

27 URBAN KUBOTA



上＝南西側からみた羊蹄山
下＝「羊蹄のふきだし湧水」(北海道虻田郡京極町)

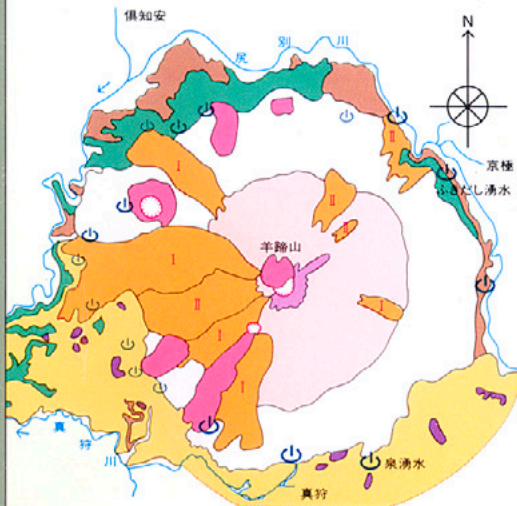


上＝南側からみた大野盆地全景
下＝「お清水」(福井県大野市泉町)

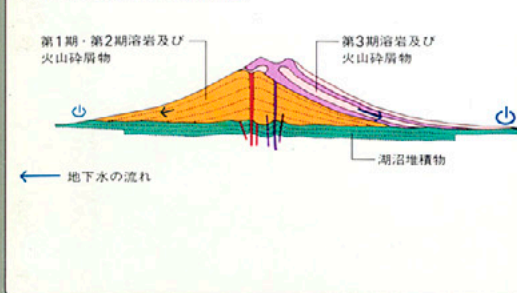


上＝東秋吉台、湧水のドリーネ湖(大雨のあと地下水が四方から突出して数時間の池が出現する) 下＝「別府弁天池湧水」

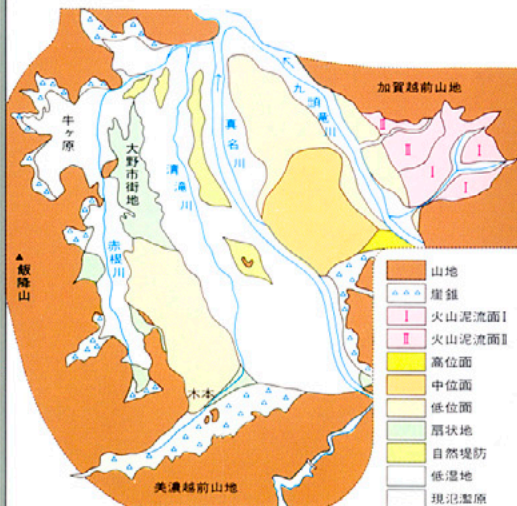
●羊蹄山の地質図



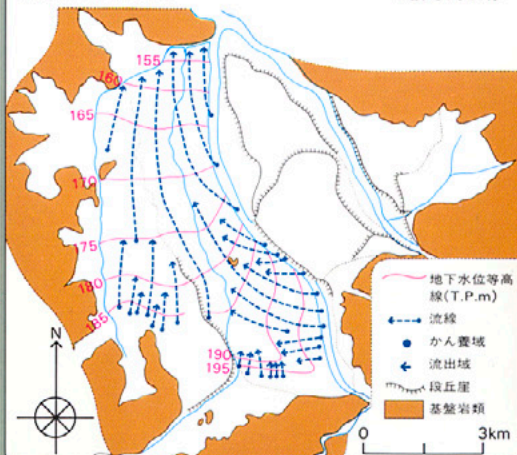
●羊蹄山の模式地質断面図



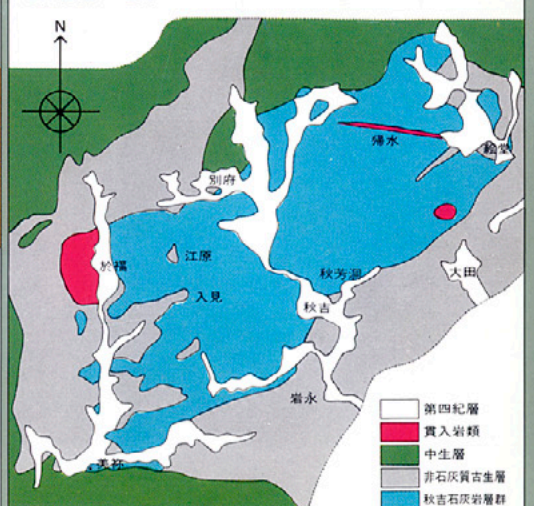
●大野盆地地形分類図



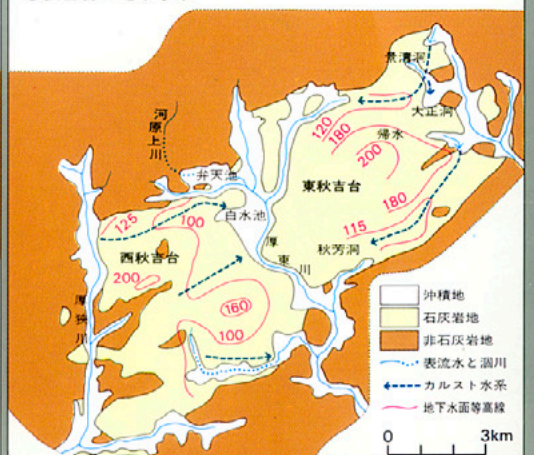
●地下水流線網図



●秋吉台の地質



●秋吉台の地下水系



<表紙>：1985年環境庁により選定された名水百選のなかの地下水のうち、ここでは、火山山麓地域、山間の小規模盆地、石灰岩台地周辺という地域的に異なる3つの地下水を選んで構成した。これらの3つの地下水については、それぞれの研究者から表紙の写真と図版の提供をうけ、あわせて以下のように簡単に解説していただいた（編）。

羊蹄山と「羊蹄のふきだし湧水」 和田信彦 = 北海道立地下資源調査所

● 1985年3月に環境庁が指定した名水百選の1つ、京極町の「ふきだし湧水」は、羊蹄山の東側山麓にあり、周辺はふきだし公園として整備されている。文字どおり溶岩の壁からふきだす地下水は、冷たく澄んでおり、喉にしみるおいしい水として、訪れる多くの人に親しまれている。その水量は、5月の融雪期には1日におよそ84,000m³、1～2月の渇水期でもおよそ44,000m³と非常に豊富で、水温は1年を通して6.5～6.8℃と一定し、水質もまた極めて良好である。そのためこの地下水は、京極町の簡易水道水源としておよそ2,700人の生活を支え、食品工場の工業用水としても利用されている。

羊蹄山麓の周囲には、1日2,000m³以上の水量をもつ湧水はふきだし湧水を含めて17を数える。その総水量はあわせて1日30万m³にもなる。ちなみに、水量からいえばふきだし湧水は羊蹄山麓2番目で、最大を誇るのは真狩村の泉湧水である。これら山麓の17の湧水には、水質や水量などで、次のようないくつかの特徴がみられる。
①湧水の分布高度は標高220～270mにあり一定している
②水量が1日20,000m³を越える大湧水は羊蹄山麓南東半分に存在し、6ヶ所の大湧水で総水量の70%を越える。
③その6大湧水は、北西半分の湧水と比較すると、水温が低く主要成分濃度も低い（下表、単位：ppm）

	水温 (℃)	Na ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻
6大湧水の平均値	6.9	7.1	2.5	5.9	31	8.5
その他湧水の平均値	7.8	14.4	5.6	13.4	85	10.7

標高1,893mの羊蹄山は、直径およそ8kmの円形の基底を持つ成層火山である。長く裾野を引いたその美しい姿から「蝦夷富士」と呼ばれている。火山本体は噴火の中心をあまり移動しない3期の噴火により形成された。その形成期は、¹⁴C年代などからおよそ2万数千年前以降と考えられている。羊蹄山の西側山腹には、輝石安山岩の第1期溶岩と第2期溶岩の一部が分布するが、これに対し、東側山腹には、新しい第3期溶岩と火山岩塊・火山礫・軽石などの火山砕屑物が分布する。標高400m以下の裾野には、崖錐堆積物が広く分布する。羊蹄山の基盤は第四紀更新統の留寿都層と称される軽石流堆積物と湖沼堆積物である。軽石流堆積物は、洞爺軽石流堆積物の東端部と考えられ、京極町南部に分布する留寿都層は陸成の軽石流堆積物である。それに対して、同じ留寿都層と呼ばれてはいるが、京極町北部から倶知安町には軽石を多量に含む砂礫・粘土・泥炭からなる同時期の湖沼堆積物が分布する。この湖沼堆積物の上面は標高220mの広い平坦面をもつ。つまり、洞爺軽石流堆積物が噴出したおよそ9～10万年前は、まだ羊蹄山は形成されておらず周辺には湖沼が広がっていた。このような羊蹄山の成立と地質分布によって、前述した湧水群の特徴が生じている。すなわち、羊蹄山に降る雨や雪は、溶岩および火山砕屑物や崖錐堆積物の分布域で浸透・涵養され、標高220m付近にある基盤の湖沼堆積物と羊蹄火山噴出物との境界付近から湧水となって流出する。そして、火山の内部構造が東西に対象ではないので、南東半分では、北西半分に比較して多量の地下水が早い速度で流下する。その結果、南東部では大湧水が多く河川水型の水質を、北西部では、より成分濃度の高い地下水型の水質をもつことになる。

大野盆地と「お清水」 武田浩・金井章雄・市山勉 = 榊利水社

● 福井県大野市は、九頭竜川の中流沿いに発達した山間盆地の街で、昔から水の豊富な土地として知られた城下町である。市街地では、地下水の湧き出る所が数多くみられ、名水百選に選ばれた「御清水」は、これらの湧水のうちの1つにあたる。御清水は、かつて、武家屋敷やお城の堀を満たし、今も付近の人々が共同の洗い場として利用しているほか、世間話の場にもなっている。また、地下水の湧く泉は、国の天然記念物に指定されている陸封魚「イトヨ」の生息地でもある。

このように、大野市街地は地下水に恵まれた地域であり、現在も市民の生活用水をはじめ、産業用、消雪用の水の大部分は地下水でまかなわれている。しかし、市街地を中心とした冬期間の地下水位の低下は著しく、それにとまらぬ湧水の涸渇や井戸枯れ、地盤沈下の兆候が市内各地でみられ始めている。これは、雪国の各都市と同じように、消雪用の地下水利用の増加にとまらぬものである。これらの諸現象に対して、「大野の水を考える会」を中心とした市民運動が、貴重な水資源を守るための保全活動をくりひろげている。（その活動の状況は、「おいしい水は宝もの」、大野の水を考える会、築地書館、1988.に生き生きと描かれている）

大野盆地は、北東を加賀越前山地、西方を越前中央山地、南方を美濃越前山地で囲まれた標高160m～230m、面積約80km²の小規模な山間盆地である。加賀越前山地は第四紀の安山岩類、越前中央山地は新第三紀安山岩類、美濃越前山地は飛騨片麻岩類や中生代ジュラ紀層などで構成されている。

盆地には、九頭竜川、真名川、清滝川、赤根川の諸河川が流入して盆地内を並流し、盆地北端の狭く部で九頭竜川に合流する。盆地中央部を北流する真名川をはさんで、地形・地質上の違いがみられる。真名川以東の地域は、洪積統の段丘がみられ、火山泥流堆積物や段丘堆積物から構成されているのに対し、大野市街地を含む北西側は沖積堆積物で構成されている。真名川以西の地形を細分すると、真名川によって形成された現氾らん原、清滝川が形成した木本扇状地、赤根川沿いに分布する低湿地に区分できる。さらに、木本扇状地は新・旧2期の両木本扇状地に分類できる。

盆地の地下水質は、まだ調査資料が少なく、不明な点が多い。真名川以西の地域は、第四紀の礫・砂・泥によって構成されている。大野市街地では平均的にみて、地表から20m前後まで扇状地性の砂礫層が分布し、この砂礫層中の地下水が主に利用されている。また、地下水面の形態、流線の方向などから、真名川以西の地下水系は、真名川地下水系と木本扇状地地下水系に大別でき、地下水の流動は地形とよく調和している。前述した御清水をはじめとする市街地の湧水は、木本扇状地内を流動する地下水である。

現在のところ、大野盆地の水文地質・地下水については、概査を終了した程度にすぎない。しかし、市街地の北部を中心に、地盤沈下などの地下水障害が発生していることを考えるならば、地下水の利用と実態について、さらに詳細な調査が必要であり、それに基く対応策の検討が急務となっている。

秋吉台の地下水と「別府弁天池湧水」 藤井厚志 = 北九州市立自然史博物館

● 秋吉台（広義）は厚東川を境として、東西2つのカルスト台地に分けられている。東秋吉台がふつつ観光地として訪れる狭義の秋吉台である。東西いずれの台地においても、その水文地質は厚東川に向かって排出するカルスト水系によって特徴づけられている。

東秋吉台には、その北部と南部にそれぞれ大きな地下水系（地下水谷）がある。特別天然記念物秋芳洞に流出する地下川は、東秋吉台の中央部から北東部にかけて約18km²の集水域をもつ大きな水系である。有名な帰水は、大凹地帯の下底が飽和(水)帯にまで達したもので、ドリーネ底(凹地の底)の一端に湧く水はしばらく表流した後再び伏流する。この水は、ドリーネの中央を縦断してほぼ東西に走っている珩々脈を越えて、北側に落ちる落差50m以上の地下水瀑をなすものと考えられている。西秋吉台には、その北部、中部、南部に3つの大きな水系がある。白水池を流出口とするものが最も大きく、西秋吉台の北部を主な集水域としている。西側を流れる厚狭川も一部はこの水系に争奪されている。また後述の弁天池に湧く水など、北方の非石灰岩山地を集水域とする河川水の大半も西秋吉台の北麓に至って伏流し、この白水池の水系へと合流する。秋芳洞水系と同様、この水系に沿って有数の大規模な鍾乳洞群が発達し、近年洞窟潜水技術を用いた探検が進められている。

秋吉台の地下水の挙動は、河川水と浅層地下水の性格を併せもち、循環が早く、降雨の影響は速やかに流量の変化に現われる。カルスト水においては、一般の地層水にみられる水質の浄化作用は期待されず、事実、秋吉台の湧水にも生活廃水等によるかなりの汚染がみられる。水質的には、下表にみるようにCa⁺⁺、HCO₃⁻の溶存量が大きい(吉村、1981. 単位：ppm)。

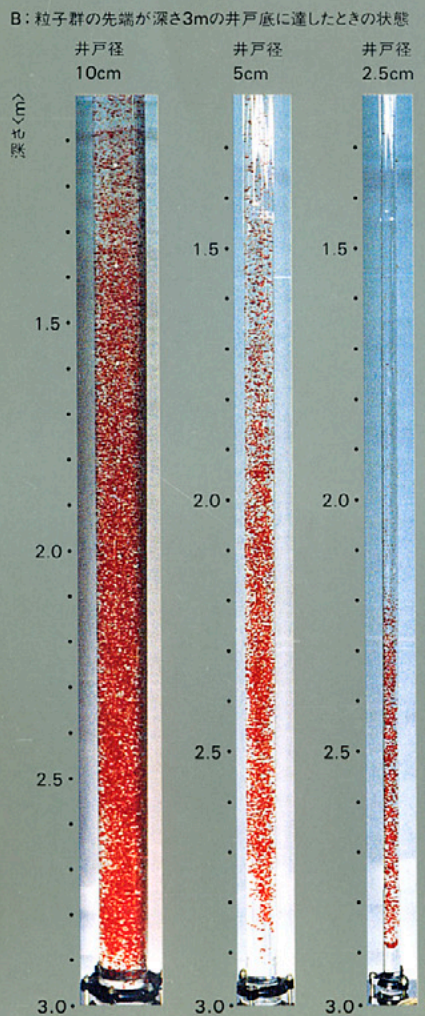
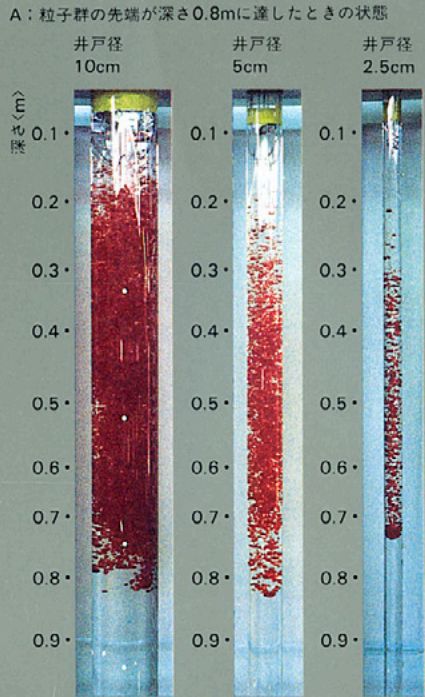
Na ⁺	K ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Sr ⁺⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	SiO ₂
4.4	0.49	1.22	46.6	0.034	140	7.5	5.5	5.8

名水百選に選ばれた別府弁天池は、西秋吉台の北方にあり、杉木立に囲まれた美しい池である。直径約15m、深さ4m程の円錐形のこの池は、主としてチャート、砂岩から成る非石灰岩質古生層の山地と沖積地の境界から湧きだす地下水によってつくられている。池底や四周から湧く美しく澄んだ地下水は豊富で、簡易水道源として、また水田かんがいや養蜂場用水に利用されている。水文地質学的にはカルスト台地の水系とは異なる独立した水文区をなしており、カルスト性のもではない。すなわち北西方、約3kmの山地に発する河原上川などは、平時はその上流部のチャート層の卓越した地域で涸れ川化しており、その伏流水が割れ目の多いチャート層を流下して弁天池に湧くものと考えられている。その集水面積は約8km²である。当然、秋吉台本体のカルスト水と同様に活発な自然の浄化作用を期待できる性質のものではなく、永く美しい弁天池を将来に残すためには、涵養地域の適切な自然保全を常に考えておかねばならないだろう。

その水質を下表に示す(吉村、1981. 単位：ppm)。

Na ⁺	K ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Sr ⁺⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	SiO ₂
5.0	0.23	1.38	20.4	0.022	64.7	7.2	4.9	8.1

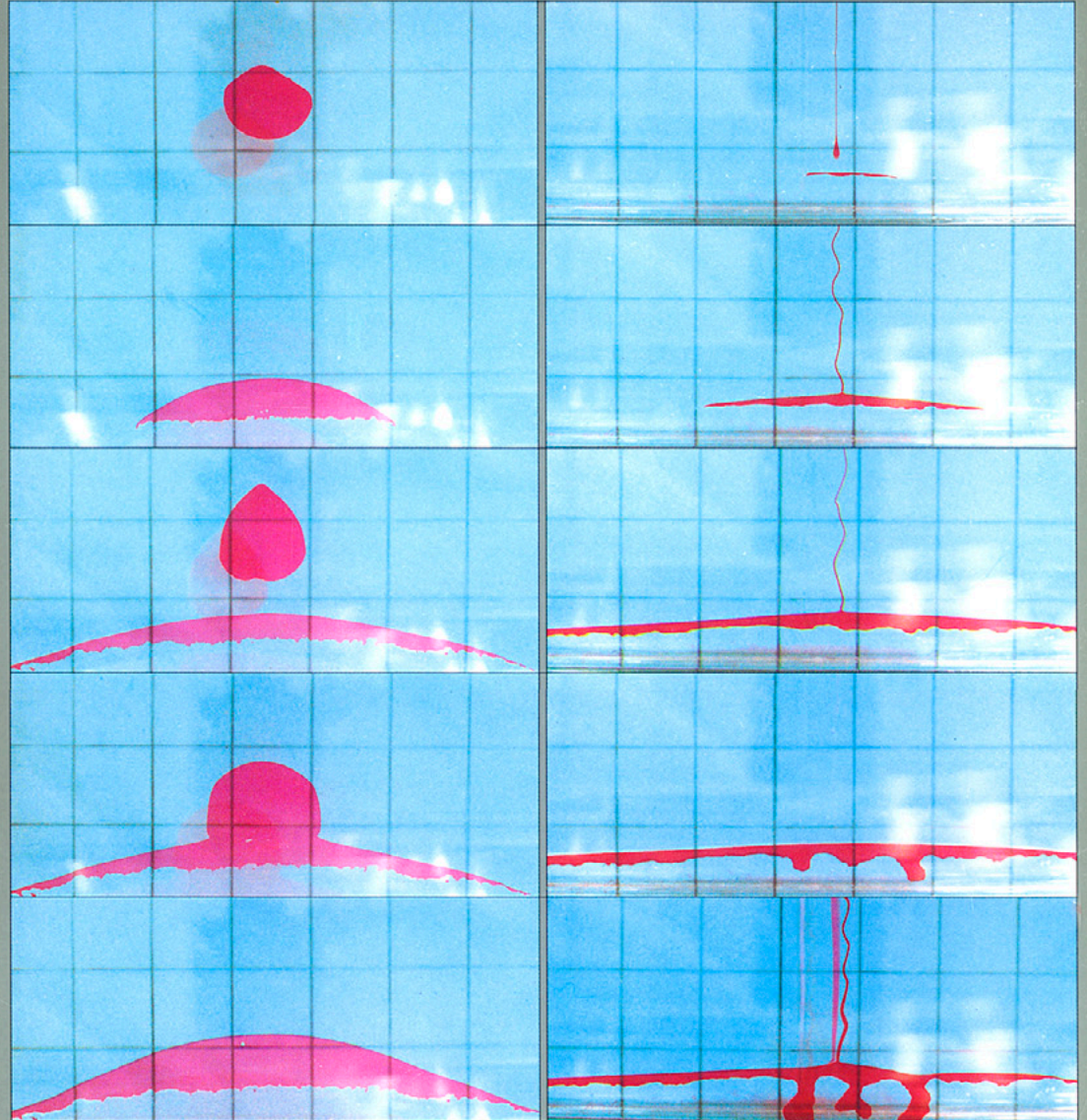
写真① 井戸内でのトリクロロエチレンの水中落下実験



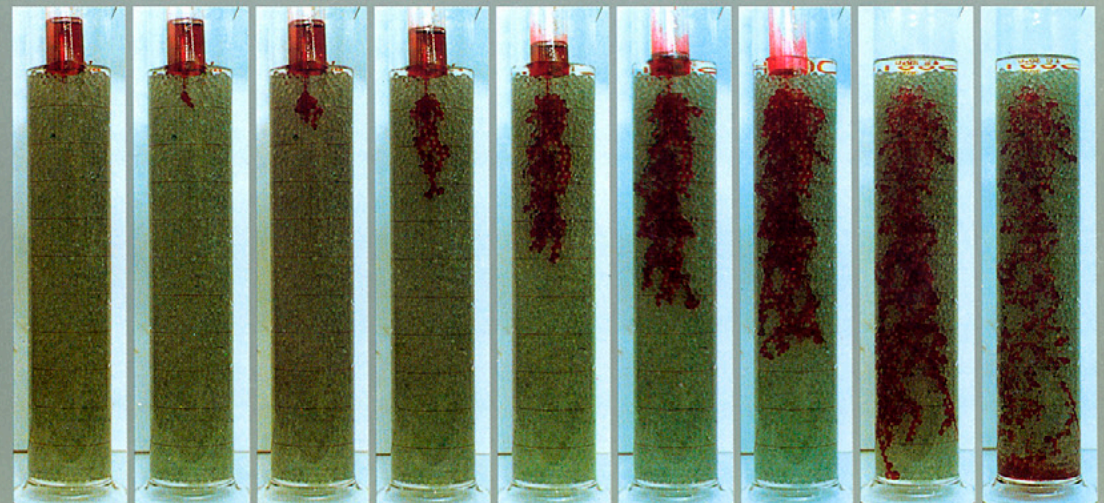
写真② ヘルシウムモデルを用いたトリクロロエチレンの浸透実験

A: ガラス板の間隔0.1mm

B: ガラス板の間隔0.2mm



写真③ 飽和多孔体中におけるトリクロロエチレンの浸透実験



トリクロロエチレン等による地下水汚染の経路

村岡浩爾 = 国立公害研究所水質土壌環境部長

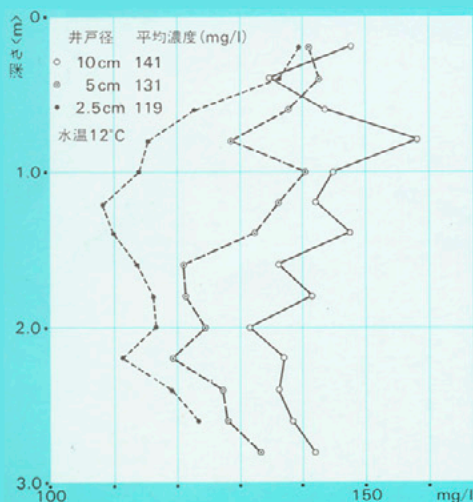
平田健正 = 国立公害研究所水質土壌環境部主任研究員

米国議会の下部組織 OTA (Office of Technology Assessment) の調査によると、地下水で検出された物質は、有機化学物質175種、無機化学物質(金属、非金属、無機酸)27種、放射性核種19種、その他に微生物や生物遺体となっている。有機化学物質の中で、揮発性塩素化脂肪族炭化水素と類される数種類が、少なくとも新しい地下水汚染として登場してきた物質である。日本では「トリクロロエチレン等」という行政用語が使われるが、これはトリクロロエチレン、テトラクロロエチレン、1,1,1-トリクロロエタンの3種類をさす。昭和57年度に行った環境庁の全国主要都市地下水調査で対象となった物質は、この3種を含む12種類の塩素化炭化水素と、ベンゼンなど3種の芳香族炭化水素、2種のフタル酸化合物、それに硝酸塩であった。

地下水汚染は、古くから重金属や農業によるものがあったが、なぜ最近のように揮発性塩素化炭化水素による汚染が目立っているか、その最も大きな原因は唯一つ、それらの物質が社会的に有用であるからである。有機溶剤と呼ばれるように、引火等の危険がなく、抜群の洗浄力があるため、IC産業はこの物質なくして成り立たないと言われていた。もっとも、IC産業だけがこれを使っているわけではなく、またIC産業ではこの有機溶剤だけが問題ではない。IC産業で使用される化学物質は50種余にのぼる。また昭和61年から62年にかけて、環境庁、厚生省、通商産業省、労働省が共同で行ったIC産業環境保全実態調査では、トリクロロエチレン等のほかにフッ素化合物、ホウ素化合物など、8ないし10項目について、大気や水域への排出実態等が調べられている。とはいうものの、地下水汚染の実態からみて、やはりトリクロロエチレン等の有機溶剤の問題が重要となる。(本文、30ページ 地下水の汚染参照)

さて、私たち地下水を利用する住民として、また住民に安全な水を供給する行政側として、このトリクロロエチレン等による地下水汚染で、一番知りたいのは何なのかを次にまとめてみた。

図1 - 井戸水中のトリクロロエチレンの濃度分布



(1)健康への影響

住民はこれを一番不安がっている。毒性の種類には普通急性毒性、催奇形性、変異原性、発がん性が考えられる。トリクロロエチレンの例でいうと、急性毒性は体重1kg当り7gを経口で摂取すると死亡するとされている。催奇形性は動物実験では観察されていない。変異原性は動物実験では認められるが、人間に対する詳しい影響は判っていない。発ガン性はあると言える。人間に対する発ガンリスクは極めて不明瞭な評価でしかないが、現行の飲料水暫定基準からのリスク評価では、基準値の100倍の濃度の水を生涯飲み続けると、1,000人に1人はガンになるということになる。急性毒性は余程の不注意でもない限り起らないから、私たちの心配は今のところ発ガン性にあると言える。

(2)地下水への汚染経路

地下水汚染が発覚すると、誰もがその原因は何かと思う。原因が判らなくても水源転換など応急対策は行われる。しかし汚染の根を断つにはやはり原因を知る必要がある。ところが大抵の場合、厳密にはそれが明らかでない。あの工場から漏れたらいい、と言えればいい方で、汚染の侵入地点とそこでの現象、すなわちどれだけの量が土壌や水を伝わって行ったか、その後どうなっているのかというように、地下水に溶け込むまでのところがよく判らない。従って汚染回復対策のとりようもない。この点に鑑み、しばしば大きな地下水汚染に結びつく原液の井戸水や土壌での侵入状態について、国立公害研究所で実験が行われた。その例が裏面の写真である。

写真 井戸内でのトリクロロエチレンの水中落下

内径が10cm、5cm、2.5cm、深さは各3mのプラスチックガラス製の模型井を3本つくり、トリクロロエチレン(以下TCEと略す)原液の井戸水中での落下特性と井戸水への溶解量を調べた。TCE原液の投下量は、井戸径の大きい順に、392.7ml、98.2ml、24.5mlで、この量は、それぞれの井戸の深さ5cmの容量に相当する。TCEなどの有機塩素化合物は、水よりも重く、表面張力や粘性は水よりも小さい、という特徴をもつ。そのため、井戸水中へ投下すれば、自重で落下していくが、そのさい、粒径にして最大1.5cm程度までの粒子群に分裂して落下する。写真Aは、粒子群の先端が深さ0.8m、写真Bは、深さ3.0mの井戸底に達したときの状態である。写真中の赤い部分がTCE原液で、本来TCEは無色透明であるが、実験ではFat・Redでこのように着色している。写真から判るように、井戸径の大きいものほど、落下に伴う粒子群の分散も大きい。また、先端部の沈降速度も井戸径の大きいものほど速い。

粒子が落下してしまったあとの井戸水中のTCE濃度を図1に示す。図にみるように、井戸径の大きいものほど濃度も高く、それぞれの平均濃度は、井戸径の大きい順に、141mg/l、131mg/l、119mg/lとなる。こ

のように、TCE原液をただ投下するだけで、それぞれの井戸で、100mg/l以上のものが井戸水中に溶ける。TCEの飲料水の暫定基準値は0.03mg/lであるから、内径10cmの井戸では、その約4,700倍ものTCEが井戸水中に溶けこんだことになる。そして、井戸がもっと深くて、TCEがこの濃度で溶けていくとすれば、内径10cmの井戸に投棄された392.7mlのTCE原液は、深さにして500m以上の井戸水を汚染してしまうことになる。

写真 ヘルショウモデルを用いたトリクロロエチレンの浸透

土壌は一般に不均質で、これを不攪乱の状態で採取して実験することは難しい。そのため、毛管の発達した地下水面付近の浸透現象をモデル化し、その動きを調べる手法の1つにヘルショウ(Hele-Shaw)モデルがある。これは、2枚のガラス板をごく僅かな間隔をあけて水槽に立て、その間に毛管帯を作る仕組みになっている。ガラス板の間隔は、上部は空気、下部は水で満たされるが、空気の部分は土壌の不飽和帯、水の部分は土壌の飽和帯に相当する。

写真Aは板間隔が0.1mm、写真Bは板間隔が0.2mmの実験で、写真中のメッシュは、それぞれ5cm間隔である。間隔0.1mmの実験では、不飽和帯を浸透してきたTCEは毛管帯上に溜り、追加されたTCEによって山が高くなると共に、画面両側に裾野が広がっていく。しかしTCEは、飽和帯に侵入することはない。この実験は、土壌粒子が小さく、間隙規模の小さな多孔体中での浸透現象に相当する。

一方、間隔0.2mmの実験では、不飽和帯に落下してきたTCEは、毛管上界面で最初づかに盛り上がり、その後連続して注入されたTCEによって、飽和帯中にフィンガーが発達し始め、終には飽和帯へ侵入する。土壌粒子がやや大きくなり、間隙の大きい多孔体中では、これに近い浸透現象が実際に起っているものと思われる。

写真 飽和と多孔体におけるトリクロロエチレンの浸透 不飽和土壌中を浸透し、地下水面にまで到達したTCEは、飽和帯中ではどのような動きを示すのか。写真は、粒径5mmのガラスビーズを、内径6.5cm、深さ30cmの円筒カラムに充填し、TCE原液を飽和と多孔体の上面から注入したときの連続写真である。TCEは、横方向にはあまり拡がることなく浸透するが、多孔体の間隙中にTCE原液が残留するのが特徴的である。この実験でのTCEの浸透速度は、1.1cm/sであった。この写真以外にも、ビーズ径3mmと径1mmのもので実験したが、ビーズ径が小さくなる程浸透速度は減少し、間隙中へのTCE原液の残留量が増加する。間隙中に残留したTCEは、徐々に地下水中に溶解していくものと思われる。したがって、現実にごうした事態が生じると、地下水の流れはきわめてゆっくりとしているので、汚染が長期化する可能性が高い。



URBAN KUBOTA

アーバンクボタ NO.27 MARCH 1988 株式会社クボタ

目次

特集 = 地下水

1 地下水資源をめぐって	
地下水問題の経緯と現状 高橋	2
地下水の容れものと水の流れ 楡井 久	8
広域地下水シミュレーション 鎌田 烈	15
地下水盆のモニタリング 楡井久・古野邦雄	20
地下水の許容量 柴崎達雄	26
地下水の汚染 藤縄克之	30
地下水資源・その保全と恒久的利用のために	35
2 関東前面弧盆地 関東地下水盆の形成史 楡井 久	36
3 阿蘇西麓地下水盆 田中伸広・平山利晶	46
4 <積雪地域の地下水利用> 長岡平野における消雪用地下水利用 藤縄克之	52
5 地下水汚染の現場から 汚染機構の解明と対策の確立のために	58
佐藤賢司・稲生義彦・楡井久	

水前寺～江津湖周辺における地下水湧水量の測定結果<昭和59年10月31日>



発行所 = 株式会社クボタ

本社

大阪市浪速区敷津東1丁目2番47号

発行日 = 1988年3月

編集製作 = 秋本・原田 + 国東照幸

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場

図版作成 = スタジオ・ツノ

写真上 = 水前寺成趣園 (写真提供: ボンカラーフォト)

写真下 = 東方上空より俯瞰した水前寺公園 (写真提供: ボンカラーフォト)

図版 = 水前寺 - 江津湖周辺における地下水湧水量, 本文 49p を参照

地下水資源をめぐって

地下水問題の経緯と現状

高橋 一 = ㈱日測環境地質部長

地下水の容れものと水の流れ

楡井 久 = 千葉県水質保全研究所地盤環境研究室長

広域地下水シミュレーション

鎌田 烈 = 国際航業㈱地質部長

地下水盆のモニタリング

楡井 久 = 千葉県水質保全研究所地盤環境研究室長

古野邦雄 = 千葉県水質保全研究所地盤環境研究室

地下水の許容量

柴崎達雄 = 日本学会会議員・地球科学研究中心

地下水の汚染

藤縄克之 = 農業土木試験場水利部環境整備研究室

地下水資源・その保全と恒久的利用のために

地下水問題の経緯と現状

日本での地下水利用の歴史

編集 本日は、地下水の問題についていろいろとお話をお伺いしたいと思います。最初に高橋先生からお願いいたします。

高橋 私は、本日の座談会のイントロダクションとして、地下水問題ができた経緯などをざっとお話しするわけですが、ただ何しろテーマが大きいですから、大分あらっぽい内容になります。その点は、あとのお話で補っていただければと思います。

《湧泉の利用》

日本での地下水利用の歴史をごく大ざっぱに見てみますと、まず最初は、地下水の自然露頭である湧泉の利用から始まっています。古代の集落が湧泉帯に立地している例は、縄文時代の八ヶ岳南麓の井戸尻をはじめ多くのものが知られていますが、時代が下りますと、扇状地扇端の湧泉帯や洪積台地の崖端の湧泉などを中心に集落が形成されます。これは、水田農業の発展とともに、こうした湧泉がかんがい用水源として利用されたためです。さらに江戸時代になりますと、城下町の規模が大きくなるにつれて、湧泉を水源とする都市水道が発達してきます。武蔵野台地の谷頭湧泉である井ノ頭池や善福寺池を水源とする神田上水は非常に有名ですが、このほかにも、鳥取、高松、水戸笠原、鹿児島などで、湧泉を水源とする都市水道がひらかれています。もちろん現在でも、湧泉を源泉とする地下水は、上水、農業用水、工業用水として、多くの地域で利用されています。

《浅井戸による地下水の開発》

その次が浅井戸による地下水の利用です。手労働で簡単な井戸を掘って地下水を利用する。これも登呂遺跡や唐古遺跡など、すでに弥生時代からこの技術は開発されていますが、掘り井戸の技術は、浅いものから深いものへ、軟らかい地盤から硬い地盤へと発展していき、地域による帯水層の違いや経済性の違いによって、さまざまなタイプの浅井戸が利用されています。近年になりますと、つるべから手押しポンプへ、さらにはモーター付きのポンプへと揚水技術が発展し、それとともに井戸の素材や形も変化してきます。もちろんこうした近代的な浅井戸は、同じ浅井戸であっても従来のものとは比べものにならないほどの大量の地下水を短時間に揚水

できます。こうした浅井戸が、現在、全国的に普及しているわけです。

《大型の浅井戸や横井戸による地下水の開発》
それから、西日本の各地の扇状地では、1日に1,000トンにも及ぶ多量の不圧地下水がとれる直径3～5mほどの大型の浅井戸があります。これは、主としてかんがい用水や上水用として集団的につくられたものですが、明治以降にたくに盛んになったようです。このほか、横井戸とよばれる集水トンネルや集水暗渠も各地にみられますが、これも近年になると施設としての技術が確立してきますから、現在、農業用水、上水、工業用水などの広い範囲にわたって活用されています。

《深井戸による被圧地下水の開発》

ところで、今まで述べてきた地下水は、いわゆる浅い地下水、不圧水とか自由地下水とかよばれるもので、圧力をもっていない補給の速い更新性の地下水です。ところが近代に入りますと、「掘抜き」の技術に多くの改良が加えられ、「上総掘り」とよばれる本格的なさく井工法が出現し、深井戸による被圧地下水の採水が始まります。すでに明治の中期には、この方法によって深さ100mの井戸が掘られているわけですが、こうした背景のあるところへ、今度は西洋式の石油井戸の掘削技術が導入されます。こうして大正2年には、わが国初の近代的深井戸が東京の下落合でつくられます。これは、井戸の直径30cm、深さ150m、1日の自噴量360t(トン)、1日の揚水量は実に5,400tというまことに見事な井戸であります。ところが、この立派な近代的な深井戸は、それまでの浅井戸とは異なり、被圧地下水——上に難透水層があるために圧力をもっている地下水で、補給速度のおそい地下水——を大量にくみ上げるので、これらの井戸の利用に伴って地下水系に変化がおり、地下水問題をひきおこしてくることになります。

《地盤沈下問題の発端》

この近代的な深井戸は、大正年間には若干の地方都市で上水用として掘られています。この時代はまた、近代的な産業の振興に伴い大量の工業用水が必要となった時代です。このために工業地帯では、揚水ポンプの発達と相まって、最も使いやすい地下水をどんどん使う。こうして、浅井戸・深井戸を含めた地下水の大量揚水が始まります。しかも日本の先進的な工業地帯は、東京や大阪などの海岸平野の沖積層、軟弱

編注1 = 本誌No. 17号 36p~40p 青木滋, 「新潟平野の地盤沈下について」参照。

編注2 = 本誌No. 23号 26p~31p 林久人, 「地下水位の低下に伴う酸素欠乏空気の発生機構」参照。

地盤地帯に位置していますから、その結果は、地下水位の低下とそれに伴う地盤沈下という形ですぐにはね返ってきます。

東京の下町では、すでに大正の初め頃から地盤の沈下現象が目立っていましたが、関東大地震の後になりますと、水準点測量による地盤沈下観測体制も備わって、地盤沈下の経年的変遷もきちんと記録され始めます。ただその原因については、地殻変動説をはじめ種々の説がだされ、地下水のくみ上げがその主因であるとする説は、決定的な証拠をだし得ないままに終わります。

一方、大阪では、昭和2年の丹後地震をきっかけに、この現象が目立って始めます。その後、昭和13年になりますと、地盤の沈下速度と地下水位の変動とを同時に観測できる器械が和達清夫さんによって考案されます。こうして昭和14(1939)年、和達さんは広野卓蔵さんとの連名で、これらの観測資料(図1・1)をもとにして、「西大阪の地盤沈下は、人為的な地下水位低下による表層の圧密加速現象が主原因」とする説を発表します。これは、「地下水層中の水圧が標準水圧より下がると、その上下にある粘土層に含まれる水分が徐々に地下水層の方に絞られてきて沈下がおこる」というもので、地盤沈下のメカニズムをときあかす画期的な論文でありました。

このときにも、地盤沈下の原因をめぐる論争がおきますが、たまたま太平洋戦争の際に臨海工業地帯が爆撃をうけて、その施設が壊滅状態になり、地下水のくみ上げもできない状態になりますと、地下水位が回復し地盤沈下も鎮静化

してきます。そこに至って初めて和達さんの説が承認される。そういう経過をたどります。

全国的規模に拡大した地下水障害

戦後、1950年代に復興し始めた日本経済は、1960年代には本格的な高度経済成長期に入ります。このときには、従来の工業地帯のほか拠点開発による新しい工業地帯も加わって、全国的に水の需要が急増します。地下水の方でも、とくに1960年以降になりますと、都市用水、工業用水用の井戸が著しく増え、また農業用水用の井戸も、干ばつなどを契機にして多くの地域で急増します。図1・2は山形市の例ですが、この図に示されるような深井戸の増加傾向は、全国的に共通しています。もちろん、浅井戸の方もものすごく増えておりますから、こうした大量揚水に伴い、地下水位の低下が全国的な規模で起こってきます。また新潟では、深井戸による天然ガスの採取が行われ、これに伴う地盤沈下が深刻な問題になっておりました(編注1)。

なお、このときにも、戦前のおお阪での論争と同じように、地盤沈下は地下水くみ上げが原因ではないとするいろんな立場の人がでて論争になります。最終的には、天然ガス採取に伴う地下水くみ上げが主たる原因ということになるわけですが、こうした再度の例にみられるように、地下水問題のような利害の対立を背景にした事態がおきると、必ず大なり小なり論争がおき、行政的な面からもあるブレーキ作用がかかって原因究明がスムーズにいかないという状況が繰り返されます。

また地下水位の低下は、土地利用の変化によっても生じます。市街地化によって降水の地下浸

透が少なくなったり、あるいは河川や湖沼の改修によって、涵養される地下水の量が少なくなれば、当然地下水の水系に変動が生じます。こうした土地利用の変化が大規模に現われ始めたのもこの時期からです。

こうして、地下水の大量揚水に伴うさまざまな地下水障害が、地下水位の低下、それによる地下水の枯渇や自噴停止、地盤沈下、あるいは酸素欠乏空気の発生(編注2)、さらには塩水侵入や地下水汚染などというかたちで、大きな社会問題になってきます。この時期は、1960年代の後半から1970年代にかけてで、いわゆる公害が最も激化し、広域化して大きな問題となっていた時期でもあります。図1・3は1972年に地盤沈下メカニズム研究会がまとめた日本の地盤沈下地帯の記録です(その10年後の1982年の日本の地盤沈下地帯は、図1・4に併せ示しておきます)。

この図にみられるように、それまで特定の海岸平野の軟弱地盤地域に限られていた地盤沈下が、この頃より、内陸盆地も含めて日本全国のいたるところで問題になってきた。日本列島のなかで、人間の最も活動しやすい拠点的な場所、そういうところの大地がことごとく異常な状況を呈し始めてきたわけです。たとえば東京の下町では、累計地盤沈下量は実に4.5mにも達していた。そういう深刻な事態に立ち至ったわけです。

しかも、沖積層の収縮による地盤沈下は、地層が元の状態に回復するということはありませんから、海岸平野の場合には、この時期に発生した0メートル地帯が元に戻ることはなく、それは、現在もお沈みこんだままになっておりま

図1・1 - 大阪市九条小公園の沈下自記記録(昭和14~16年)

<和達, 1940による>

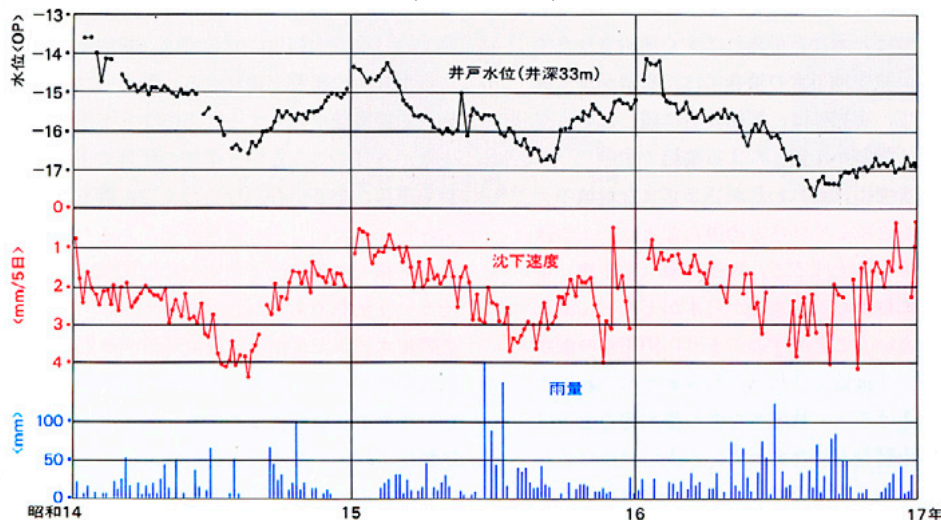
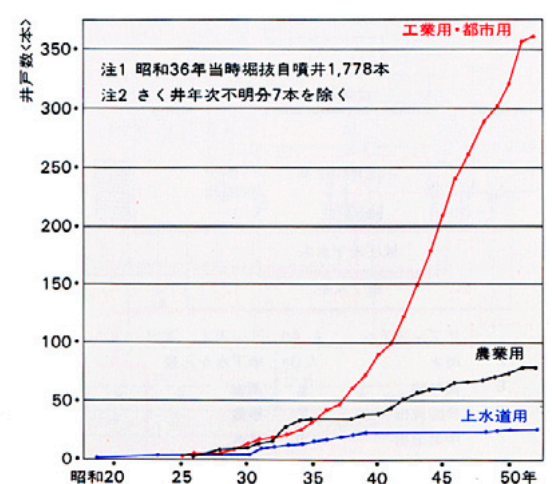


図1・2 - 山形市における深井戸の増加傾向

<東北農政局・山形市資料より編図>

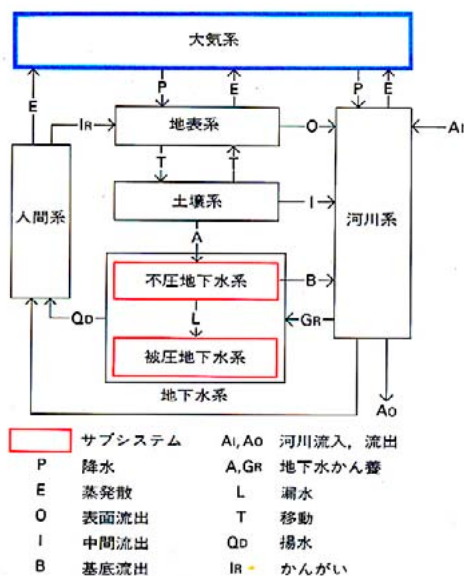


す。図1・5にみられるように、南関東の場合には、現在の潜在的海岸線は、明治末期の海岸線に比べて、大きく後退してしまっております。

日本列島における水収支 <1969年>

ではこの時期に、日本の水資源——地下水を含めた全体的水資源は、どういう形で利用されていたのか。その辺のことにちょっと触れておきます。だいたい日本列島はアジアモンスーン地帯に位置しますので、降水量は非常に多く、年間降雨量でみますと、世界平均の973mmに対し、日本は1,600~1,800mmもあります。私が行ってきたばかりの中東ですと、年間降雨量が300mm、少ないところでは50mm程度しかないところもあるわけで、その意味でも日本列島は、水の条件には非常に恵まれております。ところでどなたでもご存じのように、自然界の水は、降水・浸透・流出・蒸発などの過程を経てたえず循環しており、地下水というのも、当然、この水文的循環のリンク(環)で結ばれています。そして地球規模においては、循環する水のトータル量にほとんど変動がないものと考えられますが、ある地域に限定してみますと、その地域ごとに独自の水の出入りがあるわけで、こうした水の出入りを時間ごとに区切って量的に調べたものを水収支とっています。地表における水の循環は、図1・6に示すように、大気系・河川系・土壌系・地下水系、それに人間の活動に伴って生ずる人間系などの要素に区分できるので、これらの各系を手がかりにして、特定地域の水の収支が調べられます。

図1・6 - 水循環のリンク <柴崎, 1976>



日本列島について、当時の公表された資料をもとにして、1969年時点での水の収支をまとめたものが図1・7です。これによりますと、年間降水総量6,000億tのうち、その1/3が蒸発散し、残りの4,000億tが河川に流入する。ただし、日本ではその約半分の2,000億tが台風時や集中豪雨期のもので、短期間で海へ流出してしまいます。それで残りの2,000億tが利用可能な水源になるわけですが、これは季節的にも変動します。また同じ日本列島のなかでも地域的な偏りが激しい。一方、水需要の多い地域も集中・偏在していますから、日本の場合、このうちで実際に利用可能な水量は30~35%といわれています。この年度には、図にみるように715億tの地表水が利用されています。こうして、水需要のより激しい地域、あるいは地表水が求めにくい地域では、このほかに地下水を利用するということとなります。

それからもう1つ、地表から地下へ浸透する水があるわけですが、この水は途中で河川に戻ったり、さらには被圧地下水のくみ上げに伴って生ずる変動分があつたりして、ちょっと見積もりできません。それで、図には?を付してあります。

さて地表水の方は、それぞれ用途別に図示したような量が利用されていますが、地下水の方をみますと、全体の使用量は130億t(不圧水70億t, 被圧水60億t)にのぼります。そのうち農業用水は30億tですが、この場合、不圧水が23億t, 被圧水は7億tです。他方、工業用水は全体で65億tの地下水を利用していますが、何とその8割までが被圧水なのです。つまり、利用される被圧水60億tのうち、その87%までが工業用水で占められている。だいたい不圧地下水というのは、雨などが降ればすぐ補給されます。ところが被圧地下水の場合には、事情が全く違ひまして、実際には、補給の名に値しないような形の「強制かん養」による補給です。

その頃までに、われわれがさまざまな地域のデータをもとにしてつきとめ得たことは、1つは、被圧水をくみ上げると、難透水層(粘土層)をはさんだ直上の不圧水層から水がどんどん漏れてくるということです。つまり、不圧水の漏水によって「補給」される。もう1つは、被圧水をくみ上げると、被圧水を含む帯水層の上下にある粘土層などに含まれている水が絞りだされてくるという事実です。この粘土層から絞り出

されてくる水は、当然、地層の収縮すなわち地盤沈下を発生させます。さらに海岸に近い場所などでは、海水の浸透という形での「補給」が行われる。このように、被圧水の「補給」には、地下水位の低下、地盤沈下、塩水化などの諸現象がつきまといます。

それから、くみ上げただけの量が「補給」されるかというところではなく、各地でのデータに共通していることは、ほぼその7割程度ということです。ですから、くみ上げた被圧水の3割程度が、毎年、毎年、赤字となって累積していくこととなります。

しかも、さきに述べましたように、こうした被圧水の利用は、そのほとんどが工業用水ですから、地域的には、ごく限られたせまい部分に集中してくる。それで、これが、さきの図1・3中の地下水障害の激しい地域として示されたわけです。いわばこの2つの図面は、日本で最も地下水障害の激しかった時期に、その機構まで含めて表現された1つの記録ということになります。

地下水2法

さて、臨海工業地帯での地盤沈下は、すでに1950年代から目立ってきておりましたから、国の方では、1956年に工業用水法を制定します。この法律は、工業用の地下水利用を、新たに布設する地表水による工業用水道の利用に転換させることによって、地盤沈下を防止していこうとするものです。それに続いて1962年に、ビル用水法といわれる法律ができます。これも都市域の建築物用地下水の採取を規制して、上水道などの他水源への転換をうながし、地盤沈下の防止をはかろうという法律で、これが通常、地下水2法とよばれているものです。これらの法律では、地下水利用に対しては、届出制などによって井戸の新設を規制する、あるいは井戸の施設の規模を小さくすることによって用水量を少なくしていこうという規制の仕方です。ですから逆に、小さい井戸ならたくさん掘ることもできるわけで、こうした抜け道があるために、この法律では地盤沈下を完全には抑制できない、そういう法律であったわけです。

工業用水法ができたのは高度経済成長期に入る直前の時期で、その後、1951年の伊勢湾台風と1961年の第2室戸台風による、名古屋と大阪の地盤沈下地帯の高潮災害を契機に、工業用水法の改定と、ビル用水法の制定が行われます。し

図1・3 - 地盤沈下地域<地盤沈下メカニズム研究会, 1972による>

- 水位低下または地盤沈下の目が発生している被圧地下水盆
- 同上の点検を要する地域
- 地盤地下地域<年間cm以上の地域>
- G ガスかん水汲上げによる沈下地域
- M 坑道陥没の知られる地域
- H 温泉の影響が考えられる沈下地域
- P 泥炭地の沈下が知られる地域

