

## 渥美半島の洪積統層序並びに地質構造

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2011-08-29 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 黒田, 啓介 メールアドレス: 所属:
URL	<a href="https://doi.org/10.14945/00006018">https://doi.org/10.14945/00006018</a>

# 渥美半島の洪積統層序並びに地質構造

黒田啓介\*

## I まえがき

筆者は一昨年以來、卒業研究として渥美半島の洪積層について層位学的並びに古生物学的研究をすゝめてきたが、化石植物群<sup>(1)</sup>については既に報告したので、今回は層序並びに地質構造についてその結果を報告する。

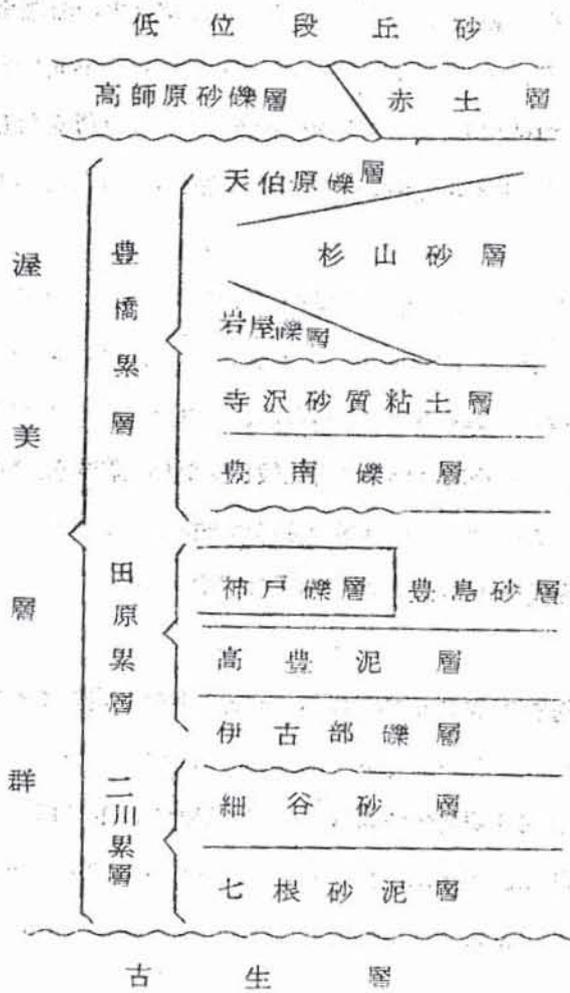
渥美半島の地形については石川成章<sup>(2)</sup>、辻村太郎<sup>(3)</sup>、今村学郎<sup>(4)</sup>、浅井治平<sup>(5)</sup>、田山利三郎<sup>(6)</sup>、三野与吉<sup>(7)</sup>の諸氏による詳論があるが、地質については石井清彦<sup>(8)</sup>によつて本地域の主体を占める砂礫層を鮮新統とされたのが嚆矢で、古生物については横山又次郎<sup>(9)</sup>の貝化石の研究が最初である。その後、大塚弥之助<sup>(10)</sup>は先志摩の洪積層を渥美半島の貝化石層に対比され大炊御門経輝<sup>(11)</sup>は更に多数種の貝化石を報告され、また、層序も編まれて、上部の一色層と下部の田原層に不整合で大別された。つゞいて横山次郎、中川保<sup>(12)</sup>の両氏による洪積世有孔虫の報文がみられ、最近では片平忠実<sup>(13)</sup>の花粉分析と第四紀層の研究がある。筆者は本地域の堆積過程を考察し、対比を行う目的で更に精しい層位学的調査を行い、昨年本誌12月号<sup>(14)</sup>にその予察的層序を表示した。然るに、その後新たな事実をいくつか発見したので、ここに新層序を編み直した次第である。

本研究をすゝめるにあたり、屋外調査、貝化石の同定や生態学的考察等に終始御指導を戴いた土隆一先生、地質について種々御教示下さつた加藤芳朗先生、また、少なからぬ御指導を戴いた望月勝海、竹内正辰、鮫島輝彦、佐々倉航三の諸先生、生物学教室の稲葉茂正先生、有益なる御助言を戴いた片平忠実氏に厚く御礼を申し上げる。

