



48

土 木 研 究 所 資 料

第1020号

トンネルの湧水調査法に関する研究

JFT法によるトンネルの湧水量推定方法について

昭和50年 3 月

建設省土木研究所
地質研究室

要 旨

トンネルの湧水調査法には水収支を中心とした水文学的な方法と水理定数を中心とした水理学的な方法がある。

本文では水理学的な方法を応用した湧水調査方法についてのべ、このための水理定数を求める測定機としての J. F. T を開発改良し、その解析法および適用性を検討した。

また帯小層の把握方法として従来の地質踏査や弾性波探査に加えてボーリング孔による電気検層、放射能検層、温度検層などの物理検層の技術を導入して良好な結果を得た。

J.F.Tによる測定とその解析法を他の試験法と比較試験したところ、全ての帯水層の構造に対して、M, J, Hvorslev の式が適することが判明した。しかしこの式だけでは帯水層の伝達係数や貯留係数が求められないので Theis - 野村の式の準用が必要である。

トンネルの湧水量の算定には、側壁部においては集水暗渠の公式を、また切端においては井底だけから湧水する井戸の公式を用いればよい。

以上の方法によって月山オ1トンネルの湧水量の試算をおこなった。

キーワード (トンネル, 地質, 湧水調査, 物理検層, J. F. T)

地 質 研 究 室

主 任 研 究 員 菅 原 捷

目 次

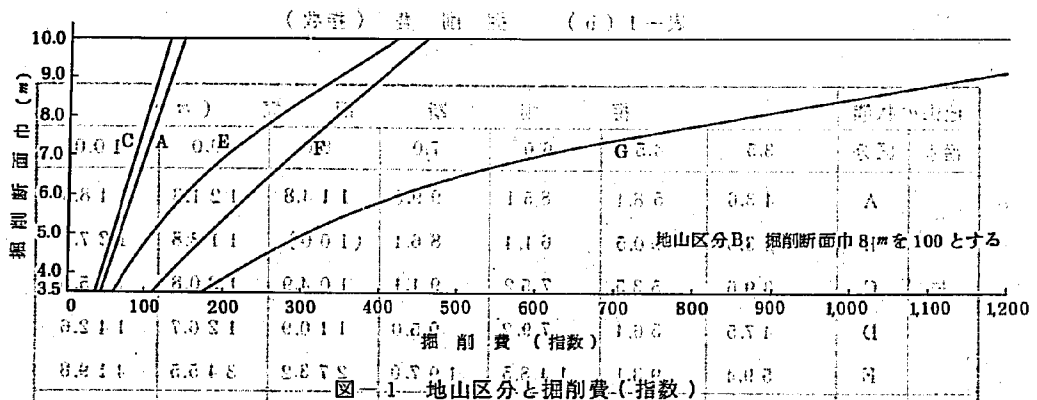
1. 序 説	1
〔1〕 これまでの研究	3
〔2〕 トンネルの湧水について	3
2. 帯水層の把握方法	5
〔1〕 地質踏査, 弾性波探査, 電気探査, ボーリング調査	6
〔2〕 物理検層	6
(1) 電気検層	6
(2) 放射能検層 (密度検層)	8
(3) 温度検層	8
3. J. F. Tによる湧水試験法	9
〔1〕 J. F. T (孔内湧水測定機)	9
〔2〕 測定方法	11
〔3〕 解析方法の考察	11
(1) 上下に不透水層が存在しない場合	11
(2) 上位に不透水層が存在する場合	13
(3) 上下に不透水層が存在する場合	13
4. 他の試験法との比較試験	15
〔1〕 船橋における揚水試験法との比較試験	15
(1) 試験目的	15
(2) 試験方法および解析結果	15
(3) 解析結果の考察	26
〔2〕 磯根における揚水試験法との比較試験	26
(1) 試験目的	26
(2) 試験方法および解析結果	26
(3) 解析結果の考察	30
5. トンネルの湧水量の算出方法の考察	32
〔1〕 影響範囲	32
〔2〕 切端からの湧水量	33
〔3〕 切端後方からの湧水量	33
6. 月山茅1トンネルの湧水量の推定	34
〔1〕 月山茅1トンネルの地質	34

(2)	J. F. T 試験	35
(3)	月山才1トンネルの湧水量の試算	35
(1)	影響範囲 R	35
(2)	切端からの湧水量 Q_1	37
(3)	側壁部からの湧水量 Q_2	37
(4)	坑口排水量 Q	37
7.	結 論	38
8.	謝 辞	39
9.		
10.		
11.		
12.		
13.		
14.		
15.		
16.		
17.		
18.		
19.		
20.		
21.		
22.		
23.		
24.		
25.		
26.		
27.		
28.		
29.		
30.		
31.		
32.		
33.		
34.		
35.		
36.		
37.		
38.		
39.		
40.		
41.		
42.		
43.		
44.		
45.		
46.		
47.		
48.		
49.		
50.		
51.		
52.		
53.		
54.		
55.		
56.		
57.		
58.		
59.		
60.		
61.		
62.		
63.		
64.		
65.		
66.		
67.		
68.		
69.		
70.		
71.		
72.		
73.		
74.		
75.		
76.		
77.		
78.		
79.		
80.		
81.		
82.		
83.		
84.		
85.		
86.		
87.		
88.		
89.		
90.		
91.		
92.		
93.		
94.		
95.		
96.		
97.		
98.		
99.		
100.		

1. 序 説

トンネルの掘削にあたって工事中の湧水量を予測することは、工事の設計、施工、保安上とくに重要な問題である。旧丹那トンネルや関西電力大町トンネルなど難工事として有名なものはほとんど大量の湧水が原因となっている。施工が困難といわれる断層破砕帯、未固結岩、軟質岩など不良地質での掘削でも、そのみでは工事を長期間中断させたり、中止させたりすることはまれであるが大量の湧水をともなう場合には、地質が良好な場合でも掘削が困難となるケースが多い。特に地質が悪くて大量の湧水をともなう場合には、湧水の処理だけでなく、水によって岩盤の強度が低下し、軟弱化したり、土砂が流出したり、崩壊したりして、坑内作業の能率が低下することはもちろんのこと、工事は中断、あるいは最悪の場合には中止せざるを得ないようになる。その上旧丹那トンネルなどにおけるように周辺まで影響を及ぼし、沈下や湧水等公害問題を引き起す恐れもある。

湧水がトンネルの工費に及ぼす影響は非常に大きなものがある。表-1および図-1はカリフォルニア州水資源局がおこなった99本のトンネル工事と掘削費の調査資料から作成したものである。^{*}



これによると地山の状態よりも、湧水の有無が大巾に掘削費を左右することがわかる。例えば普通の道路トンネル (掘削断面巾 8.0 m, B 岩盤) の掘削費指数を 100 とすれば、岩質の最も悪い E 岩盤で同指数が 273.2 であるのに、湧水を伴う場合には E 盤相当 (G 岩盤) で 851.4 に達する。これは掘削費だけの比較であるが、排水費や支保工、復工費を考えればさらに大きなものとなる。

近年トンネル工事においても大型機械が導入され、また全体の工期が短くなっているのですがその影響は以前よりさらに大きくなっている。トンネル工事が殆んど人力にたよっていた時代には水が出たらそのまま放置して自然に水が涸れるのを待って工事をすればよく、工事が多少遅れるといがだけですんだが、現在のように高価な大型機械が導入されると機械の償却費だけでも大きな経費増になる。また鉄道や有料道路においては、工事の遅れが大きな収入減となる。以上のように単に経済上の面だけをみても大きな問題となる。

* Engineering News Record, Dec. 17 1959

表-1(a) 地山状態の区分

区 分	地 山 の 状 態
A	堅固緻密な地山、未変質、塊状で普通程度の節理
B	層状または片状の岩よりなる地山、層面間隔1.5 m以下
C	普通程度の節理（間隔0.5～1.5 m）、岩塊が分離する（側壁支保）
D	著るしく破碎されたもの、未固結堆積物
E	完全に破碎されたもの、未固結堆積物
F	A～D相当地山で湧水あり、非破壊性地山
G	E相当地山で湧水あり

表-1(b) 掘 削 費（指数）

地山の状態		掘 削 断 面 幅 (m)						
湧水	区分	3.5	4.5	6.0	7.0	8.0	9.0	10.0
無	A	43.6	58.4	85.1	99.0	114.8	121.8	148.5
	B	33.6	50.5	61.4	86.1	(100)	113.8	127.7
	C	39.6	53.5	75.2	91.1	104.9	120.8	135.6
	D	47.5	56.4	79.2	95.0	110.9	126.7	142.6
	E	59.4	93.1	148.5	197.0	273.2	345.5	419.8
有	F	108.9	154.4	233.6	287.1	342.5	396.0	453.4
	G	174.2	251.5	415.8	619.7	851.4	1079.1	1306.8
	G-L	768.2	839.1	1023.7	1213.7	1445.4	1673.1	1900.8
	G-M	1263.2	1439.5	1617.7	1807.7	2039.4	2267.1	2494.8
	G-H	3738.2	3815.5	3979.8	4183.7	4415.4	4643.1	4870.8

注) 指数は地山区分Bで掘削断面巾8.0mの場合を100とする。G-L, G-M, G-Hは地山区分Gで湧水量がそれぞれ3～14, 14～40, 40～50 m³/minの場合の排水費だけを含またものである。

トンネルの湧水がこれほど重要な問題であるにもかかわらず、湧水機構がいちじるしく複雑であるので、いまなお適当な予測方法が開発されていない。したがって湧水量の推定はもちろんのこと湧水の有無さえ予測できず、まったく個人的な経験にたよっているのが現状である。

本研究の目的は調査段階でトンネルの掘削にともなう湧水の個所や湧水量、湧水圧を予測し、それによって掘削の選定および設計、施工などの湧水対策をおこなえるようにするものである。

(1) これまでの研究の経過は、明治時代から昭和初期にかけて、トンネルの掘削に伴う湧水を予測しようとする試みはおそらくトンネル工事とともに古いものであろう。わが国では農業用導水路や発電用導水路としてのトンネルが古くから掘削されているが、この段階では掘削時の湧水が特に問題になることはなかった。明治後半から大正にかけて鉄道用のトンネルが多く掘られるようになるにつれて、湧水がトンネル工事に与える影響が大きく浮びあがるようになり、1918～1934年（大正7～昭和9年）に建設された東海道本線旧丹那トンネルにおいては湧水が工事の成否にかかるとまでいわれた。

旧丹那トンネルは膨大な水抜工を施工して完成されたが、同時に湧水に関する調査が¹⁾広田らによっておこなわれた。これがわが国におけるトンネルの湧水の科学的な調査研究のはじめであろう。広田らはトンネル内の湧水がトンネル掘削に伴う湧水の影響範囲や地表水と密接な関係にあることを証明した。

²⁾1962年（昭和37年）、高橋は水理学的な考察から恒常湧水が関係流域の湧水流量と比例関係にあることを求め、国鉄の既存トンネルにあてはめて良い結果を得ている。

青函トンネルの調査が本格化するにつれて、ボーリング孔を使って直接水理定数を求める方法が検討された。³⁾1957年（昭和32年）藤田は坑底圧測定装置を紹介している。その後石井および共同研究者が^{4,5)}測定機の改良と解析方法の研究を積極的に進めている。

土木研究所においてもボーリング孔中で水理定数を求めることができる新しい測定機や測定法の開発を検討し、⁶⁾1965年（昭和40年）小孔径用J・F・Tの改良1号機を作った。翌年は2号機も作り、

1965年から1970年にかけて解析法の研究のために測定データの集積の他各種の比較試験等をおこなった。

また直接湧水調査用に開発されたものではないが、弾性波探査、ボーリング電気検層、放射能検層（密度検層）、温度検層などの技術が導入され透水層の把握の精度向上に役立っている。土木研究所においても土木用の地質調査に検層技術を応用すべく研究をすすめ、その成果は帯水層の調査に

広く活用されている。^{7,8)}

(2) トンネルの湧水についての調査は、掘削に伴う湧水の発生メカニズムの解明が目的である。

⁹⁾トンネルを掘削したことによって地表水が地中に滲入するか、または直接流入してくる特殊な場合をのぞくと通常のトンネル工事で遭遇する湧水は降雨時に地表から浸透し、一旦地中に貯留されたものが掘削によって流出してくるものである。したがってトンネルの湧水問題を取り扱うためには、湧

水機構を解明するだけでは不十分で地下水の貯留機構や貯留状態を解明することが大切であるがまだ十分解明するにいたっていない。

地下水の貯留は主として降雨によってなされる。降雨の大部分は流失してしまうがその一部が地下の空所をうめるがたちで貯留される。もちろん地下水は流動するので貯留形態は一定しない。典型的な地下水の貯留体で貯留されている水量は1回に供給あるいは流出する量の何十倍、何百倍もある。これが地下で一種の平衡状態を保ちながら流入、流失をくり返している。この貯留量を決定するにはある同一の地質をもった塊の大きさを決め、その中に含まれる空間の量（大きくみれば有効間隙率に相当する）を決定する必要がある。現在のところこれを客観的、定量的に決定する適当な方法がないので結局従来の地質調査法の精度を高めて実施し地質技術者の判断を待つことになる。一方トンネルの湧水を左右するもう一つの決定的な要素は湧水の難易すなわち透水性である。多くの火成岩や変成岩、固結度の高い堆積岩、粘土やシルトなどは水を通じ難く背後に大きな貯留体または貯留層があったとしても湧水は問題にならない。一般に生成時期が新しい地層には多孔質で貯留層を形成すると同時に透水性に富んでいるものが多い。砂層、礫層、火山砂、火山礫などがこの例である。また火成岩や変成岩など固結度の高い堆積岩には地殻の変動によって節理等のキレツがよく発達していることがあり、これも貯留や透水性を高めている。その他よく遭遇する例では安山岩等の熔岩や花崗岩、断層の前後などには不規則だがかなり顕著な貯留層や透水層を形成している。

透水性を定量的に評価するには透水層の性質を検討しておく必要がある。前述の透水性の地質といわれるもので砂層や礫層、キレツがよく発達している岩など空隙が均質に分布するとみなされるものでは現在我々が用いている水理学的な手法によってある程度定量的な評価ができるが熔岩流などでは評価が困難である。

