

550.85(084.32)(524)[1:50,000](083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

札幌(4)第93号

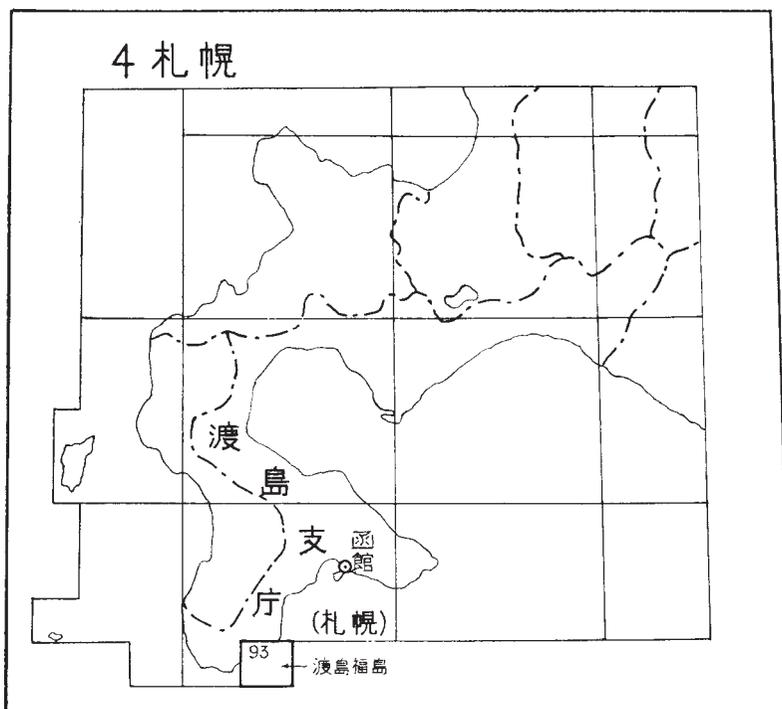
渡島福島地域の地質

山口 昇一

昭和52年

地 質 調 査 所

位 置 図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	2
III. 新第三系	5
III. 1 訓縫層群	5
III. 2 桧山層群	7
III. 2. 1 木古内層	8
III. 2. 2 厚沢部層	9
札苅部層	11
佐助沢部層	11
III. 2. 3 館 層	13
III. 3 知内火山岩類	15
浦和石英安山岩	17
輝石安山岩溶岩	18
安山岩質火山角礫岩	18
III. 4 溶岩円頂丘および岩脈	19
IV. 第 四 系	21
IV. 1 海岸段丘堆積物	22
IV. 2 沖積層	22
V. 地質構造	22
VI. 応用地質	23
文 献	23
Abstract	26

渡島福島地域の地質

山口 昇一*

本地域の野外調査は、昭和38年に行われた。さらにその後7年に亘つて、隣接する知内地域および大千軒岳地域の調査研究を実施し、それらの結果を参考としながら、室内研究を行いとりまとめたものである。

本地域は、世紀の大事業といわれる青函海底トンネルの北海道側基地に近く、海峡部および陸上部において、詳細な地質調査が行われ、その一部は既に鉄道建設公団などによって公表されている(伊崎, 1962; ほか)。本調査研究を進めるに当たり、同公団からは未公表資料の閲覧を始め、多大の御教示をいただき、かつ海底地質図の一部の引用に便宜をえた。ここに明記し深甚なる謝意を表す。

またこの調査研究を進めるに当たり、有孔虫化石の同定は石田正夫技官、また、火山岩類のまとめには沢村孝之助技官の協力を受けた。なお薄片作成は谷津良太郎技官ほかに、製図の一部は熊谷なな子技官によって行われた。

さらに松野久也技官からは、空中写真による波食台の地質構造解析についてご教示を受けた。秦 光男・石田正夫の両技官からは、野外および室内での取りまとめで多くの助言とご教示をいただいた。また現地調査に当っては、福島町役場から種々の便宜を受けた。ここに上記の方々に厚くお礼申し上げる。

I. 地 形

渡島福島地域は、北海道西南部松前半島の南部に位置し、津軽海峡をへだてて、本州津軽半島を望むことができる。本地域は、沖積平野が少なく、福島川流域を除いてほとんどが山地からなっている。山地は海岸線までせまり、海岸低地の発達が悪い。とくに地域東部の浦和以東では、知内火山岩類が、海岸近くまで分布するため、急峻な地形を呈し、しばしば海岸に向かって急崖をなしている。山地は、標高約100~120m以下の新第三系堆積岩類の分布する、緩やかな丘陵性の地貌を呈する地域と、知内火山岩類の溶岩や溶岩円頂丘からなる急峻な地形を呈する地域とに2分される。前者は浦和断層以西の地域で、溶岩円頂丘と考えられる丸山(307.5m)を除くと、標高100m前後の稜線高度を示す低い山地からなる。稜線および谷の刻みが、地質構造を反映して、ほぼ走向方向に並行するものと、これにほぼ直角な傾斜方向に並行するものが卓越し、かつ全体としてケスタ地形を呈するところが多い。後者の火山岩類分布地域は、標高300~400mに達する、円錐形の突出した山体が特徴的にみられ、特異な景観を呈する。このような地形は、地域的にほぼ限られ、浦和北方から、知内地域の茂山川流域にかけての、ほぼ20~30km²のなかに、数か所にのぼる突出した山体が存在する。これらはいずれも輝石安山岩あるいは角閃石石英安山岩の、岩脈あるいは溶岩円頂丘からなっており、地質条件と密接に関係している。

海岸線は、福島川河口付近では砂浜を形成しているが、浦和以東では地質を反映して、砂浜がなく岩

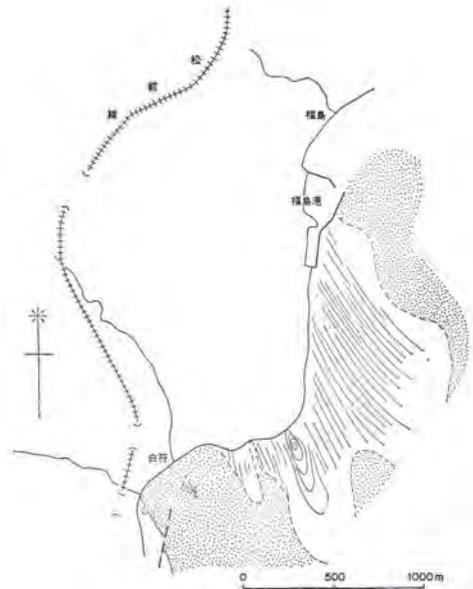
* 地質調査所北海道支所



第1図 溶岩円頂丘からなる地形（浦和北方）



第2図 空中写真により判読できる波食台にみられる地質構造（日向海岸）



第3図 空中写真による波食台の地質構造解析（日向海岸）

石海岸からなっている。浦和以西の堆積岩類の分布する地域では、出入りの少ない単調な海岸線で、波食台が良く発達している。このような波食台の発達する地域では、空中写真によって容易に地質構造を知ることができる（第2、3図参照）。

本地域の河川は、福島川を除くと、いずれも延長5km以下の短い河川で、沖積低地がほとんど発達しない。浦和以東地域では、流路延長に対し比高が500mもあって、河川勾配が著しく急で、平均1000分の200から1000分の350程度の値を示している。したがってこれらの河川では滝が多く、踏査するのが極めて困難である。

段丘地形の発達が悪く、明瞭な平坦面を残すものとしては、日向の海岸に沿って、標高20mの海岸段丘面がみられるほか、^{しおがま}塩釜—浦和間の海岸沿いに標高約20mと60mの2段の平坦面が認められるにすぎない。また新第三系堆積岩類の分布地域には、標高約100mの稜線が発達し、遠望すると一連のスカイ

ラインを示している。開析が甚だしく、平坦面や堆積物が認められないが、かつて平坦面を形成していたことがうかがわれる。このほか浦和付近および日の出付近には、急峻な山地の山麓に、崖錐からなる小規模な山麓緩斜面が認められる。

II. 地質概説

本地域を含む渡島半島南部は、いわゆる東北日本内帯グリンタフ地域の北方延長部にあたる。古生代後期から中生代前期の堆積岩類と、これに進入する深成岩類を基盤として、白亜紀・古第三紀の地層が欠いて、新第三紀以降の活発な火山活動と、堆積作用によってもたらされた新第三系が発達している。本地域周辺は、グリンタフ地域に共通した地質条件を最も良くそなえた、西北海道における模式地の一つである。基盤の古期岩類は、松前層群および上礫層群^{かみいそ}と呼ばれる地向斜性の厚い堆積岩からなり、隆起地塊として存在している。新第三系は、上述の古期岩類からなる隆起地塊の間を埋めるように発達する。中新世初期は、陸域での火山活動が活発で、僅かな陸成の正常堆積岩を伴うほかは、溶結凝灰岩を含む火山噴出岩類を主体としている。中期以降は、一時的な火山活動の休止と、堆積盆への海進が始まり、正常堆積岩とともに海底火山活動に由来する噴出岩類が発達する。初期および中期の火山噴出岩類は、全般に変質作用を受けて緑色化し、いわゆる“グリンタフ相”となっている。中新世後期に入ると、火山活動が衰え、海進が一層進んで堆積盆が拡大されると同時に、局地的な隆起沈降運動が起って、泥質岩を主体とする厚い桧山層群の堆積がおこなわれた¹⁾。桧山層群堆積後一旦海がしりぞいて陸化し、削剝作用がおこなわれた。鮮新世に入ると、再び小規模な海進が始まり、かつ局地的な火山活動が活発となって、浅海性堆積物と、火山噴出岩類を堆積している。

