

海岸地盤における地下水流動の数値計算

杉 尾 哲*

1. ま え が き

地下水を唯一の水資源とする海岸地域、特に離島などでは、地下水の塩水化現象は極めて深刻な問題である。この塩水化の現象を解明するために、これまでに数多くの研究^{1),2)}が行われてきて、現在では実際の地盤に適用した数値解析^{3),4)}も行われるようになった。しかし、それらは鉛直二次元あるいは平面二次元の場合についてのものであり、三次元の場合を対象としたものは極めて少ない。

本研究においては、沖縄本島南部に位置する流域面積 9.5 km² の小流域内の 4.6 km² の部分の浸透域を対象として、地下水流動を表現する三次元数値モデルを作成し、そのモデルを用いて、地盤の深部に侵入した塩水域が、どの様に分布し、降雨や河川水位などの時系列の変動に伴ってどの様に変動するかを解析することを試みた。

2. 数値モデルの設定

本浸透域は、三方を不透水性の泥岩で囲まれ、海に向かって開けた V 字形の谷の部分に、図-1 の様に琉球石灰岩と段丘石灰岩が堆積していて、海側は崖になっている。下位の泥岩が基盤となり、基盤表面の最深部の標高は平均海面下 -140 m に達する。浸透域よりも上流側には不浸透域があり、そこからの流出水が河川を形成して、浸透域の中央を流下している。浸透域の地下水は、この河川からも涵養されるが、石灰岩の浸透能が極めて大きく、台風などの特別な場合を除けば、浸透域からの地表流出はほとんど生じないことから、降雨による涵養が多いものと考えられる。

このような地質状況のもとで、浸透層内の地下水の流動と、海側から浸透侵入する塩水の挙動を表現するために、次の様な数値モデルを構築した。

数値モデルは直列二段のタンクモデルと有限差分モデルとによって構成した。地下水面より上側の不飽和帯の浸透は、一般に不飽和浸透の基礎方程式を解くことによって表現されるが、本研究では、この代りにタンクモデ

ルを使用し、これによって、有限差分モデルに与える地下水への涵養を表現した。次に、地下水面以下の地下水の流動は、浸透層を鉛直方向に三層に分割し、基礎方程式を時間的空間的に離散化して数値積分することにより求めることとした。なお浸透層内の塩水挙動の解析には、分散理論によるものと、淡塩二層流理論によるものがあるが、浸透域の中央で観測された浸透層内の電気伝導率の鉛直分布は、図-2 に示している様に、多くの時期に不連続に変化していて、分散域の鉛直厚さは浸透層厚に比べて非常に薄いので、本解析では後者の理論を

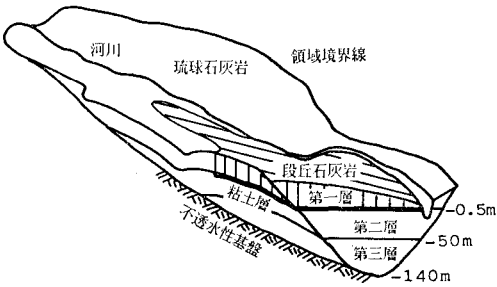


図-1 浸透地盤の略図

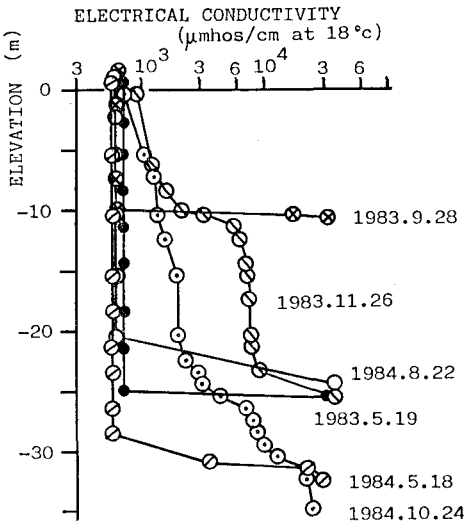


図-2 浸透層内の電気伝導率の鉛直分布

* 正会員 工博 宮崎大学助教授 工学部土木工学科

用いている。浸透層内の地下水頭は、各層毎に鉛直方向に積分して平均化した値を用いる。連続的に Darcy 式を代入することによって基礎方程式を得るが、この方程式は計算格子内に塩水域が存在するか否かで、次の様に整理される。

