

東海大学 正会員 柴崎 達雄

東京大学工学部 正会員 ○村上 雅博

国際航業KK 鎌田 烈

§ 1 はじめに

環太平洋の一角に位置する日本列島は、大陸区と大洋区の境に位置し、アルプス造山の影響を強く受け、非常に複雑な地質構成をもっている。水資源の基本構成要素である河川と地下水は、いずれも日本列島独自の複雑な地質構造区分に代表される地学現象に基本的な支配を受けている。自然現象の地域性を考えるとき、地質構造区分が最も基本的なものであって、地形や気象などの自然現象はもちろん、その自然現象の影響の下にある社会的、人文的な諸現象にも、強い制約を与えている。日本列島の水資源分布を論ずる場合に、分布の地域的な特性を十分に把握することが第一に必要なことは、水利用が、その地域での水資源の自然的特性を十二分に生かすような生活慣習、産業形態として歴史的に育成されてきているという歴史的な事実からみても明らかなことであろう。このような観点から河川の水資源分布の特性については、利根川流域を例にすでに虫明(1972)により論じられているが、河川と密接な関係にある地下水については論じられる機会がなかった。地下水資源の開発が単に、量的、経済的な視点で進められ、その結果が、東京、大阪に代表される広域な地盤沈下をひきおこし、最近では地方中小都市にまで地盤沈下が認められるようになった。七尾市もこの例外ではない。一般に地下水収支が成立する範囲は地下水盆とよばれる地質学的な堆積盆に一致する。そしてこの堆積盆の上には平野がひらけ人間の生産活動の場になっている。堆積盆は地球の長い歴史の変遷を通じて形成され、その歴史性の相異が主に地域的な特性となって表われる。七尾平野は、邑知地溝帯とよばれる細長い沖積平野で、平野の東西が明瞭な断層で切られ、かつ堆積盆の層厚が200~300mと薄く、境界条件が明瞭なためモデル化が容易で、堆積盆単位での歴史性、地域性を検討する格好の研究の場である。このような基礎的な研究過程を通じて、シミュレーションモデルを構築し、準三次元モデルおよび断面二次元モデルによる2通りのデジタル・シミュレーションを実施し、今後の水資源計画の一資料を提供したいと考えている。

§ 2 水利用のパターンと水文地質構造

七尾平野の地下水揚水は、いわゆる一般用水を中心とする都市型の利用が集中し、年間を通じて集約的な揚水がなされる市街地と、5~8月のかんがい期に農業用に利用されるが、その揚水量は市街地区の1/10にみえない平野部の2つの地域的に異った利用形態にその特色がある。市街地区では経年的に揚水量は増加し、とくに昭和42年以降急激に増加している。その総揚水量は昭和46年で22,000m³/日、単位面積当たり7,900m³/日/Km²と大量な揚水をしている。平野部では経年的に大きな変化はない。

この水利用の2つのパターンは平野の水文地質構造を非常に良く反映している。七尾平野は第三紀の赤浦砂岩層を主に全体では一つの地下水盆を形成するが、その上位の洪積層が2分される単位でさらに、2つの準堆積盆に区分される。これらのうち市街地区に一致するものが奥原層相当洪積層、平野部に一致するものが高階層相当洪積層である。ここで水文地質構造の相異が基本的な水利用のパターンを規制している点は重要であり、今後の水資源計画の基本点でもあろう。

水文地質構造は、花崗岩、安山岩類の不透水性の地層を基盤とし、その上部に、帯水層としての、赤浦砂岩層、洪積層(高階層・奥原層相当)、沖積層の各層からなる。

§ 3 層相と物理常数(帯水層係数)

4種類の帯水層の定性的な性質(層相)は、それぞれの地史的推移を良く反映している。

帯水層区分	層 相	K 透 水 係 数 (cm/sec)	Ss 比貯留係数 (1/m)
赤浦砂岩層	粗～中粒な均質砂岩	2.0 × 10 ⁻²	6.0 × 10 ⁻⁴
高階層相当洪積層	淘汰の悪い粗粒砂礫岩	2.6 × 10 ⁻²	4.7 × 10 ⁻⁴
奥原層相当洪積層	比較的粘土質な砂層	4.0 × 10 ⁻³	9.1 × 10 ⁻⁴
沖 積 層	シ ル ト	4.0 × 10 ⁻⁴	2.0 × 10 ⁻³

