

地下水学（木2） 一 地中水の科学一 担当 近藤昭彦（地球科学系・講師）

地中水(subsurface water)とは地表面より下にある水の総称である。一方、地下水(groundwater)とは”地下水面”より下にある水のことであるが、水循環の立場からは両者は一括して扱ったほうがより適切である。その理由は講義の中で、明らかにされる。本講では地中水循環の科学的（工学的ではなく）側面に焦点を当て、地球科学研究における地中水の重要性について講義を行う。

| | |
|-------|----------------------|
| 4月13日 | 授業概要 |
| 4月20日 | 土壌水の基礎 |
| 4月27日 | 地下水流動系・地下水流動系と地形 |
| 5月11日 | 斜面における水の流れ・山地の地下水 |
| 5月18日 | 地中水のコンピューターシミュレーション |
| 5月25日 | 環境同位体による地下水研究 |
| 6月 1日 | 水温による地下水研究 |
| 6月 8日 | 最新の地中水計測技術・リモートセンシング |
| 6月15日 | 都市の地下水・都市化と地下水 |
| 6月22日 | 人間生活と地下水・地下水利用の歴史 |
| 6月29日 | 試験 |

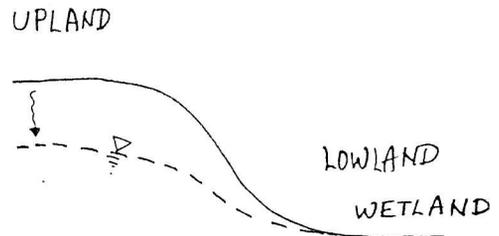
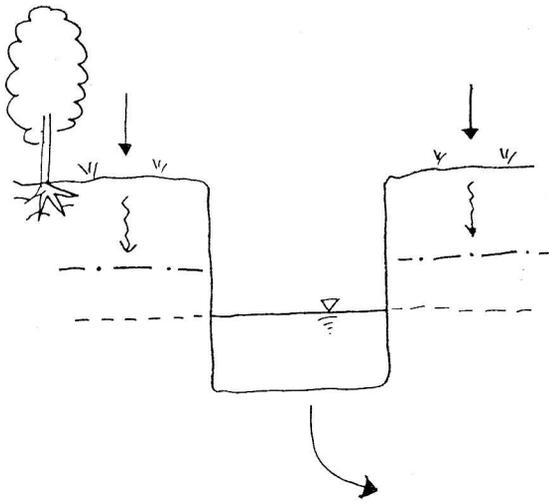
地中水・地下水に関する主要参考書

榎根 勇（1980）、「水文学」、大明堂
榎根 勇編（1989）、「水循環と水収支」、気象研究ノート167号
榎根 勇編（1991）、「実例による新しい地下水調査法」、山海堂
榎根 勇（1993）、「地下水の世界」、NHKブックス
水収支研究グループ（1993）、「地下水資源・環境論」、共立出版
塚本良則編（1992）、「森林水文学」、文永堂
山本荘毅（1983）、「新版地下水調査法」、古今書院
山本荘毅（1992）、「地下水水文学」、共立出版
新井 正ほか（1987）、「都市の水文環境」、共立出版

主要学会誌（水循環の立場から地中水・地下水を扱うもの）

地下水学会誌（日本地下水学会）
ハイドロロジー（日本水文科学会）
水文・水資源学会誌（水文・水資源学会）

連絡先 近藤昭彦 共同研究棟C303（加速器センター併設）
Tel. 0298(53)2498 Fax. 0298(53)2562
E-mail: kondoh@atm. geo. tsukuba. ac. jp Nifty: GFH00317



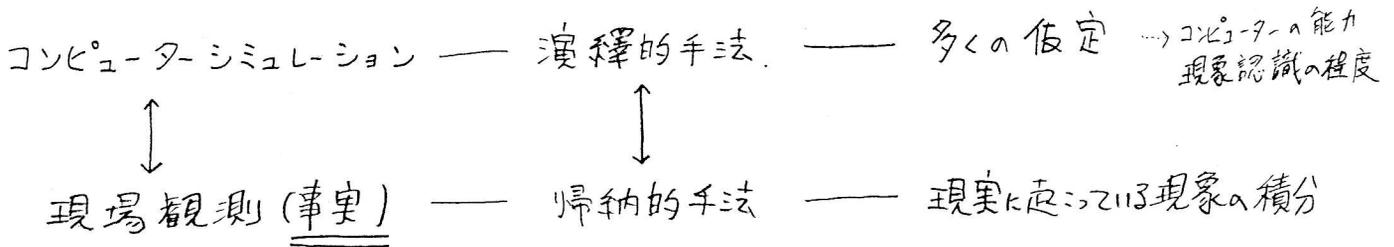
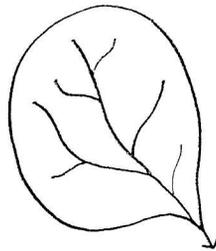
地下水はどのように流れるか?

SYSTEM

"土壌水分"とは何か?

GCM
リモートセンシング"

流域



都市

土壌水の基礎

1995年4月20日 (担当: 近藤)

土壌水分の特性値 (ここで、Vは体積、Wは重量、s, w, aはそれぞれ固体、液体、気体を表す)

| | |
|-------|----------------------------------|
| 土壌の構成 | 固相(Vs)・液相(Vw)・気相(Va) |
| | 間隙率or空隙率(Vw+Va)/V |
| 含水量 | 含水比 ω (%) = (Ww/Ws) x100 |
| | 体積含水率 θ (%) = (Vw/V) x100 |
| | 飽和度 S (%) = (Vw/(Vw+Va)) |

土壌水分の水分恒数 土の含水量はS=0から100 (飽和含水量) まで変化し、その間にいくつかの水分恒数が定義できる。

| | |
|--------|--------------------------|
| 飽和含水量 | S = 100%に相当 |
| 圃場含水量 | 重力による排水がほぼ完了した時点の含水量 |
| シオレ含水量 | 植物の根が吸水できる限界の含水量 |
| 最大吸湿度 | 乾燥土が飽和空気から吸収できる蒸気体水分の最大値 |

水理ポテンシャル・水理水頭

地中水 (地表面より下にある水) の運動はポテンシャルに支配される。

$$h \text{ (水理水頭)} = z \text{ (位置水頭)} + \phi \text{ (圧力水頭)}$$

水分特性曲線 (moisture characteristic curve) 土壌の含水量と負の圧力水頭との関係を表す曲線

- p F 値 負の圧力水頭の絶対値の常用対数をとった値
- 吸水過程・排水過程 ヒステリシス
- 水侵入値・空気侵入値
- 吸水可能含水率・排水可能含水率
- 臨界飽和含水率・臨界飽和度
- 飽和毛管水帯・不飽和毛管水帯・懸垂水帯
- 圃場含水量 (≒ p F 1. 8)
- シオレ点 (≒ p F 4. 2)

多層構造を呈する土壌における水分特性曲線

毛管水帯

- 毛管サイフォン
- 毛管水帯における水の一斉移動
- 降雨に対する早い流出の原因
- Capillary Barrier ... 廃棄物の地下保管

Horton and Hawkins(1965)の実験 (Soil Science, 100, 377-383)

不飽和浸透の特性
多孔質媒体(Porous Media)中の水分の移動

土壌水分の測定法

- 定量採土法
- テンシオメーター法
- 中性子線法 (中性子水分計)
- 電磁波法 (TDR法)
- その他

土壌水の移動速度

トレーサーで追跡した”真の浸潤速度”は土壌水分量の浸潤する速度(みかけの速度)より遅い。これは土壌汚染、地下水汚染を考える際に重要。

表 33 堆積物の間隙率 (Todd, 1959).

| 物質 | 間隙率 (%) |
|----------|---------|
| 土壌 | 50~65 |
| 粘土 | 45~55 |
| シルト | 40~50 |
| 中~粗粒の混合砂 | 35~40 |
| 均質な砂 | 30~40 |
| 細~中粒の混合砂 | 30~35 |
| 礫 | 30~40 |
| 砂礫 | 20~35 |
| 砂岩 | 10~20 |
| 頁岩 | 1~10 |
| 石灰岩 | 1~10 |

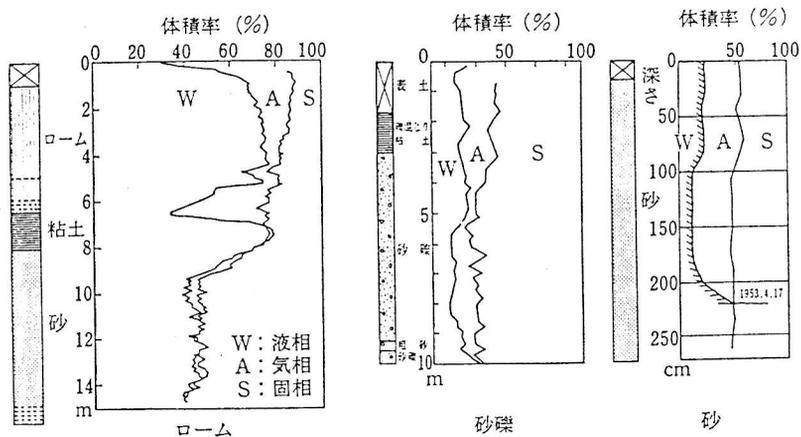


図 1.1 種々の土の3相分布

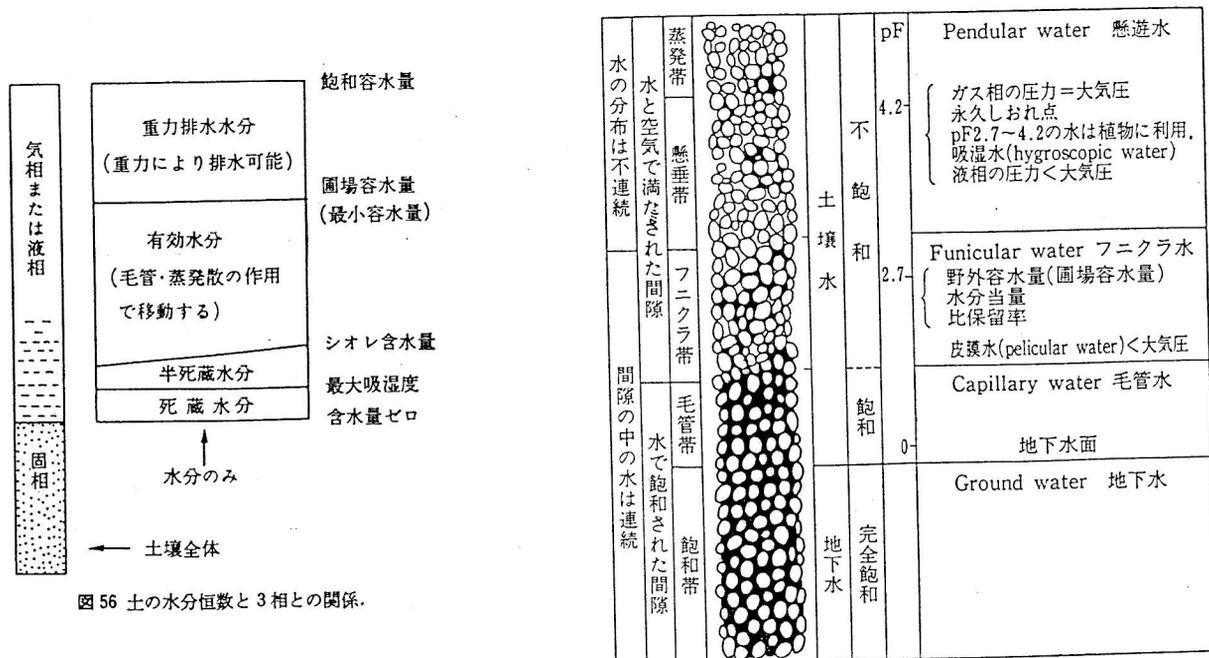


図 56 土の水分恒数と3相との関係.

図 1.2 土壌水帯の区分

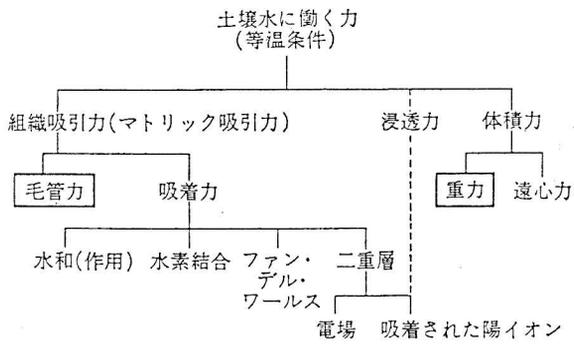


図 1.4 土壤に働くさまざまな力 (Elrick, D. E. と Aalders, J. H. M)

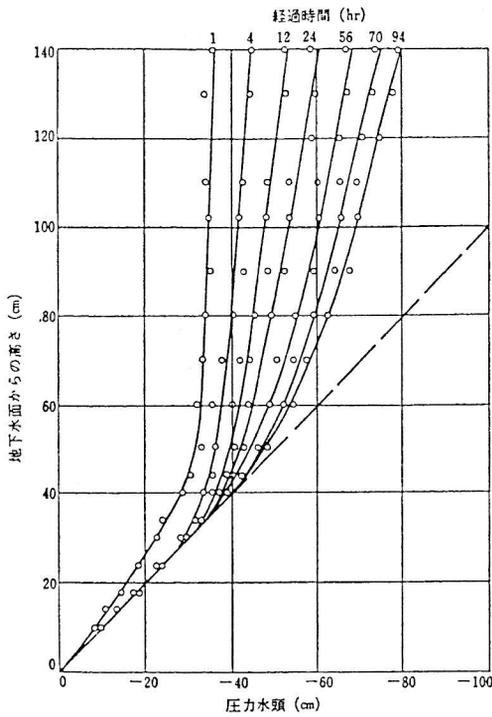


図54 はじめに飽和していた中砂の排水過程における圧力水頭の変化 (Prill et al., 1965)

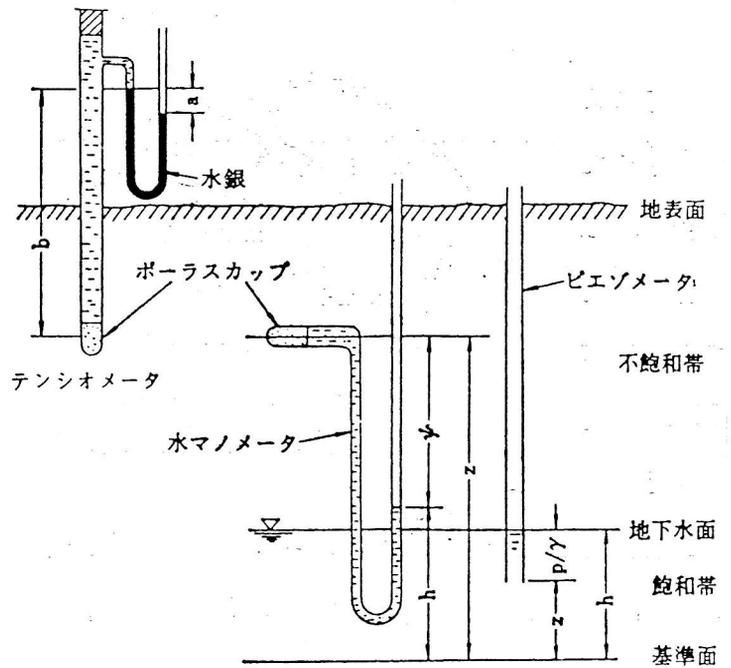


図49 圧力水頭と重力水頭の関係 (樞根, 1979)

図の状態では土壤水は下方へ移動中である。ピエゾメータについては5章参照のこと。

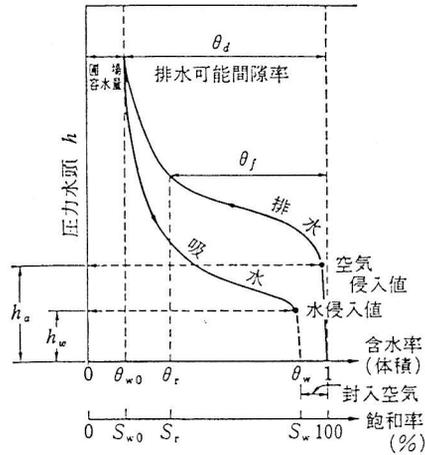


図 1.5 模式的な水分特性曲線

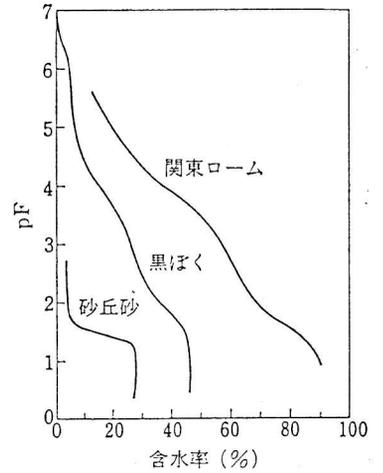


図 1.6 さまざまな水分特性曲線 (土壌によって異なる)

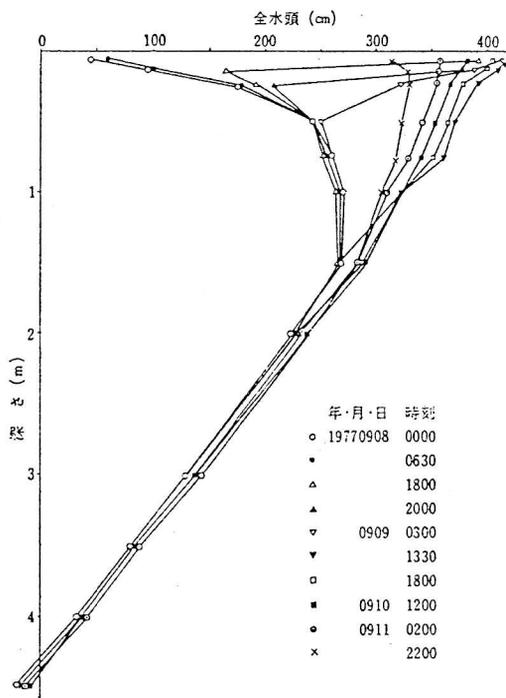


図59 大雨前後の関東ローム層中の水理水頭の時間的変化 (9月8日~9月11日) (樋口, 1978)