トンネルの湧水を現象的にみると掘削後に湧水がだんだん減少してゆくものと逆に増加したり殆ど減少しないものがある。地山がキレツに富んでいたり、透水性の地質がトンネルを覆ってかなり広く発達している場合には掘削の切端（切羽）に沿って、初期の段階では多いがだんだん減少し、ついには一定量（定常流）に達するようになる出かたをする。この場合湧水は切端の前進につれて前方へ移動し、いわゆる「切端についてまわる水」となる。水が切端について動く理由は湧水点の水頭傾度が時間が経つと定常に緩くなると帯水層の貯留水頭が低下することによる。しかしこのような場合でもトンネルの傾斜が浅い場合には降雨によってトンネルの湧水量より補給量が多く、帯水層の貯留水頭が上昇し、減少した湧水も一時的に増加することがよくある。

掘削後時間が経過するにつれて湧水量が増加するケースは湧水量からみるとたいしたことはないが、もともと地山の強度が低いところに多くみられる現象で思わぬ事故の原因となることがある。掘削後に湧水が増加する機構はよくわからないがガスの漏洩説と地山の応力解放による変位説とがある。⁹⁾ガスの漏洩説によると地山の間隙は自然状態では水とガス（空気）によって充されているが、そのま

中に封塞されていたものが地下水によって押し出され、つれて水が滲出してくるというものである。地山の応力解放説によると自然状態のときは水密性であった地山がトンネルの掘削の結果地山内部の応力が開放され変位が生じてキレツが押し広げられたり、地山が弛緩したりして透水性を増し周囲の透水層から地下水が供給されて湧出してくるというものである。この場合地山が弛緩することによる力学的強度の低下、地下水の浸透範囲の拡大による地山内の間隙水圧の増大、またときには湧水による細粒結合粒子の流失など地山の脆弱化の要因がかさなるので、湧水量の増加とともに支保工にかかる荷重が増加しさらに崩壊の原因になることがある。こういう現象も通気の良いトンネル（工事中にも）では表面だけが周囲に比べて異常に乾燥して気が付かないことがあるが凹部があると水が滲出し、土平や路盤にあれば水が溜るようになり、特に支保工脚部の脆弱化の原因になる。

① 以上は帯水層がトンネルの周辺に一樣に発達している場合であるが帯水層が層状またはポケット状に、しかもトンネルを横断する方向に発達している場合には湧水現象は切端の正面（かがみ）におこる。断層破碎帯がこの主要な例である。断層は地山の性質の違いによっていろいろな特徴をもったものになる。brittle な地山では断層の規模も大きく破碎もはげしいが ductile なものではあまり大きな破碎を受けない。湧水を考える場合には特に前者のケースに注意を払わなければならない。brittle な岩から成る地山では一般に断層に伴う破碎帯の中が広く、これが有効な貯留層を形成していることが多い。トンネルが実際に断層と遭遇する場合にはトンネルと破碎帯との位置関係によって、湧水が徐々に増加する場合と一旦減水しその後大量の土砂とともに出水してくる場合とがある。後者の場合、湧水だけでなく大量の土砂を伴うので大変危険であり、難工事といわれたトンネルでは膨張性地山の他にはこの例が多い。

② 湧水がトンネルの掘削におよぼす影響の度合は岩盤によって変わってくる。筆者の経験によると安山岩中のトンネル（新御坂トンネル）で $6 \text{ L}/1000 \text{ m}^3/\text{min}$ の湧水があっても作業能率はあまり低下しなかったが、新第三紀の頁岩中のトンネル（宇津トンネル）では滲出程度の湧水でも重大な支障となった。前者の例はクラックの発達が著しく大量の湧水があつたが特に岩石荷重はかからなかったのに対して、後者は水の滲出が支保工底盤直下の岩盤強度の低下や支保工の沈下をまねき周辺地山をゆるめ強大な地圧の発生となつたものである。また作業能率の低下は前者に比すべくもなく著じるしいものであった。

2. 帯水層の把握方法

① 地中に滲透した水はある厚さと広がりをもつて停滞もしくは移動している。この停滞もしくは移動している部分を帯水層または透水層という。前者は静的な捉え方をした場合、後者は動的な捉え方をした場合と区別して使っている人もあるが実体は同じなのでここでは原則として帯水層という語を使い透水層という語は慣用的にきけがたい場合にだけ使用する。

② 帯水層の把握はそのままトンネルの湧水量の決定とはならないが湧水量を決定するためにはさける

ことができない作業である。すなわち湧水量を予測するためには水理定数の他帯水層の存在位置や規模を決めなければならない。

(1) 地質踏査、弾性波探査、電気探査、ボーリング調査

広い調査地内に帯水層が存在するかどうかを知る方法としては地質踏査、弾性波探査、電気探査、ボーリングなどがある。帯水層となりうる地質は未固結粗粒な堆積岩とか風化帯やキレツ等のような空隙の多いところに限られるから、これらの調査法を使って帯水層の存在を推定することができる。

地質踏査は定性的である、個人差がある、局部的なものは摘出できないなどの欠点があるが、広範囲で構造的な帯水層を握むには適している。

弾性波探査は一般的な地質構造を知ることができるので構造的な帯水層の調査に適している。とくに風化が深かったり被覆層があって露頭の少いところでは地質踏査よりよい結果が得られる。また同一地層、同一岩石では多孔質なほど、キレツが多いほど弾性波伝播速度が遅くなり、そういうところは帯水層となりやすいから低速部での検出は帯水層の存在の可能性を検出することになる。

電気探査とくに比抵抗法による電気探査は地層の構造解析に役立つ他帯水層との差を読みとることができる。すなわち地層の比抵抗は岩石や地層の鉱物組成、結晶度、固結度、空隙率などによって異なる他空隙に含まれる水質と量によって決まるからである。

ボーリングは全体の地質構造と岩質を確認するため、地質踏査や弾性波探査で帯水層の存在が想定された場合その確認のためにおこなうものである。確認方法は掘削状況の解析とボーリングコアの肉眼観察でおこない、さらにこれは各種の物理検層や湧水試験などに使われる。

(2) 物理検層

帯水層を確認するためにおこなわれたボーリング孔は物理検層にも使うことができる。物理検層とはボーリング孔内で孔壁およびその近くの地層や地下水のもつ諸性質を物理量として取りだすことで、地層の境界、地層の対比、成層状態、間隙率（空隙率）、含水量、透水性などを調査するためにおこなわれる。物理検層には表一2に示すように種々の方法があるが、このうち帯水層を対象とした方法としては電気検層、放射能検層、温度検層等が有効であると考えられる。これらの検層技術は単独で使ってもよいが幾種類かを組み合わせることによって相乗的にその効果を発揮させることができる。^{7,8)}

(1) 電気検層

電気検層はボーリング孔孔壁またはその付近の岩石や地層の電気的特性を調べるもので、物理量としては比抵抗および自然電位を測定するのが普通である。この方法では電極の配置方法が解析上の特徴に結びつくが、帯水層の調査には①孔壁から比較的深い部分まで測定可能なこと、②解析が容易なこと、③装置が簡単で故障し難いことなどから2極法がよく使用されている。岩石や地層の比抵抗はこれを構成する粒子の物理的性質、粒子の組織や構造、鉱物組成、含まれている地下水の量や質などによってきまる。したがって求められた比抵抗値だけで岩石・地層相互の性質を比較することは困難であるが色々の岩石や地層は夫々ある範囲内で特有の比抵抗をもっておりこ

れからのズレによって透水性の難易を見当づけることができる。一般に湿潤状態の岩石や地層であれば泥岩や頁岩などのように粘土分の多いものでは100 ωm 以下、非破砕質で固結度の高い堆積岩や火成岩、変成岩では2000 ωm 以上を示し、不透水性の軟岩の一部と透水性の岩石や地層の大部分はだいたい100~2000 ωm の範囲に入ってくる。

表一 2 透水路調査に用いられる物理検層

	測定する物理量	対応する地質の諸性質	適用性
電気検層	見掛け抵抗 自然電位	岩相、成層状態、間隙率、透水性等	特に軟岩の岩質を良く表わす
音波検層 速度検層 (反射検層)	縦波伝播速度 重反射等の反射特性	硬さ、弾性係数、間隙率、キレツ係数等、硬さキレツ分布等	硬軟両岩に使用。硬岩に適す
放射能検層			
自然放射能検層	地層中の放射線物質の γ 線強度	岩相、断層破砕帯の推定(確認)等	断層、割目等が問題になる硬岩に適す。
γ 線密度検層	散乱 γ 線強度	密度、間隙率	硬軟両岩に使用。泥水、孔壁崩壊等がきいてくる
中性子水分計	水素原子により減速された熱中性子	含水量、間隙率	
温度検層	孔内水温、地中水温、水温勾配	地層水の温度	水が流動している場合に適す
その他			
水質水温計	電導度、孔内水温	泥水比抵抗および温度	電気検層解析の補助
ボアホールテレビ		岩相、割目、風化、断層等の肉眼観察および方向決定	泥水を使用する地盤には使えない

自然電位は遠隔任意点との相対値で示すので数値自体には意味はないがその増減の変化は岩石や地層の電気的な特性に応じて定まるので地層の相異、変化の度合などの検出に役立つ。また掘削水や泥水濃度が一定であれば比抵抗法などと対応させることによって透水性を判読することが可能である。地層の成層状態つまり垂直方向の均一性は検層曲線のかたちから判読できる。同じ岩相が続く変化の乏しい地層では検層曲線はほぼ同じ値でなだらかな曲線となり、互層状の地層など変化のある地層では凹凸のはげしい曲線となる。また比抵抗法で電極間隔を変えることによって真の比抵抗を求めた

り薄層の厚さを判読することもできる。さらにボーリング孔を多くし、これらの方法を数多くおこなうことによって地層の水平的、空間的広がりを知ることができ帯水層の性状を知るうえには非常に有効な手段である（図-2、6、10参照）

(2) 放射能検層（密度検層）

放射能の特性を使って岩石または地層の密度を調べるものである。

測定原理はボーリング孔孔壁付近の岩石による γ 線のコンプトン散乱の強さがその密度に関係することを利用したもので、一般に線源には ^{60}Co を使いまた散乱 γ 線の強度測定にはGM計数管が用いられる。

周囲の物質の密度が0であれば γ 線は散乱しないので計数値は0となり、密度が大きくなるにつれて散乱する確率が大きくなるので計数値が増すがある程度以上になると逆に吸収される方が多くなり計数値は減少する。計数値が極大になる点と密度との関係は γ 線のエネルギーによって異なるが ^{137}Cs や ^{60}Co 程度のエネルギーをもった γ 線を土や岩石のような密度の物質中で背面散乱させた場合、検出機による散乱 γ 線の計数値は密度が増すにつれて減少する。

検層曲線は密度の大小の他、自然放射能の存在や孔壁の形状によるある程度のバラツキがあり、カリブレーションをおこなっても5%程度の誤差はさげられない。したがって連続測定により電気検層の場合と全く同様に岩石や地層の密度区分ができる。

密度検層は密度の異なる地層の境界の検出、断層、破碎帯などの検出、同一地層、同一岩石中のクラックなど密度の減少する要因の存在の検出に役立ち電気検層等他の技術と組み合わせて帯水層の存在の可能性を知ることができる（図-6参照）。

(3) 温度検層

温度検層には孔中温度の異状（地温勾配の異状）を調べるものと、孔内温度と異なる温度の水を注入して地温勾配に近づくまでの状態を調べるものがあり、ボーリング孔内の物理的、地質的あるいは水理的情報を得ようとするものである。温度検層は他の検層と異なり孔壁の岩質などを物理量として直接測定するものではないが、特に孔内の湧水、逸水および泥水の浸入状況、水の流動、帯水層の存在、孔壁の崩壊などが検出できる。

地温は地殻内部からの熱流、太陽のふく射熱、地表水の浸透、地層中の有機物や硫化物などの化学反応熱などによってきまる。地温分布はこれらの熱源から供給される熱の強さと岩石や地層の熱的性質によって規定され、岩石や地層の熱的性質は主に空隙率または含水比に左右される。例えば熱伝導率が大きいものほど温度勾配が小さく熱伝導率が異なるごとに温度勾配が不連続となるが、緻密な地

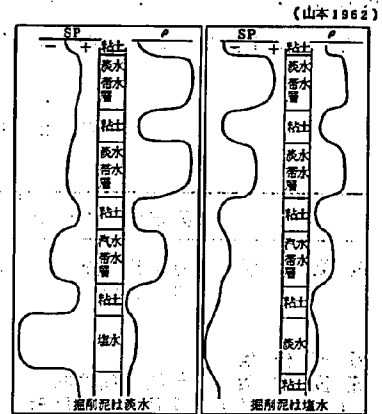


図-2 模式的な電気検層曲線
（泥水の炭酸で曲線の形が異なる）

層の熱伝導率は $3.0 \sim 10.0 \times (10^3) \text{ cal/sec} \cdot \text{cm}^2 \cdot ^\circ\text{C}$ に対し飽和多孔質な地層で $2.0 \sim 4.0 \times (10^3) \text{ cal/sec} \cdot \text{cm}^2 \cdot ^\circ\text{C}$ 、不飽和多孔質な地層では $0.5 \sim 0.8 \times (10^3) \text{ cal/sec} \cdot \text{cm}^2 \cdot ^\circ\text{C}$ で帯水層となりうる地層となりえない地層には明らかな差がある。

測定孔に湧水がある場合にはもっと直接的に帯水層を把握できる。この場合孔内水（外部からの注入水の場合もある）と湧水との温度差および孔内での湧水の移動状況が温度異状としてあらわれる。もし湧水移動が同一層間の場合には湧水箇所にはほぼ湧水温度に相当する水温が検出され、移動が2層間にわたる場合には両地点間の温度がほぼ湧水温度に近い一定値となる。これらの状態で温度が一定になるために要する時間は湧水量に規制されるため透水層の存在だけでなく湧水量の算出も可能である。