各浸透層毎に、透水係数を k_i 、淡水の水頭を h_{fi} 、塩水の水頭を h_{si} 、各層の底面標高を z_i 、層厚を D_i とし、平均海面から淡塩境界面までの深さを η 、有効空隙率を n 、タンクモデル二段目から得られる浸透強さを r で表すと、第一層については

$$n \frac{\partial h_{f1}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k_1 (h_{f1} - z_1) \frac{\partial h_{f1}}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k_1 (h_{f1} - z_1) \frac{\partial h_{f1}}{\partial y} \right\} - \left(k_v \frac{\partial h_f}{\partial z} \right)_{z=z_1} + r \quad \dots\dots\dots (1)$$

第二層以下については、淡水だけが存在する領域では

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_i D_i \frac{\partial h_{fi}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_i D_i \frac{\partial h_{fi}}{\partial y} \right) + \left(k_v \frac{\partial h_f}{\partial z} \right)_{z=z_{i-1}} - \left(k_v \frac{\partial h_f}{\partial z} \right)_{z=z_i} = 0 \quad \dots (2)$$

塩水だけが存在する領域では

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_i D_i \frac{\partial h_{si}}{\partial x} \right) + \left(k_i D_i \frac{\partial h_{si}}{\partial y} \right) + \left(k_v \frac{\partial h_s}{\partial z} \right)_{z=z_{i-1}} - \left(k_v \frac{\partial h_s}{\partial z} \right)_{z=z_i} = 0 \quad \dots (3)$$

淡水と塩水が共存する領域では

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k_i (\eta + z_{i-1}) \frac{\partial h_{fi}}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k_i (\eta + z_{i-1}) \frac{\partial h_{fi}}{\partial y} \right\} \\ & + \left(k_v \frac{\partial h_f}{\partial z} \right)_{z=z_{i-1}} \\ & = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k_i (z_i + \eta) \frac{\partial h_{si}}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k_i (z_i + \eta) \frac{\partial h_{si}}{\partial y} \right\} \\ & + \left(k_v \frac{\partial h_s}{\partial z} \right)_{z=z_i} \quad \dots\dots\dots (4) \end{aligned}$$

$$h_{si} = (\rho/\rho_s) h_{fi} - (\rho_s - \rho)/\rho_s \cdot \eta \quad \dots\dots\dots (5)$$

また淡塩境界面の深さについては

$$\begin{aligned} n \frac{\partial \eta}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k_i (\eta + z_{i-1}) \frac{\partial h_{fi}}{\partial x} \right\} \\ &+ \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k_i (\eta + z_{i-1}) \frac{\partial h_{fi}}{\partial y} \right\} + \left(k_v \frac{\partial h_f}{\partial z} \right)_{z=z_{i-1}} \quad \dots\dots\dots (6) \end{aligned}$$

ここに ρ は淡水の密度、 ρ_s は塩水の密度である。

数値計算は、以上の基礎方程式を時間的・空間的に離散化して行う。計算手法は Iteration を用い、各時間帯において、各計算点の修正量が許容範囲内に収まるまで計算実行する。なお鉛直流動成分の計算は次の様に行った。第一層と第二層との間に厚さ 2m 程度の粘土層が分布する部分では、粘土層の上面と下面に、それぞれの層の地下水頭が作用するとした。その他の部分では、地下水頭は各層の中間標高の位置の値であると考えて、層の

