

# 野島断層周辺の地下水に関するデータの収集作業

(動力炉・核燃料開発事業団 契約業務報告書)

1996年3月

住鋳コンサルタント株式会社

本文の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせ下さい。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村村松 4 番地 49  
核燃料サイクル開発機構  
技術展開部 技術協力課

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:  
Technical Cooperation Section,  
Technology Management Division  
Japan Nuclear Cycle Development Institute  
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki 319-1184  
Japan

©核燃料サイクル開発機構  
(Japan Nuclear Cycle Development Institute)

1996

# 野島断層周辺の地下水に関するデータの収集作業

(動力炉・核燃料開発事業団 契約業務報告書)

1996年3月

住鋳コンサルタント株式会社

## 野島断層周辺の地下水に関するデータの収集作業

渋谷明貴\*, 秋山清悟\*\*, 上田晃司\*

### 要 旨

本資料は、兵庫県南部地震の発生源となった地震断層（野島断層）周辺岩盤における水理特性および地下水の地球化学特性データの収集と、そのデータを用いた地下水流動に関するモデル計算作業を行った結果をまとめたものである。

野島平林 700m 孔で実施した動燃式 JFT による 3 深度における測定では、孔壁洗浄前の値であるが透水係数は  $10^{-9}$  cm/sec オーダーを示した。各区間の間隙水圧から、岩盤中で別個の水頭もつブロックが複数存在することを示唆している。

野島平林 700m 孔等から掘削泥水を採取し、溶存化学組成およびトリチウム濃度の分析を行った結果、すべての試料が中程度の全溶存イオン濃度をもち、いずれも  $\text{HCO}_3$  に富み、 $\text{Na+K}$  に富むパターンを示した。

一部の溶存成分の濃度は深度とともに漸減し、泥水濃度を低下させている。すなわち、掘削した花崗岩体は深度とともに透水性が高くなっているものと推定される。特に、深度 600m の試料のみが溶存成分濃度が低いことは、この孔井で遭遇した断層破碎帯の透水性が大きいことを示す。

地震直後の断層付近における突発的な湧水は、断層破碎帯の透水性の変化に起因すると仮説を立て、地下水流動を数値解析でシミュレートし、以下の結果を得た。

- ① 断層破碎帯の透水係数が  $1.0 \times 10^{-3}$  cm/sec 程度に大きくなると地下深部に帯水していた地下水が破碎帯を通過して上昇し、短期間地表で噴出する。透水係数が  $1.0 \times 10^{-5}$  cm/sec 程度では地下水は噴出しない。
- ② 地震直後 3 ヶ月間の降雨停止は、全体的な地下水流動にほとんど影響を与えない。降雨停止の影響は、地下深部より地表付近で大きく、その影響は断層から離れた地下深部では時間的に遅れる。
- ③ 全水頭の変化は断層に近いほど大きく、全水頭が大きいほど全水頭の変化が激しい。
- ④ 地表付近の透水性が小さい場合、地下に浸透した雨水が表面流出し、地下水位は高くない。その結果、地下深部の全水頭も小さくなり地震後の湧水量も少ない。
- ⑤ 地震の前後の定常状態を比較すると、地震後では全体に全水頭が低下し、断層付近では断層に平行に全水頭等高線が配列するようになる。
- ⑥ 自由地下水面は、地下深部の地下水流動の変化を受けずほぼ一定である。

---

本報告書は、住鉱コンサルタント株式会社が動力炉・核燃料開発事業団との契約により実施した業務の成果である。

契約番号：07C1416

事業団担当部課室：東濃地科学センター

地層科学研究開発室研究員（梅田浩司）

\* 住鉱コンサルタント株式会社 調査本部資源調査部

\*\* 住鉱コンサルタント株式会社 技術開発部

## Data Collection of the Ground Water Surrounding the Nojima-Fault.

Akitsura Shibuya\*, Seigo Akiyama\*\*, Koji Ueda\*

## Abstract

This report presents the hydrological characters and geochemical data in the bed rock surrounding the Nojima Fault which caused the earthquake named Hyougo-nanbu earthquake. And also presents the model simulation results of hydrological mobilization by using the observed data.

The water permeability measured at the three depth in the drill hole "Nojima Hirabayashi-700m" by GSI show  $10^{-9}$ cm/sec order. It is assumed that several water blocks having different water heads exist in the granitic bed rock by the differences of pore water pressures at three sections in the hole.

The ionic pattern of the drill circulation waters from Nojima Hirabayashi-700m and surrounding short 4 holes shows Na+K-HCO<sub>3</sub> type. It is supposed that the bed rock has higher permeability in the deeper part of the Nojima Hirabayashi-700m, because several soluble chemical contents in the water tend to decrease gradually toward the deep.

The permeability at the fault fractured zone in the hole is considered to be higher than other parts, as low contents of some chemical components at only 600m sample.

The hydrological mobilization model simulation has been carried out by the hypothesis which unexpected water discharges along the fault just after the earthquake are caused by permeability change in the fault fractured zone.

In the case of the fault permeability increases to  $1.0 \times 10^{-3}$ cm/sec by the earthquake, the underground water discharges in short period along the fractured zone. But the increase is small about of  $1.0 \times 10^{-5}$ cm/sec, the phenomenon is not observed.

No rain fall period of three months just after the earthquake does mostly not effect the regional underground water mobilization change. The effect is larger at the near surface than the deep, and the effect delays at the deeper area away from the fault.

The change of total head of water is larger near the fault, and the higher head gives larger change.

If near surface layer is low permeable, the water level does not become high because infiltrated rain flows on the surface. Then unexpected water discharge is small by low head of water in the deep underground.

Comparing the stable states between before and after earthquake, and the head wholly becomes lower, the contour lines of the head orient parallel to the fault line.

Free ground water table is stable even after earthquake because not effected by deep ground water mobilization.

---

Work performed by Sumiko Consultants Co., Ltd. under contract with Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation.

PNC Liaison : Tohno Geoscience Center,

Institute of Geoscience Research and Development

(Kohji Umeda)

\* Sumiko Consultants Co., Ltd., Geoscience Department

\*\* Sumiko Consultants Co., Ltd., Engineering Resources Division

# 目 次

|                    |    |
|--------------------|----|
| 1 調査の概要            | 1  |
| 1.1 件 名            | 1  |
| 1.2 目 的            | 1  |
| 1.3 調査位置           | 1  |
| 1.4 調査期間           | 1  |
| 1.5 調査項目           | 1  |
| 1.6 担 当 者          | 2  |
| 2 地形・地質            | 5  |
| 2.1 地形概要           | 5  |
| 2.2 地質概要           | 6  |
| 2.2.1 花崗岩類         | 6  |
| 2.2.2 神戸層群         | 6  |
| 2.2.3 大阪層群         | 7  |
| 2.2.4 段丘堆積層        | 7  |
| 2.2.5 沖積層          | 7  |
| 2.3 地質構造           | 7  |
| 2.3.1 西海岸          | 7  |
| 2.3.2 脊梁山地         | 7  |
| 2.3.3 東海岸          | 7  |
| 2.4 活断層            | 7  |
| 3 地下水理データの収集       | 8  |
| 3.1 計測・試験方法        | 9  |
| 3.1.1 孔井の地質および試験深度 | 10 |
| 3.1.2 試験方法         | 10 |
| 3.2 計測・試験結果        | 15 |
| 3.2.1 間隙水圧測定試験     | 15 |
| 3.2.2 透水試験         | 15 |
| 4 採水・水質分析          | 18 |
| 4.1 採水方法           | 18 |
| 4.2 水質の分析方法        | 18 |
| 4.3 水質の分析結果        | 19 |
| 4.3.1 溶存化学組成       | 19 |
| 4.3.2 トリチウム濃度      | 27 |
| 4.4 考 察            | 28 |
| 5 地下水流動モデル計算       | 28 |
| 5.1 目 的            | 28 |
| 5.2 解析手順           | 28 |
| 5.3 水理地質構造モデルの作成   | 28 |
| 5.3.1 解析対象領域       | 28 |
| 5.3.2 地形モデル        | 28 |
| 5.3.3 地質構造モデル      | 28 |
| 5.3.4 水理地質構造モデル    | 30 |
| 5.4 水理学的境界条件の設定    | 31 |

|       |             |    |
|-------|-------------|----|
| 5.5   | 地下水流動解析     | 31 |
| 5.5.1 | 数値解析手法      | 31 |
| 5.5.2 | 解析モデル       | 31 |
| 5.5.3 | 解析方法と解析ケース  | 31 |
| 5.6   | 解析結果        | 31 |
| 5.6.1 | 地震前の地下水流動   | 32 |
| 5.6.2 | 地震後の地下水流動   | 32 |
| 5.6.3 | 降雨の影響       | 34 |
| 5.6.4 | 断層破碎帯からの湧水量 | 35 |
| 5.6.5 | 断層破碎帯の地下水流動 | 35 |
| 5.6.6 | 地震後の定常状態    | 35 |
| 5.6.7 | 自由地下水面の変化   | 35 |
| 5.7   | まとめ         | 36 |
| 6     | 考察          | 76 |
| 7     | 参考文献        | 77 |

## 図目次

|          |                            |        |
|----------|----------------------------|--------|
| 第 1-1 図  | 調査位置図                      | 3      |
| 第 1-2 図  | 試錐孔位置図                     | 4      |
| 第 3-1 図  | 試験実施手順                     | 10     |
| 第 3-2 図  | 試験装置の概略図                   | 11     |
| 第 3-3 図  | 間隙水圧測定原理                   | 12     |
| 第 3-4 図  | パルス法による透水試験原理              | 12     |
| 第 3-5 図  | 動燃式 JFT 測定結果図              | 13, 14 |
| 第 3-6 図  | 透水係数解析フロー                  | 15     |
| 第 3-7 図  | 透水係数の算出                    | 16     |
| 第 3-8 図  | 仮想半径の算出                    | 17     |
| 第 4-1 図  | 水質の ION BAR 図              | 21     |
| 第 4-2 図  | 浅部水質の PIPER 図              | 22     |
| 第 4-3 図  | 浅部水質の STIFF 図              | 23     |
| 第 4-4 図  | 野島平林 700m 孔水質の PIPER 図     | 24     |
| 第 4-5 図  | 野島平林 700m 孔水質の STIFF 図     | 25     |
| 第 4-6 図  | 野島平林 700m 孔の水質変化図          | 26     |
| 第 5-1 図  | 要素分割および地質区分図               | 29     |
| 第 5-2 図  | 不飽和浸透特性図                   | 30     |
| 第 5-3 図  | 地震前の全水頭等高線図 (ケース A, ケース B) | 38     |
| 第 5-4 図  | 地震後の全水頭等高線図 (ケース a1)       | 39     |
| 第 5-5 図  | 地震後の全水頭等高線図 (ケース a2)       | 40     |
| 第 5-6 図  | 地震後の全水頭等高線図 (ケース a3)       | 41     |
| 第 5-7 図  | 地震後の全水頭等高線図 (ケース a4)       | 42     |
| 第 5-8 図  | 地震後の全水頭等高線図 (ケース b1)       | 43     |
| 第 5-9 図  | 地震後の全水頭等高線図 (ケース b2)       | 44     |
| 第 5-10 図 | 地震後の全水頭等高線図 (ケース b3)       | 45     |
| 第 5-11 図 | 地震後の全水頭等高線図 (ケース b4)       | 46     |
| 第 5-12 図 | 全水頭経時変化図化位置図               | 47     |
| 第 5-13 図 | 全水頭経時変化図(断面 A-1)           | 48     |
| 第 5-14 図 | 全水頭経時変化図(断面 A-2)           | 49     |
| 第 5-15 図 | 全水頭経時変化図(断面 B-1)           | 50     |
| 第 5-16 図 | 全水頭経時変化図(断面 B-2)           | 51     |
| 第 5-17 図 | 全水頭経時変化図(断面 C-1)           | 52     |
| 第 5-18 図 | 全水頭経時変化図(断面 C-2)           | 53     |
| 第 5-19 図 | 水平断面における全水頭変化図 (ケース a1)    | 54     |
| 第 5-20 図 | 水平断面における全水頭変化図 (ケース b1)    | 55     |
| 第 5-21 図 | 鉛直断面における全水頭変化図 (ケース a1)    | 56     |
| 第 5-22 図 | 鉛直断面における全水頭変化図 (ケース b1)    | 57     |
| 第 5-23 図 | 地震前後の全水頭等高線図(ケース a1-1)     | 58     |
| 第 5-24 図 | 地震前後の全水頭等高線図(ケース a1-2)     | 59     |
| 第 5-25 図 | 地震前後の全水頭等高線図(ケース b1-1)     | 60     |
| 第 5-26 図 | 地震前後の全水頭等高線図(ケース b1-2)     | 61     |



|          |   |    |
|----------|---|----|
| 第 5-27 図 | 全水頭差経時変化図(断面 A) .....                         | 62 |
| 第 5-28 図 | 全水頭差経時変化図(断面 B) .....                         | 63 |
| 第 5-29 図 | 全水頭差経時変化図(断面 C) .....                         | 64 |
| 第 5-30 図 | 湧水量経時変化図(ケース a1, a2) .....                    | 65 |
| 第 5-31 図 | 湧水量経時変化図(ケース a3, a4) .....                    | 66 |
| 第 5-32 図 | 湧水量経時変化図(ケース b1, b2) .....                    | 67 |
| 第 5-33 図 | 湧水量経時変化図(ケース b3, b4) .....                    | 68 |
| 第 5-34 図 | 断層破碎帯での流速変化図(ケース a1, b1) .....                | 69 |
| 第 5-35 図 | 地震前および地震後定常状態の全水頭等高線図(ケース a1) .....           | 70 |
| 第 5-36 図 | 地震前および地震後定常状態の全水頭等高線図(ケース b1) .....           | 71 |
| 第 5-37 図 | 地震前および地震後定常状態の全水頭変化<br>および全水頭差図(ケース a1) ..... | 72 |
| 第 5-38 図 | 地震前および地震後定常状態の全水頭変化<br>および全水頭差図(ケース b1) ..... | 73 |
| 第 5-39 図 | 鉛直断面における圧力水頭変化図(ケース a1) .....                 | 74 |
| 第 5-40 図 | 鉛直断面における圧力水頭変化図(ケース b1) .....                 | 75 |

## 表目次

|         |                      |    |
|---------|----------------------|----|
| 第 1-1 表 | 調査数量表 .....          | 1  |
| 第 3-1 表 | 測定深度と測定区間の地質性状 ..... | 9  |
| 第 3-2 表 | 試験結果一覧 .....         | 15 |
| 第 4-1 表 | 採水試料一覧表 .....        | 18 |
| 第 4-2 表 | 水質分析方法一覧表 .....      | 18 |
| 第 4-3 表 | 水質分析結果一覧表 .....      | 19 |
| 第 4-4 表 | トリチウム濃度分析結果一覧表 ..... | 20 |
| 第 5-1 表 | 地質区分別水理定数 .....      | 30 |
| 第 5-2 表 | 予備解析ケース .....        | 31 |
| 第 5-3 表 | 本解析ケース .....         | 32 |
| 第 5-4 表 | 全水頭経時変化図化節点一覧表 ..... | 33 |
| 第 5-5 表 | 自由地下水面の標高 .....      | 36 |

## 1 調査の概要

### 1.1 件名

野島断層周辺の地下水に関するデータの収集作業

### 1.2 目的

本調査は、兵庫県南部地震の発生源となった地震断層（野島断層）周辺岩盤における水理特性および地下水の地球化学特性データの収集を行い、そのデータを用いた地下水流動に関するモデル計算作業を行うものである。

### 1.3 調査位置

透水試験を実施した坑井は兵庫県北淡町野島平林地区に位置する地質調査所層微細構造調査用井（野島平林 700m 孔）で、浸透流解析断面はこの坑井を通り野島断層に直交する断面約 6 km とした。また、採水は野島平林 700m 孔で 5 深度、および SH-A (150m 孔)、SH-B、SH-C、SH-D（各 50m 孔）の坑底で実施した。

調査位置を第 1-1 図および第 1-2 図に示す。

### 1.4 調査期間

平成 7 年 1 2 月 6 日～平成 8 年 3 月 2 5 日

### 1.5 調査項目

本調査の項目および数量を第 1-1 表に示す。

第 1-1 表 調査数量表

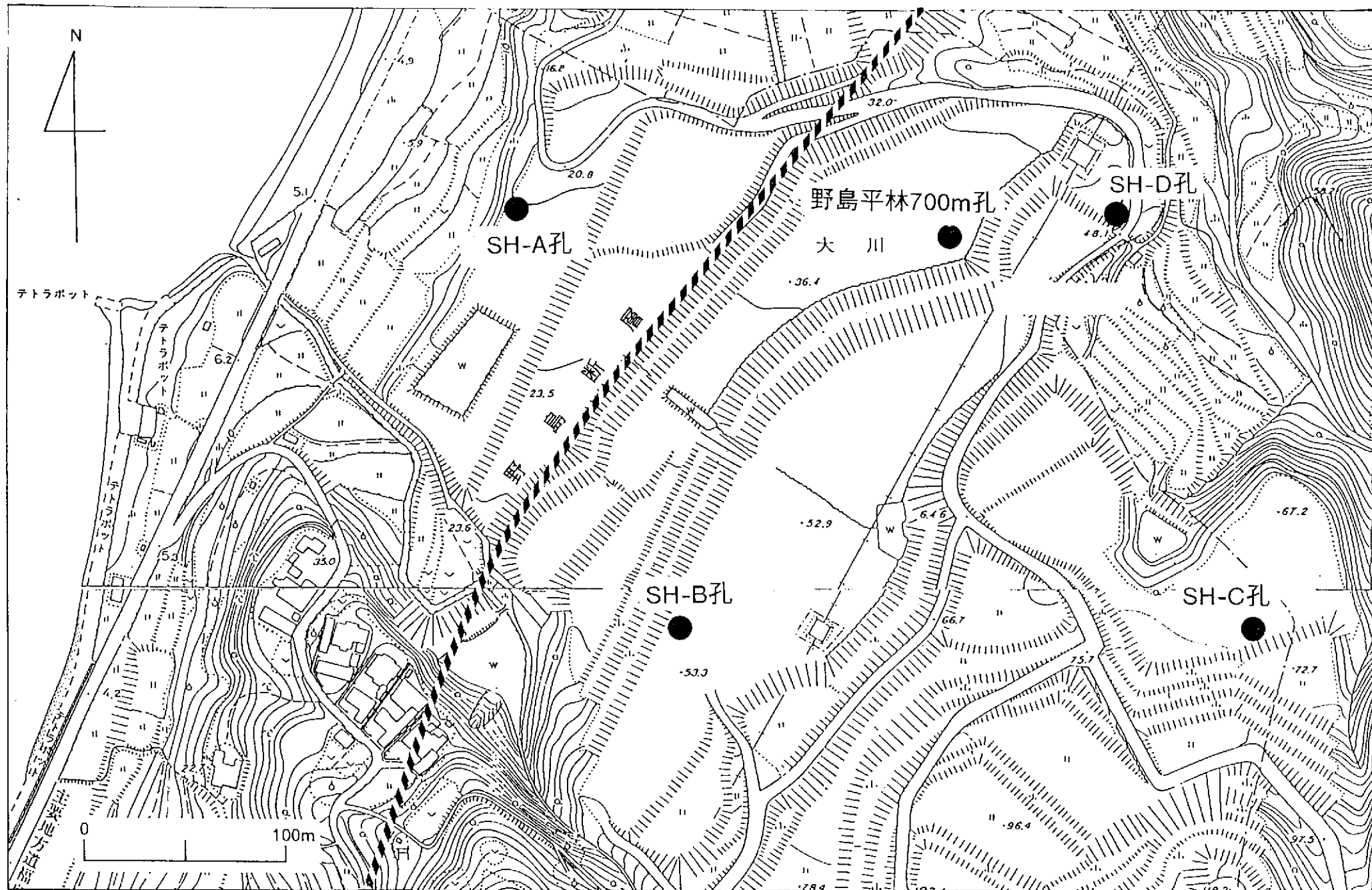
| 調 査 項 目       | 調 査 数 量   |
|---------------|---|
| 地下水理データの収集作業  |   |
| 間隙水圧計測        | 3回  |
| 透水試験          | 3区間   |
| 採水調査・水質分析調査   |   |
| 採水作業          | 9回  |
| 水質分析作業        | 9式  |
| 分析成分          | Na <sup>+</sup> ,K <sup>+</sup> ,Ca <sup>++</sup> ,Mg <sup>++</sup> ,Cl <sup>-</sup> ,SO <sub>4</sub> <sup>--</sup> ,HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ,<br>H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> ,CO <sub>2</sub> ,トリチウム |
| 地下水流動モデル計算作業  |   |
| 地質構造モデルの作成    | 1式  |
| 初期条件及び境界条件の設定 | 1式  |
| 地下水流動モデル計算作業  | 1式  |
| 解析報告書作成       | 1式  |

## 1.6 担当者

|              |       |
|--------------|-------|
| 技術責任者（総括）    | 渋谷 明貫 |
| （浸透流解析担当）    | 秋山 清悟 |
| （地質・浸透流解析担当） | 上田 晃司 |
| （地質記載担当）     | 永野 統宏 |
| （採水・透水試験担当）  | 川西 繁  |
| （水質解析担当）     | 渋谷 明貫 |



第1-1図 調査位置図



第1-2図 試錐孔位置図

## 2 地形・地質

### 2.1 地形概要

淡路島は長さ約 40km、幅 5～20km の島で、南部には和泉山脈<sup>いずみ</sup>の延長である東西方向の論鶴羽山地<sup>のずるは</sup>、中～北部には六甲山地の延長にあたる北東－南西方向の脊梁山地が分布する。平野は論鶴羽山地と脊梁山地の間にあたる中部の洲本川の流域などに発達するが、その分布は狭い。

調査地域は淡路島北部にあたり、周辺には標高 550m 以下の主に花崗岩からなる脊梁山地が分布し、一般に津名丘陵と呼ばれている。このうち浦川以南の津名丘陵は標高 200～520m で、やや起伏のある山地の様相を呈する。一方、浦川以北の津名丘陵は標高 250m 以下のなだらかな丘陵地形を示す。平野の発達は浦川、室津川の河口付近に限られ、海岸部には幅数百 m～1km の海岸段丘および緩斜面が津名丘陵を取り囲む様に発達している。段丘面は低位、中位および高位の 3 段に区分され、このうち低位段丘が最も広く発達する。また、海岸沿いの緩斜面は大阪層群や神戸層群と呼ばれる若い時代の堆積岩の分布する地域と一致している。

海岸段丘や緩斜面の山側には比高 100～200m の急崖が発達し、海岸線とほぼ平行に連続している。この急崖地形は明瞭な断層地形と考えられ、野島断層などの活断層通過位置推定の重要な根拠の 1 つとなっている。播磨灘に面する西海岸では、この断層地形は最北端の野島江崎から富島をとおり室津川上流の生田畑まで連続している。一方、東海岸では、急崖は東浦町楠本から同町山田原間、同町柿原から釜口の間に認められる。また、浦川の右岸斜面にも同様な急崖地形が認められ、ほぼ浦川に平行に延びている。

淡路島北部のおもな河川は、浦川、室津川、茶間川で、いずれも延長 10km 以下の小さな河川である。これらの河川の流下方向は脊梁山地の延びる北東－南西方向および脊梁山地の伸長方向と直交する北西－南東方向の 2 系統である。津名丘陵は良く解析され、細かい沢や谷が密に発達している。また、丘陵上にはダムや大小様々なため池が造られ、農業などに利用されている。

## 2.2 地質概要

地下水流動モデル計算のための地質構造モデルを作成する際の基礎資料として、調査地域周辺の既存地質資料をコンパイルした縮尺2万5千分の1の地質図(住鋁コンサルタント株式会社, 1996)を使用した。この地質図は淡路島北部にあたる縮尺2万5千分の1の地形図「仮屋」および「田之代」の範囲をカバーするもので、市原(1993)による地質図を基本とし、縮尺4万分の1のモノクロ空中写真の判読結果を加え作成したものである。このほかに地質や地質構造の検討に要したおもな既存地質資料は、中島ほか(1986)、藤田・前田(1986)、水野ほか(1990)、皆川ほか(1995)および活断層研究会(1991)などである。

淡路島北部には白亜紀の花崗岩類、第三紀の堆積岩類からなる神戸層群、第三紀鮮新世以降の堆積物である大阪層群、第四紀の段丘堆積物および沖積層が分布する。これらの地層の分布は地形によく反映され、白亜紀花崗岩類は脊梁山地を構成し、脊梁山地の上面や縁を埋めるように新期の堆積物である神戸層群や大阪層群が分布し緩斜面を構成している。段丘堆積物は高位、中位および低位の3段が認められ、主に海岸沿いに分布している。沖積層は河川や海の現世堆積物で、河川や海岸に沿った狭い地域に分布している。以下に地質の概要について説明する。

### 2.2.1 花崗岩類

花崗岩類は白亜紀領家帯に属し、淡路島北部の基盤岩として脊梁山地を構成している。これらの花崗岩類は花崗閃緑岩、花崗岩、トータル岩や塩基性岩類などの多様な岩石からなり、ひん岩や花崗斑岩の岩脈類に貫かれている。岩脈の幅は一般には1~3mであるが、まれに幅50m以上のものが確認されている。

花崗岩類は、強弱の差はあるものの全域において破碎変形を受け、マサ化による表層風化が著しい。水野ほか(1990)によると、ある採掘場においては、この風化作用が深さ100m以上までに及んでいることが確認されている。

既存の研究によれば、花崗岩類はその岩相や貫入時期などによりいくつかの岩体に区分され、その区分について研究者の間で様々な見解があるが、本報告書ではこれらを淡路島の基盤を構成する岩石として一括して扱うこととした。

### 2.2.2 神戸層群

神戸層群は野島断層、浅野断層の西側および楠本断層の東側に分布する。本層は海成および淡水成の第三紀の堆積岩類で、半固結~固結の砂岩、礫岩および泥岩からなり、主に塊状の砂岩が卓越する。浦川以北の脊梁山地上にも花崗岩類を不整合に覆って分布する。

淡路島北部に分布する神戸層群は岩屋累層と呼ばれ、水野ほか(1990)によるとその厚さは脊梁山地上で100m前後である。また、阪神大震災後に西海岸の梨本付近で実施された反射地震探査の結果(皆川ほか, 1995)では、野島断層の西側で神戸層群と考えられ音響層が約200mの層厚で花崗岩と考えられる音響層を覆っているのが確認されている。

神戸層群は淡路島北部、神戸市および三田盆地さんだに広く分布することが確認されているが、それらの地質時代や対比については研究者間で様々な意見があり、統一されていない。

### 2.2.3 大阪層群

野島断層および浅野断層の西側，および東海岸の仮屋付近に分布する。また，脊梁山地の舟木周辺にも分布が認められ，花崗岩類や神戸層群を不整合に覆っている。淡路島北部の大阪層群は下位から富島累層および仮屋累層の2つに区分され，さらに各累層は上部，下部の2層に細分されている。市原（1993）によれば，淡路島北部に分布する富島累層および仮屋累層は大阪層群の下部にあたり，新第三紀鮮新世の堆積物と考えられている。大阪層群は基盤とは不整合や断層で接し，一般に海側に向かってより新しい地層が分布している。淡路島北部での大阪層群の厚さは場所により変化が激しいが，最大で400m以上に及ぶ。

下位の富島累層は全体として礫層が優勢で，シルト・粘土層，砂層および礫層の互層である。また，仮屋累層は富島累層に整合に重なり，粘土層と砂層の互層を主体とし，上部で礫層が発達する。

### 2.2.4 段丘堆積層

西海岸の野島断層および浅野断層の西側に広く分布する。また，東海岸にも東浦町白山付近に小規模に点在する。市原（1993）によれば，段丘層は段丘面の比高，解析の程度，風化の程度などにより，高位・中位・低位段丘層の3層に区分され，大阪層群を不整合に覆う。これらの段丘堆積層は，いずれも層厚10m前後で，中～巨礫サイズの亜角～角礫からなる。

### 2.2.5 沖積層

沖積層は仮屋付近の浦川の河口付近にやや広く分布している。沖積層は砂礫層を主体とし，シルト・粘土層を挟む（市原，1993）。

## 2.3 地質構造

淡路島北部にはいくつかの断層が存在し，神戸層群や大阪層群を大きく変形させている。これらの地層の地質構造は西海岸，脊梁山地および東海岸でそれぞれ異なる。

### 2.3.1 西海岸

神戸層群は浅野断層の近傍で海側に10～20°の傾斜をもち，野島断層の西側では30～70°で急傾斜している。また，大阪層群も神戸層群と同様な傾斜で西に傾いている。また，北淡町富島～生田にかけての大阪層群には水越撓曲（水野ほか，1990）とよばれる東側隆起の撓曲構造が発達し，大阪層群がほとんど直立している箇所もある。

### 2.3.2 脊梁山地

神戸層群および大阪層群とも10°前後の傾斜で大阪湾側に傾いている。

### 2.3.3 東海岸

神戸層群は楠本断層の東側で15～30°程度南東に傾斜している。また，大阪層群は仮屋付近で60～70°の急角度で南東に傾斜している。

## 2.4 活断層

淡路島北部地域には5本の活断層あるいは活断層の疑いのある断層が分布している。これらは西海岸の野島断層，浅野断層，脊梁山地の中持断層および東海岸の楠本



断層および東浦断層で、このうち野島断層は1995年の兵庫県南部地震で活動した活断層であることが明らかとなっている。

野島断層は、淡路島北部の西海岸に沿って地表で約7km追跡できる活断層で、脊梁山地の海側に高さ100～200mの明瞭な断層崖を形成している。野島断層が活断層であることは兵庫県南部地震以前から指摘され、既存の文献では野島断層は東側に高角度で傾斜し、東側が相対的に300m隆起していると考えられている。最近の調査では、皆川ら(1995)による反射地震法探査で、野島断層と考えられる不連続面が高角度で東に傾き、断層東側が約200m相対的に隆起していることが確認されている。また、今回透水試験を実施した地質調査所の野島平林700m孔の調査でも、野島断層が東傾斜であることが確認されている(伊藤久男, 1996, 私信)。

野島断層以外の4の断層については、断層崖などからそれらの位置については精度良く把握されているものの、傾斜や断層の変位など詳しい性状については不明な点が多い。

### 3 地下水理データの収集

花崗岩の透水係数を計測し、地下水流動モデル計算の際の透水係数推定の基礎資料とする目的でボーリング孔を利用した透水試験を実施した。試験方法は動燃式 JFT である。試験は地質調査所が掘削した断層微細構造調査坑井野島平林 700m 孔において実施した。

#### 3.1 計測・試験方法

##### 3.1.1 孔井の地質および試験深度

試験をおこなった野島平林 700m 孔は兵庫県南部地震で活動した野島断層の性状を把握する目的で地質調査所により 1995 年 11 月～1996 年 1 月の間に、北淡町野島平林の採石場跡地（第 1-1 図）で掘削されたもので、最終掘削深度は 746.7m で、深度 557～713m 間で野島断層本体を捕捉している。

本孔では深度 152.20m からコア採取を開始しており、断層本体を除き、孔底まで白亜紀の花崗岩類である花崗閃緑岩が分布している。これらの花崗閃緑岩は主に灰白色中粒でやや割れ目が多く、所々でひん岩の岩脈に貫かれている。ひん岩は暗灰色を呈し新鮮であるが割れ目が多く、一般に数 m の幅であるが、深度 305.10～328.95m および深度 378.95～426.10m では厚いひん岩の岩脈を確認している（第 3-5 図 地質資料は伊藤久男（私信，1996）による）。

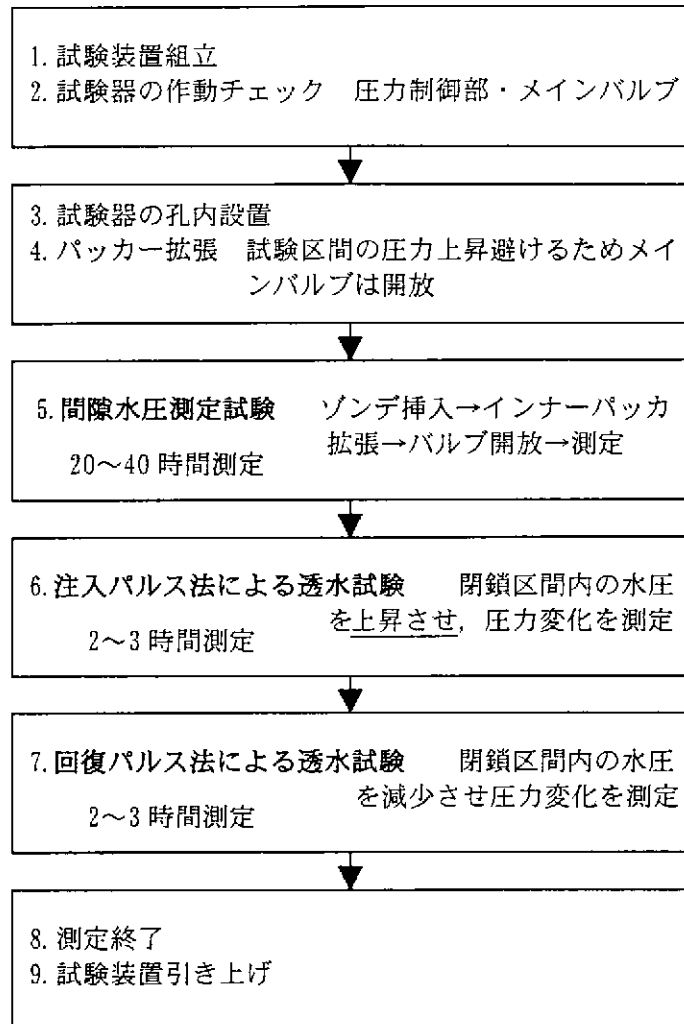
透水試験はコア観察結果に基づき、割れ目やコアの形状に着目して、第 3-1 表に示す 3 区間を選定して実施した。3 区間の地質は花崗閃緑岩からなり、深度 356.50～359.00m の区間は厚さ 20cm のひん岩を挟む。

第 3-1 表 測定深度と測定区間の地質性状

| 測定区間 (GL. -m) | 区間長   | 地 質 性 状                                       |
|---------------|-------|---|
| 254.00～256.50 | 2.50m | 割れ目少ない，20～50cm の棒状コア，<br>255.40m に斜交割れ目       |
| 356.50～359.00 | 2.50m | 全体的に割れ目多い，357～358m 間は<br>礫状コア，ひん岩脈挟む（厚さ 20cm） |
| 447.00～449.50 | 2.50m | 448～449m は割れ目多く，448.6m 付近<br>は粘土化礫状コア         |

### 3.1.2 試験方法

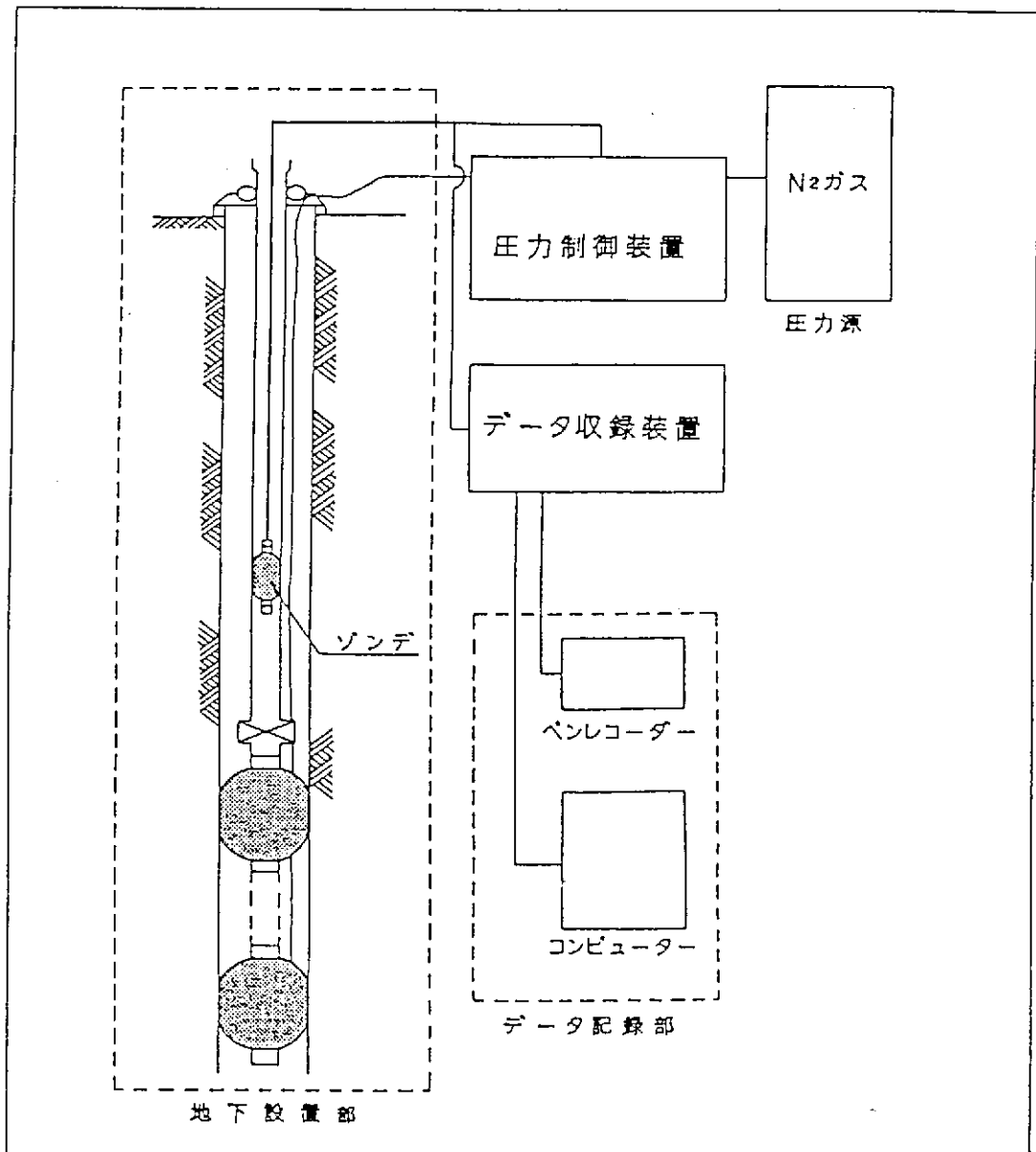
透水試験は、動力炉・核燃料事業団より貸与された、深度 500m 対応動燃式 JFT 試験装置を用い第 3-1 図の手順で実施した。実施した試験は、間隙水圧測定、注入パルス法による透水試験および回復パルス法による透水試験の 3 種類である。試験装置および測定方法を以下に述べる。



第 3-1 図 試験実施手順

#### (1) 試験装置

本試験装置の概要を第 3-2 図に示す。本試験装置は圧力源（窒素ガス）、圧力制御部、孔内設置部（メインバルブ、遮水パッカー）、ゾンデ（インナーパッカー、間隙水圧計）、データ収録部（TK-100）、データ記録部（パーソナルコンピュータ）で構成されている。



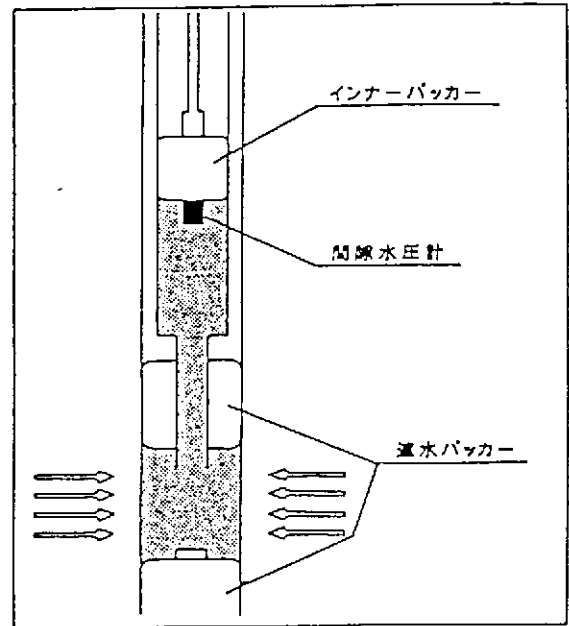
第3-2図 試験装置の概略図

(2) 測定方法

各試験の測定方法を以下に示す。

① 間隙水圧測定試験

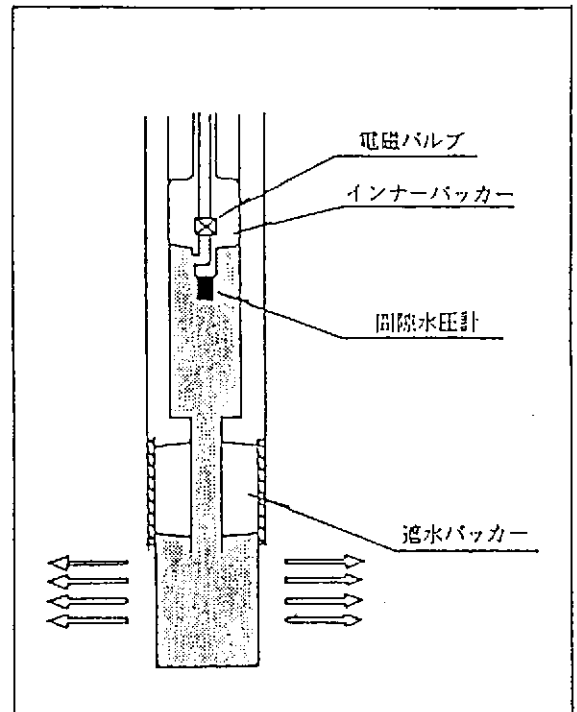
間隙水圧の測定は第 3-3 図に示す様に、ゾンデのインナーパッカーを拡張させて、試験区間を閉鎖しゾンデ先端に取り付けた間隙水圧計で間隙水圧を測定する。測定は水圧の変化が安定する（1 時間あたり数 cm の水位変化）まで実施した。今回の場合、水圧安定に要した時間は 20 時間～38 時間であった。



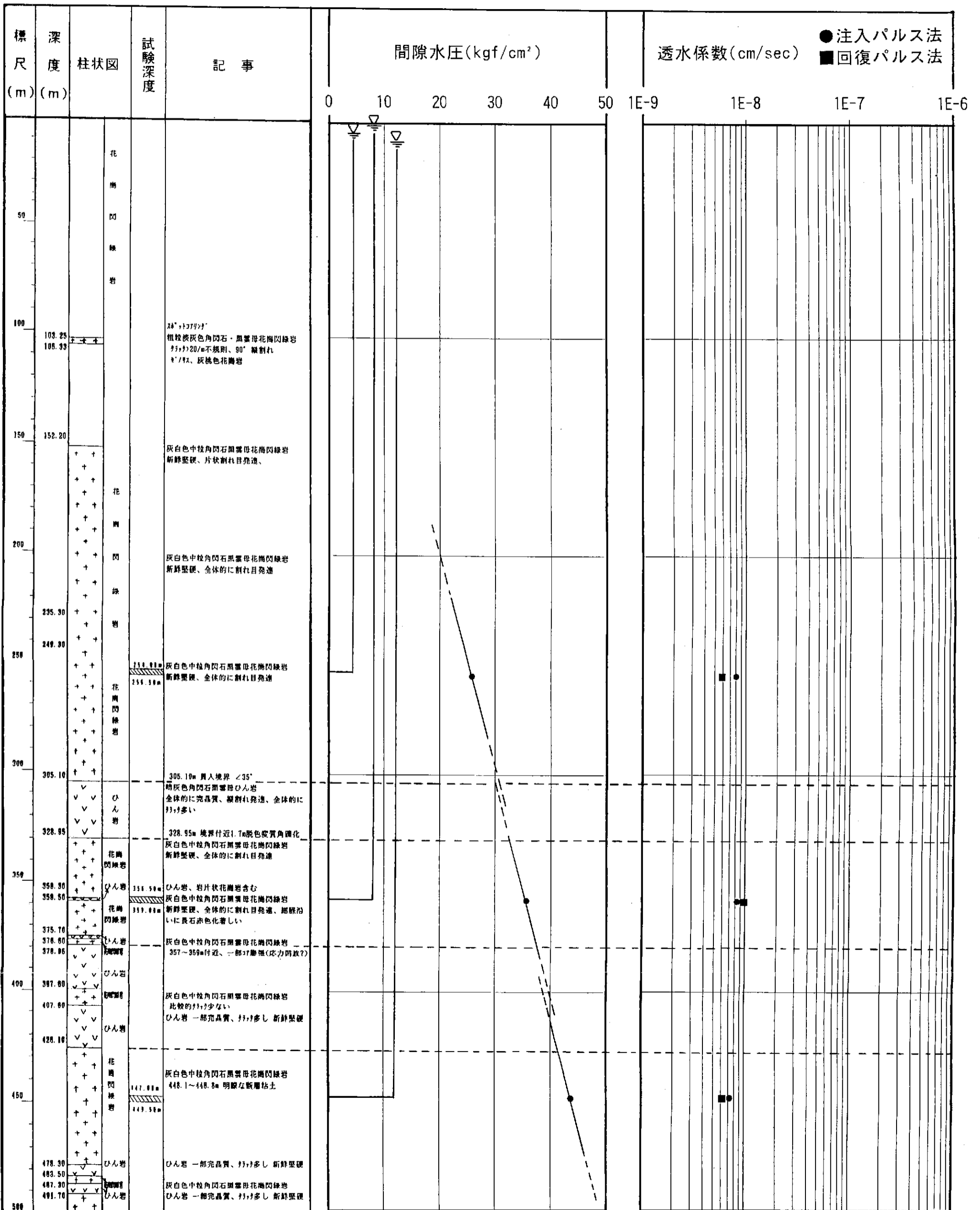
第 3-3 図 間隙水圧測定原理

② 注入パルス法および回復パルス法試験

パルス法による透水試験は、第 3-4 図に示す様に、ゾンデに内蔵されている電磁バルブの操作によって、試験区間内の圧力を上昇あるいは減少させ、圧力の時間変化を測定するものである。区間内の圧力を上昇させるのが注入パルス法で、逆に減少させるのが回復パルス法である。一回の測定に要する時間は 2～3 時間である。測定した圧力を水位に換算する際には、単位圧力あたりの水の圧縮量とパッカーゴムの圧縮量を考慮して計算する。



第 3-4 図 パルス法による透水試験原理



第3-5図 動燃式JFT測定結果図

### 3.2 計測・試験結果

実施した各試験の試験結果を第 3-2 表および第 3-5 図に示す。また、各試験のデータは巻末資料に示すとおりである。

第 3-2 表 試験結果一覧

| 試験深度<br>GL. M   | 初期間隙水圧<br>GL. | 透水係数 (cm/sec)         |                       | 地質状況   |
|-----------------|---------------|-----------------------|-----------------------|--------|
|                 |               | 注入パルス<br>法            | 回復パルス法                |        |
| -254.00~-256.50 | -3.83m        | $1.25 \times 10^{-3}$ | $3.10 \times 10^{-9}$ | 割れ目少ない |
| -356.50~-359.00 | -0.72m        | $8.32 \times 10^{-9}$ | $9.85 \times 10^{-9}$ | 割れ目多い  |
| -447.00~-449.50 | -11.15m       | $7.23 \times 10^{-9}$ | $6.20 \times 10^{-9}$ | 一部に割れ目 |

#### 3.2.1 間隙水圧測定試験

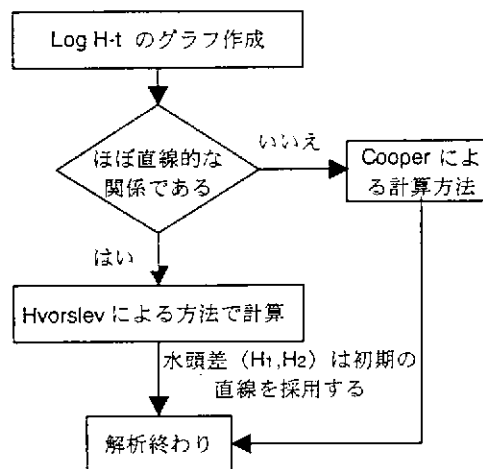
間隙水圧試験終了時の水位を各区間の初期間隙水圧とした。深度 356.50~359.00m および深度 447.00~449.50m の区間では、試験開始後約 20 時間経過した時点で、水位の変動は時間あたり数 cm と安定したため、試験終了時の水圧がこの区間の間隙水圧と考えられる。しかし、深度 254.00~256.50m の区間では、7~8 時間の周期で水位が -3~-4m の間で変化し、試験終了時（38 時間経過後）も安定した状況ではなかった。

各区間の間隙水圧にはおたがいに数 m~10m の差が認められ、岩盤中で別々の水頭をもつブロックが複数存在することを示唆している。

#### 3.2.2 透水試験

##### (1) 透水係数の計算方法

測定結果を以下のフローに従って解析した。実施した試験すべてにおいて Log H-t がほぼ直線的な関係を示したため、Hvorslev による方法で透水係数を算出した。



第 3-6 図 透水係数解析フロー

Hvorslev の解析式は以下のとおりである。

$$K = \frac{(2 \cdot R_w)^2 \cdot \ln(m \cdot L / r_0)}{8 \cdot L \cdot (t_1 - t_2)} \cdot \ln(H_1 / H_2)$$

K: 透水係数 (cm/sec)

R<sub>w</sub>: ピエゾメータ (JFT ロッド) の管内半径 (cm)  
\*パルス法の場合別式から仮想半径 R を計算して使用

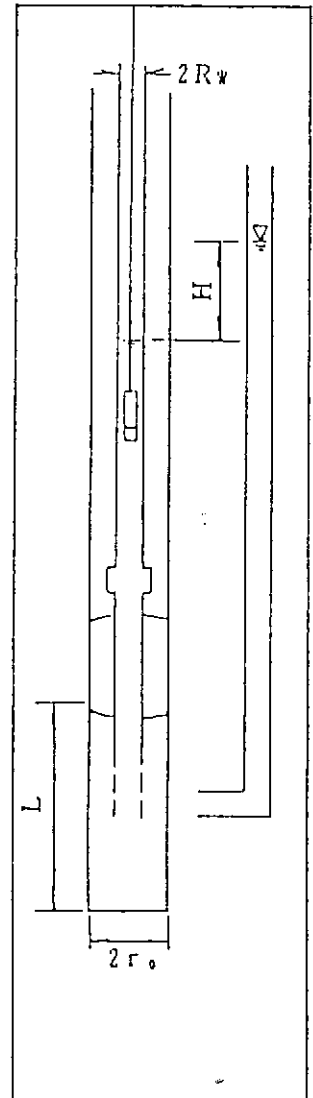
r<sub>0</sub>: ボーリング孔の半径 (cm)

m: 縦横方向の透水係数比 (通常は 1)

L: 測定区間長 (cm)

t: 測定時間 (sec)

H: 測定時間に対応する水頭差 (cm)



第 3-7 図 透水係数の算出



\*パルス法の場合の仮想半径Rの算出方法

$$\Delta V = \pi \cdot R^2 \cdot \Delta H = (C_w \cdot V_w + \alpha) \cdot \Delta P$$

$$R = \sqrt{\frac{(C_w \cdot V_w + \alpha) \cdot \Delta P}{\pi \cdot \Delta H}}$$

$C_w$  : 水の体積圧縮係数

$$C_w = 4.4 \times 10^{-5} \quad (\text{cm}^2/\text{kg})$$

$V_w$  : 閉鎖区間の水の体積  $(\text{cm}^3)$

$\alpha$  : パッカーの圧縮補正係数  $(\text{cm}^5/\text{kg})$

$$\alpha = 3.5$$

$\Delta H$  : 閉鎖区間内の水位変化量

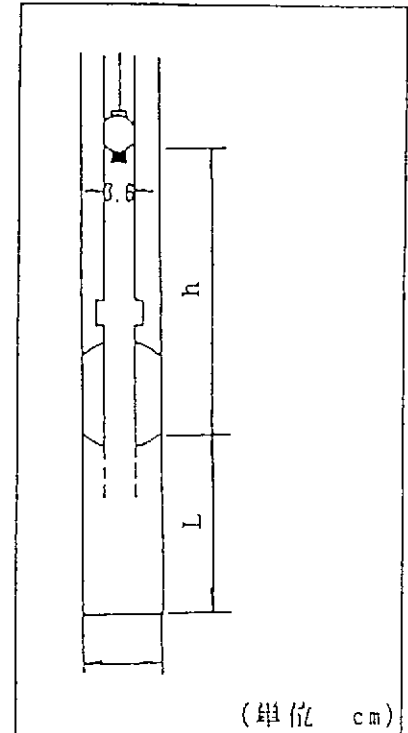
$\Delta P$  : 閉鎖区間内の圧力変化量

閉鎖区間内の水の体積は次のように求める。

$$V_w = V_1 + V_2 \quad (\text{cm}^3)$$

$$V_1 = (3.6 \times 2) \times 3.14 \times h$$

$$V_2 = r^2 \times 3.14 \times L$$



第3-8図 仮想半径の算出

## (2) 透水係数

試験を実施した3区間のうち深度356.50～359.00mおよび深度447.00～449.50mの2区間では、注入パルス法と回復パルス法で求めた透水係数はそれぞれほぼ一致し、信頼できる試験結果と判断できる。また、深度254.00～256.50mの区間では、注入パルス法で求めた透水係数が回復パルス法で求めたものの約4倍の値を示した。この区間では、間隙水圧がほぼ7～8時間の周期で変動していることから、この変動の影響が試験結果に現れたものと考えられる。

3区間で得られた透水係数はいずれも $10^{-9}$ オーダーの値で、割れ目の多少など地質状況によらずほぼ一定である。

#### 4 採水・水質分析

##### 4.1 採水方法

採水の対象とした孔井は第 1-2 図に示した野島平林 700m 孔, HS-A (150m 孔), HS-B (50m 孔), HS-C (50m 孔) および HS-D (50m 孔) である。採水は野島平林 700m 孔では深度 300m 付近から 100m ごとに, HS-A から HS-D では各孔井の孔底で実施し, 各深度掘削直後の泥水を HQ ベーラーアセンブリを用いて採取した。採取試料の量は 20 リットルとし, 試料ビンに口元まで満たし, 空気混入を避けた。

