

# 滞水層水頭上昇期の地盤沈下の一次元シュミレーション —新潟平野の地盤沈下を例として—

吉田 昭 治\*

## One-dimensional simulation of land subsidence during the period of piezo-metric head rise in aquifers

by

Shōji YOSHIDA

(Abstract)

One-dimensional compaction and expansion of a multi-layered aquifer system of depth from about 600 to 1000 meters at three specific sites of the plains of Niigata is simulated during the period of piezometric head rise in aquifers.

The observed data of transient heads in the aquifers are inputted as known quantities and two kinds of storage coefficients, the one for compaction and the other for expansion, are adopted. These storage coefficients and the hydraulic conductivities for the aquitards adopted for simulation are by trial and error determined to be taken different values in each different depth of subintervals.

Simulation computed from the initial point of 1949 shows that the results of transient simulation curves of cumulative compaction from about 1968 to 1978 are nearly the same as the data due to the observation wells with different depths in each field site.

### い ま え が き

新潟平野の地盤沈下は、昭和32年頃から激しくなり、年間沈下量が500mmを越える地点すら現われるようになったが、34年に始まる数次にわたるガス水揚水規制によって滞水層地下水頭(いわゆる地下水水位)は34年頃から上昇に転じ、37年頃からほぼ横ばい、49年頃から再上昇を示すようになった。しかし地盤沈下の方は、この地下水頭回復上昇期にも継続し、一部の区域に隆起がみられるのは49年になってからで、その後は沈下、隆起を複雑に繰り返しており、また深度別の地層の収縮、膨脹は一層複雑さを示している(図-1, 図-2)。

この地下水頭回復期の地盤地下の継続と隆起の遅れ現象の機構については、すでに前報(吉田, 1982)で示したように、従来の圧密理論に、粘土層を狭む滞水層(砂礫層)の間隙水圧の上昇に伴う粘土層の残留過剰間隙水圧の消散の仕方、一つの粘土層内の膨脹層と収縮層の共存系における間隙水の挙動などを考慮することによって、解明することができた。また具体例について、一次元の数値解析を行ったところ、この地下水頭回復期の沈下の継続と隆起の遅れの傾向を基本的に示す結果が得られた。ただ、観測データとの近似が十分でなかった。そこで、計算上の一、二の前提条件をあらたに考慮に入れてシュミレートしたところ、結果はかなりの精度で観測データと合致したのでここに報告する。

\* 新潟大学積雪地域災害研究センター

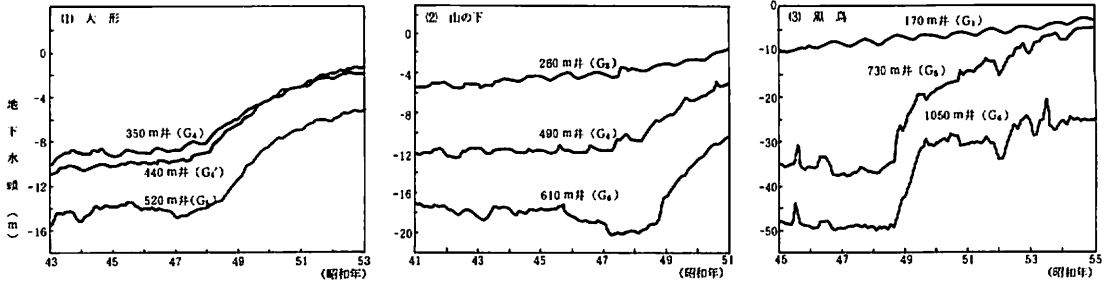


図-1 観測井地下水頭変化  
Fig.1 Transient piezometric head in observed wells

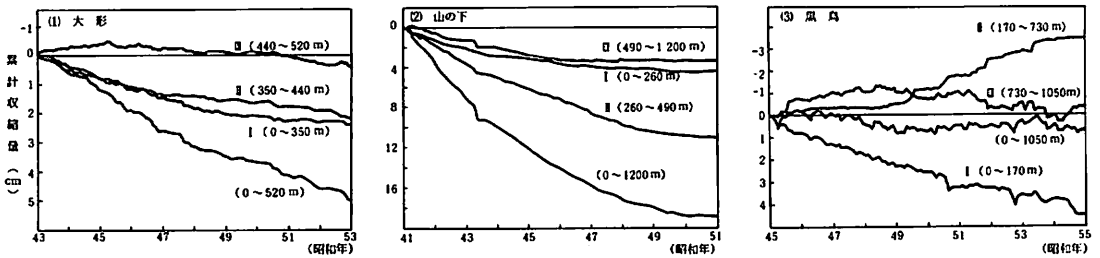


図-2 観測井による層別累計収縮量の変化  
Fig.2 Transient cumulative compaction of each set of layers observed in wells