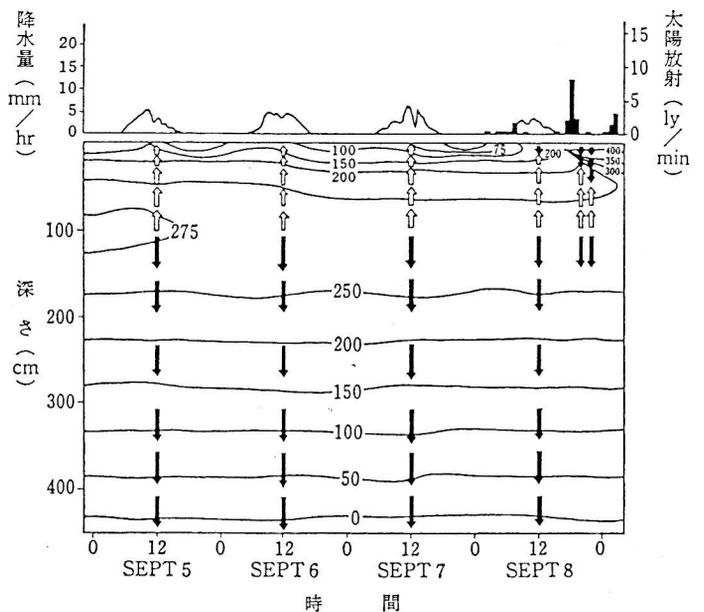
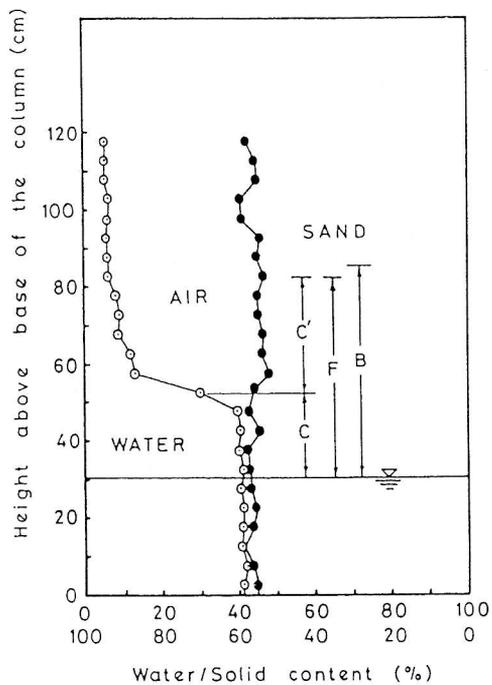
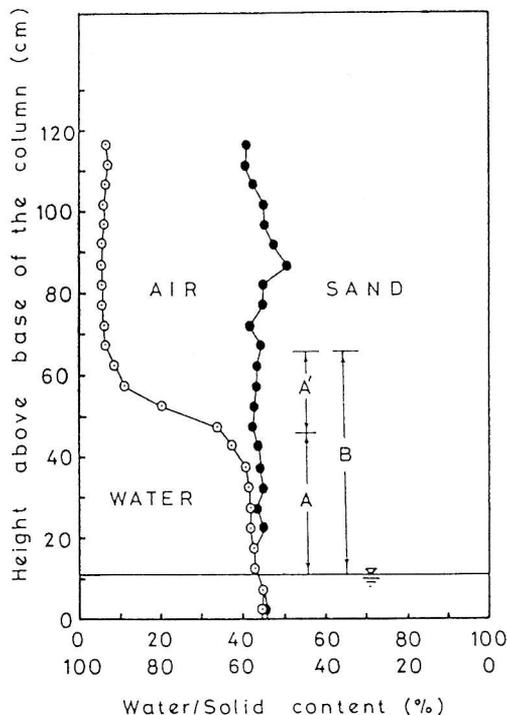


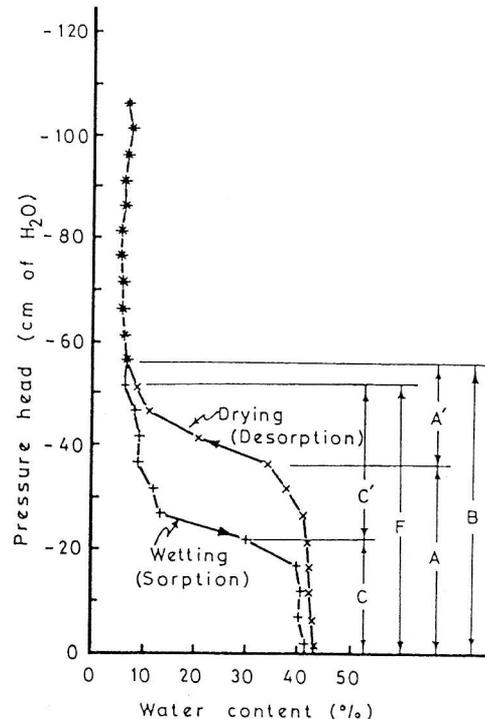
図 1.3 ゼロフラックス面 (白の矢印は上向き水分, 黒の矢印は下向き水分, 両者の境がゼロフラックス面)



第7図 吸水実験後のカラムの3相分布



第5図 排水実験後のカラムの3相分布



第8図 標準砂の水分特性曲線

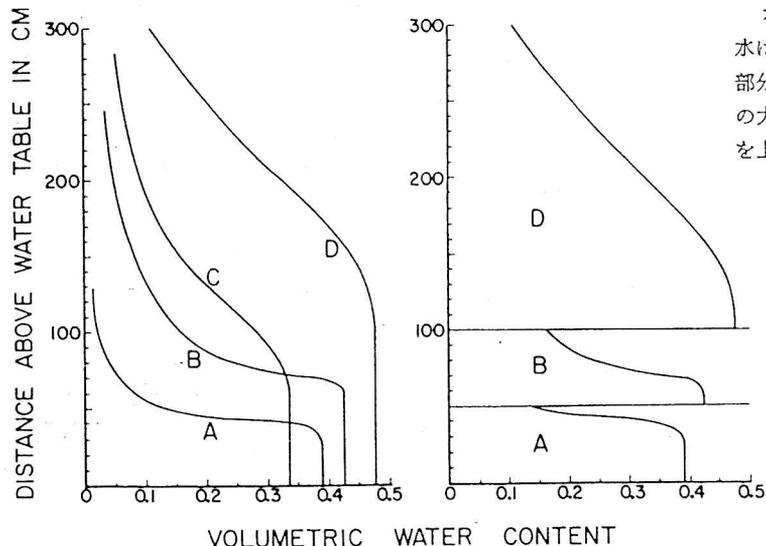


Figure 2.7 Schematic equilibrium water-content distribution above a water table (left) for a coarse uniform sand (A), a fine uniform sand (B), a well-graded fine sand (C), and a clay soil (D). The right plot shows the corresponding equilibrium water-content distribution in a soil profile consisting of layers of materials A, B, and D.

(註) インクビン効果と水切り脚効果

ガラス管に水を満たし(図1.10), 枝管の栓を閉じたまま上の栓を開けると中の水は枝管の中に少量残り他は落ちてしまうが, 両方の栓を同時に開けるとクビレの部分に少量の水が宙つりの形で残る(インクビン効果). また, 懸垂水帯の中で土壌の大きさが異なる成層状態である時, 排水をすると境界に余分な水が残る. この水を上座毛管水(八幡)というが, この現象を丸井は水切り脚効果とよんでいる.

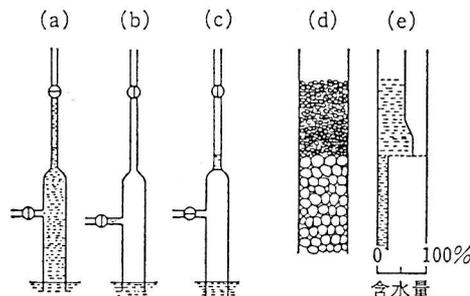


図 1.10 インクビン効果, 水切り脚効果 (八幡敏雄 1975)

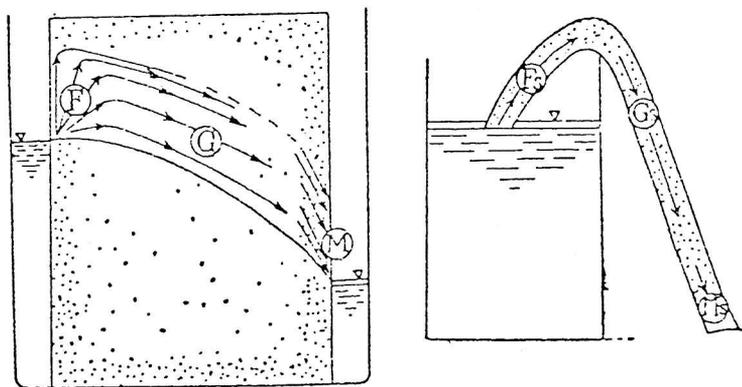


図51 毛管サイフォン (秋葉, 1938)

秋葉の説明では不明確であるが, 地下水面より上の土壌水の圧力水頭は大気圧以下であるから, ①面からは蒸発による水の損失は起こりうるが, 重力による流去は起こらない.

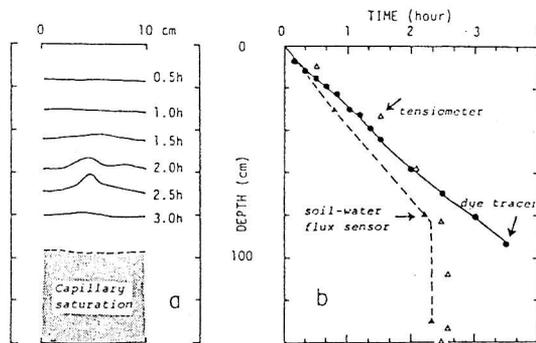


図4.1: 着色水を用いた降雨浸透実験の結果 (降雨条件: 40 mm/h で6時間)

- (a) 目視で捉えた浸潤前線の降下状況
- (b) 降雨開始以後, 各深度の各センサーにより検出した地中水の移動開始の状況 (Sakura et al., 1987)

TABLE 1

Results of first experiment

| Simulated Rainfall | | % of Total Effluent Which Flowed from the Sand Core* | | | |
|--------------------|----------------|--|------------|------------|------------|
| Rate (in./hr.) | Duration (hr.) | L = 12 in. | L = 24 in. | L = 48 in. | L = 59 in. |
| 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 100 |
| 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 100 |
| 1 | 3 | 0 | 0 | 0 | 100 |
| 1 | 4 | 0 | 0 | 0 | 100 |
| 1 | 5 | 12 | 0 | 0 | 100 |
| 1 | 6 | 16 | 0 | 0 | 100 |
| 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 100 |
| 2 | 2 | 21 | 0 | 0 | 100 |
| 2 | 3 | 32 | 8 | 7 | 100 |
| 3 | 1 | 18 | 0 | 0 | 100 |
| 3 | 2 | 42 | 18 | 12 | 97 |

* L = Length of sand core in contact with the soil, as measured from top of column.

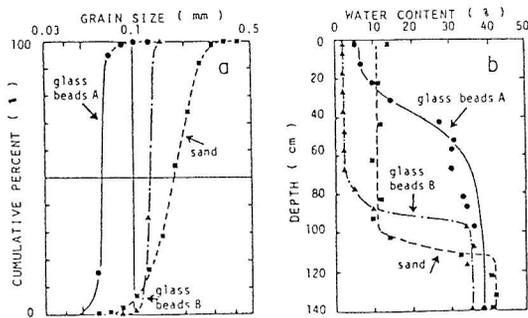


図4.2: 供試土の(a)粒径分布と(b)平衡水分分布 (Sakura et al., 1987)

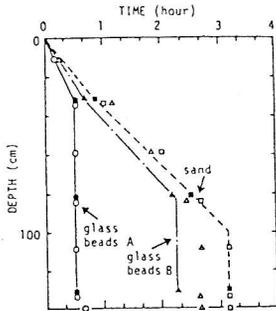


図4.3: 三種類の供試土における地中水の移動開始の状況 (Sakura et al., 1987)

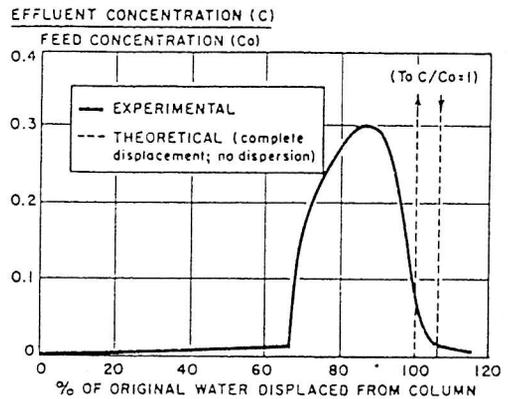


FIG. 2. Displacement of water held at field capacity.

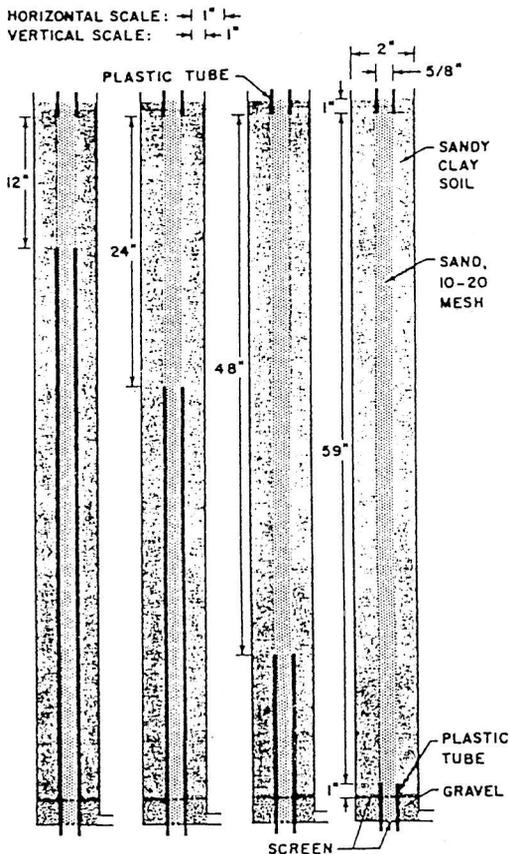


FIG. 1. Columns of sandy clay soil containing a sand core.

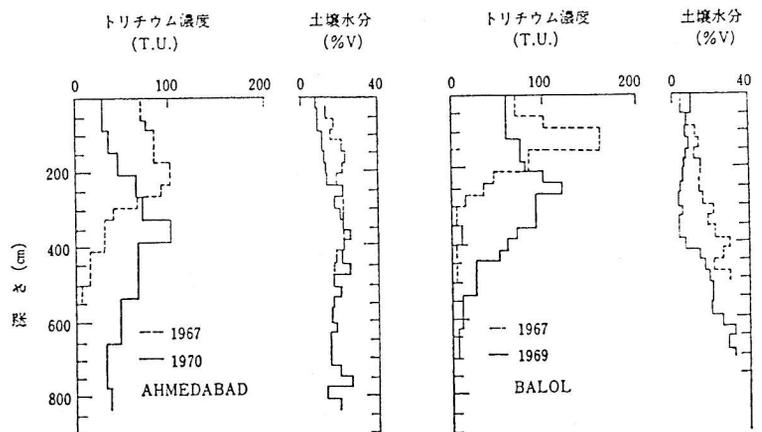


図69 代表地点における土壌水分とトリチウム濃度プロファイル (Sukhija-Shah, 1976)

表35 トリチウムによる地下水涵養量の推定値 (Sakhija-Shah, 1976)

| 地点 | 総トリチウム法 (cm) | ピーク・トリチウム法 (cm) | 平均年涵養量 (cm) | 降雨に対する涵養量の% |
|------------|--------------|-----------------|-------------|-------------|
| Ahmedabad | 4.6 | 6.6 | 5.6 | 7.0 |
| Balol | 2.5 | 2.8 | 2.6 | 4.3 |
| Kosamba | 5.0 | 6.5 | 5.6 | 4.5 |
| Sankeshwar | 1.3 | 1.7 | 1.5 | 3.0 |
| Taranga | >2.7 | 5.8 | 5.6 | 10.9 |
| Varahi | 1.5 | 1.6 | 1.5 | 3.3 |

| | | | |
|-----|-----------|------------|-----------|
| 場所 | Giessen | Speyer | Giessen |
| 土壌 | ローム質 | 砂質 | ローム質 |
| 植生 | なし | なし | あり |
| 散水日 | 1964年7月9日 | 1964年10月9日 | 1964年7月2日 |

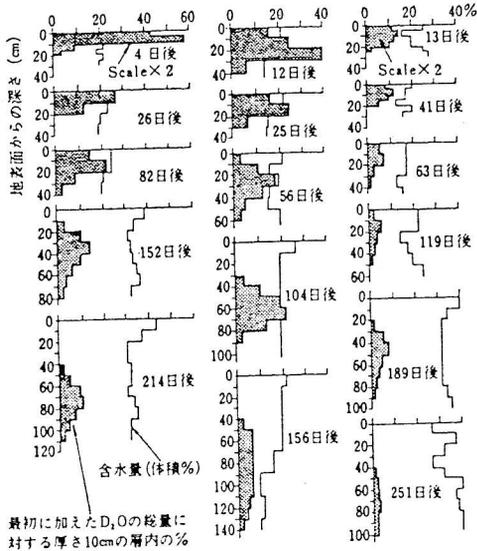


図67 実験圃場における土壌水分とトレーサー濃度の変化 (Zimmermann et al., 1967)

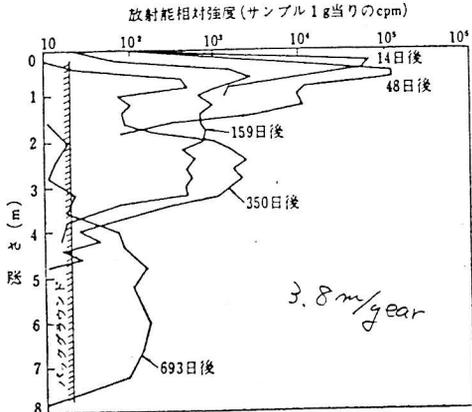


図68 放射能強度プロファイルの時間変化 (Ligon, et al., 1977)

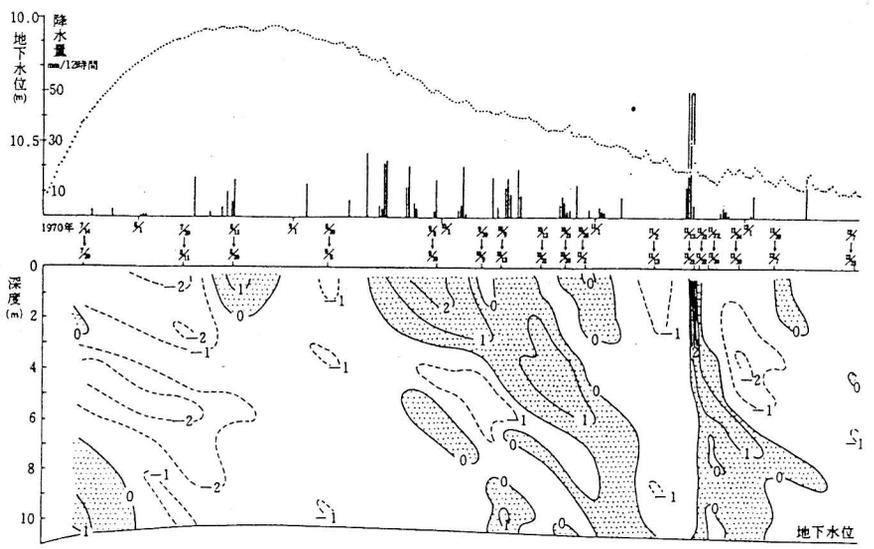


図53 地下水位変化と土壌水分変化量分布図 (単位: cm/100 cm)

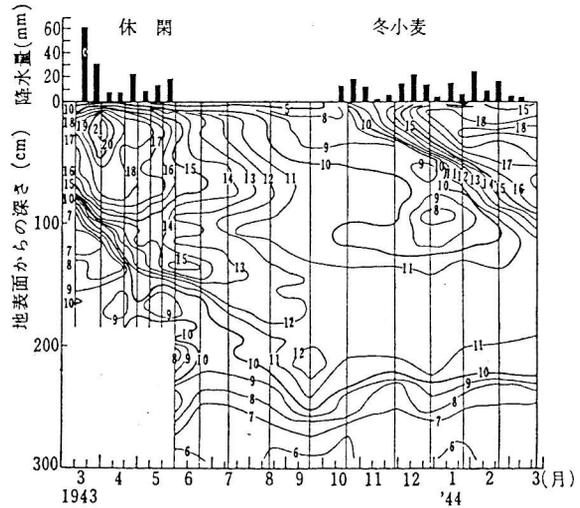


図59 乾燥地域における灰色土中の土壌水分の年変化 (Rode, 1959). 図中の数字は含水量(重量%)で、圃場含水量は16~18.5%, 灌漑はしていない。

