布を示すと図1・3のようになります．
この図から，中央構造線や糸静線のおおよその位置関係が分かりますが，いま述べましたように横河川変成岩が三波川変成岩類であるとすると，糸静線の東側では，中央構造線の位置は横河川変成岩より北側になる，つまり中央構造線は，糸静線を境にして約12㎞も左横ずれしていることになります．
そして，このずれた部分に諏訪盆地が位置しているわけです．中央構造線の位置についてはまだよく分かっていませんが，いずれにしても諏訪盆地周辺では，糸静線の何回もの激しい活動により，古期の地質構造が大きな影響を受けていることは間違いありません．

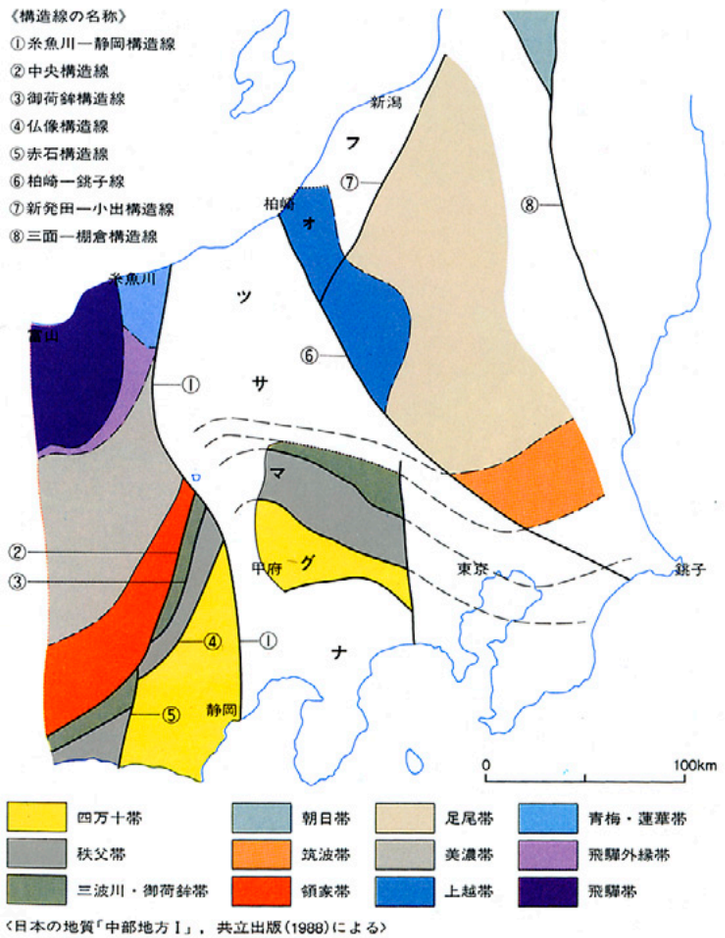
②グリンタフ変動

古期岩類の形成された時代は，まだ日本海の姿もなく，日本列島は大陸の東縁にあったと考えられていますが，新第三紀になると，環太平洋地域には大きな変動が発生し，島弧や縁海の原型がつくられてきます．この大変動は，日本では海底火山の激しい活動を伴い，その噴出物である緑色凝灰岩で特徴づけられるので，グリンタフ変動と呼ばれます．
新第三紀中新世の初頭，中部日本では糸静線の部分で大きな断裂があらわになり，フォッサマグナ地域では基盤が沈み込みます．そこでは，多くの場所に陥没盆地が生まれて礫や泥岩を堆積し，続いて激しい火山活動が起こります．この時期は海進と重なったため，フォッサマグナ地域のほぼ全域が海域となり，火山活動は海底噴火となって特徴的な噴出物を残しました．

《高ボッチ累層と守屋層》

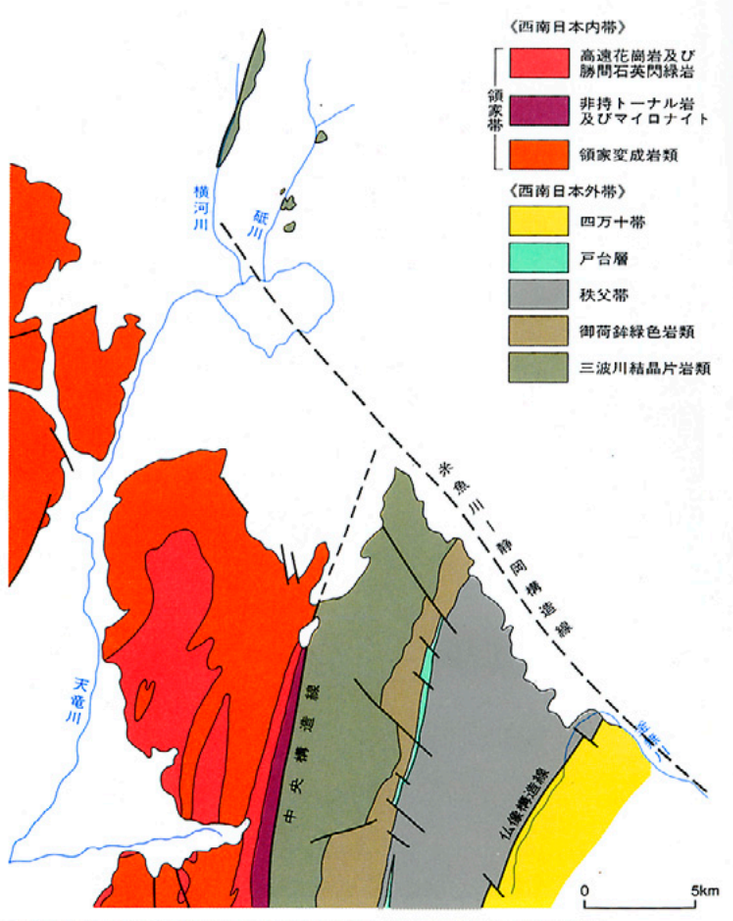
諏訪地域では，地質図に見るように，諏訪湖の北方と南方とに，グリンタフ変動発生期の地層が分布します．前者は，横河川の右岸から高ボッチ山および鉢伏山にかけて分布する高ボッチ累層で，下位から泥岩・礫岩・緑色凝灰岩と重なり，再び泥岩・砂岩・緑色凝灰岩の順に重なっています．諏訪湖の南方のものは守屋山を中心に分布する守屋層で，下位から礫岩・泥岩・凝灰岩と重なり，再び泥岩・礫岩・凝灰岩の順に重なっています．
いずれの地域でも，基底部に瀬海性の礫岩や泥岩が堆積し，次いで海底火山活動の結果として緑色凝灰岩が堆積します．その堆積が終わると再び外洋性の泥岩・砂岩，次いで凝灰岩が堆積しています．このように火山活動は再度にわたって行われ，２度目の火山活動はより深い海で生じておりました．
守屋層の陥没盆地は，糸静線に接してその南西側にはみ出した場所で発生し，その東縁は中央構造線に限られています．また高ボッチ累層を堆積した陥没盆地は，糸静線のすぐ東

