

講演要旨*

多摩川下流域における地盤隆起問題の経緯

垣見 俊弘

昭和49年12月5日の第27回地震予知連絡会において、川崎市東部を中心とする多摩川下流域では最近数年間に4-5cmの隆起が生じている旨の報告がなされ、これが地震発生と関係があるものか否かについて検討された。隆起の顕著な地域は、かつて地下水の大量揚水による地盤沈下の著しかった地域とおおむね一致していることから、地盤沈下の一部回復であるとの疑いももたれるが、他方、地盤沈下井のデータからは、揚水していた層準よりも下位の第三紀層が隆起したとも考えられる。そこで、当地域が社会的にも重要な地域であるところから、この現象の実態をつかむこと、とくに地震発生との関係の有無を確かめるための諸観測を、関係各機関が協力して行うこととなった。

地質調査所は、1) 地質構造・活構造の調査、2) 地下水位・水質の観測、3) 爆破地震による地震波速度の観測の3項目を分担実施することとなり、急拠51年度特別研究「地盤変動に関する研究」をもって調査・観測を開始した。ちなみに、他機関における観測項目は以下のとおり。気象庁：地震活動、 V_p/V_S の変化。国土地理院：水準測量、精密変歪測量等。防災センター：微小地震（深井戸観測を含む）、 V_p/V_S の変化。地震研究所：微小地震、重力変化等。東大理学部：ラドン、水質観測。その他の大学：微小地震臨時観測。

これらの調査・観測は着々と実施され、第27回地震予知連絡会以降、昭和50年2月第28回、同5月第29回、同8月第30回、同11月第31回、51年2月第32回の地震予知連絡会にその都度報告された。その結果、地盤隆起以外の、地震活動、地殻水平歪、重力、地震波速度（自然地震・人工地震）、ラドン濃度等には異常な変化は認められないことがわかった。また、本研究グループの調査により、地盤隆起が地下水汲み上げの大幅な減少に伴う水位上昇とよい相関を示すことがわかった。また地盤隆起の形態が、かつて大量の地下水を揚水していた多摩川旧河道域の形態とおおむね一致していることも明らかにされた。これらのことから本グループでは、今回の隆起が揚水量の減少によってもたらされた人工的なものである可能性がつかいよことを主張した。

* 昭和51年6月2日日本所において開催

一方、東大理学部の調査では、隆起の顕著な地域には、 ^{14}C 年代が古く、塩分濃度が高く、有機分が少なくトリチュウム濃度も低い水が存在することがわかった。この古い水について、東大理学部では地下深所に由来するものと主張し、本研究グループの見解（塩水化説）とは対立した。しかし、この年代の古い水は、最近多摩川系と推定される新しい水に置換されつつあることが調査の過程で判明した。このため、昭和51年5月の第33回地震予知連絡会では、「現在の知見では地震発生の可能性は薄いと判断される」との統一見解が公表されたが、同時に平野部・大都市の地震予知のために今回の経験は貴重であるところから、観測は今後も続けていく必要性のあることが強調された。

今後は、多摩川下流域における水位・水質等の観測を継続するとともに、他地域との比較研究、岩石物性状態の把握等を通じて、地盤隆起のメカニズムを追求していく必要がある。当地域の隆起については、現在までの観測からは、1) 隆起は水位の上昇よりもややおくれで進行しているらしい、2) かつて大量の揚水を行った層準より下位の地層が上昇しているらしい、等の結果が得られている。隆起の機構としてはこれらの結果を定量的にも満足させるものでなければならない。

(地質部)

多摩川下流域の地質と活構造

垣見 俊弘・桂島 茂・岡 重文

当地域の平野部には地下水および天然ガス採取のための試錐資料が多く、また地表部は第四紀海成段丘の模式地として調査が進んでいる。これらの諸資料をコンパイルするとともに、活構造に関する地表調査を加え、その概要を報告する。

1. 上総層群の構造 本地域の上総層群は、房総半島の梅が瀬層以上、三浦半島の小柴層以上の地層に対比され、すべて更新世前期に属する。横浜市星川一鶴が峯（上星川ドーム）を最下部、川崎市登戸（高津向斜）を最上部とし、その間は北方へきわめて緩やかに傾斜している。北傾斜の地層に対し、ほぼ東西方向で南傾斜の正断層（落差数m-数10m）がこれを切ることにより、同層準の地層が繰返し現われている。横浜市鶴見一川崎市日吉の間は、これらの正断層がとくに発達しているため、この付近の地層は北方への同斜であるにもかかわらず

ず、全体としてはドーム構造と同じ効果を見わしている。これらの断層は現在ほとんど露頭として見ることはできないが、これと同走向でやはり南落ち優勢の小断層は観察することができた。小断層の平均走向は $N75^{\circ}E$ 、傾斜は 70° 前後の正断層で、共役剪断面角は約 40° 内外で面が開離しているものが多い。この小断層はすべて下末吉層に覆われているところから、当地域の上総層群を切る断層は更新世後期には活動しなかったと考えられる。

