

将来の地下水利用と地盤沈下の関係を評価する方法について—濃尾平野の場合を例として—

名古屋大学工学部

正会員

植下 協

・佐藤 健

1. まえがき

過剰揚水による地盤沈下を停止させるには、地下水の汲み上げ量を削減して、帯水層の地下水頭値を好ましい状態にまで回復させることが必要である。そのためには、水利利用の合理化等によって地下水利用量を削減するとともに、それでも不十分な場合には、必要な地下水削減量に見合うだけの代替水を確保して、地下水から表流水利用への転換を計ることとなる。それら代替水供給による地盤沈下対策を行う場合には、地盤沈下停止に必要な地下水削減量を推定することも重要な作業となってくる。

地盤沈下によって海水面からの余裕高が減少した地域では、地盤沈下対策事業として、揚水規制に加えて、地盤沈下によって治水機能の低下した堤防のかさ上げや排水ポンプの強化等も行われつつある。堤防のかさ上げを行う場合、かさ上げに伴う堤体自重の増加による沈下に加え、地下水過剰揚水による広域地盤沈下が将来どのように推移するかを予測することも必要となる。とくに、臨海低平地域では、地盤高が比較的高い堤防付近に民家が集まっており、堤体かさ上げのための堤体断面拡大にあたっては、それら堤防敷の拡張（付近の民地買収）も必要になるので、今後の地盤沈下をも見込んだ堤体高の検討が、臨海低平地域の防災対策上も重要な問題となる。

筆者らは、数年にわたり、濃尾平野地盤沈下地域におけるそれら問題と取り組み、この平野における地盤沈下問題解決のための諸作業に協力をしてきた^{1,2)}。以下では、筆者らが濃尾平野地盤沈下問題解決のために行った地下水利用と地盤沈下の関係を評価する方法とその結果の一例について報告する。

2. 地下水利用と地盤沈下の関係を評価する2, 3の方法

地下水利用と地盤沈下の関係を評価する方法として、和達³⁾の式はよく知られている。和達は、大阪市の地盤沈下に対して、観測井で計測された被圧地下水頭値と地盤沈下速度がほぼ直線関係を示したことから、

$$-\frac{dH}{dt} = \alpha (P_0 - P) \quad (1)$$

なる式を提案した。ここで、 H は地表面高、 P は現在の水圧、 P_0 は標準水圧、 α は比例定数を示している。和達によるこの提案式は、地下水汲み上げ量と同意義の地下水圧と地盤沈下量との関係を示したもので、地盤沈下停止に必要な地下水圧（標準水圧、 P_0 ）を見つけ出すのによく使われる関係である。（しかし、地盤の力学的履歴や地盤構造の複雑さによって、上式(1)の関係が常に適用できるとは限らないことが知られるようになっている。他にも実測値にもとづいた経験的方法が提案⁴⁾されているが、前述と同様の問題点を有している。

近年の大型計算機の普及と数値計算技術の進歩により、これら地盤沈下問題を、広域地下水流動のシミュレーション計算によって解こうとする試みも行われつつある。被圧地下水の揚水による地盤沈下現象は、地下水の汲み上げによって被圧地下水頭の低下した帯水層に接する粘土層から、地下水頭の低下した帯水層に向って間隙水が絞り出される圧密脱水現象と理解される。したがって、地盤沈下問題を解決するための被圧地下水収支を考える場合には、揚水量、被圧地下水頭、地盤沈下量の三つの関係が定量的に明らかにされるなら、地盤沈下を停止させるための地下水汲み上げ量を推定したり、将来の地下水汲み上げ量の変化による地盤沈下の予測を行うことも可能となる^{1,2)}。

広域地下水流動のシミュレーション計算を行う場合は、まず過去から現在にいたるモデルと実際との対応をみて、対応のよくない所を適宜修正しつつ、実際との対応（通常は地下水頭値の対応で判断する）のよいモデルとするために内挿検定が行われる。しかし、従来用いられてきた地下水流動モデルは実際の地下水流動状態をあまりにも単純化しすぎているために、内挿検定計算を行ってモデル各部の土質定数や境界条件をどのように修正しても満足の中くモデルを組み立てることができなかったり、内挿検定によって修正された後の土質定数が実際の

