

第6回 水流発生機構

降水から水流への変換



八ヶ岳山麓湧水池群大滝公園湧水
近藤昭彦@環境リモートセンシング研究センター

流出のメカニズムー降水から河川水への変換過程ー

なぜ流出のメカニズムを知らなければならないか

- ・ 洪水予測
- ・ 渇水予測
- ・ 水資源予測
- ・ 土砂災害予測

水文学における重要課題のひとつ

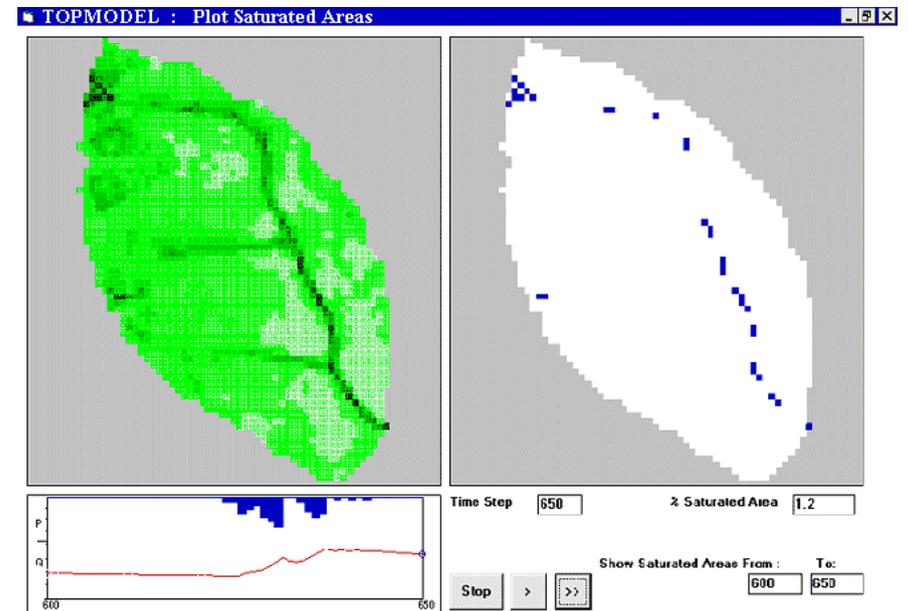
ブラックボックスモデルから物理性に基づくプロセスモデルへ

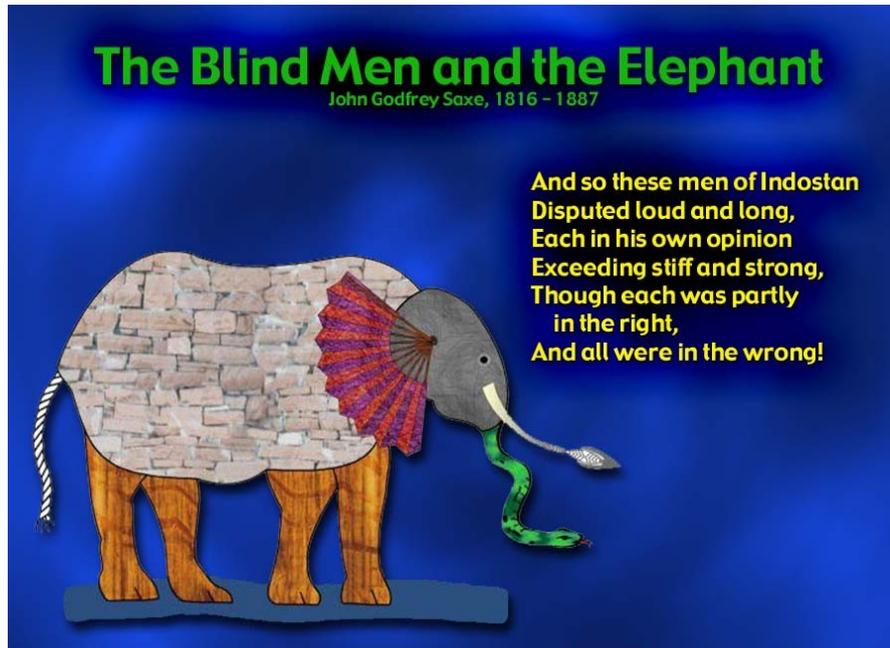
↓
分布型流出モデル

↓
真のプロセスモデルか

- ・ 流出の発生
- ・ 河道網のルーティング

流出の発生が再現されているか





IAHS/PUBs のロゴ

Prediction of Ungaged Basins

- ・ 20 世紀に培われた科学の成果を使って、未知の流域の水文予測をしよう
- ・ これが科学の成果の社会への還元

グローバル水文学への途上にあるといえるが. . .

- プロセスの解明
- 地域性の理解

過去の成果を理解すること

- 谷頭における流出発生メカニズム
- 森林影響評価



流出 水流発生機構

河川の流量と流域の降水量との関係

降水量 → (ブラック・ボックス) → 流量

- ・単位図法
- ・貯留関数法
- ・タンクモデル



ブラックボックスの中身は何だろうか？

初期のブラックボックスモデルはホートンの浸透理論に基づく

- ・この考え方は現実と合っているのか？



ホートン地表流

Horton(1933)は降雨は地表面を境として、地表流下量と地中浸透量に配分
浸透量は次式によって決定

$$f=fe+(fe-fo)e^{-kt}$$

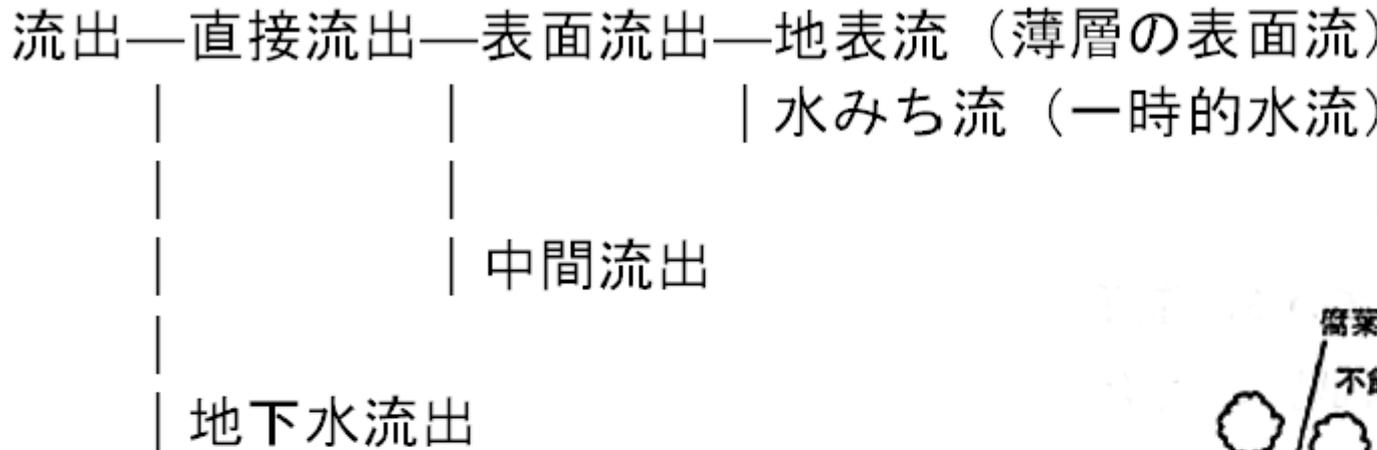
ここで、 f :時刻 t における浸潤速度、 f_0 : $t=0$ における初期浸潤速度、
 f_e :最終浸透速度、 k :地表面の状態や土壌特性によって決まる定数

注) 浸潤(infiltration): 水が地表面を横切って下方へ移動すること
降下浸透(percolation): 水が地中を下方へ移動すること

この考え方を前提とした流出モデルの開発



ハイドログラフを構成する流出成分



これらの流出成分の実態は何だろうか？

概念的に考えられた流出成分から、観測に基づく流出成分の認識へ

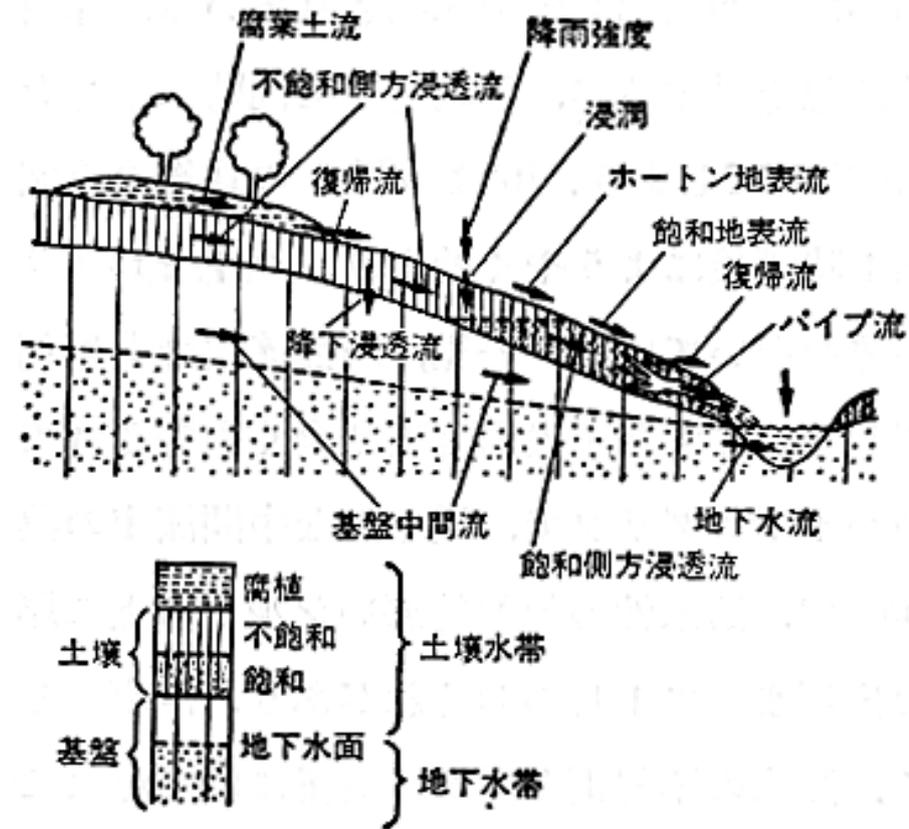


図 108 斜面の水流発生成分 (Chorley, 1978 を簡略化)

Betson(1964)

ホートン理論に基づいて洪水解析を試みた

・実測された降水量と流出量から流域の見かけの浸潤能を求めたところ、現場で測定した浸潤能より遙かに小さい値にしかならない

→流域の限られた部分だけからホートン地表流が発生すると考えた

部分寄与域概念(Partial Area Concept)

ホートンの浸透理論に再考を促し、その後続く野外研究の礎を作った

流出現象のコンポーネントの概念の提案へ



飽和地表流

Dunne and Black(1970a,b)

Sleepers River試験流域(バーモント州北東部)で、トレンチ研究

ホートン地表流の発生はまれであり、直接流出に寄与する流れは、河道近傍の飽和面において発生する復帰流(return flow)と飽和地表流(saturation overland flow)であること

飽和地表流の発生域は流域内の河川近傍に限定されること、その面積は全流域面積の1.5~5%を占めるに過ぎない

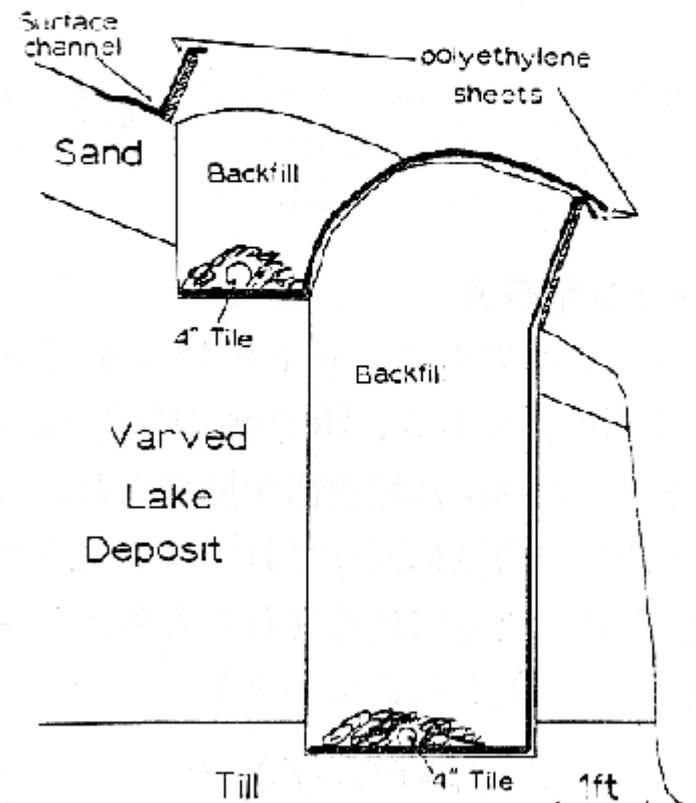


図 6.2 斜面からの流出水を集水するためのトレンチの断面 (Dunne and Black, 1970a)