表 - 1 各帯水層, 層相, 帯水層係数の対応

§ 4 帯水層モデル

地下水の運動は本来3次元的なものであるが, データーの精度, コンピューターの容量, などの制約があり, 3次元解析としての数値を得ることは困難な場合が多い。そこで, 平面二次元モデルと断面二次元モデルを組み合わせる3次元的な地下水の運動をコンピューターの上で再現することをこころみた。平面モデルでは, 加圧粘土層と被圧帯水層との2つの帯水層システムとしてとりあつかい, 両者の透水係数の差が大きいのので, 水の流れは加圧粘土層中では垂直, 被圧帯水層中では水平方向と仮定して, 準三次的に解析し, 加圧粘土層における水頭低下を粘土層中の間げき水圧低下に置き換えて, 加圧粘土層の圧密収縮(地盤沈下)量を数値解として求めた。断面モデルでは, 帯水層を4層に細分し, 多層被圧地下水系としてとりあつかい, マクロな地下水の運動形態を解析し, 2つのモデルの特色を生かした解析を行った。

§ 5 帯水層の数学モデル

平面(準三次元)モデルでは

$$\partial^2 h / \partial x^2 + \partial^2 h / \partial y^2 = S/T \cdot \partial h / \partial t + W(x, y, t) \dots\dots\dots(1)$$

$$W(x, y, t) = L(x, y, t) + Sq(x, y, t) + Ar(x, y, t) - Qd(x, y, t) \dots\dots\dots(2)$$

$$L(x, y, t) = K'/b' (h - H) \dots\dots\dots(3)$$

$$Sq(x, y, t) = K' \cdot \partial h' / \partial z \Big|_{z=b'} = (K' - \Delta h) / b' (\pi K' t / b'^2 Ss)^{1/2} \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \exp \{ -n^2 / (K' t / b'^2 Ss) \} \right\} \dots\dots\dots(4)$$

断面モデルでは

$$[K_{xx} \cdot \partial^2 h / \partial x^2]_{\ell} + [K_{zz} \cdot \partial^2 h / \partial z^2]_{\ell} = [Ss \partial h / \partial t]_{\ell} + W(x, z, t) \dots\dots\dots(5)$$

(4)式は解析解としての粘土層中からの絞り出し量であるが, 被圧地下水系の粘土層内では, 帯水層の水頭低下にともなう, 過剰間げき水圧が発生する。この現象により粘土層内の水は, 帯水層に向かって絞り出されていき, この過程はTerzaghi の圧密理論として良く知られている。Hantush (1960) は過剰水圧Hを粘土層の水頭低下と考えると(6)式が成立することを証明した。

$$\partial^2 H / \partial z^2 = Ss / K' \cdot \partial H' / \partial t \dots\dots\dots(6)$$

(6)式はTerzaghi による熱伝導型一次圧密の方程式とまったく同型であり, デジタル・シミュレーションをする場合, (4)式よりも(6)式を直接, 差分式で近似し数値解として求めた方が便利である。(1), (5)式も同様に差分式で近似し数値解として求めた。また未知領域数の増加にともない差分法はADI法(交互方向陰伏差分法)を適用した。

§ 6 被圧地下水収支シミュレーションの考え方と適用

地下水収支が成立する単元は地下水盆という地質学的なマクロな単位で考えることが必要であり, その単元の歴史性, 地域的特性を解析することがモデル化の第一歩である。コンピューターの適用によって点から面, そして3次元解析まで可能になりつつあるが, 実際のモデルが巨大で次元が高いほど, そのモデルを数量化する場合にマクロな解析を重視する必要がある。シミュレーションとは模擬実験にすぎない。