土質試験結果と大きくかけ離れたモデルとなっていたりして、濃尾平野地盤沈下問題を解決するための地下水流動モデルとしては、あまりにも多くの問題点を有することが明らかになっている。

そこで、筆者らは、濃尾地下水盆の中の地下水の三次元的な動きを現実即して把握するためには、三次元地下水流動モデルによるこの分野の広域地下水のシミュレーション計算が必要であると考え、濃尾地下水盆の三次元地下水流動モデルを組み立てた。

一般に、三次元モデルによる計算は、二次元、準三次元モデルによる計算に比して、計算時間、計算費用などの面から莫大な作業になると言われている。しかし、三次元地下水流動モデルによる広域地下水流動のシミュレーション計算を行うことなくしては、濃尾平野におけるこの問題の最終目的を達することができず、この方針で仕事を完遂することによってのみ、濃尾平野におけるこの分野の作業に一応の結着を与えうると考えて、シミュレーションモデルを組み立てた。広域地下水を対象にした地下水流動のシミュレーション計算を行う場合には、対象とする地下水盆の地盤状態、地下水状態に関する情報に見合った地下水流動モデルを用いた方が大過のない判断を下すことができる。

濃尾地下水盆において、三次元地下水流動モデルを組み立てる意義は、地下水盆内の地下水流動を現実即してシミュレートして、濃尾平野地盤沈下問題解決のために具体的に貢献し得るとともに、他地域での同様のシミュレーション計算にも間接的に貢献し得ることにあると考えている。

3. 濃尾平野三次元地下水流動モデルの組み立て方

3.1 解析モデルとその境界条件 濃尾地下水盆から年間 1000 m^3 または1日当り 50 m^3 以上の揚水を行っている井戸は、約7000本にも達する⁹⁾。これらの井戸による揚水については、その井戸の揚水対象となっている帯水層要素から一様に揚水されていると近似して、地下水汲み上げによる地下水流動状態の変化を追跡することとした。そうした取り扱いをすれば、揚水のある場合の地下水流動を示す基礎式は、質量保存則とダルシー則より

$$\frac{\partial}{\partial x}(k_x \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(k_y \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(k_z \frac{\partial h}{\partial z}) = s_s \frac{\partial h}{\partial t} + w \quad (2)$$

となる。ここで、 k_x 、 k_y 、 k_z は x 、 y 、 z 方向への透水係数、 s_s は比貯留量、 h は地下水頭、 w は単位時間、単位体積当りに平均化された揚水量を示す。

(2)式を用いて広大な濃尾地下水盆内の地下水流動状態をシミュレートする場合、①(2)式に含まれる透水係数 k_x 、 k_y 、 k_z 、比貯留量 s_s 、揚水量 w は濃尾地下水盆各地域ごとに複雑に変化する、②(2)式を解くには適当な境界条件、初期条件が必要となるが、それら条件はかなり複雑である、等の理由によって、(2)式を解析的に解くことは不可能である。そこで、筆者らは(2)式を数値計算法の1種である有限要素法によって解くこととした。

(2)式を解くに当って必要な物理学的境界条件としては、次のものを考えた。

- ①不透水条件：地下水盆の底を形成する不透水性基盤がこれに相当する。
- ②水頭一定条件：濃尾平野における地表付近の不圧地下水は、海水面にくらべて低く、ポンプ排水されており、かつ河川や雨水等によって涵養されやすい。したがって、常に一定水位状態と考えてよいので、被圧地下水計算のための地表付近境界条件として、不圧地下水の水頭一定条件を用いた。
- ③浸透条件：隣接地域からの浸透の条件

3.2 地盤構造のモデル化 濃尾平野地下水流動のシミュレーション計算の対象となった平面領域は、濃尾沖積平野 1300 km^2 のほとんどを覆う図-1に示す領域である。図-1のM-M'の位置におけるモデル東西断面を示したものが、図-2である。図-2に示した濃尾地下水盆モデルの地層区分と実際の地質構造との対応を表-1に示した。地盤沈下問題となっている濃尾平野南部の被圧地下水汲み上げは、第1、第2、第3礫層を含む第四紀層が中心となっており、第三紀層からの地下水汲み上げはそれより上の第四紀層にくらべてわずかなのであること、第三紀層は第四紀層にくらべてきわめて硬く、透水係数も小さいことから考えて、第三紀層を不透水性基盤と仮定し、シミュレーション計算の対象を第四紀層とした。

