku Univ., 1927
- 7) 佐伯四郎：岩手県久慈地方に於ける中生代化石の発見，地質学雑誌，Vol. 35, No. 421, 1928
- 8) 佐伯四郎・佐々保雄：岩手県久慈層群に就いて，地質学雑誌，Vol. 37, No. 441, 1930
- 9) 田山利三郎：北上山地東斜面の海岸段丘に就いて，1，北部地方（海蝕台地），地理学評論，Vol. 7, No. 5, 1931
- 10) 佐々保雄：岩手県久慈地方の地質について，1，2，3，地質学雑誌，Vol. 39, No. 466~468, 1932
- 11) Oishi, S. : On the Cutocules of Tertiary Ginkgoites Leaves from Kuji, Iwate. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, Vol. 4, Nos. 1~2, 1938
- 12) 渡辺万次郎：北上山地の火成活動，地団研専報，4, 1950
- 13) 湊 正雄：北上山地の地質，地団研専報，5, 1950
- 14) 村岡 誠・種村光郎：岩手県久慈粘土調査概報，地質調査所月報，Vol. 2, No. 4~5, 1951
- 15) 宮本弘道・石田与之助：岩手県野田玉川マンガン鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 8, No. 2, 1951
- 16) 石井清彦・植田良夫・山岡一雄・山江徳載：岩手県田老町附近の地質および岩石，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 37, No. 2, 1953
- 17) 奥海 靖・谷 正己：岩手県桐松鉱山，普代鉱山，三根鉱山地質鉱床調査報告，地下資源調査報告，岩手県，1953
- 18) Ishii, K. & Ueda, Y. : On the Quartz - Keratophyres from Otobe, Shiwa County and Pacific Coast. Shimohei County, Iwate Prefecture, Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3, Vol. 4, No. 3,

- 1953
- 19) Matsumoto, T. : Cretaceous System in the Japanese Islands, The Cretaceous Research Committee, The Japanese Society for the Promotion of Science, Ueno, Tokyo, 1953
- 20) 半沢正四郎：日本地方地質誌，東北地方，朝倉書店，1954
- 21) 石井清彦・千藤忠昌・植田良夫：岩手県北部北上山地田野畑花崗岩体の多様性  
岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 39, No. 5, 1955
- 22) 小貫義男：北部北上山地の古期岩層に関する現在の知識，地質学雑誌，Vol. 61, No. 718, 1955
- 23) 石井清彦・千藤忠昌・植田良夫・島津光夫：岩手県の火成岩，岩手県地質説明書，II，1956
- 24) 小貫義男：北上山地の地質，岩手県地質説明書，II，1956
- 25) 菅木浅彦・阿部 宏：野田玉川鉱山，未利用鉄資源，第2輯，通産省，1956
- 26) 加藤謙次郎：岩手県の鉱産資源，岩手県地質説明書，II，1956
- 27) 長谷弘太郎：北上山地に新たに確認された中生層，総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙，3，1956
- 28) 小貫義男：東北地方の中生界，総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙，5，1957
- 29) 佐藤 明・福田皎二・和田利雄：野田玉川鉱山マンガン鉱床とその探鉱（その1）（その2），鉱山地質，Vol. 7, No. 23, 24, 1957
- 30) 小貫義男・長谷弘大部・今泉力蔵・高橋治之：東北地方の白堊系，総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙，7，1958
- 31) 加納 博：北部北上山地岩泉附近の接触変成岩類，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 41, No. 6, 1958
- 32) 加納 博：本州外側地向斜における白堊紀キースラーガー鉱床区の展望—北上外縁帯と四万十帯，鉱山地質，Vol. 8, No. 32, 1958
- 33) 島津光夫：田野畑花崗岩周辺の変成岩類について，地質学雑誌，Vol. 64, No. 750, 1958