2. 段丘とリニアメントについて この地域には、上総層群からなる基盤のうえに、おし沼砂礫層の堆積面である多摩Ⅱ面 (約30万年前と推定)、および波食台を薄くおおう下末吉層の堆積面である下末吉面 (約13万年前) が広く発達する。武蔵野面は東京山の手台地に扇状地面として広く発達するが、川崎では広い谷の周囲に河成段丘として細長く分布するにすぎない。この地域には空中写真判読により数条のリニアメントが認められるが、なかでも新幹線ぞいに北東-南西に延びるものが最も顕著であるので、このリニアメントの両側の下末吉層の上限高度を1/2,500の国土基本図とハンドレベルによって測定した。その結果、北部では約10cm、南部では90cmの比高差 (いずれも北西側が低い) を認めたが、これらは原面形成時の凹凸または測定誤差の範囲内であり、垂直成分に関する限り下末吉面に有意の変位を与えていないと判断される。仮りに活断層であったとしても、その活動度はD級以下であろう。

3. 多摩川下流域の地下地質 河口部を除けば、この地域の沖積面下の第四紀上部層は薄く、10-50mで“基盤”の上総層群に当たる。ちなみに地質調査所観測井 (富士見公園) における上総層群までの深度は30mである。第四紀上部層の厚い部分は、現在の多摩川より南側の台地ぞいから鶴見川河口部にかけて、多摩川とほぼ平行して帯状に存在し、多摩川旧河道と考えられる。ここでは沖積粘土層の下に10m以上の砂礫層が発達し良好な帯水層となっている。この旧河道は Wurm 海退期に多摩川の下刻によって形成されたと考えられる。

沖積平野下の上総層群からは天然ガスを産出するが、ガス量やガス水中の Cl 濃度などの側方変化がきわめて著しい。また、今回の調査ではガス質やガス中の He 濃度も地域により著しく異なることが知られた。これらは、前に述べたように、本地域の上総層群中に発達する東西性の断層の影響を見わしているのかもしれない。

(地質部・同・同)

爆破地震による地震波速度変化の観測

伊藤公介・市川金徳・長谷川 功
小尾中丸・氏家 明・垣見俊弘

多摩川下流域の地盤隆起に伴って地震波の伝播速度に異常があるか否かを爆破地震によって調べる実験を行った。

爆破点を川崎港内の最近埋め立てられたばかりの扇島 (東埋め立て地) に設け、1975年7月13日および12月4日の2回爆破を行った。いずれも爆破孔は口径250mm、深度約90m、爆薬量はPETN爆薬 (ペンスリット主剤) 300kgである。2回の爆破の条件は細部にわたって可能な限り同一に保たれた。隆起域の中心とみなされる地点は爆破点からみてほぼ $N60^{\circ}W$ の方向 (6-7km) にあたるので、観測点はこの方向からあまり離れない範囲で観測条件の良い地点を選んで設定した。市街地内にあるいくつかの観測点はこの実験に先立って東京都が実施した2回の夢ノ島爆破 (1975年2月および3月) を利用してテスト観測を行ったうえで決めたものである。実験地域の地下構造がほとんど不明なことから、想定異常域の深度を推定することが困難であることから、なるべくいろいろな深度の情報を得るために観測点は最近点の8.5km (横浜市三ツ池公園) から最遠点74.2km (奥多摩湖) まで適当な間隔を置いて10点配置した。またこれとほぼ直交する方向に比較観測点 (31.4km, 横須賀市武山) 1点を設けてある。以上の11点では地震波速度の変化を測定するために7月および12月の2回とも同一の条件で観測した。これらのほか実験地域の地下構造を求めるための補足的観測点として数箇所 (最遠点96.2km) で第1回または第2回のみ観測を行った。観測は地質調査所のほか防災科学技術センター、東大地震研究所、建築研究所、東海大学などの研究者が参加して行われた。なお、第2回実験の直前、11月30日に実験地域に近接した飯能-横浜間で防災センターが実施した3箇所の爆破 (東京西部基盤調査) についても、上記のうち8観測点で観測し地下構造決定のための参考データとした。

観測点はおおむね市街地にあつて人工的なノイズが多く観測条件は良くなかったが2回の爆破とも効きは良好で、全観測点ともほぼ満足すべき記録を得た。記録はいずれもかなり再現性の良いものであった。解析にあたっては各記録の初動部分を含む2-3sec間にある顕著な位相について山、谷の走時を読みとり、読みとり者の個人差などをチェックしたうえでそれぞれ2回の記録上対応

する山、谷の走時の差を求めた。算出された走時差に爆破点の位置（第2回の爆破孔は第1回に対して S30° W 方向に 25 m ずれている）および爆破深度の補正を加えた結果は各観測点ともおおむね ±5 m sec 程度の範囲におさまっており、観測点の距離による傾向も認められない。また観測された各波群を地下の速度層に対応するものとして分類してみても特に有意の傾向は表われていない。この種の実験において必然的に生じ得る誤差の範囲を見積ると ±4-5 msec 程度となる。従ってこの2回の実験の期間（約5カ月）およびわれわれが測定し得た範囲に関する限り、検知可能な速度変化はなかったことになる。

