

550.85(084.32)(521.13) [1:50.000] (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

秋田(6)第 108 号

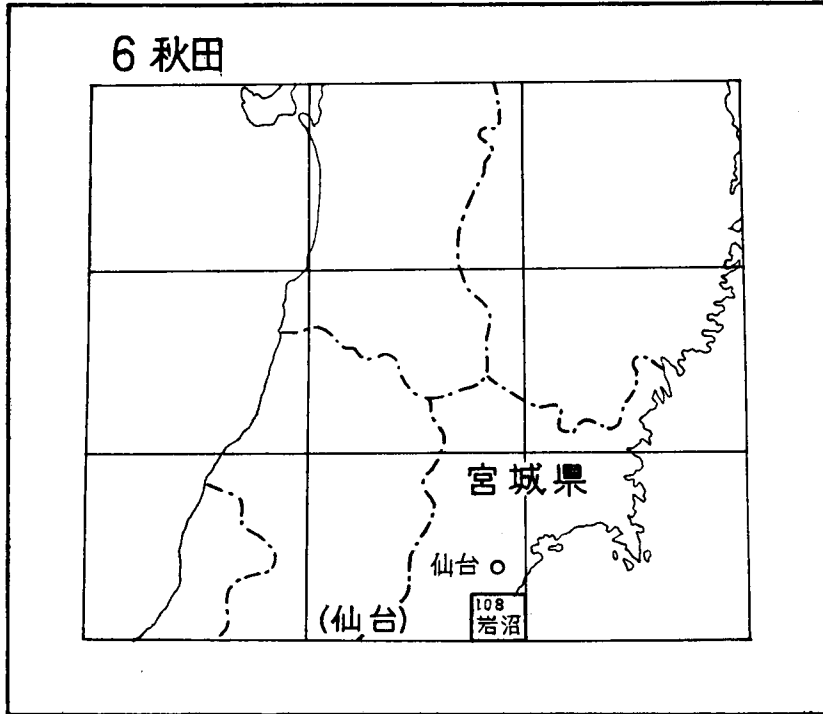
岩 沼 地 域 の 地 質

生出慶司・藤田至則

昭 和 50 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 先新第三系	6
II. 2. 1 割山層	6
II. 3 花崗岩類	8
II. 4 新第三系	9
II. 4. 1 槻木層	9
II. 4. 2 高館層	13
II. 4. 3 山入層	18
II. 4. 4 竜の口層	18
II. 4. 5 向山層	20
II. 5 第四系	21
II. 5. 1 台の原段丘礫層	21
II. 5. 2 愛島火山灰層	21
II. 5. 3 沖積層	22
II. 6 地質構造	23
II. 6. 1 断 層	23
II. 6. 2 撓 曲	24
III. 応用地質	25
III. 1 珪 砂	25
III. 2 碎石および石材	25
文 献	26
Abstract	1

岩沼地域の地質

生出慶司*・藤田至則**

この地質図幅と報告書の内容は、筆者らの調査結果によるものであるが、後期中新世の山入層に関する資料については、東北大学理学部地質古生物学教室の柴田豊吉氏に全面的な援助を載いた。また信州大学理学部地質学教室の黒田吉益氏からは変成岩について御教示をえた。本報告を作製するに当って、地質調査所地質部の猪木幸男・吉田 尚・秦 光男・坂本 亨の4氏、ならびに、同地質部の多くの方がたに御助言と御助力を戴いた。以上の方がたに厚くお礼申し上げます。

I. 地 形

この図幅地域に示されている地形は、西半部の、主として新第三系からなる丘陵地や山地の部分と、東半部をしめる太平洋とそれに面する海岸平野にわけられる。

西半部の地形は、次のような3つの特徴ある部分に分けることができる。

一つは、この地域の東側の部分である。それは、この図幅地域のほぼ中央部を南北にはしる巾数 km を示す丘陵性の山地である。この部分は、古生層か中生層か今もって決定されていない割山層^{わりやま}という地層や花崗岩などの岩石からなっている。このような古い岩体がそのまわりの新第三系よりも、より高い部分に、南北方向に発達していることから、筆者らは、この部分を、割山隆起帯とよぶことにした。またこの隆起帯の部分には、後にくわしくのべるが、いろいろめ時代に活動した、南北方向の断層や、撓曲が発達している。この隆起帯は決して本地域だけにみられる独特のものでなくて、この部分を南方へ延長すると、福島県の常磐地方に知られている双葉破碎帯とよばれる南北方向の断層帯につらなり、一方、北方へ延長してみると、仙台地方の久の浜～岩沼線とよばれる撓曲構造(生出慶司, 1966)そのものとなるのである。

もう一つは、この地域の西側の部分である。すなわち、この図幅地域の西半部をしめる地域のことである。この地域は、わずかに露出する花崗岩のほかは大部分が新第三系、しかも、すべて中新統からなる丘陵地や台地からなっている。そして、それらを開析した阿武隈川・白石川流域の沖積地も発達している。これらのうち、白石川の北側の丘陵地ないし台地には、侵食に強い火山砕層岩がよく発達しているために、比較的高い台地状の山地を呈している。これに対して白石川の南側の丘陵地は、侵食に弱いシルト岩や砂岩などを主としているために低い丘陵地形を示している。

次に、太平洋に面する東半部のうち、さきへのべた割山隆起帯の東麓部には、上部中新統や鮮新統が南北方向に発達し、低い丘陵地を構成している。これらの丘陵地には、また、洪積統や、洪積段丘が発

* 東北大学教養部地学教室

** 東京教育大学理学部地質学鉱物教室



第1図 槻木地域西半部の高館層の

達している。

海岸ぞいには、広く沖積地が発達している。海岸には広い砂浜が発達し、遠浅である。しかし、砂州は、阿武隈川の川口や、その川口の痕跡としての鳥の海の前縁に発達するだけである。また、砂丘はほとんど発達していない。

II. 地 質

II. 概 説

地形の章でかんたんにのべたように、本図幅地域の中央部を南北にはする巾数 km の狭長な割山隆起帯の中心部には、先新第三紀の基盤岩類が分布している。この基盤岩類には、古生代か中生代かもよくわからない割山層と、それと断層関係で接する花崗岩類とがある。両者ともに、いちじるしく破碎され角礫状を呈しており、結晶単位にまで変形がみられる。このいみで、とりわけ、これらの花崗岩類について、本報告では、圧碎花崗岩とよぶことにした。これらの基盤岩類は、北方の岩沼市西部付近で完全に地表下に埋没して、北方には露出していない。

この図幅地域の西部には、小規模ながら新第三系の基盤をなす花崗岩が柴田町付近に、3カ所にわたって露出している。この岩体は、北部阿武隈地方に広く発達する中古生代の花崗岩体の延長部を示すものとみられる。この花崗岩体を囲むようにして、西部一帯には、新第三紀の下部中新統が広く分布し、東部の割山隆起帯の部分にまで広がっている。

この付近の新第三系の火山岩類は、東北地方のグリーンタフ造山帯の一部を構成しているのではあるが、変質して緑色化した、いわゆるグリーンタフのような岩相を示していない。つまり、グリーンタフ造山帯とはいいながら、この地域のように、変質作用をあまりうけていない部分もある。このような地域を、グリーンタフ造山帯における非グリーンタフ地域とよび、変質したグリーンタフが分布する地帯をグリーンタフ地域とよんで区別している。



火砕岩で構成される台地

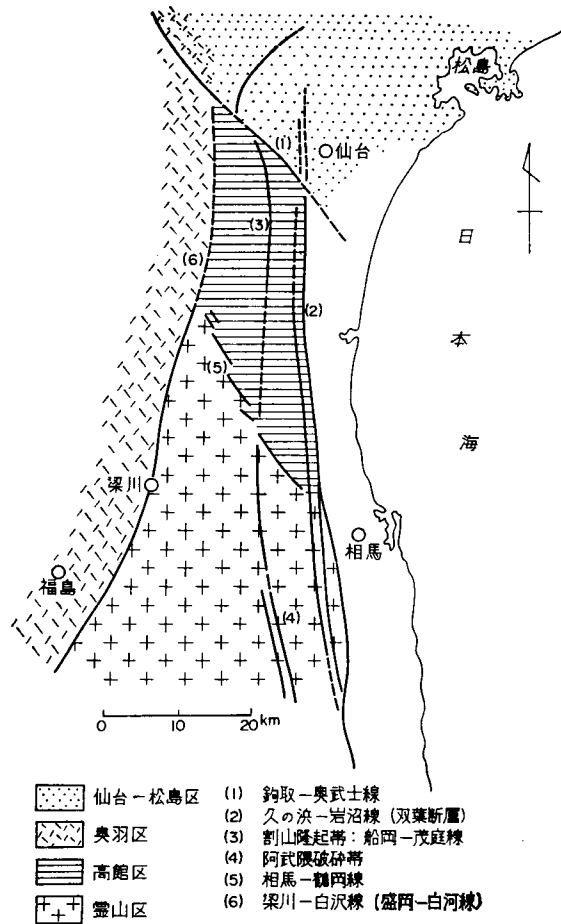
第1表 地質総括表

年代		地域		西部	東部
第四紀	現世				沖積層
	更新世				愛島火山灰層
					台の原段丘礫層
第三紀	新世	鮮新世		向山層 (5~10 ^m)	
				竜の口層 (亀岡層) (15~30 ^m)	
	中新世	後期			山入層 (80 ^m)
		中期			
		前期			高館層 (150~230 ^m)
	世	新世	木層		上部砂岩シルト岩部層 (60 ^m)
					中部凝灰岩部層 (20 ^m)
下部砂岩シルト岩部層 (150 ^m)					
先新第三紀	花崗岩類		割山層	圧砕花崗岩	