- 34) 浅野 清・及川昭四郎・盛谷禧夫：岩手県田野畑・久慈・種市海岸地質調査報告，岩手県商工水産労働部鉱産課，1959
- 35) 浅野 清：岩手県種市町附近の“白堊系”の化石，有孔虫，第10号，1959
- 36) 島津光夫：二，三の変成岩中のカリ長石，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 43, No. 4, 1959
- 37) 寺岡易司：岩手県陸中野田地域の上部白堊〜古第三系，有孔虫，No. 10, 1959
- 38) 新野 弘：昭和33年度久慈沖海底底質調査報告，岩手県商工水産労働部鉱産課，1959
- 39) 浜地忠男・坂巻幸雄：岩手県野田玉川鉱山の含ウラン鉱床，とくにウランの本源について，鉱山地質，Vol. 9, No. 38, 1959
- 40) Watanabe, T. : The Minerals of the Noda-Tamagawa Mine, Iwate Prefecture, Japan, I, Min. Jour., Vol. 2, No. 6, 1954
- 41) Watanabe, T., Kato, A. & Ito, J. : The Minerals of the Noda-Tamagawa Mine, Iwate Prefecture, Japan, II, Min. Jour., Vol. 3, No. 1, 1960

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000



RIKUCHU-NODA

Aomori, No. 59

By  
MITSUO SHIMAZU & YŌJI TERAOKA

(Written in 1960)

---

(Abstract)

GENERAL REMARK

The area of this sheet-map is situated in the northeastern part of the Kitakami mountainland of Northeast Japan, and is a part of so-called "Kitakami marginal zone", in which granites of the Outer intrusive zone and volcanic rocks of the Outer volcanic zone are distributed. Paleozoic, Cretaceous and Paleogene formations are also distributed in this sheet-map area. The activity of granitic rocks is considered to be late Paleo-Cretaceous in age.

This area is one of the most important areas for studying the history and character of Mesozoic igneous activity in the Kitaka-

mi mountainland.

Stratigraphical sequence and order of the igneous activity are shown in Table 1.

Table 1

Geological age		Formation	Igneous activity
Cenozoic	Quaternary	Terrace and fan deposits	loam
	Paleogene Tertiary	Noda group	rhyolitic and andesitic tuffs
Mesozoic	Neo-Cretaceous	Kuji group	rhyolitic tuff
	Paleo-Cretaceous	(Miyako group)	
			Tanohata granitic rock Kuki granite
		Otanabe and Akkagawa formations (Matsumae-zawa formation)	basic tuff
		(Takijirisawa formation)	
		Misaki & Kurosaki acidic volcanic rocks (Harachiyama formation)	basic-intermediate and acidic volcanic rocks
		(Omoto formation)	
Permian	Paleozoic formation	basic tuff	

Round bracket represents the formations distributed in the adjacent sheet-map areas.

Igneous rocks of the area together with the adjacent districts are arranged in the following three zones from east side to west side;

- 1st zone .....acidic volcanic rocks (Misaki, Kurosaki, Omoto and Omoe)
- 2nd zone .....granitic stocks (Kuki, Kurumihata, Taro and Jōhutsumori)
- 3rd zone .....granitic masses having batholithic dimension (Hashikami, Tanohata and Miyako)

## GEOLOGY

### Paleozoic

The Paleozoic formation is exposed only in the western border of the area. It is composed of limestone and clayslate which are thermally metamorphosed by the Tanohata granitic mass. Main metamorphic rock is andalusite-cordierite hornfels which contains andalusite, cordierite, biotite, muscovite, plagioclase, quartz, potash-feldspar and a small amount of sillimanite. The formation is probably Permian in age.

### Paleo-Cretaceous

The Otanabe formation is distributed at the south coast, and the Akkagawa formation occupies the central part of this area as roof-pendant on the Tanohata granitic mass. The Otanabe formation may be correlated to the Matsumaezawa formation, which is distributed in the district adjacent south to this mapped area and is Paleo-Cretaceous in age. Being separated by the Tanohata granitic mass, the stratigraphical relation between the Akkagawa and Otanabe formations are obscure. But the former has resemblance in lithological character and geological structure to the latter rather than to the Paleozoic formation.

The Otanabe formation is composed of clayslate, sandstone and chert. The clayslate is mostly black in color owing to the carbo-

naceous matter, and is, in part, sandy and finely laminated. These sediments are thermally metamorphosed into biotite slate and cordierite hornfels.