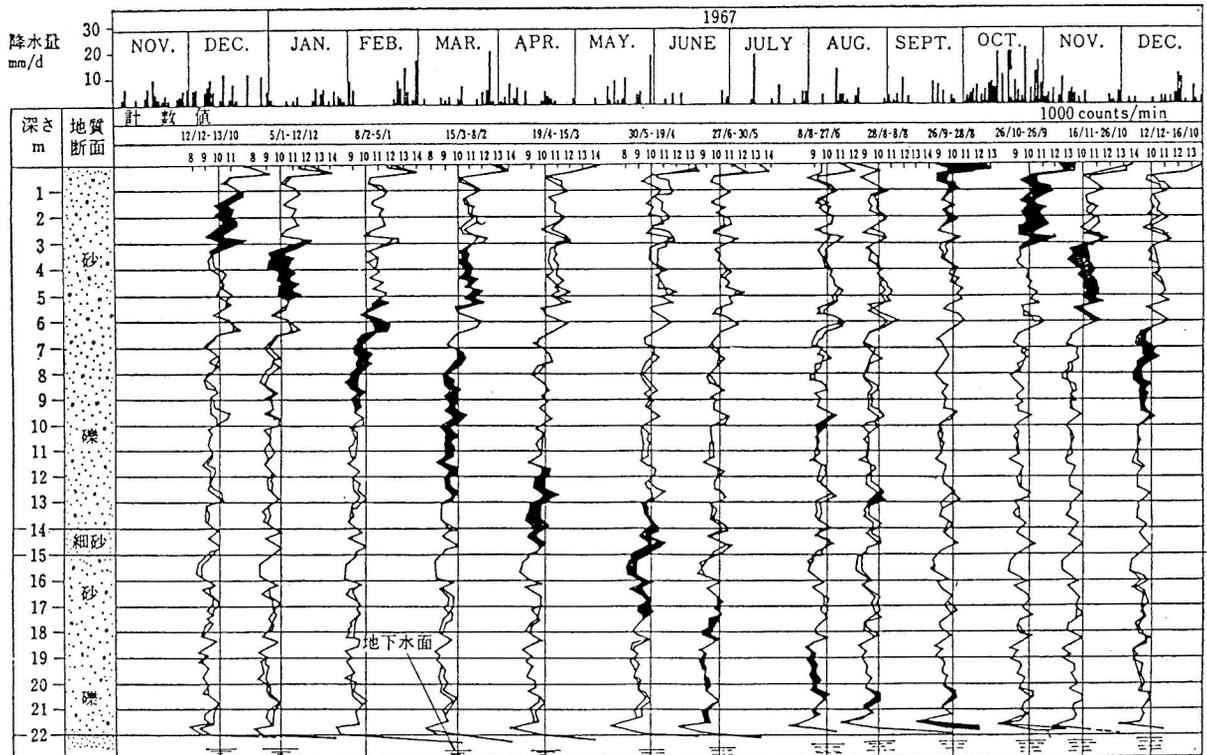


図71 デンマークの氷河堆積物中の土壌水分の変化 (Andersen-Sevel, 1974)

真の降下速度 4.5 m/year

地下水流動系

地下水学—地中水の科学— (担当：近藤)

地下水の地域的流動状態

- (1) Hubbertのモデル(Hubbert, 1940)
 (2) Tothのモデル(Toth, 1962, 1963) 定常地下水流動方程式

$$\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} = 0$$

ここで、h：水理水頭、x, y：水平、鉛直座標。

- (3) Freeze & Witherspoonのモデル(Freeze & Witherspoon, 1966, 1967, 1968)

地下水流動系とは

(Toth, 1963)の定義：*"a flow system is a set of flow lines in which any two flow lines adjacent at one point of the flow region remain adjacent through the whole region; they can be intersected anywhere by an uninterrupted surface across which flow takes place in one direction only"*.

地下水循環を考える基本単位

地下水域(groundwater basin): *"groundwater basin is defined as a 'three-dimensional closed system which contains the entire flow paths followed by all water recharging the basin"*

柱) 地質的な单元である堆積盆地(sedimentary basin)と一致するとは限らない。

地下水流動系の実測例

0次谷谷底
 プレーリープロファイル
 カナダ・・・地形と地下水流動系の変化の速度

変化する地下水流動系

千葉県、養老川下流の下総層群中の地下水
 浦和水脈

地下水流動系と地形

Groundwater Outcrop Erosion Model (GOEM)
 洪積台地における侵食谷

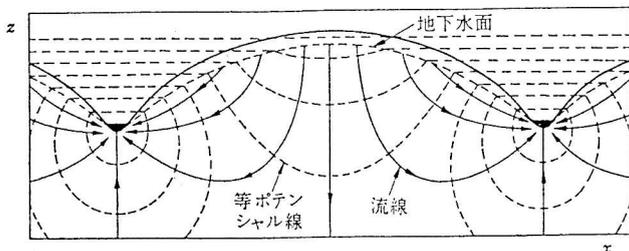


図 74 均質等方性の地層中の地下水の流れ (Hubbert, 1940).

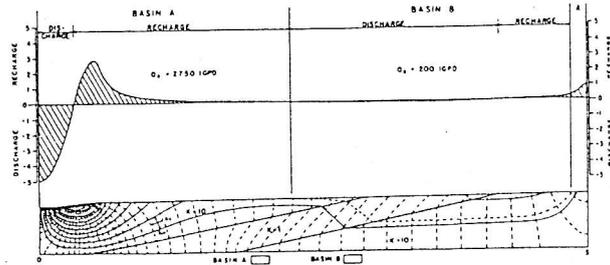


Fig. 1. Quantitative flow net and recharge-discharge profile for a two-dimensional, nonhomogeneous, isotropic composite ground water basin.

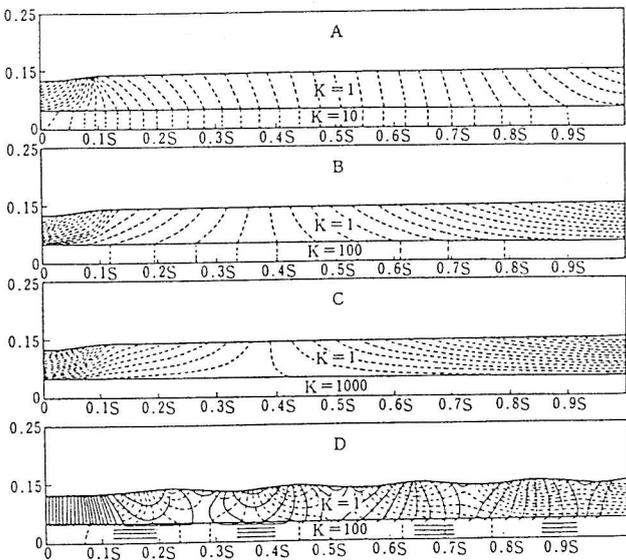


図 3.12 流動解析の分類

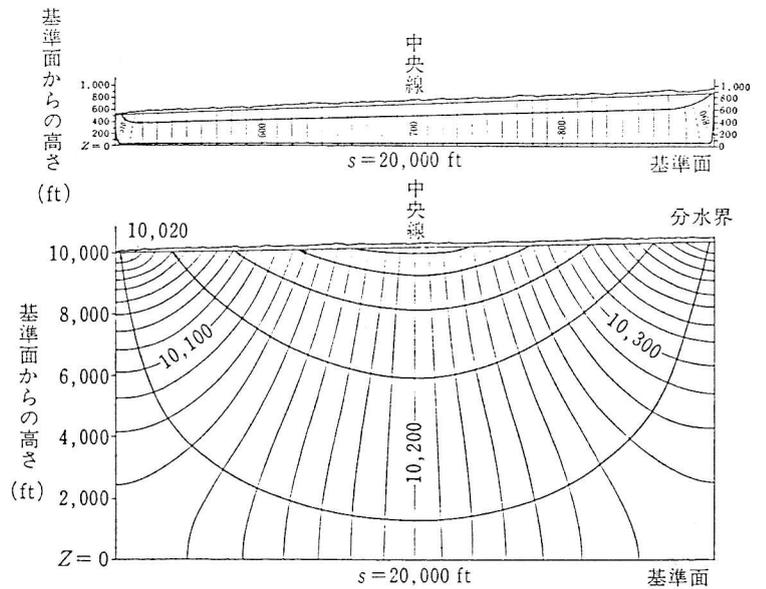


図 3.10 地下水面に起伏がなく、谷に向かって一様に傾斜している場合の流線 (Toth, 1962) 上図は地層が薄く、下図は厚い

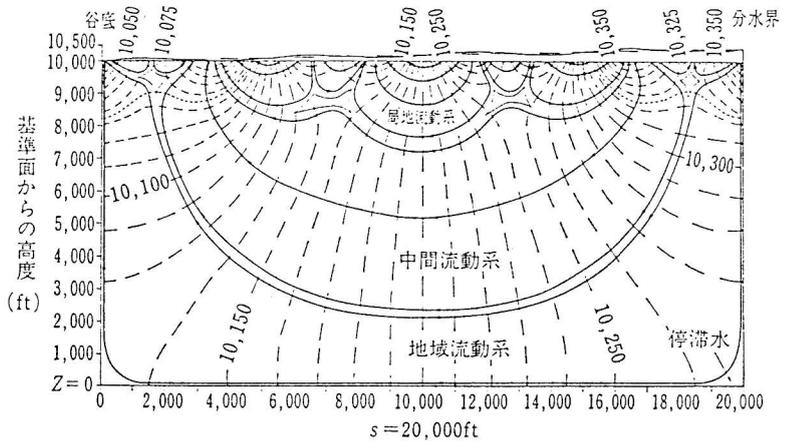


図 3.11 地下水面に起伏のある場合の流線 (Toth, 1963)

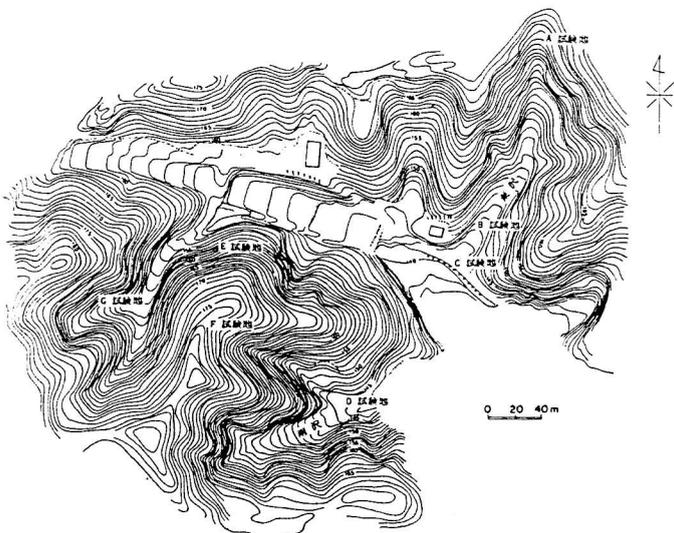


図-1 試験流域 (東京農工大学, 波丘地利用実験実習施設)

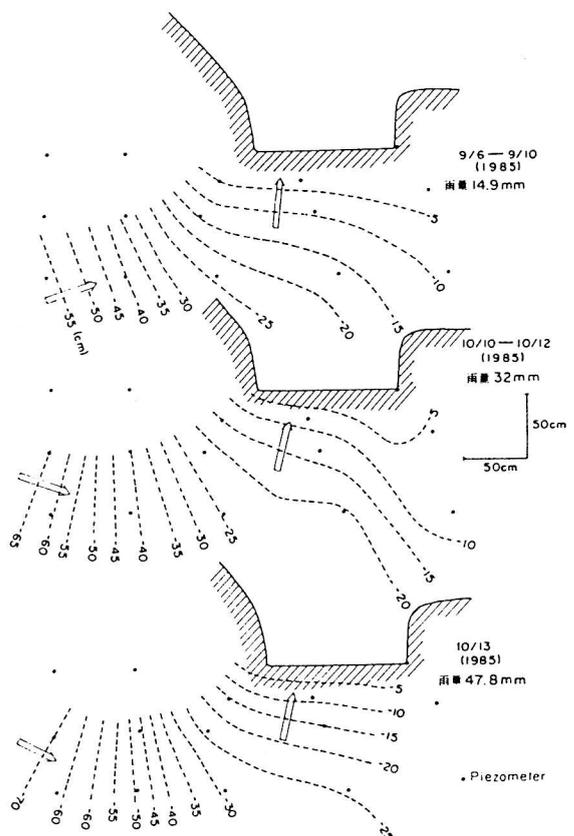


図-12 斜面末端部における地中水の挙動(2) (E試験地)

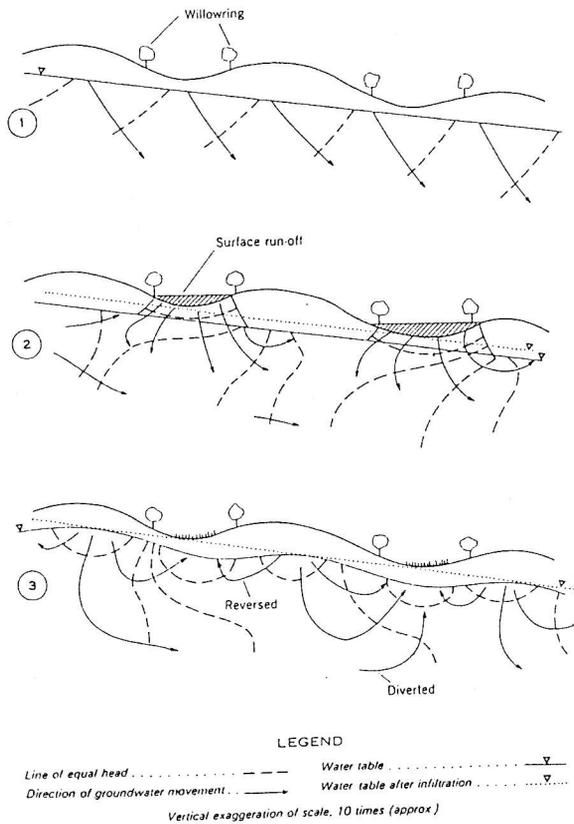


Fig. 5. Generalized sequence of flow conditions near willow ring: (1) a condition of "normal" downward flow, (2) a condition of groundwater mounds produced by infiltrating melt water and (3) a condition of inverted water-table relief resulting from a cone of depression around the phreatophytic willows.

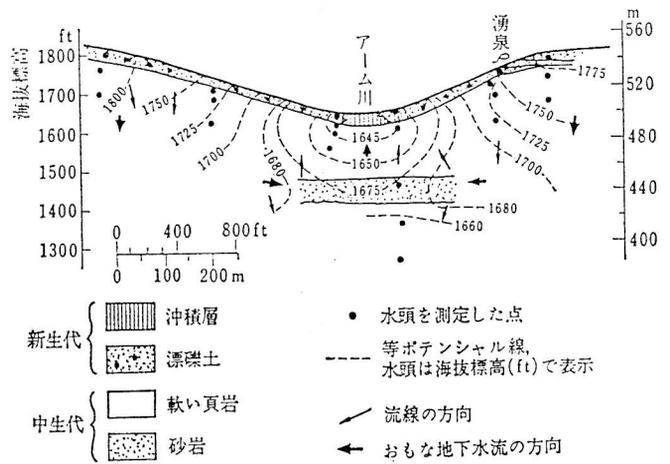


図 75 カナダブレイリーのアーム川の谷における地下水の流れ。水平軸と垂直軸の縮尺がちがうので、流線は等ポテンシャル線と直交していないことに注意 (Meyboom, 1967)。

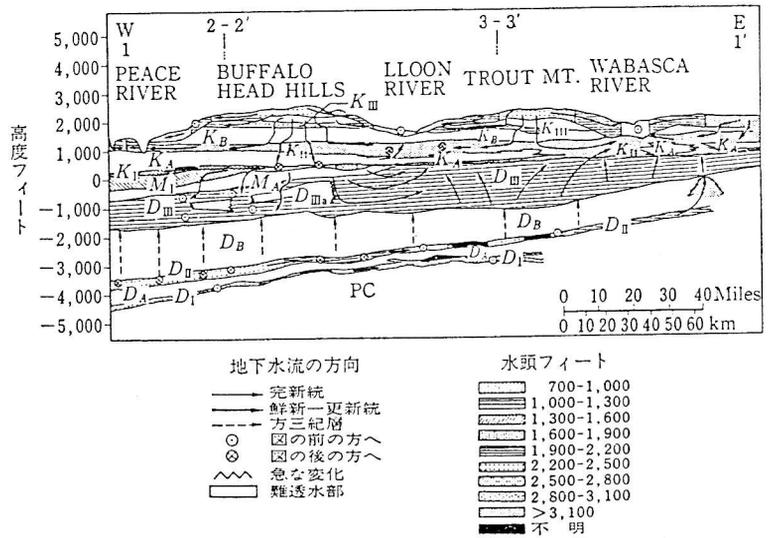


図 3.13 カナダ中部における地下水の流動

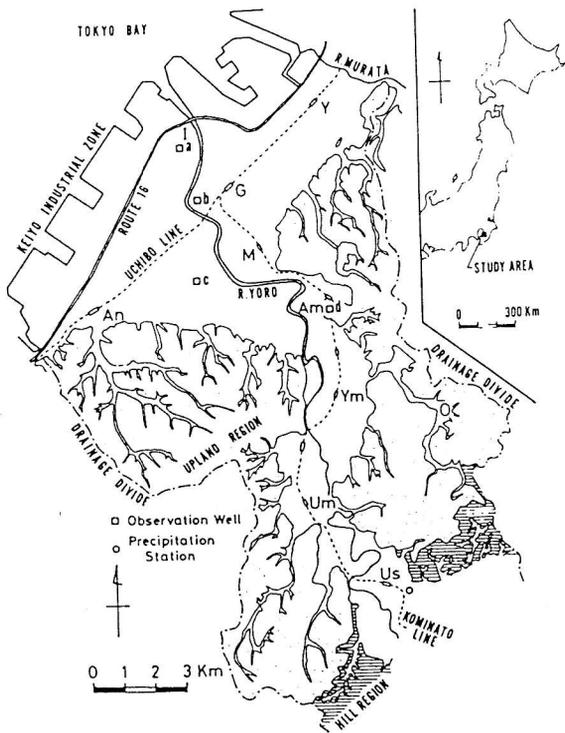


Figure 1 Location of the study area. (a) to (d) denote the location of the observation wells. I: Iwasaki, Y: Yamada, An: Anegasaki, G: Goi, M: Murakami, Am: Ama-ariki, Ym: Yamada, O: Ooke, Um: Umatate, and Us: Ushiku.

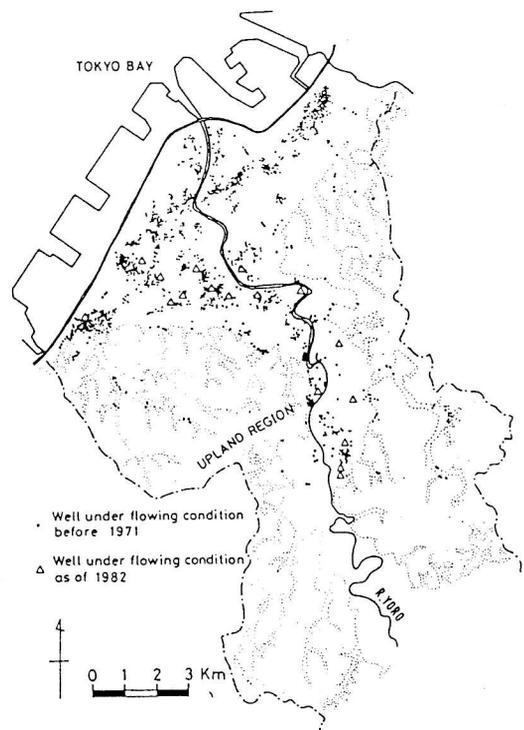


Figure 8 Distribution of wells under flowing condition before 1971. Triangles indicate the wells under flowing conditions as of 1982.