⊙ : 海棲貝化石

☞ : 植物化石

本地域のすぐ西側には、重力異常値のいちじるしいちがいを示す線状の部分として有名な、盛岡～白河線（坪井ほか，1956）が、ほぼ南北方向にはしている。そして、この線と、上記のグリーンタフ地域と非グリーンタフ地域を境する境界線はほぼ一致している（第2図の霊山区と高館区とが非グリーンタフ地域）。



第2図 北部阿武隈と仙台周辺の主な構造線と構造一岩石区

この地域の下部中新統の下半部と、基盤岩類——花崗岩類や割山層——との関係を示す不整合面は、かなり急な傾斜を示している。このため、下部中新統の下半部は、基盤に対してアバットしているのが観察され、かつ、地質図上における基盤岩と新第三系下部との境界——不整合の部分——は、おおむね直線状を呈している。地質構造の章でくわしくふれるが、このことは、下部中新統が陥没盆地に堆積したことを意味している。

この地域の下部中新統は、下位の槻木層つきのきと上位の高館層たかだてとに2分することができる。とくに槻木層の中层層準には、顕著な凝灰岩層——本報告では、槻木層の中部層とよんだ——が発達しており、これがよい鍵層となって、槻木層の層準を明らかにすることができる。下部中新統は、全般的に火砕岩質の部分が多いが、とくに、高館層はほとんどが火砕岩質のものからなっている。また、本層には、熔岩が発達しているが、とりわけ、割山隆起帯の上位の高館層には熔岩層の発達がいちじるしい。これは、割山隆起帯における断裂の発達と、火山活動とが密接であったことをいみするものである。

割山隆起帯の東側の中新統の分布は、きわめて限られている。阿武隈川の北側の地域では、下部中新統がこの隆起帯の東麓にも分布しているが、阿武隈川の南方の地域では、隆起帯の東側には、下部中新統はあまり発達していない。ただし、亶理町付近には、隆起帯の東側に、上部中新統の山入層やまいりが発達している。本層に相当する地層は、本図幅地域では、この部分にだけみられる。

割山隆起帯の東側には、割山層・圧砕花崗岩、ならびに、上記の中新統と不整合の関係で、鮮新統が南北方向に細長い分布を示している。この地層は、仙台市付近を模式地として発達する竜たつの口層——竜の口層の下位の亀岡層を含めてある——と、向山層むかいやま——北山層・広瀬川層・八木山層を一括したもの——とからなっている。これらの鮮新統がいわゆる仙台層群とよばれるものである（半沢ほか、1953；生出、1955、北村ほか、1955）。

なかでも、竜の口層に相当する地層の発達が良好であって、南半部では北山層以上の地層の発達はみられない。また、最下位の竜の口層は、割山隆起帯の基盤岩類や、中新統の分布地域に近接する部分でゆるい撓曲構造を示している。すなわち、基底に近づくとつれて竜の口層の傾斜はより急斜を示すようになり、かつ、鮮新統全体の層厚が西に向って急激に収れんしている。この傾向は、仙台市西部の鮮新統の一般傾向と同じで、それは、一つには、鮮新世になってから割山隆起帯付近を境にして、撓曲運動が生じ、鮮新世の堆積盆地が発生したこと、もう一つは、地層の堆積後に、上記の撓曲がより強化されたことを意味するのである（生出、1955）。岩沼市の西部や名取市増田の西南部では、中新統や鮮新統の上位に、段丘礫層が発達している、この段丘は、仙台市街地の周辺の台の原段丘——下末吉面に相当——に対比できる。段丘面上には、段丘礫と軽石質火山灰めでしま——愛島火山灰層——がのっている（中川ほか、1960；中川、1961）。

太平洋沿岸の低地帯には、かなり広い沖積地が発達している。また、阿武隈川やその支流の白石川などの沿岸にも沖積地が分布している。沖積地では地表下に、粘土・砂・礫などからなる厚さ数10 mに及ぶ沖積層が発達しているが、なかでも、阿武隈川の川口付近では、その厚さが100 mにも及んでいる（長谷、1967）。

すでにのべたように、割山隆起帯の部分には、割山層と花崗岩の接触部の南北性の断層、中新世の陥没をもたらした断層、また、高館層の火山岩をもたらした火道を提供するような断裂、さらに、鮮新世には、この隆起帯はその東側に堆積盆地をもたらすような撓曲などが発達していることは前にもかんたんにふれたが、このような隆起帯の変動は、引きつづいて、第四紀にも進行していたことが知られている。すなわち、この隆起帯にそった地域の各所には、はげしい地じりが発生している。たとえば、岩沼市の滝の前地じりは、その一例である。この地じり帯は仙台市西部の地じり部につづくものであるが、それは隆起帯の隆起が主因となって派生した、変動とみられる。その部分には、地じりのほかに、第四紀の段丘礫層や火山灰層を切る断層もけん著にあらわれている（生出，1961）。この隆起帯と平行して、柴田町船岡と村田町菅生を結ぶ線にそって、南北にのびる構造線が存在する。この構造線は中新世の堆積盆地の発生期に何らかの形で存在したのであろうが、少なくとも現在あらわれている現象としては、上部槻木層が高館層内にくさび状につき上げたような撓曲～断層とみることができる。

II. 2 先新第三系

II. 2. 1 割山層

模式地 角田市平貫の割山峠付近。

層序関係 花崗岩類と断層関係にある。

分布 割山隆起帯の中心部をなし、南北に細長く分布する。柴田町槻木の西方の阿武隈川北岸には地表にわずかに露出しているが、それ以北では地表にあらわれない。また、亘理町から山元町付近では花崗岩体に分断された形で、本層の分布は断続的な限られたものとなっている。

層厚 全体の構造が不明のためわからない。

層相 主として泥岩と珪質の細粒ないし中粒砂岩の互層から成り、泥岩部はしばしば炭質ないし石灰質になっているほか、石墨や石灰岩のレンズと薄層をはさんでいることがある。全体として、原岩の葉理や層理構造を残したまま、低度の変成作用をこうむって、千枚岩や細粒の結晶片岩を形成している。

岩沼市炭釜に露出するものは砂岩と泥岩の互層で、ともに葉理の発達が著しい。泥岩部は粘板岩を形成し、石墨質で暗黒色を呈している。細粒の砂質泥岩を原岩とすると考えられる標本についての鏡下の性質は、泥質部分がほとんどセリサイト化し、そのなかに、石英粒がスポット状に散点している。しかし、この石英粒は一次的なものと考えられ、円形ないし垂円形を呈し、なかでも大きい石英粒は著しい波動消光を示すか、または、モザイク状に二次的な石英の細粒によって置換されている。

角田市七峰山の碎石場に露出する割山層は、全体に珪質の中粒砂岩によって構成されているのに加えて、二次的な石英の細脈（巾が数 mm～数 cm）によって網目状に貫かれている。上述の炭釜産のものにくらべて、葉理面に沿ってレンズ状または薄層状に、粒度の高いセリサイトないし白雲母がより多く



第3図 角田市七峰山付近の割山隆起帯の核をなす割山層



第4図 割山層の破碎岩（角田市七峰山）

形成している。鏡下では、大量の石英とセリサイトのほかに、曹長石質の斜長石・チタン石・緑れん石・方解石などが観察されるが、これらは、石英の一部をのぞいてほとんど二次的なものと考えられる。

割山峠付近の露頭を構成する割山層は、細粒砂岩と泥岩との互層から成り、全体に珪質である。とくに砂岩は、大部分が細粒の石英によって構成されているが、他に、二次的に形成した曹長石・方解石・セリサイトないし白雲母、およびチタン石などを含む。なお、方解石は層理面を切る網目状の細脈としても発達している。また、泥岩を原岩とするものは、一様に、主としてセリサイトと石英から成る細粒の結晶片岩を形成しているが、これらにも多少の方解石が普遍的に含まれている。

化石 未発見である、

地質構造 全体がいちじるしく破碎されて、数 cm 単位の角礫状を呈し、内部に断層が多く発達している。しかし、部分的には走向・傾斜を計測できる。一般に、東西性の走向を示し、傾斜はまちまちである。花崗岩類との関係はすべて断層関係である。

対比 時代を求めるべき資料は今のところない。

II. 3 花 崗 岩 類

この地域の花崗岩類には、割山隆起帯に分布する圧碎花崗岩類と、柴田町や村田町付近に独立して分布する 3 つの小岩体の花崗岩類がある。ともにその貫入の年代は明らかではないが、おそらく、阿武隈山地北部に分布する新期花崗岩といわれている岩体と、同じ年代のものと推定される。

圧碎花崗岩類：割山隆起帯

時代未詳の割山層と接しているが、すべて断層の関係にあると判断される。したがって、本地域では本岩体の貫入期を規定することはできない。本岩体は、本図幅地域の南側の角田図幅地域においても広く分布しているが、やはり、割山層との関係は明らかではない。

本岩には、花崗閃緑岩質のものは少ない。野外の観察によれば全体として、程度の差はあるが、はげしい破碎作用を受け、極端な場合には、ヘレフリント状のミロナイトとなっている。また、片状構造、線構造がはっきりしている部分があって、その場合、走向が $NS \sim N15^\circ E$ を示し、傾斜は高角を示す。線構造は南おちで 30° 前後とゆるい傾斜を示している。

