

帯水層水頭上昇期の地盤沈下機構について

—— 新潟平野の地盤沈下を例として ——

吉 田 昭 治*

A Consideration of mechanism of land subsidence during the rising period of piezometric head in aquifers

by

Shoji YOSHIDA

(Abstract)

During the rising period of piezometric head within the confined aquifers of the multiple aquifer-aquitard system due to the regulations against groundwater withdrawals, land subsidence and delayed uplift of the ground surface have been observed in Niigata plain since about 1965.

In order to explain how this phenomena can occur, a discussion of the mechanism of aquifer-aquitard system response to piezometric head changes is presented in this paper by introducing the concept of residual excess porewater pressure and through use of two constant storage coefficients for aquitards.

Ⅰ ま え が き

新潟平野の地盤沈下は、主として水溶性天然ガス採取のために地下水の過剰揚水が原因であるということから、その対象となる地盤深度は1,000 mから1,500 mにも及ぶ。この点は、東京、大阪、名古屋などの地盤沈下は主として工業用水や都市用水取得のための地下水過剰揚水によるものであり、対象深度は、300 m程度であるという点と比べて、極めて対照的である。

新潟平野の地盤沈下は、昭和30年頃から顕著になり、昭和34年から35年にかけてピークに達し、年間で500 mmを越す沈下を示す地点が現われるようになった。これに対し、昭和34年の第1次天然ガス採取規制に始まり昭和48年の第5次規制に及んで、ガス採取層（以下帯水層と呼ぶ）の地下水頭の低下は次第に鈍化し、昭和36～37年頃からは上昇傾向がみられるようになり、さらに昭和48年頃からは回復が顕著になった（図-1）（信調, 1981）。このように地下水汲み上げ規制に対する帯水層地下水頭の応答は敏感であるが、地盤の沈下・隆起の応答は鈍感で、むしろ地下水頭上昇後も沈下を続け、隆起がみられるのは昭和49年になってからである。その後は沈下、隆起を複雑に繰り返しており、深度別にみた土層の収縮・膨脹は

* 新潟大学積雪地域災害研究センター

さらに複雑になっている。従来の地盤沈下の解析は、主に地下水頭低下期のものにはほぼ限られていた。最近、地下水頭回復期の地盤沈下解析を日本能率協会総合研究所（以下能研と呼ぶ）が扱い、ほぼ成功している（1977）。この方法は、粘土層の収縮・膨張の解析に、Terzaghi 型の圧密の基礎式（後述の(6)式）を適用するに当たって、

①帯水層の地下水頭回復によって有効応力が過去に受けた最大の有効応力よりも小さくなったときの比貯留率には、そうでないときの比貯留率（初期比貯留率 S_{sv} ）よりも小さい値（弾性的比貯留率 S_{se} ）を採るという Helm の方法（Helm, D.C. 1975）を採用する。

②粘土層中の水頭分布の初期値に残留過剰間隙水圧を考慮する。（*能研では残留圧密という表現で説明しているが、この概念規定は明確ではないので、残留過剰間隙水圧（この概念規定は後述）で表現し直した。）

この方法によって地下水頭上昇期の高田平野の地盤沈下を準三次元的にミュミレートし、実測値に近い結果を得ている。ただ、この地下水頭上昇期の地盤沈下のメカニズムの説明には問題があると思われる。そこで本報文は、基本的な一次元圧密の数値解析の結果を少し詳しく調べて、そのメカニズムの解明を試みた。

II 膨張層を含む沈下メカニズムの問題点

能研モデルによる地下水頭回復期の沈下継続のメカニズムの説明として、問題の箇所を引用すると次の通りである。粘土層をはさむ上下の帯水層の地下水頭の低下により圧密進行中の水頭分布を図-2の(a)とする。その後、帯水層水頭の上昇によって(b)の状態になったとする。(b)では粘土層の外側(Iの部分)では水頭が回復し、膨張過程となるが、内側(IIの部分)では依然として沈下過程が続いている。”(b)の状態

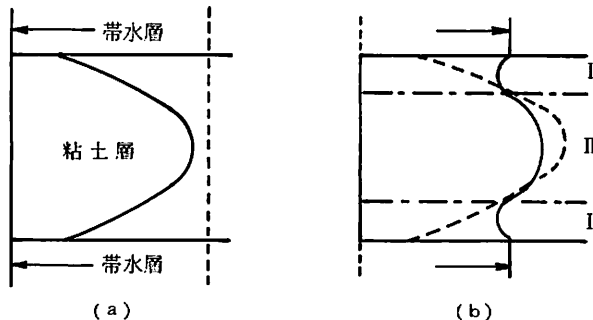


図-2 粘土層内の水頭分布の変化

Fig.2 Schematic diagram showing transient piezometric head distribution within aquitard.