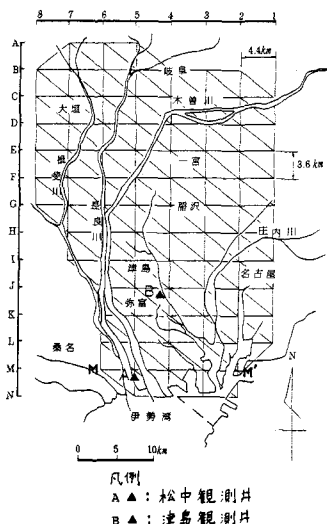


図-1. 濃尾平野三次元地下水流動モデルの平面図ならびに鉛直一次元圧密モデルを組み立て将来沈下量を計算した観測井の位置

表-1. 濃尾地下水モデルと実際の地質構造との対応

地層名		土相	濃尾地下水モデル
沖積層	南陽層	砂層	第1層
		粘土-シルト層	
	濃尾層	石少泥互層	第2層 (第1帯水層)
		石炭層	
	熱田層	石少層	第3層
		粘土-シルト層	
	第2礫層(G_2)	砂泥互層	第4層 (第2帯水層)
		石炭層	
	海部累層	粘土-シルト層	第5層
		石少泥互層	
洪積層	第3礫層(G_3)	石炭層	第6層 (第3帯水層)
	先海部累層	砂泥互層	
	第3紀層	東海層群	不透水性基盤

なお、海部累層内には、第3礫層(G_3)の他に2~3層の連続性のよい砂礫層もあり帯水層として利用されているが、今回の計算では、これら海部累層を以深の帯水層を第6層として一括してモデル化し、第3帯水層と呼ぶこととした(表-1, 図-2参照)。

このモデルでは、地下水盆の地質状態を反映させるため、実際の地質状態との対応を考慮して、図-3に示すような16種の土質領域を考えた。濃尾平野域の東西、南北方向の計17断面について作成された地盤断面図⁶⁾中には、地質年代別の地層区分と各層の土質状態(礫層、砂層、粘土層、粘土・砂の互層といった土質状態の区分)が記載されている。したがって、それら地盤断面図の断面位置と、濃尾平野三次元モデルの位置を対応させるのが

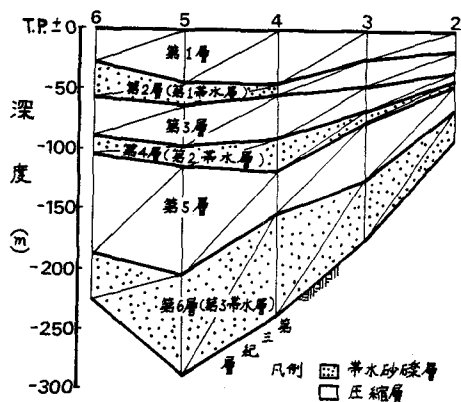


図-2. 濃尾地下水モデルの地盤構造の例
(図-1.のM-M'断面)

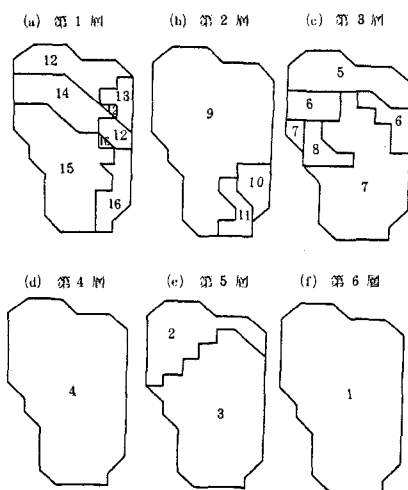


図-3. 濃尾地下水モデルにおける土質区分

ら、地質状態、土質状態の相異にもとづいて図-3に示したような濃尾地下水盒モデルの土質区分を行った。将来予測計算を行うのに必要となるモデル各部の土質パラメーターを決定する際には、先述したような過去から現在への内挿検定計算により、計算結果が実測値によく一致するようにモデル各部の土質定数を修正する作業が重要となる。その場合、これら区分された土質領域が、濃尾地下水盒モデルにおける土質定数の等しい領域として取り扱われることとなる。