## II 地形概観

渥美半島は古生層からなる内座山地とその山脚を埋める洪積層とから構成されている。内座山地では半島中部の田原の蔵王山で海拔252.5m、半島西部の大山で300mを越えるが、全般に緩やかな老年期の丘陵山地を形成している。田原より東部は二川の背後に迫る古生層を除けば沖積平野と洪積台地で占められ、台地の南端は遠州灘に臨む30~80mの急峻な海蝕

\* 教育学部四年



崖が発達して単調な直線的海岸線をつくり、北岸の渥美湾沿いでは凹凸のある海岸線と入江を擁する砂州とが発達している。洪積台地では本調査地域の東南部にあたる長谷附近が海拔80mで最高となつており、大平洋岸に沿つてこれより西に向へば徐々に高度を減じ、伊古部で65m、赤羽根に至れば30m以下となる。また、太平洋岸より北の内湾方向に向つても同様に高度を減じていくが、沖積地と接する所では大体10~20mの落差をもつ急斜面をなしているのが普通である。即ち、地形面は北または北西に傾き、極めて緩やかな半ドーム状曲面を東西に稍ひき延ばした形を示しているが、全般に開析はかなり進み、南より北に流れる必従川と数列の東西にのびる適従谷の発達が認められる。開析を免れた台地には最上部に堅固な礫層が乗つており、その高度は北に向うにつれて低くなり、数段

の台地に分けられる。この礫層は南南西にわずかに傾く頂上礫層であることから、本区の地形を純然たる逆ケスタ地形<sup>7)</sup>とするよりも逆ケスタ状地形と呼ぶ方が適當と思われる。

### III 層 序

渥美半島の洪積統の大部分を占める渥美層群は古生層にアバットしており、上部は高師原砂礫層で不整合に被われ、また、この砂礫層と一部が同時異相関係にある赤土層には整合で被われている。しかし、これらの上位には更に低位段丘砂がみられる。渥美層群は下部より二川田原、豊島の三累層に分けることができ、それの間は局部的不整合、または漸著なダイアステムであつて、海退期より海進期への遷移過程を示す河成礫が認められる。各累層内の細分は主として上下関係の明瞭な岩相と火山灰層等の鍵層に基いて定めたもので、それらの関係を示せば上表の如くなる。各層について次に説明する。

## A 二川累層

本累層は渥美半島洪積統の最下部を占めるもので、主として高塚以東の海蝕崖最下部に露頭するが、一部は久美原附近でもみられる。層厚は下底がわからないため不明であるが、海面上に現われている最高の厚さは20m位に達し、細谷の太平洋岸で最も厚層をなしている。岩相は下部の砂質シルトと上部の褐色砂が漸移関係にある他は比較的岩質の変化がみられない。

### 1. 七根砂泥層

高塚海岸東部から長谷まで分布し、東七根海岸を模式地とする。本層はほぼ4~7mの厚さで層相は黒味を帯びた濃青灰色砂質シルトであるが、一般に雲母を多量に含む砂層が卓越している。高塚・西七根間では砂とシルトの薄い互層がみられ、ヨコハマチヨノハナガイ等の内湾棲貝類の化石を産し、シルトと砂の部分にはいずれも比較的細かい円磨を受けた漂木片と共に木の実等の植物化石が産出する。この附近から東部一帯には微細な水平の波状ラミナがみられ、所によつては層間異常があり、続成作用が最も進んでいる地層である。

### 2. 細谷砂層

下細谷の海岸へ降る道路の切削を模式地とする本層は七根砂泥層を整合に被い、西七根より東部の海蝕崖下部にみられる。層厚は1~1.5mで、層相は礫を含まない無層理の褐色砂である。七根砂泥層から本層への移化部は黒褐色の固い砂層で、時折シルトの薄層を挟在する。一方、西赤沢から豊南附近の最下部にわずかに露頭する青灰色シルトにはアカガイ等の貝化石を若干含み、これは褐色砂の異相と考えられるものである。

## B. 田原累層

二川累層を局部的不整合に被つていて本調査地域の主体を占める地層である。分布地域は広く北部の渥美湾に近い2.5m等高線以下にも見かけ上の最下層となつて分布しており、概して東部よりも西部に良好な発達が認められる。層厚は約20~30mであるが、西赤沢の40mが最も厚く、西部では海面上に露出している限り逆に薄くなつている。岩相は泥、砂、礫と岩質の変化に富み、これを基に三つの部層に分けることができる。