DunneらはBetson(1964)の partial area concept を確認

では、**ホートン地表流**と**飽和地表流**はどのように異なるか

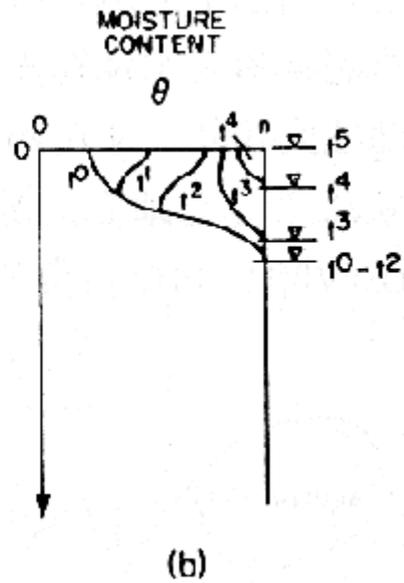
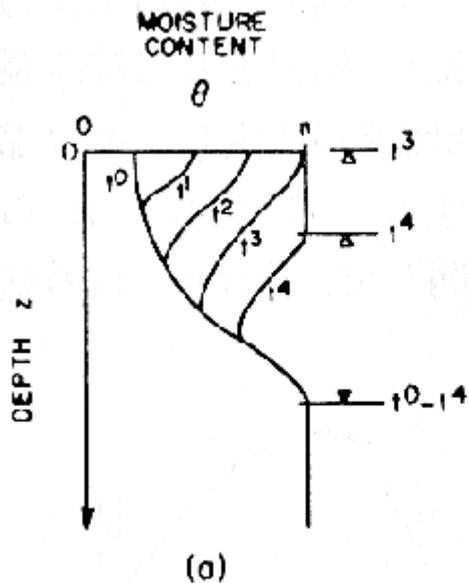
- ・ホートン地表流は浸潤能を超える降雨によって形成
- ・飽和地表流は土層下部からの地下水面の上昇によって形成

→模式図は次ページ

ホートン地表流は乾燥地域の固い土層に強い強度の降雨があったときに発生しやすい

- ・布状流(sheet flow)





- ホートン地表流
- ・地表から飽和
 - ・徐々に流出量増加
- 飽和地表流
- ・地下水面が上昇
 - ・一気に流出量増加

ホートン地表流と飽和地表流の違い

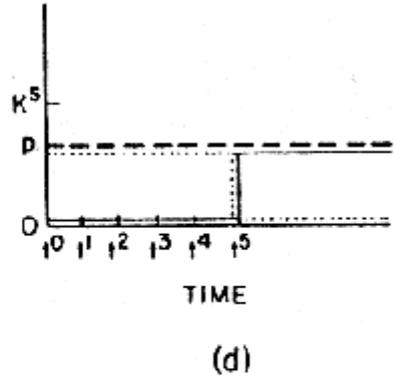
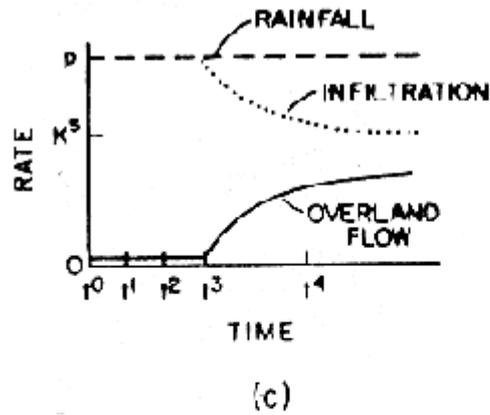


図 6.3 ホートン地表流 (a, c) と飽和地表流 (b, d) の発生過程を示す模式図 (Freeze, 1980)



Dunneらの主張

[Subsurface stormflow とは・・・次ページ](#)

- ・subsurface stormflowは飽和地表流と比較して著しく遅く、降雨強度の変化への応答も緩慢であるため、直接流出に対する貢献度は無視し得る

Freeze(1972a,b)の主張

- ・シミュレーションによると、特別な地形・地質条件の場合を除いて、地中流が直接流出に果たす役割は小さい

以上は1970年代の結論

では降雨直後の素早い流出のメカニズムは

- ・1980年代には新たな流出メカニズム仮説が提唱

 - 地下水リッジ、封入空気

- ・特に不均質な場の条件

 - パイプ

- ・Freezeによる演繹的手法では認識できている場の条件しかモデルに組み込むことはできない

Subsurface stormflow

[定義] 直接流出成分を構成する、土壤中を側方へ流下し、地下水流とも無降雨期の基底流とも異なる流れ(Whipkey, 1967)

1960年代の一連の研究によって重要性が強調

塚本(1961)、Whipkey(1965,1969)、Weyman(1973)、Mosley(1979,1982)

・パイプ、すなわち植物や動物の活動によって形成された表層土壤中の穴や割れ目の果たす役割が重要視

→A層を除く土壤マトリクスは飽和透水係数のオーダーが 10^{-8} cm/s程度と低いので直接流出に貢献する程度は小さいとの考え

・Freeze(1974)はSubsurface stormflowが直接流出の主たる寄与因子になるかどうかは疑問視

→モデル

流出寄与域変動概念 variable source area concept

Hewlette and Hibbert(1963):

勾配40%、長さ13.7m、深さ0.9mの土槽実験により、降雨の終了後150日間にわたって下端からの排水に不飽和側方流(unsaturated lateral flow)が寄与していることを示した

Hewlette and Hibbert(1967):

均質な土層から成る森林流域における直接流出の発生機構
(次ページ図6.4)

地表流出をまぬがれた降雨(新しい水)は土壤中に降下浸透し、降雨以前に土層内に貯留されていた土壌水(古い水)をピストン流的に押し出すことによって直接流出が形成される

→押し出し流(translatory flow)

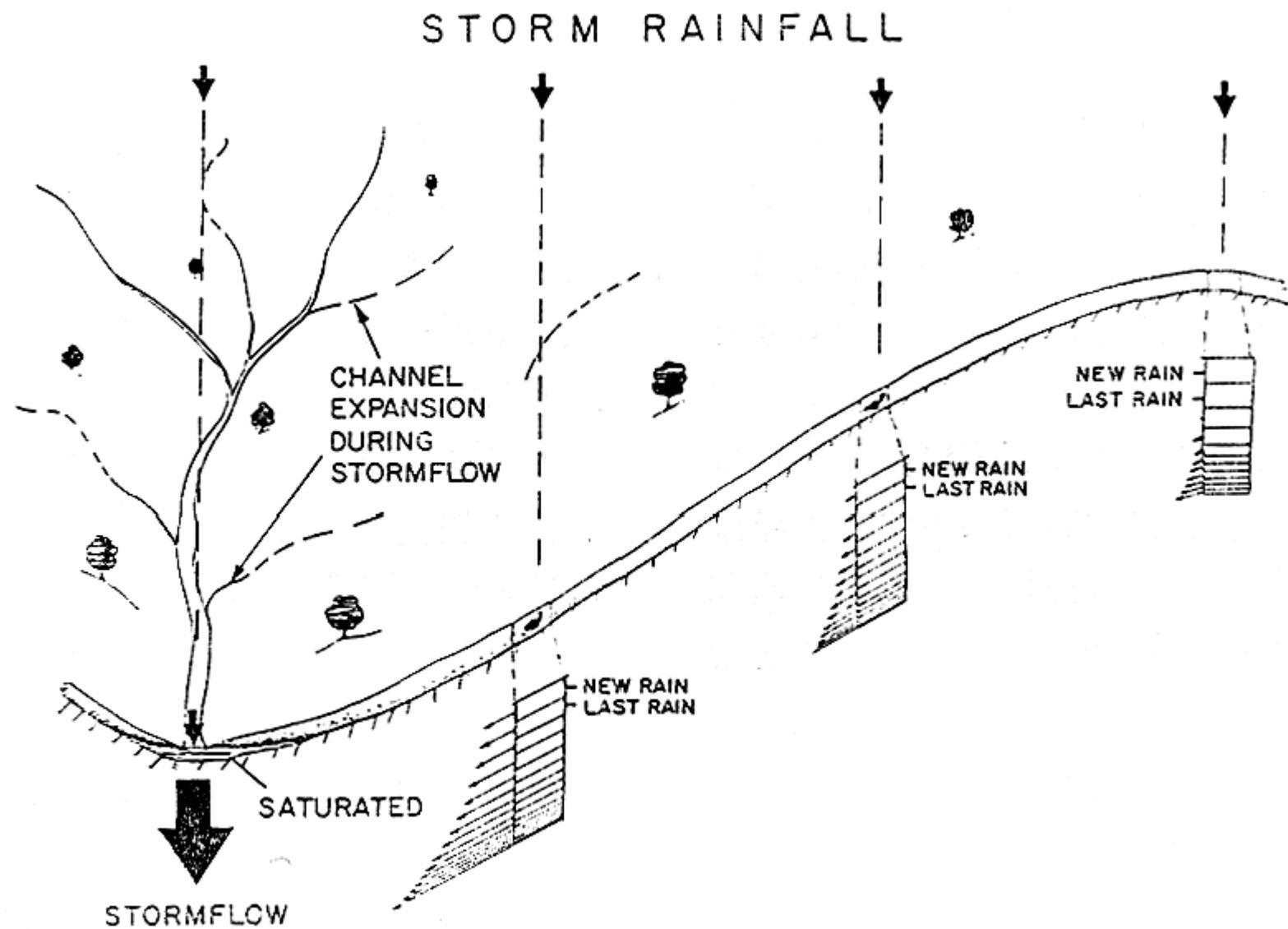
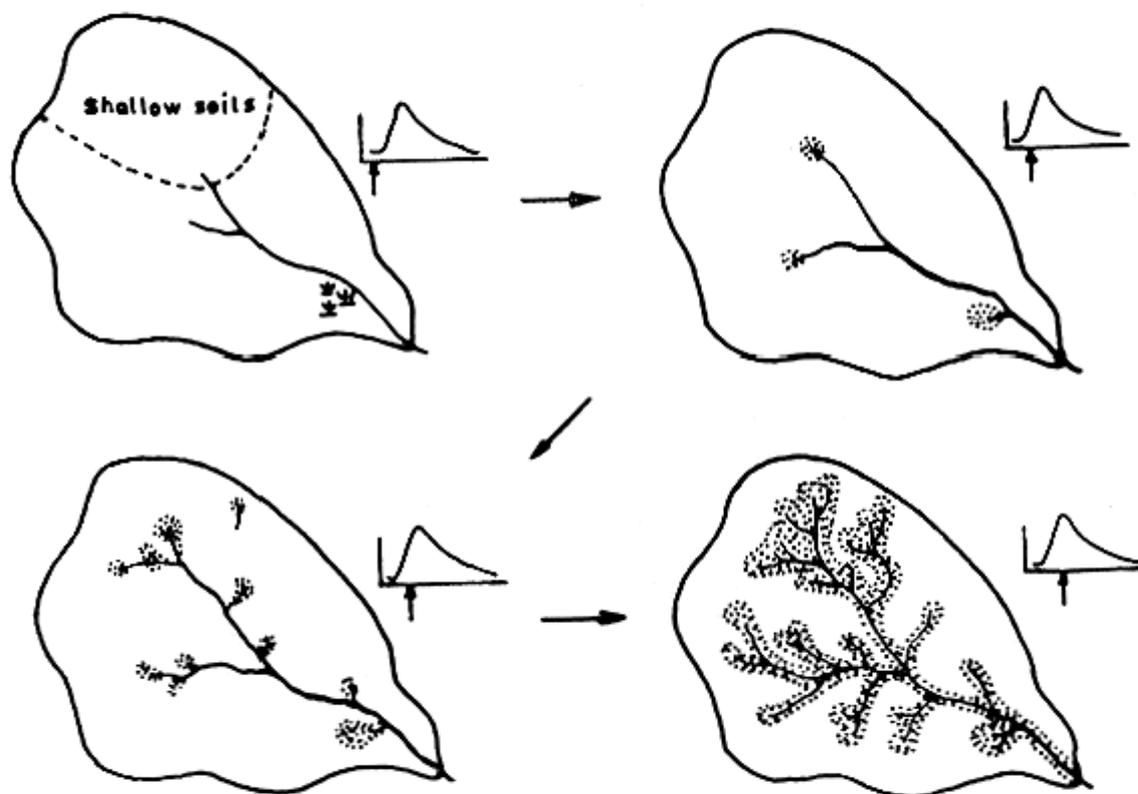


図 6.4 均質な土壌からなる傾斜の急な森林流域からの直接流出の発生機構を示す模式図 (Hewlett and Hibbert, 1967)

押し出し流による斜面上部からの側方流が土壌断面の透水性を超えると水は地表面に現れ、流路長は拡大する

→飽和面積が拡大し、飽和地表流が発生



Hewletteらは飽和地表流よりも土層中の側方流の役割を重視

図 6.5 降雨中における流出寄与域と流路網の拡大を示す模式図
(Hewlett and Nutter, 1970)

表面流出に寄与する面積は降雨の継続とともに拡大
→流出寄与域変動概念(variable source area concept)を提唱
(Hewlette and Hibbert, 1967)

同様の概念は Tennessee Valley Authority(1965)では動的流域概念(dynamic watershed concept)として提示されている

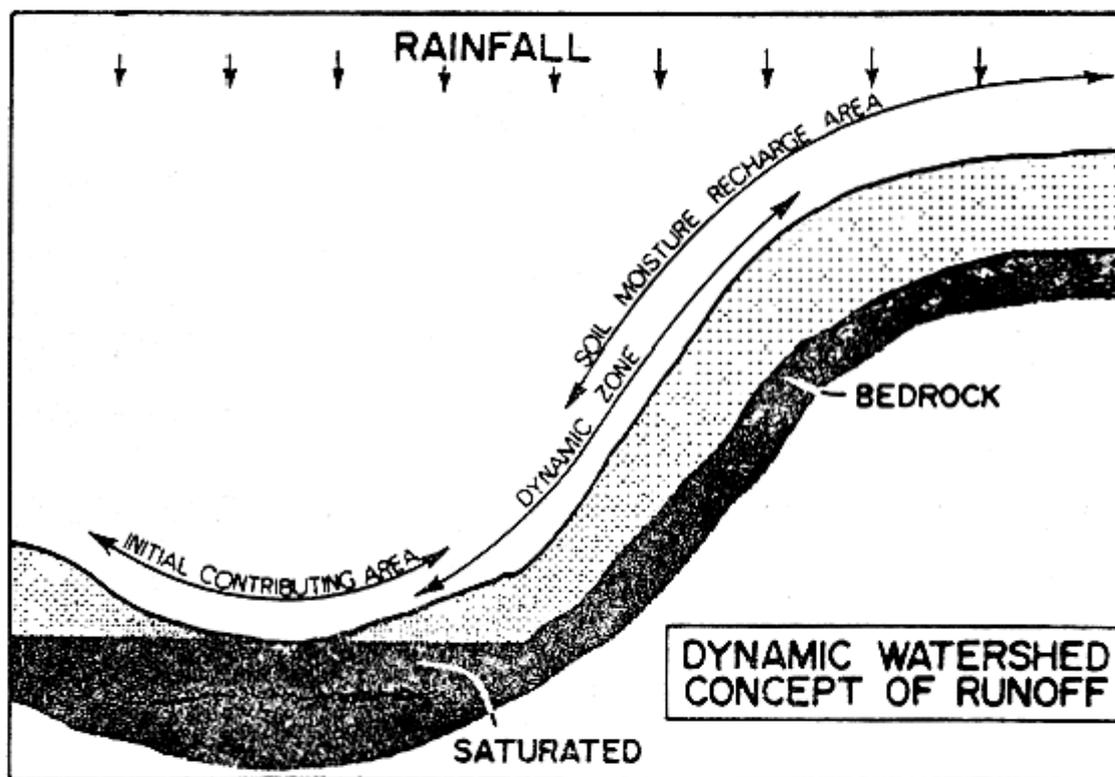


図 6.6 Tennessee Valley Authority によって提示された動的流域概念を示す模式図 (Tennessee Valley Authority, 1965)