本岩の構成鉱物は以下の通りである。主成分としては、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母（一部緑泥石化）を主とし、ある場合には、角閃石（一部緑泥石化）をも含んでいる。副成分としては、ジルコン・燐灰石・磁鉄鉱で、スフェンも含まれているが、阿武隈山地の古期片状花崗閃緑岩のように多くはない。石英の波動消光がいちじるしく、ある場合には、再結晶した細粒の集合体となっている。斜長石はアルパイト双晶や、カールスパート双晶が曲げられたり、ちぎれたりしていることで明らかのように、はげしい破碎を受けた痕跡がある。全体として曹長石化し、ソーシュライト化している。また、ときには、全く再結晶した地形の小さな結晶となっていることもある。カリ長石はほとんどが再結晶しており、脈状、ないしは、他鉱物の間隙を充てんするような状態であらわれており、もとの残晶はみられない。有色鉱物は残っているものはきわめてわずかであり、大部分は緑派石になっている。変質鉱物とし

ては緑泥石・絹雲母・方解石・ぶどう石などが小さな集合体、脈などとなって発達する。

前記のように、本岩体は破碎しているが、この破碎作用がいつ進行したかについては次のような2つの考え方が知られている。一つは、割山隆起帯の地壘状の形態をもたらした断層と同時に進行したという考え方、もう一つは、それよりもっと古い時代に進行したという考え方である。

前者は、この花崗岩は中生代の白亜紀に進入したといわれる、阿武隈山地の新期花崗岩の貫入以後、前期中新世までの間の時代に破碎されたという考え方をする人によって採用されている。

後者は、圧碎花崗岩を、本地域の南方の相馬中村図幅地域に分布する、山上変成岩に接している圧碎花崗岩と比較したり、北上山地の氷上山花崗岩などと比較したりする人達によって支持されている。すなわち、山上変成岩にふくまれている白雲母の年代には、3.2億年ていどのものが知られており、また、山下変成岩の白雲母が低度変成作用の産物である可能性もあるといったことから、本地域の圧碎花崗岩の圧碎作用を山下変成岩の変成期とにらみ合わせれば、本地域の圧碎作用は古生代ということになる。

花崗岩の圧碎作用の年代もさることながら、本岩の貫入年代も当然ながら問題である。この問題の解決には、本岩と割山層との関係と、割山層の年代決定とが先決であり、ついで、本岩の絶対年代の測定が大切である。

新期花崗岩類：柴田町成田・村田町寄門^{よりかど}

この地域に分布する花崗岩は、南隣りの角田図幅地域に分布するいわゆる阿武隈山地に、広く発達する新期花崗岩とされているものと岩相が似ているので、一応、本報告では、新期花崗岩としてのべておく。新期とは、中生代の白亜紀頃のことをさすものである。しかし、この年代の問題は今後の検討を要する。

本岩の主な鉱物成分としては、黒雲母・正長石・斜長石・および、石英などがあげられるが、なかでも、正長石の量がとくに多いのが特徴である。岩質は新鮮で、一般に塊状を呈し、片状構造や線構造を全く示していない。しかし、粗粒部と細粒部とが互に急に移り変るといったことがしばしばみられる。

II. 4 新第三系

II. 4. 1 槻木層

模式地 本層は、加藤(1949)によって命名されたもので、模式地は、宮城県柴田郡柴田町槻木付近である。

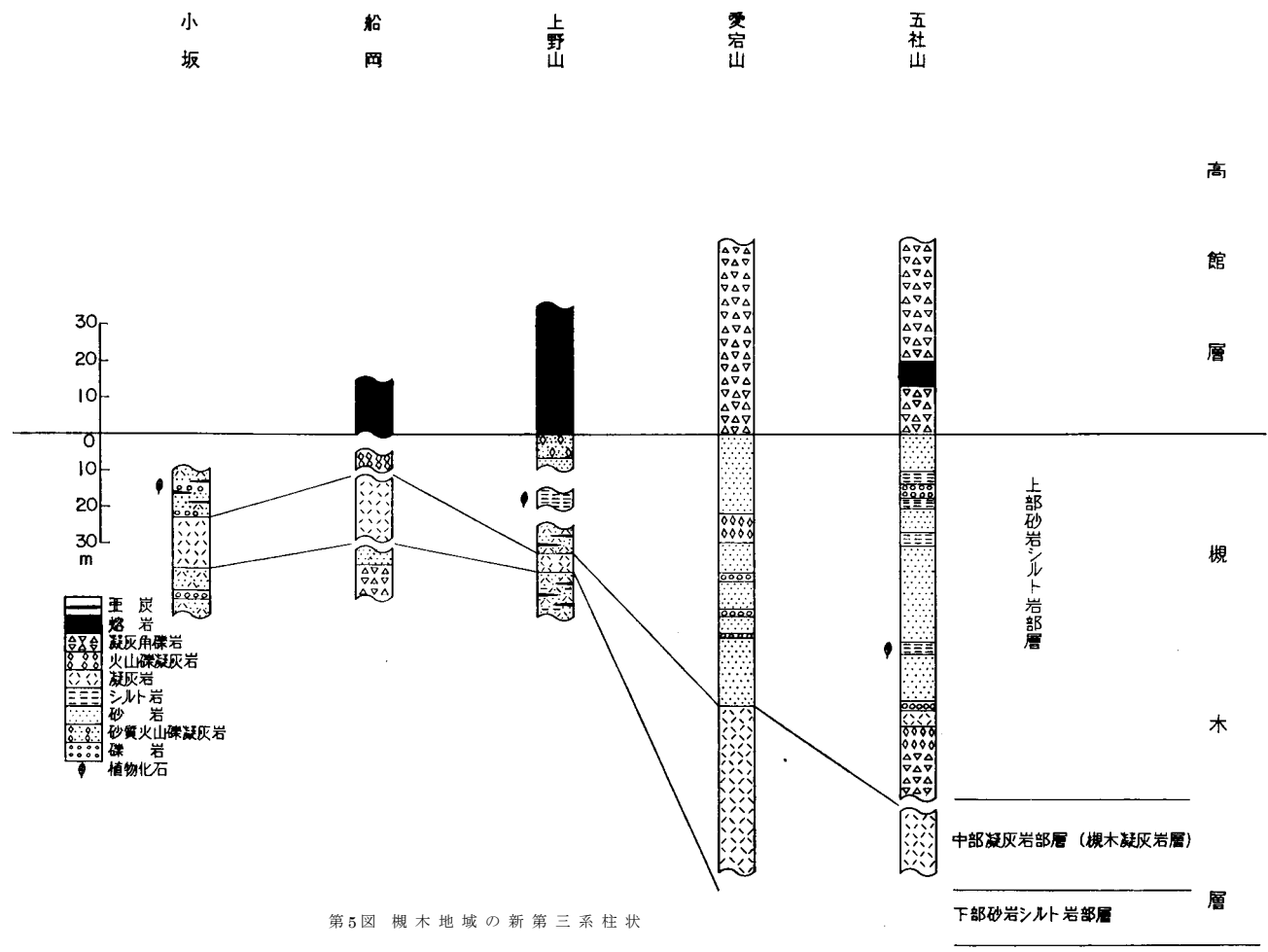
層序関係 先新第三紀の割山層や花崗岩類をアバットの不整合関係でおおっている。

分布 割山隆起帯もふくめて、その西側全域に広く分布する。

層厚 20~230mを示す。

層相 本層の中部に発達する軽石質凝灰岩—概木凝灰岩層—はよく連続するので、槻木層の鍵層として用いることができる。そしてこの地層を中部層として、槻木層を上下に3分することができる。

下部砂岩・シルト岩部層：本層の層厚は最大150mを示している。砂岩・シルト岩・礫岩および凝灰岩などの互層からなっている。砂岩は花崗岩質の中～粗粒のものが一般である。礫岩は花崗岩や火山岩の円い細礫を主としたものが多い。シルト岩は北東方に厚くなる。本層には2~3枚の亜炭層が発達し



第5図 榎木地域の新第三系柱状



第6図 槻木層下部の礫岩砂岩互層 (角田市神次郎)

ている。

中部凝灰岩部層：鍵層とした軽石質細～粗粒凝灰岩層のことで、槻木凝灰岩層とよばれていることは前にのべた。軽石は流紋岩質のものである。本層は北方ほど厚く、最大 20 m に達する。白色の粗粒凝灰岩で、ときとして帯紅色を示す。また、一部は火山礫凝灰岩相を呈している。本層の火山角礫の岩質は、流紋岩・安山岩・玄武岩などである。

上部砂岩・シルト岩部層：本層は最大 60 m の層厚を示している。雲母片のめだつ細粒砂岩とシルト岩の互層を主とし、それに花崗岩質粗粒砂岩と礫岩が挟在する。槻木の北西方では全体が砂岩となり、上部に向って火山礫凝灰岩のはさみが多くなり、上位の高館層へ漸移する。この部分の火山角礫の岩質は両輝石安山岩である。

化石：かつて、矢部 (1950) の報告した *Eostegodon pseudolatidens* YABE は、中部層ないしはその直上から産出したものと思われるが、産出地点の報告がない。また、柴田町の入間田付近の上部層からは *Crepidula* sp., *Macoma* sp., *Tellina* sp., などが産出する (藤田・木野崎, 1960)。なお、槻木層の各部層からは多数の植物化石が報告されている (HANZAWA *et al.*, 1953, 藤田ほか, 1960)。これらは、柴田町成田や稲荷付近の上部層、柴田町館前や柏石付近の下部層から産出したもので、主なものをあげれば第2表の通りである。

第2表 槻木層産出植物化石表
Fossil plants from the Tsukinoki Formation

Salix sp.