図1･2－中央日本のおもな地質構造線と地質区



〈日本の地質「中部地方Ⅰ」，共立出版(1988)による〉

図1･3－諏訪地域の中・古生層の分布



〈天竜川上流地域地質調査(1984)および諏訪教育会「諏訪の自然誌」(1975)による〉

側で発生し，その東縁は横河川変成岩に接する断層で限られています．

図1・4は，中新世の前期の終わりから中期の初め頃,約1,600万年前頃のフォッサマグナ地域の古地理図です．この図から，糸静線にそって陥没盆地が発生し，そこが火山活動の場に変わっていることが分かりますが，この時期はまた，フォッサマグナ地域の海域が最も拡大したときにあたり，日本海と太平洋とは広くつながっていました．

一方，北部フォッサマグナ地域では，この時期，諏訪地域とともに，上田市北部の河東山地から新潟の湯沢にかけての広い地域で激しい火山活動が生じており，この地域にも厚いグリンタフの地層が堆積しました．

《花崗岩の貫入と中央隆起帯》

中新世の中期になると，北部フォッサマグナ地域では，諏訪地域や河東山地の火山活動は終息し，地下では石英閃緑岩や花崗閃緑岩がつくられ，それが次第に上昇して，この地帯は隆起域に転じます．図1・5に見るように，諏訪湖の北西から美ヶ原の北東を経て，河東山地から新潟の湯沢にいたる地域は，グリンタフの火山岩類とそこに貫入する中新世中期～後期の花崗岩類が分布します．それと同時に，この地域は地層が褶曲していないことで特徴づけられます．そのため，この一帯は中央隆起帯と呼ばれます．

諏訪盆地周辺にも，これらの花崗岩類がいろいろな場所に顔を出しています．地質図に見るように，高ボッチ山の北西部，美ヶ原，下諏訪町，茅野市の永明寺山を中心とした地域に分布する花崗岩類は，すべてこの時期に貫入したものです．また諏訪湖の七ッ釜温泉のボーリングでは,地下191～365mに塩嶺累層，その下位の365～700mにこの花崗閃緑岩のあることが確かめられています．

一方，フォッサマグナの海は中新世の中期には，すでに日本海側と太平洋側に分かれてしまいます．そのことは，この時期の海成層から産出する有孔虫の層序とその種類の違いから分かるわけですが，おそらくこの時期にはいま述べた中央隆起帯がすでに陸化し，この陸域が中心となってそれぞれの海が隔てられていったのでしょう．

さらに中新世の後期に入っても中央隆起帯の隆起は続き，その北側の北信地方や新潟地方に広がるグリンタフの海に礫を供給するようになります．またこの時期には，南部フォッサマグナ地域では関東山地が隆起し始め，これらによりフォッサマグナ地域の大部分が陸域に変わっていきます．

中新世末期から鮮新世初頭には，中央隆起帯の南縁で新しい陥没盆地が発生し，湖沼が生

図1･4－中期中新世初頭（約1,600万年前頃）のフォッサマグナ地域図の古地理図
〈フォッサマグナ地質研究会，1991〉

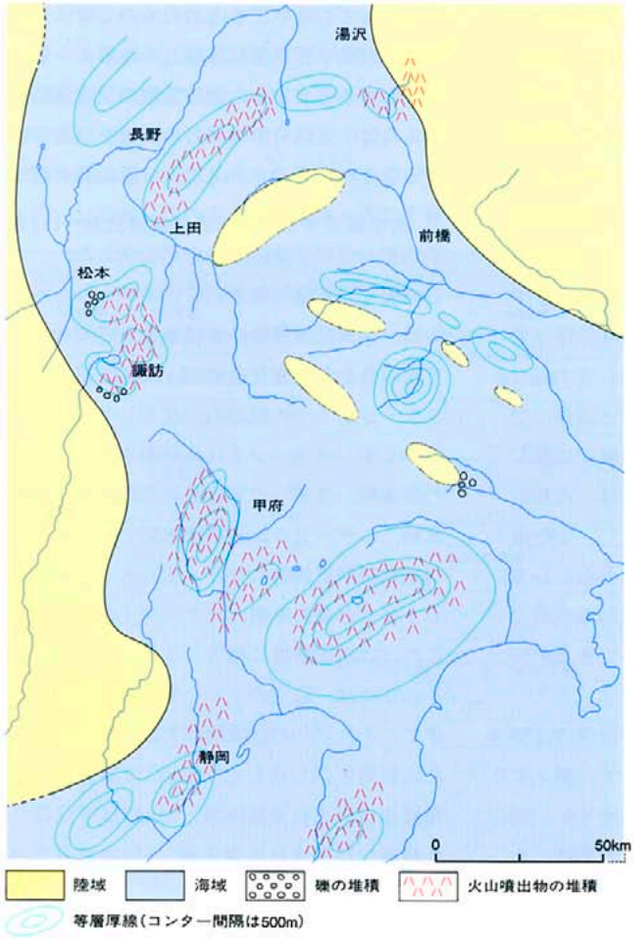
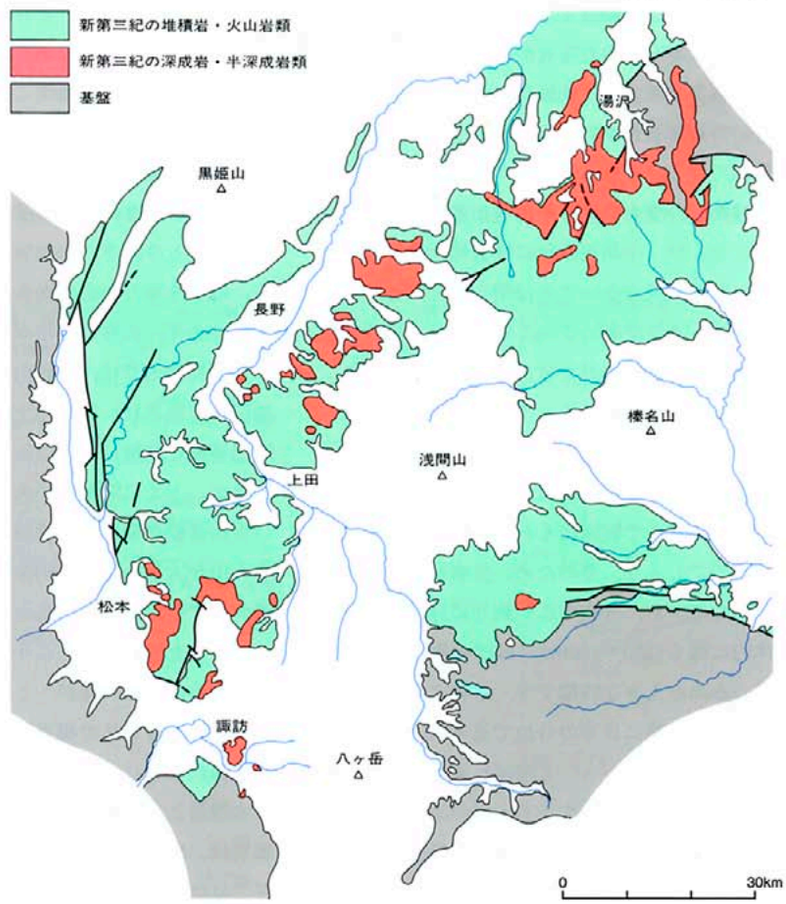