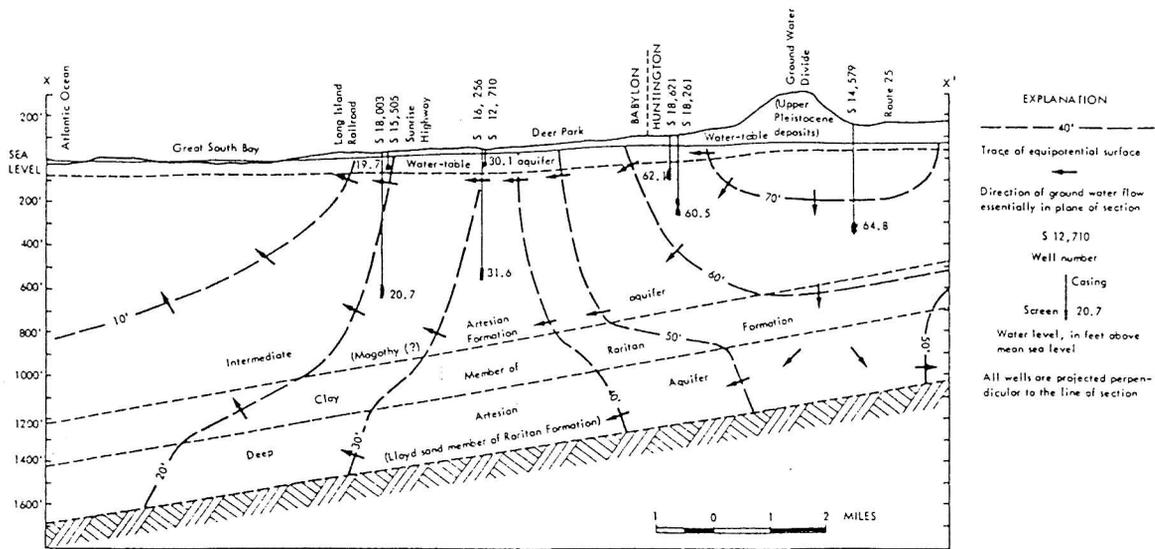


FIG. 9. Inferred groundwater flow pattern from water levels in domestic wells, Babylon-Islip areas, Long Island, large-scale local flow system [15].

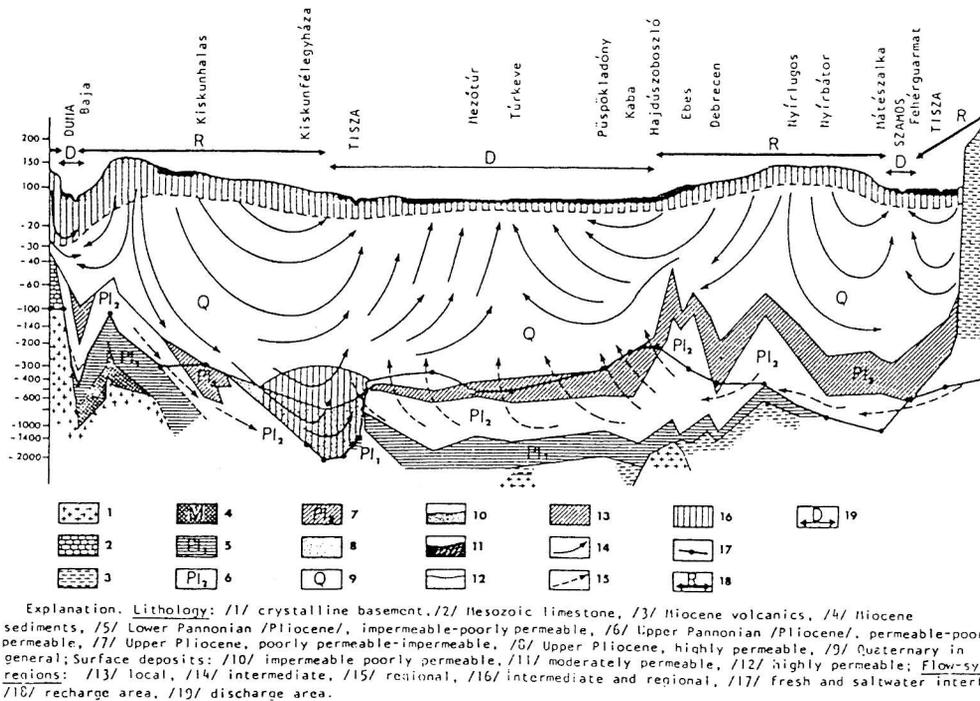


FIG. 12. Diagrammatic flow pattern in two-dimensional cross-section through the Great Hungarian Plains, showing all orders of flow systems and distribution of permeability [17].

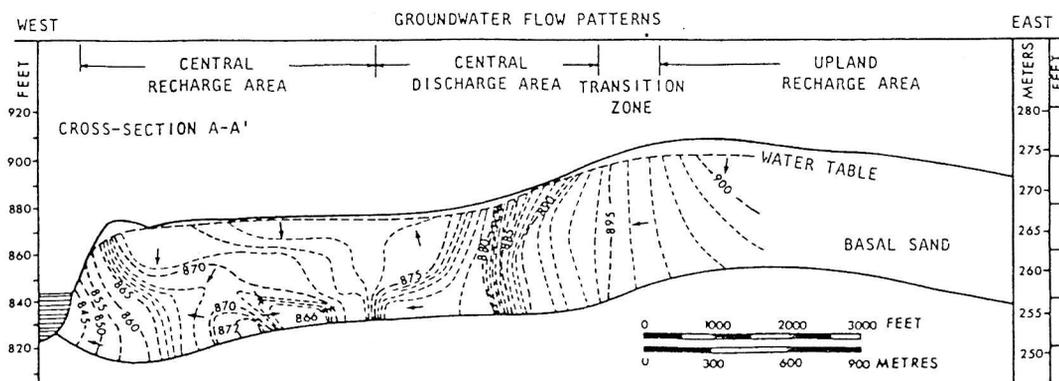


FIG. 10. Flow pattern at a waste management site near Winnipeg based upon actual head measurements, showing intermediate flow system [16].

地下水流動系の補足

Theory of groundwater movement

In 1940 Hubbert [3] published the classic paper "The Theory of Groundwater Motion", which presented the physical laws governing the steady-state flow of groundwater. He showed that the hydraulic potential, ϕ , at any point in a gravity field could be equated as follows:

$$\phi = gz + \frac{p-p_0}{\rho} \quad (2)$$

where g = acceleration due to gravity
 z = elevation of the point P above datum
 p = pressure at point P
 p_0 = atmospheric pressure
 ρ = density of water

Darcy's law for flow of water through a porous medium states that

$$V_x = K \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (3)$$

where V_x = velocity in the x direction
 K = coefficient of permeability
 ϕ = hydraulic head = ϕ/g .

The equation of continuity for steady flow of an incompressible fluid is of the form:

$$\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} + \frac{\partial V_z}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

The equation of continuity may be combined with Darcy's Law to yield for a homogeneous medium (Laplace's equation):

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad (5)$$

and for a heterogeneous medium (Richard's equation):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K(x,y,z) \frac{\partial \phi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(x,y,z) \frac{\partial \phi}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(x,y,z) \frac{\partial \phi}{\partial z} \right] = 0 \quad (6)$$

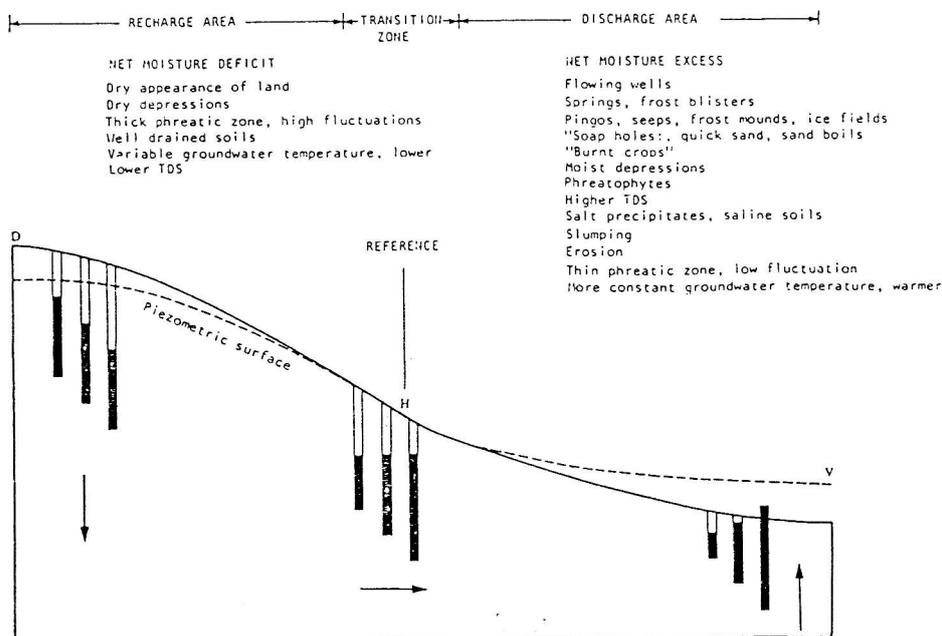


FIG.15. Groundwater generated field phenomena along an idealized cross-section.

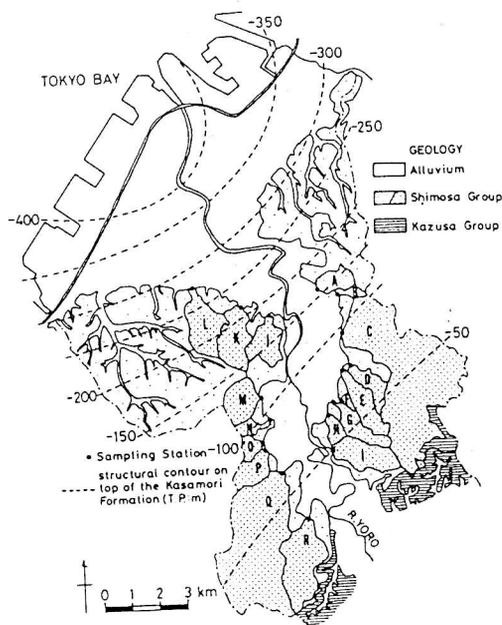


Fig. 1 Location of the study area.

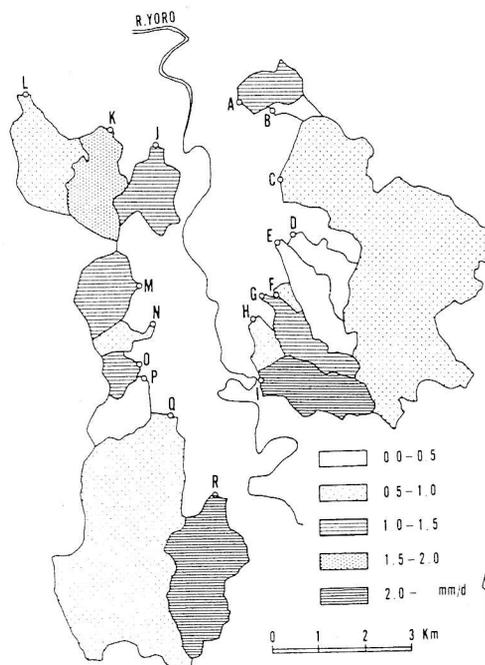


Fig. 3 Daily discharge in mm H₂O in dry season.

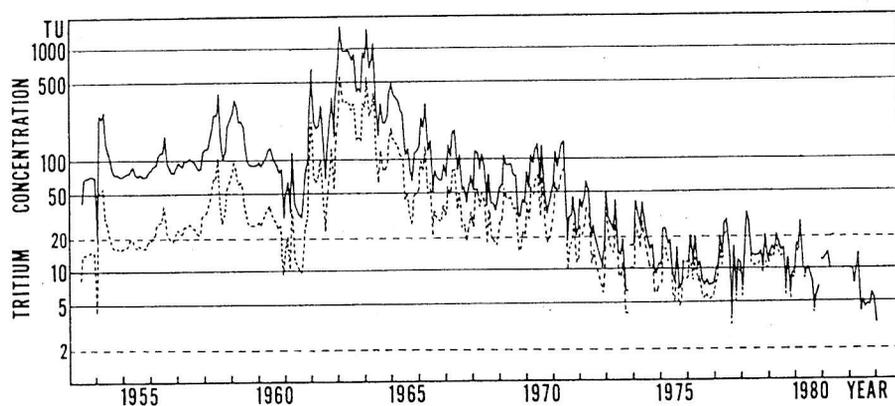


Fig. 2 Secular variation of tritium concentration in Central Japan. Dashed line indicates the corrected value for radioactive decay with April 1982 as a standard.

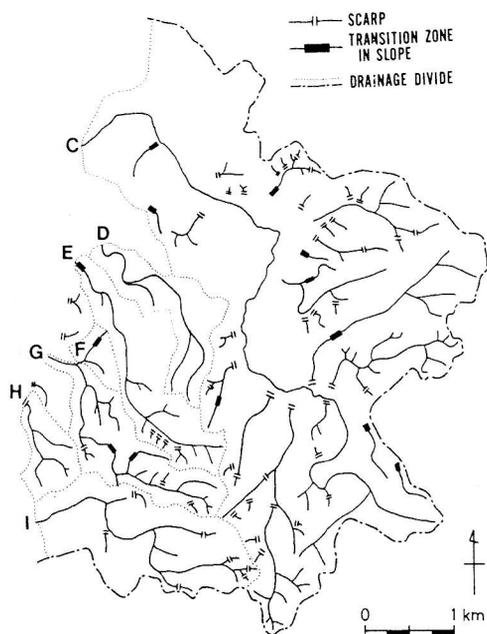


Fig. 7 Drainage pattern in south-east part of the study area.

Table 2 Tritium concentrations in river waters in dry season.

| Basin | Nov. 1982 | Jan. 1983 |
|-------|-----------|-----------|
| A | 11.9 | 16.8 |
| B | 10.4 | 17.3 |
| C | 16.8 | 14.8 |
| D | 10.4 | 5.6 |
| E | 9.5 | NF |
| F | 11.2 | 9.6 |
| G | 7.8 | 8.5 |
| H | 9.0 | 12.1 |
| I | 22.6 | 21.8 |
| J | 12.5 | 14.7 |
| K | 9.3 | 13.4 |
| L | NM | 12.2 |
| M | 13.9 | 9.9 |
| N | 19.6 | 14.6 |
| O | 12.6 | 13.6 |
| P | 7.5 | 6.1 |
| Q | 13.1 | 12.1 |
| R | 13.4 | NM |

Note) NF: not flowed, NM: not measured.
UNIT: TU

河川と地下水の交流・山体の地下水

地下水学—地中水の科学—（担当：近藤）

(1) 河川と地下水の交流 —gaining stream & losing stream—

地下水面と河川との関係

(2) ハイドログラフの分離法 —直接流出と基底流出—

直接流出：降雨のあと比較的短い時間に流出する成分

基底流出：無降雨が長く続いても枯れることのない成分

(3) トレーサーによる地下水流出成分の分離法

河川のある特定断面において次の2つの水収支式が成り立つ。

$$\begin{aligned} Q_t &= Q_n + Q_o \\ C_t Q_t &= C_n Q_n + C_o Q_o \end{aligned}$$

ここで、 Q は流量、 C はトレーサー濃度を表し、 t, n, o はそれぞれ総流出水、新しい水、古い水の流出成分を表す。

上記2式を Q_o について解くと、次式を得る。

$$Q_o = (C_t - C_n) / (C_o - C_n) Q_t$$

仮定) C_n, C_o は対象とする流域での解析期間内において一定、河川水のトレーサー濃度は古い水の流出成分の濃度を表している。

結論：流出ハイドログラフ中に占める地下水流出成分の割合は非常に多い（表6.1）

- 1) Frits *et al.* (1976)、カナダ、ウィルソン川、降雨の δ 値は -19.0‰ 、降雨前の基底流の δ 値は -14.5‰
- 2) Sklash and Farvolden (1979)、カナダ、ケベック。降雨の δ 値 -8.3‰ 、降雨前の基底流の δ 値は -12.0‰
- 3) 融雪出水の場合 (Rodhe, 1981)。スウェーデン、ウプサラ。
- 4) トリチウムによる分離例 (Dincer *et al.*, 1970)

(4) 流出における地中水の役割を強調した研究例

Ragan (1968) 河道区間の水収支
Tanaka *et al.* 飽和地表流は全流出量の2-12%を占めるに過ぎない。

(5) 流出のメカニズム

- Groundwater ridging effect
- 間隙空気圧の効果
- 押し出し流
- 地層中での良好な排水システム…土壌パイプ
- その他

(6) 山体の地下水

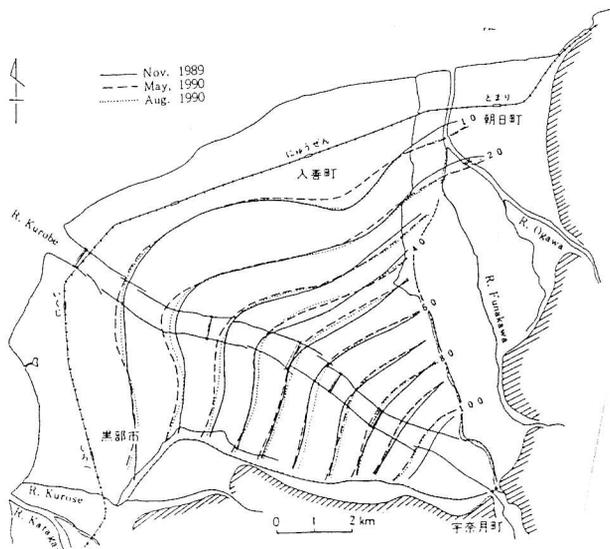


図 3.5 3枚の地下水面図の比較

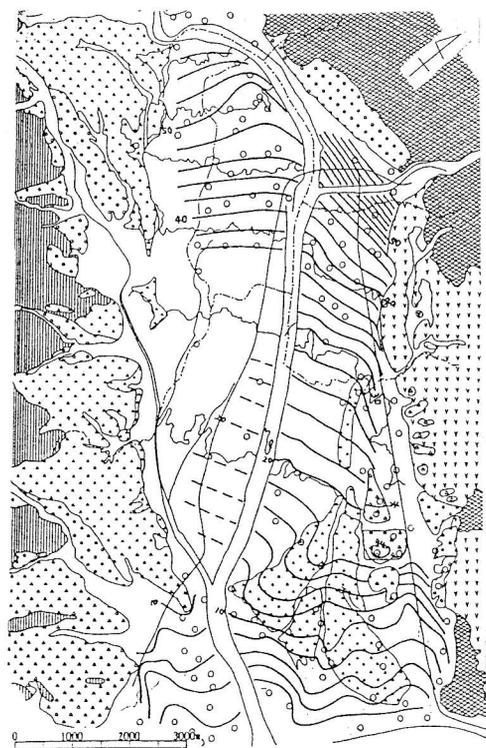


図 2-14 不規則地下水位等高線図 (平成 5 年 8 月) ○ 朝日井戸

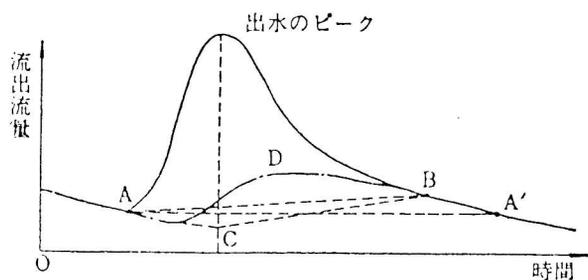


図92 直接流出の分離法 (土木学会, 1971)

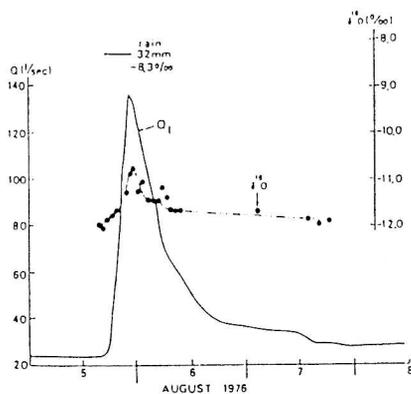


図 6.9 流域 7A におけるハイドログラフと河川水の $\delta^{18}O$ の時間変化 (Sklash and Farvolden, 1979)