3. J.F.Tによる湧水試験法

(1) JFT（孔内湧水測定機）

現場で地層のもつ種々の水理定数を求めるための試験方法としては、①1孔より揚水しその周辺に設けた1孔または数孔の観測井で水位低下を測定する方法（揚水試験法）②ある時間一定水位になるように揚水しその後揚水を中止して水位の回復を測定する方法（水位回復法）③水位が一定になるように注水してその時の注水量から求める方法（注水法）④圧力を変えながら圧力水を注入しその注水量から求める方法（圧入法）などがある。しかしこれらの方法ではトンネルの地質調査のように調査範囲が広く、試験（測定）深度が大きく、しかも試験孔の孔径が45～75mm程度と小さい場合には上記のような試験方法では測定が不可能であったり経済的に困難なことが多い。JFT法はこれらの問題を解決するために考案された一種の水位回復法による試験法である。原理は下端にバルブのついた中空のロッド（測定管）を帯水層中にたて、バルブを開放してロッド内に流入してくる水量または水位の時間変化を測定するものである。

JFTは当初石油の産出量を推定するために考案されたもので、時計仕掛けの圧力計を油井（調査用のボーリング孔）の孔底に入れ圧力の時間変化を測定したものである。そのためJFTは孔底圧測定装置と呼ばれたり、またボーリング孔中での調査という意味からDST（Drill Stem Test）と呼ばれたり考案した会社名（Johnston Testers, Inc.）から Johnston Formation Tester と呼ばれたりしているがここではJFTと呼ぶことにする。石油用のボーリングは直径が150mmとか200mmというものであるが前述のように普通のトンネルの地質調査用ボーリングの孔径は45～75mmであり、また石油層は深く、圧力（油圧やガス圧）も大きいがトンネルの場合は石油層に比べれば調査地点が浅く圧力変化が小さいのでこの方式では測定しきれない。これらの問題を解決するために小型で水位を測定する方式が開発された。

(2) 測定方法

J F Tによって地山の水利定数を求めるには前述のように地質踏査や弾性波探査、電気探査などの結果から水利地質構造を想定し、求めようとする地点に孔径45~47mmのボーリングをおこないコアの観察、削孔記録、電気検層、放射能検層、温度検層などによって帯水層の位置や厚さを確認する。この帯水層は地表踏査や弾性波探査、電気探査などの解析結果と比較検討してその広がりを含めておく。

帯水層を確認したら帯水層の上の不透水層(1バッカー方式)または帯水層の上、下の不透水層(ダブルバッカー方式)にバッカーを効かせて試験をおこなうものである。J F T本体のボーリング孔内への挿入はボーリング機を用いておこなう。

測定手順にしたがって述べれば次のようになる。①まずトリップバルブを閉じ測定しようとするところまで測定機を降ろす。②所定の位置で測定機を固定し窒素ガスまたは空気を送ってバッカーを効かせボーリング孔内の水の移動を遮断する。これによってトリップバルブの開放後でも水はすべて帯水層を通じて供給されボーリング孔中の水が直接流入することがないようにする。③先端に重いついた電極でトリップバルブの頭部をたたきトリップバルブを開放する。水はストレーナからトリップバルブを通して測定管中に流入してくる。測定管中の水位は測定管中に降ろされた電極によって測定される。④水位が最高静水位に達したことを確認し測定は終了する。さらにバッカーのガスをぬき測定機を孔中から引きあげて全測定作業を終了する。

(3) 解析方法の考察

J F T測定によって得られるデータは時間-水位または時間-水量の関係である。これらの測定データから直接透水係数等の水利定数を求める方法はまだ確立されていないがここでは揚水試験等に使われている在来の水利定数解析法のうちJ F T法へ適用できるものについて考察する。

(i) 上下に不透水層が存在しない場合
$$\frac{(u) - (1+u)}{(1+1.5)u} = \frac{1}{1+u}$$

M. J. Hvorslev¹¹⁾は透水層(帯水層)が同質均一で無限の広がりを持ち上下に不透水層をもたないいわゆる自由面(不圧)透水層の場合の変動水頭の微分方程式の解として次の式をあげている。(M. J. Hvorslevの式(1)図-4(a)参照)。この場合透水層内の流れは層流であつ放射状の流れをするものとする。

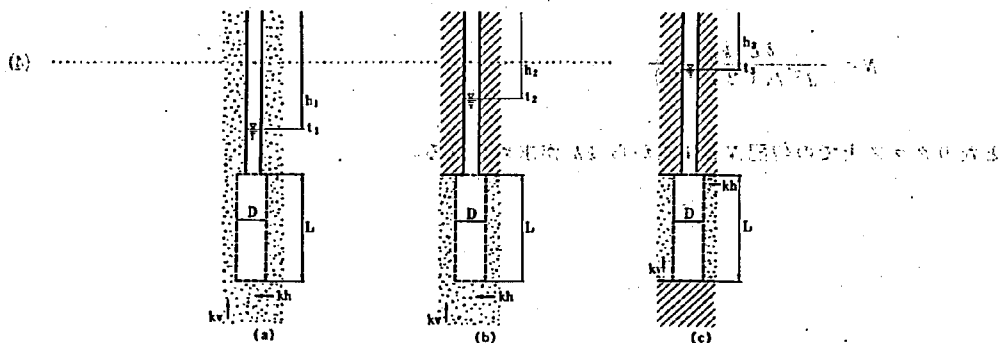


図-4 透水層の形態と井戸との関係

$$Kh = \frac{d^2 \ln (Lm/D + \sqrt{1 + (Lm/D)^2})}{\delta L (t_{n+1} - t_n)} \ln \frac{h_n}{h_{n+1}} \quad (1)$$

ただし

d : 測定管 (スタンドパイプ) の内径

L : 測定区間長 (ボーリング孔の長さ)

D : 測定区間 (ボーリング孔) の径

t : 時間

h : 圧力水頭

m : $\sqrt{Kh/Kv}$

Kh : 水平方向の透水係数

Kv : 垂直方向の透水係数

一般に J F T 法においては測定区間長はその径にくらべて非常に大きいので $mL/D > 4$ ($m=1$) とすれば、

$$Kh = \frac{d^2 \ln (2L/D)}{\delta L (t_{n+1} - t_n)} \ln \frac{h_n}{h_{n+1}} \quad (2)$$

となる。

(2) 式はそのまま使ってもよいが測定データが透水試験の諸条件に合うかどうかを検討するためには次の操作をすればよい。すなわち (2) 式から h と t の関係を求めると次のようになる。

$$\ln \frac{h_n}{h_{n+1}} = \frac{\delta L Kh}{d^2 \ln (2L/D)} (t_{n+1} - t_n) \quad (3)$$

(3) 式のうち h , t は変数だが他は定数であるので縦軸の対数目盛に h_n/h_{n+1} , 横軸の普通目盛に $(t_{n+1} - t_n)$ をとれば直線となりその勾配は

$$N = \frac{\delta L Kh}{d^2 \ln (2L/D)} \quad (4)$$

となりグラフ上での勾配 N と (4) 式から Kh が求められる。

(2) 上位に不透水層が存在する場合、

(1)と同様 M. J. Hvorslev¹¹⁾ は次式を求めている。この場合透水層は上位には水平に連続する不透水層があるが他は無限の広がりをもつ同質均一な透水層 (M. J. Hvorslev の式(III)図-4(b)参照) で透水層の中の地下水の流れは層流でかつ放射状の流れをする。

$$k_h = \frac{d^2 \ln \left(\frac{2mL/D + \sqrt{1 + (2mL/D)^2}}{2} \right)}{\delta L (t_{n+1} - t_n)} \ln \frac{h_n}{h_{n+1}} \quad (5)$$

(1)と同様な仮定のもとに(5)式を変形すればそれぞれ次のようになる。

$$k_h = \frac{d^2 \ln (4L/D)}{\delta L (t_{n+1} - t_n)} \ln \frac{h_n}{h_{n+1}} \quad (6)$$

$$Z_n = \frac{h_n}{h_{n+1}} = \frac{\delta L k_h}{d^2 \ln (4L/D)} (t_{n+1} - t_n) \quad (7)$$

$$N = \frac{\delta L k_h}{d^2 \ln (4L/D)} \quad (8)$$

故に k_h は求められる。

(3) 上下に不透水層が存在する場合

上下2層の不透水層にはさまれ水平方向に無限の広がりをもつかつ有限の厚さをもつ水平層 (図-4(c)参照) に掘られた井戸に流入する被圧地下水は井戸を中心とした鉛直軸を対象軸とする放射状の一次元対象流となる^{12,13)}。この場合井戸からの距離 r における水位低下 ζ に関する基礎微分方程式は帯水層 (透水層) の透水性 K , 圧縮率 σ とすると次式で与えられる (Theis¹⁴⁾ 野清の式)。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{k}{\sigma} \left(\frac{\partial^2 \zeta}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial r} \right) \quad (9)$$

$$t = \text{経過時間} \quad (9-1+0.0) \quad \frac{Q(1+\sigma)}{4\pi T} = \dots$$

ただし帯水層内での温度および圧力変化の範囲内では地下水の圧縮率と絶対粘性が一定であると仮定する。(9)式に初期条件および境界条件を入れてとくと

$$\zeta = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty \frac{1-u}{u} du = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad (10)$$

$$U = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (11)$$

$$W(u) = -0.5772 - l_n U + U - \frac{U^2}{2 \times 2!} + \frac{U^3}{3 \times 3!} \quad (12)$$

$W(u)$: ウエルゼンの井戸函数

S : 貯留係数

T : 浸透係数 ($T=KL$)

U が非常に小さい場合, すなわち時間 t がある程度経つてからは $W(u)$ の展開式の第3項以下は無視でき

$$\zeta = \frac{-Q}{4\pi LK} (0.5772 + l_n U) \quad (13)$$

$$\zeta = \frac{-Q}{4\pi LK} (l_n \frac{r^2}{t} + l_n \frac{S}{4LK} + 0.5772) \quad (14)$$

ここで r を一定にして $t = t_n, t_{n+1}$ とすれば (14) 式は

$$\zeta_n = \frac{-Q}{4\pi LK} (l_n \frac{t_n}{r^2} + l_n \frac{S}{4LK} + 0.5772) \quad (15)$$

$$\zeta_{n+1} = \frac{-Q}{4\pi LK} (l_n \frac{t_{n+1}}{r^2} + l_n \frac{S}{4LK} + 0.5772) \quad (16)$$

$$\text{となり (15), (16) 式から} \quad \zeta_{n+1} - \zeta_n = \frac{Q_{n+1} - Q_n}{4\pi LK} (l_n t_{n+1} - l_n t_n) \quad (17)$$

また $r \rightarrow 0$ を考えると

$$\zeta = H - H_t \quad (18)$$

H : 最高静水位

H_t : 経過時間 t における静水位

$$\zeta_{n+1} - \zeta_n = (H - H_{t_{n+1}}) - (H - H_{t_n}) = H_{t_n} - H_{t_{n+1}} \quad (19)$$

故に (17) 式は

$$H_{t_n} - H_{t_{n+1}} = \frac{Q_{n+1} - Q_n}{4\pi L K} (\ln t_{n+1} - \ln t_n) \quad (20)$$

$$K = \frac{(Q_{n+1} - Q_n)(\ln t_{n+1} - \ln t_n)}{4\pi L (H_{t_n} - H_{t_{n+1}})} \quad (21)$$

となり K は求められる。

4. 他の試験法との比較試験

J F T 法はトンネル地山のような条件下での透水試験に適しているけれども、その試験結果の解析法はまだ十分確認されていない。透水試験法としてはこれまで揚水試験法や注水試験法が多くおこなわれ、その適用性の評価もほぼ確立している。そこで本研究では揚水試験法や注水試験法の実施できる場所で同時に J F T 法を実施し、前節 3. (3) で考察した解析法が妥当なものかどうかを比較検討した。

(1) 船橋における揚水試験法との比較試験

(i) 試験目的

試験地は千葉県船橋市で千葉県北部にひろがる下総台地の縁辺部近く、江戸川三角州の端にあたる。試験は上部に不透水層をもち下部には不透水層をもたない場合の解析法を検討するために揚水試験法と比較試験をおこなったものである。

(2) 試験方法

1) 試験方法

① 試験地点の決定と地質の確認

試験地の決定は既存の資料（東京湾現状道路地質調査の資料、特に東京湾地質調査 415 等）と地表踏査によっておこない、地質の確認は揚水試験用の井戸（揚水井 1 孔、観測井 4 孔）の試錐データと揚水井および観測井 1 孔の次に記す各種物理検層（主として岩質をしらべる目的で比抵抗法、地層

の境界をしらべる目的で自然電位法による電気検層、また地下水の流動をしらべるために温度検層、地層の区分や他のボーリング孔との対比のために密度検層)をおこなった。

② J F T 試験と揚水試験

J F T 試験は観測井の4孔のうちOW-2とOW-3につきそれぞれ3回ずつ計6回おこなった。測定は両ボーリング孔とも透水層上端より下方へ約5, 10, 15 m間とし、それぞれ上部不透水層の最下位の同じ位置にパッカーを効かせた。上昇する水位の測定はトリップバルブから各々2 m, 4 m, 6 m, 7 m, 8 mに設置された電極によった。

揚水試験は限界揚水量を求めるための予備試験と、それをもとにした本試験とに分けておこなった。限界揚水量を求めるための段階試験は揚水量13², 36⁰, 81⁰, 9⁰, 14⁰, 17⁰, 7⁰, 15⁰, 27⁰ ℓ/min の7段階でおこなった。本試験の揚水量は予備試験にもとずき60 ℓ/minに定めた。なお揚水井および観測井の配置は図-5の通りである。揚水井の孔径は105 mm, 水中ポンプで揚水し揚水量は三角堰で測定した。