### 1. 伊古部礫層

田原累層の基底礫で、主として西七根西部から西伊古部西部までの海岸の下部に露頭し、伊古部海岸を模式地とする。層厚は高塚の10mを最高にし、久美原の下部では1m内外であるが、大体2~3mが普通である。層相は大部分が礫であるが、東七根以東では褐色砂に移化して薄くなつている。礫質は硬砂岩とチャートの中礫で代表され、所によつては流紋岩を含むことがあり、淘汰作用の良い円礫で、鉄分が多いため礫を膠着している所も屢々見られる。二川

累層との境界は高塚と久美原で不整合面が顕著にあらわれ、砂質シルトの角礫を屢々包有するが、小島より東部では整合となつている。

## 2. 高豊泥層

本層の分布地域は主として百々から東七根までの太平洋岸の海蝕崖下部と瀨美湾に面する北大津附近で、層厚は15~20mである。層相は風化面に節理の発達する無層理の青灰色シルトで代表され、高豊地方の海岸で極めて良好な発達が見られるが、中でも特に良い東伊古部海岸を模式地とする。シルトのみられない豊南と浜田の間、東ヶ谷と本前までの間はそれぞれ硬砂岩とチャートの細円礫を数条狭む褐色砂となり、東七根でも薄い褐色砂に移化している。シルトは塊状またはレンズ状に孤立し、その間は北より搬入した流紋岩を主たる礫質とする含鉄砂礫層が埋めている。伊古部深層より本層のシルトに移化する所は褐色砂で、マガキ、ヤマトシジミが多く、シルトに入つてウラカガミ、シズクガイ、ヨコハマチヨノハナガイが目立つてくる。シルトの下底より4m位上位には4cmほどの白色火山灰層があり、これより5~10m上位にはもう一つの別の火山灰層があるのが久美原・浜田附近で認められる。後者は下部が緑色、上部が白色のハロイサイトとなつており連続しない。西伊古部と久美原ではこれらの火山灰層の層準から夥しい植物化石が産出し、ブナ、ナラ、シデ、フジ、クス、タブ等の各属が多くみられる。また、内湾に面する大津附近の青灰色シルトにはシズクガイが認められ、大崎西部の1mの暗青色の雲母質砂泥層には漂木と共にトリガイ、ウラカガミ等の印象がみられる。

## 3. 豊島砂層

高豊泥層に整合する淡褐色砂が主体で、瀨美線の豊島駅附近の巖を模式地とする。本層は5~20mで概して西部に良く発達し、北部でも25m等高線以下に広く分布している。層相は中粒褐色砂の他に礫や泥もみられ、漠然とではあるが、大凡、上中下とその層位を区別することができる。下部は東南或いは東から運搬された礫層からなり、硬砂岩・チャートを礫質とし、鉄分多く淘洗の良い中粒円礫層で、10~20°のクロスラミナをもつて下位の高豊泥層を水平に被っている。この深層は赤羽根、東ヶ谷、西赤沢の各海蝕崖と梅田川流域で顕著に認められる。中部は東ヶ谷で下部の礫層をダイアステムで被う砂深層や黒河附近で見られる西北より流入した円いチャートを主とした礫層並びに高松の貝化石層等である。高松の貝化石は下部よりイボウミニナ、ウラカガミ、オオノガイ、ヤツシロガイがそれぞれ代表種となつており、一般に暖海性のものが多く、これよりわずかに西から産出するクスノキ、タブ、タイワンブナ等の植物化石とよい対応を示している。上部は内湾に面する中部一帯に分布する帯緑色褐色砂層や帯青色淡褐色砂層等で、後者は細粒ではあるが或いは内湾の海岸砂ではないかと思われる。大

清水以北の豊島砂層は稍粘土質となり、時に高師小僧の林立がみられ、一部では領家変成岩、流紋岩等を含む薄い礫層がある。本層中に含まれる顕著な礫層はこれを総称して神戸礫層と呼ぶことにする。

## C 豊橋累層

渥美半島の基部を中心に広い分布を占める砂礫及び粘土層を豊橋累層と命名し、その下底は田原累層を軽微な不整合またはダイアステムで被う。層厚は東部の小島及び下細谷では40mに達するが、西部の高松付近では5m内外となることも稀ではない。

