多摩川下流低地における地下水環境と地盤沈下・隆起の変遷

２０１７年

愛知　正温
東京大学大学院新領域創成科学研究科

共同研究者：伊藤　有加

目次

多摩川下流低地における地下水環境と地盤沈下・隆起の変遷 1
1. はじめに 3
2. 地下水利用、地盤沈下、塩水化の分布 4
2.1. 地下水利用 4
2.2. 地盤沈下の変遷 6
2.3. 塩水化 10
3. 水理地質構造のモデルの構築 13
3.1. 水理地質構造推定の手法 13
3.2. 水理地質構造の推定結果 17
4. 数値解析手法の開発 28
4.1. 広域地下水流動モデルと局所地下水流動・地盤変形連成モデルの連結解析の手法 28
4.1.1. 連結モデリング手法の意義 28
4.1.2. 広域地下水流動モデル 28
4.1.3. 局所地下水流動・地盤変形連成モデル 29
4.1.4. 連結モデリング手法のフロー 30
4.1.5. 広域モデルと局所モデルの境界条件の交換 31
4.2. 予察的な連結モデルの構築 33
4.3. 連結モデリング技術の動作確認と課題 39
4.4. キャリブレーションのための手法 41
5. まとめと今後の展望 47
引用文献 48

1. はじめに

多摩川下流低地は、京浜工業地帯にあって日本有数の都市域が広がっており、高度経済成長期には大量の地下水揚水による地盤沈下問題や、沿岸帯水層の塩水化問題を経験している。その後、揚水規制によって地下水位が回復するとともに地盤沈下問題は沈静化し、一部では間隙水圧上昇に起因するとみられる地盤隆起が発生した。また、塩水化していた帯水層の一部では、塩濃度の低下が見られた一方で、塩濃度が高い状態が継続しているところもある。このように、当地域の地下水環境は、時間的にも空間的にも変化に富んでいると言える。これを将来にわたって適切に管理しつつ、その恩恵を持続的に享受していくためには、三次元的な水理地質構造の詳細な把握と、それに基づく三次元地下水流動モデルおよび地盤変形モデルによる定量的な分析と評価および将来予測を行うことが、きわめて重要であると考えられる。

この地域においては、これまで都市開発や地盤沈下公害への対処の過程で、様々な地質調査や地下水調査が行われてきているが、それぞれ断片的で統合されておらず、上記のような検討を可能とするような水理地質構造モデルは構築されていない。また、地盤沈下・隆起や塩水進入・排出プロセスに対して、水準測量や観測井におけるモニタリングデータは蓄積されているが、定性的な議論に留まっており、これらのプロセスを地下水流動モデルや地盤変形モデルによって定量的に検討した研究例はない。

そこで本研究は、近年発展してきた最新の地層学の知見に基づいて過去の地質調査データを分析・統合して三次元水理地質構造を推定し、さらにその結果に基づき、多摩川下流低地およびその周辺の水理地質学的につながっている地域を対象とした広域的な三次元地下水流動と、多摩川下流低地における地盤地下・隆起および塩水進入・排出のプロセスを扱うことが可能な三次元水理地質構造モデルを構築することと、このような複雑な複合プロセスに対する数値解析手法を目的とする。

以下に本報告書の構成を述べる。まず、第 2 章に地下水揚水および地下水・地盤変動観測に関する資料・データの収集から、この地域において着目すべき事象やプロセスについてまとめる。第 3 章では、水理地質モデルの構築の方法および結果についてまとめる。第 4 章では、数値解析技術の開発について述べる。最後に、第 5 章で本研究の成果と今後の展望について述べる。

2. 地下水利用、地盤変動、塩水化の分布

本章では、多摩川下流低地の地下水利用および地盤変動、塩水化等の歴史を概観し、地下水流動・地盤沈下モデリングを行う上での課題を整理する。

2.1. 地下水利用

多摩川下流低地は昭和初期より工業化が進み、当時から淡水の工業用水はほぼ地下水でまかなわれてきた(岸・永井, 1975)。しかし、工業用水法の指定地域となった 1959 年以降しか揚水量の集計が行われていないため、その実態は不明である。揚水規制の開始前の 1955 年頃には、1959 年の揚水量の 2 倍以上の揚水量であった井戸もあるとされており(岸・永井, 1975)、揚水規制開始前の揚水量はかなり多かったとも考えられる。

統計上の地下水利用のピークは 1961 年頃であり、東横線～東海道線間地区で多い(図 2-1)。また、東海道線以東の地区は、地盤沈下が早くから進行したため、早期に工業用水法の適用を受けて工業用水の転換が行われた。しかし、依然として工業用水は、東横線～東海道新幹線付近の地域の水源井に頼ったため、逆に東横線～東海道線間地区では揚水量が一時的に増加した。その後、東横線～東海道線間地区も工業用水法の指定を受け、また石油ショック等の影響もあり、揚水量が減少を始めた。このような経緯のほか、後述するように、地盤沈下地域の分布の変遷を見る限りでは、各地区の中でも揚水量の多い地域は時代とともに変遷してきた可能性がある。揚水量統計は上記のように大まかな地域ごとの分類であったり、図 2-2 の例に示されているように揚水量の区分けによってまとめられていたりすることが多く、時間的・空間的解像度や精度に欠けており、このような不確実性が大きいことが、モデリング上の大きな課題であるといえる。

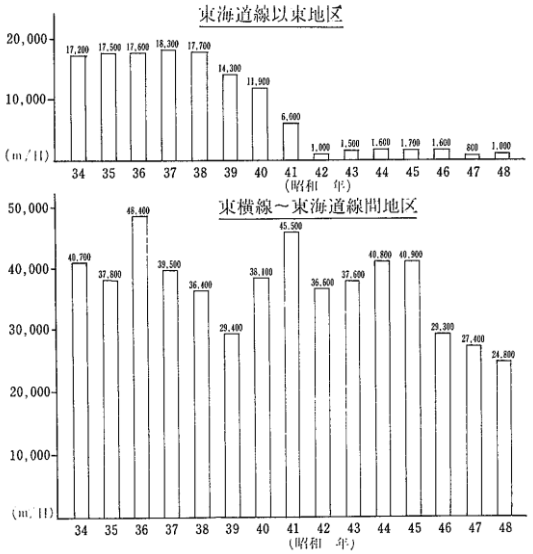

図 2-1：地下水揚水量の推移(岸・永井, 1975)

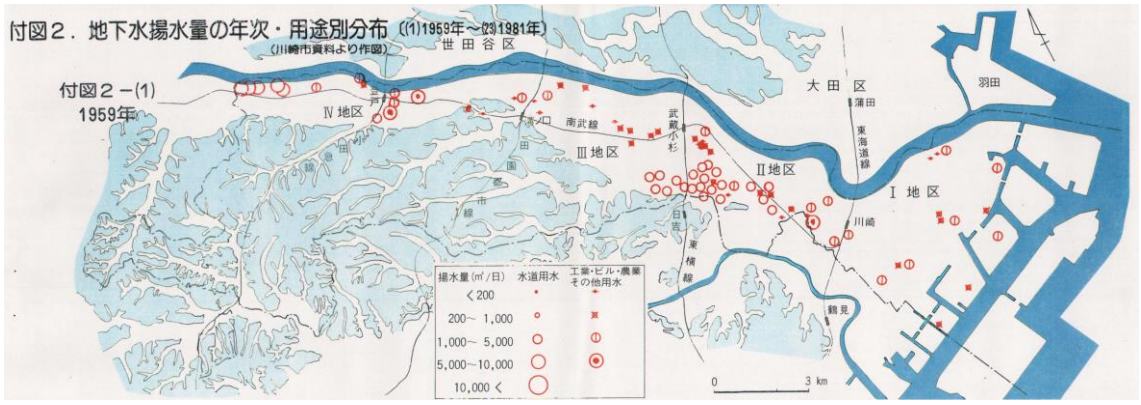

図 2-2:地下水利用量分布(長沼ほか, 1983)

地下水利用の対象層は、主に旧多摩川－鶴見川の河床堆積物からなる砂礫層の帯水層である。一部では下位の上総層群からの地下水利用もあるが、塩化物イオン濃度が高いため、用途が限られているようである。旧多摩川－鶴見川の河床堆積物の分布は、図 2-3 に示したようになっており、上流は溝の口～登戸付近では涵養域になっているほか、現多摩川の河床堆積物と連結し、多摩川の水と水理学的に連続しているとみられている(阿部ほか, 1976)。また鶴見川方面については、既往の調査が少ないため不明であるが、現在の河道に沿って分布していることから、天水および現河川からの浸透が一定程度あるものと思われる。

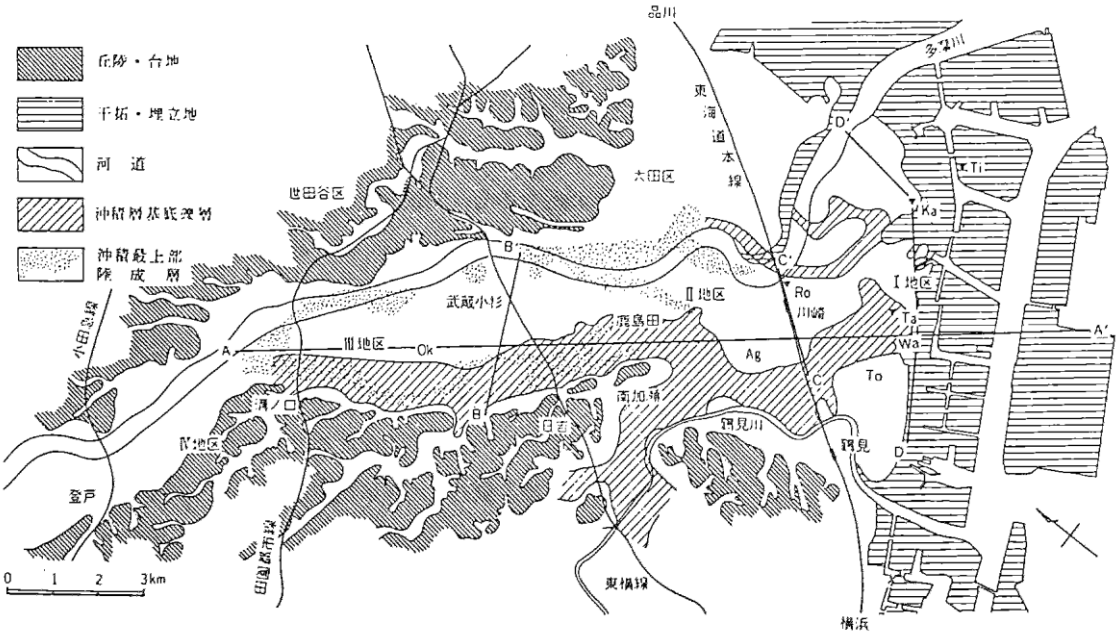

図 2-3：沖積層基底礫層の分布(長沼ほか, 1983)

2.2. 地盤沈下の変遷

先述の通り、多摩川下流低地の工業都市としての発展は昭和初期から始まっており、多摩川下流低地での地盤沈下現象は、水準点の変動を見ると 1931 年頃には、すでに進行し始めていたようである(たとえば川崎市, 2015)。一方で 1923 年に掘削された井戸では自噴していたという記録もあり(岸・永井, 1975)、その頃にちょうど地下水開発が始まったものと見られる。その後 1931 年頃に掘削された井戸の水頭は、-8m 程度まで低下していることから、その間に急激に地下水利用が進んだと考えられる。しかしながら、当時の地下水利用状況については記録がないため詳細は不明である。この頃の地盤沈下分布について、図 2-4 に示す。なお、これは東京などでも見られた現象であるが、1943 年～1950 年頃は、戦中戦後の経済活動停滞により揚水量が激減したのか、地盤沈下はほとんど進行していない。したがって、図 2-4 に示された地盤沈下量分布は、ほぼ戦前の地下水利用に伴う地盤沈下量分布を反映していると考えて良い。図 2-4 と図 2-3 を比較すると、地盤沈下が大きい地域は沖積層の基底礫が分布している地域と非常に調和的であることがうかがえる。また、その中でも東海道線以東で沈下量が多い傾向が見られる。

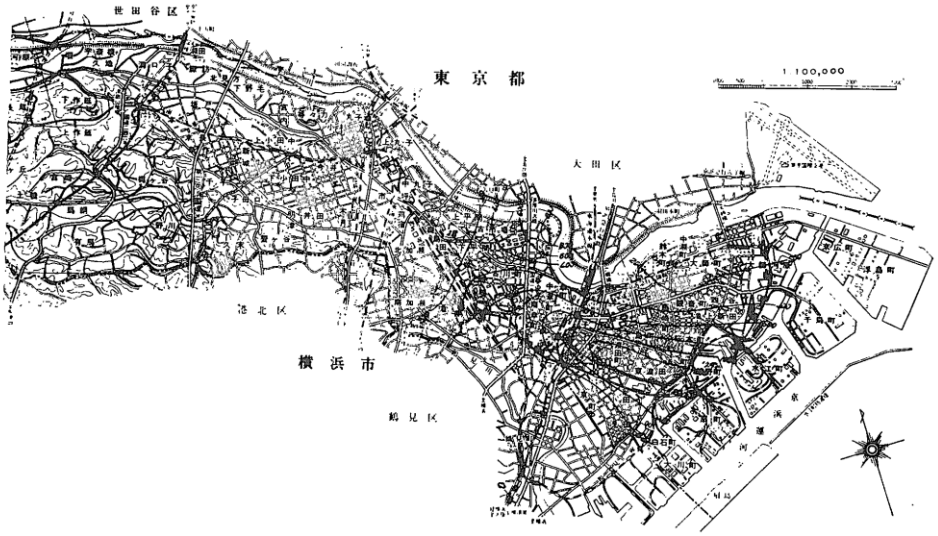

図7
地盤沈下変動量曲線
図（単位mm）
〔昭和6年～昭和25年(19年間累計)〕

図 2-4：1931 年～1950 年間の累積地盤沈下量分布(岸・永井, 1975)

一方で、ほぼ同時期を対象としているが、図 2-5 を見ると、地盤沈下量分布のイメージは大きく異なり、鶴見川近傍にも大きな地盤沈下量が見られることが分かる。この部分も図 2-3 と比較するならば、沖積層の基底礫が分布している地域であり、地下水利用が活発になること自体は不思議ではない。しかしながら、最大の沈下量を示している領域が東海道線以東ではなく、鶴見周辺になっていることは興味深い。一つには、1950 年～1955 年の間の地下水揚水量分布が戦前と異なったことも考えられる。しかしながら、わずか 5 年の集計期間の違いによって、鶴見近傍がこれほどの沈下量になったとは考えにくい。また、

図 2-6 をみる限り、その後の期間についても岸・永井(1975)は鶴見周辺の地域に地盤沈下の等量線を書いていない。したがって、そのすべてを集計期間の差異に帰すことは適切でないと思われる。どちらかと言えば、注目している領域の差異等により、地盤沈下量分布の解釈が異なっていることによる可能性が高い。

研究によってこのような差異がでる原因としては、いくつか考えられることがある。まず、この地域がちょうど行政境付近にあり、もれなく資料を統合していくことが難しいことが挙げられる。また、戦前の中でも地盤沈下の分布が変化し、水準測量点の分布密度も変化していく中で、古くて少ない水準測量データを内外挿せざるを得ない場合に、解釈の差異が出やすいことも考えられる。さらに、当初は沖積層基底礫がこの地域に分布しているという知見がなかったため、地盤沈下量分布の全貌を解釈することが難しかったとも考えられる。いずれにしても、特に古い時代の地盤沈下量分布図は、少ない水準点データから推定された一種の解釈図であり、必ずしもこの地域の全体の地盤沈下量分布を正確に表しているとは限らない。現象を適切に理解していくためには、このような点も踏まえて慎重に吟味しつつ検討する必要があると言えよう。

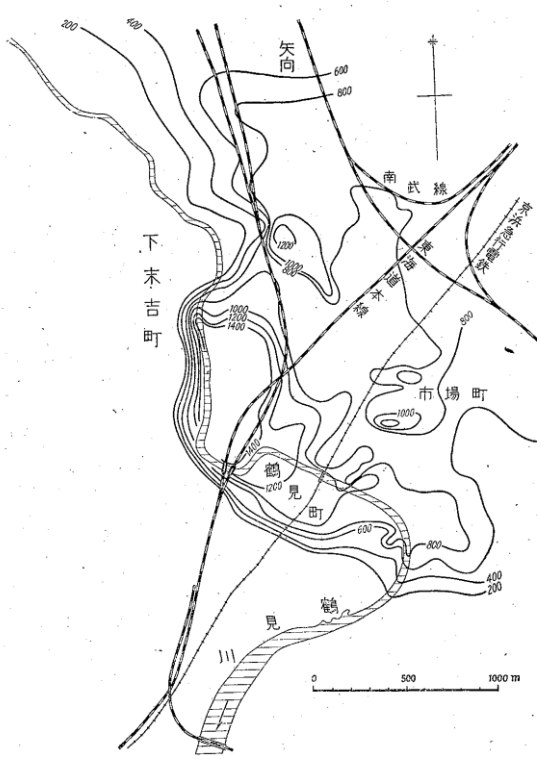

図 2-5：1928 年～1955 年間の累積地盤沈下量分布（工業用水調査グループ, 1957）

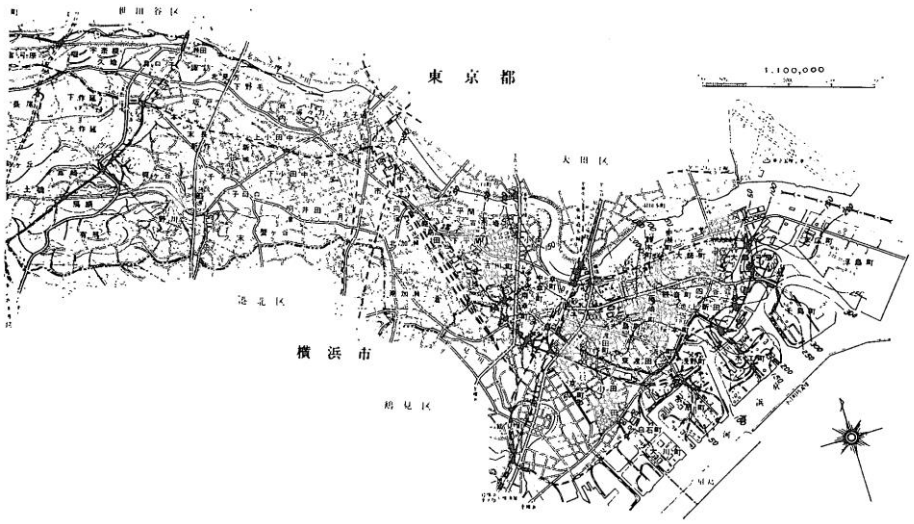

図 8
地盤沈下変動量曲線図（単位mm）
〔昭和34年～昭和39年（5年間累計）〕

図 2-6：1959 年～1964 年間の累積地盤沈下量分布(岸・永井, 1975)

地盤隆起量の分布についでも同様のことが言える。たとえば、図 2-7 に示されるような地盤隆起量分布がいくつかの文献で見られたが、これと図 2-8 に示された地盤隆起量分布では、印象が大きく異なる。図 2-8 では鶴見付近で隆起量が大きいということが明瞭であるが、図 2-7 では、それがよく分からないような等高線となっている。しかし、いずれにしても沖積層基底礫に沿った地下水利用が活発な地域において、揚水量を減じたのに合わせて地盤が隆起していることが、この地域の地盤隆起の主成分であるという解釈(垣見, 1979)が有力であるものと思われる。特に、図 2-5 と図 2-8 を比較すると、地盤沈下領域と地盤隆起領域の空間的な相関性が非常に良いことが分かる。