各試料の採取深度等を第 4-1 表に示す。

第 4-1 表 採水試料一覧表

| 採水日        | 採取深度(m) | 採取量(l) |
|------------|---------|--------|
| 1995.12.11 | 153     | 20     |
| 1995.12.23 | 50.9    | 20     |
| 1995.12.12 | 51      | 20     |
| 1995.12.24 | 55      | 20     |
| 1995.12.07 | 282     | 20     |
| 1995.12.13 | 410     | 20     |
| 1995.12.20 | 500     | 20     |
| 1995.12.26 | 600     | 20     |
| 1996.01.19 | 746.7   | 20     |

##### 4.2 水質の分析方法

試料は掘削泥水であるため数%から数十%の泥剤および微粒岩片を含む。特に SH-A は堆積岩層(神戸層群)を掘削しているため, 泥水の濃度が濃く, 水分含有量は 50%以下であった。遠心分離器を用いて掘削泥水から水を抽出し, 分析に供した。

分析方法の概要を第 4-2 表に示す。

第 4-2 表 水質分析方法一覧表

| 分析成分   | 測定方法         | 検出限界(mg/l) |
|--|--------------|------------|
| Na <sup>+</sup> , K <sup>+</sup> , Ca <sup>++</sup> , Mg <sup>++</sup> | 原子吸光法        | 0.1        |
| H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>  | 比色法          | 1          |
| Cl <sup>-</sup> , SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>                        | イオンクロマトグラフィー | 0.1        |
| HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>  | 滴定法          | 1          |
| CO <sub>2</sub>  |              | 0.001      |

### 4.3 水質の分析結果

#### 4.3.1 溶存化学組成

水の溶存化学組成分析結果を当量濃度と共に第4-3表に示す。分析結果の内、CO<sub>2</sub>は検出限界(0.001ppm)以下であった。

第4-3表 水の溶存化学組成一覽表

| 試料番号                                | SH-A   | SA-B   | SH-C   | 平林No.1 | 平林No.2 | 平林No.3 | 平林No.4 | 平林No.5 |
|-------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                     | 1995   | 1995   | 1995   | 1995   | 1995   | 1995   | 1995   | 1996   |
| 試料採取日                               | 12/11  | 12/23  | 12/12  | 12/7   | 12/13  | 12/20  | 12/26  | 1/18   |
| 採取深度(m)                             | 153    | 50.93  | 51     | 282    | 410    | 500    | 600    | 746.7  |
| 採取量(l)                              | 20     | 20     | 20     | 20     | 20     | 20     | 20     | 20     |
| 溶存成分濃度 (mg/l)                       |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Na+                                 | 969.0  | 350.0  | 30.0   | 319.0  | 319.0  | 294.0  | 262.0  | 256.0  |
| K+                                  | 18.1   | 7.5    | 4.7    | 8.7    | 12.5   | 6.2    | 8.1    | 7.0    |
| Ca <sup>++</sup>                    | 109.0  | 7.5    | 71.0   | 23.7   | 28.7   | 26.9   | 20.0   | 22.5   |
| Mg <sup>++</sup>                    | 23.7   | 1.2    | 10.5   | 12.5   | 12.5   | 3.6    | 2.5    | 6.5    |
| Cl-                                 | 237.0  | 101.0  | 13.0   | 28.0   | 50.0   | 21.0   | 23.0   | 22.0   |
| SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>        | 255.0  | 93.0   | 8.0    | 5.0    | 9.0    | 26.0   | 10.0   | 27.0   |
| HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>       | 914.3  | 304.8  | 109.7  | 365.7  | 365.7  | 341.3  | 304.8  | 335.2  |
| H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>     | 190    | 10     | 44     | 1      | 2      | 14     | 1      | 14     |
| SiO <sub>2</sub>                    | 118.8  | 6.3    | 27.5   | 0.6    | 1.3    | 8.8    | 0.6    | 8.8    |
| CO <sub>2</sub>                     | <0.001 | <0.001 | <0.001 | <0.001 | <0.001 | <0.001 | <0.001 | <0.001 |
| 溶存成分の当量濃度 (meq/l)                   |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Na <sup>+</sup> meq/l               | 42.149 | 15.224 | 1.305  | 13.876 | 13.876 | 12.788 | 11.396 | 11.135 |
| K <sup>+</sup> meq/l                | 0.463  | 0.192  | 0.120  | 0.222  | 0.320  | 0.159  | 0.207  | 0.179  |
| Ca <sup>++</sup> meq/l              | 5.439  | 0.374  | 3.543  | 1.183  | 1.432  | 1.342  | 0.998  | 1.123  |
| Mg <sup>++</sup> meq/l              | 1.950  | 0.099  | 0.864  | 1.028  | 1.028  | 0.296  | 0.206  | 0.535  |
| SO <sub>4</sub> <sup>-</sup> meq/l  | 1.327  | 0.484  | 0.042  | 0.026  | 0.047  | 0.135  | 0.052  | 0.141  |
| HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq/l | 14.988 | 4.996  | 1.799  | 5.995  | 5.995  | 5.596  | 4.996  | 5.496  |
| Cl <sup>-</sup> meq/l               | 6.685  | 2.849  | 0.367  | 0.790  | 1.410  | 0.592  | 0.649  | 0.621  |

### (1) 浅部水質の溶存化学組成

SH-A(150m 孔), SH-B(50m 孔), SH-C(50m 孔), SH-D(50m 孔)および野島平林 700m 孔(282m)における水質の Ion Bar 図, Piper 図(トリリニアダイアグラム), Stiff 図(ヘキサダイアグラム)を第 4-1 図から第 4-3 図に示す。

Piper 図においてすべての試料が陰イオンでは  $\text{HCO}_3^-$  に富み, 陽イオンでは SH-C を除き Na+K に富む。SH-C では見掛上 Ca に富むが全溶存イオン濃度が極めて低いので Ca- $\text{HCO}_3$  型とは一概にいえない。Ion Bar 図では全溶存イオン濃度が SH-A で著しく高く, SH-C では極端に低いことを特徴とする。その他の孔井は同じ中程度の全溶存イオン濃度をもつ。Stiff 図ではいずれも  $\text{HCO}_3^-$  に富み, Na+K に富むパターンを示すが, SH-A では Na+K が著しく高いことを特徴とする。逆に SH-C ではすべてのイオン濃度が極端に低いことを特徴とし, 他の孔井とは異なる。

各孔井における以上の溶存化学組成の特徴は, 孔井位置の地質と坑内状況の違いによる。すなわち, SH-A は野島断層の西側に位置し, 構成地質は大阪層群および神戸層群の堆積岩である。また, その他の孔井は花崗岩体の中にあり, SH-C では孔底近くで湧水が確認されている。

### (2) 野島平林 700m 孔の溶存化学組成

野島平林 700m 孔(5 深度)における水質の Piper 図, Stiff 図および水質変化図を第 4-4 図から第 4-6 図に示す。

Piper 図および Stiff 図では野島平林 700m 孔の深度ごとの変化はほとんど認められず, 全溶存イオン濃度が中程度の Na+K- $\text{HCO}_3$  型である。

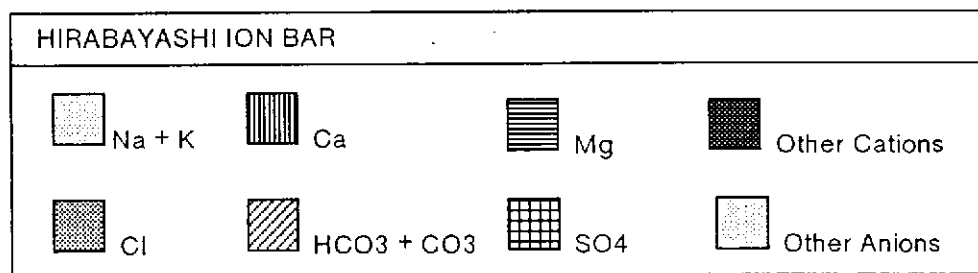
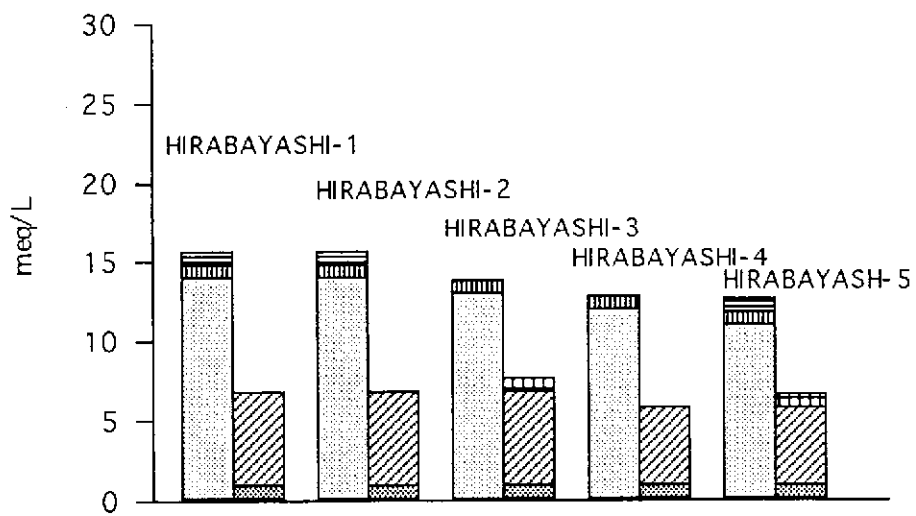
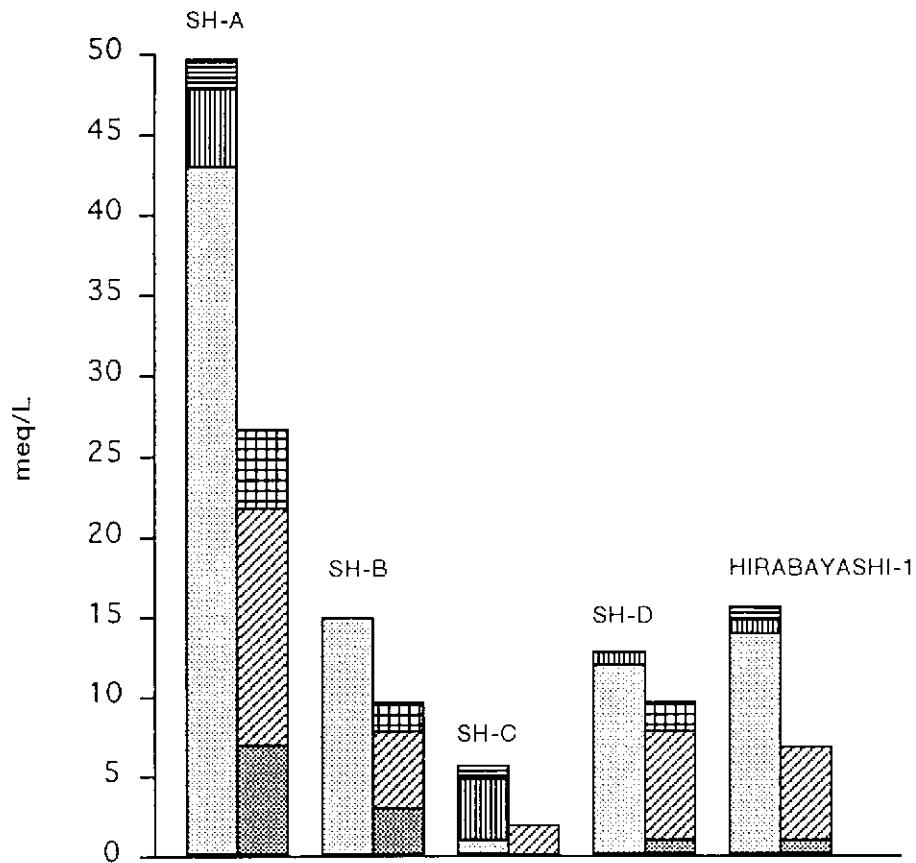
水質変化図において, 陽イオンでは  $\text{Na}^+$  は深度が深くなるにつれ含有量が漸減する。これに対して  $\text{K}^+ \cdot \text{Ca}^{++} \cdot \text{Mg}^{++}$  は全体として深度が深くなるにつれ含有量が漸減するが, 深度 600m の試料 (No. 5) では  $\text{Ca}^{++} \cdot \text{Mg}^{++}$  はその上下の試料よりも低い値を示し,  $\text{K}^+$  は高い値を示す。陰イオンの場合,  $\text{Cl}^- \cdot \text{SO}_4^{--}$  は深度との関係において明瞭な傾向を示さない。しかし,  $\text{HCO}_3^-$  は全体として深度が深くなるにつれ含有量が漸減するが, 深度 600m の試料 (No. 5) ではその上下の試料よりも低い値を示す。すなわち,  $\text{Ca}^{++} \cdot \text{Mg}^{++} \cdot \text{HCO}_3^-$  は深度 600m の試料 (No. 5) でその上下の試料よりも低い値を示す傾向を持つ。 $\text{SiO}_2$  の変化はこれらのイオン程明瞭でないが, 深度 600m の試料で低い値を示す。

## 4.3.2 トリチウム濃度

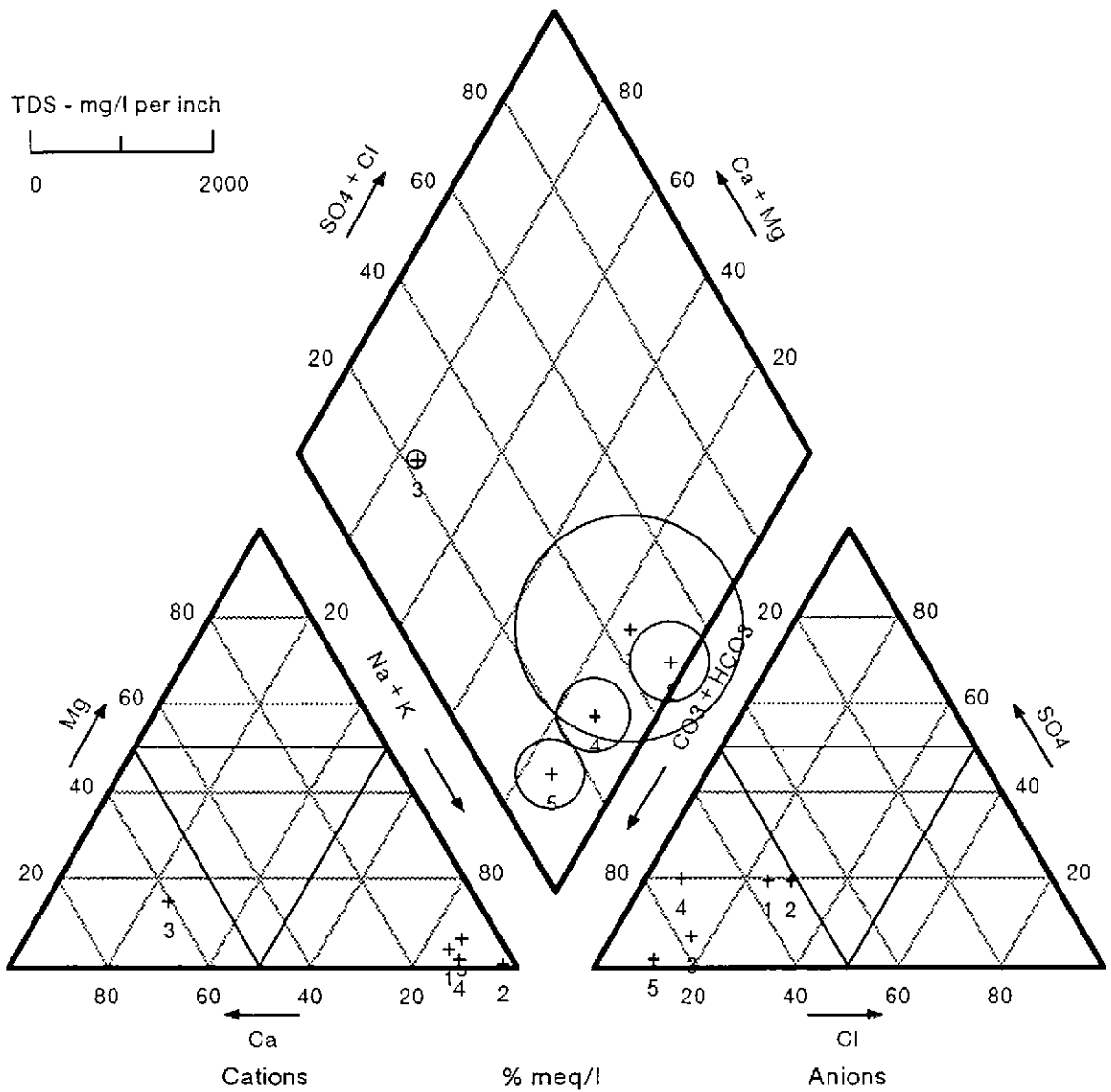
トリチウム濃度の分析結果を第 4-4 表に示す。

第 4-4 表 トリチウム濃度分析結果一覧表

| 試料番号    | SH-A  | SA-B  | SH-C  | SH-D  | 平林No.1 | 平林No.2 | 平林No.3 | 平林No.4 | 平林No.5 |
|---------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
|         | 1995  | 1995  | 1995  | 1995  | 1995   | 1995   | 1995   | 1995   | 1996   |
| 試料採取日   | 12/11 | 12/23 | 12/12 | 12/24 | 12/7   | 12/13  | 12/20  | 12/26  | 1/18   |
| 採取深度(m) | 153   | 50.93 | 51    | 55    | 282    | 410    | 500    | 600    | 746.7  |
| Tr      | 15.2  | 15.3  | 13.1  | 15.5  | 14.8   | 14.5   | 10.1   | 15.3   | 10.2   |



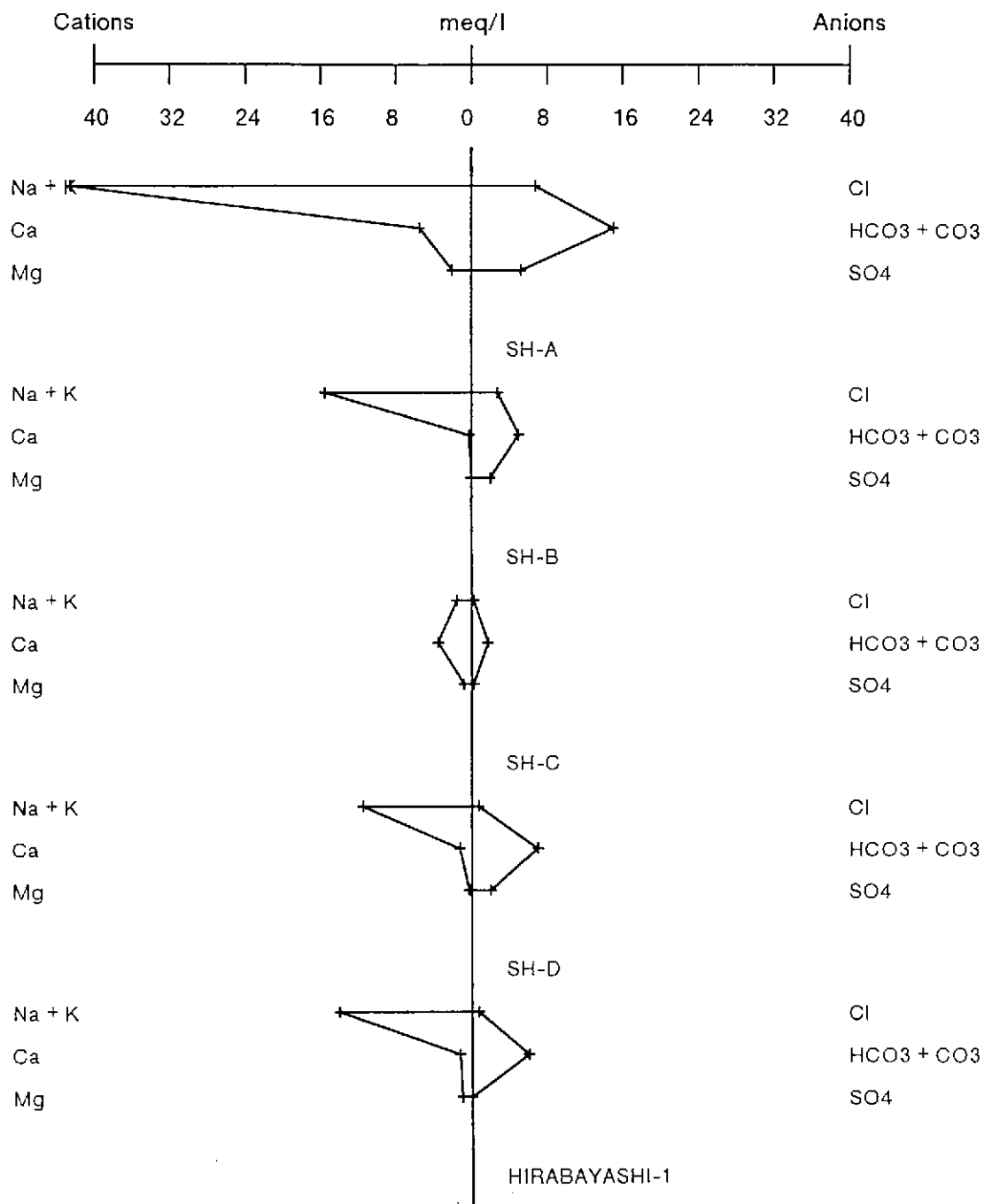
第4-1図 水質のION BAR 図



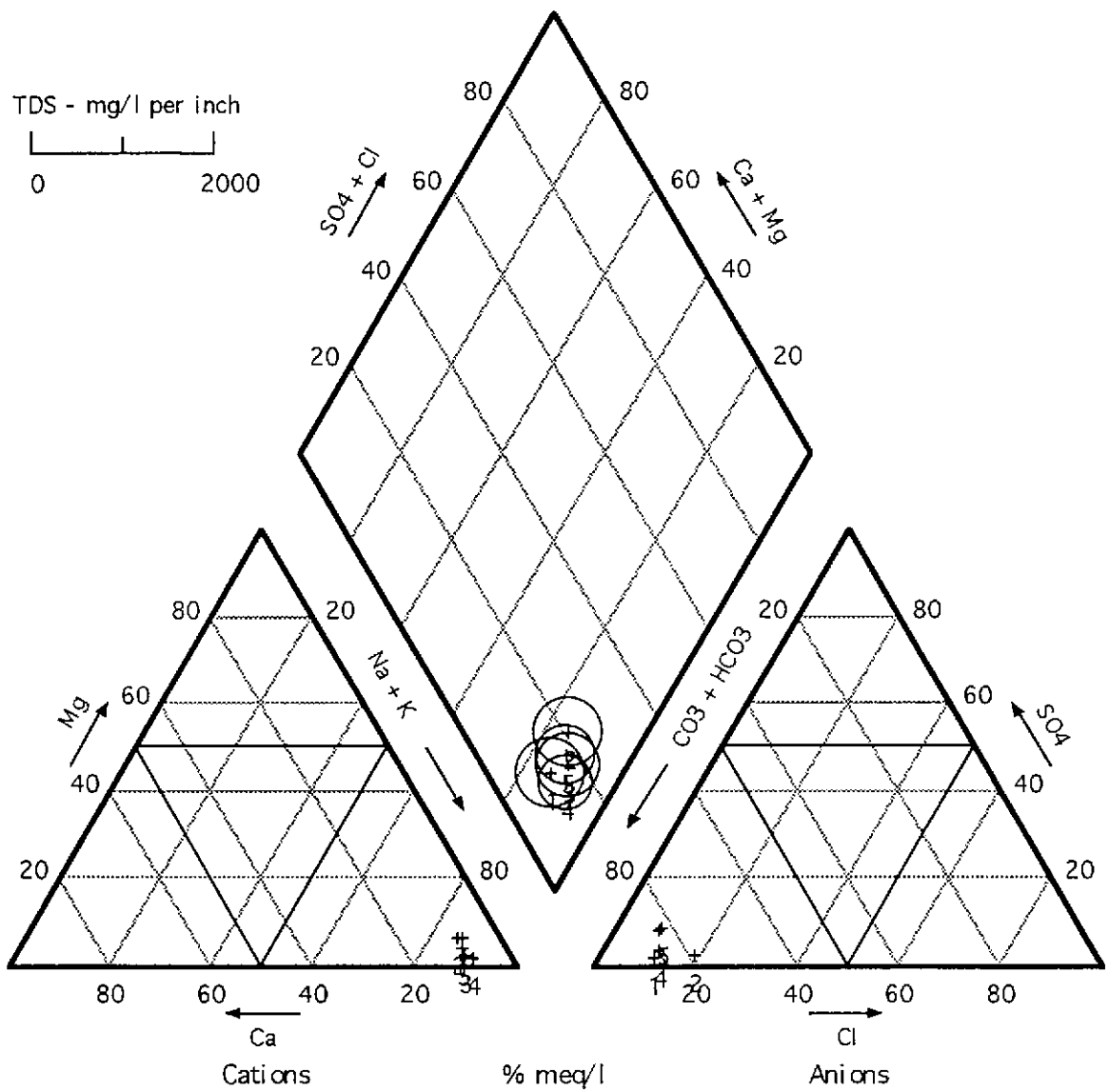
PNC-AWAJI, SH-A TO SH-D

| No. | TDS  | Sample        |
|-----|------|---------------|
| 1   | 2526 | SH-A          |
| 2   | 865  | SH-B          |
| 3   | 247  | SH-C          |
| 4   | 840  | SH-D          |
| 5   | 763  | HIRABAYASHI-1 |

第4-2図 浅部水質のPIPER図



第4-3図 浅部水質のSTIFF図

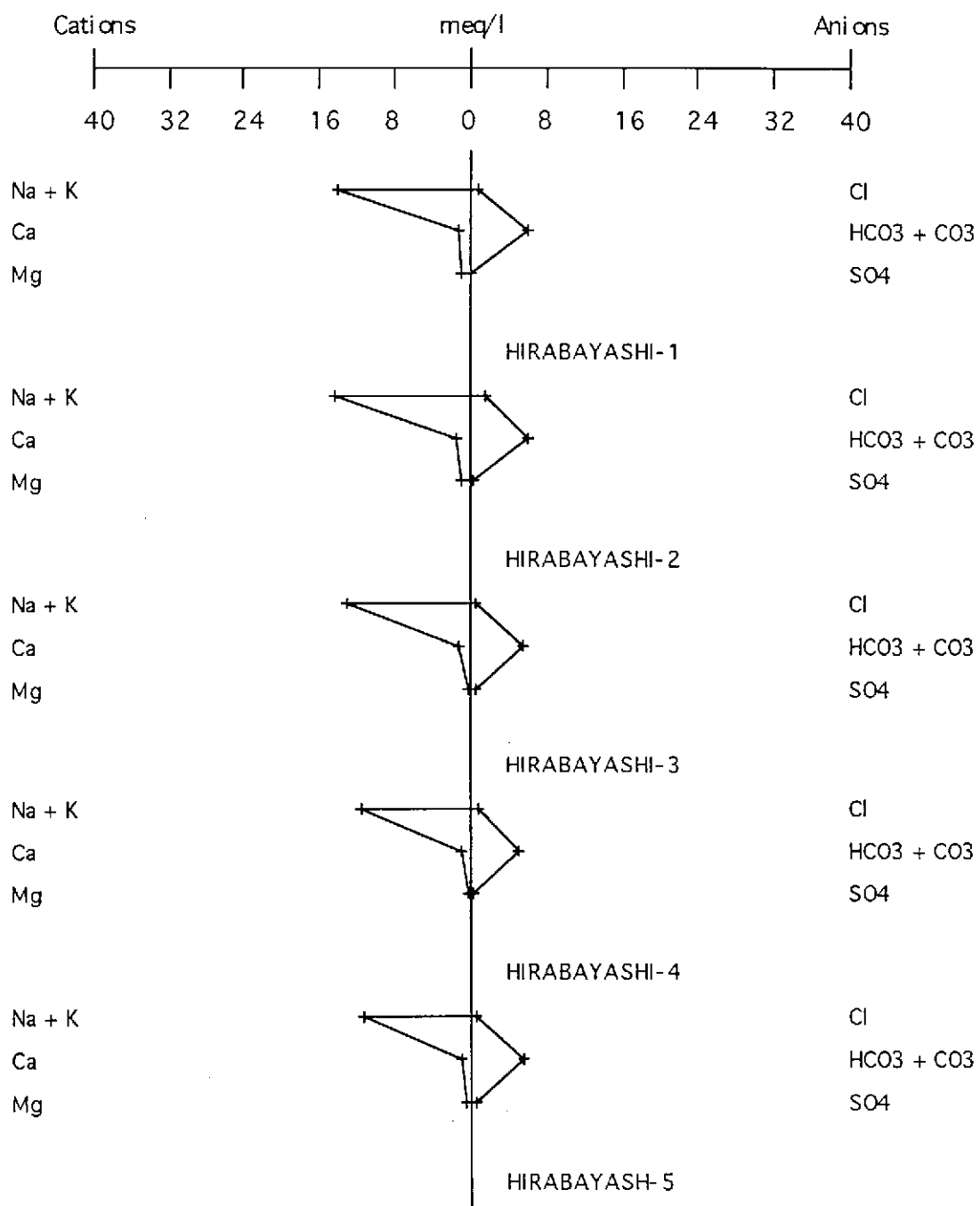


HIRABAYASHI - PIPER

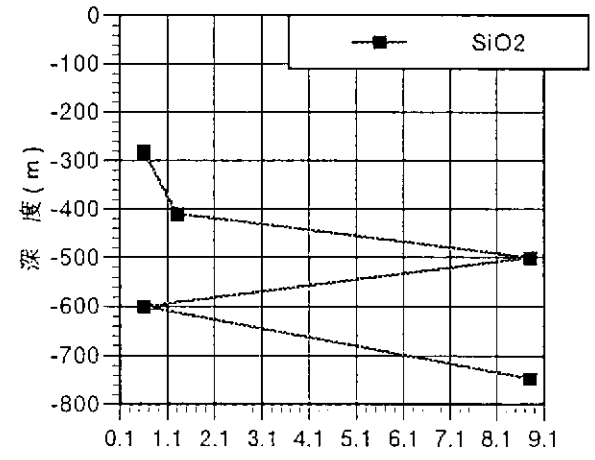
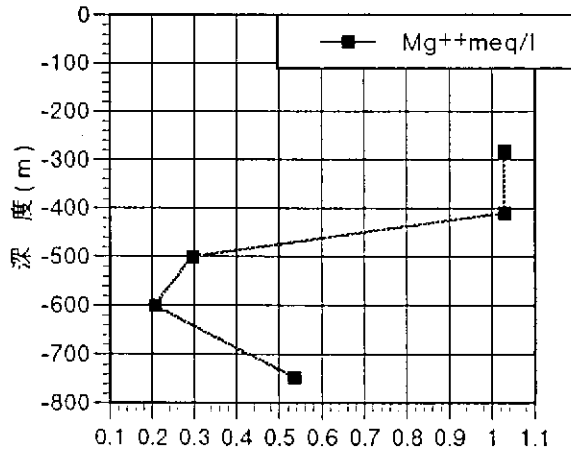
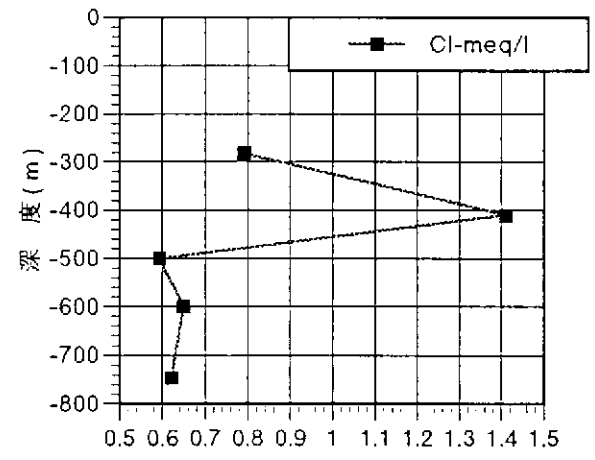
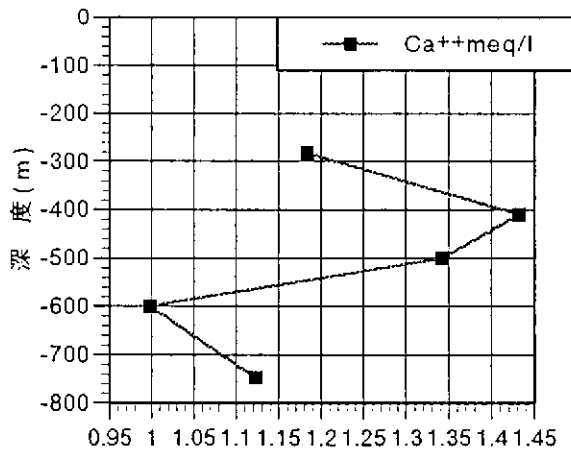
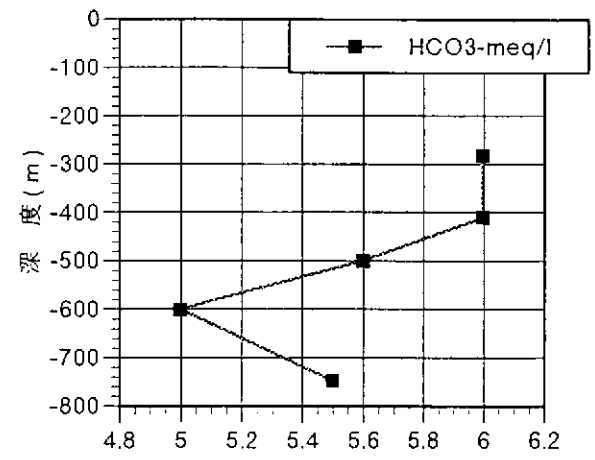
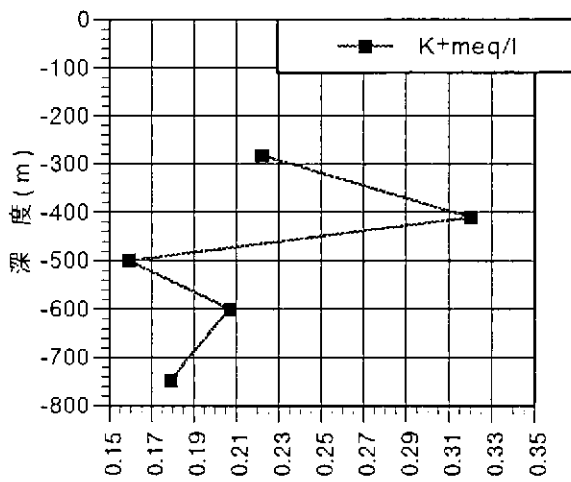
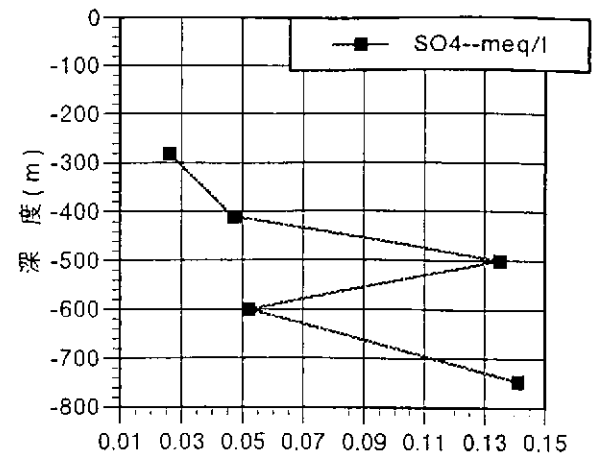
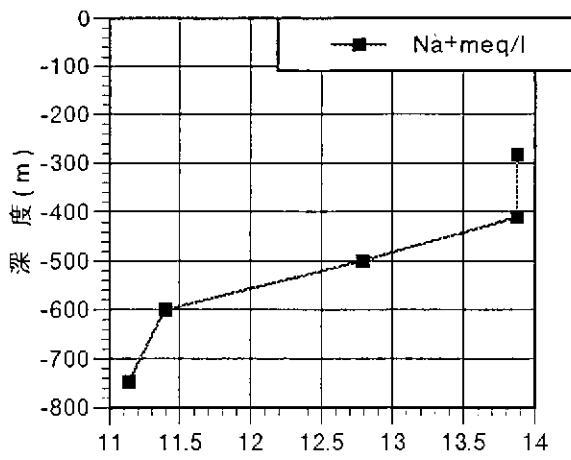
| No. | TDS | Sample        |
|-----|-----|---------------|
| 1   | 763 | HIRABAYASHI-1 |
| 2   | 797 | HIRABAYASHI-2 |
| 3   | 719 | HIRABAYASHI-3 |
| 4   | 630 | HIRABAYASHI-4 |
| 5   | 676 | HIRABAYASHI-5 |

第4-4図 野島平林700m孔のPIPER図





第4-5図 野島平林700m孔のSTIFF図



第4-6図 野島平林700m孔の水質変化図

#### 4.4 考察

浅深度の試料である SH-A(150m 孔), SH-B(50m 孔), SH-C(50m 孔), SH-D(50m 孔)および野島平林 700m 孔 (282m) においてすべての試料が中程度の全溶存イオン濃度をもつ。すなわち, いずれも  $\text{HCO}_3^-$  に富み, Na+K に富むパターンを示すが, SH-A では  $\text{Na}^+$  が著しく高いことを特徴とする。逆に SH-C ではすべてのイオン濃度が極端に低いことを特徴とする。

SH-A では Na+K が著しく高いことに対して, 一つには堆積岩中の地層水の混入が考えられる。また, SH-A では著しく濃い泥水が用いられたことと, 泥剤の種類が他の孔井とは異なることも Na+K が著しく高いことと関係しているであろう。SH-C では極端に全溶存イオン濃度が低いのは泥水よりも湧水が占める割合が高いことによるものであろう。

野島平林 700m 孔における採水試料は掘削中の泥水であるため, 岩盤中の水質そのものよりも泥水の性質を多く反映しているが, 一部の陽イオン・陰イオンの濃度が深度とともに漸減することは, 泥水中に岩盤中の水が次第に増加し, 泥水濃度を低下させているとみることができる。すなわち, 掘削した花崗岩体はある程度の透水性をもち, 深度とともに透水性が高くなっているものと推定される。特に, 深度 600m の試料のみが  $\text{Ca}^{2+} \cdot \text{Mg}^{2+} \cdot \text{HCO}_3^- \cdot \text{SiO}_2$  濃度が低いことは, この孔井で遭遇した深度 594.5-625.1m の断層破碎帯の透水性がその上下の岩盤よりも大きいことを示すものと考えられる。

## 5 地下水流動モデル計算

### 5.1 目的

1995年1月17日の兵庫県南部地震の直後から、野島断層付近において大量の湧水が認められた(佐藤ほか, 1995)。この現象の一つの原因として、地震時における野島断層のズレに伴う断層破碎帯の透水性の変化が挙げられる。即ち、地震直前まで地下深部に帯水していた地下水が、断層破碎帯の透水性が大きくなったため破碎帯を通じて急激に上昇し、地表での湧水となって現れたものと考えることができる。

野島断層付近における地震前後の地下水流動を数値解析でシミュレートし、この仮説を検討することを目的とする。

### 5.2 解析手順

本検討では次の手順に従って解析を行った。

- ① 水理地質構造モデルの作成
- ② 水理学的境界条件の設定
- ③ 地下水流動解析

### 5.3 水理地質構造モデルの作成

#### 5.3.1 解析対象領域

兵庫県津名郡北淡町野島平林に位置する地質調査所の断層微細構造調査用井(野島平林700m孔)を通り、野島断層に直角な鉛直断面を解析対象とした。広域的な淡路島の地下水流動を考慮する必要があるため、東西の海岸線から150~200mの海域部を含む東西5,800mおよび地表から標高-3,000mまでを解析対象領域とした(第1-1図, 第5-1図)。

#### 5.3.2 地形モデル

野島断層に直角な鉛直断面を想定して、地形断面図を作成した。地形は平坦度が少なく全体に起伏に富む。鉛直断面上では標高235mが最高地点である。使用した資料は、1:25,000地形図(仮屋, 田之代; 国土地理院)および1:50,000海底地形図(明石海峡; 海上保安庁)である。

#### 5.3.3 地質構造モデル

解析対象地域の地質は、領家帯の花崗岩類を基盤とし主に野島断層の西側で新第三系の神戸層群等が分布する。

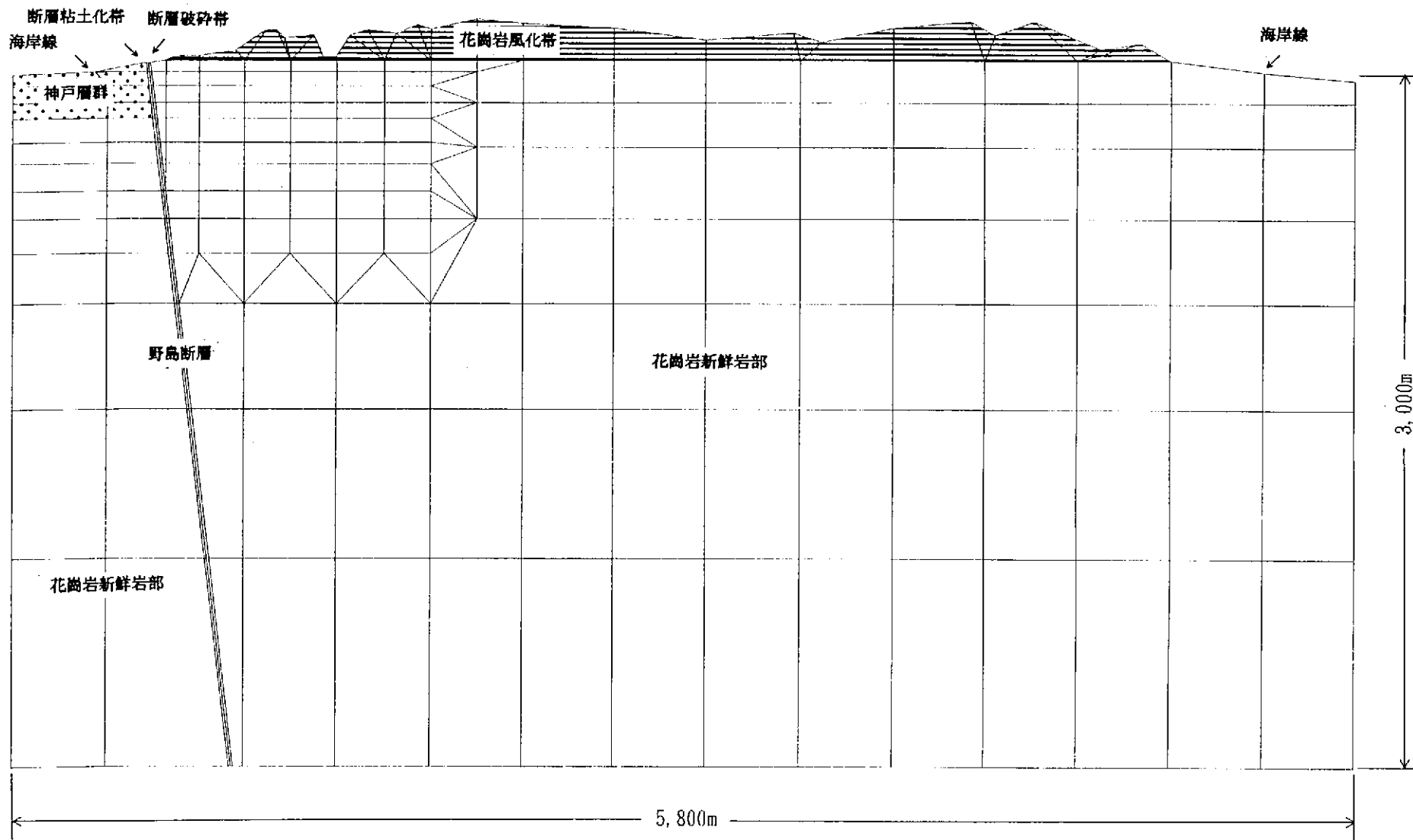
解析対象領域の地質を岩種や透水性によって次の5種類に分類した(第5-1図)。

##### ① 花崗岩新鮮岩部

解析対象地域の基盤をなす花崗岩類は、野島花崗閃緑岩とよばれ、一般に中粒で弱片状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩~花崗岩で、ときに斑状のカリ長石がみられる。次の4種類の地質区分以外を花崗岩新鮮岩部とした。

##### ② 花崗岩風化帯

ボーリング(野島平林700m孔)により、標高50mに新鮮岩部と風化部との境界が判明している。これに基づき地表部の花崗岩風化帯と深部新鮮岩部との境界を標高50mの水平面とした。



第5-1図 要素分割および地質区分図

③ 神戸層群

野島断層の西部でかつ地表から標高 -200m までを神戸層群とした。

④ 野島断層

ボーリング孔は、標高-504.00~-660.05m 区間で断層破碎帯を貫通した。断層破碎帯の中央部を断層面とし、地表の断層とボーリング地点との距離から、断層の傾斜を 83 度とした。この結果、断層破碎帯の真幅は約 20m と算出され、断層の構造を次の 2 種類に区分した。

④-1 粘土化帯 (下盤側の幅 10m)

④-2 破碎帯 (上盤側の幅 10m)

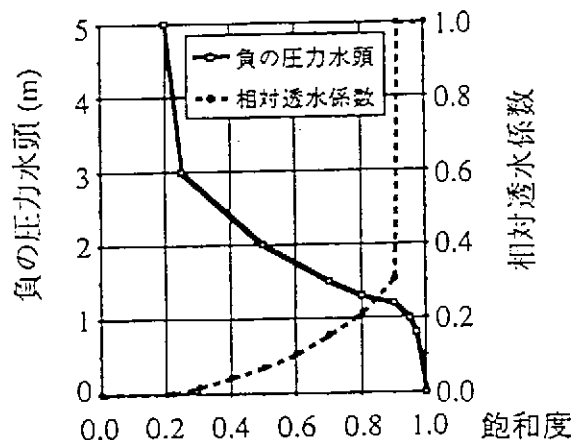
5.3.4 水理地質構造モデル

地形モデルと地質構造モデルを組み合わせ、各地質区分に次の水理定数および水理特性を与えることにより、水理地質構造モデルを作成した。各地質は多孔質媒体とし、それぞれに透水係数、間隙率、比貯留率および不飽和浸透特性を与えた。花崗岩風化帯の水理定数は 2 種類、断層破碎帯の水理定数は地震前 1 種類、地震後 2 種類の計 3 種類とした。ボーリング孔での透水試験は泥水掘削孔での試験であり測定数も少ないので、柳澤ほか (1992) 等に基づき水理定数を設定した。

第 5-1 表 地質区分別水理定数

| 地質区分          | 透水係数                      | 間隙率    | 比貯留率                    |
|---------------|---------------------------|--------|-------------------------|
| 花崗岩新鮮岩部       | $5.0 \times 10^{-7}$ cm/s | 0.3 %  | $1.0 \times 10^{-7}$ /m |
| 花崗岩風化帯 (a)    | $1.0 \times 10^{-3}$ cm/s | 25.0 % | $1.0 \times 10^{-4}$ /m |
| 花崗岩風化帯 (b)    | $1.0 \times 10^{-4}$ cm/s | 10.0 % | $1.0 \times 10^{-5}$ /m |
| 神戸層群          | $1.0 \times 10^{-8}$ cm/s | 3.0 %  | $1.0 \times 10^{-5}$ /m |
| 断層粘土化帯        | $1.0 \times 10^{-9}$ cm/s | 5.0 %  | $3.0 \times 10^{-5}$ /m |
| 断層破碎帯 (地震前)   | $5.0 \times 10^{-7}$ cm/s | 0.3 %  | $1.0 \times 10^{-7}$ /m |
| 断層破碎帯 (地震後 a) | $1.0 \times 10^{-3}$ cm/s | 25.0 % | $1.0 \times 10^{-4}$ /m |
| 断層破碎帯 (地震後 b) | $1.0 \times 10^{-5}$ cm/s | 10.0 % | $1.0 \times 10^{-5}$ /m |

不飽和浸透特性は、計測例が極めて少なく、試験方法自体もまだ確立されていないため、稲葉ほか (1995) の飽和度と比透水係数・圧力水頭の関係を準用した (第 5-2 図)。



第5-2図 不飽和浸透特性図

## 5.4 水理学的境界条件の設定

### ① 上部境界条件

地表部は、地下水流出が生じるので浸出面境界とした。地下水涵養量は推測するための水収支観測が十分ではないので、柳澤ほか（1992）に従って 0.57 mm/日とした。

### ② 下部境界

下部境界条件は、流出入のない不透水境界とした。

### ③ 側方境界

側方および海底は透水境界とし、標高 0m の定水位条件を与えた。

## 5.5 地下水流動解析

### 5.5.1 数値解析手法

地下水流動解析手法は、地下水流動場を多孔質媒体モデルとして、ダルシー則に基づく有限要素法を用いた 2 次元飽和不飽和浸透流解析を適用した。解析コードは、UNISFF（CRC 総合研究所）を使用した。

### 5.5.2 解析モデル

要素分割は、地形形状、および水理地質構造モデルを反映させて行った（第 5-1 図）。使用した有限要素は四辺形および三角形の一次要素であり、節点数は 258、要素数は 242 である。ボーリング孔は要素境界の直線で表現し、間隙水圧観測点（3 点）の標高位置に節点を配置した。

### 5.5.3 解析方法と解析ケース

地震後の非定常地下水流動解析に先立ち、地震前の定常解析を実施し、この解析結果を非定常解析の初期条件とした。

水理定数は、花崗岩風化帯を 2 種類、断層破碎帯を地震後 2 種類として変化させた。また、地下水涵養量は、地震後も変わらず 0.57 mm/日とする場合と、地震後 3 ヶ月間降雨が観測されなかったため、この間のみ地下水涵養量を 0.0 mm/日とする場合の 2 種類とした。

したがって、解析ケースは、定常解析である予備解析 2 ケースおよび非定常解析である本解析 8 ケース、合計 10 ケースとした。

第 5-2 表 予備解析ケース

| ケース | 風化帯透水係数                   | 破碎帯透水係数                   | 地下水涵養量    |
|-----|---------------------------|---------------------------|-----------|
| A   | $1.0 \times 10^{-3}$ cm/s | $5.0 \times 10^{-7}$ cm/s | 0.57 mm/日 |
| B   | $1.0 \times 10^{-4}$ cm/s | $5.0 \times 10^{-7}$ cm/s | 0.57 mm/日 |

## 5.6 解析結果

使用した解析コードは、解析結果として全水頭、圧力水頭および流速を出力する。当解析条件では、全水頭は位置水頭と圧力水頭とが相殺し合い比較的小さな値を取るため、水理ポテンシャルの変化を表現し易い。したがって、主として全水頭を用いて結果を出力した。

### 5.6.1 地震前の地下水流動

ケース A およびケース B について、地震前の全水頭等高線図を第 5-3 図に示す。

両ケースともに、全水頭等高線は解析断面東部で密で、西部で疎である。これは、断層粘土化帯は透水性が低く遮水壁となっているためであり、地下水は西方よりも東方に流れる傾向にある。両者を同一標高で比較すると、ケース A の方が全水頭は小さい。これは、自由地下水面がケース A の方が低いためである。

第 5-3 表 本解析ケース

| ケース | 風化帯透水係数                   | 破碎帯透水係数                   | 地下水涵養量<br>(地震後 3 ヶ月) | 予備解析  |
|-----|---------------------------|---------------------------|----------------------|-------|
| a1  | $1.0 \times 10^{-3}$ cm/s | $1.0 \times 10^{-3}$ cm/s | 0.57 mm/日            | ケース A |
| a2  | -- "--                    | -- "--                    | 0.00 mm/日            | ケース A |
| a3  | -- "--                    | $1.0 \times 10^{-5}$ cm/s | 0.57 mm/日            | ケース A |
| a4  | -- "--                    | -- "--                    | 0.00 mm/日            | ケース A |
| b1  | $1.0 \times 10^{-4}$ cm/s | $1.0 \times 10^{-3}$ cm/s | 0.57 mm/日            | ケース B |
| b2  | -- "--                    | -- "--                    | 0.00 mm/日            | ケース B |
| b3  | -- "--                    | $1.0 \times 10^{-5}$ cm/s | 0.57 mm/日            | ケース B |
| b4  | -- "--                    | -- "--                    | 0.00 mm/日            | ケース B |

### 5.6.2 地震後の地下水流動

#### (1) 全水頭の全体的傾向

ケース a1~a4 およびケース b1~b4 について、地震後 30 日、60 日および 90 日の全水頭等高線図を第 5-4 図~第 5-11 図に示す。

ケース a1 では、解析領域東部の等高線分布に顕著な変化は見られないが、断層東部付近の等高線は時間の経過と共に後退している。これは全水頭即ち圧力水頭の低下を意味しており、地震に伴い断層破碎帯の透水係数が  $5.0 \times 10^{-7}$  cm/sec から  $1.0 \times 10^{-3}$  cm/sec と大きくなったため、帯水していた地下水が破碎帯を通して流動するためである。また、地震後 3 ヶ月降雨を停止したケース a2 においても、ケース a1 と同様の変化を示す。

ケース a3 およびケース a4 では、全体として顕著な等高線の変化は見られない。これは、断層破碎帯の透水係数が地震後も  $1.0 \times 10^{-5}$  cm/sec と比較的小さかったため、地下水の流動に大きな変化がないためと考えられる。

風化帯透水係数をケース a1~a4 よりも小さくした、ケース b1~b4 についても同様の全水頭変化が認められる。

#### (2) 定点での全水頭の経時変化

3 つの断面上で定点を選定し、解析断面上の位置による全水頭の経時変化を検討した。選定した定点（解析上の節点）を第 5-12 図に示す。

断面 A では標高 0 m の断層東部の定点を選定した。断面 B はボーリング孔位置に相当し、間隙水圧観測地点を選定した。断面 C は地形最高地点（標高 235 m）を通る鉛直断面である。



① 断面Aでの全水頭変化

ケース a1～a4 およびケース b1～b4 について、断面A上の節点 49, 50, 51, 53 の全水頭経時変化図を第 5-13 図および第 5-14 図に示す。

