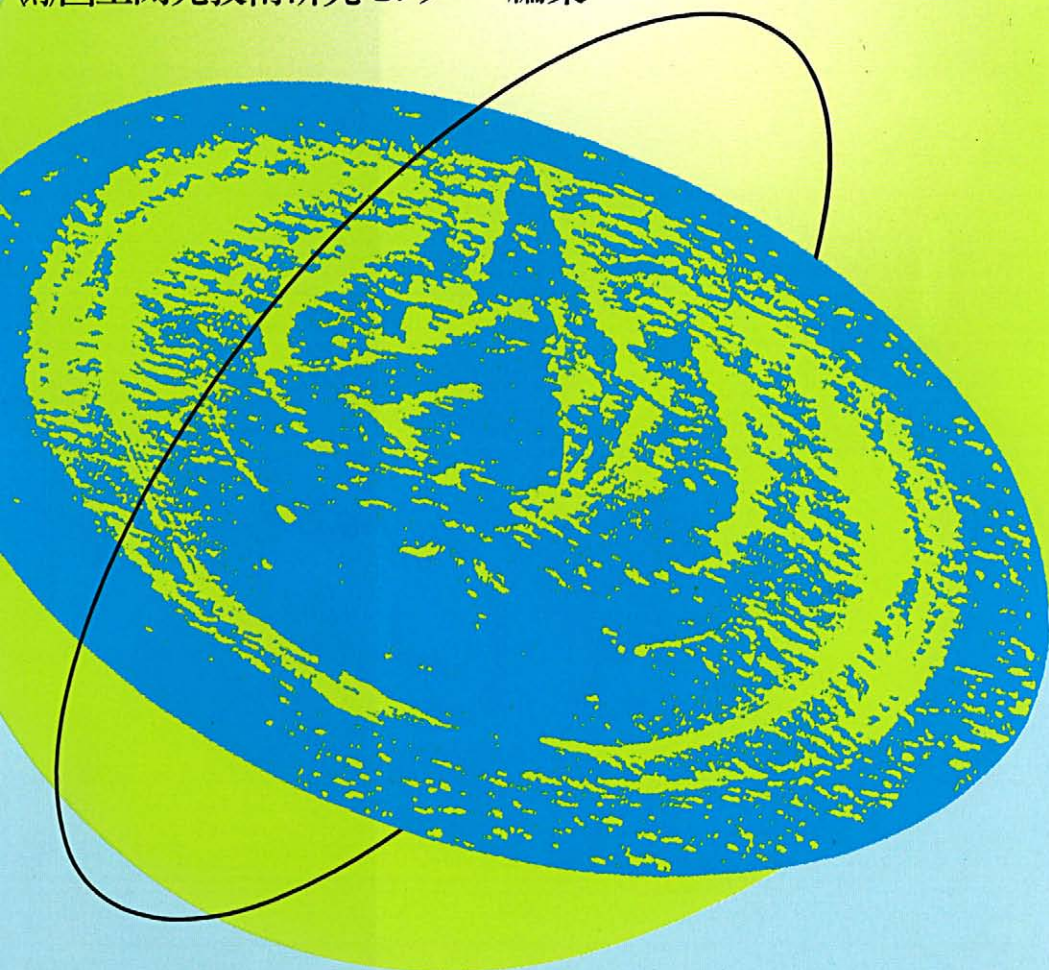


地下水調査および 観測指針(案)

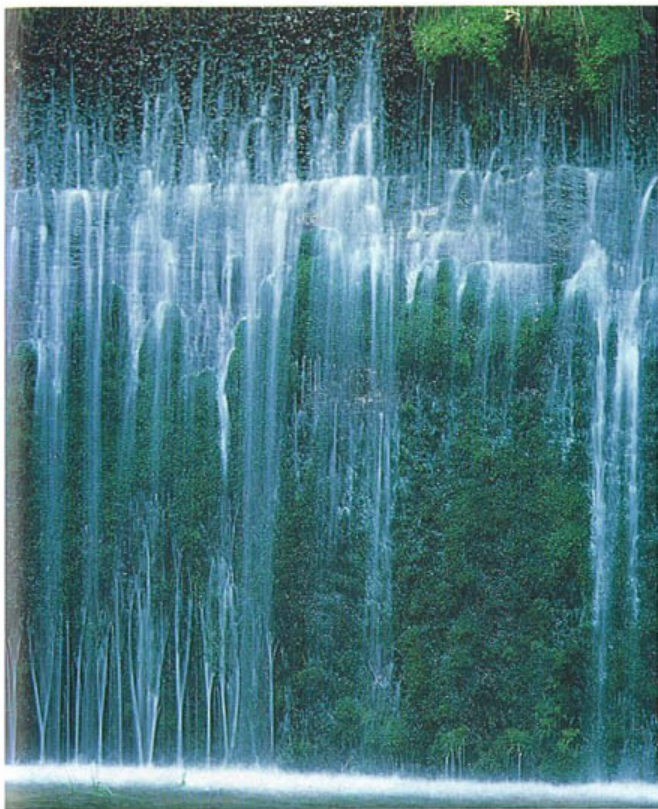
建設省河川局監修
(財)国土開発技術研究センター編集



地下水調査および 観測指針(案)

建設省河川局監修
財国土開発技術研究センター編集

山海堂



◀ 白糸の滝

(長野県北佐久郡軽井沢町)

浸透して地下水となった水は難透水層との境界付近を流れ、再び地下水露頭として現れ、川となって流れている。



▲ 柿田川 (静岡県駿東郡清水町)

富士山や御殿場地方に降った雨や雪が地下水となって流下し、地表に「湧き水」となって現れている。



◀宮 水（兵庫県西宮市）

灘酒の名声を全国に広めた名水である。井戸は浅井戸で、その水面は地表から2～3mのところがあり、海水面とほとんど変わらないので海水の影響を受けやすい。



▲白川水源湧水風景 （熊本県阿蘇郡白水村）

阿蘇山の周辺にはこのような湧水が多く、下流は渓谷をなし景勝地となっている。



▲塩釜の冷泉（岡山県真庭郡八束村）

中国山地の^{ひまぜん}蒜山の裾の谷間から湧き出ている水は清らかで冷たく、主に生活用水として利用されている。

まえがき

地下水は地盤を構成する重要な要素であるとともに、良好な水質、安定した水温等優れた特性を有する貴重な水資源である。このため、揚水技術の発達とともに盛んに利用されるようになり、わが国の高度成長を支えてきた。しかし、過剰な揚水は全国で地下水位の低下や枯渇、地盤沈下、塩水化といった障害を引き起こした。

建設省では、地下水の適正な管理は国土保全の重要な項目の一つであるとの認識から、地下水に関する観測、調査、研究、技術開発や、地盤沈下等を防止するために必要な代替水源の確保などに積極的に取り組んできたところである。

このうち、観測、調査の分野では、昭和49年7月に「地下水調査および観測業務規定(案)」を作成し、調査、観測業務の推進と技術の向上に努めてきた。その後、昭和53年10月に、新たな知見を加えて内容を充実させたうえ、「地下水調査及び観測指針(案)」を取りまとめて出版し、地下水関係業務に携わる各位に広く利用していただいていたところである。

近年、地下水を取りまく状況は大きく変化してきている。

地下水の過剰取水に伴う地盤沈下等の地下水障害については、昭和60年に濃尾平野、筑後・佐賀平野、平成3年に関東平野北部における地盤沈下防止等対策要綱が策定され、各種の対策が推進されているほか、各地で地下水の保全と適正利用のための取組みがなされている。地下水の水質の面では、危険物質の浸透による地下水汚染が各地で報告され、この面でも地下水保全が重要な課題となってきた。

また、人々のやすらぎと潤いを求める要望の高まりや、多様な価値観を持つ意識の定着などから、「水」の演出するアメニティあふれる空間が好まれ、

湧水の保全や復活など環境面での地下水の役割が注目されている。

さらに、今後の都市整備の貴重なスペースとして、大深度地下空間の利用構想が提起されており、これに対応した新しい技術の開発が望まれている。

このような背景の中で、最近の地下水に関する研究の進歩は、技術あるいは学問の分野においてめざましいものがある。特に大きな変化がみられたのは、次の諸点においてである。

第一に、地下水を水循環系の中でとらえる考え方が定着してきたことである。このような視点から、従来の不圧・被圧地下水の区分や、飽和・不飽和の区分でとらえる取扱いから、地下水を加圧層と帯水層が一体となった連続体としてとらえる取扱いが広がってきている。

第二に、地下水の追跡手法の進歩である。環境同位体を用いた地下水追跡手法が確立し、従来の物理的および化学的手法では明らかにすることが困難であった水循環系の実態を、時間情報を持つ放射性同位体と空間情報を持つ安定同位体を利用することによって、水循環のプロセスそのものに迫って明らかにすることができるようになった。

第三に、数値解析手法の進歩によりいろいろなケースの思考実験が可能となったことである。

これらに加え、従来からある物理的あるいは化学的手法を併用することによって、より正確で信頼性の高い水循環の実態を明らかにできるようになった。

これらの地下水問題の現状と調査技術、研究水準の向上を踏まえ、今回、「地下水調査および観測指針（案）」の全面的な改訂を図ることとした。

本指針を取りまとめるにあたっては、特に次の点を強調した。

第一に、調査を進めるうえでの目的意識の問題である。何を解明することを調査の目的とするのか、どの程度の精度を期待するのか、これらの目的を明確にすることによって調査に臨む姿勢が明確になり、アプローチに複数の選択があり得ることを強調している。

第二に、結果の取りまとめの重要性である。解析の結果をどのような形で整理し、わかりやすくかつ正確に表現するかが、結果の正しい解釈をもたらすことを強調している。

第三に、水循環の場へ、解析結果を置きなおしてみる視点である。解析結果が水文地質学的な観点からみて、水循環系とどのような関係にあるのか、常にフィードバックして、その解釈を問う姿勢である。

これらの諸点は、各章の執筆にあたって意識するとともに、旧指針になかった第2章、第14章を設け、かなり具体的に書き込むこととした。

改訂にあたっては、地下水関係の調査、施工業務に携わっている官民の方々から、幅広く旧指針に対する意見、要望等をお聞きし、本指針の充実にいかせていただいた。

本指針が、地下水の保全と適正管理をさらに進めるために、関係各位に大いに活用されることを期待するものである。

最後に、本指針の作成にご協力をいただいた編集委員の方々に心より感謝する次第である。

平成5年3月

建設省河川局長

岩井 國臣

編集委員名簿

顧問	山本 莊毅	東京成徳短期大学(筑波大学名誉教授)	教授
委員長	榎根 勇	筑波大学地球科学系	教授
委員	田中 正	筑波大学地球科学系	助教授
//	尾林 達成	建設省河川局河川計画課	水理調査官
//	藤澤 寛	建設省河川局河川計画課	課長補佐
//	柏木 才助	前建設省河川局河川計画課	課長補佐
//	内藤 正彦	建設省河川局河川計画課	水資源地下水係長
//	杉原 直樹	前建設省河川局河川計画課	水資源地下水係長
//	市川 慧	建設省土木研究所	地質官
//	吉野 文雄	建設省土木研究所河川部	部長
//	中村 康夫	建設省土木研究所地質化学部地質研究室	室長
//	益倉 克成	建設省土木研究所河川部水文研究室	室長
//	藤野 忠	建設省九州地方建設局熊本工事事務所	所長
//	中村 昭	前建設省九州地方建設局熊本工事事務所	所長
//	矢島 壮一	(社)全国地質調査業協会連合会	専務理事
//	中西 秩	(社)全国地下水技術協会	理事
//	佐々木崇二	(社)全国さく井協会	技術委員
//	村岡 浩爾	(財)日本地下水理化学研究所	所員
//	秋山 純	三井共同建設コンサルタント(株)	副技師長
//	石橋 弘道	スイモンリサーチ(株)	代表取締役
//	棚橋 陽一	(株)アイ・エヌ・エー環境事業本部	次長
//	問宮 清	応用地質(株)河川部	部長
//	穀倉 克幹	基礎地盤コンサルタンツ(株)	理事・技師長
//	石崎 勝義	(財)国土開発技術研究センター	理事
//	桑原 啓三	(財)国土開発技術研究センター	技術参与
//	岡山 和生	(財)国土開発技術研究センター	部長
//	渡部 義信	前(財)国土開発技術研究センター	部長
//	柳澤 修	(財)国土開発技術研究センター	研究員

目 次

まえがき

第1章 総 則

1.1 指針の目的	1
1.2 指針の内容	2
1.3 調査対象	4
1.4 運 用	5

第2章 調査・観測の進め方

2.1 基本的事項	7
2.2 調査・観測の進め方	12
2.2.1 地下水資源調査	12
2.2.2 地下ダムに係る地下水調査	18
2.2.3 人工涵養に係る地下水調査	25
2.2.4 地下掘削に係る地下水調査	32
2.2.5 堤防基盤に係る地下水調査	38
2.2.6 斜面災害に係る地下水調査	43
2.2.7 地盤沈下調査	48
2.2.8 地下水汚染調査	55

第3章 予 備 調 査

3.1 目的と定義	59
3.2 資料調査	61
3.3 現地予察調査	72

第4章 地形・土地利用調査

4.1 目 的	73
4.2 調査方法	78
4.3 結果のとりまとめ	78

第5章 地下水利用実態調査

5.1 目 的	85
5.2 調査方法	86
5.3 結果のとりまとめ	92

第6章 水 文 調 査

6.1 目 的	95
6.2 水文気象調査	97
6.3 表流水流量調査	101
6.4 蒸発散量調査	108
6.5 土壌水分調査	113
6.6 浸透量調査	118

第7章 地下水位調査

7.1 目 的	121
7.2 観測所と観測井	124
7.3 観測方法と観測機器	130
7.3.1 一斉観測	130
7.3.2 長期観測	133
7.4 結果のとりまとめ	137

第8章 地 質 調 査

8.1 目 的	139
8.2 現地踏査	143

8.3 リモートセンシング	147
8.4 物理探査	150
8.5 ボーリング	172
8.6 サンプリング	178
8.7 単孔式現場透水試験	182
8.8 揚水試験（帯水層試験）	188
8.9 土質試験	196
8.10 結果のとりまとめ	201

第9章 水 質 調 査

9.1 目 的	205
9.2 水質試験項目と水質試験方法	206
9.3 試料採取法	208
9.4 結果のとりまとめ	210

第10章 地下水流動調査

10.1 目 的	215
10.2 地下水流動の調査方法	223
10.3 地下水ポテンシャルの測定による地下水流動調査	224
10.4 環境同位体による地下水流動調査	225
10.5 地下水温を用いた地下水流動調査	227
10.6 水質をトレーサとした地下水流動調査	230
10.7 人工トレーサによる地下水流動調査	231
10.8 単孔を利用した地下水流動調査	235

第11章 地下水涵養量調査

11.1 目 的	239
11.2 地下水涵養量の調査法	240

第12章 地盤沈下量調査

12.1 目 的	247
12.2 沈下観測井による観測	248
12.3 一級水準測量による観測	252
12.4 結果のとりまとめ	254

第13章 数 値 解 析

13.1 目 的	257
13.2 巨視的な水収支解析	259
13.3 地下水流動解析	270
13.4 地下水汚染解析	280
13.5 地盤沈下解析	284

第14章 調査成果のとりまとめ

.....	291
-------	-----

付 録

1. 地下水流動調査実施例	296
2. 地下水ポテンシャルの測定による地下水流動調査実施例	298
3. 環境同位体による地下水流動調査実施例	299
4. 地下水温を用いた地下水流動調査実施例	305
5. 水質をトレーサとした地下水流動調査実施例	309
6. 人工トレーサによる地下水流動調査実施例	311
7. 水収支による地下水涵養量調査実施例	313
8. 環境同位体トレーサによる地下水涵養量調査実施例	316
用語・単位・記号	319
本書の理解を深めるための参考図書	325
索 引	327

第1章 総 則

1.1 指 針 の 目 的

この指針は地下水に係る国土の保全，地下水の適正な利用に関する調査を実施するために必要な技術的事項について定めるもので，これによって地下水等に関する技術の体系化を図り，もってその水準の維持と向上に資することを目的とする。

解 説

地下水は貴重な水資源であると同時に地球を構成する要素の一つであるので，地下水に係る国土の保全，地下水の適正な利用に関する調査にあたっては，水の循環の中でとらえることが重要である。このため，地下水調査と一般に呼ばれている調査は極めて広い範囲が含まれ，通常の水文調査，水理学的調査，地質調査等における調査手段，観測手段のほとんどを包括している。

また，その目的や対象とする事項によって，調査の流れと方法も異なってくる。このように，広い範囲の調査を含んでいるため，地下水調査の調査方法と観測に必要な事項を網羅し，今後実施される調査が技術的に一定の水準を保ち，かつ相互に比較できるデータを得るにはどのような方法があり，どのような考え方で実施されるべきかを検討し，地下水等に関する技術の体系化を図るために，昭和53年に旧指針が作成された。しかし，その後，研究の蓄積，技術の進歩や地下水問題の多様な展開など地下水に係る状況は大きく変化している。このため，その後の状況の変化を踏まえ，今回，全面的に指針の改訂を実施したものである。

1.2 指 針 の 内 容

この指針は本編 14 章および用語からなるが、本編は第 2 章に調査計画の立案に必要な、調査目的・対象に応じた調査システムを示し、第 3 章以降に個別の調査技術を示した。

解 説

この指針は地下水調査を実施するにあたって必要な手順、方法を規程したものである。本指針の作成にあたっては、現在一般に実施されている調査および観測の方法について比較、整理を行い、それらの方法の問題点を抽出して、どのような方法が現状では最良かつ実施可能であるかについても検討したものである。

地下水調査は、一般に広い範囲を対象とするため調査の目的・対象に応じた調査計画を立案することが極めて重要である。このため、本指針の改訂にあたり旧指針になかった目的に応じた個別の技術の組合せともいえるべき、調査目的ごとの調査項目、フローチャートおよびマトリックスを第 2 章「調査・観測の進め方」に示した。

本指針全体を通読することも必要であるが、調査を実施する場合にはまず第 2 章の該当部分を開き調査計画を把握した後に個別の調査技術を記述した第 3 章以降を読まれない、フローチャート等を示すことによってかえってマイナスの面を生ずるとの意見もあるが、地下水調査は上述のような性格を有し、調査の目的に応じた調査方針の決定は、地下水調査の根幹を占めるものである。今回の改訂にあたりあえて指針に記述したものである。代表的な調査目的に対し一般的なフローチャート等を取り上げたが、調査対象の特性によって調査内容が変化するので、対象に応じた対応が必要である。

第 3 章以降は個別の調査技術を記述した部分であるが、旧指針策定以降の技術の進歩を踏まえ全面的な書き直しを行った。特に、近年進歩が著しい地下水流動調査については、環境同位体をはじめとする種々の調査・解析技術を中心に第 10 章「地下水流動調査」として新しい章を設けた。また、旧指針

では地下水の水収支計算に留まっていた部分を、これを含め第13章「数値解析」の章を設けた。さらに、旧指針では「地下水観測井及び観測方法」として独立していた部分を、本指針では本編に含め一本化した。

各章の構成は、以下のとおりである。

第3章「予備調査」は各調査目的に共通な既存資料の収集、解析等をまとめたものである。第4章から第12章は各種の調査について記述した部分である。ここでは、旧指針の各章の整理、統合および新設を行うとともに、調査、解析技術の最新の成果を取り込むように努めた。第13章「数値解析」は前述のとおり水収支解析から発展させたものである。さらに、地下水調査で取り扱う範囲は極めて広く必要なデータも多種多様であるため結果の精度・信頼性の吟味、工学的評価の重要性が高いことを考慮し、第14章「調査成果のとりまとめ」を新たに設けた。

また、地下水調査に関係する水文調査などについては広範であり、本指針ではそのすべてを網羅していないので、本指針に記述のないものは、「建設省河川砂防技術基準（案）」を参照されたい。

地下水調査は、調査の対象が土木工学、農業工学、土質工学、地球物理学、地理学、地質学、水文学、水理学等の多くの学問分野にわたるため、同一の事象に対する用語の違い、あるいは同じ用語で定義の異なるものなどの用語の混乱にはじまって、対象への調査の流れや整理の方法などに至るまで、多くの不統一がみられる。

これらの用語をはじめとする地下水調査における考え方の差異については、それぞれの学問領域においてそれが定義された歴史的な背景もあり、それらの現在の段階での完全な統一は困難であるが、本指針の改訂にあたりできる限り用語の統一を目指した。この用語の問題は今後も多くの検討を経て決定されるべき重要な問題である。

調査方法、調査手段、それに使用される機器とそれに基づく解析などの判断業務は絶えず進歩するものである。各種の調査データを比較検討するためにも、あるいは調査を一定の水準に保つためにも、本指針のような基準は必要であるが、逆に、基準ができたことにより、それを満足させればよいという傾向が出ることは調査の進歩のためにはマイナスである。

本指針はあくまで現在の時点における最低限の基準であると考えるべきであり、より高度な調査方法を開発し、よりの確な判断を下すことに積極的に取り組む必要がある。

1.3 調 査 対 象

この指針は主としてほぼ均一な間隙を有し、ダルシーの法則が成立する地層の間隙中に存在する不圧地下水、被圧地下水の調査を対象とする。固結した地層や、岩盤内に存在する地下水の調査方法については取り扱わない。

解 説

本指針で対象とする地層は固結度の低い新第三紀の地層および未固結の第四紀の地層で、いわゆる岩盤と呼ばれる高度に固結した岩石で構成される地層は取り扱わない。具体的には、地下水の流れを考えた場合に、同一の地層にあってはほぼ均一な間隙を有し、ダルシーの法則が成立するような地層である。高度に固結した地層（いわゆる岩盤）にあっては、地下水の流動は地層中の割れ目を通して行われるので、本指針の対象からは除外される。本指針の対象となる第三紀以降の地層はわれわれの生活に最も関係の深い地層であり、平野および周辺の丘陵の大部分はこれらの地層から成っている。地下水を含む帯水層の大半や、地盤沈下の主体となる軟弱地盤は、これらの地層である。

固結した地層や、岩盤中の地下水は原則として本指針の対象外としたが、巨視的に見て多孔質媒体中の地下水に準じた扱いが可能な場合は、本指針の適用が可能である。

1.4 運 用

本指針は条件の異なる地域において、過不足のない合理的な調査と統一性のあるデータを得るための観測を実施するうえでの基準を示したものである。

したがって、本指針によることが適当でない場合においては、この指針に示される技術水準を損なわない範囲において本指針によらないことができる。

解 説

本指針は現在において、標準的と考えられている技術的事項を示したものであり、より高度の水準を志向することを妨げるものではない。

また、地形、地質、環境等がさまざまに異なる条件の地域に対して、固定した規程を画一的に適用することは、場合によっては目的に反することも起こり得る。

そのため「解説」の項で許容の幅を示し、合理的な調査、観測が遂行されるようにしている。したがって、本指針によることが適当でなく、変更した仕様によらなければ本指針に示されている技術的水準が確保されないと判断する場合には、本指針によらないことができる。

第2章 調査・観測の進め方

2.1 基本的事項

調査は、対象地域の特性を十分把握したうえで、所期の目的が達成できるよう、系統的かつ効率的に実施しなければならない。

解 説

地下水調査を実施する際に考慮すべき事項は、技術的な面はもちろん、現地の自然・社会条件から作業効率、経済性、さらには安全性にいたるまで、実に広範囲にわたる。地下水調査に限らずすべての調査には、これら各方面からの要求や制約条件を満たしつつ、最大限の成果を得るべく計画・実施されることが求められている。これらの要求や制約条件は一般に調査ケースごとに異なるので、たとえ調査の目的が同じであっても、調査項目やその手法・手順は、それぞれの調査現場に固有のものとなるのが普通である。

本章の目的は、地下水調査に取り組む際の基本的な考え方および調査の計画・実施段階での着眼点や留意点を示すことにあるが、このような多様性を持つ地下水調査において、汎用性のある調査の進め方を解説することはほとんど不可能に近い。本章はあくまでも調査の計画・実施に際しての参考であり、これさえ満たせば十分というものではない。個々の調査ケースにおいては、それぞれの目的・条件に最もよく適合する調査を行うべく、調査項目、手法、調査範囲、重点の置き方等を工夫することが必要である。

1. 調査計画の立案

一般的な調査の手順を図2.1に示す。このうち、調査の成否を左右する最

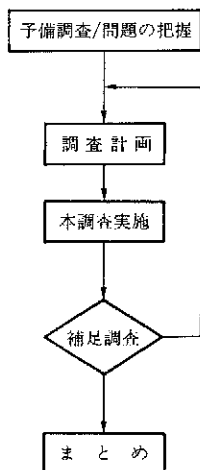


図 2.1 一般的な調査手順

も重要なポイントは問題の的確な把握とそれに基づく調査計画の立案である。調査計画立案までの過程をもう少し詳しく見てみると、通常次のような手順が踏まれている。

- ① 何が問題か
- ② そのために何を調べるか
- ③ その方法として何があるか
- ④ どの方法が最適か

(a) 問題の把握

まず、問題の把握とその問題の解決に必要な調査項目を過不足なく抽出する(①, ②)ためには、調査目的となる事項が水循環上のどんな要素・要因と係りを持つかを検討しなければならない。このとき、予備調査(第3章参照)で知り得た知識をもとに、調査地域周辺の水循環の概要を推定し、図化してみるとよい(図2.2)。例えば地下水開発を目的とする調査の場合は、どこからどの程度の涵養を受けているかは、調査すべきことの一つである。これらの涵養が気象条件はもとより、土地利用、表層の浸透能、河川水と地下水の相互関係などに支配されていることも、図2.2から容易に推定され、これも必要調査項目に挙げられる。調査項目の抽出を、例えば

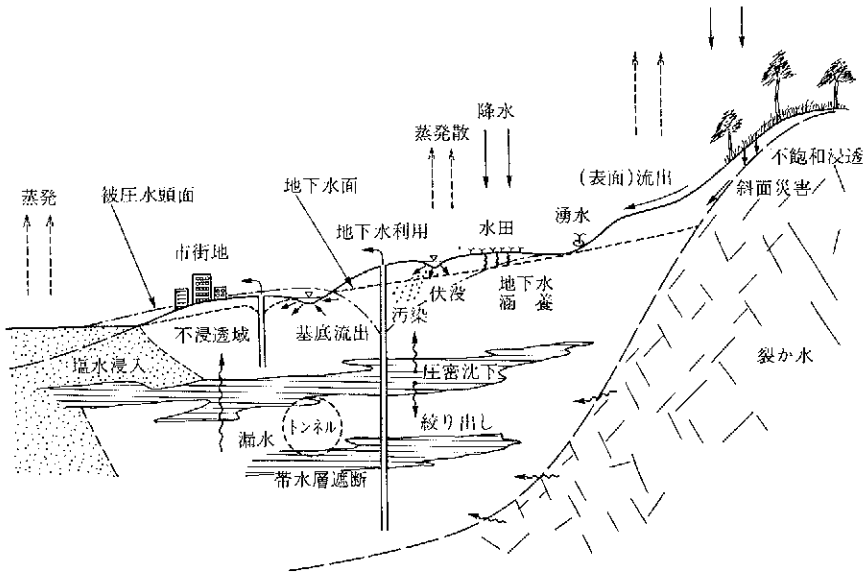


図 2.2 水循環と関連要素図

- ① 水循環（地下水流動）の“場”の調査：水文地質構造，水理定数など
- ② 出入りする水量の調査
- ③ 地下水の賦存形態，流動状況の調査
- ④ 水の循環に付随する諸現象の調査：地盤沈下，地下水汚染など

という区分に従って行くと，見落とし防止に役立つ。また，本章第2節に示すマトリックスは調査項目抽出の際のチェックリストとしても利用できる。

（b）調査範囲の設定

ここで注意を要するのは，水循環にはさまざまな空間的スケールが考えられることである（図10.3参照）。水循環系の一部である地下水流動系は，一般に広域流動系（regional flow）と局所流動系（local flow）および両者の中間的流動に区分されるが，当面する問題がどのスケールの流動系とより深く係っているかを見極めることが大切である。必要な調査範囲は，この主たる流動系のスケールを目安として設定する。例えば地下水資源調査を目的とする場合であれば，少なくとも地下水域単位の地下水流動系が調査対象とな

り、河川構造物に係る地下水調査であれば、その近傍の比較的小規模な流動系が主たる調査対象になる。

このようにして調査すべき項目と調査範囲が決まれば、ここで一度、これらの調査結果から所期の調査目的に対する結論が得られるかどうかを検討する必要がある。この作業により調査項目の過不足をチェックすると同時に、この調査の目的そのものの理解が十分であるかどうかを再度確認する。いいかえると、調査計画は必然的にまとめの計画をも含まなければならない。

(c) 調査手法選定

次に各調査項目に対する具体的な調査手法を決めなければならない(③、④)。第2節のマトリックスに本指針で解説されている主な調査手法が列挙されているが、個々の調査ケースにおいてはこれらのマトリックスを参考に、諸条件を多面的に検討して最も適した手法を選択することが必要である。

一般的には、一つの調査項目に対して複数の調査手法を用いることが望ましい。この場合複数の方法が、互いに異なった観点に立つものであれば、その効果は一層大きくなる。例えばある断面の地下水流動量は、透水係数や動水勾配からダルシー則に従って計算することができるが、地下水涵養量や揚水量などから水収支的に求められる場合もある。前者のほうが正確だと一般に考えられがちであるが、透水係数は通常10の何乗というオーダーのみで議論されることもあり、数倍の違いがでることは珍しくない。これに対して水収支を構成する各要素が数倍もの誤差を含むことは極めて稀であり、そこから推定される地下水流動量はかなり信頼性が高いといえる。このように相互に異質なアプローチを試みることは、“大きな間違いをおかさない”という意味で、同質の調査・試験を繰り返すより効果的である。

2. 調査実施上の留意点

これまで述べてきたように、調査計画は予備調査の結果に基づく慎重な検討を経て立案されなければならないが、場合によっては計画段階で調査内容のすべてを決定することが不可能で、調査の途中で、それまでの調査結果に応じて以降の調査内容を決めるというケースも起こり得る。また、計画段階では予想されなかった状況が生じ、以降の調査計画の見直しが必要になることもある。このような事態に柔軟に対応するためには、調査の経過に常に注

意を払い、当初の計画どおりのとりまとめが可能か、追加調査は必要ないかなどを絶えずチェックする必要がある。調査の機会を逸したり、調査をやり直さざるを得なくなるような事態は極力避けなければならない。調査の円滑で効率的な遂行と調査の質の向上のためにも、節目節目で中間的な取りまとめを行うことを習慣とするよう心掛けるべきである。

ところで、近年土地利用や水利用が高度になりその形態が複雑化するにつれて、地下水調査の目的もまた多岐にわたるようになってきている。調査規模も、小領域・短期間に限定されるものから大領域・長期間を要するものまでさまざまである。このように多様な地下水調査の中で、重要性および出現頻度が比較的高いと考えられる次の調査について、計画・実施に際しての基本的な考え方を第2節で解説する。

- ① 地下水資源調査
- ② 地下ダムに係る調査
- ③ 人工涵養に係る地下水調査
- ④ 地下掘削に係る地下水調査
- ⑤ 堤防基盤に係る地下水調査
- ⑥ 斜面災害に係る地下水調査
- ⑦ 地盤沈下調査
- ⑧ 地下水汚染調査

第2節に示すフローチャートやマトリックスは、最低限必要と考えられる調査項目で構成した一般的な調査計画例であり、特定の地域での事例ではない。また実際に遭遇する調査ケースにそのまま適用できるとは限らない。これらは当面する個々の調査において、的をはずさず、そしてそれぞれに固有の条件に適合した適切な調査を計画・実施するための基本的な考え方の理解を助ける目的で提示するものである。

2.2 調査・観測の進め方

2.2.1 地下水資源調査

地下水資源調査は、地下水の資源としての量と質を評価し、開発可能量を把握することを目的として実施する。

解 説

地下水資源調査を実施するにあたっては、地下水が多く地下資源とは異なり、地圏だけでなく水圏、気圏、生物圏を含む広いひろがりを経営する資源であることを認識したうえで、地域の特性に見合った調査を展開する必要がある。

地下水資源調査は、次の二つの段階に分けられる。

- ① 地域の未利用地下水資源の調査と評価
- ② 地下水資源の開発可能量の把握

未利用資源調査の段階では、地下水の賦存形態、賦存形態ごとの循環量(賦存量)、循環経路沿いの水質などを調査し、水資源としての地下水の量と質を評価する。

地下水資源の開発可能量を把握する段階にあつては、地下水の量と質の調査・評価に加え、地下水を利用し続けても許容範囲を超える支障が将来にわたって発生しないかを調査し、開発可能限界量を超えて開発されるような事態にならぬよう監視制度を提案するなど地下水の保全にも留意すべきである。

地下水資源調査の一般的な流れと調査項目、調査手法は、図 2.3、表 2.1 に示すとおりである。

1. 予 備 調 査

地下水は、これまでも述べたとおり、降水→浸透・涵養→貯留・流動→流出→蒸発散と循環する資源である。したがって、調査対象地域の地下水資源量を把握するためには、循環経路の各ルートでの情報を幅広く収集する必

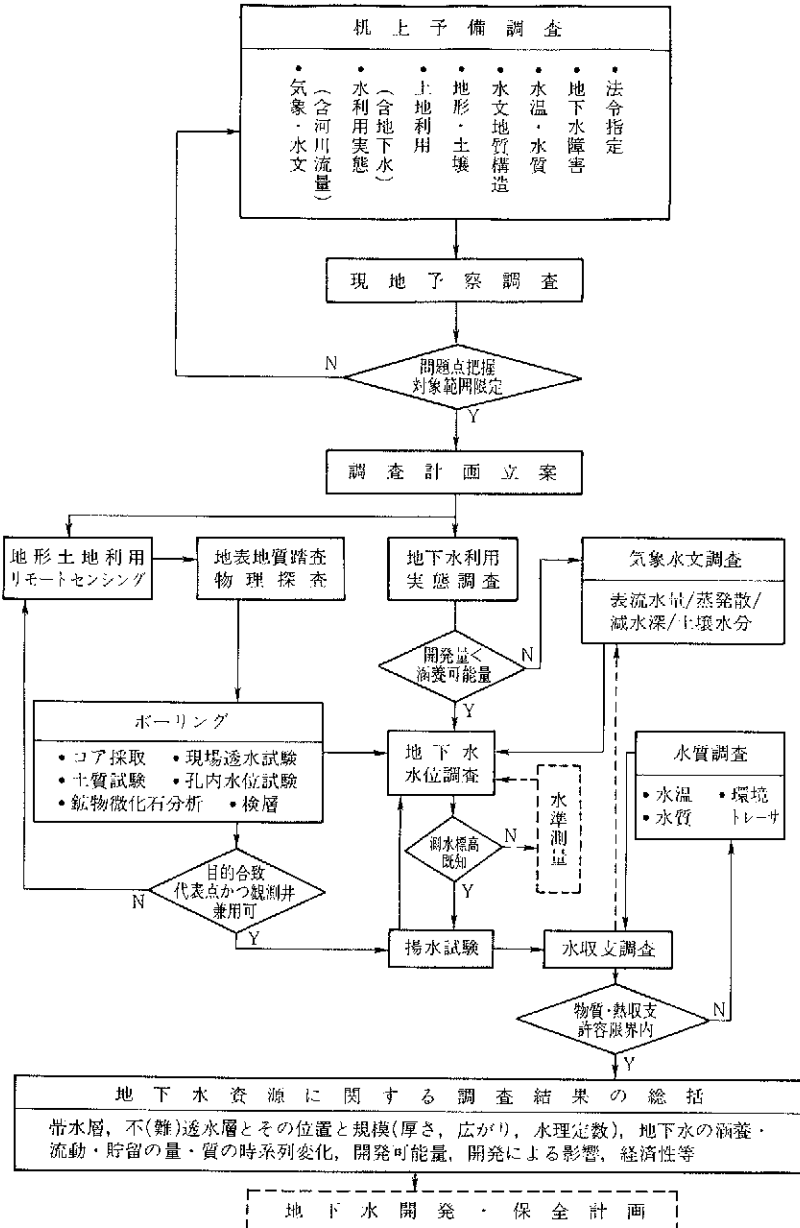


図2.3 地下水資源調査の一般的な流れ

表 2.1 調査項目と調査手法 [調査目的：地下水資源調査]

調査項目 調査手法	水文 地質 構造	地盤 の 性 状	地下水賦存 流動状況		地下水涵養 量	地下水利用実態	水 収 支	水 質	参 照 章 節
			飽 和 帯	不 飽 和 帯					
地形・土地利用調査	△		○	○	○	△		○	4
地下水利用実態調査						○	○		5
水文気象調査				○	○		○		6-2
表流水流量調査			△	○	○		○		6-3
蒸発散量調査							○		6-4
地下水位調査			○	○	△		○		7
現地踏査	○	△	△		△	○			8-2
リモートセンシング	○				△	△			8-3
物理探査	○	△	△	△	△			△	8-4
ボーリング	○	○	○	△				△	8-5, 6
現場透水試験		○	△						8-7
揚水試験	○	○	○	△	○	△			8-8
浸透能試験					△				6-6
減水深調査					○		△		6-6
土質試験		○							8-9
環境トレーサの利用	△				○				10-4
地下水追跡調査			○	○					10-7
孔内流向・流速測定			○	○					10-8
地下水検層		△	△						10-5
水収支調査	△			△	△	△	○	△	13-2
土壌水分調査				○	○				6-5
地盤沈下調査	△	○	△			△	△	△	12-2
水準測量		△							12-3
水質調査	△						△	○	9

○＝有効な手法 △＝場合によっては有効な手法

要がある（気象・水文，水利用実態，地形・地質・土壌，土地利用，水温・水質，地下水障害，法令指定など）。収集した既存資料は，以下の視点で吟味，検討，整理し，問題点を明確にする。また，問題解決にあたって不足してい

るデータが何かを明らかにする。これをもとに現地予察調査を実施する。

- ① 対象地域のどこにどのように地下水が賦存しているか。
- ② 対象地域の地下水は、涵養、貯留、流動、流出のどの領域にあるか。
- ③ 対象地域およびその周辺で、地下水はどれだけ開発されているか。
- ④ 地下水開発による障害があるか。
- ⑤ 未利用地下水資源量はどれだけあるか。開発可能な地下水の量はどれだけあるか。
- ⑥ 開発によって許容範囲を超える支障は将来にわたって発生しないか。
- ⑦ 調査結果を地図情報にまとめる基図として適当な既製の地図があるか。

収集、吟味、検討した資料のうち図化できるものはできるだけ図2.4に例示する「地下水予察図」などの地図情報にまとめる。

現地予察調査では、机上でまとめた「地下水予察図」を携行して現地に赴き、涵養帯から流出帯を含むできるだけ広い範囲を踏査して新たな現地情報を収集し、机上検討成果の信頼性をチェックする。これらの成果をもとに問題の所在を明らかにし、問題解決に必要でありながら不足している情報をリストアップし、本調査における調査計画（調査項目、調査手法、調査区域、調査基図の縮尺・精度などの確定）を立案し、調査に着手する。

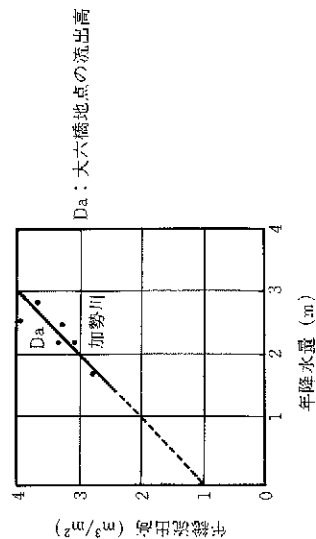
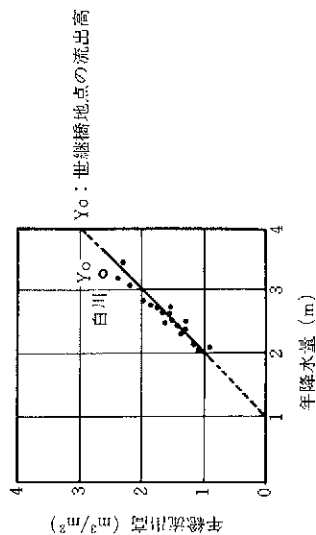
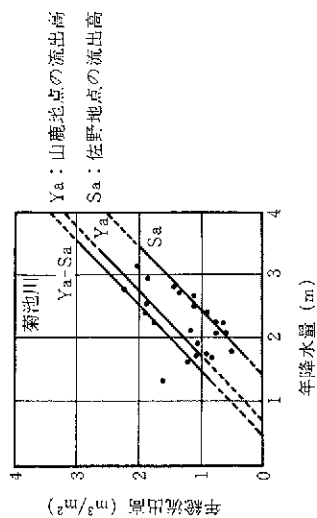
しかし、この段階になっても問題点の把握や調査区域の絞り込みができない場合には、原点に戻って調査目的を再検討し、目的にふさわしい資料収集をやりなおす必要がある。

2. 本 調 査

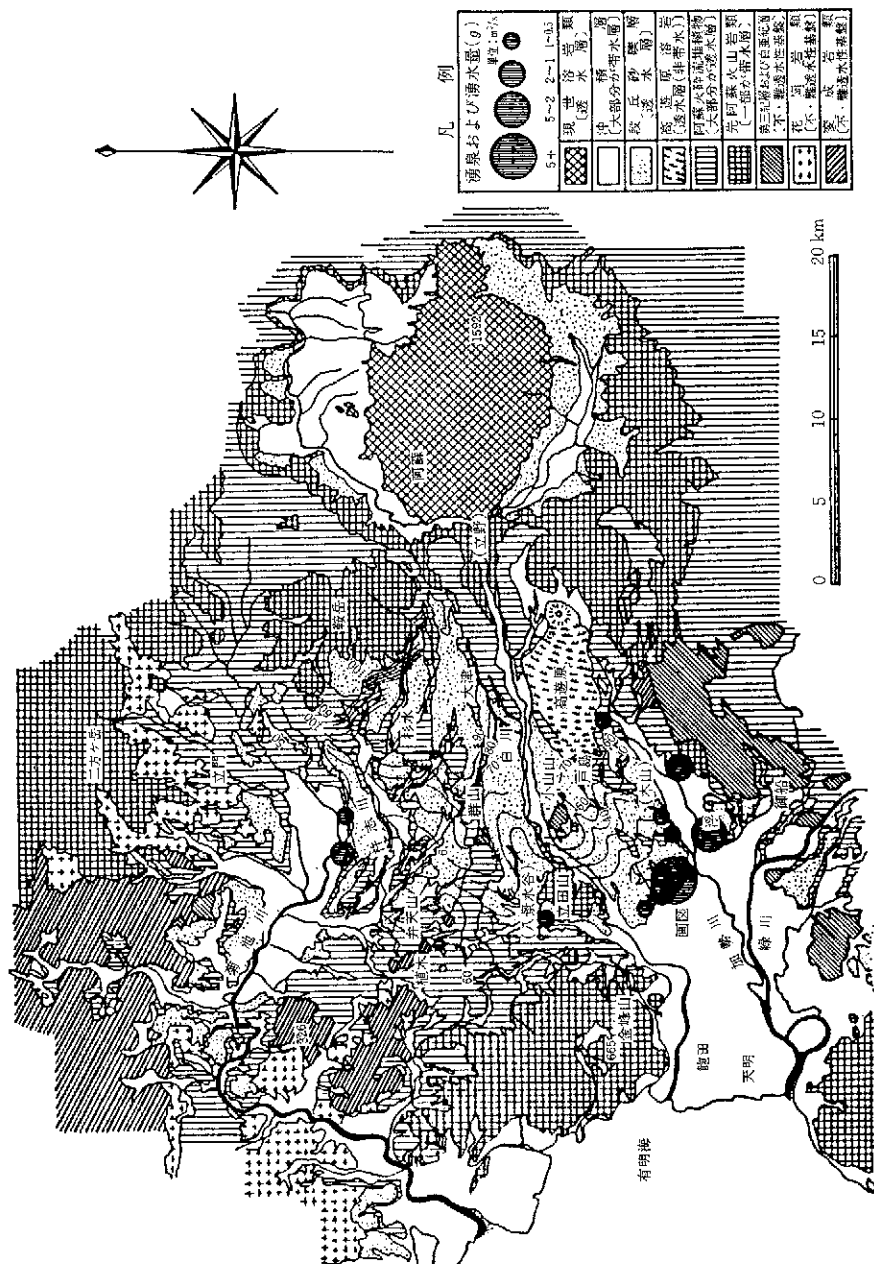
本調査では予備調査の段階で不足していた情報の収集・吟味・補完を優先して行う。既存データのないものについては、対象地域の地下水をめぐる環境や、地下水自身のなかに秘められている情報を掘り起こす必要がある。

本調査の進め方は地域の地下水の開発程度や既存情報の多少によって異なる。

開発があまり進んでいない地域での調査にあっては、地形土地利用調査→地質踏査→物理探査→ボーリング→揚水試験など一連の「地下水の容れものに関する調査」と、地下水利用実態調査→地下水位調査→地下水水質調査→



加勢川流域では年降水量を上回る流出があり、菊池川・白川流域の流出高は逆に年降水量をはるかに下回っている、これらは他流域との地下水の相互流入出の存在を示唆している。
 阿蘇西麓およびその周辺の河川の相互収支 (粉倉, 1982)



加勢川流域では年降水量を上回る流出があり、菊池川、白川流域の流出高は逆に年降水量をはるかに下回っている。これらは他流域との地下水の相互流入出の存在を示唆している。

図2.4 地下水予察図の例 (熊本県, 1962, 叔倉, 1976をもとに編図)

水文調査→水収支調査など一連の「循環する水に関する調査」を同時平行的に実施する。情報がある程度集積した段階で次の調査の詳細計画をたて、地下水資源の評価へとつなげたほうが手戻りは少ない。

地下水の開発がある程度進んでいる地域にあっては、まず地下水利用実態調査を実施して既開発量を確認し、すでに過剰開発の段階にあるのか、利用可能資源がどの程度残っているのかを判断できる情報収集に力を注ぐ必要がある。この調査の過程で水位測定(一斉測水、長期測水を含めて)、採水、揚水などのできる井戸を選定しておくといよい。早い段階で水文気象調査、水収支調査を実施し、これと平行して既設井戸を活用した地下水位調査と揚水試験を行い、地下水開発による地下水流動の変化、周辺への影響を明らかにすることを優先するほうが能率的である。これらの過程で必要に応じて地下水追跡調査を実施する。

これらの調査、特に既設井戸からの情報で不十分な場所について、地形土地利用調査、地質調査を実施して地質水文情報を補完し、対象域の地下水資源を評価する。そのうえで、許容限界を超える支障が将来にわたって発生しない未利用資源の開発可能量を確定することが重要である。

2.2.2 地下ダムに係る地下水調査

地下ダムに係る地下水調査は、地下水開発量の評価あるいは塩水浸入防止処理を評価し、候補地の選定、および工法の検討を目的として実施する。

解 説

1. 調査の目的と概要

地下ダムは、地中に遮水壁を設けることによって、地下水利用の規模を拡大しようとするものであり、図 2.5 のような遮水壁を設けることによって無効に流出している地下水を有効利用するタイプのものと、海岸付近における地下水揚水に伴う海水の逆流(浸入)を防ぐタイプのものなどがある。

このような地下ダムに係る地下水の調査は、まず地下ダムのタイプと適地

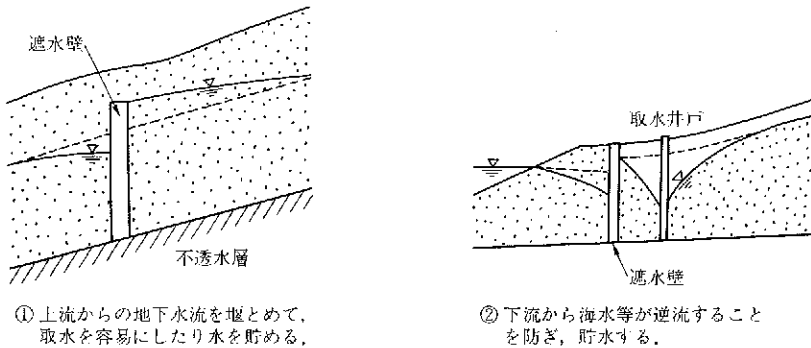


図2.5 地下ダムのタイプ

を選定することからはじめ、環境調査や現地実験などにより地下ダム工法の選定・設計を目的として行うものである。

調査はまず広域の予備調査からはじめ、地下ダムのタイプを念頭に有望な地下ダムの候補地を選定する。次に選定された地下ダム候補地については、地下水流動系の把握と周辺に与える影響を主体とした現地調査を行い、地下ダムの適地を選定（決定）する。

地下ダム適地の選定後、地下ダムとしての機能・能力などを評価するために注入試験・揚水試験等の現地調査を行う。また、地下遮水壁を構築するための工法および涵養・取水工法を決定する。同時に、地下水の揚水・涵養等に伴う地盤変動・水質変化等についても継続的な調査を行い、周辺への影響について評価し、必要な対策について検討を行う。

これらの一連の調査に基づいて地下ダム諸施設の設計を行い事業の実施が可能になる。

2. 地下ダムの適地選定のための地下水調査

(a) 予備調査による地下ダム適地の選定

地下ダムの適地を選択する場合の第一の着眼点は、流出地下水の貯留型か、塩水浸入防止型かを念頭に、地下ダムとしての遮水壁を設けられる場所（サイト）および地下水貯留可能地域を選定することである。

地下水貯留型の地下ダムの適地は、地下遮水壁を設けることによって、地

下水位が速やかに上昇し地下水が帯水層に貯留され、その増加地下水貯留量を有効利用できる地域であることが重要な選定条件である。

塩水浸入防止型の地下ダムの適地は、海岸付近において、取水地点の下流側に地下ダムを設けて塩水の逆流を防ぐことによって塩水の混入しない水質のよい地下水を取水できるような地域でなければならない。

このような条件を持った地下ダムの候補地を選定するうえでの第二の着眼点は、地下水の流動量が豊富で、地下ダムとしての遮水壁の構築が容易なところである。

第三の着眼点は、周辺に与える影響が少ない場所を選定することである。

広域な予備調査として、第一および第二の着眼点を満たすうえでの調査としては図 2.6 に示すように、対象地形の抽出が最も重要な作業になる。地下水域あるいは涵養・流出等の水文条件を念頭に、地下貯水池としての大きな容量が期待でき、また、有効空隙率が比較的大きい地層が分布すると予想される扇状地、段丘、火山山麓、埋積谷等の地形を成す地区を選択する。さらにこれらの地区について、①貯留空間の広がりおよび貯留・取水効率、②人工涵養の条件（涵養能力と水源および涵養地点）および遮水壁適地の有無等、③地下ダム・貯水池および周辺への影響の条件等を考慮し、対象とすべき評価対象地を選定する。

この段階で問題の把握と本調査の計画を立案する。

(b) 地下ダム適地・地下ダムタイプの選定のための本調査

地下ダム適地・タイプ選定のための現地での本調査としては、地下水流動系の把握と周辺への影響評価を行う必要があり、図 2.6 に示すような各調査が必要である。

地下水流動系の調査においては地下水だけが対象でなく地表水との相互作用や季節変動・年変動についても調査を行うことが必要である。

これらの調査によって地下ダム適地と地下ダムタイプの選定を行ううえでの主な調査内容および留意点を以下に示す。

- ① 人工涵養域および地下ダムサイト（遮水壁構築位置）の位置選定を行うにあたっては、水循環における地下水流動系からみた涵養域・流出域をまず把握し、それらを考慮に入れることが必要である。

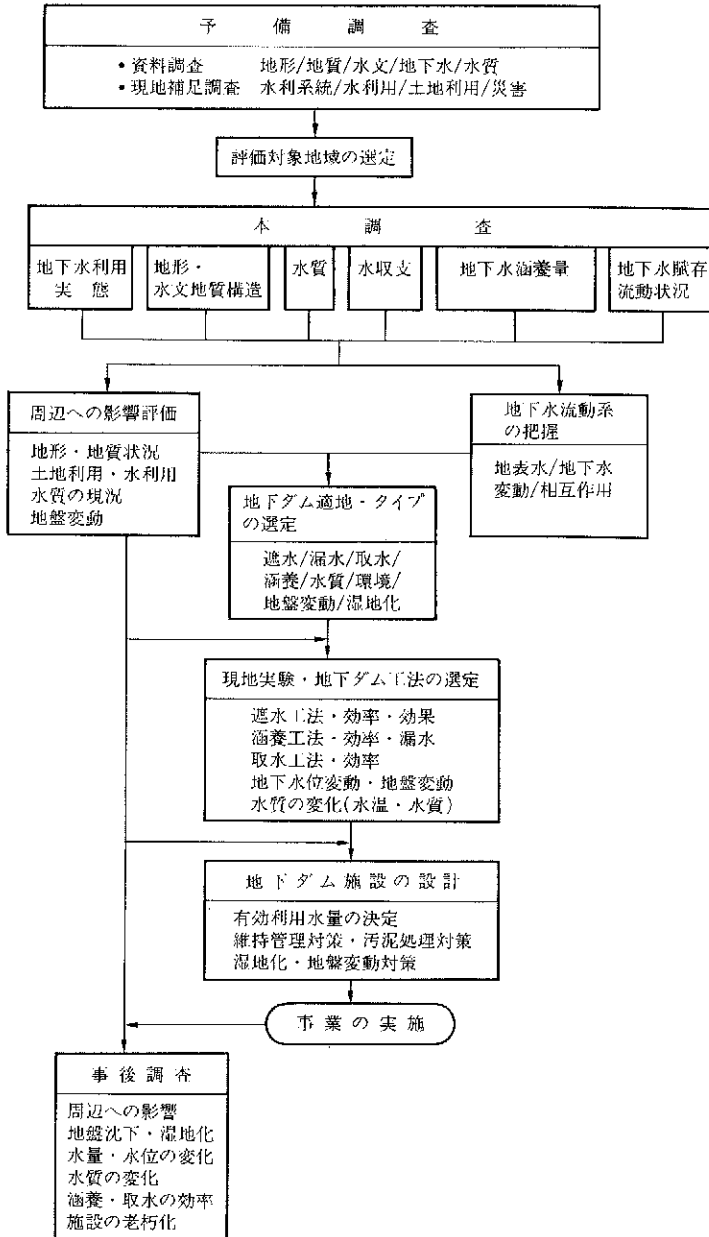


図 2.6 地下ダムに係る地下水調査の一般的な流れ

地下水面の勾配と貯留空間・貯留規模等を考慮した場合、遮水壁は1箇所だけとは限らず数箇所に設けることも考えられる。例えば、自然状態での扇状地は一般に扇頂において涵養域、扇端において流出域を形成するが、遮水壁を設けることにより人為的に涵養・流出域を形成させることが可能であり、地下ダム機能・能力・維持管理に有利な条件を得ることもできる。したがって現地調査は、広範囲に進めることも重要である。

- ② 地下ダムとしての貯留空間の規模の評価においては、地下水面の形態や、ポテンシャル分布を考慮する場合、月・季節・年単位の変化・変動についての条件を含めることが必要で、調査は広域・長期に行うことが重要である。

- ③ 貯留・漏水・取水の効率についての評価を行う。

地下ダムでは単純に地下の貯留空間が大きくても、地下水の流動速度は、貯留対象の地層の透水性や間隙に大きく左右される。そこで、貯留・取水の効率についての評価を行うには、対象地域全体についての三次元的・長期的な調査を実施することが必要である。

- ④ 地下ダムによる周辺への影響調査

地下ダムによる周辺への影響として、土地利用、水質、地盤沈下、湿地化、排水系統の機能低下、植生分布、斜面崩壊等に関する評価および対策検討を行う。

これらの調査により、地下ダムとしての機能・能力・工法検討および周辺への影響を評価する。

なお、涵養についての地下水調査については、2.2.3 人工涵養に係る地下水調査を参照のこと。

また、調査項目に対する調査手法の例を表 2.2 に示す。

水文地質調査では、地質を単に地下水の容器という視点だけで調査するのではなく、地下水流動系の視点からの地質容器中の水圧分布（ポテンシャル分布）についても調査する必要がある。これは地下ダムとしての機能が「地下に水の出し入れを効果的に行える」ことを目標にしているので、有効空隙

表2.2 調査項目と調査手法 [調査目的]: 地下ダムに係る地下水調査

調査項目 調査手法	水地形・ 地質構造	地盤の 性状	地下水賦存・ 流動状況		地下水 涵養量	地下水利用実態	水 収 支	水 質	参 照 章 節
			飽和帯	不飽和帯					
地形・土地利用調査	○	○	○		△	△			4
地下水利用実態調査						○	○		5
水文気象調査					○		○	○	6-2
表流水流量調査	△				○		○	○	6-3
蒸発散量調査					○		○		6-4
地下水ポテンシャル分布調査	○	○	○		○	○	○	○	10-3
現地踏査	○	△							8-2
リモートセンシング	○	△			△				8-3
物理探査	○	△	△						8-4
ボーリング	○	○	○						8-5, 6
注水試験		○	△						8-7
揚水試験		○	○			○		△	8-8
浸透能試験		○			○		○		6-6
減水深調査		△	△		○		○		6-6
室内土質試験		○	△						8-9
環境トレーサの利用	△		○		○			○	10-4
人工トレーサ調査			○		○			○	10-7
孔内流向・流速測定			○						10-8
地下水検層	△		○		○				10-5
水収支調査			○	○	○		○		13-2
土壌水分調査		○		○					6-5
地盤沈下調査		△	△						12-2
水準測量		○							12-3
水質調査			○			○		○	9

○=有効な手法 △=場合によっては有効な手法

率が大きい場合でも水の出入りは空隙中の水圧（ポテンシャル）に大きく支配を受けるからである。この地質容器中の水圧分布は、自然状態では大局的には地形形状に大きく影響され、涵養・流動・流出といった一連の地下水流

動系を支配しているので、涵養域・流出域という視点から地下ダムサイトの位置付けと能力の評価を行わなければならない。この場合、容器の底をなす基盤岩についても安易に調査対象からはずすのではなく地下水の流動系とポテンシャル分布が把握できる程度の調査は行わなければならない。

水収支調査は、河川および関連水利系統の流量を観測し、対象地域の水収支および地表水と地下水の涵養・流出の関係を明らかにすることである。これによって調査対象域の涵養域・流出域の定量的把握と地下ダムの規模や能力（流入・流出量）を評価することができる。この調査は長期間の水文観測を必要とし、さらに地下遮水壁の構築前と事後についての調査から地下ダムの貯留能力について評価するためにも必要である。

3. 地下ダム工法選定に関する現地調査

地下ダム適地が選定されたら次に現地での地下ダムとしての能力や地下ダム工法を決定するために詳細な現地実験調査を行う必要がある。

地下ダムサイトにおいては、地質分布や空隙の状態を考慮して、遮水材料や遮水方法の選定を行う。遮水壁の施工には、地下掘削して遮水材の置換、遮水材（連続地中壁）の打設およびグラウトの注入などによる工法がある。これにはボーリングを行って地質や地層の分布および土質性状を詳細に把握し、さらに揚水試験・遮水試験（ルジオン試験）およびグラウト注入試験などを実施し効果的な遮水工法・遮水注入材料・注入範囲や規模などの評価を行う。

取水実験は、効率的で周辺に大きな影響を与えない取水方法を把握するために行う。この調査は、涵養実験と別々のものではなく一連のものとして実施することが必要である。また調査は長期的な実験を必要とし、装置・施設の長期運転に対する予測シミュレーションを行う必要がある（13章参照）。

4. 地下ダム諸施設の設計

地下ダム工法の選定に関する現地調査を基に、利用目的にあう地下水流動解析を行って有効利用水量と利用方式を決定する。この場合、地下ダムだけでなく地表水との相互関係や地上ダムとの複合利用方式も含めた解析が必要である。

また、取水能力や涵養能力が低下した場合を考慮して、複数の取水・涵養

施設を設ける必要がある。

地下水の急速な涵養・取水に伴う地表・地下への予想される影響についても検討し、必要な対策を講じるものとする。

5. 地下ダムに係る事後調査

事後調査は、周辺への影響に関するモニタリングと地下ダムの機能・能力を維持していくための調査に分けられる。

水質に関する事後調査は地下水は当然であるが、地下ダムに涵養する水質の監視はさらに重要であり、密度、傾度を十分考慮して行うことが必要である。

2.2.3 人工涵養に係る地下水調査

人工涵養に係る地下水調査は、涵養適地・涵養工法の選定、涵養施設の設計、人工涵養による周辺への影響評価等を目的として実施する。

解 説

1. 目 的

地下水の人工涵養は地層での浄化、地下水の塩水化の防止、地下貯留による地下水の有効利用、地盤沈下の防止、帯水層の蓄熱の利用等の目的のために、河川水や雨水などを地下に人工的に注入することである。調査は、涵養適地・涵養工法の選定、涵養施設の設計、人工涵養による周辺への影響評価等を目的として実施される。

地下水の人工涵養はさまざまな目的で実施されるので、調査はそれに応じて適切に実施されなければならない。ここでは、地下貯留を目的とした人工涵養に係る地下水調査法について主として述べるが、他の目的の場合にもこれを参考に適切な調査計画を立案する必要がある。

2. 涵養適地の選定に関する地下水調査

涵養適地の選定には水循環における地下水流動系の把握を行う必要があり、それに伴った調査が必要となる。地下水の地域的流動パターンはそれぞれ独立の涵養域、流動域、流出域をもつ地域流動系、中間流動系、局地流動

系の複合からなる重層構造を示す。涵養適地は当然ながらこの涵養域に選定される必要がある。

さらに、地下貯留目的の場合は、地下貯水池(水をため込もうとする場所)の適地の選定が必要となる。地下貯水池における地下水の流動、貯留を支配するのは地形および地質条件であり、水理地質構造の把握が必要となる。この調査は第8章を参照する。また、地下水の利用実態の調査も必要となる。地下貯水池の適地の選定に関する調査フローは、2.2.2 地下ダムに係る地下水調査を参考にされたい。

3. 涵養工法の選定に関する地下水調査

涵養工法の分類を表2.3に示す。選定された涵養適地において適切な涵養工法を決定する。

井戸涵養法は狭いわずかな場所で注入することができるが、目詰まりによる機能低下への対応を検討する必要がある。したがって前処理工法の程度にもよるが、涵養水の水質に関する制限は厳しくなる。また、一般に地表涵養法は広大な土地面積を必要とする(地下埋管法はこの限りではない)が、目詰まりを“かきとり”などにより直接的に解消できるという大きな利点がある。水田法も広大な面積を必要とするが、農閑期の水田を利用することにより土地利用とは競合しない。

これらの手法の選定には涵養適地における社会経済的状況の把握(都市計画、開発計画、土地利用)および涵養用水源の水質の把握を行う必要がある。

4. 涵養施設の設計のための地下水調査

涵養水量をどのくらい期待しうるかは、涵養施設の設計の基本となる。したがって、その地域での涵養施設の涵養水量の原単位を決定する必要がある。注入法では井戸一本当たりの涵養量、浸透池法・水田法等では単位面積当たりの涵養量、地下埋管法では管の長さ当たりの涵養量が原単位となる。原単位は浸透能調査、減水深調査、現地実験等を行い、さらに地下水流動解析を行って決定される。

また、人工涵養にとって最大の難点となるのは目詰まりであり、涵養能力の維持のために、この対策方法の検討が必要となる。この調査は室内コラム実験、長期的な現地実験が一般的である。この方法については工法により種々

表 2.3 涵養工法の概要

直 接 法	地 表 涵 養 法	浸透池法	浸透させるために池を人工的に作る方法。長時間の使用で目詰まりが発生する可能性があるが、その対策は比較的容易である。
		水路法 (溝渠法)	河川から多数の水路を設け、洪水時の河川水をその水路から浸透させる方法。溝渠法は、流送しながら浸透させることから、目詰まりの原因となる微細粒子が沈降・蓄積しないような流速を有することが望ましい。
		河床法	河川の河床あるいは高水敷を利用して、浸透池、溝渠を設置して浸透させる方法。河床が透水性が高い場合は、堰を設け河川水位を堰上げて浸透を促す方法もある。
		洪水法	洪水時の大量の流出を氾濫原に浅く張り、浸透させるもの。あるいは、浸透池などの涵養施設へ導水して涵養させる方法。乾燥地帯などに有効。
		水田法	水田の非かんがい期に水田に導水して涵養を行う方法。稲作への影響について留意する必要がある。
		地下埋管法	地中(50~70cm)に埋管を敷設して、そこに水を通して涵養させる方法である。目詰まりが生じにくい方法であることから有効な涵養手法である。
間 接 法	井 戸 涵 養 法	井戸法 (乾式、 湿式)	注入井の深度が地下水面まで達しているものを湿式、達していないものを乾式という。また注入方法によって自然注入法、加圧注入法に分けられる。加圧法は帯水層粒子の再配列を起こす可能性が強いので、砂礫の帯水層では避けたほうがよい。目詰まりが発生しやすい手法であるが、狭い土地面積で涵養可能であり、また揚水井も兼ねることができるという利点もある。
		結合法	注水井および水路、あるいは貯水池との組合せで浸透を図る。
	誘発法		井戸などの集水施設により河川水や湖沼周辺の地下水位を低下させ、それにより地下に誘導する。
間 接 法	地下水涵養地の確保		緑地運動、造林運動、透水性舗装等により雨水の地下浸透量の増大を図る。

(地下水ハンドブックに加筆)

の手法が提案されており、巻末参考図書を参照されたい。例として井戸法による地下水涵養の調査フローを図2.7および表2.4に示す。

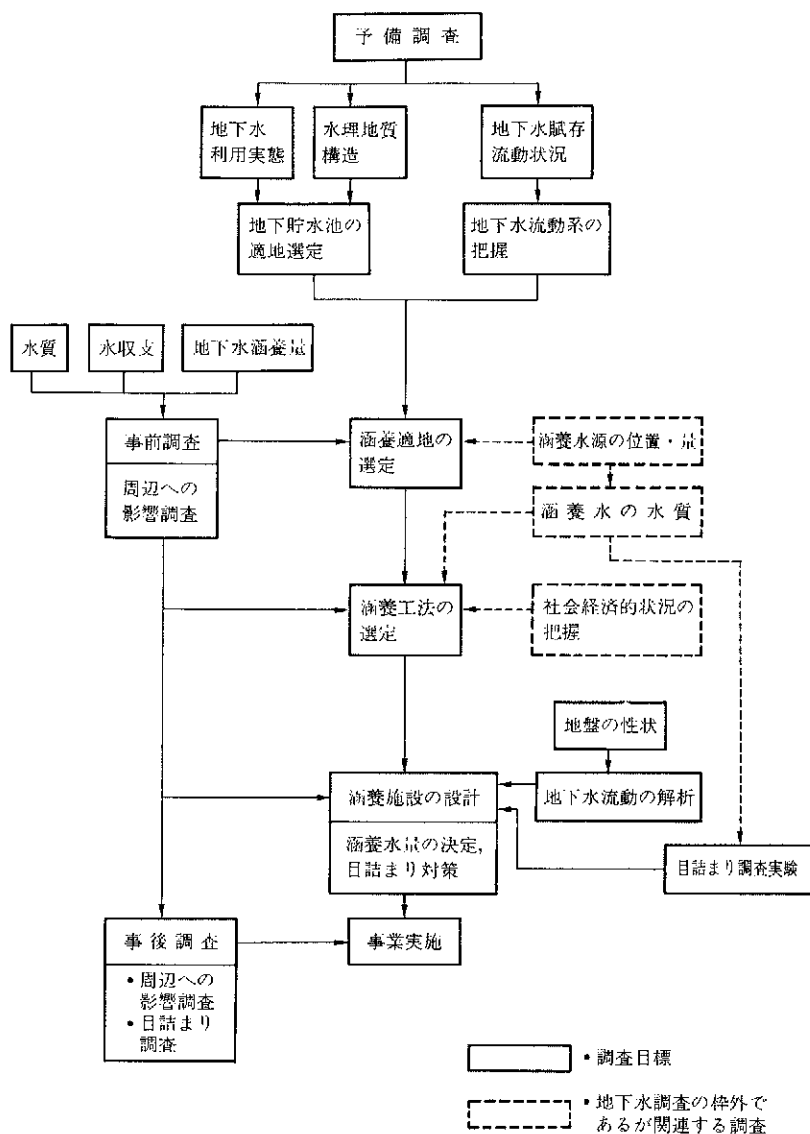


図 2.7 人工涵養に係る地下水調査の一般的な流れ（地下貯留目的）

表2.4 調査項目と調査手法 [調査目的：人工涵養に係る地下水調査]

調査項目 調査手法	水 理 地 質 構 造	表 地 層 盤 の 性 質 の 状 況	地下水流動状況		地下 水 涵 養 量	地下 水 利 用 実 態	水 収 支	水 質	影 周 辺 環 境 へ の 価 値	参 照 章 節
			飽 和 帯	不 飽 和 帯						
地形・土地利用調査	○		△		△	△		△	○	4
地下水利用実態調査	○		○			○	○		○	5
水文気象調査					○		○			6-2
表流水流量調査	△		○		○		○			6-3
蒸発散量調査					○		○			6-4
地下水位調査	○		○		○		○			7
現地踏査	○	△	△							8-2
リモートセンシング	△				△					8-3
物理探査	○	○	△							8-4
ボーリング	○	○	○						○	8-5, 6
現場透水試験	○		△				△			8-7
揚水試験		○					△			8-8
浸透能試験		○								6-6
減水深調査		○			○		○			6-6
室内土質試験	○	○								8-9
環境トレーサの利用	△		○		△					10-4, 5
地下水追跡調査										
孔内流向・流速測定			○							10-8
地下水検層	△									10-8
水収支調査	△	△	○	○	○	△	○			13-2
土壌水分調査		○		○						6-5
地盤沈下調査		△	△							12
水準測量	△									12-3
水質調査			○					○		9

○=有効な手法 △=場合によっては有効な手法

5. 人工涵養による周辺への影響調査

地下水の人工涵養は地下の水循環を人為的に制御するものであり、周辺地域への配慮は重要である。したがって、表 2.5 に示す事前調査および事後のモニタリングを行う必要がある。

人工涵養による周辺への配慮事項は地下水位や水質の変化であり、さらにこれに伴う波及影響は井戸利用障害、農作物、植生への影響等が考えられ、これらを予測するためには、帯水層特性のほか地上の地形、土地利用、社会環境等種々の調査が必要となる。

(a) 事前評価の検討内容

事前評価の検討項目を以下に示す。

① 涵養に伴う地下水位の上昇に係る影響

- ・地盤の湿潤，軟化
- ・地盤の隆起
- ・土壌微生物および浄化力への影響
- ・作物，植生への影響

② 地下貯水池周辺の水収支調査

③ 涵養水注入に伴う地下水水質，土壌，植生への影響

涵養水の水質による地下水の水質や土壌への影響に対する評価が必要である。しかし、一般に河川水や雨水が使用されることが多く、適切な工法により対応可能と考えられる。

これらについての影響を評価し、必要な対策を講じるものとする。

(b) 人工涵養の事後調査（モニタリング）

事後調査としては水収支の把握（現状の貯水量の把握，貯水量変化要素の把握），地下水の水質に関する実態把握，人工涵養の運用に伴う影響の把握のため特に涵養水量，涵養水水質，涵養地周辺地下水位，地下水水質等のモニタリングが基本となる。その他の環境問題として動植物に対する影響がある。

表 2.5(1) 地下貯水池適地における調査項と調査法

調査箇所	調査事項		調査法	利用度	適用
	大項目	小項目			
地下水貯水池域および下流域	帯水層の状況	帯水層の分布 層厚	ボーリング	◎	深さ30m以上あるいは不透水層を5m確認程度まで、5本以上のボーリングで縦横断5断面掛ける数
			標準貫入試験	◎	砂・砂礫層の粒度試験等物理試験を行う
			土質試験	◎	
			電気探査	○	
		水理定数	物理検査 電気検層	◎	できるだけ多くの孔で行う
			放射能検層	○	密度、水分検層、必要な孔で行う
			キャリバー検層	・	孔壁崩壊があるなど必要な孔で行う
			地下水流に関する検層	・	微流速測定など必要な代表孔で行う
			単孔透水試験	○	砂、礫層中で数mごとに行う
			多孔式揚水試験	◎	帯水層を代表とする位置で行う
涵養地域	地下水状況	地下水位分布	地下水位一斉観測	◎	年2回程度5～10点/km ² 程度の測定が望ましい
		地下水位変動	地下水位継続観測	◎	自記水位計による
	表層地質状況	表層の地質層厚	ボーリング	◎	深さ30m程度あるいは帯水層5m程度確認まで
			標準貫入試験	◎	
			土質試験	◎	全深度にわたる粒度など物理試験を行う
			電気探査	・	
		浸透性	土質浸透能測定 (水田減水深測定)	◎	代表的数地点で行う
遡水壁位置	帯水層の状況	帯水層の分布幅 層厚	ボーリング	◎	遡水壁延長線上に5点以上または50～100m間隔とし、基盤不透水層5m確認する深さ
			標準貫入試験	◎	
			土質試験	◎	粒度試験など物理試験を行う
			電気探査	○	
		粗大礫の有無	物理検査 電気検層 放射能検層 キャリバー検層	◎ ○ ○ ・	全孔で行う 主に密度検層とし、代表孔で行う 孔壁の崩壊性により必要箇所で行う
		水理定数	単孔透水試験	◎	各ボーリング孔で数mごとに行う
防水地域および周辺	環境への影響 を生じやすい自然条件	貯水池境界条件 ・井戸水位の低下 ・土地の湿潤化 ・塩水浸入 ・地盤沈下を生じやすい 自然条件 地下水貯水池に対する土地利用	現地調査	◎	岩壁の分布、開折地形、地表水、湧水等地下貯水池の水理境界条件を調べる
			賦存資料調査 地質・地下水 水文・水利用等	○	これまでに生じている地下水障害の状況、地下貯水池によって影響を生じやすい自然条件の分布範囲を調べる
			ボーリング	○	地盤沈下、塩水浸入の生じやすい地質条件の有無
			土質試験	○	土質特性を調べる
			土地利用図	○	涵養池、遡水壁予定地の土地利用実態
			気象資料	○	1水収支区に1点程度
	気象状況 水文状況 水質状況	降雨、蒸発散	流量観測	◎	表流水の代表点、分合流点で行う
		河川流速	蒸発散測定	○	
		土質浸透	土質浸透資料	○	
		地下水、河川の水質	水質分析	○	

利用度の区分 ◎利用度の特に高いもの ○利用度の高いもの ・必要に応じて実施するもの(建設省,1961)

表 2.5(2) 水質および影響把握のためのモニタリング例

観測項目		地点配置	測定頻度
水質把握	塩水浸入：電導度	○現在まで塩分が検知されていない地点まで、距離をかえた数点（取水井，観測孔）で測定	○月に1回電導度測定（取水中） ○毎年1回水質分析 ○塩水化があるときは密にする。
	その他の水質汚染	○貯水池流入点，流出点，取水点 ○予想される汚染源と取水点の間に3点以上の観測点	○3か月1回水温，電導度，DO，pH測定，年1回水質分析。 ○汚染源は明らかな時は月1回分析。
影響把握	地下水位低下観測	○貯水池内については，貯水位代表観測点を兼用 ○境界線上には1 km 間隔で設置 ○地区外には，境界外500mに設置	○すべて連続自記記録とする。 ○非利水期間も継続する。
	地盤沈下観測	○圧密層の分布地域について，1 km ² に1点の割で設ける。 ○水位観測点を対応させること	○月1回の観測を行う。 ○非利水期間も継続する。
	生態調査 栽培植物 野生草木 土中生物	○貯水池域内および外周1 kmの範囲内とする。 特に人工施設近傍に設けたチェックポイントに重点をおいて調査する。	○数年に1回航空写真および現地踏査による。

(建設省，1961)

2.2.4 地下掘削に係る地下水調査

地下掘削に係る地下水調査は，掘削工事の安全かつ経済的な施工および工事に伴う地下水障害の防止を目的として実施する。

解 説

地下掘削による地下水障害としては地下水位の低下，地下水脈の遮断，あるいは地下水の汚染，地下水位低下に伴う地盤沈下等が挙げられる。

地下掘削に係る地下水調査は，これらの障害を未然に防ぎ，掘削工事の安全を図ることを第一とするものである。

事前の地下水調査により地下水障害があると判断される場合には，適切な

防止策を講じ、周辺への影響をなくすことが必要であり、そのための最善の努力をはらうことが最も重要である。

また、工事中における地下水調査は工事を安全に進めるうえで重要な役割を果たす。

工事後の地下水追跡調査も周辺地域との係りで重要な調査であり、地下水障害が万一生じた場合の臨機の対応や適切な対応をとるためにも、これらの調査は必要である。

1. 予備調査

地下水調査の手順として、まず掘削工事の種類、位置、規模、期間等を十分考慮したうえで、その工事が地下水障害を引き起こすかどうかを資料調査を主体にして予備的検討を行い、どのような種類の地下水障害が発生するかを予測する。この予備的検討によってある程度の調査検討範囲が設定される。