一方で、この地盤隆起が予知連で注目されて以来の論点として、沖積層より深い地層の隆起(観測井ごと隆起する)あるいは沖積層の存在しない地域での地盤の隆起が観測されているという事実がある。すなわち、単純に沖積層の間隙水圧の回復による弾性膨張だけでは、この地域の地盤隆起を説明できるわけではないことも留意しておく必要がある。これらは未集計の上総層群中での地下水揚水があったものが減少したことによるものであるかもしれないし、地殻変動成分である可能性も否定しきれない。あるいは、同時期に長期的な深部地下水温の上昇があったことが知られている(垣見, 1979)ことから、その原因が何であれ、結果として生じたであろう地層の熱膨張も一つの原因として有力ではないかと考えられる。いずれにせよ未知の何らかのプロセスがあっても不思議ではないし、現象の解釈やそのためのモデルのキャリブレーションを行う際には、これらの可能性を考慮する必要があると考えられる。

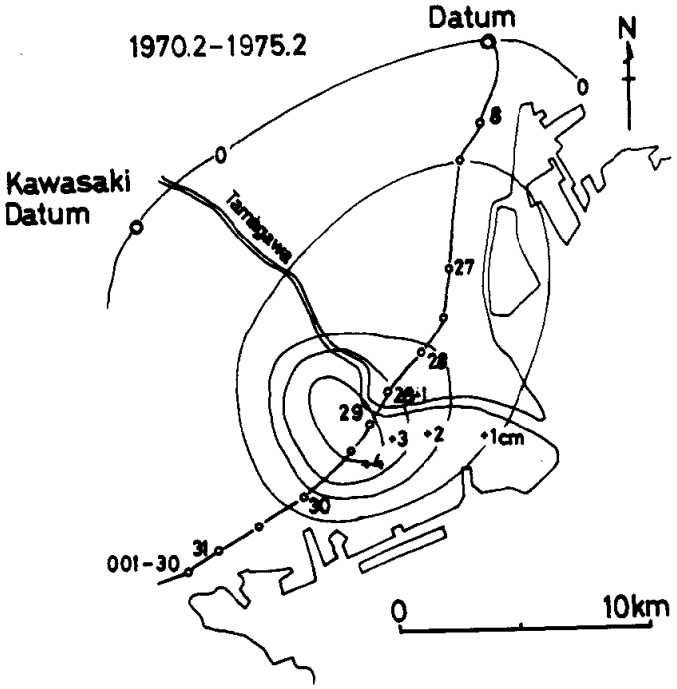

図 2-7：多摩川下流域の隆起概要図(単位は cm)(佐藤・浜田, 1975)

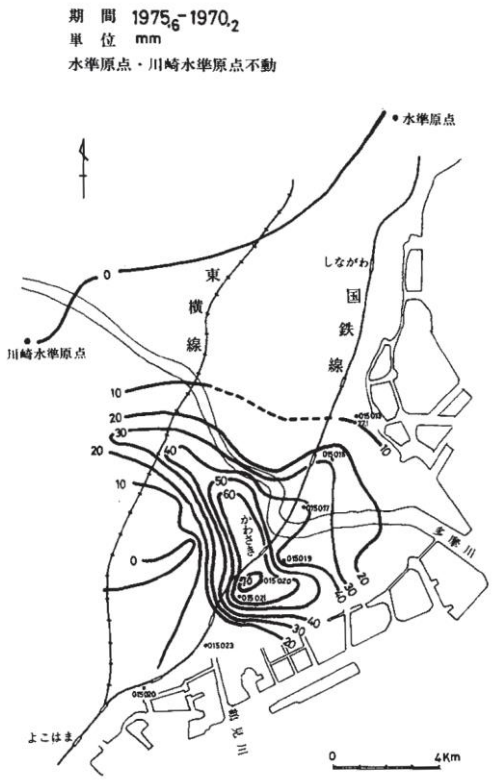

図 2-8：多摩川下流域の隆起概要図(単位は mm)(国土地理院地殻調査部, 1976)

また、沖積層の圧密特性の実測データが意外と少ない点も課題である。一方で、数少ないが、杉本・梅原(1991)には圧密降伏応力や圧縮指数、間隙比などのデータが示されており、それを見る限りでは東京の沖積層と大差ない物性のようである。したがって、比較的データが豊富な東京の沖積層に関するデータからの類推により物性の推定が可能であると考えられる。

2.3. 塩水化

多摩川下流低地の地下水の塩水化は、地下水利用の進行に伴って徐々に顕在化した問題である。その経緯の主たる部分については、図 2-9 および図 2-10 にまとめられる。すなわち、地下水位の低下に伴って、沿岸から海水の浸入が発生し、その影響はおよそ東海道線付近まで及んだ。その後、揚水量の低下によって地下水位が回復し、陸側からの地下水によって再び淡水化したと解釈されている(阿部ほか, 1976)。この説は、沖積層基底礫層中の広域的な塩化物イオン濃度分布の時間的・空間的変化をよく説明しており、現在もっとも広く受け入れられている説であると考えられる。しかし、たとえば図 2-9 の 4 番の観測井では、いったん塩化物イオン濃度が低下した後で再び塩化物イオン濃度が上昇したりしており、一部では説明できない現象もある。この地点に関しては、局所的な水理地質構造や地下水利用の影響等を精査する必要があると考えられる。

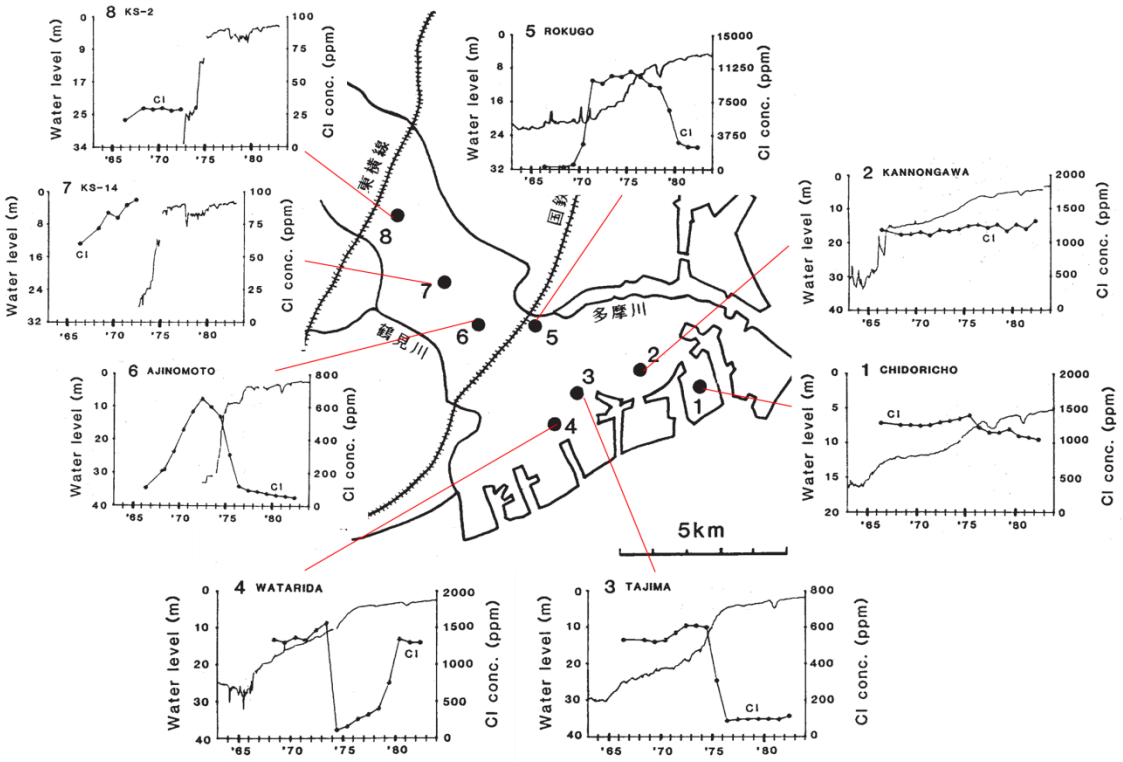

図 2-9：地下水の塩濃度変化（東京大学理学部・川崎市(1984)をもとに作成）

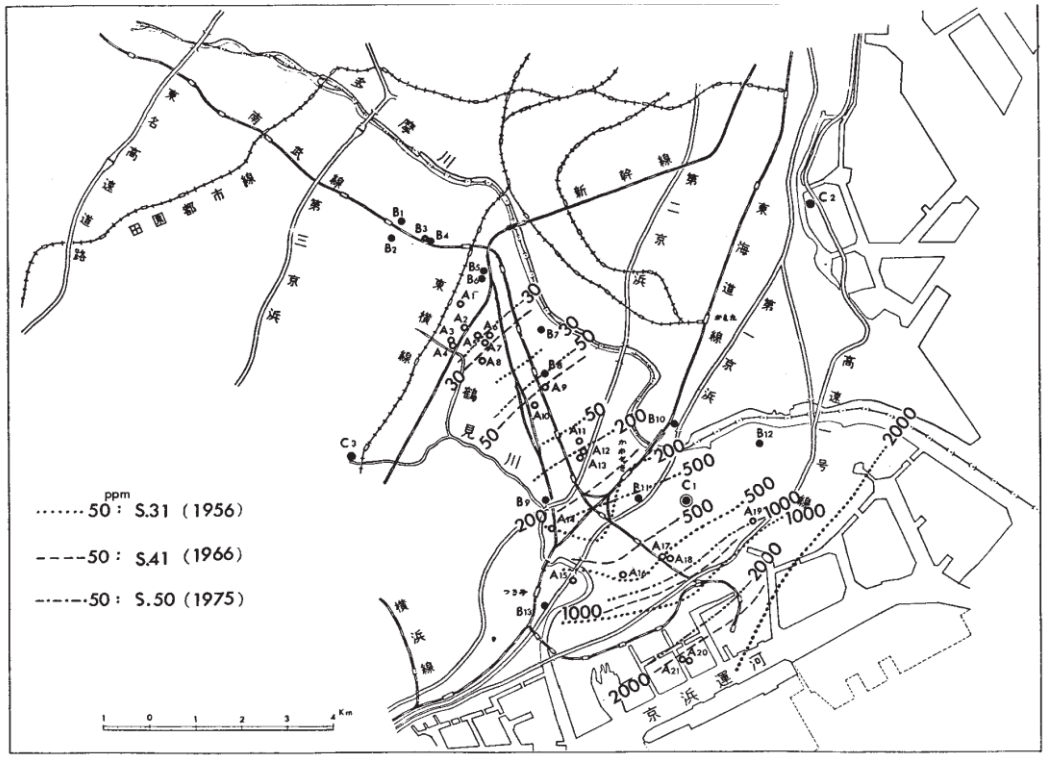

図 2-10：沖積層中の地下水中の塩化物イオン濃度の時空間変化(地質調査所, 1976)

一方で、塩化物イオンが地下深部からやってきたとする説(脇田, 1976)も存在する。まず、脇田(1975; 1976)は、多摩川下流域の地下水を三種類に分類し、多摩川系の伏流水が主成分の上流域をグループ I、沿岸部の塩化物イオン濃度が高いグループ III と上総層群中の有機物に富んだクループ II である(図 2-11)。この中で、沿岸部を中心としたグループ III は、放射性炭素年代で数千年から一万年を越える程度の年代を示し、かなり古い地下水も存在するとみられたことから、単純に現海水の混入では説明できないのではないかと考えられた。また、周辺のグループ II との混合も考えにくいことなどから、深部からの供給説が提案された。これは、先述のように地下水温が上昇している地域もあることから、深部地下水が一定程度上昇している可能性があるという説とも矛盾しないことや、揚水規制後の沖積層の地下水位回復が急激であることも傍証としてあげられている。

これに対して、阿部ほか(1976)は、トリチウム年代の解析をやり直し、また放射性炭素年代におけるデッドカーボンの問題も再考して、グループ III の地下水の年代は 40～60 年程度で説明できることを示した。また水理学的計算からも、それが調和的であるとしている。そのほか、深部からの混入にしては塩化物イオン濃度が低いことや、深部帯水層と沖積層の水頭差がほとんどないか沖積層の水頭が高い時期もあることから、深部からの流入は考えにくいと結論している(阿部ほか, 1976)。以上から、阿部ほか(1976)は、現世海水の浸入や沖積層中の泥層からの絞り出し水などで塩化物イオン濃度が上昇し、元からあった地下

水と混合して上記のような地下水年代となったと考えるのが妥当であろうと推論している。

阿部ほか(1976)の研究に加え、ほかにも深部からの流入が主たるプロセスとは考えにくい理由は二つほど挙げられる。

まず、沖積層の地下水はグループ I にせよ III にせよ有機物が少ないが、深部の上総層群の地下水にはグループ II 同様有機物が多いのは周知のことである。したがって、深部からの混入が多ければ、結局同じ地層に胚胎しているグループ II の地下水との混合と同様の水質となり、そのような地下水が多く観測されなくてはいけないと考えられる。しかし、図 2-11 の結果はそれを明瞭に否定している。

次に、地盤の隆起と同時期に発生していることが挙げられる。間隙水圧の上昇によって地盤の隆起を発生させるためには、鉱物粒子と水の圧縮性を無視すれば、その領域の全深度方向の地下水の総量を増やして、深度方向に積分したときの総間隙体積を増やす必要がある。すなわち、深部からの地下水供給のみでは、深部の地下水が減少してしまうため、深部が弾性収縮してしまって相殺してしまう。ひずみを積分した結果の地表面の変位として、隆起ができないのである。もし、間隙水圧の上昇によって地盤が弾性膨張して隆起しているとすれば、必ず地表からか水平方向からかの地下水の供給が必要である。したがって、深部からの地下水供給は、この地域における支配的な地下水流動プロセスではないように思われる。

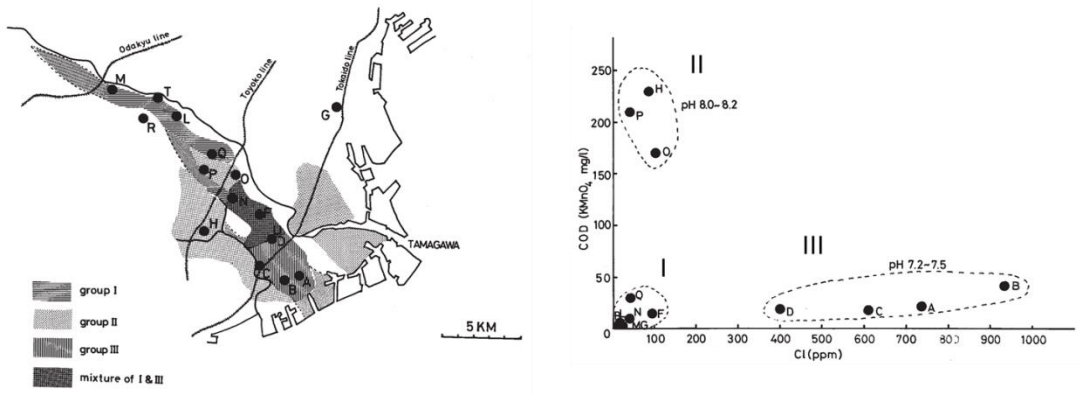

図 2-11：地盤流域域の地下水水質分布(脇田, 1975)

3. 水理地質構造のモデルの構築

3.1. 水理地質構造推定の手法

１）水理地質構造の推定

１－１）　ボーリングデータの整理と処理システムへの入力

本研究では，産業技術総合研究所の「ボーリング柱状図入力」及び「ボーリングデータ解析プログラム」のシステムを用いて，土木研究所、神奈川県、川崎市および横浜市の公開ボーリング柱状図データを処理システムに手作業で入力をおこない、ボーリングデータベースを構築した（図 3-1)。データベースに用いたボーリングデータは、神奈川県の「かながわ地質情報 MAP」、川崎市の「川崎市地図情報システム　ガイドマップかわさき」、横浜市の「行政地図情報提供システムの地盤 View」、防災科学研究所の「ジオ・ステーションおよび土木研究所の「国土地盤情報検索サイト」である。これらのデータベースのうち、川崎市と横浜市のデータは，PDF 形式のため、資料情報を元に標題情報（位置情報など)、土質（岩相)、N 値、標高（深度)、観察記事、色調の項目を「ボーリング柱状図入力」に登録した。孔口標高が記載されていない資料については、国土地理院提供の 5 m メッシュ DEM を用いて抽出した。その他の機関のデータは，既に数値化されたボーリングデータ（XML 形式）のためそのまま用いた。現在入力済みのボーリングデータは、3926 本である。解析プログラムのシステムに数値化されたボーリングデータをインポートし、地図上にボーリング位置を表示した（図 3-1)。地図上で任意の方向の地質柱状図断面を作成することが可能となった。また地質断面図を作成した際に周囲の土質や N 値、標高が異なるデータは周辺のボーリング柱状図と比較をして、エラーデータを抽出した。

１－２）断面図の作成と解析手法

上記のシステムを用いて多摩川下流域の東西（横)・南北（縦）方向の地質柱状図断面を複数作成した。地図上で任意の方向のボーリングデータを選択し、断面図を作成した。従来よりも柱状図データが多数あることから、実際の水理地質構造をより反映したモデルの作成のためにもできるだけ各断面図の間隔を狭くして高密度になるようにボーリング柱状図データを選択した。作成した断面図に新しい地層学である、Shazam 層序学（増田ほか、2013)による解析手法を適用し､沖積層中の堆積システムの地層解析をおこなった｡Shazam 層序学は、Shazam 線を地質柱状図断面に描いて、地層を解析する方法である。ここで出てくる Shazam 線とは、「地質断面に描く堆積相（層相）境界線」に対して用いられる（増田ほか、2013)。この解析手法は、断面図に詳細な岩相境界線を描くことで、音響断面での解析と同じようなセンスで地層の解析を行うことができ、堆積システムの復元や堆積シークェンスの認定、堆積作用による地形の変化やテクトニクスの解析などを行うことが可能である。

Shazam 層序学による解析手順は増田ほか（2013）に基づき、以下である。

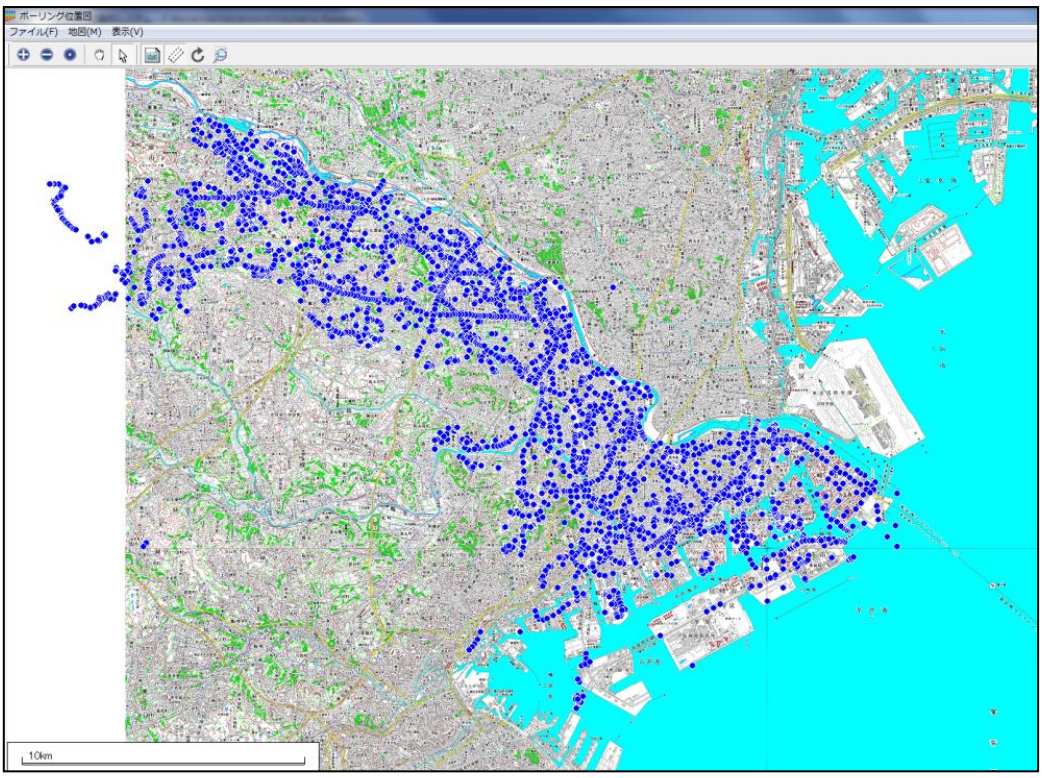

図 3-1：産業総合技術研究所のボーリングデータ処理システム（上）と入力したボーリング位置（下）

1）岩相境界線を柱状断面図に描く

ボーリングデータの柱状図断面に岩相境界線を描く。隣接する柱状図間で連続すると想定される岩相境界をトレースする。岩相境界線を描く際には次のような注意が必要とされる（増田ほか、2010）。（1）確実と不確実と思われる線を区別する、（2）岩相境界を、「漸移」「明瞭」「侵食」あるいは断層などの構造的な境界であるかを考慮して境界を描く、（3）岩相によって斜面堆積物、谷埋堆積物、平坦地での堆積物により、重なり様式や基底面や上面の形がある程度決まる（図 3-2）。そのため堆積環境が推定できる場合はそれを意識して、岩相境界線を描くことが必要である。たとえば、礫層の基底は、下位の層を谷状に侵食する場合が多いため、谷状に描く。河川の流路堆積物の礫層や砂層の基底は侵食面になることがあるが、砂層は礫層ほど下位層を大きく削らない。泥層の基底は下位層を侵食することはほとんどない。（4）岩相からなる堆積体がどのように発達したかを考慮する。すなわち、地層が単純に上に累重したのか、側方に前進したのか、ヒモ状に細長く伸びたかなどを考慮することが重要である。

