

地下水経路による都市臨海域から内湾への 栄養塩流入に関する基礎研究

環境水域工学分野

植木 由美

Abstract

従来、都市臨海域のように海岸が鉛直護岸で囲まれた領域では、護岸を介して陸域から海域へ地下水が湧出するという事はあまり考えられてこなかった。しかし、地盤構造からだけでは説明できない現象の報告例が見られていることから、護岸を介して地下水が湧出している可能性が示唆される。そこで本研究では、護岸周辺の地下水流動を予測するための地下水浸透流モデルを構築し、地下水流動に及ぼす潮汐変動の影響について推察した。計算から得られた地下水位変動は観測結果と良好に一致しており、臨海部の地下水は外海の潮汐変動に伴って変動していることが分かった。さらに、護岸下での水平流速が計算で得られたことから、護岸下を通じて地下水の流出入が生じていることが分かった。また、地下水と外海の海水の栄養塩濃度から、湧出地下水の栄養塩濃度を移流分散方程式によって予測したところ、地下水の物質濃度は分布をもつことが分かった。

1 研究の背景及び目的

雨が降った後の河川流量増加は、直接河川に降った雨が原因ではなく、ほとんどは一旦地下に浸透した雨水が地下水を通して河川に流入したためであることが分かっている。しかし、全ての地下水が河川に流出するわけではなく、直接、海域に流出するものもあり(図-1[1]参照)、これを海底湧出地下水と呼ぶ。最近では世界各地でその量が報告されており、日本でも伊東・藤井ら(1993)[2]は、富山湾における海底地下水湧出量が河川水の3割弱に達することを水収支バランスから見積もっている。

地下水は長期間地下に滞留した後に海域に湧出するため、高濃度の化学物質が含有されている可能性がある。そのため沿岸海域において、海底湧出地下水は各種の化学物質の供給源として注目されつつある[3]。

一般的に地下水経路の栄養塩フラックスは河川の0.01~10%と言われているが、中には40%程度[4]、あるいは80%以上[5]にまで達するという報告もある。最近の研究では、地下水経路の海域への栄養塩類供給が河川経路の供給と並び、沿岸海域や閉鎖性水域における生物生息環境に重要な影響を及ぼしているとの認識が一般的になりつつある。したがって、沿岸海域の環境を考える上では湧出地下水量そのものではなく、それに伴って輸送される栄養塩のフラックスを把握することが重要となる。しかし、地下水経路で海域に流入する栄養塩等の化学物質輸送量を見積もった研究は少ない。

そこで、本研究では大阪湾臨海部において地下水の栄養塩濃度を定期的に調べると共に、地下水流動を推測するための数値計算を行い、大阪湾に流入する栄養塩濃度の予測

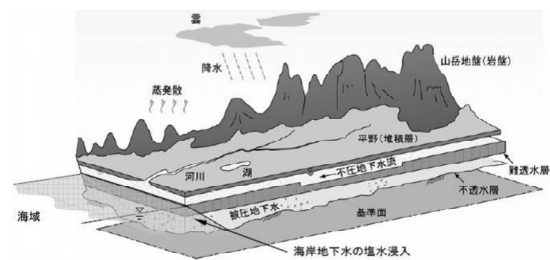


図-1 : 地下水概念 [1]

を行うことを目的とする。

2 地下水流動を予測するための計算手法

2.1 緒言

海底湧出地下水は古くから確認されてきたが、本研究の対象とする都市臨海域では通常、海岸が鉛直護岸で囲まれているため、従来は陸域から海域への地下水湧出はあまり考えられてこなかった。しかし、護岸下のマウンド(図-2参照)の基礎捨石層や置換砂は比較的透水性が高いため、その部分を通じて陸域海域間の地下水の流出入があると予想される。さらに、Taniguchi[6]は大阪湾の淡輪と深江において、現地観測によって海底湧出地下水を確認している。したがって、大阪湾のような鉛直護岸が整備された沿岸域においても、陸域から海域への地下水湧出は存在すると予想されるのだが、そのような場での流況を予測した例は少ない。