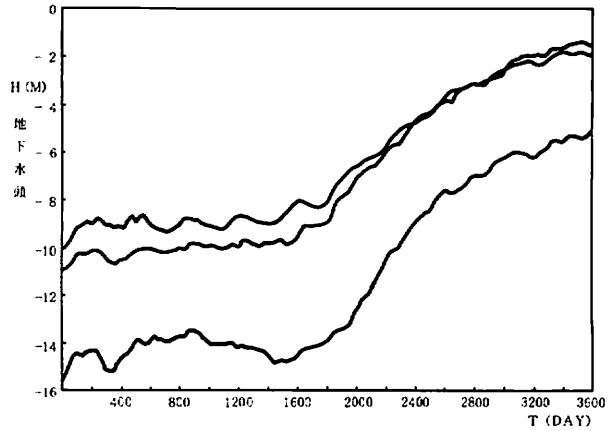


図-1 観測井地下水頭の経時変化

(昭和43年4月より)

Fig.1 Transient piezometric head within the aquifers at Ohgata (observed from Apr., 1968)

でIの部分の膨張よりIIの部分の沈下が上回っているときには、水位が上昇しても沈下が継続することになる。”(沈下は収縮、水位は水頭などの方が適当であろうが、そのまま引用した)。この“…”のところの問題がある。(b)の水頭分布を仮定すると、確かにIIの部分は収縮、Iの部分は膨張となるが、同図の粘土層境界における水頭勾配によっては帯水層から粘土層へ間隙水が流入することになり、粘土層全体としては収縮ではなく膨張とみなさなければならない。

それでは帯水層水頭回復期の沈下の継続とそれに続く隆起現象はどのような機構によって説明が可能であろうか。

Ⅲ 帯水層水頭回復期の地盤沈下機構について

上下の帯水層にはさまれた粘土層の一次元圧密過程を、基本的には能研と同様の方法によって、次のような条件で数値解析し、地下水頭変化に伴う粘土層の収縮・膨脹過程のメカニズムを考察する。

1 沈下解析の前提条件について

(1) 一次元圧密(側方拘束圧密)における $e - \log p$ 曲線 (e : 間隙比, p : 鉛直有効応力) を図-3 に示す。載荷または帯水層水頭低下による圧密沈下過程は $B \rightarrow C$, $E \rightarrow F$ に対応し、この時の体積圧縮係数を m_v とすると比貯留係数 s_v は、 $s_v = r_w m_v$ である (r_w : 水の単位体積重量)。除荷または帯水層水頭上昇に伴う粘土層の吸水膨脹過程は $C \rightarrow D$, D 点における再載荷または帯水層水頭低下に伴う再沈下(再収縮)過程は $D \rightarrow E$ であるが、簡単のために $C \rightarrow D$, $D \rightarrow E$ の両過程の変形係数は等しいものとして、体積膨脹係数を m_e 、これに対応する比貯留係数を $s_e = r_w m_e$ とする。

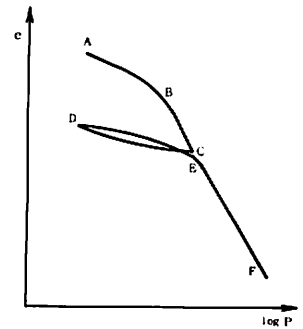


図-3 $e - \log p$ 曲線
Fig.3 Void ratio e versus logarithm of effective stress p curve

(2) 図-4において、初期水頭Aでは帯水層、粘土層ともに間隙水は静水圧状態であったものとする。その後、一定時間の地下水揚水によって上下の帯水層水頭が同量 h_0 だけ低下してB状態になったものとする。A状態における上側の帯水層の間隙水圧を $z = 0$ において p_0 とすると、 z を下向きに正として、