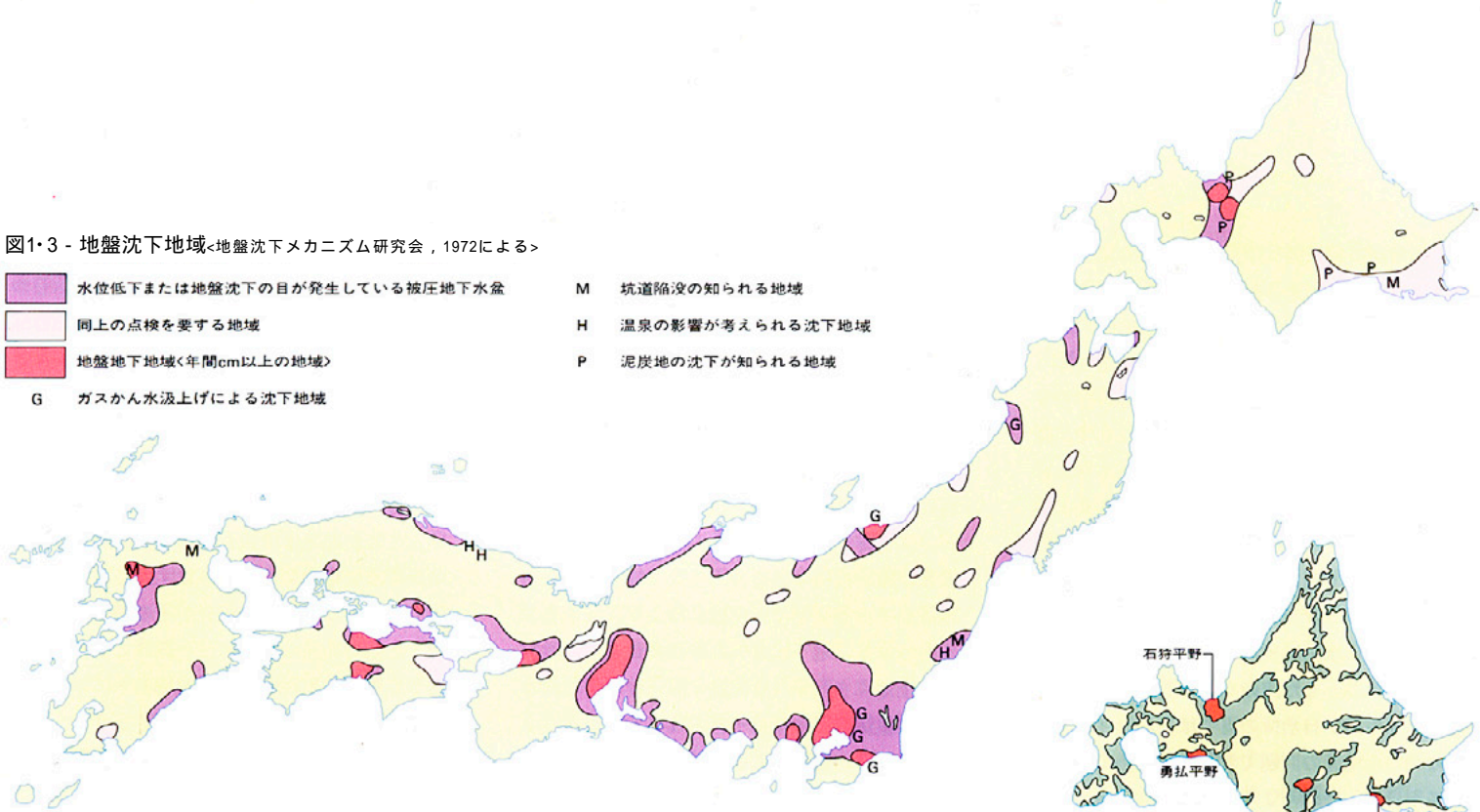


図1・4 - 地盤沈下地域<環境庁水質保全局, 1982に加筆, 一部省略>

- 地盤沈下が認められた地域
- 沖積層および洪積層が分布する地域

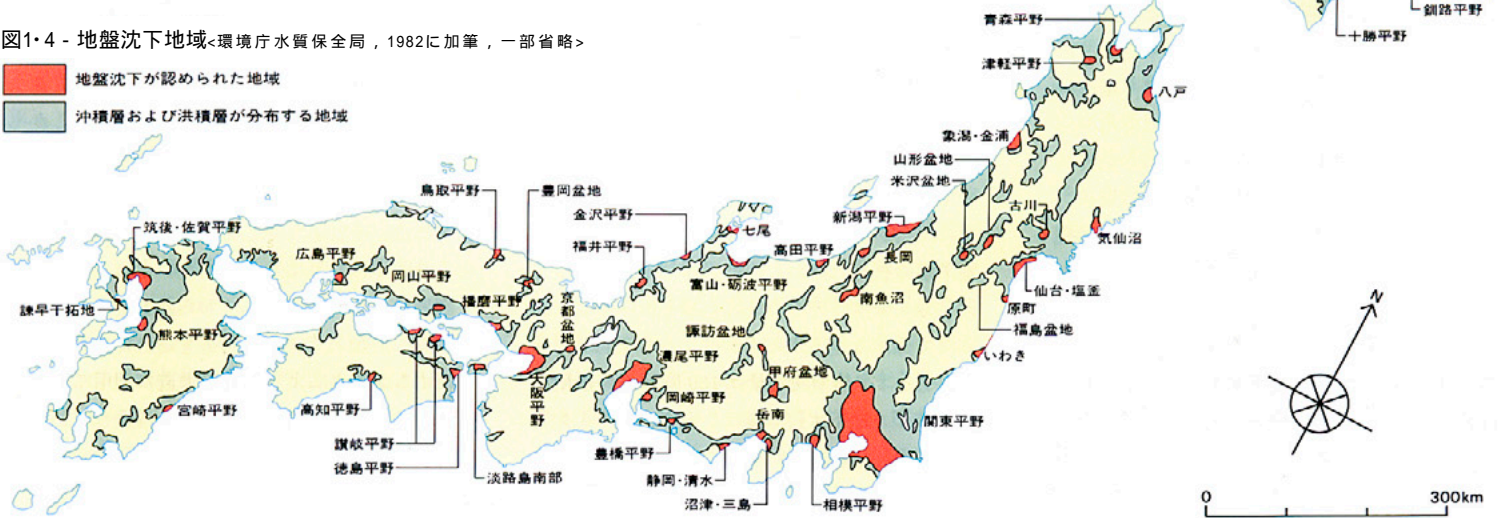


図1・5 - 潜在海域環境地盤図

<楡井ほか, 1979>

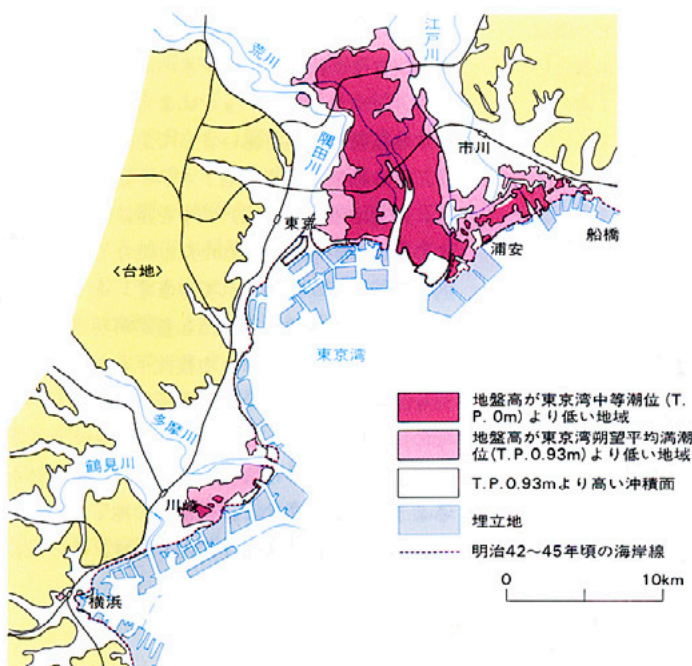
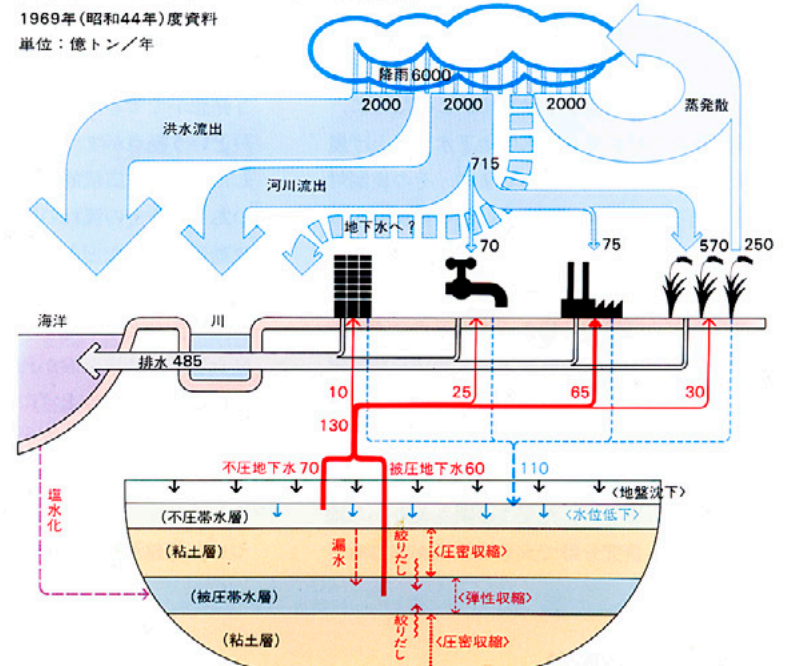


図1・7 - 日本列島における水の収支決算

<柴崎・中馬, 1973により編図>



かし高度経済成長期には、大阪を除く地域の地盤沈下はさらに加速され、全国に新しい地盤沈下地帯が広がっていく。そうした事態のなかで、この地下水2法よりもっと強い規制措置を伴った法律をつくろうという動きもおきるわけですが、役所間の縄張り争いが原因したりして、問題が出されるごとにいつも流産してしまうというような経過をたどります。こうして結局、地盤沈下によりかなりひどい事態を経験しながら、国の法律としては、現在、地下水2法しかもっていないという状況にあります。

自治体の地下水揚水規制

国の場合はこうした流産を繰り返してきたわけですが、ところが自治体の方では、これは足元に火のついた地元の問題ですからきわめて深刻で、とてもほうっておくようなわけにはいきません。こうして、都道府県の条例による規制が、国の法律に先行するというパターンがでてきます。その自治体の条例も、井戸を対象により厳しい規制をするわけですが、ただ、地下水対策の内容や考え方は、制定された時期や地域の条件によって大分違ってまいります。1970年代以前に、こうした条例を適用して地下水揚水の全面的規制に踏み切ったのは大阪市です。

大阪では、さきに述べましたように、すでに昭和の初めから地盤沈下が問題になっておりましたが、戦後、工業活動が復興し始めるとともに地盤沈下も進行し始めます。そのため大阪市では、1950年に、他に先がけて工業用水道の建設に手をつけ、1959年には「大阪市地盤沈下防止条例」を設けて、地下水から他の水源への転換をすすめるわけですが、しかし地盤沈下の進行は一向にとまらない。そうしたところへ、1961年9月に室戸台風が襲われ、大阪市の中心地までが高潮による被害をうけます。このために、工業用水ならびにビル用水の地下水くみ上げ規制を全市域にわたって実施します。その規制対象も、当初は深度30～120m以浅の井戸であったものを、500～600m以浅の井戸に改めるなど、徹底した規制が行われます。こうして大阪では、工業用水道の完備とも相まって地下水のくみ上げは次第に減少し、地盤沈下量も1960～1961年頃をピークに減少し始めます。

他方、首都圏や中部圏などでは、自治体の条例によるこうした厳しい規制は、1970年代の初め頃から行われますが、ただこの頃あたりから地下水に関する研究分野で大きな転換がおこって

きます。

地下水資源をめぐる

だいたい地下水というのは、昔から日本に限らず外国でも、地域社会の共有財産として共同利用の性格が強かったのですが、近代になって土地私有権が確立してくると、地下水もまたその土地に所属するものとみなされ、その所有地の範囲内であれば地下水を自由に使えるように変わってきます。しかも先ほど申したように、揚水及び掘削技術の発達で、個人の経済力如何では深い井戸でもどんどん掘れるようになります。しかし本来、地下水というのは多数の土地所有者の土地にまたがって流動するわけですし、また人間生活にとって第一義的な必要性をもつものですから、他の資源と同等には扱えません。そのために欧米などでは、上水の地下水利用には優先権をあたえるなど、ある規準を設けて、公的な管理者が地下水の取水を規制できるように、法律で保障しています。

ところが明治以降の殖産興業を旗印とした「近代」日本では、そういう法的規制は一切ありません。したがって、隣はどうであれ、自分の井戸に障害が起きない限りどんどん揚水できる。地下水の扱われ方が、他の固体地下資源と全く同じなんです。そのために、さきにみたような広汎で深刻な地下水障害が発生したわけですが、もう1つ見逃せないのは、こうした私的所帯に基づく地下水資源観によって、日本の地下水学が展開されていたことです。

すなわち、当時までの日本の地下水学では、1本の井戸を中心とした井戸管理と揚水理論が研究の主体で、井戸にとってどれだけ揚水できるかが重要視されていた。地下水障害などの環境問題がでてきてからも、井戸の適正揚水量という発想がでてきたりして、どうしても1本の井戸という視点がまつわりつくんです。

したがって、広域的な地域を対象とした地下水のあり方やその流れの実態、人為による地下水流動系の変化などといった、本来的な地下水の研究がどうしてもなおざりにされる。そうした研究の土台となる地下水の観測体制なども、大変お粗末な状況におかれてしまう。驚くべきことに、地下水くみ上げに伴う地盤沈下の機構についても、その当時まで、戦前の和達さんらが行った研究以上のものがでていないんです。こうした条件のもとでは、自治体が、足元に火のついた地盤沈下を食いとめるためには、地下水

揚水を全面的に規制しようという観念的な考えに走る以外に方法がなかったわけですが、じつはこの時期には、すでに地下水盆管理による地下水許容量の概念が生まれていたのですが、これは少数意見として葬りさられておりました。一方、当時の地下水障害はきわめて激しかったので、それに対する社会的な反応も強く、今度は、地下水くみ上げを絶対悪とみなし、共有財産としての地下水資源の利用を全面的に否定する風潮までも生んでしまいます。こうしてわが国では、わたしたちの祖先がその長い歴史の中で、生活の発展のために使い続けてきた貴重な地下水資源を無視し、水源を地表水にのみ依存しようという安易な傾向がでてきます。

地下水盆中の水の流動と地盤沈下量の解明

このように1960年代後半から1970年代にかけての時期は、地域社会の地下水問題にかかわる研究者や技術者の前には、地盤沈下はもちろん、地下水資源の適正利用までもを含めたさまざまな課題が重くのしかかっておりました。しかもその解決のためには、それまでの地下水学はほとんど頼りにならない。それどころか、ある場合には、それと対決していかざるを得ないという状況下にありました。実をいえば、これらの課題は、ここに出席しておられる方々をはじめ、問題に直面して大変な苦勞をされた多くの関係者の努力によって、解決の方向が次第に確立されてきたわけですが、なかでも重要なことは、堆積盆に関する研究を背景に、地下水盆を中心として地下水のあり方や水収支をとらえ、人為の影響によって変動する地下水の流れの実態を解明していこうとする方法が生まれてきたことです。

この研究は、広域的な地下水の流れを、コンピュータ・シミュレーションによって具体的に検討する技術の発展とあいまって急速に進展します。その結果、従来の地下水学の定説をのりこえ、難透水層（粘土層）の中を垂直的に流れる水の動きが明らかにされただけでなく、その量的な実態までが把握されてきます。とくに、地盤沈下量に直結する絞り出し量が解明されたことは、地下水くみ上げと地盤沈下との密接な関係を議論の余地のない形で実証します。しかもその実態が、コンピュータ・シミュレーション特有のビジュアルな表現によって誰にでもわかるように示されたので、自治体の地下水規制対策も急速に進展するようになります。その後、

シミュレーションの技術はさらに発展しますが、その辺のことは、あとで鎌田さんの方から詳しいお話があると思いますので省略させていただきます。いずれにしても、こうした研究の進展によって、地下水問題を、地下水盆中の水の流れとしてとらえ、シミュレーション技術を利用して解決していこうとする立場が次第に確立されてきます。また、自治体の方でも、地盤沈下・地下水水位観測井などの監視網を充実させて、地下水盆の管理までできるような体制を次第に築いていきます。

地下水盆の管理へ

さらに1970年代の後半から1980年代に入りますと、シミュレーション技術の精度も一段と高まり、地下水対策の内容に画期的な進展がみられるようになります。すなわち、その地域の地下水盆を対象に細部にわたる地下水の動きを検討し、地下水障害をおこさないような方法で、地下水を地域社会の貴重な水資源として適正に利用していく。こういう方法が試みられるようになり、実際に成功してきております。こうして現在では、地下水の動きを地下水盆単位でとらえ、それを管理・利用していく。そういう考え方が大筋としては定着してきたように思われます。

なお、この間、地下水水位と地盤の変動についても、従来の圧密収縮という一般論にとどまらず、浅層はもちろん、地下深層における地層の収縮や、さらには地下水水位の回復に伴う地盤の上昇問題も含めて、その細部までの究明が進んでおります。

現状とさまざまな課題

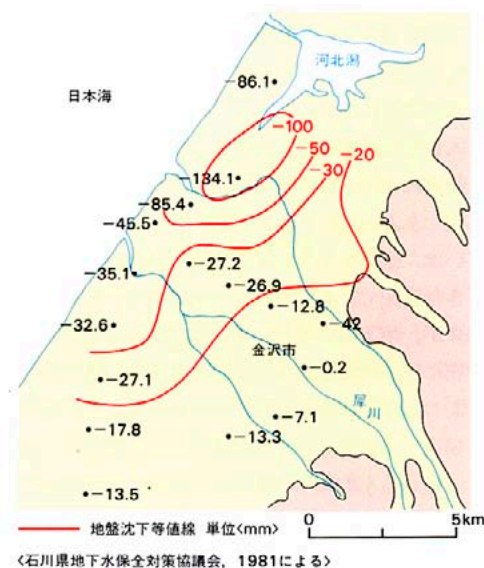
最後に、現状について簡単に申しますと、まず水利用ですが、周知のように1973年にオイル・ショックがありまして、それをきっかけにして1970年代の後半頃から、回収水利用の水処理の技術が非常に発達してきます。これは、とくに工業用水の分野で利用が多く、その結果、工業用水における地下水利用が大幅に減ってきます。具体的に数字をあげますと、1978年は35億t、1983年には33億tというように減ってきております。私どもは、よく水資源問題の中で、上水道、工業用水、あるいは農業用水の将来需要予測をやらされるのですが、こうした場合、現在では、テクノポリスのような用水型工業を新規につくろうというような場合を除いては、工業用水の需要は通減していくというように予想す

るのがすでに常識になっております。これは、回収水の利用が非常に多くなってきているからなんです。

このように、一方では地下水の揚水規制が厳しくなり、他方では地下水利用が減ってきますので、当然のことながら、既存の工業地帯とか大都市圏では、全体としてみれば地盤沈下は鎮静化してきている、というのが現状であろうかと思えます。ただし、全国的にみれば地下水の利用は増えておりまして、とくに日本海側の豪雪地帯などでは、雪を溶かすために地下水を利用し、そのために地盤沈下を引き起こすという例が最近になってでてきております。このうち、石川県金沢市と新潟県六日町の地盤沈下の状況を図1・8と図1・9に示します。

現在、地盤沈下が問題になっている大きな地域と申しますと、北関東の地域、それに濃尾平野と筑後・佐賀平野です。このうち濃尾平野と筑後・佐賀平野につきましては、国土庁が地盤沈下防止等対策要綱という形で、ある年度までに広域的な地下水盆単位で、地下水利用を何パーセント削減しようという具体的な行政目標を立てております。しかし、要綱の規制力は法律に比べると非常に弱いんです。こうした広域的な地下水盆の中にはたくさん市町村があり、さらには県がまたがってもいますから、全体としての削減目標を設定しても、その中身を具体的にどう進めていくかという段になると、これは実に大変で、まだ手つかずの状態じゃないだろうかというふうに見ております。

図1・8 - 石川県金沢市の地盤沈下(1974~1979)



ところで、地下水盆の中の水の動きについては、さきに触れましたように、シミュレーション技術の発展によって、現況の分析やあるいは将来予測までできるようになったわけですが、これは自然科学的に求められたデータで、それ以上のものではないんです。こうしたデータをもとに、地域の地下水利用についての課題を実施するのは、あくまでも行政側の問題で、行政側の姿勢が問題の決め手になっていく。意思決定者（デジジョンメーカー）は我々のようなコンサルタントではなく、行政執行者です。ですから、そうした意味では、地下水盆の概念とか地下水の環境許容量、そういう問題をきちんと整理して行政に生かしていく。その辺が非常に大切になってまいります。

それで、この環境許容量の問題については、私ども、10年以上も前からくどく説明しているんですけども、これがなかなか理解してもらえない。これは、ちょっと視点を変えると別に難しいことではないんですけども、いつも、もどかしさを味わわれているのが現状です。

それから、これまで全く触れませんでした、地下水の水質汚染の問題があります。これは、よくローカルな事件として発生しますが、広域化するおそれもあり、今後とも見逃すことのできない重要な問題を含んでおります。それにつきましては、あとで藤縄さんの方から詳しいお話がありますので、私の話はこの辺で終わらせていただきます。

図1・9 - 新潟県六日町の地盤沈下(1975~1981)



地下水の容れものと水の流れ

楡井 どなたでもご存じのように、地下水というのは地層という器のなかにあつて、そこで独特の流れ方をしております。ですから、地下水の開発と保全という問題の解決には、この点の理解がどうしても必要になります。それでここでは、地下水の入っている容れものとの問題と、その容れものなかでの地下水の動きについて、ごく基本的な事柄を述べてみたいと思います。

不圧水と被圧水

本題に入る前に、いま高橋さんのお話に出てきました不圧水と被圧水について、簡単に触れておきます。図2・1は、表層の地下水の垂直分布を示したもので、このうち一番表層にある通気帯とは、間隙が水によって満たされていない部分です。飽和帯は、間隙がすべて水で満たされている部分で、その最上部にある地下水が不圧水（不圧帯水層）です。ですから不圧水は、上層の間隙を通して大気圧をうけています。不圧水は自由水ともいい、降水があればすぐ補給されますし、流れも比較的速い。

この不圧水の下には、ふつう水を通しにくい粘土層などの難透水層があり、その下に砂礫層などの間隙の多い水を通しやすい地層がある。そしてここには、比較的動きやすい水が蓄えられている。それが被圧水（被圧帯水層）です。この帯水層のなかの水は、側方あるいは上・下などから水圧が加わり、圧力をもっていて、僅かな出口を求めて少しずつ動いております。このように、被圧地下水は圧力をもっていますから、例えば図にみるように、深井戸を掘れば、その水面は、もっている水圧の分だけ上昇してきます。その上がった分が被圧水頭です。ふつう地

図2・1 - 地下水の垂直分布<Hearn & Trainerを一部改訂>

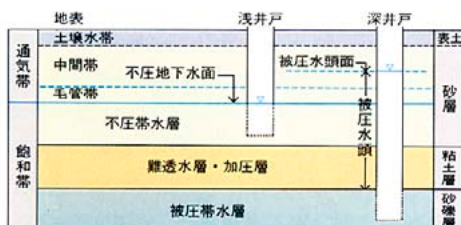
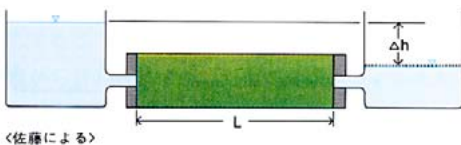


図2・2 - ダルシーの法則を説明するための図



<佐藤による>

層は、粘土層や砂礫層が累重していますから、難透水層をはさんで幾つもの帯水層が地下に存在することになります。

地下水盆（地下水の容れもの）

このように地層は、帯水層と、比較的水を通しづらい難透水層とが幾重にも組み合わせられてきていますが、そうした地層というのも、もともとはある地史的な条件のもとで堆積したものですから、ある深さに底があります。そしてこれが地下水の容れものになるので、これを地下水盆といいます。その意味では、地下水盆の形状は地質学的な堆積盆のあり方によって規定されています。ですから、地下水盆の底は絶対的なもので、地下水を全然通さない。厳密には通さないということはないのですが、相対的にはゼロに近く通さないと考えてよいわけで、それでこれを不透水性基盤とっております。

それから、この堆積盆中の地層——それらは一括して累層群ということになりますが、この累層群は幾つかの層群からなっています。そして層群と層群との境には、多くの場合、構造運動による不整合や、堆積環境や堆積範囲の違いなどがあるわけですが、それに対応して地下水の器も変わってきます。それで、A層群の器をA亜地下水盆、B層群の器をB亜地下水盆として区別します。このように、大きな地下水盆の中には、時代が古くて多少水を通しづらい亜地下水盆や、あるいは年代が新しく水を通しやすい亜地下水盆などがあります。その亜地下水盆というのも、もちろん、砂層とか泥層などが累重していますから、それに応じて帯水層や難透水層がいくつも組み合わせられてきています。地下水の入っている器というのは、大まかにいうと、以上ようになります。

水は低きにつく

ところで地下水は、地表水とは違って地層の中を流れます。昔の言葉に、「水の低きに就くが如し」というのがあります。これは、自然の勢いは、止めようとしても止められないというような意味で社会現象について比喩的に使われますが、地下水の流れにおいては、この言葉が厳密に科学的な意味ではあまりありません。すなわち1つは不圧水の場合で、水は高い場所から低い場所へと流れる。これはポテンシャルエネルギーによるものです。もう1つは被圧水の場合で、これは標高の高低に関係なく、水圧の高い方から低い方に向かって流れる。いずれにしても水

は、ポテンシャルの高い方から低い方に向かって流れる。つまり、水は低きにつくわけで、これが地下水の流れの基本原則です。

地層の透水性（ダルシーの法則）

ただ地下水というのは、地層中を流れますから、地層の性質によって動き方が変わります。こうした地層中の水の動きについては、1856年、ダルシーによって1つの法則にまとめられています。図2・2がこの法則を説明するための図で、この場合には左側に高い水面、右側に低い水面があり、その水位差は Δh です。水は高きから低きに赴くわけですから、左から右に流れている。ところが、両者の中間にはパイプがあり、そこに何か詰まっています。実は、これが地層なんです。ここに砂が詰まっていれば、それは砂層で、これは水をすうっと通す。粘土やシルトが詰まっていればそれは泥層で、これはなかなか水を通さない。こうした実験によって、地層ごとの水を通しづらさ、通しやすさの度合いをあらわす係数が求められる。それを透水係数と呼びます。さて、パイプの断面積をA、透水係数をk、それに両端における地下水位勾配を $\Delta h / l$ とします。そうすると、パイプを流れる水の量、つまり地層中を流れる時間あたりの水の量(Q)は、

$$Q = A \cdot k \cdot \frac{\Delta h}{l}$$

で決まってしまう。あと、何時間のうちにどれだけ流れるかを知りたかったら、これに時間を掛ければいい。地層中を流れる水の量は、こうした方法によって求めることができます。

地下水流動系

一方、ある広域的な地域として地下水の動きをみると、涵養→地層中の移動→流出という大きな流れがあります。この一連の流れを地下水流動系としてとらえ、地層中におけるその流れの法則性を最初に解明したのはヒュバート (Hubbert, 1940) です。彼は、そうした地下水の流れを、標高や水圧で示されるポテンシャルの分布から解明しました。図2・3 (a, b) が、そのモデルと地下水流動系の基本です。この場合には、帯水層や難透水層もない、等質（透水性が同じ）で、等方（物質の性質が方向によって変わらない）の地質断面が設定され、そうした条件のもとで地下水の流れが求められます。そうしますと、地層中には、地下水の標高の違いに応じて、図に示すような等ポテンシ

ル線を描くことができる。その結果、地下水の流れは、この線に直交する方向に、ポテンシャルの高い方から低い方に向かう。こうして図にみるように、下むきの流線が集まるところが涵養域、水平方向の流線が水平流域、上むきの流線が集まるところが流出域という、地下水流動系の基本が示されたわけです。

地層中の水の連続性と等ポテンシャル線

じつはそれまで、地下水の流れは、帯水層中の水の移動として、主として平面的な水平方向の流れだけで検討されていたのですが、ヒュバートは、それを立体的な流れとして、地層中のポテンシャルの分布から明らかにしたわけです。その点で、この研究は非常に重要な意味をもっていました。

さきに触れましたように、動きやすい水は帯水層中に含まれていますが、他方、難透水層といっても、これは全く水を通さないわけではなく、泥層の透水係数に応じて程度の差こそあれ幾分か水を通します。その量はたとえ僅かにせよ、難透水層下の被圧水の水圧が高ければ難透水層を通して上向きに、難透水層下の被圧水の水圧が低ければ難透水層を通して下向きに、地下水は流動します。ですから、水文地質的にみれば、難透水層をはさんでいても、水としてはすべて飽和していますから、上・下の連続性が保たれている。難透水層ごとに画然と隔離されているわけではないのです。

そしてこの連続性は、水圧が全体として定常状態を保っているという条件の中で維持されている。ですから、一度びこの均衡が破れると——例えばある部分の水圧が異常に低下するというようなことになれば、直ちにそこへ向かう水の流れが上下左右から発生する。そして再び、新しい水文地質条件のもとに定常状態が作りだされる。つまり、涵養域や流出域が存在しても、地下水盆地中の地下水は圧力をもって、全体として閉じこめられた形になっているので、地下水はこうした動的平衡の条件下で1つの連続性を保っているわけです。したがって、自然状態で帯水層の地下水が水平方向に流動するというのも、こうした均衡状態が保たれている範囲での流れにすぎないのです。逆にいえば、こうした均衡状態を保つ1つの要素にもなっている。ヒュバートの研究は、単に地下水流動系を明らかにしたという点だけでなく、水の動きのすべてを、ポテンシャルからとらえるという方法に

よって、こうした事柄を解明するための重要なステップになったわけです。

なお、実際の地層中の水圧は、全水頭として示されます。全水頭は、一般には、ある一定の海拔（例えば海拔0m）を基準面として測定・整理されますから、その等しい点を結べば、これが等ポテンシャル線（等水頭線）です。これは、断面でも平面でも描くことができます。そしてこれらの分布を調べれば、高さから低きに向かう地下水の流れもわかってくるわけです。

揚水に伴う良質な地下水の生産

以上のように、地下水の流れは地下水流動系として把握されるので、そのために地下水を上手に利用することが可能になります。だいたい地下水が流れる速さというのは、これはもう、流れるというよりは、地層中のすき間をぬうように、かすかに動くというのが実態でもかくおそいわけです。特に地下深層の地下水となると、原水が真水でなかったり、また地層中の貯蔵期間が地史的スケールになったりしますから、その間にいろいろな成分を含んでしまい、用水としては使用に耐えない場合が多いのです。

それに対し浅層の地下水は、地下に入ってから期間も短く、まだ若いので、まざりものも余りなく良質です。こうした浅層の地下水を人間が井戸を掘ってくみ上げれば、その出口が多くなり帯水層の水圧が下がりますから、そこに向かって帯水層の水が動き出します。これに応じて、涵養域からは雨水起源の新しい水が補給される。こうして、地下水の動きのテンポが速まります。水が適当な速さで地層中を移動すれば、その間に、濃いまざりものはこされる場合もありますし、他方では、適当なミネラルが溶けこんできます。しかも、もともと地下水というのは、地表水に比べれば水温の点でもすぐれているので、用水範囲も広い。このように地下水は、人間が適当にくみ上げることによって、より良質な用水をたえず生産することができます。そのために、昔からどの国でも広く使われてきたわけです。また、今後も未永く使用していくことができます。ただし、このような動きのおそい地下水の特徴を考えると、現在問題になっている地下水汚染が、大変深刻な問題を含んでいることがおわかりいただけると思います。

過剰揚水に伴う地下水流動系の急変

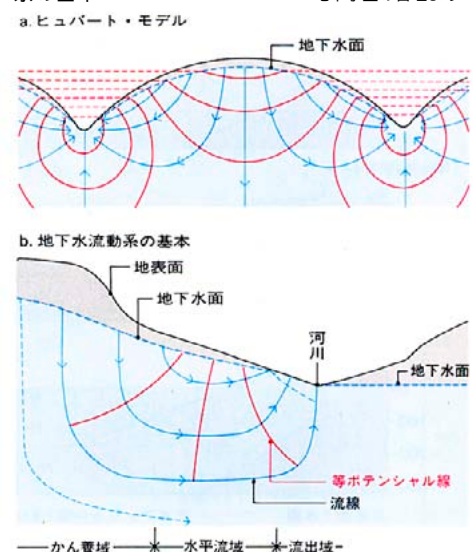
これに反し、人間による過剰揚水は、地層中における水圧の均衡状態を一挙に壊してしまうの

で、地下水流動系もまた急変します。大量の揚水に伴って帯水層中の水圧が低下し続ければ、周辺のすべての水が、その部分に向かって動き始め流れが変ってしまうのです。

図2・4は、南関東で地下水揚水量が急激に増えていった時期に、揚水量の増加に伴い、地下水の流れがどのように急変するかを示したものです。場所は、武蔵野台地から浦和をへて春日部にいたる地域です。実は当時、今ではちょっと奇異に思われるかもしれませんが、「南関東では、武蔵野台地を涵養源とする地下水がまず北東に向かい、浦和で方向を変えて東京の下町に流れこむ大地下水脈がある」という説が権威をもって流布されており、それが南関東の地盤沈下対策に混乱を生じさせる一因になっておりました。そうした事情があったので、柴崎さんや鎌田さんたちが、過去の揚水量や地下水位の記録を丹念に調べ、その水脈に相当する地下水の動きを、断面二次元モデルのコンピュータ・シミュレーションによって再現させてみせたわけです。それが、この4つの図面です。

その結果、まず浮かび上がってきたものは、きわめて深刻な様相を呈している地下の状況だったわけです。揚水量の大幅な増加に伴って、水圧低下の目玉が地層中にどんどん増え、広がっており、地下水のすべての流れがこれらの目玉に集中していきます。それは、水平方向はもちろんだ層からも、また地層の境界などもあまり関係なしに、新しい目玉ができれば、直ちにその方向への流れが始まっている。結局この図

図2・3 - ヒュバートの流動パターンと地下水流動系の基本 <地下水盆地の管理より>



面は、人為によって地下水の流れがいかに急変するかを示す格好のサンプルとなり、私はいつも利用させてもらっております。要するに浦和水脈説は、広域的流動系をはじめとした地下水流動系を過大に評価し、そしてその系が、人間による揚水活動によって破壊され、系そのものが変化するという概念にまで到達していなかったわけです。

漏水・絞り出し現象および地層の収縮

このように、過剰揚水によって地下水の流れは急変します。それは、帯水層での水の補給が間に合わず、水圧が低下し続けるためにおこるわけですが、そうした場所では、先ほど高橋さんが言われましたように、漏水現象や絞り出し現象が発生し、地層の収縮・変形による地盤沈下がおこってきます。

漏水現象というのは、被圧水の水圧低下がひどくなったために、直上の不圧帯水層の水が難透水層を通り抜けて大量に漏れてくる現象です。そのために、不圧水の水位が下がって利用できなくなる。また周辺に水田があれば、水田の水が下に漏れていきますし、田んぼに水をはるときにもより大量の水を入れないと、水をはれなくなってしまう。そういうことがおこってきます。そして、一たび漏水現象がおきますと、そ

の難透水層は水を通しやすくなってしまい、被圧水の水位が戻っても以前の性質に戻ることはありません。

絞り出しというのは、被圧水の水圧低下に伴い、上下の粘土層に含まれている水が、そこに向かって絞り出されてくる現象です。飽和帯の粘土層中には、細かい粒子と粒子の間（間隙）には、間隙水としてたくさんの水が含まれています。この間隙水が、水圧の低下した帯水層に絞り出されてくるわけです。いわば強制的な補給です。そうしますと、これは粘土層の間隙からでてくるので、その分だけ間隙は小さくなり、全体として粘土層の容積が減ってくる。これが、粘土層の「圧密収縮」です。こうして地盤沈下が発生するわけです。この現象は、粘土層がまだ若く、やわらかいものほどおこりやすいので、こうした地層の広がる沖積低地では、地盤沈下が発生しやすいことになります。また泥炭層などには、たくさんの水分が含まれていますから、この地層のあるところでは沈下が激しくなります。そして、こうした「圧密収縮」では、水圧が回復しても地層が元に戻ることはありません。タクアンやつけ物の原理と同じです。

なお、相当固くしまった粘土層や砂層でも、地下水の水頭が100mから200m近くも低下したと

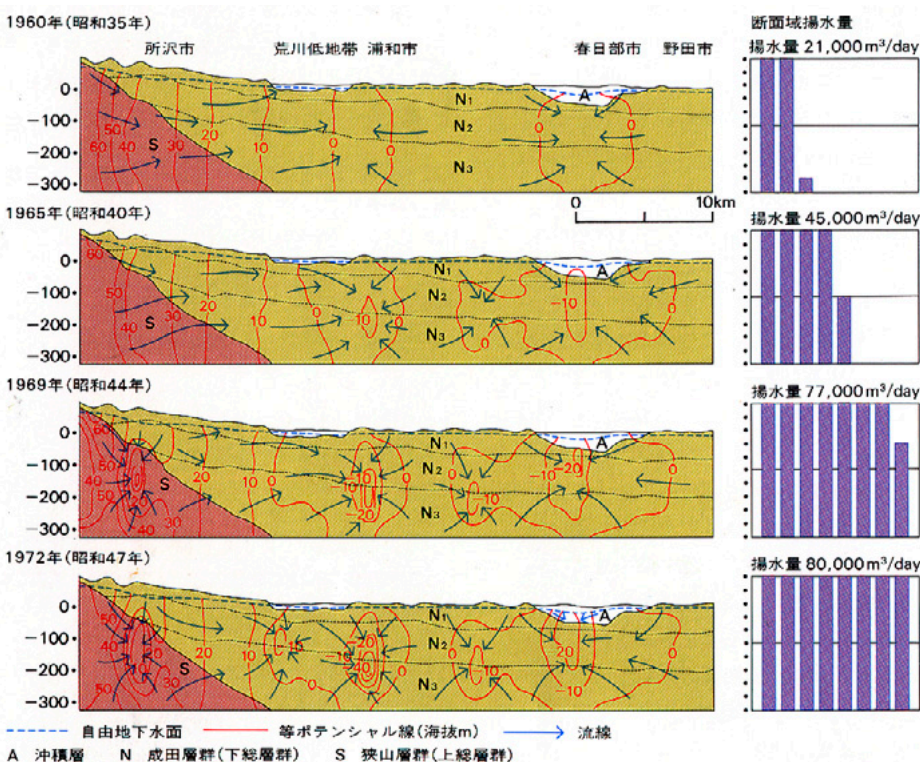
ころでは、圧密変形現象・弾性変形現象・クリープ変形現象といった地層の収縮・変形が発生します。これは、地層中での巨大な圧力低下（100mの水頭低下はほぼ10気圧、重さにして100t/m²）が生じたためにおこる現象と考えられています。こうした場所では、水圧が元に戻ると、地層の変形がやや回復し、地盤も上昇することが実際にたしかめられています。直下型地震の前兆現象として錯覚されるのもこの現象です。

地下水盆地中の地下水流動系

さて今度は、地下水盆地という全体の器のなかでの地下水流動系をみてみます。この問題にすぐれた成果をあげたのがトース（Toth, 1963）で、それが図2・5です。ここでは、等質、等方の地下水盆地のなかの地質断面が設定されています。図にみるように、地表面には微地形が描かれていて、それは、上流側から下流側へと凹凸をみせながらだんだんと低くなっていて、全体としては、局所的地形（≒小地形）、中間的地形（≒中地形）、広域的地形（≒大地形）が存在しているようにみえます。地下水盆地の深さは3,300m。水平距離が6,600mです。

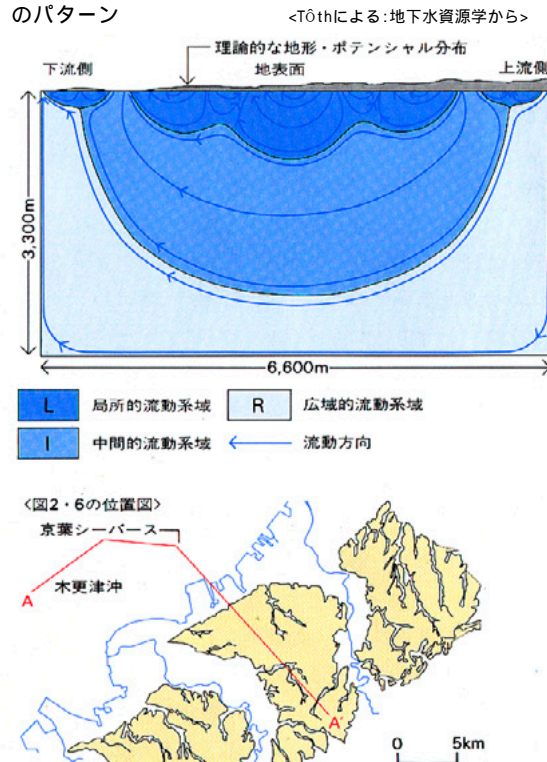
そうしますと、この地下水盆地では、地下水流動系が大きくは3つに区分できる。1番小規模な

図2・4 - 地下水流動系の変遷からみた「浦和水脈」の実像



<柴崎, 鎌田, 1976>

図2・5 - 単純な地下水盆地断面における理論的流動系のパターン



注＝各流動系は、地表面に近い不圧地下水面から流入し、地表面に流出するが、トースの図では、その部分が表現されていない（楡井）。

ものが局所的流動系です。これは小さな局所的地形に沿って、高いところから低い方に、微地形の高低差に沿って流れるもので、図の一番上に描かれている地下水流動系L（Local flow system）です（欄外注）。また、最も大規模なものが広域的流動系R（Regional flow system）で、これは地下水盆全体の広域的な地形にもとづき、高所にある涵養域から低所の流出域に向かって、地下水盆全体を支配するような大きな流れです。そして、この両者の間を流れるのが中間的流動系I（Intermediate flow system）で、これは、外部に流出しなかった局所的流動系の残りの地下水もすべて集まってこの流れに入ります。また、中間的流動系の残りの地下水もすべて広域的流動系の中に入ってきます。こうしてトースによって初めて、地下水盆中において、高さから低さに向かう地下水の全体的な流れが体系づけられました。とりわけ、広域的流動系と名づけられた地下水盆全体を支配する大きな流れが明らかにされたことは、以後の研究に貴重な指針を与えることになります。ついでに地形の分類についての問題をつけ加えますと、現在の地形学的定義では、大・中・小の地形分類基準というのは非常にあいまいで、これらの用語が便宜的に使われている場合が多

いんです。しかし、地下水流動系からみると、むしろ、L、I、Rというような各地下水流動系が、それぞれ、局所的な地形、中間的地形、広域的な地形に規定され、またそれを規定しています。ですから、こうした3つの流動系のあり方と、それに地質構造発達過程を加味して、これらの地形用語を明確に定義したらどうか——というのが地質家としての私の提案です。

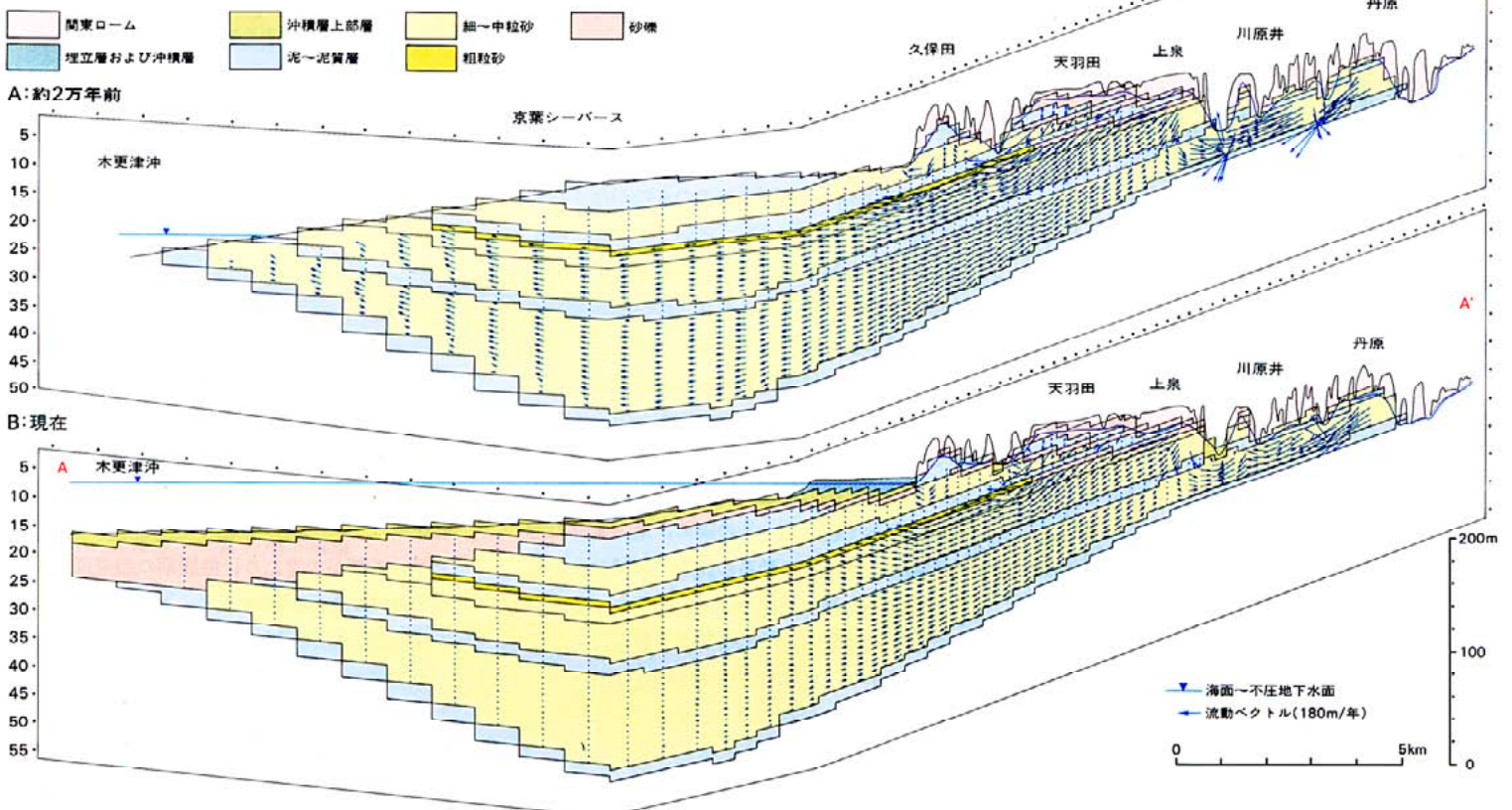
地下水流動系を地史的立場から見直す

さて、トースによって理論的に明らかにされたこれらの地下水流動系は、では現実の具体的な地下水盆の中では、どのような形で存在し、どのような働きをしているのか。じつは、この問題を検討するためには、地下水盆や地下水流動系を地史的観点からとらえ直してみる必要が生じます。というのは、地下水盆といっても、いきなり目の前にあらわれたものではなく、堆積盆の構造発達史に応じてさまざまにその形状を変え、その結果、現在の姿になっている。したがって、これらの変遷の中で、それぞれの地下水流動系を発生させた場も変化しているわけですから、その中には、消滅したものや生き続けている流動系があるはずで、以下、こういった問題を具体的状況に即して述べてみます。

2万年前の広域的流動系

それでまず最初に、約2万年前には、房総半島の東京湾西岸地域では、地下水がどのように流れていたのかをみてみます。図2・6のAは、コンピュータ・シミュレーションによって当時の地下水の動きを再現したもので、断面の位置は、A—A'として別に示してあります。さて2万年前の氷河時代（ウルム氷期）には、ご存じのように、当時の海水面は現在より約100mぐらい低かったため、東京湾の木更津沖の手前ぐらいまでが陸地になっています。そうしますと、局所的な地形と地形との間には、それぞれの谷間に向かう局所的流動系があります。一方、この地域全体としては、右側の高い台地の涵養域から、海岸低地の流出域に向かって流れる広域的流動系があります。そしてこの流出域は、図にみるように、東京湾の下にあります。そのため、涵養域である台地との高低差が非常に大きく、勾配が大きいため流れも速く、大量の地下水が生産され、移動しています。図中の矢印は流動ベクトルで、流れの方向と量を示しますが、それが非常に大きいわけです。こうして、この

図2・6 - 房総半島の東京湾西岸地域における地下水流動系



時代の広域的流動系によって、東京湾の下には大量の地下水がためこまれました。

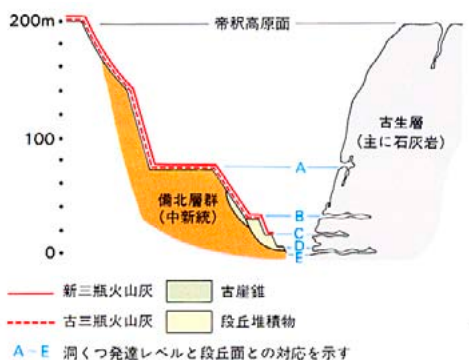
東京湾のような海の下に、たくさんの淡水の地下水があるといえちよっとおかしいと思われるかもしれませんが、これは実際の話で、現に、東京湾を埋め立てて京葉臨海の大コンビナートをつくった当初は、埋め立て地から大量の地下水をくみ上げていたんです。当時の埋め立て地では、浅い海底にまで地下水が自噴しているところがたくさんあり、現在でも、自噴しているところがあります。それからまた、場所は少し離れますが、最近、地下水開発はもう不可能といわれていた房総半島の突端で、先端産業誘致のために地下水開発をしたことがあります。これは、この地域でも広域的流動系によって海面下にも地下水のあることを予測できたので行ったわけですが、結果は大成功で、関係自治体や地元の人々には大変喜ばれました。このように、氷河時代の広域的流動系の所産が、現在の地下水盆地にも生きています。

また、この同じ地域での現在の地下水流動系を描いたのが図2・6のBです。そうしますと、この2万年の間に海面は、ぐっと上昇してきます。その結果、広域的流動系の流出域の位置が、図にみるように高くなり、より陸地側に移ってしまいます。そのために、涵養域と流出域との高低差が小さくなり、地下水の流れる量は、流動ベクトルが示すように、2万年前に比べて小さくなっています。ただベクトルの方向は前図と同様で、広域的流動系としては同質です。

古地下水流動系と局所的流動系

次に、かつては確かに流れていたが、いまは消え失せている流動系——そういった流動系の存在を証明するような、いわば地下水流動系の「化石」にあたるものがないだろうか。実は、

図2・7 - 帝釈峽及び東城川も沿う鍾乳洞の発達と地形との関係 <北備後台地研グループ, 1969>



そうした化石が実際にありまして、その1例が図2・7に示す帝釈峽の鍾乳洞です。鍾乳洞の洞窟というのは、飽和帯のトップの面を流れる地下水に含まれる炭酸ガスなどによって、石灰岩が溶解されてできるわけですが、図にみるように、それらの洞窟は、対岸の段丘面とほぼ一致する高さに、何段かに分かれてつくられています。段丘面は、かつての河川の侵食面ですから、それぞれの段丘形成期には、石灰岩地域では、それに対応する洞窟のところを地下水が流れ、側方に洞窟を掘っていったわけです。その後、この地域全体が隆起するので、河川的作用は段丘面として残り、地下水の作用は洞窟として残った。

ですから、段丘面と同様に、より高い位置にある洞窟ほど、時代のより古い地下水の流れの化石なのです。したがって、上位の洞窟と下位の洞窟の各時代に発生した局所的流動系があったこともわかります。その後、この流れを生み出した地形が変化したので、もとの流れ自体もまた消え去った。このように、かつては存在しながら、現在はすでに消滅している地下水流動系、これを「古地下水流動系」といっております。この図の場合でいいますと、現在 (E) からみれば、A~Dが古地下水流動系ですが、Dの時代にはA~Cがすでに古地下水流動系、Cの時代にはA・Bが古地下水流動系になっていたわけです。このように局所的流動系の活動期は、そう長いものではありません。

関東地下水盆地の形成史と地史的流動系

これに反して、地下水盆地全体を支配するような広域的流動系は、地下水盆地そのものがなくなる限りなくなりません。というよりは、地下水盆地の誕生と共に始まったその流れは、地下水盆地の発達段階に応じてさまざまに複合され、現在の地下水盆地に生きています。それで私は、こうした広域的流動系を地史的流動系と名付け、関東地下水盆地の形成史のなかで、その実態を探ってみました。それが図2・8です。この図では、左端に主要な構造運動と堆積盆の発達段階を示す概念図、その隣に、地下水盆地の形成段階と、地下水流動系の発生と消滅および地史的流動系の発生過程などを記してあります。Lは局所的流動系、Iは中間的流動系、Rが広域的流動系で、各流動系の文字の色は、そのエネルギーを与えられている堆積盆ごとに分けてあります。

<地下水盆地の誕生>

さて、左端の構造運動を下の方からみてみます。三浦層群の堆積後、関東地方は全般的に隆起し、ゆるやかに傾斜した下位の地層 (三浦層群) を^{かんた}飽で削ったような黒滝不整合が形成されます (図①)。この不整合の場は、陸域はもちろん、浅海も含むようです。そしてこの後、関東地方には本格的に海が侵入し、深い海の時代が到来します。そこに堆積したのが上総層群です (図②)。この地層は、大陸斜面下部・中部から陸棚という環境に堆積したもので、地層の厚さは3,000m以上に及びます。

約70万年前頃になると、関東地方は再び全体的に隆起して海は浅くなり、黒滝不整合にみられたような飽削り不整合が形成されます (図③)。これが東京湾不整合を形成した運動で、このときには、関東地方の西~北側で隆起が大きく、東京湾をへて房総中央の西側ぐらいまでが^{さくはく}削割されたものと思われま

す。その結果、ここに初めて、厚い上総層群を主体とした地下水盆地が誕生し、地下水の流動が始まります。図中の紫色で記したL₁、I₁、R₁がこのときの地下水流動系です。この地下水盆地は、西~北側が隆起して高く、東側が海に開いてい

<古関東地下水盆地の形成と地史的流動系>

ますから、広域的流動系のR₁は、西~北側から東へ向かう。こうして、上総層群基底の黒滝不整合のところには、約70万年前頃から地下水の浸透が始まったわけです。

古関東地下水盆地の形成と地史的流動系

東京湾不整合の次は再び海進が認められ、浅い海の時代になり、そこに下総層群下部を堆積します (図④)。やがて、約40万年前ころになると、それが全体的に隆起し、その全体的隆起のなかで、東京湾を囲む下総地域などが隆起量が少なく、とり残される格好となり、それが古東京湾堆積盆を形成します。つまり堆積盆全体が隆起し、その中に新しい堆積盆が発生した。こうして関東地方は、湾から湖の時代に、いわゆる古東京湾の時代に入ります (図⑤)。ご存じのように、この古東京湾は、氷河性海面変動の影響をうけて、氷期の海退期にはその大半が干し上がって湖ができたり、温暖期の海進期には東側の湾口から海が進入する、というようなことを繰り返しながら地層を堆積します。その地層が下総層群上部です。