3.3 内挿検定によるモデル各部の土質定数選定の方法

三次元地下水流動モデルによる内挿検定期間は1961年から1977年の16年間とした。これら内挿検定計算に先立ち各土質領域に相当と思われる透水係数、比貯留量の第1近似値を選定するためには、各土質領域内で行われた土質試験結果、現場揚水試験結果を可能な限り収集し、それら結果の算術平均値を用いた。土質試験結果の得られなかった土質領域については、その領域の土質状態を考慮し、濃尾地下水盒モデルの他の土質領域における土質試験結果を参照して内挿検定計算当初の土質定数第1近似値とした。

内挿検定計算によるモデル各土質領域の土質定数推定の作業に先立ち、濃尾平野南部の被圧地下水頭値にモデル各土質領域の土質定数がどれくらい影響を及ぼすかを調べるための感度計算を行った。その結果、モデル各被圧帯水層における透水係数が、地盤沈下地域の被圧地下水頭値に最も大きく影響することがわかった。したがって、モデル各被圧帯水層(図-3の土質領域、9、4、1)の透水係数については、内挿検定当初に仮定した値を、内挿検定計算中に修正することはしなかった。濃尾平野における約70地点の揚水試験結果によれば、濃尾平野の各被圧帯水層とも透水係数は $10^{-4} \sim 10^{-2}$ m/sec程度にあることが推定されたので、内挿検定計算作業の煩雑さを避けるため、モデル各帯水層に与える透水係数は等方性と仮定し、各帯水層とも同一の透水係数値(10^{-4} , 10^{-3} , 10^{-2} m/secの3種類の値)を与えることとした。

内挿検定計算で主に修正を施したパラメーターは、モデル圧密層の比貯留量と透水係数である。濃尾平野三次元地下水流動モデルでは、計算機容量の制約により、圧密層からの地下水絞り出しの時間的遅れ効果を完全に再現できない近似計算となっており、そうしたことの不十分さをカバーして計算結果が近似的にあうように圧密層の比貯留量と透水係数を意識的に修正したわけである。しかし、この場合の圧密層における土質定数の修正も、土質試験結果と無関係に行うのではなく、濃尾平野各地点で行われた土質試験結果を参考として、妥当と思われる範囲にあることを拘束条件として修正を行った。

以上のような取り扱いと考えにもとづいて、数回の内挿検定計算後に決定された土質パラメーターと、図-3に示した各土質領域で行われた土質試験、揚水試験より推定された土質定数値との対応を調べたところ、内挿検定によってモデル各部に与えられた土質パラメーターの値は地盤工学的に納得できる範囲にあることを確認している。

4. 鉛直一次元圧密モデルによる地盤沈下計算

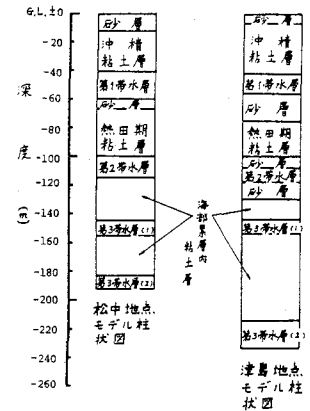
図-2に示したように、濃尾平野三次元地下水流動モデルでは、計算機容量の制約から、圧密層の各深さに間隙水圧伝播の時間的遅れを考慮できる計算点を設けることは困難であった。そこで、圧密層からの地下水絞り出し効果は、1961年から1977年における過去から現在にわたる内挿検定計算により計算結果が実測地下水頭値によくあうような三次元地下水流動モデルを作り、これを用いて地下水汲み上げによる濃尾平野各主要帯水層の地下水状態の予測を行っている。

以上の欠点を補うために、地盤沈下の予測計算を行う際には、沈下地域の代表的地点において鉛直一次元圧密モデルを別途組み立て、地盤沈下計算を行うこととした。鉛直一次元圧密モデルによる計算においては、三次元地下水流動のシミュレーション計算より得られた各帯水層の地下水頭値を計算条件として、圧密層における圧密脱水・吸水膨張の計算と帯水層の弾性変形の計算を行い、地表面変位量を打ち出すプログラムとした。三次元地下水流動モデルで実測結果に合致するように内挿検定し、将来予測された各被圧帯水層の水頭変化の条件を用いて、圧密層内の地下水流動をこの鉛直一次元浸透流モデルで再追跡するわけである。

