

鳥取市内地下水の土質工学的ならびに水理学的研究

藤村 尚・岩佐 敏博・久保田敬一・野田 英明

(1973年5月1日受理)

Studies on Geotechnical and Hydraulic Investigations of Groundwaters in Tottori City.

Hisashi FUJIMURA, Toshihiro IWASA, Keiichi KUBOTA and Hideaki NODA

(Received May 1, 1973)

Department of Civil Engineering

Synopsis

This paper deals with the behavior of the groundwaters in the district of Tottori City investigated by the geotechnical and hydraulic methods.

Field investigations were carried out to determine the geological conditions of underground on this area. From the results of investigations, the existence of two aquifers was clarified. The upper aquifer is that which surface of the groundwaters is unconfined, and the lower one is confined by the confining stratum of low permeability.

In the hydraulic investigations, the static level of the groundwaters was measured using some wells penetrating the zones of such aquifers as the unconfined and the artesian one. A contour map of the groundwater surface and flow lines in the district is made and the data are compared with the theoretical prediction.

1. 緒 言

従来、わが国では都市用水として表面水が多量に利用されてきたが、表面水のみ依存していたのでは、近年における水利用の高度化・多様化に対処できず、地下水が積極的に利用されるようになってきた。しかしながら、地下水の利用は一步誤まれば地盤沈下や水源枯渇などの問題を引き起こし、われわれの社会生活に与える影響も大きい。したがって、人間の生産活動やその他の人為的要素に応じて多様な反応を示す地下水について調査研究することは、地域社会における重要な問題となってきた。

わが国では表面水が比較的豊富なこともあって、従来、地下水に関する研究はあまり進んでいない。地下水の性状把握、開発量の推定など地下水調査については、

賦存量、供給量や流動状況に、時間的要素を加えて現在の状態の把握と将来の地下水収支についての予測を含む研究が必要である。

さらに、地下水の性状を把握するためには、対象とする地域の地質ならびに土質についての基礎的資料の整備、それにもとづく地下水調査方法の検討、地下水の現況把握などきわめて広い範囲の知識を総合して考察を進める必要がある。

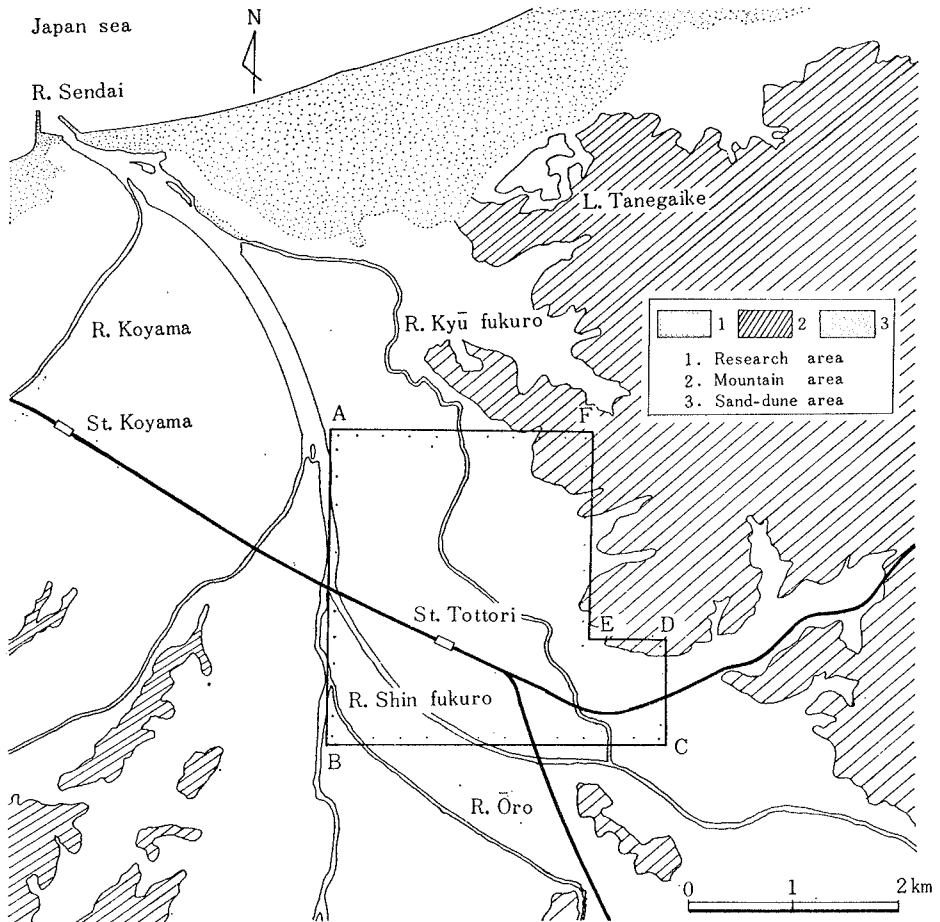
この研究は、鳥取市内を研究対象として、低平地における地下水の調査を実施し、地下水研究に関する普遍的方法の確立と、地域特性を検討しようとするものである。この調査は昭和47年7月からはじめたばかりであり、その結果を総括するためには数年の継続調査を必要とするが、この報告では、その第一報として、昭和47年における研究成果をとりまとめようとするものである。

2. 鳥取平野の地形概要

千代川の流域に発達している鳥取平野は、円通寺付近から急に開け、南北方向に8 km、東西方向に5 kmあまりの大きさをもつ平野であるが、その北端には大規模な海岸砂丘が発達している。この砂丘は沖積平野から隔離するように分布しているため、沖積平野はわずかに千代川河口付近を通じて日本海に接しているのみである。この平野は全体として盆地状の形態を示し、平野の周辺、とくに北東部は明瞭な地形的境界をもって山地と接し、山地の突端が半島状や離れ島状に平野内に突出した典型的な沈水型の山麓線を示している。

図-1は、この研究対象の調査地域を示すものであって、東限は久松山をはじめとする山地を境界とし、西限は千代川沿い、南限は西吉成と大杵を、北限は西品治と久松山ならびに立川と卯垣をそれぞれ結ぶ、いわゆる旧市街地域である。この地域の中央部には、SE からNW 方向に流れる新袋川および旧袋川の二つの河川が流れて、その面積はほぼ 8.25km²である。

図-2は、調査地域の標高 (T.P. ± 0.0m を基準とする) を示すものであって、いずれも T.P. + 5 m内外の低平地であって、地層構成は後述するように軟弱地層からなっている。



A : B. Yachiyo B : Nishiyoshinari C : Ōgui
D : Bōgaki E : Tachikawa F : Mt. kyūshō

Fig. 1 Location of the stations for research basin

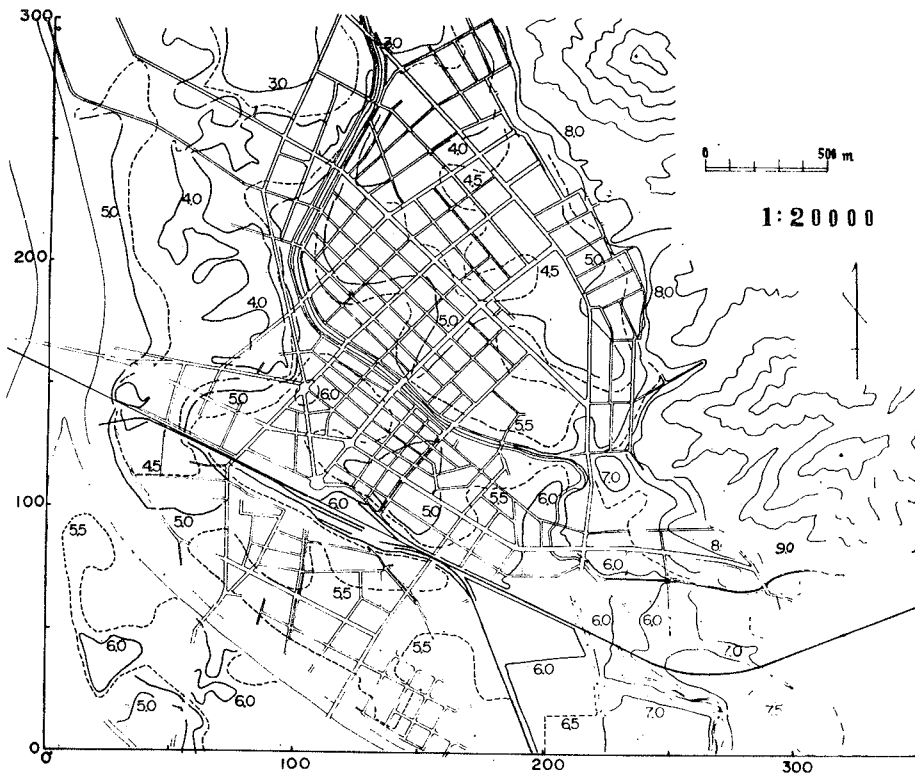


Fig. 2 Contour map showing micro-topography

古来、この地域は鳥取県の産業・文化の中心として開けてきたところであって、さらに最近では都市開発の進展に伴って、都市交通網の整備、建物の高層化、産業用水としての地下水需要の増大など人為的要因による地下構造の変化が想定される。加えて、当県が全国有数の温泉湧出地であって、当調査地域内にも温泉が湧出し、これらの温泉水を含めた地下水の需要が増大する傾向にある。こうした現況は、地盤沈下、温泉水の枯渇など種々の問題を誘発する要因となりうるので、十分な調査と研究を行なって、問題点を明確にしておく必要があると考えられる。