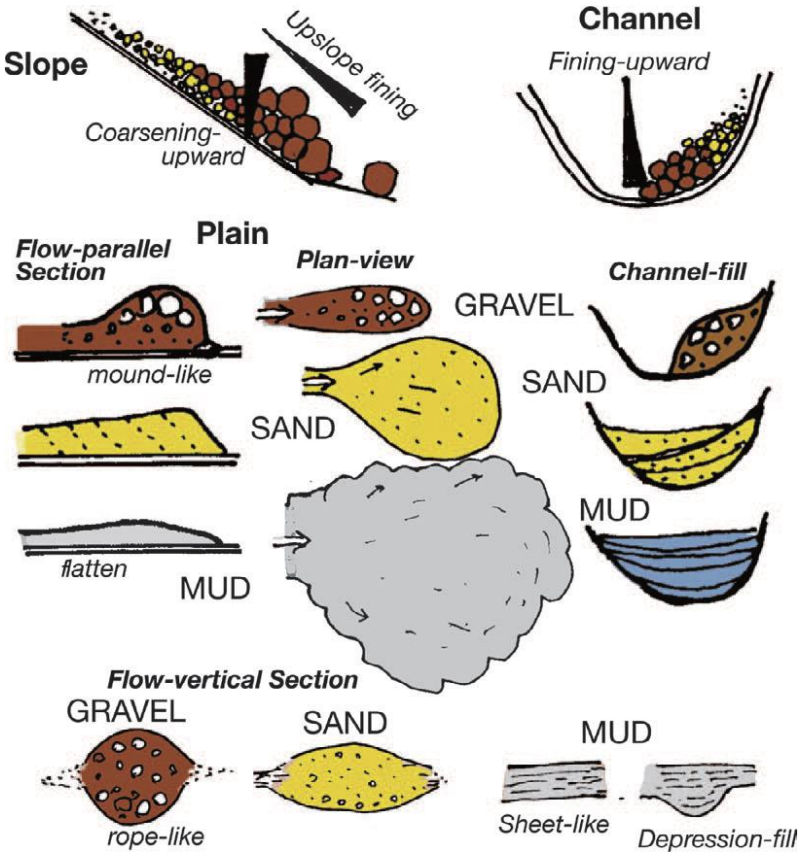

図 3-2：岩相境界線を描く際に考慮すべき岩相の違いによる単層や地層の分布形態の模式図。（増田ほか、2013 より抜粋）

２）Shazam 線を柱状断面図に描く

岩相境界線を描いた地質断面図に、地層区分に重要な次の 3 つの Shazam 線を加筆する。（１）シークェンス境界、（２）海進ラビーンメント面、（３）前進堆積体のダウンラップ面などである。

（１） シークェンス境界

堆積シークェンスの基底面でありシークェンス境界は不整合面とそれに連続する整合面として定義されている（Vail et al., 1991）。断面図では、沖積層の基底と定義できるシークェンス境界を、下位の地層の上面から開析谷の基底を結んで描くことができる。すなわち、この手法では最も厚い礫層の基底を便宜上、シークェンス境界と定義している。

（２） 海進ラビーンメント面

海進時には波浪や潮汐の作用により、海底が平坦化される（増田ほか、2013）。地層に記録されるこの海進期の平坦面をラビーンメント面と呼ばれている（Dalrymple, 2010）。内湾域では、波浪による平坦化に加えて、海進時の潮汐作用によって潮汐低地を形成する平坦化がおこり、そこに潮汐ラビーンメント面（Nummedal and Swift., 1987）が形成される。断面図では、上位の粘土層と下位の砂泥互層との境界が平坦な海進ラビーンメント面として認識される。この境界は、ほぼ直線的に描くことができる。

（３） 前進堆積体のダウンラップ面

前進堆積体とは、海面が安定した高海面期や海面が低下する海退期に沖側に向かって発達する沿岸での堆積システムがつくる地層である。たとえば河口に形成される三角州や砂浜海岸、砂州などが海側に発達してできる堆積体である。この前進体のサクセッションでは、上方粗粒化の重なりが特徴である（増田・齋藤、1995）。この堆積体では地層はダウンラップ面をつくりながら発達する。三角州では前置層/底置層境界、海岸では外浜/沖浜境界、砂州では堆積体の基底面がダウンラップ面となる。この手法ではデルタのダウンラップ面の境界線が、Gani and Bhattacharya (2005)でも用いられている鋸歯状の Shazam 線で表現される。

断面図の解析では、前進堆積体のダウンラップ面は上方粗粒化を示す粘土、シルト、砂層などの重なりで捉えて、その砂層の基底を鋸状の境界として描くことができる。

また、地層区分や堆積環境の推定には、従来の沖積層研究で使用されている地層の硬さ、すなわちN値、ボーリング資料に記載されている観察記事、既往研究の成果（川崎市、1981; 川崎市都市地質研究会、1987）、海成・非海成の区分など情報、地層年代を利用した。とくに年代値などの情報はデータベースから得ることできないため、既往研究の成果を地層の区分に利用した。

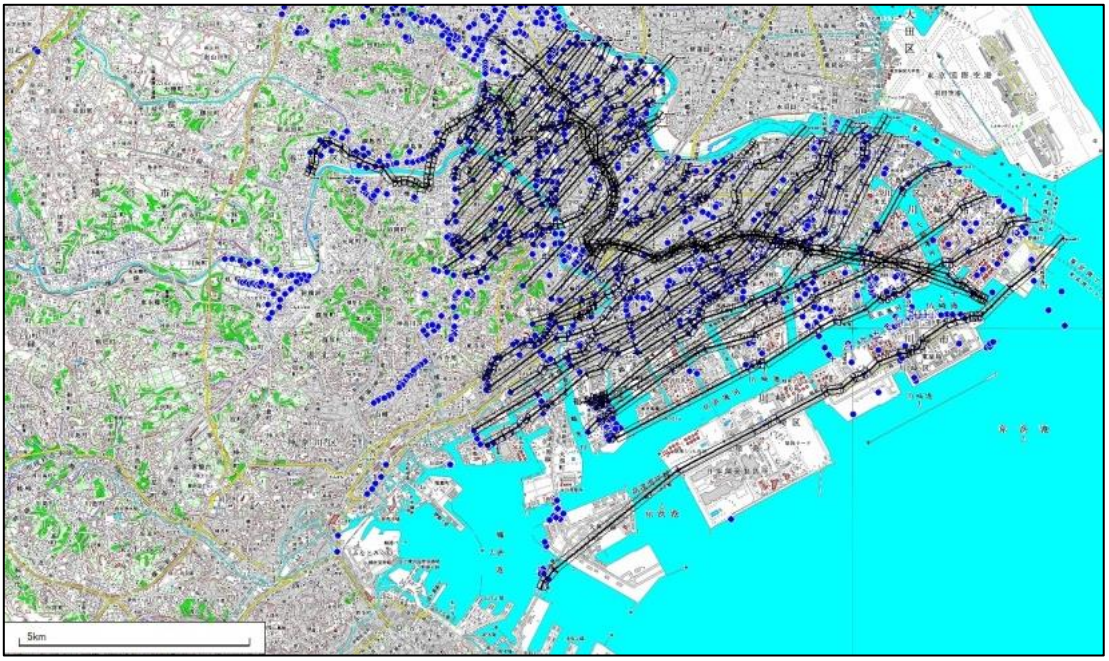

図 3-3：断面線の位置（背景は 25000 分の 1 数値地図）

3.2. 水理地質構造の推定結果

１） 水理地質構造の解釈

作成した地質断面図は、合計約 25 本の断面図を作成した（図 3-3）。その中で最も代表的な断面図の例を図 3-4～図 3-11 に示し、水理地質構造の解釈について述べる。

解析対象地域の沖積層は、基底礫層、下部砂泥層、中間砂層、上部泥層、上部砂層の 5 層に区分した（図 3-5~図 3-11）。

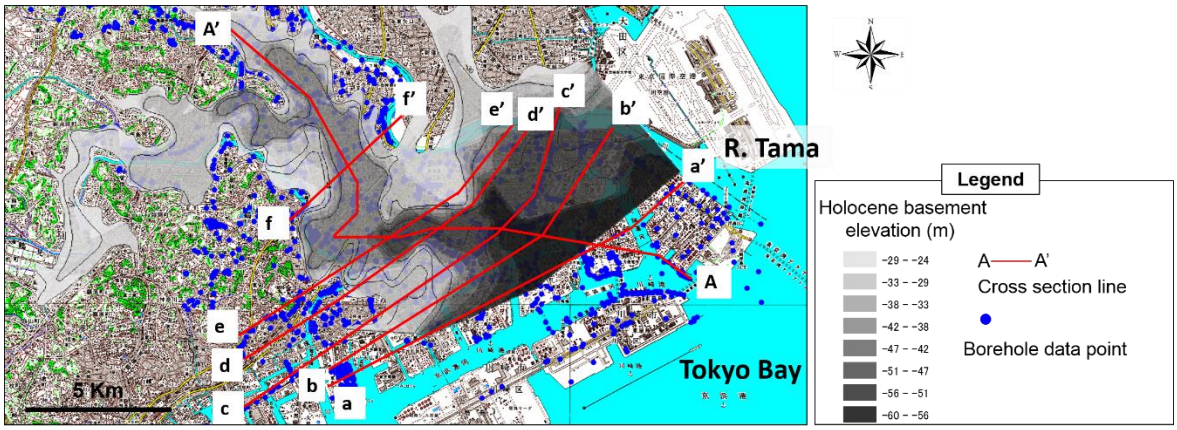

図 3-4：断面図の位置（背景は 25000 分の 1 数値地図）。沖積層の基底面標高は、川崎市都市地質研究会（1987）の沖積層基底深度分布を用いて作成

地質断面図からは、古多摩川の谷底が－70～－30m 以深に認められ、これが沖積層の基底にあたると考えられる。沖積層の基底は、既往研究（川崎市都市地質研究会、1987）とN 値および岩相変化に基づき下位の地層と沖積層の境界線を引いた。この境界線が上記で述べた埋没谷の谷底であり沖積層の基底（シークェンス境界:SB）にあたると考えられる。その上に河床堆積物と考えられる厚い砂礫層および礫層が分布する。この礫層が基底礫層に区分される。この基底礫層上に−35m 付近まで泥層が主体となり、一部砂層が連続するような形態で挟まれ、層相の変化が著しい。泥層のN値は 10～20 を示す。ピートを含み，特に沿岸域において多く含まれている。砂層のN値は約 20～30 を示す。ここでは泥層と砂層をまとめて下部砂泥層と区分した。これら砂泥互層は、岩相境界線が平坦に連続し、さらに基底礫層にオンラップして堆積している（図 3-5）ことから、海進期の谷埋めのエスチャリー堆積物と解釈された。

深度−50 から−25mの間は, 厚さ 10～25mほどの細砂層またはシルト質砂層から構成される．N値は，10～30 を示す．この堆積物は、砂層が板状に連続することや、その一部に貝殻を含むことから三角州の堆積物（松田、1973）または海岸の堆積物と考えられる。この砂層を中間砂層として区分した。ただし、このような砂層の分布は、局所的に認められた。

中間砂層の上位には、−10m 付近まで厚さ 15mに及ぶ連続する泥層が分布する。N値は約 0～5 を示す。これは、貝類を多く挟むことから海成の粘土層と考えられる。これを上部泥層と区分する．この海成粘土層は、海進期～高海面期の湾底の堆積物と考えられ、その基底は平坦な海進ラビーンメント面(Swift et al., 2003)として認識できる(図 3-5 の TRS)。これは海進が進んだ内湾で発生するようになった波浪によって形成された波食面と考えられる。この内湾と考えられる堆積物は、戸手本町付近まで連続する（図 3-5)。海成粘土層中に挟まれて分布する砂礫層が認められる（図 3-5 の鋼管病院付近、図 3-9)。この砂礫層は西部から東部へ連続し、東方で斜め上方に積み重なるように分布しているようにみえる。この砂礫堆積物の平面分布の位置（図 3-12）や構造（重なり様式）から、西部にある下末吉台地の海食崖が波食されて、そこで生産された土砂が沿岸流によって東流し、西部の台地から東側へ伸びた砂州の残骸の可能性が考えられる。しかし、現在のところ海成の粘土層（上部泥層）とこの砂礫堆積物が同時異相の関係にあるかどうかは現在のところ不明であるため、今後の課題である。また、海成粘土層中には複数の砂堆積物が確認された。このような砂の分布は今後のモデル解析に入れることによって結果に影響がある可能性も考えられる。