この変動が地下水盆地に与えた変化は、まさに周期的です。というのは、下総層群下部や上総層

《図2・9の坑井名と塩素イオン濃度に関する使用文献と資料協力者名》
 A=保土谷 R-1(河井・石和田, 1954) B=川崎 R-1(河井・保月, 1952)
 C=春日部 G S-1(福田, 1962) D=大佐和 G S-1(石和田, 三梨, 1965)
 E=通産省・千葉県(F-5)地盤沈下観測井(日本鑿泉工業, 1976) F=防災
 科学技術センター・東部地殻活動観測井(帝口石油, 1977) G=Ha-7(関東天然
 ガス) H=AR-1(旭ガラス) I=TR-1(関東天然ガス)

図2・8 - 関東地下水盆の形成史と地下水流動系および地下流体資源の変遷史

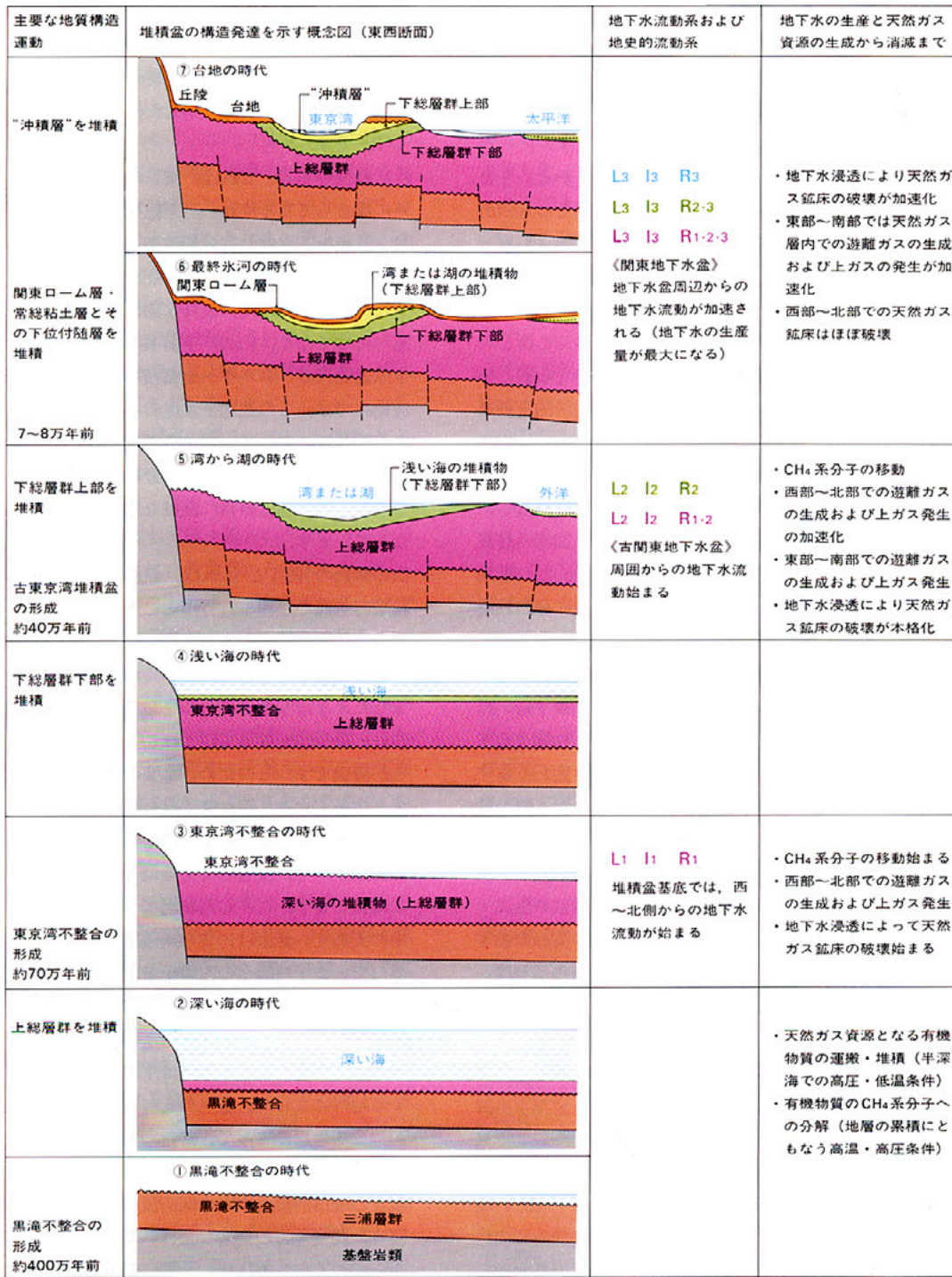
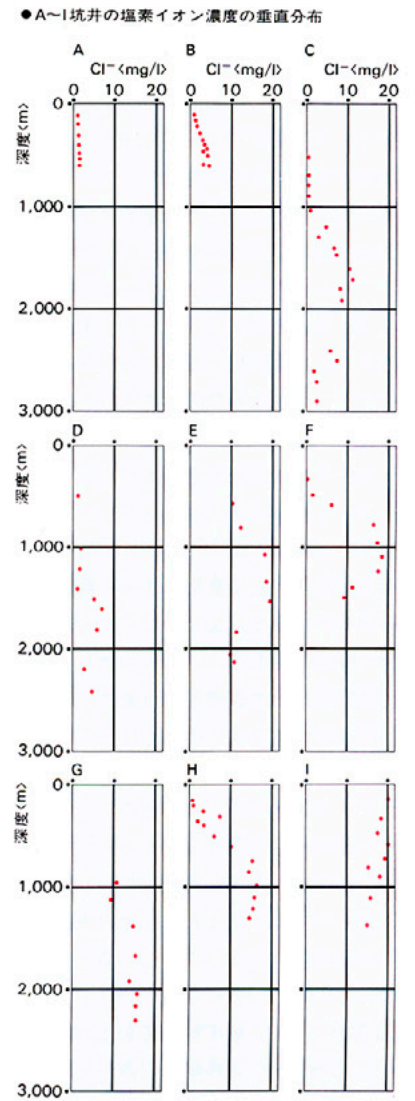


図2・9 - 南関東における塩素イオン濃度の垂直分布と基底流の流動史



●各坑井の位置と基底流の方向

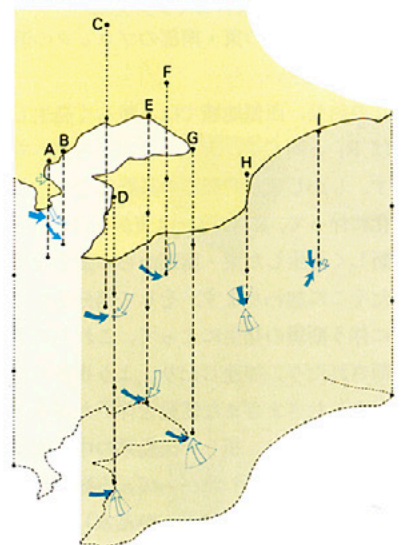
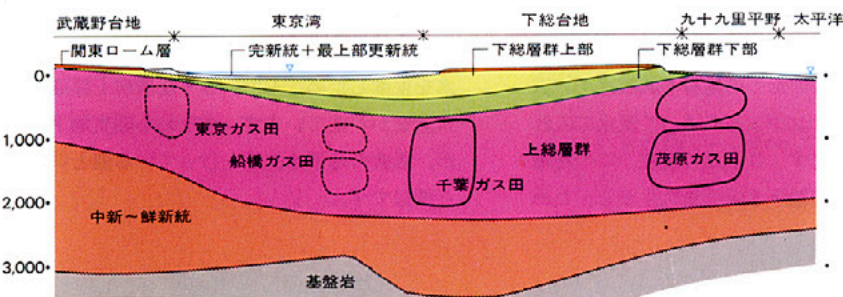


図2・10 - 関東地下盆地の地下構造



《基底流の凡例》

- 東京湾不整合前後から発生した地下水盆地基底付近を流れる地史的流動の方向
- 下総層群上部堆積時以降、地下水盆地基底付近を流れる地史的流動の方向

群が地表に大きくあらわれてきただけでなく、それらの地層が、周辺部から南関東の中央部に向かって相対的に低くなっていくという——つまり、器の形が質的に変わってしまったからです。これは、いわば現在の関東地下水盆の原形です。それで、このときの地下水盆を、「古関東地下水盆」と呼びます。

この地下水盆は、従来の地下水盆に比べ、その形状も構造も一段と複雑になっているわけですが、そのときの地下水流動系は、隣の段にL₂、I₂、R₂などとして記してあります。このうち緑色のR₂は、関東地方の周辺部から中央の凹所に向かい、下総層群下部基底の東京湾不整合のところなどに入ってくる流れ——新しく生じた亜地下水盆の広域的流動系です。

一方、上総層群基底の黒滝不整合のところには、当然、以前からのR₁の流れがありますが、この部分には、器の変化に伴って新しく発生したエネルギーもまた集まってきます。局所的流動系や中間的流動系は、局所的地形や中間的な地形に応じて、地表の谷間へ流出しますが、他の一部はすべて集まって、それが広域的流動系をつくるわけです。ですから、黒滝不整合のところに入る流れは、以前からのR₁の要素と、新しい器のもとで集まってくる広域的流動系の要素とが複合した流れになっている。それが紫色で記したR₁₂、すなわち地史的流動系です。

古関東地下水盆を形成した堆積盆の全体的隆起というのは、図⑤にも概念的に示したように、基盤がブロック状に割れて全体的に隆起するというものです。この場合、西～北部のブロックの隆起が大きく、周辺に比べ相対的に隆起の小さかったのが東京湾周辺のブロックです。ですから、その隣の東・南部のブロックの隆起も相対的に大きい。

この結果、西側地域では、新しく発生した流れはR₁と同じく、大きくは西から東へ向かいます。しかし東京湾周辺の基底部では、基盤の変化に伴って、R₁の流れは東から西へと逆行し、新しく発生した東・南部からの強力な流れがまたそこに加わります。そして部分的には、隆起に伴う断層の発生によって、これらの流れは遮断されたり、加速したり、より複雑になります。

こうしたさまざまな変動を伴いながら、R₁のエネルギーは、新しい流動系の中に蓄積されていくわけです。したがって、上総層群中に含まれる化石海水（天然ガスかん水）もまた、この

時期の隆起運動とそれに伴って発生した地史的流動系R₁₂によって大きく変化していきます。

その概要は、図中の隣に記してあります。さらにまた、これらの地史的流動系の一部は、大陸棚・大陸斜面などの地形変換点や陸側海溝部などにも湧出しているものと思われます。

次に、さきの時代のL₁、I₁はどうかというと、これは、それを発生させている地形そのものがすでになくなっているの、すでに消失しきった流動系、つまり古地下水流動系になっている。そのかわり、新しい地形に応じたL₂、I₂が発生します。緑色は下総層群下部がつくる新しい地形によって、紫色は上総層群がつくる新しい地形によって、それぞれ発生した局所的流動系と中間的流動系です。

<関東地下水盆の形成と地下水流動系>

古東京湾は、やがて7～8万年前頃に消滅し、関東平野が誕生します。すなわち、図⑥の最終氷河の時代と図⑦の台地の時代です。この期間には、関東平野はさらに小さな地塊に分かれながら、周辺地域ほど激しく隆起していきます。こうして、古東京湾に堆積した下総層群上部が地表にあらわれて台地をつくり、関東平野が誕生するわけですが、その頃を境に、古関東地下水盆は、現在の関東地下水盆に移り変わります。この現在の地下水盆の地下水流動系が、隣の段に記したL₃、I₃、R₃などです。（なお、将来、この時期の地史の研究が進み、隆起からとり残された地域での局地的な小さな堆積盆の生成・発達史が解明されるにつれて、この流れの添字もまた増えてくるはずですが、ですから本当は、L_n、I_n、R_nと記しておく方がよいのかも知れません）。

さて青色のR₃は、最終氷期以降に新しく形成された、下総層群上部で構成される亜地下水盆の広域的流動系です。下総層群上部基底は、東京湾下に向かって深くなり、最深部は房総西岸の市原付近にあって深度は-400m。つまり最終氷期以降も、周辺の台地からこの深みに向かうR₃の流れが休むことなく続いているわけです。しかも、この間、周辺台地の隆起が激しく、地下水の流れも加速します。

その結果、もともとは古東京湾の浅海のもとで塩水をためこんでいたこの地層の間隙水が、広域的流動系のポテンシャルによって淡水に入れかわってしまいます。こうして現在、この亜地下水盆は、良質の地下水を大量に生産し、ため

こんでいる場になっているわけです。先ほども触れましたように、東京湾の下には大量の地下水がためこまれており、深さ400mぐらいのところまで地下水のあることが確かめられています。先ほどの図2・6に示した流れももちろんR₃です。

次に緑色のR₂₃。これは、東京湾不整合のところに集まってくる流れ——下総層群下部で構成される亜地下水盆の広域的流動系にあたるわけですが、今まで述べてきたことからおわかりのように、この流れは、最終氷期以降に始まったものだけでなく、約40万年前頃からの古関東地下水盆時代のエネルギーを蓄積している地史的流動系です。この亜地下水盆の基底深部はやはり市原付近にあって、その深度は-600m。基底深部付近では、現在、低塩分のかん水を含みますが、周辺部は非常に良好な地下水採取層になっています。

次の紫色のR₁₂₃。これは、最終氷期以降に上総層群基底の黒滝不整合のところで流動している地史的流動系で、もちろん、R₁₂のエネルギーをも包含しています。この時期には、前述しましたように基盤はさらに小さくブロック状に割れ、高低差を伴ってぼこぼこ隆起しているのが特徴です。そのため、亀裂の発生箇所もますます多くなり、流れは一段と複雑になります。また一方では、堆積盆全体が干し上がり隆起していますから、浸透してくる地下水の量も急激に増加します。こうした状況により、上総層群中の天然ガス鉱床は、さらに破壊される方向に進んでいます（図中の右隣を参照）。

またL₂、I₂は、現在ではすべて古地下水流動系になっています。それからL₃、I₃という6つの文字のうち、青色のものは下総層群上部がつくる地形によって、緑色のものは下総層群下部がつくる地形によって、紫色のものは上総層群がつくる地形によって、それぞれ発生している現在の局所的流動系と中間的流動系です。

現在、関東地方の周辺一帯は、こうした地層によってつくられる山麓、丘陵、台地によって取り囲まれているわけで、局所的流動系や中間的流動系の流れもまたきわめて豊富です。しかも中央部には、広域的流動系として、良質な地下水を生産するためこんでいる下総層群上部亜地下水盆をかかえています。すなわち関東地下水盆が、最大の地下水生産を行っている器といわれる所以です。

ところがいま、土木・建築工事や土地造成のために、山や丘を削り取ってしまうほどの大規模な山砂利・山砂採取が行われ、地形そのものが改変されています。こうなりますと、人工的に新たに発生した地下水流動系が、地史的流動系に複合されることとなりますが、問題なのは、こうした採取跡地に廃棄物が不法投棄され、浅層の地下水を汚染しているケースがしばしば発生していることです。しかも、そうした事態に対する調査や対策が行われている例は少ないのです。この汚染は、決して浅層の地下水汚染に止まらず、地史的流動系の汚染を招きますから、これを軽視することは、将来にわたって大きな禍根を残すこととなります。

図2・9は、南関東の深さ2,000~3,000mに及ぶ深層ボーリングから得られた塩素イオン濃度の垂直分布です。図にみるように、その濃度は、ある深さを境にして薄まるという「>」形を示しますが、これは、深層部から淡水化が広がっているためにこうした現象が生じているわけです。その淡水化の流れというのは、もちろん、高いポテンシャルをもって周辺部から徐々に移動してきた R_{11} および R_{12} の流れ、そして現在流れている R_{123} の地史的流動系です。こうして現在では、上総層群中の天然ガス鉱床が破壊される方向に進んでいることがわかります。

図2・10は、関東地下水盆の地下構造を描いたもので、この図には、それぞれの亜地下水盆と天然ガス資源のおおまかな分布の概要を示しています。すでに述べたように、下総層群上部がつくる亜地下水盆の広域的流動系は、地下水資源の生産を速め、上総層群がつくる亜地下水盆の地史的流動系は、天然ガス資源を徐々にこわしつつあります。従ってこうした事情から、地下水盆における資源は、いたずらに地下に眠らせておくべきものでなく、適正に利用する方が望ましいこともわかるわけですが、ただその方法に適正さを欠けば、さきの高橋さんのお話のように、大地そのものまで沈めてしまいます。では、適正な利用法如何ということになりますが、それは鎌田さんをはじめあの方々のお話しということになります。

広域地下水シミュレーション

地下水収支シミュレーションとは

鎌田 いままでのお話の中で、地下水の動きを具体的に予測していくための、地下水収支のシミュレーションモデルの話がたびたびでてまいりました。実をいいますと本日は、編集部の方から、できるだけ数式を使わないでシミュレーションの話をしてほしいと念を押されていますので(笑)、その辺は専門書に譲りまして、ごく概念的にこの問題をお話してみたいと思います。

よく知られているように、もともとシミュレーションというのは、現実の状況を反映するモデルを設定し、そのモデルで実験しながら現実のシステムにより近い状況を再現し、必要な知識を得ていくという現実認識の1つの手段です。

ですから、航空機や吊り橋などの風洞実験モデルのような模型実験と本質的には変わりはないのですが、ただ、1960年以降にデジタル・コンピュータが発達してきますと、そのモデルをついているいろいろな要素の相互関係(物理的及び社会的な特性の相互関係)が、数学的な諸関係として論理的に表し得る場合には、わざわざ模型をつくらなくても、コンピュータの上でシステムの状態を再現し、その特性を検討することができるようになります。いわゆるコンピュータ・シミュレーションです。地下水収支のシミュレーションでも、大体これと同様のことが行われるわけです。つまり、ある地域における一定期間内の地下水収支は、

〈涵養量〉-〈流出量〉=〈貯留量の変化〉

という単純な関係として示されます。流出量は地下水のくみ上げ量、貯留量の変化は地下水位の変動です。そして帯水層や難透水層は、透水係数や貯留係数などの水理係数として定量化できます。ですから、地下水盆内部を小さな単位(あるいは小領域)に区分し、その小単位での水収支計算が、互いに隣接する小単位の水収支計算をそれぞれ満足させるようなモデルをつくり、そのモデルによってシミュレーションした全体の水収支計算が、計測された現実の水収支と適合していれば、そのシミュレーションは、目に見えない地下水の動きをほぼ再現し得たと——実際には、もっと複雑な手順を踏むわけですが、ごく大ざっぱにいきますと、大体、そんな具合になるわけです。

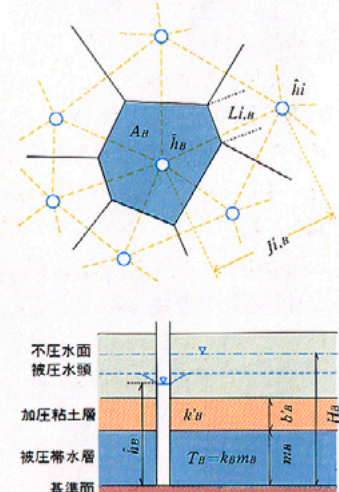
日本における地下水モデルの発展

この手法を適用した世界で最初の地下水シミュレーションは、1964年、タイソン(Tyson)とウェーバ(Weber)によって、ロサンゼルス海岸平野を舞台にして行われました。それ以来約20年、アメリカ、日本、ヨーロッパなどで、地下水の流動を予測するためのさまざまなモデルが開発され、実際に応用されてきたわけです。こうして現在では、地下水流動モデルについては1つのピークに達しており、もっぱら、準三次元の単層ないし多層モデルが使用されるという状況に落ち着いております。表3・1は、地下水流動モデルについての日本での発展経過の概略を示したもので、以下、この表を参考にしながら、各モデルについて駆け足で説明いたし

表3・1 - 日本におけるシミュレーションモデルの発展

シミュレーションモデルの発展		主な適用地域
1970年代	前期 平面二次元モデルから準三次元単層モデルへ(漏水・絞りだしの定量化による沈下予測)	武蔵野台地(三多摩) 相模平野(平塚) テライ平野(ネパール) 新潟平野 七尾港周辺
	中期 断面二次元モデルの開発(深層沈下および広域的流動系の解明へ)	船橋ガス田 市原地区 千葉ガス田 濃尾平野 SCOPE(地下水モデル評価プロジェクト)
	後期 準三次元多層および三次元モデルへの発展と管理モデルの開発(広域地下水管理の具体化へ)	熊本平野 高田平野 阿武隈山地 北関東平野 国際地下水モデリングセンター(IGWMC)設立
1980年代	物質移動モデルの開発	中川低地 徳島平野 相模野台地

図3・1 - 多角形領域区分と平面二次元モデル<Tyson & Weber, 1964>



ます。

平面二次元単層モデル

まず最初に、タイソンとウェーバが発案した地下水流動モデルの原型となったモデルは、図3・1に示すように、地下水盆を多角形の小領域に分割し、各領域ごとの地下水収支を一連の数式で展開したものです。このモデルでは、地下水の流れは、もっぱら帯水層における水平方向の流れとして、つまり地下水運動式は、平面上の x 、 y の二次元の動きでとらえられております。したがってこれは、平面二次元単層モデルとよばれます。

準三次元単層モデル

漏水・絞り出しの定量化と沈下量の予測

ところでその当時、日本でもすでに柴崎さんたちが、地盤沈下対策のためには、広域的な地下水盆の管理が必要不可欠であるとして、被圧地下水盆の水収支計算を独自の立場から行っておりました。そうしたときですから、柴崎さんをはじめ私たちは、この手法を高く評価し、三多摩の武蔵野台地における被圧地下水の水収支の検討に、このモデルを日本で初めて適用いたします。ところが、日本の海岸平野などの地盤沈下地帯では、このモデルのままでは現実と適合しないんです。

それで、私たちは、日本の水文地質の実態に適合させるために、漏水と絞り出しの流れが組み込めるように、このモデルを改良いたします。漏水と絞り出しの流れは、粘土層の中では水平方向にではなく、もっぱら垂直方向に流れます。そのため、帯水層では水平方向 (x 、 y) の二

次元、加圧層 (粘土層) となる難透水層では垂直方向 (z) の一次元という、いわば準三次元のモデルを考案します。図3・2がそのモデルで、図中の主被圧帯水層の水の流れが求められるわけですが、このモデルによって計算しますと、各地域の実情にかなりよく合います。そこでさらに、漏水量と絞り出し量を分離して計算できる運動式を開発し、ここに地盤沈下量を予測し得る準三次元単層モデルができ上がります。図3・3は、このモデルによって、石川県の七尾港周辺の地盤沈下をシミュレーションしたものです。この場合には、地下水盆を200m四方で区切ったメッシュ内の水収支計算を、計360個にわたって行い、その個々のメッシュについて絞り出し量を求めて、沖積粘土層の圧密収縮による地盤沈下量を、図のように再現したわけです。このように準三次元単層モデルは、地下水揚水に伴う地下水盆の応答をきわめてダイナミックに示すので、この時期以降多くの地域で、地下水規制対策の立案資料の作製に使われましたし、現に今でもたくさん使われております。

断面二次元モデル

深層沈下と広域地下水流動系の解明

またこの時期には、地下数100~1,000m以上の深層部からの天然ガスのくみ上げに伴う地盤沈下が各地で問題になっておりました。前述した準三次元モデルでは、不圧帯水層、加圧層、主帯水層という三層モデルぐらいまではできますが、地下深部までの帯水層の多層構造を反映させたり、各層の水頭変化の状況や帯水層自体の変形による地盤沈下などを解析することは、と

てもできません。そのために、今度は、地質断面図の上でシミュレーションすることを工夫してみました。

これには、まずボーリング資料などから地質断面図をつくり、井戸の水頭記録を調べて地下での水圧のポテンシャル分布を確かめます。一方、地質断面図上にメッシュをかけて、各メッシュに対応する地質構成を離散化して、透水係数や貯留係数などによって断面をデジタル化する。ただこの場合、地層の単元ごとに全体のワク組みをきめる作業を先行します。というのは、例えば図3・4を例にしますと、深度2,000m以上の地層は、基盤岩上に、上総層群、下総層群下部、下総層群上部という順で堆積しているわけですが、これらの各層から実際のサンプルをとって室内試験を行いますと、各地層ごとにその特性 (水理係数) が明らかに違うからです。こうして各メッシュごとに水収支計算をして、水頭変化を解析していくのですが、この場合、各メッシュは地質断面図上で分割されていますから、運動式は、断面線に沿う水平方向 (x) と、面的な広がりをもつ垂直方向 (z) の二次元になります。それでこのモデルを、垂直二次元多層モデル、略して断面二次元モデルとよぶわけです。

図3・4は、千葉ガス田の深層沈下の状況をこのモデルを使ってシミュレーションしたものです。ここでは、最上部の約250mの層厚をもつ下総層群上部からは被圧地下水を、深度約700~2,000mに分布する上総層群からは天然ガスカん水を揚水しており、両者は、量的にはほぼ

図3・2 - 準三次元単層モデル

<柴崎 原図>

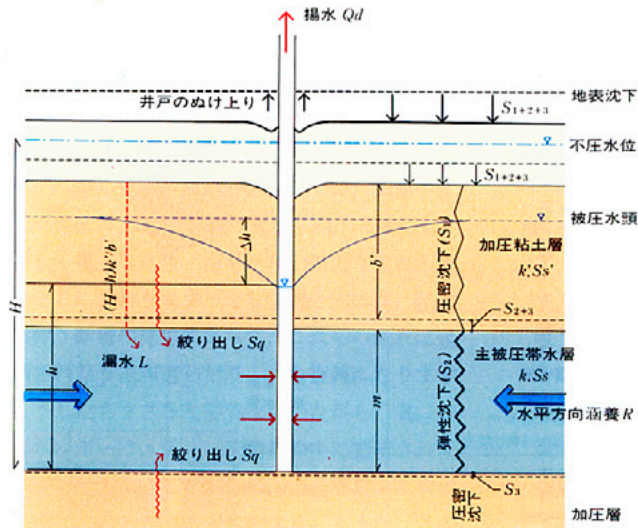
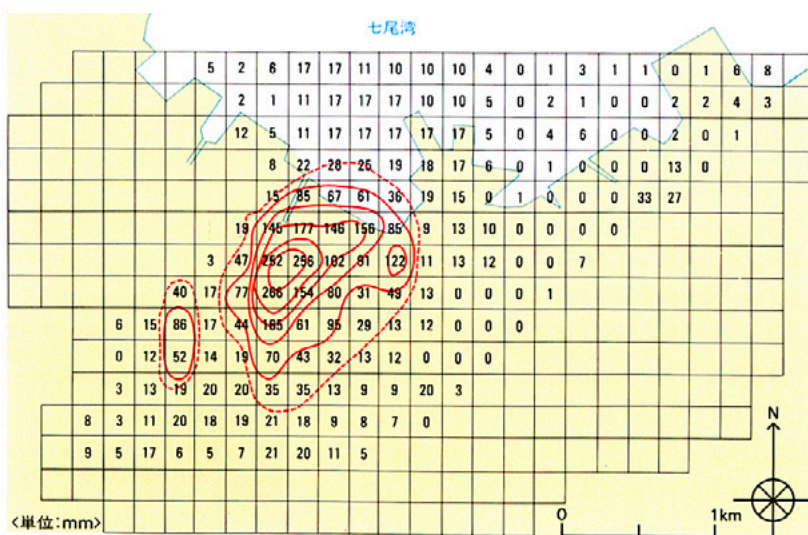


図3・3 - シミュレーションによる地盤沈下量の再現 (1960年~1971) <鎌田ほか, 1973>



同じような比率で揚水していたのですが、シミュレーションの結果によれば、図に示されるように、深層での地層収縮の度合いの方がはるかに激しいことがわかったわけです。

だいたい地盤沈下地域というのは、垂直方向の水の流れが支配的ですから、断面線を適切に選べばこのモデルは実に有効で、計算値と実測値とが非常によく合います。こうして、地層の深部までも垂直断面で診断し、どの深さで地層が収縮しているか、あるいはまた浅層部と深層部での影響の仕方などを検討することができるようになりました。

もう1つ、このモデルの良いところは、1つの層群内の各帯水層の境界を通る流れはもちろん、A層群とB層群というような亜地下水盆相互間の地下水の流動をも検討できることです。そのため、揚水に伴ってさまざまに変動する広域的な地下水流動系の複雑な様相まで具体的に解明できるようになりました。例えば、このモデルを使えば、さきほどの楡井さんのお話にもありましたように、過去の水頭と揚水記録をもとにして、その地域の広域的な地下水流動系が、過去の揚水状況に応じてどのように変遷してきたかを知ることができます。このように断面二次元モデルは、深層地下を含めた地下水盆の管理に不可欠のものとなっただけでなく、広域的な地下水流動系の解明にも、新しい途を開くことになりました。

準三次元多層モデル

広域地下水管理の具体化へ

1970年代の後期になりますと、先ほどの高橋さんのお話にありましたように、大都市圏では地盤沈下問題がやや鎮静化するものの、周辺都市ではこの現象は依然として続きます。また地方の中小都市では、消雪、水産、上水などの地下水利用の多様化が進み、しかも、地下水にかわる水源がないために、小規模とはいえ、地下水位の低下と枯渇、さらには地盤沈下などの地下水障害が頻発してきます。

こうした事情から、シミュレーションモデルにも、局所的な問題をより精緻に解決しうるものが求められてきます。こうして、より精度の高い地質調査を前提にして、準三次元多層モデルが開発されます。このモデルは、図3・5に示すように、各帯水層及び各帯水層間の影響度も含めた地下水の流れを検討できるようにしたものです。このモデルでは、例えばある地点のど

の帯水層からどのように揚水すると、他のどうい地域に、どの程度の影響が生じるのか、そういう点までを具体的に解明できます。ですから、必要な地下水揚水量を確保しながら、地下水障害が生じないように、または生じるとしてもその影響をできるだけ小さく抑えるという、きめ細かい対策が可能になります。現在、熊本市などでは、このモデルを使って広域的な地下水管理を行っているわけですが、このモデルの出現によって、地下水流動モデルは、その性格と発展段階からみて、いわば1つの終局点に達したということができます。

なお、準という文字が頭につかない、粘土層中でも水平方向の流れを計算する「三次元モデル」も開発されておりますが、これは1つには、計算量が莫大になること、しかもそのわりには粘土層での水平方向の流れがほとんどなく、実際のデータを余り生かし得ないという欠点があります。実際に得られるデータの精度と予測の信頼度からみますと、準三次元の方が適しているために、三次元モデルはほとんど使用されていないのが実情です。

図3・4 - 千葉ガス田における1972年の計算水頭分布断面図(海拔 - m)

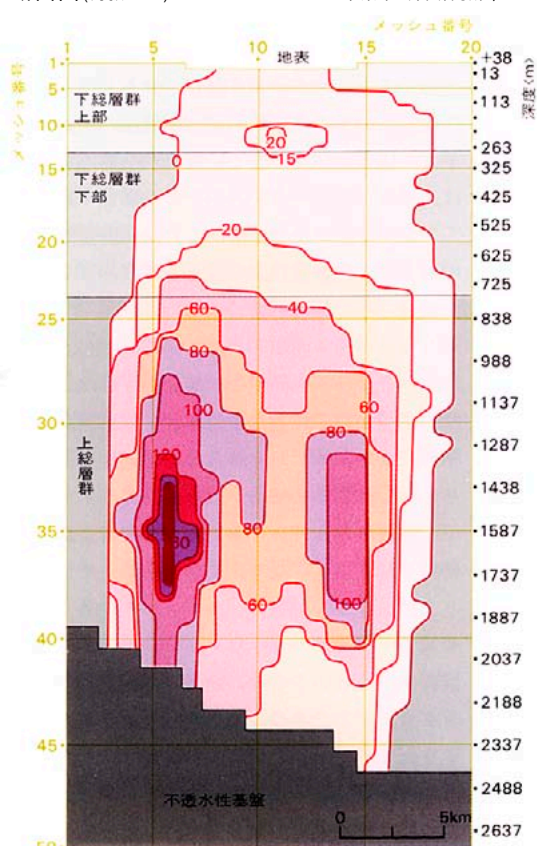


図3・5A - 準三次元多層モデル概念図

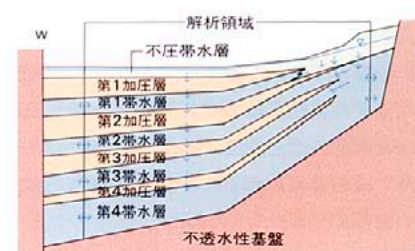


図3・5B - 準三次元多層モデル有限要素網模式図

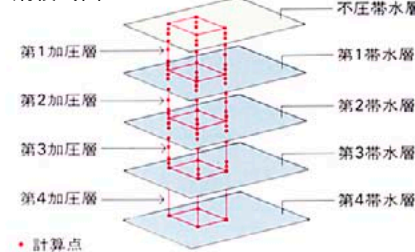
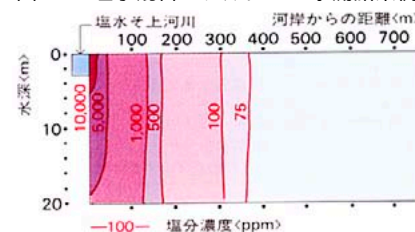


図3・6 - 塩水混合モデルによる予測結果例



ことです。それで現在は、物質移動の問題とか、熱移動の問題、あるいは岩盤における流動の問題というような分野で、モデルの研究開発が精力的に行われているという状況のようです。この論文の中では、たくさんのモデルが詳しく分類されておりますが、1976年に調査したときと比べると、そうした分野のモデルの数が俄然多くなってきております。

最近のアメリカのいろんなジャーナルを見ても、水質汚染問題に絡むレポートが多いので、実際の問題にもこうしたモデルが使われているようにも思います。事実、アメリカの地下水学会で行っている講習会をみましても、単に流動モデルのシミュレーションだけではなくて、水質のモデルをどうやって動かすとか、水質のパラメーターを調査するときの試験方法についての講習会などが、盛んに行われております。海外のモデリングの動向を一瞥すると、大体以上のようなようです。

地下水モデルの日本の現状

表3・2は、「地下水シミュレーションモデルの分類」というタイトルをつけてありますが、これは、ホルコム研究所の地下水モデリング・センターのモデル分類に準拠した形で、現在、私たちが使っている地下水モデルをごく大ざっぱに分類してみたものです。このうち、物質移動のモデル、熱移動のモデルについては、現状ではまだそれほど表面に出てきておりませんが、ぼちぼち進められている段階ですが、以下、この表のモデルについて簡単に触れます。

地下水流動モデルについては、さきに述べたと

表3・2 - 地下水シミュレーションモデルの分類

地下水流動モデル (定常, 非定常 : 不圧, 被圧)	一次元モデル 二次元モデル 三次元モデル	垂直二次元多層モデル (断面二次元モデル) 平面二次元単層モデル 準三次元モデル 単層モデル 多層モデル
地盤沈下モデル	垂直一次元モデル (地下水流動モデルとの組み合わせ)	
パラメーター同定モデル	最小二乗法, ニュートン法など	
かん養モデル	タンクモデル 補給能モデル	
管理モデル	最適揚水量配分モデル(線形計画法)	
物質移動モデル	淡塩二相流モデル 塩水混合モデル (その他化学物質移動モデル)	
熱移動モデル		

おりで、これはもう完全に定着しております。なかでも、準三次元の単層ないし多層モデルは、一般的に使う場合も、広域の地下水水盆のシミュレーションに使う場合でも、実用的な意味では、もっぱらこのモデルが使われております。予測の信頼性も高く、また精度も高められるので、局所的なケースでも使われております。

《建設工事に伴う地下水シミュレーション》

その1例を申しますと、大都市の軟弱地盤地域などで大きな地下構造物を建設する際に、掘削と排水に伴って地下水位の低下や周辺の地盤沈下がしばしば発生し、従来から問題になっておりました。このために、工事の進行過程——何回かに分けて行われる掘削工事の前ごとに、シミュレーションによって地下水位低下予測を行い、掘削と排水が周辺に及ぼす影響を確認し、あわせて掘削現場での施工を安全に、また円滑に進めるといふ、そういうことも実際に行われています。こうしたシミュレーションでは、水の流動期間を数時間単位で計算したり、あるいは帯水層ごとの変化を正確に予測しなければなりません。こうした局所的で高精度のシミュレーションも行っているわけです。

《垂直一次元モデル》

地下水流動モデルには、前述のように、普通、地盤沈下モデルが組み込まれていて、流れと沈下量とがカップリングで計算されるという具合になっているのですが、ただ浅層部の流動や沈下とは別に、深層の詳しい解析が必要な場合には、垂直一次元モデルというのを別個に組み立てて使うことがあります。これは、地質断面図ではなく、地質柱状図で調べる。ボーリングした地点だけの深層解析です。

《パラメーター同定モデル》

次のパラメーター同定モデルというのは、これは帯水層係数の最適な数値を数学的に選び出す手法ですが、モデルそれ自体の最適性を保証するわけではありません。以前からあるんですが、ごく最近になって、日本でも外国でもさかんに研究されるようになり、成功例もふえてきております。

《涵養モデル》

涵養モデルというのは、地下水の涵養条件をインプットするための、地下水流動モデルに組み込まれている一つのサブモデルです。これももうほとんど固まっています、タンクモデル、補給能モデルなどがあります。いずれも、降つ

てきた雨が浸透する過程であるとか、たんぼの中の水が地下に浸透するプロセスなどを、何らかの形でモデル化して、その計算した結果を、流動モデルに入れてやる、そういうモデルです。これはもちろん、使われているわけです。

《管理モデル—線形計画法》

それから、管理モデルという分類があります。これはmanagement modelの訳語ですが、管理という言葉が適切であるかどうか、ちょっとわかりません。このモデルは、地下水水盆で一体どこまで地下水をくんでいいかという、その基準がきちんと数字として決定されれば、あとは数学の問題になって——実はならないんだけど、一応ある基準の中では計算の問題になって、最適揚水量なるものが計算できるというモデルです。ですから、流動や沈下については準三次元モデルを使って検討し、最後に、線形計画法とか、ORの手法を使ってメッシュごとの最適揚水量を導いてくるわけです。

たとえば、各メッシュごとに地盤沈下がゼロとなる際の地下水位を定めて、そのメッシュをつないで限界水位の分布を出す。その限界水位以内でくみ上げられる最大の揚水量を線形計画法で出す。そして、現状の揚水量との比較をして、差し引き計算をして、各メッシュあるいは各ブロックごとに削減量の目標値を出していく、そういうふうに使われるわけです。そのもともとなる限界水位を決めるところが一番問題で、そこにいろいろと批判が集中するわけですが、そういう使われ方をするのが、このモデルです。

《物質移動モデル》

物質移動モデルのなかでは、ここ数年の間に、ケースは少ないのですが、海岸の塩水化の問題を手がけております。淡塩の2層の流れのモデルと、それらが完全に混合する塩水混合モデルの2つを実際にやっており、若干の経験を重ねつつあるところですよ(図3・6)。

それから、化学物質の汚染に伴うシミュレーションですが、これは、問題が問題だけでなくなかなか表面には出てこないんですが、少しずつ開発されるようになってきているとは思いますが、当然、これからの課題になっておりますので、一応、括弧づきで記しておきました。

《熱移動モデル》

熱移動のモデルは、地熱の問題を中心に、資源開発の分野では相当やられていると思いますが、これについては、フィールドが違うものですか

ら、私は何とも申し上げられません。地下水にかかわる問題としては、帯水層の蓄熱貯留という問題があります。これは、幾つかの大学の先生や研究者の方々が手をつけておりますが、私たちも藤縄さんと一緒にやっております。例えば、砂丘の中に地下ダムをつくり、その帯水層を魔法びんがわりに使って、夏場に温かい水を注入しておき、冬場にその温水をビニールハウスなどに使うというような計画を立てる。そのためには、熱がどれぐらい保たれるかとか、どういうふうに拡散していくかとか、そういう状況を予測しておく必要があるわけで、そうしたときに使われるモデルです。

このモデルの開発は、まだ2年ぐらい前に始まったばかりなので、余り進んではおりませんが、これからは、こうしたモデルの利用も多くなるようにも思われます。非常に簡単ですが、地下水シミュレーションについての日本の現状は、大体以上のようなことになるかと思えます。

断面二次元モデル 外国と日本

編集 断面二次元モデル——地質断面図の上でシミュレーションするというのは、素人にもそのすばらしさがわかるような気がしますね。

鎌田 じつは私、この間、中国の天津に行ってきたんですが、断面二次元モデルはみんな非常に面白がってますね。断面水頭図のこしらえ方を教えろ、教えろなんて言うもんだから、しようがないから、実際にデータを出してもらって、時間がないから一枚だけ現場でつくっちゃったんですよ(笑)。ごく浅い部分の非常に限定されたところですから。

柴崎 でも、随分下がっているんじゃない。

鎌田 下がっているんです。驚くことなかれ、海水面から-60m。累積沈下量が、1960年から現在までで2,300mm、2 m30cmですね。

楡井 -60mというと、日本と同じくらいじゃないの。東京のひどかったときとね。

柴崎 断面二次元モデルは、外国では、どこでもものすごく評判がいい。それと、外国などに行った経験から、日本のシミュレーション技術をなるべく第三者的な立場で評価してみると、モデルとしては、アメリカやヨーロッパは、いろんなモデルをたくさん出してくるけれども、そのモデルを実地に応用しているという例は非常に少ないね。僕ら誇っているのは、日本のものは、現実に対する適応ということで非常に苦労している。だから外国に持っていったって全然

引けをとらないし、むしろ向こうの連中の方がびっくりするぐらいのシミュレーション技術を日本は持っている。いろんなセミナーに出たり、向こうの連中といろいろな打ち合わせをしているときでも、日本でこれだけシミュレーション技術が進んでいるということについて、彼らは非常にびっくりする。それだけ、日本の地下水問題が深刻だったということだろうけれども、それにしても、日本人の方が、モデルをうまく使いこなすという感じをもちますね。

ただ逆に、モデルの評価ということになると、外国の方が良いものは良いとしてすぐ評価するね。しかし、日本で発明したものについては、日本ではなかなか評価されない。ところが、それが、外国から逆輸入されたら、手の平を返すように、とたんにみんな信用する。こういう痛みを感じるような経験は、ずいぶんさせてもらったですね。

鎌田 ベネチアの地盤沈下では、それこそ、この断面二次元モデルが応用されていますものね。**シミュレーション技術の周辺**

柴崎 これまでの経過を改めて振り返ってみると、いわゆるシミュレーションの功罪という問題があるような気がする。1つは、シミュレーションは、地下水盆管理の道具としては非常に有効に作用してきたし、なかでも重要なことは、目に見えないものを目に見させたということ。その結果、みんなが理解しやすくなった。しかも、それまでは空想に近いような仮説を立ててごまかしがきいていたものが、シミュレーションの登場によってごまかしがきかなくなった。地下水問題の歴史の中では、このことが非常に重要な位置を占めていると思う。

ところが他方では、今度はシミュレーションに対して過度な期待をかけたか、あるいはその結果だけを無条件に正しいと信じこむような傾向がでてくる。やはりシミュレーションには限界があるということ、くどいほど言わないといけないと思っている。シミュレーションには、必ずいろんな条件が前提としてあって、それによって答えが出てくるんだということね。

鎌田 そこなんですよね。前提がついていろんな予測がされているということが、いつの間にか、どこかへふっ飛んでしまう。

楡井 世の中の都合が出てくるから。

鎌田 予測した時点ではいろいろな前提がついていて、その結果、こういうふうにするという

対策を考えていたものが、その後、それらの前提条件が変わってくる。そうしたときにも、シミュレーションの予測どおりにならなかったからおかしい、というように問題がすりかわる場合があるんですね。

ただ、この問題を始めたころに比べると、シミュレーション自体が一般化されたというか、特に自治体の方々は非常に勉強されているし、なじみやすいものになってはいますね。難しいけれども、昔に比べれば大分なじみやすいものになりつつある。それから、こんなことを言っているのかどうかかわからないけれども、昔、あれこれけちをつけた人たちも、今は、自分でそういうことをやらざるを得ない。こういうものを使ってやっていかない限りどうにもならないという状況にはなっていますね。

柴崎 それだけ、この考え方が定着したということだね。

鎌田 そうですね。いまだにわからない人もいますけどね(笑)。

柴崎 藤縄さんは、外国でずいぶんもまれてこられたと思いますが、外国のシミュレーションはどう?

藤縄 アメリカなどでは研究者の数が多くですから、いろいろな地下水モデルについてかなり研究・開発されてきています。しかし日本は、欧米などと比べて研究者の数が非常に少なく、例えば地下水汚染を実際にモデル化して動かせる人というのは、恐らく十指に足りないんじゃないかという感じがするんです。この問題は、社会的に非常に重要な課題ですから、もう少しエンジニアを増やすとか、養成する努力というのが絶対に必要だと思うんです。

鎌田 確かに日本で、水質のモデルを自分でつくって実際にやれる人といったら、10人もいるかどうかかわからない、恐らく5~6人もいるかどうかかわからないというようなさびしい状況ですね。この点は何とか打開していかないとまずいですね。

④地下水盆のモニタリング

—関東地下水盆を中心に—

楡井 地下水盆のモニタリングというのは、ひと口でいいますと、地下水の揚水量、地下水位、地盤沈下量、地下水の水質などを観測・監視しながら、大地の変動や地下水の動きを把握し、地下水盆の健康管理の台帳をつくっていくことです。ただ南関東の場合には、まず何よりも、当時の緊急課題であった地盤沈下の阻止ということでモニタリングが発効しております。ここでは、地盤沈下のモニタリングについて私が述べ、そのあと古野さんから、関東地下水盆のモニタリングの経過と現状について、お話してもらいます。

地盤沈下のモニタリング

—地層収縮における沖積層と洪積層の違い—

図4・1は、江戸川デルタの先端、東京の方で地下水を揚水すれば、その影響で地盤沈下が生じってしまうという、浦安市の浦安中学校の校内にある地盤沈下観測井です。図に示すように、 U_1 、 U_2 、 U_3 という3本の観測井が、それぞれ左の地質柱状図のような位置に—— U_3 は深さ220mで管底は下総層群上部下位に、 U_2 は深さ150mで管底は下総層群上部中位に、そして U_1 は深さ60mで管底は下総層群上部最上位(沖積層基底直下)に設置されています。同時に、各観測井のストレナは、それぞれの深度の各主帯水層におかれ、地下水位とともに、 U_1 は沖積層の収縮量を、 U_2 ・ U_3 は洪積層(下総層群上部)の収縮量を測っているわけです。

この3本の観測井による観測結果が図4・2です。この図には、1966年～1977年における U_1 ・ U_2 ・ U_3 の地下水の水位の変化と、1968年以降の地層の収縮量とを示してありますが、このうち、まず U_2 ・ U_3 の地下水位を見てください。そうしますと、両者とも、観測が始められた1966年頃から1970年頃までは、ずっと水位が下がっていきます。そして、この時期は U_3 よりも U_2 の方が水位が低い。これは、下総層群上部中位の被圧帯水層の水が大量に揚水されていることを示しているわけです。それが、1970年の終り頃からは低下傾向がストップし、1971年までは横ばいの状態が続き、 U_2 と U_3 の水位も同じレベルになっています。

こうして1972年に入ると水位が上昇し始めるわけですが、これは、地下水の揚水規制が始まっ

た結果です。さらに、1977年頃になると、水位が一段と上がってきますが、これはもちろんそれまでの規制効果と同時に、最初に高橋さんが言われましたように、オイルショックによる経済効果が、こうした形で反映しているのだらうと思います。このようにして水位がずっと回復してくるわけですが、水位が上昇に転じてからは、 U_2 の水位の方が U_3 よりも高くなっている。そういうこともわかっております。

では、沖積層と洪積層の間の付近の水位が記録されている U_1 はどうかといいますと、これも同じようにゆるやかに湾曲した水位変化を示しますが、この方は、2つの深い方の観測井に比べて、常にその水位が高い、ということは、上から下に水が流れ込んでいっている、つまり上層の不圧水から下の被圧帯水層の方に向けて水が流れているということです。

次に、赤色で示されている地層の収縮量をみますと、これは1968年頃からの観測ですが、 U_1 、 U_2 、 U_3 の3本の線が全部右下がりです。収縮が続いており、1977年時点で、約40cmぐらい収縮しています。しかし、3本の観測井の収縮量はほとんど同じなんです。それで下の方に、 $U_2 - U_3$ の収縮量、 $U_2 - U_1$ の収縮量という洪積層の地層の変動量を示したわけですが、これはごらんのように、1968年以降、その変化はごくわずかです。ですから1968年以降の40cmに及ぶ地層の収縮は、おもに、沖積層と洪積層の間の不整合を境にしてその上の部分で、いわゆる沖積層の部分で生じていることがわかります。

このように、地盤沈下が非常に恐ろしいのは、洪積層の問題ではなくて、沖積層の問題です。ということ、この図は教えてくれるわけです。この点を地下水位との関係でさらに詳しく見たのが、図4・3と図4・4です。両図とも、横軸が地下水位の変動、縦軸が地層の収縮量です。図4・3は U_1 観測井で、0～60mまでの地層の収縮量と、地下33.65mからの45.96m(ストレナ深度)間の帯水層の水位と変化との関係を見たものです。そうしますと、1968年～1970年頃までは、水位も下がりますが、地層もずっと収縮する。そして、1970年～1973年には、地下水の規制によって水位はコンスタントになるのですが、地層は相変わらずどんどん収縮していく。1973年～77年頃になると、水位はどんどん回復してくるんですが、帯水層の水位が回復しても沖積層の粘土層の水圧が低下しているために、

地層の収縮はずっと続いている、つまり地盤沈下が進行しているということです。

では、 U_2 の観測井はどうかといいますと、図4・4の上の図がそれです。この場合、地層の収縮量は60～150m間の地層の収縮量で、 U_2 観測井の収縮量から U_1 観測井の収縮量を引いた値になるわけですが、この縦軸の単位はミリメートルです(0～10mm)。一方、水位の方は、113.29m～129.89m(ストレナ深度)間の帯水層の水位変化です。そうしますと、1968年～70年頃まで水位は20mから25.5mぐらいますが、その間の地層の収縮量は約10mm。その後、1977年までに水位は約9.5m回復し、その間に地層は膨潤します。

U_3 観測井でもこれと同じような結果が出ています。図4・4の下の方の図がそれで、この場合には、地層の方は深度150～220m間の変化、水位の方は178.50m～195.05m(ストレナ深度)間の帯水層の水位変化です。すなわち、1968年～77年までに水位は約6.5m低下しますが、この間に地層はほとんど収縮しない。70年～77年に水位は約8.4m回復しますが、この間に地層は約6mm膨潤しています。この膨潤は、1968年以前の収縮の反動によるのでしょう。いずれにせよ、地層の変動幅は約10mm程度ときわめてわずかです。

要するに、洪積層の方は、これだけの水位を変動させても地層はほとんど収縮しない、ところが沖積層の方は地層がどんどん収縮するし、それは元に戻らない。そういうことが、3本の観測井を深さを変えて設置することによりわかってきたわけです。

ですから、地盤沈下をさせないで地下水を有効に使う場合には、こうした観測井の垂直方向での適正配置ということが非常に重要になってきます。つまり、1つは、沖積層のベースからちょっと下付近に置いて、地下水位の変動を見る。もう1つは、揚水する主帯水層の付近に観測井を置く。もう1つは、地層の堆積盆のベース、不整合付近に観測井を置く。そういう3本の観測井を置くことによって、主帯水層での水を使いながら水位を監視する。そして、沖積層直下の観測井で、季節的な変動とは別の異常な水位変化がでてくれば、これはもう黄色信号だから、主帯水層からの揚水を抑制しなさい、というようなことになると思います。

このように、地盤沈下は多くの場合、沖積層の

問題ですから、観測井を置く平面的な位置としては、揚水量や井戸配置を勘案しながら、沖積層の一番厚いところに置いた方がよいわけです。図4・5は、同じ浦安市で、沖積層の層厚と地盤沈下量との関係を見たものです。図の青色の線は、沖積層の基底のコンターで、この深さから上が沖積層です。ここには埋没谷があって、沖積層の厚い部分が谷状にくいこんでおります。一方、断面図の上の赤色の部分は、昭和38年～51年までの13年間の地盤沈下の累積層です。それをみますと、沖積層が非常に厚い埋没谷の部分では、沈下量が1mを突破してしまっています。下の断面図とくらべれば、よくわかるように、沖積層の一番厚い谷のところで収縮が最も多く、沖積層の厚さに従って沈下量も変化しております。ですから、観測井の水平分布としては、沖積層の一番厚いところにも、これを置く方がいいということになります。

それからもう一つ、モニタリングにとって重要なのは、水準点の適正配置です。これを一体どのくらい置いたらいいかというのは、ずっと前から議論があるわけですが、やはり沖積層と洪積層（台地）と、一方に片寄ることなく、両方を勘案して置くことが必要だろうと思います。以上のように、地盤沈下のモニタリングにおいては、①水準測量の水準点の適正配置、②観測井の適正配置、この2つのことを、私たちは2本柱として最も重要視しているわけです。

関東地下水盆におけるモニタリングの現状

《基準日による統一的な水準測量の実施》

古野 関東地下水盆におけるモニタリングの現状についてお話しいたします。だいたい関東地下水盆は、日本では最も広大な地下水盆で、関東地方の山地を除くほぼ全域がこれに含まれ、行政的には、1都6県にまたがっております。一方、地盤沈下や地下水位の観測、さらには地下水揚水規制対策というものは、都、県、市などの各自治体を中心になって、それぞれ独自に実施されてきましたので、観測体制や対策には、さまざまな違いがあります。また、大まかにいいますと、地盤沈下が早くから問題となっていた南関東の地域と、その時点では、地下水障害が大きな問題とはなっていない北関東の地域とでは、当然、その取り組み方において異なった経緯をたどっております。したがって、関東地下水盆を対象とする場合には、各自治体が相互に協力して、いろいろな観測結果を関東地