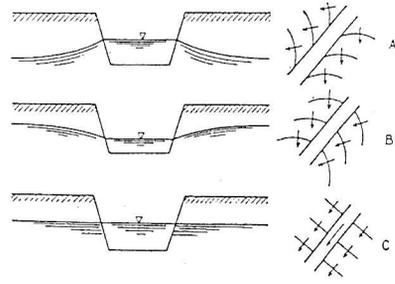


図-82 河川と地下水との関係 (山本)

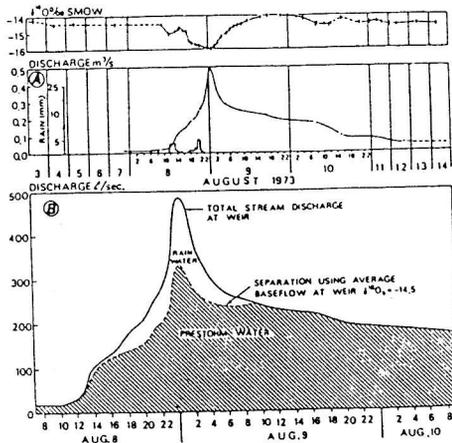


図 6.8 カナダ, マニトバ州ウィルソン川における流出量と河川水の $\delta^{18}O$ の時間変化 (A) およびハイドログラフの分離 (B) (Fritz et al., 1976)

表 6.1 環境同位体によるハイドログラフの分離結果 (田中, 1982)

| 研究者 | 実施場所 | 流域面積 | 標高 (a. m. s. l.) | 用いたトレーサー | 出水時に地下水流出成分が占める割合 | 備考 |
|-------------------------|--------------------------------|--|------------------|----------------|--|--|
| Fritz et al. (1976) | カナダ (Wilson Creek) | 22.0 km ² | 400~780m | $\delta^{18}O$ | 総流出量の90%がピーク時60% | 流域の90%が森林および草地, 10%が裸地 |
| Sklash・Farvolden (1979) | カナダ (Ruisseau des Eaux Volées) | 1.2 km ² | 760~880m | $\delta^{18}O$ | ピーク時60~80% | 流域の大部分が密に森林で覆われる |
| 田中・間島・佐藤 (1980) | 日本 (筑波研究学園都市周辺) | 19.1 km ² 20.1 km ² | 20~30m | T | 総流出量の42% 総流出量の78% | 都市化流域 非都市化流域 |
| Rodhe (1981) | スウェーデン (Nåsten) | 6.8 km ² | 18~55m | $\delta^{18}O$ | 総流出量の67~78% | 融雪出水 流域の83%が森林 |
| Dinçer et al. (1970) | チェコスロバキア (Modry Dul) | 2.7 km ² | 1000~1554m | T | 総流出量の63% | 融雪出水 流域の70%が草地, 30%が森林 |
| Herrmann・Sticher (1980) | ドイツ (Lainbach Creek) | 18.7 km ² | 670~1801m | D | 総流出量の53~65%, 平均58% 総流出量の72~86%, 平均77% | 夏季出水3年間の観測値 (1976~1978) 冬季融雪出水3年間の観測値 (1975/76~1977/78) |
| Martinez et al. (1974) | スイス (Dischama) | 43.3 km ² | 1668~3146m | T | 総流出量の37~89%, 平均64% | 融雪出水4年間の観測値 (1969~1972), 流域の3%が森林, 残りの大部分が草地 |

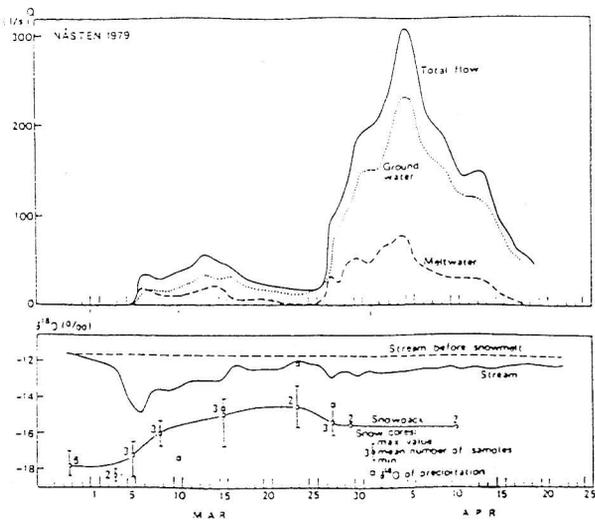


図 6.11 融雪出水時における河川水、スノーパックの $\delta^{18}O$ の時間変化と ^{18}O によるハイドログラフの分離 (Rodhe, 1981)

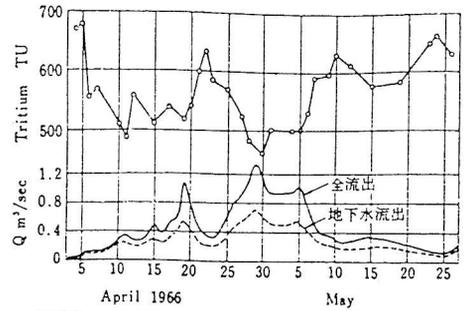


図 96 トリチウムで分離した融雪時の基底流出成分 (Dinçer, et al., 1970)

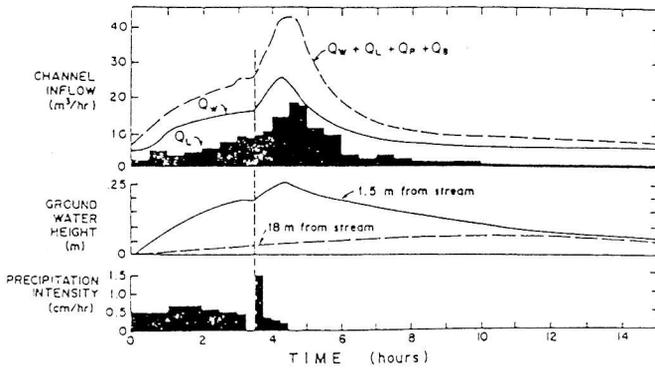


図 6.12 4.5 時間で 28 mm の降雨があった場合の 190m の水流区間における流出成分のハイドログラフと河道近傍の地下水位の変化 (Ragan, 1968)

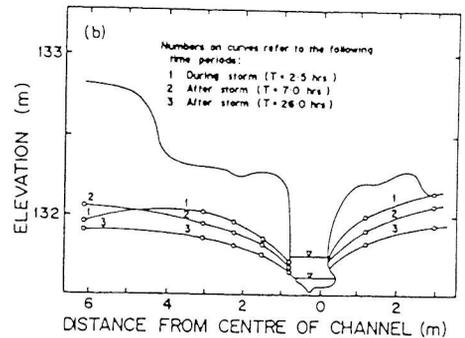
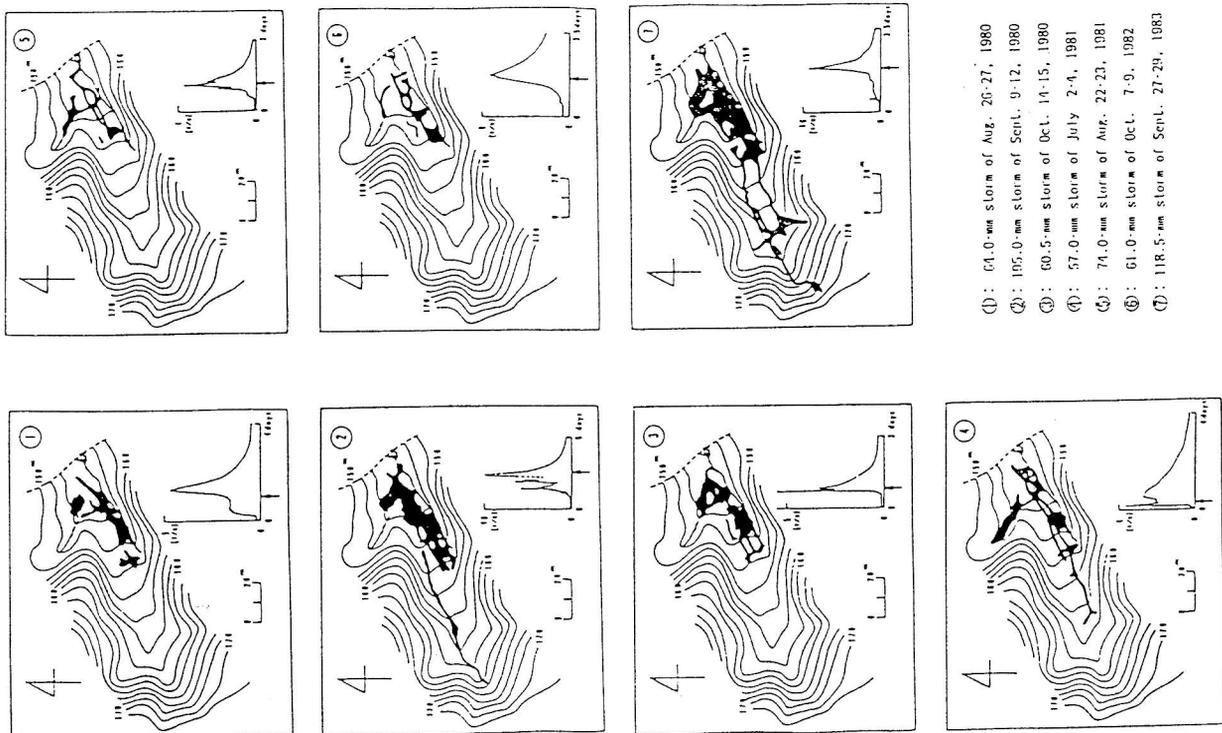


図 6.13 図 6.12 の降雨に伴う河道断面における地下水位の変動 (Ragan, 1968)



- (1): 61.0 mm storm of Aug. 26-27, 1980
- (2): 105.0 mm storm of Sept. 9-12, 1980
- (3): 60.5 mm storm of Oct. 14-15, 1980
- (4): 57.0 mm storm of July 2-4, 1981
- (5): 74.0 mm storm of Aug. 22-23, 1981
- (6): 61.0 mm storm of Oct. 7-9, 1982
- (7): 118.5 mm storm of Sept. 27-29, 1983

図 6.14 谷底における最大飽和面の分布 (Tanaka, et al., 1988)

新水 1.8~12.2%

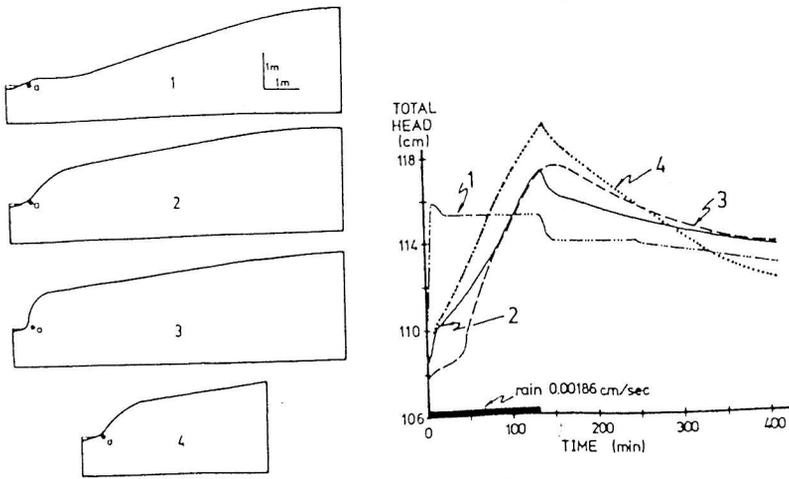


Fig.15. Watershed configurations used in mathematical simulations.

Fig.16. The effects of the near-stream unsaturated zone thickness and upland early near-stream groundwater response to rain.

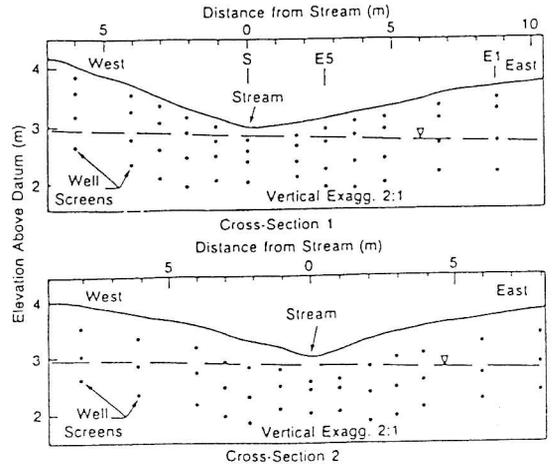
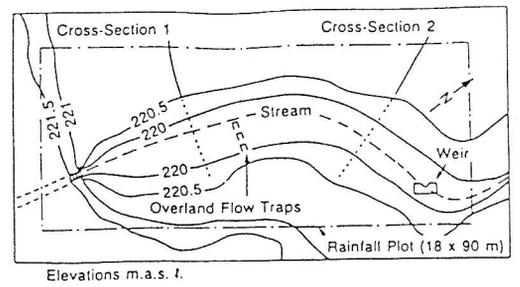


Fig. 1. Plan-view of the experimental site and schematics of cross-sections

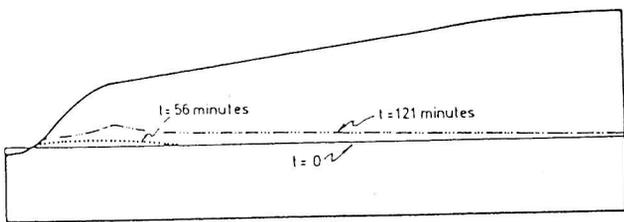


Fig.17. Formation of a near-stream "groundwater ridge" in response to a rain event.

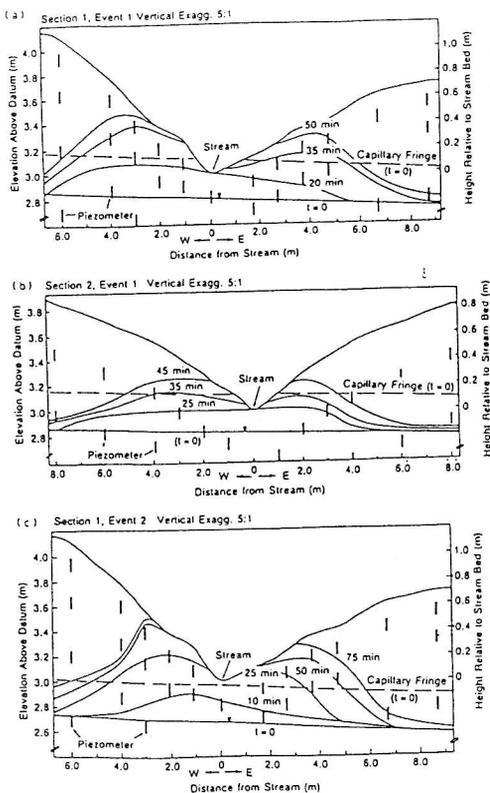


Fig. 5. (a) Water-table response, section 1-event 1; (b) water-table response, section 2-event 1; (c) water-table response, section 1-event 2.

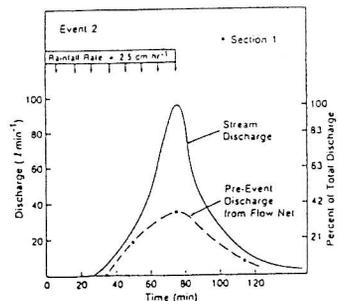


Fig. 9. Stream and pre-event discharge hydrographs for event 2.

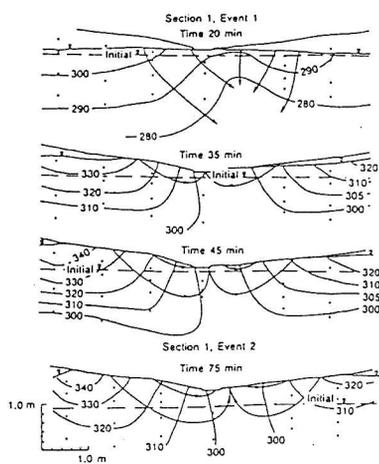
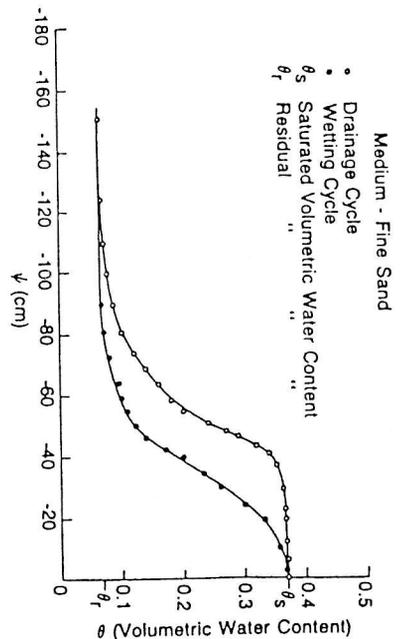


Fig. 10. Flow nets at section 1 for events 1 and 2.

Fig. 2. Main drying and wetting curves for the aquifer material.



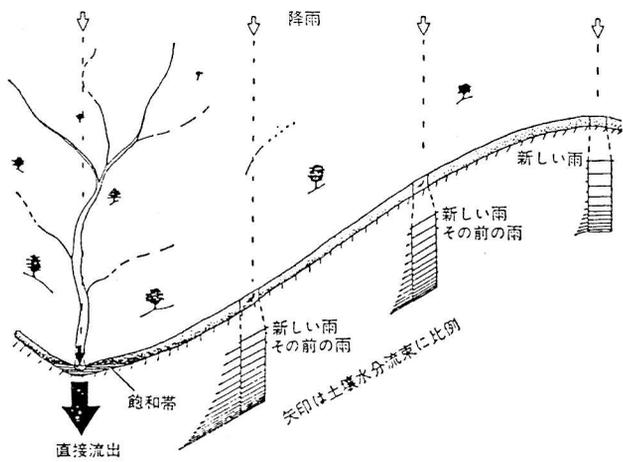


図 110 均質な土壌層からなる、傾斜の急な森林流域からの直接流出発生機構を示す模式図 (Hewlett-Hibbert, 1967)
 ホット&ホーカスの実験を思い出せ

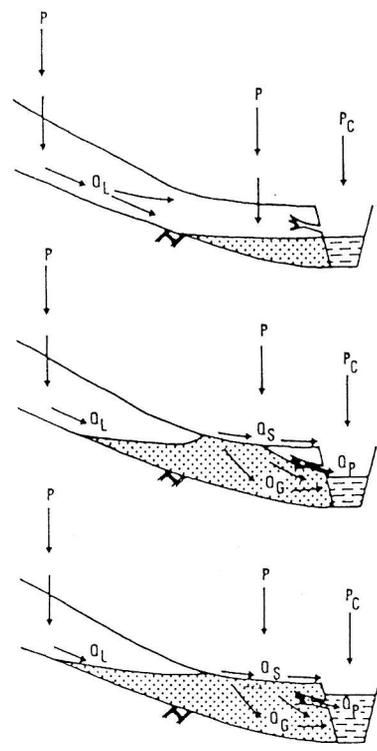


図 6.25 森林山地斜面における降雨流出過程を示す模式図 (田中原図, Ward, 1984; Gillham, 1984 などを参照)
 P: 降雨, PC: 直接河道降雨,
 QL: 側方流, QS: 復帰流を含む飽和地表面流, QP: パイプ流, QG: 地下水流。

