

調査と研究②

陸上部第2次地表踏査 (東松浦地区)

The Second Field Investigation of
Higashi-Matsuura District

中川 英朗 *
平田 和彦 *
監修 山崎 達雄 **

1. まえがき

日韓トンネルの基本ルートの起点となる東松浦半島では、1982年に第1次地表踏査が実施され、地形・地質の概要が明らかにされた。

今回の調査の主目的は、なお問題として残されている、①第三系の地質層序の確立および、②呼子周辺の岩脈類の分布と産状などを明らかにして、ルート選定のための基礎資料を得ることである。

調査地は佐世保炭田の北東部で、佐賀県東松浦半島の主に第三系が分布する海岸線沿いの地域と加部島、松島、小川島、加唐島である。

調査は日韓トンネル研究会所有の縮尺5,000分の1の地形図を使用し、縮尺1万分の1の地形図にまとめて報告書を作成した。

本編では、今回の調査結果の概要とトンネル掘削上の問題点および今後の課題をまとめて報告する。本調査は計画から成果の取りまとめまでの全般にわたって、日韓トンネル研究会九州支部第2部会の各委員の方々の御指導を頂いた。特に山崎達雄九州大学名誉教授には現地調査、未公表資

料の提供および多くの意見を頂いた。また日韓トンネル研究会の千葉正美、稻田昭俊両氏は現地調査に同行して頂いた。ここに記して深謝する。

2. 地形地質概要

調査地を構成する地質は図2の柱状図(山崎他、1971)に示すように佐世保炭田に属する佐世保層群および相浦層群の新第三系を主とし、南部の切木周辺には局部的に唐津炭田の古第三系杵島層群が露出している。これらの第三系は玢岩質岩脈(粗粒玄武岩または玢岩)によって貫かれている。また本域東部の唐津市周辺(有浦・湊を含む)には基盤の東松浦花崗岩類が分布している。

また第三系および花崗岩類の侵食平坦面(隆起準平原面)を被覆して、ハノ久保砂礫層(岩橋1961)が分布し、さらにこれを覆って松浦玄武岩類(山崎1959)が広くメサ状溶岩台地を造っている。

調査地の新第三系地質構造は大局的に南北または北東の走向を示し、西または北西方向に多くは10~15°、局部的に30~40°傾斜した単斜構造を示している。

野外では、特に大きな断層は認められないが、示準層の分布からNW系とNEの断層が推定され

*西日本技術開発株式会社
**九州大学名誉教授

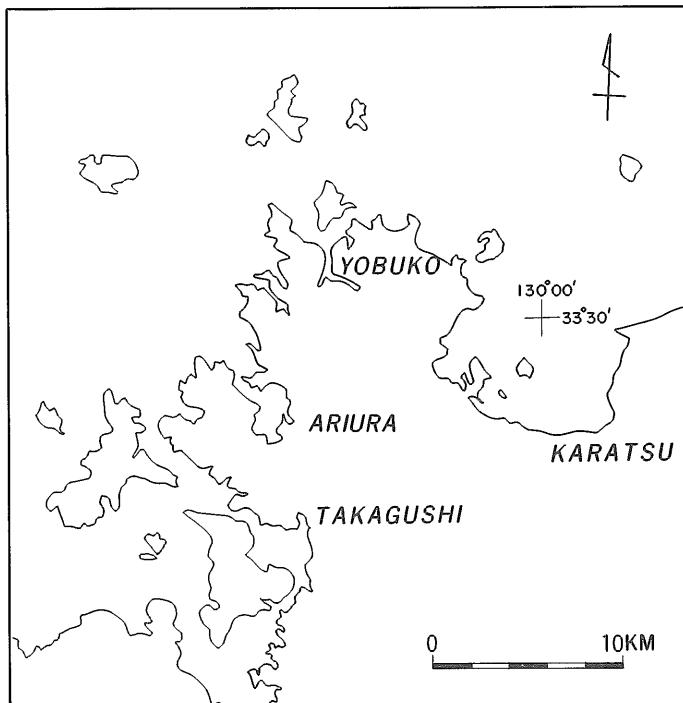


図1 調査位置図

る。今回の調査では地層区分は山崎他（1971）に従い、主要石炭層を境界とした。（但し、以下細部は重複を避けて省略する。）

3. 地質各説

3.1 基盤岩類（花崗岩類）

調査地の第三系の基盤は東松浦花崗岩類である。唐木田（1985）は調査地およびその東方の唐津市付近には糸島型・深江型・早良型の各岩体を記載している。本調査では花崗岩類は一括して取り扱った。

花崗岩類は調査地南東の畠島付近では畠島断層を境に第三系と接しているが、調査地の玄海町有浦、鎮西町丸野や、唐津市尾頭・志坂鼻では不整合関係が確かめられている。

3.2 古第三系

調査地の古第三系杵島層群は座川内、切木周辺に玄武岩類に覆われて、地窓状に分布する。杵島層群は上位より次の各累層に区分されているが、

このうち杵島累層を除く、上位4累層が調査地周辺に分布する。なお、これらの各累層はそれぞれ上・中・下の3または2部層に区分され、詳細な層序は山崎（1960など）が報告しているので、ここでは概要を述べておく。

畠津頁岩累層 （上・中・下部層）

畠津砂岩累層 （上・下部層）

行合野砂岩累層 （上・中・下部層）

佐里砂岩累層 （上・下部層）

杵島累層 （上・下部層）

佐里砂岩上部層はいわゆる骨石帶と呼ばれる九州北部諸炭田で重要な示準層となる骨石（珪質凝灰質頁岩）およびその他の凝灰質岩を挟む灰緑色中粒砂岩層を主とし、切木の南東部に一部分布する。