図4・2ー浦安地盤沈下観測井（U₃・U₂・U₁）の地下水位と地層収縮の記録

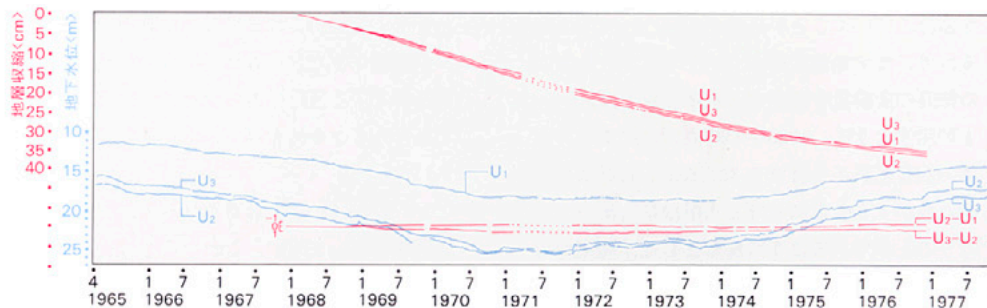
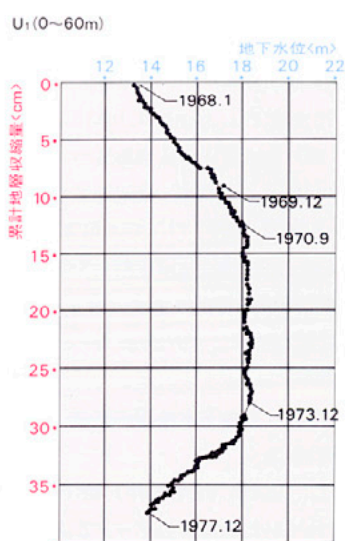


図4・3ーU₁地盤沈下観測井での地下水位と地層収縮の関係



注：図4・2～図4・4における地下水位は地表面からの深さをあらわす

図4・4ーU₃・U₂地盤沈下観測井での地下水位と地層収縮の関係

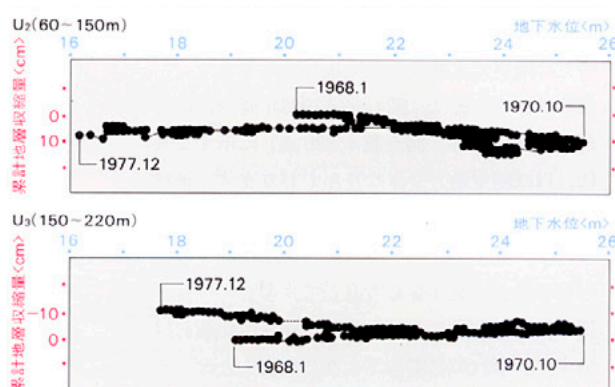
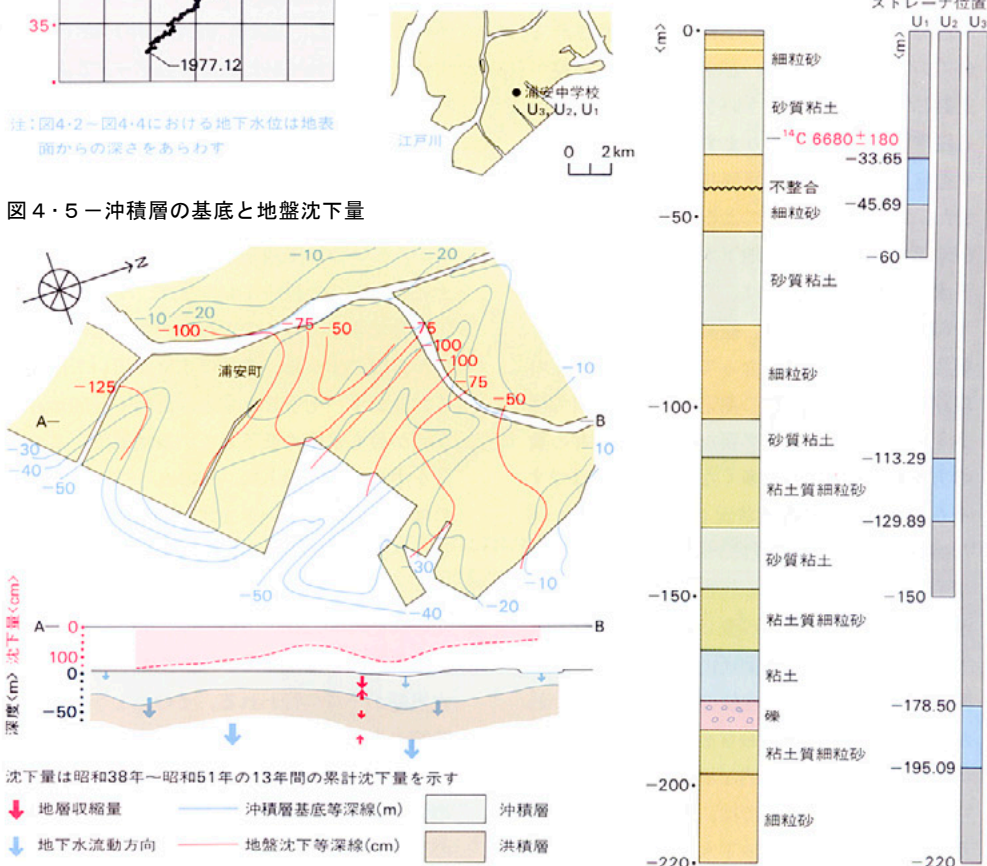


図4・1ー浦安地盤沈下観測井の位置及び地質柱状図とストレーナ位置



方全体として統一的に整理し、定期的にデータを蓄積していくことが必要です。

それで、まず地盤変動についてですが、地表面の標高の変動量を測定する水準測量では、表4・1に示すように、1986年の時点で、関東地方全体の測量延長が合計で7,387.6km、水準基標の測点数が4,945点にのぼる水準測量を統一に行うことができるようになりました。関東地方の場合ですと、比較的夏に地下水のくみ上げ量が多く、夏に地盤が変動するものですから、そうした変動の少ない冬の時期に、お正月の1月1日を基準日にして、この基準日に合わせてすべての地点で水準測量を実施しております。

水準基標の位置は、図4・6（1983年時点、測量延長7,363.6km、測点数4,880点）に示すように、ほぼ関東地方全体に及んでおります。地域的に非常に密な部分と薄い部分とがありますが、これは、地下水盆との関係および地盤沈下被害などの社会的条件をも考慮して水準点の位置が選ばれるので、こうした状況になっているわけです。いずれにしても、こうした膨大な数の水準測量を年1回とはいえ、関東地方全体として統一的に、また継続してできるようになりましたので、今では、関東地方のどの辺で地盤沈下が進んでいるか、あるいはどの辺が緩和されてきているか、さらには、どういう地域で地盤が上昇しているのか、そういうところまで、わかる段階になってきております。

《地盤沈下・地下水位観測井の設置状況》

また、地盤沈下観測井による地層の収縮量および地下水位の測定と、地下水位観測井による地下水位の測定については、表4・2に示しますように、1986年時点では、観測地点は292カ所、観測井の数は450本になっております。地層の収縮量および地下水位の測定は、同じ場所で深さを変えて測ることも必要なので、観測井の数の方が観測地点よりも多くなっているわけです。そうした観測井の配置状況は、さきの図4・6（1982年時点、観測地点255カ所、観測井375本）に示してありますが、それらは、だいたい地盤沈下や地下水位の低下が激しい地点で選定されております。こうした観測網によって、今では、関東全体での地下水の水位の動きがだいたいわかるようになってきております。以前は観測井の数が少なく、部分的な状況しかわからなかったわけですが、現在では、観測井の数がだんだん増えてきて、関東地下水盆の大まかな状況

がようやくつかめるようになってきたということです。ただ、これまでにいたる道程には、1本の観測井を設置するためにも、自治体の技術職員の大変な苦勞があったわけで、そうしたことも含めてこの図をみていただければと思います。

なお、表4・2には、各自治体の観測開始の年度が示されていますが、これをみますと、自治体として継続的な観測が始められたのは、東京都が一番古くて1953年、その後、川崎市と千葉県が1959年、横浜市が1960年、埼玉県が1962年というように続き、茨城、栃木、群馬の3県では、1963年以降から観測が始められています。

それから地下水揚水規制についても触れておきますと、工業用水法では、1957年に川崎市、1959年に横浜市、1961年に東京の江東地区で、それぞれ地域指定を受け、その後、指定地域がさらに広がっていきます（図4・7）。ビル用水法は、1963年に東京都、1972年には埼玉県と千葉県というように指定地域が広がります。（図4・8）。また、各自治体の条例は、1972年以降に急速に指定地域に広がっていきます（図4・9）。

関東地下水盆における地下水位図の変遷

《1964年～1971年》

図4・10のAは、1964年（昭和39年）時点で、すでに設置されていた観測井のデータから、当時の地下水位の状況を再現してみたものです。この場合には、とにかく地下水盆全体の動きを大局的な視点から把握するのが目的ですから、帯水層がたとえ違っていましても、水位の一番下がっている被圧地下水の水位を連続してつなぐという方法で描いております。それと、関東の場合ですと、1年のうちで一番水位の下がるのが夏期ですから、7月の水位を用いて作図しております。そうしますと、海面下-50mというのが最も水位の低下している地域で、この部分を中心に同心円上に、-40m、-30m、-20mの地域が広がっていきます。一方、横浜の方にも、-30mという水位の大きく低下した地域があります。

次の図4・10のBは、1971年の地下水位図です。この時期は、南関東のいろいろな自治体で地下水規制が一斉に行われる、そのちょうど寸前の時期に当たるわけです。そうしますと、水位の下限は、さらに10m下がって-60mになり、その領域も北西側に動いております。そして、この目玉の周辺に、-50m、-40mというような

低下域が広がっており、さらに-20mの地域が7年前にくらべてぐんと拡大しています。

《1975年～1982年》

その4年後の1975年になりますと、地下水位図は、図4・10のCのようになります。ごらんのよう-60mの領域は消えまして、一番下がっているのが-40m。ですから1971年に-60mであった地域では、4年間に20mも地下水位が上昇したわけです。もちろん、-30m、-20mの範囲もぐっと狭くなっています。つまり、この時期には、揚水規制の効果がはっきりとあらわれておりまして、それまでの水位の低下・拡大という傾向が反転し始めているということです。また、観測井も増えてきて、0mの等値線が関東地下水盆の東部ではほぼ半円状の姿で示されます。他方、北部でも地下水位図が描けるようになり、関東全体についての様子がだんだんとわかるようになってきて、同心円上に大きな広がりを見せる関東地下水盆の姿が、おぼろげながらその輪郭をあらわしてきます。

図4・10のDは、その5年後の1980年の地下水位図です。このときは、一番下がったところで-30m。水位低下の一番の底がさらに10m上がってきています。ただし、その外側は余り変わらないか、あるいは逆にちょっと広がっているところがあるということです。そして、この時点ではさらに観測井の数も増え、0mの等値線の形状が、いびつな円形の姿としてあらわれてきます。

図4・10のEは、さらに2年後の1982年の地下水位図です。この時期になると、もう-30mの領域も姿を消してしましまして、下限は、-20mまで上昇してきます。この領域は、南は東京の墨田区から北は松戸市および野田市の一部を含む地域で、図のようないびつな三角形を示し、比較的底が平らな形になっています。観測井も北部の方で増えてきまして、栃木県の方では+100mの水頭も描けております。そして、外側から真ん中に向かって地下水が流れ込んでくる形状が、ますますはっきりとしてきます。

《1982年以降》

では、その2年後の1984年の地下水位はどうかという、図4・10のFにみるように、1982年までに水位低下の底が-20mまで上がってききましたが、もうそれ以上は上がりません。上がらないどころか、-20mの領域が逆に広がったりしています。1984年というのは、気候的な条件

図4・6－関東地方における水準基標および地盤沈下観測井・地下水位観測井位置図

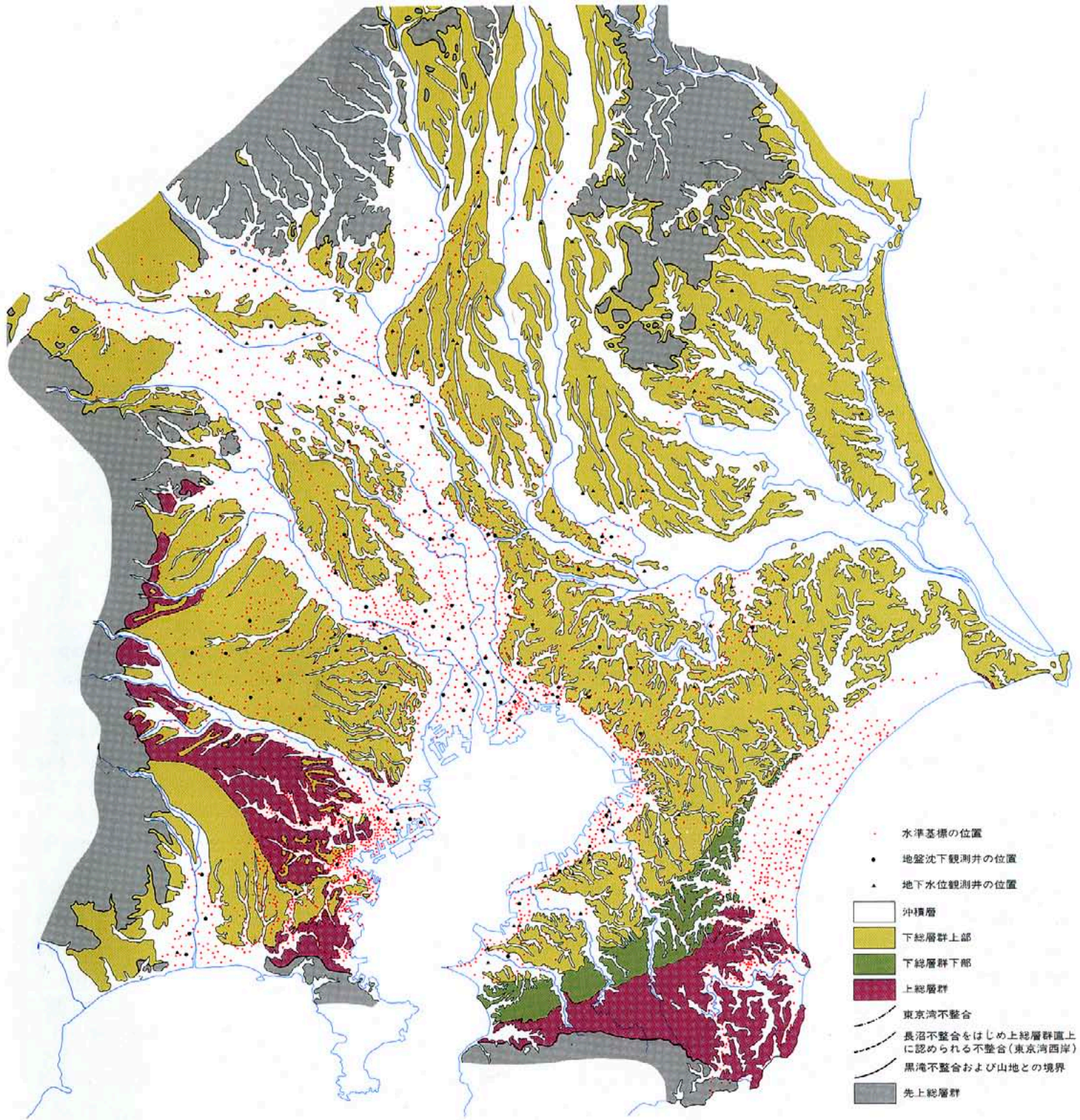


表4・1－関東地方における水準測量の実施状況(基準日: 1986. 1. 1)

	測量延長 km	測定水準基標数	〈神奈川県各市・町〉		
			測定延長 km	測定水準基標数	
東京都(国)	986(74)	859(57)			
合計	1060	716			
埼玉県(国)	1555(111)				
合計	1666	846			
神奈川県	1262.5	1475			
千葉県	2365	1366			
茨城県	484	303			
栃木県	353.1	159			
群馬県	217	80			
合計	7387.6	4945			
			横浜市	600	623
			川崎市	280	400
			平塚市	127	162
			茅ヶ崎市	60	54
			厚木市	38.4	40
			海老名市	66	103
			寒川町	22	22
			鎌倉市	8.1	8
			藤沢市	61	63
			合計	1262.5	1475

注●1986年1月1日の水準測量は、日本水準原点および12基点〈青梅・八王子(東京都)、横浜・海老名(神奈川県)、君津・勝浦・大原(千葉県)、佐野(栃木県)、日高・寄居(埼玉県)、筑波(茨城県)、太田(群馬県)〉の合計13点を不動点として計算された。

表4・2－関東地方における地盤沈下・地下水位観測井の設置状況(1986. 3. 時点)

	埼玉県		神奈川県							千葉県	茨城県	栃木県	群馬県	合計		
	県	建設省	農林省	合計	横浜市	川崎市	平塚市	海老名市	寒川町						合計	
観測開始年(昭和・年)	28	37			35	34	48	45	54		34	48	49	50		
観測地点数	31	23	4	3	30	12	9	4	1	1	26	70	57	56	22	292
観測井数	75	36	4	6	46	15	9	4	1	1	30	118	97	58	26	450

図4・7、図4・8、図4・9の共通凡例〈地域指定の年度〉

1957年	1963年	1974年
1959年	1969年	1975年
1961年	1972年	1977年
1962年	1973年	1979年

も影響して、関東地方では全体的に水位が下がった時期でもあるんですが、それにしても、-20mの領域がぐっと連続して広がっており、また、千葉県習志野の領域にも-20m以下のところがあらわれてくるような状況で、とにかく1982年以降になりますと、下限は-20m付近のところを行ったり来たりすることになります。

《1975年～1982年における上昇域と低下域》

図4・11は、1975年と1982年の間に、水位がどういう形で、どのくらい変動しているかをみたものです。0mのコンターから南側は、1975年から1982年までの7年間に、水位が上がった領域です。一番上昇したのは20mの地域で、とにかく南関東全体の水位が非常に上がってきたことがわかります。ところが、その北側を見ますと、これは、継続して測れる観測井の数は少ないのですが、そのどれをとっても水位は低下していて、最大値は5mの低下です。このように北関東では、水位が上昇した観測井が一本もないという状況です。

《地下水盆中の水の流れと人為》

ですから、1964年以降の地下水位の動きを改めて振り返ってみますと、1961年から1971年までは水位がずっと下がり続けて、お盆の底がぐんと深くなり、とんがってくるわけです。それが1971年を過ぎますと、とんがった領域がどんどん上がってきて、1982年ぐらいからは、-20mぐらいのところ落ちついてきている。ところが、北部の方では、水位の下がる領域がだんだんに増えてきて、しかも外側の方にも、水位の下がっている部分が広がってきているというこ

とです。それからもう一つは、大局的にみますと、関東全体としては、常に周辺から真ん中の方に水が流れていて、そのなかでの流れの形が、そのときどきの人間の側から働きかけの違いに応じて変動しているということです。

現在、地下水の揚水量については、自治体によってしっかりと把握されているところもあれば、まだ十分に調べられていないところもあって、関東地方の揚水量については全面的に把握されているという状況にはありません。ただ一応の観測体制が充実し、過去の水位の記録も整ってきはじめました。ですから今では、何か異常が起これば、その辺の事情がだいたいわかるというところまではきておりますが、まだまだこれからモニタリングの整備は必要です。

地盤および地下水位の経年的変動

図4・12は、関東地方を代表する7つの水準点と、7つの観測井を選びだし、地盤の変動量と地下水位の経年変化が、できるだけ古い時期からわかるように描いたものです。観測井と水準点の位置は図4・11に示してあります。

この図を見ますと、幾つか特徴ははっきりと浮かびあがってまいります。まず東京の3377という江東区にある水準点では、1890年代からの標高が記録されていますが、ここでは、第二次世界大戦以前にすでに2m以上も地盤が沈下していました。その後、高度経済成長期を通じて再び地盤沈下が進行し、1970年代の前半までに実に約4.5m沈下する地域もみられるという、すさまじい地盤沈下の実態を記録します。それが、1972年～73年頃になりますと、沈下がスト

ップし、その後はわずかに上昇傾向に転じております。1972年以降に地盤沈下の停滞あるいは地盤上昇という傾向は、埼玉県川口市や千葉県船橋市の水準点でもみられ、こうした傾向が一つの共通したパターンであることがわかります。ところが他方では、そうした転換点がなく、現在も引き続き地盤沈下が進行している水準点が幾つかありまして、地盤の変動については、この2つのパターンに大体分かれております。

では、観測井の水位の方はどうかというと、地下水位については戦前からのデータがなく、一番古い観測井が東京の研16で、これは1955年から観測が始められたわけですが、その時期以降の水位の変動というのも、やはり、地盤の変動と類似した2つのパターンに分かれます。すなわち、①1965年まで地下水位が低下を続け、その後上昇するもの。東京、川崎がこれにあたります。②1971年まで地下水位低下を続け、その後上昇するもの。千葉県、埼玉の川口がこの部類で、この①と②の場合には、その時期が若干違いますが、いずれも低下から上昇に転じる変換点をもつパターンです。

そして、もう一つは、③観測開始時期から現在までずっと地下水位が低下を続けているもので、この図では、埼玉の久喜、茨城の総和、栃木の小山がこの部類です。実は最近、北関東の地域でこのパターンを示すものが、どんどん増えております。

大体、観測井の水位が上昇方向に変動するときの直接的な原因というのは、主に、法律や条例の実施によって、地下水揚水規制が強まる場合

図4・7ー工業用水法の指定地域

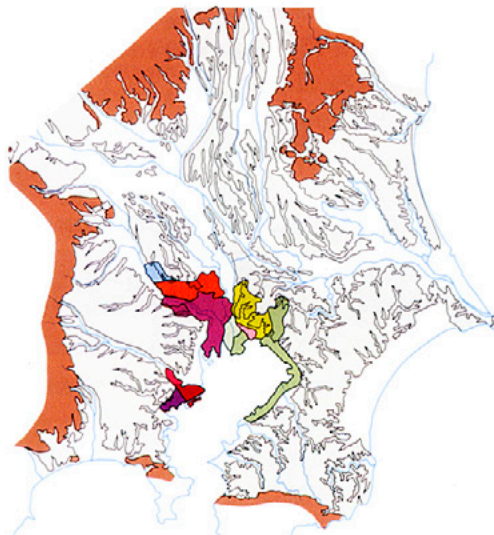


図4・8ービル用水法の指定地域

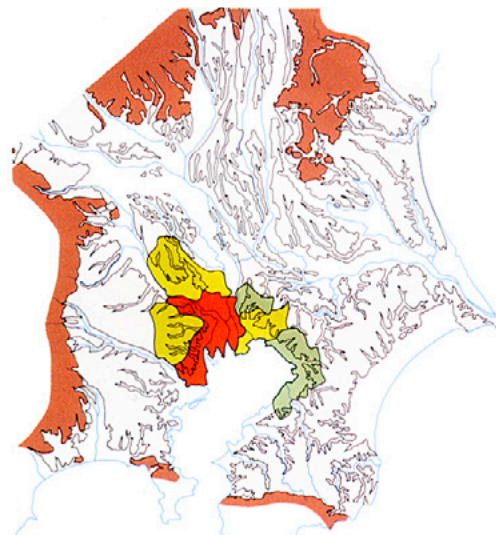


図4・9ー都・県条例の指定地域

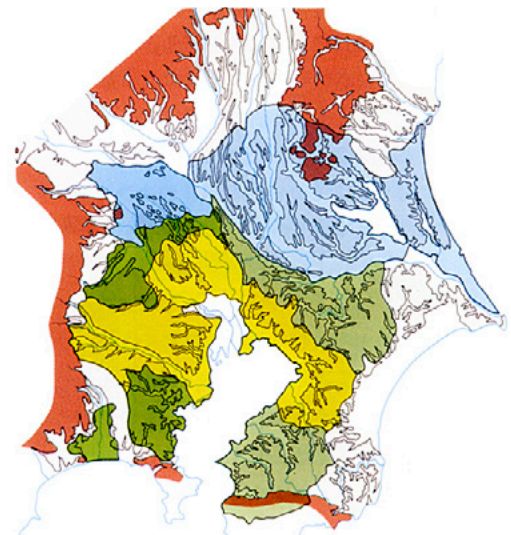


図4・10の凡例〈地下水位は東京湾平均海面(TP)を基準として表示〉

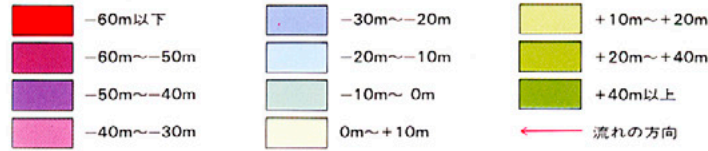


図4・11の凡例

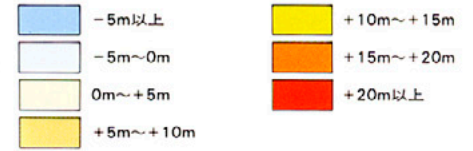
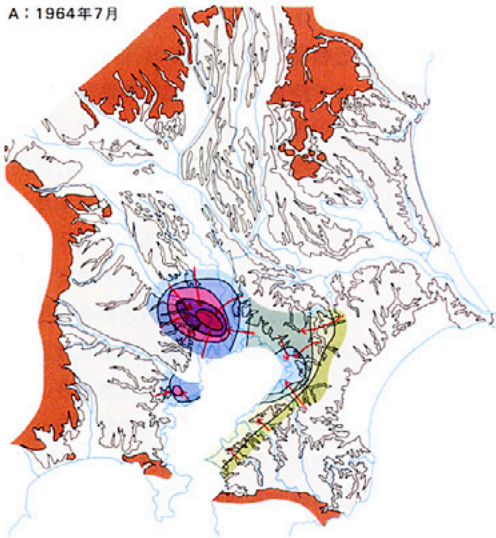
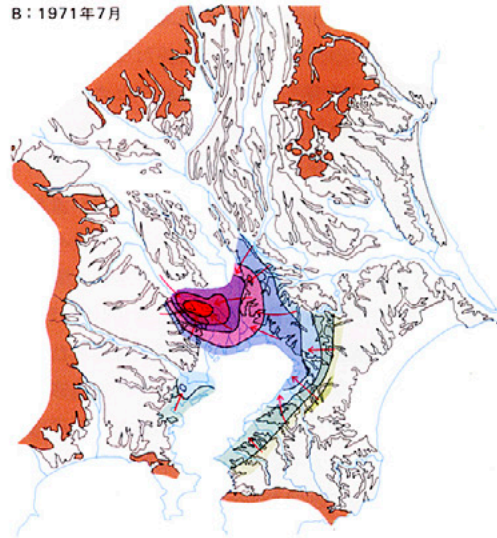


図4・10-関東地下水盆の地下水位図<1964年~1984年>

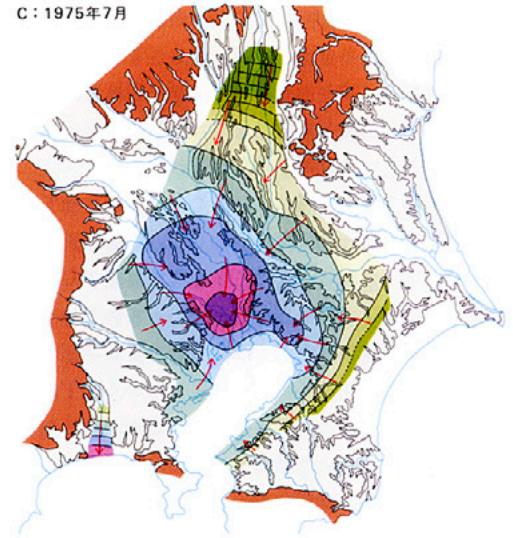
A: 1964年7月



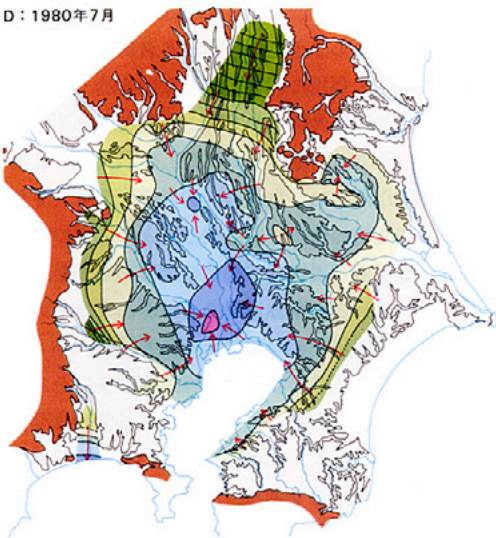
B: 1971年7月



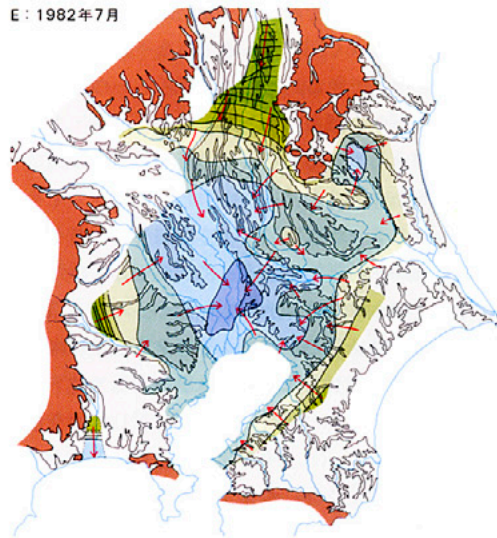
C: 1975年7月



D: 1980年7月



E: 1982年7月



F: 1984年7月

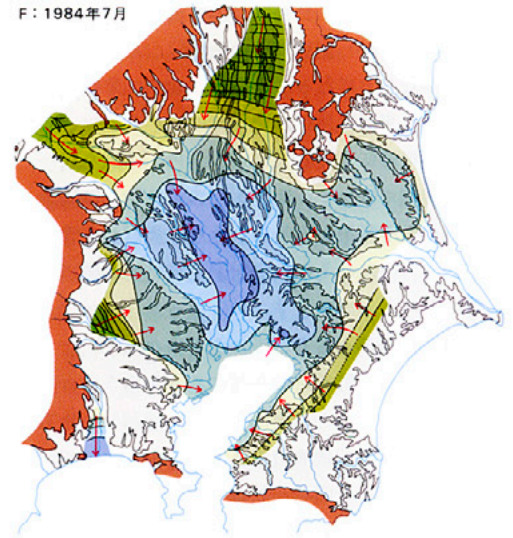


図4・11-地下水位変動量図<1975年7月~1982年7月>

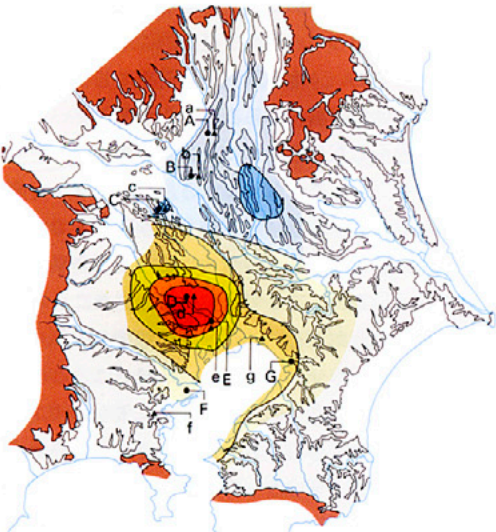
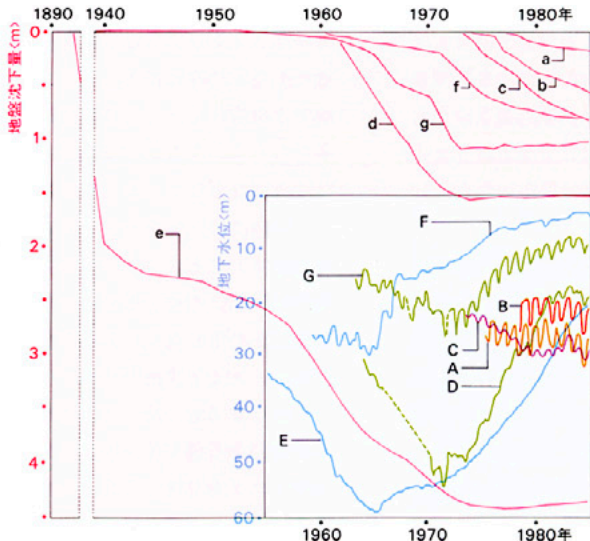


図4・12-主な水準点の経年変動と観測井の地下水位経年変化



<水準点>

- a = 51-07 (栃木県小山市)
- b = 76 (茨城県総和町)
- c = 47-43 (埼玉県久喜市)
- d = 22 (埼玉県川口市)
- e = 3377 (東京都江東区)
- f = 206 (横浜市西区)
- g = 3826 (千葉県船橋市)

<観測井>

- A = 小山-1(2) (栃木県小山市)
- B = 総和中 (茨城県総和町)
- C = 久喜 (埼玉県久喜市)
- D = 川口-1 (埼玉県川口市)
- E = 研16 (東京都江東区)
- F = 観音川 (川崎市川崎区)
- G = W-25 (千葉市末広町)

地下水位は、E(研16)が東京湾平均海面(TP)からの、その他の観測井は管頭(GL)からの深さを示す

がほとんどだと思います。地下水揚水規制の条例は、自治体ごとに地域別に独自に実施されていますので、さきほどの図とくらべてみますとよくわかりますが、そうした規制の実施時期と地下水位の変動が非常によく合致しているという——そういう特徴がみられるわけです。

最後に個人的に痛感していることを述べさせてもらいますと、北関東は別として、例えば東京、千葉といったところでは、すでに地盤沈下もおさまり、地下水位もどんどん上がっているわけで、千葉県の市原などでは自噴井もできる状態になっております。このように、せっかく地下水が戻ってきているのに、その水が規制があるために使えないという話は、ずいぶんと私も耳にいたします。市原などの自噴井が出てきているところも、条例では地下水が使えない形になっておりますが、自噴井で出てきた地下水はしよがないから使ってもいい(笑)、というような奇妙なことになっているわけです。条例が実施された当時に比べ、現在ではモニタリングの体制が格段に充実していますから、やはり画一的な規制ではなく、地下水盆の水の動きに適応した柔軟な対策がとれるような、規制から管理という方向に、その内容を変えていく段階にきているのだと思います。

大地のカルテとしてのモニタリング

楡井 いま古野さんのお話にあったように、関東地下水盆では、片方は全面的に規制し、片方では、まだ旧態依然のまま地下水が使われているという、大変困った状況にあります。いずれにしても、これからは地下水を有効に使っていく方にモニタリングを展開していかなければならないと思っております。沖積層の調査研究、観測井の適正配置による帯水層および地下水盆中の地下水位モニタリング、あるいは水準測量による地盤沈下のモニタリング等、こういうものが、関東では、徐々に充実してきております。こうした仕事と、関東地下水盆の生いたちを知るための地質調査をあわせると、いまようやく、関東地下水盆の長い歴史の健康診断カルテが出来上がりつつあるということです。こうなりますと、もうシュミレーションといった手段にたよらなくても、大体の様子がわかってしまいます。あそこほどの程度揚水したから、今年ほどのくらい地下水位が低下し、沈下量はどのくらいになるだろうということが感覚的にわかってくる。モニタリングの重要性は、まさにこの点

にあるのだと思います。

例えば1984年という年は、関東地方は非常な渇水だった。そのために、地下水がたくさん使われて、例えば台地の方ですと1cmとか5mmぐらいの地盤沈下がおきる。そうしますと、よくマスコミなどが、センセーショナルに報道するわけですが、こういう取り上げ方に対して、私などは、考えを変えてくれと言っているんです。というのは、渇水のときに地下水を人間のために使うのは当たり前なんです。赤ちゃんのミルクに溶かす水がないときに地下水を使ったり、畑作などが日照りでダメになるときに、農家の人が地下水を使うのは当然のことであるわけです。そうした渇水のときに地下水が使われて、台地の方が被害がでない程度に数ミリ沈下するのは、これはやむを得ないことであって、台地の方であれば、その翌年ぐらいに長雨になれば、地下水位はすぐ回復して地層もリバウンドしてくると予想できるわけです。恐ろしいのは沖積層の沈下なんだということを——そういうことが常識として通用するように、マスコミは報道してもらいたいと言っているわけです。

モニタリングが充実してゆく現在では、こうしたことが、科学的に前もってわかるようになります。例えば渇水で地下水をたくさん使ったということは、その年にモニタリングですぐにわかります。そして次の年には水準測量で沈下量を測定する。この場合にも大体予想したような沈下量がでてくる。その原因や症状の程度も大体わかってくる。このようにモニタリングというのは、大地のカルテになっていて、大地の健康診断が常にできるということです。いわばモニタリングは大地の定期検診で、シミュレーションはミニドックということになります。

ですから、このカルテに従って、これからは、地下水を使っていくのは当然だと思いますし、また、そういう方向でモニタリングをしていかなければならないと思っております。もちろんその場合には、関東地下水盆のような大規模なモニタリングもあるでしょうし、あるいは小さな市町村単位のものもあると思います。また、観測井を利用した地下水質のモニタリングも、今後は、ますます重要になってくると思います。いずれにしても、地下水公害をおこさずに、地下水資源を有効に使うという大きな方向で、モニタリングをしていかなければならないと思います。

⑤地下水の許容量

地下水盆管理の目標基準

柴崎 いままでのお話で明らかのように、地下水盆を管理していく際の技術的手段というものは、この20年ほどの間にほとんど解明されてきました。しかし、肝心なこと、すなわち、地下水公害などを発生させずに、地下水を利用しかつ保全していくためには、一体どこまで地下水の利用が許されるのか、という地下水の許容量(許容揚水量)の問題、つまり地下水盆管理の目標基準ということになりますと、残念ながら、まだ十分なコンセンサスが得られているという状況にはありません。

この背景には、私は、2つの事情があるように思います。だいたい許容量というのは、自然科学の知識だけでは処理しきれない側面がありまして、そこには、先ほど高橋さんが触れましたように、水利用の利害がからむ政治的・経済的な生臭い領域の問題が常にかかわっているわけです。つまり、地下水盆に対しての人間と自然の相互作用という自然科学的な側面が解明されると同時に、他方では、人と人との関係のなかで、地下水利用に伴う利害の調整がきちんと解決されないと、許容量そのものが決まらない。そういう性質のものです。

ところが地下水の問題は、行政当事者にとっては、どちらかといえば苦手な自然科学的な要素を多く含むので、できれば問題の解決をその分野に頼り任せようとし、問題の所在がぼやかされてしまう。

それともう1つの事情は、これは日本だけの特殊事情です。わが国の主要な地盤沈下地帯では、その対策として、水源を全面的に地表水にきりかえてしまい、地下水利用を止めてしまうという——世界の国々からみれば、大変にぜいたくな措置がとられたままになっているという事情があります。こうなりますと、もう地下水を使わないのですから、許容量という問題もでてこない。多くの人々が苦勞して積み上げ発展させてきた技術が、ここでは宝の持ち腐れになっている。これに対し、わが国でも地下水にかかわる他の水源を十分に得られない地域では、この問題に正面から取り組んで着々と成果をあげ、経験を集積してきているところができています。地下水盆管理という一番大切な問題が、現在、技術的には解明されているけれども、行政的に

は十分に消化されず、実現されていないのは、だいたいこの辺のところに主要な原因があるのではないかと私は考えております。

地下水利用に伴う利益と不利益

ところで、地下水をくみ上げる場合には、その目的がどうであれ、必ず井戸内部の水位を、まわりの地下水層の水位よりも低下させてしまいます。こうしなければ、地下水を継続的にくみ上げることはできません。一般に、人間が自然に働きかけると、必ず何らかの形でその反作用が生じますが、地下水の場合には、まず端的に、こうした形での反作用を必ず伴います。そしてこれがさらに進んで、個々の井戸の水位低下が周辺におよんでくると、広域の水位低下を引き起こしたり、やがては地盤沈下を発生させたりするわけです。ですから、地下水利用に伴う反作用が、

①人間社会に好ましくない結果を生じさせない範囲にあるかどうか。

②地下水を持続的にくみ上げられる範囲にあるかどうか。

この2つの点を問題にすればよいわけです。

①の「好ましくない結果」というのは、もちろん、地下水位低下、井戸枯れ、地盤沈下などの諸現象です。しかし、例えば東京やバンコクのように人口密度の非常に高い場所と、アメリカのカリフォルニアにある荒野のような場所とでは、その受けとめ方がまるで違ってしまいます。前者のように、少しの地盤沈下でも人間社会に被害が及ぶ地域では、地盤沈下を発生させるような地下水くみ上げ量は、当然、許容されないでしょうし、後者のような場所では、地盤沈下など気にかけず、人々はそこから地下水をどんどんくみ上げて利用します。あるいはまた、小さい島などで飲料水や農業用水を、ほとんど地下水だけに頼っているような場合には、多少の「好ましくない結果」は、やむを得ないというコンセンサスが得られるでしょう。このように、好ましくない結果の内容や程度というのは、地下水の自然の状態の方からではなく、人間社会の都合でできまってくるわけです。だいたい人々の生活への影響がほとんどない地域では、許容量ということがそもそも問題にならない。

ですから、これはきわめて当たり前の話ですが、許容量というのは、社会的生活の営まれている場所で問題になってくる。この場合、例えば地盤沈下を取り上げてみても、それは、すべての

人々が様に同じ不利益を被っているのではなく、そのなかには地下水利用によって利益を受ける人々と、ただ一方的に不利益を被っている人々とがいるわけです。より仔細にみれば、地下水利用に伴って発生する利害の内容や程度は、その地域の社会構造や産業構造、あるいは地下水盆の水文地質的条件などによってさまざまに分かれたり、また、からみあったりさえしています。こうした事情があるために、許容量という問題は、行政的な問題にならざるを得ないし、また地下水盆に関係した地域的な課題になってくるわけです。

地下水収支の動的平衡

次に、②の地下水が持続的にくみ上げられるかどうか、という問題ですが、ここには、地下水のもつ独特の現象と関連して留意すべき問題が含まれています。だいたい地下水学の立場からすると、地下水を「持続的」にくみ上げられるというのは、「1年（1水文年）を通じての水収支が平衡を保ち（赤字にならないで）、地下水位の低下も生じない」という意味をもっていきます。ですから、揚水量がこの条件を満足させていけば、それは安全であるとする考え方が、地下水学の一部にあるのです。ところが地下水の動きというのは、完全な閉鎖環境にある被圧帯水層系は別として、一定量の揚水がある期間続けると、その揚水量に対応して新しい平衡状態を生み出してくる。こうした現象は、多くの場所で確かめられておりまして、このように、まるで生き物のように面白い動き方をするのが地下水の特徴です。

つまり、自然状態での初期平衡とは別に、揚水に伴って地下水盆中に新たにつくりだされた条件のもとで、二次的な平衡状態が生まれてくるわけです。しかもこの2種類の平衡状態は、地下水位の変動だけを見ると、1水文期間中での水位の高低差はあるにしても、開始時と終了時の水位は一定しているのです。見かけ上の水収支には変化がないようにみえます。ところが、水収支の内容をよく調べてみると、二次的平衡の場合には、不圧水からの漏水や粘土層からの絞り出しを誘発しながら補給涵養しているわけです。つまり、地盤沈下が進行する状況にあっても、水収支的な平衡状態がつけられ得るということです。また、水収支的な平衡条件だけから揚水量の安全性を求めようとする、その量は幾通りにも操作できることとなります。この点

に注目したアメリカのある地下水学者は、水収支的な平衡要件だけから揚水量の安全性を求めるのはイリュージョン（幻想）であると指摘しているわけですが、それはまさにそのとおりなんです。ですから、この「持続的にくみ上げられる」という点については、さきに述べた①の「好ましくない結果が生じない範囲」での水収支の平衡でないといけな。②の要件を、①から切り離してしまうと、大きな間違いを起こすことになります。ついでに申し添えておきますと、揚水量の安全性を水収支の平衡だけから求めようとする考え方は、許容量の問題を、自然科学的な立場だけに重点をおいて解決しようとする風潮を背景に生まれてきたのですが、やはりそうした立場では、問題の解決には少しも近づかないということです。

許容揚水量と許容限界水位

以上のように、許容量の問題は、地下水のもつ自然科学的な特性だけでなく、それ以上に地下水資源のもつ社会的性質にかかわっているわけで、これを短い言葉で要約してみますと、「許容揚水量とは、その地域に生活する住民にとって、地下水をくみ上げることによって生ずる利益と、また生じると思われる危険性を考えあわせて、容認できる揚水量」ということとなります。そして、この揚水量に対応した水位が許容限界水位です。揚水量の実態というのは、現実的にはなかなか正確につかみ得ない場合が多いので、許容限界水位を地下水盆管理の目標基準とすることも有効な方法です。

なお、こうした基準をつくる際、くみ上げる地下水の性状の違いに応じて、その自然的性質と社会的性質とにかかる比重には違いが出てきます。循環速度がはやく、更新性にまさる不圧地下水ほど、揚水の持続性という要素が大切になるので、水収支的な涵養条件という自然的性質が重視されます。それとは反対に、循環速度が

表5・1—許容揚水量を決定する要件の組合せ

許容揚水量	持続(永続)性養水量／涵養性揚水量
地下水性状	不圧地下水(浅層地下水) ↔ 被圧地下水(深層地下水)
循環速度	大 ← → 小
更新性	更新性 ← → 非更新性
基準決定要件	水収支的な平衡／経済的なリスク ← 水利権・水質悪化 →

おそく、更新性のおとる被圧地下水ほど、社会的・経済的な側面が重視されることとなります。表5・1は、その範囲を天然ガスのような閉鎖的な非漏水性の被圧帯水層まで広げて、そうした関係をみたものです。また、先ほど楡井さんの話にありましたように、水文地質的な条件、例えば沖積層とか洪積層などの違いによって、さらに同時代の地層でも堆積環境の違いによって、くみ上げに伴う影響の性格が違ってきます。ですから、こうしたことも当然考慮されなければなりません。

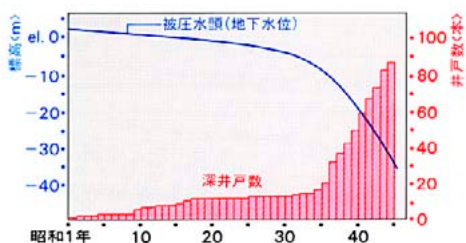
いずれにしても、さきに述べましたように、許容量というのは、個々の地下水盆や地域の水文地質的条件、それにその地域の社会的実情に応じて決められてくるわけです。そして目標基準さえ決まるならば、それを実現していくための技術的手段というのは、すでに解明されています。ですから、自治体の積極性とそれに協力する専門家集団があり、当事者たちが地域の問題として知恵をだしあっていけば、その実現はそう困難なものではないだろうと私は考えております。現に熊本市をはじめ各地で、その地域の実情に即したさまざまな計画が実現されているわけですが、そうした具体例として、次に、神奈川県平塚市の例を紹介いたします。

許容揚水量5.6万トン/日を目標に節水により地盤沈下を阻止（平塚市）

《地下水問題で発端》

さきに高橋さんのお話にありましたように、高度経済成長期に入った昭和35年頃からは、わが国では地下水利用が急激に増え始めますが、湘南工業地帯の中心地として脚光をあび始めた平塚市もその例外ではなく、その頃から、相模川の沖積地に多くの工場の新設・増設が相次ぎ、それとともに、工業用水源としての地下水利用が急に増えてきます。図5・1にみられるように、深井戸の数は年間平均6～7本の割合で急速に増加し、それに伴い地下水位も急激に低下して

図5・1 平塚市における深井戸数の増加と地下水位の低下傾向



いきます。

平塚市の地下水問題は、昭和40年、当時は平塚市中原にあった農林省農業土木試験場に勤務されていた金子良氏が、試験場構内で観測された地下水位の低下傾向をもとにして、「この現象が続く限り、将来、平塚市では海水の塩水化や地盤沈下が発生するだろう」と警告したことに始まります。この指摘を重視した平塚市では、直ちに金子氏などと相談して調査項目を決めますが、当時の自治体には公害課などまだありませんから、実際の調査活動については、市内にキャンパスを建設中であった東海大学に協力を求めることとなります。その当時、同大学の海洋資源学科に関係しておりました私も、こうした経緯から、この問題に深くかかわるようになったわけです。

《許容揚水量5万6,000トン/日》

図5・2は、昭和41年以降における平塚市の対策調査の流れを簡略なグラフにまとめてみたもので、平塚市の地下水事情を上グラフに示し、各年度の主要な対策調査事項を下欄に記入してあります。

その昭和44年の項には、水収支シュミレーションとありますが、これは先ほど鎌田さんが示された表の中にも記されているようにごく初歩的なもので、モデルは平面二次元を改良したもので、解法もまだ十分なものではありません。コンピュータの容量も当時はまだ小さくて、分割した領域も30個ほどです。その上、この時期には、まだ揚水量が実績値ではつかめず、推定値で行っているわけですが、その結果は、地盤沈下阻止のための許容揚水量は、1日6万4,000トンとでています。このときには、基礎データに問題がありますから、揚水量を昭和42年以前の状態に戻すということを目指したわけです。

その後、昭和48年5月に神奈川県公害条例が施行されてからは、各事業所ごとに量水計がつけられ、揚水量の報告が義務づけられて正確な揚水量が判明してきます（それによると、さきの推定値では、揚水量を約10～20%過大に見積もっていたこともわかりました）。

また昭和47年になると、市内の下水道計画と関連させて、市域内の主要点を結ぶ水準測定網が完成します。それらは、国土地理院による水準基標の改測とともに、市域内に進行している地盤沈下の正確な実情を明らかにしていきます。

さらに昭和48年5月になると、松原小学校の校

庭で新たに設置された深度98mの観測井により、地盤沈下と地下水位との正確な観測が始まります。この観測井は、揚水トラフ（地下水頭の低下帯）の中心に位置していたために地下水の状況を適切に反映し、以後、その記録はきわめて重要なデータを次々に提供することとなります。次いで昭和49年には大原観測井（水位のみ）、昭和51年には、市の北部に設置された四之宮観測井の観測が始まります。（図5・3参照）。

このように、徐々にモニタリングシステムが充実し、揚水量、水準測量、地下水位などの正確な実測値が得られるようになりましたので、これらの資料から、昭和50年には、地盤沈下阻止を目標とした許容揚水量は、日量5万6,000トンと算定されました。この数値は、以後の経過をみても、その正しさが実証されています。

《地下水位の回復と地盤沈下の終息》

この間、市の方では昭和44年に「平塚市の地下水事情」を公表し、地下水事情が悪化の一途をたどり、事態が重大な危機に直面していると述べるとともに、地下水利用者には調査への協力を訴えます。だいたいこの種の調査では、とくに地下水利用者とのトラブルが発生するのは常なのですが、平塚市の場合にはそうしたことが全くなく、深井戸所有者をはじめ平塚工業会からの協力も積極的で、地下水問題は地域全体の共通した重要問題という認識が高まってきます。なお平塚市の場合には、周辺を流れる河川表流水は、水利権の問題があったり、あるいは水温に問題があったり（工業用水は主として冷却用水として使用される）して利用できず、地下水利用に頼らざるを得ないという事情にあります。こうしたなかで、昭和48年の冬期になりますと地下水位が回復に向かってきます。この事態の好転は、実のところ私たちにも予想外の喜びであったわけですが、この間の事態の推移は観測井の記録にはっきりと現れています。図5・4は、観測開始以降の水位、沈下記録を旬ごとの平均値として示し、それに月ごとの地下水揚水量を併記したものです。この図にみるように、地下水位は、昭和48年末から年々上昇しておりますが、それは、昭和48年夏期以降に始まった揚水量の減少傾向にはっきりと対応していることがわかります。なお、揚水量は、毎年夏に減少し冬に増加しますが、これは地下水の大半が冷却用水として利用されていることを示し、また地下水位の上昇が、毎年1月上旬、4月下旬

～5月上旬，8月中旬にみられるのは，これは連休の影響で，観測井の記録はこうした微妙な状況まで反映しております。

一方，地盤沈下の方は，地下水位が上昇し始めると，沈下速度が激減し，水位が地表面下36mまで上昇した昭和50年末になると沈下は完全に停止し，それ以降は上昇に転じ始めます。

こうした観測井の記録から，許容限界水位は地表面下36mと算定されますが，この水位は揚水量5万6,000トンと対応しています。揚水量は，その後，許容揚水量以下の4万～5万トンに落ち着き，こうして平塚市の地盤沈下は，完全にストップしてしまいます。

また水質についても，さきの図5・2に示されているように，新和工業の深井戸の電導度は，昭和48年の初めまでは増大（塩水化）傾向にあったものが，水位の回復とともに電導度は急激に低下（淡水化）傾向を示し，地下水の塩水化の心配もなくなります。

《地下水利用の節減—その動機と内容》

揚水量の減少は，いうまでもなく，もっぱら工場での地下水利用の節減にあるわけですが，これには，1つには，昭和48年5月以降，先ほど触れましたように，各地下水揚水場施設に量水計が取り付けられ，その利用量の実態が明確になったため，利用者が節水に対して積極的に取り組めるようになったこと。もう1つは，昭和48年末からのオイルショックに伴い，水利用の面でも合理化が促進され節水につながったこと。以上の2つの点も注目されるのですが，最も重要な状況変化は，相模川流域下水道事業が昭和48年に完成し，これに伴い，各事業所は新たに排水処理費を負担することになった点にあります。つまり，それまでは，地下水を使う場合には1トン当たり約3円の用水費だけで済んでいたものが，新たに排水処理費として，1トン当たり28円から56円（金額は排出水の水質により異なる）を出費しなければならなくなった。ですから，1日に5,000トンの地下水を使っていた工場では，それまでは年間450万円の用水費でよかったものが，少なくともその10倍以上の約5,000万円の用排水費を負担しなければならなくなったわけです。

そうした事情も踏まえて，市の公害課では，昭和49年以降各事業所に対して，冷却装置を設けて水を再利用し，節水と水利用の合理化を図ることを要請します。冷却塔を使って冷却用水を