地下掘削工事の地形的位置付けは地下水との係りににおいて重要であり、地形とその範囲に分布する地質構造、特に帯水層の分布状況との係り方によって地下水障害が発生する。

調査対象範囲の設定は、地下掘削の工事地点を含む地下水の水循環を考えようとして、行わなければならない。

比較的浅い地下掘削の場合は自由地下水面をもつ不圧帯水層が対象となり、トンネルや深部の地下掘削の場合は被圧帯水層を含めた複数の帯水層を対象とすることが多い。平面的な対象範囲については、通常次に示す範囲程度を対象域と考える必要があるが、小規模で短期的な地下掘削工事であれば、これより小領域を対象域として考えてもよい。

砂 礫 地 盤 1,000～1,500 m

砂 地 盤 500～1,000 m

粘 性 土 地 盤 100～500 m

地下掘削が河川、水路、掘割、トンネル等のような延長の長いものの掘削の場合には、地下水の流動方向に十分注意して調査対象域を設定する必要がある。例えば、地下水の流動方向に対して横断する位置での地下掘削であれば、地下水の下流側には上流側より掘削の影響が広がるものと考えられるので、調査対象域は下流側を広く設定する必要がある。

また、地質構造、特に傾斜構造や不透水層の連続性なども十分考慮に入れて調査対象範囲を設定することが肝要である。

予備調査の内容は主に資料調査を中心に行い、調査対象範囲の概要を網羅的にとらえるものである。

現地踏査は地表の地形・地質状況を調べるとともに地下水の露頭や現地の水利用状況なども確認し、資料調査の補足を行うものである。現地踏査を行うことにより、対象範囲での問題点をより明らかにすることができ、本調査の検討項目や内容なども的確に限定していくことができるため予備調査として重要である。

2. 本 調 査

予備調査および予備検討を踏まえて、以下のような調査を本調査として実施する。

① 地質調査

地質調査は、対象区域の地質分布、成層状態等の地質構造や帯水層の透水性を把握するために行うものである。

② 地下水位調査

地下水位調査は掘削工事による地下水位の低下量や影響範囲などを検討するために行うものである。対象区域の主帯水層の地下水位分布や変動状況をとらえるために主帯水層ごとに観測井を設置する必要がある。観測井の配置密度は対象区域の地下水位コンターを描ける程度の面的分布が必要であり、観測期間は1年以上が望ましい。このとき既設井戸を用いてもよいが、スクリーンの位置や井戸の深さなどを十分チェックしておく必要がある。

③ 表流水流量調査

表流水流量調査は一般にトンネル工事などでのトンネル内湧水量の検討やトンネル周辺の沢水への影響を検討する場合および対象区域の水収支を検討する場合などに行うものである。流量観測は地下水の一斉観測と併せて行うことが望ましい。

④ 水質調査

水質調査は掘削工事の濁水や油類の洩れなどによる地下水や表流水へ

の汚染を検討するため行うものである。対象区域全体をとらえる場合には水質調査を地下水の一斉観測のときに行うとよい。

水質への影響が十分懸念される場合は、工事に近接する範囲に対して十分配慮した調査密度とする。特に、地下水流動を考慮し、下流側にあたる区域については重点を置く必要がある。

⑤ 地盤沈下調査

地盤沈下は掘削工事時に伴って地下水位低下が生じた場合、水位低下の範囲内で軟弱地盤に起こる沈下現象である。したがって、地盤沈下調査は掘削工事に近接した地下水位低下の著しいところで、しかも軟弱地盤が分布する範囲での調査となることが多い。

また、調査する沈下対象層としては掘削深度以浅の粘性土層はもちろんのこと、ディープウェルやウェルポイントなどで地下水位低下をさせる工事の場合にはウェルの深さまでを対象とする必要がある。調査はボーリングや土質試験による沈下検討、事前の沈下計の設置や水準測量などは欠かせないものであるが、地盤沈下とともに建造物の傾きや変形などを生じる可能性があるので事前の構造物調査も必要である。工事中においては一日一回程度の沈下測定は必要であり、変状を生じてきた場合には時間間隔を密にしていく必要がある。

⑥ 植生調査

山地部のトンネル工事や大規模な掘削工事により地下水位低下が生じた場合、植生にも影響を及ぼすことがある。このような影響が懸念される場合には、事前に植生状況を把握する植生調査が必要である。植生への影響はかなり時間的遅れをもって現われることが多く長期的な考え方で植生調査をする必要がある。少なくとも年単位で追跡調査が必要であり、調査の時期は季節的变化を十分考慮したものでなければならない。

以上の調査は地下掘削によって地下水などの障害を引き起こさないよう未然に防止することが第一であるので、事前の状態を十分把握し対象域のバックグラウンドを評価したうえで工事に伴う影響予測を行うものである。

地下掘削に伴う地下水調査の一般的な流れを図2.8に示した。ここに示した調査の流れは常に途中段階でチェックし、調査の見直しを行い、必要に応

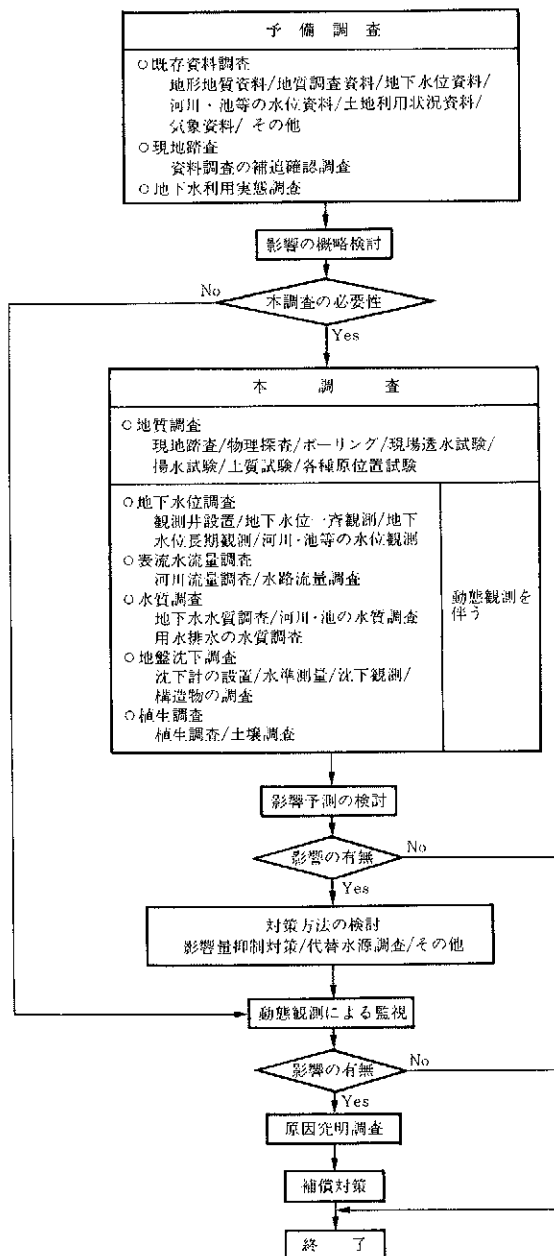


図 2.8 地下掘削に伴う地下水調査の一般的な流れ

じて調査の内容や方法を変更しなければならない。

掘削工事に関連する調査項目とそれに対応する調査手法との関係を表2.6

表2.6 調査項目と調査手法 [調査目的：地下掘削に係る地下水調査]

調査項目 調査手法	水文 地質 構造	地盤 の 性 状	地下水賦存 流動状況		地下水 涵養 量	地下水 利用 実態	水 収 支	水 質	参 照 章 節
			飽 和 帯	不 飽 和 帯					
地形・土地利用調査	○		△		△	△		△	4
地下水利用実態調査			○			○	○		5
水文気象調査					○		○		6-2
表流水流量調査	△		△		△		△		6-3
蒸発散量調査					○		○		6-4
地下水位調査	○		○		○		○		7
地表踏査	○	△	△						8-2
リモートセンシング	△				△				8-3
物理探査	○	△	△						8-4
ボーリング	○	○	○						8-5, 6
現場透水試験		○	△				△		8-7
揚水試験		○					△		8-8
浸透能試験									
減水深調査			△		△		△		6-6
室内土質試験		○							8-9
環境トレーサの利用	△		○		△				10-4, 5
地下水追跡調査	△		△						10-7
孔内流向・流速測定			△						10-8
地下水検層	△		△						10-8
水収支調査			△		○	△	○		13-2
土壌水分調査		○							6-5
地盤沈下調査		○							12-2
水準測量	△	△							12-3
水質調査			○				○		9
植生調査		○							

○=有効な手法 △=場合によっては有効な手法

に示した。掘削工事と対象域の条件によっては表 2.6 の調査の有効性の重みが変わることもあり得るが、一応調査手法に対して概括的な評価を加えて示したものである。

2.2.5 堤防基盤に係る地下水調査

堤防基盤に係る地下水調査は、堤防基礎地盤の地下水流動形態を把握し、堤防の安全評価とその対策工の検討を目的として実施する。

解 説

河川堤防は堤体と基礎地盤で構成されている。堤体には「土堤の原則」の規定があり、この理由の一つに「基礎地盤と一体としてなじむこと」が挙げられている。このように堤防という構造物と一体化している基礎地盤の性状や基礎地盤に係る地下水の流動形態を把握することは、堤防の安全評価を行ううえで重要である。

基礎地盤の透水層が堤内地において連続性に欠けた場合には、堤体内および基礎地盤に浸透した水が堤内地へ抜けにくくなるため堤体裏のり面部分の浸潤面が上昇しやすくなる。また、堤体直下に粘性土が不連続に存在する場合には、この部分を通じた水が堤体内に浸透して、透水層の連続性が欠けた場合と同様に浸潤面は上昇しやすくなる。このような地質分布を示す地形は、堤外側に旧河道や自然堤防、あるいは現河床のような砂・砂礫層が分布し、堤内側に埋積された旧河道や氾濫低地、あるいは落堀等がある場合である。これらを平面的地形と地質断面で示すと図 2.9 のようなパターンとなる。

基礎地盤が堤防に及ぼす影響としては、堤体と基礎地盤が一体化したすべり破壊、基礎地盤からの漏水による堤体の損傷などの事項も考えられる。

このため、堤防基礎に係る地下水調査は堤防安全度を評価する必要がある区域を抽出するための予備調査として、治水地形分類図や近隣の土質調査資料および地下水利用実態ならびに地形資料を収集し、これらの資料に基づいて基礎地盤の概略の地質構造とその分布の把握、地盤性状に関する諸定数の整理を行う。また、地形図、空中写真および工事記録、災害記録、水防計画

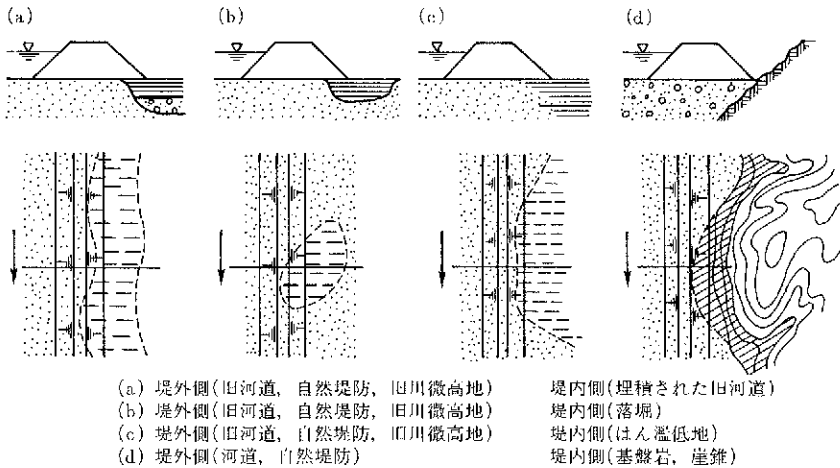


図2.9 堤体内水位上昇を生じやすい地盤条件

書等も基礎地盤の危険箇所を知るうえで役に立つ資料となるので併せて収集整理する。

調査対象範囲を抽出した後、堤防の安全評価とその対策工を検討するため一般的に、図2.10に示すような流れで進められる。

堤防基礎地盤に係る地下水調査の調査項目と調査手法とは、表2.7のような関係にある。以下、関連する調査項目や調査手法の適用性や必要な調査の密度等に関する基本的な考え方について以下に示す。

1. 基礎地盤の性状を把握するための調査

基礎地盤の土質性状を把握するためには、ボーリングを原則的に行うものとし、サウンディングを補助手段として行うことにより精度の向上を図る。また、透水性を評価するためにボーリング孔を利用して現場透水試験を実施するとともに、ボーリングコアより地質柱状図を作成し、採取した試料については室内土質試験を行う必要がある。

なお、調査の標準的な位置および密度を表2.8に示した。

① ボーリング

ボーリングでは地層構成を確認し、標準貫入試験などを行い、透水層の性状、層厚を把握する。

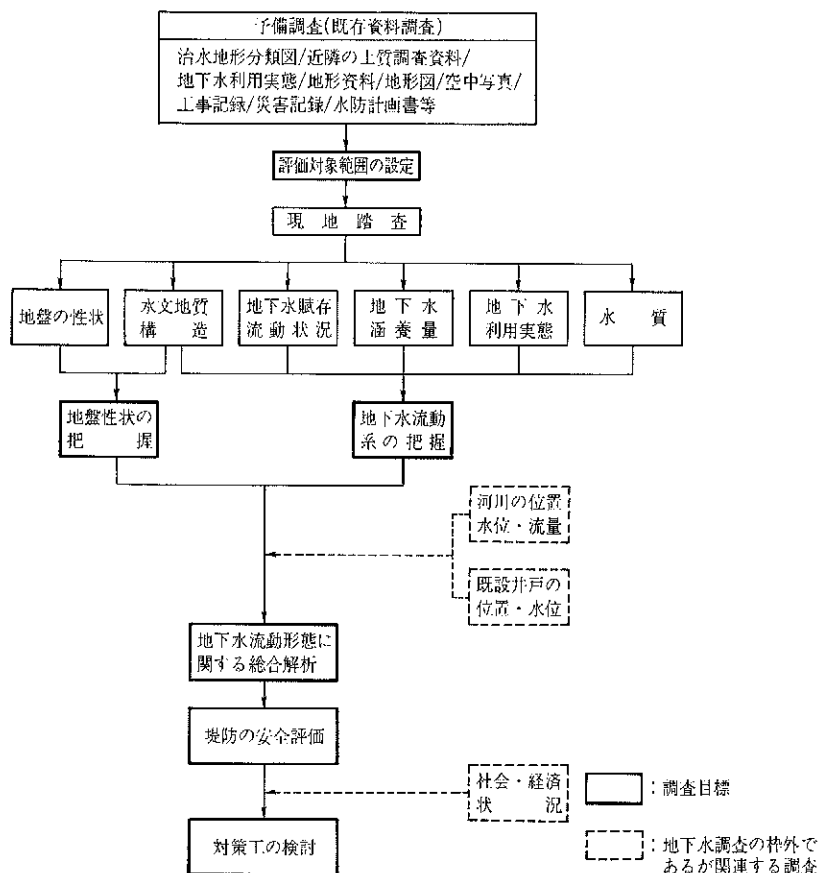


図 2.10 堤防基礎に係る地下水調査の一般的な流れ

② サウンディング試験

ボーリングを補完し、精度向上を目的として実施するものとし、表層の不透水層の厚さを調べるために、表層部の比較的軟らかい層を対象として行う。

③ 室内土質試験

土質の性状を把握するために、ボーリングの際に採取した試料を用いて、深さ方向に 1 個/2 m および帯水層等の試料に対して、必要に応じて比重試験、粒度試験、自然含水量試験、透水試験等を行う。

表2.7 調査項目と調査手法 [調査目的：堤防地盤に係る地下水調査]

調査項目 調査手法	水文地質構造	地盤の性状	地下水賦存・流動状況		地下水涵養量	地下水利用実態	水収支	水質	参照章 節
			飽和帯	不飽和帯					
地形・土地利用調査	○	○	△	△	○				4
地下水利用実態調査	○	○	○	○	○	○			5
水文気象調査									
表流水流量調査									
蒸発散量調査									
地下水位調査	○	○	○	○	△	○			7
現地踏査	△	△	△	△	△	○			8-2
リモートセンシング	△								8-3
物理探査									
ボーリング	○	○				○			8-5, 6
現場透水試験	○	○							8-7
揚水試験									
浸透能試験			△	△	△				6-6
減水深調査					△				6-6
土質試験	○	○							8-9
環境トレーサの利用			△						10-4, 5
地下水追跡調査	△	△	○	○					10-7
孔内流向・流速測定	△	△	△						10-8
地下水検層			△						10-5
水収支調査									
土壌水分調査				○					6-5
地盤沁下調査	○	○				○			12-2
水準測量						○			12-3
水質調査			△			○		○	9, 10-6

○＝有効な手法 △＝場合によっては有効な手法

④ 現場透水試験

地盤の透水性を評価するために、ボーリング孔を用いて1箇所/1孔程度を目安として各層について行う。

表 2.8 堤防基礎調査の標準的な位置および密度

調査の段階 土質調査の種類	概 略 調 査	詳 細 調 査	
		軟弱地盤調査	透水性地盤調査
ボーリング	計画線に沿って 1箇所/200m 深度：堤防高の3倍 N 値、透水性の確認、攪乱試料採取が主体	計画線に沿って 1箇所/100m 深度：堤防の沈下が安定に影響を及ぼすと判断される軟弱層の深さまで 不攪乱試料採取が主体、	横断方向で 表のり尻1箇所 裏のり尻1箇所 深度：連続した不透水層まで、または20mまで 試料採取、現場透水試験が主体
サウンディング試験	計画線に沿って 1箇所/50～100m	計画線に沿って 1箇所/20～50m 横断方向で 堤防の大きさや地盤の広がりに応じ、 数箇所/1横断 深度：堤防の沈下や安定に影響を及ぼすと判断される軟弱層の深さまで	横断方向で 1箇所/20～50m
試料採取	——	計画線に沿って 1箇所/100m 規模の小さな軟弱地盤の場合は代表点で1箇所 深度方向：1個/2 m または土層の変化が著しい場合：1個/土層	横断方向で 表のり尻1箇所 裏のり尻1箇所 深度方向：1個/2 m 最大深度 不透水性地盤まで、または20mまで
現場透水試験	ボーリング1孔に1箇所	——	横断方向で 表のり尻1箇所 裏のり尻1箇所 深度方向：1個/土層
土質試験	——	深度方向：1個/1～2 m または土層の変化が著しい場合：1個/土層	深度方向：1個/1～2 m または土層の変化が著しい場合：1個/土層

2. 地下水の流動形態を把握するための調査

地下水の流動形態を把握するためには、洪水時ならびに低水時に地下水位観測を実施し、必要に応じて流向・流速を把握するための地下水追跡調査を実施する必要もある。

① 水位観測

堤体内の水位変化や河川水と地下水の連動を把握するために、地下水位についてはボーリング孔を用いて洪水時および低水時の水位を観測する。

② 水質調査

河川水と地下水の連動、帯水層の所在等を把握するために、河川水、ボーリング孔および既設井戸の水質（水温、pH、電気伝導度）を調査する。

③ 地下水追跡調査

地表水、河川水の土壌への浸透、地層内の流れの状態を把握するために、環境トレーサ等を用いた追跡調査を行う。場合により水質をトレーサとして用いることができる。また、補助手段として孔内検層、孔内流向・流速測定等がある。

詳細調査は、堤防の安全度を確保するための対策工とその範囲を検討するために、現状について再現できるモデルを作成し、計算による検証を行い、対策工の効果について検討する。なお、必要に応じて模型実験を行うことも有効である。

2.2.6 斜面災害に係る地下水調査

斜面災害に係る地下水調査は、地すべりあるいは斜面崩壊の機構を解明し、対策工法ならびに予知方法を検討することを目的として実施する。

解 説

1. 斜面調査における地下水調査の位置付け

地すべりと自然斜面の崩壊を合わせて、ここでは斜面災害と総称する。斜面災害は、地盤にもともと存在する不安定化要因（素因）に、降水や地下水（土壌水を含む）、あるいは切盛土・地震等が不安定化を助長する要因（誘因）として作用することによって引き起こされる例が多い。

地すべりの地質的素因の代表的なものとしては、グリーンタフ地域の泥

岩・凝灰岩、中央構造線沿いの中・古生層、火山地域の温泉余土などがあり、斜面崩壊の地質的素因には層理面・節理面・断層面等の不連続面や強風化岩・崩積土等が挙げられる。

ここでは斜面不安定化の大きな誘因である地下水に関する調査について述べ、素因の調査およびその他の誘因に関する調査については、参考図書に譲る。

2. 調査計画とその着眼点

斜面災害に係る地下水調査のフローチャートの一例を図 2.11 に示す。図に太枠で示したように、地下水調査の主な目的は次に示す 3 点であるが、このほかに、対策工の効果の評価、対策工事による地下水・湧水の利用に対する影響の検討なども目的の一つである。

① 地すべりあるいは斜面崩壊の機構解明

② 対策工法の検討

③ 予知方法の検討

①の機構解明は、斜面の安定性と地下水との係り方の調査、といいかえることができ、この成果は、②、③の検討にも用いることができる。

すべり面が円弧である地すべり斜面を考えると、その安定性は次式で検討できる。

$$F_s = \frac{\sum (N - u) \tan \phi + c \sum l}{\sum T}$$

N ：分割片の重力による法線力 ($W \cdot \sin \theta$)

T ：分割片の重力による切線力 ($W \cdot \cos \theta$)

u ：分割片に働く間隙水圧

l ：分割片のすべり面長

ϕ ：すべり面の内部摩擦角

c ：すべり面の粘着力

W ：分割片の重量

θ ：分割片のすべり面傾斜角

上式で、地下水が斜面を不安定化させる機構はおよそ次の 4 点に要約できる。

- ① 地下水位（間隙水圧）上昇による有効応力の低下
- ② 地下水増加による分割片重量の増大
- ③ 地下水による土質強度の低下
- ④ 水との接触による地盤強度の進行的低下

調査対象斜面の不安定要因が、上記のいずれの形で地下水と関係しているかは、予備調査段階で明らかになることもあるが、一般には前述の素因調査に基づくすべり面の深さ、あるいは崩壊土層厚と、地下水位との関係などの調査を通じて、定性的に判定することができる。

次の段階では、斜面の不安定化機構を定量的に把握するための調査を行う。その内容は、前段階で推定された不安定化機構によって当然違ってくる。すなわち、①、④の場合は飽和帯の水理地質特性および地下水の挙動（主として水位変動）が、②、③の場合は不飽和な場における水理地質特性と、そこの地下水（土壌水）の挙動（飽和度変化）がそれぞれ大きな問題となる。

これらの調査に必要な調査項目と、そこで用いられる主な調査手法を表2.9のマトリックスに示す。実際の調査計画は、これを参考に調査の諸条件を最大限満足させるように立案しなければならない。

調査範囲は、対象不安定斜面への水の出入りに係る範囲を設定するが、地すべりの場合、着目している地すべりブロックがさらに大規模な潜在的地すべりブロックの一部にすぎないことがあるので、調査の初期段階では周辺の広い範囲を含めて調査する必要がある。また地質構造が複雑なため、不安定斜面の地下水が層状に流動している場合でも、その流動状況を把握するためには、沖積低地の地下水調査などに比べて密な調査が必要である。

斜面災害における地質調査において留意すべきことの一つに、地盤の物性すなわち地下水の流れの場の特性が土塊の移動に伴って、あるいは土塊の含水量の変化に伴って、経時的に変化するという点がある。例えば、地すべり頭部に発生する引張り亀裂は、新たな地下水の流入口になり、不飽和土は含水量の増大に伴って強度を低下させる。また、地下水面下にある泥岩などの岩塊内部に、斜面の不安定化に伴う亀裂が発生すると、亀裂面が新たに水と接触することによって強度の進行的低下をもたらすとともに、新たな水みち（地下水流路）を形成することがある。このように、斜面の不安定化は地質特

表 2.9 調査項目と調査手法 [調査目的：斜面災害に係る地下水調査]

調査項目 調査手法	水文 地質構造	地盤 の性 状	地下水賦存 流動状況		地下 水涵養量	参 照 章 節
			飽 和 帯	不 飽 和 帯		
地形・土地利用調査	△		△	△	△	4
地下水利用実態調査						
水文気象調査				○	○	6-2
表流水流量調査			○		○	6-3
蒸発散量調査				○	○	6-4
地下水位調査	○		○		○	7
現地踏査	○	○	○			8-2
リモートセンシング	△			△		8-3
物理探査	○	△	△	△		8-4
ボーリング	○	○	○			8-5, 6
現場透水試験		○				8-7
揚水試験		△				8-8
浸透能試験		△			△	6-6
減水深調査					△	6-6
土質試験		()		△		8-9
環境トレーサの利用			○	○	△	10-4, 5
地下水追跡調査			○			10-7
孔内流向・流速測定						10-8
地下水検層	△		○			10-8
水収支調査			△	△	○	13-2
土壌水分調査				○	○	6-5
地盤沈下調査						12-2
水準測量						12-3
水質調査			○			9
数値解析			△	△	○	13

○＝有効な手法 △＝場合によっては有効な手法

性の変化と並行して進行することに、注意を払うことが肝要である。

斜面不安定化の機構が明らかになれば、対策工や予知の方法についても、

基本方針の決定が可能である。場合によっては、その方針を具体化するための調査を行うこともある。

対策工法検討のための調査としては、

- ① 地下水排除工による地下水位上昇抑制効果
- ② 地表水排除工による地下水位上昇抑制効果
- ③ 地下水排除工および地表水排除工による土壌水分増加抑制効果

等があり、予知方法検討のための地下水関連調査としては、

- ④ 地下水位（間隙水圧）と土塊の安定性（安全率）の関係
- ⑤ 土壌水分量と土塊の安定性（安全率）の関係
- ⑥ 降水、融雪と地下水位の関係
- ⑦ 降水、融雪と土壌水分量の関係
- ⑧ ある量の降水・融雪の発生頻度

等がある。

①、②、③、⑥、⑦の調査は一般に、現地で行うことが困難でシミュレーションによることが多いが、いずれの方法もかなりの時間と費用を必要とするので、経験的に判断されることも少なくない。

3. 調査実施上の留意点

斜面災害に係る地下水調査は、前述のように土塊の安定性という力学的問題との連携調査である。事前に地下水以外の分野と十分に打ち合わせて、一貫した考えのもとで調査計画を立案することはもちろん、調査実施の過程でも、それぞれの分野の中間調査成果を突き合わせて、最終結論の見通しや調査計画の見直しの必要性を協議することが必要である。

2.2.7 地盤沈下調査

地盤沈下調査は、地盤沈下の実態の把握、原因・機構の解明、沈下量の予測およびこれに起因する障害の防止対策を検討することを目的として実施する。

解 説

地下水に関係して発生する地盤沈下の要因として最も重要なのは、地下水(特に被圧地下水)の過剰汲上げによる水頭の低下によって生ずる地層の圧密現象である(図2.12)。圧密は地層からの間隙水の排出による間隙水圧の低下で土粒子にかかる有効応力が増加することによって発生する地層の収縮作用で、地層の間隙率が砂層に比べ粘性土層で圧倒的に大きいことから圧密は主として帯水層に接する難透水層(これを圧密層と呼ぶ)に現れる。したがって、地盤沈下問題の検討においては、地下水の揚水量、地下水位(水頭)および地盤沈下量の三つの関係を定量的に明らかにするとともに、帯水層の水文地質構造、圧密層の地盤性状(圧密特性)、地下水の賦存流動状況、地下水涵養量、地下水収支といったような地盤沈下の機構やその背景となる地下水に関する数値・情報を収集し、これらをもとに将来の地盤沈下量を予測した

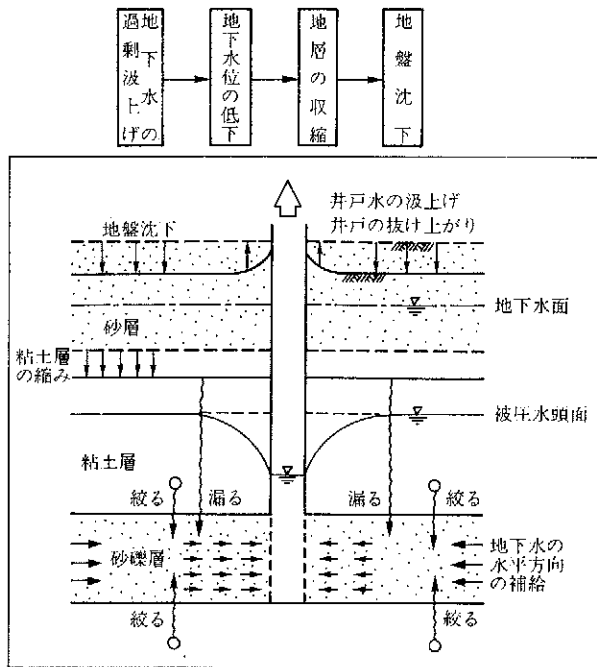


図2.12 地盤沈下の概念図(建設省, 1986)

り地盤沈下を生じさせないような地下水汲上げ量を推定したりすることがその基本になる。地盤沈下調査の実施の背景には、①すでに地盤沈下を生じて

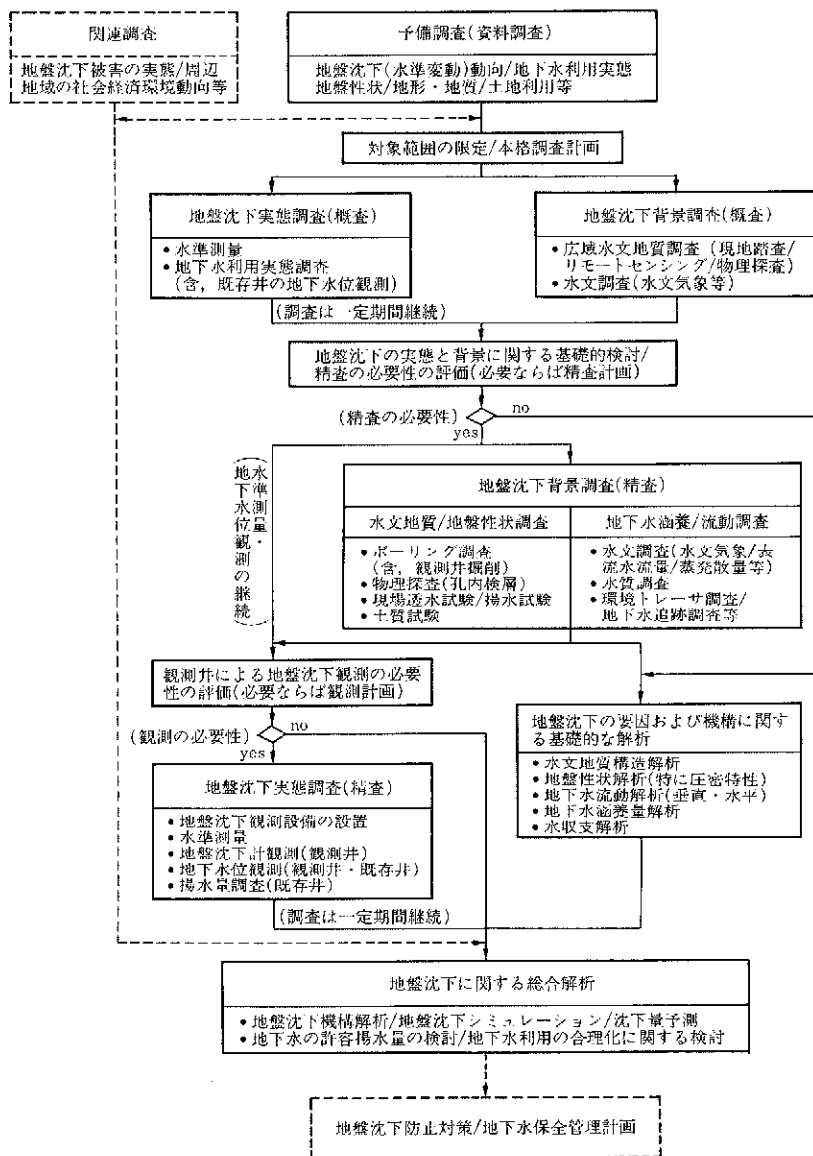


図 2.13 地盤沈下調査の一般的な流れ

いる地域で緊急にその実態把握と障害対策を迫られているような場合、②将来的に地盤沈下の可能性が考えられる地域に対してその監視と予防対策のための資料収集を目的とするような場合、あるいは③地盤沈下に関する広域的な予測調査の一環として実施される場合など、各種のケースがあり、このケースの違いによってその調査の規模や時間的な緊急性などの条件が異なってくることから、調査の進め方については各々のケースに合わせて考えていかなければならない要素が多くあるが、一般的なケースにおいては、概略図2.13に示すような流れで進められる。

地盤沈下調査に係る調査項目と主な調査手法とは、表2.10のマトリックスのような対応関係にある。関連する調査項目や調査手法について、その適用性や必要な調査の密度などを含めて基本的な考え方を以下に示す。

1. 地盤沈下実態調査

地盤沈下およびこの原因となる地下水の汲上げの実態を把握することを目的とする最も基本的な地盤沈下調査である。地盤沈下量、地下水位および地下水揚水量の継続的な観測（モニタリング）を主体とする調査によって、地盤の沈下、地下水位変動および地下水の揚水の状況（量や分布）を明らかにするとともにこれらの間の関係についても追及する。

（a）地盤沈下量調査

一般的な方法として水準測量と地盤沈下計による観測の二つがある。詳細については第12章を参照されたい。

（b）地下水位調査

地下水位の変動は帯水層の間隙水圧の変化の直接の指標となるものであることから、地盤沈下調査において地下水位調査は最重要項目の一つである。地下水位の観測は、ボーリング孔を用いて実施されるほか、地盤沈下観測井や既設井戸を利用しても行われる。詳細については第7章を参照されたい。

（c）地下水揚水量調査

地盤沈下の対策上、地下水の揚水量がどの程度であるかを知ることが不可欠である。このための調査の中心となる地下水利用実態調査は第5章を参照されたい。

表 2.10 調査項目と調査手法 「調査目的：地盤沈下調査」

調査項目 調査手法	地盤沈下実態調査			地盤沈下背景調査				水 収 支	参 照 章 節
	量地 盤沈 下	変動地 下水 水位	水地 量下 水揚	水文 地質	地盤 性状	養地 量下 水涵	動地 下水 水流		
地形・土地利用調査	○	○	△	○	△	△	△		4
地下水利用実態調査		○	◎			○			5
水文気象調査		○	△			○			6-2
表流水流量調査		△				△	△		6-3
蒸発散量調査						△			6-4
土壌水分調査						△			6-5
浸透能・減水深調査				△		△	△		6-6
地下水位調査	○	◎	○	○	○	○	○		7
現地踏査				○	△				8-2
リモートセンシング				△					8-3
物理探査				○	△		△		8-4
ボーリング				◎	◎				8-5, 6
現場透水試験				○	△	△	△		8-7
揚水試験				○	△	△	△		8-8
土質試験				○	◎				8-9
水質調査			△	△			△		9
環境トレーサ調査				△			△		10-4
地下水追跡調査							△		10-5, 8
孔内流向・流速測定							△		10-8
地下水検層							△		10-5
水収支調査						○			13-2
地盤沈下計観測	◎			○	○		△		12-2
水準測量	◎	○		△	△				12-3
数値解析	○			△	○	○	○		13

◎＝必須あるいは重要度の高い手法，○＝有効な手法，△＝場合によっては有効な手法

2. 地盤沈下背景調査

地盤沈下の背景（要因）となる地下水に関する調査で、地質、地盤性状、地下水涵養量、地下水流動状況等に関する調査を実施し、地盤沈下機構解析の基礎資料とする。

（a）地質・地盤性状に関する調査

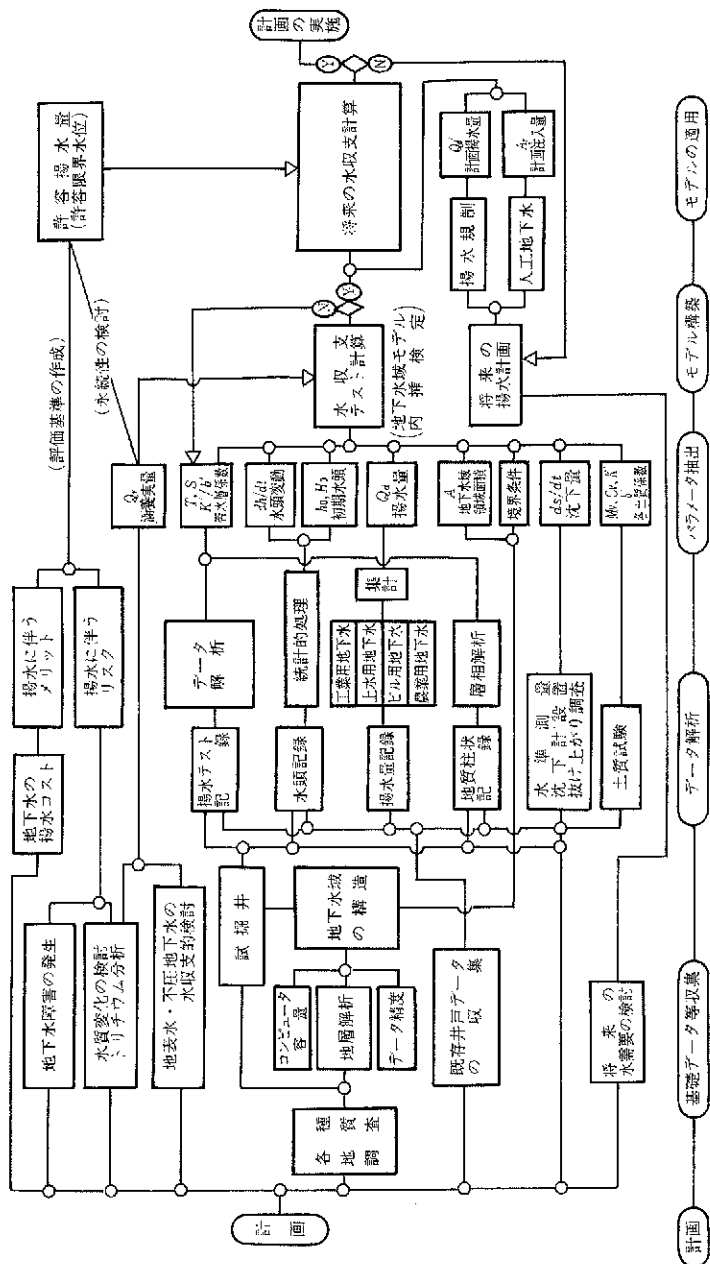
地盤沈下の機構を把握するうえにおいては地下水揚水の対象になっている帯水層や圧密沈下を生じている難透水層の分布の状態など、対象地域の地質構造を正確に知ることが基本になる。また地盤沈下解析においては、帯水層の透水係数、貯留係数等の帯水層定数あるいは圧密層の圧密特性などの沈下に関係する地盤特性についての数値データが必要になる。このような目的の調査では、電気検層その他の物理検層、現場透水試験、揚水試験および室内土質試験を含むボーリング調査を主体とした地質調査が基本となる。

ここでの調査での対象範囲や調査密度などは、基本的に地盤沈下の生じている地域の広さ、関係する地下水体の大きさや性格などによって異なるものであるが、この調査の計画にあたっては、これに先行して現地踏査、物理探査（電気探査）あるいはリモートセンシング調査のような広域調査の手法による地形・地質調査を行い、対象地域の地質構造の概要を把握しておくことが大切である。

（b）地下水の涵養・流動に関する調査

地盤沈下機構の検討においては、間隙水の三次元的な流動状況を追跡することが有効な場合がある。このような目的で各種の地下水流動調査や水質調査などが必要に応じて実施される。また、地盤沈下の防止対策や適正揚水量の検討に関連して、地下水の水収支や涵養量に係る諸データを収集するための調査を行う場合もある。これらの調査の結果をもとに、必要に応じて各種の数値解析が行われる。

以上のような調査で得られた結果を結合し、地盤沈下機構、沈下量予測等について、シミュレーションの手法（図2.14参照）を含む地盤沈下解析その他の各種の解析・検討を行う。このようにして得られた結果は、地盤沈下防止対策や地下水保全管理計画の検討資料として役立てられる。



建設省国土地理院・中部地方建設局(1975)「地盤沈下と地境構造との相関関係の研究(第3報)」

の中の図を一部修正したもの

図 2.14 地盤沈下シミュレーションの流れ

2.2.8 地下水汚染調査

地下水汚染調査は、汚染実態の把握、汚染機構の解明、汚染防止策・汚染地下水の浄化方法の検討等を目的として実施する。

解 説

地下水汚染は、有害物質が自然的・人為的に帯水層に浸入し、地下水の流動とともに挙動して広がり、その結果、周辺の井戸水や湧泉などにおいて検出される。すなわち、汚染物質の挙動は、土壌-地下水-井戸水という経路をたどるものと考えられる。地下水汚染の主な有害物質としては、表2.11に示したものが挙げられる。

表2.11 地下水汚染物質

重金属類など	病原性微生物類	有機化合物類	放射性物質類
カドミウム・鉛・クロム・銅・ひ素・水銀・マンガン・鉄・亜鉛などや、シアンなど	チフス菌・パラチフス菌・コレラ菌・赤痢菌・大腸菌・流行性肝炎ウイルス・ポリオウイルス・赤痢アメーバなど	合成有機塩素系(BHC・DDT・PCB・トリクロロエチレン・テトラクロロエチレン・1,1,1-トリクロロエタンなど)・合成有機リン系(パラチオン・メチルジメトンなど)・有機水銀化合物・ABS・フェノール類など	^{87}Rb ・ ^{90}Sr ・ ^{129}I ・ ^{137}Cs ・ ^{226}Ra などの核種
			無機富栄養塩類 無機態窒素・無機態リン・塩化物・硫化物・リン酸塩など

これらの汚染物質はそれぞれ性質が異なり、また地域の地下水賦存・流動状況が異なることから、地下水汚染調査は汚染物質の調査と地下水調査に大別して進める必要がある。汚染物質の調査では主に汚染物質の理化学的性質に基づき、地下水、地層に関係したその挙動特性を把握する。地下水調査では対象地点・地域の地下水の実態を把握しなければならない。

地下水汚染調査の一般的な流れを、図2.15のように示す。

地下水汚染調査を進めるには、まず汚染問題が発生した情報や発生の可能性の予測をもとに、既存資料や現地踏査による予備調査を行って地点、地域

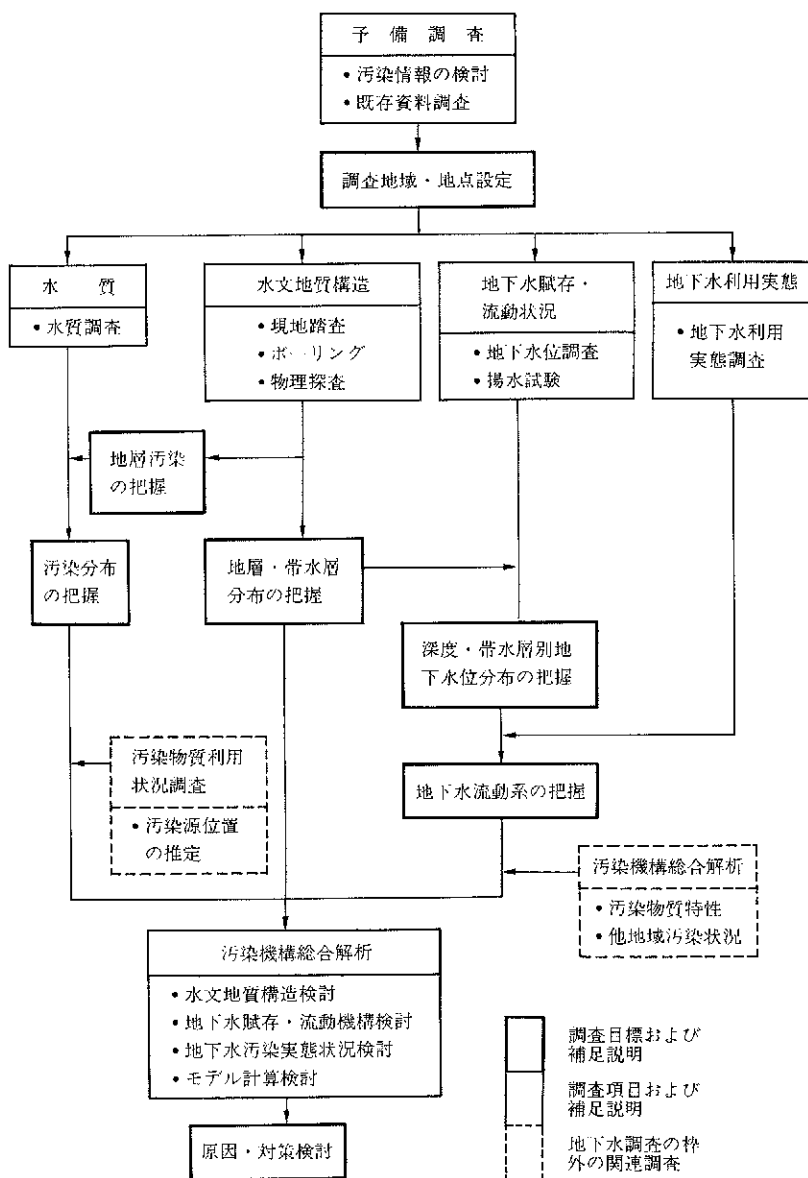


図 2.15 地下水汚染調査の一般的な流れ

の設定を行い、必要な地下水の調査項目を選択して調査全体を計画する。

地下水汚染調査の主な地下水調査項目としては、水文地質構造の把握、地下水賦存・流動状況の把握、水質の把握、地下水利用状況の把握となる。場

表 2.12 調査項目と調査手法 [調査目的：地下水汚染調査]

調査項目 調査手法	水文地質構造	地盤の性状	地下水賦存・流動状況		地下水涵養量	地下水利用実態	水収支	水質	参照章 節
			飽和帯	不飽和帯					
地形・土地利用調査	○								4
地下水利用実態調査			○			○			5
水文気象調査									
表流水流量調査			○						6-3
蒸発散量調査									
地下水位調査	○		○						7
現地踏査	△								8-2
リモートセンシング									8-3
物理探査	○								8-4
ボーリング	○								8-5, 6
現場透水試験	△								8-7
揚水試験	○		○						8-8
浸透能試験				○					6-6
減水深調査									6-6
室内土質試験		○							8-9
環境トレサの利用			○	○	○				10-4
地下水追跡調査	○		○						10-7
孔内流向・流速測定	○		○						10-8
地下水検層	△								10-5
水収支調査					○		○		13-2
上壌水分調査				○	○				6-5
地盤沈下観測									12-2
水準測量									12-3
水質調査	△		○					○	9

○＝有効な手法 △＝場合によっては有効な手法

合によってはさらに関連する調査項目として地下水涵養量や地盤の性状の把握、水収支の把握を行うとその地域の地下水状況をより明らかにすることができる。またこれらの各調査項目は種々の調査手法が適用される。地下水汚染調査における調査項目と調査手法の適用の関係を示すと、表 2.12 のようになる。

汚染物質調査に関しては、主に文献から汚染物質の物理・化学的特性や他の地域の事例などを把握し、さらに汚染発生源の位置を検討するために対象地域内の汚染物質利用状況を調査する。これらの物質の地下水での挙動の解析・検討の資料とする。

汚染機構総合解析・検討に関しては、各々の調査結果をもとに、調査対象地域の水文地質構造、地下水賦存流動機構、地下水汚染実態状況を総合的に検討し、モデル計算検討を含めて、地下水汚染機構や汚染発生源、浸入経路、汚染予測等を把握する。

また汚染防止対策・汚染浄化方法に関しては、調査解析・検討をもとに、防止対策の方法と現地の状況、周辺への影響を含めて検討したうえで、対象地域での適切な方法と今後の監視体制を選択する。

第3章 予 備 調 査

3.1 目的と定義

予備調査は、調査地域周辺の地形地質、土地利用・植生現況、気象・水文、地下水利用実態等の情報を収集・整理し、本調査の効率的遂行に資することを目的とする。

解 説

予備調査の主体は既存資料の収集にある。現地中心の本調査を手戻りなくかつ効率良く進めるためには資料の収集と整理が極めて重要である。

表 3.1 予備調査段階での達成目標

調 査 日 的	調査目的によって異なる目標	共 通 達 成 目 標
地下水資源	地下水の開発の程度 (未開発, 低開発, 過剰開発) 地下水流動系のどこか	1. 調査対象域の問題点をより明確にする 2. 結論に対する見通しをつける 3. 本調査(詳細調査)の調査計画を樹立 (調査項目ごとの手法選定) (日程・費用・体制)
地下ダム	地下ダム適地の概定 (止水箇所と貯水域および経済性)	
人工涵養	適地か、特に流動系の中で涵養域か	
地下掘削	地下水障害を起こす可能性の洞察 (工事期間・工事規模・対象地質からみて)	
堤防基盤	堤防の安全性の評価 (工事記録・水防計画・対象土質からみて)	
斜面災害	斜面の不安定をもたらす地下水の変化の見通し	
地盤沈下	沈下被害の程度と将来沈下の見通し	
地下水汚染	汚染物質の種類, 汚染範囲, 被害の見通し	

予備調査の段階でどこまで把握できるかは、調査の目的や規模（広がり）によって若干異なる（表3.1）。

しかし、調査の目的のいかににかかわらず本調査に着手する前には

- ① 調査の目的と調査対象域の広がりにより明確になり、
- ② 収集資料の信頼性を吟味し、
- ③ これを反映した調査・観測計画（調査の項目の手法・所要口数・人員と機材、経費概算）

が樹立されていなければならない。

地形・地質、土地利用・植生、気象・水文、地下水、障害等の既存資料については、調査目的のいかにを問わず広範に収集することが重要である。これらの必要性、整理方法等については、項をあらためて順次述べる。また、これらの資料収集方法については表3.7に示す。

得られた資料の信頼性についての吟味は重要である。資料の信頼性の評価は、現地予察調査を実施し、次のような区分に従って判断される場合が多い。

- ① 実際の現場で確認した資料
- ② 現地調査において推理判断した資料
- ③ 現地の調査に他の判断を加え修正した資料
- ④ 既存の資料で信頼性の高いもの
- ⑤ 既存の資料で信頼性の低いもの
- ⑥ 全く推定による資料
- ⑦ その他の資料

表3.2 地下水調査の対象と採用される基図の縮尺・精度

調査対象の規模	基図の縮尺・精度 既刊状況
国全体あるいはブロック単位	1/200,000地勢図
都府県あるいは流域単位	1/50,000～1/25,000地形図
市町村あるいは支派川規模	1/2,5000地形図～1/10,000森林基本図 （森林基本図は森林域のみ）
都市およびその周辺域	1/10,000地形図、都市域のみ
特定小領域	1/2,500～1/5,000各種の計画図 自治体等で作成されている。

地下水調査は、調査計画を樹立する段階から調査成果をまとめる段階まで地図作業を伴うことが多く、調査基図として使用可能な既刊地形図の有無は調査効率を大きく支配する。

したがって、調査の目的、対象規模を考慮したうえで既刊地形図や各種計画図のなかから適当なものを選び出す必要がある。

一般には、調査対象と基図の縮尺・精度は表 3.2 に準じて採用される場合が多い。ただし、1/5,000 地形図よりも小縮尺の地形図は編集の段階で簡略化しており、段丘崖や細かい土地利用等の詳細情報の表示には不向きである。

3.2 資 料 調 査

資料調査は、地形、地質、水文、地下水利用等に関する資料を収集し、調査対象地域の地下水の概要、問題点等を把握し、よりの確に本調査を行うために実施する。

解 説

1. 地形図・地形分類図

地表面の形状のうち、特に傾斜、高度、開析度（起伏量・谷密度）は、地形の成因と密接に関連しており、地形面の表層構成物質の形成過程・浸食過程の違いを強く反映し、それぞれ特徴的な形態を示している。これらの形態は、地表水の地下への涵養、地下における水の貯留・流動とも密接に関連している。

谷底平野、扇状地、三角洲、沖積低地の地下水は特別なことがない限り地形面の最大傾斜方向かこれに近い方向に移動しており、その水面勾配は地形勾配より緩いのが一般的である。花崗岩など岩盤地帯の地下水は、亀裂や開いた節理に沿って流れるが、一般にその勾配は接峰面の勾配をやや緩やかにした方向に流動していることが多い。

以上述べてきたとおり、地質が均質な場合の地下水の流れは地表面の形態に強く影響を受けており、地形情報の収集は重要である。

これらが刊行されていない地域などにあつては地形図や空中写真を使って第4章 地形・土地利用調査に述べる手法で新たに地形分類作業を実施する必要がある。

2. 地質図・表層地質図・水文地形図

地下水は、地下の飽和帯と懸垂帯に存在するものであるから、その貯留・流動は地質構造に支配される。特に、基礎の形状と地層の堆積状況、岩層およびその連続性については水文地質学的に十分検討する必要がある。

また、現場で実験や観測を行う場合には、その地点が特異点にならないように箇所の選定を行わなければならない。このためにも地下地質を正しく把握できるよう既刊の地質情報を最大限収集するとともに、現地予察調査によってその信頼性の吟味に努力する必要がある。

3. 土 壌 図

土壌は、地殻の最表層生成物で、動植物の遺骸、母岩等から成り、気候、地形等の要因の総合作用によってできた歴史的産物である。したがって、降水の流動・貯留、地下への涵養、水質浄化等に重要な役割を果たしている。

したがって、地表水と相互のやりとりの機会の多い不圧地下水の調査にあつては、調査の詳細な計画の樹立および成果のまとめに資するため土壌情報を収集しておくことが望ましい。

4. 空 中 写 真

空中写真は、実体視によって植生、土地利用のほか、陸域・水域の詳細分布、土地の微妙な起伏、リニアメントなどが読み取れ、これらから地下水面の高低や広域地下水流動系を推定できる場合もある。地形分類図、水文地質図等の既刊資料に乏しい地域にあつては地下水調査の有力な資料となるので予備調査の段階で入手し、実体視しておくことが望ましい。

5. 衛星画像

「ランドサット」、「スポット」、「もも」、「ノア」、「ひまわり」等の人工衛星が打ち上げられ、宇宙からの地球表層についての広域情報が得られるようになった。特に「ランドサット」、「スポット」および「もも」の画像を解析すると、植生、水質汚濁、土地利用など自然環境に関する多くの情報が得られ、また時系列でも追えるところに大きな魅力がある。しかし、表3.3からもわ

表3.3 衛星画像から得られる情報(リモート・センシング技術センターをもとに作成)

利用 分布	画 像 センサ 期(分 解能)		ランドサット		スポット	も も			ノア	ひまわり
			MSS	TM	HIRV	MESSR	VTIR	MSR	AVHRR	VISSR
			16 (80m)	(30m)	(18m)					
地形・地質	山地の形態分布		◎	◎	◎	◎			◎	
	平野・盆地の形態分布		◎	◎	◎	◎			○	
	水系		◎	◎	◎	◎			○	
	土壌		○	◎	○	○				
	火山活動		○	◎	○	○	○		○	○
植生・土地利用	地物資源		()	◎	○	○				
	緑地		◎	◎	◎	◎				
	森林		○	◎	◎	○				
	土地利用		◎	◎	◎	◎			()	
気象・水文	地下氷			○	○					
	積雪・融雪		◎	◎	◎	◎	○	○	◎	
	河川・湖沼		◎	◎	◎	◎			◎	◎◎
	霧		◎	◎	◎	◎	◎		◎	◎
	台風						◎	◎	◎	◎
災害	降水量・水蒸気							◎		
	地表温度			◎			○		◎	○
	洪水・干ばつ		◎	◎	◎	◎				
	土砂災害		○	○	○	○				
	火山災害		○	◎	◎	○				
	ヒートアイランド			◎						
	火災		○	◎	◎	○	○		○	

◎情報がえられる ○情報に寄与する

かるとおり、地下水など地下情報に関しては「情報に寄与する段階」とどまっている。

ランドサットは1972年に1号が打ち上げられ、1992年までに7号まで打ち上げられている。搭載されているセンサーはMSS(マルチスペクトルスキャナ)とTM(セマティックマップ)で、前者は緑から近赤外の4バンド、後者は青から遠赤外の7バンドで観測が続けられている。可視光領域バンド

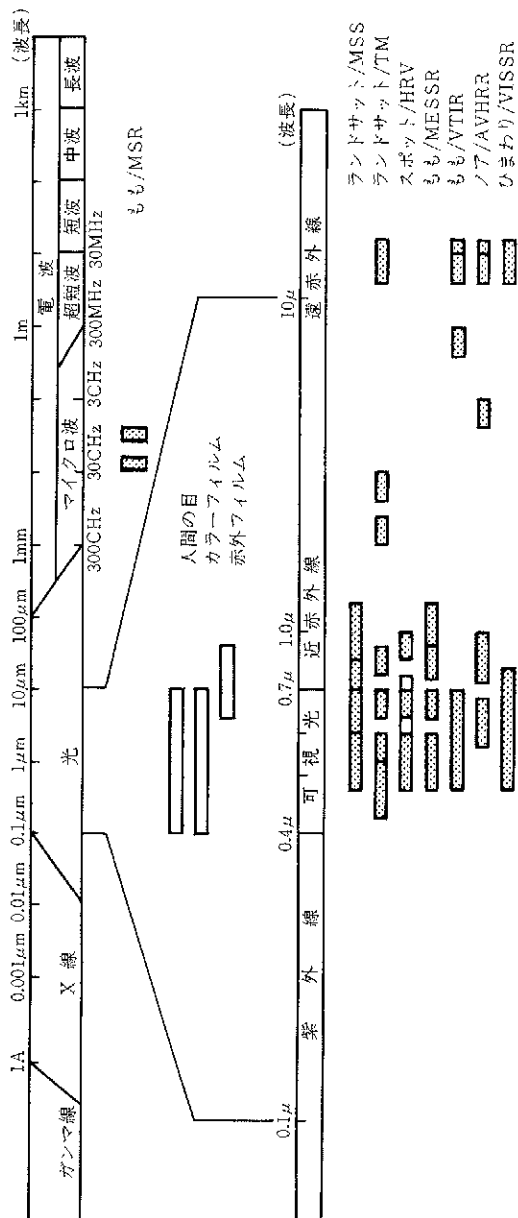


図 3.1 電磁波領域と代表的センサー (リモート・センシング技術センター)

は、主に植物のモニタリングのために選定されたものであり、中間赤外の $1.55\sim 1.75\ \mu\text{m}$, $2.08\sim 2.35\ \mu\text{m}$ の波長域は、地質構造の判読に適している。植生・土地利用、地形・地質構造の解析を通じて衛星画像から地下水に関する情報を直接読み取る技術の開発に期待したい（図 3.1 参照）。

少なくとも、地下水の露頭である湧水温度は、冬季には地表よりも高く、この温度差を赤外線センサーによって読み取り、背後地の地下水情報を捕捉するなどアプローチの方法が考えられる。

〈GPS 測量について〉

人工衛星を利用した航空機、船舶、自動車のナビゲーション（位置測定）の技術が近年急速に進歩してきている。測位精度が開発当初の 100 m から今では現地踏査に使用できる程度に向上している。

かつては日印の少ない空域、海域、さらに地域座標のどこにあたるかわからない砂漠や大陸の内部で利用されていたが、いまでは精度の高い地形図のある地域や目印の多い都市域でも GPS（Global Positioning System）を活用したナビゲーションシステムが、一般に普及する段階にきている。

6. 土 地 利 用

砂漠のような乾燥地帯では植生の分布と地下水の賦存状態との間に密接な関係が成り立つ。植物を指標にしてオアシスの存在や浅層地下水の伏在深度とその永続性などを判断できる。わが国のような湿潤地域では、植物が必ず

表 3.4 植物と地下水位 〈O. E. Meinzer 1927〉による

植 物 名	地下水面の地表からの距離
イグサおよびスグ	1 ～2 m
アシ	1 ～2 m
ワイルド・ライ	0 ～3.6m 半乾燥地域では無関係
ソルト・グラス	0 ～3.6m まれにそれ以上
ビクナル・ウィード	1 ～2 m ときに6m 以上
アロ・ウィード	0 ～3 m まれに7.6m
ワシントンヤナギ	1 ～2 m 以内
柳	0 ～3.6m またはそれ以上
ネズミノオ属	1.5～7.6m
ラビット・ブッシュ	0.6～4.5m
ビッグ・グリースウッド	0.9～12 m (3～6m が最も多い)
ケベヤ (マメ科)	3 ～15 m

しも直接地下水賦存状況の指標になりにくい，それでも水生植物や，ある種の多年生の植物は環境指標として有効である（表 3.4）。

水田，かんがい用水路は，地域の地下水の涵養に大きな役割を果たしており，都市化は土地の涵養機能を低下させている．このように，植生・土地利用に関する情報は，地下水調査にとって重要であり，予備調査の段階で収集しておく必要がある．

7. 気象・水文

調査対象区域の気象・水文情報の収集が地下水調査にとって最も重要であり，詳細については第 6 章で述べる．

地下水は，循環資源であるため，特に，降水量，蒸発散量，地表水流量等の情報は予備調査の段階で収集・整理しておき，本調査の効率的な展開に資する必要がある．

これらの項目の観測は，気象庁，建設省，都道府県など公的機関で実施されているものが多く，観測記録は情報として公刊されているものが多い．したがって，本調査におけるこれらの項目の観測は既存情報の少ないところを補完するように心掛けるべきである．

（a）降水量（6.2 参照）

わが国には，降水量の観測所が 6,500 箇所以上ある．建設省が河川管理のために設置しているものだけで，2,670 箇所あり，約 60 % がテレメータ化されている．また，中小河川管理のために都道府県が観測しているものが 2,400 箇所以上ある．気象庁管理のものは，約 2,200 箇所あり，その 6 割以上がアメダス（少なくとも 400 km² に 1 点以上の密度で分布）と呼ばれる自動測定式気象観測システムに繰り込まれている．さらに電力会社等が発電所・ダム・取水堰等の管理を目的として 650 箇所以上で観測しており，利用できるものが多い．

公刊情報としては

雨量年表 （建設省）

気象月報 （気象庁）

アメダス情報（気象庁）

などがある．

(b) 蒸発散量 (6.4 参照)

蒸発散量は水循環のうえで重要であるが、直接計測したデータは極めて少なく、測定されているものの信頼度に問題があるものが多い。現在でも蒸発計発散量として観測が続けられているのは、札幌、根室、秋田、宮古、輪島、松本、東京、潮岬、米子、足摺、福岡、鹿児島、那覇、石垣島の14点しかない。

地下水調査では、むしろ可能蒸発散量の概念が用いられ、ソーンズウェイトやブディコ・ペンマンなどの方法による推定がなされることが多い。これらの方法を用いて推定するためには

ソーンズウェイト法：月平均気温

ペンマン法：気温・湿度・日照率・風速・水蒸気圧

などの情報をあらかじめ収集しておく必要がある。

(c) 地表水流量 (6.3 参照)

地表水と地下水は、相互に流出入の関係にある。地表水と地下水が平衡状態にあるもの、地表水によって地下水が涵養されているもの、逆に地下水が流出し地表水となっているものなどがある。

調査対象域内の表流水の流量の収支を精度高く把握し、地下水とどのような相互流出入関係にあるかを知ることが、循環資源である地下水の調査にとって重要である。しかし、河川の水位観測所は比較的多いものの流量まで観測されているところは大河川などの限られた地点であることが多い。また観測所間で取水されるかんがい用水量は記録されていないことも多い。これらの不足する情報を補完するのが本格調査の役割でもある。したがって、流量観測資料は予備調査の段階で収集し、何が不足しているか整理しておく必要がある。公開情報としては流量年表（建設省）などがある。

8. 地下水とその利用状況

地下水調査の目的によっても異なるが、地下水調査を必要とするところでは、地下水そのものの情報が少ないのが普通である。

しかし、わが国のように地下水利用がある程度進んでいるところでは、地下水の利用実態を調べることを通して、ボーリング資料、深井戸資料、地下水位観測資料等が収集できる場合が少なくない。

(a) 地下水位

定常的に地下水位を観測している機関は、建設省、農林水産省、通商産業省、地方公共団体等であり、その総数は全国で1,300箇所程度である。観測記録が時系列情報として定期的に公表されているものは少ない。

資料を集め、帯水層ごとに整理すると、ある時間断面における涵養流動の現象や、その時系列変化を求めることができ、涵養調査の対象の限界などに役立つこともある。

(b) 地下水利用量

地下水利用施設の分布、施設規模、取水能力、揚水実績等の記録には、

全国地下水（深井戸）資料台帳（国土庁）

農業用地下水利用実態調査取水施設台帳（農林水産省）

地方自治体の条例に基づく届出資料（都道府県）

工業統計表（通商産業省）

水道統計および全国水道施設調書（厚生省）

などがある。

農業用水としての地下水利用は、補助水源としての色彩の強いものが多く、調査がたまたま干ばつ年だと多めの揚水量が記載され、平年値を出すためには補正率を乗じる必要がある。

(c) 地下水水質

地下水の水質を測定した結果の報告は、学会誌などに数多くある。しかしそのほとんどは1回限りか、多くても5回程度のもので、定常的に採水・分析し、その成果を定期的に公刊している機関は極めて少ない。

地下水水質年表（建設省）

主要農業地帯の地下水の水質（農林水産省）

環境白書（都道府県）

これらの分析項目や、表示法は必ずしも統一されておらず、地下水障害が発生しているところや水質が問題となっているところでは予備調査段階で収集し、同一様式で整理し、問題の所在を明確にしておく必要がある。

(d) ボーリング、深井戸

ボーリング、深井戸、土質試験、揚水試験は、わが国の平野部では、数限りなく実施されている。しかし、これらの調査試験結果が他の利用の目的で

整理されているものは少ない。以下のものは公刊されているので、予備調査の段階でこれらの中から調査対象区域ものを選び出し、収集・整理しておく必要がある。

全国地下水（深井戸）資料（台帳）：国土庁

国土調査法にもとづいて自治体で実施している土地分類調査成果

（1/5 万土地分類調査と土地分類細部調査）：都道府県

地質調査資料：日本建設情報総合センター

ボーリング柱状図：日本建設情報総合センター

都市地盤調査報告書：建設省

東京地盤図：東京都（技報堂）

大阪地盤図：大阪府（コロナ社）

名古屋地盤図：名古屋市（コロナ社）

9. 地下水障害

代表的な地下水障害には、地下水採取による地下水位の低下と地下水の塩水化のほか肥料・農薬・重金属・有機物・溶剤等による水質汚染がある。

地下水位の低下は、公共機関、例えば水道事業者等の所有する井戸で長期間にわたる水位記録を収集し、これらから経年低下を読み取る、記録が得られない場合や不足する場合には、さく井時の水位記録等を聞きとり、現在の水位との関係から類推する手法もある。

地下水の塩水化については、地下水位の低下や河川のしゅんせつの結果、海水の浸入が生じ、地下水が塩水化するものである。予備調査では、既存資料の収集による個々の井戸で電気伝導測定データを整理して概略を把握する。塩水化の事実が発見された場合、採水して塩素イオン濃度を測定し主要帯水層ごとに位置および塩素イオン濃度をプロットし、等濃度線図を描くなど本調査に移行する。

肥料・農薬・重金属・有機物・溶剤等による地下水の汚染は、既存資料から把握しにくい、それでも環境白書や都道府県の年次報告（一般には井戸ごとの情報は掲載されていない）からアプローチする方法もある。

10. 資料分布

一般に利用可能なものを表 3.5 にまとめた。

表 3.5 調査対象別の資料分布

用途	調査対象の規模ごとの情報名				発行機関 (カバ一率)	市販の有無 資料保管量・寄附関係	備 考
	全国・ブロック	都府県単位	市町村・小流域	都市周辺			
調 査 基 図	1/50万地方図	1/20万地勢図			国土地理院 (全国カバ一)	市販	
		1/5万~1/2.5万地形図			国土地理院 (全国カバ一)	市販	
		1/5000~1/10万 森林基本図			林野庁 (国有林カバ一)	地方営林局 または営林署	有料でコピー可
			1/1万地形図		国土地理院	市販	
地 形 分 類 地 図 情 報				1/2500~1/5000 国土基本図ほか	一部地域、国土地理院、 各自治体で随時		
	1/50万地形分類図	1/20万地形分類図			経企庁・国土庁 (全国カバ一)	国土庁 国土調査課 都道府県 国調 担当課	閲覧可
		1/5万土地分類図			経企庁・都府県 (全国70%カバ一)		
			1/2.5万土地条件図		国土地理院	市販	有料でコピー可
地 質 図 情 報				各種水害地形 分類図など	国土地理院など	市販 (一部絶版)	
				地形学図など	大学・研究機関 (一部地域)	学会誌など	
	1/50万地質図	1/20万地質図			地質調査所 (全国)	市販 (一部絶版)	
	1/50万地質図	1/20万地質図			地質調査所 (一部地域)	市販 (一部絶版)	閲覧可
地 質 図 情 報		1/10万~1/20万 分県地質図			経企庁・国土庁 (全国カバ一)	国土庁・県国調担当課	
		1/7.5万~1/5万地質図			各都道府県	市販 (一部絶版)	
		1/5万地質図			地質調査所	市販 (一部絶版)	
		1/5万地質図			経企庁・国土庁 (県) (全国70%カバ一)	国土庁・各県国調 担当課	閲覧可
地 質 図 情 報			1/5万~1/10万水理地質図		地質調査所	市販 (大部分絶版)	
		1/5万~1/10万水文地質図			農林水産省	地方農政局資源課	日本の地下水 (1981) からたどるのがよい
		1/10万~1/15万地下水図、 1/20万土地保全国			国土庁	国土庁・都府県国調 担当課	
		1/20万土地保全国			建設省・国土開発技術センター	市販	
				都市地産区画調整	建設省、一部建築学会	市販 (一部絶版)	

1/50土壤図	1/20万土壤図 (土地分類調査)		経企庁・国土庁〈県〉 (全国カバール)	国土庁・各県国調 担当課	閲覧可
	1/5万土壤図 (土地分類調査)		経企庁・国土庁〈県〉 (全国70%カバール)	国土庁・各県国調 担当課	閲覧可
	1/2万国有林野 土壤図		林野庁各営林局 (国有林全域カバール)	営林局	閲覧可
	1/5000民有林 土壤図(国有林野調査)		都道府県林試 (民有林の一部)	保有機関で閲覧可	
	1/5万農耕地土壤図 (地下保全調査・施設管理調査)		農林水産省〈都道府県農試〉 (農地全域カバール)	保有機関で閲覧可	
1/20万土地利用現況図 (土地分類調査)	1/5万土地利用現況図 (土地分類調査)		経企庁・国土庁〈県〉 (全国カバール)	国土庁・各県国調 担当課	閲覧可
	1/20万土地利用現況図 (農土地利用調査)	1/5万土地利用現況図 (土地分類調査)	経企庁・国土庁〈県〉 (全国70%カバール)	国土庁・各県国調 担当課	閲覧可
	1/20万土地利用現況図 (農土地利用調査)	1/2.5土地利用現況図	国土地理院 (全国カバール)	市販	
	1/20万土地利用現況図		国土地理院 (都市域中心)	市販	
		1/5万植生現況図	環境庁〈県〉(全国70%カバール)	市販	
地質・ボーリング・位置等	1/5万利水現況図 全国深井戸台帳		経企庁・国土庁〈県〉 (全国主要水系カバール)	国土庁・各県国調 担当課	閲覧可
		地質ボーリング 柱状図集	各種調査研究報告など 国土建設情報センターなど	保有機関で閲覧可	閲覧可
		地下水位 観測台帳	建設省河川局 各種調査研究報告など	保有機関で閲覧可	
地下水利用	農業用地下水採取施設台帳		農林水産省 (主要農業地帯カバール)	地方農政局	閲覧可
		工業用地下水採取施設台帳	都道府県工業統計部局 (全国カバール)	工業統計として市販	
		上水用地下水採取施設台帳	上水道管理部局	保有機関で閲覧可	
		建築物用地下水採取施設台帳			
水質		地下水水質	建設省河川局	地下水技術協会	

3.3 現地予察調査

現地予察調査は、資料調査の成果を確認・吟味・補完し、本調査の計画策定に資することを目的として、予備調査の最終段階に実施する。

解 説

現地予察調査の方法は、要求される調査内容によって異なってくるが、前節の既存資料の分析、地形計測、空中写真判読等の作業成果を標高区分素図、傾斜分級素図、地形分類素図、土地利用現況素図等にまとめ、これをもとに適切な計画をたて、これら素図を現地に持参して確認・修正・補完する。

現地予察調査では、収集資料の信頼性を評価するとともに、地下水の存在の概要を把握し、調査目的をより明確にし、問題解決に必要な項目、手法を選定して本調査の計画を策定する。

第4章 地形・土地利用調査

4.1 目 的

地形・土地利用調査は、地形面から地下水流動系を推定するとともに、土地利用の実態から水の利用、表流水の浸透・涵養あるいは地下水の湧出の状況を把握し、地下水と地表水の収支との関係を検討するために実施する。

解 説

地形と土地利用の情報は、その目的の如何にかかわらず地下水調査にとって重要である。しかし、これまでの地下水調査では、地質特に水文地質が重視されることが多く、地形や土地利用の重要性が強調されることは少なかった。

山本（1983）は地下水に果たす地形と地質の役割を以下のように要約し、図4.1～図4.4などいくつかの例を示して地形調査の重要性を強調している。

- ① 地形の形態は、自然状態における地下水面の形態を与える。トールマンのいうように“地下水面は、地形の反映”である。
- ② 地形を構成する地質が等方・等質性ならば、地下水流動系のポテンシャル分布は与えられた地形に対応して決定される。
- ③ 地下地質の異方・異質性は、上記のポテンシャル分布を修飾し、その形態を複雑にする。

図4.1, 4.2は地下水面が一般に考えられている以上に地形と密接な関係を持ち、地下水面の形態が地形面の形態によって近似できることを示している。

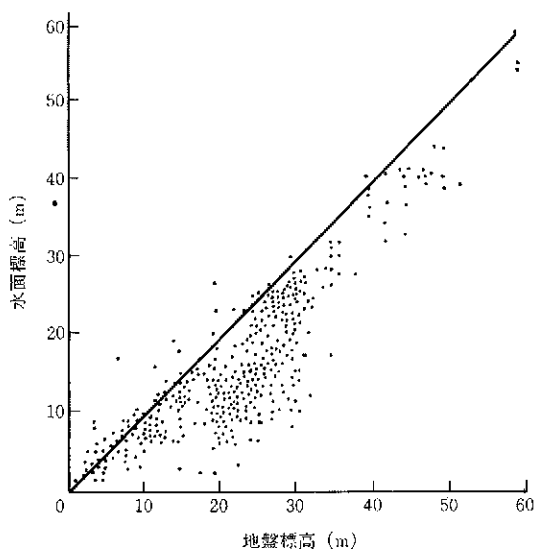


図 4.1 地下水面標高と地盤標高 (川崎逸郎, 1954)

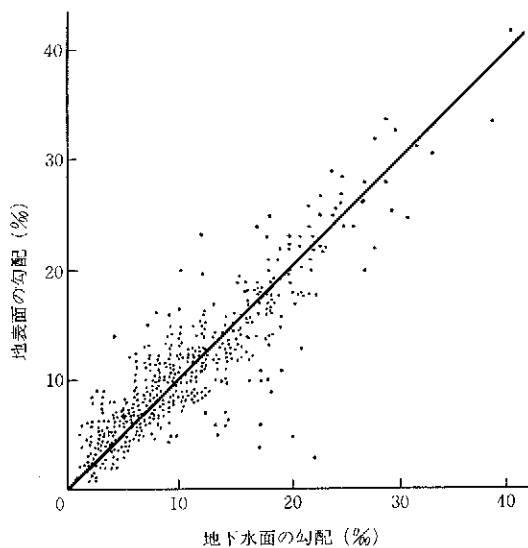


図 4.2 扇状地における地表面の勾配と地下水面の勾配との関係 (岩下茂子, 1967)

地下水の運動方程式を解く場合、境界条件として地下水面の形態が必要となるが、この場合も地下水面の代わりに地形面を与えても大きな誤差は生じないことが示されている(図4.3)。図4.4は、地下水流動における鉛直成分の重要性を示したもので、地形的高まりでは深さとともに水頭減少が生じ、また谷底部では深さとともに水頭増加が生じ、谷底部に加圧層が存在しなくても自噴が生じることを示している。

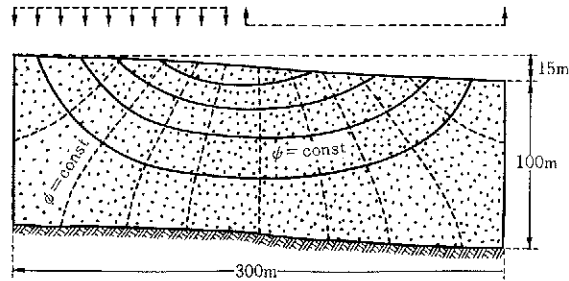


図4.3 勾配一様な傾斜地におけるポテンシャル分布とその流線 (Larsson, I., 1968)

