

Bruno Ambroise

**LA DYNAMIQUE
DU CYCLE DE L'EAU
DANS
UN BASSIN VERSANT**

- Processus, Facteurs, Modèles -



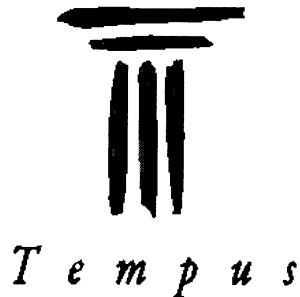
Série coordonnée par :
Radu DROBOT
Jean Pierre CARBONNEL

S_JEP 09781/95
GESTION ET PROTECTION
DE LA RESSOURCE EN EAU

OFFICE FEDERAL DE L'EDUCATION
ET DE LA SCIENCE/SUISSE (No 96.01)

Editions ***H*G*A***, Bucarest

1998



ÉCOLE POLYTECHNIQUE
FÉDÉRALE DE LAUSANNE

LA DYNAMIQUE DU CYCLE DE L'EAU DANS UN BASSIN VERSANT

- Processus, Facteurs, Modèles -

Bruno Ambroise

TEMPUS S_JEP 09781/95
"GESTION ET PROTECTION
DE LA RESSOURCE EN EAU"

OFFICE FEDERAL DE L'ÉDUCATION
ET DE LA SCIENCE/SUISSE
(No 96.01)

Editions ***H*G*A***, Bucarest

1998



Avant-Propos

Cet ouvrage n'est pas un manuel d'hydrologie. Il ne reprend pas la présentation classique du cycle de l'eau par grandes composantes. Il s'attache plutôt à présenter une vision transversale de l'hydrologie, un certain point de vue sur l'hydrologie; et à dégager la cohérence d'ensemble du cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant - à l'aide de quelques concepts clés. Il se veut donc complémentaire des manuels de base.

Sa rédaction avait été initiée à la demande du Département de Science du Sol de l'INRA [Ambroise, 1991], et a été aussi développée pour un Chapitre d'un "Précis d'Hydrologie Continentale" en projet. Ce texte est partiellement repris dans 2 articles de la Revue des Sciences de l'Eau [Ambroise, 1998, 1999]. Il reproduit un grand nombre d'illustrations (figures, tableaux) déjà publiées: certaines sont en anglais mais, étant faciles à comprendre, n'ont pas été traduites.

Ne redéfinissant pas tout le vocabulaire utilisé, il s'adresse à des doctorants et chercheurs ayant déjà une certaine culture scientifique en hydrologie. Il correspond à un enseignement de 3^{ème} cycle donné depuis plusieurs années à des étudiants de diverses formations (ingénierie, géographie, environnement), tant en France qu'en Suisse et Roumanie.

Puisse ce petit livre, malgré son style quelque peu aride, contribuer à une approche moins dogmatique mais aussi moins empirique des fonctionnements hydrologiques et de leur modélisation!

Remerciements

Ce travail a été en grande partie réalisé dans le cadre du Programme National de Recherche en Hydrologie (PNRH). Je remercie A.V Auzet, J. Humbert, O. Maquaire et J.L. Mercier (CEREG, Strasbourg), M. Vauclin (LTHE, Grenoble), P. Chevallier et J. Sircoulon (ORSTOM), K. Beven (CRES, Lancaster) pour leurs corrections et suggestions à différents stades de la rédaction. Je remercie aussi A. Bouzeghaia (CEREG, Strasbourg) pour la réalisation de certaines figures, ainsi que les Maisons d'Editions qui m'ont autorisé à reproduire les illustrations déjà publiées (cf. § 15.4). Je remercie enfin R. Drobot (UTCB, Bucarest) de m'avoir donné l'occasion de publier ce texte et d'en avoir assuré l'édition avec beaucoup de soin, A. Musy (EPFL, Lausanne) d'avoir contribué au financement de sa publication et M. Neagu (*H*G*A*, Bucarest) d'en avoir réalisé la mise en forme définitive.

Bruno AMBROISE

Strasbourg et Tiszakanyár, 12/1998

Bruno AMBROISE
Centre d'Études et de Recherches Éco-Géographiques
(CEREG, ERS 1747 CNRS)
Université Louis Pasteur de Strasbourg,
3 rue de l'Argonne, F 67083 STRASBOURG Cedex
Tél: 33 (0)3 88 45 64 41; Fax: 33 (0)3 88 41 13 59;
Courriel: ambroise@geographie.u-strasbg.fr

AMBROISE, BRUNO

**La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin
versant : processus, facteurs, modèles / Bruno**

Ambroise. – Bucureşti : Editura ***H*G*A***, 1998

p. ; cm.

Bibliogr.

ISBN: 973-98530-7-2

556.551

Copyright © 1998. Editions ***H*G*A***, Bucarest

hga@opensys.ro

SOMMAIRE

1: Introduction générale	7
PARTIE 1: Les fonctionnements hydrologiques : les chemins de l'eau	9
2: Introduction	11
3: Approches dynamique et systémique	15
3.1 Bilan hydrologique	15
3.2 Dynamique hydrologique et énergie	16
3.3 Approches dynamique et systémique	19
4: Les processus hydrologiques	25
4.1 Apports d'eau à la surface	25
4.2 Écoulements dans les versants	27
4.3 Écoulements sur les versants	32
4.4 Écoulements fluviaux	33
4.5 Évaporation et évapotranspiration	37
4.6 Conclusion	39
5: Les facteurs hydrologiques	41
5.1 Conditions imposées aux limites: "forçages" atmosphériques et climat ..	41
5.2 Conditions initiales: état hydrologique du bassin	44
5.3 Propriétés hydrologiques du milieu et leur variabilité	46
5.4 Caractéristiques géométriques: topographie, morphologie	48
5.5 Conclusion	52
6: Les interactions entre processus et facteurs	55
6.1 Seuils fonctionnels et valeurs caractéristiques	55
6.2 "Zones actives" et "zones contributives" variables	60
6.3 "Périodes actives" et "périodes contributives" variables	71
6.4 Conclusions	76
7: Les couplages avec l'énergie et la matière	77
7.1 Eau et énergie	77
7.2 Eau et matière	78
7.3 Zones et périodes actives et contributives	83
7.4 Rétroactions	86
8: Fonctionnement et échelles	87
8.1 Intégration des flux	87
8.2 Décomposition des flux globaux aux limites - Traceurs	90
8.3 Variabilité, représentativité et transposabilité	98
9: Conclusions	103



PARTIE 2: La modélisation hydrologique	105
10: Introduction	107
11: Modèles hydrologiques	109
11.1 Typologie de modèles	109
11.2 Modèles empiriques globaux	110
11.3 Modèles conceptuels globaux	111
11.4 Modèles conceptuels semi-spatialisés	113
11.5 Modèles physiques spatialisés	114
11.6 Modèles physico-conceptuels semi-spatialisés	120
11.7 Conclusions: choix et usage	132
12: Problèmes à résoudre	135
12.1 Couplages entre modèles	135
12.2 Erreurs liées à la structure du modèle	138
12.2.1 Limites théoriques	138
12.2.2 Simplifications théoriques	138
12.2.3 Approximations numériques	139
12.2.4 Discrétisations temporelle et spatiale	139
12.3 Disponibilité des données	143
12.3.1 Problèmes métrologiques	144
12.3.2 Problèmes méthodologiques	146
12.3.3 Apports de la télédétection	148
12.4 Adéquation des données: hétérogénéité spatiale	149
12.4.1 Paramétrisation et variabilité intra-unité	149
12.4.2 Intégration spatiale et changement d'échelle	150
12.5 Calage et validation du modèle	158
12.5.1 Calage et analyse de sensibilité	158
12.5.2 Validation multicritère	161
12.6 Conclusions: Incertitude et intervalle de confiance	162
13: Conclusions et perspectives: interactions "terrain-modèle"	167
14: Bibliographie	171
14.1 Références citées	171
14.2 Manuels généraux	194
15. Liste des illustrations	197
15.1 Encadrés	197
15.2 Tableaux	197
15.3 Figures	197
15.4 Crédits des illustrations	200

1

INTRODUCTION GENERALE

Dans l'étude du cycle de l'eau et des flux couplés (énergie, solutés, sédiments, biomasse, ...), le bassin versant s'impose - surtout en montagne - comme une unité fonctionnelle fondamentale, et donc comme une unité de base pour la gestion, l'aménagement et la protection des ressources en eau. Intéressant par les possibilités de bilan qu'il offre, le concept de bassin versant - surface drainée par un cours d'eau, en amont d'un point définissant son exutoire - est également intégrateur, dans la mesure où il s'applique à une large gamme d'échelles spatiales (des bassins élémentaires jusqu'aux bassins des grands fleuves) ainsi qu'à la plupart des types de milieux (bassins urbains ou ruraux, agricoles ou forestiers,...; bassins particuliers de lac, de nappe, de karst,...). Aussi n'est-il pas étonnant qu'un important effort de recherche ait été entrepris depuis une trentaine d'années pour étudier en détail le cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant.

L'extrême imbrication des aspects physiques, chimiques et biologiques, leur grande variabilité spatiale et temporelle, rendent cependant complexes l'étude et la modélisation du fonctionnement hydrologique des bassins versants. De nombreuses lacunes subsistent dans nos connaissances, du fait notamment de l'important hiatus restant entre les trois principales directions dans lesquelles se sont développées ces recherches [Ambroise et al., 1982]:

- les hydrologues, dépassant l'approche globale et descriptive classique des bassins versants, ont progressivement accordé plus d'attention aux mécanismes de transferts hydriques à l'intérieur des bassins, mais en se contentant encore trop souvent d'une approche empirique globalisante;
- les physiciens de la basse atmosphère et du sol, les géochimistes, les écophysiolgistes, les bioclimatologues ont exploré les mécanismes régissant les flux d'eau, d'énergie et de matière dans le système sol-plante-atmosphère, mais en se limitant le plus souvent à l'étude de stations ou de parcelles homogènes et horizontales, et à des pas de temps courts, du fait de la complexité des modèles théoriques obtenus;
- les géomorphologues, les pédologues, les écologistes se sont davantage intéressés à l'analyse morphogénétique et à la répartition spatiale des formations superficielles et végétales à l'échelle du paysage, en adoptant une

approche naturaliste proche de la réalité concrète mais généralement peu quantifiée et de ce fait difficile à intégrer telle quelle dans des modèles.

En fait, ces trois approches apparaissent comme également nécessaires et comme complémentaires. Ce n'est qu'en les combinant pour tirer un meilleur parti de tous les acquis, que de nouveaux progrès pourront être réalisés dans notre compréhension du milieu naturel, dans notre aptitude à simuler par modèle son fonctionnement et l'impact de toute modification par l'homme.

Cette synthèse bibliographique fait le point des recherches sur le cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant. Même si beaucoup des points abordés ont une portée très générale et sont illustrés d'exemples provenant d'une large gamme de milieux et d'échelles, elle porte plutôt sur les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré - cf. aussi par exemple Chocat [1997] pour les milieux urbanisés; ou Yair et Lavee [1985] et Scanlon et al. [1997] pour les milieux chauds arides; ou Dubreuil [1985, 1986], Bonell et Balek [1993] et Chevallier et Pouyaud [1996] pour les milieux tropicaux secs et humides.

Elle est organisée en deux parties:

- la première présente les principaux processus et facteurs en jeu dans le cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant, et certains concepts et méthodes utiles pour analyser les fonctionnements hydrologiques [Ambroise, 1998];
- la deuxième compare les grands types de modèles hydrologiques disponibles, et analyse les principaux problèmes restant à résoudre - et quelques pistes possibles - pour progresser dans cette modélisation, notamment par une confrontation "terrain-modèle" mieux organisée [Ambroise, 1999].

Elle s'appuie sur une analyse bien sûr non exhaustive de la très vaste bibliographie francophone et internationale en ce domaine, ainsi que sur l'expérience acquise depuis 1976 dans l'étude des bassins versants de recherche vosgiens [Mercier, 1982; Probst et al., 1992; Ambroise et al., 1994; Ambroise et al., 1995a]. Pour chacun des points abordés sont indiqués des références pionnières ou représentatives ainsi que des ouvrages ou synthèses spécialisés, généralement récents - soit un total de **340 références**.

Partie 1:
Les fonctionnements hydrologiques:
les chemins de l'eau



2

INTRODUCTION

Le fonctionnement hydrologique des bassins versants est caractérisé par une très grande diversité des réponses aux forçages atmosphériques, tant pour un même bassin que d'un bassin à l'autre - comme l'illustre bien la variété des formes observées pour les hydrogrammes de crue (Fig. 2.1). Il reste encore assez mal connu, même si les études de terrain menées depuis une trentaine d'années - notamment sur de petits bassins de recherche - ont permis d'apporter des réponses partielles à deux des questions fondamentales posées à l'hydrologie:

"Que devient l'eau des pluies ?" [Penman, 1963]

"D'où provient l'eau des ruisseaux ?" [Hewlett, 1961]

toutes deux intégrées aujourd'hui dans la problématique des "**chemins de l'eau**".

Longtemps restée descriptive et empirique, l'étude des **chemins de l'eau** dans un bassin versant a largement progressé depuis une trentaine d'années grâce à une approche à la fois dynamique et systémique, fournissant des **clés de lecture et d'analyse** de cette complexité. Observation, mesures, expérimentation et modélisation ont progressivement permis:

- d'identifier les principaux processus et forces en jeu dans la genèse des flux ainsi que les facteurs du milieu qui les contrôlent;
- de caractériser les interactions fonctionnelles, spatiales et temporelles ainsi que les couplages avec les flux d'énergie et de matière;
- de mieux comprendre ainsi comment sont assurées selon les échelles les trois fonctions de **stockage**, **transfert** et **transformation** de l'eau assurées par le système "bassin versant" [Black, 1997].

Plutôt qu'une présentation détaillée de chacune des composantes du bilan hydrologique, l'objectif sera ici de faire une présentation relativement synthétique et transversale des fonctionnements, mettant davantage l'accent sur les interactions, selon plusieurs points de vue complémentaires - en illustrant par des exemples (*en italique* dans le texte) volontairement simples et la plupart bien connus, concernant une large gamme de milieux et de composantes.

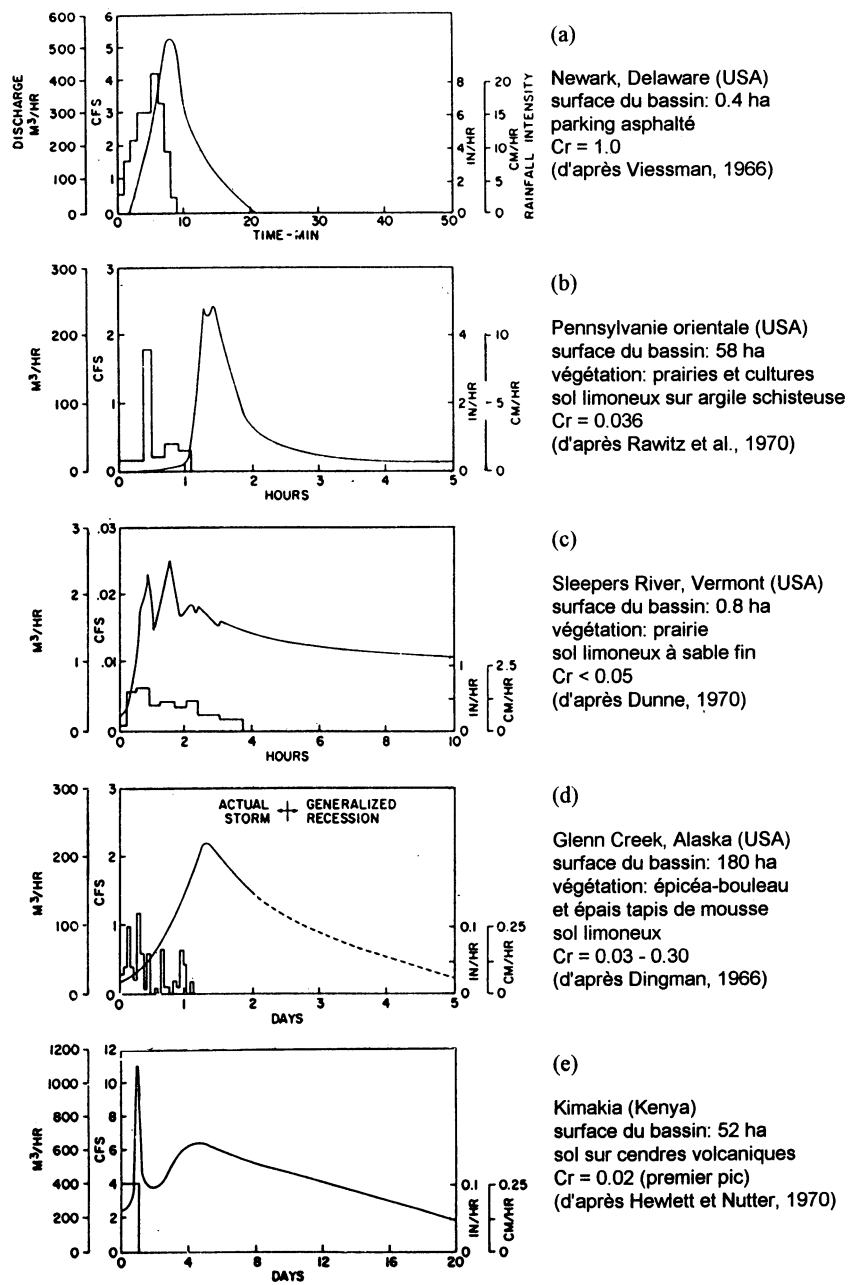


Figure 2.1: Diversité et complexité des hydrogrammes observés sur de petits bassins versants [d'après Freeze, 1972]. Cr: coefficient d'écoulement de crue.

Figure 2.1: Comme l'illustrent ces 5 exemples, une très grande diversité des réponses hydrologiques aux précipitations est observée à l'échelle du petit bassin versant, selon les combinaisons de facteurs et de processus en jeu dans chaque milieu. Le coefficient de crue C_r est le rapport entre le volume de la crue et le volume précipité. Noter les différences d'échelles selon les graphiques. **(a):** cet hydrogramme à l'exutoire d'un parking asphalté est typique d'un ruissellement généralisé sur une surface imperméable sans rétention superficielle. **(b):** bien que présentant plusieurs des caractéristiques des crues de ruissellement, cet hydrogramme correspond à une crue durant laquelle aucun ruissellement n'a été observé. **(c):** la grande sensibilité de l'hydrogramme à l'intensité des pluies s'explique par une importante contribution de zones proches du cours d'eau. **(d):** jouant le rôle d'éponge, l'épais tapis de mousse tamponne les variations d'intensité de pluie et alimente un lent écoulement hypodermique à sa base. **(e):** cet hydrogramme complexe, à 2 pics, résulte de la superposition de 2 dynamiques aux vitesses caractéristiques différentes.



3

APPROCHES DYNAMIQUE ET SYSTEMIQUE

Le fonctionnement de tout bassin versant obéit à quelques grands principes physiques, dont la prise en compte explicite permet de faciliter grandement son analyse et sa compréhension. Comme pour tout système - ensemble d'éléments en interaction - ce fonctionnement se manifeste par l'évolution au cours du temps et dans l'espace de certaines grandeurs décrivant les propriétés du milieu. La distinction entre les grandeurs extensives et intensives est fondamentale pour cette analyse (Encadré 3.1).

3.1. Bilan hydrologique

Le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant se manifeste par 3 grands types de processus:

- processus de **stockage/déstockage** dans le bassin, puisque l'eau (sous ses 3 phases vapeur, liquide, solide) peut y être plus ou moins retenue dans différents réservoirs: couche limite de surface atmosphérique, manteau neigeux, couvert végétal (sur et dans les plantes), surface du sol, sol non saturé, nappes, réseau hydrographique.
- processus de **transfert** aux limites du bassin, puisque des flux d'eau (sous chacune des 3 phases) peuvent être échangés entre le bassin et son environnement: verticalement, à travers la couche limite atmosphérique (précipitations, évapotranspiration); latéralement, par advection de vapeur d'eau dans la couche limite de surface, ou par des écoulements souterrains entre bassins voisins lorsque les limites hydrogéologiques ne coïncident pas avec les limites hydrographiques; par définition même du bassin versant les échanges latéraux en surface se limitent aux écoulements (essentiellement liquides) à l'exutoire.
- processus de **transformation** interne, puisque l'eau présente dans le bassin peut y subir des changements de phase: condensation liquide ou solide de la vapeur d'eau, vaporisation ou congélation de l'eau liquide, liquéfaction ou sublimation de l'eau solide; et même, mais en quantité le plus souvent négligeable, y être impliquée dans des réactions biogéochimiques (photosynthèse-respiration, hydratation,...).

A ces processus naturels s'ajoutent les activités humaines, aux impacts hydrologiques rapidement croissants: ainsi, la gestion des ressources en eau se traduit par des stockages, exportations ou importations artificiels d'eau.

Les variations correspondantes des réserves hydriques du bassin versant ne peuvent être quelconques: elles doivent respecter le **principe de conservation** de la matière (ici: l'eau), qui s'exprime par des relations de bilan permettant de relier les effets des différents processus en jeu (Encadré 3.2). L'eau totale étant une grandeur conservative, sa quantité dans le bassin versant ne peut varier que par des échanges avec son environnement - d'où un **bilan hydrologique** sans termes de transformations. Pour analyser et comprendre le fonctionnement hydrologique d'un bassin, il est cependant souvent nécessaire de prendre en compte non seulement l'eau totale mais aussi chacune de ses phases, du fait de leurs propriétés et disponibilités très différentes.

Ainsi, en conditions naturelles, l'absence de crue suite à une précipitation importante ne peut se comprendre que s'il s'agit en fait d'une chute de neige, et l'existence d'une crue ultérieure par beau temps sec, que par la fonte différée de cette neige.

Ceci conduit à établir pour chacune de ces phases non conservatives un bilan où interviennent aussi des termes de changement de phase - transformations internes dont les contributions aux bilans partiels se compensent exactement dans le bilan total (Fig. 3.1a).

Ce type de bilan extensif - qui nécessite de bien préciser au préalable la grandeur extensive concernée, la période de bilan, et les limites spatiales (verticales, latérales) de l'unité de bilan - peut s'appliquer à toute autre unité de bilan: comme par exemple le système hydrologique quasi-fermé qu'est le globe terrestre (cf. Fig. 7.1); ou encore à toute partie (ou réservoir) d'un bassin versant: c'est par exemple le cas du **bilan hydrique** qui ne concerne que le système sol-plante-atmosphère.

Exprimant seulement une contrainte fondamentale imposée au fonctionnement du système, les relations de bilan ne donnent aucune indication ni explication sur chacun des termes qui les composent ni donc sur les processus qui les génèrent - ce que permet l'approche dynamique.

3.2. Dynamique hydrologique et énergie

La dynamique est, par définition, l'étude du changement (sous toutes ses formes) en relation avec les forces qui le causent et les formes d'énergie correspondantes: elle tend ainsi à en fournir une explication et non pas une simple description. Toute approche dynamique du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant doit donc s'appuyer sur des considérations énergétiques.

(a)

stockage/déstockage (variation de réserve/ Δt)	transferts aux limites (flux échangés)	transformations internes (changements de phase)
vapeur: $\Delta R_v/\Delta t$	= Advection - ET	+ Vaporisation + Sublimation - Condensation - Givrage
liquide: $\Delta R_l/\Delta t$	= P_L (pluie) - Q_L	+ Fonte - Gel
solide: $\Delta R_s/\Delta t$	= P_s (neige) - Q_s	+ Givrage + Gel - Sublimation - Fonte
eau totale: $\Delta R/\Delta t$	= ΣP - ET - ΣQ	0 0 0

(b)

Bilan d'eau: Précipitations	=	Écoulement	+	Évapotranspiration	+	Variation de stock
		↑		↑		↑
Sources d'énergie:		gravité		atmosphère (radiation, advection)		rétenion hydrique (capillarité, adsorption)
		↖↑↗		↑		↑
Facteurs du milieu:		topographie, morphologie		météorologie, climat		texture et structure (surface, sol, sous-sol)

Figure 3.1: Bilan hydrologique d'un bassin versant et couplage avec les flux d'énergie. (a): bilans par phase hydrique et bilan de l'eau totale: les termes généralement les plus importants sont indiqués en gras. (b): sources d'énergie et facteurs du milieu contrôlant la redistribution des précipitations.

Même si d'autres formes d'énergie (chimique, osmotique, électrique, ...) peuvent intervenir de façon non négligeable dans certains processus élémentaires, la redistribution des précipitations à l'intérieur d'un bassin versant met en jeu trois principales sources d'énergie, dont chacune contrôle plus particulièrement l'une des grandes composantes du bilan hydrologique (Fig. 3.1b):

- **l'énergie gravitaire**, qui contrôle essentiellement les écoulements d'eau en phases liquide et solide (verticalement, de haut en bas; latéralement, d'amont en aval). La force gravitaire est reliée au gradient de potentiel gravitaire: ses variations spatiales sont en relation directe avec la topographie et la morphologie de la surface mais aussi des différents réservoirs souterrains. L'intensité de la force gravitaire est relativement faible mais constante pour une géométrie donnée.
- **l'énergie "atmosphérique"** - tant radiative qu'advective - reçue par la surface du bassin, qui contrôle essentiellement le retour à l'atmosphère d'eau en phase vapeur. Cet apport d'énergie détermine la demande évaporatoire de l'atmosphère, dont l'évapotranspiration potentielle ETP fournit une certaine mesure; il contrôle également les autres changements de phase de l'eau. L'intensité de la demande évaporatoire varie fortement en fonctions des conditions atmosphériques et climatiques imposées, avec des modulations locales en fonction de la topographie et de l'occupation du sol.
- **l'énergie de rétention hydrique** des surfaces, des sols et du sous-sol, qui contrôle essentiellement leur aptitude à retenir l'eau - par des mécanismes d'adsorption superficielle et de capillarité dans la matrice poreuse. La force de rétention correspondante est reliée au potentiel matriciel, très variable selon la texture, la structure et l'état hydrique du milieu poreux. C'est cette énergie de rétention hydrique, sans laquelle l'eau serait rapidement drainée gravitairement, qui permet d'étaler dans le temps la disponibilité de l'eau apportée de façon souvent irrégulière par les précipitations: sans la rétention hydrique, il n'y aurait de vie ni végétale ni donc animale sur terre. L'intensité de la force de rétention varie sur plusieurs ordres de grandeurs en fonction des conditions hydriques initiales, modulées localement par la topographie. En tout point et à tout instant, le devenir des précipitations arrivant au sol dépend de la compétition entre ces grandes forces, qui toutes trois sont actives à l'interface sol-plante-atmosphère.

