

## 沼津市中心部の表層地質

(株) 富士和\*

### 1. まえがき

狩野川の最下流部に広がる沖積平野には、沼津市の中心部が立地し、東西約5km、南北約8kmの広がりを含み、静岡県東部の心臓部となっている(図1)。この付近では、当社が担当し実施した地盤や地下水などの調査に関するボーリング・さく井が、平成13年度までに861件、計1,585本、延べ26,753mに達している。今回はこれらの地下資料に基づいて、沼津市中心部における表層地質の詳細について述べ、特に、表層各層の層序の組み立て、および各層の分布を規制する地下に埋没した地質構造の解明に重点を置いた。各層の層名は富士和(2001)に準拠している。なお、このテーマの内容については、平成14年度静岡県地学会年会において口頭でその概要を報告し、その要旨は富士和(2003)に述べられている。

沼津市中心部を含む広域の表層地質については、鈴木ほか(1952)、土・高橋(1972)および高木(1981)の総括的な研究があり、これらの諸文献の要約および相互の対比については、富士和(2001)に示されているので参照されたい。

### 2. 地質の概要

今回の調査対象となった沼津市中心部は、沼津アルプスや愛鷹山を構成する先完新世基盤岩類および一部で認められる富士火山起源の三島溶岩を覆う完新世の表層として、下位より、富士川河口方面から駿河湾の沿岸流によって縄文海進の初期にもたらされた海成の青色砂・砂礫層(千本松原層)、縄文海進時における駿河湾の沿岸州(千本松原)と愛鷹基盤山地との間の浮島沼の閉塞性潟湖に堆積した泥質層(浮島が原層)、黄瀬川や狩野川によって富士山や伊豆半島方面から搬出された大量の土砂が

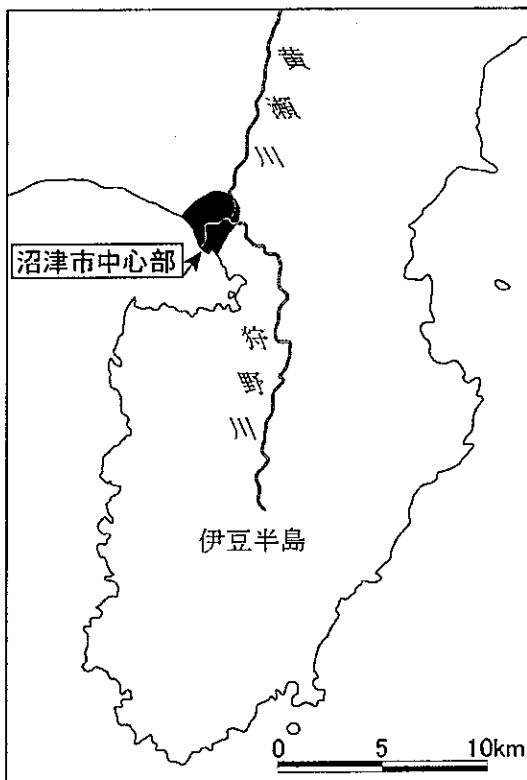


図1. 沼津市中心部位置図。

\* 沼津市大岡2785 (Tel: 055-922-5560)

海域に流れ込み、縄文海進時に形成された古狩野湾の湾口一帯に堆積した海成～瀕海性砂・砂礫層（千本層）、古狩野湾の内湾に堆積して田方平野を構成する汽水性泥・浮砂層（田方層）の一部、黄瀬川によって富士山方面から搬出された扇状地～三角州性のシルト・砂・砂礫層（黄瀬川層）、狩野川最下流部の低平地に堆積した後背湿地性の泥質薄層（香貫層）、門池周辺に分布する新期湖沼性泥質堆積層（門池層）によって構成されることが明らかになった。これらの各層の分布状況を図2に示す。なお、これらの7層の他に、層名は与えていないが、地下に埋没した砂州を構成する砂層がある。