流出寄与域変動概念あるいは動的流域概念モデルは、流域は降雨に対して動的に応答する仕組みを有することを示す

→現在における森林山地流域の降雨流出過程を説明する上での基本的な考え方



Variable Source Area Concept

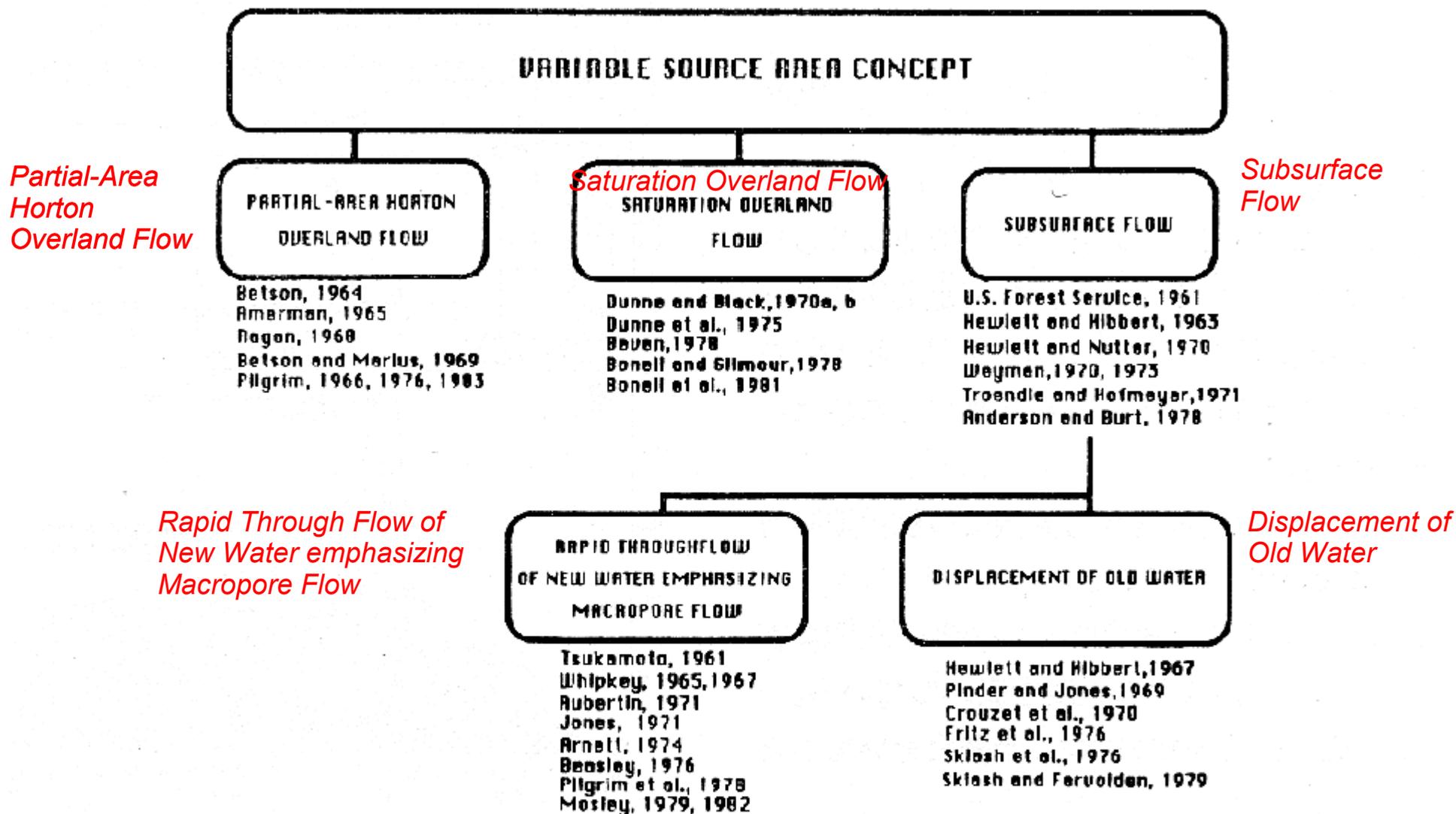


図 6.7 流出寄与域変動概念を基本概念としてまとめられたこれまでの研究結果 (Pearce, et al., 1986)

降雨流出過程における地下水流の役割

ハイドログラフから流出成分を分離する方法

- ・簡易法(土木学会,1971)
- ・トレーサー法 →客観的な分離方法

古い水と新しい水

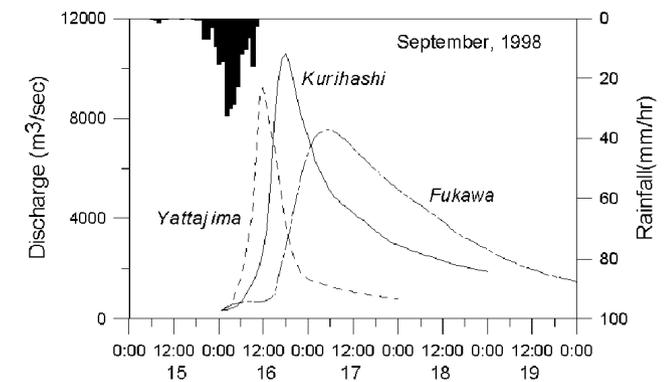
異なる流出成分の間に化学反応が無いものとする

$$Q_t = Q_n + Q_o$$

$$C_t Q_t = C_n Q_n + C_o Q_o$$

ここで、Q:流量、C:濃度、t,n,o:total, new, old
連立させると

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



最近の利根川の洪水 1998年9月

仮定

- 1) C_n 、 C_o は対象とする流域での解析期間において一定
- 2) 河川の基底流量時のトレーサー濃度は古い水の流出成分を表す
ただし、 C_n と C_o の差は十分大きいものとする

トレーサーとして使える物質

- ・重水(D)
- ・トリチウム(T)
- ・酸素18(^{18}O)
- ・その他の保存性物質

基底流を地下水流出と仮定

⇒古い水

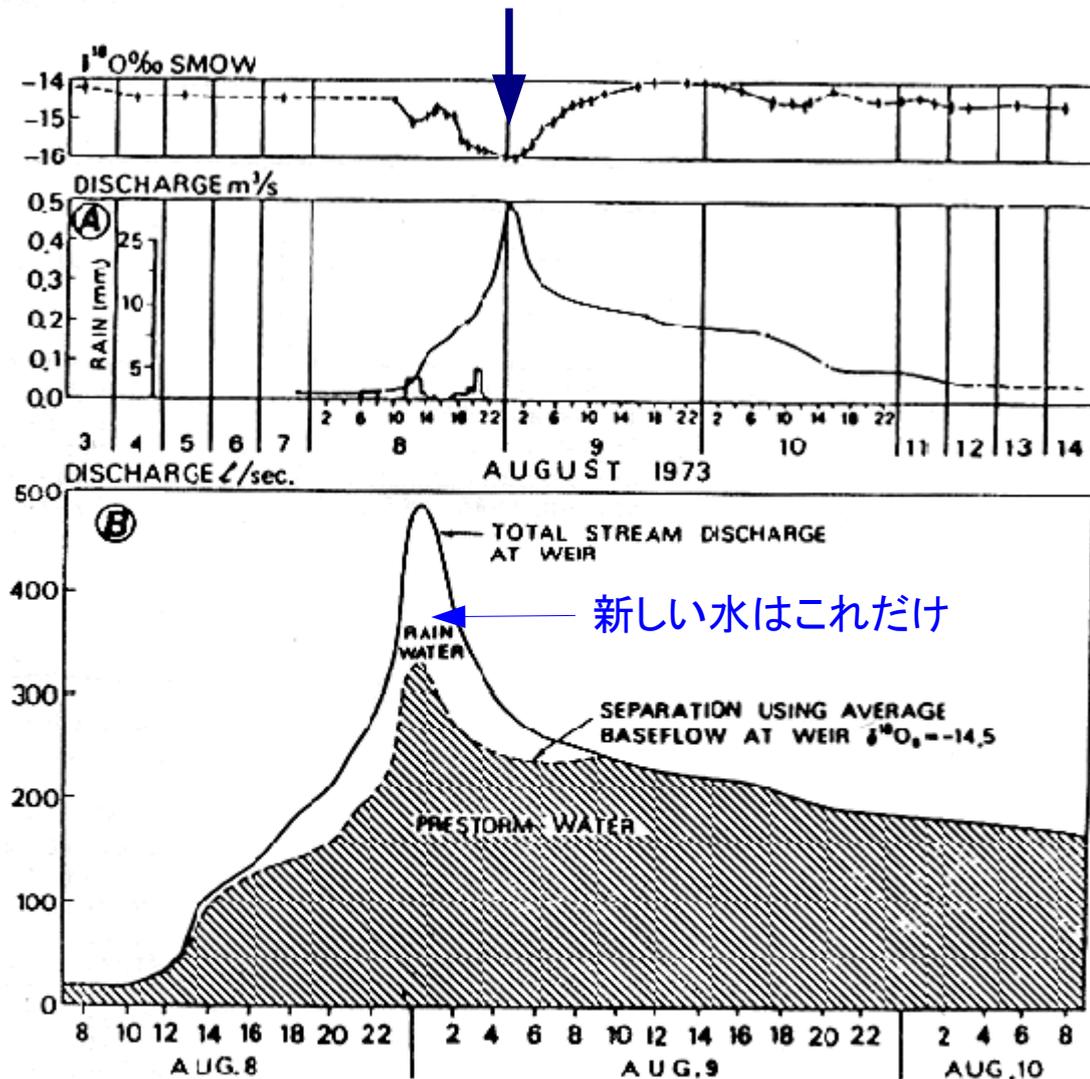
そこに雨が降る

⇒新しい水

両者の割合は？



降水の平均 δ 値は -19.0‰ 、降水により河川水の δ 値は下がっている



初期の事例

1973年8月に8時間で約40mmの降水があった場合の適用例

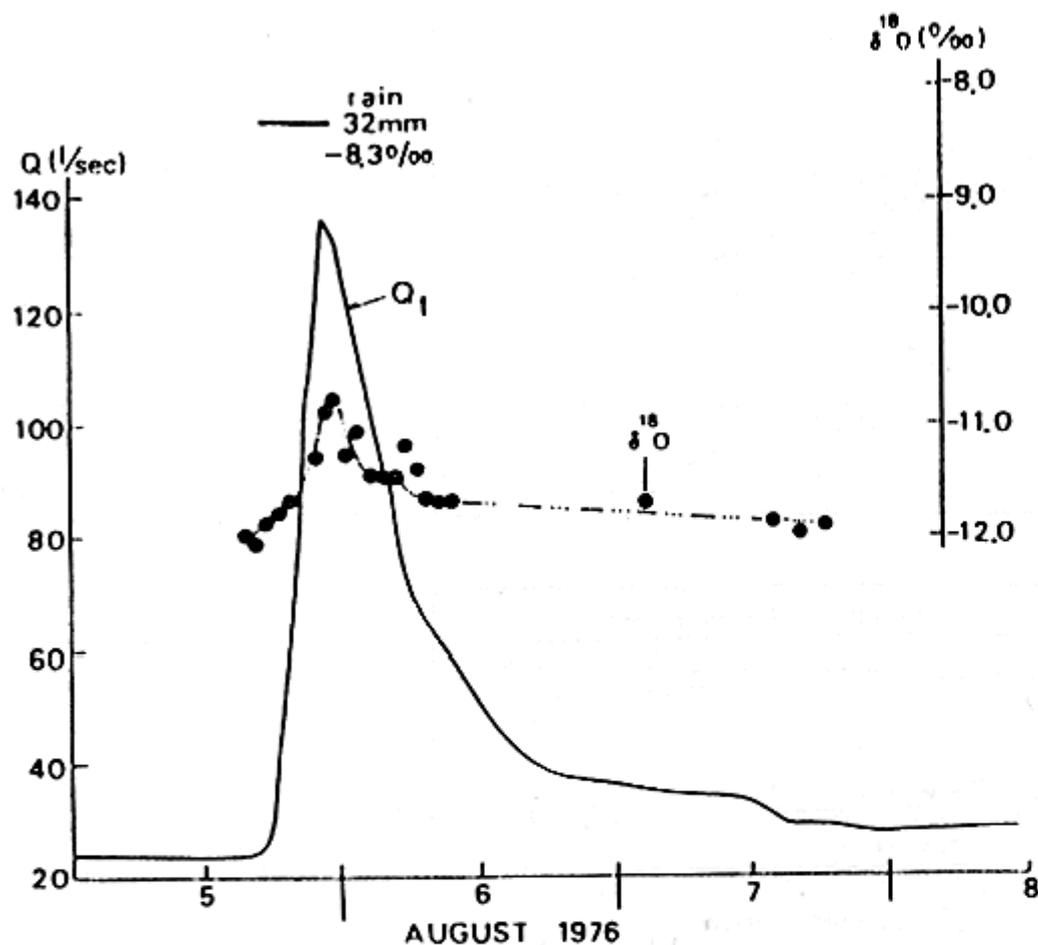
トレーサーは ^{18}O

$\delta^{18}\text{O}$ は標準海水に対する1000分率

流出水の大部分が古い水

新しい水の総量は平均河道幅×降雨強度とほぼ同じ値であった

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 $\delta^{18}\text{O}$ の時間変化 (A) およびヒドログラフの分離 (B) (Fritz et al., 1976)