3. 調査地域の地質およびその構造

従来、わが国において大規模な地盤沈下がみられた地域に共通する特徴を列举すると、(1)大部分が海に臨む沖積平野である、(2)軟弱地盤と総称されている軟かい地層で構成されている、(3)この地層から多量の地下水が吸上げられている、および(4)その結果浅層部の地層が圧密沈下を起こしている、ことなどである。これらのうち、

(1)、(2)および(4)は対象とする地下の地質および土質構造に密接に関係することは明らかであり、さらに、地下水の挙動もこうした地質および土質構造によって大きな影響を受けることも明らかである。したがって、調査地域の地下構造について、地質学的にその構造を分類するとともに、土質力学の立場からその物理的性質をも明らかにしておくことが、こうした研究の基礎であることはいうまでもない。

当地域の地質についてはすでにいくつかの研究^{1),2),3)}がなされているが、地下水を対象とするような比較的浅層部の資料は数多くない。そこで、この章では、工学的観点から、浅層部を主体に地下構造を巨視的立場から検討する。

当地域の地質は、下位から中生代火山岩類、花崗岩類、鳥取層群（新第三系）、中新世後期進入岩類および鮮新世火山岩類等で構成されている。これらの岩層のなかで、とくに発達しているものは厚さ 30m 程度の洪積層と層厚 20~40m の沖積層であって、広く堆積分布している。鳥取県東部を構成する岩層の累重状態および地質時

代の概要は表-1に示すようである。

さて、調査区域内において過去に行なわれたボーリング資料 (No. 213) を一例にとって、地層の構造を照合すると、基盤は花崗岩類と推定されるが、深さ300mにおいても出現していない。この基盤岩類を不整合に被覆する新期諸岩層は新第三系の鳥取層群の下部累層をなす凝灰岩であって、その深さは300~243.8m, および163.4~53.4mであり、この層に進入する層は243.8~163.4mにある鳥越集塊岩である。その上部に第四紀の洪積層および沖積層がそれぞれ、53.4~24.65mおよび24.65~0.0mに堆積している。

さて、浅層部における地質・土質構造を明らかにするために、従来行なわれた数多くのボーリング資料を収集して検討を加えた。構造物を築造する場合にはその地点における土質の鉛直方向の変化のみを知らねばよいが、地下水問題を取り扱う場合には、平面的な変化も重要であ

る。従来のボーリング資料は、一般に、地表面からの深さをとって土質の状態を示しているのみであるが、平面的な分布を検討するためには、高さの基準を定めて資料を整理する必要がある。そこで、著者らは、調査区域内の1/2500の地形図を用い、東西および南北方向にそれぞれxおよびy軸をとり、100m間隔の網目を組んでその交点における標高 (T.P. を基準高0.0mとした) を読み取り (図-2参照)、各ボーリング地点の地表面標高を決定した。なお、入手しえたボーリング資料は主として土木・建築工事に使用されるものであって、総数89本であった。そのうち、洪積層に達した資料は67本、達していないもの22本、とくに、岩盤に達しているものが6本であった。図-3はボーリング資料の一例を示すものである。

図-4は入手しえたボーリング資料の採取地点を示すものであるが、この図から明らかのように、ボーリング

Table-1 Relationship between geological time and stratigraphic-classification in East Tottori

Geological time		Stratum		
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium Sand-dune Talus Deposits	
		Pleistocene	Terrace Deposits	
	Diluvium			
	Tertiary	Pliocene	Mt. Ōginosen Andesites	
			Pliocene volcanic rocks	
		Miocene	Oshika Porphyrite	
			Torigoe Scoriae	
			Chōsa Liparite	
			Tottori group	Fuchimi Diorite
				upper formation
	middle formation			
	lower formation			
	Palaeogene			
Mesozoic	Cretaceous	Granite		