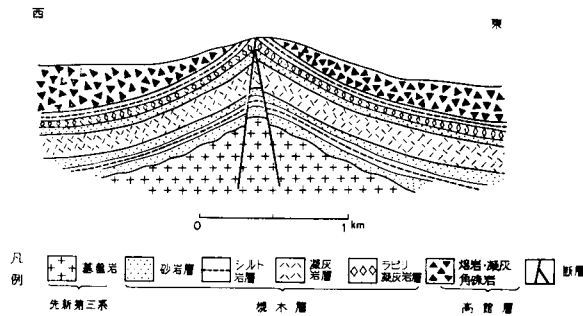
Comptonia naumanni NATHORST

Juglans sp.

Pterocarya sp.
Carpinus laxiflora BLUME
C. sp.
Fagus sp.
Quercus drymeja UNGER
Q. glauca THUNBERG
Q. serrata THUNBERG
Q. sp.
Dryophyllum dewalquei SAPORTA
D. sp.
Ulmus sp.
Zelkova ungeri KOVATS
Ficus tiliaefolia HEER
F. sp.
Cinnamomum lanceolatum HEER
C. scheuchzeri HEER
C. sp.
Laurus primigenia HEER
L. sp.
Litsea sp.
Liquidambar formosana HANCE
L. sp.
Sorbus sp.
Sapium japonicum PAX et K. HOEFMAN
Ilex cornuta LINDEY et PAXTON
Euonymus sp.
Trapa sp.
Styrax sp.
Viburum sp.

地質構造 本層が周辺の基盤岩にアバットの不整合関係にあることは、本地質図幅からよく読みとることができる。また、本層と基盤岩との境界は、地質図上で読みとることができるように、しばしば、直線状を呈することが多い。これらのことは、槻木層が堆積する直前に、基盤内に生じた多くの高角度の断層にそって、基盤の一部が陥没し、そこに生じた凹地に槻木層が堆積したことを意味する。すなわち、この場合の不整合面は高角度の断層面に対して槻木層がアバットして堆積した結果であって、地質図にみられる不整合の境界線が直線状を示すのである（地質構造の章を参照）。

本層は全体として水平に近い構造を示しているが、割山隆起帯を中心として、傾斜が 20~50° 前後を



第7図 岩沼市其木原西部の東西模式断面図

示していて、隆起帯における撓曲現象を見出すことができる。また、角田市細谷、江尻付近では、本層が、北北西～南南東方向の軸を示す撓曲をうけていることが知られている。この部分では、槻木層が一見連続しているようにみえても、この部分の地下には、盆地発生期に、堆積盆地を南北に分離する何らかの高まりがあったものと思われる。

対 比 本層の命名をした加藤（1949）以来、半沢ほか（1953）、藤田ほか（1960）、生田（1961）など、すべて本層名を用いており、内容もそれほど異ってはいない。

本層は、第2表にあげたような、いわゆる台島フローラに属する植物化石を多産していることから、ほぼ、前期中新世の台島期の地層に対比できるであろう。

II. 4. 2 高 館 層

模式地 宮城県名取市の笠島付近

層序関係 先新第三紀の基盤岩類とアバットの不整合関係にあり、槻木層を整合におおっている。

分 布 白石川以北の丘陵地を広くおうって発達している。ただし、前にも述べたように、本層の熔岩層は、その大半が割山隆起帯に集中して、分布している。このような傾向は、当図幅地域の北側に隣接する地域に関しても全く同じである。そして、この事実、割山隆起帯を形成している断裂が、火道として、高館層の火山岩類の火山活動をもたらしたマグマの上昇を導いたことを、明らかに物語るものである。実際にも、割山隆起帯上に存在するいくつかの碎石現場などにおいて、熔岩流の一端が、断層面に沿ってほとんど垂直に根をはっている状態を観察することができる。また、このような場所では、熔岩に発達する流理構造や節理の状態からも、それが垂直方向に流動しながら固結したものであることをうかがい知ることができる。

他方、この地域の北側と西側に隣接する地域の資料をも合わせて考察するならば、当図幅地域の北西隅をNE-SW方向に走る帯に沿って、もう一つ熔岩流の密集する地帯が存在する。この地帯もまた、長町一利府線の延長部として、それに対応する同じ方向の断裂の存在が予測される場所である（八島・生田、1966）。したがって、ここでもまた、これらの断裂が高館層の火山岩類の活動を導いたことは明らかである。このようにして、当地域においては、先第三紀に属する基盤岩類が浅く分布しているだけに、中新世における火山岩類の分布、したがって火山活動と断裂とのあいだの関係がきわめて密接なも

のであることを、容易に確認することができる。

層厚 150～230 m である。

層相 本層は、主として安山岩質ないし玄武岩質の熔岩と火山砕屑岩によって構成されている。下部には薄いシルト岩をはさみ、層理も比較的良好に発達していて、浅い水底に堆積したものと考えられる。しかし、上部はほとんど無層理である。

火山砕屑岩は火山角礫岩が量的にみて圧倒的に多い。この中には、まれに火山弾を含む集塊岩の部分がある。凝灰岩の発達はわるい。熔岩の部分の顕微鏡的、ならびに、岩石化学的性質は後にのべる。

熔岩層のうち、玄武岩は、柴田町の上野山付近や船岡町の四保山などと、中央部の割山隆起帯にそつた約 10 カ所近い地域に分布している。いずれも、先新第三系の基盤岩が分布しているような部分やその延長部に発達している。

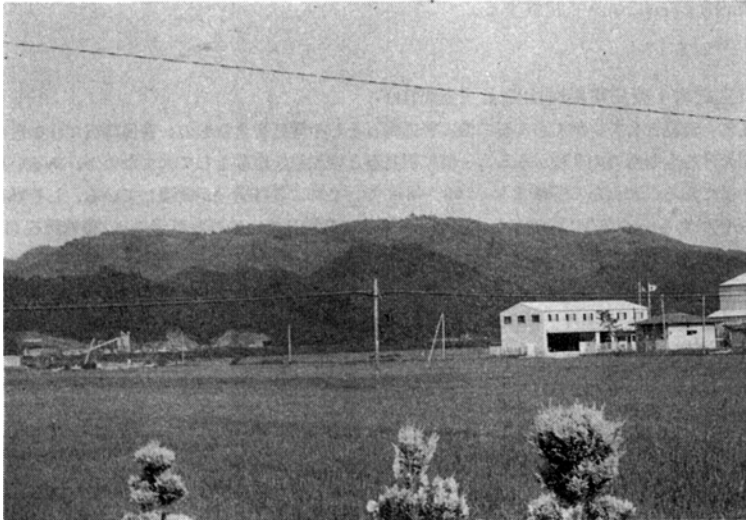
一方、安山岩も、中央部の割山隆起帯ぞいの基盤岩の分布している部分やその延長部にそつて、やはり 10 カ所以上の地域に分布している。発達の層準からみると、後者の安山岩の方が、前者の玄武岩よりも上位に発達している。

いま、ここで、これら火山岩類の全般的な岩石学的特徴について、概括的にのべてみよう。

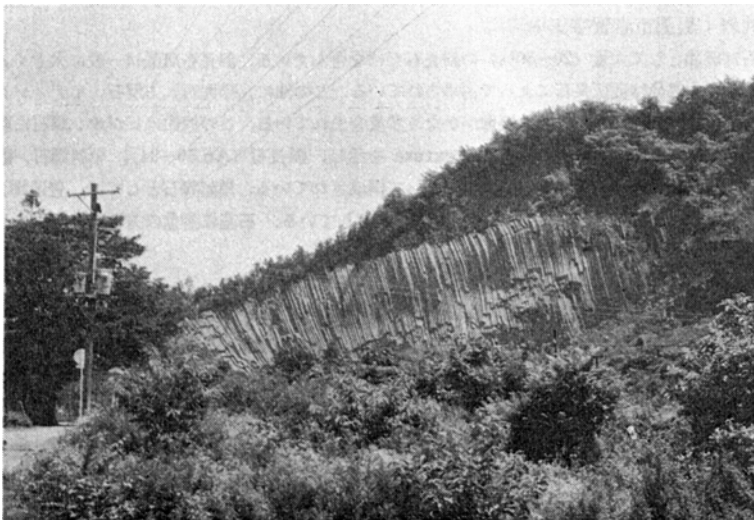
高館層を構成する岩石は、東北地方のグリーンタフ地域に広く分布する同時代の火山岩類や火山砕屑岩類がすべて変質し、“プロピライト”や“グリーンタフ”となっているのに対して、変質作用を全く受けておらず、新鮮である。このことは、八島・生出(1966)がすでにくわしくのべているように、この地域がグリーンタフ地域の外側に位置していることを物語るものである。実際、すでにのべたように、この地域の西方数キロメートルのところを南北方向に走っていると考えられる重力の異常の盛岡—白河線を境として、西側のグリーンタフ地域と、東側の非グリーンタフ地域とがはっきりと区分される。そしてこのことは、変質作用の有無に関してばかりではなしに、新生代を通じての火山層序に現われている両地域の対立的な様相からも、明りょうにうかがい知ることができる。

高館層を構成する安山岩類と玄武岩類とは、名取市笠島荻倉産の普通輝石しそ輝石安山岩、および岩沼市猪倉山と南長谷根方産の普通角閃石安山岩をのぞいては、すべて久野(1950)のピジオン輝石質岩系に属するものである。そして、ピジオン輝石は、これらの岩石の石基を構成しているばかりではなく多くの安山岩や玄武岩において、斑晶または微斑晶としても産出する。さらに、普通輝石やしそ輝石の斑晶は、ほとんどの場合ピジオン輝石の外とう(套)によって包まれている。また、しそ輝石のあるものは、それから転移したピジオン輝石によって完全に置換されていることがある。