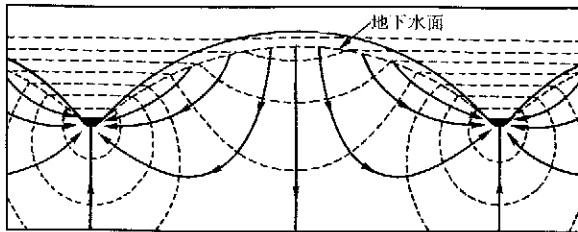


図4.4 地下水流動に及ぼす地形の影響 (Hubbert, M. K., 1940)

以上の説明からわかるとおり、地形（ことに地形面の高度と勾配）は、自然状態での地下水流動系の基本的なポテンシャル分布を与えており、地下水にとって極めて重要である。同時に地形分類は、点や線の情報としての狭い範囲でしか認識されていない地質情報を表層数十メートル以浅に限定されているが、広い範囲へ拡張解釈を可能にする機能を有しており、調査対象域

の水文学的類型化に極めて重要である。

水の地下での貯留・流動の問題には、水が通過する媒体の異方・異質性すなわち地下地質が大きく関与してくる（第8章参照）。

水の地表から地下への浸透涵養、地下から地表への湧出の問題には、地形と地質のほかには、地表と地下の境界部の異方・異質性すなわち土地利用と土壌が関与してくる。したがって、土地利用調査を次の二つの側面から実施し、浸透涵養の解析に資さなければならない。

- ① 水田の休耕、河川の改修等を含む土地利用の変化が地表水の地下への涵養や地下から湧水にどう影響しているか。
- ② 社会の発展に伴う水需要の増加が土地利用の変化（水田化、都市化、工場化、過疎化等）の面からどうとらえられるか。

地表水や地下水の挙動には地形と土地利用が大きく影響しており、水収支を検討するうえでも重要である。地形は、表4.1に示すようにその形成に要する年代が桁違いに異なり、地形の縮尺によっても異なるが、地表水や地下水の挙動にかかわるのは中地形～微地形である。この規模の地形は、地形学的観点からはもちろんのこと土地利用、災害対策等の観点からも種々の分類や類型化が試みられている。国土調査法における地形調査作業規定準則（昭和29年7月2日総理府令第50号）の地形分類の基準は、中小地形の分類では汎用性が高く参考になる。

山地、丘陵、台地、低地といった地形の大分類ごとの表層地質、地下水、土地利用の特徴を図4.5に示す。これらのやや詳しい説明を章末に掲載する。

表4.1 縮尺による地形の分類（古川ほか、1973を改変）

地形の縮尺		地図の縮尺	等高(深)線間隔	形の特徴を支配する 主要因	例	地形形成に 要する年代 の目安
① 大地形	地球規模の地形	<1/1,000万	1,000m	地殻の厚さ、プレートの運動	大陸、大洋底	10 ⁸ 年
	大地形(狭義)	1/1,000万~1/200万	200~500m	地震変動(内作用)	中央海嶺、島弧、海溝	10 ⁷
③ 中地形		1/100万~1/20万	50~100m	地殻変動、地質構造	山地、台地、盆地	10 ⁶ ~10 ⁵
④ 小地形		1/5万~1/1万	5~20m	気候(外作用)、岩質	谷、沖積低地、モレーン	10 ⁴ ~10 ³
⑤ 微地形		>1/5,000	0.2~2m	気候、岩質、土壌	河床、波食槽、構造土	10 ³ 以下

（貝塚爽平ほか、1985より）

地形の五大区分		地形と地質の概念的断面図				
地形の五大区分	名称	火山	山地	丘陵	台地	低地
地形の特徴		山頂を中心に対称的な形、寄生火山もある、火口、	標高約500m以上、傾斜20度以上の急斜面が多い、谷底には平地がほとんどない、	標高約500m以下、尾根の高さはそろっている、谷底にせまい平地がある、	まわりを崖にかこまれた高台または階段状の平坦地、数段に分かれ、谷で分離したものである、	河川とほぼ同じ高さで、下流ほど勾配の小さい平坦地、海岸線に沿う砂丘列、
地表付近の地盤の特徴		溶岩、岩塊、火砕岩、火山灰、	〔かたい岩石〕 第三紀以前の堆積岩、変成岩、火成岩、小起伏面には風化層、崩土、	〔やわらかい岩石〕 第三紀の堆積岩、火山岩、風化花崗岩、礫層、	〔固まっている地層〕 更新世の砂・礫・粘土・風化火山灰(赤土)、シラスなど、	〔固まっている地層〕 完新世の砂・礫・シルト・粘土・泥炭、
主な土地利用		林地、荒地、草地、	林地、荒地、草地、	林地、果樹園、畑、	畑、果樹園、草地、水田、	水田、畑、松林、果樹園、
地下水		山地と同じ、	裂か水、洞穴水、地表での発見は困難、断層沿いに多い、	主に被圧水、深・浅にあるが、少ない、	主に不圧水・被圧水、まれに潜水、深いが多い、	主に不圧水・被圧水、浅くて豊富、

図4.5 地形の五大区分とその特徴(鈴木隆介, 1977, 一部削除)

V: 火山岩, Gr: 変成岩, P: 古生界, M: 中生界, T: 第三系, Q: 洪積統, f: 断層

4.2 調 査 方 法

地形・土地利用は、既存資料の利用、空中写真判読、現地踏査により実施し、要求される内容や精度に応じ、十分な現地踏査を行わなければならない。

解 説

地形、土地利用調査の方法は、3.2 および 3.3 に準じる。

4.3 結果のとりまとめ

地形、土地利用調査結果は、調査対象域の地下水流動系のポテンシャル分布を推定するために必要な地形標高区分図、傾斜分級図、地形分類図、土地利用現況図等を作成するとともに、調査目的に応じて必要な解析を行い、要領よくまとめなければならない。

解 説

1. 地形調査のまとめ

地形調査結果は、調査対象地域の地下水流動系の自然状態におけるポテンシャル分布とこれを修飾する表層の異方・異質性を推定できる図表にまとめる。

一般には、1/25,000 地形図、またはこれより精度の高い地形図を基図とし、次に示すような図が作成される。

(a) 地形標高区分図

浸食によって地形が開析されている場合には、地下水面の多くは接谷面に近いところにある。したがって、接谷面図を作成し、その等高線を 2～5 m ごとに区分して標高区分図とする（地形が開析されていない低平地では地形図の等高線をなぞるだけでよい）。

(b) 傾斜分級図

地下水面は一般に地形の傾斜よりも緩勾配となる。地下水の地表露頭である湧水は段丘崖下など地形の遷緩線付近にあることが多い。これらを考慮し、地形の傾斜を以下の区分で分級し、遷緩線、遷急線を明示した傾斜分級図に仕上げる。

台地・低地では地形面の表面傾斜を例えば 1/10,000 未満, 1/3,000 未満, 1/1,000 未満, 1/300 未満, 1/100 未満, 1/30 未満, 1/10 未満に区分する。

また段丘崖, 丘陵, 火山地, 山地では例えば 3 度, 8 度, 15 度, 20 度, 30 度, 30 度以上に区分する。

(c) 地形分類図

地形は形態, 成因, 構成物質, 形成時期の各側面で共通するものをまとめ分類すると汎用性が高く, 地下水調査にも役立つことが多い。国土調査法による地形調査作業規定準則に基づく地形分類項目と定義を表 4.2, 4.3 に示す。これらを参考にして地域に最も適した分類作業を進めることが望ましい。

2. 土地利用調査のまとめ

土地利用調査結果は, 土地の空間的あるいは時系列的にみた利用実態を精度よく表現でき, この調査の過程で収集した水利用情報も合わせて掲載できる図にまとめる。一般には, 1/25,000 地形図, またはこれより精度の高い地形図を基図とし, 次に示すような図が作成される。

(a) 土地利用現況図 (最小表示単位は地図上で 2 mm × 2 mm 程度)

土地利用の区分は, 国土調査法による土地分類基本調査における土地利用種目, 不動産登記事務取扱手続準則に規定されている地目, 国土地理院の 1/25,000 土地利用図図式規定などを参考に地域に最も適したものを定め作業を進める。

土地利用の分類調査は, 下記のような区分で行う。なお, 農地用を区分する場合には, 各々のかんがい用水利用期間を明らかにしておくなど, 土地利用図を後続調査に用いる際に利用しやすいように工夫する必要がある。

① 都市機能による分類

- ・業務用地……商業地区, 業務地区等で建築物の被覆率が高く, 道路等は舗装され, 空間地が少ないもの。

表 4.2 地形分類項目と定義（国土調査法に基づく地形調査作業規程準則の分類表に加筆）

地形の分類		定 義	構成物質	地下水の賦存状態
大分類	小分類			
山地・火山地・丘陵地	山頂緩斜面	山地、火山地、丘陵地の山頂部や尾根部で表面傾斜が15度未満の緩斜面、平坦面または小起伏面	風化岩盤	一部不圧地下水 (風化亀裂帯)
	山腹緩斜面	山地、火山地、丘陵地の山腹にあって、表面傾斜が15度未満の緩やかな斜面	岩 盤	深層亀裂地下水
	山麓緩斜面	山地、火山地、丘陵地の山麓部にあって、表面傾斜が15度未満の緩やかな斜面	薄い砂礫を伴うことあり	不圧地下水
	一般斜面	山地、火山地、丘陵地に普遍的に発達する斜面で、表面傾斜が30度未満のもの	岩 盤	亀裂地下水 (一般に菜留)
	急斜面	山地、火山地、丘陵地の表面傾斜が30度以上の急斜面または崖	岩 盤	遅緩縁付近に湧水があること と多し
台	岩石台地	地表の平坦な台状または段丘状の地域で、基盤岩が出ているかまたはきわめて薄くかつ、軟弱な被覆物質でおおわれているもの	基盤岩	岩盤中の亀裂に賦存
	砂礫台地	地表の平坦な台状または段丘状の地域で、厚くかつ軟弱な砂礫層からなるもの	砂礫、シルトを含む	不圧地下水・段丘崖で湧出
	石灰岩台地	石灰岩からなる台状の地域で、石灰岩特有の溶食形を示すもの	石灰岩	石灰岩の中に空洞や開亀裂中に存在
地	火山灰砂台地	火山灰砂礫の一次的堆積によってできた台状または階段状の地域で、きわめて厚い火山灰砂礫からなるもの	火山灰堆積物 泥流堆積物	一般には下層に不圧地下水、一部は被圧地下水
	溶岩台地	溶岩でおおわれ、周囲の崖で囲まれた台状の地域	溶 岩	溶岩トネル流下地下水が 主亀裂飽和地下水はまれ

谷底平野	谷底にある平坦面で現在河流の冲積作用が及ぶ地域	砂礫、ときにシルト	不圧地下水が主、一部に不完全被圧地下水
扇状地	山麓部にあつて、主として砂礫質からなる扇状の堆積地域	砂礫、扇端部はシルト挟在	扇尖部は深層不圧地下水 扇端部は被圧(自噴)地下水
三角洲	河川の河口にあつて、主として泥土からなる低平な堆積地形の地域	粘土・シルト・砂一部に砂礫	被圧地下水
干潟	潟または湖の干上がったもの(干拓地および塩田も含む)	砂礫	〃(豊富でない) 伏流水
河原	流水におおわれることのない川沿いの裸地	砂礫	淡水の地下水期待薄
礫灘	汀線付近の平坦な礫岩地域	基盤岩	
浜	汀線付近の砂礫でおおわれた平坦地	砂	地下水はあるが塩水に注意

(備考) 緩斜面は表面傾斜3度未満、3度以上8度未満、8度以上15度未満に分類する。また、一般斜面は遷移点など顕著な傾斜変換が認められる場合にこれを細分する。また、台地・低地は原則として表面傾斜1/10,000未満、1/10,000以上1/3,000未満、1/3,000以上1/1,000未満、1/1,000以上1/300未満、1/300以上1/100未満、1/100以上1/30未満、1/30以上に細分。

表 4.3 土地分類調査における特殊地形と定義

地形の分類	定 義
地すべり地形	基盤の傾斜が比較的ゆるやかであって、地表面の原形を極端に変えることなく、山腹斜面が徐々に滑動して生ずる地形
崩壊地形	山腹斜面または崖の一部が急激に崩壊して生じた跡の地形で、灌木が生育している程度になったものまでとする
麓斜面および崖錐	傾斜地の下方に生じた岩屑からなる堆積地形
泥流地形	泥流によって生じた不整形の地形
土石流地形	岩塊、泥土などが水を含んで移動し、かつ堆積して生じた地形
塊状溶岩地形	
砂礫堆	波、河川または潮流もしくは氷河により生じた砂礫の堆積した地形
被覆砂丘	風によって生じ、かつ砂からなる波状地形で、植物でだおわれているもの
裸出砂丘	風によって生じ、かつ砂からなる波状地形で植物でだおわれていないもの
湿地	排水不良で湿地性植物の生育する地域
泥炭地	分解の進んでいない湿地性植物の遺体で、その組織が肉眼で認められるものが、黒褐色または黄褐色を呈して堆積している地域
天井川	人工堤防設置の結果として、河床が平野面より高くなった河筋
潮汐平地界	潮汐平地の海側の境界
岸決壊	海岸または河岸の一部が崩壊し、崖を形成しつつある場所
遷移点	河床の傾斜度が急激に変化する地点
崖	長く伸びる急傾斜
裸地・露岩地	植生を欠き、岩盤または地層が裸出している崖、斜面および平坦地
やせ尾根	幅狭い尾根およびナイフエッジになった尾根
凹地、微凹地	陥没地、風溝、河川旧流路など一般面より低い土地
微高地	自然堤防・埋積段丘など、一般面よりわずかに高い土地
人工改変地Ⅰ	湖沼、河川敷、干潟などの埋立地または干拓地
人工改変地Ⅱ	丘陵などの斜面を切り盛りして整地した平坦地および人工改変地Ⅰ以外の人工改変地

〔備考〕 別表2の他次の事項を図示するものとする。

1 1, 2級水系およびその河川流域界

2 おもな治水、利水構造物

ダム…堰堤高15m以上のダムについて位置とダム名および有効貯水容量(m³)とその目的(略記号で、⑤、⑥、⑦、⑧など)を記入する。

貯水池、湛水区域を記入する。

堰、水門

樋門、樋管 } 主要なものについて位置とその目的を記入する。

ポンプ場

3 国 道……白抜き

4 県 道……白抜き

5 起伏量を基にした地形・地域区分界とその名称

(図郭外左外下隅に縮尺20万分の1で図示)

〈官公庁等の公的用地はできるだけ区別し、人工涵養の可能性を検討する〉

- ・住宅用地（高密度）……一般住宅地区、住工混合地区で建築物の被覆率が35%以上のもの。
- ・住宅用地（低密度）……高層住宅地区、村落等で建築物の被覆率が35%以下で空間地率の高いもの。
- ・工業用地……工業地区で、工場に付帯した事務所、倉庫、材料置場等を含む。

〈地下水汚染物質が使用されているかについても検討する〉

- ・公共用地……文教地区、運動競技施設等。
- ・公園および緑地……公園緑地、動物園、植物園、庭園、神社、墓地、寺院、運動場等。

〈人工涵養の可能性を検討する〉

- ・空地……空地、未利用または造成中の盛り土地等。
- ・交通施設……主要道路、鉄道等。

〈透水性舗装を区別する〉

② 農用地の分類

- ・水田……水稻、蓮、イグサ等の田（休耕も含む）。

〈かんがい用水源、利用期間を明らかにしておく〉

- ・畑……普通畑。
- ・樹園地……果樹園、桑畑、苗木畑等。

〈防除用水源、利用期間を明らかにしておく〉

- ・茶園……茶畑。
- ・牧草地……牧草地、牧草等。

〈施肥の実態と硝酸態窒素による汚染の可能性の検討〉

③ 森林などの分類

- ・一般林……針葉樹、広葉樹、混交樹等の壮齡林。

〈できるだけ上記3種を分け、常緑と落葉を区分する〉

- ・幼齢林……樹高2 m以下の幼齢林。
- ・その他の森林……竹林，篠地，矮小林等。

〈竹林は独立させる〉

- ・皆伐跡地……5年以内の皆伐跡地。
- ・草地……草地，荒地等。
- ・裸地……露岩地，禿藪地等。

④ 水域，利水施設等

- ・河川・溜池・湧泉等。

〈改修状況も記載する〉

- ・井戸……浅井戸，深井戸の区別。
- ・取排水路および施設。
- ・上下水道施設。

⑤ その他

- ・地下水規制区域等。

⑥ 参考資料

国土地理院	…5万分1土地利用図，2.5万分1土地利用図
都道府県	…5万分1土地利用現況図
国土庁・経済企画庁	…20万分1土地利用可能性分級図（土地利用現況図）
国土庁	…5万分1利水現況図

（b）土地利用変化図

既存の土地利用図と，新たに調査して作成した土地利用図と対比して，例えば河川の改修，水田の休耕，造成工事，ビルや工場の建設など土地利用の変化が著しいときは，土地利用現況図と同じ縮尺で土地利用変化図を作成し，土地利用変化が地下水の存在状態に変化を与えたかどうかを検討する。ただし，土地利用変化が著しくないときは土地利用現況図の上にそれがわかるように表示すればよい。

第5章 地下水利用実態調査

5.1 目 的

地下水利用実態調査は、地下水利用施設の分布、構造、地下水利用量を把握し、地下水賦存・流動状況の検討、水収支解析、地下水の開発・保全策の検討を行うことを目的として実施する。

解 説

地下水は、井戸や集水埋渠などの施設によって揚水利用され、また、地下水が自然的に流出し形成されている湧泉や湧水池においても利用されている。このような自然的、人為的な流出による地下水利用は、その対象地域の地下水賦存・流動状況に関係しており、それによって水収支関係や水循環の形態が形成されている。そのため地下水問題の解析検討や地下水の適切な利用の解析検討において、利用位置分布や利用量などの把握が必要である。そしてその地下水の情報は実際には井戸や湧泉などにおける測定資料から得られる。したがって、地下水利用実態調査は井戸や湧水などの現況を把握するために実施し、それらの位置や数、構造や規模、揚水量や湧水量、利用パターンや変化などの資料によって地下水の利用分布や流出状況が明らかになる。

新たに地下水を開発利用する場合、地下水開発の可能性の検討や影響の検討をするために、地下水利用実態調査によって井戸や湧泉などの状況が把握される。また、地盤沈下や塩水化など地下水障害が発生している場合、その対策を検討するために地下水利用実態調査が行われ、井戸状況や揚水量など

が把握される。すでに地下水開発が進み、多くの施設によって地下水の利用が行われている場合には、地下水利用実態調査によって井戸や揚水状況などを把握し、適切な利用のために地下水管理が検討される。また、主に都市部において、地下掘削工事や地下水に係る工事を行う場合、既設井戸利用への影響や周辺への影響を検討する必要がある、地下水利用実態調査によって井戸や湧泉などの状況が把握される。

5.2 調 査 方 法

地下水利用実態調査は、所期の目的が達成できるよう、資料調査、アンケート調査、訪問調査等によって行うものとする。

解 説

地下水利用実態調査の方法は、まず資料調査からはじめ、さらにそれをもとにアンケート調査や訪問調査を行い、地下水利用の現状の把握に努める。

1. 資 料 調 査

昨今の地下水利用の増大によって地下水位低下を引き起こし、地盤沈下現象が発生し、その対策として各地域の地下水揚水規制や適正利用が進められてきた。そのため、条例によって地下水利用の届出義務が制定されている地方自治体においては、「地盤沈下調査報告書」が毎年だされており、その中に揚水利用状況の資料が含まれている。この資料は揚水利用の現状を示しており、これによって地下水利用の必要とする情報が得られる。

また過去の井戸状況を示す資料としては、「全国地下水(深井戸)資料台帳」(国土庁、経済企画庁)があり、井戸分布や帯水層の把握の資料として有効に利用できる。まとまった地域での地下水利用状況を示す資料は、「水道統計」(厚生省)や「工業統計」(通商産業省)があり、地域的な揚水量の情報が得られる。

都市部などの地下掘削工事では、周辺の民家の井戸と関係する場合が多いが、民家の井戸は小規模で個人所有であるため、まとめられた井戸資料はほ

とんど見られない。その中で揚水使用量が下水道料金に関係している場合は、各自治体の下水道部に井戸所有者と使用水量の資料がある。また、水質試験を実施している保健所には一部分の井戸所有者の資料がある。これらの既存の資料は、訪問聞き取りによる地下水利用状況の把握にあたって有効に活用することができる。

2. アンケート調査と訪問調査

地下水利用はその目的によって工業用、建築物用、水道用、農業用、その他の各用途に分類され、それらの用途の地下水が調査対象となるが、場合によっては温泉水、天然ガス水も調査の対象になることがある。

主な調査内容として次の項目が挙げられる。

- ① 井戸の所在地および所有者または管理者
- ② 業種および規模
- ③ 用途別1日当たり地下水使用量および年間使用量
- ④ 使用時期
- ⑤ さく井年次
- ⑥ 井戸の深さおよび標高
- ⑦ 井戸側管の口径
- ⑧ スクリーンの位置
- ⑨ さく井時の水位（静水位および揚水水位）
- ⑩ さく井時の揚水量
- ⑪ 現在の水位
- ⑫ 現在の揚水量
- ⑬ 揚水機の吐出口径、運転日数、運転時間、馬力、揚程および機種
- ⑭ 水質資料

地下水利用状況の調査方法はアンケート調査と訪問調査によるが、調査内容項目について、すべて所有者または管理者が把握しているとは限らないため所有している井戸資料を借用したり、現地を調査する必要がある、この両者が併用される。まずアンケート調査を行い、必要に応じて訪問調査によりその結果を補う。

地下水利用状況調査の概略の流れは次のとおりである。

圖 5.1 調查票

本調査についておわかりにならないことがございましたら、下記へお問い合わせください。

氏名 _____
電話 () _____

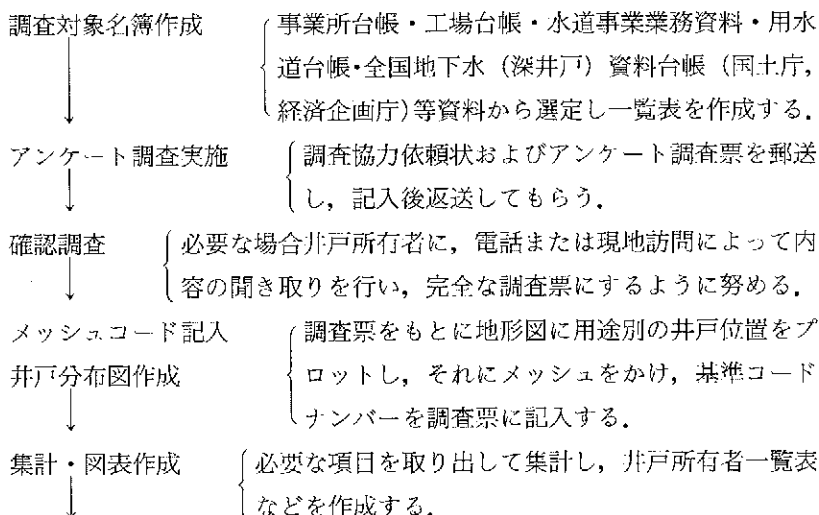
1. 記入に当たっては、各項目の説明を読んで **ふとわく** 内の該当する欄に記入してください。

6. 現在の掘水量 ⑩ は、最近1ヶ月間の掘水量をその月の日数（例えば、30日）で割ったものです。
7. 年間最多掘水量 ⑪ と年間最少掘水量 ⑫ は、当該年度の月別掘水量の実績の内でもっとも多く掘水した月、あるいはもっとも少なく掘水した月の掘水量をその月の日数で割ったものです。
8. 掘水を休止している井戸については休止した年月 ⑬ とその理由を備考欄 ⑭ に記入してください。休止井についても ⑩ ⑪ ⑫ をのぞいた各該当欄は記入してください。

[illegible]

⑭ 6 月			⑮ 7 月			⑯ 8 月			⑰ 9 月			⑱ 10 月			⑲ 11 月			⑳ 12 月			㉑ 平均			㉒ 備考	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26

のサンプル



アンケート調査票は、工業用、建築物用、水道用、農業用、その他など利用目的によって分けられ、用途により調査内容が多少異なる。図 5.1 に調査票の一例を示す。

民家の井戸や湧水などの地下水利用現状調査は、町内会や区会を通じてアンケート調査を行うかまたは訪問調査を主体に実施することが多い。民家の井戸は一般に工業用や水道用などと比べて揚水量が少なく規模が小さいため、関連資料がほとんどないことが多い。

民家の井戸における主な調査内容として次のような項目があげられる。

- ① 所有者および使用者の住所氏名
- ② 井戸の所在地
- ③ 使用人員・時間
- ④ 水道施設の有無
- ⑤ 井戸の形式（開放、密閉、打込み等）
- ⑥ 用途（飲用、雑用等）
- ⑦ 水の出具合、使用ポンプ仕様（良、普通、悪など、電力量等）
- ⑧ 井戸の新設から現在に至る経過（過去の枯渇時期、水質試験結果、井

井戸番号	調査年月日	平成 年 月 日	調査内容及実態	井戸型式	1.堀ぬき井戸(密閉井戸・開放井戸) 3.打込み井戸 2.ボーリング井戸 4.湧水(横井戸)
住所 (ふりがな) 氏名	番地	電話 ()		井戸構造	①井戸内径 cm ②井戸外径 cm ③井戸高 cm ④地盤高 m ⑤井戸深さ m ⑥実測水位 m
職業	1.農業 2.自営業 3.会社員 4.公務員 5.その他()			調査時の可能性	1.可能 2.不可能 1.可能 2.不可能
井戸所在地	番地			揚水機種類	1.手押ポンプ 4.自噴 2.電動ポンプ(地上、水中) 5.その他 3.つるべ ()
利用状況	使用人員 名(大人 名, 小人 名, 乳児 名)			その他	①推定井戸年数 年 ②深 井 戸 井 戸 a.有 b.無
地下水質の状況	1.水量は多く枯れたことがない 2.季節によって枯れることがある 3.最近枯れやすくなった 4.その他()				
地下水質の状況	1.生で利用している 2.沸騰してから利用している 3.沸騰が悪く利用していない 4.その他()				
上水道の普及状況	1.上水道は入っていない 2.上水道と並用 a 上水道が主 b 地下水が主				
下水道の普及状況	1.下水道施設あり 2.し尿類の自家処理あり 3.普及していない a くみ取り b 堆肥利用 c その他()				
井戸周辺の地形	1.沖積地 2.河川に近い(30m以内)沖積地又は 洪積地 3.緩丘 4.扇状地 5.丘陵 6.山地 7.山間低地 8.その他()			現況見取図	備考

図5.2 民家の井戸を対象とした調査票

戸掘削時状況資料等)

⑨ 位置状況 (目的によって、工事場所からの距離等)

⑩ 測水可否

図5.2 に調査票の一例を示す。

5.3 結果のとりまとめ

調査結果は、地下水利用施設の分布、利用量とその位置・深度を明らかにできる図表として表現するほか、調査目的に応じて必要な処理・分析を行い、要領よくとりまとめるものとする。

解 説

地下水利用実態調査の結果は、既存資料や調査票をもとに、調査した地下水利用施設を一覧表に整理し、それに対応した井戸分布図や湧水分布図を作成する。

また、調査目的に対応した分析を行うために、調査内容を項目別に統計的にまとめ、揚水量分布や変動図などを作成する。

集計分析は、必要に応じて地域別や用途別など、概ね次のように分類して行い、また主要帯水層ごとに取りまとめることが望ましい。

- ① 行政区域別または地下水域、調査対象地域別の井戸本数および用途別揚水量
- ② メッシュコード別井戸本数および用途別揚水量
- ③ 市町村別 1日当たり揚水量別井戸本数および揚水量
- ④ 市町村別 深度別井戸本数および揚水量
- ⑤ 市町村別 吐出口径別井戸本数および揚水量
- ⑥ 市町村別 用途別地下水使用量
- ⑦ 地区別 (または市町村別) さく井年次別深度別・吐出口径別井戸本数および揚水量
- ⑧ 市町村別 最浅スクリーン深度別井戸本数および揚水量

⑨ 地区別（または市町村別） 吐出口径別最浅スクリーン深度別井戸本数および揚水量

これらの集計結果を一覧表にまとめて示し、それをもとに適切な分布図や変動図を作成する。図5.3は市町別・用途別井戸利用状況および用途別揚水量の経年変化を作成した図の一例である。

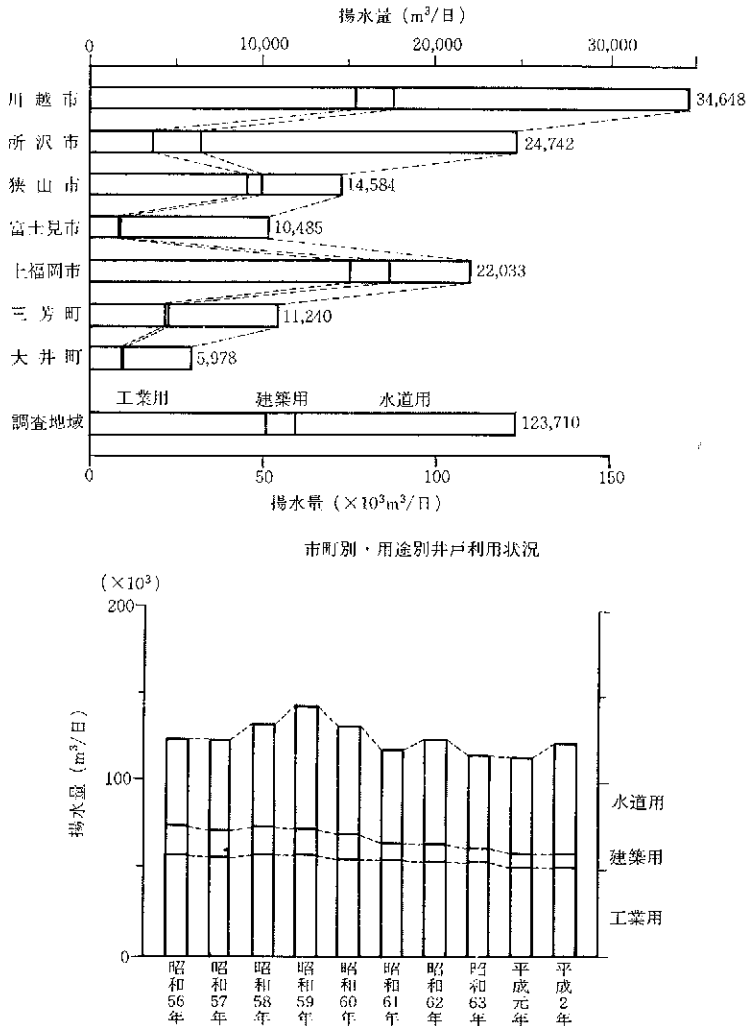


図5.3 市町別・用途別井戸利用状況および用途別揚水量経年変化

地球上の水は気圏、水圏、地圏の3圏の環境を循環している。降水により地表に到達した水は、一部は直接蒸発し、一部は表面流出して河川水、湖沼水等の地表水となり、この残りの部分が地中に浸透する。地中に浸透した水は土壌水となり、この一部はさらに下方に移動して帯水層に至り地下水を涵養する。土壌水や地下水の一部は蒸発散の過程を通じて気圏に帰る。また、陸水の2形態である地表水と地下水とは、伏没、湧出等の形で交流しながら最終的には海に注ぐ。そして陸水および海水の水面からの蒸発により、水はまた気圏に帰るという過程をたどっている。

このように地下水は大気中の水分、地表水および土壌水とは水文学的相互依存関係にあることから、地下水環境を評価する際には、降水量、蒸発散量、表流水流量、土壌水分等、直接的には地下水体に関係しない水文環境因子についてもデータを必要とすることが多い。本章ではこのようにいわば地下水に関する外的環境因子とも呼ぶべき水文環境因子の調査、観測についてまとめる。

2. 水文調査に関する法規・技術基準等

水文調査（観測）は、河川管理、国土の実態調査、気象業務等の一環として、建設省、気象庁、地方自治体等で広く実施されており、これに関連して各種の法規や技術基準等が存在する。水文調査を実施する場合、その内容によってはこれらの法規の一部の適用を受ける可能性があるので注意が必要である。また、既存のデータとの互換性への配慮あるいは既存の観測データの有効利用を考えるうえでは、関連する技術基準等の内容について知っておくことが大切である。このような観点から重要な関連法規、技術基準等として以下の三つがあげられる。

- ① 国土調査法
- ② 気象業務法
- ③ 河川砂防技術基準（案）

上記のうち③は建設省における水文観測の観測機器の選定条件、設置方法、観測の実施方法等についての統一的な基準をまとめている。なお、水文観測の機器や実施方法等についての詳細を記した手引書に当たるものとして、建設省水文研究会著の「水文観測」があるので参考にするとよい。

6.2 水文気象調査

水文気象調査は、地下水涵養量の把握に必要な資料を得ることを主たる目的とし、調査地域の特性、利用可能な資料の有無などを勘案し、所期の目的を達成できるよう観測項目を適切に選定しなければならない。観測方法および整理は、気象業務法および河川砂防技術基準（案）に準拠することを原則とする。観測記録および整理資料はあらかじめ定めた保管区分に従って保管しなければならない。

解 説

広域的な気象観測は、アメダスなどの観測データがあり、そのデータは利用しやすく精度的な信頼度も高いことから、予備調査や概査の段階だけでなく本調査の段階においても利用する価値が大きい(第3章参照)。しかしながら、対象地域によっては適当な観測所のない場合やあっても必要な時期にデータの入手ができない場合があり得る。また蒸発散量、表流水流量、土壌水分等の調査のように同時に現地で取得された気象データのあることが望ましい場合もある。

本節はこのように地下水調査の目的で独自に水文気象に関する調査、観測を行うことが必要な場合の方法や設備などについてまとめている。なお、本項に関する技術的な事項の多くは「河川砂防技術基準（案）」および「水文観測」に詳しく述べられているので必要に応じてこれらを参照するとよい。

1. 水文気象調査の項目

地下水に関係する気象因子としては次のようなものがあげられる。

- ① 水収支解析のパラメータとなる因子：降水量，蒸発散量
- ② 地下水位変動に関係する因子：降水量，気圧等
- ③ 地下水温に関係する因子：気温，地中温度等
- ④ 蒸発散量に関係する因子：気温，湿度，日射量，風速等
- ⑤ 降雪地の水の流出（融雪）に関係する因子：降雪量，積雪深，気温，日射量等

上記のように、一般的な気象観測のかんりの項目が地下水に關係しているが、最も重要な因子は降水量と蒸発散量の二つであり、実際に観測される機会もこの二つがほかになべて圧倒的に多い。なお、蒸発散量については6.4で述べることにし、ここでは降水量観測を主な対象として扱う。

2. 観測所の設置条件

降水量の観測所は調査対象区域を概ね均一の降水状況を示す地域に区分し、その地域ごとに配置する。一般的には概ね50 km²に1観測所を設置するのがよいとされているが、降雨特性が単純でよく把握されている地域では、配置密度はこれより疎であってもよい。逆に、ダムの周辺地域や都市河川流域などのように、調査対象地域が狭くても2箇所以上の設置が必要な場合もある。

観測所の設置場所は地形図や空中写真等を用いて数箇所の候補地点を選定し、最終的には現地踏査を行って決定する。選定に当たっては次のような条件に留意することが大切である。

- ① 地形の狭窄、風衝・風背その他特殊な降水状況を示す場所でないこと。
地形が平坦で、気流ができるだけ水平になるような場所を選ぶ。
- ② 洪水するおそれがないこと。
- ③ 開放された土地があり、空気流線の変化が少ないこと。
概ね10 m四方以上の広さがあり、建物や立木の高さの4倍以上離れているのが望ましい。
- ④ 観測に安全で便利なこと。
崖崩れなどによる観測の支障が生じない場所であること、観測用地や観測員の確保が容易で維持管理の作業条件もよい場所であることなど。

3. 観測機器と観測方法

(a) 関連法規等

気象データは公共性や汎用性を持つものであることから、得られた値が地域代表性、互換性のある値であり、かつ信頼できる値であることが求められる。それゆえ気象観測に関しては、観測の場所、時刻、方法、機器等がある一定の共通条件に従って実施されるように、法律、規程等による定めがある。水文観測のための気象観測における機器の選定や観測の方法については、水文観測業務規程、気象業務法および関係規則(表6.1)に適合した機器を用い

た観測を行うこととする。

表 6.1 水文観測業務規程および気象業務施行令に定められた技術基準

観測項目		観 測 手 段	最小位数
気 温		地表面上 1 m に設置された百葉箱内のガラス製棒状温度計およびガラス製最高最低温度計による	1/10°C
降水量		自記雨量計および露場に設置された普通雨量計による、ただし、多雪地において降雪がある場合は門筒型雪量計によることができる	1/10mm
積雪深		露場に設置された雪尺または積雪板による	1 cm
蒸発量		蒸発皿による	1/10mm
気 圧		気圧計（自由大気にあつては、ラジオゾンデ、メテオグラフ等）を用い、ヘクトパスカルで測定	1 hPa
蒸気圧		湿度計を用い、ヘクトパスカルで測定	1 hPa
露点温度		湿度計を用い、度（摂氏）で測定	1°C
相対湿度		湿度計（自由大気にあつては、ラジオゾンデ、メテオグラフ等）を用い、パーセントで測定	1%
風	風向	風向計（自由大気にあつては、測気球等）を用い、または目視により、11方位または8方位（自由大気にあつては度）で測定	自由大気にあつては1度
	風速	風速計（自由大気にあつては、測気球等）を用い、メートル毎秒で測定	1 m 毎秒
日照時間		日照計を用い、時で測定	0.1時
日射量	全天日射量	日射計を用い、メガジュール毎平方メートル毎時で測定	0.1メガジュール毎平方メートル
	直達日射量	日射計を用い、メガジュール毎平方メートル毎分で測定	0.1メガジュール毎平方メートル

(b) 降水量観測

(i) 雨量観測

雨量観測は原則として自記雨量計を用いて行う。自記雨量計として一般的に用いられているのは転倒ます型雨量計である。

(ii) 降雪量観測

降雪地帯では、年間降水量の 40～50 % を降雪で占める場合もあることから、降水量観測上、雪の観測が重要である。雪の観測の方法には、①雪を水

当量として測定、②雪の深さを測定の二つがあり、測定機器として、①については、円筒型雨雪量計、転倒ます型自記雨雪量計、はかり型自記雪量計等があり、②については雪板や雪尺が一般的である。

(c) 観測上の一般的留意事項

観測を実施するにあたっては、機器の選定や設置の方法、自記紙の交換、機器点検、記録の補正、観測所の点検・整備、観測所台帳等の作成などに関して細かい注意が必要になる。これらの事項については「河川砂防技術基準(案)」および「水文観測」を参照されたい。

4. データ整理および保管

自記紙などの観測記録を収集し、記録を読み取り、必要な計算や検討を加えて整理し、決められた形式の表にして保管するまでの作業を観測資料の整理という。

(a) 整理の様式と方法

降水量の記録は、以下のような様式に従って整理されるものとする。詳細は「水文観測」に述べられており、参考にするといよい。

① 時間雨量月表(水研様式一雨量1)

各月について毎正時の前1時間の降水量を自記紙から読み取り、該当する欄に記入する。また24時間降雨量(当日9時から翌日9時までの降水量)を求め、日雨量とする。なお、気象庁ではこの日雨量を当日0時から24時までの降水量とした時代もあるのでデータを比較する際には注意が必要である。

② 日雨量年表(水研様式一雨量2)

年間の日雨量を時間雨量月表より転記作成。

③ 日雨量月表(水研様式一雨量3)

流域に配置された観測所ごとの日雨量を日雨量年表から転記作成。

(b) 照査および保管

整理にあたっては、段階ごとに十分な照査を行い、データの信頼性確保に努めなければならない。また、観測記録および整理資料は確実に保管するために、あらかじめ保管の区分を明確にし、さらにこれらの受渡し方法についても定めておく必要がある。

6.3 表流水流量調査

表流水流量調査は、地下水域内における表流水と地下水との交流関係を把握し、地下水の水収支を検討することを主たる目的として実施する。流量観測所は、調査対象地下水域に係る水系の分・合流、地下水との交流等を考慮して、所期の目的が達成できるように適切に配置しなければならない。流量観測所の設置および観測は、河川砂防技術基準（案）に準拠して行うものとする。

解 説

地下水域内において、表流水と地下水とは相互流入入の関係にあるが、河流、流路、流域の地形や植生の特性、地下水の賦存状況等によって地下水と表流水との間の相互の影響の度合は異なる。

表流水と地下水の交流関係には、

- ① 平衡河流
- ② 失水河流
- ③ 得水河流

の三つのタイプ(図 6.2)があり、②では表流水から地下水への涵養、③では地下水から表流水への湧出が起こる。

表流水流量調査は、対象とする地下水域内での表流水の流量の変化を的確に把握することで、このような表流水と地下水との相互流入入の関係を追跡しようとするものである。表流水と地下水とは相互流入の関係にあるとはいいながら、その関係は複雑かつ微妙であり、これを追跡することは困難を伴う場合も少なくない。例えば、表流水と地下水との間の水の交換量は、表流水の運動量に占める比率のうえでは圧倒的に小さいのが一般的であり、それゆえ地下水涵養に関連した表流水流量調査は流量調査の中でも特に高い精度が要求される訳であるが、特に河川の流量が多い場合には交換水量の占める割合が非常に小さくなり、交換水量の算出は困難になることがある。また流量観測は雨量観測や水位観測等と比較して危険度の高い作業を伴うため、観

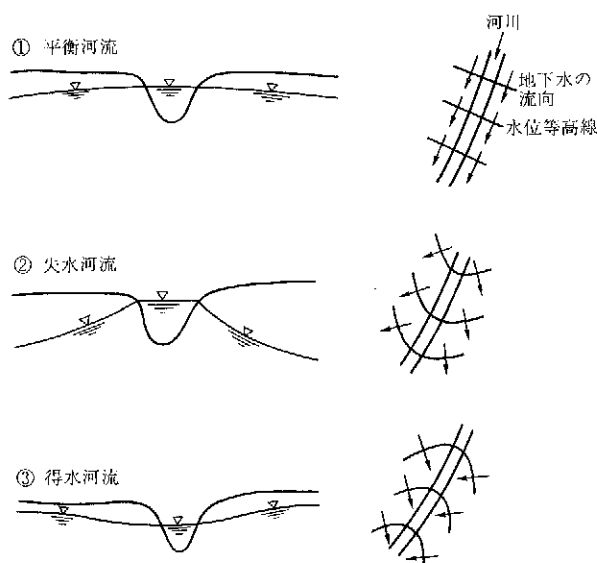


図 6.2 表流水と地下水の関係

測の場所や時期について限定せざるを得ないこともあるが、これが観測精度に影響する場合もある。このようなことから、流量観測の計画に当たっては、対象地域の水文学的あるいは地質学的条件だけでなく現地の調査の実施条件をも考慮に加え、その観測の有効性あるいは観測手法の適用性などについて十分な吟味を行うことが重要である。

1. 流量観測所の配置と観測場所の選定

河川で流量を観測する地点を流量観測所と呼ぶ。流量調査の対象範囲や必要な観測密度は表流水と地下水の関係する範囲や関係の複雑さなどによって大きく異なるものであることから、調査の計画においては地形図、水文地質図、河川縦横断面図を利用するとともに必要に応じて現地踏査を実施し、当該流域の水系、分・合流の状態、地下水の分布や予想される表流水との関係、既存の観測所の位置等について十分考慮しながら観測所の数や配置を決定する必要がある。

流量観測所は下記のような地点に配置するのがよい。

- ① 主要な表流水の対象地下水域内への浸透点および湧出点。
- ② 主要な表流水が対象地下水域内で分・合流する地点。
- ③ 地形・地質等の変化により、河川水と地下水との相互関係が変化すると思われる地点。

観測所の配置を決定した後、現地踏査を行って具体的な観測場所を選定する。

観測場所の選定に当たっては、次のような事項に留意する必要がある。

- ① 水位観測所が設置できること。
- ② 流路や河床の変動が少ないこと。
- ③ 流れに瀬や淵の部分がなく、水筋が安定していること。
- ④ 直上・直下流に急激な湾曲や横断方向に流量が極端に集中したりすることがなく、測定精度に信頼が持てること。
- ⑤ 安全に作業ができ、維持管理が容易なこと。

2. 流量観測所の設置に伴う設備・作業等

- ① 流量観測値は、水位と関連づけて水位流量曲線をつくり水位時系列から流量時系列を求める必要があることから、流量観測所には必ず水位観測所を併置する。
- ② 流量観測所においては、流量観測横断線を設定し、この位置を示すために横断線標を設置する。この横断線は、流量観測の基線となるものであり、対象となる河川の流心に直角な方向に設定される。
- ③ 河川砂防技術基準（案）では、観測所を設置した場合には観測所の付近に標識を設置すること、観測所台帳を作成することなどを定めている。

3. 観 測 方 法

地下水調査における流量観測では、一般的には流速計方式が用いられることが多いが、流量の小さな小河川や溪流の測定においては堰およびその一種のパーシャル・フリュームあるいは塩分希釈法のほうが適する場合がある。なお、河川における流量観測には、これ以外に浮子方式および超音波流速計方式等もあるが、地下水調査の目的で使われることは少ない。観測方法はそれぞれの方式の特質・適用条件と対象河川の流量、観測場所の条件を十分考慮して選定しなければならない。

〔参考〕 塩分希釈法による流量観測

0.5～2 リットルの量の食塩水（濃度 10,000～50,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ）を溪流または小河川に瞬間的に投入し、5～20 m 程度下流側において河川水の電気伝導度の増加を記録する。記録は電気伝導度の変化を 5 秒単位で読み取る。測定は同一地点で 2～3 回行う。投入食塩水の計量には 500～1,000 cc のポリエチレン製のメスシリンダを用い、食塩は市販のものを 1 測定に大きじ 2～4 杯分くらいを用いる。電気伝導度の測定には電気伝導度計（電気水质計）を用いる。測定対象河川は乱流河川であることが条件となる（普通の山地や溪流の流れはほとんど乱流河川とみなし得る）。この方法は、測定結果の精度や再現性は必ずしも高いとはいえないが、流量変動の大きな山岳河川や小溪流における簡便調査法として実用的なものである。測定距離（塩分投入地点から測定地点までの距離）の決定、投入塩分量の決定および流量算出の方法は以下のとおりである。

① 測定距離（ L ）

$$L = 0.13C (0.7C + 6) / g \times B^2 / h$$

ただし、 B ：川幅（m）

h ：平均水深（m）

g ：重力加速度（ m/sec^2 ）

C ：シェーザーの係数（ $15 < C < 50$ ）

② 投入塩分（食塩水）量

標準投入塩分量

河川流量（ $\text{m}^3/\text{分}$ ）	投入量（cc）
0.05	50～ 100
0.10	100～ 250
0.50	250～ 500
1.00	500～ 1,000
10	1,000～ 2,000
100	5,000～10,000

③ 流量の算出

$$\text{流量 } Q = q \cdot E / [\lambda(t_n - t_0)]$$

ただし、 q ：投入食塩水の量

E ：投入食塩水の電気伝導度

t_n ：溪流の電気伝導度増加の終了時間

t_0 ：溪流の電気伝導度増加の開始時間

λ ：溪流の平均増加電気伝導度（ $\lambda = E_{\text{ave}} - E_0$ ）

E_{ave} ：測定中の溪流の平均電気伝導度

E_0 ：食塩水投入前の溪流の電気伝導度

4. 観測データの整理

流量観測によって得られたデータをもとに、流量計算、断面計算、最小自乗法による水位流量曲線計算、流況計算等がなされ、この結果は定められた様式に従って整理される。この様式でのデータの整理については建設省水文研究会著の「水文観測」に詳しい。

地下水調査のための流量観測の場合、その実施期間、測定間隔、手法等において必ずしも「水文観測」に掲載されているすべての様式を満足するような観測が実施されるとは限らないが、適用可能な範囲内においてはできる限りこれに準拠した整理を行うことが望ましい。比較的作成されることの多い整理様式として、観測流量および水位流量曲線図があげられる。

5. データの加工

整理された流量データをもとに、必要に応じて他の地下水調査データを加えて、ハイドログラフ、河道の流量分布図等の資料を作成することは、表流水と地下水の交流関係の解析に役立つ。

(a) ハイドログラフ

河道のある地点（区間）における流量の状態量の時間変化を図示したものをハイドログラフという。ハイドログラフは、流出解析の基本となるもので、表面流出、中間流出、基底流出等の成分から構成され、その形状は雨の降り方や流路の状態（河道の地形、潤辺の地質性状、地被状態等）などによって

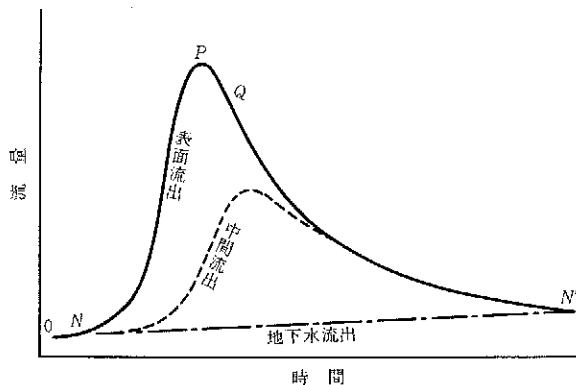


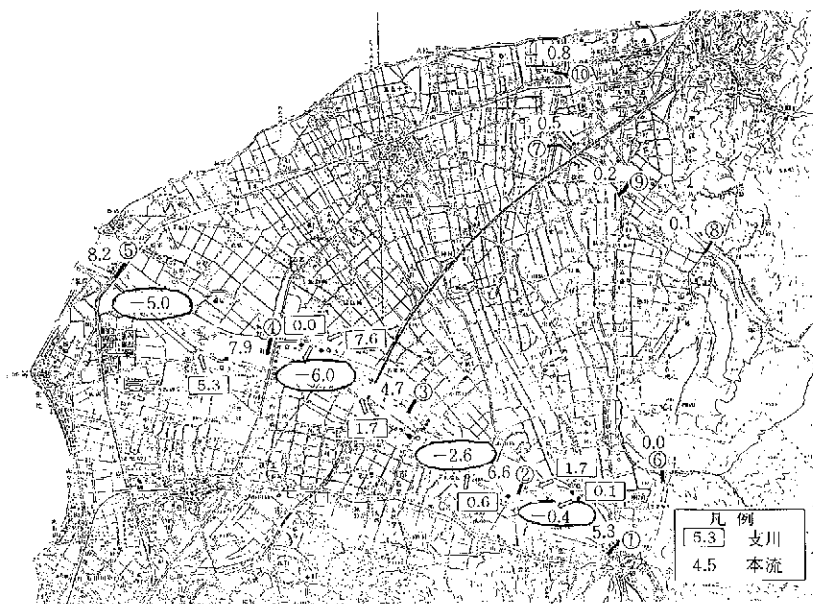
図 6.3 ハイドログラフの例 (水文気象学)

異なってくる。

図6.3はハイドログラフを模式的に示したもので、この図のONN'は基底流量といわれ、地下水からの湧出涵養に対応する量を示す。なお、図に示したようなハイドログラフを描くには高水時における密な時間間隔での流量データが必要になるが、このデータは、直接流量観測によりすべてを時系列的に得ることは困難な場合が多いことから、水位流量関係を用いて河川水位から間接的に求められるのが普通である。

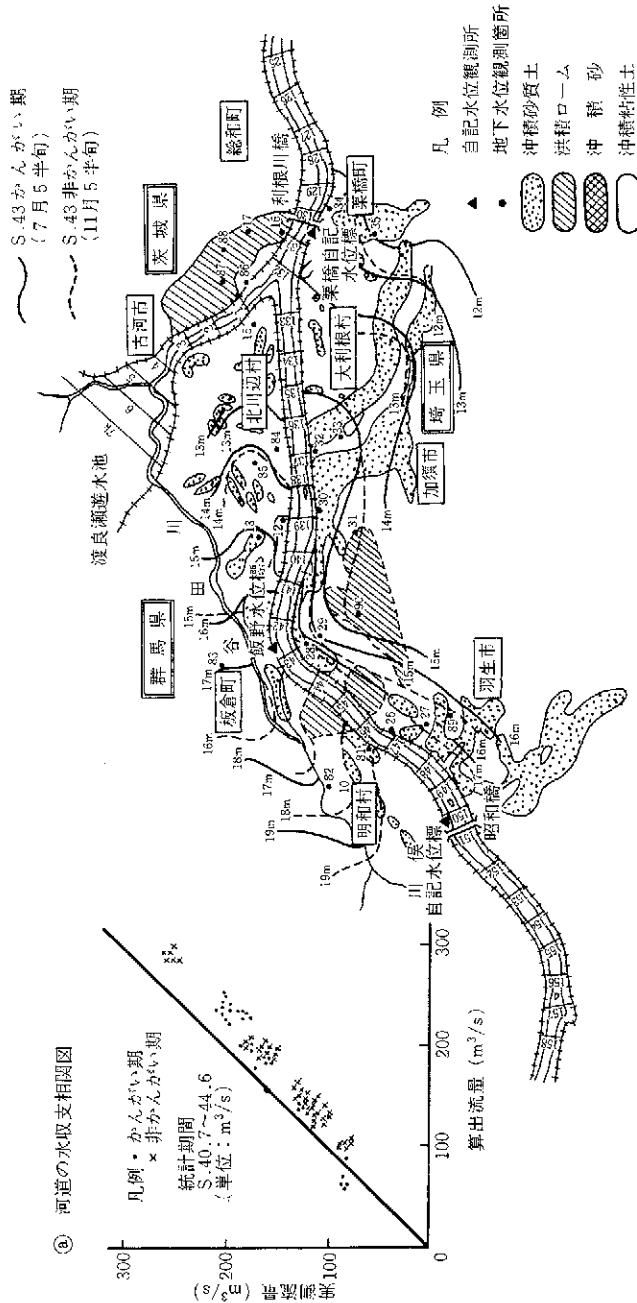
(b) 河道の流量分布図等

同時流量観測を行った結果は、図6.4のような河道の流量分布図の形で図示すると便利である。また図6.5に示すように、河道の流量観測結果を地下水位等高線や水理地質分布図等と重ね合わせた形で整理すると表流水と地下水の交流関係を把握する上で役に立つことが多い。



図中楕円で囲んだマイナスの数字は各々の区間における失水量(m^3/s)を示しており、この結果では調査した河道域のすべての区間で表流水が地下水を伏設涵養していることがわかる。

図6.4 河道の流量分布図の例（実例による新しい地下水調査法）



6.4 蒸発散量調査

蒸発散量調査は、地下水涵養量推定のための基礎資料を得ることを目的として蒸発測定器あるいは気象学的方法など適切な方法で行わなければならない。

解 説

1. 蒸 発 散

蒸発散に係る要因には、気温、湿度、風速、日射などの大気の状態に関するものと、水を放出する側である土壌や植物体に関するものの二つに大別される。土壌水分が十分にある場合には蒸発散量は大気の状態のみによって決定される。この条件下での蒸発散量の最大値を可能蒸発散量という。実際の土壌水分の状態によって決まる実蒸発散量と可能蒸発散量との比を蒸発比という。蒸発比は、ある土壌含水率以上では1にほぼ等しくなるが、それ以下では含水率とともに低下する。

地球全体でみた場合、陸地の年間降水量の約3/4が蒸発散で大気中に還り、残りが河川や地下水として海に注ぐに過ぎないといわれている。もっともこれは乾燥地帯を含めたものであり、わが国においては年平均降水量の約1/3が蒸発散により失われている。このように水収支を考えるうえで蒸発散の占める割合は極めて大きいことから、蒸発散量は地下水収支や地下水涵養量を検討するうえで必ず調査しておかなければならない重要な項目である。

蒸発散量を現地で正確に測定する方法は目下のところ確立されていないので、推定法によって求めなければならない。この推定法には蒸発測定器による方法、気象学的方法および水収支法（水収支式の他の項を測定または推測し、その残差項として蒸発散量を推定する方法）がある。

2. 蒸発測定器による推定方法

測定器によって蒸発量あるいは蒸発散量を計測し、この結果を経験的に知られている測定値と広い地域での蒸発散量との関係に当てはめて蒸発散量を求める方法で、蒸発計による方法とライシメータによる方法が一般的である。

(a) 蒸発計の蒸発量から推定する方法

蒸発計（水面蒸発計）による蒸発量の観測は、建設省の雨量観測所、気象庁の気象観測所および農業試験場等で実施されている。蒸発計には大型蒸発計と小型蒸発計とがある。大型蒸発計の蒸発量は小型蒸発計より少なく、その比は年量で約0.78である。

現在は建設省でも気象庁でも大型蒸発計のみを用いている。わが国では小型蒸発計の観測値が古くから得られているため、この蒸発量と広い面積における蒸発散量との関係が経験的に求められている（表6.2参照）。

これによれば、対象地域の水田面積率が小さい場合には、年間蒸発散量は小型蒸発計の蒸発量の70%程度であるといえる。また湖水面からの年蒸発量は、大型蒸発計の年蒸発量の約0.72であるとされている。

表6.2 標準的な月別（小型）蒸発計蒸発量に対する蒸発散量比率

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
水田	0.4～ 0.5	0.4～ 0.5	0.5～ 0.6	0.6	1.0	1.0～ 1.1	1.2～ 1.3	1.2～ 1.4	1.3	1.2	0.7	0.5～ 0.6
水田 以外	〃	〃	〃	〃	0.6～ 0.7	0.7	0.8	0.8～ 0.9	0.8～ 0.9	0.8	0.6～ 0.7	0.5～ 0.6

（金子良「農業水文学」による）

(b) ライシメータによる蒸発散量の測定

ライシメータ (Lysimeter) は、元来は農業関係でかんがい用水量の基礎となる浸透度を測定するための装置で、いろいろな設計のものがある。

ライシメータには秤量式と浸透量測定式とがある。

ライシメータでの蒸発散量の測定は、局地的なモデルでの測定に過ぎないことから、この方法は圃場内のような狭い地域での蒸発散量推定には有効であるが、広い地域の蒸発散量を求めることには無理があるといえる。

3. 気象学的な推定方法

気象要素の測定値から水蒸気あるいは潜熱の拡散速度を見積ることによって広域の蒸発散量を導きだそうとする推定方法で、経験法、傾度法（空気力学的な方法）、熱収支法、組合せ法等の種類があるが、比較的よく用いられるのは経験法の一つであるソーンスウェイトの方法と組合せ法の一つであるペン

マンの方法である。

[参考] 1. ソーンズウェイト (Thornthwaite) の方法

経験法として最も一般的なソーンズウェイトの方法は、気温が高くなると蒸発散が増加するという関係に基づいて平均気温のみから可能蒸発散量を求めるもので、最も普遍的な要素である気温だけから蒸発散量が求められるという長所がある。

ソーンズウェイトの式は次のように表わされる。

$$E = 16 (10 T/I)^a \text{ (mm} \cdot \text{month}^{-1})$$

表-1 昼の長さの補正値

北緯	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70

ここに, $a = (0.675 I^3 - 77.1 I^2 + 17,920 I + 492,390) \times 10^{-6}$

$$I = \sum_{i=1}^{12} (T_i/5)^{1.514}$$

E : 可能蒸発散量

T_i : 月平均気温 ($^{\circ}\text{C}$)

上式で計算した E に緯度に伴う日中時間の長さの補正 (表-1) を施して最終的な蒸発散量を求める。なおこの関係式は、気温が $0 \sim 26.5^{\circ}\text{C}$ の場合についてのみ有効であり、 0°C 以下については、ソーンスウェイトは $E = 0$ と仮定している。また 26.5°C 以上では、 E と I とは無関係に増加する (表-2)。

表-2 月平均気温 26.5°C 以上の月の E 値

$T^{\circ}\text{C}$	E	$T^{\circ}\text{C}$	E	$T^{\circ}\text{C}$	E	$T^{\circ}\text{C}$	E
26.5	13.50	29.5	15.89	32.5	17.53	35.5	18.37
27.0	13.95	30.0	16.21	33.0	17.72	36.0	18.43
27.5	14.37	30.5	16.52	33.5	17.90	36.5	18.47
28.0	14.78	31.0	16.80	34.0	18.05	37.0	18.49
28.5	15.17	31.5	17.07	34.5	18.18	37.5	18.50
29.0	15.54	32.0	17.31	35.0	18.29	38.0	18.50

ソーンスウェイトの方法は、月平均気温のみから推定できるため簡便ではあるが、次に述べるペンマンの方法に比べると物理的根拠が薄弱であり、年総量ではそれほど問題はないが、月総量については疑わしいといわれている。

2. ペンマン (Penman) の方法

熱収支法と空気力学法 (傾度法) を組み合わせて蒸発散量を推定する方法を組合せ法と呼んでいる。この方法にもいろいろあるが、ペンマンの方法が最も近似的であるといわれている。

ペンマンの方法は、正味放射量 (H_0) と空気力学項 (E_a) を組み合わせて浅い自由水面からの蒸発量 (E_0) を計算し、これに経験的な係数 f (0.7 が用いられる) を乗じて可能蒸発散量 (E_t) を求める方法で、次式で算出される。

$$H_0 = (1 - \alpha) Q - I$$

$$= (1 - \alpha) Q_a (0.18 + 0.55 S) - \sigma T^4 (0.56 - 0.092 \sqrt{e_a}) (0.1 + 0.9 S)$$

$$E_a = (0.013 + 0.00016 u_2) (e_a - e_d)$$

$$E_0 = \Lambda H_0 / (\Lambda + \gamma) + \gamma E_a / (\Lambda + \gamma)$$

$$E_t = f E_0$$

ここに、 Q : 地表面に達する短波放射量

Q_a : 大気上限における大気外日射量

I : 地表面から失われる長波放射の正味量

S : 日照率

α : 水面のアルベド (太陽光の反射率; $\alpha=0.05$ が用いられる)

σ : ステファン・ボルツマン定数 ($=1.17 \times 10^{-7} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{K}^4 \cdot \text{day}$)

T : 気温

e_a : 気温 T の飽和水蒸気圧 (mmHg)

e_d : 空気の水蒸気圧 (mmHg)

u_2 : 地上 2 m における風速 (km/day)

A : 平均気温での飽和水蒸気圧曲線の勾配

γ : 乾湿計定数 (20°C , 1 気圧で 0.67 hPa/K)

この方法を使用するにあたって必要とする気象資料は、平均気温、相対湿度、風速、日射率 (日照時間/可照時間) および水平面日射量であり、使用するパラメーターの数が多いため、測定可能な地域が限られるという問題がある。

表 6.3 日本列島各地の月別可能蒸発散量

地域	札幌			仙台			東京			名古屋			高知			熊本		
$\frac{E}{\text{月}}$	E_p	E_t	E_{obs}	E_p	E_t	E_{obs}	E_p	E_t	E_{obs}	E_p	E_t	E_{obs}	E_p	E_t	E_{obs}	E_p	E_t	E_{obs}
1	—	—	—	0.53	—	0.9	1.64	0.13	1.7	0.95	0.13	1.5	1.21	0.27	2.0	0.74	0.19	1.6
2	—	—	—	1.05	—	1.8	1.99	0.25	2.2	1.76	0.21	2.0	1.74	0.36	2.3	1.24	0.27	2.2
3	—	—	—	1.87	0.33	3.2	2.37	0.67	2.6	2.52	0.58	2.8	2.41	0.81	3.0	2.20	0.80	2.8
4	2.59	0.93	—	2.78	1.20	4.8	2.98	1.60	3.2	3.35	1.60	3.5	2.82	1.78	3.5	2.71	1.77	3.8
5	3.65	2.06	3.4	3.47	2.37	5.3	3.53	2.58	3.6	3.83	2.70	4.1	3.64	2.85	3.5	3.85	2.85	4.2
6	3.85	3.14	4.0	3.45	3.30	5.0	3.38	3.50	3.5	3.90	3.90	3.9	3.85	3.83	3.3	3.94	4.18	3.9
7	3.89	4.10	4.0	3.18	4.46	5.1	3.62	4.96	4.1	4.32	5.14	4.7	4.69	5.03	3.8	4.74	5.25	4.8
8	3.48	4.20	3.9	3.40	4.52	4.8	4.27	4.97	4.5	4.93	5.07	5.1	4.81	4.92	4.4	5.04	5.18	5.4
9	2.46	2.80	2.8	2.44	3.16	3.5	2.74	3.50	3.0	3.34	3.70	3.5	3.72	3.78	3.2	3.69	20.6	4.2
10	1.08	1.48	1.7	1.35	1.18	2.1	1.81	2.00	2.2	2.13	2.00	2.5	2.44	1.86	2.9	2.35	2.06	3.3
11	0.40	0.40	—	0.68	0.90	0.8	1.42	1.00	1.9	1.36	0.87	1.9	1.43	1.10	2.0	1.12	1.00	2.3
12	—	—	—	0.19	0.26	0.0	1.29	0.42	1.7	0.71	0.32	1.4	0.96	0.49	1.7	0.53	0.36	1.6

表 6.3 は日本列島各地の月別可能蒸発散量をペンマンの方法 (E_p)、ソーンスウェイトの方法 (E_t) および蒸発計蒸発量 (E_{obs}) をもとに計算した結果を対比させて示したものである。また、図 6.6 はペンマンの方法 (a) とソーンスウェイトの方法 (b) によるわが国の可能蒸発散量の分布を示している。この図から両者を比較してみると、絶対値にはかなりの違いがあるが、等値線のパターンは似かよっており、可能蒸発散量は南から北にいくにつれ、また中央山地にいくにつれ減少する傾向にあることがわかる。

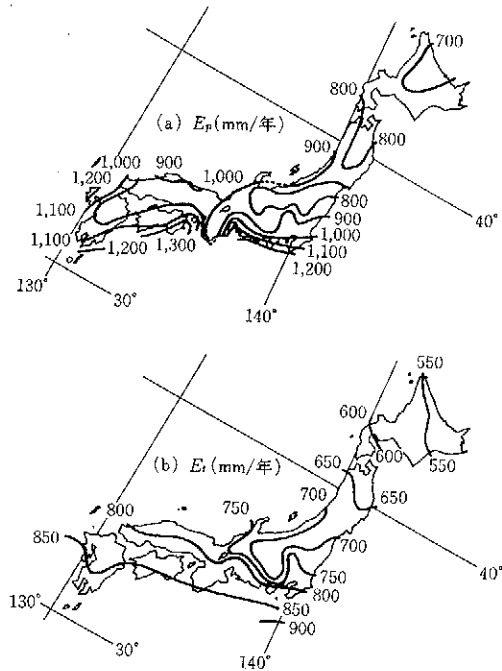


図 6.6 ペンマンの方法(a)とソーンスウェイトの方法(b)によるわが国の
可能蒸発散量分布図

6.5 土 壌 水 分 調 査

土壌水分調査は、地下水涵養および雨水浸透に係る基礎資料を得ることを目的とし、適用条件、測定環境、土壌の状態等を考慮して、所期の目的が達成できる方法で行わなければならない。

解 説

1. 土壌水とは

地下にある水は、地下水面を境にそれより下側の飽和帯の水を地下水、上

側の通気帯と呼ばれることの多い帯域の水を土壤水と呼び、これらを総称する場合地中水と呼ぶ。通気帯（土壤水帯）はさらに上部の懸垂水帯と下部の毛管水帯に分けられる。通気帯の呼称は本来水と空氣が混在する不飽和な帯領を指すものであるが、この通気帯の下部を構成する毛管水帯の一部（地下水水面直上の部分）は、毛管水で飽和されていることから、厳密には不飽和帯とは区別される必要がある。

土壤水は、地表に達した降水のうち地表流出あるいは直接蒸発しなかった部分が地表面の間隙を通じて土壤中に浸透することにより供給されるものであるが、浸透した水のうちかなりの部分はその後、中間流出、地下水の涵養、蒸発散の形で失われていき、この残りの部分が土壤中に留まることになる。このような土壤中での水の移動や貯留のパターンは、土壤構造のようなその土壤本来の特性だけでなく、その時点までおよびその後の土壤への水分の供給状態によって大きく異なってくる。土壤水は水の循環の中での地表水と地下水をつなぐ役割を果たすものとして重要であるが、これまで水文学の中での研究は遅れていた分野であり、このように多くの因子が複雑に係っている

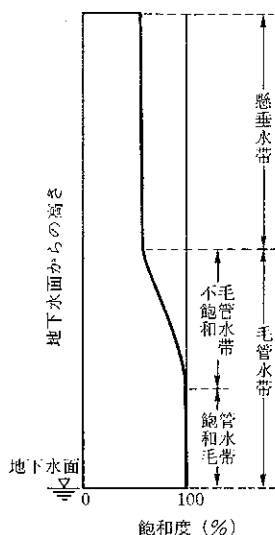


図 6.7 均一土壤中の平衡水分
分布とその区分 (田中, 1990)

その移動や保持の機構についてはまだ明らかにされていないことも多い。

2. 土壌水に働く力

土粒子の表面には、電気力や分子間力などにより、保水されている結合水あるいは吸着水と呼ばれる重力エネルギーでの移動が困難な水分と毛管水および重力水と呼ばれる間隙中を移動できる水分（自由水と呼ばれる）がある。水循環を考える立場からはこの自由水の範疇の水分が特に重要である。

重力水は、文字どおり重力によって働く水であって、比較的短期間の間に土壌中から飽和帯に移動する。毛管水は、土粒子間隙中に存在する水と空氣の界中に生ずる表面張力と、水と粒子表面との接触角に起因する毛管張力とによって保持されているもので、このような保水形態は毛管保水と呼ばれる。土粒子の間隙はさまざまな半径の毛管が連続したものと考えることができる。

すなわち、土壌中において水分は、重力のような水を移動させようとする外力に拮抗して、土粒子表面の吸着保水力および土粒子間隙の毛管保水力からなる圧力ポテンシャルが作用することで、その位置に保持されており、このポテンシャルは飽和度が変化すると変化するという関係にある（図 6.8）。なお、地中の水の流れを解析する場合には大気圧を基準とすることから、地下水面より上にあるポテンシャルは負の圧力ポテンシャルということになる。

土壌中の水分は、湿っているときよりも乾いているときのほうが強い力で土粒子に吸着されており、乾燥している土壌ほどこの水分を吸い取るのに力

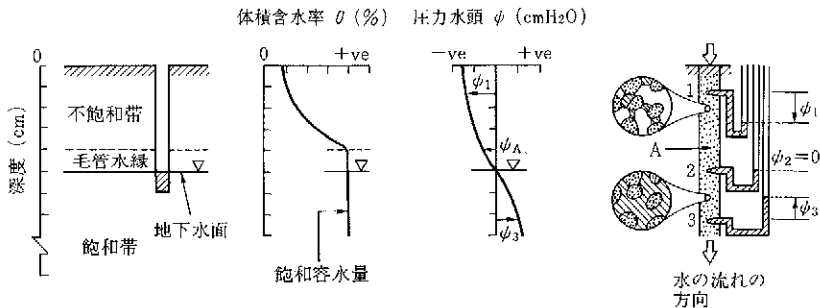


図 6.8 地中水の分類と水分・圧力の深度方向分布

を要する。またこのような乾燥した土壌サンプルを水に浸すと、毛管力でこの水を吸引して土粒子間隙を徐々に水で満たしていき、やがて平衡な水分状態になって吸引が止まる。このような土壌が水分を吸引保持しようとする力、すなわち、土粒子表面の吸着力および土粒子間隙の毛管力に由来する負の圧力を吸引圧という。この吸引圧は、土粒子間にできる湾曲したメニスカスの曲率が小さいほど大きくなり、したがって土壌間隙中の毛管上昇高（毛管圧力水頭）が大きくなる。この吸引圧の大きさを表わすのによく用いられるのがpF 値（pF 価ともいう）で、吸引圧を水柱の高さ（cm 単位）に換算し、その値の対数をとったものである（表 6.4）。

表 6.4 土壌水分の区分と pF

土壌水の 種類	吸引圧（負の圧力水頭）			pF	土壌水分恒数等
	水柱(cm)	エルグ/gr	気圧		
吸 着 水	10^7	$98,000 \times 10^5$	10,000	7	乾燥炉110°C
	10^6	$9,800 \times 10^5$	1,000	6	最大吸湿度（風乾）
				5.5	
	10^5	980×10^5	100	5	
毛 管 水	10^4	98×10^5	10	4.2	永久しおれ点
				4	初期しおれ点 生長阻害水分点
				3.8	
				3.6	
	10^3	9.8×10^5	1	3	水分当量
重 力 水	10^2	0.98×10^5	0.1	2	圃場容水量 最大毛管水量
				1.8	
				1.5	
	10^1	0.098×10^5	0.01	1	
	10^0	0.0098×10^5	0.001	0	

（安芸皎一・多田文男，1966 をもとに作成）

pF 値は、土壌の給水能の評価や土壌中の水の動きを知るうえで便利な値であるが、吸引圧は土壌水の飽和度や土粒子の粒径に左右されるものであり、pF 値が同じでも土壌中に保持される水分量は同じとは限らない（例えば、粒径が小さいほど土粒子の比表面積は大きいので表面保水力は大きくなり、吸引圧が高い部分でも多量の水分が保持できる）ことから、この値だけでは土壌水分を把握できたことにはならない。pF 値から水分量を知るためにはあ

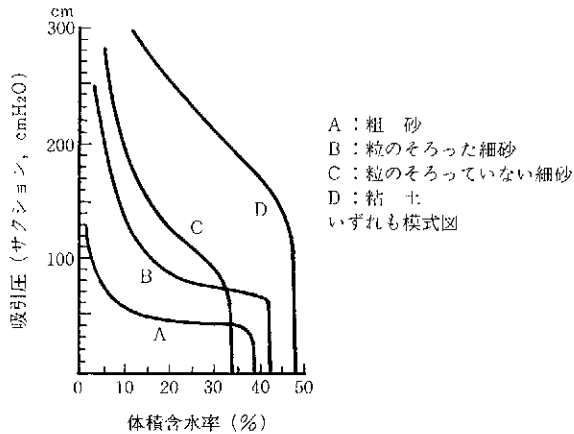


図 6.9 水分特性曲線の例 (Bouwer, H, 1978)

らかじめその土壤の吸引圧と水分量との関係をおくことが必要になる。この目的で作成されるのが水分特性曲線である (図 6.9)。

3. 土壤水分量の測定法

土壤の水分量の調査の手法は、地下水調査を目的としたものとしてはこれまでに確立されたものはないが、農学の分野ではかんがい用水量の決定などを目的として以前から行われており、地下水調査においてもこの適用が試みられている。

現在、土壤水分量の測定法として比較よく用いられる方法としては、①炉乾燥法、②テンシオメータ法、③中性子法、④電気抵抗法等があげられるが、これらの方法はいずれも使用条件的な問題や適用限界があり、またお互いに補完し合う性格もあることから、現地の測定環境や土壤の状態を考慮して適切な選定あるいは組合せを行う必要がある。

6.6 浸透量調査

浸透量調査は地下水涵養および雨水浸透に係る基礎資料を得ることを目的とし、浸透計、減水深測定器等を用いて行う。調査は、各手法の特質、現地の条件等を考慮して、所期の目的が達成できる方法で行わなければならない。

解 説

1. 浸透量と浸透能

地表面へ供給された水は、その量が小さい間はすべて地中に浸透するが、供給量が一定量を超えると浸透できず地表流出する。この限界の浸透量を浸透能という。浸透能は土壤の構造特性(組織、成層状態等)、降雨強度、植生、土質の状態等によって異なる。一般に土壤の浸透能は浸透の初期に最大値(これを初期浸透能と呼ぶ)を示し、時間とともに急激に減少して最終浸透能と呼ばれる一定値に漸近する。経験的には一様で厚い土壤の最終浸透能はその土壤の飽和透水係数の半分程度になるとされている。

2. 現地での浸透能の測定方法

(a) 浸透計

現地で浸透能を測定する装置は浸透計とかインフィルトロメータとか呼ばれている。これには種々のタイプがあるが、断面積が数百 cm^2 の円筒もしくは角枠を数 cm 地中に差し込む方式のものが一般的である(図 6.10)。

測定の方法には、定水位法と、変水位法との二つがある。どちらの方法でも、測定は浸透量が時間の経過に対してほとんど変化なくなるまで継続する。この方法では、枠を地中に挿入することにより、周辺の土が攪乱されて間隙が生ずることは避けられず、また枠壁に沿っての浸透量増加や浸透水の球根状拡散なども起こることから、測定された値は真の浸透能とは異なる。

なお、現地での浸透能の測定方法としては、上記のようないわば冠水型の測定方法以外に、散水型とも呼ぶべき性格の測定方法もある。この方法は、滴下網あるいはノズルによって人口降雨をつくり、小面積に散布してこの降