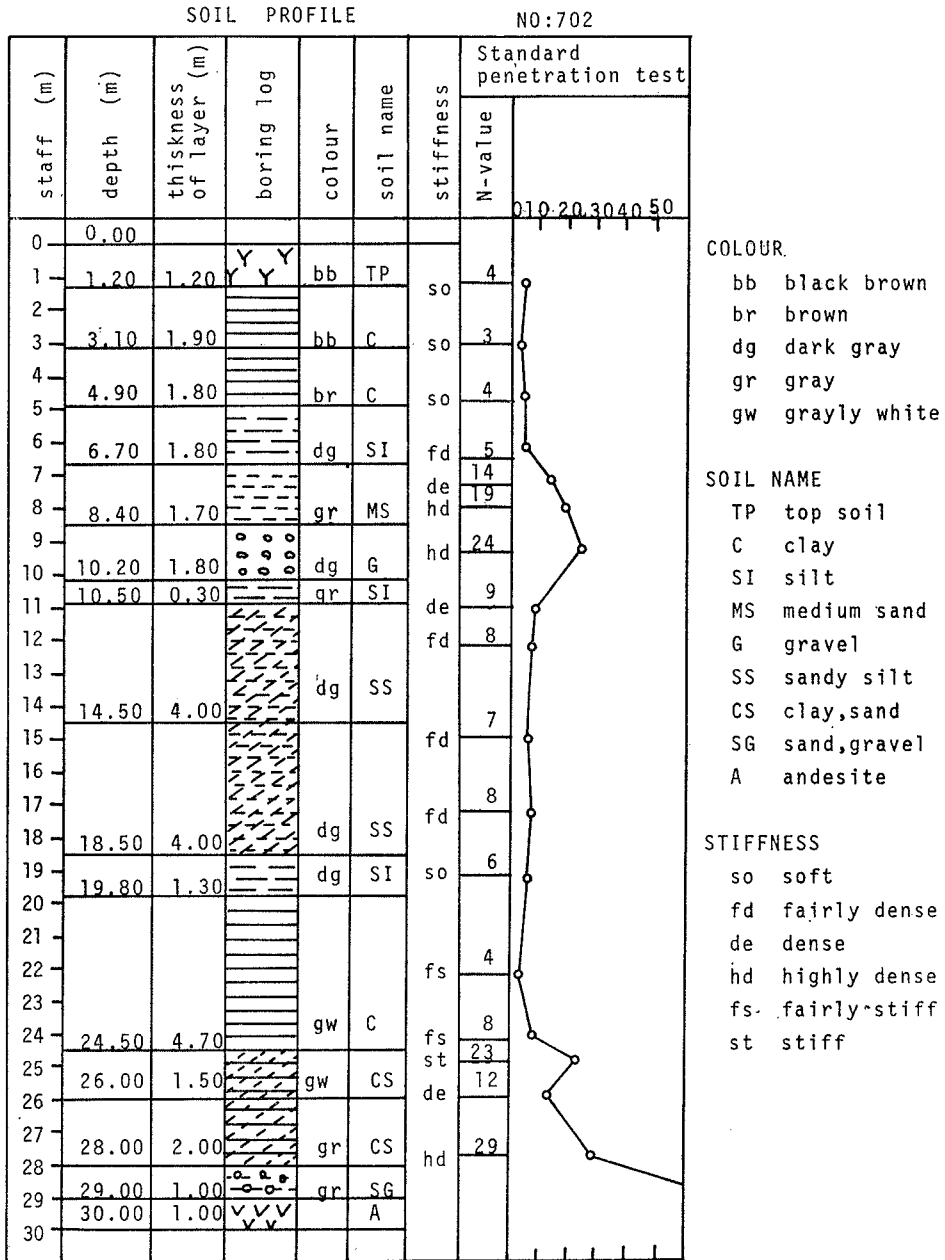


Fig. 3

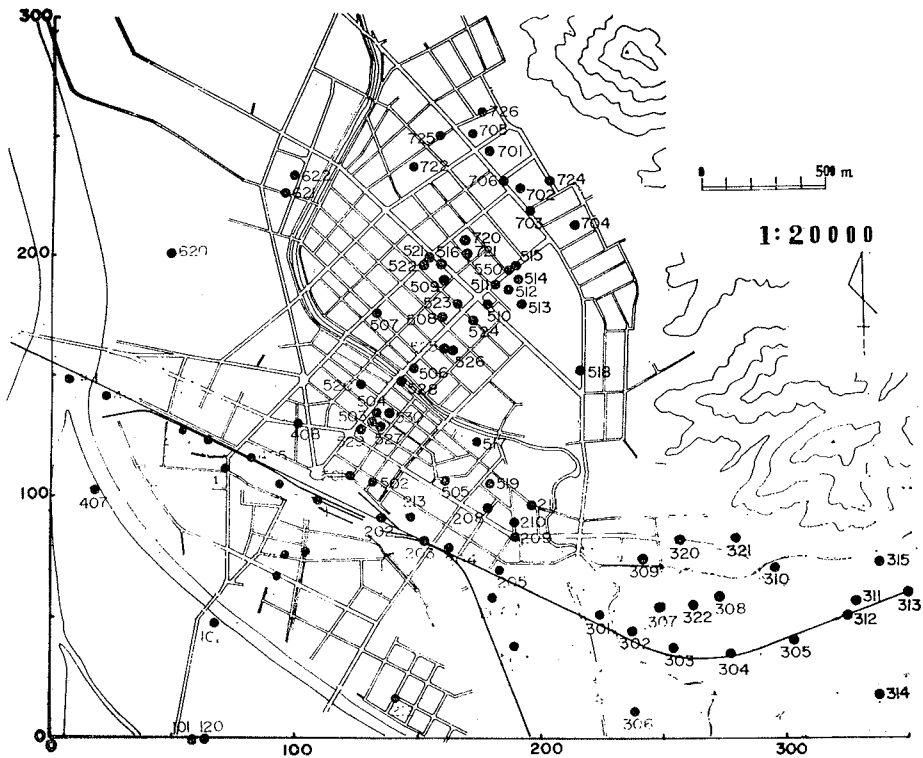


Fig. 4 Distribution of boring station

地点は調査区域内においてかならずしも一様に分布はしていないで、東部地区に集中し、西部および南部地区は資料数の少ないことがわかる。

以上、かならずしも満足すべき資料配列ではないが、一応、資料整理を容易にするために、資料には番号を付した。なお、資料番号の下二桁の数字は20以上が洪積層に達していることを、20未満は達していないことを示すものである。以上の資料から鳥取市内地域の地層について検討した結果、つぎのような事実が判明した。すなわち、この地域の地下地質構造は鳥取層群下部累層の堆積面から推定して、NE方向に開いた緩い半盆状の構造を呈し、洪積層堆積後は現鳥取駅舎($x=80, y=100$)を中心にはぼN-S方向に延びる尾根が発達し、これらの東側には同方向の潜流渠が鳥取県庁($x=200, y=210$)まで延びている。一方、西側には現千代川河道に並列に潜流渠(NNW-SSE)が発達している。これは地質時代における古い千代川および袋川の河道と想定される。さらに、沖積層堆積後にも、千代川および袋川の旧河道の存在が想定される。つぎに、割れ目系としては

ENE-WSW方向の旧期断層とこれをよぎるN-SあるいはNNW-SSEおよびSW方向の新期断層があり、これらはいずれも新第三系に変動を与えているが、第四紀には影響を及ぼしていないことが明らかにされている。³⁾

4. 浅層部の土質

4.1 土質構成

近年、鳥取平野における第四系の研究が進み、⁴⁾ 地層構成が明らかになってきたが、層序については十分な検討がなされていないようである。とくに、洪積層と沖積層の区別は明確でない。ここでは、従来の方法に土質力学的方法をも加味して洪積層と沖積層の区別を試みるとともに、沖積層の層序についても検討を加える。

洪積層を判別するために、砂礫層の特性としてつぎの条件を満足するかどうかを調べ、これらの条件が満足される場合その層が洪積層であるとする。この条件としては、(1)標準貫入試験によるN値が35以上と大きい砂礫層であり、かつ、その上部でN値が10以下であること、(2)

非常によく締まっていること、および(3)地質学的見地から、土の堅さだけでなく、海成粘土の下にあって、「……混り礫」と表示されていること、である。図-5は、以上の3条件を満足するいわゆる洪積層の上限深度の等高線

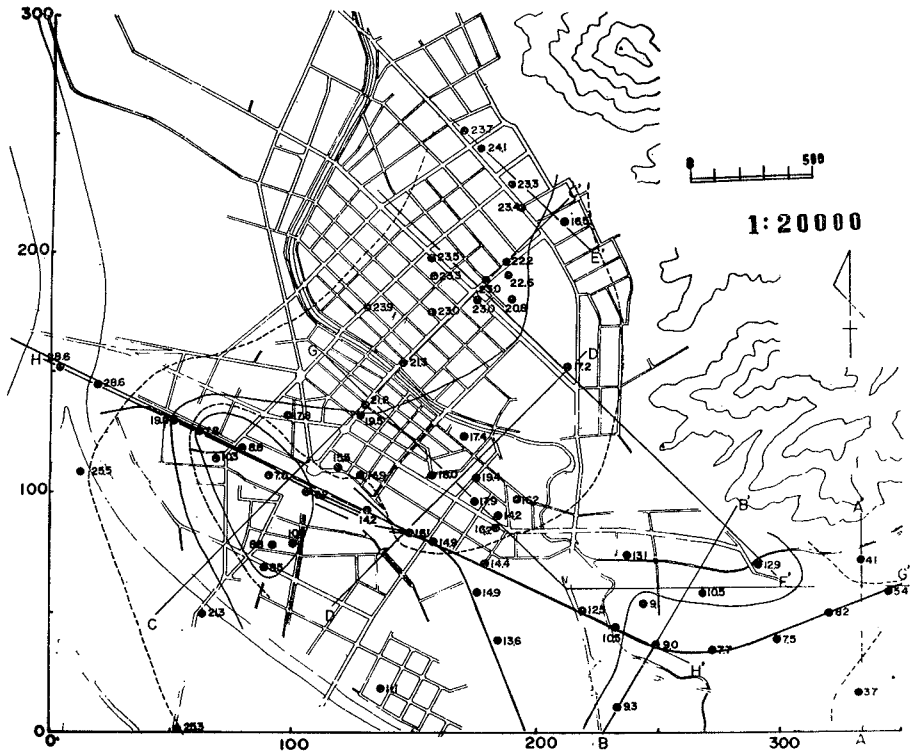


Fig. 5 Contour map showing the highest level of diluvium

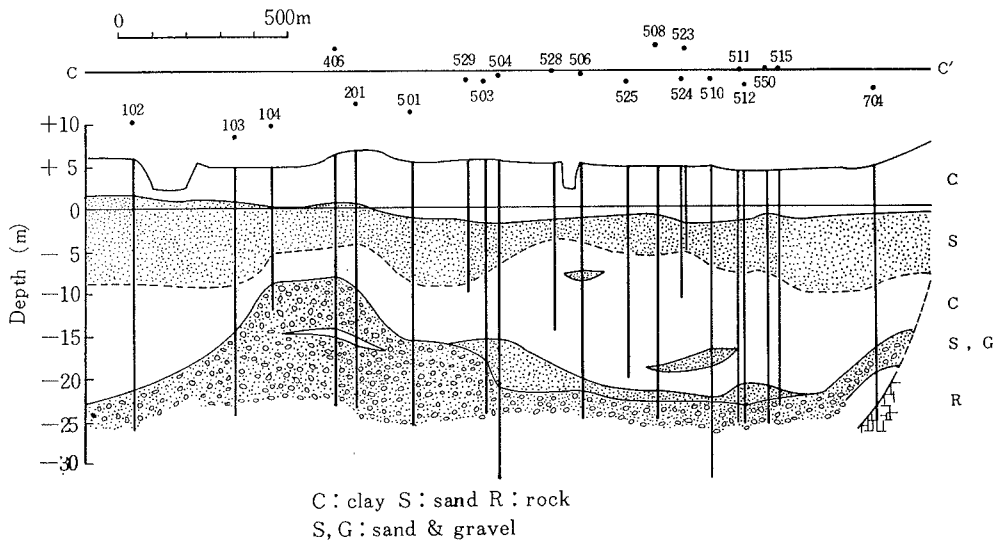


Fig. 6 Stratigraphical profile map of the Tottori city, along the SW-NE line (C-C' line)

を描いたものであって、この図から明らかなように、鳥取駅南側 ($x=100, y=80$) に比高ほぼ 15m の大きな盛り上がりが見られ、逆に、千代川および鳥取市役所付近 ($x=180, y=190$) では深くなり、谷地形となっている。

図-6 および 7 は、それぞれ、鳥取駅を通る SW-NE 方向および WNW-ESE 方向の断面を示すものであって、これらの図からも、ボーリング番号 104, 201 および 403, 405, 406 における盛り上がり、ならびに 528-704 および 401, 402 の谷地形が明瞭に示されている。

なお、この層の土質の特徴は、前述したように砂礫層から成り、直径 50~200mm という非常に大きな玉石 (安山岩質) が混入し、その間隙にはロームを含んでいることである。この洪積層の層厚は岩盤に達した資料が少なく、この地域全体にわたって詳述することはできないが、ボーリング番号 704 および 211 でそれぞれ 7.5m および 10m である。この地点の層厚は他に比して幾分薄いとされており、鳥取温泉の中心部では断層が存在するが、岩盤上面の深さは T.P.-25~40m といわれ、³⁾ 洪積層上面の深さが、この付近で T.P.-15~20m とするとその差から層厚はほぼ 10~20m になると推定される。図-3 から明らかなように、洪積層の中に粘土のはさまれている部分があり、この粘土層は非常によく締っており、N 値も大きい。以上、洪積層について、従来のボーリング資料から検討を加えてきたが、さらに微細な構造