図1･5－中央隆起帯とその周辺域の新第三系
〈フォッサマグナ地質研究会，1991を簡略化〉



まれます．その湖沼に堆積した地層が二ッ山累層で，地質図に見られるように，二ッ山を中心として横河川から砥川にかけての地域に分布します．基盤は主に石英閃緑岩で，基底部に礫岩、続いて砂岩泥岩が堆積し，次いで厚い火山砕屑岩類が堆積しています．

この湖沼性陥没盆地が示すように，この時期には諏訪地域は削剥の場となり，やがては二ッ山の湖沼も消失します．こうして諏訪地方一帯には，糸静線の西側も含めて高原状の地形が形成され，この状態は第四紀更新世に入るまで続きます．

③塩嶺累層

前期更新世に入ると，諏訪地方一帯には安山岩質の溶岩が流れ出し，この地域一帯を広く覆いつくします．それが塩嶺累層で，諏訪盆地をとりまいて広く分布するので，地質図を見たとき真先に目に映るのがこの地層です．

塩嶺累層は，諏訪湖の東側地域では，下部は主として凝灰角礫岩で水成層をはさみ，上部は主に複輝石安山岩溶岩からなります．諏訪湖の西側地域では，基底部に泥岩が堆積し，次いで複輝石安山岩，上部は鉄平石型の板状節理の著しい複輝石安山岩からなります．

塩嶺累層の噴火形式やその噴出源はよくわかりませんが，中期更新世に特徴的な爆発的な中心噴火形式でないことは明らかで，おそらくグリンタフ変動によって形成された構造的な弱線部に生じた裂か噴出であろうと思われます．その噴出源も単一ではなく，北西－南東方向や北東－南西方向のいろいろな断層群が交差してつくる網の目状の裂かにそって，あちらこちらで何回にもわたって溶岩を流出したのでしょう．そのため，分布域は非常に広いのですが，分布の広い割りには層厚は全体的に薄く（300～400m），ほぼ一様に堆積しているのが大きな特徴です．このような溶岩は，この時期に日本の各地で見られ，それらは〝フラットラバー〟と呼ばれます．

この時期，飛騨山脈や赤石山脈の上昇がすでに始まり，赤石山脈の西側には伊那盆地が形成され始めますが，こうした山地の隆起が進む一方では，松本盆地周辺から諏訪地方一帯にかけては，浸食平坦面――あまり凹凸のない平原状の地形が大きく広がっていました．そうした地形のために，この溶岩流は，霧ヶ峰から糸静線の西側一帯まで，広い範囲に一様に分布することになったのでしょう．

また霧ヶ峰一帯には，塩嶺累層の堆積後まもなく，ほぼ同じような溶岩の流出があり，溶岩台地をつくっています．これが現在の霧ヶ峰高原の原形です．この頃になると北八ヶ岳では，古蓼科火山が成層火山としてその姿をあらわしてきます．

④中期更新世の地殻変動

《山地の急上昇と山間盆地の形成》

地殻変動が一段と激しくなり，現在の地形がつくられてくるのは中期更新世に入ってからです．飛騨山脈・木曽山脈・赤石山脈は急激に上昇し，また新第三系で構成される地域も隆起して山地をつくります．

この全体的な隆起は，それまでに形成された深部断裂を反映して地塊運動となって進み，隆起量や傾動量も各地塊ごとに異なった形で現れます．糸静線が再び活動を始め，古い断層群の一部も活動し，また隆起する地塊の境界部には新たな断層が生まれます．

隆起からとり残された地域は山間の盆地となり，隆起を増した山地から大量の礫が供給され始めます．こうして松本盆地が誕生します．また伊那盆地では，木曽山脈の上昇に伴って湖沼が形成され，砂や粘土を堆積します．

隆起運動と同時に火山活動も一段と活発になります．とくに隆起量の大きい地域では激しい火山活動が発生し，飛騨山地では，古期御岳火山が大きな成層火山体を形成し，また南八ヶ岳では，古阿弥陀岳が大成層火山としてその容姿を現します．こうして諏訪地方周辺は，次第に現在の地形へと近づいてきます．

《梨ノ木礫層とその相当層》

地質図に示されるように，塩尻峠西側には梨ノ木礫層とその相当層が分布します．梨ノ木礫層は，塩尻市洗馬梨ノ木を模式地とし，現在では塩尻市の西部から松本盆地の東縁にそって標高900～1,000mの平坦面をつくっています．この礫層が，前述した松本盆地の初期堆積物で，松本盆地の縁辺では層厚30～50m，盆地内では100mに達すると推定されます．

同盆地では，この礫層の上位に片丘礫層が堆積しますが，今回の地質図では，松本盆地の梨ノ木礫層および片丘礫層に対比される地層を一括し，梨ノ木礫層とその相当層として示してあります．

諏訪盆地周辺では，これらの礫層は，前述のように塩尻峠西側から松本盆地にかけて広く分布しますが，諏訪湖西岸では標高約950mに小規模の平坦面を形成しているだけで，盆地の底には分布しません．この時期には，諏訪盆地はまだ誕生していないのです．

⑤諏訪盆地周辺の後期更新世の地層

《諏訪盆地周辺の後期更新世層序表》

表1・1は，諏訪盆地および八ヶ岳山麓における後期更新世の層序表で，中期更新世末以降に，これらの地域に堆積した地層の順序とその年代などについてまとめたものです．諏訪盆地には八ヶ岳西麓に堆積した地層の一部が埋没していますから，諏訪盆地の発達過程を知るには，これらの地層との関連を明らかにすることが必要です．また八ヶ岳山麓の標準層序は八ヶ岳東麓にあるので，表には，八ヶ岳西麓および東麓の層序を示しました．

この表で，右端の酸素同位体ステージというのは，深海底堆積物の堆積速度を時間軸として得られた気候変化曲線で，現在では，このステージが１つの国際的尺度として用いられています．ステージ７は最終間氷期の１つ前の間氷期，ステージ６は最終氷期の１つ前の氷期，ステージ５が最終間氷期でこのステージから後期更新世になります．ステージ４から２までが最終氷期，ステージ１が後氷期でこれはほぼ完新世に相当します．

その左には，以上のような寒暖の繰り返しの中で，それぞれの温暖期に大阪平野に堆積した海成層を示しました．Ｍａ11は高位段丘堆積層にはさまれる海成層，Ｍａ12は中位段丘堆積層にはさまれる海成層，Ｍａ13は縄文海