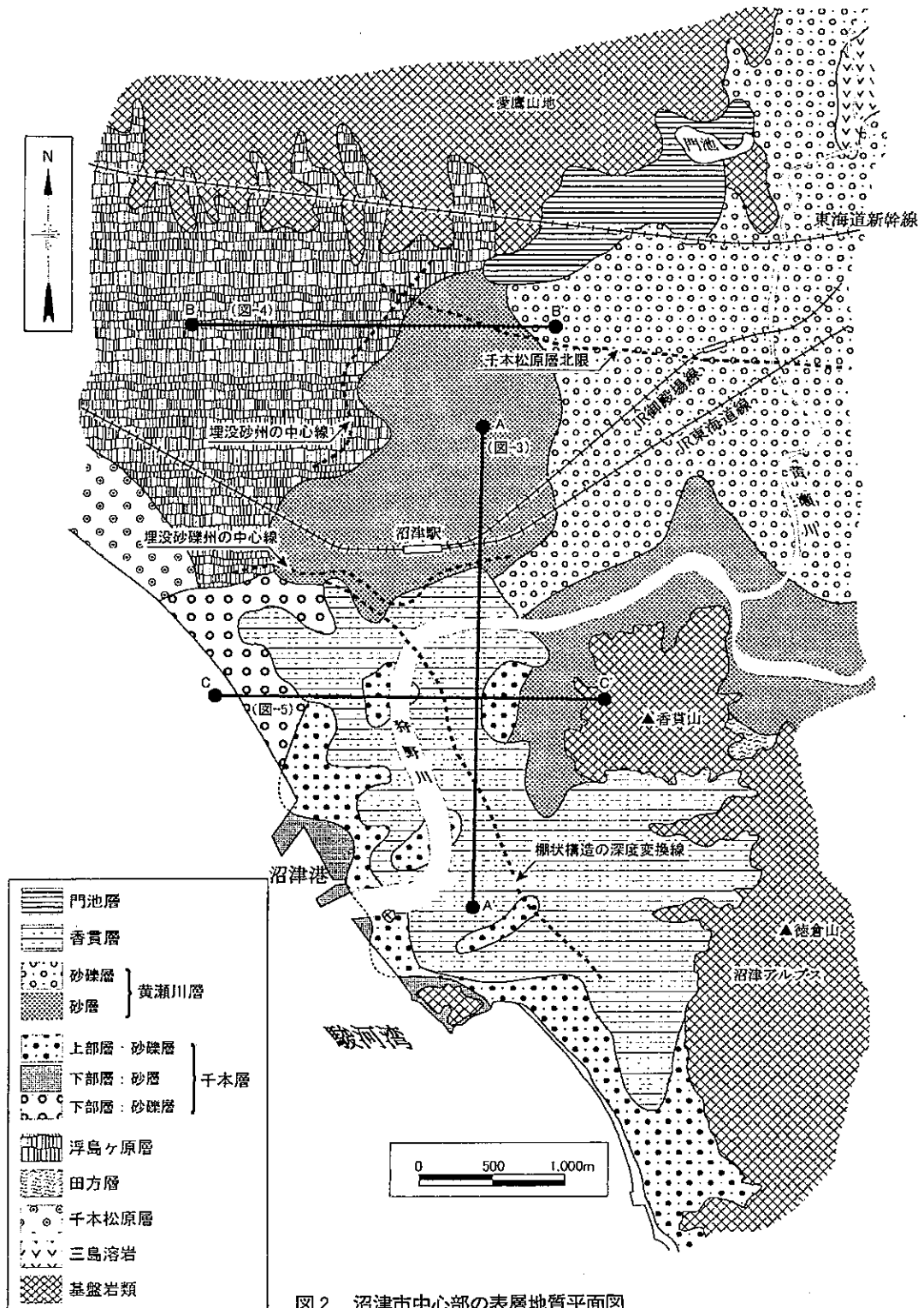
(1) 基盤岩類：この地域の地質の最下位をなす新第三紀安山岩類（中新世～鮮新世）は、南部の牛臥山残丘と南東部の香貫山～徳倉山一帯における沼津アルプスの山地に分布する。この安山岩類は変質安山岩溶岩と同岩質集塊岩～凝灰角礫岩により構成されている。一方、北部一帯では、第四紀更新世の愛鷹火山を構成する玄武岩～安山岩の溶岩・火砕岩類が現れる。また、それを覆って、富士火山や箱根火山から噴出した火山灰起源と考えられている厚層の愛鷹ロームが分布するが、一部では欠如している。本報では、この愛鷹ロームは愛鷹火山の一部として、基盤に含めて取り扱った。これらの基盤岩類は、図2の表層地質平面図では細分せず、一括して示した。

