

第4節 地質部門

はじめに

1961（昭和36）年に温泉研究所が設立して以来、多かれ少なかれ全ての調査・研究業務に地層、岩石、鉱物の同定など地質学的アプローチがなされてきた。そのため地質部門については当時の主要な業務に関連して調査・研究が行われてきた。温泉研究所の設立当時の主要業務は温泉に関する調査・研究であった。それに地下水に関する調査研究が加わり、最近では災害に関する調査研究が加わった。それらを時代別に表現すると、古い順に「温泉に関する地質」の時代（1961～）、「地下水に関する地質」の時代（1970～）、「災害に関する地質」の時代（1978～）となり、それぞれが現在に至っている。

1 温泉に関する地質の時代（1961～）

1・1 湯河原火山の地質

温泉研究所が設立して最初の業務は湯河原温泉の調査（大木ら、1963）であった。湯河原温泉は湯河原火山の開析されたほぼ中央にある。湯河原火山の地質については久野久（1950、1951、1952）の

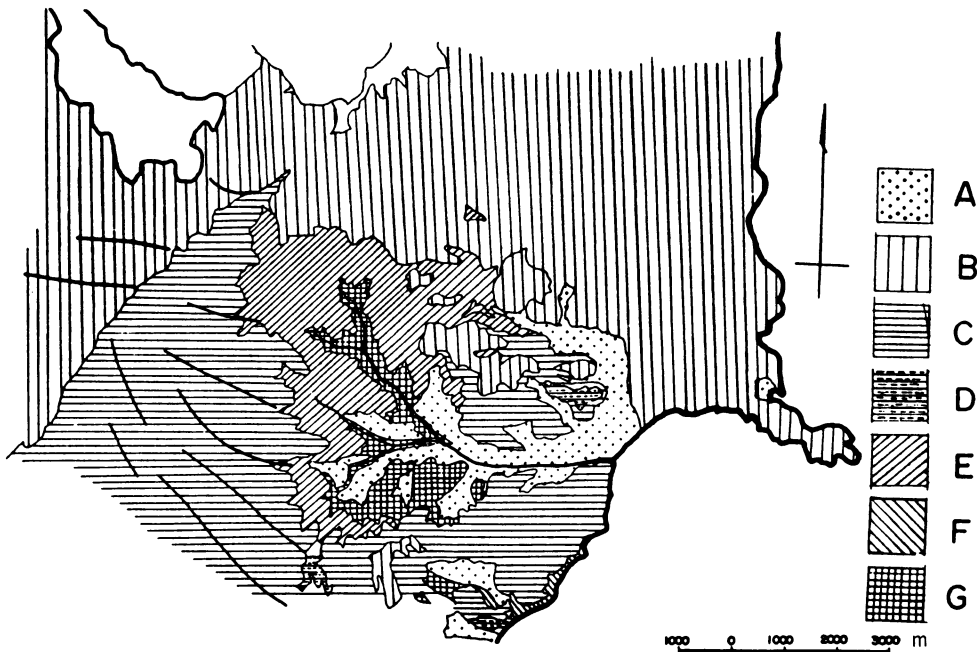


図2・4・1 湯河原火山地質図（久野—1950—原図）

A：洪積世堆積物 B：箱根火山噴出物 C：湯河原火山噴出物 D：石英安山岩噴出岩体
E：天昭山玄武岩類 F：稲村安山岩類 G：湯ヶ島層群

表 2・4・1 湯河原火山付近の地質層序

	箱根火山	} ……洪積世 (第四紀)	
	湯河原火山		
基盤岩類	天昭山玄武岩類	} ……鮮新世	(新第三紀)
	湯ヶ島層群		

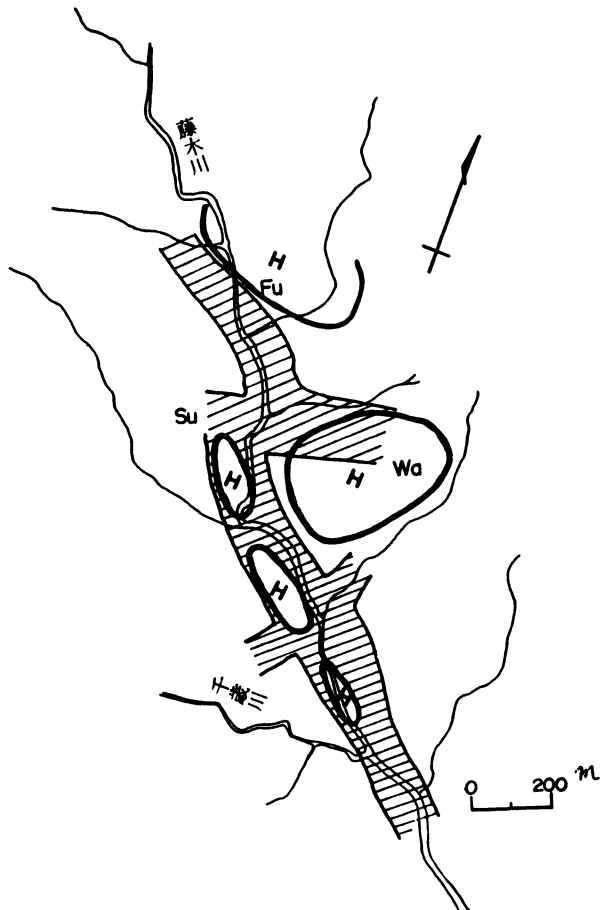


図 2・4・2 湯河原温泉の亀裂帯分布概念図
 斜線の部分が亀裂帯 H：温泉活動の中心地
 Fu：不動滝 Su：末広橋 Wa：若草山

詳しい研究がある（図2・4・1、表2・4・1）。

湯ヶ島層群：本層群は湯河原火山の基盤をなすものであり、千歳川、藤木川に沿って露出する。主として暗緑色緻密な玄武岩ないし安山岩溶岩よりなり、火山碎屑岩がその上位をしめる。本層群は激しい温泉変質作用を受け、沸石、粘土鉱物、方解石、石英の細脈やスポットが形成されている。湯河原温泉の大部分は、湯ヶ島層群中に掘削された孔井から直接揚湯されている。

天昭山玄武岩類：本火山岩類は玄武岩ないし安山岩の溶岩と火山碎屑岩の互層よりなり、湯ヶ島層群をおおって厚さ約400mを有する。本岩類も湯ヶ島層群と同様温泉変質作用を受け、沸石、粘土鉱物、方解石の細脈や気孔充填物がある。本岩類の噴出の中心は現在残っていないが、広河原で層厚が最大であるので、この付近が噴出の中心と推定される。

湯河原火山岩類：湯ヶ島層群および天昭山玄武岩類の上に著しい不整合をもって湯河原火山の噴出物が累積している。本火山岩は主に玄武岩質安山岩およびその火山碎屑岩よりなる。本火山岩は殆ど温泉変質作用を受けていないので、基盤岩とは明瞭に区別される。湯河原火山は単純な成層火山で、湯河原町温泉場付近をを中心とした円錐体をなし、その中央に開析されて旧火口より著しく拡大されたカルデラ状低地が出来ている。

湯河原温泉は緻密な岩石よりなる湯ヶ島層群中の裂隙（割れ目）に沿って湧出している。この緻密な岩石は地下深所から上昇してくる熱エネルギーを逸散させない大切な役割を果たす一方、温泉水は

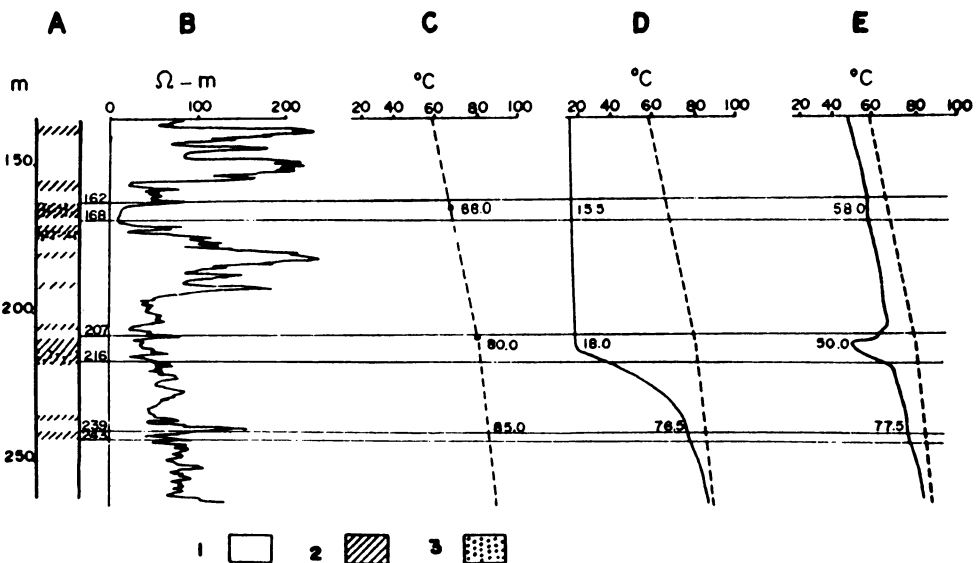


図2・4・3 検層図 湯河原第103号泉 1962（昭和37）年11月6日～8日測定
 A コア柱状図 1：安山岩 2：亀裂の多い部分 3：粘土の多い部分
 B：比抵抗検層図 C：掘削中の孔底温度曲線 D：注水中の温度検層図
 E：注水停止後の温度検層図

この岩石中を自由に流れることは出来ない。この湯河原温泉調査での特徴の一つは地下の割れ目の分布様式を明らかにしたことにある。

泉質の分布図、揚湯量の分布図などをもとにして「割れ目地帯」の分布状況を推定した(図2・4・2)。さらにそれを確認するため温泉孔井に検出の容易な薬品を投入し、温泉の流れ方を追跡した。しかし、薬品投入は地下を汚染する可能性があるため、その後は行われていない。