### 1. 豊南礫層

半島基部の25~35m等高線付近に発達するもので、東は東七根から西は浜田までの間に特に顕著に認められる。豊南の海岸へ降りる道路の切割を模式地とし、層厚は大体2~3mが普通で、田原累層を本調査地域の北東部では不整合に、半島中南部でダイアステムに、浜田以西では整合に重なり、礫は中礫から次第に細粒の淘汰の良いものに変わり、厚さも薄くなつて褐色砂に移化する。層相は鉄分の多い淘汰の稍不良な亜角礫で、礫質は領家変成岩、凝灰質流紋岩、硬砂岩が多く、チャート、塩基性火成岩、花崗岩が若干みられる。間質は花崗岩質砂と凝灰岩の風化産物とからなり、泥質角礫も稀れに包有している。

### 2. 寺沢砂質粘土層

分布は本調査地域の全域に及んでおり、層厚は1~5mでよく連続するが、東部によく発達する傾向がある。本層では10mの厚層をもつ寺沢海岸を模式地とする。層相は青灰色の凝灰質粘土砂に赤土と酸化鉄とが網状に染めている場合が多く、所によつては褐色砂の卓越もみられる。本層の上部にはハロイサイト化した一枚の白色火山層を挟在し、良い鍵層となつている。この層準からは不完全なブナ、ヤマハンノキ、クロマツ等の植物化石の他にハイガイ、カワアイ、サルボウ等の貝化石や黄鉄鉱の自生鉱物を産し、褐鉄鉱もまた多く、著名なる高師原の高師小僧も本層に属するものようである。

### 3. 杉山砂層

本調査地域内で最も広域な分布を示し、旧杉山村浜田付近の道路傍の露頭を模式地とする。層厚は東部で厚く、小島では30mに達するが、西部では5m位になることも稀れでなく、また、北方の梅田川流域近くでは薄失して下部に逆に基底礫が厚さを増してくる。この礫層は寺沢砂質粘土層を局部的不整合に被うもので、領家変成岩、チャート、流紋岩等の亜角礫または細円礫よりなり、淘汰は良く岩屋付近で4mと最も厚くなることから特に岩屋礫層と命名する。この礫層より水平並びに垂直に漸移する杉山砂層は細礫をレンズ状に挟む主として細粒褐色砂

よりなり、雲母並びに細礫によるクロスラミナが普通にみられるが、西部では均質でラミナのみられないことが多い。本層中には黒色有機物の塊や白斑の砂塊がみられることがあり、また、上部には屢々マツの根を含み、大草と赤羽根の帯紫色青灰色砂泥層からはアカマツ・シラベ・ウラジロモミ等の針葉樹が多く産出する。次の天伯原礫層への移行部や西南部一帯には概して海岸砂がよく発達している。

#### 4. 天伯原礫層

豊橋累層の頂上礫層に相当し、分布は広い。大草付近で10mとなるが、普通は5~6m内外の層厚をもち、模式地である天伯原台地の基盤をなしていることから、天伯原礫層と命名する。礫質はほとんどが三倉層の砂岩で若干のチャートを含み、円礫で淘汰の良い帯青色礫層である。礫の堆積状態をみれば、三角州状に上から表面層、前面層、底面層の三系統に大体区別できる。表面層は細礫の緻密に並んだ平行ラミナで、前面層は表面層と20~30°で斜交する中礫より成り、底面層は杉山砂層から漸移する数条の移行層理となつている。杉山砂層と本層とは同時異相の関係にあつて、時には、田原西部で見られる如く、本層の上部を再び杉山砂層が被覆したり、礫がみられずに海岸砂となつていることもある。また、本層の現在の分布高度をみると、最大5.0mの高度差を持ち、南で高くなつている。

#### D 赤土層

天伯原礫層の上に整合する無層理の孔隙の多い赤土または褐色土に対して命名する。本層は地形並びに地層に無関係であることから、風成層或いは風化土壌と考えられるものである。一般に1~2mの層厚をもつが、高松では7mに及び、概して西南部に良く発達している。

#### E 高師原砂礫層

本層は礫或いは砂礫粘土から成り、模式地たる高師原を形成している。その分布は高師原以西に限られ、梅田川より南部には認められない。

梅田川の河岸近くでは2~3mの礫層であるが、北部へ行けば厚さが次第に増大するようである。層相は赤土と粗粒ないし中粒砂を間質とし、領家礫成岩・凝灰質流紋岩・硬砂岩・花崗岩等を礫質とする淘汰のわるい亜角礫を主とする礫層であるが、屢々、赤土混合の稍粘土質な粗粒砂となつている。本層は赤土層の一部と同時異相の関係にある。

