

濃尾平野の地盤沈下

くわ 桑 原 徹* うえ 植 下 かのう 協**
 いた 板 橋 かず 一 お 雄***

1. まえがき

濃尾平野における地盤沈下については、図-1に示す濃尾平野南部の1等水準点の変動記録がその過去の経過をよく物語っている。これらの水準点箇所における地盤沈下は、明治24年(1891年)の濃尾地震や昭和19年(1944年)の東南海地震のときに、衝撃的に生じたであろうことが図-1において示唆されている。

それ以外の原因によるこの地域の地盤沈下は、主として、タイ積層(特にチュウ積層、洪積層)の圧縮現象によっており、特に、第2次大戦後の昭和25年ころから、濃尾平野における地下水利用が目立って増大し始め、それとともに、かつては濃尾平野のいたる所で見られていた地下水の自噴現象²⁾が見られなくなるとともに、図-1に示す揚水量の増加に対応して、地下水圧が各帯水層において、低下し続ける結果となった。

その結果、チュウ積粘土層、洪積粘土層の圧密脱水現象が顕著に生じて、最近15年間(昭和36年2月から昭和50年11月まで)の累計沈下量分布を示すと、図-2のようになっている。すなわち、長良川河口部の長島町では、この15年間に、147 cmの沈下を生じており、約1,300 km²といわれる濃尾チュウ積平野の約75%において沈下現象が認められている。濃尾平野における地盤沈下については、かなり以前からの調査や警告はあった^{3,4,5)}。しかし、濃尾平野がこれほど深刻な地盤沈下問題をかかえていたということを認識する機会となったのは昭和34年の伊勢湾台風(死者行

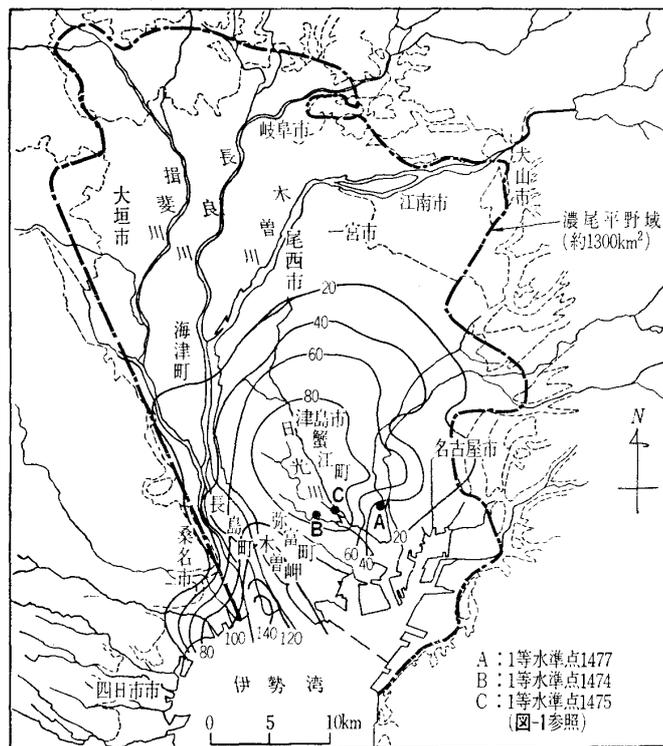


図-2 濃尾平野における最近15年間の累積沈下量分布 (単位 cm)

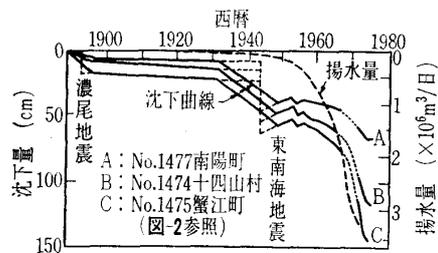


図-1 濃尾平野南部における地盤沈下の経年変化ならびに濃尾平野全域からの総揚水量の増加¹⁾

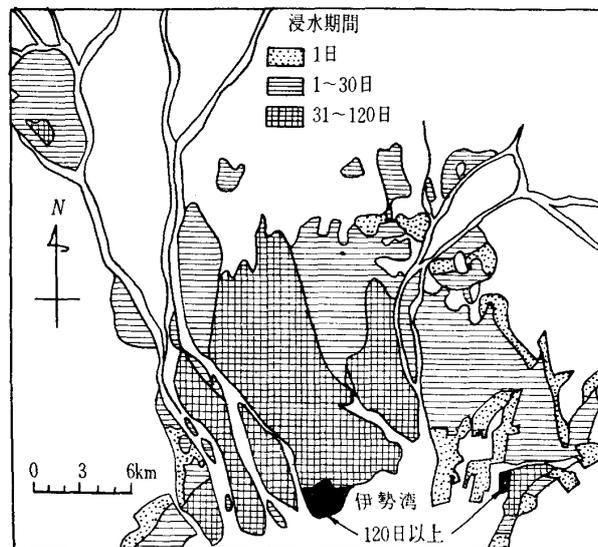


図-3 伊勢湾台風(昭和34年9月26日)後の濃尾平野における浸水状態

* 理博 名城大学教授 理工学部地学教室
 ** 工博 名古屋大学教授 工学部土木工学教室
 *** 名古屋大学 工学部土木工学教室

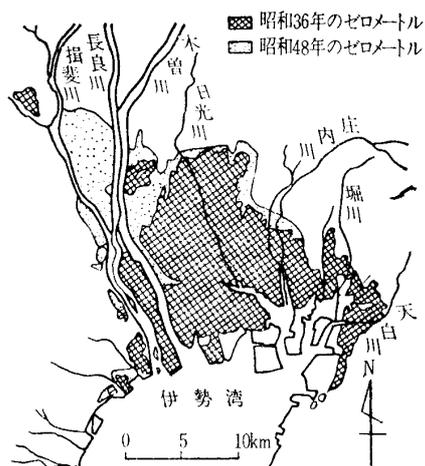


図-4 濃尾平野におけるゼロメートル地域の拡大

方不明 5,122 人, 負傷者 15,384 人, 全壊 32,263 戸, 半壊 95,362 戸, 流出 3,846 戸, ただし全国集計) にあってからである。この伊勢湾台風後の濃尾平野における浸水状態は図-3 のようであり, その結果, 明らかになった海拔ゼロメートル地帯は, 図-4 に示す 180 km² にも及ぶ日本一のゼロメートル地域であった⁶⁾。