ケース a1 では、断層破碎帯上の節点 49 で変化が最も大きく、断層からの距離が増加するに従い全水頭の低下は緩慢となる。この傾向はケース a2～a4 およびケース b1～b4 においてもみられる。

ケース b1 およびケース b2 で、全水頭の低下量が最も大きい。これは、地下深部の全水頭が大きく、断層破碎帯の透水性も大きいので地下水が大きく流動するためと考えられる。

なお、降雨停止の影響は顕著には現れていない。

第 5-4 表 全水頭経時変化図化節点一覧表

| 断面 | 節点番号 | 断層からの水平距離 | 標高       |
|----|------|-----------|----------|
| A  | 49   | 0.0 m     | 0.0 m    |
|    | 50   | 6.3 m     | 0.0 m    |
|    | 51   | 21.0 m    | 0.0 m    |
|    | 53   | 41.0 m    | 0.0 m    |
| B  | 101  | 37.8 m    | -202.3 m |
|    | 113  | 25.2 m    | -304.8 m |
|    | 136  | 14.1 m    | -395.4 m |
| C  | 37   | -         | 50.0 m   |
|    | 85   | 1393.7 m  | -133.8 m |
|    | 120  | -         | -325.7 m |

② 断面Bでの全水頭変化

ケース a1～a4 およびケース b1～b4 について、断面B上の節点 101, 113, 136 の全水頭経時変化図を第 5-15 図および第 5-16 図に示す。

同一ケース内では、各節点の全水頭の変化パターンはほぼ一致している。これは、各節点が断層に近接しており、その距離に大差がないことによる。

ケース b1 およびケース b2 で、全水頭の低下量が最も大きい。これは、①で述べた同じ理由による。

③ 断面Cでの全水頭変化

ケース a1～a4 およびケース b1～b4 について、断面C上の節点 37, 85, 120 の全水頭経時変化図を第 5-17 図および第 5-18 図に示す。

ケース a1 およびケース a2 では、節点が地表に近いほど全水頭変化は少ない。ケース a3 およびケース a4 では、各接点での全水頭変化は微少である。また、断層に近接した断面Aおよび断面B上の節点と比較すると、全水頭の変化量はかなり小さい。つまり、断層からの距離が十分大きい地点では、断層破碎帯の透水係数の変化がもたらす全水頭への影響が少ないことを示す。

ケース b1～b4 においてもケース a1～a4 と同様な傾向を示す。

(3) 水平断面での全水頭の経時変化

ケース a1 およびケース b1 について、標高-635m, -1,460 および -2,100m

の水平断面における全水頭変化図を第 5-19 図および第 5-20 図に示す。

両ケースともに、各標高で断層から約 1,000m 以内では全水頭に経時変化が認められる。変化は 3 断面のうち地表に近い標高 -635m で最も大きく、また断層に近いほど大きい。

#### (4) 鉛直断面での水頭の経時変化

ケース a1 およびケース b1 について、西海岸線からの距離 1,000m, 1,400m および 1,800m の鉛直断面における全水頭変化図を第 5-21 図および第 5-22 図に示す。

両ケースともに、断層に近いほど全水頭の変化が大きい。また、標高約 -300 ~ -1,000 m での全水頭変化量が大きい。なお、ケース a1 では不透水境界（標高 -3,000m）付近での全水頭変化量も大きくなっている。

ケース a1 およびケース b1 ともに西海岸線からの距離が 1,800m の鉛直断面（地表で断層から約 1,000 m 東側）では、全水頭の変化はほとんど認められない。このことから、全水頭は主に断層の東側約 1000m 以内で変化していることが分かる。以上の結果と (3) の結果をあわせてみると、全水頭の変化は標高 -300 ~ -1,000m 程度で、かつ断層に近い領域での変化が大きいといえる。

なお、ケース a1 では標高約 1,800m で、ケース b1 では標高約 2600 m を境に、その上方では地震後に全水頭が減少し、下方では増加している。これは、断層破碎帯の透水性が高くなったため、これらの標高以下では地下水が下部へ流入するためである。

#### (5) 断層付近での全水頭変化

ケース a1 およびケース b1 について、水頭 2 m 間隔の全水頭等高線図（地震前、地震後 30, 60, 90, 300, 1,000 日）を第 5-23 図～第 5-26 図に示す。

両ケースとも、地震後に断層破碎帯での透水性が高くなるため、時間の経過とともに等高線が断層にほぼ平行に配列する。すなわち、断層東部では断層に沿った全水頭変化が小さくなる。

### 5.6.3 降雨の影響

全水頭等高線図および定点での全水頭経時変化図では、地震後 3 ヶ月間の降雨停止の影響が明確にならなかったため、同一水理条件で降雨を与えた場合と停止した場合の全水頭の差を取って図化した。節点は (2) の節点と同じであり、比較したケースはケース a1 と a2 およびケース b1 と b2 である。

全水頭差変化図を第 5-27 図～第 5-29 図に示す。

第 5-27 図および第 5-28 図から、降雨の影響は、断層に近接する節点 49, 50, 101, 113, 136 では小さく、断層からは離れるが地表に近い節点 51, 53 では大きいと言える。第 5-29 図から、地表近くの節点では降雨停止の影響は降雨再開後減少するが、断層から離れ深度の大きな断面 C の節点では、降雨停止の影響は地表近くの節点に比べて長く続くといえる。

降雨停止の最大の影響は、a2-a1 において全水頭差 0.4 m 程度であり、今まで述べてきた全水頭変化に比べオーダーが 1 桁以上小さい。また、解析領域の大きさを考慮すると、無視できる変化量と考えられる。

#### 5.6.4 断層破碎帯からの湧水量

断層破碎帯の地表の節点 33, 34 における流出量の合計を第 5-30 図～第 5-33 図に示す。

地震前の定常計算結果では、解析断面奥行き方向 1m 当たりの湧水量は、ケース A では  $0.0033\text{m}^3/\text{日}$ 、ケース B では  $0.0045\text{m}^3/\text{日}$  であり無視できる。地震後の湧水は瞬時的である。地震直後には、ケース a1 およびケース a2 では  $1.4\text{m}^3/\text{日}/\text{m}$ 、ケース b1 およびケース b2 では  $1.8\text{m}^3/\text{日}/\text{m}$  であるが、地震後 10 日で  $1/5\sim 1/4$  に急減する。ケース a3, a4, b3, b4 では地震直後の湧水量は  $0.002\text{m}^3/\text{日}/\text{m}$  であり、湧水量として無視出来る量である。また、降雨停止の影響はほとんどない。

したがって、断層破碎帯からの湧水量は破碎帯の透水性に大きく依存すると言える。また、ケース a1, a2 とケース b1, b2 の湧水量の違いから、断層破碎帯の湧水量は地下深部の全水頭、即ち圧力水頭にも依存している。

#### 5.6.5 断層破碎帯の地下水流動

ケース a1 とケース b1 について、断層破碎帯での流速の変化を第 5-34 図に示す。

流速は両ケースともに地表で最大となる。また、ケース a1 で標高約  $-800\sim -1200\text{m}$  を境にして流向が逆転している。これは、第 5-23 図および第 5-24 図に示す全水頭等高線を断層面上でみると、その標高において全水頭がピークとなっており、その上部の断層破碎帯では上方に、その下部では下方に地下水が流動することによる。ケース b1 においても、ケース a1 ほど顕著ではないが同様の傾向がみられる。

#### 5.6.6 地震後の定常状態

地震発生の前後で長期的にどのような違いが生じるかをみるため、ケース a1 およびケース b1 について、地震前および地震後の定常状態を第 5-35 図および第 5-36 図に示す。

両ケースともに断層付近で、全水頭変化が大きく、大きな深度では全水頭が低下している。また、断層沿いでは断層に平行に全水頭等高線が配列する。

ケース a1 およびケース b1 について、標高  $-635\text{m}$ 、 $-1460\text{m}$  および  $2100\text{m}$  における水平断面での全水頭の地震前後の変化および全水頭の差を第 5-37 図および第 5-38 図に示す。

これらの図から、断層に近いほど全水頭の変化が大きいことが分かる。しかしケース b1 では、ケース a1 に比べて断層付近では深度による変化が少なく、全体に全水頭の低下が大きい。また、深度が大きいほど断層から離れた地点まで影響が及ぶ。

#### 5.6.7 自由地下水面の変化

ケース a1 およびケース b1 について、西海岸線から  $800\text{m}$  および  $2,000\text{m}$  (断面 C) の鉛直断面における圧力水頭変化図を第 5-39 図および第 5-40 図に示す。

これらの図で、圧力水頭が  $0\text{m}$  の標高が自由地下水面の高さを表す。各図の地震前と地震後 30 日、60 日、90 日および地震後の定常状態における圧力水頭  $0\text{m}$  のポイントはほぼ一致しており、自由地下水面の変動がほとんどないといえる。また、第 5-3 図および第 5-4 図により、自由地下水面の形状は島のほぼ中央で最も高い位置となることが分かる。

第 5-5 表に各断面における自由地下水面の標高を示す。

第 5-5 表 自由地下水面の標高

| ケース       | 西海岸線からの距離 |       |
|-----------|-----------|-------|
|           | 800 m     | 1000m |
| a1        | 58 m      | 72 m  |
| b1        | 70 m      | 125 m |
| 差 (b1-a1) | 12 m      | 53 m  |

ケース b-1 での地形最高点における自由地下水面は、ケース a1 よりも 53m 高い。これは表層の花崗岩風化帯の透水性がケース a1 の方が大きく、風化帯に浸透した雨水が流動し易く地表に流出するためである。

これらのことから自由地下水面の高さは、地形や地表付近の水理特性に依存するといえる。

### 5.7 まとめ

地震直後の断層付近における突発的な湧水は、断層破碎帯の透水性の変化に起因するとの仮説を立て、地下水流動を数値解析でシミュレートし、以下の結果を得られた。

- ① 断層破碎帯の透水係数が地震によって  $1.0 \times 10^{-3}$  cm/sec 程度に大きくなると、地下深部に帯水していた地下水が破碎帯を通過して上昇し、短期間（10 日間程度）ではあるが地表で噴出する。破碎帯の透水係数が  $1.0 \times 10^{-5}$  cm/sec 程度では地下水は噴出しない。
- ② 地震直後 3 ヶ月間の降雨停止は、全体的な地下水流動にほとんど影響を与えない。降雨停止の影響は、地下深部より地表付近で大きい。また、その影響は断層から離れた地下深部では時間的に遅れる。
- ③ 全水頭の変化は、断層に近いほど大きく、標高約 -300~-1000m 区間での全水頭の変化量が大きい。また、全水頭が大きいほど変化が激しい。
- ④ 地表付近の透水性が小さい場合、地下に浸透した雨水が表面流出し、地下水位は高くなる。その結果、地下深部の全水頭も小さくなり地震後の湧水量も少ない。
- ⑤ 地震前の状態と地震後の定常状態を比較すると、全体に全水頭が低下し、断層付近では断層に平行に全水頭等高線が配列するようになる。全水頭の変化は、地表付近かつ断層に近いほど大きい。また、深度が大きいほど断層から離れた地点まで影響が及ぶ。
- ⑥ 自由地下水面は、地下深部の地下水流動の変化を受けずほぼ一定である。

なお、地震前後の短期的および長期的変化を以下に整理する。

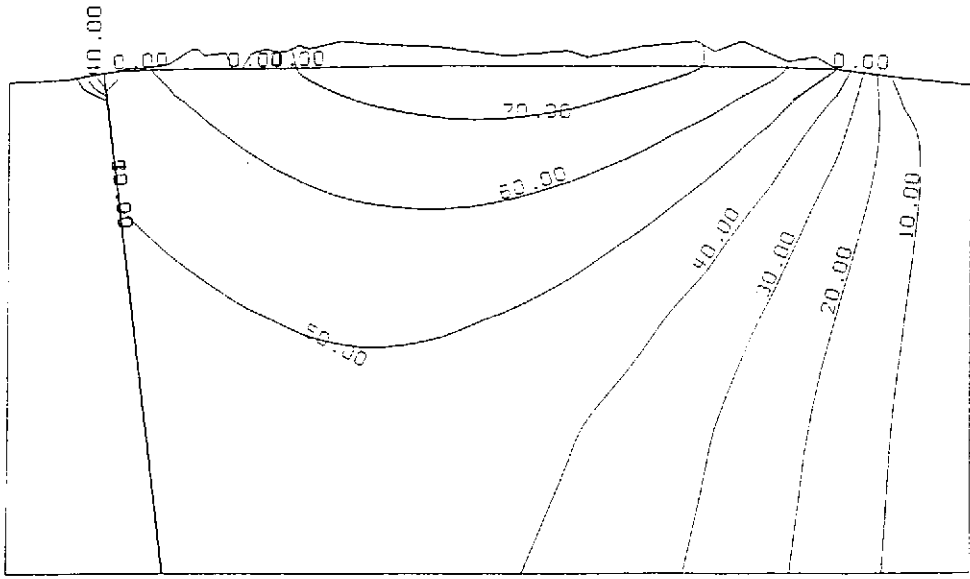
#### (1) 短期的変化

- ① 断層破碎帯からの湧水は、地震直後にピークがあり、10 日で  $1/5 \sim 1/4$  程度に激減する。
- ② 断層近傍での全水頭の変化は、標高約 -300m~-1,000m での変化が大きく、数十日で変化する。

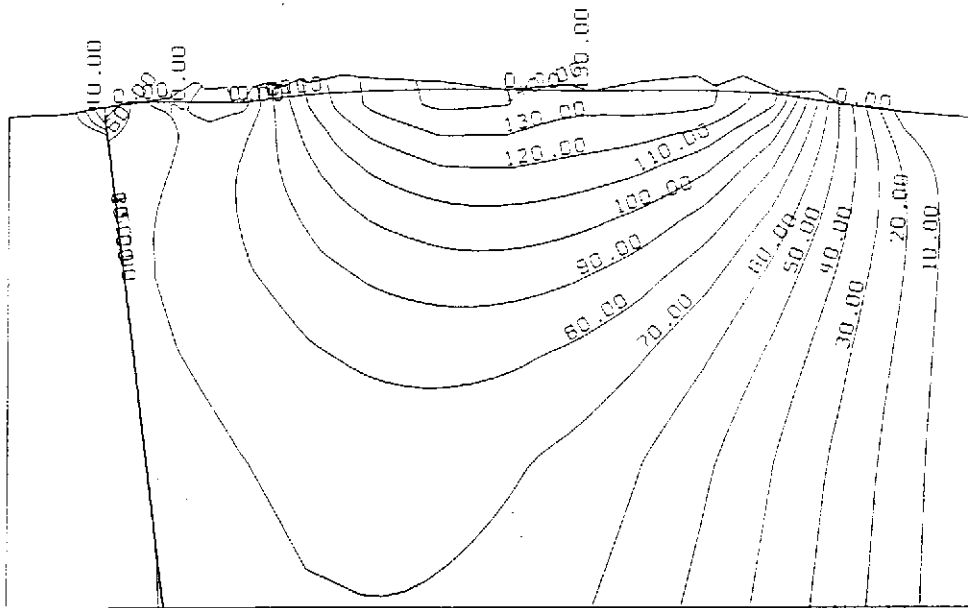
#### (2) 長期的変化

- ① 地震後、時間の経過とともに、断層付近で断層に平行に全水頭等高線が配列す

- る。
- ② 全水頭の変化は，断層に近い程大きい。また，深度が大きいほど断層から離れた地点まで影響が及ぶ。

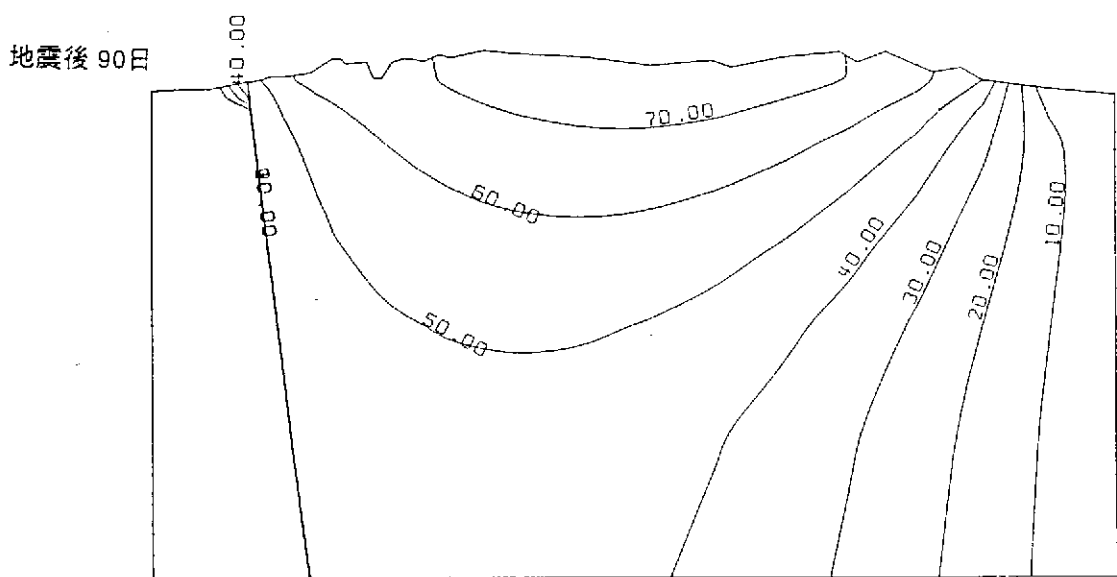
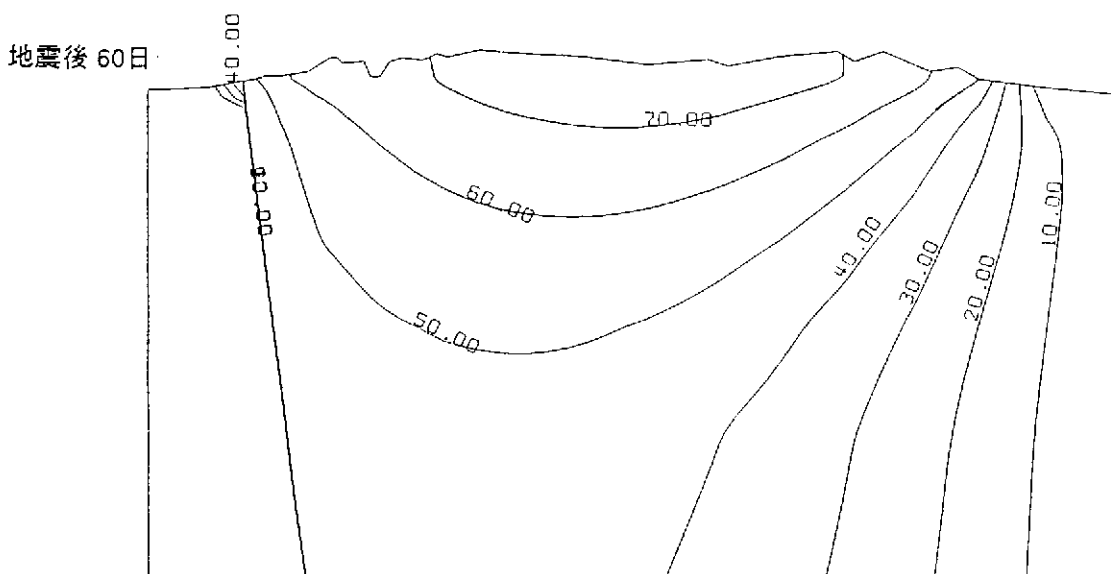
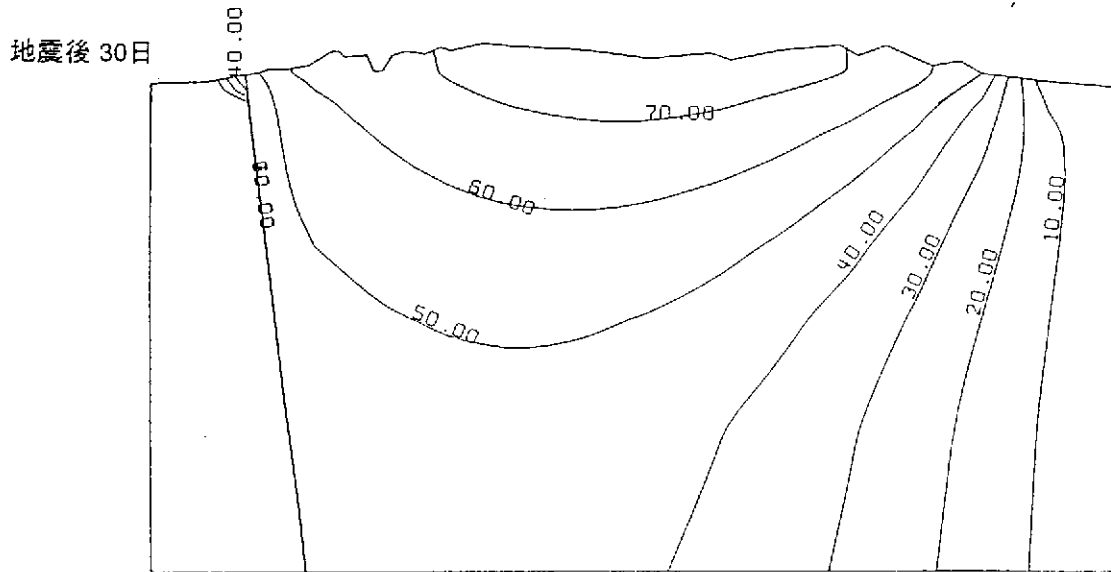


ケース A



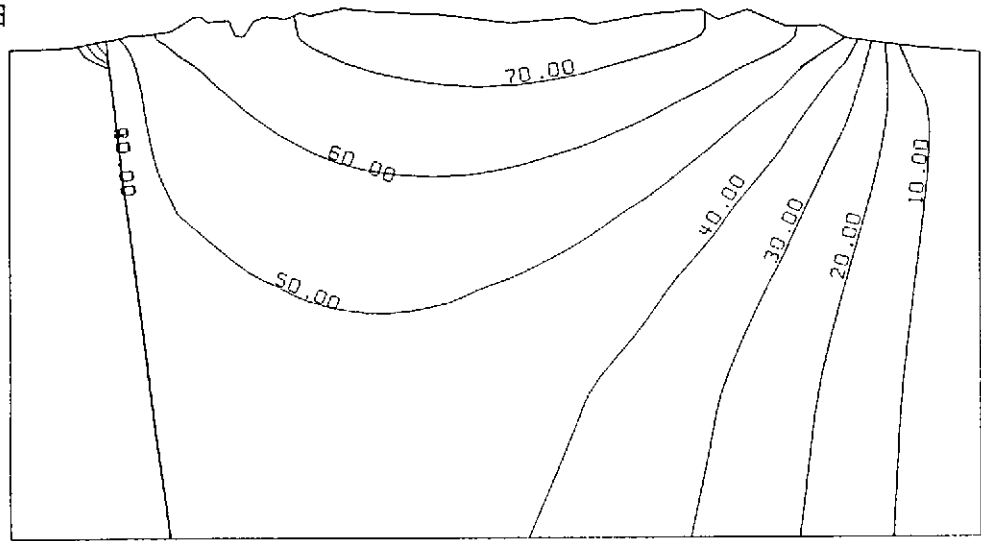
ケース B

第5-3図 地震前の全水頭等高線図

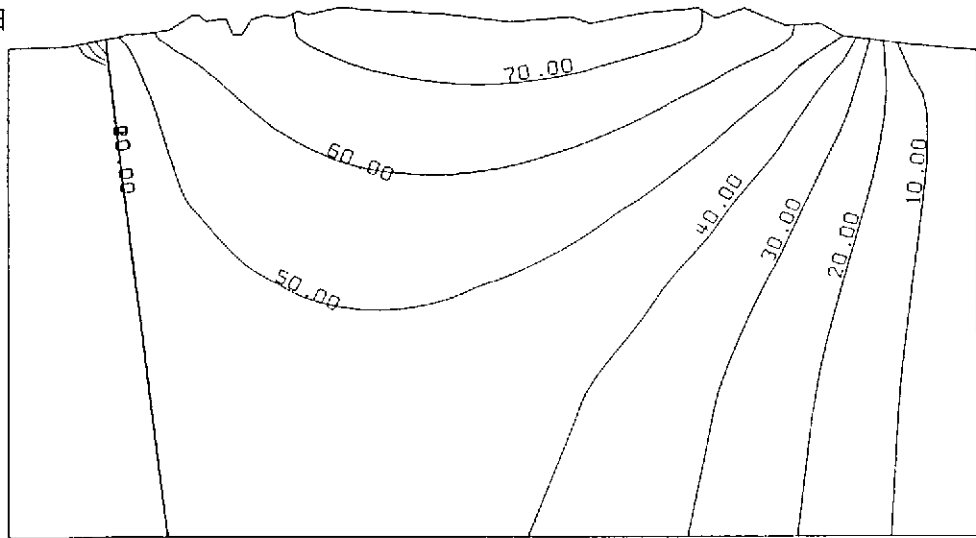


第5-4図 地震後の全水頭等高線図(ケース a1)

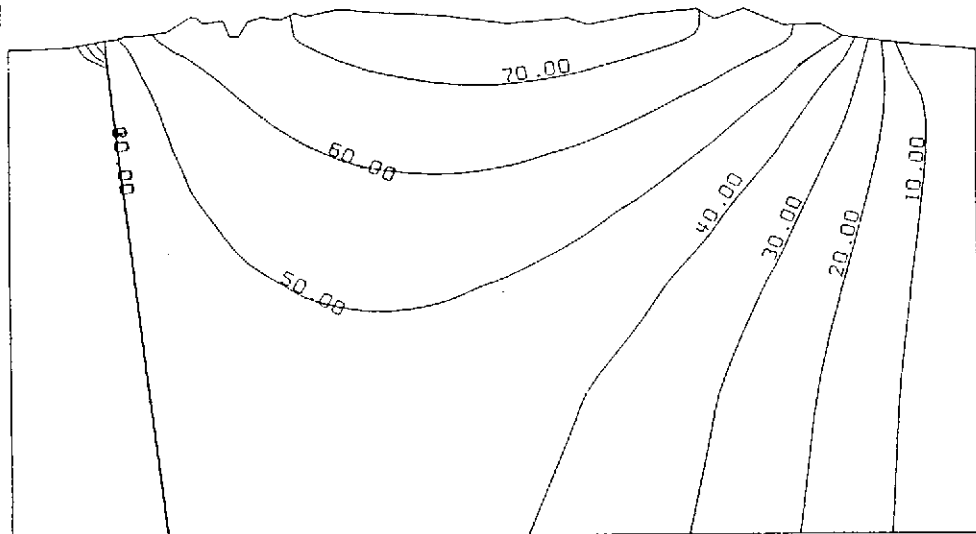
地震後 30日



地震後 60日

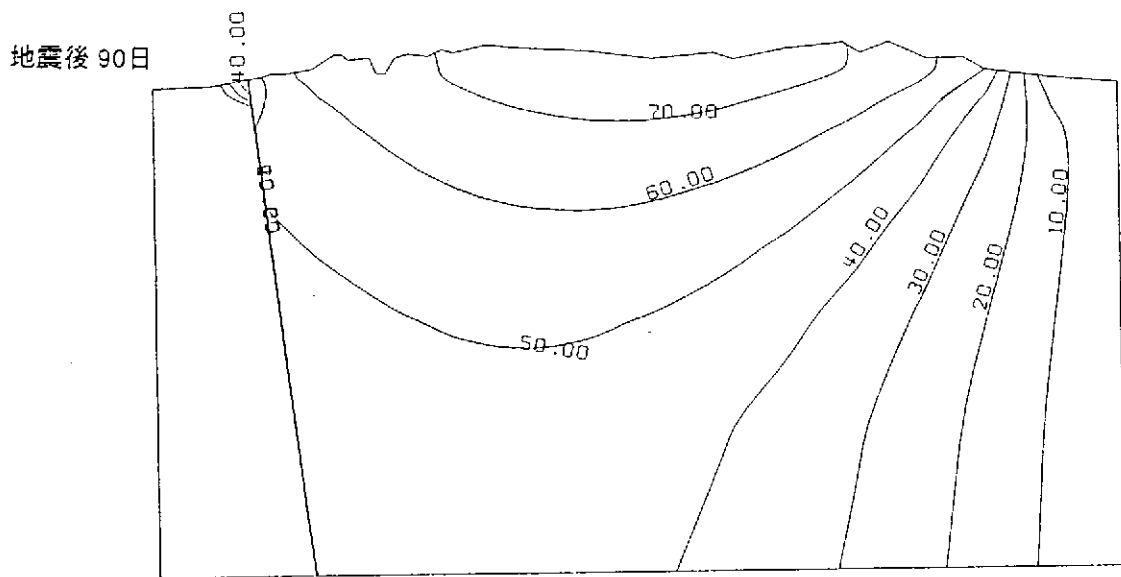
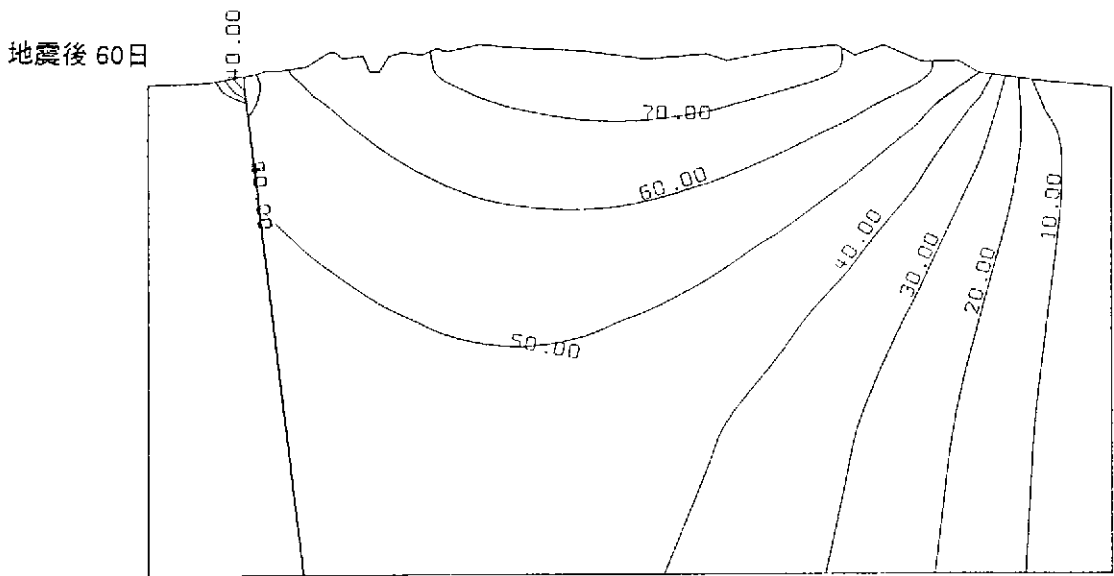
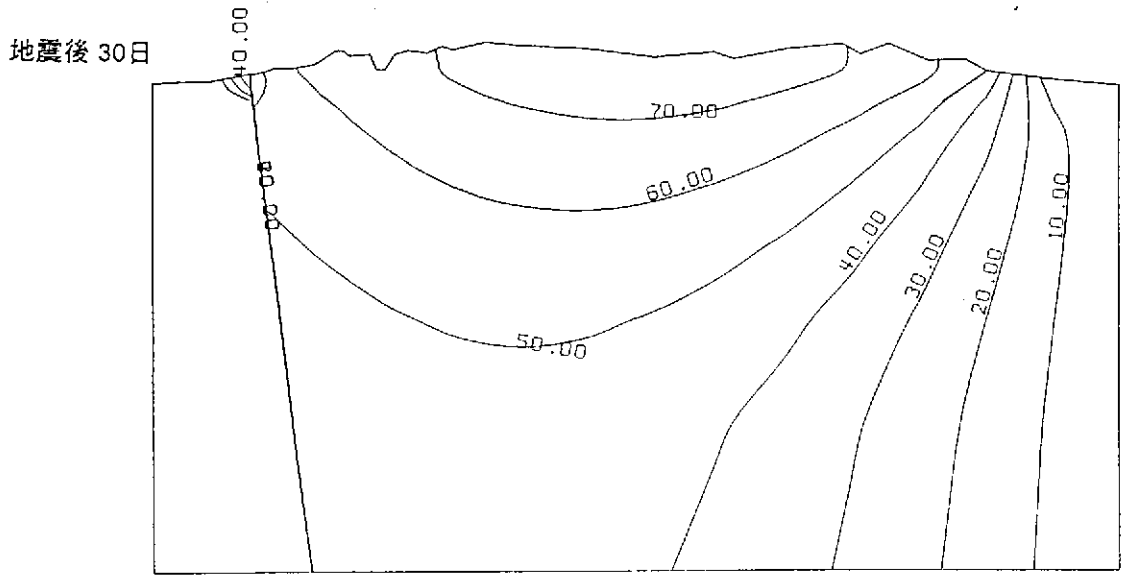


地震後 90日



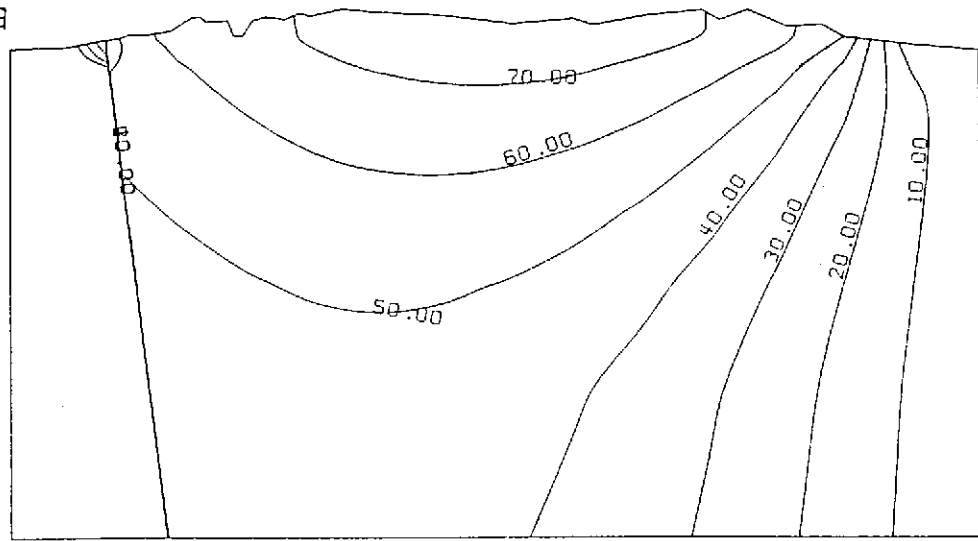
第5-5図 地震後の全水頭等高線図(ケース a2)



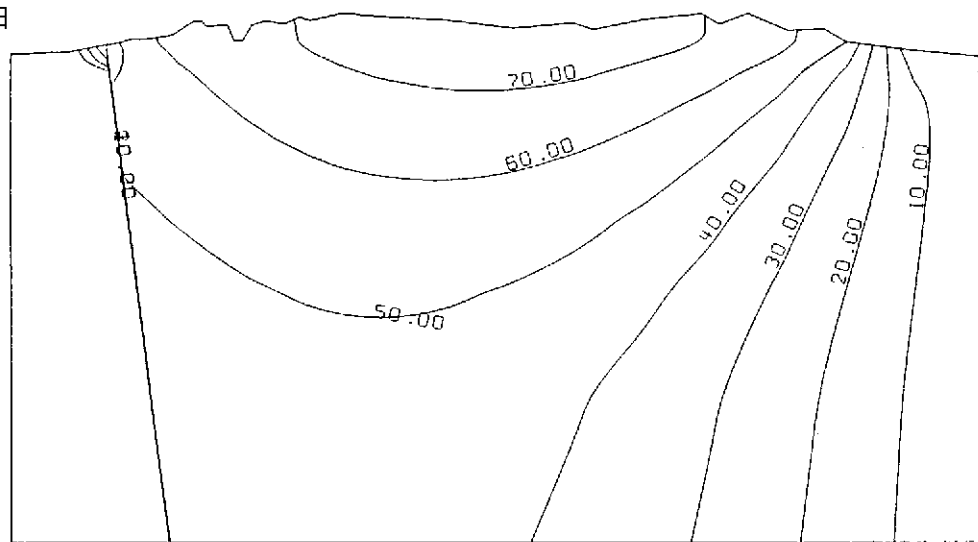


第5-6図 地震後の全水頭等高線図(ケース a3)

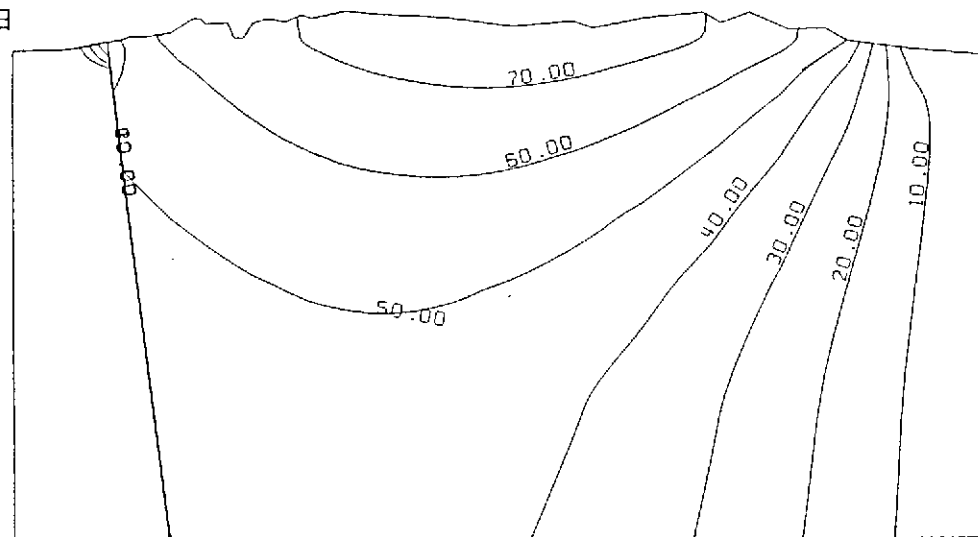
地震後 30日



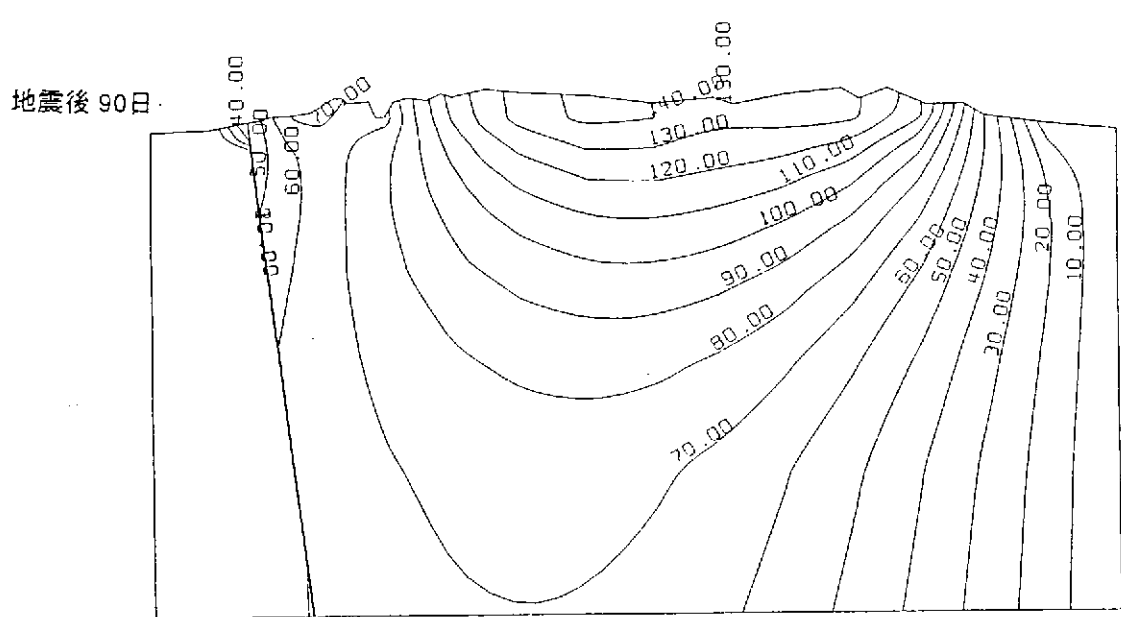
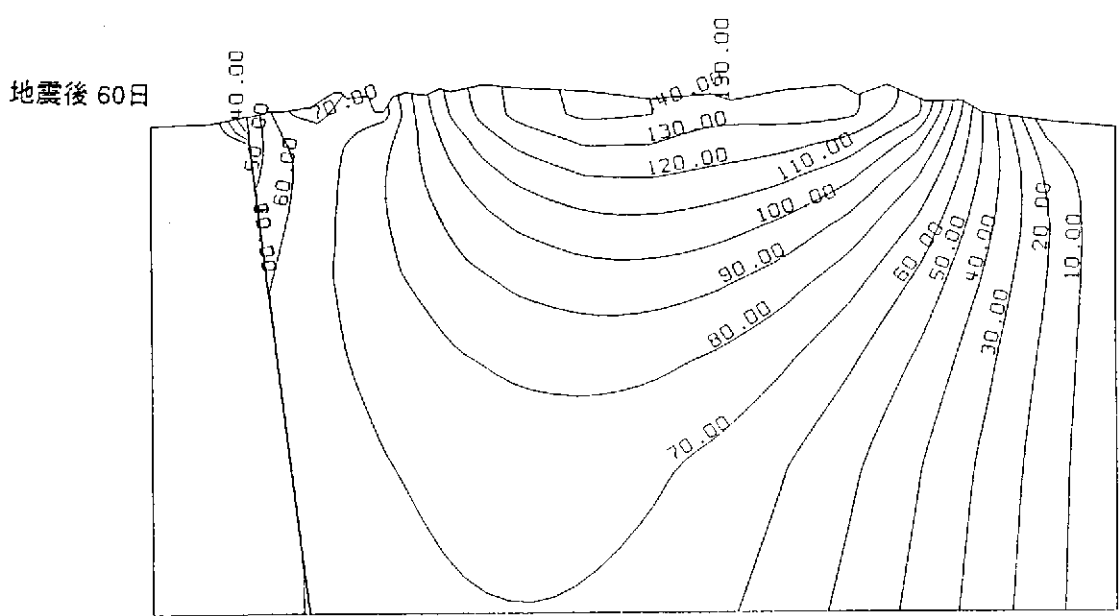
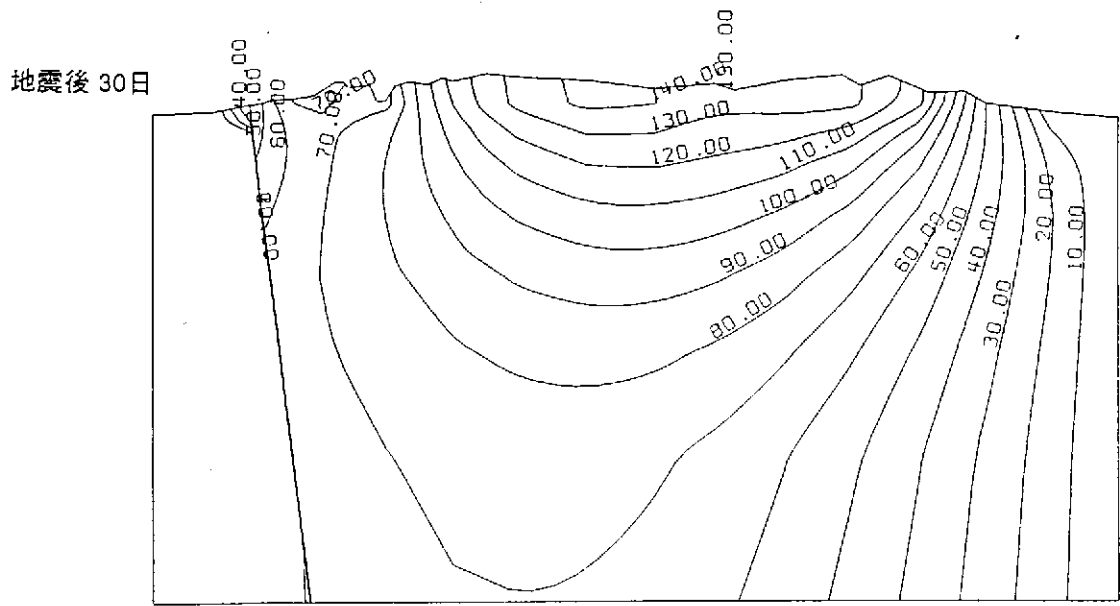
地震後 60日



地震後 90日

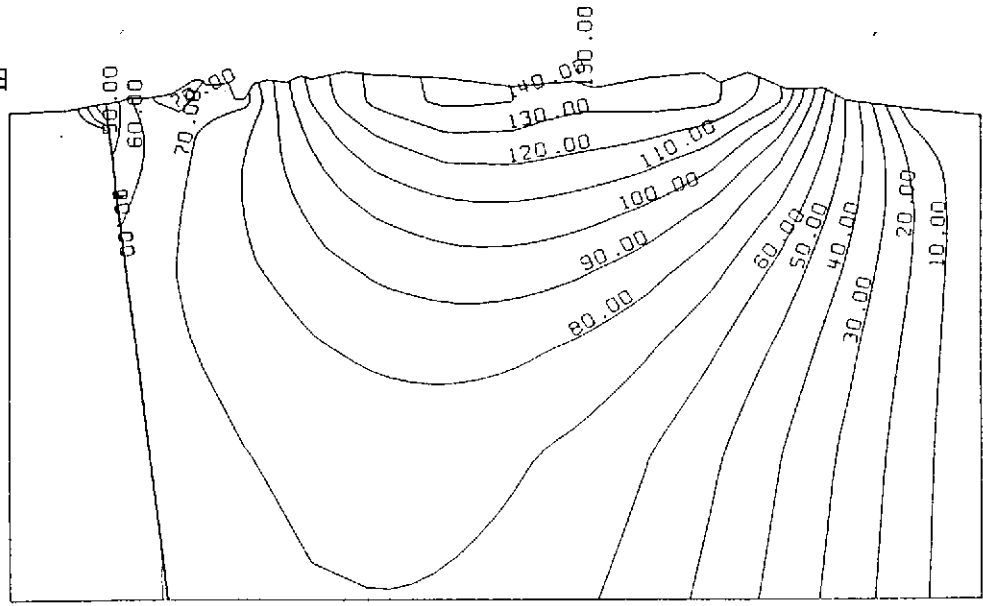


第5-7図 地震後の全水頭等高線図(ケース a4)

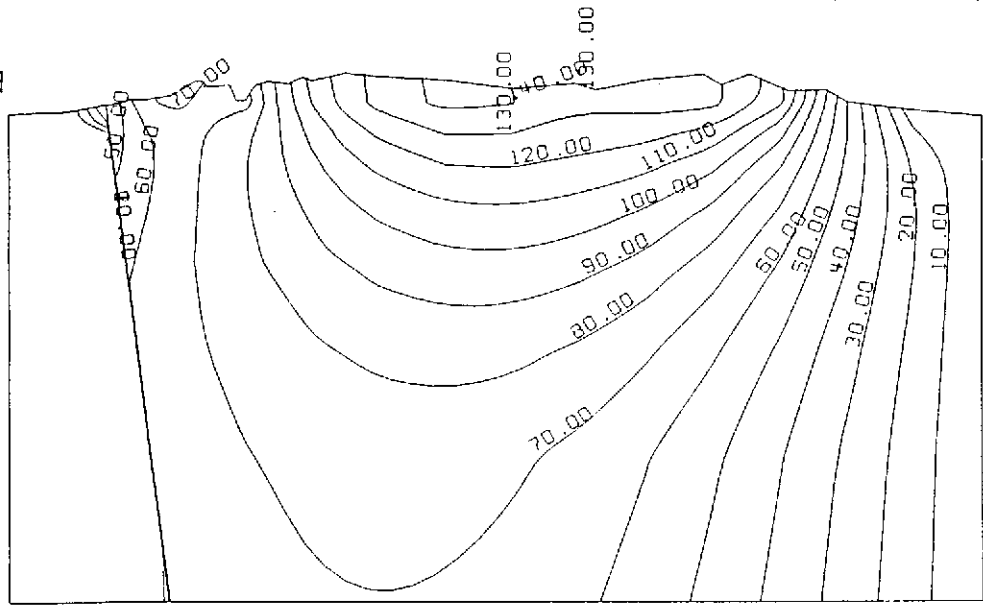


第5-8図 地震後の全水頭等高線図(ケース b1)

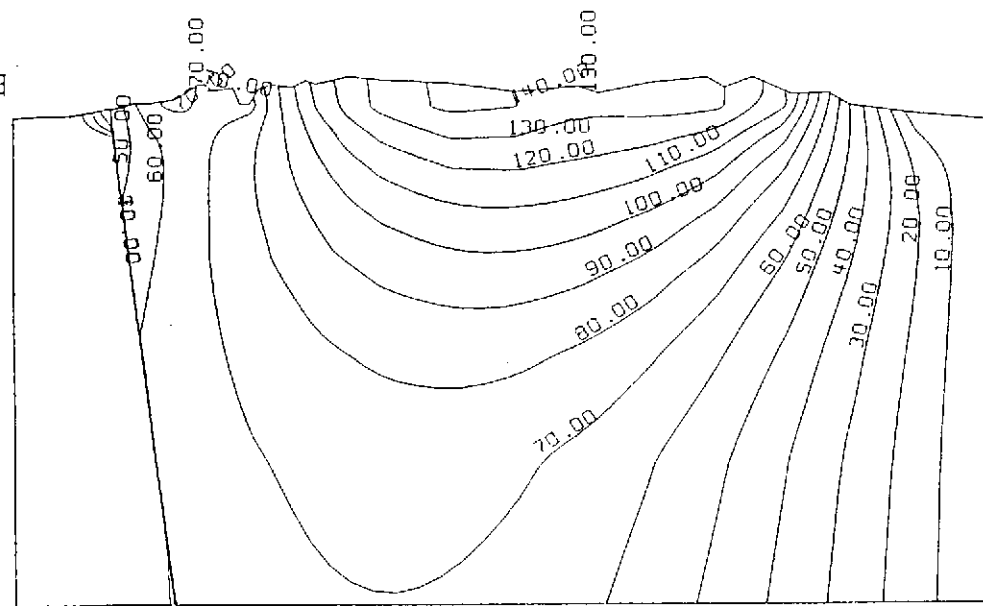
地震後 30日



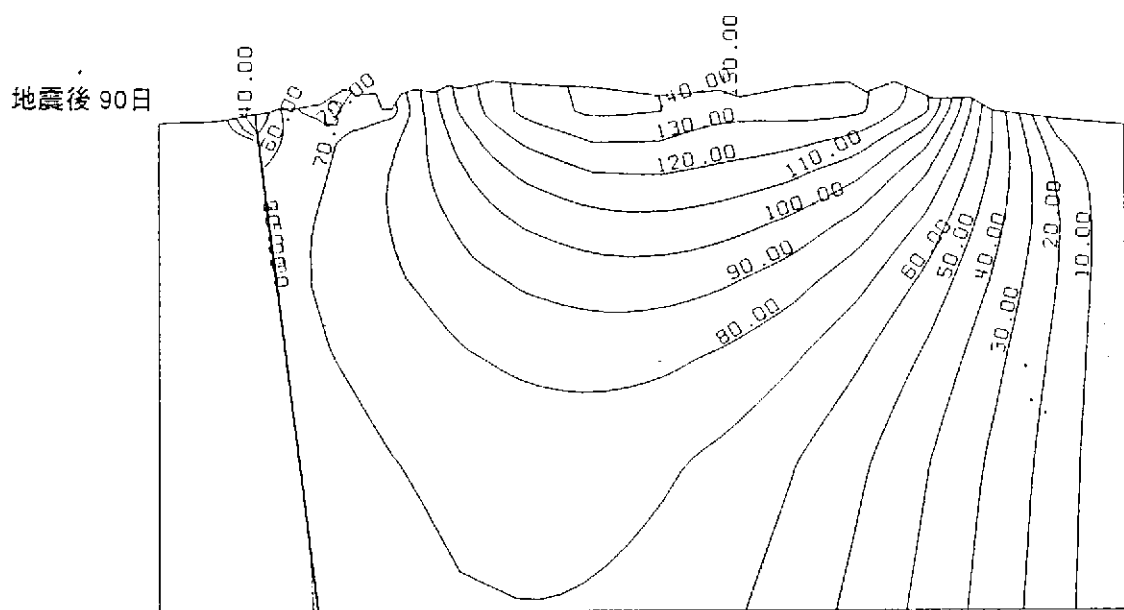
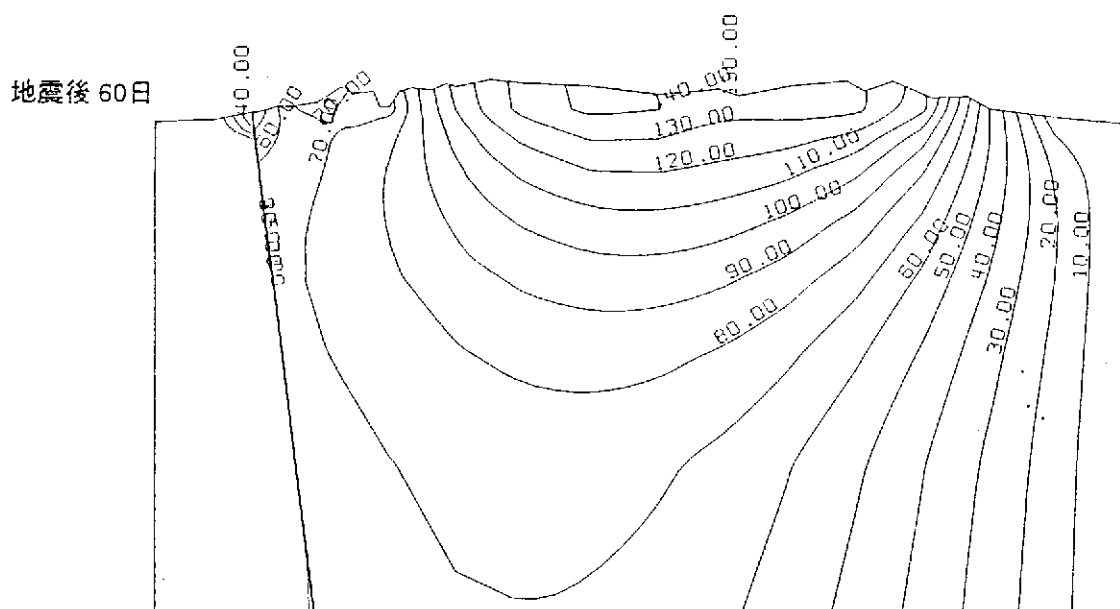
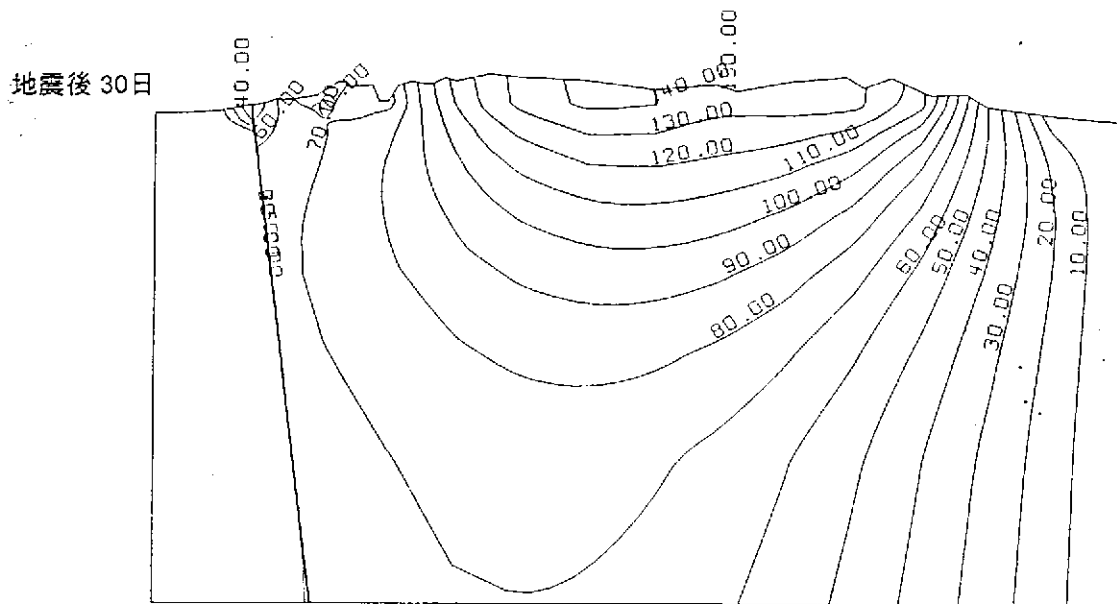
地震後 60日