この調査での地質に関連したもう一つの特徴は電気検層(比抵抗検層)、温度検層の手法の確立であった。湯河原温泉では温泉孔内の粘土帯や亀裂帯は低比抵抗値を示す。しかし、これらの低比抵抗部分は過去には温泉の流路だったかもしれないが、現在も温泉の流路であるかどうかはわからない。現在の温泉亀裂帯を推定する方法として冷水を孔井に注入しながら温度測定を行う方法がある(注水温度検層)。この方法では注入水が主要な温泉亀裂帯に流入するため、その深度までの温度は注入水の温度に近づき、それ以深の温度は急激に上昇して真の地下温度に近づくことになる。図2・4・3に示すようにこの注水温度検層により比抵抗検層では判らなかつた現在の主要な温泉亀裂帯を判定することが出来た。さらに大木ら(1965)は微弱な温泉脈や孔内温度のあまり高くない孔井での温泉脈を検出するため、示差温度検層法(1 m間の温度差の測定)を開発し、箱根湯本温泉や丹沢中川温泉で微量な温泉脈の検出に良好な結果を得た。以後、温泉研究所での箱根・湯河原の温泉孔井の検層は注水示差温度検層と比抵抗検層の両方をおこなうことになった。

湯河原温泉の温泉地質学的調査は温泉研究所でその後も継続した。その結果はOKI et al. (1974)にまとめられている。それによると湯河原温泉の地下温度構造が決定され、粘土鉱物や沸石などの熱水変質鉱物による分帯と良い一致を示す(図2・4・4、表2・4・2)。

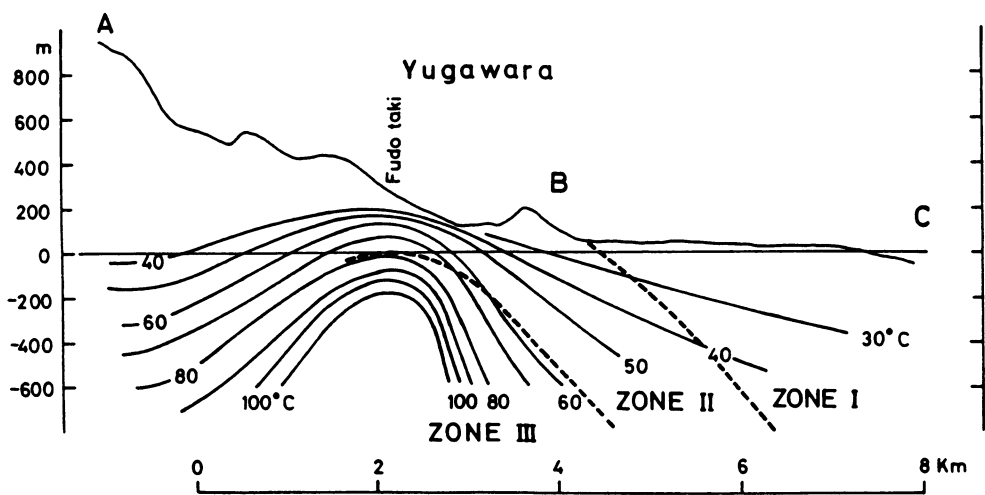


図2・4・4 湯河原温泉の等温線断面図 (OKI et. al, 1974)

ZONE	mont.-verm ZONE I	chlo.-verm ZONE II	chlorite ZONE III
mont.-verm. vermiculite			
verm.-mon. chlo.-verm			
chlorite			
muscovite			
Ca-zeol (merderite stlib. laum. yugawara wair.)			
prehnite			
albite			
quartz			
calcite			
anhydrite			
gypsum			
sphene			
pyrite			
hematite			

表 2・4・2 湯河原温泉の熱水変質分帯と熱水変質鉱物の存在範囲 (OKI et. al, 1974)

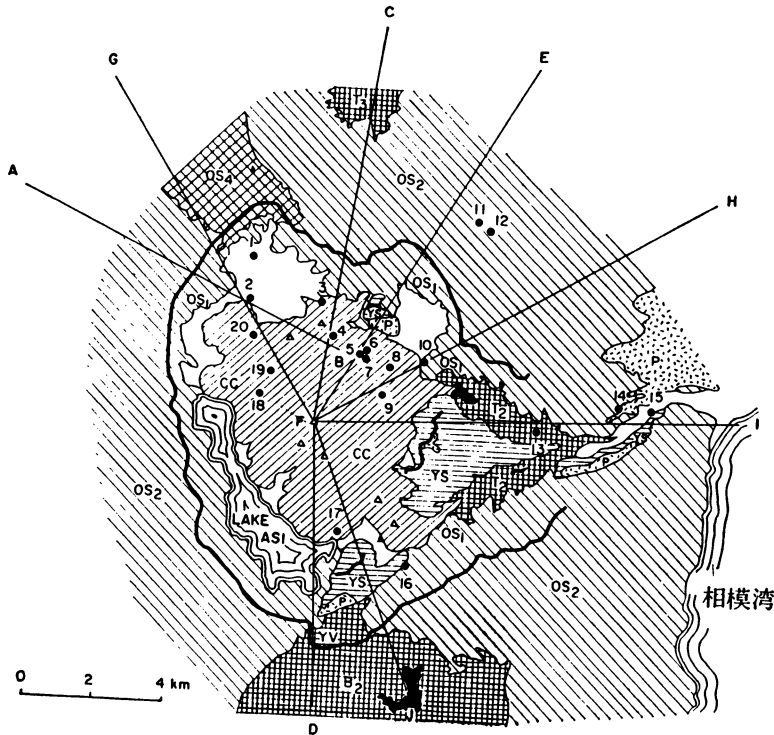
1・2 箱根火山の地質

箱根火山の地質についても久野久 (1950、1951) の詳しい研究がある。その後、日本火山学会による「箱根火山」(1971)、久野久原著 (1972)「箱根火山地質図説明書」により、地質は多少修正された。ここでは箱根火山の地質の概略について説明する。

図 2・4・5 は箱根火山の地質略図である。湯ヶ島層群 (中新世) が箱根火山の下部の基盤をなしている。岩質については湯河原火山で述べたとおりである。上部の基盤に早川凝灰角礫岩と須雲川安山岩 (鮮新世) がある。早川凝灰岩角礫岩はよくしまった凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩からなっている。須雲川安山岩はガラス質の溶岩よりなり、溶岩の大部分は多孔質角礫状である。

箱根火山の最初の活動 (第一期) は湯河原火山の北側のすそ野で今から40万年前に始まった。岩質は玄武岩の凝灰集塊岩および溶岩 (OS₁) であった。これに続いて安山岩と火砕岩 (OS₂) とが繰り返し噴出し、円錐型の成層火山体が出現した。これらの火山岩を古期外輪山溶岩という。この活動の最後に火山体の中央に階段状陥没が起こって、南北11km、東西7kmのカルデラが生じた。

第2期の活動は古期外輪山溶岩より珪長質なマグマによつて起こされた。この時期に流動性に富ん



- 湖成堆積物および崖錐
- CC 中央火口丘熔岩およびその他の噴出物
- P 軽石流堆積物
- YS 新期外輪山熔岩
- OS1 金時山熔岩
- OS2 古期外輪山熔岩、基底部に玄武岩熔岩および集塊岩(OS1)
- T2, B2 早川凝灰角礫岩(T2)その他の第三紀層(T2, B2)および箱根火山より古い更新世火山岩類(YV)
- M2 湯ヶ島梳
- カルデラの縁
- ▲ 中央火口丘の山頂
- ボーリング孔

図2・4・5 箱根火山の地質略図 (KUNO et. al, 1970)

だ溶岩（安山岩およびデイサイト）が流出し、カルデラの内部に緩傾斜の盾状火山を形成した。これらの溶岩は約300mの厚さに達した。これを新期外輪山溶岩（YS）と呼び、現在は古期カルデラ内の東部に見られる。しかし、この時期には新期カルデラはまだ存在していなかった。

第3期の活動は8万年前から始まり、莫大な量の軽石と火山灰が中央火口より繰り返し噴出した。噴出した軽石と火山灰は火砕流（P）となり、盾状火山の斜面を流下し、さらに古期外輪山の低所を乗り越えて麓まで達し、ここに堆積して広範囲にわたって緩傾斜の扇状地形あるいは段丘状地形を形成した。多量の軽石と火山灰の噴出の結果、盾状火山が陥没し、新しいカルデラを生じた。この新期カルデラの範囲は西側で古期カルデラと大体一致し、東側は古期カルデラの内側になり、新期外輪山

が出現した。

第4期の活動は4万5千年前より新しい時期に中性安山岩質マグマによって始まった。この活動は火山体の中央を通り、北西—南東に走る金時山—幕山構造線に沿って、7箇の火山がカルデラ内に次々と生まれた。これを中央火口丘（CC）と呼び、現在に至っている。

温泉研究所報告の箱根火山の地質に関する最初の報告は「箱根強羅温泉温度異常上昇と水理地質学的考察」（大木ら、1968）と「箱根火山元箱根におけるボーリング調査とその温泉地質学的意義」（大木ら、1968）であった。

前者では強羅地域の温泉帯水層が2層あり、上部は神山溶岩類の基底部とその下位にある中央火口丘泥流堆積物の境界付近に胚胎し、下部は古期外輪山溶岩類と早川凝灰岩層との境界部に胚胎していることを地質学的に明らかにし、それぞれ強羅第1温泉帯水層、強羅第2温泉帯水層と呼んだ（図2・4・6）。