(2) 三島溶岩：黄瀬川に沿う本地域北東隅の鮎壺付近には、津屋（1968）による新富士火山の旧期溶岩、あるいは町田（1992）による古期の末（第II期）の溶岩に属する三島溶岩が地表に現れる。この溶岩は約10,000年前に噴出したものである（高木，1981など）。沼津市内では、香貫山の北で掘削された2本の井戸で、地表から50 m前後の深度で三島溶岩が認められている。これらが三島溶岩の検出されている南西端である。これらの井戸は香貫山基盤山地の北の山麓線から500 m以内にあり、北から流下して来た溶岩が、香貫山基盤の北斜面でその進行を止められたことを示している。

(3) 千本松原層：三島溶岩定着後に、完新世初期において縄文海進が始まり、7,000～5,500年前に最盛期を迎えた（地学団体研究会編，1996）。この縄文海進の初期に、富士川上流域から古期岩類を主とする多量の土砂が富士川によって搬出され、駿河湾最奥部の湾岸を東流する沿岸流によって本地域に運び込まれて堆積した含貝・青～緑色の海成玉石・砂礫・砂層が千本松原層である。この時期には狩野川谷に沿って内陸部まで海水が侵入し、古狩野湾と称される大きな内湾が形成された。千本松原層はこの古狩野湾底にも堆積している。本層は基盤岩類および三島溶岩を覆い、表層の基底をなして分布するものである。函南町域では、本層に属すると推定される青色砂礫層の上位部分において9,250yr B.P.の年代が得られている（松原，1989）。

本層の青～緑色系の砂・砂礫層は千本松原の沿岸州を構成し、地表に露出するばかりでなく、本地域全域の地下において、表層の基底部に広く分布している。ただし、沼津市中心部の北東部で、御殿場線大岡駅付近を通るE-W乃至WEW-ESE線（図2に千本松原層分布の北限として、その概略位置を示す）より北では千本松原層は認められず、黄瀬川層が愛鷹基盤岩類や三島溶岩を直接覆って広く分布する。従って、当時の古狩野湾の北縁はこの当りにまで達していたと推定される。

千本松原層の上面は平坦な場合が多いが、場所によっては若干の高まりが認められ、砂礫州を構成して尾根状に連続している。また、狩野川に架かる御成橋付近から南南東へ向かう線を境にして、千本松原層の上面深度が急変し、山側で浅く平坦であるが、海側で急に深くなり、棚状の構造が形成されている。これらの構造は新期の上位層によって被覆され埋没していて、地表からはその存在を窺い



知り得ない。これらの埋没地質構造については、別途改めて詳述する。

(4) 埋没砂州構成砂層（仮称）：浮島が原層と黄瀬川層との分布域を分ける埋没砂層が、古狩野湾の西縁を構成して、千本松原層上に存在する。地層名は与えていないが、この砂層は富士山起源の黒色火山砂を主体とするもので、千本松原層を覆い、浮島が原層や黄瀬川層により覆われていて、他の各層とは異なり、地下に埋没していて、地表に現れることはない。

(5) 浮島が原層：本層は、愛鷹山基盤山地と千本松原の沿岸州に挟まれた旧浮島沼の低地帯を埋めて、表土直下に広く分布するもので、愛鷹山基盤岩類や千本松原層を覆って、その平面分布は富士市南東部の田子の浦港付近にまで及んでいる。本体はシルト・腐植土・粘土などの微細粒堆積物によって構成され、砂～礫質の中～粗粒堆積物は極く稀に挟まれるに過ぎない。7～15 mの層厚を示す場合が多いが、20 m前後に達することもある。

本層には Yamazaki (1992) によれば、比較的浅部に示準テフラのカワゴ平軽石が挟まれ、深部には鬼界アカホヤの火山灰（約6,300yr B.P.）が認められている。また、松原（1984）によれば、浮島が原層分布域の西縁部（田子の浦の北東）で、約40 mの深度範囲における地質柱状図と2,060～8,180yr B.P.の年代値が示されている。全体的には、本層は縄文海進の初期から晩期に到る長期に亘って堆積したものであり、田方層とほぼ同時期の堆積物と考えられる。

浮島が原層分布の東縁をなす黄瀬川層分布域との境界部では、黒～褐色火山砂が小丘状の砂州をなして分布する部分が千本松原層上に認められた。この砂州は新しい堆積物に覆われていて、その存在を現地表から窺い知ることができない。今回はこの砂質部分を「埋没砂州」（図4）として取り扱った。詳細は改めて後述する。

