

9 地下水資源の評価

9.1 地下水シミュレーションの方法

9.1.1 地下水シミュレーションの目的

本調査における地下水シミュレーションの重要な目的の一つは、トルファン盆地における地下水の流動状況や地下水収支の動的な実態を定量的に把握することである。

トルファン盆地は閉鎖された集水域内に位置する盆地であり、盆地内の水資源は主に盆地周辺の山地にもたらされる降水が水源となり、それが盆地内平原部に地表水や地下水として入り込み、それらの水は他の地域に流出することなく、最終的に蒸発や水利用により消費されている。したがって、トルファン盆地の有限な水資源を合理的に管理して持続的かつ有効に利用していくためには、地表水と地下水を一体化させた流域全体の水循環の実態を把握することが必要である。

ところが、これまでにトルファン地区で実施された各種の水文地質や水資源関連調査では、地表水の実態についてはある程度把握されたものの、地下水盆の構造や帯水層の特徴、連続性などの基本的条件が十分に把握されなかったため、地下水資源量や開発可能量は明らかにされなかった。また、地表水と地下水との交流関係や、帯水層別・地域別の水量、水質分布等の詳細な状況も不明であった。そのため、適切な地下水開発計画や管理計画を策定することができず、これがトルファン地区の水資源利用上の大きな問題点となってきた。

本調査では、後述するように地下水資源の実態や動態を明らかにするために、地表水系と地下水系を「かん養」を通じて一体化させたモデルを作成し、モデル解析により流域全体の水循環や地下水流動および地下水の水質分布を動的に把握する目標を立てた。また、モデル解析の実施により、これまでバラバラに扱われていた河川や地下水の観測データを統一的に評価するとともに、河川水と地下水の水収支や交流関係を明確にすることも重要な目標である。

地下水モデル解析では、モデルの検証作業を通じて現在までの地下水の挙動をモデル上で再現することができるとともに、これまでに観測された地下水位の変動や水質の変化などを統一的に解釈することができる。さらに、検証された地下水モデルに将来条件を設定することにより、将来の地下水流動や地下水位分布、水質分布等の動態を予測することができる。このように、地下水シミュレーション解析により諸条件の変化に伴う将来の地下水の挙動をあらかじめ予測し把握することで、貴重な地下水資源を持続的に有効利用し適切に管理するための合理的な計画策定を行うことができる。

9.1.2 地下水モデルの適用方法

本調査で作成する地下水シミュレーションモデルは、当然のことながらトルファン地下水盆の構造や帯水層の特徴を可能な限りの確に反映させたモデルでなくてはならない。地下水シミュレーション解析では、現実の複雑な地下水盆システムを合理的にサブシステムに分割してモデル化する必要がある。そのために地下水盆の特徴や水文地質状況を十分に把握した上で、シミュレーション解析の目標を設定して、各種地下水モデルの長所や短所を踏まえて適切な地下水モデルを構築する必要がある。

デジタルコンピュータを使用した地下水シミュレーション技術は、世界的には1960年代後半から開発され、1970年代から80年代中期にかけて初期の平面二次元モデルから準三次元単層モデル、断面二次元モデル、準三次元多層モデルへと発展し、1980年代後半には三次元地下水モデルが実用化された。さらに、1990年代に入ると地下水流動や地盤

沈下だけではなく、地下水中の物質輸送についても三次元モデルが開発され、様々な条件における地下水シミュレーションが行われるようになった。

このように、地下水シミュレーション技術はコンピュータ技術や数値解析技術の進歩に伴い発展してきたが、実際の地下水盆をモデル化するには、地下水盆の構造や水文地質条件に関するデータの質・量や、観測データ等の種類や数量、シミュレーション解析の目的等を総合的に勘案して、最適なモデルを作成する必要がある。

本調査では、トルファン盆地の水文地質条件や各種データの利用可能性を検討した上で、シミュレーション解析の目標を設定して、表 9.1.1に示す3種類の地下水モデルを作成した。

表 9.1.1 適用した地下水シミュレーションモデル

モデルの名称	目的
広域三次元モデル	トルファン盆地全域の広域的な三次元地下水流動を解析するため
断面二次元モデル	トルファン盆地中央部の南北方向および南盆地東西方向の断面地下水流動を詳細に解析するため
局所三次元モデル	地下水障害の顕著な南盆地東部で詳細な三次元地下水流動や水質分布を解析するため

9.1.3 使用したシミュレーション解析コードと原理

本調査では、地下水流動シミュレーション解析には MODFLOW コードを、物質輸送シミュレーション解析には MT3DMS コードを使用した。両者とも世界的に広く利用されている解析コードであり、各種入出力用ソフトも開発されている。

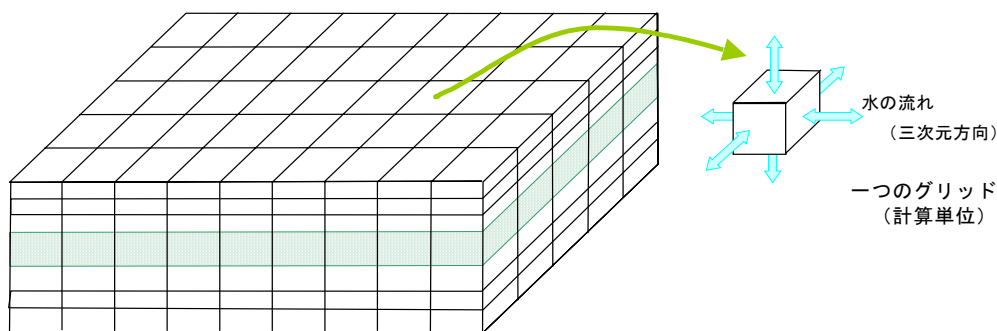
a. 地下水流動シミュレーション

使用した MODFLOW (McDonald and Harbaugh, 1988) は、米国地質調査所で開発された三次元地下水流動解析コードである。MODFLOW は、次の偏微分方程式で表される三次元地下水流動を差分法で解く。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{式 9.1.1})$$

ここに、 K_{xx} 、 K_{yy} 、および K_{zz} はそれぞれ x 、 y 、 z 軸方向の透水係数 (次元は LT^{-1})、 h は被圧地下水頭 (L)、 W は単位体積あたりの水の流入または流出量 (T^{-1})、 S_s は比貯留量 (L^{-1})、そして t は時間 (T) である。

MODFLOW はで、三次元の計算領域を図 9.1.1に示すような立方体あるいは直方体のグリッド (計算単位、セル、要素あるいは計算单元とも呼ばれる) に分割し、それぞれのグリッドの中心点にグリッド全体の性質を代表させる单元中心グリッドシステムを採用している。



三次元モデルの要素区分

図 9.1.1 MODFLOW 三次元モデルのグリッド区分

実際の計算は、分割されたグリッドごとに x、y、z 方向の水の流出入量を差分法で解く。なお、MODFLOW コードは二次元平面や二次元断面モデル、準三次元モデルにも適用することができ、二次元の場合の計算グリッドは正方形または長方形となる。

MODFLOW には本体の地下水流動計算コードだけでなく、河川パッケージや水路パッケージ、一般水頭境界パッケージなど様々なサブルーチンコードが付属している。これらのパッケージを使用することにより、各種の外部境界条件下での水の流出入を計算することができる。

本調査では、MODFLOW の最新バージョンである MODFLOW2000 や、後述する MT3DMS などを含む統合ソフト「Processing Modflow Pro」(Webtech 社製)を使用した。

b. 物質輸送シミュレーション

本調査では、物質輸送シミュレーションには MODFLOW と互換性のある MT3DMS を使用した。MT3DMS の原型である MT3D (Zheng, 1990) は、1つの物質の地下水中における移流分散による移動と、物質の収着や減衰などの化学反応をシミュレートする包括的な三次元物質輸送モデルである。MT3D は MODFLOW と同じ单元中心グリッドシステムを採用しており、事前に計算された MODFLOW の計算水頭値を使って物質の移動シミュレーションを行う。MT3DMS (Zheng and Wang, 1999) は MT3D の改良版で、複数の物質についての物質輸送計算が同時に行えるようになった。

MT3D および MT3DMS では、Konikow and Bredehoeft (1978) が示した次の移流分散方程式を、特性曲線法 (Konikow and Bredehoeft, 1978) で解くことが基本原理となっている。

$$\frac{\partial C_n}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(D_{ij} \frac{\partial C_n}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (C_n V_i) - \frac{C_n \epsilon W}{\tau} \quad (\text{式 9.1.2})$$

ここに、 D_{ij} は水力学的分散能 (二次テンソル) (次元は $L^2 T^{-1}$)、 V_i は x_i 方向の浸透速度 (LT^{-1})、 C_n は n 番目の物質の濃度 (ML^{-3})、 C'_n は n 番目の物質の流出源または流入源における濃度 (ML^{-3})、そして ϵ は有効空隙率 (無次元) である。

特性曲線法 (MOC 法) は、移流による粒子追跡と (式 9.1.2) の分散項を差分法で解く方法を組み合わせたものである。図 9.1.2 には特性曲線法による粒子追跡概念図を示すが、

MOC 法ではまず差分グリッドの中に粒子を配置し、1つのグリッド内にある粒子にそのグリッドに対応した濃度を設定する。次に、MODFLOW の計算水頭分布に基づき地下水流動による一定時間後の各粒子の位置を計算し、各グリッドの新しい濃度を、その中にある粒子の数と濃度から計算する。次のステップでは、各粒子にそのグリッドの新たな濃度を設定した後に、再び一定時間後の粒子位置を計算して、さらに新しい濃度分布を計算する。

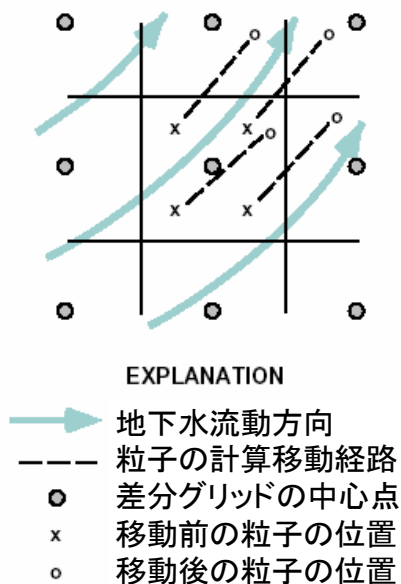


図 9.1.2 特性曲線法(MOC 法)による粒子追跡概念図

MT3D および MT3DMS では、各グリッドは三次元の立方体または直方体であるので、図 9.1.3に示すように各グリッドの中に一定のパターンまたはランダムに粒子を配置する。

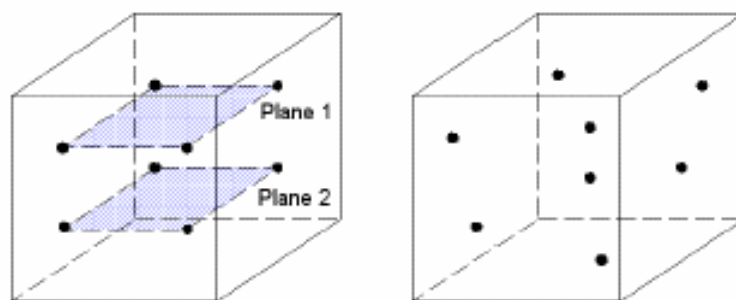


図 9.1.3 MT3D や MT3DMS による立体的な粒子配置

9.1.4 地下水モデルの作成方針

各モデルの具体的な作成方法については、後述する各モデルの項で詳細に記述するが、ここではトルファン盆地における地下水モデルの基本的な作成方針について述べる。

a. 広域三次元モデル

トルファン盆地では、平原部においても地形面標高の差が大きく、南盆地で最も標高の低い艾丁湖（標高-154 m）と北盆地北部の山地との境界付近では標高差が 1,300 m 以上になる。また、本調査で実施した物理探査結果に基づく水文地質基盤上面の標高は、最も低い南盆地中西部で-580m以下となる。したがって、盆地全体をカバーする広域三次元モデルの垂直方向のサイズは、2,000 m 以上必要となる。

一般に、標高差の少ない平野部に広域三次元モデルを適用する場合、図 9.1.4に示すように地下地質層序区分に基づきモデル層区分を行い、それぞれのモデル層の上面と下面標高をグリッドごとに設定するのが一般的である。

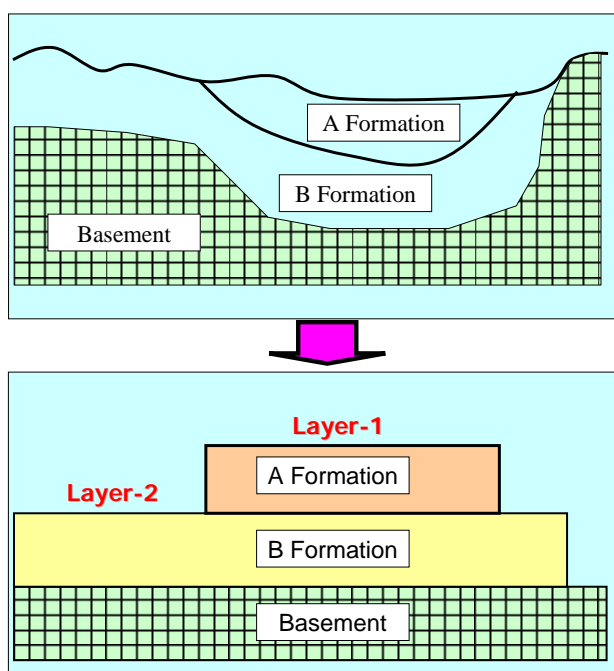


図 9.1.4 簡便な地下水盆のモデル化方法の例

これまでに JICA が実施した他地域での三次元広域モデルにおいても、「タイ国バンコク首都圏地下水・地盤沈下管理計画調査」では 8 層モデル、「ヴィエトナム国北部地方地下水開発計画調査」で作成したハノイ地下水盆モデルでは 4 層モデル、「バングラデシュ国西部地域砒素汚染対策調査」では 6 層モデルを採用した。

ところが、トルファン盆地のように地形面標高の差が大きい場合、上記のような簡便な方法で地下水モデルを作成すると、とくに不圧帯水層の場合に大きな問題が発生することが予想される。すなわち、図 9.1.5に示すように、実際の地層分布が傾斜した地形面とほぼ平行に傾斜して分布しているときに、モデルのグリッド幅が大きい場合や傾斜の程度が大きい場合には、モデルでは隣り合うグリッドの同一地層が不連続になることがある。MODFLOW では、とくに帯水層の種類を不圧帯水層や被圧／不圧帯水層と設定し

た場合に、隣り合う同一モデル層のグリッド間で水が流ることができず、計算不能に陥ることがある。

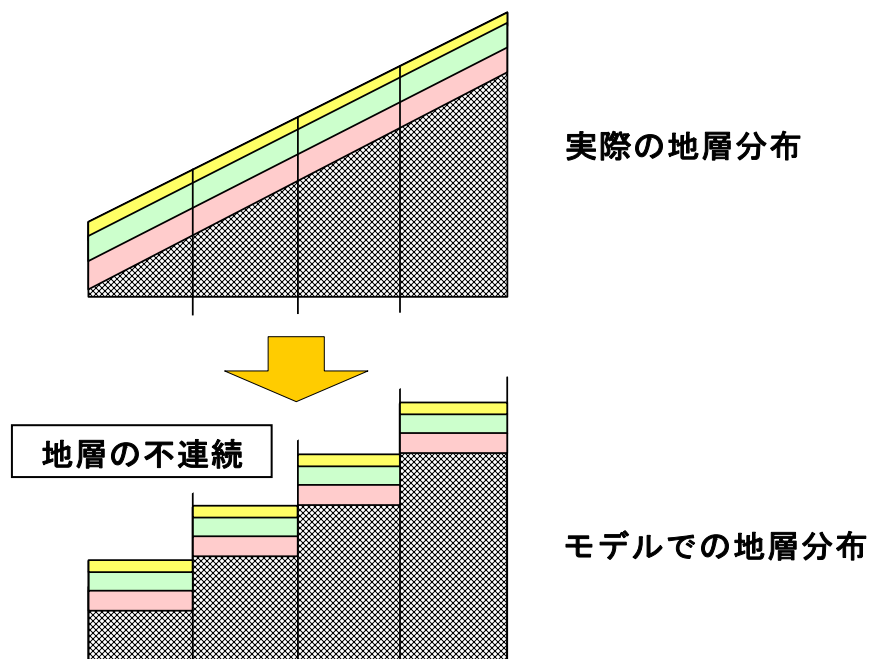


図 9.1.5 傾斜の大きい地層のモデル化の問題点

この問題を解決するためには、グリッド間隔を小さくするか、別の方法でモデル化をするかの2つの方法がある。グリッド間隔を小さくすると、その分だけグリッド数が増えて計算時間がかかるだけでなく、すべての入力データをそれに合わせて準備しなくてはならない。

トルファン盆地では、広域三次元モデルの平面グリッドのサイズは、入力データの精度や広域三次元モデルの目的等を考慮すると $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ で十分であると判断される。そこで、本調査では、通常断面二次元モデルで行われている深度方向のモデル化手法を三次元モデルにおいても採用する方針とした。

断面二次元モデルでは、図 9.1.6に示すように水文地質断面図に一定サイズのメッシュをかぶせ、地層境界や層相境界をトレースしていく。この場合、モデル層を薄く分割させる必要があるが、従来の広域三次元モデルのように各地層の上面と下面標高をグリッドごとに設定する必要はなく、各モデル層の上面と下面標高はそれぞれ機械的に一定の値となる。したがって、従来の一般的な広域三次元モデルでは、たとえば「モデル第1層=A層」であったものが、本調査の広域三次元モデルでは、モデル第10層が場所によりA層になることもあればC層になることもありうる。

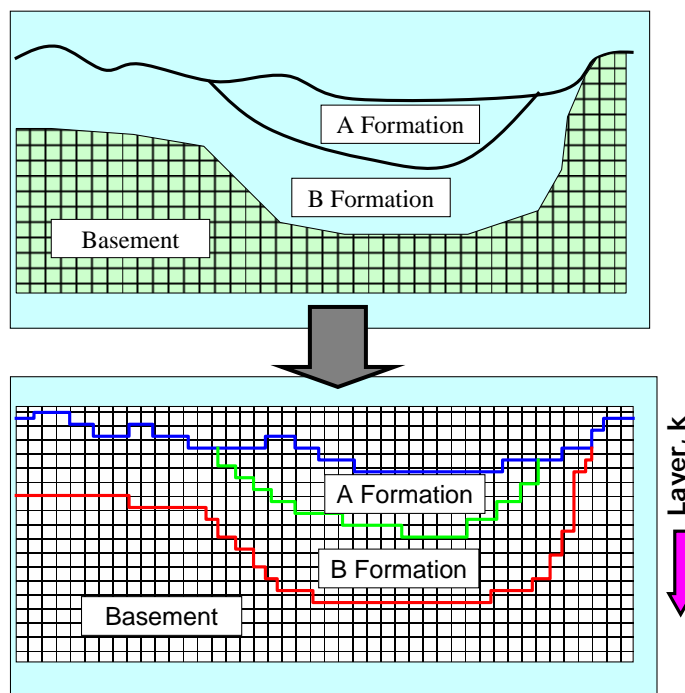


図 9.1.6 断面二次元モデルにおける地層のモデル化方法

なお、モデル層によっては実際の地表面標高が低い場合には、地面よりも高いグリッドがでてくるが、本調査では SRTM-3 デジタル地形標高データを活用して、地面よりも完全に高くなるグリッドを同定し、モデル化作業においてはこれらのグリッドを計算領域外グリッドとして扱うこととした。

b. 断面二次元モデル

断面二次元モデルは、広域三次元モデルよりも詳細に断面方向における地下水流動や水質分布を解析するために使用される。一般に、水文地質資料の比較的そろった断面で作成されることが多く、しかもなるべく断面線方向と地下水流動方向が一致するものを選定するほうがよい。

トルファン盆地では、第 4 章で述べたように、南盆地の東西方向と盆地中央部の南北方向を結んで精度のよい水文地質断面図が作成できるように北盆地中央部で 1 箇所と南盆地の 4 箇所を試掘調査を行い、東西方向と南北方向の基本断面図を作成した。そして、第 5 章で述べたように地下地質基本層序区分と層序・層相対比をおこなった。

本調査では、この基本断面図をベースにして、既存井戸資料や物理探査結果等を参考にしてトルファン盆地を東西方向と南北方向に横断するような水文地質断面図を作成し、それぞれの断面について断面二次元地下水モデルを作成する方針とした。

c. 局所三次元モデル

局所三次元モデルは、本調査のインセプション・レポート段階では代表的な河川・導水路流域を対象とすることを想定していたが、これまでの現地調査結果を踏まえて、次のような理由から南盆地東部のシャンシャン県達朗坎（ダランカン）地区を中心とした地域を対象にして局所三次元モデルを作成することにした。

- 1) 北盆地では北側の天山山脈から多くの通年河川が盆地内に流入しているため、河川や導水路からの地表水の浸透と地下水との交流関係を局所モデルで再現する案を検討したが、TW-NC 地点での試掘結果が示すように、北部盆地中央部では地下水面の深度が極めて深く、不飽和帯の層厚が大きい。また、北盆地ではそもそも既存井戸が少なく、地下水観測資料もシャンシャン県の一部地域を除いて不足しておりモデルの検証記録も不十分であることから、局所モデル作成対象からはずした。
- 2) 南盆地西部のトクソン県では、阿拉溝や白楊河など比較的大きな通年河川があり、局所モデル作成対象候補地として諸条件を検討したところ、TW-SW 地点での掘削結果が示すように深層地下水が被圧して自噴しており、浅層帯水層の地下水位も地表付近にあることが明らかになった。したがって、本調査で設置した新規観測井では、地下水位の変動幅が小さく地下水位がケーシングパイプよりも上昇した場合には観測精度も下がるので、精度のよいモデル検証記録を得ることが限定されると判断した。また、既存観測井の観測期間が短く、長期的なモデル検証記録も不足している。なお、トクソン県はシャンシャン県やトルファン市と比較して地下水のポテンシャルが高いと判断されることから、本調査ではトクソン県を対象とした局所モデルは作成しないこととした。
- 3) 南盆地中部のトルファン市で局所モデルの作成する場合の諸条件を検討したところ、南部の TW-SS 地点付近では深層観測井は被圧して自噴しており、浅層観測井の地下水位も地表付近にあることから、地表水と地下水との交流関係を検証するための観測データは限定されると判断した。また、TW-SS 付近は 221 団の管轄地域となっており、導水路は末端部分しかないため、地表水と地下水の交流関係が顕著に現れるかどうか不確実である。さらに、南部地域では既存の地下水観測井も少なく、モデルの長期検証データが不足しているため、本調査の局所モデル作成対象候補から除外した。
- 4) トルファン市街地付近を対象として局所モデルを作成することを検討したが、トルファン市街地は水文地質条件が複雑な場所に立地しており、しかも地下水かん養も基盤の深い谷を通して北盆地から流入するものと市街地付近にもたらされる複数の導水路からの浸透によるものなど複雑になっている。観測記録は比較的長期間利用可能であるが、地下水低下や水質問題などの地下水障害の程度は次項で述べるシャンシャン県达朗坎地区よりも低く、局所モデルによる解析の優先度は达朗坎地区よりも低いと判断した。
- 5) 南盆地東部の达朗坎地区は、トルファン盆地内で最も地下水に依存しており、かつ、地下水障害の程度も最も深刻で、早急な地下水障害緩和策と拡大防止策が必要な地域である。2004 年夏の地下水位の低下は深刻で、既存井戸の井戸涸れや揚水量不足などが発生し、社会問題にもなった。また、浅層部の地下水が塩水化しているほか、南盆地東部～南東部では水位低下によるカナートの枯渇や生態環境の悪化、砂漠化の進行などが発生している。一方、地表水は二唐溝の河川水が二唐溝干渠により火焰山北側の連木沁まで導水され、そこから魯木沁干渠により火焰山の谷間を通過して南盆地达朗坎地区までもたらされている。一方、吐峪溝からは火焰山北側の湧水が干渠により南盆地に導水されている。なお、达朗坎地区には既存の地下水長期観測井資料が多くあるとともに、既存の水文地質調査資料も比較的多い。このように、达朗坎地区はトルファン盆地の地下水問題が集中して発生している地域と判断され、各種水文地質データも比較的揃っているため、本調査による局所三次元モデルの作成対象地域とした。

9.1.5 地下水モデルの概要

前述の地下水モデルの作成方針に基づき、本調査で作成した地下水モデルの概要を、表 9.1.2にまとめて示す。作成した各モデルの詳細は、9.4～9.6 章で詳述する。