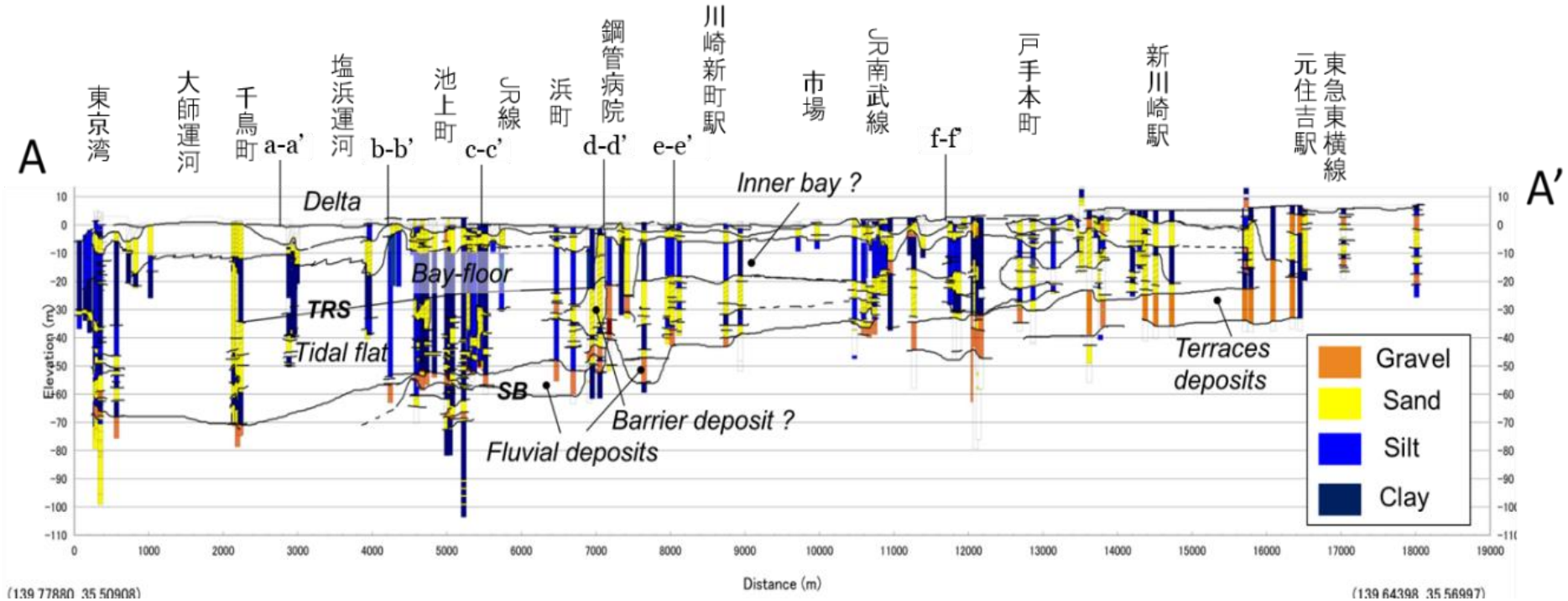

図 3-5：縦断面図の一例（埋没谷沿いの断面）断面図の位置は図 3-4 に示す。SB：シークェンス境界、TRS：海進ラビーンメント面

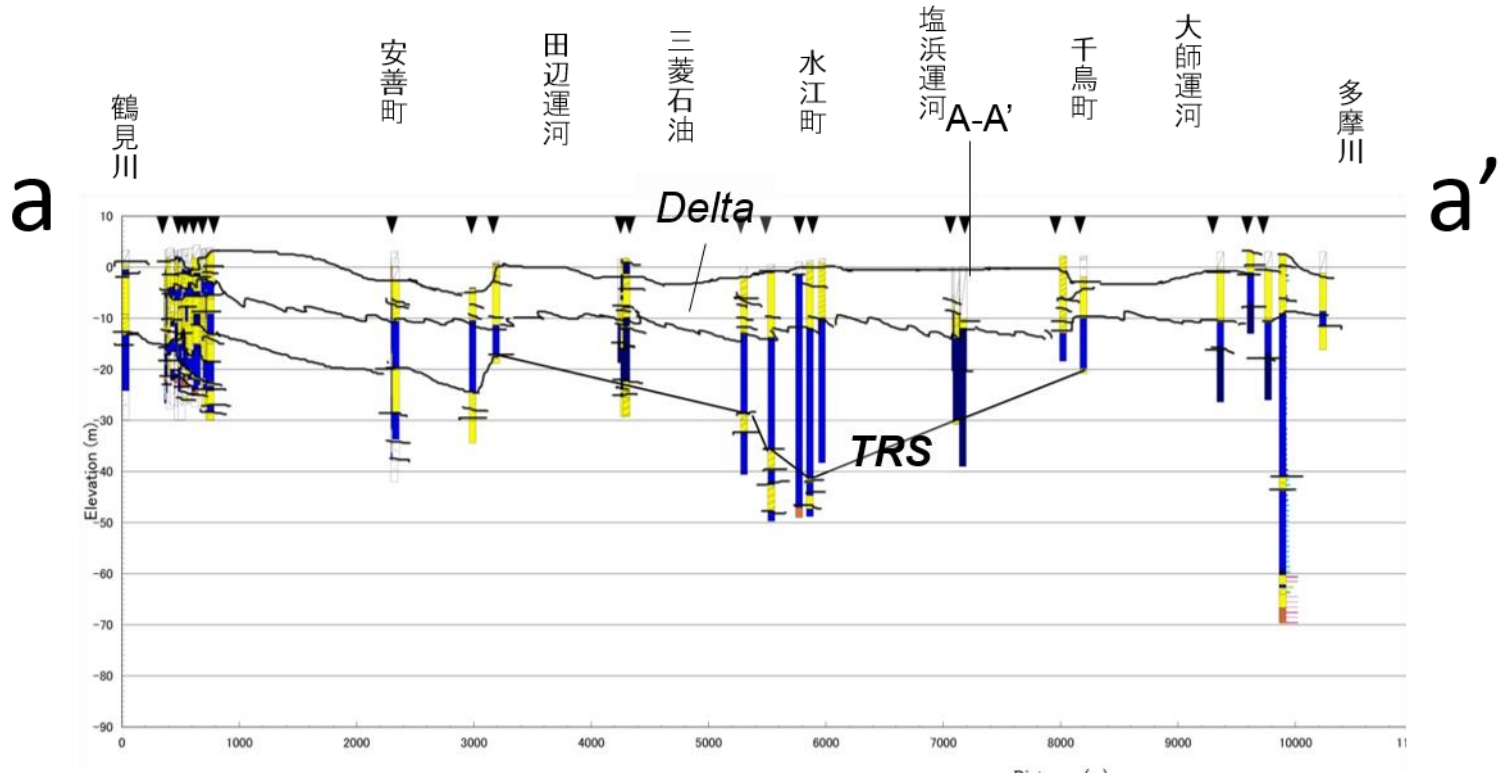

図 3-6：横断面図の一例．断面図の位置は図 3-4 に示す。SB：シークェンス境界、TRS：海進ラビーンメント面

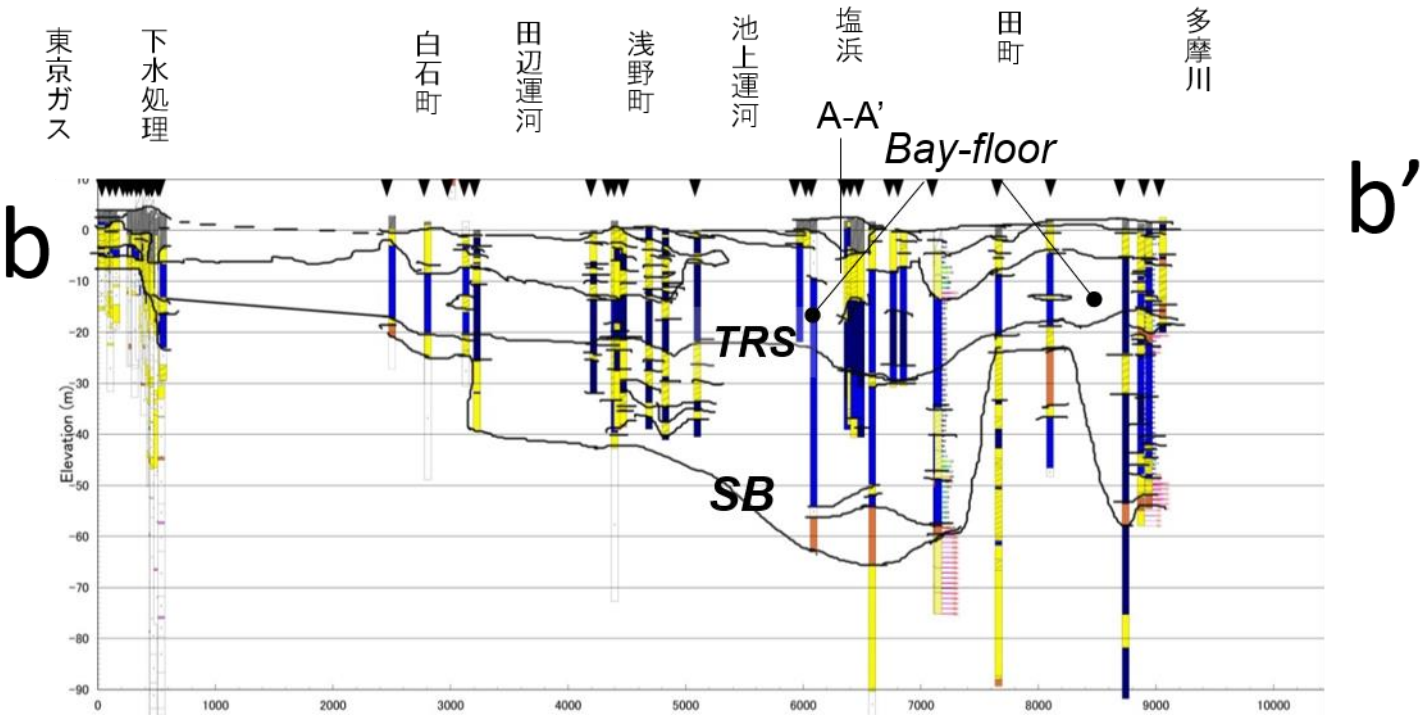

図 3-7：横断面図の一例．断面図の位置は図 3-4 に示す。SB：シークェンス境界、TRS：海進ラビーンメント面

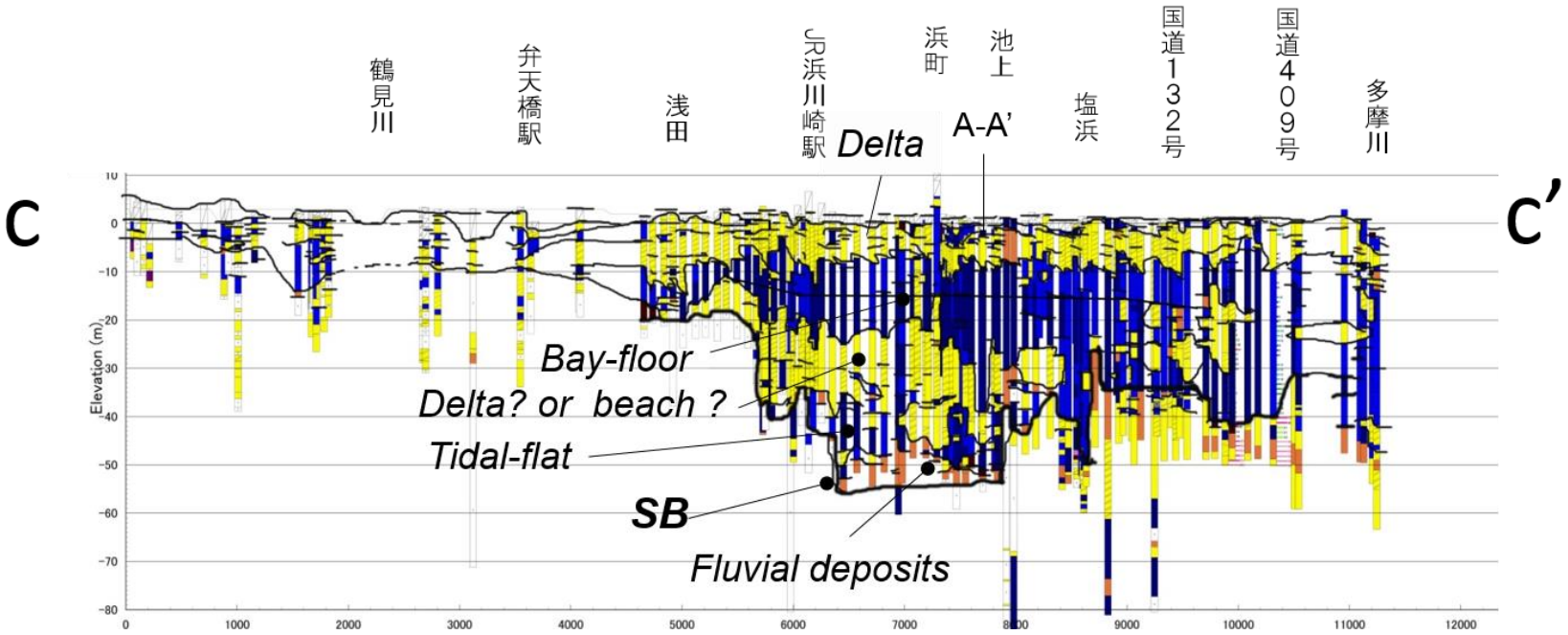

図 3-8：横断面図の一例．断面図の位置は図 3-4 に示す。SB：シークェンス境界、TRS：海進ラビーンメント面

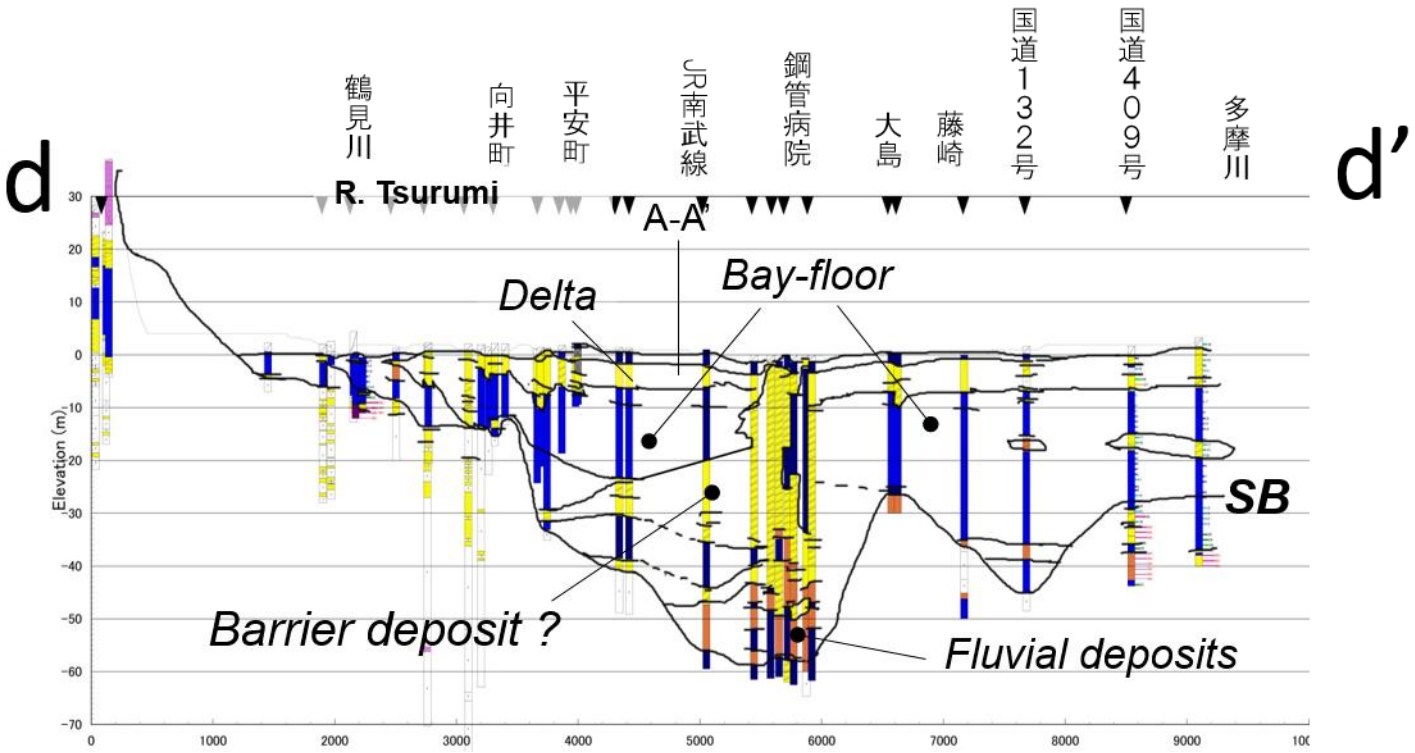

図 3-9：横断面図の一例．断面図の位置は図 3-4 に示す。SB：シークェンス境界

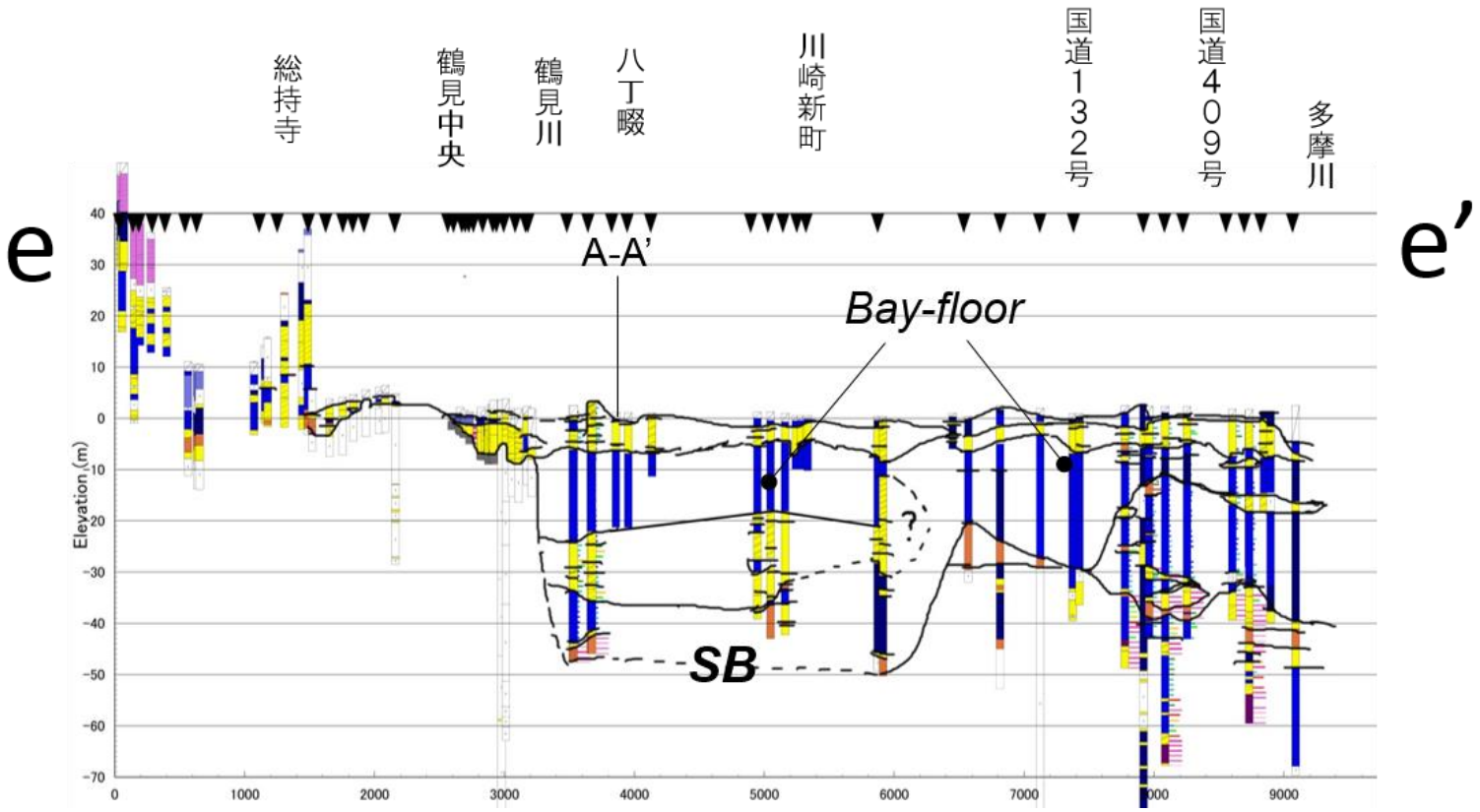

図 3-10：横断面図の一例．断面図の位置は図 3-4 に示す。SB：シークェンス境界

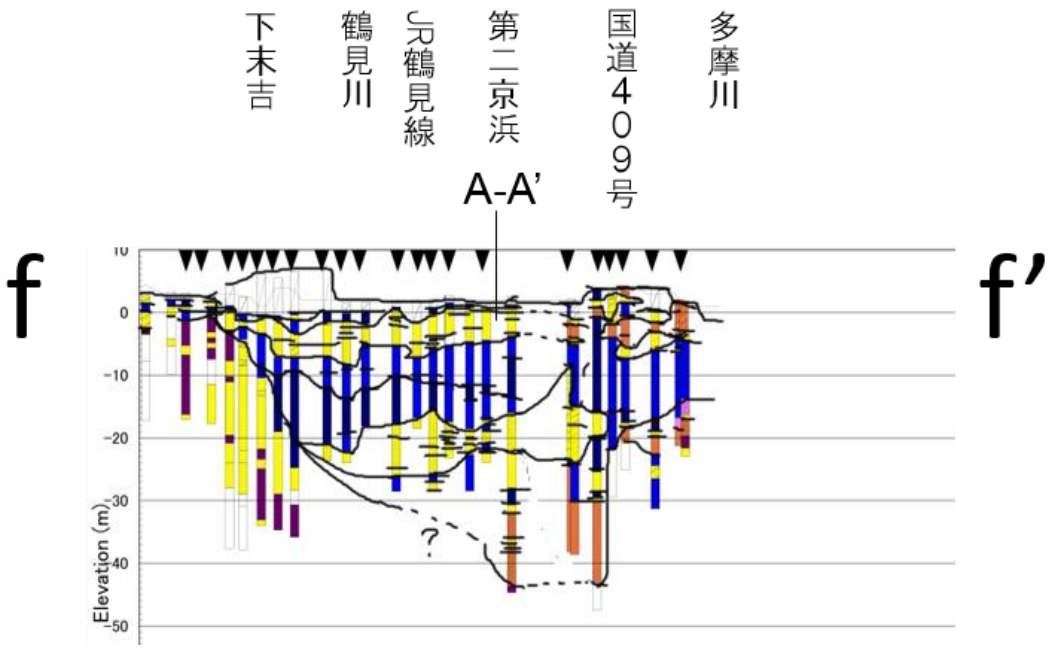

図 3-11：横断面図の一例．断面図の位置は図 3-4 に示す

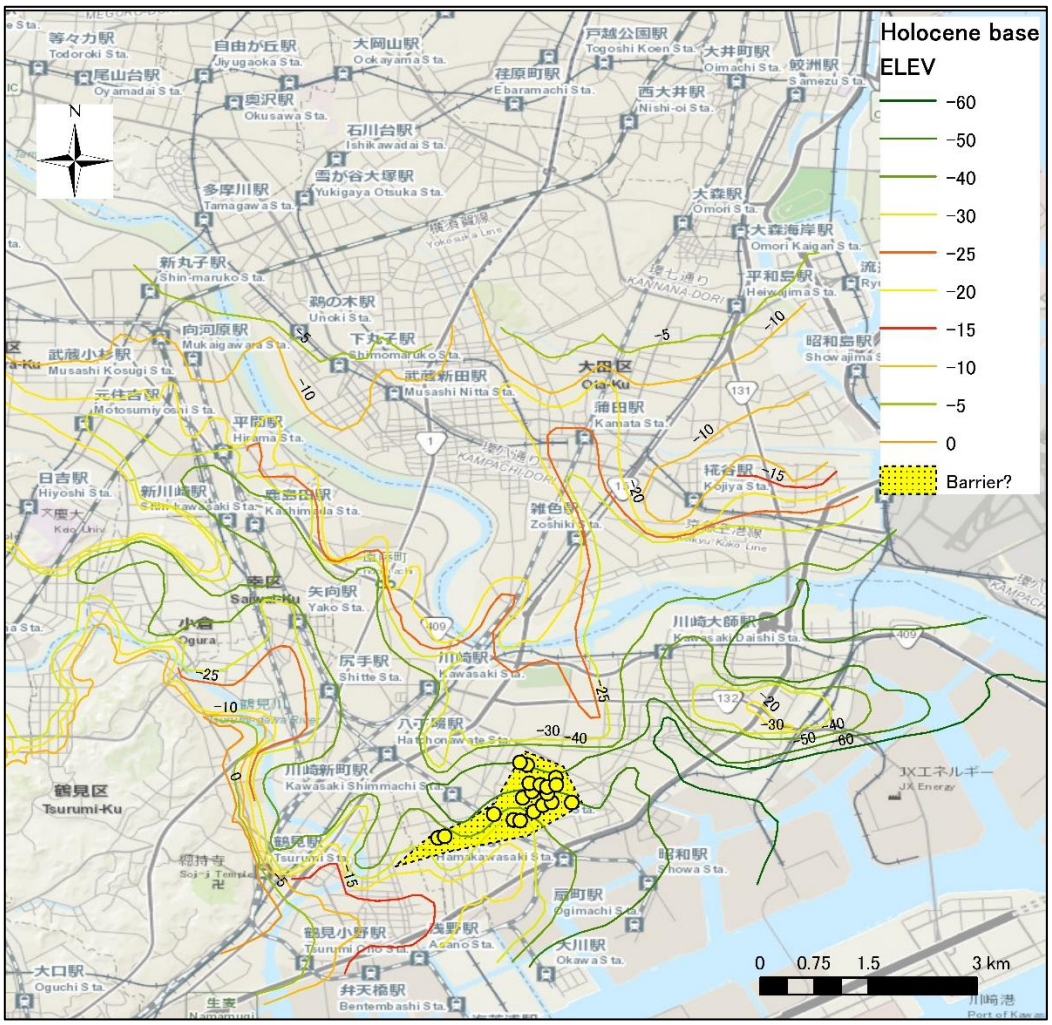

図 3-12：砂州と考えられる堆積物の分布位置

上部泥層の上位には層厚 10mほどの細砂を主体とする砂層がある（図 3-5～図 3-11）。貝殻を多量に含み、N値は 5～30 を示す。沖積層の縦断面では、上方粗粒化を示すサクセッションがみられ、その基底の岩相境界は鋸歯状をした線で描くことができ、高海面期に海側へ発達した三角州の堆積物と考えられる。この砂層は、上部砂層に区分した。