浮島沼が潟湖として存在するためには、それを海域から隔離する何らかのバリアが必要である。浮島沼の場合、その南を千本松原の沿岸州によって駿河湾から隔離されたことは明瞭である。一方、東の古狩野湾との間のバリアについては、具体的に述べられたことがない。しかし、今回の検討結果では、この埋没砂州が丁度それにふさわしい位置にあることになる。すなわち、千本松原の沿岸州によって駿河湾から、また、この埋没砂州によって古狩野湾から隔離された浮島沼の潟湖における湿地堆積層が浮島が原層と言うことになる。

(6) 千本層：沼津市の駿河湾に沿う沿岸州のうち、東間門地区から沼津港、狩野川河口、島郷海岸を経て志下海岸に至る部分では、北西の千本松原方面とは異なり、青色系の海成砂礫層は殆ど認められず、富士山系の黒～褐色砂・砂礫・玉石層が優勢である。これを千本層として千本松原層から区別した。地表における千本松原層と千本層との境界は、ボーリング資料に乏しく、明かでないが、東間門地区の新中川河口付近を通ると推定される。千本層の西縁は、黄瀬川層の西縁と併せて、黄瀬川に沿って搬出された富士山系の玄武岩質火山砂礫の分布の西縁をなす。

千本層は、千本松原層と同じく駿河湾北部の沿岸流によってもたらされたものではあるが、千本松原層のような富士山からの古期岩類起源の搬出物は少なく、黄瀬川からの富士山系黒色火山砂礫や狩野川からの褐色系河川砂礫が主体をなし、これらが古狩野湾の湾口に達した後、駿河湾最奥部を東へ向かう沿岸流によって南東方へ運ばれ、堆積したものである。すなわち、千本松原の沿岸州の南東延長として、古狩野湾の湾口を閉ざすように千本層の砂や砂礫で構成される沿岸州が牛臥山へ向かって

伸びている。千本層の砂や砂礫は沿岸州を構成するばかりでなく、内湾側にも千本松原層を覆って広く分布している。

千本層は大きく分けて下部層と上部層により構成される。下部層は火山性の玉石・礫・砂を主とし、貝殻片を含有する海成層で、棚状構造（千本松原層の項参照）の西部における千本松原層上面の深みを埋立て、厚く堆積している。層相上、砂層と砂礫層に区分される。富士山系の火山性土砂を主体とする碎屑物が駿河湾に流入した後、海への出口の近くでは粗粒の砂礫分が、また湾岸流に流された南東方では細粒の砂分が堆積したと推定される。したがって、砂礫層と砂層との堆積年代には大きな差は無いと考えられる。

一方、上部層は下部層の堆積上面や棚状構造の東部の千本松原層上部平坦面を覆い、火山砂礫を主とし、しばしばカワゴ平起源と推定される軽石を含有する（図5参照）。特殊な場合として、沼津駅に近い「三つ目ガード」の南の市立図書館周辺では、千本松原層上面を侵食して形成された凹地に、千本層の上部層がそれを埋めている模様である。

黄瀬川層の項で述べるように、上部層は黄瀬川層下底の含軽石シルト層と同時異相の関係にあり、黄瀬川層本体の砂層に覆われる。したがって、千本層は黄瀬川層本体の砂礫～砂層よりも古く、浮島が原層や田方層の主要部とほぼ同時期の堆積物と考えられる。

(7) 田方層：古狩野湾における千本松原層の堆積後、古狩野川の水系から多量の微細～細粒土砂が供給され、内湾堆積物層として、静水環境下で田方層が基盤・三島溶岩・千本松原層上に堆積した。田方層はカワゴ平（約2,900yr B.P.に噴火）起源の軽石砂を挟んで、下部層（含貝泥質層を主とする）、中部層（軽石砂層を主とする）、上部層（腐植質泥質層を主とする）に3分されるが、層厚から見れば、田方層全体の内の下位の2/3を下部層が占め、中部層や上部層の分布は上位の1/3に限られる。詳細については、松原（1989）および富士和（2001）を参照されたい。

沼津市における田方層の地表分布は、狩野川本流沿いの田方平野の一面をなす大平地区の低平地を除けば、香貫山東麓に僅かな分布が、清水町方面から連続して認められるに過ぎない。ここに現れる田方層は上部層のシルト質粘性土層で、黄瀬川層に覆われる。上部層は高木（1981）の褐色シルト層に対比されるもので、これについては2,700±120yr B.P.の年代が得られている。