後者では温泉研究所で実施した元箱根ボーリングをもとに、新期外輪山が形成されるため中央部が落ち込んだ深さは300m～350mと推定した。また、この地点の地温が著しく低く、カルデラの西側には大涌谷・姥子の近くを除いてほとんど温泉がないことがわかった。さらに姥子—湖尻の温泉孔井の柱状図に元箱根ボーリング孔と同様な火山砂礫層・軽石流の厚い透水性の地層があり、中央火口丘の地下でこの地層を通して地下水が西から東へ流動していることが解明された（図2・4・7）。

KUNO et. al (1970) は温泉研究所が収集した温泉ボーリング資料をもとに箱根カルデラの構造に再検討を加えた。それによると箱根火山の基盤である湯ヶ島層群はカルデラ内ではかなり高い位置に

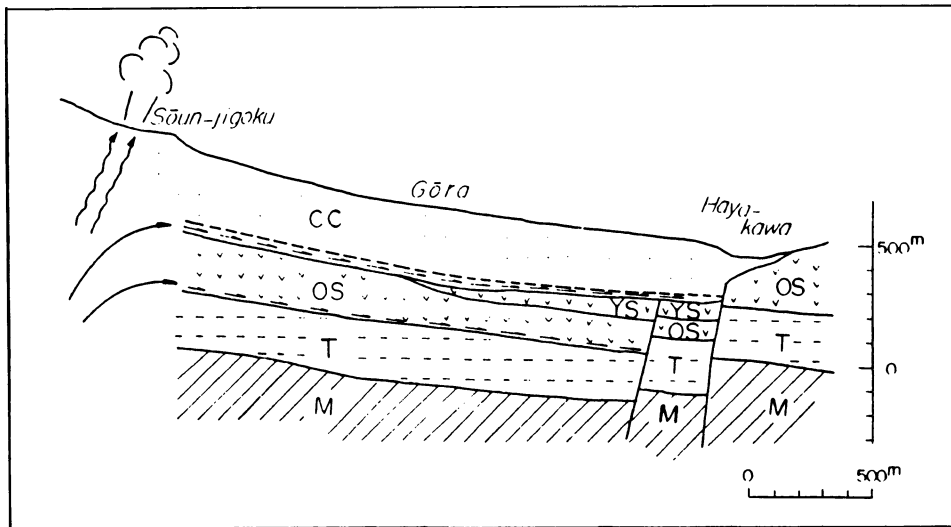


図2・4・6 強羅付近の地質断面図

CC：中央火口丘溶岩（神山溶岩） YS：新期外輪山溶岩
OS：古期外輪山溶岩 T：早川凝灰岩層 M：湯ヶ島層

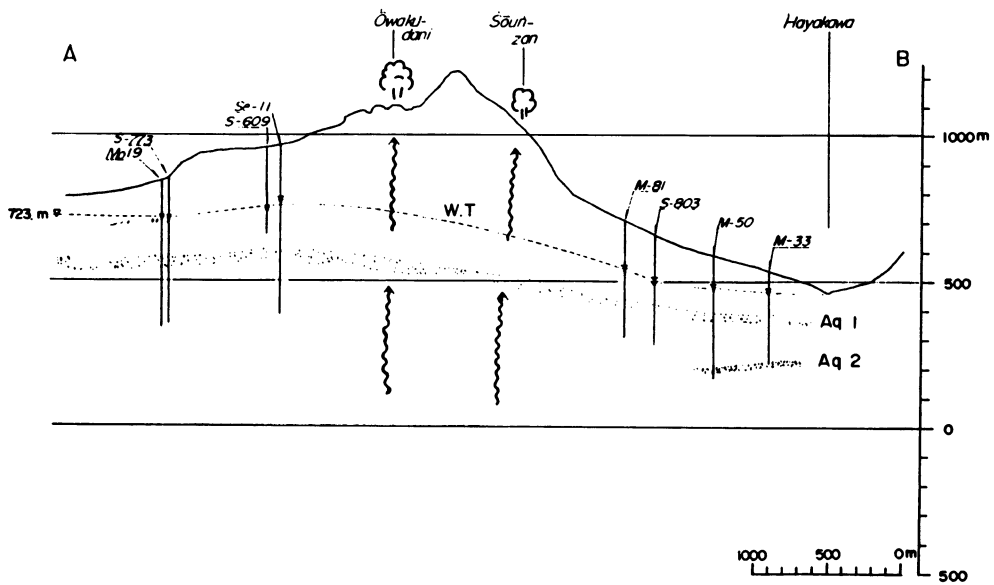


図2・4・7 箱根火山の水理地質学的断面図 (大木ら、1968)

まで存在し、古期外輪山に直接覆われている場合が多い。これは箱根火山の中央の火道から上昇してきたマグマとともに基盤岩類が繰り返し引きずり上げられたことによると考えた。また、カルデラ形成の際に落ち込んだ古期外輪山溶岩類、新期外輪山溶岩類の厚さは現在のカルデラ壁で観察される数100mの厚さに比較してはるかに薄い。これは古期、新期のカルデラ形成後に浸食によってそれらの溶岩類がカルデラの外に運び出されたことによると考えた。

その後、箱根古期外輪山の西側の1,000m級の温泉ボーリング資料によって箱根火山より古い火山が古期外輪山の西側の下部に存在していると考えられている (杉山・大木、1989)。

1・3 丹沢山地 (中川温泉、七沢温泉、鶴巻温泉) の地質

丹沢山地の地質については、大木と共同研究したSEKI et. al (1969) の詳しい研究がある。当時Coombsら (1959) の提唱した沸石相が変成相の一つとして認められていた。さらにCoombs (1961) は沸石相の高温相をぶどう石—パンペリー石相とし、この2つの変成相を低度変成相とよんでいた。丹沢山地の変成岩の一部はこの低度変成相に該当していた。SEKI et. al (1969) は変成鉱物の安定関係をもとに丹沢山地の変成地域を次の5つに分帯した (図2・4・8)。

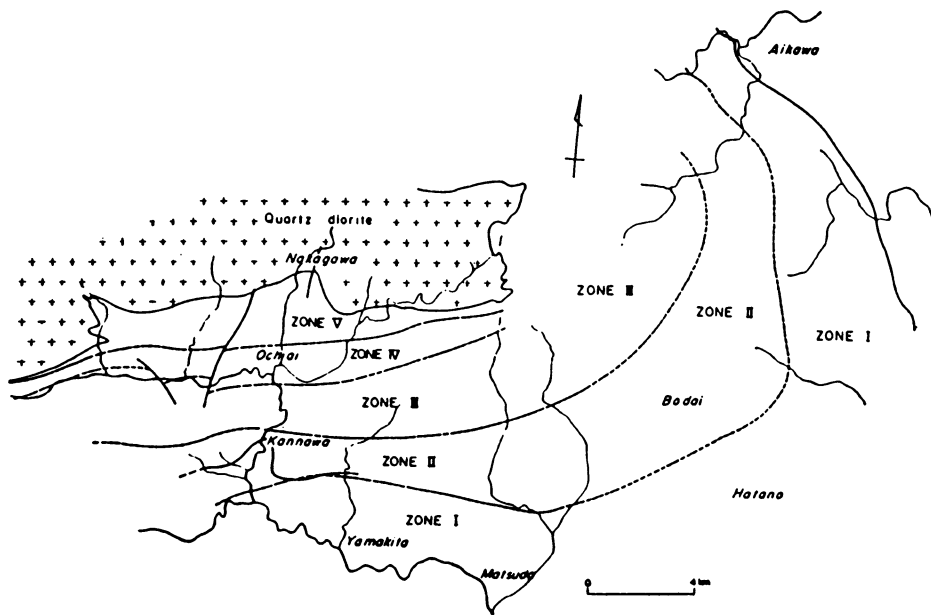


図2・4・8 丹沢山地の変成分帯図 (SEKI et. al. 1969)

- I帯：東沸石（斜プチロル沸石）—パーミキュル石帯
- II帯：濁沸石—混合層緑泥石帯
- III帯：パンペリー石—ぶどう石—緑泥石帯
- IV帯：アクチノ閃石緑色片岩帯
- V帯：角閃岩帯

この変成作用は厚く堆積した海底火山物質の埋没、石英閃緑岩の貫入および地向斜の南方への移動によって生じた。また各変成相の岩石はいちじるしい低下（後退）変成作用をこうむり、それにとみなう濁沸石の鉱脈が発達している。

1960年代は微小部分分析装置が一般化していないため、変成鉱物の化学組成を分析するには鉱物をそれぞれ分離する必要があった。特に低変成度の変成岩中の造岩鉱物は再結晶が不十分で結晶が細かいことにより分離が困難であった。大木は鉱物間の僅かの比重差を利用した三層重液分離法によりこの問題を解決し、変成鉱物を分離した。三層重液分離法には正確な重液の比重の測定が不可欠であった。これを簡単で正確に行うため、大木は比重2.23~4.6まで70種のガラス比重指標を作成した。

大木ら（1964）は丹沢の温泉をpHの高い（pH10）丹沢山地のものと、中性に近いが塩分に富む鶴巻温泉のものに分けた。さらに丹沢山地のものは水温30℃の中川温泉と20℃前後の七沢温泉、飯山温泉などがある東丹沢地域のものと同区分した。鶴巻温泉の泉質はNaClに富み、比較的Mg²⁺が多い事から化石海水型の温泉とした。中川温泉と東丹沢温泉群との泉質の差は前者がCa²⁺に富み、後者がNa⁺に富んでいる。この原因は東丹沢が低変成度のため中川よりNa⁺を多く含む沸石が生じてい