降雨開始前の δ 値は浅層地下水の値に近かった (-12.8‰)

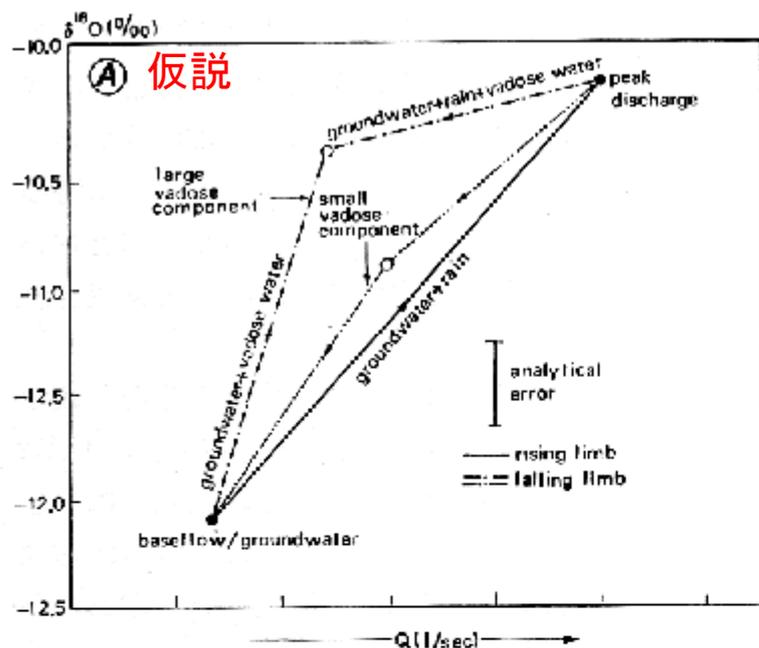
$\delta^{18}\text{O}$ の変化は流出水が新しい水と古い水の混合であることを示す

では、土壌水の役割は？

土壌水の δ 値は地下水より6パーミルほど高かった

⇒ 検証へ

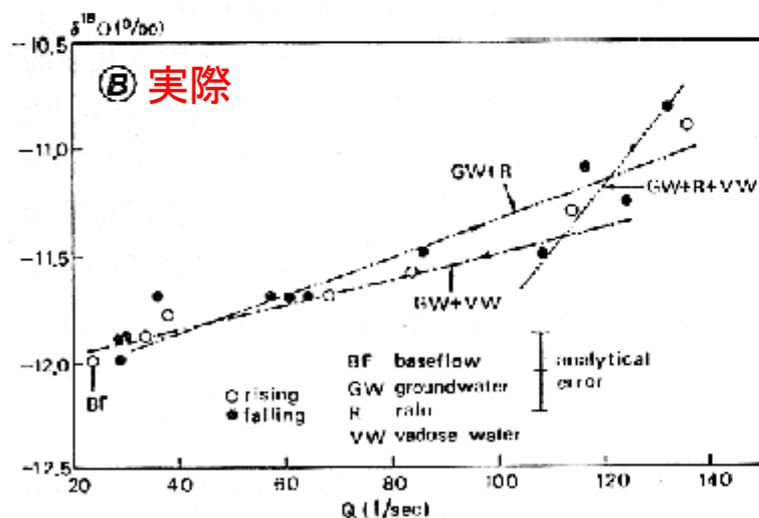
図 6.9 流域 7A におけるハイドログラフと河川水の $\delta^{18}\text{O}$ の時間変化 (Sklash and Farvolden, 1979)



土壤水の δ 値は地下水より6パーミルほど高かった

そこで、図6.10(上)のように、3成分の混合によって流出水の濃度が形成されると考えた

実際には図6.10(下)のように、土壤水の寄与は小さかった



出水時に占める土壤水の役割は小さく、出水時の河川水の大部分は新しい水(降雨)と古い水(地下水)の2成分で構成される

注)一般化するには地域性に関する検討が必要であることに注意

図 6.10 出水時における土壤水帯からの流出を想定した時の河川流量と河川水の $\delta^{18}\text{O}$ の関係を示すモデル(Ⓐ)と図 6.9 の出水時における両者の関係(Ⓑ)
(Sklash and Farvolden, 1979)

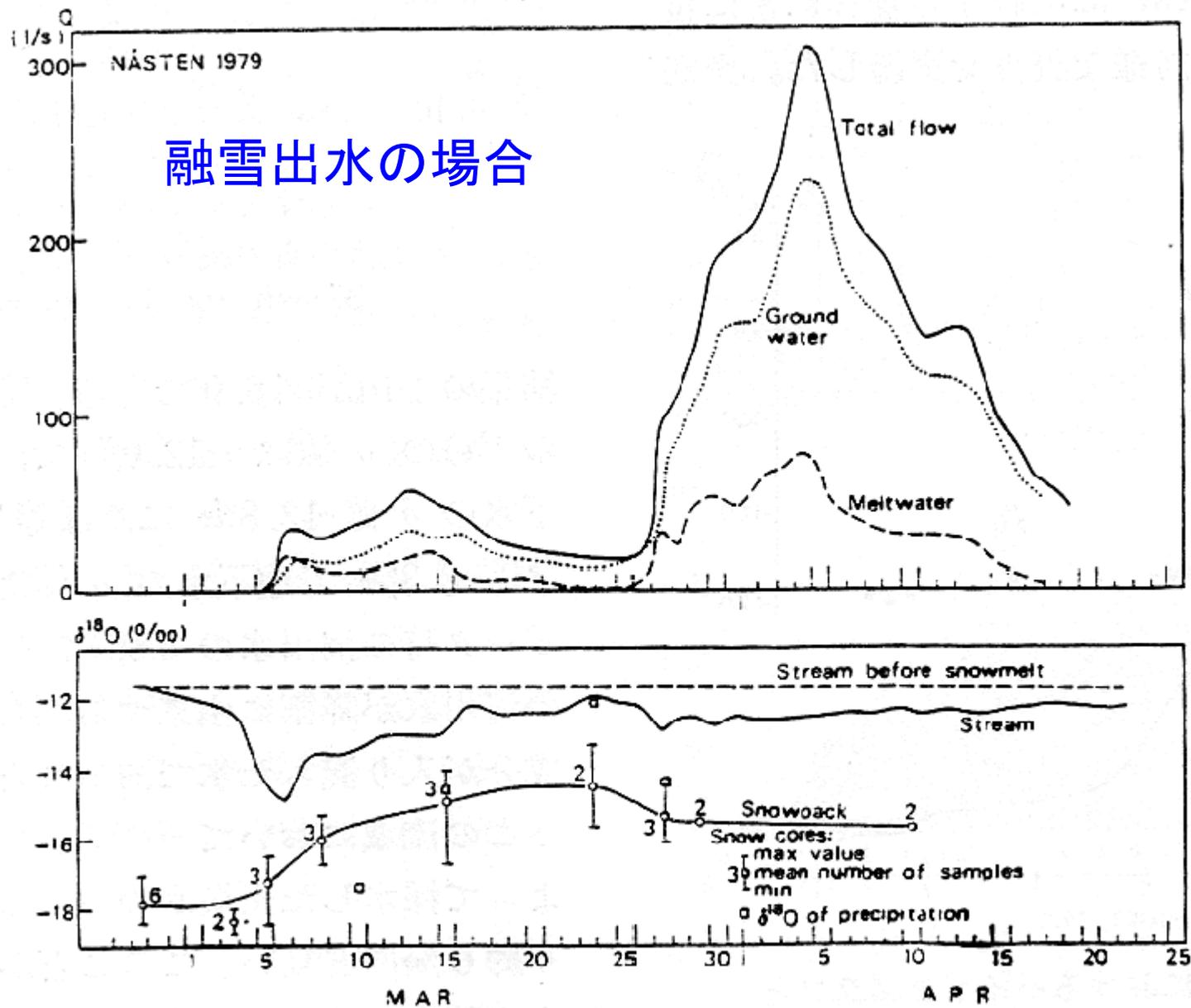


図 6.11 融雪出水時における河川水，スノーパックの $\delta^{18}\text{O}$ の時間変化と ^{18}O による
 ハイドログラフの分離 (Rodhe, 1981)

融雪出水の分離

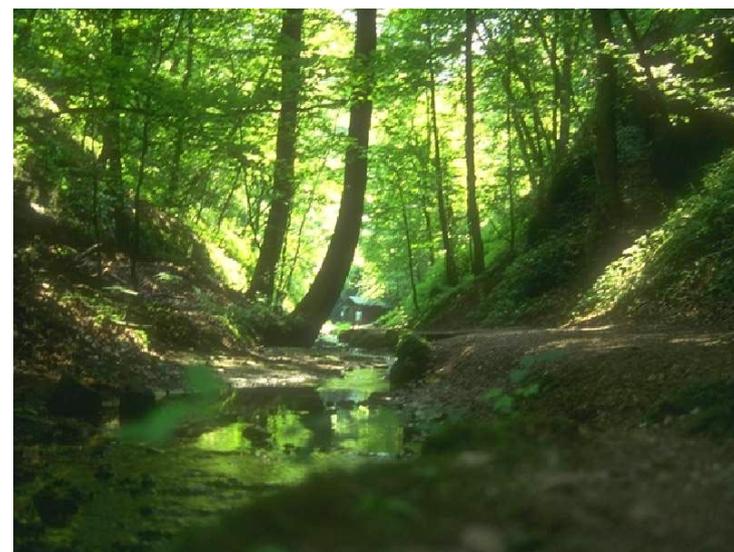
スノーコアの δ 値は融雪水と同じと考える **仮説**

- ・出水前の δ 値は融雪水より高い
- ・出水によって δ 値は希釈される

Dincer et al.(1970)も環境トリチウムを用いて同様な結果

頭の中で考えた現象と、実際に観測された現象は同じだったか、それとも異なっていたか？

現場に立脚した実証的研究の重要性



降雨流出過程における地下水流の役割ーハイドログラフの分離結果

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	¹⁸ O	総流出量の90% ピーク時60%	流域の90%が森林よお び草地, 10%が裸地
Sklash · Farvolden (1979)	カナダ (Ruisseau des Eaux Volées)	1.2 km ²	760~ 880m	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	20~30m	T	総流出量の42%	都市化流域
		20.1 km ²	20~30m	T	総流出量の78%	非都市化流域
Rodhe (1981)	スウェーデン (Nåsten)	6.8 km ²	18~55m	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%	夏季出水 3年間の観測 値 (1976~1978)
					総流出量の72~ 86%, 平均77%	冬季融雪出水 3年間の観 測値 (1975/76~1977/78)
Martinec 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

- ・自然流域においては総流出に占める地下水流出の割合は60~90%
 - ・流出ピーク時においても60~80%が地下水流出成分によって占められる
- 河川の源流部では流出に占める地下水流出成分の割合が大きい

バーモント州Essex Centerでの研究例 Ragan(1968)

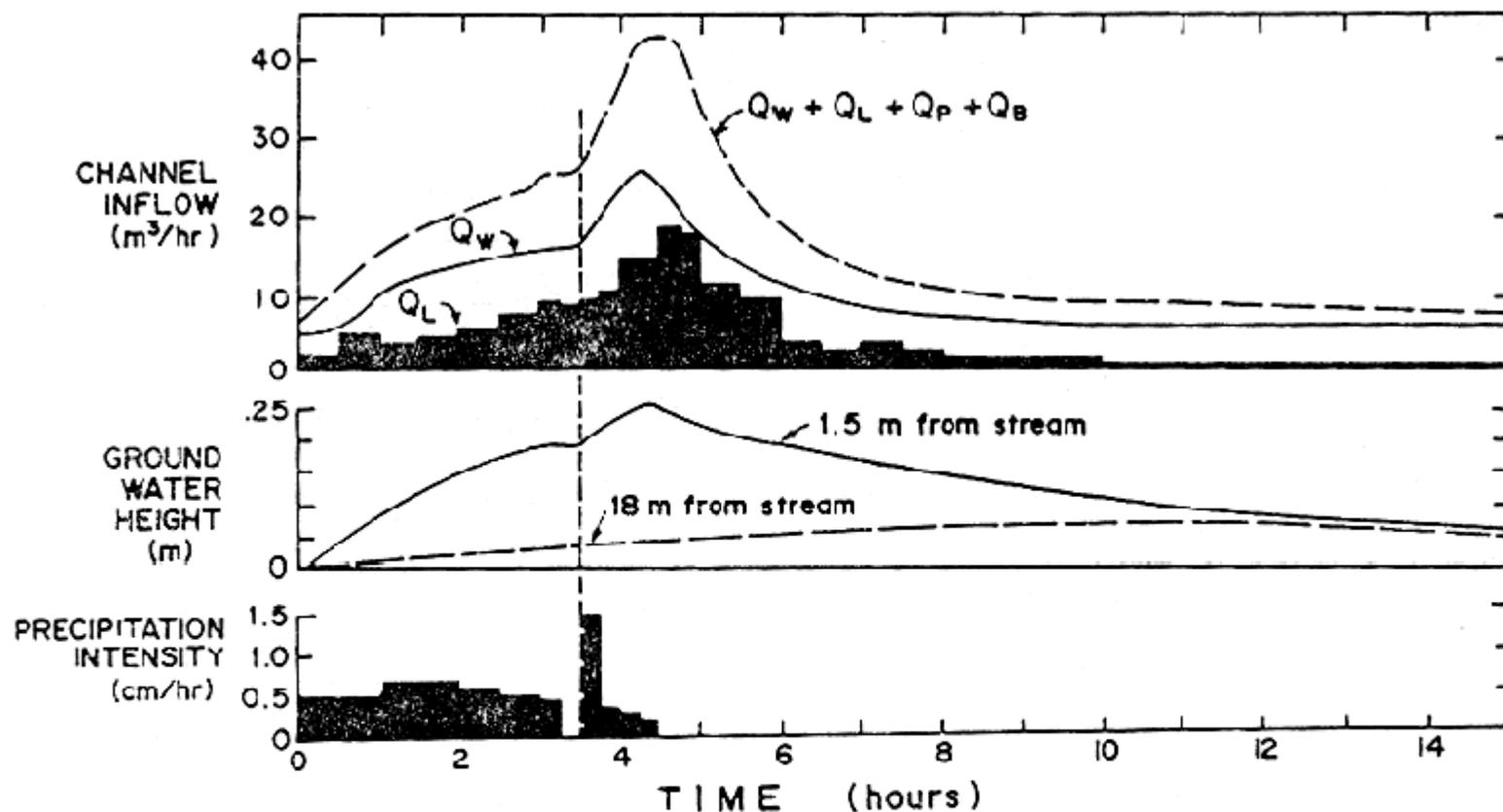


図6.12 4.5時間で28mmの降雨があった場合の190mの水流区間における流出成分のハイドログラフと河道近傍の地下水位の変化 (Ragan, 1968)