(8) 黄瀬川層：町田（1992）によれば、富士山では弥生時代初期に山体の大崩壊が起き、多量の泥流が発生した。この泥流のうち、富士山東麓に流下したものを「御殿場泥流」と称している。御殿場泥流は、東方へは足柄平野へ、また南方へは黄瀬川沿いに流れて、駿河湾で海に入った。現在の黄瀬川下流部に広がる扇状地はこの泥流の堆積によりごく短時間にできたものであるとしている。御殿場泥流堆積物は大小様々な角礫を含む岩屑流とか、それに水が加わった泥流と呼ばれる堆積物で、富士山の山腹が地震や噴火のショックで大きく崩れ、なだれ落ちたものである。町田による記載と分布図によれば、黄瀬川層は御殿場泥流堆積層に含まれることになる。

また吉川（1992）によれば、黄瀬川下流域には富士山起源の御殿場泥流堆積物で構成されている黄瀬川扇状地が発達している。この扇状地の堆積物層が、ここで言う黄瀬川層の本体を構成する砂～砂礫層に相当することは間違いなからう。

本層は上部の砂礫が優勢な部分（砂礫層）、下部の黒色砂が優勢な部分（砂層）、および下底部の含

軽石シルト薄層に区分される。砂礫層は砂層を覆うのが一般であるが、両者が指交する場合もある。

黄瀬川層下底のシルト層は腐植分に富む潟湖性の堆積物で構成され、標高0 m付近に連続性良く分布し、その分布の北縁は千本松原層分布の北縁よりもやや北にある模様で、千本松原層堆積時よりも海進が進んでいたと推定される。何れにしても、当時の古狩野湾の汀線は狩野川の現流路より1.5 km以上も北にあり、下底シルト層の堆積時には、黄瀬川は古狩野湾に直接流入していたと考えられる。ただし、その後は黄瀬川層本体の砂～砂礫の堆積が進み、急速に陸地化したと推定される。

砂層は御殿場泥流（黄瀬川扇状地堆積物）の末端が縄文海進の末期に古狩野湾に達し、三角州を形成して古狩野湾を埋め立てた時の堆積物と考えられる。この場合、下底シルト層は三角州の底置層に当たる可能性がある。一方、上部の砂礫層は、三角州が形成されて古狩野湾の埋め立てがほぼ終了したのに引き続いて、黄瀬川谷を火山性土石流が流下し、基盤岩類・三島溶岩・千本松原層や三角州性の砂層を覆って、黄瀬川扇状地の中心部に堆積したものであろう。沼津市中心部では、黄瀬川層分布域の内の西部および南部で黒色砂層が、東部で砂礫層が地表に現れている。黄瀬川層の本体の砂～砂礫層は5～15 m程度、下底の含軽石シルト薄層は0～5 mの層厚を示す。なお、下底シルト層は薄層であるので、地質平面図では便宜的に砂層に含めて示した。

黄瀬川層と浮島が原層の平面分布の境界は、金岡小学校方面から、南西方向に藤倉電線沼津工場・第一中学校付近を経て、中川河口方面に到っている。この境界は浮島が原地区の項で述べた埋没砂州の東面に当たり、黄瀬川層の下底シルト薄層がこれを覆い、その東斜面を這い上がるように分布して、埋没砂州の上部を経由して、浮島が原層の上部に連続している（図4参照）。

埋没砂礫州の北側では古狩野湾の閉塞性環境下で黄瀬川層の下底シルト層が、一方、南側では古駿河湾の開放性環境下で千本層の上部砂礫層が、共に千本松原層上に分布し、また共にカワゴ平起源と推定される軽石を含有していて、互いに同時異相の関係にある。このように互いに極く近い位置に分布する両層が、層相や堆積環境が全く異なるにも拘らず、共通して同一起源の軽石を含有することは、この種の軽石が流水を媒体として運搬され供給されたものではなく、噴火後に風に流されて飛来し、降下して水（海）面に入り、水（海）底に堆積したことを示しているように思われる。

(9) 香貫層：香貫層は、東方は沼津アルプスの基盤山地、西方は千本層による沿岸州、北方は扇状地性の黄瀬川層の堆積南縁斜面によって囲まれた狩野川河口域の平坦な低地に堆積した後背湿地性の泥質微細粒堆積物を主体とする。2～3 mの層厚を示す場合が多いが、一部では5 mに達することもある（狩野川最下流部の西岸地区など）。一般に本層は層厚が薄く、しばしば下位の千本層が地表に現れる。