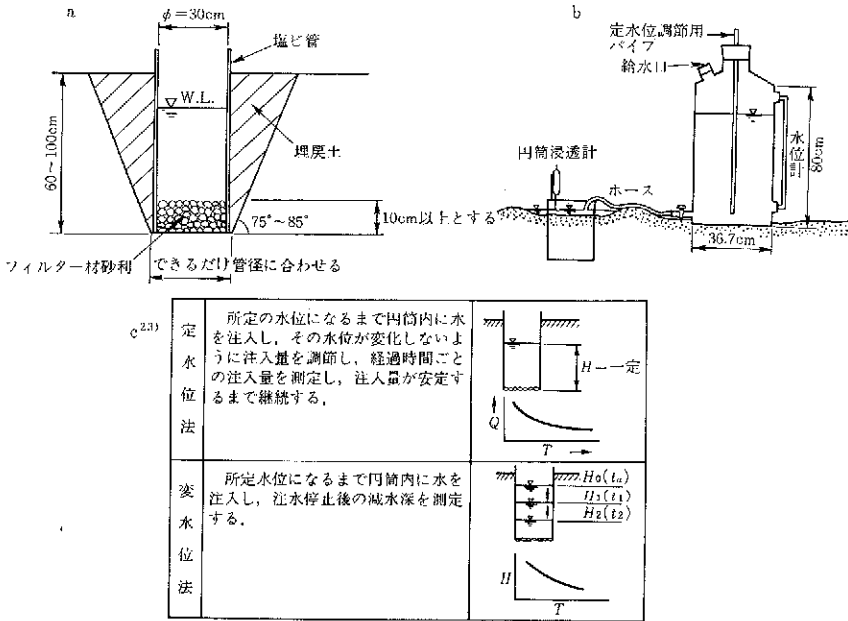


図 6.10 浸透計 (防災調整池技術基準)

雨強度と表面流出を正確に測定することで浸透能を導き出すもので、かなり合理的な測定方法であるといえるが、装置が人がかりで用水量も多くなることや山地斜面のように地形が複雑なところでは測定が難しいことなど、実施上の問題がある。

(b) 減水深測定器

減水深測定器は、水田の水消費量を測定するために用いられる装置であるが、これを用いても浸透量の測定ができる。減水深測定器にも種々のタイプがある。代表的なものは、固定用円盤を有する支柱に取り付けた計器（ゲージ）とその近くに埋設したポットとで構成され、ポット内の減水深（蒸発散量相当分）とポットの外側の減水深（浸透水量＋蒸発散量相当分）を計測し、その差分として浸透水量を求める仕組みになっている。

第7章 地下水位調査

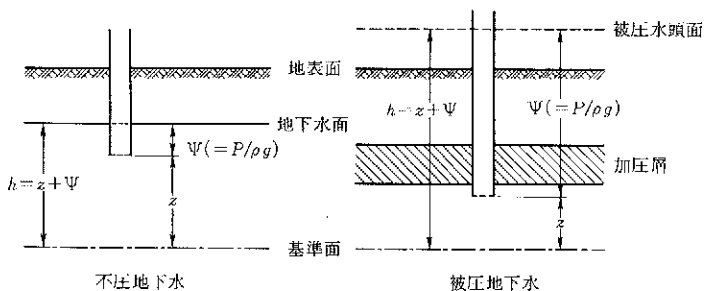
7.1 目 的

地下水位調査は、地下水調査の基礎として、地下水位の空間的分布および経時変化を把握し、地下水の賦存・流動機構を明らかにするために実施する。

解 説

1. 地下水位の概念

地下水位とは井戸またはボーリング孔の中に現われる水面の位置のことである。井戸やボーリング孔は一種のピエゾメータ管であり、この中の水面の位置は静水圧によって支持される水柱の基準面からの高さ、すなわちその点における地下水の水理水頭を示している。水理水頭は位置水頭と圧力水頭の



h : 水理水頭 z : 位置水頭 Ψ : 圧力水頭
 P : 圧力 ρ : 水の密度 g : 重力の加速度

図 7.1 地下水位と水頭の物理的意味

和として表わされるもので(図7.1), 流体ポテンシャルに比例する。地下水位は任意の基準面(例えば海水準)から水面までの高度として表わされる。

図7.1 からわかるように, 同じ地下水位であっても不圧地下水と被圧地下水ではその持つ意味は異なっている。不圧地下水の場合の地下水位は井戸やボーリング孔を掘って最初に現われる水面(これを地下水面あるいは自由地下水面という)の位置である。この場合の水面は, 帯水層中の間隙水の水圧が大気圧と等しくなっている面を示しており, その水位は地下水の貯留量の増減に伴って変動する。一方, 被圧地下水の場合には, 帯水層中の間隙水は加圧層(難透水層)によって拘束されて大気圧より高い圧力状態にあるので, 地下水位(水頭)すなわち対象となる被圧帯水層にスクリーンを設けた井戸内に現われる水面の位置は, 不圧地下水のように帯水層中ではなく, その上の加圧層との境界面より高い位置に現われる。被圧地下水の場合の水位の変動は, やはり地下水の貯留量の変化と密接な関係があることにおいて不圧地下水と変わりはないが, 直接的には圧力の増減に応答したものであり, 例えば気圧が変化すれば上下するというように, 地下水量の変化に関係なくとも変動する場合がある。

なお, 垂直方向の地下水の流れが生じているような場所においては, 同じ帯水層に掘られた井戸やボーリング孔でも井戸底の深さ(位置)が異なると測定された水位が違ってくることがあるので注意を要する。例えば, 図7.2に

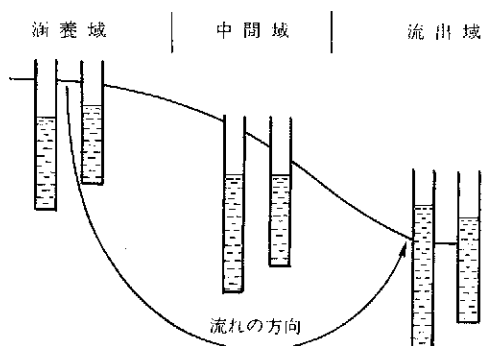


図7.2 場所による井戸の深さと測定水位の関係の違い

示すように、地下水の涵養域では、同じ地点で同じ帯水層に井戸を掘っても、水位は深い井戸のほうが低く現われ、流出域では逆に深い井戸の水位のほうが高く現われることになる。

2. 一斉観測と長期観測

地下水位調査には、大きく分けて一斉観測と長期観測の二つの種類があり、この違いにより調査の方法や機器も異なってくる。

(a) 一斉観測

ある広がりを持った地域に対して、短期間に一斉に水位観測を行うことにより、その地域の地下水体の賦存状況や地下水の動態を知ろうとするもので、ある地域の地下水収支の把握、建設工事の地下水への影響の予測、地下水汚染の経路の追跡等、種々の目的のために実施される。水位観測井には、ボーリング等により専用の観測井を設けられる場合と既設井戸が利用される場合とがある。一般に、数日間無降雨が続き、対象地域の帯水層全体にわたって比較的水位が安定した時期に一斉に実施する。測水には可搬式の水位測定器が用いられることが多い。得られた各測点の地下水位をもとに、平面的な等ポテンシャル分布を示す地下水位等高線図を作成することによって、地下水体の連続状況や地下水の流動方向などを知ることができる。また流線網を画いて流れのパターンを解析することも可能になる。

(b) 長期観測

地下水位は降水、河川水位、潮汐、気圧、地震等の自然的要因あるいは地下水の揚水、かんがい、土木工事等の人為的要因によって変動する。このような地下水の変動に関する情報は、水収支解析、地下水の貯留量や涵養機構の変化の追跡、建設工事の影響調査、地盤沈下調査、地下水管理・保全のための調査等、さまざまな目的で必要になるが、これを得るためには長期間の連続的な水位観測が必要になる。長期観測の実施期間は原則的に1年以上で、専用の観測井での自記水位計による観測が一般的である。この結果は地下水位変動曲線等の形式で整理され、地下水変動要因の解析等に役立てられる。

7.2 観測所と観測井

地下水位観測所は、観測対象地下水域の特性を考慮し、所期の目的が達成できるよう適切に配置しなければならない。観測井は地下水の状況を正確に反映させるため、適切な構造と性能を有するものでなければならない。

解 説

1. 観測所の配置

地下水位を観測する地点を地下水位観測所と呼ぶ。地下水位調査における観測点数は、一般的には 1 km^2 に 1～2 点の程度の割合とされることが多い。しかしながら、実際には地下水域の大きさや地質条件はさまざまであり、調査の目的によって明らかにすべき地下水現象の内容や精度も大きく異なってくることから、観測所の配置計画にあたっては、このような条件の違いを考慮して適切な数や配置を決定することを基本とすべきである。

2. 観測所の設置

(a) 設置場所

地下水位調査では、自然に近い地下水位を求めようとするわけであるから、観測所の設置場所の選定にあたっては、稼働中の井戸からできるだけ離れた位置に選定する必要がある。井戸の揚水による水位降下の影響範囲は、揚水量の大小、透水係数の大小、揚水継続時間等によって異なるが、一般的には稼働中の井戸より 1 km 内外離れた位置にすることが望ましいとされている。

(b) 観測井の設置

対象地域に複数の帯水層がある場合には、各帯水層の地下水位をそれぞれ独立して測定しなければならない。複数の帯水層を一つの観測井で測定するような構造の井戸では測定の意味が失われる。したがって、このような場合には、帯水層の数だけの観測井を設置するかまたはパッカー等を用いて対象とする帯水層以外の地下水を遮断するかの方法によって、それぞれの地下水

位を観測することが必要となる。

観測井を設置した場合には、設置地点の地盤の高さおよび管頭の高さを水準測量によって求めなければならない。この場合標高は原則として T.P. で表示するものとする。なお、特に地盤沈下が予想される地域においては、定期的に観測井の管頭高および地盤高を測量することが必要になる。

3. 既設井戸の利用

地下水位調査（特に一斉調査）で多数の観測点が必要な場合においては、ボーリングによる専用の観測井を設けず既設の井戸を用いて観測を行うことも多い。このような場合の井戸の選定にあたっては、以下のような注意が必要である。

- ① 観測井は、調査の対象となる帯水層のみから採水している井戸の中から選ばなければならない。これをおろそかにすると目的の地下水位と無関係な水位を測定していることにもなりかねないので特に注意が必要である。
- ② 多層にスクリーンを設けた多層採水井（深井戸に多い）は観測には不適である。
- ③ 井戸壁に直接地層が露出しているような井戸を選定するのが理想的である。孔壁崩壊を防ぐ目的で玉石積みやヒューム管などによる保護工がなされている井戸では、この保護工が地下水の円滑な流入を阻止していないかどうかのチェックが必要である。
- ④ 井戸に十分な湛水深があり、一時の留り水でないことを確認する必要がある。

4. 観 測 井

地下水位調査の観測井（図 7.3）を設置する場合には、対象地域の帯水層の特性や掘削条件などについて事前に十分な技術的検討を行って適正な設備・機器および工法の選定を行う必要がある。また実際に掘削して判明した孔井内の状況に合わせて臨機応変に対応し、地下水の状況を正確に反映した観測井が準備されるように最善の努力をしなければならない。

観測井の掘削および仕上げに関して、留意すべき事項について以下に概説する。

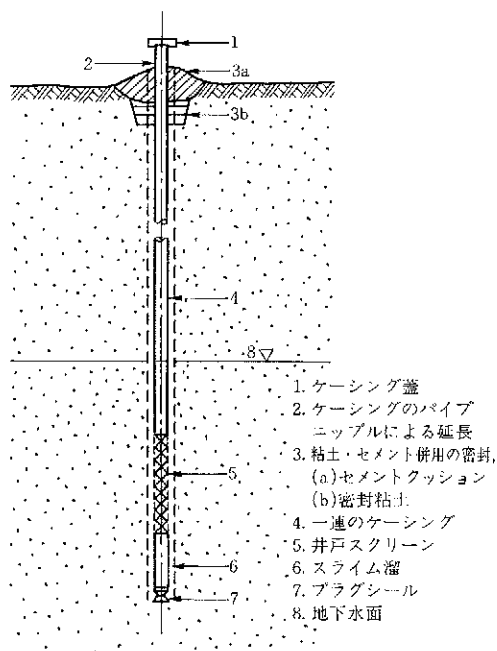


図 7.3 観測井の例

(a) 観測井の掘削

観測井を掘削する場合には、井底が目的とする地下水層まで到達していなければならないことから、その深度の決定に際しては、既存資料をもとに周辺の地質状況を十分把握しておかなければならない。地下水の垂直方向の流動のある場所では同じ帯水層に井戸を掘っても、井戸の深さによって観測される水位が変わってくる場合があるので注意が必要である。

観測井の孔径は、観測の目的、水位計その他の機器の大きさなどにより異なる。一般に、地盤沈下観測あるいは揚水試験を行う場合には孔径は大きくなる(200 mm 以上になる場合もある)。また長期観測用の観測井の場合にも、フロート式(フロート径は一般的に直径 50~100 mm)が用いられることが多く、各種の試験・測定が実施される可能性や改修作業の必要性の高いことから、孔径は大きいほうがよい(150 mm 以上が望ましい)。

一方、浅い水位を短期間、間隙水圧計によって観測する場合などは小孔径

の観測井で十分目的を達することができる場合も多い。なお掘削孔では、帯水層の判定が正確に行えるようにコアサンプリング、電気検層等を行って孔内地質の把握に心がけなければならない（第8章参照）。

（b） ケーシング／スクリーンの設置

掘削および電気検層が完了した後、帯水層位置にスクリーンを取り付けたケーシングを挿入する。

ケーシング用のパイプには一般に配管用炭素鋼管が用いられることが多い。ケーシングは鉛直に降下し、正しく裸孔の中心に設置しなければならない。このためにはセントライザーをつけるとよい。なおケーシングの先端には砂溜りを設ける必要がある。

スクリーンの長さは、被圧帯水層においては対象とする帯水層の全層厚とすることが望ましい。不圧地下水で不完全貫入井とする場合には、水位の変動に十分追従できるものでなければならない。

スクリーンには、スリット型（開孔率3～5％程度）、水平連続Vスロット型（開孔率20～40％）、グラベル型（開孔率15～20％）、巻線型（開孔率14～30％）等の種類があり、この中から帯水層の透水性や粒度組成その他の地質条

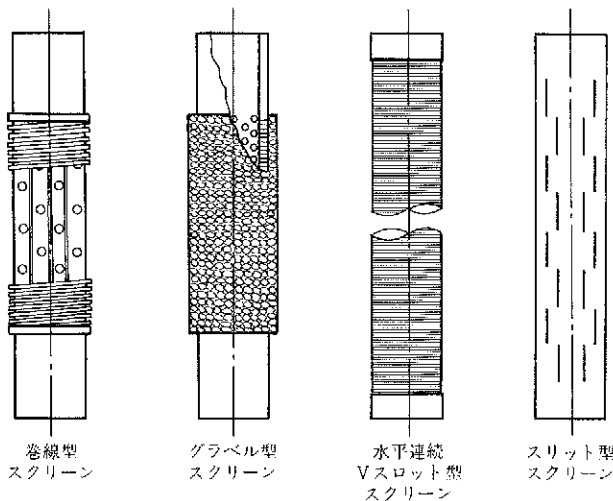


図7.4 スクリーンの構造

件および観測井のさく井条件などに適合したものを選定する（図7.4）。

（c） 観測井の仕上げ

（i） グラベル・パッキング（砂利充填）

ケーシング降下完了後にケーシング外周に砂利を充填する。これは対象帯水層の崩壊防止と揚水時の防砂を目的とする一種のフィルターでグラベル・パッキングと呼ばれる。充填砂利の粒径は地層構成やスクリーンの種類によって決定されるが、一般には5～10 mm程度の細礫を使用することが多い。

（ii） 遮 水

遮水は、ケーシングと掘削孔の間隙にセメントあるいは凝固剤を注入して地表や他の帯水層から地下水が流入するのを防止するためのもので、一般にはスクリーン上端から5～20 mの深さにわたって行う。

（iii） 仕上げ・洗浄

掘削時に使用する泥水は、地層の間隙に浸透して孔壁に難透水性の泥壁を形成し地下水の観測井内への自由な出入りを阻害するので、観測井として仕上げるにはこれを完全に洗浄除去する必要がある。この作業を仕上げという。孔内の泥水は時間とともに脱水現象が進み泥壁は厚くなる傾向にあるので、ケーシング作業完了後速やかに仕上げ作業に着手する必要がある。仕上げ工法には次のようなものがある。

① スワビング法（図7.5）

ケーシング内にサージブランジャー（スワブ玉）を入れ、これを繰り返し昇降させることによるピストン作用でケーシング内に負圧を生じさせ、泥壁を除去する方法。

② ジェットイング法

スクリーンの内部から孔壁に向けてジェットノズルで水を噴射し泥壁を除去する方法で、水平連続Vスロット型のスクリーンに適している。

③ バックウォッシング法

揚水した水を再び構内に戻すことにより泥壁に内側から圧力をかける方法。

④ 薬品処理法

泥壁の構成物質の結合を化学的に分解させ仕上げ効果を高める方法。

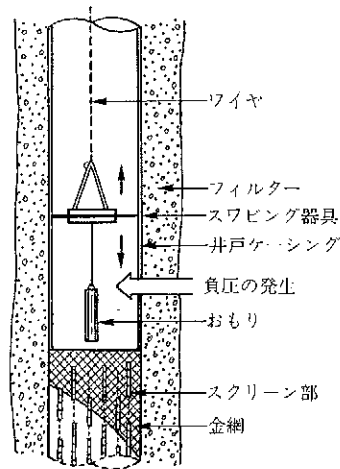


図7.5 スワビング法

薬品には高重合リン酸塩などを用いる。この方法は上記の各方法と併用すると効果的である。

上記の仕上げ工法を行った後、揚水ポンプによる揚水(断続あるいは連続)洗浄を行って仕上げを完了する。

(d) 揚水試験

観測井の仕上げ作業が完了した後、観測井の機能と帯水層の状況を確認するために原則として揚水試験を行う(8.8参照)。

なお、揚水試験によってケーシング内に砂などが堆積する場合があるので、試験完了後に観測井の深度を調べ、その結果によっては堆積物の除去を行う必要が生じる。

(e) 観測井の改修

観測井は長い期間観測を続けるうちに、スケールがスクリーンやフロートなどに付着して正常な観測を妨げるようになる場合がある。このような場合には観測井の改修を行う。改修作業は揚水を行うだけですむ場合もあるが、これで不十分な場合には仕上げと同様の工法を採用する。

7.3 観測方法と観測機器

7.3.1 一 斉 観 測

一斉観測は、無降雨が数日以上続き、帯水層全体にわたって比較的水位が安定している時期に、できるだけ短時間に行う。観測は、季節変動等を考慮し適切な頻度で実施するものとする。

解 説

1. 観測の時期と作業計画

一斉観測は、基本的には同時観測の性格であることから、できるだけ短時間に全観測井の測水を完了させなければならない。許容される観測期間はその地域の地下水の変動特性によっても異なるが一般的には数日内であろう。特に浅層地下水は水位変動が激しいので短時間に観測を終えるようにすべきである。また隣り合った観測井のように距離の近い観測井間で測水時刻に大きな時間差が生じないように注意する必要がある。なお、観測期間中に水位変化を与えるような降雨などがあった場合にはそれまでに済ませた観測値が使えなくなることもあるので、天気予報などにより晴天が続くことを確かめたうえで測定をはじめめる配慮が重要である。

観測の作業計画では、以上のような条件を念頭におき、観測網の広さ、観測井の数、環境条件等から見た作業の能率を考慮して、必要な観測員数、1日の観測点数、観測の地域区分、測水の手順や時間配分等を決定していくことになる。

地下水位は季節によってかなりの変動があるのが普通である。したがって対象地域の地下水のポテンシャル分布を把握するには複数回の観測を実施することが望ましい。少なくとも水位の上昇期と下降期の2回の観測結果の対比は必要である。またかんがい水の導入が水位上昇に関係する場合にはそれに応じた測定が必要になる。

2. 観測の項目と方法

測水調査の結果は、統一した書式の野帳または測水調査カード(表7.1)に記入する。記入方法については、特に調査員が多数の場合、事前にすべての調査員に周知されなければならない。現場で確実に記入を行うべき内容には、観測地点の番号、観測井の諸元、位置および地盤高、測水の基準点およびその(地表面からの)高さ、測水年月日・時刻、調査員氏名、水位その他の測定数値等である。

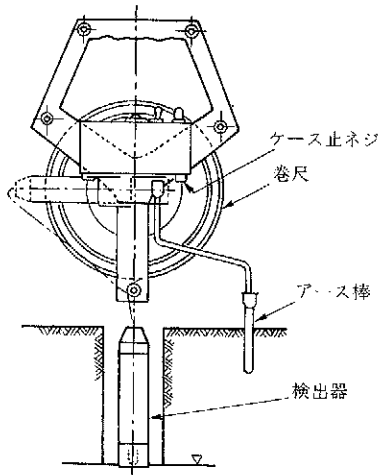


図7.6 携行型水位計

一斉観測における水位の測定には図7.6に示すような携行型水位計が一般的に用いられる。この測定器による測定は難しいものではないが、特に井戸が深い場合、水中ポンプが設備されている場合、観測井が細い場合などでは検出器が井戸内に引っかかり取れなくなることがあり、また巻尺部の絶縁不良で正確な水位が得られなくなることがあるので注意が必要である。

観測では、まず井戸枠の天端のように測定が容易な固定点を測水の基準点に定め、地表面から高さ h_1 を測定する。地表面の地盤高 (G. L.) は水準測量により求めておく。測水は水位測定器により基準点から地下水面までの深さ h_2 と基準点から井戸底までの深さ h_3 を測定し、これをもとに地表面から地下水面までの深さ ($H = h_2 - h_1$) および地下水位 (G. W. L. = G. L. - H) を求

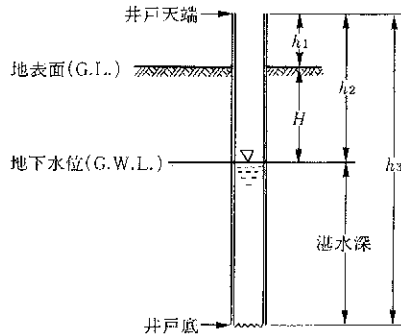


図 7.7 地下水位測定の要素

める (図 7.7)。

水位測定と同時に原則として温度、pH、電気伝導度等の測定を行う。特に地下水温は、測定の容易さと適用の普遍性を兼ね備えており、理論的な取扱いも比較的容易であることから、測水時には温度測定を行っておくことが望ましい。

7.3.2 長期観測

長期観測は、調査目的および観測対象地下水位の変動特性に応じて、適切な観測期間、観測時間間隔で実施するものとする。観測には原則として自記水位計を用いるものとし、その精度は原則として 1 cm とする。

解 説

1. 長期観測と水位計

建設省では、地下水保全管理の一環として全国の主要な地下水域で継続的に地下水位観測を実施しているが、これ以外でも、例えば地盤沈下観測に伴う地下水位観測のように、地下水位の長期にわたる変動に関するデータの取得が重要な役割を持つ場合は少なくない。地下水位の変動を長期にわたって正しく連続的に知るためには自記水位計による観測が適している。

自記水位計には以下に述べるような種類があり、この機種を選定は、帯水

る。また、水位が非常に深い場合や井戸が途中で曲がっている場合など、フロート、ワイヤあるいはカウンタウェイトが井壁に接触して記録が取れなくなったり記録精度が悪くなったりすることがあるので注意しなければならない。

記録装置には、リチャール式、ロール式、水研 62 式等の種類があるが、これらはいずれも河川調査などで用いられる水位計のそれぞれの機種と基本的な機構は同じであり、長期巻のものでも最小読み 1 cm が保証されていると考えてよい。

(b) 水圧式水位計

水中に設置した受圧センサー（トランスデューサー、ペローズ等）により、水圧に対応する圧力変化を電気信号あるいは機械信号として受け、これをケーブルなどにより地上の記録器に伝達する方式である。この方式は、感圧部が小型であり、ケーブル部が水位検出に関与しないことから、観測井が小孔径の場合、孔曲がり・傾斜のある場合あるいは揚水ポンプの付いている場合などに有効であり、器械的駆動部分がなく取扱いが簡便という利点もある。

またこの方式は、検出記録の性格上、生データの半導体記憶素子による長時間記録とか専用のデータ処理装置やパーソナルコンピュータ等へのデータの入力と読取り・計算・グラフ作成の自動化といったことへの対応が容易である。

(c) 触針式水位計

長短 2 本の触針を備えた電極検出器により水位の変化を追跡する方式で、触針が水中にあるかないかを判別する回路に従って検出器を上下させ、その回転をリードスクリューを介して記録するようになっている。記録方式は基本的にフロート式と同じである。この方式は検出器がフロートに比べ細い利点があるが、ケーブルや触針が井壁に接触するなどのトラブルが多いので、設置や保守・管理に十分な注意が必要である。またこの方式では電源が必要なことから停電対策を考えておかなければならない。

(d) 間隙水圧計

ボーリング孔内にポーラスストーンを埋設する方式のピエゾメータ型水圧計を用いるもので、カサグランデ式間隙水圧計に代表される。水位はポーラスストーンへの水の出入りをマノメータかトランスデューサーにより検出す

る。記録方式は、水圧式と同様に電気信号としての出力が一般的である。この方式はタイムラグが少ないため変動の多い水位の測定には適しており、地質調査ボーリング孔の観測井転用の場合にも適しているが、設置前に綿密な較正が必要であり、埋設にも高度な技術が要求される。また、自記記録式の場合には精度の高いトランスデューサーが要求され、観測井からの採水は不可能である。

2. 観測上の留意事項

(a) 自記水位計による観測

フロート式水位計などでは、記録装置の種類により記録の継続時間が異なるが、この選定においては、必要な観測継続期間とともに観測場所や人的配置などへの考慮が大切である。一般に、機器の故障、誤動作、インク切れ、口差の集積、記録の整理等を考えて、1か月に一度は保守点検や記録紙の交換がなされるべきである。

自記紙の交換は原則的に一定日時に、観測心得に従って正確に行わなければならない。自記紙の交換時には、自記紙に年月日、時刻、取扱者氏名とともにそのときの地下水位の実測値を記入する。また、この際に自記水位計の指示値および時計の作動状況を点検し、必要があれば調整や補正を行う。

水圧式水位計などでは、半導体記憶素子等により生データを長時間記録させることが可能である。また、最近ではフロート式水位計でも水位記録をA/D変換する機能を持つものがあり、主にテレメータ観測用に用いられている。このタイプのものではコンピュータによるデータ処理が可能である。

(b) 普通水位観測

自記水位計によらず水位測定器による実測を定期的に繰り返す水位観測の方法を普通水位観測と呼ぶ。長期にわたる水位観測でも、連続的な水位変化の追跡の必要がなく、日単位あるいは月単位の水位変化がわかれば十分であり、かつ観測員の配置も容易な条件にある場合には、この方法で実施すればよい。

(c) 保守・点検

定められた時期に観測所を巡回し、観測の実施状況、計器の作動状況、記録の状態、予備品・消耗品の残量、観測井・観測小屋および周辺の状況等の点検をする必要がある。点検の結果、異常あるいは問題箇所が認められた場

合は直ちに改善し、観測に支障がないようにしなければならない。また観測所には点検簿を備え、点検結果は地下水位観測所見廻報告書（水研様式）の書式に従って都度詳細に記録しておくようにする。この巡回点検は最低限月1回、できれば週1回程度の間隔で行うことが望ましい。

（d）観測心得

長期の定常的な地下水位観測は一般に計画管理の基礎となるような重要度の高い資料を得ることを目的とするものであり、またこの資料は多目的に使われる可能性が高く、全国的な規模の比較検討資料として用いられる場合も多いはずであることから、得られたデータは他の同様の観測データと精度の水準が揃っていることが大切である。このようなことから長期観測を実施する場合には、観測が一定の水準に保たれるようにするため観測心得を定め、職員や観測員に交付し、周知徹底を図らなければならない。観測心得には、①観測の目的と意義、②観測機械の取扱方法、③観測記録の整理方法、④報告の期限、⑤その他の必要な事項を定めておく必要がある。

7.4 結果のとりまとめ

観測データは、必要な補正や計算を行ったうえで、様式に従って整理するものとする。データの整理にあたっては各段階ごとに十分な照査を行い、データの信頼性確保に万全を期さなければならない。

地下水位の空間的分布および経時変化の特性を把握するため、地下水位等高線図、地下水位変動図等を作成するものとする。また、必要に応じて地下水位と他の水文量との対応関係を検討するものとする。

解 説

1. 観測データの整理

水位観測データは特定の目的だけでなく幅広く利用される可能性を持っているものであるから、定められた様式を用いて整理する。記録には場所や年月日を必ず記入しておく。

(a) データ整理

観測データは必要な補正を行い、時刻地下水位変化表(水研様式)に整理する。また、年に1度、観測井ごとに日地下水位年表(水研様式)を作成する。

なお、地盤沈下などのために水位観測基準点の標高に変動のある場合には、適当な間隔で水準測量等を実施して補正し、その旨を年報および観測台帳に記入しておく。また、地震、掘削工事、河川および湖沼の水位変化、揚水等に起因して水位が大きく変化する場合があるが、このような水位の異常変化が見られた場合には、できる限りその原因を突きとめるように努力し、またこの時のデータを時間ごとに整理し、残しておくことが望ましい。

(b) 照 査

データの整理や年表の作成にあたっては、各段階ごとに十分な照査を行い、発表の数値に万全を期さなければならない。照査は、作業者とは別の職員が観測値の錯誤の有無、器械の故障や取扱いの不備による記録の誤り、転記の写し違い等を中心として実施する。

(c) 保 管

野帳、自記紙および整理資料は確実に保管されなければならない。このため、あらかじめ保管区分を明確にし、さらに受渡しについても確実な方法を定めておく必要がある。

(d) 報 告

観測結果は所定の方法により報告するものとする。

2. 地下水位等高線図、地下水位変動図等の作成

上記の要領で整理された観測データは、地下水位値そのものとして地下水解析の用に供せられるほか、必要に応じて地形・地質あるいは種々の水文環境因子に関するデータを加えて、地下水位等高線図、地下水位変動図等を作成し、地下水の分布、賦存機構、水位変動の状況や要因等を解析・検討する。これらの図を作成する際には、得られた水位がどの帯水層に対応するかの識別が重要であるが、観測点が離れている場合などのように、測定値だけからではこの識別が困難な場合もある。このような場合には、地形や地質構造だけでなく地下水温、pH、電気伝導度その他の水質に関するデータも含めて慎重に検討し、その判断を誤らないように注意しなければならない。

第8章 地 質 調 査

8.1 目 的

地質調査は、地層の空間的分布とその水理特性を把握し、地下水の賦存状況、流動状況を明らかにすることを目的として、必要に応じて現地踏査、リーモントセンシング、物理探査、ボーリング、サンプリング、透水試験、揚水試験および土質試験等を実施する。

解 説

大気中の水、地表水を含めた水循環における地下水は、容器としての地形、地質、地質構造に支配されており、その存在形態はその賦存している地質の空隙の形態により、空隙水、裂か水、空洞水に3区分される。空隙水は地層の広がりに対して十分に小さく、かつ地下水流に対してほぼ均質に分布していると考えられる空隙を満たして存在している。空隙水の流れを支配する法則はダルシーの法則で示される。これに対して裂か水は岩盤の広がりに対しては小さいが、地下水流に対して不均質と考えられる割れ目に存在するものである。割れ目の中の水の流れは管路の流れに近い。空隙水も動水勾配が大きい場合、空隙が大きい場合などは乱流となって裂か水と同様な流れとなる。空洞水は地層の広がりに対して十分に大きい空洞の中を流れる地下水であり、そのためその流れを支配する法則は地表水の流れと同じである。

このように地下水は地質条件に密接に関係しているので、地形、地質・地質構造および地層の水理的性質について検討することが重要である。

1. 地 形

地形は、大地形として、山地・丘陵地、台地、低地に区分されるが、地下水の涵養は火山の周辺を除けば第四紀層の分布する台地や低地のような傾斜の少ない、起伏の少ない地形で多く行われ、流出は山地、丘陵地や台地の周辺の地形の変換点で行われることが多い。また、地下水の貯留と流動は、地層の間隙、岩盤中の割れ目や空洞に支配されるが、地下水が多く包蔵され、利用されている第四紀層の分布する地域では、後背湿地や三角州等の低平地、砂丘、自然堤防、扇状地、段丘、火山山麓等の微地形と密接な関連を持っている。

2. 地質・地質構造

地下水の貯留や流動を規定する地質は透水性から透水層（帯水層）と不透水層（遮水層）とに分類される。不透水層はさらに岩盤のように間隙率も透水係数も小さい非透水層と、粘土のように間隙率は比較的大きいが透水係数の小さい難透水層に分けられる。透水層、不透水層の区分は岩盤あるいは地層全体としての透水性の評価であり、したがって礫層や砂層のように間隙率が大きく、透水性の高い地層はもちろん硬岩や石灰岩等は裂かや空洞が存在して帯水層となり得る。

地質構造もまた地下水の存在や流動を規定する。帯水層となる地層の走向と傾斜は地下水の流動方向を規定し、遮水層の水平・垂直的連続性、褶曲構造や不整合面は不圧、被圧、宙水等の貯留状態を規定する。また断層は地下水の水みちあるいは遮水層となり、地下水瀑を形成していることもある。さらに特定方向に発達する割れ目系、石灰岩や溶岩中に存する空洞もまた地下水の流動を規定する。

間隙水を主体とする帯水層の存在形態はその平面形状から、

- ① 平面的な広がりをもっている場合
- ② 帯状をなして分布している場合
- ③ 曲面に囲まれた小範囲に限られて分布している場合

に分けられる。

①は第四紀層の発達する平野部における帯水層の一般的な発達形状で、帯水層はほとんど水平に近いこともあるが、一般には堆積時の構造あるいは堆

積後の構造運動によってある方向に傾いていることが多く、また盆状構造を示していることがある。②は一定の幅と方向性を持った水脈的な帯水層の形状で、いわゆる伏流水路の形態をとるものである。伏流水路は帯水層への伏没の行われる現河川、その河川の旧蛇行部、周囲の地質に比べて粗い堆積物で形成されている自然堤防などがある。また現河川に無関係な埋没谷なども伏流水路となる。豊富な水資源が期待できるが、一般に影響の範囲が大きい。③は基本的には数十 km の広がりを持つものも含むが、この規模は①のものに含まれ、もっと小範囲の km オーダー以下で宙水を形成するような広がりを持つものである。地下水資源として安定性や恒久性に乏しい。

帯水層はこのような形態を示すが、垂直的に一枚であることは少なく、一般には①、②、③の広がりをもつ帯水層が数層発達することが多く、帯水層と不透水層の水平・垂直分布によって地下水は多様な存在形態を示すことになる。

3. 地層の水理的性質

一般に地下水と呼ばれているのは間隙水であり、間隙水は地層の間隙の大きさと量によって貯留量や流動速度が規定される。すなわち透水係数、透水量係数、貯留係数等の水理定数が規定される。

間隙率は地層の間隙の割合を示し、未固結層の場合一般に同じ粒度であれば間隙率が大きいほど透水性は高い。また、同じ間隙率であれば、粒度が粗い（礫分が多い）ほど、また粒度分布が悪い（均等係数が小さい）ほど透水性は高い（表 8.1）。すなわち、地層の透水性ひいては地下水の貯留量や比産

表 8.1 帯水層の透水係数と間隙率

物 質	間隙率	比浸出量	透 水 係 数	
			m/s	m/day
粘 土 砂 礫	45	3	5×10^{-7}	(0.04)
	35	25	4×10^{-4}	(34.5)
	25	22	2.5×10^{-3}	(216)
砂 礫 砂 岩	20	16	1.0×10^{-3}	(86)
	15	8	3.5×10^{-4}	(30)
石 灰 岩 ・ 頁 岩	10	2	5×10^{-7}	(0.04)
チャート、花崗岩	5	0.5	5×10^{-8}	(0.004)

(Linsley による)

出率は水が流動しうる間隙である地層の有効間隙率に支配されている。

裂か水が主体となる岩盤の場合は岩盤中の割れ目の多寡および割れ目の間隙幅によって透水性は支配され、間隙幅によって、例えば表 8.2 のように、透水性が変化する。しかし、まさ等の岩盤の風化層は間隙率は高くなるが、逆に割れ目幅が狭くなるために透水性は悪くなる (図 8.1 参照)。

表 8.2 岩盤透水性と割れ目との関係
(孔径 50mm, 影響範囲 10m とした場合)

ルジオン値	注入孔の長さ m	割れ目の開口幅 mm		
		割れ目の数		
		1	10	100
100	6	0.484	0.225	0.106
	3	0.385	0.178	0.083
10	6	0.225	0.106	0.048
	3	0.178	0.083	0.038
1	6	0.106	0.048	0.022
	3	0.083	0.038	0.018

(H. Cambefort による)

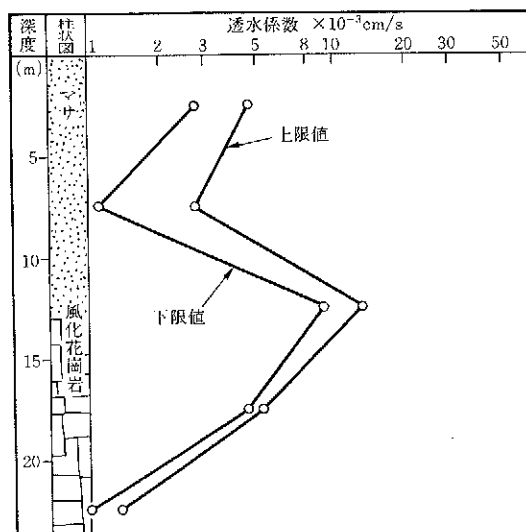


図 8.1 まさの深度方向の透水係数の変化の例

4. 調査の進め方

このように、地下水の涵養および流出は地形と表層の地質に、また地下水の浸透、貯留と流動は地下の地質に規定されているので、地下水調査においては地形および地層の分布状況を把握して水文地質構造を明らかにするとともに、原位置・室内試験によって地層の水理特性を把握することが基本である。

地質調査の第1段階として地形図および空中写真の判読、現地踏査によって地形要素の抽出と区分を行い、地形区分を基にその成因、構成物質とその分布状況、形成時期等の地質の概要を知り、地表および地中の地層の水に対する諸性質の概略を把握する。地質調査の第2段階として、リモートセンシング、物理探査、ボーリング等を行い、より詳細に地層の分布を把握するとともに地下水の貯留と流動を考慮した水文地質構造を明らかにしなければならない。さらに、採取した土質試料を用いた土質試験、原位置における透水・揚水試験等を行い、地層の粒度分布、密度、間隙比、透水係数等の土質定数を把握するとともに、地層の浸透能、透水量係数、貯留係数等の水理定数を把握し、調査対象地域の水文特性を明らかにしなければならない。

物理探査、ボーリング等の地質調査は調査の目的、地質の分布、地下水の流動状況を考慮した調査測線を設定して行うことが望ましい。調査測線は主要帯水層の走向方向と傾斜方向等のグリッド状の測線網を設置して調査すると効率的である。

8.2 現 地 踏 査

現地踏査は、地形・地質・地下水状況の概略を把握し、地下水調査計画策定の基礎資料を得ることを目的として実施する。調査は、予備調査に基づいてあらかじめ踏査のポイントを定め、重要事項の見落としがないよう効率的に行わなければならない。

解 説

現地踏査は、地下水の状況を暗示する地形・地質等に留意しながら踏査することによって、当該地域の概略の地下水状況を把握するために実施する。このため、現地踏査は、どのような目的の地下水調査でも、文献調査や空中写真判読等による予備調査に続いて必ず実施される。また、その結果は、物理探査やボーリング等他の手法による調査計画の策定や、調査結果の検討に欠くことができない重要なものである。

1. 踏査の留意点

現地踏査にあたっては、できるだけ多くの露頭を調査することが重要であるが、露頭状況が悪い場合には精度を上げるために、簡単なトレンチなどを行って人工露頭をつくる必要を生じる場合もある。また、露頭状況は植生の被覆によって極端に悪くなるため、季節的には雪が消え新緑が芽ぶく前までの期間に踏査を行うほうがよい。現地踏査の主な留意点は以下のとおりである。

- ① 資料調査によって明らかになった断層や不整合など地質的に重要な箇所をあらかじめ地形図に記入しておき、踏査によりこれらをチェックするのが効率的である。
- ② 詳細な踏査を行う前に、資料による予備調査結果をもとに、調査地域全域が見渡せるような場所から地形を遠望して地質状況を推定した後、調査地域を一巡し、地質の特徴を把握するとともに、効率的な踏査ルートの見当をつける。
- ③ 調査地域全域を平均的に踏査するのではなく、最も効率的なルートに沿って踏査する。例えば、堆積岩地域では走向や褶曲軸など地質構造の方向と直交する方向に踏査するのが原則である。
- ④ 一般に尾根部や山腹部は風化が厚く、露頭が少ないので、地質の分布や地質構造を把握するためには沢沿いに踏査する方がよい。ただし、地下水露頭はこの限りではなく、地質状況によっては山腹部にも存在する。
- ⑤ 露頭調査の対象地点としては、道路や宅地等の切土斜面のほか、河床、井戸壁等がある。特に、浅井戸は大口径の裸孔のままのことが多いので懐中電灯を用意しておくといよい。

- ⑥ 走向・傾斜の測定にあたっては、その露頭が地表のクリープの影響を受けているか否かを慎重に判断する必要がある。特に山腹部の切取斜面の場合には注意を要する。
- ⑦ 踏査にあたっては、露頭状況のみならず、崖錐、扇状地、断層地形等地形状況も把握する。また、植生が地下水状況を暗示する場合もあるので、植生の状況も注意して観察する。
- ⑧ 地質構造や層序を把握するために、火山灰等の鍵層の発見・追跡に努める。
- ⑨ ルートマップの作成に関しては、調査地点を正確にプロットすることが重要である。同時に周辺の状況をフィールドノートにスケッチし、記載したり、写真撮影を行う。

2. 調査項目

現地踏査における主な調査項目は以下のとおりである。

(a) 地形に関する項目

地形は構成岩石の種類や地質構造などの地質学的要因に浸食や堆積等の作用が長期間絶え間なく働いた結果を示している。すなわち、地形は単に現在の地表面の形態のみでなく、地質状況やそこに働いた作用の種類や地史など極めて豊富な情報を提供する。したがって、地下水調査にあたっては、以上の一般的事項を理解して、以下のような項目に留意して現地踏査を行う必要がある。

谷形状：谷幅、谷筋、傾斜、河床勾配等

尾根形状：尾根幅、尾根筋、鞍部等

平坦面形状：準平原、火山性台地、段丘等

特殊地形：カルスト、地すべり、崩壊、断層等

(b) 地質に関する項目

地質は地下水の賦存状況と極めて密接な関連をもつため、当該地域に分布する地盤の性質や地質構造を明らかにすることができれば、地下水の状況を定性的にかなり詳しく把握できる。このため、地下水調査の現地踏査にあたっては以下の項目に留意する必要がある。

地質：岩種、岩相、時代等

岩質：硬さ，風化，変質等

割れ目：間隔，性状，連続性，分布等

地質構造：走向，傾斜，不整合，断層，褶曲，層理，片理，節理，貫入等

被覆物：種類(表土，崩錐，扇状地堆積物，段丘堆積物)，性状(粒度分布，礫の岩種・形状，締まり具合，含水状況，成層状況)，分布(厚さ，連続性)等

(c) 地表水・地下水に関する項目

地表水や地下水の状況は，当該地域の地下水状況を直接的に反映しているため，入念な調査が必要である．特に，地下水露頭の観察にあたっては以下に示す項目のほか，当該露頭が地質構造的にどのような位置を占めるか，あるいは地下水の露頭状況と地質状況の関係について正確に把握することにつとめなければならない．

河川・沢の状況：流量，流況，水質，季節変化等

地下水露頭：湧出口の分布・形状，湧出量，水温，水質，季節変化，露頭の地質状況等

(d) その他の項目

植生の種類，密度，配列等は，気象条件のほかに，表土の厚さ，含水状況，表土の安定性，基盤岩の性状等を反映しているので，これらを調査することによって地質状況や地下水状況を知ることがある程度可能である．地下水調査に関しては以下に示すような植生の項目に留意して現地踏査を行う．

植生：樹種，樹齡，密度，配列，根曲がり等

3. 結果の整理

現地踏査の結果は，まずルートマップとしてまとめる．ルートマップとは，露頭の位置，分布，岩質，構造等のほか，2で述べた調査項目について，略号や色鉛筆を使って踏査ルート沿いに記入したものである．また，露頭スケッチ，写真撮影，試料採取等を行った場合は，これらの位置もルートマップに記入する．

現地踏査の最終的な成果は，地質平面図や地質断面図としてまとめる．地質平面図は，ルートマップをもとにして，地史学，層序学，構造地質学等地質学の知識に基づいてルートマップの空白部を埋めたものである．この場合，

地質学的手法による検討の過程は重要であるが、より重要なのは、成果物として表現する地層の分布状況と、その水文地質的特性である。したがって、成果を表現する場合に、地質学的側面のみを強調することにとらわれず、できるかぎり設計・施工への適用を目的とする内容については、水文地質的特性との対応が可能となるよう表現することが重要である。

地質平面図には地層や岩石の分布状況、断層、褶曲、不整合等の地質構造、崖錐・段丘堆積物等の分布状況を示しておく、これらから、地下の地質・地下水状況についての推測がある程度可能となる。

地質断面図は地質構造を説明するのに有効であり、地質平面図をもとにして、当該地域の地質構造と直交する方向で、分布する地層をできるだけ多く切る位置を選んで作成する。なお、地質平面図や断面図には層序表とともに凡例を必ず添付し、縮尺と方位を記入しておく必要がある。縮尺は、後図面全体が縮小あるいは拡大される場合があるので、数字のみならずスケールでも表現しておくべきである。

地質平面図や断面図は、弾性波探査やボーリング調査等他の調査結果を反映させ、調査の各段階に応じてより精度の高いものに修正する。

8.3 リモートセンシング

リモートセンシングは、広域の水文地質構造調査や水資源調査および土地利用状況などの変化の把握を目的として実施する。実施にあたっては、各手法の特性を十分理解し、調査の目的に適した手法を選ばなければならない。

解 説

1. 概 要

リモートセンシングは、対象から遠く離れたまま対象の表面を観測、測定する技術の総称であり、「遠隔から探査する技術」あるいは「隔測」などと訳されている。一般に、人工衛星もしくは航空機からの可視光線、赤外線ある

いはマイクロ波といった電磁波による地球表面・地表状況の観測技術と理解されているが、ほかにも空中ガンマ線や磁気の観測による方法もある。

リモートセンシングの特徴は、人工衛星あるいは航空機によりある広い地域を、同時的あるいは周期的に調査・観測できるという高い効率性、網羅性を有することと可視光線以外の領域の電磁波を用いることにより、視覚的に識別されるよりもはるかに多様、多量の情報が得られることである。

2. 衛星画像によるリモートセンシング

衛星によるリモートセンシングデータから地形、地質情報を抽出するための解析法には以下のものが挙げられる。

① スペクトル解析

岩石、水、植生等で固有の反射スペクトル特性を利用して地表の物質を分類する方法

② リニアメント解析

画像上でみられる直線状のパターンから断層や断絶をとらえる方法

③ 実体視による地形地質判読解析

同一地域を少し異なった位置から撮影された画像を用いて実体視する方法

④ テクスチャ解析

岩石の種類や風化浸食の度合いによって画像上の肌理（きめ）の違いが見出されることがある。この違いを利用して岩相を区分する手法でこの解析にはスペクトル情報を必要としないため主にモノクロで高い分解能の画像がよく用いられる。

3. 空中写真によるリモートセンシング

航空機による空中写真は可視光域のほか、赤外線撮影のモノクロ写真およびカラー写真、さらにマルチスペクトル写真の撮影も行われる。これらは地形、地質判読のほか、植物の活性の評価、水面の識別等にも有効である。

また、時代の変遷が読み取れる過去の古い空中写真と現在との比較も地形判読や土地利用変化を解析する上で非常に有効である。特に昭和22～24年に米軍が撮影した日本全域の空中写真からは重要な情報を得ることができる。

4. リモートセンシングの利用分野

リモートセンシングの用途は、人間の眼の役割のようであり、地上のすべての地物の質と差、およびその分布を時間的・空間的に識別・把握する手段として広い利用分野がある。

代表的な用途としては次のようなものがある。

- 地形測量
- 地質調査・鉱物資源探査
- 地下水探査
- 気象観測
- 海象観測
- 森林・植生・砂漠化等の調査・監視

表 8.3 土地地質関係調査の内容とリモートセンサー（今村，1984）

判 読 内 容	判読の鍵	リ モ ー ト ・ セ ン サ ー							
		パンクロ写真	カラー写真	赤外線写真	カラー赤外線写真	マルチスペクトル写真	レーダー	ランドサットMSS	航空機MSS
地 形 区 分	地表形態起伏の大小傾斜変換点	◎	◎	◎	◎	◎	○	○	○
地 質 区 分**	地植形生の階調写真の階調	◎	◎	◎	○	◎	○	○	○
地質構造区分** （とくに割目系）	地植形生の階調写真の階調	◎	◎	◎	○	○	◎	○	○
土質（土性）区分**	微地地形写真の階調	◎	◎	◎	◎	◎	×	△	○
地表含水区分**	微地地形写真の階調	◎	○	◎	◎	◎	×	△	○
地下水水位** （平野部）	微地地形写真の階調	◎	○	◎	◎	◎	×	×	○
災害地形区分	崩壊地	◎	◎	◎	◎	◎	×	△	△
	地すべり地	◎	◎	◎	◎	◎	△	×	△
	土石流堆積地	◎	◎	◎	◎	◎	△	△	△
地 表 面 温 度		×	×	×	×	×	×	◎	◎

* ×：不可 △：可 ○：良 ◎：非常に良好

**：現地での補足調査を要する

- 農作物の作況調査
- 水質汚染・大気汚染等の調査・監視
- 火山噴火・河川氾濫等の災害状況の把握

土地地質関係調査の内容と各種のリモートセンサーの特性との関係を表8.3に示す。

地下水探査においてリモートセンシングのデータは、次のようなことを検討するのに利用されている。

- ・上の水分や土質組成に応じた分光反射特性から地下水を推定する。
- ・含水状態に応じた土の温度状態から地下水の存在を推定する。
- ・樹木の活力状態から地下水存在を推定する。
- ・水系・リニアメントによる集水状態を推定する。

8.4 物 理 探 査

物理探査は地盤の物理的性質を利用して地質状況を把握するためを行う。実施にあたっては、目的、地盤条件、各探査手法の特質等を考慮して最も効果的な手法を選定しなければならない。

解 説

ここでいう物理探査は広義の意味で用いているものであって、これには地表面から地下構造をとらえる**通常の物理探査**、ボーリング孔等の中に測定器を挿入することにより孔周辺の地層構造を把握する**物理検層**、および対象地盤を地表面やボーリング孔や横坑等に配置した測線で囲み、対象地盤の構造を調べる**ジオトモグラフィー**を含む。

1. 通常の物理探査

物理探査の方法には次のようなものがある。

- ① 電気探査
- ② 地震探査（弾性波探査）
- ③ 放射能探査

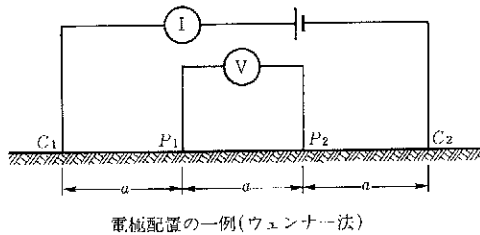
- ④ 温度探査
- ⑤ 電磁探査
- ⑥ 重力探査
- ⑦ 磁気探査

物理探査の目的は、大きく見れば資源探査と土质地質的探査である。

いずれの場合も最も広く用いられるのは、電気探査と地震探査である。地下水に係る探査目的の場合は、電気探査、地震探査、放射能探査、温度探査等を用いることが多い。

(a) 電気探査

電気探査の方法には大地に直流電流を流して地下の比抵抗分布を求める比抵抗法と自然の大地に生じている電位の異常をとらえる自然電位法および大地の電氣的な分極効果を観測する IP 法などがある。地下水調査には、比抵抗法による探査が最も多く用いられている。



$$\left(\rho_a = 2\pi a \frac{V}{I}, \frac{1}{d} = \frac{1}{C_1 P_1} - \frac{1}{C_2 P_1} - \frac{1}{C_1 P_2} + \frac{1}{C_2 P_2} \right)$$

電 極 配 置	電極配置係数 (d)	配 置 図
等間隔CPPC法 (ウェンナー法)	a	
シュラン ベルジャー法	$\frac{n+1}{2n} a$	
ダイポール・ ダイポール法	$\frac{n(n+1)(n+2)}{2} a$	

図 8.2 電極配置方法の例

地盤を構成する土や岩石はその構成物質や含水状態によって電気的比抵抗が異なる。岩石では、空隙率が大きく多量の水を含むものは比抵抗値が低い。土質材料では、絶縁性に近い土粒子に対して空隙を占める水の比抵抗値が小さいため、一般に粘土、シルト層の比抵抗値が低く、砂、礫層になるほど比抵抗値が高い。

このような地下の地質あるいは地盤構造を探索するには、図 8.2 のように、地表面に設けた二つの電極間に電流 I を流し、別の二つの電極で電位差 V を測定し、地盤の見掛け比抵抗 ρ_a を求める。

$$\rho_a = K \cdot \frac{V}{I}$$

ここで、 K は電極配置（ウェンナー配置、シュランベルジャー配置、ダイポール・ダイポール配置等がある）によって決まる係数である。

同じ位置で電極の配置パターンは変えず間隔だけを広げて繰り返すのが垂直探査であり、一つの電極配置で見掛け比抵抗を求める作業を測線上を移動しながら繰り返すのが水平探査である。

（i）垂直探査

垂直探査は、電極間隔を広げてより深部まで地盤比抵抗値を測定するものである。電極を広げる方向はできるだけ平坦な所を選定し、地下構造の単純そうな位置や方向に設けることが望ましい。また、電極を広げる間隔は調査の目的とする深度の 3～5 倍にとる必要があり、深さ方向のデータ数となる電極間隔の拡大回数は少なくとも 20 回以上を計画すべきである。

垂直探査の解析は 1 地点での深さ方向の解析を単位とし、通常は図 8.3 のような標準曲線を用いて解析する。水平に成層する多層の地層構造を判読できるものの、複雑な地層や傾いた地層の解析は困難である。しかし、最近ではコンピュータ技術の進歩や新しい理論や計算手法の開発に伴い、任意の水平成層構造に対する見掛け比抵抗曲線が容易に計算され、直接測定データから構造モデルを求められるようになってきた。

（ii）水平探査

水平探査は、電極間隔を一定に保って、測線上を密に移動していくため、地下に分布するものの比抵抗がどの区間で大きい、小さいか、どこで変化

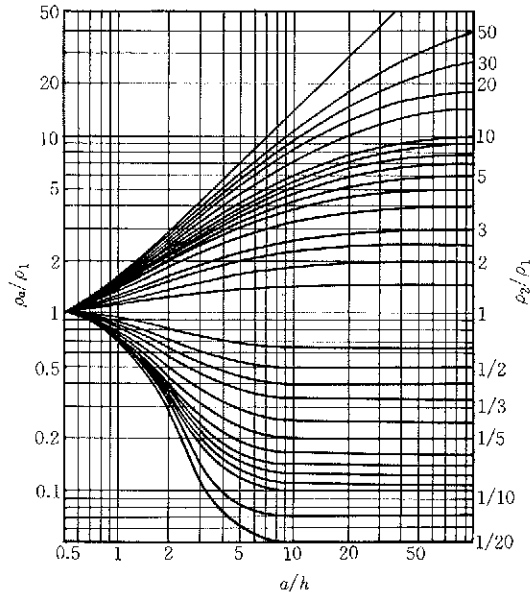


図 8.3 (a) 2 層構造の標準曲線

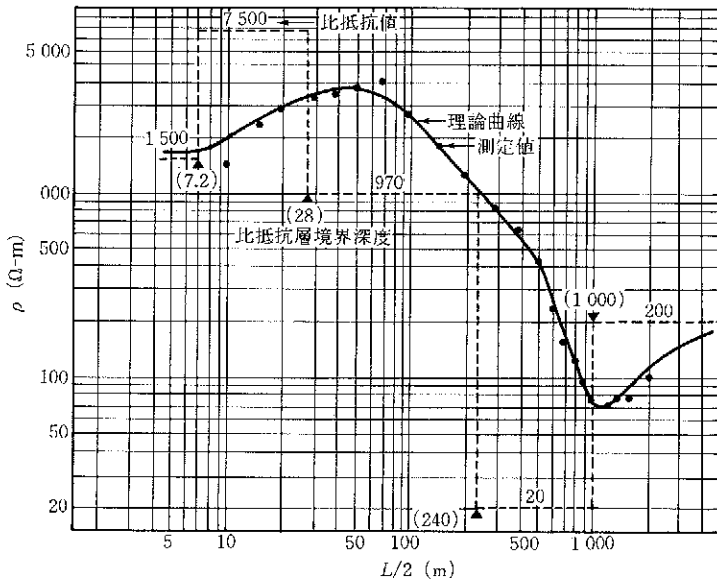


図 8.3 (b) 解析結果の例

するか、等を面的に判別するのに有効である。また、電極間隔を変えて同様なことを行っていくと深度方向の変化をとらえることができる。

地下水に関する調査法として電気探査を行う場合、その目的とする事項は次のようなものである。

- ① 沖積平野、洪積台地等における帯水層となる砂～砂礫層の分布の調査
- ② 砂～砂礫層等の連続性の確認
- ③ 不透水性基盤の分布とその水みちをなす埋積谷の追跡
- ④ 火山山麓の水みちとなる溶岩と不透水性の碎屑岩の分布の調査
- ⑤ 海岸平野地下水への塩水浸入範囲の調査

電気探査を行う際には次のような点に注意が必要である。

- ① 水文地質構造を把握するためには、各層の比抵抗値に明瞭なコントラストがなければならない。
- ② 地層の比抵抗は含水比や水質によって変化する。塩分含有の影響は大きい。

表 8.4 透水層および不透水層と比抵抗との関係

	岩石	比抵抗 ($\Omega \cdot m$)	
		湿	乾
透 水 層	礫	200～10,000	1,000～15,000
	砂 礫	200～ 5,000	1,000～ 7,000
	砂	100～ 700	300～ 7,000
	礫 岩	100～ 500	300～ 1,800
	砂 岩	100～ 500	200～ 2,500
不 透 水 層	ロ ー ム	100～1,000	500～ 5,000
	難 凝 灰 岩	100～1,000	
	透 シ ル ト	100以下	
	水 粘 土	100以下	
	層 泥 岩	100以下	
透 水 層	花 崗 岩	1,000～10,000	
	安 山 岩	200～10,000	
	玄 武 岩	20,000	
	結 晶 片 岩	200～20,000	
	片 麻 岩	200～20,000	

- ③ 深度とともに解析精度は粗くなり、薄い層、小さな包含物は検出できない。
- ④ 地表面が露岩、舗装、コンクリート等の場合は一般に電極設置ができない。
- ⑤ 電気探査結果を単純に合う、合わないと評価せず、測線設定、解析技術を考慮しつつ、解析法の精度内で比抵抗値が示している背景を推定する必要がある。

地層の透水性に着目した比抵抗と地層の関係は表 8.4 のようである。

(iii) 比抵抗の二次元、三次元解析

電気探査においては水平および深度方向の見掛け比抵抗を求めることは容易であるが、解析が一次元方向では地質構造を解釈するのに不十分である。

近年のコンピュータを用いた逆解析手法技術の発達により、測線に沿う二次元断面での比抵抗解析や面的に配置した測点についての三次元解析が行われるようになってきた。

二次元解析は一次元解析の結果などを初期モデルとし、測定値を最もよく説明する二次元比抵抗モデルを逆解析によって求めるもので、結果も図 8.4 に示すように、二次元断面の比抵抗映像として表現されるようになってきたので、地質構造を解釈するのに非常に有効である。

三次元解析はまだ、膨大なメモリ容量と計算時間が必要であるため、現在ではまだ研究段階であり一般化していない状況である。

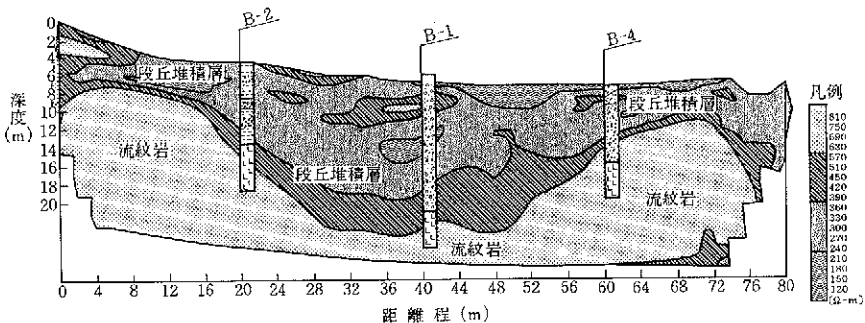


図 8.4 二次元解析による縦帯水盆の構造探査例

(b) 地震探査

(i) 屈折法

屈折法は弾性波探査とも呼ばれ、土木調査全般に使われている。この手法は、発破などにより地盤に人工的に振動を起こし、その振源から伝播する弾性波の到達を、測線上に設置した地震計で観測するものである。一般にはP波と呼ばれる縦波の伝播をとらえ記録の読取りから求めた到達時間と距離の関係（走時曲線）を図8.5のように描く。表層の弾性波速度とその厚さを既知とした後に、速度層境界で屈折して深部を伝わってきた弾性波の伝播速度を決定する。この解析作業により、2～4層程度の速度層とその層境界深度が求められる。

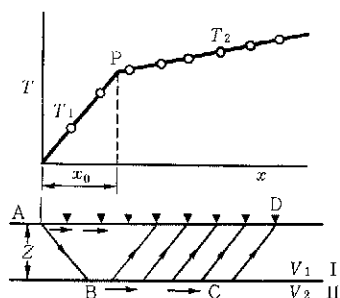


図 8.5 屈折波の伝播と走時曲線

岩石の場合には、硬岩と軟岩、堅岩と風化岩あるいは破碎岩で弾性波速度は数倍の違いがある。土質材料では一般に速度が遅く、速度値による材料および状態の区分の精度は高くない。表 8.5 は岩質および土質による弾性波速度の例を示す。

地下水調査においては地震探査結果から得られる速度層分布は水文地質構造を全体的に把握するために重要である。また、低速度帯として見出される断層破碎帯は岩盤中の地下水の水みちとして存在することが多く、山地部の地下水調査において地震探査結果は、極めて重要な水文地質情報を与えるものである。

表 8.5 岩石およびその他の物質の弾性波速度

岩石その他	弾性波速度 (m/s)	岩石その他	弾性波速度 (m/s)	岩石その他	弾性波速度 (m/s)
風化土, ローム	100~600	石灰岩	2,000~4,000	変成岩	3,000~7,000
礫, 乾いた砂	500~1,000	流紋岩	3,000	空気 (15°C)	311
湿った砂	600~1,800	安山岩	4,000	水 (15°C)	1,468
粘土, 砂質粘土	1,800~2,400	玄武岩	5,000~6,000	海水 (塩分 35%, 温度 15°C)	1,504
頁岩	1,000~3,000	花崗岩	4,000~6,000	氷 (-4°C)	3,232
砂岩, 凝灰岩	1,500~3,500	斑れい岩	4,000~6,000		

(ii) 反射法

密度と弾性波速度の積である音響インピーダンスが異なる境界面で弾性波が反射・屈折する。屈折波はさらに下の境界面で反射屈折する。反射法地震探査はこれらの反射波を地表の受振器で観測し、反射到達時間と速度値により境界面深度を求める方法である。成層した土質地盤における地層の構造等の探査に有効である。反射法で用いられる弾性波はP波であるが、物性解釈のためにS波も用いられる。振源の大きさによって波の透過力が異なるため探査深度の限界は、振源の種類や測定場の条件（ノイズ状態や社会的制約など）や用いる記録器の性能によっても違ってくる。振源には爆薬のほか、安全かつ効率的に作業できるパイプレータ、重錘落下、板叩きおよび海上調査によく用いられるエアガンやスパーカなどがある。

(c) 放射能探査

放射能探査には、岩石や鉱物中に含まれるウラン、トリウム、カリウム等から放出される自然放射能(γ 線)を測定し、 γ 線の強度やエネルギー分布から放射性鉱物を含んだ地質分布や地質構造を把握するものである。

地下水の探査では、特にラドンに着目した探査が行われる。ラドンは、地殻内でラジウムの α 崩壊により生成され、地中で強い γ 線を出すようになる。ラドンはガス体であり、断層、基盤の亀裂等に沿って地下水とともに浅所に上昇するため、地表において γ 線の測定を行うことによって、このような地質構造や地下水脈が見出されることがある。

測定には、測線上の地表面に孔を設けて逐次ガイガーミュラー計数管を挿

入して行うものと自動車などで移動しつつシンチレーション・カウンタを用いて行うものがあるが、最近では後者が用いられることが多い。

(d) 温度探査

熱および温度による探査は、地表面での地温測定によるものと宇宙あるいは空中から赤外線熱映像調査（リモートセンシングの一つ）などがあるが、ここでは前者について述べる。

地温測定は、従来から温泉調査、地熱開発調査等の有力な手段として用いられてきたが、近年は1 m 深地温の測定による地下水脈の調査への適用が提案されている。一般に地中温度は数十 cm の深さまで日変化が及ぶため1 m 深地温はその季節の平均的地中温度を示し、地表との係りを持つ水の流動があれば地温の異常として検出されるとするものである。河川水とつながる伏流水や漏水現象の発生しやすい旧河道の確認やため池の漏水箇所検出のために有効である。

(e) 電磁探査

電磁探査は時間変動する電磁場が地中に入射するとき地下の比抵抗分布に応じた電流応答が生じる原理を用いて地下の比抵抗構造を把握するものである。比抵抗構造をとらえることは電気探査と同じことであるが電磁探査は低い比抵抗の異常をとらえるのにすぐれている。電磁探査の手法には MT 法、ループ・ループ法、CSAMT 法、TDEM 法、地下レーダ法等があるが、表 8.6 に示すように探査の目的が水平探査か垂直探査かによって大地応答の考え方が異なっている。

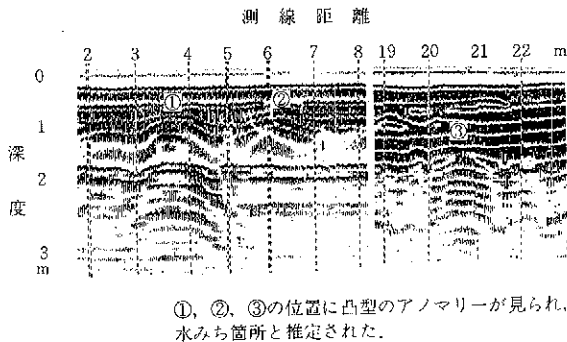
表 8.6 電磁探査の各種手法

大地応答の分類	探査目的	代表的手法
均質大地の周波数応答	水平探査	VLF-MT 法、 ループ・ループ法
層状大地の周波数応答	垂直探査	MT 法 CSAMT 法
層状大地の過渡応答	垂直探査	TDEM 法
大地中の異常体の応答	水平探査	VLF EM 法、 ループ・ループ法
インパルス応答		地下レーダ法

地下水調査としては地質構造を大規模にとらえる場合はMT法やCSAMT法を用い、浅部の小規模な地下構造をとらえる場合はループ・ループ法、TDEM法等の手法が利用できる。

電磁波インパルスを用いた地下レーダ法は、地中へ発射した電磁波の反射波をとらえて地下構造を把握する手法である。高い分解能があるが地中における減衰も大きいため浅部の探査に用いられることが多い。地中埋設物や異物の検出、構造物周辺の水みち、空洞の調査等に多く用いられている。

図8.6は、老朽化した水路に漏出する水によって、地下水面付近の地中に“水みち（空洞～ゆるみ）”を形成していることがとらえられた例である。



①、②、③の位置に凸型のアノマリーが見られ、水みち箇所と推定された。

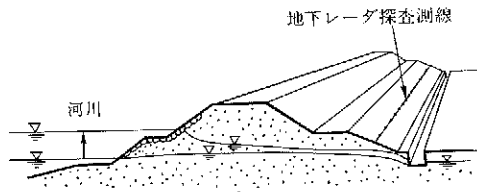


図8.6 漏水のある水路周辺の“水みち”の探査例

(f) 重力探査

重力探査は地下の地盤の密度の大小による重力場のわずかな異常を測定し、地下の構造や基盤岩の分布、特殊な物質（岩石鉱物）の分布などを把握するために行うものである。重力値の測定には、重力基準点との重力差を測定し絶対重力を求める比較測定法と、直接絶対重力値を測定する絶対測定法とがある。通常は携帯可能な重力計を用いた比較重力測定で行う。

測定された重力値は重力観測点の標高や周辺地形に起因するフリーエア補正，ブーゲー補正や地形補正が必要である。こうして求められた重力値に異常があると，それは仮定した平均密度からずれた密度分布を示すブーゲー異常を表わすものであり，この異常から大規模な地質構造を把握するものである。

地下水調査の分野では大規模な地下水盆の構造を探るのに有効である。

(g) 磁気探査

磁気探査は地球が持っている標準的な磁場（国際標準地球磁場）からのずれをとらえることにより，表層の地質構造を推定するものである。

一般に，地上で磁場測定を行うと地表付近の人工構造物の影響を受けやすいため，飛行機などを用いて地表付近のノイズを軽減することが多い。地上の定点で同時に磁気測定を行い，地球磁場の時間的変動分を除去する方法をとる。

地下水調査においては，重力探査同様マクロな地質構造をとらえる場合に有効である。

2. 物理検層

物理検層は，ボーリング孔等の中に測定器を下ろし，孔周辺の地盤の物理的性質を深さ方向に連続的にとらえることにより地質状況を把握するものである。

物理検層には種々のものがあるが代表的なものとして，電気検層，速度検層，放射能（密度および水分）検層，地下水検層，温度検層，キャリパー検層等がある。これらの検層の実施にあたってはボーリング孔の大きさや孔内水，ケーシングの有無等の諸条件を十分考慮に入れて行う必要がある。表 8.7 に各種検層とそれぞれの適用条件を示した。

(a) 電気検層

地下水調査で最も重要なのは電気検層であり，特に地層の比抵抗値を測定する比抵抗検層は帯水層の透水性を判別するのに有効であり，さく井に際しては必ず実施されるといってよい。孔内における電極の配置にはいくつかの方法があるが，一般的には孔中に 2 極を下ろすノルマル配置によることが多く，その電極間隔 a を一定に保ちつつ深さの方向に移動して検層を行う。図

表 8.7 物理検層法の適用条件

試験方法名	測定原理	得られる物理量	孔径 (mm)	孔内水の 要否	ケーシング の有無	孔壁とゾン デの関係	参考事項
電気検層	泥水と地層との 電気抵抗および 地層と地表との 電位差を測定	電気比抵抗 $\Omega\cdot m$ 自然電位 mV	56~76	必要	あつてはだ め	密着の必要 なし	
速度検層	地層内部を伝播 する地震波 (P 波) の測定	P 波速度 km/s	66~86	〃	ないほうが よい, 必要 な場合は塩 ビ管を使う	〃	振動はカケ ヤ, 重錘落下 または電気雷 管
PS 検層	地層内部を伝播 する地震波 (P 波, S 波) の速 度の測定	P 波速度 km/s S 波速度 km/s	66~86	どちらで もよい	〃	受振器は孔 壁地盤に密 着を要す	S 波の振動源 は普通板たた き, P 波の振 動源はカケヤ, 重 錘落下, ダイ ナマイトなど 最近では孔内 ゾンデに振動 源をもったサ スペンション 型の検層器も ある
密度検層	γ 線の散乱強度 が地層密度に反 比例すること を利用	散乱 γ 線強度 cpm	66~116	なくても よい	どちらでも よい	密着の必要 なし, ただ しすきまは 少ないほう がよい	校正曲線作成 のための検定 実験を要す
地下水 検層	地下水の孔壁か らの浸出で孔内 の塩分濃度が局 所的に低下す るのを電気的に とらえる	電気比抵抗 $\Omega\cdot m$	86~100	必要	あつてはだ め	密着の必要 なし, すき まは狭い方 がよい	地下水の塩水 化の判断にも 利用できる
温度検層	孔内水の水温を 測定	温度 $^{\circ}C$	66~	必要	ないほうが よい	密着の必要 なし	
キャリ バー 検 層	スプリングによ って収縮するセ ンサーによって ボーリング孔の 孔径を知る	ボーリング孔の 孔径の変化 cm	66~ 2,000	どちらで もよい	あつてはだ め	センサーが 密着する	センサーは 2 ~6 方向を問 時に測定する

(注) 1) ボーリング孔の所要条件はいろいろあるが, 同一試験孔においては孔径, 孔内水, ケーシングなどは同一であることが望ましい。

2) 火薬や放射性物質を取り扱う場合は, 関係法令に基づく手続きと申請が必要。

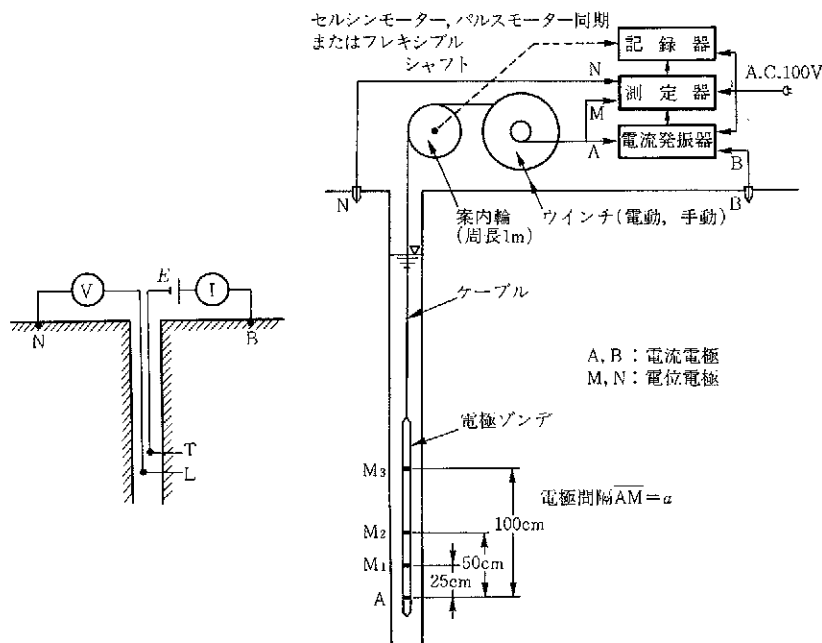


図 8.7 電気検層の測定原理および測定系

8.7 は測定の原理と方法を示すものである。

電極間隔を大きくすれば、孔から広い範囲の地盤の比抵抗値が求められ、電極間隔を小さくすれば、孔壁に沿った細かな地層状況を反映する測定値が得られる。通常電極間隔は 25 cm～1 m 程度である。岩盤などでのクラックや割れ目を把握したり、細かな層相変化や間隙率を把握する場合には電極間隔を 2.5～5 cm 程度に小さくしたマイクロ検層を行う。ただし、このマイクロ検層は電極間隔が孔径以下であるため孔内水の影響を受ける。この影響を極力受けなくするために孔壁に密着させる工夫がなされている。

比抵抗値の高い層は礫、砂を多く含む透水性の高い帯水層と判断され、比抵抗値の低い層は粘土や細粒分を多く含む不透水層あるいは難透水層と判断される。

地層の比抵抗値は地層の間隙率、飽和度、間隙水の比抵抗値によって決まる。盛土内や浅層部等では不飽和であるために比抵抗値が著しく高くなる範

囲があるので、土質判別に際しては注意が必要である。図8.8のように電気検層の結果は、地質柱状図および他の検層結果と対比され、地盤の性質を総合的に判定するための指標となる。

(b) 速度検層

速度検層は、孔壁沿いの弾性波の伝播時間を測定してP波速度を求めるものである。ある間隔に受振器と発振源を装備したゾンデを用いる方法、一定間隔に多数個の受振器を孔内に吊す方法、孔底付近で電気雷管を破裂させる