A状態における粘土層の間隙水圧分布:

$$p_{wA} = p_0 + r_w z \quad \dots\dots\dots(1)$$

B状態における帯水層の間隙水圧は $z = 0$ において

$$p_B = p_0 - r_w h_0 \quad \dots\dots\dots(2)$$

B状態における粘土層の間隙水圧分布を

$$p_w = u + (p_B + r_w z) \quad \dots\dots\dots(3)$$

と表わしたとき、この u ($= p_w - (p_B + r_w z)$) は残留過剰間隙水圧とも呼ぶべきものである。すなわち、帯水層のAからBへの水頭低下 h_0 に対応して、粘土層の圧密が終了していないことによってB状態の帯水層水頭よりも高い水頭(過剰水圧)が粘土層内に残留しており、この過剰水圧の消散過程がこの場合の圧密過程となる。

(3) 地下水頭 h を

$$h = p_w / r_w - z \quad \dots\dots\dots(4)$$

で定義 (z は下向きに正) すると、帯水層の水頭変化によってひき起こされる粘土層の圧密(収縮)過程の支配式は

$$r_w m_v \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial h}{\partial z} \right) \quad \text{または} \quad s_v \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial h}{\partial z} \right) \quad \dots\dots\dots(5)$$

で表わされる。簡単のために $k = \text{const.}$ とみなすと、(5)式は、

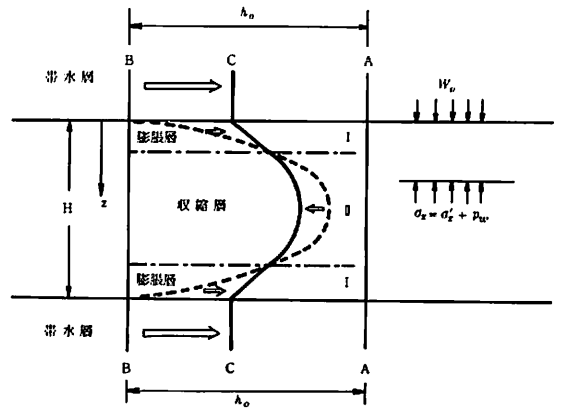


図-4 帯水層水頭変化に伴う粘土層の水頭変化
Fig.4 Schematic diagram showing transient piezometric head within an aquitard due to piezometric head changes within aquifers

$$\frac{\partial h}{\partial t} = c_v \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \quad \text{または,} \quad s_v \frac{\partial h}{\partial t} = k \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \quad \dots\dots\dots(6)$$

となる (k : 透水係数, c_v : 圧密係数で $c_v = k/\gamma_w m_v = k/s_v$)。 u についても(6)式と同形の式 (h のかわりに u を入れる) が成り立つ。

能研モデルの考え方と同様に, 過去に受けた最大有効応力 σ'_{max} よりも小さい有効応力 σ' が生じたとき, あるいは過去の最小間隙水圧よりも大きい間隙水圧が生じたときは, (5), (6)式の m_v , s_v , c_v のかわりに膨脹時の m_e , s_e , c_e を用いることにする。

(4) 粘土層中の深さ z における力の釣合いを考えると (図-4), 最上層の不圧地下水面が一定の条件の下では,

$$W_o + \gamma_{sat} z = \sigma_z = \sigma'_z + p_w \quad \dots\dots\dots(7)$$

が成り立つ。(W_o : 粘土層の上端 $z = 0$ にかかる, これより上の土層の水も含んだ単位面積当たりの全重量, σ_z : z における全応力, p_w : 間隙水圧)

いま(7)式の各量の時間増分を Δ で表わすと, $\Delta W_o = 0$, $\Delta(\gamma_{sat} z) = 0$ ゆえ,

$$\Delta \sigma'_z = -\Delta p_w \quad \dots\dots\dots(8)$$

が成り立つ*。また(3), (4)式の時間増分をとって

$$\Delta u = \Delta p_w = \Delta h \quad \text{ゆえ,} \quad (8) \text{式は,} \quad \Delta \sigma'_z = -\Delta u \quad \dots\dots\dots(9)$$