以上のように、香貫層の後背湿地性泥質堆積物は、沼津市中心部の枢要部の地表に分布するもので、「沼津」の地名の発祥に関わり合いがあるのではなかろうか。

(10) 門池層：本地域北東の門池周辺には、愛鷹基盤岩類や黄瀬川層の砂礫を覆って、層厚数 mのやや厚い泥質層が、標高25 mまたはそれよりも高所の表土直下に分布しているのが認められる。これは門池周辺にあった湖沼性湿地帯（古門池）に新期に堆積したもので、これを新たに門池層と称することにす。門池層の分布域、すなわち「古門池」は現在の門池の10倍前後の広がりを示す。

### 3. 埋没地質構造

沼津市中心部では、上位層によって被覆され埋没して、地表からは窺い知り得ない地質構造の存在が、ボーリング資料の解析によって明らかになった。これらの地質構造は表層の分布に大きな影響を与えるもので、ここではそれらの詳細を述べることにする。

(1) 埋没砂礫州 (図 3) : 松原 (1989) によれば、浮島が原地域には 3 列の埋没砂礫州の存在が、海成砂礫層 (千本松原層相当) に認められている。沼津市中心部でもこれと同種類の砂礫州の存在が見出された。

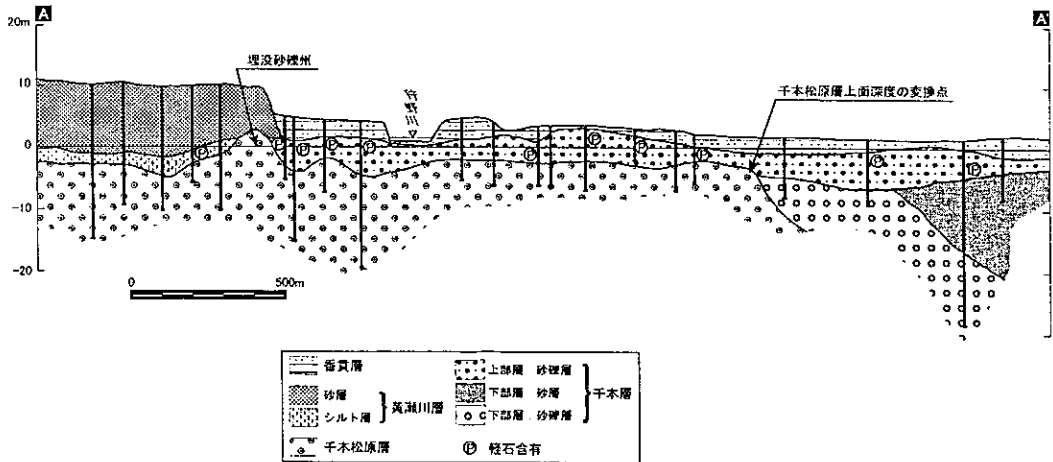


図 3. 埋没砂礫州を示す A-A' 断面図.

JR 沼津駅の南方の東海道本線沿いの地帯では、標高 0 m 付近に分布する千本松原層の上面の上には、北側では黄瀬川層下底のシルト層が、南側では千本層上部層の砂礫層が堆積している (図 3 参照)。これらの両層は、層相が全く異なっているが、共通してカワゴ平起源と推定される軽石片～浮砂を含み、共通の基盤 (千本松原層) 上に分布することから見て、同時期の堆積物であると考えられる。

これらの両層の境界は、沼津駅の南で東西に帯びる千本松原層上面の高まり、すなわち「埋没砂礫州」に相当すると考えられ、これより北では閉塞環境の下で内湾性の泥質物 (黄瀬川層の下底シルト層) が、南では解放環境の下で駿河湾の沿岸流による砂礫質物 (千本層の上部砂礫層) が堆積したと推定される。この砂礫州は、新中川の間門橋方面から JR 沼津駅東方に到る東西性のやや湾曲した稜線を持ち、約 2 km の長さにおわたって認められる。

なお、千本層の項で述べたように、沼津駅に近い「三つ目ガード」の南の市立図書館周辺では、千本松原層上面を侵食・削剝して形成された凹地があって、それに千本層の上部層の一部が堆積している模様である。この凹地は埋没砂礫州の頂部付近を削剝したと考えられ、したがって、黄瀬川層下底のシルト層と千本層上部層との関係も、埋没砂礫州ばかりでなく、この凹地の存在も考慮する必要がある。しかし今のところはデータの不足もあって、詳細に検討するに到っていない。今後の重要な課題の一つである。