2)　堆積物の分布と塩水化との関係

2.3 節の塩水化に関する整理において、図 2-9 の 4 番の観測井の塩化物イオン濃度の低下後、再び上昇するといった現象が、局所的な水理地質構造の影響の可能性について述べた。この局所的な水理地質構造の影響について検討するため、4 番の観測井がある位置（図 3-13）とその地点の堆積分布を比較した。4 番の観測井（35° 30’ 38” N、139° 42’ 40”）は、図 3-8 の断面図の JR 浜川崎駅と浅田の間に位置する。この地域の地下の浅いところ（深度

約－30～－10m 付近）には、海成粘土層中に厚い砂層が連続して分布している。このような厚い砂層は、この地域のみに局所的に分布しており、局所的に海水との交流がしやすい可能性など、上記のような現象に影響を与えている可能性のひとつとして考えられる。より解釈を進めるためには、今後この地点の水理地質構造をもう少し詳細に解析をおこない、また局所的な地下水利用などの影響も考慮する必要があると考えられる。

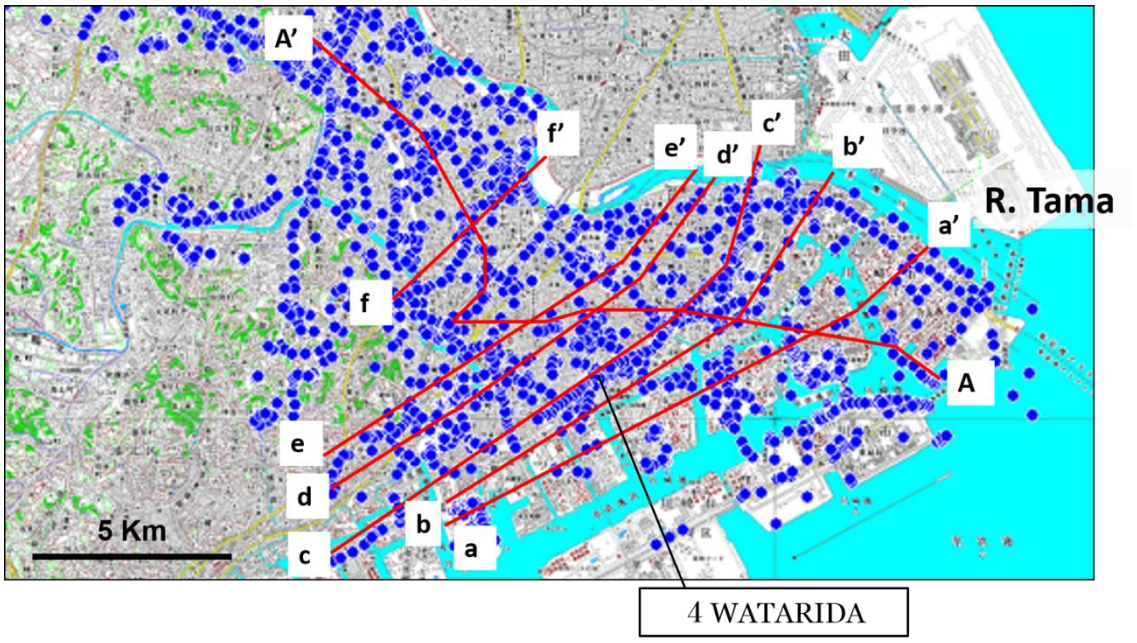

図 3-13：断面線の位置と 4 番の観測井の位置

4. 数値解析手法の開発

4.1. 広域地下水流動モデルと局所地下水流動・地盤変形連成モデルの連結解析の手法

4.1.1. 連結モデリング手法の意義

地下水流動と地盤変形の連成モデリング技術に関しては、地盤工学の分野で発達し、実務でも一般的に用いられている(地盤工学会, 2003)。しかし、塑性変形中の泥質層内の有効応力の変化を精度良く解析したり、推定された三次元水理地質構造モデルに示されたような複雑な砂泥の分布を表現するためには空間的に高解像度のモデルが必要であることや、連成解析自体の計算負荷も大きいことから、広域的なモデリングへの適用は、困難が伴う状況にある。

しかし、人為的な地下水揚水に伴って顕著な地盤変形が発生する領域に比べて、地形や地質構造によって境界が規定される自然の地下水流動システムの空間的な範囲のほうが、はるかに大きいことが多い。本研究の対象領域においても、沖積層の分布範囲だけでも溝口周辺まであり、地形的に判断される分水界は相模原台地との境界に位置する。したがって、地盤沈下の顕著な沿岸低地のみならず、これらの地下水理学的に連続した領域を対象とした解析を行う必要がある。

一方で、地盤変形が小さい場合には、非連成解析でもほぼ問題なく、広域的な地下水流動システムのモデリングを、比較的小さい計算負荷で行うことができる。弾性変形の範囲であれば、泥質層内の余剰間隙圧の拡散も比較的速いと考えられ、空間的な解像度も比較的低くても精度への影響を少なく抑えられる。広域的なモデルでは、地形や地質構造に基づいて自然な境界条件が設定できるため、その部分の困難もない。

そこで、限られた計算機資源の中で広域的な地下水流動システムの一部分における局所的な地盤変形の問題を取り扱うため、地盤変形の大きい局所領域には高解像度の連成解析モデルを用い、地盤変形の小さい周辺地域には広域地下水流動システムを用い、これら両者を地下水の連続性が保たれるように連結させる手法を用いることが適当と考えられる。

4.1.2. 広域地下水流動モデル

三次元地下水流動を扱う広域地下水流動モデルでは、以下の地下水の質量保存式

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x_i}\left(K_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j}\right) + \mathrm{Q} = 0 \tag{4.1}$$

を支配方程式とする。ここで、hは水頭、S_sは比貯留係数、K_{ij} は透水係数テンソル、Qは単位体積あたり揚水量である。本研究対象地域では、地層の傾斜も大きくないことから、透水係数の異方性については、地層の堆積方向に由来する直交異方性(Orthotropy)のみを考慮し、

$$\mathrm{K_{ij}} = \begin{pmatrix} \overline{K}_x & 0 & 0 \\ 0 & \overline{K}_y & 0 \\ 0 & 0 & \overline{K}_z \end{pmatrix} \tag{4.2}$$

とする。ここで、$\overline{K}_x$は x 方向の透水係数、$\overline{K}_y$は y 方向の透水係数、$\overline{K}_z$は z 方向の透水係数である。また、式(4.2)は自由地下水面がない被圧帯水層の場合であるが、不圧帯水層に対しては、水平方向については以下のような Dupuit-Forchheimer 近似の式を用いることとする。

$$\mathrm{K_{ij}} = \begin{pmatrix} \dfrac{\overline{K}_x h}{\Delta b} & 0 & 0 \\ 0 & \dfrac{\overline{K}_y h}{\Delta b} & 0 \\ 0 & 0 & \overline{K}_z \end{pmatrix} \tag{4.3}$$

ここに、Δbは、地下水面を含むメッシュの厚さである。また、不圧帯水層の貯留係数については、比貯留係数S_sの代わりに比産出率S_yを用いる。S_yは地下水が自然に出入り可能な間隙領域の体積が全体積に占める割合に相当する。

このような問題を解く上で世界的に実績のある数値解析コードとして、有限差分法により式(4.1)を解く、米地質調査所の MODFLOW がある。また、MODFLOW に対応したグラフィカルユーザーインターフェースとして、Visual MODFLOW (Schlumberger 社)が実務でもよく利用されている。本研究では Visual MODFLOW を用いて広域地下水流動モデルの作成と計算を行うことを前提として設計した。

4.1.3. 局所地下水流動・地盤変形連成モデル

地下水流動と地盤変形の連成解析を行う局所モデルでは、以下の地下水の質量保存式

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial u_k}{\partial x_k}\right) - \frac{\partial}{\partial x_i}\left[\frac{k_{ij}}{\mu}\left(\frac{\partial p}{\partial x_j} - \rho_w g_j\right)\right] + \mathrm{Q} = 0 \tag{4.4}$$

と、力の釣り合い式

$$\frac{\partial}{\partial x_j}\left[D^e_{ijkl}\left\{\frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u_l}{\partial x_k}\right) + \gamma\frac{\partial f}{\partial \sigma'_{kl}}\right\}\right] + \rho g_i = 0 \tag{4.5}$$

を連立支配方程式とする(たとえば、地盤工学会, 2003)。ここで、u_iは変位ベクトル、k_{ij}は絶対浸透率テンソル、μは水の粘性、pは間隙水圧、ρ_wは水の密度、g_iは重力加速度ベクトル、ρは地層の湿潤密度、D^e_{ijkl}は弾性定数テンソルで、

$$D^e_{ijkl} = \left(K - \frac{2}{3}G\right)\delta_{ij}\delta_{kl} + G\left(\delta_{ik}\delta_{jl} + \delta_{il}\delta_{jk}\right) \tag{4.6}$$

により表される(地盤工学会, 2003)。ここに、Kは体積弾性率、Gは剛性率、δ_{ij}はクロネッカーのデルタである。また、式(4.5)中のγは弾塑性流れ則の乗数で、

$$\gamma = \max \frac{\dfrac{1}{2}\dfrac{\partial f}{\partial \sigma'_{ij}} D^e_{ijkl}\left(\dfrac{\partial u_k}{\partial x_l} + \dfrac{\partial u_l}{\partial x_k}\right)}{\left\lfloor \dfrac{\partial f}{\partial \sigma'_{ij}}\delta_{ij} + \dfrac{\partial f}{\partial \sigma'_{ij}} D^e_{ijkl}\dfrac{\partial f}{\partial \sigma'_{kl}} \right\rfloor}, 0 \tag{4.7}$$

で計算される(地盤工学会, 2003)。ここで、fは修正 Cam-Clay モデル(Roscoe and Burland, 1968)の塑性ポテンシャルで、

$$\mathrm{f} = \frac{3}{2}\left(\sigma'_{ij} - \frac{\sigma'_{kk}}{3}\delta_{ij}\right)^2 + M^2\frac{\sigma'_{kk}}{3}\left(\frac{\sigma'_{kk}}{3} - \sigma'_{\mathrm{pc}}\right) \tag{4.8}$$

により定義される。ここに、Mは限界応力比、σ'_{ij}は有効応力テンソル、σ'_{pc}は圧密降伏応力である。なお、本報告書では、連続体力学の慣例で、応力／ひずみは、それぞれ引っ張り／伸びを正として記述している。

また、地盤沈下が問題になるような場合は、未固結で軟弱な堆積物を対象とするため、実用上は Biot-Willis 係数を 1 と見なして Terzaghi の有効応力

$$\sigma'_{\mathrm{ij}} = \sigma_{\mathrm{ij}} + p\delta_{ij} \tag{4.9}$$

を用いることができる(地盤工学会, 2003)。変位制御型のシミュレーションでは、塑性変形の進行を圧密降伏応力ではなく、ひずみで管理するほうが便利である(de Souza Neto et al., 2012)。したがって、解析中の圧密降伏応力の変化は、以下の式で表される塑性硬化則

$$\sigma'_{\mathrm{pc}} = \sigma'_{\mathrm{pc0}}\exp\left(-\frac{1+e_0}{\lambda-\kappa}\varepsilon_v^p\right) \tag{4.10}$$

により、塑性ひずみから計算される(地盤工学会, 2003)。ここに、σ'_{pc0}は初期の圧密降伏応力、e_0は初期の間隙比、λは自然対数による片対数グラフでの処女圧密曲線の傾き、κは同じく弾性変形領域の傾きで、$K = \frac{3\kappa(1+e_0)}{-\sigma'_{kk}}$の関係にある(地盤工学会, 2003)。$\varepsilon_v^p$は体積塑性ひずみで、全ひずみから弾性ひずみを引くことで求められ、解析中に随時計算して、塑性変形の進行度の指標とする。

局所モデルのための地下水流動と地盤変形を連成した三次元弾塑性有限要素法シミュレータは、世界的に広く利用されているものがいくつかあるが、ABAQUS (Dassault Systèmes 社)は、グラフィカルユーザーインターフェースも備えている。本研究では、沿岸域の地盤変形を解析するための局所モデルには、ABAQUS を用いることを前提として設計した。

4.1.4. 連結モデリング手法のフロー

広域モデルと局所モデルの間の連結は、タイムステップごとに図 4-1 のような手順で行われる。

まず、両モデル間の境界における地下水ポテンシャルと流量の初期の見積もりを得るために、局所地下水流動・地盤変形連成解析を行う領域も含めた全領域を広域地下水流動モデルによって解く。次に、その計算で得られた両モデル間の境界における地下水ポテンシャルを局所地下水流動・地盤変形連成モデルの間隙水圧指定境界条件として受け渡す。その境界条件をもとに局所モデルを計算すると、その結果として、両モデルの境界における流量が求められる。今度は、この流量を境界条件として、局所領域を除いた広域モデルを計算する。その結果として、両モデル間の境界における地下水ポテンシャルが得られる。続いて、再度両モデル間の境界における地下水ポテンシャルを局所モデルの間隙水圧指定

境界条件として受け渡し、局所モデルの計算を行う。その結果として、再度両モデルの境界における流量が求められる。このとき求められた流量と、前のステップで広域モデルを計算する際に境界条件として与えた流量が等しければ、広域モデルと局所モデルの間の流量保存が保たれていることになるので、計算を終了する。この流量が等しくない場合には、新しいステップで得た流量と前のステップで得た流量の平均値を、新たな流量境界条件の候補として広域モデルに受けわたす。このステップを繰り返すことによって、徐々に前のステップと次のステップの流量境界条件が収束する。数値解析的には、この流量の差がモデリング上要求する基準値以下になるまで繰り返すことで、その誤差の範囲内で広域モデルと局所モデルの間の流量の連続性を満足させる。

以上のような連結のフローを制御するために、Windows 上でさまざまなソフトを制御可能なフリーソフトである UWSC(http://www.uwsc.info)を用いて、Visual MODFLOW、ABAQUS、境界条件の交換を行うためのコードを図 4-1 の手順に従って順次動作させ、連結のための反復とタイムステップの進行を実装した。Aichi (2008)や Aichi and Tokunaga (2008)により実装されていたものと比べて、境界条件の受け渡しに関わる処理時間を大幅に短縮した。もっとも主要なところでは、Visual Modflow の応答待ちに関する問い合わせを CPU 使用率に合わせて頻度を変えることで、従来あった不要な待ち時間や Visual Modflow のフリーズの問題がほとんどなくなり、処理速度が 10 倍程度向上した。

4.1.5. 広域モデルと局所モデルの境界条件の交換

ここでは、広域モデルと局所モデルの間の境界条件の受け渡しの具体的な方法について述べる。両モデル間の境界では、図 4-2 に示すように領域が一部重なっている。その部分で水頭（間隙水圧）および、流量の情報を相互に受け渡すことを行う。

境界条件の受け渡しは、帯水層部分と泥質層部分を分けて考える。帯水層部分は水平方向の地下水流れが大きいと考えられるので、広域モデルと局所モデルの境界を通過する地下水流れも大きいと考えられ、帯水層部分における境界条件の連続性は水収支の観点から重要になる。一方で、泥質層部分では帯水層に比べて透水性がきわめて低く、また上下の帯水層とやりとりする流れが支配的になるため、広域モデルと局所モデルの境界を水平方向に通過する地下水の流れは非常に小さいと考えられる。帯水層内の水頭分布は静水圧的であるため、広域モデルと局所モデルの空間解像度が異なっていたとしても、内挿・外挿によって比較的よく近似できると考えられる。しかし、泥質層に関しては、水頭拡散の遅れの可能性もあって、単純な内挿・外挿は困難である。そこで、広域モデル・局所モデルの境界上に位置する泥質層部分については、水平方向には不透水として計算する。このような取り扱い方をすることによって、境界付近における泥質層部分の内部の圧力分布の形状を仮定することなく、より自然な形でシミュレートすることが可能となる。以上の検討から、広域モデルと局所モデルの境界条件の交換は、帯水層部分においてのみ行う。以下に、その具体的な方法を述べる。

まず、広域モデルから局所モデルに地下水ポテンシャル条件を間隙水圧指定境界条件として受け渡す場合について考える。帯水層内の鉛直方向の圧力勾配は静水圧勾配であると近似し、広域モデルの計算点（メッシュ中央）の水頭の値から間隙水圧に換算して与える。帯水層の水平方向に関しては、広域モデルの計算点に対応する節点には、地下水ポテンシャルから換算した間隙水圧を与える。水平方向の解像度が異なる場合には、隣のメッシュとの間で水頭を線形内挿したのち、間隙水圧に換算した値を受け渡す。

次に、局所モデルから広域モデルに流量条件を受け渡す場合について考える。広域モデルにおいて帯水層としてモデル化されているメッシュに対応する境界上の局所モデルの要素を構成する節点について、等価節点流量を計算する。広域モデルの各メッシュに含まれている節点流量を合計して、そのメッシュに流量境界条件として受け渡す。

地下水流動モデルの支配方程式(4.1)は、地下水流動・地盤変形連成解析モデルの支配方程式(4.2)、(4.4)において、地層が鉛直方向のみに弾性変形すると仮定した場合と同等となっている。そこで、広域モデルと局所モデルの境界における変位の境界条件について、局所モデルの境界においてスライダー支補と近似する。