地下水流動の予測手法としては、地下水中に多く含まれるRnやRaをトレーサーとする方法[4]や、シーページメーターなどの観測機器を用いて現地直接地下水湧出

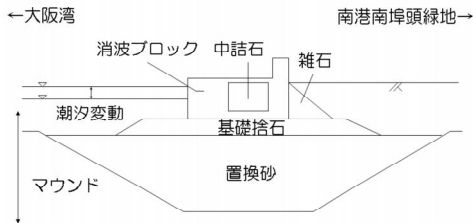


図-2 : 南港南埠頭防波護岸断面

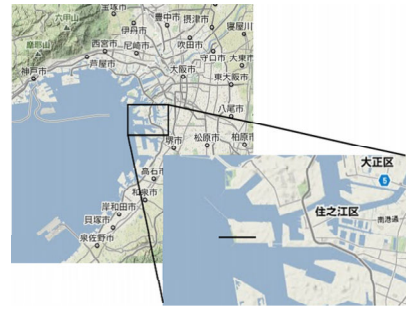


図-3 : 計算対象領域

量を計測する方法がある。しかしこれらは調査に時間を要したり、定点での予測になるので、地下水の動態を把握しづらい等の問題がある。一方、数値計算によって地下水流動を予測する取り組み行われている。大阪湾において奥田(2002)[7]は、大阪平野の地質を表層から基盤層まで9層に分割し、各々の層に一律に地盤物性値を与えて広域シミュレーションを行っている。しかし、本研究のような鉛直護岸周辺の地下水流動予測をするためには、比較的浅い帯水層を対象とする必要があるため、領域全体の地盤物性値を一律に与えては正確に流動を再現することが困難であると考えられる。

そこで、本研究では地質や標高といった地球学的条件を考慮した領域で、鉛直護岸下のマウンドを再現し、数値計算によって地下水流動を予測することとする。

2.2 地盤構造をデータベース化する上で用いたデータ

2.2.1 ボーリングデータ

地質は、1956年から2008年まで行われたボーリングデータが収められた、KG-NET-関西地盤情報協議会刊行による「—2008年度版—関西地盤情報データベース」を使用した。

土質は主成分のみを読み取り(たとえば砂混じり礫は礫とした)、土質情報が存在しない地点は最も近い地点のデータを参照するという最近傍補間によって補った。

2.2.2 数値地図50mメッシュ(標高)データ

標高は、国土地理院刊行による数値地図50mメッシュ(標高)データ(以下標高データ)を用いた。1.5”(南北)×2.25”(東西)の約50mメッシュで区切った中心点の標高を、家屋や橋、樹木等を取り除いた地表面データとして作成した高精度な数値標高モデル(DEM)であるが、データの存在範囲は陸域のみとなっている。

2.2.3 水深データ

水深は、海図を元にして作成された大阪湾の水深データを用いた。位置情報とともに、水深のデータが存在する。

2.2.4 護岸断面図

図-2は南港海水遊泳場跡地周辺の護岸断面を簡略化した図である。この護岸断面図を元に基礎捨石や置換砂といったマウンドの条件を再現した。

2.3 対象領域

本研究で対象とするのは、図-3に示す南港海水遊泳場跡地周辺である。この遊泳場を横断する断面図が、図-4、そ

の凡例が表-1である。この地盤断面図は上記のデータを用いて作成したものであり、深度方向(z)はO.Pで、水平方向(y)は平面直角座標系[8]で表記されている。具体的には、平面直角座標系で $x = -153650\text{m}$ (世界測地系で $34^{\circ} 36' 48.6''$)における東西断面であり、y軸の範囲を、 $-55500 \leq y \leq -54000\text{m}$ (世界測地系で東経 $135^{\circ} 23' 41.6'' \sim 135^{\circ} 24' 40.2''$)とした。鉛直方向は $O.P-100 \leq z \leq 20\text{m}$ である。地点によって多少異なるが、計算領域付近におけるMa13層(沖積粘土層)はO.P-7~-30mの深度に分布し、Ma12層(洪積粘土層)は-30~-60mに分布している[9]。計算領域の最深部で地下水流動がほぼ生じないようにするために、鉛直方向の計算領域をMa12層より深部まで設けた。