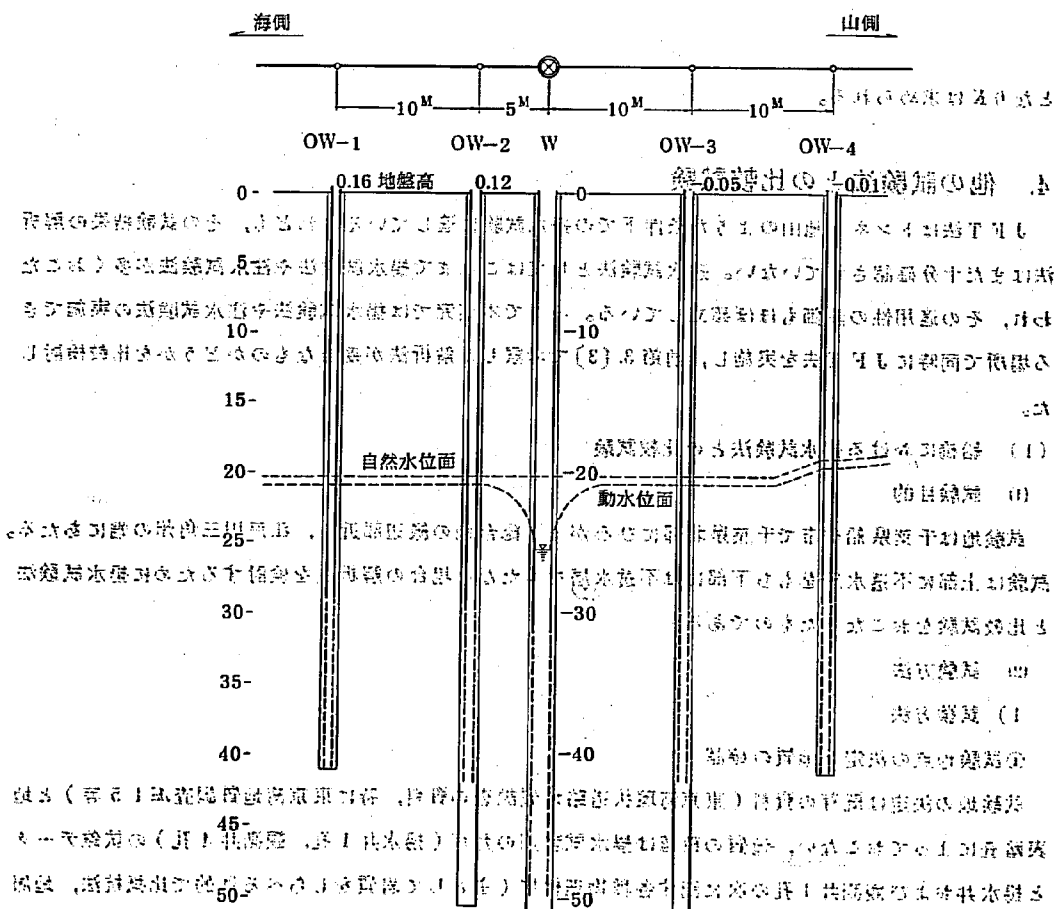


図-5 試験孔井配置図(船橋)

③ 自然地下水位と潮汐

試験地が海に近かったので、自然地下水位におよぼす潮汐の影響を調査した。調査法は各ボーリング孔の地下水位と潮汐を同時観測したもので、潮汐と地下水位変動の時差および影響率を求めた。

④ 粒度試験

揚水試験のチェックと個々の透水層の透水係数を求めるため、揚水井および観測井 OW-2 のボーリングコアから各々 5 試料ずつ計 10 試料の粒度分析および比重試験をおこなった。

⑤ 解析方法

揚水試験の解析には平衡式による解法として Theis の式、非平衡式による解法として Jacob の式により、JFT 試験の解析は M. J. Hvorslev の式(III)によっておこなった。最後にこれらの解析方法から求められた伝達係数、透水係数、貯留係数等の比較検討をおこなった。

2) 試験結果

1) 地質条件

① 地質概要

前述のように試験地は千葉県北部にひろがる下総台地の縁辺に近く、江戸川三角洲の端にあたり、下総台地より流れる海老川河口左岸に位置する。試験地付近は地表より深度 2.20 m 位までは黄褐色の埋立盛土砂である。その下、深度 1.1 ~ 1.3 m までは黒灰色の崩壊しやすい細砂で所々にシルトを混入しており、ハンドコーンペネトrometer によるコーン指数は 0.5 kg/cm^2 以下を示し軟かく、これは墨田砂層（沖積層）に対比されている。深度 1.1 ~ 1.3 m 以深は黄灰色細粒の砂およびシルト層で、コーン強度は砂 $0.5 \sim 1.0 \text{ kg/cm}^2$ 、シルト $1.5 \sim 3.0 \text{ kg/cm}^2$ 、固結したところで 4.0 kg/cm^2 、稀に 1.0 kg/cm^2 以上を示し、洪積層と考えている人もある。両層とも全般に砂が優っているが上位の層では深度 7 ~ 10 m にシルトが多く下位層では深度 20 ~ 32 m および 46 m 以深にシルトを多く混入する。構造は両層とも殆んど水平に近く、下位の層の連続性はよい。

② 電気検層

4 素子型の連続電気検層機により、自然電位 (SP) および比抵抗（電極間隔 1.25, 2.50, 5.00 cm）を測定した。測定結果は図-6 の通りである。両孔とも同じような傾向を示すが、揚水井 W 孔は孔壁が乱されていると考えられ、いいデータがとれなかった。観測井 OW-2 孔でみると次のようになる。

自然電位は約 8 mV の範囲で大きくなったり小さくなったりしている。この凹凸は地層の細互層を反映しているものである。一般に才 3 紀層以後の砂やシルト層では砂質のところほど ⊖ 側にふれ、泥質のところほど ⊕ 側にふれる。OW-2 の測定結果によると深度 29.0 ~ 30.5 m, 36.0 ~ 37.0 m, 45.5 ~ 47.0 m 付近に比較的薄いシルト層がある以外は砂質のところが多い。

試験地が海に近いので地下水の Cl 濃度が約 1200 ppm とかなり高く、比抵抗は岩質の差よりも水質により大きい影響を受け、岩質変化は見掛上小さくなっている。しかしこれによっても厚いシル

ト層の区間は2.65~3.10 m にており、それ以外はだいたい砂層と判断される。なお、孔底の比抵抗が小さいのはスライムの影響であり細粒物のためではない。

③放射能検層および温度検層

放射能検層による密度の測定はケーシングパイプ中は1.0 m 毎に、裸孔中は0.5 m 毎に、揚水井W孔については線源(Co^{60} , 4 mc, 遮蔽50 cm)による散乱 r 線法($r-r'$ 検層)をおこない、観測井OW-2孔については自然 r 線検層および $r-r'$ 検層をおこなった。測定結果は図-6の通りである。

自然 r 線検層では深度2.1 m 付近, 3.15 m 付近, 4.65 m 付近に自然 r 線の顕著なピークがみられ、ボーリング柱状図に見ることができるようシルト層とかなりよく一致している。 $r-r'$ 検層も電気検層の結果とよく合う(②電気検層参照)

温度検層は、コア採取率の向上を計るためシングルコアチューブによる無水掘りをおこなったので、ビットによる発熱が非常に大きく、帯水層の微妙な温度変化を追跡する本検層では掘削熱による影響のほうが大きすぎて、殆んど期待した結果は得られなかった。

④試験地の地質調査の結論

検層結果とコアの観察結果をまとめると次のようになる。ただし、検層のうち密度検層の場合は r 線の線源とカウンターの間隔が100 cmあり、地層の境界がその間をデフレートするので深さの精度は低い。

全体的には砂が優勢で深度5.0 m までは大きな変化は認められなかったが、大体次の8層にわけられる。すなわち深度2.20 m までは埋立による土砂で、以下7 m までの黒灰色の細砂、1.0 m までの砂質シルトを主とした層、深度1.0~1.3 m のゆるい砂、さらに黄灰色の中~細砂が深度2.1 m まで続き、深度2.10~3.15 m 間は半固結のシルトあるいは砂質シルトが優勢を示す難透水層で、以下粗~中砂を含む細砂層が、深度4.6 m より下位に一部固結シルトを夾む微細砂が見られるが全体として孔底まで帯水層をなす。したがって本試験の対象とした地質条件は深度2.1~3.15 m に不透水層をもった中~細砂層の帯水層である。

(II) J F T試験と揚水試験

① J F T試験

観測井OW-2孔および観測井OW-3孔とも深度3.15 m の不透水層とみなしたシルト層にバッカーを効かせ、孔底深度が約3.5, 4.0, 4.5 m に達したところで J F T試験をおこなった。水位上昇の測定は点灯式の測定器を使用した。解析はM. J. Hvorslev の式(III)によった。

$$N = \frac{\delta Lk}{(2.30 \cdot d)^2 \log(4mL/D)} \quad (2)$$

$$N = \frac{\log \frac{H_n}{H_{n+1}}}{t_{n+1} - t_n}$$

K : 透水係数

d : 測定管の内径

D : 孔径

L : 透水層の有効長

t : 経過時間

H : 圧力水頭差

m : 透水変質化 ($m=1$ とする)

測定結果より H_n/H_{n+1} と $t_{n+1} - t_n$ の関係を半対数グラフ上に求めると図-7 のようになるが、水位上昇が早く中間点をつかむことができないところもある。これによって N を求め (22) 式を使って計算すると表-3 のようになる。

②揚水試験

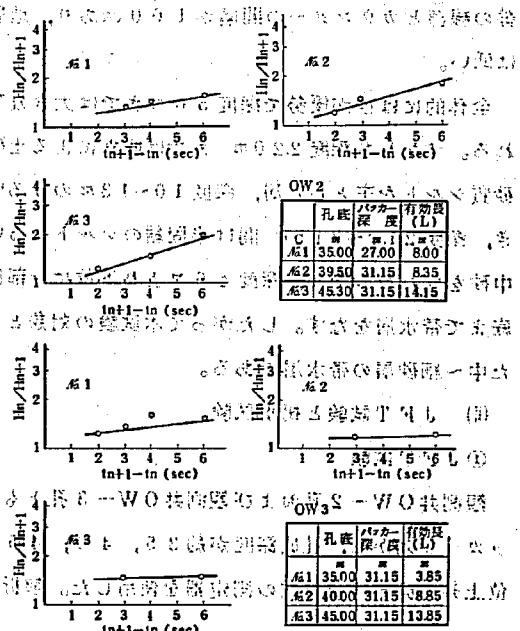
予備試験の結果から揚水量と水位降下および比湧出量の関係を求めた。しかしこれではまだ限界揚水量に達していない。本試験は比較的揚水が容易で、かつ孔内水位の変化を測定できる 6.0 l/分 の揚水量でおこなった。また段階試験の中には往復で大きい違いを示すものがあることと、揚水停止後地下水位が復元しないことがあることなどから判断すると帯水層はかなり複雑な要素をもっていると思われる。

測定した地下水位は潮汐の影響を除いて解析している (③参照)。

a) Theim の平衡式による解析

$$T_p = \frac{2.30 Q (\log r_2 - \log r_1)}{2\pi (S_1 - S_2)} \quad (24)$$

$$\log \frac{H_n}{H_{n+1}} \sim t_{n+1} - t_n \text{ (船橋)}$$



表一 3 試驗結果總括一覽表 (E 船橋)

		揚 水 井		観測井 1	観 測 井 2			観 測 井 3			観測井 4	平 均
掘 止 深 度 (m)		51.65		41.00	50.50			51.00			41.00	
地 盤 比 較 高 (m)		0		0.16	0.12			0.05			0.01	
ス ト レ ー ナ ー 位 置 (m)		31.50~50.00		29.00~41.00	30.00~42.00			30.00~42.00			29.00~41.00	
自 然 水 位 (m)		20.04		20.33	20.09			20.01			18.87	
揚 水 水 位 (m)		24.39		20.74	20.57			20.59			19.32	
水 位 降 下 量 (m)		4.35		0.41	0.48			0.58			0.45	
揚水井よりの距離(m)		0		20.00	10.00			5.00			15.00	
J F T 試 験	試 験 深 度 (m)				35.00	39.50	45.30	35.00	40.00	45.00		
	パ ン カ ー 深 度 (m)				27.00	31.15	31.15	31.15	31.15	31.15		
	有 効 長 (m)				8.00	8.35	14.15	3.85	8.85	13.85		
	トリップバルブ深度(m)				25.85	30.00	30.00	30.00	30.00	30.00		
	M.J.Hの式		伝達係数 cm/sec 透水係数 cm/sec		5.23×10 ⁻¹ 6.54×10 ⁻⁴		1.01 1.21×10 ⁻³	1.24 8.75×10 ⁻⁴	4.62×10 ⁻⁴ 1.20×10 ⁻³	1.11×10 ⁻⁴ 1.25×10 ⁻⁴	3.32×10 ⁻⁴ 2.40×10 ⁻⁴	6.13×10 ⁻⁴ 7.17×10 ⁻³
揚 水 試 験	平 衡 式	Thiem の式	伝達係数 cm/sec 透水係数 cm/sec 貯留係数		18.12 9.79×10 ⁻³ 4.48×10 ⁻⁴		22.51 1.22×10 ⁻² 2.74×10 ⁻⁴				20.32 1.10×10 ⁻² 2.38×10 ⁻⁴	
			非 平 衡 式	Theis の式	伝達係数 cm/sec 透水係数 cm/sec 貯留係数		12.26 6.63×10 ⁻³ 3.99×10 ⁻⁴		9.11 4.93×10 ⁻³ 3.04×10 ⁻⁵		10.69 5.78×10 ⁻³ 1.72×10 ⁻³	
					Jacob の式	伝達係数 cm/sec 透水係数 cm/sec 貯留係数		14.38 7.77×10 ⁻³ 7.28×10 ⁻⁴		1.258 6.80×10 ⁻³ 1.08×10 ⁻³		9.20 4.97×10 ⁻³ 2.48×10 ⁻³
粒 度 試 験	Hazenの式	(採取深度) 透水係数 cm/sec	(31.85) 3.08×10 ⁻⁴ (35.10) 1.37×10 ⁻⁴ (41.50) 3.96×10 ⁻⁴ (44.65) 5.48×10 ⁻⁴ (46.85) 4.43×10 ⁻⁴		(32.90) 4.43×10 ⁻⁴ (35.90) 1.07×10 ⁻³ (37.60) 5.43×10 ⁻³ (41.40) 2.19×10 ⁻³ (44.70) 4.76×10 ⁻³							