および分布を把握するためには、電気探査ならびに試料の採取を行ない密度や物性、強度などを詳細に調べる必要がある。

洪積層上部の沖積層は粘土-シルト-砂の互層よりなっているが、これらを大別すると、下部砂層、下部粘土・シルト層、中部砂層、上部粘土・シルト層および上部砂礫層の層序からなっている。これらの各層の土質特性を示すとつぎのようである。

1) 下部砂層：一部の地域に存在するのみであるが、礫を含んでいるにもかかわらず、N 値は 7~12 と小さく、密度は中位からやや小さい状態にある。

2) 下部粘土・シルト層：洪積層の上部に粘土・シルトの細粒分を中心とした層が堆積している。この層の特徴は海成層であって、腐植物や貝化石を含んでいる。N 値は小さく 1~4 であるが、一部に砂質土をシーム状にはさんでいるため 7 程度の値を示すところもある。この層は含水性のものであるが、土質から判断して透水性は大きくないと推定される。層厚はこの上部の砂質土との境界が明確でなく、徐々に砂質土に移行するため決定が困難である。

3) 中部砂質層：この層は主に微砂から粗砂 (粒径 $74\mu\sim 2000\mu$) が堆積し、N 値は 7~15 である。ただし、この層の中間には粒径の大きい砂が堆積しており、この層では比較的よく締っているため N 値は大きくなっているが、透水率は大きい。また、この層には粒径 20mm 以

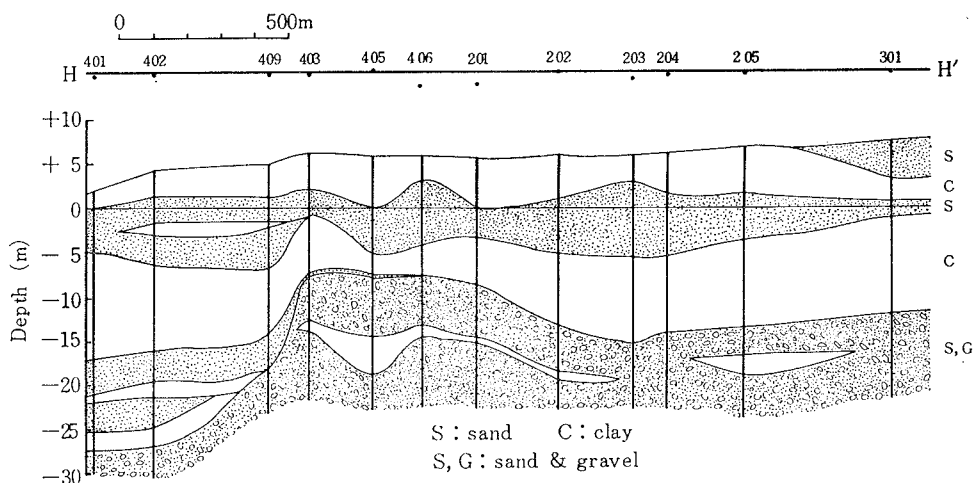


Fig. 7 Stratigraphical profile map of the Tottori city, along the NW-SE line (H-H' line)

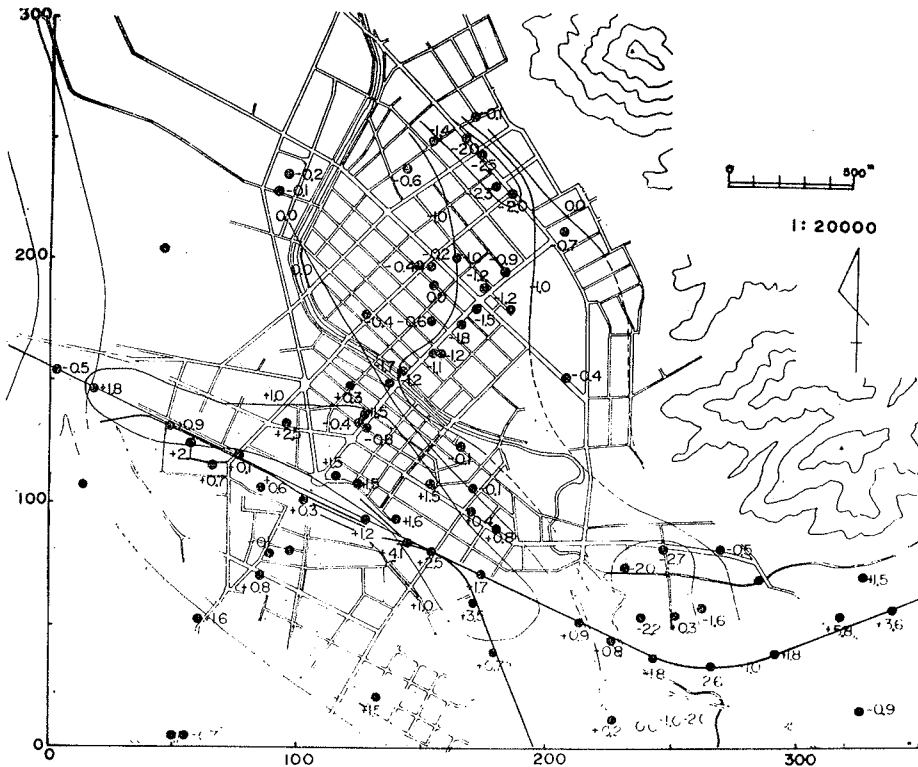


Fig. 8 Contour map showing the highest level of medium sand layer

下の円小礫が混入している。この層の下限は前述したように漸移的であって明確でないが、上限は明確な境界があり、かつその面はほぼ水平である。図-8から明らかなように、旧袋川沿いに、この層が局部的に深くなっているのがみられるが、これは、その当時の河道と推定される。

4) 上部・粘土・シルト層：この層は主に粘土・シルトからなり、土質力学的には支持力の小さい軟弱地盤であって、N値は0~4と小さく、暗黒色のシルトを含んでいる。この層の下限は T.P. -2.0m, T.P. -1.5m の範囲にあって、最も新しい時代に堆積したものであって、弥生時代の小海進、海退が繰返され生成されたものであるといわれている。砂とシルトがシーム状に堆積していることから、河道が何回か変遷し、一部分づつ堆積が繰返されたものであると推定される。この層の中には腐植を多量に含む層が認められているばかりでなく、埋木や貝化石も発見されている。

5) 上部砂礫層：この層は千代川に沿った地域にのみみられ、上部粘土層の上にかきわめて薄い砂礫層が存在しているものである (Boring No.101, 401, 409, 620)。

これは現河川が自然堤防を形成したときに堆積したといわれているもので、礫径5~20mm N値が10~20、および密度は中位である。

以上の結果から、この地域における浅層部土質の層序を模式化すると図-9のようになる。しかし、この第四紀各層の層厚、傾度、および方向については、ボーリング資料の地域的分布に疎密があるため、全地域にわたり把握するには致らなかった。

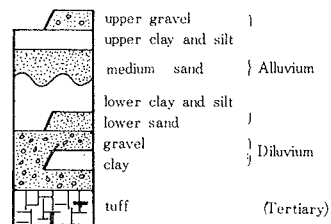


Fig. 9 The typical column-section of quaternary deposits

4.2 滞水層の土質力学特性⁵⁾

上述したこの地域の土質力学特性の他に、地下水問題

を取り扱う場合には、滞水層における定数を算定しておく必要がある。今回の調査では、揚水試験を行なってこれらの定数を算定した。揚水試験の本来の目的は井戸管理にある。すなわち、揚水試験はそれを行なうことによって井戸の周辺の透水層の性質、透水量係数や貯留係数の決定、井戸の限界揚水量の推定など、その対象とする井戸に関する種々の情報を得ようとするものであって、広い地域の滞水層諸定数の算定にこうした方法を適用することには問題があり、かつ危険を伴なう。しかし、現在、こうした広い範囲にわたって的確に諸定数を算定する方法が見い出されていないので、著者らは上述した方法の限界を考慮しつつ、地質構造をも参照して、できるだけ多くの地点で揚水試験を実施して、この地域における定数の概略値を推定した。

揚水試験は図-4に示す A_1 (B.N. 201), A_2 (B.N. 105), A_3 (B.N.404) および A_4 (B.N. 306) の4ヶ所を選んで行なった。これらの地点の井戸は深さが9.5~14.5m, 直径10cmであって、表-2は、揚水試験の結果から算定した、滞水層厚 H_0 , 透水係数 k , および浸透量係数 T の値を示すものである。なお、揚水試験結果の解析は Theis の非定常解による簡便法として知られている回復法によった。

一般に、当沖積平野の透水係数は $9.00 \times 10^{-5} \sim 6.53 \times 10^{-4} \text{m/sec}$ となり、各地の沖積平野におけるそれがほぼ $1 \times 10^{-4} \text{m/sec}$ であることと比較してもそれほど大きな差違はないようである。今回の試験結果にかなりのばらつきがみられるが、その原因については明確でな