帯水層における地下水压の変化にくらべ、圧密層における間隙水压変化は時間的な遅れを伴いつつ生じている。しかし、前述の三次元地下水流動モデルにおける圧密層からの地下水絞り出しは、弾性的応答で実際の地下水絞り出し現象が再現できるように、モデル圧密層における透水係数、比貯留量の土質定数を試行修正している。他方、鉛直一次元圧密モデルによる計算では、圧密層内には1~2m間隔に計算点を設けて地下水絞り出しの時間的遅れを考慮している。したがって、鉛直一次元浸透流モデルによる地盤沈下量の予測計算を行う場合には、三次元地下水流動モデルに与えられる時間的に平均化された土質定数、地盤構造をそのまま鉛直一次元圧密モデルに用いることはせず、それぞれの沈下予測地点で行われたボーリング結果、土質試験結果にもとづいて鉛直一次元圧密モデルを組み立てた。図-4に、今回地盤沈下予測計算を行うこととした松中、津島観測井地点(図-1のA、B地点)における鉛直一次元圧密モデルの地盤構造を示した。

三次元地下水流動モデルによる内挿検定計算は1961年から1977年までであったが、この鉛直一次元圧密モデルによる内挿検定計算は1950年から1977年まで行った。鉛直一次元圧密モデルの内挿検定期間を、三次元地下水流動モデルの内挿検定期間よりも以前にさかのぼり、地下水压の実質的低下が始まる頃の1950年から検定計算を始めたのは、地盤沈下の進行途中の1961年からの計算では、粘土層内間隙水压の計算初期条件の評価がむづかしいと考えたからである。

1950年から1977年までの鉛直一次元圧密モデルによる地盤沈下量の内挿検定計算を行うには、その期間の各被圧帯水層(図-4に示した第1、第2、第3(i)、(ii)帯水層)の地下水頭値が必要となる。1961年から1977年までの鉛直一次元圧密モデルに与える各被圧帯水層の地下水頭値としては、図-5に示したような濃尾地下水分域三次元地下水流動モデルによる計算から得られた年平均地下水頭値を用い、それより以前の1950年から1961年までの地下水頭値は、各地盤沈下計算地点付近の井戸資料から推定した。なお、井戸資料等に記載された地下水頭値から推定された1950年から1961年の間の地下水頭推移と、三次元地下水流動モデルから得られた1961年から1977年の間の地下水頭推移に大きな相異のある場合には、両期間の地下水頭変化がスムーズに推移するように地下水頭値を修正して、地盤沈下モデルの内挿検定計算を行った。



(注)最近の研究で、第3帯水層(iii)も濃尾地域の主要な帯水層と見られるにいたっている。

図-4. 鉛直一次元圧密モデルにおける地盤構造

5. 将来地下水利用量の変化による地盤沈下の予測 図-5には、松中観測井地点での観測地下水頭、1977年までの内挿検定における計算地下水頭、1977年時点における将来予測地下水頭が示されている。

実測地下水頭値は、夏に低下し、冬に上昇する1年サイクルの変動をしながら、その平均水頭が経年的に変化をしている。筆者らのシミュレーション計算は、1950年以降の長期にわたる経年的地盤変動を説明することを最終目的としているので、図-5に示したように平均的地下水頭の経年変化をシミュレートする計算となっている。

今回の予測計算では、揚水量データの集計の関係上、1977年までの揚水量データを用いて内挿検定計算しており、1978年以降の揚水条件としては、次の5つのケースを仮定して計算を行っている(なお、I~Vの各揚水量の仮定は、図-1に示す濃尾地下水分域モデル内の愛知県、三重県域について、一律の割合で削減することを仮定した)。

- I) 1977年の揚水量が1978年以降も続くとした場合、
- II) 1977年の揚水量が1978年以降2割カットされるとした場合、
- III) IIの条件に加え、1979年以降4割カットされるとした場合、
- IV) IIIの条件に加え、1980年以降6割カットされるとした場合、

V) IVの条件に加え、1981年以降8割カットされるとした場合。

以上、5つの将来揚水条件による被圧地下水頭値の予測結果を図-5に、地盤沈下の予測結果を図-6に示した。地下水頭の実測値、地盤沈下の実測値については、現在では1979年まで記入することのできるもので、図-5、6には、それら最近の実測値も記入してある。