T_p : 伝達係数 (透水係数と透水層厚の積)

Q : 揚水量

s : 観測井の安定水位降下

r : 揚水位より観測井までの距離

ここで横軸に s , 横軸の対数目盛に r をとり, 得られた $r-s$ 曲線において $\log r$ の 1 サイクルにおける水位降下を Δs とすれば (24) 式は

$$T_p = \frac{2.30 Q^2}{2\pi \Delta s} \quad (24)$$

で示される。

$r-s$ 曲線と $s=0$ の軸との交点 r_0 (図-8) を求め観測井の水位降下が安定状態に達するまでの時間を t とすると, 貯留係数 S は次式で示される。

$$S = \frac{2.25 T_p t}{r_0^2} \quad (25)$$

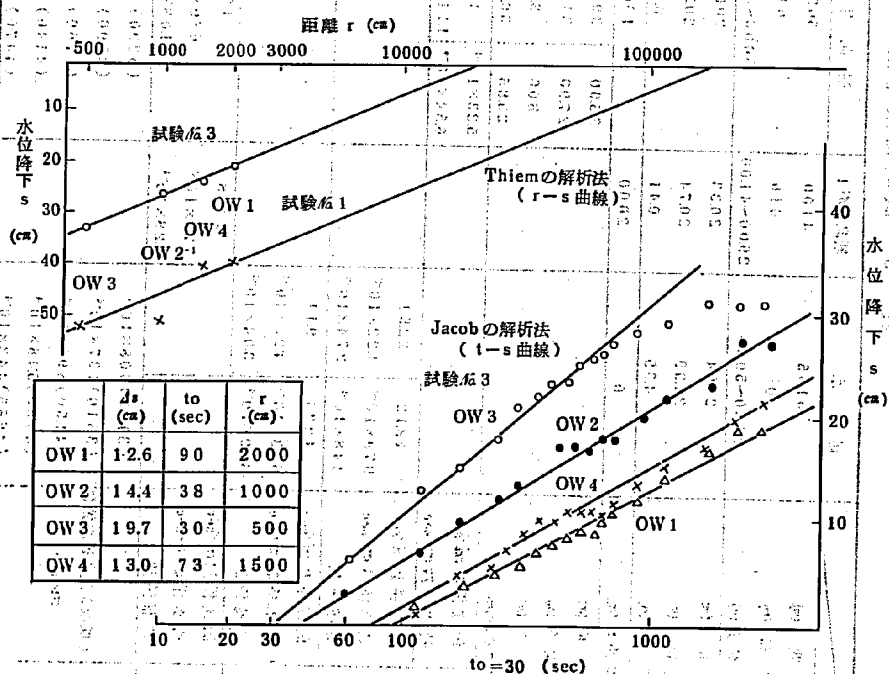


図-8 揚水量～水位降下～比湧出量 (船橋)

b) Jacob の非平衡式による解析

Jacob の直線解析法によれば横軸の対数目盛に経過時間 t ，縦軸に水位降下 s をとり $t-s$ 曲線を求め， $\log t$ の 1 サイクルにおける水位降下を Δs とすれば伝達係数 T_p は次式で表わされる。

$$T_p = \frac{0.183 Q}{\Delta s} \quad (21)$$

また揚水井からの距離を r ， $r-s$ 曲線が $s=0$ (図-8) と交わる点を t_0 とすると貯留係数 S は

$$S = \frac{2.25 T t_0}{r^2} \quad (22)$$

で示される。

c) Chow の非平衡式による解析

Chow の解析法によれば 対数グラフ上に t, s をとり (図-8) その点の接線を引き $\log t$ の 1 サイクルにおける水位降下を ΔS とすると次式より $F(u)$ が求められる。

$$F(u) = \frac{s}{\Delta s} \quad (23)$$

次に $F(u)$ に相当する $W(u)$ および u を計算図表から求めて，次式により T, S を計算する。

$$T = \frac{0.0796 Q}{S} W(u) \quad (24)$$

$$S = \frac{4 T t}{r^2 \frac{1}{U}} \quad (25)$$

③ 自然地下水位と潮汐

潮位変化が地下水位に及ぼす影響度を潮汐係数といいこれによって揚水試験による地下水位の補正をおこなった。

潮汐係数(n)を求めるには自然地下水位と潮汐の変化を連続観測し，潮汐と地下水位変動の時差 (t_0) を求め，その時差を隔てた同一時間における自然水位変化量 Δh ，潮位変化量 ΔH から

$$n = \frac{\Delta h}{\Delta H} \quad (26)$$

潮位変化が各孔井水位に及ぼす影響率を見ると、時間によってわずかながら差違が認められるので平均化を期すために各孔井における最高水位と最低水位との差を潮位の干満差で割ったものを潮汐係数とした。即ち潮位の干満差を135.6cm とすると、各孔の潮汐係数は、

$$\text{W 孔} \dots\dots\dots \frac{51}{135.6} = 0.376$$

$$\text{OW-1 孔} \dots\dots\dots \frac{51}{135.6} = 0.376$$

$$\text{OW-2 孔} \dots\dots\dots \frac{54}{135.6} = 0.398$$

$$\text{OW-3 孔} \dots\dots\dots \frac{56}{135.6} = 0.413$$

$$\text{OW-4 孔} \dots\dots\dots \frac{48}{135.6} = 0.354$$

となり、これより各孔井の自然水位変化を求め、揚水時における補正水位降下量を算出した。

$$s = k' + n \Delta H \dots\dots\dots (33)$$

s : 揚水による真の水位 (補正水位)

$$k' : \text{測定水位}$$

n : 潮汐係数

ΔH : 揚水開始時からの潮位変化量

補正に際しては、各揚水開始時を基準として潮位の変化を求めて揚水の影響のみによる降下水位を算出した。なお J F T 試験にも潮汐の影響があるが測定時間が短かく、解析値に殆んど影響がないので補正を省いた。

④ 粒度試験 土砂の性質を基にして透水係数を求める式には種々があるが、本試験では空隙率を測定していないので粒度による Hazen の式を用いた。

Hazenの式は有効粒径 $0.1 \sim 3 \text{ mm}$, 均等係数 $1 \sim 5$ の地層に適用されるといわれているが, 概略の値を求める意味で用いると

$$P = c(0.7 + 0.03 t) d_e^2 \quad (34)$$

P : 透水係数

c : $46 \sim 116$ 間で変化する係数 一般に 116

t : 温度

d_e : 有効径

ここで, $c = 116$, 温度検層の結果から $t = 16^\circ\text{C}$ とし, (34)式により各試料の分析結果について算出すると表-4 のようになる。

表-4 粒土試験から求めた透水係数(船橋)

孔井名	試料	採取深度 (m)	有効径 (mm)	60 号径 (mm)	均等係数	透水係数 (cm/sec)	分 類
OW-2	a	32.80~33.00	0.018	0.230	12.8	4.43×10^{-4}	砂質ローム
	b	35.80~36.00	0.028	0.228	8.1	1.07×10^{-3}	砂質ローム
	c	37.50~37.70	0.063	0.147	2.3	5.43×10^{-3}	砂
	d	41.30~41.50	0.004	0.089	22.3	2.19×10^{-5}	シルト質ローム
	e	44.60~44.80	0.059	0.122	2.1	4.76×10^{-3}	砂
W	a	31.75~32.00	0.015	0.112	7.7	3.08×10^{-4}	砂質ローム
	b	35.00~35.20	0.010	0.120	12.0	1.37×10^{-4}	シルト質ローム
	c	41.35~41.60	0.017	0.079	4.6	3.96×10^{-4}	シルト質ローム
	d	44.55~44.80	0.020	0.064	3.2	5.48×10^{-4}	シルト質ローム
	e	46.70~47.00	0.018	0.063	3.5	4.43×10^{-4}	シルト質ローム

(3) 解析結果の考察

各試験法および解析法について解析結果をまとめて示すと表-4 になる。この結果でもわかるように揚水試験法においても解析法によってはかなりの差違は認められるが、その平均透水係数は $(5 \sim 8) \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ 程度であるのに対して、J F T 法では $7 \times 10^{-4} \text{ cm/sec}$ となり 1 オーダー小さく出ている。しかし粒度試験から求めた透水係数は 10^{-4} オーダーであり、J F T 試験法の値に近いので本解析法は妥当なものと考えられる。揚水試験の結果が他の試験法の結果より大きく出たのは予備試験の段階で過剰揚水をしたため細かい粒子を洗い流したり、測定終了後でも水位が回復しなかったりして条件が変わってしまったためと思われる。

(2) 礫根における揚水試験との比較試験

(1) 試験目的

試験地は千葉県大佐和町礫根である。試験は上下部に不透水層をもつ有限厚さの透水層を対象とし、その場合の解析法を検討するために揚水試験法と比較試験をおこなったものである。

(2) 試験方法

1) 試験方法

① 調査地点の決定と地質の確認

調査地点の決定には既存の資料（主なものは東京湾現状道路地質調査の資料）と地表踏査によっておこなった。地質の確認には揚水試験用の井戸（揚水井 1 孔、観測井 4 孔）の試験データと電気検層（比抵抗および自然電位）、温度検層および密度検層によっておこなった（(1) (2) ① 船橋試験地点の決定と地質の確認参照）。

② J F T 試験と揚水試験

J F T 試験は観測井の 4 本につきそれぞれ 2 回ずつおこなった。測定は透水層に 3 m 入ったところで 1 回および掘進完了後同一地点で 1 回の計 2 回とし、それぞれ上部不透水層の最下位の同じ位置にバッカーを効かせた。上昇する水位の測定はトリップバルブから各々 2 m, 4 m, 6 m, 7 m, 8 m に設置された電極でおこなった。

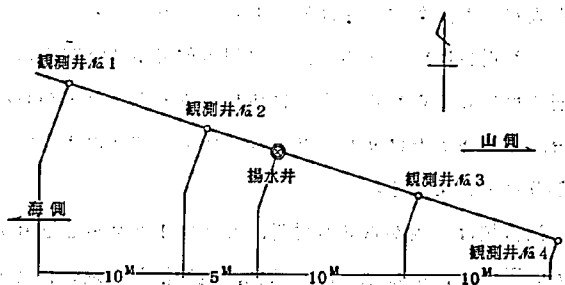
揚水試験は限界揚水量を求めるための予備試験と、それをもとにした本試験をおこなった。限界揚水量を求めるための段階試験は揚水量 20, 30, 60, 80, 85, 100, 110, 120 ℓ/min とし、本試験は予備試験にもつぎ揚水量を 90 ℓ/min にしておこなった。

なお揚水井および観測井の配置は図-9 の通りである。また揚水位の孔径は 105 mm, ストレーナ 100 mm で、揚水は揚水管 85 mm, 空气管 25 mm の三重管（ストレーナまたはケーシングの部分を含めて三重管）のエアリフト方式でおこなった。

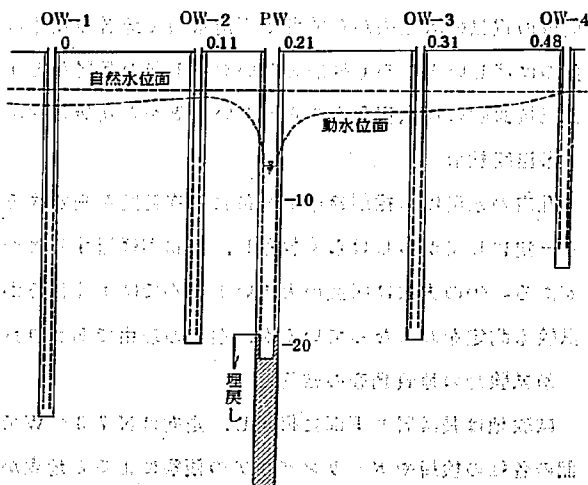
③ 解析方法

J F T の解析は M. J. Hvorslev の式(Ⅲ)および Theis-野満の式の誘導式によっておこなった。

揚水試験の解析は平衡式による解法として Theim の式、非平衡式による解法として Jacob の式、Chow の式および回復法による解析をおこなった。これらの解析方法から求められた伝達係数、透水係数、貯留係数等を J.F.T 試験の結果と相互に比較検討した。



(2) 調査結果
① 地質条件



調査地は房総西線大貫駅の南方約 3 Km 磯根岬の海蝕崖を背にし、東京湾に面した標高約 2 ~ 3 m の平坦地である。調査地点付近には鮮新世上部とされる長浜層が露出し、基底礫層をもって不整合に鮮新世中部といわれる岩坂層と接している。

この関係は調査地の南西側の海蝕崖で観察される。調査地点の試験コアをみると全般に細粒の砂よりなり、ところどころにシルトや細礫層を夾み、細部はかなり複雑な地質構成をじているが大きくみると上部の偽層の発達した砂層とシルト層の互層、中部が細砂層で下部が再びシルトの多い互層になる。このことは電気検層、放射能検層、温度検層等の結果とも一致する。

図 9 試験孔井配置図 (磯根)

② ボーリングおよび放射能検層

ボーリングは揚水井 1 本、観測井 4 本の計 5 本おこなった。配置および深度は図 9 に示す通りである。各孔ともコアをすべて採取するように努力したが、採取率は 60 % 程度であり、硬いシルトのところ以外は殆んど原形が失われたコアしか採取できなかった。またコアの回収は 3 m のコアチューブが一杯になってからおこなわれたところが多く、その間に薄い硬シルトが入っている場合でも、その正しい位置を決めることがむずかしく深さはかなり誤差の大きいデータとなった。放射能検層の結果は各孔ともおそらく孔壁崩壊に基くバラツキが大きくてそれから地層構成を解析することは困難である。

③ 電気検層

揚水井の掘孔後 4 素子型の連続電気検層機により、自然電位および比抵抗 (電極間隔 25. 50. 100 cm)