い。これには井戸径、ポンプ汲上容量などの条件、調査場所、時間その他の井戸での汲上げなどが関係していると考えられ、これらの問題は今後の課題として検討していくつもりである。

5. 調査地域の地下水について

5.1 調査方法

図-6および7で示したように、この地域の地層から考えて、滞水層は二つに分けられる。その一つは比較的浅い地層に存在する自由水面をもつ地下水層、すなわち不圧地下水層であり、他の一つはかなり深い層の被圧地下水層である。この被圧地下水層は地質構造から考えて温泉水と密接な関係があると推察される。したがって、ここでは、これら二つの滞水層について別々に検討を加えていく。地下水を観測する一つの方法は、それぞれの滞水層の水位(被圧地下水ではピエゾ水頭)を測定して地下水面の平面的分布、その時間的変動を明らかにすることである。この目的のために、図-10に示すように合計18個所の観測井を選定した。図中の○印は一般の家庭用井戸($F_1 \sim F_{13}$)であって、これを定時観測井と呼ぶことにする。これらの井戸は不圧地下水面の測定に用いられているものである。一方、図中の●印で示される5個所の井戸は連続観測井と呼び、今回の調査のために直径15cmの井戸をさく井したものであって、1個所に隣り合せて二本の井戸が掘られている。その一つはいわゆる不圧地下水面を、他の一つは被圧地下水の水頭を測定することを目的とし、前者に対しては($S_1 \sim S_5$), 後者

Table. 2 Value of aquifer coefficient obtained from pumping test

No.	Well discharge Q (m^3/sec)	Transmissi- -bility coefficient T (m^2/sec)	Thickness of aquifer H_0 (m)	Permeability coefficient k (m/sec)
A_1 (B. No. 210)	2.25×10^{-4}	1.35×10^{-4}	1.5	9.00×10^{-5}
A_2 (B. No. 105)	3.85×10^{-4}	5.60×10^{-4}	2.0	2.80×10^{-4}
		2.40×10^{-4}		1.20×10^{-4}
A_3 (B. No. 404)	3.83×10^{-4}	7.05×10^{-4}	3.0	2.34×10^{-4}
A_4 (B. No. 306)	3.84×10^{-4}	7.34×10^{-4}		2.45×10^{-4}
			1.96×10^{-4}	6.53×10^{-4}

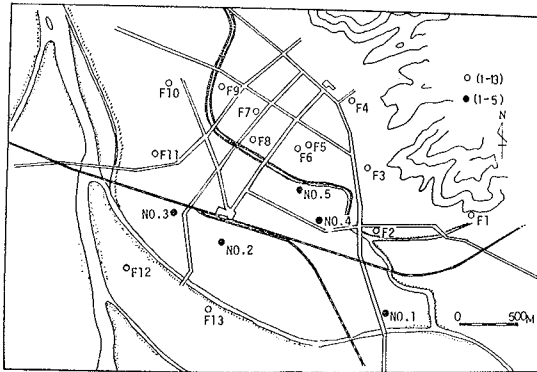


Fig. 10 Stations of observation wells

に対しては (D₁ ~ D₅) の番号を付してある。なお各観測井の水位は T.P. ±0.0m を基準に表示することとした。定時観測井における地下水面は 1 日 1 回午前 9 時に測定し、連続観測井は自記水位計 (フロート式) による。測定装置の概略は図-11 に示すようである。

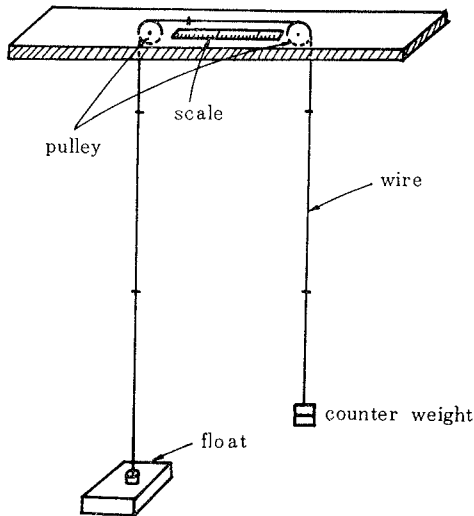


Fig. 11 Water gages

その他、地下水に密接な関係があると考えられる降水量および河川の水位については、それぞれ鳥取地方気象台および建設省鳥取工事事務所の資料を用いた。

5.2 調査結果および考察

A. 不圧地下水：表-3 は、観測井の地盤高 (一部は井戸天端高) および、比較的水位変動の小さい 1972 年 9

Table. 3 Level of observation wells

(1) Observation wells of record every one day

No.	Top level of wells (m)	Bottom level of wells (m)	Static level of unconfined groundwater at 4, sep., 1972 (m)
F ₁	9.728	4.98	8.12
F ₂	6.746	4.10	5.79
F ₃	5.839	2.47	5.10
F ₄	4.891	1.24	4.11
F ₅	5.532	-0.50	4.68
F ₆	5.501	1.60	4.32
F ₇	4.737	-0.28	2.53
F ₈	5.536	-0.47	4.26
F ₉	3.754	-0.22	2.50
F ₁₀	4.914	3.20	3.81
F ₁₁	5.170	1.01	1.32
F ₁₂	6.791	3.07	5.60
F ₁₃	6.767	3.13	5.40

Dutam Level = T.P. ± 0.0m

(2) Observation wells of continuous record

No.	Level of ground surface (m)	static level of unconfined groundwater at 4, Sep., 1972 (m)
S ₁	5.930	3.17
S ₂	5.620	2.66
S ₃	5.701	1.62
S ₄	6.011	1.66
S ₅	5.556	0.98

Dutam Level = T.P. ± 0.0m

月 4 日午前 9 時における地下水面高を表わしたものである。図-12 は、表-3 に示される地下水位の平面的分布ならびに地下水面の等高線を示したものであって、新・旧袋川で囲まれたいわゆる鳥取市街地の水位が他の地域と比べてかなり低いことがわかる。また、新・旧両袋川を境としてその右岸側と左岸側ではかなりの水位差を示すことから、不被圧地下水は両河川の水位と密接な関係をもつこと、および水位の低い地区ではかなりの揚水が行なわれていることが想定される。

図-13 は、F₂、F₃、F₈ および F₁₂ の 4 観測井における昭和 47 年 8 月から 12 月までの 5 ヶ月間の地下水位の時間的変化と日降雨量を示したものである。久松山の山麓に近い F₂ および F₃、ならびに新袋川左岸の F₁₂ では、地下水位は降雨の影響を強く受けていることがわか

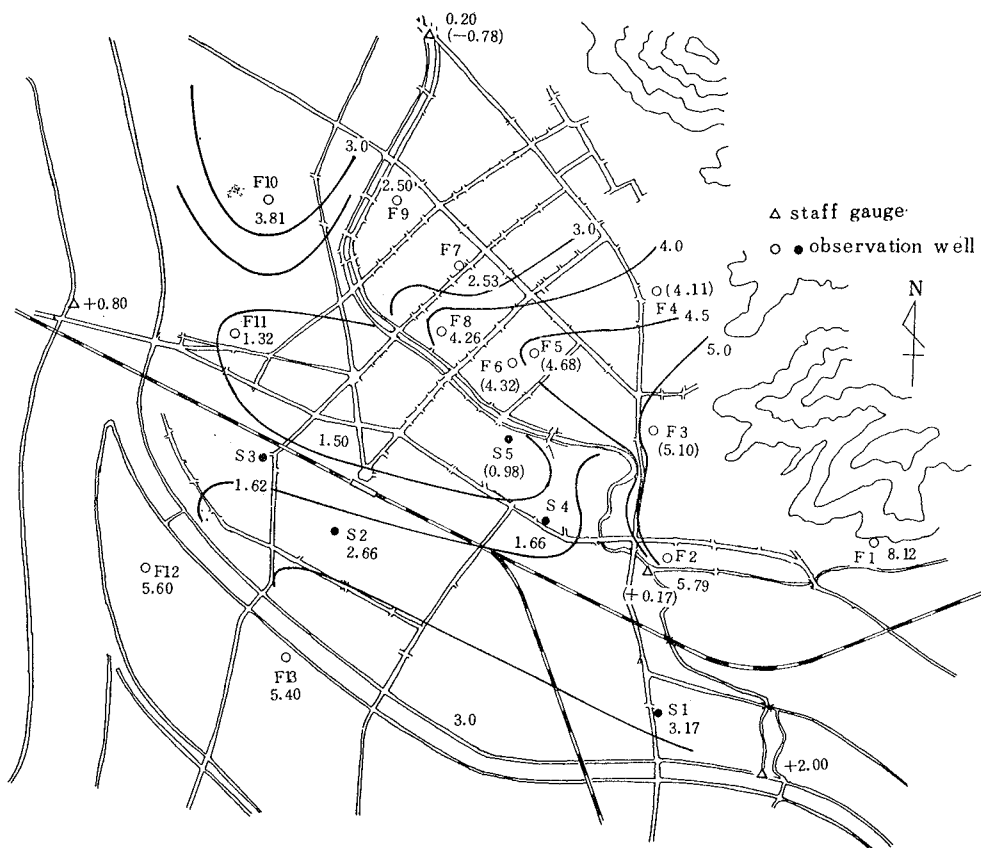


Fig. 12 Contour map of static level of the unconfined groundwater

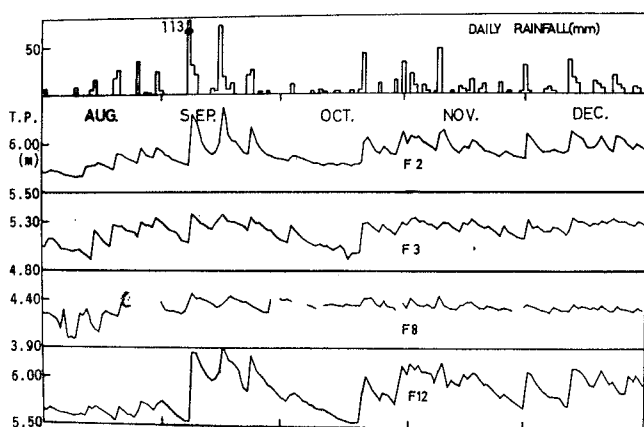


Fig. 13 Variation of daily rainfall and static level of the unconfined groundwater