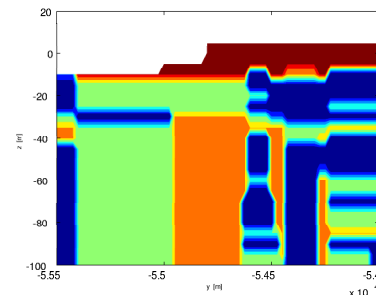


図-4 : 南港海水遊泳場跡地東西断面

表-1 : 地質の凡例

色	青	水色	黄緑	橙	赤
凡例	粘土	シルト	砂	礫	盛土

2.4 支配方程式

2.4.1 地下水浸透流支配方程式

本研究では、オイラリアン・ラグランジアン法による飽和・不飽和浸透流支配方程式を用いる。通常地下水浸透流の数値計算では、流速ではなく圧力水頭を変数として解く。

飽和・不飽和浸透流方程式は、質量保存則とダルシーの方程式から次式で表される[10]。本研究では飽和領域のみならず、不飽和領域も計算対象としているため、ダルシー則は不飽和領域まで拡張することとし、透水係数 K は、飽

和透水係数（地盤依存） K_s と比透水係数（飽和度依存） K_r の積で表す（ $K = K_s K_r$ ）．ここで、 K_r は体積含水率 θ の関数である．

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_r K_{ij}^s \frac{\partial \psi}{\partial x_j} + K_r K_{i2}^s \right) + q = (\beta S_s + C_s) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (i, j = 1, 2) \quad (1)$$

ここに、 K_r : 比透水係数、 K^s : 飽和透水係数、 ψ : 圧力水頭、 q : 体積内の単位体積当たりの流入出流量（流入時、 $q > 0$ ）、 $\beta = 1$: 飽和領域、 $= 0$: 不飽和領域、 S_s : 比貯留係数、 C_s : 比水分容量（ $C_s = \frac{\partial \theta}{\partial \psi}$ 、 θ : 体積含水率）、 t : 時間である．

2.4.2 ダルシー則

圧力水頭 ψ を計算した後に、式 (2) から地下水流速を求める．この流速はダルシー流速である．

$$u_i = -K_i \frac{\partial h}{\partial x_i} \quad (i = 1, 2) \quad (2)$$

$$h = \psi + z \quad (3)$$

ここに、 h は全水頭、 z は位置水頭である．通常では式 (3) の右辺に速度水頭も加わるが、地下水の場合、流速は非常に遅いため無視される．

2.5 初期条件及び境界条件

2.5.1 初期条件

初期条件として、計算領域内の地盤内は全て静水圧であるとし、全水頭 h が等しいという条件を与えた．なお、その全水頭の値は、南港海水遊泳場跡地に掘削された観測井で2009年7月23日から8月6日の期間に連続計測を行った地下水位のうち、計測開始時である12時の地下水位から求めた．

2.5.2 境界条件

計算領域を簡易的に表すと、図-5のようになる．図-5で示すように境界は6箇所あり、それぞれの境界条件について説明する．

圧力水頭 ψ の境界条件としては、1. 地盤上部（陸域）では、地盤上部のセルの全水頭 h はその1つ下のセルの h と同じであるノイマン条件とした（ $h_{i,j} = h_{i,j-1}$ ）．2. 地盤上部（海域）では潮汐変動による圧力値を水頭に変換して、毎時刻その値を与えた（定水頭条件）．3. 鉛直護岸と地盤底では壁面条件とした．4. 左端（海域）と右端（陸域）では、陸から十分に離れた地点では水平方向の圧力差はないノイマン条件とみなした（ $\frac{\partial \psi}{\partial x} = 0$ ）．

ダルシー流速 u の境界条件としては、1. 地盤上部（陸域）と鉛直護岸、地盤底では壁面条件とした．2. 地盤上部（海域）では質量保存が成り立つように海域との境界の流速を定めた．3. 左端（海域）と右端（陸域）では開境界とした．