ZONE	I	II	III	IV	V
Clinoptilolite	-----	∇	∇		
Stilbite	-----	∇	∇		
Heulandite	-----				
Mordenite	-----				
Chabazite		∇	∇		
Laumontite			∇	∇	∇
Thomsonite		-----			
Wairakite		-----			
Yugawaralite		-----			
Analcime	-----	-----			
Celadonite	-----				
Montm.-verm.	-----				
Verm.-chlorite		-----			
Chlorite		-----			-----
Sericite		-----			
Biotite			-----		
Pumpellyite		-----			
Prehnite		-----			
Epidote		-----			-----
Piemontite					-----
Actinolite					-----
Hornblende				-----	
Cummingtonite				-----	-----
Diopside					-----
Ca-garnet				-----	-----
Plagioclase					-----
Opalline silica	-----			An 10 20 30	
Quartz					
Magnetite					
Hematite					
Pyrite					
Calcite					

表 2・4・3 丹沢山地の
変成分帯と変成鉱物の存
在範囲 (SEKI et. al, 1969)

る事によるとした。丹沢山地の温泉、鉱泉中の Na^+ 、 Ca^{2+} は沸石から溶離したものであり、 CO_3^{2-} 、 HCO_3^- は空気中の CO_2 、あるいは土壌中の有機物の分解の際に生じた CO_2 などから由来したものと考えられる。沸石から Na^+ 、 Ca^{2+} が溶離した際に HCO_3^- の H^- が沸石の Na^+ 、 Ca^{2+} のあった位置に移り、H型の Ca-沸石が形成されて pH が上昇するようになった。この様な高い pH の条件になると CaCO_3 は沈澱する。もしこのような水が地表に出て空気中の CO_2 と平衡になれば pH は 8 に近づき CaCO_3 の溶解度が増大して沸石と共存していた CaCO_3 は溶解してしまう。したがって、丹沢の沸石脈に方解石が共存しないのはこの理由によると考えた。

その後、Ca を含む熱水性造岩鉱物と地下水との平衡関係について検討を加えた結果、丹沢山地の温泉の高 pH は沸石との反応で得られるのではなく、石英閃緑岩や丹沢層群に含まれている火成岩鉱物、

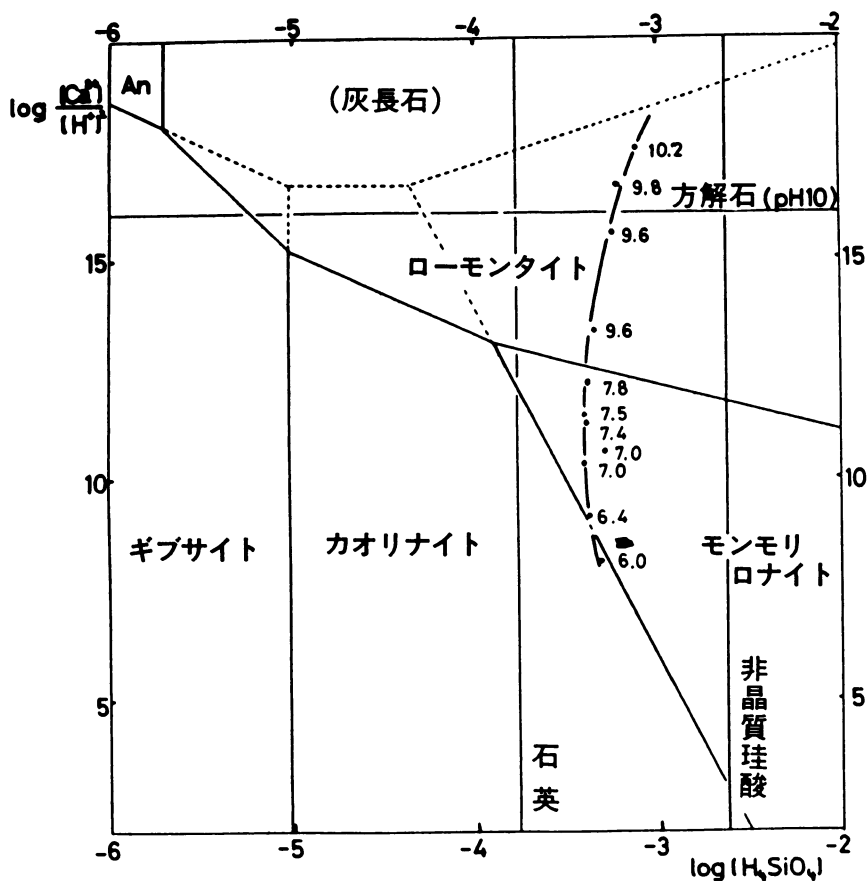


図2・4・9 カルシウム沸石の安定関係に関する $[Ca^{2+}] / [H^+]^2 \sim [H_4SiO_4]$ 活動度 (OKI et.al.1977) 図中6.0~10.2の数値は pH6.0~7.8は浅い地下水、9.6~10.2は鉱泉~温泉。点線で示した鉱物の安定領域はローモンタイト(濁沸石)が存在しないときの安定領域

特に灰長石成分の加水分解と不均一溶解によってモンモリロナイトが生じ、pHが上昇することが明らかになった (OKI et. al, 1977) (図2・4・9)。

1・4 津久井町神の川流域における温泉地質調査

箱根、湯河原の温泉は古くから広く知られた火山性の温泉である。それに比べて丹沢山地周辺にある非火山性地域での温泉の開発は進んでいない。

神奈川県衛生部は1968 (昭和43) 年度に温泉の処女地である津久井町神の川流域で、温泉開発の総合的基礎調査を計画した。調査は埼玉大学理工学部建設基礎工学科の関陽太郎教授と多くの学生および温泉研究所の大木靖衛らとが共同で神の川流域の地質調査と試錐調査を行った。調査に際しては津久井町青根の鶴屋旅館に多人数が泊まり込み、毎晩その日の調査結果を深夜まで議論した。調査を担当した学生諸氏は現在地質コンサルタントの担当部門の中心となって活躍している人が多い。

1・4・1 温泉地質調査

丹沢山地では中川温泉、七沢温泉のようなアルカリ性 (pH10) の温泉が広範囲の地域から湧出する可能性がある。このような温泉は岩盤の亀裂に沿って生じた沸石脈と深い関係を持っている。丹沢山地で現在まで測定された地温勾配は丹沢山地の中央部に露出する石英閃緑岩体中でやや大きく (3 ~ 5 °C/100m)、石英閃緑岩を取り巻いて分布する丹沢層群で著しく小さい (2 °C/100m)。少しでも温度の高い温泉を求めるには、なるべく石英閃緑岩体に近い地点が好ましい。石英閃緑岩の貫入後に角閃安山岩、石英斑岩の大規模な貫入があり、この岩脈は丹沢山地でもっとも若い火山岩体である。若い火山岩体には余熱を期待できる。このような理由から調査は次の2点に重きを置いて行った。

- 温泉の熱源と考えられる2種類の岩石、すなわち、石英閃緑岩と安山岩の分布
- かつて温泉・熱水が岩盤の割れ目を通して流動したときに晶出した沸石脈の分布と性状

この調査は丹沢山地の変成作用・変質作用を研究している埼玉大学の関教授と学生及び温泉研究所の所員が担当した。山地が急峻で岩質が脆く危険なため二人一組で調査を行った。ある学生は昼休みに欠伸をした途端に顎がはずれてしまい、山中からやっとのことで宿舎に戻り病院に送り込まれたこともあった。調査は実人員21人、延べ人員600人を要した。

1・4・2 試錐調査

丹沢山地の地質条件を考慮すると、試錐地点は次の3条件を満足する地点でなければならない。

- 丹沢石英閃緑岩体になるべく近い谷間の地点であること。
- 沸石脈に富む地帯であること。
- 角閃安山岩、石英斑岩の岩脈の多い地帯であること。

以上のことを十分検討した結果、試錐調査地点は長者舎 (ちょうじゃごや) と日陰沢橋の2地点に決定された。掘さく深度は2地点とも90mでコアボーリングとし、掘さく終了後孔内検層、揚水試験、孔内水の化学分析等を行った。2地点の調査孔とも深度90mでは、温度及び化学成分ともに温泉法の温泉に該当しなかった。

この調査は温泉地学研究所の大木らがリーダーとなって現場実習を兼ねた学生達で行った。掘さく工事中に資機材等が不足すると夜中に温泉地学研究所に補給に向かったこともあった。

地質調査及び試錐調査の結果から次のことが明らかになった。

- 神の川流域で1,000m以浅の孔井から40°C以上の温泉を得る可能性は非常に少ない。
- 温泉法の規定に該当する高アルカリ性、25°C以上の温泉を得ることは期待でき、そのためには深さ600~700mの試錐が必要である。

1・5 伊勢原町大山における温泉地質調査

神奈川県衛生部の依頼により、伊勢原町大山地区の温泉地質調査を1969 (昭和44) 年3月~12月の間に行った。

一般に丹沢山地の温泉の熱源を石英閃緑岩マグマの固結の余熱に求める限り、大山地域は石英閃緑岩体からはるかに離れているので（10～15km）温度の高い温泉を得ることは非常に困難であると考え