進時の海成層で沖積層にはさまれます．この表では，こうした日本の代表的な平野の形成過程と関連させながら，諏訪盆地とその周辺に堆積した地層を位置づけました．これは，鍵層の広域火山灰層によって各地域の層準が対比できるようになったからで，それらの広域火山灰層をその左に示しました．

また，その左にはローム層とあります．陸上に降下した火山灰を主とする風成層をローム層と呼んでおり，この欄は，それらの風成層層序を示します．小坂田ローム層と波田ローム層は松本盆地にみられる後期更新世のローム層層序です．

小坂田ローム層は，塩尻市の小坂田公園を模式地とし，新期御岳火山のカルデラ形成期に噴出した降下火砕物を含みます．Pm-Ⅰ'からPm-Ⅲまで何層もの軽石層をはさみ，これらの分布は関東地方にも及ぶので非常に有効な鍵層となっています．またPm-Ⅱ'とPm-Ⅲ'の境には，広域火山灰の阿蘇４がはさまれます．阿蘇４の年代は約９万年前ですから，このローム層の年代は約10～７万年前頃で，最終間氷期に堆積したものです．小坂田ローム層を風成でのせる段丘が中位段丘です．

波田ローム層は，松本市の今井鎖川左岸が模式地で，新期御岳火山の中央火口の噴出した降下火砕物をはさみます．最終氷期に堆積したローム層で，年代は約６～２万年前頃になります．波田ローム層を風成でのせる段丘が低位段丘群です．

一方，八ヶ岳山麓では，中期更新世に堆積したローム層は広瀬ローム層，後期更新世に堆積したローム層は佐久ローム層と呼ばれ，佐久ローム層は下位から，下部，中部，上部，最上部に区分されます．佐久ローム層と，小坂田ローム層および波田ローム層との対応は表に記されている通りです．

《諏訪盆地縁辺の段丘群》

岡谷地域の横河川の両岸には，標高約860m前後のところに平坦面があり，これらは，直径30cmにもおよぶ巨礫を含む崖錐性の砂礫層からなります．この礫層は，上の原礫層とよばれ，層厚は40m以上あります．礫層の上位には風成の小坂田ローム層がのっており，中位段丘に区分されます．この地層の相当層が中位段丘堆積物です．

またこの地域には，沖積面からの比高約20mの部分に，今井面とよばれる平坦面が分布します．この平坦面は，やや淘汰のわるい亜円～亜角礫からなる扇状地性の礫層からなり，今井礫層と呼ばれます．層厚は50m以上，上位には風成の波田ローム層をのせます．盆地の北東縁や南西縁にも，この礫層に相当する扇状地性礫層が分布します．地質図には低位段丘堆積物として示してあります．

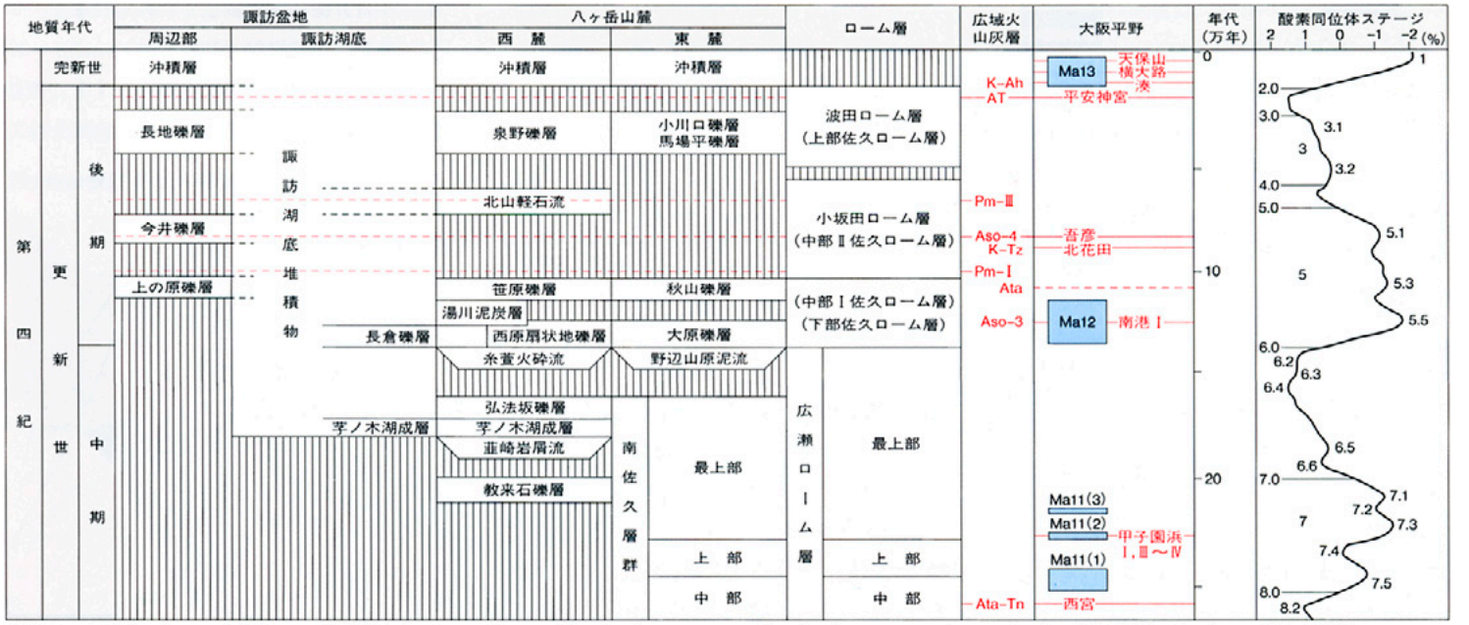
さらに沖積面からの比高約５～10mの部分には，長地面とよばれる平坦面が分布します．この平坦面も，扇状地性のやや淘汰のわるい亜円礫層からなります．この礫層は長地礫層と呼ばれ，層厚は10m程度，上位には風成の波田ローム層最上部をのせます．地質図では最低位段丘堆積物として示してあります．

こうした段丘群とは別に，盆地の北西部と北東縁および南西縁には，北西－南東方向の断層群によって形成された基盤岩類からなる階段地形が局地的に分布します．同じ段丘地形でも，断層によって盆地側へ落ち込んだために落差ができたもので，これらの断層群は，盆地下に伏在すると推定される糸魚川－静岡構造線の活動に付随して形成されたものです．

《八ヶ岳西麓の地層》

地質図の範囲では，地表に分布する八ヶ岳西麓の地層は，凡例にあるように糸萱火砕流，西原扇状地礫層，北山軽石流だけです．後期更新世に入ると，南八ヶ岳の火山は山体崩壊

表1･1－諏訪盆地周辺の後期更新世層序表



諏訪盆地：熊井(1988)．八ヶ岳山麓：八ヶ岳団研(1988)．ローム層：八ヶ岳団研(1988)および松本盆地団研(1977)．大阪平野：吉川ほか(1993)．酸素同位体ステージ：Prellほか(1986)．