2.6 計算条件

計算領域を $dy = 25\text{m}$ 、 $dz = 5\text{m}$ のメッシュに区切り、計算刻み時間 $dt = 0.5$ 秒、計算助走期間1日で4日間の計算を行った．計算領域は図-3であるが、この地質に基礎捨石や置換砂といったマウンドの条件を考慮した領域で計算を行った．

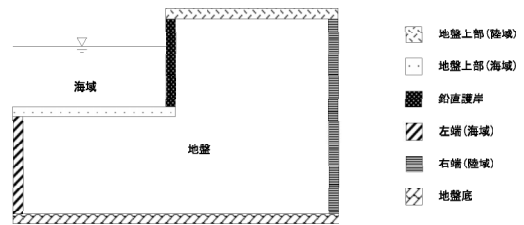


図-5 : 境界条件

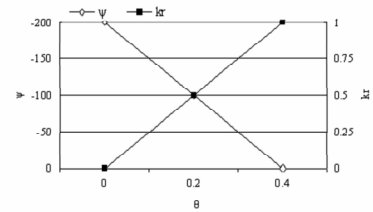


図-6 : 本研究で用いた不飽和浸透特性

なお、計算で用いた地盤物性値は表-2の通りである．また、 q は降雨などの外部からの流入出条件は考慮しないとして、流入出量を $q = 0$ で与えた．不飽和領域で用いる不飽和透水特性は本来は非線形性であるが [10]、今回は簡易のために図-6のように線形として扱った．

2.7 計算結果

潮汐変動に伴う圧力水頭値を海底に与えて、地盤内の圧力水頭変動を計算した．上げ潮時における圧力水頭分布が図-7である．この図は計算領域における護岸周辺部分を拡大して表示させたものであり、黒の矢印は速度ベクトルを、白の実線は地下水面の位置を示している．この図から、周囲にはあまり圧力は伝播されずに、領域の中心部分に伝わっていることが分かる．これはその範囲の地質が礫や砂で分類されており、透水係数 K_s が大きかったためである．また、その周囲のあまり圧力伝播が見られなかった範囲は、粘土やシルトといった難透水性の地盤が分布していたために圧力が伝わりにくかったと考えられる．神野 (2001) [11] は実験と数値解析から、不均一場において地下水流れは透水係数の小さな部分を迂回して大きな領域へ向かって流れる傾向があることを示した．この結果と比較しても、今回の計算結果は同様の傾向を示しているといえ

表-2 : 地盤物性値

	地質	K_s [m/s] ¹	S_s [1/m]
地盤	粘土	1.0×10^{-8}	2.6×10^{-4}
	シルト	8.5×10^{-7}	1.3×10^{-3}
	砂	2.0×10^{-4}	2.0×10^{-4}
	礫	0.80×10^{-2}	1.0×10^{-4}
	盛土	0.3×10^{-2}	2.0×10^{-3}
マウンド	基礎捨石	1.5×10^{-2}	1.0×10^{-4}
	置換砂	0.5×10^{-2}	5.0×10^{-5}

¹ただし、鉛直方向の透水係数は1/10とした [7]．

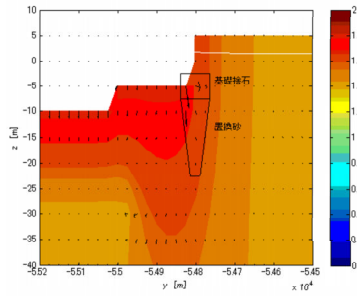


図-7 : 上げ潮時の護岸周辺における全水頭分布

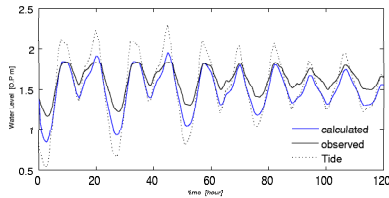


図-8 : 地下水位変動

る。また、速度ベクトルに着目すると、マウンド内で大きくなっており、基礎捨石や置換砂の領域で地下水流動が生じていることが分かる。

圧力水頭結果から地下水位変動を求めたところ、図-8 のようになった。計算結果が青、観測結果が黒の実線、境界条件として与えた潮汐変動（大阪港における気象庁観測結果）が黒の点線である。この図から、地下水位変動は潮汐変動に伴って生じており、計算結果は観測結果に定性的に良好に一致しているといえる。