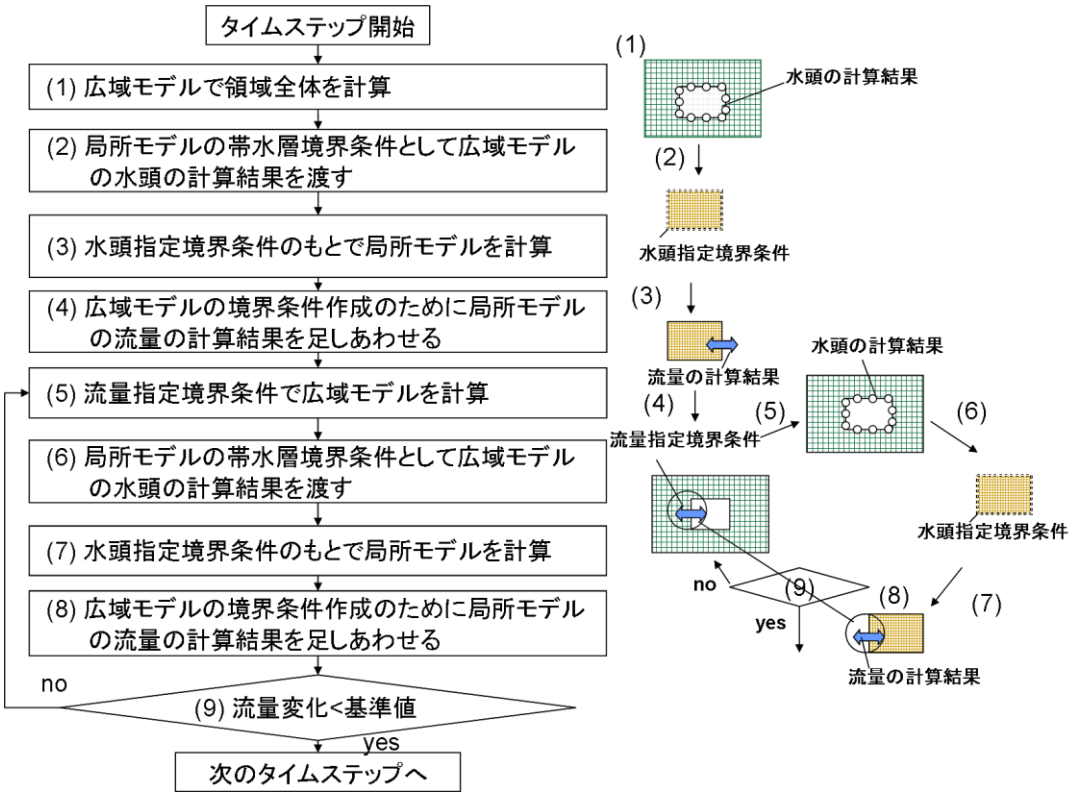

図 4-1：広域モデルと局所モデルの連結フロー（Aichi and Tokunaga (2008)を編集）

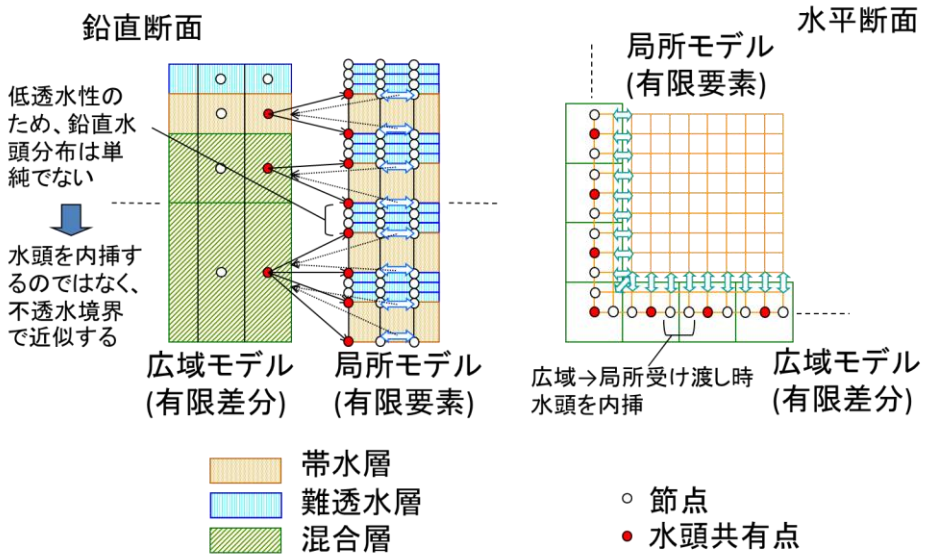

図 4-2：広域モデルと局所モデルの間での境界条件の受け渡し（Aichi and Tokunaga (2008)を編集）

境界条件の交換は、広域モデルと局所モデルの境界における結合関係を記述する表に従って行われる。広域モデルから局所モデルに水頭の境界条件を渡す場合に必要な対応表は、局所モデルの境界上の節点が、どの広域モデルメッシュから水頭を受け取るかを記述する。また、局所モデルから広域モデルに流量の境界条件を渡す場合に必要な対応表は、局所モデル上で対応する要素を構成している節点が広域モデル上のどのメッシュに含まれるかを記述する。

4.2. 予察的な連結モデルの構築

ここでは、鶴見川上流域から川崎市・横浜市までを含む広域地下水流動モデルと、多摩川下流低地を対象とした局所詳細地下水流動・地盤変動連成モデルの連結解析の予察解析モデル(図 4-3、図 4-4)を構築し、連結解析技術の動作確認を行った。

広域地下水流動モデルの作成にあたって、まず全体のモデル形状を決定するため、地表面および海底面の標高の入力を行った。地表面標高に関しては、国土地理院の基盤地図情報ダウンロードサービス(http://fgd.gsi.go.jp/download/)の 10m メッシュ標高データ、海底面の標高に関しては、日本海洋データセンターの 500m メッシュ水深データ(J-EGG500, http://www.jodc.go.jp/data_set/jodc/jegg_intro_j.html)を用いた。

続いて、予察解析用の暫定水理地質構造モデルの入力を行った。解析対象地域の沖積層に関して、既往の地質断面図(川崎市, 1981; 川崎市都市地質研究会, 1987; 横浜市公害研究所, 1988)に基づき、水理地質的観点から、土壌、砂質層、泥質層、砂質層、泥がち砂泥互層、砂礫層からなる 6 層に区分した(図 4-5、表 4-1)。この区分に基づき、地下水流動モデルに

も 6 層の格子を用意し、各層の標高・層厚等の分布を入力した。その上で、埋没段丘や残丘など、基盤面が高い位置に存在していて沖積層が存在していない領域については、該当する格子を不透水の格子とした。図 4-6 は、以上のようなやり方で図 4-5 のような地質断面をモデルに入力する際に、各層および不透水層をどのような配置となるかについて概念的に示したものである。このような手法でモデルを構築することによって、沖積層中の各層が基盤面の埋没地形によって水理学的に連続もしくは不連続となっている関係性を直接的に表現した。この地域における上総層群は主として半固結の泥岩層であり、相模層群は砂泥互層からなっている。帯水層としては、上総層群中、相模層群中の砂層および砂礫層も開発されている(杉本・梅原, 1991; 内藤, 2002; 角田・井上, 2005)が、これら深部の地下水は塩分が多いこともあり、実際には、ほとんどの井戸は沖積層から地下水を揚水している(杉本・梅原, 1991)。したがって、沖積層に着目したモデルを構築した。また、各層の透水係数および比貯留係数については、各層の層相および堆積年代から想定される一般的な値を仮に設定した(表 4-1)。

また、表 4-1 に示した各層の透水係数および比貯留係数については、各層の層相および堆積年代から想定される一般的な値を仮に設定したものである。

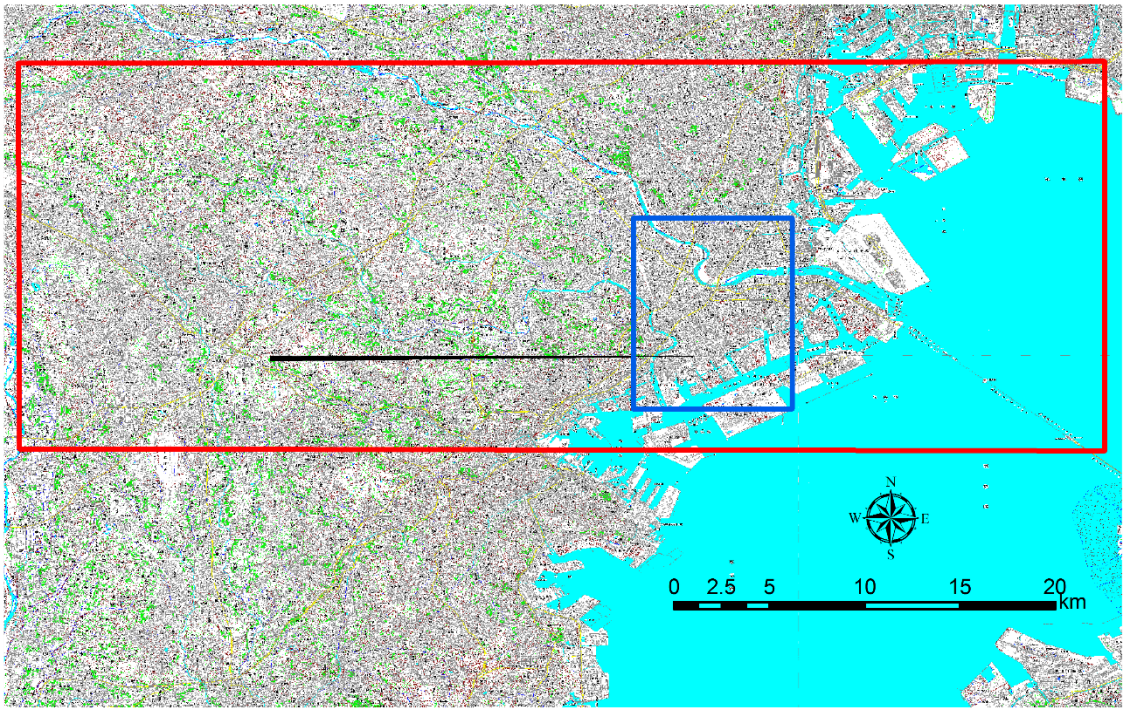

図 4-3：予察解析における広域モデル(図中赤枠)と局所地盤沈下モデルの領域(図中青枠)(背景は 25000 分の 1 数値地図)

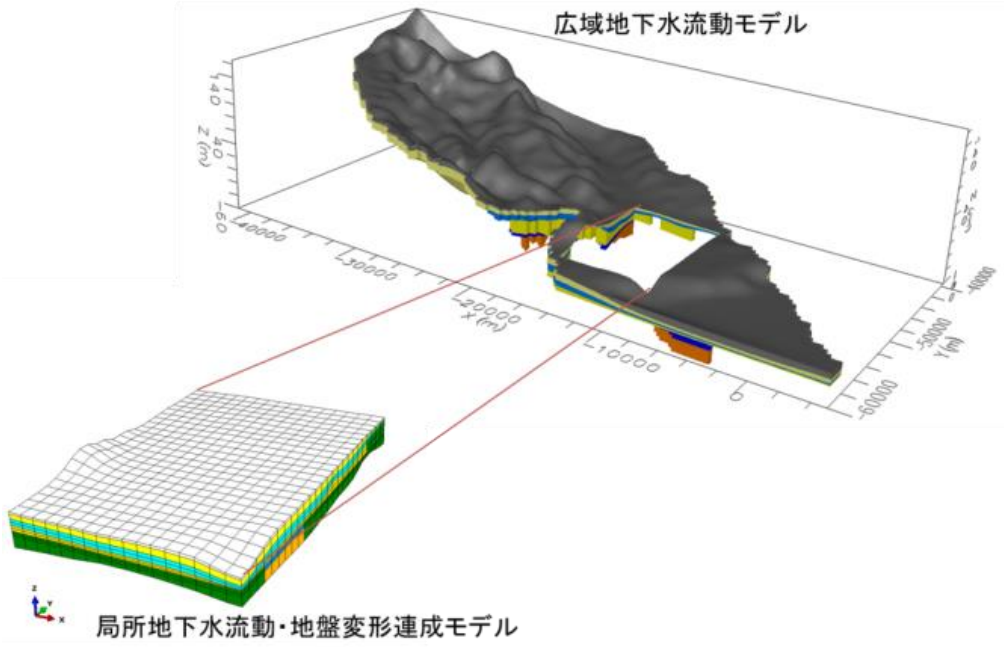

図 4-4：予察解析用の連結モデル

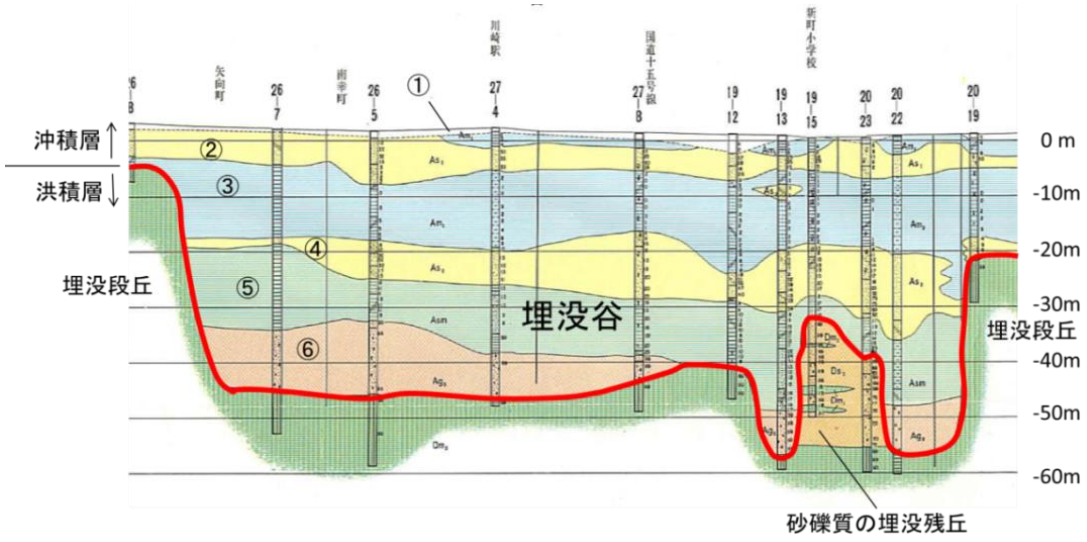

図 4-5：地質断面図の例(川崎市(1981)を編集)(図中の①～⑥は、表 4-1 の層準に対応)

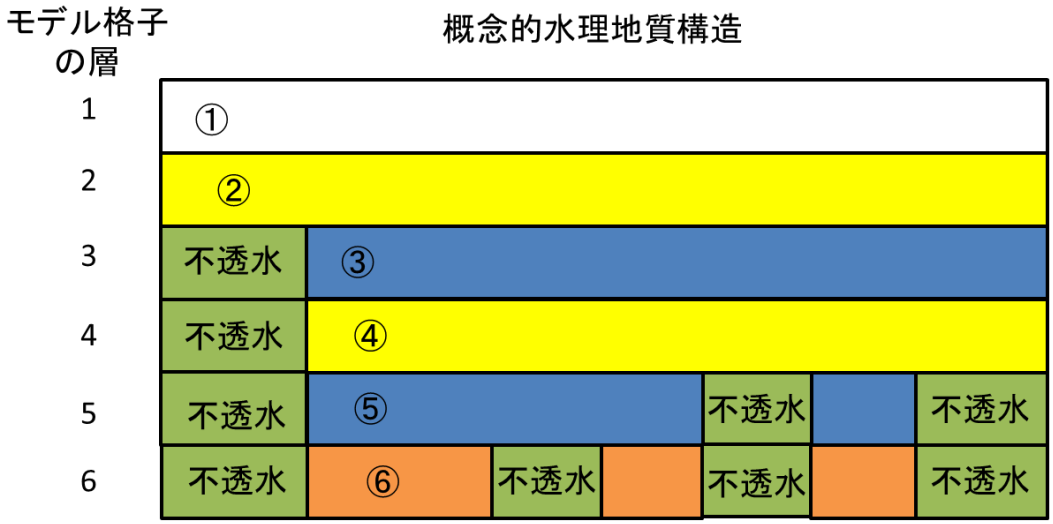

図 4-6：モデル内における地質断面構造の簡略化と概念的な取り扱い方の例(図中の①～⑥は、表 4-1 の層準に対応)

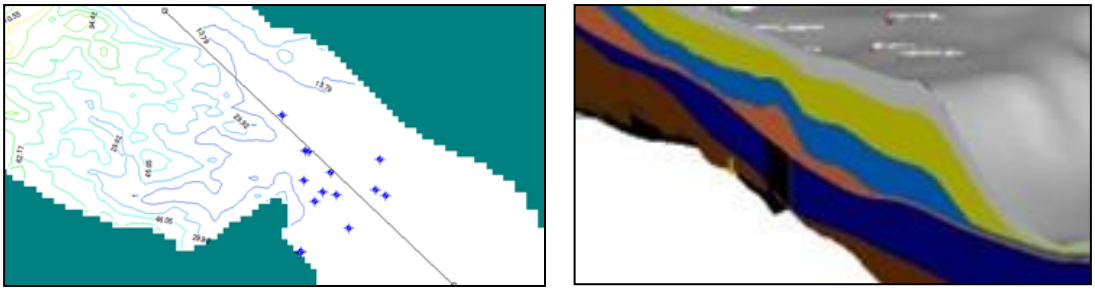

図 4-7：作成した地形モデルおよび沖積低地断面図

(左図：地下水モデル平面図。コンターは標高を、青の点は主要な揚水井の位置を表し、黒色の直線は右図の断面の位置を示している。緑色の領域は、分水界の外で解析対象に含まれない。右図：地下水モデルの断面図。1 層：白色、2 層：黄色、3 層：淡青色、4 層：オレンジ、5 層：青色、6 層：茶色で示しており、基盤に相当する不透水の格子は黒色となっている。)

表 4-1：モデル上の沖積層の層序区分と物性

モデル層準	層相	堆積環境	透水係数 [m/s]	比貯留係数 [m^{-1}]
1	表層土壌	後背湿地・三角州頂置層	2×10^{-5}	5×10^{-5}
2	砂	自然堤防・砂州・三角州前置層	1×10^{-5}	5×10^{-5}
3	粘土・シルト	三角州頂置層・三角州底置層	1×10^{-9}	5×10^{-5}
4	砂	三角州前置層・砂州	1×10^{-5}	5×10^{-5}
5	泥がち砂泥互層	三角州底置層・旧河床	1×10^{-8}	5×10^{-5}
6	礫	旧河床	1×10^{-3}	5×10^{-5}

工業用水調査グループ(1957)に揚水量および井戸の深度が公表されているなかで、地下水流動へ大きな影響を与えると考えられる揚水量の大きい井戸を整理し、14 個の揚水井をモデルに組み込んだ(表 4-2)。この際、水理地質モデルの精度および解像度の問題で、揚水井のスクリーン区間が必ずしも帯水層としてモデル化されている深度に一致しない場合があった。このような場合には、作成した水理地質モデル上で、スクリーン区間が 2 層にまたがらないよう、また泥層からの揚水とならないようにスクリーン深度の微調整を行った。

表 4-2：モデルに組み込んだ揚水井

井戸名	揚水量 [m^3/day]	スクリーン上端深度 [m] (GL)	スクリーン下端深度 [m] (GL)	対象層
Well_1	300	-25	-30	4
Well_2	3	-0.1	-0.3	1
Well_3	500	-25	-30	4
Well_4	235	-2	-4	1
Well_5	3000	-45	-55	6
Well_6	350	-10	-12	2
Well_7	900	-28	-31	4
Well_8	7000	-7	-11	2
Well_9	42	-30	-31	4
Well_10	150	-4	-5	1
Well_11	100	-3.5	-5.4	2
Well_12	55	-1	-2.5	1
Well_13	1000	-38	-40	6
Well_14	100	-5.5	-6.0	2

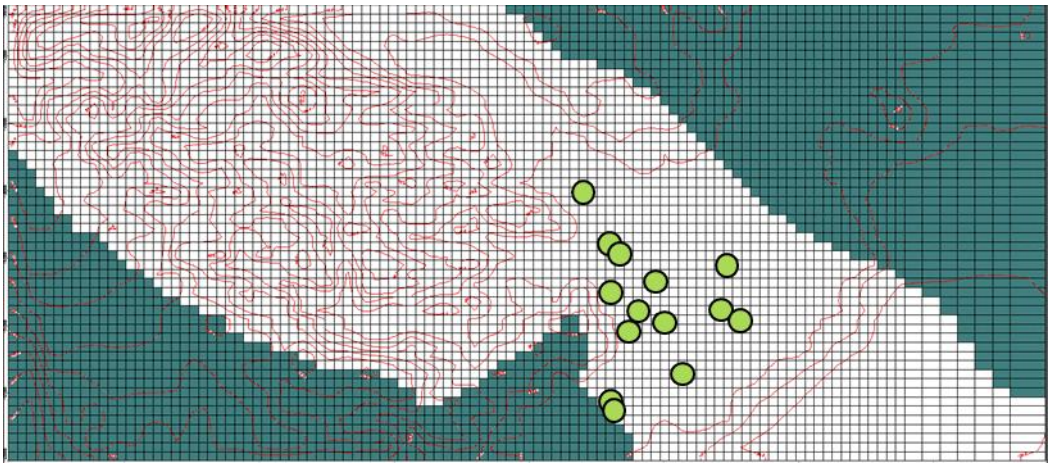

図 4-8：モデル内の揚水井

解析モデルの水平方向の境界は、地下水流動への影響を考慮し、以下のように設定した。河川の境界は、河川への流入および河川からの流出の流れが支配的で、地下水の流れは対称になっているとみなして、河川の下を横切る地下水の流れがないように不透水境界とした。明瞭な河川が存在しない場所については、地形から分水界を判読し、不透水境界として設定した。地表面については、涵養量分布が不明なため、代わりに自由地下水の地下水面を定水位境界条件として設定した。これは、東京における既存研究において地下水面の変動が小さいという観測データが報告されている(川島, 2001)ことと、一般に自由地下水の貯留性が被圧地下水に比べて 3~4 オーダー程度大きいことから、現実から大きく離れた条件ではないと考えられる。地下水面の設定値は、第 1 層のメッシュの 70%まで水没していると仮定した。海域部の境界条件では、水頭 0m と仮定した。