図1･6－GS400地質柱状図

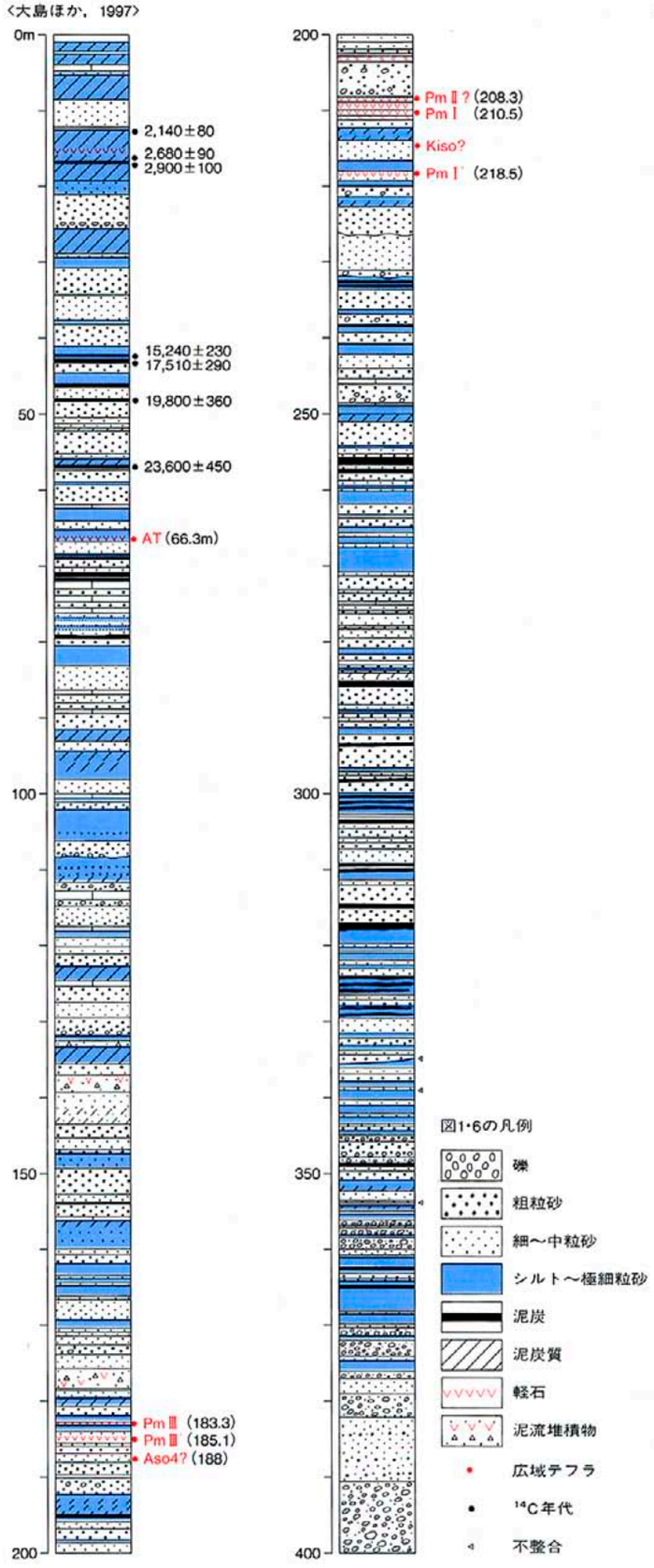
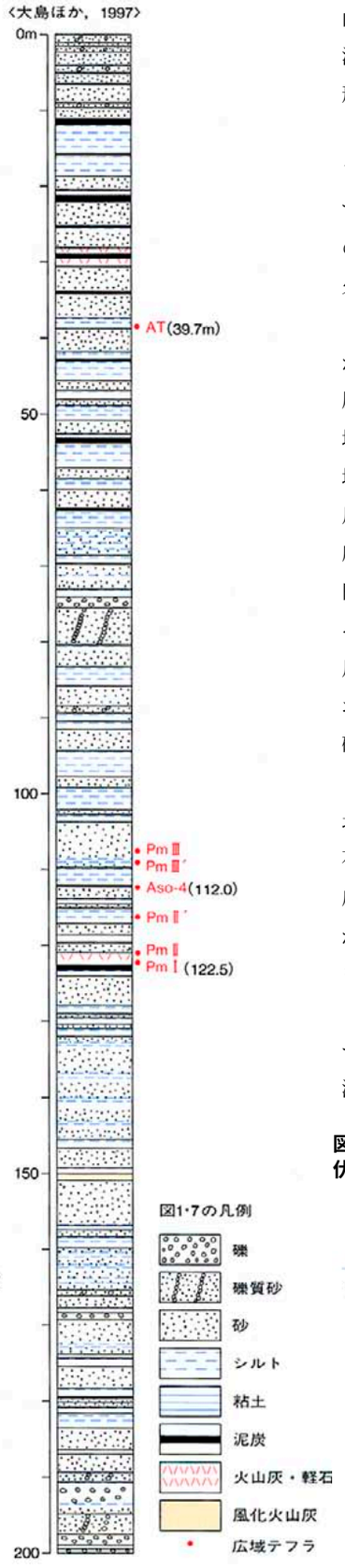


図1･7－63Ｂ地質柱状図



期に入ります．山体は浸食され，北麓を除く山麓一帯には，泥流堆積物・扇状地性礫層・河成礫層などが広く堆積し，火山麓扇状地が形成されます．この時期に，西麓に広く堆積したのが西原扇状地礫層です．

またそうした山体の崩壊と平行して，山頂部では溶岩や火砕物の噴出も盛んで，この時期の初期に噴出したのが糸萱火砕流です．この火砕流は，泥流を伴った流紋岩質～デイサイト質の火砕流で，地質図では朝倉山の南に僅かに顔を見せるだけですが，北山軽石流や西原扇状地礫層の下位に広く分布します．

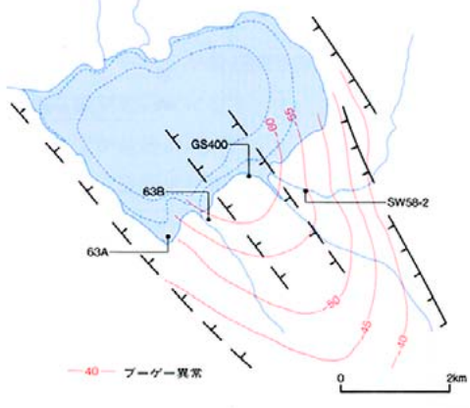
地質図には分布が示されませんが，西原扇状地礫層が堆積したのと同じ時期に，西麓の渋川ぞいに広く堆積したのが長倉礫層です（層序表参照）．長倉礫層は，比較的に淘汰のよい円～亜円礫からなる扇状地礫層で，渋川下流ぞいでは現河床面下に伏在します．さらに上川と宮川の合流点付近までは地下で連続しており，地下水の採水層となっています．この礫層は，諏訪湖の地下深くにまで続いていると考えられます．