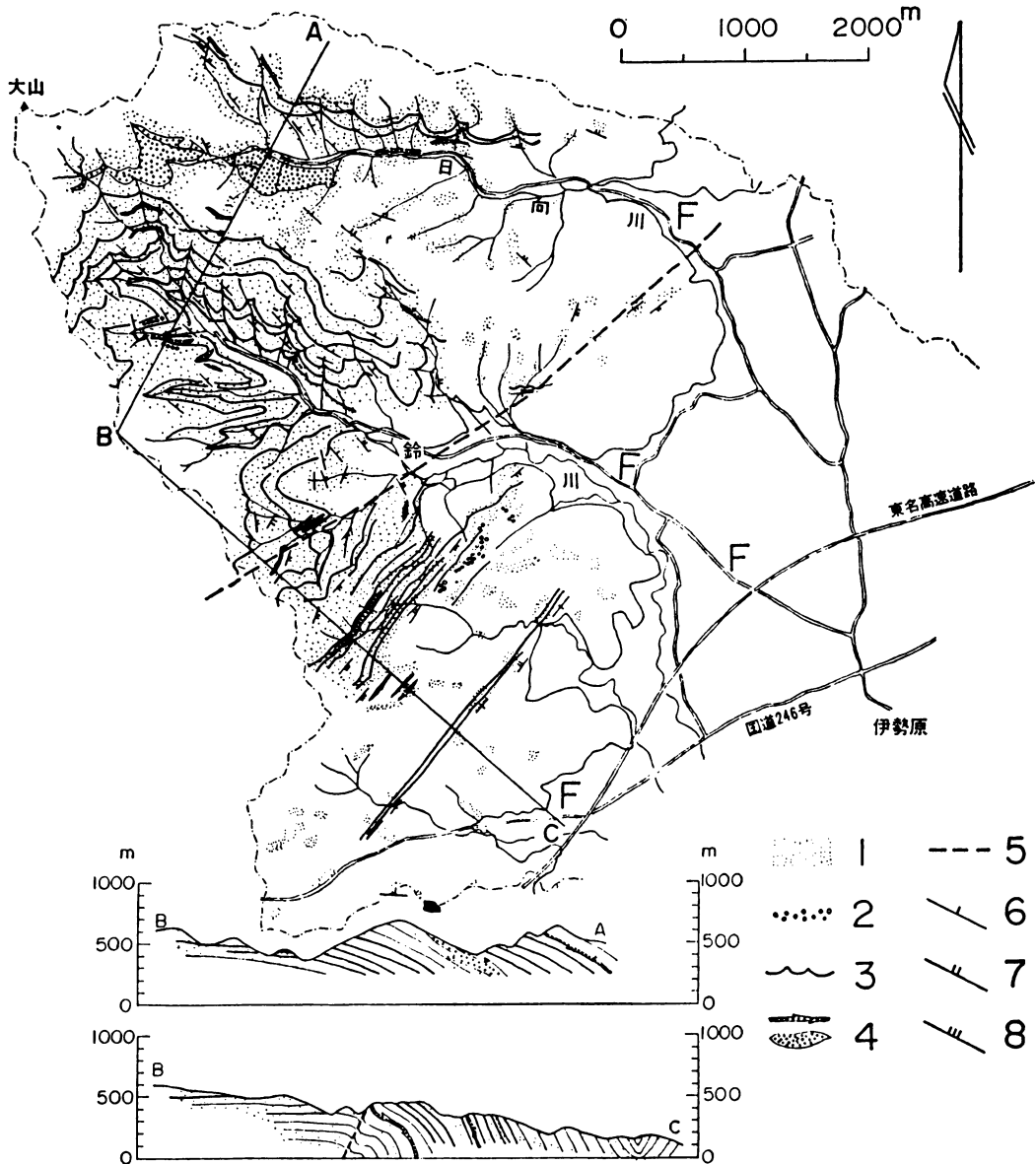


図 2・4・10 伊勢原市大山地区の地質図

- 1：凝灰岩・凝灰角礫岩 2：礫質凝灰岩 3：浮石質細粒凝灰岩 4：粗粒玄武岩岩脈
 5：断層 6：傾斜0～30° 7：傾斜30～60° 8：傾斜60～90° F：扇状地堆積物

られてきた。しかし、丹沢山地では中川温泉、七沢温泉のようなアルカリ性 (pH10) の温泉が広範囲の地域から湧出する可能性があり、このような温泉は岩盤の亀裂に沿って生じた沸石脈と深い関係にあることがすでに報告されている。

調査は地表地質調査を行い、その結果に基づき試錐地点を選定して試錐調査を行った。

1・5・1 地表地質調査

調査は岩層区分、地層の走向傾斜、分布、断層、変成(質)作用、沸石脈等に主眼をおいた(図2・4・10)。

この調査は丹沢山地の変成作用・変質作用を研究している埼玉大学理工学部建設基礎工学科の関教授と学生及び温泉研究所の大木らが担当し、実人員6人、延べ人員200人を要した。

調査に際しては、原則として二人ずつのパーティを組み、その組み合わせを1日ごとに換え、また重要な地域では同じルートに沿って、異なった調査員をまじえて再三にわたって調査し、調査員間の観察結果の平均化につとめた。

当時は大学の学園紛争の最盛期であり、この調査を担当した学生の中に活動家があった。調査の昼休みなどに話をしてみると、自分の将来を考えたまじめな青年であり、この調査を發展させて立派な卒業論文を仕上げたようである。

1・5・2 試錐調査

試錐地点の決定にあたっては、丹沢山地の地質条件を考慮し、次の4条件を満足する地点を地質調査の結果から選んだ。

- 層序的になるべく下位の地層であること。
- 変成作用の程度がなるべく高い地帯であること。
- 沸石脈に富む地帯であること。
- 地下水の保有量すなわち湧水がなるべく多い地点であること。

検討の結果、鈴川の幸橋の地点が試錐調査地点に決定された。試錐はコーポリングで、掘さく深度は180mであり、工事は業者に委託した。

深度120~174mの間に湧水帯があり、深さ129mを過ぎて自噴した(40ℓ/min)。深度139mが最大の湧水地点であった。水頭は地表より高さ11mの位置まで上昇した。掘さく工事終了後電気検層を実施した。自噴泉は温度17.8℃、pH10.5のアルカリ性泉水であり、温泉法の温泉に該当しなかった。全部の調査終了後、調査孔を埋め戻した。

地質調査及び試錐調査の結果から次のことが明らかになった。

- 鈴川流域では深度1,000m以浅で40℃以上の温泉を得ることはむずかしい。
- 本地域で25℃以上の泉水を得るためには深さ600~650mの掘さくをしなければならない。

- 水質的に温泉法の温泉に該当するものは、深さ200～300mの試錐によって得ることができる。

1・6 三保ダムの地質調査

三保ダムは西丹沢山地を流れる酒匂川支川河内川に建設された多目的ダムであり、1978（昭和53）年7月に竣工した。調査は神奈川県企業庁総合開発局酒匂川総合開発建設事務所の依頼によりダム建設工事中の1975（昭和50）年度から1977（昭和52）年度にかけて実施した。

調査内容は次の3項目である。

- ダムサイトのクラックマップ作成
- ダムサイト周辺の地質図修正
- 貯水池周辺の地質図修正

調査は温泉地学研究所の小鷹滋郎らと埼玉大学理工学部建設基礎工学科の学生が担当した。

1・6・1 ダムサイトのクラックマップ作成

クラックマップはダムの土質遮水壁部および洪水吐の基礎岩盤の断層やクラックを詳細に記録し、河川法に定められた地盤検査の受検用資料として使用するほか、グラウチング施工時の施工指針およ



写真 2・4・1 三保ダム工事中の洪水吐正面（1976年）

び将来のダム管理上の基礎資料として使用する。

調査方法は工事が進行して最終基盤が現れると、調査岩盤上に5 m間隔に基盤の目状に紐を張り、地層境界、断層、破碎帯、クラックの存在位置・幅・充填鉱物等を現場ではりつくように観察して縮尺1/200の図面上にスケッチした。

現場は工事進行中であり岩盤面の観察可能期間が非常に短期間であるため、いつでも出動できる体制にしておいた。洪水吐の基盤面は非常に急傾斜で危険なので命綱を着装して作業した。周囲の作業場から飛散する岩粉、騒音、夏の焼け付くような太陽、降雨や降雪中のスケッチ等、今考えるとよくやったと思う（写真2・4・1）。

1・6・2 ダムサイト周辺の地質図修正

この調査はダムサイト周辺の工事の進行にともなって新たに露出する地層を観察して既成の地質図を修正しようとするものである。

調査内容は新たに露出した地層を観察し、地層境界、断層あるいは破碎帯の位置や幅、走行傾斜等を確認し、既成の1/1,000の地質図を修正することである。

この調査はクラックマップの作成と同様に、期間の問題、急傾斜地などで苦労した。

1・6・3 貯水池周辺の地質図修正

この調査は貯水池（丹沢湖）周辺の地質調査を行い、既成の地質図を修正して1/5,000の地質図を作成し、将来の貯水池管理上の資料とするものである。

この調査のために玄倉川、中川川、世附川の上流部を除き、貯水池に流入する全部の沢の上流部まで踏破した。急峻な地形であり、滝が多く調査は困難を極めた。かもしか、鹿、猪等に遭遇することも度々あった。

2 地下水に関する地質の時代—水文地質（1970—）

2・1 秦野盆地の地質

大地を構成している地層や岩石は水文地質学から見ると間隙が大きく空隙の多い透水層とその逆で間隙が小さく空隙が少ないために殆ど水を通さない難透水層に分けられる。透水層の中で空隙が水で満たされているものを帯水層と呼ぶ。どれほどの量の地下水の利用が可能かという水資源としての地下水調査や地下水の汚染対策には地下水の貯留状況、流動状況を明らかにする必要がある。そのためには帯水層や透水層の分布を明らかにすることが基本である。

水文地質調査がいわゆる地質調査と異なるところは調査対象とする透水層、難透水層あるいは帯水層がすべて地下に分布するということである。そのため、水文地質調査は地下地質調査と呼ばれる。