行合野砂岩上部層は海緑石を含み粗粒～微角礫状の緑灰色砂岩で特徴づけられ、中・下部層は中～細粒の青灰色を呈する厚い塊状砂岩を主とする。これらは切木の東部に分布する。

畠津砂岩累層は一般に細粒で泥質砂岩を主とし、しばしば泥岩を挟在し、これは容易に風化し

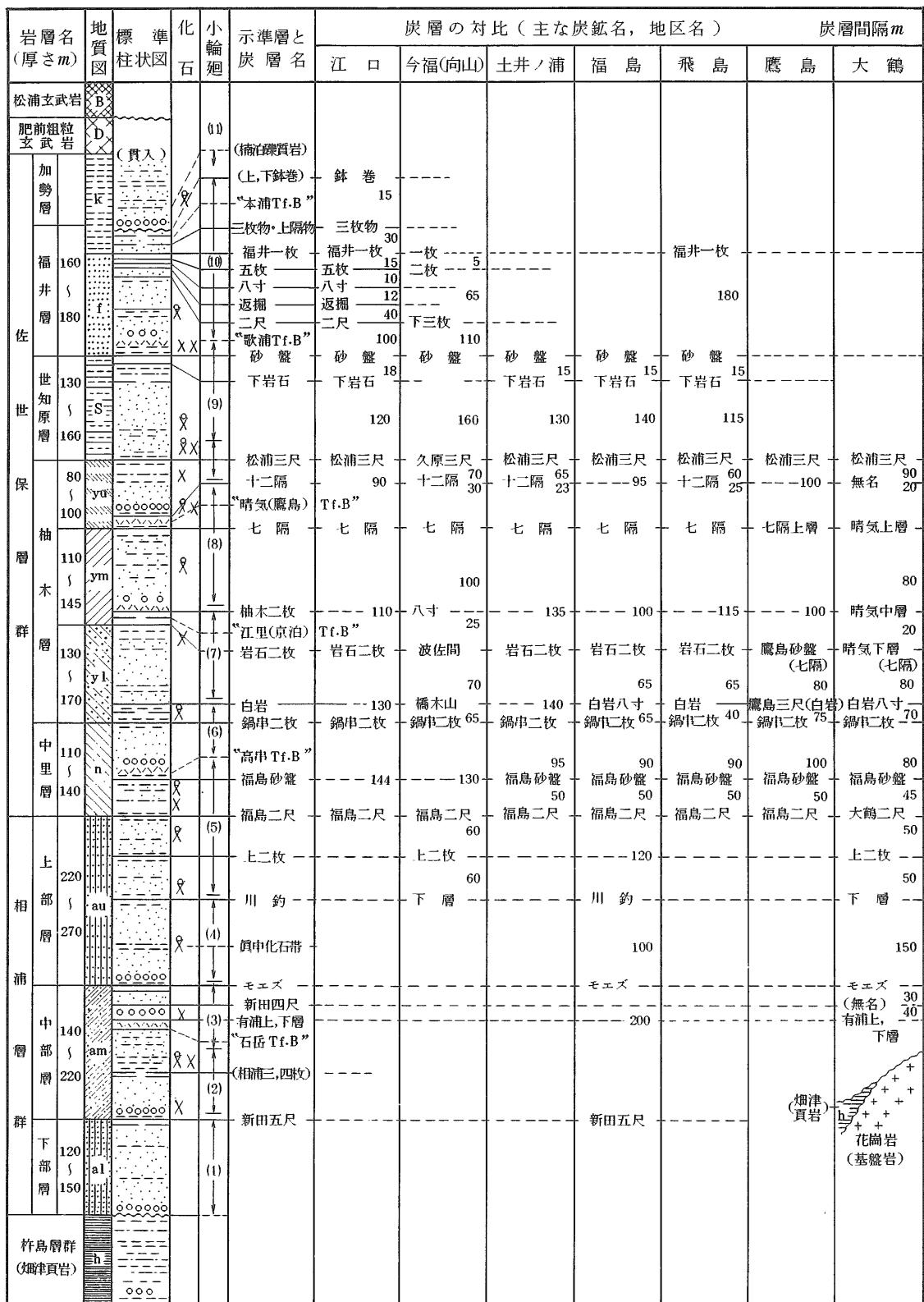


図2 佐世保炭田北東部の地質柱状図(山崎他 1971)

て黄褐色を呈する。本層は切木付近に局部的に露出する。

畠津貞岩累層は全層いわゆるフリッシュ型の堆積物で、暗灰色頁岩に富み、しばしば薄板状の砂岩と密互層をなしている。座川内付近に断片的に分布し詳しい層位は確かめ難い。

調査地内の杵島層群の走向は一般にNE～N-S系でNW～Wに4°～10°の傾斜を示している。

3.3 新第三系

調査地の新第三系は相浦層群、佐世保層群に大別される。山崎他(1971)は調査地に隣接する入野半島および鷹島付近の新第三系について詳細な報告をしているので、ここでは各層群の特徴を概括する。

前述したように、今回の調査では両層群の中の主要石炭層・凝灰岩層を追跡し、主要石炭層によって地層区分を実施した(図3参照)。

なお、佐世保炭田の両層群の特徴の1つは、全層を通じて白色または黄褐色の細粒～中粒の厚い塊状のアルコーズ～長石質砂岩(厚さ5～30m)が著しく発達することで、この砂岩を山崎他(1950、1954)は“迷彩砂岩”と仮称した。鎌田他(1959)は本砂岩は直線的に発達する海浜に特徴的な砂岩としている。