Le résultat dépend largement de l'état hydrique du sol (fixant la taille maximale des pores saturés):

- lorsque le sol est saturé ou proche de la saturation, l'eau contenue dans les plus gros pores du sol n'est pas ou que peu retenue par la matrice; elle est

donc facilement mobilisable par les forces gravitaire et évaporatoire. Bien qu'alors entièrement satisfaite, la demande évaporatoire est limitée par l'énergie disponible, et toute nouvelle précipitation contribue surtout à l'écoulement: la gravité domine.

- lorsque le sol est moyennement humide, la force de rétention est nettement supérieure à la force gravitaire (la conductivité hydraulique est alors très faible), mais l'eau contenue dans les pores de taille moyenne reste facilement mobilisable par la force évaporatoire. Toute nouvelle précipitation commence par être stockée dans le sol; étant moyennement retenue, elle y contribuera à satisfaire toute demande évaporatoire ultérieure: l'évapotranspiration domine.
- lorsque le sol est très sec, l'eau résiduelle contenue dans les pores les plus fins est retenue par une force très supérieure aussi à la force évaporatoire, limitant voire empêchant l'évapotranspiration. Toute nouvelle précipitation contribue d'abord à recharger les réserves du sol: la rétention domine.

3.3. Approches dynamique et systémique

Les progrès expérimentaux et théoriques réalisés tant en hydrologie que dans les différentes sciences connexes (hydraulique, hydrodynamique, physique du sol et de l'atmosphère, écophysiologie,...) ont permis d'aboutir à une description dynamique de la plupart des processus hydrologiques, selon un même formalisme très général (Encadré 3.3). Dans chaque cas, les relations phénoménologiques obtenues font intervenir des paramètres caractérisant les propriétés de rétention et de résistance du milieu et contrôlant donc l'intensité des processus:

- pour les stockages/déstockages: des "**capacitances**" (variation de quantité par unité de variation d'un potentiel associé) - comme par exemple les capacités capillaire et calorifique ou les coefficients d'emmagasinement.
- pour les transferts ou transformations: des "**conductivités**" ou des coefficients de réaction ou changement de phase, permettant de relier les flux extensifs généralisés aux forces généralisées - elles-mêmes liées aux gradients ou variations de potentiels énergétiques. Ainsi, même en présence de forts gradients, le flux résultant peut être négligeable si la résistance opposée par le milieu traversé est trop importante.

Dans une formulation locale où l'unité de bilan est le volume élémentaire, cette description s'exprime sous forme d'équations aux dérivées partielles par rapport au

temps et à l'espace, dont la résolution permet de simuler l'évolution du système suivant ses conditions initiales et les conditions qui lui sont imposées.

Une telle **approche dynamique** fournit un cadre conceptuel explicatif satisfaisant, *en principe*, pour représenter également la complexité du fonctionnement d'un bassin - et notamment les différentes combinaisons de processus actifs en tout point et tout instant. Elles aboutissent cependant à des formulations trop complexes pour être facilement applicables à l'échelle de tout un bassin versant, et par ailleurs ne peuvent pas s'appliquer à certains processus encore mal connus. Pour comprendre et interpréter ce fonctionnement, il peut souvent suffire d'une **approche systémique**, plus simple tout en restant à bases physiques, qui en permet une description plus globale et intégrée: considérant le bassin versant comme un système ouvert, cette approche met davantage l'accent sur l'analyse des interactions fonctionnelles, spatiales et temporelles, à l'aide de concepts spécifiques. Très complémentaires, et tout aussi utiles dans l'étude des fonctionnements hydrologiques, ces deux approches sont à la base de ce qui suit.

Encadré 3.1: Propriétés extensives et potentiels énergétiques

L'état d'un système à tout moment est décrit par un ensemble de variables d'état, contenant toute l'information nécessaire pour déterminer son évolution ultérieure en fonction des conditions imposées. Deux types de variables d'état interviennent:

- des **variables extensives**, mesurant une quantité de "quelque chose" contenue dans le système ou ses éléments. C'est par exemple le cas de la masse totale de la matière et de chacune des substances chimiques ou phases physiques qui la composent, de l'énergie totale et de chacune de ses formes (gravitaire, cinétique, thermique, chimique,...), du volume, de la quantité de mouvement, de l'entropie, du nombre de moles,... Dépendant de la "taille" du système, les variables extensives sont susceptibles d'additivité: quel que soit leur assemblage, le volume ou la masse d'un ensemble d'éléments est égal à la somme des volumes ou masses élémentaires.
- des **variables intensives**, mesurant une propriété ne dépendant pas de la quantité de "quelque chose": ces variables prennent une valeur bien définie en tout point du système (contrairement aux variables extensives, définies globalement pour le système ou ses éléments). C'est par exemple le cas de la température, de la pression, de la vitesse, de l'altitude, de la concentration, de la masse volumique, et d'une façon plus générale, de toutes les sortes de "densité". Indépendantes de la "taille" du système, ces variables de champ sont non additives mais moyennables: la température ou la masse volumique d'un système n'est pas la somme des températures ou masses volumiques élémentaires, mais il est possible d'en définir des valeurs moyennes pondérées à l'échelle du système. Ces variables intensives peuvent se déduire par combinaison d'un nombre limité de variables extensives prises comme référence (cf. analyse dimensionnelle).

(voir page suivante)

Encadré 3.1 (suite)

Les **potentiels énergétiques** constituent une classe de variables intensives particulièrement intéressante pour l'approche dynamique d'un système. A toute propriété extensive X correspond un potentiel énergétique Y exprimant la quantité d'énergie contenue, dans l'état où elle se trouve, par toute quantité unitaire de X : il s'agit en quelque sorte de la "densité d'énergie" associée, dans l'état où elle se trouve, à la quantité X . Le produit XY étant homogène à une énergie, à tout couple $[X, Y]$ correspond une forme particulière d'énergie contribuant à l'énergie totale du système.

Exemples de couples de variables extensives et de potentiels énergétiques intensifs:

Variables extensives	Potentiels énergétiques	Types d'énergie
masse m	potentiel gravitaire gz lié à l'altitude z	énergie gravitaire
masse d'eau liquide m	potentiel matriciel ψ	énergie de rétention
volume V	pression p	énergie de pression
quantité de mouvement mv	vitesse v	énergie cinétique
entropie S	température absolue T	énergie thermique
nombre de moles N	potentiel chimique μ	énergie chimique
charge électrique q	potentiel électrique U	énergie électrique

Encadré 3.2: Le concept de bilan

Le concept de bilan s'applique à toute **propriété extensive**. Représentant une quantité stockée dans le système, une telle propriété ne peut varier au cours du temps que de deux façons, contrôlant son **stockage** ou **déstockage**:

- soit par des processus de **transfert** externe d'une certaine quantité à travers les limites du système, s'exprimant en terme de flux (entrants ou sortants), et traduisant des échanges du système avec son environnement
- soit par des processus de **transformation** interne (production, destruction) d'une certaine quantité à l'intérieur même du système, s'exprimant en terme de source (production) ou de puits (destruction), et traduisant des "échanges" avec d'autres formes extensives de matière ou d'énergie - qui sont alors affectées de transformation inverses dans le système.

C'est ce qu'exprime, dans sa forme la plus générale, l'équation du bilan de la propriété extensive X , où, par convention, est compté positivement ce qui contribue à augmenter sa quantité dans le système; et négativement, ce qui contribue à la diminuer. Toute variation ΔX au sein d'un système donné et au cours d'une période donnée peut être considérée comme la somme de quatre termes représentant les contributions algébriques de ces différents processus:

(voir page suivante)

Encadré 3.2 (suite)

$$\Delta X = \underbrace{[X_{\text{final}} - X_{\text{initial}}]}_{\substack{\text{variations de quantité} \\ \text{(stockage, déstockage)}}} = \underbrace{[\sum X_{\text{entré}} - \sum X_{\text{sorti}}]}_{\substack{\text{transferts par échange} \\ \text{avec l'environnement}}} + \underbrace{[\sum X_{\text{produit}} - \sum X_{\text{détruit}}]}_{\substack{\text{transformations} \\ \text{internes au système}}}$$

Dans une formulation locale, cette équation de bilan correspond à l'équation de continuité de X, où les variations de quantité s'expriment par des taux de variation [$X L^{-3} T^{-1}$], les transferts par des densités de flux [$X L^{-2} T^{-1}$] et les transformations par des termes de source/puits [$X L^{-3} T^{-1}$]. Etablir un bilan suppose bien sûr de définir au préalable la propriété extensive concernée, les limites spatiales du système considéré, la période de référence choisie.

Cette forme très générale du bilan extensif, valable pour tout **système ouvert, réactif et en régime transitoire**, montre que la même variation de propriété extensive peut résulter de combinaisons très différentes de ces quatre grands types de contribution. Elle englobe des cas particuliers intéressants obtenus pour certaines valeurs de ses termes:

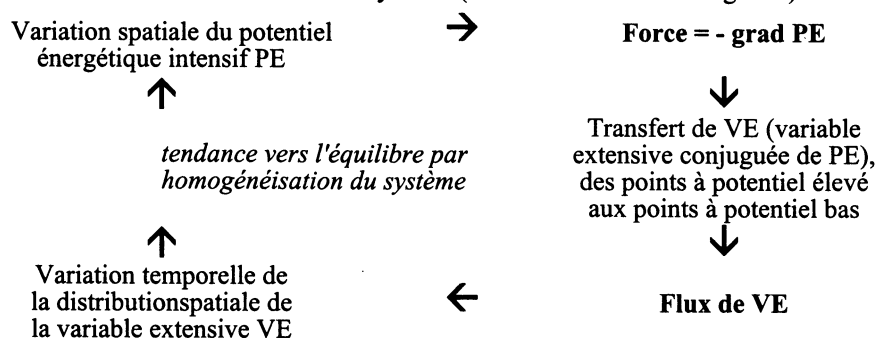
- lorsque les termes de transfert externe ne sont pas nuls, le système est dit **ouvert**: c'est le cas de la plupart des systèmes naturels, qui échangent à la fois de la matière et de l'énergie avec leur environnement; lorsqu'un système n'échange pas de matière, il est dit **fermé**; lorsque il n'échange ni matière ni énergie, il est dit **isolé**.
- lorsque les termes de transformation interne sont nuls, la quantité ne varie que par échange avec l'environnement: le système est dit **conservatif** pour cette propriété extensive. L'énergie totale et la masse totale d'un système sont toujours conservatives. Par contre, le système est dit **réactif** pour cette propriété extensive, si les différentes formes (phases physiques ou formes chimiques de la matière, composantes de l'énergie,...) qu'elle peut prendre n'y sont pas conservées, c'est-à-dire si elles se transforment les unes en les autres au sein du système: le bilan de la masse totale ou de l'énergie totale conservative peut alors être décomposé en plusieurs bilans partiels (un pour chacune forme non conservative) dont les termes de transformation se compensent globalement.
- Lorsque le terme de variation de quantité ΔX est nul, le système est dit en **état stationnaire** (ou en **régime permanent**): un tel état peut être atteint par différentes combinaisons des termes de transfert et de transformation, la seule condition étant qu'ils se compensent globalement à l'échelle du système. D'où la distinction importante entre: (i) l'état stationnaire d'**équilibre**, pour lequel tous les termes sont nuls (rien ne se passe plus) et vers lequel tend tout système isolé; (ii) l'état stationnaire de **non-équilibre**, correspondant à un système ouvert maintenu dans un tel état de déséquilibre par des échanges permanents avec son environnement: c'est le cas de la plupart des états stationnaires observés dans les systèmes naturels.

Encadré 3.3: Forces et flux généralisés

Un système en état de non-équilibre est caractérisé par une répartition non uniforme de l'énergie et de la matière.

Lorsqu'il se traduit par l'écart du potentiel énergétique d'une forme de matière à sa valeur d'équilibre au sein d'un système en contenant plusieurs formes, le déséquilibre (mesuré par exemple par l'affinité chimique, ou le déficit de saturation) provoque un processus de **transformation** (réaction chimique, changement de phase) entre ces formes de matière. Ce processus a pour effet une production (terme de source) de formes à plus bas potentiel par destruction (terme de puits) de formes à haut potentiel - ce qui tend spontanément à réduire le déséquilibre qui le provoque.

Lorsqu'il se traduit par une variation **spatiale** d'un potentiel énergétique P_x , ce déséquilibre est mesuré par des différences de potentiel ΔP_x aux bornes du système ou de ses éléments - ou, dans une formulation locale, par des **gradients** de potentiel $\text{grad}(P_x)$. Il est à l'origine de **forces** provoquant dans le système des processus de **transfert** de la propriété extensive associée X. Ces processus se manifestent par des **flux** Φ_x - ou, dans une formulation locale, des densités de flux ϕ_x . Allant des points à haut potentiel vers les points à bas potentiel, ces flux tendent spontanément à réduire ce déséquilibre qui les provoque, par une redistribution de la propriété extensive X tendant à uniformiser le système (boucle de rétroaction négative).



L'intensité du flux est une fonction de la force qui, quand le système n'est pas trop éloigné de l'équilibre, se réduit souvent à la proportionnalité, avec un paramètre de transfert K_x - dont l'inverse $R_x = 1/K_x$ caractérise la plus ou moins grande **résistance** opposée par le milieu traversé; K_x peut lui-même varier en fonction de l'état du système; dans une formulation locale, intervient un paramètre de conductivité k_x ou de résistivité $1/k_x$:

$$\Phi_x = -K_x \Delta P_x = -\Delta P_x / R_x \quad \text{ou} \quad \phi_x = -k_x \text{grad } P_x$$

(voir page suivante)

Encadré 3.3 (suite)

Dans le cas de systèmes ouverts - comme le sont la plupart des systèmes naturels - un tel déséquilibre, moteur du fonctionnement, peut être durablement maintenu moyennant des échanges avec l'environnement capables de compenser les effets de ces processus internes de rééquilibrage.

*Exemples de lois de transfert reliant les flux intensifs
aux forces (gradients de potentiel) qui les causent*

Processus:

relation phénoménologique (loi associée):

densité de flux extensif	potentiel énergétique	paramètre de transfert
• <i>courant électrique:</i>		
$\varphi_q = -k_q \text{ grad } U$	<i>(loi d'Ohm)</i>	
flux de charge φ_q	potentiel électrique U	conductivité électrique k_q
• <i>conduction thermique:</i>		
$\varphi_Q = -k_Q \text{ grad } T$	<i>(loi de Fourier)</i>	
flux de chaleur φ_Q	température T	conductivité thermique k_Q
• <i>diffusion moléculaire:</i>		
$\varphi_D = -k_D \text{ grad } x$	<i>(loi de Fick)</i>	
flux de matière φ_D	concentration x liée au potentiel chimique μ	diffusivité k_D
• <i>écoulement laminaire:</i>		
$\varphi_{mv} = -k_D \text{ grad } v$	<i>(loi de Newton)</i>	
flux de quantité de mouvement mv	vitesse v	viscosité dynamique k_{mv}
• <i>écoulement hydrique en milieu poreux saturé:</i>		
$v = -k_h \text{ grad } H$	<i>(loi de Darcy)</i>	
flux de volume d'eau v	charge hydraulique H	conductivité hydraulique k_h
• <i>écoulement hydrique en milieu poreux non saturé:</i>		
$v = -k_h(h) \text{ grad } (z+h)$	<i>(loi de Darcy généralisée)</i>	
flux de volume d'eau v	charge hydraulique H = z - h	conductivité hydraulique $k_h(h)$, fonction de la tension h
• <i>diffusion de chaleur sensible dans l'air:</i>		
H = - coeff. $k_H \text{ grad } T$		
flux de chaleur H	température T	coefficient d'échange k_H
• <i>diffusion de vapeur d'eau dans l'air:</i>		
E = - coeff. $k_v \text{ grad } e$		
flux de vapeur E	pression de vapeur e	coefficient d'échange k_v

4

LES PROCESSUS HYDROLOGIQUES

Les travaux menés sur le terrain dans de nombreux milieux, notamment à l'échelle de petits bassins versants de recherche, ont permis d'identifier les principaux processus pouvant contribuer à la redistribution tant verticale que latérale des précipitations incidentes et à la genèse des différentes composantes de du bilan hydrologique d'un bassin versant. Les revues bibliographiques successives faites depuis une vingtaine d'années [Freeze, 1974; Dunne, 1978; Kirkby, 1978, 1985; Brutsaert, 1982; Beven, 1989b; Anderson et Burt, 1990; Schmugge et André, 1991; Bonell, 1993] montrent une évolution lente des connaissances, grâce notamment l'émergence de l'**Hydrologie des versants**. Ceci a permis une clarification progressive de la terminologie et de la formalisation - à travers bien des confusions et polémiques liées à la complexité et à la variété des situations réelles rencontrées.

Toute la gamme des principaux processus possibles sera présentée ici brièvement, en insistant sur les forces et paramètres en jeu et sur leurs interactions, et en prenant comme fil conducteur les principaux cheminements de l'eau. Les noms des processus sont indiqués en **gras** - avec souvent l'indication en *italique* de leur dénomination en anglais.

4.1. Apports d'eau à la surface

Qu'elles soient liquides (**pluie**) ou solides (**neige**), les **précipitations** atmosphériques [Summer, 1988] constituent le principal apport d'eau en tout point de la surface d'un bassin. Dans certains milieux, des apports non négligeables peuvent être déposés par les précipitations occultes: **brouillard** (et nuages bas en montagne) formé de gouttelettes en suspension, dont le dépôt peut constituer l'apport principal d'eau dans des déserts littoraux; **rosée** ou **gelée blanche**, par condensation d'eau sur les surfaces; **givre**, par cristallisation au contact de la surface de gouttelettes d'eau en surfusion dans l'atmosphère. En présence de végétation, une partie des précipitations est retenue par **interception** sur le couvert végétal, le reste atteignant la surface du sol par **égouttement** des feuilles (*throughfall*), **écoulement de tronc** (*stemflow*) ou directement dans les trouées du couvert (Fig. 4.1) [Humbert et Najjar, 1992]. A

ces apports atmosphériques s'ajoute l'apport éventuel de l'amont du versant (*runon*), par des écoulements superficiels transitant en ce point. Enfin, à ces apports naturels s'ajoutent les apports artificiels de plus en plus fréquents dans les bassins à forte agriculture intensive, par une **irrigation** recyclant de l'eau prélevée dans les réserves superficielles ou souterraines du bassin, voire même importée d'un autre bassin.

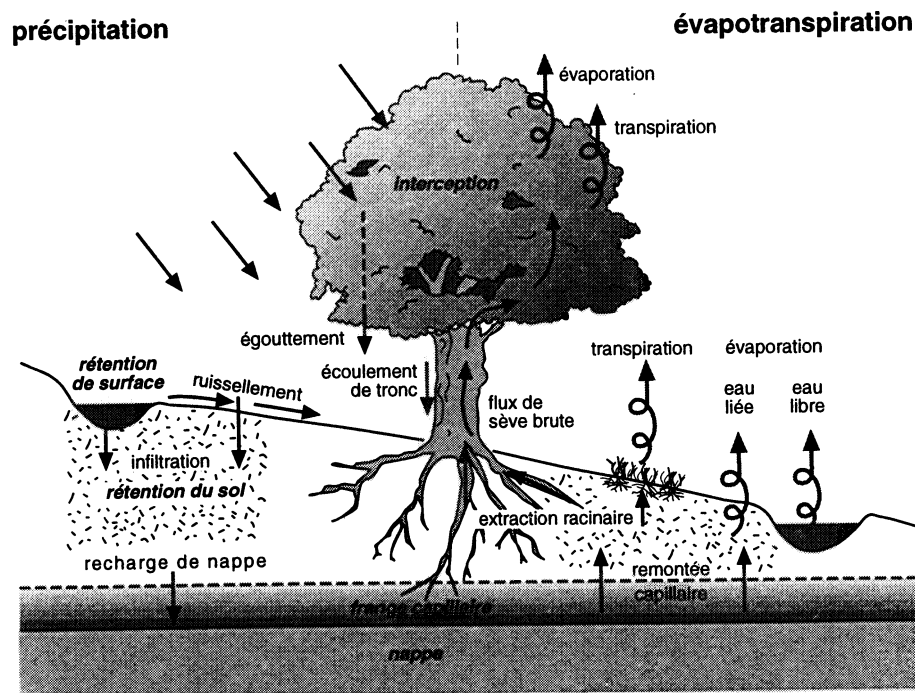


Figure 4.1: L'eau dans le système sol-plante-atmosphère: principaux processus (en caractères normaux) et réservoirs (en caractères italiques gras).

La disponibilité de ces apports locaux pour les écoulements est immédiate dans le cas de pluie; elle est différée dans le cas de chute de neige ou de gel, jusqu'à ce que les conditions atmosphériques fournissent l'énergie nécessaire à la fonte (*snowmelt*). Entre temps, il y a formation d'un manteau neigeux, qui peut être le siège de transformations internes complexes (recristallisation, mûrissement,...) en fonction des conditions atmosphériques [Gray et Male, 1981] - ce qui peut aller jusqu'à la formation d'un névé (*firn*) voire même d'un glacier. Ce stockage temporaire, à plus ou moins long terme, d'eau solide dans

le manteau neigeux ou les glaciers, conduit alors à établir deux bilans séparés pour ces deux phases hydriques: les interactions de ces 2 phases sont très importantes à prendre en compte pour comprendre le fonctionnement hydrologique d'un bassin - tout particulièrement dans les régions de hautes altitudes ou latitudes.

4.2. Écoulements dans les versants

Quelle que soit son origine, l'eau disponible à la surface du sol est à la pression atmosphérique, voire même sous pression dans le cas d'une lame d'eau superficielle. Elle tend toujours à pénétrer dans le sol par **infiltration**, sous l'effet de la gravité et, si le sol n'est pas saturé, du gradient de potentiel matriciel [Philip, 1969]. Le flux infiltré est limité par l'infiltrabilité locale de la surface. Proportionnelle à la conductivité hydraulique et au gradient de potentiel hydraulique total (gravitaire + matriciel) en surface, cette infiltrabilité tend à décroître au cours du processus d'infiltration, depuis une valeur initiale dépendant de l'état hydrique de la surface vers une valeur égale à sa conductivité hydraulique en conditions saturées: initialement très élevé lorsque la surface est sèche, le gradient tend vers l'unité lorsqu'elle s'humidifie. La conductivité dépend de l'état physique de la surface (présence éventuelle d'un revêtement imperméable, d'encroûtement ou de films cryptogamiques peu perméables, de bioturbation superficielle, de constituants hydrophobes,...), et de ce fait peut être très différente de celle du sol sous-jacent [Casenave et Valentin, 1989]. Le flux infiltré pousse par "effet piston" l'eau déjà présente dans le sol, avec la formation d'un front d'infiltration dans le profil. Mais toute hétérogénéité locale tant des apports en surface que de la distribution de la porosité tend à réduire l'efficacité de cet effet piston et la régularité de ce front.

Dans un sol non saturé, le flux infiltré se redistribue, dans des proportions dépendant à la fois du potentiel matriciel et de son gradient, entre une **rétenction hydrique** rechargeant localement le sol (en remplissant progressivement des pores de taille croissante et donc de force de rétention décroissante) et une **percolation** plus en profondeur. L'intensité de la percolation est contrôlée par la conductivité hydraulique du sol, elle-même fonction fortement non-linéaire de son état hydrique: maximale en conditions saturées, elle diminue généralement de plusieurs ordres de grandeur dès que le sol s'assèche un peu. Cette percolation surtout verticale à travers le sol et le sous-sol peut être ralentie voire bloquée par un niveau relativement moins perméable: du fait d'une diminution progressive de la porosité et de la conductivité en profondeur, ou au contraire d'une discontinuité structurale ou texturale dans le profil (limites litière-sol, sol-roche, limites d'horizons, niveaux d'induration, semelle de labour,...).

L'accumulation d'eau au dessus d'un niveau peu perméable peut conduire à la formation d'une nappe plus ou moins permanente, par saturation du milieu poreux qui le recouvre. Une superposition de couches à forte et faible perméabilités peut ainsi générer plusieurs niveaux de nappe en profondeur, ces nappes pouvant être soit libres (eau à la pression atmosphérique) soit captives (eau sous pression entre deux niveaux peu perméables) (cf. Fig. 4.5) [de Marsily, 1986; Freeze et Cherry, 1979]. Les **écoulements dans les nappes** sont essentiellement latéraux, sous l'effet des gradients de potentiel hydraulique total (gravitaire + hydrostatique) - avec une conductivité hydraulique qui reste constante et maximale tant que le milieu poreux est saturé. Ils peuvent rejoindre le réseau hydrographique de surface là où la topographie recoupe la surface piézométrique; ou sortir des limites du bassin comme écoulement souterrain, notamment sous forme d'**inféoflux** (*underflow*) dans les formations alluviales perméables. Inversement, des apports d'eau latéraux par les nappes sont possibles dans un bassin versant lorsque ses limites amont recoupent des nappes. A ces processus naturels s'ajoutent les **prélèvements** et **rejets** artificiels dans les réserves d'eau souvent faciles à exploiter que sont les nappes.