次に、式 (2) に基づいて全水頭 h から地下水流速を求めた。そのうち、図-9 に示す丸印の地点における流速時系列変動結果を図-10 に示す。鉛直方向は上向きの流速が正、水平方向は右向き（東向き）の流速が正である。この図から、潮位が上昇すると下向きかつ右向きの流速が発生し、潮位が下降すると上向きかつ左向きの流速が発生していることが分かる。つまり、潮位が上昇すると内陸に向かう流速となり、潮位が下降すると外海に向かう流速となっている。鉛直護岸の下のマウンド部分で流速が発生していることから、陸域から海域あるいは海域から陸域に向かう地下水流動が生じているといえる。

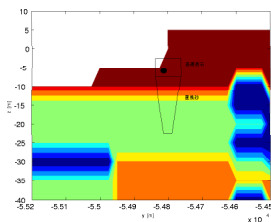
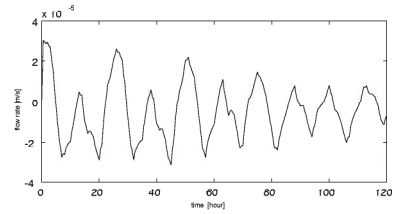
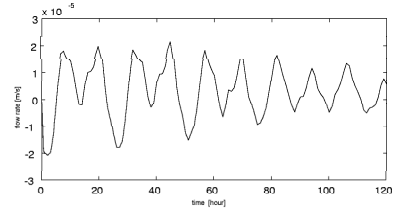


図-9 : 流速時系列変動結果をアウトプットした地点



(a) 鉛直方向流速



(b) 水平方向流速

図-10 : 流速変動

2.8 考察及びまとめ

ボーリングデータや標高データ、水深データなどを用いて地盤構造を再現した領域で、数値計算によって地下水流動を予測した。その結果、地下水位変動は観測結果と良好に一致していた。実際の地盤では様々な地質が不均一に分布しているため、地下水は透水係数の低い部分避けるようにして、透水係数の高い領域に向かう流動となった。また、護岸断面図に基づいて護岸下のマウンドを再現した条件で地下水流動予測を行ったところ、マウンド部分で周囲より速い流速が発生した。

今回の地下水流動シミュレーションによって、定性的に地下水流動を予測することが可能となった。鉛直護岸で囲まれた臨海部においてもその下を通じた地下水流動が生じており、潮汐変動に伴って地下水が流出入していることが予測できた。

3 海底湧出地下水の栄養塩濃度予測手法

3.1 緒言

ここでは計算された地下水流速を用いて、陸域から海域に湧出する栄養塩の濃度を見積もることとする。海底から湧出する栄養塩の濃度を計算で求める際は、与える条件次第でその値が大きく変動することが考えられる。また海底付近は、陸域由来と海水由来の地下水が混在する領域であることから、単純に陸域で計測された栄養塩がそのままの濃度で海域に流出しているわけではない。そこで、移流分散方程式を解くことで地盤内の栄養塩濃度分布を予測し、海域に湧出する栄養塩濃度を見積もることとする。

地下水中に溶けている栄養塩物質は、地下水の流動によって輸送される「移流」と、ブラウン運動に基づいて広がる「拡散」、また地盤中の流速分布が一様でなくなるこ

とによって物質が広がる「水理学的分散」がある。一般的に拡散と水理学的分散を合わせて「分散」と呼ぶ。また、移流や分散の過程において土粒子への吸脱着や分解など、物質固有の現象に伴ってその濃度が変化する場合もある。