以上の速度変化についての解析のほか地下構造の解析も行われた。その結果によればこの実験において速度変化を測定した速度層の最下位は約 6 km/sec の速度であり、その上限深度は川崎付近で 7 km 程度になる。この構造にもとづいて爆破点から各観測点にいたる地震波の径路を求めてみると、最下層への臨界入射点は地盤隆起域の中心地点のほぼ真下になる。このことからこの実験で測定し得た範囲は最下層の上部およびこれより浅い部分ということになる。すなわち隆起域の下 7-8 km 以内には検知可能な速度変化はなかったといえる。仮りに速度異常域が存在するとして地震波がその中を通過する際に生ずる走時の変化量を見積ってみると、速度の変化率を 10% とすれば通過する距離 1 km につき 15 msec 以上となる。この値は前述の検知限界よりは十分大きなものである。また異常域の規模も現実には数 km 程度と考えられるので実際に期待し得る変化量は数 10 msec 程度となる。以上のことからこの実験によって測定された期間と範囲に関する限り、速度の異常はなかったと考えてよいであろう。

(物理探査部・同・同・同・同・地質部)

地質調査観測井と地下構造について

福田 理・河内英幸・高木真一郎・田中信一

1. 坑井諸元

- 1) 工事地点 川崎市富士見公園市民広場内
 - 2) 掘削 84 m まで 12 1/4"
1,016 m まで 8 1/2"
 - 3) 仕上げ 84 m まで 9 5/8" CP
1,016 m まで 4 1/2" CP
- ストレーナー 808.70-819.02 m
861.10-1,015.74 m

2. 坑井地質

2.1 岩相層序

岩相層序の概要は次のとおりである。層の符号は春日部 GS-1 のものを準用した。

A formation (Alluvium)

A₁ member (3-25 m): medium-coarse sand

A₂ member (25-30 m): sand and gravel

Unconformity

C formation (Kazusa Group)

C₁ member (30-85 m): clayey silt

C₂ member (85-157 m): sandy silt

Unconformity

C₃ member (157-202 m): clayey silt

C₄ member (202-271 m): sandy silt

C₅ member (271-306 m): clayey silt

C₆ member (306-428 m): sandy silt, sand and gravel

C₇ member (428-633 m): silt and sandy silt

C₈ member (633-701 m): gravelly coarse sand and sandy silt

Unconformity

D formation (Ikego Formation of the Kamakura Group)

D₁ member (701-719 m): siltstone

D₂ member (719-885 m): sandy siltstone

D₃ member (885-994 m): fine, medium, and coarse sand

D₄ member (994-1,016 m): siltstone

圧密試験の結果を使って計算すると、C層とD層との間のいわゆる黒滝不整合によって代表される削剝量はおよそ 340 m、また C₂ 部層と C₃ 部層との間の不整合によって代表される削剝量はおよそ 250 m となる。

2.2 対 比

上記の岩相層序をもよりの地表地質に対比すると、次のようになる。

C ₁ 部層-C ₂ 部層	上星川層
C ₃ 部層-C ₆₋₃ 副部層	大船層
C ₆₋₄ 副部層-C ₈ 部層	野島層-浦郷層
D ₁ 部層-D ₄ 部層	池子層

また、底棲有孔虫化石によってC層を細分したものと上総層群の模式層序に対比すると、次のようになる。

C ₁ 部層-C ₂ 部層	大田代層
C ₃ 部層-C ₆₋₃ 副部層	黄和田層
C ₆₋₄ 副部層-C ₈ 部層	大原層-野々塚層

なお、上の対比に使った C₆ 部層の副部層の概要は、

次のとおりである。

- C₆₋₁ submember (306-337 m): sandy silt
 C₆₋₂ submember (337-363 m): fine sand
 C₆₋₃ submember (363-401 m): clayey silt and fine sand in alternation
 C₆₋₄ submember (401-420 m): sand and gravel
 C₆₋₅ submember (420-428 m): sandy silt

2.3 時間層序

上総層群の模式層序における鮮新・更新両統の境界は、大原層の上部の中にあるとする考え方が有力である。ところで、前節で述べたように、黄和田層と大原層の境界は C₆₋₃ 副部層と C₆₋₄ 副部層の境界に対応し、かつ C₆₋₄ 副部層と C₆₋₅ 副部層の層厚の合計は 27 m しかないから、本坑井における鮮新・更新両統の境界は C₆ 部層と C₇ 部層の間にあるとして、大きな誤りはないであろう。これはおよそ 186 万年前である。模式地の上総層群の鮮新・更新両統の境界以下は、すべて逆磁極を示す。したがって、上総層群の堆積は 240 万年以内の年代に始まったのである。また、大田代・梅が瀬両層の境界はおよそ 90 万年前であるから、C₁ 層のトップはこれより少し古いことになる。

D 層の浮遊性有孔虫についてみると、新潟県下の西山層の下半部ともっとも共通点が多い。したがって、D 層に 400 万年より古いところがある可能性はほとんどない。

以上に述べたことをまとめて示すと、次のようになる。

- | | |
|---------------------------------------|----------|
| C ₁ 部層のトップ | >90 万年 |
| C ₆ ・C ₇ 両部層の境界 | 約 186 万年 |
| C ₈ 部層の基底 | <240 万年 |
| D ₄ 部層の最下部 | <400 万年 |

3. 地下構造と地変

地質調査所観測井は、周辺の深井戸（ガス井および平間の防災センター観測井）に比べて、構造上もっとも高いところにある。しかも、A 層（沖積層）の直下にある C 層の最上部の 2 部層は地表の上星川層にほかならないから、地表の星川ドームと同様のものが、地質調査所観測井をとりまくドーム構造が沖積層下に伏在しているものと考えられる。しかし、コアに数度の傾斜が認められるところから、本観測井はドームの頂部をはずれている。