Malgré la vitesse généralement relativement faible des écoulements dans les versants, il existe toute une gamme de processus souterrains capables de contribuer suffisamment rapidement à la genèse des crues, essentiellement par le **drainage naturel des nappes** dans les cours d'eau (Fig. 4.2).

Figure 4.2: (a): Les débits dans les cours d'eau, notamment lors des crues, peuvent être générés par une combinaison de processus tant superficiels (ruissellements) que souterrains - avec tout un continuum de situations, depuis une contribution purement superficielle jusqu'à une contribution purement souterraine. Chaque processus concerne essentiellement soit de l'eau "nouvelle" apportée par l'épisode pluvieux, soit de l'eau "ancienne" déjà présente dans le bassin. (b): la même quantité de précipitation provoque des réponses du bassin très différentes selon les conditions hydrologiques initiales: les combinaisons de processus actifs et contributif sont beaucoup plus nombreuses et efficaces en périodes humides qu'en périodes sèches.

Dans un versant, tout niveau moins perméable dans le profil de sol favorise aussi - par l'accumulation d'eau résultante et sa pente propre - l'existence de gradients latéraux de potentiel hydraulique total et, en conditions non saturées, une augmentation relative de la conductivité hydraulique locale. Ceci provoque un **écoulement hypodermique** (ou **subsuperficiel**; *interflow*) latéral dans le versant de l'eau empêchée de percoler plus en profondeur - en milieu d'abord **non saturé** [Hewlett et Hibbert, 1967] puis éventuellement **saturé**, si une nappe perchée temporaire se forme [Whipkey, 1965].

Bien que rejoignant le cours d'eau ou les nappes permanentes plus en aval, ce type d'écoulement à travers la matrice des formations superficielles est généralement trop lent pour permettre aux parties supérieures des versants de contribuer significativement à l'écoulement de crue: leur lente vidange correspond plutôt à l'un des processus permettant le soutien à long terme du débit de base des cours d'eau [Hewlett et Hibbert, 1963].

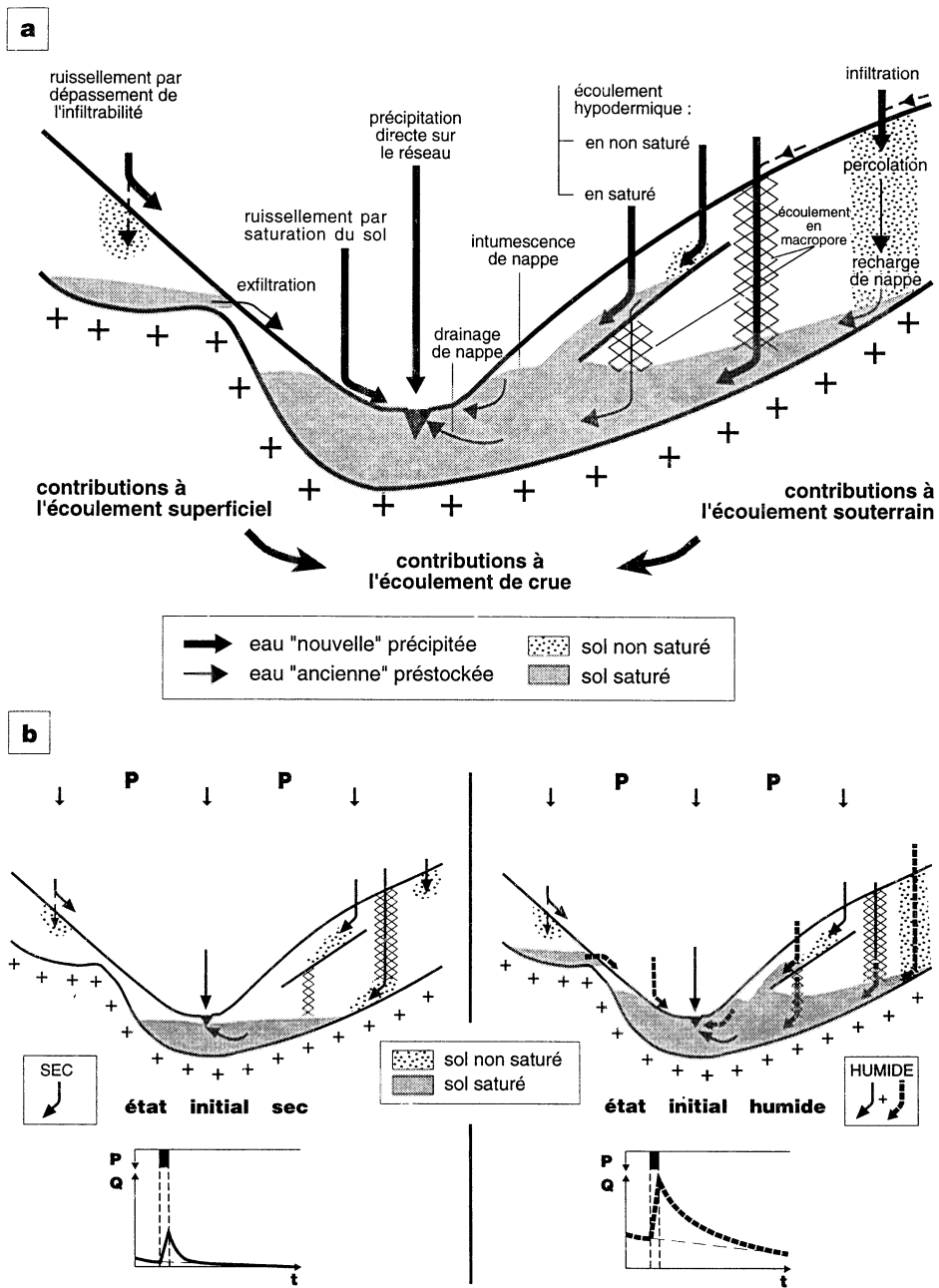


Figure 4.2: Genèse des débits de crues: (a) principaux processus d'écoulement superficiels et souterrains, et ancienneté relative de l'eau concernée; (b) effet des conditions initiales sur leur activation.

Il n'en est pas de même à la base des versants et dans les bas-fonds, lorsque s'y trouve une nappe peu profonde: sa recharge peut être rapide, par percolation à travers la faible épaisseur de sol non saturé qui la surmonte; et surtout, un petit apport d'eau à la frange capillaire qui la surmonte (zone de saturation sous tension) suffit à la convertir en eau libre (zone de saturation sous pression), provoquant une élévation rapide du niveau piézométrique local de la nappe. L'onde de perturbation liée à cet apport est alors transmise vers l'aval jusqu'au cours d'eau qui draine la nappe, avec une vitesse bien supérieure à celle du déplacement réel de l'eau [Beven, 1989b]. Ce phénomène est particulièrement important lorsqu'il se produit à proximité immédiate du cours d'eau [Sklash et Farvolden, 1979; Abdul et Gillham, 1984, 1989]: **l'intumescence de la nappe** (*groundwater ridging*) qu'il y provoque peut localement augmenter considérablement les gradients de potentiel hydraulique total et donc la contribution de la nappe au cours d'eau (Fig. 4.3).

Enfin, tous ces processus qui se produisent dans la matrice poreuse sont accélérés et amplifiés par des **écoulements en macropores** (*macropore flow* ou *pipeflow*), lorsque le sol ou le sous-sol présente une macroporosité à extension verticale et/ou latérale importante (réseau de racines décomposées, galeries d'animaux, fentes de dessiccation dans le sol; fissures, fractures, conduits karstiques dans les roches) [Germann, 1990]. Trop gros pour être affectés par la rétention capillaire, ces macropores non capillaires ne peuvent transmettre gravitairement que de l'eau libre, et ne sont donc actifs qu'en conditions saturées - comme c'est aussi le cas dans les sols à **drainage artificiel** [Lesaffre et Zimmer, 1987]. Mais ces drains naturels constituent alors des cheminements préférentiels, permettant de transmettre très rapidement cette eau libre en profondeur ou latéralement dans le milieu, voire même de court-circuiter la matrice microporeuse en reliant entre elles différentes réservoirs d'eau libre (surface ruisselante, nappe perchée, aquifère, cours d'eau).

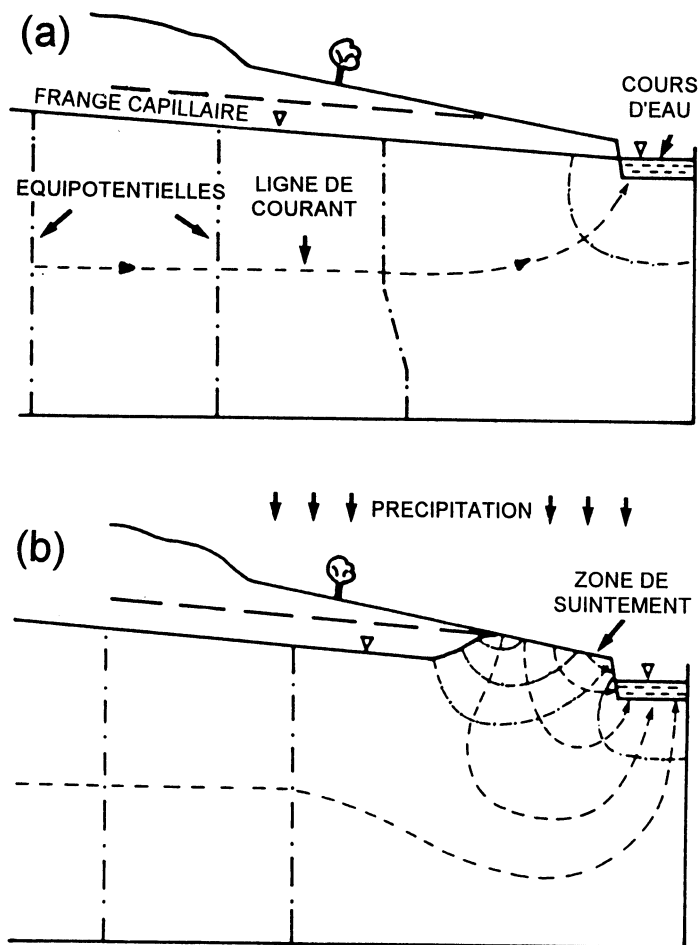


Figure 4.3: Rôle de la frange capillaire dans l'intumescence de nappe [d'après Abdul et Gillham, 1984].

Figure 4.3: L'intumescence de nappe est un processus pouvant se produire lorsque le toit de la nappe est très proche de la surface ou même y affleure. (a): avant la pluie, la nappe (zone de saturation sous pression) est en équilibre avec la rivière (eau libre) qui la draine et avec la frange capillaire (zone de saturation sous tension) qui la surmonte. (b): en début d'épisode pluvieux, un faible apport d'eau suffit à convertir l'eau sous tension de la frange capillaire en eau sous pression. Cette remontée brutale mais locale du niveau piézométrique augmente considérablement les gradients de potentiel hydrostatique et donc le débit drainé. Si la pluie se prolonge, la surface saturée tend à s'étendre en remontant sur le versant, par saturation progressive du profil - augmentant aussi la surface active et contributive du ruissellement par saturation. Sur les versants, par contre, la pluie s'infiltré et percole lentement, avec une recharge de la nappe d'autant plus retardée que son toit est plus profond.

4.3. Écoulements sur les versants

Dès que, et là où, l'intensité des apports d'eau en surface dépasse l'infiltrabilité locale du sol, il y a saturation de la surface "par le haut" - ce qui est bien sûr immédiatement le cas pour des surfaces imperméables. Après avoir rempli par **rétenion en surface** (*detention*) les dépressions superficielles liées à la microtopographie (flaques, mares), l'eau en excès est évacuée par ruissellement en surface [Horton, 1933]. Bien que le premier identifié et le plus connu, ce **ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité** (*infiltration excess surface runoff*) n'est cependant pas le seul processus capable de générer un écoulement superficiel pouvant contribuer à la genèse des crues (Fig. 4.2). Dans les zones hydromorphes, où l'ensemble du profil est déjà saturé, les pluies tombant sur ces surfaces saturées "par le bas" ne peuvent que ruisseler ou libérer plus en aval, par "effet piston", un flux équivalent d'eau de nappe: ce **ruissellement par saturation du sol** (*saturation excess surface runoff*) [Cappus, 1960] se produit alors quelle que soit l'infiltrabilité de la surface. Même en l'absence de précipitations, ces ruissellements peuvent être durablement alimentés par l'**exfiltration** (*return flow*) d'eau souterraine (nappes, macropores) [Dunne et Black, 1970]: là où les écoulements latéraux dans les versants (augmentant avec la surface amont drainée et l'intensité des apports) dépassent le flux maximal qui peut y transiter (fonction des pente et transmissivité locales), il y a saturation du profil, et le flux en excès s'écoule en surface; c'est le cas des sources et sourcins sur les versants, et plus généralement des zones d'affleurement des nappes.

Quelle que soit son origine, l'eau libre disponible pour le ruissellement s'écoule en surface vers l'aval, sous l'effet des gradients horizontaux de potentiel gravitaire. Sa vitesse tend à augmenter avec la pente du versant, mais est freinée par la rugosité de la surface [Moore et Foster, 1990]. Le ruissellement commence par être **diffus**, lorsque les filets d'eau contournent les parties hautes (touffes, mottes, cailloux) de la microtopographie et s'évacuent par ses parties basses. Il devient **généralisé** (ou **en nappe**), lorsque l'épaisseur de la lame d'eau ruisselante est suffisante pour recouvrir ces microhétérogénéités de surface - ce qui est d'autant plus facile que la surface est plus lisse. Il tend généralement à devenir **concentré** vers l'aval: l'écoulement se fait alors dans un chevelu convergent de rigoles puis de thalwegs appartenant au réseau hydrographique temporaire - que le ruissellement contribue d'ailleurs à développer par érosion hydrique. Il peut cependant de nouveau diverger ou s'anastomoser là où la pente diminue, comme dans les cônes à la base des versants. Une importante redistribution spatiale de l'eau disponible en surface résulte donc de cette **hiérarchisation** progressive du ruissellement le long d'un versant. Tout ou partie du ruissellement peut bien sûr s'infiltrer plus en aval sur le versant si les conditions locales d'infiltrabilité ou de transmissivité le permettent; le reste rejoint directement le réseau hydrographique pérenne.

A ces écoulements liquides s'ajoutent bien sûr les écoulements gravitaires d'eau solide: rapides et discontinus dans le cas des **avalanches** neigeuses, lents et continus dans le cas des **glaciers**.

4.4. Écoulements fluviatiles

Dans le réseau hydrographique [Linsley et al., 1982; Chow et al., 1988; Beven et Kirkby, 1993], l'**écoulement fluviatile** peut varier d'amont en aval:

- tout le long du cours d'eau: par l'apport latéral d'eau libre venant des versants, résultant d'une combinaison de processus de **genèse des débits**; mais aussi par des **échanges nappe-rivière** pouvant jouer à double sens et donc provoquer, selon les conditions, une augmentation ou une diminution des débits vers l'aval.
- de façon discontinue, aux noeuds du réseau: augmentation à chaque **confluence**, par l'apport de l'affluent - pouvant provoquer un **remous hydraulique** (*backwater*) remontant vers l'amont dans le cas de confluences à très faible pente; diminution à chaque **difffluence** dérivant une partie du débit: provisoirement dans le cas d'îles et de chenaux anastomosés, définitivement dans le cas de bras séparés dans des deltas.

A ces variations naturelles peuvent bien sûr s'ajouter les perturbations des débits par les **prélèvements, rejets et régulations artificiels**: de plus en plus de cours d'eau ont un régime fortement, voire totalement, contrôlé par l'homme (Fig. 4.4) - comme c'est le cas dans les massifs montagneux à production hydroélectrique intensive ou dans les régions à forte irrigation.

Le sens des échanges nappe-rivière dépend des niveaux relatifs de la nappe et de la rivière (Fig. 4.5) - avec une gamme de variation de niveau dans l'année souvent beaucoup plus importante pour la nappe que pour la rivière. Si le niveau piézométrique est supérieur au niveau du cours d'eau, le débit augmente par drainage de la nappe, qui peut alors présenter un rabattement local - avec comme cas extrême les rivières phréatiques uniquement alimentées par des nappes alluviales très peu profondes. Dans le cas contraire, le débit diminue par infiltration et recharge de la nappe, qui peut alors présenter une intumescence locale - avec comme cas extrême l'assèchement complet du cours d'eau, comme c'est le cas de nombreux oueds. L'intensité de ces échanges est contrôlée par la perméabilité du lit du cours d'eau, plus ou moins colmaté par des sédiments fins.

En dehors des périodes de crue, l'**écoulement de base** d'un cours d'eau est alimenté par le seul drainage lent des nappes et des sols. En l'absence de toute influence atmosphérique, il suit en tout point une courbe de **tarissement** caractéristique de son bassin versant [Coutagne, 1948; Hall, 1968] - résultant éventuellement, pour un bassin versant très hétérogène, de la combinaison des courbes de tarissement caractéristiques de ses différentes unités hydrologiques.

LULEÄLVEN, BODEN

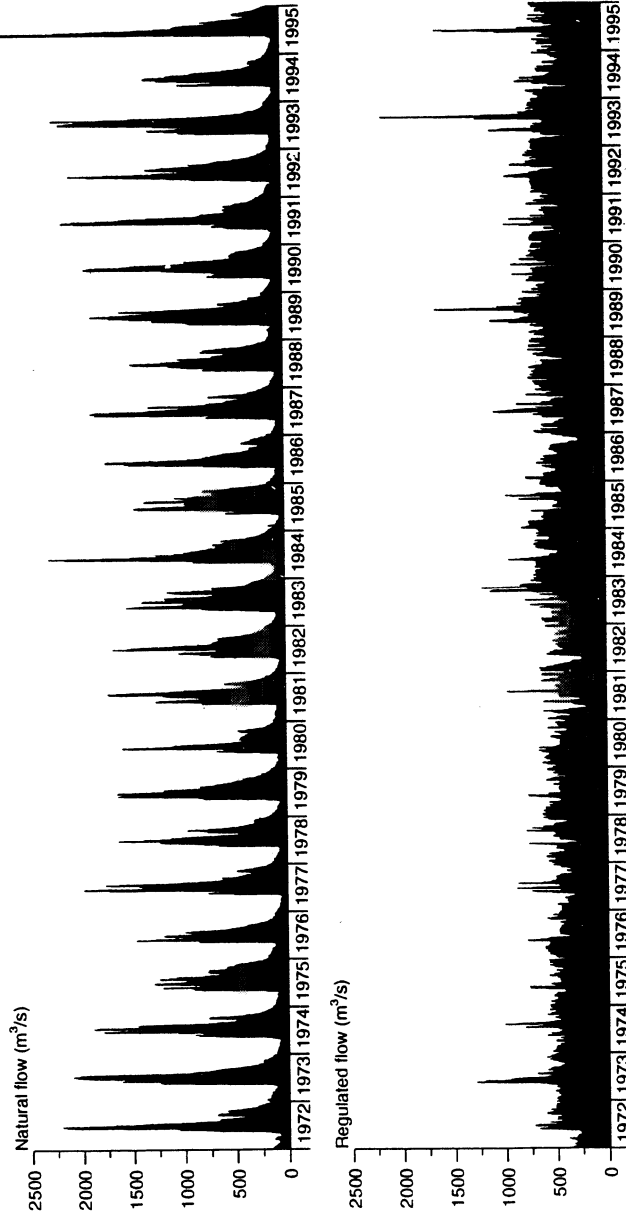


Figure 4.4: Exemple de régime hydrologique fortement perturbé par les activités humaines [d'après Lindström, 1993]: la rivière Luleälv à Boden (S), bassin de 4.488 km².

Figure 4.4: La gestion des barrages régulant les débits en aval ainsi que les échanges artificiels d'eau entre bassins voisins modifient considérablement, et de plus en plus, le régime des cours d'eau. Dans cet exemple suédois, la comparaison des débits naturels (reconstitués par modèle) et des débits régulés en aval d'un barrage hydroélectrique montre l'important pouvoir tampon des réservoirs artificiels, permettant tout à la fois de soutenir les étiages et d'écrêter les plus fortes crues, et réduisant donc considérablement la variance des débits. Lindström G. [1993]: Floods in Sweden - Trends and Occurrence. SMHI RH 36, Norrköping (S), 83 p.

Dans le cas d'un drainage rapide vers l'aval et d'apports insuffisants de l'amont, le cours d'eau peut tarir complètement entre deux crues. Ainsi, l'extension du réseau hydrographique peut varier grandement en fonction de l'état hydrologique du bassin - ce qui conduit à distinguer le réseau pérenne du réseau temporaire, plus ou moins fréquemment en eau.

Au cours d'une crue, provoquée par un apport d'eau (pluie) ou d'énergie (fonte) suffisant au bassin, l'écoulement de base est augmenté de l'**écoulement de crue**, qui provient à la fois (Fig. 4.1):

- des **précipitations directes** sur le réseau - qui peuvent représenter une contribution non négligeable dans le cas de bassins contenant des surfaces d'eau libre importantes (lacs, marais,...).
- de la contribution rapide des versants résultant d'une combinaison, variable au cours de l'événement, de différents processus superficiels et/ou souterrains: la genèse des crues peut ainsi correspondre à tout un continuum de situations - entre les deux cas extrêmes de contributions purement superficielles et purement souterraines des versants.

L'élévation du niveau de l'eau peut s'accompagner d'un processus temporaire de **stockage dans les berges perméables** (*bank storage*), dont la vidange contribue à soutenir les débits lors de la récession ultérieure. Lorsqu'au cours d'une crue le débit du cours d'eau dépasse localement le débit maximal de son lit mineur, il y a **inondation par débordement** dans le lit majeur. Mais d'autres processus peuvent aussi contribuer à l'inondation des plaines alluviales: **inondation par remontée de la nappe** jusqu'à la surface, **inondation par détention** des précipitations dans des dépressions peu perméables.

L'écoulement dans un cours d'eau se fait en régime turbulent, voire torrentiel pour de fortes pentes - comme le montre le mélange plus ou moins rapide d'eaux de couleurs différentes en aval d'une confluence. Les forces en jeu sont essentiellement les forces antagonistes de gravité et de frottement, mais aussi les forces de pression et d'inertie dans le cas de pentes très faibles ou de remous hydraulique (en amont de confluences, de barrages ou d'obstacles; dans le cas de marées ou de mascaret). Pour un débit donné, la géométrie de la section mouillée (variable selon le niveau), la pente du lit et sa rugosité (fixant la résistance à l'écoulement par frottement) déterminent la hauteur de l'eau et sa vitesse moyenne. Il en résulte des distributions des hauteurs et vitesses locales qui peuvent être très variables tant transversalement que longitudinalement, créant ainsi une grande diversité de conditions géomorphogénétiques et écologiques dans le cours d'eau. D'amont en aval, les crues tendent à se propager comme des ondes, avec généralement un amortissement et un étalement progressifs vers l'aval du fait de capacités de stockage accrues et de pentes moindres dans le cours d'eau (élévation du niveau de l'eau, élargissement du lit) - accentués par la présence de lacs ou de réservoirs artificiels au rôle régulateur important, notamment pour écrêter les crues (Fig. 4.4).

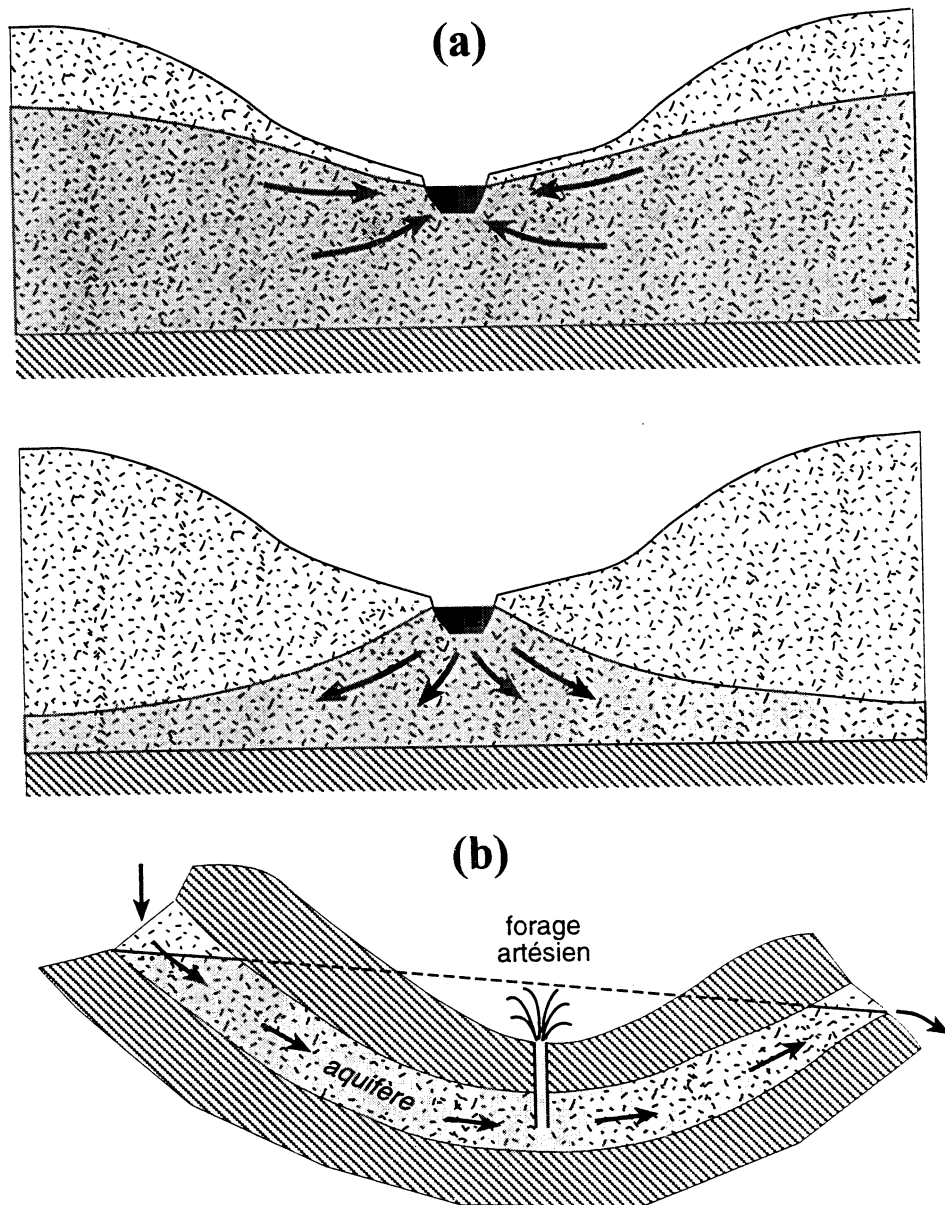


Figure 4.5: Interactions eaux superficielles - eaux souterraines. (a): cas d'une nappe phréatique; (b): cas d'une nappe captive.