を測定した。測定結果は図-10の通りである。

自然電位は概観すると殆んど同電位で小さい凹凸のある曲線を示しており、この凹凸は地層の細互層の反影とみられる。さらに詳しくみると、地表から深度8または9 m付近までは自然電位の高い部分、深度8または9 m~2.0 mの低くて凹凸の大きい部分、深度2.0 m以深の大きくて変化の少ない部分に区分できる。

比抵抗は地表から8 m付近、および1.9 m~2.2 mの低比抵抗で電極間隔の違いによる差のあまりない区間と、その他の高比抵抗、電極間隔の違いによる差の大きい区間とに区別することができる。両種の電気検層結果から前者は不透水層で地層の変化のあまりないところ、後者は透水層で地層の変化のはげしいところ(砂層と薄いシルト層の互層など)と判断される。ただし電極間隔の違いによる比抵抗曲線の反転現象がみられないことから互層のシルト層の厚さは2.5 cm以下と推定される。

④温度検層

孔内の水温は①掘削途中1 m毎に孔底温度を測定する方法と②掘削後泥水を十分攪拌して一旦水温を一定にしてからしばらく放置し、時間が経過するにつれて水温が変化していく傾向を測定する方法がある。①の方法は深度の大きいところではよく出るが本試験のように浅い井戸ではよく出ない。本試験も測定をおこなっているが、前記の理由であまり良い結果は得られなかった。

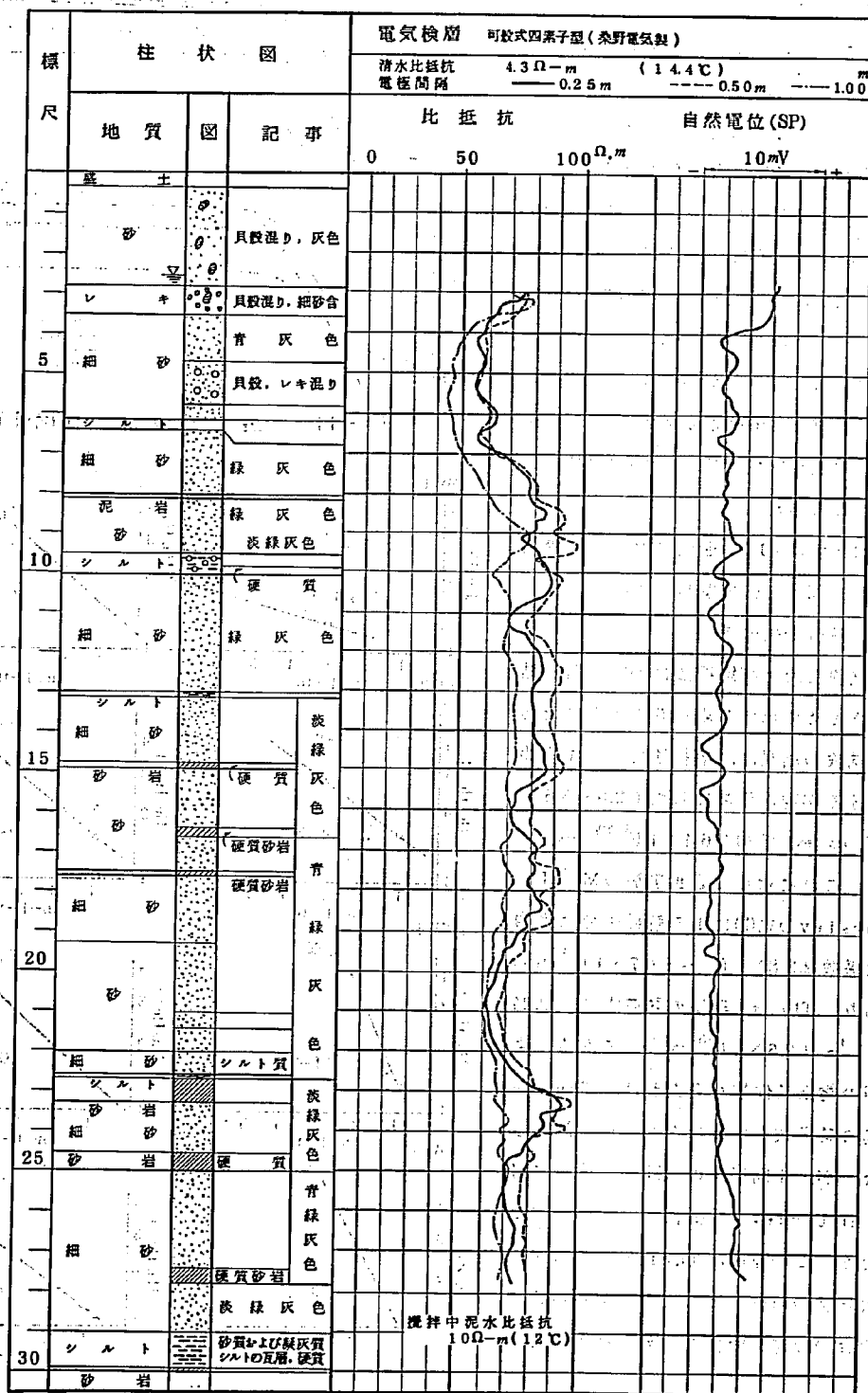
⑤試験地の地質調査の結論

試験地は長浜層の下部に相当し、走向はN 73° Wでゆるく北に傾斜している(5~8°)。また上記の各種の検層やボーリングコアの観察によると地表から深さ8 mまではシルト層と砂層の互層、8~2.0 mは砂層、2.0 m以下はシルト層の多いシルト層と砂層の互層であることが確認された。したがって透水試験は8~2.0 m間の砂層を対象におこなったものでこの透水層は上部下2層の不透水層(シルト層)に夾まれたゆるやかな被圧層となっている。なお潮汐の影響は最も海に近いところの観測井で最大5 cmであつたので解析には無視した。

II) JFT試験と揚水試験

①JFT試験

JFTの試験結果は表-5の通りである。水位上昇の測定は点灯式の測定器を使用した。今回の場合のように測定しようとした透水層が浅く、したがってトリップバルブから自然水位までの間隔が6~7 mしかなくさらに被圧地下水があつたため湧水量が大きく測定開始から水位上昇が完了するまでの時間がせいぜい10秒程度しかなかつたので、読み取り時間の誤差が大きくなつた。解析は3(3)(3)の仮定が成立するものとしてTheis-野満の式の誘導式(21)によつておこなつた。測定結果より縦軸に水位上昇 $H(t)$ を横軸の対数目盛に経過時間 t をとると図-11が求められる。この直線部分を求め、この区間は準定常流であると考えれば(21)式が適用できる。また3(3)(2)にもとづきM. J. Hvorslevの式(24)が成立するものとして解析すれば図-12 および表-5のようになる。



②揚水試験

揚水は三重管式のエアリフト方式によっておこなったが、予備試験では揚水量が非常に多くて当初計画したような一系列の段階試験では十分水位を低下させることができなかった。また揚水量は 120 l/min に達したが揚砂量が多くなってきて、中止したので限界揚水量の確認はできなかった。以上のように予備試験では限界揚水量に達しなかったが、本試験での揚水量は比較的揚水が容易で、また孔内水位の変化を測定できる 90 l/min としておこなった。

揚水試験は(1)(2)船橋における比較試験と全く同じ方法で解析した。

(3) 解析結果の考察

各試験法および解析法について解析結果をまとめて示すと表-5のようになる。揚水試験の結果は、解析法によって多少相異なるが透水係数にして $(2.6 \sim 5.6) \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ 、平均 $3.64 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ である。これに対してJFT法のM. J. Hvorslevの式(Ⅲ)による解析法では平均透水係数 $2.38 \times 10^{-3} \sim 8.07 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ であり、Theis-野満の誘導式では $2.27 \times 10^{-4} \sim 4.26 \times 10^{-5} \text{ cm/sec}$ である。帯水層の構造条件等を考えれば、Theis-野満の誘導式を使うほうが正しいかもしれないが、4回以上の試験でもすべてM. J. Hvorslevの式(Ⅲ)による解析法がよく合う。この理由はTheis-野満の式は揚水試験の解析法としての式から誘導する場合の仮定や条件が十分満たされない

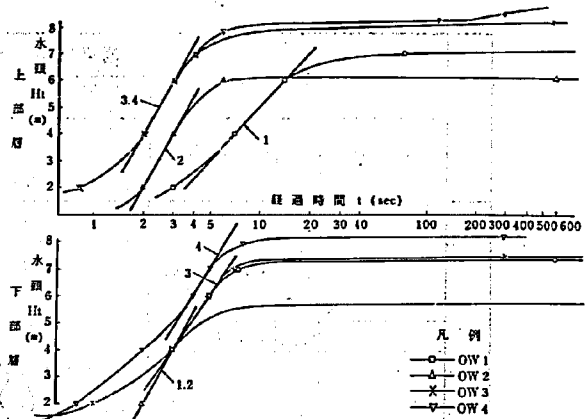


図-11 $Ht \sim \log t$ (磯根)

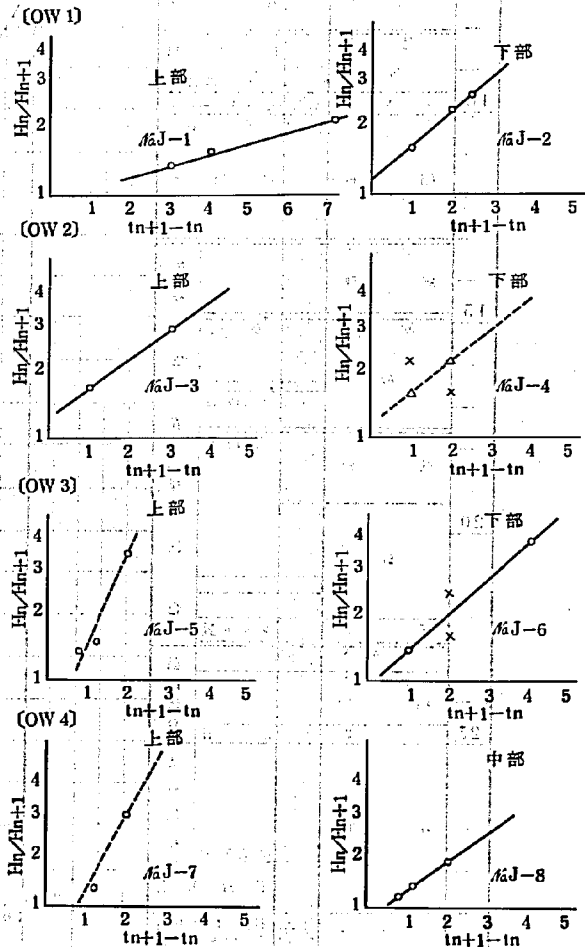


図-12 $\log \frac{H_n}{H_{n+1}} \sim \ln(t_{n+1} - t_n)$ (磯根)

表-5 試験結果総括一覧表 (礫根)

			揚水井	観測井 1	観測井 2	観測井 3	観測井 4	平均
掘止深度			30.00	25.00	20.00	20.00	15.00	
地盤比高			+0.21	0	+0.11	+0.31	+0.48	
ストレナー位置			7.70~(11.80)~19.50	10.90~(13.75)~24.65	7.85~(11.00)~18.85	8.15~(11.00)~19.15	5.40~(8.25)~13.65	
自然水位			-2.69	-2.51	-2.56	-2.74	-2.73	
揚水水位			-7.80	-3.65	-3.13	-4.08	-2.78	
水位降下量			-5.13	-1.14	-0.57	-1.34	-0.05	
揚水井よりの距離			0	15.00	5.00	10.00	20.00	
J F T 試 験	試験深度			13.00	12.40	12.90	13.70	
				25.00	20.00	20.00	15.00	
	バツカー深度			10.10	9.40	9.90	10.70	
				11.10				
	有効長さ		11.80	2.90	3.00	3.00	3.00	
				13.90	10.60	10.10	4.70	
	トリップバルブ			9.00	8.30	8.80	9.60	
				10.00				
	最高水位			7.90	6.05	8.26	8.58	
				7.65	5.85	7.45	8.30	
M・J・Hの式	伝達係数 cm/sec		4.83×10^{-1}	1.32	4.26	3.61		
			2.27	-	2.07	1.62		
	透水係数 cm/sec		1.67×10^{-3}	4.41×10^{-3}	1.42×10^{-2}	1.20×10^{-2}	8.07×10^{-3}	
			1.64×10^{-3}	-	2.05×10^{-3}	3.45×10^{-3}	2.38×10^{-3}	
	Thols - 野 溝の式	伝達係数 cm/sec		1.18×10^{-1}	4.43×10^{-2}	6.93×10^{-2}	6.93×10^{-2}	
				6.17×10^{-2}	6.17×10^{-2}	1.16×10^{-2}	8.70×10^{-3}	
	透水係数 cm/sec		4.08×10^{-4}	1.44×10^{-4}	2.31×10^{-4}	2.31×10^{-4}	2.61×10^{-4}	
			4.44×10^{-5}	5.82×10^{-5}	1.15×10^{-5}	1.85×10^{-5}	3.32×10^{-5}	
揚 水 試 験	平衡式	Thiemの式	伝達係数 cm/sec	5.24				透水係数 3.64×10^{-3}
			透水係数 cm/sec	4.43×10^{-3}				
			貯留係数	4.70×10^{-4}				
	非平衡式	Jacobの式	伝達係数 cm/sec	3.31				
			透水係数 cm/sec	2.80×10^{-3}				
			貯留係数	3.35×10^{-4}				
		Chowの式	伝達係数 cm/sec	6.63				
			透水係数 cm/sec	5.62×10^{-3}				
		貯留係数	1.84×10^{-4}					

のに対し、M. J. Hvorslevの式(Ⅳ)の場合試験区間Lに対して孔径 D が非常に小さく、孔底からの流入量が無視できるからである。したがって実用上はM. J. Hvorslevの式(Ⅳ)による解析法を使ったほうがよいと考えられる。