しかし, 伊勢湾台風後, 災害復旧ならびに防災工事が立派な海岸堤, 河川堤, ポンプ排水機場などででき上がると, 臨海ゼロメートル地帯における地盤沈下問題の恐怖も一般には忘れられがちの中に, 地下水くみ上げの激化が, 図-1 に示すように進むとともに, 地盤沈下が顕著に発生し始めることとなった。

一方, 伊勢湾台風の復旧工事が終わったところから, 整備された水準点網を利用し, 愛知県, 名古屋市, 名古屋港管理組合などによる水準測量が毎年行なわれるようになり, その 5 年間の成果がまとまった昭和 41 年に, 名古屋大学地盤変動研究グループによって, この 5 年間の水準測量結果の解析が行なわれた⁷⁾。

この昭和 41 年における解析では, 伊勢湾台風災害復旧後の地盤沈下原因として, 復旧強化された堤防などの荷重による地盤沈下現象が多く水準点(水準点のうちの多くのものが, 復旧強化された堤防の上などに設けられていた)の沈下現象の原因として推論されたが, 堤防荷重だけでは説明できない全域的沈下現象が年間数センチの速度で含まれていることを植下⁸⁾が指摘し, 地下水のくみ上げの激しい所で, 地盤沈下速度の大きいことを, 井関⁹⁾が指摘した。

昭和 42 年以來, 濃尾平野の広域的水準測量は, しばらく休止されていたが, 地盤沈下問題の重要性が再認識され, 濃尾平野の広域水準測量の必要性が認識されるようになり, 昭和 46 年に, 建設省国土地理院, 中部地方建設局, 愛知県, 岐阜県, 三重県, 名古屋市, 名古屋港, 四日市港で東海三県地盤沈下調査会が組織され, 昭和 46 年以降, 毎年 11 月に濃尾平野の広域的水準測量が行なわれ毎年, 過去 1 年間の地盤沈下等量線図が発表されるようになった。

このような動きに並行し, 建設省の国土地理院が, 昭和 47 年より, 4 年計画で濃尾平野の地盤沈下究明¹⁰⁾にあたったことと, 建設省中部地方建設局が河川堤防の安全確保のため, 濃尾平野地盤沈下の調査研究¹¹⁾を熱心に続けてこられたことは特筆に値する。

昭和 48 年には, 名古屋市公害対策審議会に揚水規制部会がスタートし, 昭和 49 年には, 愛知県公害対策審議会に地盤沈下部会がスタートした。昭和 49 年 7 月 7 日の七夕豪雨が各地に水害をもたらし, それに引き続き, 7 月 24, 25 日の豪雨で, 濃尾平野の低平地に多大のたん水被害が生じ, 地盤沈下問題がいよいよ真剣に取り上げられることとなった。その結果, 愛知県や名古屋市の公害防止条例による揚水規制が昭和 49 年より施行されることとなり, 三重県の規制も, これを追って昭和 50 年から施行されるに至っている⁶⁾。

一方, 東海三県地盤調査会も昭和 50 年 2 月より改組拡充され, 先述の組織に通産省名古屋通産局, 通産省工業技術院地質調査所, 農林省東海農政局, 運輸省第五港湾建設局, 大学関係者が加わり, 従来の水準測量作業を中心とした仕事を担当する計量部会と, その結果の解析作業を担当する解析部会によって再組織された。

昭和 49 年からは, 愛知県地盤沈下研究会が発足し, 毎年報告書を出版し¹²⁾, 三重県地盤沈下調査研究会も, 昭和 50 年より濃尾平野の三重県域ならびに北伊勢平野の地盤ならびに地下水関係の調査研究を行なっている。

2. 濃尾平野の地形と地質

濃尾平野は西縁を傾動地壘性の基盤山地である養老山脈と急しゅんな養老断層崖で接し, 東は尾張・三河の第三紀丘陵地域を経, 次第に高度を増してついに猿投基盤山地に続いている(図-5 参照)。北は美濃山地の低下した南縁を沈水海岸状に平野域が埋めており, 南は伊勢湾に開いている。平野域はおよそ 1,300 km² の長方形を呈しており(図-2 参照), 西側の養老断層で沈降し, 東の猿投山塊を上昇側とする基盤の傾動地塊運動の結果もたらされた沈降盆地域である(図-5 参照)。

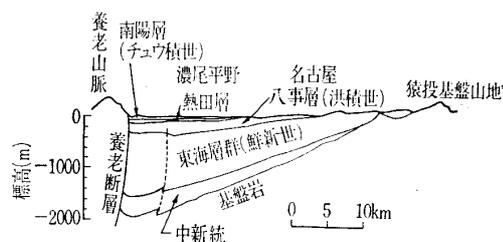


図-5 濃尾傾動地塊の東西断面

現在, この沈降盆地域を埋め立てている濃尾平野には, 図-6 に示すように, 北部の山地側から流入する木曾・長良・揖斐の三河川をつくった扇状地と, その先にははん濫



図-6 濃尾平野の地形分類図

原, さらにその南側には三角州地域がみられる。三角州地域の南部には, 江戸時代以降の縮切り干拓地帯と明治から最近までの埋立て地帯が付け加わっている。扇状地の末端は 10m 程度の海拔高度を有しており, はん濫原域は, タイ積物の被覆を繰り返し受けたため, その末端部でも 1~2m 前後の海拔高度を有している。これらに対して, 三角州地域は河川による被覆タイ積が不完全で, 平均海面に近い低湿な地域として残されている。