とも表わされる。(7)式は帯水層の水圧変動とは無関係に成り立つから, (8), (9)式も帯水層の水圧変動とは無関係に成り立つことになり, これは, 帯水層の水圧変動とは無関係に有効応力 σ' の時間変動量は間隙水圧 p_w または過剰間隙水圧 u の時間変動量と大きさは等しく, 増減は逆になることを示している。(9)式は, 载荷による圧密過程に成り立つ関係と同じであるが, これは帯水層水頭の低下による圧密過程における過剰間隙水圧を(3)式のように定義したときに成り立つことに注目したい (ただし, 附加定数 p'_b はある意味で任意である)。

2 帯水層水頭変化による一次元圧密の解析結果

上下の帯水層の地下水頭が図-6の破線のように1,800日間で直線的に5m低下した後に, 同じ速度で回復した時の層厚10mの粘土層内の地下水頭 h (あるいは過剰間隙水圧 u) の変化を求め, 地盤沈下を次のように求める。

帯水層の収縮・膨脹量を無視すると, 地盤の沈下, 隆起量は, 粘土層の収縮・膨脹量と等しく, これはまた粘土層からの間隙水のしぼり出し量 (=境界のflux量) に等しい。この境界のflux量は $q = -k (\partial h / \partial z)_{z=H}$ で計算され, 粘土層の t 時間内の収縮量 S は, $S = 2 \int_0^t q dt$ で求まる。

粘土層の地盤定数として s_v , s_e , k を表-1のように与えて, 過剰間隙水圧水頭の時間変化を求めた結果は, 図-5, 沈下・隆起の経時変化が図-6である。

表-1

	s_v ($\frac{1}{m}$)	s_e ($\frac{1}{m}$)	s_e / s_v	k ($\frac{cm}{sec}$)	$c_v = k / s_v$ ($\frac{cm^2}{sec}$)	$c_e = k / s_e$ ($\frac{cm^2}{sec}$)	c_e / c_v
Case 1	1×10^{-3}	1×10^{-3}	1	0.5×10^{-9}	0.5×10^{-4}	0.5×10^{-4}	1
Case 2	"	1×10^{-4}	1/10	"	"	0.5×10^{-3}	10
Case 3	"	1×10^{-5}	1/100	"	"	0.5×10^{-2}	100

* 厳密には, 地盤沈下量と同体積の水の重量に相当する応力の時間変化分が差し引かれるべきであるが, これを無視するものとする。

これらの結果から直接、基礎的事項として次の諸点が指摘できる。

① Case 1から、体積圧縮係数 m_v と体積膨脹係数 m_e を等しくとっても（あるいは、 $s_v = s_e$ でも）、帯水層水頭が上昇に転ずる1,800日以降も沈下が600日間ぐらい継続し、隆起の時間おくれが生ずる。

② 当然のことながら、 s_v に対し s_e が小さくなるほど水頭上昇後の沈下の継続と隆起の時間おくれが大きくなり、かつ膨脹量そのものが小さくなる。（注：最終的収縮、膨脹量は k とは独立に s_v, s_e で定まる）。これは次のようなメカニズムによる。すなわち、層の境界の過剰間隙水圧 u が、帯水層水圧の上昇に伴って増大し、 $u > u_i (z=0 \text{ or } H)$ となるが（図-4で u_i はB状態の間隙水圧であり、C状態をとっての初期間隙水圧である。）、この差 $(u - u_i)_{z=0 \text{ or } H}$ が普通の圧密の進行（間隙水圧の消散）の逆である間隙水圧の増大の内側の層への拡散をひき起こすが、この拡散層（Iの部分）の厚さは初期ほど薄いから（しかもその拡散速度を規定する c_e は、Case 2, Case 3では c_v より大きいから一層）、粘土層外側の間隙水圧は帯水層の水圧上昇におくれることなく追隨して上昇する結果、 u -分布は、初期の頃は図-2(b)のような凹分布とはならない。

3 帯水層水頭変化と粘土層の収縮・膨脹機構

(1) 収縮・膨脹の機構

それでは、図-4において、①境界における u の勾配によって外側へのしぼり出し量 q_{out} があるにもかかわらず、②Iの部分では膨脹し、③かつ層全体としては収縮（沈下）することが、どのようなメカニズムによって統一的に説明できるであろうか。それは次のように考えることができる。