本地域は地質構造的にみて、中新世後期における堆積盆の局地的沈降域と非沈降域の境界付近に位置し、かつ鮮新世に入って火山活動が活発におこなわれた地域である。

本地域ならびに周辺地域を含めた地質層序と地層の分布および地質構造の概略は、第4図（地質総括図）および第5図（地質図）に示すとおりである。

基盤の松前層群は、橋本（1958）によって提唱され、吉田・青木（1972）によって再定義された地層である。地域内に露出せず、地域西方の松前ならびに大千軒岳地域に分布する。橋本は、渡島半島の新第三系の基盤として発達する堆積岩類を総称して松前層群と呼んだが、近年、大千軒岳地域を始め、上礫・亀田半島地域から、紡錘虫・珊瑚・コノドント化石などの古生物学的資料が多数得られ、地質時代が次第に明らかとなってきた（湊・国府谷，1963；MINATO and ROWETT, 1967；吉田・山口，1967；坂上ほか，1969；吉田・垣見，1970；吉田・青木，1972）。吉田・青木はこれらの資料をもとに、渡島半島南部の松前層群の再検討をおこなった。それによると従来からの松前層群は、石炭紀後期の化石を産する江差一大千軒岳地域と、中生代前期を指示する化石を産する上礫—亀田半島地域とに2分され、前者のみを松前層群とし、後者の上礫石灰岩および戸井層を区別すべきことを提唱した。さらに地質構造的に、再定義した松前層群が東北日本の北部北上帯、また後者が岩泉帯のそれぞれ延長に属するもの

1) 秦（1973b）はこの桧山層群の堆積盆の沈降部に対し、地域的に乙部堆積区・館堆積区・木古内堆積区の名称を与えた。本地域は木古内堆積区の南西縁に位置している。

であろうと述べている。なお石田ほか（1975）は上磯地域の基盤岩類に対し、あらたに上磯層群の名称を与えた。

新第三系は、松前層群を基盤として、その東側に、帯状に下位から福山層・吉岡層・訓縫層群、桧山層群に属する大安在川層・木古内層・厚沢部層・館層、鮮新世のイデス川層および知内火山岩類の順に累重分布する。このうち、福山層・吉岡層・桧山層群の大安在川層および鮮新世のイデス川層は本地域には分布しない。

福山層は、新第三系の最下位層で、基盤の松前層群を不整合におおって発達する。大部分が陸成の火山砕屑岩類からなるいわゆる“グリンタフ相”で占められている。

吉岡層は、福山層を不整合におおって発達する汽水～浅海成の堆積層で、泥質岩を主とし、台島型植物群や八尾・門の沢型化石動物群を産出する。

訓縫層群は、基底礫岩をもって下位の吉岡層を不整合におおっている。吉岡層堆積時に一時休止した火山活動が再び活発となり、正常堆積岩のほか、多量の火山噴出岩類を伴っている。訓縫層群分布地域の北部では、安山岩質の火山噴出岩を主とするが、南部では相対的に火山性物質が少く、泥質相が卓越している。本地域には、火山噴出物を主とする最上部が露出しているにすぎない。

桧山層群は、中新世中～後期の、広範囲に亘る海進によってもたらされた一連の海成堆積層で、下位から大安在川層・木古内層・厚沢部層および館層に4分される。

大安在川層は、訓縫層群以下の地層とともに基盤の松前層群までを不整合におおっている。主として礫岩・砂岩からなる粗粒堆積物で *Operculina complanata japonica* や *Patinopecten kimurai* など中期中新世を指示する化石を産している。

木古内層・厚沢部層・館層は、硬質頁岩・泥岩・珪藻質シルト岩など、主として泥質相からなる一連の地層で、連続性のある凝灰岩層を挟有する。木古内層～館層の堆積時には、堆積盆の差別的沈降運動がみられ、沈降部にあたる北方の知内地域では、2,000mにおよぶ厚層が発達するが、本地域は堆積盆の周縁部に当るため、総体的に堆積層が薄く1,000m余である。化石は全般的に少く、有孔虫化石、*Makiyama*が木古内層・厚沢部層に、また珪藻化石が館層に含まれるほか、貝化石が厚沢部層に僅かに含まれる。木古内層～館層は、道南標準層序の八雲層から黒松内層に対比される。

イデス川層は、館層を不整合におおって局地的に発達する。砂岩・礫岩など浅海性の堆積層で、北方知内地域に分布する。

知内火山岩類は、本地域から知内地域にかけて分布し、桧山層群を不整合におおひ、またイデス川層とは整合で、一部指交関係にある。桧山層群堆積時に穏やかであった火山活動が、イデス川層堆積時に再び活発となり、大量の石英安山岩や安山岩の溶岩・火山砕屑岩類を噴出堆積したものである。この時期の噴出物の産状には、溶岩円頂丘や岩脈状をなすものが多く認められる。

第四系は、日向海岸および塩釜海岸に発達する海岸段丘堆積物と、福島川沿いに発達する沖積層からなっている。

本地域は第5図に示されるように、地質構造的に、木古内堆積区（秦，1973b）の南西縁に位置し、湯の里複対斜の西翼部にあたる。地質構造の特徴として、桧山層群堆積後、イデス川層・知内火山岩類堆積前に顕著な構造運動が認められ、浦和東方では褶曲構造を示す桧山層群を、ほぼ水平に不整合関係

で、知内火山岩類がおおっている。主要断層構造は、塩釜断層および浦和断層で、その特徴は、いずれも東方から西方への、衝上断層の性格を有している。

なお海底地質については、表層堆積物（底質）を除外して、これにおおわれている第三系のみについて示した。第一表に陸上部の層序との対比をかかげるにとどめその説明は省略した。詳細については（佐々・伊崎, 1961; 伊崎, 1962; 佐々, 1969; 1972）ほかに詳しく報告されている。

Ⅲ. 新 第 三 系

本地域に分布する新第三系は、下位から、訓縫層群、桧山層群の木古内層・厚沢部層および館層と、知内火山岩類からなる。第1表に北海道西南部の標準層序と周辺地域との層序対比を示す。

Ⅲ. 1 訓 縫 層 群 (Kn)

命名 (再定義) 秦 光男・山口昇一 (1969)

本層群の名称は、長尾 (1932) が西北海道において、八雲層群の下位にあつて、緑色凝灰角礫岩や緑色凝灰岩を主体とする、新第三系下部層に対し与えた地層名である。その後長尾・佐々 (1933・1934) は北海道西南部の新生代層の総括のなかで、訓縫層群を上下に2分し、下部を福山統、上部を訓縫統とし、両者の関係が不整合関係にあることを報告した。その後一般に訓縫統は訓縫層群、あるいは訓縫層と呼ばれ、また福山統は福山層群あるいは福山層と呼ばれてきたが、訓縫層群の下部に発達する吉岡層の層位的位置について、福山層群の最上部層とする見解 (吉村, 1960; 秋葉ほか, 1966) や訓縫層群堆積初期の地層とする考えがあつた。近年松前半島地域の地域地質研究が進み、その結果、吉岡層と、従来訓縫層群に含まれていた *Miogipsina-Operculina* を産する上の国凝灰質砂岩層 (長尾・佐々, 1934) や大安在川層 (金谷・須鎗, 1951) が層序的および地質構造的に、それぞれ区別するものであることが明らかとなり、秦・山口 (1969) は、吉岡層と大安在川層に相当する部分を除いて、訓縫層群を再定義した。

模式地 本地域西方福島町^{しらふ}白符川流域および白符一松浦間の海岸

分 布 地域外北方知内川支流住川付近から、福島町白符一松浦海岸にかけて、南北方向の走向を示し、巾約1～5 km で東傾斜をなして分布している。本地域には最上部の一部が、白符付近に僅かに分布する。

層序関係 本地域には基底層が露出しないため関係がみられないが、隣接の松前・大千軒岳地域において、本層群の基底礫岩層が、下位の吉岡層および福山層を不整合におおっている。

岩 相 本層群は岩相の特徴から、下部の館崎層 (kn_{1~3}) と上部の宮歌層 (kn_{4~5}) に2分されている (吉村, 1960; 秦, 1973b)

本地域に分布するのは、宮歌層上部 (kn₅) の凝灰岩層である。

凝灰岩層は、淡緑灰色を呈する凝灰岩・凝灰質砂岩および角礫凝灰岩の互層からなり、しばしば黒色ガラス質の無斑晶質安山岩溶岩を挟有している。凝灰岩は流紋岩質で、細粒ガラス質のものと、粗粒で軽石質のものがある。ほとんどがガラスからなり、有色鉱物が認められないが、僅かに斜長石・石英

第1表 渡島福島地域周辺の新第三系層序と対比表

地域 時代	松前半島 秦・山口(1974) 秦・山口・石田, 1969 を一部加筆訂正	渡島福島・知内函幅 山口(1976)	北海道西南部 長尾・佐々(1934)	福島地域 吉村(1960)	福島海域 伊崎(1962)および 鉄道建設公団(1972)	函館函幅 三谷・小山内ほか (1965)	館函幅 石田・垣見・平山・秦 (1975)	
新 第三 紀	鮮 新 世	知内火山岩類 鵜 層	知内火山岩類 イデス川層	瀨棚統	安山岩	富川層	鵜 層	
	中 新 世	後期	須賀部層 館 層 糠野部層 四隅沢部層	館 層	濁川噴出物	黒松内層	寒川火山噴出物	安野呂火山砕屑岩類
		山 層 群	厚沢部層 佐助沢部層 札苅部層	厚沢部層 佐助沢部層 砂質シルト岩層 泥岩・砂質シルト岩 五層 札苅部層	黒松内統		黒松内層	
			江差層	木古内層	八雲統	八雲層	戸田川層	木古内層
			大安在川層	大安在川層	訓縫層群	訓縫統	訓縫層 Kn 5 Kn 4 Kn 3 Kn 2 Kn 1	大安在川層
			宮歌部層	吉岡層	吉岡層	福山層群		福山層
			館崎部層	湯の岱層	福山層	松浦層		明神崎層
			福岡層	福山層	福山層	福山層		
			前期	福山層	福山層	福山層	福山層	福山層

を含んでいる。

角礫凝灰岩は、帯緑淡青灰色を呈し、径1~2cmの軽石・流紋岩・安山岩などの角礫を主とするが、まれに径15cmにも達するものを含むことがある。

安山岩溶岩は、普通輝石安山岩で、白符川河口左岸神社付近に露出する。塊状を呈し、節理のあまり発達しない溶岩で、しばしば非晶質珪酸が、細脈あるいは空隙を埋めて形成されている。灰黒色ガラス質のやや多孔質な岩石で、一般に斑晶が少く、僅かに1mm前後の斜長石斑晶が認められる。

鏡下では、斑晶として、斜長石のほかまれに普通輝石・磁鉄鉱が認められる。斜長石は、普通0.5~1.0mmでまれに2.0mmに達するものもある。普通輝石は、1.0mm以下で、いずれも新鮮である。