図5・2—平塚市の地盤沈下対策のあゆみ <1966～1978年>

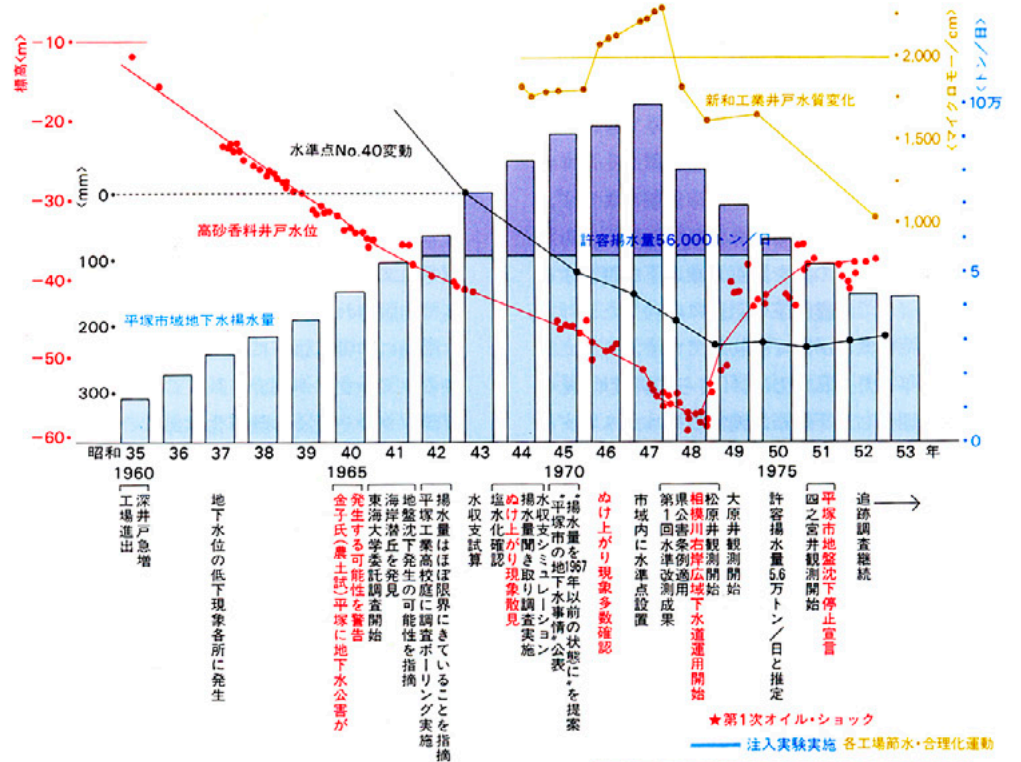


図5・4—地下水位・地盤沈下観測井（松原観測井）の記録と揚水量

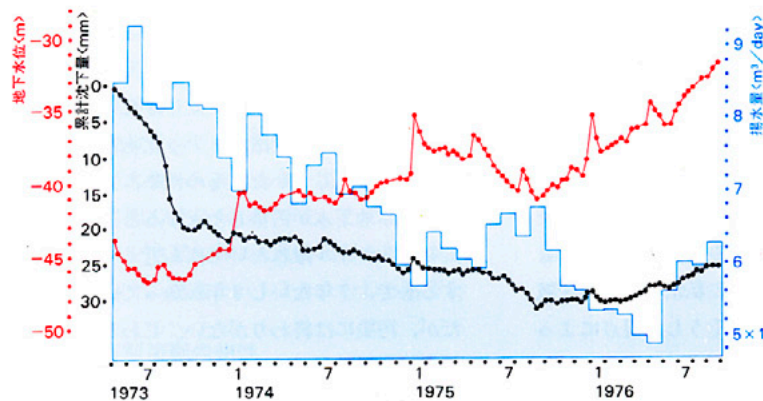


図5・3—観測井の位置図



図5・5—平塚市地下水利用節減の内容

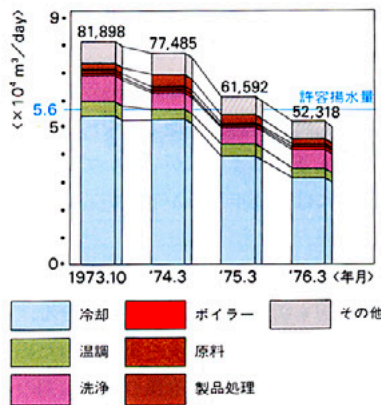
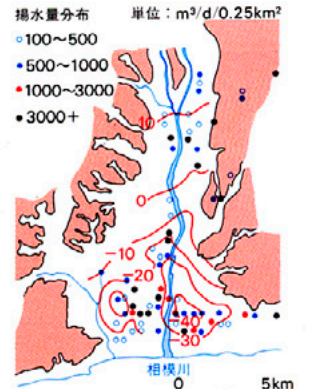


図5・6—地盤沈下変動図



図5・7—地下水面図<1976.2>



再使用すれば、その経費は運搬費も含め1トン当たり20円以下で済むからです。その結果は、図5・5に示されているとおりで、昭和48年以降の揚水量の低下が、もっぱら冷却用水の節減によって実現されていることがわかります。

《周辺地域との強力を期待して》

以上のように平塚市では、法律規制によらず、他に代替水源を求めることもなく、地下水を利用しながら、その量を計画目標以下に削減することによって地盤沈下の阻止に成功したわけで、こうした例はわが国では初めてです。

昭和51年6月、私たちは、「さらに隣接地域の協力を期待し、平塚市域内でのモニタリングを継続すること」を条件として、平塚市の地盤沈下が終息したことを宣言します。

図5・6は、昭和51年以降1年間の平塚市周辺地域の地盤変動図、図5・7は同年2月の地下水水面図ですが、相模川を境にして平塚市側はほぼ全域が地盤が上昇しているのに対し、茅ヶ崎・寒川・海老名の地域では依然として地盤沈下が進行していることがわかります。地下水位も茅ヶ崎の方がぐんと低下している様子はいかががえまず。だいたい地質構造からいいますと、相模平野の地下から周辺の丘陵や台地にかけて連続する地層は、相模平野南部に沈降中心をもつ造盆地運動によって堆積したもので、これに伴って、相模地下水盆が形成されています。したがって、相模平野に位置するそれぞれの市や町の地下水は、この地下水盆中であって相互に関連しあっているわけで、そうした意味からも、行政的な面からの各関連地域の相互の協力がどうしても必要になってくるわけです。私たちが隣接区域との協力をうたったのも、そうした視点によっていることを最後につけ加えて、平塚市のお話を終わります。

⑥地下水の汚染

はじめに

藤縄 私は、現在の地下水汚染の特徴と状況について、その概略を簡単にお話いたします。1962年に、生態学者のレイチェル・カーソンが「サイレント・スプリング」という非常に有名な本を著しております。この本は、日本でも翻訳されて、1964年に「性と死の妙薬」という書名で出版され非常に話題になりましたが、この本の中にすでに以下に引用するような地下水汚染のトピックスが紹介されております。

『デンヴァー近くの陸軍化学部隊のロッキー山工場での軍需品の製造をはじめたのが1943年、1951年には、殺虫剤をつくる民間の製油会社に移管された。だが、もうそのまえから、何マイルも離れた農場で家畜がわけのわからない病気にかかり、また作物も大打撃をうけていた。葉は黄色くなり、少しも実らず、作物はほとんど全滅してしまった。そればかりでない。病気になった人間もいて、これも何か関係があると考えられていた。

この農場の灌漑用水は、浅井戸からくみあげていた。1959年、井戸水を検査し、いろいろな化学薬品が混入していることがわかった。（この時の調査には、合衆国ならびに州関係の官庁が合同参加した）。むかし軍需工場だったころ、塩化物、塩酸塩、^{りんさんえん} 燐酸塩、フッ化物、^{ひそ} 砒素を汚水処理池へ流していた。そのため、工場と農場とを結ぶ地下水が汚染したとすると、工場の廃棄物が3マイル離れたいちばん近くの農場へ達するまで、7年ないし8年かかっているわけだ。だが、汚染には終わりが無い。じわじわと、どこまでも浸透してゆく。科学者たちも、それを止めるすべを知らない。』（注1）

これは、フィクションではなくて、実際にあったことです。アメリカの地質調査所のL. F. コニコフ博士が、この事件を詳しく調査しておりますが、それによると、素掘りの汚水処理池から地下に浸みこんだ有害物質が地下水を汚染し、14年間で10km下流にまで広がっていて、水質がもとに戻るには何10年もかかるというしております。

このように、地下水汚染がそもそも問題になり始めたのは、何も新しいことではありません。DDTやBHC、現在では環境汚染防止のため製造や使用が禁止されている有機合成殺虫剤の

大量生産、大量使用が始まったときに、すでに地下水汚染の兆候が指摘されていたわけです。

①国際的に広がり進む有機溶剤の地下水汚染

ところが現在、世界的に問題になっている地下水汚染は、トリクロロエチレンとかテトラクロロエチレンなどの有機塩素系溶剤によるものです。微量でも毒性が大変強いこれらの溶剤は、地層中にあつては、地下水汚染を広げ進めるといふまことに厄介な性質をもっているのですが、さらにその上に、この溶剤は大気中に放出される度合いは非常に高いものですから、汚染物質がきわめて広汎な地域に拡散し、それがまた水文循環を通じて広域的な地下水の汚染をもたらします。こうしていま、この地下水汚染が国際的に大きな問題になっているわけです。

《シリコン・バレーでの健康障害》

有機溶剤による地下水汚染が、最初に大きな社会問題となったのはアメリカです。アメリカの西海岸にあるシリコン・バレーといえ、半導体生産のメッカとして大変有名ですが、この地域では、1980年頃より住民の間に心臓欠陥、先天異常出産、流産などが多発しておりました。そうしたとき、1981年にある半導体工場の地下貯蔵タンクから、トリクレン（化学品名はトリクロロエチレン）やパークレン（化学品名はテトラクロロエチレン）、あるいはメチルクロロホルム（化学品目は1,1,1-トリクロロエタン）などの有機溶剤を含む廃液が大量に漏出し、地下水を汚染するという事故が発生したわけです。これをきっかけに、地方水質管理局によって、この地域の工場の溶剤貯蔵タンクが調べられますが、その結果、8割近くのタンクから溶剤が漏出し、そのほとんどが地下水を汚染していることが明らかになり、事故を起こした工場に近い井戸からは、24,000 μ g/lにものぼる濃度の有機溶剤が検出されます。州政府の調査では、汚染された地下水を飲料水源にしている地域の住民の健康障害発生率は、他地域のそれと比べて3倍以上になり、事故を起こした工場近くでは住民の流産発生率は20%、幸いに流産を免れなくても、心臓などに欠陥をもつ先天異常児の出生率は7%にもなったということです。

こうしてアメリカでは、この溶剤による地下水汚染が大きな社会的問題になったのですが、この溶剤は、先進工業諸国ではどこでも使用しておりますから、この事件は、国際的にも広く注目を集めました。なおシリコン・バレーでは、

その後、2千数百本の監視井が設置され、汚染土壌の除去などが行われたわけですが、その費用総額は約100億円にもものぼるといわれています。

《国内における汚染例から》

同じ溶剤を使っている日本でも、環境庁を中心に調査が進められていますが、日本でも同じ地下水汚染が各地で発生していることが明らかになってきています。ここでは、とりあえずその2~3の例だけをあげておきます。まず、1982年10月に、東京都府中市の水道水源用井戸から930µg/lのトリクレンが検出され、東京都水道局は直ちに井戸からの取水を停止します。その後、東京都衛生局と環境保全局で行われた調査では、府中市西部浄水場5号井周辺の深井戸20本のうち7本から774~32µg/lのトリクレンが検出されました。

また兵庫県の小さな町で、半導体ウエハやブラウン管マスクの洗浄にトリクレンを使っている工場があるわけですが、その町の水道水源用井戸から、濃度407~76µg/lのトリクレンが検出されて直ちに取水停止となり、その町では、隣の市から給水を受ける事態に迫られました。これは、1983年12月のことです。その後、もっと詳しく調べてみますと、工場南側の深さ9mの浅井戸から19,000µg/l、また隣接する深さ90mの深井戸からも3,090µg/lのトリクレンが検出され、地下水中の濃度は最高42,000µg/lにもものぼることがわかってきました。このほか、工場内排水路から620µg/l、半導体素子の洗浄を行っている建物周辺の土壌からも高濃度のトリクレンが検出されています。周辺の民家の井戸からも、調査した427本のうち128本の井戸水が厚生省の水質基準を超え、そのなかには7,670~10,000µg/lもの高濃度を示すという、ひどい汚染の実態がわかってきたわけです。

さらに、1984年6月には、東京都板橋区の東北新幹線橋脚建設用地で、実に128mg/lのトリクレンが検出され、作業員が強い刺激臭や目の痛み、手のかゆみなどを訴える事件が発生しております。この原因は、今のところはっきりとはしませんが、その症状は、トリクレンなどの有機溶剤による中毒症状とよく似ており、有機溶剤を含む廃液や廃棄物によって地下水が汚染されたのではないかとされています。

このほか、これに似た汚染例は滋賀県や大阪府など各地に発生しており、わが国でも、この溶

剤による地下水汚染がかなりひどい状況にあることがわかってきました。

《有機溶剤の性質》

ところで、トリクレンやメチルクロロホルムはクロロホルム臭のある液体、またパークレンはエーテル様芳香のある液体です。いずれも無色透明で揮発性、不燃性であり、水に溶けにくいという性質をもっています。

だいたい、溶剤というのは、油や脂肪などの汚れを溶かし出す性質をもっているわけですが、問題の有機塩素系と呼ばれる溶剤群は、炭素と水素にハロゲン族元素の塩素が結合しているために、分解や変性がきわめて起こりにくい物質で、化学的作用や生物的作用を受けにくく、土壌中や地下水中でもほとんど浄化されることがないと考えられています。

それで、こうした有機溶剤が地下水中でどう動くかを知るために、その物性をみてみます。表6・1が有機溶剤の物性ですが、まず、密度を見ますと、トリクレンの密度が1.46g/ml。この表には、比較のために海水の密度ものせていますが、これが1.02g/mlで、水と海水との密度差は、わずかに0.02g/mlで、非常に小さい。そんなに小さくても、海水が地下水の下へ潜りこむ。いわゆる地下水の塩水楔というのが起きるわけです。ところが、トリクレンと水との密度差は、0.46g/mlと非常に大きく、海水と比較してみても、歴然たる差があります。塩水を地下水の中に入れたとき、塩水はその密度差のために沈んでいくわけです。そうすると、トリクレンを地下水の中に入れたらどうなるか、これは恐らく、浸透というより、むしろ落下と

というような感じで落ちていくだろう。もう1つ重要なのは粘性です。液体が地層中を流れるときに、粘性というのが非常にその流れ方に影響します。例えば、粘性の小さいベンゼンなどの場合には、これは非常にサラサラしていますから水よりも流れやすい。逆に、粘性の大きいエンジンオイルのようなドロドロした液体の場合には、これは逆に流れにくいということは誰でも想像できることです。では、トリクレンの粘性はどうか、この表では動粘性係数という、粘性を密度で割った値で示してありますが、これが驚くほど小さい。動粘性係数が小さいということは、それだけ地層を通過しやすいわけで、地層中にどンドン広がっていくということです。このように有機溶剤は、密度が大きくて粘性が小さいために、地下水汚染を起こすにはもってこいの物質になっているわけです。

《有機溶剤の発がん性と水質基準》

次の表6・2は、各種有機溶剤の水質指標です。このうちWHO（世界保健機構）のガイドラインというのは、WHOが各種有機溶剤の健康障害を起こす可能性について調べたデータをまとめたものです。つまり、ここに挙げてある化学品名をもつ物質は、すべて発がん性であることがいろいろな小動物を使って確かめられ、それらの非常に危険な物質が、どれくらいの濃度までなら発がん性の危険がかなり小さくて済むかという、そういうガイドラインです。これは1983年に策定されました。

それで日本でも、1984年2月に、厚生省が、水道水の暫定基準として、このうちの3種類について定めています。表にあるように、トリク

表6・1 有機溶剤の物性

物質名	トリクレン	パークレン	メチルクロロホルム	水	海水(塩分度3.4%)	備考
示性式	CHCl=C Cl ₂	C Cl ₂ =C Cl ₂	CH ₃ ・C Cl ₃	H ₂ O	—	
密度(g/ml)	1.46	1.62	1.32	1.00	1.02	20°C
動粘性係数(mm ² /s)	0.40	0.54	0.65	1.01	1.1	20°C
溶解度(mg/l)	1,070	160	1,700	—	34,000	10°C
沸点(°C)	87.2	121.2	74.0	100.0	—	760mmHg

Schwille(1981) : Quality of Groundwater, Elsevier, pp 451~463

表6・2 各種有機溶剤の水質指標

化学品名	WHOガイドライン	厚生省暫定基準	環境庁公共用水域排出抑制目標	別名
クロロホルム	30µg/l	— µg/l	— mg/l	トリクロロメタン
四塩化炭素	3	—	—	テトラクロロメタン
1,2-ジクロロエタン	10	—	—	塩化エチレン
1,1-ジクロロエチレン	0.3	—	—	塩化ビニリデン
トリクロロエチレン	30	30	0.3	トリクレン
テトラクロロエチレン	10	10	0.1	パークレン
ベンゼン	10	—	—	ベンゾール
1,1,1-トリクロロエタン	—	300	3	メチルクロロホルム

レンとパークレンについては、WTOガイドラインと同じ濃度、メチルクロロホルムについては、毒性がやや弱いので300 $\mu\text{g}/\text{l}$ となっています。また環境庁も、1984年8月に公共用水域への排出の抑制目標を定めております。この方は単位が mg (μg の1,000倍)で、WHOのガイドラインの10倍になっています。

ところで有機溶剤は非常に水に溶けにくいと申しましたが、この点をさきの表6・1の溶解度でみてみます。そうしますと、3つのうち、一番溶けにくいのがパークレンで、溶解度が160 mg/l ですから、塩分の溶解度と比べるとけた違いに小さく、非常に水に溶けにくいといえるかもしれません。ところが、これらの物質は、ごく微量でも毒性を発揮しますから、仮にこれが100%溶解した場合には、水質基準からいうとどれぐらいの濃度になるのかといいますと、トリクレンが100%溶解した場合の濃度は、水道水の水質基準の実に3万5,700倍、パークレンでは1万6,000倍にもなります。このように、有機溶剤は、非常に水に溶けにくいといわれていますけれども、それが溶けた場合の濃度というのは、想像をはるかに超える濃度になります。

《地下水汚染の実態調査—日本とオランダ》

環境庁は、1982年に、横浜、名古屋、大阪などの15の大都市で、化学物質による地下水汚染の実態調査を行っております。このうち、問題の3つの物質についての調査結果は、表6・3のようになります。検体数は浅井戸1,083、深井戸277、河川139です。そうしますと、例えばトリクレンは、浅井戸では全調査井戸の27%で、深井戸ではさらにこれを上回って33%、河川では39%から検出されています。一方、調査数のう

表6・3—国内およびオランダの有機溶剤による地下水汚染

《環境庁資料 1983, Zoeteman他 1981》			
	トリクレン	パークレン	メチルクロロホルム
検出限界濃度 ($\mu\text{g}/\text{l}$)	0.5	0.2	0.2
検出率 (%)			
浅井戸	27	27	13
深井戸	33	30	16
河川	39	36	24
最高濃度 ($\mu\text{g}/\text{l}$)			
浅井戸	4,800	23,000	1,600
深井戸	210	190	70
河川	16	3	93
水道水水質基準以上の割合 (%)			
浅井戸	2	4	—
深井戸	5	4	—
河川	0	0	—
オランダでの検出率 (%)	67	19	17
検出限界濃度 ($\mu\text{g}/\text{l}$)	0.01 $\mu\text{g}/\text{l}$		

Zoeteman, et al. (1981) : Quality of Groundwater, Elsevier pp.465~480.

ち、水道水の水質基準を上回った割合は、浅井戸で2%、深井戸で5%、河川では幸いなかったという結果になっております。またパークレンの方は、検出率が浅井戸で27%、深井戸ではやはりこれより多くて30%、河川では36%になっており、このうち水質基準を超えるものは、浅井戸、深井戸はともに4%、河川にはやはりなかったという結果です。このように有機溶剤による地下水汚染は、浅層地下水だけでなく、深層地下水にまで及び、多くの都市でこの汚染が広がっていることがわかったわけです。

なお、両物質とも、河川では水質基準を超えるものはでておりません。なぜ河川ででなかったかといいますと、有機溶剤というのは非常に揮発しやすい。例えばベンジンなどでも、揮発性が非常に強いものですから、ふたをあけておきますとすぐなくなってしまう。トリクレンもやはり同じ性質を持っていますから、空気さらしておくとだんだんなくなって、大気中に移っていく。河川は常に曝気されて、空気と触れているわけですから、河川中のトリクレンなるものは大気中にどんどん出ていってしまう。そうでなければ、さきに触れましたように地層中に広がっていく。そのために河川中では、水道水の水質基準以上になるケースが発見されなかったということでもあります。また、表6・3には、オランダでのトリクレンの検出率をのせてあります。オランダの調査は、実に徹底しております。国内の水道水源の井戸水をすべて調査しており、検出限界も0.01 $\mu\text{g}/\text{l}$ というように最高の精度で分析しています。そうしますと、何とその67%の井戸が実は汚染されていた。そういう大変な事態になっていることが明らかにされたわけです。日本の場合でも、検出限界を

表6・4—汚染井戸周辺事業所からの排水濃度

《環境庁資料, 1984》		
濃度 (mg/l)	機当数/測定事業所数	
トリクレン	N・D	5/17
	≤ 0.03	8/17
	≤ 0.3	4/17
	0.3>	0/17
パークレン	N・D	0/35
	≤ 0.01	6/35
	≤ 0.1	16/35
	0.1>	13/35

どんどん下げていって高精度で分析すれば、検出率はぐんと高くなるのではないかと思います。次の表6・4は、1982年の環境庁による調査の際に、水道の水質基準を超える汚染が発見された井戸周辺の事業所からの排水を、環境庁が追跡調査したものです。その結果、トリクレンについては、測定事業所17ヶ所のうち5件のみが未検出で、それ以外の12事業所では引き続き汚染が進行していること、パークレンについては、35事業所のすべてで、その後も汚染が進行していることがわかったわけです。このように、有機溶剤による地下水汚染は、現在も進行中という、そういう状況にあります。

《大気系への放出と汚染物質の水文循環》

では、こういった有機溶剤は日本では1年間にどれぐらいの量が使われているのか、それを示したのが表6・5です。そうしますと、トルクレンは、過去10年間の平均で年に68,800t使われています。これらは、半導体製造工場のほか、一般機械、自動車、弱電関係などの金属洗浄用に使われているわけです。パークレンは、同じ10年間の年平均使用量は49,200t、こちらの方はその半分近くがドライクリーニング用に使われています。

こうした使用量のうち、どれぐらいが実際に環境中へ放出されているのかといいますと、その数字は非常に大きくなるはずですが、これは、トリクレンは、さきに触れましたように、非常に揮発しやすい、浸透しやすいという性質もっていますから、環境中にちょっと放置しておくだけでもどんどん出ていってしまうからです。日本では、どれぐらいのものが環境中に放出されているかという厳密な調査はありません。それで表5・6には、西ドイツで調べられた環境への放出率をのせておきました。この西ドイツの調査では、回収・再生される場合を除き、大気中への拡散も、地表への排水や廃棄物処理も、すべて最終的には環境中へ放出されるものとして扱われています。そうしますと、トリクレンは、実に80~100%、パークレンは80~95%のものが環境中に放出されているという結果ができております。

それで、いま日本で、仮に80%のトリクレン(約5.5万t)が環境中(大気中)に出ているとすると、雨水の中に含まれる濃度はどれぐらいになるか、それを計算してみました。この試算では、大気中のトリクレン濃度が平衡状態に達

していて、5.5万tがすべて雨滴に取りこまれ、国内に降下したとします。すなわち、日本全土に降る総降雨量から、蒸発散と洪水流出により失われる分を差し引いた残りの水、約2,200億m³に5.5万tのトリクレンが一様に混ざるとしますと、その濃度は、0.25mg/l、飲料水の水質基準の8倍にもなるのです。このように、ちょっと視点を変えてみますと、いま日本で年間に使われているトリクレンの量のすさまじさが実感されてくると思います。もちろんこれらが均一に溶け込むということはありませんが、それは年々地下水中に累積したり、あるいは一部は大気循環によって他の地域まで運ばれてしまう点にも留意しなければならぬと思います。1983年に環境庁から刊行された化学物質環境調査報告には、日本上空を覆う大気層の中から17種類もの有害な有機ハロゲン化合物が検出されたと述べられています。この調査は、北は北海道から前は九州までの12の地点で、日本列島を網羅するような形で行われたものですが、このうち、問題の有機溶剤の検出率と濃度を示したものが表6・6です。ごらんのように、検出率はトリクレン81.5%、パークレン99.1%という非常に高率で、その濃度も、両物質ともに0.01~1.5μg/lという高い濃度を示し、日本上空の大気が、これらの物質によって予想以上に汚染されていることがわかったわけです。なおこの表には、西ドイツのミュンヘン及びその近郊で、1981年に調べられたパークレンの大気中の濃度ものせてありますが、その濃度は、郊外で0.001μg/l、市の中心部で0.005μg/l、最大値が0.174μg/lであります。こうした大気中の有機溶剤は、雨滴に取りこまれたり、あるいは直接降下して地表面へ到達す

るわけですが、オランダでの調査によれば、雨の中のトリクレン濃度は、最大値が降り始めの雨水で検出されて10μg/l、平均では0.15~1.0μg/l程度であることがわかっています。このことから、オランダでは、地下水中のトリクレンの濃度が1~10μg/l以下の場合は、雨水起源によるきわめて広域的な汚染の可能性が強く、10μg/lを超える場合は、工場などからの直接的放出によって起こる汚染であろうと考えられています。なお、この研究が発表されたのは、1981年です。

〈地層中での有機溶剤の挙動〉

次にこうした有機溶剤が、大気を経由せずに直接地層の中に入る場合はどうか、図6・1は、西ドイツのシュウイールという人が、地層中でのトリクレンの挙動を模式的に描いたものです。溶剤を貯蔵するときには、普通、ポリタンクなどに入れて保管しておきますが、それを放置しているケースがよく見られます。そうすると、長い時間がたつとひび割れが生じたりして、少しずつ溶剤が漏れ始めるわけです。さきにもお話ししましたシリコン・バレーの地下水汚染も、実は廃液貯蔵タンクにひび割れがあって、そこから地下水中に漏れ出たんだということがわかっております。

そうすると、先ほど述べましたように、有機溶剤は、密度が非常に大きくて粘性が小さい、ですから、砂とか、礫とか、溶液を通しやすい地層中では、どんどん下方に浸透していく。そして基盤岩や難浸水層につきあたりますと、一応、鉛直方向の進行はそこでストップする。その基盤岩にもし傾斜がついておれば、その傾斜に沿って今度は横方向に流れ始める。この溶剤は水には溶けにくいのですが、やはり幾らかは溶け

るわけですから、それが少しづつ水に溶け込んできて、やがて広域的に汚染が広がっていく。この模式図には、地層中における有機溶剤のこうした挙動がわかり易く描かれています。(この図も、すでに1981年に発表されております)。したがって、トリクレンが多くの深井戸から検出されてくるのも、これは当然のことで、広域にわたり、深層の地下水まで汚染してしまうのが、この溶剤による汚染の特徴です。

〈地下水汚染に対する欧米の動向〉

以上、お話ししてきたことから、有機溶剤による地下水汚染は、日本だけではなくて、アメリカはもちろん、ヨーロッパを含めすべての工業国で共通の問題になっていることがおわかりいただけると思います。これは、いま国際的にも最優先の問題になっているわけです。それで最近、欧米では、地下水汚染の国際学会が方々で開催されております。1987年の春にはオランダで地下水汚染のシンポジウムが行われ、1987年8月~9月にスイスのローザンヌで開催された国際水文学会(IAHR)でも地下水汚染のセミナーが企画され、21編の研究報告があり、活発な討議が行われました(注2)。また最近、オランダのエルゼビアという有名な出版社が「コンタミネント・ハイドロロジー」という新しいジャーナルを発行しました。これは、いわゆる汚染水文学——汚染物質が水文循環の中でどのようなどころからどのように入り、どういうメカニズムで動いているのか、そういうことを、いろんな分野の研究者間で情報交換する雑誌であります。そういうジャーナルがすでに生まれるほどに、この汚染は、国際的に非常に大きな関心事となり、問題になっているわけです。こうした欧米の事情からみますと、同じ問題を抱え

表6・5—日本および西ドイツにおける有機溶剤の使用量と環境への放出率

化学物質	トリクレン	パークレン	メチルクロロホルム
日本	年平均出荷量(t) (1974~1983年)	49,200 (1974~1983年)	84,000 (1979~1982年)
西ドイツ	年間消費量(t)	95,200	32,500
	環境への放出率(%)	80~100	80~100

中杉修身(1984): 第1回地下水問題研究会前刷集, pp. 1~6
 山田国廣(1985): 技術と人間, 4月号, pp. 10~26.
 Aurand, et al.(1981): Quality of Groundwater, Elsevier, pp. 481~488

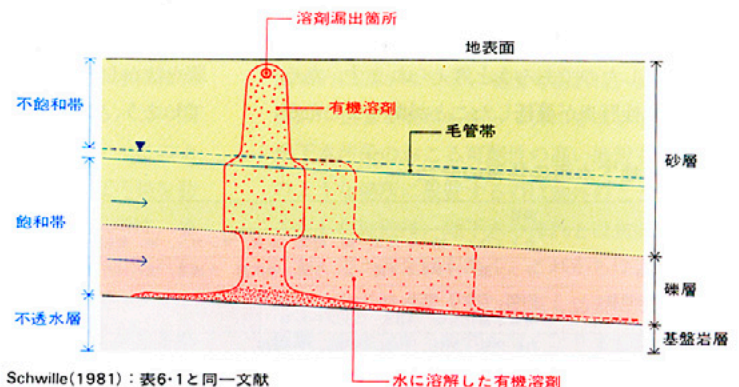
表6・6—大気中における有機溶剤の濃度

	トリクレン	パークレン	メチルクロロホルム
日本	大気中の検出率(%)	81.5	88.0
	大気中の検出範囲(μg/l)	0.01~1.5	0.01~3.4
西ドイツ	大気中の検出範囲(μg/l)	—	0.001~0.174

河村宏(1985): 技術と人間, 2月号, pp. 88~96 Aurand, et al.(1981): 表6・5と同一文献

図6・1—有機剤の移動パターン

〈Schwille原因, 1981〉



Schwille(1981): 表6・1と同一文献

注3＝有機塩素化合物PCBによるカネミ油症事件を契機に、昭和48年10月に、化審法「化学物質の審査及び製造等の規制に関する法律」が制定され、難分解性、高蓄積性、長期毒性のある化学物質は、特定化学物質に指定され、事実上、その製造・輸入が禁止される

ことになった。クロルデンも生物モニタリングの対象物質となっており、昭和57年から日本全国16地域で実施された精密環境調査の結果、広範囲にわたる地域の底質及び魚介類や鳥類からクロルデンが検出されたため、昭和61年9月に特定化学物質に指定された。

ながら、日本では、まだ関心があまり高くはないように思われます。それで私たちも、水収支研究グループや応用地質研究会などを母体として、新しく地下水問題研究会を結成し、数年前から地下水汚染に関するシンポジウムを開いたりして勉強しております。その結果、情報交換の輪も次第に広がっております。しかし全般的にみれば、研究者レベルでも、行政サイドでも、また一般市民の意識という面でも、この汚染に対する取り組み方や認識の度合いが、外国と比べてまだまだ低いように思います。この汚染が、なぜ、国際的な大きな問題になっているのか、その背景には、これが国際的に共通した問題であるというだけでなく、汚染の機構が明らかになるにつれ、ちょっとオーバーな言い方をすれば、この汚染が地下水資源を全面的に破壊してしまうのではないか——そういう危惧の念が、欧米の研究者などの間に高まってきているように感じられます。

②ローカルな地下水汚染

《地下水汚染をもたらす物質》

有機溶剤については、大体以上のようなのですが、地下水を汚染する物質は、このほかにたくさんあります。これらの汚染物質を分類してみますと、表6・7のようになります。このうち重金属は、地層中では可溶性のイオンとして存在したり、あるいは粘土鉱物や有機物に吸着されたり、また硫化物のように難溶性の化合物として沈殿するなど、その挙動はきわめて多様です。工場からの廃棄物や廃液、あるいは鉱山廃水などには、しばしばこの種の重金属類が含まれていて、地下水を汚染することがあるので注意を要します。

次の病原性微生物による地下水汚染というのは、これは大変古くからあるのだらうと思います。例えば昔、どこそこの奇病などといわれて原因不明の病気が発生したというような場合も、恐らくこうした微生物が地下水の中に入って汚染を引き起こしたのであろうと考えられます。ある地域で急性肝炎が蔓延したことがありますが、

このときにも肝炎ウイルスが地下水の中に入って汚染し、病気が広がってしまったのだらうといわれております。

それから、合成有機化合物、このうち、有機塩素系化合物には、有機溶剤をはじめBHCやDDTなどの農薬、あるいはPCBなどがあります。最近、九州でシロアリの駆除剤にクロルデンという化学物質が使用され、それが地下水を汚染し、非常に大きな問題になりました。いまは使用禁止になったこの駆除剤も同じ部類に入ります(注3)。このほか表に示したように、合成有機化合物には、地下水を汚染する物質が数多くあります。

次に放射性物質、このうち、ウラン鉱山発掘中に放出される²²⁶Ra(ラジウム)を除いた他の5つの核種は、いずれも原子力発電に伴って生成されるものです。なお、³H(トリチウム)は地上核実験によっても生成されます。¹²⁹I(ヨウ素)は、ソ連のチェルノブイリ原子力発電所の事故の際問題になりました。これらの放射性核種のうち骨を構成しているカルシウム(Ca)と同じイオン半径を持つ⁹⁰Sr(ストロンチウム)、²²⁶Ra(ラジウム)、²³⁹Pu(プルトニウム)は骨格に、また¹²⁹I(ヨウ素)は甲状腺にとり込まれ、³H(トリチウム)や¹³⁷Cs(セシウム)は血管を通して全身に送られます。こうした放射性同位体が人体に与える影響のすさまじさについては、よく知られているとおりで、こうした物質により地下水が汚染されないように厳しい注意が必要なのです。

最後は無機態栄養塩類、このうち無機態窒素は、亜硝酸態窒素や硝酸態窒素、あるいはアンモニア態窒素など、いろいろな形態で地下水の中に含まれており、環境庁の全国調査でも最も高い検出率を示しています。なかでも硝酸態窒素は地下水中で移動しやすく、これが高濃度に含まれていると問題を起こします。例えば、牛などに高濃度の窒素が含まれた水を与えますと、腰を抜かしてしまうというような病気にかかってしまう。これと似たような病気はほかにもい

ろいろと知られておりまして、そのため、こうした富栄養塩類による地下水の汚染に注意する必要があります。

《身近にもある汚染源》

最後に、汚染源について簡単に述べます。汚染物質がどういふところから広がるのかを調べてみますと、これは実にさまざまなケースがあるわけですが、まず、廃棄物の不法投棄があげられます。これには1つの町が潰れてしまったという例さえあります。それは、アメリカのナイヤガラ滝の近くにあるラブカナルという町で、1978年に起きたことです。ここでは、科学薬品の大手メーカーが自分の所有物である運河を埋め立てて、そこに廃棄物を投棄していたのですが、その中に、ダイオキシンほか10数種類の化学薬品が含まれていました。それがある年に大雨が降り地下水が上ってきて、黒ずんだ水が地表へしみ出してきました。この黒ずんだ水に何が含まれているのか調べたところ、史上最強の劇毒物といわれるダイオキシンが出てきたわけです。それで大変な問題になって、その一帯は永久に住めなくなってしまいました。現在も立ち入り禁止になっているはずですが、

こうした大規模なものではないにせよ、廃棄物を不法投棄したために生じた地下水汚染というのは、日本でもずいぶん見られます。廃棄物の処理及び清掃に関する法律(通称、廃棄物処理法)をおかして検査される悪質業者が後を絶たないというのが日本の現状です。また工場などでも、自分のところを出した廃液を処理し切れずに、困って地下にこっそりと流し込んだりというような事件が後を絶たないわけですが、やはりこういうことが、非常に大きな汚染源になっているわけです。

廃棄物の埋め立て地も汚染源になる可能性があります。廃棄物には、日常生活で出てくる一般廃棄物と、産業廃棄物との2種類がありますが、そういう廃棄物をどこかに埋め立てる。その埋め立て地の上に雨が降りますと、そこから浸出液が出て、その浸出液が地下水を汚染する、そういう可能性があります。

し尿浄化槽に亀裂が入っていたために、そこから病原性微生物が地下水の中に入って、飲み水が汚染されるということも実際に起きております。それから、地下水というのはほとんどの場合、河川や湖沼とつながっていますから、そうした地表水に高濃度の汚染物質が流れ込んできます

表6・7 地下水汚染物質の分類

区分	項目
重金属類	カドミウム、鉛、クロム、銅、砒素、水銀、マンガン、鉄、亜鉛、シアン等
病原性微生物	チフス菌、パラチフス菌、コレラ菌、赤痢菌、大腸菌、流行性肝炎ウイルス、ポリオウイルス、赤痢アメーバ等
合成有機化合物類	BHC、DDT、PCB、トリクレン等の有機塩素系化合物、パラチオンやメチルジメトン等の有機リン化合物、有機水銀化合物、ABS、フェノール等
放射性物質	³ H、 ⁹⁰ Sr、 ¹²⁹ I、 ¹³⁷ Cs、 ²³⁹ Pu、 ²²⁶ Ra等
無機態栄養塩類等	無機態窒素、無機態リン、塩化物、硫化物、リン酸塩等

藤縄克之(1983):地質学論集,第23号,pp.115~121.

と、それが地下水を汚染することもあります。また、工場のばい煙や車の排気ガスなどにより大気中の窒素酸化物や硫酸酸化物が増えてきますと、それが酸性雨となって地上に降り注ぎ、浅層地下水のpHが低下する例も知られています。土木工事の地盤改良剤というのも以前問題になったことがあります。注入された地盤凝固剤が地中で十分に固化しないまま残留したり、流動したりして地下水を汚染し、汚染された井戸水を飲用した人々に、健康障害を発生させたという事件が何回か起きています。

それから、農業による地下水汚染では、その一例としてホノルル周辺で起きた事件があります。土壌中の害虫を駆除するために、EDBという物質を高圧で地下注入した。使用基準はあったと思うのですが、農家の人は一々そういうのを見て、その基準どおりにはやらなかったのでしょう。それが地下水中に入って、ハワイの非常に重要な飲料水源が汚染され、その結果、その地域の人は、地下水を飲料水源として使うことができなくなってしまったということです。なお、放射性廃棄物については、現在も安全な処理・処分法が検討されている段階ですが、これらが地下水へ浸出することのないよう厳重な注意が必要です。地下水汚染の概略は、大体、以上のようなことになるかと思います。

編集 地層中におけるトリクロレンの汚染濃度の経年変化が観測された例はありますか。

藤縄 トリクロレンによって浅井戸と深井戸の両方が汚染されたところで、汚染土壌を除去したあとの追跡調査例があります。それをみますと、深井戸の方はほとんど濃度変化がみられないのに、浅井戸の方は濃度が激減したという結果がでてます。だいたい、地下水中の有機溶剤濃度がWHOのガイドラインを越えるような高濃度の汚染は、溶剤廃液そのもの、あるいは高濃度の溶剤を含む排水が、直接、地下に浸透したために生じるのでしょうか、そうしたところでは、土壌中の間隙には溶剤の一部が残留し、雨が降って浸透水があつたり、あるいは地下水面が上昇したりするたびに、地下水中の溶剤濃度が高くなる。そういうことが考えられます。ですから、地下水汚染が判明したら、早急に汚染源をつきとめ、汚染源に対する適切な処理を行うことが、地下水汚染対策の最も効果的な方法だと思います。

⑦地下水資源・その保全と恒久的利用のために —水資源の確保と健全な地盤環境の維持—

柴崎 地下水汚染への取組みが、日本ではなぜ遅れているかという、一番大きな問題は、地下水に対する価値観が非常に薄くなってしまったからなんです。外国では、どこの国だって地下水は貴重な水源として非常に大事にされています。日本でもかつてはそうだったし、いまでも地域によっては大切にされていますが、一般的には、地下水がだめなら地表水を利用しようという、こういったきわめて安易な考えで対処しているわけです。

その結果、多くの地域で地下水を水資源としては認めず、地下水を使わなくなった。そうすると、地下水を使わないから、地下水に対してはみんなが無関心になってくるし、無関心ですから、地下水汚染に対して真剣に取組むこともない、自治体などのごく一部の関係者が、ただ息をつめて心配しているだけなんです。ですから、ことはトリクロレンだけではなく、藤縄さんのいわれたローカルな地下水汚染もまた広く静かに進み始めている。

これが昔だったら、自分の家の前につるべ井戸があつて、例えばそこに油が浮いてでもいようなものなら大変な騒ぎになっている。このように一般の人の間に、地下水に対するありがたみがゆきわたってれば、地下水の汚染がおきれば真剣に取組むことになる。しかし今では、みんな井戸にふたをしてしまって地下水を使わない。使わないからその貴重さがわからない。水道の蛇口をひねれば水がすぐにでてくるので、その水がどこから運ばれてくはかは全く関心がないわけです。現実には、その水は、上流へ上流へとダムをつくって、そこから運んでくるのですが、今ではそのダムをつくるには余りにも水のコストが高くなってきて、安易に地表水に頼るわけにもいなくなってきている。

ところが一方では、良質で安価な地下水は使われず、水質源としては放棄されている。この間に、汚染は徐々に進んでいるわけです。このように地下水というのは、使わなければ汚染を防げないし、保全もできない。その意味では、まづ地下水を使うことが、汚染に取組み、これを防いでいくための第一歩なんです。

楡井 私は以前から、地下水汚染を「かくされた公害」と呼んで、対策の重要性を訴えている

んですが、その意味は、1つは、地下水汚染が発生したときに、これを正面からきちんと解決しようとしなくて、代替水源に転換することで問題をすりかえてしまう。そのために、南関東などでは、社会的に隠されてしまうという傾向をおびるんです。

それともう1つ重要なことは、従来の公害対策では、大気汚染や水質汚濁の防止対策にみられるように、汚染物質が気圏や水圏へ排出されるのを防いでいるわけですが、地圏への排出規制というものがなく、ですから公害問題がおきて以来、気圏や水圏への汚染物質の排出量が減少しているのはうらはらに、地圏への汚染物質の排出量が増え続けてきた。そのために、貴重な水資源を生産し、貯留している地下水盆の上に、地下水汚染につながる多くの廃棄物が投棄され続けている。だいたい地下水汚染というのは、流出速度の速い局所的流動系でも、地表水にくらべればその流れの速度がぐんと遅いので、すぐには拡散されず、汚染濃度もなかなか低くならない。そして汚染水塊や汚染土壌の処理費も、その対策が遅れるほど、費用がより膨大になるんです。ところがこうした事態も、直接的な被害がでなければ社会的に問題にならない。それで、この汚染は、地下に隠された公害として徐々に広汎に進むことになります。

こうした事態が続けば、やがては地下水資源は本当に使えなくなってしまい、ひいては、水資源全体の問題として必ずね返ってきます。ですから、事態をこうした方向から、別の方向へ、地下水を利用することによって地下水の汚染をくいとめ、恒久的に地下水を保全・利用する方向へと、きりかえていくことが急務になっているわけです。地下水を利用することになれば、そのためには、どうしても地下水盆のカルテが必要となりますから、そのことが健全な地盤環境を維持することにもつながるのです。また、地下水盆上の地形というものも、地下水汚染が広域的に広がりやすい場所もあれば、比較的局所的に止まる場所もあって実にさまざまです。地下水汚染のおこる可能性の高い施設を、前者のような場所に設置するのは論外のことです。

こうした施設は、地下水の流れとは無縁な場所におく方が安全性が高く、これからは土地利用にさいしては、そうした配慮も必要になります。

編集 残念ながら時間がなくなりましたので、この辺で終了。長時間、有難う存じました。

海盆から生れた世界でも特殊な平野

日本列島に分布する平野のなかでは、ずば抜けて大きな面積をもつ関東平野は、学問的には、古くから関東構造盆地とよばれた盆地である。周辺部は山地に囲まれ、その内側に丘陵が顔をだし、比較的平坦な台地が中心部にむかって大きく広がっている。この台地には、中川低地や荒川低地などの沖積平野が割りこむように分布し、また海岸部には、東京湾岸低地や九十九里低地などの海岸平野をとまなっている。この盆地はまた、地下水および地下流体資源の立場からは、関東地下水盆とよばれる。この地下水盆は、現在、豊富な地下水を生産し、天然ガスなどの地下流体資源を大量に貯蔵している点で際立っている。

以上のような関東平野の諸特徴は、この盆地が当初、海盆として発達し、それが地史的過程を経て広大な平野へと姿を変えてきたために備わったもので、その意味では、この平野は、世界でも珍しい生いたちをもつ特殊な平野である。そのため、この平野は関東海盆とも、さらにはその海盆の性格から、関東前面弧盆地（関東前弧海盆）ともよばれる。さきに第1章第2節では、地下水流動系に関連して関東地下水盆の形成史について触れたが、本来、その形成史は、堆積盆の構造発達に関する地質学的事実の裏付けなしには語り得ない。そこで本章では、関東前面弧盆地の地質構造的特性とその発達について述べる。

環太平洋地域の大地質構造

本州中央部、第四紀火山列の東側に、太平洋に接して存在する関東平野は、世界的視野からみると、環太平洋地域に属する。

環太平洋地域には、日本列島・千島列島・アレ

ウト列島、また南方には、伊豆・小笠原列島といった島弧、さらに太平洋の北方や東方には、島弧と同じ形成過程をもつアラスカ山脈やアンデス山脈が太平洋側に弓状に張りだして陸弧を形成している。これらの島弧・陸弧には、火山列が存在する。1986年に大爆発した伊豆大島の三原山や1985年に噴火したコロンビアのネバドルイス火山もその仲間、こうした火山が太平洋をとりまくかたちで分布するので、この火山列は、環太平洋火山帯ともよばれる。

一方、島弧の前面には小規模な平野・陸棚と大陸斜面といわれる大規模な海中平野が発達し、そのさきは、海溝へとつながっている。島弧や陸弧に発達する火山列から海溝までの距離は、ふつう数100kmであるが、まれに1,000kmに及ぶこともある。このように、弧状になっているのは島弧のみでなく、海中平野である大陸斜面と海溝との3者が、平行になって、太平洋に面して弓状に張出し、それらが互に連なって、太平洋の周囲に環状に発達しているのである。そしてもう一つ、この3者に付随しているものに地震帯があり、それは、環太平洋地震帯とも呼ばれる。この地震帯の震源分布をみると、球状の物体に鋭いナイフで斜めに深傷をつけたように分布し、その深さは地下400km以深にまでも達する。しかもその傷口は、必ず海溝の少し内側からのびているのである。このように、海溝の内側から島弧や陸弧の地下深くまで分布する震源地帯は、和達・ベニオフ地震帯と呼ばれている。

また、島弧の火山列付近の地表近くからは、和達・ベニオフ地震帯に突きあたるように、もう一つの地震帯が発達している。この地震帯はK・S・T地震帯と呼ばれている(楡井, 1982)

(図1)。この地震帯も、島弧・陸弧、海中平野、海溝と平行して帯状をなし、一般に和達・ベニオフ地震帯に地下80km～50kmの深部でつき当たっている。その様子を、島弧・陸弧、海中平野、海溝という3者の平行した並びに対して直角の断面でみると、震源の分布状況は、ちょうど小文字のyの字のかたちを示す。そのためこの地震帯はyビーム地震帯とよばれる。図4に示すように、環太平洋地域には、y字の規模とスタイルは地域によって大小があり、またさまざまに変形していても、基本的にはy字を刻印した金太郎飴のように、島弧と海溝間にある大陸斜面の地下深部には、このyビーム地震帯が必ず顔をだすのである。

さて、関東平野下の震源分布をみると、和達・ベニオフ地震帯もあれば、K・S・T地震帯も存在する(関東地震などは、相模湾沿岸のK・S・T地震帯の浅部で発生したものと考えられている)。もちろん、この両者はyの字をなし、図2にみるように、東北日本弧や伊豆・マリアナ弧と平行するyビーム地震帯に連なっている。すなわち、地震地質学的観点からみた関東平野の性格は、まさしく海中平野なのであって、それは、北上沖・阿武隈沖の大陸斜面下にある海盆や、西南日本沖にある室戸海盆・熊野海盆などと地質学的には同じ成立過程をもっているのである。そして、このような島弧と海溝間にある平野(盆地)が、一般に前面弧盆地と呼ばれているのである。和達・ベニオフ地震帯とK・S・T地震帯からなる器は、地質学でいわれている地向斜の一種なのであろう。

しかし、プレートテクトニクスの考えから関東平野下の震源分布についてみてみると、和達・ベニオフ地震帯は太平洋プレートの沈みこみ、

図1 - yビーム地震帯

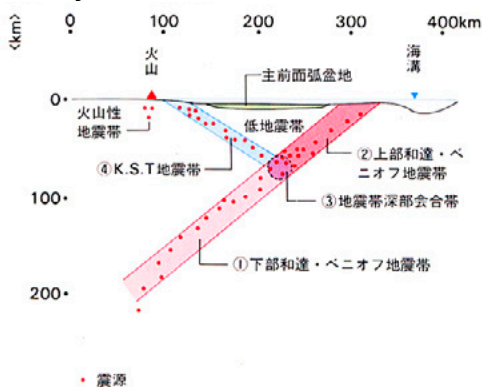


図2 - 日本列島中央部にみられるyビーム地震帯の分布

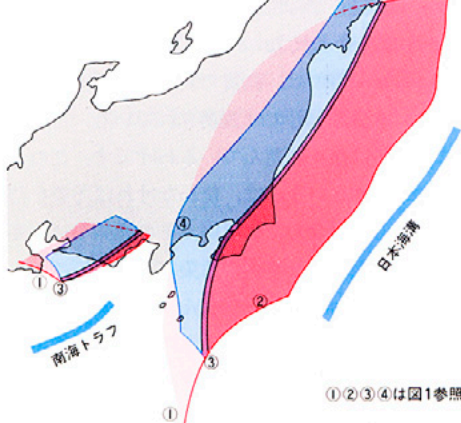
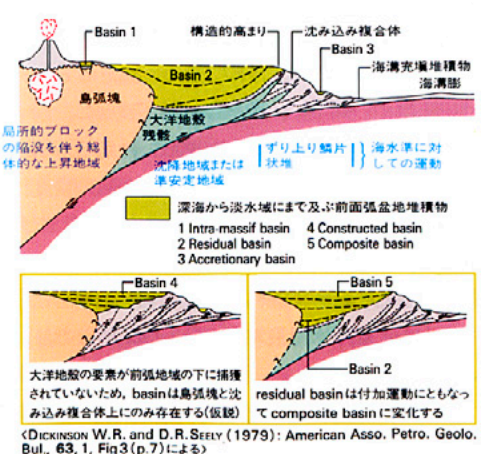


図3 - DICKINSONとSEELYの前面弧盆地概念図



《図4の引用文献》

a・b = Grange f., et al(1984) : Jour.Geophys.Re-
search,89,B7,Fig 2a(p.6142)
c = L.VICTORIA LEFEVER et al.(1985) : Jour.Geo-
phys.Research,90,B6,Fig 6(p.4503)
d・e = JACOB.K.H. et al.(1977):Maurice Ewing
Series 1 , AGUFig2(p.246)
f = ENDAHL E.R. et al.(1976):AGU Monograph

Ewing Symposium, Fig 4 (p.264)

g = 鈴木貞臣他(1981):地震予知連絡会報,25,p.8
h = 津村建四朗(1973) : 地質学論集,20,p.7~20
i・j = KATSUMATA M. et al.(1969):Jour.Geophys.
Res.,74,5923~5948
k = 山崎文人他(1985):地震2,38,p.193~201
l = 岡野健之助(1978):地震2,31,p.63~72
= 太田,(1987):科学,57,5, 図1(p.313)より

K・S・T地震帯はフィリピン海プレートの沈みこみの証拠とされている。ところが、さきに見たように、関東平野下のフィリピン海プレートの証拠とされるK・S・T地震帯は、伊豆・小笠原諸島の島弧および東北日本弧からアラスカ半島の地下にまで認められる。したがって、関東平野下にあるフィリピン海プレートはアラスカにまで延びることになってしまう。そして、主に地震帯で区分されるフィリピン海プレート・ユーラシアプレート、そして北アメリカプレートまで一枚のプレートになってしまうのである。このように、人間の目で直接に観察し得ない地球の地下深部については、まだいかに不明な点が多い。プレートテクトニクスも一つの考えでしかないようである。