装、家屋の密集などのため降水の地下への浸透がそれほど多くないことを示していると考えられる。

図-14 (a), (b)および (c) はそれぞれ F_2 , F_3 および F_{11} における前日の日降雨量 R (mm) と水位上昇高 Δh (cm) との関係を示したものであって、図中の数字は前期無降雨日数を表わしている。これらの図から明らかなように、 F_2 では降雨量と水位上昇高にはほぼ直接関係のあることがわかる。また F_{11} では $R \leq 40$ mm の場合水位がほとんど上昇しないが、 $R \geq 40$ mm となると、ほぼ直線的に上昇することがわかる。しかし、 F_3 におけるその関係はそれほど明瞭で

るが、一方、市街地にある F_8 では他に比べてそれほど降雨の影響が大きくない。これは市街地では路面の舗

装、家屋の密集などのため降水の地下への浸透がそれほど多くないことを示している。図-15は、5つの連続観測井における同様の関係を示したものであつ

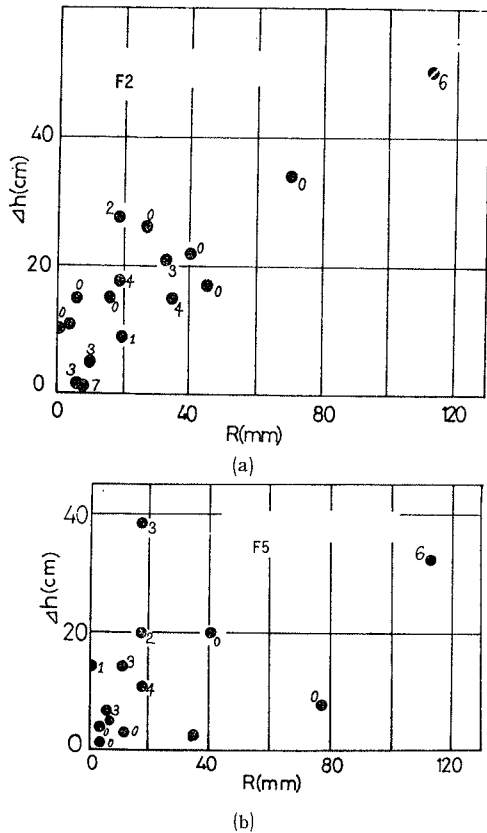


Fig. 14 Relationship between elevation of groundwater surface and daily rainfall

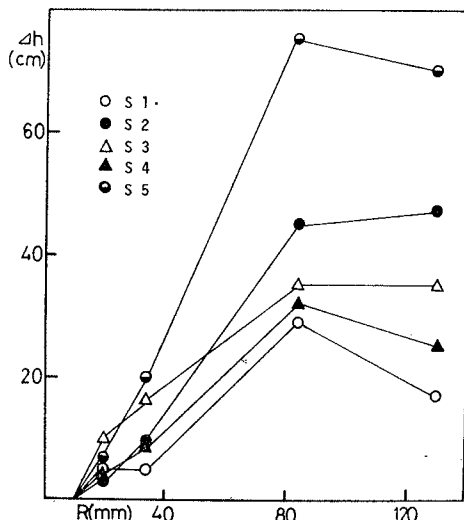


Fig. 15 Relationship between elevation of water surface and daily rainfall

て、これら5つの観測井がある新・旧袋川に囲まれた地域では同じ傾向の変化をすることがわかる。ただし、旧袋川右岸の F_8 あるいは F_5 とはかなり異なった傾向を示している。この地域でみられる特性は、 $R \leq 10\text{mm}$ の場合、水位の上昇に降雨がほとんど影響を与えないこと、 $R \geq 80\text{mm}$ になると、それ以上の降雨では水位上昇はほぼ一定になることなどが明らかである。

さて、不圧地下水の供給源が降雨であると考えられるならば、降雨強度とこの地域の土の浸透能の大小が水位上昇に大きく関係すると推察される。さらに、前期無降雨日数は土中の保湿不足を表わす指標と考えるならば、前期無降雨日数が大で、かつ降雨量が少ない場合、降雨は土壌の保湿不足を補う程度であって、地下水水位の上昇には寄与しないであろう。この限界が、この地域ではほぼ $R = 10\text{mm}$ と考えられる。一方、前期無降雨日数が小で、降雨量が多い場合、保湿容量以上の浸透水によって地下水水位が上昇するが、さらに降雨量が多くなると最終浸透能で供給される浸透水と対象流域外に流出する地下水とが均衡して、それ以上の降雨でも地下水水位は上昇しなくなる。また浸透水と降雨量との差は表面流出量となる。この限界降雨量がほぼ 80mm であると推定される。以上はこの地域を巨視的にみた場合の R と Δh の関係を定性的に述べたものであるが、これらの関係を詳細に観察すれば、 R と Δh の関係はやや異なっている。これは各観測点における浸透能の相違によるものと考えられるが、この点については今後さらに詳しく検討する必要がある。

B. 被圧地下水：表-4は、被圧地下水層に貫入されている5個所の連続観測井における地盤高および1972年9月3日午前6時の井戸水面高を示したものである。この表から明らかなように、被圧地下水の水位は不圧地下水の水面に比べてかなり低く、 D_1 点を除いて、一般のポンプで水を汲上げることができない深さになっている。図-16は1972年9月4日から10日までの7日間における各観測井水位の連続記録を示したものである。この図から明らかなように、 D_1 地点における水位の変化はほとんどみられないが、他の4地点では周期的な水位変動がみられ、一般に、6時に最高水位となり、その後低下をはじめ、22時に最低水位を記録し、ふたたび水位が上昇するというきわめて規則的な日変化を繰返していることおよびこの日変化の最大波高が約1mであることも明らかである。図-17(a) および (b) はそれぞれ D_2 および D_4 における休日前後の水位変化の記録であっ

Table. 4 Level of water surface of confined aquifer

No.	Ground level of observation wells	Static level of groundwater in observation wells *	Depth of water level from ground surface
D ₁	m T.P. +5.930	m T.P. -1.500	m G.L. - 7.430
D ₂	+5.617	-6.190	-11.807
D ₃	+5.709	-5.700	-11.409
D ₄	+6.021	-6.910	-12.931
D ₅	+5.553	-7.040	-12.593

* measured at 3, Sep., 1972

とくに、1973年1月1日の記録は降雨がなかったにもかかわらず、平均水位が1mも上昇している。以上の結果は、産業・商業活動にともなう被圧地下水の揚水によるものと推定され、とくに水位低下の原因は多量の地下水揚水によるものであろう。なお、不圧地下水ではこうした日変化はみられない。

つぎに、被圧地下水の長期変動傾向を調べるために、上述した短周期変動成分を移動平均法⁶⁾を用いて消去し、

長期変動の傾向を検討した。図-18は、加重移動平均法によって計算した水位から、毎日12時における値を取り出し、1972年8月から12月までの水位を示したものであ

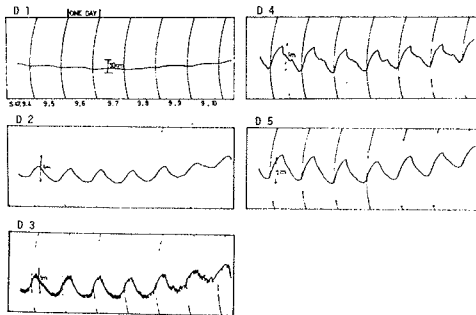


Fig. 16 Recorded level of water surface in observation wells of the confined groundwater