境界位置で上下両層の鉛直方向の流速成分を等値して求めた次式により計算した。

$$\left(k_v \frac{\partial h_f}{\partial z} \right)_{z=z_i} = \frac{A1 \cdot A2}{A1 + A2} (h_{fi} - h_{f,i+1}) \quad \dots\dots\dots (7)$$

ここに $A1 = 2k_i/(z_{i-1} - z_i)$ 、 $A2 = 2k_{i+1}/(z_i - z_{i+1})$ であり、 $i=1$ の場合には z_{i-1} は h_{f1} を使用し、 $i+1$ 層に淡塩境界面がある場合には z_{i+1} の代りに η を使用した。

3. タンクモデルの同定

タンクモデルは始めに、図-3 に示す様な直列三段のタンクを三個考え、それぞれの三段目のタンク内の水位が、図-4 に示す三ヶ所の地下水位観測点で観測された地下水位の変動を表現できる様にタンクパラメータの同定を行った。この時、上位二段のパラメータは三ヶ所とも同じ値とし、三段目のパラメータだけを独立に決定した。同定に用いたデータは次の通りである。

- (1) 流域内の不浸透域に位置する雨量観測所で観測された 1982 年 1 月から 1984 年 12 月までの日降水量。
- (2) 1955 年から 1981 年までの期間について Thornthwaite

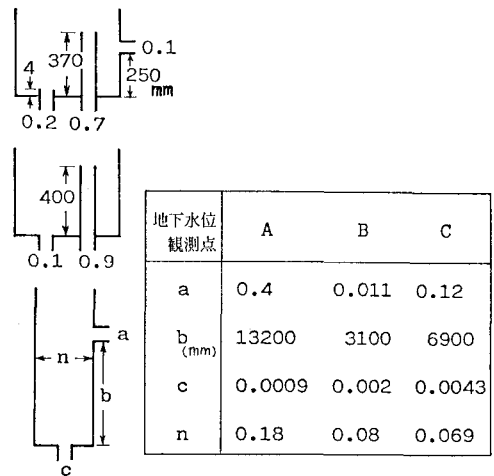


図-3 タンクモデル



図-4 計算対象領域と各種の観測点の位置

法と Penman 法によって算定された月可能蒸発散量の平均値を日単位に換算したもの。

- (3) 地下水位観測点において観測された地下水位（観測点 A は 1983 年 4 月から、観測点 B は 1983 年 3 月から、観測点 C は 1984 年 3 月から観測）

計算は 1982 年 1 月から開始し、初めの 1 年間は調整期間とした。同定されたタンクは図-3 の様であり、タンクモデルにより計算された地下水位を観測結果と一緒に示すと図-5 の様になる。計算結果は観測結果とよく一致しており、図-3 の上位二段のタンクによって、降雨による地下水の涵養が精度よく表現できたと考える。なお図-3 の二段目のタンクには流出口がない。このことは、本浸透域においては、不飽和帯の水平流動は顕著でなく、鉛直方向に降下するだけであることを示している。したがって、本浸透域は不飽和帯の解析をタンクモデルによって代用するのに適した地盤であるといえる。

4. 差分モデルの境界条件の設定

計算対象領域は図-4 に示す浸透域とし、領域境界は地表面標高から判読された稜線としている。不透水基盤面の標高はボーリング調査などで推定されており、これをもとに、標高 -0.5 m 以上を第一層、 $-0.5\sim-50\text{ m}$ を第二層、 -50 m 以下を第三層とした。この領域を 200 m の正方格子で分割し、 $\Delta t=1$ 日の時間間隔で計算した。

初期条件としては、地下水位には冬期に測定されたボーリング孔や既存井戸の資料を参考にして合成された値を用い、淡塩境界面の位置には、これらの地下水位と平均海面を用いて Ghyben-Herzberg の法則から計算された値の 0.75 倍の値を用いた。