The Akkagawa formation is unconformably covered by the Kuji group in the northeast and is presumably bordered by faults against the Paleozoic formation. It is mainly composed of clayslate, sandstone, chert, basic tuff and small lenticular limestone. Most of clayslates have fine laminae or cross-laminations. At the eastern part, the strikes of these sediments are N-S and the dips are steep to the west, but at the central part gentle dome and basin structures are discovered.

The Akkagawa formation is thermally metamorphosed and altered almost into various hornfels.

From the original rock and grain size the hornfels are classified as follows;

(Rock type)	(Original rock)
massive hornfels.....	clayslate
sandstone hornfels.....	sandstone
fine-grained hornfels } .....	sandy clayslate
laminated hornfels } .....	
banded hornfels } .....	

These hornfels have similar mineral assemblage comprising biotite, cordierite, plagioclase, potash-feldspar, quartz and muscovite. Rarely sillimanite or garnet are added to the assemblage. Hornfels have tendency of increasing of potash-feldspar in accordance with increasing of the grain size.

#### **Misaki and Kurosaki acidic volcanic rocks**

The Misaki and Kurosaki acidic rocks are distributed in the north and south along the coast respectively.

The Misaki acidic volcanic rocks are bordered by the faults against the Kuki granite and the Noda group, and the Kurosaki acidic volcanic rocks are also bordered by the fault against the Otanabe formation. These acidic rocks may be acidic member of the Harachiyama formation, which is distributed in the Tarō sheet-

map area. They are greyish green or greyish blue in color, and are almost porphyritic and compact. They also show brecciated or banded structure and, at the Misaki coast, mylonitic structures. Sandstone and siliceous clayslate beds are included in them.

Their phenocrysts are mainly plagioclases and partly potash feldspars. Mafic phenocrysts are altered into chlorites. Groundmass is perfectly altered into fine-grained aggregate of albite, quartz, epidote, sericite, chlorite etc. Pyrite is impregnated. From the chemical analysis, two varieties approximate to dacite and rhyolite compositions are recognized.

#### **Kuki granite**

This granite is bordered everywhere by faults against the adjacent rocks. It is stock-like in shape and heterogeneous in mineral composition. In this mapped area, it is pale red to pink in color, medium-grained and granular, but partly graphic in texture. It is accompanied with granite porphyry. At the Kuki and Misaki coasts, it is mylonitized as well as the Misaki acidic volcanic rocks. Main components are plagioclase, potash feldspar (orthoclase perthite), quartz, biotite and a small amount of hornblende. Biotite is altered to chlorite.

#### **Diorite and porphyrite**

Diorite occurs as a small body intruding the chert of the Otanabe formation at Otanabe. The contact plane is irregular, and the diorite includes many breccias of chert. The rock is medium-grained and has a tinge of brown, and consists of plagioclase and hornblende.

Porphyrite forms dykes which intrude the Otanabe formation. Several dykes of northeast direction are recognized along the coast. Diorite and porphyrite are thermally metamorphosed by the Tanohata granitic mass and, accordingly they contain reddish brown biotite.



## Basalt

This rock forms dyke and sheet which invade the Misaki acidic volcanic rock or the Kuki granite. It is greenish black in color. It is partly doleritic and accompanies dolerite pegmatite. Dolerite has doleritic texture in which plagioclase and augite are combined with each other. Majority of basalts are heavily altered and contain chlorite and epidote.

## Tanohata granitic mass

This granite is extensively distributed in the area and intrudes the Paleozoic formation in the west and discordantly intrudes the Otanabe and Akkagawa formations in the east.

It is divided into the following four rock types.

Moichi type.....hornblende-biotite granodiorite

Takinosawa type.....ditto

Otanabe type.....hornblende-biotite-quartz monzonite

Kawaguchi type.....hornblende-biotite-quartz diorite-granodiorite

At Hudai the Otanabe type is intruded by many aplite dykes. The Moichi type is medium-grained and subhedral granular, and partly shows monzonitic texture. Main mineral components are plagioclase, quartz, potash feldspar, biotite and hornblende.