3.2 移流分散方程式

溶質移動モデルとして、式(4)の移流分散方程式を用いた。

$$R \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x_i^2} - V_i \frac{\partial C}{\partial x_i} \quad (i, j = 1, 2) \quad (4)$$

$$D = D_h + D_m \quad (5)$$

$$V_i = \frac{u_i}{n_e} \quad (6)$$

R : 遅延係数, C : 溶質の濃度, D : 分散係数, V : 実流速である。また, D_h : 水理学的分散係数, D_m : 拡散係数, n_e : 有効間隙率である。

ここで、遅延係数 R とは、物質の土粒子への吸脱着現象による、地下水流速に対する遅れ現象を表す係数である。固相への吸脱着がなければ $R = 1$ となり、吸脱着があれば $R > 1$ となる。今回は $R = 1$ として土粒子への吸脱着を考慮しないこととした。

次に、拡散係数 D_m は土壌中の拡散係数であるため、土壌中は間隙が屈曲しているなどの理由から自由溶液中の拡散係数 D_0 より小さくなるのが普通である。両者の関係は、屈曲度係数 τ を用いて式(8)のように表される。

$$D_m = D_0 \tau \quad (7)$$

τ は土性と体積含水率 θ によって決まり、次のような関係式が提案されている [12].

$$\tau = a\theta^3 \quad (8)$$

a は屈曲度を考慮するための定数で、およそ 2.8 程度であるため、本研究では $a = 2.8$ を用いた。

次に、水理学的分散係数 D_h は、実流速 V に比例することが多く、

$$D_h = \alpha V_i \quad (9)$$

で表され、 α は分散長である。分散長とは、分散の混合スケールの大きさを表す尺度であり、縦分散長 α_L と横分散長 α_T がある。 α_L は流れ方向への濃度の広がり度合いを表し、 α_T は流れに直交する方向への濃度の広がり度合いを表す。

3.3 初期条件及び境界条件

3.3.1 初期条件

分析した栄養塩濃度を地盤内に一様に与え、海域との境界には海水の栄養塩濃度を与えた。

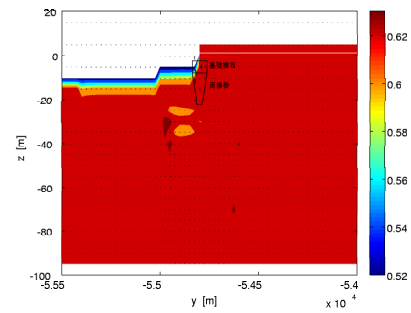
3.3.2 境界条件

境界条件は図-5と同様の位置である。地盤上部（陸域）、鉛直護岸、左端（海域）、右端（陸域）、地盤底に関してはノイマン条件 ($\frac{\partial C}{\partial x} = 0$) を与えた。

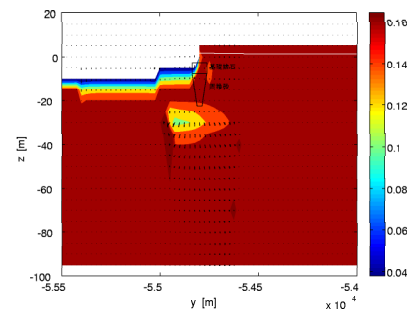
地盤上部（海域）では海域の栄養塩濃度を、地盤上部（陸域）では地下水の栄養塩濃度を毎時刻与え続けた。

表-3 : 有効間隙率

地質	粘土	シルト	砂	礫	盛土
有孔間隙率 [%]	10	15	30	12	20



(a) DIN



(b) DIP

図-11 : 栄養塩濃度分布

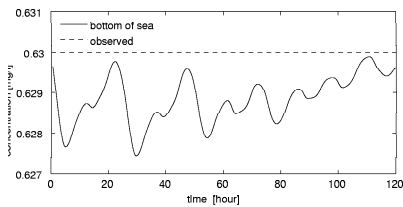
3.4 計算条件

ダルシー流速を求めるまでの計算条件は 2.6 と同様である。新たに移流分散を解く上で必要となる物性値（有効間隙率）は表-3の通りである。また、自由溶液中の拡散係数を $D_0 = 1.0 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ 、縦分散長を $\alpha_L = 3 \text{ m}$ （横分散長は $\alpha_T = \alpha_L/10$ [13]）とした。式(8)で使用する体積含水率 θ は全ての地質で同様に $\theta = 0.4$ とし、不飽和領域のみ不飽和透水特性に基づく値（図-6 参照）を与えた。