## II シミュレーションの方法・入力値

(1) 粘土層の圧密の基礎式は、 $z$ を下向き鉛直座標軸として、

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = k \frac{\partial^2 h}{\partial z^2}$$

とする。ここで、 $h = \bar{p}_w / \gamma_w - z$  ( $\bar{p}_w$ は間隙水圧、 $\gamma_w$ は水の単位重量)、 $k = \tau_w m_v$  ( $S_s$ は比貯留係数、 $m_v$ は体積圧縮係数)であるが、 $S_s$ 、 $m_v$ は地層の圧縮・膨脹時で異なるものとし、各点において、その過去の最低地下水頭  $h_{min}$  との比較により、次のように使い分ける (Helm, 1975)

$$S_s = \begin{cases} S_{sv} = \tau_w m_v & ; h \leq h_{min} \text{ のとき} \\ S_{se} = \tau_w m_e & ; h > h_{min} \text{ のとき} \end{cases}$$

(2) 各地点の地層モデル

大形、山の下(以上海岸部)、黒鳥(内陸部)の各地点の地層モデルは、各地点の柱状図を参考にして、図-3、図-4(1)、(2)、(3)のように決めた。

(3) 得られたデータとの関係で、沈下計算結果と比較するデータの初期年は、地点によって、大形—43年、山の下—

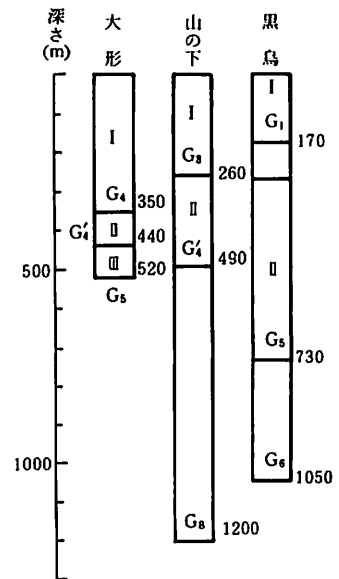


図-3 観測井の深さによる層区分  
Fig.3 Classification of layers observed in wells

41年，黒島—45年と異なる。この初期時の残留過剰間隙水圧を計算で求めるために，昭和24年からの滞水層水頭の経年変化を図-5，(1)，(2)，(3)のように，観測値を近似して仮定し，圧密計算によって求めた。その一例を図-6の43年の一線を示す。これから，粘土層の層厚が薄いと，滞水層の間隙水圧に対して相対的な粘土層の過剰間隙水圧はかなり早く消散するが，層厚が厚いと，予想以上に層の内部の内隙水圧はほとんど消散しないで残留しているのが分る。これが，滞水層地下水頭が多少回復しても，完全に回復しないうちは沈下が継続する原因である。

(4) 滞水層地下水頭は，観測井データ（各地点で，深度が異なる観測井がそれぞれ3井ある）を入力値として与え，次元圧密解析を行った。この際，最も浅い観測井Iよりも浅い滞水層の地下水頭は，観測井Iのそれと同一の値をとるものとした。観測井Iよりも深い滞水層の地下水頭は，観測井Iとより深い観測井IIと，ないしは観測井IIとより深い観測井IIIとの地下水頭を直線的に変化するものとして与えた。