堆積盆地の周辺部では、上総層群はその下部を欠き、大田代層相当層が直接基盤に重なっている。それ故、大田代層に対比される C₂ 部層の基底に、構造上の高まりである本観測井で不整合が見出されたのは当然である

う。

(燃料部・技術部・地殻熱部・物理探査部)

地質調査所観測井における施設・設備と水位観測

岸 和 男

川崎市富士見公園内に掘られた 1,016 m の井戸について水位と水質の継続観測を行っている。井戸掘さく中に観測機器などの設備とそれを収容する施設などについて設計あるいは選定を行い、井戸完成後直ちに設置工事を行い 10 月 1 日から観測を開始した。施設は約 9.7 m² の鉄骨プレハブ製の観測小屋と約 3.3 m² の木製の井戸小屋である。このほか水質分析試料採取用の水中ポンプ、ガスセパレーター、流し、換気扇などを設置した。また電気関係はガスを考慮してすべて防爆型とした。観測設備（観測機器類）については測定範囲がなるべく大きくかつ精度の高いもの、記録はなるべく長期のもの、データの型は採取後の検討・整理に際し容易なもの、そのほか採取率の高いものと保守点検が容易なものとか各種の条件を加味して選定した。

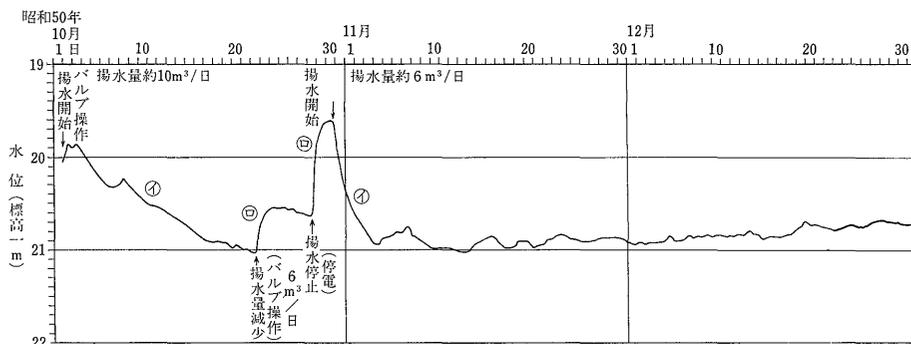
観測項目は雨量、地下水位、気圧、揚水量、水質、水温であるが各機器の説明は省略する。

昭和 50 年 10 月 1 日に地下水位の観測を開始し、同時に水質測定のための揚水を始めた。揚水量は当初約 10 m³/日であったがこの揚水量では水位の低下が大きいと判断されたので 10 月 22 日に揚水量を約 6 m³/日とした。10 月 28 日に停電のため水中ポンプが停止し水位が回復したが、10 月 31 日に再び約 6 m³/日で揚水を行い 51 年 3 月まで 1 度も停止することなく継続観測が行われた。3 月下旬には揚水量測定装置の工事のため、また 4 月には同装置調整のためポンプ停止あるいは揚水量を変化させたため、水位の変動が大きい。地下水位は図に示したように揚水による低下あるいは上昇をするほかに小さな規則的変動と不規則な変動をくり返しつつわずかな上昇傾向を示している。

地下水位が変化する原因は数多くあるが、川崎観測井ではおもに、1) 潮汐の干満による変化、2) 気圧による変化、3) 観測井自身の揚水による変化、4) 地殻の状態変化（変化しているものとすれば）による変化を受ける。地殻の状態変化による水位変化が仮に大きなものであれば実測水位をそのまま見ることによって判断できるが、小さなものであれば上記の 1), 2), 3) について補正を行う必要がある。

潮汐による変化の補正

潮汐補正水位 = 実測水位 - 潮汐補正係数 × (平均潮位



第1図

一潮位)

潮汐補正係数は多数の実測水位の差 (W) とそれに対応する潮汐の差 (H) から求めた。川崎観測井の係数は 0.042 (cm) である。ただし潮汐は川崎から潮時差 10 数分の東京芝浦のもので潮汐表によるものである。

気圧による変化の補正

気圧補正水位 = 潮汐補正水位 - 気圧補正係数 × (平均気圧 - 測定気圧)

気圧補正係数は 0.67 (cm) であり低気圧通過時における水位の上昇量・下降量と実測気圧から求めた。

揚水による変化の補正

川崎観測井では水質の変化を知るため水中ポンプで揚水を行っているが、揚水開始時、停止時、および水量変更時に水位が変化する。これらの水位変化の補正は 1 log サイクルの水位降下 $4S$ あるいは比湧出量 $\frac{Q}{SW}$ をあらかじめ求めておけば補正できる。ただし揚水が同量で継続して長時間続けられた後は補正する必要はない。

これまで述べてきたように観測された地下水位はその目的によっては各種の補正を行う必要がある。川崎観測井では水位変化の原因が少なく単純なので、比較的補正が簡単であるが、多くの原因による変化を受けやすい自由面地下水あるいは浅い被圧地下水の水位変化について補正することは容易でない。とくに多数の近隣井の断続揚水による影響を複雑に受けている井戸の、水位変化を補正することは不可能に近い。今後、地下水位変化→地殻の状態変化→地震予知にまで結びついた場合には多数の地下水位観測井が設けられることとなるが、上記の点について充分考慮して設置すべきである。また川崎観測井の現在のデータ処理方法はオフライン方式であり、補正計算を行えるのは早くても 1.5 カ月後になる。地震予知に役立てるためには、地殻の状態変化による水位変化を正確に早く知る必要があるが、そのためには水位測定と同時に各種補正計算が行えるような専用の電子計算