また本炭田に特徴的な輪廻層(小輪廻、cyclothem)は、基底の礫岩または粗粒砂岩に始まり、迷彩砂岩を経て、しばしば含植物化石頁岩、石炭および凝灰質岩に終ることを認めている(山崎他1971)。

3.3.1 相浦層群

相浦層群は大鶴二尺(福島二尺・大瀬五尺)から以下、佐世保炭田の基底までである。全層に厚い造崖性の迷彩砂岩が良く発達し、トンネル掘削には好適である。本層群には下位より新田五尺、有浦上層・下層、モエズ、川釣(下層)などのいずれも薄炭層を約10枚挟んでいる。前述の小輪廻に注意すると、少なくとも5輪廻層(cyclothem)に細分されるが、便宜上、北松地区

と容易に対比される新田五尺及びモエズの両炭層を境界として上・中・下の3部層に区分した。

相浦層群と下位の杵島層群は調査地内の座川内付近では露頭状況が悪く、その関係は確認できなかつたが、すぐ南の入野半島の南方に続く海岸(肥前町満越)では本層群の基底礫岩をもって少なくとも局部不整合の関係が確かめられる。さらに玄海町の諸浦付近では本層群の中部層が杵島層群をOver lapして直接基盤の花崗岩類を覆う海進覆蔽が確かめられた。この事実はさらに鎮西町丸野、唐津市湊町尾頭、志坂鼻でも上部層が直接花崗岩類を覆うのが認められ、この海進覆蔽が北東へ向って発達したのが確認された。

(1) 相浦下部層

調査地内では相浦下部層は海進覆蔽で欠如しており、分布しない。前述の満越海岸では基底礫岩に畠津貞岩・砂岩の巨礫を含み、上位の砂岩中には稀に*Ostrea sp.* を産する。

(2) 相浦中部層

相浦中部層は「新田五尺」から「モエズ層」までであり、標準地の入野半島では全層厚は140～220mで北東に向かって薄くなる。中部層はさらに上部および下部に細分される。下部は基底の礫質砂岩、迷彩砂岩に始まり、相浦三枚・同四枚炭層にはほぼ対比できるレンズ状の薄炭層を夾む含植物化石頁岩層まで、上部は再び礫質砂岩、迷彩砂岩からモエズ層を夾む頁岩層までである。

上部の基底礫岩の上位の石岳凝灰角礫岩は重要な示準層として、北松地区から福島、調査地内の有浦付近まで追跡される。

この石岳凝灰角礫岩は厚さ3～5m、この間に凝灰岩、小豆大的礫を有する凝灰角礫岩および凝灰質砂岩、頁岩が互層し、本層の上下に有浦上層・同下層の薄炭層が賦存する。この炭層は厚さ数10cmで旧有浦炭鉱で小規模に採掘されたほか、大串新田から牟形、新田を経て有浦川河口右岸まで、旧坑が点々とあり、石岳凝灰角礫岩と合わせて追跡しやすい示準層となっている。

(3) 相浦上部層

相浦上部層はモエズ層から大鶴二尺（福島二尺・大瀬五尺）まで、全層厚は約220～270mで北東に向って薄くなる。

下位よりモエズ、川釣（下層）、上二枚、大鶴二尺の各炭層が薄層であるがよく連続する（山崎他、1971）。大鶴二尺は大鶴炭鉱で広く稼行されたほか、調査地内の松ヶ崎から仮屋さらには値賀川内・野元付近まで、旧坑口が連続しており、極く小規模に稼行された。

相浦上部層の重要な示準層はいわゆる真申化石帶で（沢田、1958）、モエズ層から上位約30m付近の迷彩砂岩中に、わずかに海緑石を含む淡灰緑色泥質砂岩や砂質頁岩を挟む、貝化石密集帶として認められる。大鶴炭鉱の多数の試験からほぼ同層位に広く密集帶が確認されているほか、肥前町高串港南部でも *Vicarya* または *Vicaryella* に類似種を含む海棲貝化石群集が確かめられている。

前述のように、鎮西町丸野、唐津市湊町尾頭・志坂鼻付近では、貝化石を含む淡緑色の礫岩又は砂岩が花崗岩類を不整合に覆っているのが確かめられた。この含海緑石淡緑色砂岩は貝化石を多く含むことから、本層中の真申化石帶に対比され、このことは相浦下部層と中部層が次如して、本層が直接花崗岩類を覆う海進覆蔽が、東松浦半島の北東部まで及んでいることを表わしている。

3.3.2 佐世保層群

調査地内の佐世保層群は大鶴二尺（福島二尺、北松地区の大瀬五尺）より上位の地層で、仮屋付近から値賀川内、呼子町および、加部島付近に分布する。調査地内では上限は不明である。

主要炭層は下位から大鶴二尺（福島二尺）、鍋串二枚、岩石二枚、七隔、松浦三尺、砂盤、福井一枚で、これらをそれぞれ境界として、中里層、柚木層、世知原層、福井層、加勢層の5部層に区分する。

(1) 中里層

中里層は大鶴二尺（福島二尺）から鍋串二枚までで、大鶴二尺層が広く稼行された入野半島の大鶴炭鉱付近では層厚120～140mである。この中里層は高串凝灰角礫岩を境にして上部層と下部層に分けられている。

下部は暗灰～灰青色の豊富な植物化石を含む頁岩を主とし、時に砂質部を挟み、この間に福島砂盤などの薄炭層を数枚挟む。

高串凝灰角礫岩は層厚3～5mで帶淡緑黃褐色を呈し、数mm以下の石英、チャート、安山岩質亜円礫を含み、粗粒凝灰岩を挟む。地表の露頭に乏しいが、仮屋湾の高岩鼻の南方約500mの岬の鼻に多くの転石が認められる。この上、下に薄炭層を伴い、また上盤に *Ostrea sp.* を産する。