石基は、ガラス・斜長石・輝石・鉄鉱からなり毛氈状組織を示す。

層 厚 本層群は白符川流域で約1,500mを有するが、本地域にはその最上部約100mが露出する。

化石 本地域からは化石が発見されないが、本層群全体を通じて、泥質相の発達する部分からは、*Makiyama* や魚鱗化石を普通に産する。このほか秦（1973b）によると*Liquidambar*を伴う台島型花粉化石群と、*Modiolus* sp., *Venericardia siogamaensis*, *Gloripallium crassivenium*, *Nemocardium* sp. などの貝化石の産出が報告されている。また秋葉ほか（1966）によって *Hopkinsina morimachiensis*, *Gyroidina orbicularis*, *Globobulimina pupoides* など西黒沢層に特徴的な有孔虫化石の産出が述べられている。

対 比 本層群は、岩相・産出化石および層序関係が訓縫層群の模式地の一つとされる、長万部町国縫から今金町美利加付近に発達する訓縫層群に良く似ており対比される。本州津軽半島との関係は、近年おこなわれた青函トンネル開発計画の基礎調査でも明らかにされたように、冬部層あるいは冬部層と指交関係にある竜飛安山岩類に対比される（佐々・伊崎，1961；伊崎，1962；佐々，1969・1972。）

本層群は、門の沢化石動物群・西黒沢層に特徴的な有孔虫化石および台島型化石植物群に相当する花粉化石を産し、かつ *Miogypsina-Operculina* を含む大安在川層におおわれているところから、その地質時代は中新世中期と考えられる。

III. 2 桧山層群

本層群は、松前半島地域において、訓縫層群以下の地層を不整合におおい、鶉層（知内地域のイデス川層および上磯地域の富川層と同層準と考えられ、瀬棚層に対比される）に不整合におおわれる一連の堆積輪廻をしめす海成層に対し、秦・山口（1969）が命名定義したものである。長尾・佐々（1933・1934）の訓縫統の一部、八雲統および黒松内統に相当する。

本層群は、岩相・岩質の特徴によって、下位から大安在川層・木古内層・厚沢部層および館層に区分されている。最下位の大安在川層は、地域北方の福島川上流以北地域に分布し、本地域には分布しない²⁾。また従来八雲層と上位黒松内層との境界付近には、岩質的に両層の中間漸移層が発達し、地域的に厚層をなすところがある。このような地域では、この中間漸移層の取扱いで、八雲層・黒松内層のいずれに

2) 木古内層基底および大安在川層の細粒相には、海緑石が特徴的に含まれる。福島川上流から日向海岸にかけての木古内層と訓縫層群の境界部には、海緑石を含む細粒砂岩~砂質シルトが発達する。筆者は現在木古内層の基底層と考えているが、大安在川層にも海緑石が含まれていることから、大安在川層相当層が含まれている可能性もある。

属させるかで混乱がみられた。命名者らは中間漸移層の厚く発達する松前半島において、岩相・鍵層によって従来の八雲層・黒松内層を下位から木古内層・厚沢部層・館層と区分した。

本層群は、最下部の大安在川層からは、*Miogypsina-Operculina* をはじめ中新世中期を指示する多くの化石を産し、また、木古内層一厚沢部層からは、北海道の中新統上部に一般的な *Cyclammina-Haplophragmoides-Martinottiella* 群集を普遍的に産する。さらに植田・鈴木（1973）は、木古内層基底部に発達する海緑石砂岩の海緑石および層状マンガニ鉄床（知内川支流住川の木古内層基底に発達する）に伴うセラドナイトについてK-Ar年代測定をおこない、それぞれ9.6m.y., 11.8m.y., の値を報告している³⁾。

II. 2. 1. 木古内層 (Ki)

命名 秦 光男・山口昇一（1969）

模式地 本地域北方木古内町木古内川流域

分布 地域西部福島市街の西方、域外大千軒岳地域東縁から本地域西縁にかけて、巾約1.0～1.5 kmで南北方向に帯状に分布し、その南端が福島市街から日向海岸にかけて露出している。

層序 本地域周辺では、前述したように、桧山層群基底の大安在川層が発達していないため、訓縫層群を直接本層が不整合におおっている。福島地域で吉村（1960）は、訓縫層群と八雲層との関係を整合としているが、本調査結果から不整合関係と認められるので、第1表の対比表では、筆者の考えに基づいて表現してある。下位の訓縫層群との累重関係は、白符川河口から東方へ約450mの国道筋および地域外西方、国鉄松前線白符川鉄橋の上流右岸で観察できる。いずれも本層の基底部に厚さ50～100cmの海緑石に富んだ、灰色砂質シルト岩あるいは灰色凝灰質細粒砂岩が発達し、これが訓縫層群の青灰色～帯緑青灰色の凝灰岩層をおおっている。両層は構造的に平行しており、基底面が僅かに凹凸を示す程度であるが、広域的な累重関係から、平行不整合関係にあると考えられる。なお国道筋の露頭は道路改良工事のため現在は観察できない。

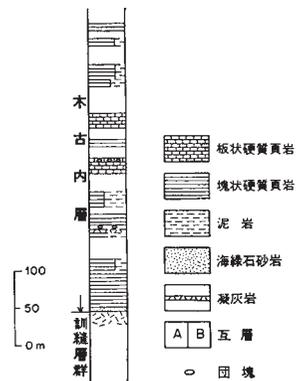
岩相・層厚 本層は、主として珪質な硬質頁岩と、軟かいシルト岩薄層との薄板状互層からなり（第6図参照）、細角片に碎ける暗灰色の泥岩や、塊状の硬質頁岩を伴っている。模式地の木古内地域では、厚さ20m余の連続性のある凝灰質砂岩層（大川凝灰質砂岩層）が挟在するが、北隣知内地域の湯の里複向斜の西翼部では明らかでなく、本地域でも確認することができなかった。本地域で比較的連続して露出がみられる日向海岸では（第7図参照）、上部が灰色塊状硬質頁岩と灰色泥岩の互層、中部から下部にかけて、徐々に板状層理が発達し、いわゆる板状硬質頁岩の様相を示す。またところにより黒褐色～灰黒色で、極めて硬く、珪質ないわゆる“黒帯状”を示す硬質頁岩が発達する。凝灰岩層は一般に少ないが、中下部に厚さ5～10cmのガラス質凝灰岩を数層挟在している。また団塊が全般的に含まれるが、中部付近に多く、層理面に沿って帯状に配列しているところがある。硬質頁岩は、風化面で乳白色あるいは赤褐色を呈し、乳白色の部分には、褐色の年輪状の縞模様のみられるものがある。また板状層理の顕著なところでは、層理に直交した割目が発達する。

本層の層厚は日向海岸で約400m、また地域北方ノソベ川流域では約450mを有する。

3) 植田・鈴木（1973）の八雲層は、本報告の大安在川層に相当する部分を含んでいる。



第6図 木古内層の板状硬質頁岩（渡島福島駅付近）



第7図 木古内層地質柱状図（日向海岸）

本層は化石の産出が少く、一般的に*Makiyama*を含む程度で、貝化石は発見されなかった。

対 比 本層は、上磯地域の戸田川層（三谷ほか，1965），上の国地域の鹹川層（金谷・須鎗，1951）にほぼ相当し、江差地域の江差層（角ほか，1970），さらに八雲地方に分布する模式地の八雲統（長尾・佐々，1933）下部に対比される。

Ⅲ. 2. 2. 厚沢部層

命 名 秦 光男・山口昇一（1969）

模式地 桧山郡厚沢部町厚沢部川上流

分 布 本層は福島川の東方，塩釜の沢流域から館山川流域に分布する。

層 序 本層と下位の木古内層との累重関係は整合漸移である。模式地および木古内堆積区の中心部

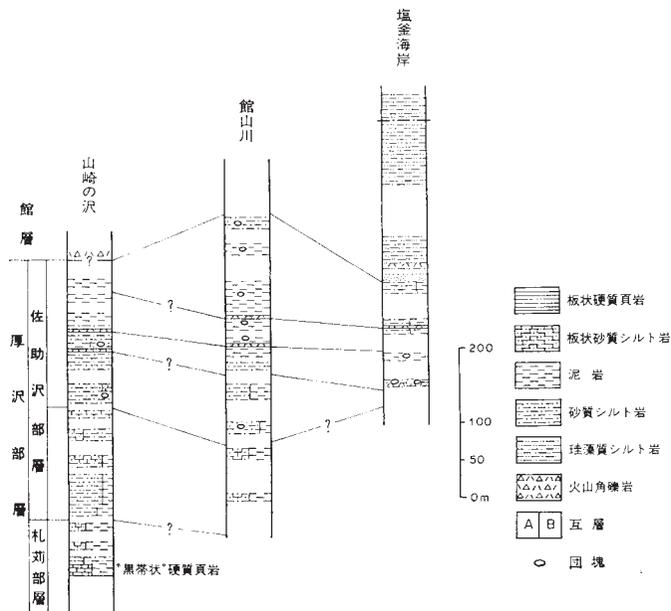
では、本層の基底に黒雲母を特徴的に含む凝灰岩層（木古内・知内地域の瓜谷川凝灰岩層）が発達し、この基底をもって厚沢部層の基底としている。しかし、湯の里複向斜の西翼部では、この凝灰岩層の存在が明らかでなく⁴⁾、したがって木古内層の硬質頁岩層が減少し、泥岩層の顕著にはじめるところをもって木古内層との境界とした。

岩相・層厚 本層は、前述のように従来の八雲層・黒松内層の代表的岩相の中間漸移的岩相を示すもので、下位の木古内層に比べ、硬質頁岩の量が少くなり、相対的に泥岩・砂質シルト岩の量が優勢となっている。本層の一般的な岩相の垂直変化は、下位から暗灰色泥岩硬質泥岩互層・泥岩砂質シルト岩互層・塊状砂質シルト岩へと変化し、いずれも漸移関係にあり、その境界は人為的である。命名者らは構造解析上便宜的に、下部の暗灰色泥岩硬質泥岩互層を札苅部層に、また上部2層を佐助沢部層として区分した。このように岩相による細分は、本層の良く発達する知内地域で容易に認められるが、本地域では総体的に地層が薄いため明瞭ではなく、とくに佐助沢部層の塊状砂質シルト岩層の発達がよくない。