局所地下水流動・地盤変形連成モデルの解析領域は、揚水井が多く、また地盤沈下が発生しやすい沖積低地の地域を対象とした。今回は、局所モデルの水理地質構造および水平方向のメッシュサイズは、広域モデルと同じとした。鉛直方向については、4 層と 5 層を 2 メッシュずつに分割して、解像度を高めた。また、広域モデルでは、沖積層のみを対象とし、それよりも下位の地層については不透水の基盤としていたが、局所モデルでは、対応する地層について、比較的固く難透水の地層としてモデル領域に含めて計算した。これは、地下水の流れが小さくても力学的な影響は伝わる可能性があることを考慮したためである。各層の間隙比および圧縮指数については、建設省計画局・東京湾総合開発協議会(1969)から、各層準の室内試験結果の平均値として記載されている値を用いて、表 4-3 のように設定した。乾燥密度は、沖積層の一般的な値(東京都土木技術研究所, 1996)を与えた。限界応力比については、データが見当たらなかったため、降伏曲面が平均有効応力－相当応力平面において真円となるように 1 と仮定した。

以上のように作成した広域モデルと局所モデルの境界条件の交換に必要な関係を記述するテーブルを作成し、両モデルの連結を行った。

表 4-3：局所モデルの層序と区分と物性

モデル層序	乾燥密度 [g/cm^3]	初期間隙比	膨張指数	排水条件のヤング率 [MPa]	排水条件のポアソン比	透水係数 [m/s]	圧縮指数	限界応力比	1MPa 下での間隙比
1	1.4	2.0	-	100	0.25	2×10^{-5}	-	-	-
2	1.4	1.5	-	100	0.25	1×10^{-5}	-	-	-
3	1.4	2.0	0.1	-	0.25	1×10^{-9}	0.6	1.0	1.6
4	1.4	0.4	-	100	0.25	1×10^{-5}	-	-	
5	1.4	2.0	0.1	-	0.25	1×10^{-8}	0.7	1.0	1.6
6	1.4	0.4	-	100	0.25	1×10^{-3}	-	-	-
基盤	1.4	0.7	-	500	0.25	1×10^{-10}	-	-	-

解析期間は、連結のタイムステップを 1 年ごととし、揚水期間 5 年間、揚水停止期間 5 年間として行った。広域・局所連結境界における流量の誤差は、反復計算により安定的に 0.1%未満に収束した。これは、高度経済成長期の大量揚水の後、揚水規制によって揚水量が大きく減少したことを単純化してモデルに設定したものである。

局所モデルでは、初期条件において過圧密状態もしくは正規圧密状態となるように、また初期の定常地下水流動解析の結果として発生する変位が 1mm 以下となるように、初期の有効応力分布および間隙比分布を反復計算で求めた。この計算は、局所モデルの境界条件が定まらないとできないため、広域モデルの定常地下水流動解析と連結しつつ行った。

4.3. 連結モデリング技術の動作確認と課題

初年度は、対象領域の解析に向けた概略モデルを構築し、広域地下水流動解析、広域地下水流動と局所（狭域）の地下水流動/地盤変動連成解析、を実施した。そして連結解析技術の向上及びモデルのプロトタイプの動作確認を行うため、仮想的な揚水パターンに対する地下水挙動、地盤変動についての解析を行った。

予察的解析結果の例として、5 年後の変位の分布を図 4-9 に示す。図 4-9 を見る限り、境界付近のみに特別のパターンがあるなどといったことは認められず、広域モデルとの連結境界付近でも急激な不連続が発生することはなく、スムーズに計算されていると考えられる。解析期間や揚水井の選択等の問題があるため一概には言えないが、地盤沈下の中心は鶴見周辺にあり、その点は図 2-5 の観測と調和的であった。そのため、この地域に関しては、物性や揚水量のキャリブレーションにより、比較的容易に再現性を向上できると考えられる。一方、東海道線以東の沖積層基底礫層に対応する地盤沈下の再現のためには、比較的古い時代に始まって終了したと考えられる当該領域の揚水量の推定が重要な鍵となりそうであることが推察された。

また、揚水を停止した 5 年後から 10 年後までの隆起量の分布を図 4-10 に示す。こちらも、定量的な議論はまだできないが、隆起量が大きい地域は、地盤沈下量が大きい地域とほぼ一致しており、図 2-8 の観測結果のように鶴見周辺での隆起量が多い結果となっている。この地域に対しては、より精度の高い水理地質モデルの作成や、揚水量および井戸の分布の入力により改善することが期待される。一方、多摩川方面や東海道線以東の沿岸方面の再現にあたっては、先述のように比較的古い時代の揚水量の再現が重要と考えられる。

そのほか、予察的解析の段階で、いくつかの課題が見つかった。沖積層基底よりも下位の地層の層相については考慮せず、一律に基盤面として取り扱ったため、その部分が砂礫質の堆積物であっても不透水格子としてモデル化されている箇所がある(図 4-5 中の砂礫質の残丘が、図 4-6 では不透水格子として表現されている)。このような領域は、現実には、沖積層基底礫層から洪積層の砂礫層まで、水理地質学的には一連の帯水層となっている可能性もある。また、格子の解像度の問題で、狭い埋没谷などが不透水の格子に囲まれて周囲との連続性がないかのようにモデル化されてしまうこともあり、実際の水理地質構造を

より反映したモデルの作成のためには解像度との兼ね合いも含めた設計をしつつ、作り込んでいくことが重要な課題である。

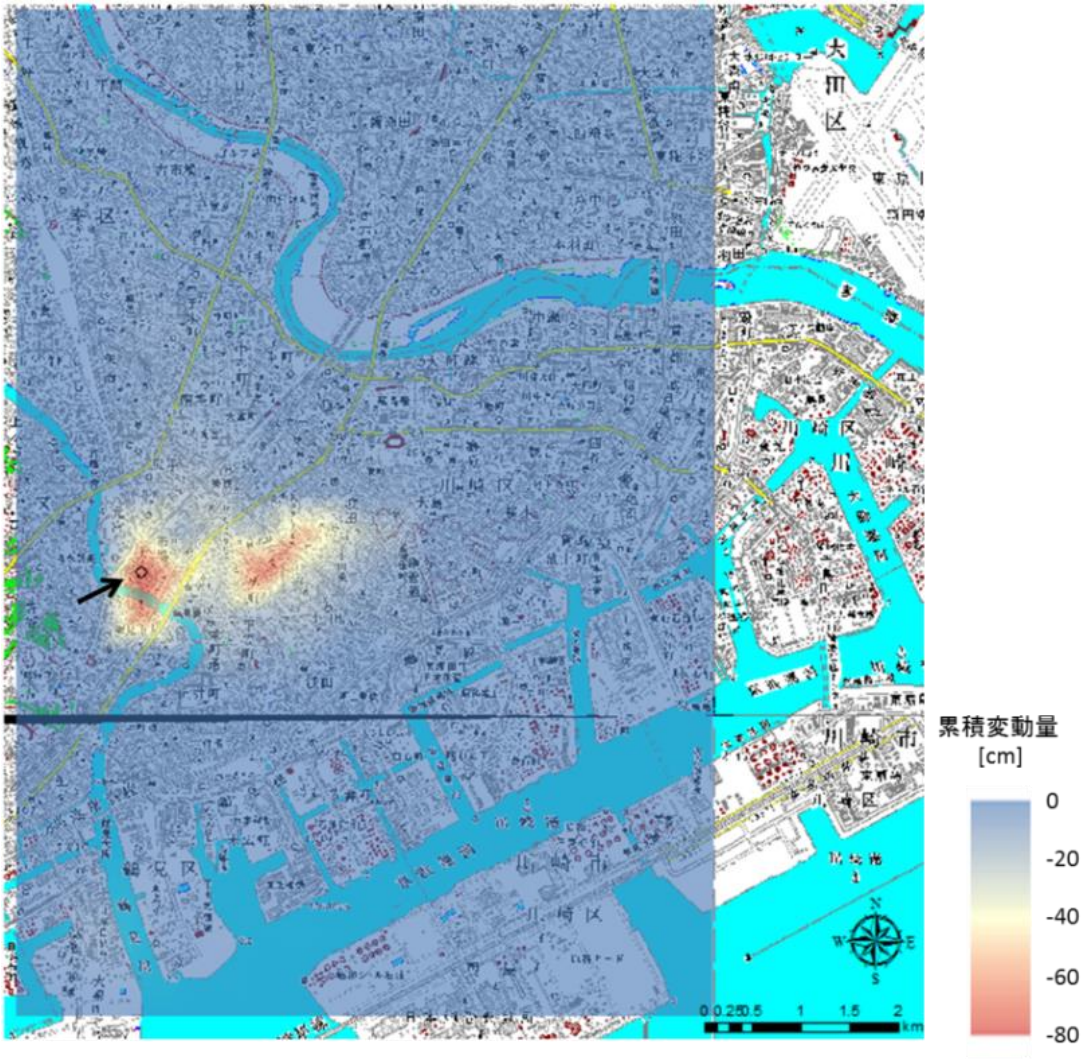

図 4-9：初期～5 年後の期間の累積地表面変動量分布

(図中に示した○の地点は、予察解析上の地盤沈下中心地点)

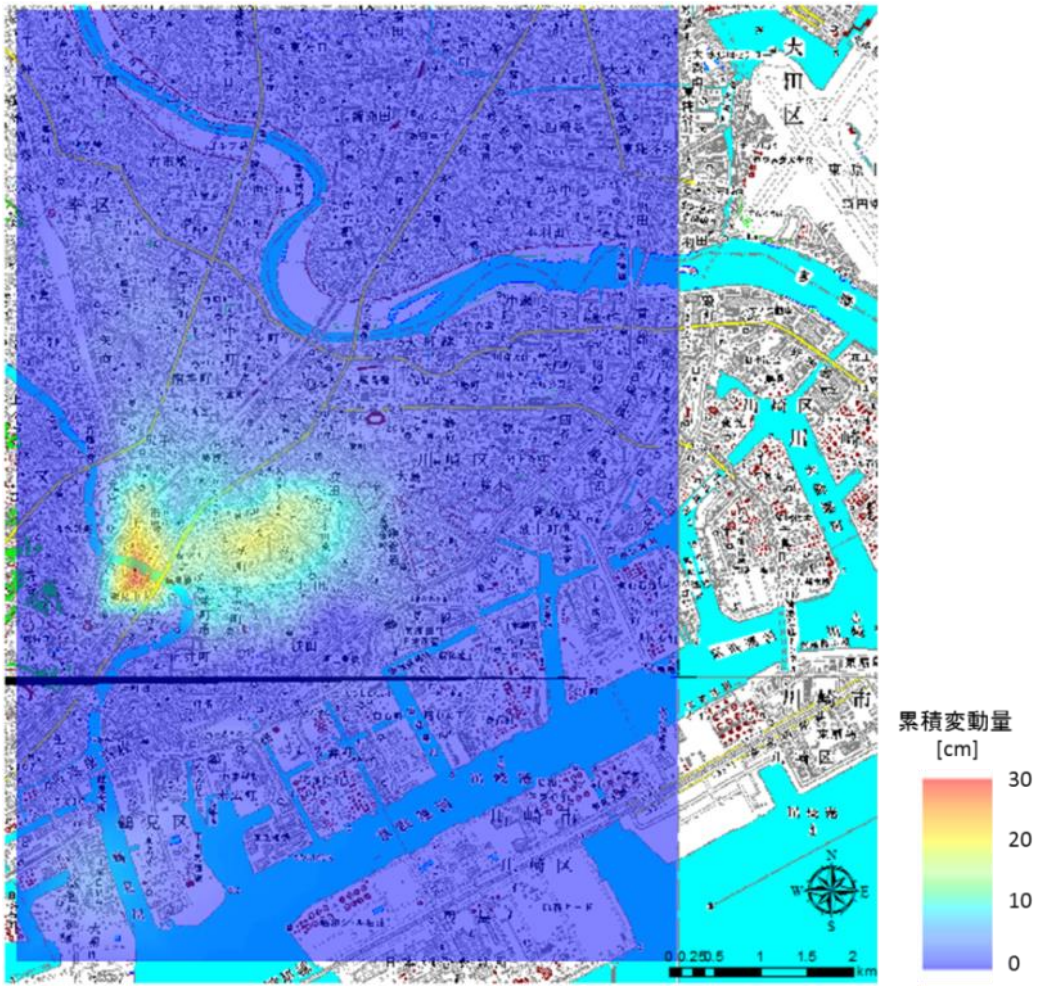

図 4-10： 5 年後－10 年後の期間の累積地表面変動量分布

4.4. キャリブレーションのための手法

2 章で見たように、この地域の地盤隆起には、沖積層の弾性膨張以外に上総層群の変形等の未知のプロセスの成分が含まれている可能性がある。また、揚水量に不確定な部分が多々あるため、揚水量も同時に推定しながらキャリブレーションを行う必要がある。このような条件下でのモデルのキャリブレーションには、現状いくつか課題がある。

まず、観測地表面変位データには、地殻変動など地下水とは関係のない成分が含まれることもあるとすると、そのまま変位データをモデルで再現しようとすれば、キャリブレーションにおいて重大な過誤の要因となりうる。また、通常は物性をキャリブレーションすることが多いが、揚水量自体も含めてキャリブレーションするという手法については、ほとんど既往研究が見当たらない。

この問題を解決すべく、観測された地表面変位データに対して、地下水流動に起因する地盤沈下もしくは隆起をモデル化した地下水流動―地表面変位シミュレーションによって説明されるべき成分と、それ以外の成分に分離しつつ、モデルのキャリブレーションを行

う手法について、数値実験的に検討を行った。

提案する手法は、二つの考え方を組み合わせて構築した。まず一つ目は、最小二乗法により、観測データから、地下水流動に起因する成分とそうでない成分を分離して推定する方法である。二つ目は、一つ目の方法により地下水流動に起因しないと推定された成分が空間的にもっとも単純であるようなモデルのパラメータセットを選ぶ方法である(図 4-11)。

以下に、それぞれの具体的な手法について述べる。

いま、あるモデル上の地点(i,j)における地表面変位の時系列データは、地下水揚水に起因する成分$\overrightarrow{u_{ij}}=\left(u_{ij}^1,u_{ij}^2,...,u_{ij}^n\right)^T$と、それ以外の成分$\overrightarrow{d_{ij}}=\left(d_{ij}^1,d_{ij}^2,...,d_{ij}^n\right)^T$の和で表されるとする。まず最初に考えられることとしては、$\overrightarrow{u_{ij}}+\overrightarrow{d_{ij}}$は観測データ$\overrightarrow{v_{ij}}=\left(v_{ij}^1,v_{ij}^2,...,v_{ij}^m\right)^T$とよく整合するとともに、モデルの計算値$\overrightarrow{F_{ij}}$と$\overrightarrow{u_{ij}}$もよく整合するべきである。

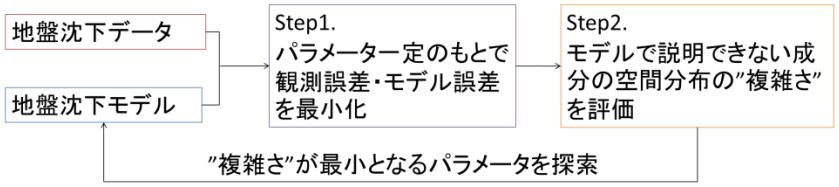

図 4-11：キャリブレーションプロセスのフローチャート

そこで、そのような条件を満たす$\overrightarrow{u_{ij}}$および$\overrightarrow{d_{ij}}$と$\overrightarrow{F_{ij}}$の推定を行うため、$\overrightarrow{u_{ij}}$、$\overrightarrow{d_{ij}}$、$\overrightarrow{F_{ij}}$を、二乗和

$$J_{ij}=\left\|\overrightarrow{v_{ij}}-\mathbf{A}\left(\overrightarrow{u_{ij}}+\overrightarrow{d_{ij}}\right)\right\|^2+\left\|\overrightarrow{F_{ij}}-\overrightarrow{u_{ij}}\right\|^2 \tag{4.11}$$

が最小となるように選ぶものとする。ここに、$\mathbf{A}$は欠測データの対応や、計測時期等の調整のための写像の行列、λは重み付けパラメータである。式(4.11)の右辺第一項は、観測された相対変位データと$\overrightarrow{u_{ij}}$および$\overrightarrow{d_{ij}}$の整合性を評価し、右辺第二項はモデルと地下水流動に起因する成分の推定値$\overrightarrow{u_{ij}}$の整合性を評価すると解釈できる。式(4.11)の最小二乗解は、

$$\overrightarrow{u_{ij}}=\overrightarrow{F_{ij}} \tag{4.12}$$

$$\overrightarrow{d_{ij}}=\overrightarrow{z_{ij}}-\overrightarrow{F_{ij}} \tag{4.13}$$

である。ただし、$\overrightarrow{z_{ij}}=\left(z_{ij}^1,z_{ij}^2,...,z_{ij}^n\right)^T$は、

$$\mathbf{A}\overrightarrow{z_{ij}}=\overrightarrow{v_{ij}} \tag{4.14}$$

の最小二乗解である。このとき、

$$J_{ij}=\left\|\overrightarrow{v_{ij}}-\mathbf{A}\overrightarrow{z_{ij}}\right\|^2 \tag{4.15}$$

である。

ここで、モデルにより地下水揚水起因の地表面変位推定の精度が悪い場合を考えると、式(4.13)より、その誤差分が $\overline{d_{ij}}$ の推定値に波及すると考えられる。その分だけ、各時間に対して推定された $\overline{d_{ij}}$ の成分の空間分布は、実際の地下水流動に起因しない地表面変位成分に比べて、空間的に複雑な形状になることが予想される。逆に、$\overline{d_{ij}}$ の各時間の成分について、その空間分布が単純な形状であるほど、モデルによって説明されるべき成分が、モデルによって最大限に表現されたと評価できるのではないかと考えられる。特に地殻変動成分など、地下水揚水に伴う変形よりも広範囲にわたって比較的一様に隆起・沈下・傾動したりするようなものであれば、それらの成分は揚水に起因する地盤沈下よりも空間的に単純な形状であることが期待できるため、この考え方が有効になる可能性が高いと考えられる。

ここでは、勾配の二乗ノルムを形状の複雑さと考え、以下のような手順で計算される評価指標を提案する。

まず、時刻 k における d_{ij}^k について、その形状の複雑さの指標として、地点 (i, j) における水平方向勾配の二乗ノルム

$$w_{ij}^k \approx \left(\frac{d_{i+1,j}^k - d_{i-1,j}^k}{2\Delta x} \right)^2 + \left(\frac{d_{i,j+1}^k - d_{i,j-1}^k}{2\Delta y} \right)^2 \tag{4.16}$$

を評価する。ただし、境界では片側差分により評価するものとする。これを全地点に対し計算して総和を取り、時刻 k における複雑さの指標

$$W^k = \sum_{j=1}^{n_y} \sum_{i=1}^{n_x} w_{ij}^k \tag{4.17}$$

を求める。同様に、全変位の複雑さの指標

$$E^k = \sum_{j}^{n_y} \sum_{i}^{n_x} e_{ij}^k \tag{4.18}$$

$$e_{ij}^k = \left(\frac{d_{i+1,j}^k - d_{i-1,j}^k + u_{i+1,j}^k - u_{i-1,j}^k}{2\Delta x} \right)^2 + \left(\frac{d_{i,j+1}^k - d_{i,j-1}^k + u_{i,j+1}^k - u_{i,j-1}^k}{2\Delta y} \right)^2 \tag{4.19}$$

も求める。ここで、各時刻ごとの変化率に着目し、

$$\begin{cases} \Delta W^k = W^k - W^{k-1} & \left(W^0 = 0 \right) \\ \Delta E^k = E^k - E^{k-1} & \left(E^0 = 0 \right) \end{cases} \tag{4.20}$$