上部は厚い迷彩砂岩を主とする。

最上部の鍋串二枚は玄海町の大蘭の西海岸でも約20cmの石炭層として確認されており、さらに値賀川内の七ッ枝でも小規模に稼行されたことがある。

(2) 柚木層

柚木層は主要炭層の鍋串二枚から松浦三尺までの間、340～380mの層厚で、この間に上位から十二隔、七隔、柚木二枚、岩石二枚、白岩などの薄炭層を挟んでおり、岩石二枚、七隔を境に上・中・下の3部層に区分される。

これらの諸炭層は大局的に北東方向に薄層化の傾向を示し、入野半島で漸く薄炭層が確かめられ、また調査地域西方では戸崎の南方350m地点の海岸に旧杭があり、無煙炭の稼行実績があるが各炭層の追跡は困難である。

柚木層の有力な鍵層としては大鶴地区において晴気凝灰角礫岩が提唱された（山崎・野田、1950）。

晴気凝灰角礫岩には青灰色～暗灰色凝灰質石基中に石英の小斑点、緑色鉱物および安山岩の小礫などを含み、層厚としては2～5mである。その上・下に十二隔および七隔炭層、その他炭質頁岩や頁岩類が認められる。

この他に鍵層として京泊凝灰角礫岩がある。こ

れは青灰色の石英安山岩質の凝灰角礫岩で、厚さ10数m内外、上・下に柚木二枚および岩石二枚などの炭層、炭質頁岩、頁岩類を認める。また、柚木二枚の上盤にも厚さ2~3mの同質の凝灰角礫岩が認められる。

今回は調査地域内でのこれらの鍵層の追跡は完全ではなく、所々で露頭および転石を発見したにすぎなかった。

(3) 世知原層

世知原層は、松浦三尺から砂盤までで、層厚は130~160mである。しかし、本層中の炭層は北および北東に向かって著しく薄層化しており、松浦三尺は調査地西方の鷹島まで、砂盤は伊万里湾西岸から飛島まで追跡されるが、もはや入野半島では両炭層とも明らかではない。

松浦三尺天盤は北松地区では含植物化石頁岩帶に貝化石の産出が多數報告されているが、調査地域内では、ほぼ同層位と推定される頁岩層はあるが、貝化石は稀である。

世知原層は調査地の玄海町池崎南方から鎮西町串浦・海士町を経て、北海岸沿いに白崎までの海岸沿いおよび呼子町一帯に分布するものと推定されている。しかし、世知原層は頁岩優勢層であるが、石炭層以外に特徴的な岩相もなく、さらに呼子町付近では玄武岩類に覆われているため、世知原層の分布についての詳細は不明である。

(4) 福井層

福井層は砂盤から加勢層基底の楠泊礫質砂岩（長浜、1954）までである。この福井層は砂岩優勢の砂岩頁岩互層からなり、重要な示準層は歌ヶ浦凝灰角礫岩と本ヶ浦凝灰岩である。

歌ヶ浦凝灰角礫岩は砂盤の上位約30mに位置し、厚さ5m、暗灰色～黄褐色を呈し、石英安山岩質凝灰岩を主とし、時に泥灰質の豆石（結核）を伴う。古くから俗に大蛇ノ目と呼ばれて示準層となっている。

本ヶ浦凝灰岩は一般に福井一枚から上位約20~30mに位置し、層厚2.5~3m、暗緑色～黄褐色の

安山岩質凝灰岩を主とし、しばしば豆石を伴う。古く上治（1938）により白蛇の目と称せられ、その他蛇ノ目集塊岩または小蛇の目などとも呼ばれた。

今回の調査では、福井層は入野半島先端部綾崎・大崎に認められ、したがって玄海町の池崎・値賀崎を経て、鎮西町の先端の北東海岸から加部島のほぼ全域に分布すると推定される。

(5) 加勢層

佐世保層群最上部に位置する加勢層は伊万里湾西岸から今福以西海岸地域、いわゆる北松地域の北部に広く分布している。しかし今回の調査では加勢層と確認できるものはなかった。

3.4 時代未詳第三系

加部島の西海岸には、玄武岩に被覆されて、下位の佐世保層群福井層相当層とは不整合関係が確かめられる概ね水平に近い地層が分布する。本層は層厚約1mの基底礫岩に始まり、凝灰岩（0.3m）、凝灰質砂岩（0.9m）、粗粒砂岩（3.5m+）と続く。この地層の固結度は、下位の砂岩に比べて弱く、はっきりと区別することができる程度である。

この地層は固結度や岩層から新第三系と推定されるものの、具体的な層準がはっきりしないため、時代未詳第三系とした（図3の記号K）。

（注）本調査報告後、上記の凝灰岩中のジルコンのF・T年代の測定から、 10.7 ± 1.1 Maの値が得られた。よって、この地層を八ノ久保砂礫層とはにわかに対比できない。現在検討中である。

3.5 岩脈類

東松浦半島には第三系ならびに花崗岩類を貫く大小多くの岩脈および岩床が分布するが、呼子周辺の海岸線はその内でも特に岩脈が集中している。これらの岩脈は幅数mから数10mまであるが、幅2m内外のものが最も多い。一般に周囲の

第三系に対しては、ほとんど熱変成をあたえていない。加部島の西海岸藻島付近に貫入している岩体は、幅150mもあり、周辺の第三系はこの影響をうけて、局部的に走向・傾斜が乱されている。

これらの岩脈の延長の方向は一般にN20°W～N60°Wのものが多く、地層面に直交している。まれにN-S方向のものもあるが、呼子周辺のものは、前述の加部島西海岸にある大規模な貫入岩体を中心としてほぼ放射状に拡がるような方向性を有している。