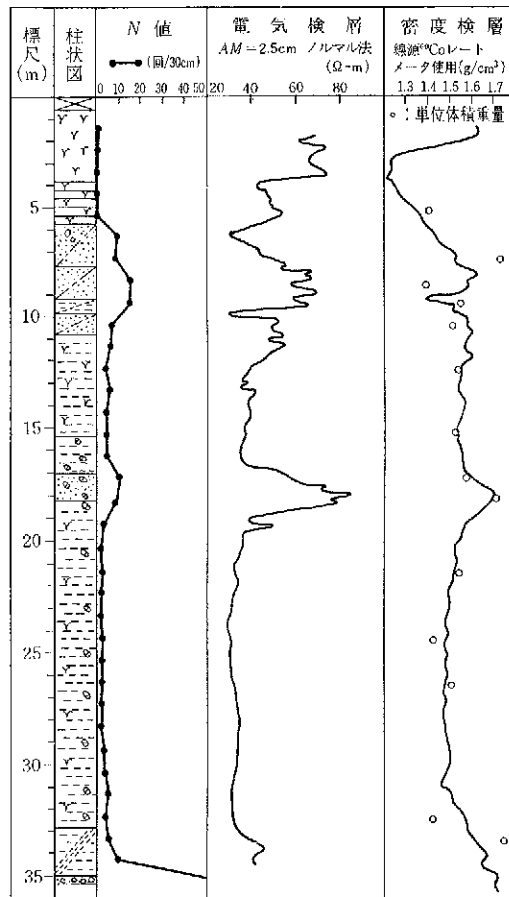


図8.8(a) 電気検層および密度（ガンマ線）検層の結果

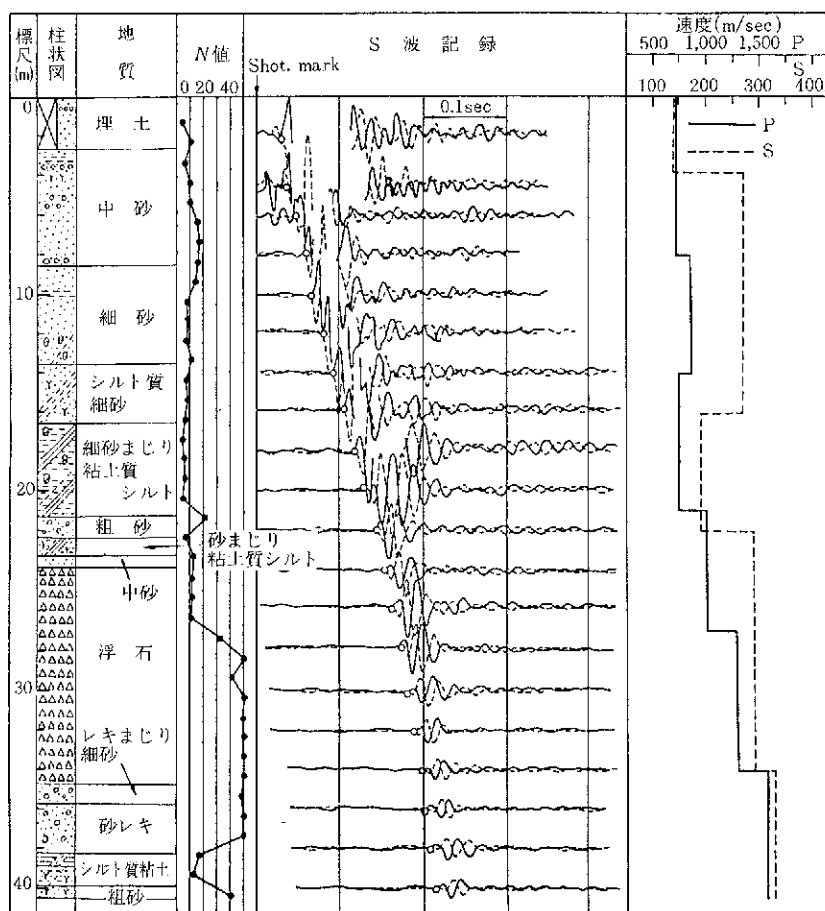


図 8.8 (b) PS検層結果の例

方法等種々の方法がある。

孔内の任意深度に着脱できる受振器を用い、地表で板叩き、重錘落下、火薬爆発等の方法でS波を発生させて、P波のほかにS波の速度も測定する検層はPS検層と呼ばれる。

地下水調査との関係では地層の層相変化を把握するのに有効である。また、地盤構造などを求める地震探査と併用することにより地質構造のクロスチェックになり有効である。

(c) 放射能検層

主に地層の密度を計る密度検層 (γ — γ 検層) および水分検層 (中性子検層) をいう。

(i) 密度検層 (γ — γ 検層)

密度検層の原理は、波長の短い電磁波である γ 線の物質透過能力が非常に大きいことを利用したものである。放射線源から放射される γ 線は、物質を透過する際に物質の原子と衝突して散乱する。これをコンプトン効果と呼ぶ。

γ — γ 検層は、線源と検出器の間に遮蔽物を置いて、これを迂回して検出器に入射した散乱 γ 線束を測定する。散乱 γ 線強度は透過する物質の密度に反比例するので、あらかじめ作っておいた校正曲線 (γ 線束 ϕ —密度 ρ 曲線) から密度を求めるものである。

線源としては、コバルト 60 (^{60}Co) やセシウム 137 (^{137}Cs) などが用いられる。また、 γ 線の検出には、シンチレーション検出器が用いられる。

測定孔にケーシングなどの保護管が挿入されていても、また、孔内水の有無にかかわらず測定が可能である。

検層で得られた密度分布から地層の層相変化や岩盤の割れ目の評価、土の締固め程度の評価等に用いられる。また、地層の見掛け密度 (G) が測定されるので、地層の間隙率 (n) が次式により求められる。

$$n = \frac{G_s - G}{G_s - G_w}$$

ここに、 G_s : 土粒子の密度

G_w : 間隙水の密度

である。

(ii) 水分検層

水分検層は、地盤の含水比や地層の間隙率を求めるために行われるもので、線源より放射された α 線をターゲット物質に照射すると、その物質の原子核から中性子が放出される。このエネルギーの大きな高速中性子は、別の物質中をすすむ際に原子核と衝突し散乱してエネルギーを失い、やがて熱中性子になる。物質に含まれる元素のうちで、水素原子は弾性散乱により熱中性子

を作り出す能力（減速能）が非常に大きく、熱中性子密度は事実上、水素原子の密度でほとんど決まる。地層中においては水素原子のほとんどが土粒子間隙の水に含まれているので、単位時間の熱中性子の検出は含水量の多い地層で多く、含水量の少ない地層で少ない。

水分検層の線源には一般にラジウム（Ra）-ベリリウム（Be）を用いている。検出器は三弗化ほう素（BF₃）を詰めた比例計数管が用いられ、中性子の量が計られている。中性子の量から水分量を求めるには、あらかじめ既知の水分量で得られた校正曲線を必要とする。

密度検層と同様、放射性同位元素を用いる点で、取扱い上の注意が必要であるほか、水以外の水素を含む物質を区別できないこと、結晶水や吸着水を自由水と区別することもできないこと、また、塩素（Cl）等を多く含む地層や水は含水量の過小な評価になることなど留意しておく必要がある。

（d） 地下水検層

地下水検層は孔内水に塩分を投入し比抵抗値を人工的に下げた後、経時的に孔内水の比抵抗の変化をとらえることにより、帯水層の透水ゾーンや透水性の評価するために行うものである（10.8 参照）。

海岸近くの塩水侵入のある帯水層では逆に真水を孔内に投入する場合もある。地下水検層は地下水の流動状況を直接的に把握できるので地下水調査においては非常に有効な方法である。ただし、塩水等を孔内に投入し周辺に塩水を拡散させることとなるため、現地状況を十分把握し、影響を考慮したうえで実施しなければならない。

（e） 温度検層

温度検層は孔内水の温度分布を測定することにより、帯水層の流動ゾーンやその透水性をとらえるものである。帯水層が温度変化の激しい地表水等と関連する場合は上下の孔内水温と異なる状況を示す可能性があり、温度検層は有効な調査手法となる。温度検層は通常孔内水温の絶対値を測定していることがほとんどであるが、微小な温度変化をとらえるために精度の高い差温度計を用いて行う方法もある。温度検層を継続的に行うことにより地下水流動機構を明らかにすることができる。

(f) キャリパー検層

孔壁の凹凸状況や孔径を計る検層であり、ゾンデに付いているアームの開脚具合で測定される。孔径は密度検層や他の孔内での原位置試験などの補正には欠かせない基本的情報である。また、孔径情報は孔内作業を安全に行ううえで重要な判断資料となるマイクロ検層を同時に行うことが多い。

地下水調査においては、上記のことは無論のこと、孔壁の乱れ具合から層相の変化が把握できたり、岩盤の割れ目なども比較的シャープにとらえられるため、キャリパー検層は非常に有効な方法である。

3. ジオトモグラフィー

ジオトモグラフィーは、対象地盤を地表面、ボーリング孔、横坑等に配置した測線で囲み、対象地盤内の多数の経路（波や電流）を通った情報から、逆解析手法により複雑な構造および地盤内の位置ごとの物性を解析する探査技術である。探査に用いる媒体により、弾性波（地震）トモグラフィー、比抵抗トモグラフィー、電磁波トモグラフィー等がある。

(a) 弾性波トモグラフィー

弾性波トモグラフィーは最も広範に研究が行われ、実用化に向かっている。通常の地震探査と同様、走時データをもとに、対象地盤内の屈折波線を考えて、速度層構造を逆解析するものである。観測測線は調査対象域をできるだけ囲むように配置することが必要であるが、完全に囲むことが困難な場合でも波線の密度、方向ができる限り偏らないようにすることが大切である。

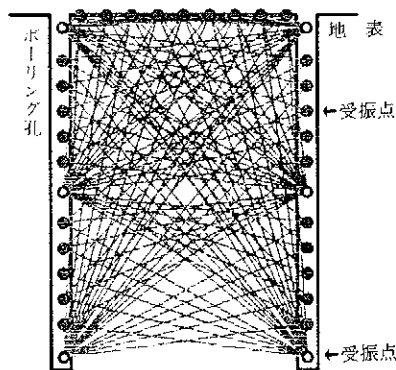


図 8.9 トモグラフィーの発受振点の組合せの状況図

図 8.9 は発受振点の組合せの例を示す。

図 8.10 はダムサイトのボーリング、横坑および地表の測線配置で解析された速度層分布図である。

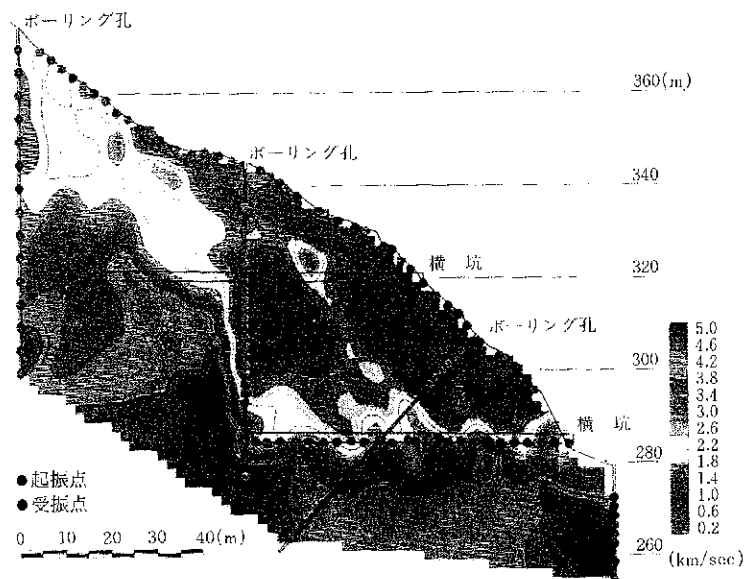


図 8.10 ダムサイトにおける速度値分布解析図

岩盤の速度値から、岩盤等級の評価、岩盤区分の分布把握、断層破碎帯の確認等、主に力学的情報が求められる。

地下水調査の手法としては、岩盤における割れ目の発達、水みちの評価に用いられるほか、地下水盆の基盤構造探査等に用いられる。

(b) 比抵抗トモグラフィー

弾性波の場合と同様に図 8.11 に示すように、対象地盤を囲む測線に電極を設置し、電極相互の組合せで電極間隔を変えて、地盤内部の情報を得て、比抵抗構造を逆解析するものである。

電気的特性の分布の解析結果は力学的強度よりも、間隙率と間隙水の水質に影響されるため、一般的には“透水性”に密接に係る特性としての情報が

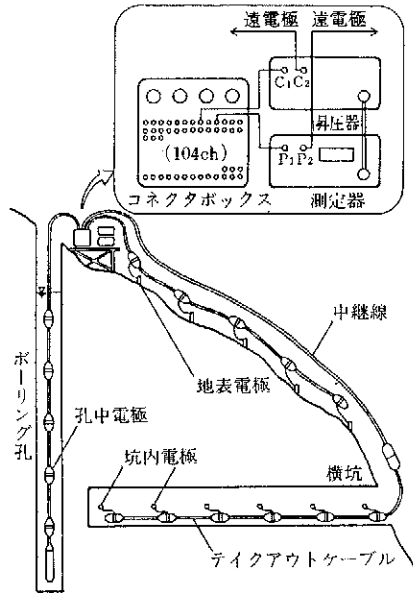


図 8.11 比抵抗トモグラフィ測定系概念図

得られる。また、飽和度（含水量）あるいは風化・変質等の化学的变化が比抵抗値に顕著に現われる。このような特徴を使って、地盤内にトレーサを注入してその動きを追跡するなど、状態変化を計ることにより特定の構造を確かめる手法としても用いられる（図 8.12）。

（c）電磁波トモグラフィ

地表面から行う電磁波探査は地下レーダと呼ばれるが、電磁波トモグラフィはボーリング孔内にアンテナを入れて孔間で地盤を透過する電磁波を測定し、構造解析を行うものである。

図 8.13 は塩水トレーサを使ってその流動を可視化した例である。

電磁波は直進性で回折波の考慮が不要である、周波数が高く分解能がよい、アンテナを孔壁に密着させる必要がない等有利な点があるが、地中での電磁波の吸収、減衰が顕著であるため大出力が必要である。

土木分野あるいは地下水関係の調査に用いるには、対象地盤の規模と地盤

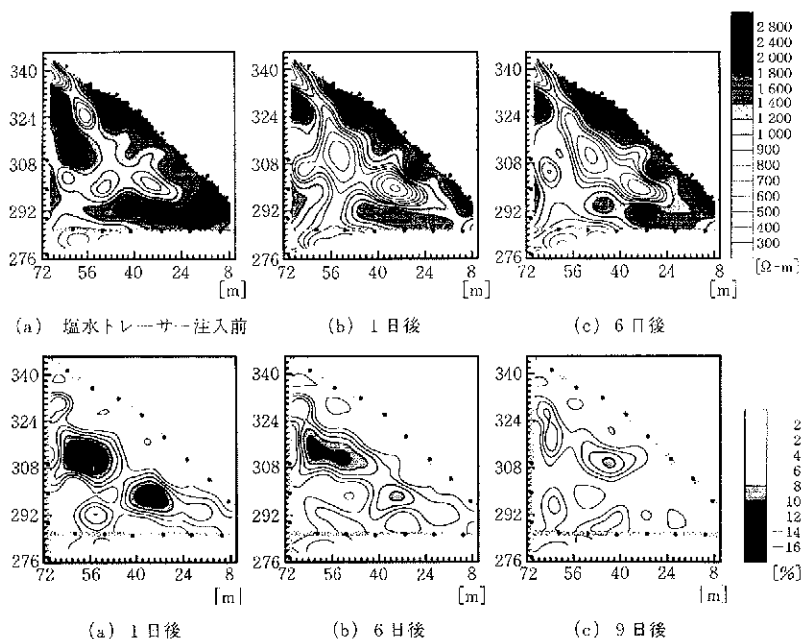


図 8.12 斜面における塩水注入前後の比抵抗分布と変化率の解析図 (小島他, 1989)

を構成する材料とその複雑さに対して、出力、周波数～波形等を適切に対応する必要があり、現在、研究が進められている。

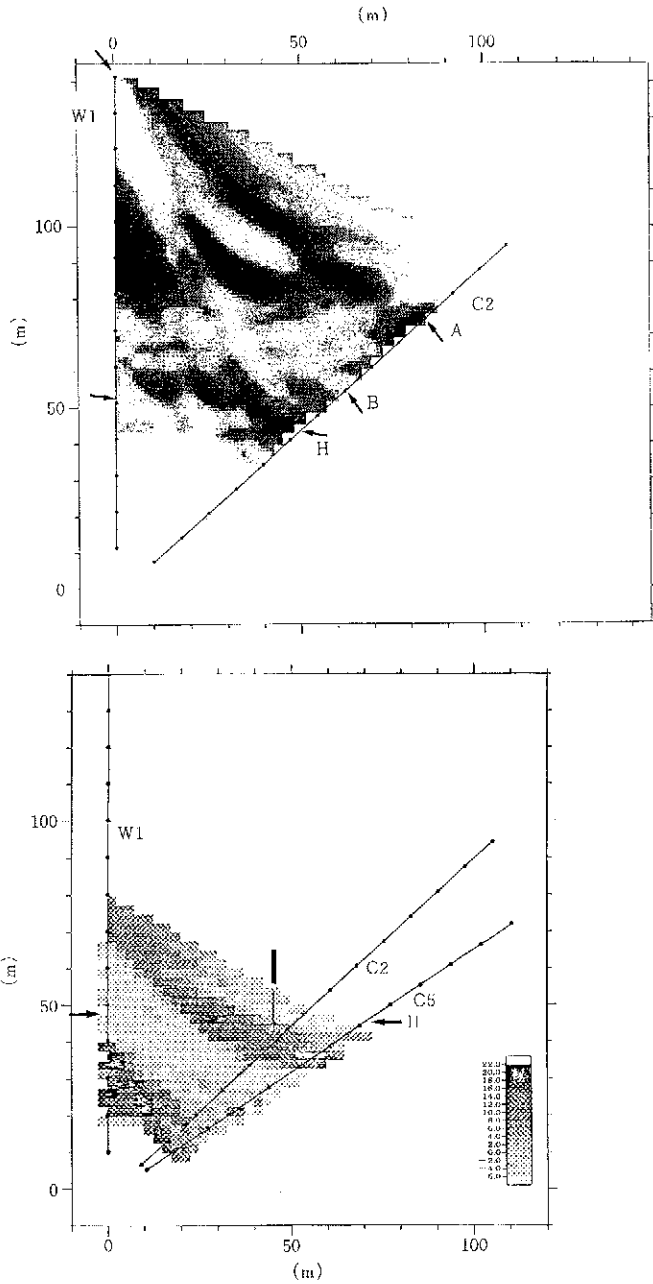


図 8.13 電磁波トモグラフィーによる塩水を用いた流動ゾーンの可視化の例

8.5 ボーリング

ボーリングは、調査目的、調査地域の予想地質状況、予定される孔内試験等を勘案し、所期の目的が達成できるよう適切な配置、深度、掘削方法、孔径で実施しなければならない。

解 説

1. ボーリング計画

地下水調査で行うボーリングには、①地質調査を目的とする場合、②揚水（あるいは帯水層試験）を目的とする場合、③水位観測井を設置する場合、④地盤沈下観測井を設置する場合、の4とおりが考えられる。②、③、④のボーリングは、通常掘削に先立つ調査でその必要性が指摘され、同時にその配置、掘削深度、孔径等が決定されるので、ここでは①の場合に重点を置いて、その計画の際の基本的な考え方を解説する。

(a) ボーリングの配置

ボーリングの箇所数とその配置は、調査目的や調査段階、調査地域の地質特性等によってさまざまであり、個々の調査ケースにおいては次のような考え方を基本に、これらの条件を十分検討したうえで決定しなければならない。

- ① 調査の初期段階では、資料調査、現地踏査、物理探査等の結果に基づいて、地質・地下水状況を大局的に把握できるように配置する。初期段階の調査で、調査範囲が数 km 以上の広域に及ぶ場合においては、資料調査、現地踏査、物理探査等によって概略の地質構造を把握し、ボーリングはその確認程度の意味合いで実施する。調査範囲が数百 m 程度以下の比較的小領域の場合は、一般に広域の場合に比べてより詳細な調査が求められており、この場合のボーリングは地質断面図作成に直接利用できる程度の密度で配置する。
- ② 地質・地下水の概要が把握された後の段階では、さらに詳細な地質構造、地盤性状を把握するために、必要に応じて問題となる箇所や確認を要する箇所を中心に、既存ボーリング孔の間を埋める形で配置する。

③ できるだけ地形および予想される地質構造の縦横断面図が描けるように配置する。

④ 調査孔を地下水位観測孔として利用する場合は、調査地域の地下水位を代表し得ること、地下水位等高線図を描くに必要であること、観測作業が安全で容易であることなどを考慮して配置する。

(b) 掘削深度

地下水調査におけるボーリングの深度は、調査対象とする水循環の規模を考慮して決めるのが一般的である。例えば、ある地域の地下水開発可能性を調査するのであれば、少なくとも一つの地下水域規模の水循環を取り扱うことになるので、その地域の地下水域の構造・性質を把握するために水文的地盤までのボーリングが必要であるが、河川水と地下水の交流関係や雨水浸透に係る地盤水理条件などを調査目的とするなら、取り扱う水循環規模はもっと小さく局所的なものになり、必ずしも水文的地盤までのボーリングは必要ない。

地下水位観測を目的とするボーリングにおいては、一般に対象とする帯水層の下位の難透水層までボーリング孔を到達させることとしている。対象帯水層が厚い場合には、その層を貫通しない観測孔が設けられることがしばしばあるが、一つの帯水層内で深度別のポテンシャルを測定する場合を除き、対象帯水層を完全貫入させることが望ましい。

(c) 掘削孔径

孔径は、一般に地質調査を目的とする場合は 65 mm 程度の小孔径が用いられるが、孔内で各種の原位置試験を行う場合、あるいは不攪乱試料を採取する場合は、それぞれの試験・目的に適した孔径 (85～115 mm) の選択が必要である。揚水や観測を目的とする場合は、通常 150 mm 程度以上の大孔径が用いられる。水位観測井で水圧式水位センサーを用いる場合は、地質調査用ボーリングと同程度の孔径で十分であるが、水温・水質等の調査にも利用できるよう、少なくとも 150 mm 程度以上としておくことが望ましい。

2. 掘削方法

地質調査を目的とするボーリングにおいては、地質判定のための連続した試料の採取が必須条件であり、また各種の孔内試験を精度よく行い、あるい

は良質の不攪乱試料を得るためには、ボーリング孔そのものにも次のような条件が求められる。

- ① 孔壁および孔底下の地盤の状態と性質を変化させないこと。
- ② マッドケーキの付着や孔底のスライムの堆積を清掃・排除すること。
- ③ 孔壁が滑らかで所定の孔径を保つこと。

(a) 掘削方式

地質調査を目的とする場合は、通常これらの条件を満たすとともに、適用可能な地質の範囲が広く、また掘進性能にも優れた方法としてロータリー式ボーリングによる掘削が行われている。ただし、不飽和帯の土層構成や不圧地下水位を調査する場合など比較的浅部（概ね 5 m 以浅）の地質調査では、オーガーボーリングが用いられることもある。オーガーボーリングは、地下水位以深の緩い砂層や軟弱な粘土層では掘削・試料採取が困難であるが、地下水位以浅では連続的に土質サンプル（攪乱試料）が得られる。

一方、あらかじめ地質状況が把握されている地点に地下水位観測井、揚水井等の大孔径掘削を行う場合、あるいは地盤沈下観測井のように高精度の鉛直性が求められる場合など、必ずしもコア採取を必要としない場合は、掘進効率がよく孔曲がりの小さいパーカッションボーリングがよく用いられる。特に巨礫や玉石を含む地層および割れ目の多い岩盤に対して効果的であるが、緩い砂や粘性の強い軟らかい粘土には適さない。

パーカッションボーリングでは、重いドリリングビットによる衝撃で孔底の地盤を粉砕しながら掘削するので孔底の地盤を乱し、また地質の判定はその掘りくずから行うことになるので、地質調査の一般的方法としては不適当である。通常はさく井をはじめとする工事用と考えておいたほうがよい。やむをえず地質調査目的でパーカッションボーリングを行う場合は、スライムを熟練した技術者が観察し、地質柱状図を作成しなければならない。

なお各種のさく井工事において、地盤が硬く掘進効率が低下するような場合には、パーカッションボーリングにロータリーボーリングの利点を加味したロータリーパーカッションボーリングが用いられている。

(b) ボーリング孔の洗浄および安定化

ロータリー式ボーリングでは、孔内洗浄と孔壁の安定化のための循環流体

として、通常ベントナイト泥水が用いられる。泥水は清水より洗浄・孔壁安定化効果が大きく掘削を容易にするが、反面、孔底・孔壁を目詰まりさせ透水試験や地下水位観測には障害となるので、その場合は清水を用いて掘削する（孔壁の安定化はケーシングによる）か、または孔壁洗浄剤により目詰まりを除去する必要がある。

地下水位以浅を掘削する場合は、循環流体が不飽和土のサクションによる粘着力を低下させ、かえって孔壁の崩壊をまねく危険性があること、および循環流体の影響を受けない自然の地下水位を確認する必要があることから、原則として無水掘削を行う。

循環流体だけでは孔内の掘りくず排除が不十分な場合は、セディメントチューブを用いるか、またはベイラー、サンドポンプ等によって孔底の沈殿物をすくいあげる必要がある。ただしベイラーやサンドポンプは、孔底地盤を乱す危険があるので、不攪乱試料の採取予定深度付近では器具の急激な上げ下げを避けるなど、作業は慎重に行わなければならない。

最近では循環流体として、泥水あるいは清水の代わりに圧縮空気を用いる方法（ダストドリリング）や、流動する空気中に発泡剤と水を霧状にして射出する方法（ミストドリリング）、また発泡剤と安定用の調泥剤からなるムース状の泡を用いる方法（スティッフフォームドリリング）など、さまざまな工夫を凝らした方法が開発されている。前2者は、孔壁安定効果がないので適用対象は固結層に限られるが、スライムによる土質判定が容易であり、また孔底・孔壁の目詰まりを起こさないため、透水試験や地下水位観測に適している。スティッフフォームドリリングは、前2者の長所に孔壁安定効果を加えたもので、未固結の砂層・礫層や逸水の激しい地層の掘削にも適用できる。

（c） コア採取

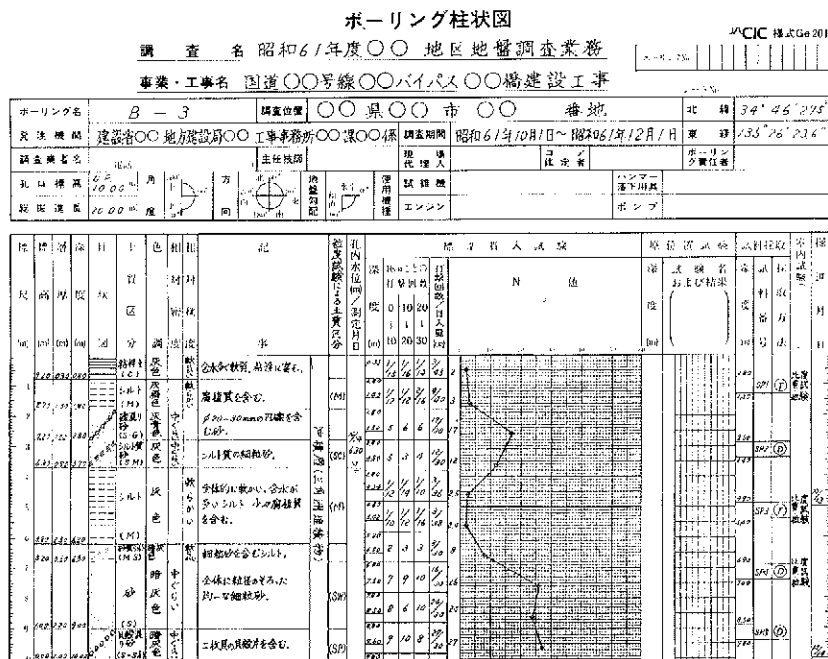
コア採取は、本指針が対象としている未固結層の場合は、一般にレイモンドサンプラー（標準貫入試験に用いられるサンプラー）あるいは二重管式のコアバーレルを用いて行われる。また地下水位より上の比較的浅い地盤では、オーガーボーリングによる採取も可能である。標準貫入試験は通常1 mごとに行われ、その間はコアリングされないことが多いが、地盤に関する詳細で信頼性の高い情報を得るためには、可能なかぎり連続的なコアを採取すべき

である。特に砂層の中の薄い粘性土や、粘性土中に挟在する砂層などは、連続的なコアを採取しないと、見逃してしまう危険性が大きい。やむをえず標準貫入試験とノンコアボーリングにより断続的にコアリングする場合は、掘進速度、ロッド圧または手応え、送水圧、送水量と排水量、排水色、スライムの状態、貝殻など異物の混入等の情報のみで地質を判定することになるので、これらを注意深く観察・記録する必要がある。

なお、ここにあげた採取法で得られる土質試料は、ほとんど乱された状態のものであるが、土質試験用の不攪乱試料の採取については、8.6を参照されたい。またボーリング全般については、全国地質調査業協会連合会編「ボーリングポケットブック」に詳しいので、これも併せて参照されたい。

3. ボーリング結果の整理

ボーリングの結果は、柱状図にまとめて表示する。柱状図は図 8.14 に示す様式を用い、漏れのないように記入する。特にボーリング位置と孔口標高は、



これがないと柱状図そのものを無価値にしてしまうことを銘記すべきである。

孔内水位は、毎日の作業開始時に測定し、測定月日とともに記入する。地下水調査を目的とするボーリングにおいては、掘進作業中の孔内水位の変化が重要な情報をもたらすので、必要に応じて別途図8.15のようにとりまとめ

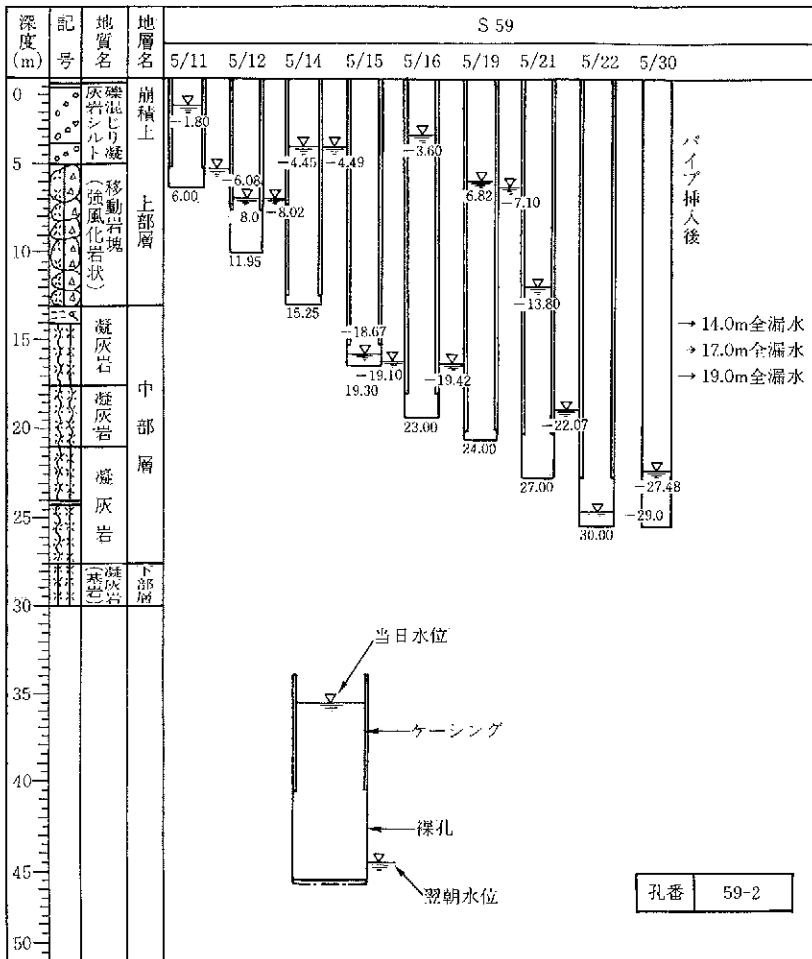


図 8.15 掘進中の孔内水位のとりまとめ例

る。

記事には、地盤の地質年代的区分、成因的区分、土質の特徴のほか、逸水・湧水など掘進作業中の特記事項を記入する。また空欄には帯水層区分など、調査目的上系統的に行った区分などを記入する。

なお柱状図の作成についての詳細は、(財)日本建設情報総合センター(JACIC)発行の「ボーリング柱状図作成要領(案)解説書」を参照されたい。

8.6 サンプルング

室内土質試験のためのサンプルング(試料採取)は、対象地盤を代表する位置において、試験目的と対象地盤の土質・地質に応じた適切な方法で行い、その性質を変えないように運搬・保管しなければならない。

解 説

1. サンプルング計画

土質試験は一般に、広い分野にわたる地質調査の一環として実施されるものであり、調査の目的・規模・段階によって土質試験の項目や採取方法、試験方法、および数量が違ってくるものである。サンプルング計画は、これらの諸条件を十分考慮して立案することが必要である。

土質試験は、調査目的に応じて設定されたある基準に従って対象地域の地盤の土層区分をまず行い、そのうちのある着目する土層の性状を調査することを目的として実施される。区分された各層は、適用された基準の範囲でそれぞれ均質と見なされるが、土質試験の日で見ると、一つの区分に属する土層の中でもかなりの不均質性が見られるのが普通である。サンプルングの個数およびその位置は、このような地盤の不均質性や試験そのものに起因する結果のバラツキがあることを念頭におき、また予備調査やボーリング調査などの結果を十分検討したうえで、対象地盤を代表する物性値が得られるように決定しなければならない。

2. サンプルング方法

地下水調査を目的とする室内土質試験には、土粒子の比重試験、粒度試験、含水量試験、単位体積重量試験、圧密試験、透水試験、不飽和透水試験、pF試験などがあり、それぞれ土質試料に求められる条件が異なる。土粒子の比重試験、粒度試験、含水量試験は、いわゆる乱された試料でも構わないが、それ以外の試験には（締固め試料を用いる場合を除いて）不攪乱試料が必要である。また含水量試験に用いる試料は、土の構造が乱されていても構わないが、含水量は当然ながら原位置での状態に保持されていなければならない。サンプルング方法は、このような試験目的に応じて、それぞれ適切に選択しなければならない。

攪乱試料の採取法には、レイモンドサンプラーによる方法、オーガーボーリングによる方法、コアボーリングによる方法等があるが、詳細は8.5を参照されたい。

不攪乱とは含水状態および土の構造を原位置における状態に保持することであり、その試料の採取・運搬・保管にあたっては、機械的外力や温度変化、乾湿を極力避けることが必要である。サンプルング方法は、ボーリング孔内から採取する方法と、地表付近やテストピット内で行うブロックサンプルングに大別できる。

(a) ボーリング孔内からのサンプルング

表8.8にボーリング孔内で用いられる主な不攪乱試料の採取法をとりまとめた。乱れの少ない良質の試料を得るためには、次の点に留意することが必要である。

- ① 対象地盤の性状に応じて適切なサンプルング方法を選択すること。
- ② ボーリングによる孔底下地盤の攪乱を極力抑え、孔底に堆積したスライムを完全に排除（8.5参照）してからサンプルングを行うこと。
- ③ サンプラーは、一定の速さで連続的に押し込むこと。

なお、地盤を凍結してサンプルングする方法もあるが、その利用は特殊な場合に限られるので、ここでは説明を省略する。

(b) ブロックサンプルング

ブロックサンプルングは採取深度に限界があるが、慎重なサンプルングを

表 8.8 ボーリング孔内での主な不攪乱試料採取法

サンプラー	原 理	適 用 性
固定ピストン式シンウォールサンプラー	ピストン付きの薄肉サンプリングチューブを孔底に下ろし、地上の固定点に反力をとってサンプリングチューブを地盤に静的に圧入する。	N 値 0～4 の粘性土（ヘドロ状のもの不可）。 ボーリング孔径 85mm 以上。 サンプル長 80cm 以内。
デニソン型サンプラー	二重管式サンプラーの外管を回転させて泥水ボーリングしながら、内管を回転させずに静的に圧入する。	N 値 4～20 の粘性土。 ボーリング径 115mm 以上。 サンプル長 80cm 以内。 堅い粘性土中に軟弱な部分を挟む場合や砂のシームを挟む場合は乱されやすい。
foil サンプラー	サンプラーチューブとサンプルの間に foil テープをいれて両者間の摩擦をなくするとともに、foil テープでサンプルの自重を支えて一度に長い連続したサンプルを採取する。サンプラーチューブは圧入する。	N 値 0～3 程度の粘性土。 ボーリングは N 値 3 程度以上の地層がないかぎり不要（ボーリングする場合は径 115mm 以上） 硬い地層がなければ 15～20m の連続サンプルが採れる。
ツイストサンプラー	二重管構造のサンプラーを孔底に下ろしてサンプリングチューブを圧入後数 cm 引き上げ、回転させてゴムチューブをねじり先端を閉塞することにより試料の脱落を防止。	N 値 20 程度以下。 ボーリング径 85mm 以上。 サンプル長 70cm 以内。 大きな圧入力が必要。
トリプルチューブサンプラー	デニソン型サンプラーの内管の剛性を高め、さらに内管の内側に試料が入るライニングチューブを設けて二重管構造にしたもの。	N 値 50 以上まで可能。 ボーリング径 116mm 以上。 サンプル長 95cm 以内。
ロータリー式サンドサンプラー	トリプルチューブサンプラーと同様の二重管構造であるが、ライニングチューブが二つ割りで長さ 12cm のものが数個収められる。	N 値 50 以上まで可能。 ボーリング径 85mm 以上。 サンプル長 60cm 以内（12cm のもの数個分、そのまま試験機にセット可）
改良型ピシヨップ式サンプラー	二重管構造のサンプラーを孔底に下ろし、サンプリングチューブを圧入後、外管内の水を空気に置換する。空気室内にサンプリングチューブを引き上げると試料の下端が不飽和になり粘着力が発生するので試料の脱落が防止できる。	N 値 20 程度以下。 ボーリング径 85mm 以上。 サンプル長 50cm 以内。

行えば、一般にボーリング孔内から採取する方法に比べて攪乱度合いが軽微であり、また土質を観察したうえでサンプリング位置を選定できる、多軸方向のサンプリングが可能であるなどの利点を持つ。ただし地下水水面以深や崩

れやすい砂には不向きであり、また粗雑に行うと応力解放による乱れはボーリング孔内から採取する場合より生じやすいことも、念頭に置いておく必要がある。

目的とする試験の種類によっては、現場で試験モールドに直接採取する方法も用いられているが、サンプリング操作の回数を減らすことによって攪乱の機会をできるだけ少なくするという意味で、有効である。

3. 試料の運搬・保管

採取した試料は、膨張、含水量の変化、運搬の際の変形等を防ぐために、現場で直ちにシールしなければならない。シール材は、気密性、試料・サンプリングチューブとの付着性がよく、現場での取扱いが容易であることが必要であり、粘性土試料の場合は一般にパラフィンあるいはゴムパッキングが用いられている。

細粒分を含まないきれいな砂の場合は、ドライアイスや液体窒素による凍結法が用いられることがあるが、凍結による水の膨張で土の構造を乱すおそれがあるので、間隙水を抜いて飽和度を低めに調整しておくことが必要である。細粒分を含む砂には凍結法は適当でないため、試料加圧装置により土被り圧相当の拘束圧を加えて、その状態のまま保管する方法がとられる。また固結した砂では、溶融したパラフィンが空隙に浸み込むのを防ぐ工夫（パラフィンを少量ずつ刷毛で塗布するなど）をすれば、パラフィンによるシールが可能である。

シールを終えた試料には、その場で①調査件名、②試料番号、③採取深度、④採取年月日、⑤上下の区別等の必要事項を記入し、直射日光や著しい温度変化、振動等の試料を乱す要因が避けられる場所に一時保管する。試料がある程度まとまれば順次試験室に運搬し、現場での一時保管はなるべく短期間にとどめるようにする。

試験室への運搬は車両によるのが一般的であるが、スプリングの軟らかい車種で、かつ衝撃、振動が防げるパッキングを施した運搬箱に収めて運搬する。少量の場合は、膝に乗せて運ぶなどの配慮も必要である。

試験室内での保管も、温度変化、衝撃、振動が加わらない安定した場所で行うことが必要であり、恒温多湿の場所が望ましい。凍結試料は当然冷蔵庫

内に保管しなければならない。

4. 試料の分析

ボーリング、サンプリングによって採取された試料は、8.9 に述べる土質試験に供するとともに、地層の時代の決定、地層の対比のために花粉、珪藻等の微化石分析、テフラ、重鉱物分析等の鉱物分析、 ^{14}C 法やフィッシュントラック法による絶対年代決定等の分析を行う。地層の絶対年代の測定、対比によって広域的な水文地質構造の把握がより正確にできるようになる。

植物や植物群の種、属、科は植物の進化、気候等によって変化する。このことを利用し、地層中に含まれる花粉や珪藻の種類を分析し、その特徴によって地層の時代や対比を行う。テフラは火山の噴火による降下火山砕屑物で、短時間に広域に堆積するため、地層の対比、時代決定に極めて有効である。日本には鬼界アカホヤ (6.3 ka)、始良 Tn (21 ka)、阿蘇 4 (70 ka) 等多くのテフラが存在している。砂質堆積物中に含まれる黒雲母、輝石、かんらん石、ジルコン等の重鉱物は堆積物を供給した後背山地の地質を反映している。したがって、ある重鉱物の出現、量の変化等を解析することによって古地理・古地質の推定、地層の対比ができる。地質中に含まれる木片、生物遺骸等を用いて ^{14}C の測定、あるいは雲母などに刻まれた荷電粒子の飛跡、すなわちフィッシュントラックを用いて絶対年代を測定でき、それを用いて地層の対比ができる。

8.7 単孔式現場透水試験

単孔式現場透水試験は、地層の透水係数を原位置で把握する必要がある場合に実施する。実施にあたっては、試験の目的、地層条件、地下水位等から適用性と結果の妥当性を十分検討しなければならない。

解 説

1. 単孔式現場透水試験の種類 (図 8.16)

単孔式現場透水試験にはボーリング孔内の水位を揚水 (注水) して変化さ

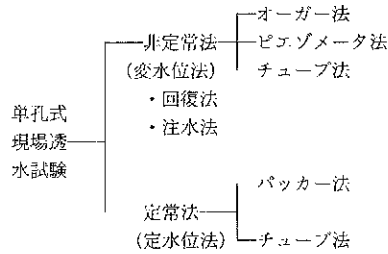


図 8.16 単孔式現場透水試験の種類

せ、その回復していく非定常過程を計測する非定常法（変水位法—回復法、注水法）と孔内に注水することによって一定水位を保ち、その注水量を計測する定常法（定水位法）がある。

また、単孔式現場透水試験は、図 8.17 に示すようにボーリング孔内のケーシングの有無やケーシング先端の透水試験部分の形状などの違いによって、

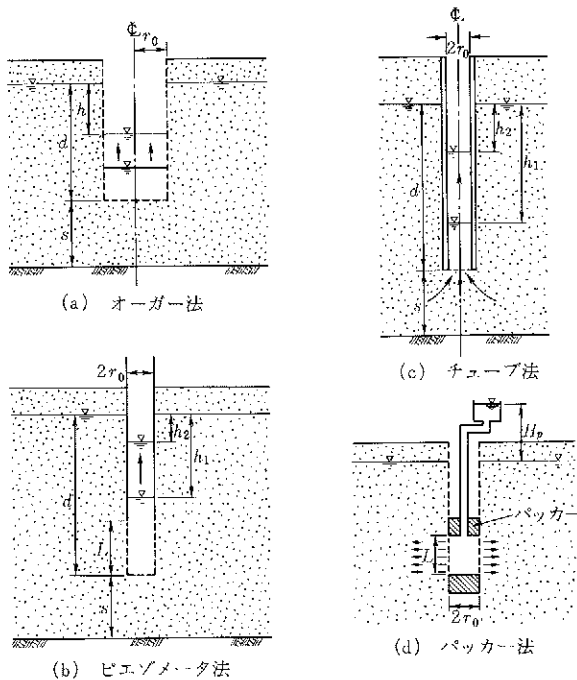


図 8.17 各種単孔式現場透水試験

①オーガー法、②ピエゾメータ法、③チューブ法、④パッカー法等と呼ばれる方法があり、それぞれ透水係数を算出する式も異なる。オーガー法は、ボーリング孔の孔壁が十分自立する場合に行えるもので、通常は孔壁が安定しないためケーシングを用いたピエゾメータ法やチューブ法が行われることが多い（図 8.18）。

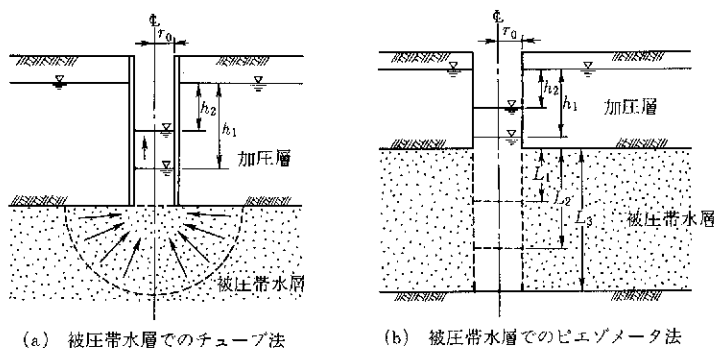


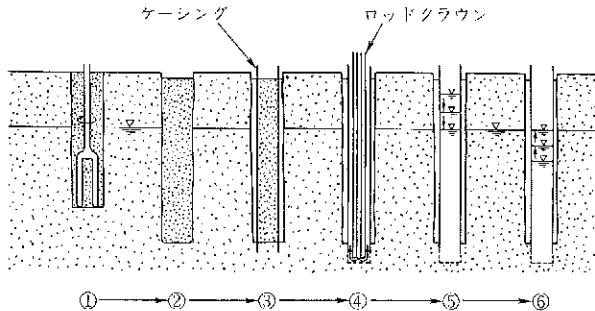
図 8.18 被圧帯水層の単孔式現場透水試験

パッカー法は、パッカー部分の遮水効果が十分なればならないため比較的固い粘性土が遮水層として存在する場合や岩盤を対象とする場合に行うものである。岩盤での地下水調査の一つであるルジオン試験はこのパッカー法にあたる。

さらに、試験対象とする帯水層が被圧の場合は不圧のときと違った算定となるので複雑である。このように単孔式現場透水試験は非常に多くの方法があり、試験の計画にあたっては、どの方法を採用したらよいか判断が難しい。通常、現場作業の安全性や作業のし易さからピエゾメータ法やチューブ法が有利である場合が多い。

2. 単孔式現場透水試験の手順

単孔式現場透水試験にはいくつかの種類があるが、ケーシングを用いて行われる代表的なピエゾメータ法とチューブ法の手順について図 8.19 に示す。ケーシングを建て込む作業までは、両者は同じ作業であるが、先端における索掘り部分の有無が相違点となる。現場への適用に際しては、通水面積の大



- ① ボーリングにより試験孔を掘削する。
- ② 試験深度の約1 m手前で掘削を止める。
- ③ ケーシングを挿入し、所定の深度、約50 cm程度を打ち込む。
- ④ ケーシング内をロッドクラウンで先掘りしつつ、孔内洗浄を行う。
(この場合、先掘りをケーシング先端深度で止めて試験を行えばチューブ法となり、先端より深く先掘りし、裸孔部分を設け通水面積を大きく確保した場合はピエゾメータ法となる。)
- ⑤ 試験孔内に注水して、孔内の水位低下の時間的变化を測定する。
- ⑥ 試験孔内の水をペーラー等を用いて揚水し、孔内の水位上昇の時間的な変化を測定する。
- ⑦ 試験孔内の平衡水位を十分時間をかけて測定する。

図 8.19 単孔式現場透水試験の手順

きいピエゾメータ法が有利であるが、細粒分の少ない地質などにおいては素掘り部分が自立しないためチューブ法を用いる場合が多い。

透水係数を求めるには、この平衡水位と各時間の孔内水位の差を用いて解析するため、基準となる平衡水位は重要である。孔内の水位変化がなくなると判断されるとき水位を平衡水位とするか、一日程度経過したときの水位を平衡水位として測定する。また平衡水位は試験箇所の間隙水圧を示すもので深度方向に何点か現場透水試験を行えば、同じ時刻ではないがその地点での間隙水圧の垂直分布をとらえることとなり、地下水の有効な情報となる。

3. 試験結果の整理方法

単孔式現場透水試験の実施によって得た試験孔内の水位と時間の関係は、片対数グラフ紙上にプロットする（対数日盛りに孔内水位と平衡水位の差、普通日盛りに時間）。この中から直線部分を抽出し（図 8.20）、直線部分のな

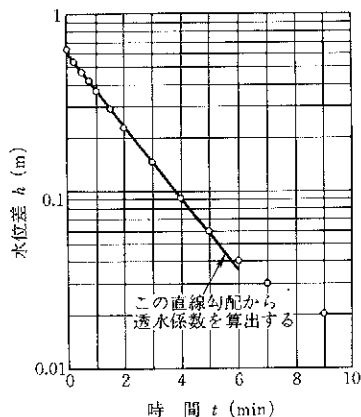


図 8.20 透水試験時の測定水位差時間の関係

かの任意の 2 点における時間および水位差を読み取り、計算式によって透水係数を求める。計算式は地質構成などの条件により数多くあるが、ここでは図 8.17 に示したような全体が不圧層における計算式を以下に示す。

① ピエゾメータ法

$$k = \frac{R^2}{2L(t_2 - t_1)} \cdot \ln\left(\frac{L}{R}\right) \cdot \ln\left(\frac{h_1}{h_2}\right)$$

ただし、 $L/R > 8$ であること

② チューブ法

$$k = \frac{2\pi R}{11(t_2 - t_1)} \cdot \ln\left(\frac{h_1}{h_2}\right)$$

ただし、 $15 \text{ cm} \leq d \leq 150 \text{ cm}$ であること

ここに、 k ：透水係数

R ：ケーシングの半径

L ：素掘り部分の長さ

π ：円周率

t_1, t_2 ：直線部分の任意の 2 点における時間

h_1, h_2 ：時刻 t_1, t_2 における平衡水位との水位差

d ：自然水位からケーシング先端までの距離

4. 単孔式現場透水試験の留意点

単孔式現場透水試験は揚水試験に比して、時間的、経済的に手軽に実施できることから数多く行われている試験である。ただし、この試験を計画する際には次の点に注意する必要がある。

- ① この試験は手法上の制約から透水性が大きすぎる地質には適用できない。測定できる透水係数の上限値は概ね $1 \times 10^{-2} \text{cm/s}$ 程度である。
- ② ケーシング先端付近に地質の境界が存在した場合には、透水係数の計算式の適用が困難になる。このため、試験の計画に際してはあらかじめ概略の層構造を把握したうえで、ある程度の層厚をもつ透水層に対して計画すべきである。

また、単孔式現場透水試験から得られる結果については次の点に留意する必要がある。

- ① 試験結果から透水係数を算出する式は、多くの仮定のもとで成立するものである。また計算式によって求められる透水係数の値が異なる。
- ② 揚水試験に比して試験の対象とする範囲が短い（狭い）ため、帯水層全体の代表的な透水係数が求めにくい。
- ③ 平衡水位の決定の影響やケーシング先端の目詰まりの影響なども大きく結果を左右する。

この試験には上記のほかにも、試験の実施上の問題点もあり、試験結果の信頼性は必ずしも高いものではない。このため、単孔式現場透水試験の実施に際しては、対象とする帯水層の中で、できるだけ多くの試験を実施することが望まれる。また、試験深度付近で採取した試料により粒度試験を行い、10%粒径および20%粒径などから透水係数を求め、試験結果の妥当性を検証することが重要である。

8.8 揚水試験（帯水層試験）

揚水試験は地下水調査において帯水層の水理定数（透水量係数，貯留係数）あるいは揚水井の性能（適正揚水量）を求めるために実施する。試験および解析は目的，地層条件，地下水条件等を考慮して適切な方法で行わなければならない。

解 説

1. 揚水試験の必要性

地下水資源の開発や地下ダム建設，人工涵養等の事業がなされるときや地盤沈下や地下水汚染が問題となる場合，あるいは大規模な地下掘削工事が行われる場合には，地下水の状況を十分に把握することは無論のことであるが，精度の高い地下水揚水量（注入量のこともある）や地下水低下量（上昇量のこともある）の算定が要求される。安全かつ適切な対応や工事が実施されるためには揚水試験を行い，関連する帯水層の水理定数を精度よく把握することが重要である。

2. 揚水試験の実施要領

揚水試験の実施に際しては，次の点を十分に検討する必要がある。

① 事前に地質構成を把握し，対象とする帯水層を明確にする。

既存の地質資料により地質構成が把握できない場合には，予備調査を実施する必要がある。予備調査のボーリング孔は観測井として利用するのが合理的である。

② 揚水井のみでは正確な水理定数を求めることは困難であるので，揚水井のほかに観測井を必ず設置する。

観測井の設置は対象帯水層だけでなく，上下の地層の地下水位や水頭を観測できる観測井を設置しておくことが望ましい。

③ 揚水井および観測井の構造は，対象とする帯水層の地下水を確実に揚水および観測できる構造とする。

スクリーンの位置が不適切であったり，孔壁とケーシングの間の遮水

処置が不十分な場合には、対象とする帯水層の水理定数が正確に求められない。特に揚水井が帯水層に対して不完全な貫入をしている場合は、揚水井近傍の観測井の観測値は不完全貫入の影響を受けるため、それらの試験結果は後述する Jacob の方法では解析できないので注意を要する。

- ④ 付近の地下水の状況を十分に考慮する。

観測井の設置箇所は、揚水井の影響範囲内にある、矢板や建築物の地下部分などの地下水の流動を妨げるもの、および河川や水路などの地下水への特定の供給源など、地下水の流動に影響を与えるものを考慮した配置とする。配置の一例を図 8.21 に示す。

また、日常の地下水位の変動がある場合には、これを把握して揚水試験結果の補正を行う必要がある。

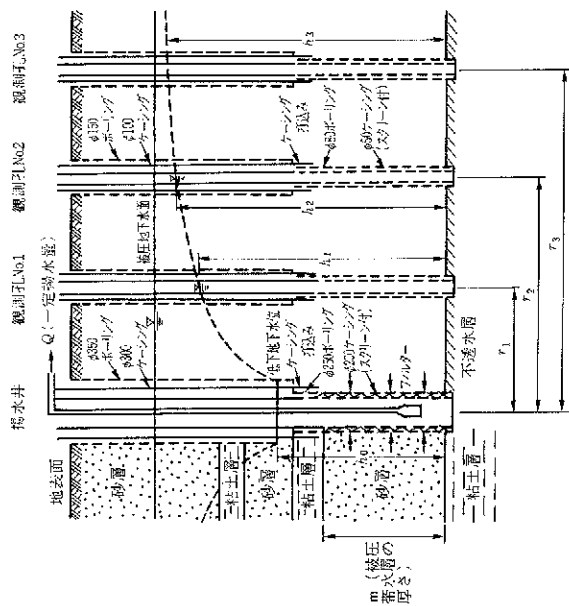
- ⑤ 揚水試験は、段階揚水試験、連続揚水試験および回復試験を実施する。

ただし、試験の目的によっては、段階揚水試験を省略する場合が考えられる（例えば、ある特定の揚水量による地下水位の変動を把握する目的での実施などのように揚水量が限定されている場合など）。

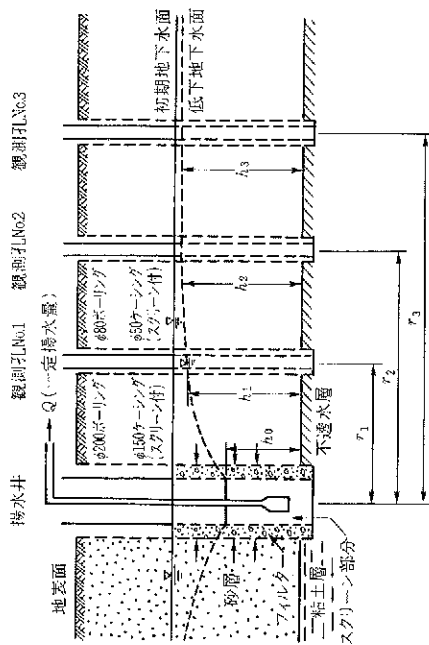
揚水試験は、通常の場合、次の手順で行うことが多い。

- ① 揚水井の清掃の最終段階において揚水量と水位低下量の概略の関係を把握する（この時点でポンプの能力が適切であるかを確認する）。
- ② ①の関係から段階揚水試験の揚水量を決定し、段階揚水試験を行う。
なお、段階揚水試験とは、一定の揚水時間ごとに揚水量を変化させ、揚水量と水位低下量の関係から揚水井の適正揚水量を把握する試験である。適正揚水量はその井戸で定常的に揚水しても井戸内水位が安定する最大の流量であり、その井戸の能力を示すものである。
- ③ 段階揚水試験により得られる関係より、適正揚水量以下での試験揚水量を決定して連続揚水試験を行う。この試験結果より帯水層の水理定数を求める。
- ⑥ 揚水試験においては、時間とともに変化する揚水井および観測井の地下水位、および揚水量を記録する。

揚水試験の実施に際しては、揚水量の調整、揚水井および観測井の地下水位の測定に十分な人員配置および機器の設置を行う必要がある。



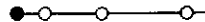
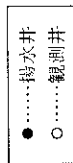
被圧地下水の場合



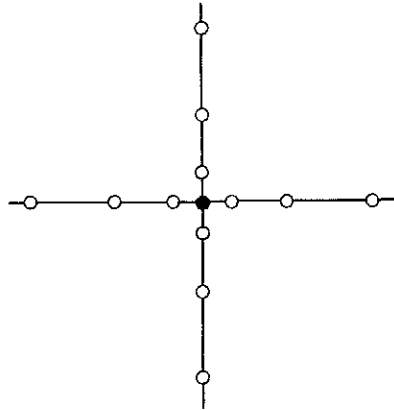
不圧地下水の場合

(A) 揚水井, 観測井の断面配置

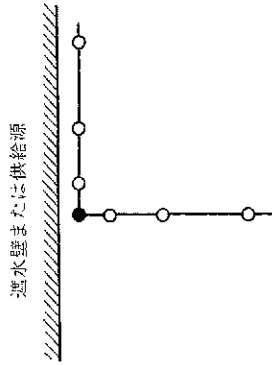
凡 例



影響範囲内の帯水層が
均質な場合



影響範囲内の帯水層が
不均質な場合



影響範囲内が均質で遮水壁
または供給源がある場合

(B) 揚水井、観測井の平面配置
図 8.21 揚水試験における観測井の配置の考え方

3. 揚水試験の解析方法

揚水試験の解析方法には、以下の定常理論によるものと非定常理論によるものがある。

(a) 定常理論による解析

揚水井の中心から r_1 , r_2 の距離にある 2 本の観測井を設定し、揚水井および観測井の水位がほぼ定常になったときの観測井の水位を、それぞれ h_1 , h_2 被圧帯水層の厚さを b とすれば、

被圧地下水

$$h_2 - h_1 = \frac{Q}{2\pi kb} \cdot \ln \frac{r_2}{r_1}$$

不圧地下水

$$h_2^2 - h_1^2 = \frac{Q}{\pi k} \cdot \ln \frac{r_2}{r_1}$$

と表わされる。

この関係式を用いて透水係数 (k) や透水係数 ($T = k \cdot b$) を求める。図 8.22 に揚水試験の定常時の水位状況を示す。

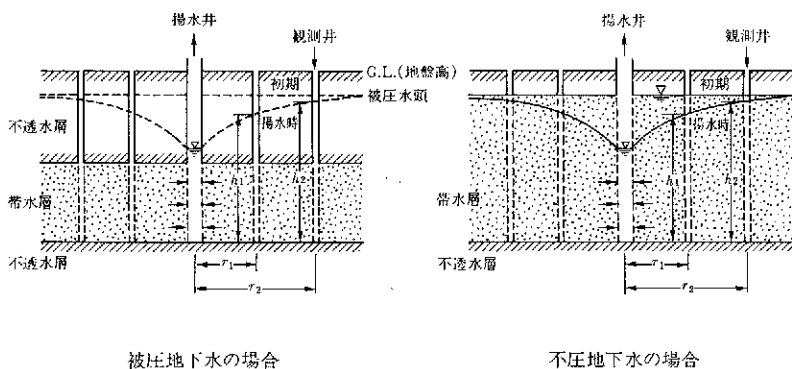


図 8.22 揚水試験の定常時の水位状況

(b) 非定常理論による解析

(i) タイスの解析法

タイス (Theis) は非定常理論を用いて次式を導いた。

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W(u)$$

$$\text{ただし, } u = \frac{r^2 S}{4 T t}$$

ここで, s : t 時間揚水したときの水位低下量

Q : 揚水量

r : 揚水井中心からの距離

t : 揚水時間

T : 透水量係数 ($T = k \cdot b$, または $k \cdot H$)

$W(u)$: ウェンツェル (Wenzel) の井戸関数

k : 透水係数

H : 揚水前の地下水深

b : 被圧帯水層の層厚

S : 貯留係数

現場の揚水試験にあたっては, 揚水井からの r の距離にある観測井における“揚水による水圧低下期間および揚水停止による水圧上昇期間”内の水位

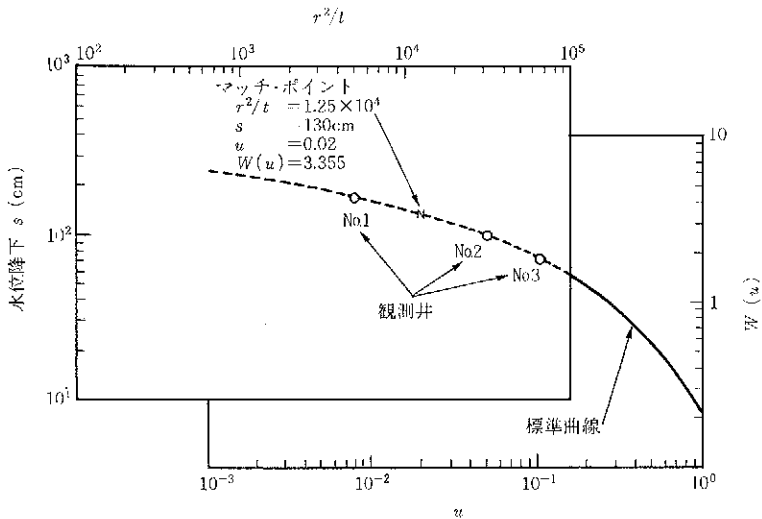


図 8.23 タイスの図解法

低下量を時間ごとに記録する。水位低下量 s と r^2/t との関係を両対数紙上にプロットし、これを $W(u)$ と u との両対数紙上の標準曲線に重ねて任意の合致点を定め、上式にあてはめて T や k , S を求めることができる。

(ii) ヤコブの解析法

ヤコブ (Jacob) はタイスの式において u が $1/50$ より小さいときには次の近似式を求めて標準曲線を使わない方法を提案した。

$$s = \frac{2.3Q}{4\pi T} \cdot \log_{10} \frac{2.25 T t}{r^2 S}$$

揚水試験結果から片対数紙上、普通目盛に s , 対数目盛に t/r^2 をとり、 T や k を求めることができる。

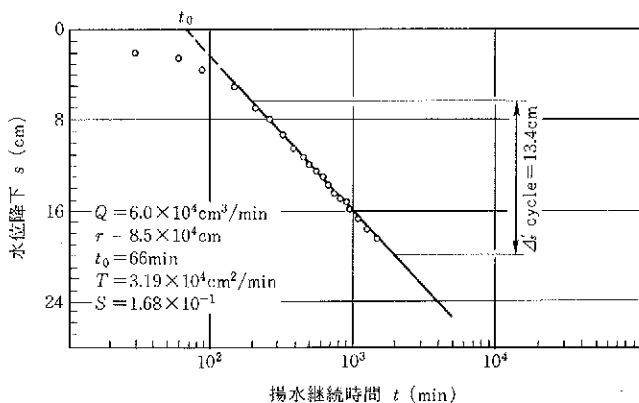


図 8.24 ヤコブの直線解析法

(iii) 回復法

回復法は揚水停止後の水位変化の記録を用いて解析する方法であり、次式を用いる。

$$s = \frac{2.3Q}{4\pi T} \cdot \log_{10} \frac{t}{t'}$$

ここで、 t : 揚水開始後の時間 (最初からある回復水位までの時間)

t' : 揚水停止後の時間 (揚水停止後からある回復水位までの時間)

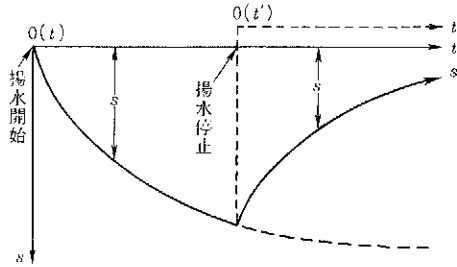


図 8.25 回復法の説明図

(iv) 漏水補給がある場合のハンタッシュの解析法

帯水層の上下の粘土層が完全な不透水層でなく漏水補給が生じる難透水層である場合、揚水試験時の水位降下は比較的早い時期に安定する。

ハンタッシュ (Hantush) は上方から漏水が生じるものとしたモデルについて、その難透水層の透水係数 (k') や漏水係数 (k'/b') を求める以下の方法を提案している。ただし、 b' は難透水層の層厚を表す。

ヤコブの直線解析法と同様に片対数紙上に経過時間 t と水位降下量 s をプロットすると図 8.26 に示すように途中から折れ曲がった曲線となる。水位降下が最大となる値を $s_{\max}$ とし、その $1/2$ を s_i 、 s_i の点の時間 t_i 、 s_i 点の勾配が

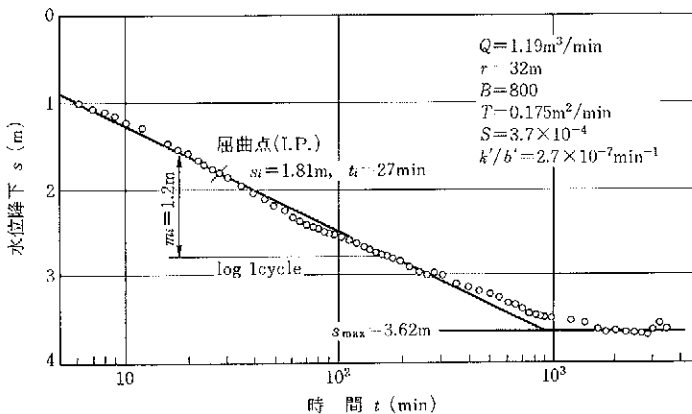


図 8.26 漏水補給がある場合のハンタッシュの解析法

ら $\log t$ の 1 サイクルの水位降下量 m_i を算出する。漏水系の井戸関数 $e^{\pi B}$ 、 $K_0(r/B) - 2.30 s_i/m_i$ の関係から井戸関数表を用いて (r/B) 、 $e^{\pi B}$ 、および $K_0(r/B)$ を求める。

ただし、 $K_0(r/B)$ は第二種 0 階のベッセル関数であり、 B は漏水因子 $(-\sqrt{T(b'/k')})$ を表わす。

これらの値を用いて次式から、透水量係数 (T)、貯留係数 (S)、漏水係数 (k'/b') などを求めることができる。

$$T = \frac{Q}{4\pi s_i} K_0\left(\frac{r}{B}\right) = \frac{2.30 Q}{4\pi m_i e^{\pi/B}}$$

$$S = \frac{2 T t_i}{r^2} \left(\frac{r}{B}\right)$$

$$\frac{k'}{b'} = \frac{T}{B^2}$$

8.9 土 質 試 験

土質試験は、目的、対象地盤の性質等に応じて必要な項目を選択し、適切な方法で実施しなければならない。

解 説

土質試験は帯水層の物性値特に透水性を把握し、地下水解析を行う場合の諸定数を設定するために実施する。また、地下水に係わる土の安定や沈下を検討する場合の土質定数も土質試験により求めておく必要がある。

地下水調査における土質試験として代表的なものは以下のとおりである。

- ① 土粒子の比重試験… (JIS A 1202 または JSF T 111)
- ② 土の含水量試験…… (JIS A 1203 または JSF T 121)
- ③ 土の粒度試験……… (JIS A 1204 または JSF T 131)
- ④ 土の液性限界試験… (JIS A 1205 または JSF T 141)
- ⑤ 土の塑性限界試験… (JIS A 1206 または JSF T 141)

- ⑥ pF 試験…………… (JIS A 1207 または JSF T 151)
- ⑦ 土の一軸圧縮試験… (JIS A 1216 または JSF T 511)
- ⑧ 土の圧密試験………… (JIS A 1217 または JSF T 411)
- ⑨ 土の透水試験………… (JIS A 1218 または JSF T 311)
- ⑩ 不飽和透水試験…… (試験方法は基準化されていない)

ここに, JIS: 日本工業規格

JSF: 土質工学会基準

1. 土質試験利用方法

(a) 土の粒度試験

土の粒度試験により求まる粒度分布は, 土の分類の基礎資料になるとともに, 以下のように 10% 粒径 (D_{10}) や 20% 粒径 (D_{20}) から簡易的に透水係数を求めることができる。

① ハーゼン (Hazen) 式による方法

$$k = C_h (0.7 + 0.03 t) \cdot (D_{10})^2$$

ここに, k : 透水係数 (cm/s)

C_h : 右表の係数

t : 地下水の温度

D_{10} : 10% 粒径 (cm)

C_h	土粒子の状態
150	均等な粒子
116	緩い細砂
70	よくつまった細砂
60	大小粒子が混じっている砂
46	非常に汚れた粒子

② テルツァギ (Terzaghi) 式による方法

$$k = \frac{C_t}{\mu} \left(\frac{n - 0.13}{\sqrt[3]{1 - n}} \right)^2 \cdot (D_{10})^2$$

ここに, k : 透水係数 (cm/s)

C_t : 右表の係数

n : 間隙率

D_{10} : 10% 粒径 (cm)

μ : 水の粘性係数

C_t	土粒子の形状
10	なめらかな丸味のある砂 均等係数 $U_c = 1.18$
6	著しく角張った川砂 均等係数 $U_c = 1.40$
2.6	幾分ローム質の川砂 均等係数 $U_c = 5.84$

③ クレーガー (Creager) による方法

表 8.9 に示す 20% 粒径 (D_{20}) と透水係数の関係から求める。

表 8.9 20%粒径 (D_{20}) と透水係数の関係

D_{20} (mm)	k (cm/s)	土質分類	D_{20} (mm)	k (cm/s)	土質分類
0.005	3.00×10^{-6}	粗粒粘土	0.18	6.85×10^{-3}	微粒砂
0.01	1.05×10^{-5}	細粒シルト	0.20	8.90×10^{-3}	
			0.25	1.40×10^{-2}	
0.02	4.00×10^{-5}	粗粒シルト	0.3	2.20×10^{-2}	中粒砂
0.03	8.50×10^{-5}		0.35	3.20×10^{-2}	
0.04	1.75×10^{-4}		0.4	4.50×10^{-2}	
0.05	2.80×10^{-4}		0.45	5.80×10^{-2}	
			0.5	7.50×10^{-2}	
0.06	4.60×10^{-4}	極微粒砂	0.6	1.10×10^{-1}	粗粒砂
0.07	6.50×10^{-4}		0.7	1.6×10^{-1}	
0.08	9.00×10^{-4}		0.8	2.15×10^{-1}	
0.09	1.40×10^{-3}		0.9	2.8×10^{-1}	
0.10	1.75×10^{-3}		1.0	3.60×10^{-1}	
0.12	2.6×10^{-3}	微粒砂	2.0	1.80	細礫
0.14	3.8×10^{-3}				
0.16	5.1×10^{-3}				

(b) pF 試験

pF 試験は、不飽和の土塊内に働く吸引圧 (負圧) の値を把握するための試験である。pF 試験により得られる pF 値とは、不飽和の土塊内に働いている吸引圧 (負圧) の大きさである水頭を cm で表現したときの常用対数の値である。この値は土の含水状態により変化するため、含水比、飽和度または体積含水率と吸引圧 (pF 値) の関係を表現した曲線を水分特性曲線と呼んでいる。この水分特性曲線は、不飽和部分の浸透状況を解析するときの基礎資料となる。

(c) 不飽和透水試験

不飽和状態の土塊の間隙部分には空気が存在し、この空気が水の流動を阻害するため、不飽和時の透水係数は飽和時に比して小さくなる。

不飽和透水試験は試験試料の中の飽和度を制御して、飽和度の変化に対応する透水係数を得るための試験である。試験結果である不飽和時の透水係数は、飽和時の透水係数との比 (比透水係数) で表現するのが一般的であり、比透水係数と飽和度との関係で整理する。

この比透水係数は、水分特性曲線と同様に不飽和部分の浸透状況を解析す

るときの基礎資料となる。

2. 試験方法

JIS および JSF で基準化されている土質試験に関しては、これらの基準に従って試験を実施することを原則とする。ただし、 pF 試験と不飽和透水試験に関しては次の点に注意を要する。

(a) pF 試験

この試験は、土の水分特性曲線、または土の pF 値を求めることを目的とするものである。この試験には求めようとする pF 値などによって図 8.27 に示すような試験方法があるので、試験を実施する際には目的とする pF 値の範囲を明確にし、試験の方法を選定する必要がある。

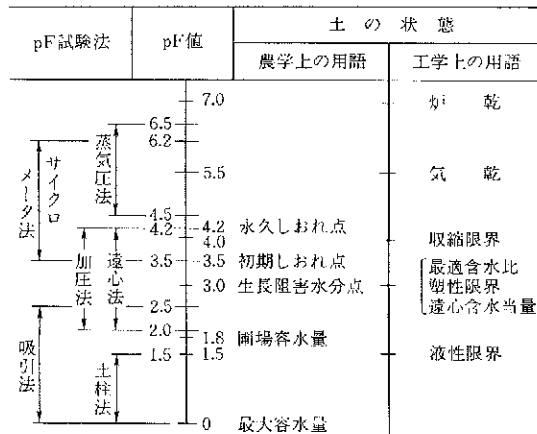


図 8.27 pF 試験法と pF 値の関係
(土質工学会「土質試験の方法と解析」)

また、目的とする pF 値の範囲が広い場合には、同じ試料において 2～3 の方法により pF 値を求めることになる。このような場合には、各試験方法の境界部分の試験結果の解釈を十分に行う必要がある。例えば、 $pF=0.0\sim4.0$ 程度の範囲の水分特性曲線を求めようとして「吸引法」と「遠心法」を実施した場合には、 $pF=2.0\sim2.5$ の範囲では両方の試験でそれぞれ pF 値が求まるが、試験結果の解釈を慎重に行う必要がある。

(b) 不飽和透水試験

不飽和透水試験の方法は基準化されていない。一般にはリチャーズ法などにより実施されているようであるが、試験方法によって得られる試験結果が異なる場合がある。また、試料の状態によっては試験に要する時間が数か月を必要とするものがある。

不飽和透水試験は上記のような状況にあるため、時間的および経済的な制約から、文献などに掲載されている一般的な値を使用することが考えられる。不飽和透水係数の値を比透水係数（飽和時の透水係数を1としたときの不飽和透水係数の値として表現したもの）で表わした例を図8.28に示す。同図に一般的な水分特性曲線も併記した。

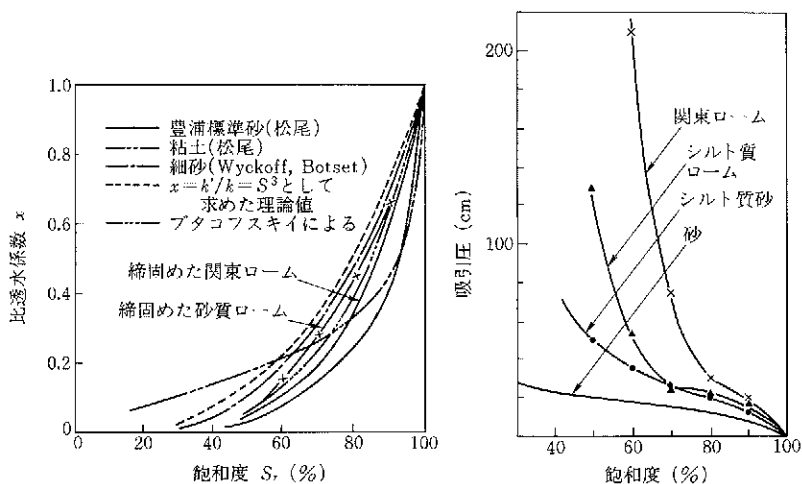


図8.28 一般的な比透水係数と水分特性曲線
(建設産業調査会「地下水ハンドブック」)

3. 土質試験実施上の留意点

土質試験は、地盤の中から、ごく一部の試験試料を採取して実施するものである。一方、地盤は自然地盤であっても完全に均一である場合はむしろ稀であり、程度の差はあるにしても不均一であると考えるべき性質のものである。特に、表層近くの土壌は団粒構造等を有することが多いが、試料の採取