本層は全般的に凝灰岩層を挟有するが、なかでも佐助沢部層塊状砂質シルト岩層中に連続性に富んだ酸性凝灰岩層が認められる。

本層は塩釜海岸付近で約540mの層厚を有するが、北部に漸次層厚を増す傾向があり、堆積盆の沈降水量が最も大きいと考えられる地域北方湯の里複向斜の中心部では、最大1,400mを有する。第8図に本層の地質柱状図を示す。

化石 本層は、全般的に化石が少ないが、泥岩層からは、*Cyclammina-Haprophragmoides-Martinottiella*など第2表に示すような有孔虫化石を普遍的に産する。また *Makiyama* は硬質シル



第8図 厚沢部層および館層の地質柱状図

4) 鉄道建設公団で実施した調査資料（1972）によると、福島川上流において同層準と考えられる厚さ約1.5mの黒雲母凝灰岩が確認されている。

第2表 厚沢部層有孔虫化石表

(同定：石田正夫技官)

<i>Saccamina</i> sp.	r.
<i>Miliamina echigoensis</i> ASANO & INOMATA	r.
<i>Haplophragmoides</i> sp.	c.
<i>Cyclamina cancellata</i> (BRADY)	r.
<i>C. ezoensis</i> ASANO	r.
<i>C. pusilla</i> BRADY	r.
<i>Cribrostomoides</i> cf. <i>subglobosum</i> (G. O. SARs)	c.
<i>Martinottiella communis</i> d' OREIGNY	c.
<i>Trifarina</i> sp.	r.

ト岩や、最上部の砂質シルト岩層に多量に含まれ、密集して産するところがある。なお知内地域では、最上部の砂質シルト岩層中に現地棲の産状を示す、*Lucinoma* sp., *Conchocele bisecta* CONRAD, *Solemya (Acharax) tokunagai* (YOKOYAMA) などの貝化石を特徴的に含む層準があり、鍵層の役割を果たしている。

対 比 本層は、泥岩・砂質シルト岩を主体とし、下部に硬質頁岩の様相が幾分みられるところから、上磯地域の茂辺地川層下部の泥質岩相（三谷ほか、1965）および江差地域の江差層上部に対比される。また八雲地方で泥岩層を主とし、硬質岩を挟む八雲統上部から黒松内統下部（長尾・佐々、1933）に相当するものであろう⁵⁾。

札苅部層 (As₁)

分 布 本層は、第5図に示されるように、木古内層の上位を占めて、湯の里複向斜の西翼部に発達するが、本地域では福島川流域に分布する沖積層におおわれて地表に露出しない。

岩相・層厚 本層は、晴灰色のややしまった塊状の泥岩と、やや板状層理の発達する硬質泥岩との、1.5~3m単位の泥岩優勢の互層からなっている。泥岩は、しばしば層理面に沿って葉理（ラミナ）をしめす。風化すると淡灰色~灰褐色を呈し、細角片に砕ける。硬質泥岩は、木古内層の硬質頁岩に較べて泥質で軟かく、単層の厚さが10~15cmと厚い。この互層中には厚さ数cmから数10cmにおよぶ細粒の凝灰岩層が挟在する。凝灰岩は、淡灰色~淡青灰色で風化すると暗緑~黒緑色を呈し細角片状に砕ける。またしばしば径1m前後の球形の石灰質団塊が含まれる。

本層の層厚は、地域内に露出しないため明らかでないが、約100~150mと推定され、北部に次第に層厚を増し、域外北方の知内川本流では180~190mの層厚を有する。

佐助沢部層

分 布 本層は、第5図に示されるように、札苅部層の上位を占めて、本地域から知内地域にかけて広く分布する。本地域では、月崎の沢および館山川流域と、浦和・日の出地域に分布する。塩釜断層の

5) 長尾・佐々（1933）は八雲地方の八雲統をユーラップ薄板状頁岩層とトワルベツ厚板状頁岩層に、また黒松内統をトワルベツ砂岩頁岩層とサツクルベツ泥岩層にそれぞれ2分している。岩相の記載から判断すると、八雲統のトワルベツ厚板状頁岩層と黒松内統のトワルベツ砂岩頁岩層の合せたものが、厚沢部層に相当する可能性が高い。

西側では南北方向の走向で、東に傾斜する穏やかな構造をなすが、東側では断層と貫入岩の影響で、やや複雑な構造を示している。

岩相・層厚 本層は、前述したように岩相の特徴から、知内および本地域において、下部の泥岩砂質シルト岩互層と上部の砂質シルト岩層に2分される。層厚は、塩釜海岸で互層部が150m、砂質シルト岩層が170mを有するが、北部に向って砂質シルト岩層が層厚を増す傾向がある。

泥岩砂質シルト岩互層 (As₂) は、札苅部層から漸移する。札苅部層とは、硬質泥岩が、粗く砂質となり、かつ板状の単層が15～20cmとやや厚くなる点異なる。やや硬い板状層理の発達する灰色～暗灰色砂質シルト岩と、暗灰色泥岩の2～3m単位の互層で、上部に砂質シルト岩が優勢となり、かつ層理が不明瞭となる。硬質砂質シルト岩は、風化すると層理面に直交する割目が発達し、やや大きな角片となって碎ける。また風化面にしばしば褐色の年輪状の縞模様がみられる。一般に分級が悪く、炭質物や軽石粒を含んでいる。泥岩は、札苅部層と同質で、暗灰色を呈し、層理面に沿って葉理(ラミナ)が発達する。風化すると淡灰色～灰褐色となりボロボロに碎ける。砂質シルト岩に較べ分級が良く、炭質物や軽石粒が少い。また泥岩部には、径50～100cmに達する扁平な団塊が含まれる。この互層には、厚さ5～30cmの灰白色細粒凝灰岩層が頻繁に挟まれる。

浦和断層の東側に分布する本層は、岩質的に、泥岩優勢の札苅部層に似たものから、後述する佐助沢部層の砂質シルト岩層に似たものまでが含まれるようであるが、構造が複雑なため細分がむずかしく、地質図ではすべて一括して取りあつかった。浦和断層東側の本層中に、しばしば石英安山岩および輝石安山岩の岩脈が貫入しており、本層が熱変質を受けて珪化し、黒色あるいは帯紫灰白色となっている部分が認められる。

砂質シルト岩層 (As₃) は上述した互層部の泥岩がほとんどなくなり、かつ砂質シルト岩の板状層理がめだたなくなったもので、大きな崖で観察すると、層理は判るが、層理面を求めて走向傾斜を測定することが困難である。風化面では、塊状で砂っぽく見えるところと、細角片に碎ける泥質の部分とが互層する。粒度の差と硬さが異なるため、層理に沿ったゆるやかな凹凸面を形成し、本層の特徴となっている。

砂質シルト岩は、暗灰色～灰黒色でやや硬く、炭質物や軽石粒を含み分級が悪い。風化面では灰白色～灰色で砂っぽく、塊状で割目が少ない。

本層には連続性に富む4層の凝灰岩層(K_{-1~4})が、知内地域から本地域にかけて追跡され、有効な鍵層となる。本地域では最下位のK₋₁が確認できないが、上位3層(K_{-2~4})が塩釜海岸および館山川流域において認められる。

K₋₂ 凝灰岩層は、館山川支流で観察される。厚さ約80cm、淡灰色～青灰色で級化構造を示し、基底部に縞状の葉理(ラミナ)が発達する。下盤側は明瞭な境界を示すが、上盤側は砂質シルト岩に漸移している。有色鉱物は下部の粗い部分に黒雲母が少量認められる。

K₋₃ 凝灰岩層は、月崎の沢上流から館山川で認められる。厚さ1～1.5mで、産状はK₋₂と似ているが、有色鉱物に黒雲母のほか角閃石を含むことで区別される。

K-4凝灰岩層は、最も連続性があり、塩釜海岸から、知内地域のイデス川まで追跡され層厚も厚い。塩釜海岸では約4mの層厚を有し、下部2mは、帯緑淡黄灰色で粗粒から細粒への級化構造を示し、縞状で斜層理の発達するところがある・中部約1mは白色の塊状細粒凝灰岩、上部は灰色で、次第に凝灰岩から凝灰質砂岩・砂質シルト岩へと変っている。有色鉱物はK-3に較べ少いが黒雲母が少量含まれる。

砂質シルト岩層には、径1.5～2mにも達する巨大な球形の団塊と、小さく不規則な形態を示す団塊とが、一般的に含まれる。

Ⅲ. 2. 3. 館層 (Ta)

命 名 秦 光男・山口昇一 (1969)

模式地 桧山都厚沢部町字館から四隅沢にいたる厚沢部川本流。

分 布 福島市街東方塩釜から浦和に至る海岸地域に、南に開いた半盆状構造をなして分布する。

層 序 下位厚沢部層の砂質シルト岩層から漸移する。すなわち、厚沢部層の砂質シルト岩層が次第に細粒化して泥質となり、かつ均質となって層理を失い、本層の帯緑灰色珪藻質シルト岩に移化している。

岩相・層厚 本層は、いわゆる黒松内層の代表的岩相である塊状シルト岩からなっている。模式地の館地域では、岩相の特徴から、中部に発達する軽石質砂岩・軽石質凝灰岩層を挟んで、下部の四隅沢部層・中部の^{ぬかの}糠野部層・上部の須賀部層に3分されている。本地域では下部から上部までの岩質が均質で



第9図 館層の塊状シルト岩層 (塩釜海岸)

細分されない。

好露出のみられる塩釜海岸の本層は、主として帯緑灰色の層理の乏しい、珪藻質～凝灰質の塊状シルト岩からなり、灰白色～白色の細粒凝灰岩層の薄層を頻繁に挟有している。塊状シルト岩は、一般に分級が悪く、軽石粒・炭質物・黒雲母片などを含み比較的軟かい。風化面では帯黄灰白色を呈し、風化面に沿って剝離したり、大きな割目が発達する。また比較的粒度の粗い部分では、刷毛でなでたような、小さな葉理（ラミナ）がしばしば認められる。乾燥すると灰白色で軽く吸着性が強い。凝灰岩は、厚沢部層の凝灰岩と異り、灰白色～白色を呈し、ガラスに富み一見“磨粉様”の外観を示す。厚さは数cmから10数cmのものが多く、まれに数10cmに達するものがあるが、1mを越えるものはない。一般に2～3m間隔で挟在し、走向傾斜の測定に有効である。凝灰岩単層内では級化構造を示し、下盤側は常に明