Figure 4.5: (a): le sens des flux entre une nappe phréatique (eau libre) et son cours d'eau peut varier, selon les moments et les endroits, en fonction de leurs niveaux respectifs. (b): les forages dans une nappe captive (eau sous pression) sont artésiens là où le niveau piézométrique est supérieur au niveau topographique.

4.5. Évaporation et évapotranspiration

Qu'elle soit retenue ou en transit dans les réservoirs de surface (interception, rétention, manteau neigeux et glaciers, lacs et cours d'eau) ou proches de la surface (sols, nappes superficielles), l'eau superficielle ou subsuperficielle peut être reprise en partie, voire même en totalité pour peu que l'énergie nécessaire soit disponible, par l'**évapotranspiration** (Fig. 4.1) [Penman, 1948; Monteith, 1980]. Ce retour différé à l'atmosphère, sous forme de vapeur, de l'eau précipitée joue un rôle majeur dans le cycle de l'eau et son couplage avec le cycle de l'énergie [Perrier, 1975abc; Brutsaert, 1982; Schmugge et André, 1991]. A tout moment et à tout endroit, le flux évapotranspiré a pour facteur limitant soit la quantité d'eau soit la quantité d'énergie, selon leurs disponibilités locales et/ou leurs taux de renouvellement [Molz et al., 1968].

L'**évaporation** est contrôlée par le bilan radiatif des surfaces évaporantes ainsi que par les gradients des potentiels énergétiques que sont les températures (de l'air, de la surface, du sol), la vitesse de l'air et sa pression de vapeur, et le potentiel hydrique de l'eau du sol. Elle combine en fait deux processus élémentaires complémentaires:

- la **vaporisation** de l'eau liquide - ou la **sublimation** de l'eau solide - qui est un processus de transformation consommant une quantité d'énergie mesurée par la chaleur latente de vaporisation (ou de sublimation). Elle nécessite une source d'énergie importante, essentiellement radiative (rayonnement solaire) mais aussi thermique (par refroidissement de la surface évaporante ou du milieu ambiant). Elle tend à maintenir entre la surface évaporante et l'air ambiant un état d'équilibre, dans lequel l'air reste saturé en vapeur d'eau ou, autrement dit, reste à une pression de vapeur saturante. La pression de vapeur saturante et les humidité spécifique et déficit de saturation correspondants augmentent avec la température.
- l'**évacuation** dans l'atmosphère de la vapeur d'eau produite, nécessaire pour maintenir au niveau de la surface évaporante un déséquilibre entretenant la vaporisation: même si de l'énergie est disponible, l'évaporation est nulle si l'air ambiant est saturé. Ce processus de transfert de vapeur se fait par diffusion moléculaire et surtout par convection turbulente dans l'atmosphère: la force en jeu est le gradient de pression de vapeur dans l'air, avec une résistance au transfert (exprimée par des coefficients d'échange) diminuant quand la turbulence augmente le brassage de l'atmosphère. L'énergie consommée est essentiellement convective et advective: l'évaporation augmente avec le déficit de saturation de l'air ambiant et son taux de renouvellement (vent fort).

Dans le cas d'*eau libre*, toute l'eau présente peut être facilement évaporée si de l'énergie est disponible: ainsi s'évapore, à un taux fixé par les conditions atmosphériques, l'eau interceptée par la végétation ou retenue dans les flaques, les sols saturés ou le réseau hydrographique. Dans le cas d'*eau liée* - comme dans un sol non saturé - une énergie supplémentaire doit être fournie pour surmonter les forces de rétention. L'assèchement progressif du sol provoque alors des rétroactions tendant à réduire l'évaporation:

- par une augmentation des forces de rétention, rendant l'eau restant dans le sol de moins en moins disponible pour l'évaporation;
- par une forte diminution de la conductivité hydraulique du sol, réduisant le renouvellement de l'eau depuis des horizons plus humides;
- par une diminution de la force de vaporisation, la pression de vapeur maximale de l'air diminuant avec le potentiel hydrique du sol en surface.

Du fait de la très faible diffusivité de la vapeur d'eau dans le sol, l'évaporation ne peut généralement mobiliser que l'eau des horizons superficiels - sauf dans le cas extrême des milieux arides chauds, où des gradients très forts et durables permettent des fronts d'évaporation bien plus profonds. En l'absence de précipitations ou d'une nappe à faible profondeur permettant, par **remontée capillaire** (*capillary rise*), de réalimenter le sol en eau et d'entretenir ce flux d'évaporation, l'eau devient rapidement le facteur limitant de l'évaporation.

En présence d'un couvert végétal, qui intercepte une partie de l'énergie "atmosphérique" disponible, ce retour à l'atmosphère de l'eau du sol inclut la **transpiration** de la végétation - d'où le terme global d'**évapotranspiration** [Calvet, 1988; Cruiziat et Lagouarde, 1996]. La transpiration est l'évaporation au niveau des stomates des feuilles de l'eau de la sève brute prélevée dans le sol par **extraction racinaire**: cette sève est remontée jusqu'aux feuilles sous l'effet de gradients de potentiels hydrique et osmotique supérieurs et opposés au gradient gravitaire [Cruiziat et Tyree, 1990; Guyot, 1997]. Comme pour un sol nu, la continuité du potentiel hydrique entre le sol et l'atmosphère est assurée à travers la plante, qui présente également à chaque niveau des résistances au transfert hydrique. Mais alors que l'évaporation est un phénomène purement passif, la transpiration est modulée par la **régulation stomatique** - les stomates étant à ouverture "photoactive" et fermeture "hydroactive": lorsque la disponibilité en eau est insuffisante, la perte de turgescence des cellules ferme les stomates et augmente la résistance stomatique - ce qui réduit la transpiration et tend à limiter le stress hydrique de la plante. De plus, le système racinaire de la plante lui permet d'exploiter l'eau disponible dans un volume de sol plus ou

moins important selon son extension latérale et verticale - variable suivant les espèces: la transpiration d'un couvert végétal peut ainsi affecter une tranche de sol beaucoup plus profonde que l'évaporation, et de ce fait être plus durable.

4.6. Conclusion

Tels sont les principaux processus - les uns à extension plutôt verticale, les autres à extension plutôt latérale - identifiés pour expliquer le devenir des précipitations et leur redistribution dans un bassin versant, quelle que soit sa taille. Se produisant à des vitesses très différentes, pouvant mobiliser des eaux d'âge, d'origine et de cheminement très différents, ces processus permettent d'expliquer à partir d'un même formalisme théorique tout un **continuum de situations** rencontrées sur le terrain [Hürsh et Brater, 1941]. Dans la plupart des cas, **les flux traversant un bassin versant sont générés par plusieurs processus simultanément ou successivement, dans des combinaisons très variables dans le temps et l'espace et dépendant de plusieurs facteurs contrôlant à la fois le déclenchement, l'intensité et l'arrêt de ces processus.**

C'est en particulier le cas des débits de crue, dont la genèse peut résulter d'une combinaison de processus beaucoup plus complexe que le seul ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité des sols généralisé sur tout le bassin, longtemps considéré à la suite d'Horton [1933] comme le seul processus capable de générer des débits rapides de crue. Quoique des crues soient couramment observées pour des intensités de pluie bien inférieures à l'infiltrabilité, cette représentation très séduisante par sa simplicité et son apparent réalisme a rencontré très vite un énorme succès: c'est ainsi que la plupart des méthodes et modèles utilisés en ingénierie hydrologique y font encore aujourd'hui référence explicite ou implicite (à tel point que le terme "ruissellement" désigne communément tout à la fois le ruissellement de surface et l'écoulement de crue...!). Cette représentation de la **genèse des crues** correspond en fait au cas particulier extrême - il est vrai rencontré dans de nombreuses régions, notamment celles à faible couverture végétale - d'une contribution purement superficielle, et selon un seul processus, au débit de crue. Pourtant proposée à la même époque par Hursh [1936] et confortée depuis lors par de nombreuses observations (Fig. 4.6), notamment en milieu tempéré ou tropical humide [Hewlett, 1974; Rochefort et Tricart, 1959], la possibilité d'une contribution souterraine importante aux crues a mis beaucoup plus de temps à s'imposer, car l'identification des processus capables de générer une contribution souterraine rapide a été plus difficile ou plus tardive.

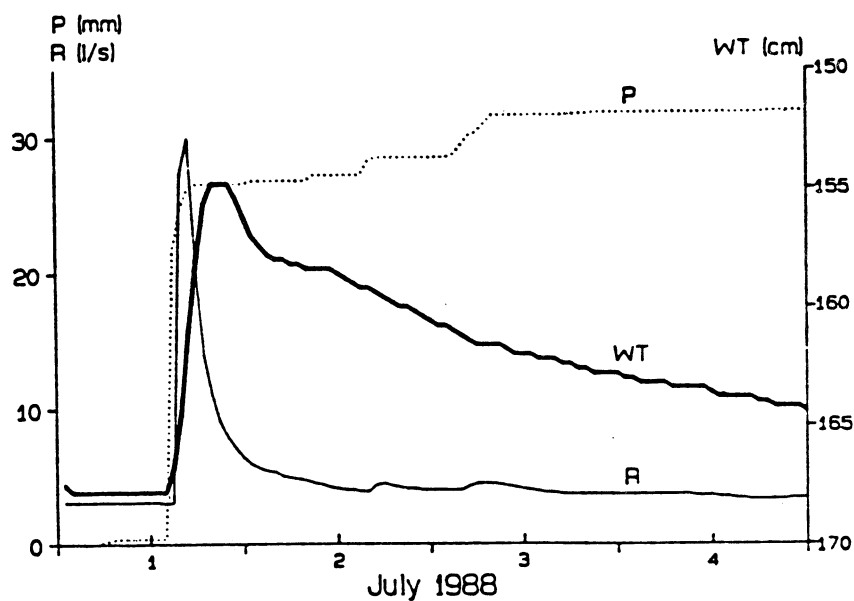


Figure 4.6: Exemple de crue à contribution essentiellement souterraine [d'après Hermann et al., 1990] : bassin du Lange Bramke (D, 0.76 km²). P: précipitations cumulées; R: débits à l'exutoire; WT: niveau piézométrique près du cours d'eau.

Figure 4.6: Dans ce petit bassin versant granitique et forestier aux sols très perméables, la forme de la crue observée en réponse à une pluie de 32 mm pourrait faire croire à une crue de ruissellement pur (début et pic de crue presque synchrones des début et fin de l'averse, décroissance très rapide) si aucune information sur la réponse de la nappe n'était disponible. En fait, cette crue est générée essentiellement par l'exfiltration d'eau de la nappe peu profonde du fond de vallon, très rapidement rechargée par des écoulements en macropores - le suivi piézométrique montre d'ailleurs que la nappe réagit à l'averse un peu plus vite que le débit.

5

LES FACTEURS HYDROLOGIQUES

Dans chaque bassin, les processus actifs, leur intensité et leurs interactions ne sont pas quelconques mais dépendent de la combinaison d'un ensemble de facteurs contrôlant leur variabilité spatio-temporelle. Ces facteurs sont présentés ici dans un ordre de variabilité temporelle décroissante.

5.1. Conditions imposées aux limites: "forçages" atmosphériques et climat

Les conditions imposées au bassin versant sont essentiellement les apports atmosphériques d'eau et d'énergie, dont le fonctionnement du bassin va assurer la redistribution et/ou la transformation. Ces apports ont pour caractéristiques essentielles: (i) leur décalage dans le temps, l'énergie étant surtout fournie hors période de précipitations; (ii) une répartition temporelle et spatiale beaucoup plus irrégulière et une gamme d'intensité beaucoup plus large pour les précipitations que pour l'énergie, davantage marquée par certaines périodicités (jour, année); (iii) leur caractère partiellement aléatoire, qui les rend largement imprévisibles même si les statistiques climatiques en précisent les moyennes, variabilités et probabilités à long terme.

Ces "forçages" atmosphériques sont très variables dans le temps:

- au pas de temps de la journée ou de l'événement, ils dépendent des **conditions météorologiques**, variant selon la date et les caractéristiques des masses d'air, et donc des types de situations synoptiques.
- au pas de temps de la saison ou de l'année, ils dépendent des **caractéristiques climatiques** qui contrôlent l'intensité, la durée, la fréquence, la séquence et la répartition saisonnière des apports, en relation avec la distribution temporelle des types de situations synoptiques qui les génèrent.

Ils sont également très variables dans l'espace, selon les zones climatiques mais aussi, à l'intérieur d'une même zone: du fait des différences de conditions physiographiques au sol, un même type de situation synoptique peut se traduire par plusieurs types de temps locaux, un même climat régional par différents climats locaux - avec une relation qui n'est pas biunivoque puisqu'inversement un même type de temps local peut être observé pour plusieurs types de situation synoptique, un même climat local dans plusieurs zones climatiques.

Cette variabilité spatio-temporelle des apports joue un rôle essentiel dans la diversité observée tant dans les régimes hydrologiques (Fig. 5.1) [Gustard et al., 1989; Oberlin, 1997] que dans les réponses à l'échelle de l'événement.

Figure 5.1: La variabilité interannuelle des précipitations étant toujours beaucoup plus forte que celle de l'ETP, l'examen du devenir de toute variation des précipitations annuelles permet de déterminer dans chaque cas si le facteur limitant de l'évapotranspiration annuelle est la disponibilité en eau ou en énergie. L'ETR est estimée par le déficit d'écoulement (P-Q) - ce qui suppose négligeables les exportations souterraines et les variations de stock sur l'année:

1: Hubbard Brook (NH, USA; 30.8 km²; 1956-74) [Likens et al., 1977]: dans ce milieu montagnard continental frais et humide, l'ETR est faible et indépendante des précipitations, et probablement peu différente de la faible ETP non mesurée (énergie limitante): toute variation des précipitations annuelles se retrouve intégralement dans les débits.

2: Cloutasse (Mont-Lozère, F; 0.81 km²; 1981-86) [Lelong et al., 1988]: malgré une pluviométrie élevée en ce milieu montagneux soumis aux influences méditerranéenne et océanique, l'ETR est limitée par la disponibilité en eau estivale; les débits sont importants grâce aux précipitations hivernales; toute variation des précipitations annuelles se partage entre débits et ETR.

3: Boro-Borotou (limite forêt-savane, Côte d'Ivoire; 1.4 km²; 1984-88) [Chevallier et al., 1990]: dans ce milieu tropical sub-humide à 2 saisons, la même gamme de pluviométrie qu'à Hubbard Brook a des effets très différents, du fait d'une ETP bien supérieure: toute variation des précipitations contribue surtout à une variation de l'ETR (eau limitante); malgré des pluies abondantes, les débits sont très faibles.

4: Crique Grégoire I (Guyane, F; 8.4 km², moyennes 1968-76) [Roche, 1982]: dans ce milieu équatorial très humide, la même forte demande évaporative qu'à Boro-Borotou est généralement à peu près satisfaite (énergie limitante) grâce à une pluviométrie bien supérieure, permettant aussi des débits importants.

5: L'Avic/Prades (Catalogne, E; 0.52 km²; 1981-88) [Piñol et al., 1991]: avec des apports nettement moindres d'eau et d'énergie mais dans la même proportion, on retrouve dans ce milieu méditerranéen les mêmes constats (eau limitante, débits très faibles) que pour Boro-Borotou.

6: Orgeval Mélarchez (Bassin Parisien, F; 7 km²; 1980-89) [CEMAGREF Antony; Météo France Melun-Villaroche]: dans ce milieu tempéré, toute variation des apports d'eau se partage à peu près également entre l'écoulement et l'évapotranspiration, dont le facteur limitant est alternativement l'énergie en saison froide et l'eau en saison chaude

La petite dispersion des nuages de points autour des tendances obtenues dans chaque cas reflète des variations interannuelles dans la répartition de l'eau et de l'énergie au cours de l'année, que seule une analyse à un pas de temps plus fin permettrait de préciser.

- Pour un événement pluvieux donné, la réponse du bassin (volume et forme de l'hydrogramme de crue) dépend à la fois du type, de la nature (pluie/neige), de la quantité, de l'intensité et de la localisation des précipitations:

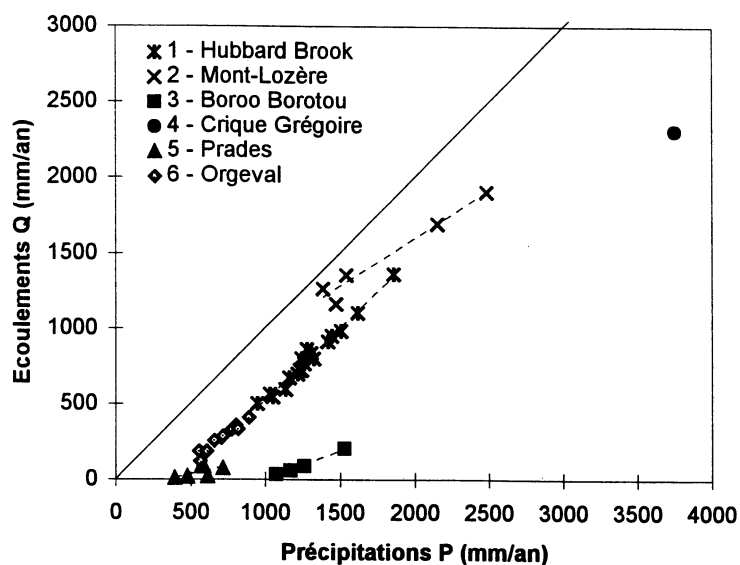
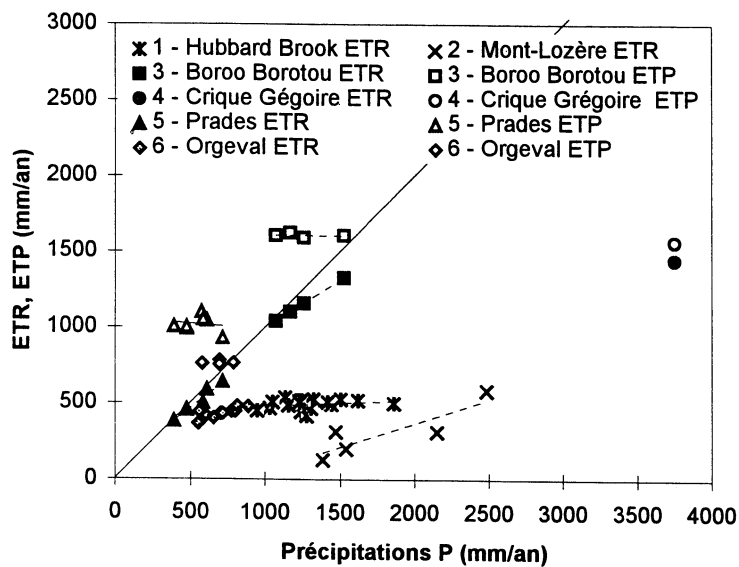


Figure 5.1: Exemples de bilans hydrologiques annuels en différents milieux climatiques: influence des disponibilités relatives en eau (précipitations P) et en énergie (évapotranspiration potentielle ETP) sur la redistribution de l'eau (débits Q, évapotranspiration réelle ETR). Chaque point représente une année.

irrégularité des champs pluviométriques beaucoup plus importante dans le cas de giboulées, lignes de grain ou cellules orageuses que pour des pluies frontales; effets hydrologiques différents selon la position ou la trajectoire des corps pluvieux dans le bassin (Fig. 5.2); disponibilité différée de la neige pour l'écoulement; déclenchement de processus au delà d'un seuil de volume (débordement,...) ou d'intensité (ruissellement,...) de pluie.

Figure 5.2: Pour une pluie d'intensité donnée, le volume d'eau incident - dont dépend l'ampleur de la réponse hydrologique - est proportionnel à la surface de la zone qu'elle affecte dans le bassin. A même surface affectée et donc même volume incident, l'ampleur et la forme de cette réponse varient aussi selon la localisation dans le bassin: la crue est d'autant plus atténuée et étalée que la zone pluvieuse est plus éloignée des zones contributives.

- La nature (radiative, advective), la quantité et l'intensité des apports d'énergie atmosphérique entre deux précipitations contrôlent les transformations internes et la fonte du manteau neigeux, et surtout l'évapotranspiration - seul processus capable de prélever l'eau retenue dans le sol et donc non mobilisable par gravité. Ce prélèvement direct mais différé vers l'atmosphère d'une partie souvent importante des précipitations va à court terme influencer sur les conditions hydriques de surface et la redistribution de l'eau dans les sols, et à plus long terme diminuer le drainage des sols et des nappes et accélérer le tarissement des réserves du bassin.

5.2. Conditions initiales: état hydrologique du bassin

Des apports identiques d'eau et d'énergie ne provoquent pas forcément des réponses identiques du bassin, tant en débit qu'en évapotranspiration; inversement, des réponses similaires peuvent être obtenues pour des apports très différents (Fig. 5.3). C'est que cette réponse dépend non seulement des apports mais aussi largement de l'état hydrologique initial du bassin - et notamment de l'état hydrique initial de ses sols, lui-même déterminé par les caractéristiques des périodes pluvieuses et sèches précédentes.

Figure 5.3: Ce petit bassin versant granitique à sols minces et perméables a une capacité maximale de stockage d'environ 270 mm (nappe: 170 mm; sol: 100 mm), correspondant à un débit de base d'environ 63 l/s (soit $0.315 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$). En deçà de ce seuil, tout apport d'eau est pour l'essentiel retenu dans le bassin, avant lent drainage et évapotranspiration (épisode **a**). Au delà de ce seuil, tout nouvel apport s'écoule rapidement et intégralement jusqu'à l'exutoire, pouvant générer de très fortes crues: c'est le cas pour les crues (**b**) et (**c**), aux débits spécifiques de pointe supérieurs à $1.5 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$. L'état hydrologique initial du bassin, que permet de l'apprécier le débit de base initial, fixe dans chaque cas le volume de pluie stockable avant d'atteindre ce seuil. Partant d'un état très sec, la crue (**c**) intervient quelques jours seulement avant la crue (**b**) - ce qui explique l'état initial beaucoup plus humide et la réponse beaucoup plus rapide de la crue (**b**).

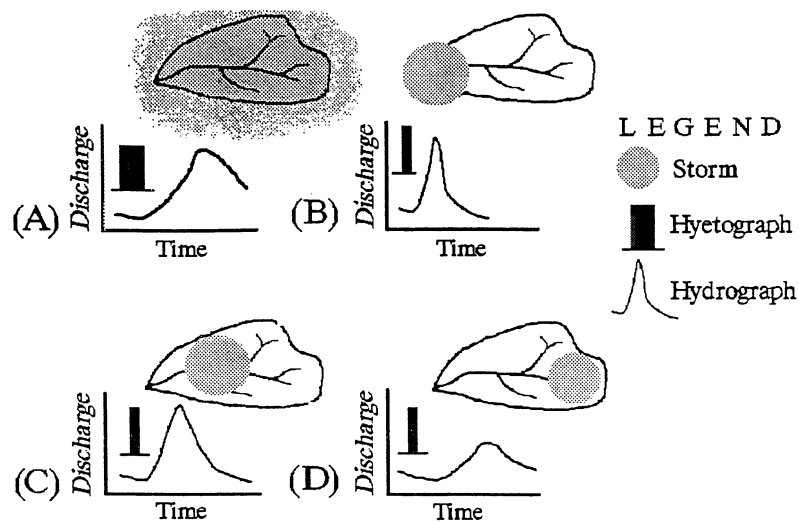


Figure 5.2: Hyétogrammes et hydrogrammes hypothétiques selon la localisation des zones pluvieuses (en grisé) dans un bassin versant [In: Black 1997].
(A): sur tout le bassin. **(B):** autour de l'exutoire.
(C): au centre des zones contributives. **(D):** loin des zones contributives.