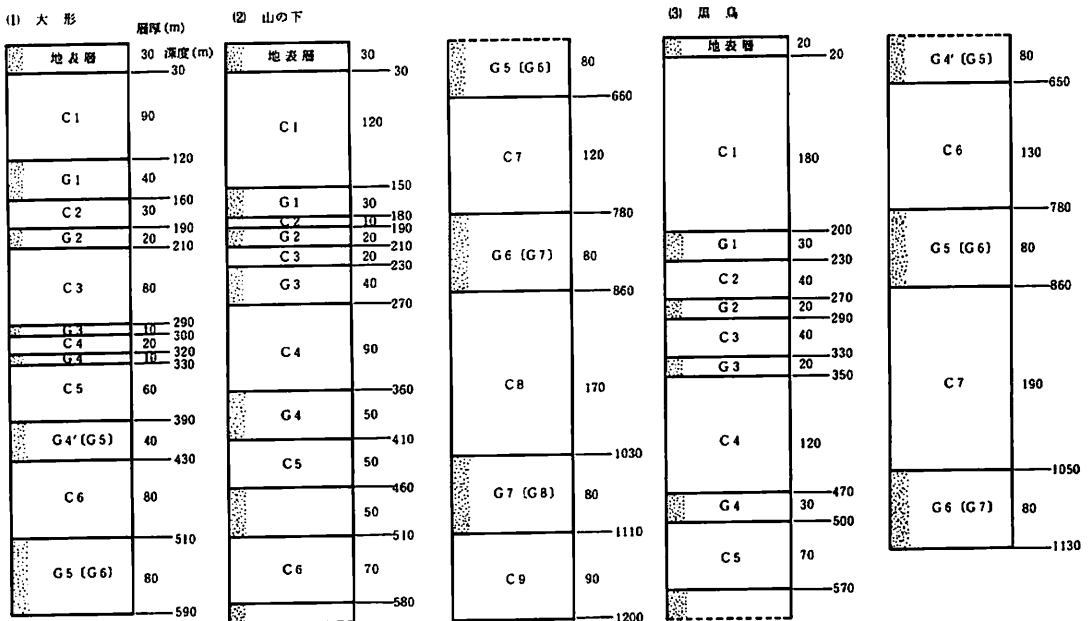


図-4 地層モデル (C : 粘土層, G : 砂礫層)  
Fig.4 Model for aquifer-aquitard system

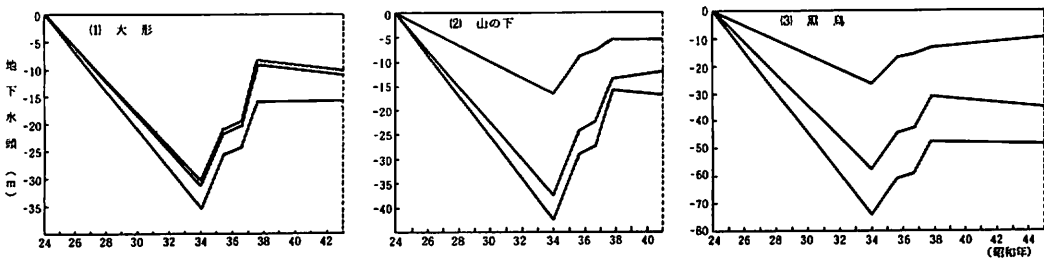


図-5 仮定した滞水層の地下水頭変化  
Fig.5 Transient piezometric head changes assumed in aquifers

(5) 地盤定数

シュミレーションに必要な地盤定数は粘土層の $k$ ,  $S_{sv}$ ,  $S_{se}$ ,  $m_v$ ,  $m_g$  である。前報では、試験的にこれらの値は深度方向に一様としたが、今回は、深さによって3ないし4に区分して、試行錯誤によって各地点の経時沈下曲線をよく表わすような値を求めて、決定した。ただし、これらの値は他の地域の実測値などを参考にして、妥当と判断される範囲で値を決めた。

Ⅲ 結果と考察

(1) 地上水頭が再上昇した時期の途中にあたる昭和49年時の粘土層の水頭分布の計算結果の一例を図-6に示す。層厚の薄いC4層のみ凹型の水頭分布を示し、この層は全体で膨脹層となっているが、他の粘土層ではすべて、この時点においても各層の外側のみ膨脹となり、内側はまだ収縮層となっており、残留間隙水圧がまだかなり高いことが分る。

(2) 観測井の深度によって区分される地層を、浅い方からI, II, III層とする(図-3)。この層別の累計沈下量(地点によって初期年が異なる)の観測値と計算値を示したのが図-7, (1), (2), (3)である。試行錯誤で求めた層別の地盤定数は、表-1に示す通りである。