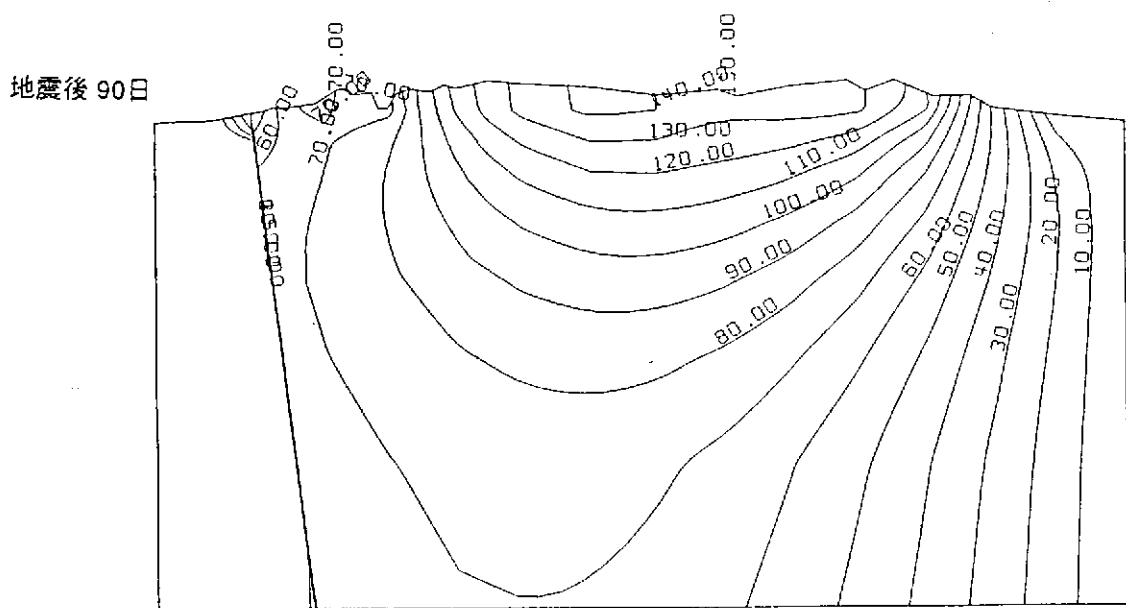
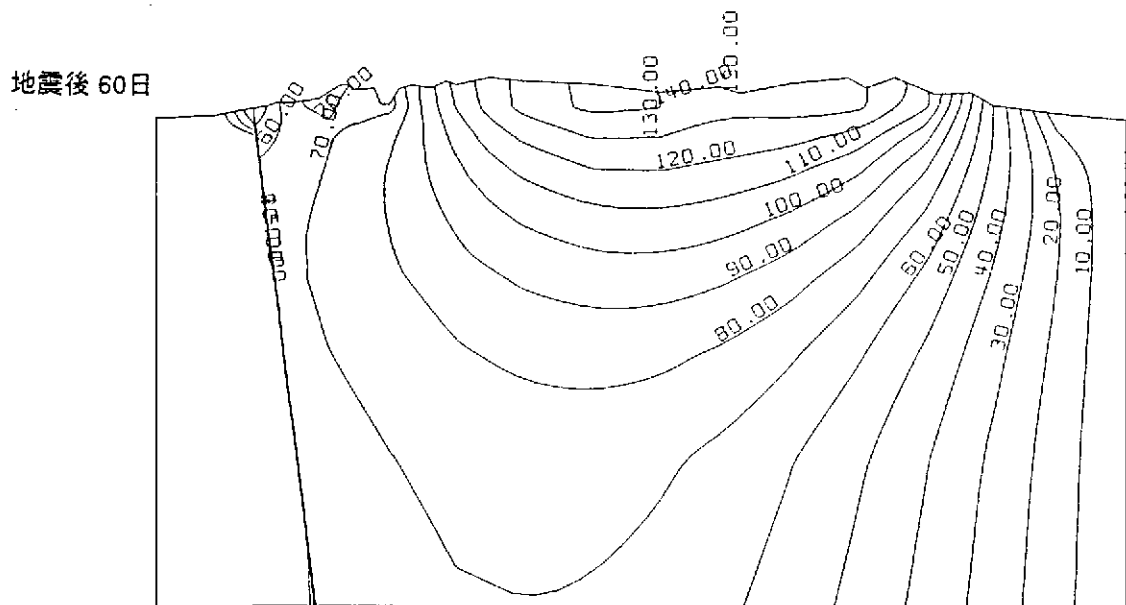
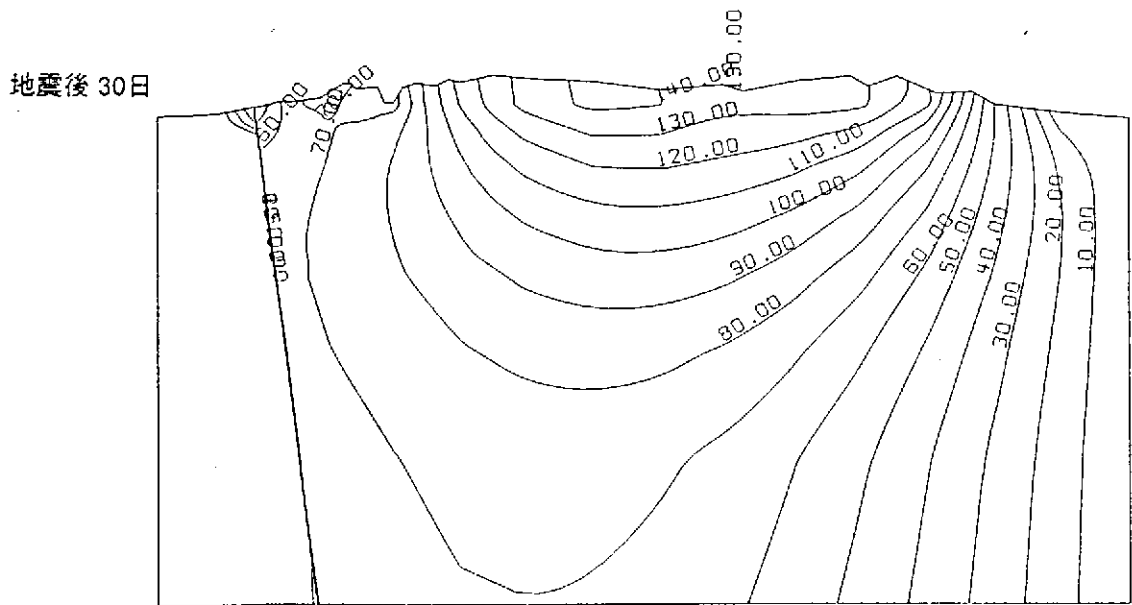
地震後 90日



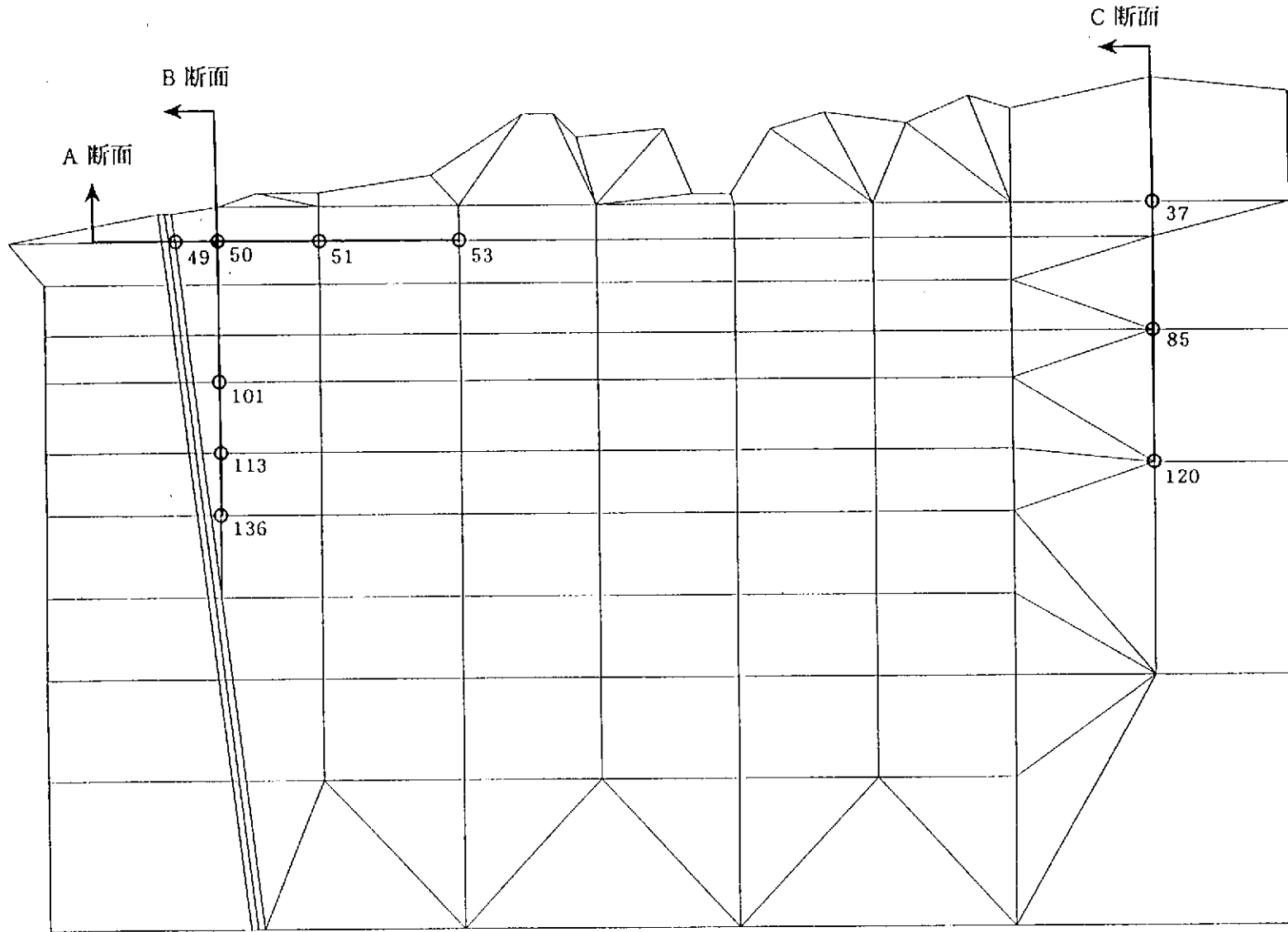
第5-9図 地震後の全水頭等高線図(ケース b2)



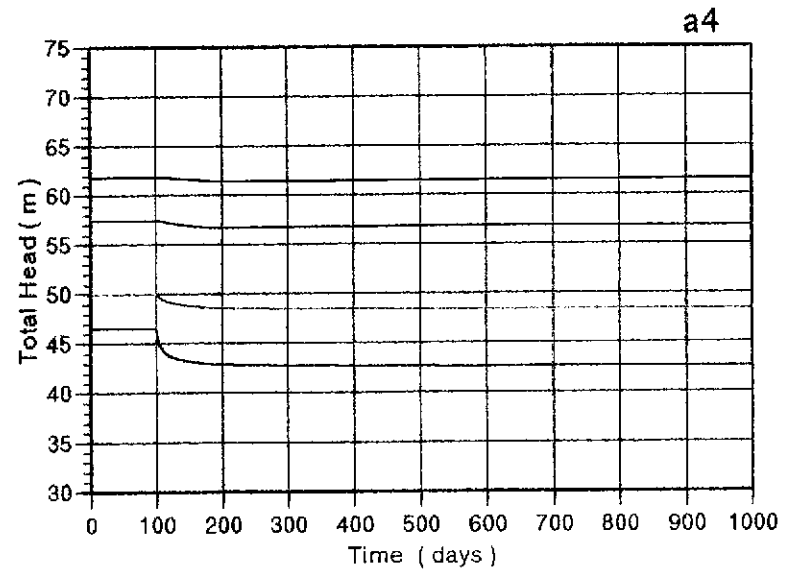
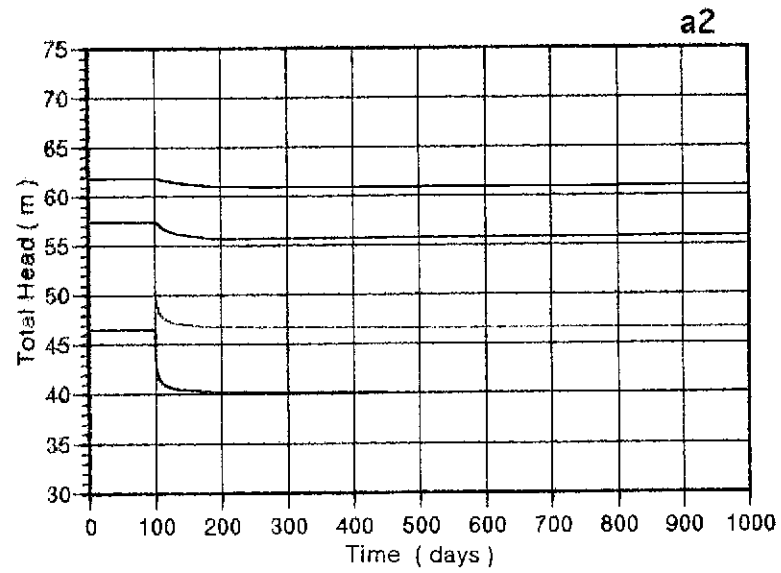
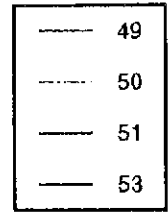
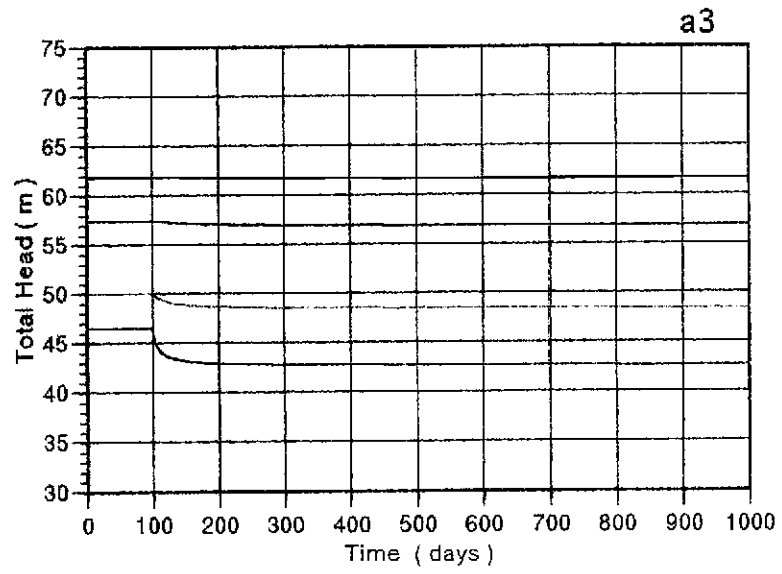
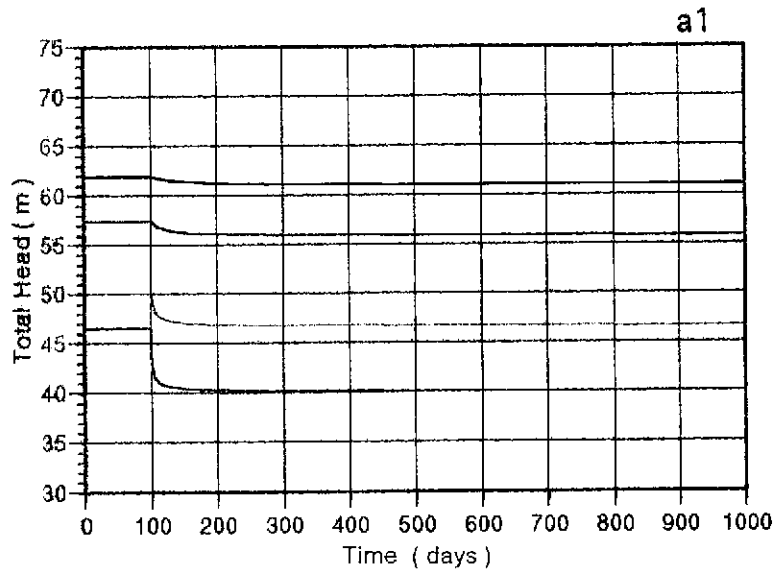
第5-10図 地震後の全水頭等高線図(ケース b3)



第5-11図 地震後の全水頭等高線図(ケース b4)

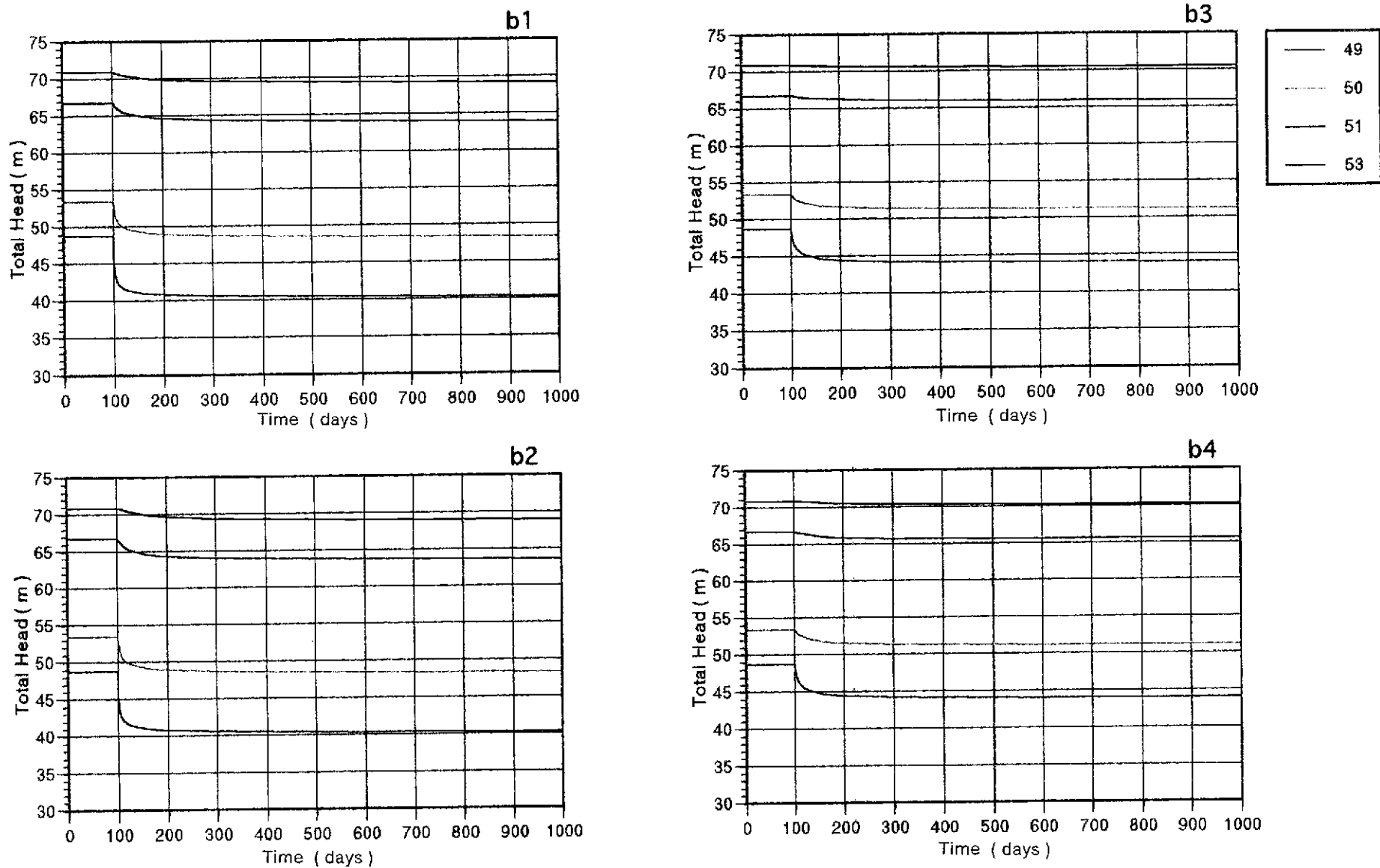


第5-12图 全水頭經時變化圖化位置圖

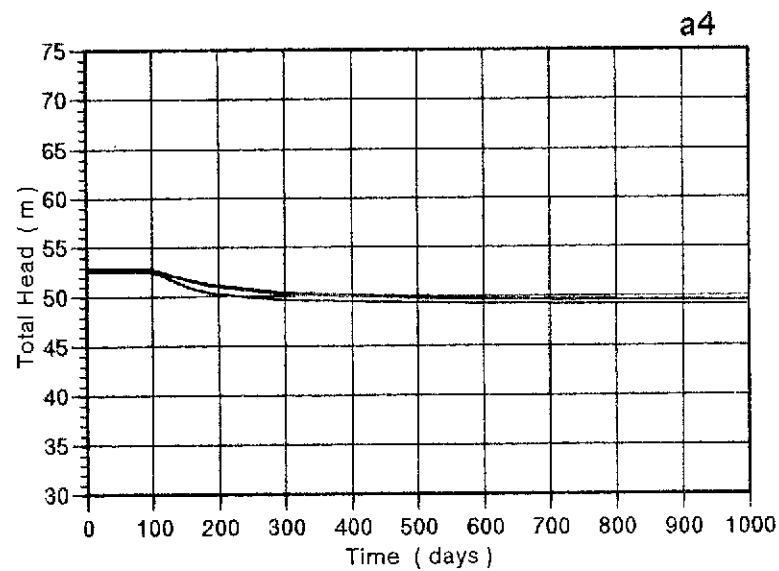
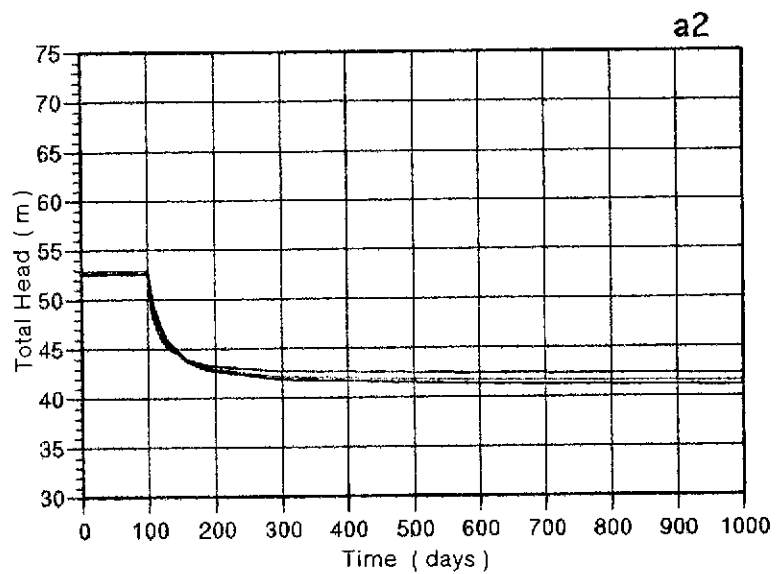
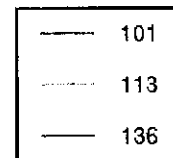
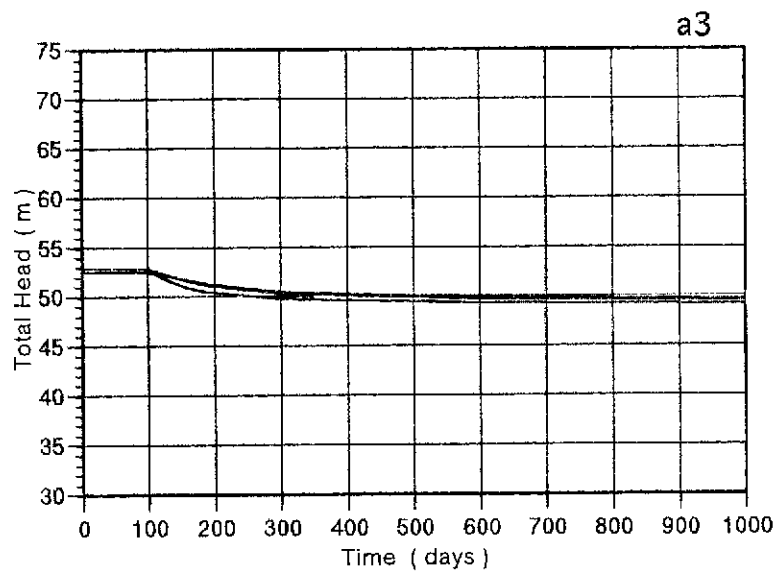
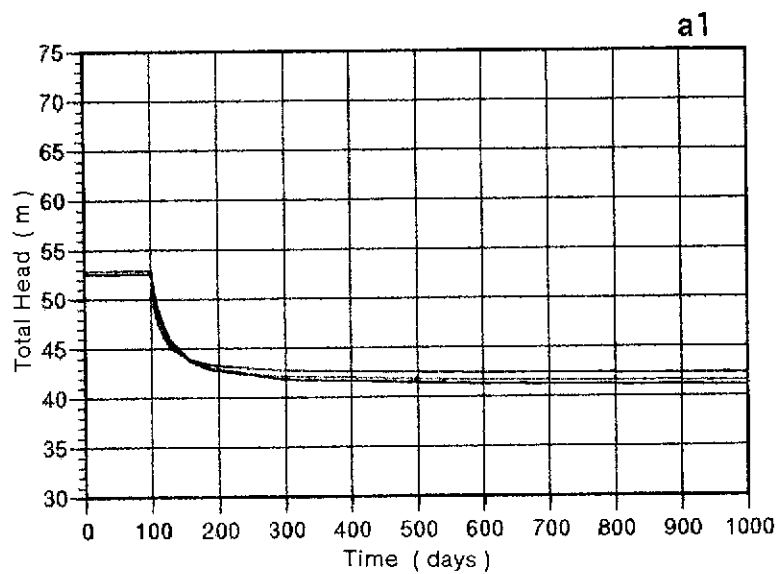


第5-13図 全水頭経時変化図(断面 A-1)

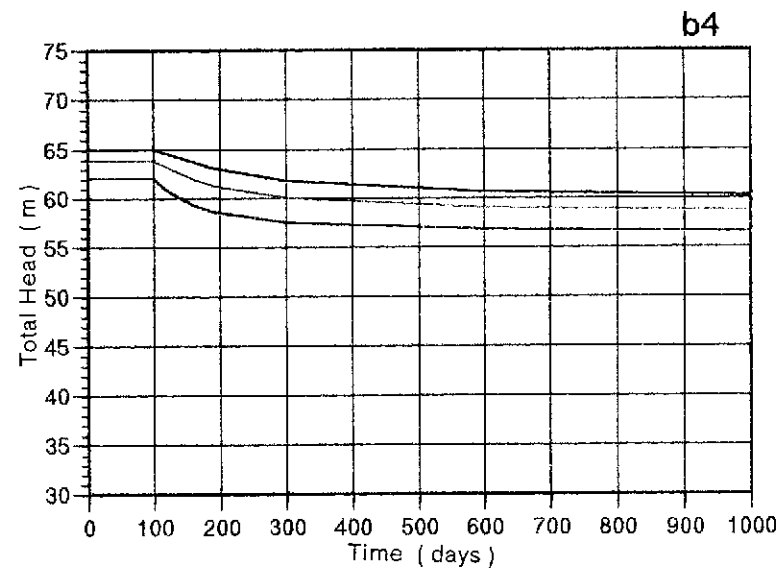
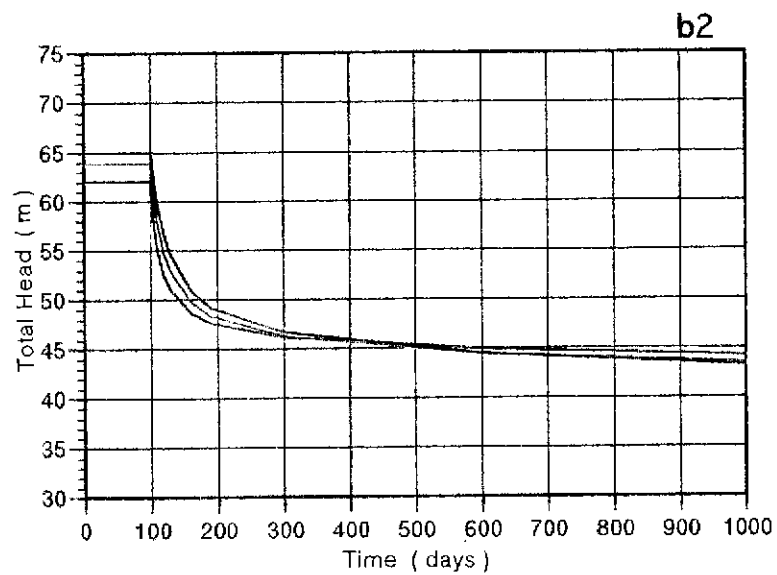
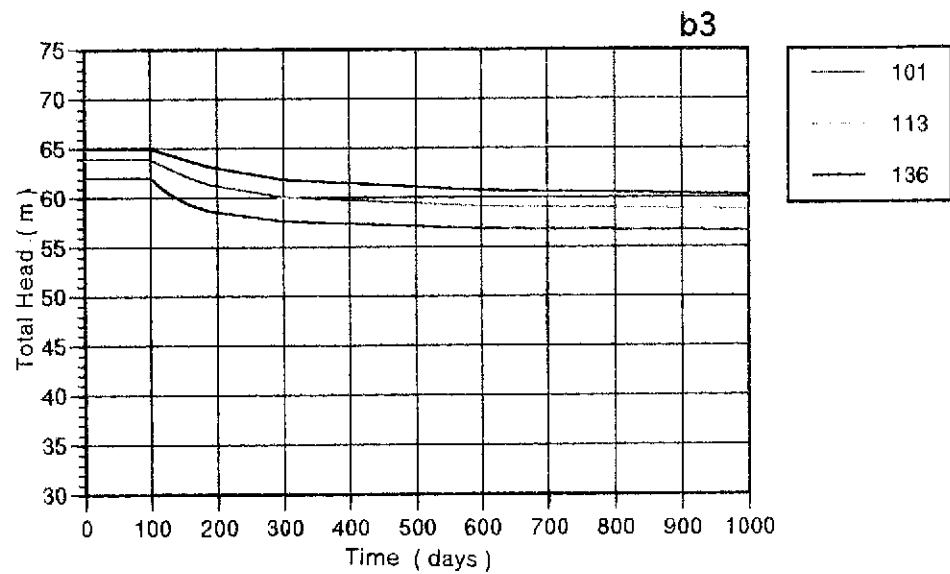
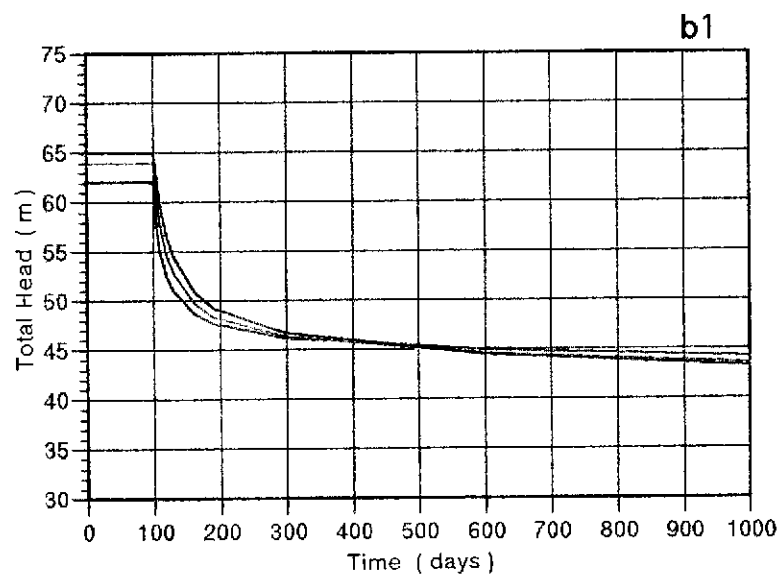




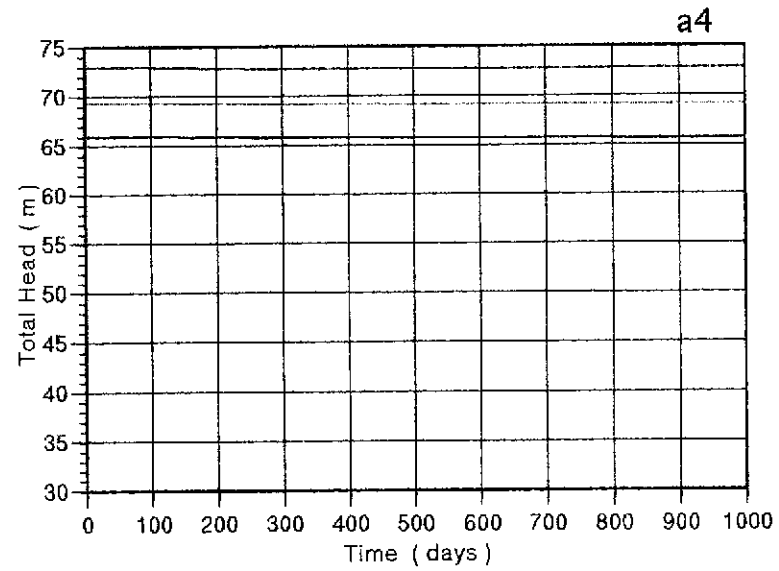
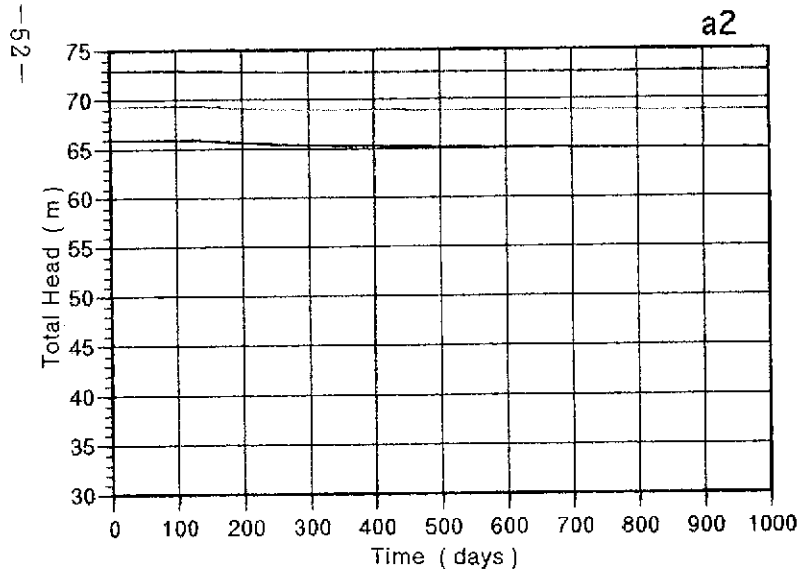
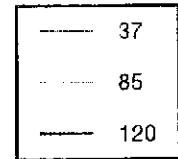
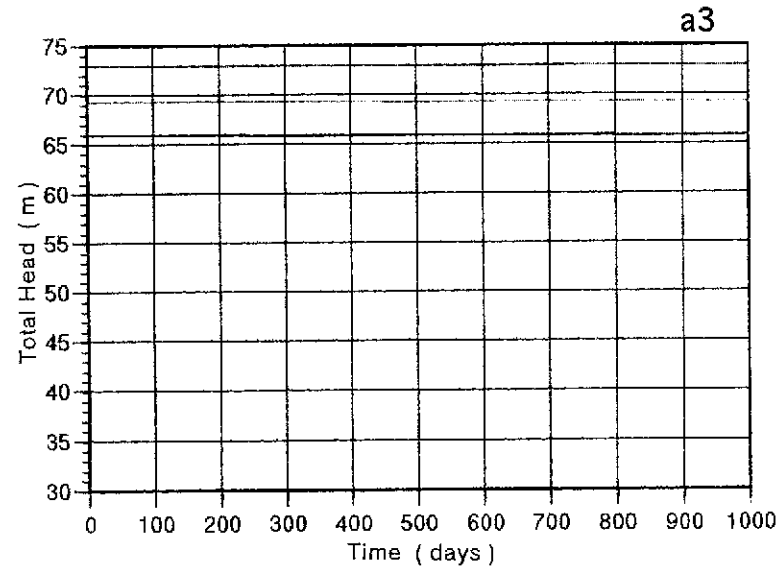
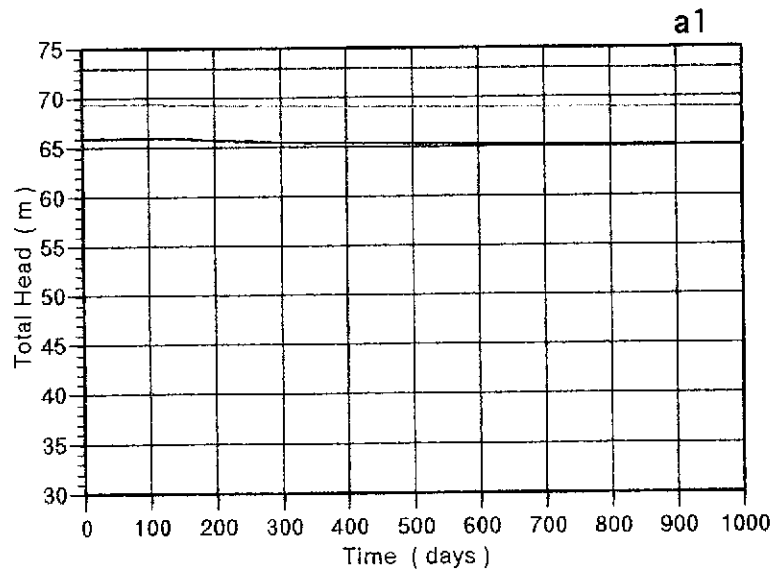
第5-14図 全水頭経時変化図(断面 A-2)



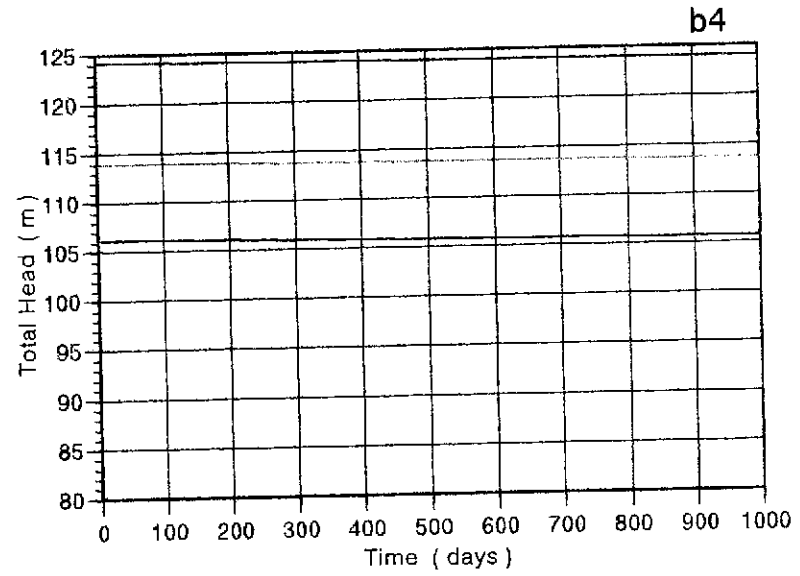
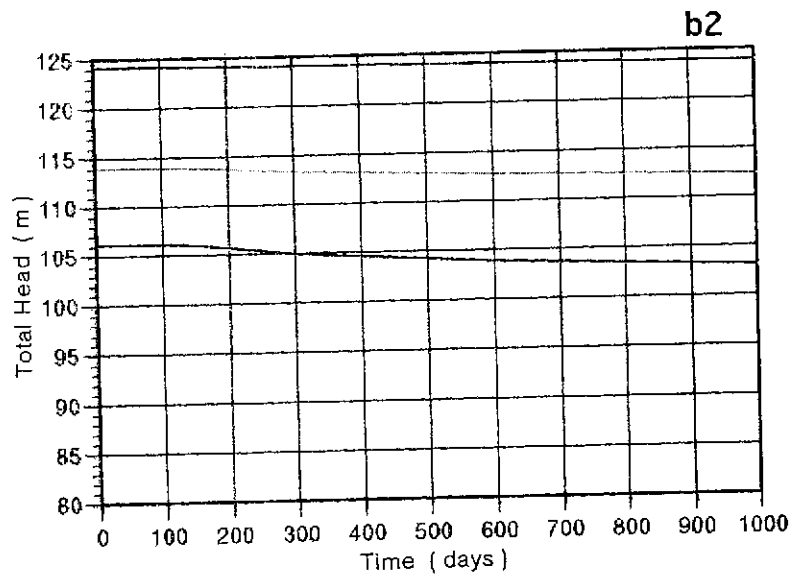
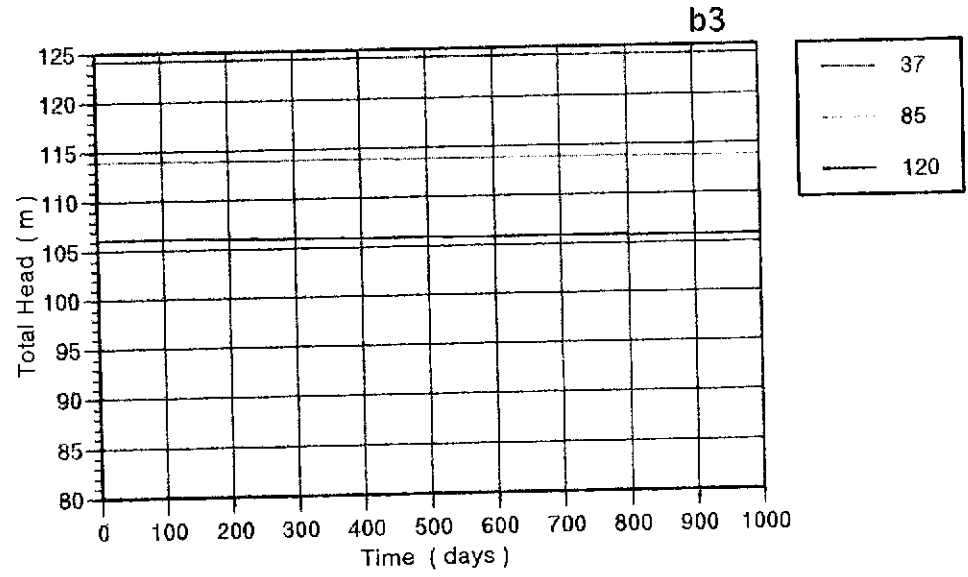
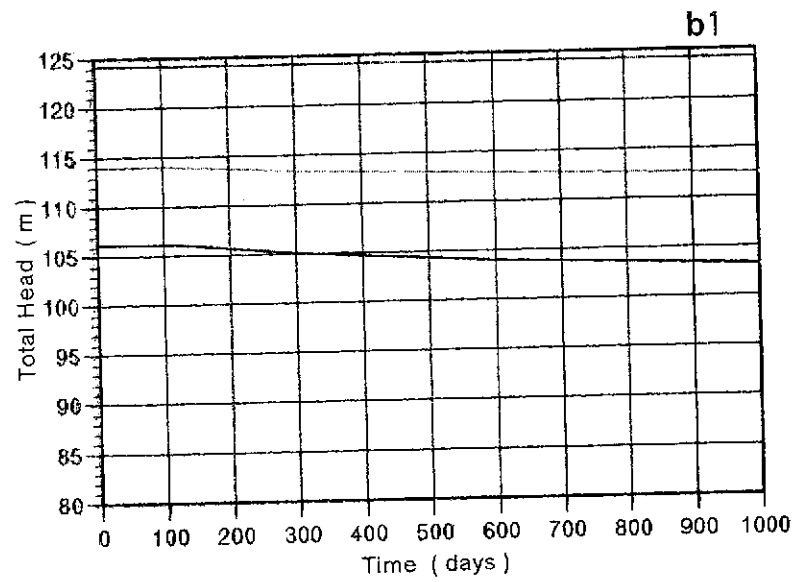
第5-15図 全水頭経時変化図(断面 B-1)



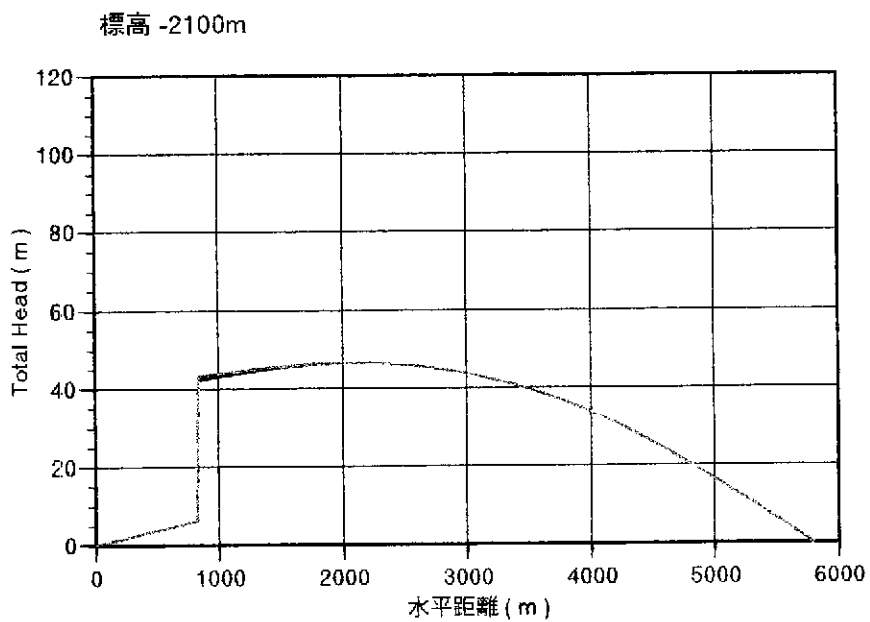
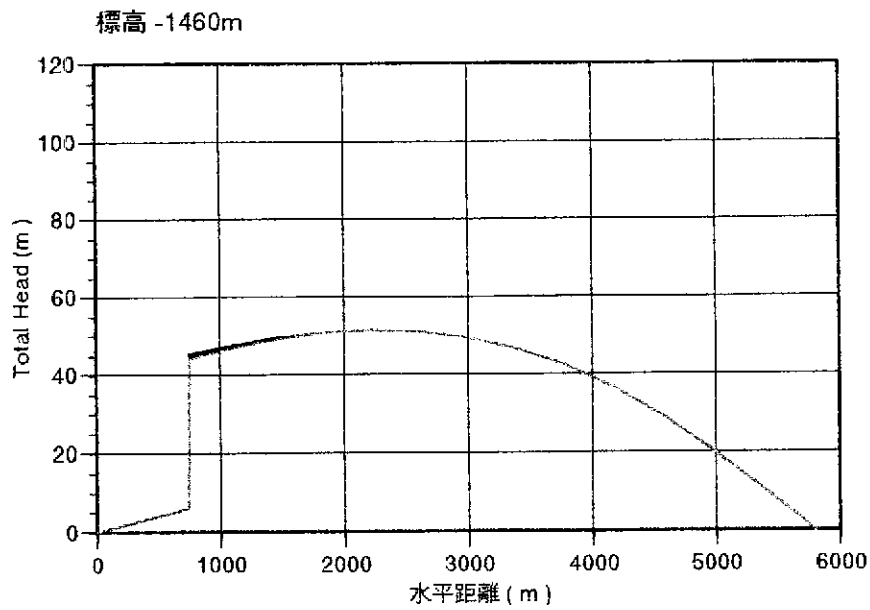
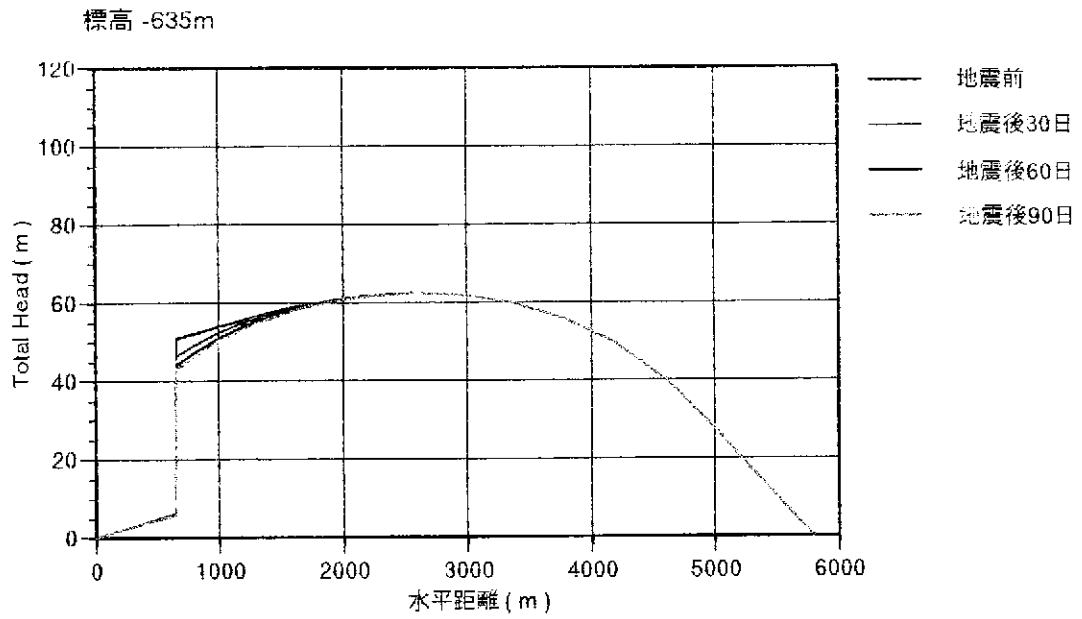
第5-16図 全水頭経時変化図(断面 B-2)