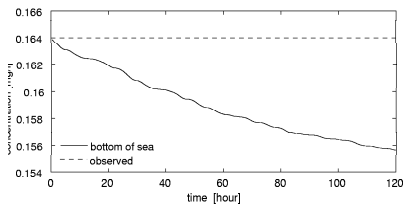
初期条件として与えた地下水と海水の栄養塩（溶存態無機窒素：DIN および溶存態無機リン：DIP）の濃度は、2009年8月7日に南港海水遊泳場跡地で計測された値である。DIN濃度は地下水中を 0.63 mg/l 、海水中を 0.52 mg/l で、DIPは地下水中を 0.164 mg/l 、海水中を 0.038 mg/l で与えた。

3.5 計算結果

図-11は、地盤内のDINとDIPの濃度分布図である。両者に共通して、領域の中央部分 ($y = -550 \times 10^{-5} \sim -570 \times 10^{-5} \text{ m}$, $z = -30 \sim -20 \text{ m}$) で特に濃度が低くなっていた。拡散係数 D_m は $1.7 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$ であり、水理学的分散係数は $10^{-6} \sim 10^{-5}$ と、 10^4 倍程度大きく、拡散より水理学的



(a) DIN



(b) DIP

図-12 : 栄養塩濃度時系列変動

分散現象が卓越していた。また、濃度が低くなっていた領域では周囲と比較して D_h の値が大きくなっていたことから、流速が速く、移流や水理学的分散の影響で周囲に物質が輸送されたと考えられる。以上より、地盤内の地下水栄養塩濃度は分布をもち、濃度の低い領域と高い領域が存在するといえる。

次に、図-10と同じ地点におけるDIPの濃度変化を図-??に示す。実線は栄養塩の濃度変動であり、破線は初期値として地盤内全体に与えた地下水の栄養塩濃度である。図-12(a)のDINは、その濃度が0.628～0.630mg/lの間を変動していたのに対し、図-12(b)のDIPは時間経過と共に徐々に濃度が下がりながら、計算終了時には約0.156mg/lに達した。

3.6 考察及びまとめ

2で予測した地下水流速を用いて、地盤内の栄養塩移流分散の計算を行った。その結果、拡散より水理学的分散が卓越していることが分かった。また、地下水の栄養塩濃度は分布を持ち、透水係数が大きく流速の速い領域で低くなったため、これは移流や水理学的分散の影響であると考えられる。このようなことから、陸域、海域間の相互作用によって、海底近傍では陸域の地下水や海水で計測された栄養塩濃度とは異なっていることが分かった。今回は5日間の計算しか行っていないが、より長期間の計算を行うことで、物質濃度はある程度の値に漸近していく可能性がある。

4 結論

本研究では、鉛直護岸周辺の地下水流動を予測すると共に、鉛直護岸を介した陸域海域間の栄養塩の動態について検討した。得られた地下水と海水の栄養塩濃度から海底近傍での栄養塩濃度を見積もった。結果を以下にまとめる。

- ボーリングや標高データを用いて実際の地盤を再現した地盤条件で、数値計算によって求められた地下水位変動は、観測結果と定性的に良好に一致していた。
- 鉛直護岸下部のマウンド部で大きな流速が発生し、マウンドを介して陸域、海域間の地下水交換が行われていることが示唆された。
- 護岸付近や海底近傍では地下水流速が大きいため、拡散より移流や水理学的分散の影響が大きくなり、地下水中の物質の濃度は低くなる。
- 湧出地下水の栄養塩濃度は、地下水と海水の相互作用により、地盤物性によって地下水中の物質濃度は分布を持つ。