表 9.1.2 作成した地下水シミュレーションモデルの概要

項目	広域三次元モデル	断面二次元モデル	局所三次元モデル
対象	トルファン地下水盆地全体	<ul style="list-style-type: none"> 南盆地東西断面 南北断面 	南盆地東部達朗坎地区
目的	<ul style="list-style-type: none"> 地下水盆地全体の地下水流動を解析する 地下水塩水化状況を解析する 諸条件の変化による将来の地下水流動や水質分布を予測する 設定する許容地下水位を守る許容揚水量を算定する 地下水の持続的利用のための最適揚水量配分を行う 	<ul style="list-style-type: none"> 断面的な地下水流動を解析する 塩水化した地下水の断面分布や移動状況を解析する 諸条件の変化に伴う将来の断面地下水流動や水質分布を予測する 	<ul style="list-style-type: none"> 地下水位の低下と地下水障害の発生状況を再現する 地表水が河川・導水路から地下に浸透する状況を再現する 水質の悪い浅層地下水の移動状況を再現する 地下水障害緩和策および改善策の効果と影響を予測する
解析ソフト	Processing Modflow Pro (地下水流動解析：MODFLOW、物質輸送解析：MT3DMS)		
解析範囲	平面：253 km×100 km 断面：標高2,500～-700 m まで	【東西断面】 平面延長：170 km 断面：標高1,200～-600 m 【南北断面】 平面延長：85 km 断面：標高1,200～-600 m	平面：25 km×35 km 断面：標高200～-500 m まで
グリッドサイズ	平面：1 km×1 km 断面：22層 層厚 500～100 m	水平方向：1 km×1 km 深度方向：層厚20 m×90層	平面：250 m×250 m 断面：層厚20 m×35層
計算時間ステップ	1ステップ=1ヶ月	1ステップ=1ヶ月	1ステップ=1ヶ月

9.2 地下水かん養量の推計

9.2.1 トルファン盆地における地下水かん養量の意義

地下水かん養量は、地下水シミュレーションを行う上で重要なパラメータの1つである。地下水がひとつの地下水体として存在する基本的なユニットである地下水盆の水収支基本式は、次式で表すことができる。

$$R(t) - D(t) = \frac{dS}{dt} \quad (\text{式 9.2.1})$$

ここに、 $R(t)$ はある一定期間における地下水盆へのかん養量、 $D(t)$ はその一定期間におけるその地下水盆からの流出量、 dS/dt はその一定期間における地下水盆中の地下水貯留量の変化を表している。

トルファン盆地の場合、盆地内平原部の降水量は平均して年間 30 mm 以下であるので、盆地内平原部で発生した降水量からの直接的な地下水かん養量はほとんどないと判断される。したがって、トルファン地下水盆の地下水かん養量は、基本的にトルファン盆地周辺の集水域内に発生した降水量を起源としており、山地からの河川水として盆地内に流入する地表水 (IFs) と、山地において地下に浸透した水が地下において地下水盆中に直接地下水として流入する水量 (IFg) が、地下水かん養ポテンシャル量 (Rp) であると考えられる (図 9.2.1参照)。

$$Rp = IFs + IFg \quad (\text{式 9.2.2})$$

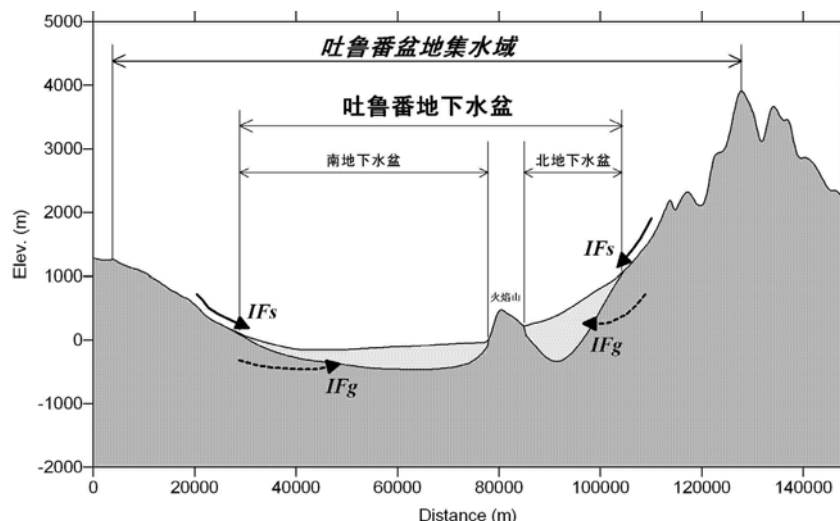


図 9.2.1 トルファン地下水盆への流入模式図

このうち、山地からの河川水としてとして盆地内に流入する地表水 (IFs) は、山地に発生した降水が複雑な水循環過程を経てその一部が河川水として出てくる水量であるが、これは山地と盆地との境界部で河川流量を測定すれば実際の値を把握する

ことができる量である。トルファン盆地には 14 本の通年河川があり、本調査で実施した水文調査により、地下水シミュレーションの検証に必要な 1994 年から 2003 年までの 10 年間の月別河川流量が算出されている。

一方、山地において地下に浸透した水が地下において地下水盆地中に直接流入する水量 (IFg) については、これを実測することは不可能である。 IFg は水文地質基盤の透水性や地下水盆地と基盤内との水頭差、地下水盆地と基盤との接触面積等に規制されていると考えられるが、このうち時系列的に変化するものは水頭差であり、飽和帯での接触面積は水頭変化に応じて変化する。地下水盆地の基盤を構成するのは第三系と一部先第三系の岩石であり、基本的にこれらは第四系よりも小さい透水係数を有すると考えられる。したがって、地下水シミュレーションモデルでは、水文地質基盤に相当するグリッドに既存資料等をもとに必要な水理パラメータを設定し、境界水頭を設定すれば IFg を推定することが可能であり、水文地質基盤を不透水基盤とする場合の計算結果と比較すれば、その推定水量について評価することができる。

以上のように、トルファン地下水盆地の地下水かん養量は、地下水盆地内で直接降水から地下水かん養が発生する他地域の地下水盆地の状況とは異なり、トルファン地下水盆地に流入する河川水量が地下水かん養ポテンシャル量となっている。したがって、河川水を起源とする実際の地下水かん養量を推計するためには、この河川水量を基準として、盆地内での各河川水系について水収支を検討すればよいことになる。

9.2.2 トルファン盆地内の河川水の水循環と水収支

山地と盆地の境界から盆地内に流入した河川水は、その後どのように循環するのかを検討する。図 9.2.2 (9-12) には、盆地内に流入した河川水の水循環模式図を示す。

盆地内に流入した河川水は、まず、河川の自然流路を流下する。本調査では、この区間を自然河川系と呼ぶことにする。トルファン盆地の通年河川では、自然河川系の延長距離は数 km 程度であり、通常の状態では、河川水は自然河川系の区間における蒸発や河床からの漏水により消滅する。

現在は、ほとんどの通年河川に導水路が建設されており、河川水は自然河川系で消滅する前に導水路に導かれる。北部盆地の場合、導水路の延長距離は 10 数 km 程度であり、この区間を導水路系と呼ぶ。導水路系では、導水路を流れる水は蒸発量と導水路からの漏水によりいくらかの水量を失う。なお、現在では導水路が比較的河川の上流部にまで建設されて取水していることがあるので、その場合には前述の自然河川系の区間距離が自然状態や以前の状態よりは短くなっていることに注意する必要がある。

導水路を通過してきた水のほとんどは、灌漑水路を経て灌漑用水として農地に導かれる。本調査では、灌漑用水路や灌漑されている農地を一括して灌漑農地系と呼ぶ。灌漑農地系では、導入された水量の多くは農地での作物消費量として利用されるが、灌漑用水路や農地から蒸発や漏水によるロスも発生する。

以上の河川水の水収支についてさらに詳細に検討すると、つぎのようになる。

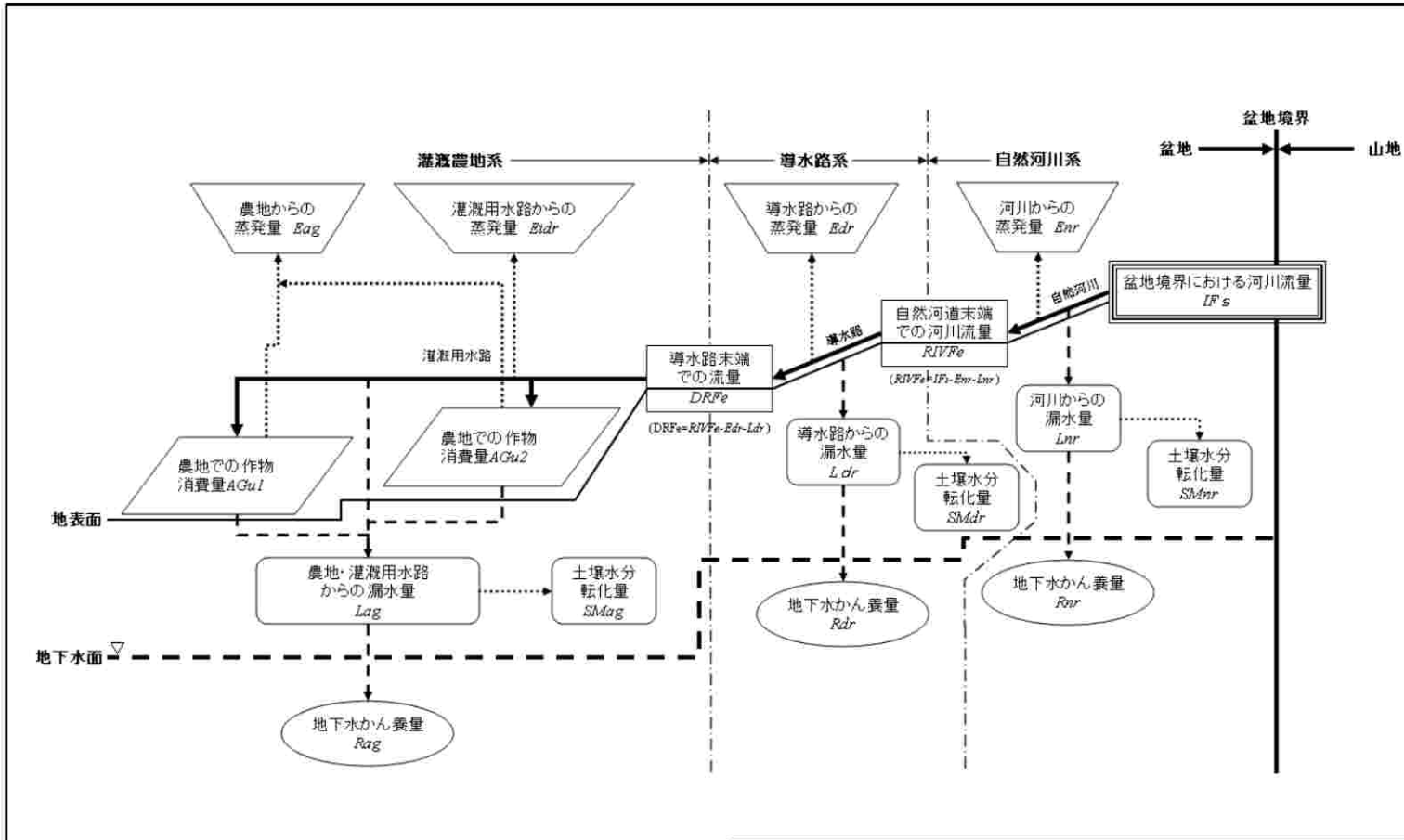


図 9.2.2	盆地内に流入する河川水の水循環模式図
中華人民共和国 新疆トルファン盆地における持続的地下水資源利用調査	
日本国際協力機構 (JICA) / 国際航業株式会社	

a. 自然河川系の水収支

トルファン盆地に流入するある通年河川の盆地境界における河川流量を IFs とすると、自然流路を流下する間に IFs の一部は河川からの蒸発量 Enr と河川からの漏水量 Lnr により失われる。そのため、自然河川系末端での河川流量 $RIVFe$ は次式で表すことができる。

$$RIVFe = IFs - Enr - Lnr \quad (\text{式 9.2.3})$$

河川からの漏水量 Lnr は、不飽和帯通過中にその一部が土壤水分転化量 $SMnr$ として失われ、残りの水量が地下水面に到達して地下水かん養量 Rnr となる。したがって、自然河川系における地下水かん養量 Rnr は次式で表される。

$$Rnr = Lnr - SMnr \quad (\text{式 9.2.4})$$

自然河川系の水収支を具体的に明らかにする場合、(式 9.2.3) の項目の中で IFs と $RIVFe$ は現地調査で実測することができるので、この区間の河川水量の減少量、すなわち河川からの蒸発量 Enr と河川からの漏水量 Lnr との合計値を知ることができる。このうち、河川からの蒸発量 Enr は、トルファン盆地内の気象観測所における蒸発量実測値をもとにして、必要に応じて補正係数を乗ずることにより単位面積当たりの蒸発量ポテンシャルを得ることができるので、これに河川の水面面積を掛ければ算出することができる。以上の実測値や推定値を(式 9.2.3) に代入すれば、河川からの漏水量 Lnr を算出することができる。

不飽和帯中の土壤水分量は、短期的には河川からの漏水量の増減や土壤面あるいは土壤中からの蒸発量の増減、さらに植生がある場合には蒸散量の増減により変化していると考えられるが、1 水文年など長期的に見れば、土壤水分量自体はそれほど変化していないと判断される。とくに、北部盆地の場合には植生はほとんどないので、土壤水分の減少は土壤面蒸発あるいは浅層部での土壤中蒸発により失われており、これを土壤水分転化量 $SMnr$ が補っていると考えられる。したがって、土壤水分転化量は、土壤面蒸発量あるいは浅層部での土壤中蒸発量に置き換えることができ、それは水面からの蒸発量ポテンシャルに深度と時間を考慮した係数を乗じることにより推定することができる。

したがって、自然河川系の地下水かん養量 Rnr は、(式 9.2.4) に(式 9.2.3) を代入した次式に、以上述べた実測値と推定値を代入することにより求めることができる。

$$Rnr = IFs - RIVFe - Enr - SMnr \quad (\text{式 9.2.5})$$

b. 導水路系の水収支

通年河川の河川水がすべて導水路に導かれる場合、導水開始地点での導水路流量を $RIVFe$ とすると、導水路を流下する間に $RIVFe$ の一部は導水路からの蒸発量 Edr と河導水路からの漏水量 Ldr により失われる。そのため、導水路系末端での導水路流量 $DRFe$ は次式で表すことができる。

$$DRFe = RIVFe - Edr - Ldr \quad (\text{式 9.2.6})$$

導水路からの漏水量 Ldr は、不飽和帯通過中にその一部が土壤水分転化量 $SMdr$ として失われ、残りの水量が地下水面に到達して地下水かん養量 Rdr となる。したがって、導水路系における地下水かん養量 Rdr は、自然河川系と同様に次式で表される。

$$Rdr = Ldr - SMdr \quad (\text{式 9.2.7})$$

導水路系の水収支を具体的に明らかにする場合、(式 9.2.5) の項目の中で $RIVFe$ と $DRFe$ は現地調査で実測することができるので、この区間の導水路流量の減少量、すなわ

ち導水路からの蒸発量 E_{dr} と導水路からの漏水量 L_{dr} との合計値を知ることができる。このうち、導水路からの蒸発量 E_{dr} は、自然河川系と同様にして単位面積当たりの蒸発量ポテンシャルを得ることができるので、これに導水路の水面面積を掛ければ算出することができる。以上の実測値や推定値を（式 9.2.5）に代入すれば、導水路からの漏水量 L_{dr} を算出することができる。一方、土壌水分転化量 SM_{dr} についても自然河川系と同様の方法を適用して推定することができる。

したがって、導水路系の地下水かん養量 R_{dr} は、（式 9.2.6）に（式 9.2.5）を代入した次式に、以上述べた実測値と推定値を代入することにより求めることができる。

$$R_{dr} = RIVFe - DRFe - E_{dr} - SM_{dr} \quad (\text{式 9.2.8})$$

c. 灌漑農地系の水収支

トルファン盆地では、通年河川水に由来する導水路の水のほとんどは灌漑用に利用されている。導水路系末端での導水路流量を $DRFe$ とすると、灌漑農地系における水収支は次式で表すことができる。

$$DRFe = Eag + E_{idr} + Lag + AGu1 + AGu2 + \dots + AGu(n) \quad (\text{式 9.2.9})$$

ここに、 Eag は農地からの蒸発量、 E_{idr} は灌漑用水路からの蒸発量、 Lag は農地・灌漑用水路からの漏水量、そして $AGu(n)$ は n 番目の農地における作物の水分消費量である。

このうち、農地からの蒸発量 Eag と灌漑用水路からの蒸発量 E_{idr} は、自然河川系や導水路系と同様にして、それぞれ単位面積当たりの蒸発量ポテンシャルと水面面積から算出することができる。農地における作物の水分消費量 AGu は、農業関係や灌漑関係の資料により、作物別・生育期別の水分消費量を設定することができる。

以上の実測値や推定値を（式 9.2.8）に代入すれば、農地および灌漑用水路からの漏水量 Lag を算出することができる。 Lag は、不飽和帯通過中にその一部が土壌水分転化量 $SMag$ として失われ、残りの水量が地下水面に到達して地下水かん養量 Rag となる。土壌水分転化量 $SMag$ については、自然河川系や導水路系と同様の方法を適用して推定することができる。

したがって、灌漑農地系における地下水かん養量 Rag は、次式に Lag と $SMag$ を代入して求めることができる。

$$Rag = Lag - SMag \quad (\text{式 9.2.10})$$

灌漑農地系における地下水かん養量 Rag を求める水収支式は、つぎのようになる。

$$Rag = DRFe - Eag - E_{idr} - SMag - AGu1 - AGu2 - \dots - AGu(n) \quad (\text{式 9.2.11})$$

9.2.3 モデルグリッド別地下水かん養量推計の基本方針

ここでは、トルファン盆地全体をカバーする目的で作成する広域三次元モデルにおいて、どのように地下水かん養量を $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ のモデルグリッドに入力するか、その基本方針について述べる。

a. MODFLOW 地下水かん養パッケージの利用

MODFLOW には、地下水かん養に関係するパッケージとしては、かん養パッケージ、河川パッケージ、水路パッケージ、貯水池パッケージ、河川流ルーチンパッケージなどが用意されているが、本調査では MODFLOW の基本的なパッケージであるかん養パッ

ージを使用することとした。MODFLOW のかん養パッケージでは、平面グリッドごとにかん養量を単位時間当たりのかん養水深（次元は LT^{-1} ）として入力する。

MODFLOW かん養パッケージの特徴は、地下水面に到達する前の地表水系や不飽和帯での水収支プロセスをあらかじめ考慮して地下水かん養量を算出しておけば、シミュレーションの計算過程で自動的に三次元モデルグリッドの最上位にあるアクティブ・グリッドにかん養量を配置してくれることである（図 9.2.3参照）。水位変動の大きいモデルグリッドでは、各シミュレーションステップの計算水頭に応じて地下水面付近のグリッドがアクティブになったり非アクティブになったりする場合があります、そこに別の方法でかん養量を設定するとエラーになることがある。ところが、かん養パッケージではその場所の断面方向で最も高い位置にあるアクティブ・グリッドを自動的に判別してくれるので、地表水モデルで算出した地下水かん養量を的確にモデルに入力することができる。

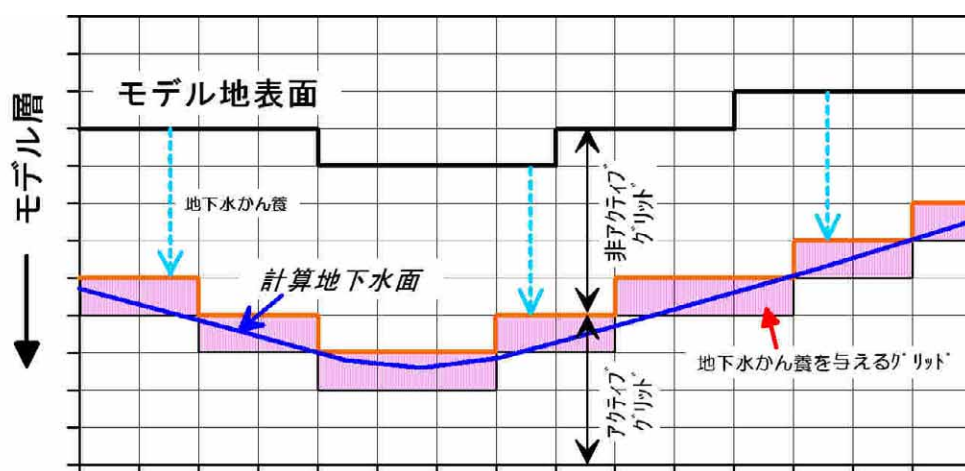


図 9.2.3 MODFLOW かん養パッケージによるかん養の与え方

b. 通年河川水系別の地下水かん養量平面分布データの準備

MODFLOW のかん養パッケージを使用する場合には、地表水系の水収支をあらかじめ計算して地下水かん養量のグリッド別平面分布図を作成しておけば、上記のように MODFLOW が計算地下水面をもとに自動的にかん養を与えるグリッドを判定して入力してくれる。

トルファン盆地における地下水かん養量は、すでに述べたように、主に盆地に流入する 14 本の通年河川の河川水を起源としているので、シミュレーションモデルに入力するかん養量データも、この 14 本の通年河川の河川水について地表水系モデルによる水収支を計算しておき、その結果算出された地下水かん養量をモデルの平面グリッドに与えることとする。

本調査で作成する地下水シミュレーションモデルは、過去および現在の地下水流動を再現するだけでなく、将来の地表水系、地下水系の諸条件の変化に伴う将来の地下水の挙動を予測するために用いられることから、14 本の通年河川それぞれについて地下水かん養量の平面分布データを準備できるほうが都合がよい。そこで、本調査では、14 本の通年河川ごとに地下水かん養量データを作成してそれぞれを平面グリッド分布図として整理し、最終的にそれらを合成してモデル入力用地下水かん養量データとすることを基本方針とした。

9.2.4 通年河川水系別の地下水かん養量推計の方法

本調査では、これまでに現地再委託業務で実施した水文調査や GIS データベース作成の結果を活用して、通年河川水系別の地下水かん養量の平面グリッド分布データを作成した。地下水かん養量の推計は、本調査で行うシミュレーション解析の検証期間を 1994 年 1 月から 2003 年 12 月までの 10 年間と設定し、シミュレーション計算時間ステップが 1 ステップ=1 ヶ月間、合計 120 ステップなので、上記 10 年間について月別に推計した。

a. GIS データベースからのデータ抽出と地表水系区分

GIS データベースから、河川や導水路、水路のラインデータと農地および草地の土地利用ポリゴンデータを抽出した。そして、14 本の通年河川ごとにそれらの分布図を作成した。

つぎに、9.2.2 節で述べた区分に従い、各河川水系を自然河川系、導水路系、および灌漑農地系に区分した。このうち、灌漑農地系については、各河川系の水路分布データと比較して、それぞれの通年河川がカバーする灌漑農地を抽出した。なお、地域により同じ農地に季節毎に異なる通年河川水系の灌漑水が導水されることがあるので、その場合は同じ農地が複数の河川水系別灌漑農地分布図に現れることになる。

b. 地下水かん養発生グリッド分布図の作成

上記で作成した各河川水系の分布図に広域三次元地下水モデルのグリッド図を重ねて、自然河川系や導水路系、灌漑農地系に該当するモデルグリッドを抽出した。このうち、自然河川系と導水路系については、元データがラインデータであるので、それらが 500 m 以上通過するグリッドを地下水かん養発生グリッドとして抽出した。

灌漑農地系の場合には、元データは灌漑用水路についてはラインデータ、灌漑農地についてはポリゴンデータであるので、まず、灌漑農地についてはグリッド内に灌漑農地が少しでも分布している場合にはかん養発生グリッドとして抽出した。灌漑用水路については、すでに水路が通過するグリッドが灌漑農地グリッドとして選定されている場合にはそのままとし、灌漑農地が分布せず灌漑用水路だけが通過するグリッドについては、それが 500 m 以上通過するグリッドを地下水かん養発生グリッドとして抽出した。図 9.2.4には、大河沿河水系におけるグリッド分布図作成例を示す。