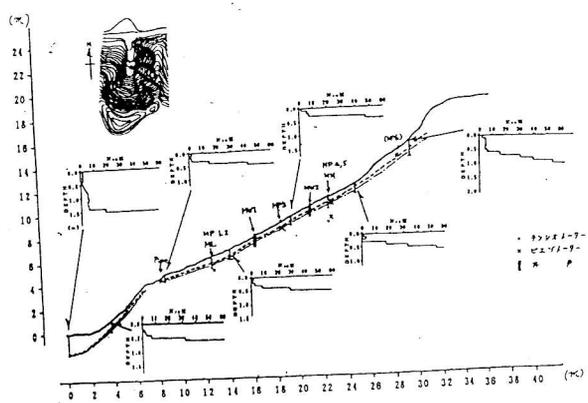


図 1.3 貫入測線 M-5-B 断面図

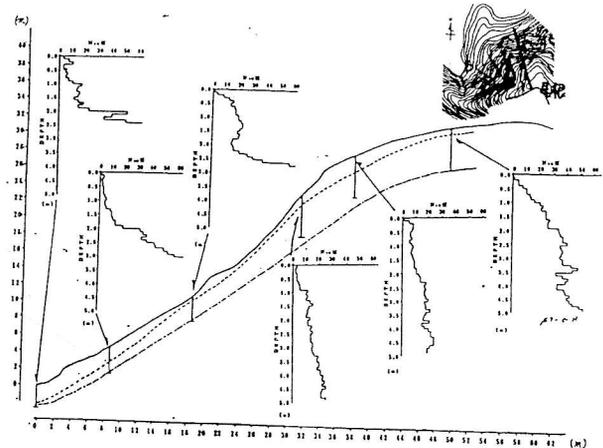


図 8 貫入測線 S-7-0 断面図

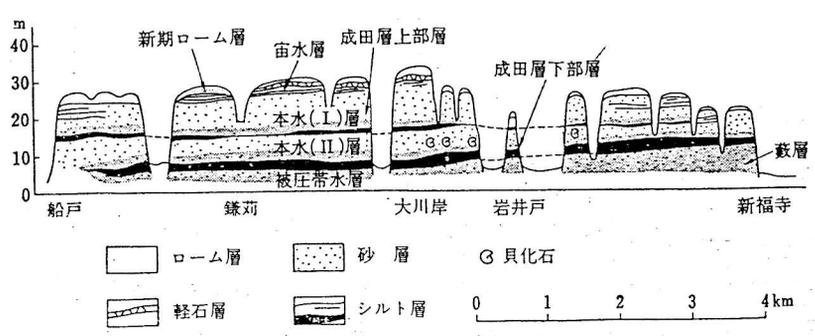
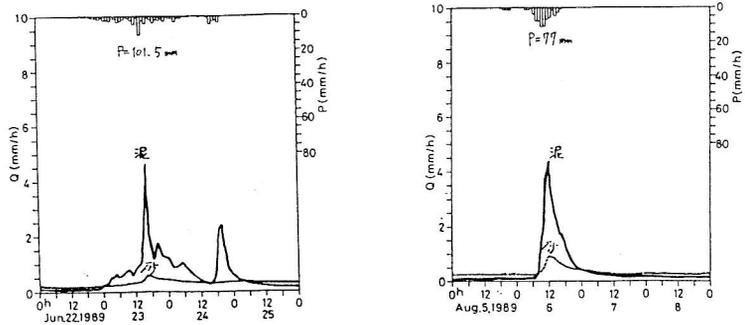


図 4.3 千葉県印旛沼付近の成田層の水文地質構造 (柴崎ほかによる)

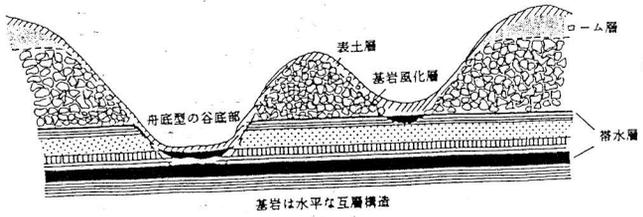


図-3 丘陵性山地の地質と土層構造 (模式図)

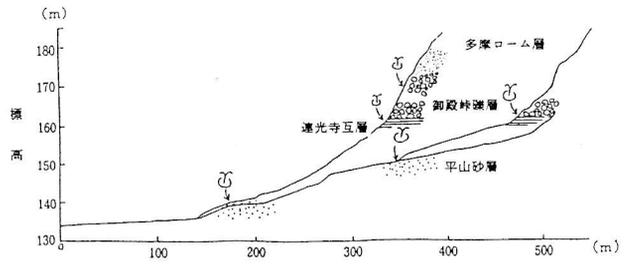


図-4 丘陵内部の谷の湧水点分布

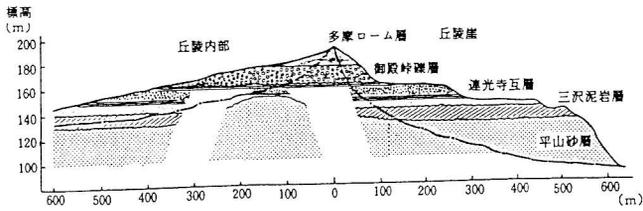


図-2 波丘陵付近の地質構造

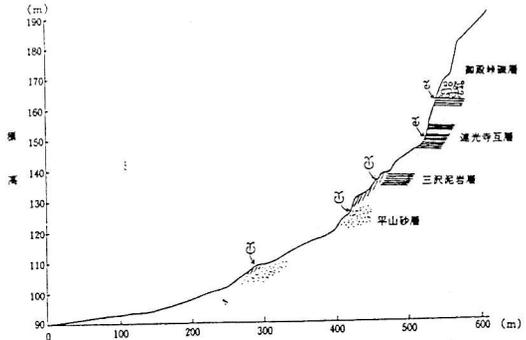


図-5 丘陵谷の谷の湧水点分布

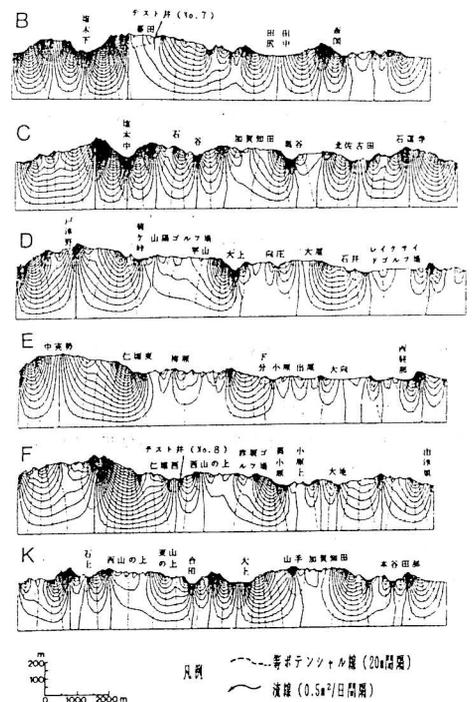
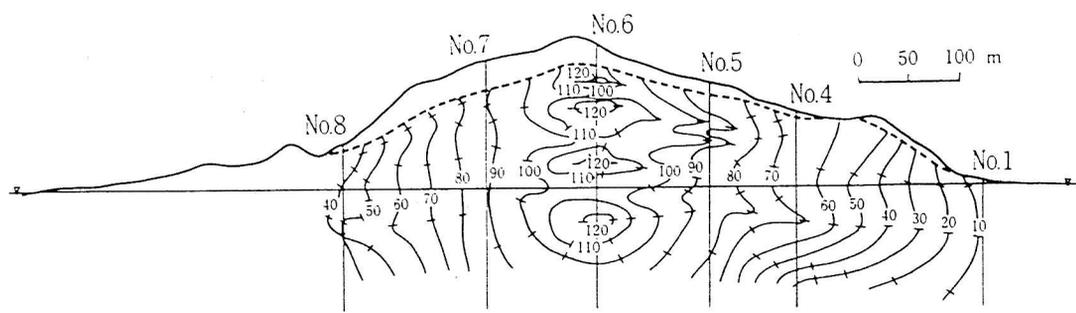


図-8 地下水流動計算結果 (ケース1)



(単位は m)

図86 岩盤中の地下水のポテンシャル分布 (島田 純ら, 1980)

◆地下水水文学で用いられる同位体（主なもの）

(1) 放射性同位体

^3H (T) : トリチウム、半減期12.26年、降水中のT濃度は高緯度で高い。

^{14}C : 炭素14、半減期5730年

^{36}Cl : 塩素36、半減期301000年

(2) 安定同位体

^2H (D) : デュートリウム

^{18}O : 酸素18

◆同位体(isotope)の持つ情報

(1) 地下水年代

(2) 地下水の起源

◆地下水年代、年齢(age of groundwater)

「地下水は降水が地下に浸透して涵養されるが、その過程で浸透した水が地下で大気と接触を遮断されてからの経過時間」

原理 $C = C_0 e^{-\lambda t}$

ここで、C : 濃度、 C_0 : 初期濃度、 λ : 壊変定数、t : 経過時間、であるので、

$$t = (1/\lambda) * \ln(C_0/C)$$

^{14}C 仮定：土壌中の CO_2 は、生物活動（根の呼吸、土壌有機物の分解）に由来するものであり、植物が大気から摂取した ^{14}C を含んでおり、この生物起源の ^{14}C が地表からの浸透水に溶解し、地下水に供給される。

$$t = 8270 \ln(C_0/C)$$

ここで、 C_0 : 大気起源の ^{14}C 濃度

^3H 大気中のT濃度の初期値は10TU(TU:水素原子 10^{18} 個中に含まれるT原子の数)前後と考えられるが、1952年以後の水爆実験によって大きく変動した。

>市原、六甲山の例

^{36}Cl >オーストラリア大鑽井盆地の例

◆地下水の起源

原理：通常水の中にはD：0.0156%、 ^{17}O ：0.0373%、 ^{18}O ：0.2039%の割合で含まれているが、水は蒸発・凝結過程で同位体組成が変化する（同位体の分別作用）。

蒸発過程 > 軽い同位体ほど早く蒸発

凝結過程 > 重い同位体ほど早く凝結

◆安定同位体濃度の単位 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$

$$\delta^{18}\text{O} \text{ (または } \delta\text{D)} = (C - C_{\text{smow}}) / C_{\text{smow}} \times 1000$$

ここで、smow：Standard Mean Ocean Water、標準平均海水

δ 値が大きくなるほど重い同位体に富む

◆温度効果 (temperature effect)

凝結水の δ 値は、その他の条件が同一ならば、凝結温度が低いほど小さい。

> 高度効果 大カナリア島、筑波山の例

> 緯度効果

◆分別作用

同位体分別係数 α は、相互に同位体交換を行う2つの化合物あるいは相における同位体存在比の比。例えば、 0°C 、 25°C において平衡している水-水蒸気では、

$$\alpha^{18}\text{O} = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{水}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{水蒸気}} = 1.0115(0^\circ\text{C}), 1.0095(25^\circ\text{C})$$

$$\alpha\text{D} = (\text{D}/\text{H})_{\text{水}} / (\text{D}/\text{H})_{\text{水蒸気}} = 1.105(0^\circ\text{C}), 1.077(25^\circ\text{C})$$

◆天水線 meteoric water line、 δ ダイアグラム

$\delta^{18}\text{O}$ - δD 図上で、次式により表される直線。レイリーの蒸留過程で凝結した降水の場合は、傾きが8になる（榎根勇著：水の循環、共立出版参照）。

$$\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$$

オフセットの10は、降水が海洋から非平衡状態で蒸発した水蒸気によることを示す（強制蒸発の場合には $\delta^{18}\text{O}$ に対する δD の割合が小さくなる）。

◆研究例

(1) 地下水年代

- ・トリチウムによる地下水流動系内の地下水年齢の分布
- ・ヌビア砂漠における地下水年齢
- ・オーストラリア、Great Artesian Basinの地下水年齢

(2) 地下水の起源

- ・富士山

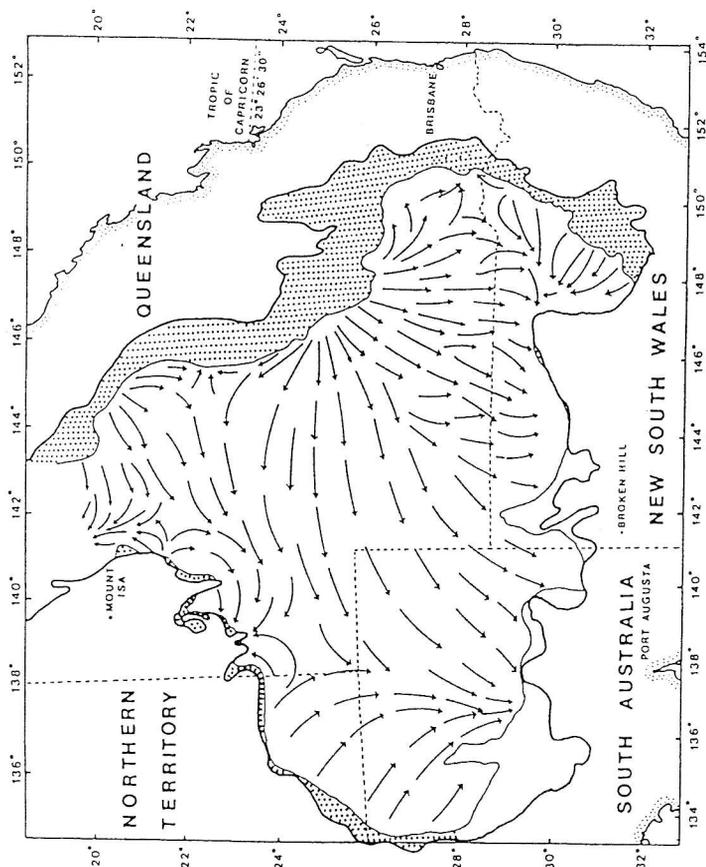


Fig. 16. Regional groundwater flow directions in the Great Artesian Basin, Australia, based on the 1880 potentiometric surface of the Jurassic aquifer (Habermehl, 1980). Major recharge to the aquifer system occurs in the eastern central outcrop region (stippled). Recharge also occurs in the northwestern margin basin. Note the zone of convergence and mixing in South Australia.

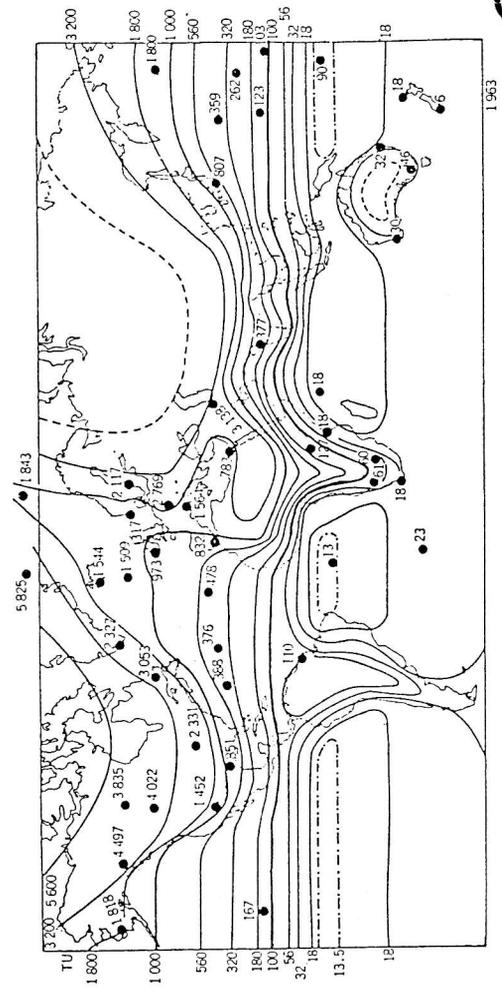


図 10.5 1963年における降水のトリチウム濃度の地理的分布 (Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, Wien, IAEA, 1968 による)

富士山及び周辺の天然水の $\delta^{18}\text{O}$, δD

降水: 現在までに測定された降水の $\delta^{18}\text{O}$ ・ δD 値は次の通りである。 $\delta^{18}\text{O}$ ・ δD

共に同じ傾向を示すので、 $\delta^{18}\text{O}$ 値についてのみ述べる。すなわち、

富士山の頂上: $\delta^{18}\text{O} = -21.2\%$ 富士南山麓: $\delta^{18}\text{O} = -6.5\%$

従って、標高 $H\text{m}$ の所に供給される降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は次式で示される。

$$\delta^{18}\text{O}_n = -0.4 \text{ m} - 6.5$$

正確なこれらの年平均値を得るには、さらに詳細な測定が望まれる。

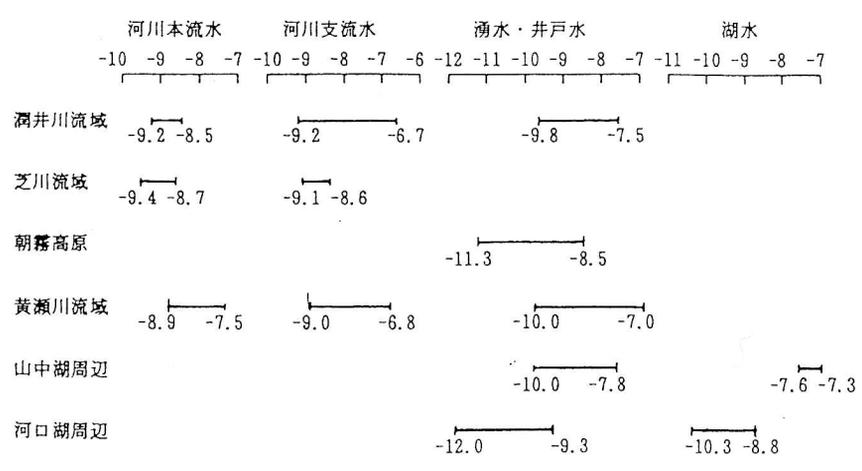


図2. 富士山及びその周辺の河川水・地下水・湖水の $\delta^{18}\text{O}$ 値 (% , SMOW) の分布

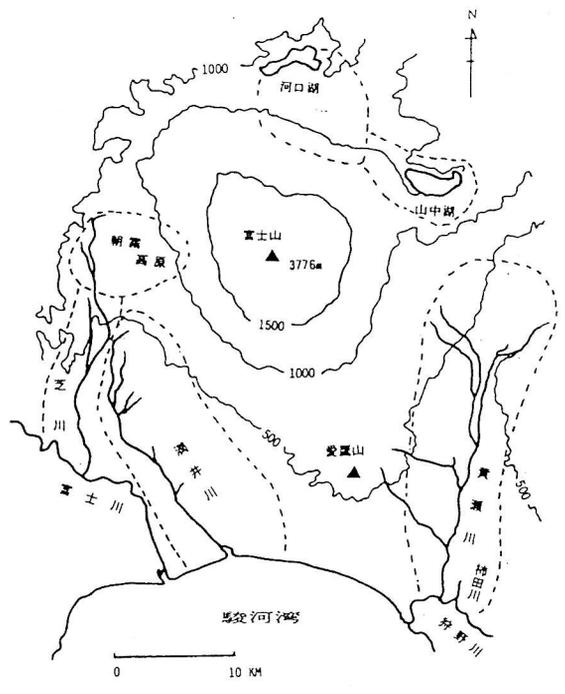


図1. 富士山及び周辺の河川水・地下水の調査地域

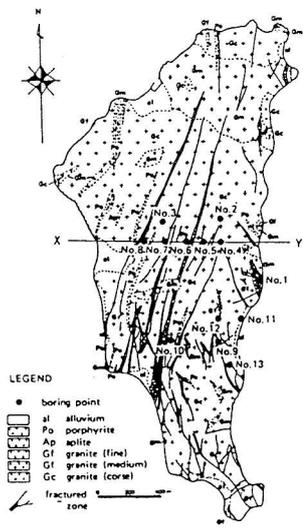


Fig.3 Geological map of the study island.