第10図 館層中にみられるマールバンド（塩釜海岸）

瞭な境界を示すが、上盤側は漸移している。

本層は、層理面に沿って石灰質団塊を挟有する。浦和よりの本層上部に当る付近には、厚さ20~30cmの泥灰岩帯（マールバンド）が数層挟在し、地質構造を知るうえで有効な手がかりとなる（第10図）。

本層は塩釜海岸で約80~100mの層厚を有する。

化石 本層には海棲の珪藻化石を多産するが、貝化石や有孔虫化石はほとんど認められない。また下位の厚沢部層に顕著に含まれた *Makiyama* は僅かに認められるに過ぎない。

第3表 館層産珪藻化石表

<i>Actinoptychus undulatus</i>	(BAILEY) RALFS
<i>Auliscus caelatus</i>	BAILEY
<i>Arachnoidiscus ehrenbergii</i>	BAILEY
<i>Cocconeis scutellum</i>	EHRENBERG
<i>Coscinodiscus curvatulus</i>	GRUNOW
<i>C. excentricus</i>	EHRENBERG
<i>C. marginatus</i>	EHRENBERG
<i>C. radiatus</i>	EHRENBERG
<i>Denticula</i>	sp.
<i>Grammatophora serpentina</i>	(RALFS) EHRENBERG
<i>Melosira sulcata</i>	(EHRENBERG) KÜTZING
<i>Stephanopyxis turris</i>	(GREV. and ARIYOTT) RALFS
<i>Thalassiosira decipiens</i>	(GRUNOW) JORGENSEN

日本鉄道建設公団青函建設局（1972）による

対 比 館層は、塊状の珪藻質泥岩で特徴づけられ、上磯地域の茂辺地川層の上半部、渡島三ツ石層（金谷・須鎗，1951）および江差地域の館層に対比される。また八雲地方の黒松内統上部にほぼ相当するであろう。

III. 3 知内火山岩類

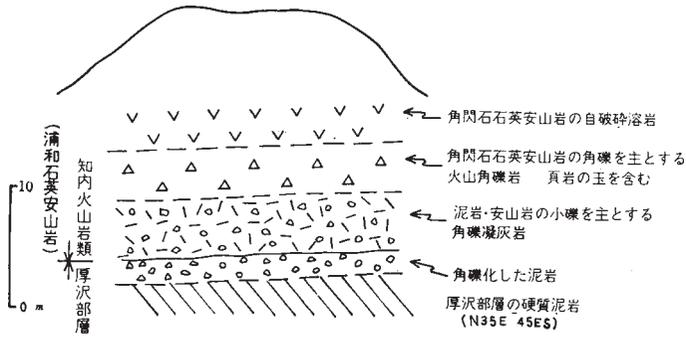
命 名 秦 光男・山口昇一（1969）

模式地 上磯郡知内町^{わかもと}涌元—小谷石海岸^{こたにいし}および松前郡福島町^{いわべ}岩部海岸

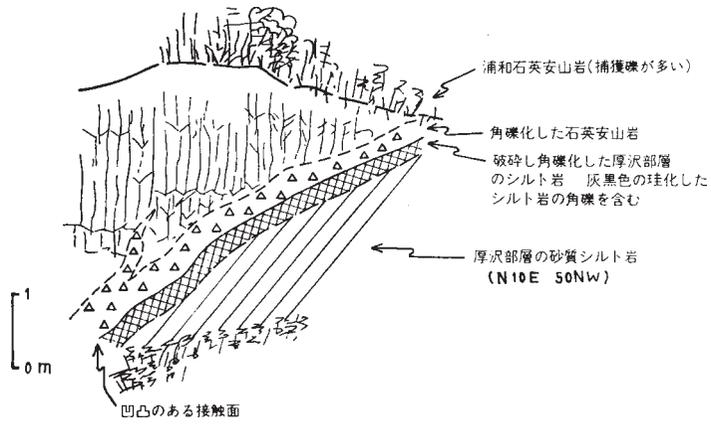
分 布 知内火山岩類分布地域の南西部を占めて、本地域東部に分布し、板橋沢・日の出沢および日の出東方海岸に好露出が認められる。

層 序 知内火山岩類と下位層との関係は、本地域では厚沢部層を直接不整合におおっているが、知内地域の宿部川^{しゆくべ}およびイデス川ではイデス川層から整合漸移している。

厚沢部層との累重関係は、板橋沢・浦和の沢付近・日の出沢および日の出海岸で観察される。板橋沢および浦和の沢付近では知内火山岩類最下部に発達する浦和石英安山岩が、また後者の2地点では、浦和石英安山岩上位の安山岩質火山角礫岩が、厚沢部層を傾斜不整合におおっている。浦和東方独立標高点302m峯北方小沢（浦和の沢付近）の最上流では、第11図に示すように、ほぼNE-SWの走向でSEに40°内外傾斜する厚沢部層の硬質シルト岩層を、浦和石英安山岩の基底部に発達する火山角礫岩層が、明瞭な構造差をもって、ほぼ水平におおっている。またこの火山角礫岩層は、館山川流域で厚沢部層の塊状シルト岩を傾斜不整合におおっている。



第 11 図 知内火山岩類（浦和石英安山岩）と厚沢部層の不整合関係（浦和付近の沢上流）



第 12 図 知内火山岩類（浦和石英安山岩）と厚沢部層の累重関係（浦和東方海岸）



第 13 図 浦和石英安山岩と厚沢部層の累重関係（浦和東方海岸）

さらに日の出海岸独立標高点302m峯の南麓では、第12・13図に示すように、60~80°と急斜する厚沢部層に斜交して、浦和石英安山岩が接している。この付近では浦和石英安山岩が溶岩円頂丘状の産状を示すため、浦和の沢付近や板橋沢にみられるような関係と趣を異にし、火山角礫岩が発達しない。ここでは接触部の溶岩と厚沢部層の泥岩が、巾1mに亘って角礫状化し、厚沢部層に石英安山岩が貫入しているように見受けられる。しかし接触部のシルト岩は、角礫状となっているが、熱変質は受けていない。このことは観察地点付近が、噴出火道からやや離れているためと考えられる。

日の出沢中流および日の出東方海岸では、NE-SW走向で40~50°SEの傾斜をしめす厚沢部層を、安山岩質火山角礫岩層がほぼ水平におおっているのが観察される。

岩相 知内火山岩類は、正常堆積岩類がほとんど挟まないため、地質構造の把握がむずかしく、従って異なった岩質相互間の関係を明らかにすることが困難である。ここでは野外観察の結果をもとに、知内地域を含めて、下部に発達する浦和石英安山岩、中部の輝石安山岩質溶岩、同質火山角礫岩、同質角礫凝灰岩および上部の丸山安山岩溶岩に区分した。

このうち角礫凝灰岩と丸山安山岩溶岩は本地域には分布しない。

これらの火山岩類相互間の関係を知ることは既述したようにむずかしいが、分布および2、3の露頭観察から推察すると、知内火山岩類の活動初期には、比較的酸性の浦和石英安山岩（角閃石英安山岩）の噴出がおこなわれ、ついで火山角礫岩や角礫凝灰岩を伴う、輝石安山岩質の活動があり、最後にやや基性の溶岩を主体とする丸山安山岩溶岩（輝石安山岩）の噴出があって、岩質的に酸性からやや基性へと推移したことがうかがわれる。

化石 本地域からは化石が発見されないが、板橋沢中流の火山角礫岩中の凝灰質砂岩に、貝殻破片が含まれている。しかし属種の同定できるものが発見されず、また有孔虫化石についても抽出できなかった。なお知内地域コロナイ川上流、標高約400m地点の知内火山岩類中のシルト岩から*Chlamys* sp.が発見されている。

対比 本火山岩類からは、他地域との対比に有効な資料が少い。しかし、西南北海道標準層序の黒松内層に対比される館層を、明瞭な傾斜不整合関係におおうこと、また本火山岩類と整合関係にあると考えられるイデス川層の岩相が、富川層（三谷ほか、1965）あるいは鶉層（秦・山口、1969）に近似しているなどの点から、瀬棚層堆積時もしくはそれ以後の火山活動の産物と考えられ、熊石地域の長磯安山岩類（吉井ほか、1973；秦、1975）に対比できる可能性が強い。また最近山岸ほか（1976）によって岩内南部島古丹地域の地質が明らかにされたが、それによると瀬棚層に対比される尻別川層を整合におおう雷電岬火山角礫岩層と呼ばれる火山噴出物の発達が報告されている。この雷電岬火山角礫岩層は、岩質および層序的にみて、知内火山岩類と同層準の火山噴出物とみてさしつかえないものと思われる。

浦和石英安山岩

本岩は、本地域に分布する知内火山岩類の主体をなすもので、松前郡福島町板橋沢流域を模式地として発達する。基底部に同質の火山角礫岩を僅かに伴い溶岩を主体としている。

火山角礫岩 (Sv₀) は、浦和の沢・板橋沢および館山川流域で認められる。浦和の沢では厚さ数mか

ら10数mで、礫の大きさが径1～5cmの厚沢部層の泥岩角礫と角閃石石英安山岩角礫からなり、下部は泥岩礫が多いが、上部に石英安山岩礫が優勢となり、ついに溶岩に移行している。膠結物は凝灰岩～凝灰質砂岩で角閃石結晶を特徴的に含んでいる。板橋沢から館山川では、火山角礫岩がやや厚く、10数mから数10mに達し、角礫も浦和の沢に較べ大きい。また凝灰質砂岩や凝灰岩を挟有し、乱堆積（スランピング）構造を示すところがあり、ときには厚沢部層の泥岩の巨礫を伴っている。

溶岩 (Sv₁) は角閃石石英安山岩で、一般に節理の発達が悪く塊状を呈するが、部分的に流理構造の極めて良く発達するところが板橋沢下流に認められる。また独立標高点302m峯の南麓では安山岩質の捕獲岩が多く含まれている。本岩は灰色～青灰色を呈し、極めて粗粒で、径2～3mmにおよぶ斜長石および角閃石斑晶の目立つ斑状のものから、細粒結晶質の緻密なものまである。