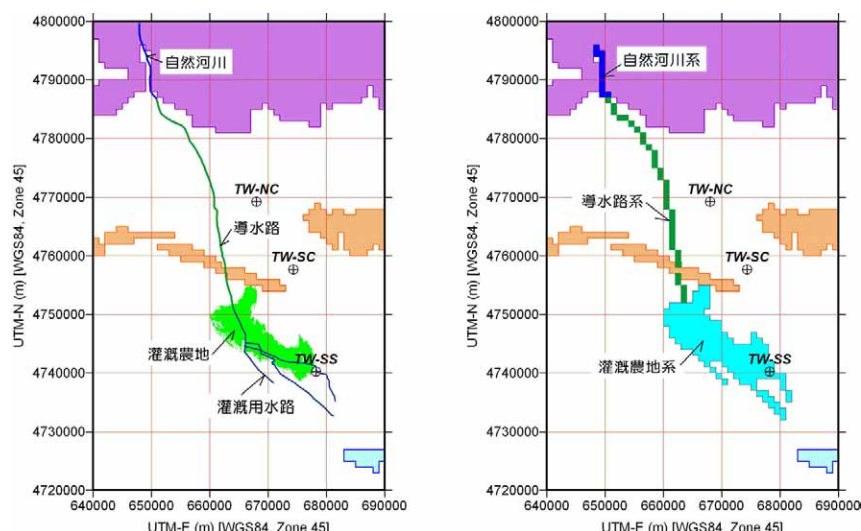


図 9.2.4 大河沿河水系でのグリッド分布図作成例

c. 計算ステップ別地下水かん養発生グリッド分布図の作成

上記で作成した地下水かん養発生グリッド分布図は、現在の河川や導水路、灌漑用水路および灌漑農地の分布を示すものであり、過去においては水路の位置や灌漑農地の範囲が異なっていた場合もある。その場合は、それらの記録をもとに当時の地下水発生かん養発生グリッド分布図を作成する。

一方、一年の間でも乾季と雨季で水利用の形態が異なっていたり、季節に応じて水路を使い分けていたり、あるいは灌漑する農地が変化していたりする場合があるので、それらを考慮して計算ステップ別地下水かん養発生グリッド分布図を作成する。

d. 地下水かん養発生グリッドへのかん養量分配係数の配分

9.2.2 節で述べた方法により、各通年河川において自然河川系、導水路系、灌漑農地系における地下水かん養量を月別ステップごとに算出することができるが、それを地下水モデルグリッドに入力するために、通年河川別、月別に地下水かん養発生グリッドへかん養量分配係数を設定する。

トルファン盆地の地下水かん養量計算の基準値は、すでに述べたように、14本の通年河川の盆地流入地点での河川水量である。これについては、すでに本調査の水文調査解析により、検証期間10年間について月別に水量が得られている。したがって、この基準水量に乗じる係数を月別の地下水かん養発生グリッドに与えてやれば、計算が簡単になる。

e. 平面グリッド別地下水かん養量の集計

各河川のかん養量計算の基準水量に河川別のかん養量分配係数を掛けて、各河川水系における月別・平面グリッド別の地下水かん養量を計算する。そして、14本の通年河川のかん養量を平面グリッドごとに集計すれば、それが地下水モデルへの入力かん養量となる。

9.2.5 地下水かん養量の推計結果

調査団では、これまでに再委託業務で実施した水文調査や GIS データベース作成の結果について必要なデータを抽出し、前節の方法に基づき通年河川別にかん養量の推計を行った。その結果は、以下のとおりである。

a. 最大可能地下水かん養量の算出結果

最大可能地下水かん養量とは、地下水かん養発生グリッドにおけるかん養ポテンシャル量であり、その量は自然河川からの浸透量、導水路からの浸透量、灌漑農地からの浸透量のほか、泉からの流出量、カナートからの流出量、灌漑用井戸からの揚水量が含まれる。

最大可能地下水かん養量の算出方法は、灌漑期（4～10月）と非灌漑期（11～翌年3月）とで大きく異なる。灌漑期の場合、周辺山地からトルファン盆地内に流入する河川水は導水路により盆地内に導水され、さらに灌漑農地に分配されるため、それぞれに相当するモデルグリッドに最大可能地下水かん養量が与えられる。また、泉やカナートの水も灌漑用に利用されるので、それらからの流出量も対応する導水路や灌漑農地グリッドに分配される。さらに、灌漑用井戸からの揚水量も灌漑農地で利用されるので、広域三次元モデルの場合、灌漑用井戸が存在するグリッドに揚水量が最大可能かん養量として分配される。

一方、非灌漑期の場合、河川水は導水路や灌漑農地に導水されないため、盆地内に流入した河川水はすべて自然河川区間で地下に浸透する。泉やカナートからの流出水も一部の大規模な泉を除いて導水路や灌漑農地に分配されず、その泉やカナートが存在するモデルグリッドで地下に浸透する。一部大規模な泉からの流出水は、下流の導水路に流入するが、灌漑農地には分配されず地下に浸透する。

以上の方法で算出したトルファン盆地全域における最大可能地下水かん養量の月別値を図 9.2.5 および表 9.2.1 に示す。それによると、1994 年 1 月から 2003 年 12 月の月別最大可能地下水かん養量は 199～1,554 万 m^3 /日の間で変動しており、毎年夏季に大きく冬季に小さい変動パターンを示す。年間合計最大可能地下水かん養量は、1998 年が 22.16 億 m^3 と大きく、次いで 1999 年の 21.84 億 m^3 、2002 年の 21.61 億 m^3 となっている。一方、年間合計最大可能地下水かん養量が少ない年をみると、1994 年が最も少なく 18.10 億 m^3 、次いで 1997 年の 18.26 億 m^3 、1995 年の 18.83 億 m^3 となっている。

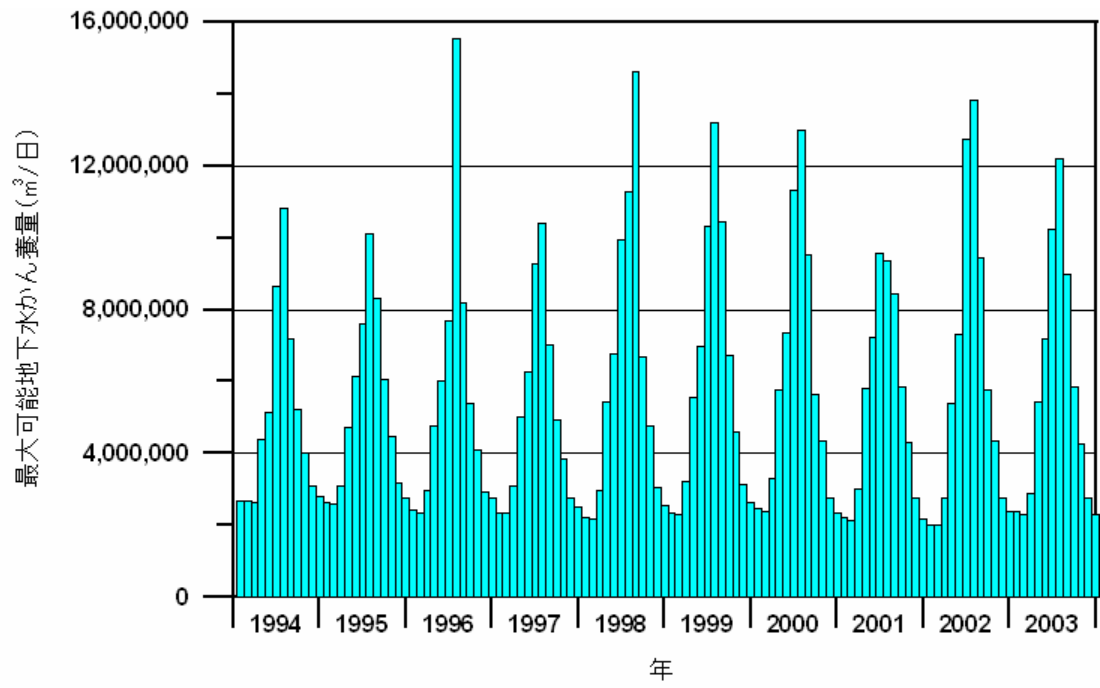


図 9.2.5 最大可能地下水かん養量の月別グラフ

表 9.2.1 月別最大可能地下水かん養量

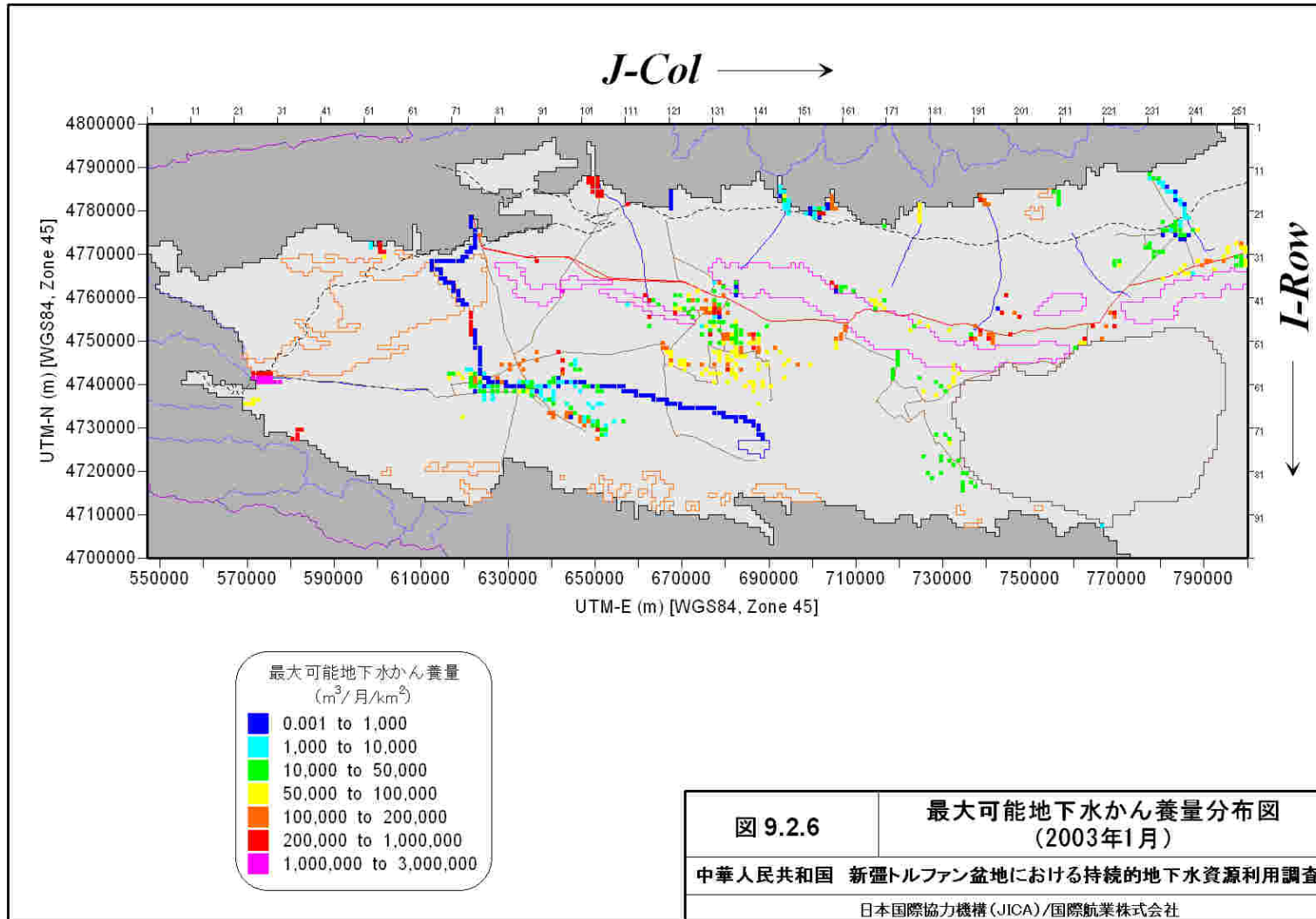
計算 ステップ	年	月	月別最大可能 地下水かん養量 (m ³ /月)	日数	月別最大可能 地下水かん養量 (m ³ /日)
1	1994	1	83,631,414	31	2,697,788
2	1994	2	75,404,729	28	2,693,026
3	1994	3	82,246,509	31	2,653,113
4	1994	4	131,182,787	30	4,372,760
5	1994	5	159,864,267	31	5,156,912
6	1994	6	259,433,517	30	8,647,784
7	1994	7	334,882,682	31	10,802,667
8	1994	8	222,673,481	31	7,183,016
9	1994	9	156,512,074	30	5,217,069
10	1994	10	124,237,754	31	4,007,669
11	1994	11	92,845,713	30	3,094,857
12	1994	12	87,342,857	31	2,817,512
13	1995	1	81,509,649	31	2,629,344
14	1995	2	72,952,402	28	2,605,443
15	1995	3	95,544,332	31	3,082,075
16	1995	4	142,261,679	30	4,742,056
17	1995	5	190,928,824	31	6,158,994
18	1995	6	227,692,684	30	7,589,756
19	1995	7	313,440,338	31	10,110,979
20	1995	8	258,202,817	31	8,329,123
21	1995	9	181,585,966	30	6,052,866
22	1995	10	138,274,014	31	4,460,452
23	1995	11	95,688,069	30	3,189,602
24	1995	12	85,254,047	31	2,750,131
25	1996	1	75,063,021	31	2,421,388
26	1996	2	67,765,265	29	2,336,733
27	1996	3	91,826,920	31	2,962,159
28	1996	4	143,346,462	30	4,778,215
29	1996	5	187,164,735	31	6,037,572
30	1996	6	230,223,575	30	7,674,119
31	1996	7	481,616,969	31	15,536,031
32	1996	8	253,884,482	31	8,189,822
33	1996	9	162,409,768	30	5,413,659
34	1996	10	126,848,700	31	4,091,894
35	1996	11	87,443,690	30	2,914,790
36	1996	12	85,103,556	31	2,745,276
37	1997	1	72,497,020	31	2,338,614
38	1997	2	65,598,369	28	2,342,799
39	1997	3	96,511,045	31	3,113,260
40	1997	4	150,236,785	30	5,007,893
41	1997	5	194,716,369	31	6,281,173
42	1997	6	278,225,171	30	9,274,172
43	1997	7	322,287,947	31	10,396,385
44	1997	8	217,769,572	31	7,024,825
45	1997	9	147,938,399	30	4,931,280
46	1997	10	119,147,887	31	3,843,480
47	1997	11	83,541,885	30	2,784,730

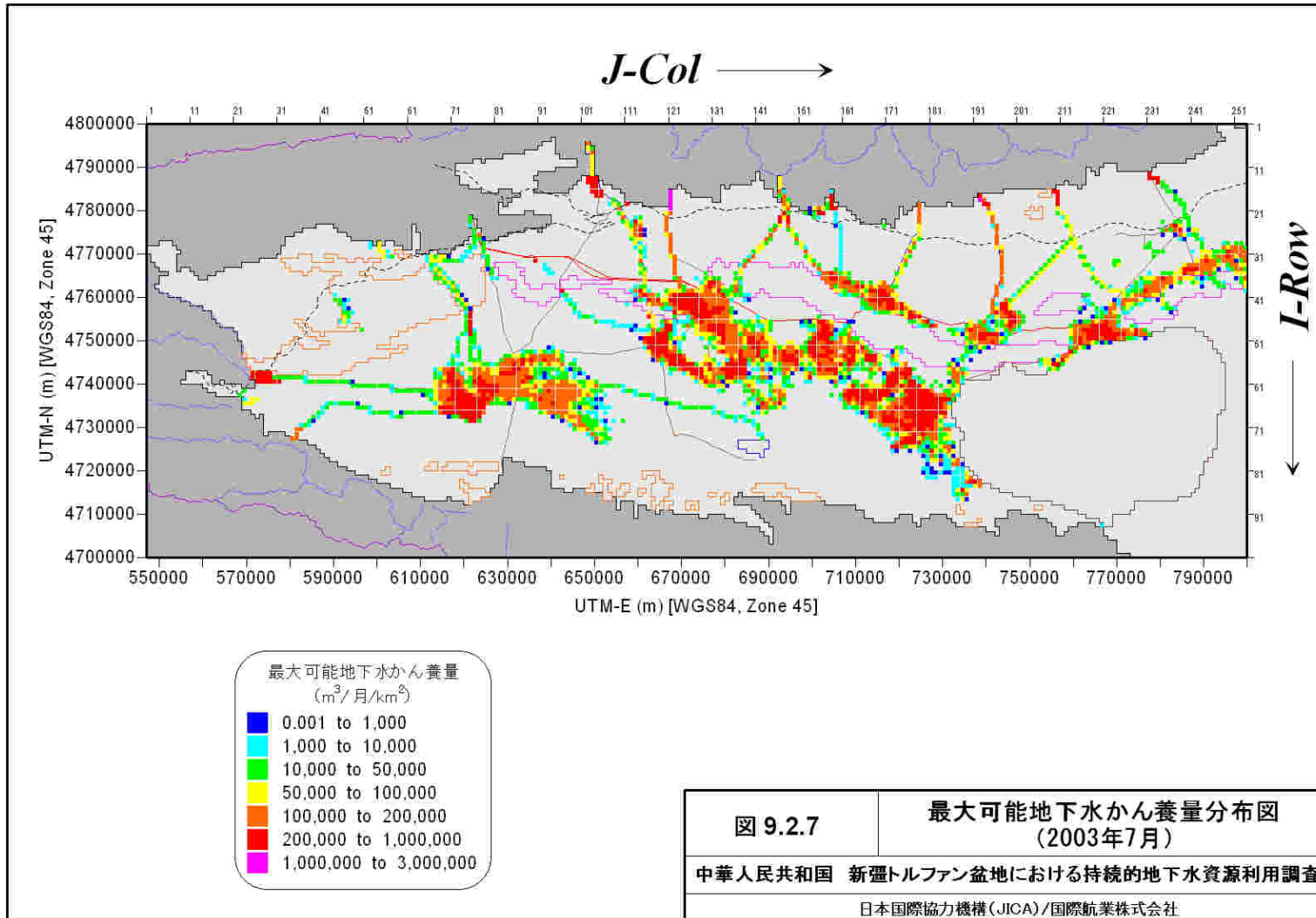
計算 ステップ	年	月	月別最大可能 地下水かん養量 (m ³ /月)	日数	月別最大可能 地下水かん養量 (m ³ /日)
48	1997	12	77,771,194	31	2,508,748
49	1998	1	69,378,312	31	2,238,010
50	1998	2	61,123,081	28	2,182,967
51	1998	3	92,193,244	31	2,973,976
52	1998	4	162,443,089	30	5,414,770
53	1998	5	210,426,605	31	6,787,955
54	1998	6	298,602,825	30	9,953,427
55	1998	7	349,677,333	31	11,279,914
56	1998	8	453,432,355	31	14,626,850
57	1998	9	200,528,372	30	6,684,279
58	1998	10	147,683,581	31	4,763,986
59	1998	11	91,158,601	30	3,038,620
60	1998	12	79,236,762	31	2,556,025
61	1999	1	73,320,541	31	2,365,179
62	1999	2	64,672,020	28	2,309,715
63	1999	3	99,660,471	31	3,214,854
64	1999	4	166,561,142	30	5,552,038
65	1999	5	215,731,114	31	6,959,068
66	1999	6	309,519,489	30	10,317,316
67	1999	7	409,752,142	31	13,217,811
68	1999	8	323,948,184	31	10,449,941
69	1999	9	202,006,206	30	6,733,540
70	1999	10	141,944,317	31	4,578,849
71	1999	11	94,637,499	30	3,154,583
72	1999	12	81,980,642	31	2,644,537
73	2000	1	76,336,597	31	2,462,471
74	2000	2	68,943,198	29	2,377,352
75	2000	3	103,061,744	31	3,324,572
76	2000	4	172,909,992	30	5,763,666
77	2000	5	227,494,534	31	7,338,533
78	2000	6	339,645,540	30	11,321,518
79	2000	7	403,174,770	31	13,005,638
80	2000	8	295,896,807	31	9,545,058
81	2000	9	169,527,487	30	5,650,916
82	2000	10	135,367,875	31	4,366,706
83	2000	11	82,691,201	30	2,756,373
84	2000	12	73,103,565	31	2,358,180
85	2001	1	69,275,163	31	2,234,683
86	2001	2	60,039,404	28	2,144,264
87	2001	3	93,971,360	31	3,031,334
88	2001	4	174,070,556	30	5,802,352
89	2001	5	224,099,188	31	7,229,006
90	2001	6	287,184,164	30	9,572,805
91	2001	7	290,535,527	31	9,372,114
92	2001	8	261,448,304	31	8,433,816
93	2001	9	175,473,858	30	5,849,129
94	2001	10	132,960,727	31	4,289,056
95	2001	11	82,492,353	30	2,749,745

計算 ステップ	年	月	月別最大可能 地下水かん養量 (m ³ /月)	日数	月別最大可能 地下水かん養量 (m ³ /日)
96	2001	12	67,982,005	31	2,192,968
97	2002	1	61,759,527	31	1,992,243
98	2002	2	56,637,749	28	2,022,777
99	2002	3	86,354,534	31	2,785,630
100	2002	4	161,516,226	30	5,383,874
101	2002	5	226,556,425	31	7,308,272
102	2002	6	381,701,502	30	12,723,383
103	2002	7	429,089,127	31	13,841,585
104	2002	8	292,882,398	31	9,447,819
105	2002	9	172,738,919	30	5,757,964
106	2002	10	134,838,196	31	4,349,619
107	2002	11	82,714,265	30	2,757,142
108	2002	12	74,694,756	31	2,409,508
109	2003	1	73,676,009	31	2,376,645
110	2003	2	64,292,664	28	2,296,167
111	2003	3	88,924,745	31	2,868,540
112	2003	4	163,275,814	30	5,442,527
113	2003	5	223,050,536	31	7,195,179
114	2003	6	306,672,538	30	10,222,418
115	2003	7	378,335,542	31	12,204,372
116	2003	8	278,389,781	31	8,980,316
117	2003	9	175,942,197	30	5,864,740
118	2003	10	131,733,578	31	4,249,470
119	2003	11	82,785,225	30	2,759,508
120	2003	12	70,804,290	31	2,284,009

図 9.2.6と図 9.2.7には、それぞれ 2003 年 1 月と 2003 年 7 月における最大可能地下水かん養量の分布を示す。非灌漑期の 2003 年 1 月では、最大可能地下水かん養量が発生するグリッドは、主に通年河川の自然河川部分と泉やカナートの出口部分が存在するグリッドだけであり、灌漑農地からの最大可能かん養量は存在せず、導水路からのかん養は規模の大きな泉の下流部など一部に限られる。

一方、2003 年 7 月の最大可能地下水かん養量の分布をみると、ほとんどすべての自然河川や導水路、灌漑農地に最大可能かん養量が配分されており、1 km²あたり 100,000～1,000,000 m³/月の最大可能かん養量を与えられているグリッドが多い。





b. 実際地下水かん養量の算出結果

前項で述べた最大可能地下水かん養量は、あくまでも地下水かん養発生グリッドにおけるかん養量の最大ポテンシャル値であり、実際には大半のポテンシャル量が河川、導水路、灌漑農地からの蒸発量や作物消費量等で失われ、実際の地下水かん養量は最大可能量よりも大幅に小さくなる。

実際地下水かん養量も、シミュレーションモデルの検証期間である 1994 年 1 月から 2003 年 12 月の 120 ヶ月分について算出した。算出にあたっては、大きく灌漑期（4～10 月）と非灌漑期（11～翌年 3 月）に区分して月別量を算出した。灌漑期では、新疆トルファン水収支試験場での実験結果による、トルファン盆地での灌漑用水の降下浸透係数 0.2449 を用いて、最大可能地下水かん養量と降下浸透係数の積に月別変化係数を乗じた量を実際かん養量とした。一方、非灌漑期ではトルファン盆地で実測された月別多年平均蒸発能の平均値を使用して、これがかん養発生グリッドから失われるものとして算出した。

シミュレーションモデルの検証期間（1994 年 1 月～2003 年 12 月）における実際かん養量の算出結果を図 9.2.8 および表 9.2.2 に示す。図 9.2.8 には最大可能かん養量も合わせて示すが、実際かん養量は灌漑期において最大可能量の 5 分の 1 程度と小さくなる反面、非灌漑期には最大可能量の 5 割から 9 割となる。これは、非灌漑期には作物消費量がなくなることで、冬季に蒸発能が小さくなることが原因であり、その結果実際かん養量は年間 2 回夏季と冬季に大きくなる変化パターンを示す。

1994～2003 年の年間実際かん養量は、2001 年の 5.68 億 m^3 から 1994 年の 6.66 億 m^3 の間で変動しており、10 年間の平均は約 6.20 億 m^3 である。