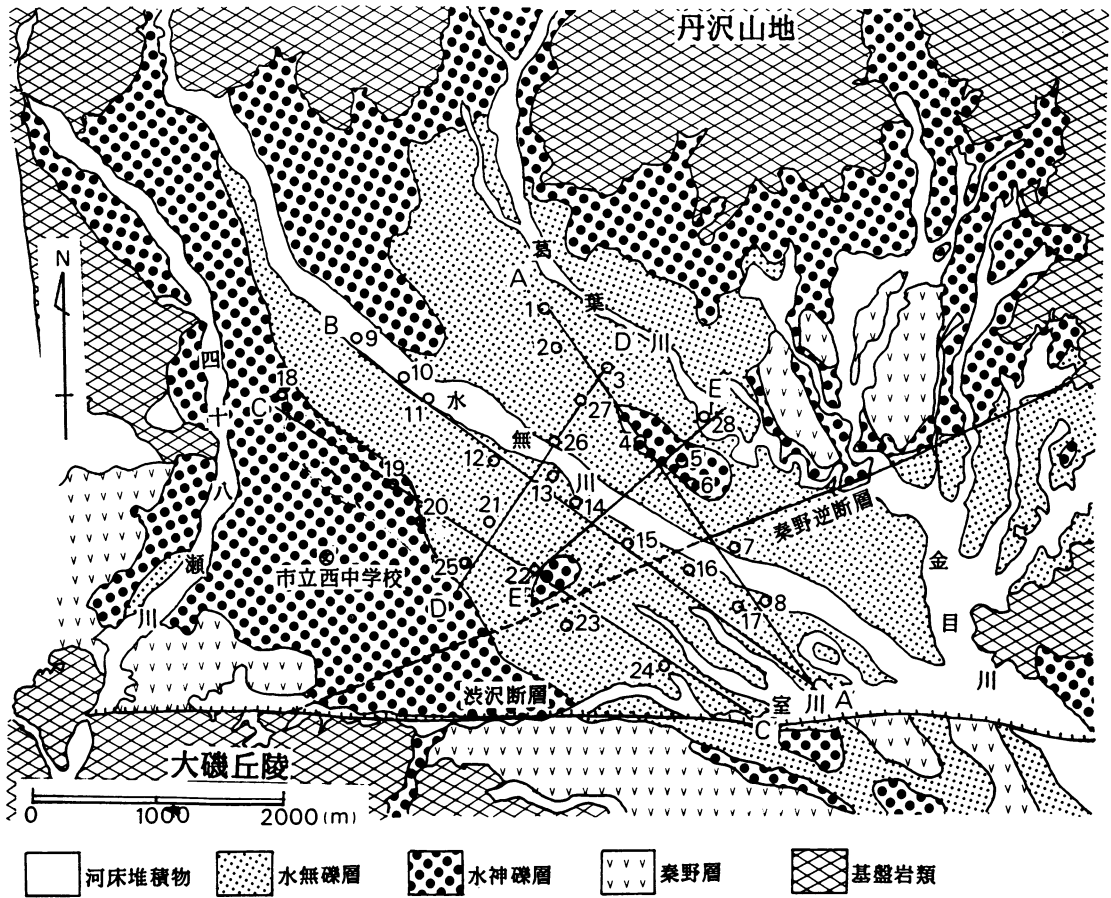


図2・4・11 秦野盆地の地質図

水文地質調査では露頭による調査は不可能で、ボーリングをして採取されたコアの観察による地質調査が主体となる。これを補って井戸資料、建物など基礎調査のボーリング資料により地下の地質構造を明らかにする。ボーリングは多額の費用がかかるためこれを省く場合もあるが、その場合には調査結果の信頼度が著しく落ちることになる。地下地質の解明に間接的な手法であるが電気探査、地震探査等の物理探査も活用されることがある。この様な調査手法は大学に於ける研究テーマとしては取り組みにくい分野とされていた。地震探査は火薬によって人工地震を発生させ、地震波の伝わり方から地下の地層の重なり方を明らかにする調査、電気探査は地表に長さ600mの測線を張れば地下200mの深さまでの電気抵抗の測定が可能である。いずれも調査を実施するためには長い測線を張ることが出来る等の土地条件が揃わなくてはならない。

昭和40年代の中ごろ秦野盆地はタバコや麦の畑が広がっていた。電気探査、地震探査を繰り返し行って、盆地中央部に基盤岩の深さが150～170mであることが推定された。秦野盆地の井戸資料、ボー

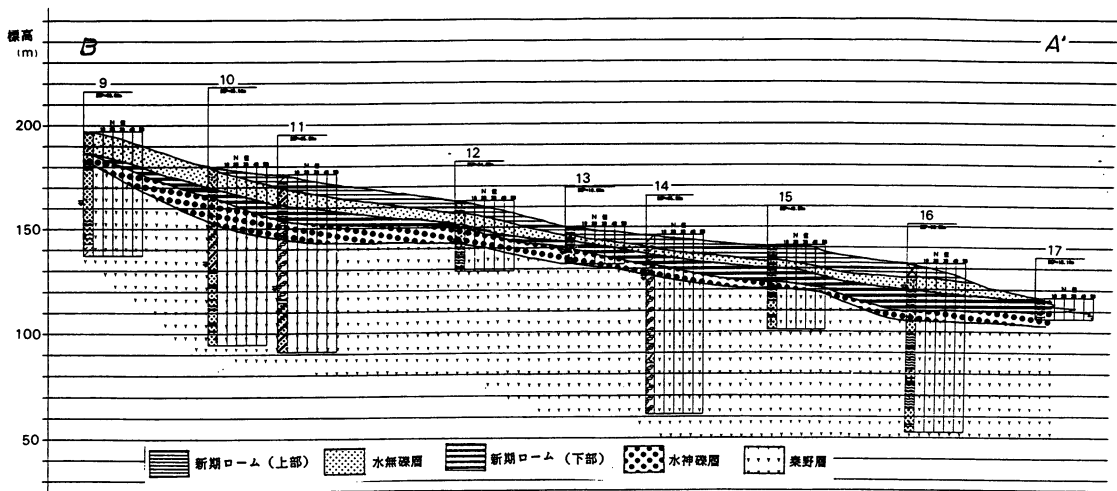


図 2・4・12 秦野盆地の地質断面図 (北西—南東)

リング資料はデータベース化され、その後も収集されて現在に至っている。

1989 (平成元) 年、秦野盆地の地下水汚染が社会問題化し、神奈川県と秦野市が1990 (平成2) 年度には36本、平成3年度には事業所も加わりそれを上回る本数の水文地質調査のためのボーリングをした。秦野盆地の水文地質構造は急速に明らかになりつつある (図2・4・11、図2・4・12)。

秦野盆地は第四紀末、渋沢断層の活動により、南側の大磯丘陵の隆起、北側の秦野盆地の陥没という構造運動で形成された。その活動は約4万数千年ほど前から開始され、大磯丘陵の隆起は西方の渋沢付近から始まり、次第に東に移ったことが、大磯丘陵に残されている古水無川の流路や段丘地形からうかがえる。秦野盆地の陥没はこの活動の後期に著しく、東ほど大きい。

4万9千年前、箱根火山から噴出した軽石流は箱根山体を流れ下り足柄平野、大磯丘陵を東に流れて、横浜まで達した。その厚さは足柄平野で60mを超えているとされている。秦野盆地の南西部で軽石流を覆う礫層に、丹沢山地中川付近が起源と推定される石英閃緑岩の円礫が見られる。軽石流によって流路を変えられた酒匂川は軽石流堆積物の北側を東に流れて、現在の秦野盆地で古四十八瀬川、古水無川と合流して、大磯丘陵を古押切川となって南下して相模湾に流出していたと考えられる。

現在の秦野盆地の地域は軽石流堆積時、およびそれに続く大磯丘陵の隆起の時代には丹沢山地から古水無川や古四十八瀬川が運んだ淘汰の悪い砂礫が厚く堆積した。この砂礫層には当時活発に活動していた古富士火山の火山灰が混入している (秦野層：大磯丘陵の岩倉礫層に対比される)。盆地内における秦野層以前の地層は葛葉川の河床で見ることが出来る。その地層は礫層とローム層の互層で、ローム層には鍵層になる箱根火山起源の軽石層が多数含まれる。その中で最も下位にあるのは吉沢ロームのKmp1と呼ばれる鍵層で、9万8千年前のテフラである。これらの地層は礫層とローム層の互層状帯等の産状から丹沢山地の麓から相模湾まで広がった扇状地性の平原に堆積した地層を想像させる。



写真 2・4・2 秦野逆断層

盆地中央部では、秦野層以前の地層はボーリングコアによって確認されていないが、電気検層の比抵抗値から判断して、80m～90m以深に分布すると思われる。また盆地中央部における基盤岩類（丹沢層群、第三系グリーンタフ）の深さは弾性波探査の結果から150m～170mと考えられる。

約3万年前になると秦野盆地の広い部分に礫層（水神礫層：大磯丘陵の今泉礫層に相当）が堆積した。この頃、大磯丘陵の隆起と軽石流堆積物の浸食により酒匂川は足柄平野に流路を戻し、古水無川や古四十八瀬川は現大磯丘陵の東部を古葛川となって南下して古相模湾にそそいだ（秦野市逆さ川砂の中の木炭 B.P.26,960±1,010年）。水神礫層は秦野盆地の広い地域で、深さ10数～20mのところに見られる。やがて古四十八瀬川は流路を現在と同じ、足柄平野へ流出するよう変えた。その後、古富士の火山灰が秦野盆地を覆い、これに混じって南九州の始良火山灰（AT、火山ガラス質白色火山灰層、22,000年 B.P. 秦野で厚さ数cm）も堆積した。最後の氷河時代秦野盆地は浸食の場となり、その後堆積したのが水無礫層（大磯丘陵の尾尻礫層に相当、1万数千年前）である。

秦野盆地の中央部には北側が隆起し、南側が沈降した秦野逆断層がある（写真2・4・2）。盆地東部の葛葉川流域の露頭に見られる秦野層の礫層はこの断層活動でほぼ垂直に傾斜している。この断層は渋沢断層同様、ほぼ5万年前以降活動し、葛葉川流域付近で最も変動量が大きく、その落差は約70mである。葛葉川流域、金目川流域では断層活動にともなう地盤の隆起のため、それらの河川が蛇行しながら河床を削った地形が残されている。