北山軽石流は，天狗岳付近を噴出源とする軽石流で，渋川から柳川にかけての西麓一帯に広く流下したもので，地質図には，その西端が示されています．この軽石流の軽石の一部も，やはり諏訪湖の湖底下にみられます．

《沖積扇状地礫層群と沖積低地》

ついでに沖積層についても触れますと，諏訪湖に流入する河川のうち，上川と宮川を除く

図1･8－諏訪湖南東岸のボーリング調査地点と伏在断層 〈山崎ほか，1995〉



中・小の河川の河口部には沖積扇状地が分布し，とくに湖の北西側には，横河川や砥川などによって形成された沖積扇状地がよく発達し，この一帯を覆っています．

一方，湖の北東岸の下諏訪町から諏訪市をへて茅野市にいたる湖岸と山麓には，急傾斜の崖錐性の扇状地が形成され，淘汰のわるい亜角～角礫からなる礫層が厚く分布します．これらの礫層のほとんどには巨礫が含まれており，土石流起源のものと考えられます．それで地質図には，完新統の砕屑物として区分して示しました．

湖の南東側，上川・宮川が流れる低平地には，主として腐植を含む粘土層やシルト層からなる非常に厚い堆積物が分布し，地盤沈下を引きおこす諏訪盆地特有の厚い軟弱な地層をつくっています．

⑥湖底堆積物の堆積の始まり

さて諏訪湖の湖底堆積物ですが，層序表では湖底堆積物が堆積し始まるのは，八ヶ岳西麓で，韮崎岩屑流直上の芋(いも)ノ木湖成層が堆積し始まるのと同じ時期にしています．

韮崎岩屑流は，古阿弥陀岳の山頂部が高さ約1,500mにもわたって大崩壊したときの岩屑流で，中期更新世以降の火山体の崩壊としては日本で最大規模のものです．現在，富士見町から韮崎市街地まで，釜無川左岸ぞいに高さ30～120mにわたって延々と断崖が続いていますが，これが韮崎岩屑流の露頭です．

この岩屑流の分布の北限は，およその位置でいうと現在の阿弥陀岳から原村を結ぶ線あたりにあります．そのためにこの一帯でも地形が大きく変化し，韮崎岩屑流が堰き止める形になって，この岩屑流の流下以後は，河川の流路が変わってしまいます．

韮崎岩屑流の流下以前の時期では，この地域に堆積した湖成層の層相をみますと，渋川や柳川方面からの礫は，すべて南方に向かって流下しています．ところが韮崎岩屑流の発生後には，茅野まで含むこの一帯には芋ノ木湖成層が堆積するのですが，この堆積物の流下方向は南方に向かわずに，諏訪湖の方に向かっているのです．このことから，諏訪盆地の堆積物は，韮崎岩屑流の発生直後に，その堰き止めによって始まったことが分かります．この時期は，約20万年前頃になります．

ただし韮崎岩屑流による堰き止めは，堆積物の開始時期を示すに止まります．盆地の構造や性格を把握するには，湖底下の堆積物や盆地縁辺の地質を知ることが必要です．

⑦湖底堆積物と盆地の断面

《堆積物の層相と盆地の基底》

諏訪盆地では，沖積低地下の堆積物に天然ガスが含まれます．それで戦後，ガス田調査のためのボーリングが行われ，そのときの調査で，湖底下には塩嶺累層より上位の堆積物が約400m以上あることが分かりました．

ごく最近では，中部日本の活構造を明らかにする調査・研究の一環として諏訪盆地が取り上げられ，東京都立大学の山崎さんなどによって湖の南東岸で３本のオールコアボーリングが行われております．図1･8が調査地点で，それぞれのボーリングの深度は，GS400が深度400m，63Ｂが深度200m，63Ａは深度60mです．ここでは，GS400と63Ｂの地質柱状図を図1・6および図1・7に示します．

GS400の堆積物をみますと，深度370mまでは砂(粗～細粒)，シルトの互層で，泥炭層を多くはさんでいるのが大きな特徴です．礫層はごく僅かな層準にしかはさまれていませんから，湖水域もしくは河川の氾濫原という状態が続いていたのでしょう．

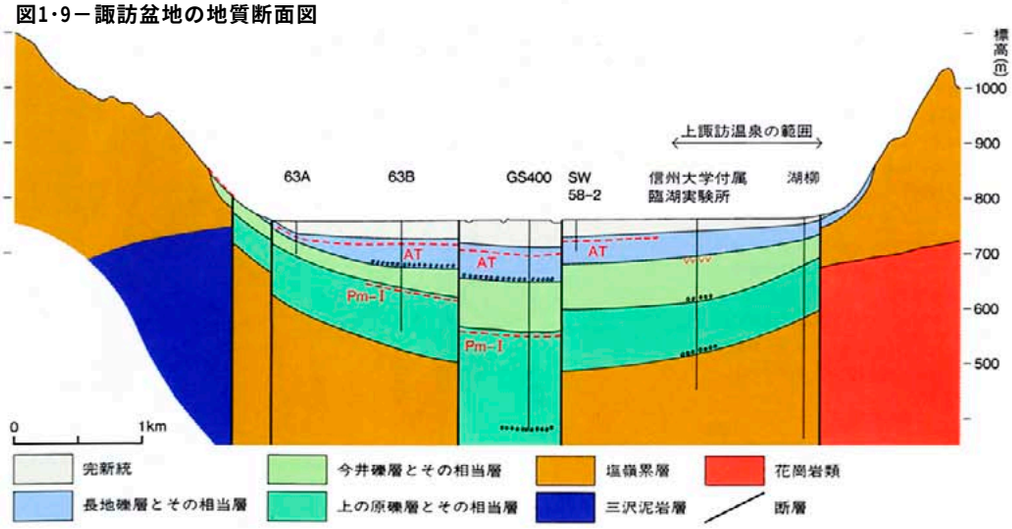
深度370m～400mになると，間に10mほどの砂層をはさみますが礫層が主体になります．ただ深度400mでも基盤の塩嶺累層には達しておりません．この深度370m～400mの礫層は，よく円磨された小さな円礫とされますから，私は，これは八ヶ岳西麓から流下してきた長倉礫層と考えています．基盤の塩嶺累層に由来する礫は，この付近ではそれほど円磨されてはいないからです．

《鍵層の深度と伏在断層》

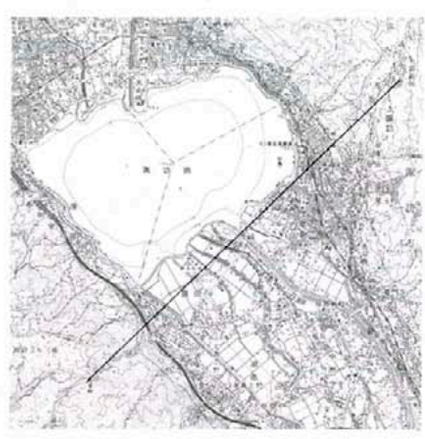
これらのコアに挟まれる広域火山灰の深度をみますと，AT（姶良Tn火山灰）の深度は，63Aが33.4m，63Bは39.7mです．それに対してGS400では66.3mという深さです．また阿蘇4とPm-Ⅰの深度は，63Ｂの112.0mと122.5mに対し，GS400ではぐんと深くなり188mと210.5mにもなっています．