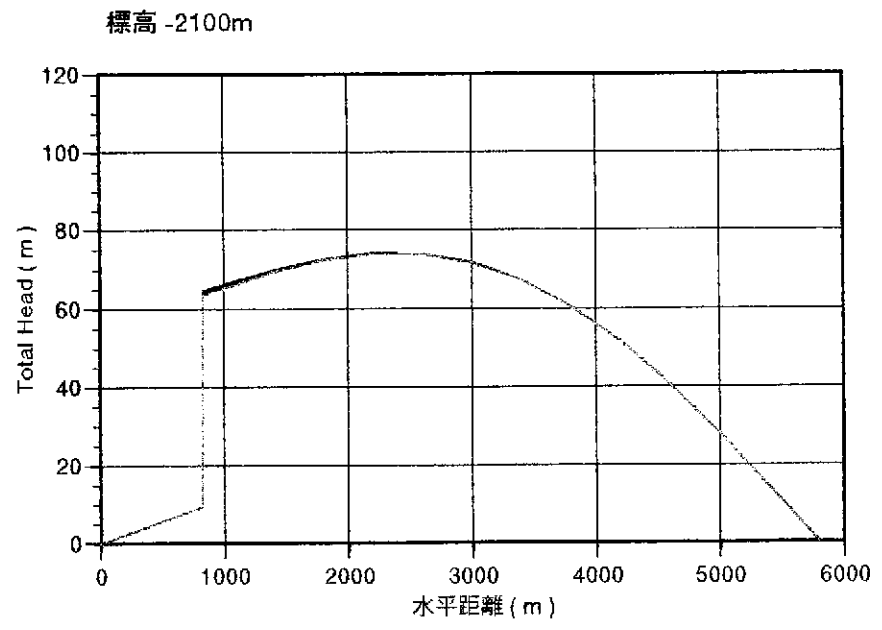
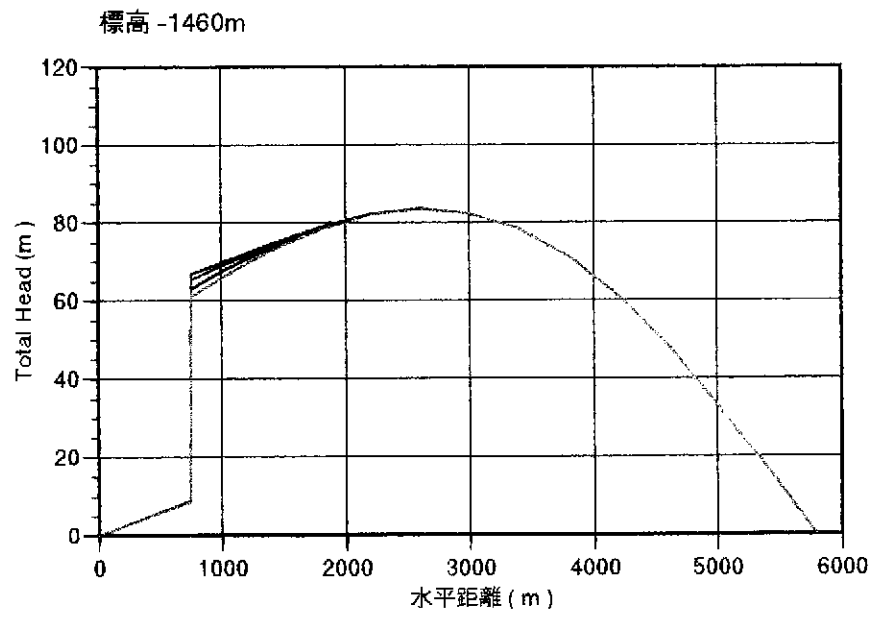
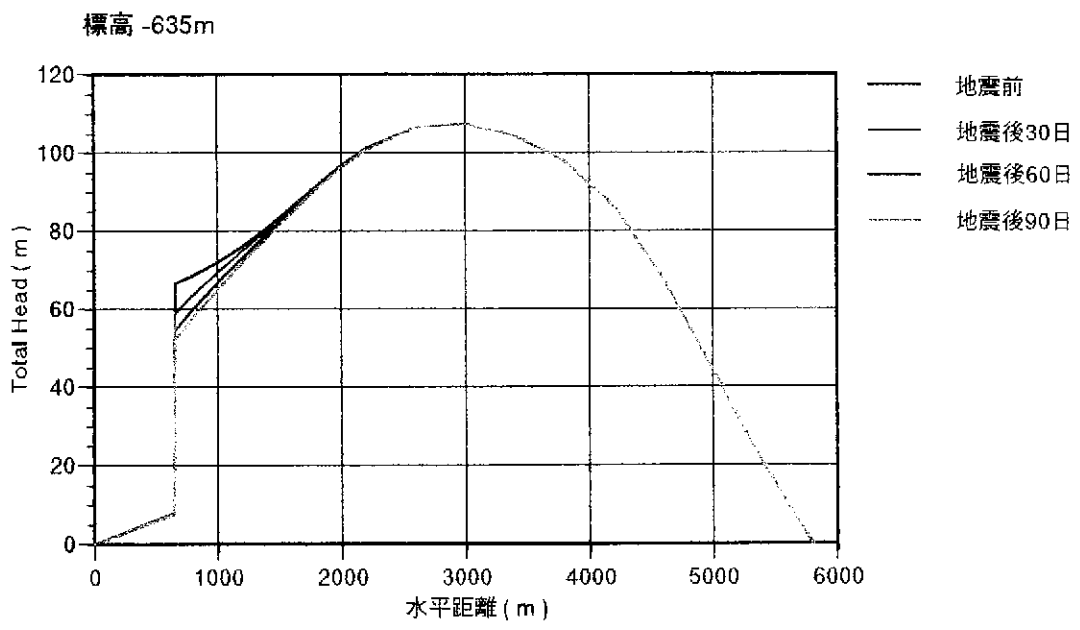
第5-17図 全水頭経時変化図(断面 C-1)



第5-18図 全水頭経時変化図(断面 C-2)

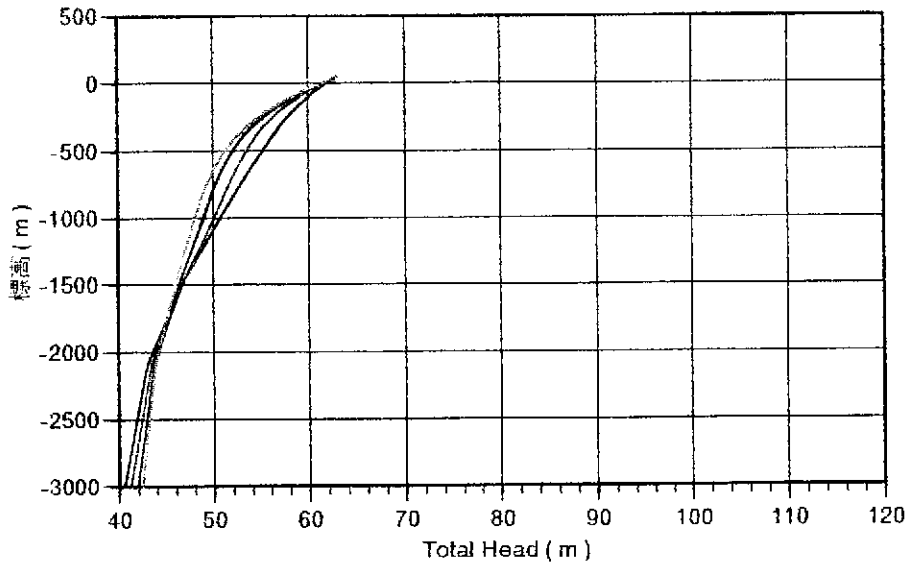


第5-19図 水平断面における全水頭変化図(ケース a1)



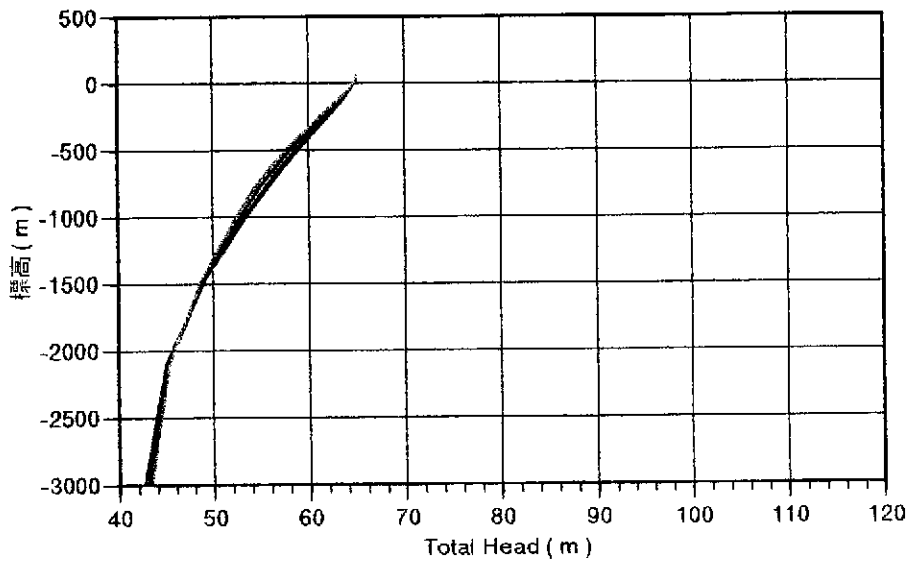
第5-20図 水平断面における全水頭変化図(ケース b1)

西海岸線からの距離 = 1000 m

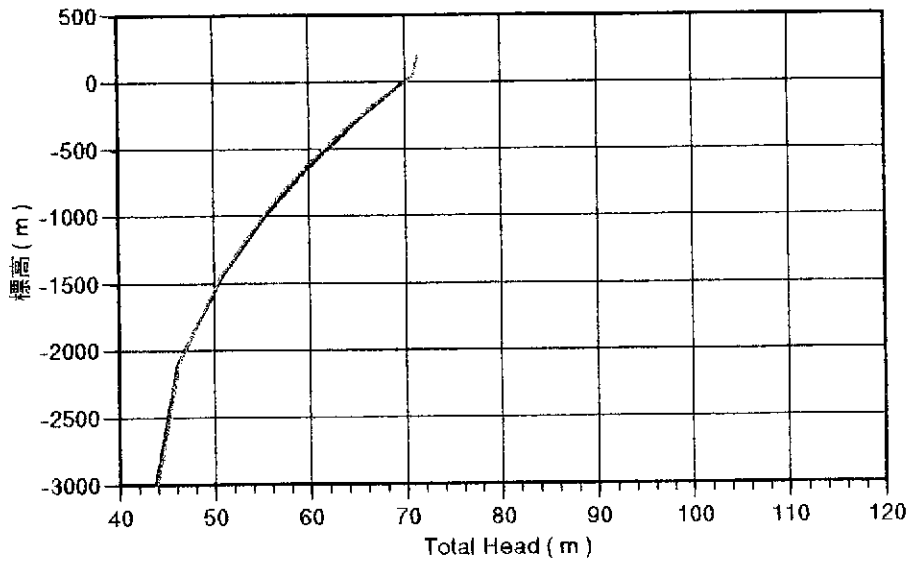


- 地震前
- - - 地震後30日
- ..... 地震後60日
- · - 地震後90日

西海岸線からの距離 = 1400 m

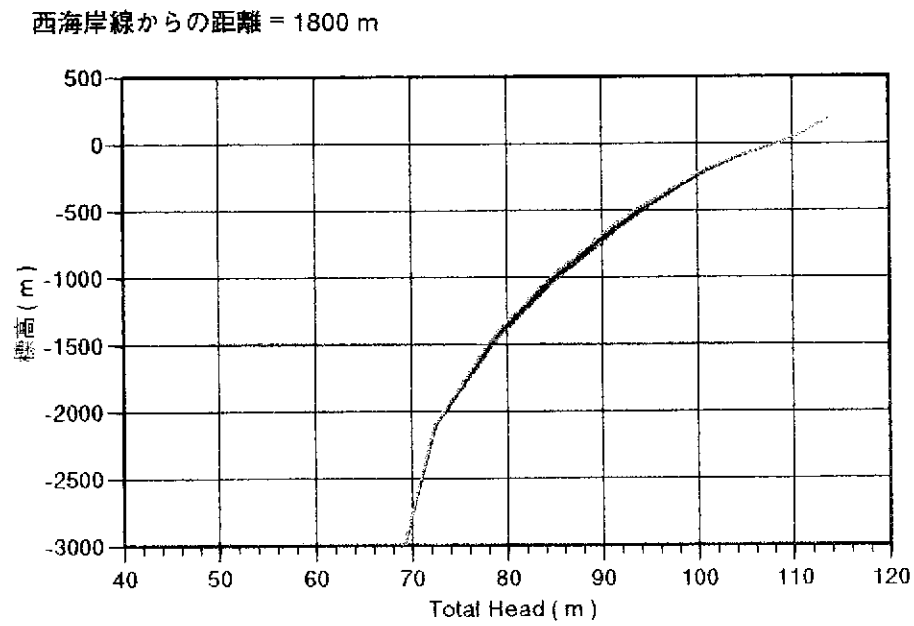
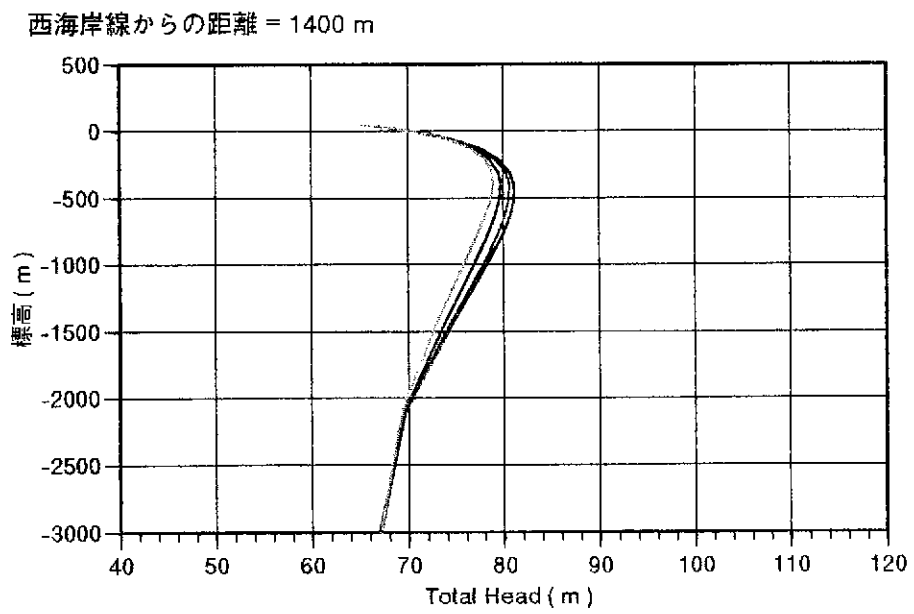
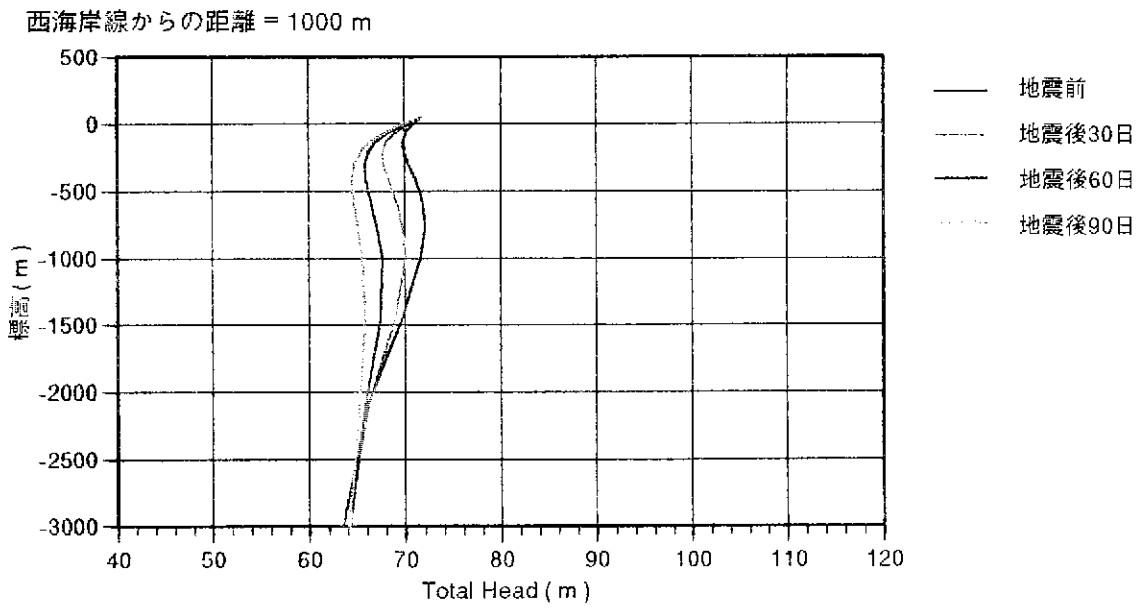


西海岸線からの距離 = 1800 m

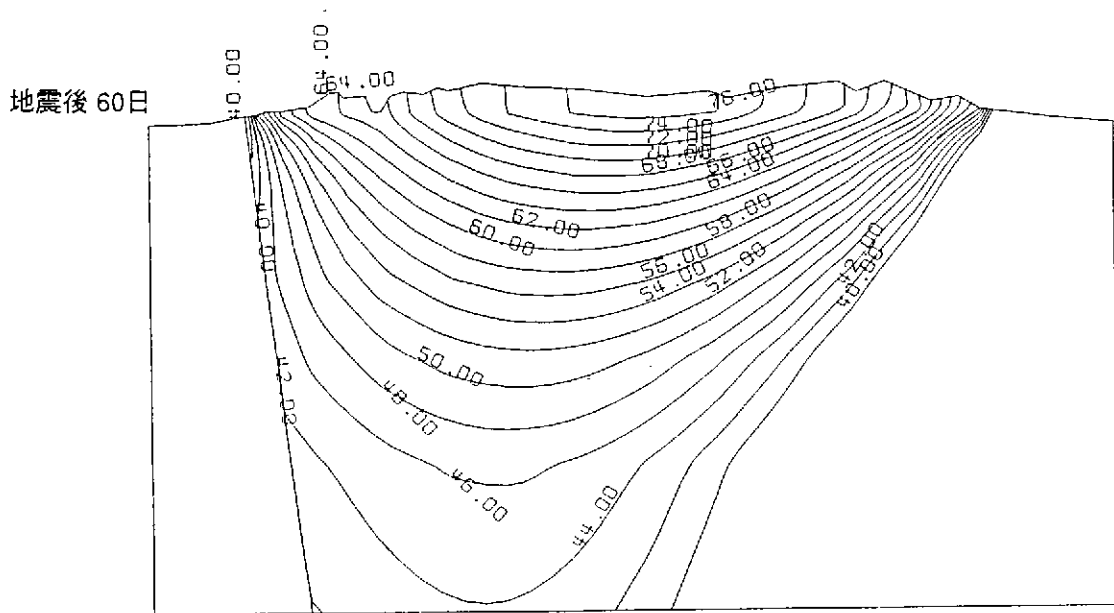
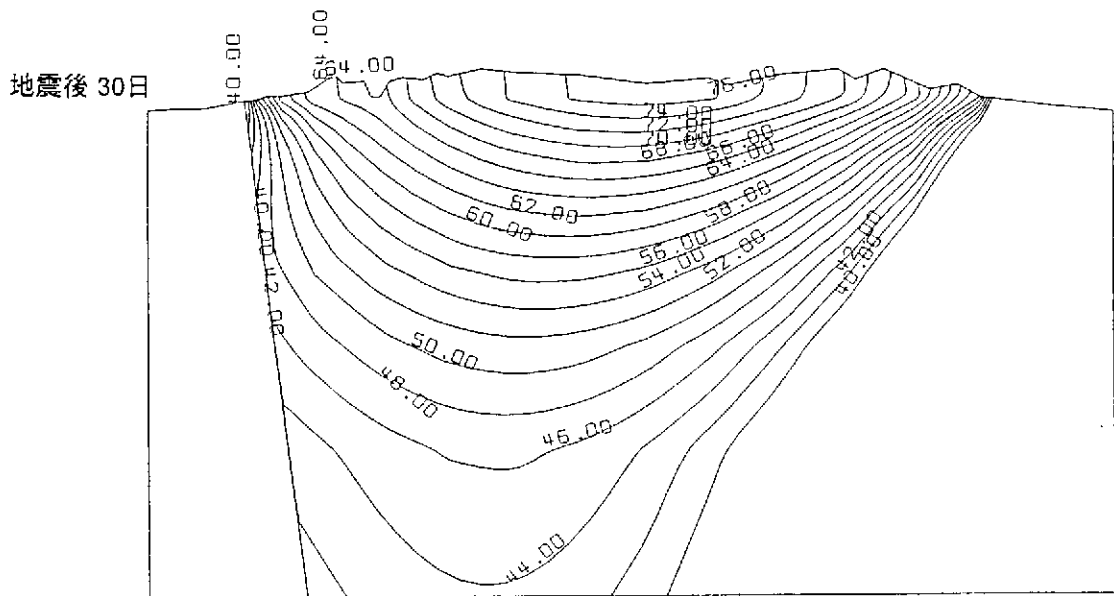
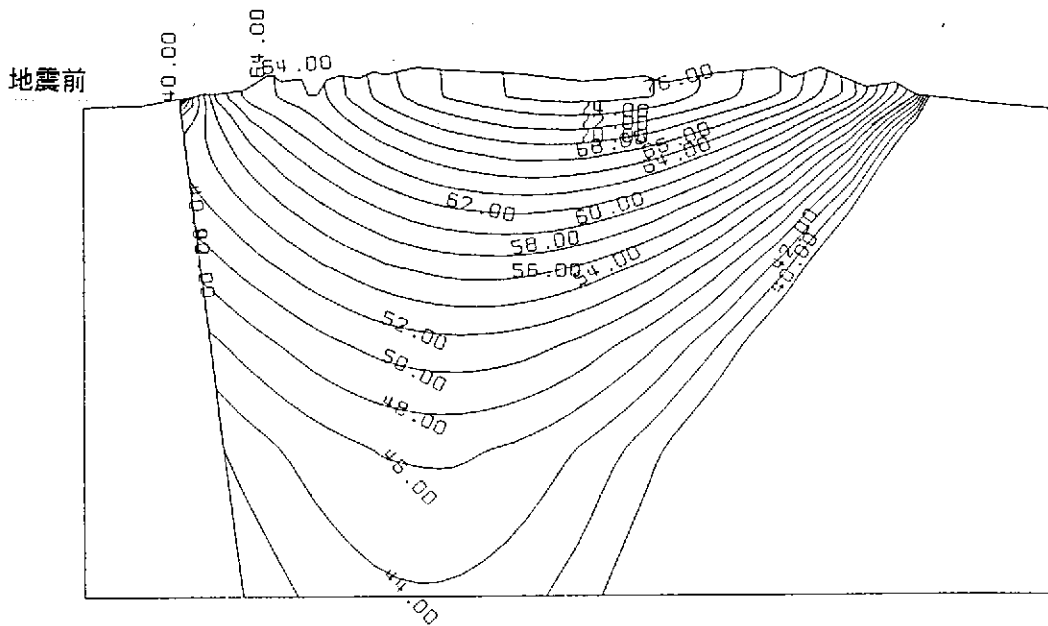


第5-21図 鉛直断面における全水頭変化図(ケース a1)

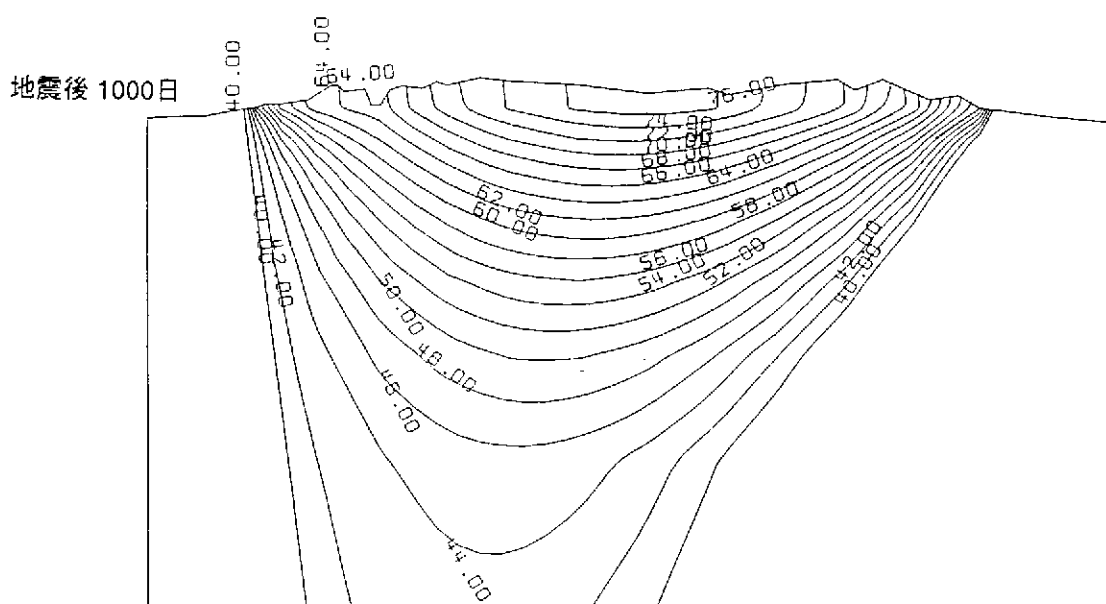
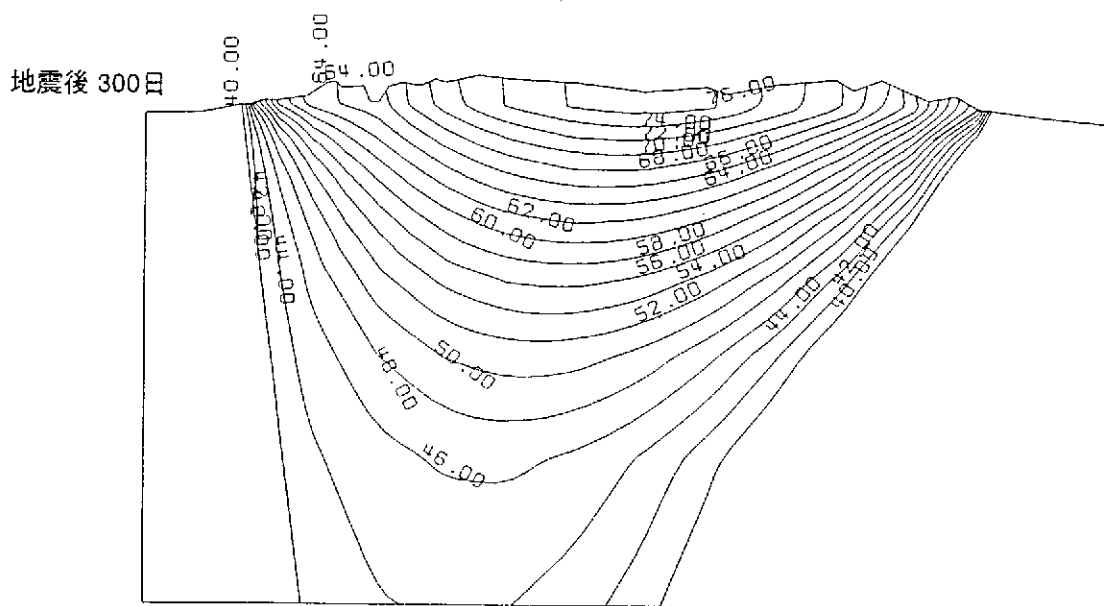
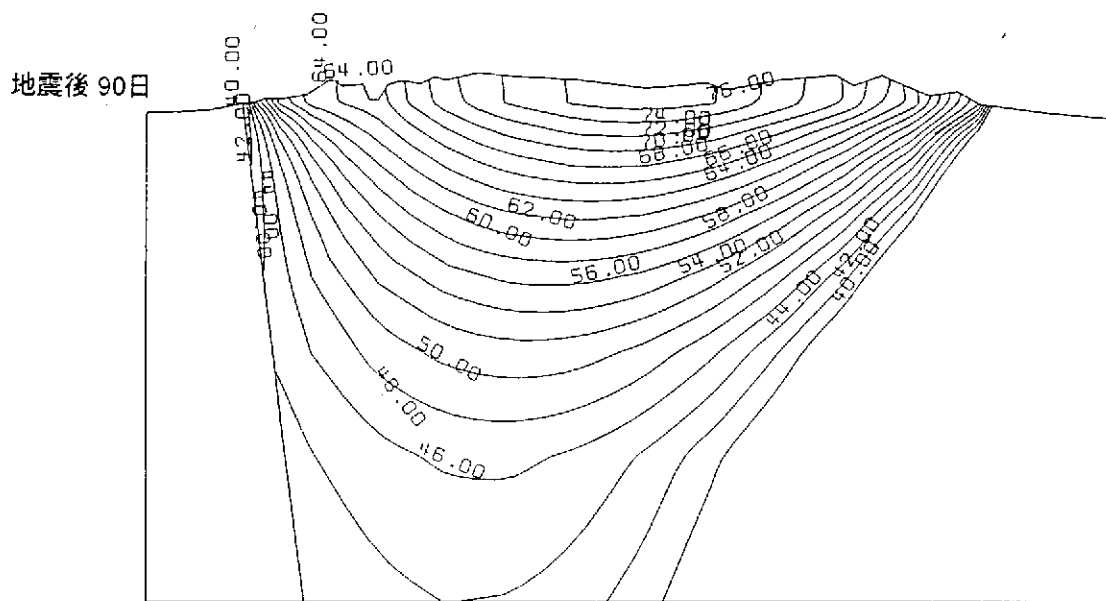




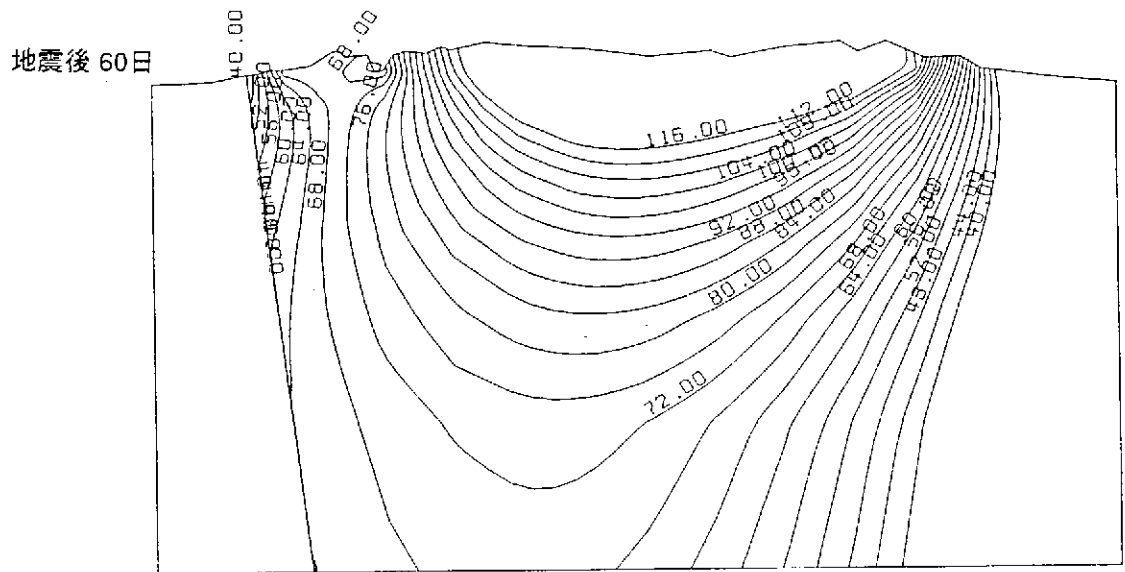
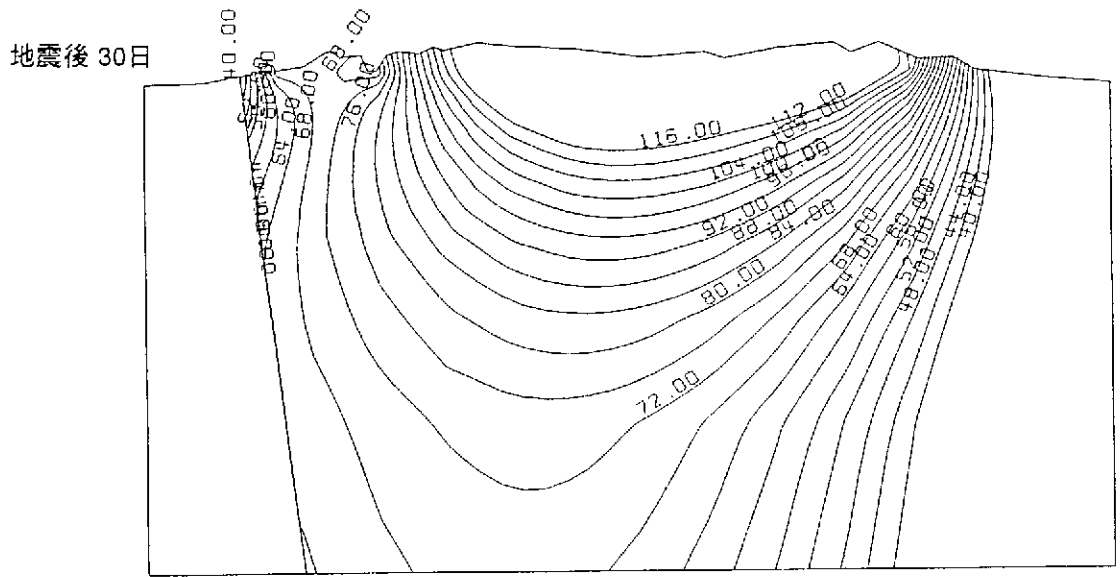
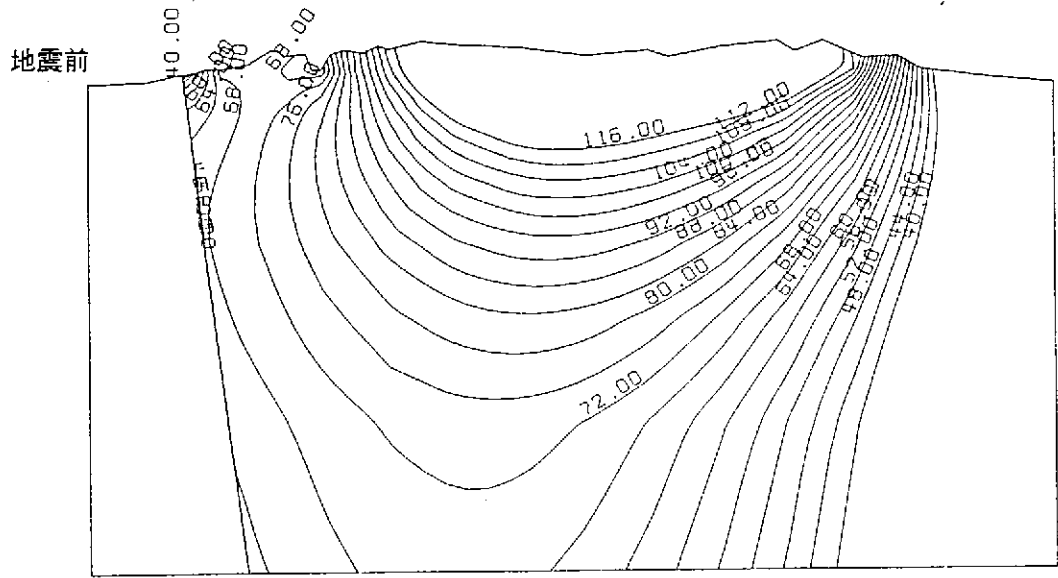
第5-22図 鉛直断面における全水頭変化図(ケース b1)



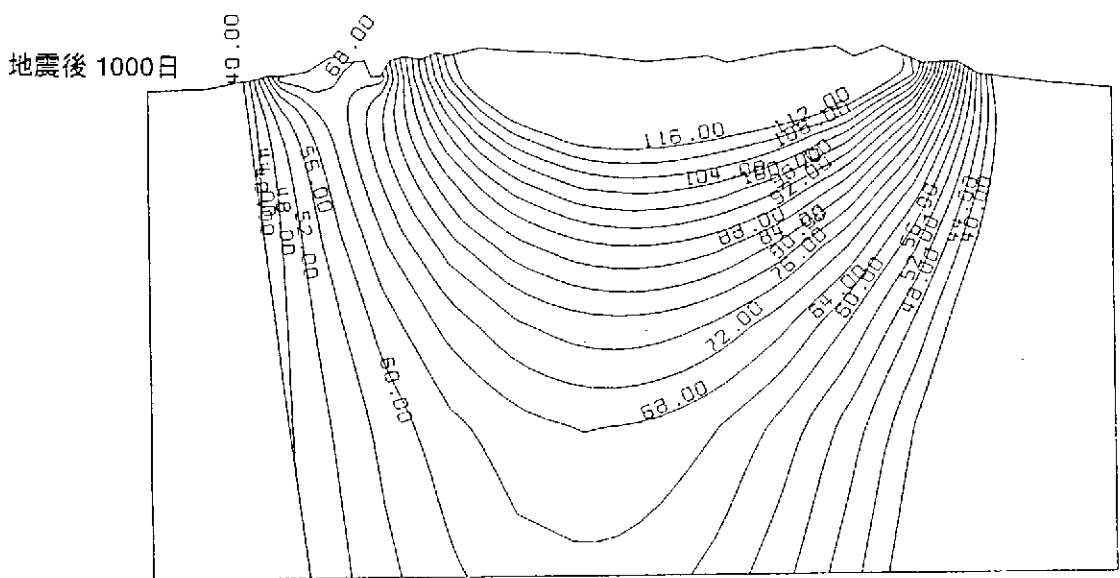
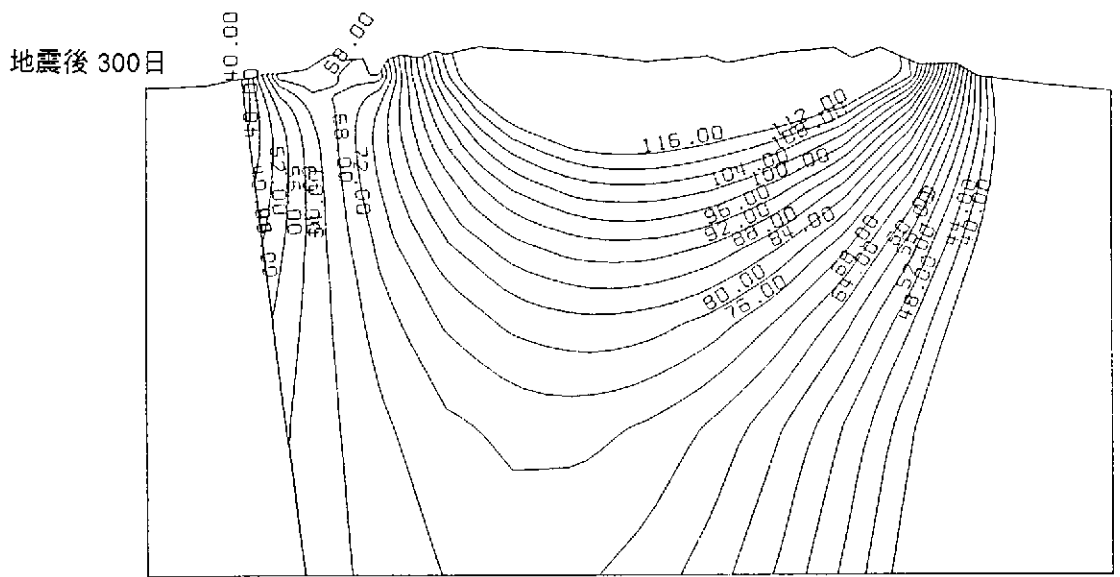
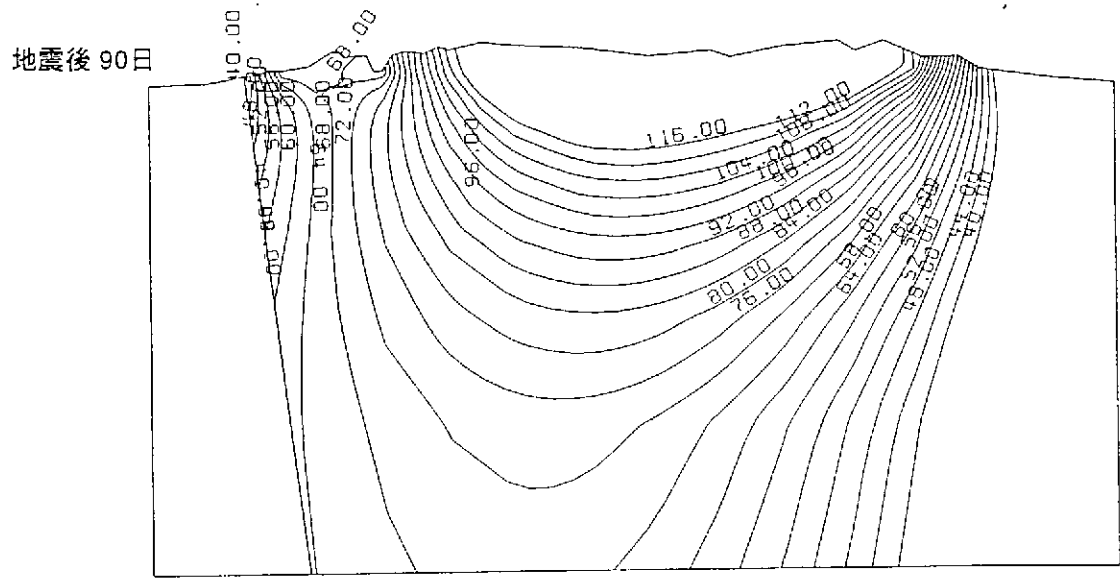
第5-23図 地震前後の全水頭等高線図(ケースa1-1)



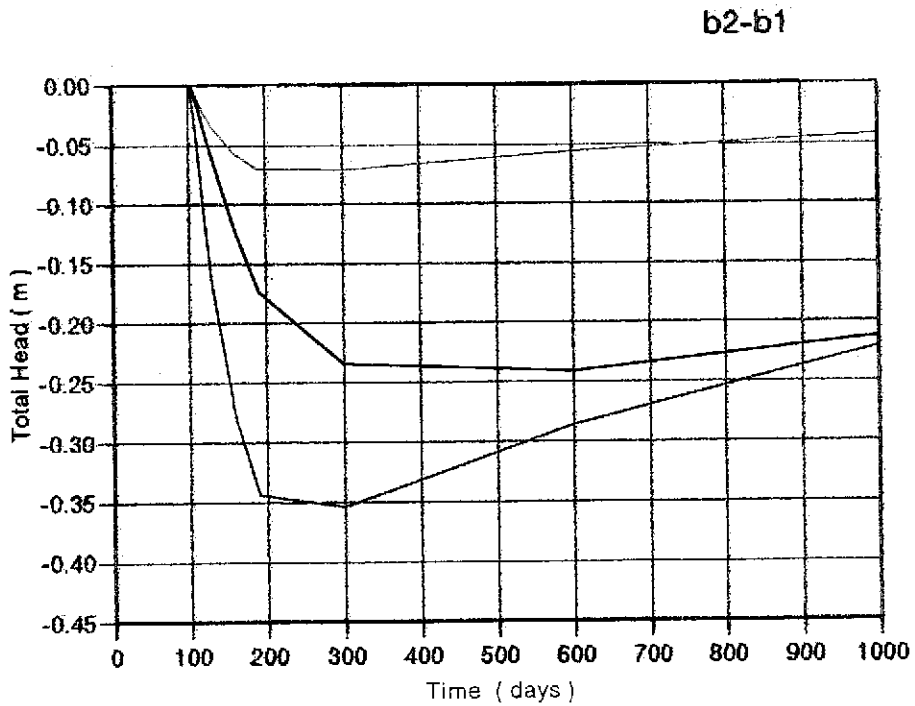
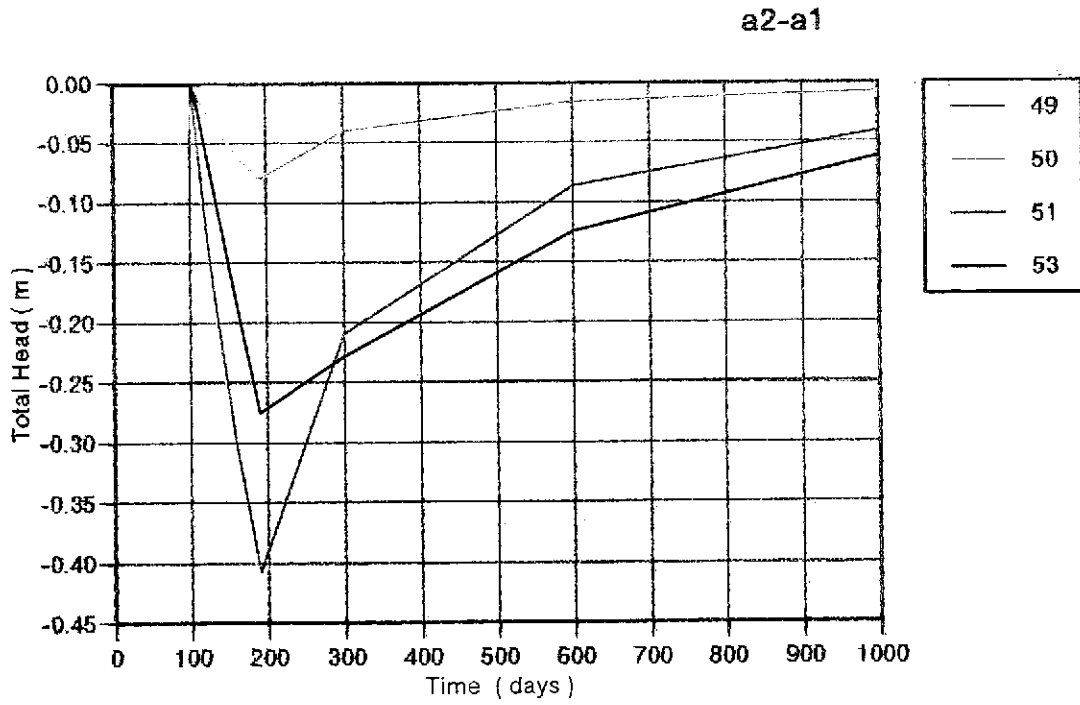
第5-24図 地震前後の全水頭等高線図(ケースa1-2)



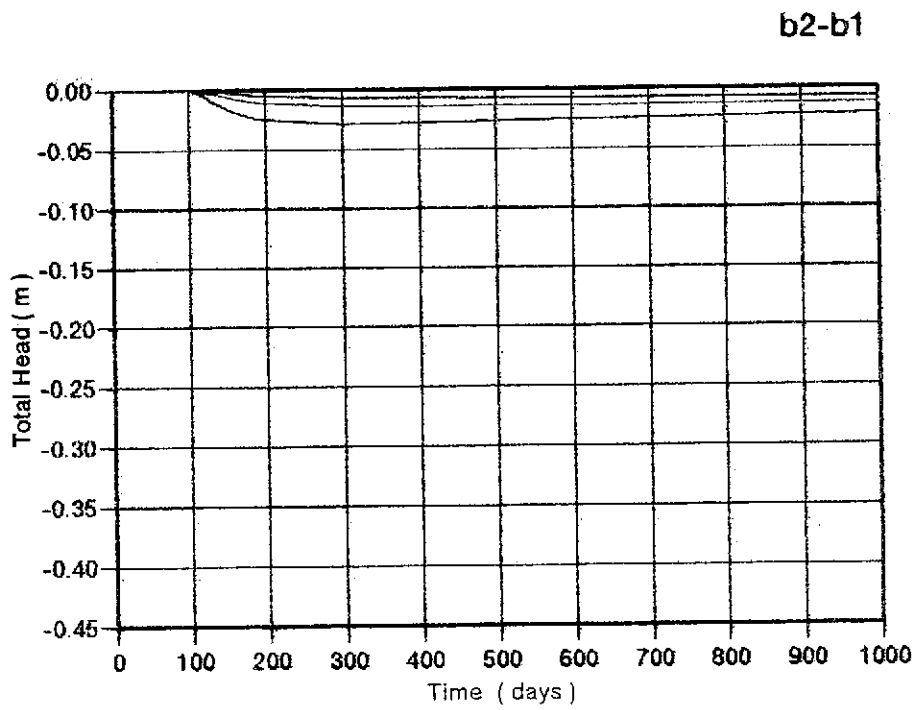
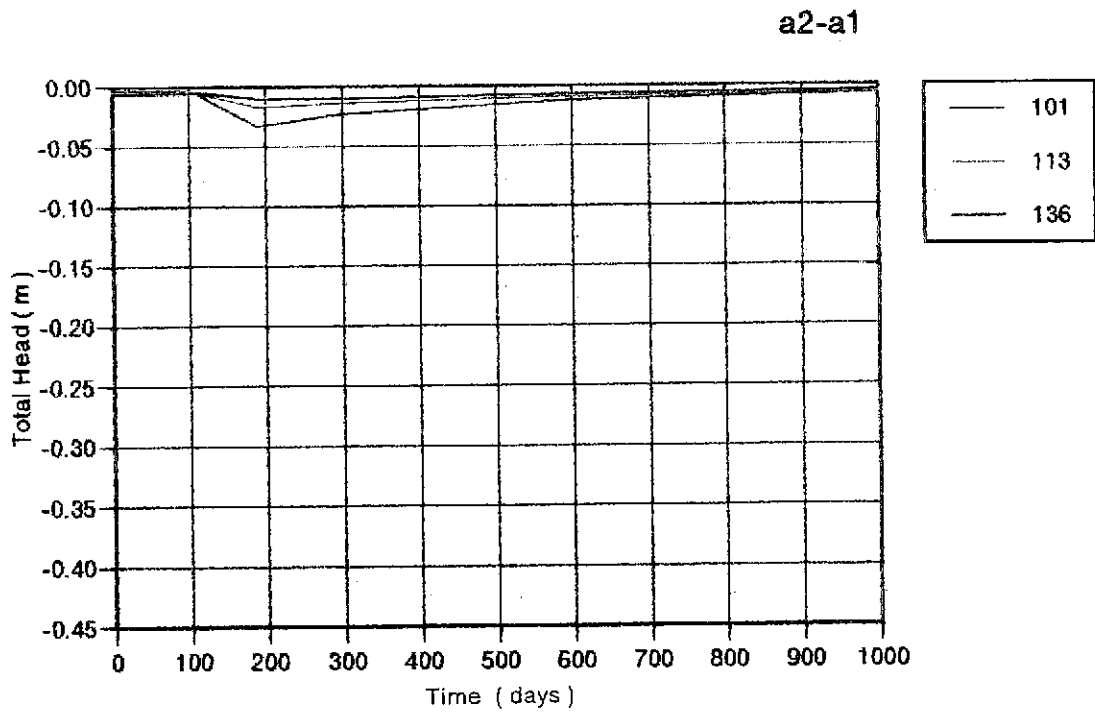
第5-25図 地震前後の全水頭等高線図(ケースb1-1)



第5-26図 地震前後の全水頭等高線図(ケースb1-2)

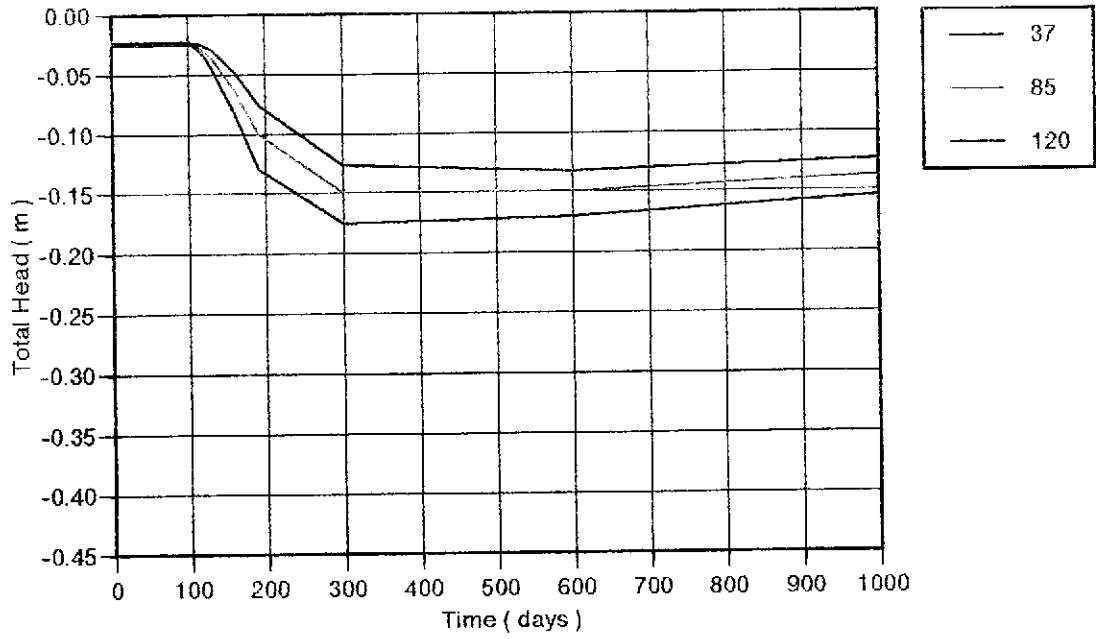


第5-27図 全水頭差経時変化図(断面 A)