(2) 埋没砂州 (図4) : 埋没砂礫州の外に、沼津市中心部には埋没した砂州の存在も認められる。これは浮島が原層と黄瀬川層の境界付近の地表下に分布する。この埋没砂州は埋没砂礫州とは異なり、主として新富士火山起源の黒色砂からなり、基盤の愛鷹ロームや千本松原層などの下位層を覆い、浮島が原層や黄瀬川層下底のシルト層に覆われる。富士山方面からの流出土砂のうち、最も早い時期に海域にまで達し、古狩野湾口に堆積したものであろう。下位に貝殻片を含む海成泥質薄層を伴う場合がある。この埋没砂州を構成する砂は、丘状をなして分布するもので、最大厚さは20 m に達するが、西方に向かって浮島が原層の下に薄い砂層として長く裾を引く場合もある。

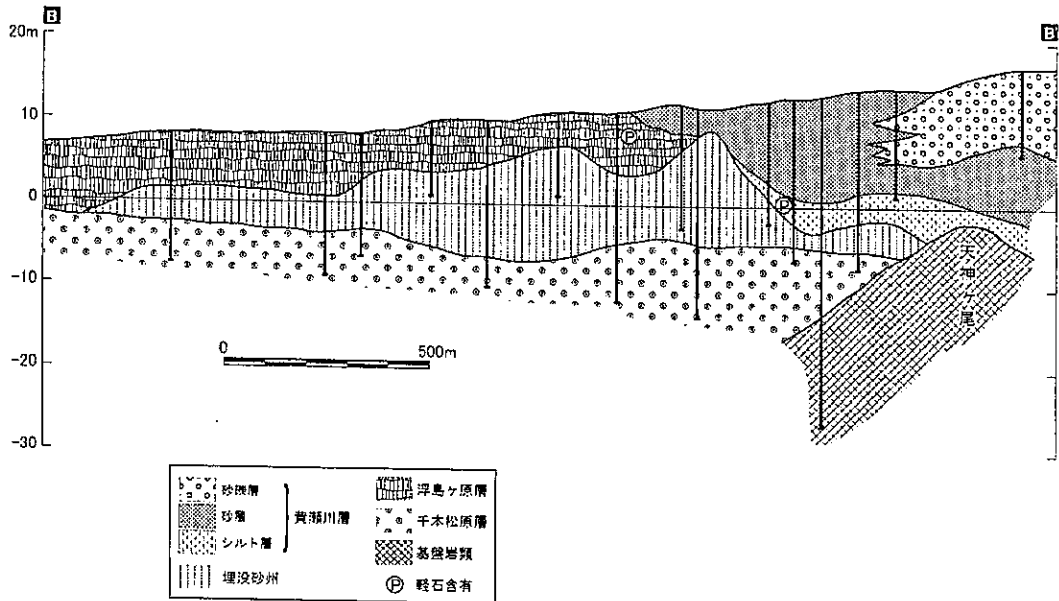


図4. 埋没砂州を示す B-B' 断面図。

この砂州は北の愛鷹山地の南麓における当時の汀線から沖へ向かい、江原町の愛鷹神社付近から南南西へ張り出すように長さ約1.5 km にわたって形成されたもので、地形的には砂嘴に相当すると考えられる (鈴木, 1998)。古狩野湾の湾口の西縁をなし、浮島が原層が堆積した浮島沼の潟湖を古狩野湾から隔離するバリアとなっている。ただし、沼津駅北西の双葉町付近から南西では、州状の地形の高まりは認められない。このことは、浮島沼の潟湖が完全に閉鎖されたわけではなく、この埋没砂州の南西縁と埋没砂礫州の西縁との間で開放されていたことを示す。

(3) 埋没棚状構造 (図5) : 沼津市中心部では、千本松原層は殆どの場合、上位層により被覆されているが、ボーリング資料によればその上面深度は、狩野川に架かる御成橋付近から、狩野川と国道414号線との間を通過して、島郷橋付近に到る線を境にして、急激に変化する。すなわち、この深度変換線 (遷急線) の東側 (山側) では、千本松原層の上面は平坦で、その標高は±0 ~ -5 m 前後と浅いが、西側 (海側) では急激に落ち込んで、標高-15 m、あるいはそれよりはるかに深くなる。

縄文海進の初期に、駿河湾の沿岸流によって富士川河口方面からもたらされた青色系の砂~砂礫が千本松原層として海底に堆積する場合、陸寄りの浅い部分では比較的平坦に堆積し、平滑な海底堆積