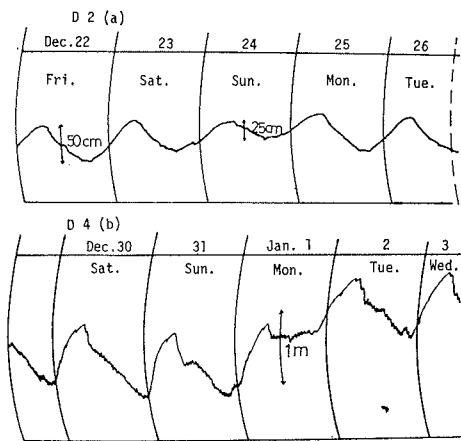


Fig. 17 Variation of water level at some holiday

て、これらの図からわかるように、休日の水位変化は平日のそれに比べて小さく、平均水位の上昇がみられる。

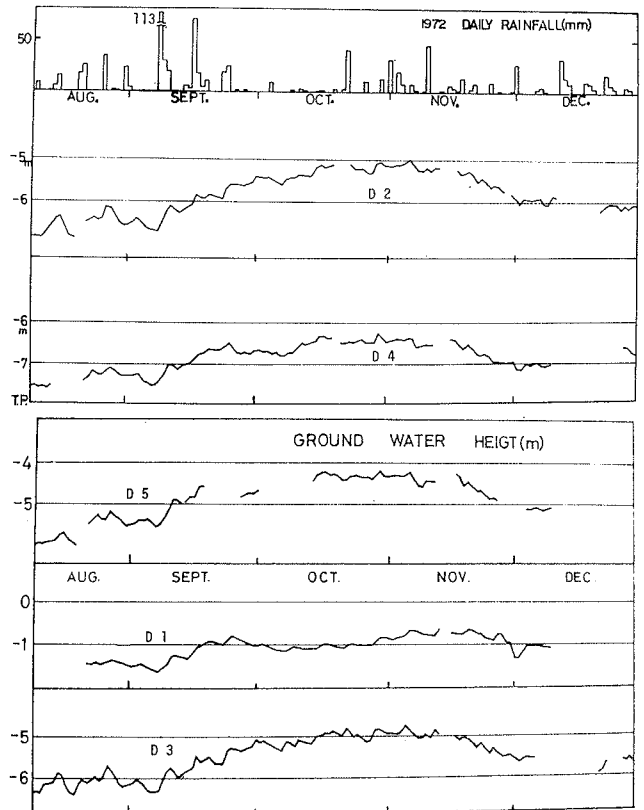


Fig. 18 Daily change of the water level in wells penetrating artesian aquifer

って、図中にはこの期間の日雨量も記入されている。この図から明らかなように、被圧地下水の水位は日雨量と

それほど密接な関係はない。また長期傾向としては、8、9月に水位が低く、10、11月に高水位を示すが、ふたたび12月になると水位が低下する傾向がみられる。しかし、各観測井によってその変動幅はかなり異なり、D₁ 地点が水位変動に関してはもっとも安定していることがわかるであろう。

6. 被圧地下水理論の現地への適用

上述した調査結果によりこれら地域内の地下水の流動状況が定性的ではあるがかなり明らかになった。しかし、調査全域にわたって詳細に検討することは費用・時間の点で問題がある。したがって、調査結果にもとづいてかなり詳しく流動状況を知りかつ定量的に把握するためには、現象が理論的にも説明されることが望ましい。こうした意味で、ここでは一つの試みとして若干の理論的考察を行ない、数値 simulation⁷⁾ によって現象を説明する。

6.1 基礎式

この領域の被圧地下水に注目すると、一般に被圧地下水に関しては弾性説にもとづく式(6.1)を基礎式として適用する。すなわち

$$\frac{\partial h}{\partial T} = \frac{kb}{S} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial X^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial Y^2} \right) + \frac{W}{S} \quad (6.1)$$

ここに、 h ：不透層からの水頭、 X, Y ：平面座標、 T ：時間、 b ：滞水層厚、 S ：貯留係数、 k ：透水係数、 W ：単位面積あたり単位時間揚水量、である。

6.2 境界条件

問題は式(6.1)を用いて境界条件を満足する解を見出すことであるが、現地の複雑な地形から解を見出すための適当な境界条件を決定することは容易でない。一般的には

$$A \cdot H_{i,j}^{n+1} - B \cdot \left(H_{i+1,j}^{n+1} + H_{i-1,j}^{n+1} + H_{i,j-1}^{n+1} + H_{i,j+1}^{n+1} \right) = H_{i,j}^n - w_{i,j} \cdot \Delta t \quad \dots \quad (6.5)$$

となる。ここに、 ΔX および ΔY は正方向格子の間隔であり、 ΔT は時間間隔であり、さらに

$$\left. \begin{aligned} A &= 1 + 4 \cdot B \\ B &= \Delta t / (\Delta s)^2 \end{aligned} \right\} \quad (6.6)$$

であって、 i, j はそれぞれ x, y 方向の格子節点をあ

(1) 山地と平地の境界：山地が不透壁であって、山地と平地の境界で地下水の流れがないということであるから、

$$\frac{\partial h}{\partial m} = 0 \quad (6.2)$$

m ：境界に直角な成分

となる。

(2) 地下水分水界：河川などで地下水供給源となっている場合、その線上で地下水分水界があれば、それを境界とし、

$$\frac{\partial h}{\partial m} = 0 \quad (6.3)$$

m ：境界に直角な成分

とおけばよい。

(3) 平地の境界：滞水層が計算対象領域の外側にも連続している場合には、境界あるいはクッション・ゾーンを設け、地下水の出入を近似させる。ただしこの近似に問題がある。

(4) 水位一定：つねに水位の変化しないところがあれば、その点で水位一定の条件を与える。

6.3 基礎式の差分化

まず最初、計算を容易にするために、式(6.1)を無次元化する。すなわち、 $x = X/b, y = Y/b, H = h/b, t = kT/Sb$, および $w = W/k$ とすれば、式(6.1)は

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) + w \quad (6.4)$$

となる。差分化するために $x - y$ 平面を対象格子網でおきかえ、 $\Delta X/b = \Delta Y/b = \Delta s, k\Delta T/Sb = \Delta t$ とすれば、式(6.1)は

らわす添字であり、 n は時刻を表す添字である。 $w_{i,j}$ は代表節点における無次元揚水量である。

つぎに、 $H_{i,j}^{n+1}$ の $(\nu + 1)$ 次近似を計算するために、収束のかなり速い加速 Liebmann 法を用いれば、

$${}^{\nu+1}H_{i,j}^{n+1} = {}^{\nu}H_{i,j}^{n+1} + \omega \cdot {}^{\nu}R_{i,j}^{n+1} \quad (6.7)$$

と表わせる。ここに、

$$R_{i,j}^{n+1} = \frac{1}{A} \left(H_{i,j}^n + w_{i,j} \cdot \Delta t \right) + \frac{B}{A} \left(H_{i+1,j}^{n+1} + H_{i-1,j}^{n+1} + H_{i,j+1}^{n+1} + H_{i,j-1}^{n+1} \right) - H_{i,j}^{n+1} \quad \dots (6.8)$$