鏡下では、斑晶として斜長石・角閃石・石英・普通輝石が認められる。斜長石は、普通長径1～2mm、まれに4mmに達するものがある。一般に新鮮であるが、一部に“虫喰い状”を呈するものがある。角閃石は、緑色角閃石で長径1～2mm前後のものが多く、周辺部にはオパサイト縁のできているものがある。石英は、1～2mmで一般に円味を帯び融食を受けている。普通輝石は、量が少く小さい。

石基は、ガラスを主とし、少量の斜長石と鉄鉱からなり、一般にガラス基流晶質を示すが、噴出火道に近いとみられるところでは結晶作用がいちぢるしく、ガラスが少く、等粒状の微細な石英と鱗珪石からなっている。

本岩は、本地域ではほとんど変質作用を受けていないが、板橋沢中流では節理に沿って弱い温泉変質を受けた部分が認められる。

輝石安山岩溶岩 (Sv₂)

本溶岩は、知内火山岩類の主体をなすもので、北方の知内地域に広く発達し、その一部が日の出沢北東の山地を構成して分布している。紫蘇輝石普通輝石安山岩質で、一般に柱状節理の発達する緻密な溶岩からなるが、ところにより水冷破碎岩を伴っているところがあり、その顕著なものは、地域東方の岩部海岸に認められる。

溶岩は、一般に黝色～帯緑黒色を呈し、斑晶が小さく、1mm前後の斜長石および輝石類が認められ、緻密堅硬である。

鏡下では、斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および鉄鉱が認められる。斜長石は、長径0.5～1.5mmの短柱状のもの多く、清澄である。普通輝石は斜長石に較べて少く、かつ小さい。自形をしめすものが多く新鮮である。紫蘇輝石および鉄鉱は、0.2～0.5mmと細粒で量は少ない。

石基は、ガラス・短冊状の斜長石・粒状の輝石類および鉄鉱からなり、ガラス基流晶質を示している。

本溶岩は、地域内では変質作用を全く受けていないが、域外女郎岬の沢上流から岩部川の中流にかけては、著しい温泉変質作用を受け、粘土化しているところがある。

安山岩質火山角礫岩 (Sv₃)

本火山角礫岩は、前述した安山岩溶岩と同質の紫蘇輝石普通輝石安山岩の角礫を主とする火山角礫岩



第 14 図 知内火山岩類の安山岩質火山角礫岩層（日の出海岸落石）

で、地域内では浦和石英安山岩の上位に発達し、日の出沢流域から日の出東方の海岸に、厚沢部層を傾斜不整合におおって分布する。

日の出東方海岸にみられる火山角礫岩は、やや粒径の揃った安山岩と、新第三系の泥岩角礫からなり、葉理（ラミナ）をしめす凝灰質砂岩を伴っている。角礫は径2～20cmのものが主でまれに1mに達するものがある。角礫は紫蘇輝石普通輝石安山岩のほか、角閃石石英安山岩・黒色のガラス質安山岩など種々の岩質のものがある。膠結物は灰色～灰褐色の凝灰質砂岩からなっている（第14図参照）。この火山角礫岩の連続とみられるものが板橋沢中流に分布し、ここでは、火山角礫岩と凝灰質砂岩とが互層し、北方に向って正常堆積岩が優勢となる傾向がみられ、構造的に知内地域のイデス川層に連続するものと考えられる。またこの凝灰質砂岩には貝殻破片が多数含まれており、海成層であることをしめしている。

III. 4 溶岩円頂丘および岩脈

溶岩円頂丘および岩脈は、いずれも厚沢部層・館層および知内火山岩類などを貫いて分布しており、岩質的には角閃石石英安山岩と角閃石含有輝石安山岩とがある。これらは知内火山岩類の活動と密接な関係をもつもので、とくに溶岩円頂丘を形成している角閃石石英安山岩は浦和石英安山岩と岩質的に類似しており、同時期の活動と推定される。

角閃石石英安山岩 (D)

本岩は、丸山を形成する溶岩円頂丘と、浦和付近海岸および浦和・日の出間の小沢に小規模な岩脈をなして認められる。浦和石英安山岩のなかには、溶岩円頂丘として区別すべきものも含まれるようであるが、地形的あるいは岩質的に区別がむずかしいので、独立した山体を作る丸山のみを溶岩円頂丘として取り扱った。

丸山は、円錐状の形体を示す典型的な溶岩円頂丘で、館層を貫いており、浦和断層沿いの板橋沢支流で接触関係が観察される。接触部の館層のシルト岩は、巾約30cmに亘って破碎され、幾分熱変質を受けて帯紫灰黒色化している。また角閃石石英安山岩も巾25~30cmにわたって角礫状化している。

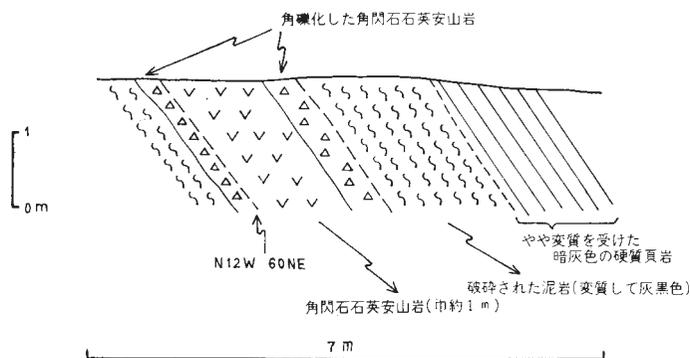
本岩は、灰色~暗灰緑色を呈し、短柱状の斜長石および長柱状の角閃石斑晶が目立ち、粗粒の斑状構造をしめす。また安山岩類の捕獲礫を多数含んでいる。

鏡下では斑晶として、斜長石・角閃石・普通輝石・石英が認められる。斜長石は、長径1~2mmを普通とするが、まれに3mmに達するものがあり、清澄で新鮮である。角閃石は、斜長石に較べ量が多いが小さく、0.5mm前後のものが普通で、まれに2mmに達するものがある。淡緑から緑色に変る弱い多色性があり、自形を示すものが多い。石英・普通輝石はまれでかつ細粒である。

石基は、微細な粒状の石英、短柱状の斜長石、ガラスと少量の輝石・鉄鉱からなり、等粒状の構造を呈する。

岩脈は普通巾数10cmから数10mにおよぶものまであり、厚沢部層の泥岩シルト岩互層を貫いている。地質図に図示したものは数カ所に過ぎないが、浦和から日の出間の小沢では、厚沢部層が広範囲に亘って、熱変質を受けて珪化し、黒色あるいは脱色して灰白色を呈しているところから、図示した以外にも岩脈の存在することがうかがわれる。したがってこの地域の地下深部には、石英安山岩の大きな岩体があって、それから分岐し、貫入しているものと推察される。そのために厚沢部層が擾乱し、より構造が複雑化しているものと考えられる。

貫入関係の最も良く観察できるのは、板橋沢々口東方海岸民家の裏で、第15図に示されるように、厚沢部層の泥岩中に巾約1mの石英安山岩が岩床状に貫入し、周囲の泥岩が破碎され、熱変質を受けて黒色珪化している。



第15図 厚沢部層に貫入する角閃石石英安山岩々脈の一例(板橋沢沢口東方海岸民家裏)



第16図 輝石安山岩々脈（日の出東方）

岩質は溶岩円頂丘を作る角閃石石英安山岩と同質である。

角閃石含有輝石安山岩 (A)

本岩は、日の出東方海岸女郎岬付近の3地点において認められ、日の出寄りの2地点は厚沢部層を、また女郎岬では知内火山岩類の火山角礫岩をそれぞれ貫いている。岩体は海岸に沿って、いずれも巾100～200mの大きさで、見事な柱状節理が発達し、海岸にそそりたっている（第16図参照）。接触面は一般に垂直で、周囲の地層が巾数10cmに亘って破碎され、弱い熱変質を受けて珪化している。特に厚沢部層の泥岩は、接触部から数mに亘って色が黒色に変わり珪化している。

本岩は、帯緑暗灰色～灰緑色を呈し、完晶質岩のような外観を示す。長径2mm前後の輝石斑晶の目立つ堅硬な岩石である。輝石類の多くは暗緑色を呈し、緑泥石化している。

鏡下では斑晶として、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石が認められる。斜長石は、長径1～2mmで新鮮である。普通輝石は紫蘇輝石に較べ量が多い。いずれも長径0.5～1.0mmの短柱状で半自形を呈するものが多い。また周縁部が緑泥石に変わっているものがある。角閃石は輝石類に比較して少く、半自形を呈しオパサイト縁が形成されている。

石基は、短柱状の斜長石と少量の鉄鉱および緑泥石からなりガラスがなく等粒状の構造を呈する。

IV. 第 四 系

本地域に分布する第四系は、海岸段丘堆積物、沖積層および崖錐堆積物からなる。

IV. 1 海岸段丘堆積物 (t)

海岸段丘堆積物は、日向海岸および塩釜海岸に発達する海岸段丘を構成するものである。段丘面は、標高20mと60mの2段が認められ、日向海岸では低位の段丘面のみが存在する。堆積物の観察できるのは低位の段丘面で、厚さ約10mを有し、径10～20cmの安山岩円礫からなり、砂質粘土で膠結されている。

IV. 2 沖積層および崖錐堆積物 (a)

沖積層は、福島川流域に分布する。現河川の氾濫源堆積物で、巾約1kmに亘って発達している。館山川の合流点付近では、厚さ約10mを有し、新第三系堆積岩の角礫を主とする砂礫からなっている。また福島川河口付近では、40mにも達する厚層をなし、松前層群に由来する古期岩や新第三系の火山岩礫を伴う砂礫および砂からなっている。

崖錐堆積物は、浦和および日の出付近の山麓緩斜面を形成して発達するが、分布が狭いため地質図上には図示しなかった。浦和石英安山岩や輝石安山岩溶岩に由来する、岩塊と土砂からなっている。