今日, 濃尾平野の平均満潮面以下の地帯 (363 km² のゼロメートル地帯¹⁾) は, ほぼこの三角州地域と江戸時代以降の縮切り干拓地域を合わせた広大な地域となっている。

濃尾平野西縁の養老山脈の断層崖麓一帯は急コウ配の扇状地群が発達し, ごく一部に洪積段丘が認められるにすぎない。これに対し, 東縁の尾張丘陵地域と接する部分には, 基盤の上昇性の運動を反映して高・中・低位の段丘面群が形成されている。名古屋市の中心部市街地もこれら段丘面のひとつである熱田台地と呼ばれる下位段丘面上に発達している。

第三紀末の鮮新世から第四紀前半にかけて, この地域を含む広い範囲に東海湖と呼ばれる沈降盆地が存在していた。第四紀の後半以降になって, 濃尾平野地域の部分は上述のような基盤の傾動盆地運動によって新たな沈降盆地域となり, 沈降端側の濃尾平野西縁では 350~400m にも達する厚い洪積世中期以降の地層がタイ積している。こうした部

分では, 東海湖時代以降のタイ積物の厚さは 1,500~2,000 m にも達している (図-5 参照)。

これらの第四紀中期以降の地層は図-7 の断面図に示すように, 氷期の海面低下期の河床性のレキ層と間氷期の高海面期にタイ積した淡水成または海水成の粘土層が交互に重なっている。氷期の海面低下期には, 河川の浸食作用によって, 谷地形が刻み込まれており, こうしたレキ層タイ積期ごとに認められる埋没浸食谷地形は, ひとつにはそれを覆う粘土層の層厚分布を基本的に支配することになり, また, ふたつにはレキ層 (帯水層) 中の地下水流を規制する要素となっている。

一方, 粘土層は, 間氷期高海面期の海湾の侵入域または退水域の広がりに応じて分布しているが, 図-7 の南北断面で知られるように一般に平野の北部では砂やレキ層に移り変わってしまい, 扇状地域では, ほとんど砂とレキ層が上から下まで重なっている。濃尾平野域の豊富な被圧地下水は, これらの扇状地域でかん養され, 戦前には, 自噴帯が平野域一帯に広がっていた。

平野南部のレキタイ積期に作られた浸食谷の中では, 軟弱なチュウ積世や洪積世後期の海成粘土層が厚くタイ積し, それぞれ最高 30m から 50m 近くも発達している。

濃尾平野の主要な被圧地下水の帯水層は上から, 第 1, 第 2, 第 3 帯水層と呼ばれている。第 1 帯水層は, チュウ積層と洪積世後期の熱田層上部の間にある第一レキ層 (G₁) で, 50~70m 前後の深さに分布し層厚は 10~20m, 北部の扇状地に近づくとも層厚は 30m 近くにも達する。この第一レキ層は名古屋市域には分布していない。第 2 帯水層は熱田層下部粘土層の下にある第二レキ層 (G₂) で 60~200m の深さに分布し, 濃尾平野のほぼ全域に分布している。この第二レキ層と第三帯水層 (第三レキ層 G₃) との間の地層は海部累層と呼ばれ, この中には 2~3 枚のレキ層が存在し, 帯水層として利用されているが, 平野東部または北部では,

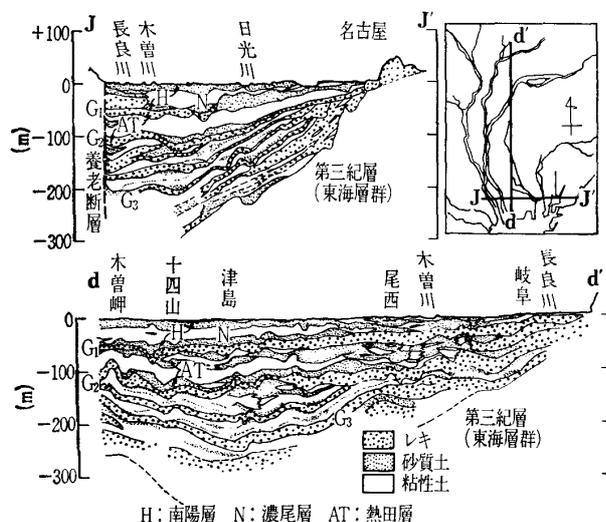


図-7 濃尾平野の地盤断面図

No. 1011

削り去られたりして発達していない。この第三レキ層以下の帯水層（砂レキ層）の分布状態はあまり正確にはわかっていないが、ここでは便宜上、第二レキ層より下位の洪積層中の帯水層は先熱田期層として一括して記述することにする。

3. 地下水の状態

3.1 地下水の利用状況

濃尾平野の地下水揚水量については、昭和48年（名古屋市域）、昭和49年（濃尾平野域）の実態調査資料を用いて、現存する利用井の開削年次に基づいて過去の揚水量の経年変化を示したものが図-1の破線である。この濃尾平野域の揚水量は、昭和25年ころから急増し、昭和48年現在では380万トン/日にも達している。この地下水揚水量は、この地域の平均降雨量の約32%にもあたる大きな揚水量である⁶⁾。各揚水井の井戸構造から、揚水井ごとに帯水層別の取水量の判定を行なった後に、帯水層別、年次別、国土基準メッシュ区画（2万5千分の1の地形図を東西10等分線、南北10等分線によって100等分した区画）別に集計が行なわれている。

帯水層別の揚水量の変化をみると、図-8に示すように第1帯水層からの揚水が32%と最大であり、次いで、第2帯水層からの23.3%、先熱田期層からの20.4%となっている。また、昭和40年から昭和44年にかけて第1帯水層からの揚水量の著しい増加が認められる。これはかん養地（扇状地）に近い北部地域での急激な揚水井の増大に起因している。一方、扇状地から遠い地域では浅い帯水層の枯渇傾向によって先熱田期層、第三紀層などの深い帯水層からの揚水量が次第に増加しているのが、注目される。