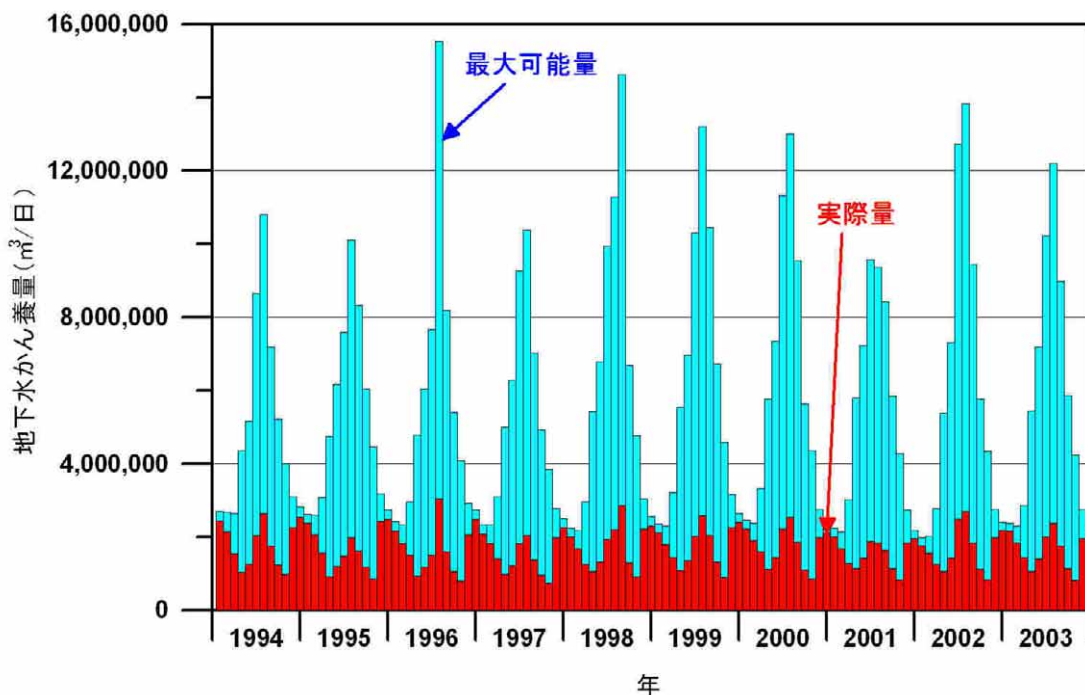


図 9.2.8 最大可能地下水かん養量と実際地下水かん養量

表 9.2.2 月別実際地下水かん養量

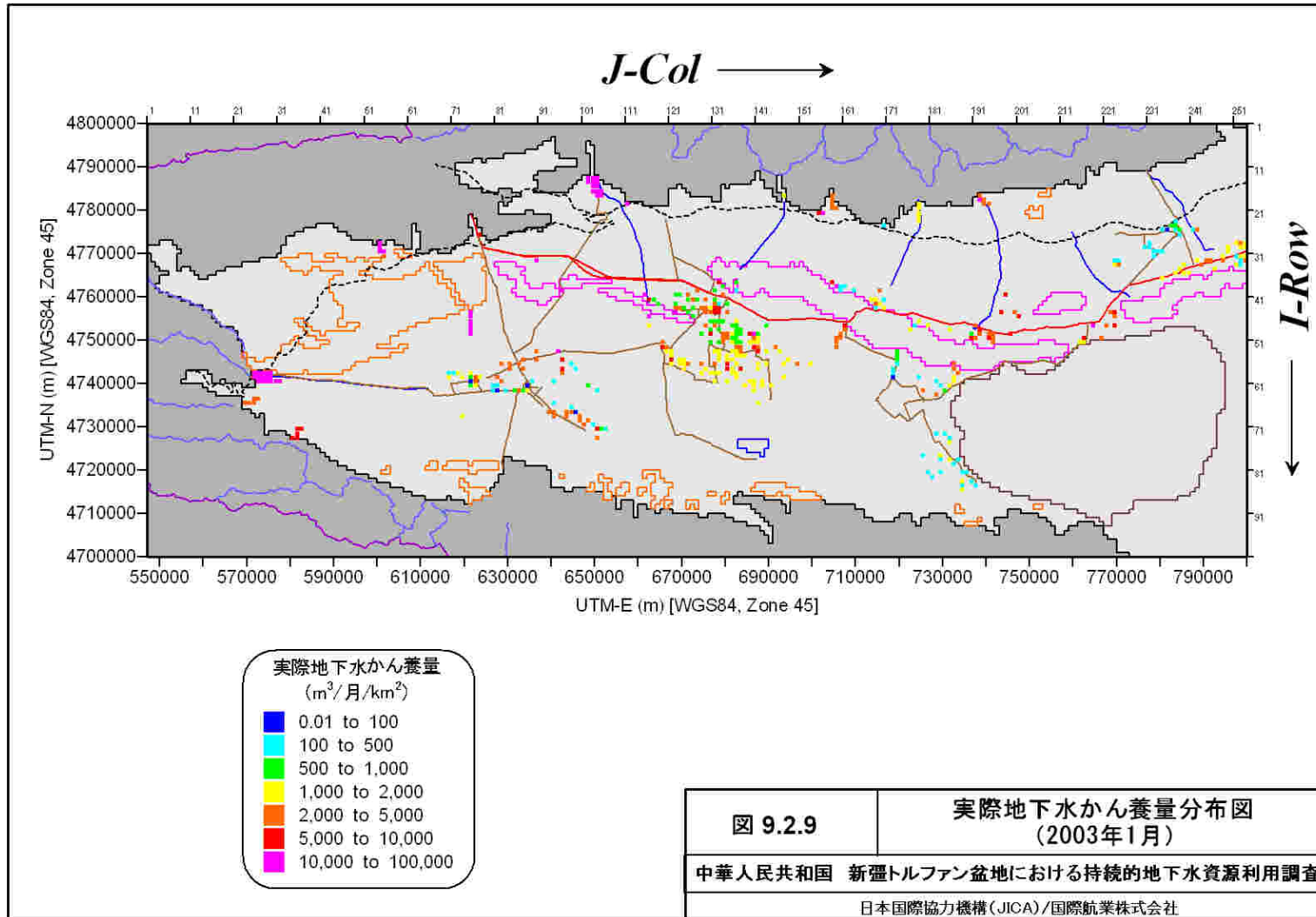
計算 ステップ	年	月	月別実際 地下水かん養量 (m ³ /月)	日数	月別実際 地下水かん養量 (m ³ /日)
1	1994	1	75,610,015	31	2,439,033
2	1994	2	59,923,633	28	2,140,130
3	1994	3	47,709,260	31	1,539,008
4	1994	4	31,084,579	30	1,036,153
5	1994	5	39,161,153	31	1,263,263
6	1994	6	61,481,775	30	2,049,393
7	1994	7	82,024,024	31	2,645,936
8	1994	8	54,532,705	31	1,759,120
9	1994	9	37,085,209	30	1,236,174
10	1994	10	30,435,918	31	981,804
11	1994	11	67,743,615	30	2,258,121
12	1994	12	79,162,236	31	2,553,621
13	1995	1	73,628,914	31	2,375,126
14	1995	2	58,011,153	28	2,071,827
15	1995	3	48,409,771	31	1,561,606
16	1995	4	27,871,884	30	929,063
17	1995	5	37,406,789	31	1,206,671
18	1995	6	44,609,531	30	1,486,984
19	1995	7	61,409,194	31	1,980,942
20	1995	8	50,587,079	31	1,631,841
21	1995	9	35,576,295	30	1,185,877
22	1995	10	27,090,638	31	873,892
23	1995	11	72,560,153	30	2,418,672
24	1995	12	77,253,132	31	2,492,037
25	1996	1	67,235,923	31	2,168,901
26	1996	2	53,108,229	29	1,831,318
27	1996	3	46,507,072	31	1,500,228
28	1996	4	28,084,446	30	936,148
29	1996	5	36,669,303	31	1,182,881
30	1996	6	45,105,394	30	1,503,513
31	1996	7	94,358,366	31	3,043,818
32	1996	8	49,741,035	31	1,604,550
33	1996	9	31,819,358	30	1,060,645
34	1996	10	24,852,198	31	801,684
35	1996	11	62,034,810	30	2,067,827
36	1996	12	77,164,239	31	2,489,169
37	1997	1	64,783,537	31	2,089,792
38	1997	2	51,179,860	28	1,827,852
39	1997	3	43,489,408	31	1,402,884
40	1997	4	29,434,419	30	981,147
41	1997	5	38,148,864	31	1,230,609
42	1997	6	54,509,764	30	1,816,992
43	1997	7	63,142,610	31	2,036,858
44	1997	8	42,665,362	31	1,376,302
45	1997	9	28,984,104	30	966,137
46	1997	10	23,343,477	31	753,015
47	1997	11	59,701,395	30	1,990,047

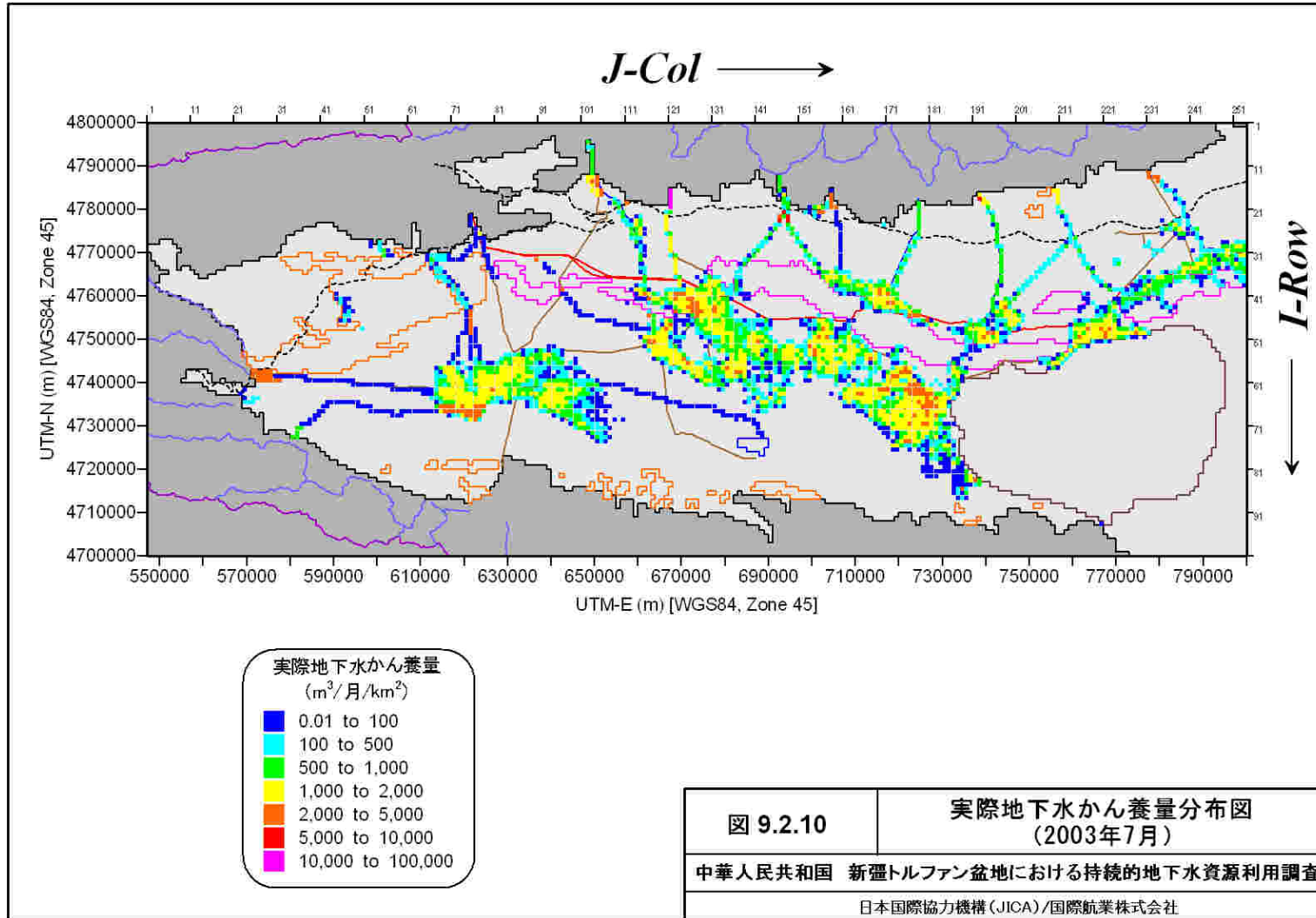
計算 ステップ	年	月	月別実際 地下水かん養量 (m ³ /月)	日数	月別実際 地下水かん養量 (m ³ /日)
48	1997	12	69,965,466	31	2,256,951
49	1998	1	61,956,042	31	1,998,582
50	1998	2	47,088,307	28	1,681,725
51	1998	3	39,453,123	31	1,272,681
52	1998	4	31,825,913	30	1,060,864
53	1998	5	41,226,830	31	1,329,898
54	1998	6	58,502,156	30	1,950,072
55	1998	7	68,508,729	31	2,209,959
56	1998	8	88,836,468	31	2,865,693
57	1998	9	39,287,498	30	1,309,583
58	1998	10	28,934,176	31	933,361
59	1998	11	66,656,355	30	2,221,879
60	1998	12	71,604,234	31	2,309,814
61	1999	1	66,017,267	31	2,129,589
62	1999	2	50,698,375	28	1,810,656
63	1999	3	45,041,547	31	1,452,953
64	1999	4	32,632,721	30	1,087,757
65	1999	5	42,266,043	31	1,363,421
66	1999	6	60,640,946	30	2,021,365
67	1999	7	80,278,530	31	2,589,630
68	1999	8	63,467,827	31	2,047,349
69	1999	9	39,577,046	30	1,319,235
70	1999	10	27,809,703	31	897,087
71	1999	11	68,191,613	30	2,273,054
72	1999	12	74,543,352	31	2,404,624
73	2000	1	69,175,276	31	2,231,461
74	2000	2	55,461,565	29	1,912,468
75	2000	3	49,869,355	31	1,608,689
76	2000	4	33,876,529	30	1,129,218
77	2000	5	44,570,762	31	1,437,767
78	2000	6	66,543,375	30	2,218,113
79	2000	7	78,989,969	31	2,548,064
80	2000	8	57,972,069	31	1,870,067
81	2000	9	33,213,866	30	1,107,129
82	2000	10	26,521,261	31	855,525
83	2000	11	59,742,968	30	1,991,432
84	2000	12	65,851,308	31	2,124,236
85	2001	1	62,219,232	31	2,007,072
86	2001	2	46,910,168	28	1,675,363
87	2001	3	39,538,787	31	1,275,445
88	2001	4	34,103,955	30	1,136,799
89	2001	5	43,905,471	31	1,416,306
90	2001	6	56,265,146	30	1,875,505
91	2001	7	56,921,642	31	1,836,182
92	2001	8	51,222,897	31	1,652,352
93	2001	9	34,378,868	30	1,145,962
94	2001	10	26,049,684	31	840,312
95	2001	11	55,400,029	30	1,846,668

計算 ステップ	年	月	月別実際 地下水かん養量 (m ³ /月)	日数	月別実際 地下水かん養量 (m ³ /日)
96	2001	12	60,825,162	31	1,962,102
97	2002	1	54,970,967	31	1,773,257
98	2002	2	44,062,837	28	1,573,673
99	2002	3	39,242,141	31	1,265,876
100	2002	4	31,644,259	30	1,054,809
101	2002	5	44,386,963	31	1,431,838
102	2002	6	74,782,965	30	2,492,766
103	2002	7	84,067,056	31	2,711,841
104	2002	8	57,381,465	31	1,851,015
105	2002	9	33,842,970	30	1,128,099
106	2002	10	26,417,501	31	852,177
107	2002	11	59,239,549	30	1,974,652
108	2002	12	67,676,867	31	2,183,125
109	2003	1	66,952,235	31	2,159,750
110	2003	2	51,713,974	28	1,846,928
111	2003	3	45,067,711	31	1,453,797
112	2003	4	31,988,974	30	1,066,299
113	2003	5	43,700,072	31	1,409,680
114	2003	6	60,083,250	30	2,002,775
115	2003	7	74,123,542	31	2,391,082
116	2003	8	54,542,132	31	1,759,424
117	2003	9	34,470,544	30	1,149,018
118	2003	10	25,809,253	31	832,557
119	2003	11	58,894,106	30	1,963,137
120	2003	12	63,907,108	31	2,061,520

図 9.2.9と図 9.2.10には、それぞれ 2003 年 1 月と 2003 年 7 月における実際地下水かん養量の分布を示す。非灌漑期の 2003 年 1 月では、実際地下水かん養量が発生するグリッドは、主に通年河川の自然河川部分と泉やカナートの出口部分が存在するグリッドだけであり、灌漑農地からの最大可能かん養量は存在せず、導水路からのかん養は規模の大きな泉の下流部など一部に限られる。なお、同時期に最大可能かん養量が配分されていた白楊河などのグリッドでは、実際かん養量は蒸発によるロスで実際かん養量は 0 となっている

一方、2003 年 7 月の実際地下水かん養量の分布をみると、ほとんどすべての自然河川や導水路、灌漑農地に実際かん養量が配分されており、1 km²あたり 100~2,000 m³/月の実際かん養量を与えられているグリッドが多い。しかし、冬季の 2003 年 1 月にも実際かん養が発生するグリッドでは、夏季の 2003 年 7 月ではグリッドあたりの実際かん養量が少なくなっているところが多い。これは、夏季には灌漑が行われているため、灌漑農地に水が分配されているため、特定のグリッドにかん養量が集中せず分散されることと、カナートや泉の流出量は灌漑期の地下水位低下期に減少するためである。





9.3 地下水揚水量の算出

9.3.1 地下水揚水量の基礎資料

地下水揚水量も、地下水シミュレーションを行う上で重要なパラメータの1つであり、地下水盆に対する直接的な人為的活動を示すパラメータでもある。

本調査開始前には、トルファン盆地にある井戸やカナート、泉の箇所数や揚水量、流出量の実態が明らかでなかったため、本調査では2004年に水利用資源実態調査を実施した。その結果、合計5664本の井戸と72箇所の泉、420箇所のカナートについて揚水量や流出量の実態が明らかになるとともに、これらの水源の利用状況を調査して、シミュレーションモデルの検証期間である1994年1月から2003年12月の月別地下水揚水量を算出した。シミュレーションモデルに入力した揚水量データは、この水資源利用実態調査結果の井戸揚水量データに基づき作成された。なお、水資源利用実態調査の詳細については、第7章で詳しく述べられている。

9.3.2 グリッド別・標高別揚水量の集計

水資源利用実態調査では、井戸やの位置をGPSにより測定したので、測定された緯度経度座標をもとにUTM座標系(WGS84測地系Zone-45)の1km×1kmグリッドごとに集計した。

また、水資源利用実態調査では、各井戸の深度またはスクリーン位置を聞き取り等により調査しているため、その結果をもとにグリッド別・深度別の揚水量を把握した。さらに、スペースシャトルによる地形データ(SRTM-3データ)を使用して、各1kmグリッドの中央点の地形標高を算出し、それと深度別揚水量との関係から、グリッド別・標高別(標高50mごと)の地下水揚水量を検証期間120ヶ月分について集計した。

9.3.3 地下水揚水量の集計結果

a. 地下水揚水量の時系列変化

広域三次元モデル用に作成したトルファン盆地全域の地下水揚水量データの時系列変化を、図9.3.1および表9.3.1に示す。

これによると、トルファン盆地における井戸からの地下水揚水量は、毎年夏季の5～8月に大きく冬季の11～2月に小さい変化パターンを示す。夏季の揚水量は6月が最も大きく、6月の揚水量は1994年から1999年にかけて直線状に189万 m^3 /日から358万 m^3 /日へと増加している。2000年6月の揚水量はいったん減少したものの、2001年6月には502万 m^3 /日と月別最高揚水量を記録している。2003年6月の揚水量は406万 m^3 /日である。

年間の揚水量も、1994年の3.14億 m^3 から1999年の5.85億 m^3 へと大きく増加しており、2001年には7.37億 m^3 を記録した。2003年の年間揚水量は6.40億 m^3 となっている。

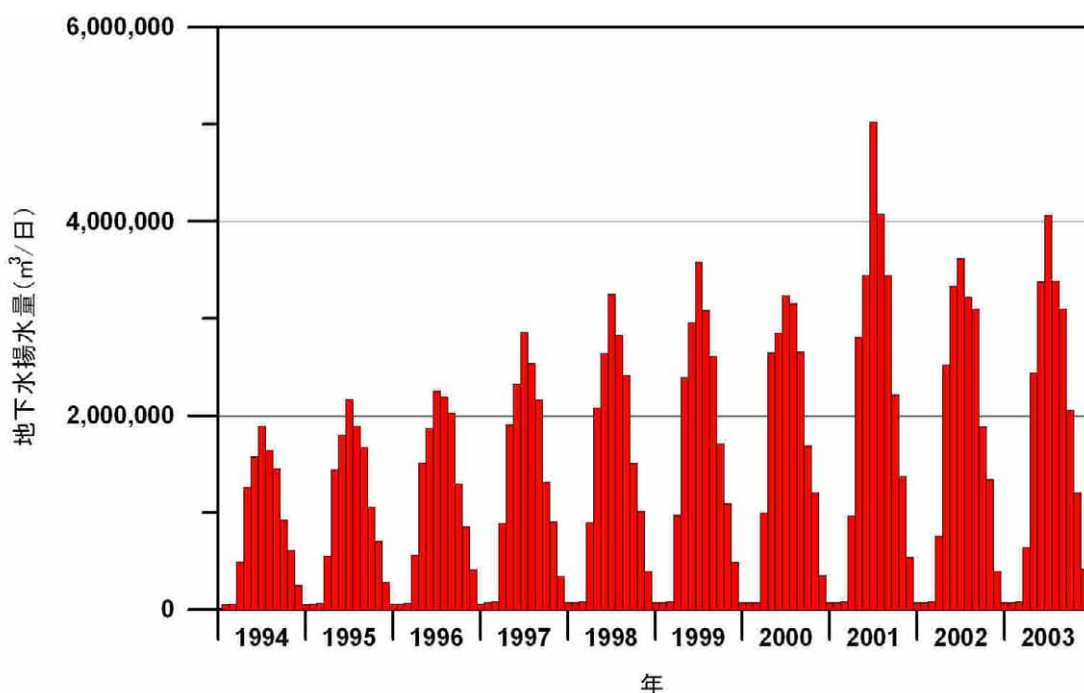


図 9.3.1 トルファン盆地の地下水揚水量の時系列変化

表 9.3.1 トルファン盆地の月別地下水揚水量

計算 ステップ	年	月	月別 地下水揚水量 (m ³ /月)	日数	月別 地下水揚水量 (m ³ /日)
1	1994	1	1,695,871	31	54,706
2	1994	2	1,695,882	28	60,567
3	1994	3	15,279,460	31	492,886
4	1994	4	37,744,260	30	1,258,142
5	1994	5	48,882,102	31	1,576,842
6	1994	6	56,711,190	30	1,890,373
7	1994	7	50,859,375	31	1,640,625
8	1994	8	45,234,735	31	1,459,185
9	1994	9	27,619,815	30	920,661
10	1994	10	19,084,332	31	615,624
11	1994	11	7,595,505	30	253,184
12	1994	12	1,695,871	31	54,706
13	1995	1	1,829,874	31	59,028
14	1995	2	1,829,892	28	65,353
15	1995	3	17,286,983	31	557,645
16	1995	4	43,196,070	30	1,439,869
17	1995	5	55,895,728	31	1,803,088
18	1995	6	65,140,140	30	2,171,338
19	1995	7	58,627,076	31	1,891,196
20	1995	8	51,935,261	31	1,675,331
21	1995	9	31,748,730	30	1,058,291
22	1995	10	21,865,782	31	705,348
23	1995	11	8,521,329	30	284,044
24	1995	12	1,829,874	31	59,028