#### F 低位段丘砂

内湾に面する杉山・豊島、それに汐川の河岸にあたる沖積地に面した崖の下部に局所的に低い台地をなしている。高松北方の汐川右岸では本層が赤土層を不整合に被つている露頭がみられるので、ここを模式地とする。層厚は2~5m内外で、層相は白色砂や多孔質の褐色砂等で

一様ではない。杉山の段丘砂では両殻の揃つたサルボウ等の貝化石が層をなしているのが観察される。

#### IV 地質構造

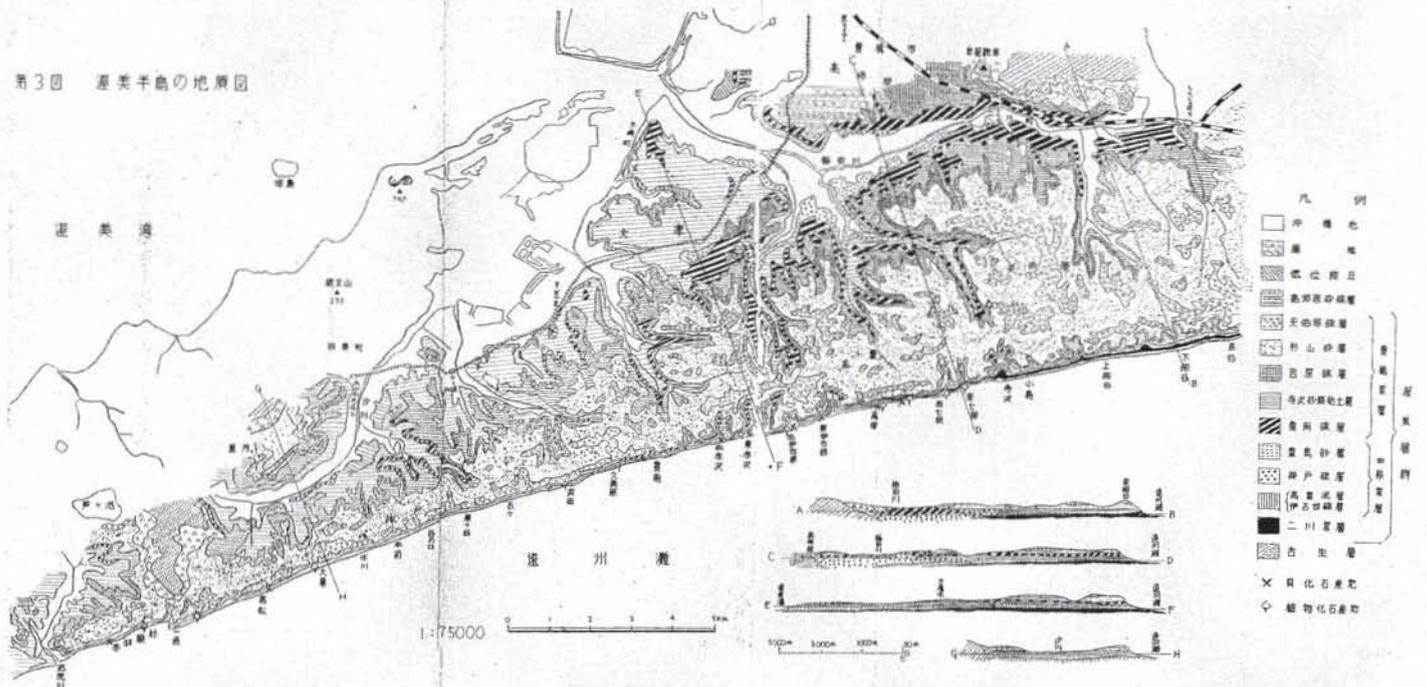
渥美半島の洪積層はその走向が半島ののびるENE-WSWの方向にはほぼ一致しているが、多少、EN-WS寄りにふれる傾きをもち、傾斜はNW~Nに傾いてこれは大局的にみれば地形面とはほぼ平行関係にあつて半ドーム状構造を示すが、傾斜角は4'~30'程度で地形面のそれよりも更に緩やかである。然るに、最上部の天伯原礫層はSSWに緩く傾いており、また高松から一色にかけてみられるように、内座山地の発達地域では地層面の一部が古生層に影響されて一般的傾向に従っていないのも屢々見受けられる。一般に同一地層面であつても、その傾斜は遠州灘海岸へ近づけば稍急になつており、大体において下位層が上位層よりも急傾斜の傾向をもつことから連続的な隆起運動が考えられるが、地層の層厚等の変化を見れば決して一様な隆起運動ではなく、そこには何回もの隆起・沈降の変遷を経てきたことを示している。現在の地形並びに地質構造を支配した終局の運動の性質を知るために、まず、海岸線付近に堆積したと考えられる天伯原礫層の現在の高度分布を調べ、その高度差が主としてこの隆起運動によるものと考えれば、第2図でみる如くその描く曲線の全体の傾向から、この運動を傾動運動とするよりも本地域の南東部にあたる長谷付近か或いは、これより多少南部にその中心を有し、ほぼ半島方向にのびた軸をもつ曲隆運動とする方が適當と思われる。この運動を筆者は渥美曲隆運動と呼ぶことにし、天伯原礫層の堆積直後に起つた急激な上昇運動と考えるが、本地域内には断層を認めることはできない。また、これは浅井治平の渥美浜名<sup>(5)</sup>撓曲にほぼ匹敵するものであるが、筆者は特に撓曲軸なるものは考えず、中央部の隆起に伴うその周辺の沈降運動と看做して、今日の渥美半島と渥美湾の原形をつくり、且つ、本地域の地質構造を支配した重要な運動であつたと考えている。