一定面積当たりの揚水強度分布を知るために、国土基準メッシュ4区画ごとに集計したものを揚水強度（トン/日・4.4km²）として表わした。図-9は昭和48年の総揚水量の揚水強度の分布を示したものである。平野周辺の都市化・工業地域化した地域で一般に大きな揚水強度を示しており、なかでも著しく大きい10万トン/日・4.4km²以上の地

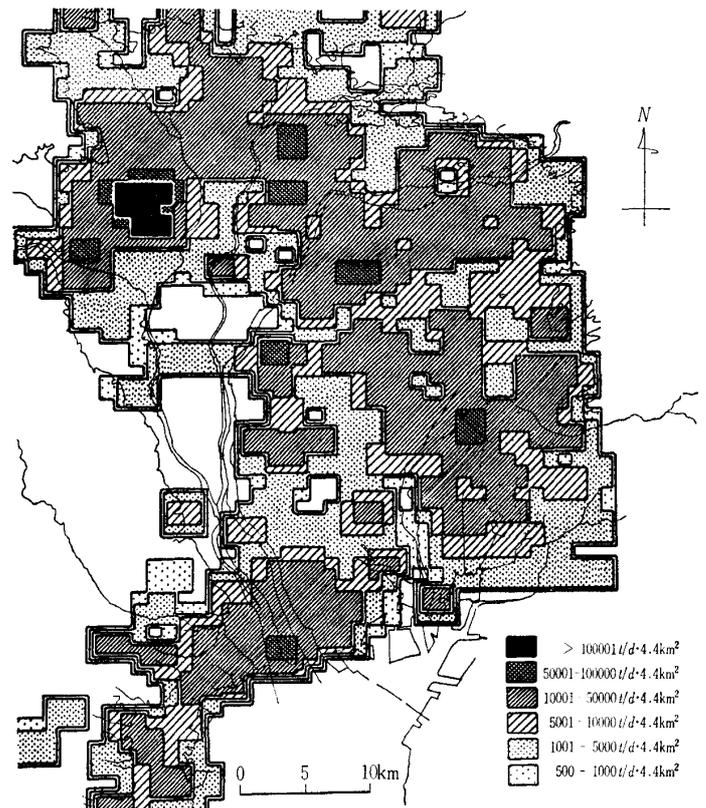


図-9 昭和48年の濃尾平野地域の揚水強度¹³⁾

域が大垣市付近に存在している。

3.2 地下水質

濃尾平野の地下水は溶存成分も少なく良質な水質として知られている。最近、地下水のかん養、貯留、流動の一連のメカニズムを明らかにすることを目的として、各機関で水質分析およびトリチウム分析が行なわれている。

これらの分析結果から総合すると、濃尾平野域の被圧地下水は、その溶存イオン型からいくつかの水脈系統に分けられ、それぞれの水質の不連続部には、伏在する活断層や埋没地形の尾根線が存在し、これらによって地下水の流動がある程度規制されていることがわかる。こうした水脈の分化は下位の第2帯水層のほうが上位の第1帯水層よりも著しい。このことは古い地層ほど伏在する活断層の影響を強く受け、帯水層の食い違い、つまりしゃ断性が強くなっていることを示唆している。

図-10は、濃尾平野の地下水流系と水質の不連続線を示している。第1帯水層の場合、木曾川の右岸（岐阜県側）の北方では揖斐川や長良川が伏流して間もないため、河川水に近いカルシウム型の水質を示すが、南方に向かうと次第に、ナトリウム型の地下水に変化しており、「地下水の進化¹⁴⁾」が認められる。また、三重県長島町の沿岸部から岐阜県海津郡の南端付近にかけては海水の浸入による塩水化の影響がわずかながらも認められている。一方、木曾川の左岸（愛知県側）沿いには、やや水質の進化度を異にし、恐らくは木曾川の犬山扇状地から新しく伏流する水系が認められる。前者の水系とは第一レキ層当時の埋没地形の尾

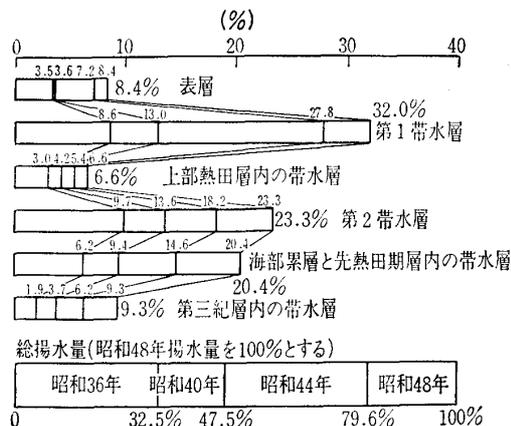


図-8 濃尾平野における年次別、帯水層別の揚水量

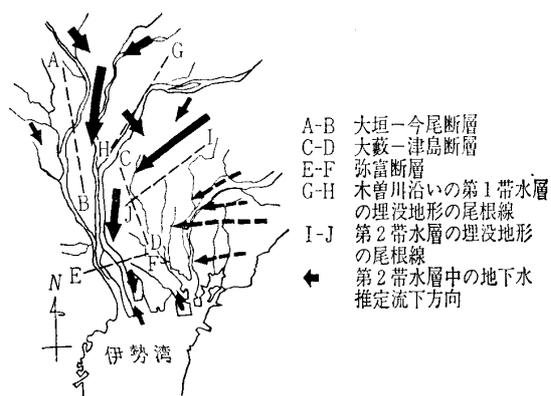


図-10 濃尾平野の地下水系と水質の不連続線

根線（G—H）によって隔てられているらしい。この犬山扇状地からの水系のものは随所に NO_3^- の高濃度域（特に江南市付近）や Cl^- , SO_4^{2-} の高い地域が存在し、扇状地付近での地表水の直接浸透による汚染の影響が認められている¹⁵⁾。