第四紀末（ウルム氷期の後）も秦野盆地南部で盆地の沈降と秦野逆断層の活動（北側の隆起）が続き、水無川の流路が金目川と合流し、相模平野に流出する現在の流路となった。

2・2 足柄平野の地質

足柄平野では絶対年代の測定に主眼をおいて調査を進めた。井戸を掘っているという噂を聞くと駆けつけて、泥炭をもらって絶対年代の測定をした。また、掘削の情報を得るために行政試験として無料で水井戸の電気検層も精力的に行った。

足柄平野は西の箱根山地、足柄山地、北の丹沢山地、東の大磯丘陵に取り囲まれており、平野内は大きく足柄低地と南東部の千代台地に分けられる。

足柄低地は山北町の斑目付近を扇頂とした酒匂川による扇状地地形を形成しており、千代台地の周辺に氾濫平野が発達している（図2・4・13）。

第四紀中期以降、足柄低地は沈降し、大磯丘陵は隆起するという地殻変動の中で足柄低地に厚い礫層が堆積した。小田原市鴨宮における地質調査所の500mのボーリングで深度500mまで礫層が続いており、この礫層には箱根古期外輪山のOS2が含まれているため、古く見積っても27万年前以降のもと言われているので、27万年前以降この地域は千年に2mの割合で沈降したことになる。また、このボーリングで、完新世中頃以降（8000年以降）は沈降の割合は千年に0.4mと小さくなっていることが確かめられた。そのため、山間部から足柄低地に流れ込んだ酒匂川等の河川はそこで砂礫を堆積させ

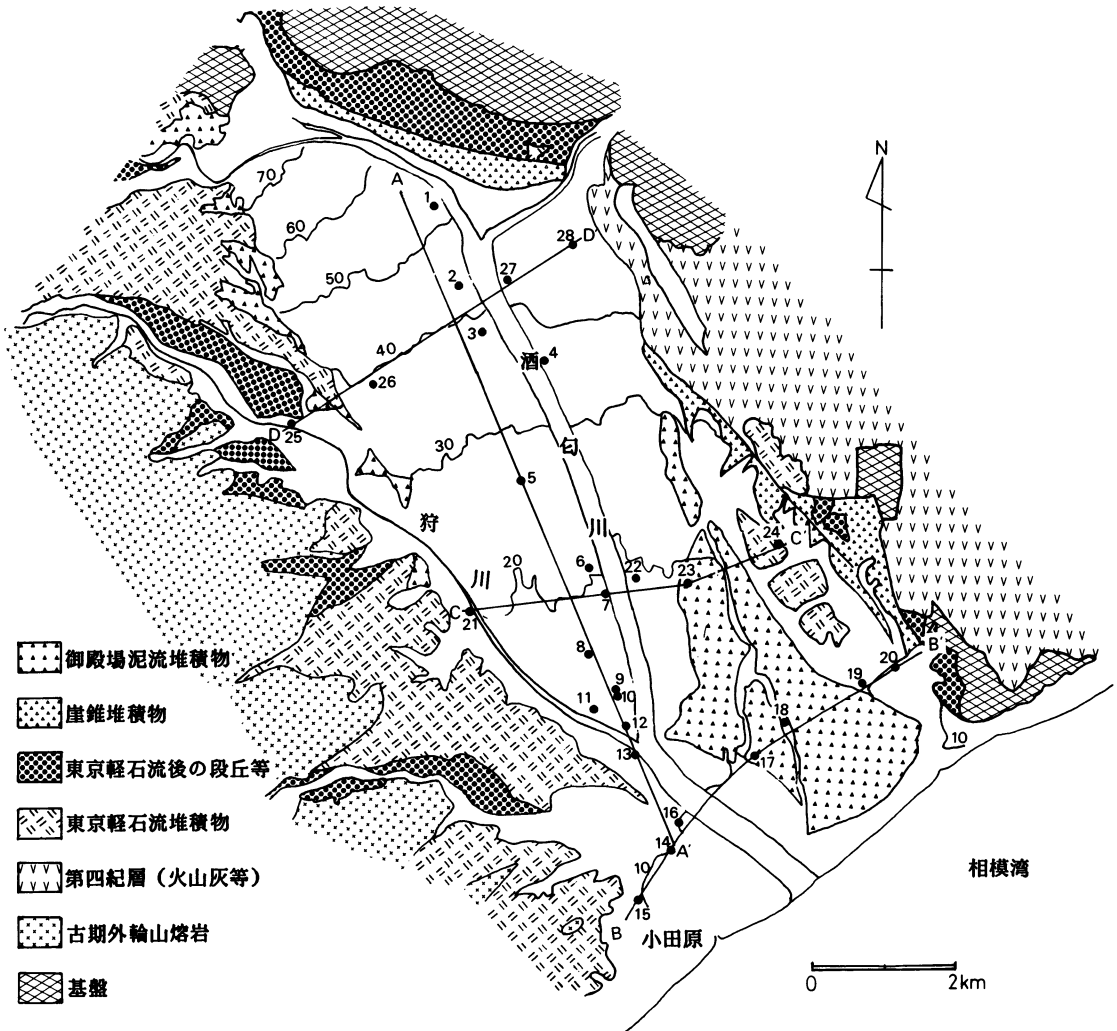


図2・4・13 足柄平野の地質図

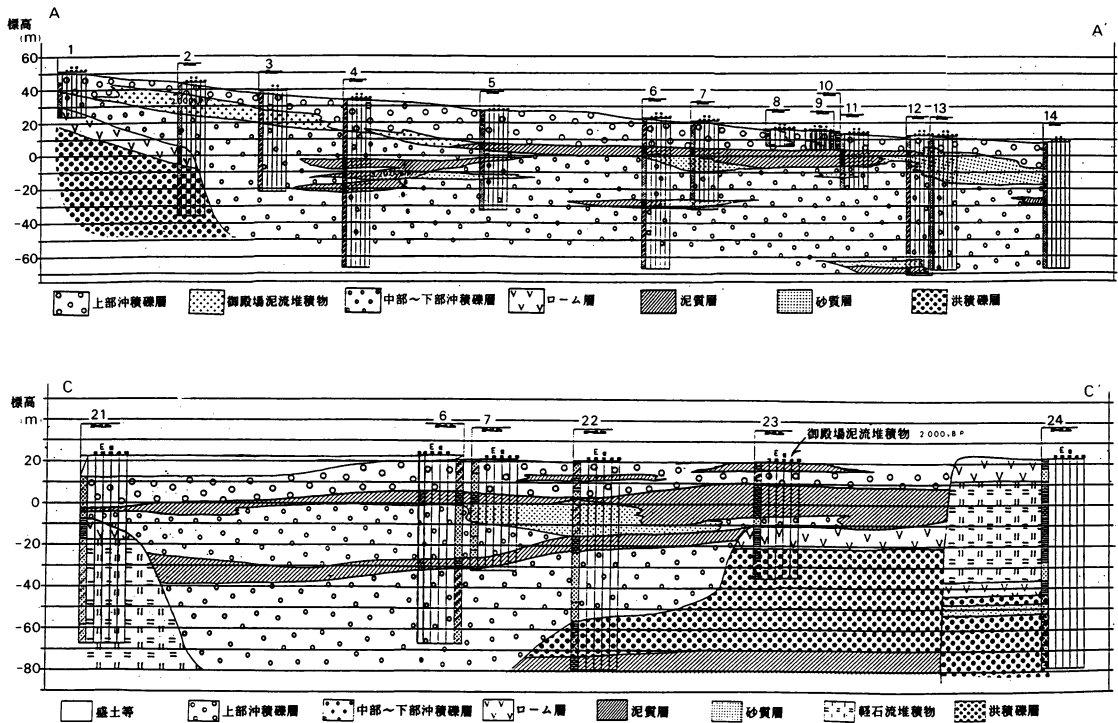


図 2・4・14 足柄平野の地質断面図

て扇状地を形成した。また、足柄低地の下流部では泥質の堆積物が多くなり、これが礫層を覆う構造が形成された（断面）。約2,000年前（2,360±100年 B.P.）富士山の火山活動による土石流が足柄低地を埋めた。御殿場泥流堆積物と呼ばれ堆積直後には足柄平野北部で30m以上の厚さがあったと言われている（図 2・4・14）。

2・3 真鶴町の水文地質調査

真鶴町の地下水調査の一環として、1975（昭和50）年度に地質状況、地下水賦存状態を調査するために真鶴中学校の校庭に深度150mの調査孔を掘さくした。深度16.5～57.8mにかけて2枚の溶岩が存在し、他の部分はコアの採取率が低かったが火砕岩と判断された。

現在、この調査孔は地下水位観測井として使用されている。

1987（昭和62）年の首都圏の地価高騰の影響により比較的地価の低い真鶴町にリゾートマンションの建設や宅地開発が進行した。真鶴町は、本来、水資源に乏しいため、転入者への給水量の増加と、マンション等の無秩序な水井戸の掘削という問題が生じた。

1989（平成元）年10月これに対処するため、真鶴町は地下水資源等総合調査委員会を設置し、その下にワークグループを置いた。ワークグループは温泉地学研究所が中心になり各種の調査を実施した。

その時に真鶴中学の観測井の柱状図、水質、長期間の水位グラフ等が貴重な資料として非常に役に立った。

1990（平成2）年3月、地下水資源等総合調査委員会はワークグループの報告書をもとに真鶴地域の地下水塩水化防止と岩沢川流域の水源保全を盛り込んだ「検討結果報告書」を作成した。