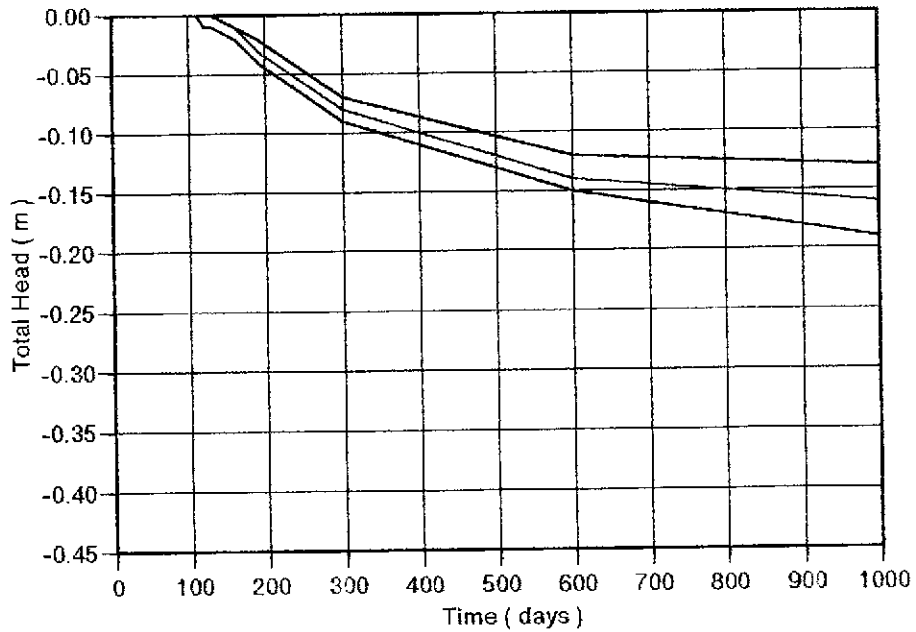


第5-28図 全水頭差経時変化図(断面 B)

a2-a1

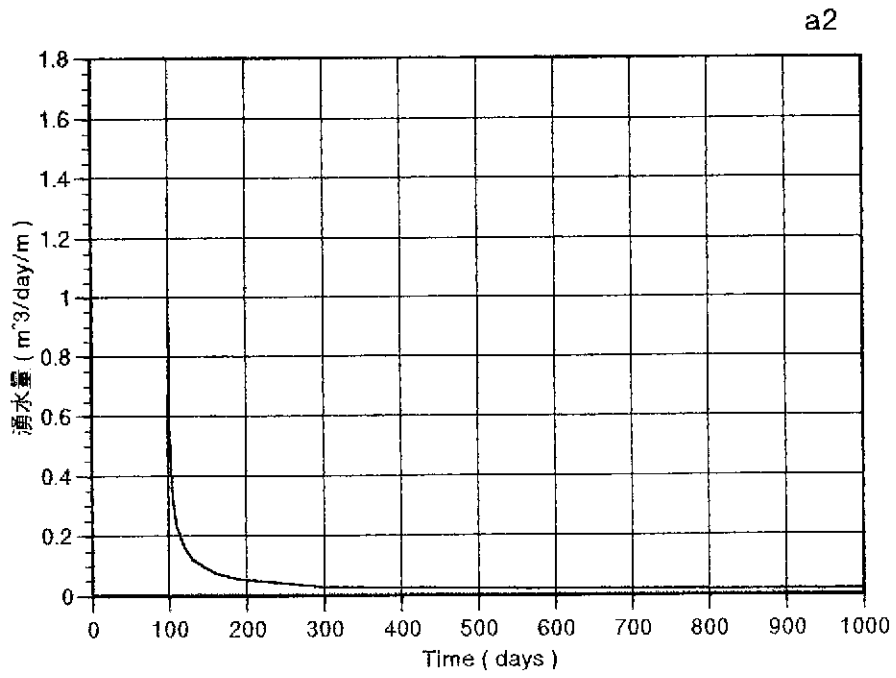
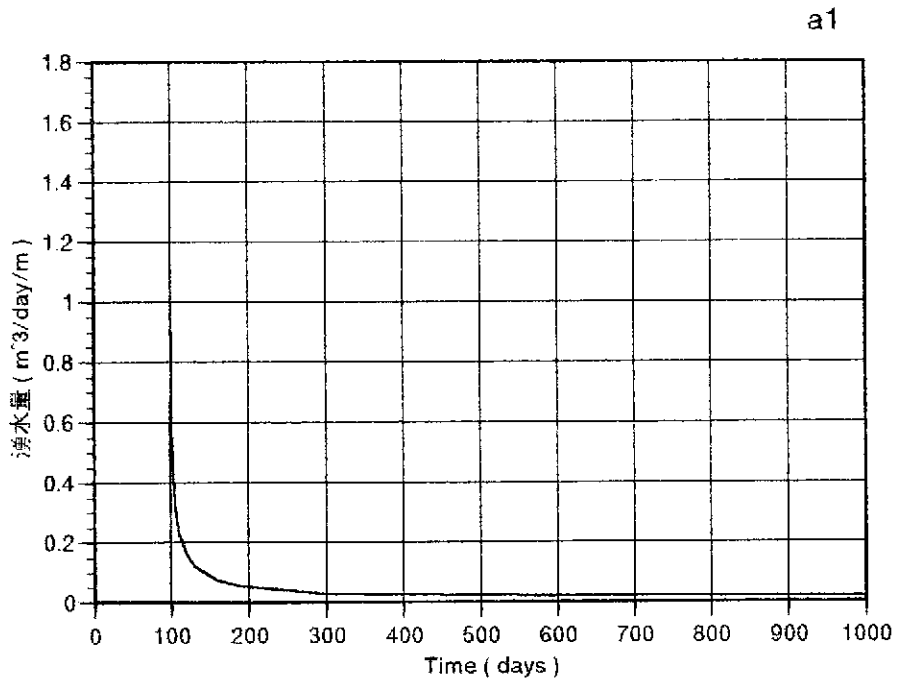


b2-b1

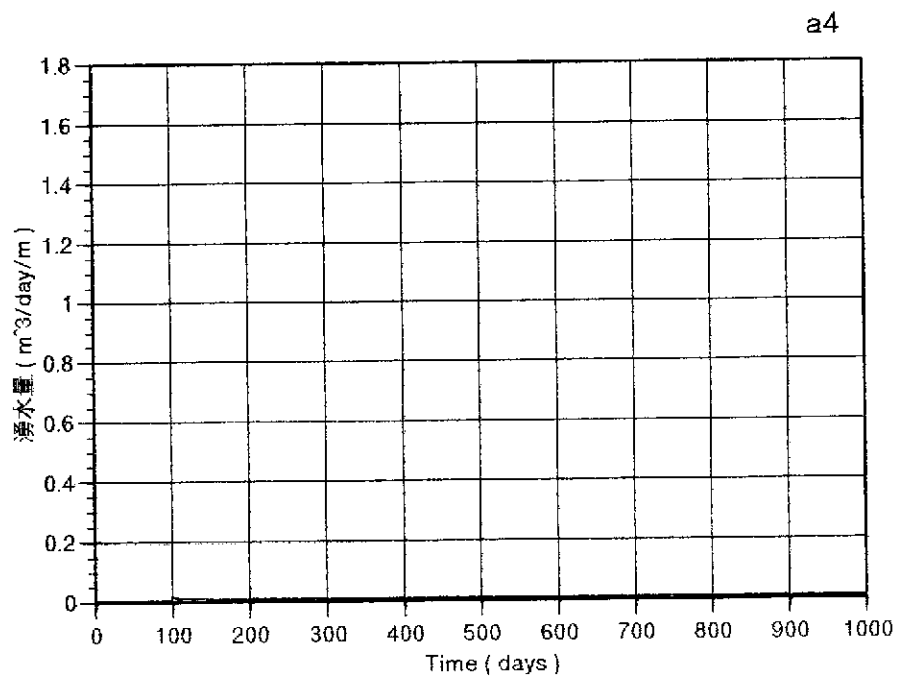
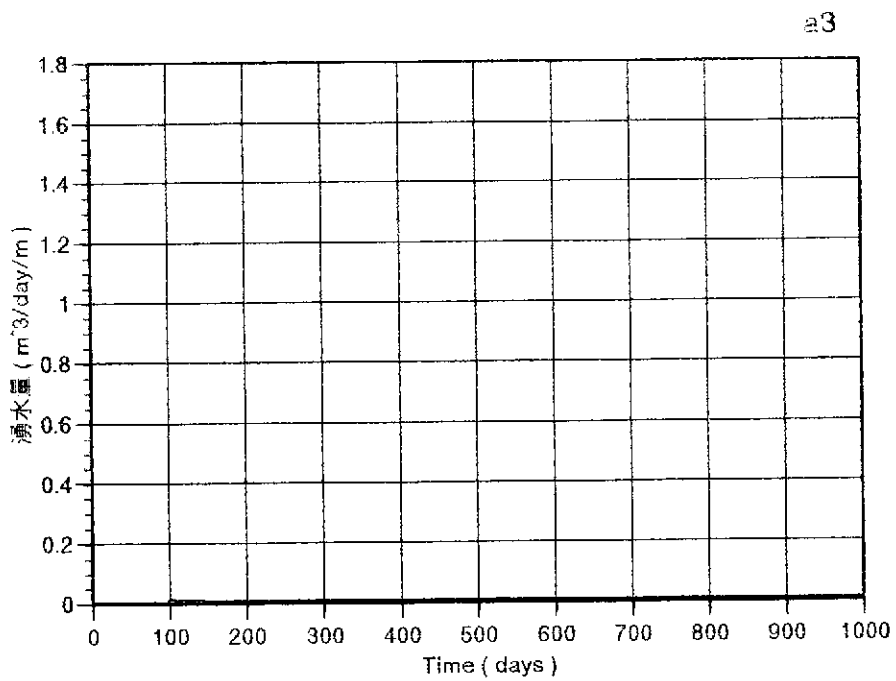


第5-29図 全水頭差経時変化図(断面 C)

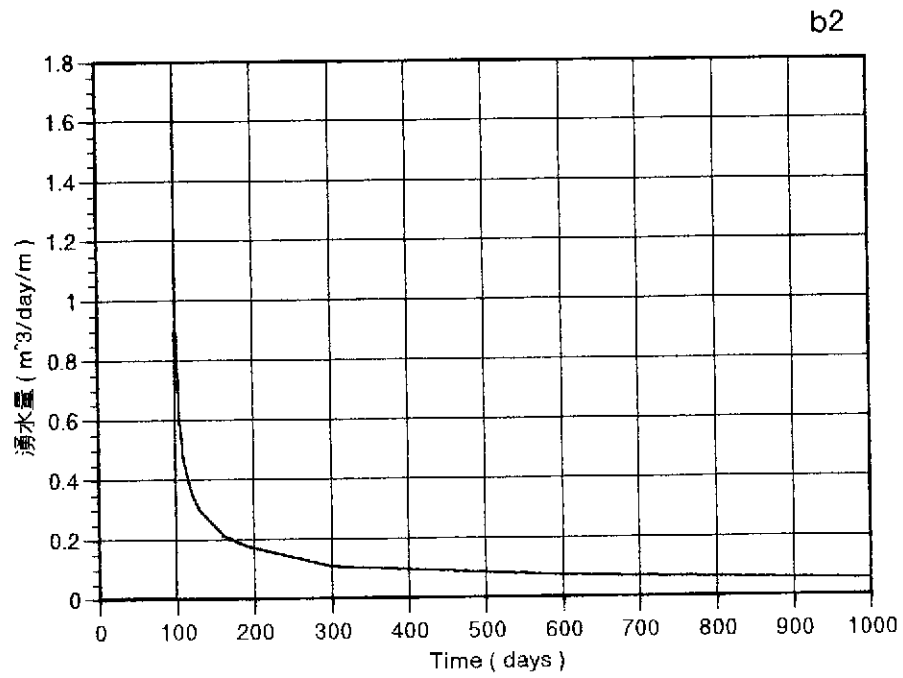
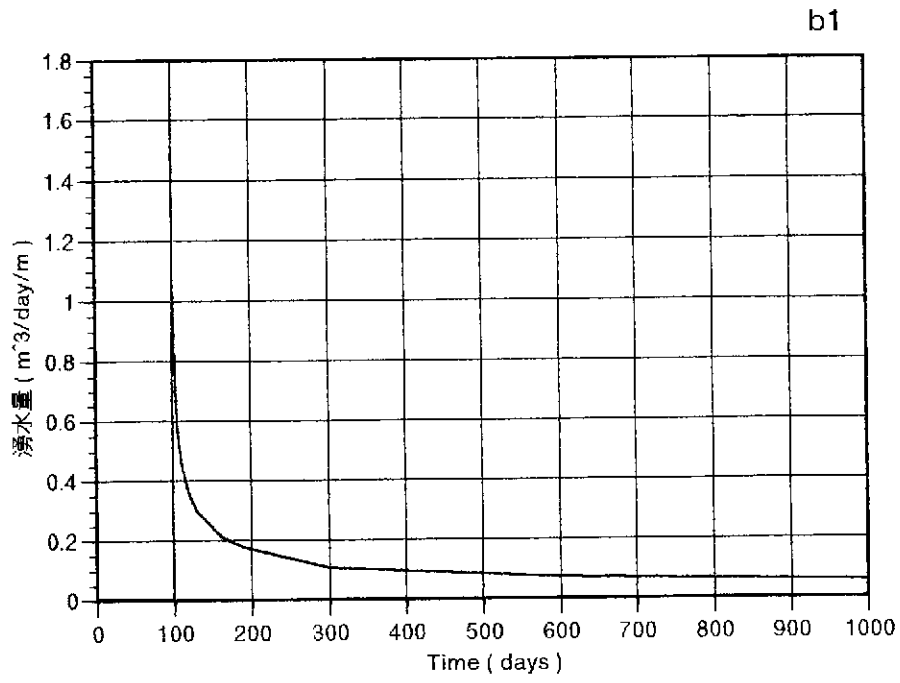




第5-30図 湧水量経時変化図(ケース a1,a2)

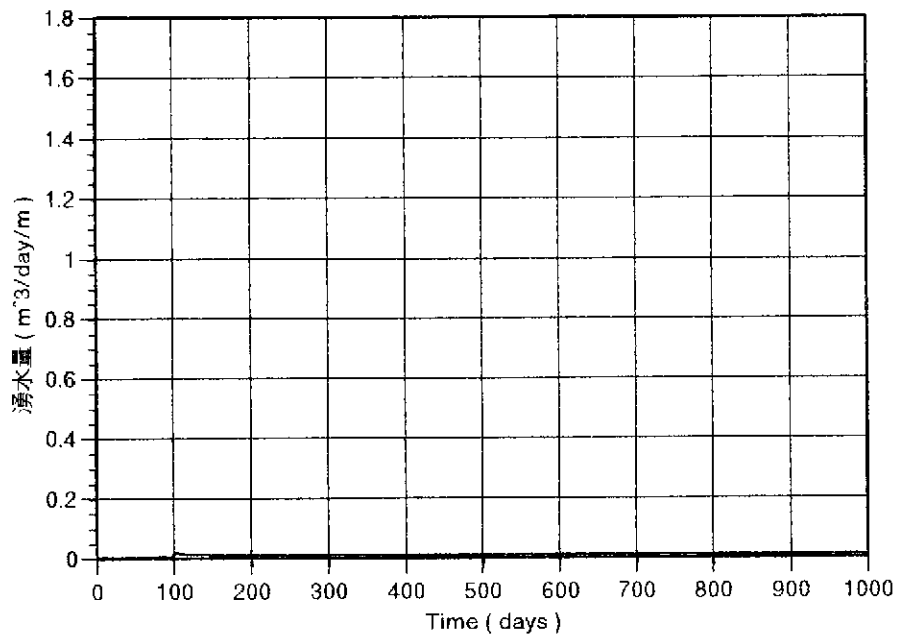


第5-31図 湧水量経時変化図(ケース a3,a4)

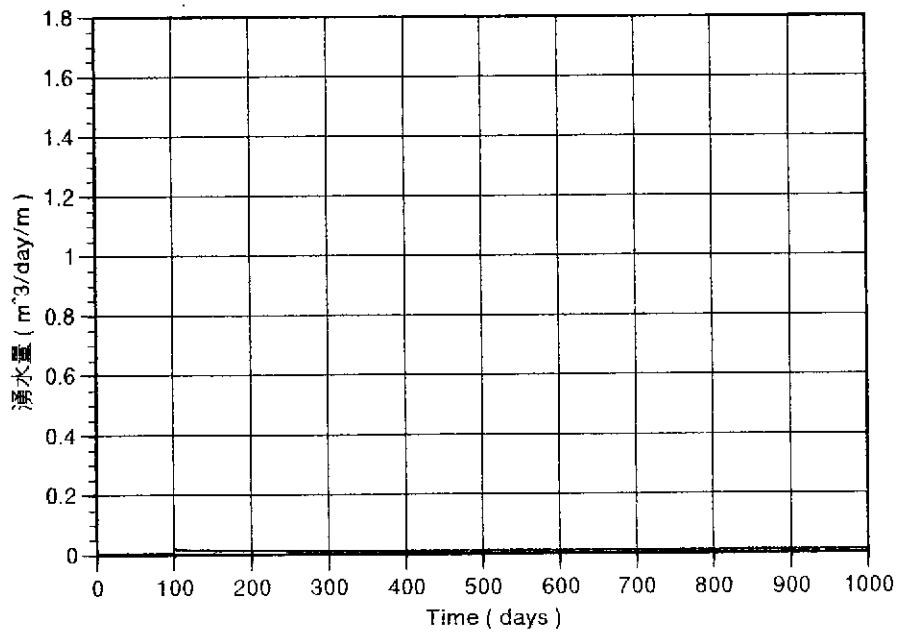


第5-32図 湧水量経時変化図(ケース b1,b2)

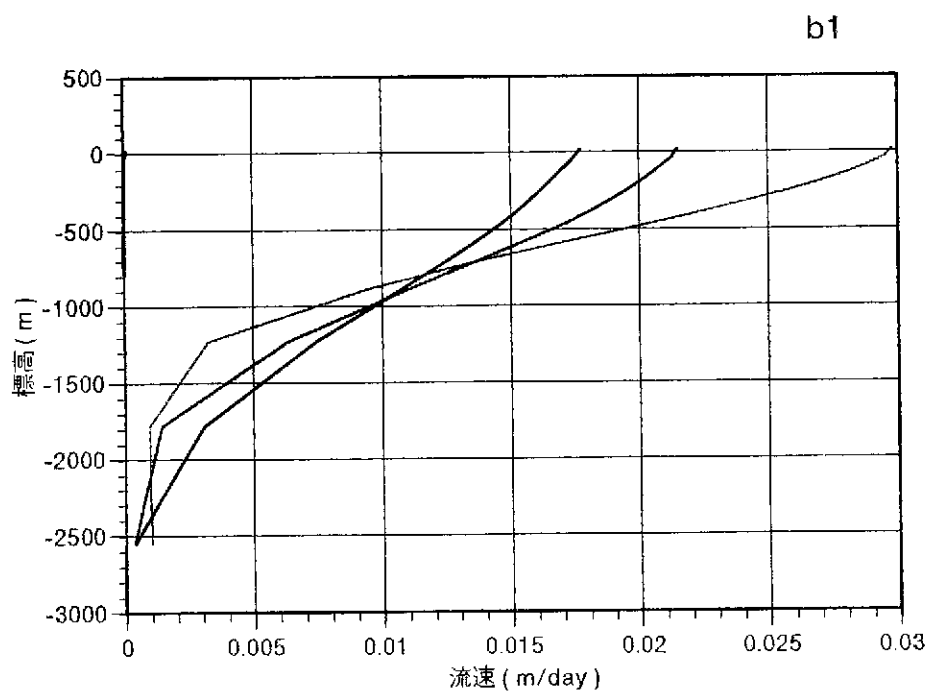
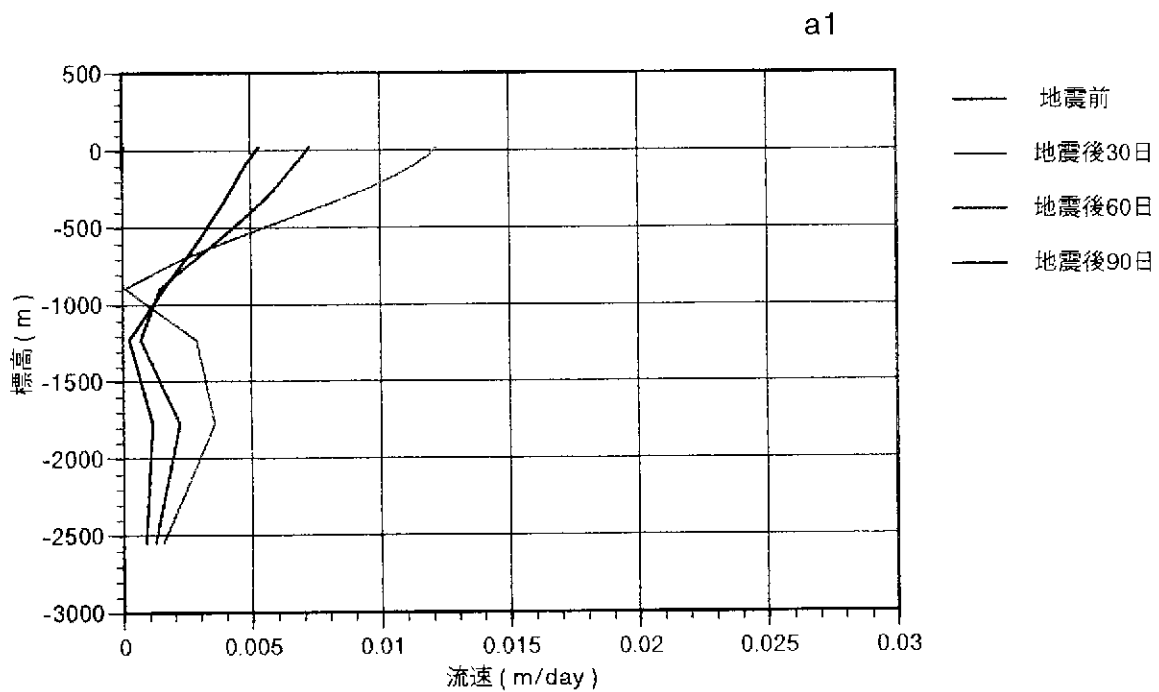
b3



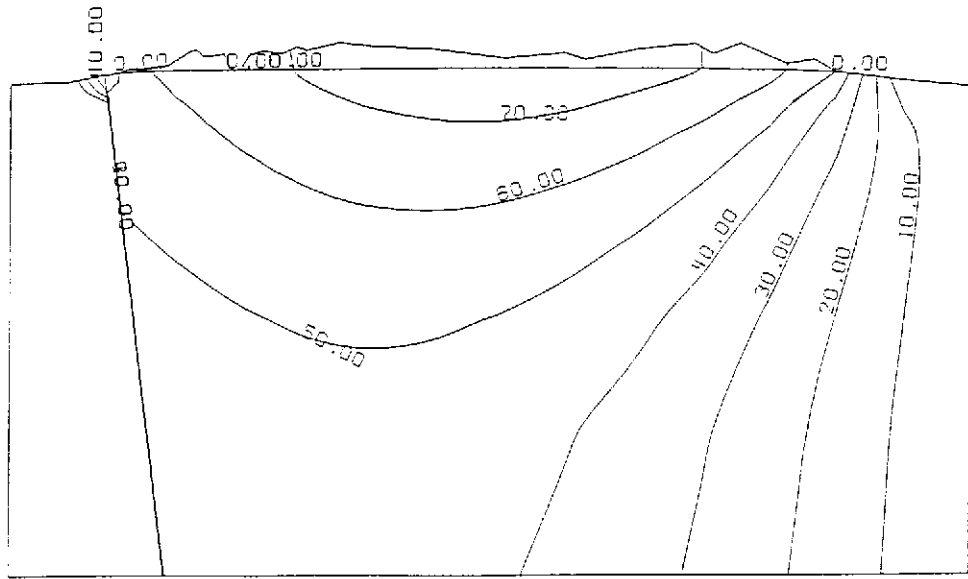
b4



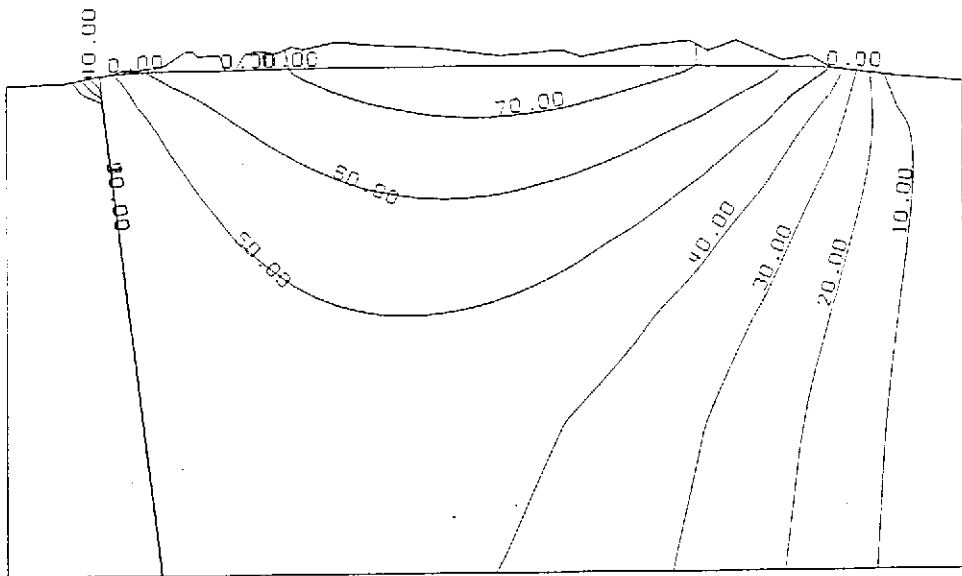
第5-33図 湧水量経時変化図(ケース b3,b4)



第5-34図 断層破碎帯での流速変化図(ケース a1,b1)

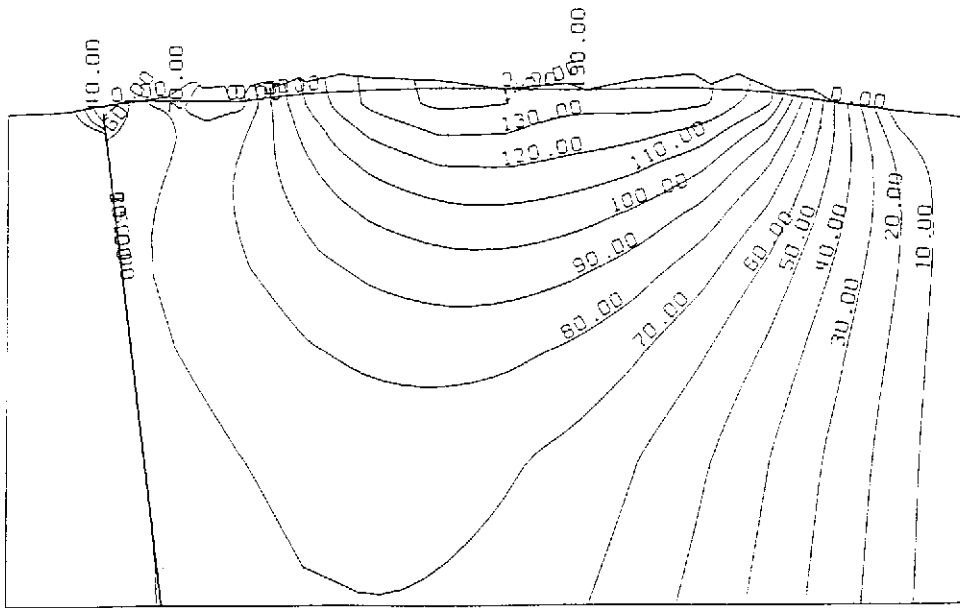


地震前

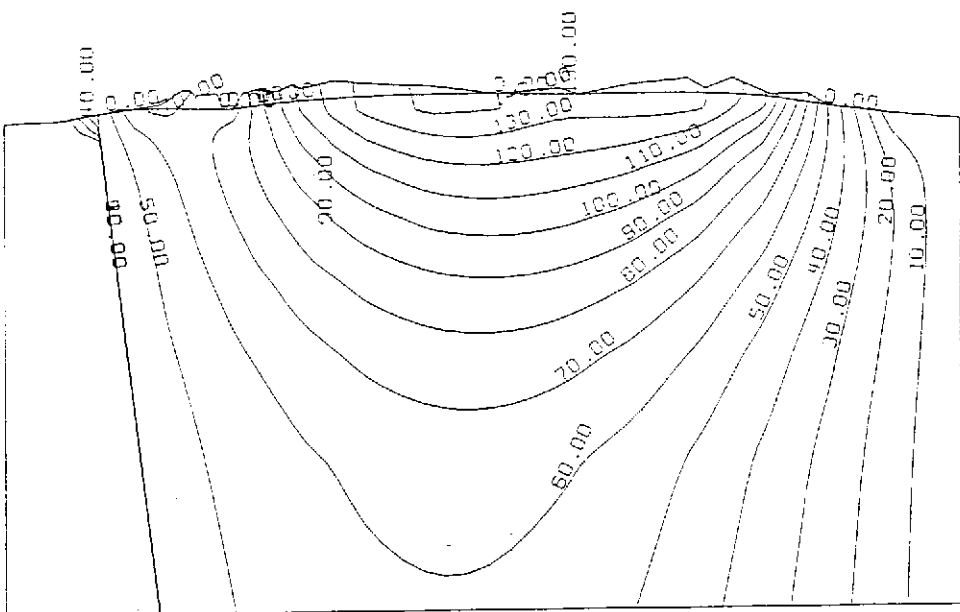


地震後の定常状態

第5-35図 地震前および地震後定常状態の全水頭等高線図(ケースa1)

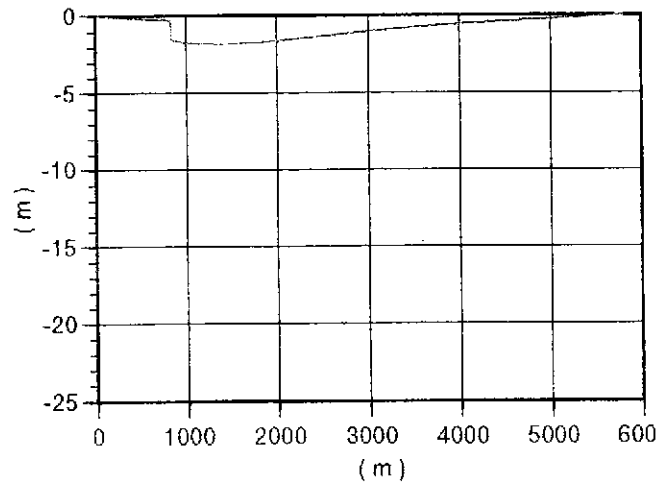
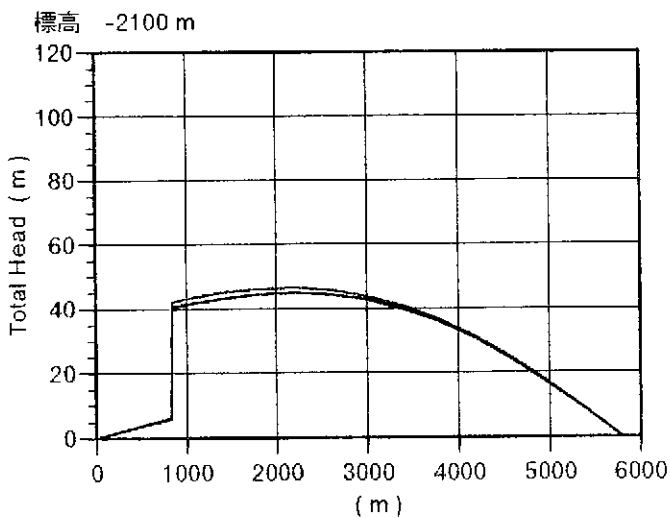
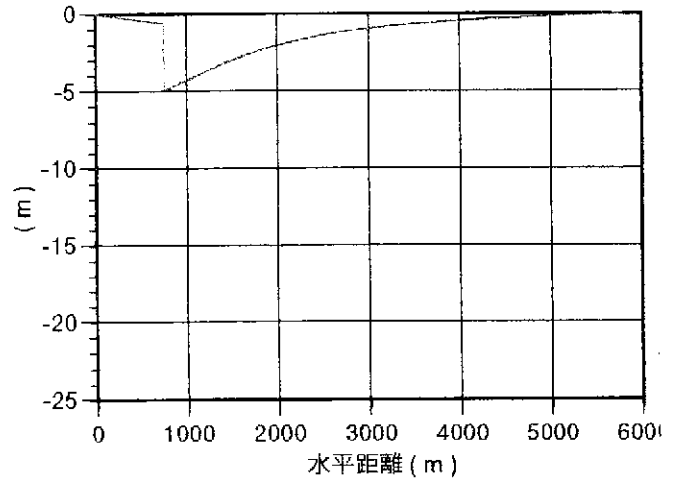
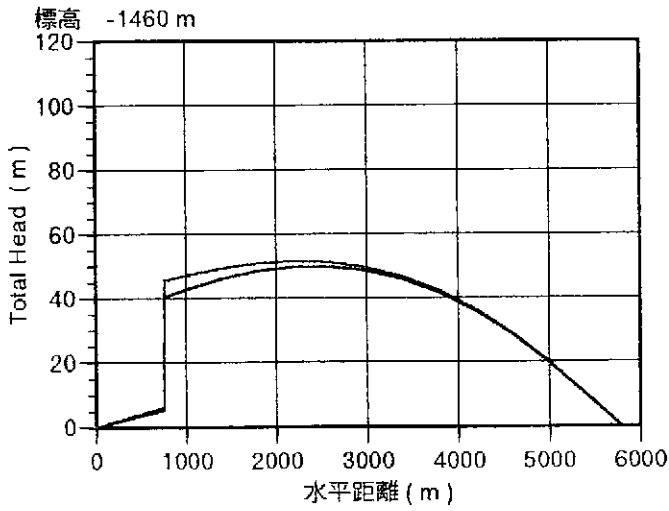
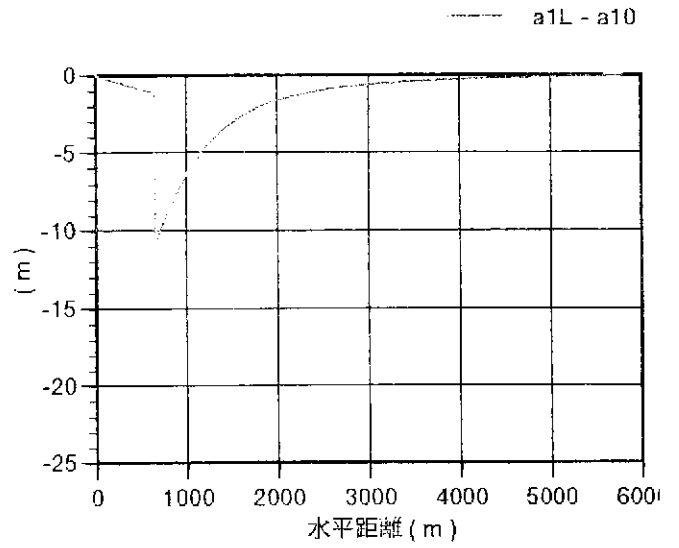
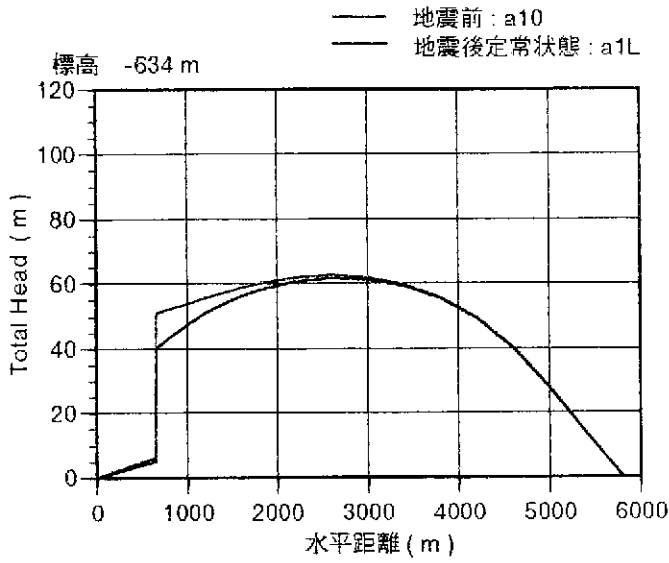


地震前



地震後の定常状態

第5-36図 地震前および地震後定常状態の全水頭等高線図(ケースb1)

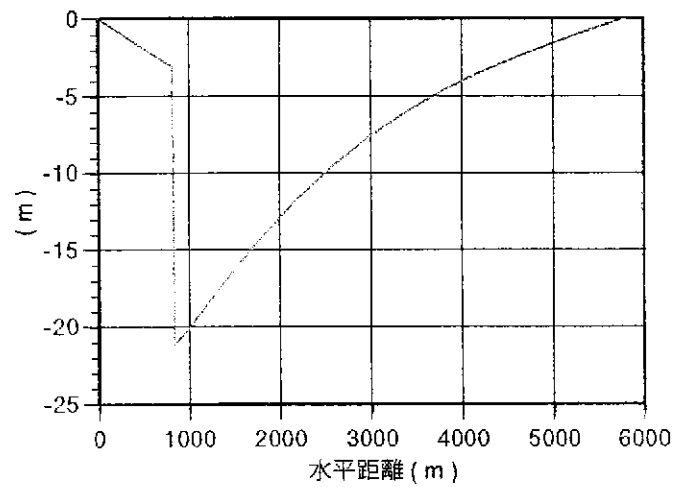
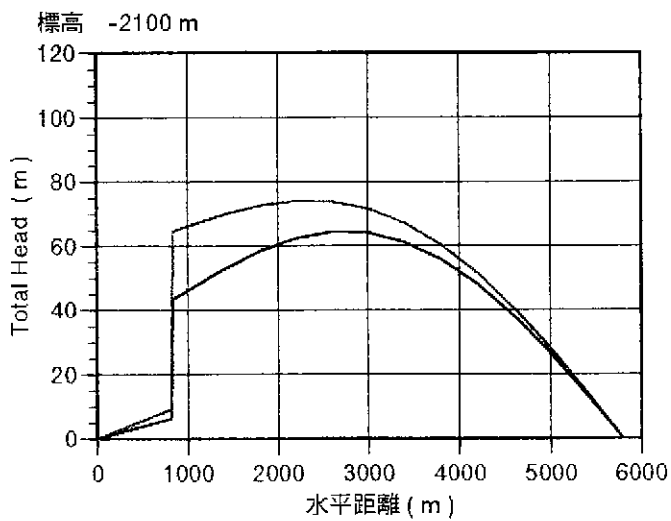
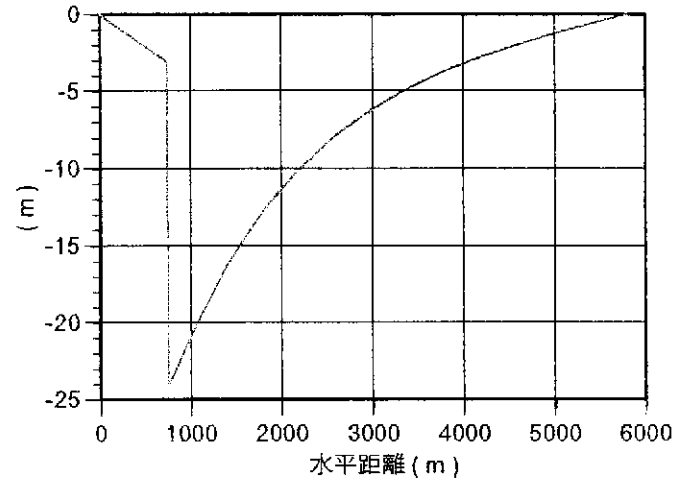
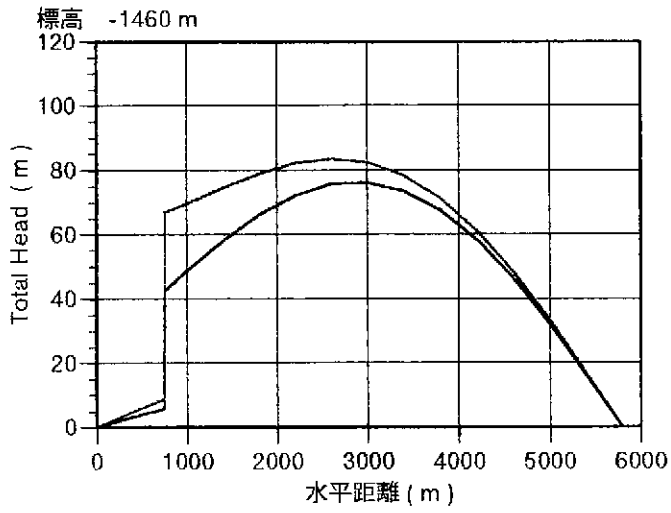
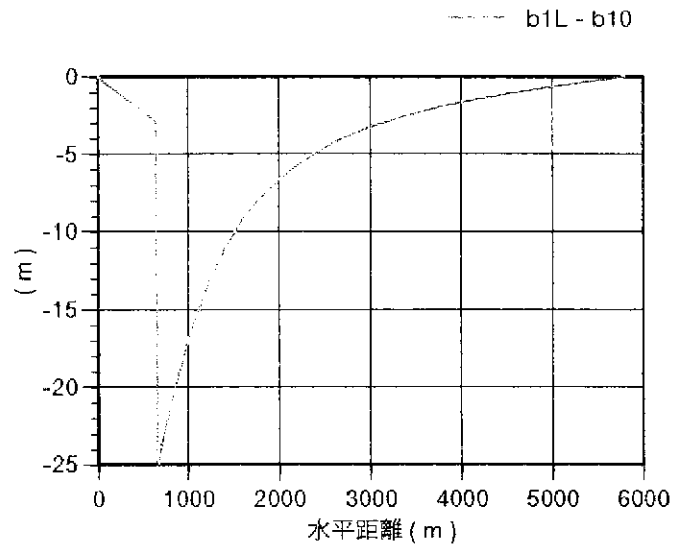
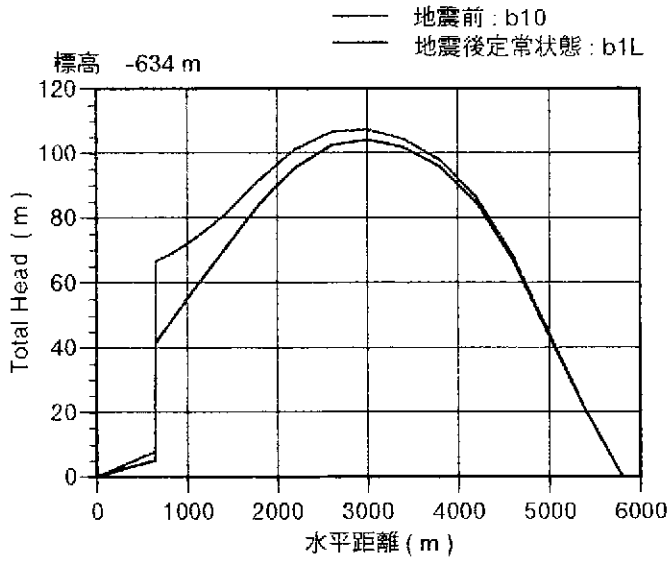


全水頭

全水頭差

第5-37図 地震前および地震後定常状態の全水頭変化および全水頭差図(ケース a1)



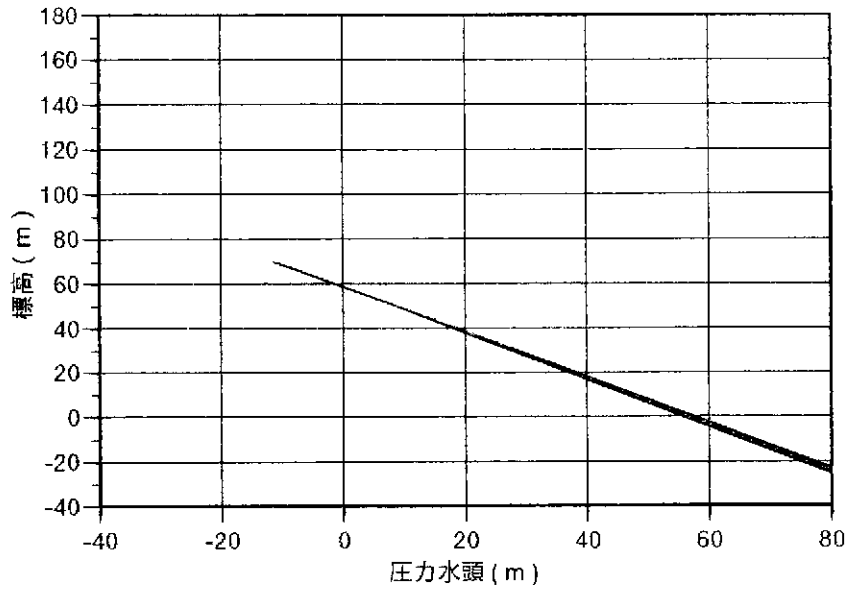


全水頭

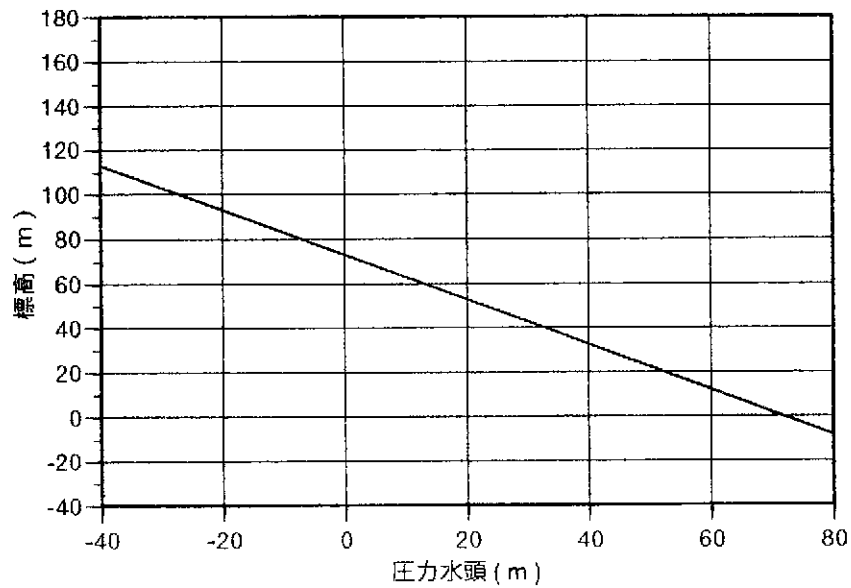
全水頭差

第5-38図 地震前および地震後定常状態の全水頭変化および全水頭差図(ケース b1)

西海岸線からの距離 = 800 m

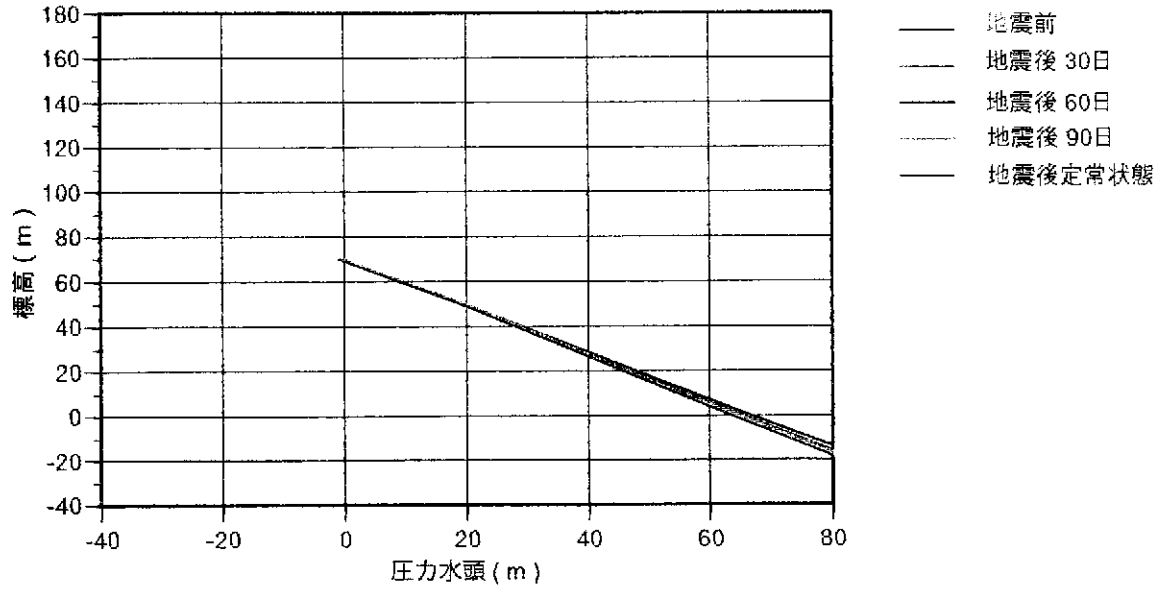


西海岸線からの距離 = 2000 m

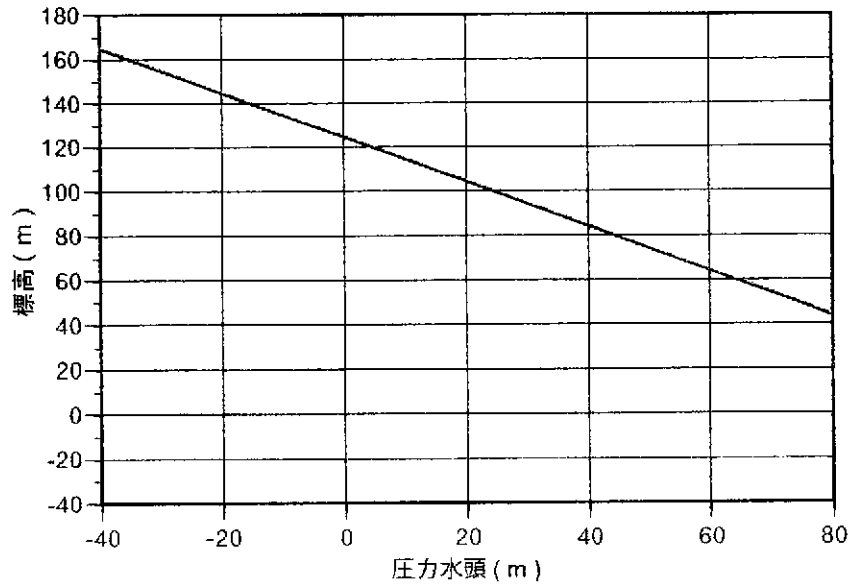


第5-39図 鉛直断面における圧力水頭変化図(ケースa1)

西海岸線からの距離 = 800 m



西海岸線からの距離 = 2000 m



第5-40図 鉛直断面における圧力水頭変化図(ケースb1)

## 6 考察

野島平林 700m 孔で実施した動燃式 JFT による 3 深度における測定では、孔壁洗浄前の値であるが透水係数は  $10^{-9}$  cm/sec オーダーを示した。各区間の間隙水圧には数 m~10m の差が認められ、岩盤中で別個の水頭もつブロックが複数存在することを示唆している。

野島平林 700m 孔およびその周辺の浅深度孔井から掘削泥水を採取し、溶存化学組成およびトリチウム濃度の分析を行った結果、すべての試料が中程度の全溶存イオン濃度をもち、いずれも Na+K-HCO<sub>3</sub> 型のパターンを示した。

野島平林 700m 孔における採水試料は掘削中の泥水であるため、岩盤中の水質そのものよりも泥水の性質を多く反映しているが、一部の陽イオン・陰イオンの濃度が深度とともに漸減することは、泥水中に岩盤中の水が次第に増加し、泥水濃度を低下させているとみることができる。すなわち、掘削した花崗岩体はある程度の透水性をもち、深度とともに透水性が高くなっているものと推定される。特に、深度 600m の試料のみが Ca<sup>++</sup>・Mg<sup>++</sup>・HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>・SiO<sub>2</sub> 濃度が低いことは、この孔井で遭遇した深度 594.5 から 625.1m の断層破碎帯の透水性がその上下の岩盤よりも大きいことを示すものと考えられる。これらの結果は掘削中の泥水を用いたものであり、岩盤の透水性の定性的把握に今後も利用可能な手法といえる。また、掘削用水自体の化学的性質や泥剤の水に対する化学的性質を把握することにより、半定量的に透水性を検討することも可能となるであろう。

地震直後の断層付近における突発的な湧水は、断層破碎帯の透水性の変化に起因するとの仮説を立て、地下水流動を数値解析でシミュレートし、次の結果を得た。

断層破碎帯の透水係数が地震によって  $1.0 \times 10^{-3}$  cm/sec 程度に大きくなると、地下深部に帯水していた地下水が破碎帯を通過して上昇し、短期間（10 日間程度）ではあるが地表で噴出する。しかし、破碎帯の透水係数が  $1.0 \times 10^{-5}$  cm/sec 程度では地下水は噴出しない。

地震直後 3 ヶ月間の降雨停止は全体的な地下水流動にほとんど影響を与えない。降雨停止の影響は、地下深部より地表付近で大きく、その影響は断層から離れた地下深部では時間的に遅れる。

全水頭の変化は、断層に近いほど大きく、標高約 -300~-1000m 区間での全水頭の変化量が大きい。また、全水頭が大きいほど全水頭の変化が激しい。

地表付近の透水性が小さい場合、地下に浸透した雨水が表面流出し、地下水位は高くない。その結果、地下深部の全水頭も小さくなり地震後の湧水量も少ない。

地震前後の定常状態を比較すると、地震後では全体に全水頭が低下し、断層付近では断層に平行に全水頭等高線が配列するようになる。この全水頭の変化は、地表付近かつ断層に近いほど大きい。

自由地下水面は、地下深部の地下水流動の変化を受けずほぼ一定である。

今回の数値解析シミュレーションにより、地震直後の断層における突発的な湧水は、断層破碎帯の透水性の増大によるとの仮説がほぼ証明できた。問題点としては、地震後の自由地下水面の変化がほとんど認められていないことにある。現実には地震後に背陸部で地下水位の低下が観察されており、断層破碎帯だけでなく周辺岩盤の透水性の増加も考慮する必要があるであろう。

## 7 参考文献

- 藤田和夫・前田保夫，須磨地域の地質：地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，101頁（1984）
- 市原 実，大阪層群：創元社，340頁（1993）
- 稲葉秀雄・前川恵輔・小出 馨・柳澤孝一，我が国を対象とした地下水流動解析その3：動力炉・核燃料開発事業団，公開資料 TR/GE95-02，17頁（1995）
- 活断層研究会，新編日本の活断層：東京大学出版会，437頁（1991）
- 建設産業調査会：地下水ハンドブック，75-76頁（1989）
- 皆川 潤・大槻憲四郎・日吉 直・松井和夫・青野正夫，野島地震断層と構造物被害について：「阪神大震災」中間報告会予稿集，日本応用地質学会，22-37頁（1995）
- 宮永佳晴・福原明，地下石油備蓄基地の設計について：地下石油備蓄基地建設関連発表文献集，95-106頁（1994）
- 水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩，明石地域の地質：地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，90頁（1990）
- 中島和一・政岡郁夫・小笹誠二・森鼻隆夫・田結庄良昭・天野啓三，淡路島北部の領家花崗岩類：地球科学，40巻4号，227-237頁（1986）
- 尾形伸久・大澤英昭・中野勝志・柳澤孝一・西垣 誠，堆積岩の地質学的特性および透水係数，見かけ比抵抗相互の関係とその水理地質構造モデル化への適用：応用地質，32巻6号，51-62頁（1992）
- 佐藤 努・高橋 誠・松本則夫・佃 栄吉，1995年兵庫県南部地震後に生じた淡路島の湧水：地質ニュース，496号，61-66頁（1995）
- 住鋳コンサルタント株式会社，淡路島北部地域の地質図+リニアメント図（1996）
- 柳澤孝一・今井 久・尾方伸久・大澤英昭・渡辺邦夫，立坑掘削に伴う地下水流動影響調査研究：応用地質，33巻5号，32-49頁（1992）