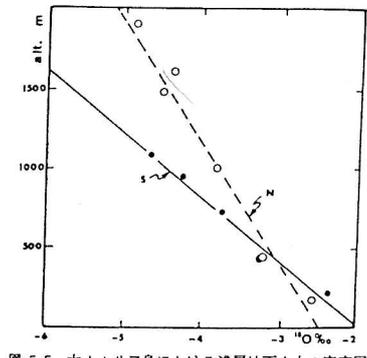


図 5.5 大カナリア島における浅層地下水中の安定同位体濃度の高度変化 (S, N はそれぞれ南と北の斜面を示す) (Gonfiantini et al., 1976)

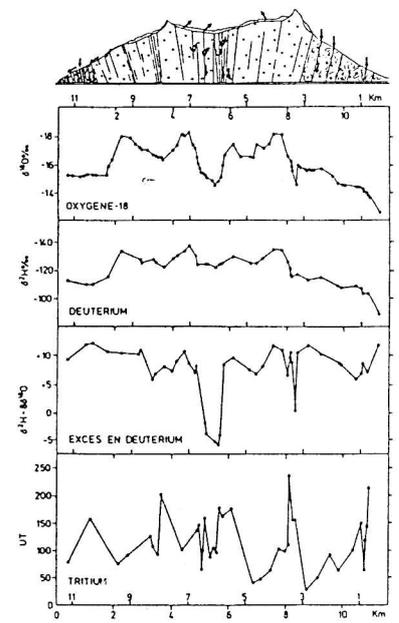


図 5.6 モンブラントunnel中の湧水の同位体濃度 (Pontes et al., 1979).

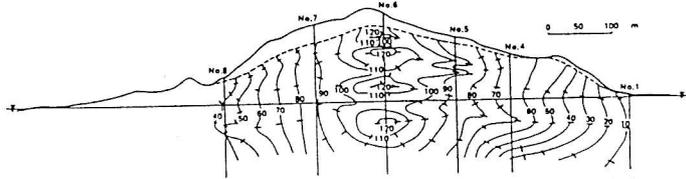


Fig.4 Potential distribution of groundwater in the bedrock of the island.

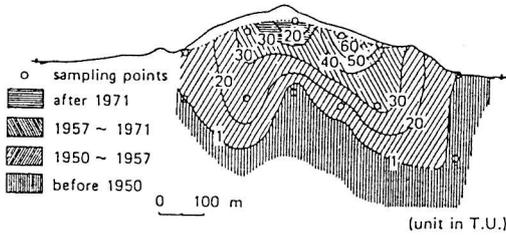


Fig.5 Distribution of tritium concentration in bedrock groundwater of the island.

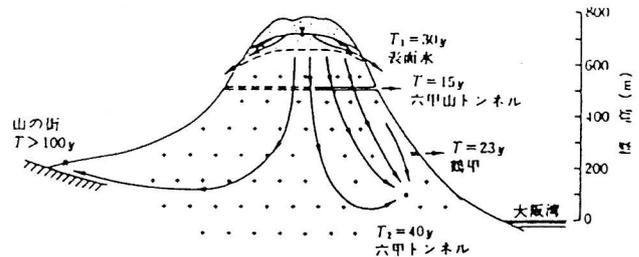


図2-10 トリチウム濃度から推定された六甲山の地下水循環 (北岡, 吉岡, 1984)

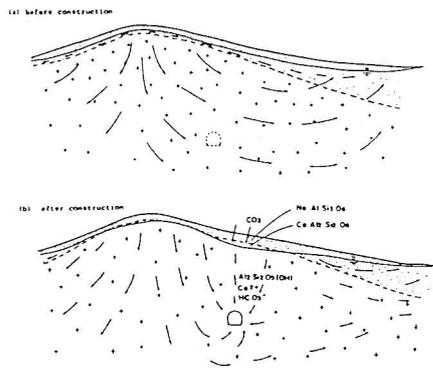


Fig.8 Conceptual groundwater flow around the tunnel before and after tunnel construction.

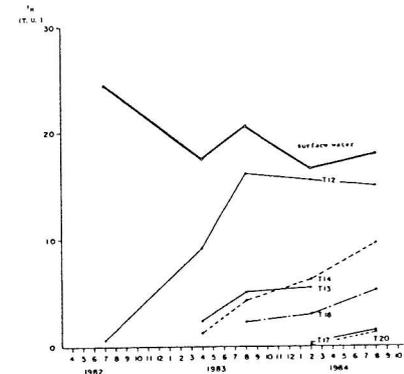


Fig.7 Changes of tritium concentration in seepage water after tunnel construction.

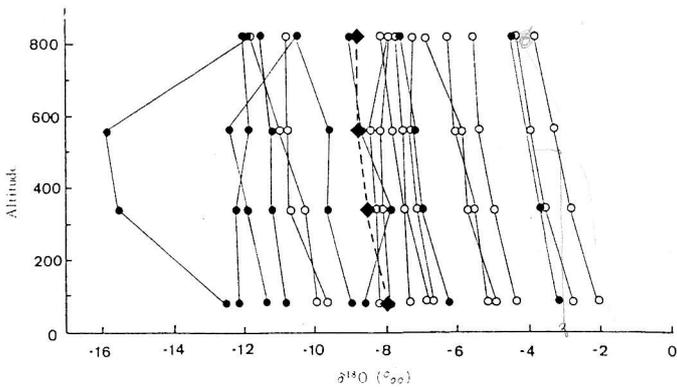


図 8.1 降水中の安定同位体比の高度変化 (筑波山, 1987年4月~1988年3月)

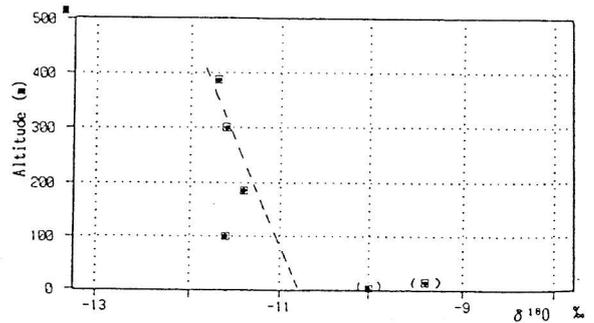


図2-11 Altitude effect in the slope of Asamushi river basin, 1993

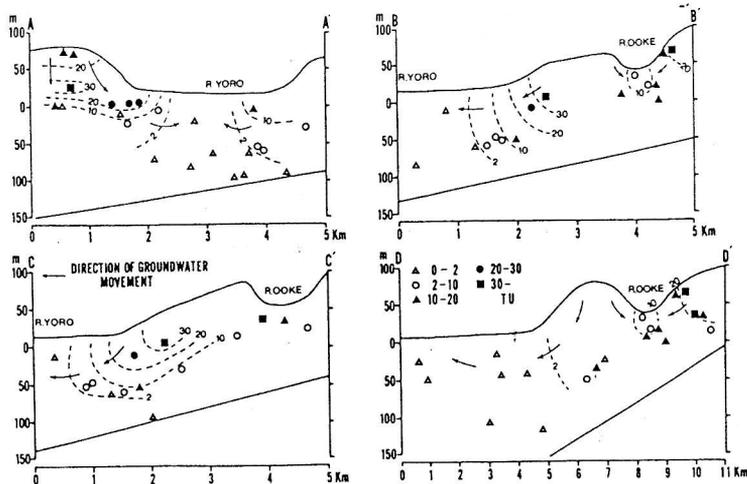


Figure 13 Estimated directions of groundwater movement based on Figure 12.

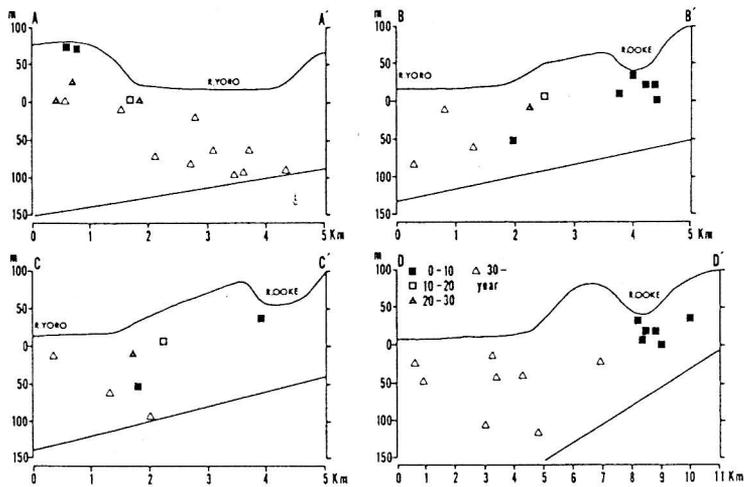


Figure 18 Groundwater age distributions along sections shown in Figure 11.

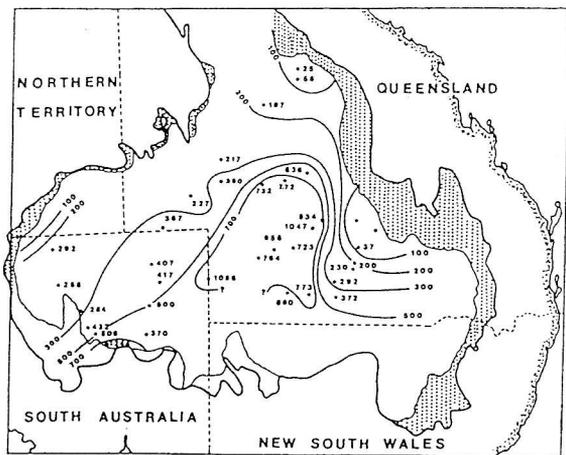


Fig. 9. The ^{36}Cl defined age structure groundwater in the Jurassic aquifer in the Great Artesian Basin based on samples collected during 1982 [Bentley et al., 1986a] and 1985 (this study). The values listed on the map (in kiloyears) are the mean of the two best estimates of the calculated ^{36}Cl age for that bore. Asterisks indicate the presence of significant mantle helium [Torgersen et al., 1987]. There is general agreement between this groundwater age structure and the age structure that would be inferred from Figure 1b with the exception of a more prominent inflow of water along the aquifer outcrop in the northern and northwestern basin margin between the Simpson Desert and Mount Isa. The oldest water in the basin occurs in the central region where the aquifer is at its deepest.

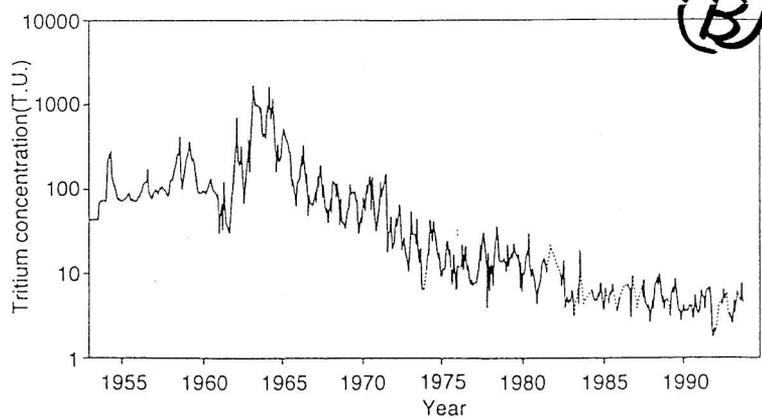


Fig. 2. Secular variation of tritium concentration in precipitation at Tokyo and Tsukuba.

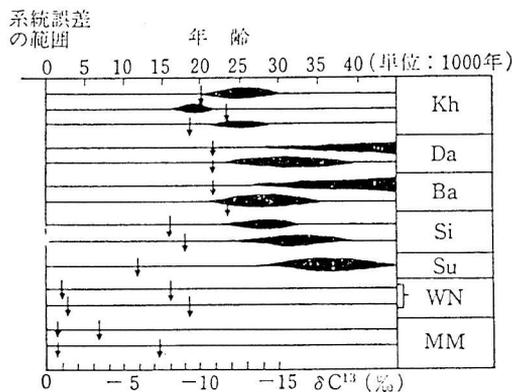
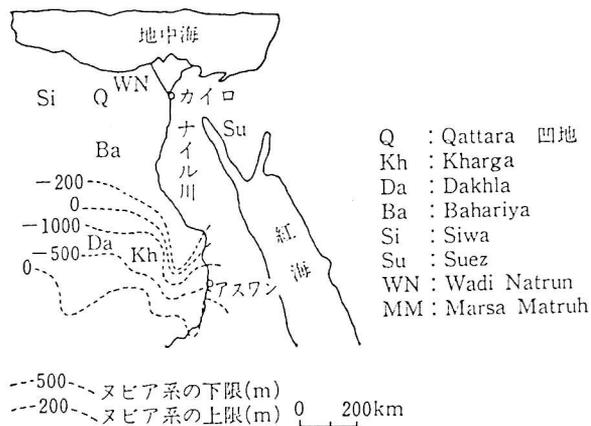


図 4.3 リビア砂漠における地下水の年齢 (Munich et al., 1962, 上図は採水地点, 下図の矢印は C の δ 値)

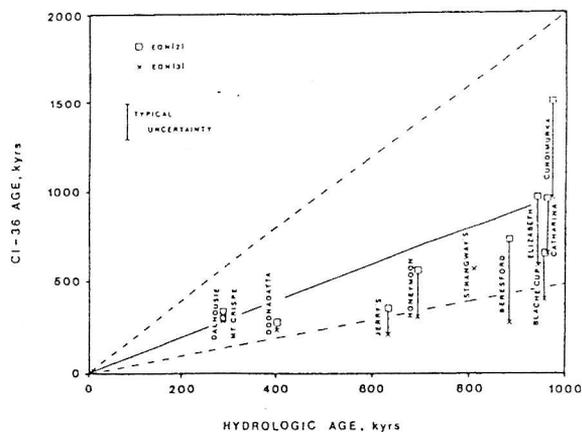


Fig. 8. Comparison of ^{36}Cl and hydrologic ages for the Mount Crispe-to-Curdumurka group. Lines are drawn as in Figure 4. Squares denote ^{36}Cl ages derived from (2) (method 8 in Table 1); crosses denote ^{36}Cl ages derived from (3) (method 9 in Table 1). Reasonable concordance is evident, indicating that this chemically distinct group has been operating as a hydrologically independent flow system for at least the last ~ 1 m.y.

水温をトレーサーとした地下水調査の利点

簡単、普遍性がある、測器が安価、理論的取り扱いが容易、鉛直方向（ケーシングに沿って）に連続的な水温分布が得られる

地下水温変化の要因 熱は運ばれながら（移流）、伝わる（伝導）

熱伝導(heat conduction)-----地表面、地下深部
 -->分散：流れの場の不均質性に拠る。
 移流(advection)-----鉛直移流・水平移流

移流分散方程式

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - v \frac{\partial T}{\partial x}$$

河川と地下水の交流・層序を反映した地下水温分布

黒部川扇状地の事例(榎根編, 1991, :実例による新しい地下水調査法)

水温の鉛直プロファイルの季節変化

長岡平野の事例(谷口, 1987:地理学評論, 11, 725-738)

地下水流動系と温度分布

米沢盆地の事例 (佐倉, 1993:ハイドロロジー, 23, 35-45)

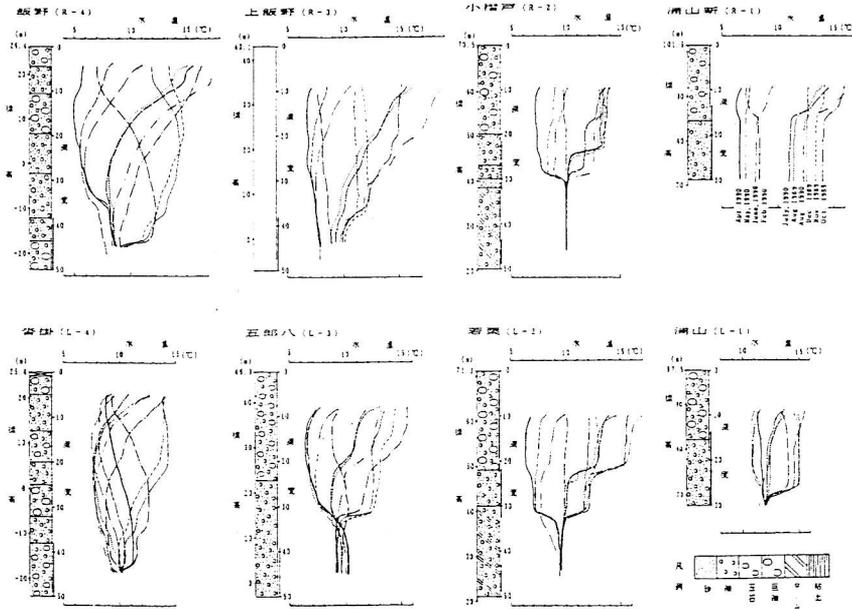


図 6.4 黒部川扇状地の観測中の地下水温度鉛直プロファイル

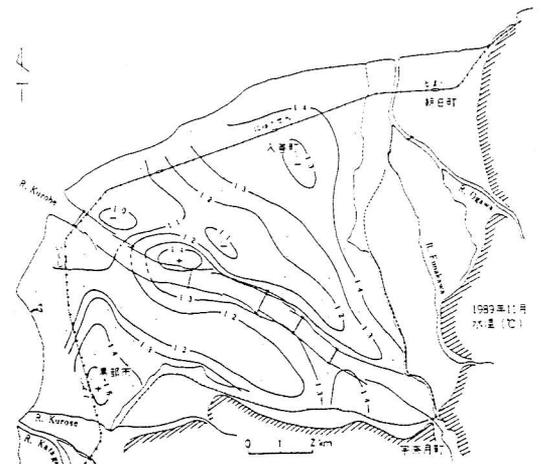


図 6.2 1989年11月の地下水温度の平面分布図

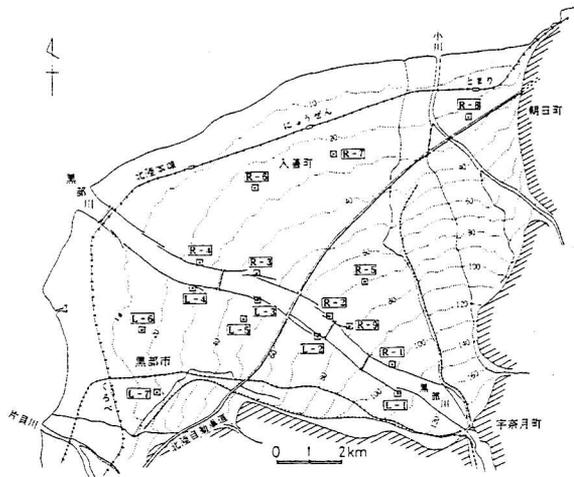


図 6.1 観測中の位置図

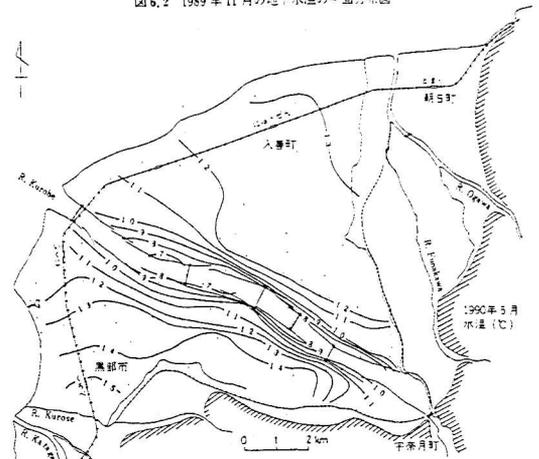
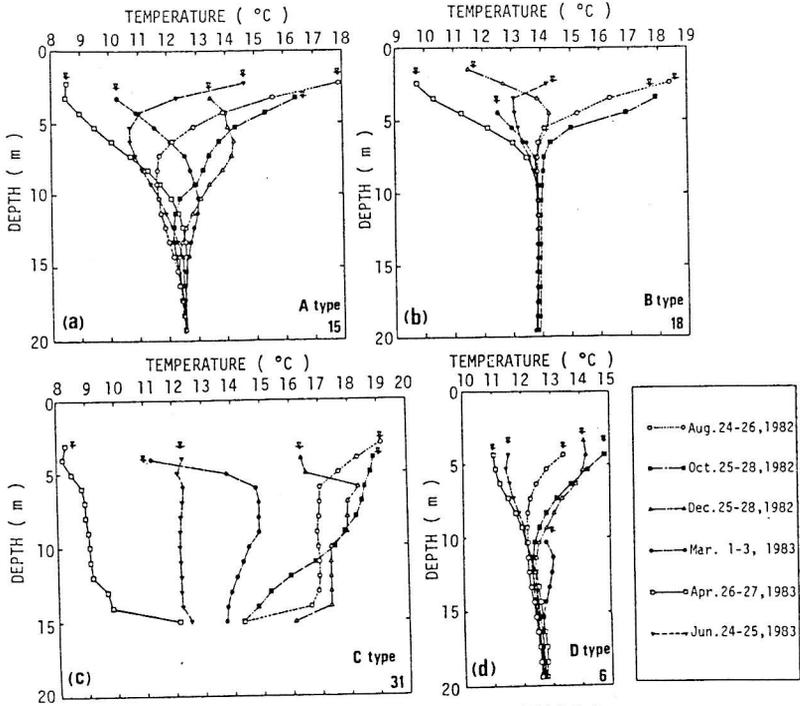
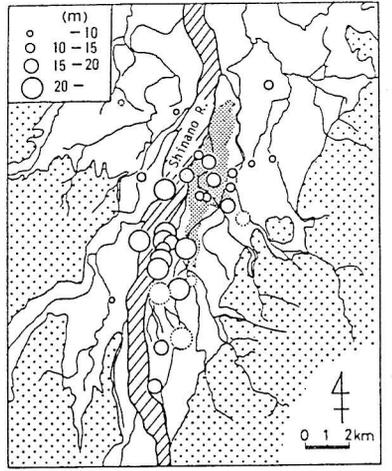
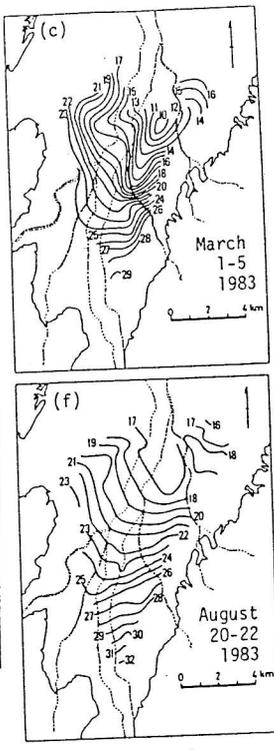