The Takinosawa type is medium-grained and has slightly foliated structure. It contains a small amount of basic inclusions. Main mineral components are similar to those of the Moichi type, but hornblende and sphene are more abundant.

The Otanabe type is medium-grained, and dark grey in color. Being partly stained by hematite needles, it is pale red in color. Although main mineral components of this type are similar to those of the former two, potash feldspars are more abundant. This type gradually changes into the Moichi type. As a variety of this type, pale red aplitic granite occurs at Shimoakka.

The Kawaguchi type is medium-grained, melanocratic and has remarkable foliated structure of ovoid basic inclusions in the

west. Main mineral components are plagioclase, hornblende, biotite, quartz and monoclinic pyroxene. Moreover, gabbroic and calcareous xenolithes are contained in this type. The former is mainly composed of olivine, rhombic and monoclinic pyroxenes, hornblende, plagioclase, biotite and spinel, and the latter comprises wollastonite, diopside, grossularite, calcite, hornblende, plagioclase, quartz and sphene.

## Neo-Cretaceous

The **Kuji group**, about 420m in thickness, overlies the Tanohata granitic mass and the Akkagawa formation with a remarkable unconformity. It is divided into the Tamagawa, Kunitan and Sawayama formations in ascending order.

The **Tamagawa formation** begins with basal conglomerate, and is of brackish to littoral deposits, nearly 190 meters thick. It is composed of conglomerate, sandstone, often cross-bedded, and mudstone with rhyolitic tuff, among which conglomerate is predominant near the base and the top of the formation. Coal seams are locally embedded in some horizons, including sometimes amber. Molluscan fossils are found in the beds succeeding above the basal conglomerate, and plant fossils, poorly preserved, are also contained sparingly. In the lower half of the formation, the lateral changes in litho- and biofacies are comparatively conspicuous.

The **Kunitan formation** consists of monotonous, neritic sediments composed chiefly of medium- to fine-grained sandstone, intercalating two persistent sandy shale beds, and is subdivisible into the lower, middle and upper parts. Conglomerate and rhyolitic tuff, however, are present in small amounts. The sandy shale beds occupying the tops of the lower and middle parts, respectively are fossiliferous, of which the upper one yields *Inoceramus japonicus* NAGANO & MATSUMOTO, *I. naumanni* YOKOYAMA, *Gaudryceras* sp. and so forth. The thickness of the formation is 165 meters.

The **Sawayama formation** is sequences of strata, more than 70 meters thick, that shows a consistent repetition of such rocks as

conglomerate, sandstone, mudstone and rhyolitic tuff, interbedding carbonaceous matters. The intercalation of tuff is more frequent in the lower half of the formation. Plant fossils occur sporadically, but no molluscan fossils have been collected yet.

The lithological and paleontological evidences indicate that the Kuji group, as a whole, represents one cycle of sedimentation, its three formations corresponding to the deposits of transgressive, inundation and regressive phases, respectively. The age of the present group is nearly assigned to Urakawan (Coniacian to Campanian).

### Paleogene

The **Noda group** is intimately associated with the upper Cretaceous Kuji group in distribution and geologic structure, and rests unconformably on the latter. Both groups dip to the northeast at angles of 10 to 20 degrees, except near the Kuki fault along which the vertical displacement is estimated at more than 765 meters, where southwesterly dip reaches a maximum of 60 degrees. Nevertheless, there are a remarkable difference between two groups in respect to the sedimentational condition under which these groups were formed. The Noda group seems to be non-marine sediments, about 340 meters in thickness, and comprises the Minato and Kuki formations.

The **Minato formation** consists of conglomerate, sandstone, mudstone and rhyolitic to andesitic tuff with coal. Conglomerate is the most dominant constituent, especially in the lower part of the formation. The upper part includes coal seams which are workable and available as a key bed, and contains lots of well-preserved plant fossils, such as *Osmunda*, *Sequoia*, *Metasequoia*, *Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Equisetum*, *Geonomites?* *Musophyllum*, *Populus*, *Platanus*, *Cercidiphyllum*, and *Viburnum*. Fish scales and *Corbicula?* sp. are collected, even though animal fossils are very rare.