さらに、名古屋市西方の津島市・蟹江町付近では、第1帯水層としては最も地下水質の進化した古い地下水が認められる。また、名古屋市北区などの庄内川流域では、 Cl^- や SO_4^{2-} の高濃度域が存在し、高度な都市活動の汚染の影響が読み取れる。

第2帯水層の場合には、木曾川右岸水系のうち、揖斐川支流の牧田川水系のものは、大垣—今尾間の伏在活断層（A—B）によってその東側の水系と水質がやや異なっている。木曾川の右岸の地下水系は第1帯水層のものと同じようであるが、一部は尾西市付近で左岸側にも流入していると考えられる。これは第2帯水層の埋設地形が第1帯水層とは異なっているためである。また、木曾川左岸（愛知県側）水系は、大藪—津島間の伏在活断層（C—D）によって東縁を限られ、この西側域にのみその延長が認められる。この部分では、木曾川右岸水系の延長上にも当たるが、水質は木曾川左岸水系に似ているが、水質はやや進化したものとなっている。図-10のI—J線以南の庄内川流域は、ナトリウム—重碳酸イオン型の進化した古い地下水の分布域であり、地下水流の末端部に相当することを示している。これはまた、第2帯水層中の地下水位の最も低下量の大きい地域ともなっていることが注目される。この地域の南端では容存イオン量が増大し、沿岸部では、塩水の浸入がわずかに認められる。

名古屋市域の地下水中の SO_4^{2-} 成分は、その同位元素組成から、地表汚染によるよりも、浅部の海成粘土層中の硫化鉄の酸化分解によってもたらされたものに由来すると考えるのが妥当のようで¹⁶⁾、このことは地表からの高酸素濃度水の浸透と海成粘土層中からのしぼり出し水の混入があることを物語っている。

昭和27年から昭和30年にわたって行なわれた濃尾平野全域の水質分析成果¹⁷⁾と20年近く経た今日こうした水質とを比較してみると、それほど著しい成分の変化は認められないが、地表の人間活動の汚染の影響を物語る Cl^- , NO_3^- や粘土層からのしぼり出し、ないしは漏水を示す SO_4^{2-} などの増大が認められ、地盤沈下ばかりではなく、今後こうした成分以外にも地表汚染による地下水質の劣化が心配される。

しかし、沿岸部の水質は、浅層の第1帯水層では、若干の塩水化が微弱ながらも進行しているようであるが、水位低下の割に塩水化の現象は認められず、伊勢湾域のチュウ積泥層の被覆によって平野域被圧帯水層中への海水浸入が防がれているものと考えられる。

濃尾平野域の地下水中のトリチウム分析も国土地理院¹⁰⁾や名古屋市、愛知県などの機関によって始められているが、詳細を明らかにするまでには至っていない。

3.3 地下水位

濃尾平野は、昭和初期までは広大な自噴帯が発達していたが¹⁸⁾、その後地下水位は低下の一途をたどり昭和48年ころには、その極に達している。図-11は一宮市高田における地下水位観測記録である²⁵⁾。この地点は扇状地の先に位置し、浅層の自由地下水は水田かんがい期に水位回復を示すが、非かんがい期の冬期には深層の帯水層の水圧低下による漏水によって著しい水位低下を示している。しかも、その低下は昭和48年まで年々ひどくなっている。一方、深い帯水層ほど水位の低下が大きく、夏期の揚水量の増大期に水位の低下が認められ、浅層の自由地下水の場合とは位相が逆転している。

平野内の地域的水位低下状況や経過については、参考文献2), 19)に譲るとして、ここでは観測井の水位記録から、特に最近の地下水位の傾向に焦点をしばって述べることにする。

図-12と図-13は地盤沈下激基地にある建設省の松中観測井（三重県長島町地内）とK-14井（三重県木曾岬村）の月平均水位の変化状況である。これらの図には、月平均水位の12か月移動平均値も示してある。松中観測井の12か月移動平均値で地下水状態の変化を見ると、昭和48年12月

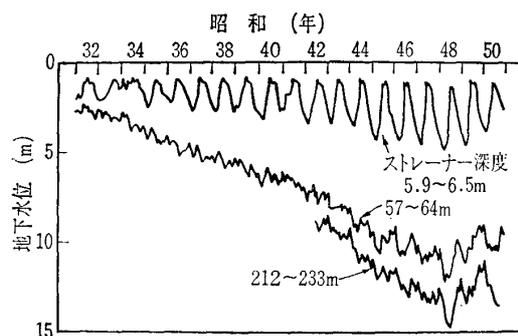


図-11 一宮市高田における地下水位の変化（飯田²⁵⁾による）

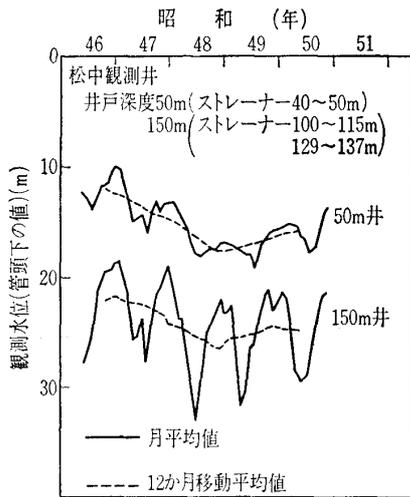


図-12 三重県長島町松中の観測水位 (建設省)

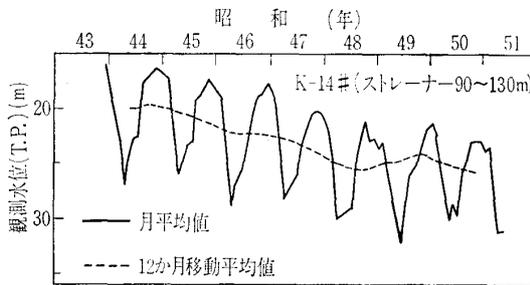


図-13 三重県木曾岬村の観測水位 (建設省)