であり、 ω は加速係数である。

6.4 被圧地下水の水収支シミュレーションの適用例

データとしては図-19に示す領域を格子で区切り、節

点における水位を計算した。領域内の計算点、揚水点、境界の種類を数字で表わした領域区分を図-20に示すように与え、初期水位を各節点に与えて式(6.5)を数値

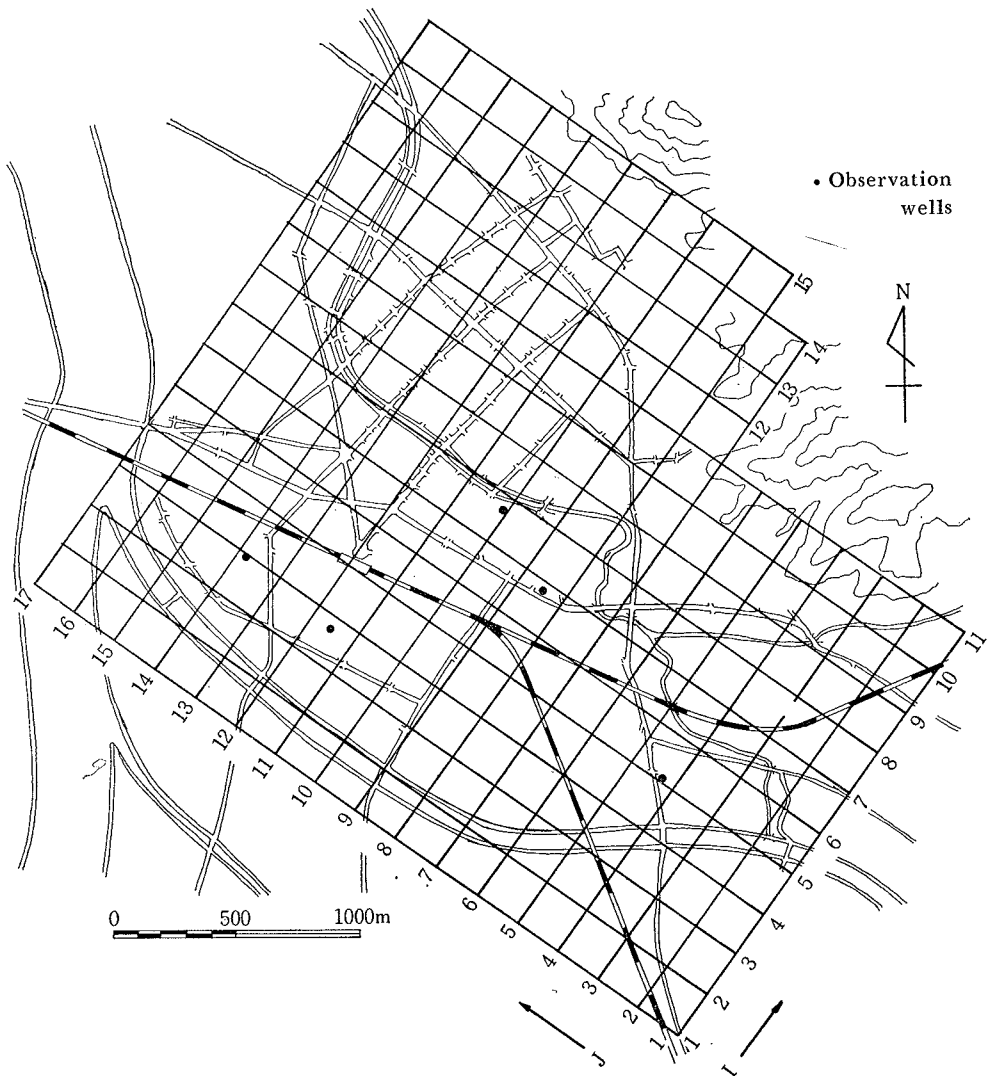
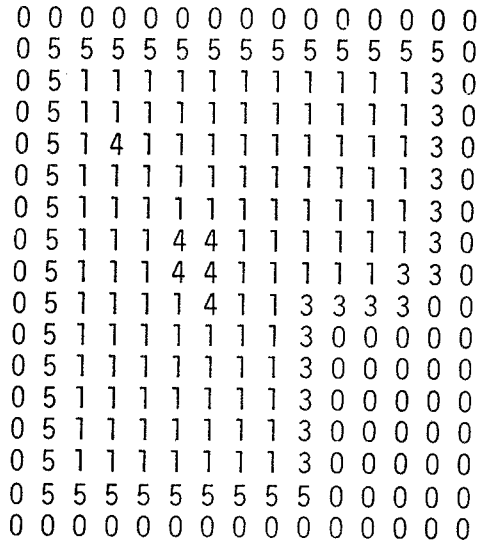


Fig. 19 Grid of difference scheme in investigated area

NUMERICAL MAP



- 0 - Non operation
- 1 - Calculation
- 3 - Impermeable boundary
- 4 - Pumping station
- 5 - Permeable boundary

Fig. 20 Numerical map

的に解いていく。なお数字5で与えられる境界は6・2の(3)にあたり、この場合、境界の地下水流入を a) 境界面より一定量づつ流入する、b) 境界面の水面勾配に比例する量だけ流入する、および c) $Q_i = -kh \Delta Y \frac{\partial h}{\partial x} = \text{const.}$ とするという三つの条件で別々に計算した。格子間隔は $\Delta X = \Delta Y = 200\text{m}$, $\Delta T = 1 \text{ hr}$ とし、 $kb = 2.4 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{sec} = 86.4 \text{ m}^2/\text{hr}$ ($b=60\text{m}$) および $S = 0.05$ を用いた。なお、揚水地点と揚水量は調査と試算を繰り返した結果、表-5のように決定した。ここに、 Q_u は $b = 60\text{m}$ としたときの揚水量である。図-21 (a) および (b) は6時から22時まで表-5にしたがって揚水したときの計算結果と実測値を比較したものであって、水位の変動幅についてはほぼ一致することが明らかとなったが、なお、水位については、透水係数、滞水層厚などについて検討すべき点が残されている。さらに、境界条件(3)の3条件に対しては計算結果に

Table. 5 Discharge by pump

station		$w_{ij} \cdot \Delta t$	W (m/hr)	Q_u (m ³ /hr)
i	j			
4	13	0.01168	0.03504	1401.6
6	9	0.01168	0.03504	1401.6
6	10	0.02131	0.06393	2557.2
7	8	0.00120	0.00360	144.0
7	9	0.00684	0.02052	205.2
7	10	0.02054	0.06162	2464.8
$\Sigma Q_u = 8174.4$				

それほど大きな相違のないことが明らかとなった。今後さらに精度をあげて実測値に一致させ、将来予測に対してもシミュレーションを行う予定である。

7. 結 語

この研究はまだその緒についたばかりであって、今後さらに研究を続けなければ十分満足すべき結論はえられない。しかし、いままでにえられた結果を要約するとつぎのようである。すなわち、

- 1) 鳥取市における洪積層と沖積層の境界が明確になり、その上限深度が示された。
- 2) 鳥取市における地下の滞水層定数が算定され、表-2に示す結果をえた。

3) この地域の地下水の現況がかなり明らかとなり、水収支シミュレーションの手法が適用できることを示した。などである。

最後に、この研究にあたり終始御援助、御助言をいただいた、宮腰・赤木両教授に深謝の意を表するとともに、観測に御協力をいただいた鳥取県の諸氏に感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) 鳥取県：鳥取県地質図説明書，1966。
- 2) 地質調査所：5万分の1地質図幅説明書，1963。
- 3) 鳥取県：鳥取県温泉総覧，1969。
- 4) 山名巖：山陰地方における第四紀末の諸問題，鳥取県立科学博物館研究報告，3号，1964。
- 5) 山本荘毅：揚水試験と井戸管理，昭晃堂，1965。
- 6) 堀川明：ランダム変動の解析，共立出版，1969。
- 7) 柴崎達雄，他：地下水資源学，共立出版，1973。

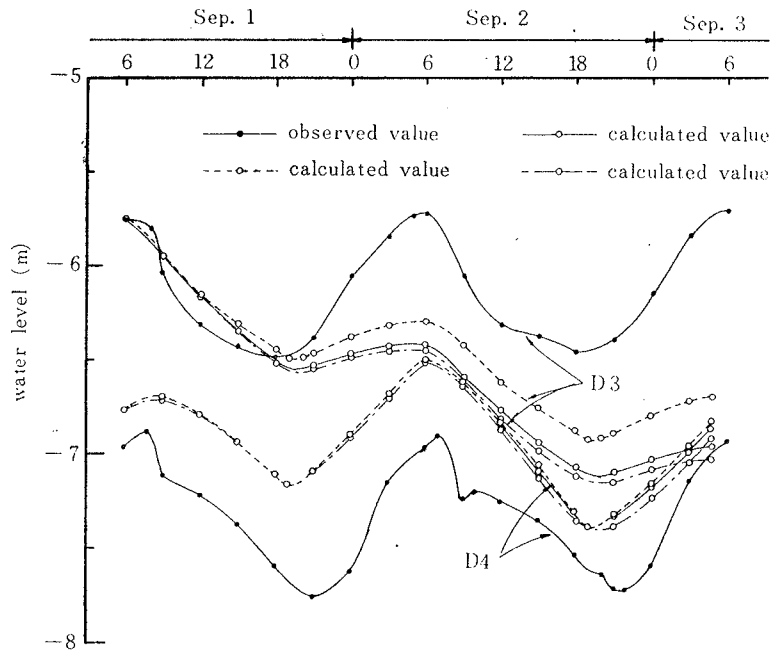
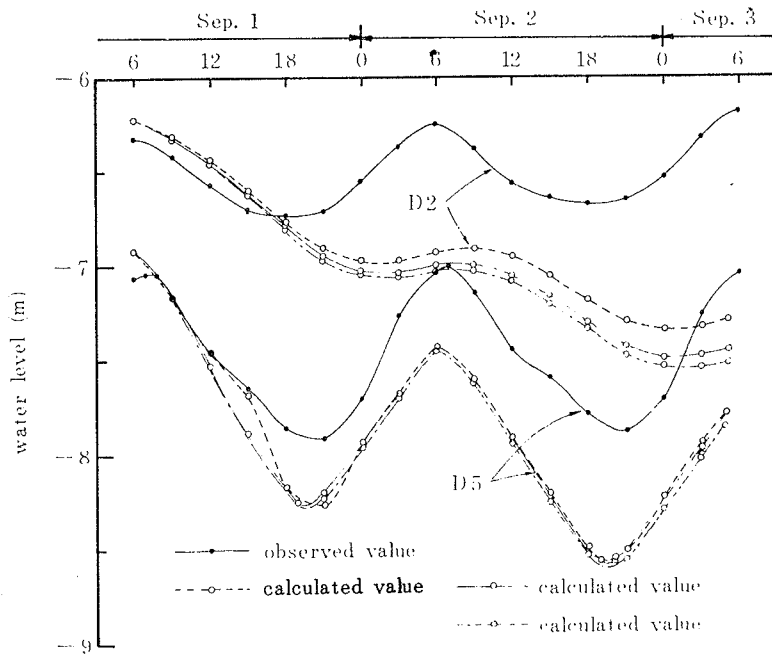


Fig. 21 Comparison with observed results and theoretical prediction of the variation of ground water level