① まず、境界では明らかに流出 flux q_{out} があるにもかかわらずIの部分膨脹するのは、境界ならびにIの部分の間隙水圧より高い残留間隙水圧をもつIIの部分からの流入 flux q_{in} が、境界での流出 flux q_{out} より上まわること（ $q_{in} > q_{out}$ ）による。すなわち、Iの部分は差引き（ $q_{in} - q_{out}$ ）の流入によって膨脹する。（Iの部分の両端の u の勾配 $\partial u / \partial z$ を比較してみても、このことと矛盾していないことが分る。

② Iの部分の膨脹にもかかわらず層全体としては収縮するのは、IIの部分の収縮量（これはIIの部分の間隙水のIの部分への流出量に等しい）がIの部分の膨脹量を上まわることによる。

③ 層全体の収縮量は、粘土層内部の収縮・膨脹とは独立に、境界での流出 flux に等しい。

次に、さらに時間が経過し、帯水層水頭が上昇し続ける一方、粘土層内の残留過剰間隙水圧が減少し続ける結果、図-1(b)や図-5(1)にみられるように外側の部分で、水頭分布が凹型を呈し、 $z=0$ の境界で $\partial u / \partial z < 0$ となると境界での flux は初めて流入となり、層全体としても差引き膨脹（隆起）を示すことになる。

(2) 膨脹（隆起）の時間おくれの要因

Case 1, 2, 3の結果を比較してみると（図-5(1), (2), (3)）、比 s_e / s_v が小さくなるほど膨脹（隆起）の時間おくれが大きくなることは明らかであるが、層全体として膨脹に至る内部機構は、そう単純ではない。すなわち、 s_e / s_v が小さいと、外側の膨脹を示す領域が早く拡大する（ $c_e = k / s_e$ が大きいことによる）が、膨脹量そのもの（膨脹ひずみ）が小さい（ s_e が小さいことによる）ので、層全体としては中央部分の収縮が外側の収縮量を上まわる時間が長びき、膨脹（隆起）の時間おくれが大きくなる。

このように、膨脹（隆起）の時間おくれには、膨脹領域の拡大速度と膨脹ひずみの大きさの2つの要因がからんでいることが分かる。もちろん、帯水層水頭が急激に上昇して、これが残留間隙水圧の最大値をも一気に上まわるような場合には、内部に収縮層を残していても、層全体としては文句なしに膨脹になり、膨脹（隆起）の時間おくれは生じない。

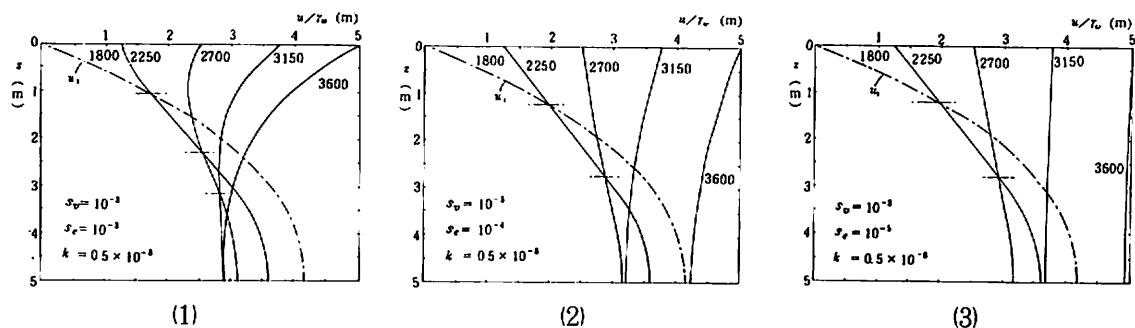


図-5 帯水層水頭上昇に伴う粘土層内の水頭変化
 Fig.5 Schematic diagram showing transient piezometric head within an aquitard due to piezometric head changes within aquifers.
 (The dot-dashed line represents the initial distributions calculated.
 The solid lines represent transient distributions calculated.)