高館層を構成する火山岩類の岩石化学的特徴としては、全般的に Al_2O_3 含有量の高い点が目立っている。そして、この点では、久野(1960)の分類による高アルミナ玄武岩の組成範囲に入る。なお、この性質に関しては、南側に隣接する地域に広く分布するところの、ほとんど同時期の霊山層の火山岩類も同じような傾向を示している(八島・生出, 1966)。他方、 $\text{MgO}-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 変化図に関して見るならば、高館層の火山岩類は、それがピジオン輝石質岩系に属するがあるいは、しそ輝石質岩系に属するにかかわらず、全体としてしそ輝石質岩系に近い領域を占める。この傾向は、当図幅地域以外の地域に分布する高館層の火山岩に関する資料も合わせて考察するなら、より一そうはっきりと理解することができる。なおこの点については、霊山層の火山岩類が、ピジオン輝石質岩系に近



第8図 柴田町上野山の玄武岩台地



第9図 高館層を構成する安山岩の柱状節理 (岩沼市上河原)

い領域を占めるのにくらべて、対立的な傾向を示している。

以下、代表的な岩石について記載する。

かんらん石玄武岩：柴田町船岡山の上(上野山)

この岩石は、斑晶として、かんらん石の他に普通輝石としそ輝石を含むもの、普通輝石だけを含むもの、およびしそ輝石だけを含むものの3種がある。一般に斜長石と磁鉄鉱を斑晶として含まないか、あるいは含んでいても極めて少量である。かんらん石は $2V_{\alpha} = 90 \sim 84^{\circ}$ で、まれに累帯構造が発達している。しそ輝石の反応縁を有し、部分的にあるいは完全に緑泥石とイディンクス石に変質していることが多い。普通輝石は $2V_{\gamma} = 58 \sim 51^{\circ}$, $c \wedge z = 43^{\circ}$ で、累帯構造あるいは砂時計構造がよく発達している。しそ輝石は $2V_{\alpha} = 78 \sim 65^{\circ}$ で、不規則な形を示し、多量の粒状磁鉄鉱をポイキリチックに包有することが多い。石基は一般に完晶質で、粗粒な *intergranular texture* を示す。斜長石 (An 76~56) の他に、すべてのばあい、普通輝石 ($2V_{\gamma} = 56 \sim 49^{\circ}$) としそ輝石 ($2V_{\alpha} = 77 \sim 64^{\circ}$) とが単独に共存しているが、量は前者の方が多い。なお石基には、磁鉄鉱・チタン鉄鉱・方解石、および少量の珪酸鉱物などが含まれている。

普通輝石玄武岩：村田町沼辺字岡

黒色、粗粒の岩石で、分布は狭い。斑晶として多量 (30%±) の斜長石の他に、完全に緑泥石とイディンクス石に変質したかんらん石の仮像と普通輝石とを含んでいる。磁鉄鉱は斑晶としては存在しない。斜長石は An91~68 で、周縁部に限って累帯構造を示す。普通輝石は $2V_{\gamma} = 58 \sim 44^{\circ}$, $c \wedge z = 43^{\circ}$ で、累帯構造が発達している他、ピジオン輝石ないしピジオン輝石質普通輝石の厚い反応縁に包まれている。また、ピジオン輝石は単独の微斑晶としても存在することがある。石基は粗粒の *intergranular texture* を示し、中性長石~曹灰長石、単斜輝石、磁鉄鉱、クリストバル石、および緑泥石などによって構成されている。単斜輝石としては、累帯構造あるいは砂時計構造の発達した普通輝石 ($2V_{\gamma} = 53 \sim 37^{\circ}$) の他に、少量のピジオン輝石 ($2V_{\gamma} \approx 0^{\circ}$) が共存する。

灰長石玄武岩：岩沼市志賀字田中

この岩石は斑晶として大量 (20~30%) の斜長石だけを含んでいる。斜長石斑晶は一般に大きく、An 94~52 であるが、その大部分は亜灰長石によって占められている。この他に、緑泥石、方解石、イディンクス石などによって完全に置換されたかんらん石の仮像がかなり多量含まれている。この仮像はピジオン輝石に取り囲まれている。石基は中粒~粗粒の *intergranular texture* を示し、斜長石 (An 50~34)、単斜輝石、磁鉄鉱、方解石、クリストバル石、及び少量のガラスなどによって構成されている。単斜輝石としては、普通輝石 ($2V_{\gamma} = 49 \sim 39^{\circ}$) とピジオン輝石 ($2V_{\gamma} \approx 0^{\circ}$) とがほぼ等量に共存している。石基に多量の方解石を含むことがこの岩石の1つの特徴である。

普通輝石しそ輝石安山岩 (ピジオン輝石質岩系)：名取市愛島字川内

この岩石は分布が最も広く、灰黒色、細粒で、一般に薄く、広く流れて分布する傾向をもっている。斑晶が極めて少なく、まれに無斑晶に近いものもある。斑晶の種類は斜長石、普通輝石、しそ輝石、および極めて少量の磁鉄鉱などである。斜長石は大部分長柱状の曹灰長石で、累帯構造は一般に弱い。まれに、大きな斑晶のばあい、亜灰長石が核を構成していることがある。普通輝石は $2V_{\gamma} = 54 \sim 40^{\circ}$, $c \wedge z = 43 \sim 41^{\circ}$ で、累帯構造を示すうえに、ほとんど大部分がピジオン輝石の厚い反応縁におおわれている。ピジオン輝石はまれに単独の小斑晶としても存在する。しそ輝石は $2V_{\alpha} = 70 \sim 55^{\circ}$ で、すべてピジオン輝石に包まれ裸の斑晶はない。

石基は完晶質で、細粒の *pilotaxitic texture* を示し、中性長石、普通輝石、ピジオン輝石ないしピジオン輝石質普通輝石などから成り、その他に、かなり多量の磁鉄鉱、珪酸鉱物および方解石を含んでいる。まれに微文象構造を示す。本岩の化学組成は第3表の(2)に掲げてある。

普通輝石しそ輝石安山岩 (しそ輝石質岩系)：名取市笠島字荻倉

この岩石は岩脈状の小岩体として産し、分布は狭い。どこでも6角の柱状節理が極めてよく発達している。斑

晶として斜長石, しそ輝石, 普通輝石, および磁鉄鈦を含んでいるが, とくに斜長石の量が多く, 全容量の30%近くに及んでいる. 斜長石は An 91~50 で, 極めて不均質で, いちじらしい累帯構造が発達している. まれに虫喰状に融け, 極端な融触形を示す捕獲結晶が存在する. 普通輝石 ($2V_{\gamma}=53\sim39^{\circ}$) は均質で, 反応縁をもたない. しそ輝石は $2V_{\alpha}=77\sim68^{\circ}$ で, 累帯構造が発達している. 石基は中粒の intersertal texture を示し, 中性長石, しそ輝石, 普通輝石, 磁鉄鈦, 方解石, および多量の淡褐色のガラスなどによって構成されている. 輝石のうちではしそ輝石の方がはるかに大量である. しそ輝石は $2V_{\alpha}=72\sim62^{\circ}$ で, 一般に長柱状を示し, 普通輝石 ($2V_{\gamma}=50\sim40^{\circ}$) と平行連晶しているものが多い.

普通角閃石安山岩: 岩沼市志賀猪倉山

灰~灰黒色のち密な岩石で, 岩沼町根方と猪倉山の2カ所から, 小岩体として産出するに過ぎない. 斑晶として斜長石, 普通角閃石, しそ輝石, 磁鉄鈦などを含むが, いずれも極めて少量である. 斜長石は An 60~41 で, 一般に自形度が高く, 均質である. 普通角閃石は $2V_{\alpha}=83\sim68^{\circ}$, $c\wedge Z=11^{\circ}$, X'=淡緑褐色, Z'=濃緑褐色で, 常にオパサイト縁を有している. しそ輝石は小~微斑晶を形成し, $2V_{\alpha}=71^{\circ}$ である. 石基は微細な pilotaxitic texture を示し, 斜長石 (An 46~41), しそ輝石 (針状微晶), 磁鉄鈦, 珪酸鈦物, 及び淡褐色のガラスなどによって構成されている. また, この他にかなり多量の燐灰石が存在する. 根方の石切場産のものは, 多量の花崗岩質捕獲岩および捕獲結晶を含み, それが密集しているところでは, 全容積の50%以上を占めている. 本岩の化学組成は第3表の(4)に掲げてある.

第3表 高館層の火山岩の化学組成 (八島・生出, 1966)

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO ₂	50.54	61.14	55.76	64.18	48.34
TiO ₂	0.79	0.94	0.64	0.82	0.82
Al ₂ O ₃	17.92	16.93	18.87	18.14	17.70
Fe ₂ O ₃	1.34	1.42	1.16	1.11	2.43
FeO	6.36	4.92	4.22	2.07	5.05
MnO	0.11	0.12	0.05	0.07	0.12
MgO	10.06	1.80	3.96	1.19	11.64
CaO	9.73	5.26	8.65	4.93	10.58
Na ₂ O	1.65	4.69	4.13	5.10	2.00
K ₂ O	0.34	1.01	0.79	1.05	0.27
P ₂ O ₅	0.08	0.19	0.13	0.16	0.10
H ₂ O+	0.36	1.19	0.77	0.71	0.68
H ₂ O-	1.01	0.89	0.20	1.36	0.78
Total	100.29	100.50	99.33	100.89	100.51

- (1) かんらん石両輝石玄武岩 (柴田町館山)
- (2) 普通輝石しそ輝石安山岩 (P) (名取市川内)
- (3) 普通輝石しそ輝石安山岩 (H) (岩沼市上河原)
- (4) 普通角閃石安山岩 (岩沼市猪倉山)
- (5) かんらん石普通輝石玄武岩 (丸森町佐野)

P: ピジオン輝石質岩系 H: しそ輝石質岩系

化石 まだ発見されていない.