(3) 累計沈下量の計算結果のうち、大形(図-7, (1))山の下(図-7, (2))は、観測値とかなりよく近似していて、全期間にわたって最大誤差でも2~3mm以内で合致している層もある。これに対して、黒鳥(図-7, (3))は、I層を除き、あまり良く合致せず、特にIII層の合致が悪い。このIII層は、45~48年の地下水頭停滞期に膨脹を示し、逆に、48年10月頃から49年にかけて水頭上昇期にむしろ収縮を示すというように、残留過剰間隙水圧の考えからも説明できない矛盾した挙動を示している。大形のIII層も同様の挙動を示し、計算値の合致が悪い(図-7, (1))。この原因としては、観測値そのものに問題があるのか、あるいは45年以前の滞水層水頭の仮定が適当でないのか、などが考えられる。今後の検討課題としたい。

(4) 滞水層(砂礫層)の膨脹の影響について

粘土層と砂礫層では、その圧縮係数( $S_{sv}$ ,  $m_v$  など)にはオーダ的違いがあるが、膨脹係数( $S_{se}$ ,  $m_g$  など)はオーダ的に接近してくる。従って、滞水層水頭が上昇し地層の膨脹(→地盤の隆起)が問題になるときは、滞水層の膨脹は無視し得なくなると考えられる。これを確かめるために、滞水層の膨脹を考慮したシュミレーションをも行ってみた。滞水層の貯留係数としては、一律に  $S_{se}' = 1.0 \times 10^{-5} (1/m)$  を与えた。第一に、先に得られた粘土層のみの圧密収縮を前提し

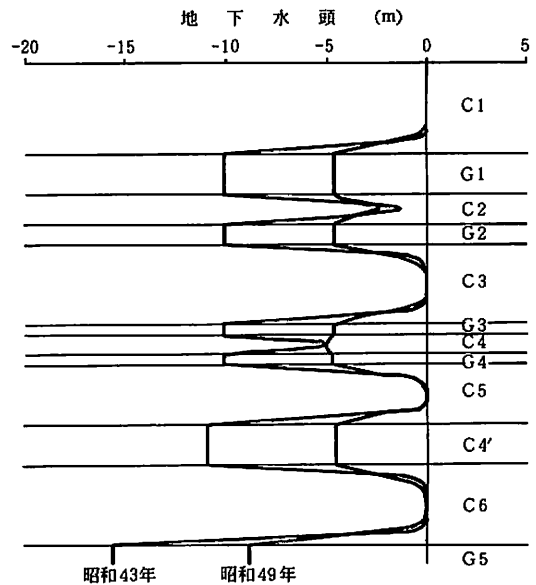


図-6 残留過剰間隙水圧水頭分布(計算値;大形)  
Fig.6 Distribution of residual excess pore-pressure water head calculated at Ohgata

表-1 層別の地盤定数

地点	層 (m)	$k$ (cm/sec)	$S_{sv}$ (1/m)	$S_{se}$ (1/m)
大形	I (0 ~ 350)	$3.0 \times 10^{-9}$	$6.0 \times 10^{-4}$	$6.0 \times 10^{-6}$
	II (350 ~ 440)	$6.0 \times 10^{-9}$	$1.3 \times 10^{-3}$	$1.3 \times 10^{-5}$
	III (440 ~ 520)	$9.0 \times 10^{-10}$	$1.8 \times 10^{-4}$	$1.8 \times 10^{-6}$
山の下	I (0 ~ 260)	$3.0 \times 10^{-8}$	$5.2 \times 10^{-3}$	$5.2 \times 10^{-5}$
	II (260 ~ 490)	$2.0 \times 10^{-8}$	$2.2 \times 10^{-3}$	$1.1 \times 10^{-4}$
	III (490 ~ 1,200)	$1.0 \times 10^{-9}$	$5.0 \times 10^{-4}$	$7.0 \times 10^{-5}$
黒鳥	I	$5.0 \times 10^{-8}$	$5.0 \times 10^{-3}$	$5.0 \times 10^{-5}$
	II	$5.0 \times 10^{-9}$	$1.0 \times 10^{-4}$	$5.0 \times 10^{-5}$
	III	$1.0 \times 10^{-9}$	$1.0 \times 10^{-4}$	$5.0 \times 10^{-5}$
	IV	$5.0 \times 10^{-10}$	$1.0 \times 10^{-4}$	$8.0 \times 10^{-5}$

表-2 滞水層の膨脹  $S_{se}' = 1.0 \times 10^{-5}$  (1/m) を考慮したときの層別の地盤定数 (図-8(2)に使用)