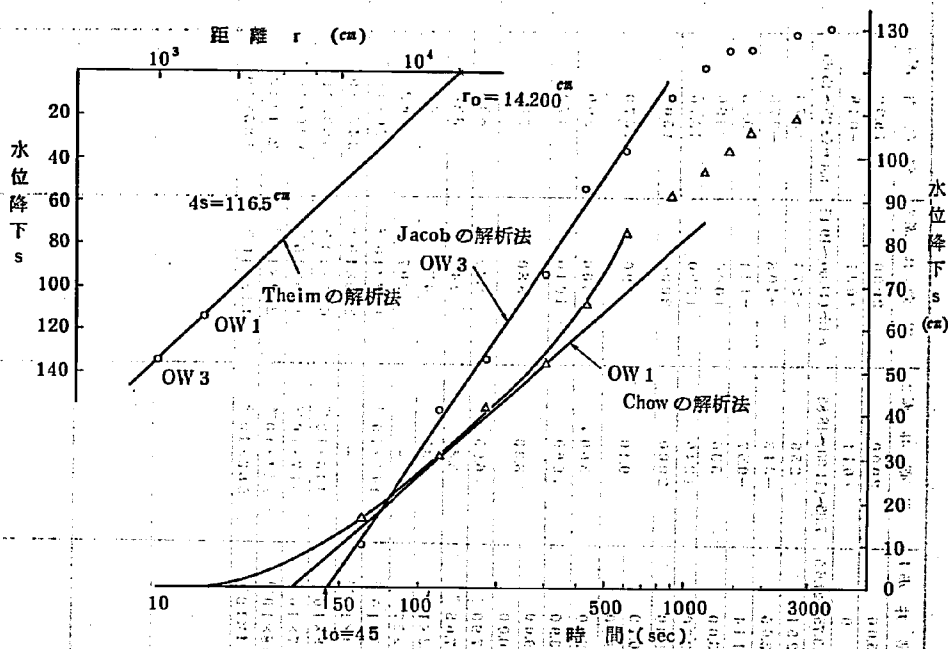


図-13 揚水量～水位降下～比湧出量（礫根）

5. トンネルの湧水量の算出方法の考察

トンネルの湧水量を直接算出する方法は確立されていないが、現場で得られた各地点、各層ごとの最高静水位または最大圧力水頭と3で求めた透水係数をもとにし、井戸や集水暗渠の式を用いてトンネルの湧水量を算出する。

〔1〕影響範囲

トンネルの掘削によって生じる地下水流失の影響範囲は湧水その他湧水問題にも密接な関係があるがいろいろな考え方があって明確な値は求められていない。地下水の流出する範囲は透水層の厚さ、透水係数、有効間隙率、流失時間などによって決まるとされているが、取水を対象にした井戸では概念的に500～1000m、特に透水性の小さい場合では150m程度としている。Schoklitch⁽⁴⁾は土質によって異なるものとし微砂は5～10m、中砂は50m、粗砂は50～100m、レキは500mとしている。

実際に影響範囲を決める場合にはこれらの条件に地形・地質構造上の制限を与えて決定するが、多くの場合この制限の中にはいつてくるようである。地形・地質構造上の制限とは、①いちじるしい谷地形のあるところ ②大きい分水界のあるところ ③顕著な断層のあるところなどである。また実際

の流域は形が不定であり、流域ごとに分割して範囲を決めなければならないし、それでも平均的な値しか求めることができず、トンネルとの交叉条件によって適宜加減しなければならない。

(2) 切端からの湧水量

切端からの湧水量は堅井戸を帯水層中に掘った場合を想定する。井戸は井底が平坦でかつ井底だけから湧水する場合で、井戸の周囲に井底面に平行な不透水層のある場合 (36) と不透水層が全くなく井底面背後まで透水層のみの場合 (37) とがある。

$$Q_1 = 4 k r H \quad \text{..... (36)}$$

$$Q_1 = 5.5 k r H \quad \text{..... (37)}$$

Q_1 : 切端からの湧水量

k : 透水係数

(36) r : トンネルの半径

H : トンネル基面からの最高静水頭

トンネル内の水はすぐ排出されるものとする。

ただし普通のトンネルの場合は掘削が進むにつれて、地下水は既掘削部からしぼり出されているはずであり、また側壁部は別途計算されるので切端からの湧水量の算出は (36) 式が適する。

(3) 切端後方からの湧水量
切端が進むにつれて後方に開削部ができる。これがトンネルであるが、地下水に対しては集水暗渠の作用をする。集水暗渠の集水機構も地下水の供給とトンネルの掘削速度との関係で、①トンネル真上では地下水位が低下して、地下水は側壁の両側からのみ流入する場合 (38) と、②地下水の供給量が大きくしかも長期間継続する場合 (39) とがある。

地下水が両側の側壁からのみ流入する場合には次式を用いる。この場合トンネル底面からの湧水は無視できるものとし、抗内水はすぐ排出されるものとする。(図-14(a)参照)。

$$Q_2 = \frac{k L H^2}{R} \quad \text{..... (38)}$$

Q_2 : 側壁部からの湧水量

k : 透水係数

L : トンネル延長

H : トンネル基面からの最高静水頭

R : 影響範囲

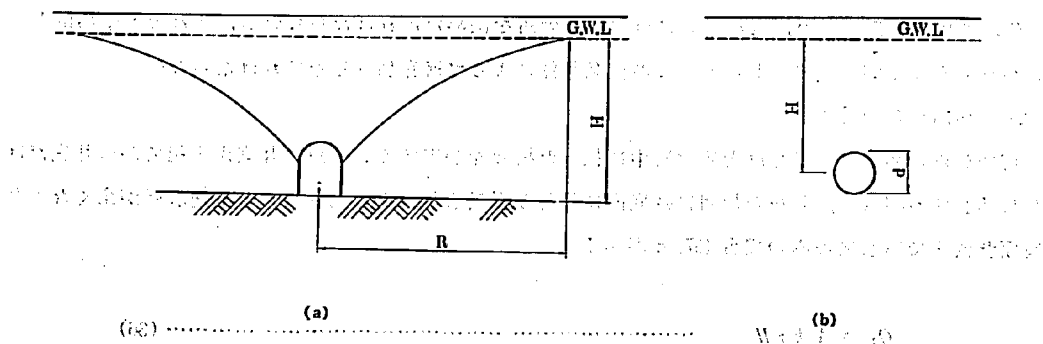


図-14 トンネルと帯水層との関係

地下水の供給量が大きくしかも長期間続くためトンネルの掘削が地下水位の低下をきたさない場合にはMuskatの導いた河床中の暗渠の公式から坑内の水深を非常に小さいものとして考えることができる(図-14(b)参照)。

$$Q_2 = \frac{2\pi k H}{\ln(4H/d)} \quad (39)$$

6. 月山第1トンネルの湧水量の推定

月山第1トンネルは一般国道112号線上の月山山麓地帯に計画された数本のトンネル中最長のもので延長約2500mである。調査は地質踏査、および弾性波探査によって地質の大区分をおこなひさらにボーリングや物理検層で詳しい地質区分をおこなうた。さらにJFT試験によって地質区分と帯水層区分の対比、各層のもつ透水係数、最高静水頭を決め、掘削中および掘削後のトンネルの湧水の試算をおこなうた。

(1) 月山第1トンネルの地質

本地域を構成する地質は最下位が花崗岩類で、これを不整合に才る紀中新世の火山岩・火山砕屑岩類がおおっている。その上に礫岩、砂岩、頁岩などの堆積岩がたい積しており、さらに山麓部には才4紀の火山放出物がのっている。

月山第1トンネル付近の地質も付近一般と同じような上下関係をなしている。花崗岩は大越峠南東1km付近を中心にしてその西～南方向に半円状の分布をし、ここでこの花崗岩類を含めた基盤岩類が最も深くなっており、全体として東北東方向に傾斜した軸をもつ大きな盆地状の構造をなしている。

花崗岩の上には厚い安山岩類が基盤の構造に規制されながら発達している。安山岩類は玄武岩質安山岩が主体で、輝石安山岩、玄武岩等の岩相を示す部分もあり、岩相変化がいちじるしく、火山礫凝灰角礫岩をはさむ。本層最上部の凝灰角礫岩および火山礫凝灰岩の占める割合が多くなり一部変質しており、トンネル建設上問題になるので、ルートはこれをさけるか、最短距離で通過できるよう検討した。

安山岩類の上には、礫岩、砂岩、シルト岩などの堆積岩がのっている。これらは地層の消長、岩相の変化がいちじるしい。

礫岩は凝灰質の基質と中～大礫の亜円礫よりなり、礫種はほとんど安山岩類である。砂岩は大部分中～粗粒で凝灰質であり、炭質物をはさむことがある。シルト岩は黒灰色で軟かい。これらの堆積岩も基盤の構造に規制されている。

オ3紀層は多数の断層によってブロック化されている。これらの断層群は、生成時期とその方向性からいくつかに分けられるが断層を含む破碎帯の規模はほとんど2～3m以下、大部分は0.3～1m程度の小さいものである。被碎帯は欽化作用を受けて変質し、原岩は粘土化していることが多い。

(2) JFT試験

前述のように地質踏査と弾性波探査によって地質の大区分をおこない地質構造や帯水層の位置や厚さを想定した。さらにボーリングコアや削孔記録、電気検層によって帯水層の位置や厚さを確認した。さらにそれに基づいて帯水層の区分をおこなった。ところで、地質学的な地層区分や岩層区分と透水層の区分は一致しないのが通例であるので、JFT試験は湧水が考えられる各層で、じかみできるだけ多くの個所でおこなう必要がある。そこで月山オ1トンネルの場合は時間と技術的な制約から安山岩中で4点、凝灰角礫岩中で3点、礫岩中で8点、計15点でおこなった。しかし本トンネルの場合には安山岩や凝灰角礫岩で若干のバラツキがあつたけれども、ほぼ地層の透水層が岩層区分と一致したので湧水量の試算にあたって透水係数は岩層区分にしたがって平均値を使った。

測定結果は各測定ごとに水位と経過時間との関係から定常流であることを確認し、また地質構造や地下水位の測定結果をもとに帯水層の構造を判断してそれぞれの透水係数を算出した。表一6はJFT試験の総括表である。これによると本トンネル地域の帯水層区分は岩種区分と一致し、その透水係数は安山岩地域で 3×10^{-6} cm/sec、角礫凝灰岩地域で 2×10^{-4} cm/sec、礫岩地域で 4×10^{-5} cm/secの概略平均値を示す。

(3) 月山オ1トンネルの湧水量の試算

地質踏査、弾性波探査、物理検層およびJFT試験によって、帯水層を区分し、各地点、各層ごとの最高静水位または最大圧力水頭と6〔2〕で求めた透水係数をもとにし、井戸や集水暗渠の式を用いて湧水量の試算をおこなった。ただし、本地点では地質条件から集中湧水がないものと考えられ、また各層の透水係数の差が特に大きくないこと、凝灰角礫岩の区間は上位にくる締った礫岩より透水係数が大きいことから、帯水層の層状構造の影響は無視した。

(i) 影響範囲

5.〔1〕で述べたように地下水流出の影響範囲Rは帯水層の厚さ、透水係数、有効間隙率、時間などによって決まるとされているが定説はない。また高橋²⁾は次のような関係を示している。

$$R = \sqrt{6 \cdot K \cdot H} \quad (40)$$

表-6 月山オ1トンネルJFT結果総括表

測定ボーリング孔	孔口標高 (m)	測定時の* 孔底 (m)	測定深度 (m)	測定巾 (m)	* 最高 静水 水位 (m)	* 地下水位 (m)	透水係数 (cm/sec)		地質
							初期状態	定常状態	
42-1	805.5	76.0	37.2~41.6	4.4	28.8	17.0		1.2×10^{-5}	安山岩類
		76.0	65.9~76.0	10.1	44.4	17.0		3.3×10^{-6}	
42-3	801.0	54.0	30.6~35.0	4.4	12.8	8.5		3.0×10^{-6}	凝灰角礫岩
		107.3	74.8~107.3	32.6	67.6	50.0±		1.8×10^{-6}	
42-4	845.1	141.3	104.7~135.3	30.6	20.7	20.10		2.1×10^{-4}	凝灰角礫岩
			106.4~117.5	11.1	24.4	20.10		2.1×10^{-4}	
43-1	884.0	189.3	165.0~189.3	24.3	41.0	49.0	3.5×10^{-5}	3.9×10^{-5}	凝灰角礫岩
			131.0~189.3	58.3	46.5	49.0	5.6×10^{-5}	3.8×10^{-5}	
43-2	880.0	155.4	80.4~155.4	80.4	13.0		6.7×10^{-5}	9.4×10^{-5}	凝灰角礫岩
			194.0~230.3	26.3	50.0	55.65	3.5×10^{-5}	1.0×10^{-5}	
43-3	913.0	230.3	171.0~230.3	59.3	54.0	55.65	4.3×10^{-5}	1.3×10^{-5}	凝灰角礫岩
			122.0~230.3	108.3	54.0	55.65	9.1×10^{-5}	7.0×10^{-5}	
43-5	940.0	240.0	194.5~240.0	45.5	100.5	89.0	2.0×10^{-5}	1.7×10^{-5}	凝灰角礫岩
			164.5~240.0	75.5	89.5	89.0	1.9×10^{-5}	2.4×10^{-5}	

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 ㉗ ㉘ ㉙ ㉚ ㉛ ㉜ ㉝ ㉞ ㉟ ㊱ ㊲ ㊳ ㊴ ㊵ ㊶ ㊷ ㊸ ㊹ ㊺ ㊻ ㊼ ㊽ ㊾ ㊿

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 ㉗ ㉘ ㉙ ㉚ ㉛ ㉜ ㉝ ㉞ ㉟ ㊱ ㊲ ㊳ ㊴ ㊵ ㊶ ㊷ ㊸ ㊹ ㊺ ㊻ ㊼ ㊽ ㊾ ㊿

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 ㉗ ㉘ ㉙ ㉚ ㉛ ㉜ ㉝ ㉞ ㉟ ㊱ ㊲ ㊳ ㊴ ㊵ ㊶ ㊷ ㊸ ㊹ ㊺ ㊻ ㊼ ㊽ ㊾ ㊿