非定常時に与えた境界条件は次のようである。

- (1) 海岸位置の地下水位は那覇検潮所で観測された日平

均潮位を与えた。

- (2) 河川水位観測点で観測された河川水位を用いて、河川幅により換算した水深を河床標高に加えて河川水位とし、この値を河川位置の地下水位とした。
- (3) 河口部では河川水位と日平均潮位を比較し、潮位の方が高い場所では潮位を地下水位とした。
- (4) 海岸線および河口部の淡塩境界面の位置は、海面の位置とした。

5. 解析結果とその検討

まず各浸透層の透水係数と有効空隙率を同定した。第一層の有効空隙率はタンクモデルの同定においても検討しているので、その値を参考にして、他の値を決めて行った。この時、時間的には地下水面の変動が観測点でのそれと一致する様にし、空間的には冬期の地下水位分布が初期値のそれと傾向的に一致する様に試行計算を行った。この様にして決定された浸透層定数は、地下水位観測点 A の下流部の第一層で $k_x=0.13\text{ cm/s}$ 、 $k_y=0.20\text{ cm/s}$ 、 $n=0.35$ 、河川右岸側の段丘石灰岩が分布する部分で $k_x=k_y=0.15\text{ cm/s}$ 、 $n=0.06$ 、その下の第二層との中の粘土層は $k_v=0.3\times 10^{-4}\text{ cm}$ 、その他の部分は全て $k_x=k_y=0.03\text{ cm/s}$ 、 $n=0.06$ であった。ここに、地下水位観測点 A の下流側の第一層には、河川からの涵養水によって形成された鐘乳洞が河川と平行方向 (y 方向) に分布していること、および段丘石灰岩は砂質状で未風の琉球石灰岩よりも透水性が大きいことを考慮すると、上記の浸透層定数は、これらの地質状況とよく一致した値であることが分かる。

次に、この試行計算を行う内に、次の様な解析上の不都合を生じた。すなわち浸透域の上流部で、河床標高が付近の地下水位より高すぎる部分があった。このことは、河川水が地下水と連続せず、河床から不飽和の降下