UNISSF 断面版

移流拡散解析プログラム

---

# TRANSFLOW

ユーザーズマニュアル

株式会社 CRC総合研究所



理 論 編

## 目 次

|                              |    |
|------------------------------|----|
| 1. 浸透と移流分散に関する基礎方程式          | 1  |
| 1. 1 浸透の基礎方程式                | 1  |
| 1. 1. 1 飽和・不飽和浸透流の基礎方程式      | 1  |
| 1. 1. 2 準3次元浸透流の基礎方程式        | 1  |
| 1. 1. 3 準三次元的取扱い             | 2  |
| 1. 2 移流分散の基礎方程式              | 4  |
| 2. 初期条件および境界条件               | 5  |
| 2. 1 初期条件                    | 5  |
| 2. 2 境界条件                    | 5  |
| 3. 浸透と移流分散に関する物性の決定方法        | 7  |
| 3. 1 浸透に関する物性の決定方法           | 7  |
| 3. 2 移流分散に関する物性の決定方法         | 9  |
| 4. 移流分散解析における要素分割幅と時間刻みの決定方法 | 11 |



1. 浸透と移流分散に関する基礎方程式

1. 1 浸透の基礎方程式

1. 1. 1 飽和・不飽和浸透流の基礎方程式

飽和-不飽和領域内の浸透を支配する基礎方程式は、質量保存則とDarcyの方程式より導かれる。

(質量保存則)

$$\frac{\partial \rho v}{\partial x_i} = \frac{\partial \rho \theta}{\partial t} \dots \dots \dots (1)$$

ここで、 $\rho$  : 流体の密度、 $\theta$  : 体積含水率、 $v$  : 流速

(Darcyの運動方程式)

$$v = -k(\theta) \frac{\partial h}{\partial x_j} \dots \dots \dots (2)$$

ここで、 $k(\theta)$  : 透水係数、 $h$  : 全水頭 (圧力水頭+位置水頭)

式 (1)、式 (2) より次式が導かれる。

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left( \rho k(\theta) \frac{\partial h}{\partial x_j} \right) = \frac{\partial \rho \theta}{\partial t} \dots \dots \dots (3)$$

さらに、式 (3) を圧力水頭  $\phi$  による方程式に変換し、圧力水頭変化による水の圧縮を無視し、不飽和領域において圧力水頭変化による間隙率の変化がないものと仮定すると、最終的に飽和不飽和浸透流の支配方程式が次式で表される。

$$\rho(C_s(\phi) + \beta S_s) \frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left( \rho K_{ij} \frac{\partial \phi}{\partial x_j} + \rho K_{i3} \rho_f \right) \dots \dots \dots (4)$$

ここで、 $C(\phi)$  : 比水分容量、 $S_s$  : 比貯留係数、 $t$  : 時間、

$\rho_f (= \rho / \rho_f)$  : 淡水の密度( $\rho_f$ )に対する流体の密度比。

$$\beta = \begin{cases} 1 : \text{飽和領域} \\ 2 : \text{不飽和領域} \end{cases}$$

1. 1. 2 準3次元浸透流の基礎方程式

準3次元浸透流に関する支配方程式は、帯水層の鉛直断面上で水頭が等しいと

するDupuitの仮定に基づいている。

このDupuitの仮定は、浸透流の方向がおもに水平面上にあり、流れの鉛直成分が微小であるという意味である。したがって、鉛直成分が水平方向成分に比べて無視できない程度に大きいときにはDupuitの仮定に基づく解析はできない。

従って、Dupuitの仮定を用い流れの鉛直方向成分  $V_z = 0$  とし、飽和浸透流の質量保存則を導くと次式となる。

$$S \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hV_x)}{\partial x} + \frac{\partial(hV_y)}{\partial y} = q \quad \dots \dots \dots (5)$$

S : 貯留係数

$V_x, V_y$  : x, y 方向のみかけの流速

q : 単位時間当りの湧水量あるいは排水量

また、ダルシーの運動方程式(式(2))を代入すると、Dupuitの仮定を用いた場合の準3次元浸透流に関する支配方程式(式(6))が得られる。

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( T_x(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_y(h) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + q \quad \dots \dots \dots (6)$$

ここで、 $T_x, T_y$  : x, y 方向の透水量係数で水頭 h の関数となる。

### 1. 1. 3. 準三次元的取扱い

準三次元浸透流解析による解析は容易に多層地盤に適用できる。透水量係数、貯留係数を水位の関数にとることにより多層地盤が扱え、被圧帯水層だけでなく不圧帯水層および両者間の移行が取扱える点で従来の水平二次元浸透流解析と異なっている。

透水量係数 T は、各帯水層の透水係数  $k_i$  と層厚  $b_i$  の積和として定義される。

$$T = \sum_{i=0}^n k_i \cdot b_i \quad \dots \dots \dots (7)$$

また、貯留係数 S は、被圧帯水層の場合、対象としている層の比貯留係数  $S_s$  と帯水層厚  $b$  との積で定義され、不圧帯水層の場合、水圧が低下することにより単

積の土の間隙から排水される水の量 (=有効間隙率  $n_e$ ) と定義されてい

$$S = \sum_{i=0}^n S_{s_i} \cdot b_i \quad \dots \dots \dots (8)$$

の帯水層の地層断面と柱状図を例に、透水量係数と水位の関係を図3(a)に  
また、同様に貯留係数については図3(b)となる。

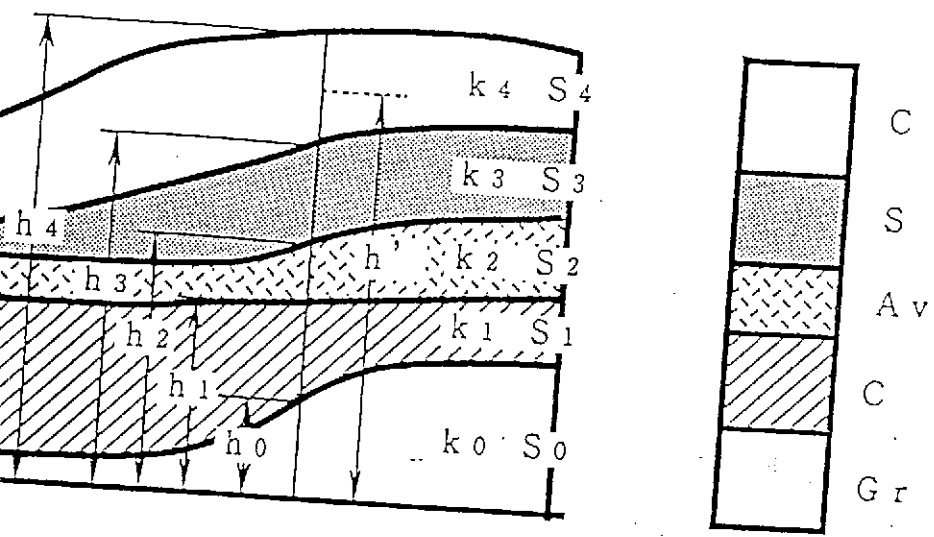
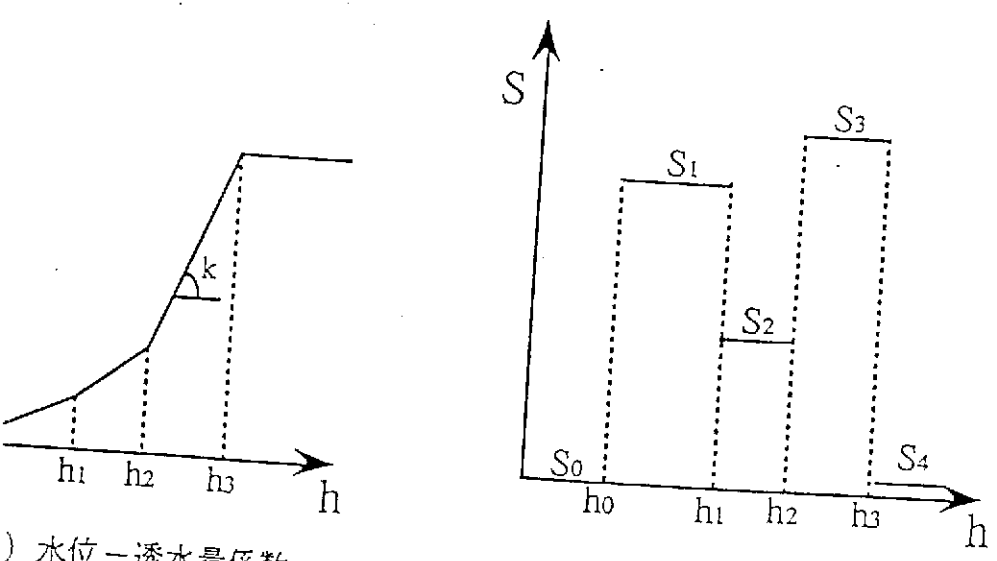


図-2 地層断面図と柱状図



(a) 水位-透水量係数

(b) 水位-貯留係数

図-3 水位と透水量係数・貯留係数の関係

1) 被圧帯水層の場合

自由水面が透水層上端に達すると、透水層は被圧状態になる。図2および図3では  $h > h_3$  の状態である。この領域においては透水量係数  $T$  は一定の値で次式となる。

$$T = K_0 b_0 + K_1 b_1 + K_2 b_2 + K_3 b_3 \quad (= \text{一定}) \quad \dots \dots \dots (9)$$

また、貯留係数  $S$  も一定の値であり、各層の比貯留係数  $S_s$  と層厚の積和となり、次式で表せる。

$$S = S_0 = S_{s0} b_0 + S_{s1} b_1 + S_{s2} b_2 + S_{s3} b_3 \quad (= \text{一定}) \quad \dots \dots (10)$$

2) 不圧帯水層の場合

自由水面が低下して (図2および図3において  $h < h_3$ ) 透水層が不圧状態になる場合、透水量係数は地下水位の関数となって水位が低下するにつれて小さくなり、貯留係数も水面が位置する (地層) 部分の有効間隙率の値になる。

例えば、水位が  $h'$  の場合、透水量係数および貯留係数は次のようになる。

$$T' = K_0 b_0 + K_1 b_1 + K_2 b_2 + K_3 (h' - h_2) \quad \dots \dots \dots (11)$$

$$S' = S_3 \quad \dots \dots \dots (12)$$

さらに自由水面が低下して基盤まで低下 ( $h < h_0$ ) した場合、その地点での透水量係数、貯留係数は零になる。

1. 2 移流分散の基礎方程式

不飽和領域と飽和領域内の移流分散の基礎方程式は、質量保存則より式 (13) となる。

$$R_d \frac{\partial \theta c}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial X_i} \left( \theta D_{ij} \frac{\partial c}{\partial X_j} \right) + \frac{\partial}{\partial X_i} (V_i c) + \left( S_s \frac{\partial \phi}{\partial t} + \lambda \right) R_d \theta c = 0 \quad \dots \dots \dots (13)$$

ここで、 $\theta$  : 体積含水率、 $c$  : 溶解塩分濃度、 $D_{ij}$  : 拡散および分散係数、

$V_i$  : Darcy流速、 $R_d$  : 吸着に関する係数、 $\lambda$  : 減衰係数、

$S_s$  : 比貯留係数

式 (4), 式 (6) の浸透に関する式と式 (13) の移流分散に関する式とを関連づける式として、本解析コードでは、線形関係 ( $\rho = \rho_1 + \alpha C$ ;  $\alpha$ : 比例定数) を仮定している。例えば、塩水の場合には、塩水の濃度と流体の密度との関係は

次式で仮定される。

$$\rho = \rho_f + (1 - E)c \quad \dots \dots \dots (14)$$

一般に海水の塩分濃度 (3.5%) に対しては  $E = 0.3$  である。

また、濃度変化によって密度変化が生じないと仮定すると、浸透と移流分散は別々の問題として解析ができる。すなわち、先に浸透流解析を実施して、式 (13) で用いる流速分布や体積含水率分布を計算し終えて、それらの値を用いて移流分散現象を解析すればよいことになる。

しかし、濃度変化による密度変化を考慮する場合、式 (14) に示した関係式で密度が変化する。すなわち、式 (4) の右辺の  $\rho_f$  の値が変化するために密度配による流れが生じ、濃度変化が浸透にも影響を及ぼすことになり解析がより複雑になるため、注意が必要である。本解析コードでは以上の取扱が可能である。

### 初期条件および境界条件

式 (4)、(6)、(13) を解くための初期条件および境界条件は次のようである。

#### 1 初期条件

解析の対象領域における初期の圧力水頭分布 (全水頭分布)、濃度分布が既知である。

$$\left. \begin{aligned} \phi(X_i, 0) &= \phi_0(X_i) \\ c(X_i, 0) &= c_0(X_i) \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (15)$$

#### 境界条件

条件としては、次に示す条件が考えられる。

境界面上で水頭や濃度が既知の境界

$$\left. \begin{aligned} \phi(X_i, t) &= \phi_b(X_i, t) \\ c(X_i, t) &= c_b(X_i, t) \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (16)$$

境界条件は、境界面上での水頭や濃度が一定、あるいは時間の関数としての境界条件であり、河川、海と接する境界等に用いられる。

また浸透のみに関しては、定水位揚水とすると揚水井内の境界も同様の境界条件がある。

) 流出入流量が既知である境界

$$\left. \begin{aligned} -\left(K_{ij}(\phi)\frac{\partial\phi}{\partial X_j} + K_{i3}\rho_f\right)\cdot\hat{n} &= q_b(X_i,t) \\ -\left(\theta D_{ij}\frac{\partial c}{\partial X_j} + V_{ic}\right)\cdot\hat{n} &= q_c(X_i,t) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (17)$$

出入量が一定、あるいは時間の関数として与えられる境界条件であり、一定で注入あるいは揚水する注水井や揚水井内のような境界に用いられる。しかし移流分散の問題では浸透流があるために、濃度だけが一定流量で流出入する条件はきわめてまれであり、流速に依存して濃度が流出入することにな

お、境界での流出入が零である不透水層の境界条件は、この境界の一つであ

上、式(15)～(17)の条件下で式(4)、(6)および式(13)をために本解析コードでは、重み付き残差法による有限要素定式化を行ない、水頭(水位)と未知濃度を各節点で解いている。なお、式(13)の移流拡散方程式の有限要素解法には風上法を適用している。

### 3. 浸透と移流分散に関する物性の決定方法

信頼性の高い数値解析を行うには、実際の地盤に促した物性を用いなければならない。浸透と移流分散を解析するには、従来の浸透解析より多くの物性が必要になって来る。従って、ここでは、浸透と移流分散に関する物性の決定方法を説明する。

#### 3. 1 浸透に関する物性の決定方法

##### (1) 比水分容量 $C_s(\psi)$ <sup>16)</sup>

$C_s(\psi)$  は不飽和土の不飽和特性のうち体積含水率 ( $\theta$ ) と負の圧力水頭 ( $\phi$ ) の関係 (水分特性曲線) から  $C_s = \frac{\partial \theta}{\partial \phi}$  として求められる値である。

室内では採取した不攪乱試料を用いて P F 試験を実施すれば、体積含水率の変化に対応する水分特性曲線を求めることが可能である。

原位置では、土中水の排水に伴う体積含水率および圧力水頭 (負) の変化をそれぞれ、中性子水分計とテンションメーターを用いて測定する。

解析コードでは、 $C_s$  は入力した  $\theta - \psi$  (不飽和特性) 関係から自動的に計算される。また、 $\theta - \psi$  のヒステリシスは考慮していない。

##### (2) 比貯留係数 $S_s$ <sup>17)</sup>

$S_s$  は水圧の変化による帯水層の圧縮によって、単位体積から単位水頭あたり、貯留から解放される率と定義される。圧縮係数  $m_v$  に類似した係数で  $1/L$  の単位を持ち、砂層では  $10^{-6} \text{ cm}^{-1}$  程度、粘土層では  $10^{-4} \text{ cm}^{-1}$  程度の値である。一般に自由水面を有する地下水の問題では、 $S_s \approx 0$  と取り扱っても解析結果にはあまり影響がない。

##### (3) 不飽和土の透水係数<sup>17), 18)</sup>

不飽和領域の透水係数  $k(\theta)$ ,  $k(\psi)$  の値は体積含水率の変化によって変動し、原位置で計測する手法は十分確立されていない。

室内での  $k(\theta)$  の値を求める手法として定常法と非定常法がある。その方法は文献 17), 18) に詳しく記述されている。定常法は非定常法に比較してきわめて長時間の実験時間が必要であり、透水係数の小さい試料 (粘性土や岩) では計測することがかなり困難である。また、非定常法においてもサクション (負の

圧力水頭) が大きい所では計測が困難となり、PF試験より得られた $\theta-\psi$ の関係から、時々刻々と変化する $\theta$ を $\gamma$ 線や中性子で計測した結果から $\psi$ の値を求めて、不飽和土の透水係数を求める必要がある。

下の表に水分特性曲線の経験式と透水係数の経験式を文献18) から引用して示す。

表-1 水分特性曲線の経験式<sup>18)</sup>

水分保持曲線は、どの式を使用してもたいした違いはないように思える。

| EMPIRICAL EQUATION   | REFERENCE   | SOIL                           |
|--|---|--------------------------------|
| $s_e = \left( \frac{\psi - \psi_{cr}}{\psi - \psi_{cr} - 1} \right)^{-1}$                            | Brooks, R.H. & Corey, A.T. <sup>11)</sup><br>Jensen, N.P. et al. <sup>12)</sup> | sand<br>silt loam<br>sandstone |
| $\frac{s_e - 1}{s_{ec} - 1} = \frac{\ln(\psi - \psi_{cr} - 1)}{\ln(\psi_{1/2} - \psi_{cr} - 1)}$     | Moqowl, A.S. <sup>13)</sup>   | clay loam<br>loam<br>silt loam |
| $s_e = \left[ \frac{\cosh((\psi/\psi_0)^{1/2} + a) - b}{\cosh((\psi/\psi_0)^{1/2} + a) + b} \right]$ | King, L.G. <sup>14)</sup>   | silt loam<br>sand<br>clay      |
| $s_e = \exp(a(\psi - \psi_{cr})^b)$  | Kroczynski, U. <sup>15)</sup>   | sand                           |
| $\psi = c_1 + \frac{c_2}{s_e} + c_3 + c_4 (c_5 s_e^{-c_6})$  | Rubin, J. et al. <sup>16)</sup>   | sand                           |
| $\psi/\psi_{cr} = \exp(a(1 - s_e)^b)$  | Fazlul, D.A. et al. <sup>17)</sup>  | sand<br>silt loam              |
| $s_e = (1 +  \frac{\psi}{\psi_0} )^{-1}$   | Mavackamp, K. et al. <sup>18)</sup>   | sand                           |
| $s_e = \left( \frac{1}{1 + (\psi/\psi_0)^n} \right)^{1 - \frac{1}{n}}$                               | van Genuchten, G. <sup>19)</sup>  | sand                           |

表-2 透水係数の経験式 ( $K_r = K(\theta)/K_s$ )<sup>18)</sup>

Irreay typeでも飽和の部分は良く合っているが、乾燥してくると合わない。

粘土、シルトになるとIrreay typeは合わないで、むしろHillel typeが良く合う。

|   | FUNCTION  | REFERENCE                                 |
|---|---|---|
| 1 | $k_r = s_e^n$   | Irreay, S. <sup>45)</sup>                 |
| 2 | $k_r = a(\theta)^n$   | Ahuja, L.H. <sup>46)</sup>                |
| 3 | $k_r = \left( \frac{\psi}{\psi_{cr}} \right)^{-n}$                      | Brooks, R.H.<br>Cory, A.T. <sup>11)</sup> |
| 4 | $k_r = a \psi ^{-n}$  | Wind, G.P. <sup>47)</sup>                 |
| 5 | $k_r = \frac{a}{ \psi ^n + b}$  | Gardner, W.R. <sup>48)</sup>              |
| 6 | $k_r = \exp(b\psi)$   | Gardner, W.R. <sup>49)</sup>              |
| 7 | $k_r = a \exp(b\theta)$   | Hillel, D. <sup>50)</sup>                 |
| 8 | $k_r = a \frac{\cosh(\psi/\psi_0)^n - 1}{\cosh(\psi/\psi_0)^n + 1}$     | King, L.G. <sup>14)</sup>                 |
| 9 | $k_r = ad + b$<br>$k_r = ad^2 + bd + c$<br>$k_r = ad^3 + bd^2 + cd + e$ | Hornberger, G.H. <sup>51)</sup>           |



#### (4) 飽和透水係数 $k_{s,i}$

通常、透水係数は、室内透水試験によって不かく乱状態でサンプルした試料を用いて計測される。透水性の大きなものは定水位透水試験、透水性の小さなものは変水位透水試験が用いられる。

原位置での透水試験は、ボーリング孔を利用した揚水試験と注水試験があり、低透水性～高透水性の媒体までいろいろな媒体の透水係数を測定する方法が考案されつつある。大きく分けて単孔式と多孔式があり、前者にはパッカー法、チューブ法、ピエゾメータ法、JF法、後者には非定常クロスホール法、シヌソイダル法などがある。また、トレーサーを用いる方法も使われている。

### 3. 2 移流分散に関する物性の決定方法

#### (1) 吸着に関する係数<sup>4,3)</sup>

物質が地下水により移流分散する際には、土壌などの吸着体表面に物質が吸着される場合がある。この場合には物質輸送の遅れが生じる。

吸着物質が吸着される量  $S$  と平衡溶液中の濃度  $C$  との間には、一般に次式が成立する。

$$S = K \cdot c \quad \dots \dots \dots (18)$$

ここに  $K$  は吸着係数である。不飽和土に対する吸着係数は、飽和土の吸着係数 (分配係数)  $K_d$  と次の関係があるものとする。

$$K = \theta / n \cdot K_d \quad \dots \dots \dots (19)$$

したがって、遅延係数  $R_d$  は次のように定義されている。

$$R_d = 1 + \rho' \cdot K_d / n \quad \dots \dots \dots (20)$$

ここで  $\rho'$  は多孔質媒体の単位体積重量である。 $K_d$  の測定法は大きく分けて室内試験による方法と野外試験、観測による方法がある。室内ではバッチ法とカラム法があり、野外ではトレーサ法と自然環境中の安定同位体元素からの推定法にと区分される。 $K_d$  については、多くの測定結果が発表されているが、 $K_d$  の値は種々の因子による変動があるほか土壌岩石の種類により相異が大きい。例えば、 $P_d$  については  $10 \sim 10^4 \text{ cm}^3/\text{g}$  のような値が求められている。 $K_d$  値は通常、粘性土では大きく、砂質土では小さい。安全側の解析として、一般に  $R_d = 1$  として取り扱っている場合もある。

(2) 分散係数、拡散係数<sup>25), 43), 49)</sup>

地下水の場合、拡散は分子拡散を表わし、透水性の悪い領域、地層において支配的となる。一方、分散には、微視的レベルでの分散と巨視的レベルでの分散が考えられる。微視的レベルの分散は、空隙の形状変化によって生じるもので局所的な流速が断面平均流速と異なるために生じる物質の拡がりである。一方、巨視的レベルの分散はもっと大きな地層の不物質性のために引き起こされる大きな空間スケールでの物質の拡がりである。巨視的レベルの分散は観測規模に大きく依存する。

分散係数テンソル $D_{ij}$ の値はBear (1972) によって次式が提案されている。<sup>25)</sup>

$$\theta D_{ij} = a_T |V| \delta_{ij} + (a_L - a_T) \frac{V_i V_j}{|V|} + a_m \tau \delta_{ij} \quad \dots \dots \dots (21)$$

ここで  $a_T$ : 横分散係数、  $a_L$ : 縦分散係数、  $a_m$ : 分子拡散係数、  
 $\tau$ : 屈曲率、  $\theta$ : 体積含水率 (=  $\eta S_r$ ,  $\eta$ : 空隙率,  $S_r$ : 飽和度)

すなわち、飽和領域内では一般に次式のようになる。

$$\begin{aligned} \theta D_{xx} &= a_T \frac{V_y^2}{V} + a_L \frac{V_x^2}{V} + a_m \tau \\ \theta D_{yy} &= a_T \frac{V_x^2}{V} + a_L \frac{V_y^2}{V} + a_m \tau \quad \dots \dots \dots (22) \\ \theta D_{xy} &= (a_T - a_L) V_y V_x / V \end{aligned}$$

(29) 式より流速が大きいと分散係数が大きくなることがわかる。また、流速が零になると拡散だけが起こることになる。

不飽和領域における  $a_m \tau$  の値は自由水中の拡散係数  $D_0$  と体積含水率の指数関数になると仮定した研究報告もある。

$$a_m \tau = \theta D_0 a \cdot \exp(b\theta) \quad \dots \dots \dots (23)$$

○  $a_L$ ,  $a_T$ ,  $a_m$  について<sup>49)</sup>

横分散係数および縦分散係数の測定方法は1962, 1963年にRumer

らが発表した研究<sup>27), 28)</sup>が、もっとも参考になる。鈴木らはRümeirらと同じ方法により $a_L$ ,  $a_T$ の値を計測している。<sup>29)</sup>

解析上、 $a_L$ ,  $a_T$ の値は大きな値が用いられていることが多い。なぜなら、実際の地盤を解析する際に小さな $a_L$ ,  $a_T$ を用いていると、数学上、解の収束を得ないことに遭遇するからである。要素分割を数のオーダーにするなら小さな $a_L$ ,  $a_T$ でも解析が可能である。駒田ら<sup>24)</sup>も同様の問題に遭遇して大きな $a_L$ ,  $a_T$ を用いて解析を行って実際の問題を推定する方法を用いている。

実際のフィールドでの $a_L$ ,  $a_T$ の値はどの程度の値になるかを知る必要があるが、実際の帯水層内は粒度分布も良く、不均質性が強いいため、 $a_L$ ,  $a_T$ の値は室内実験で得られた値の100倍程度の大きな値になると考えられる。すなわち、分散係数が観測規模に依存すると言う図-4 (キンツェルバッハ, 1990)のような報告もなされている。<sup>50)</sup>

$a_m$ の値は分子拡散係数であり、 $5.0 \times 10^{-6} \sim 2.0 \times 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$ であり、温度に依存する値である。

屈曲率 (Tortuosity factor) の計測も困難な問題であり、多孔質体中の拡散係数を静的な状態で計測しその値を $D_m (= a_m \tau)$ として用いるとよい。

下の表に西垣 (1991) により整理されて分散係数の値を示す。<sup>49)</sup>

#### 4. 移流分散解析における要素分割幅と時間刻みの決定方法<sup>51)</sup>

移流分散輸送方程式は、数値的に解くことが困難であることは良く知られている。移流が分散より卓越するときには、特に問題が厳しくなり、濃度前線の近傍で数値的な空間振動を示す。この時、濃度前線の上流側で不当に高い濃度値を示すovershootや下流側での不当に低い濃度値を示すundershootの現象が見られる。理論的な研究と経験によれば、Galerkin有限要素法による解が安定であるための条件としてペクレ数 (Pe) (Peclet Number) があり、次の条件を満足しなければならない。

$$Pe = \frac{V \Delta l}{D} < 2 \quad \dots \dots \dots (24)$$

ここでVは流速、Dは分散係数、 $\Delta l$ は有限要素法の代表的な分割長さである。

また、時間刻み  $\Delta t$  にたいして解が安定であるためには、クーラン数 (Cr) (Courant number) が次の条件を満足しなければならない。

$$Cr = \frac{V \Delta t}{\Delta l} < 1 \quad \dots \dots \dots (25)$$

ペクレ数に関しては有限要素法では局所ペクレ数が10倍程度までは何とか解が得られるが、数値解析の非定常の計算を繰り返すにつれて数値誤差が拡大していく。Pinder・Grey(1977)によると、 $Pe = 5.35$ を用いたガラーキン有限要素解は、振動もなく、解析解と比較して非常に良い一致をしたことが報告されている。

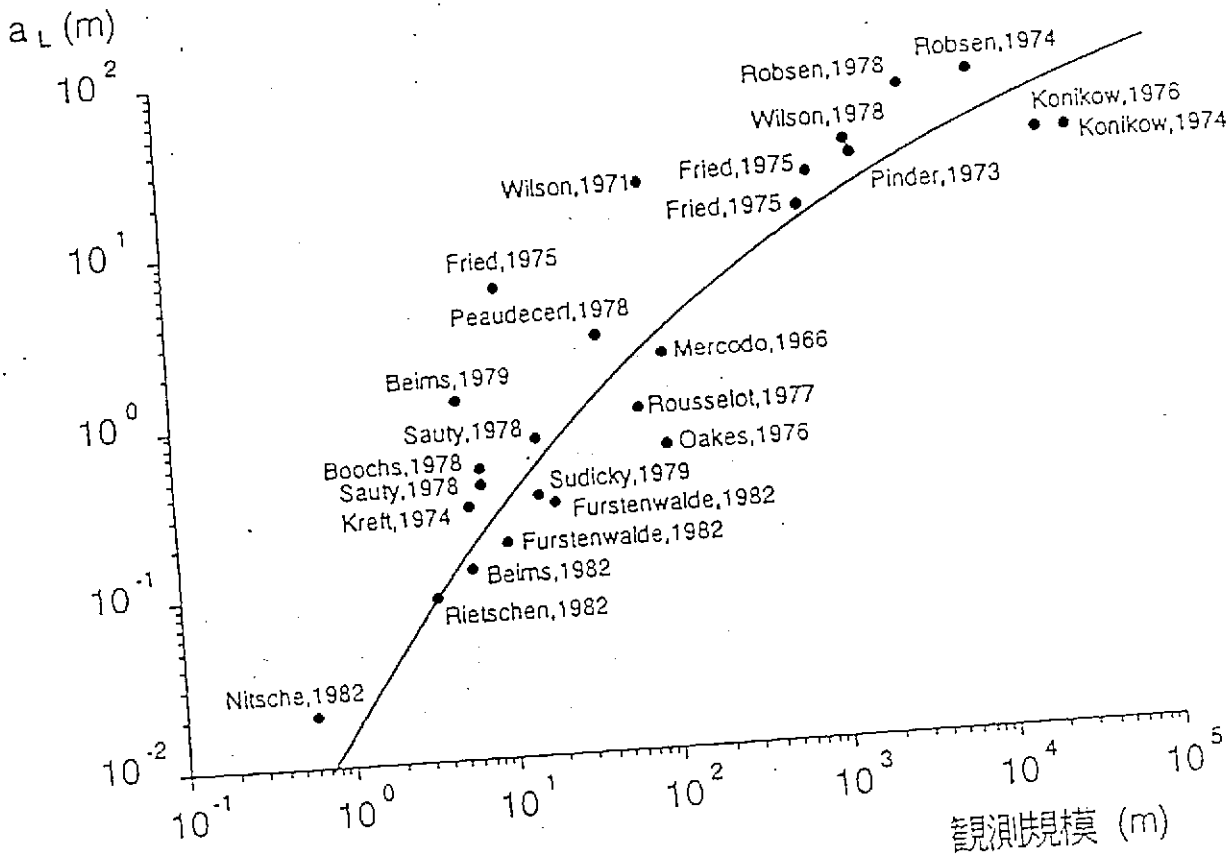


図 - 4 縦方向分散定数の観測規模への依存性 (キンツェルバッハ、1990)<sup>4)</sup>

表-3 分散係数に関する従来の研究<sup>49)</sup>

| Reference                   | $k(\text{cm/s})$      | $D(\text{cm}^2/\text{s})$ | $v(\text{cm/s})$      | $a_1(\text{cm})$ | $a_2(\text{cm})$ | $D_0(\text{cm}^2/\text{s})$ | $d_{50}(\mu\text{m})$ | Material                 |
|-----------------------------|-----------------------|---------------------------|-----------------------|------------------|------------------|-----------------------------|-----------------------|--------------------------|
| Pinder & Cooper (1970)      | 1.0                   | 0.055                     | 0.55                  | 0.1              |                  |                             |                       |                          |
| Van Genuchten et al. (1975) |                       | $3.47 \times 10^{-6}$     | $1.15 \times 10^{-5}$ | 23.9             |                  |                             |                       |                          |
| Pickens et al. (1979)       |                       |                           |                       | 2.0*             | 0.4*             | $2.0 \times 10^{-6}$        |                       | Medium grained sand      |
| Van Genuchten et al. (1977) |                       | $4.10 \times 10^{-5}$     | $5.9 \times 10^{-5}$  | 0.72             |                  |                             |                       | Glendale clay loam       |
| Van Genuchten et al. (1977) |                       | $2.20 \times 10^{-5}$     | $3.0 \times 10^{-5}$  | 0.74             |                  |                             |                       | Glendale clay loam       |
| Van Genuchten et al. (1977) |                       | $5.89 \times 10^{-5}$     | $5.3 \times 10^{-5}$  | 1.67             |                  |                             |                       | Glendale clay loam       |
| Van Genuchten et al. (1977) |                       | $2.80 \times 10^{-4}$     | $2.0 \times 10^{-4}$  | 1.40             |                  |                             |                       | Glendale clay loam       |
| Farrick et al. (1971)       | $4.27 \times 10^{-4}$ | $1.17 \times 10^{-3}$     | $4.23 \times 10^{-4}$ | 2.70             |                  |                             |                       | Panach clay loam         |
| Pickens et al. (1980)       | $4.31 \times 10^{-3}$ |                           |                       | 0.50*            |                  | $2.0 \times 10^{-5}$        |                       | Sand                     |
| Gaudet et al. (1977)        |                       | $1.90 \times 10^{-3}$     | $1.00 \times 10^{-3}$ | 0.67             |                  |                             |                       | Sand                     |
| Fried (1960)                | $1.70 \times 10^{-2}$ |                           |                       | 5020             | 520              |                             |                       |                          |
| Pinder et al. (1977)        | $1.90 \times 10^{-1}$ |                           |                       | 6650             | 660              | $1.0 \times 10^{-2}$        |                       |                          |
| Bruch (1970)                |                       | $1.15 \times 10^{-2}$     | $3.84 \times 10^{-2}$ | 0.20             |                  | 0.0                         |                       | Sand                     |
| Fukui et al. (1976)         |                       |                           |                       | 0.074            |                  |                             |                       | Sand                     |
| Fukui et al. (1975)         |                       |                           |                       | 0.174            |                  |                             | 1.0                   | 100 glass bead           |
| James et al. (1972)         |                       | $1.00 \times 10^{-5}$     | $0.87 \times 10^{-4}$ | 0.11             |                  |                             |                       | 250-500 $\mu$ glass bead |
| Harleman et al. (1963)      |                       |                           |                       | 0.63             |                  |                             | 0.35                  | Plastic spheres          |
| Ruser (1962)                |                       | $D = 0.2v^{1.812}$        |                       | 0.2              |                  |                             |                       | Quartz gravel            |
| Ruser (1962)                |                       | $D = 0.027v^{1.1}$        |                       | 0.027            |                  |                             |                       | Glass bead               |
| Oboro et al. (1979)         | 0.15                  | $D = 0.01v$               |                       | 0.01             |                  |                             | 1.0                   | Glass bead               |
| Gupta et al. (1974)         |                       | $7.65 \times 10^{-2}$     | $2.58 \times 10^{-2}$ | 1.42             |                  |                             |                       | Sand + 6% clay           |

[参考文献]

- 1) 赤井浩一、大西有三、西垣誠：有限要素による飽和—不飽和浸透流の解析、土木学会論文報告集、第264号、PP.87～96、1977.
- 2) 駒田広也、大町達夫：フィルダムの三次元浸透解析、大ダム、第86号、PP.1～5、1978.
- 3) Pinder, G. E. and W. G. Gray : Finite Element Simulation in Surface and Subsurface Hydrology, Academic Press, pp. 198-199, 1977.
- 4) Pickens, J. F. , R. W. Gilham and D. R. Cameron : Finite-element analysis of the transport of water and solutes in tile-drained soils, J. of Hydrology, Vol. 40, pp. 234-264, 1979.
- 5) Gayaon, G. L. V. H. Scott and L. R. Herrmann : A general numerical Solution of the two-dimensional diffusion-convection equation by the finite element method, Water Resour. Res. , Vol. 6, No. 6, pp. 1611-1617, 1970.
- 6) 駒田広也、林正夫：地下式原子力発電所の想定事故時における核種の地中格納効果の評価手法、土木学会論文報告集、第288号、PP.115～126、1979.
- 7) Zienkiewicz, O. C. : The Finite Element Method in Engineering Science, McGraw-Hill, New York, 1971.
- 8) Segol, G. , G. F. pinder and W. G. Gray:A Galerkin-finite element technique for calculating transient position of the saltwater front, Water Ressour.Res. , Vol. 11, No.2, pp. 353-347, 1975.
- 9) Bathe, K. J. and E. L. Wilson : Numerical Methods in Finite Element Analysis, Prentice Hall, INC, 1976.
- 10) Vaclin, M. , D. Khanji and G. Vachaud:Experimental and numerical study of a transient two-dimensional unsaturated-saturated table recharge problems, Water Resour. Res. , Vol. 15, pp. 1098-1101, 1979.
- 11) Bruch, J. C. JR. : Two-dimensional dispersion experiments in a porous medum, Water Resour. Res. , Vol. 6, No. 3, pp. 791-800, 1970.
- 12) Bruch, J. C. and R. L. Street : Two-dimensional dispersion, ASCE, SA, Vol. 6, pp. 17-39, 1967.
- 13) Shamir, U. Y. and D. R. F. Harleman : Numerical solutions for dispersion in porous

- media, Water Resour. Res., Vol. 3, No. 2, pp. 557-581, 1967.
- 14) 土木学会編：土木工学における数値解析／流体解析編、サイエンス社、PP.59～72、1974.
  - 15) コナー／プレビア共著、奥村敏恵監訳：流体解析への有限要素法の応用、サイエンス社、PP. 199～207、1980.
  - 16) 西垣誠：原位置における不飽和領域内の透水試験、土木学会中四国支部年次報告第3部門、1984.
  - 17) 河野伊一郎、西垣誠：不飽和砂質土の浸透特性に関する実験的研究、土木学会論文報告集、第307号、PP.59～69、1981.
  - 18) 西垣誠：飽和・不飽和領域内の土中水の浸透特性に関する2、3の考察、土質工学会論文報告集、Vol. 23、No.3、1983、PP.165-177.
  - 19) 河野伊一郎、西垣誠：室内透水試験法に関する2、3の考察、土質工学会論文報告集、Vol. 22、No. 4、1982、PP.181-190.
  - 20) 西垣誠：揚水試験結果の解析と排水量の推定法、基礎工、1983、12、PP. 14-21.
  - 21) 河野伊一郎、西垣誠：原位置透水試験法の解析手法に関する研究、土質工学会論文報告集、Vol. 23、No. 4、1983、PP. 157-170.
  - 22) 西垣誠、河野伊一郎：水平および鉛直方向の透水係数の計測方法、土と基礎、1984、11、PP. 59-63.
  - 23) 京都大学土木会訳「土質便覧」山海堂、1963、PP. 210-230.
  - 24) 駒田広也、中岡章：地下式原子力発電所の想定事故時における放射性よう素および希ガスの地中格納効果、電力中央研究所報告、No. 380031、1984.
  - 25) Bear, J. : Dynamics of Fluids in Porous Media, American Elsevier, New York, 1972, pp. 612.
  - 26) Kemper, W. D. and van Schaik, J. C. : Diffusion of salts in clay-water systems. Soil Sci. Soc. Am. Pro., 1966, Vol. 30, pp. 534-540.
  - 27) Rumer, R. R. : Longitudinal dispersion in steady and unsteady flow, ASCE, HY4, 1962, pp. 147-160.
  - 28) Harleman, D. R. F. and R. R. Rumer : Longitudinal and lateral dispersion in isotropic porous media, Journal of Fluid Mechanics, Vol. 16, 1963, pp. 385-394.

- 29) 大呂敏美、鈴木幸一：浸透内の流れの分散係数について、土木学会年次学術講演会概要集、PP. 134-135. 1979.
- 30) 地下水ハンドブック編集委員会編、地下水ハンドブック、1979、PP.103-107.
- 31) Kohno, I. , M. Nishigaki : Determination of diffusion and dispersion parameters for flow in porous media, Memoirs of the School of Engineering, Okayama University, Vol. 16-1, 1981, pp .65-89.
- 32) Pinder, G. F. and H. H. Cooper, JR. : A numerical technique for calculating the transient position of the saltwater front, Water Resour. Res. , 6(3), 1970, pp .875-882.
- 33) Van Genuchten, M. Th. and P. J. Wierenga : Mass transfer studies in sorbing porous media, I. Analytical solution, Soil Sci. Soc. Amer. J. , Vol. 40 ,No. 4, 1976, pp. 473-480.
- 34) Pickens, J. F. and R. W. Gillham, D. R. Cameron : Finite element analysis of the transport of water and solutes in tile-drained soils, J. of hydrology, 40, 1979, pp. 243-264.
- 35) Van Genuchten, M. Th. and P. J. Wierenga: mass transfer studies in sorbing porous media, II . Experimental evaluation with tritium( $^3\text{H}_2\text{O}$ ), Vol. 41, 1977, pp. 272-278.
- 36) Warrick, A. W. J. W. Biggar and D. R. Nielsen : Simultaneous solute and water transfer for unsaturated soil, Water Resour. Res. Vol. 7, No. 5, 1971, pp. 1216-1225.
- 37) Pickens, J. F. and R. W. Gillham : Finite element analysis of solute transport under hysteretic unsaturated flow conditions, Water Resour. Res. , Vol. 16, No. 6, 1980, pp. 1071-1078.
- 38) Gaudet, J. P. , H. Jegat, G. Vachaud and P. J. Wierenga: Solute transfer with exchange between mobile and stagnant water, through unsaturated sand, Soil Sci. Soc. Amer. Jou., Vol. 41, No. 4, 1977, pp. 665-671.
- 39) Frind, E. O. : Seawater intrusion in continuous coastal aquifer-aquitard systems, 3rd International Conference on finite elements in water Resources, 1980, pp. 2. 177-2. 198.
- 40) Pinder, G. F. and Gray, W. G. : Finite element simulation in surface and subsurface hydrology, Acad. Press, N. York, 1977.
- 41) Bruch, J. C. JR. : Two-dimensional dispersion experiments in a porous medium, Water Resour. Res. , Vol. 6, No. 3, 1970, pp. 791-800.
- 42) 福井政美、桂山幸典：飽和多孔質内における分子の拡散および分散現象に関する研究、土木学会論文報告集、第 246号、PP.73~82、1976.



- 43) James, R. V. and J. Rubin : Accounting for apparatus-induced dispersion in analyses of miscible displacement experiments, *Water Res. Res.* , Vol. 8, No. 3, 1972, pp. 717-721.
- 44) Harleman, D. R. F. and R. R. Rumer : Longitudinal and lateral dispersion in an isotropic porous medium, *J. of Fluid Mechanics*, Vol. 16, 1963.
- 45) Rumer, R. R. : Longitudinal dispersion in steady and unsteady flow, *ASCE, HY4*, pp. 147-172, 1962.
- 46) Gupta, S. P. and R.A.Greenkorn : Determination of dispersion and nonlinear adsorption parameters for flow in porous media, *Water Res. Res.* , Vol.10, No.4, 1974, pp. 839-846.
- 47) 水収支研究グループ編：地下水資源学、共立出版株式会社、P.397、1973.
- 48) 初井和朗：地下水数値計算法(10) 2 - 1、物質輸送解析の基礎、地下水学会誌、第33巻、PP.115~122,1991.
- 49) 西垣誠：地下水数値計算法(13) 2 - 4、物質輸送のその他の解析法、地下水学会誌、第33巻、PP.265~276,1991.
- 50) オンツェルバッハ、W (上田年比古監訳) : 「パソコンによる地下水解析」、森北出版、PP.177~270,1990.
- 51) P.S.フヤコーン・G.F.ピンダー (赤井浩一訳監修) : 地下水解析の基礎と応用上巻基礎編、現代工学社、PP.205~206,1987.

UNISSF 断面版

移流拡散解析プログラム

---

# TRANSFLOW

ユーザーズマニュアル

株式会社 CRC総合研究所



理 論 編

## 目 次

|                              |    |
|------------------------------|----|
| 1. 浸透と移流分散に関する基礎方程式          | 1  |
| 1. 1 浸透の基礎方程式                | 1  |
| 1. 1. 1 飽和・不飽和浸透流の基礎方程式      | 1  |
| 1. 1. 2 準3次元浸透流の基礎方程式        | 1  |
| 1. 1. 3 準三次元的取扱い             | 2  |
| 1. 2 移流分散の基礎方程式              | 4  |
| 2. 初期条件および境界条件               | 5  |
| 2. 1 初期条件                    | 5  |
| 2. 2 境界条件                    | 5  |
| 3. 浸透と移流分散に関する物性の決定方法        | 7  |
| 3. 1 浸透に関する物性の決定方法           | 7  |
| 3. 2 移流分散に関する物性の決定方法         | 9  |
| 4. 移流分散解析における要素分割幅と時間刻みの決定方法 | 11 |

1. 浸透と移流分散に関する基礎方程式

1. 1 浸透の基礎方程式

1. 1. 1 飽和・不飽和浸透流の基礎方程式

飽和-不飽和領域内の浸透を支配する基礎方程式は、質量保存則とDarcyの方程式より導かれる。

(質量保存則)

$$\frac{\partial \rho v}{\partial x_i} = \frac{\partial \rho \theta}{\partial t} \dots \dots \dots (1)$$

ここで、 $\rho$  : 流体の密度、 $\theta$  : 体積含水率、 $v$  : 流速

(Darcyの運動方程式)

$$v = -k(\theta) \frac{\partial h}{\partial x_j} \dots \dots \dots (2)$$

ここで、 $k(\theta)$  : 透水係数、 $h$  : 全水頭 (圧力水頭+位置水頭)

式(1)、式(2)より次式が導かれる。

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left( \rho k(\theta) \frac{\partial h}{\partial x_j} \right) = \frac{\partial \rho \theta}{\partial t} \dots \dots \dots (3)$$

さらに、式(3)を圧力水頭 $\phi$ による方程式に変換し、圧力水頭変化による水の圧縮を無視し、不飽和領域において圧力水頭変化による間隙率の変化がないものと仮定すると、最終的に飽和不飽和浸透流の支配方程式が次式で表される。

$$\rho(C_s(\phi) + \beta S_s) \frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left( \rho K_{ij} \frac{\partial \phi}{\partial x_j} + \rho K_{i3} p_r \right) \dots \dots \dots (4)$$

ここで、 $C(\phi)$  : 比水分容量、 $S_s$  : 比貯留係数、 $t$  : 時間、

$\rho r (= \rho / \rho_f)$  : 淡水の密度( $\rho_f$ )に対する流体の密度比。

$$\beta = \begin{cases} 1 : \text{飽和領域} \\ 2 : \text{不飽和領域} \end{cases}$$

1. 1. 2 準3次元浸透流の基礎方程式

準3次元浸透流に関する支配方程式は、帯水層の鉛直断面上で水頭が等しいと

するDupuitの仮定に基づいている。

このDupuitの仮定は、浸透流の方向がおもに水平面上にあり、流れの鉛直成分が微小であるという意味である。したがって、鉛直成分が水平方向成分に比べて無視できない程度に大きいときにはDupuitの仮定に基づく解析はできない。

従って、Dupuitの仮定を用い流れの鉛直方向成分  $V_z = 0$  とし、飽和浸透流の質量保存則を導くと次式となる。

$$S \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hV_x)}{\partial x} + \frac{\partial(hV_y)}{\partial y} = q \quad \dots \dots \dots (5)$$

S : 貯留係数

$V_x, V_y$  : x, y方向のみかけの流速

q : 単位時間当りの湧水量あるいは排水量

また、ダルシーの運動方程式(式(2))を代入すると、Dupuitの仮定を用いた場合の準3次元浸透流に関する支配方程式(式(6))が得られる。

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( T_x(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_y(h) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + q \quad \dots \dots \dots (6)$$

ここで、 $T_x, T_y$  : x, y方向の透水量係数で水頭hの関数となる。

### 1. 1. 3. 準三次元的取扱い

準三次元浸透流解析による解析は容易に多層地盤に適用できる。透水量係数、貯留係数を水位の関数にとることにより多層地盤が扱え、被圧帯水層だけでなく不圧帯水層および両者間の移行が取扱える点で従来の水平二次元浸透流解析と異なっている。

透水量係数Tは、各帯水層の透水係数 $k_i$ と層厚 $b_i$ の積和として定義される。

$$T = \sum_{i=0}^n k_i \cdot b_i \quad \dots \dots \dots (7)$$

また、貯留係数Sは、被圧帯水層の場合、対象としている層の比貯留係数 $S_s$ と帯水層厚 $b$ との積で定義され、不圧帯水層の場合、水圧が低下することにより単

積の土の間隙から排水される水の量 (=有効間隙率  $n_e$ ) と定義されてい

$$S = \sum_{i=0}^n S s_i \cdot b_i \dots \dots \dots (8)$$

の帯水層の地層断面と柱状図を例に、透水量係数と水位の関係を図 3 (a)に  
また、同様に貯留係数については図 3 (b)となる。

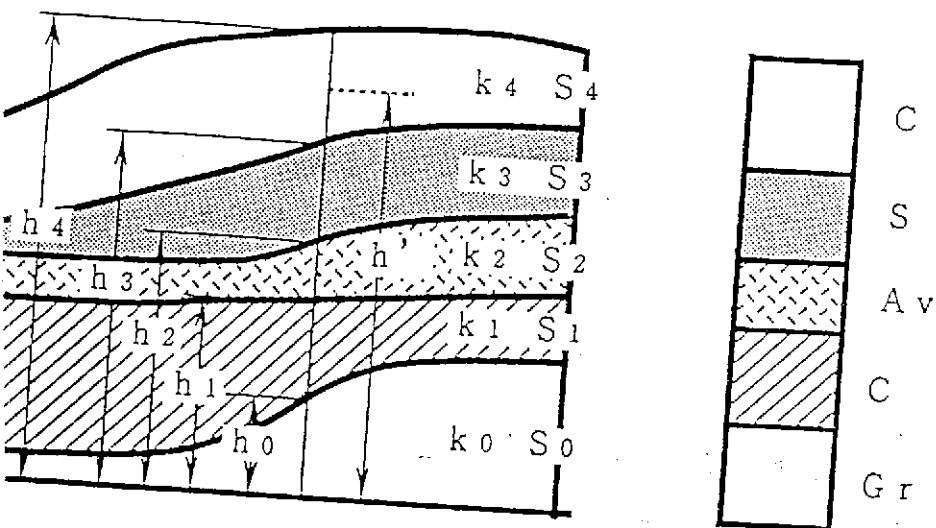
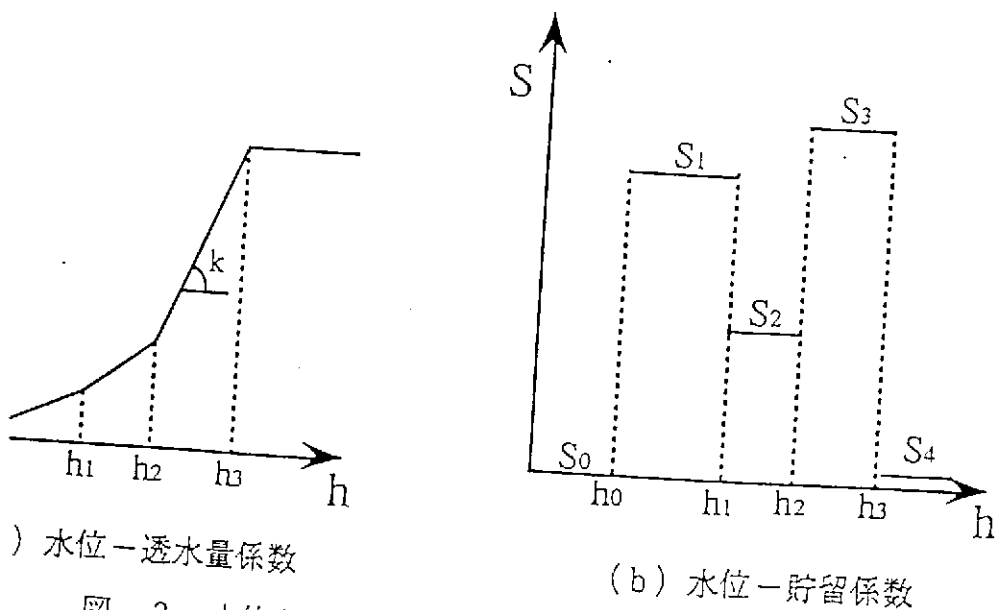


図-2 地層断面図と柱状図



(a) 水位-透水量係数

(b) 水位-貯留係数

図-3 水位と透水量係数・貯留係数の関係

1) 被圧帯水層の場合

自由水面が透水層上端に達すると、透水層は被圧状態になる。図2および図3では  $h > h_3$  の状態である。この領域においては透水量係数  $T$  は一定の値で次式となる。

$$T = K_0 b_0 + K_1 b_1 + K_2 b_2 + K_3 b_3 \quad (=一定) \quad \dots \dots \dots (9)$$

また、貯留係数  $S$  も一定の値であり、各層の比貯留係数  $S_s$  と層厚の積和となり、次式で表せる。

$$S = S_0 = S_{s0} b_0 + S_{s1} b_1 + S_{s2} b_2 + S_{s3} b_3 \quad (=一定) \quad \dots \dots (10)$$

2) 不圧帯水層の場合

自由水面が低下して (図2および図3において  $h < h_3$ ) 透水層が不圧状態になる場合、透水量係数は地下水位の関数となって水位が低下するにつれて小さくなり、貯留係数も水面が位置する (地層) 部分の有効間隙率の値になる。

例えば、水位が  $h'$  の場合、透水量係数および貯留係数は次のようになる。

$$T' = K_0 b_0 + K_1 b_1 + K_2 b_2 + K_3 (h' - h_2) \quad \dots \dots \dots (11)$$

$$S' = S_3 \quad \dots \dots \dots (12)$$

さらに自由水面が低下して基盤まで低下 ( $h < h_0$ ) した場合、その地点での透水量係数、貯留係数は零になる。

1. 2 移流分散の基礎方程式

不飽和領域と飽和領域内の移流分散の基礎方程式は、質量保存則より式 (13) となる。

$$R_d \frac{\partial \theta c}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial X_i} \left( \theta D_{ij} \frac{\partial c}{\partial X_j} \right) + \frac{\partial}{\partial X_i} (V_i c) + \left( S_s \frac{\partial \phi}{\partial t} + \lambda \right) R_d \theta c = 0 \quad \dots \dots \dots (13)$$