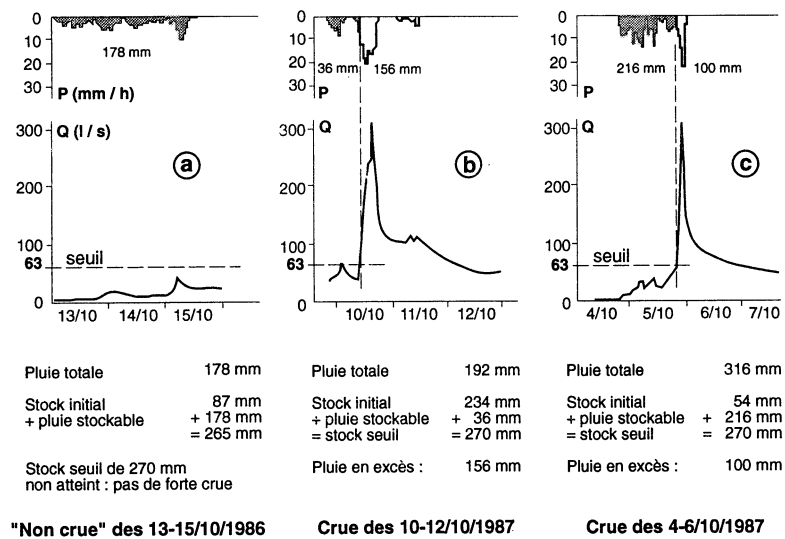


Figure 5.3: Exemple de non-linéarité des crues liée aux conditions initiales [d'après Cosandey et Didon-Lescot, 1990]: bassin versant de la Latte (0.19 km^2), Mont-Lozère (F). **(a)** et **(b)**: réponses très différentes à 2 apports de pluie semblables pour 2 conditions initiales différentes. **(b)** et **(c)**: réponses semblables pour 2 apports de pluie et 2 conditions initiales différentes.

Cette **non-linéarité** du bassin versant et de ses sous-systèmes - c'est-à-dire dont les réponses ne sont pas proportionnelles aux apports - s'explique par des combinaisons et intensités de processus actifs différentes selon les conditions initiales: ainsi, la crue générée par une pluie est d'autant plus importante que le bassin a un état initial plus humide, permettant à un nombre plus important de processus de contribuer aux débits - notamment par un débordement plus rapide des différents réservoirs (cf. Fig. 4.2b).

Plus les surfaces et les sols sont secs, c'est-à-dire plus la disponibilité en eau est limitée, moins la demande évaporatoire est satisfaite par l'évapotranspiration. Le même volume de pluie sert d'abord à reconstituer les réserves d'un sol sec, mais est entièrement disponible pour l'écoulement dans le cas d'un sol déjà à la capacité au champ. La recharge des nappes est beaucoup plus lente et le ruissellement de saturation beaucoup plus limité en période de basses eaux (bas niveau de la nappe, faible extension des surfaces saturées) qu'en période de hautes eaux. Une précipitation provoque d'autant plus facilement une inondation que le débit initial du cours d'eau est plus élevé.

La répartition spatiale et l'évolution temporelle de l'humidité des surfaces et des sols, notamment à proximité des cours d'eau, apparaissent ainsi comme un facteur essentiel de la genèse des différents flux.

5.3. Propriétés hydrologiques du milieu et leur variabilité

Des apports et conditions initiales identiques ne provoquent pas non plus la même réponse selon les propriétés hydrologiques du bassin, contrôlant les capacités de stockage des différents réservoirs ainsi que les capacités de transfert entre ces réservoirs. Ces propriétés prennent des valeurs très différentes selon les **types de milieu**.

C'est le cas des propriétés influant sur l'interception et la transpiration, très variables selon les types de végétation (densité et structure du couvert, caractérisées globalement par l'indice foliaire; résistances stomatique et du couvert; densité et profondeur de l'enracinement) [Guyot, 1997]. Ou des propriétés hydriques de la surface (infiltrabilité, rugosité), très variables selon les états de surface (bioturbation, encroûtement, microtopographie, hydrophobie/hydrophilie de la matière organique) [Casenave et Valentin, 1989]. Ou des propriétés hydriques des milieux poreux (rétention hydrique ou coefficient d'emménagement, perméabilité intrinsèque et conductivité hydraulique): elles dépendent directement de la distribution de la taille des pores, de leur connectivité et de leur agencement, et donc indirectement des caractéristiques de la

matrice (structure, texture, teneur en matière organique, macroporosité) - très variables selon les types de sol, de formation superficielle ou de roche [Musy et Soutter, 1991]. Ou encore de la rugosité et de la perméabilité du lit d'un cours d'eau, très variables selon le type de matériau entaillé ou sédimenté, la végétalisation des berges et la dynamique fluviale [Bravard et Petit, 1997].

A ces variations liées au type de milieu (végétation, sol, formation superficielle) - dont plusieurs peuvent être présents dans un même bassin - s'ajoutent les variations tant latérales que verticales (changement d'horizon, anisotropie,...) liées à l'hétérogénéité interne de chaque **unité de milieu**.

Cette **hétérogénéité spatiale** des milieux à plusieurs échelles rend les propriétés hydrologiques souvent très variables d'un point à l'autre d'un bassin, avec une grande influence de la **topologie** de ces variations sur la combinaison locale des processus actifs: la même distribution statistique des valeurs d'une propriété dans un bassin n'a pas le même effet hydrologique selon qu'elle correspond à une répartition spatiale homogène ou au contraire organisée - avec dans ce cas une influence déterminante de l'agencement relatif des zones à fortes ou faibles valeurs le long des directions d'écoulement:

- *verticalement: à même indice foliaire, les flux verticaux interceptés ou transpirés dépendent de l'architecture et pas seulement de la surface foliaire du couvert végétal. Les apports d'eau au sol peuvent être rendus localement très hétérogènes par des écoulements autour des cailloux ou le long des troncs et des tiges. Le niveau d'apparition des nappes perchées temporaires dépend davantage de la séquence verticale des niveaux très et peu perméables que de la seule distribution des perméabilités dans le profil.*
- *latéralement: à mêmes distributions statistiques globales de densité et de hauteur, une mosaïque de couverts uniformes provoque une advection d'énergie et de vapeur d'eau supérieure à celle d'un seul couvert homogène mais non uniforme - avec comme cas extrêmes, les effet d'oasis ou d'île. Par rapport à une répartition spatiale aléatoire, le ruissellement transitant à la base d'un versant tend à augmenter si les points très filtrants sont plutôt regroupés dans la partie supérieure, et à diminuer s'ils le sont plutôt dans la partie inférieure - avec alors une infiltration aval du ruissellement amont.*

Certaines de ces propriétés hydrologiques, et notamment celles qui sont sensibles aux conditions climatiques imposées, sont aussi affectées d'une **variabilité temporelle** non négligeable à court ou long terme, du fait de processus physiques (humidification-dessiccation, gel-dégel, gonflement-retrait, battance), chimiques (formation de niveaux indurés, de conduits de dissolution),

biologiques (variation saisonnière ou pluriannuelle du couvert végétal, de la teneur en matière organique, du système racinaire, de la bioturbation des sols) ou anthropiques (changement d'utilisation des sols, opérations culturales). Ces variations temporelles influent sur le fonctionnement hydrologique du bassin, en modifiant l'intensité ou la combinaison des processus actifs:

variation saisonnière de l'interception et de la transpiration selon les stades phénologiques de la végétation; variation de l'infiltrabilité et de la redistribution des précipitations par modification des états de surface [Gascuel et al., 1996]; forte dépendance des propriétés hydriques (rétention hydrique, conductivité hydraulique, infiltrabilité) des sols à leur teneur en eau; augmentation des écoulements en macropores par développement de fentes de dessiccation ou de l'activité biologique; imperméabilisation temporaire des sols humides en cas de gel.

Ainsi, les différents types de végétation et de sols, leur organisation spatiale à l'échelle du bassin, constituent des facteurs hydrologiques permanents ou semi-permanents, importants à caractériser à la lumière des processus identifiés.

5.4. Caractéristiques géométriques: topographie, morphologie

La gravité étant, surtout pour l'eau libre, le moteur essentiel des écoulements tant verticaux que latéraux, la **topographie** - aussi bien celle de la surface que celle des niveaux souterrains, qui peuvent être très différentes - constitue, avec la **morphologie** associée, le dernier facteur important du fonctionnement hydrologique d'un bassin. Ce facteur joue à plusieurs échelles spatiales:

le ruissellement sur un versant dépend tout à la fois de sa pente et de sa forme générale qui l'entraînent, du réseau de collecteurs (rigoles, fossés, sillons, traces de roues, chemins) plus ou moins incisés qui le concentrent [Ludwig et al., 1996], de la microtopographie qui le freine.

Les forces gravitaires à l'origine des écoulements correspondent aux gradients de potentiel gravitaire, proportionnel à l'altitude: gradient vertical constant et égal à l'accélération de la pesanteur; gradient horizontal proportionnel à la pente locale des surfaces d'écoulement (surface du versant, horizon imperméable, profil en long du cours d'eau). D'autres paramètres topographiques et morphométriques interviennent également dans les fonctionnements hydrologiques, en fixant la **géométrie** des réservoirs de stockage et des milieux de transfert:

Épaisseur des formations superficielles, jouant sur la rapidité de la recharge verticale des nappes ou sur la transmissivité latérale des profils. Courbures de la surface topographique, contrôlant:

(i) longitudinalement, les variations de pente sur le versant;
(ii) horizontalement, la convergence ou la divergence des écoulements d'amont en aval, et donc la taille de l'aire drainée par chaque point (Fig. 5.4). Longueurs des versants (liées à la densité de drainage du bassin), contrôlant les temps de transfert dans et sur les versants. Forme du lit mineur, contrôlant la hauteur et la vitesse de l'eau. Profil en long et hiérarchisation du réseau hydrographique, jouant sur le temps de concentration des débits.

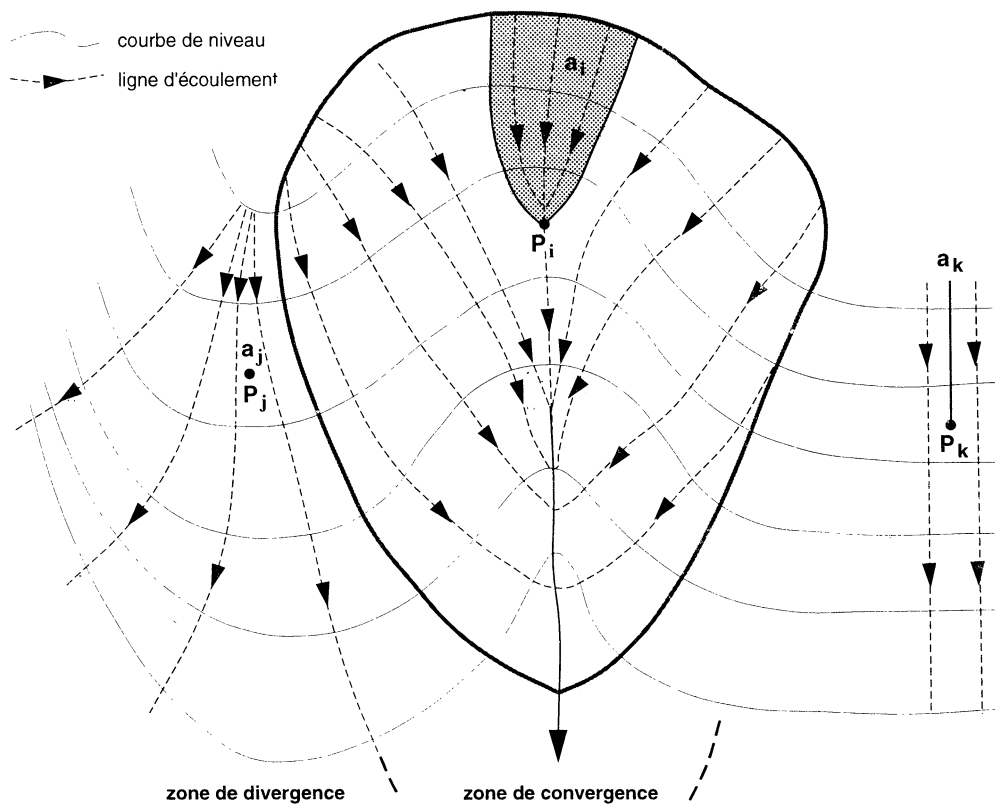


Figure 5.4: Relation entre la forme du versant et l'aire drainée en chaque point.

Figure 5.4: L'aire par unité de courbe de niveau drainée par chaque point d'un versant varie en fonction de la distance à la crête mais aussi de la courbure en plan du versant: à même distance à la crête, cette aire est maximale (a_i) dans l'axe d'un vallon (zone de convergence des écoulements), se limite à la ligne amont de plus grande pente (a_k) dans le cas d'un versant plan (zone à écoulements parallèles), et se réduit au point lui même (a_j) sur une crête secondaire (zone de divergence des écoulements).

Facteur quasi-permanent à l'échelle de temps hydrologique, la topographie influe aussi sur la répartition spatiale des autres facteurs [Ambroise, 1995]:

- L'organisation spatiale des unités de milieu dans un bassin dépend largement de la topographie, directement ou indirectement. Elle détermine la répartition des types de formation végétale selon les étages climatiques, l'exposition (adret/ubac) ou les conditions hydriques (végétation hydrophile des bas-fonds hydromorphes). Elle constitue également le facteur morphogénétique essentiel de la mise en place des formations superficielles et de leur évolution ultérieure, fixant la géométrie des différents réservoirs poreux et leur succession le long de toposéquences [Boulet et al., 1982].
- Les conditions initiales de saturation varient à l'intérieur d'un bassin, avec une tendance à l'augmentation de l'humidité des sols d'amont en aval le long des versants (surtout dans le cas de versants concaves à la base), modulée par les variations de profondeur des niveaux imperméables ou saturés, amplifiée par une convergence des écoulements dans les zones concaves en plan, atténuée par leur divergence dans les zones convexes (Fig. 5.5): les conditions les plus humides sont généralement observées pour des sols peu épais dans les zones de convergence situées à la base peu pentue des versants [Dunne et Black, 1970; Mérot et al., 1995; Crave et Gascuel-Odoux, 1997].

Figure 5.5: Dans ce bassin versant à sol perméable peu épais (1-2 m), un réseau de 28 tensiomètres/piézomètres est installé dans une petite zone proche de la rivière et située au débouché d'un petit vallon concentrant les écoulements souterrains dans le versant. Durant une forte crue provoquée par une pluie de 45 mm, il a permis de suivre l'évolution de la tension hydrique à 60 cm de profondeur et du niveau piézométrique. A: avant la pluie, la zone la plus humide est située dans l'axe du vallon, avec notamment la présence d'une petite nappe à faible profondeur, résultant de pluies antérieures. B: au début de la crue, qui se produit seulement après plus de 18 mm de pluie, la nappe s'est déjà considérablement étendue grâce aux apports des parties inférieures du versant; mais la remontée du niveau piézométrique n'est pas encore suffisante pour augmenter significativement l'exfiltration dans la rivière; le premier pic de crue est dû à la contribution par ruissellement d'une petite surface saturée plus en amont dans le bassin. C: au pic de la crue, se produisant 12 h après la fin de la pluie, les apports retardés de toute l'aire drainée par le vallon provoquent une remontée de la nappe locale suffisante pour augmenter significativement le débit de la rivière. D: durant la récession de la crue, le lent ressuyage de cette zone de convergence des écoulements souterrains alimente de moins en moins le débit, et le versant tend à retrouver son état hydrique initial.

- Les apports de précipitations et d'énergie présentent des variations spatiales à plusieurs échelles en fonction de la topographie:
- à l'échelle du massif, par des effets orographiques (effet de foehn, limite pluie/neige,...) de nature essentiellement thermodynamique, pouvant influencer sensiblement l'hydrologie des bassins montagneux [Barros et Lettenmaier, 1994; Blöschl et al., 1991];

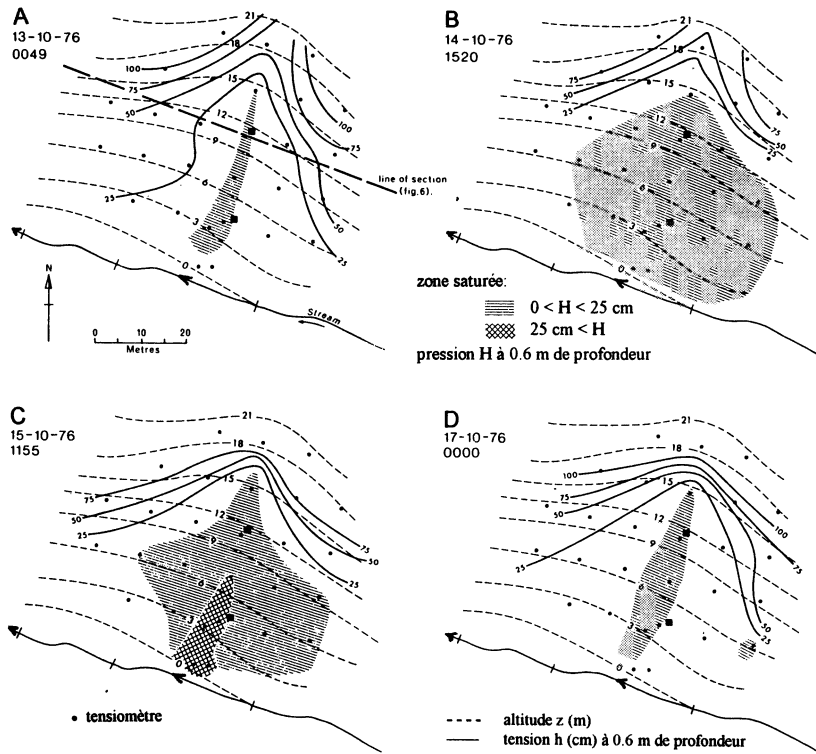
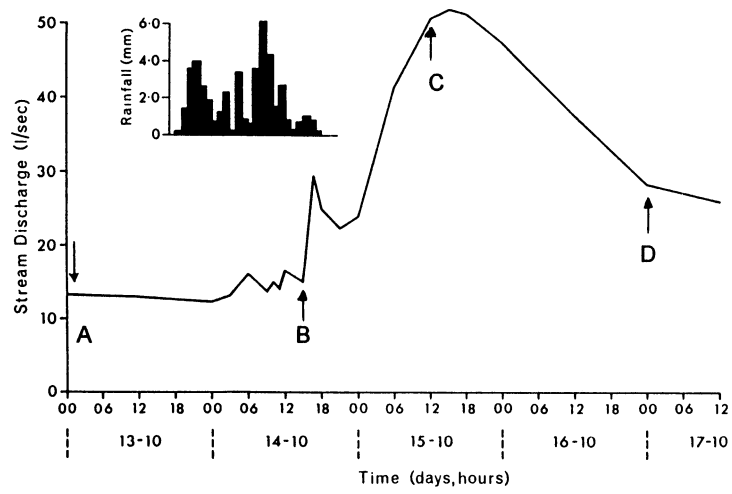


Figure 5.5: Exemple de convergence des écoulements dans les versants et de dynamique des nappes au cours d'une crue [d'après Anderson et Burt, 1978]: bassin versant de Bicknoller (UK; 0.6 km²).

- à l'échelle du versant, par une redistribution fine de ces apports atmosphériques (Fig. 5.6) en fonction de paramètres topographiques locaux (pente, orientation, position, masques orographiques) [Dubayah et al., 1990; Perrin de Brichambaut, 1978; Sharon, 1980]; de nature essentiellement aérodynamique et trigonométrique, ces effets contrôlent localement tant les champs de vent, de précipitations et d'énergie advective, que l'interception des précipitations et de l'énergie radiative par les versants - avec, dans le cas d'une direction dominante des vents pluvieux, des "adrets et ubacs pluviométriques" par analogie avec les adrets et ubacs radiatifs (Fig. 5.7).

Figure 5.6: Malgré sa petite taille (0.36 km^2), ce bassin situé sur un vaste adret dans les Vosges présente une importante modulation spatiale des apports d'eau et d'énergie, par des effets à la fois trigonométrique (interception des flux par une surface inclinée) et aérodynamique (modification du champ de vent au sol) liés à sa topographie et à sa morphométrie. (a): le fort vent régional, de même orientation que l'axe du vallon, augmente l'angle d'incidence du vecteur-pluie et donc le rapport PPC/PH depuis le fond du vallon relativement abrité jusqu'aux crêtes très ventilées; dans ce bassin qui constitue un vaste pluviomètre incliné vers les vents pluvieux dominants, la pluie "météorologique" (PH) mesurée horizontalement sous-estime significativement le plus souvent la pluie "hydrologique" (PPC) effectivement reçue par les versants, mesurée parallèlement à la pente. (b): les variations spatiales de l'ETP traduisent l'influence de la topographie sur les variables contrôlant l'énergie tant radiative (rayonnement global) qu'advective (vitesse du vent, déficit de saturation): l'ETP est maximale sur les crêtes orientées au Sud bien exposées au soleil et au vent, et minimale à la base des versants orientées à l'Ouest, moins ensoleillée (important masque orographique), moins ventilée et plus humide (faible déficit de saturation).

5.5. Conclusion

Ainsi, le fonctionnement d'un bassin dépend à toutes les échelles de quatre ensembles de facteurs: le devenir des apports atmosphériques d'eau et d'énergie, très variables selon les **conditions imposées**, est largement conditionnée par les **conditions hydriques initiales** tant en surface qu'en profondeur; et leur redistribution spatiale apparaît modulée par les **propriétés hydriques** permanentes ou semi-permanentes des milieux (végétation, sol, formation superficielle,...), dont l'organisation spatiale est fortement déterminée par la **géométrie tridimensionnelle** du bassin et notamment sa topographie. Le suivi de la dynamique spatiale de l'humidité des surfaces et des sols - qui en est le facteur résultant essentiel - apparaît comme particulièrement important pour comprendre la genèse des différents flux.

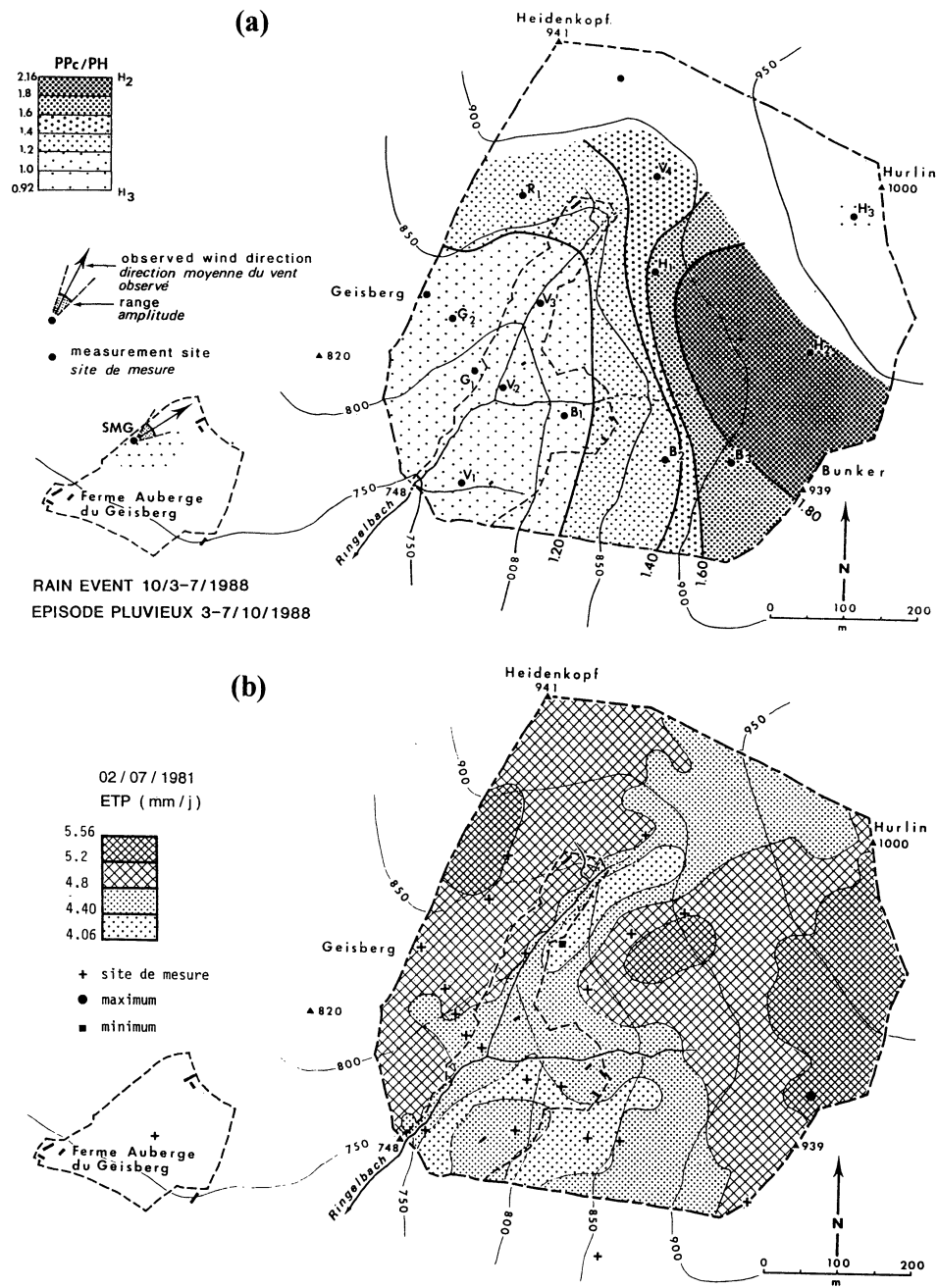


Figure 5.6: Exemple de modulation spatiale des apports d'eau et d'énergie par la topographie locale : bassin versant du Ringelbach (F; 0.36 km²). (a): carte du rapport des précipitations "hydrologiques" (PPc) et "météorologiques" (PH) pour un épisode pluvieux très venteux [In: Ambroise et Adjizian, 1989]. (b): carte de l'évapotranspiration potentielle ETP (formule de Brochet et Gerbier) pour une belle journée estivale [In: Ambroise et Najjar, 1983].