地質構造 ほとんど水平に分布しているが, 槻木層と同じく, 割山隆起帯や, 柴田町の馬場付近を南北にはしる構造線の付近では, 地層の傾斜は30~50°を示している.

対 比 本層は生出（1961）の高館層と同じ内容であり、半沢ほか（1953）の高館安山岩、藤田ほか（1960）の高館累層の上部層とも内容的には同じである。本層は、岩沼図幅地域からはずれた、すぐ北どりの仙台図幅地域の南西部付近で観察できるのであるが、*Lepidocyclina* をふくむ茂庭層に不整合におうわれている。茂庭層が前期中新世から中期中新世にかけての地層——台島期～西黒沢湖——であり、かつ槻木層から台島フローラに属する植物化石を産出していることなどから、本層は台島期のものと、思われる。

II. 4. 3 山 入 層（柴田豊吉命名（1974, M.S.））

模式地 宮城県亶理郡亶理町逢隈上郡若宮の大森山採石場跡。

層序関係 先新第三紀の割山層や花崗岩類、ならびに、中新世の高館層を不整合におおっている。

分 布 阿武隈川右岸の田沢西方の小丘陵地、烏鳥屋山からすと やの東方、亶理町の逢隈付近、同町若宮付近、また、同町の神宮寺北方から鹿島付近にかけての一带に分布する。本層の分布についてはすべて柴田豊吉の教示による。

層 厚 約 80m を示している。

層 相 最下部には高館層に由来する玄武岩や安山岩の、巨礫～小礫からなる基底礫層が発達する。下部から上部にかけて、礫質凝灰質砂岩・石英安山岩質凝灰岩・砂質凝灰岩・細粒凝灰岩、斜交葉層を示す軽石質凝灰岩・凝灰質細粒砂岩・凝灰質泥岩などからなっている。

化 石 最下部の安山岩などの礫には穿孔貝の巢穴がよく発達している。ほかに柴田豊吉によって、亶理町上郡の山入、同町鹿島付近などから *Chlamys miyatokoensis matsumori* (NOMURA and HATAI), *Chlamys* sp. *Lima goliath* (SOWERBY), *Miyagipecten matsumoriensis* MASUDA などの貝化石、さんご化石の *Flabellum* sp. や、わんそく貝の化石が採集されている。

地質構造 東に向って、50～30°の等斜構造を示している。

対 比 高館層と不整合関係にあることから茂庭層あるいはそれより上位の地層のどれかに対比されるが、化石種からして、仙台市西方の後期中新世の綱木層に対比しておく。

II. 4. 4 竜の口層

模式地 本来の模式地は仙台市西部にあるが、本地域では岩沼市北長谷付近によく発達している。ただし、本層には、鮮新統最下位の亀岡層に相当する地層をふくめてある。

層序関係 先新第三系からすと やの割山層や花崗岩類、ならびに、高館層を不整合におおっている。

分 布 割山隆起帯の東側で、南北方向に帯状分布をする。ただし、ここでのべる竜の口層は、岩沼図幅地域内に分布するものに限っている。

層 厚 約 15～30m を示している。

層 相 阿武隈川を境にして、北部と南部とでは層相にちがいがみられる。すなわち、北部では、全体的に細粒質岩を主とし、細粒砂岩やシルト岩から構成されているが、南部では、主として中粒砂岩からなり、これにシルト岩が挟在し、また、砂岩は軽石や石英粒を多くふくみ、全体としてより凝灰質となっている。また、北部では、平行葉層の発達する部分もあるが、一般には塊状を呈するのに反して、



第10図 互理町吉田付近の竜の口層（下部がシルト岩，上部が砂岩）

南部では、斜交ラミナがよく発達している。しかし、北部でも南部でも、ともに、その基底部に1～5 mの厚さの礫岩が発達すること、基底面から数 m 上位にうすくて連続性に乏しい2～3枚の亜炭層をはさんでいることや、多くの貝化石をふくむことや、基底部が撓曲を示し、その傾斜が急激に変化していることなどにおいて共通した特徴がある。

化石 これまでに、名取市小豆島、同市笠島の南方、および岩沼市北長谷などから第3表のような貝化石が見出されている。

第3表 竜の口層産出貝類化石表
Fossil shells from the Tatsunokuchi Formation

- Acila insignis* (GOULD)
Anadara cfr. *amicura* (YOKOYAMA)
A. tatsunokutiensis (NOMURA & HATAI)
A. subcrenata LISCHKE
Chlamys sp.
Fortipecten takahashii YOKOYAMA
Lucinoma acutilineatum CONRAD
Fulvia muticum (REEVE)
Clinocardium bulowi (ROLLE)
C. pseudofostosum (NOMURA)

C. cfr. gorokuensis NOMURA

Cerastoderma sp.

Pital sp.

Dosinia japonica (REEVE)

D. tatunokutiensis NOMURA

Cyclina sinensis GMELIN

Tellina sendaica NOMURA

Macoma tokyoensis MAKIYAMA

M. sp.

Panope japonica (A. ADAMS)

Mya arenaria LINNAEUS

地質構造 基底部は、一般に10~30°東方に傾斜し、一種の撓曲構造を示しているが、全体としてはほとんど水平を示している。

対比 本層の大部分がその模式地まで連続すること、模式地の地層の層相や化石が互に類似することなどからその大部分が、模式地の竜の口層と一連の地層であることは明らかである。ただし、基底付近の、亜炭層をはさむ礫質の部分は、仙台市西部にその模式地を指定されている亀岡層に対比することができる。しかし、ここでは、この部分は竜の口層と分離することがむずかしいので、竜の口層にふくめておいた。竜の口層から産出する化石動物群は、東北表日本一帯において、前期鮮新世を示す標準的なものであり、竜の口化石動物群として有名である。

II. 4. 5 向山層

模式地 仙台市向山付近であるが、本地域では、宮城県名取市小豆島付近によく発達している。

層序関係 下位の竜の口層に対して、平行不整合の関係にある。

分布 名取市の小豆島周辺と、岩沼市西部の低い丘陵地帯にだけ分布している。

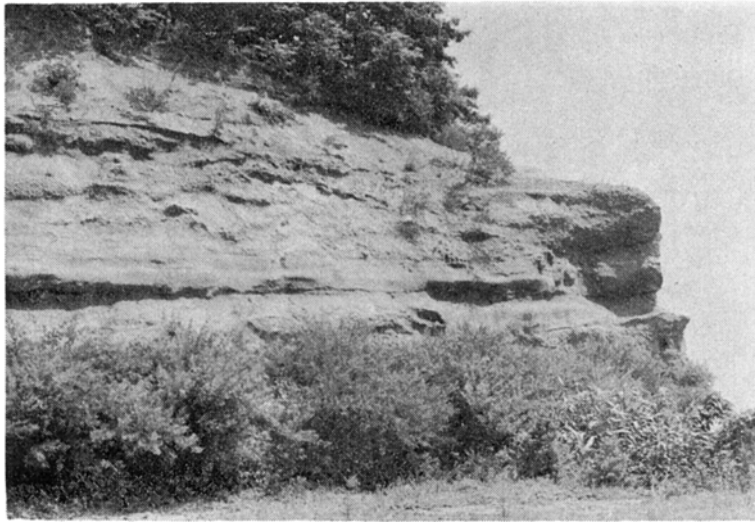
層厚 全体で5~10m ほどを示す。

層相 下部層は砂礫質で、斜交葉層がよく発達しており、1~2枚のうすい亜炭層をはさんでいる。中部層は一般に広瀬川凝灰岩とよばれているもので流紋岩質の粗粒軽石を主とし、塊状、無層理でいわゆる軽石流堆積物である。上部層は、軽石質凝灰岩・砂岩・シルト岩などの互層からなる。

化石 まだ発見されていない。

地質構造 地層はほとんど水平を示している。

対比 本層はかつて、下位から北山層・広瀬川凝灰岩層・八木山層と命名されていたが、最近、一括されたものである。これらの地層は、仙台市西部の模式地の地層とそのままよく連続関係にあるので、対比上の問題はない。さきの竜の口層とともに、東北表日本における鮮新統の標準層序となっているが、竜の口層や亀岡層は鮮新統の下部仙台層群、本層は鮮新統の上部仙台層群とされている。



第11図 向山層下部の粗粒砂岩と凝灰質砂岩の互層（岩沼市新田）

Ⅱ. 5 第四系

Ⅱ. 5. 1 台の原段丘礫層

模式地 仙台市西部が模式地であるが、この地域では名取市小豆島によく発達している。

層序関係 竜の口層以上の鮮新統に不整合にのっている。

分布 名取市小豆島付近の低平な丘陵面に発達する段丘面を構成する。

層厚 1～3mである。

層相 直径数cmから10数cmの円礫ないしは亜円礫からなり、礫種はほとんどが高館層を構成している安山岩と玄武岩である。

化石 採集されていない。

対比 仙台市周辺に発達する台の原段丘に対比される。この段丘は、関東地方の下末吉段丘に対比できるとされている（中川ほか，1960）。

Ⅱ. 5. 2 愛島火山灰層

模式地 名取市の塩手付近である。

層序関係 台の原段丘礫層を整合関係でおうっている。

分布 名取市の小豆島付近の台の原段丘面にかぎらず、本地域の山地・丘陵地のほとんど全域にわたって広く発達している。このようなこともあって、本層の分布は、地質図には表現しなかった。