や作成の際にその構造が失われ、本来の性質を示さないことがある。

上記の事項を考慮した場合、想定できる地質において土質試験は可能な限り多くの試験を実施し、正確な地層区分を行うのに十分な土質試験を計画することが望まれる。

また、土質試験の結果から土質定数を求める場合には、地盤から採取した試料の肉眼観察結果、原位置試験の結果、既存調査の結果、文献に記されている事項などを総合的に判断して、地質を代表する土質定数を決定する必要がある。

8.10 結果のとりまとめ

調査の結果は、調査対象地域の水文特性を明らかにした水文地質平面図および水文地質断面図を作成するとともに、調査目的に応じて必要な解析を行い、要領よくとりまとめなければならない。

解 説

地質調査の結果、地表および地下の地質に関する情報、地表水および地下水に関する情報、地層の水理特性に関する情報を明らかにしなければならない。地表および地下の地質に関する情報は、地層の層相、平面分布、連続性、層厚変化、構造等であり、地表水および地下水に関する情報は、自然の地表水の状況、人工水路の状況、地下水露頭、地下水位、水質等である。また、地層の水理特性に関する情報は、地層の間隙率、透水係数、透水量係数、貯留係数等の帯水層の能力に関するものである。これらの情報は相互に関連しているので、それらの関係がわかるようにとりまとめることが重要である。

調査結果は、水文地質平面図、水文地質断面図および地盤調査結果一覧表等としてとりまとめる。さらに、調査の目的に応じて帯水層基底等高線図、帯水層層相分布図等に要領よくとりまとめ、帯水層の水理特性、地下水の貯留状況、流動状況等を明らかにする。

水文地質平面図は調査対象地域の広さ、調査の精度等を考慮し、基図とし

て1/5,000~1/50,000程度の地形図を用いる。基図には表層の地質の情報はもちろんのこと地表水の状況、物理探査測線位置、ボーリング位置、観測施設の位置、地盤高測定のための観測点の位置等を表示するとともに、必要に応じて井戸の分布、地下水位、地下水揚水量、各地層の上限・下限深度、主要帯水層の層厚分布等を表示する。1枚の平面図にこれらの必要な情報を網羅しようとする図が複雑になり、解釈が困難になるので、このような場合は複数枚の図面を作成する必要がある。

水文地質断面図は地下水の流動状況がわかるような方向に、平面図の縮尺を考慮して作成する。断面図には現地踏査、物理探査、ボーリング等の地質調査結果を網羅するとともに、地下水位、スクリーンの位置等を表示し、必要に応じて検層の結果、土質試験結果等を表示する。水文地質断面図は原則として主要帯水層の走向方向と傾斜方向のものを作成するが、目的に応じて必要な方向の地下水の状況が把握される方向の断面図を作成する。水文地質断面図の例を図8.29に示す。

地質調査結果のとりまとめにあたっては、次の事項について詳細に検討する必要がある。

- ① 地形および埋積地形
- ② 地層の分布および連続性
- ③ 地層を構成する物質の物理的性質

地質調査から得られる情報は地形などいくつかの面的情報を除けば点の情報あるいは線の情報に過ぎない。例えば地表露頭は点の情報であり、ボーリングは線の情報として示される。また物理探査結果は地下水を含む地層の弾性的、電気的等の地層の物理的性質を調べるものであり、直接的に地層の粒度、間隙率、透水係数等の水理地質あるいは地下水に関する情報が得られるわけではない。これらの結果を地質学的手法を用いて総合的に解析し、地質、地質構造を明らかにしなければならない。

物理探査やボーリングなどの地質調査で明らかになった埋没谷などの埋積地形は、地下水の貯留状況や流動状況を推定できる有力な情報であり、また地下水流の方向を規定しているため、点の情報でしかない地下水位から地下水面を推定する場合の最も有効な情報となる。

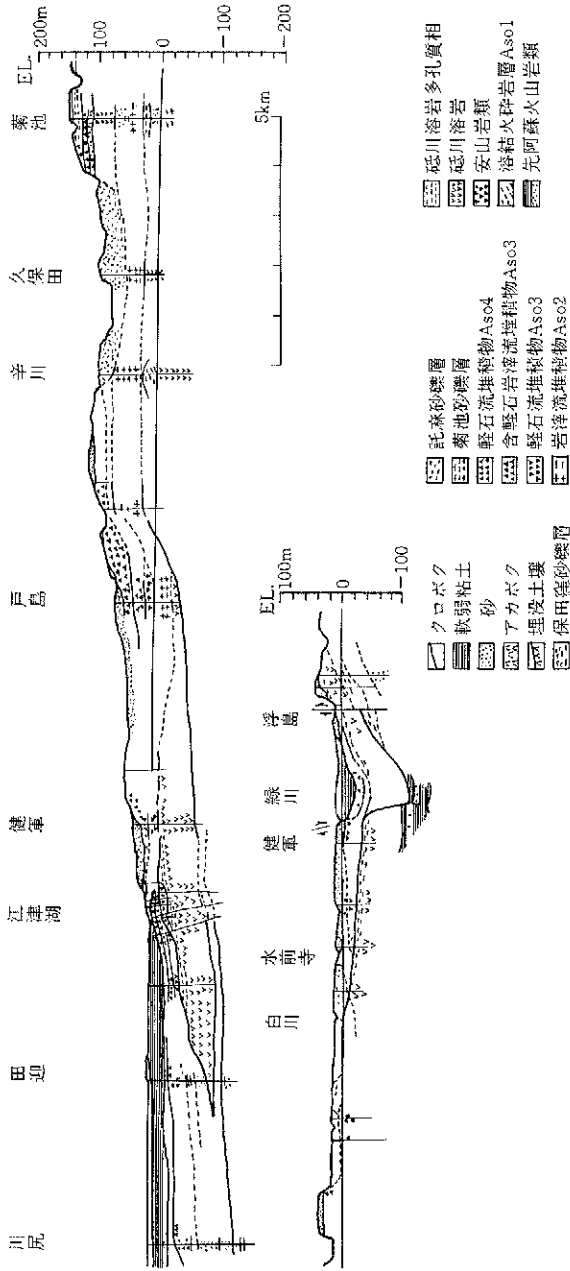


図 8.29 熊本平野から阿蘇西麓にいたる水文地質断面図
(和倉克幹, 1978) (平面図は図2.4参照)

有力な帯水層である第四紀層はほぼ水平にかなりの連続性を持って広がっていると考えられがちである。しかしその地層を形成する土砂を運搬した河川の流路の変更により、流路の方向にもその直角方向にも層相の変化があり、連続性も一様ではない。この層相変化、連続性を明らかにすることは地下水の貯留、流動形態を明らかにするうえからも極めて重要であり、そのためには地層の堆積環境、堆積様式等広い地質学の知識をもって行わなければならない。

さらに各地層の水理性状は個々の地層の地下水の貯留、流動を規定し、具体的な検討を行う最も基本的な情報である。すなわち、地表の地質は地形、植生等と合わせて涵養を規定し、地下の地質は地質構造と合わせて浸透、貯留および流動を規定している。

このように地形、地質、地質構造は気圏、水圏、地圏における水循環の地圏における水の存在、流動を規定するものであり、地下水調査においては地質、地質構造を立体的に明らかにし、水文地質構造を把握することが必要である。

第9章 水 質 調 査

9.1 目 的

水質調査は、地下水・表流水の水質の把握、および地下水の涵養・流動機構の解明を目的として実施する。

解 説

地下水は、降水や河川水の他さまざまな種類の水が変成・混成したものであり、地下水の起源となるこれらの水の水質は、それぞれ次のような特徴を持っている。

まず地下水の最も主要な起源である降水は、一般に溶存成分が極めて少ないという特徴をもつ。これに対して河川水は、 Ca^{2+} 、 SiO_2 が多く、陰イオンとしては HCO_3^- が主体となっているのが特徴である。温泉水、鉱泉水は、マグマ起源のものなどが普通の地下水と混合したものである。

また、海洋性の降水が海水に似た化学組成を示す例からもわかるように、これらの水は一般に地域の気候や地形・地質等を反映した水質を形成していることが多い。

地下水の水質は、このような地下水の起源となる水の基本的な化学組成に支配されているほか、地下水と岩石・ガスとの接触に伴うさまざまな相互化学作用の影響を受けて、水循環の過程で次第にその組成を変化させていく。したがって、水質の時間的・空間的な変化を明らかにすることによって、その地域の地質や地下水の循環機構を解明する手がかりが得られる。

水質調査は、

- ① 飲料水や工業用水としての適否
- ② 地下水汚染の実態解明等，地下水水質の把握そのものを目的とするほか，
- ③ 地質構造や地下水賦存・流動機構の解明で述べたような地下水の水質形成機構を利用して
- ④ 地下水の起源・涵養源の解明

等の水文地質学的調査を目的として実施される。

9.2 水質試験項目と水質試験方法

水質試験は，水質型の分類，基準との照合，その他調査目的の達成に必要な項目を選び，試験目的に応じてそれぞれ定められた規程等に準拠して実施するものとする。

解 説

水質試験項目は，水質調査の目的に応じて選択しなければならない。

地下水利用の適否判定に関する場合，飲料の適否については水道法の基準との比較から試験項目を選定する。また工業用水の適否では，スケール付着などの使用上問題となる関連項目を選定する。具体的には水温，pH，総塩類濃度（または蒸発残留物），硬度，塩素イオン（ Cl^- ），アンモニウムイオン（ NH_4^+ ），鉄（Fe），マンガン（Mn），COD等，水処理の必要性の有無とその方法を検討するのに必要な項目を選定する。

水文地質学的調査の場合は，通常の地下水に含まれる主要な化学成分の全項目を選定する。すなわち，ナトリウムイオン（ Na^+ ），カリウムイオン（ K^+ ），カルシウムイオン（ Ca^{2+} ），マグネシウムイオン（ Mg^{2+} ），塩素イオン（ Cl^- ），重炭酸イオン（ HCO_3^- ），硫酸イオン（ SO_4^{2-} ），および珪酸（ SiO_2 ）等の主要成分と，電気伝導度（E. C.），鉄（Fe），マンガン（Mn），硝酸イオン（ NO_3^- ）やアンモニウムイオン（ NH_4^+ ）が選定される。

地下水汚染実態調査の場合は，汚染物質（表 2.11 参照）の項目および関連

表 9.1 地下水調査に使用される放射性同位体トレーサ

同 位 体	化 学 式	半減期	飲料水中の最大許 容濃度 ($\mu\text{Ci}/\text{ml}$)	水中で検出する 最少量 ($\mu\text{Ci}/\text{ml}$)
^3H (T)	H_2O	12.26y	3×10^{-3} (10 ⁶ T, U)	10^{-6} (300T, U) *
^{24}Na	Na_2CO_3	15.0h	2×10^{-4}	10^{-6}
^{51}Cr	Cr-EDTA, CrCl_3	27.8d	2×10^{-3}	8×10^{-7}
^{58}Co	Co-EDTA $\text{K}_3[\text{Co}(\text{CN})_6]$	71d	10^{-4}	6×10^{-8}
^{82}Br	NH_4Br	35.7h	3×10^{-3}	2×10^{-6}
^{110m}Ag	$\text{K}[\text{Ag}(\text{CN})_2]$	249d	3×10^{-6}	3×10^{-6}
^{131}I	KI	8.05d	2×10^{-6}	3×10^{-6}
^{32}P	H_3PO_4	14.3d	2×10^{-4}	
^{198}Au	AuCl_3	64.8d	5×10^{-6}	10^{-7}

*同位体濃縮をしないときの検出レベルを示す

物質や地下水の主要な化学成分の項目を選定する。

トレーサなど個別的な調査の場合には、トレーサとしての物質(表 9.1)の項目のほかに、地下水の主要な化学成分の項目を選定する。

なお、主要な化学成分の水質試験では、陽イオンの合計当量と陰イオンの合計当量が一致するように試験精度を高めるべきである。

水質試験は次の規程等に定められているが、これらは主成分項目に関してはほぼ同じ分析方法を採用しており、一般には上水試験法、または工業用水試験法に準拠して実施する。

- ① 上水試験法(厚生省衛生検査指針), 日本水道協会
- ② JIS K 0101 (1966) 工業用水試験法, 日本規格協会
- ③ 国土調査法水質調査作業規程準則(昭和 32 年総理府令第 14 号)
- ④ 鉱泉分析法指針(改訂), 環境庁自然保護局, 温泉工学会誌 Vol. 13, No. 1 (1978)

に収録されている。

水質試験を委託する場合には、公的機関や環境濃度計量証明事業所等の信頼のおける機関に委託することが望ましい。

9.3 試料採取法

水質試料は、試験の目的・項目に応じて、適切な場所と頻度・方法で現場の水の性質を代表するように採取し、その性質を変えないように運搬・保管しなければならない。

解 説

採水地点は、地下水の二次元的な水質特性が得られるようにし、そこでの水の性質を代表するように採取する。採水は、原則として、ポンプ揚水または、採水器によって行う。

1. 観測井における採水作業

観測井の水をそのまま採水すると観測井内に長期間停滞していた水を採水する可能性がある。したがって原則的には採水を行う前に観測井の水を汲み上げて停滞していた水を排除した後に採水を行う。ただし、地下水追跡調査などにおいては、揚水によって流動状況が変化する可能性があるので、観測井からの採水は採水器による方法が望ましい。また採水器を用いる採水は、スクリーンの設置深度で行わなければならない。

2. 揚水井における採水作業

揚水停止中の井戸を採水対象とするときは、ポンプ始動直後の採水を避けなければならない。始動後採水までの時間は一概には決め難いが、揚水量と入れ換わる量との概略計算による時間や、水温または電気伝導度が安定するまでの時間を一応の目安とする。

3. 層別採水

地下水は深度や地層によって水質が異なることが多く、また揚水井は多層集水構造になっているものが多い。このため調査目的によっては層別採水が必要になる。

層別採水は、パッカーを採水対象深度の上下に設置し、ポンプによって揚水して行う。この場合目的の層の水のみを採水していることをチェックするために、水位や水質の変化の測定を同時に行うべきである。

4. 採 水 量

採水量は測定項目の種類とその数によって異なるが、一般的には2～3 l以上は最低確保する必要がある。

試料容器は一般的にはポリエチレン製のものとするが、測定項目によっては硬質ガラス製のものを用いる。

試料容器は現地において試水で2～3回洗浄した後に採水する。

採水時には、時刻、水位、水温、pH、電気伝導度を測定する。

5. 調査地点数

調査地点数は、調査目的を満足するように、調査対象地域の範囲、状況によって設定する。調査は必要に応じて地下水と関係している表流水や温・鉱泉水等も対象に行うものとする。

地下水利用適否判定の目的の水質調査では、利用する地下水の水質を把握することになり、この場合揚水井が対象になる。

水文地質学的調査においては、地域の状況を考慮し、原則として測水調査と対応した形で調査地点数を設定する。

地下水汚染実態調査の場合は、対象地域の状況、影響範囲を考慮し、できる限り密に調査位置地点数を設定する。

トレーサなど個別的な調査の場合においては、調査目的、その対象地域の地下水の流向などを考慮して、調査地点数を設定する。

6. 調 査 頻 度

水質調査の頻度は、調査目的を満足するように決定される。また、長期的な水質変化を調べるための調査においては、年数回の採水調査が必要である。

地下水利用適否判定のための調査では、飲料の適否や工業用水の適否であるので、少なくとも年1回以上の調査が必要である。

水文地質学的調査の場合は、季節的な変化の把握を行うことから、年2回以上の調査が必要である。

地下水汚染実態調査の場合は、地域状況、汚染問題によって異なり、できる限り密に調査を行うことになるが、初期には少なくとも月1回以上の調査が必要である。その後状況に応じて回数を少なくしていくようにする。

トレーサなどの個別的な調査においては、濃度時間曲線が無理なく把握さ

れるように、時間単位や日単位での調査が必要である。

9.4 結果のとりまとめ

水質調査結果は、水質特性、基準値との比較等を明らかにできる図表に表現するほか、調査目的に応じて必要な処理・解析を行い、要領よくとりまとめるものとする。

解 説

水質試験結果は、その目的に応じて次のような図表にとりまとめる。

1. 水質試験結果表

試験項目、試験方法、採水地点仕様(採水地点名、採水日、深度等)、水質試験結果値、また必要に応じて基準値を示す。

水質試験結果値は、一般に試水の単位体積中に含まれている mg 数、すなわち mg/l で表示する。温泉や鉱泉などのように溶存成分の含有量が多く、比重が大きいものについては、mg/kg を使用する。

2. 採水地点分布図

記号で水質試験結果表と対応するように採水地点を示す。

1/25,000, 1/10,000 等調査目的に対応してわかりやすい適切な大きさの図を用いて作成する。

3. 水質変動図

水質の経時的变化をみて解析する場合などに測定項目別にグラフで示す。

塩水化の問題、地下水汚染調査、水質の季節的な変動の問題、地下水追跡調査等の解析の際に作成する。

4. 水質分布図

測定項目の特定成分の濃度分布を等濃度線図で示す。

水平的な分布と鉛直的な分布図が作成される。図 9.1 に例として断面分布を示す。

塩水化の問題、地下水汚染調査、地下水涵養・賦存・流動調査等の解析で

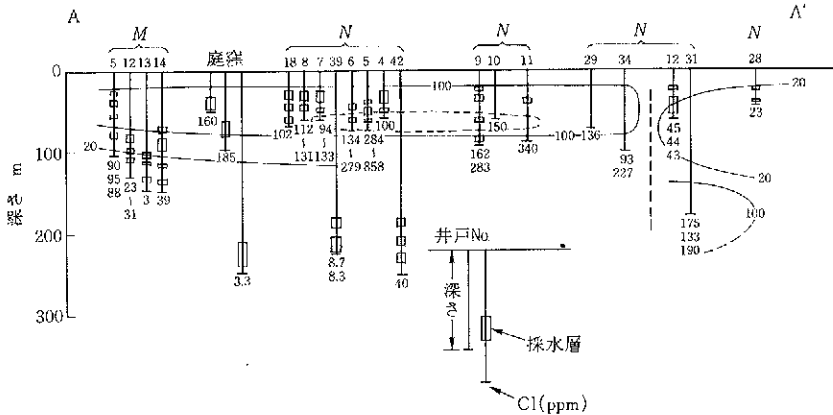


図9.1 東大阪市におけるClの断面分布

作成される。

5. 水質相關図

地下水賦存・流動調査において地下水系統の区分などを解析するため、測定項目の中で二つの成分のデータについて、相關図を作成する。図9.2に2成分の相關図を示す。

また、3または4項目の値を用い、1軸または2軸ともに2項目の和または比をとって、關係図を作成する。

6. 主要成分の分析結果による水質組成図

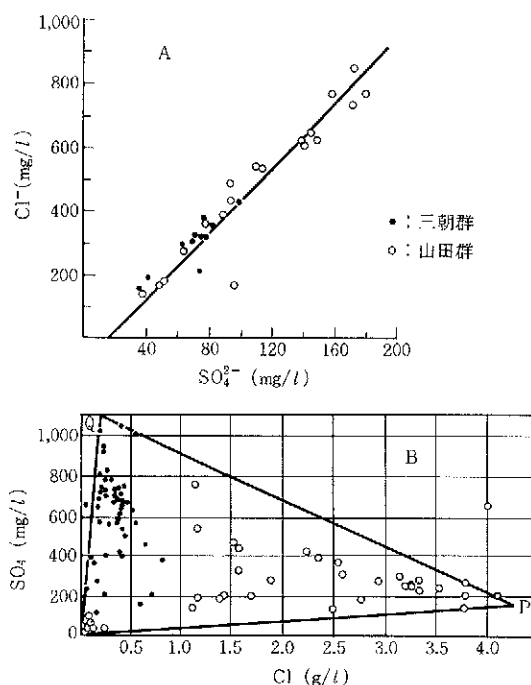
主要成分の分析結果は分析値の図式表現を行って、まず水質タイプの分類を試み、次にタイプの異同を、①異質の混合、②循環の過程で生ずる化学変化、③岩石の化学組成との關係などの問題として解釈し、地下水系等の解明を行う。

用いる分析値はほとんどの場合、 meq/l の単位であり、表現の方法としては、イオン濃度によるものとイオンのパーセント組成によるものがある。

(a) 濃度による表現法

次に示すものがある。

① シュティフ（ヘキサ）ダイヤグラム



2水系(A:三朝温泉)および3水系(B:熱海温泉)の混合によるCl, SO₄含有量の相関(湯原・瀬野による)

図 9.2 水質相関図

② パーグラフ

③ ベクトル図 (放射状図)

シュティフダイアグラムは、ヘキサダイアグラムやパターンダイアグラムとも呼ばれ、縦軸の左右に設けられた meq/l 濃度の軸に、左側に陽イオン、右側に陰イオンをプロットして、各点を直線で結んで図形を作る。この図形の配列、分布から組成の変化を把握し、解釈する。図 9.3 にシュティフダイアグラムの一例を示す。

(b) パーセント組成による表現法

トリリニアダイアグラム (trilinear diagram) はパイパーダイアグラム、キーダイアグラムとも呼ばれ、陰・陽イオンごとに 2 成分系として表わす菱

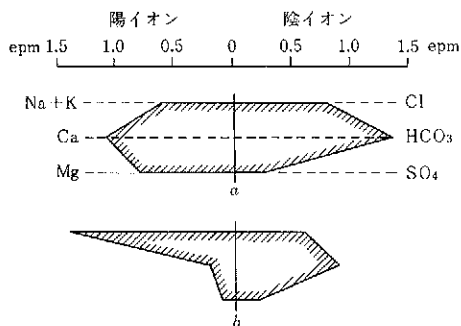


図 9.3 シュティフダイアグラム

形座標と，陰・陽イオンごとに3成分系として表わす二つの三角座標からなる．この中の菱形座標図は，キーダイアグラム (key diagram) といわれる．

この図では epm % を用いて主成分の量的関係を明らかにし，水質タイプの区分を容易にすることを目的としている．図 9.4 にトリリニアダイアグラムの一例を示す．

水質タイプの区分はキーダイアグラム (菱形座標図) の作成から行われる．図 9.4 において，I～IVの領域は，次のように水質区分される．

- I アルカリ土類炭酸塩
- II アルカリ炭酸塩
- III アルカリ土類非炭酸塩
- IV アルカリ非炭酸塩

7. その他統計的手法の導入

試料数が多い場合コンピュータでの処理が行われ，各成分について次のような解析を行うことができる．

- ① 濃度マトリックスによる相互関係の解析
- ② 因子分析
- ③ 因子分析とクラスター分析など

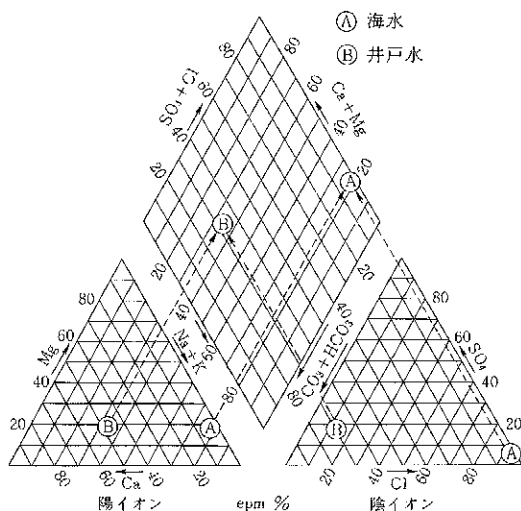
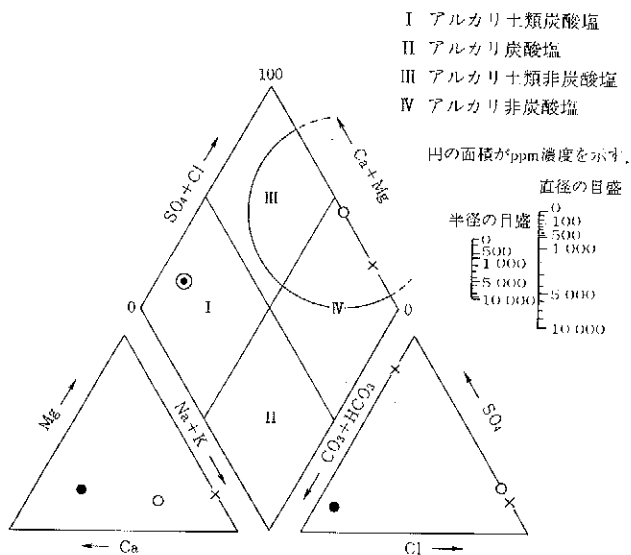


図 9.4 トリリニアダイアグラム

第 10 章 地下水流動調査

10.1 目 的

地下水の流動調査は、地下水の流れを水循環の一環としてとらえ、涵養域—流動域—流出域という空間的な広がりを持つ連続した系として認識し、三次元的な観点から地下水流動の実態を解明することにある。

解 説

地下水学の基本は地下水を水循環の一環を占める水と認識し、その役割を地表水を含む地域水循環システムの中に定量的に位置づけることである。これは広域の地下水流動調査だけではなく河川堤防や河川構造物の工事、維持・管理に伴う局所的な地下水を調査する場合でも同様である。

1. 地下水の流れとポテンシャルの概念

飽和帯と不飽和帯の水の流れはともにポテンシャル流として取り扱うことができる。水はポテンシャルの高いところから低いところへ移動する。

飽和帯の水の流動を支配しているポテンシャルをヒューバート (Hubbert) は、「与えられた位置に与えられた状態でおかれている水のポテンシャルは、単位質量の水をある任意の標準状態から、その与えられた状態にまで変化させるのに必要な仕事量に等しい」と定義し、次式のように表わした。

$$\phi = gz + \int_{p_0}^p \frac{dp}{\rho} + \frac{v^2}{2} \quad \cdots \cdots (10.1)$$

ここで、 ϕ ：流体ポテンシャル

g ：重力加速度

p : 任意の点における水の圧力

p_0 : 基準圧力

ρ : 水の密度

v : 流速

z : 基準面から ϕ を求める点までの高さである。

式 (10.1) の右辺の第1項は重力ポテンシャル, 第2項は圧力ポテンシャル, 第3項は速度ポテンシャルを表わす。

地下水の流速はたかだか1日数mのオーダーである。そこで $v=864\text{ cm/day}=10^{-2}\text{ cm/s}$ とすると, $v^2/2=5\times 10^{-5}\text{ cm}^2/\text{s}^2$ になる。

一方, $g=980\text{ cm/s}^2$, $z=100\text{ cm}$ とすれば $gz=9.8\times 10^4\text{ cm}^2/\text{s}^2$ であるから, 速度ポテンシャルは十分な近似で無視することができる。また水を非圧縮性流体と考えれば式 (10.1) は,

$$\phi = gz + \frac{p - p_0}{\rho} \quad \dots\dots (10.2)$$

となる。大気圧を基準にとり, 式 (10.2) を g で除すと流体ポテンシャルは水柱高で表わされる。

$$h = \frac{\phi}{g} = z + \frac{p}{\gamma} \quad \dots\dots (10.3)$$

ただし, $\gamma = \rho g$ は水の単位体積重量である。

式 (10.3) の h は水理水頭, z は重力水頭, p/γ は圧力水頭と呼ばれている。

均質等方性媒体中では水は等ポテンシャル面と直交する方向へ移動する。

地下水帯の圧力水頭はピエゾメータ (piezometer) で測定できる。ピエゾメータは底ぶたのない中空の管で, 管底からの水面の高さが, その管底における圧力水頭である。地下水が静止しているか, 水平方向にだけ流動している場合には, 圧力水頭は地下水面からの深さに等しい。また水理水頭は基準面から測ったピエゾメータ中の水面の高さに等しい。

2. ダルシーの法則とその適用限界

ダルシー (Darcy, 1856) は, 毛細管に関するハーゲン・ポアジュイエ (Hagen-Poiseuille) の法則 (谷, 1967) と類似の関係が, 砂のフィルター中

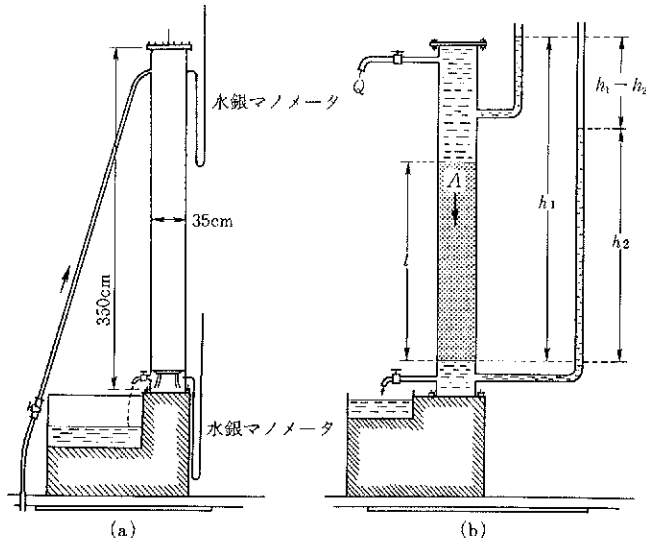


図 10.1 ダルシーの実験、(a)はダルシーが用いた実験装置の実物、(b)はその説明図。

でも成立することを実験で確かめた。ダルシーの用いた実験装置は図 10.1 の (a) で、この実験によると、流速が 1 分におそい場合には、断面積 A の砂のカラムを単位時間に通過する水量 Q は水理水頭損失 $(h_2 - h_1)$ に正比例する。すなわち、

$$Q = kA (h_2 - h_1) / l \quad \cdots \cdots (10.4)$$

ここに、 h_1 と h_2 は流入点と流出点の水理水頭、 l は流れの長さである。

比例定数 k は速度の次元をもち、飽和透水係数 (saturated hydraulic conductivity) または単に透水係数と呼ばれている。

ダルシーの法則は数学的には次式で表わされる。

$$q = \frac{Q}{A} = -k \frac{dh}{dl} \quad \cdots \cdots (10.5)$$

ここで q と h は流線に沿う距離 l の連続関数で、 q を比流束 (specific flux)、 dh/dl を動水勾配 (hydraulic gradient) と呼ぶ。右辺に負号がつくのは、 k が正で、水は水頭の減少する方向へ流れるからである。定義から明らかなように q は実流速ではない。地下水の平均間隙流速 (average inter-

spatial velocity) v_a は、帯水層中で流動に関与している水の占めている間隙の割合すなわち有効間隙率 (effective porosity) を n_e とすると、次式で表わすことができる。

$$v_a = q/n_e \quad \dots\dots (10.6)$$

実験によると、比流束がダルシーの法則で表わされる線形関係からずればじめる上限は、レイノルズ数 (Reynolds number) が 1~10 になるときである。これに対して、水の流れが層流から乱流に変化するのはレイノルズ数が数千になるときで、ダルシーの法則からのずれが発生する値よりも、オーダーが 2 桁大きい。なお、レイノルズ数は層流と乱流を区別する指標で、粘性力に対する慣性力の比で表わされる次のような無次元量である。

$$R_e = \frac{\rho v d}{\eta} = \frac{v d}{\nu} \quad \dots\dots (10.7)$$

ここに、 ρ ：流体の密度、 v ：流速、 d ：間隙の有効直径、 η ：粘性率、 ν ：動粘性率

である。20°Cの水の η と ν はそれぞれ 0.01002 g/cm/s, 0.0101 cm²/s である。

通常の詰まり具合の上では、地下水の流速はダルシーの法則の適用限界内にある。しかし動水勾配が非常に大きくなる揚水井のスクリーンの近傍や、石灰岩の洞くつの中の流れなどに対してはダルシー則は適用できない。ダルシー則からのずれは比流束の小さい流域、つまり小さな動水勾配のときや、非常に小さな間隙中でも認められる。粘土層中の水は小さな動水勾配のときには動かないか、動いても動水勾配に比例しては動かない。

3. 地下水流動系の概念

トス (Tóth, 1963) によって提示された地下水流動系という概念は、地下水の流れを水循環の一環としてとらえ、涵養域—流動域—流出域という空間的な広がりを持つ連続した系として認識しようとするものであり (榎根, 1989), その一連の循環場が地下水域 (groundwater basin) と呼ばれる地域単位である。そして、この空間構造は三次元的な広がりを持つ。したがって、地下水の流動状況や地下水の水収支を明らかにするためには、地下水域を単位として、三次元的な観点から地下水流動の実態を解明することが重要

となる。

トス (Tóth, 1962, 1963) は、

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

をいろいろな境界条件の下で解析的に解いて、地下水面の形態と地下水流動系の関係について興味ある結果を得ている。与えられた境界条件は

- ① 分水界と谷底の鉛直境界では水平方向の流動はない ($\partial h / \partial x = 0$)
- ② 不透水層との水平境界では鉛直方向の流水はない ($\partial h / \partial z = 0$)
- ③ 断面外に垂直方向の流れはない ($\partial h / \partial y = 0$)
- ④ 地下水面は直線または直線と正弦曲線の組合せで与えられる。

均質・等方性帯水層に関するトスの解が図 10.2 と図 10.3 である。図 10.2 は地下水面が直線で、谷に向かって傾斜している場合である。帯水層が厚い a では流線と地下水面のなす角は分水界で 90° であるが、次第に減少して斜面の中央でゼロになり、再び増加して谷底で 90° になる。流れの強度は分水界

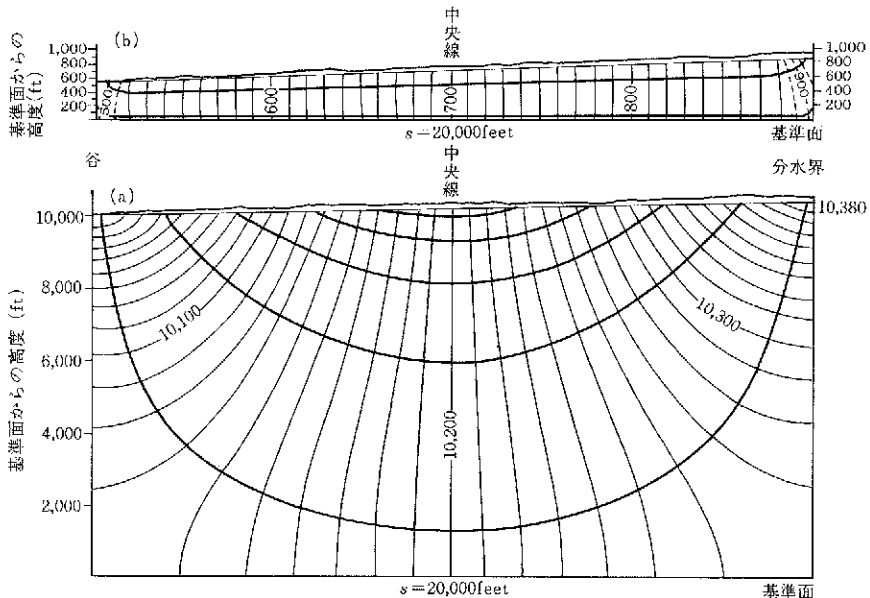


図 10.2 地下水面に起伏がなく、谷へ向かって一様に傾斜している場合の流線 (Tóth, J., 1962)

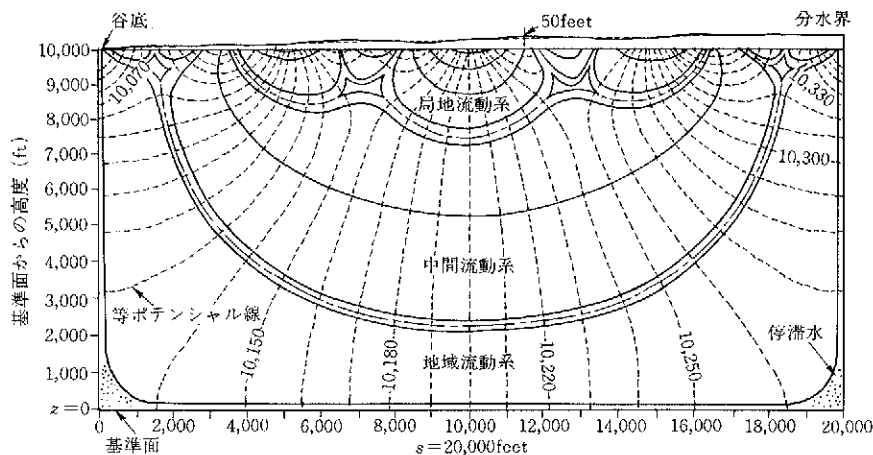


図 10.3 地下水面に起伏のある場合の流線 (Tóth, J., 1963)

と谷底で最も強く、深さとともに弱くなる。この図ではヒューパートのモデルのように流線は谷底に集中しておらず、斜面の中央線より上流側が涵養域、下流側が流出域となる。図 10.4 のような場合には河川の基底流量を地下水の涵養量とみなすことができるが、図 10.2 の (a) では涵養された地下水のかなりの部分が蒸発で失われる。これは乾燥地域の地下水の水収支を考えるうえでとくに重要である。

図 10.2 の (b) のように帯水層の厚さが薄くなると、流線は地下水面とほぼ

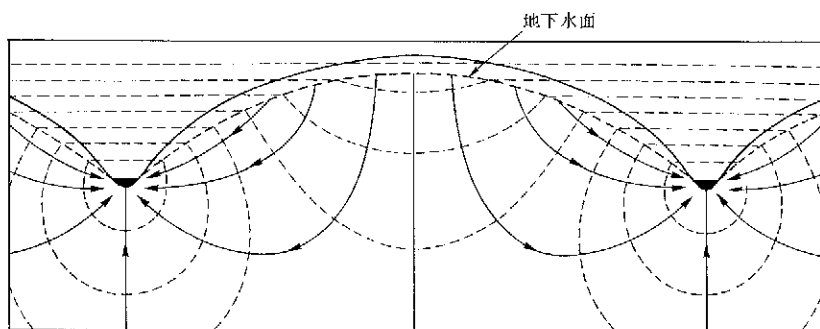


図 10.4 ヒューパートのモデル (Hubbert, M. K., 1940)

平行にはしるようになり、分水界と谷底付近を除くと流れの鉛直成分は重要ではなくなる。

図10.3は図10.2のような地下水面上に重なる正弦曲線として地下水面が表わされる場合である。この場合には地下水面の起伏すなわち地形起伏に規制されて、局地、中間、地域と名づけたそれぞれ規模の異なる三つの流動系が形成されている。局地流動系では局地的な丘と窪地がそれぞれ一对の涵養域と流出域を形成し、循環はそこで完結している。中間流動系は涵養域と流出域が一つまたはそれ以上の局地流動系で分離されているものである。地域流動系では主分水界上が涵養域、主谷部が流出域になる。

トスは図10.2や図10.3以外の地下水面形状と帯水層厚についても解を求めている。それらの成果をまとめると定常状態という制約条件の下においてではあるが、地下水の循環について次のような興味ある結論を導き出すことができる。

- ① 地下水面の傾斜が一樣で、局地的な起伏がないと、ただ一つの地域流動系が出現する。
- ② 地下水面の起伏が増すにつれて、局地流動系の深さとその循環の強さが増大する。
- ③ 起伏のある斜面上では流出域と涵養域が交互に出現する。
- ④ 流線の密度は浅層の局地流動系で最も大きい。この密度は深さとともに指数関数的に減少し、地域流動系で最小になる。涵養された水の80～90%は局地循環系を通して流出する。
- ⑤ 流出域では井戸の水位は深さとともに高くなり、水平流域では変化せず、涵養域では深さとともに低下する。
- ⑥ いくつかの流動系が出合う部分には停滞水域が形成され、流動域とは水質の異なる水が存在する。
- ⑦ 中間および地域流動系の涵養域と流出域は局地流動系に比べるとせまい。これらの流動系では滞留時間が長く、地下水の混合が十分に行われるので、水質や水温などの時間的変動が小さい。

4. 海岸付近の地下水流動

海岸付近の地下水は海水とのバランスの上で地下水は流動しており、特に

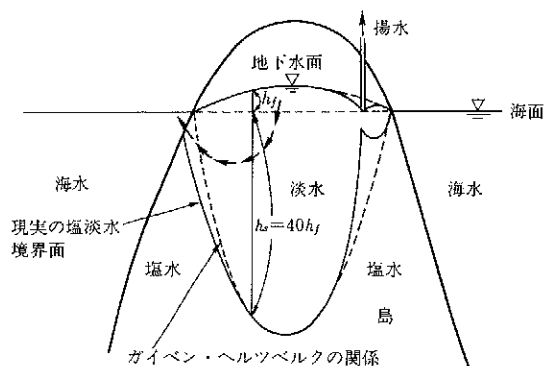


図 10.5 海水と淡水におけるガイベン・ヘルツベルクの関係

塩水浸入に関する調査を行う必要がある。

ガイベン・ヘルツベルク (Ghyben-Herzberg) は海岸付近の不圧地下水と海水との関係を次のように表わしている (図 10.5)。

$$h_s = \rho_w / (\rho_s - \rho_w) \cdot h_f = 40h_f$$

ここに、 h_s ：海水面から淡水部と塩水部との境界面までの深さ

h_f ：海水面から地下水面までの高さ

ρ_w ：淡水の密度 ($=1.000 \text{ g/cm}^3$)

ρ_s ：海水の密度 ($=1.025 \text{ g/cm}^3$)

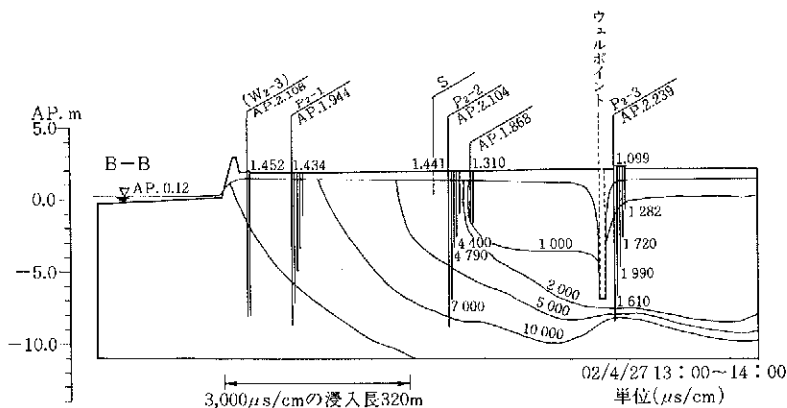


図 10.6 ピエゾメータネストによる海岸付近の海水と地下水の関係

これにより、地下水位は常に海水面より上にあり、海の方に向かう動水勾配を有することになる。したがって、もし地下水の過剰汲上げ、河床の浚渫などの原因でこの条件がくずれると、塩水が急激に上昇してくることになる（図10.6）。

地下水は、海水と境界を接していてもすぐに海水と混合することではなく、海水の上にレンズ状に分布する。しかし、海面の潮汐変動や季節的な地下水流動量の変化（減少）などにより地下水と塩水の分布は複雑に変化するので、ピエゾメータネストなどにより三次元的な継続的調査を行い、塩分濃度（電気伝導度）分布やポテンシャル分布図を作成することが必要である。

10.2 地下水流動の調査方法

地下水流動調査は、調査対象とする地下水流動系の規模、現地の条件等を勘案して、所期の目的が達成できる適切な方法で実施しなければならない。

解 説

対象地域の三次元的な地下水流動の実態を明らかにする方法としては、①既存の井戸やピエゾメータ群によって地下水のポテンシャル分布を直接測定する方法、②同位体や水温・水質をトレーサとして地下水の流れを推定する方法、③数値シミュレーションによって地下水の流動方程式を境界値問題として解き、地下水のポテンシャル分布を得る方法などが挙げられる。しかし広域にわたる解析においては、解析に必要な十分な基礎的データを得ることが困難である場合が多いので、どれか一つの方法だけで広域地下水流動の実態を明らかにすることは難しい。したがって、複数の方法を併用し、結果を相互にクロスチェックすることによって、より正確な地下水流動の実態が把握されるものと考えられる。

広域地下水流動に関して実施された研究成果を付録に示したので、参照されたい。

10.3 地下水ポテンシャルの測定による地下水流動調査

地下水ポテンシャルの測定による地下水流動調査は、等ポテンシャル面およびこれに直交する流線を求めることによって、地下水流動特性を明らかにするために実施する。

解 説

地下水の鉛直方向の流動を調査するには、井戸やピエゾメータネストを設置しポテンシャル分布図を作成しなければならない。ピエゾメータの配列には原則として地下水の平面的な流動方向に沿って設けることが必要である。そのためにはあらかじめ既設井戸などを利用して地下水位平面図を作成するか、あるいは地形面の傾斜方向に沿って位置の選定を行うことが必要である。

ピエゾメータはボーリングなどにより、孔内の先端部の1箇所だけにできるだけ短い範囲に露出部を設けて、それ以外の地下水とは遮断されるように粘土やパッカーなどで止水施工を行わなければならない。先端部がポーラスなスクリーンや間隙水圧計(図10.7)を用いる場合もあるが、先端部だけスクリーンを切った観測井でもよい(図10.8)。

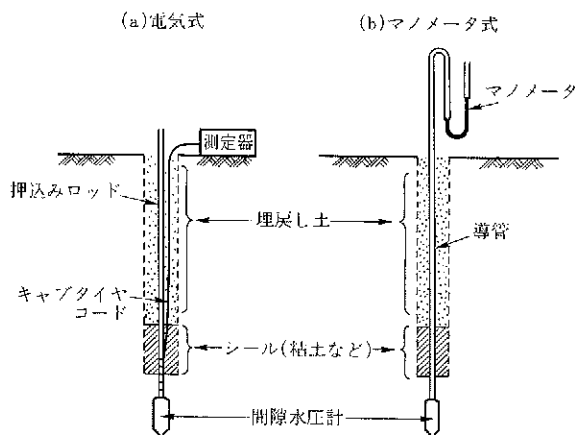


図 10.7 間隙水圧計による測定方式の模式例

測定方式の模式例

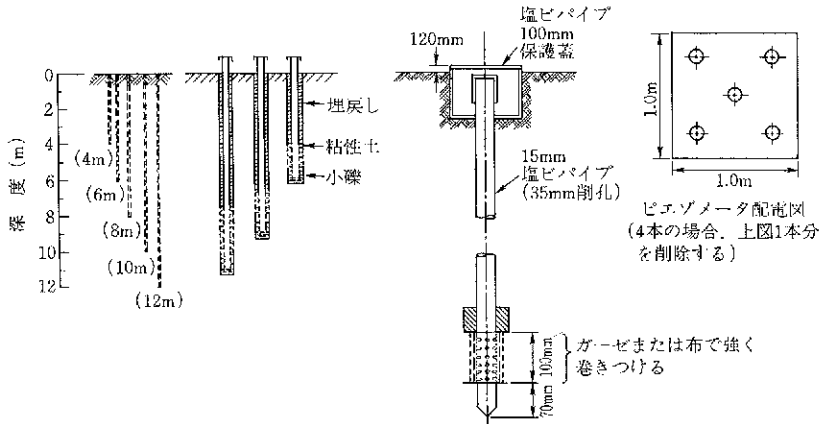


図 10.8 ピエゾメータネスト孔とその先端部の構造例

ピエゾメータネストは1～2 m四方の所に深度を変えて複数のボーリング孔を掘削して設置する場合と、1本の単孔にパッカーなどで止水し複数の間隙水圧計を設置する場合（マルチパッカー式）とがある。どちらの場合でもほかの深度の水が入らないように十分止水に注意しなければならない。

このようにして施工したピエゾメータ内に現われる水面を正確に測定し、等ポテンシャル線を作成し、これに直交する流線を得ることによって地下水の鉛直方向の流動系を知ることができる。

ピエゾメータ孔の設置深度は、調査の目的と調査段階などによって異なるが、調査対象深度が50 mくらいなら、5～10 m ピッチ程度の異なる深度の孔を設置する。孔径は、10 m 以上の深度を調査対象とした場合は $\phi 65$ mm 程度は必要である。

10.4 環境同位体による地下水流動調査

環境同位体をトレーサとする地下水流動調査は、主として広域の地下水流動系を巨視的に把握することを目的に実施する。利用する同位体・

解析方法は、所期の目的が達成できるよう適切に選定しなければならない。

解 説

自然界における水循環の実態を明らかにする方法には、物理的・化学的にさまざまな方法があるが、水循環の実態把握は「同位体水文学」の進歩によって飛躍的に進んだ。

天然に存在する 1,000 種類以上の同位体のうち、水文学の分野で利用されている環境同位体を表 10.1 に示す。代表的な同位体は、D (重水素, デューテリウム), T (三重水素, トリチウム), ^{18}O (重酸素), ^{14}C である。D と ^{18}O は安定同位体であり、T と ^{14}C は放射性同位体である。

表 10.1 水文学で利用される軽い環境同位体 (概根, 1989)

同位体	自然界における同位体存在度 (%)	減衰	半減期 (年)	最高エネルギー (KeV)
^1H	99.985	安定		
$^2\text{H}(\text{D})$	0.015	安定		
$^3\text{H}(\text{T})$	$10^{-18} \sim 10^{-12}$		12.43	18.1
^{12}C	98.89	安定		
^{13}C	1.11	安定		
^{14}C	1.2×10^{-10}	—	5.730	156
^{16}O	99.76	安定		
^{17}O	0.04	安定		
^{18}O	0.20	安定		
^{32}S	95.00	安定		
^{33}S	0.76	安定		
^{34}S	4.22	安定		

降水中のトリチウム濃度は熱核爆発実験の影響を含む。

これらの同位体のうち、D, T, ^{18}O はそれぞれ H_2O , HTO , H_2^{18}O などの水分子を形づくり、水とともに自然界を循環している。水の同位体分子のうち、その主なものは H_2^{16}O (99.73 %), H_2^{18}O (0.032 %) および H_2^{17}O (0.20 %) であり、 HD^{16}O と H_2^{18}O はいずれも降水中の溶存化学成分よりも高い濃度で含まれている。また、水の同位体分子は化学的には水そのものであって、溶存化学成分のように周囲の物質との化学反応などによって水と異

なる挙動をとることがないため、D, T, ^{18}O は水循環の理想的なトレーサとなり得る。

表 10.2 には、地下水流動調査で使われる環境同位体の理想的なトレーサの種類と特徴について示した。

表 10.2 地下水流動調査で使われる環境同位体の理想的なトレーサ

環境同位体	種類	調査規模	トレーサの特徴	留意点
トリチウム (T)	崩壊性 半減期 12.43年	一地形単位 流域単位	50年程度までの水の平均滞留時間を求められる 2 l 程度を採水し電気分解濃縮により液体シンチレーションスペクトロメータで測定、降水で約 5 ~ 10 TU (トリチウムユニット)	降水の時系列変動値が必要
重酸素 (^{18}O)	安 定 同位体	広域調査	同位体分別効果により水の起源がわかる デルタダイアグラムを作成して地下水流動系の解釈を行う 周辺物質との化学反応を起こさない 質量分析計 (加速器質量分析計)	降水は季節変動値が必要
重水素 (D)				

10.5 地下水温を用いた地下水流動調査

地下水温をトレーサとする地下水流動調査は、地下水温の空間的・時間的変化を利用して、地下水流動の実態を明らかにするために実施する。

解 説

1. 地下水温を用いた地下水流動調査

地下水温は地下水調査の中で比較的容易に測定することができる項目であり、あらゆる地域において適用できるという普遍性を有している。また、他の方法と比較して理論的な取扱いが比較的容易である。

地下水温はさまざまな因子によって決定されるが、その主なものは熱伝導と水の流動に伴う熱移流である。地下水流動に伴う熱移流の効果が無視できる場合には、地下水温分布は熱伝導理論によってほぼ説明することができる。

とされている。

このことは、測定された地下水温度分布と熱伝導理論に基づく温度分布を比較することにより、熱移流の効果を評価することができることを意味している。熱移流をもたらす地下水流動の実態を明らかにすることができる。

地下水流動を明らかにする目的で行う地下水温度の調査には、①広域の平面的に見た地下水温度の分布からのもの、②地下水の鉛直分布によるもの、③局所的な地下水温度の分布を調査するものなどに分類される。

地下水温度の測定については、半径 10 cm 程度以内の孔井ならば自然対流の影響は無視できるので、孔内の水温を地下水温度と同じとみなして測定することができる。

水温の測定には、サーミスタ温度計を使用するが、測定に先だって検定付きの標準温度計によって補正曲線を作成しておくことが必要である。

表 10.3 には、地下水温度による地下水流動調査の主な調査対象と調査方法について示した。

表 10.3 地下水温度による地下水流動調査の主な調査対象と方法

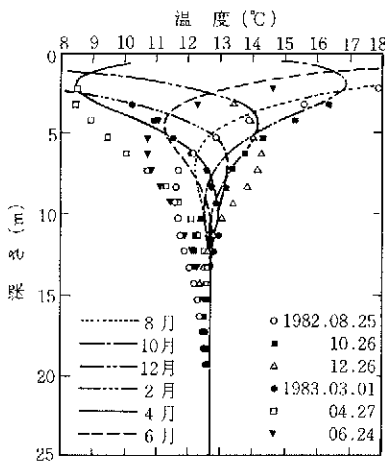
調査対象	調査規模	調査方法と内容	調査頻度
広域平面	一地形単位 (扇状地・台地・段丘・ 沖積低地・盆地等)	同じ深度の地下水温度・地表水温を測定し、等水温線を作成することにより地下水の流動と河川水の相互関係を把握できる	月ごと～季節ごと
局所平面 (断面)	堤防や小規模な沖積地の 水みち、旧河道分布 埋没谷等	浅い地下水を対象に地温探査などの方法で行う 水みちに直交する測線で 5～10 m 程度の間隔で測定し地温分布図を作成し、水みちの分布を読みとる	地下水温度の異なる時期 (夏期、冬期)
鉛直断面 (広域・局所)	広域～局所の井戸・ボ リング孔	サーミスタ温度計で深度方向の孔内温度を測定し、鉛直二次元地下水温度分布図を作成し地下水の流動を読みとる	月ごと～季節ごと

[参考]

地下水温実測値と理論値との比較

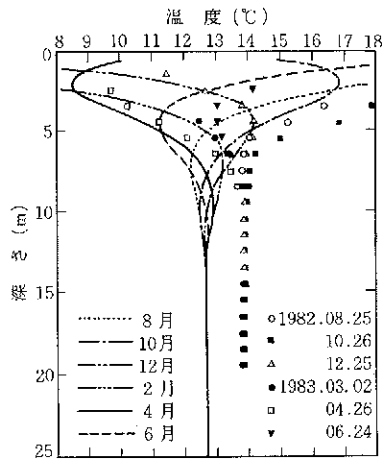
移流の影響が無視できる場合には、地下水温の鉛直分布は熱伝導方程式の解によって表わすことができる。別な言い方をすると、移流の影響は熱伝導方程式による解と実測地下水温との差として評価することができるのでその例を示す。

参考図 1, 2 は、涵養タイプである W 15 と、流出タイプである W 18 の地下水温鉛直分布の実測値を、熱伝導理論に基づく計算値とそれぞれ比較したものである。計算値は、一次元熱伝導方程式の解の中へ、恒温層温度として長岡の過去 10 年間の年平均気温 12.7°C を、また地表面温度として振幅 13°C のサインカーブを代入して求めた。なお、帯水層の温度拡散率は、対象とする帯水層が主に砂礫であることから、既往調査を参考に $6 \times 10^{-3} \text{cm}^2/\text{s}$ とした。また、地表面温度は 8 月に最高、2 月に最低値をとるものとした。



参考図 1 涵養域における実測地下水温と

一次元熱伝導理論による計算値の比較 (W-15)



参考図 2 流出域における実測地下水温と

一次元熱伝導理論による計算値の比較 (W-18)

参考図 1, 2 のように、熱伝導理論に基づいて計算された長岡地域の恒温層深度は約 13 m であるのに対して、W 15 および W 18 における実測値のそれは、それぞれ約 18 m と約 9 m である。さらに、地下水温鉛直分布が、計算された曲線よりも W 15 では下方へ伸張、W 18 では上方へ圧縮されている。このことは W 15 では鉛直下方へ向かう熱移流が、また W 18 では鉛直上方へ向かう熱移流が存在することを示唆している。

参考図 1,2 からはまた、地下水温度鉛直分布が、W 15 で低温方向へ、W 18 で高温方向へそれぞれずれていることも読み取ることができる。これは涵養域にある W 15 では、年間を通じた浸透水の中で、上方ほど低温な温度環境下における融雪浸透水の影響が大きく、それに伴う熱移流によって温度低下が生じたものと考えられる。これに対して、流出域にある W 18 では、上向きの地下水流が年間を通して存在し、恒温層以深においては地中温度は深度とともに増大することから、高温な深層からの熱移流効果が、地下水温度を計算値より高温方向へ移行させたものと考えられる。

10.6 水質をトレーサとした地下水流動調査

地下水に溶存する水質をトレーサとする地下水流動調査は、水質の時間的・空間的变化を利用して広域的な地下水流動調査の実態を明らかにするために実施する。

解 説

水の循環系において、雨→地中へ浸透→地下水→河川水という水の流れに伴い、水質は変化していく。雨は蒸留水に近く溶存物質をほとんど含まない。地中に浸透をはじめた瞬間から岩石を溶かしはじめ、ゆっくりとした流動により長い時間の岩石や鉱物との接触により、かなりの溶存物質をもつようになる。したがって、地下水の溶存成分が多いということは、地下水が長時間流動してきたことを意味している。また、地下水の水質が雨水のように、あまり溶存物質を有していなければ地下水としての流動時間（年齢）は少ないはずである。このように、水が循環系を流動していくときにどんどん岩石を溶かして水質が変化していくことを「水質の進化」と呼んでいる。

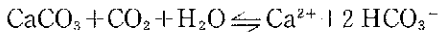
岩石や地層の土粒子は、一般にシリカ（珪酸）を骨格とした珪酸塩鉱物として Na, K, Mg, Ca などをも有して、主として 7 つの主造岩鉱物（石英、カリ長石、斜長石、雲母、角閃石、輝石、かんらん石）から構成されている。これらの鉱物は、ゆっくりした地下水の流動によって溶解していく。鉱物の種類や、イオンにより溶出のしやすさが異なる。表 10.4 に珪酸塩鉱物におけ

表 10.4 珪酸塩鉱物における元素の移動（溶出）のしやすさ

溶出の難易度	主 要 元 素	そ の 他 の 元 素
非常に速い	S, Cl	Br, I, Mo, B, Se
中程度に速い	Ca, Na, Mg, K	Zn, Ba, U
やや溶出しにくい	Si, Mn	Ni, Co, Cu, As, Sb, Pb
ほとんど溶出しない	Fe, Al, Ti	Cr, 他の微量元素

る元素の溶出のしやすさを示す。

化学的風化作用において主役をなすものは、水中に溶け込んでいる炭酸ガス（ CO_2 ）であり、例えば次式のように鉱物に作用する。



したがって、陰イオンに関しては、 HCO_3^- が主要成分となる。次いで降水に多い成分として SO_4^{2-} 、Cl が挙げられる。これらから、通常的地表水・地下水においては主要イオンとしては次の7成分が対象になる。

陽イオン： Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 K^+

陰イオン： HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^-

これに非解離成分として SiO_2 が溶存する。

地下水の流動状況を調査するには、上記の水質主成分分析によるほか、電気伝導度、pH、などをトレーサとして用いることができる。

地下水流動系のための調査方法としては、通常は移動しやすい Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ イオンおよび HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、Cl をシュティフダイアグラムに表わし、そのパターン認識と大きさの変化（進化）から地下水の流動系を読みとる。

なお、シュティフダイアグラムについては、第9章を参照のこと。

10.7 人工トレーサによる地下水流動調査

人工的トレーサによる地下水の流動調査は、比較的小規模の地下水流動系の実態把握を目的として実施する。トレーサは、対象地域の地盤特

性、環境に対する影響等を考慮して選定しなければならない。

解 説

1. 人工トレーサによる地下水流動調査の概要

地下水の流動は地下を流れるために、河川水のように直接見ることができない。このため流動は地下水位を測ったり、ポテンシャル分布や水収支などから間接的に把握する場合が一般的である。しかし、河川堤防の維持管理や水源管理などの比較的小規模の地下水流動系において、水みちとしての地下水の流動箇所や分布をより明確に把握しなければならない場合がある。このため、ある物質（薬品）を上流の水源や井戸に投入し下流の井戸などで検出できれば、水みちの分布や地下水の起源を論ずることができるし、所要時間と距離とから地下水の流速や流向を測定することができる。そして、流速は動水勾配と透水係数に比例するから、動水勾配（と間隙率）がわかれば、透水係数を計算することができる。

ある断面を流れる地下水の流量 Q は次式で示される。

$$Q = A\mu v_0$$

ここに、 Q は水量、 μ は有効間隙率、 A は断面積、 v_0 は実流速である。ここで透水係数を k 、動水勾配を i とすれば、 $A\mu v_0 = kiA$ であるから、

$$k = A\mu v_0 / Ai = \mu v_0 / i$$

これが一般の公式である。

人工トレーサの投入による地下水流動調査で広く利用されている物質としては、食塩・塩化アンモニウムのような電解質、フロレッセン（蛍光染料）のような染料がある。塩化アンモニウムは、水の比重と同じくらいなので、トレーサとしての投入溶液が投入孔に沈まないようにするために用いられることもある。

フロレッセンは蛍光光度計によれば 100 億分の 1 の濃度まで識別できるし、肉眼でも 1,000 万～4,000 万分の 1 まで見分けることができる。染料ではウランin、フクシン、サフラニン、コンゴーロート、エスキュリンなどが用いられる。

最近用いられている投入物質としてアクチバブルトレーサ（放射化トレー

サ)がある。人工元素としてディスプロシウム (Dy)、インジウム (In)、ユーロピウム (Eu) およびホルミウム (Ho) などがあげられる。これらは原子炉で照射すると極微量でも検出でき、かつ人体に影響がない。定量下限値はホルミウム (Ho) が $1 \mu\text{g}/1,000 \text{ ml}$ 、他の元素は $0.01 \mu\text{g}/1,000 \text{ ml}$ である。

投入法における通常の投入量は食塩で数十 kg 台、ウラニンで数十 g 台である。アクチバプルトレーサの投入量は g~kg 単位のジエチレントリアミン五酢酸 (DTPA) キレート化合物が用いられる。

トレーサの検出法は電解質では一般に電気伝導度計を用いるが、硝酸銀による滴定分析による方法もある。その場合、一定時間ごとに採水することのできる自動サンプラーを用いると便利である。しかし、連続観測には電解質をトレーサとして電気伝導度計を用いることが有効である。蛍光染料をトレーサとした場合の検出法は、比色法あるいは蛍光光度計で分析する。

アクチバプルトレーサの採水量は 1 l である。直接検出できないので、採水期間の設定が難しい。また、投入や採水などの野外の調査においてフロレッセンのように識別できないし、極微量でも検出されるので、使用にあたっては特に注意が必要である。

人工トレーサによる地下水流動調査では、トレーサ投入地点から数十 m の範囲で流向と流速が実証できるが、人工トレーサの投入に先だってバックグラウンドの測定を十分行って投入量を加減することが必要である。

厚生省は飲用地下水への物質投入を禁止していることもあり、利用にあたっては十分慎重でなければならない。

表 10.5 に主な人工トレーサの種類と調査法を示した。

2. 人工トレーサによる地下水流動調査の留意点

人工トレーサの方法で得られる地下水流動はおおむね過大に出る傾向があるので、種々の場所および深さで次の点に注意しつつ繰返し行う必要がある。

- ① 投入物質 (薬品) の溶液の比重が 1 より大であるため、投入物質は沈んでしまい、流動の影響より拡散の影響のほうが大きい。
- ② 相当量の薬品を溶解して使用しなければならないから、溶液の注入量は多くなり、口径の小さなボーリング孔にこれを入れると孔内の地下水位が異常に上昇する。

表 10.5 主な人工トレーサの種類と調査法

トレーサの種類	主な調査対象	調査規模	トレーサの使用量	調査内容
食塩 (塩化アンモニウム)	河川・堤防等の伏流水、扇状地、砂礫層	数 m～ 数十 m	数 kg～ 数十 kg	電気伝導度計を用いる。 連続濃度波形を観測する。 希釈濃度から流動量・拡散係数・空隙の大きさ等の情報が得られる。
染料 (フロレッセンなど)	旧河道 崖錐・沖積錐の水みち、風化帯砂層等	数十 m	数十 g～ 数 kg	蛍光分析計を用いる。 検出能力は食塩の場合より1/100～1/1,000の濃度まで可能 トレーサの投入により緑色に着色するので注意が必要
アクチバブル(放射化)トレーサ Dy, In など	ダムの老朽化による漏水、深層地下水、極小の透水層	数百 m～ 1,000 m	キレート錯塩として 数 g～ 数 kg	原子炉で熱中性子を照射し検出器で分析 検出能力は、 $1/100 \mu\text{g}/1,000 = 10^{-5}$ (取扱い、解釈が難しい)

- ③ 溶液を混入する際、地下水面の擾乱が起こる。
- ④ 食塩法やウラニンなどの染料法では投入孔と観測孔の距離が近い(普通 1 m 内外)ので、採水するときに地下水面が低下し大きな影響を受けやすい。
- ⑤ 投入孔と観測孔との距離を増せば莫大な時間を要し不正確になる(地下水面の勾配は普通相当大きくても 100 分の 1 ぐらいであるから透水係数が 10^{-2} cm/s の砂層でも 1 日に 10 cm 程度の流速である)
- ⑥ 染料や薬品の投入物質の到達時間として濃度の大きくなり始める屈曲点をとるか、変曲点をとるか、あるいは最大点をとるかなどの問題がある。
- ⑦ トレーサ投入後の観測は、濃度-時間曲線が無理なく描ける程度とする。
- ⑧ 人工トレーサによる地下水流動調査は有効であるが、ごく局所的な流動を明らかにする場合にのみ用いるものとする。

そこで、このように人工的に指標物質を投入する方法のほかに、地下水に溶存する物質を指標とする水質による地下水流動調査法がある。

10.8 単孔を利用した地下水流動調査

単孔を利用した地下水流動調査は、局所的な地下水流動状況を深度別に把握する必要がある場合に、現場条件に応じて適切な方法で実施するものとする。

解 説

1. 単孔を利用した地下水流動調査法の概要

地下水の流動調査において地盤中のどこを地下水が流動するかを知るには、まず地下水の流動しやすい透水層の分布を把握することが重要である。地盤中のどの地層が透水層になっているかを調査するには単一ボーリング孔を用いて塩水の希釈を時間とともに見る地下水検層、湧水・逸水によるボーリング孔内水の温度変化を測定する温度検層がある。

地下水検層は、孔に食塩水や塩化アンモニウム等の電解質を投入し、地下水の流動に伴う希釈による孔内の濃度変化を計測し、概略の地下水流動層の検出を行う方法である。食塩水のかわりに温水を用いた温度検層は、特に水みちを発見する場合に用いられる。

電解質を投入してその希釈速度から地下水流動速度を求める場合の式は、

$$V_d = \pi r_0 \cdot \ln(C/C_0) / 2\alpha t$$

ここに、 V_d ：水平ダルシー流速

r_0 ：観測井の半径

C_0 ：孔内の初期濃度 ($t=0$)

C ：経過時間 t の孔内濃度

t ：濃度 C と C_0 を観測した時間間隔

α ：補正係数 (= 2 ~ 4)

である。

温度検層は孔内に生ずる湧水の拡散を温度変化としてとらえ、湧水の分布箇所を把握するものである。地下水流動による温度差をより明確にするために、温水を用いる方法やサーミスタセンサーを2個用いた示差温度計などに

よる検層法がある。

また、地盤中の地下水の流動箇所を直接把握するために、ボーリング孔内の水の移動を正確に測定する微流速検層がある。孔内微流速測定は、ボーリング孔内に計器を挿入することによって直接地下水の流速を測定するものである。計器には、直接羽車の回転によって流速を測定するもの（測定限界 1 cm/s）、サーミスタの温度差を利用するもの（測定限界 0.1 cm/s）、比抵抗の変化を利用するもの（測定限界 0.001 cm/s）等の種類がある。

ボーリング単一孔で、地下水の流向と流速が同時に測定できる方法がある。

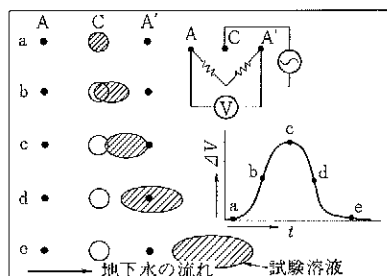


図 10.9 試験溶液の比抵抗の変化を利用した流向流速計の原理説明図

表 10.6 単孔を利用した地下水流動調査の種類と方法

調査の種類	測定対象	方 法	調査内容	調査器械
地下水検層	孔内温度の時間変化	温水注入カーバイトの投入	鉛直方向の孔内温度・電気伝導度の経時変化の大きさより地下水流動箇所を発見する	サーミスタ温度計（示差温度計）
	孔内電気伝導度の時間変化	塩水注入（塩化アンモニウム）		電気伝導度計（比抵抗測定器）
微流速検層	孔内地下水の流速	孔内微粒速測定	地下水の流れを流速計で直接測定	回転羽車 (1cm/s) サーミスタ (0.1cm/s) 比抵抗 (0.001cm/s)
孔内流向流速計	孔内地下水の流向・流速	注入試験溶液の比抵抗変化	トレーサ液は蒸留水 複数のセンサーにおける比抵抗の測定から図10.9のような濃度波形を観測する	比抵抗測定器または電気伝導度計
		孔内のテレビ映像	孔内の浮遊微粒子の流動を肉眼で観察	ボアホールテレビカメラ

その原理は図10.9に示すとおりで、地下水が流れる地盤中に、比抵抗の異なる試験溶液を、水流を測定する領域に設置すると、時間とともに地下水の流れにより試験溶液が移動し、比抵抗が変化する。その変化の過程を固定された電極で測定し、流向と流速を求めるものである。

沖積層や洪積層など鉛直方向で地層が頻繁に変化するような場合の地下水流動をそれぞれの深度で把握する必要があるような場合は、孔内流向流速測定による観察・計測を行うことが有効である。

表10.6に単孔を利用した地下水流動調査の種類と方法について示した。

2. 単孔を利用した地下水流動調査の例

流速流向計を用いて大阪層群に掘削された単一孔での地下水流動調査例を

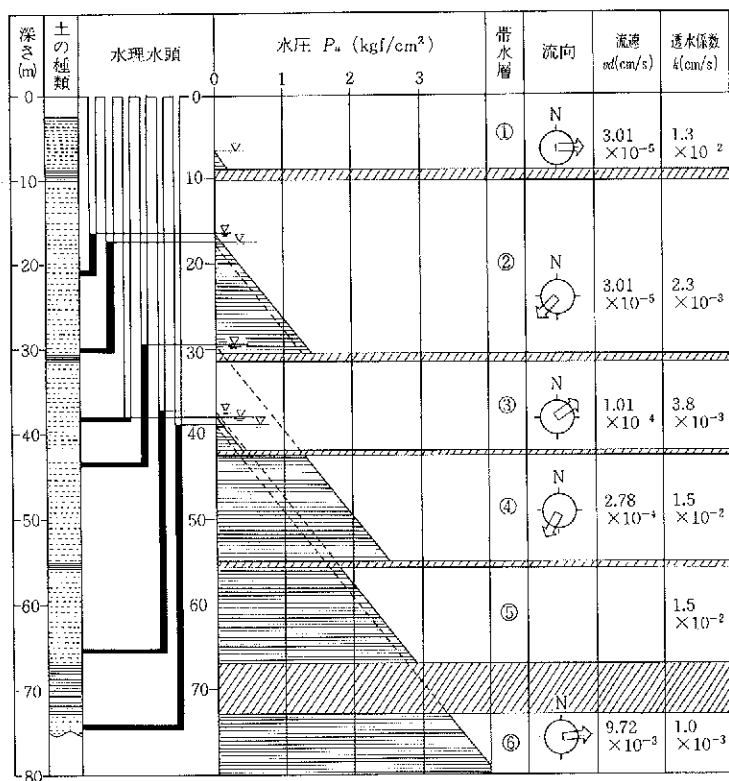


図10.10 流向流速計による地下水流動測定結果

図 10.10 に示す。地層構成は、地表面より深さ 3.2 m まで沖積層の砂礫層であり、それ以深は大阪層群に属する砂層と薄い粘土層の互層が分布し南に 15° で傾斜している。図 10.10 には流向・流速のほか土粒子の粒度から推定した透水係数が記入してある。それぞれの深度の帯水層によって地下水の流向はまったく逆方向を示し、地層の傾斜にはあまり支配されていないことが読み取れる。

第 11 章 地下水涵養量調査

11.1 目 的

地下水涵養量調査は、気象条件、地盤条件等から、地下水涵養量とその機構を把握するために、水循環機構調査の一環として実施する。

解 説

水資源としての地下水を評価するためには、地下水の涵養量調査すなわち地下水の水収支的調査が必要となり、涵養が明らかになってはじめて、シミュレーションなどによる地下水管理や種々の地下水問題の検討解析が可能になる。このように水循環の実態の解明や地下水開発利用の問題などにおいて、地下水涵養量のより正確な把握が必要となる。

地下水の涵養源は、対象地域の状況によって異なるが、自然条件としては降水、表流水(河川水、水路水等)、湖沼水等がある。人為的な条件としては埋設管からの漏水、井戸等による強制注入などがある。このように地下水の涵養は、自然涵養と人工涵養とに大別されるが、ここでは降水などによる地下水の自然涵養量について述べる。

地下水涵養量は、流入量と流出量に基づく水収支から求められ、さらに現在では中性子水分計や γ 線密度計の水文学への応用が可能になり、より正確な涵養量を求めることができるようになった。また、近年環境同位体などのトレーサは、土壌水の移動機構や地下水涵養量の推定に利用されている。

地下水涵養量調査における個々の測定法はほかの調査と係っており、第 6 章や第 10 章などを参照されたい。

11.2 地下水涵養量の調査法

地下水涵養量調査は、調査対象地域の規模、目的、現場条件等を勘案して適切な方法で実施するものとする。

解 説

地下水の正味の涵養量の測定法は、図 13.3 に示した地表面付近の水の流れのどこに注目するかによって次のように分けられる。しかし、これらのどの方法にも一長一短があるので、現場の条件にあった方法を二つ以上併用し、クロスチェックをすることが望ましい。

1. 水収支による方法（地表面の水収支による方法）

十分に長い期間の水収支を考えると、水収支の基本式（13.2 参照）において地表における貯留量の変化 ΔW_s と土壌水分変化量 ΔM は降水量 P や蒸発散量 E に比べると無視できるほど小さくなるので地下水涵養量 G_r は次のように示すことができる。

$$G_r = P - E - (R_0 - R_i)$$

ここで、 R_0 を表流水流出量、 R_i を表流水流入量とすると $P - (R_0 - R_i)$ は浸透量である。

ΔM が無視できない場合には、中性子水分計または炉乾燥法などで測定する。

一方、地下水の水収支式は地下水流出量を G_0 、地下水流入量を G_i 、有効間隙率を μ 、地下水面変化量を ΔH とすると G_r は次のように表わすことができる。

$$G_r = (G_0 - G_i) + \mu \Delta H$$

この式の右辺の各項を測定して G_r を求める。 ΔH の測定は容易であるが、地下水面上昇時には地下水面下にもかなりの空気が含まれているので μ の決定が難しい。なお地下水流入量と流出量の差 ($G_0 - G_i$) はダルシー式から求める。

2. 土壌水分フラックスを測定する方法

土壌水分フラックスはダルシー則の適用によって、不飽和透水係数と動水勾配の積とで求まる。不飽和透水係数は、8.9で求められる。 k と ϕ の関係が求まれば、テンシオメータによる ϕ の継続測定により地下水流入量 G_r を決定できる。ただしテンシオメータはゼロフラックス面以深にセットしなければならない。この方法は k 、 ϕ の測定精度がそのまま G_r の精度に影響するので、同じ方法による測定を数地点で実施することが望ましい。

ダルシー則が不飽和帯でも適用できることに基づき、次式によって土壌水分フラックスを求める。

$$\begin{aligned} v &= -k(\phi) \frac{\partial \phi}{\partial z} \\ &= k(\phi) \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} - 1 \right) \end{aligned}$$

ここで、 v ：ダルシー流速

ϕ ：全水頭 ($\phi = -\phi + z$)

ϕ ：吸引圧

z ：位置の水頭または基準面からの高度

$k(\phi)$ ：不飽和透水係数

である。

測定したテンシオメータでの値から、 $\partial \phi / \partial z$ は次式によって求まる。

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{(-\phi_1 + H - d_1) - (-\phi_2 + H - d_2)}{d_2 - d_1} = \frac{\phi_2 - \phi_1}{d_2 - d_1} + 1$$

ここで、 d_1, d_2 ($d_1 < d_2$)：地表面からテンシオメータの埋設位置深度

ϕ_1, ϕ_2 ： d_1, d_2 のテンシオメータの測定値

H ：基準面からの地表面の高度

である。

したがって、吸引圧 ϕ にほとんど差がない場合 ($\phi_1 - \phi_2$) には、 $v = -k(\phi)$ となり、降下浸透量は土壌水分だけの関係となる。

この方法による実例として、Gardner, W. R. and Lambert, J. L. (1973)の結果を紹介する。 $k(\phi)$ とテンシオメータの測定値から降下浸透量を計算し