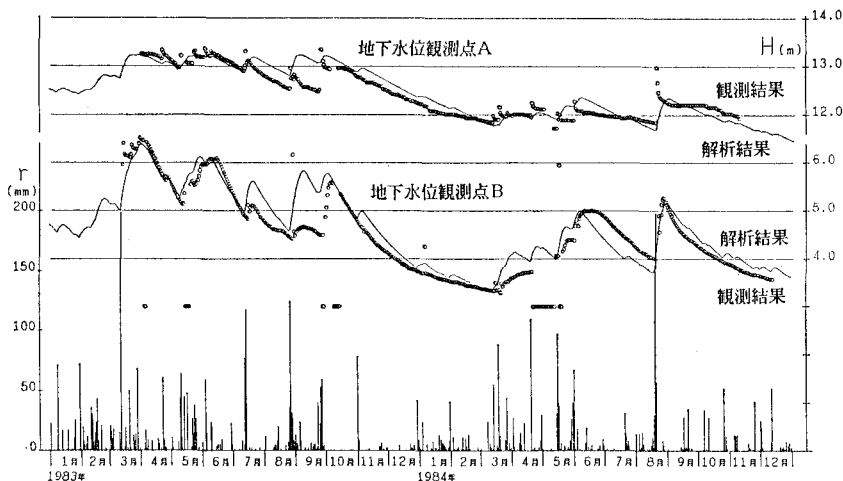


図-5 タンクモデルによる解析結果と観測結果との比較

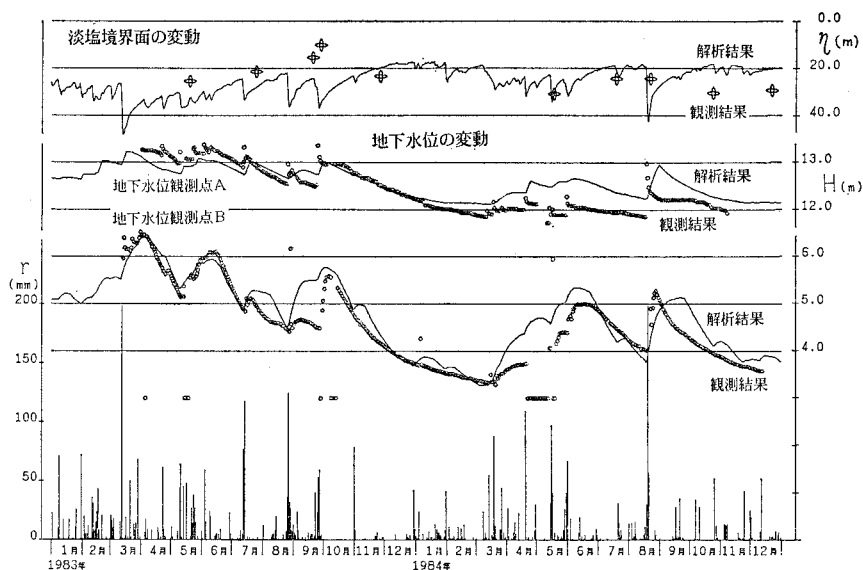


図-6 数値モデルによる解析結果と観測結果との比較

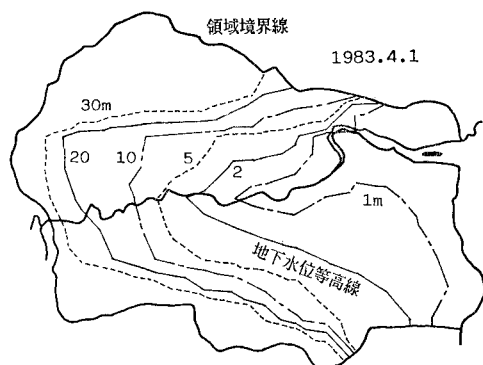


図-7 地下水位の平面分布(高水期)

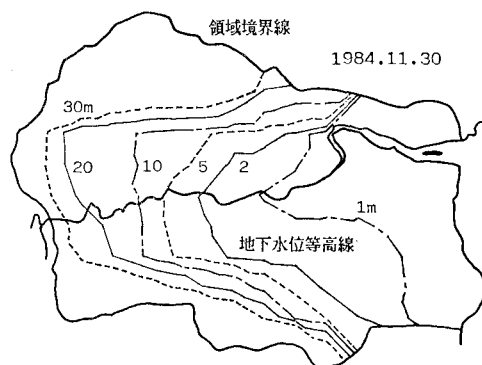


図-8 地下水位の平面分布(低水期)

浸透が起っていることを示している。しかし本解析においては不飽和浸透はタンクモデルを代用して簡略化しているため、河川からの涵養水の不飽和浸透は表現できない。そこで、本数値モデルでは、その部分の河床標高を実際より低く見積ることによって処理することにした。

以上の様に決定した数値モデルで求めた観測点位置の地下水位を実測結果と比較したものが図-6である。これを図-5のタンクモデルによる解析結果と比較すると、図-5より一致度が低くなっているが、全体的な傾向としてはよく一致しているから、地下水面の変動はよく表現していると考えられる。さらに高水期と低水期の地下水位の平面分布を求めると図-7, 8の地下水位等高線図が得られる。これらの分布から、河川中流部以下で地下水が河川に流出していることが分かる。また季節による等高線の違いは、山地部では顕著ではないが、2m以下の等高線は明瞭に相違することが分かる。