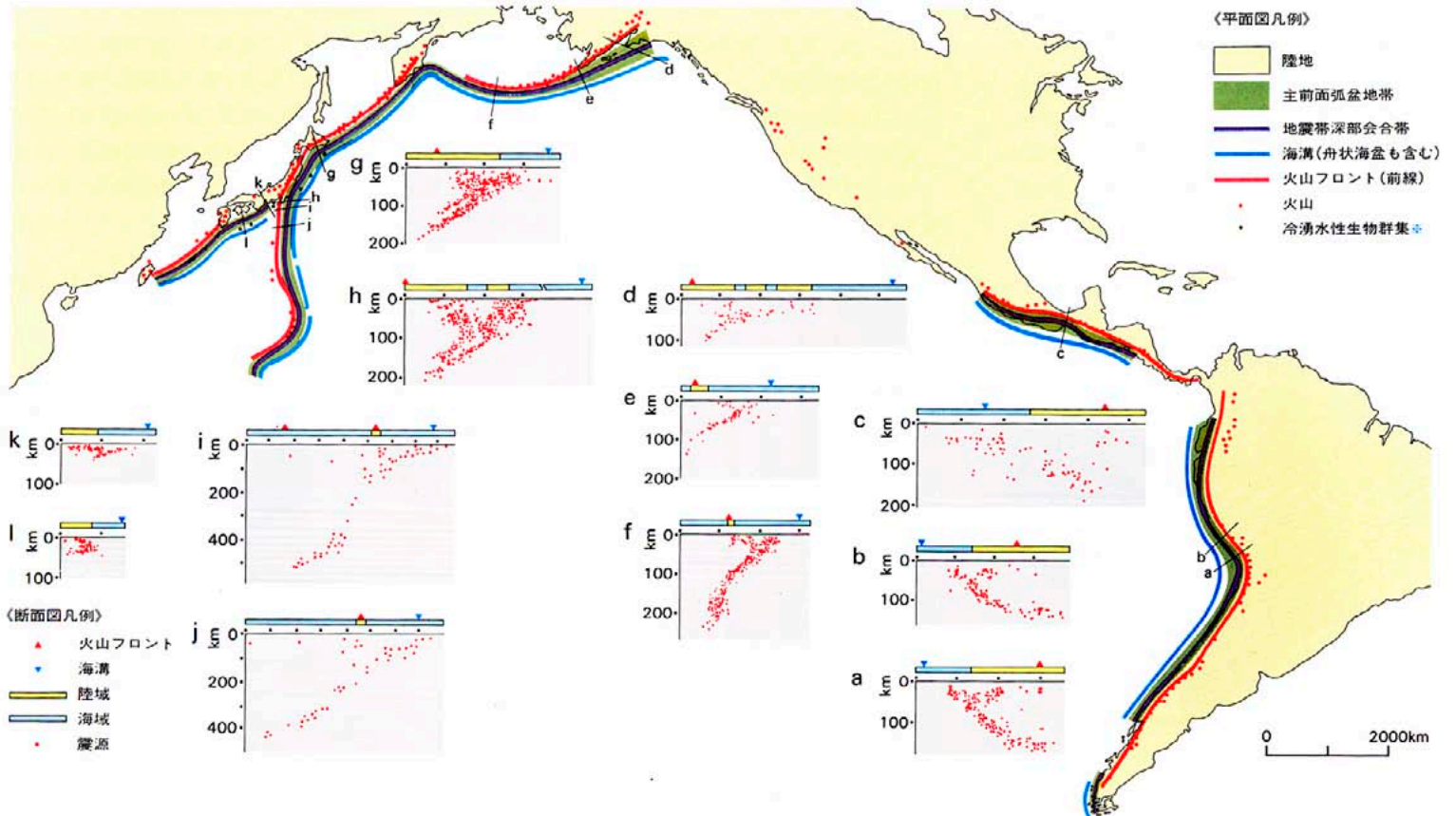
前面弧盆地とyビーム地震帯

前面弧盆地について、大地質構造単元からみた定義をみると、過去から、interdeep (Bem melen,1949),outerarc basin (Hamilton, 1973),Fore-arc basin (Seely et al., 1974) などがある。これらはいずれも火山列島の沿岸から構造的な高まりの内側・直上にかけての海中平野や海盆である。一方、Dickinson と Seely (1979) は、プレートテクトニクスの観点から

Fore-arc (前面弧)を定義して、火山列の軸部から海溝前面の海溝膨までとし、また火山列の軸部より背後を Back-arc (後背弧)とした。そして前面弧盆地を4つのタイプに分類し、(1) intramassif basin. (2)residual basin (3)accretionary basin. (4)constructed basin とした(図3)。(1)は島弧塊の上に地層が不整合をもって堆積している盆地。(2)は地層が、沈み込み帯と島弧塊間に捕獲された大洋地殻あるいは漸移塊の上に堆積している盆地。(3)は沈み込み複合体の上に形成された盆地。(4)は変形した沈み込み複合体の地層(外側)と島弧塊(内側)が接する構造線が基盤に認められる盆地である。さらに(5)として、composite basin,すなわちさきの4つのタイプが組み合わさったケースを示している。このようなプレートテクトニクスからの分類に従って関東平野を区分するならば、それは2・4のタイプか5のタイプになるだろう。しかし、こういったモデルでは、沈み込み複合体にともなう大洋地殻の実態が不明であり、また沈み込み複合体と島弧塊との接触部の構造もきわめてあいまいである。この点は、綿密なDickinsonらのモデルでも同様である。沈み込み複合体は、海溝陸側斜面部に認められるが、

その形態的面をみると、プレートテクトニクスの立場とは逆に、大陸側や島弧側からの突き上げの結果としてみても十分説明が可能である。いずれにしても、沈み込み複合体の内部の実態は不明であるが、このような深部構造の不明確な前面弧盆地にあっても、前述のyビーム地震帯だけはその存在が確実である。したがってここでは、yビーム地震帯の上に発達している前面弧盆地を、主前面弧盆地と呼ぶ。もちろん、関東平野もその例外ではない。さらに付け加えるならば、K・S・T地震帯こそが、前面弧盆地の深部構造を解き明かす鍵となっているように思われる。和達・ベニオフ地震帯は、グローバルな観点からみれば、大洋地殻と大陸地殻の境界部付近に存在することは事実である。一方、島弧と海溝間に認められるyビーム地震帯のK・S・T地震帯は、上部和達・ベニオフ地震帯と対置したかたちで存在している。このようにみれば、K・S・T地震帯の両側では、なんらかの物質的相違が存在すると考えるのが常識的なところであろう。もし、それが事実であるならば、yの字に挟まれた主前面弧盆地の基盤は、固有の物質からなるであろう。

図4 - 太平洋をとりまくyビーム地震帯



前面弧盆地形成の問題

前面弧盆地の形成は、火山列をともなう島弧・陸弧および海溝の成因に深くかかわっている。これらの成因については、プレートテクトニクスの観点からは、大洋地殻が、大洋側から島弧・陸弧下へ沈みこんだために生じたとされるが、他方、それとは逆に、大陸側の上昇や膨張にともなって、島弧・陸弧が大洋地殻の上のし上がったために形成されたとする考えがある。後者の立場としては、Suzuki et al. (1978)、藤田 (1979)、南雲 (1981) などがある。筆者は、後者の観点を支持し、次のような仮説で考えている。すなわち、大陸地殻と大洋地殻が異なるように、その下のマントル物質もまた異なると思われるが、y ビーム地震帯を境にしても、左・右および上方では、それぞれ物質が異なるのであろう。ここでは、大洋地殻下のマントルをAマントル、大陸および島弧側のマントルをBマントルと呼んでおく。そして、地震帯深部会合帯付近は、地質区分の中央構造線的な意味をもつものである。また、y ビーム地震帯の直上は仮りにCマントルと呼んでおくが、後述する関東前面弧盆地の地震時の揺れかたからも理解できるように、この部分はいわゆるマントル物質とは異なるようである。

これらのうち、大陸側深部のBマントルの膨張とそれともなう突き上げによって、島弧・陸弧が大洋地殻の上にまで張出し、そして島弧・陸弧が弓なりの形状を形成したものと思われる。この過程で、島弧・陸弧・海溝の間に前面弧盆地が形成されたのであろう。最近、深海潜水艇によって海溝陸側斜面にシロウリ貝などのコロ

ニーが多く発見されている(図4)。こういう現象は、島弧・陸弧形成時からの地下水の地史的流動系に関係していると考えるのが自然であろう。一方、これらの過程はまた、島弧・陸弧の背後に盆地や海盆を形成するが、その基底に大洋地殻やそれに近い物質が露出するといった考えは短絡すぎることであろう。

関東平野の底

平野の底をかたちづくる先第三系基盤は、西南日本の岩石区と同じく、北から南へ領家帯・三波川帯・秩父帯とが分布し、各帯は、ほぼ北西から南東に帯状にのび、そして房総半島北部で方向を北東に変えることが地質ボーリングの結果からも明らかにされている。さらに、これらに平行してその南側には、四万十帯北帯および南帯が分布することが推定されている。一方、これらの方向に平行して関東平野の中央部には、中央構造線も存在している。詳細は、アーバン・クボタ誌No.18号に述べられている。なお、従来の地質ボーリングの試料では、三波川変成帯が東京湾奥の船橋付近以北に分布していることはよく知られていたが、その南限にあたる秩父帯との関係は不明であった。最近、東京湾の埋立地(旧ヘルス・センター内)にあった天然ガス抗井ボーリングの基盤試料から、地下2,300mに御荷錐帯の岩石が存在することがあきらかになり、秩父累帯が東京湾奥の地下に存在する確実性をたかめた。

図5は、地質ボーリング・人工地震観測・重力測定などの手法で調べられた基盤の深度分布である。つまり、新第三紀以降の地層をすべてはぎとって見たときの関東平野の底の姿である。

図にみるように、その地形は山地縁辺で急激に落ちこみ、最深部では3,500mをこえる。その底は階段状をなして平たく、平野全体に広がっている。そしてこの底面は東方に開いていて、その延長部は大陸斜面へとつながっていく。こうした基盤地形の特徴は、この平野の海盆的性格をよくあらわしており、また関東平野に広い台地が分布する要因の1つともなっている。

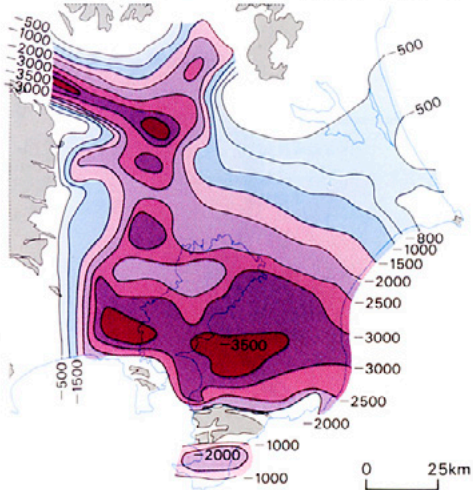
前面弧盆地の発生

約2千歳100万年前頃、新第三紀中新世に入ると、環太平洋の大陸縁辺部の内海などでは、広域にわたり激しい海底火山活動が発生し、その地体構造に大きな変化があらわれてくる。いわゆるグリーンタフ変動である。

関東地方周辺では、主として2つの系列からこの大変動の洗礼をうける。1つは、本州を縦断するフォッサマグナ地域から伊豆・マリアナ弧へつながる系列で、丹沢山地から伊豆半島にわたる地域、他の1つは、東北日本弧につながる系列で、群馬県西部から栃木県西部にわたる地域、こうした地域が激しい火山活動の場と化して、数1,000mに及ぶ火山性碎層物を主体とした厚い地層を堆積する。そしてこの場合は、ひき続く隆起(後述)によって地形の高まりをみせ始め、関東平野の西縁部および北縁部を形成することになる。

一方、この地域より東側は、比較的穏やかな非グリーンタフ地域として、広大な海域を東方にひろげ、厚い海成層を堆積する。なかでも、房総半島中央部から三浦半島にかけての地域と、前橋からのびる利根川中流地域などには、とくに厚い地層が堆積する。

図5 - 先新第三系基盤岩の等深度線図<単位: m>



<矢島・鈴木・榎井, 1986>

図6 - 船橋地下2,113m付近に産出する浮遊性有孔虫の生存期間<Blow 1969より作成・八田ら, 1978>

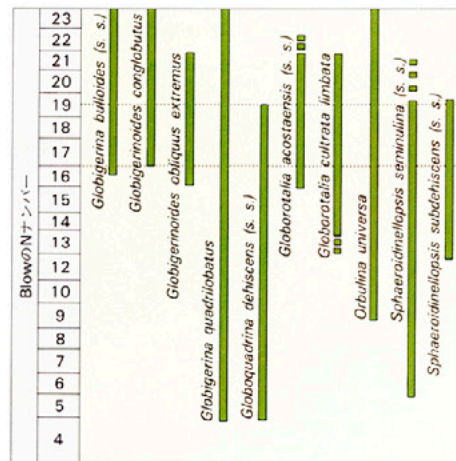
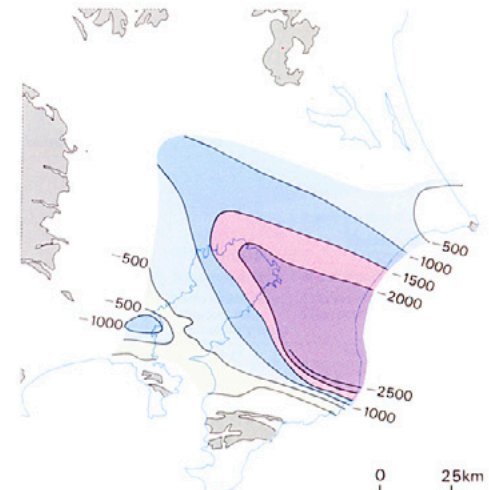


図7 - 黒滝不整合の等深度線図 <単位: m>



注1: Basal Faunule・ *Bulimina aculeata* Zonule・ *Bulimina nipponica* Zonule・ *Sti-
lostomella lepidula* s. z. Zonule・ *Bolivia*
Zonule・ *Bulimina aculeata* Zonule・ *Uvi-
gerina akitaensis* Zonule・ Lower Kokumoto
Faunule

そしてグリニタフ変動が終息し、やがて鮮新世の頃になると、海進を伴う広域的な隆起運動の幕が切れて落とされ、島弧と海溝および大陸斜面の本格的な発達が見られるようになる。いわゆる島弧変動である(藤田, 1970)。関東前面弧盆地の発達もまた、この変動と共に始まる。

前面弧盆地発生期における基盤直上の地層 関東平野の地下地質では、基盤直上の不整合やその上の地層の堆積環境が、地表地質との関係においてあきらかにされた地域は殆んどないが、船橋の地下地質では、そうした関係が明らかにされている。ここでは、三波川変成岩の基盤上の2,139m付近には、基底礫と思われる細礫が存在し、基盤より26m上のシルト層(深度: 2,113m)における浮遊性有孔虫と低棲有孔虫の分析・解析結果が報告されている(八田・前田・楡井, 1978)。それによると、図6に示すように、140個体、10種の浮遊性有孔虫が見いだされた。これらを Blow (1969) の浮遊性有孔虫の生層序表に対比すると、N17~N19にかけては、清澄層から安野層にかけてである。したがって、2,139mから2,113m付近に分布する地層が、三浦層群上部の清澄層から安野層に対比され、後期中新統から前期鮮新統ということになる。

また底棲有孔虫の分析結果や、浮遊性有孔虫含有率が非常に低いことから、当時の堆積環境は相当浅い海であったと推定される。房総半島の地質露頭において、この時代で同じような堆積環境を示すのは、稲子沢泥岩層(天津泥岩層の西側への漸移層)下の千畑礫岩層が相当浅い海であることが知られている(石川, 八田ら,

1982)。こういったことから、船橋での基盤直上の基底礫は、千畑礫岩層の層準に対比することが可能である。一方、地表地質からみると、稲子沢泥岩層・清澄層・安野層が堆積しており、これらの地層はいずれも、千畑礫岩層の層相よりも深い海の堆積環境を示す。したがって、船橋の地下における黒滝不整合までの地層も1つの海進の過程で堆積したものであろう。なお、地表における千畑礫岩層の基底から黒滝不整合までの層厚に比較すると、船橋の地下のそれは薄い。

大陸斜面下の前面弧盆地

黒滝不整合

三浦層群と上総層群を分ける黒滝不整合は、地表では、房総半島・三浦半島に分布(小池, 房総研究グループ, 石和田など)し、多くの場合緩やかな傾斜不整合で、いわゆる^{かな}鈍削り不整合である。これらの地域にみられる不整合は、オンラップ現象(後述)を伴い、主として海域で形成されたもので、この時期に三浦層群の隆起と共に、海進のあったことを示している。

一方、関東平野の西縁では、時期は多少遅れるが、黒滝不整合は縁辺高角不整合として明らかにされている(藤田ら, 1978, 竹越ら, 1979)。すなわちこの時期に、山地地塊がげい断層運動を伴いながら隆起し、前面弧盆地の西縁の輪郭が形成されたのである。

地下での黒滝不整合は、上総層群と三浦層群との層相の相違(例えば、基底礫層の存在、上下層の層相変化、上下層の物性的相違)、有孔虫の化石帯などからみた時間的間隙などを決め手として決定されている。最近では、海底の音波探

査も行われ、この不整合に関する情報量も多くなってきている。図7が地表地質の資料と地下地質資料の両者より作成した黒滝不整合の基底等深線図である。

次に、黒滝不整合形成時の古地理であるが、房総半島を東西に横断する上総丘陵の清澄背斜や嶺岡隆起帯を形成した運動は、後に述べるように、関東前面弧盆地の内側に古東京湾が形成されるまでは、顕在化していなかったものと考えられる。

大陸斜面下に堆積した上総層群

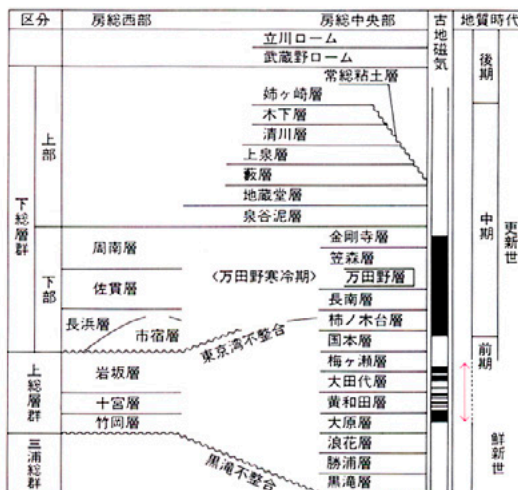
黒滝不整合は、海盆の隆起に伴って形成された鈍削り不整合である。そして上総層群の大原層堆積期ころまでは、一定の浅海域であったが、その後、上総海進とよばれる1,000m以上にもおよぶ大規模な海水準の上昇(Hoshino, 1975)があり、柿ノ木台層堆積面(東京湾不整合層準)のレベルに達したものである。

この現象を説明する事実は多数存在する。石和田ら(1962, 1964)、樋口(1964)、菊地(1964)は、南関東天然ガス田の開発に伴う各天然ガス坑井のボーリソグ地質コア・カッティング中の低棲有孔虫化石に関する分析を精力的におこない多くの成果をあげた。これらの成果によると、上総層群中の大原層から^{くもと}国本層下部までは8 Zonules に区分されている(注1)。このうち、1から6までの Zonules は、200mから2,000m付近までの幅のある水深を示し、^{まわら}黄和田層に相当する *Bulimina nipponica* Zonule が最も深い海の堆積環境を示す。そして、上位の Zonule になるにつれて、深度を減ずる傾向を示している。梅ヶ瀬層上部の層準に相当する *Uvi-*

図8 - 船橋地下の模式地質層序(楡井, 1981)

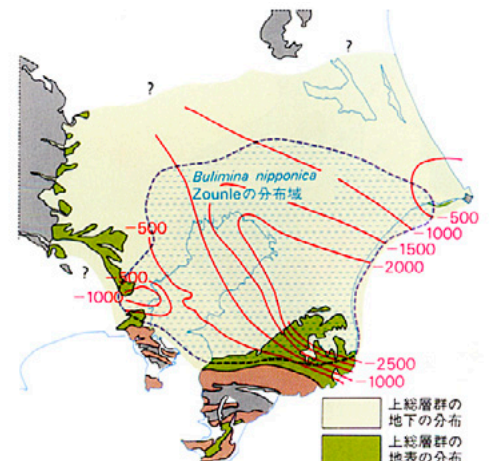


図9 - 房総半島の第四紀層序



←→ 従来から各研究者によって設定された鮮新-更新統境界の範囲
 ※古地磁気の測定は、新妻(1976)による

図10 - 黒滝不整合等深線・上総層群と *Bulimina nipponica* Zonule (黄和田層の層準) の分布



gerian akitaensis Zonule は、200mから500mといった深度の大陸斜面上部の環境であったと思われる。そして、国本層下半部の層準に相当する 8 Zonule は、大陸棚縁辺付近の環境を示すものであろうと考えられている。

一方、樋口(1964)や菊地(1964)の研究でも、黄和田層は典型的な半深海の堆積物であり、また、梅ヶ瀬層から国本層の層準にかけては、浅海化への変化があったという共通した見解が述べられている。

さらに、東京湾奥の船橋地下では、深度2,139mの基盤から上位の28層準において地質ボーリング・コアを採取し、各試料に関して、低棲有孔虫化石の分析が行われた(八田ら, 1977)。

この結果や東京湾周辺の地下地質資料(楡井, 1981)と房総半島中央部地表における上総層群に含まれる低棲有孔虫化石の分析結果(Aoki, 1968)などから、船橋地下に発達する地層を、地表における上総層群の各地層(三梨ら, 1959)と対比すると、船橋Aシルト層・船橋下部砂層の下部までの層準は、黄和田層およびそれ以下の上総層群のそれに、船橋下部砂層上部と船橋Bシルト層下部の層準は太田代層のそれに、船橋Bシルト層上部と船橋上部砂層の層準は梅ヶ瀬層の下部のそれに、それぞれ対比可能である(八田ら, 1977)。そして、東京湾不整合直下の船橋Cシルト層の層準は、この地域地下の上総層群が一定量の削剝を受けているため、梅ヶ瀬層上部から国本層に対比される。このことは、船橋や千葉の地下における古地磁気の測定結果からも裏づけられている。さらに、東京湾不整合を挟んでその上位の船橋礫層は、房総半島中

央部に発達する市宿層などの層準に対比可能である(楡井, 1981)。(図8, 図9参照)。

船橋地下の上総層群の堆積環境は、船橋Aシルト層から船橋Bシルト層下部付近までは大陸斜面中部のそれで、その後、浅海化の傾向を辿り、梅ヶ瀬層上部から国本層に対比可能な船橋Cシルト層の堆積環境は、外洋に面した大陸斜面上部または大陸棚のそれであったと推定されている(八田ら, 1977)。そして東京湾不整合の時期には、陸域から浅海にいたる環境であったと思われる。

さらに、房総半島中央部における地表地質の露頭での低棲有孔虫化石の分析(Aoki, 1968)から、黄和田層から梅ヶ瀬層までの堆積環境は大陸斜面のそれであるが、そのなかでもとくに、黄和田層下部の堆積環境は大陸斜面下部のそれで、太田代層から梅ヶ瀬層にかけての堆積環境は大陸斜面の中・上部のそれ、梅ヶ瀬層上部の堆積環境は大陸棚下部のそれ、国本層は大陸棚といった環境にそれぞれ堆積したと考えられる(Itihara et al., 1973)。

これらの資料は、すべて前述した1,000m以上におよぶ大規模な海水面上昇と、その後の堆積作用および広域的隆起による浅海化を示している。ちなみに上総層群中で、最も深い環境で堆積した黄和田層にほぼ対応する有孔虫化石帯(*Bulimina nipponica* Zonule)の分布と、上総層群の分布についてみると、黄和田層とその相当層は、関東前面弧盆地のなかに広範囲に発達している(図10)。そして、*Bulimina nipponica* Zonule も、かなりの範囲に分布するが銚子半島から竜ヶ崎を結ぶ線より北側では、

黒滝不整合時の不整合面が浅いため、黄和田層が発達するものの、その堆積環境も比較的浅く、*Bulimina nipponica* Zonule の発達は見られない。したがって、黄和田層の水平的な層相変化は、上総海進時の堆積盆地の形態に大きく規定されたものと思われる。

広域的隆起に伴う前面弧盆地の底上げ
上総海進後の浅海化は、堆積作用以外に、梅ヶ瀬層堆積時から進行していた堆積盆地の緩慢な上昇運動が大きく影響していたものと思われる。例えば、梅ヶ瀬層と指交の層序関係にある東日笠層の基底にみられる化石海底谷の不整合現象と同層内の異常堆積現象(佐藤ら, 1957)や、梅ヶ瀬層上半部で浅海化傾向をしめす低棲有孔虫化石の分析結果(Aoki, 1968; Itihara et al., 1973)などは、堆積盆地の上昇運動を示している。しかしこの運動も、基本的には、島弧の広域的隆起に伴うもので、それは、島弧中心部と縁辺部とにおいて隆起の格差が顕在化してくる東京湾不整合期以降にみられる地殻変動(楡井, 1981)の萌芽的なものであろう。

東京湾不整合
上総層群の堆積盆地、すなわち関東前面弧盆地が本格的に底上げされるようになるのは、東京湾不整合期からである。東京湾不整合は、東京湾周辺の地下で特に良く認められるので、そう名付けられているが、これもまた堆積盆地内部で形成された鋭削り不整合である。

この不整合は、地表露頭では房総半島中央部の東京湾側、すなわち、富津市の東京湾観音直下から山砂利採取場・湊川中流域にかけて存在する。一見しただけではこの不整合面はわかりにくいですが、露頭を仔細に観察すると、上総層群中の数枚の火山灰層が、上位の地層により鋭削りとりたように消滅していることで、この不整合が確認できる。不整合直上には、市宿層とその上位の長浜層が発達する。市宿層は一般に砂と細礫よりなり、最大層厚200m、その分布形態は、巨大なレンズ状をなしている。長浜層は、下位の市宿層を被覆するように分布し、硬質の中礫が主体で、円礫から亜円礫程度の円摩度を示す。

地下に存在する東京湾不整合(図11)は、とくに千葉や船橋の地下で明らかにされており、不整合直上には、市宿層などの相当層である船橋礫層が発達する。千葉の地下では400m前後の深度に存在する(図15参照)。船橋の地下では

図11 - 東京湾不整合の等深度線 <単位: m>

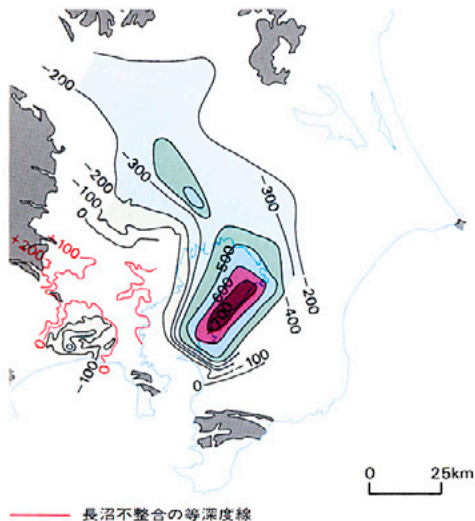
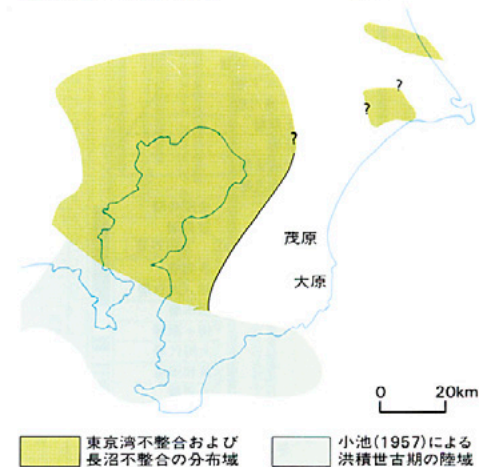


図12 - 関東前面弧盆地の底上げ期(東京湾不整合期)の古地理図 <楡井, 1981>



454mの深度に、上総層群国本層々準の船橋Cシルト層が上位の船橋礫層に接している。船橋礫層の層厚は46m、硬質の中礫が主体で、円礫から亜円礫が多い。東京湾不整合は、さらに東京の下町から山の手にかけて分布する城北礫層の基底にも存在する。

一方、東京湾不整合は東側へいくにつれて不整合の度合い(地層の削剥量)が次第に減少し、房総半島中央部では不整合関係が消失し、それより太平洋側にかけては、上総層群と下総層群とは一連のものとなる。すなわち、東京湾不整合の分布域は図12のようになり、その東端の方向は南北性となる。従って、現在の嶺岡隆起帯・清澄背斜の東～西方向とは直交してしまう(図12参照)。このことは、東京湾不整合期には、この地域は、まだ本格的に隆起していなかったことを示している。先にも触れたように、この地域の本格的隆起は古東京湾形成以降から始まるのである。

以上のように、梅ヶ瀬層上部から底上げの萌芽的現象が認められるものの、比較的安定した上総層群の堆積環境が、一転して前述のような大規模な市宿砂層が堆積する環境に変化する事実。しかし他方、房総半島東部などでは鉋削り不整合を伴う東京湾不整合が認められず堆積環境がただ浅くなっているだけであるという事実。こうした現象は、島弧の広域的隆起にともなう関東前面弧盆地の上昇によるものであるが、それと同時に、西側山地部(島弧中心部)での隆起量がそれ以上に大きく、島弧内の隆起量の格差が次第に明確になりつつある過程をも示している。

下総層群下部の堆積環境

東京湾不整合直上に市宿層・長浜層が堆積した後、大陸棚の堆積環境を示す泥層からなる佐貫層が発達する。これは展風が浦海進時(星野, 1975)のものと思われる。しかし、海成泥層間には粗粒堆積物が発達する。

これらの現象は、強弱の差はあるものの、第四紀氷期の出現に伴う海退と海進や、同時に、当時の関東山地をはじめとした西側丘陵の段階的隆起現象と島弧の広域的隆起運動とが継続し、関東前面弧盆地がさらに浅海化を辿ったことをしめすものであろう。

干し上り割れゆく前面弧盆地

- 古東京湾の形成から関東平野の誕生へ -

関東前面弧盆地の上昇に伴う浅海化の進展は、やがて、盆地内部の地形的高まりや隆起の格差を表面化させ、盆地の様相は一変する。すなわち、西側の東京湾周辺地域と東側の九十九里沖合との隆起格差を次第に増しつつあった房総半島中央部東側は、盆地全体の上昇の過程で、周辺施域にさきがけてまず陸上に姿をあらわす。その結果、関東前面弧盆地は、内陸部と外洋部にいくつかの堆積盆をもつ大きなブロックに割れていく。それぞれの堆積盆につもった地層が下総層群上部である。内陸部の堆積盆は、古東京湾で知られる古東京湾堆積盆で、ここに、関東前面弧盆地の海の時代は終了し、湾および湖の時代に移り変わる。

古東京湾の形成

下総層群を上下に2分するのは泉谷泥層であるが、この地層は房総半島中央部から北部にかけて広範囲に分布し、その堆積環境は汽水から淡水の状況を示す。地下では淡水成泥層になる場合もあり、連続性の良い鍵層ともなる。一般に5mから10mの層厚を示し、構造運動に左右されたよう狂層厚変化は認められない。

したがって、下総層群下部の時代では、万田野寒冷期の海退といった事件を除いては、総体的には浅海化の傾向をたどっていたものが、泉谷泥層の層準で、広域的淡水域あるいは汽水域に変化したのである。そして、この泥層の堆積時の分布高度には大きな変化がなかったものとおもわれる。

ところが現在、房総半島中央部の丘陵地域では、

泉谷泥層が海拔150m以上に分布し、また東京湾の東岸に面する市原地域では、この地層は、海面下400m以下の地下に分布する(図13)。そして、この等深線の形状をみると箱型の盆状を示す。さらに、さきほどの東京湾に面する市原地域の地下には、泉谷泥層の上位に、7m~8mの層厚を示す砂礫層を挟んでSi泥層が発達する。このSi泥層の等層厚線図(図13)をみると、東京湾東岸における市原から千葉にかけての泉谷泥層の深い地域でSi泥層が層厚を増す。このような泉谷泥層の連続性とその上位のSi泥層の層厚変化からみると、古東京湾の形成は、泉谷泥層堆積直後頃から開始されたと考えるのが妥当とおもわれる。

また、泉谷泥層の変形形態やSi泥層の分布状態を詳細にみると、泉谷泥層の等深線の分布・形態は、沖積平野の分布と相関性を示し、またSi泥層の層厚変化も相関性を示す。このことは、古東京湾形成初期の運動時から、現在の地形を規定するような、より細分化されたブロック運動の萌芽的現象が、すでに出現していたことを示している。

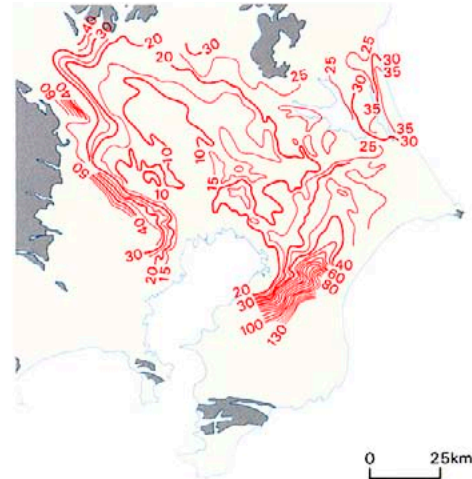
関東平野の誕生へ

下総層群上部を堆積させた古東京湾は、継続する広域的隆起によって、やがて干し上り、関東平野が誕生する。この過程では、いま触れたような、古東京湾形成時にその萌芽がみられたブロック細分化の傾向が、広域にわたりさらに強まる。すなわち、局地的な小規模の鉋削り不整合が形成され、ブロックはさらに細分化され、各ブロック相互の隆起格差もまた増大する。そして、隆起度合いが低く、周辺の隆起から取り

図13 - 東京湾東岸地域における泉谷泥層の地表における分布と等深線



図14 - 常総粘土層の基底等高線(m)<小玉ら, 1981>



残された地域には、いわゆる“沖積層”が堆積する。隆起のやや大きい場はいくつかの台地を形成して平野内を分割するが、それぞれの台地における隆起量も決して一様ではない。

約7～8万年前、古東京湾が消滅していくその最後の時期に、広大な淡水域に一樣に堆積した地層は常総粘土層とよばれるが、現在この粘土層は、図14にみるように、それぞれの台地において異なった高さに分布しており、その後の堆積盆の変形と細分化を物語っている。隆起量の最大なのは下総台地南部で、常総粘土層は、この僅かな期間に海拔135mの高さにまで達している（小玉ら、1981）。

なお、古東京湾形成時以降の隆起量について述べると、房総半島中央部東部では、嶺岡隆起帯や清澄背斜部の基盤の上昇に伴い、上総層群最下部（黄和田層）をはじめ、下総層群最下部、さらには古東京湾堆積盆（下総層群上部）の最下部までが、隆起して地表に露出している。この地域では、これらの地層はすべて連続的に堆積が継続しているので、それらの層厚から隆起量を推定し得る。それによると、古東京湾形成以降の最近40万年間に、2,300m以上も隆起したのである（楡井、1981）。

さきに述べた常総粘土層の変形が進む時代は、すでに台地の時代であり、その進行の過程で、関東平野は、現在とほぼ同じ形態になる。そしてこのような受け皿に、最終氷期がおとずれ、

海退と海進を繰り返しながら、やがて完新世の縄文海進を迎える。こうして、この受け皿は、沖積層で埋め立てられていったのである。そして、弥生の小海退と継続する島弧の広域的隆起のなかで沖積平野が形成され、一方では台地が生まれていったのである。

むすび

以上のように、関東前面弧盆地は、決して沈降の場に形成されたものではない。むしろ、鉋削り不整合を伴うような島弧の広域的隆起とそれに随伴する相対的陥没という運動の繰り返し、さらにその過程へ大規模海水準変動・氷河性海水準変動が加わった複合作用の結果として、現在の山地・丘陵・台地・沖積低地が形成されたのである。その状況は、図16の関東地方の第四紀地質図に示されている。関東平野で特に台地が多いのは、平野そのものが地質学的にはごく最近の地殻変動によって海から生まれたばかりだからである。したがって、海盆の表面がまだけずられずに残っていると解釈できる。それ故に、かつての地殻運動で隆起から取り残された低地として存在する東京湾も、遠浅で平坦なのである。従って図16にみるような、湾岸にひろがる広大な埋立地のほとんどを、サンドポンプで吸いあげた湾内の土砂で造成することを可能にしたのである。（ただしこの工法は、埋立層の液状化に関係するようにも思われる）。一般的に前面弧盆地といえば、サブダクシヨ

ン・ゾーンと呼ばれ、プレートテクトニクスの観点からは沈降の場として考えられてきている。しかし、関東前面弧盆地における地層の性格とそのあり方をみれば、そのような説明は不可能なのではないだろうか。

以上 関東前面弧盆地の発達過程を概述したが、最後に、この盆地の形成や構造にかかわって重要と思われる2～3の問題を以下に追記する。

鉋削り不整合

この不整合は、地層が非常に緩やかな傾斜をもって、不整合面を境にして上盤と下盤が接する現象で、オン・ラップ現象とダウン・ラップ現象がある。前者は、下盤側の地層が緩やかに傾斜し、平坦な上盤に不整合面をもって接する。海域などで、一般的に海進時に形成される現象である。後者は、下盤側の平坦に堆積した地層に、緩やかに傾斜した上盤側の地層が、比較的平坦な不整合面で接する。一般的に海退時に形成される現象である。傾斜した地層の不整合による切りくちは、ときにトランケーション（truncation）などと呼ばれることがあるが、これは、木材を鉋で削ったときにあらわれる板目の年輪に似て、地層がその堆積順に切りくちにあらわれ、しかも、地層の切り方が平坦で、滑らかなためである。鉋削り不整合と呼ばれる所以である。

一般に、第四紀にまつわる不整合の典型といえ、堆積盆の周辺部で見られる現象が多く、不

図 15 - 千葉市付近の地下地質断面図

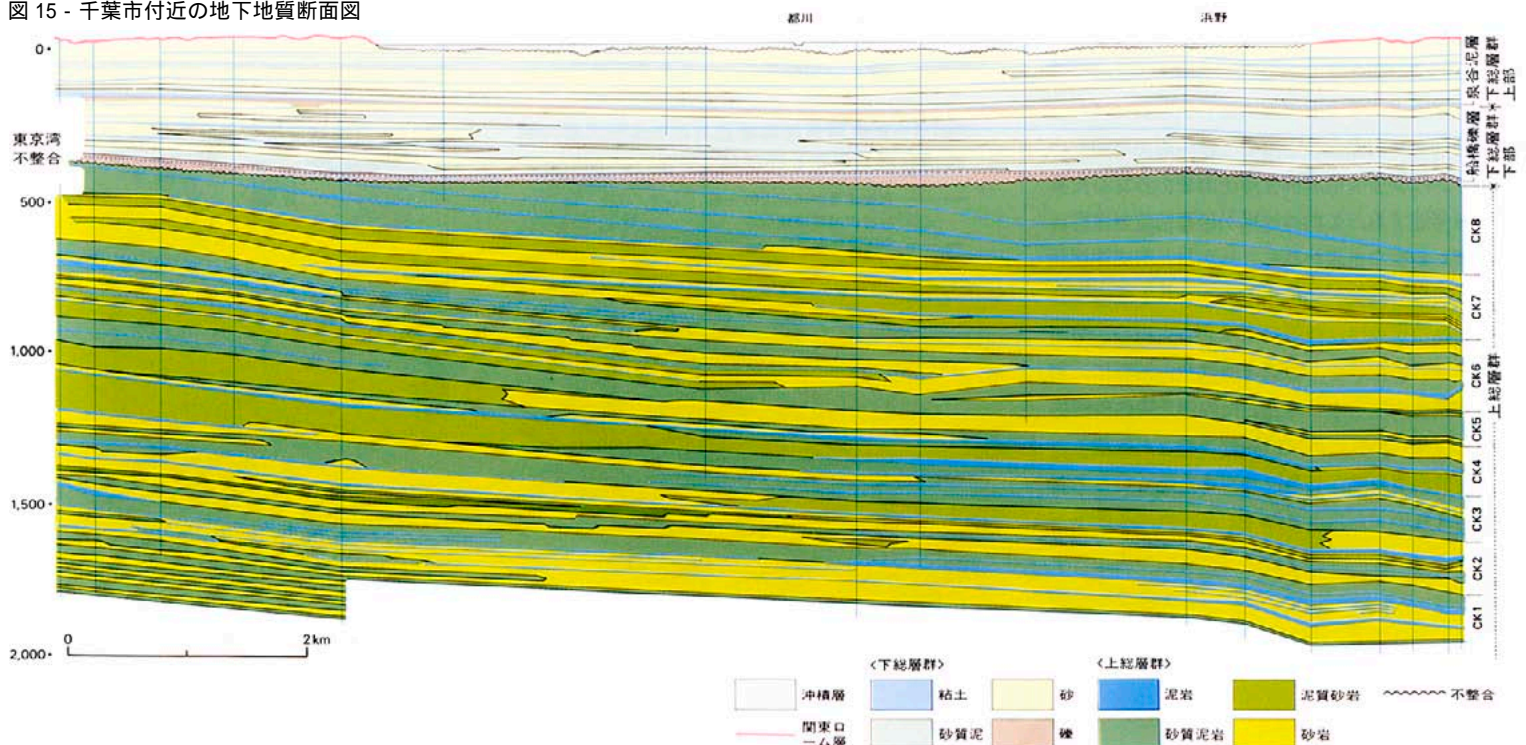
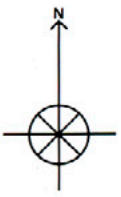
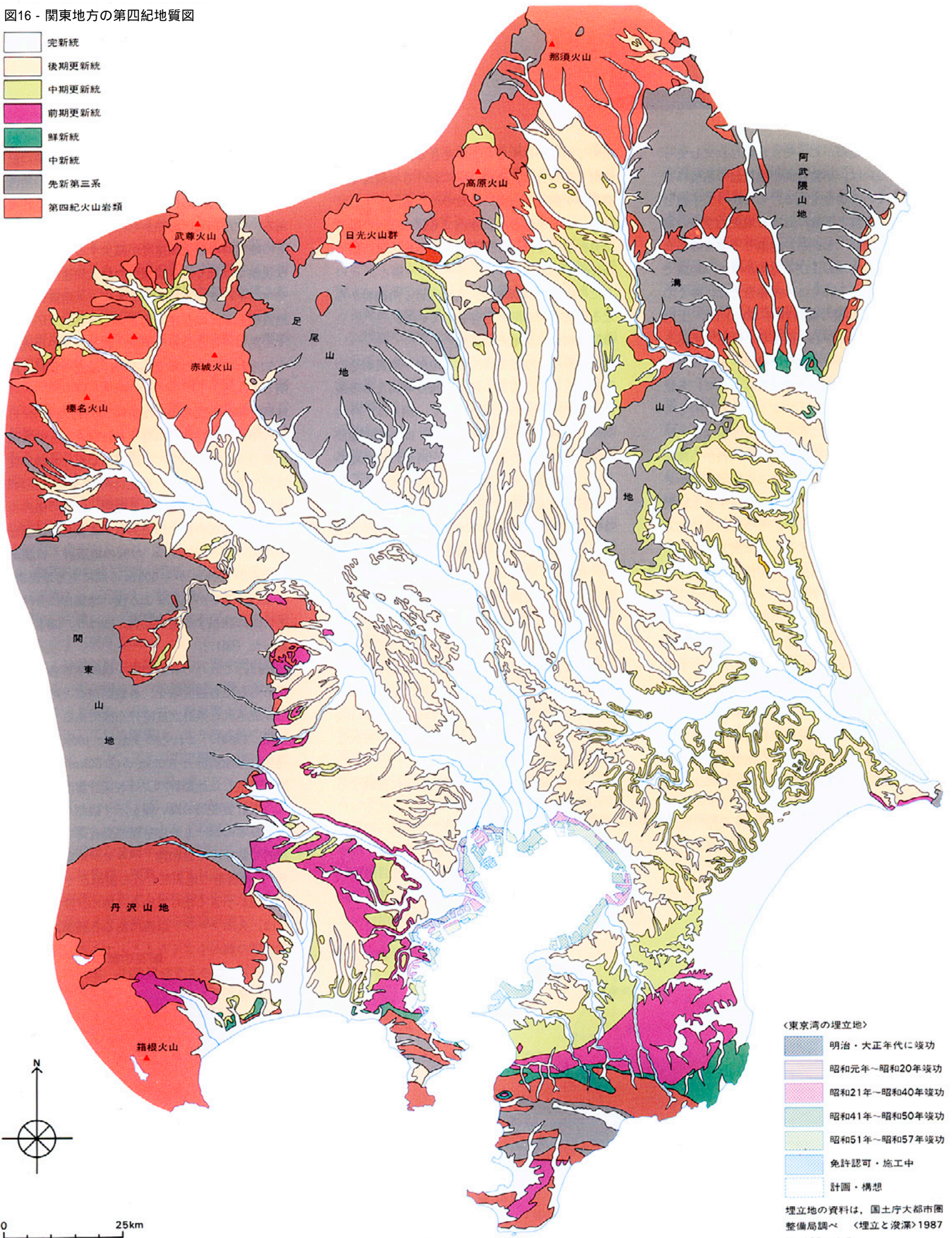


図16 - 関東地方の第四紀地質図

- 完新統
- 後期更新統
- 中期更新統
- 前期更新統
- 鮮新統
- 中新統
- 先新第三系
- 第四紀火山岩類



0 25km

- 〈東京湾の埋立地〉
- 明治・大正年代に竣工
 - 昭和元年～昭和20年竣工
 - 昭和21年～昭和40年竣工
 - 昭和41年～昭和50年竣工
 - 昭和51年～昭和57年竣工
 - 免許認可・施工中
 - 計画・構想

埋立地の資料は、国土庁大都市圏整備局調べ 〈埋立と水深〉1987 No.133による。

整合によって地層がごっそりと削られてしまったり、あるいは、不整合面が堆積盆の基盤にまでおよんでいる場合もある。したがって不整合面を挟んで上盤と下盤における地史的空白の期間が非常に長い。しかし、鉋削り不整合の場合は、堆積盆の内側および下方にかけての地域でも形成される。それもこの不整合では、多くの場合、下位の地層の傾斜方向(Dip)は、上位の地層の堆積盆の中心方向あるいは下方である。したがって、鉋削り不整合の場合、上位の地層は、堆積盆の中心や下方になるにつれて、下位の層群の若い地層と接するようになる。そして不整合面は、層理面に移行することになる。

図15は、千葉市地下のボーリング試料から確認された東京湾不整合である。この断面図に示されるように、船橋礫層はゆるく傾斜する上総層群上部の地層を平坦に切り、その削剥量は北方や西方に向かって漸増する。逆に東方に向かっては削剥量は次第に減少し、房総半島中央部ではこの不整合は消失する。

近年、音波探査による多くの海洋地質調査が実施されているが、その結果では、島弧周辺・大陸縁辺部といった隆起の場で、この鉋削り不整合が多くみとめられるようになってきている。いずれにしても、こうした隆起の場における堆積盆の構造発達史は、堆積盆周辺部の不整合と共に、堆積盆内部に形成される鉋削り不整合を、時間的・空間的に正確に把握することによって

始めて明らかにすることができる。換言すれば、鉋削り不整合は、隆起の場における堆積盆の構造発達を解く鍵ともいえるのである。

なお、この不整合は大陸内でも認められ、筆者が見た限りでは、カナダのロッキー山脈西側のInterior Plateauのデッド・リバー層と、その上位の中新鮮新統の玄武岩溶岩と角礫岩からなる地層の両者間にも存在している。

関東前面弧盆地と地震動

地震の際に、地盤を構成する地層や地質構造の差異によって、震動の最大加速度が異なる現象は、過去から知られてきている。例えば、今村明垣(1924)や松山基範(1925)は、関東地震時に、東京下町の沖積地や江戸時代の埋立地の方が、台地よりも地震動の加速度が大きく、そして被害を大きくしていることを指摘している。特に、松山は、震度階が大きくなる地域は低地で、それも地質構造や地溝と関係していると述べ、さらに、このような震度の大きい地点が正しく配列される線を地震構造線(Seismotectonic Lines)とよんでいる。このような構造線の存在は、近年、角田ら(1981)によって研究が進められ、関東平野においての地震時の異常震動帯の存在を改めて裏付けている。これらは、地震時の地盤震動特性分類図(Seismic Zoning Map)を作成する場合などには、必要不可欠な地質情報となってきている。

ところで、地質単元の差異が震度階に反映する

といった現象は、以上のような局地的範囲に止まらず、ぐんと広域的な大地質構造単元の物性的差異も、震度階の大小を左右しているようである。すなわち、震源からの距離に比例して、その地震時の最大加速度が減少するという単純な現象ではなく、各観測点の最大加速度が地殻やマントルまでも規定するyビーム地震帯の大地質構造単元の存在に大きく左右されているようである。こういった例は、和達などの研究でも知られていることであるが、最近の資料で説明してみる。

地震月報から次のような条件で、1972年から1982年までの10年間に発生したM6以上の有感地震(本土において)を選びだした。北緯35度以南で北緯26度以北、東経138度以東で東経143度以西の範囲に震央のある地震。以上の条件を満足した地震の数は20である。これらの地震を、(1)震源の深さが100km以深の地震群。(2)震源の深さが100kmから50kmの間にある地震群。(3)震源の深さが50kmより浅い地震群に分けると、(1)に該当する地震は10、(2)は5、(3)も5であった(図17)。

図18は、これらの各地震群を構成する各地震で認められた各震度階を、各観測点ごとに累計して作成された累計震度階分布図である(楡井、楠田、1984)。これらのうちで、100km以深で発生した地震群と100kmから50kmまでの深度で発生した地震群による各累計震度階分布では、累計震度階の高い値を示す観測点の分布は、東北日本における地震帯深部会合帯の分布と調和的であり、上部和達・ベニオフ地震帯やK・S・T地震帯の地表部付近の観測点では、震度階の値が小さくなっている。特に、注意をひくのは、火山フロント以西にある各観測点では、震度階の値が小さくなることである(図18A、図18B)。このような現象は、本州南方の地下深部で発生した地震の波が、yビーム地震帯を規定する第一級の地質構造単元における地震波速度構造に左右されるからであろう。そして、西南日本の地震帯深部会合帯の直上付近にある観測点では、震度階の値が小さくなる。

一方、50km以浅での地震群による各地の累計震度階分布と、yビーム地震帯の各地震帯との関係は、あまり良い相関は認められない。あつかった過去10年間の50km以浅で発生した5つの地震は、震央位置が本州に近いと同時に、震源の深さが、地震帯深部会合帯よりも浅い。し

図17 - 本州南方で1972年から1982年までの10年間に発生したM6以上の地震の震央位置と震源の深度階層別分類

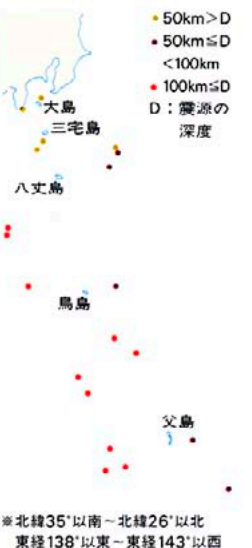


図18 - 左図の地震群と日本列島の累計震度階分布

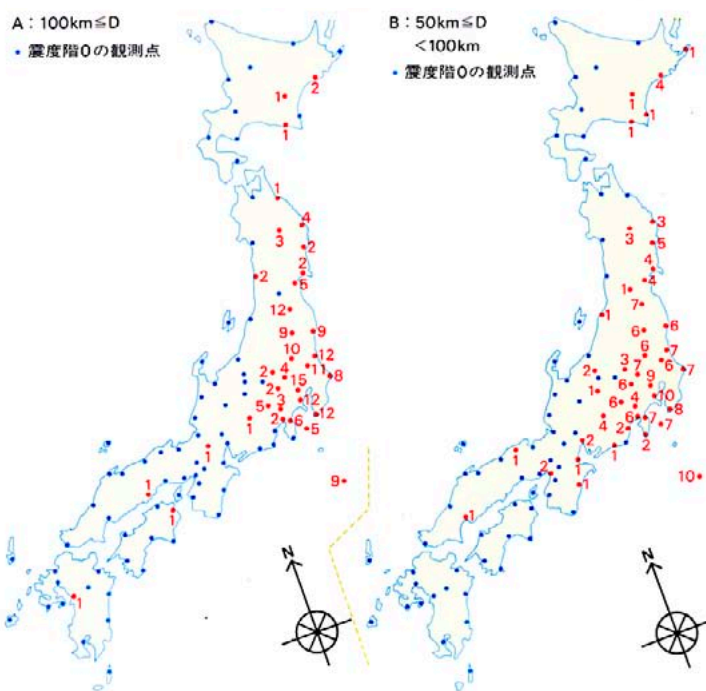
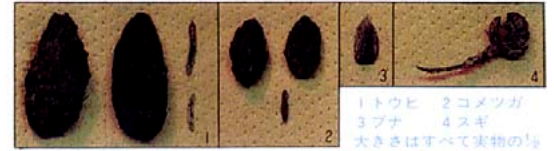


写真2 - 万田野層中部の泥炭層より産出した寒冷系植物遺体



たがって、このような場合の地震波の伝播径路は、巨視的にみると地殻表面の影響が左右し、y ビーム地震帯にまつわる第一級の地質構造単元の物性的差異に左右されないためであろう。このように、y ビーム地震帯と地震動の関係を島弧規模でみると、両者の間には非常に良い相関が認められ、y ビーム地震帯の存在を裏うちしてと思われる。

更新世中・後期における海水準変動の一層の解明のために首都圏の土台ともなっている関東平野では、都市地質上の観点からも、丘陵・台地周辺および低地についての、より精度の高い研究が要請される。ここでは、更新世中・後期の海水準変動の一端について述べる。

《万田野寒冷期植物群と山砂利層》

山砂利採取層としては、日本で一・二位を争う砂利生産量をもつ万田野層（下総層群下部）は、層厚約95m、下部・中部・上部に区分できる（写真1）。下部は、砂と礫が卓越し、特に上位は、中礫および細礫からなりデルタの堆積環境を示す（層厚：30m）。

中部は、砂質泥層で中間に火山灰層や泥炭層を挟在する。泥炭層までの堆積環境は湖・潟といったところである。そして、泥炭層より上位の硫黄の析出している泥層は、より汽水性の堆積環境を示す。一方、さきの泥炭層からは、トウヒ (*Picea maximowiczii*)・コメツガ (*Tsuga diversifolia*)・ブナ (*Fagus crenata*)・スギ (*Cryptomeria japonica*)などの植物遺体を産し、現在の温暖な房総半島では認められない非常に寒冷な植物群の要素が含まれる（写真2）。上部は、細礫の点在する粗粒砂からなり、そして波長の長いクロスミナの発達が著しい。軽

石の粒子がラミナを形成する場合も多い（層厚：60m）。下位からは、寒冷系の貝化石をはじめ、セミクジラ (*Eubalaena glacialis*, Bonnaterra)などが産する。

一方、Planctonic gastropoda（浮遊性腹足類）の研究によると万田野層の最上位は、温暖な環境として知られている（氏原，1986）。また、万田野層を挟在する笠森層は、open bay といった浅海的环境下で堆積したものであることが知られている。このようなことから、万田野層は海退期から海進期にかけての堆積物であることが理解できる。そして、海退期の堆積相と寒冷系植物遺体が認められる万田野寒冷期は、関西地方に分布する大阪層群中の満池谷寒冷期に対応するものである。