つまり63ＢとGS400という隣接する両地点で

図1･9－諏訪盆地の地質断面図



《図1･9地質断面図の断面線》



は，同じように沈降しているのではなく，GS400地点の方がはるかに速い速度で沈降しているということです．ちなみに阿蘇４を基準に両者の堆積速度を算定しますと，63Ｂでの堆積速度は1.2m/1,000年，GS400での堆積速度は2.0m/1,000年で大きな違いが見られます．これらの事実から，63Ｂ地点とGS400地点との間には，GS400側に落ち込む断層が伏在していることが分かります．またSW58-2のボーリングでは，ATの深度は36.8mになっています．ですから，SW58-2地点とGS400地点との間にも，GS400側の落ち込む断層が伏在していると考えられます．

《現在の湖につながる水域の形成》

なお63Ａと63Ｂでは，珪藻化石の分析によりほぼAT層準以降の堆積環境が明らかにされています．また1986年・1987年には，国土地理院により湖心の数地点で深度30～40mの湖底ボーリングが実施され，湖底堆積物が詳しく分析されています．それらの結果によりますと，現在の湖に直接つながる水域の形成は約13,000年前頃で，その後，水域の拡大・縮小という変遷を経て，現在の湖にいたっているとされています．

《盆地の断面》

図1・9は，西は有賀峠付近から，上述のボーリング地点を通って上諏訪温泉を抜け，東は角間新田にいたる諏訪盆地の断面図です．図には，杉山隆二先生（元信州大学理学部長）のご好意により，以前に信州大学付属臨湖実験所で行われたボーリング調査の未発表の研究成果を使用させて頂きました．GS400とは僅か1.3kmほどしか離れていない臨湖実験所では，基盤の塩嶺累層は地下280mに出てきます．この断面図から，盆地の縁辺は東西ともに断層で切られ，盆地全体が沈降している様子がよく分かりますが，この盆地の特徴的な構造は，盆地中央部が小さな地溝状の形で激しく落ち込んでいることです．

そしてこの落ち込みが激しいために，この盆地の沖積低地下には，約20万年という短い期間に400m以上にも達する厚い軟弱な地層がほぼ連続して堆積しているのです．一方，盆地東側の縁辺では，断層によって基盤の塩嶺累層と花崗岩とが境されていますが，こうした地質条件が前提となって，諏訪湖畔では温泉が湧出しているわけです．これについては最後に触れます．

《糸静線活断層系のトレンチ発掘調査》

以上に述べた断層群はすべて，地下に伏在する糸魚川－静岡構造線の活動が地表付近にあらわれたものと考えられ，糸静線の活動が現在も進行中であることを裏付けています．

活断層の過去の活動を知るには，トレンチ発掘調査によって，露頭の記録から断層の活動とその年代を求めるのが有効です．諏訪盆地周辺の糸魚川－静岡構造線活断層系では，これまでに，岡谷市中島Ａ遺跡，茅野市金沢地区，富士見町若宮地区の３ヵ所でトレンチ発掘調査が行われています．それぞれの調査の概要を簡単にまとめますと，図1・10のようになります．

これに，松本市並柳地区での牛伏寺断層のトレンチ発掘調査の結果を加えますと，この地域で発生した一番新しい地震は，西暦841年の信濃国地震である可能性が高く，それ以降は，トレンチ発掘調査の結果からも文献上の記録からも，糸魚川－静岡構造線活断層系の活動が確認されないとされています．

ただ諏訪盆地の沖積低地では，地下の軟弱な地層が非常に厚いので地震時には揺れが激しく，しかも最初に述べたように古期の構造が集まっている場所だけに，西日本や東日本で発生した地震にも敏感に反応しやすいという性向がみられます．この点は充分に考慮する必要があるように思います．

また古い断層の場合，それが新しい時期に活動したとしても，そこに新しい地層が分布してない場合には活断層として意識されないというケースもあります．古い断層が再活動するケースは非常に多いので，この点にも注意することが必要でしょう．

⑧上諏訪温泉－温泉と地下水－

最後に，もう紙数もないと思いますのでごく

図 1･10－糸魚川－静岡構造線活断層系のトレンチ発掘調査

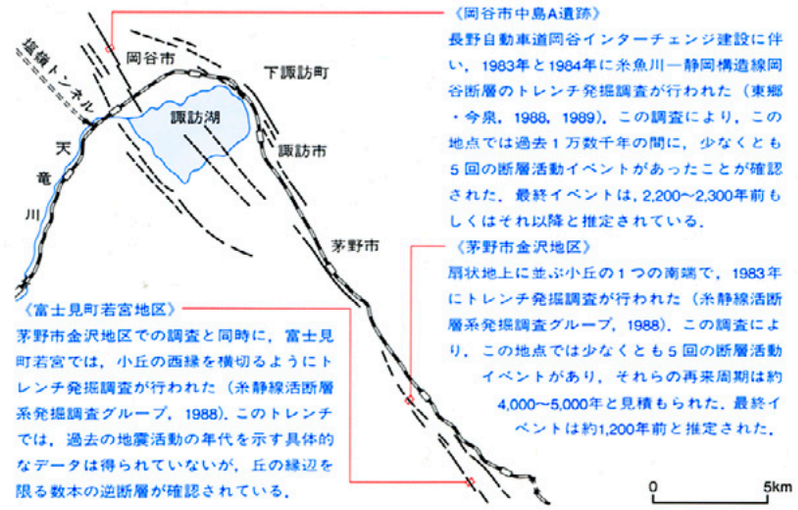


図 1･11－上諏訪温泉の分布

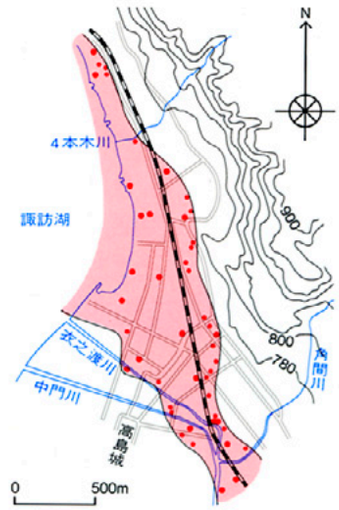
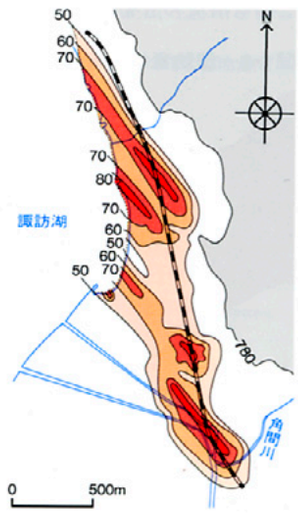