ころまでは50m井 (G_1) で2.8m/年、150m井 (G_2) で2.5m/年の平均的水位低下速度を示していたものが、その後は逆に1 m/年前後の割合で水位回復傾向がみられる。K-14井の12か月移動平均値の変化傾向についても、昭和48年11月ころまでは1.5m/年前後の水位低下速度であったものが、その後は水位低下の停止あるいは回復の兆しを示している。これらの地下水は、ほぼ一年周期で揚水量の増加する夏期には水位が急激に下がり、揚水量が少なくなる冬期には水位が回復し、大きな変動を示しているが、その季節変動値は第1帯水層よりも第2帯水層のほうが大きく、第2帯水層ではその年間変動値は10m以上にも達している。

一方、図-14と図-15は最近微弱ながらも地盤の隆起現象が観測されている名古屋市港区と四日市市石原町における地下水を同様に整理したものである。名古屋市港区の第三紀層から主として取水している観測井の場合は昭和35年に工業用水法の規制を受けることになった地域であるため、昭和44年ころまでは地下水位の著しい変化傾向は認められないが、地下水から工業用水へ転換が進んだ昭和46~47年ころから3m/年前後の速度で水位の回復を示している。四日市市石原町の第三紀層中の帯水層の水位観測井の場合も、昭和32年に四日市市南部が工業用水法による指定を受けた地域であるため、水位は動揺を続けながらも全般

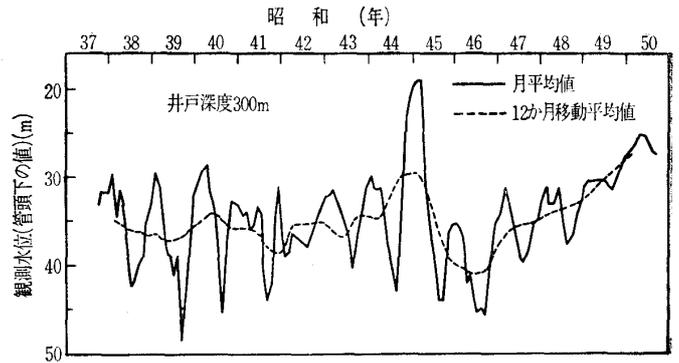


図-14 名古屋市港区大江町の観測水位 (通産省)

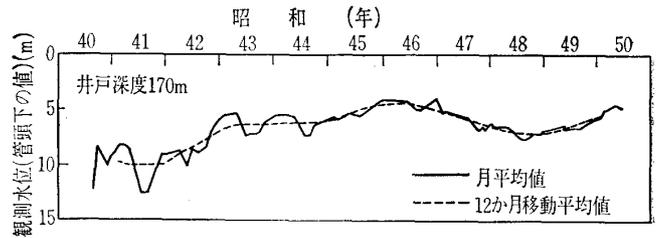


図-15 四日市市石原町の観測水位 (通産省)

に回復傾向をたどっている。

4. 地盤沈下の状況

濃尾平野の地盤沈下中心域の沈下速度は、揚水量の増加に伴い図-1に示すように昭和35年ころから急激な増大を示すとともに、沈下域を著しく拡大した。2 cm/年以上の沈下速度を示した地域は、図-16に示すように、昭和36年以来大きく拡大し、濃尾平野 (約1,300 km²) のうち、昭和36年から昭和48年までの地盤沈下域の面積は約980 km² (濃尾平野の約75%) にも達している。

その結果、濃尾平野の平均海面以下のゼロメートル地域の面積も昭和36年当時の186 km² から昭和48年には248 km² (平均満潮位以下の面積363 km², 平均干潮位以下の面積37 km²) にまで拡大している (図-4参照)。

図-17は沈下激甚地にある先述の松中観測井およびK-14井 (図-12, 13参照) の付近にある水準点の昭和36年以降の累積沈下量である。沈下傾向をみると、長島地域、木

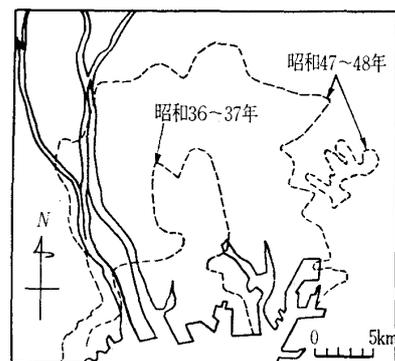
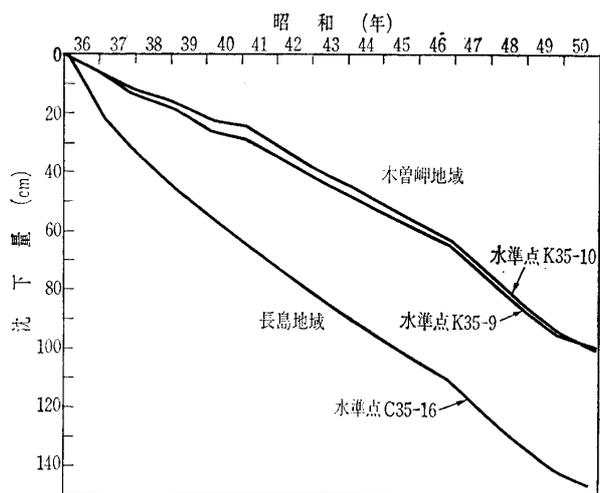
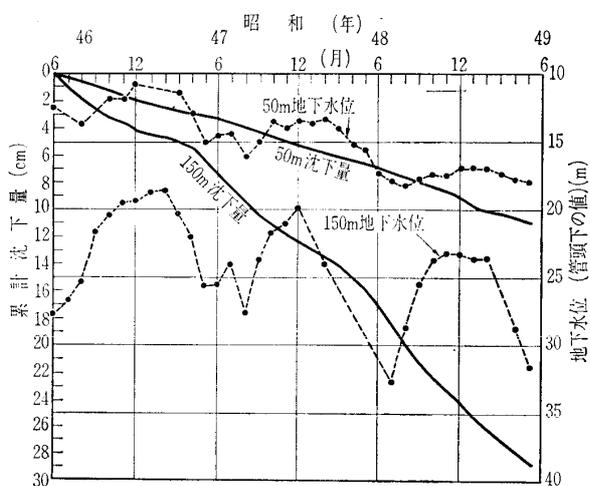