面積 $0.46km^2$ の森林流域で、190mの水流区間の水収支を検討

上流端から流入、下流端から流出
河道区間で側方から流入(Q_L)

$$Q_U + O_B + Q_L - Q_D = Q_P + Q_W + \Delta S / \Delta t$$

河道への直接降雨
湿地からの浸出
河道の貯留量変化

Q_U : 上流区間からの流入量、 O_B : 降雨開始以前に河道に流入する基底流量、
 Q_L : 地表流、中間流、地下水流を含む河道への側方流入量、 Q_D : 河道下端からの流出量、 Q_P : 直接河道降雨、 Q_W : 河道に沿う湿地からの浸出量、 ΔS : 河道内の貯留量変化

Q_L を残差として求める

→中身を吟味するために、トレンチ、多数のピエゾメーターを設置

結果

- ・表面流出に寄与する面積は全流域面積の1.2~3%
- ・直接河道降雨が占める割合は2~5%
- ・河道に沿う湿地帯からの浸出量は全流出量の55~62%
- ・側方流入量は36~43%

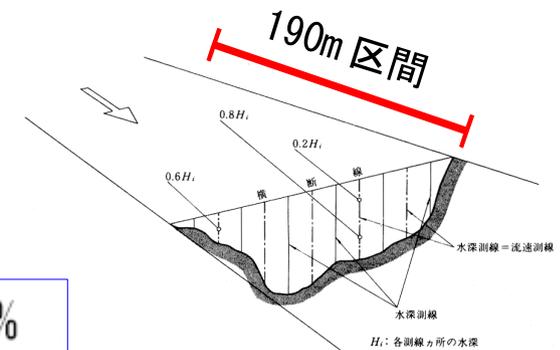


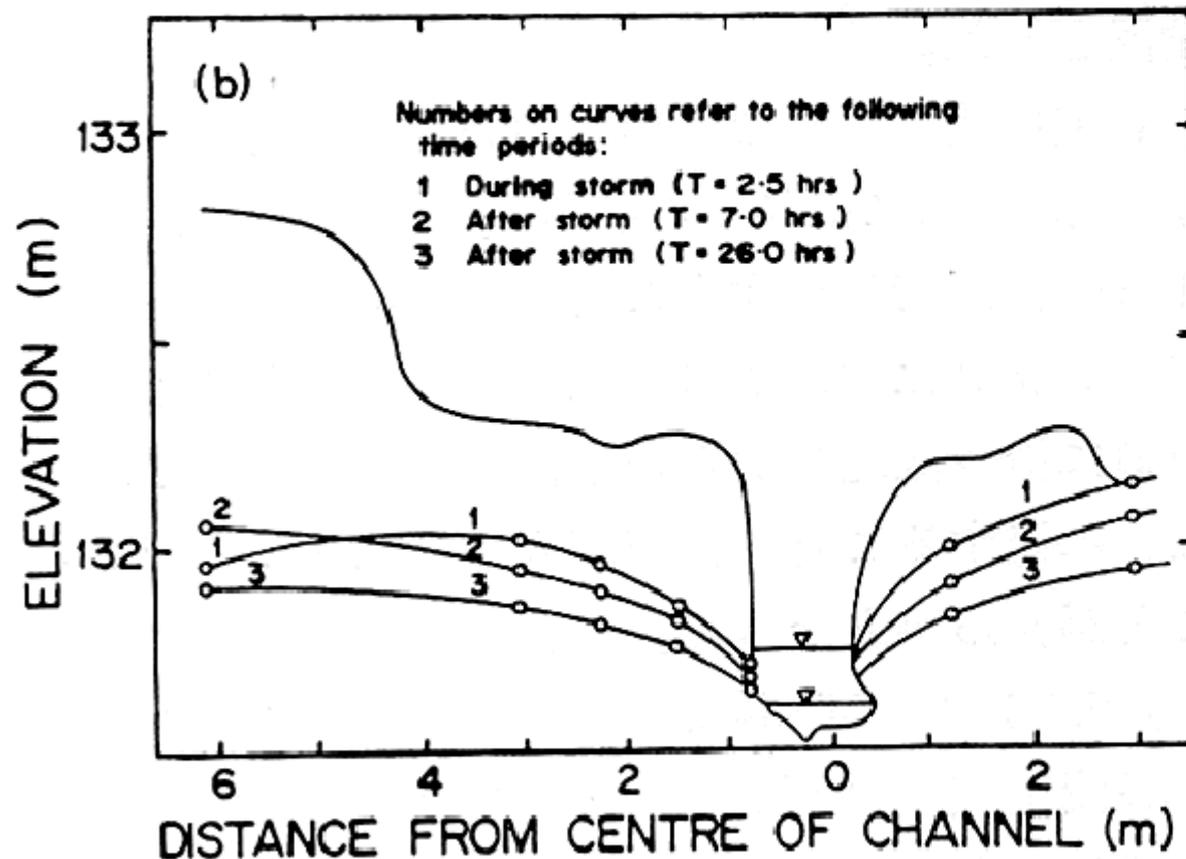
図4-3-5 水深測線と流速測線の配置

図6.12で Q_L は地下水流出量と考えられる(地表流および不飽和土からの流出が観測されなかったから)

なぜ、非常に早い地下水が生じるのか？

Q_Lの降雨に伴う早い応答の原因は？

→地下水リッジ(groundwater ridge)の形成



降雨開始後2.5時間で地下水の尾根が形成されている

→大きな導水勾配

→地下水流出

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)

多摩丘陵における研究例 (田中ほか、1982,1984; Tanaka et al. 1988)

降雨流出過程における飽和地表流の役割

・総降水量50mm以上の降雨を対象に、飽和面の拡大・縮小をマッピング

→谷底に木道を設置、杭を打ち、降雨時に目視で飽和面を地図化

山腹斜面においては総降水量100mm以上のイベントでも地表流は発生しない

谷底における飽和面の発生は限られた部分で、流域面積の1~4%

流出した水の起源は地下水、それとも雨？

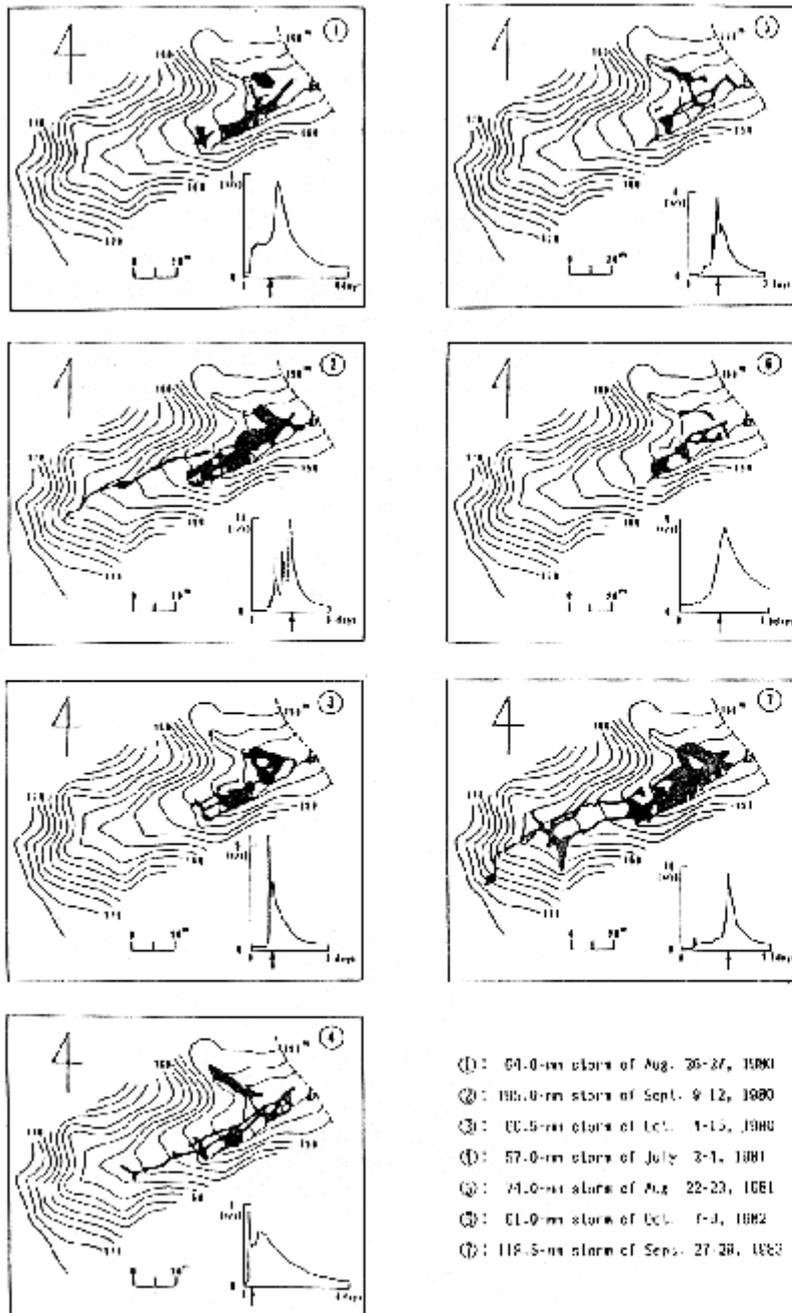


図 6.14 谷底における最大飽和面の分布 (Tanaka, et al., 1988)

飽和地表流の寄与

表 6.2 降雨に由来する飽和地表流の見積り (Tanaka et al., 1988)

Storm no.	Maximum extent of saturated area		Peak rainfall intensity $\times A_{s,max}$		Total rainfall $\times A_{s,max}$	
	$A_{s,max}$ (m ²)	Percentage of basin area	Rate (m ³ h ⁻¹)	Percentage of peak discharge rate	Volume (m ³)	Percentage of total discharge volume
1	345	1.6	2.1	12.6	22.1	4.5
2	733	3.3	19.1	<26.5	142.9	ca. 7.9
3	414	1.9	9.1	39.1	25.0	12.2
4	650	3.0	7.2	55.0	37.1	8.9
5	206	0.9	1.5	11.2	15.2	7.8
6	—	—	—	—	—	—
7	286	1.3	1.4	4.8	17.4	1.8
8	913	4.2	12.8	15.9	108.2	7.2