機によるオンライン方式を考えておく必要がある。

(環境地質部)

地質調査所観測井における水質・ラドン・ガス観測

池田喜代治・阿部喜久男・永井 茂・大場信雄

地質調査所の川崎水位・水質観測井 (以下、観測井) におけるラドン等の定期観測および観測井に設置した水質自動観測装置による水温・電導度の測定の実状について報告する。

川崎の地盤隆起が地震と関係があるとすれば、前兆現象として地下水が変化することが期待できる。したがって隆起原因が地震と結びつくかどうかの実態の究明には、地下水中の地球化学的に意味のある成分の長期的観測が必要である。

観測井は川崎の隆起の中心に近く、また川崎ガス田として開発された多摩川河口域に位置している。観測井の地下水は上記の地球化学的背景を反映し、天然ガス (CH_4 約 99%) を含む天然ガス付随水としての特徴をもつ水質を示し、 Cl^- 濃度は約 16,300 mg/l である。

水質自動観測装置による測定は、観測井の地下水を一定量 (約 $6 m^3$ /日) 連続揚水し、水温は -44 m の深度に、電導度は地表の測定槽にセンサーを設置し、連続測定・記録をしている。'75 年 10 月 1 日から測定を開始し、11 月上旬からほぼ定常値となった。'76 年 3 月までの揚水量が約 $6 m^3$ /日と安定していた期間中、電導度 $45.3 \pm 0.3 mV/cm$ 、水温 $20.4 \pm 0.05^\circ C$ できわめて安定であったが、3 月以降、水量計設置に伴う揚水量調整期間中は、変動幅は大きくなり、揚水量の変化が水質・水温に影響することが明らかとなった。

ラドンの測定は、液体シンチレータで抽出し、液体シンチレーションカウンターで測定する原研の野口氏の方

法と循環抽出装置を用いて抽出する方法を用いている。ラドンは1週間に1回の定期観測を行っている。'75年10月から'76年3月までの地下水中のラドン濃度は $0.3 \pm 0.02 \times 10^{-10}$ Ci/lで、'76年1月から測定し始めた天然ガス中のラドン濃度は $1.3 \pm 0.2 \times 10^{-10}$ Ci/lである。揚水量の調整期間中はラドン濃度も変化したが、これは地下水が地表まで汲み出されるまでの到達時間の変化が半減期の短い(3.8日)ラドン濃度に影響を与えたというところで、大部分の測定値は説明がついた。

なお、5月13日の地震(震源地・東京湾北部、震源地深度約40km)の前、5月11-13日にかけて、水温(約 -0.5°C)、電導度($+0.7\text{ m}\Omega/\text{cm}$)の変化と、ガス中のラドン濃度の減少が認められた。この変化は、5月11日に揚水量を $3\text{ m}^3/\text{日}$ - $6\text{ m}^3/\text{日}$ に調整したために起こった変化とも考えられる。揚水量の変化が、水温その他に与える影響について十分検討する必要がある。

(技術部・同・同・同)

川崎地区における揚水量と地下水位の変遷

岸 和 男・永 井 茂

川崎の地盤隆起現象と地下水との関係を明らかにする目的で揚水試験を含む地下水調査と既存資料の収集を行った。

川崎市の多摩川下流域における帯水層は第1・第2・第3帯水層に大きく分けられる。

第1帯水層は沖積層中の帯水層で自由面地下水である。帯水層の性質は田園都市線より上流側では透水係数が $1-4 \times 10^{-1}\text{ cm}/\text{sec}$ であるが、それより下流では砂が多くなり東横線以東ではかなり細粒の砂となる。また田園都市線より下流では厚さもうすくなり多量の地下水の揚水はできない。

第2帯水層は洪積層中の地下水で被圧地下水である。第2帯水層は第三紀層をきぎむ谷部に幅500-1,000mの帯状に分布しているもので多摩川旧河道と呼ばれている。帯水層の性質は新城付近から東海道本線付近までほとんど変わらない。8回31コの水試験結果を平均すると帯水層の厚さが13.6m、透水係数 $2.7 \times 10^{-1}\text{ cm}/\text{sec}$ 、貯留係数 1.1×10^{-3} である。

第3帯水層は第三紀三浦層群中の帯水層で被圧地下水である。帯水層の性質は第2帯水層に比べるかに劣り透水係数は 10^{-3} - $10^{-4}\text{ cm}/\text{sec}$ である。また京浜地区では茶褐色の着色水である。

以上のように東横線以東の地域では多量の地下水が得られるのは第2帯水層だけであり、工業用水道水源井を

始め工場の井戸などが集中して第2帯水層、すなわち多摩川旧河道上に設けられた。

東海道本線以東の地区の揚水量は昭和34-38年の間が17,000-18,000 $\text{ m}^3/\text{日}$ でそれ以後漸減し42年以降は約2,000 $\text{ m}^3/\text{日}$ となった。東横線—東海道本線間の揚水量は34-45年の間が40,000 $\text{ m}^3/\text{日}$ 前後、46-48年の間が25,000-30,000 $\text{ m}^3/\text{日}$ であった。このような多量の揚水によって当然地下水位が低下し昭和37-40年には工水15号井で-33-34m、市場観測井で-35mを記録した。また最も地下水位が低下した地区は最も揚水量の多い所であり旧河道上の地区である。