V. 地質構造

本地域は、第5図に示されるように、大千軒岳隆起地塊の東側に位置し、東傾斜の単斜構造をなして発達する新第三系の上部の分布地域で、地質構造的には木古内堆積区の南西縁に位置する。本地域の地質構造の特徴は、桧山層群と、イデス川層・知内火山岩類との間に著しい構造差がみとめられ、かつ塩釜断層を境にして東西に2分されることである。西側は湯の里複向斜の西翼の延長部にあたり、一般に南北方向の走向で、東に15～30°傾斜する穏な構造を示している。ただし館山川入口付近や日向西方には、局地的な小褶曲構造が認められる。日向西方の小褶曲構造は、地表においては把握できないが、空中写真によれば、海岸沿いの波食台に明瞭な盆状構造を知ることができる(第2・3図参照)。塩釜断層の東側は、浦和断層との間に、海岸に沿って南に開いた緩い半盆状構造があり、さらに館山川中流には、この半盆状構造に衝上したようなかたちの背斜構造がみられる。浦和断層の東側は、断層構造と、浦和石英安山岩の噴出および貫入岩の影響で、厚次部層の擾乱が著しく、一般的な地質構造の方向性を知ることがむずかしい。一方知内火山岩類はほとんどその影響を受けずに、ほぼ水平に厚次部層をおおっている。

主要断層は、塩釜断層と浦和断層で、いずれも、東方から西方への衝上断層である。このほか塩釜断層以東の地域には断層破碎帯が多く認められるが、ほとんどがN40～70°W方向を示すもので、主要断層の活動と密接に関連しているものと考えられる。これら断層の主な活動時期は、桧山層群堆積後、知内火山岩類堆積前であるが、知内火山岩類にも影響を与えていることから、その後も弱線に沿って再活動、または継続的に活動していたものと考えられる。

VI. 応用地質

本地域には、骨材資源の対象となる火山岩類が、東部地域に分布するほかは、資源的価値のあるものが見当たらない。骨材資源の対象となるのは、女郎岬付近に分布する角閃石含有輝石安山岩の岩脈であるが、海岸に面していることと、付近が自然公園特別地域に指定されていることなどから、開発はむずかしい。浦和以東の地域は、地形の項でも述べたように、急峻な山稜が海岸までせまっており、浦和・日の出などでは、谷合の狭いところに民家が集中している。これら民家の近くには、未固結の崖錐堆積物からなる山麓緩斜面が発達している。これが多量の降雨によって滲透水が過飽和状態になったとき、土石流となって流出することが十分予測される。近年女郎岬東方知内町小谷石において、集中豪雨により、崖錐性の堆積物が、土石流となって流出し、大きな被害をもたらしている。浦和以東地域には小谷石地域と類似した地質条件があり、防災上十分に注意することが必要であろう。

文 献

- 秋葉 力・藤江 力・松井 愈・岡部賢二・酒匂純俊・魚住 悟 (1966) 北海道西南部における火成活動と地質構造. 地団研専報. no. 12, p. 16-24.
- 藤江 力・松井 愈・棚井敏雅・松野久也・垣見俊弘・魚住 悟 (1957) 新生代の堆積区とその変遷 (5) —北海道地域—. 新生代の研究, nos. 24-25, p. 51-58.
- 橋本 亘 (1958) 20万分の1北海道地質図説明書. p. 1—26, 北海道地下資源調査所.
- 秦 光男 (1973a) 松前半島の新第三系と地質構造の特性. 日本地質学会第80年学術大会講演要旨, p. 40.
- (1973b) 北海道渡島半島南部の新第三系の層位学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室, 博士論文 (MS) .
- (1975) 熊石地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅) 34p., 地質調査所.
- ・山口昇一 (1969) 北海道西南部における *Operculina* の層位学的位置. 日本地質学会第76年学術大会総合討論会「グリーンタフに関する諸問題」討論資料, p. 131-135.
- ・——— (1974) 北海道松前半島の新第三系の層序と地質構造. 地質巡検案内書, 45p., 日本地質学会北海道支部.
- 石田正夫・垣見俊弘・平山次郎・秦 光男 (1975) 館地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅) 52p., 地質調査所.
- 伊崎 晃 (1962) 津軽海峡西口海底の地質. 鉄道技術研究報告, no. 274. 136p. 鉄道技術研究所.
- 金谷太郎・須鎗和己 (1951) 北海道松前半島中部の第三系. 新生代の研究, no. 9, p. 1~8.
- 湊 正雄・国府谷盛明 (1963) 北海道桧山郡上ノ国村の *Fusulinella*. 地質学雑誌, vol. 69, p. 161.
- MINATO, M. and ROWETT, C. L. (1967) New Palaeozoic fossils from southern Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, ser IV, vol. 13, p. 321-332.

- 三谷勝利・小山内 照・松下勝秀・鈴木 守 (1965) 5万分の1地質図幅「函館」および同説明書, 32p. 北海道立地下資源調査所.
- 長尾 巧 (1932) 北海道西南部の新生代層と最近の地史〔演旨〕. 地質学雑誌, vol. 39, p. 320-322.
- ・佐々保雄 (1933) 北海道西南部の新生代層と最近の地史, 地質学雑誌, vol. 40, p. 555-577, p. 750-775.
- ・——— (1934) 北海道西南部の新生代層と最近の地史. 地質学雑誌, vol. 41, p. 47-60, p. 211-260.
- 日本鉄道建設公団青函建設局 (1972) 北海道方陸上部地質調査 (地表踏査) その他その2 報告書, 日本鉄道建設公団内資料.
- 日本鉄道建設公団青函建設局 (1972) 津軽海峡西口付近地質図.
- 坂上澄夫・南川純夫・川島幹雄 (1969) 北海道渡島半島上磯石灰岩のコノドントとその地質時代の考察. 地学雑誌. vol. 78, p. 37-43.
- 佐々保雄 (1969) 津軽海峡 (西口) の海底地質 I, II. 科学, vol. 39, p. 70-78, p. 376-384.
- (1972) 津軽海峡 (西口) の海底地質 III. 科学, vol. 42, p. 40-50.
- ・伊崎 晃 (1961) 津軽海峡西口付近の音波探査とその成果 (1), (2), 地学雑誌, vol. 70, p. 3-18, p. 181-192.
- 角 靖夫・垣見俊弘・水野篤行 (1970) 5万分の1地質図幅「江差」および同説明書, 53p., 北海道開発庁
- 瀬川秀良 (1959) 北海道松前半島東岸の海岸段丘について. 東北地理, vol. 11, p. 1~6.
- 棚井敏雅 (1963) 北海道における新第三紀植物群の変遷. 化石, no. 5, p. 51-62.
- TANAI, T. and SUZUKI, N. (1963) Miocene floras of southwestern Hokkaido, Japan. *Geol. Surv. Japan, 80th Anniv. Publ.*, p. 7-149.
- 植田良夫・鈴木光郎 (1973) 東北日本産海緑石とセラドナイトのK-Ar年代. 地質学論集, no. 8, p. 151-159.
- 魚住 悟・藤江 力 (1958) 北海道第三紀の地層対比—新第三紀対比試案について—. 新生代の研究, no. 26, p. 24-33.
- UOZUMI, S. (1962) : Neogene molluscan faunas in Hokkaido. (Part 1. Sequence and distribution of Neogene Molluscan faunas) . *Jaur. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, ser. IV, vol. 11p. 507~544.
- 山岸宏光・国府谷盛明・安藤重幸 (1976) 5万分の1地質図幅「島古丹」および同説明書. 24p., 北海道立地下資源調査所.
- 吉井守正・秦 光男・村山正郎・沢村孝之助 (1973) 久遠地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 57p., 地質調査所.
- 吉村尚久 (1960) 第三紀火山岩の変質の一形式—グリンタフの変質に関する研究 (その1) —. 地球科学, no. 52, p. 19-29.
- 吉田 尚・山口昇一 (1967) 北海道松前郡大千軒岳付近の中部石炭紀化石. 地質学雑誌, vol. 73, p.

260.

- 吉田 尚・垣見俊弘（1970） 北海道松前町から石炭紀化石．地質学雑誌，vol. 76， p. 413～414.
- ・———・秦 光男・山口昇一・佐藤博之・青木ちえ（1970） 北海道渡島半島南西部の古生層．日本地質学会第77年学術大会講演要旨， p. 202.
- ・青木ちえ（1972） 北海道松前半島の古生層と渡島半島南部のコノドントの産出について．地質調査所月報， vol. 23， p. 635～646.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Sapporo (4) No.93**GEOLOGY**

OF THE

OSHIMA-FUKUSIMA DISTRICT

By

Shōichi YAMAGUCHI

(Written in 1976)

(Abstract)

The mapped area is situated in the southern part of the Matsumae Peninsula, Hokkaido and located at the northwestern corner of the quadrangle between latitude $41^{\circ} 20' - 41^{\circ} 30' N$ and longitude $141^{\circ} 15' - 141^{\circ} 30' E$.

Geology

The area of this sheet map, according to the tectonic division of Japan, is situated in a part of the northern extension of "Green tuff" region corresponding to the Inner Zone of Northeast Japan. The area is geologically composed of sedimentary and volcanic rocks of Neogene-Tertiary, andaternary terrace deposits and alluvium.

The geological sequence of the region including this area is shown in Table 1.

The Late Carboniferous Matsumae Group which is the basement of Neogene-Tertiary is not exposed in the mapped area. Among the Neogene, the basal formations (Fukuyama and Yoshioka Formations), and the lowermost of the Hiyama Group (Ōanzai-gawa Formation) and Pliocene sedimentary facies (Idesu-gawa Formation) are also not distributed in this area.