この加部島西海岸の貫入岩体については、すぐ西側の海底地形に周辺より高い部分が認められることから、海底部まで岩体が拡がっている可能性も十分考えられ、今後、ドレッヂ等により、その分布を確認することが望ましい。

岩脈の岩質は大部分が玢岩であるが、一部には粗粒玄武岩がある。玢岩は完晶質粗粒で、橄欖石・斜長石・角閃石等の斑晶を含み、また紫蘇輝石および石英を少量含む。斜長石は曹長石程度であり、角閃石は褐色角閃石で、緑泥石化作用を著しくうけており、普通輝石は斜長石の間隙を充填している。

加部島西海岸の上記大規模岩体の周辺では第三系の走向・傾斜が乱されることなどから、この岩体周辺の岩盤には劣化が予想される。その他の岩脈の境界についても密着しているものもあれば、破碎帯を伴ったり、岩脈を境に地層のずれが認められるものもあるため、岩脈周辺での断層の存在、岩盤の劣化も予想される。

3.6 八ノ久保砂礫層

本層は呼子町付近・尾の下鼻・友崎・神集島荒崎等の半島部の北東海岸、加部島、鎮西町串浦や玄海町外津浦などに僅かに露出しているが、明らかに本層の認められないところもあるので、広く連続して分布しているのではなく、局部的に各地に堆積したものと考えられる。

本層は下位の第三系とは明瞭な傾斜不整合で接し、玄武岩類に覆われている。

本層は最下部に径3～4cm以下の中礫を含む灰

白色の粗粒砂（アルコーズ）から始まり、上方に向って、青灰色～灰白色砂質粘土から青灰色～紫褐色粘土等に移る級化層理がみられる。含まれる中礫の礫質は花崗岩、玢岩・砂岩等である。

一般に本層の傾斜は5°以内で、上位の玄武岩類の基底面とごく僅かに斜交している。地層の厚さは5～10mにすぎない。本層に対比されるものは東松浦半島に限定されず、北松地域一帯に広がっている。本層を掘進した呼子線のトンネル内では、天盤の崩落や出水など難工事の連續で苦労をしている。

3.7 松浦玄武岩類

調査地域の玄武岩類は準平原化された基盤の花崗岩類および第三系を覆って東松浦半島に広く分布しており、一般に松浦玄武岩類と呼ばれ、その厚さは最大200m以下、少なくとも4～5回に分れて噴出したものと推定されている。

この玄武岩類の基面は一般に南東から北西に向って緩く傾斜しており、北西海岸では海中に没している。

東松浦半島に分布する玄武岩類には橄欖石粗粒玄武岩、無斑晶質玄武岩、普通輝石橄欖石玄武岩、曹灰長石玄武岩等の数種類が認められる。

その他小川島には南東部に普通輝石橄欖石玄武岩、他の部分に針状斜長石含有玄武岩が分布し、加唐島・松島にも玄武岩の小分布が認められる。

今回の調査ではこれらの玄武岩類を一括して取り扱った。

玄海町有浦の東方日ノ出松・京松付近の無斑晶質玄武岩や唐津ゴルフ場付近の灰色橄欖石玄武岩には5～20mm大の輝石・橄欖石団球や花崗岩質岩石の多くの捕獲岩が含まれており、これらは玄武岩の貫入火道に近い付近に多く産出することから、この付近では火道や割れ目火道の存在が予想され、火道による岩盤のゆるみや境界からの出水も予想される。

(注) Eizo NAKAMURA 他 (1986) による
と、東松浦半島の玄武岩類の噴出時期は 3.00
± 0.03Ma 前後に集中しており、また小川島

の玄武岩は 3.58 ± 0.04 Ma に噴出したと報告されている。

3.8 ソーダ粗面岩類

調査地域の北部の加唐島、松島には、日本では珍しいソーダ粗面岩類が分布している。

(1) 加唐島

加唐島は大部分が粗面岩からなり、島の南端の港付近には、粗面岩の下位に無斑晶質玄武岩が分布しており、この両者間に厚さ数mの火山碎屑の堆積層が挟っている。以上の関係から加唐島の粗面岩は無斑晶質玄武岩の噴出後に流出したものと考えられている。

粗面岩は黒青緑色～暗緑色を呈する緻密な岩石で、全体的に風化されて、表面は桃褐色～灰白色を呈している。

斑晶はまれに斜長石、微斑晶として橄欖石が少量含まれる程度であり、石基は斜長石を主とし、輝石・橄欖石・鱗灰石からなる。

粗面岩類は比較的硬質で安定した岩盤状態にあるが、割れ目は開口気味である。また、北端のエヌオノ崎周辺の北海岸では割れ目の発達が著しく、割れ目間隔は 10~20mm で、割れ目沿いに風化が進み、岩盤の劣化が著しい。

(2) 松島

松島を構成する岩石は大部分エヂリン輝石粗面岩で、肉眼的には馬渡島の粗面岩質安山岩に似ている。島の東端の牡蠣瀬では無斑晶質玄武岩とエジリン輝石粗面岩との関係が観察され、両者の接觸部は露出が悪いために不明瞭であるが、火山噴出物の薄い層が挟っているので、エヂリン輝石粗面岩は無斑晶質玄武岩の噴出後に流出したと考えられる。

また、玄武岩の流理が粗面岩の岩体の外側に向かって傾斜しているのが観察されるが、これは粗面岩の貫入時に玄武岩類を押し上げたものと思われる。

エヂリン輝石粗面岩は淡青褐色を呈し、アルカリ長石の斑晶に富み、その結晶は長さ平均 0.5cm、なかには 1cm に達するものもある。石基は斜長石・エヂリン輝石を主とし、鱗灰石・緑泥石・磁鉄鉱、まれに石英を含んでいる。