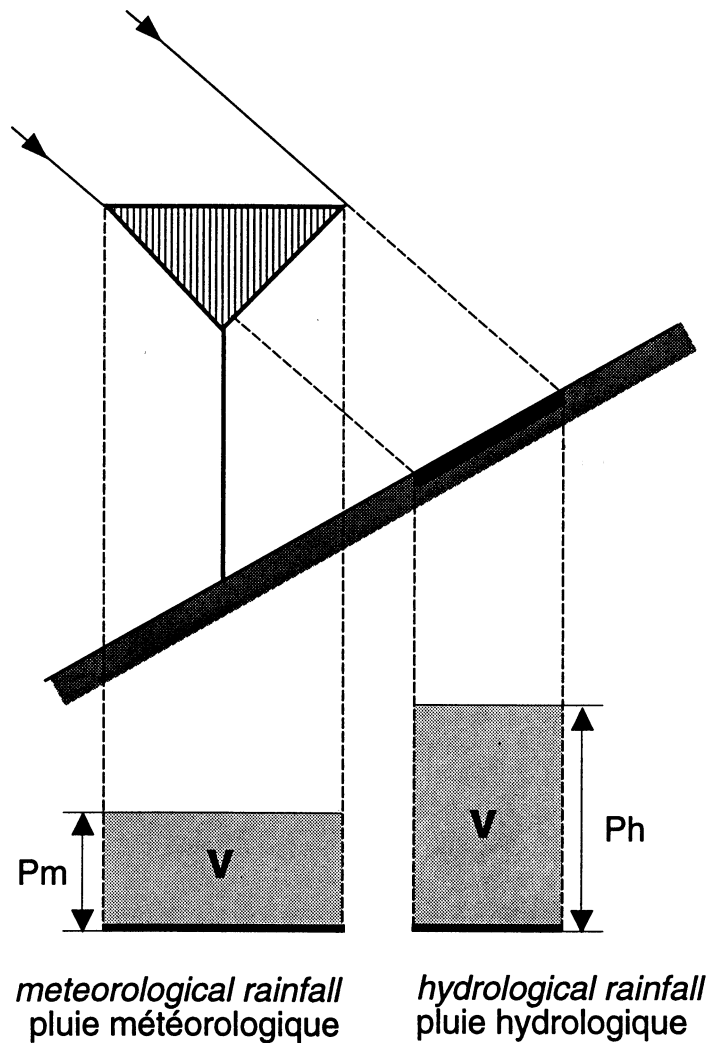


Figure 5.7: Interception des précipitations par des surfaces inclinées
[In: Adjizian-Gérard et Ambroise, 1995].

Figure 5.7: Exprimées en lames d'eau (mm), les mesures pluviométriques rapportent le volume V intercepté (qui seul est en fait mesuré) à une surface d'interception projetée à l'horizontale. Un pluviomètre à ouverture horizontale intercepte un volume qui aurait sinon alimenté une surface au sol très variable selon d'une part les orientation et pente du versant et d'autre part les direction et angle d'incidence du vecteur-pluie (dépendant des direction et vitesse du vent et de la taille des gouttes). En zone de relief, la lame d'eau mesurée par un pluviomètre standard (pluie "météorologique" P_m) peut ainsi être très différente de la lame d'eau effectivement reçue par le sol (pluie "hydrologique" P_h), qui seule a un sens en hydrologie. Un modèle trigonométrique simple permet d'estimer le rapport P_h/P_m si le vecteur-vent est connu.

6

LES INTERACTIONS ENTRE PROCESSUS ET FACTEURS

Les processus et facteurs ne sont répartis ni aléatoirement ni uniformément, mais répondent à une certaine **organisation fonctionnelle, spatiale et temporelle** du bassin, que l'approche systémique permet de préciser, à l'aide de concepts fournissant des clés d'analyse fort utiles de son fonctionnement.

6.1. Seuils fonctionnels et valeurs caractéristiques

Le système "bassin versant" apparaissant comme un assemblage de réservoirs interconnectés, il est possible d'associer à ces réservoirs des valeurs caractéristiques globales permettant de simplifier l'analyse du fonctionnement du système et la comparaison de différents bassins.

Tout d'abord, chaque réservoir peut être caractérisé par sa capacité maximale, chaque connexion par son débit maximal. Ces valeurs, qui caractérisent l'aptitude du milieu tant à retenir qu'à transmettre l'eau, peuvent bien sûr varier dans le temps et l'espace à l'intérieur du bassin. Elles constituent autant de **seuils** contrôlant le déclenchement ou l'arrêt d'un processus particulier, généralement en combinaison avec d'autres. A tout endroit et à tout instant, la redistribution de l'eau disponible entre les différents stockages et flux possibles résulte de la confrontation entre "la demande" fixée par les conditions imposées en amont et "l'offre" du milieu caractérisée par ces seuils - avec un résultat qui dépend fortement des conditions initiales. Caractéristiques des systèmes hydrologiques, ces effets de seuil constituent l'une des causes principales des fortes non-linéarités observées dans leur fonctionnement.

Ainsi, tout apport d'eau peut être stocké dans un réservoir donné tant que sa capacité maximale (exprimée en volume ou en lame d'eau) n'est pas atteinte. Mais dès que "la **demande de stockage**" dépasse localement "l'**offre de stockage**" - qui dépend de son taux de remplissage initial -, le débordement du réservoir provoque le déclenchement d'un processus transférant intégralement vers "l'aval" tout apport "amont" ultérieur.

Dès que l'air est saturé en vapeur d'eau, il y a condensation de tout nouvel apport de vapeur. Dès que la capacité d'interception de la végétation est atteinte, toute nouvelle précipitation traverse le couvert végétal. Dès que la capacité de détention de la surface est dépassée, il y a déclenchement du ruissellement. Dès que la capacité au champ du sol est dépassée, tout nouvel apport percole plus en profondeur. Dès qu'un milieu poreux est saturé, il y a drainage d'eau libre par les macropores qui le traversent. Dès que le niveau d'un lac dépasse celui de son exutoire, il y a débordement.

Quand l'apport amont cesse, le processus de transfert s'arrête aussi, mais le réservoir reste plein tant qu'un prélèvement n'y est pas effectué par un autre processus de nature différente.

Un couvert végétal saturé ne peut s'assécher que par évaporation, et un sol à la capacité au champ que par évapotranspiration; un lac sans apport d'eau ne peut se vider que par évaporation, infiltration ou vidange artificielle.

Le Tableau 6.1 donne des gammes de capacité maximale typiquement observées pour les différents types de réservoir.

Tableau 6.1: Gammes courantes de capacité de stockage et de temps de renouvellement dans les réservoirs hydrologiques [adapté de Chapman, 1989]

Type de Réservoir	Capacité de stockage (mm d'eau)	Temps de renouvellement
Interception	1 - 10	heures
Plantes	5 - 50	heures - jours
Litière	1 - 10	semaines
Rétention de surface	1 - 50	minutes - heures
Zone racinaire	50 - 500	semaines
Zone non saturée	$10^1 - 10^4$	années
Nappes	$10^2 - 10^5$	jours - 10^6 ans
Cours d'eau	$10^1 - 10^4$	jours - semaines
Lacs	$10^3 - 10^5$	semaines - siècles
Manteau neigeux	$10^2 - 10^4$	jours - mois
Glaciers	$10^4 - 10^6$	$10^1 - 10^3$ ans

Par ailleurs, un processus de transfert reste seul actif tant que le flux à faire transiter est inférieur à la capacité de transfert du milieu pour ce processus - exprimée en combinant des termes de gradient de potentiel et de "conductivité" ou "transmissivité", ou encore de différence de potentiel et de résistance. Mais dès que "la demande de passage" devient localement supérieure à "l'offre de passage", le processus initial continue à son taux maximal tandis que le flux en surplus s'accumule localement ou est évacué par un deuxième processus.

Dès que l'intensité des précipitations dépasse l'infiltrabilité du sol, il y a stockage par détention de surface et/ou déclenchement du ruissellement, en complément de l'infiltration à son taux maximal. Dès que la percolation gravitaire verticale dans un sol dépasse la percolabilité d'un horizon, il y a accumulation d'eau à ce niveau et/ou déclenchement de l'écoulement hypodermique latéral, en complément de la percolation verticale. Dès que le flux latéral dans un versant dépasse en un point un seuil égal au produit de la pente et de la transmissivité latérale (intégrale sur le profil de la conductivité hydraulique latérale) du sol, il y a en ce point saturation de l'ensemble du profil et déclenchement de l'exfiltration. Dès que le débit de crue dépasse le débit maximal du lit mineur d'un cours d'eau, il y a inondation et/ou écoulement dans le lit majeur. Dès que la demande évaporatoire dépasse la disponibilité en eau et ses capacités de renouvellement dans le sol, il y a réduction de l'évapotranspiration réelle sous son taux potentiel, et l'énergie disponible en excès contribue à réchauffer le milieu.

Quand le flux imposé repasse sous la valeur seuil, il est repris intégralement en charge par le premier processus, et le deuxième processus s'arrête.

En plus de ces seuils fonctionnels, il est généralement possible de définir pour un bassin donné d'autres valeurs caractéristiques, qui permettent de déterminer le caractère plus ou moins intermittent, périodique ou continu des processus et des flux, d'interpréter la forme des réponses du bassin et de ses réservoirs aux forçages atmosphériques, d'analyser la plus ou moins grande sensibilité des flux et réserves aux variations temporelles de ces forçages. Ces valeurs caractérisent les **échelles** spatiales et temporelles associées aux différents processus hydrologiques (Fig. 6.1).

- des **vitesse de transfert caractéristiques** pour les différents processus; dépendant des gradients moteurs et des résistances opposées par le milieu, elles varient sur plusieurs ordres de grandeur selon les processus - avec, pour chaque processus, une variabilité presque aussi importante selon les milieux. *Les gammes de vitesse fréquemment observées sont de 0.1-10 m/s dans l'atmosphère, 0.001-1 m/s dans les cours d'eau et un peu moindres sur les versants, 10^{-10} - 10^{-1} m/s en milieu poreux saturé et bien moindres encore en milieu non saturé.*
- des **longueurs de transfert caractéristiques**, très variables selon les processus, et dépendant de la géométrie, de la **morphologie** et, pour certaines, de la taille du bassin. *Les longueurs typiques sont: (i) verticalement, de quelques dizaines de mètres pour les échanges dans la couche limite atmosphérique, quelques mètres ou dizaines de mètres pour la percolation jusqu'aux nappes,*

quelques mètres pour l'extraction racinaire et quelques dizaines de mètres pour la remontée de sève; (ii) latéralement, de quelques centaines de mètres pour les écoulements sur et dans les versants; mais contrairement aux longueurs des versants qui, au delà d'une taille minimale de bassin, ne dépendent plus que de sa densité de drainage, les longueurs caractéristiques des cours d'eau et des grandes nappes augmentent avec la taille du bassin.

- **des temps de transfert caractéristiques**, très variables selon les processus et les bassins, caractérisant les décalages temporels que ces vitesses et longueurs de transfert introduisent dans les réponses aux conditions imposées.

Les temps caractéristiques sont très courts pour les transferts verticaux dans l'atmosphère; les temps d'écoulement sont beaucoup plus courts sur les versants que dans les versants; ces temps de transfert caractéristiques des versants restent relativement indépendants de la taille du bassin, contrairement aux temps d'écoulement dans le réseau de drainage ou les grandes nappes: plus un bassin est grand, plus le temps de propagation domine le temps de genèse de la crue.

- **des temps de résidence ou de renouvellement caractéristiques de l'eau** dans les réservoirs, liés aux **taux de renouvellement** moyens de leurs réserves. Rapport entre la capacité du réservoir et le flux moyen entrant (ou sortant), le temps de renouvellement correspond au temps nécessaire pour remplir (ou vider) le réservoir avec ces flux moyens; il caractérise le pouvoir tampon de chaque réservoir, sa plus ou moins grande aptitude à amortir les variations temporelles des apports et donc à étaler dans le temps la disponibilité des stockages. Les temps de résidence varient sur plusieurs ordres de grandeurs selon les réservoirs, avec une variabilité selon les milieux qui reste importante pour chaque type de réservoir (Tab. 6.1). Ceci traduit des capacités de renouvellement et d'amortissement très différentes selon les parties d'un bassin: plus ces temps sont longs, plus il faut de temps pour pouvoir détecter l'effet d'une perturbation des apports, mais aussi plus cet effet est durable.

Des temps de résidence courts sont associés aux processus intermittents voire fugaces, comme ceux qui affectent la plupart des réservoirs proches de la surface, caractérisés par des capacités de stockage faibles et des taux de renouvellement élevés. Ces réservoirs superficiels sont beaucoup plus sensibles au caractère généralement intermittent des apports d'eau et d'énergie, que les réservoirs plus profonds ou que les glaciers et les grands lacs, aux capacités de stockage et temps de résidence beaucoup plus importants: dans certaines régions actuellement désertiques, des nappes profondes à recharge et drainage naturels très lents sont ainsi en équilibre avec les conditions climato-hydrologiques prévalant il y a

plusieurs centaines ou milliers d'années - d'où les dangers d'une exploitation de type minier de ces ressources actuellement très peu renouvelables.

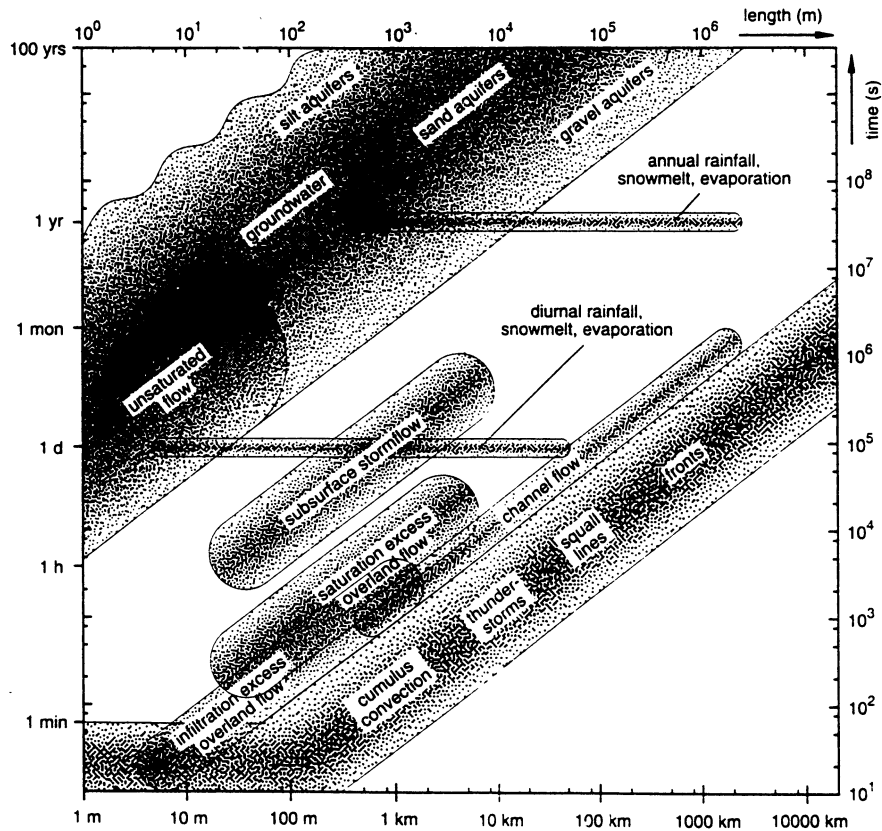


Figure 6.1: Gammes d'échelles spatiales et temporelles associées aux processus hydrologiques [In: Blöschl et Sivapalan, 1995].

Figure 6.1: Les longueurs et temps caractéristiques des processus hydrologiques varient globalement sur 7 à 8 ordres de grandeurs, même si chaque processus a une gamme de variation beaucoup plus limitée dans l'espace et le temps. Quel que soit le processus, les longueurs et temps caractéristiques varient dans le même sens, selon des relations qui semblent de type loglinéaire, avec des pentes similaires et probablement proches de 1: autrement dit, les vitesses caractéristiques, qui en sont les rapports, varieraient peu selon les échelles.

L'analogie avec le fonctionnement de réservoirs interconnectés reste bien sûr une représentation relativement grossière du fonctionnement réel d'un bassin, même si elle est souvent valable en première approximation. Et ces seuils fonctionnels et valeurs caractéristiques n'ont pas toujours en pratique de valeurs bien définies ni en réalité d'effets aussi tranchés à l'échelle du bassin versant, du fait notamment de la variabilité spatio-temporelle des propriétés du milieu. Néanmoins, ce type d'approche systémique, plus simple que l'approche hydrodynamique détaillée, fournit un cadre conceptuel intéressant et très utile tant pour analyser qualitativement que pour modéliser le fonctionnement hydrologique des bassins versants.

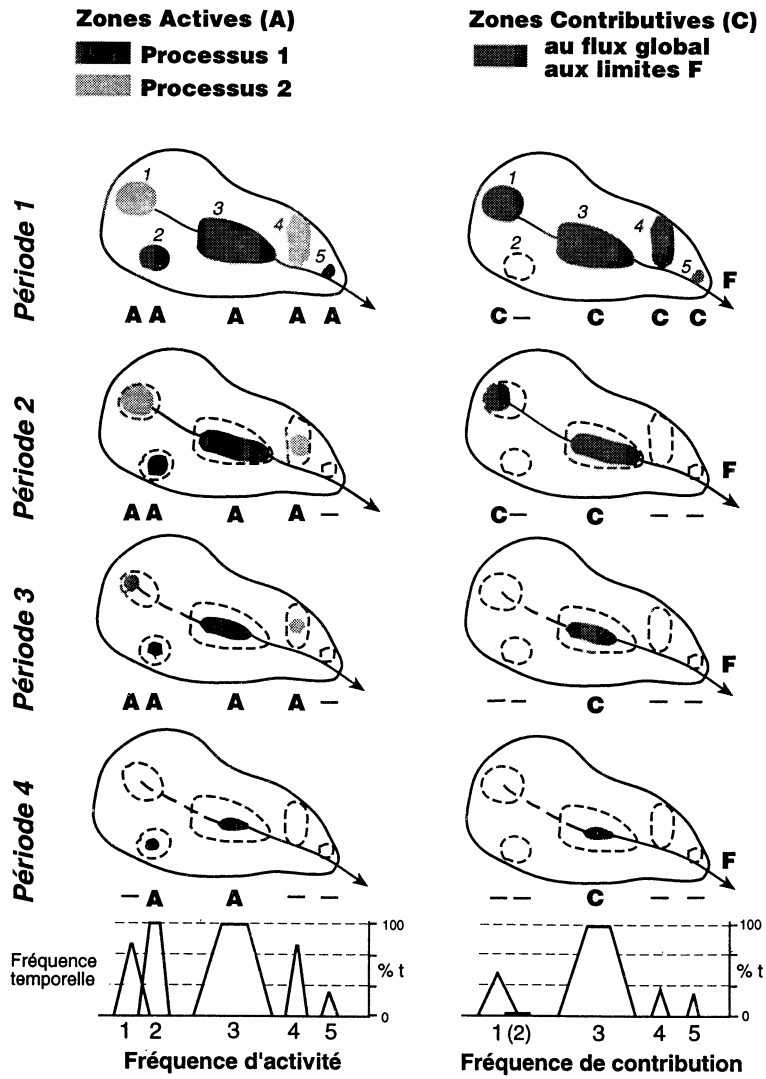
6.2. "Zones actives" et "zones contributives" variables

Caractéristiques permanentes liées à l'histoire climato-hydrologique du bassin, les facteurs morpho-pédologiques et topographiques et leur combinaison conduisent à une récurrence, en certaines zones, de conditions favorables ou au contraire défavorables à chaque type de processus. L'extension latérale ou verticale de ces zones peut être plus ou moins variable selon les événements voire même au cours d'un événement, du fait des facteurs non permanents qui leur sont propres (conditions initiales et aux limites): à chaque point, voire même à chaque extension, peut être *en principe* associée une certaine probabilité d'occurrence du processus. Ceci conduit au concept de "**zone active variable pour un processus donné**" pour caractériser les zones, d'extension généralement variable au cours du temps (à l'échelle tant de l'année que de l'événement), où ce processus est actif. Plusieurs zones disjointes peuvent être simultanément actives dans le bassin, et une même zone peut être active pour plusieurs processus, simultanément ou successivement (Fig. 6.2).

Figure 6.2: Ce schéma illustre la différence entre les zones "actives" variables (ZAV) - ici pour 2 processus - et les zones "contributives" variables (ZCV) pour le flux global F qu'ils peuvent générer aux limites du bassin - ici le débit à l'exutoire. Il met aussi ces zones en relation avec les périodes "actives" (PAV) et "contributives" (PCV) variables correspondantes - ici pour 4 moments représentatifs des variations annuelles au cours du tarissement progressif du bassin. A chaque moment, toute zone active (A) pour l'un ou l'autre des processus générateurs n'est contributive (C) que si elle est alors connectée au cours d'eau. Au cours de l'année, l'extension et le nombre de ces zones varient en fonction de l'état hydrologique du bassin: seules les zones qui ne sont pas actives ou pas contributives en période de très hautes eaux (moment 1) ne le sont jamais durant toute l'année (fréquence: 0%); seules les zones encore actives ou contributives en période de très basses eaux (moment 4) le sont toute l'année (fréquence: 100%).

Zones Actives (ZAV) et Contributions (ZCV) Variables

en tout instant : $\sum ZAV \geq \sum ZCV$



Périodes Actives (PAV) et Contributives (PCV) Variables

en tout point : $\sum PAV \geq \sum PCV$

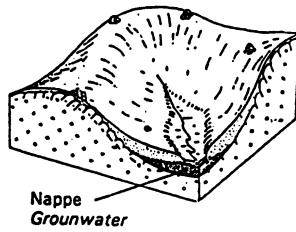
Figure 6.2: Zones et périodes "actives" et "contributives" .

Le ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité, qui est au moins actif sur les parties imperméables du bassin dès qu'il pleut, concerne une surface d'extension croissante avec l'intensité de la pluie, incluant tous les points d'infiltrabilité inférieure à cette intensité. L'exfiltration, qui se produit là où les écoulements dans le versant dépassent la capacité locale de transfert souterrain, est plus fréquente dans les zones à pente et transmissivité plus faibles (sol moins épais et/ou moins perméable) et drainant une surface plus grande - comme les zones de convergence à la base de versants concaves. La recharge comme la vidange des nappes se font en des zones d'extension croissante avec l'humidité du bassin - les interactions nappes-rivières pouvant d'ailleurs jouer dans les 2 sens selon leurs niveaux relatifs. Les zones inondées ont une extension croissante avec le volume de débordement - avec la possibilité d'associer une probabilité d'inondation à toute extension de zone inondable. La transpiration concerne au plus les parties végétalisées du bassin, avec une diminution voire même la disparition de la zone active en période de sécheresse. Alors qu'elle est généralisée en période humide, l'évapotranspiration se limite progressivement en cas de sécheresse longue et intense aux zones humides des bas-fonds, dont l'extension peut également fortement diminuer - avec le cas extrême des oasis.

Ces zones où un processus est actif génèrent localement des flux, qui ne contribuent pas forcément aux flux globaux observés aux limites du bassin ou de ses parties: l'intégration spatiale de ces flux élémentaires dépend de l'agencement relatif des zones actives dans le bassin, et notamment de l'existence d'une **liaison hydraulique directe** pour ce type de flux entre la zone active et les limites du système où le flux global est défini.

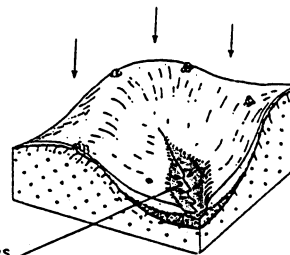
Une zone ruisselante ne contribue pas au ruissellement global à la base d'un versant si elle se situe en amont d'une zone d'infiltration (Fig. 6.3). Une zone de percolation ne contribue pas à la recharge verticale des nappes profondes si le flux est détourné latéralement par des horizons moins perméables: une nappe captive est alimentée essentiellement à travers l'affleurement de son aquifère. Les débits provenant des hauts bassins peuvent "se perdre dans les sables" avant d'atteindre l'exutoire.

Figure 6.3: Comme le montrent bien ces schémas illustrant les différentes conditions rencontrées dans les petits bassins versants du Mont-Lozère (F) aux sols perméables mais minces, les propriétés locales des milieux et l'état hydrique du bassin contrôlent la localisation et l'extension des zones "actives" pour un processus donné (ici le ruissellement par saturation du sol et par exfiltration); mais ces zones "actives" variables ne sont aussi des zones "contributives" au débit à l'exutoire que si elles lui sont reliées hydrauliquement - ce qui dépend de l'organisation spatiale du bassin.

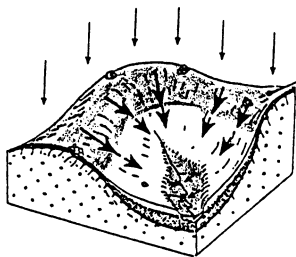


Lorsqu'il ne pleut pas, la nappe de fond de vallon est drainée par le cours d'eau qu'elle alimente.

Une faible quantité de pluie peut suffire à faire affleurer la nappe en fond de vallon : l'écoulement rapide se forme à partir des précipitations sur cette surface saturée.



Surfaces saturées
Saturated areas



Si la pluie continue, des volumes saturés apparaissent là où les sols sont les plus minces, en haut de versant. Mais l'eau qui y ruisselle s'infiltré immédiatement en aval ; si elle contribue à l'alimentation de la nappe et à l'extention des surfaces saturées, elle ne contribue pas à l'écoulement rapide, et les débits demeurent très faibles.