ここで、 $\theta$  : 体積含水率、 $c$  : 溶解塩分濃度、 $D_{ij}$  : 拡散および分散係数、

$V_i$  : Darcy流速、 $R_d$  : 吸着に関する係数、 $\lambda$  : 減衰係数、

$S_s$  : 比貯留係数

式 (4)、式 (6) の浸透に関する式と式 (13) の移流分散に関する式とを関連づける式として、本解析コードでは、線形関係 ( $\rho = \rho_1 + \alpha C$ ;  $\alpha$ : 比例定数) を仮定している。例えば、塩水の場合には、塩水の濃度と流体の密度との関係は



次式で仮定される。

$$\rho = \rho_f + (1 - E)c \quad \dots \dots \dots (14)$$

一般に海水の塩分濃度 (3.5%) に対しては  $E = 0.3$  である。

また、濃度変化によって密度変化が生じないと仮定すると、浸透と移流分散は別々の問題として解析ができる。すなわち、先に浸透流解析を実施して、式 (13) で用いる流速分布や体積含水率分布を計算し終えて、それらの値を用いて移流分散現象を解析すればよいことになる。

しかし、濃度変化による密度変化を考慮する場合、式 (14) に示した関係式で密度が変化する。すなわち、式 (4) の右辺の  $\rho$  の値が変化するために密度配による流れが生じ、濃度変化が浸透にも影響を及ぼすことになり解析がより複雑になるため、注意が必要である。本解析コードでは以上の取扱が可能である。

### 初期条件および境界条件

式 (4)、(6)、(13) を解くための初期条件および境界条件は次のようである。

#### 1 初期条件

解析の対象領域における初期の圧力水頭分布 (全水頭分布)、濃度分布が既知である。

$$\left. \begin{aligned} \phi(X_i, 0) &= \phi_0(X_i) \\ c(X_i, 0) &= c_0(X_i) \end{aligned} \right\} \quad \dots \dots \dots (15)$$

#### 境界条件

条件としては、次に示す条件が考えられる。

境界面上で水頭や濃度が既知の境界

$$\left. \begin{aligned} \phi(X_i, t) &= \phi_b(X_i, t) \\ c(X_i, t) &= c_b(X_i, t) \end{aligned} \right\} \quad \dots \dots \dots (16)$$

界条件は、境界面上での水頭や濃度が一定、あるいは時間の関数として境界条件であり、河川、海と接する境界等に用いられる。

また浸透のみに関しては、定水位揚水とすると揚水井内の境界も同様の境界条件である。

2) 流出入流量が既知である境界

$$\left. \begin{aligned} -\left(K_{ij}(\phi)\frac{\partial\phi}{\partial X_j} + K_{i3}\rho_r\right)\cdot\hat{n} &= q_b(X_i,t) \\ -\left(\theta D_{ij}\frac{\partial c}{\partial X_j} + V_{i3}c\right)\cdot\hat{n} &= q_c(X_i,t) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (17)$$

出入量が一定、あるいは時間の関数として与えられる境界条件であり、一定で注入あるいは揚水する注水井や揚水井内のような境界に用いられる。しかし移流分散の問題では浸透流があるために、濃度だけが一定流量で流出入する条件はきわめてまれであり、流速に依存して濃度が流出入することにな

る。なお、境界での流出入が零である不透水層の境界条件は、この境界の一つであ

る。以上、式(15)～(17)の条件下で式(4)、(6)および式(13)をために本解析コードでは、重み付き残差法による有限要素定式化を行ない、水頭(水位)と未知濃度を各節点で解いている。なお、式(13)の移流拡散方程式の有限要素解法には風上法を適用している。

### 3. 浸透と移流分散に関する物性の決定方法

信頼性の高い数値解析を行うには、実際の地盤に促した物性を用いなければならない。浸透と移流分散を解析するには、従来の浸透解析より多くの物性が必要になって来る。従って、ここでは、浸透と移流分散に関する物性の決定方法を説明する。

#### 3. 1 浸透に関する物性の決定方法

##### (1) 比水分容量 $C_s(\psi)$ <sup>16)</sup>

$C_s(\psi)$  は不飽和土の不飽和特性のうち体積含水率 ( $\theta$ ) と負の圧力水頭 ( $\phi$ ) の関係 (水分特性曲線) から  $C_s = \frac{\partial \theta}{\partial \phi}$  として求められる値である。

室内では採取した不攪乱試料を用いて P F 試験を実施すれば、体積含水率の変化に対応する水分特性曲線を求めることが可能である。

原位置では、土中水の排水に伴う体積含水率および圧力水頭 (負) の変化をそれぞれ、中性子水分計とテンションメーターを用いて測定する。

解析コードでは、 $C_s$  は入力した  $\theta - \psi$  (不飽和特性) 関係から自動的に計算される。また、 $\theta - \psi$  のヒステリシスは考慮していない。

##### (2) 比貯留係数 $S_s$ <sup>17)</sup>

$S_s$  は水圧の変化による帯水層の圧縮によって、単位体積から単位水頭あたり、貯留から解放される率と定義される。圧縮係数  $m_v$  に類似した係数で  $1/L$  の単位を持ち、砂層では  $10^{-6} \text{ cm}^{-1}$  程度、粘土層では  $10^{-4} \text{ cm}^{-1}$  程度の値である。一般に自由水面を有する地下水の問題では、 $S_s \cong 0$  と取り扱っても解析結果にはあまり影響がない。

##### (3) 不飽和土の透水係数<sup>17), 18)</sup>

不飽和領域の透水係数  $k(\theta)$ ,  $k(\psi)$  の値は体積含水率の変化によって変動し、原位置で計測する手法は十分確立されていない。

室内での  $k(\theta)$  の値を求める手法として定常法と非定常法がある。その方法は文献 17), 18) に詳しく記述されている。定常法は非定常法に比較してきわめて長時間の実験時間が必要であり、透水係数の小さい試料 (粘性土や岩) では計測することがかなり困難である。また、非定常法においてもサクション (負の

圧力水頭) が大きい所では計測が困難となり、PF試験より得られた $\theta-\psi$ の関係から、時々刻々と変化する $\theta$ を $\gamma$ 線や中性子で計測した結果から $\psi$ の値を求めて、不飽和土の透水係数を求める必要がある。

下の表に水分特性曲線の経験式と透水係数の経験式を文献18) から引用して示す。

表-1 水分特性曲線の経験式<sup>18)</sup>

水分保持曲線は、どの式を使用してもたいした違いはないように思える。

| EMPIRICAL EQUATION   | REFERENCE   | SOIL                           |
|--|---|--------------------------------|
| $S_e = \left(\frac{\psi}{\psi_{cs}}\right)^{-1}$   | Brooks, R.H. & Corey, A.T. (11)<br>Jensen, M.E. et al. (12) | sand<br>silt loam<br>sandstone |
| $\frac{1-S_e^{-1}}{1-S_e^{-1} - \ln(S_e^{-1})} = \frac{\ln(\psi/\psi_{cs} + 1)}{\ln(\psi_{15}/\psi_{cs} + 1)}$ | Asquowski, A.S. (13)  | clay loam<br>loam<br>silt loam |
| $S_e = 4 \left[ \frac{\cosh((\psi/\psi_0)^3 + a) - b}{\cosh((\psi/\psi_0)^3 + a) + b} \right]$                 | King, L.G. (4)  | silt loam<br>sand<br>clay      |
| $S_e = \exp(a(\psi/\psi_{cs})^2)$  | Xroszynski, U. (15)   | sand                           |
| $\psi/\psi_{cs} = \frac{c_1}{1+c_2} + c_3 S_e^{c_4} + c_5 (c_6 S_e + c_7)$                                     | Rubin, J. et al. (16)                                       | sand                           |
| $\psi/\psi_{cs} = \exp(a(1-S_e)^2)$  | Fazfel, D.A. et al. (17)                                    | sand<br>silt loam              |
| $S_e = (1 + (\frac{\psi}{\psi_0})^3)^{-1}$   | Kavackamp, A. et al. (18)                                   | sand                           |
| $S_e = \left(\frac{1}{1 + a\psi^b}\right)^{1-\frac{1}{n}}$   | van Genuchten, G. (19)                                      | sand                           |

表-2 透水係数の経験式 ( $K_r = K(\theta)/K_s$ )<sup>18)</sup>

Irreay typeでも飽和の部分は良く合っているが、乾燥してくると合わない。

粘土、シルトになるとIrreay typeは合わないで、むしろHillel typeが良く合う。

|   | FUNCTION  | REFERENCE                        |
|---|---|----------------------------------|
| 1 | $k_r = S_e^n$   | Irreay, S. (45)                  |
| 2 | $k_r = a(\theta)^n$   | Ahuja, L.H. (46)                 |
| 3 | $k_r = \left(\frac{\psi}{\psi_{cs}}\right)^{-n}$                        | Brooks, R.H.<br>Corey, A.T. (11) |
| 4 | $k_r = a \psi ^{-n}$  | Wind, G.P. (47)                  |
| 5 | $k_r = \frac{a}{ \psi ^n + b}$  | Gardner, W.R. (48)               |
| 6 | $k_r = \exp(b\psi)$   | Gardner, W.R. (49)               |
| 7 | $k_r = a \exp(b\theta)$   | Hillel, D. (50)                  |
| 8 | $k_r = a \frac{\cosh(\psi/\psi_e)^n - 1}{\cosh(\psi/\psi_e)^n + 1}$     | King, L.G. (14)                  |
| 9 | $k_r = ad + b$<br>$k_r = ad^2 + bd + c$<br>$k_r = ad^3 + bd^2 + cd + e$ | Hornberger, G.H. (51)            |

#### (4) 飽和透水係数 $k_{s,i}$

通常、透水係数は、室内透水試験によって不かく乱状態でサンプルした試料を用いて計測される。透水性の大きなものは定水位透水試験、透水性の小さなものは変水位透水試験が用いられる。

原位置での透水試験は、ボーリング孔を利用した揚水試験と注水試験があり、低透水性～高透水性の媒体までいろいろな媒体の透水係数を測定する方法が考案されつつある。大きく分けて単孔式と多孔式があり、前者にはパッカー法、チューブ法、ピエゾメータ法、JF法、後者には非定常クロスホール法、シヌソイダル法などがある。また、トレーサーを用いる方法も使われている。

### 3. 2 移流分散に関する物性の決定方法

#### (1) 吸着に関する係数<sup>48)</sup>

物質が地下水により移流分散する際には、土壌などの吸着体表面に物質が吸着される場合がある。この場合には物質輸送の遅れが生じる。

吸着物質が吸着される量  $S$  と平衡溶液中の濃度  $C$  との間には、一般に次式が成立する。

$$S = K \cdot c \quad \dots \dots \dots (18)$$

ここに  $K$  は吸着係数である。不飽和土に対する吸着係数は、飽和土の吸着係数 (分配係数)  $K_d$  と次の関係があるものとする。

$$K = \theta / n \cdot K_d \quad \dots \dots \dots (19)$$

したがって、遅延係数  $R_d$  は次のように定義されている。

$$R_d = 1 + \rho' \cdot K_d / n \quad \dots \dots \dots (20)$$

ここで  $\rho'$  は多孔質媒体の単位体積重量である。 $K_d$  の測定法は大きく分けて室内試験による方法と野外試験、観測による方法がある。室内ではバッチ法とカラム法があり、野外ではトレーサ法と自然環境中の安定同位体元素からの推定法にと区分される。 $K_d$  については、多くの測定結果が発表されているが、 $K_d$  の値は種々の因子による変動があるほか土壌岩石の種類により相異が大きい。例えば、 $P_d$  については  $10 \sim 10^4 \text{ cm}^3/\text{g}$  のような値が求められている。 $K_d$  値は通常、粘性土では大きく、砂質土では小さい。安全側の解析として、一般に  $R_d = 1$  として取り扱っている場合もある。

(2) 分散係数、拡散係数<sup>25), 48), 49)</sup>

地下水の場合、拡散は分子拡散を表わし、透水性の悪い領域、地層において支配的となる。一方、分散には、微視的レベルでの分散と巨視的レベルでの分散が考えられる。微視的レベルの分散は、空隙の形状変化によって生じるもので局所的な流速が断面平均流速と異なるために生じる物質の拡がりである。一方、巨視的レベルの分散はもっと大きな地層の不物質性のために引き起こされる大きな空間スケールでの物質の拡がりである。巨視的レベルの分散は観測規模に大きく依存する。

分散係数テンソル $D_{ij}$ の値はBear (1972)によって次式が提案されている。<sup>25)</sup>

$$\theta D_{ij} = a_T |V| \delta_{ij} + (a_L - a_T) \frac{V_i V_j}{|V|} + a_m \tau \delta_{ij} \quad \dots \dots \dots (21)$$

ここで  $a_T$ : 横分散係数、  $a_L$ : 縦分散係数、  $a_m$ : 分子拡散係数、  
 $\tau$ : 屈曲率、  $\theta$ : 体積含水率 (=  $\eta S_r$ ,  $\eta$ : 空隙率,  $S_r$ : 飽和度)

すなわち、飽和領域内では一般に次式のようになる。

$$\begin{aligned} \theta D_{xx} &= a_T \frac{V_y^2}{V} + a_L \frac{V_x^2}{V} + a_m \tau \\ \theta D_{yy} &= a_T \frac{V_x^2}{V} + a_L \frac{V_y^2}{V} + a_m \tau \quad \dots \dots \dots (22) \\ \theta D_{xy} &= (a_T - a_L) V_y V_x / V \end{aligned}$$

(29) 式より流速が大きいと分散係数が大きくなることがわかる。また、流速が零になると拡散だけが起こることになる。

不飽和領域における  $a_m \tau$  の値は自由水中の拡散係数 $D_0$ と体積含水率の指数関数になると仮定した研究報告もある。

$$a_m \tau = \theta D_0 a \cdot \exp(b\theta) \quad \dots \dots \dots (23)$$

○  $a_L$ ,  $a_T$ ,  $a_m$  について<sup>49)</sup>

横分散係数および縦分散係数の測定方法は1962, 1963年にRumer

らが発表した研究<sup>27), 28)</sup>が、もっとも参考になる。鈴木らはRümeirらと同じ方法により $a_L$ ,  $a_T$ の値を計測している。<sup>29)</sup>

解析上、 $a_L$ ,  $a_T$ の値は大きな値が用いられていることが多い。なぜなら、実際の地盤を解析する際に小さな $a_L$ ,  $a_T$ を用いていると、数学上、解の収束を得ないことに遭遇するからである。要素分割を数のオーダーにするなら小さな $a_L$ ,  $a_T$ でも解析が可能である。駒田ら<sup>24)</sup>も同様の問題に遭遇して大きな $a_L$ ,  $a_T$ を用いて解析を行って実際の問題を推定する方法を用いている。

実際のフィールドでの $a_L$ ,  $a_T$ の値はどの程度の値になるかを知る必要があるが、実際の帯水層内は粒度分布も良く、不均質性が強いいため、 $a_L$ ,  $a_T$ の値は室内実験で得られた値の100倍程度の大きな値になると考えられる。すなわち、分散係数が観測規模に依存するという図-4 (キンツェルバッハ, 1990)のような報告もなされている。<sup>30)</sup>

$a_m$ の値は分子拡散係数であり、 $5.0 \times 10^{-6} \sim 2.0 \times 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$ であり、温度に依存する値である。

屈曲率 (Tortuosity factor) の計測も困難な問題であり、多孔質体中の拡散係数を静的な状態で計測しその値を $D_m (= a_m \tau)$ として用いるとよい。

下の表に西垣 (1991) により整理されて分散係数の値を示す。<sup>49)</sup>

#### 4. 移流分散解析における要素分割幅と時間刻みの決定方法<sup>51)</sup>

移流分散輸送方程式は、数値的に解くことが困難であることは良く知られている。移流が分散より卓越するときには、特に問題が厳しくなり、濃度前線の近傍で数値的な空間振動を示す。この時、濃度前線の上流側で不当に高い濃度値を示すovershootや下流側での不当に低い濃度値を示すundershootの現象が見られる。理論的な研究と経験によれば、Galerkin有限要素法による解が安定であるための条件としてペクレ数 (P e) (Peclet Number) があり、次の条件を満足しなければならない。

$$Pe = \frac{V \Delta l}{D} < 2 \quad \dots \dots \dots (24)$$

ここで $V$ は流速、 $D$ は分散係数、 $\Delta l$ は有限要素法の代表的な分割長さである。

また、時間刻み  $\Delta t$  にたいして解が安定であるためには、クーラン数 (Cr) (Courant number) が次の条件を満足しなければならない。

$$Cr = \frac{V \Delta t}{\Delta l} < 1 \quad \dots \dots \dots (25)$$

ペクレ数に関しては有限要素法では局所ペクレ数が10倍程度までは何とか解が得られるが、数値解析の非定常の計算を繰り返すにつれて数値誤差が拡大していく。Pinder・Grey(1977)によると、 $Pe = 5.35$ を用いたガラーキン有限要素解は、振動もなく、解析解と比較して非常に良い一致をしたことが報告されている。

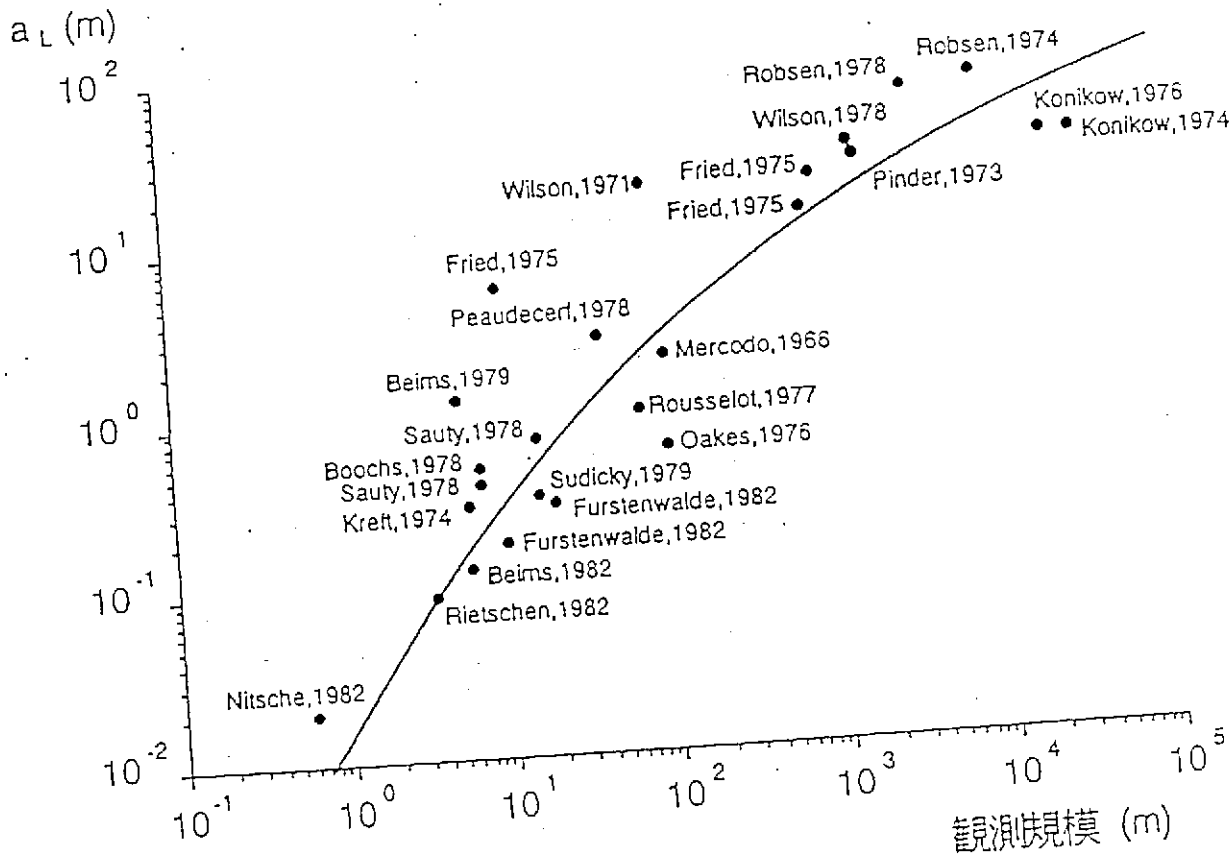


図 - 4 縦方向分散定数の観測規模への依存性 (キンツェルバッハ、1990)<sup>49)</sup>



表-3 分散係数に関する従来の研究<sup>49)</sup>

| Reference                   | $k$ (cm/s)            | $D$ (cm <sup>2</sup> /s) | $v$ (cm/s)            | $a_1$ (cm) | $a_2$ (cm) | $D_0$ (cm <sup>2</sup> /s) | $d_{50}$ ( $\mu$ m) | Material                 |
|-----------------------------|-----------------------|--------------------------|-----------------------|------------|------------|----------------------------|---------------------|--------------------------|
| Pinder & Cooper (1970)      | 1.0                   | 0.056                    | 0.55                  | 0.1        |            |                            |                     |                          |
| Van Genuchten et al. (1974) |                       | $3.47 \times 10^{-4}$    | $1.15 \times 10^{-5}$ | 23.9       |            |                            |                     |                          |
| Pickens et al. (1979)       |                       |                          |                       | 2.0*       | 0.44       | $2.0 \times 10^{-6}$       |                     | Medium grained sand      |
| Van Genuchten et al. (1977) |                       | $4.33 \times 10^{-5}$    | $5.9 \times 10^{-6}$  | 0.73       |            |                            |                     | Glendale clay loam       |
| Van Genuchten et al. (1977) |                       | $2.20 \times 10^{-5}$    | $3.0 \times 10^{-6}$  | 0.74       |            |                            |                     | Glendale clay loam       |
| Van Genuchten et al. (1977) |                       | $3.33 \times 10^{-5}$    | $5.3 \times 10^{-6}$  | 1.57       |            |                            |                     | Glendale clay loam       |
| Van Genuchten et al. (1977) |                       | $2.40 \times 10^{-4}$    | $2.0 \times 10^{-4}$  | 1.40       |            |                            |                     | Glendale clay loam       |
| Yarrick et al. (1971)       | $4.37 \times 10^{-4}$ | $1.17 \times 10^{-3}$    | $4.33 \times 10^{-4}$ | 2.70       |            |                            |                     | Panach clay loam         |
| Pickens et al. (1980)       | $4.39 \times 10^{-3}$ |                          |                       | 0.50*      |            | $2.3 \times 10^{-5}$       |                     | Sand                     |
| Gaudet et al. (1977)        |                       | $1.90 \times 10^{-2}$    | $1.00 \times 10^{-3}$ | 0.52       |            |                            |                     | Sand                     |
| Fritnd (1980)               | $3.70 \times 10^{-2}$ |                          |                       | 5000       | 500        |                            |                     | Sand                     |
| Pinder et al. (1977)        | $3.00 \times 10^{-1}$ |                          |                       | 5550       | 550        | $1.0 \times 10^{-2}$       |                     |                          |
| Bruch (1970)                |                       | $1.18 \times 10^{-2}$    | $5.86 \times 10^{-2}$ | 0.20       |            | 0.0                        |                     | Sand                     |
| Fukui et al. (1975)         |                       |                          |                       | 0.076      |            |                            |                     | Sand                     |
| Fukui et al. (1974)         |                       |                          |                       | 0.174      |            |                            | 1.0                 | 1 $\mu$ m glass bead     |
| James et al. (1972)         |                       | $1.00 \times 10^{-5}$    | $0.47 \times 10^{-4}$ | 0.11       |            |                            |                     | 150-500 $\mu$ glass bead |
| Rarlowan et al. (1963)      |                       |                          |                       | 0.53       |            |                            | 0.36                | Plastic spheres          |
| Ruser (1962)                |                       | $D = 0.2v^{1.000}$       |                       | 0.2        |            |                            |                     | Quartz gravel            |
| Ruser (1962)                |                       | $D = 0.027v^{1.1}$       |                       | 3.021      |            |                            |                     | Glass bead               |
| Ohoro et al. (1973)         | 0.36                  | $D = 0.01v$              |                       | 0.91       |            |                            | 1.0                 | Glass bead               |
| Gupta et al. (1974)         |                       | $3.65 \times 10^{-2}$    | $2.53 \times 10^{-2}$ | 1.42       |            |                            |                     | Sand + 5% clay           |

[参考文献]

- 1) 赤井浩一、大西有三、西垣誠：有限要素による飽和—不飽和浸透流の解析、土木学会論文報告集、第264号、PP.87~96、1977.
- 2) 駒田広也、大町達夫：フィルダムの三次元浸透解析、大ダム、第86号、PP.1~5、1978.
- 3) Pinder, G. E. and W. G. Gray : Finite Element Simulation in Surface and Subsurface Hydrology, Academic Press, pp. 198-199, 1977.
- 4) Pickens, J. F. , R. W. Gilham and D. R. Cameron : Finite-element analysis of the transport of water and solutes in tile-drained soils, J. of Hydrology, Vol. 40, pp. 234-264, 1979.
- 5) Gayaon, G. L. V. H. Scott and L. R. Herrmann : A general numerical Solution of the two-dimensional diffusion-convection equation by the finite element method, Water Resour. Res. , Vol. 6, No. 6, pp. 1611-1617, 1970.
- 6) 駒田広也、林正夫：地下式原子力発電所の想定事故時における核種の地中格納効果の評価手法、土木学会論文報告集、第288号、PP.115~126、1979.
- 7) Zienkiewicz, O. C. : The Finite Element Method in Engineering Science, McGraww-Hill, New York, 1971.
- 8) Segol, G. , G. F. pinder and W. G. Gray:A Galerkin-finite element technique for calculating transient position of the saltwater front, Water Ressour.Res. , Vol. 11, No.2, pp. 353-347, 1975.
- 9) Bathe, K. J. and E. L. Wilson : Numerical Methods in Finite Element Analysis, Prentice Hall, INC, 1976.
- 10) Vaclin, M. , D. Khanji and G. Vachaud:Experimental and numerical study of a transient two-dimensional unsaturated-saturated table recharge problems, Water Resour. Res. , Vol. 15, pp. 1098-1101, 1979.
- 11) Bruch, J. C. JR. : Two-dimensional dispersion experiments in a porous medum, Water Resour. Res. , Vol. 6, No. 3, pp. 791-800, 1970.
- 12) Bruch, J. C. and R. L .Street : Two-dimensional dispersion, ASCE, SA, Vol. 6, pp. 17-39, 1967.
- 13) Shamir, U. Y. and D. R. F. Harleman : Numerical solutions for dispersion in porous

- media, Water Resour. Res., Vol. 3, No. 2, pp. 557-581, 1967.
- 14) 土木学会編：土木工学における数値解析／流体解析編、サイエンス社、PP.59～72、1974.
  - 15) コナー／プレビア共著、奥村敏恵監訳：流体解析への有限要素法の応用、サイエンス社、PP. 199～207、1980.
  - 16) 西垣誠：原位置における不飽和領域内の透水試験、土木学会中四国支部年次報告第3部門、1984.
  - 17) 河野伊一郎、西垣誠：不飽和砂質土の浸透特性に関する実験的研究、土木学会論文報告集、第307号、PP.59～69、1981.
  - 18) 西垣誠：飽和・不飽和領域内の土中水の浸透特性に関する2、3の考察、土質工学会論文報告集、Vol. 23、No.3、1983、PP. 165-177.
  - 19) 河野伊一郎、西垣誠：室内透水試験法に関する2、3の考察、土質工学会論文報告集、Vol. 22、No. 4、1982、PP.181-190.
  - 20) 西垣誠：揚水試験結果の解析と排水量の推定法、基礎工、1983、12、PP. 14-21.
  - 21) 河野伊一郎、西垣誠：原位置透水試験法の解析手法に関する研究、土質工学会論文報告集、Vol. 23、No. 4、1983、PP. 157-170.
  - 22) 西垣誠、河野伊一郎：水平および鉛直方向の透水係数の計測方法、土と基礎、1984、11、PP. 59-63.
  - 23) 京都大学土木会訳「土質便覧」山海堂、1963、PP. 210-230.
  - 24) 駒田広也、中岡章：地下式原子力発電所の想定事故時における放射性よう素および希ガスの地中格納効果、電力中央研究所報告、No. 380031、1984.
  - 25) Bear, J. : Dynamics of Fluids in Porous Media, American Elsevier, New York, 1972, pp. 612.
  - 26) Kemper, W. D. and van Schaik, J. C. : Diffusion of salts in clay-water systems. Soil Sci. Soc. Am. Pro., 1966, Vol. 30, pp. 534-540.
  - 27) Rumer, R. R. : Longitudinal dispersion in steady and unsteady flow, ASCE, HY4, 1962, pp. 147-160.
  - 28) Harleman, D. R. F. and R. R. Rumer : Longitudinal and lateral dispersion in isotropic porous media, Journal of Fluid Mechanics, Vol. 16, 1963, pp. 385-394.

- 29) 大呂敏美、鈴木幸一：浸透内の流れの分散係数について、土木学会年次学術講演会概要集、PP. 134-135. 1979.
- 30) 地下水ハンドブック編集委員会編、地下水ハンドブック、1979、PP.103-107.
- 31) Kohno, I. , M. Nishigaki : Determination of diffusion and dispersion parameters for flow in porous media, Memoirs of the School of Engineering, Okayama University, Vol. 16-1, 1981, pp .65-89.
- 32) Pinder, G. F. and H. H. Cooper, JR. : A numerical technique for calculating the transient position of the saltwater front, Water prsour. Res. , 6(3), 1970, pp .875-882.
- 33) Van Genuchten, M. Th. and P. J. Wierenga : Mass transfer studies in sorbing porous media, I. Analytical solution, soil Scie. Soc. Amer. J. , Vol. 40 ,No. 4, 1976, pp. 473-480.
- 34) Pickens, J. F. and R. W. Gillham, D. R. Camerom : Finite element analysis of the transport of water and solutes in tile-drained soils, J. of hydrology, 40, 1979, pp. 243-264.
- 35) Van Genuchten, M. Th. and P. J. Wierenga: mass transfer studies in sorbing porous media, II . Experimental evaluation with tritium( $2\text{H}_2\text{O}$ ), Vol. 41, 1977, pp. 272-278.
- 36) Warrick, A. W. J. W. Biggar and D. R. Nielsen : Simulaneous solute and water transfer for unsaturated soil, Water Res. Res. Vol. 7, No. 5, 1971, pp. 1216-1225.
- 37) Pickens, J. F. and R. W. Gillham : Finite element analysis of solute transport under hysteretic unsaturated flow conditions, Water Res. Res. , Vol. 16, No. 6, 1980, pp. 1071-1078.
- 38) Gaudet, J. P. , H. Jegat, G. Vachaud and P. J. Wierenga: Solute transfer with exchange between mobile and stagnant water, through unsaturated sand, Soil Scien. Soc. Ame. Jou., Vol. 41, No. 4, 1977, pp. 665-671.
- 39) Frind, E. O. : Seawater intrusion in continuous coastal aquifer-aquitard systems, 3rd International Conference on finite elements in water Resources, 1980, pp. 2. 177-2. 198.
- 40) Pinder, G. F. and Gray, W. G. : Finite element simulation in surface and subsurface hydrology, Acad. Press, N. York, 1977.
- 41) Bruch, J. C. JR. : Two-dimensional dispersion experiments in a porous medium, Water Res. Res. , Vol. 6, No. 3, 1970, pp. 791-800.
- 42) 福井政美、桂山幸典：飽和多孔質内における分子の拡散および分散現象に関する研究、土木学会論文報告集、第 246号、PP.73~82、1976.

- 43) James, R. V. and J. Rubin : Accounting for apparatus-induced dispersion in analyses of miscible displacement experiments, Water Res. Res. , Vol. 8, No. 3,1972, pp. 717-721.
- 44) Harleman, D. R. F. and R. R. Rumer : Longitudinal and lateral dispersion in an isotropic porous medium, J. of Fluid Mechanics, Vol. 16, 1963.
- 45) Rumer, R. R. : Longitudinal dispersion in steady and unsteady flow, ASCE, HY4, pp. 147-172, 1962.
- 46) Gupta, S. P. and R.A.Greenkorn : Determination of dispersion and nonlinear adsorption parameters for flow in porous media, Water Res. Res. , Vol.10, No.4,1974, pp. 839-846.
- 47) 水収支研究グループ編：地下水資源学、共立出版株式会社、P.397、1973.
- 48) 初井和朗：地下水数値計算法(10) 2 - 1、物質輸送解析の基礎、地下水学会誌、第33巻、PP.115~122,1991.
- 49) 西垣誠：地下水数値計算法(13) 2 - 4、物質輸送のその他の解析法、地下水学会誌、第33巻、PP.265~276,1991.
- 50) オンツェルバッハ、W (上田年比古監訳) : 「パソコンによる地下水解析」、森北出版、PP.177~270,1990.
- 51) P.S.フヤコーン・G.F.ピンダー (赤井浩一訳監修) : 地下水解析の基礎と応用上巻基礎編、現代工学社、PP.205~206,1987.

(1) 浅部水質の溶存化学組成

SH-A(150m 孔), SH-B(50m 孔), SH-C(50m 孔), SH-D(50m 孔)および野島平林 700m 孔(282m)における水質の Ion Bar 図, Piper 図(トリリニアダイアグラム), Stiff 図(ヘキサダイアグラム)を第 4-1 図から第 4-3 図に示す。

Piper 図においてすべての試料が陰イオンでは  $\text{HCO}_3^-$  に富み, 陽イオンでは SH-C を除き Na+K に富む。SH-C では見掛上 Ca に富むが全溶存イオン濃度が極めて低いので Ca- $\text{HCO}_3^-$  型とは一概にいえない。Ion Bar 図では全溶存イオン濃度が SH-A で著しく高く, SH-C では極端に低いことを特徴とする。その他の孔井は同じ中程度の全溶存イオン濃度をもつ。Stiff 図ではいずれも  $\text{HCO}_3^-$  に富み, Na+K に富むパターンを示すが, SH-A では Na+K が著しく高いことを特徴とする。逆に SH-C ではすべてのイオン濃度が極端に低いことを特徴とし, 他の孔井とは異なる。

各孔井における以上の溶存化学組成の特徴は, 孔井位置の地質と坑内状況の違いによる。すなわち, SH-A は野島断層の西側に位置し, 構成地質は大阪層群および神戸層群の堆積岩である。また, その他の孔井は花崗岩体の中にあり, SH-C では孔底近くで湧水が確認されている。

(2) 野島平林 700m 孔の溶存化学組成

野島平林 700m 孔(5 深度)における水質の Piper 図, Stiff 図および水質変化図を第 4-4 図から第 4-6 図に示す。

Piper 図および Stiff 図では野島平林 700m 孔の深度ごとの変化はほとんど認められず, 全溶存イオン濃度が中程度の Na+K- $\text{HCO}_3^-$  型である。

水質変化図において, 陽イオンでは  $\text{Na}^+$  は深度が深くなるにつれ含有量が漸減する。これに対して  $\text{K}^+ \cdot \text{Ca}^{2+} \cdot \text{Mg}^{2+}$  は全体として深度が深くなるにつれ含有量が漸減するが, 深度 600m の試料(No. 5)では  $\text{Ca}^{2+} \cdot \text{Mg}^{2+}$  はその上下の試料よりも低い値を示し, K は高い値を示す。陰イオンの場合,  $\text{Cl}^- \cdot \text{SO}_4^{2-}$  は深度との関係において明瞭な傾向を示さない。しかし,  $\text{HCO}_3^-$  は全体として深度が深くなるにつれ含有量が漸減するが, 深度 600m の試料(No. 5)ではその上下の試料よりも低い値を示す。すなわち,  $\text{Ca}^{2+} \cdot \text{Mg}^{2+} \cdot \text{HCO}_3^-$  は深度 600m の試料(No. 5)でその上下の試料よりも低い値を示す傾向を持つ。 $\text{SiO}_2$  の変化はこれらのイオン程明瞭でないが, 深度 600m の試料で低い値を示す。

4.3.2 トリチウム濃度

トリチウム濃度の分析結果を第 4-4 表に示す。

第 4-4 表 トリチウム濃度分析結果一覧表

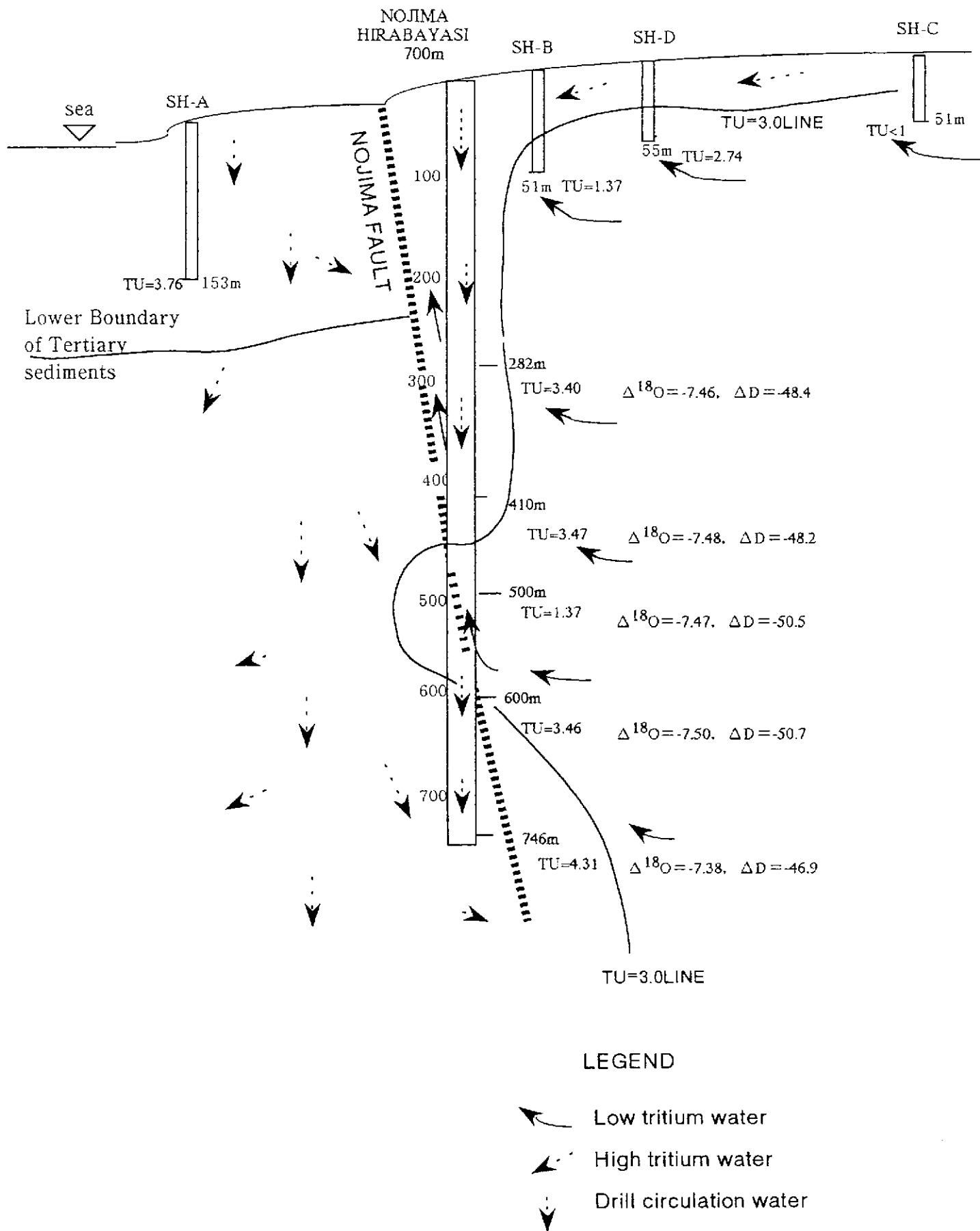
| 試料番号                  | SH-A        | SH-B        | SH-C         | SH-D        | 平林No.1      | 平林No.2      | 平林No.3      | 平林No.4      | 平林No.5      |
|-----------------------|-------------|-------------|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
|                       | 1995        | 1995        | 1995         | 1995        | 1995        | 1995        | 1995        | 1995        | 1996        |
| 試料採取日                 | 12/11       | 12/23       | 12/12        | 12/24       | 12/07       | 12/13       | 12/20       | 12/26       | 01/18       |
| 採取深度(m)               | 153         | 50.93       | 51           | 55          | 282         | 410         | 500         | 600         | 746.7       |
| $T_r(\text{TU})$      | 3.76 ± 1.01 | 1.37 ± 1.01 | -0.51 ± 1.01 | 2.74 ± 1.01 | 3.40 ± 1.01 | 3.47 ± 1.01 | 1.37 ± 1.01 | 3.46 ± 1.01 | 4.31 ± 1.01 |
| $\delta^{18}\text{O}$ |             |             |              |             | -7.46       | -7.48       | -7.47       | -7.50       | -7.38       |
| $\delta\text{D}$      |             |             |              |             | -48.4       | -48.2       | -50.5       | -50.7       | -46.9       |

注:  $\delta\text{D}$  及び  $\delta^{18}\text{O}$  の単位: ‰

トリチウム濃度の測定は分析期間の関係で電解濃縮を省略し、DIRECT COUNTで行ったため、測定誤差はやや大きい結果となった。

大阪層群及び神戸層群の堆積岩からなる SH-A, 及び SH-D はトリチウム濃度が 3 に近く、比較的循環時間が短い天水からなる。これに対して坑底近くで湧水が確認されている SH-C のトリチウム濃度は 0 に近く循環時間が長い天水からなるものと推定される。また、SH-B のトリチウム濃度も小さく (1.27TU)、比較的循環時間が長い天水からなるものと推定される。

野島平林 700m 孔では深度 500m の試料 (No. 3) のトリチウム濃度が小さく (1.27TU)、比較的循環時間が長い天水が主体を占めるものと推定される。参考のために分析した  $\delta D$  の値からは No. 3 及び No. 4 の  $\delta D$  値が小さく、高標高域からの天水を起源としているものと推定される。



第4-7図 泥水中トリチウム濃度から推定される地下水流動モデル

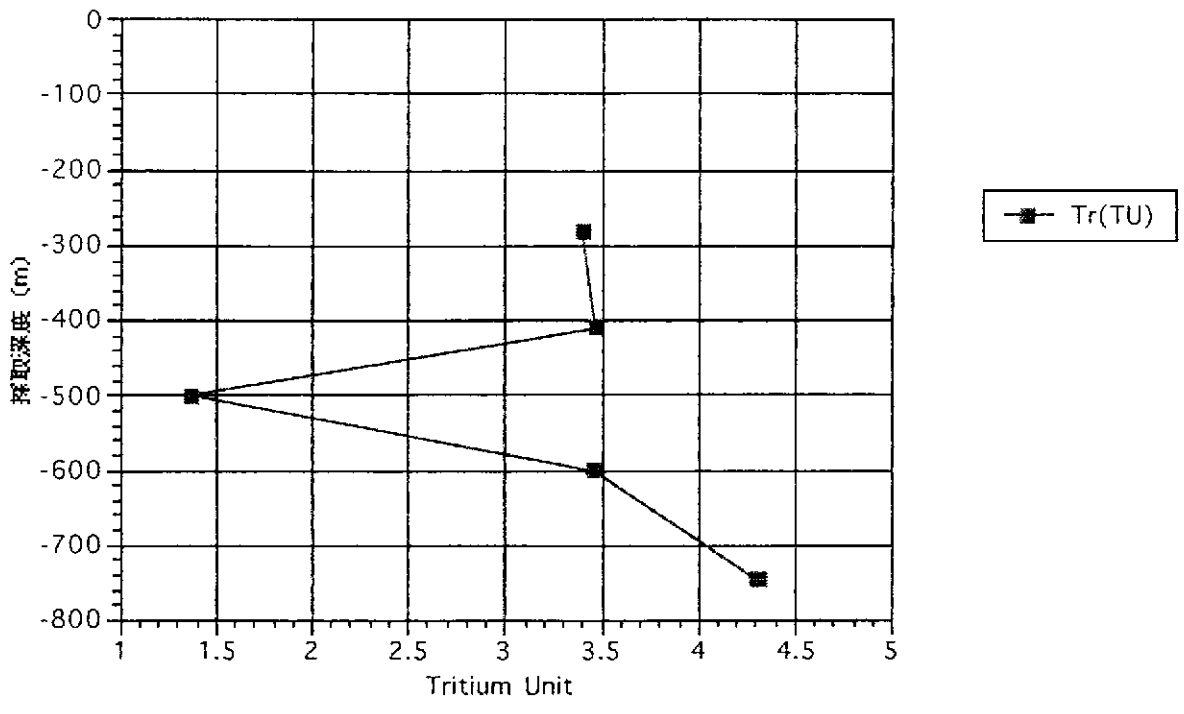


#### 4.4 考察

浅深度の試料である SH-A(150m 孔), SH-B(50m 孔), SH-C(50m 孔), SH-D(50m 孔)及び野島平林 700m 孔 (282m) においてすべての試料が中程度の全溶存イオン濃度をもつ。すなわち, いずれも  $\text{HCO}_3^-$  に富み,  $\text{Na}+\text{K}$  に富むパターンを示すが, SH-A では  $\text{Na}+\text{K}$  が著しく高いことを特徴とする。逆に SH-C ではすべてのイオン濃度が極端に低いことを特徴とし, トリチウム濃度も小さい。

SH-A では  $\text{Na}+\text{K}$  が著しく高いことに対して, 一つには堆積岩中の地層水の混入が考えられる。また, SH-A では著しく濃い泥水が用いられたことと, 泥剤の種類が他の孔井とは異なることも  $\text{Na}+\text{K}$  が著しく高いことと関係しているであろう。SH-C では極端に全溶存イオン濃度及びトリチウム濃度が低いのは泥水よりも湧水が占める割合が高いことによるものであろう。

野島平林 700m 孔における採水試料は掘削中の泥水であるため, 岩盤中の水質そのものよりも泥水の性質を多く反映しているが, 一部の陽イオン・陰イオンの濃度が深度とともに漸減することは, 泥水中に岩盤中の水が次第に増加し, 泥水濃度を低下させているとみることができる。すなわち, 掘削した花崗岩体はある程度の透水性をもち, 深度とともに透水性が高くなっているものと推定される。特に, 深度 600m の試料のみが  $\text{Ca}^{++} \cdot \text{Mg}^{++} \cdot \text{HCO}_3^- \cdot \text{SiO}_2$  濃度が低いことは, この孔井で遭遇した深度 594.5-625.1m の断層破碎帯の透水性がその上下の岩盤よりも大きいことを示すものと考えられる。トリチウム濃度の変化は溶存化学成分よりも感度が小さいが深度 400 m の試料で低く, 地層水の割合が高いことを示唆している。



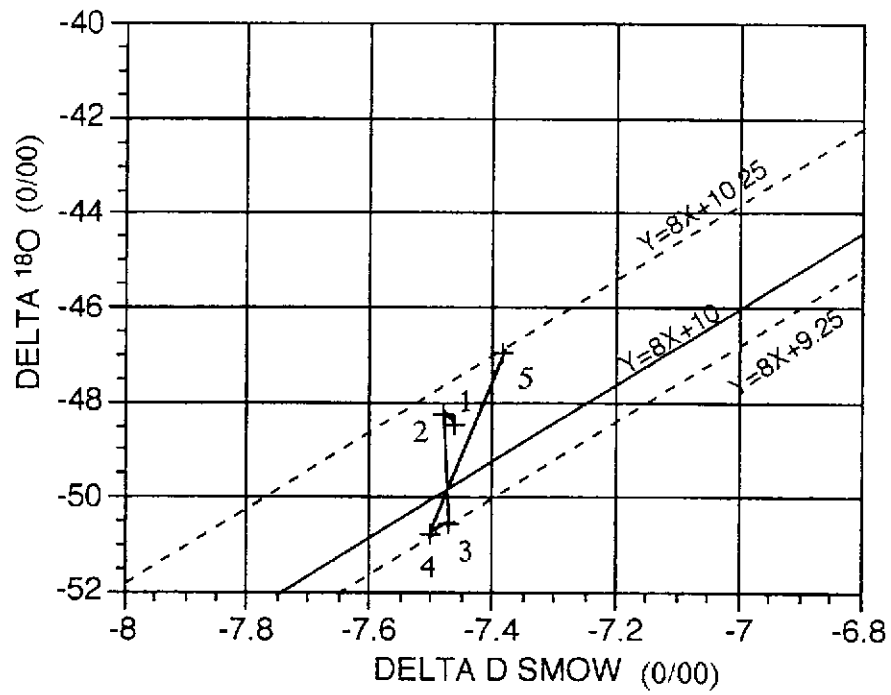
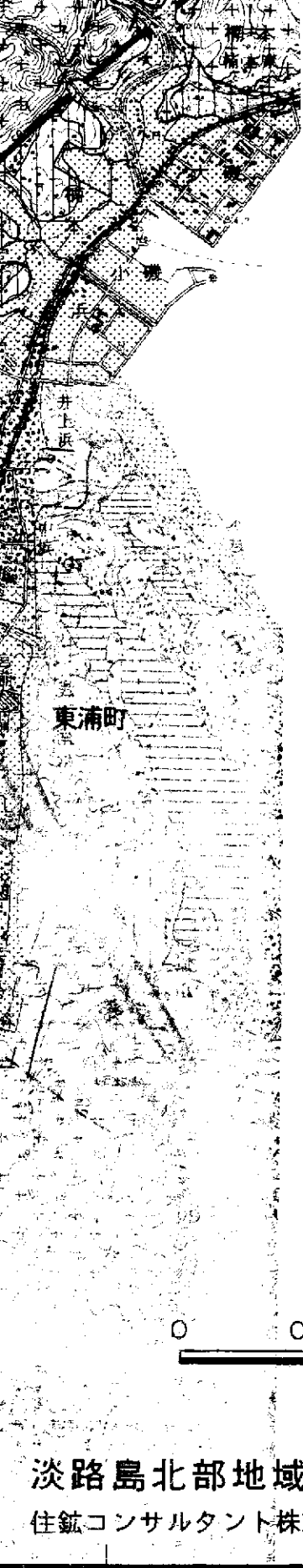


Figure Relationship between delta D and delta oxygen 18 in the drill circulation water at Hirabayashi 700m drill hole

- 1: 282m depth
- 2: 410m depth
- 3: 500m depth
- 4: 600m depth
- 5: 746.7m depth

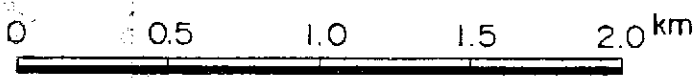
第7- 表 水質試験結果一覧表

| 試料番号                            | 平林     | 宝塚     | 育波      | 平林試験用水  |
|---------------------------------|--------|--------|---------|---------|
| 試料採取日                           | H8.4.4 | H8.4.4 | H8.3.13 | H8.4.13 |
| 採取量(l)                          | 20     | 20     | 20      |         |
| 温度(°C)                          | 23.9   | 11.7   | 25.4    |         |
| pH                              | 7.8    | 9.9    | 8.6     |         |
| 電気伝導度(mS/m)                     | 60.3   | 32.9   | 60.5    |         |
| pH4.8アルカリ度                      | 5.3    | 2.1    | 5.1     |         |
| 溶存成分濃度 (mg/l)                   |        |        |         |         |
| Na <sup>+</sup>                 | 36.2   | 65.0   | 124.0   | 19.1    |
| K <sup>+</sup>                  | 4.7    | 3.9    | 1.1     | 4.4     |
| Ca <sup>++</sup>                | 56.2   | 1.9    | 6.0     | 46.2    |
| Sr <sup>2+</sup>                | 0.5    | <0.1   | 0.1     | 0.1     |
| Mg <sup>++</sup>                | 20.0   | 0.2    | 3.6     | 15.6    |
| Fe <sup>2+</sup>                | 1.00   | 0.24   | 0.02    | <0.01   |
| Fe <sup>3+</sup>                | 0.94   | 7.50   | 0.37    | 0.05    |
| Mn <sup>2+</sup>                | 0.16   | 0.07   | 0.07    | 0.04    |
| Al <sup>3+</sup>                | <0.01  | <0.01  | <0.01   | <0.01   |
| Cl <sup>-</sup>                 | 20.4   | 26.0   | 11.5    | 13.1    |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>   | 5.1    | 13.5   | 1.3     | 8.4     |
| CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>   | <5     | 48     | 8.6     | <5      |
| HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>   | 330    | 21     | 340     | 240     |
| Li <sup>+</sup>                 | <0.1   | 0.0    | 0.1     | <0.1    |
| NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>    | <0.05  | <0.05  | <0.05   | <0.05   |
| Br <sup>-</sup>                 | 0.09   | 0.09   | 0.07    | 0.08    |
| F <sup>-</sup>                  | 0.7    | 5.1    | 2.7     | 0.4     |
| 溶存ガス成分 (mg/l)                   |        |        |         |         |
| CO <sub>2</sub>                 | <0.001 | <0.001 | <0.001  | <0.001  |
| H <sub>2</sub> S                | <0.001 | <0.001 | <0.001  | <0.001  |
| 非解離成分 (mg/l)                    | 0.16   | 0.07   | 0.07    | 0.04    |
| SiO <sub>2</sub>                | 44     | 23     | 18      | 22      |
| H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> | 57.18  | 29.89  | 23.39   | 28.59   |
| HBO <sub>2</sub>                | 1.20   | 2.00   | 3.80    | 0.20    |
| HAsO <sub>2</sub>               | 0.008  | 0.004  | <0.001  | <0.001  |
| 微量成分 (mg/l)                     |        |        |         |         |
| Hg                              | 0.0003 | 0.0003 | <0.0002 | <0.0002 |
| Cd                              | <0.005 | <0.005 | <0.005  | <0.005  |
| Pb                              | <0.05  | <0.05  | <0.05   | <0.05   |
| Cr                              | <0.01  | <0.01  | <0.01   | <0.01   |
| P                               | 0.01   | 0.02   | <0.01   | <0.01   |
| I                               | <1     | <1     | <1      | <1      |
| トリチウム濃度(TU)                     |        |        |         |         |



34°32'

A 1



淡路島北部地域の地質図＋リニアメント図  
住鋳コンサルタント株式会社(1996) 市原(1993)に加筆, 修正

135°00'

34°30'  
135°02'