- ・谷底飽和面への直接降雨量は全流出量の1~12%程度
- ・流出ピーク時においても約24%

では、流出水の起源は何か？

飽和地表流の寄与は小さかった

現場でじっくり現象をみる

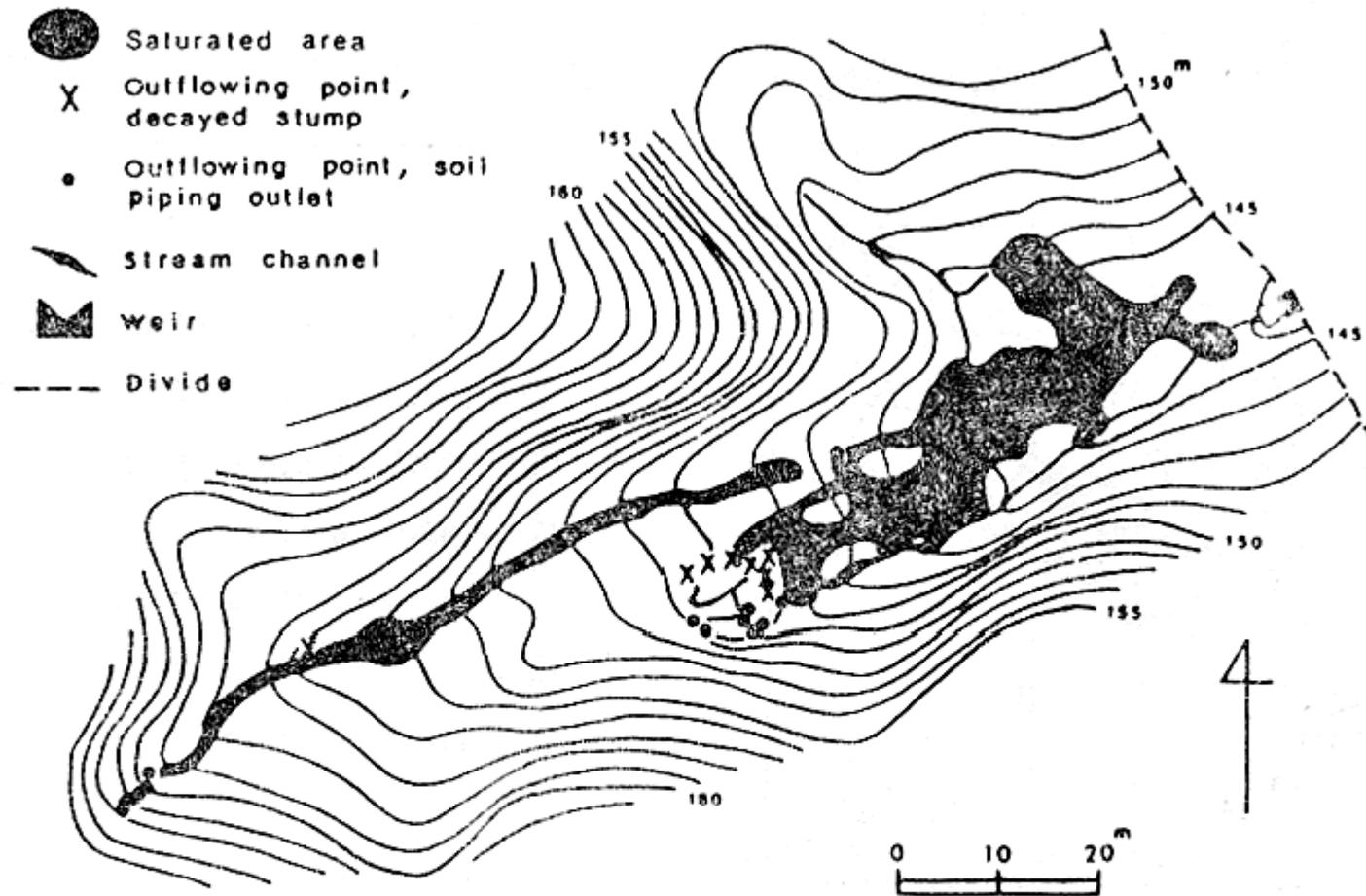


図 6.15 総降雨量 195 mm の流出ピーク時における地表流の発生状況 (田中ほか, 1982)

地表流の発生源はパイプ状の穴を通じた吹き出し、あるいは朽ち木の切り株からの吹き出し→パイプ流、復帰流

地中水の挙動が流出発生に大きく関与していること

では、地中水の動態はどうなっていたか？

図6.16(次ページ)は図6.15の約30分前の谷底縦断面における地中水のポテンシャル分布

・地表面下約1mまでの地下水の流れは標高150.5mより下流側において全域流出域を形成

(特に、145.5～147.5m、149～151m区間に強く現れている)

→図6.15に見られるパイプ流、復帰流の発生地点標高とほぼ一致

地表面で見られる現象は地中水の挙動と密接な関連

その他の注目点)

谷底の階段状地形と地下水流動系の関係に注目せよ

⇒ ガリの形成メカニズムとも関係するかも

地中水の集中が発生すると、その集中が強化される方向に作用が働く

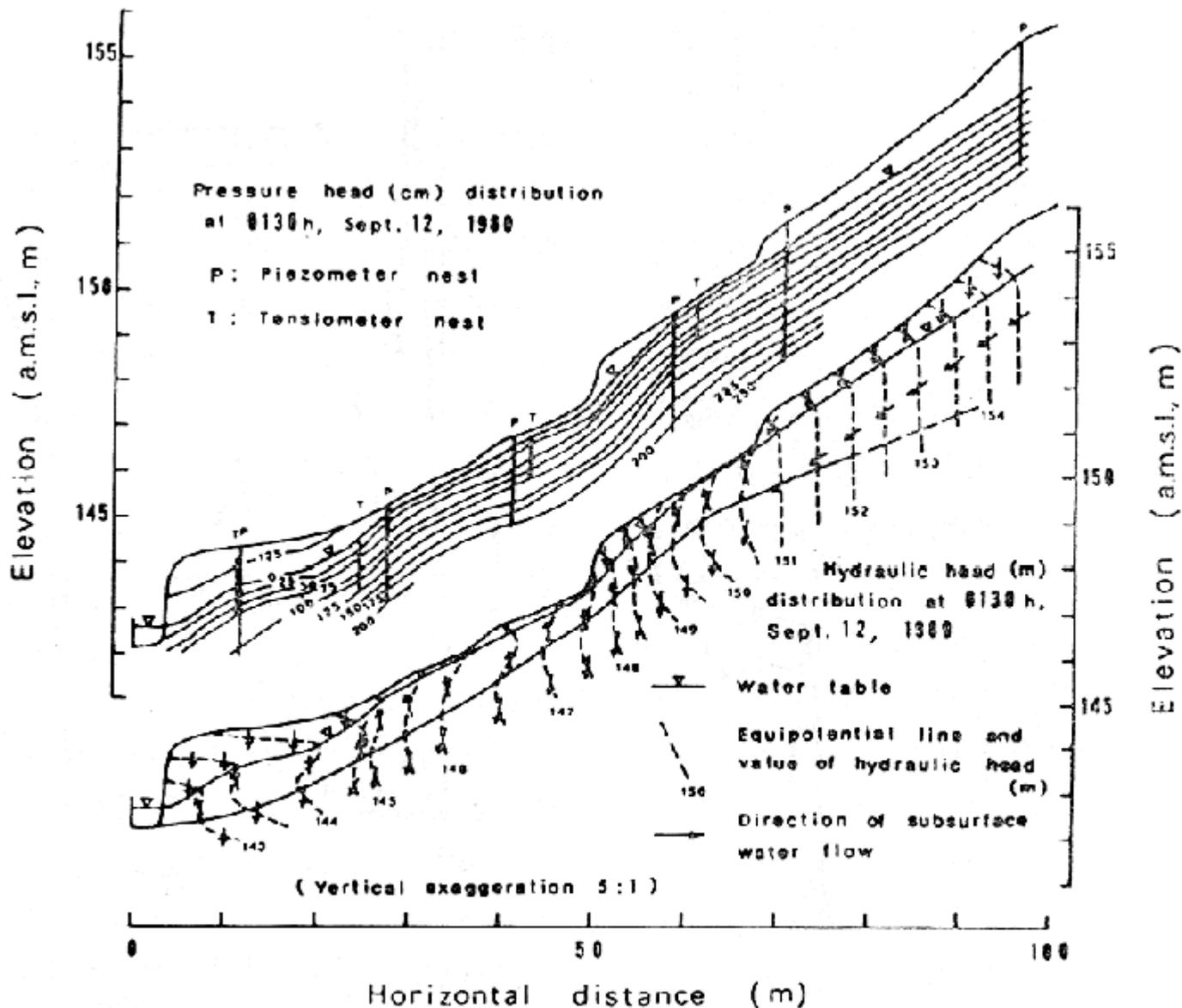


図 6.16 総降水量 195 mm の流出ピーク時における谷底縦断面における地中水のポテンシャル分布 (田中ほか, 1982)

⇒ メアンダー(蛇行)の発生とのアナロジー

電気伝導度を用いた流出ハイドログラフの成分分離

Q_T : 流域からの総流出量、 $Q_{T,G}$: 総地下水流出成分、 $Q_{N,G}$: 流出出口における三角堰周辺からの地下水流出成分、 Q_S : 降雨に由来する地表流成分

流出出口はガリ状の削り込み部分であり、そこに長径30cm、短径10cmの楕円型のパイプ(マスターパイプ)

大雨時には総流出量の47~52%に相当する地下水がマスターパイプから流出

→ポテンシャル分布から計算できるダルシー流よりはるかに大量の流れ

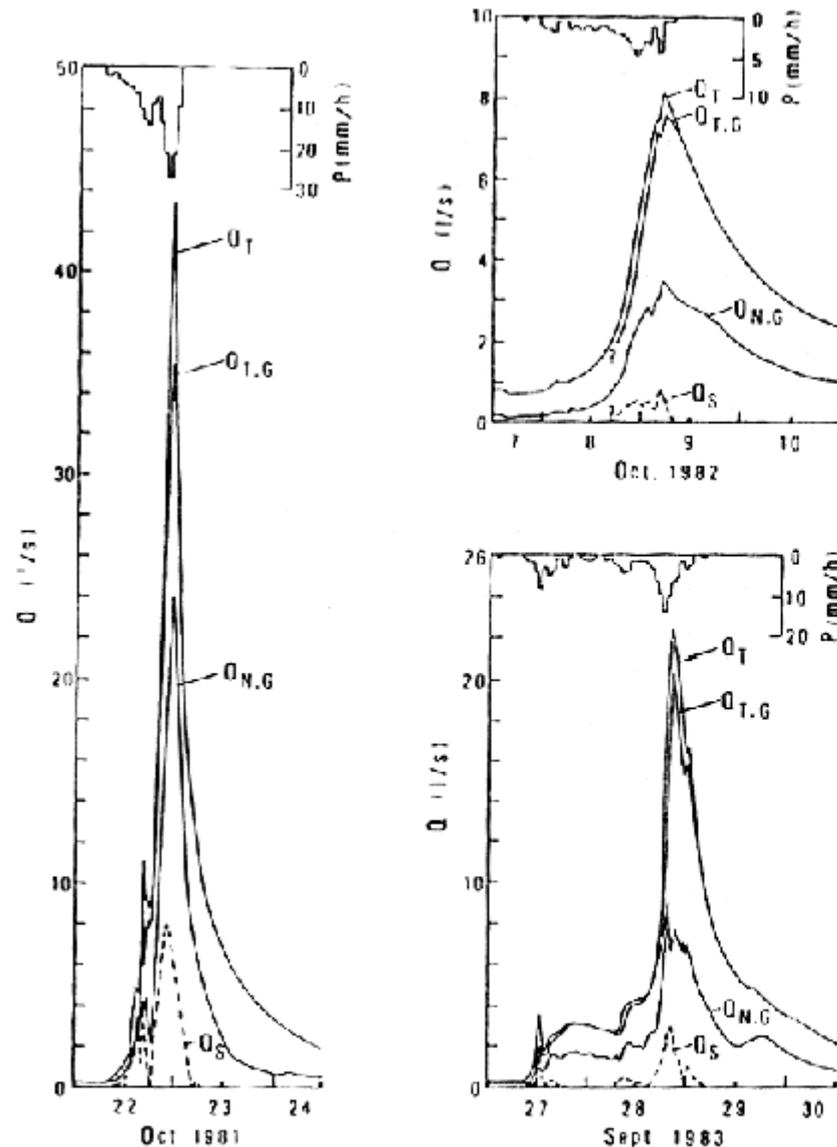


図 6.17 電気伝導度をトレーサーとして分離されたハイドログラフの構成成分 (Tanaka et al., 1988)

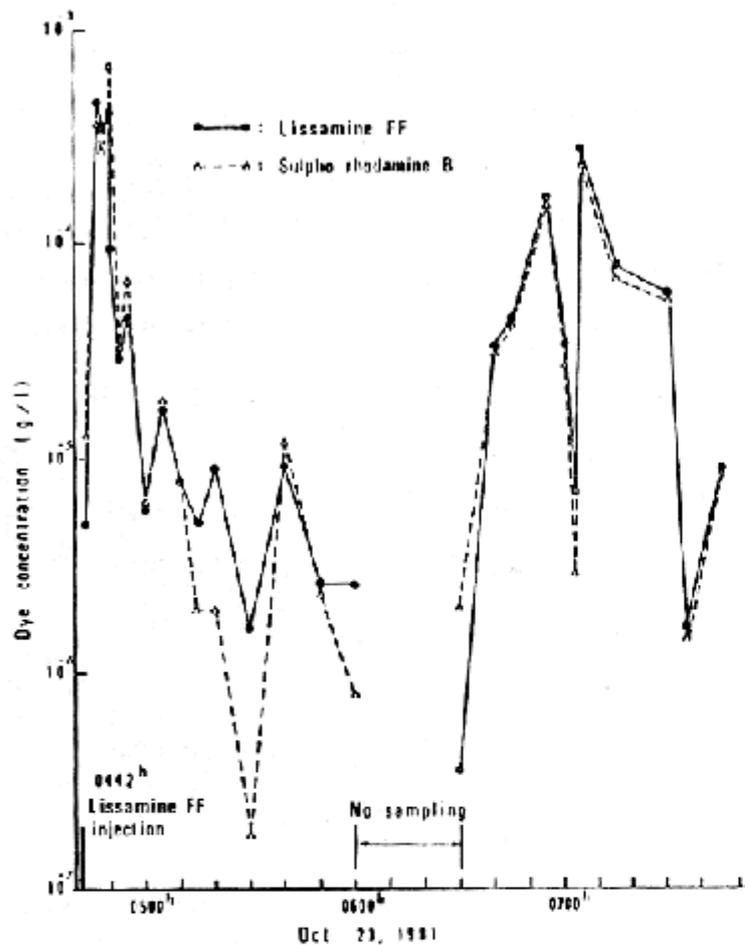


図 6.18 パイプ流のトレーサー濃度変化に見られる pulsation 現象 (Tanaka et al., 1982)