近年、濃尾平野に関係する行政機関ならびに地下水利用者、地盤沈下を止めるための揚水量削減に多大の努力を払ってきたが、その成果を、図-5と図-6によって評価すれば、水位低下の激しかった第2帯水層が目下、ケースⅢの条件に沿って回復しつつあり、図-6をみると、Ⅲのケースに沿って地盤沈下しつつあることがわかる。かつての激しい地盤沈下速度にくらべ、近年の鈍化傾向がよく予測されている。しかし、濃尾平野臨海部の地盤高は、図-6の松中観測井地点の例でも、大潮における平均干潮面よりもすでに20 cm以上も低くなっている。したがって、濃尾平野臨海低平地の今後の地盤沈下をわすれず、とりとめ許さないために、シミュレーション研究¹²⁾に裏づけられた節水努力の継続と、油断のない地下水管理が必要である。

本研究については、東海三県地盤沈下調査会⁷⁾の方々に大変に御協力いただいております、感謝申し上げる次第である。

参考文献

- 1) 植下協, 佐藤健: 濃尾平野の適正揚水量に関する研究, 土木学会論文報告集, 第287号, pp. 137~146, 1979.
- 2) 植下協, 佐藤健: 濃尾平野地盤沈下に対する安全地下水頭の研究, 土木学会論文報告集, 第299号, 1980.
- 3) 和達清夫: 地盤沈下研究の回顧, 土と基礎, Vol. 24, No. 11, pp. 87~92, 1976.
- 4) 水収支研究グループ: 地下水盆の管理[理論と実際], 東海大学出版会, 1976.
- 5) 環境庁, 建設省, 愛知県, 岐阜県, 三重県: 昭和48年度濃尾平野地下水揚水量等実態調査報告書, 昭和49年3月.
- 6) 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, 愛知県環境部, pp. 109~182, 昭和50年3月.
- 7) 東海三県地盤沈下調査会: 昭和54年における濃尾平野の地盤沈下の状況, 昭和55年6月.

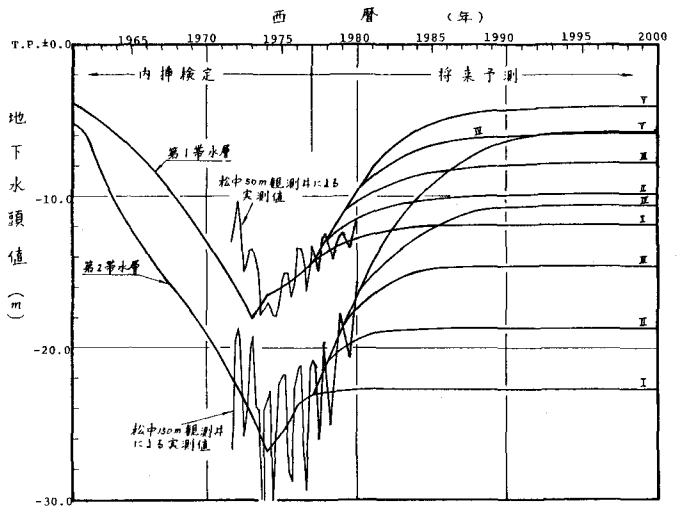


図-5. 松中地点付近の地下水頭の内挿検定と将来予測結果

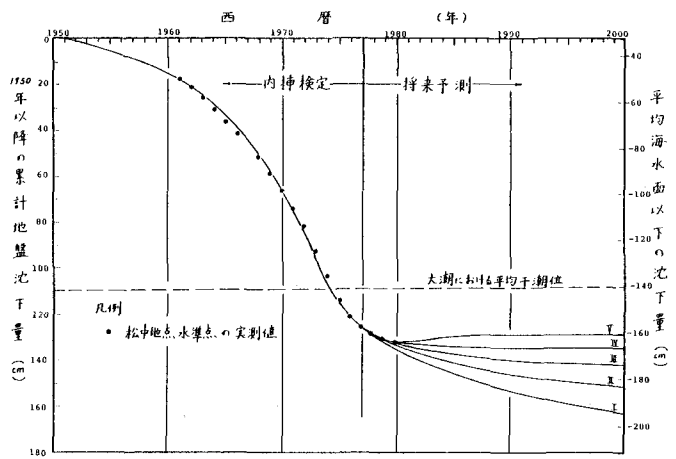


図-6. 松中地点における地盤沈下の内挿検定と将来予測結果