本岩は全体的に著しく風化を受けており、割れ目も発達しており、割れ目は開口気味であり、岩盤の劣化が進んでいる。

4. 地質構造

調査地の南東部～北東部には花崗岩類が分布しており、第三系は大局的には北東の走向で、北西方向に傾斜している。

玄武岩類は花崗岩類および第三系等を覆い、北西方向に緩く傾斜しており北西部の加部島、波戸岬、串崎等では海中に没している。

また佐世保炭田の主部である“北松地区”的地質構造を支配する佐々川断層の行方について山崎他 (1971) は佐々川断層は松浦市志佐付近で玄海灘に出た後大きく北東へ向い、鷹島と飛島・福島との中間の海底下をほぼ東西または北東に走り、入野半島の高串に上陸した後、切木通り、唐津港に向うものと予想している。この高串に上陸後の佐々川断層の解明は将来の課題であり、今後詳細な調査解析を必要とする。

4.1 第三系の地質構造

東松浦半島の第三系は大局的にみると NE 系の走向で、北西方向に傾斜し、花崗岩類の縁辺部に沿うように分布している。また、地層を詳細に追跡すると数本の NW 系の断層の存在が予想される。断層の正確な位置や規模は今後の精査を待たなければならないが、第三系をトンネルが通過する場合はこれらの断層の位置や性状を把握する必要があろう。また、これらの第三系を切る断層と基盤の花崗岩類との関係についても、今後調査する必要がある。

また、呼子町周辺から加部島には佐世保層群の福井層が分布するが、今回の調査結果では福井層

写真1 玄海町大串新田の石岳凝灰角礫岩

炭質頁岩(S_ℓ)の上位に凝灰角礫岩(T_b)と灰白色粗粒凝灰岩(T_f)が存在し、それらの間には珪化木を含む凝灰質砂岩(S_s)が分布する。

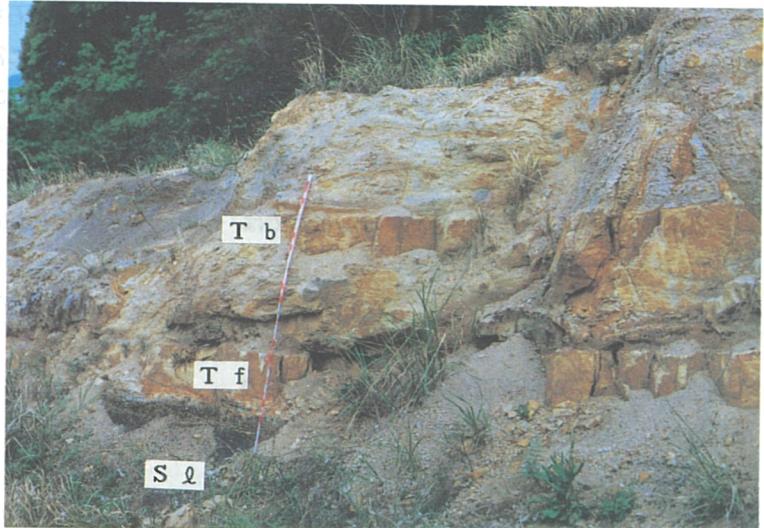


写真2 玄海町松が崎の大鶴二尺（石炭層）の露頭

砂岩頁岩互層と塊状砂岩の境界より3m下位に黒色頁岩(60cm)があり、黒色頁岩の最上部に石炭層(10cm)を含む。この石炭層は仮屋北方まで連続して追跡され、旧坑が存在する。