地下水位の大きな低下は激しい地盤沈下を生じさせた。地盤沈下は昭和6年を基準にとると18年まで急激な沈下を示し、19-25年の間は横ばいの状態であったが25年から再び激しく沈下している。また昭和32-47年の間の沈下量は最高300mm以上であり沈下の激しい地区は旧河道上に位置している。

ところが昭和49年になって東横線と東海道本線間の地下水揚水量が約8,000 $\text{ m}^3/\text{日}$ に減少し、50年にはわずか1,000 $\text{ m}^3/\text{日}$ となった。その結果地下水位は急速に上昇し最近では地表下数m以内まで回復した。川崎市・横浜市の地盤沈下観測井の資料では、地下水位が上昇しはじめた最初の頃は地盤沈下が続くが、途中で沈下が停止し49年からは逆に上昇に転じている。このことは水位がある程度まで上昇するまでは地盤沈下が続くが、ある水位に達すると平衡状態となり、それよりさらに水位が上昇すると地盤隆起に転ずることを示している。川崎市では毎年水準測量による地盤変動調査を行っているが、それによると昭和48年1年間の10mm以上の隆起範囲は80ヘクタールであった。それが49年の1年間では20mm以上の隆起範囲が480ヘクタール、10mm以上20mm未満の隆起範囲が1,060ヘクタールに増加した。昭和45年からの最近6年間の最高の隆起量は70mmであり、そのうち49年と50年の2カ年で50mm隆起している。またこれらの数値等から村下敏夫が弾性被圧帯水層における水位低下と帯水層の収縮量の関係式から3地点の理論的な地盤隆起量を算出したところ、平間においては昭和45年4月から51年1月の間で105mm、田島においては昭和45年1月から51年1月までの間で64mm、市場においては同じく82mmと計算された。水準測量による同地点の隆起量は平間が70mm、田島が45mm、市場が65mmであり、いずれも理論的な地盤隆起量より下廻っている。

以上のことからみて川崎市の多摩川下流域では地下水の揚水量—水位—地盤変動の間に密接な関係があること

が明らかであり、今回の川崎の地盤隆起は過大な揚水によって地下水位が大きく低下し、それによって収縮した被圧弾性帯水層、(第2帯水層)が揚水量の減少によって生じた水位の上昇によって膨張しそれが地表に現われたものと考えられる。すなわち近年の地下水位の上昇によって過去の地盤沈下の一部が回復したものといえる。

(環境地質部・技術部)

川崎地区における地下水の水質について

永井 茂・阿部喜久男

川崎の異常地盤隆起に関連して、国道1号線付近より下流側の多摩川旧河道地下水(第2地下水)の水年代が非常に古い(6,000年-13,000年)こと、またその起源は地下深部から上昇するのではないかということが、東大理学部(東大)の調査結果から出された。

演者らは、川崎地区における地下水の塩水化からこの古い水について調査研究を行ったが、まず古い水といわれる下流域における塩分濃度の高い地下水の存在は、川崎における第2地下水の塩水化機構——揚水量の増加によって水位低下を生ずるが、揚水場所が内陸部のため、下流側(海側)より上流側(内陸側)の水位が低いという水位の逆転を生じ、海岸部に古くから存在した高塩分の地下水が逆流する——によって十分説明できること、つぎに水年代については、水理計算法——帯水層の透水係数と有効間隙率、および水位勾配から流速を求め、かん養源と揚水地点(下流域)の距離を流速で除して到達時間(年代)を求める——およびトリチウム法を用いた結果は数10年ないし100年程度であることが分かった。そこで、 ^{14}C 法による年代測定法の問題点を検討した結果、川崎における地下水中の炭素の供給源に問題があり、地層から供給される古い年代の炭素の補正をしていないために、数千年から1万年以上という古い年代になったことを明らかにした。

結論として、古いといわれる下流域の地下水の水年代は、数10年から100年であり、その水の起源は川崎における第2地下水の塩水化機構で十分説明でき、地下深部よりの上昇を考える必要はないということである。

(技術部・同)

川崎地区におけるラドン測定について

池田喜代治・阿部喜久男・金谷 弘

地殻内部や、さらに深い部分に蓄積されるエネルギーによりひきおこされる地震を予知するため、その前兆現

象として地下水中の化学成分の変化を捉えることが行われるようになってきた。

わが国においてもここ2年来、川崎地区に急激な地盤隆起が報告され、地震との関連を解明するための一環として、地下水の地球化学的研究が行われその一部としてラドンの定期観測を行った。

今回この目的のため日本原子力研究所にて開発された液体シンチレーションカウンタによる方法を採用し、それに多少の改良を加えた。この方法による試料処理個数は1日45試料、測定下限 1×10^{-12} Ci/l、測定誤差は数パーセント以下である。測定は完全に自動化でき非常に能率的である。

川崎地区におけるラドン測定は地区全域で30の観測井を選定し、10カ所を毎月1回、20カ所を3カ月に1回の割合で測定を行った。これらの多くの井戸は第2地下水である。この結果をみるかぎり地下水中のラドンは過去1年間、全くなんの変化も示していない。