く分布する。黄瀬川層の主要部は砂礫層と砂層により構成され、前者が後者を覆う場合が多いが、互いに指交している場合もある。黄瀬川層下底部にはシルト薄層が連続性良く分布し、カワゴ平起源と推定される軽石をしばしば含む。このシルト層は、埋没砂州上を經由して浮島が原地区における浮島が原層上部の軽石含有層準に連続し、一方、狩野川下流域における千本層上部層の砂礫層とは同時異相の関係にある。また、田方平野地区の田方層とも連続する可能性がある。黄瀬川層の一部は、門池層の新时期沼性堆積物に覆われる。

(3) 狩野川下流地区：狩野川最下流部の沼津アルプス西麓一帯の低平地を中心とし、千本層や香貫層が地表に広く分布し、一部で黄瀬川層が認められる。行政ブロックの中央地区（駅南・千本・上香貫・下香貫など）に当たる。

本地区では、千本松原層を覆って、千本層が堆積している。千本層は上部層の砂礫層および下部層の砂層・砂礫層から構成される。上部層は、東部の沼津アルプス寄りでは千本松原層を覆い、西部の海寄りでは下部層を覆う。下部層の砂層と砂礫層とはほぼ同時期の堆積物と推定される。上部層の砂礫層は黄瀬川層下底のシルト層と同時異相の関係にある。香貫層は沼津アルプスの基盤山地、千本層の沿岸州、黄瀬川層の扇状地性微高地に囲まれた後背湿地に堆積したものである。

(4) 田方平野地区：香貫山東麓の田方平野の一角で、行政ブロックの中央地区に含まれる外原に位置する。沼津市中心部ではごく限られた範囲に当たるに過ぎないが、田方平野の表層との関係を見るために取り上げた。香貫山の東麓には、カワゴ平軽石を含む田方層の分布が認められ、田方平野の最下部層あるいは基盤岩類を覆っている。この田方層は黄瀬川層によって覆われる。

最後に、以上に述べた各地区の表層の層序関係を、互に対比して、地区別層序対比表にまとめて示した（図6）。ここでは、便宜的に香貫層と門池層を新时期堆積層として横並びの位置に置いた。

浮島が原地区	黄瀬川下流地区	狩野川下流地区	田方平野地区	堆積年代 (yr B. P.)	
北部中ブロック	北部東ブロック	中央ブロック	(中央ブロック)		
	門池層	香貫層		?	
	黄瀬川層			黄瀬川層(砂)	2,100 ~ 2,600
		シルト層②			
				?	
				?	
千本松原層	千本松原層	千本松原層	最下部層	9,000 ±	
	三島溶岩			10,000 ±	
基盤岩類	基盤岩類	基盤岩類	基盤岩類	10,000 ++	

②：カワゴ平軽石

図6. 地区別層序対比表.

引用文献

- 富士和 (2001) : 田方平野の表層地質. 静岡地学, 83, 17-24.
- 富士和 (2003) : 沼津市中心部の表層地質. 静岡地学, 87, 71-72.
- 地学団体研究会編 (1996) : 新版地学事典. 平凡社, 1443p.
- 町田 洋 (1992) : 富士山の生い立ちはテフラ (火山灰など) からわかる. 諏訪 彰編, 富士山 : その自然のすべて, 63-83, 同文書院.
- 松原彰子 (1984) : 駿河湾奥部沖積平野の地形発達史. 地理学評論, 57(1), 37-56.
- 松原彰子 (1989) : 完新世における砂州地形の発達過程. 地理学評論, 62A(2), 160-183.
- 鈴木好一・橋本昌三・落合俊郎 (1952) : 静岡県沼津・三島平野の地質. 資源科学研究所業績, 5, 63.
- 鈴木隆介 (1998) : 建設技術者のための地形図読図入門, 第2巻低地. 古今書院, 554p.
- 高木照正 (1981) : 沼津沖積平野の発達史. 沼津歴史民族資料館紀要, 5, 92-117.
- 土 隆一・高橋 豊 (1972) : 東海地方の沖積海岸平野とその形成過程. 地質学論集, 7, 27-37.
- 津屋弘達 (1968) : 富士火山地質図. 地質調査所, 23p.
- Yamazaki, H. (1992) : Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 43(10), 603-657.
- 吉川契子 (1992) : 黄瀬川下流域の地形について. 静岡地学, 66, 43-47.