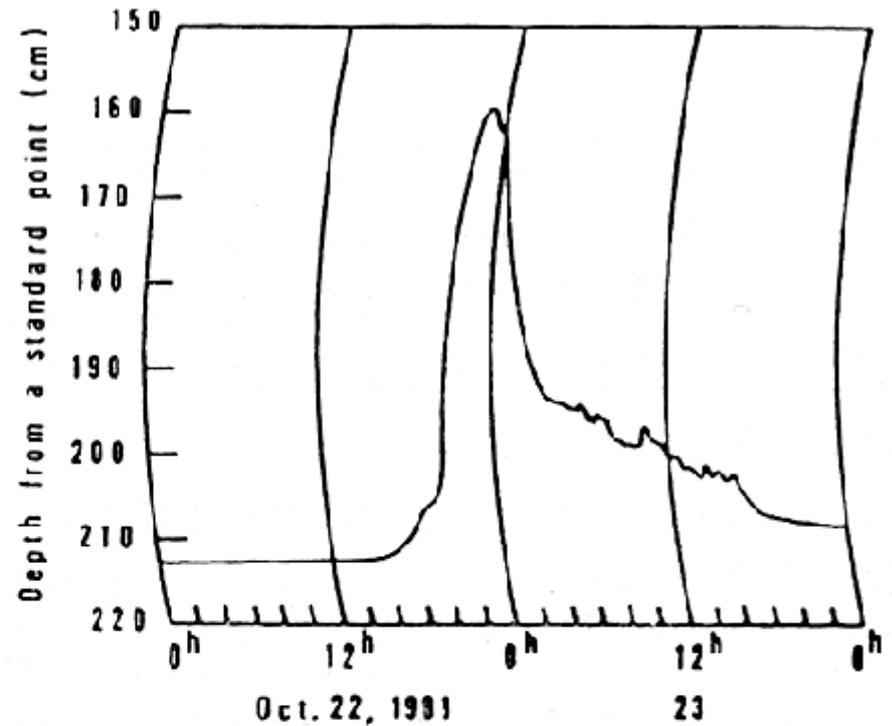


図 6.19 土壌パイプの直上に位置する観測井の水位変化に記録された pulsation 現象 (Tanaka et al., 1982)

パイプからの流出には pulsation が認められた

**パイプ直上の観測井にも同様な現象
⇒ 重要性は不明だが、新たな現象発見への契機**

流出発生メカニズム

ここまで(1980年代まで)の研究で、中緯度湿潤地域における降雨流出過程には地中水、とりわけ地下水が重要な役割を果たしていることが明らかになった

では、降雨に伴う応答の早い、多量の地下水流出はどのようなメカニズムで説明できるのだろうか？

Ragan(1968)では河道近傍における地下水位の観測から、降雨流出時には地下水面の勾配が大きくなる事実を指摘

これが関係するか？

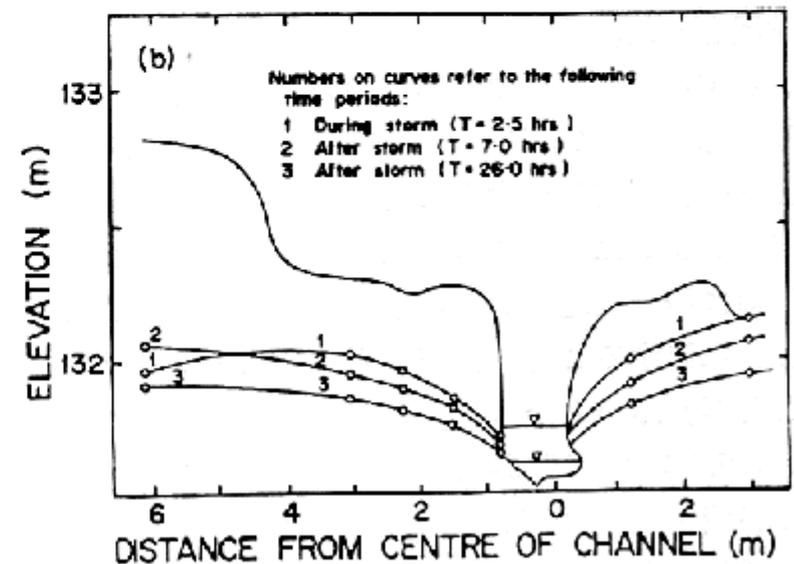


図6.13 図6.12の降雨に伴う河道断面における地下水位の変動 (Ragan, 1968)

モデルによる確認—研究の手続き

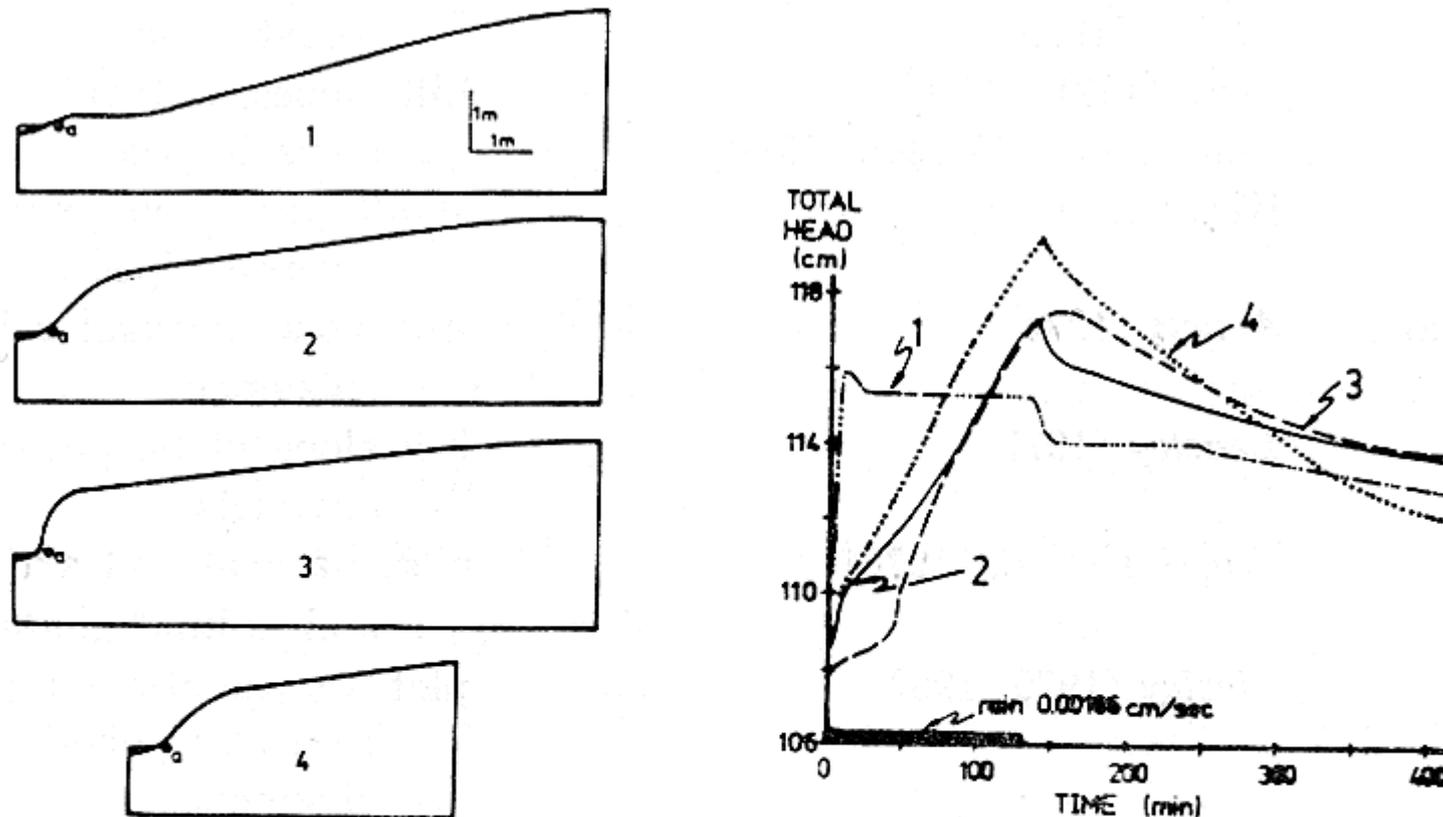


図 6.20 数値シミュレーションによって再現された河道近傍における全水頭の時間変化 (Sklash and Farvolden, 1979)

数値シミュレーションによって河道近傍の地下水の尾根の形成を確認

→Ragan(1968)の結果を裏付け

→関東ロームで厚く覆われた多摩丘陵の谷頭部においても豪雨時に地下水の尾根が形成される (Marui, 1986; 小野寺 1986)

Scrash and Farvoldenの説明

「河川近傍では地下水面が浅いため、降雨により地表面から一様に降下浸透がはじまると、ぬれ前線はこの付近で最も早く毛管水帯の上端に達する。その結果、毛管水帯が正圧化して河道の両端では一時的に地下水面の尾根が形成され、河道へ向かう地下水面の勾配が大きくなり、地下水流出が増大する」

→地下水の尾根の降下(groundwater ridge effect)(Scrash et al., 1983)

実験的研究 佐倉・谷口(1983)、近藤(1987)

野外実験 Gillham(1984)

非産出量変動概念(variable specific yield concept)

・わずかな量の水の付加によって毛管水帯の正圧化が生じ、地下水面の急上昇が生じる

間隙空気圧の影響

毛管水帯の正圧化については間隙空気圧が影響するという考え方

Yasuhara(1984)は多摩丘陵における観測から、すみやかな流出量の増大が降雨に伴う封入空気が毛管水帯を瞬間的に正圧化するとの考え方を提案

まだ、定量的な解釈には至っていない

流出の物理的メカニズムの概念の提案はおおむね 1980 年代で収束し、その後の研究は HydroBioGeoChemistry に移っていった。

⇒ 私見ですが、水循環の場の多様性に関する研究を推進しなければならないと考えています。

では、押し出し流(Hewlette and Hibbert,1967)はどのようにしているか

トレーサー実験で確認

Horton and Howkins(1965)

トリチウムの利用

Zimmerman et al,(1967), 榎根ほか(1980)、Shimada(1983)

環境同位体の利用

**押し出し流も現象としては存在する
その定量的な評価、場の条件との関係
残された課題は多い**

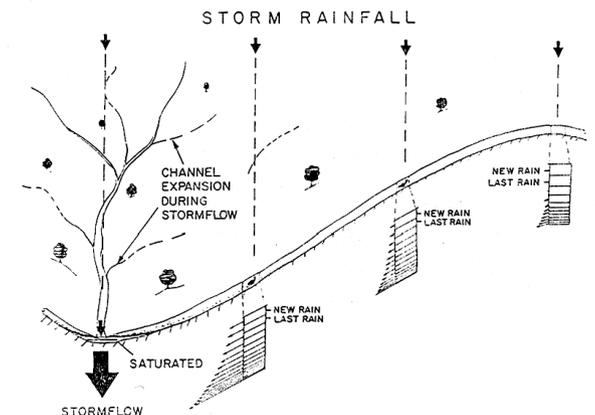


図 6.4 均質な土壌からなる傾斜の急な森林流域からの直接流出の発生機構を示す模式図 (Hewlett and Hibbert, 1967)

しかし、毛管水帯の正圧化に伴う動水勾配の増大と飽和面の拡大によって供給されるダルシー則に基づくマトリックス流だけでは、直接流出を構成する多量の地下水流出成分を量的に説明することは困難

もう一つの観点→場の条件

地層中での良好な排水システム

- ・パイプ流の重要性(Jones, 1971,1978;Newton,1976)
 湿潤地域における土壌パイプに関する情報収集の必要性
- ・崩壊との関わり(太田ほか1981, Tsukamoto et al.,1982)
 花崗岩地帯や第三紀洪積層地帯および地すべり地におけるlandslideとの関係

パイプは世界中に普遍的に存在する

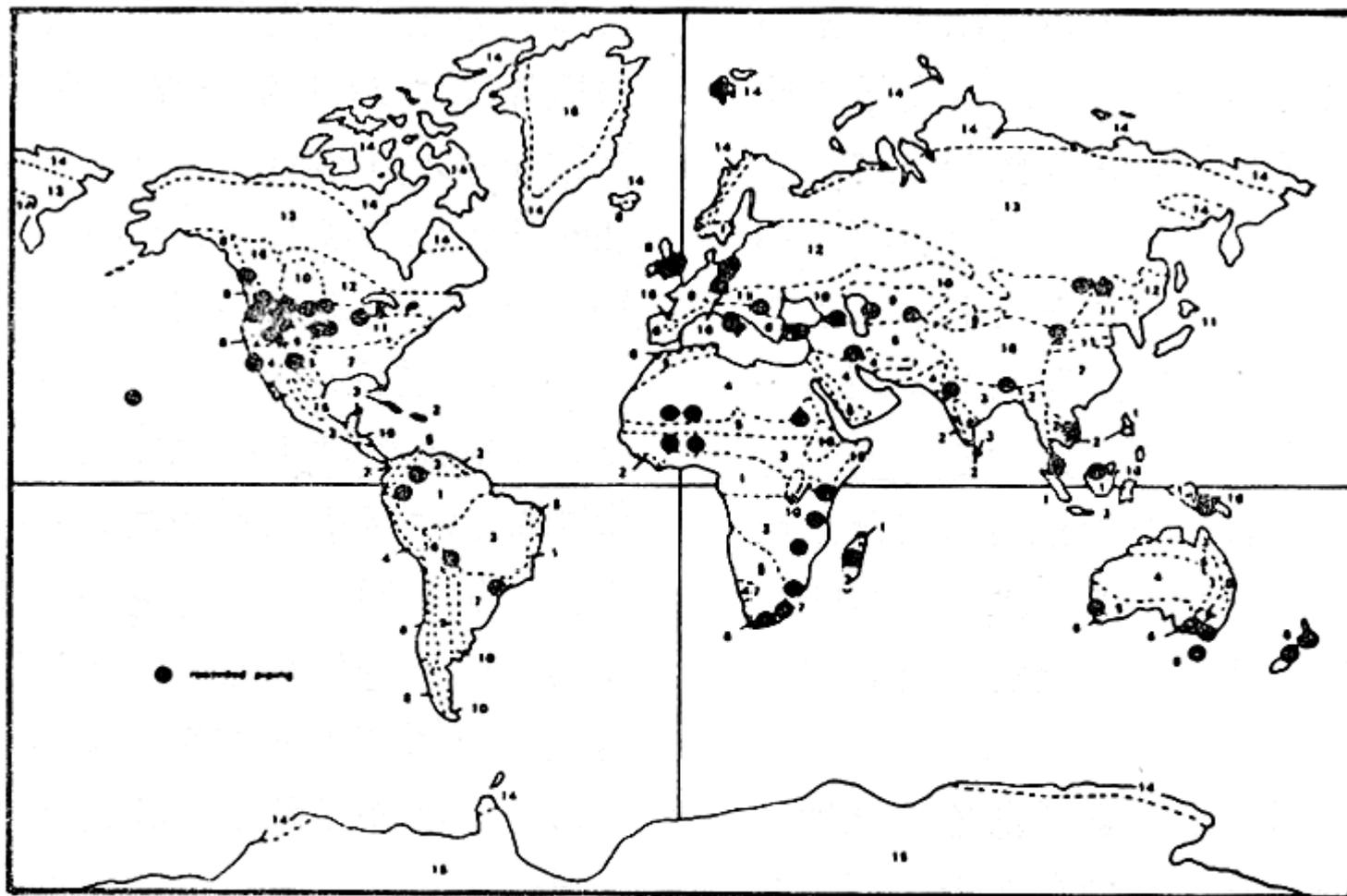


図 6.21 これまでに報告された土壌パイプの分布 (Jones, 1981)