計算 ステップ	年	月	月別 地下水揚水量 (m ³ /月)	日数	月別 地下水揚水量 (m ³ /日)
25	1996	1	1,934,152	31	62,392
26	1996	2	1,934,164	29	66,695
27	1996	3	17,379,015	31	560,613
28	1996	4	45,415,770	30	1,513,859
29	1996	5	57,872,598	31	1,866,858
30	1996	6	67,608,480	30	2,253,616
31	1996	7	67,832,712	31	2,188,152
32	1996	8	62,861,614	31	2,027,794
33	1996	9	39,048,450	30	1,301,615
34	1996	10	26,589,379	31	857,722
35	1996	11	12,433,917	30	414,464
36	1996	12	1,934,152	31	62,392
37	1997	1	2,258,093	31	72,842
38	1997	2	2,258,102	28	80,646
39	1997	3	27,749,985	31	895,161
40	1997	4	57,095,790	30	1,903,193
41	1997	5	72,081,541	31	2,325,211
42	1997	6	85,868,850	30	2,862,295
43	1997	7	78,602,050	31	2,535,550
44	1997	8	66,949,522	31	2,159,662
45	1997	9	39,376,230	30	1,312,541
46	1997	10	28,186,229	31	909,233
47	1997	11	10,308,102	30	343,603
48	1997	12	2,258,093	31	72,842
49	1998	1	2,264,516	31	73,049
50	1998	2	2,264,525	28	80,876
51	1998	3	27,868,420	31	898,981
52	1998	4	62,280,000	30	2,076,000
53	1998	5	81,851,656	31	2,640,376
54	1998	6	97,553,130	30	3,251,771
55	1998	7	87,749,685	31	2,830,635
56	1998	8	74,952,017	31	2,417,807
57	1998	9	45,313,530	30	1,510,451
58	1998	10	31,394,103	31	1,012,713
59	1998	11	11,870,142	30	395,671
60	1998	12	2,264,516	31	73,049
61	1999	1	2,367,169	31	76,360
62	1999	2	2,367,193	28	84,543
63	1999	3	30,240,801	31	975,510
64	1999	4	71,916,240	30	2,397,208
65	1999	5	91,776,151	31	2,960,521
66	1999	6	107,406,780	30	3,580,226
67	1999	7	95,543,240	31	3,082,040
68	1999	8	81,118,537	31	2,616,727
69	1999	9	51,412,680	30	1,713,756
70	1999	10	33,978,077	31	1,096,067
71	1999	11	14,717,868	30	490,596
72	1999	12	2,367,169	31	76,360

計算 ステップ	年	月	月別 地下水揚水量 (m ³ /月)	日数	月別 地下水揚水量 (m ³ /日)
73	2000	1	2,279,539	31	73,534
74	2000	2	2,279,557	29	78,605
75	2000	3	30,903,206	31	996,878
76	2000	4	79,524,780	30	2,650,826
77	2000	5	88,450,502	31	2,853,242
78	2000	6	97,045,380	30	3,234,846
79	2000	7	97,676,505	31	3,150,855
80	2000	8	82,469,362	31	2,660,302
81	2000	9	50,623,200	30	1,687,440
82	2000	10	37,430,485	31	1,207,435
83	2000	11	10,652,535	30	355,085
84	2000	12	2,279,539	31	73,534
85	2001	1	2,249,487	31	72,564
86	2001	2	2,249,506	28	80,340
87	2001	3	29,926,464	31	965,370
88	2001	4	84,216,810	30	2,807,227
89	2001	5	106,835,703	31	3,446,313
90	2001	6	150,684,000	30	5,022,800
91	2001	7	126,317,281	31	4,074,751
92	2001	8	106,737,588	31	3,443,148
93	2001	9	66,422,130	30	2,214,071
94	2001	10	42,648,591	31	1,375,761
95	2001	11	16,279,287	30	542,643
96	2001	12	2,249,487	31	72,564
97	2002	1	2,363,390	31	76,238
98	2002	2	2,363,438	28	84,409
99	2002	3	23,531,616	31	759,084
100	2002	4	75,577,140	30	2,519,238
101	2002	5	103,409,428	31	3,335,788
102	2002	6	108,510,540	30	3,617,018
103	2002	7	99,795,634	31	3,219,214
104	2002	8	96,103,782	31	3,100,122
105	2002	9	56,497,290	30	1,883,243
106	2002	10	41,657,583	31	1,343,793
107	2002	11	11,868,465	30	395,616
108	2002	12	2,363,390	31	76,238
109	2003	1	2,317,774	31	74,767
110	2003	2	2,317,798	28	82,778
111	2003	3	20,024,918	31	645,965
112	2003	4	73,240,440	30	2,441,348
113	2003	5	104,677,514	31	3,376,694
114	2003	6	121,906,410	30	4,063,547
115	2003	7	104,925,576	31	3,384,696
116	2003	8	96,148,019	31	3,101,549
117	2003	9	61,750,920	30	2,058,364
118	2003	10	37,431,725	31	1,207,475
119	2003	11	12,631,215	30	421,041
120	2003	12	2,317,774	31	74,767

b. 地下水揚水量と地下水かん養量との比較

前節で述べたトルファン盆地の地下水かん養量と地下水揚水量との比較を図 9.3.2および表 9.3.2に示す。これによると、1994 年では冬季、夏季ともほとんどの月で地下水かん養量が地下水揚水量を上回っていたが、1997 年頃から夏季の揚水量がかん養量を上回るようになり、1999 年以降は夏季のすべての月で揚水量がかん養量よりも大きくなってきている。このことは、トルファン地下水盆の水収支が近年夏季において赤字になっていることを示しており、夏季の地下水位低下を引き起こす原因となっていることがわかる。

1994 年から 2003 年までの年間のかん養量と揚水量の収支をみると、1994 年には 3.15 億 m³ かん養量が上回っていたが、1997 年には「黒字」が 0.96 億 m³ まで減少し、2001 年からは「赤字」に転落した。2001 年以降の揚水量と揚水量の収支は、2001 年が -1.69 億 m³、2002 年が -0.63 億 m³、2003 年が -2.84 億 m³ となっており、2001 年以降は連続して地下水盆の年間収支が「赤字」になっている。

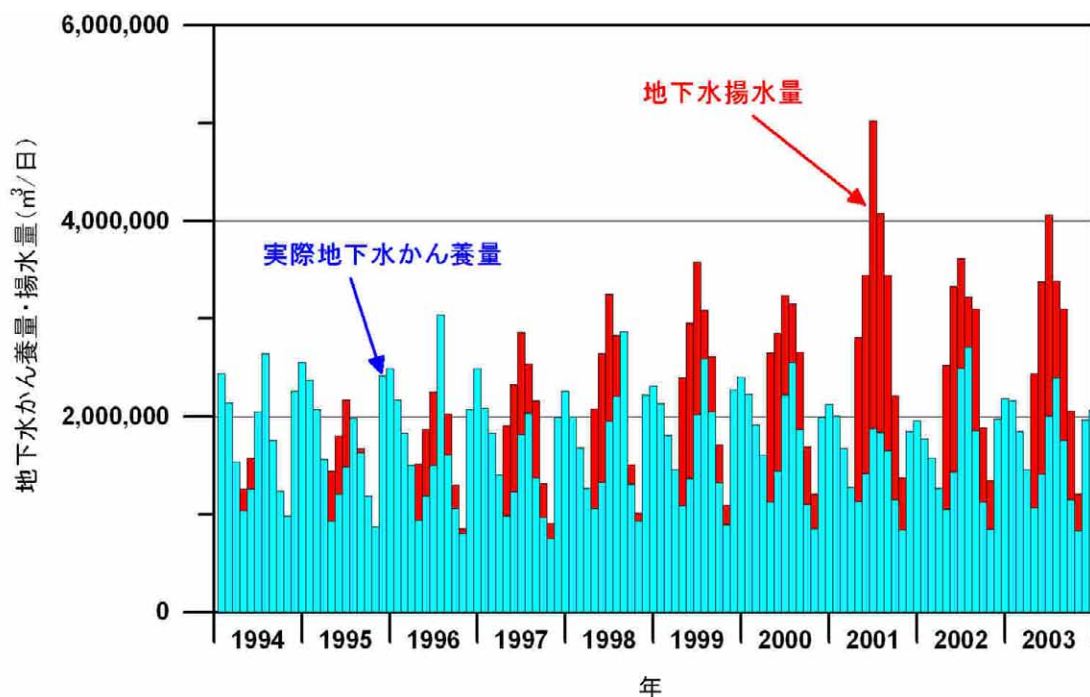


図 9.3.2 地下水揚水量とかん養量との比較

表 9.3.2 トルファン盆地の月別地下水揚水量とかん養量の収支

計算 ステップ	年	月	月別 地下水かん養量 Rec (m ³ /月)	月別 地下水揚水量 Dis (m ³ /月)	月別水収支 Rec-Dis (m ³ /月)	年間水収支 Rec-Dis (m ³ /年)
1	1994	1	75,610,015	1,695,871	73,914,145	351,855,724
2	1994	2	59,923,633	1,695,882	58,227,751	
3	1994	3	47,709,260	15,279,460	32,429,800	
4	1994	4	31,084,579	37,744,260	-6,659,681	
5	1994	5	39,161,153	48,882,102	-9,720,949	
6	1994	6	61,481,775	56,711,190	4,770,585	
7	1994	7	82,024,024	50,859,375	31,164,649	
8	1994	8	54,532,705	45,234,735	9,297,970	

計算 ステップ	年	月	月別 地下水かん養量 Rec (m ³ /月)	月別 地下水揚水量 Dis (m ³ /月)	月別水収支 Rec-Dis (m ³ /月)	年間水収支 Rec-Dis (m ³ /年)
9	1994	9	37,085,209	27,619,815	9,465,394	
10	1994	10	30,435,918	19,084,332	11,351,587	
11	1994	11	67,743,615	7,595,505	60,148,110	
12	1994	12	79,162,236	1,695,871	77,466,365	
13	1995	1	73,628,914	1,829,874	71,799,040	
14	1995	2	58,011,153	1,829,892	56,181,260	
15	1995	3	48,409,771	17,286,983	31,122,788	
16	1995	4	27,871,884	43,196,070	-15,324,186	
17	1995	5	37,406,789	55,895,728	-18,488,939	
18	1995	6	44,609,531	65,140,140	-20,530,609	
19	1995	7	61,409,194	58,627,076	2,782,118	254,707,793
20	1995	8	50,587,079	51,935,261	-1,348,182	
21	1995	9	35,576,295	31,748,730	3,827,565	
22	1995	10	27,090,638	21,865,782	5,224,857	
23	1995	11	72,560,153	8,521,329	64,038,824	
24	1995	12	77,253,132	1,829,874	75,423,257	
25	1996	1	67,235,923	1,934,152	65,301,771	
26	1996	2	53,108,229	1,934,164	51,174,066	
27	1996	3	46,507,072	17,379,015	29,128,056	
28	1996	4	28,084,446	45,415,770	-17,331,324	
29	1996	5	36,669,303	57,872,598	-21,203,295	
30	1996	6	45,105,394	67,608,480	-22,503,086	
31	1996	7	94,358,366	67,832,712	26,525,654	213,835,969
32	1996	8	49,741,035	62,861,614	-13,120,580	
33	1996	9	31,819,358	39,048,450	-7,229,093	
34	1996	10	24,852,198	26,589,379	-1,737,181	
35	1996	11	62,034,810	12,433,917	49,600,893	
36	1996	12	77,164,239	1,934,152	75,230,087	
37	1997	1	64,783,537	2,258,093	62,525,444	
38	1997	2	51,179,860	2,258,102	48,921,758	
39	1997	3	43,489,408	27,749,985	15,739,423	
40	1997	4	29,434,419	57,095,790	-27,661,371	
41	1997	5	38,148,864	72,081,541	-33,932,678	
42	1997	6	54,509,764	85,868,850	-31,359,086	
43	1997	7	63,142,610	78,602,050	-15,459,440	
44	1997	8	42,665,362	66,949,522	-24,284,160	
45	1997	9	28,984,104	39,376,230	-10,392,126	
46	1997	10	23,343,477	28,186,229	-4,842,753	
47	1997	11	59,701,395	10,308,102	49,393,293	
48	1997	12	69,965,466	2,258,093	67,707,373	
49	1998	1	61,956,042	2,264,516	59,691,526	116,253,588
50	1998	2	47,088,307	2,264,525	44,823,782	
51	1998	3	39,453,123	27,868,420	11,584,702	
52	1998	4	31,825,913	62,280,000	-30,454,088	
53	1998	5	41,226,830	81,851,656	-40,624,826	
54	1998	6	58,502,156	97,553,130	-39,050,974	

計算 ステップ	年	月	月別 地下水かん養量 Rec (m ³ /月)	月別 地下水揚水量 Dis (m ³ /月)	月別水収支 Rec-Dis (m ³ /月)	年間水収支 Rec-Dis (m ³ /年)
55	1998	7	68,508,729	87,749,685	-19,240,956	
56	1998	8	88,836,468	74,952,017	13,884,451	
57	1998	9	39,287,498	45,313,530	-6,026,033	
58	1998	10	28,934,176	31,394,103	-2,459,928	
59	1998	11	66,656,355	11,870,142	54,786,213	
60	1998	12	71,604,234	2,264,516	69,339,718	
61	1999	1	66,017,267	2,367,169	63,650,097	65,953,064
62	1999	2	50,698,375	2,367,193	48,331,182	
63	1999	3	45,041,547	30,240,801	14,800,746	
64	1999	4	32,632,721	71,916,240	-39,283,519	
65	1999	5	42,266,043	91,776,151	-49,510,108	
66	1999	6	60,640,946	107,406,780	-46,765,834	
67	1999	7	80,278,530	95,543,240	-15,264,710	
68	1999	8	63,467,827	81,118,537	-17,650,710	
69	1999	9	39,577,046	51,412,680	-11,835,634	
70	1999	10	27,809,703	33,978,077	-6,168,374	
71	1999	11	68,191,613	14,717,868	53,473,745	
72	1999	12	74,543,352	2,367,169	72,176,182	
73	2000	1	69,175,276	2,279,539	66,895,737	60,173,713
74	2000	2	55,461,565	2,279,557	53,182,008	
75	2000	3	49,869,355	30,903,206	18,966,150	
76	2000	4	33,876,529	79,524,780	-45,648,251	
77	2000	5	44,570,762	88,450,502	-43,879,741	
78	2000	6	66,543,375	97,045,380	-30,502,005	
79	2000	7	78,989,969	97,676,505	-18,686,537	
80	2000	8	57,972,069	82,469,362	-24,497,293	
81	2000	9	33,213,866	50,623,200	-17,409,334	
82	2000	10	26,521,261	37,430,485	-10,909,224	
83	2000	11	59,742,968	10,652,535	49,090,433	
84	2000	12	65,851,308	2,279,539	63,571,769	
85	2001	1	62,219,232	2,249,487	59,969,745	-169,075,296
86	2001	2	46,910,168	2,249,506	44,660,661	
87	2001	3	39,538,787	29,926,464	9,612,323	
88	2001	4	34,103,955	84,216,810	-50,112,855	
89	2001	5	43,905,471	106,835,703	-62,930,233	
90	2001	6	56,265,146	150,684,000	-94,418,854	
91	2001	7	56,921,642	126,317,281	-69,395,639	
92	2001	8	51,222,897	106,737,588	-55,514,692	
93	2001	9	34,378,868	66,422,130	-32,043,263	
94	2001	10	26,049,684	42,648,591	-16,598,907	
95	2001	11	55,400,029	16,279,287	39,120,742	
96	2001	12	60,825,162	2,249,487	58,575,675	
97	2002	1	54,970,967	2,363,390	52,607,577	-6,326,159
98	2002	2	44,062,837	2,363,438	41,699,399	
99	2002	3	39,242,141	23,531,616	15,710,524	
100	2002	4	31,644,259	75,577,140	-43,932,881	

計算 ステップ	年	月	月別 地下水かん養量 Rec (m ³ /月)	月別 地下水揚水量 Dis (m ³ /月)	月別水収支 Rec-Dis (m ³ /月)	年間水収支 Rec-Dis (m ³ /年)
101	2002	5	44,386,963	103,409,428	-59,022,466	
102	2002	6	74,782,965	108,510,540	-33,727,575	
103	2002	7	84,067,056	99,795,634	-15,728,579	
104	2002	8	57,381,465	96,103,782	-38,722,317	
105	2002	9	33,842,970	56,497,290	-22,654,320	
106	2002	10	26,417,501	41,657,583	-15,240,082	
107	2002	11	59,239,549	11,868,465	47,371,084	
108	2002	12	67,676,867	2,363,390	65,313,477	
109	2003	1	66,952,235	2,317,774	64,634,461	
110	2003	2	51,713,974	2,317,798	49,396,176	
111	2003	3	45,067,711	20,024,918	25,042,793	
112	2003	4	31,988,974	73,240,440	-41,251,466	
113	2003	5	43,700,072	104,677,514	-60,977,442	
114	2003	6	60,083,250	121,906,410	-61,823,160	
115	2003	7	74,123,542	104,925,576	-30,802,034	
116	2003	8	54,542,132	96,148,019	-41,605,887	
117	2003	9	34,470,544	61,750,920	-27,280,376	
118	2003	10	25,809,253	37,431,725	-11,622,472	
119	2003	11	58,894,106	12,631,215	46,262,891	
120	2003	12	63,907,108	2,317,774	61,589,334	-28,437,182

c. 地下水揚水量の分布

トルファン盆地全域の地下水揚水量データの分布状況を、図 9.3.3および図 9.3.4に示す。

2003年1月の揚水量分布（図 9.3.3）をみると、揚水量はトクソン県南部やトルファン市の一部、シャンシャン県北東部などに分布しているが、揚水量は夏季に比べて少ない。また、揚水されているグリッドの数も限られている。

一方、2003年7月の揚水量分布（図 9.3.4）をみると、南盆地では東部や北東部の火焰山南縁部で揚水量の大きなグリッドが分布しているほか、トルファン市やトクソン県でも冬季よりも数多くのグリッドで揚水されている。北盆地では、火焰山北側で揚水量の大きなグリッドが密集しているほか、シャンシャン市街地付近やシャンシャン県東部でも揚水量が冬季より増えている。

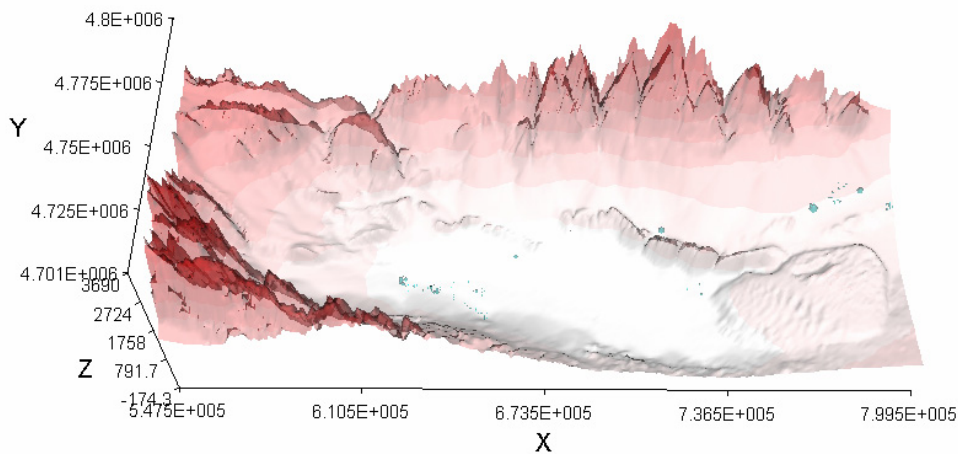


図 9.3.3 2003 年 1 月の地下水揚水量分布

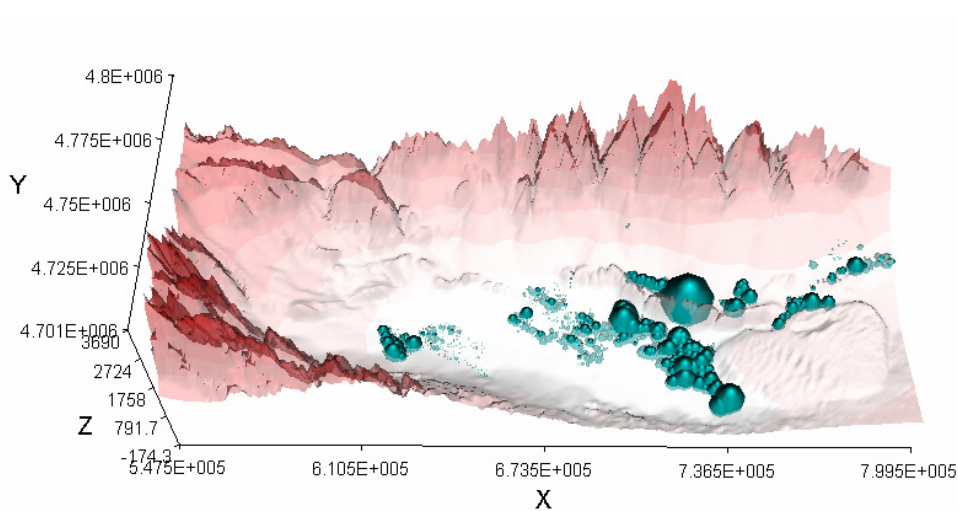


図 9.3.4 2003 年 7 月の地下水揚水量分布

9.4 水文地質パラメータ

9.4.1 地下水シミュレーションに必要なパラメータ

本調査で行う地下水シミュレーションは、その内容から MODFLOW コードを使用する地下水流動シミュレーションと MT3DMS コードを使用する物質輸送シミュレーションに区分される。

以下に、それぞれのシミュレーション解析に必要なパラメータを掲げる。

a. MODFLOW シミュレーションに必要なパラメータ

MODFLOW では、モデルの形状、帯水層の種類、境界条件、初期条件、時間、水文地質特性、および関連パッケージに関する様々なパラメータを設定する必要がある。表 9.4.1には、本調査で行う MODFLOW シミュレーションに必要な基本的なパラメータをまとめて示す。

表 9.4.1 MODFLOW シミュレーションに必要な基本パラメータ

種類	名称	内容	備考
モデル形状	モデル構造	行・列数 平面グリッドの大きさ モデル層数	
	水文地質構造	層別上面標高 層別下面標高	グリッド別に指定
帯水層の特徴	帯水層の種別	被圧、不圧、被圧/不圧（透水量係数一定）、被圧/不圧（透水量係数変化）	層別に指定
	異方性比	水平方向の異方性比	
	水文地質定数の計算方法	透水量係数 漏水係数 貯留係数	
	オプション	Interbed Storage 考慮の有無	
境界条件	基本境界条件	計算グリッド 非計算グリッド 固定水頭グリッド	グリッド別に指定 固定水頭グリッドは初期水頭で固定
初期条件	地下水流動初期条件	初期水頭	グリッド別に指定
時間	計算方法	定常、非定常の選択	
	時間単位	時間単位の選択	
	計算ステップ	長さ、分割ステップ数等	非定常計算の場合はステップごとに指定
水文地質特性	透水特性	横方向透水係数（透水量係数） 縦方向透水係数（縦方向漏水係数）	（）はユーザー指定の場合
	貯留特性	比貯留量（貯留係数） ⁽¹⁾ 有効空隙率 比浸出量 ⁽²⁾	（）はユーザー指定の場合 ⁽¹⁾ 定常計算では不要 ⁽²⁾ 被圧では不要

このうち、水文地質特性に関するパラメータは、透水性を表すものと貯留性を表すものに細分される。透水性を表すパラメータには、(1)横方向の透水係数と(2)縦方向の透水係数があり、これを MODFLOW に入力すれば、MODFLOW が自動的に帯水層厚あるい

は飽和帯の厚さを掛けて透水量係数や縦方向の漏水係数を計算する。なお、MODFLOWではユーザーが透水量係数や縦方向の漏水係数を独自に準備して直接モデルに入力することもできる。

一方、貯留性を表すパラメータには(1)比貯留量（貯留係数）、(2)有効空隙率、および(3)比浸出量があるが、比貯留量は層厚を考慮した貯留係数としても入力することができる。なお、比浸出量は帯水層の種類が不圧あるいは被圧/不圧の場合に入力する必要がある。

このほか、MODFLOWには様々な関連パッケージが用意されているが、このうち本調査のシミュレーションで使用するパッケージは、かん養、井戸、一般水頭境界、および湿潤化能力の4種類である。かん養についてはすでに述べたが、それ以外の関連パッケージに必要なパラメータの準備方法については、作成した各モデルの項で述べることとする。

b. MT3DMS シミュレーションに必要なパラメータ

MT3DMSでは、MODFLOWシミュレーションによる計算水頭を用いて、移流拡散による物質移動を特性曲線法によりシミュレートする。MT3DMSには特性曲線法解析のための様々なパラメータを入力する必要があるが、このうち地層に関するパラメータで最も重要なものは縦方向の分散能と、縦方向と横方向の分散能比である。