参考文献

- [1] 佐藤邦明(2005):地下水環境・資源マネジメント, 同時代社.
- [2] 伊東敏昭, 藤井昭二(1993): 富山堆積盆地の地下水の水収支, 富山県地学地理学研究論集, No.10, pp.63-74.
- [3] 谷口真人(2005): 海洋境界を通しての物質フラックス, 河村公隆・野崎義行編, 地球化学講座第6巻「大気・水圏の地球化学」, pp.249-252, 培風館.
- [4] Moore, W.S.(1996): Large groundwater inputs to coastal waters revealed by 226Ra enrichment, Nature, Vol.380, pp.612-615.
- [5] 鷺見栄一, 上田真吾(1997): 地下水中栄養塩の砂浜から沿岸域への流入過程, 地下水・土壌汚染とその防止対策に関する研究集会第5回講演集.
- [6] Taniguchi and Iwakawa(2004): Submarine groundwater discharge in Osaka Bay, Japan, Limnology, Vol.5, No.1, pp.25-32, DOI: 10.1007/s10201-003-0112-3.
- [7] 興田敏昭, 阿部信晴, 三田村宗樹, 中屋真司, 飯田智之(2002): 大阪平野広域地下水シミュレーションモデルの構築, 地下水地盤環境に関するシンポジウム2002—大都市の地下水問題—, pp.1-8.
- [8] B.R.Bowring(1996): TOTAL INVERSE SOLUTIONS FOR THE GEODESIC AND GREAT ELLIPTIC, Survey Review, Vol.33, No.261, pp.461-476.
- [9] 松井保(2002): ベイエリアの地盤と建設, 淀川工技社.
- [10] 日本地下水学会地下水流動解析基礎理論のとりまとめに関する研究グループ(2010): 地下水シミュレーション—これだけは知っておきたい基礎理論—, 技報堂出版.
- [11] 神野健二(2001): 地下水中の物質輸送数値解析, 九州大学出版会, pp.60-71.
- [12] Papendick R.I and Campbell G.S(1980): Theory and measurement of water potential, In: Water potential relations in soil microbiology. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, pp.1-22.
- [13] W. キンチェルバッハ(1990): パソコンによる地下水解析, 森北出版, pp169-171.

討議等

◇ 討議 [大島先生]

図-2で、 $y = -5.54 \times 10^4 \sim -5.47 \times 10^4$ の範囲の地質が砂や礫になっているが、なぜこのような地盤断面になったのか。通常、地層は層状に分布するが、なぜ鉛直方向に砂が連続しているのか。大阪の地盤構造と異なるのではないか。

◇ 回答：海域はボーリングデータ数が少ない上に、特にこの領域はボーリングデータがほぼ存在しない範囲となっているため、離れた地点の値を参照したものと考えられる。なお、データの存在しない地点は最近傍補間によって値を補間しているが、最近傍補間とは、最も近い点のデータを参照するというものである。したがってデータの少ない領域ではその誤差が特に大きいものと予想される。鉛直方向に砂層が連続しているのも、近傍で深い深度のデータが存在しないためと考えられる。

◇ 討議 [大島先生]

透水係数が一般的なものよりも1~2オーダー大きいと思われるが、その根拠はなにか。また、このことによる数値計算への影響はないか。

◇ 回答：透水係数の値はCreagerによる D_{20} と透水係数の関係から、おおよそその値を参照した。当然、設定する物理量の大きさによって計算結果は異なるが、本研究では定量的ではなく定性的に再現できていればよいと考えたため、表-2の物性値を用いた。

◇ 討議 [大島先生]

閉じた領域の地下水を対象としているが、研究の目的と一致していないのではないか。

◇ 回答：閉じた領域は外部からの負荷を対象としないため、数値計算を行う上では様々な条件を考慮しなくて済むために都合がよいために、まずは閉じた系での計算を行った。本来ではより広域な領域を対象とすることが望ましいが、今回は間に合わなかった。

◇ 討議 [貫上先生]

計算では初期値の拡散過程を見ているのか。

◇ 回答：はい。現地で計測された地下水の栄養塩濃度を地盤内に一様に与え、海水の栄養塩濃度を地盤と海水の境界である海底のセルに与えて移流分散過程を計算で求めました。