図-16 濃尾平野における2 cm/年の沈下地域の拡大



図一七 三重県長島地域と木曾岬地域の水準点の昭和36年以降の累積沈下量

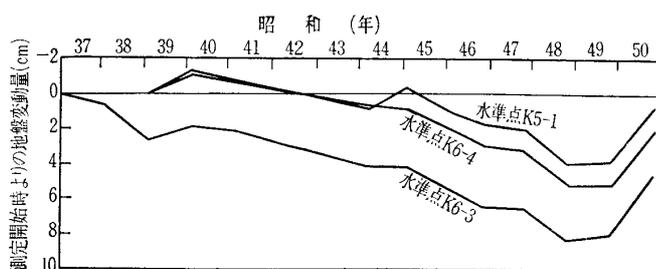


図一八 松中観測井における層別沈下量と地下水位の変化(建設省)

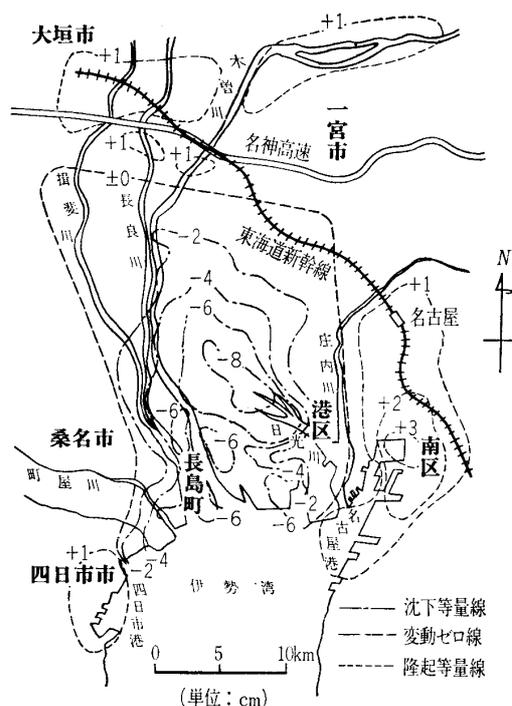
曾岬地域とも、昭和46年までは6~8 cm/年程度の速度で沈下してきたものが、昭和47年ころから沈下速度を増加したが、再び、昭和49年から昭和50年にかけて沈下速度の減少傾向がみられる。この減少傾向は、最近の地下水位低下速度の鈍化や回復傾向と対応したものである。

この松中観測井における昭和48年までの水位下降期の沈下計による層別圧縮量を示したものが図一八である。この図から松中では、チュウ積粘土層を含む50mまでの圧縮量と、その下位の熱田層下部粘土層を含む50mから150mまでの圧縮量との比がほぼ40:60となっており、洪積粘土層の圧縮量もかなり大きいことがわかる。なお、圧縮の進行は、水位の季節的变化と微妙な対応を示し、夏期の水位低下期には収縮速度の増加があり、冬期には収縮速度の減少が認められる。

図一十九は図一十四に示した名古屋市港区大江町の観測井に対応した水準点の経年変位である。両図から、G. L. -35 m付近にあった過去の平均的地下水位から、10m近く回復した昭和50年になって、3 cm/年の地盤隆起の生じたことがわかる。



図一十九 名古屋市港区の水準点の経年変位



図一二十 最近1年間(昭和49年11月~昭和50年11月)の地盤変動等量線図

上述の例でもわかるように、最近では、昭和48年ころからの水位低下速度の鈍化、水位低下の停止あるいは水位回復の傾向により、濃尾平野の沈下傾向は鈍化してきている。図一二十は昭和49年11月から昭和50年11月の1年間の地盤変動等量線図である。この1年間の沈下等量線で描きうる最大値は8 cm/年であり、昭和47年11月から昭和48年11月の最大沈下等量線 20 cm/年と比較するとかなり鈍ってきたことがわかる。さらに、名古屋、岐阜、四日市地域などの平野周辺部では、わずかながら地盤隆起現象が生じている。

5. 濃尾平野における地盤沈下の解析

濃尾平野における地盤沈下現象を土質力学的に究明することについては、すでに昭和42年ころから行なわれてきた⁹⁾。この線に沿って、濃尾平野における広域的な粘土層厚分布、土質定数分布などの土質資料の整理作業が進められ^{20,21)}、これらと、過去の地下水位の低下と、地盤沈下の経過を土質力学の圧密理論と対応させて、広域的な地盤沈下をシミュレートし、将来の沈下傾向を予測したものとし

No. 1011

て桑原による研究がある^{2,18,19)}。

一方、地下水盆の将来の水圧状態を揚水条件から推定する多くのシミュレーション計算作業が、建設省国土地理院、建設省中部地方建設局、愛知県、三重県、名古屋市、名古屋大学などで行なわれてきた。名古屋大学土質研究室で行なってきた濃尾地下水盆の水収支計算は、東西 30.8 km, 南北 46.8 km, 深さ 400 m の領域を含み 2,205 個の四面体要素からなる三次元有限要素モデルによるものである。この三次元モデルの面積は、1,164 km² であり、濃尾平野 1,300 km² のほとんどを覆っており、深さ方向には、チュウ積層と洪積層（最深部 400 m）を含んだものである。ここでは、スペースの都合上、詳しい説明を割愛するが、このモデルによるシミュレーション作業の概要についてはすでに各学会の講演会などで紹介されている^{22,23,24)}。