しかし、分散能は実際に現地で測定することは難しく、しかも対象とする問題のスケールに応じて異なる値をとることが知られている（例えば Gelhar, 1986）。トルファン盆地では分散能に関する現地でのデータは得られていないので、後述するように層相を考慮して他の地域で使用されている一般的な値を採用することとした。

9.4.2 比湧出量

比湧出量は、ある井戸から一定の揚水量で揚水したときに井戸内で発生する水位降下量が分かれば次式により簡単に計算できるパラメータであり、帯水層能力の評価や井戸効率の評価に用いられる。

$$Sc = Q/s \quad (\text{式 } 9.4.1)$$

ここに、 Sc は比湧出量 $[L^2T^{-1}]$ 、 Q は揚水量 $[L^3T^{-1}]$ 、 s は水位降下量 $[L]$ である。

一般に、通常の生産井を掘削した場合、精密な揚水試験が実施されることは少ないが、少なくとも「生産試験」あるいは「簡易揚水試験」と呼ばれる試験が行われ、その井戸からの揚水量と水位降下量との関係が確認される。比湧出量そのものは地下水シミュレーションの入力データではないが、後述するように比湧出量から透水量係数を推定することができる。また、精密な揚水試験を実施するためには時間やコストがかかるためその試験実施数は一般に限定されるが、比湧出量の場合には井戸掘削記録が残っていれば大半の井戸からその値を得ることができるというメリットがある。

そこで、まず、収集・整理した既存井戸資料をもとに、トルファン盆地における比湧出量の分布状況について検討する。

a. 既存井戸資料による県・市別の比湧出量

本調査で収集・整理した既存井戸資料のうち、トルファン盆地で掘削された130本の井戸資料から揚水量と水位降下量のデータを得ることができ、それに基づき比湧出量を

算出した。このうち、盆地境界部の基盤岩地域で掘削された既存井戸 2 本を除外して、計 128 本の既存井戸について、まず県・市別の比湧出量の分布状況を検討した。

図 9.4.1には、シャンシャン県、トルファン市、トクソン県別に整理した比湧出量の分布状況を対数グラフで示す。これによると、既存井戸の比湧出量はシャンシャン県が最も大きく、次いでトクソン県、トルファン市の順となっており、ある程度水文地質状況を反映していると考えられる。この県・市別の分布グラフでは北盆地、南盆地別の比湧出量を表現していないが、シャンシャン県の既存井戸は一部を除いて大半がシャンシャン市街地付近から北盆地に分布している。トルファン市の既存井戸は、北盆地に属するものはほとんどが勝金台付近に分布しており、残りはトルファン市街地付近から南盆地各地に分布している。トクソン県の場合は、北盆地に分布する既存井戸はなく、大半が南盆地に分布しており、一部が北西部の扇状地に分布している。

シャンシャン県の既存井戸比湧出量データ 39 個についての対数平均値は $302.52 \text{ m}^2/\text{day}$ であり、比湧出量データが対数正規分布していると仮定した場合の[対数平均値±対数標準偏差]の幅は、 $56.60 \sim 1,616.81 \text{ m}^2/\text{day}$ となる。シャンシャン県では比湧出量の分布範囲が他の県・市よりも大きく、 $6.7 \sim 11,976 \text{ m}^2/\text{day}$ の間に分布している。

トルファン市の既存井戸比湧出量データ 60 個の対数平均値は $88.65 \text{ m}^2/\text{day}$ であり、3 つの県・市のなかで最も小さい。[対数平均値±対数標準偏差]の幅は、 $18.68 \sim 420.78 \text{ m}^2/\text{day}$ であり、この値も他の県よりも小さい。実際のデータで比湧出量が $1,000 \text{ m}^2/\text{day}$ を超える井戸は 1 つしかなく、 $10 \text{ m}^2/\text{day}$ 以下の井戸は 4 本もある。トルファン市の既存井戸は南盆地中央部の井戸を多く含むため、水文地質条件により帯水層能力が比較的低く、このように小さい値を示すものと考えられる。

トクソン県の既存井戸比湧出量データ 29 個の対数平均値は $238.64 \text{ m}^2/\text{day}$ であり、シャンシャン県について大きな値を示す。[対数平均値±対数標準偏差]の幅は、 $70.40 \sim 808.95 \text{ m}^2/\text{day}$ であり、その幅が他の県・市よりも狭く比湧出量データのばらつきが小さいことを示している。トクソン県の実際の比湧出量データの分布範囲は、最小値 $39.80 \text{ m}^2/\text{day}$ から最大値 $3,990 \text{ m}^2/\text{day}$ の間であり、 $10 \text{ m}^2/\text{day}$ 以下を示す井戸はない。

日本の海岸平野における比湧出量の平均的な値は $100 \text{ m}^2/\text{day}$ と言われており、それと比較するとトルファン盆地では全体として比湧出量が大きく、帯水層の能力も日本の海岸平野のそれよりも高いと評価される。

なお、図 9.4.1には本調査で設置した観測井の比湧出量も合わせて示すが、本調査の観測井は TW-SC-2 井を除き既存井戸よりも小さな比湧出量を示す。これは、一般の生産井戸はなるべく多くの水量を揚水できるようにスクリーンパイプを長くしたり複数の帯水層に設置したりするのに対し、本調査の観測井は特定の帯水層の地下水状況を観測するためにスクリーン設置箇所を限定しており、しかもこれまで取水対象となっていない深層帯水層を対象とした観測井も含むためである。

b. 揚水量と水位降下量、比湧出量との関係

図 9.4.2には既存井戸資料をもとに、県・市別の揚水量と水位降下量、比湧出量との関係を示す。

これによると、シャンシャン県の既存井戸は $200 \sim 3,000 \text{ m}^3/\text{day}$ の揚水量を持つ井戸が多く、中には $5,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 以上で揚水されている井戸もある。水位降下量は $1 \sim 10 \text{ m}$ を示す井戸が大半であり、揚水量 $3,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 以上で揚水しても水位降下量が 1 m 未満の井戸もある。一方、比湧出量が $100 \text{ m}^2/\text{day}$ 前後の井戸では、水位降下量が $16 \sim 23 \text{ m}$ と比較的大きな値を示すものがある。

トルファン市では $300 \sim 2,000 \text{ m}^3/\text{day}$ で揚水されている井戸が多い。水位降下量は比湧

出量が $150 \text{ m}^2/\text{day}$ 以上の井戸では 10 m 未満であるが、比湧出量が $10 \sim 100 \text{ m}^2/\text{day}$ の範囲にある井戸では 30 m 以上の水位降下量を伴いながら揚水されているものがある。比湧出量が $10 \text{ m}^2/\text{day}$ 未満の井戸では、ほとんどの井戸が 10 m 以上の水位降下量を示す。

トクソン県では大半の井戸が $500 \text{ m}^3/\text{day}$ 以上で揚水されており、比湧出量が $1,000 \text{ m}^2/\text{day}$ を超える井戸では $3,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 以上の揚水量で揚水されている。 10 m 以上の水位降下量を伴いながら揚水されている井戸は比較的少なく、トクソン県の井戸は効率的に地下水を揚水していることを示している。

c. 北盆地と南盆地での揚水量—水位降下量—比湧出量関係

図 9.4.3には、揚水量—水位降下量—比湧出量関係 ($Q-s-S_c$ 関係) を北盆地と南盆地に分けて示す。両者を比較すると、北盆地の既存井戸のほうが比較的大きな比湧出量を示すのに対し、南盆地ではトルファン市の一部の既存井戸に見られるように、南盆地の中心部付近に近づくほど比湧出量が小さくなる。

北盆地における既存井戸は、シャンシャン県では主にシャンシャン市街地付近から東側の七克台にかけて分布しており、トルファン市では主に勝金台付近に分布している。シャンシャン県の場合、 $Q-s$ プロットは S_c が $10 \text{ m}^2/\text{day}$ 未満から $10,000 \text{ m}^2/\text{day}$ 以上までと広範囲に分布しているが、トルファン市では S_c が $20 \text{ m}^2/\text{day}$ から $2,000 \text{ m}^2/\text{day}$ までの比較的狭い範囲にプロットされる。これは、勝金台における帯水層の能力にばらつきが少ないことを示している。

南盆地では場所により比湧出量が異なる傾向を示し、とくにトルファン市南部やシャンシャン県南西部など、南盆地の南部から東部にかけて分布する既存井戸は $1 \sim 100 \text{ m}^2/\text{day}$ 程度と小さな比湧出量を示す。一方、南盆地西部のトクソン県では比湧出量は比較的大きく、帯水層能力が南部や東部よりも高いことを示している。なお、トクソン県の北西部には、南盆地とは基盤岩で境された扇状地性の小盆地が存在するが、ここでの比湧出量は $100 \sim 4,000 \text{ m}^2/\text{day}$ を示す。

9.4.3 透水量係数と透水係数

透水量係数は帯水層の能力を表す最も重要なパラメータであり、被圧帯水層の場合は次式で定義される。

$$T = k \cdot b \quad (\text{式 9.4.2})$$

ここに、 T は透水量係数 [L^2T^{-1}]、 k は透水係数 [LT^{-1}]、 b は帯水層の層厚 [L] である。この式からも明らかのように、透水量係数は単に帯水層を構成する地層の透水性だけでなく、その層厚を乗ずることにより、帯水層全体の能力を表している。なお、不圧帯水層の場合の透水量係数は、次式で定義されている。

$$T = h \cdot b \quad (\text{式 9.4.3})$$

ここに、 h は不圧帯水層中の飽和部の厚さ [L] である。したがって、不圧帯水層の場合や、MODFLOW で帯水層の種類を「被圧/不圧 (透水量係数変化)」とした場合には、同じ帯水層でも透水量係数は水位により変化することに注意する必要がある。

一般に、透水量係数は揚水試験により求めることができる。本調査においても、新規に設置した観測井において連続揚水試験および回復試験を実施して、それぞれ透水量係数を求めた。揚水試験による透水量係数の求め方や新規観測井で得られた透水量係数は、第5章で述べたとおりである。

しかしながら、本格的な揚水試験を細心の注意を払って実施しても得られる透水量係数等の帯水層係数は 1 オーダー程度の誤差を含むことが知られている (Shibasaki et al., 1967)。また、本調査で収集・整理したトルファン盆地における既存井戸資料によると、本格的な連続揚水試験あるいは回復試験により透水量係数を求めた例はなく、収集した 133 本の既存井戸の簡易揚水試験記録のうち、103 本について定常計算による透水係数が記載されている。

そこで、本調査では、既存の簡易揚水試験記録をできる限り活用して、トルファン盆地の水文地質パラメータを推定する。

a. 定常式による透水係数

本調査で収集・整理した既存井戸資料のうち、101 本については定常式を用いて算出された透水係数が記載されている。既存資料の中には透水係数の算出方法が明記されておらず結果だけが示されているものも多いが、中国の水文地質調査基準 (中華人民共和国建設部、2001) には揚水試験の解析について定常式による解析方法が詳しく掲載されていることから、次式を使用して算出しているものと推測される。

$$K = \frac{Q}{2\pi s M} \ln \frac{R}{r} \quad (\text{式 9.4.4})$$

ここに、 K は透水係数[L T^{-1}]、 Q は揚水量[L $^3T^{-1}$]、 s は水位降下量[L]、 M は被圧帯水層の層厚[L]、 R は井戸の影響半径[L]、 r は井戸半径[L]である。この式は完全貫入井の場合であるが、不完全貫入井の場合には、次式あるいはその変形式が用いられているようである。

$$K = \frac{Q}{2\pi s M} \left(\ln \frac{R}{r} + \frac{M-l}{l} \ln \frac{1.12M}{\pi r} \right) \quad (\text{式 9.4.5})$$

ここに、 l はスクリーンの長さ[L]である。なお、既存資料では透水係数とともに井戸の影響半径が示されているものがあるが、井戸の影響半径は次式で計算しているようである。

$$R = 10s\sqrt{K} \quad (\text{式 9.4.6})$$

ここに、 R は井戸の影響半径(m)、 s は水位降下量 (m)、 K は透水係数 (m/day) である。

既存井戸資料 101 本に掲載されている透水係数値について統計分析を行うと、表 9.4.2 のようにまとめられる。

表 9.4.2 既存井戸資料中の透水係数値の統計分析結果

項目	データ
透水係数のデータ数	101 個
透水係数の対数平均値	7.83 m/day
(対数平均) + (対数標準偏差)	24.87 m/day
(対数平均) - (対数標準偏差)	2.47 m/day
透水係数の最大値	109.3 m/day
透水係数の最小値	0.24 m/day

b. 定常法透水係数から推定した透水量係数

定常法による透水係数が掲載されている 101 本の既存井戸資料のなかで、スクリーン深度が記載されているものは 29 本、帯水層層厚が記載されているものは 91 本ある。(式 9.4.2) に示されるように、透水係数に帯水層の層厚を乗ずれば透水量係数が求められる。

簡易揚水試験で得られた透水係数は、(式 9.4.5) のような不完全貫入井の式で透水係数が計算された場合には帯水層の層厚とスクリーン長を考慮しているが、厳密にはスクリーン設置部分とそれ以外の帯水層部分の透水係数が等しいと仮定していることになる。そこで、ここではスクリーン長が記載されている資料についてはそれを使用してスクリーン設置部分の帯水層の透水量係数を算出し、スクリーン長が記載されていない資料については帯水層の層厚を乗じて透水量係数を算出した。

その結果、計 95 本の井戸資料について透水量係数を算出することができ、その統計分析結果は表 9.4.3 のようにまとめられる。

表 9.4.3 既存井戸資料から算出した透水量係数値の統計分析結果

項目	データ
透水量係数のデータ数	95 個
透水量係数の対数平均値	253.6 m ² /day
(対数平均) + (対数標準偏差)	813.8 m ² /day
(対数平均) - (対数標準偏差)	79.03 m ² /day
透水量係数の最大値	2,003.2 m ² /day
透水量係数の最小値	15.68 m ² /day

c. 比湧出量から推定した透水量係数

比湧出量から透水量係数を推定する方法としては、Logan (1964) の経験式による方法をはじめ、Shibasaki (1996) による準理論式による定常法や理論式による非定常法などがある。このうち、Logan (1964) の方法は最も簡単な方法で、次式で比湧出量から透水量係数を推定できるとしている。

$$T = 1.22Sc \tag{式 9.4.7}$$

ここに、 T は透水量係数[L²T⁻¹]、 Sc は比湧出量[L²T⁻¹]である。Logan (1964) の方法は Thiem (1906) の被圧地下水の定常式をもとに、典型的な地下水盆地における井戸半径と井戸の影響半径との比を使用して(式 9.4.7)を導いた。Logan 法の長所は、既存井戸資料に揚水量と水位降下量が記載されていれば簡単に透水量係数が推定できるので、より多くの既存井戸資料を活用できることである。

すでに 9.4.2 節で述べたように、本調査で収集・整理した既存井戸資料のうちトルファン盆地で掘削された 130 本の井戸資料から揚水量と水位降下量のデータを得ることができ、それに基づき比湧出量が算出できる。このうち、盆地境界部の基盤岩地域で掘削された既存井戸 2 本を除外して、計 128 本の既存井戸の比湧出量をもとに、Logan (1964) の方法により透水量係数を算出した。その統計分析結果は表 9.4.4 のようにまとめられる。

表 9.4.4 Logan(1964)の方法で算出した透水量係数値の統計分析結果

項目	データ
透水量係数のデータ数	128 個
透水量係数の対数平均値	196.7 m ² /day
(対数平均) + (対数標準偏差)	993.3 m ² /day
(対数平均) - (対数標準偏差)	38.97 m ² /day
透水量係数の最大値	14,611 m ² /day
透水量係数の最小値	0.531 m ² /day

前項で述べた定常法透水係数から推定した透水量係数と Logan (1964) の方法による透水量係数とを比較するために、両方の方法で透水量係数が算出できる 95 本の井戸について比較を行った。その結果を表 9.4.5に示す。

表 9.4.5 推定方法による透水量係数値の比較

透水量係数の推定方法	定常法透水係数による方法	Logan (1964) の方法
透水量係数のデータ数	95 個	95 個
透水量係数の対数平均値	253.6 m ² /day	215.0 m ² /day
(対数平均) + (対数標準偏差)	813.8 m ² /day	881.4 m ² /day
(対数平均) - (対数標準偏差)	79.03 m ² /day	52.46 m ² /day
透水量係数の最大値	2,003.2 m ² /day	14,611 m ² /day
透水量係数の最小値	15.68 m ² /day	8.189 m ² /day

これによると、Logan (1964) の方法では透水量係数の対数平均値がやや小さく算出され、[対数平均値±対数標準偏差]の幅はやや大きくなる。また、透水量係数の最大値では Logan 法によるものが大きく算出される。しかし、対数平均値や[対数平均値±対数標準偏差]の幅についての両者の方法による差は小さく、統計的には両者ともほとんど相違がないと判断されるので、トルファン盆地においても Logan 法を用いた方がより多くの既存井戸資料を活用できメリットが大きいと考えられる。

なお、図 9.4.4には、上記の 95 本の既存井戸資料について、定常法透水係数から推定した透水量係数と Logan 法による透水量係数の関係を示す。

これによると、大半のデータは両者の透水量係数が一致することを表す直線 $Y=X$ の付近にプロットされるが、一部のデータはこの直線から離れた領域にプロットされるため、相関係数は 0.6667 とやや小さくなる。理想直線から離れた領域にプロットされるデータは、透水量係数が 300 m²/day よりも大きい場合には Logan 法が大きく、300 m²/day よりも小さい場合には定常法透水係数による方法が大きくなる傾向がある。

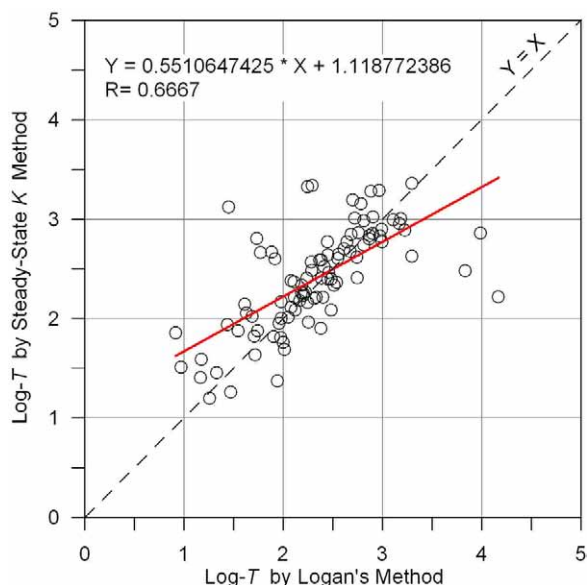


図 9.4.4 定常法透水係数から推定した透水量係数と
Logan 法による透水量係数との比較

d. 透水量係数と比湧出量との比

Logan (1964) の経験式では、透水量係数と比湧出量との比、すなわち T/Sc 係数は典型的な地下水盆の例から経験的に 1.22 と設定している。しかし、Shibasaki (1996) によれば T/Sc 係数は地下水盆の水文地質特性や揚水時間、井戸構造、井戸半径、井戸効率等により変化し、 T/Sc 係数を検討することでその地下水盆の特徴や井戸状況にある程度推測することができるとしている。本来ならば、 T/Sc 係数を算出するときに用いる透水量係数値は本格的な揚水試験によるものを使用すべきであるが、トルファン盆地の既存井戸では本格的な揚水試験がほとんど実施されていないので、ここでは定常法透水係数をもとに得られた透水量係数値を使用して、 T/Sc 係数を検討した。

図 9.4.5には 95 本の既存井戸データから、比湧出量が $5,000 \text{ m}^2/\text{day}$ 以上と極めて大きいデータ 3 本を除く 92 本の井戸について、透水量係数と比湧出量との関係を示す。これによると、最小二乗法で得られた T/Sc 係数は 1.118 (相関係数 $R = 0.7439$) であり、Logan (1964) の使用した 1.22 よりもわずかに小さな値となる。

一方、図 9.4.6には透水量係数と比湧出量との関係を両対数グラフに示す。

両対数グラフで透水量係数と比湧出量との関係を見ると、その回帰曲線は図中青線で示した直線となり、 $T=1.22Sc$ 曲線よりも傾きが緩やかになる。

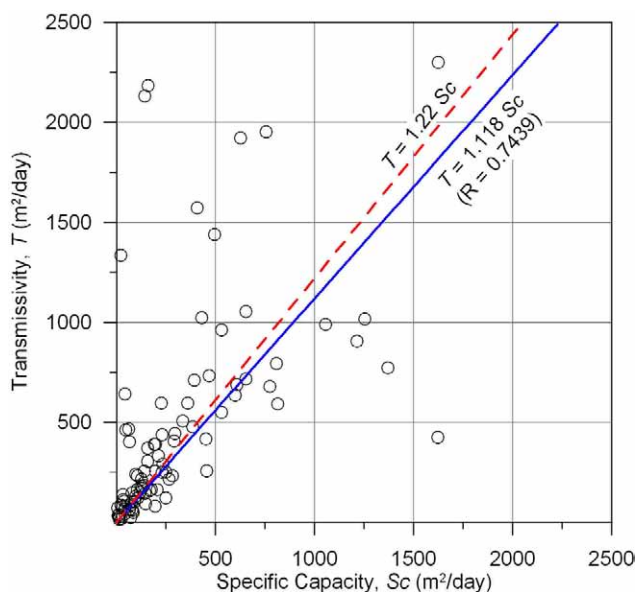


図 9.4.5 定常法透水係数から推定した透水量係数と比湧出量との関係

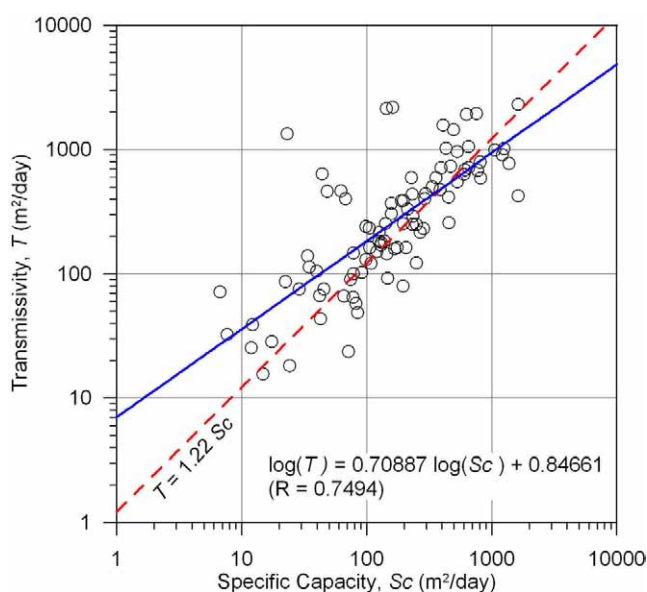


図 9.4.6 定常法透水係数から推定した透水量係数と比湧出量との関係(両対数グラフ)

e. T/Sc 係数の分布特性

Shibasaki (1996) によれば、 T/Sc 係数は井戸効率の低い井戸や不完全貫入井戸、井戸口径の小さな井戸などで大きくなり、貯留係数が大きい場合や漏水性の高い帯水層では小さくなる。図 9.4.7には既存井戸資料による T/Sc 係数と比湧出量との関係を、北盆地と南盆地に分けて示す。なお、図中には、トルファン盆地の既存井戸データから得られた一般的な井戸半径 (=17.5 cm) と揚水試験継続時間 (= 8 時間) をもとに、井戸効率が 100% の場合に貯留係数 S を $1.0E-01$ から $1.0E-05$ まで変化させたときの $T/Sc-Sc$ 曲線も示す。

これによると、北盆地ではシャンシャン県とトルファン市の井戸ともほぼ同じ領域にプロットされ、大半のプロットは貯留係数が $1.0E-01$ から $1.0E-05$ の曲線群の上側に位置する。とくに、 T/Sc 係数が 10 以上を示すデータがあることが特徴であり、スクリーン長

に比べて帯水層層厚が大きいことを示唆している。また、貯留係数曲線群の下側にプロットされるデータはわずかであることから、漏水性は小さいものと推測される。

これに対して、南盆地では全体として貯留係数曲線群の上側、下側の両方にプロットされる領域が広がっており、北盆地の分布領域と大きく異なる。また、県・市ごとに分布領域が異なる特徴もある。トクソン県では比湧出量が大きいほど T/Sc 係数が小さくなる傾向がある。トルファン市では分布領域が広く、南盆地において水文地質条件に地域性があることを示している。南盆地全体としては、北盆地と比較して漏水性の高い帯水層が分布している可能性が高い。

f. 地下水モデルへの入力値

すでに述べたように、MODFLOW では帯水層の横方向の透水性に関するパラメータは、透水量係数あるいは横方向の透水係数として入力する。透水量係数は帯水層の層厚を考慮したパラメータであるので、本調査で作成する地下水モデルのように、「1 帯水層=1 モデル層」として取り扱わず、1つの帯水層を複数のモデル層に分割してモデルを作成する場合には、層厚を考慮して透水量係数から横方向透水係数に変換しておく必要がある。