#### 主要文献

- (1) 黒田啓介(1958): 渥美半島の洪積統より産出する化石植物群 地学しずはた15
- (2) 石川成章(1925): 渥美・知多両半島と其海岸
- (3) 辻村太郎(1929): 日本地形誌
- (4) 今村学郎(1925): 渥美半島西部における汀線の昇降 地理評1-5
- (5) 浅井治平(1933): 渥美浜名地方の地形 大塚地理論文集1



第3回 基美半島の地層図



- (6) 田山利三郎(1949): 渥美湾海底変化の地形学的地質学的吟味 水路要報 12
- (7) 三井与吉(1957): 豊橋市天伯台地の地形 教育大地理研報 I
- (8) 石野清彦(1927): 七万五千分ノ一地質図幅伊良湖岬並河説明書
- (9) M.Yokoyama(1926): Fossils Shells from the Atsumi Peninsula, Mikawa. Jour. F.S. Imp. U. Tokyo. Sec II, Vol. I. Pt. 9
- (10) 大塚弥之助(1931): 第四紀 岩波講座
- (11) 大炊御門経輝(1933): 渥美半島の洪積層 地球 XX-3
- (12) 横山次郎・中川保(1940): 渥美半島洪積統の有孔虫類 地質雑 XLVII-564
- (13) 片平忠実(1956): 談話による
- (14) 黒田啓介(1957): 渥美半島東南部に於ける洪積統層序 地学しずはた 12
- (15) 松井健・加藤芳朗(1954): 静岡県新所原ふきんの洪積土壌の研究(第1報)  
静岡大農研報 4
- (16) 松井健・加藤芳朗(1955): 静岡県新所原付近の洪積土壌の研究(第2報)  
資源研報 No. 39
- (17) 愛知学芸大学(1956): 三河湾自然公園調査報告書 愛知県
- (18) 加藤芳朗(1953): 洪積期砂礫質台地の開析について 地学しずはた 2

## 伊豆池代マンガン鉱床について

増井靖也\*

調査地域は、賀茂郡松崎町中川大字池代で、池代部落の北に近接する  $1\text{km}^2$  の範囲である。池代鉱山は、この調査地域の北部にある。

鉱山に行くには、沼津から松崎迄陸路成は海路を利用し、松崎からバスで池代にむかい、ここから現場迄は徒歩による。沼津-松崎間は、バスで4時間、船で4時間半、松崎-池代間はバスで30分である。池代部落から鉱山現場迄は、持草川に沿つて林道を登り徒歩で1.5分で達することができる。林道はトラックの交通も可能である。鉱山はこの林道に近接しているので、鉱石の搬出には極めて便利である。

\* 教育学部 四年