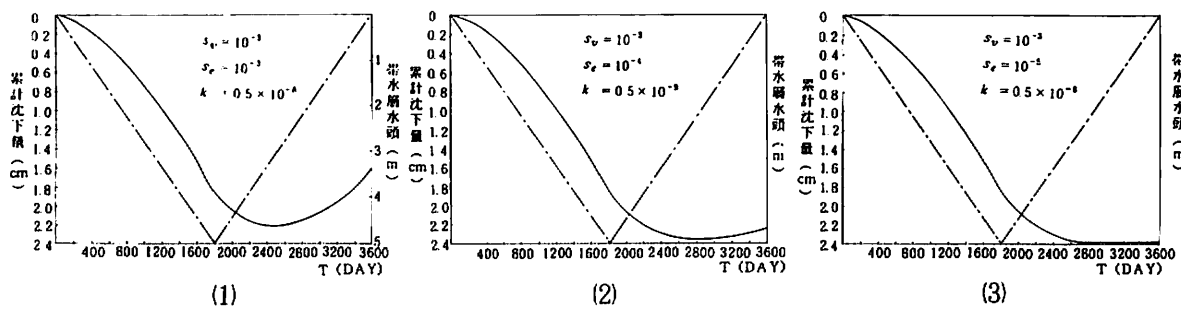


図-6 帯水層水頭変化による累計沈下量変化
 Fig.6 Transient cumulative settlement (solid line) due to piezometric head change (dot dashed line) within aquifers.

ここで述べた地下水頭回復期の粘土層の挙動を、圧密係数に関連ずけて説明すると、次のようである。

① 圧密係数 $c_v = k/s_v$ が小さいほど、帯水層地下水頭低下による圧密の進行はおくれるから、残留間隙水圧 u_i が大きくなる。従って地下水頭回復期の残留間隙水圧の解消には時間がかかる。その結果、地下水頭回復期の沈下傾向が強くなり、隆起の時間おくれが大きくなる。

② 地下水頭回復期に生ずる沈下傾向の強度（沈下速度）は、粘土層の圧密係数 c_e （これは間隙水圧増大の速度を規定する）に対する帯水層水頭の上昇速度との相対的關係で定まる。帯水層水頭の上昇速度が c_e に対して相対的に大きく、かつ水頭上昇の絶対値が大きいくほど、外側の層の間隙水圧は帯水層水頭の上昇に次第に早くから追従しきれなくなり、境界での flux は流入となり、それだけ隆起の時間おくれが小さくなる。

以上のような帯水層水頭変化に対する粘土層の収縮、膨張のメカニズムを考慮に入れれば、帯水層水頭変化に対する沈下速度の諸相も統一的に説明することができよう。

IV 累層系の地盤沈下の解析例

粘土層と帯水層が互層をなす累層系の地盤沈下も、基本的には上記の挙動特性を示す粘土層の収縮・膨張の積み重ねの結果に過ぎない。

新潟市大形にある3本の観測井の地下水頭記録（昭和43～51年）(図-1)を入力データとして与え、図-7のような地層モデルを仮定して、沈下量の計算を行った。

大形観測井の深度は350m, 440m, 520mで、それぞれの観測帯水層はG₄層, G₄₋₁層, G₅層である。G₁層からG₃層までの帯水層地下水頭は観測されていないので、あらい方法であるがG₄層の観測値を入力した。不圧地下水位は、C₁層の上の地表層の中に位置し、C₁層の上端より4m上にあり、時間的変化がないものとした。

地盤定数として、520m井の沈下量を一つの目安にして、二三の試行錯誤から、 $k = 1.67 \times 10^{-9}$ (cm/sec), $s_v = 3.33 \times 10^{-4}$ (1/m), $s_e = 3.33 \times 10^{-6}$ (1/m) を与えた。

計算開始時点は昭和43年とした。これより10年前は帯水層、粘土層ともに静水圧状態として(実際は15年位はとるべきだったが)それから10年間で帯水層水位が昭和43年の観測値(G₁~G₄層は-10.17m, G₄₋₁は-10.97m, G₅層は-15.70m)まで直線的に低下したものとして、昭和43年時点の粘土層内の間隙圧分布を圧密解析から求め、これを昭和43年以降の沈下解析に用いる残留過剰間隙水圧の初期値とした。得られた結果は図-8に示す通りである。図中のS_I, S_{II}, S_{III}はそれぞれ第I層(0~350m), 第II層(350~440m), 第III層(440~560m)の層別の累計収縮量を、S₀は560m井の累計沈下量を表わす。計算結果を観測値と比べてみると、大雑把には、S_I, S₀は傾向、大きさは大体合致しているが、S_{III}の計算値は少し大き目に、S_{II}の計算値は小さくでている。この計算値が観測値とずれた主要な原因は、