Si la pluie continue encore, la saturation de haut de versant gagne rapidement vers l'aval et fini par rejoindre les surfaces saturées de fond de vallon. A partir de ce moment, il n'y a plus de zone-tampon et le ruissellemnt se produit sur l'ensemble du versant et rejoint le cours d'eau. La montée de crue est rapide et importante.

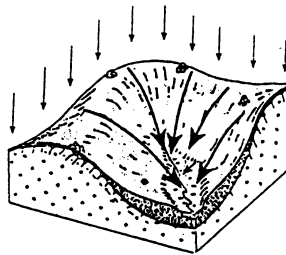


Figure 6.3: Exemple de zones actives et contributives variables [d'après Cosandey, 1994].

Ceci conduit au concept, complémentaire mais distinct, de "**zone contributive variable pour un flux aux limites donné**" (*variable contributing area*) pour caractériser les zones, d'extension généralement variable au cours du temps (à l'échelle tant de l'année que de l'événement), qui dans le bassin contribuent à ce flux global. Du fait de la topologie du bassin, la zone "contributive" du flux lors d'un événement est au plus égale, mais pas forcément égale, à la somme des zones alors "actives" pour les différents processus pouvant le générer. Toute zone contributive est aussi active pour l'un au moins de ces processus (Fig. 6.2).

La distinction entre zones actives et zones contributives est particulièrement bien illustrée, en milieu soudano-sahélien, par la "brousse tigrée", écosystème naturel constitué d'une succession de bandes en courbes de niveau, alternativement ruisselantes (sol nu fortement encroûté) et infiltrantes (forêt dense). En ce milieu semi-aride, une bande de forêt ne peut se maintenir que grâce à l'infiltration et à la rétention locales, favorisées par la bioturbation due aux termites, du ruissellement de la bande encroûtée amont, augmentant considérablement le volume d'eau disponible. Cette topologie très particulière a pour conséquence un écoulement de surface très faible à l'exutoire du bassin pourtant surtout couvert de surfaces peu perméables: forte proportion de zones "actives" pour le ruissellement mais non "contributives" au débit à l'exutoire, faute de connexions hydrauliques (Fig. 6.4). Cette disposition topologique particulière est d'ailleurs fréquemment utilisée par ailleurs pour limiter le ruissellement et l'érosion en milieu agricole, à l'aide de bandes enherbées plus perméables recoupant en courbes de niveau les versants cultivés.

Figure 6.4: Sur ce plateau latéritique à très faible pente (0.3°) du Niger, la "brousse tigrée" (*tiger bush*) est un écosystème naturel organisé en bandes en courbes de niveau, alternant sol nu ruisselant et forêt dense infiltrante. Il correspond à une adaptation naturelle remarquable permettant d'optimiser l'utilisation par la végétation de ressources en eau très limitées. Bien que les surfaces ruisselantes représentent environ 70% de la surface, leur contribution à l'écoulement superficiel aux limites aval du plateau est très faible, du fait de cette topologie particulière.

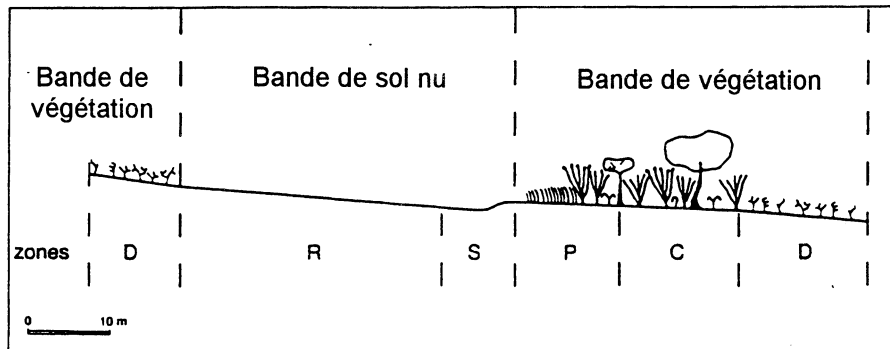


Figure 6.4: Exemple de zones "actives" non "contributives": la "brousse tigrée" [d'après Thiéry et al., 1995]. (a): vue aérienne d'un plateau à brousse tigrée (2.4 kmx2 km) dans le sud-ouest du Niger. (b): coupe schématique d'un transect amont-aval montrant les différentes zones: D (végétation dégradée), R (ruissellement sur sol nu), S (sédimentation), P (front pionnier), C (végétation fermée centrale). La pente est fortement exagérée.

Cette distinction est d'autant plus pertinente et utile que le flux global considéré résulte d'une plus forte redistribution ou concentration latérale à l'intérieur d'un bassin, comme c'est le cas de la plupart des types d'écoulement.

- *Les affleurements rocheux imperméables constituent des surfaces ruisselantes (par dépassement de l'infiltrabilité) contribuant beaucoup au débit du cours d'eau lorsqu'ils sont situés dans l'entaille du cours d'eau (les zones actives sont également contributives); mais beaucoup moins, lorsqu'ils se trouvent au sommet des versants, séparés du cours d'eau par des colluvions de pente à perméabilité et rétention beaucoup plus élevées (les zones actives ne sont pas contributives) [Yair et Lavee, 1985]. Cette disposition topologique est d'ailleurs exploitée en milieu semi-aride pour faire pousser une ceinture d'arbres juste en contrebas du contact roche-colluvions, là où la contribution de l'impluvium imperméable amont augmente considérablement la disponibilité en eau pour les racines. De même, un tronçon de chenal "actif" pour l'écoulement de surface ne contribue aux débits à l'exutoire que si cet écoulement ne s'infiltré pas totalement plus en aval, c'est-à-dire s'il existe une connexion hydraulique directe entre ce tronçon et l'exutoire.*
- *Dans les échanges nappes-rivières, le drainage des nappes domine souvent dans les hauts-bassins, et leur recharge dans les basses vallées alluviales - où l'extension de la zone de recharge s'accroît considérablement mais temporairement en période d'inondation. De même, les zones contribuant à la recharge des nappes en milieu semi-aride sont souvent limitées aux cours d'eau et mares endoréiques d'extension plus ou moins variable, voire même temporaires [Desconnets et al., 1996]; la concentration de l'eau dans ces collecteurs y permet une infiltration (sous charge) et une percolation plus durables et intenses que sur les zones infiltrantes des versants, où l'eau infiltrée est le plus souvent reprise par évaporation avant d'avoir pu percoler suffisamment en profondeur. Cette disponibilité en eau bien supérieure fait aussi du réseau hydrographique une zone à la fois active et contributive pour l'évapotranspiration beaucoup plus durable que le reste du bassin qui s'assèche rapidement.*
- *Les zones où la nappe est affleurante ou subaffleurante, fréquentes à proximité des cours d'eau, notamment en milieu perméable, constituent un autre type important de zone d'extension variable à la fois "active" et "contributive" [Dunne et al., 1975; Mérot, 1988]. Situées à une interface complexe atmosphère/eaux superficielles/eaux souterraines, ces surfaces saturées sont très sensibles aux moindres*

perturbations atmosphériques; très variable selon l'état hydrologique du bassin, leur étendue peut présenter d'importantes "pulsations" par extension-rétraction tant au cours de l'année (Fig. 6.5) qu'au cours d'une crue (Fig. 6.6). Elles peuvent être le siège, souvent simultanément, de la plupart des processus de genèse des débits - et particulièrement l'exfiltration, le ruissellement de saturation et l'intumescence de nappe. Du fait de leur proximité au cours d'eau, ce sont les seules zones où les apports atmosphériques (à la fois d'eau et d'énergie) ont en permanence un effet sur les débits, tant en crue qu'en tarissement (Fig. 6.7): ce sont généralement les seules zones contribuant aux petites crues (les sols non saturés des versants retenant les précipitations), même si leur contribution relative décroît pour des événements pluvieux plus importants, permettant une contribution progressive d'une proportion croissante des versants non saturés; c'est aussi l'évaporation (au taux potentiel) sur ces seules surfaces saturées qui explique les oscillations journalières de débit fréquemment observées par temps chaud et sec sur les cours d'eau qui les drainent [Callède et al., 1978]. Active pour plusieurs processus, une surface saturée ne contribue bien sûr directement aux débits du cours d'eau que si elle lui est reliée hydrauliquement.

- *Toute zone où l'évapotranspiration est active est en général également contributive au flux global évapotranspiré verticalement; mais elle ne contribue pas forcément au flux de vapeur d'eau exportée latéralement dans le cas d'un recyclage local de la vapeur d'eau dans l'atmosphère au dessus du bassin.*

Même si la distinction entre zones actives et zones contributives, leur délimitation et leur suivi ne sont pas toujours très faciles à faire en pratique, notamment dans des bassins peu contrastés, ces deux concepts semblent très pertinents dans de nombreux cas. L'identification et le suivi cartographique de ces zones actives et/ou contributives, qui représentent parfois une portion très limitée du bassin versant, peuvent considérablement simplifier l'analyse dynamique du fonctionnement hydrologique d'un bassin, en concentrant par exemple l'attention sur les seules zones pertinentes pour résoudre un problème donné. Leur emploi généralisé en hydrologie est cependant encore trop freiné par l'habitude prise, pour des raisons de commodité, de considérer et de manipuler des flux et stockages exprimés en "lames d'eau", en oubliant le rôle déterminant joué par la surface de référence choisie pour calculer cette lame d'eau à partir des volumes d'eau qui seuls sont en fait mesurés.

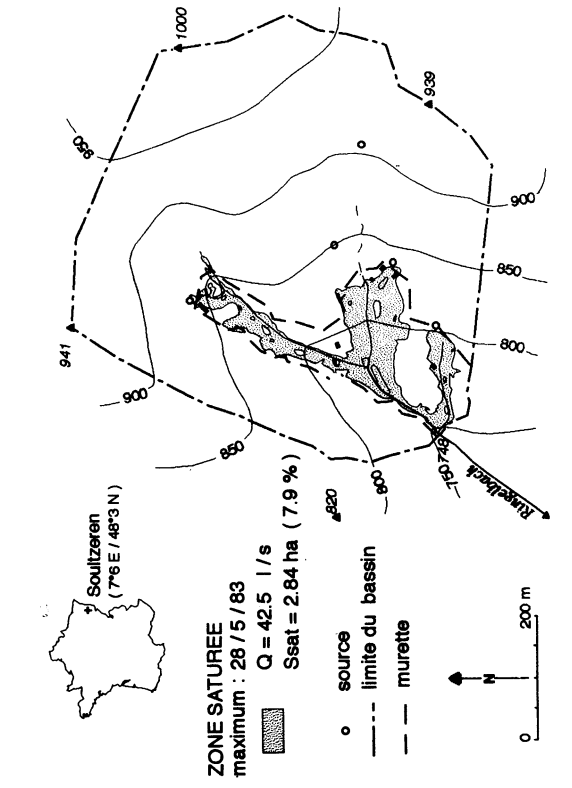
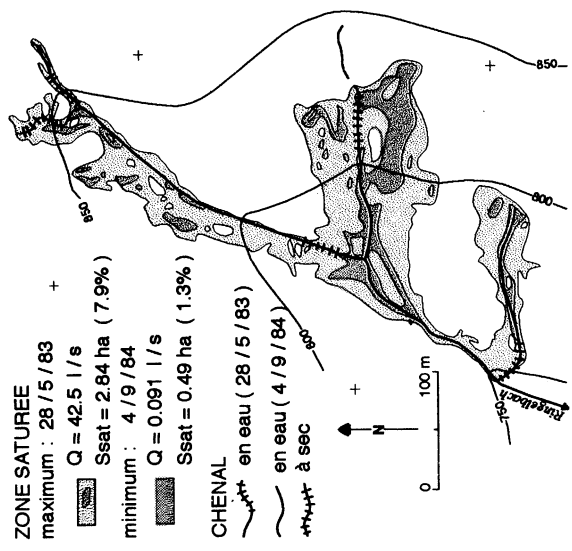


Figure 6.5: Exemple de variation d'extension des surfaces saturées en fonction de l'état hydrologique du bassin [d'après Ambroise, 1986] : bassin versant du Ringelbach (F; 0.36 km²). (a): extension maximale observée en hautes eaux. (b): variation observée entre les hautes et basses eaux.

Figure 6.5: Dans ce petit bassin versant granitique, aux versants très perméables, le ruissellement n'est possible que sur les surfaces saturées correspondant à l'affleurement de petites nappes dans le fond du vallon. Bien que ne représentant qu'une faible fraction du bassin, ces surfaces saturées - qui sont à la fois "actives" (exfiltration, ruissellement, évaporation) et "contributives" car directement connectées au réseau de drainage - jouent un rôle essentiel dans le fonctionnement hydrologique du bassin. (a): leur extension est maximale lors des hautes eaux de fin d'hiver mais ne représente qu'environ 8% du bassin. (b): agrandissement de a): elle est minimale lors des basses eaux de fin d'été: une partie importante des surfaces saturées résiduelles n'est plus directement contributives, du fait de l'assèchement temporaire de certains de leurs drains.

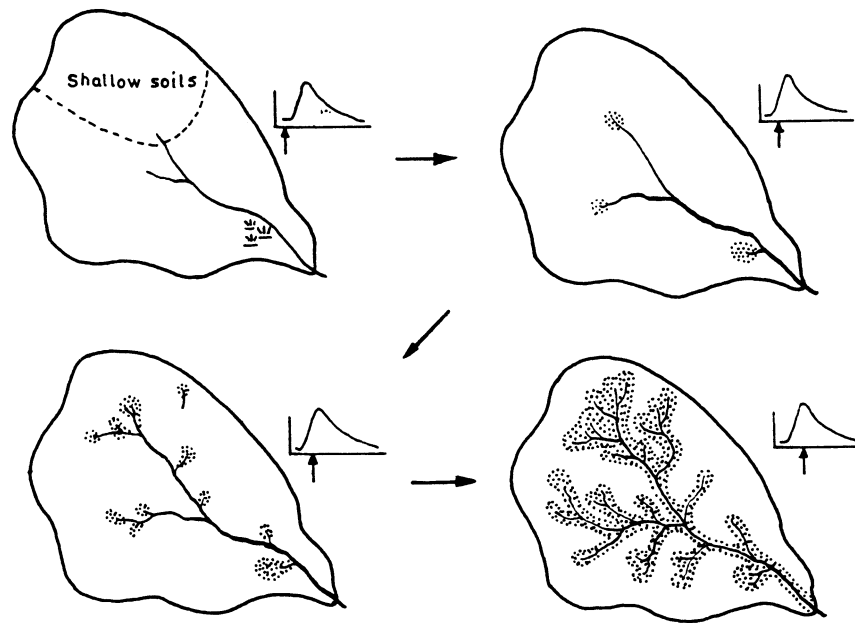


Figure 6.6: Exemple de variation d'extension des surfaces saturées contributives et du réseau de drainage au cours d'une crue [In: Hewlett et Nutter, 1970; cité dans Chorley, 1978].

Figure 6.6: Au cours d'un épisode pluvieux, la saturation progressive des zones de moindre épaisseur de sol et/ou de moindre profondeur de nappe, notamment dans les bas-fonds toujours plus humides, permet tout à la fois un élargissement rapide des surfaces saturées et un développement d'un réseau de drainage éphémère, d'autant plus importants que l'épisode est plus intense et durable. Une fois le pic de crue passé, le drainage du bassin permet une variation inverse, le bassin tendant progressivement vers son état initial. La dynamique de ces surfaces actives et contributives, s'étendant puis se contractant durant la crue, est à l'origine de rétroactions amplifiant le caractère non-linéaire du système bassin versant.

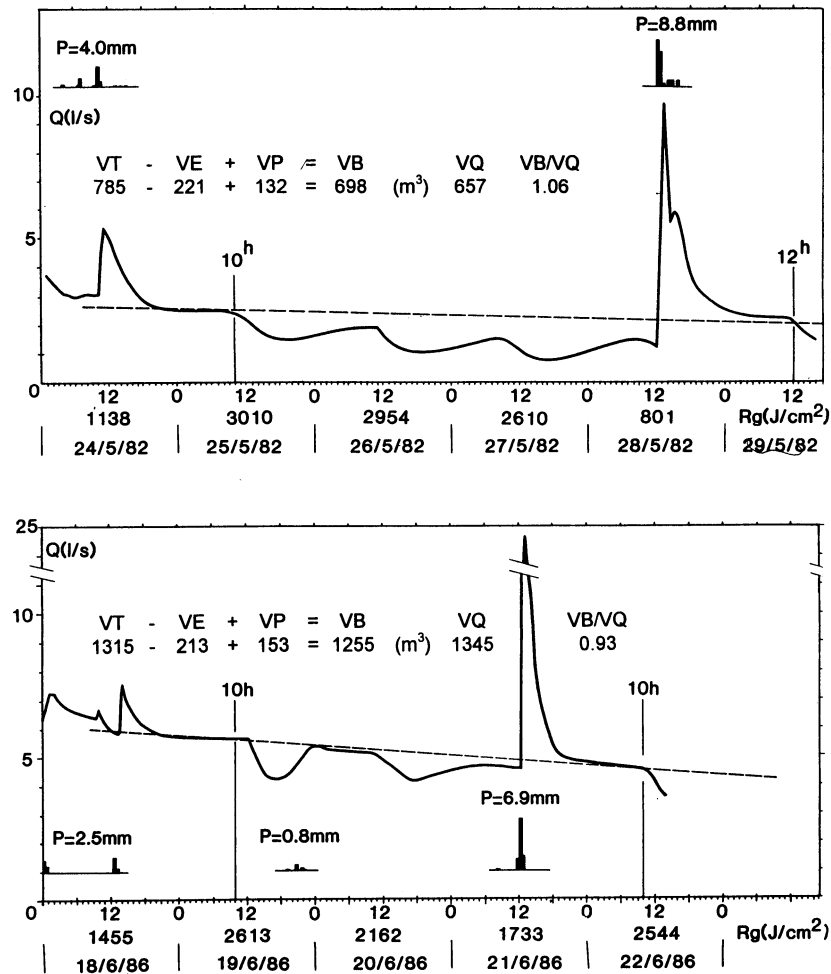


Figure 6.7: Bilan hydrologique des surfaces saturées contributives et dynamique des débits [In: Ambroise, 1988] : bassin versant du Ringelbach (F; 0.36 km²).

Figure 6.7: Dans ce petit bassin aux sols très perméables, les versants contribuent très peu aux crues durant de longues périodes estivales: toute pluie est stockée dans le sol puis évapotranspirée. Bien qu'elles ne représentent qu'une faible fraction du bassin, c'est la dynamique des seules surfaces saturées, très sensibles aux forçages atmosphériques, qui contrôle l'évolution des débits à l'exutoire: crues en période pluvieuse, oscillations journalières en période évaporante. Comme le montrent les bilans pour deux courtes périodes représentatives, le volume total écoulé VQ mesuré à l'exutoire n'est pas significativement différent du volume VB = VT - VE + VP estimé par un bilan hydrologique simplifié des surfaces saturées contributives: VT (déduit de la courbe de tarissement non influencée) est le volume qui se serait écoulé en l'absence de toute perturbation atmosphérique, VE le volume évapotranspiré (au taux potentiel) par ces seules surfaces saturées, VP le volume précipité sur ces seules surfaces saturées.

Un coefficient d'écoulement de crue (rapport du volume de la crue au volume total des précipitations sur le bassin) $Cr = 5\%$ est généralement interprété implicitement, à la suite d'Horton, comme une contribution de 5 % de la pluie sur 100 % du bassin, considéré alors comme uniforme. Il est tout aussi possible - et parfois plus réaliste - d'y voir une contribution de 100 % de la pluie sur 5 % du bassin, même si la réalité correspond en général à des combinaisons intermédiaires entre ces deux cas extrêmes.

Déjà suggérée par Hursh et Brater [1941], cette **conception d'un bassin non plus comme un tout indifférencié mais comme un système spatialement organisé**, comportant des zones d'extension variable, hydrologiquement plus ou moins actives et plus ou moins contributives selon les événements, avait été en grande partie formalisée par Cappus [1960] et validée sur le petit bassin de recherches d'Alrance (Aveyron, F) par ses travaux et ceux de Dosseur [1964] - avec notamment l'identification du processus de ruissellement par saturation du sol et du concept de zone contributive variable. Curieusement, ces concepts n'ont eu que très peu d'échos, même en France, jusque dans les années 1980. Malgré une émergence un peu plus tardive et beaucoup plus lente dans les pays anglo-saxons à partir des travaux de Hewlett [1961; 1974], Betson [1964] et Dunne et Black [1970], le concept de "*variable contributing area*" y a conduit à un formidable développement des recherches de terrain et de modélisation - au prix parfois d'une assimilation abusive de ce concept aux seules surfaces saturées.

6.3. "Périodes actives" et "périodes contributives" variables

Des concepts tout à fait similaires à ceux qui viennent d'être présentés à propos des différenciations spatiales liées à la permanence des paramètres du milieu peuvent être introduits pour décrire les différenciations temporelles liées à la variabilité des forçages atmosphériques.

Introduisant une certaine régularité dans la variabilité temporelle des caractéristiques (intensité, durée, fréquence, séquence) des apports atmosphériques, les facteurs climatiques conduisent, surtout s'ils sont affectés par un cycle diurne ou saisonnier, à une récurrence en certaines périodes de conditions favorables ou contraire défavorables à chaque type de processus. La durée de ces périodes peut être plus ou moins longue selon les points du bassin, du fait de la non-uniformité des facteurs locaux (paramètres du milieu,

conditions initiales): à chaque moment, voire même à chaque durée, peut être *en principe* associée une certaine proportion du bassin affectée par ce processus. Ceci conduit au concept de "**période active variable pour un processus donné**" pour caractériser les périodes, généralement de durée variable selon les points du bassin, où ce processus est actif. Un processus peut être actif en un point durant plusieurs périodes distinctes, et plusieurs processus peuvent être actifs durant une même période en des points identiques ou différents du bassin (Fig. 6.2).

- *Au pas de temps journalier, l'évapotranspiration ou la fonte nivale sont essentiellement des processus diurnes. Au cours d'un événement pluvieux, la durée d'activité de chaque processus est différente selon son mode de déclenchement. S'il est déclenché par le dépassement d'un seuil de capacité, il est actif durant tout l'événement, avec un retard initial lié au remplissage préalable de cette capacité: c'est le cas de l'égouttement sous forêt. S'il est déclenché par le dépassement d'un seuil d'intensité, son activité est limitée aux seules périodes, pouvant être très discontinues, où le flux imposé dépasse ce seuil: c'est le cas du ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité selon l'intensité de la pluie et des apports amont; ou des macropores qui ne sont actifs que durant les périodes où ils sont alimentés par de l'eau libre. Par ailleurs, au cours d'un épisode pluvieux, la durée totale du ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité est plus longue sur les parties les moins perméables du bassin, qui sont moins affectées par les variations d'intensité pluvieuses; insensible à ces variations, le ruissellement par saturation du sol se produit durant tout l'événement, mais seulement sur les zones saturées.*
- *Au pas de temps annuel, les chutes de neige se produisent surtout en hiver, la fonte nivale surtout au printemps, la fonte glaciaire surtout en été. La percolation profonde est limitée essentiellement à la saison froide en milieu tempéré, à la saison humide en milieu tropical, mais dure plus longtemps sous les surfaces d'eau libre (rivières et oueds, lacs et mares) que sous les versants. L'évapotranspiration est essentiellement active durant la saison chaude en milieu tempéré (facteur limitant: l'énergie) et la saison humide en milieu tropical (facteur limitant: l'eau), mais dure aussi plus longtemps dans les bas-fonds plus humides. Le cycle saisonnier conditionne les phases phénologiques de la végétation, pouvant limiter à certaines périodes*

de l'année la transpiration des espèces décidues ou des cultures annuelles, alors qu'elle peut durer plus longtemps pour d'autres types de végétation. La succession des opérations culturales au cours de l'année conditionne les périodes où les états de surface permettent ou non une bonne infiltrabilité des sols.

Ces périodes où est actif un processus génèrent momentanément des flux, qui ne contribuent pas forcément aux flux globaux observés aux limites du bassin ou de ses parties: l'intégration temporelle de ces flux élémentaires dépend de la **séquence temporelle** des périodes actives dans l'année, notamment en relation avec les temps de transfert des flux élémentaires jusqu'aux limites du système.

Plus les écoulements générés lors d'une période pluvieuse sur et dans les versants sont lents, plus ils risquent d'être repris par évapotranspiration avant de contribuer à l'alimentation de la nappe ou du cours d'eau.

Plus généralement, des apports d'eau et d'énergie identiques en quantité totale n'ont pas le même effet selon leur répartition temporelle - avec comme conséquence des conditions initiales différentes pour tout événement ultérieur.

Les mêmes quantités d'apport tendent à produire plus d'écoulement et moins d'évapotranspiration s'ils sont concentrés sur quelques périodes distinctes que s'ils sont répartis en une succession d'épisodes pluvieux et secs plus courts permettant d'étendre les périodes évaporantes - comme en milieu tempéré humide, où le facteur limitant est surtout l'énergie. Dans le cas extrême d'une alternance de saisons humide et sèche bien contrastées, la recharge des nappes et les écoulements sont essentiellement concentrés durant la saison humide, et l'eau devient rapidement le facteur limitant de l'évapotranspiration en saison sèche.

Ceci conduit au concept, complémentaire mais distinct, de "**période contributive variable pour un flux aux limites donné**" pour caractériser les périodes, de durée généralement variable selon les points du bassin, qui dans l'année contribuent à ce flux global. Du fait du régime climatique du bassin, la période "contributive" d'un point du bassin à ce flux est au plus égale, mais pas forcément égale, à la somme des périodes "actives" de ce point pour les différents processus pouvant le générer. Toute période contributive est aussi active pour l'un au moins de ces processus (Fig. 6.2).