図 1･12－1958 年の温度分布



簡単に，上諏訪温泉について触れます．

上諏訪温泉は，1971年12月末では，湧出口数320口，総湧出量は毎分9,150ℓ（１日あたり約13,200m³），平均温度は62℃で，温泉の多い長野県でも最大の温泉地です．この温泉については，昭和初期からの研究があり，1960年以降は諏訪市水道温泉部で詳しい調査・研究が続けられ，これらの研究成果は，稲垣益次氏により「諏訪の自然誌，地質編」(諏訪教育会，1975年)にまとめられています．

図1・11は上諏訪温泉の湧出地域で，長さは約3.3㎞以上，最大幅は約800mで，東側の丘陵沿いに北北西－南南東の方向に分布します．この点は三沢勝衛氏が早くから注目していたところで，1924年には吉村信吉氏と共に，温度分布の高温帯は，諏訪盆地の東を限る断層線と平行すると述べています．図1・12は1958年における上諏訪温泉の温度分布で，高温帯は北北西－南南東の著しい方向性をもって雁行状に配列しており，これは地下の地質構造と深く関連していると考えられます．

上諏訪温泉では，1950～1960年の時期に，ポンプによって各自が競って揚湯し始めたので湧出量が急増し，水位が年々低下すると共に自噴泉の湧出量も少なくなり，1950年代には自噴する源泉が無くなります．

こうした状況から，諏訪市では，温泉を統合し，特定の深い源泉から揚湯して温泉街に配湯する計画をたて，その調査のために市所有の北浜温泉(下諏訪町境の湖畔の温泉)で深度400mのボーリングを行います．これにより地下での温度分布の変化や地下水との関係も詳しく調べられ，その結果，熱水供給層は地下約100m付近の塩嶺累層にあって，熱源は塩嶺累層の下位に存在する花崗閃緑岩にあること，周辺から供給される冷たい地下水が塩嶺累層によって熱水に変わり，温泉水となっていることなどが明らかにされます．ただ泉量については検討が充分でなく，無制限の揚湯に伴う水位低下現象が温泉水の有限性を示すに止まっています．

その後，諏訪市は統合泉源として1974年に深度400mの湖柳源湯，1975年に深度400mの小和田源湯を掘削し，その適正揚湯量を検討することになりますが，その調査には私も加わることになりました．このときには，基礎資料の不足から適正揚湯量の策定にまではいたりませんでしたが，揚湯に伴う温泉水の動きを明らかにすることはできました．

図1・13は，七ッ釜源泉の温泉水の動きを平面の流線網図として示したものです．図に見るように，全く揚湯していない諏訪湖側から内陸側へ向かって温泉水が流動していますが，これは，諏訪湖の水が漏水しているのではなく，深度約100m付近にある帯水層の温泉水が流動しているのです．そのことは，周辺の観測井の深度・水温・電気伝動度の状態から分かります．

図1・14は，上諏訪温泉街にある湖柳源泉の揚湯試験に伴う温泉水の動きを地質断面中に流線網図として示したものです．図に見るように深度100～200m付近に厚い砂礫層，つまり優れた帯水層があり,その下位は塩嶺累層(塩嶺累層の下位は花崗閃緑岩)で，源泉を揚湯すると，この帯水層の温泉水が流動してくるのがよく分かります．

このように七ッ釜でも湖柳でも，量的に最も多くの温泉水を賦存しているのは深度100～200m付近に分布する砂礫層で，この帯水層の泉質や水位に大きな変化が生じれば，それは要注意ということになるわけです．

なお断層との関係についていえば，断層が壁となって，この帯水層(砂礫層)を遮るので湧出域が限定され，帯水層上位の粘土層が切れているところで，温泉水が自噴していたと考えられます．

また諏訪湖の湖底には，釜穴とよばれる多くの小さな凹地がありますが，この方は，腐植物から発生するガスが砂礫層に貯留され，そのガス圧が上位の粘土層の加圧力をこえたとき爆発して噴出孔をつくったものと考えられています．ただ，これらのことは，詳しい地質調査がなされてないので，確かなことは言えないというのが現状です．

図1･13－七ッ釜源泉付近の流線網図

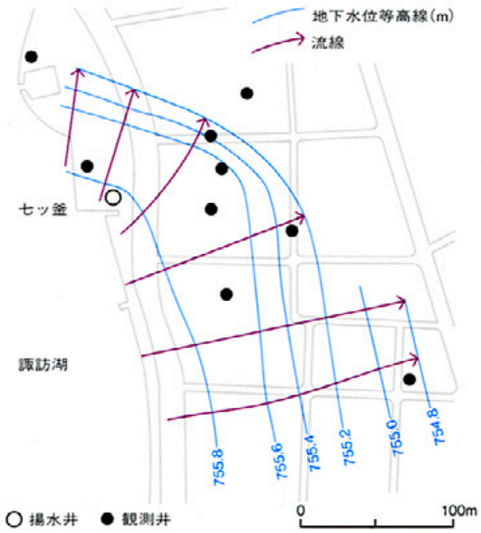
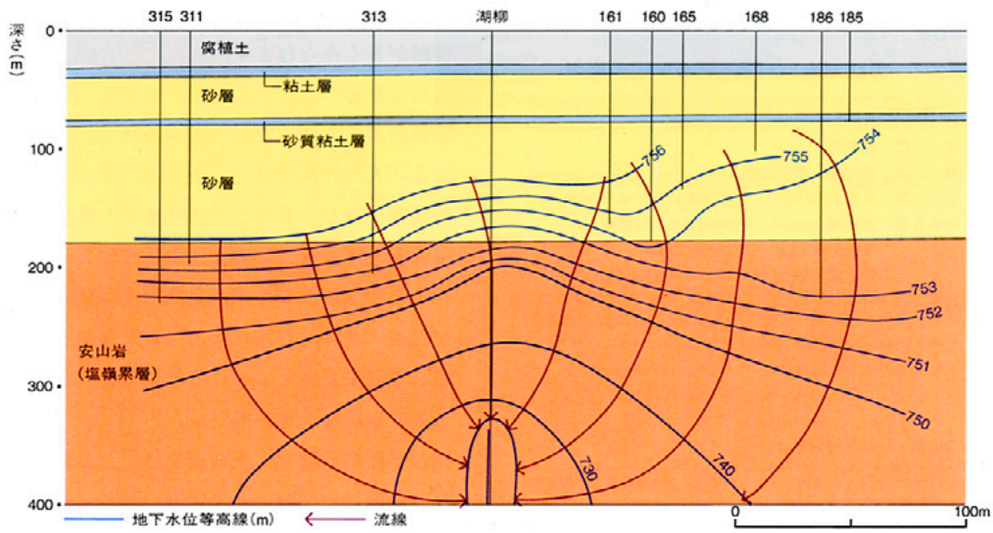



図1･14－湖柳源泉付近の流線網図 (湖柳源泉揚湯時)