表 6.4 実測されたパイプ流の流速 (Jones, 1981 に基づいて作成)

Source	Pipe size (diam., mm)	Velocity (m/sec)
Weyman (1971, 1975)	25~50	0.1~0.3
Stagg (1974)	25~50	0.3
Jones (1975, 1978)	90	0.15
Wilson (1977)	60	0.2~0.8
Newson and Harrison (1978)	Ca. 50	0.1
McCaig (1979)	?	0.1
Tanaka et al. (1982)	300 in major axis	0.183

降雨流出時のパイプ流は地表流に匹敵する早い流れを有する

問：扇状地に塩ビ管を埋設したとする。地下水流動量と塩ビ管の流量はどちらが多いか？

表 6.3 降雨流出過程において粗大間隙を重要視している研究 (Beven and Germann, 1982)

Area	Reference	Type of Experiment and Macropores
Japan	<i>Tsukamoto</i> [1961]	plot, artificial rain
Ohio, USA	<i>Whipkey</i> [1965, 1967] <i>Aubertin</i> [1971]	plots, artificial rain, root channels, cracks, macroorganism pathways
British Columbia	<i>Chamberlin</i> [1972] <i>Feller and Kimmins</i> [1979]	catchment response, natural rains, forest floor, root channels
Canada	<i>DeVries and Chow</i> [1975] <i>Utting</i> [1979]	plots, artificial and natural rainfall forest floor
Powys, Wales	<i>Jones</i> [1971, 1978] <i>Gilman and Newson</i> [1980]	hill slopes, natural rainfalls, natural pipes in peat
Somerset England	<i>Weyman</i> [1974]	small catchment, natural rainfalls, natural pipes in peat
Yorkshire, England	<i>Arnett</i> [1974]	hill slope, natural rainfalls, bracken rhizomes
Mississippi, USA	<i>Beasley</i> [1977]	hill slope plots, natural rains, root channels
California, USA	<i>Pilgrim et al.</i> [1978]	plot, natural and artificial rain, root and animal channels
New Zealand	<i>Mosley</i> [1979, 1982]	plot and catchment response, natural rain and ponded infiltration, root channels
Oxford, England	<i>Beven</i> [1980]	large plot, natural rain and sprinkling, cracks in heavy clay soil

粗大間隙(macropore)あるいは巨大間隙(soil pipe)を重視した研究例

粗大間隙(macropore)あるいは巨大間隙(soil pipe)の重要性は19世紀においても指摘されている

なぜ、(場の不均質性に関する)研究が遅れたか？

土壌中における水の移動に関する研究が土層を均一な対象物と仮定した上で発展してきたから

→土壌パイプは特殊あるいは局地的な現象として処理？
本当か？実は一般的な現象

現在の主流である一般性を目指す科学が現場の問題に答えられるとは限らない

一般性の科学 < > 個別性の科学

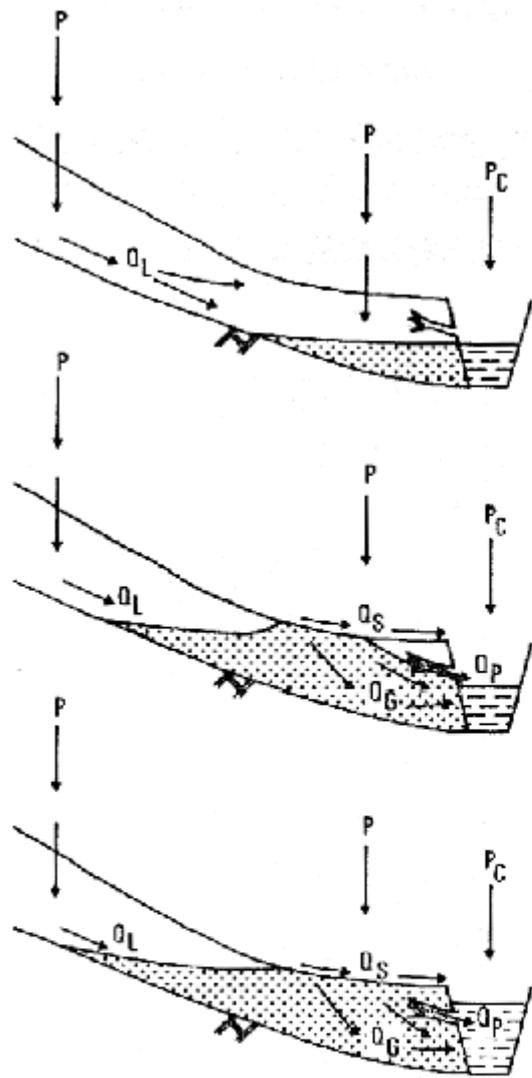
降雨流出過程についての定性的説明

なにがわかってきたか

- ・森林山地流域における降雨流出過程は、その多くが地中で生起している
- ・その流出メカニズムは土壌水の移動機構と密接に関連
- ・循環場の空間・物理特性に大きく依存
(土層構造や土層間隙の不均一性)
- ・直接流出の大部分は降雨開始以前に流域内に貯留されていた古い水

どのような流出メカニズムが考えられるか





- ・森林山地流域の土壌の浸潤能は通常の降雨強度より大きいいため、ホートン地表流はほとんど発生しない

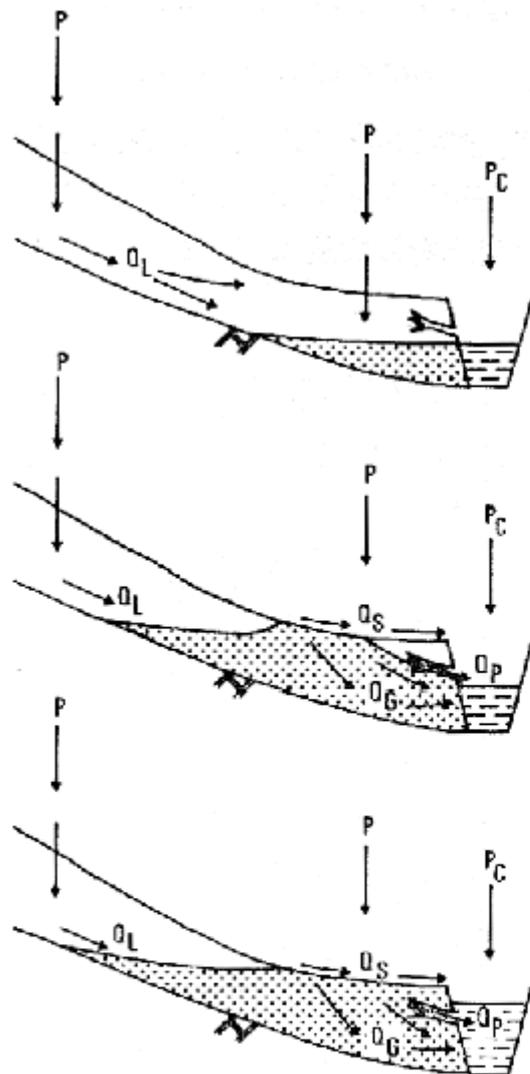
- ・恒常水流を有する河道の近傍には無降雨時においても河川水を涵養する浅い地下水体が存在する

- ・浅い地下水体の直上には毛管水帯が形成されている

- ・表面流出をまぬがれた降雨は鉛直下方に降下浸透

- ・河川近傍で最初にぬれ前線が毛管水帯の上端に達する

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, P_C : 直接河道降雨,
 Q_L : 側方流, Q_S : 復帰流を含む飽和地表流, Q_P : パイプ流, Q_G : 地下水流.



- ・ぬれ前線の毛管水帯への到達により、毛管水帯の正圧化が発生
- ・地下水面は急激に上昇し、groundwater ridgeを形成
- ・河流へ向かう動水勾配が増加し、地下水流出が増加
- ・腐朽した根系や小動物の活動によって表層土層中に形成された粗大間隙中に地下水面が到達し
- ・粗大間隙中に水流が発生し、直接流出に寄与する

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, P_C : 直接河道降雨,
 Q_L : 側方流, Q_S : 復帰流を含む飽和地表流, Q_P : パイプ流, Q_G : 地下水流.

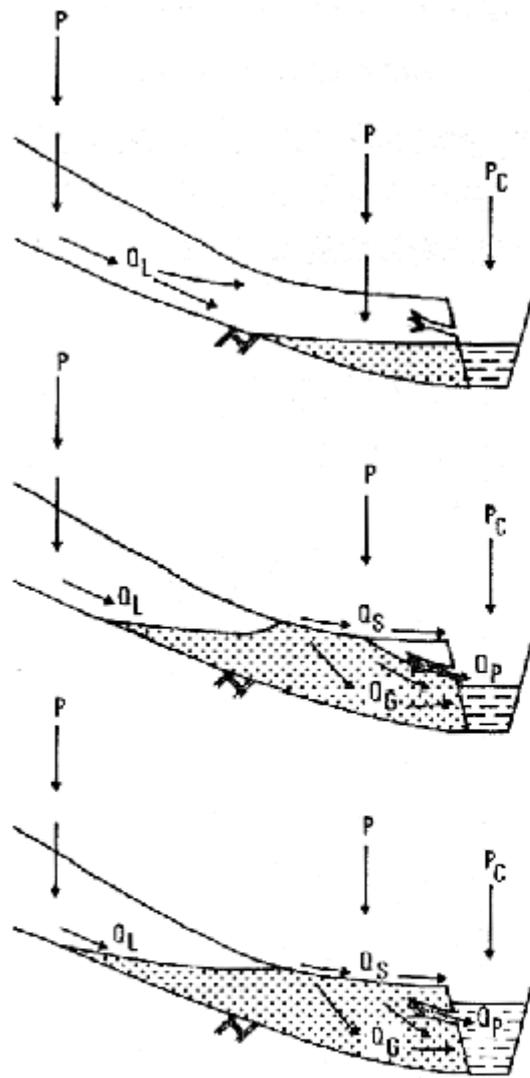


図 6.25 森林山地斜面における降雨流出過程を示す模式図 (田中原図, Ward, 1984; Gillham, 1984 などを参照)
 P: 降雨, P_c : 直接河道降雨,
 Q_L : 側方流, Q_s : 復帰流を含む飽和地表流, Q_p : パイプ流, Q_G : 地下水流.

- ・河道近傍において地下水面が地表まで到達すると飽和面が形成され、復帰流や飽和地表流が発生

- ・ただし、その発生域は限られ、直接流出に対する貢献度は大きくはない

- ・斜面の上部では、降下浸透水は基盤岩や透水係数の著しく異なった土層に出会うと流線を屈折させ、流動方向を斜面下方に変化させる (側方流)

- ・側方流は古い水をピストン流的に押し出す押し出し流として斜面基部に集まり、飽和面の拡大を助長する

- ・無降雨時には河道近傍の地下水を涵養し、基底流出を維持する。

まとめー中緯度湿潤地域における降雨流出過程ー

- 1) 森林山地の土壌の浸潤能は通常の降雨強度よりも大きく、斜面全体にわたって Horton 地表流が発生することはない
- 2) 地表流の発生域は河道近傍の飽和面に限定され、その面積は降雨の状況に応じて拡大、縮小する(流出寄与域変動概念)
- 3) 飽和面からの地表流は復帰流と飽和地表流とから成り、これが発生する面積は流域の10%以下、普通は1~5%の面積を占めるに過ぎない
- 4) 降雨直後の流出の主体は降雨開始以前に流域内に貯留されていた古い水である。とりわけ地下水流出の寄与が大きい。
- 5) 地下水面が浅い河道近傍では毛管水帯が地表面と切り合い、わずかな水の付加によって毛管水帯の正圧化が生じ、地下水面の急上昇と飽和面の急激な拡大が生じる(非産出率変動概念)

まとめー中緯度湿潤地域における降雨流出過程ー

(この毛管水帯の正圧化には間隙空気圧の変化の影響も考えられる)

6) 毛管水帯の正圧化に伴って河道近傍では一時的に地下水面の尾根が形成され、河流へ向かう地下水面の勾配が大きくなり、地下水流出が増大する(地下水の尾根の効果)

7) 成層斜面における土層の境界面では水文学的物性特性の差異に基づく流線の屈折が生じ、境界面に沿って流下する側方流が発生する。この側方流は斜面基部に集まり河道近傍における飽和面の拡大を助長する。また、無降雨時には基底流出の維持に寄与する。

8) 降雨流出時の地中水の流動経路としては粗大間隙や土壌パイプの果たす役割は無視できない。(土壌パイプからの流出にはpulsation現象が見られる)

(田中正(1989)流出-気象研究ノート167)

次なる問題点

- 分布型流出モデルはプロセスに忠実か
- 谷頭部における流出発生メカニズムはモデルに取り込むことができるのか
- 谷頭部における現象は、流域面積が大きくなるとリセットされるのか