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 ㉗ ㉘ ㉙ ㉚ ㉛ ㉜ ㉝ ㉞ ㉟ ㊱ ㊲ ㊳ ㊴ ㊵ ㊶ ㊷ ㊸ ㊹ ㊺ ㊻ ㊼ ㊽ ㊾ ㊿

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 ㉗ ㉘ ㉙ ㉚ ㉛ ㉜ ㉝ ㉞ ㉟ ㊱ ㊲ ㊳ ㊴ ㊵ ㊶ ㊷ ㊸ ㊹ ㊺ ㊻ ㊼ ㊽ ㊾ ㊿

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 ㉗ ㉘ ㉙ ㉚ ㉛ ㉜ ㉝ ㉞ ㉟ ㊱ ㊲ ㊳ ㊴ ㊵ ㊶ ㊷ ㊸ ㊹ ㊺ ㊻ ㊼ ㊽ ㊾ ㊿

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 ㉗ ㉘ ㉙ ㉚ ㉛ ㉜ ㉝ ㉞ ㉟ ㊱ ㊲ ㊳ ㊴ ㊵ ㊶ ㊷ ㊸ ㊹ ㊺ ㊻ ㊼ ㊽ ㊾ ㊿

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 ㉗ ㉘ ㉙ ㉚ ㉛ ㉜ ㉝ ㉞ ㉟ ㊱ ㊲ ㊳ ㊴ ㊵ ㊶ ㊷ ㊸ ㊹ ㊺ ㊻ ㊼ ㊽ ㊾ ㊿

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 ㉗ ㉘ ㉙ ㉚ ㉛ ㉜ ㉝ ㉞ ㉟ ㊱ ㊲ ㊳ ㊴ ㊵ ㊶ ㊷ ㊸ ㊹ ㊺ ㊻ ㊼ ㊽ ㊾ ㊿

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 ㉗ ㉘ ㉙ ㉚ ㉛ ㉜ ㉝ ㉞ ㉟ ㊱ ㊲ ㊳ ㊴ ㊵ ㊶ ㊷ ㊸ ㊹ ㊺ ㊻ ㊼ ㊽ ㊾ ㊿

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 ㉗ ㉘ ㉙ ㉚ ㉛ ㉜ ㉝ ㉞ ㉟ ㊱ ㊲ ㊳ ㊴ ㊵ ㊶ ㊷ ㊸ ㊹ ㊺ ㊻ ㊼ ㊽ ㊾ ㊿

なる。これに断層などの地質構造や谷・山陵など地形上の制約要素を加える必要があるが、月山オ1トンネルの場合はその影響は小さい。

表一7 各部の湧水量と坑口排水量(月山オ1トンネル)

	里 程	区間長	透水係数	影響圏	水 頭	切端湧水量	区間湧水量	同左累計	坑口排水量	同左累計
	m	m	cm/sec	m	m	Q_1 L/min	Q_2 L/min	$Q_1 + 2Q_2$ L/min	$Q_1 + 2Q_2$ L/min	$Q_1 + 2Q_2$ L/min
1	0~300	300	3×10^{-6}	60	140	1.22	144	144	15.62	0.0156
2	~500	200	"	"	80	245	38.4	52.8	55.25	0.0552
3	~790	290	"	"	150	459	195.8	246.8	251.39	0.2514
4	~870	80	2×10^{-6}	500	"	306	432.0	680.6	986.60	0.9866
5	~1,000	130	4×10^{-6}	200	"	61.2	351.0	1,031.6	1,092.80	1.0928
6	~1,300	300	"	"	140	57.12	705.6	1,737.2	1,794.32	1.7943
7	~1,700	400	"	"	120	48.90	691.2	2,428.4	2,477.30	2.4773
8	~1,890	190	"	"	100	40.80	228.0	2,659.4	2,700.20	2.7002
9	~2,050	160	2×10^{-6}	500	"	204	384.0	3,040.4	3,244.40	3.2444
10	~2,300	250	3×10^{-6}	60	"	30.6	75.0	3,115.4	3,118.46	3.1185
11	~2,530	230	"	"	60	1.84	24.8	3,140.2	3,142.04	3.1420

(1) 断面図(単位: m)

月山奥口から奥へ4一階山段 61一図

(2) 切端からの湧水量 Q_1

切端からの湧水量 Q_1 は井底が平坦でかつ井底だけから湧水する井戸の式を使った。式の適用に当っては井戸の周囲に井底面に平行な不透水層のある場合とない場合の2つの場合が考えられるが、トンネルの場合は掘削が進むにつれて水は既掘削部からしぼり出されているはずであるから、掘削面後方から湧水するとは考えにくいので(36)式を使った(表一7)。なおトンネルの直径は8mとした。

(3) 側壁部からの湧水量 Q_2

本トンネルを集水暗渠とみなし、地下水は側壁の両側から流入すると仮定すると次のようになる。この場合掘削速度が遅いので、トンネルの付近では地下水位が十分低下しトンネル底面からの湧水はないものとし、またトンネルの延長を細かく分割すれば原地下水面は水平であると仮定できるので(38)式を使って求めた(表一7)。

(4) 坑口排水量 Q

(2)および(3)で求めた各区間ごとの湧水量は表一7の通りである。切端湧水量は各区間ごとの切端からの湧水量(Q_1)であり、坑口排水量はこれに各区間ごとに算出した側壁部の湧水量(Q_2)の累計

を加えたものに相当する。図-15 はこれを示している。区間ごとの Q_2 の累計はトンネル坑口での恒常的な排水量(トンネル全体の湧水量)であり、各区間ごとの Q_2 に Q_1 を加えたもの(Q)が工事中的全湧水量すなわら坑口排水量に相当する。なお月山第1トンネルは取付け地点の関係から酒田側へ片勾配となっている。

坑口排水量は酒田方坑口790m地点から急激に増大し切端湧水量だけで0.3 t/min に達する。坑口2050m地点まで1km当り平均約2 t/minで増え、切端湧水量を含め最大3.25 t/min に達し、その後減小に転じて最終的には3.14 t/min となる。ただし、しほり出しによる最高静水位の低下は無視している。JFTで測定された最大湧水圧はボーリング底43=3孔(坑口から1050m 付近)で1.4 kg/cm² に達するが、地質がよいことと切端湧水量がそれほど大きくないので特に大きな問題とはならない。むしろ790~870m 付近は前者に比べ地質が悪いので注意を要する。

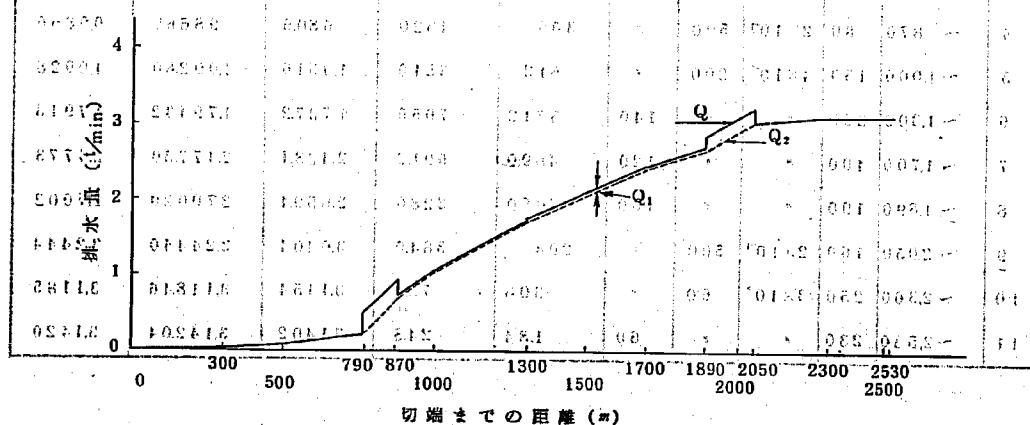


図-15 月山第一トンネル坑口排水量

7.1.4 結論 ①トンネルの湧水調査法としては水文学的な方法と水理学的な方法がある。水文学的な方法は調査地域全体の水収支から求めるものであり、水理学的な方法は地山のもつ水理定数から求めるものである。

②トンネルの湧水調査法としては水文学的な方法と水理学的な方法がある。水文学的な方法は調査地域全体の水収支から求めるものであり、水理学的な方法は地山のもつ水理定数から求めるものである。したがって水文学的な方法は長大トンネルで概略の湧水量を求める場合や地山の地質状態が一様で簡単な構造の場合には適するが、キメ細かに求めるには水理学的な方法が適する。

③水理学的な方法をとる場合には、同じような水理定数をもつ地層や区間、部分をとりだし、揚水試験や湧水試験などによって水理定数を決め、さらに水理公式を用いて湧水量を算出する。

④同じような水理定数をもつ地層や区間、部分を抽出しグループピングするには地質踏査、弾性波探査、ボーリングなどによるが、さらに詳しく調査するために電気検層、放射能検層などの物理検層技術を採用して良い結果を得た。

⑤地山の水理定数を求める方法としては従来から揚水試験法や注入試験法などが用いられているが、

トンネルの地質調査用ボーリング孔との併用は難しい。J F Tは深さに関係なく、孔径45~75mm程度のボーリング孔でおこなえるので地質調査用のボーリング調査と平行してしかも安価にできる。

③ J F Tの測定結果の解析法としては、帯水層の構造に関係なくM. J. Hvorslevの式が適する。しかし上下に不透水層をもつ被圧透水層の場合にはこの式だけでは伝達係数や貯留係数が求められないのでTheis - 野村の式を使う必要もある。

④ トンネルの湧水量の算出には、前述の方法によって求めた水理条件や水理定数を用いる。側壁部からの湧水は集水暗渠の公式を、また切端からの湧水は、井底だけから湧水する井戸の公式を用いる。さらに各部からの湧水量を水理条件によって区間ごとに別々に求め、坑口排水量はその和とする。

⑤ 以上の方法によって計画中の月山才1トンネルの工事中および工事後の湧水量を求めた。その結果最大湧水圧は 14.0 kg/cm^2 、最大切端湧水量は 0.3 t/min となり、坑口での最大排水量は 3.24 t/min に達するが、恒常排水量はやや減少して 3.14 t/min となる。

8. 謝 辞

本研究をおこなうに当って、研究計画や調査試験およびその結果などについて前地質化学部長芥川真知、地質研究室長岡本隆一の両氏には終始御指導、御教示をいただいた。現場試験や試験結果の解析、とりまとめについては、武井修、佐藤暁その他地質研究室の各位の御協力を得た。また本研究の初期の段階では元地質研究室研究員宮島圭二氏があたられ、資料の集収や研究の基本計画をたてられた。月山才1トンネルに関しては東北地方建設局酒田工事事務所から調査試験地および資料の提供を得た。記してこれらの方々に厚く感謝の意を表わす。

1. M. J. Hvorslev: Time lag and Soil Permeability in Ground Water (1931)
2. C. V. Theis: The Relation between the Lowering of the Piezometric Surface and the Rate and Duration of a Well Discharge (1935)
3. John Wiley and Sons, Inc. (1957)
4. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
5. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
6. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
7. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
8. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
9. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
10. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
11. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
12. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
13. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
14. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
15. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
16. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
17. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
18. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
19. R. B. Geary: Design and Flow (1957)
20. R. B. Geary: Design and Flow (1957)

参考文献

1. 土木学会 : 丹那ずい道工事誌 (1936)
2. 高橋彦治 : トンネル湧水に関する応用地質学的考察
鉄道技術研究所報告 279 (1962)
3. 藤田勝輔 : 試錐孔による隧道湧水量判定法 (才1報)
鉄道技術研究所中間報告 8-42 (1957)
4. 石井政治 : トンネル湧水量推定のために試錐孔を利用して観測した水位回復曲線解析に
対する二、三の考察
鉄道技術研究所速報 63-94 (1963)
5. 石井政治・小林栄 : 北陸線線増工事に伴う湧水試験
鉄道技術研究所速報 64-17 (1964)
6. 小林栄・石井政治・高橋彦治
竜飛11号ボーリングの検層調査および湧水、注入試験
鉄道技術研究所速報 64-39 (1964)
7. 小島圭二・椎葉元則
軟岩のボーリング地質調査における物理検層の利用(その1、2)
土木技術資料 8-10, 1.1 (1966)
8. 椎葉元則 : 温度検層の地質調査への利用
土木技術資料 10-10 (1968)
9. 高橋彦治 : 湧水と地圧, 山海堂 (1963)
10. 山本荘毅 : 地下水探査法, 地球出版 (1962)
11. M. J. Hvorslev: Time Log and Soil Permeability in Ground Water
Observations Water Ways Exp St Corps Eng U.S.Army (1951)
12. C.V.Theis : The Relation between the Lowering of the Piezometric
Surface and the Rate and Duration of a Well using
Ground water Storage, Amer Geophys Union Trans (1935)
13. 野清隆二 : 井戸理論の一進展 (才2報) 地球物理 7-1 (1943)
14. 土質工学会 : 土と地下水, 土と基礎 14-5 (1966)
15. H.R.Cedergren: Drainage and Flow Nets
John Wiley and Sons, Inc (1967)
16. 土木学会 : 水理公式集, 土木学会 (1963)
17. 菅原 捷 : 月山才1トンネルの地質と湧水量の試算 土木技術資料 12-1 (1970)

トンネルの湧水調査法に関する研究
J F Tによるトンネルの湧水量推定方法
について

土研資料第 1020 号
昭 50. 3 (1975)

建設省土木研究所地質研究室

要 旨

トンネルの湧水量調査法には水収支にもとづく水文学的な方法と、水理定数にもとづく水理学的な方法がある。

水理定数を求める方法として J F T 法をとりあげ、その解析方法の検討と月山第 1 トンネルにおける試算結果を述べた。

郵便はがき

は
十
四
切
手
を
は
つ
て
下
さ

1 1 3 - □ □

建設省土木研究所
地質研究室
御中

東京都文京区本駒込
二丁目二十八番三十二号

No. _____

No. _____

配布先氏名

配布先住所

土木研究所資料第1020号

トンネルの湧水調査法に関する研究
J F T法によるトンネルの湧水量推定
方法について

部

上記のとおり受領しました。

昭和 年 月 日

所 属 (住所)

氏 名

印