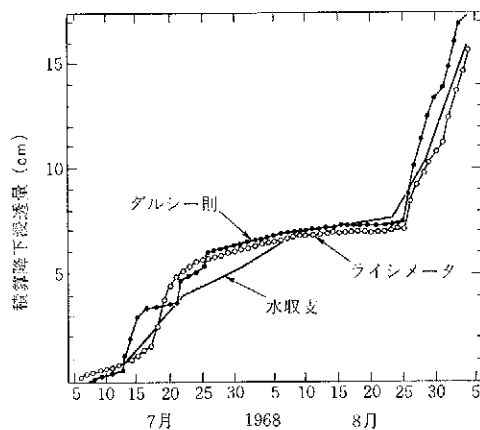


図 11.1 土壌の降下浸透量

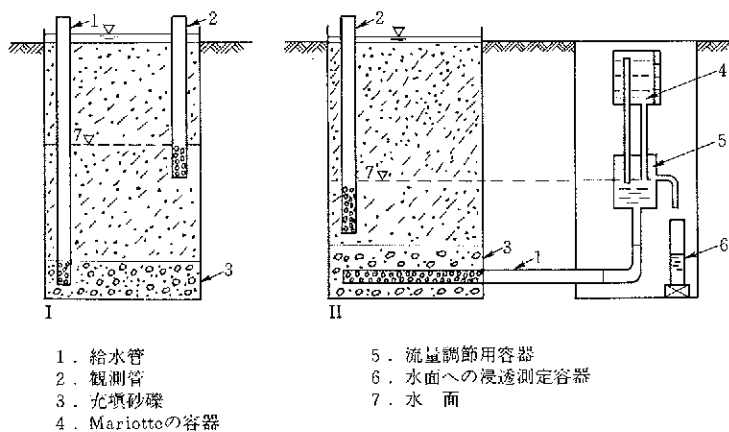


図 11.2 ライシメータの設計図

た結果は、図 11.1 のようになり、水収支法やライシメータによる値とよく一致している。

3. ライシメータによる方法

降下浸透量を測定する最も直接的な方法は、ある深さまでの土壤層を通過した水の量を容器に受けて測定できるようにした浸透用ライシメータ（図

11.2 参照)を用いるものである。

タンクの深さがゼロフラックス面よりも深いライシメータを設置し、タンクの下底から流出する水の量を測定する。タンクの表面には周囲と同じ植物を植え、タンクの中は周囲の土壌と同じ水分状態に保つ必要がある。

対象にする土壌層中の水分変化は、土を詰めた容器の重さを一定期間ごとに秤量すれば求まる。ただしこの場合には、蒸発散の影響の及ぶ深さを知る必要があるが、この点は同一地点に深さの異なる浸透用ライシメータをいくつも設置すればよい。

またライシメータの土壌タンクが大きいほどタンクの側壁や底部によって影響を受ける縁辺効果が小さくなり、結果は正確になる。しかし土壌タンクが大きくなればなるほど、重量が増し、さらに秤量するにあたって取扱いや測定が一層難しくなる。

土壌タンクの中の土壌はなるべく調査地の代表的な土壌を選び、しかも不攪乱土壌をサンプルとして用いること、土壌タンク上の植生は、一般に草本類や作物が用いられることが多いが、できるだけ調査地の植生に近いものにすることがよい。

この方法による実例として表 11.1 に、以前の平塚の農業土木試験場で、直径 1 m 深さ 1.6 m のライシメータで測定した浸透量の値を示す。

表 11.1 ライシメータによる浸透の一例

区 別	雨 量 (mm)	浸 透 量 (mm)	浸 透 率 (%)	1区に対す る百分率 (%)	蒸発量 (mm)
表土裸地	1,786.3	929.60	52.1	100	826.72
表土芝地	"	1,171.96	65.6	126.6	580.76
下層土裸地	"	857.40	48.0	92.6	871.31
下層土芝地	"	1,203.16	67.5	130.0	577.55
砂壤土裸地	"	1,261.09	70.7	136.0	514.98
砂壤土芝地	"	1,250.48	70.0	134.9	503.27

(水江政輝外, 1954による)

4. 土壌水をトレーサで追跡する方法

トリチウム (T) や重水素 (D) は、HTO や HDO となって H_2O と共に自

表 11.2 同位体による土壌水の追跡と地下水涵養量の推定結果

研 究 者	実 施 場 所	対 象 土 壌	用いたトトレーサ		移動速度	地下水涵養量	年間降水量	備 考
			人工同位体	環境同位体				
Zimmermann et al. (1967)	ドイツ (Giessen, Speyer)	ローム質土壌、 砂質土壌	D		1m・yr ⁻¹	200mm・yr ⁻¹	—	温帯西岸海洋性気候地 域
Ligon et al. (1977)	アメリカ (South Carolina)	砂質ローム～粘 土～ローム	T		3.85m・yr ⁻¹	—	—	土壌水の約1/2は移動 しにくい水
Aneblom・Persson (1978)	スウェーデン (Tärnsjö)	氷河堆積物 (エスカー)	T		0.5m・mon ⁻¹	—	—	みかけの移動速度 1.5～2.5m・mon ⁻¹
Andersen・Sevel (1974)	デンマーク (Grønhøj)	氷河堆積物		T	4.5m・yr ⁻¹	358mm・yr ⁻¹	780mm	みかけの移動速度 3.0～3.5m・mon ⁻¹
Smith et al. (1970)	イギリス (Berkshire)	チャーク		T	0.88m・yr ⁻¹	344mm・yr ⁻¹	—	浸透水の約15%はチャ ーク中の割れ目を通し て急速に降下浸透する
Sukhija・Shah (1976)	インド (Gujarat)	粗砂、ローム、 粘土質土壌		T	—	15～56mm・yr ⁻¹	700mm	半乾燥地域
Vogel et al. (1974)	南アフリカ (Kalahari)	カラハリ砂		T	—	10mm・yr ⁻¹	500mm	乾燥地域
Allison et al. (1974)	オーストラリア (Gambier Plain)	砂質ローム～粘 土		T	—	40～140mm・yr ⁻¹	750mm	温帯地中海性気候地域
梶根・田中・嶋田 (1980)	日本 (武蔵野台地)	関東ローム		T	1.23m・yr ⁻¹	885mm・yr ⁻¹	1,550mm	火山灰土壌
Shimada, J., (1983)	日本 (相模原台地)	関東ローム		T	1.38m・yr ⁻¹	913mm・yr ⁻¹	1,670mm	火山灰土壌

表中の文献については田中 (1982) を参照。

自然界を循環するので理想的なトレーサである。特に土壤水分あるいは地下水中のトレーサの濃度変化から涵養量を推定する方法でトレーサとしては水と挙動をともしるといふ点でトリチウム (T) が最も適しているといわれる。

この方法に関しては、具体的には地下水中のトリチウム収支に着目する方法と、不飽和帯中のトリチウム収支から涵養量を求める方法の二つがある。後者のほうが手数はかかるがより確実な結果が得られるといわれている。

このようなトリチウムをトレーサとした土壤水の移動機構と地下水涵養量の推定に関する研究は、世界各国で実施され、表 11.2 に示すような結果が得られている。これによると土壤水の降下浸透速度は、多くの場合年単位のオーダーであることが示されている。

第12章 地盤沈下量調査

12.1 目 的

地盤沈下量調査は、地盤沈下地域および地盤沈下が予想される地域における沈下動向把握のために、沈下観測井による観測あるいは一級水準測量を実施し、地盤沈下対策、防災対策の基礎資料とする。

解 説

地盤沈下はその機構から、①粘性土層の圧密による沈下、②砂質・礫質土層および固結層の弾性変形による沈下、③地下掘削に伴う地盤の緩み（塑性変形）による沈下、の三つのタイプに大別できるが、本指針では地下水と密接な関係にある圧密沈下を取り扱っている。その中で本章は、地盤沈下実態の把握を目的とする観測について述べるものであり、地盤沈下調査の考え方や調査手法の全般的な事項については2.2.7で、また圧密沈下の解析については13.5でそれぞれ解説しているので参照されたい。

地盤沈下観測は一般に、沈下観測井による観測および一級水準測量によって行われる。沈下観測井による方法は連続観測および深度別の沈下（収縮）量観測が可能であるが、これを多数設置することは経済的に困難なことが多い。これに対して水準測量による方法は、深度別の沈下量は把握できないが、広域の沈下傾向を把握するには手軽で有効な方法である。実際の地盤沈下観測は、両者を組み合わせて沈下の動向を面および深さの両面から効率よく把握できるよう計画しなければならない。

地盤沈下量調査においては、沈下量観測による沈下動向の把握とともに、

地盤沈下に係る下記の事項を調査し、沈下動向との関係を明らかにすることが重要である。各項目の調査法については、本指針の関連部分を参照されたい。

- ① 地盤構成（水文地質構造）
- ② 各層の透水係数、圧密係数、体積圧縮係数等の物性
- ③ 水頭（間隙水圧）分布と帯水層別水収支（揚水量、涵養量）

12.2 沈下観測井による観測

地盤沈下観測井は、原則として一等水準測線の近くに配置し、所期の目的が達成できる構造と性能を有するものでなければならない。

観測は原則として自記記録計により連続的に行い、観測値は必要な補正を行い累計沈下量として整理するものとする。

解 説

1. 観測井の設置

沈下観測井による観測は、水準測量による観測と併用して、沈下の動向を面的、深度的かつ経時的に把握するために行うものである。したがって観測井の位置は、その地点での深度別の経時的沈下動向と、水準測量によって把握される平面的沈下傾向から、他地点での深度別の経時的沈下動向がある程度推定できる、代表性のある地点に選定しなければならない。

観測井は一般に200～300 mmの大孔径で掘削されるが、事前に地質状況を把握し観測対象層および不動点を選定するため、原則として観測井の掘削に先立って小孔径のボーリング（コアボーリング）および必要な土質試験を実施する。沈下観測井には特に鉛直性と真円性が求められるため、掘削はパーカッションによる方が有利である。

沈下を起こす地層が複数ある場合は、深度別の沈下量を観測することが望ましいが、やむをえず一深度で観測する場合は、沈下層の圧密特性やこれに隣接する帯水層の水位変動または揚水量の大きさから層別の沈下量（または

沈下の可能性)の大小が判定できないか、あるいは水準測量で観測される全層の沈下量と、観測井で観測されるある深度以浅の沈下量から層別の沈下量が求められないかなどを十分に検討したうえで、適切に観測深度を設定することが必要である。

沈下観測井には、二重管方式、ワイヤ方式、単管方式が一般に用いられており、地下水位を同時に観測できる構造のものもある(図12.1)。

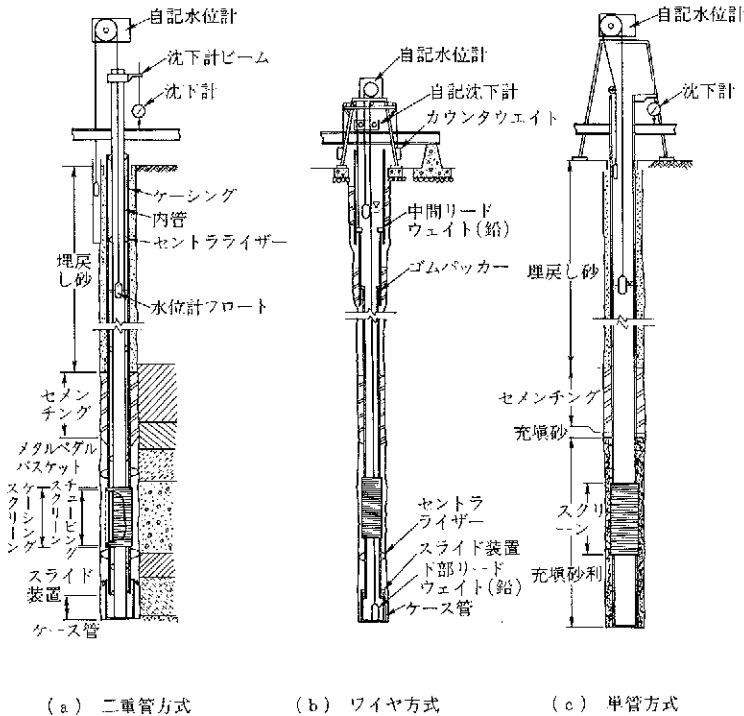


図 12.1 地盤地下観測井構造図

(a) 二重管方式

圧密などにより収縮を起こす地層の下位にある非圧縮層あるいは不動の地盤に達する孔内に、地上に至る観測用の鋼管(内管)を設置し、内管の抜け上がり量として表わされる地層の収縮量を観測する方法である。

観測井には、図 12.1 に示すようにケーシング（外管）を設ける。また、ケーシングの帯水層部分にスクリーンを設けて地下水位観測を行うことができる。内管にスクリーンを設ければ、地下水位を内管の内側で観測することも可能である。

ケーシングは、セメンチング（バスケット方式）によって収縮を起こす地層と一体化するとともに、下端にはスライド装置を設けることによって、地層の収縮・膨張に追従して上下動させる。内管はセントライザーによってケーシングと絶縁する。

地層の収縮につれてケーシングが沈下するので、内管が抜け上がるような動きを示し、基準面からの相対変位を測定することによって地盤沈下量が求められる。

（b） ワイヤ方式

二重管方式における内管の代わりにワイヤを用いたもので、孔底に設置した重錘（アンカー）に結んだワイヤをプーリーを介してカウンタウェイトによって一定の張力で引張り、ケーシングとワイヤの相対変位量として沈下量を求めるものである。

不動点を一つだけ設ける場合には二重管方式と基本的には同じであるが、ワイヤ方式ではアンカーを二つ以上設置することにより、1本の観測井で複数の地層の沈下量を同時に観測することができる。

（c） 単管方式

スライド装置を持たないケーシング自体の抜け上がりを測定するもので、ケーシング外周と地盤との間に摩擦が働くため、あまり深い観測井には向かず、浅層の地盤沈下観測に多く用いられる。

2. 地盤沈下計

沈下量はケーシングパイプと絶縁した独立の架台上に載せた I 型鋼上に基準面を設けて、地盤沈下計で測定するのが一般的である。

地盤沈下計には、大別すれば機械式と電気式の 2 種類がある（図 12.2）。機械式沈下計は二重管方式および単管方式に適し、内管あるいはケーシングに固定した測定桿と基準面との相対変位を、カム機構で伝達し記録するものである。電気式沈下計は、機械式のカム機構やワイヤの動きを差動トランスな

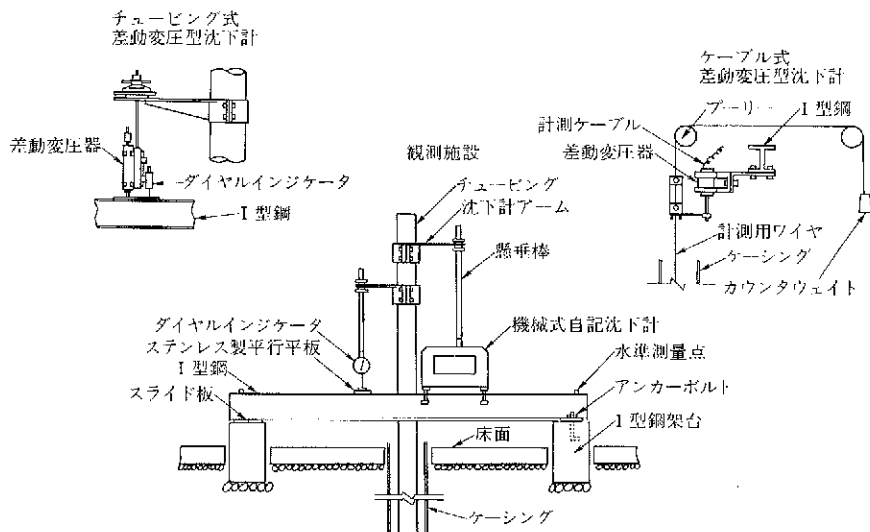


図 12.2 地盤沈下観測装置

どを通じて記録するもので、どの方式の観測井にも使用できる。

いずれの沈下計を用いる場合でも、別に取り付けたダイヤルインジケータによって沈下計の測定記録をチェックすることが望ましい。

3. 観測および整理

観測は原則として自記記録計（地盤沈下計）による連続観測とし、定期的（1週間～1か月ごと）に機器の点検および記録紙の回収を行う。ダイヤルインジケータを併設している場合は、その読みを記録紙および点検簿に記録する。

観測記録は、時計の狂いや段書きの有無、ダイヤルインジケータとの差異などをチェックし必要な補正を行った後、6～24時間間隔で記録を読み取り、累計沈下量として表にとりまとめる。保守点検等については、地下水位観測と共通する事項が多いので、第7章を参照されたい。

12.3 一級水準測量による観測

水準点は、沈下区域または沈下が予想される区域の周辺部を含む調査地域に、原則として1 km メッシュの密度で設けるものとし、観測は、効果的かつ経済的な観測計画のもとで、所定の精度を期待できる機器と方法で行わなければならない。

測量結果は、必要な補正・計算を施し、水準点標高として整理するものとする。

解 説

1. 水準点・基準点の配置

一級水準測量による地盤沈下量調査は、面的な地盤沈下状況を把握するために行うもので、調査範囲は沈下地域および沈下が予想される地域を含めてできるだけ広範囲にとっておくことが望ましい。水準点は、沈下量平面図が作成できるように、1 km 程度のメッシュ状に配置する必要がある。ただし、地盤沈下が予想される地域では、沈下の有無がわかればよいので、数 km～10 km 間隔の水準測量線上に水準点を1～2 km 間隔で配置すればよい。

基準点は、地盤沈下量算定の基準となる点（以下「不動点」という）で、調査地域内外において不動と考えられる地点を選び、2～3点設けなければならない。

水準点および不動点は、それぞれ図 12.3 および図 12.4 に示す構造を標準とする。

水準点および不動点の設置上の注意事項を以下に示す。

- ① 水準点は永年観測する必要があるので、永年使用可能な土地に設けるものとする。公共用地（道路・公園・学校・官公庁等の敷地）、社寺の境内等が望ましい。
- ② 盛土地、埋立地等は人工的圧密の可能性があるため、また旧沼地等は周辺の地盤の沈下と一致しない場合があるので、努めて避けるようにする。
- ③ 不動点はできるだけ堅固な地盤に取り付ける必要がある。沖積層・洪

観測は、効果的かつ経済的に実施できるように、計画を定めたうえで実施しなければならない。広い地域での水準測量は、一般に 20～50 km の閉曲線上で行い、閉曲線内の水準点は、閉曲線上の 2 点と結んで閉合させるように測量するのがよい。測量の詳細は「建設省公共測量作業規定」によるものとする。

3. 計算および整理

観測値は、次の補正および平均計算を行う。

- ① 使用する標尺と正しい標尺との差に対する補正（標尺補正）
- ② 地球が回転楕円体で、各水準点における水平面が必ずしも互いに平行でないことに対する補正（楕円補正）
- ③ 観測時期差による地盤変動補正。補正は次式による。

$$\Delta h = (\Delta H_2 - \Delta H_1) \times (T - T_2) / (T_2 - T_1)$$

ここに、 Δh ： ΔH_2 に対する変動補正值

T_1 ：旧観測月日

T_2 ：新観測月日

T ：統一する月日

ΔH_1 ： T_1 日における観測比高

ΔH_2 ： T_2 日における観測比高

- ④ 平均計算は距離の逆数を重量とし、観測方程式または条件方程式を用いて行う。

測量成果は観測手簿、計算簿、点の記、成果表に区分して製本し、5 万分の 1 地形図に水準点を図示した配点図を添付する。

12.4 結果のとりまとめ

観測結果は地盤沈下動向の把握、関連要素との対比検討ができるように要領よくとりまとめるものとする。

解 説

地盤沈下の観測結果は、沈下の面的・深度的傾向およびその経時変化が把握できるように、沈下等量線図、沈下体積図、沈下量断面図等にとりまとめる。またこれらの図は、地下水位、揚水量など地盤沈下と関係の深い要素との対比が容易にできるように、表現上の配慮が望まれる（図12.5）。

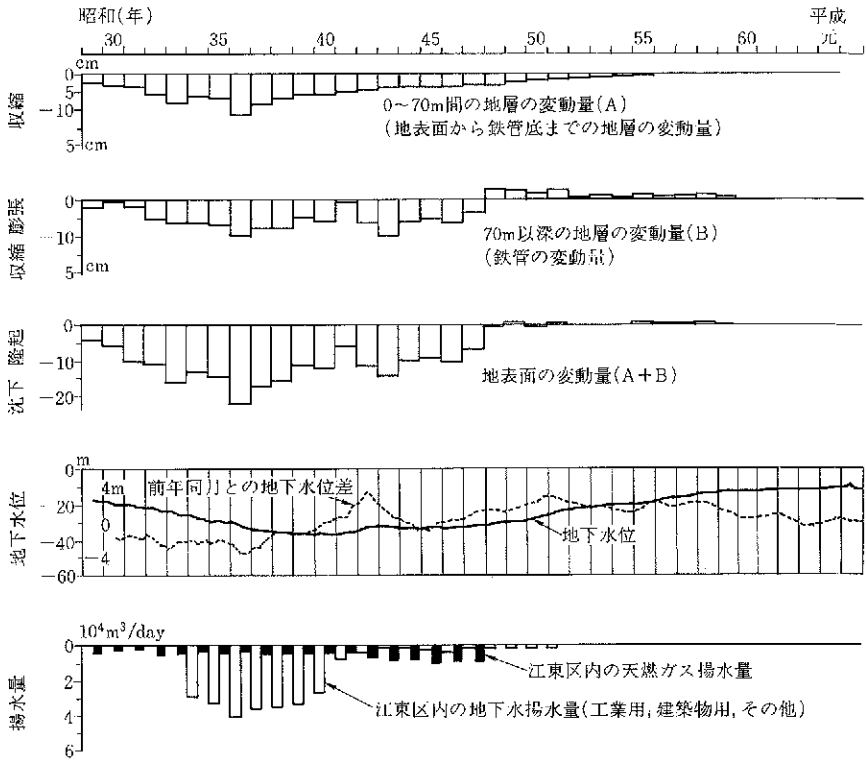


図12.5 地盤沈下量観測結果のとりまとめ例

(東京都土木技術研究所「平成3年東京都土木技術研究所年報」II, 3年9月)

第13章 数 値 解 析

13.1 目 的

数値解析は、対象地域における地下水の状況を調査・観測データに基づいてモデル化し、地下水の利用・保全・管理等に関する検討を行うために実施する。

解 説

1. 数値解析の目的

地下水の利用・保全・管理および地下水障害等を検討するための地下水調査はその検討対象項目に応じた内容や規模で実施される。

数値解析の目的はこれらの調査結果や観測データなどを用いて、数学的に対象地域をモデル化し、このモデルを用いて、対象地域の将来の地下水の水収支や流動状況などを外的要素の変化を加味して、定量的に予測するものであり、地下水の利用・保全・管理等の計画を検討したり、地下水障害などの機構やその対策を検討するために行うものである。

2. 数値解析の主な手法

数値解析の一般的な手法は、目的や取り扱う検討項目によって次のように区分される。

- ① 巨視的な水収支を取り扱う解析
- ② 主に地下水の流動を取り扱う解析
- ③ 地下水汚染を取り扱う解析
- ④ 地盤沈下を検討するための解析

表 13.1 数値解析の主な手法

種 類	モ デ ル
巨視的な水収支解析	水収支式モデル
地下水流動解析	タンクモデル
	一次元モデル
	水平二次元モデル
	断面二次元モデル
	準三次元モデル
	三次元モデル
地下水汚染解析	移流・分散モデル
地盤沈下解析	地盤沈下モデル

これらの解析に当てはまるそれぞれの解析モデルを示すと、表 13.1 に分類される。

なお、水理解析手法としては平行板モデルや膜モデル、電気アナログモデルを用いた模型実験に基づいた方法もあり、これらの手法は水理現象を相似な他の物理現象としてとらえる手法であるが、研究目的以外に利用されることは稀である。

3. 解析技術者の心得

シミュレーションを行うための解析手法は上記のように多々あるが、解析技術者としてシミュレーションを行うにあたって、以下のような点に留意しなければならない。

本来、シミュレーションの目的は、現地で確認できないことを推定するために数値的な予測計算を実施するものである。シミュレーション結果は、ある仮定をおいた、ある条件下での結果であるので、解析モデルについての妥当性を正しく吟味する内挿検定（同定計算）に重点をおく必要がある。

どの程度実測値と一致すれば妥当な解析モデルといえるかということは、取り扱う事象、対象地域特性、モデルに関する諸条件などによって変わってくるであろうが、一応、内挿検定に関しては次のような基本的な考え方がとれる。

- ① 幅広い水文条件を経験したモデルほど信頼性が高い。

すなわち、1年間の水文データを用いて同定計算を行い、その結果が実測の最大振幅の $a\%$ 以上になったモデルと、2年間のデータを用いて最大振幅 $2a\%$ 以下の解が得られたモデルを比較すると、後者のほうが前者より信頼性が高いと考えられる。

- ② 実測値と計算値との差が時間とともに一方的に大きくなっていくモデルは信頼性が低い。

すなわち、実測値と計算値の差が最大振幅の $a\%$ 以下となったとしてもその差が時間とともに一方的に大きくなっていくようなモデルであれば、予測計算に用いるには信頼性に欠ける。

- ③ 内挿検定を行う場合、領域全体の状況を反映させることも重要であるが内挿検定を行うデータはできるだけ長期に観測された信頼性の高い観測点のものを重点的に用いることが重要である。

- ④ 実測値と計算値の差が予想していたより大きくてもその原因を明確にできるモデルであれば、そのことを考慮のうえ、予測計算などに用いることも可能である。

以上のような見方で解析モデルを検定し、将来的予測や対象の検討を行うための計算を実施していくこととなるが、これらの予測はあくまで外挿作業であることを忘れてはならない。

最近のコンピュータ技術の発達により、膨大な計算が短時間のうちに可能となったため、問題とする条件が複雑すぎて解析できないという事態も少なくなり、複雑さの制約も薄れてきた。その反面、地道な現地調査やデータ整理、データの吟味がおろそかになる傾向もあり、数値解析が技術的高度な解析作業の割に目的を達しない場合も少なからずあるので、解析に従事する者はこのことを十分認識しておく必要がある。

13.2 巨視的な水収支解析

水収支解析は水循環の主として地下水に係る量的問題を検討することを目的として実施する。

水収支解析の手法，対象領域，対象期間，時間間隔は，対象地域の特性，利用可能なデータなどを考慮して，所期の目的が達成できるようにそれぞれ適切に選定しなければならない。

解 説

1. 水収支と水循環機構

水収支とはある水収支区におけるある期間中の水の出入りを定量的に検討するもので基本は次式に示される内容である。

流入 - 流出 = 貯留量の時間的变化

地下水の水収支に関する水文学的過程は，図 13.1 に示すような水循環の一部を形成しており，その多くは地中での現象である。この各々の現象を時間的・空間的にとらえることは研究の進んでいる今日でも困難な場合が多い。

したがって，水収支に関する各要素には調査や測定により，定量的に決定することができるもの（観測データによる降水量や地表水の流量，地下水位，

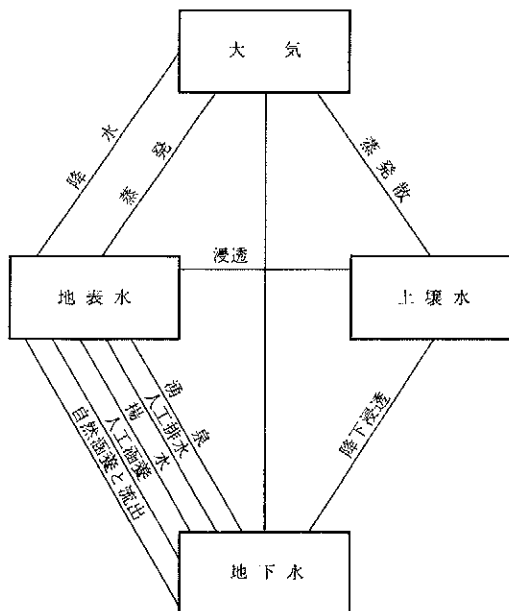


図 13.1 水収支の相互関係図

揚水量等)と、推定ないしは仮定しなければならないものおよび未知量となるもの(地下の流出入量など)がある。

そのため、水収支解析の目的はこれらの各要素の妥当性を水収支式を用いて検討するところにあるが、場合によっては未知な要素を、逆に水収支式を用いて算出する場合もある。

水循環機構の中で取り扱う水収支問題は、はじめ巨視的な視野をもって検討を進め、調査資料や観測データの充実とともに詳細な検討へと徐々に移行していくことが望ましい。

なお、本節で取り扱う水収支解析手法は、主に水文観測データに重点をおいた量的な解析手法を示すものであり、ダルシー則に基づき水理的な情報も含めた水収支解析は13.3の地下水流動解析の中で示す手法を用いる。

2. 地下水の水収支対象期間の設定

水収支対象期間は、その検討目的に応じて設定される必要があるが、通常1か年、半年、1季節、1か月、1旬、半旬、1日などの時間が用いられる。

対象領域が広く長期間の水収支を検討する場合は、地下水の自然の流動速度が一般に遅いので、1か月、3か月、乾燥期～雨期あるいは1か年などの長期間を設定することが多い。

また、期間設定の工夫によっては降雨量や貯留量変化を一定量と見なして計算することができる場合があり、水収支を単純化することが可能である。

3. 地下水の水収支対象領域の設定

水収支対象領域は検討目的に応じて設定される。しかし、その領域への地表水や地下水の流出入量を必要とするため、領域の境界部はできるだけ明確な情報が得られる領域を設定することが重要である。

(a) 平面的境界

地下水の水収支領域の設定は、領域の境界において地下水の出入り量が既知であることが基本であるが、現実的にはすべての境界で既知ということはほとんどの場合あり得ない。そこで領域の設定は、巨視的にみて地下水の出入り量がほとんどゼロと想定される地下水の分水界を境界とするのが最も便利である。しかし、これすらも困難な場合があるので、地形条件や、帯水層の分布や、周辺の水文条件を考慮して、地下水位等高線に直交する領域を設

定するものひとつの実用的な方法である。

ただし、注意しておかなければならないことは、地下水の流動は三次元的であり、しかも規模の異なる流動系が重なっている場合もあり、地下水面の形態も時間的に変化することもあるので、このことを十分考慮して領域の設定を行う必要がある。

(b) 垂直方向の境界

一般に地表水を含む水収支の垂直方向の上の境界は地表および水面とする。

下側の境界は不圧地下水の場合は不圧帯水層の下端面が用いられる。しかし、不圧地下水が下の半～難透水層を通じて下方の被圧地下水と関連するのであれば、その被圧帯水層まで含めた領域を設定するか、あるいは関連する出入り量を既知量として与える対処が必要である。

被圧地下水の場合は、局所的に見れば閉鎖的な環境にあるため、垂直方向の境界は被圧帯水層上下端面が境界と考えられる。しかし、上の加圧層から漏水や絞り出しによる涵養がある場合は、それらの涵養量を既知量として取り扱うか、境界としていた加圧層の半～難透水層を含む上位の帯水層を領域として取り込む必要がある。

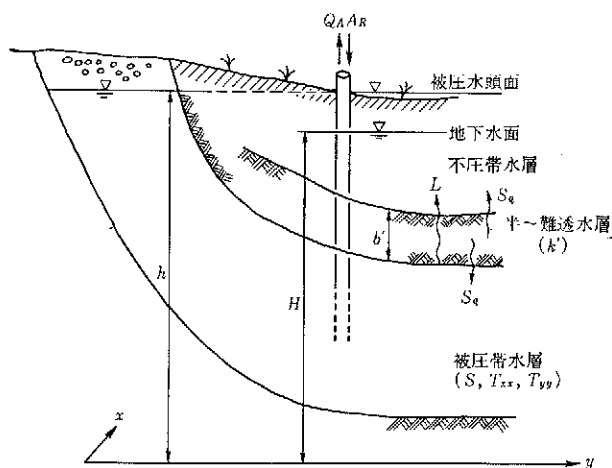


図 13.2 被圧地下水の流れ

また、広域的にみると被圧地下水の涵養域は図13.2のように不圧地下水として含まれていることが多く、領域の設定にあたって、不圧地下水と被圧地下水をあえて区分する必要がない場合もある。

また、水収支の検討によって地下水涵養量を測定する場合は下方領域を設定する必要はない。

4. 水収支式モデルによる解析方法

地下水の水収支計算法は、大別して不圧地下水の場合と被圧地下水の場合に分けられる。

(a) 不圧地下水の水収支基本式

$$\frac{P + R_i + G_i - E - R_0 + G_0 + \Delta W_s + \Delta M + \mu \Delta H + Q_d}{\text{取 入} \quad \quad \quad \text{支 出}}$$

$$\Delta S = \Delta W_s + \Delta M + \mu \Delta H \quad \cdots \cdots \cdots \text{貯留量変化}$$

$$G_r = G_0 - G_i + \mu \Delta H + Q_d$$

$$= P + R_i - R_0 - E - \Delta W_s - \Delta M \quad \cdots \cdots \cdots \text{地下水補給量}$$

ここに、 P ：降雨量

R_i ：地表水流入量

R_0 ：地表水流出量

G_i ：地下水流入量

G_0 ：地下水流出量

E ：蒸発散量

ΔW_s ：地表における貯留量変化

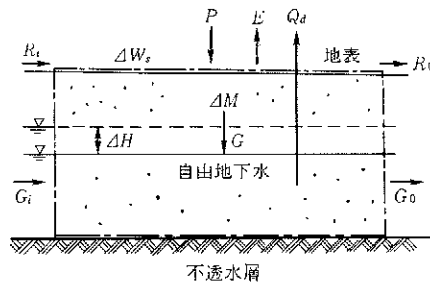


図13.3 水収支の概念（金子，1973）

ΔM : 不飽和帯の土湿変化

$\mu \Delta H$: 地下水位変化部分の含水量変化

μ : 有効間隙率

ΔH : 地下水位変化量

Q_d : 揚水量

これらの水収支式の各項のうち、長い収支期間をとると降雨量 P や揚水量 Q_d などが一定と見なせ、さらに地下水位も一定とすれば、含水量変化 $\mu \Delta H$ が近似的に無視できるので、したがって、貯留変化 ΔS は無視できて水収支式が単純になる。

$(G_0 - G_i)$ の項は、多くの場合残差として求められる。

$(G_0 - G_i) > 0$ は、対象領域において地表水が地下水へ転化していることを意味し、 $(G_0 - G_i) < 0$ は、地下水が地表へ流出していることをそれぞれ意味している。人工的な揚水も地下水の地表への流出であるが、ここでは揚水を Q_d として独立させているので、 $(G_0 - G_i) < 0$ は河川などの地表水への流出を意味している。季節ごとにこの $(G_0 - G_i)$ を求めれば地下水と地表水の動態をとらえることができる。

(b) 被圧地下水の基本式

被圧地下水域全体を一つの水収支区とすると次式が成立する (図 13.2 参照)。

$$Q_r = R + L = AS \left(\frac{dh}{dt} \right) + Q_d$$

ここに、 Q_r : 地下水域への単位期間あたりの涵養量

R : 涵養量のうち横方向の成分

L : 被圧帯水層の上下の層からの鉛直涵養量

A : 地下水域の面積

S : 地下水収支区の平均貯留係数

dh/dt : 地下水収支区の平均地下水頭変動量

Q_d : 地下水収支区から単位期間あたりの全流出量 (揚水量を含む)

L を漏水量とすると、ヤコブ・ハンタッシュの次式から求めることが可能である。

$$L = (k'/b') (H - h) \cdot A'$$

ここに、 L ：漏水量

k' ：半～難透水層の透水係数

b' ：半～難透水層の層厚

H ：不圧地下水位

h ：被圧地下水位

A' ：漏水対象域の面積

(c) 水収支式の基礎データの取扱い上の留意点

水収支計算は広い範囲を少ないデータで計算することが多く、基礎資料のわずかな誤差は全体の結果に大きな影響を与える。

水収支計算は水文のデータと揚水試験のような地下水調査の結果から得た値を用いるが、水文データのうちでも降水量と河川流量などは直接観測され信頼度も高い。しかし、地下水流出量や蒸発散量や地下浸透量などは間接的に求められる数値であり、必ずしも正確でないため、その値を用いるには長期間の観測資料から値を求めることがデータの精度をあげる一つの方法となる。

地下水と降水量、降水量と流出量などの時系列解析も含めた相関関係を得ようとするれば、従来の計算例では非常に多くのデータが必要となり、この点からも長期の正しい観測データが必要である。

また、地下水に関係するデータは大部分の場合において量が少ないのが普通である。一方、実際の野外の条件は極めて複雑であり、それを平均化して考えることは極めて難しい。しかし水収支計算はかなりの範囲を平均化した数字で計算しなければならないので、計算に用いる地下水の各種の定数とその周辺の値を代表しているかどうか非常に重要である。そのためにも個々のデータの精度の検証と異常値の吟味を十分に行うことが必要である。

5. タンクモデルによる方法

タンクモデルによる方法は、河川の流出解析法として菅原によって開発されたタンクモデルを地下水の水収支に関して適用するものである。

河川の流出は一連の降水に対して非線型の応答を示すことが知られているが、タンクモデルはこの応答関係を容器（タンク）の貯留量と流出量との関係に対応させるものである（図 13.4 参照）。

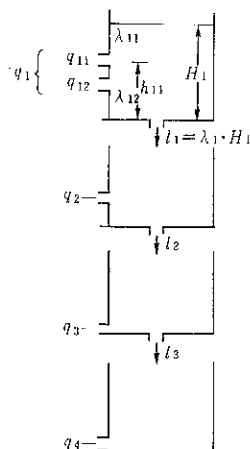


図 13.4 タンクモデルの概念図

流出タンクモデルは直列4段のものが多く、最上段のタンクは表面流出、最下段のタンクは地下水流出（基底流出）を受け持ち、中間のタンクは中間流出を示す。基礎方程式は以下のとおりである。

$$q_{ij} = \lambda_{ij} \cdot (H_i - h_{ij})$$

$$l_i = \lambda_i \cdot H_i$$

$$\frac{dH_i}{dt} = l_{i-1} - (\sum_j q_{ij} + l_i)$$

ここに、 q ：流出高

λ ：孔の係数

h ：孔の高さ

l ：損失高（浸透量）

H ：タンクの水深（貯留高）

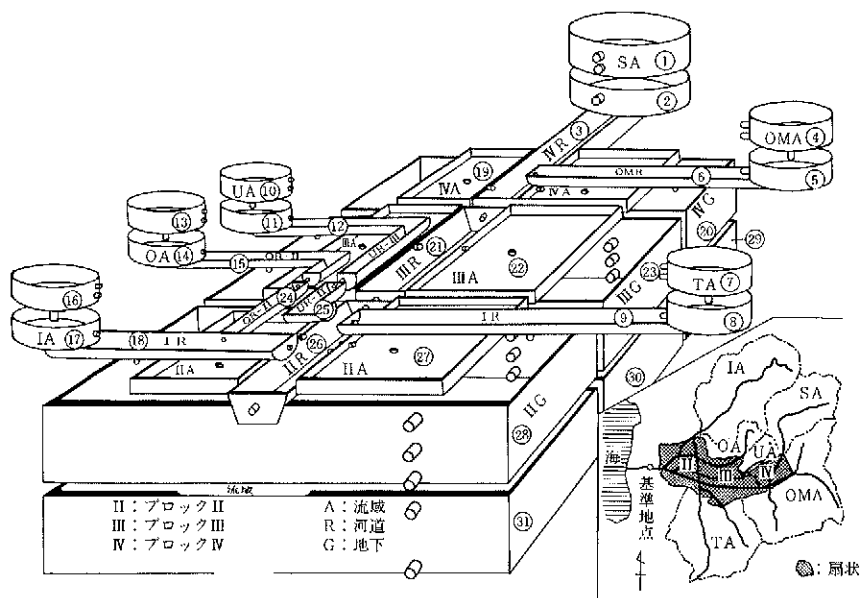
i ：タンクの番号

j ：孔の番号

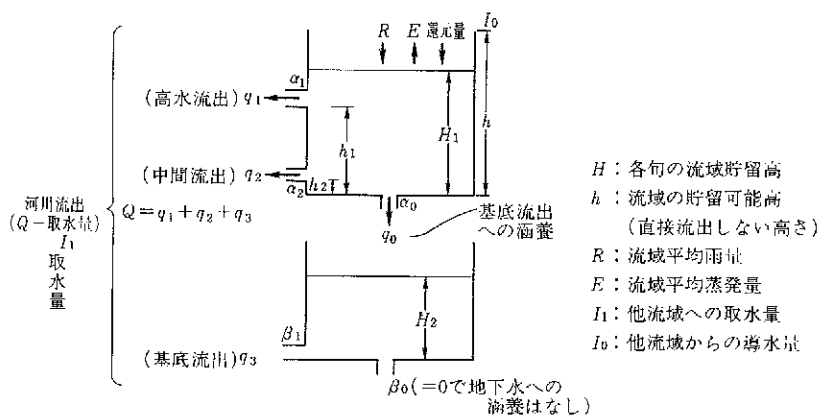
t ：時間

流出特性の地域差をモデル化する場合は並列に多重タンクを並べて連結する多重並列タンクモデルを作ればよい。

タンクを多重並列に組み合わせて地表水の水収支を一体的に表現した例を図13.5に示す。帯水層タンクの水位と実際の代表観測所の地下水位の相関をとっておけば各種揚水条件における代表観測所の水位を予測することができる。また、タンクモデルの適用にあたっては、地下水位データの再現性が高い地下水貯留型の地域に適用することが望ましい。



S川流域流出モデル概念図



(1) 山地流域モデル

13.3 地下水流動解析

地下水流動解析は、広域的または局所的な地下水流動状況の把握あるいは予測を目的として実施する。

地下水流動解析の手法は目的、対象地域の特性、利用可能なデータなどを考慮して適切に選定しなければならない。

解 説

1. 対象事象と目的

最近の地下水問題としては以下のような問題が挙げられる。

- ① 地下水利用量の増大とそれに伴う弊害
- ② 適正利用量の探索
- ③ 総合的な水利用計画(表流水と地下水との相互関係の効率的利用)
- ④ 地下水涵養計画
- ⑤ 地下水の水質汚染問題
- ⑥ 建設工事に伴う地下水問題

これらの問題を解決するために地下水調査が必要であり、調査結果を用いて現象の解明や将来予測などを行い、地下水の利用・保全・管理等の計画の策定や対策を行わなければならない。

最近のコンピュータ技術の発達により、数値シミュレーション手法は数多く利用されるようになり、問題解決に大いに寄与してきている。

特に三次元的に複雑に広がる地下水流動の解析を行うには、コンピュータ技術を駆使した数値解析手法は、水文地質条件の変化に伴う地下水流動状況の変化予測などを迅速かつ任意に行える利便性があり、非常に適したものになってきている。

地下水流動解析はこのような解析手法を利用して地下水流動機構の解明や地下水障害の現象と対策などの検討を行うことを目的としている。

2. 地下水流動解析の一般的な手順

地下水流動解析の一般的な手順は上記の目的に応じた解析対象域を設定

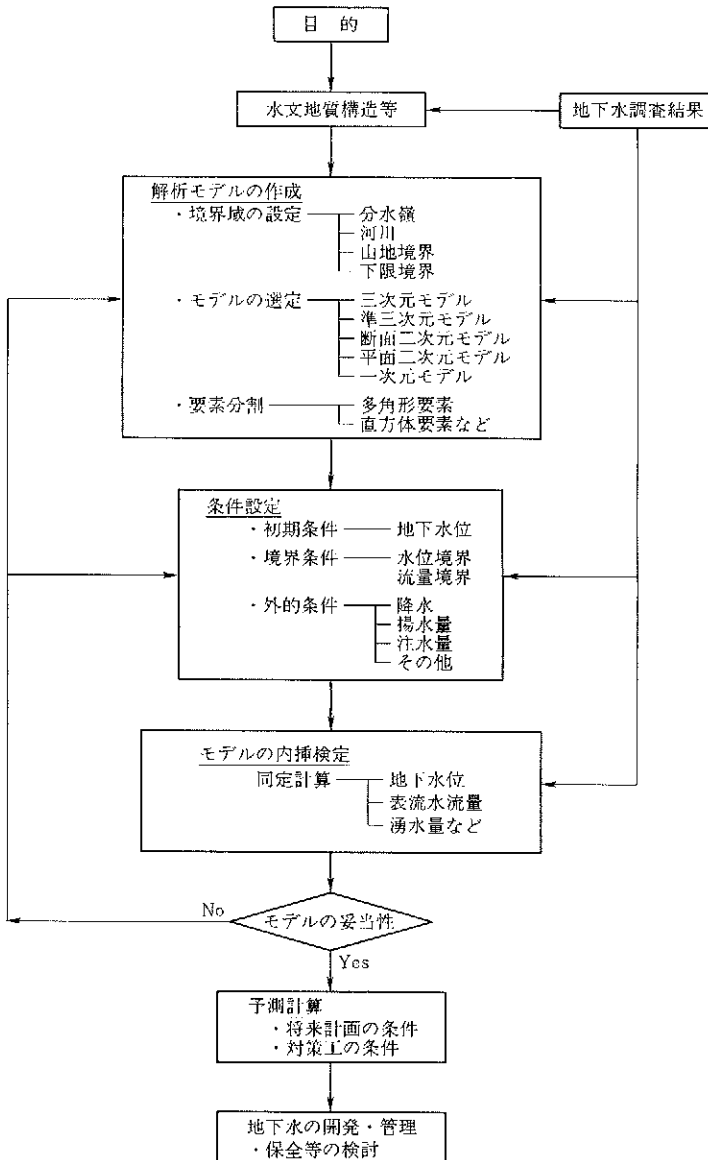


図 13.6 一般的な地下水流動解析の流れ

し、水理モデルを作成し、各種条件のもとでモデルの内挿検定を行う。モデルの内挿検定によって妥当性を検討した上で、将来計画の条件を入れて予測計算を行う。

図 13.6 に解析手順の一般的な流れを示した。

3. 地下水流動解析の基本式

解析にはダルシー式と連続の式を基本とした次式が用いられる。

$$\frac{\partial}{\partial X} \left(k_{xx} \frac{\partial h}{\partial X} \right) + \frac{\partial}{\partial Y} \left(k_{yy} \frac{\partial h}{\partial Y} \right) + \frac{\partial}{\partial Z} \left(k_{zz} \frac{\partial h}{\partial Z} \right) = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + W(x, y, z, t)$$

ここで、 k_{xx} : x 方向の透水係数

k_{yy} : y 方向の透水係数

k_{zz} : z 方向の透水係数

h : 水理水頭

S_s : 比貯留係数

W : 涵養量または揚水量

この微分方程式は初期値・境界値問題と呼ばれ、特別な場合（定常でモデルが極めてシンプルな場合）には解析的に解くことが可能であるが、三次元的広がりの問題や非定常問題などを解くことはできないので、差分法 (FDM)、有限要素法 (FEM)、境界要素法 (BEM) 等の近似解法により解を得ている。中でも有限要素法は解析領域の形状や境界条件あるいは構成材料の特性にあまり影響されないことから、現在多くの流動解析に用いられている。

4. モデル構成による各種解析方法

地下水の流動は常に三次元的動きをしているので、その流れを解析するには対象領域の広がりや水理構造的な不均一などを反映できる三次元解析を行うことが最も望ましい。

しかし、三次元解析では x , y , z の 3 方向でそれぞれ 10 分割ずつしても、1,000 個の小領域に分割され、対象領域の水理構造をより正確に反映させたいと考えれば、多くの分割を余儀なくさせられ、おのずと膨大な入力データを必要とし、それらのデータは同レベルの精度が要求される。

したがって、三次元解析を行うに当たっては解析精度を上げるため、かなりの密度の現地調査密度が必要であり、調査や解析にかかる費用も膨大となる。そのため、解析の費用対効果を十分考慮して三次元解析を行う必要がある。

一般的には、このような経済的、技術的負担を軽減しつつ、解析の目的をそれなりに果たす方法として、三次元解析以外に次元を下げたモデルによる解析方法がある。

解析方法をモデル構成により大別すると以下ようになる。

- ① 一次元解析
- ② 平面二次元解析
- ③ 断面二次元解析
- ④ 準三次元解析
- ⑤ 三次元解析

これらの方法は計算に必要なデータや情報量を次元に応じて必要とするため、うまくモデルを選定すれば、経済的にも技術的にも有利である。それには解析の目的や対象域の場がそれらのモデルを当てはめるのに適しているかどうかを十分判断したうえで実施する必要がある。

モデルの適用条件に関しては、表 13.2 を参考にして対象域の水文地質構造や地下水流動状況を判断してモデルを選定することが重要である。

5. 解析上の諸条件と留意点

(a) 水理定数

(i) 透水係数 (k)

透水係数はおおむねその地質の粒度構成によって図 13.7 のように大きく変化する。透水係数の大小は、地下水量や地下水流動速度にほぼ比例する関係にあり、解析結果を最も左右する水理定数である。原位置試験や室内試験などから、直接的、間接的に求められる。

調査で得られた透水係数の値はその頻度や分布によっては領域全体を代表していない場合もあるので、透水係数の設定にあたっては領域全体をにらんだうえで、決定する必要がある。

表 13.2 (1) 各種地下水流動解析モデルの特性と基礎方程式

モデル	適用条件	基礎方程式	係数
一次元モデル	一方向のみの流れについて適用される。帯水層の水頭低下に伴う加圧層の圧密沈下予測によく用いられる。	$\frac{\partial}{\partial Z} (K_{xz} \cdot \frac{\partial h}{\partial z}) = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + W(Z, t)$	K_{xz} : X 方向の透水係数 K_{yz} : Y 方向の透水係数 K_{xz} : Z 方向の透水係数 S : 貯留係数 S_s : 比貯留係数 h : 地下水位 (水頭) H : 上部帯水層の水頭 W : 源養量または揚水量 T_{xz} : X 方向の透水係数 T_{yz} : Y 方向の透水係数 b : 帯水層の層厚 K' : 半透水層の透水係数 b' : 半透水層の層厚
平面二次元モデル	近似的に鉛直方向の流れがなく、水平方向の流れで代表できる条件に適用される。比較的広域な地下水流動を平面的にとらえる場合に適用している。	$\frac{\partial}{\partial X} (T_{xx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial Y} (T_{yy} \cdot \frac{\partial h}{\partial y}) = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + W(X, Y, t)$	
断面二次元モデル	断面の垂直方向には水の出入りがないことおよび、多層構造の場合各層の流れの方向は平面的に同一方向であるとの仮定のもとに適用される。 変数の層構造からなる帯水層の水頭変化の状況を解明することによって、特に地下掘削に伴う地下水隆起の問題やその対策工の検討を行う場合、多層構造を取り扱うことが多くこの断面二次元モデルがよく使われる。水路、河川堤防、道路といった長い構造物と周辺地下水の問題を取り扱うのに適している。	$\frac{\partial}{\partial X} (K_{xx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x}) - \frac{\partial}{\partial Z} (K_{xz} \cdot \frac{\partial h}{\partial z}) = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + W(X, Z, t)$	
準三次元モデル① 半透水性の加圧層を考慮した多層構造を取り扱う方法	複数の帯水層と半透水性の加圧層からなる地盤構成の地下水の流動を解析するときに用いられる。 帯水層内は水平方向のみの流動であり、加圧層内は水平方向の流動は無視する仮定に基づく。 地盤沈下や地下水開発を検討する場合に適用している。	$\frac{\partial}{\partial X} (T_{xx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x}) - \frac{\partial}{\partial Y} (T_{yy} \cdot \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{K'}{b} \cdot (h - H) = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + W(X, Y, t)$ ここに、 $(K'/b) \cdot (h - H)$ は半透水性の加圧層を通じた補水量であり、加圧層からの絞り出しがある場合は、さらに絞り出し量 S_s の項を加える必要がある。	

準三次元モデル② 地盤の水利定数を地下水位の関数として多層構造を取り扱う方法	鉛直方向の流動が微少であるとして無視する Dupuit - Forchheimer の仮定のもとに、多層の透水層からなる帯水層での地下水流動を解析するときに用いられる。複数の透水層の水利定数(透水量係数, 貯留係数)を地下水位の関数として求め、解析を行う方法である。	$\frac{\partial}{\partial X} \left(T_s \frac{\partial h}{\partial X} \right) + \frac{\partial}{\partial Y} \left(T_{sy} \frac{\partial h}{\partial Y} \right) = S \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + W(X, Y, t)$ 複数の帯水層の透水量係数 T を地下水位 (水頭) h の関数として、以下のように求める。 $T(h) = K_1 \cdot b_1 + K_2 \cdot b_2 + K_3 \cdot b_3 + \dots$ また、貯留係数 S は同様に以下のように求める。 $S(h) = S_{s1} \cdot b_1 + S_{s2} \cdot b_2 + S_{s3} \cdot b_3 + \dots$ ここに、K_1, K_2, K_3: 帯水層 1, 2, 3 の透水係数 b_1, b_2, b_3: 帯水層 1, 2, 3 の層厚 S_{s1}, S_{s2}, S_{s3}: 帯水層 1, 2, 3 の比貯留係数
準三次元モデル③ 鉛直スライス法	三次元の領域を断面二次元でスライスに分割し、スライスは独立に飽和—不飽和断面二次元解析法により解析を行う方法である。スライスはダルシー則に従った二次元要素を用いて流量を求め、その流量を用いて断面二次元解析に反映させ、同回か交互に繰り返す手法をとっている。 岩盤の割れ目が卓越している場や断層破砕帯が存在する場合での地下水流動を取り扱う場合にこのモデルの特徴が	$\frac{\partial}{\partial X} \left[K'(h') \cdot \frac{\partial h'}{\partial X} \right] + \frac{\partial}{\partial Z} \left[K'(h') \cdot \frac{\partial h'}{\partial Z} \right] = [C'(h') + \alpha S_s'] \frac{\partial h'}{\partial t} + \frac{Q'}{W'}$ ここに、j の添え字は j 番目のスライスを表わす。 スライスは飽和—不飽和二次元連続流解析 h': 圧力水頭 $K'(h')$: 飽和透水係数 ($= K_s \cdot K_r(h)$) K_s: 飽和透水係数 $K_r(h)$: 比透水係数 $C'(h')$: 比水分容量 ($\partial \theta / \partial h$)

表 13.2(2) 各種地下水流動解析モデルの特性と基礎方程式

モデル	適用条件	基礎方程式
	生かされる。トンネル掘削に伴う三次元的湧水問題などを検討する場合に有利である。	θ : 体積含水率 α : 不飽和領域 = 0, 飽和領域 = 1 S_r^j : 比貯留係数 ($\partial n / \partial h$) n : 間隙率 W^j : スライスの厚さ Q^j : j 番目のスライス内および前後の流量
三次元モデル	三次元領域のすべてに適用されるものである。ただし、情報量が膨大となるので経済的にも技術的にも負担が大き。	$\frac{\partial}{\partial X} (K_{xx} \frac{\partial h}{\partial X}) + \frac{\partial}{\partial Y} (K_{yy} \frac{\partial h}{\partial Y}) - \frac{\partial}{\partial Z} (K_{zz} \frac{\partial h}{\partial Z})$ $= S_s \frac{\partial h}{\partial t} + W (X, Y, Z, t)$

$k = 10^2 \quad 10^1 \quad 1 \quad 10^{-1} \quad 10^{-2} \quad 10^{-3} \quad 10^{-4} \quad 10^{-5} \quad 10^{-6} \quad 10^{-7} \quad 10^{-8} \quad 10^{-9} \text{ (cm/s)}$										
土の形	排水	良	好	わ	ず	か	実用的には不透水性			
	の直接的決定法	きれいな砂利	きれいな砂、きれいな砂と砂利の混合物	非常に細かい砂、有機質および無機質の混合物、水軟土、層をなした粘土の堆積物など			"不透水性"の土質または地盤下の均等な粘土			
		原位で土の直接試験——ポンプ試験、最初に指導すれば信頼性あり、相当の経験を要す						定水位透水試験、少し経験を要す		
の間の決定法	排水	定水位透水試験、少し経験を要す			定水位透水試験、信頼性あり、経験を要す			定水位透水試験、信頼性あり、経験を要す		
		定水位透水試験、信頼性あり、経験を要す			定水位透水試験、信頼性あり、経験を要す			定水位透水試験、信頼性あり、経験を要す		
の間の決定法	排水	速度分布から計算、きれいな粘着力のない砂と砂利だけに適用			圧密試験の結果をもとにして計算。信頼性あり。相当の経験を要す			圧密試験の結果をもとにして計算。信頼性あり。相当の経験を要す		

(Cassagrande, A. および R. E. Fadum, 赤井による)

図 13.7 粒度と透水係数の関係

(ii) 透水量係数 (T)

帯水層の水理的特性として、透水量を伝達する能力を示す透水量係数(T)と帯水層に水を貯留する能力を示す貯留係数(S)があり、これら帯水層定数と呼んでいる。

透水量係数は、透水係数(k)と帯水層の厚さ(b)との積($T=k \cdot b$)で表われ、複数の層構成からなる帯水層の透水性を示すには透水量係数が合理的である。

平面二次元解析の時は帯水層の厚さの変化は反映されないで、透水量の伝達係数として透水係数でなく透水量係数を用いる。

(iii) 貯留係数 (S)

貯留係数は平面二次元地下水を考えると、単位の水平断面積を有する鉛直土柱において単位の地下水位の変化が起きたときに生ずる土柱内の貯留水の変化量の絶対値であると定義されている。したがって、帯水層の状態によって貯留係数の物理的意味が異なる。

すなわち、不圧地下水の場合、地下水面を有するので地下水位の変化はその水面の変化として現われ、その変化によって変動領域の間隙内の水が出入りすることになる。それがすなわち貯留水の変化量であるから有効間隙率 μ が近似的に貯留係数と同等と見なせる。また、被圧地下水の場合、帯水層の上面が不透水層で被覆されておりその不透水層からの水の出入りがないとすると地下水位の変化による貯留量の変化は水圧の増減による帯水層の伸縮や土粒子と水の膨張収縮によってもたらされる。

(iv) 比貯留係数 (S_s)

三次元の非定常地下水流に対して比貯留係数(S_s)を用いる。

比貯留係数(S_s)は単位あたりの水位変化によって単位体積の土のエレメントからの水の出入り量と定義されている。土塊が水中にあるときの比貯留係数の値は土粒子と水の圧縮率および土構造の圧縮率によって決まる。

貯留係数や比貯留係数は表 13.3 のような既往資料を参考にして設定することが多い。

(b) 地下水位

地下水位は地下水に関する情報の中で最も簡単に精度よくとらえることが

表 13.3 空隙率と比貯留係数

土砂の空隙率, 保水率, 有効空隙率

地 層	空隙率 (%)	保水率 (%)	有効空隙率 (%)	地 層	空隙率 (%)	保水率 (%)	有効空隙率 (%)
沖積礫層	35	10	25	沖積砂礫層	30	10~15	15~20
細 礫 層	35	20	15	砂 層	35~40	5~10	30
砂丘砂層	30~35	10~15	20	ローム層	50~70	30~50	20
泥粘土質層	45~50	30	15~20	泥層粘土層	50~70	45~60	5~10

比貯留係数の値

地盤および地層の種類	比貯留係数 [1/m]
塑性粘土	$2.0 \times 10^{-2} \sim 2.6 \times 10^{-3}$
しまった粘土	$2.6 \times 10^{-3} \sim 1.3 \times 10^{-3}$
やや硬い粘土	$1.3 \times 10^{-3} \sim 9.2 \times 10^{-4}$
緩い砂	$1.0 \times 10^{-3} \sim 4.9 \times 10^{-4}$
密な砂	$2.0 \times 10^{-4} \sim 1.3 \times 10^{-4}$
密な砂礫	$1.0 \times 10^{-4} \sim 4.9 \times 10^{-5}$

できるものである。したがって、地下水位は対象領域の水収支や水循環機構を解明するうえで最も信頼性の高い検証データであり、数値解析のほとんどの場合、この地下水位（水頭）がモデル決定に用いられている。

しかし、地下水位は地下水調査のところで触れたように賦存状態によりさまざまな形態をとるので、解析に用いる地下水位データは十分吟味のうえ使用しなければならない。

(c) 境界条件

地下水流動解析の中で境界条件の設定は、次のような条件設定を置くことが一般的である。

- ① 水位境界条件
- ② 流量境界条件
- ③ 不透水境界条件（流量＝0）

水位境界条件は主に定常的水位を持つ河川や湖沼、池等に用いられる。また、水位の変動が既知の境界すなわち人工的に水位を変動させる境界あるいは観測される変動水位を境界とする場合に用いられる。流量境界条件は主に地下水への供給あるいは地下水からの流出量が一定か、流量が既知である境

界に当てはまる条件である。水位境界条件と同様に河川や湖沼、池等の境界にこの境界条件を当てはめる場合がある。山地と平地との境界で山地からの地下水涵養量が安定しているような場合にも流量境界条件を用いることがある。

不透水境界条件は地下水供給のない岩盤に接している境界や人工的な不透水の壁が境界となっているような場合に用いられる。

地下水流動解析はこれらの水位や流量条件に対しての地下水の応答をみることであるので、条件設定に対しては調査結果を十分吟味したうえで慎重に設定する必要がある。

6. 飽和・不飽和の取扱い

数値解析において不飽和帯の土湿変化量が水収支式を構成する一要素であるが、これまで次の理由により、その定量的取扱いはほとんど行われてこなかった。

- ① 不飽和帯の土湿変化を正確に原位置で空間的、時間的にとらえることが困難であったこと
- ② 不飽和土の土質試験技術が確立していなかったこと
- ③ 不飽和状態の定量的な物理量として数値解析に反映させる技術が普及していなかったこと

しかし、最近の不飽和土の研究の目覚ましい進歩により数値解析に取り入れることが可能になった。

不飽和領域を飽和領域と同様にダルシー則と連続式が成り立つと仮定して、不飽和帯も取り入れた解析（飽和・不飽和浸透流解析）が最近可能となってきた。これは元の水理構造（モデルの形状）を計算上変形させる必要もなく圧力ポテンシャルがゼロとなるところを見出して自由水面とする方法であり、FEM 解析には非常に便利な解析となった。

ただし、解析対象領域内の不飽和土の土湿特性を示す水分特性曲線（飽和度と吸引圧の関係）や不飽和透水係数（飽和度と比透水係数の関係）が、ほかのパラメータ同様明らかにされていなければならない。

飽和・不飽和モデルの基礎方程式は以下のである。

$$\frac{\partial}{\partial X_i} \left(k_{ij} \cdot \frac{\partial \phi}{\partial X_j} + k_{i3} \right) = (C_s(\phi) + \alpha S_s) \frac{\partial \phi}{\partial t} + W$$

ここで、 ϕ ：圧力水頭

k_{ij} ：透水係数（飽和・不飽和で値は変化する）

k_{i3} ：Z 方向の透水係数

$C_s(\phi)$ ：比水分容量

α ：飽和・不飽和の条件分け（1：飽和領域，0：不飽和領域）

S_s ：比貯留係数

W ：涵養量または揚水量

13.4 地下水汚染解析

地下水汚染の解析は汚染の実態の把握、水質保全・管理方策等を目的として実施する。解析の手法は、目的、対象地域の特性などを考慮して適切に選定しなければならない。

解 説

1. 地下水汚染解析の現状

近年、急激な都市化や社会産業の発達などに伴って地下水の需要が高まるとともに地下水障害も引き起こされている。地下水汚染もその一つである。

地下水汚染の例としては、以下のようなものがある。

① 誘発された地下水汚染

- ・過剰揚水による地下水位の低下や湧水に誘因された塩水化現象
- ・地下建設工事時に発生する汚染物質の地下水への浸入
- ・海岸、河口付近の浚渫や掘削工事に伴う塩水化

② 汚染物質の地下への浸透・漏洩による地下水汚染

- ・トリハロメタンやトリクロロエチレンに代表される発ガン性物質の地下水汚染
- ・農薬による地下水汚染

- ・廃棄物の地下処理による地下水汚染
- ③ その他今後予測される地下水汚染
 - ・地球環境問題として注目されている地球温暖化から引き起こされる海準上昇に伴う地下水の塩水化
 - ・酸性雨による土壌水や地下水の酸性化

このように地下水の水質は外的インパクトを常に受けており、特に最近の急激なインパクトが地下水の利用・開発・保全を行っていく上で大きな影響をもたらしている。このような社会情勢の中で現在地下水汚染に関する研究が精力的に進められている。

地下水のサンプリング技術や水質分析などの水質調査の手法がかなり発達してきたため、地下水の汚染実態はかなりの精度で把握されるようになってきた。

一方、地下水汚染の現象は地下水そのものの流動と、汚染物質と地下水との混合現象、さらに汚染物質の生物的・化学的な生成および消滅現象などが複雑に合成された現象である。そのため、今までは汚染の解析技術は極めて限定された場や大胆な仮定をおいた非常に単純化されたモデルで行われてきた。

しかし、最近ではコンピュータの発達により複雑さに対する障害は取り除かれつつある現状であり、地下水汚染の解析事例は急速に増加の傾向にあり、解析技術の研究も目覚ましいものがある。

2. 基 本 式

(a) 物質の移流・分散

地下水汚染物質は移流・分散・分子拡散・土粒子への吸着・生物的化学的分解の影響を受けて、時間的・空間的に広がっていく。

ここで、移流とは地下水の流れにそって物質が移動すること

分散とは地下水の流れと多孔体の幾何学的形状の相互作用に基づき物質が機械的に分散すること

分子拡散とは分子運動に基づく物質が広がることを表わしている。対象域内での汚染物質の運動は次式のような物質の質量保存則が成り立つ。この式は飽和・不飽和領域内を含めた移流分散方程式とい

われている。

$$R_d \frac{\partial \theta C}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial X_i} \left(\theta D_{ij} \frac{\partial C}{\partial X_j} \right) + \frac{\partial}{\partial X_i} (V_i C) \\ + \left(S_s \frac{\partial \phi}{\partial t} + \lambda \right) R_d \theta C = 0 \quad \dots\dots (13.1)$$

ここで、 R_d ：吸着に関する係数

θ ：体積含水率

C ：溶解物質濃度 ($0 \leq C \leq 1$)

D_{ij} ：拡散および分散係数

V_i ：ダルシー流速

$$V_i = -k_{ij} \frac{\partial \phi}{\partial X_j} - k_{i3} \rho_r$$

k_{ij} ：透水係数

k_{i3} ： $j=3$ （鉛直成分）の透水係数

ϕ ：圧力水頭

ρ_r ：真水の密度 (ρ_f) に対する流体の密度比

$$\rho_r = \rho / \rho_f$$

ρ ：流体の密度

S_s ：比貯留係数

λ ：減衰係数

(b) 地下水の流動

地下水の流動を支配する飽和・不飽和の基礎方程式は、

$$\rho (C_s(\phi) + \alpha S_s) \frac{\partial \phi}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial X_i} \left(\rho k_{ij} \frac{\partial \phi}{\partial X_j} + \rho k_{i3} \rho_r \right) \quad \dots\dots (13.2)$$

で表わされる。

ここで、 $C_s(\phi)$ ：比水分容量

α ：飽和領域： $\alpha=1$ ，不飽和領域： $\alpha=0$

地下水汚染はこの流動解析と (13.1) 式の移流分散解析を併用し汚染物質の濃度分布を解析するものである。

式 (13.1) と式 (13.2) を関連づける物理量は流体の密度 ρ と物質濃度 C

であり、次式の関係がある。

$$\rho = \rho_f + (1 - E)C$$

ここで、 E については溶解物質による密度の係数であり、例えば物質を塩分とすると塩分濃度は海水で 3.5 % であるのでそのときの E は $E = 0.3$ である。

また式 (13.1) の分散係数はダルシー流速に関連した係数として、次式で表わされる。

$$\theta D_{ij} = a_T |V| \delta_{ij} + (a_L - a_T) \frac{V_i \cdot V_j}{|V|} + a_m \tau \delta_{ij}$$

ここで、 a_L : 縦分散長

a_T : 横分散長

$|V|$: ダルシー流速

V_i : i 成分のダルシー流速

V_j : j 成分のダルシー流速

δ_{ij} : クロネッカーの δ ($i=j$ で 1, $i \neq j$ で 0) である。

a_m : 分子拡散係数

τ : 屈曲率

3. 計算手法

色素や汚濁物質の土中での移流分散や拡散を取り扱う場合、濃度変化を生じても流体の密度変化は生じないと仮定するならば、地下水流動と移流分散は別々の問題として解析できる。その場合は、まず式 (13.2) により流動解析を行って流速分布や体積含水率分布を得たうえで式 (13.1) により、それらの値を用いて移流分散現象を解析すればよい。

しかし、濃度変化が密度変化をもたらす場合には式 (13.2) の右辺の 2 項の ρ_f が変化するため、密度勾配による流れが生じ濃度変化が流動にも影響を及ぼすので、式 (13.1) と式 (13.2) を交互に用いて、圧力水頭と濃度の二つの変数を同時に扱う計算となる。

この場合の計算は次の手順で行われる。

まず、濃度が既知 (初期濃度) と仮定して式 (13.2) により圧力水頭を求め、その次に得られた圧力水頭より浸透流速を計算した後、式 (13.1) を用

いて濃度を求める。この求めた濃度を用い再度式 (13.2) にフィードバックさせる。この操作を繰り返して行い濃度が満足できる値に収束したならば、次の時間ステップへ計算を進める。これらの操作の繰返しにより、時間的・空間的広がりを求める。

4. 初期条件と境界条件

初期条件としては、解析の対象領域における初期の圧力水頭分布と濃度分布が既知であることが重要である。

境界条件としては、

- ① 境界面上で水頭や濃度が既知の境界 $\phi = \text{一定}$ or $\phi(t)$
 $C = \text{一定}$ or $C(t)$
- ② 流出入量が既知である境界 $Q = \text{一定}$ or $Q(t)$
- ③ 不透水層の境界 $Q = 0$
- ④ 境界が浸出面である

などの条件を設定する。

5. 解析上の留意点

前述した解析の基礎方程式は多くの項からなるので、それぞれ計算上設定しなければならない要素が多い。

飽和・不飽和の浸透に関する要素はもちろんのこと、移流分散に関しても設定しなければならない要素が多い。これらの要素は既往の研究や実験で得られているものもあり、定数の中にも普通的手段では調査できないもの（分散長、吸着係数、分子拡散係数、屈曲率、減衰係数等）もあるので、既往の文献や研究などを十分参考にして各定数の設定を行う必要がある。

13.5 地盤沈下解析

地盤沈下解析は、地盤沈下地域および地盤沈下が予想される地域において、地盤沈下量の予測および沈下量と揚水量との関係の把握のために実施する。

解 説

1. 地盤沈下機構

地下水の揚水に伴う広域的な地盤沈下は、粘性土の圧縮により発生するものと砂層の弾性変形によって生じるものがある。前者は沈下の継続時間が長く、沈下量が大きく、後者は即時沈下となって表われ、沈下量は前者に比べて小さい。粘性土はその間隙率などから図13.8に示すように「蜂の巣構造」あるいは「綿毛構造」と呼ばれる構造を持っていると考えられている。このような粘性土の土粒子構造にかかる応力は、土粒子構造自体にかかる有効応力と構造の間隙水にかかる水圧とに分けられる。

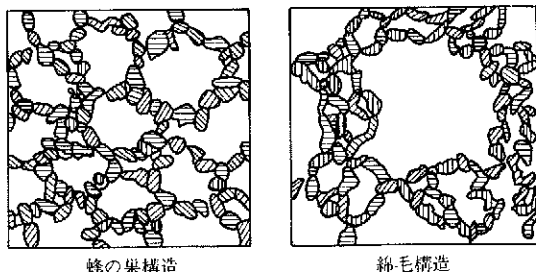


図13.8 粘性土の土粒子構造（赤井浩一著「土質力学」）

粘性土の上下に帯水層がある場合、片方または両方の帯水層の水圧が低下すると、粘性土の透水性に見合った速度で粘土層の中の水圧も低下する。この水圧低下分の応力は土粒子構造が負担することになり、土粒子構造が収縮する。いわゆる脱水压密現象により粘土層が収縮し、各層のこの収縮量が地表に累積され地盤沈下となって現われる。

上下の帯水層の水圧が静水圧分布しているときと、下部の帯水層の水圧が揚水などによって低下した場合の水圧分布を図13.9に示す。下部の帯水層の水位が低下した場合の最終的な水圧分布は図13.9(b)に示す形状となり、(a)と(b)の水圧の差が地盤沈下における応力の増加分となる。また、(a)から(b)への移行は、(b)中の点線で示す曲線のようにあり、その速度は粘土の圧密特性（透水性）に支配される。

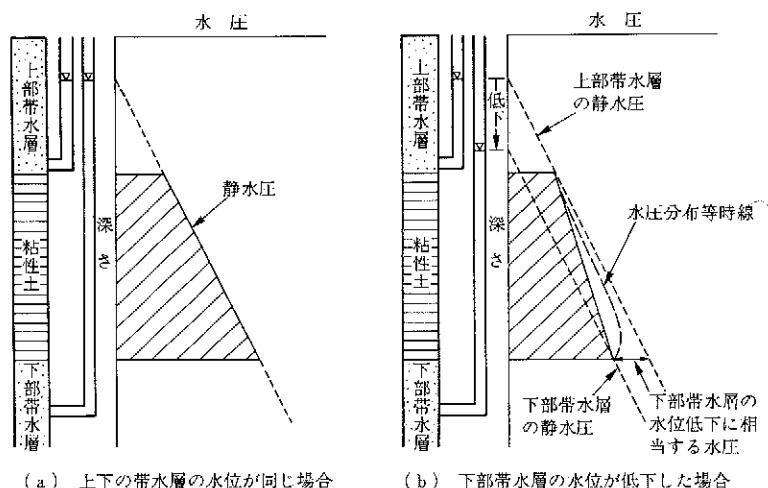


図 13.9 下部帯水層の水位低下による粘性土内の間隙水圧の変化

以上は単一の粘土層についての沈下機構であるが、実際には多くの異なった地層が、それぞれ異なった水圧分布の変化、圧密特性等により沈下が発生するため、地表面に現われる沈下量の時間的な変化は複雑な現象となつてとらえられることが多い。

2. 沈下の予測手法

(a) 時系列的な予測手法

この手法は、地盤沈下の観測結果を時系列に整理し、直線あるいは曲線で近似させ、今後の沈下量および沈下時間を予測するものである。ただし、この手法は、地下水の揚水量の変化などを考慮しにくい問題点がある。

(b) 圧密理論による予測手法

地下水の揚水による地盤沈下は、揚水による地中の有効応力の増加としてとらえることができるため、テルツァギ (Terzaghi) や三笠によって提案されている圧密理論により沈下量を予測できる。ただし、この場合には、地盤の圧密特性や揚水による地下水位の低下量などのデータが必要となる。

圧密の基本理論は以下のとおりである。

地層の圧縮量 Δs は次式によって表わされる。

$$\Delta s = m_v \cdot b \cdot \Delta p \quad \dots\dots (13.3)$$

ここに、 m_v :地層の体積圧縮率 ($= S_s/\gamma_w$)

S_s :比貯留係数

b :地層の層厚

Δp :帯水層の圧力変化 ($= \gamma_w \cdot \Delta h$)

Δh :水頭変化量

式 (13.3) を水頭変化量で表わすと次式のようなになる。

$$\Delta s = S_s \cdot b \cdot \Delta h \quad \dots\dots (13.4)$$

一方、 Z 方向の水収支式は、

$$\frac{\partial}{\partial Z} \left(k \cdot \frac{\partial h}{\partial Z} \right) - S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad \dots\dots (13.5)$$

ここに、 k :地層の透水係数となり、圧密係数 $C_v (= k/S_s)$ を用いて

$$\frac{\partial h}{\partial t} = C_v \cdot \frac{\partial^2 h}{\partial Z^2} \quad \dots\dots (13.6)$$

と表現される。これはテルツァギの圧密方程式と呼ばれるもので式 (13.6) を解くことにより、 Δh を求めることができる。

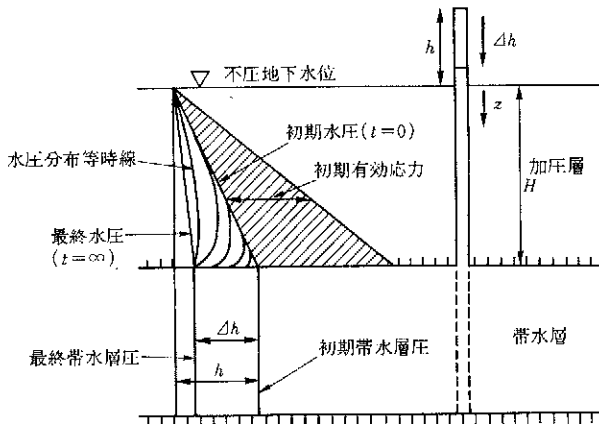


図 13.10 絞り出し現象の説明 (Domenico による)

(c) 地盤沈下の要因との相関関係による予測手法

地盤沈下の要因としては、地下水位の低下量、揚水密度、粘性土の層厚、粘性土の圧密特性などが挙げられる。この手法は、これらの要因と実際の沈下量との相関関係を求めることによって将来の沈下量を予測するものである。

3. 広域地盤沈下シミュレーション

(a) シミュレーションの方法

広域地盤沈下を対象とするシミュレーション解析は、一次元のものから三次元のものまで幅広く研究され、多くの成果を挙げている。また、計算手法は、差分法または有限要素法による解析が多いが、近年では有限要素法による解析が主体を占めている。

このような解析は次のような構成により実施されるのが一般的である。

- ① 地下水の状態を把握するシミュレーション解析を行う。
- ② 地下水位の低下による地盤内における有効応力の変化を解析する。
- ③ 沈下の対象となる地層の圧縮量（沈下量）を計算する。

シミュレーションを行うに際しては、複雑な地質構成の単純化、地下水の採取量の平均化などのモデル化と、土質定数などの諸数値を決定する必要があるため、これらの設定に関する十分な基礎資料が揃っていることが前提となる。しかしながら、モデル化を行う時点で十分に資料が揃っている場合は稀であり、現実的にはシミュレーションの結果と実際の観測結果などとの整合性を勘案しながらモデルや諸定数を見直すなどしているのが実情のようである。

(b) シミュレーションに必要なパラメータ

上記のシミュレーション解析を行うにあたって必要となるパラメータには次のものがある。ただし、シミュレーション解析の手法が高度化するとともに、必要となるパラメータが増加する場合があるので注意を要する。

- ① 解析の範囲
- ② 境界条件
- ③ 帯水層別の初期水位（水頭）および揚水量の経時的変化
- ④ 解析範囲内の地質構成

⑤ 各地質における土質定数 (表 13.4)

表 13.4 シミュレーション解析に必要な土質定数

	砂質土・礫質土 (透水層—帯水層)	粘性土 (難透水層)
直接的に必要な となる定数	湿潤密度 透水量係数 比貯留係数または貯留係数	湿潤密度 透水量係数 比貯留係数または体積圧縮係 数, 圧密係数
参考値として 必要な数値	土粒子の比重 粒度分布	土粒子の比重 液性限界・塑性限界
不飽和部分の 浸透を考慮す る場合	不飽和透水係数 水分特性曲線	不飽和透水係数 水分特性曲線

第14章 調査成果のとりまとめ

観測・試験・解析の結果は、その精度・信頼性を多面的・総合的に吟味し、これに工学的評価を加えるとともに、これを総合して目的に沿った結論を導かなければならない。

調査成果は、正確にかつわかりやすく整理・表現するものとする。

解 説

調査成果のとりまとめには、一般に次の手順が必要である。

- ① データの吟味
- ② データの工学的解釈および調査の結論付け
- ③ 調査成果の表現

1. データの吟味

調査の基本は、まず観測や試験を通じて対象を理解し、それに基づいて建設工事の設計やその影響評価など、調査の目的に対する答えを見出すことである。したがって観測・試験結果の精度・信頼性は、そのまま調査の結論の精度・信頼性に結びつく。

観測・試験データは、一般にあるバラツキを持つものであるが、そのバラツキが観測・試験の方法に起因するのか、あるいは地盤の特性によるものかを、慎重に検討する必要がある。単純に平均したり、他からかけ離れているから、あるいは理論と整合しないからという理由だけで切り捨てたりすることは、慎まなければならない。バラツキや特異値が重要な地盤情報を含んでいる場合があるからである。またバラツキが小さくても、観測・試験の装置や方法に不具合があると、偏ったデータが得られることがあることにも、注

意しなければならない。

このような場合、類似の事例と比較したり、あるいは別の方法での観測・試験結果と照合（クロスチェック）してみることは有意義である。また、例えば水収支という巨視的な視点から観測・試験結果の妥当性を評価することも、“大きな間違いを犯さない”という意味で有効なデータ吟味法である。

2. 観測・試験・解析結果の工学的評価と調査の結論付け

調査成果は、単に観測や試験など個別調査成果の羅列・集積ではなく、これらのデータに基づいて

- ・対象地域の地下水をどう理解するか、さらには
- ・調査の最終目的である問題にどんな結論を出すか

が、その根拠とともに明示されていることが必要である。

まず地下水の理解とは、具体的には次の事項を明らかにすることである。

- ① 地下水の循環場としての水文地質構造とその性状（水理定数など）
- ② そこに出入りする水の量とその場所的・時間的分布（水収支）
- ③ 地下水の賦存形態、流動状況（水頭分布、流速、流動経路など）
- ④ 水質など水循環に付随する事象

これら4つの事項は、相互に関連付けて示されることが必要である。例えばある地点の地下水が自噴する高さの水頭を示したとすれば、そこには加圧層あるいはそれと同じ効果を生む半透水性の地層が存在しなければならず、またその地下水の供給源は、水頭相当の高さより高い位置にあるはずである。これらのことが水文地質構造（①）や地下水の涵養源（②あるいは③）から矛盾なく説明されなければならない。いま一つ例を挙げると、ある地域の地下水位等高線が周辺に比べて極端に密になっていたとすれば、それはその付近で地下水の涵養があるか、透水量係数が周辺より小さいか、あるいは水位データが正しくないか、のいずれかである。この場合も水文地質構造（①）や地下水の涵養（②あるいは③）さらには地下水位観測データに遡って、これを解釈しなければならない。以上の例のように地下水の理解の中には、事象相互の関連と解釈が含まれていなければならない。

次にこのようにして理解された地下水の場において、調査の最終目的である問題に対する結論を導き出さなければならない。結論すべき事項は個々の

調査ケースで当然異なるが、いずれの場合も結論に至るまでの考え方や、根拠となる事実（前段で明らかになった地下水の実態）が筋道を立てて説明されていることが必要である。例えば、ある地域で安全に開発できる地下水量が求められているのであれば、まず安全揚水量の考え方（判定基準あるいは制約条件）を明確にする必要があり、この基準と開発計画地域に係る水循環系の諸特性（前述の①～④）やシミュレーションなどによる解析結果との関連で開発可能性が推定されなければならない。

なお、一連の調査を実施しても必ずしも解決しきれない問題が残る場合もあり得る。そのような場合は、何が解明でき何が未解決であるか、調査の結果新たに浮かび上がった課題は何かなどが、明瞭に区別されて記述されることが必要である。

3. 調査成果の表現

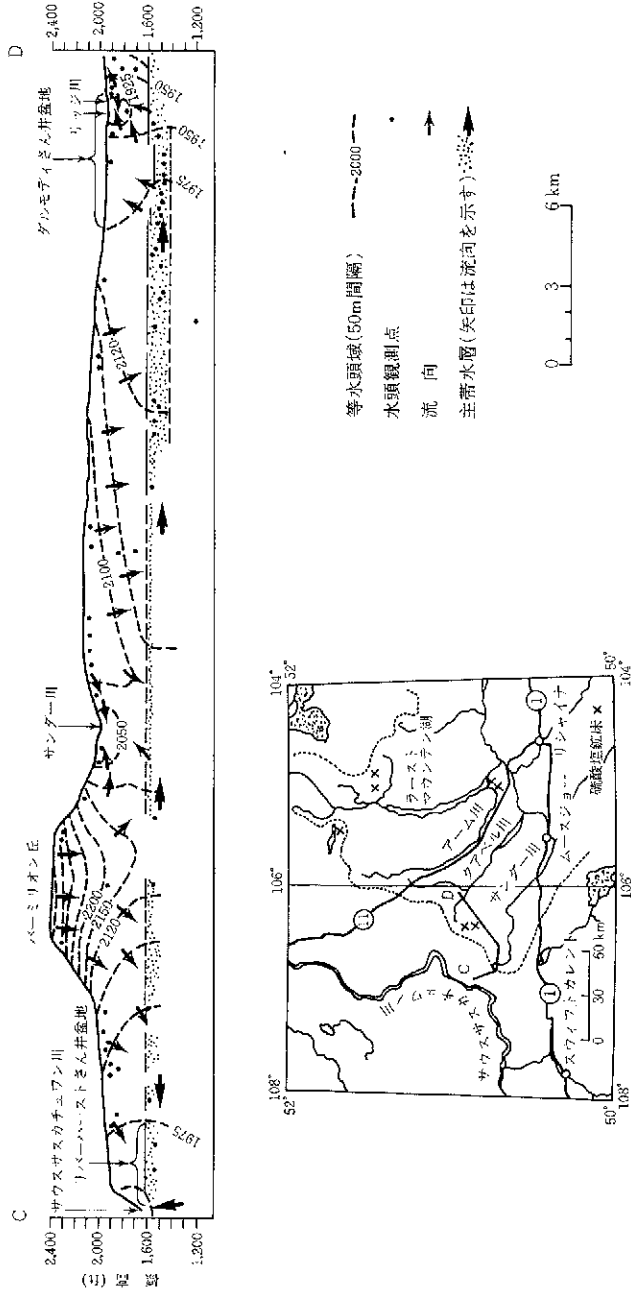
観測・試験・数値解析の結果など数値で表現されるデータは、正確すなわち観測・試験・数値解析等の結果に忠実であることが、何よりも大切なことである。データといわれるものの内容は、この場合単に得られた数値のみを指すのではなく、それが「いつ」「どんな条件の下で」得られたかを示す情報も含まなければならない。調査の計画やとりまとめの段階で、過去の調査事例が利用されることが多いが、そのためにはデータが相互に比較できること、すなわちデータが得られた背景が明確にされていることが前提になる。特に図表化されたデータは、それだけが単独で利用されることがあることを念頭において、条件を示す最低限の事項は図表中にも示しておくよう心掛ける。ボーリング柱状図や水位観測記録など、様式が定められているものは、これを利用する。

また調査成果のとりまとめにおいては、わかりやすさも大切な要素である。成果報告書の構成、文章および図・表の表現などにも「わかりやすく」かつ「誤解されにくく」するための配慮が必要である。

付 録

1. 地下水流動調査実施例

理論的に予測された地下水流動系に対応する実証例の一つを図 1.1 に示す (Meyboom, 1967). 対象地域はカナダのサスカチュワン州南部にあり, 年降水量約 400 mm の半乾燥地域である. 透水性のよい主帯水層の上に透水性の劣る地層がのっており, 地表面は起伏に富んでいる. このような場合には, 透水性の劣る地層中ではもっぱら下方へ向かう流れが, また主帯水層中では水平流がそれぞれ卓越し, 河川の周りでは放射流による排水が起こる. その結果, 河川の周辺には“さん井盆地” (artesian basin) 構造が形成される. このような流動系がカナダプレーリーで一般的に認められることから, メイブームは 1962 年にこのモデルを, プレーリープロファイル (Prairie Profile) と命名した.