なお、温泉の深層地下水くみ上げと地盤沈下との関係についても、ある程度の力学的推論が行なわれている²⁾。

6. むすび

図一に示されているように、昭和48年まで、奈落の底に落ちてゆくような、加速度的沈下曲線に、濃尾平野は暗然とさせられていたが、昭和49年からの揚水規制や経済界の不況などの影響によって、沈下速度は鈍化し、地域によっては、沈下が停止したり、隆起現象に逆転したりし始め、濃尾平野の地盤沈下問題も、やっと最悪の危機状態を脱しつつある。

しかし、自然排水が不可能で多数のポンプ排水にたよっている広大な臨海低平地でありながら、なお、かなりの面積で沈下が進行しつつある。沈下がかなり鎮静化した昭和50年度でも、なお、沈下の目になっている日光川流域や木曾三川河口部では 6 cm/年 を越える沈下速度を示している。このような地盤沈下を効果的に阻止するための研究が、愛知県地盤沈下研究会や三重県地盤沈下調査研究会において行なわれている。なお、この地域における現在の揚水規制の状況については、植下の報告⁶⁾を参照されたい。

濃尾平野の地盤沈下問題に対する最近の地元の各関係機関の取組みと、その近年の経過をみると、油断することなく努力が続けられるならば、やがて濃尾平野の地盤沈下問題は近い将来に、終息せしめるものと期待されている。

なお、濃尾平野の地盤沈下問題では、桑原・植下は東海三県地盤沈下調査会（会長：飯田汲事名大名誉教授）、愛知県地盤沈下研究会（会長：飯田汲事名大名誉教授）、三重県地盤沈下調査研究会（会長：荒木慶雄三重大学教授）に關係の方々のお世話になり、また植下は、昭和50～51年度の文部省科学研究費（「沿海低地帯の地盤沈下の実態と災害の解明」、代表者：松沢勲名大名誉教授）のお世話になった。また、日ごろ、これらの作業を進めるため、名古屋大学、名城大学の学生達の協力も得ている。記して、感謝申し上げる次第である。

参 考 文 献

- 1) K. Iida, K. Sazanami, T. Kuwahara and K. Ueshita: Subsidence of the Nōbi Plain. The 2nd Int. Symposium on Land Subsidence, 1976
- 2) 桑原徹, 植下協, 板橋一雄: 濃尾平野の地盤沈下とその解析, 土と基礎, Vol. 24, No. 12, pp. 29~34, 1976
- 3) 古屋剛一: 海部郡南部の地下水について, 農業土木学会京都支部研究報告, 第3号, pp. 3~9, 1953
- 4) 多田文男, 井関弘太郎: 濃尾平野の地形構造と地盤沈下, 総理府資源調査会, 1955
- 5) 建設省中部地方建設局: 昭和30年度地盤変動調査報告書, 1956
- 6) 植下協: 濃尾平野の地盤沈下と揚水規制, 土木学会誌, Vol. 61, No. 4, pp. 31~36, 1976
- 7) 名古屋大学地盤変動研究グループ: 伊勢湾北部地域地盤沈下調査研究報告書, 1967
- 8) 植下協: 伊勢湾北部地域地盤沈下の土質力学的考察, 伊勢湾北部地域地盤沈下調査報告書, pp. 127~149, 1967
- 9) 井関弘太郎: 伊勢湾北部地域地盤沈下の地下水利用からの考察, 伊勢湾北部地域地盤沈下調査報告書, pp. 103~125, 1967
- 10) 建設省国土地理院, 建設省中部地方建設局: 地盤沈下と地域構造との相関関係の調査研究報告書—濃尾平野—, 第一報(1973), 第二報(1974), 第三報(1975), 総括編(1976)
- 11) 建設省中部地方建設局木曾川下流工事事務所: 地盤沈下対策調査報告書, 1973
- 12) 愛知県地盤沈下研究会: 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書, 愛知県環境部, 第一報(1975), 第二報(1976)
- 13) T. Kuwahara, K. Ueshita and K. Iida: Analysis of Land Subsidence in the Nōbi Plain, The 2nd Int. Symposium on Land Subsidence, 1976
- 14) 杉崎隆一, 柴田賢: 地下水の地球化学的研究(第2報)地質学雑誌, Vol. 67, No. 791, pp. 427~439, 1961
- 15) 浜村憲吉他: 愛知県尾張地区における地下水について, 1976年度日本地球化学会年会要旨, 45, 1976
- 16) 杉崎隆一, 藤崎克博: 都市活動に伴う地下水質の変化について, 地球化学, 環境問題特集号, pp. 76~78, 1975
- 17) 名古屋大学小穴研究室: 濃尾平野の地下水, 愛知県工場誘致委員会, 1961
- 18) 村下敏夫, 尾崎次男, 藤倉孝次: 濃尾平野工業用水源地調査報告, 東海地域調査第5報, 地質調査所月報, 6—7, 1955
- 19) 桑原徹: 濃尾平野地域の沈下予測(第二報), 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書(第二報), 愛知県環境部, pp. 109~149, 1975
- 20) 桑原徹: 濃尾傾動盆地の発生と地下の第四系, 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書(昭和49年度), 愛知県環境部, pp. 111~182, 1975
- 21) 植下協: 濃尾平野の地盤沈下対策に関する考察, 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書(昭和49年), 愛知県環境部, pp. 241~322, 1975
- 22) 植下協, 板橋一雄, 棚橋奇: 濃尾平野地盤沈下の解析, 土木学会第31回年次学術講演会概要集III, pp. 183~184, 1976
- 23) 植下協: 地盤沈下問題に関する考察, 第13回自然災害科学総合シンポジウム, pp. 199~200, 1976
- 24) 植下協, 板橋一雄, 佐藤健: 許容揚水量推定のための濃尾地下水盆のモデル化, 第12回土質工学研究発表会, 昭和52年度発表講演集, pp. 937~940, 1977
- 25) 飯田汲事: 濃尾平野における地盤沈下と地下水位の変化, 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書(第二報), 愛知県環境部, pp. 13~31, 1976

(原稿受理 1977. 3. 24)

※