Table 1

Age		Stratigraphy	Thick- ness (m)	Lithic character	Remarks		
Quarter- nary	Recent	Alluvium		Gravel, sand and clay			
	Pleis- tocene	Coastal terrace deposits		Gravel, sand and clay			
Neogene Tertiary	Pliocene	Shiriuchi Volcanic Rocks		Pyroxene andesite lava and volcanic breccia	Lava dome and dike		
		Idesugawa Formation*		Urawa dacite lava and volcanic breccia Sandstone and conglomerate Glauconitic sandstone in basal part			
	Miocene	Hiyama Group	Tate Formation	170~ 300	Massive diatomaceous siltstone with tuff		
			Assabu Formation	Sanday siltstone bed			Massive sandy siltstone with tuff
				Alternation of mudstone and sandy sitstone			Alternation of hard sandy siltstone and mudstone
			Sasukezawa Member	800~ 1100	Alternation of hard mudstone and mudstone		
			Kikonai Formation	450~ 500	Siliceous shale with mudstone Glauconitic sandstone in basal part		
			Ōanzaigawa Formation*	10~120	Sandstone and conglomerate		<i>Operculina</i> Zone
			Kunnui Group	1600+	Andesitic tuff breccia, lava and volcanic breccia Dacitic ~ rhyolitic tuff Mudstone and sandstone Conglomerate in basal part		
			Yoshioka Formation*	0~270	Mudstone and sandstone with oil shale		Yoshioka Flora
	Fukuyama Formation*	600+	Rhyolitic welded tuff, andesite lava and volcanic breaccia, and basalt lava. Basal conglomerate	Kaminokuni Flora			
Late Carboniferous	Matsumae Group*		Clayslate, sandstone and chert, with schalsteine and limestone				

* The sign in these formations is not distributed in this mapped area.

The Kunnui Group develops extensively in the surrounding region lying on the Yoshioka Formation with the unconformable relation, and its extension is distributed narrowly in the southwestern part of this area. It is composed of tuff, volcanic breccia and andesitic lava, and is characterized by the so-called "Green tuff" facies.

The Hiyama Group is lithologically divided into Ōanzai-gawa, Kikonai, Assabu and Tate Formations. These formations are composed of marine muddy sediments accumulated continuously through an extensive transgression occurred in middle to late Miocene, and the subordinate basal facies of coarse-grained sediments which is the Ōanzai-gawa Formation. The Kikonai Formation resting on the Kunnui Group with unconformity is distributed in the southwestern part of this area. A tuffaceous sandstone containing glauconite grains develops in the basal part of this formation, and the main part is alternation of dark grey hard shale and soft mudstone having an aspect of accumulation of many thin plates. Throughout the formation, calcareous nodules are well reserved, while *Makiyama* and arenaceous foraminifera are included in a little amount. The change of lithofacies from the Kikonai Formation to the Assabu Formation is gradual. Its lower part is the alternation of grey mudstone and hard shale or siltstone, and its upper part is grey massive sandy siltstone intercalating a remarkable amount of tuff layers. Fossils are contained more abundantly than in the Kikonai Formation. They have a large amount of arenaceous foraminifera in its lower part, and *Makiyama* and fossil shell in its upper part. Lithologically the Tate Formation changes gradually from the Assabu Formation. It is diatomaceous massive siltstone with intercalations of thin beds of white glassy fine tuff and calcareous marl bands. Fossils are poorer than in the Assabu Formation, and *Makiyama* and foraminiferal fossils are rarely found.

The Shiriuchi Volcanics develop extensively in the northeastern part of this area and rest unconformably on the Assabu Formation. They are the products of volcanic activity contemporaneously with the deposition of the Idesu-gawa Formation. They are composed of hornblende dacitic and pyroxene andesitic lavas and volcanic breccia. Furthermore, hornblende dacitic lava-dome and pyroxene andesitic dikes occur in this volcanic area.

Quaternary deposits are coastal marine terrace deposits and alluvium along the Fukushima River.

A remarkable difference of geologic structure between the Hiyama Group and the Shiriuchi Volcanics is recognized in this area. The Hiyama Group shows monoclinal dipping 15-30° E in the area west of the Shiogama Fault, and the folding structure complicated by the influences of fault movement and intrusion of dike rocks in the east. The Shiogama and Urawa Faults are notable, for either have characteristics of thrust fault moving westwards.

昭和 52 年 3 月 15 日 印刷

昭和 52 年 3 月 22 日 発行

工業技術院
地質調査所

印刷者 小林 銀 二

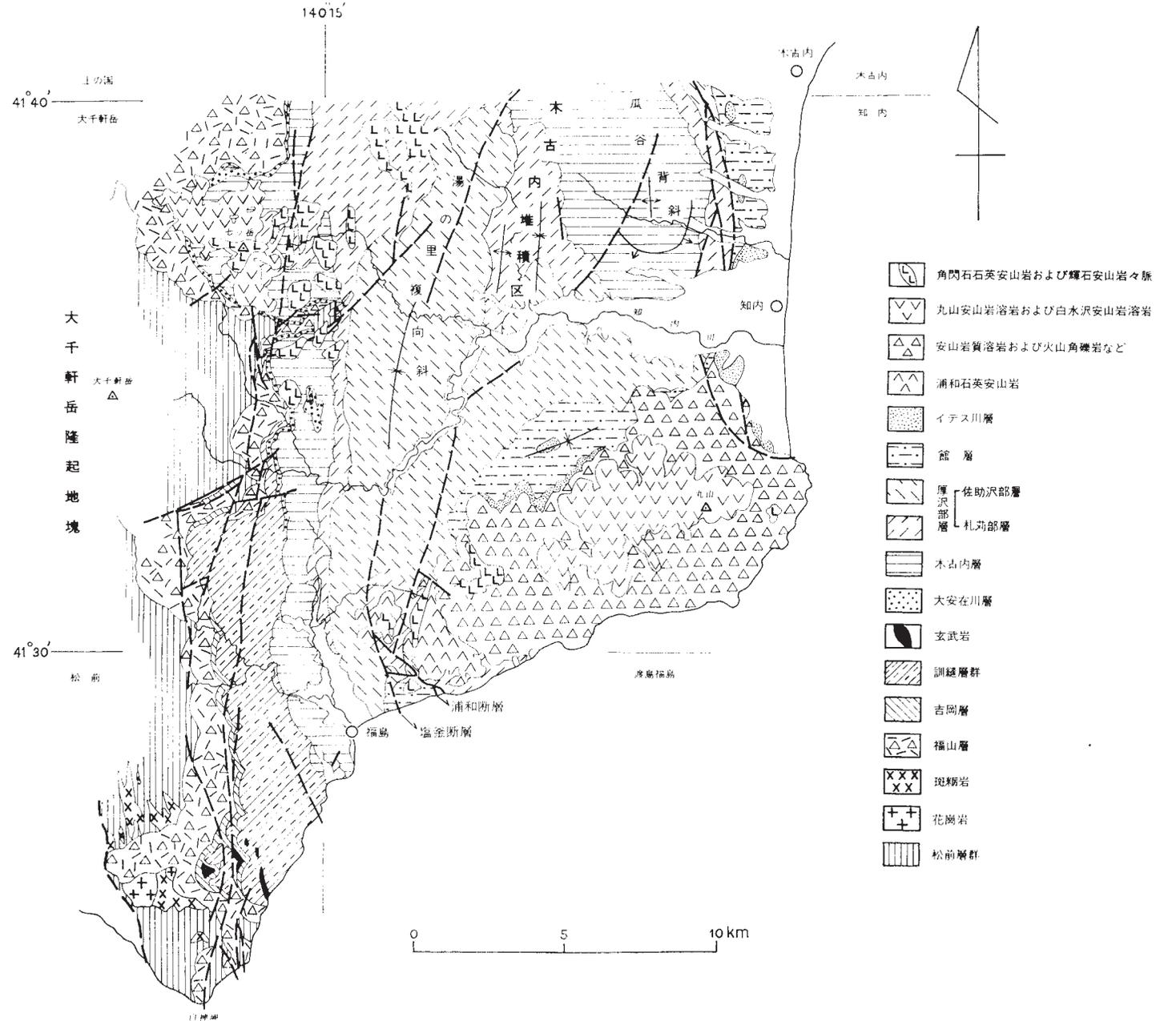
印刷所 泰成印刷株式会社

東京都墨田区両国 3-1-12

© 1977, Geological Survey of Japan

地質時代	層序	層厚	岩質の特徴	化石および火成活動	構造運動	
第四紀	現世	沖積層	礫・砂および粘土			
	更新世	海岸段丘堆積層	礫・砂および粘土			
第三紀	鮮新世	知内火山岩類	丸山安山岩溶岩※(火山角礫岩を伴う) 安山岩質溶岩 火山角礫岩 角礫凝灰岩※ 浦和石英安山岩溶岩 同質火山角礫岩		断層・褶曲運動の完成 活発な火山活動 局地的海進・傾動運動 堆積盆の縮小・浅化 ほぼ連続的な堆積盆の沈降と堆積作用 海域の拡大・傾動運動 海域の拡大と局地的沈降部の形成 海進の始まり 陸域での活発な火山活動 陸化割裂	
		イデス川層	30 200			帯緑灰色細粒砂岩 および礫岩 基底部に海緑石砂岩
	中新世	館層	170 300			帯緑灰色塊状凝灰質～珪藻質シルト岩 「磨砂状」の白色凝灰岩の薄層を挟む
		佐助沢部層	800 1100			砂質シルト岩層 泥岩・砂質シルト岩互層
		札苅部層				細角片状にくだける灰色～暗灰色泥岩と硬質泥岩の互層 基底に黒雲母に富む厚さ数mの凝灰岩層(瓜谷川凝灰岩層)
		木古内層	450 500			暗灰色の板状硬質頁岩を主とし暗灰色泥岩を伴う 上限から150～200m下位に灰白色の凝灰質砂岩層(大川凝灰質砂岩層)を挟む この砂岩層の下位数10mの間には厚さ10cm前後の帯緑灰白色の凝灰岩をひんばんに挟む 基底部に海緑石砂岩
	大安在川層	10～ 120	砂岩および礫岩			
	新第三紀	訓練層群	1600+			安山岩質凝灰角礫岩 同質溶岩 同質火山角礫岩 石英安山岩質～流紋岩質凝灰岩 泥岩および砂岩 基底に礫岩層
		吉岡層	270			頁岩および砂岩(油母頁岩 石炭を伴う)
		福山層	600+			玄武岩溶岩 安山岩質凝灰角礫岩 流紋岩質溶結凝灰岩 安山岩質溶岩 礫岩(石炭を伴う)
石炭紀後期	松前層群	*	粘板岩 硬砂岩 チャート 礫岩 輝緑凝灰岩および石灰岩			

第4図 渡島福島および周辺地域の地質総括図 ※渡島福島地域に分布しない



第5図 渡島福島地域周辺の地質図 (秦(1937b)に一部加筆)