当地区のラドン濃度を広域的な変化のなかでみると最も低いと思われる河川水は 10^{-13} - 10^{-11} Ci/l程度で、地下水は 10^{-11} Ci/l以上の値を示す。川崎地区の第2地下水はラドン濃度 150 - 400×10^{-12} Ci/lで測定値の大半は 200 - 300×10^{-12} Ci/lのせまい範囲に入っている。ソ連邦タシケント地区の値としては 500 - $1,000 \times 10^{-12}$ Ci/lの値が報告されている。これらでみる限り、放射能泉等特殊なものを除けば通常の地下水のラドン濃度は 10^{-11} - 10^{-8} Ci/lの範囲に入るものと思われる。

(技術部・同・物理探査部)

川崎地区におけるガスの測定について

永田松三・比留川 貴・大場信雄

多摩川の下流域には古くから天然ガスの兆候があり、その概要はすでに報告(神奈川県、昭和30年3月、神奈川県下の天然ガス地下資源)されている。

地盤変動の研究の一環として実施したガス調査の結果は、次のように要約される。

1) 南武線武蔵中原駅から下流域に分布する地下水は、ほとんど例外なくガス水比 $0.000n$ - $0.n$ の割合で天然ガスを含んでいる。

2) この天然ガスの組成は、上流域から下流域に向かって N_2 系 \rightarrow ($\text{N}_2 + \text{CH}_4$)系 \rightarrow ($\text{CH}_4 + \text{N}_2$)系 \rightarrow CH_4 系と変化し、第2地下水(洪積世の帯水層)では、その水質区分とよく一致する。

3) 天然ガスの組成で注目すべきことは、大部分の遊離ガスにHeが検出されることであり、その含有率は

0.000n-0.066% におよび、おおむね第 2 地下水から採取した試料が高い含有率を示している。

4) ガスの組成から求めた $N_2/He-N_2$ の関係係および観測井のコアから求めた He の生成量 (コアの U および Th 含量, 年代, ガス水比および含水率などから算出) などから考察すると, 遊離ガスに含まれる He の大部分は, 第三紀層の下部 (少なくとも池子層以深) から供給され, 東西性の断層を通じて上昇し貯留されたものと考えることが妥当である。

5) 以上の結果から, 多摩川下流域の西部丘陵地に分布する上総層群を切る東西性の断層は, その延長が多摩川旧河道の下部にまでおよんでいることを想定させる。

(技術部・同・同)

地下水位の変動量から地盤の変動量を計算する試み

——弾性被圧帯水層理論の応用——

村下 敏夫

地盤が自然的・人為的原因によって変動—収縮 (沈下)・膨張 (隆起)—することは, 地盤沈下の観測結果によってよく知られている。なかでも, 地盤変動の最も大きな誘因は地下水位の変動であって, 地下水位がある水準を越えて深くなると収縮, 逆に浅くなると膨張が起こる。

地下水の汲上げに伴う地盤の沈下には, 粘土層の圧密と被圧帯水層の圧縮とがあり, 量的には前者がはるかに多い。予測される沈下量は, 粘土層の圧密についてはテルツァギの圧密理論, 被圧帯水層については弾性被圧帯水層理論の応用によって試算できる。特に大阪市で発生していた地盤沈下の研究 (吉川秀夫・他, 1958) によれば, 砂礫層の圧縮率は水位低下時に大きく, 水位上昇時に小さく, その差が残留圧縮であって, 揚水の繰返しによるある期間の残留圧縮量の計はその期間の沈下量にほぼ等しいことが報告されている。

地下水位の上昇に伴う地盤の膨張は, 地盤沈下計の観測記録によると, 1m の地下水位上昇に対して, おおよそ 1-2/1,000 の割合である。また, 膨張の過程は, 砂礫に富む堆積物では収縮の過程とほぼ一致するが, 粘性土に富む堆積物では両者の過程は一致しないことが多く, また後者の場合には地下水位の変動が始まる時と地盤の変動が始まる時とのずれが目立っている。

川崎市での地盤隆起は地下水位の回復に起因していることが, 調査の結果明らかにされているので, その隆起 (膨張) 量を試算した。この場合, 粘土層の層厚は不変

とし, 被圧 (第 2) 帯水層は完全な弾性体であると仮定した。

地下水位の変動に伴う帯水層の収縮と膨張の量は等しいから, Lohman の収縮量計算式 (LOHMAN, 1961) $\Delta b = \Delta p(S/r - \theta\beta)$, Δb : 被圧帯水層の層厚の変化量, Δp : 被圧水頭の変化量, S : 貯水係数 (圧縮率×層厚), r : 水の比重, θ : 間隙率, β : 水の圧縮率, を使用した。なお, β はごく小さいから, 上式は $\Delta b \approx \Delta pS$ となる。

この式に, 揚水試験によって得られた第 2 帯水層の S の値を代入して試算した結果は, 岸和男・永井茂両技官の要旨にある。川崎市の事例では, 地下水位の上昇に伴う地盤の隆起量と試算値とがほぼ一致するので, この使用は妥当で, 地盤隆起は大部分水圧の回復に伴う第 2 帯水層の膨張であると考えてよからう。なお, 現在設置されている地盤沈下観測井の構造がより精度の高い変動量が観測できる二重管方式であれば, さらに多くの検討資料が得られたであろう。

文 献

吉川秀夫, ほか 2 (1958) 河川と地下水の問題. 応用水理学, 中 (II), 丸善。

LOHMAN S. W. (1961) Compression of elastic artesian aquifers, in Short papers in the geologic and hydrologic sciences. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 424-B, p. B47-B49.