1990（平成2）年9月、真鶴町は「検討結果報告書」を根拠とし、真鶴町地下水採取の規制に関する条例を制定、施行した。

秦野盆地、足柄平野、真鶴町以外に水文地質調査として、これまでに相模平野の公害防止条例指定地域の調査、大磯丘陵の中井町を中心とする地域の調査を行った。

2・4 仙石原湿原環境調査

1934（昭和9）年に仙石原にひろがる湿原植物群落の一部が、国の天然記念物に指定された。しかし、近年、仙石原地域の開発が進むに従い、湿原内の地下水位の低下、水質の変化、土砂の流入等に

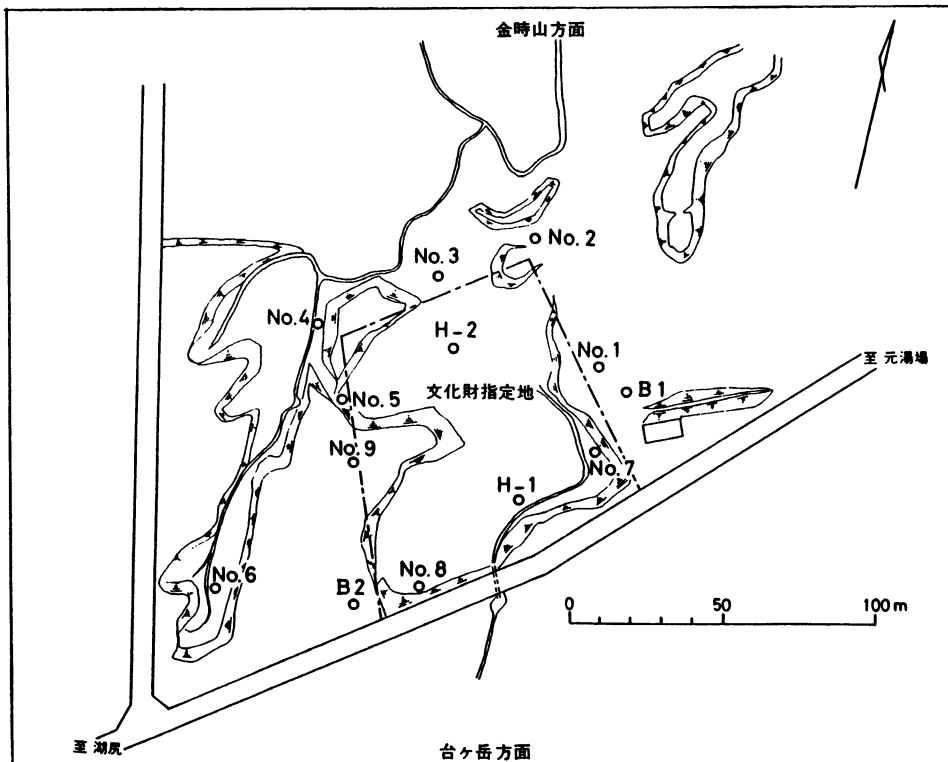


図2・4・15 仙石原湿原植物群落文化財指定地周辺の試錐位置

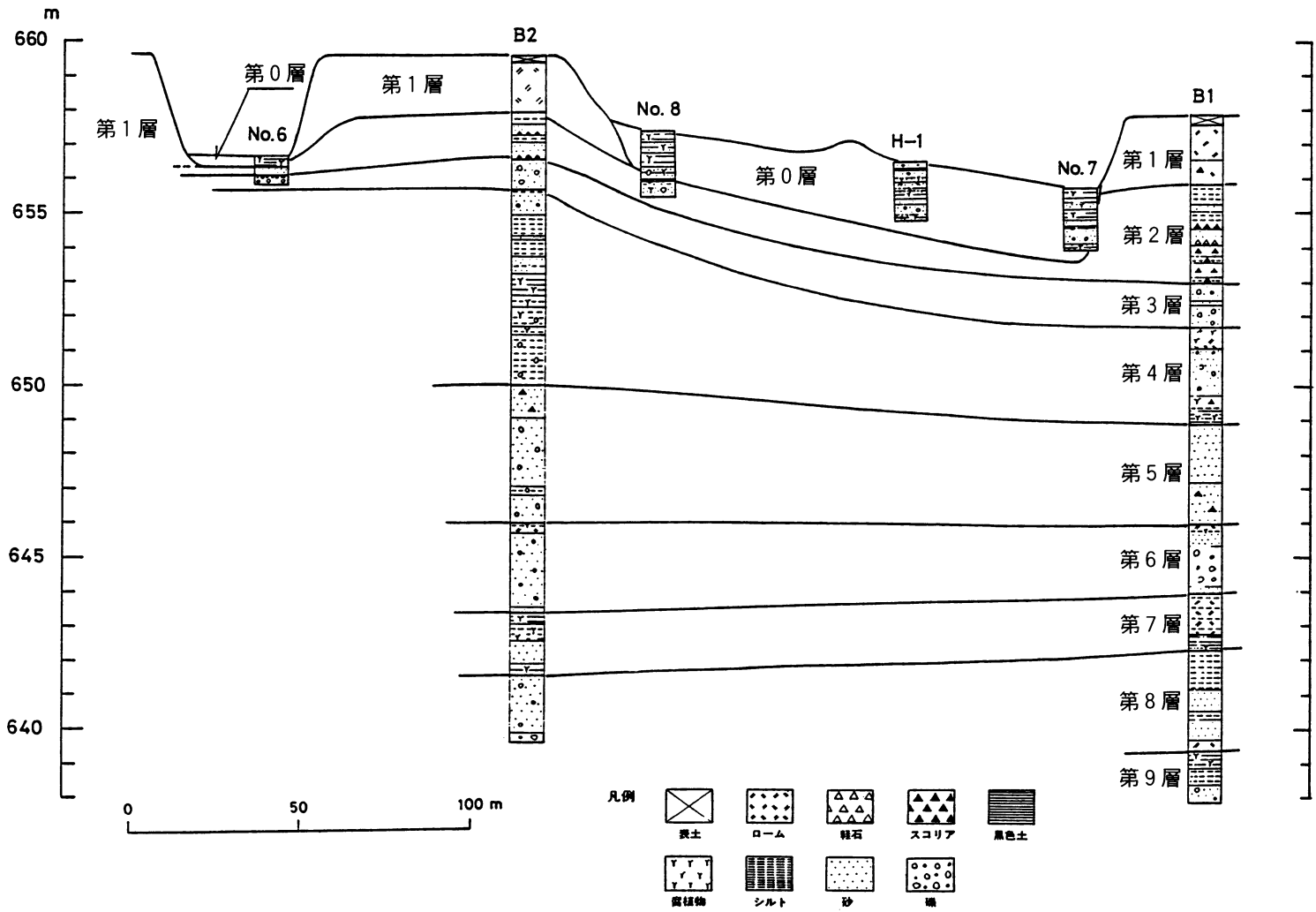


図 2・4・16 仙石原湿原植物群落文化財指定地周辺の地質断面図

より、湿原は僅かとなり、草原へと変化している。文化財指定地も土砂の流入等により、湿原としての環境に変化をきたしている。

神奈川県環境部自然保護課は、湿原保護の立場から1976～1977（昭和51～52）年度にわたり、仙石原湿原環境調査を計画した。この計画は、仙石原湿原の環境を、植生、土壌、地質、水質、水位観測等の各分野にわたって調査しようとするものである。

温泉地学研究所はハンド・オーガーを使用して試錐を実施し、浅層の地質調査を行った。1976（昭和51）年度に11本、1972（昭和52）年度に15本の試錐を研究所員が行った。

他の機関が行った深さ20mの調査用試錐のデータも考慮して検討し、この付近の層区分を上部から第0層～第13層の14層に区分した（図2・4・15、図2・4・16）。

第3層は今から約3,100年前の神山山崩れ堆積物CC₉と考えられる。現在の湿原堆積物は第0層に該当する。この地層は、黒色腐植土を主体とし、砂礫層と互層していて、過去にこの湿原に、砂礫が何回も流入し、湿原に適した環境と不適な環境が繰り返されたことを示している。これらの砂礫は富士山の火山灰の断続的な降下、台ヶ岳方面からの土砂の流入などによりもたらされたものである。

現在の湿原の出現時期を考えてみる。湿生花園での神代杉発掘溝の資料によると、第1層に相当するローム層の上位に巨大な神代杉の根や幹が多数埋没していて、仙石原には杉の巨木の森林があったことを示している。杉の根の直下に見出された土器片は弥生中期（1,800年前）のものである。それ以後、仙石原は湿原と化したと推定される。

3 災害に関する地質の時代（1978～）

3・1 大涌沢地すべり対策調査

箱根火山は大涌谷火砕流（2,900年前）を発生させた噴火以後噴火活動はないが、火山ガスを噴出している噴気地帯が大涌谷（写真2・4・3）、早雲山、硫黄山に分布している。これらの地域は酸性の地下水により岩石が変質し粘土鉱物などを多く含むようになり、脆くなる。また、これらの地域は急傾斜であるため噴火と関係しないで地すべりが発生する危険がある。1953（昭和28）年に早雲山で大規模な地すべりが発生し、死者10名、負傷者16名の被害がでた。この対策として神奈川県土木部は火山性噴気ガス（主に水蒸気）を抜く地下排気ボーリング工事を1954（昭和29）年から大涌谷で始め、1955（昭和30）年からは早雲山で始めた。その後、地下排気ボーリング孔が閉塞すると火山性水蒸気は近くの割れ目を通して地表に噴出し、ボーリング孔の周辺の岩石を変質させるので地すべり対策上好ましくないことが判ってきた。現在は水平の排水ボーリングを掘さくし、浅層の硫酸酸性の地下水をなるべく早く排除し、少しでも岩石の変質を防ぐ努力が図られている（大木ら、1981）。

1973（昭和48）年の秋頃から大涌谷－神山の登山道沿いに新たな噴気地帯が出現し徐々に広がった。この場所は大涌沢上流の急斜面の冠頭部に位置していた。かってこの付近は草木が繁茂し、登山道の