これまでに述べてきたように、トルファン盆地では盆地境界部の基盤岩地域で掘削された既存井戸 2 本を除外した計 128 本の既存井戸について、比湧出量をもとに Logan (1964) の方法により透水量係数を算出することができる。これら 128 本の井戸のうち、100 本についてはスクリーン長または帯水層層厚が記載されている。そこで、スクリーン長が記載されている 32 本の井戸についてはその長さを使用し、スクリーン長の記載がなく帯水層層厚のみが記載されている 68 本の井戸については帯水層層厚を用いて横方向透水係数を算出した。また、スクリーン長、帯水層層厚の両方とも記載がない井戸については、スクリーン長の記載がある 32 本のスクリーン長平均値 (= 38.5 m) を使用して横方向透水係数を算出した。その結果を表 9.4.6 に示す。

表 9.4.6 Logan 法による透水量係数から算出した横方向透水係数の統計解析結果

項目	データ
透水係数のデータ数	128 個
透水係数の対数平均値	5.88 m/day
(対数平均) + (対数標準偏差)	29.26 m/day
(対数平均) - (対数標準偏差)	1.18 m/day
透水係数の最大値	497.0 m/day
透水係数の最小値	0.0134 m/day

地下水モデルでは、それぞれの作成したモデルの項で詳述するように、帯水層を層相で細分して層相ごとに透水係数を与えるが、層相ごとの横方向透水係数の初期値は次のように設定した。

表 9.4.7 帯水層の層相による透水係数の初期入力値

帯水層の層相	透水係数初期入力値 (m/day)
礫相、砂礫相 (帯水層能力=大)	29.26
中粒～粗粒砂相 (帯水層能力=中)	5.88
細粒砂相 (帯水層能力=小)	1.18

9.4.4 貯留係数

貯留係数は帯水層の貯留能力を示すパラメータであるが、その値は被圧帯水層と不圧帯水層の場合では大きく異なり、前者の値は後者の値よりも極めて小さい。これは、被圧帯水層では水頭が低下しても常に帯水層は地下水で飽和されているのに対し、不圧帯水層では地下水位の低下とともに飽和帯の層厚が減少し、排出される水量が多いためである。したがって、不圧帯水層の場合、貯留係数は有効空隙率にほぼ等しい。

トルファン盆地に既存井戸資料では、貯留係数値が記録されている井戸は16本だけであり、それらはすべてトルファン市内に位置している。したがって、トルファン盆地全体での貯留係数の実測値は既存井16本と本調査で掘削した観測井から得られた7本分だけであり、数量、分布範囲とも限定されている。

a. 貯留係数の実測値

表 9.4.8には、既存資料および本調査で掘削した観測井で得られた貯留係数の実測値を整理して示す。

表 9.4.8 貯留係数の実測値の統計分析結果

データの種類	既存井戸資料	本調査で掘削した観測井の揚水試験
貯留係数のデータ数	16 個	7 個
貯留係数の対数平均値	3.48E-03	1.32E-05
(対数平均) + (対数標準偏差)	2.92E-02	1.90E-02
(対数平均) - (対数標準偏差)	4.14E-04	9.13E-09
貯留係数の最大値	2.08E-01	5.30E-02
貯留係数の最小値	2.36E-04	8.84E-12

これによると、既存井戸資料による貯留係数の対数平均値は 3.48E-03 であり、これは Walton (1970) による一般的な被圧帯水層の貯留係数値と比較しても平均的な値を示す。一方、本調査で掘削した観測井の貯留係数の対数平均値は 1.32E-05 と低く、観測井のためスクリーン長が比較的短いことや、深層帯水層を対象とした観測井も含まれていることが原因であると考えられる。

b. 貯留係数の特徴

すでに「第5章 5.5 揚水試験」で述べたように、Cooper and Jacob (1946) は非定常流被圧完全井から地下水を揚水した場合、その水位降下量は次のように簡略化して表されるとした。

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \left[\ln \left(\frac{4Tt}{r^2 S} \right) - 0.5772 \right] \quad (\text{式 9.3.8})$$

ここに、 s は水位降下量[L]、 Q は揚水量[L³T⁻¹]、 T は透水量係数[L²T⁻¹]、 t は時間[T]、 r は井戸半径[L]、そして S は貯留係数[無次元]である。(式 9.4.8) を常用対数に直し、貯留係数の変化が比湧出量に及ぼす影響を検討するために書き換えると、次式のようなになる。

$$S_c = \frac{Q}{s} = \frac{4\pi T}{2.30 \log(2.25Tt/r^2 S)} \quad (\text{式 9.4.9})$$

ここに、 S_c は比湧出量 $[L^2T^{-1}]$ である。この式によると、理論的には比湧出量は透水量係数に比例して大きくなるのに対し、 $\log t$ や $\log(1/r^2)$ 、 $\log(1/S)$)とは反比例の関係にあることがわかる。(式 9.4.9) で表される比湧出量と貯留係数の関係をグラフで表すと、図 9.4.8 のようになる。

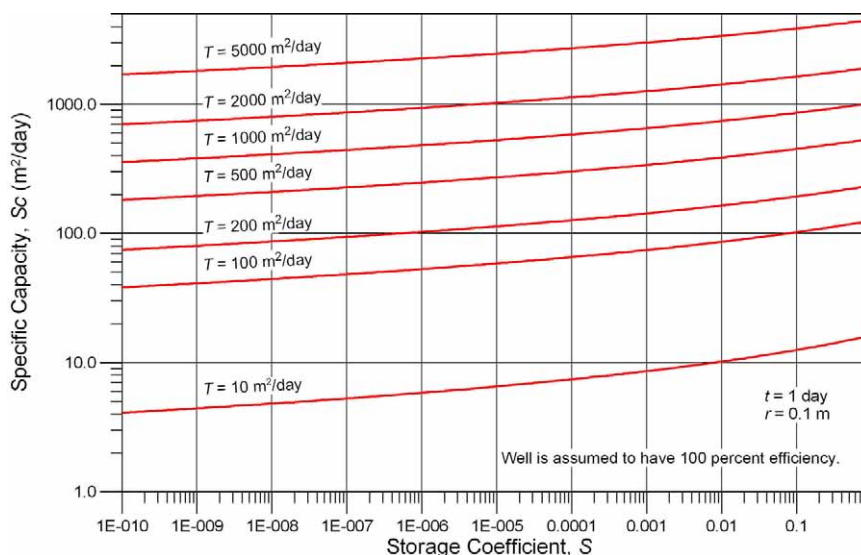


図 9.4.8 非定常状態における比湧出量と貯留係数、透水量係数との関係

この図は時間 t を 1 日、井戸半径 r を 0.1 m、井戸効率を 100% と仮定して作成したものであるが、貯留係数が大きく変化しても、それが比湧出量に与える影響は極めて小さいことがわかる。したがって、地下水シミュレーションモデルにおいても、貯留係数の計算水位に与える影響は、透水量係数のそれに比べて小さいことになる。

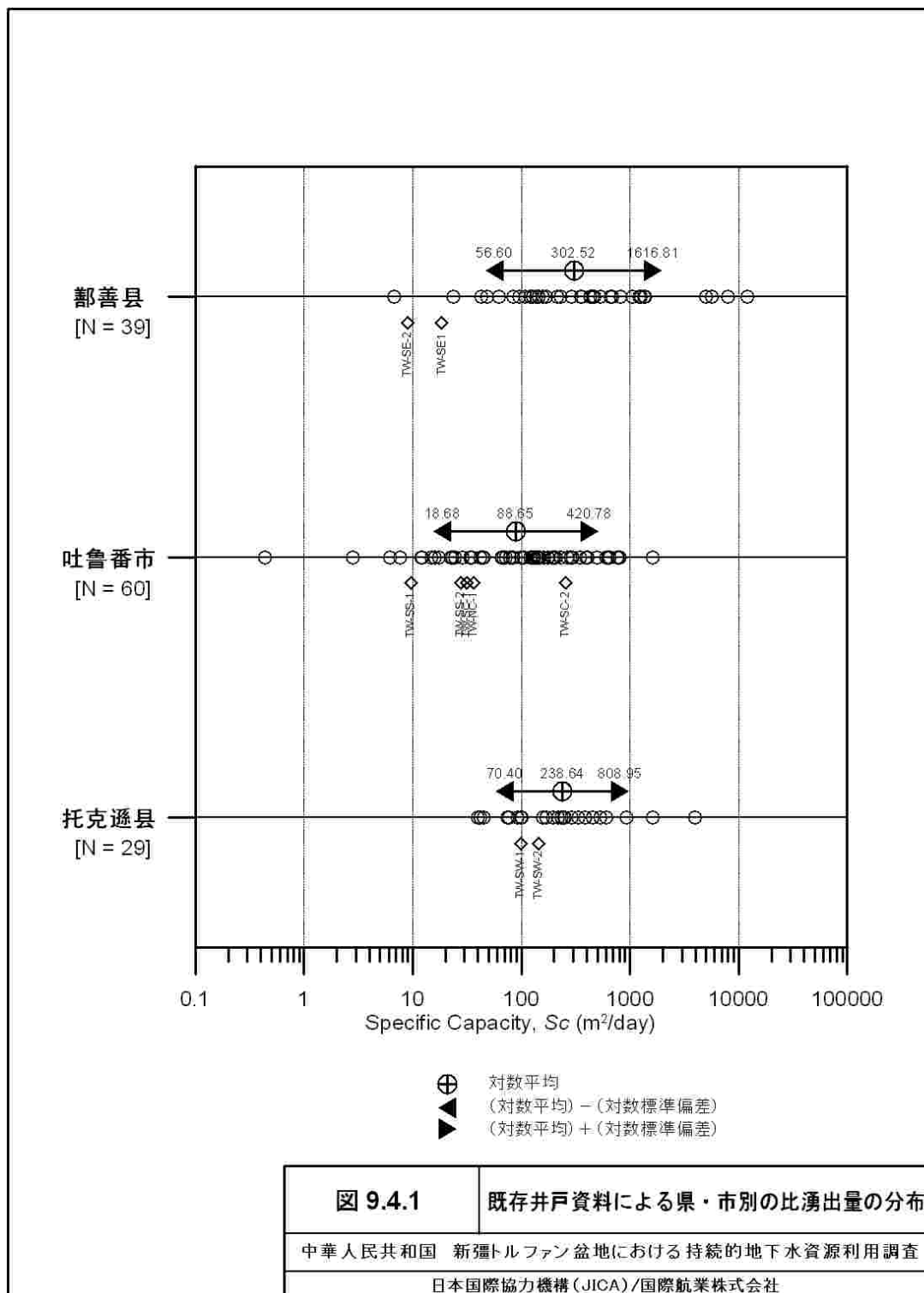
c. 地下水モデルへの入力値

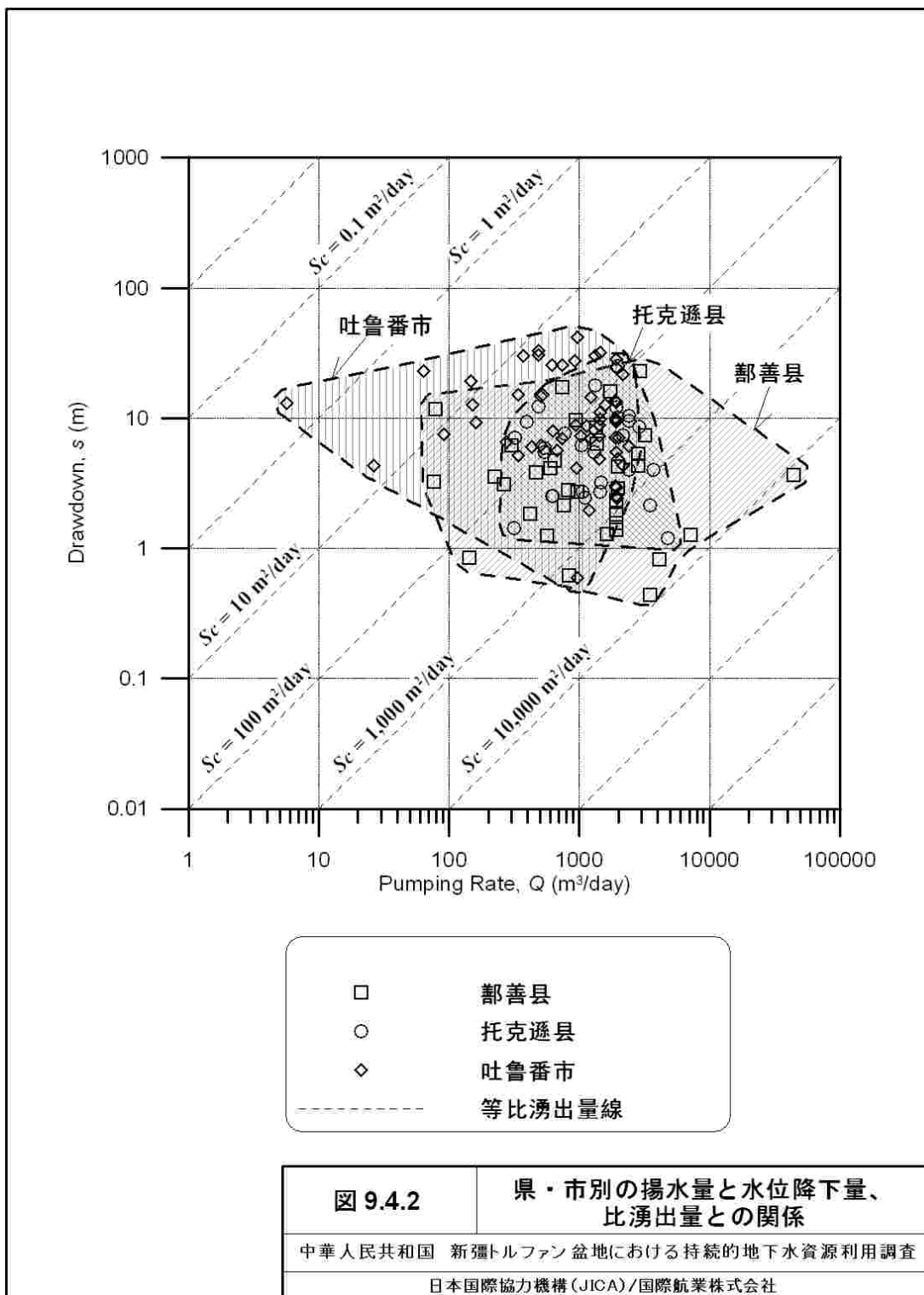
Walton (1970) は、一般的な被圧帯水層の貯留係数は $1.0E-05$ から $1.0E-03$ の範囲をとり、産出能力の高い帯水層では貯留係数は $5.0E-05$ から $1.0E-02$ の範囲にあると指摘している。したがって、地下水シミュレーションモデルに初期値として入力する貯留係数は被圧帯水層の代表値である $1.0E-03$ とし、モデルの検証過程において実測の地下水変動を再現できるように妥当な範囲で貯留係数を変化させればよいことになる。

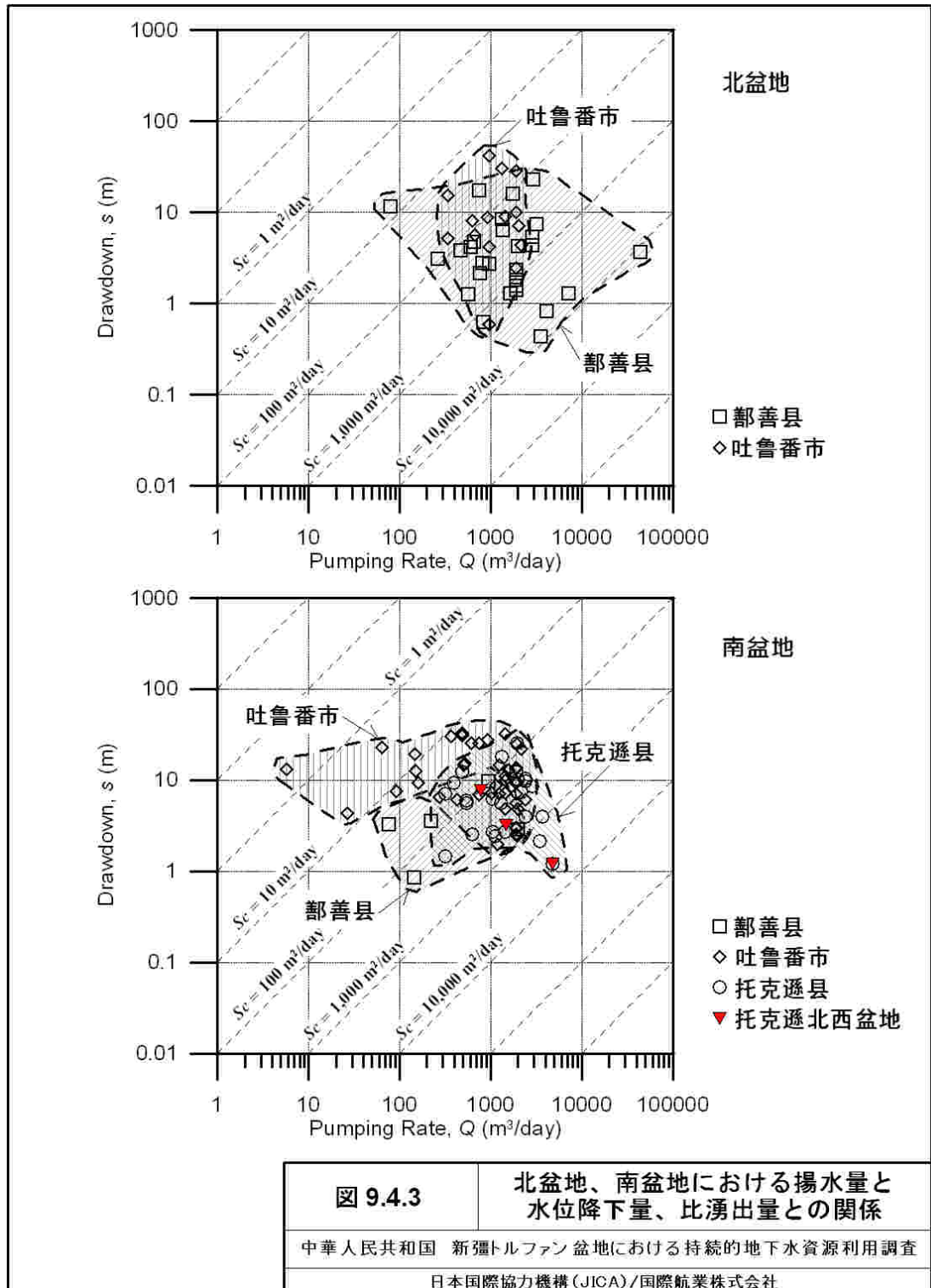
なお、貯留係数も帯水層の層厚を考慮したパラメータであり、単位層厚あたりの貯留係数は比貯留量と呼ばれる。

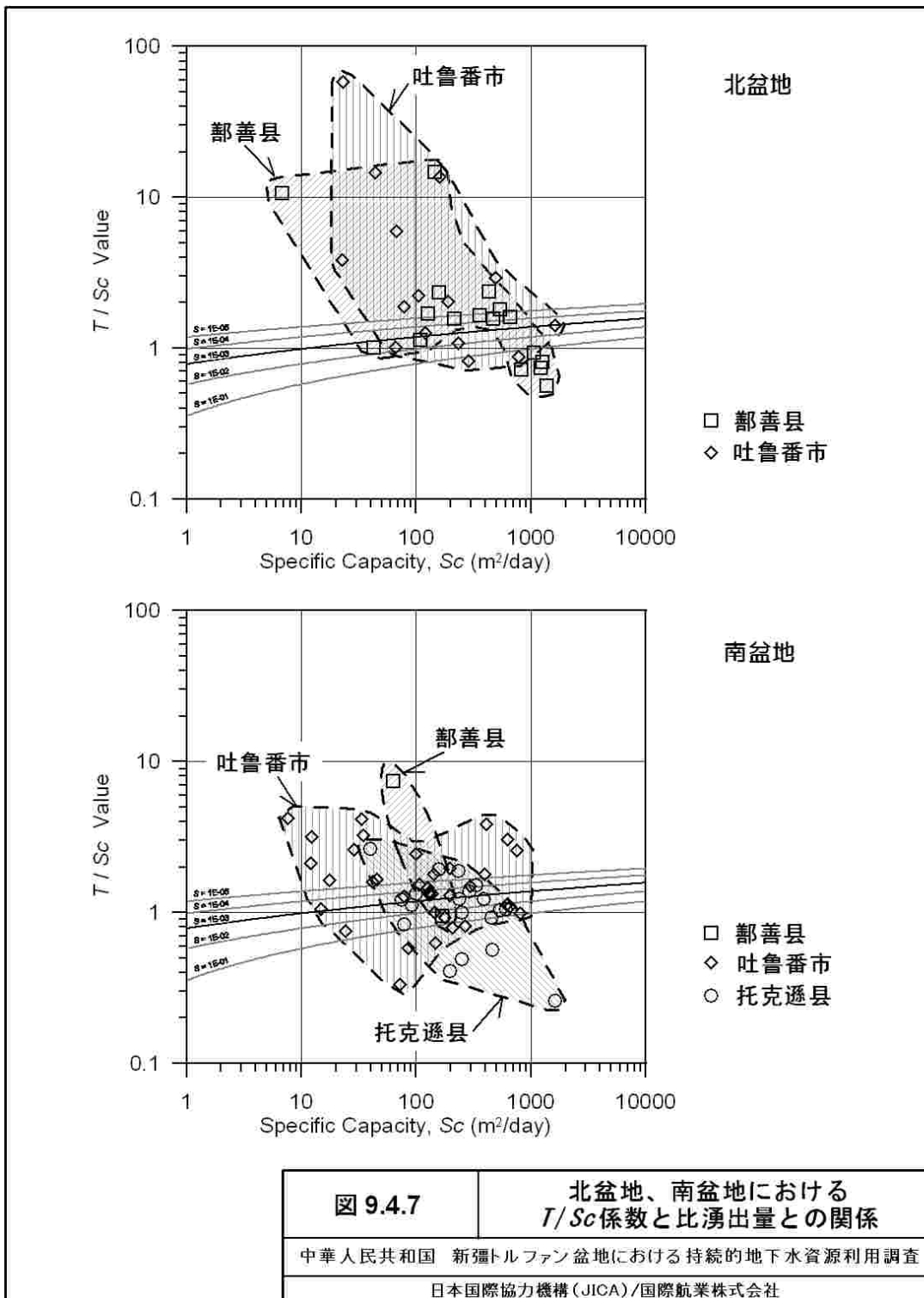
$$S = S_s \cdot b \quad (\text{式 9.4.10})$$

ここに、 S は貯留係数[無次元]、 S_s は比貯留量 $[L^{-1}]$ 、 b は帯水層の層厚 $[L]$ である。そこで、本調査では既存井戸の平均スクリーン長 38.5 m を使用して、比貯留量の初期入力値を $2.60E-05 m^{-1}$ とした。









9.5 広域三次元モデル

9.5.1 広域三次元モデルの構造

a. 広域三次元モデルの平面構造

広域三次元モデルは、トルファン地下水盆全体を対象として、広域的な地下水の三次元流動を解析するために作成した。広域三次元モデルのモデル平面グリッドは、図 9.5.1 に示すようにトルファン地下水盆全体をカバーするように設定した。モデルグリッドは世界測地系 WGS84 の UTM 座標系第 45 帯を基準とし、各グリッドの平面サイズは 1 km × 1 km とした。表 9.5.1 には、広域三次元モデルの平面諸元をまとめて示す。

表 9.5.1 広域三次元モデルの平面諸元

	東西方向	南北方向
モデルの大きさ	253 km	100 km
グリッド数	253 列	100 行
UTM 座標 (WGS84, Zone-45)	西 : 547,000 m 東 : 800,000 m	南 : 4,700,000 m 北 : 4,800,000 m
グリッドの大きさ	1 km	1 km
平面グリッドの数	25,300 個	

b. 広域三次元モデルの断面構造

広域三次元モデルの断面構造は、深度方向においてもトルファン地下水盆を立体的にカバーできるように 22 層構造とし、モデルの最上面標高は 2,500 m、最下面標高は -700 m とした。したがって、広域三次元モデル全体の厚さは 3,200 m となる。