(環境地質部)

物性からみた多摩川下流地域の地盤変動の機構について

星野 一男

多摩川下流地域における最近の異常な地盤隆起に関し, 今までの研究経過をみると, 上総層群直上部のいわゆる第 2 帯水層付近の地層が専ら関与している可能性が強い。まず, 第 2 帯水層の弾性的変形機構が地下水関係の研究者より唱えられ, 研究会当日も岸和男・永井茂・村下敏夫の諸氏からこの趣旨の説明があった。この考えは, 同地域の水位上昇と地盤隆起量の関係を数量的によく説明し得る反面, 実際の水位変化と地盤変動の間にはかなりの time gap があること, これは地盤の非弾性的変形を示していると考えられるが, この time gap を説明する理論的根拠が乏しいように思われる。

その代案として, 原因を専ら, 第 2 帯水層直下の上総層群中に求める以下の 2 案を検討してみた。

1. 間隙水圧の上昇によるクリープ変形

地下水の上昇による間隙水圧の増加は地層にかかる有効圧力(応力)を減少させる働きを持つ。上記地域では水位変化は最大約 30 m あるが、これは約 3 bars の間隙水圧の増加、および有効圧力の減少をもたらす。一方、上総層群の泥岩は 40-60% の孔隙率をもっており、一般的に visco-ductile な変形挙動をなし、きわめて粘性ないし塑性的性質が著しい (HOSHINO et al., 1972; 井波・星野, 1974; 星野・井波, 1976)。この種の泥岩として逗子層泥岩(孔隙率 46.6%) の高圧物性およびクリープ試験を行った結果、第 2 表のような諸数値を得た。これらの数値を使って下記の試算を試みた。

泥岩の変形は Burgers 模型によるクリープ変形であるとする。この模型による時間 t における歪 ϵ は次式で表される。

$$\epsilon = \epsilon_1 + \epsilon_2 + \epsilon_3$$

$$= \sigma_0 \left\{ \frac{1}{K_2} + \frac{1}{K_1} (1 - e^{-\frac{K_1}{\eta_1} t}) + \frac{t}{\eta_2} \right\} \dots (1)$$

泥岩の含水率を約 30% として、第 1 表より数値を、 $K_2 = K_1 = 7 \times 10^4$, $\eta_2 = 7 \times 10^{15}$, $\eta_1 = 7 \times 10^{13}$ を得、 t を 1 年、 $\Delta\sigma_0 = 3$ bars として (1) 式に入れると

$$\Delta\epsilon_1 = 0.43 \times 10^{-4}$$

$$\Delta\epsilon_2 = 0.43 \times 10^{-4}$$

$$\Delta\epsilon_3 = 1.35 \times 10^{-2}$$

となる。すなわち、1 年後に約 1.4% の歪変化を生ずることになる。実際の地盤隆起は最大 7 cm であるから、帯水層直下の泥岩層 5 m の厚さで、この隆起に相当することになる。この歪は、従って、観測値よりも若干過大すぎるようである。

2. 泥岩の含水膨張

第 1, 2 表に示されているように、諸物性数値は含水

第 1 表 逗子層泥岩の諸物性 (常圧, 常温)

含水率 (%)	比重	弾性率 (bars)	強度 (bars)
0	1.40	1.32×10^4	118.2
100	1.78	2.00×10^3	20.0

第 2 表 逗子層泥岩のクリープ特性 (Burgers model)

含水率 (%)	第 2 弾性率 K_2 (bars)	第 2 粘性率 η_2 (poise)	第 1 弾性率 K_1 (bars)	第 1 粘性率 η_1 (poise)
0	10^4	$10^{15}-10^{16}$	10^4-10^5	$10^{13}-10^{14}$
100	10^3	10^{14}	10^3	10^2

率によりかなり変化する。さらに実験の途中で、たまたま、含水変化のみで泥岩の体積が大きくなることが発見された。これはかなり大きいもので含水率 100% では含水 0 の状態に比較して約 3% の体積膨張がある。しかも、この変化は可逆的であって水分が減少すれば体積はもとの値に復帰するのである。従って、含水変化のみでも泥岩は膨張して上記の程度の地盤隆起をもたらす能力があるといえる。

以上 2 案のいずれも今回の地盤隆起程度の歪をもたらすに充分であることが示された。おそらく、いろいろな原因が複合して今回の隆起がもたらされたものであろう。物体上の数値から単純に計算した場合の以上の歪は観測値とオーダーとしては合っているが、かなり大きすぎることが問題で、この原因として、計算モデルが単純すぎること、間隙水圧力が 100% 伝播するとしてよいか、地層としての粘性率は試料よりも若干大きくなるのではないか、などの点を考慮する必要があるであろう。

文 献

HOSHINO, K., KOIDE, H., INAMI, K., IWAMURA, S. and MITSUI, S. (1972) Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressure. *Rept. Geol. Surv. J.*, no. 244, 200 p.

星野一男・井波和夫 (1976) 物性変化からみた圧密の進行について。石技誌 (投稿中)。

——— (1974) 堆積岩の圧縮率と圧密について。石技誌, vol. 39, p. 358-365.

(燃料部)