地点	層 (m)	$k$ (cm/sec)	$S_{sv}$ (1/m)	$S_{se}$ (1/m)
山の下	I (0 ~ 260)	$3.0 \times 10^{-8}$	$5.5 \times 10^{-3}$	$5.5 \times 10^{-5}$
	II (260 ~ 490)	$2.3 \times 10^{-8}$	$2.3 \times 10^{-3}$	$1.2 \times 10^{-4}$
	III (490 ~ 1,200)	$7.0 \times 10^{-9}$	$1.3 \times 10^{-4}$	$1.3 \times 10^{-6}$

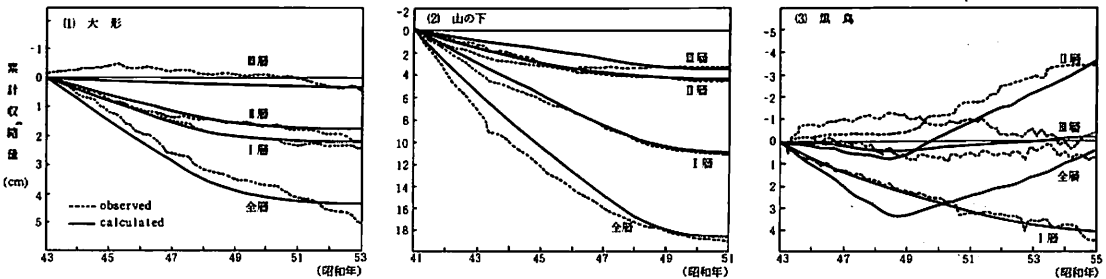


図-7 層別累計収縮量の変化

Fig.7 Transient cumulative compaction of each set of layers observed and calculated

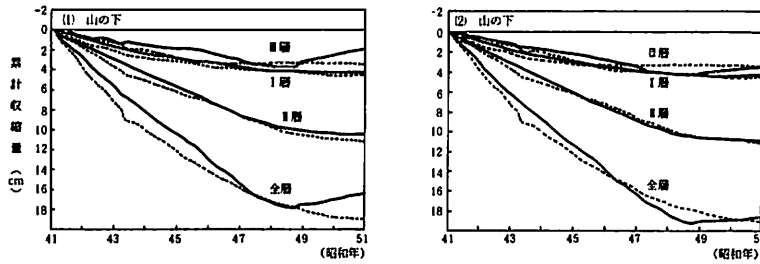


図-8 滞水層の膨脹を考慮した層別累計収縮量(1), (2)

Fig.8 Transient cumulative compaction of each set of layers observed and calculated by considering of expansions of the aquifers

た時の粘土層の地盤定数をそのまま固定して、シュミレートした結果の一例が(図-8, (1), 山の下)である。これでは、48年以降の膨脹が大きく出ているが、これは滞水層の膨脹を無視し得ないことを示す。ただし、滞水層の係数  $S_{se}' = 1.0 \times 10^{-5} (1/m)$  はやや大き過ぎるとも考えられ、その検討が必要である。

次に、滞水層の係数  $S_{se}'$  を上記の値に固定したまま、観測値をよくシュミレートできるように、試行錯誤によって粘土層の地盤定数(表2)のように)を求め直して得られた結果が、(図-8, (2))である。粘土層のみの挙動を考慮した(図-7, (2))より、やや実際との近似が良くなっているが、質的に違うほどではない。さきにもみたように、粘土層の膨脹層は厚い層では、その外側に限られるのに比べ、滞水層は層全体が膨脹層となりかつ応答が早いから、滞水層全体の合計層厚と粘土層のうちの膨脹層の合計層厚との比率や、滞水層と膨脹層の膨脹係数の比率のいかんによっては、滞水層の膨脹量を無視できないことも考えられる。今後さらに、滞水層の地盤定数の検討とともに、地盤の隆起に与える滞水層の膨脹の影響も詳細に検討したい。

## 謝 辞

本学災害研究センターの青木滋教授、ならびに北陸農政局信濃川水系農業水利調査事務所の方々からは貴重な討議と資料提供を受けた。また本学農学部58年卒の水落秀典君からは、卒業論文として本研究に多くの点で協力を得た。記して深く謝意を表する。

## 参 考 文 献

- 吉田昭治(1982):滞水層水頭上昇期の地盤沈下機構について一新潟平野の地盤沈下を例として一, 新大災害研年報, 4, 99-106.
- HELM .D.C.(1975): One-dimensional simulation of aquifer system compaction near Pixlay, California (1 Constant parameters), Water Resour. Res., 11-3, 465-478.