The **Kuki formation** is built up of the lower part consisting mostly of conglomerate, and the upper part of sandstone and mud-

stone. Carbonaceous matters are present. Plant fossils similar to those from the underlying formation occur locally.

Paying attention to the change of sediments based mostly on the grain size, one can say that four cycles of sedimentation appear in the group. Each of them starts with an accumulation of coarser material, and then ends with finer one in which coal seams and tuff are included. The fourth cycle is recognized in the Kuki formation, and the remainders are in the Minato formation. The age of the Noda group is considered to be early Oligocene.

### Quaternary

**Terrace and fan deposits:** The coastal terrace is rather widely distributed, and the several stepped terrace planes on which the sediments rest are discriminated from the difference of altitude reaching a maximum of some 270 meters. The river terrace and fan deposits are also observed along the banks of rivers. In general, sand, gravel and clay compose the lower part of each deposit and loam occurs in the upper.

**Alluvium:** The alluvial deposits are composed of sand, gravel and clay, and develop along coast and rivers, especially Ube river and its tributaries.

## ECONOMIC GEOLOGY

Main ore deposits of this sheet-map area are manganese ore deposits embedded in the Akkagawa formation. Other ore deposits are pyro-metasomatic deposits.

Coal seams are found in the Kuji and Noda groups. Poor iron sand beds are included in the terrace deposits.

### Manganese ore

Most of the manganese deposits in this area are of small scale, and have not been worked. Ore deposits of the Nodatamagawa mine are only of large scale, and are one of the most useful manganese

deposits in Japan.

All manganese deposits in this area are thermally metamorphosed by the Tanohata granitic mass, and ore minerals are altered to the "Keiman", namely the manganese silicates such as rhodonite and tephroite. Moreover, ore bodies are turned to the complicated forms by folding.

The deposits of the Nodatamagawa mine consist of the Shimmaida, Misago and Kamishiro ore zones. The ore bodies of the Misago zone are exploited at present. This zone has the elongation of about 1,200 meters in the strike-side and about 450 meters in dip-side. The central fold part forms the bonanza, and the shoot trends N30° E, and dips to 51° S. Ore minerals are pyrochroite, hausmannite, tephroite, rhodonite, rhodochrosite, manganosite, alabandite, braunite, etc. Accompanying with the manganese ore body, uraniferous ores occur in this mine. They have two varieties of mode of occurrence. One is in veinlets along faults and fractures, and the other is in hornfels between the massive and banded cherts. Uraniferous mineral is uraninite.

Ore deposits of the Kirimatsu and Tamane mines were once worked. The characters of these deposits are similar to those of the Nodatamagawa mine.

#### **Copper and other metallic ores**

The Shimmaida ore deposit of the Nodatamagawa mine and the ore deposit of the Hudai mine are also formed in the Akkagawa formation. They are pyrometasomatic deposits replacing lenticular limestones.

Ore minerals of the Shimmaida deposit are pyrrhotite and a small amount of chalcopyrite, sphalerite and pyrite. Ore minerals of the Hudai deposit are chalcopyrite, pyrite, sphalerite and molybdenite. Skarn minerals of both deposits are grossularite, salite, and epidote. Both deposits are of small scale and are not worked at present.

#### **Coal**

The coal-bearing strata are found in all formations of the

Kuji and Noda groups, exclusive of the Kunitan formation. In this area, the coal seams at three horizons of the Minato formation are important, and at many places, have been worked on a small scale. The active mine is, however, only the Ube coal mine working the lowest coal seam.

#### **Amber**

The amber from the Kuji group has been known as "Kuji-no-kurinogo". It is contained often in carbonaceous mudstone, sometimes in mudstone and sandstone. The occurrence of amber is common in the Tamagawa formation. In the area of this sheet-map, no working amber mine is seen nowadays.

---

昭和37年2月26日印刷

昭和37年3月3日発行

工業技術院  
地質調査所  
著作権所有

印刷者 稲益定  
印刷所 東邦印刷工芸株式会社

---

---

EXPLANATORY TEXT OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

---

RIKUCHU-NODA

(Aomori-59)

By

MITSUO SHIMAZU & YŌJI TERAOKA

---

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1962