この火山灰層を、本図幅地域の西側の白石図幅地域内の村田盆地まで追跡すると、そこで急に姿をけし、さらにその西方の円田盆地やそのまわりの丘陵地一帯にかけても全く姿を見ない。この火山灰層の



第12図 愛島火山灰層（名取市塩手）

噴出源として求められる那須火山帯に属する近接の火山体のまわりには、時代的・岩相的にみて、これに相当する火山灰層は、今のところ、どこにも発見されていない。ともかく、愛島火山灰層のこのような異常とも思われる分布をもたらした原因、つまり、この火山灰がどこの火山から噴出したかということは、今のところ全く不明である。

層厚 一般に、層厚は西方に向って増大する傾向を示している。同時に、山地の内部に発達する盆地のなかでとくに厚い傾向がある。たとえば、村田町の菅生盆地内では、最も厚いところで7mにも達しているが、ふつうは1～5mである。

層相 本層の岩質は、粒径が1～数cmの円形ないし卵形の軽石からなり、一般に黄白色を示している。軽石は石英の斑晶のほか、有色鉱物として普通角閃石を多量に含んでいる。なお、前記のように、内陸の盆地における、本層の厚い部分では、火山灰層は砂質を示し、淘汰作用をうけて、弱いラミナが発達している。これは明らかに、それが水中堆積物であることを示している。

対比 本層はこの地域のみならず仙台市付近にまで広く分布し、軽石質の部分だけではなく、変質して茶褐色のいわゆるロームとよばれる産状を呈する部分もあり、このようなことから、台の原段丘はいわゆる更新世中期の下末吉期を示すといわれている。

Ⅱ. 5. 3 沖積層

本地域の東半部をしめる平野部には、沖積世の主として海成堆積物が厚く発達していることが、多くのボーリング資料によって確かめられている。これらの資料によれば、層相は主に礫・砂・粘土などからなり、いくつかの層準に、海棲の貝化石がふくまれている。平均層厚は数10mであるが、阿武隈川の川口周辺では100mにも達する（長谷，1967）。

いま、長谷（1967）の資料にしたがって、阿武隈川口周辺の埋没谷に発達する沖積層の層序について

のべるなら、つぎのとおりである。

上部砂・粘土層	(層厚 20m)
上部砂層	(層厚 22m)
中部粘土層	(層厚 30m-)
下部砂礫層	(層厚 30m+)

下部砂礫層の下限は確かめられてはいないが、およそ-80m 以深と考えられている。暗灰色の中礫から成り、2枚の炭質粘土をはさむ。上部に発達する厚さ2mの中粒ないし細粒砂層から貝化石が産出する。

中部粘土層は深度-51m から-22m のあいだに発達し、均質な粘土によって構成され、貝化石を含む。この粘土層は、阿武隈川に沿って角田盆地まで追跡することができる。

上部砂層は、その下限が川口地点で-22m の深度に位置し、下部は *Chalamys*, *Glycymeris*, *Spondylus*, *Anomia*, *Ostrea*, *Neptunea*, *Terebra*, *Acmaea* などに属する多種類の動物化石をふくんでいる。

上部砂・粘土層は浜堤間湿地堆積物、後背湿地堆積物、自然堤防構成物などを含み、シルト・粘土・砂・PEATなどによって構成されている。本層は海岸付近で薄く、内陸部ほど厚くなる。角田盆地内で、最も厚いところでは20mに達する。

II. 6 地質構造

この地域に発達する主な地質構造としては、断層と撓曲とがある。

II. 6. 1 断層

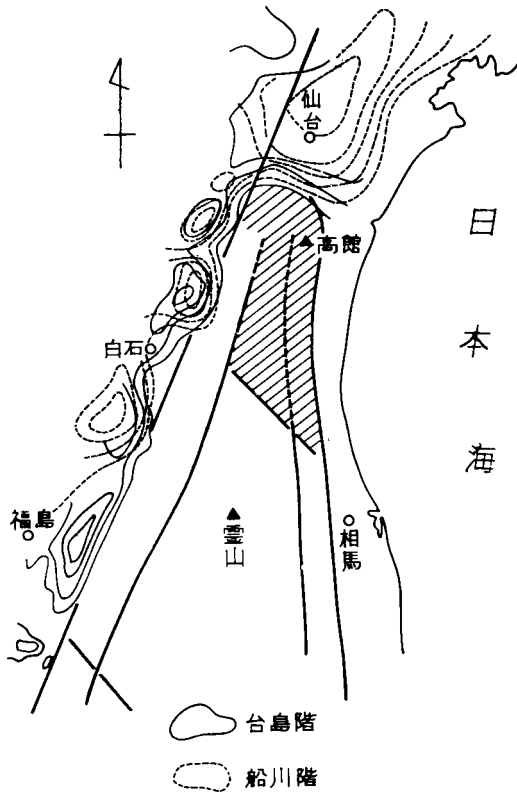
この地域の断層として、顕著なものが、二カ所に分布している。

一つは、阿武隈川以南の割山隆起帯にそって発達している断層群である。この付近の断層は、割山層と圧砕花崗岩との間の南北性のものを主としている。この断層の性格は明らかではないが高名である。また、同じ方向の断層は、割山層内や、一部、割山層と槻木層間にも発達しているが、あまり、連続しているとは思われない。一部には、東側の割山層が西側の槻木層に高角の衝上を示している場合がある。しかしこれらは地質図上に表現できなかった。これらの断層は、すべて、かなり古い年代に発生した割山隆起帯の破碎構造と関係して発生したものとみられる。

もう一つは、名取市の菅生東方の南北性で東おちの正断層や、柴田町の馬場付近から柴田町の柏石付近にわたる南北にはる東おちの正断層などがそれである。これらの断層は、槻木層の基盤岩に発達している古い断層のあらわれではないかと推定される。

下部中新統の槻木層と高館層とが基盤の割山層や花崗岩類に対し特殊な不整合関係を示し、中新統が陥没盆地内に形成されたことについて、前にかんたんにふれた。これらの特殊な不整合のいみずることについて検討してみよう。

まず、柴田町山上付近の基盤の花崗岩体と槻木層や高館層との間の不整合の境は、地質図でみると、



第13図 台島～船川階の堆積盆の分布図(藤田至則, 1960; 八島・生出, 1966) 実線、破線は構造線, 斜線部が岩沼～角田地区の中新世前期の陥没的堆積盆地

明瞭な直線を示している。また、柴田町上川名付近の割山層や圧砕花崗岩などの基盤岩類と槻木層や高館層との関係、あるいは阿武隈川以南の割山層と槻木層との不整合の境界も、地質図上で直線を示している。また、このように不整合面が、地図上では直線状を呈するという事は、それが高傾斜を示していることをいみしている。一方、地質図でもわかるように、槻木層や高館層がこの不整合面に対して、アバットしていることもわかる。したがって、堆積盆地の周辺には、切り立った崖が存在し、中新統はそれらにアバットして、堆積盆地を埋めたことを意味している。そして、この切り立った崖、つまり、高角の不整合面というのは、おそらく、断層崖と推定できるのである。なぜならば、割山隆起帯付近における地質図上で直線を示す不整合の方向は、すべて割山隆起帯に発達する南北方向の断層と同じ方向を示している。すなわち、さきの崖は、前期中新世の割山隆起帯に発生した断層崖と考えられるのである。以上を要約すれば、本地域の下部中新統は陥没盆地の地層ということになる。

割山隆起帯の割山層や花崗岩がいずれも細かく破碎しており、しかも、これらの破碎岩は、下部中新統に不整合におうわれている。したがって、この破碎構造は、前期中新世より前の時代に形成されたものである。さらに、この破碎された岩石は、鉱物粒子にまで変形が及んでいることについては前にのべた。したがって、上記の破碎構造は、一定の封圧条件下で形成されたこと、つまり、それが地下で進行したことをいみしている。花崗岩類の章でものべたように、この圧砕作用の進行した年代は、あきらかにされておらず、一つには、前期中新世以前、白亜紀以後という考え方と、古生代という考えの二つが知られている。

II. 6. 2 撓曲

すでに、地質概説の項でふれたように、割山隆起帯は、鮮新世ないしはそれ以後に生じたと思われる撓曲軸と密接な関係がある。すなわち、下部鮮新統の竜の口層は、この隆起帯の部分において、その傾斜が急につよくなり、かつ、層厚も急にうすくなっている。これは鮮新世に割山隆起帯が隆起したため

にあらわれた撓曲構造であることが指摘されている（生出，1955）。また，割山隆起帯の西方の，柴田町馬場付近を南北にはしる槻木層や，高館層内の撓曲や断層の発生時期は不明であるが，中新世以後のさきの撓曲と同じ時代に形成されたものとみられる。

柴田町馬場北方には，南北方向の軸をもつ撓曲構造が，槻木層・高館層内に発達している。この構造は，その南方で断層に移行している。

また，角田市江尻の東方から，割山の西方の槻木層には，北西南西方向の軸をもつ，ゆるい撓曲構造——盆地構造といってもよい——がみられる。この方向は，柴田町・村田町付近にみられる基盤岩の示す方向と一致しているので，おそらく，これらを結んだ方向に，槻木層堆積期に，基盤岩類の高まりがあったことをいみするものではないかと推定される。