- ① 地盤定数を深度によらず一定としたこと。S_{III}の傾向からみて、C₆層の s_v と s_e/s_v はもっと大きくとった方がよさそうである。
- ② 地層モデルの層厚の実際からのずれ。特に第II層に含まれる粘土層C₅層の層厚が40mでは、薄すぎて、90mのC₄層を含む第I層の収縮量と同程度の収縮を示すことは困難のように思われる。
- ③ 350m以浅の帯水層の水頭をG₄層のデータと同じにしたこと。

その他、昭和43年以降の沈下解析に用いる粘土層の間隙水頭の初期値を計算で求めるに当たっては、帯水層水頭の時間変化に実測値に近い値を適用すべきであろう。

地表面層	20m	各層厚 (m)	
C1	30	深度 (m)	
		130	
		G1	30
		G2	20
		G3	20
		G3	20
C4	90		
G4	30	330	
C5	40	360	
		400	
G4-1 (G5)	80	480	
C5	80	560	
G5 (G6)	80	640	

1) Cは粘土層
Gは帯水層
2) G層()内はコンピュータ計算に使用の仮の名称。

図-7 大形の地層モデル
Fig.7 Model for aquifer-aquard system at Ohgata.

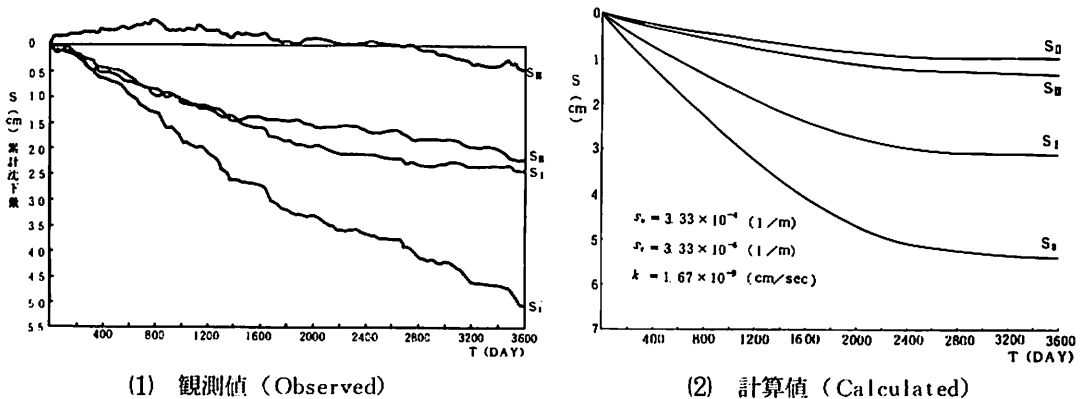


図-8 大形観測井による層別累計収縮
Fig.8 Transient cumulative settlement at Ohgata.

以上のように細かい点では、まだまだ改良すべき点はあるが、本論の目的の一つである帯水層水頭回復上昇期の地盤沈下の鈍化とその継続傾向は、基本的には説明できていると思われる。

V あ と が き

地盤沈下抑制対策としての地下水揚水規制によって帯水層の地下水頭が上昇する傾向は各地でみられるが、地盤沈下の方は鈍化しつつも依然継続し、従って隆起に至るには時間的おくれを伴うのが普通である。しかし、このような現象のメカニズムは必ずしも明らかではなかった。本論で、このメカニズムは、やや広い意味の土質力学の圧密理論の範ちゅうで説明できることを示すことができたと思われる。ただし地盤隆起でも地盤深部の現象に起因すると思われるパルスの隆起現象は対象外である。今後は、本論を基礎にして、地下水頭回復期を含む新潟平野の地盤沈下の準三次元的解析を行う予定である。

謝辞 本学災害研センターの青木 滋教授からは貴重な討議と資料提供を受けた。また本研究の数値計算は、本学農学部学生西山和宏君（現在、太陽コンサルタツ）、水落秀典君によった。記して深く謝意を表す。

文 献

- 環境庁水質保全企画課(1977), 日本能率協会総合研究所: 地盤沈下予測手法調査報告書, 昭和55年3月.
HELM, D.C.(1975): One-dimensional simulation of aquifer system compaction near Pixley, California (1, constant parameters), Water Resour.Res., 11-3, 465-478.
北陸農政局信濃川水系農業水利調査事務所(1981): 新潟平野の地盤沈下, 昭和56年12月.