写真3 相浦中部層の砂岩の岩相

肥前町瓜が坂南方海岸に見られる相浦中部層の砂岩はいわゆる“迷彩砂岩”状を呈する。塊状硬質である。

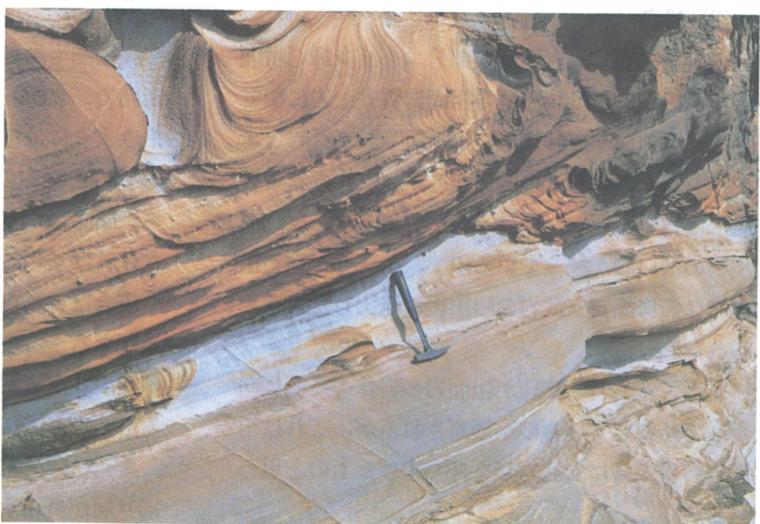


写真4a 加部島西海岸の時代
未詳第三系

第三紀層（T）の上位に基底礫岩（Cg）
が存在し、その上位に凝灰岩～凝灰質砂
岩（K）がほぼ水平に分布している。

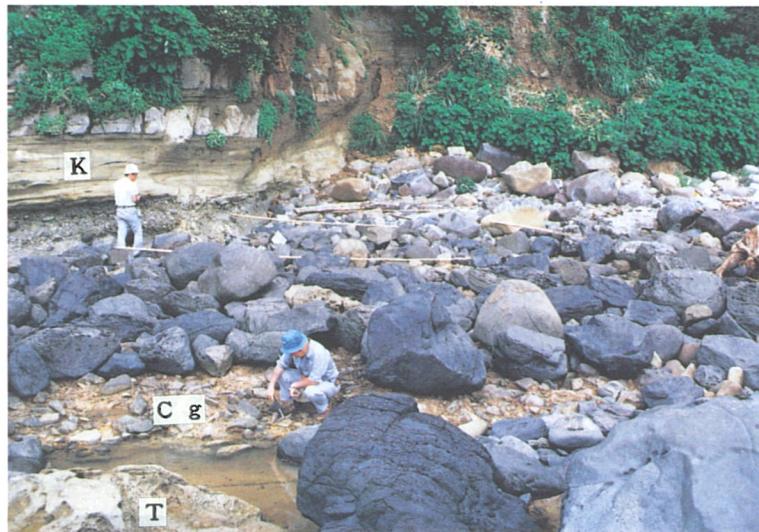


写真4b 上記の拡大写真

基底礫岩は層厚1m前後で、10～20cm大の粗粒玄武岩の礫を
多く含み、マトリックスは凝灰質シルトないし粗粒の砂で、下
部に炭化木片を含む。時代未詳第三系の最下部は黄灰色粗粒砂
岩（30cm）で、上部にいくにしたがって凝灰質砂岩や粗粒砂岩
に変化する。



写真5 第三紀層、八ノ久保砂礫層、
玄武岩の関係

呼ぶ子町友崎先端では、第三紀層（T）と玄武岩（B）の間に
八ノ久保砂礫層（H）を挟んでいる。玄武岩には柱状節理が発
達している。



の取り扱い方によっては、福井層の層厚が厚くなりすぎるという問題点が残る。

4.2 断層破碎帯

野外では大規模な断層、破碎帯は確認できなかった。呼子周辺の世知原層、福井層の分布、層厚等から断層の存在が予想される。断層の規模や位置については今後さらに詳細な調査が必要である。また、有浦川沿いから仮屋湾にかけては、モエズ層の分布から、有浦川沿いに断層が推定される。名護屋浦の赤松、外津浦の中通、池崎南東部等では地層の走向傾斜の乱れが認められるため、

この付近にも、断層の存在が予想される。

また、北部弁天島周辺や加部島には、岩脈を切るNW系とE-W系の断層が存在するが、いずれも規模は小さい。

呼子付近では層序や海底地形等から呼子湾や加部島南方の海底に断層が推定される。特に加部島南方の断層は世知原層の層厚から想定される断層で、トンネルルートとも関係が深いので今後、加部島や呼子側でのボーリングや海底の物理探査によって断層の存在を明らかにする必要があろう。

写真 6a 加唐島の粗面岩の産状

加唐島西海岸に見られる粗面岩は塊状で石灰質だが、開口性の割れ目が発達している。



写真 6b 加唐島エヌオノ崎の粗面岩の産状

割れ目間隔は10~20cmで、割れ目沿いに風化が進行し、岩盤の劣化が著しい。



5. まとめ

5.1 調査結果のまとめと施工上の問題点

①本域の相浦・佐世保両層群の層序は山崎他(1971)が詳述し、提案した標準柱状図(図2)が半島全域に適用され、各層の分布および地質構造が今回の精査で確かめられた。特に岩相区分に加えて、鍵層となる石岳などの各凝灰岩層がよく追跡された。ただし、凝灰岩層と同様に鍵層となる炭層は北東部に向い何れも著しく薄層化または劣化し、一般に極く薄い粗悪炭や炭質頁岩として追跡された。

②これら新第三系の地質構造は大局的に走向は北東で、北西に傾斜する単斜構造を示している。しかし、地層傾斜は、仮屋周辺部(約10°)を除き、呼子・名護屋を含む以西海岸は一般に20°内外、しばしば30°以上の急傾斜部を認め、多くの北西系または東西系の断層が発達し、構造がかなり複雑な地区もあり注意を要する。

③新第三系を切る玢岩質岩脈群の多くは地層面に直交し、巾数mのものが多々、概ね北西方向の平行岩脈群である。前項の断層に切られ、松浦玄武岩類基底のハノ久保砂礫層に覆われている。

過去、同様な岩脈を掘進しての出水事故の例が各炭鉱で認められるので、海底下での岩脈群は特に注意を要する。

なお、加部島西海岸藻島付近には幅150m以上の大規模貫入岩体が認められる。これは呼子周辺域の岩脈群の中心的な火道の疑いもあり、トンネルルートとしては危険なので回避する必要がある。

④加部島以北の加唐島・松島には、いわゆる“ソーグ粗面岩類”として総括される特殊な酸性岩類の貫入岩体が認められる(石橋、1971、他)。本岩類は新第三系を貫き、岩体周縁の地層を押し上げ、または破碎しており、岩体にも開口割れ目が発達しているため、海底トンネルに大出水の危険がある。

⑤前述したように松浦玄武岩類中にいわゆる橄

欖石団球が唐津湾の高島東岸、玄海町の日ノ出松・京松付近さらには唐津ゴルフ場付近でも発見された。団球の多くは径5~20cm内外の大きさで、恐らく玄武岩類の貫入火道近くに産すると考えられるので、ルート選定上問題となる。

⑥佐世保炭田主部を北東に走る佐々川断層が本域西方の鷹島と福島を隔てる水道に延長され、さらに東に向い高串-切木-唐津港に至るものと予想される(山崎他、1971)。ただし、高串-唐津港間は広く玄武岩類に覆われて断層線を明確にし難い。このため佐々川断層の所在をはっきりさせるための地質調査を実施することが望ましい。