を考え、

$$S = \sum_k \log \left(\frac{\Delta W^k}{\Delta E^k} \right) \tag{4.21}$$

を最小化するようにモデルのパラメータを選ぶことにする。式(4.21)の s は、全変位の複雑さに比べて、地下水揚水に起因しない成分の複雑さが小さいほど、小さい値をとる。また、物理的解釈としては地表面変位の回転エネルギーの対数を取った指標となっている。

このような手法による成分分離の可能性について、事例として InSAR 技術による面的な地盤変動観測があった場合について検討を行った(愛知, 2016)。なお、水準測量による地盤沈下分布データでも理論上、全く同じ解析が可能である。

簡単のために水頭拡散率 c の均質等方半無限地盤を想定し、地層の変形は鉛直方向が支配的で水辺変位は無視できると仮定する。このとき、深度 z' にスクリーンがある地下水揚水量 Q の井戸が一本あるとする。この揚水に伴う地表面沈下量 u_z は、地表面からの涵養量が一定とすると、井戸からの距離 r、揚水開始からの時刻 t において、

$$u_z(r,t) \approx \frac{Q}{4\pi c} \int_{\frac{r^2}{4ct}}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \tag{4.22}$$

により求められる。

観測衛星は 48 日周期とし、480 日間(11 枚)分の画像を式(4.22)の計算結果と正規分布誤差により作成した。36m メッシュで、井戸周辺 30×30 画素の範囲を対象とする。井戸揚水量は $Q=1000[\mathrm{m}^3/\mathrm{day}]$、$c=0.1[\mathrm{m}^2/\mathrm{s}]$ とした。さらに、5 回帰目と 6 回帰目の間に地震があり、全体に 10cm の沈下した後、10^{-12}[rad/s]の傾動が継続する成分を加えた。

この画像データから、式(4.22)を用いたモデルのパラメータを適切に再現し、揚水に起因する成分とそれ以外の成分を分離できるかどうか検証した。モデルの未知パラメータとして、揚水量と水頭拡散率を変化させたときに、指標 s がどのように変化するか求めた結果を図 4-12 に示す。$Q=1000[\mathrm{m}^3/\mathrm{day}]$、$c=0.1[\mathrm{m}^2/\mathrm{s}]$ で指標 s が最小値をとり、指標 s がパラメータのキャリブレーションに有効であることが示唆された。ただし、指標 s の極小値の谷は図中左下から右上に向かって細長く分布しており、Q/c は比較的よく決まるが、個々のパラメータ決定能力はそこまで高くない可能性はある。これは式(4.22)の特性によっており、地表面変動から逆解析を行うときには常につきまとう問題で、地殻変動ノイズの影響の有無にはよらないものである。この問題は、ここに地下水位のデータを加えて逆解析することで、軽減される可能性がある。

指標 s が最小値をとったときの成分分離結果を図 4-13 に示す。揚水起因の成分と、それ以外のランダムノイズと地殻変動ノイズの成分に適切に分離され、6 回帰目以降の沈下・傾動も適切に推定された。

このように、観測データから適当なモデルを用いて計算した地下水揚水起因の地盤変動を差し引いた残差変位分布が、空間統計的に最も単純になるようにモデルのパラメータを選べば、適切にキャリブレーションを行える可能性があることを、数値実験的に明らかにした。また、この手法は物性だけでなく、地下水揚水量が未知の場合でも、揚水井の位置が分かっていればモデルキャリブレーションできる可能性を示している。この地域では、地下水揚水量については情報が少ないものの、揚水井の位置については、よく調べられている。たとえば、図 4-14 のように井戸の分布を示したものと、図 2-2 に示されたような概略の地下水利用量が判明していれば、キャリブレーションを有効に実施可能であると期待

される。

残る課題として、3 章で明らかにしたようなかなり複雑な水理地質構造への適用方法があげられる。特に地盤沈下モデリングにおいては、通常の地下水モデルよりも変形に関するパラメータが非常に多いため、多数の物性値のキャリブレーションをいかに行うかという戦略が重要となる。さらには、揚水量の不確実性も探索しなくてはいけない。このように未知パラメータが多い状態では、試行錯誤的にパラメータを調整していくことは事実上困難である。すなわち、図 4-11 において、パラメータの探索をどのように有効に行うかということが問題となる。さらには、自由度が非常に高いために、キャリブレーションしたモデルの唯一性は、担保し得ないことも想定される。

このような状況におけるパラメータ探索手法としては、遺伝的アルゴリズムが有効であると考えられる。この手法はパラメータ探索の範囲が広いことと同時に、現象の再現性が高いモデルを多く数え上げられるという利点がある。すなわちパラメータを唯一に決めることはできないが、現時点で有力なモデルを多数作り上げた上で考察できるというメリットがある。

遺伝的アルゴリズムを用いた地下水流動－地盤沈下モデルのキャリブレーション技術とその実装については、現在理論的検討と実装テストをしている段階であり、その成果については、稿を改めて報告したい。

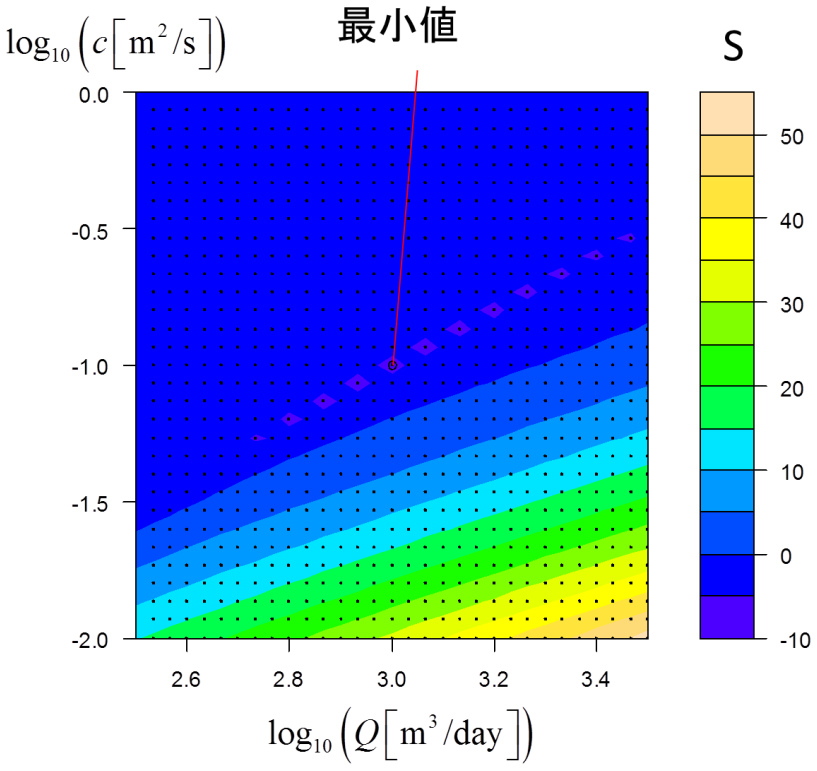

図 4-12：地殻変動成分の形状の単純さのモデルパラメータ依存性

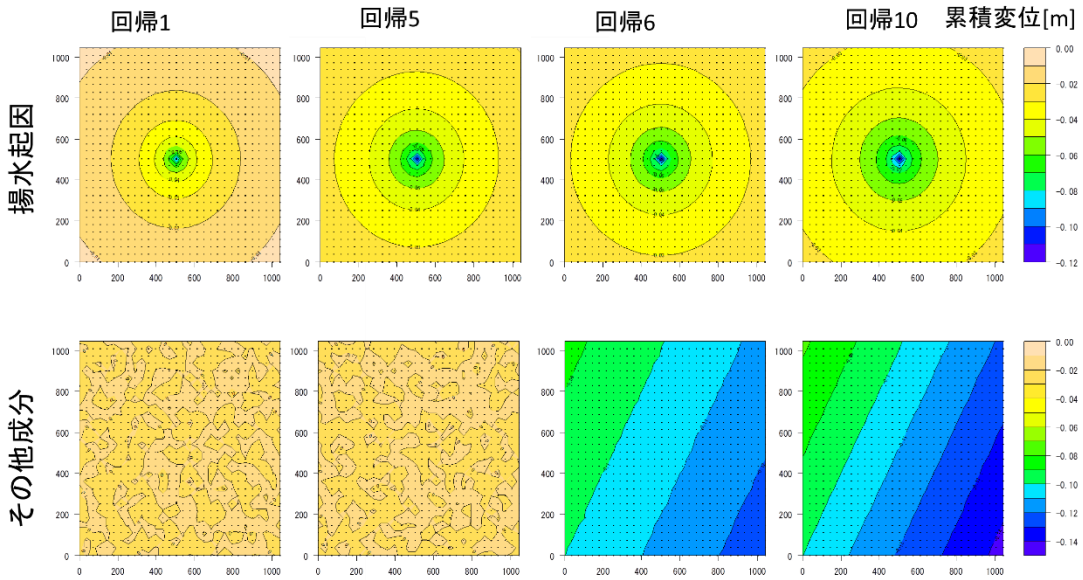

図 4-13：成分分離の結果

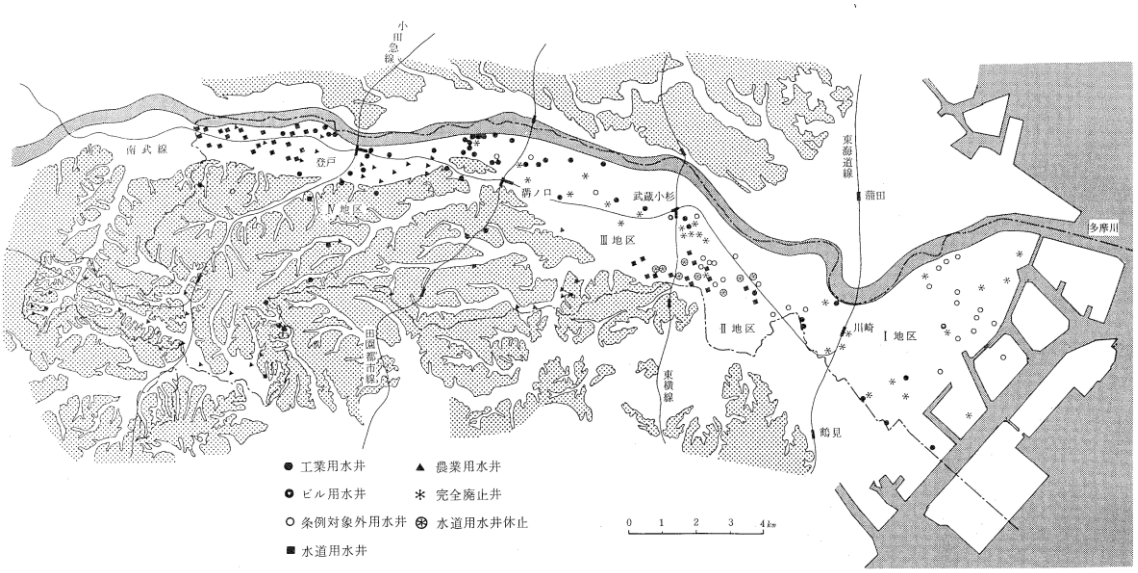

図 4-14：揚水井の位置(長沼ほか, 1983)

5. まとめと今後の展望

本報告は、多摩川下流低地の地下水流動および地盤沈下と隆起の状況を定量的に把握するために、地下水流動・地盤沈下モデリングを行うことを目指して二年間研究を行った結果をまとめたものである。

以下に各章での概要をまとめる。

2 章では、この地域の地下水利用、地盤沈下、地盤隆起、塩水化に関するこれまでの研究をまとめ、モデリングを行う上で注意すべき点や課題を抽出した。特に地下水利用情報が断片的にしか無いことや、地盤隆起のプロセスにおいては未だよく分かっていないプロセスがある可能性があることが分かったことから、4.4 節に示したようなキャリブレーション技術の開発へとつながった。

3 章では、多摩川下流低地の沖積層の構造について、これまでになく詳細に明らかにすることができた。また、直接的な因果関係は明確でないが、特徴的な塩化物イオン濃度変動を見せている観測井がある位置は、その地域に特徴的な水理地質構造と空間的な対応があることがわかった。一方で、予想以上に沖積層中に砂・泥の複雑な分布があることがわかり、4 章で示したようなモデル解析において、どのようにスムーズに地質学的知見を離散メッシュに割り当てるか、モデルキャリブレーション段階でどのように連携するかについては、十分に研究・開発する時間がなかった。この点は今後取り組んでいきたい。

4 章では、多摩川下流低地の地下水流動・地盤沈下／隆起をモデル化する上で必要な技術開発の結果について述べた。モデル作成およびモデルキャリブレーションのための情報について、相当に不確実性があり、未知のプロセスが関与している可能性があることが明らかとなったため、あまり拙速に適当なパラメータセットで解析と解釈を進めるよりは、対象としている地域と現象の不確実性を踏まえた上で、その点を考慮しながらモデルを構築およびキャリブレーションしていくための方策の開発を主眼として行った。その結果、予察的な検討はいずれもこれらの技術が十分有効である可能性を示したが、最終的な目的である多摩川下流低地への詳細なモデルの実装については今後の課題として残った。

以上のように、当該地域の水理地質構造や、不足しがちなデータを用いつつ、不確実な現象のモデリングを行っていくための技術開発については、一定の成果を得たと思われる。一方、実際にこの地域を対象として開発したモデリング技術を適用した上で、当該地域の現象の推定および不確実な部分の可視化に取り組む部分については課題として残ったので、今後研究を進めて報告・公表していきたい。

引用文献

Aichi M (2008): Coupled Groundwater Flow/ Deformation Modelling for Predicting Land Subsidence. In Groundwater Management in Asian Cities: Technology and Policy for Sustainability, Takizawa S (eds.), Springer-Verlag: Tokyo, pp105-124 (Chap.5).

Aichi M, Tokunaga T (2008): Simulation of the ground movement caused by groundwater extraction using a nested modeling scheme to integrate regional groundwater flow and local groundwater flow/land subsidence; an example from Tokyo. EGU General Assembly, S10 - G17/HS1.7/NH10.4.,Vienna, Austria.

愛知正温(2016)：地殻変動成分を含む InSAR 地表面変位観測データを用いた地下水・地盤沈下モデル補正の可能性. 日本地下水学会 2016 年春季講演会講演要旨, 126-129.

阿部喜久男・永井茂・池田喜代治・村田敏夫(1976)：地下水の水位・水質変化と水年代～川崎のいわゆる"古い水"について～. 地質ニュース, 263, 1-10.

Dalrymple, R.W. （2010）: Interpreting sedimentary successions: Facies, facies analysis and facies models.in Facies Models 4 edited by James, N.P. and Dalrymple, R.W., GEOtext 6, Geological Association of Canada, 2, 3-18.

Gani, M.R. and Bhattacharya, J.P. （2005）: Lithostratigraphy versus chrono-stratigrahphy in facies correlations of Quaternary deltas: Application of bedding correlation. in River Deltas-Concepts, Models, and Examples edited by Giosan G. and Bhattacharya, J.P., SEPM Special Publication, 83, 31-47.

垣見俊弘(1979)：川崎隆起－地下水問題を中心に－. 地震予知連絡会 10 年の歩み, 国土地理院, 88-109.

川崎市(2015)：川崎市水質年報. http://www.city.kawasaki.jp/300/page/0000085145.html

川崎市都市地質研究会(1987)：川崎市内沖積層の総合研究.

川崎市公害局(1981)：川崎市環境地質図.

川島眞一(2001)：東京都における地下水位の経年変化. 基礎工, 29(11), 77-83.

岸和男・永井茂(1975)：川崎における異常地盤隆起の原因を探る. 地質ニュース, 254, 22-31.

建設省国土地理院(1986)：地盤沈下関連調査資料集(鶴見川流域地区).

建設省計画局・東京湾総合開発協議会(1969)：東京湾周辺地帯の地盤 解説図・付図. 都市地盤調査報告書第 17 巻. 大蔵省印刷局.

工業用水調査グループ(1957)：川崎・横浜両市工業用水源地域調査報告－関東西部地域調査第 2 報－. 地質調査所月報, 8(11), 619-648.

佐藤春夫・浜田和郎(1975)：多摩川下流域の地盤隆起と微小地震観測－関係機関による研究の概要の紹介とともに－. 国立防災科学技術センター研究速報, 20, 1-32.

地盤工学会(2003)：弾塑性有限要素法がわかる. 丸善.

杉本実・梅原順造(1991)：横浜の地下水に関する調査研究(1)―地下水位の調査結果による地下水面の解析―. 横浜市公害研究所報, 15, 165-176.

Swift, D.J.P., Parsons, B.S., Foyle, A. and Oertel, G.F.（2003）：Between beds and sequence stratigraphic organization at intermediate scales in the Quaternary of the Virginia coast, USA. Sedimentology, 50, 81-111.

高井健雄(1978)：ボーリングコア分析による鶴見川低地の地質について．横浜市公害研究所報, 3, 107-147.

地質調査所(1976)：多摩川下流域における地下水位と水質の変化．地震予知連絡会報，15, 57-64.

角田定孝・井上友博(2005)：横浜市の地下水帯水層調査（第 1 報）―2003 年度調査結果―．横浜市環境科学研究所報, 29, 58-64.

de Souza Neto E A, Perié D, Owen D R J (2012)：非線形有限要素法-弾塑性解析の理論と実践，寺田賢二郎訳，森北出版.

東京大学理学部・川崎市(1984)：川崎市周辺地下水の水位ならびに塩素濃度の変化について．地震予知連絡会会報, 32, 168-170.

東京都土木技術研究所(1996)：東京都（区部）大深度地下地盤図.

内藤初夏(2002)：横浜市域の地下水位の変動特性について．横浜市環境科学研究所報，26, 62-67.

長沼信夫・梅津正倫・高木正博・深谷元・柳田誠(1983)：多摩川下流域における土地・地下水環境に関する研究.

増田富士雄・石原与四郎・佐藤智之・谷口圭輔・高田将志（2010）：沖積層：その堆積物・堆積システム・堆積シークェンスの解析法の基礎．日本第四紀学会講習会資料，5 部, 221p.

増田富士雄・佐藤智之・伊藤有加・櫻井皆生(2013)：Shazam 層序学をボーリングデータベース解析へ適用する試み：大阪平野の表層地質研究を例に．地学雑誌，122（５），892-904.

松田磐余(1973)：多摩川下流低地の沖積層と埋没地形．地理学評論，46（５），339-356.

南関東地方地盤沈下調査会(1971)：南関東地域広域地盤沈下調査報告書.

Nummedal, D. and Swift, D.J.P.（1987）：Transgressive stratigraphy at sequence bounding unconformities: some principles derived from Holocene and

Cretaceous examples. in Sea Level Fluctuation and Coastal Evolution edited by Nummedal, D., Pilkey, O.H. and Howard, J.D., SEPM Special Publication, 41, 223-240.

横浜市公害研究所(1988)：横浜市軟弱地盤層調査報告書.

Roscoe K H and Burland J B (1968)：On the generalised stress-strain behaviour of 'wet' clay. Eng. Plasticity, Cambridge Univ. Press, 535-609.

Vail, P.R., Audemard, F., Boeman, S.A., Eisner, P.N. and Perez-Cruz, C (1991)：The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology: An overview. In

Cycles and Events in Stratigraphy edited by Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A., Springer-Verlag, Belin, 6, 617-659.

脇田宏(1975) : 多摩川下流域にみられる地盤隆起現象の地球化学的研究. 地震予知連絡会会報, 14, 32-39.

脇田宏(1976) : 多摩川下流域における地下水の最近の地球化学的変化. 地震予知連絡会会報, 15, 49-56.

多摩川下流域低地における地下水環境と地盤沈下・隆起の変遷

（研究助成・学術研究ＶＯＬ．４６―ＮＯ．３２９）

著　者　愛知　正温
発行日　２０１７年１１月
発行者　公益財団法人とうきゅう環境財団
〒１５０－０００２
東京都渋谷区渋谷１－１６－１４（渋谷地下鉄ビル内）
ＴＥＬ（０３）３４００－９１４２
ＦＡＸ（０３）３４００－９１４１
http://www.tokyuenv.or.jp/