断面周辺の地形

図 1.1 カナダプレーリーの地下水流動系 (Meyboom, 1967)

2. 地下水ポテンシャルの測定による地下水流動調査実施例

新藤・石川（1985）は地下水汚染の問題に関連して、汚染物質の挙動解明のためには地下水流動の実態を詳細に把握する必要があるとの観点から、茨城県出島台地の広さ 40 ha の試験地において、既設の井戸 27 本、観測井 9 本および 3 箇所に埋設したピエゾメータ群によって台地谷頭部におけるポテンシャル分布を明らかにし、地下水流動系の鉛直成分の動態について考察を行った。その結果、台地中央部では常に下向きの鉛直成分が卓越し、谷地田谷頭部付近では地下水面の上昇・下降に伴って地下水の流動方向は異なり、水位上昇期では上向きの流れが、水位下降期では下向きの流れが卓越することを明らかにしている。そして、谷地田谷頭部における湧泉の湧水量は、主にこの上向きの流れによって維持されていることを明らかにし、台地の開析谷が谷頭部においても地下水の排水機能を有していることを示した。これと同様の観測結果は唐（1988）によっても得られている。

また、この新藤・石川の研究においては、岡崎ほか（1984）の予備実験を

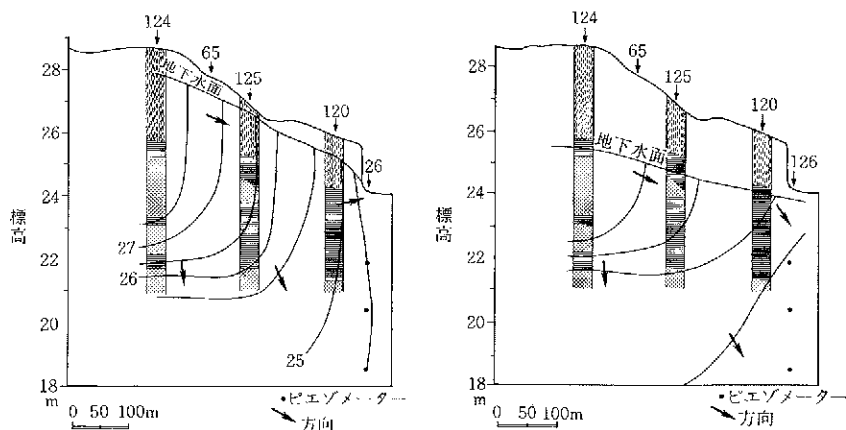


図 2.1 茨城県出島台地の地下水ポテンシャル分布（新藤・石川，1985）

踏まえて、食塩をトレーサとして三次元的な地下水流動の実態を実測する試みがなされ、台地中央部の涵養域における鉛直成分の流れの方向は、ピエゾメータ群による水理水頭の鉛直分布から推定される流れの方向と一致すること、鉛直成分の流動速度は6 cm/dayであることを把握し、台地部における三次元的な地下水の流動特性を明らかにしている。

3. 環境同位体による地下水流動調査実施例

(1) トリチウムによる地下水流動調査

トリチウム (^3H) は水素の放射性同位体で、質量数は3、半減期は約12.43年で β 崩壊して ^3He に変わる。天然トリチウムは、主として大気上層中で宇宙線中の中性子と窒素原子核との衝突によって生成され、その99%以上はHTOの水分子形となって自然界の水循環形に取り込まれている。天然の状態では、崩壊による減衰や、地上へのフォールアウトと成層圏からの供給がつりあって、対流圏の水蒸気中のトリチウムはほぼ平衡状態にあって、その濃度は中緯度の降水中で、10 TU前後であったとされている。しかし1952年以降、熱核爆発実験によって人工トリチウムが大量に大気中特に成層圏に放出されたため1963~1964年のピーク時には1000 TUを超える値が現われ

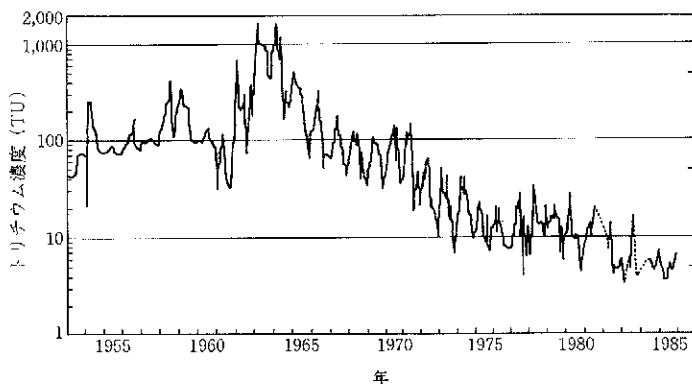


図 3.1 東京と筑波の降水のトリチウム濃度 (Sanjo, 1990)

た。その後大気中における実験の停止に伴い濃度は年々減少し、1990 年現在では、ほぼ天然レベルの 5～10 TU に戻っている (図 3.1)。

このように、地表水系や地下水系への入力である降水の TU 値が大きく変動したため、地表や地中には現在さまざまな TU 値の水が存在しており、これを追跡することによって水循環の実態を明らかにすることができる。また、トリチウムは放射性同位体であることから、半減期を利用して 50 年程度までの水の平均滞留時間を求めることができる。滞留時間は水循環の実態を解明するための基本概念であり、滞留時間を求めることによって、流域貯留量や涵養量 (流入・流出量) 等を推定することができる。これらのことから、トリチウムは“時間情報”を持つトレーサであるということができる。

図 3.2 は、地下水のトリチウム濃度の空間分布に基づいて、千葉県市原地域における地下水流動の実態を明らかにしたものである (近藤, 1985)。全体的に 2 TU 以下の 1953 年以前に涵養されたとされる滞留時間 30 年以上の古い地下水が養老川低地や支谷の谷底部に存在し、台地部の地下水のトリチウム濃度はそれよりも高い値を示している。降水の時系列変動との対応から、この地域の地下水は台地部で涵養され、養老川低地や支谷に流出するという

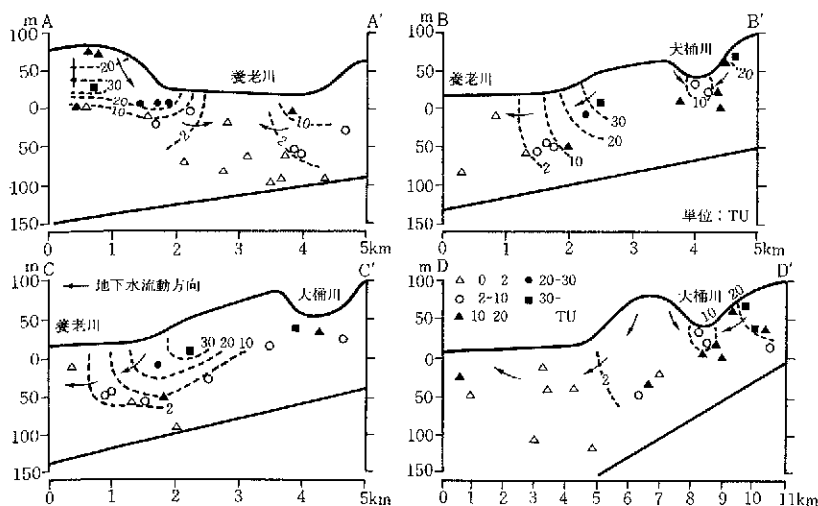


図 3.2 トリチウム濃度から推定された千葉県市原地域における地下水の流動方向 (近藤, 1985)

流動系の存在が明らかにされた。また、台地部では鉛直下方の流れ、低地部では鉛直上向きの流れが存在し、地下水の流動が三次元的であることがわかる。図3.2の結果は、地下水の流動が主に地形形状、すなわち地下水面形状に強く規制された流れであることを示しており、Hubbert や Tóth によって理論的に演繹された地下水流動系の存在が示唆された。

図3.3と図3.4は、六甲山地域の表流水と地下水の滞留時間を、指数関数

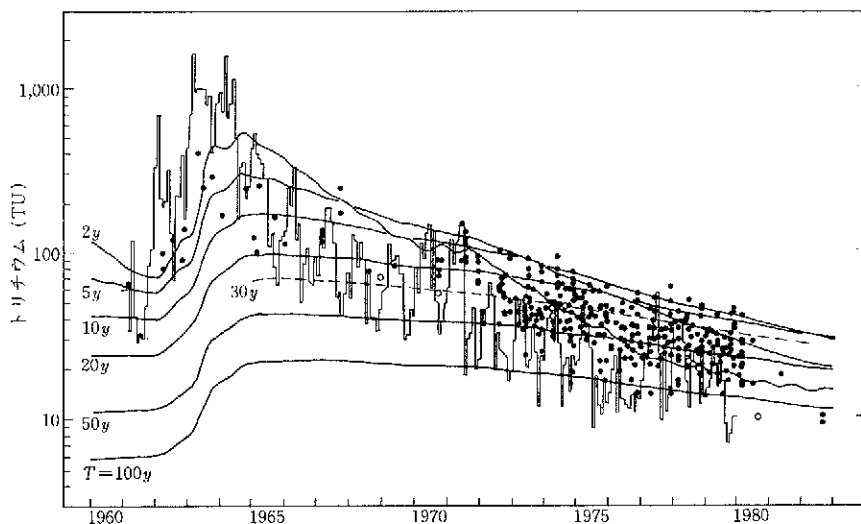


図3.3 表流水のトリチウム濃度の実測値と計算値との対比(北岡・吉岡, 1984)

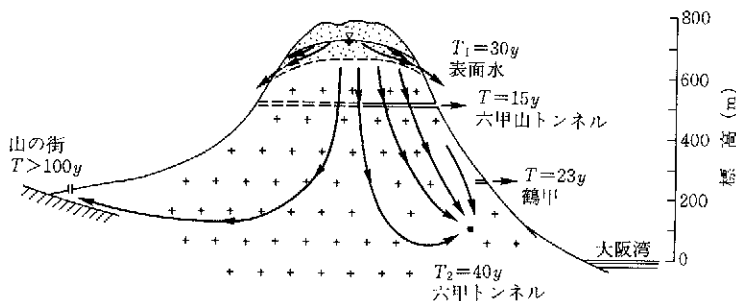


図3.4 トリチウム濃度から推定された六甲山地の地下水循環(北岡・吉岡, 1984)

モデル（式の型は完全混合モデルに一致する）を用いて推定したものである（北岡・吉岡，1984）。降水のトリチウム濃度の時系列変化を入力とし，平均滞留時間 T をパラメータとして出力曲線を計算し，実測値との対応から表流水と地下水の滞留時間を求めている。図 3.3 の黒丸は全国各地で測定された表流水のトリチウム濃度，白丸は六甲山地域における表流水のトリチウム濃度である。全国表流水のトリチウム濃度は，滞留時間 2～10 年の間に入るのが多い。関東地方 40 河川の 1985 年時点の調査結果では，2 次流域，5 km² 程度の流域面積を有する流出水の滞留時間は約 5 年と推定されている（三條，1987）。六甲山地域の表層風化帯から流出する表流水の滞留時間はこのモデルでは約 30 年と推定され（図 3.4），この地域の循環性地下水の貯留性の良さを示している。岩盤内の地下水の滞留時間は，トンネル湧水のトリチウム濃度に基づいて推定し，標高の高い順に，15，23，40 年と求められた。また，この研究では，それぞれに得られた滞留時間に基づいて，風化帯における循環性地下水の流動層厚（30～60 m），岩盤の鉛直規模（約 900 m），岩盤全体の平均間隙率（0.01～0.06）等を明らかにしている。

（2）安定同位体による地下水流動調査

水分子を構成する水素と酸素の原子には，質量数の異なる同位体が存在し，その中でも安定同位体である質量数 2 の水素原子（重水素：D）と質量数 18 の酸素原子（重酸素：¹⁸O）は，それぞれ HD¹⁶O（0.032 %），H₂¹⁸O（0.20 %）として水分子を構成し河川水や地下水中の溶存化学成分（水質）よりも高い濃度で含まれている。これらの同位体分子は，化学的にはそのものと同じ挙動をし，溶存物質のように周辺物質との化学反応を起こさないため，水循環における地下水の流動を把握するうえで理想的なトレーサとして利用できる。

水の安定同位体は，質量分析計によって同位体比（D/H，¹⁸O/¹⁶O）の測定が行われ，世界共通の標準海水（Standard Mean Ocean Water, SMOW と称す）の同位体比からの千分偏差（‰）で表現される。

$$\text{偏差}(\delta) = [(R_{\text{sample}}/R_{\text{smow}}) - 1] \times 1,000$$

ここで， R は同位体比（D/H，または¹⁸O/¹⁶O）を示す。測定精度は δD で ± 1.0 ‰， $\delta^{18}O$ で ± 0.1 ‰程度見込まれる。

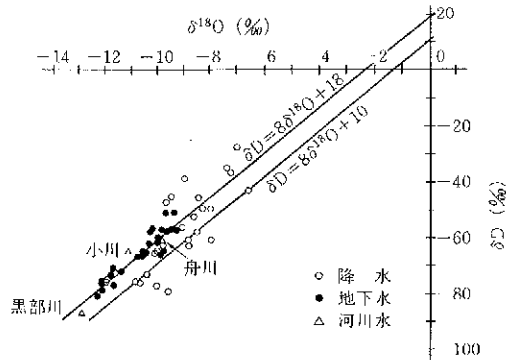


図 3.5 降水・河川・地下水の安定同位体比のデルタダイアグラム

安定同位体比の測定結果は、 δD , $\delta^{18}O$ の関係を見るために縦軸に水素の同位対比(δD)、横軸に酸素の同位対比($\delta^{18}O$)をとったデルタダイアグラム(図 3.5) によって表現することが必要である。

一般的には、降水および地表水に対しては、天水線と呼ばれる

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$$

なる直線関係が地球規模で成立することが知られているので、測定結果をデルタダイアグラムにプロットすることによってそれぞれの試料の水の起源や流動経路などを検討し位置付けを行うことができる。

また平面的に $\delta^{18}O$ や δD の分布図を作成し、地下水の環境同位体濃度の空間分布(例えば高度分布)に基づいた地下水流動系の解釈・検討を行うことができる。

水循環調査における安定同位体の有効性を図 3.6 に示す。降水中の水素・酸素の安定同位体比は同位体分別効果のために、降水が形成されたときの温度の影響を強く受けることが知られている。このため、地表への入力となる降水の安定同位体比には温度(緯度)による変動、高度による変動、季節による変動が見られる。このほかに内陸効果や雨量効果も知られており、天然の水はその起源や循環の履歴に応じた固有の同位体比を持つ。

図 3.7 は、扇状地地下水の涵養源となる河川水の流域高度の違いが、各河

水素・酸素の安定同位体 (^3H または D , ^{18}O)

・表示: δ 値

$$\delta(\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{snow}}} - 1 \right) \times 1,000$$

$R: \text{D/H or } ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

・測定精度

$$\delta\text{D}: \pm 1 \text{ ‰}$$

$$\delta^{18}\text{O}: \pm 0.1 \text{ ‰}$$

・水文循環研究における有効性 (降水の同位体比を決める因子)

1) 温度 (緯度) 効果

$$\delta\text{D} = 5.6T - 100$$

$$\delta^{18}\text{O} = 0.695T - 13.6 \quad \text{Dansgaard (1964)}$$

T : 年平均気温 ($^{\circ}\text{C}$)

2) 高度効果

$$\delta\text{D} = -1.2 \sim -4.0 \text{ ‰}/100\text{m}$$

$$\delta^{18}\text{O} = -0.15 \sim -0.5 \text{ ‰}/100\text{m} \quad \text{Cat (1980)}$$

3) 内陸効果

4) 雨量効果

5) 水素-酸素同位体比の相互関係 (δ ダイアグラム)

大水線 (Meteoric Water Line)

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \quad \text{Craig (1961)}$$

$$\delta\text{D} = (8.17 \pm 0.08) \delta^{18}\text{O} + (10.56 \pm 0.64) \quad \text{IAEA (1981)}$$

d-parameter

$$\delta\text{O} = 8\delta^{18}\text{O} + d \quad \text{Dansgaard (1964)}$$

↓

空間情報を持つ

図 3.6 水循環調査における水素・酸素の安定同位体の有効性

川の安定同位体比の高度効果として表われることを利用して庄川扇状地における地下水系の区分を行ったものである (水谷・小田, 1983)。庄川の集水域が平均標高 1,020 m の山地であるのに対して, 小矢部川のそれが平均標高 260 m の低い山地および丘陵地であることが, 各河川水の同位体比の差として現われ, $\delta\text{D} = 8 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ で 1 ‰ ほど庄川の値が小矢部川に比べて低い。これら各河川の安定同位体比と扇状地地下水の安定同位体比とを比較することによって, 各河川からの涵養範囲を特定することができる。その結果, 庄川扇状地の西半分は小矢部川によって涵養されたものであり, 庄川起源の地下水は庄川沿いの比較的狭い範囲に限られていることが明らかにされた調査例である。

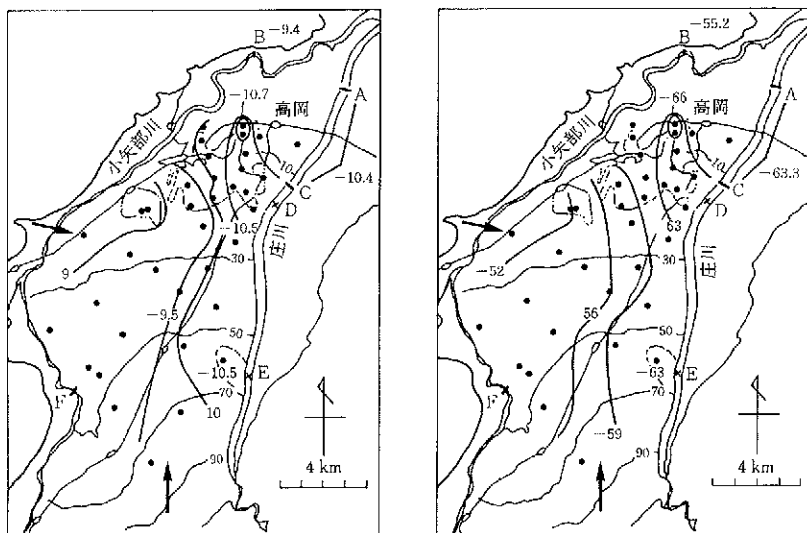


図3.7 庄川扇状地地下水の $\delta^{18}\text{O}$ (左) と δD (右) の分布 (水谷・小田, 1983)

4. 地下水温を用いた地下水流動調査実施例

特定地点の地下水温は地表面や地下深部からの熱伝導だけでなく、水平および鉛直方向からの熱移流の影響を強く受けている。したがって地下水流動の空間的なまとまりである地下水流動系の内部には、地下水の流動に規制された三次元的な水温分布が形成されているはずである。

図4.2は、図4.1に示したA—BおよびC—D断面の鉛直三次元地下水温分布を季節ごとに示したものである。

8月には、高温の灌漑水の浸透で涵養域に当たるW14とW15付近の浅層に高温域が形成される。C—D断面では信濃川河川水の流入で右岸側の浅層に15°C以上の高温域が形成され、流出域に当たる左岸側の低温域と対照的である。10月になると地下水面直下には恒温層温度よりも高い14°C以上の高温層が形成され、その厚さは12月まで増大する。10月～12月の信濃川水温

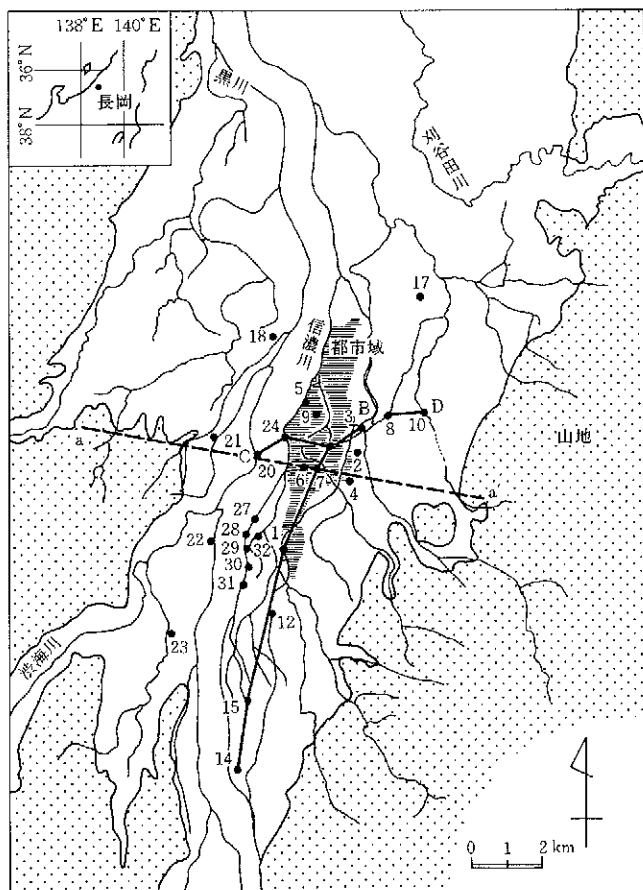


図 4.1 長野地域における観測井分布図と鉛直二次元断面線

は地下水温よりも低い、その影響は地下水には現われていない、この 14°C 以上の層は理論的な水温プロファイルとの比較からも明らかのように、地表面からの熱伝導によって形成されたと考えられる。

市街地の地下水面は揚水のため冬季に低下し、3月はじめから回復を開始する。急激な水位回復の主要な原因の一つが信濃川からの誘発涵養であることは、3月のC—D断面の水温分布によく現われている。涵養域に当たるW 14, W 15付近では、地下水面直下に 12°C 以下の低温域が形成されている。この低温域の厚さは4月にはさらに厚くなり、6月になるとW 15の地下水

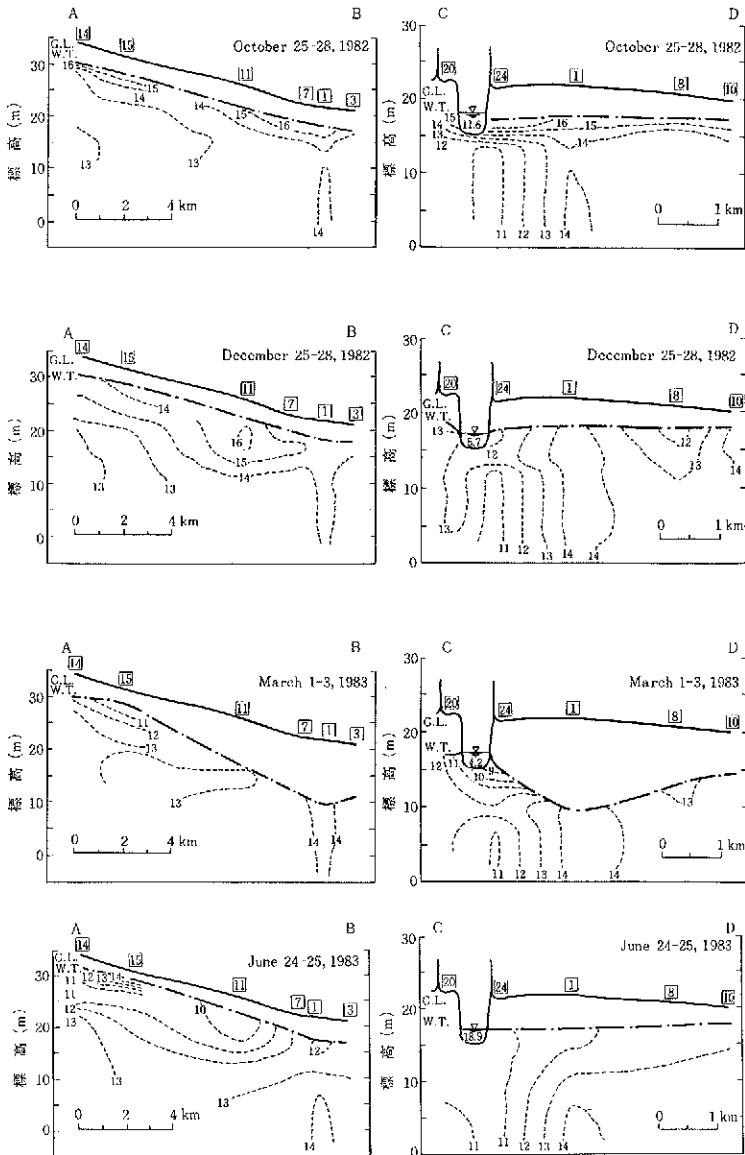


図 4.2 (1) 鉛直二次元地下水温度分布の季節変化

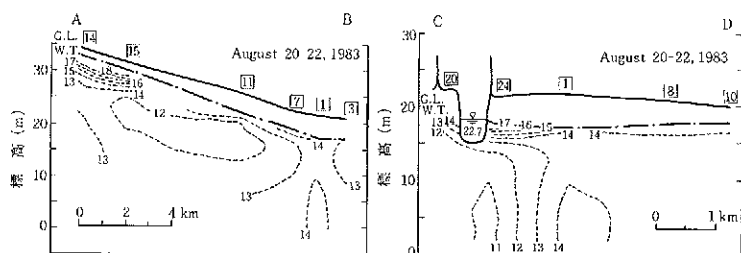


図 4.2 (2) 鉛直二次元地下水温度分布の季節変化

面付近に再び 14°C 以上の高温域が現われはじめ、浅層の高温域の形成がはじまる。

以上の結果から、鉛直下方および水平方向の熱移流によって、地下の温度場が乱されていることが、鉛直二次元断面上の地下水温度分布によっても明らかになった。移流効果は地表面下約 10 m の地層内で特に顕著であり、地下水の涵養や流出が浅層で特に活発であることがわかる。この結果は、地下水流動系をその空間スケールによって局地流動系、中間流動系、地域流動系に区分した場合、地表面から涵養された水のうち 80~90 % は局地循環系を通して流出するとして Toth (1963) の理論的解釈と一致している。

しかし、恒温層以深の水温度分布に経時的な変化がほとんど認められないにもかかわらず、W1 の市街地の下に 14°C 以上の、また信濃川直下やや右岸寄りに 11°C 以下の恒常的な恒温域と低温域が認められるのは、中間流動系または地域流動系に当たる、より大きなスケールの流動系の存在を示唆している。市街地直下の高温域の存在は、揚水によってこの地域が地下水の恒常的な給源になっていることから、地下深部のより温暖な地下水の上昇によるものと解釈される。信濃川直下の低温域の成因に、信濃川の冬季の河川水が関与しているであろうことは十分に予想される。

5. 水質をトレーサとした地下水流動調査実施例

地下水の流動に伴って、水質が進化していくという理論を基に、地下水の主成分の分析を行って、被圧地下水の流動を考察した例を述べる。

調査対象地域は、濃尾・伊勢平野であり、調査期間は1978年から1982年の4年間である。採水・分析は、被圧水頭が1年のうちで最も低くなる7月下旬から8月上旬と、水位が最も高くなる1月下旬から2月上旬にかけての年2回実施した。

水質の分析項目は主要な溶存7成分であり、陽イオンとしては、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 K^+ 、 Mg^{2+} の4成分を、陰イオンとしては、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- の3成分である。

図5.1は、流動に伴う被圧地下水（第三帯水層）の水質の変化をシュテیفダイアグラムと、トリリニアダイアグラムに示したものである。地下水の溶存成分は地層からの溶出の影響を受け、流動に伴って濃度を増すとともに、

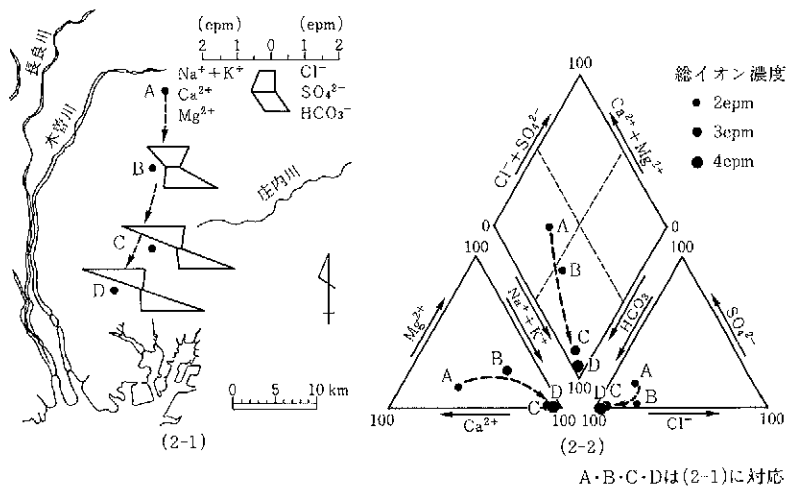


図5.1 流動に伴う水質の変化（第三帯水層）

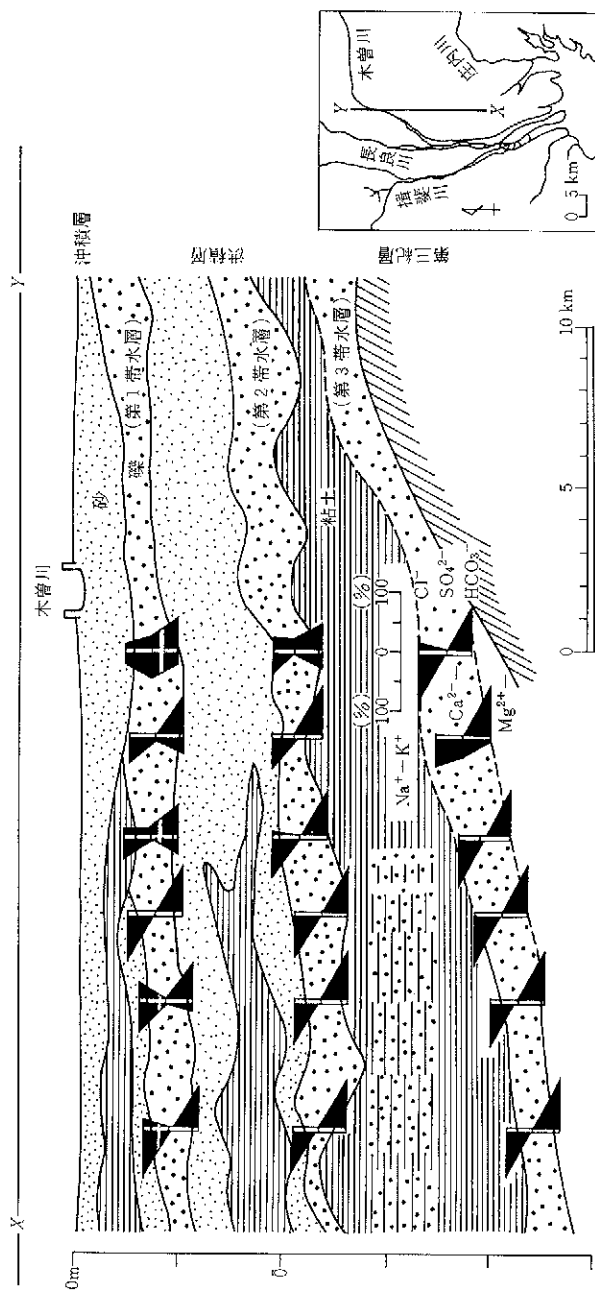


図 5.2 同一地点における帯水層別の水質組成

組成の面でも Na^+ の増加と Ca^{2+} の減少に加えて SO_4^{2-} の減少と HCO_3^- の増加、および「 HCO_3^- /全アニオン」の増加が顕著である。

同一地点において第一・第二・第三帯水層と、それぞれに単一のスクリーンを持つ3本の観測井の水質を比較してみると、帯水層間に水質組成の差がほとんど認められない例があり(図5.2)、水平方向の地下水流動に加えて鉛直方向の地下水の流動に伴う水質組成の平均化・混合が生じていることが考えられる。

6. 人工トレーサによる地下水流動調査実施例

人工トレーサの調査は、投入地点と観測地点ができるだけ近接していることが必要条件であるが、水の起源を主体とした調査の場合は、500～1,000 m も離れた地点での実施例がある。

ある河川の本流にフロレッセンナトリウムおよび塩化アンモニウムをトレーサとして使用し、温泉の泉源が河川に由来するののかどうかを確かめたものである。調査時における河川の流量は、 $15 \text{ m}^3/\text{min}$ であるが、下流 100 m 以内で全量伏流し、下流の温泉地域まで流水は認められない。

トレーサは、第1回はフロレッセンナトリウム 3 kg を、第2回は6時間後に塩化アンモニウムを約 75 kg 投入した。フロレッセンナトリウムは約 2 % の水溶液にして伏流部の河川水に入れ、塩化アンモニウムは河川約 10 m の水中に入れ足で踏みつけて溶かした。観測は温泉地域の湧水と温泉源におい

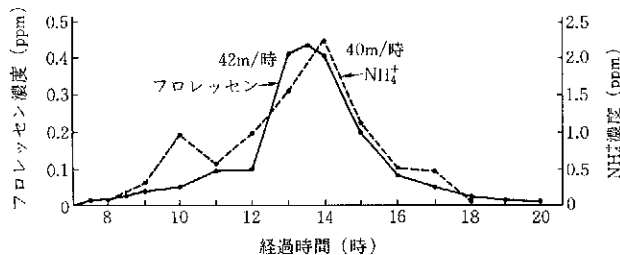


図 6.1 人工トレーサによる層流型の濃度変化(波辺景隆)

て、30分～1時間ごとに実施し図6.1のような結果を得た。両者の濃度変化は、典型的な層流型(図6.2)で、トレーサ通路の長さを550 mとして流速を計算すると38 m～33 m/時となる。塩化アンモニウムの濃度波形に小さなピークが認められるが、これは流路が途中で2層に分かれているときに起こる型である。湧水の濃度変化と湧水の流量(9 m³/min)から、湧水に出たトレーサの実量を算出すると、約1 kgになる。これは投入量の約1/3に相当し、川の河川流量が温泉の源泉になっていることが明らかにされた例である。

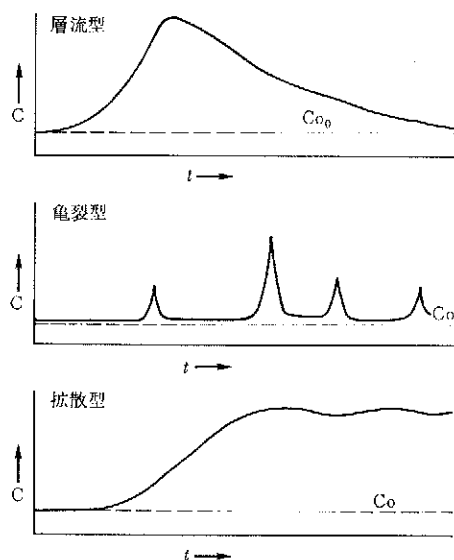


図6.2 トレーサの濃度変化の3型

C:濃度, C_0 :自然濃度, t :経過時間

7. 水収支による地下水涵養量調査実施例

東京都文京区本郷台白山において行った不圧地下水の水収支から地下水涵養量を求めた調査の実例が紹介されており(平田, 1971), 以下になる。

調査対象地の地形：台地

地質：深度 0～8 m 関東ローム層・山の手粘土層

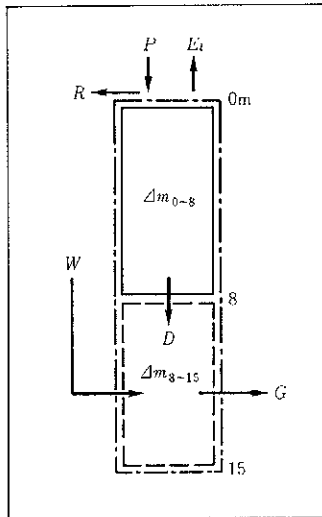
8～15 m 山の手砂礫層・東京層

この地層構造について, 図 7.1 に示すモデルを考え, 次の水収支式で示した。

$$P + W = E_t + R + \Delta m_{0 \sim 15} + G \quad \cdots \cdots (1)$$

ここで, 土柱の構成物質の性質から深度 8 m を境に二つに大別し, 深度 0～8 m の水収支式を次のように示した。

$$P = E_t + R + \Delta m_{0 \sim 8} + D \quad \cdots \cdots (2)$$



P ：降水量, E_t ：蒸発散量, R ：表面流出量, Δm_{0-8} ：深さ0～8mの土壤中の水分変化量, G ：地下水流去量, W ：人工的涵養量, D ：自然涵養量

図 7.1 水収支計算モデル

また深度 8～15 m の水収支式を次のように示した。

$$D + W = \Delta m_{8 \sim 15} + G \quad \cdots \cdots (3)$$

さらにこの下部の不圧地下水のみについては、次の水収支関係式が成立するものとした。

$$D' + W = \mu \cdot \Delta H + G \quad \cdots \cdots (4)$$

ここで、 P ：降水量、 E_t ：蒸発散量、 R ：表面流出量、 Δm ：土柱中の水分変化量（添え字は対象深度を表わす）、 G ：地下水流去量、 W ：帯水層への人工的涵養量、 D, D' ：いずれも帯水層への自然涵養量、 ΔH ：地下水位変化量、 μ ：地下水位変化部の平均有効間隙率で、単位はいずれも mm とする。

ここで自然涵養量 D は、直接測定した $P, \Delta m, G, W$ を(1)式に入れ、 $(E_t + R)$ を求め、これを(2)式と(3)式に代入して求める。

また、 μ と ΔH の測定値を用いて、(4)式に代入して同じく自然涵養量 D' を求める。ここで D と D' の値を比較することによって精度の検討ができる。また、 $(E_t + R)$ の値は、気象資料から Penman 法で計算した蒸発散の値と比較して量的な吟味がなされる。

ここでの水収支式の各項の決定法は、次のようにしている。

降水量：気象庁における日雨量観測値。

土壤水分 Δm ：中性子水分計とガンマー線密度計による観測値。

地下水変化量 $\mu \cdot \Delta H$ ： μ は土壤水分測定値から、 ΔH は地下水位観測値から。

地下水流去量 G ：透水係数 k は揚水試験から求め、流去量はダルシー式で計算した。

人工的涵養量 W ：都水道局の漏水実測結果と観測地点周辺地域内の揚水量との差。

水収支計算期間は、3月を基点とし、約1年間(373日)をとり、1か月ごとに計算した。

水収支計算結果は、水収支式に従って収支期間ごとに、各収支項の計算値をまとめて表 7.1 に示した。この結果によると、地下水涵養量は年約 280 mm となり、冬は 0.2 mm/日程度で、雨の多かった 10 月が 2.0 mm/日と最大となっている。

表 7.1 水収支計算結果

期 間	1967 3/24 4/29	4/30 5/27	5/28 6/25	6/26 7/29	7/30 8/31	9/1 9/23	9/24 10/28	10/29 11/26	11/27 12/30	1967 12/31 1968 1/27	1/28 2/25	2/26 3/30	合 計
日 数	37	28	29	34	33	23	35	30	33	28	29	34	373
降水量 P	111.4	46.1	86.0	113.7	67.3	128.8	227.2	50.9	43.4	9.5	48.0	67.5	1,001.8
有効降水量 P'	47.8	-24.9	1.7	-3.1	-4.8	45.5	119.1	26.5	30.0	3.8	23.2	26.6	291.4
蒸発散量と表面流出量 $E_1 + R$	63.6 (1.72)	71.0 (2.54)	86.3 (2.98)	116.8 (3.44)	72.1 (2.18)	83.3 (3.62)	108.1 (3.09)	24.4 (0.82)	13.4 (0.41)	5.7 (0.20)	24.8 (0.86)	40.9 (1.20)	710.4 (1.90)
蒸発散量 E_s	43.2 (1.17)	63.2 (2.26)	66.2 (2.28)	95.2 (2.80)	62.2 (1.89)	56.6 (2.46)	46.9 (1.34)	14.2 (0.47)	5.2 (0.16)	5.7 (0.20)	12.5 (0.43)	29.2 (0.86)	500.3 (1.34)
土壌中の水分変化量 Δm_{0-15}	34.4	-36.6	-11.1	-20.7	-24.5	29.0	86.1	-6.5	-3.4	-22.0	1.1	4.5	30.3
土壌中の水分変化量 Δm_{0-8}	29.2	-44.2	-19.2	-35.1	-26.2	18.1	45.7	-4.2	18.2	-2.3	16.9	14.5	11.4
地下水変化 $\mu \cdot \Delta H$	5.2	7.6	8.1	14.4	1.7	10.9	40.4	-2.3	-21.6	-19.7	-15.8	-10.0	18.9
地下水変化 $\mu \cdot \Delta H$	2.0 (0.06)	6.5 (0.23)	7.8 (0.27)	12.3 (0.36)	8.0 (0.24)	14.5 (0.63)	37.5 (1.07)	-2.6 (-0.08)	-15.5 (-0.47)	-15.5 (-0.55)	-11.8 (-0.41)	-9.3 (0.27)	34.0
地下水流去量 G	54.0 (1.46)	41.4 (1.48)	44.7 (1.54)	55.0 (1.62)	56.0 (1.70)	41.8 (1.82)	71.5 (2.04)	66.0 (2.20)	69.7 (2.11)	55.5 (1.98)	54.0 (1.86)	59.5 (1.75)	669.1 (1.79)
人工的涵養量 W	40.6	29.7	31.9	37.4	36.3	25.3	38.5	33.0	36.3	29.7	31.9	37.4	408.0
自然涵養量 D	18.6 (0.50)	19.3 (0.69)	20.9 (0.72)	32.0 (0.94)	21.4 (0.65)	27.4 (1.19)	73.4 (2.10)	30.7 (1.02)	11.8 (0.36)	6.1 (0.22)	6.3 (0.22)	12.1 (0.36)	280.0 (0.75)

() 内は日平均値 mm/day. 単位: mm

8. 環境同位体トレーサによる地下水涵養量調査 実施例

図8.1は、土壤水中に含まれるトリチウム濃度の鉛直プロファイルを手がかりとして、土壤水の移動機構と地下水涵養量の推定を行ったものである(Shimada, 1988)。相模原台地の関東ローム層を対象として、深度20 mまで、深さ50 cmごとの土壤水のトリチウム濃度の鉛直プロファイルが示されている。トリチウム濃度は深さとともに増加し、降水のトリチウム濃度の経時変化が平滑化された形で土壤水中に保存されていることがわかる。ここで実測された土壤水のトリチウム濃度プロファイルを説明するため、土壤水はピストン流的に移動するとの仮定のもとに、分散を考慮した置き換え流モデル(displacement flow model)を考え、移流項を考慮した鉛直一次元の拡散方

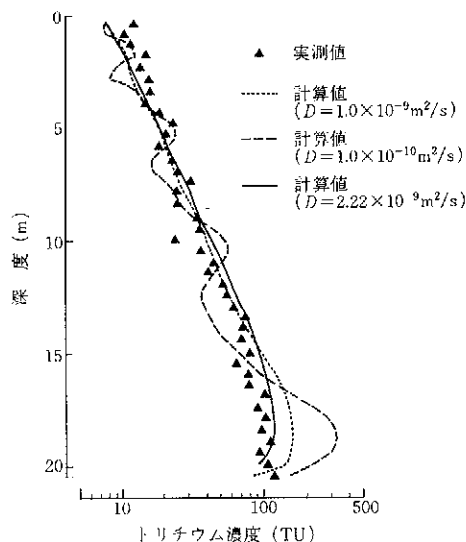


図8.1 実測された土壤のトリチウム濃度プロファイル

程式によって数値計算を行い、土壤水のトリチウム濃度プロファイルを求めた。計算には次式を用いた。

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial Z} = D \frac{\partial^2 C}{\partial Z^2}$$

ここで、 C はトリチウム濃度、 u は置き換え流の速度、 D は拡散係数、 Z は深度、 t は時間である。

図 8.1 は、実測された土壤水のトリチウム濃度プロファイルと分散を伴う置き換え流モデルによる計算結果を示したものである。モデル計算の結果、 D の値に水の自己拡散係数である $2.22 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ 、 U として $3.77 \times 10^{-3} \text{ m/day}$ を与えたとき、実測値と最もよい適合が得られた。すなわち、関東ローム層中の降下浸透流は、水の分子拡散程度の弱い分散効果を伴う押し出し流で近似できることが明らかにされた。この場合の降下浸透速度は、 1.38 m/yr 、地下水涵養量は、 913 mm/yr と求められた。この値は、榎根ほか (1980) が東京都清瀬市郊外の武蔵野台地の関東ローム層について、同じく環境トリチウムをトレーサとして求めた土壤水の降下浸透速度 1.28 m/yr にほぼ等しい。

用語・単位・記号

〈用 語〉

地下水に係わる技術は、水文学、水理学をはじめ地質学、地理学、地球物理学、土木工学、土質工学、農業工学、土壌学など、数多くの学問分野にまたがる境界領域に位置する。そのため地下水分野で慣用的に用いられている術語の多くは、歴史的にそれぞれの母体となっている学問分野において定義されたものであり、必ずしも地下水学独自の統一用語になっていないのが実情である。

本指針も基本的には慣用的用語を用いて記述し、理解を助ける目的などで解説が必要と思われる用語は、そのつど本文中で解説した。ここでは本指針全体に係わる用語で、統一あるいは混乱回避のために特に必要と思われるもののみをとりあげて以下に解説する。

可能蒸発散量 potential evapotranspiration

土壌面や水面からの蒸発 (evaporation) と植物の葉面からの蒸散 (transpiration) を合わせて蒸発散といい、丈の短い植物で密に覆われた地表に十分な水の補給があるときの蒸発散量を可能蒸発散量という。蒸発散能、蒸発散位と同義であるが本指針では可能蒸発散量に統一した。

降下浸透 percolation

地層 (多孔質媒体) の間隙水が重力によって下方へ移動する過程をいう。一般には飽和帯、不飽和帯を問わないが、地下水学では不飽和帯における水の下方向移動を指すことが多い。単に浸透ということもある。

シュティフダイヤグラム Stiff diagram

日本ではヘキサダイヤグラムとも呼ばれているが、国際的に通用する用語として、シュティフダイヤグラムに統一する。左側に陽イオン、右側に陰イオンを配列する。

浸透 infiltration

水が地表面を横切って地中に浸入する過程をいう。土壌学の分野では

浸潤という用語が用いられているが、水文学および地下水の分野では浸透という用語でこれを表わしている。

水文地質 hydrogeology

一般には水理地質と同義とみなされているが、一方では、水理地質は水理学に基礎を置くやや微視的な見方であるのに対して、水文地質は地質学および水文学の視点に重きを置く広いひろがりでの循環論的見方をとるというニュアンスの違いも認められる。本指針では基本的に水文地質を用い、微視的な見方が必要な場合に水理地質を用いた。

スクリーン screen

日本ではストレーナーとも呼ばれているが、国際的に用いられている用語としてスクリーンに統一する。

地下水 groundwater

地層の間隙を満たして重力の作用で流動している水を指し、飽和帯の水に限定して用いる。不飽和帯の水は土壌水といい、地下水とは区別している。

地下水位 groundwater level

地下水の全水頭の高さを示すもので、一般にある基準面からの高さで表示する。

地下水域 groundwater basin

地下水の賦存・流動の地域的単位で、これは水文地質構造的に一つのまとまりを成すことが多いので地下水盆 (groundwater basin) とほぼ同義に用いられる。これに対して地下水区 (groundwater province) あるいは地下水地域 (groundwater district/groundwater area) という用語は、地下水の賦存状況の類似性によって一括される一つの地域を指し、広い地域を地下水の賦存状況によって区分あるいは比較する場合に用いられる。

地下水面 water table

地下水体の上面における水圧が大気圧と釣り合っている場合、この面を地下水面という。

宙水 perched groundwater

不圧地下水の一種で、不飽和帯によって下部の地下水体と隔てられているものをいう。一般に分布範囲が比較的小さく、降雨や融雪等による地下水補給があったときのみに飽和帯を形成するようなものも見られる。

トリリニアダイヤグラム **trilinear diagram**

パイパーダイヤグラムとも呼ばれているが、国際的に通用するトリリニアダイヤグラムに統一する。

被圧地下水 **confined groundwater**

地下水体の上面における水圧が大気圧より高い場合、これを被圧地下水という。

不圧地下水 **unconfined groundwater/phreatic water**

地下水体の上面における水圧が大気圧と釣り合っている場合、すなわち地下水面を有する場合これを不圧地下水という。不圧地下水においては、地下水面が地下水位を示している。自由地下水(*free groundwater*)、自由水(*free water*)と同義。

水循環 **hydrologic(al) cycle/water cycle**

太陽熱と重力をエネルギー源とする気圏、水圏、岩石圏にわたる水の循環。地下水に係る主な現象として、降水、蒸発散、浸透、流出等がある。水文循環と同義であるが、本指針では水循環に統一した。

流出 **runoff**

降雨の河川への流出過程はその機構および流出時間によって表面流出(*surface runoff*)、中間流出(*subsurface runoff*)、地下水流出(*groundwater runoff*)に区分される。また表面流出と中間流出のうちの比較的流出時間の短いものをあわせて直接流出(*direct runoff*)といい、中間流出のうちの比較的流出時間の長いものと地下水流出をあわせて基底流出(*base runoff*)という。

なお、地下水流出という用語は水収支解析において、地下水がある収支区から外部へ流れ去る過程を指す用語として用いられる場合があるが、地下水流出(*groundwater discharge*)は地下水涵養(*groundwater recharge*)と対をなす用語として用いられるものである。

〈単位・記号〉

現在、わが国では SI 単位 (国際単位系) への切替えが進められており、近い将来 SI の使用が統一される見通しであるが、経過措置として従来の単位との併用をある程度まで認める傾向にある。本指針でも原則的に SI 単位を用いることにしているが、グラフなど SI 単位への変換が困難な場合は従来の単位をそのまま用いている。別表-1 に主要な単位についての換算表を示したので、必要に応じて参照されたい。

また別表-2 には、本指針で用いられる記号の主要なものを一覧表として取りまとめた。一つの記号が複数の意味に用いられる場合もあれば、逆に一つの意味に複数の記号が用いられることもある。これを整理統合することは、かえって本指針を読みにくくするおそれもあると考え、慣用的用法は原則としてこれに従うこととした。また本指針の一部で別表 2 とは異なる用法で記述した部分もあるが、その場合はそのつど、記号の意味を書き添えている。

別表-1 主要な単位の換算率
(太線で囲んである単位が SI による単位である。)

力	N	dyn	kgf	粘 度	Pa・s	cP	P
	1	1×10^5	1.01972×10^{-1}		1	1×10^3	1×10
	1×10^{-5}	1	1.01972×10^{-6}		1×10^{-3}	1	1×10^{-2}
	9.80665	9.80665×10^5	1		1×10^{-1}	1×10^2	1

注) $1\text{P} = 1\text{dyn} \cdot \text{s}/\text{cm}^2 = 1\text{g}/\text{cm} \cdot \text{s}$
 $1\text{Pa} \cdot \text{s} = 1\text{N} \cdot \text{s}/\text{m}^2$, $1\text{cP} = 1\text{mPa} \cdot \text{s}$

応 力	Pa または N/m^2	MPa または N/mm^2	kgf/mm^2	kgf/cm^2
	1	1×10^{-6}	1.01972×10^{-7}	1.01972×10^{-5}
	1×10^6	1	1.01972×10^{-1}	1.01972×10
	9.80665×10^6	9.80665	1	1×10^{-2}
	9.80665×10^4	9.80665×10^{-2}	1×10^{-2}	1

注) $1\text{Pa} = 1\text{N}/\text{m}^2$, $1\text{MPa} = 1\text{N}/\text{mm}^2$

動 粘 度	m^2/s	cSt	St
	1	1×10^6	1×10^4
	1×10^{-6}	1	1×10^{-2}
	1×10^{-4}	1×10^2	1

注) $1\text{St} = 1\text{cm}^2/\text{s}$, $1\text{cSt} = 1\text{mm}^2/\text{s}$

圧 力	Pa	kPa	MPa	bar	kgf/cm ²	atm	mmHg	mmHg または Torr
	1	1×10^{-3}	1×10^{-6}	1×10^{-6}	1.01972×10^{-1}	9.86923×10^{-6}	1.01972×10^{-1}	7.50062×10^{-1}
	1×10^3	1	1×10^{-3}	1×10^{-3}	1.01972×10^{-2}	9.86923×10^{-3}	1.01972×10^2	7.50062
	1×10^6	1×10^3	1	1×10^0	1.01972×10^0	9.86923	1.01972×10^4	7.50062×10^2
	1×10^9	1×10^6	1×10^{-3}	1	1.01972	9.86923×10^{-1}	1.01972×10^4	7.50062×10^2
	9.80665×10^4	9.80665×10^1	9.80665×10^{-2}	9.80665×10^{-1}	1	9.67841×10^{-1}	1×10^4	7.35559×10^2
	1.01325×10^5	1.01325×10^2	1.01325×10^{-1}	1.01325	1.03323	1	1.03323×10^4	7.60000×10^2
力	9.80665	9.80665×10^{-3}	9.80665×10^{-6}	9.80665×10^{-6}	1×10^{-4}	9.67841×10^{-5}	1	7.35559×10^{-2}
	1.33322×10^2	1.33322×10^{-1}	1.33322×10^{-3}	1.33322×10^{-3}	1.35951×10^{-2}	1.31579×10^{-2}	1.35951×10^0	1

注) $1\text{Pa}=1\text{N/m}^2$

ギ ー 事 業 ・ 熱 電 力	J	kW・h	kgf・m	kcal
	1	2.77778×10^{-7}	1.01972×10^{-1}	2.38889×10^{-4}
	3.600×10^6	1	3.67098×10^5	8.6000×10^2
	9.80665	2.72407×10^{-6}	1	2.34270×10^{-3}
	4.18605×10^3	1.16279×10^{-3}	4.26858×10^2	1

注) $1\text{J}=1\text{W}\cdot\text{s}$, $1\text{J}=1\text{N}\cdot\text{m}$

1cal=4.18605J (計量法による)

動 作 事 業 ・ 工 率	W	kgf・m/s	PS	kcal/h
	1	1.01972×10^{-1}	1.35962×10^{-3}	8.6000×10^{-1}
	9.80665	1	1.33333×10^{-2}	8.43371
	7.355×10^2	7.5×10^0	1	6.32529×10^2
	1.16279	1.18572×10^{-1}	1.58095×10^{-3}	1

注) $1\text{W}=1\text{J/s}$, PS: 仏馬力

1PS=0.7355kW (計量法施行法による)

1cal=4.18605J (計量法による)

熱 伝 導 率	W/(m・K)	kcal/(h・m・°C)
	1	8.6000×10^{-1}
	1.16279	1

注) 1cal=4.18605J (計量法による)

熱 伝 達 係 数	W/(m ² ・K)	kcal/(h・m ² ・°C)
	1	8.6000×10^{-1}
	1.16279	1

注) 1cal=4.18605J (計量法による)

比 熱	J/(kg・K)	kcal/(kg・°C) cal/(g・°C)
	1	2.38889×10^{-4}
	4.18605×10^3	1

注) 1cal=4.18605J (計量法による)

別表-2 主要な記号

b	層厚	ρ	密度, 比抵抗
C	濃度	ρ_a	見掛け比抵抗
D, d	直径, 粒径	σ	応力, 導電率
D	拡散係数	ϕ	直径, 粒径, 流体ポテンシャル
E	蒸発散量, ヤング率	Ψ, ψ	圧力水頭, 吸引圧
E_a	実蒸発散量		
E_p	可能蒸発散量		
e	間隙比		
g	重力加速度		
H, h	水理水頭 (全水頭), 水深		
I	電流		
i	動水勾配		
k	透水係数		
M	(水収支における) 不飽和帯の水分量		
n	間隙 (空隙) 率		
P	降水量		
P, p	圧力		
P_0, p_0	基準圧, 大気圧		
Q, q	流量, 揚水量		
R	影響半径, (水収支における) 地表水流入・流出, 管径		
r	半径方向の距離		
r_0	ボーリング孔 (井戸) 半径		
S	貯留係数, 面積, (水収支における) 貯留量		
S_r	飽和度		
S_s	比貯留量		
s	水位低下量		
T	透水量係数, 周期, 温度		
t	時間		
u	間隙水圧		
V, v	速度 (流速, 弾性波速度), 体積		
V	電位差		
V_p	P 波速度		
V_s	S 波速度		
w	含水比		
z	位置水頭, 深さ		
γ	単位体積重量		
ϵ	歪み, 誘電率		
θ	角度, 体積含水率		
λ	波長		
μ	有効間隙 (空隙) 率, 動粘性係数		
ν	ポアソン比		

本書の理解を深めるための参考図書

1. 基準・指針・ハンドブック等

(社) 日本河川協会編：建設省河川砂防技術基準（案），山海堂
 (社) 日本河川協会：防災調節池等技術基準（案）
 (社) 日本道路協会：道路土工のり面工・斜面安定工指針
 建設省河川局：地下水管理計画策定指針（案）
 建設省水文研究会：水文観測，全日本建設技術協会
 地下水ハンドブック編集委員会編：地下水ハンドブック，建設産業調査会
 地下水要覧編集委員会：地下水要覧，山海堂
 安芸咬一，多田文夫：水資源ハンドブック，朝倉書店
 土質工学会：土質工学ハンドブック
 土木学会：水理公式集
 土質工学会：土質調査法
 土質工学会：土質試験の方法と解説
 米国陸軍工兵隊編：アースマニユアル，ダム協会
 川田裕郎，小宮勤一，山崎弘郎：流量計測ハンドブック，日刊工業新聞社
 白井清恒監修：農業土木ポケットブック，講談社
 全国地質調査業協会連合会：ボーリングポケットブック

2. 報告書等

科学技術庁資源調査所地下水研究会(1979)：地下水管理のための技術的基礎，科学技術庁資源調査所資料第 104 号
 環境庁水質保全局企画課編：地下水と地盤沈下対策，白亜書房
 建設省河川局：地下水の保全と利用，山海堂
 建設省河川局(1980)：地下貯留と人工涵養，水シリーズ No.2，国際連合，1975
 建設省河川局(1981)：フランスにおける人工涵養，地下水管理のための報告書
 建設省土木研究所(1981)：地下水涵養技術の開発報告書
 建設省関東地方建設局(1980)：地下掘削工事による地下水障害を防止するための調査報告書
 東海三県地盤沈下調査会編(1985)：濃尾平野の地盤沈下と地下水，名古屋大学出版会

3. 単行本

市川正巳：水文学，朝倉書店
 市川正巳：水文学の基礎，古今書院
 五十嵐正次（訳）：C. O. ウィスラー，E. F. プレーター 水文学入門，彰国社
 上田年比古（訳）：キンゼルバッハ パソコンによる地下水解析，森北出版

- 岡本芳美：技術水文学，日刊工業新聞社
- 金子 良：農業水文学，共立出版
- 榎根 勇：水文学，大明堂
- 榎根 勇：実例による新しい地下水調査法，山海堂
- 榎根 勇：水の循環，共立出版
- 川畑幸雄：気象水文学，地人書館
- 高瀬信忠：河川水文学，森北出版
- 菅原正巳：流出解析法
- 高橋賢之助：実例：経験に基づく掘削のための地下水調査法，山海堂
- 谷口敏雄：地すべり調査と対策，山海堂
- 地下水問題研究会編：地下水汚染論—その基礎と応用—，共立出版
- 日本写真測量学会編：空からの調査 空中写真の判読と利用，鹿島出版会
- 日本農業気象学会関東支部：農業気象の測器と測定法，農業技術協会
- 野満隆治，瀬野錦蔵：新河川学，地人書館
- 肥田 登：扇状地の地下水管理，古今書院
- 日野幹雄（訳）：M. J. カークビー 新しい水文学，朝倉書店
- 藤原明敏：地すべり調査と解析，理工図書
- 物理探査学会：図解 物理探査
- 水収支研究グループ編：地下水資源学，共立出版
- 水収支研究グループ編：地下水盆の管理—理論と実際—，東海大学出版会
- 山田，渡，小橋：地すべり・斜面崩壊の実態と対策，山海堂
- 山本荘毅，榎根 勇：最新地下水学，山海堂
- 山本荘毅：陸水，共立出版
- 山本荘毅：新版地下水調査法，古今書院
- 山本荘毅：揚水試験と井戸管理，昭晃堂
- 山本荘毅，高橋 裕：図説水文学，共立出版
- Bouwer (1978)：Groundwater Hydrology, McGraw-Hill

索引

〔あ 行〕

アクチバブルトレーサ	232
圧密	49
一級水準測量	247
一斉観測	34
井戸涵養法	26
陰イオン	205
ウェルポイント	35
ウェンツェル (Wenzel) の井戸関数	193
MSS (マルチスペクトルスキャナー)	63
遠心法	199
塩水浸入	19
塩素イオン濃度	69
塩分希釈法	103
温泉余上	44

〔か 行〕

加圧層	75
開析度	61
開発可能量	18
回復試験	189
化学的風化作用	231
河川砂防技術基準 (案)	97
可能蒸発散量	108
環境同位体	2
間隙水	139, 141
間隙水圧	49
間隙率	142
涵養能力	20
キーダイアグラム	212

気圈	12
吸引圧	116, 198
旧河道	38
吸着水	115
吸着保水力	115
局所流動系	9
空中写真判読	144
空洞水	139
グラウト	24
グリーンタフ	43
グリッド	143
結合水	115
減水深	119
鍵層	145
現地予察調査	60
広域流動系	9
交換水量	101
降水量	98
孔内水位	177

〔さ 行〕

砂礫地盤	33
^{14}C 法	182
GPS	65
ジェットティング法	128
ジオトモグラフィ	150
自重	253
自然堤防	141
実蒸発散量	108
失水河流	101
実流速	217
地盤沈下	35
白噴	75

Jacobの方法	189
遮水壁	18
重鉍物分析	182
自由水	115
重層構造	26
重力水	115
取水工法	19
シュティフダイヤグラム	212
蒸発散量	98
蒸発比	108
人工衛星	62
人工涵養	20
浸潤面	38
浸食過程	61
浸透池法	26
浸透能	118
水圧式水位センサー	173
水位境界条件	278
水準測量	131
水田法	26
水田面積率	109
水頭	75
水当量	100
水面	122
水文観測	96
水文調査	3
水理定数	188
水理水頭	121, 217
スクリーン	202
砂地盤	33
スワビング法	128
生物圏	12
接谷面	78
絶対年代	182
接峰面	61
遷緩線	79
遷急線	79
層序表	147

ソーンズウェイト法	67
速度層	156

〔た 行〕

第二紀	4
帯水層	124
第四紀	4
多層採水井	125
ダルシーの法則	4
炭酸ガス	231
団粒構造	200
地下水域	218
地下水開発	15
地下水追跡調査	208
地下水排除工	48
地下水瀑	140
地下水脈	32
地下水面	73
地下水流動系	9
地下埋管法	26
蓄熱	25
地形	75
地形面	61
地表涵養法	26
中央構造線	44
宙水	140
中性子法	117
注入試験	19
チューブ法	184
調査項目	2
貯留空間	22
通気帯	114
TM (セマティックマップ)	63
定常法	183
低速度帯	156
ディーブウェル	35
テフラ	182
電気抵抗法	117

テンシオメータ	244
テンシオメータ法	117
動水勾配	217
透水層	140
等濃度線図	69, 210
得水河流	101
トリリニアダイヤグラム	212

〔な 行〕

内挿検定	258
難透水層	140
熱移流	227
熱伝導	227
粘性土地盤	33
濃度時間曲線	209

〔は 行〕

パーシャル・フリューム	103
ハイドログラフ	105
パイパーダイヤグラム	212
パターンダイヤグラム	212
蜂の巣構造	285
バック法	184
バックウォッシング法	128
氾濫低地	38
pF 値	116
ピエゾメータ	135
ピエゾメーター法	184
ピエゾメータネスト	224
微化石分析	182
比抵抗	151
非定常法	182
比透水係数	200
標準貫入試験	175
比流束	217
微流速検層	236
フィッシュントラック法	182
物理検層	150

不透水境界条件	279
不透水層	140
不飽和帯	114
フローチャート	2
フロート	126
平衡河流	101
平衡水位	185
ヘキサダイヤグラム	212
ペンマン法	67
飽和帯	215

〔ま 行〕

埋積谷	154
マトリックス	2
マノメータ	135
水圏	12
水収支解析	3
水循環	9
綿毛構造	285
毛管保水力	115

〔や 行〕

薬品処理法	128
有害物質	55
有限要素法	272
有効応力	46
有効間隙率	142
有効空隙率	20
揚水試験	19

〔ら 行〕

ライシメータ	108
流線網	123
流速	232
流量観測	67
流量境界条件	278
流量分布図	105
ルートマップ	145

レイノルズ数	218	裂か水	139
レイモンドサンプラー	175	漏水補給	195

地下水調査および観測指針（案）

1993 年 3 月 30 日 初版発行

1996 年 3 月 10 日 3 版発行

（定価はカバーに
表示しています）

検 印
省 略

監 修 建設省河川局
編集・発行 (財)国土開発技術研究センター

発 売 (株) 山 海 堂
発 売 者 石 川 悌 二

〒113 東京都文京区本郷 5-5-18
電話 03(3816)1617～18（営業直通）
振替 00140-3-194982

ISBN4-381-02111-8 C3051

Printed in Japan

乱丁本・落丁本は小社生産部宛にお送り下さい。
送料小社負担にてお取り替えいたします。

© 1993

実例・経験に基づく掘削のための地下水調査法 付(排水計画法)

高橋賢之助 著 A5判・412頁 5,825円

大規模(大深度)地下開発など、土木構造物の建設に際しての掘削に伴う、地下水調査の実際を詳説。(目次)掘削工事のための地盤調査のあり方／地下掘削のための地下水調査／揚水試験の解析法／排水計画法／実際例とその考察

地下水要覧

地下水要覧編集委員会編集

B5判・1110頁 30,000円

建設省の地下水の担当者が、わが国の地下水の賦存と障害発生
の状況、保全対策と適正管理についてとりまとめた書。総論編
・各論編とし、各論編で全国各地方の保全・利用例を紹介。実
務者にとって不可欠の基礎資料である。

ダム施工機械設備設計指針(案)

建設省河川局開発課・建設経済局建設機械課 監修
(財)ダム技術センター編集 A5判・420頁 5,631円

建設省および水資源開発公団の現場第一線で活躍している技術
陣により、過去の実績・経験などをもとに検討を重ねた成果を、
ダム建設における施工機械設備の計画・設計に際しての指針の
制定を目的としてとりまとめられたものである。

発行／山海堂 (価格は本体価格です)

定価5,000円 (本体4,854円) ISBN4-381-02111-8 C3051 P5000E