ところで、万田野寒冷期に堆積した万田野層中部の淡水成泥層は、養老川の中流域から小櫃川の中流域にかけて良く分布する。そして、東西方向あるいは南方には、層厚を減ずるか尖滅する傾向を示し、海成層に変化する。これらの現象からみるならば、万田野寒冷期には、さきほどの養老川から小櫃川にかけての地域には大きなデルタが存在していたことになる。そしてこのデルタは、南方に押し出し開いていたものと思われる。したがってこの時期は、現東京湾地域をはじめ関東平野の多くの地域が、広大な氾濫原であったようである。この幻の古関東氾濫原の存在は、地下の試料からも裏づけられている。そして万田野寒冷期に形成された古関東氾濫原は、飽削り不整合である東京湾不整合上に堆積した地層をもちたり削削したようである。

更新世後期の海進
関東平野においては、常総粘土層の変形にとめない台地の時代にはいり、台地と低地が明確に

なる。この低地への海進は、七号地海進と縄文海進の2回は一般的に知られている。ここでは、印旛沼の調査から明らかにされたもう1つの海進について述べる。

印旛沼の底の地下に存在する下総層群の最上部の深度は、現在まで知られているところでは、平均海面下35mである。その上には、層厚23mの印旛沼層（七号地層も含む可能性がある）および層厚12mの沖積層が発達する。印旛沼層は、最下位に、層厚3mほどの基底礫層、そして下位より、シルト質細砂の薄層を挟在するシルト層（層厚：11m）・細砂層（層厚：4m）・ローム質シルト質細砂層（層厚：5m）が、順番に発達する。この層の堆積環境を、珪藻化石分析の結果からみると、シルト層上部で汽水成から海成に変わる。そして、細砂層部では海成で、ローム質シルト質細砂層の最上都付近でも海成であることが知られている。¹⁴C年代測定の結果をみると、シルト層最下部で 31,300YPB（泥炭）・同層中部で 27,200YPB（泥炭）、細砂層中部で 30,750YPB（貝化石）である。沖積層（層厚：12m）は、下位より細礫や腐植物が点在する中粒砂層（層厚：3.5m）・砂質シルト層（8.5m）からなる。後者は海成および汽水成のシルト層である（図19）。

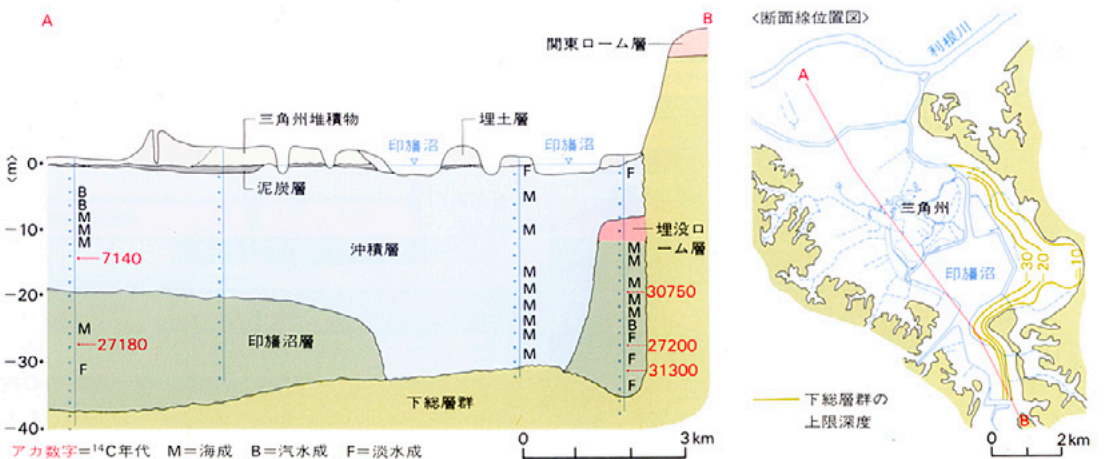
このようにみえてくると、¹⁴C年代に多少の誤差があつたとしても、15,000年前に始まる七号地海進（遠藤他，1983）の以前に、約3万年前頃にも海進があることになる。ウルム氷期の最寒冷期（最終氷期）以前のパウドルフ亜間水期における海進かもしれない。台地の時代初め頃の関東平野についても、次第に明らかになりつつある。

写真1 - 万田野層の露頭



赤丸より下方が万田野層下部。それより青丸までが同層中部。その上方が同層上部。中部で、白い粘土層の上に重なる黒っぽい地層（泥炭層）が寒冷系植物遺体の産出層厚。

図19 - 印旛沼の地下構造



3 阿蘇西麓地下水盆

田中伸広 = 熊本県企画開発部水資源対策室
平山利晶 = 国際航業(株)志免技術所

阿蘇西麓地下水盆は、東に阿蘇山を望み、西は金峰山山塊から有明海に接する、広大な台地および平野などからなる地域である。この地域には、水前寺や江津湖、浮島、八景水谷など多くの湧泉があり、清冽な地下水が豊富なことで有名で、現在でも、平野部の一部では自噴井が見られる。地下水は各種用水に利用されているが、とくに水道用水のほとんどは地下水に依存し、地域の生活にとって文字通り生命線となっている。したがってその保全のために、これまで熊本県をはじめ地域の自治体や国の関係機関により調査研究が盛んに行われてきた。こうした調査結果をもとに、貴重な地下水資源を守るためのさまざまな対策が実行されている。ここでは、最近の調査をもとに阿蘇西麓地下水の実態と水収支の現状について簡単に紹介する。

地下水に関わる自然環境

地形・地質

熊本地域は阿蘇カルデラ西方に位置し、“阿蘇西麓大地”とも称されるように、地域のほぼ半分が台地よりなる。その西方を金峰山(665m)を主峰とする金峰山山塊に、東方を鞍岳(1,118m)、依山(1,094m)と連なる阿蘇外輪山に、また、南部を宇土山塊に囲まれている。低地は、台地末端から有明海にかけて広がる熊本平野が代表的である。台地の各所には孤立丘(残丘)が点在し、水文地質的な特徴を形成する。台地は、構成する地質によって、砂礫台地、火山性台地、溶岩台地に分けられる。さらに、砂

礫台地は分布高度によって、高位、中位、低位の3面に大きく区分される。台地は白川、緑川を代表とする水系によって開析されており、河川沿いに低地が発達する。

このような地形区分は、地質構造とも密接に関わっている。地質層序総括表(表1)に示すように、熊本地域の地質は大きく基盤岩類、先阿蘇火山岩類、さらにそれを覆う新生代第四系に分けることができる。

基盤岩類は、阿蘇カルデラの西麓をはじめとする周辺の山地に分布する(図1)。北西～西部地域では古生代三郡変成岩類が、また南東部では木山変成岩類、古生代二疊系水越層および中生代白亜系御船層群などの基盤岩類が分布する。台地や低地の地下にまで基盤岩類は広がっているが、台地の中央部にあたる弁天山・二塚山では変成岩類が、群山・小江山・戸島山では御船層群などが台地上で孤立丘を形成する(図5)。基盤岩類の上位には、主に第三紀鮮新世～第四紀更新世に噴出したと考えられる安山岩類・凝灰角礫岩が分布し、阿蘇外輪山、金峰山外輪山、宇土山塊を形成する。これらの地層は、阿蘇カルデラ形成に関与した阿蘇火砕流堆積物の堆積以降に活動した火山岩類と区別して、“先阿蘇火山岩類”と呼ばれる。

これらの基盤岩類および先阿蘇火山岩類を覆って、新生代第四系が山地に囲まれた台地および低地を埋めている。主体をなす阿蘇火砕流堆積物は熊本地域に広く堆積し、台地部を形成して

いる。この地層は阿蘇カルデラ形成に関与した火山活動による噴出物であり、噴出した時期によって大きく、Aso-1、Aso-2、Aso-3、Aso-4の4つに区分される。各火砕流堆積物の間には、それぞれの火砕流活動の休止期に堆積した、火砕流間堆積物が発達する。そのうち南東部に分布する砥川岩石および高遊原溶岩、北西部に分布する湖成堆積物の花房層が特徴的である。

沖積層は、主に、熊本平野や北部の菊鹿盆地に堆積する。とくに熊本平野では、島原海灣層を覆って有明粘土層が厚く分布する。

水文地質

各地層の岩質からみて、基盤岩類および先阿蘇火山岩類などの先第四系は不透水性であり、水文地質基盤を形成する。そして、これらの地層を覆う第四系が帯水層を形成している。

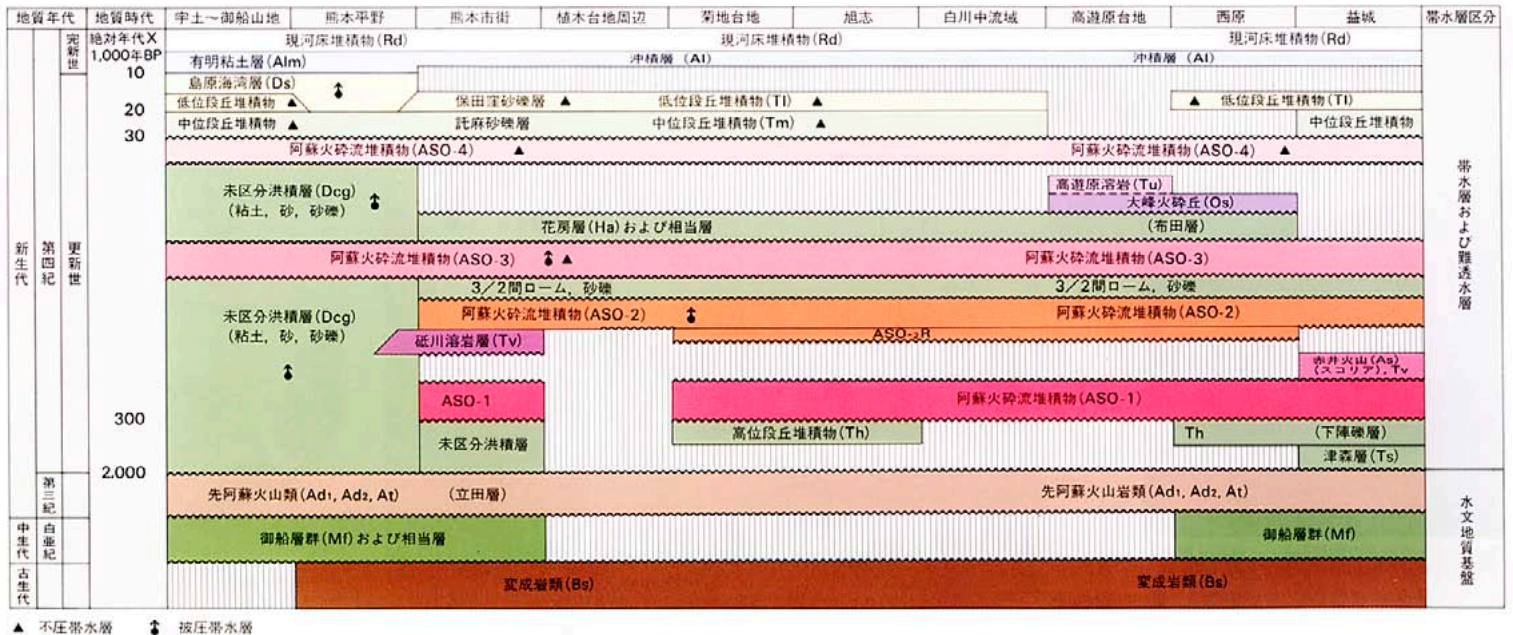
水文地質基盤

孤立丘が点在することからも分かるように、水理地質基盤の形状は複雑である(図2)。その中で、いくつかの盆状構造を認めることができる。とくに熊本地域のほぼ中ほど、郡山から小江山・戸島山と阿蘇カルデラにはさまれた範囲では、標高-40m以下の小地下水盆が存在する。また、その西方にも孤立丘と金峰山に囲まれて、小地下水盆がみられる。水文地質基盤は立田山南側の台地末端で標高-100m以下であり、さらに海に向かって傾斜すると考えられる。

帯水層

熊本地域の帯水層は、大きく2つの帯水層に分

表1 - 熊本地域地質層序総括表



▲ 不圧帯水層 ↓ 被圧帯水層

注 = 本章に収載した図版はすべて、熊本県・熊本市「熊本地域地下水調査報告書」昭和61年3月刊による。

図1の凡例





 沖積層	 先阿蘇火山岩類	S : 酒本	Km : 熊本
 段丘堆積物	 御船層・水越層	Mg : 西合志	Mk : 益城
 高遊原溶岩	 変成岩類	Uk : 植木	Un : 西原
 阿蘇火砕流堆積物		Ko : 合志	T : 天明
		Ky : 旭志	Ut : 宇土
		O : 大津	Mn : 御船
		H : 八景水谷	E : 江津湖

図1 - 地質平面図

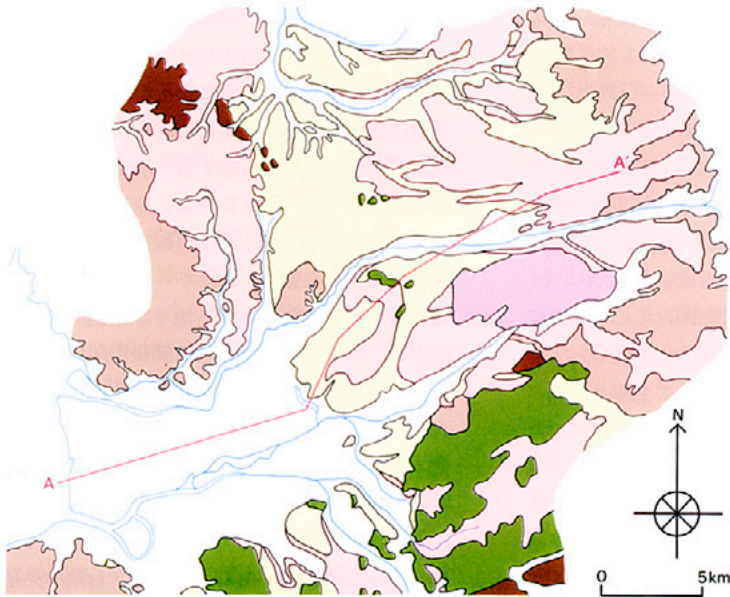


図2 - 水文地質基盤等高線図<標高m>

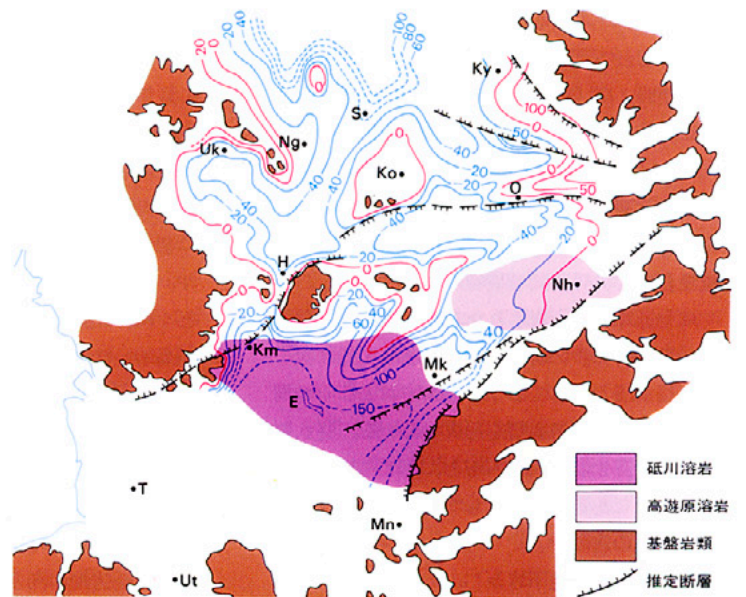


図3 - 第1帯水層地下水位等高線図<昭和59年10月：標高m>

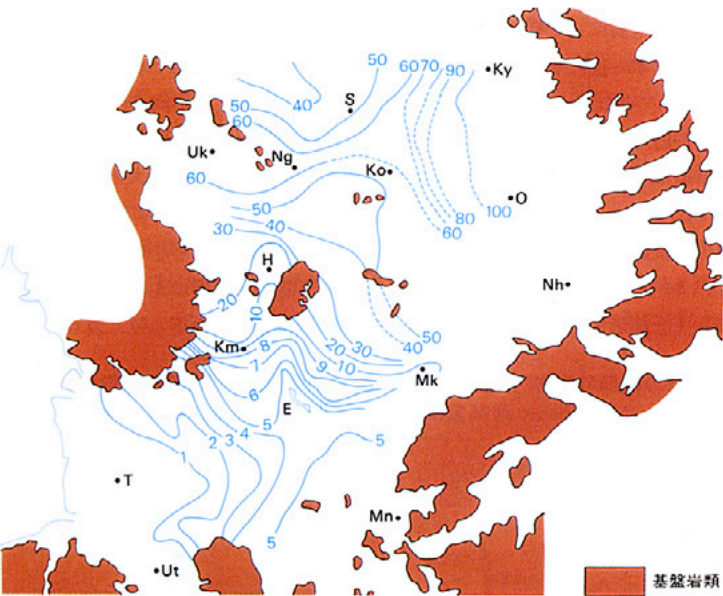
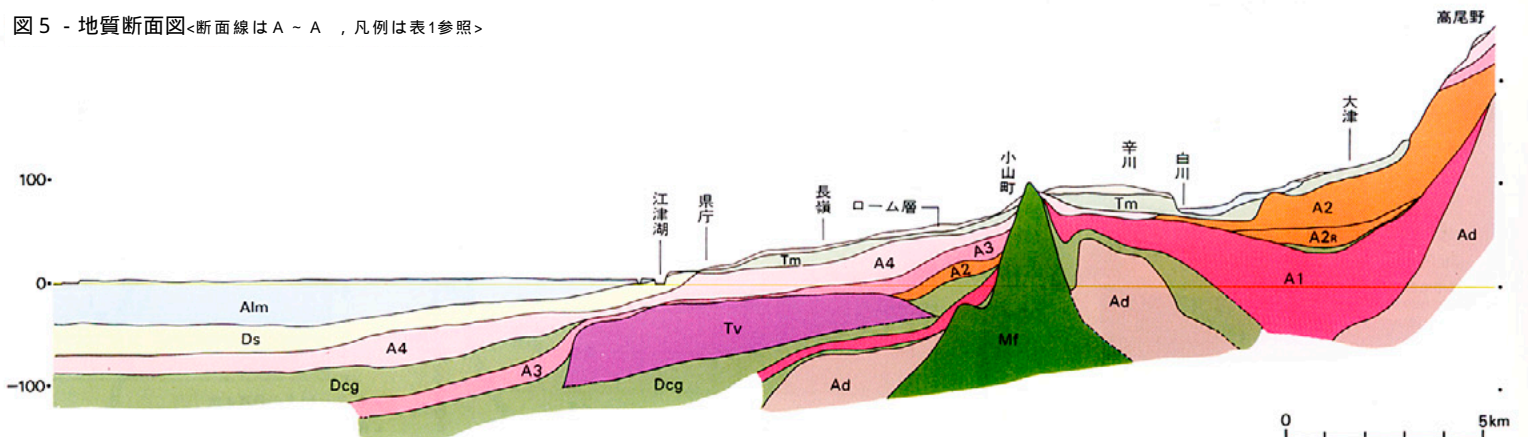


図4 - 第2帯水層地下水位等高線図<昭和59年10月：標高m>



図5 - 地質断面図<断面線はA～A，凡例は表1参照>



けることができ、さらに火砕流間堆積物によって、特徴づけられる。

上位にあたる第1帯水層は、段丘砂礫層、島原海湾層およびAso-4火砕流堆積物などから構成される。北西部の範囲に分布する花房層は、Aso-3とAso-4の間に狭在する難透水層であり、帯水層を上位と下位に分けている。

下位にあたる第2帯水層は、Aso-3以下の火砕流堆積物と火砕流間堆積物から構成される。とくに普通輝石安山岩よりなる^{とがわ}砥川溶岩は、多孔質で割れ目の多い岩質なので、極めて透水性の良い帯水層となっており、熊本市およびその周辺では一大有能帯水層を形成している。帯水層の能力と揚水状況からみると、第2帯水層が主要帯水層であることを示している。

地下水の流動

第1帯水層の地下水

第1帯水層の地下水位は、地表より数mから20m程度の深さに位置する。北東部では標高100m以上と高く、西～南西方向に低い(図3)。また金峰山に接する西部の台地・丘陵でも地下水位は標高70m以上である。その間の地域では、地下水位は標高50mから60mで、周辺(とくに南側と北側の地域)よりも高い傾向にある。さらに、台地の末端にあたる江津湖および八景水谷の周辺では地下水位は低くなるが、これは地下水湧出による影響と考えられる。そして、台地から平野にかけて水位はさらに低くなり、熊

本平野では非常に緩やかな勾配で低下する。このような地下水位分布は、ほぼ地形に沿ったものといえよう。

第2帯水層の地下水

主要帯水層である第2帯水層の地下水の流動は、山地・丘陵部から台地をとおり、江津湖周辺で西に方向を変えながら、熊本平野を経て有明海に至る(図4)。しかし、第1帯水層とは異なり、地形には必ずしも沿ってはいない。

とくに北東部から北西部にかけての地区では、標高50～60mの高水位域が帯状に形成されている。そして、この地区を境として北側と南側の地下水位は標高50m以下である。したがって、この一帯を境、すなわち分水帯として、地下水は南側と北側に分かれて流動すると考えられる。分水帯および山地・丘陵部から流動する地下水は、南部方向に向う。地下水位勾配は概ね5/1,000～10/1,000である。しかし、小地下水盆の位置する範囲では、勾配は約1/1,000と緩やかになる。これは、孤立丘として地表にまで露出した水文基盤が、一時的に地下水の流れをさえぎるためと考えられる(図6)。その結果、小地下水盆の範囲で地下水が貯留され、いわば地下水プールを形成するとみることができる。この地区は白川中流部と呼ばれるが、周辺地区に比べて、季節的な地下水位の変動幅が比較的大きいという特徴をもっている。

調査地域の過半を占める段丘・丘陵部では、第

2帯水層よりも第1帯水層の地下水位が高い。しかし、江津湖などの湧水地付近では、第2帯水層の地下水位は、第1帯水層の地下水位よりも1～2mほど高く、しかもその水位は、湧水地周辺で低くなっている。これらのことから、砥川溶岩から湧出する第2帯水層の地下水が、第1帯水層を通過して江津湖および周辺の地表に湧出する機構が考えられる(図7)。

地下水位の変動

第2帯水層を主対象とする地下水位観測井は、熊本県、熊本市を始めとする関係機関によって昭和50年代の始めより設置され、観測が継続されている。

熊本地域の地下水位は、6月から7月に最も低く、10月に高くなる(図8)。この季節変動は、ほぼ全域に共通しているが、地区により変動パターンに差異がある。とくに、台地中央部の地下水プールとした範囲では、地下水位の変動時期が他の地区より0.5ヶ月程早く、また年間変動幅も5m以上と大きいことで特徴づけられる。これらのことから、地下水位はこの地区を中心に変動し、その変動が周辺に拡がることのできる(図9)。その要因として、白川沿いの水田からのかんがい水が大きな役割を果たしていると考えられる。全体に地下水位の変動幅はこの地区から遠いほど小さくなる傾向がある。地下水流動の下流部にあたる熊本平野では、揚水の影響を受けて地下水位は夏季に低く、

図6 - 基盤の高まりによる効果

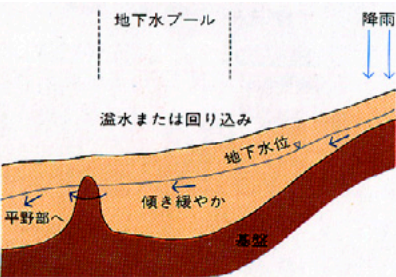


図7 - 砥川溶岩からの湧出

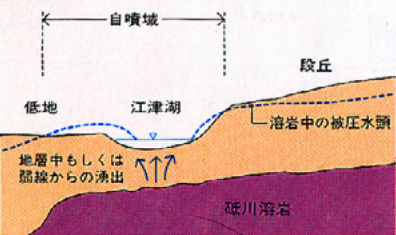


図8 - 台地及び平野部における地下水位の季節変動

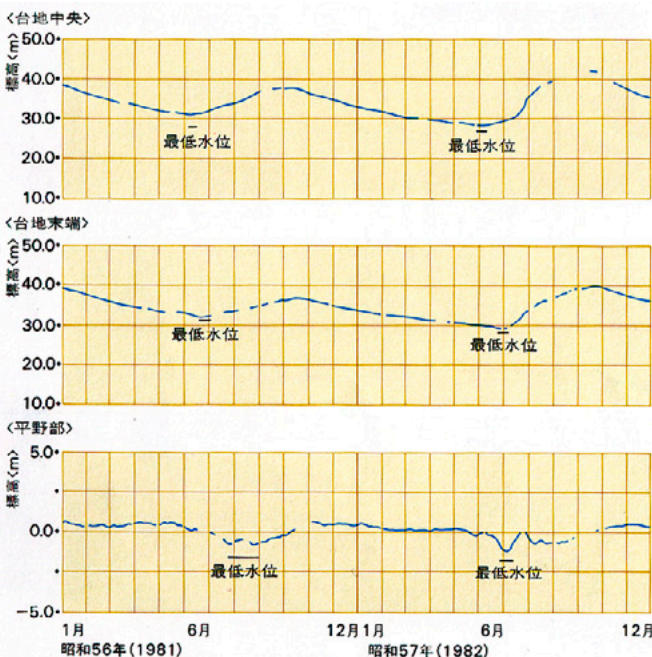
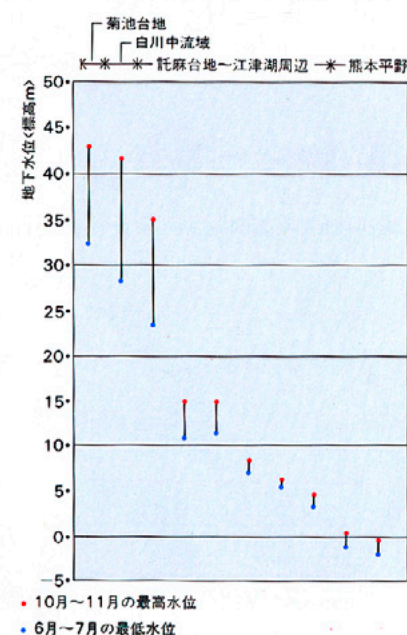


図9 - 台地及び平野部の地下水位変動幅<small>昭和57年</small>



冬季～春季にかけて高い。その変動幅は、揚水量の集中度によって異なるが2～3mである。

地下水の湧出

熊本地域の地下水の特徴として、多くの湧水が挙げられる。そのうち主な湧水地としては、水前寺、江津湖、八景水谷、浮島、下六嘉の各湧水がある。

水前寺および江津湖周辺

水前寺および江津湖周辺では、各所に地下水の湧水を見ることができる。現地では砂礫などが確認できるが、水文地質構造や地下水流動などから、砥川溶岩中の地下水が湧出すると考えられる。昭和59年10月の観測では、最上流部にあたる鳥渡橋で0.16m³/sec(1.4万m³/day)の流量があり、江津湖からの流出部である秋津橋では、増加して7.71m³/sec(66.6万m³/day)となる。この間の小河川からの流入を差し引いた量、すなわち水前寺から江津湖周辺における地下水湧水量の合計は7.22m³/sec(62.4万m³/day)である。このうち、水前寺公園からの湧水量は0.45m³/sec(3.9万m³/day)であった。この湧水規模は、浮島周辺の湧水と並んで、熊本地域で最も大きい量である。(1pの図および写真参照)

八景水谷および坪井川

八景水谷周辺では、台地から低地での地形変換点で地下水が湧出する。八景水谷湧水池での湧水量は、昭和59年10月で0.23m³/sec(2.0万m³/day)であった。また、湧水池近傍の坪井川で

は0.71m³/sec(6.1万m³/day)の湧水量が観測された(図10)。

浮島およびその周辺

矢形川周辺には、浮島湧水や下六嘉湧水があり、また矢形川河床に露岩する砥川溶岩からも地下水の湧出が確認できる。湧出機構が、江津湖と同様のものと考えられる。昭和60年11月の観測では、矢形川の庄嶋橋では0.52m³/sec(4.5万m³/day)、浮島橋では7.84m³/sec(67.7万m³/day)であった。この間の増加量7.32m³/sec(63.2万m³/day)のうち、浮島湧水から2.01m³/sec(17.4万m³/day)、下六嘉では2.71m³/sec(23.4万m³/day)、矢形川に直接湧水する量は、2.60m³/sec(22.5万m³/day)である(図11)。

地下水に関わる人為環境

地下水の利用

熊本地域における地下水の総利用量は、昭和58年度で2億6,851万m³である(図12)。用途別には、水道用が1億386万m³と全体の38.7%を占める。次いで、農業・水産養殖用は8,814万m³(32.8%)、工業用は4,186万m³(15.6%)、建築物・家庭・その他用は3,465万m³(12.9%)である。また、井戸本数は5,737本であり、そのうち、農業・水産養殖用が3,276本と過半数を占める。

昭和54年度から昭和58年度の5年間について比較すると、昭和54年度の揚水量は2億7,377万m³で、過去5年間で最も多い。揚水量は昭和55

年度には若干減少し、2億5,850万m³となる。昭和56年度、昭和57年度は2億7,135万m³、2億7,172万m³に漸増するが、昭和58年度は2億6,851万m³に減少する。このように、年度により3%から5%の増減はあるが、揚水量の経年変化は全体に小さいといえる。

用途別では、水道用揚水量は経年的に増加傾向にあり、昭和54年度の9,540万m³から、昭和58年度の1億386万m³に増加し、5年間で約9%増加している。また、工業用揚水量も経年的に増加傾向にある。昭和54年度の揚水量は3,754万m³、昭和58年度の揚水量は4,186万m³であり、5年間で揚水量は約12%増加している。

農業・水産養殖用の揚水量は、降水量などに影響されることもあり、年による増減が比較的大きい。昭和54年度には1億498万m³であったが、その後徐々に減少して、昭和58年度では8,814万m³となっている。それに対して、建築物・家庭・その他用揚水量は年による変化が少なく、ほぼ横ばいである。

土地利用

地下水揚水だけでなく、土地利用の変化も地下水に影響する。とくに、水田や畑地などのかん養域が減少し、市街地などの非かん養域が増加することによって、地表からの地下水かん養量が減少すれば、地下水位の低下につながる。熊本地域(1,007.22km²)の非かん養域の面積は、昭和40年頃には90.91km²(9.0%)であっ

図10 - 八景水谷周辺における湧水測定結果<昭和59年10月29日>

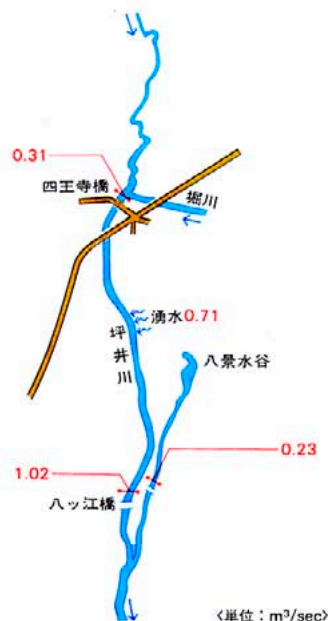
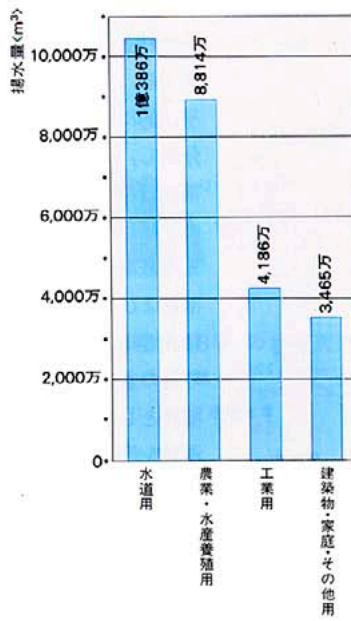


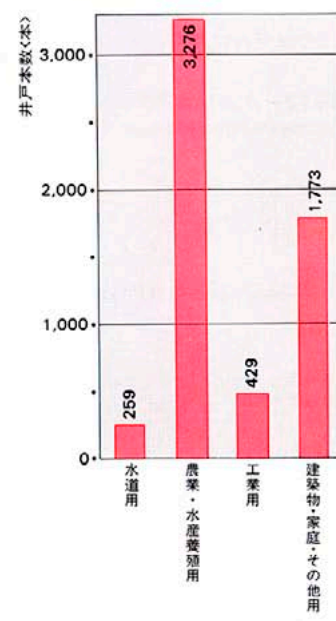
図11 - 浮島～下六嘉周辺における湧水測定結果<昭和60年11月9日>



図12 - 地下水の利用状況(昭和58年度)
<全揚水量2億6,851万m³>



<総井戸本数5,737本>



た。それが昭和58年頃には163.87km³(16.3%)となり、18年間で72.96km³増加している(図13)。地区別には、大都市の縁辺で非かん養域の増加が顕著であり、都市化の進行を示している。さらに、各市町村の中心部や、特定の地区でも、全体的な非かん養域の増加を見ることができる。

広域水収支モデルシミュレーション モデルの考え方

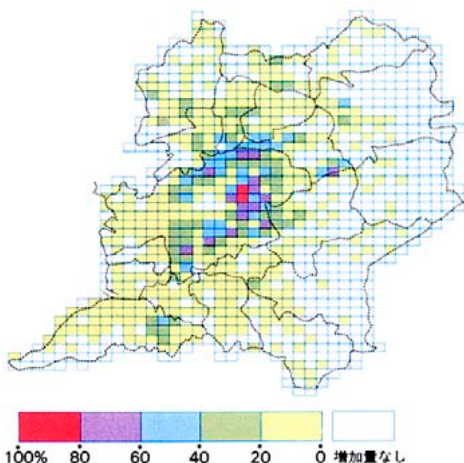
地下水の主なかん養源は、台地・丘陵部から地下に浸透した降水やかんがい水である。かん養量は、地下水位変動状況等から見て、小地下水盆の位置する白川中流域で最も大きいと考えられる。地下に浸透した水は低地方向に流れるが、その過程で、基盤や難透水層の存在などの水文地質構造によって複雑な流動となる。さらに、一部は湧出する。このような広域にわたる地下水のかん養、流動、変動そして湧水という複雑な流れの中で地下水を管理するためには、地下水状況のモデル化が必要となる。

熊本地域の広域水収支は、次のような2つのモデルの組み合わせにより解析する。その1つは、補給能・タンクモデルで、垂直方向の地下水かん養量を求める。もう1つは、地下水流動モデルで、地下水かん養量、揚水量、帯水層係数等のパラメータを用いて、水平方向と垂直方向の地下水流動量を算定する。このうち、中心となるのは地下水流動モデルであり、補給能・タンクモデルは、かん養量を求めるためのサブモデルに位置づけられる。

補給能・タンクモデル

このモデルはさらに2つに分けられる(図14)。

図13 - メッシュ別非かん養域の増加量
(昭和58年頃の非かん養域の比率) - (昭和40年頃の非かん養域の比率)



補給能モデル

補給能モデルは降水による土湿変化から、地表流出量や地下に浸透する量を計算する考え方である(角屋, 1967)。この考え方によれば、降水によって土湿(含水量)が増大し、ある一定値(圃場含水量)を越えると地下に水が浸透する(図15)。降水量と土地利用状況に応じた土壌の性質が判れば、地表付近の浸透状況を再現することができる。

タンクモデル

タンクモデルは河川流出の再現のために考えられたものであるが(菅原, 1972)、地下水の流動過程に適用することができる。このモデルでは、補給能モデルで求めた地表からの浸透水が帯水層に浸透していく過程を、タンクから徐々に落ちていくものとして再現する。その結果、降雨に伴うピークが緩和され、最終的には帯水層に浸透する量が計算できる。この時、浸透速度はタンクからの流出率で表わされる。

地下水流動モデル

地下水流動モデルでは、水平方向の地下水流動と、垂直方向の地下水流動(漏水, 地下水浸透, 地下水湧水など)から、地下水位を計算する。その基本的な考え方は、概念図(図16)に示すように、準三次元2層モデルである。すなわち、水文地質構造をもとに、モデルの帯水層は上部(第1帯水層)と下部(第2帯水層)より構成される。そして、地下水は台地・丘陵部の地表から第1帯水層に浸透し、花房層などの難透水層を漏水して第2帯水層に流入するものとしている。さらに、平野部では、第1帯水層上位の沖積粘土層(有明粘土層など)を通る漏水も考慮する。

平面的には、対象地域を1,974個のメッシュに分割し、メッシュ別に基盤の形状や地層の厚さ、帯水層の性質などの水文地質構造を反映したものとした(図17)。この中で、境界条件として、先阿蘇溶岩類が分布する東側の山地部と、海岸部および北側の低地部で地下水位を固定し、全体的な地下水流動(図4)の再現を図った。その他の水文地質基盤が分布する地区では不透水境界としているが、河川の上流部では地下水の浸透を評価して水位を固定した。なお、準三次元2層モデルにおける地下水流動の基本式も別に示した。

地下水状況の再現

主要帯水層である第2帯水層の計算地下水位分

布を図18に示す。この図では、実測地下水位分布(図4)でみられた特徴、すなわち分水帯や地下水プールなどが再現されている。さらに地区による水位勾配の変化も計算されている。地点別には、上流部での地下水位は、6月から7月に低く10月から11月に高く、季節変動の幅は8mから15mである(図19a)。年により(降水量により)水位の異なることがモデルによって表されている。それに対して、下流部での地下水位変動は上流部と類似するものの、変動幅は小さい(図19b)。このように、流動に伴う地区ごとの地下水位変動の違いも、このモデルによって再現されている。こうして、複雑な水文地質構造を対象としながらも、地下水位状況は、全体として非常に良く再現されている。水収支モデルによる水収支(昭和58年)の内訳は、台地部での地下水かん養量が5億1,600万m³、山地・丘陵部からの浸透が2億6,000万m³、平野部での漏水かん養量が6,700万m³であり、地下水かん養量は合計8億4,300万m³と推定される(図20)。また、地下水揚水量は2億6,000万m³、湧水量は4億4,300万m³、地下水流出量が1億4,100万m³であり、地下水流出量の合計は8億4,400万m³となる。差引マイナス100万m³は、降水量の変化等に伴う前年に対する地下水位(貯留量)の変化を意味する。

むすび

以上のように、阿蘇西麓地下水盆は、熊本周辺地域住民にとっては、貴重な地下水の貯留庫であり、その水収支の動向については十分な予測を行ないながら管理していくことが大切である。さらに、地下水を末長く利用していくために、かん養域における土地の保全や地下水の人工かん養などを、積極的に検討していくことも必要と考えている。

地下水盆の調査・研究と管理の在り方に関して、熊本地域は全国的にみても先進的にとりくんでいる地域であると考えているが、今後も、地下水シミュレーションモデルの運用を核にして、総合的な地下水の監視体制を確立し、地下水利用と保全対策に役立てていきたい。

図14 - 補給能・タンクモデル

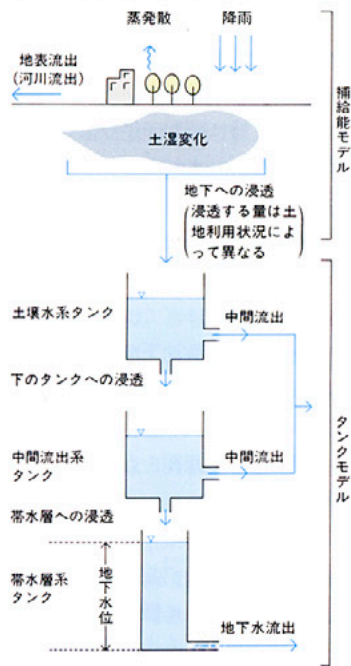


図15 - 浸透能の変化

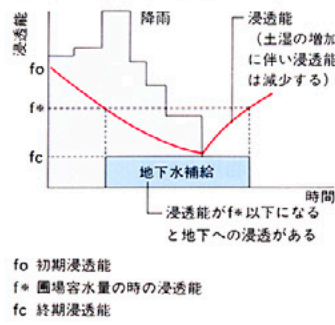
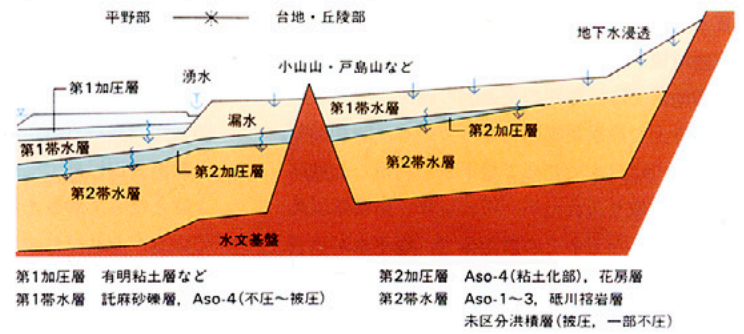


図16 - モデル概念図



《準三次元2層モデルにおける地下水流動の基本式》
地下水位の計算は次式にもつき有限要素法(FEM)により行った。

第1帯水層

$$\frac{\partial}{\partial x} (T_1 \frac{\partial h_1}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T_1 \frac{\partial h_1}{\partial y}) + L_1 + QR - Qd_1 = \frac{\partial h_1}{\partial t} S_1$$

$$L_1 = \frac{k_1'}{b_1} (H - h_1)$$

第2帯水層

$$\frac{\partial}{\partial x} (T_2 \frac{\partial h_2}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T_2 \frac{\partial h_2}{\partial y}) + L_2 - Qd_2 = \frac{\partial h_2}{\partial t} S_2$$

$$L_2 = \frac{k_2'}{b_2} (h_1 - h_2)$$

式で
 h_1, h_2 : 第1帯水層および第2帯水層の地下水水位(計算値)
 H : 表層部の不圧地下水水位
 t : 時間
 x, y : 座標
 T_1, T_2 : 第1帯水層および第2帯水層の透水量係数
 S_1, S_2 : 第1帯水層および第2帯水層の貯留係数
 L_1, L_2 : 第1帯水層および第2帯水層の漏水量
 $K_1'/b_1, K_2'/b_2$: 第1加圧層および第2加圧層の漏水係数
 k_1, k_2 : 第1加圧層および第2加圧層の透水係数
 b_1, b_2 : 第1加圧層および第2加圧層の層厚
 QR : 地表からの地下水浸透量
 Qd_1, Qd_2 : 第1帯水層および第2帯水層からの揚水量および湧水量

図17 - 調査域有限要素ネットワーク

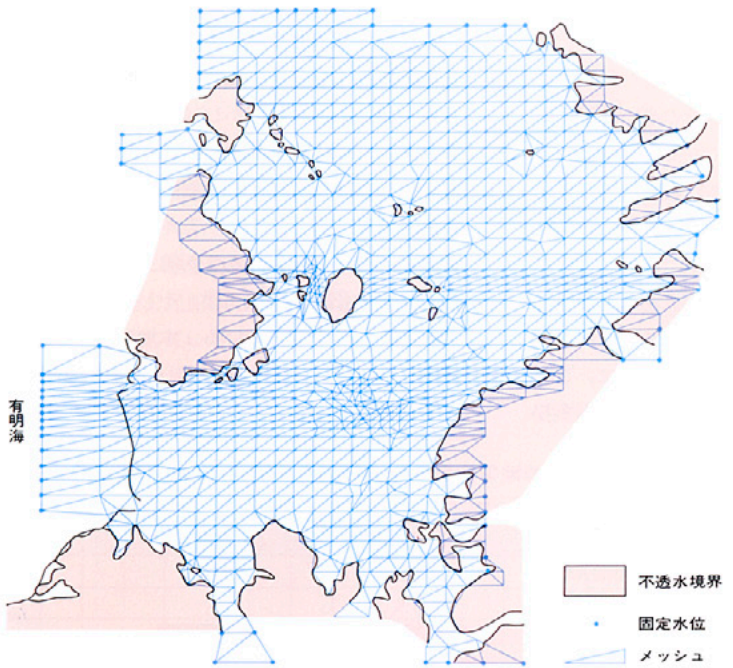


図18 - 第2帯水層計算地下水水位等高線図(昭和58年10月)

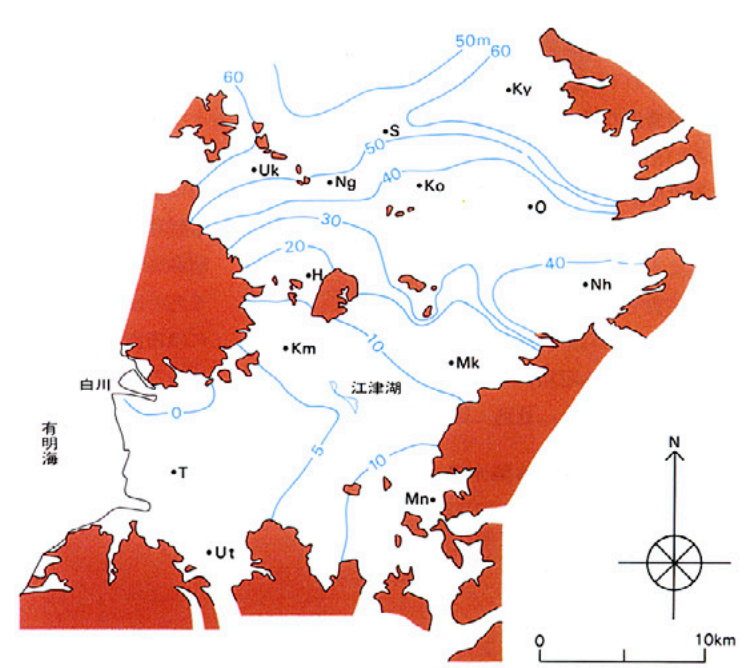


図19 - 水位変化の計算結果

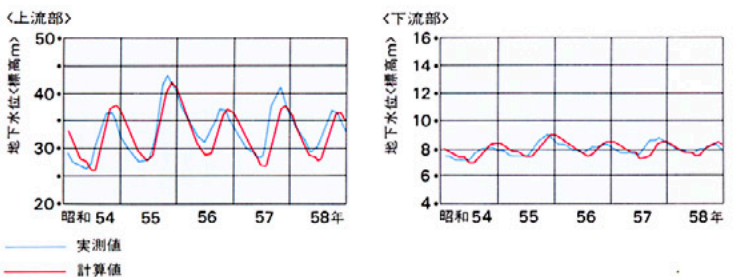
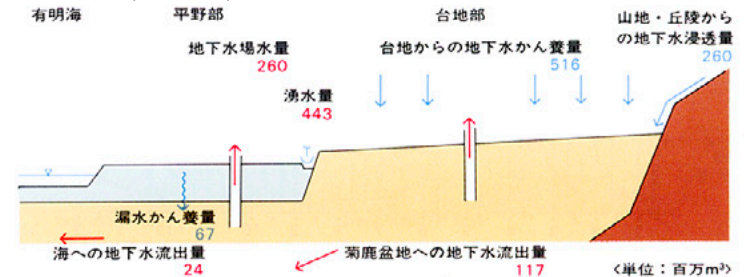


図20 - 現況(昭和58年)の水収支計算結果





長岡平野における消雪用地下水利用

藤縄克之 = 農業土木試験場水利部環境整備研究室

積雪地域における地下水利用の特徴

日本海沿いの積雪地域では、現在、さまざまな克雪対策が検討あるいは推進されている。特に豪雪地帯では、冬期の交通網の確保は生活を維持する上で最重要課題となっている。昭和38年、長岡市では日本で初めて地下水を利用した道路消雪工を取り入れたが、それ以来、新潟県以外でも富山県など多くの自治体で、地下水が消雪用水として利用され、冬期の生活環境が著しく改善されてきた。

図1は、昭和58～59年の長岡市における降水量、平均気温、信濃川河川及び水田水温の変化を示したものである。昭和58年1年間の総降水量2,738mmのうち、その44.8%に当たる1,227mmが1～2月と11～12月の4ヶ月に集中し、昭和58年から昭和59年にかけての総降雪深は1,030cmにも達している。最大積雪深は、降雪の多い年では2m以上に達することもある。一方、昭和58年の長岡市の旬別の最高気温8月中旬に30.7を、また最低気温は12月下旬に-3.9を記録しており、年平均気温は12.3であった。なおこの年平均気温は、一般に人為的な攪乱がない場合の平均的な浅層地下水とみなしてよい。信濃川の河川水温と気温との間には、非常に高い正の相関がある。一方、水田が地下水水温の形成に果たす役割は後に述べるが、水田湛水期に行った調査結果によれば、田面水温が30を越えることもあり、信濃川の河川水温よりは約7～11も高くなっている。

次に地下水の利用状況を見てみよう。図2は昭和55年10月から昭和56年9月までの長岡市全域の地下水揚水量を、月別・目的別に示したもので、年間総揚水量は約10,100万m³となっており、昭和48～49年の調査結果と比べて約1,400万m³増加している。このうち消雪用としては、12月から3月の積雪期間4ヶ月で、総揚水量の59.6%に当たる6,015万m³が揚水されている。なお消雪用以外では冷暖房用の建築物用水が第2位となっており、冬と夏に若干需要が増加している。それ以外の用途では工業、農業、水道の順で、年間の需要量はほぼ一定である。

図3は、長岡市における過去20年間の降雪累計、最低地下水位、井戸本数、揚水能力の推移を調べたものである。最低地下水位は降雪量の多い年には低下するが、降雪量の少ない年にはあまり低下していないことがわかる。しかし、井戸総本数は急激に増加し、これに伴って地下水の揚水能力も年々向上している。その結果、最低地下水位は経年的に低下する傾向にある。試算によれば、消雪用水源として信濃川の河川水を用いるならば、12～3月の河川水の平均水温は約2.5であるので、1m³の新雪を融かすの河川水が必ために3.2m³要であるところ、地下水を利用すれば、平均地下水温を14とすると0.57m³の地下水で同量の新雪を融かすことができる。このように、熱量の高い地下水による消雪は、非常に効率的であるとともに、消雪による路面湛水などのような道路事情の悪化も緩和することができる。

昭和56年の井戸総数は約2万本であるが、そのうちの55%は10m以浅の浅井戸である。豪雪時には市街地中心部で12～13mも地下水位が低下することもあるので、こうしたときには、これらの浅井戸の大半は使用不可能となる。過剰揚

水により発生する問題は、単にこのような井戸の枯渇にとどまらず、地盤沈下という深刻な問題にまで発展することがある。最近の日本における地盤沈下の特徴は、消雪用地下水利用地帯に顕著であることで、特に昭和59年の豪雪時には上越市で年間101mm、また六日町で年間92mmの沈下が生じ、全国1～2位の沈下量を示しており、昭和59年までの最大累計沈下量は、それぞれ310mmと317mmにも達している。

長岡市では上越市や六日町ほどではないが、それでも70km²の地域で地盤沈下が認められており、一部の地域では100～200mmの累計沈下が観測されている。このような地域では、地下水の保全と管理は緊急の課題となっている。

長岡平野の地形・地質

長岡平野は長岡市を中心とする平野で、新潟平野の西南端に位置し、東を魚沼丘陵(東山丘陵)、西を東頸城丘陵(西山丘陵)に囲まれている。長岡平野の地形分類図によると、主要帯水層を構成する盆地部は、長岡市街地を境にして、南部と北部に2分できる。このうち信濃川の河床勾配が2～3/1000の南部では、信濃川の旧中洲を起源とする微高地が点在している。一方、北部は信濃川の河床勾配が1/1000と南部よりやや緩やかで、広い後背湿地が形成されている。

長岡市の市街地では、沖積層中の砂礫層が有力な地下水帯水層となっているが、長岡平野は、地質的には、基盤岩である新第三紀層を覆って、洪積層の魚沼層、矢代田層、そしてその上位に沖積層が広く発達している。本地域南部の滝谷付近より北部へいくに従って、砂礫層が次第に層厚を増し、市街地付近では砂礫層の厚さも最

図1 - 長岡市における降水量、平均気温、信濃川河川および水田水温

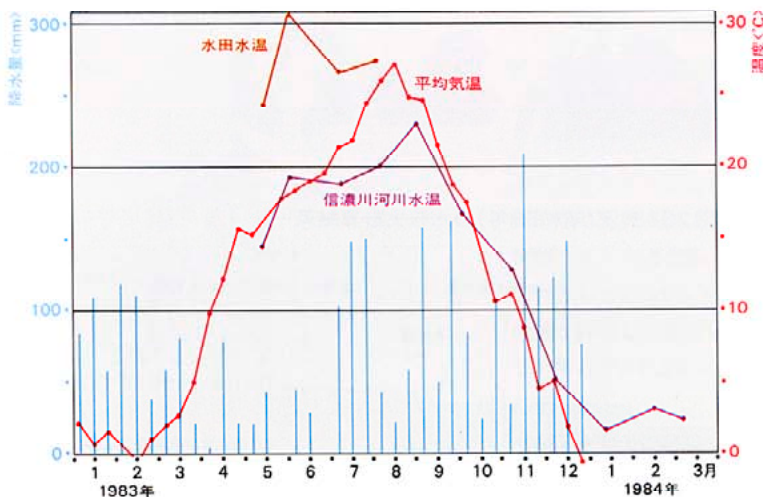
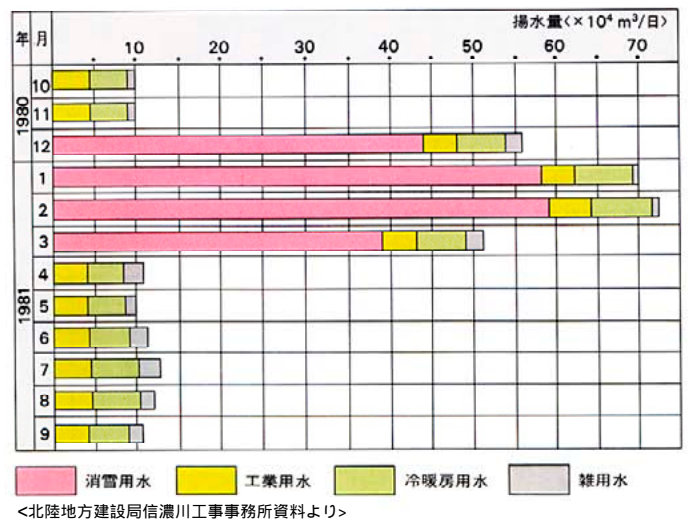


図2 - 長岡市の地下水利用状況 (昭和55年10月～56年9月)