図-6には電気伝導率測定点での淡塩境界面の変動も描いており、図中には観測された電気伝導率分布から求めた $17,500 \mu\text{mhos/cm}$ の位置も示している。両者を比較すると1983年9月の淡塩境界面の上昇が解析では表現されていないが、これを除けば傾向的にはほぼ一致しているといえよう。なお電気伝導率観測点は河川に近いために、図の様に絶えず変動するが、河川から離れると、年間を通してほとんど変動しない。次に淡塩境界面の分布を描いたものが図-9, 10である。この結果から、塩水は海岸線からだけでなく、河川に沿って侵入すること、および平地部分では淡水レンズを形成することが分かる。

次に、河川右岸側の段丘石灰岩が分布している部分の第一層に、浅井戸を設けて取水する場合を想定し、その点の地下水位を0.0mに固定した場合の、4ヶ月後の淡塩境界面の分布を図-11に示している。取水位置の下

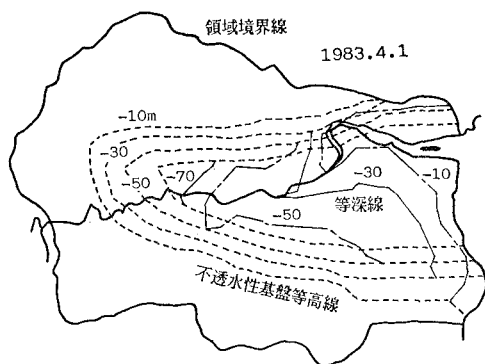


図-9 淡水境界面の平面分布 (高水期)

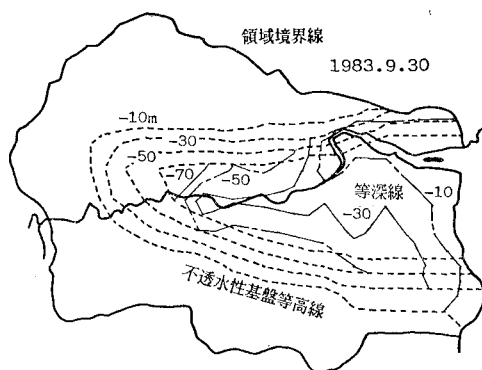


図-11 取水4ヶ月後の淡水境界面の平面分布

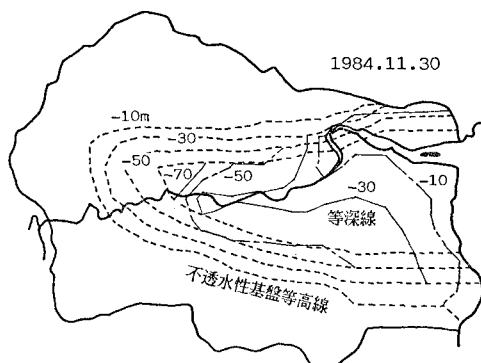


図-10 淡水境界面の平面分布 (低水期)

部には粘土層があるにもかかわらず、淡水境界面が大きく上昇してくることが分かる。

6. む す び

以上の様に、三次元数値モデルを用いて地下水流動と

塩水域の変動を解析することを試みた。まだ不十分な点はあるが、これにより、三次元の現象を解析できることが確かめられたものとする。

終りになったが、貴重な種々の資料を提供して頂いた沖縄開発庁総合事務局農林水産部に感謝致します。

参 考 文 献

- 1) Bear, J. and G. Dagan: Moving interface in coastal aquifers, J. Hyd. Div., Proc. ASCE., Vol. 90, Hy 4, pp. 193~216, 1964.
- 2) Tamai, N. and S. Shima: Salt-water wedge in unconfined coastal aquifers, Trans. JSCE., No. 139, pp. 31~38, 1967.
- 3) 上田年比古・藤野和徳・平野文昭・神野健二: 地下塩水楔の侵入に関する数値解, 水道協会雑誌, No. 561, pp. 21~28, 1981.
- 4) Sugio, S. and K. Nakada: Protection of groundwater reservoir against seawater intrusion, Proc. 4th Congress APD-IAHR., Vol. 2, pp. 1567~1578, 1984.