Ⅲ. 応用地質

Ⅲ. 1 珪砂

亘理町付近に分布する竜の口層には，レンズ状・または・層状に・多量の珪砂層が挟在している。かつては，稼行対象とされていたのであるが，軽石を起源とするとみられる天然ガラスが多量にまじっていて，珪砂としての品位が低められているとの理由で，現在は採掘されていない。

Ⅲ. 2 砕石および石材

最近の土木・建築事業の拡大ともなって，コンクリートの骨材や舗装用の材料として，砕石に対す



第14図 岩沼市南長谷付近における高館層の安山岩溶岩の砕石場

る需要は年々増大の一途をたどりつつある。それにともなって、この地域の砕石事業は日を追って拡張されつつある。毎日、この地域の砕石場から数 100 トンから、1,000 トンをこえる砕石が搬出されている。とくに、東北新幹線・東北縦貫高速道路の工事に要する莫大な砕石需要に対して、この地域の砕石は大きな役割を果たしている。このような背景として、この地域における高館層の分布する範囲のほとんど大部分は、砕石の採掘権でしめつくされている。対象となっている岩石は、すべて高館層を構成している玄武岩と安山岩の熔岩流である。現在、稼行されている砕石地は、岩沼市南長谷地内の 2 カ所と、岩沼市上河原地内の 4 カ所である。南長谷の砕石場は、この地域で最も古く、すでに 20 年以上も採掘が続けられている。

槻木層の中部層、すなわち、槻木凝灰岩層を構成する軽石質凝灰岩は、「槻木石」とか「富沢石」とかよばれて、古くから建築用の角材として用いられてきた。同じ宮城県内から産出する「秋保石」や、栃木県産の「大谷石」などに比べると、やや軟質で外観も悪いが、現在でも、柴田町赤柴地区の 2 カ所で、農家の副業として採掘が続けられている。

文 献

- 阿部智彦・青木誠一郎 (1969) : 東北日本の新第三紀塩基性火山岩類の岩石学, 2, 高館高アルミナ玄武岩, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 62, no. 3, p. 177-190
- 藤田至則 (1960) : 東北日本におけるグリーンタフ地向斜の古地理的・造構史の変遷に関する法則性, 地球科学, no. 50-51, p. 22-35
- ・木野崎せつ子 (1960) : 槻木層の検討—阿武隈山地北縁の第三系 (その6). 地質学雑誌, vol. 66, no. 776, p. 297-04
- HANZAWA, S., HATAI, K., IWAI, J., KITAMURA, N. and SHIBATA, T. (1953) : The Geology of Sendai and its Environs. *Sci., Rep. Tohoku Univ.*, Ser. II, no. 25, p. 1-50
- 長谷弘太郎 (1967) : 宮城県沖積平野の地質学的研究. 東北大地質古生物学教室研究報告, no. 64, p. 1-45
- 加藤盤雄 (1949) : 岩石の磁方位による地質現象の二, 三の解析に就いて (1), 宮城県槻木付近の凝灰岩層について, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 33, no. 1, p. 27-33
- 国土地理院 (1973) : 土地条件図 25000 分の 1 「岩沼」
- 中川久夫・小川貞子・鈴木養身 (1960) : 仙台付近の第四系および地形 (1). 第四紀研究, vol. 1, no. 6, p. 219-227
- (1961) : 東北日本南部太平洋沿岸地方の段丘群・地質学雑誌, vol. 67, no. 785, p. 66-78
- 生田慶司 (1955) : 鉤取—奥武士線の意義について. 地球科学, no. 25
- (1961) : 青葉山層の成因についての一つの考察. 新生代の研究, no. 33, p. 7-11
- (1961) : 仙台周辺の新第三紀火山活動の研究 (I)——高館層について. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 45, no. 4, p. 149-154
- 地学団体研究会仙台支部編 (1974) : 仙台の地学, p. 1-152, 東北教育図書 K. K.
- TSUBOI, C., JITSUKAWA, M. and TAJIMA, H. (1956) : Gravity survey along the lines of precise levels throughout Japan by means of a modern Gravimeter. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 36, p. 237-265
- YABE, H. (1950) : Three alleged occurrences of *Stegolophodon latidens* (CLIFT) in Japan.

Proc. Imp. Acad. Tokyo, vol. 26, no. 9, p. 61-65

八島隆一・生出慶司（1966）：東北表日本における中新世初期の火山作用と変質作用，地団研專報，
no. 12, p. 103-111

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Akita (6) No. 108

GEOLOGY OF THE IWANUMA DISTRICT

By
Keiji OIDE & Yukinori FUJITA

(Written in 1974)

(Abstract)

GEOLOGY

This district is located in the central part of Northeast Japan, and occupies the northern margin of the Abukuma highlands. Table 1 shows the stratigraphical sequence of this area

PRE-NEOGENE

Wariyama Formation

The Wariyama Formation is distributed in the "Wariyama uplift zone" along the Futaba fault, and mainly composed of sandstone, slate, limestone, graphite schist and green schist. This formation is strongly crushed, and so weakly metamorphosed as to produce the low grade crystalline schists. The age of this formation is unknown up to now.

NEOGENE

MIOCENE

Tsukinoki Formation

The Tsukinoki Formation abuts against the pre-Neogene granitoids or Wariyama Formation. This formation can be divided into three members (upper, middle and lower) in the Iwanuma district and four member (uppermost, upper, middle and lower) in the Kakuda district. It is mainly composed of conglomerate, sandstone, mudstone, tuff and lignite. Many marine fauna are found from this formation. On the other hand, this formation contains "Daijima flora", representing the early Miocene flora in Japan.

Takadate Formation

The Takadate Formation covers Tsukinoki Formation conformably and abuts against the pre-Neogene granitoids or Wariyama Formation. It is composed of volcanic complex, having the basaltic and andesitic characters. The age of this formation must be lower Miocene, for it is covered unconformably with Moniwa Formation containing *Lepidocyclina*, and covers Tsukinoki Formation conformably.

Yamairi Formation

The Yamairi Formation covers Wariyama Formation unconformably in the northern area of Watari town. It is composed of conglomerate, sandstone, siltstone, pumiceous tuff and andesitic volcanic breccia. Many molluscan fossils representing late Miocene occur in this formation.

PLIOCENE

Tatsunokuchi Formation

The Tatsunokuchi Formation is distributed on the eastern side only of the Wariyama uplift zone, and overlaps unconformably the pre-Neogene series constituting the latter. It is composed of conglomerate, sandstone, siltstone and lignite. This formation contains many leading fossils of marine mollusc, representing early Pliocene in the outer zone of northeastern Japan.

Mukaiyama Formation

The lower part is composed of sandstone, conglomerate and lignite, the middle part—pumiceous tuff, and the upper—pumiceous tuff, siltstone and lignite. The age of these formations is late Pliocene.

QUATERNARY

Dainohara Terrace Gravel Bed

The terrace gravel bed is distributed in the northernmost parts of Iwanuma district. This terrace is correlative to the Dainohara terrace of Sendai area, and the Shimosueyoshi terrace of Kanto district.

Sand and Gravel Bede of Alluvial Fan

The sand and gravel beds deposited under condition of alluvial fan are distributed in the southeastern parts of Kakuda district. The surface topography of the beds may be referred to the Kamimachi terrace of Sendai area, and must be correlative to the Musashino terrace of Kanto district.

Medeshima Loam

The Medeshima loam is distributed on the surface of hills in the northwestern parts of Iwanuma district. It covers the above-mentioned terrace gravels conformably in the environs of Azukishima, Natori city. This loam is 1-8 m thick, and composed of yellowish pumice. The Medeshima loam can be correlated to the Shimosueyoshi loam.

IGNEOUS ROCKS

GRANITOIDS

Granite

The large bodies of biotite granite occupying the extensive areas are distributed in the Abukuma highlands. These rocks occur in the western part of Iwanuma district, taking a isolated narrow place. This rock body is surrounded by the Neogene sediments.

CRASHED GRANITE

The crashed granites are distributed in the Wariyama uplift zone, extending with N-S trend on the central part of this district.

ECONOMIC GEOLOGY

CRASHED STONE

Andesite and basalt lava of the Takadate Formation are quarried at some places as road metal and for local demand.

BUILDING STONE

The Tsukinoki pumice tuff is quarried at Akashiba district in Shibata-machi, Miyagi Prefecture.

Table 1. Summary of the Stratigraphic Sequences in the Iwanuma district

ERA		DISTRICT		WESTERN PART	EASTERN PART		
QUATERNARY	RECENT				ALLUVIUM		
	PLEISTOCENE				MEDESHIMA LOAM (1~8m)		
					DAINOHARA TERRECE DEPOSITS		
					MUKAIYAMA FORMATION (5~10m)		
					TATSUNOKUCHI FORMATION (15~30m)		
					YAMAIRI FORMATION (80m)		
NEOGENE	PLIOCENE						
	MIOCENE	LATE					
		MIDDLE					
EARLY			TAKADATE FORMATION (150~230m)				
	TSUKINOKI FORMATION			UPPER SANDSTONE and SILTSTONE MEMBER (60m)			
				MIDDLE TUFF MEMBER (20m)			
		LOWER SANDSTONE and SILTSTONE M. (150m)					
PRE NEOGENE			GRANITE	WARIYAMA FORMATION	CRASHED GRANITE		

昭和 50 年 7 月 12 日 印刷

昭和 50 年 7 月 19 日 発行

工業技術院地質調査所

神奈川県川崎市高津区久本 135

印刷者 木村正義

印刷所 創文印刷

© 1975 Geological Survey of Japan