モデル層の層厚は、図 9.5.2 に示すように第 1 層を 500 m、第 2 層から第 5 層までを 250 m とし、水文地質データや既存井戸の少ない地形標高の高いモデル層の層厚を大きくした。一方、上面標高が 1,000 m 以下の第 6 層から第 22 層までは、モデル層の層厚を 100 m とし、トルファン地下水盆の主要部から地下水盆基底部までの水文地質条件を反映できるようにした。

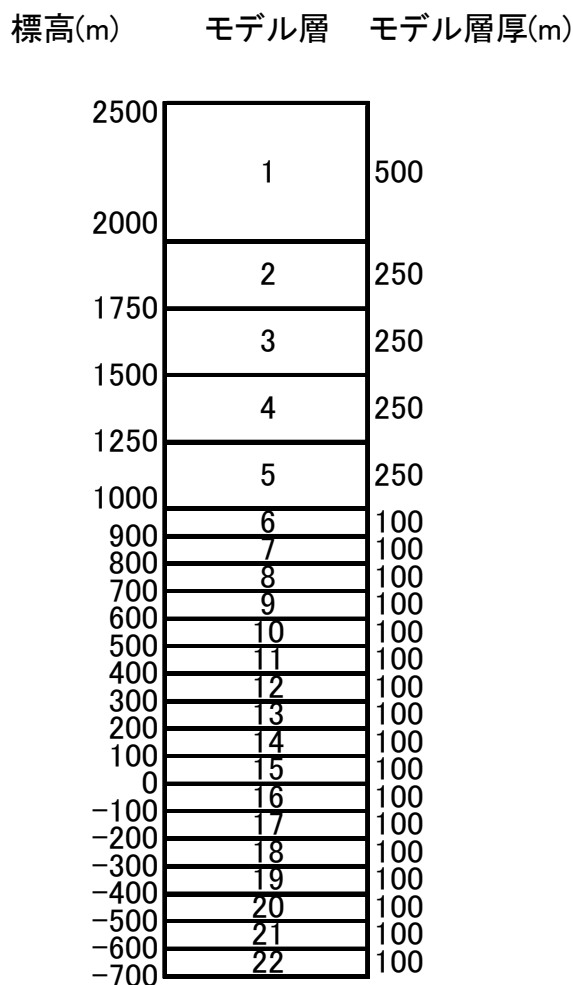


図 9.5.2 広域三次元モデルの断面構造

c. 広域三次元モデルの立体構造

以上述べた広域三次元モデルの骨格にしたがい、実際のモデル化地域の地形面標高と水文地質基盤の上面標高を考慮して、モデルの立体構造を構築した。図 9.5.3にはトルファン盆地を取り囲む水文地質基盤グリッドと完全に地表面よりも高い場所に位置するグリッド（＝非計算領域グリッド）を取り除いた広域三次元モデルの上面構造を示す。

モデルの下面構造は、図 9.5.4に示すように第四系の下位に水文地質基盤に相当するグリッドを配置した。トルファン地下水盆の下位に分布する水文地質基盤についてはモデル上では非計算領域とせず、第四系とは異なる水文地質パラメータ値を入力して、水文地質基盤と第四系地下水盆の地下水の交流関係を検討できるようにした。図 9.5.4下図にはトルファン地下水盆を北西側の地下から見上げた立体図を示すが、トルファン地下水盆の下面構造の特徴がよく表現されている。とくに、北地下水盆と南地下水盆とはトルファン市街地付近の地下でパイプ状につながっており、ここを通過して北地下水盆の地下水が南地下水盆に流入することが容易に想像できる。

9.5.2 境界条件

シミュレーションモデルでは、水文地質条件を考慮した境界条件の設定が必要である。広域三次元モデルでは、以下のような境界条件を設定し、モデルの検証過程でそれを必要に応じて修正した。

a. 閉鎖境界

閉鎖境界は、これを境にして内側と外側との間で地下水流動が発生しない境界のことであり、広域三次元モデルではモデルの底面（標高 -700 m ）と、後述する一般水頭境界を指定していないモデル外周グリッドの側面を閉鎖境界とした。

なお、モデル層によってはその分布標高が高く、実際の地層が存在しないグリッドがあるため、そうしたグリッドはモデル上では「Inactive Cell」（不透水計算セル）として扱い、計算領域から除外した。

b. 固定水頭境界

固定水頭境界は、シミュレーション期間中常に地下水頭を一定に保つ境界であり、初期水頭値で水頭が固定される。一般に、固定水頭境界は、海や大きな湖、大きな河川などと接するグリッドに設定される。

広域三次元モデルでは、固定水頭境界を艾丁湖に相当する第 17 層の 19 個のグリッドに設定し、その初期水位は艾丁湖の海拔標高である -154 m を与えた。

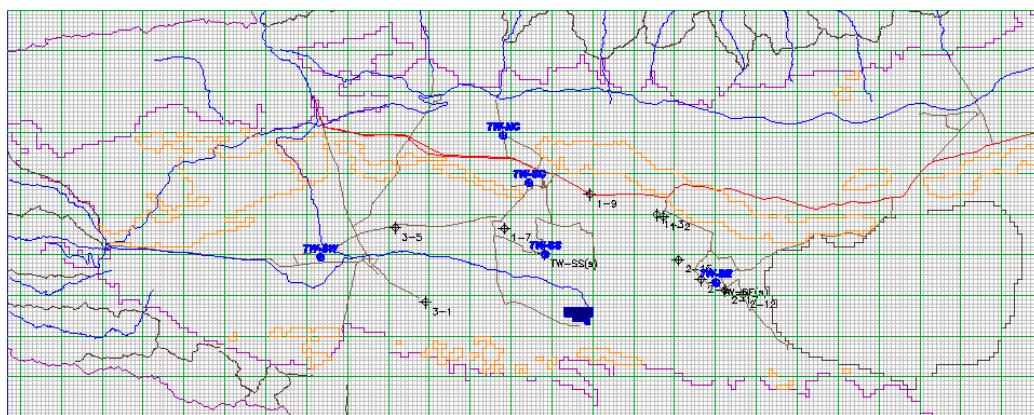


図 9.5.5 広域三次元モデルにおける固定水頭境界の位置(第 17 層)

c. 一般水頭境界

一般水頭境界は、特定のグリッドの外側に固定水頭境界があり、そのグリッドと固定水頭境界との間に一定の水理コンダクタンスを有する物質が存在すると仮定した境界条件である。一般水頭境界は、モデルの周辺部において外部に帯水層が連続している場合や、湧水などをモデル上で表現する場合等に使用される。

広域三次元モデルでは、次の 3 種類のケースについて特定のグリッドに一般水頭境界を設定した。

- ① モデルの周辺部
- ② カナートの出口
- ③ 基盤山地の上面

まず、各モデル層の周辺部について、図 9.5.6に示すように基盤岩が分布する変水頭グリッドについて一般水頭境界を設置した。これは、本調査のシミュレーションでは基盤岩からなる水文地質基盤についても「不透水基盤」とせず、水文地質基盤も計算領域に加えて水文地質基盤と地下水盆との地下水の流出入を再現することとしたため、基盤岩の連続性を考慮して一般水頭境界を設定した。なお、モデルの東部はトルファン盆地と哈密盆地の分水界に相当するため、地下水の流出入はないものと仮定して一般水頭境界は設定せずに閉鎖境界として扱った。また、モデル北縁部や西縁部の一部では、モデル化領域の境界部まで第四系が分布しているが、そこではモデル境界が水文地質基盤との境界に相当し、第四系帯水層はモデル境界の外側に連続していないため一般水頭境界を設定せずに閉鎖境界とした。

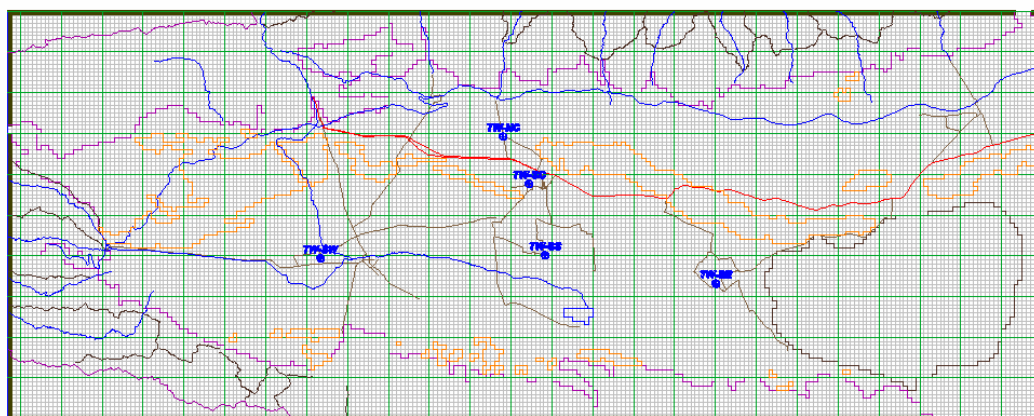


図 9.5.6 広域三次元モデル周辺部の一般水頭境界（第 22 層）

一方、カナートからの地下水流出を再現させるための、カナート出口が存在するモデル層の特定グリッドについて、一般水頭境界を設定した。実際のカナートは延長距離が 5 km 以上に及ぶものもあるが、カナート内で地下水が湧出する箇所はカナートごとに異なり、しかも周辺水位との関係から季節変化していて複雑であると判断されるため、カナートからの地下水の湧出は、カナートの出口が存在するモデルグリッドから発生するものと仮定した。カナート出口における一般水頭境界の水頭は、モデルグリッド内の最低地形面標高と同じであると仮定した。図 9.5.7には、第 16 層における一般水頭境界の設置状況を示す。この図では、トクソン市街地東部やトルファン市街地南部、シャンシャン県南部のカナート出口が位置するグリッドに一般水頭境界が設定されている。なお、図中央部の灰色部分は、第 16 層の標高範囲よりも地形面が低く、実際の地層が存在しない領域を示す。

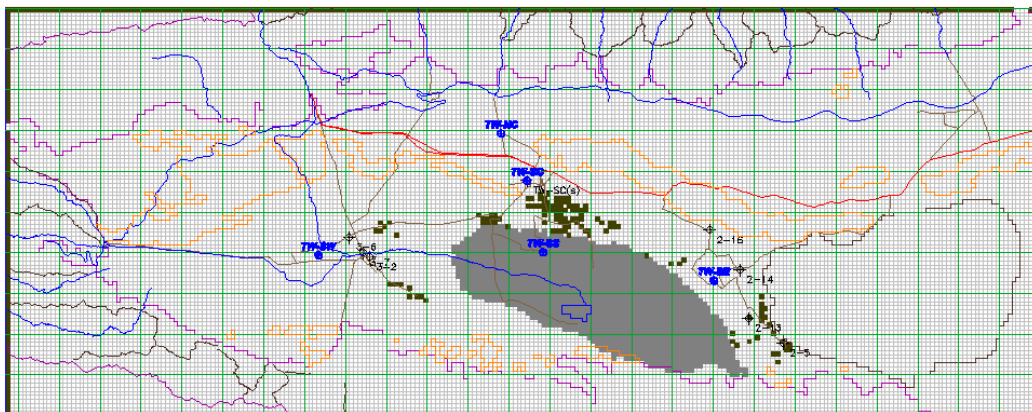


図 9.5.7 広域三次元モデル第 16 層の一般水頭境界

広域三次元モデルでは、トルファン盆地内部には水文解析結果を踏まえて地下水かん養量を与えているが、地下水盆地周辺の基盤山地では地下水かん養量を算出できるデータが不足しているため、地下水かん養量を与えていない。そのため、周辺基盤山地の地下水にある程度のかん養を与えるため、モデル第 3 層の基盤山地変水頭グリッドに一般水頭境界を設置し、基盤山地への地下水かん養を表現できるようにした。この場合の一般水頭境界の外部固定水頭は、後述する第 3 層の初期水頭と同じであると仮定し、水理コンダクタンスは標高に比例させて標高が高いほど大きなコンダクタンスを与えた。図 9.5.8には、第 3 層の一般水頭境界設定状況を示す。

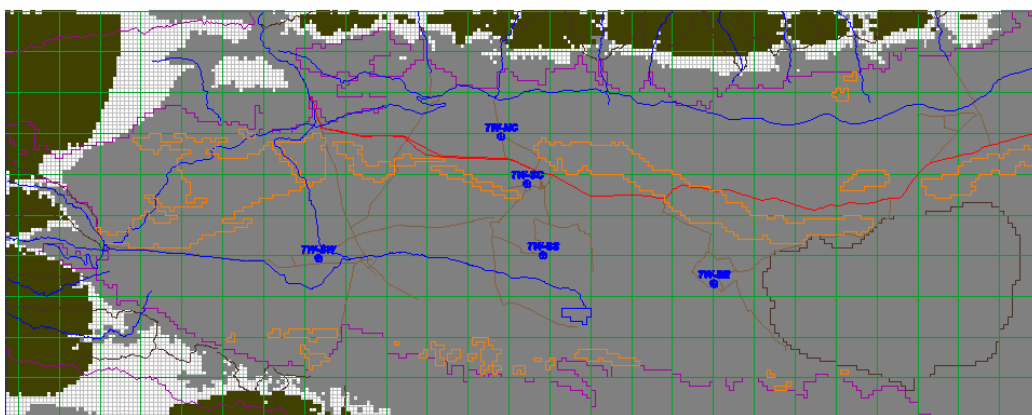


図 9.5.8 広域三次元モデル第 3 層の一般水頭境界

d. 排水境界

広域三次元モデルでは、泉からの湧出量をモデルで再現するために、MODFLOW の Drain パッケージを使用して排水境界を泉の位置するモデルグリッドに設定した。排水境界の基準標高は、該当グリッド内の最低地形面標高とし、水理コンダクタンスは各モデルグリッドの水文地質状況を考慮して設定した。図 9.5.9には、第 16 層の排水境界分布を示す。

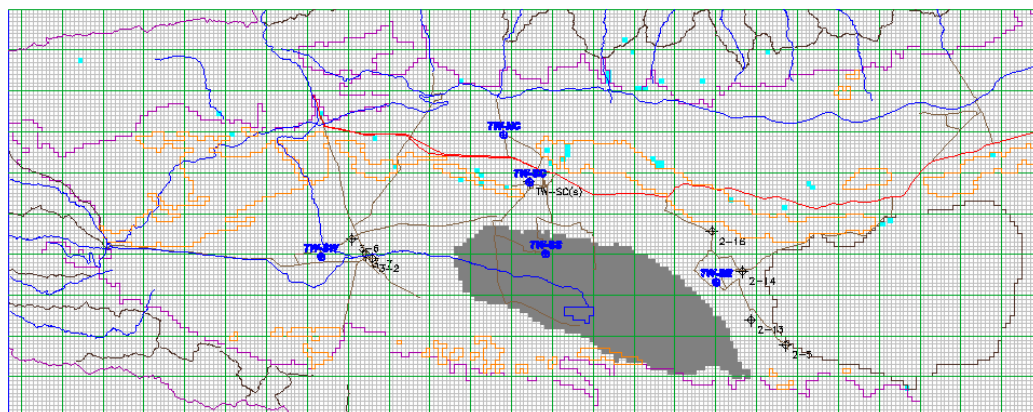


図 9.5.9 広域三次元モデル第 16 層の排水境界

9.5.3 モデルの検証

a. 長期非定常計算（＝準定常計算）による初期水頭の作成

広域三次元モデルの検証は、最終的には 1994 年 1 月から 2003 年 12 月までの月別時系列データを入力して非定常計算により実施したが、検証期間の非定常計算の前に長期非定常計算（準定常計算）を行い、検証非定常計算開始時の初期水頭を作成した。

地下水盆における定常状態とは、(式 9.2.1)において地下水盆へのかん養量 $R(t)$ と地下水盆からの流出量 $D(t)$ に時間に応じた変化がなく、地下水盆への流入量と地下水盆からの流出量が釣り合っている状態をいう。したがって、地下水盆中では地下水貯留量の変化はなく、(式 9.2.1)の右辺は 0 となる。

地下水モデルにおいて定常計算とは時間に関するパラメータを入力せず、時間が無限大に経過したときの水頭を計算することである。したがって、定常計算時にモデルには貯留係数や比貯留量を入力する必要がない。本調査で作成した広域三次元モデルについても定常計算を実施したが、モデル構造が立体的に複雑であり、しかも本来定常計算の対象となる自然状態でのかん養状況や泉からの流出状況等が不明であるため、妥当な初期水頭分布を得ることができなかった。

本来ならば、検証期間開始時の初期水頭は実測地下水頭分布をもとに作成するべきであるが、トルファン盆地では 1994 年 1 月時点での地下水位観測データは限られており、しかも基盤山地や盆地周辺部や深層部の水頭分布は実測されていない。

そのため、本調査では以下の方法で長期非定常計算（＝準定常計算）を実施し、1994 年 1 月からの検証計算開始時の初期水頭を作成した。

- ① 長期非定常計算開始時の初期水頭分布をグリッド別地形標高値から設定
- ② 1994 年の地下水揚水条件やかん養条件による長期非定常計算の実施（12 計算ステップ、計 100 年間）
- ③ 1994 年 1 月の実測地下水頭分布との照合とモデル境界条件、入力パラメータの修正
- ④ 長期非定常計算の計算水頭を検証非定常計算の初期水頭として入力

図 9.5.10には、長期非定常計算により得られた検証非定常計算用の初期水頭分布を示す。図示した初期水頭は、広域三次元モデルの最高位変水頭グリッドの計算水頭をもと

に描いたものであり、モデル層ごとに初期水頭の平面分布は異なる。

それによると、1994年1月の初期水頭分布は南盆地西部や東部で地形面標高よりも高くなっており、自噴帯が形成されていることがわかる。また、北部盆地の北縁部や西縁部でも初期水頭が地形面標高とほぼ同じ高さになっており、一部で地形面よりも水頭が高くなっている。

初期水頭自体の分布形状をみると、南盆地は水頭面が低く平坦な形状を示す。一方、北盆地では火焰山や塩山が低い透水係数を有するためそこを境にして初期水頭が高くなるが、南盆地と北盆地が連続しているトルファン市付近では地下水面の傾斜は緩やかである。基盤山地では地下水盆内よりも透水係数が小さいため、地形面と調和的に地下水面が上昇する。

b. 検証非定常計算による計算水頭分布

前項で作成した初期水頭を各モデル層に入力し、1994年1月から2003年12月までの120ヶ月間について月別に地下水揚水量やかん養量データを入力して検証計算を行った。図9.5.11および図9.5.12には、最高位変水頭グリッドの地下水面分布と地下の地下水頭等ポテンシャル分布を示す。

それによると、地下水頭等ポテンシャル面は南盆地のトクソン県南部やシャンシャン県南部でわずかに変化している様子がわかる。しかし、地下水頭等ポテンシャル面の分布傾向はほとんど変わらず、基本的に1994年から2003年までの10年間で、トルファン盆地中の地下水流動パターンに大きな変化がないことがわかる。これは、トルファン盆地の地下水頭分布が地形ポテンシャル分布に大きく支配されており、極端な地下水位低下や上昇が起こらない限り、地形標高の高い北盆地から低い南盆地に地下水が流動し、最終的に艾丁湖付近に到達するという流動パターンは変化しないことを示している。

c. 検証非定常計算による計算水頭降下量分布

前項で述べたように、標高で示した地下水頭等ポテンシャル分布では検証期間の地下水頭の変動状況がはっきりわからないので、1994年1月の初期水頭を基準とした計算水頭降下量分布を図9.5.13および図9.5.14に示す。

それによると、計算水頭降下量は1995年12月には南盆地北西部の火焰山南側4m以上となり、1997年12月にはシャンシャン県南部の火焰山南側で10m以上、トルファン市東部の火焰山北側で8m程度、トルファン市東部火焰山の南側で6m程度、さらにトクソン県で4~6m低下する地域が見られる。

1999年12月になると、水頭降下量はトルファン市からシャンシャン県南部の南盆地火焰山南側と北部盆地火焰山北側で顕著になり、1994年1月の初期水頭よりも14m程度水頭が低下する地域が現れる。また、トルファン市北部でも局部的に水頭低下が発生する。一方、トクソン県では水頭低下は上記地域よりも緩やかに進行し、最大水頭低下量は6m程度である。

2001年12月にはさらに水頭低下がトルファン市からシャンシャン県南部の南盆地火焰山南側と北部盆地火焰山北側で顕著になり、特にシャンシャン県南部の火焰山南側では20m程度水頭低下する地域が出現する。

検証期間終了時の2003年12月には、シャンシャン県南部の火焰山南側で最大24mの水頭低下が計算される。また、トルファン市東部の火焰山南側でも15m程度の水頭低下部が出現する。一方、北盆地のトルファン市北部では局部的に20m程度、トルファン市東部の火焰山北側でも帯状に水頭が10~15m低下する。これに対して、トクソン県で

の水頭低下は鈍く、10年間の水頭低下量は最大8m程度である。

d. 計算水頭変動と実測水頭変動との比較

以上のように、本調査で作成し検証されたモデルでは、実際の地下水頭分布や水頭低下量分布をよく再現することができる。さらにモデルの精度を検証するために、代表的な既存観測井の地下水位変動と計算水頭変動とを対比した(図 9.5.15)。

例えば、シャンシャン県 No. 2-14 観測井で記録された実測地下水頭と計算地下水頭との対比を示す。これによると、計算水頭変化は1994年から2003年にかけての実測水頭の低下をよく再現している。また、シャンシャン県 2-12 観測井では、実測記録は短いですが計算地下水頭が水位変動パターンをよく再現している。その他の観測井においても実測水頭の長期的変化や変動幅と計算地下水頭は調和的である。

以上のように、検証された広域三次元モデルでは、過去の地下水頭分布や地下水頭低下量分布、代表的観測井における水頭変化をよく再現することができ、トルファン盆地の将来予測シミュレーションに使用できると判断される。

e. 広域三次元モデルによるトルファン地下水盆の地下水流入量

トルファン盆地では、本調査以前にいくつかの水文地質調査が実施されたが、トルファン盆地全体の地下水資源量は明らかにされなかった。とくに、地下水盆周辺および下位の基盤岩からどれだけの量の地下水が補給されているか不明であった。そこで、本調査で作成し検証された広域三次元モデルを使用して、トルファン盆地に流入する地表水起源の地下水かん養量と基盤岩からの直接地下水流入量を計算した。

その結果、地表水・地下水とも盆地内に流入する水は主に盆地北側や西側の天山山脈からもたらされ、盆地南側の基盤山地からの流入はほとんどないことが判明した。また、表 11.5.2 に示すように、周辺山地から盆地内に流入する河川水や泉・カナートからの流出量、井戸揚水による灌漑水からのかん養量の合計は、1994～2003年の10年間において2001年の5.68億m³/年から1994年の6.66億m³/年の間で変動しており、10年間の平均は約6.20億m³/年と計算された。

一方、地下水盆を取り巻く基盤岩からの直接地下水流入量は、1994～2003年の10年間で0.27億m³/年から0.54億m³/年の間で変動しており、10年間の平均は約0.41億m³/年と計算された。すなわち、10年間の平均値で見ると、基盤岩からの直接地下水流入量は、地表からの総かん養量に対して6.6%にしかない。なお、広域三次元モデルの計算結果によれば、検証期間の10年間で基盤山地の地下水頭が徐々に低下するため、基盤岩からの地下水流入量は年々減少する傾向を示す。

表 9.5.2 トルファン盆地への地下水流入量計算結果(1994～2003年)

	最小 (億 m ³ /年)	最大 (億 m ³ /年)	平均 (億 m ³ /年)
地表からのかん養量	5.68	6.66	6.20
基盤岩からの流入量	0.27	0.54	0.41

f. 検証により同定された水文地質パラメータ

以上述べた広域三次元モデルの検証作業により同定されたパラメータを、表 11.5.3 にまとめて示す。

表 9.5.3 広域三次元モデルの検証で同定された水文地質パラメータ

入力パラメータの種類	入力値
横方向の透水係数	第四系 : 1~6 m/day 火焰山-塩山 : 0.04 m/day 盆地内露出基盤岩 : 0.03 m/day 水文地質基盤 : 0.0005 m/day
縦方向の透水係数	上記の区分ごとに、横方向透水係数の 1/2
有効空隙率	一律に 0.25 (=25%)
比貯留量	一律に 0.000024 m ⁻¹
比浸出量	一律に 0.25
一般水頭境界の水理コンダクタンス	3,000 m ² /day
排水境界の水理コンダクタンス	1,000~3,000 m ² /day
グリッド湿潤化条件	なし

59-6