図 6.3 1990年5月の地下水温度の平面分布図



第3図 特徴的な4つのタイプの地下水温度鉛直分布
Fig. 3 Typical four types of temperature depth profiles



第11図 恒温層深度の地域分布
Fig. 11 Distribution of the depth to the isothermal layer

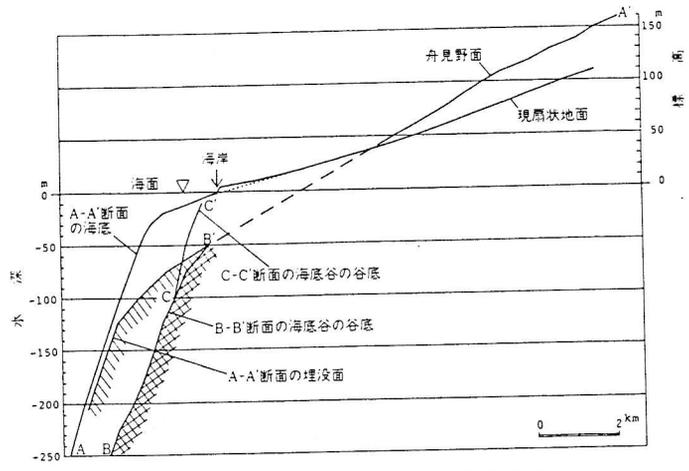


図1.8 地表面、海面下の埋没面、陸地の埋没面間の関係

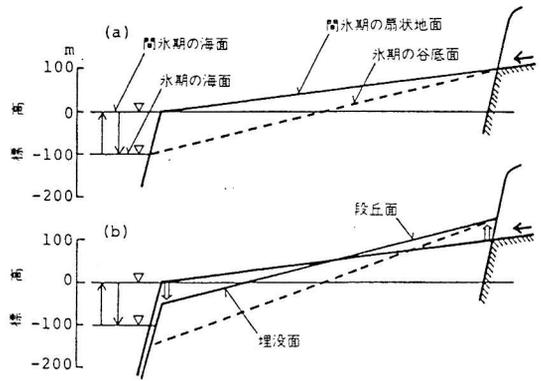


図1.5 段丘形成の思考実験

熱伝導方程式

2次元等方均質の場合 $\frac{\partial T}{\partial t} = k_G \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right)$

温度差に比例して熱が流れる。

□位差 " □が移動する。

- 例
- 電位差に比例して電流が流れる
 - 濃度差 " 汚染物質 "
 - 水理水頭差 " 地下水 "

$\frac{\partial h}{\partial t} = k \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right)$

∴ h: 水理水頭, k: 透水係数

時間変化がなければ $\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = 0$

(ラプラス方程式)

Toth(1963)の基礎式

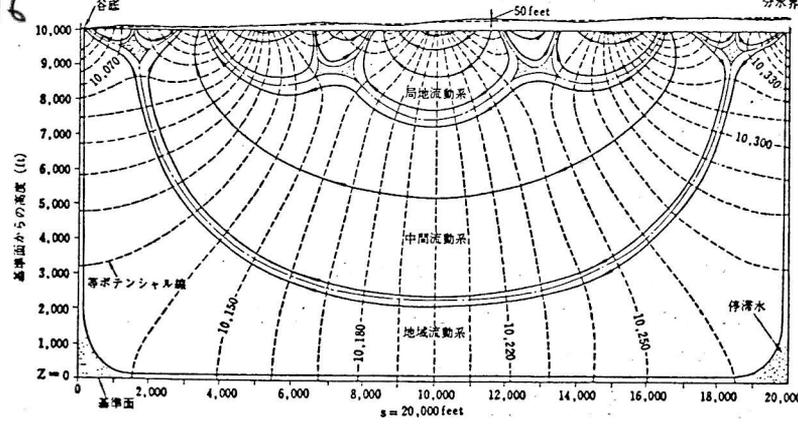


図87 地下水面に起伏のある場合の流線 (Toth, 1963)

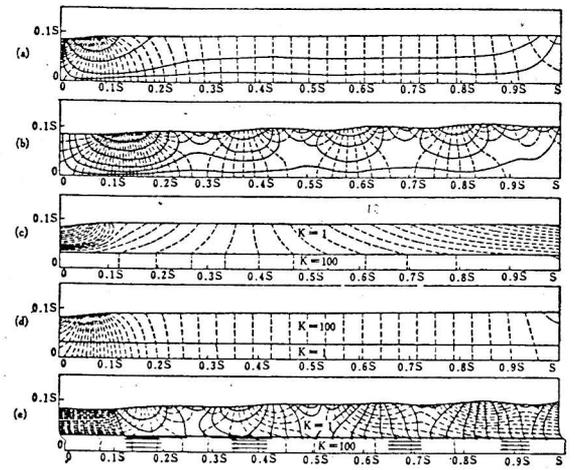


図88 地下水流動パターンのシミュレーション (Freeze-Witherspoon, 1967)

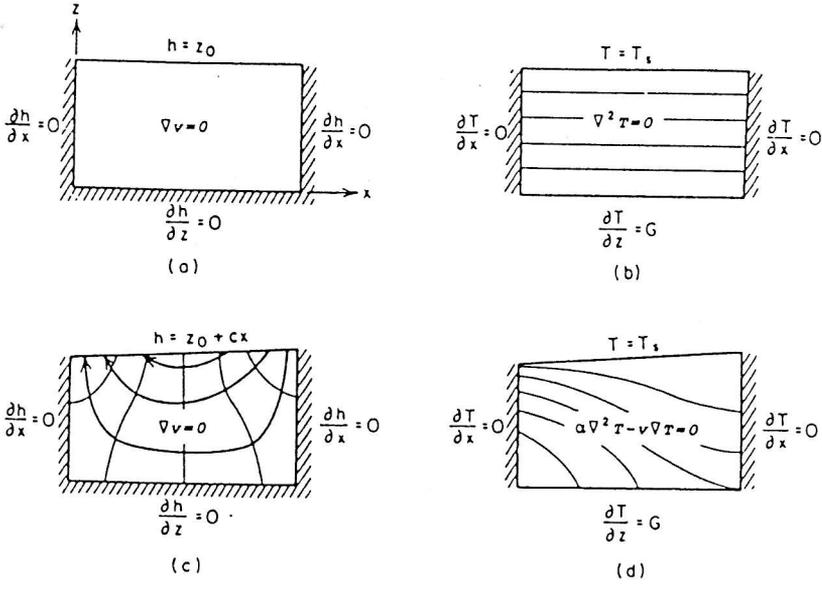


Fig. 2 Relationships between groundwater flow system and subsurface thermal regime (modified from Domenico and Palciauskas, 1973 and Freeze and Cherry, 1979).
 (a) static groundwater flow condition.
 (b) thermal regime under the condition of (a).
 (c) simple regional groundwater flow system.
 (d) thermal regime under the condition of (c).

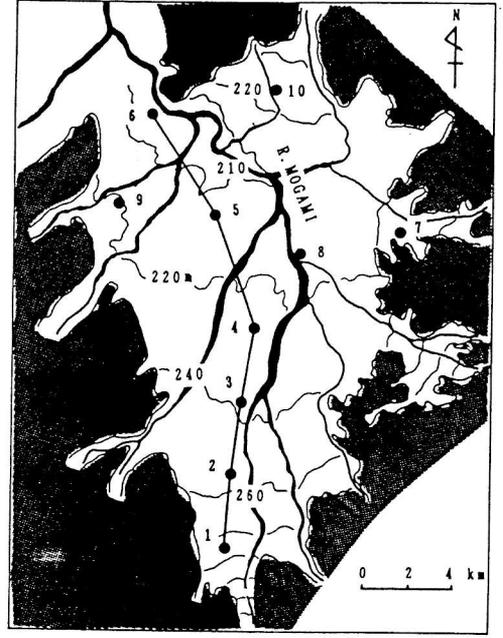
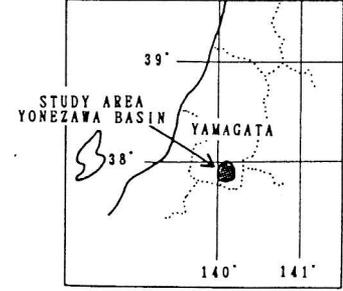


Fig. 3 Location of study area and observation wells.

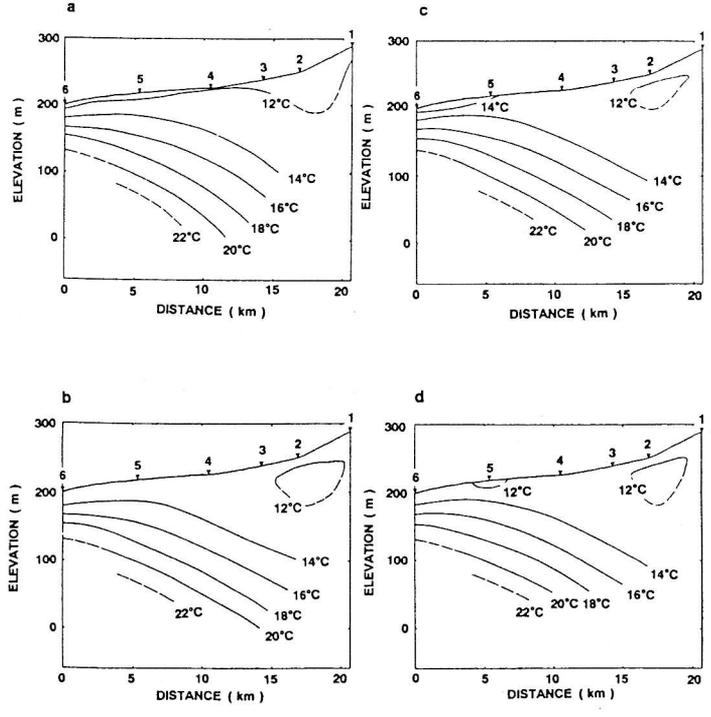
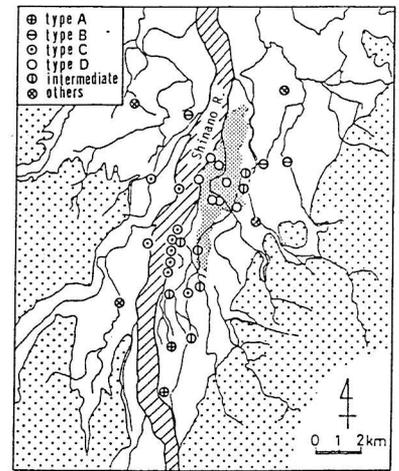


Fig. 4 Seasonal changes of subsurface temperature in the cross section along observation well 1 to 6, in 1990.
 (a) March (b) June (c) September (d) December



第5図 地下水温鉛直分布のタイプ別地域分布
 Fig. 5 Distribution with each types of temperature depth profiles

安定同位体補足

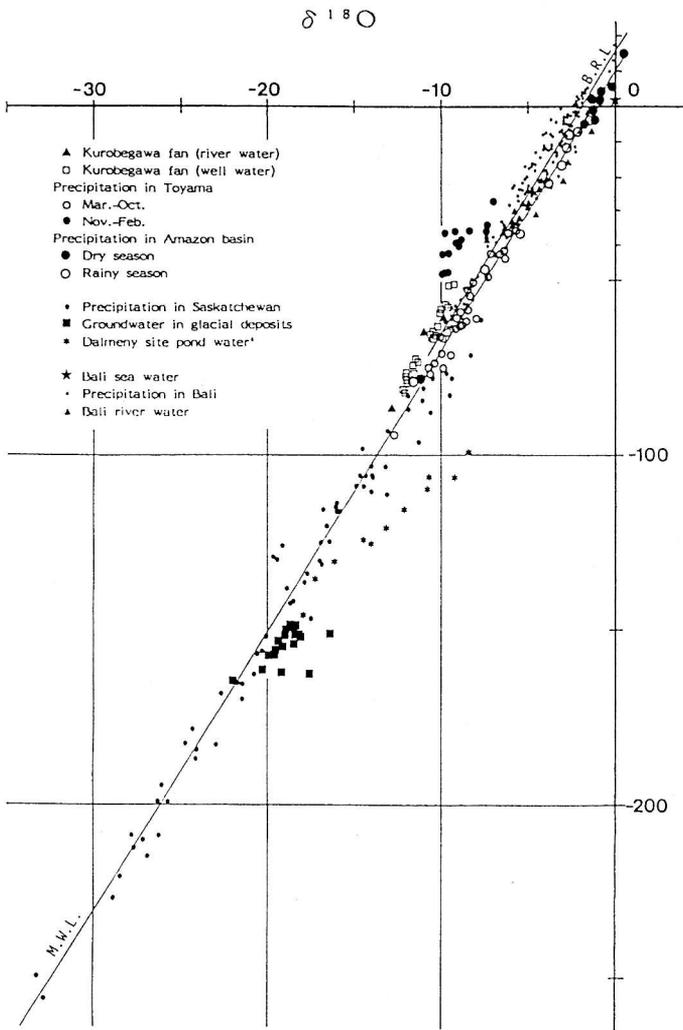


Fig. 7. Stable isotopic compositions of various waters in the world.

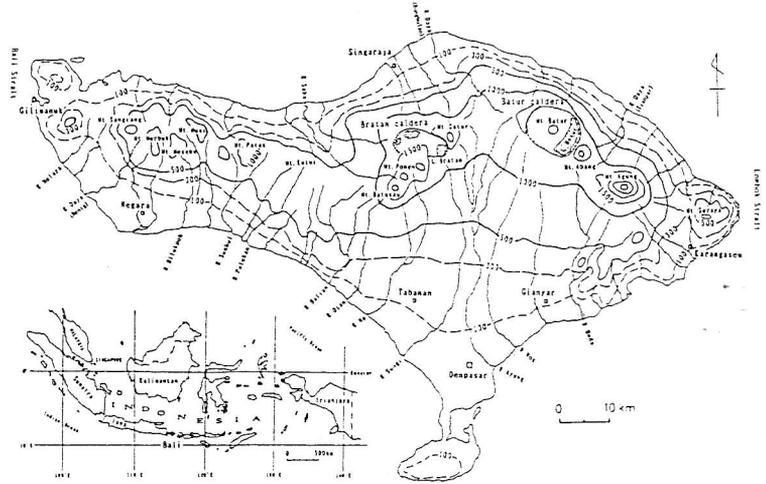


Fig. 1. Location and summit level map.

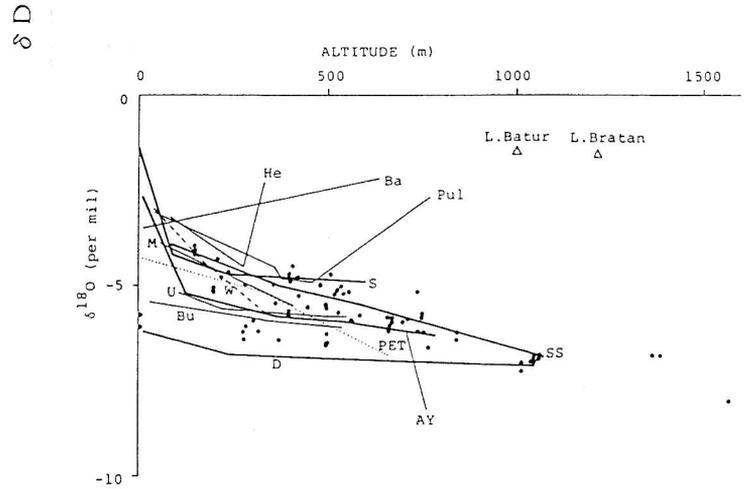


Fig. 9. Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and altitude.

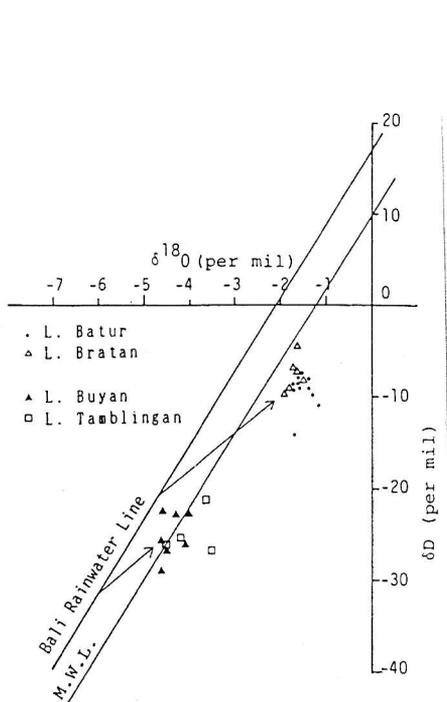


Fig. 8. Comparison of the rain water and the caldera lake water in Bali.

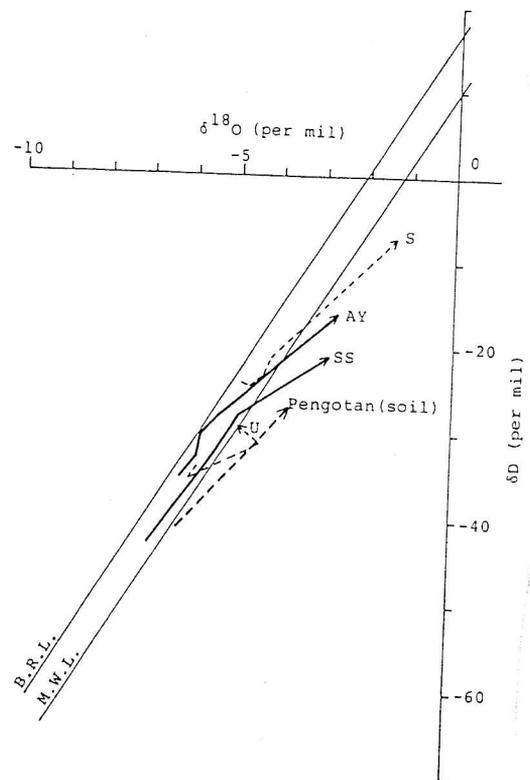


Fig. 10. Changes in isotopic compositions in river and soil waters.