<北陸地方建設局信濃川工事事務所資料より>

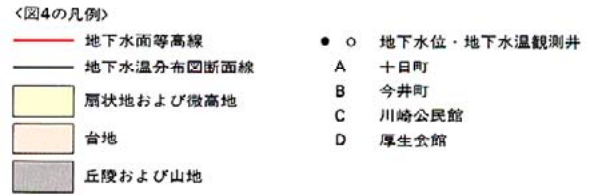
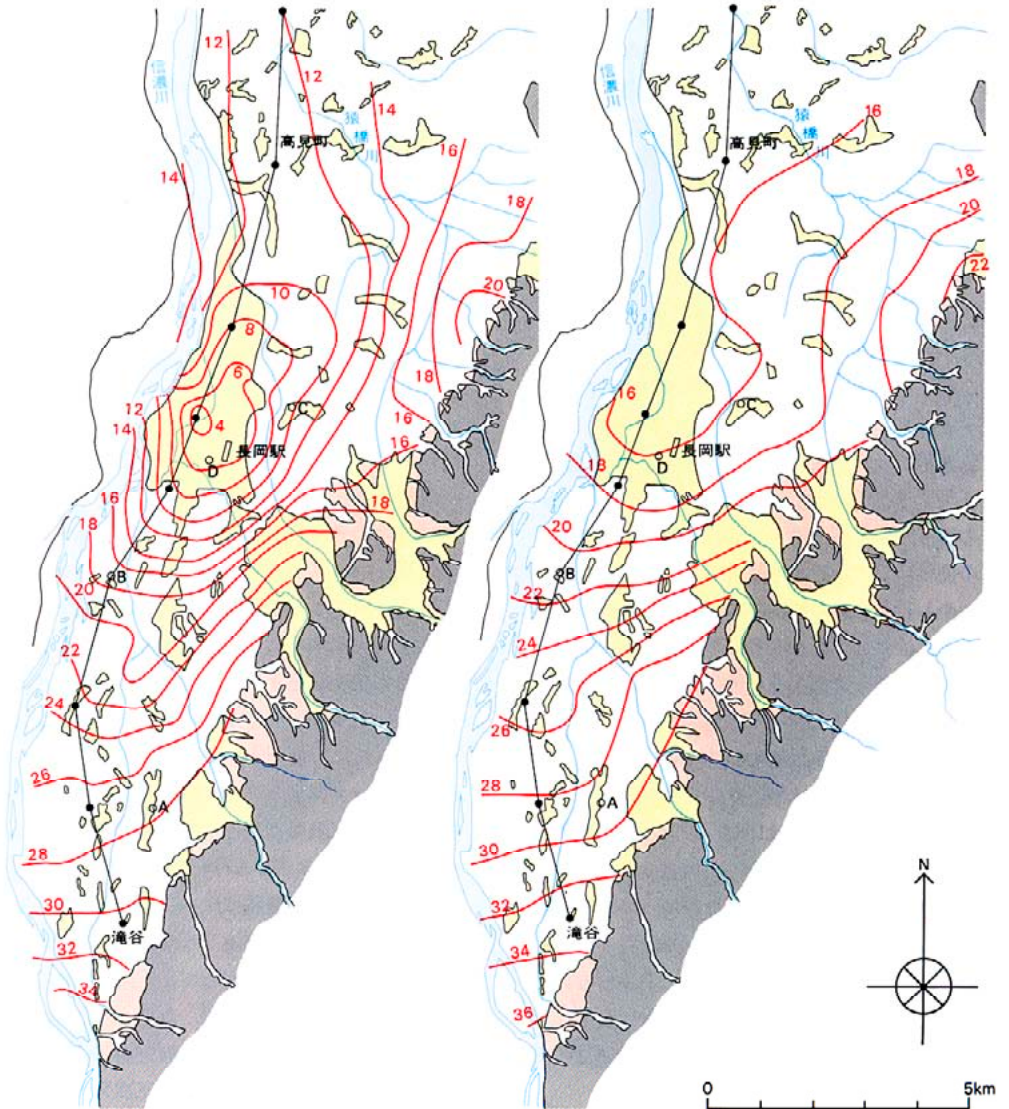


図4 - 長岡平野信濃川右岸地域の地下水面等高線図
 <昭和59年2月14日～16日>



大となるが、市街地北部から下流地域では粘性土が急激に増加する。

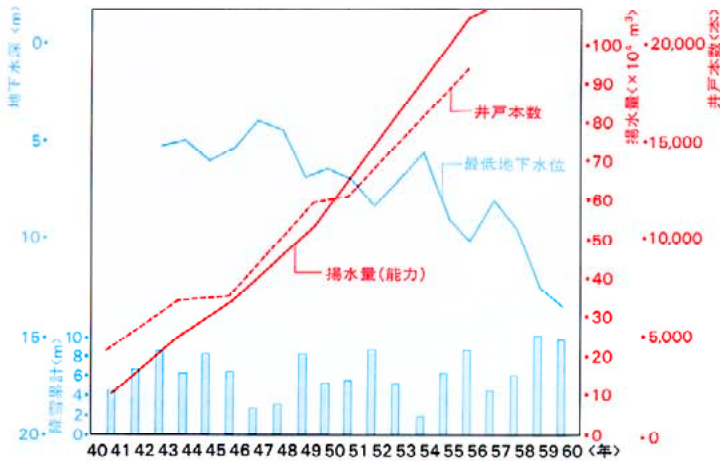
なお新第三紀層より上位の地層は、4層の帯水層に分類できる。このうち第1, 第2帯水層は礫質が優位な沖積層で、上流部の滝谷付近で30m、長岡市街地中心の弓町で52m、下流部の高見付近で49mの層厚をもっている。またその深度は、第1層で地表面下15～20m、第2層で30～50mとなっている。一方、洪積層の第3, 第4帯水層は、沖積層に比べて粘性土が多いため透水性が低く、深度は第3層で70～100m、第4層は100m以上となっている。

地下水位の変化

先に述べたような長岡平野の地下水利用の特徴は、地下水位の経時的変動に典型的に表れている。図4は昭和59年の2月と11月に出現した地下水面を等高線で表したもので、図中の数字は等高線の標高である。図の左側は、ほぼ最低位に近い2月中旬の地下水面で、これは、大量の地下水の揚水のため長岡市街地を中心としたすり鉢状の形状となっている。逆に、図の右側の11月初旬の地下水位は、ほぼ最高位になっており、市街地中心部では地下水位が10数mも回復している。

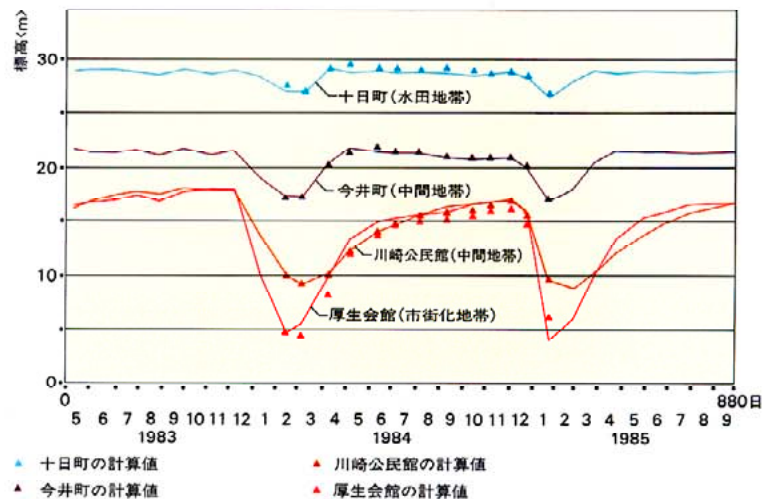
このような地下水位の経時的変動を地域別に見たものが、図5である。なお、それぞれの観測井の位置は図4に示してあり、十日町は水田地帯に、厚生会館は市街化地帯に、また今井町と川崎公民館は、水田地帯と市街化地帯の中間に位置している。さて、市街化地帯では、降雪の始まる12月中・下旬より地下水位が急激に低下している。このような市街地における地

図3 - 最低地下水および井戸本数と揚水能力の増加状況



<長岡市地下水対策協議会資料より>

図5 - 地下水位の変動



下水位低下の影響は、若干の時間遅れを伴いつつ中間地帯へ、そして水田地帯へと波及していく。低下した水田地帯の地下水水位は、3月から4月にかけての融雪水の浸透により急速に回復するが、市街化地帯の地下水水位の回復は、融雪期から水田かんがい期に著しいものの、ほぼ前年の水準まで回復するのに約半年の期間を要することがわかる。

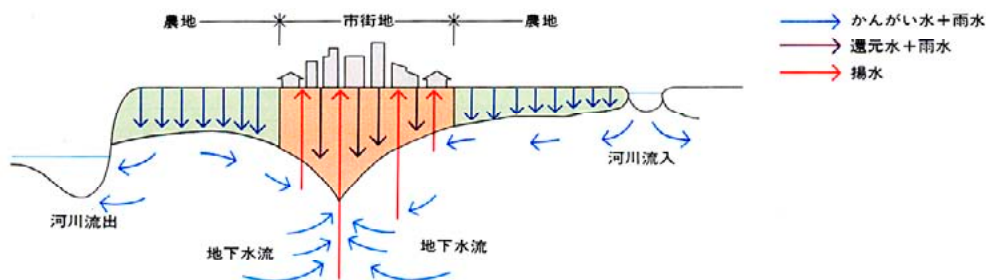
川崎公民館と同じ中間地帯に属するとはいえ、信濃川沿いで上流部に位置している今井町では、砂礫からなる堆積物で構成されているため透水性が高く、その地下水水位の変動は、やはり同様の地質特性をもつ十日町の地下水水位変動パターンとよく似たパターンを示す。これに対して、信濃川の背後湿地に位置し、透水性の低い粘性土が卓越している川崎公民館では、市街化地域の地下水水位低下に対する応答も鈍く、地下水水位の回復に要する時間も非常に長い。

しかし、いずれの観測井においても、降雪期に地下水水位が低下し、融雪期から水田かんがい期にかけて地下水水位が上昇するという、消雪用地下水利用地域特有の地下水循環が見られる。

長岡平野の地下水流動シミュレーション積雪地域においては地下水が克雪対策に重要な役割を果たしているとはいえ、過度な地下水利用は井戸水の枯渇だけでなく、地盤沈下などの公害の原因となる。このような環境への悪影響を抑制しつつ、合理的な地下水利用を行うためには、地下水賦存量の経年変化や、農地あるいは河川と地下水循環との関わりなどを定量的に明らかにし、地下水の保全・管理体制を確立する必要がある。

図6は、長岡平野の地下水流動を模式的に描いたものである。長岡平野では、地下水は消雪利用のみならず、工業用水、冷暖房用水、雑用水として、1年中利用されている。このため、たとえば市街地中心へ向かう地下水の流れが形成されている。揚水による地下水貯留量の減少を補

図6 - 長岡平野の地下水流動模式図



っているのが、市街化地域周辺に広がる水田地帯のかんがい浸透水と河川からの流入水である。また、農地や市街地へ降った雨水の浸透も地下水の涵養源となっている。そのほか、消雪用水として利用された地下水の一部も還元水として地下水となる。なお、河川水は常に地下水を涵養しているわけではなく、地下水水位が河川水位よりも高い場合は、地下水が河川へ流出することになる。

これらの地下水流動に関する諸量を定量化することは、実は予想以上に困難な作業である。たとえば、農地や市街地からの浸透量を実測することはほとんど不可能である。また、河川水が地下水を涵養しているか、あるいは地下水が河川へ流出しているかは、河川流量を一定区間ごとに流量観測すれば明らかになるが、信濃川のような大河川の流量を高い精度で実測することは現実的には不可能に近い。地下水揚水量にしても、何万本もある井戸からの揚水量を個別にすべて実測することはできないから、おおよその揚水量を推定するのが精一杯である。

このような多くの不確実な要因を含む現象を定量化するには、地下水シミュレーションモデルとパラメータ同定モデルを活用する方法がある。ここでは、有限要素法という数値計算法と非線形最適化法を用いて、長岡平野の地下水収支解析を行った。その概要は次のようなものである。長岡平野のような広域地下水流動系は、扱う領域の水平的な広がりに対して、流動地下水の水深が浅いという特徴をもつ。このような場合は水平方向の流れに対して、鉛直方向の流れが無視でき、このようなモデルを準三次元モデルと呼んでいる。さて、有限要素法では、対象とする領域を基本要素で分割し、各節点で地下水水位を計算する。図7は、計算の対象とする総面積78.4km²の信濃川右岸地域を、基本要素である三角要素で分割したものである。メッシュ分割の節点の一部は黒丸となっているが、これは地

下水位観測実施地点で、シミュレーションにより求められた計算地下水水位は、これらの観測井による実測の地下水水位と対比され、シミュレーション結果のチェックが行われる。

さて、地下水流動のシミュレーションを行うためには、三角要素網の座標、地表面標高、帯水層基盤面標高、地層の透水係数、地層の有効間隙率、地下水総揚水量、地下水揚水強度分布、地下水涵養量、などの様々なデータが必要である。の三角要素網の座標には地形図上で読み取った各節点の座標を用い、

の各節点の地表面標高には地下水水位観測実施地点の実測標高と地形図上の水準点や三角点の標高を用い、の帯水層基盤面標高は地質断面図やボーリング柱状図などを参考に必要なデータを作成する。しかし、の透水係数との有効間隙率は、地下水流動シミュレーションの中で最も中枢となるパラメータであるが、一部の観測井で実施されている揚水試験結果によれば、透水係数は場所や深さによってかなりのバラツキが見られるし、また有効間隙率に関するデータもほとんど皆無である。の地下水揚水強度分布は、昭和56年度に環境庁が長岡市や建設省などの協力を得て行った地下水揚水量実態調査を参考にデータを作成することができるが、の地下水総揚水量は、シミュレーションに用いるには実態調査の精度が低く、またの農地からの地下水涵養量は、実測も推定も困難である。このように地下水流動のシミュレーションには多くのデータが必要にもかかわらず、その一部には未知なパラメータが含まれざるをえない。これらの未知パラメータを地下水流動のシミュレーションモデルから逆に求めようという方法が、いわゆるパラメータ同定モデルである。つまり、通常シミュレーションでは、数理モデルにパラメータを入力して地下水水位分布を出力するが、パラメータ同定モデルでは、実測値の信頼性が最も高い地下水水位分布を入力して未知パラメータを出力する。このようなパラメータの同定は試行錯誤を繰り返して経験的に行うこともできるが、その難易度は、求めるパラメータ数が増加すると指数関数的に高くなる。そこで、未知パラメータの同定を自動的に行う方法として、非線形最適化法が開発され、数理モデルと併用して利用されるようになってきた。そこで次に、以上の方法を用いて求めた長岡平野の地下水収支を概観してみる。

長岡平野の地下水収支

地下水位の観測結果をもとに、パラメータ同定モデルを用いて計算した長岡平野の地下水収支が表1である。なお、同定した期間は昭和59年1月から昭和60年1月までの、ほぼ1水文サイクルに相当し、計算地下水位と実測地下水位との対比は図5に示すとおりである。

表1によれば、地下水貯留量減少の大部分は、地下水が消雪用水として大量に揚水された12月下旬から翌年の2月中旬にかけて生じており、ほぼ一年間に約300万m³の地下水貯留量が減少していることがわかる。一方、市街地において消費された純消費水量、すなわち揚水量から還元量と雨水浸透量を差し引いた水量は約4,200万m³である。これに対して、農地からのかんがい水や雨水の浸透により涵養された水量は約3,900万m³であるから、市街地における純消費量の約93%が農地から補給されていることになる。次に、農地からの補給を時期的にみると、その大半は3月初旬から6月中旬に集中しており、融雪水と水田かんがい水が非常に重要な地下水涵養源となっていることがわかる。この他の期間でも、雪によって地表面が覆われる12月中旬から2月中旬までの期間を除いて、水田かんがい水や農地へ降った雨による地下浸透が毎月約200万m³前後に達していることがわかる。

一方、図7にも示してあるように、対象領域の周囲は西を信濃川に、北を猿橋川に、それ以外を丘陵によって囲まれている。これらの全境界を通して出入りする量を示したものが、表1の境界流入量であるが、表によると、境界となっている信濃川や猿橋川へ、1年間に約10万m³の地下水が流出しており、これらの河川からは長岡市街地を中心に地下水位の低下する12月から翌年の3月にかけては流入量が一時的に卓越するものの、一年を通してみると河川へ流出する地下水の方が多いためである。ところで、有効間隙率とは地下水面が単位深さだけ低下したときに、排出される水量と考えてよいが、砂層が最も大きな値を持ち、地層を構成している土粒子の粒径がそれより大きくなっても、小さくなくても減少する。つまり、砂層が地下水を貯留するのに最も効率的であるといえる。長岡平野の地下水シミュレーションでは、図7に示すように、全領域の表層地質（土質）を5ブロックに分類し、それぞれのブロックご

図7 - 長岡平野の有限要素メッシュ分割図および土質分類図



図8 - 第3帯水層下限等高線図

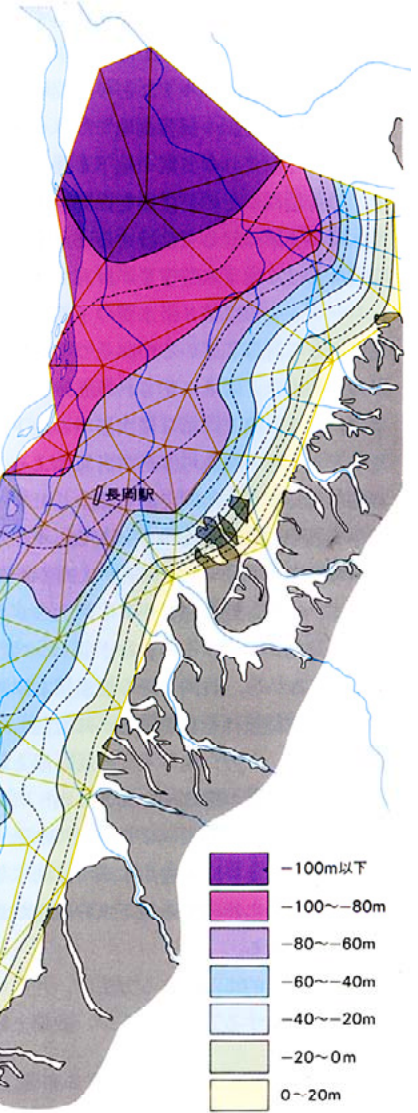


表1 - 長岡平野の地下水収支

期間	農地における 水田浸透量 + 雨水浸透量	境界流入量	市街地にお ける揚水量 - (還元量 + 雨水浸透量)	地下水貯留 増加量
S59. 1. 9-11/S59. 2. 14-16	0	2,080,506	17,821,258	-15,740,672
S59. 2. 14-16/S59. 3. 5-9	68,485	1,301,158	1,316,619	53,024
S59. 3. 5-9/S59. 4. 9-11	18,375,370	-667,224	-7,279,886	24,988,032
S59. 4. 9-11/S59. 5. 7-9	4,771,709	-1,092,518	-7,772,457	11,451,648
S59. 5. 7-9/S59. 6. 13-14	3,913,421	-1,231,511	-2,819,658	5,501,568
S59. 6. 13-14/S59. 7. 3-4	1,510,891	-381,293	-72,002	1,201,600
S59. 7. 3-4/S59. 8. 7-8	2,756,233	-732,714	-34,881	2,058,400
S59. 8. 7-8/S59. 9. 10-11	2,072,049	-369,961	361,736	1,340,352
S59. 9. 10-11/S59. 10. 15-16	631,381	-118,083	494,930	18,368
S59. 10. 15-16/S59. 11. 8-9	2,634,419	-132,973	282,470	2,218,976
S59. 11. 8-9/S59. 12. 5-6	2,549,423	-471,302	151,913	1,926,208
S59. 12. 5-6/S59. 12. 24-25	0	434,343	7,230,087	-6,795,744
S59. 12. 24-25/S60. 1. 23-25	0	1,283,834	32,363,802	-31,079,968
合計	39,283,381	-97,658	42,043,931	-2,858,208

とに有効間隙率の値を同定しているが、その値は、信濃川沿いの中・下流部に卓越する砂層で0.252、信濃川沿いの中・上流部に卓越する礫層で0.142、粘土やシルトなどの細粒堆積物から構成される信濃川の後背湿地では0.090である。そこで、それぞれの要素の地下水面から基盤面までの体積に、その要素の有効間隙率を乗じ、すべての要素に対して合計すると、それぞれの時期における地下水貯留量が計算できる。シミュレーションでは第3帯水層の下部を実質的な基盤として計算しているが、その第3帯水層下限の等高線は、図8に示されるとおりである。では、第1、第2、第3帯水層中の地下水貯留量はどれくらいであろうか。計算によると、昭和59年1月から1年間で最も減少したのは昭和59年2月中旬の8億9512万 m^3 で、また最も増加したのは昭和59年12月初旬の9億4086万 m^3 である。現在、貯水容量が日本最大のダムは福島県奥只見ダムで、その総貯水量は6億144万 m^3 であるから、長岡平野の信濃川右岸地域の総地下水貯留量はそれを上回っていることになる。一方、地下水位の最高期と最低期の地下水貯留量の差は約4,600万 m^3 であるから、冬期の地下水利用により利根川水系では浦山ダムの、あるいは木曾川水系では阿木川ダムのほぼ一杯分に相当する地下水貯留量が消費されたことになる。

地下水を人工的に涵養する方法に、井戸を用いて地下へ注入する方法があるが、微細土粒子に

よる間隙の閉塞などで、うまく機能しない場合が多い。また、今回の調査研究結果では、信濃川などの大河川ですら、地下水涵養の寄与度が必ずしも高くないことが明らかになった。このことは、非常に低い速度でしか浸透しない地中の水の流れを考えると、地下水の涵養手段は注入井戸のような点源よりは、河川のような線源が、そして線源よりは水田のような面源の方が、大きな効果があることを意味している。

地下水の形成機構

第1次石油ショックの後、高騰する石油資源に代わる新しいエネルギー資源として世界各地で太陽熱、地熱などのエネルギー開発が活発に行われたことがある。現在、石油価格が下落しているため、一時の積極的な開発姿勢も下火になったが、現在も活発に研究が続けられている技術がある。それは、帯水層の良好な断熱的性質に着目した、帯水層熱エネルギー貯留技術である。これは、熱エネルギーの需要が少ない夏期に、太陽熱や、工場、火力発電所、ゴミ焼場などの廃熱を利用して暖めた温水を地下の帯水層へ貯留しておき、熱エネルギーの需要の多い冬期に、家屋暖房、ハウス栽培、消雪などに利用しようというものである。北陸農政局では、福井県の砂丘地を利用して、帯水層熱エネルギー貯留技術を用いたハウス栽培の実用化試験を行っているし、JR長岡駅でも、上越新幹線の融雪のため帯水層熱エネルギー貯留技術が開発されている。この技術の特徴は、発想を転換し

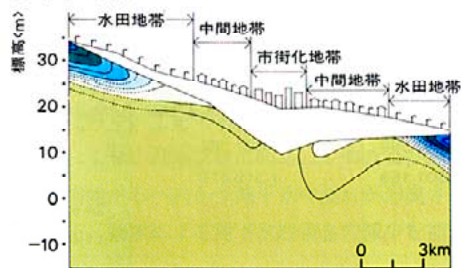
て、冬期に冷水を地下貯留しておけば、夏期には冷房用水としても使えるという技術の多用性にある。積雪地域で普及している地下水を用いた消雪技術は、帯水層熱エネルギー貯留技術の広域版とでもいえよう。

さて、浅層地下水の平均水温はほぼ年平均気温に等しく、水温の時期的・場所的変化も小さいといわれるが、地下水温度分布には明瞭な経年的サイクルがあることが、長岡平野における地下水温度分布調査の結果明らかとなった。図9は、昭和59年4月から翌年3月まで、ほぼ1ヶ月間隔で調査した地下水温度鉛直分布図である。なおその断面は図4に示してあるように、長岡平野の上流部滝谷から長岡市街地を通り、下流部見附市付近まで至る線上に位置している。図より明らかなように、地下水中には、冷水塊と温水塊あり、その発達から消滅の過程に違いが見られる。

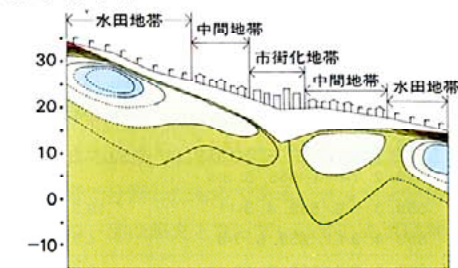
2月下旬には低下していた地下水面は、消雪水量の減少と融雪水の浸透により、3月下旬には大巾に回復している。水田地帯を中心に浸透した冷たい融雪水は、その直下の地下水表層部に強力な冷水塊を形成する。しかし融雪水の浸透はまもなく終わり、水田に代かき用の水が張られるようになると、浸透水の水温は徐々に上昇し、冷水塊の上部に温水域が形成されてくる。冷水塊は、地下水の流動に伴って周囲に広がり大きくなるが、その中心の水温はどんどん上昇して、やがて消滅してしまう。図3にも示した

図9 - 長岡平野の地下水温度鉛直分布図

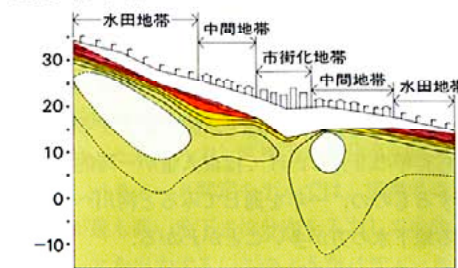
59・4・9～4・11



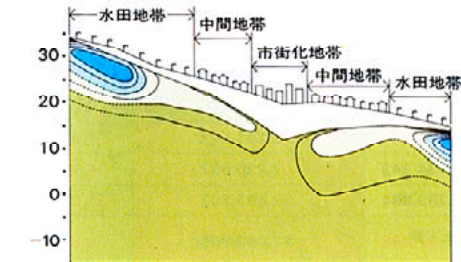
59・6・13～6・14



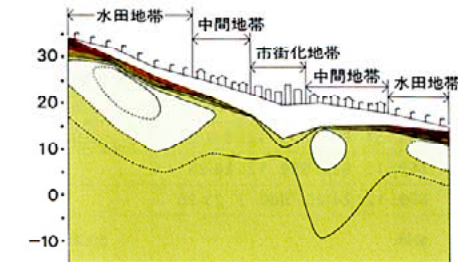
59・9・10～9・11



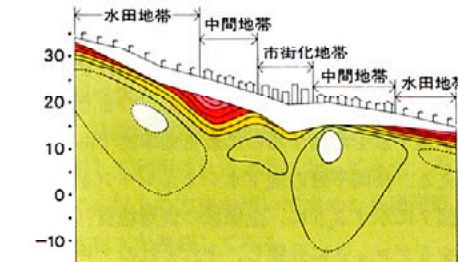
59・5・7～5・9



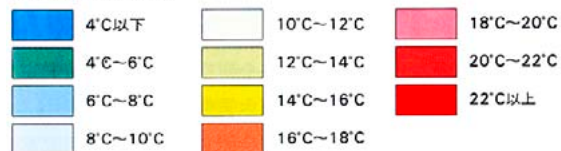
59・8・7～8・8



59・10・15～10・16



〈図9の地下水水温凡例〉



ように、水田の田面水温は30℃以上にもなることがあるが、その影響は当然水田からの浸透水の水温にも反映され、水田地帯の地下水表層部で8月には24℃もの高温体が形成されている。秋になって水田が非湛水状態になると、地下水表層部の水温は徐々に低下するが、冷水塊と違って消滅することはなく、地下水面勾配に沿って市街地へと流動していく。

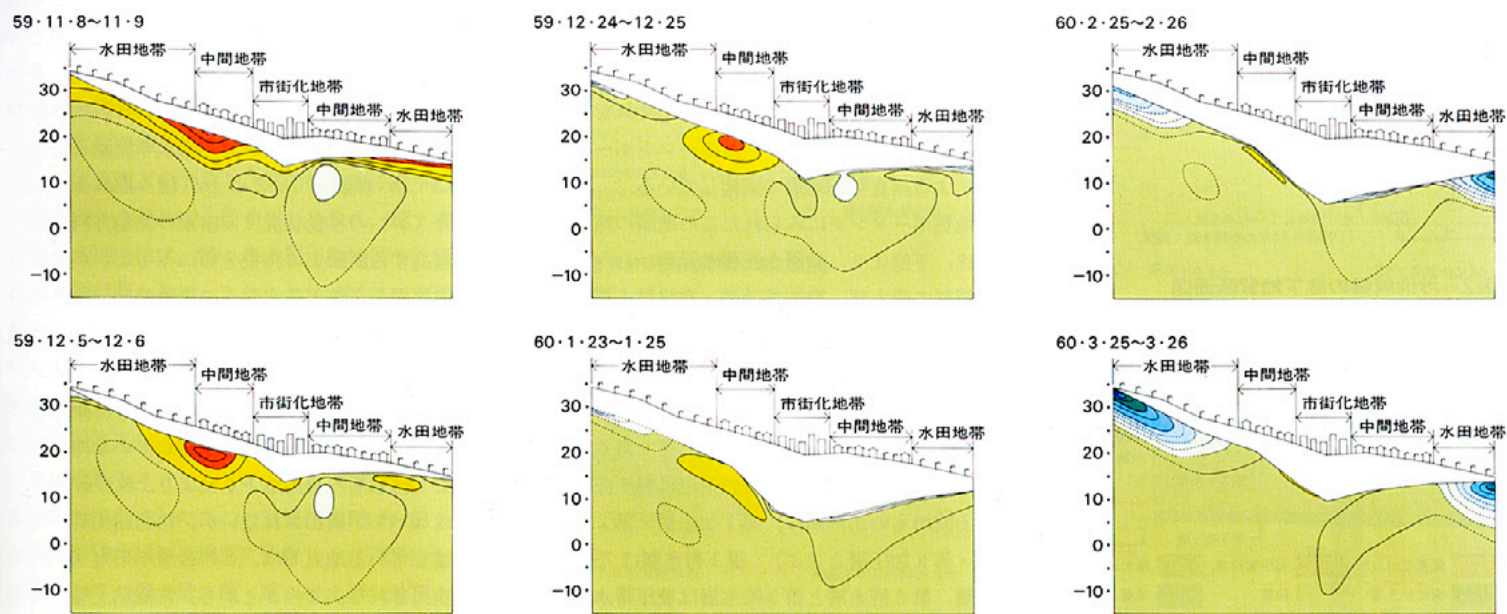
温水塊と冷水塊の移動性の違いは、温水と冷水の物性の違いにある。冷水は温水と比べて密度が大きいため、冷水塊はより深部へと移動しようとする。これに対して温水は密度が小さいため、浮力によって地下水表層部を水面勾配に沿って移動しようとする。冷水塊と温水塊の移動性の違いは、単に密度の違いだけではない。地下水が地層中の間隙を流れようとするとき、その粘性によって抵抗を受ける。すなわち粘性の大きな地下水は、粘性の小さな地下水と比べて地層に対する透水性が悪くなる。そして地下水の粘性は、その水温によって大きく左右される。地下水の地層中における流れ易さは、地下水の密度に比例し、粘性に逆比例するが、同一の地層で同一成分の地下水であっても、たとえば40℃の地下水は0℃の地下水と比べて約3倍も透過度が高くなる。このことは、すなわち冷水塊は移動しにくく、温水塊は移動しやすいということを意味している。図9には上に述べたような理由による温水塊の発達と移動の様子がよく現れている。そして、12月下旬に中間地帯まで

移動した温水塊は冬期の地下水の大量揚水により消費されていく。一見すると、何の変哲もないように見える地下水の動きにも、このように複雑な地下水水温の形成機構が秘められている。

積雪地域の地下水利用のあり方
環境問題を起こさずに地下水を最大限に活用するためには、その利用が保全・管理体制によってサポートされていることが必要である。国外の例をあげると、汚濁したライン川の河川水を飲料水源とせざるを得ないオランダでは、ライン川の水は処理された後、砂丘地へ導入され、浸透池から地下浸透されている。このように砂丘地をフィルターとして利用することによって飲料水の水質をさらに改善するとともに、貴重な飲料水源となっている砂丘地の地下水を人工的に涵養し、安定的に良質な地下水を確保している。一昨年、ライン川沿いの化学工場で火災が発生し、河川水が有害な化学薬品で汚染されて大きな問題に発展した事件は記憶に新しいが、オランダの水道関係者の話では、このような非常の際に充分なだけの飲料用地下水が砂丘地に貯留されているという。水資源の乏しいイスラエルでも、オランダで見られたような徹底した地下水の利用・保全・管理体制がとられている。このような諸外国の現状をかい間見るとき、無原則な地下水開発と被害が顕在化してからの地下水採取規制という方法から、総合的な地下水管理体制への移行の必要性が強く感じられる。さて、積雪地域における消雪用地下水利用技術

が、生活の利便性に与えた貢献度には計りしれないものがある。今後、この技術のマイナス要因となっている地盤沈下などの公害問題に対処するためには、単に地下水の乱用に対する規制を強化するだけでなく、地下水の保全と管理体制を確立する事が必要である。そのためには、地下水の涵養機構や地下水水温の形成機構などを定性的・定量的に明らかにし、合理的な地下水の利用・保全・管理システムを確立しなければならない。

長岡平野における地下水調査の結果、水田が重要な地下水の涵養源となっているばかりか、地下水温の上昇にも大きな影響を与えていることがわかったが、市街化地域の拡大によって水田面積が減少したり、あるいは地下水涵養域となっている信濃川右岸上流部水田地帯の陸砂利採取と難透水性土の埋戻しによる地下水涵養機能の低下など、地下水の保全上好ましくない状況もみられる。地下水を人工的に強化し、また地下水温の上昇を図るためには、非かんがい期の水田利用や休耕田の活用など、積極的な地下水保全策が必要となってこよう。そして、さらには、都市と農村のバランスある発展が地域の環境保全の面からも非常に重要であることから、地下水利用計画なども含めた総合的な土地利用計画を検討していく必要がある。



地下水汚染の現場から 汚染機構の解明と対策の確立のために

佐藤賢司 = 千葉県水質保全研究所地盤環境研究室

稲生義彦 = 千葉県環境部水質保全課

榎井 久 = 千葉県水質保全研究所地盤環境研究室長・東海大学講師

はじめに

地下水汚染は、古くからある公害の1つであるが、近年、トリクロロエチレンやテトラクロロエチレンといった比較的耳新しい物質による地下水汚染が新聞紙上を賑わしたことから、再び社会的に注目を浴びようになってきた。しかし、数多い地下水汚染現場の中で、汚染対策が実施されている例は少なく、その大半は汚染機構の解明もなされていないのが実状のようである。地下水資源を管理し有効に利用していくといった観点からは、各地下水汚染現場での科学的調査に基づく地下水汚染機構の解明と、早急な対策が望まれるところである。

地下水汚染調査は、いかなる場をどのように地下水が流れ、また汚染物質が地下水によってどのように移動・拡散したかを解明することである。筆者らは、地下水汚染調査の3原則として、次のようなことを提案している。

帯水層単元の確立

各帯水層や帯水層間の地下水流動の解明

汚染物質の移動経路と拡散・吸着過程の解明

このように、まず地下水流動の場を明らかにするといった考え方は、地下水盆管理の考え方と同じである。ここでは、関東ローム台地における6価クロム地下水汚染現場の事例を示し、その調査と対策について述べる。

図1 - 6価クロム地下水汚染現場

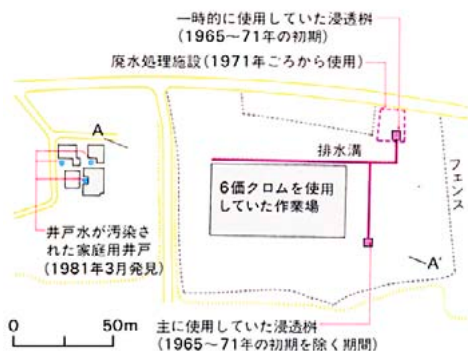
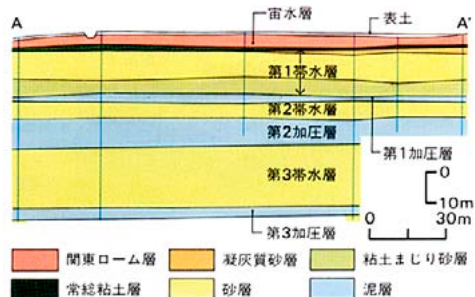


図2 - 汚染現場の地下地質断面図



地下水汚染現場

この地下水汚染は、標高約30mの関東ロームに発生したものである(図1)。台地上のある工場で、金属表面処理工程から出た6価クロムイオン(以下Cr⁶⁺と略す)を多量に含む廃液が、一時期、地下浸透していたことから発生した汚染である。地下浸透に用いられた浸透樹は、関東ローム層を幅4m四方、深さ3mの大きさに素掘りしたもので、2ヶ所あったようである。地下浸透の期間は1965年~1971年と推定され、北側のものは初期の一時期に、その後は南側のものが使用されていたといわれている。そして1983年になって、浸透樹から150m離れた3つの家庭用井戸の井戸水が汚染されているのが発見された。井戸水のCr⁶⁺濃度は、最高2.7mg/lであった。

地下水汚染機構

この地下水汚染現場では、多数のオール・コアによる地質ボーリングが行われた。まず、汚染源と考えられた浸透樹の近傍、汚染された家庭用井戸の近傍、ならびにこれらの中間の2地点で、深度60mの地質ボーリングを行った。地下地質を明らかにして帯水層単元を確立することと、ボーリング・コアに含まれるCr⁶⁺を分析して、どの帯水層まで汚染が進行しているのかを確認することが主な目的であった。次に、汚染がみられた深度30mまで(後述する第2帯水層まで)について、12地点で地質ボーリングを行った。汚染の平面的広がりを見極めるために、ボーリング地点は、汚染の確認された地域から始まり、外側に広げていった。最後に、ごく浅い部分(後述する宙水層まで)の汚染状況を見るために、浸透樹周辺の23地点で深度6mの地質ボーリングを行った。さらに、これを補足するために、深度4m~6mのハンドボーリングによる調査も16地点で実施している。

地質ボーリングにみられたこの地域の地下地質は、下位より、砂層と泥層の互層からなる下総層群の最上部、凝灰質砂層、常総粘土層、関東ローム層、そして表土からなる(図2)。下総層群にみられる3つの砂層は、それぞれ帯水層を形成している。ここでは、上位のものから順に、第1帯水層・第2帯水層・第3帯水層とよぶことにする(各帯水層の下位にある泥層も、上位のものから順に、第1加圧層・第2加圧層・第3加圧層とよぶ)。第1帯水層は不圧帯水層、第2帯水層と第3帯水層は被圧帯水層であ

る。そして、これらの帯水層の上位にもう1つの帯水層がある。すなわち、常総粘土層の上位かつ関東ローム層の最下部に宙水が存在し、宙水層を形成している。

これらの帯水層系の地下水流動を立体的に把握するために、多数の地下水位・地下水質観測井を設置した。経費節約のため、すべての地質ボーリング孔を観測井設置に利用した。さらに、これを補充して、第2帯水層用と第1帯水層用の観測井を新たに設置した。帯水層別観測井数は、第3帯水層用が4井、第2帯水層用が16井、第1帯水層用が16井、そして宙水層用が23井である。

以下に、各帯水層における地下水流動と、それに伴う汚染物質の移動経路を、汚染の進行に沿って述べることにする。

Cr⁶⁺を含む廃液は、浸透樹だけでなく、浸透樹につながる排水溝からも地下浸透し、関東ローム層中をあまり側方に広がることなく宙水層まで降下したと考えられる。これらは、浸透樹や排水溝の直下では、宙水層より上位の関東ローム層中に連続して高濃度のCr⁶⁺が検出されることと、これらの地点から数メートル側方に離れると、同じ層準の関東ローム層にCr⁶⁺が検出されなくなることから推測されることである。関東ローム層には、植物の根の跡といわれる細孔が無数にみられるが、これが地下水の垂直移動に貢献しているようである。

宙水層では、浸透樹・排水溝の側方に汚染が拡大するとともに、下位の常総粘土層や、さらに下位の凝灰質砂層にも汚染が進行している(図3)。しかし、宙水層~常総粘土層の平面的汚染分布をみると、高濃度汚染域が南方に、すなわち、地下水位分布から推定される宙水の流動方向に帯状に延びており、宙水の流動とともにCr⁶⁺が移動していることが読み取れる。詳細なCr⁶⁺の移動状況は、宙水の流動方向にほぼ直交する断面上の汚染分布にみることが出来る。宙水層から第1帯水層への汚染の進行は、この現場の南東部にみられる常総粘土層のせん滅地域と密接な関係が認められる。地質ボーリング試料の分析結果によると、宙水層の汚染地域であっても、常総粘土層が発達している地点では、第1帯水層の自由地下水面より上位の砂層からはCr⁶⁺が検出されないが、常総粘土層がせん滅している地点では、この砂層からもCr⁶⁺が検出される。このことから、常総粘土層のせん

図3の注 = 地下水位は、南側浸透池の西側の観測井 (No.1-1)の管頭を基準して表示。汚染分布は、各地質ボーリングの宙水層～常総粘土層の地質試料にみられた最大汚染濃度 < 溶出した Cr^{6+} の重量 / 地質試料 (湿潤状態) の重量 > (mg/kg) を使用。

滅地域では、宙水の一部が第1帯水層に降下していると推測される。そして、第1帯水層汚染地域の最上流部は、このような常総粘土層のせん滅地域と一致している。

地下水位分布から推定される第1帯水層の地下水流動方向は、宙水層と異なり、北西方向が卓越している。汚染現場の北部や南東部では、これと異なる方向への流動もみられるが、これは、それぞれの下流地点にある谷への地下水流出によるものであろう。第1帯水層に降下した Cr^{6+} が、このような第1帯水層の地下水流動方向に沿って移動していることが、第1帯水層～第1加圧層の地質試料や第1帯水層の地下水の分析結果から明らかになった (図4)。また、各地質ボーリング地点における第1帯水層～第1加圧層の垂直汚染分布を比較すると、第1帯水層の下流側の地点ほど、高濃度汚染部の位置が下がる傾向がみられる。第1帯水層の地下水が、より水位の低い第2帯水層へ漏水し、それとともに第1帯水層の汚染が第1加圧層へ進行しているようである。

第1帯水層の汚染分布には、もう1つ特徴的なことがある。それは、宙水層から Cr^{6+} が降下している地点を除き、自由地下水面より上位の砂層からは、 Cr^{6+} が検出されないことである。このことは、第1帯水層が不圧帯水層であることを裏づけるとともに、自由地下水面の高さがあまり変動していないことを想像させるものである。第1帯水層の砂層は、ほぼ自由地下水面を境にして、層相がわずかに異なっており、上半部が細砂、下半部が粘土質細砂からなっている。上半部に比べて下半部の透水性が低いために、この境界付近に自由地下水面が形成されているようである。

第2帯水層の地下水位分布にみられる地下水流動方向は北西方向であり、第1帯水層の地下水流動方向と大局的に一致する。そして、第2帯水層の汚染地域は、第1帯水層汚染地域の比較的下流部に限られる。これらの地域では、前述した第1帯水層から第1加圧層への汚染の進行が、第2帯水層にまで及んでいると考えられる。第2加圧層以深については、地質ボーリング試料の分析結果をみる限り、汚染が進行していないようである。

井戸水が汚染された3つの家庭用井戸は、第2帯水層汚染地域の downstream に位置し、井戸深度から推定して、第2帯水層・第1帯水層の地下水

図3 - 宙水層の地下水位分布と宙水層～常総粘土層の汚染分布

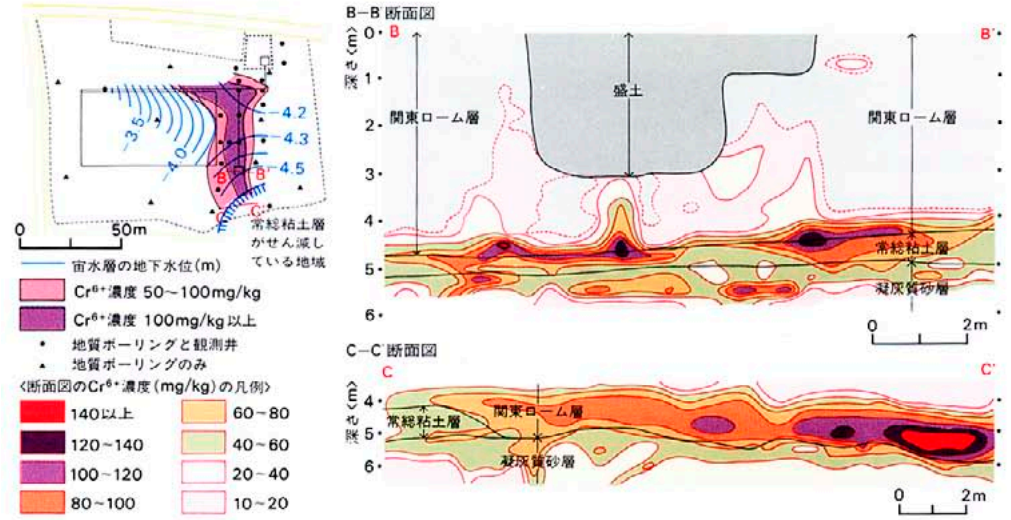


図4 - 第1帯水層の地下水位分布と第1帯水層～第1加圧層の汚染分布

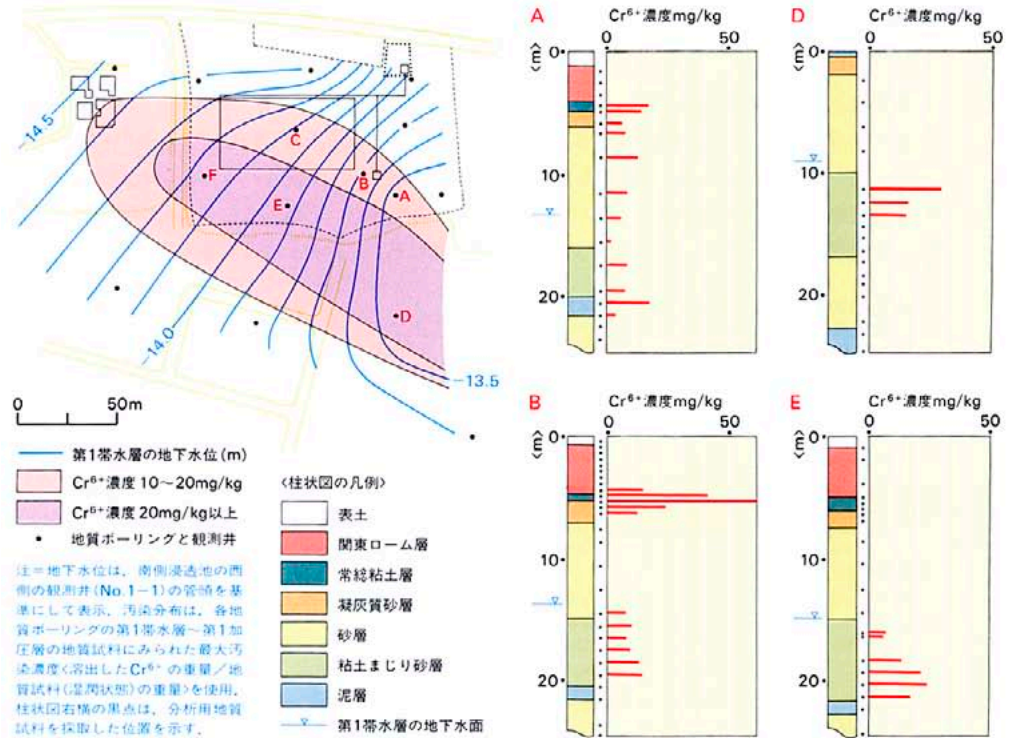
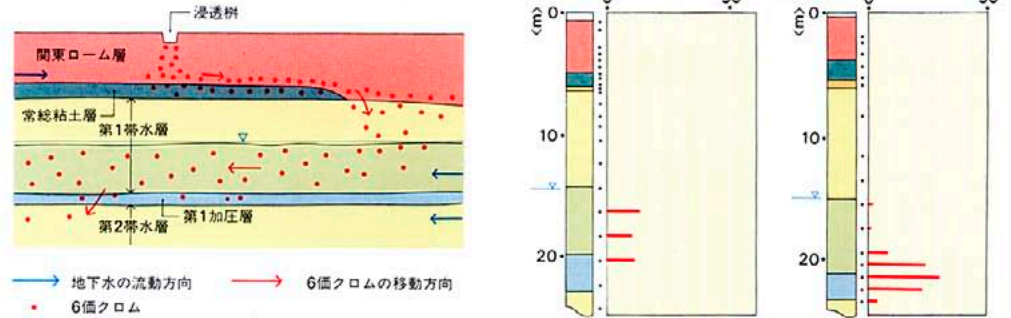


図5 - 地下水汚染機構の概念図



を利用していただけるとされる。これらの井戸水を汚染した地下水汚染機構は、以上のように解明された(図5)。

この地下水汚染現場では、宙水層の存在が汚染機構を複雑なものにしている。その理由として次の2点があげられる。1つは、宙水層の地下水流動方向が、第1帯水層・第2帯水層の地下水流動方向と基本的に異なり、かつ局所的なこと。そして、宙水層から第1帯水層への汚染の進行が、特定の地域、すなわち、常総粘土層のせん滅地域でみられることである。

汚染除去対策

実施された汚染除去対策は、宙水層の対策と第1帯水層・第2帯水層の対策とに分けられる。宙水層の汚染除去には、汚染地層、すなわち常総粘土層・関東ローム層の汚染部分を掘削して除去する方法をとった(図6)。掘削した汚染地層は、還元剤として硫酸第1鉄を混合し、あらかじめつくった貯蔵施設に入れ保存している。この貯蔵施設は、宙水層が汚染されていない場所で、関東ローム層を掘り下げ、周囲に防水シートを張ってつくったものである。貯蔵施設内には、汚染地層中の水を汲み上げたり、保存後のCr⁶⁺の還元状況を見るため、集水管のついで

た井戸と観測井が設けられている。一方、汚染地層掘削跡は、底部に亜炭と酸性白土を混合したものを敷き、汚染されていない関東ローム層で埋め戻した。亜炭と酸性白土は、周囲から汚染地下水が進入した場合、Cr⁶⁺を還元・吸着させるためのものである。

第1帯水層・第2帯水層の汚染除去には、汚染地下水を揚水して除去する方法がとられている(図7)。揚水井としては、第1帯水層・第2帯水層の高濃度汚染域にある観測井や、汚染の先端部にある観測井・家庭用井戸が利用されている。前者の場合は、汚染除去の効率がよく、後者の場合は、汚染の進行を防ぐ効果がある。一般に地下水を汲み上げると、周囲の地下水が揚水井に集まってくるが、汚染地下水の場合も同様で、揚水井では周囲の観測井よりもCr⁶⁺濃度が高くなる傾向がみられる。

揚水した汚染地下水は、亜炭を利用したCr⁶⁺除去装置で処理した後、深度450mの帯水層に注入している。この帯水層の地下水はフミン質なため現在利用されていないが、このため、仮に微量のCr⁶⁺が混入しても、地下水中の有機物によりCr⁶⁺が還元されることが期待できる。汚染地下水の汲み上げは現在も続けられている。

以上述べてきた対策の効果は、地下水質の監視により明らかになった汚染分布の推移にみることができ(図8)。図にみるように、第1帯水層の汚染は大きく減少してきていることがわかる。この原因としては、第1帯水層の汚染地下水の汲み上げが続けられてきたことに加えて、宙水層の汚染地層が除去されたことがあげられる。このため、宙水層から第1帯水層への汚染地下水の補給が減少したと思われる。一方、第2帯水層では、汚染地下水の汲み上げが続けられているにもかかわらず、汚染の減少はそれほど顕著ではない。この原因としては、第1加圧層に吸着されていたCr⁶⁺が、第1帯水層から第2帯水層への漏水によって、徐々に第2帯水層へ移動してきたためと考えられる。ただし、汚染地下水の揚水が続けられている家庭用井戸では、揚水開始以後、井戸水中のCr⁶⁺濃度が上昇してきたが、最近ではCr⁶⁺濃度が低下傾向にある。汚染除去対策も、ようやく峠を越え始めたようである。この地下水汚染現場では、やがては清浄な地下水がもどってくることを信じて、対策と監視が続けられている。

図6 - 汚染地層の除去手順およびその保存施設

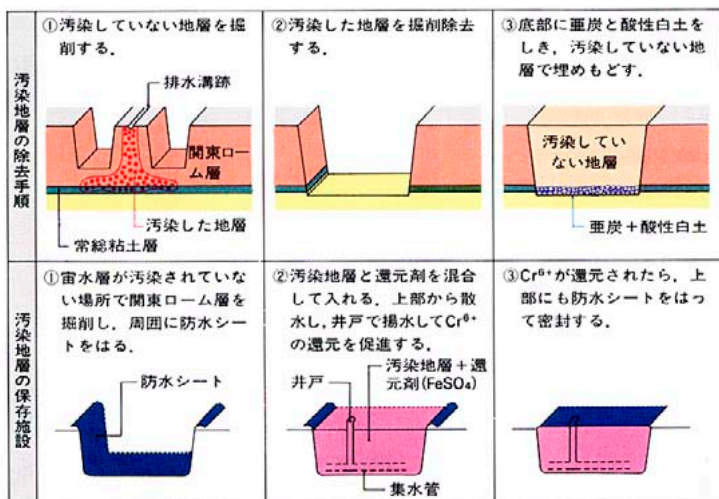


図7 - 汚染地下水の汲み上げと処理

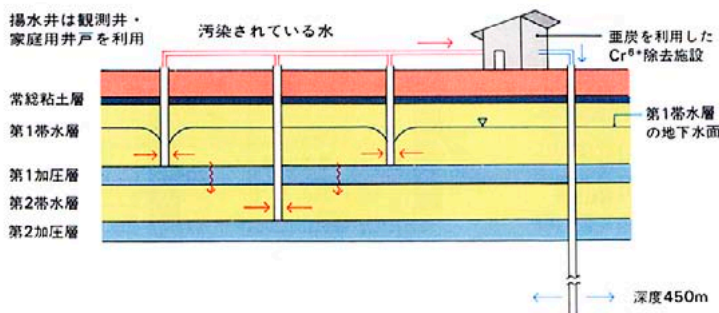


図8 - 第1帯水層・第2帯水層の汚染分布の推移