5.2 今後の調査

東松浦半島の調査地では、次のような事項を今後調査を実施して明らかにする必要がある。

(1) 陸域部

①呼子南方域では、松浦玄武岩類に覆われて、花崗岩類ならびに第三系の分布が明らかでない。従って、今後ルートが概ね決定した段階で、そのルート上において地表並びにボーリング調査を実施し、それらの分布、岩盤、不整合、地下水の状況等を確認する必要がある。その他、佐々川断層やNW系の断層の存在や規模等についても十分に把握しておく必要がある。

②また呼子周辺では松浦玄武岩類に広く覆われて、露頭状況が良くないので、第三系の層序の確立が困難である。従ってボーリング調査によって、呼子周辺の第三系を確認し、陸域部での層序の確立と共に岩盤地下水状況についても明らかにする。

③調査地域内の第三系に挟まれる鍵層となる凝灰岩の絶対年代を測定し、佐々・田平・平戸地区に分布する第三系の凝灰岩との対比を行い、層序の確立を行なう。

④さらには全域にわたる総括層序対比表完成のために、これら第三系に含まれる微化石による各地区の地層の対比も実施する必要がある(対馬・壱岐を含むことが望ましい)。

⑤玄武岩台地の地下にトンネルを掘削する場合、玄武岩の火道や割れ目火道周辺での湧水や岩盤の劣化が問題となる。従って火道や割れ目火道の位置を確実にとらえるために、空中写真判読や地表踏査を実施し、その後ボーリング調査によって地下の状況を把握する。

(2) 海域部

呼子北部の海域部において、第三系の賦存状況や地質構造等について不明の点が多く、以下の事項について明らかにする必要がある。

①呼子および加部島にかけて賦存する福井層の層厚から加部島の南側にほぼ東西性の断層の存在が予想される。これを明らかにするため、加部島と呼子側にボーリング調査を実施して、両側の層序並びに地質構造を明確にして、断層の存在をはっきりさせる。

②加部島の西海岸に分布する第三系を不整合に覆う時代未詳第三系の賦存状況を明らかにして、加部島以北の海域部での地質解明の資料とする。また、本層とハノ久保砂礫層との関係も様々な面から明らかにしていく必要がある。

③名護屋以北の第三系の対比は、岩相など地層の特徴からだけでは困難であるので、微化石による地層の対比を試みる必要がある。特に小川島の第三系においては是非必要である。

④呼子から加部島にルートが設定される場合、加部島西海岸の貫入岩体の海底における広がりが問題となるため、ドレッヂサンプリングにより、その広がりを明確にする必要がある。

参考文献

岩橋徹 (1961) : 北松地域およびその周辺にみられるハノ久保砂礫層(新称). 九大理研報, 5巻, 1号, pp.1 - 13.

小林勇・今井功・松井和典 (1955) : 5万分1地質図「呼子」および説明書. 地質調査所.

小林勇・今井功・松井和典 (1956) : 5万分1地質図「唐津」および説明書. 地質調査所.

石橋澄 (1971) : 東松浦半島地域および生月島産玄武岩類の岩石化学. 九州大学理学部研究報告, (地質学), 10, pp.177 - 221.

松本健夫・山崎達雄・富田達 (1960) : 唐津炭田中部地区における肥前粗粒玄武岩類とその隣伴岩類. 九大生研報, 28号, pp.4 - 35.

松本健夫・山崎達雄 (1960) : 唐津炭田の貫入火成岩類. 特に肥前粗粒玄武岩類. 九州鉱山誌, 28巻, 7号, pp. 30 - 43.

鎌田泰彦: 佐世保炭田の“迷彩砂岩”の粒度組成と堆積環境. 九州鉱山学会誌, 26,(9), pp.28 - 34.

沢田秀穂 (1958) : 北松炭田地質図, 同説明書. 日本炭田図 II, 地質調査所.

山崎達雄・野田光男 (1950) : 佐世保炭田北東部における佐世保層群の層序. 九州鉱山学会誌, 18,(10), pp. 1 - 7.

山崎達雄 (1953) : 唐津炭田の層序. 地質雑, 59巻, 696号, pp.403 - 419.

山崎達雄他 (1954) : 佐賀県炭田地質図 (5万分1) および説明書. 佐賀県.

山崎達雄・森永陽一郎 (1954) : 唐津・佐世保両炭田の関係. 地質雑, 60巻, 710号, pp.473 - 486.

山崎達雄 (1959) : 唐津炭田の地質構造と貫入火成岩類. 九大生研報, 26号, pp.33 - 53.

山崎達雄 (1959) : 斧島・西彼斧両層群の関係. 九大生研報, 26号, pp.74 - 83.

山崎達雄・松本健夫・森永陽一郎 (1960) : 唐津炭田北部における相知・斧島両層群の関係(付, 相知層群の分層基準の再定義および同層群中の御影骨石). 九大生研報, 27号, pp.8 - 35.

山崎達雄 (1967) : 九州北西部諸炭田の層序対比. 北大佐々保雄教授還暦記念論文集, pp.522 - 532.

山崎達雄・古川俊太郎・坪島務 (1971) : 佐世保炭田北東部における佐々川断層. 九大松下久道教授還暦記念論文集, pp.419 - 431.

唐木田芳文 (1985) : 北九州花崗岩類の地質学的分類. 日本応用地質学会九州支部会報, No.6, pp.2 - 12.

山崎達雄 (1988) : 日韓トンネルにおける地質学的諸問題. 日本応用地質学会九州支部会報, No.9, pp.155 - 165.