En période estivale, la contribution de versants perméables aux écoulements peut être rare et limitée malgré la fréquence et l'intensité des orages, si ces périodes d'infiltration intermittente ne servent qu'à

recharger les sols asséchés par évapotranspiration et à alimenter l'évaporation ultérieure. Par contre, en période hivernale, l'humidité importante des sols permet à chaque épisode pluvieux de contribuer à la recharge des nappes et à la genèse de crues.

La plus ou moins grande sensibilité des processus et des flux aux variations temporelles et aux séquences des forçages atmosphériques, et notamment au caractère intermittent des apports d'eau ou plus périodique des apports d'énergie, détermine la durée des périodes actives et contributives correspondantes. Pour les processus et les flux se produisant en surface ou à faible profondeur dans le sol, la sensibilité est importante, mais différente selon leurs temps caractéristiques.

- Les processus à la fois intermittents (temps caractéristiques courts) et sous la dépendance directe des forçages sont très sensibles aux caractéristiques (durée, intensité) de l'événement qui les a déclenchés; mais ils sont aussi trop fugaces pour être affectés par les événements ultérieurs. Leur période active peut dans ce cas être aussi une période contributive.

Les variations d'évapotranspiration ou de fonte nivale sont pratiquement synchrones de celles des apports d'énergie. Sur les versants, l'égouttement, l'infiltration, le ruissellement (par dépassement de l'infiltrabilité ou par saturation du profil) cessent dès la fin de la pluie qui les a déclenchés. Les écoulements dans les macropores s'arrêtent dès qu'ils ne sont plus alimentés en eau libre. L'intumescence de nappe disparaît rapidement par un drainage accru dans le cours d'eau.

- les processus plus durables - du fait de temps caractéristiques plus longs (vitesse moindre, parcours plus long) ou d'une alimentation par un réservoir intermédiaire tamponnant les variations des apports atmosphériques - sont davantage sensibles à la séquence des apports d'eau et d'énergie: ils peuvent continuer à être actifs au delà de l'événement qui les a générés. Les flux générés pouvant alors être repris partiellement voire même totalement par un autre processus, leur période active n'est plus forcément contributive.

L'infiltration sous les mares ou leur drainage, l'écoulement hypodermique, le ruissellement par exfiltration, la percolation en profondeur, peuvent se prolonger bien après la fin de la pluie qui les a générés, et donc être affectés par une évapotranspiration ultérieure. Par temps calme, une période évapotranspirante peut ne pas avoir le temps de contribuer à l'exportation de vapeur d'eau si des précipitations convectives recyclent localement le flux évapotranspiré avant que soit renouvelée la masse d'air.

Cette sensibilité décroît plus en profondeur: pour les écoulements souterrains se produisant en dessous de la profondeur d'influence de l'évapotranspiration, les variations sont de plus en plus amorties par l'allongement des parcours tant verticaux que latéraux dans les milieux poreux.

Plus les nappes sont profondes, moins elles sont sensibles à un événement particulier, ne réagissant qu'aux variations saisonnières, voire même qu'aux fluctuations interannuelles des apports; il en est de même des débits de base des cours d'eau qui les drainent. Les périodes de recharge ou de drainage sont alors très étalées ou même continues.

Ces deux concepts semblent ainsi très pertinents, dans de nombreux cas, pour analyser et modéliser l'intégration temporelle réalisée par un bassin, se manifestant par des périodes de calme relatif (où l'évapotranspiration et les tarissements dominant) séparées par des épisodes d'activité intense (où les écoulements rapides dominant). Ils permettent de voir dans la chronologie des réponses hydrologiques le résultat d'une structuration temporelle intégrant des périodes de durée variable, hydrologiquement plus ou moins actives et plus ou moins contributives selon les parties du bassin. L'identification de ces périodes actives et/ou contributives peut simplifier considérablement l'analyse dynamique du fonctionnement hydrologique d'un bassin, en concentrant par exemple l'attention sur les seules périodes, parfois très épisodiques ou fugaces, qui sont pertinentes pour résoudre un problème donné.

La prise en compte plus explicite en hydrologie de ces concepts permettrait notamment de limiter les dangers d'une utilisation sans précaution - comme si un bassin fonctionnait en régime permanent - des moyennes temporelles encore trop souvent utilisées pour caractériser à elles seules les régime et fonctionnement climato-hydrologiques d'un bassin - avec le risque d'oublier le rôle déterminant joué par la période de référence choisie pour calculer ces moyennes, et de négliger dans les interprétations la très forte variabilité temporelle dont ces moyennes sont le résultat mais pas la mesure.

Un taux d'interception moyen (rapport des lames d'eau moyennes annuelles interceptées et précipitées) de 30 % résulte d'une combinaison d'événements pluvieux, dont les moins intenses peuvent être interceptés en totalité, et les plus intenses à quelques pour-cents seulement. Un rapport moyen $ETR/ETP = 0.80$ résulte généralement de l'intégration temporelle de périodes où l'énergie disponible est le facteur limitant ($ETR/ETP = 1$) et d'autres où le stress hydrique peut réduire bien davantage ce rapport, jusqu'à parfois l'annuler. La valeur du coefficient moyen d'écoulement de crue peut s'avérer très peu représentative du

fonctionnement réel du bassin si les crues dont elle résulte recouvrent une large gamme de valeurs de ce coefficient.

6.4. Conclusions

Ainsi, un bassin versant apparaît comme un **système ouvert et organisé**, où des processus interviennent à différentes échelles de temps et d'espace, où l'eau circule à des vitesses et suivant des cheminements très variables selon les endroits et les moments, où les transferts et stockages résultent d'une confrontation entre une "demande" imposée par les forçages et une "offre" du milieu dépendant à la fois de seuils spécifiques et de son état initial, où les facteurs permanents déterminent un agencement spatial de zones où l'activité hydrologique est plus ou moins intense et fréquente, où les conditions imposées déterminent des séquences de périodes de calme hydrologique relatif entrecoupées d'épisodes d'activité beaucoup plus intense. Autant de constats et concepts fournissant de très utiles **clés d'analyse** tant du fonctionnement hydrologique que de ses couplages avec les autres flux qui parcourent le bassin versant.

7

LES COUPLAGES AVEC L'ENERGIE ET LA MATIERE

Au cours de sa circulation dans un bassin versant, l'eau interagit avec l'énergie disponible et le milieu qu'elle traverse - ce qui explique que l'eau assure à la fois les fonctions de ressource, de vecteur, d'agent et de biotope. Ces couplages sont rappelés ici brièvement, en relation notamment avec les concepts introduits à propos des fonctionnements hydrologiques.

7.1. Eau et énergie

Le couplage entre les cycles de l'eau et de l'énergie [Guyot, 1997] se fait essentiellement à travers:

- les processus de transformation de l'eau que sont les réactions où l'eau intervient et surtout ses changements de phase: la vaporisation d'eau liquide ainsi que la fonte et la sublimation d'eau solide consomment une quantité importante d'énergie, alors stockée dans l'eau sous forme de chaleur latente; les condensations liquide et solide de vapeur d'eau ainsi que la congélation d'eau liquide en libèrent une quantité équivalente.

La condensation de la vapeur d'eau à l'origine de la formation des nuages et des précipitations libère dans l'atmosphère de la chaleur sensible par transformation de chaleur latente, alors que l'évapotranspiration libère au niveau des surfaces évaporantes de la chaleur latente par transformation d'autres formes d'énergie (radiative, advective, chaleur sensible). Il en est de même pour la formation et la fonte de la neige, même si les énergies en jeu sont moindres. Les réactions biochimiques impliquant l'eau (photosynthèse, respiration) transforment de l'énergie radiative en énergie chimique, ou de l'énergie chimique en énergie thermique.

- les processus de transfert d'eau liquide et surtout vapeur: les flux s'expriment à la fois en termes de flux d'eau et de flux d'énergie, reliés entre eux par les chaleurs latentes de changement d'état; mesuré par ses différents potentiels - l'état énergétique de l'eau se modifie aussi tout au long de son déplacement.

La convection verticale et l'advection latérale dans l'atmosphère transfèrent de la chaleur latente en même temps que la vapeur d'eau. Le mûrissement et la fonte d'un manteau neigeux sont accélérées par les chaleurs sensible et latente apportées par une pluie. Tout écoulement se fait par transformation d'énergie gravitaire en énergie cinétique, généralement dissipée ensuite en énergie mécanique ou thermique.

- les processus de stockage d'eau, dont la présence modifie les propriétés thermiques et radiatives des milieux:
augmentation de la capacité thermique et de la conductivité thermique de l'air et des milieux poreux avec leur teneur en eau; réflexion et diffusion du rayonnement solaire par les nuages; très forte augmentation de l'albédo dans le cas d'un manteau neigeux; absorption et réémission de rayonnement en grandes longueurs d'onde par le gaz à effet de serre qu'est la vapeur d'eau.

Ce couplage eau-énergie constitue à toutes les échelles le moteur très puissant de la redistribution verticale et (via le déplacement des masses d'air) latérale de vapeur d'eau et de l'énergie dans l'atmosphère. Celle-ci complète la redistribution verticale et latérale d'eau liquide sur et dans le sol par le moteur gravitaire, et la contrebalance à l'échelle globale (Fig. 7.1; cf. aussi Fig. 12.2). Il est donc un élément essentiel de la dynamique du climat [Eagleson, 1986; Fouquart et al., 1990; Webster, 1994]. Et ce sont les transformations entre formes d'énergie associées à chaque processus qui permettent à l'eau d'interagir avec son environnement à toutes les étapes de son cycle, avec pour résultat un couplage étroit mais complexe avec les cycles d'autres substances.

7.2. Eau et matière

Intervenant dans nombre de processus chimiques, mécaniques et biologiques de transformation du milieu, l'eau est un facteur essentiel de la géomorphogenèse [Tricart, 1965], de la pédogenèse [Duchaufour, 1977] et de la dynamique des écosystèmes [Duvigneaud, 1980].

Tout d'abord, ses propriétés physico-chimiques très particulières - liées notamment à sa structure dipolaire - font de l'eau un **agent** très puissant de transformation du milieu. Il en résulte que sa présence dans les milieux poreux contribue fortement à leur **météorisation** par une altération chimique et/ou une fragmentation mécanique, aboutissant à un matériel plus facilement mobilisable.

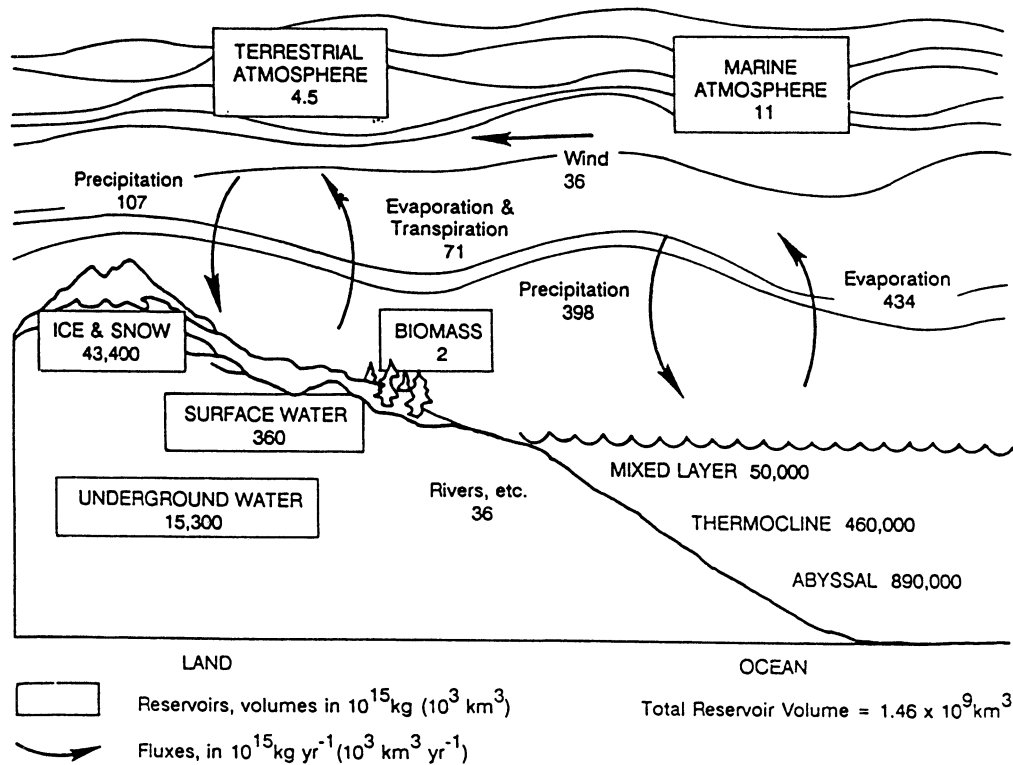


Figure 7.1: Le cycle global de l'eau [In: Eagleson, 1991].

Figure 7.1: Ce schéma donne les ordres de grandeur des principaux flux et volumes stockés dans le système quasi-fermé qu'est le globe - dont il est possible de déduire des taux de renouvellement. Il illustre l'importance des couplages entre les cycles de l'eau et de l'énergie, dont le moteur général est l'apport non uniforme et variable de rayonnement solaire à la surface terrestre.

- Le très grand pouvoir solvant de l'eau, et l'acidité naturelle (pH moyen de 5.6, par dissolution du dioxyde de carbone atmosphérique) et plus encore artificielle (liée à la pollution atmosphérique: SO_2 , NO_x) des précipitations donnent à l'eau incidente une certaine capacité à altérer par dissolution les minéraux des sols, des formations superficielles et des roches qu'elle imbibe ou traverse [Fritz, 1975]. Plus ou moins équilibrées selon les éléments

concernés et le temps de résidence de l'eau, ces réactions chimiques modifient la composition des solutions aqueuses tout au long de leur transit. Un bassin versant constitue ainsi un ensemble de réacteurs ouverts interconnectés, à la dynamique hydrochimique très complexe du fait de la diversité et de la variabilité des temps caractéristiques des cinétiques de réaction et des cinématiques d'écoulement en jeu [Sigg et al., 1994].

Initialement très diluée, l'eau de pluie qui ruisselle n'a le temps de dissoudre que les éléments les plus solubles, contrairement à celle qui s'infiltré dont le temps de contact avec les minéraux est beaucoup plus long. Dans un sol non saturé, les solutions les plus concentrées se trouvent généralement dans les pores les plus fins, où l'eau est fortement et durablement retenue; et les plus diluées dans les pores les plus gros où l'eau est moins retenue et plus fréquemment renouvelée - ce qui explique les différences de composition observées selon la teneur en eau du sol, mais aussi selon la méthode d'extraction des solutions utilisée, chacune concernant des gammes de taille de pore différentes.

- L'eau altère aussi les propriétés mécaniques et rhéologiques des milieux poreux qu'elle imbibe ou traverse, favorisant ainsi la désagrégation des roches et modifiant la consistance des sols - jusqu'à les rendre visqueux. De plus, elle modifie les forces en jeu dans ces milieux, par le poids mais aussi la poussée qu'elle exerce [Coussot, 1993; Dikau et al., 1996]:

Fragmentation des roches par les cycles gel-dégel ou humidification-dessiccation. Diminution de la stabilité structurale des sols et de la cohésion des formations superficielles et de certaines roches poreuses par leur humidification. Déclenchement sur les versants, au delà de certains seuils d'humidité, de mouvements de masse gravitaires (reptation, solifluxion et coulées boueuses, glissements de terrain) du matériel meuble [Auzet et Ambroise, 1996; Flageollet et al.].

- Enfin, la dissipation de son énergie cinétique donne à l'eau qui s'écoule en surface des capacités d'érosion mécanique, variables selon la vitesse et l'intensité du flux et donc selon le processus d'écoulement concerné (Fig. 7.2):

détachement des particules des agrégats du sol par l'impact des gouttes de pluie; arrachement de particules par le ruissellement sur les versants, d'autant plus efficace qu'il est plus concentré (depuis l'érosion diffuse jusqu'au ravinement généralisé des badlands); arrachement de matériel hétérogène par les avalanches; rabotage et broyage des roches par l'écoulement glaciaire; érosion du lit mineur par l'écoulement fluvial.

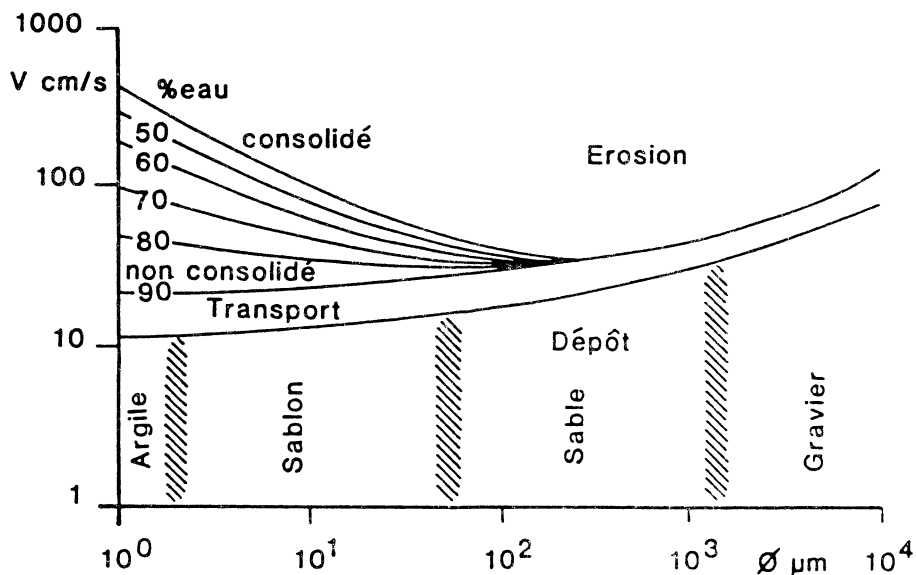


Figure 7.2: Capacités d'érosion, de transport et de dépôt des particules selon leur taille et la vitesse du courant d'eau [In: Campy et Meybeck, 1995].

Figure 7.2: Etabli par Hjulström [1935] et modifié par Potsma [1967], ce diagramme en échelles logarithmiques donne des ordres de grandeur des vitesses minimales nécessaires à l'eau pour éroder puis pour transporter des particules selon leur taille. Pour des matériaux non consolidés, la vitesse minimale d'érosion augmente avec la taille des particules. Par contre, les matériaux les plus fins étant d'autant plus consolidés qu'ils sont plus secs, leur vitesse minimale d'érosion augmente considérablement avec la diminution de leur teneur en eau. Toujours inférieure à la vitesse minimale d'érosion, la vitesse minimale de transport augmente avec la taille des particules: si la vitesse d'une eau chargée diminue suffisamment, les particules les plus grosses commencent à se déposer, selon cette courbe-seuil.

Son énergie cinétique fait aussi de l'eau qui s'écoule un **vecteur** possible du matériel ainsi rendu mobilisable sous forme dissoute ou particulaire, avec des capacités de transport différentes selon les processus et les vitesses d'écoulement ainsi que la nature et la granulométrie du matériel (Fig. 7.2).

- Relativement lents, les écoulements dans les milieu poreux ne peuvent entraîner que les **solutés** ainsi que les colloïdes les plus fins et les éléments qui y sont adsorbés. Affectée par une certaine dispersion et par de la diffusion, cette migration se fait essentiellement par convection [Brusseau, 1994].

Lessivage des sols par l'infiltration et la percolation, à l'origine de leur différenciation en horizons à long terme, ou de l'apport à la nappe d'éléments en excès (fertilisants, pesticides,...) à court terme. Panache de pollution dans les nappes à l'aval de pollutions locales.

- Plus rapides, les écoulements sur les versants et en cours d'eau sont capables d'entraîner non seulement les solutés mais aussi des **particules** solides de taille croissante avec la vitesse, la densité et donc l'énergie du courant.

Migration des particules en suspension pour les plus fines, par saltation et charriage de fond pour les plus grosses - avec comme cas extrêmes le déplacement d'énormes blocs par les glaciers ou par les mélanges très hétérogènes et très denses (coulées boueuses sur les versants, laves torrentielles dans les cours d'eau) [Meunier, 1991].

Au cours de son transit, la matière transportée peut, en tout ou partie, être affectée par des processus de rétention, dépendant à la fois de sa granulométrie ou de sa réactivité et de la vitesse du courant - avec un stockage plus ou moins temporaire, jusqu'à une éventuelle reprise ultérieure dès que les conditions locales le permettent à nouveau:

- En surface, toute diminution de la vitesse du courant et donc de sa capacité de transport provoque une sédimentation sélective, aboutissant à un classement granulométrique des sédiments longitudinalement et latéralement: les plus gros se déposant d'abord, les plus fins se décantant seulement dans des eaux calmes. Ce piégeage des particules en transit peut se faire plus ou moins en amont selon les caractéristiques des cheminements de l'eau depuis les zones érodées - et notamment des aménagements faits tant sur les versants (terrassettes, banquettes, cordons pierreux, bandes enherbées, haies) que dans le réseau hydrographique (retenues collinaires, lacs de barrage, seuils).
- Dans les sols et les nappes, la matrice poreuse peut piéger certains colloïdes ou adsorber certains éléments. Une modification des conditions chimiques peut aussi y provoquer une précipitation de certains solutés ou leurs réactions avec d'autres éléments - avec comme résultat, par exemple, une diminution de la porosité du sol, voire même la formation de niveaux indurés.
- Enfin, l'évaporation - ou, avec des effets moindres, le gel - tend à concentrer les solutions aqueuses dans tous les réservoirs qu'elle affecte - avec notamment des risques de salinisation des lacs et des sols, encore accrus en cas d'irrigation des sols par des eaux déjà très chargées.

Il en résulte que les processus de transport de matière par l'eau sont généralement sélectifs, et encore plus discontinus et irréguliers que les processus hydriques auxquels ils sont associés - avec des temps de transit beaucoup plus longs pour les éléments les gros ou les moins solubles. Ils se traduisent par une exportation de matière à l'exutoire du bassin, avec des bilans de matière qui peuvent être très contrastées selon les parties du bassin et les périodes - suivant que l'érosion ou la sédimentation y est dominante [Bravard et Petit, 1997; Hey et Newson, 1997]. Ainsi, la qualité de l'eau varie tout au long de son transit dans un bassin, avec des différences selon les cheminements suivis, les milieux traversés et les vitesses d'écoulement - tant pour les solutés [Church et Hornberger, 1990; Neal et Hornung, 1991] que pour les sédiments [Auzet, 1987; Boardman et al., 1990; Gerits et al., 1990].

Enfin, l'eau joue un rôle majeur - à la fois comme ressource, agent, vecteur et biotope - dans le cycle continental de la **biomasse** et ses interactions avec les autres flux de matière:

- Dans les écosystèmes terrestres [Ramade, 1984], l'eau est l'un des constituants de base des cellules vivantes (70% ou plus). La végétation constitue globalement un réservoir hydrique de capacité relativement limitée, caractérisé par un taux de renouvellement généralement élevé. L'eau joue un rôle essentiel dans le métabolisme des plantes [Somerville et Somerville, 1984]: comme réactif majeur (avec le dioxyde de carbone et l'oxygène) des réactions complémentaires de photosynthèse et de respiration; et, via la transpiration, comme vecteur des nutriments et produits synthétisés: extraction racinaire des solutions du sol, remontée de la sève brute jusqu'aux feuilles, redistribution de la sève élaborée dans l'organisme. La disponibilité en eau est ainsi un facteur essentiel de la production primaire: les périodes de stress hydrique peuvent conduire au flétrissement temporaire ou même permanent des plantes.
- Dans les écosystèmes aquatiques terrestres (cours d'eau, lacs, zones humides) [Pourriot et Meybeck, 1995], l'eau constitue un **biotope** où peut se développer toute une chaîne d'organismes vivants - y compris de nombreux germes et parasites pathogènes, notamment pour l'homme. Cette chaîne trophique est la principale responsable des changements de composition chimique des eaux naturelles d'amont en aval, par synthèse et dégradation de matières organiques. L'apport en nutriments et en énergie nécessaires à leur développement est largement contrôlée par les différents écoulements de l'amont et leurs régimes, tandis que la vitesse du courant contrôle les parts respectives de sédimentation locale et d'exportation vers l'aval des matières produites ou résiduelles. Ces écosystèmes présentent à la fois une certaine stratification verticale selon la température et la lumière, et une différenciation longitudinale et latérale selon les distance et vitesse d'écoulement - avec notamment des mosaïques très complexes dans les basses vallées alluviales et les plaines d'inondation [Trémolières et al, 1991; Amoros et Petts, 1993].

7.3. Zones et périodes actives et contributives

Cette complexité rend difficile l'analyse et la formalisation théorique des couplages, encore mal connus, entre processus hydrodynamiques, énergétiques, géochimiques, géomorphologiques et biologiques. La même approche dynamique et systémique que pour l'eau peut cependant être appliquée à l'analyse des flux de matière, résultant de la compétition dans l'utilisation de l'énergie disponible entre différents processus de transport, de transformation et de stockage.

C'est notamment le cas des concepts de zones et périodes actives et contributives variables, qui s'appliquent bien aux flux de particules et de solutés:

- L'érosion chimique et mécanique est la plus active dans les zones du bassin où le matériel est facilement mobilisable. Mais leur contribution au flux exporté à l'exutoire va dépendre d'une liaison hydraulique suffisamment puissante et durable pour le transporter: elles sont d'autant plus fréquemment contributives qu'elles sont plus proches du réseau hydrographique et/ou mieux reliées à lui.

L'érosion hydrique sur les parcelles cultivées est en grande partie piégée par les haies bocagères. Dans les bassins à bonne couverture végétale, l'érosion des berges des cours d'eau est souvent la source principale de sédiments, par reprise de matériel alluvial déposé bien antérieurement.

- La préparation du matériel domine durant les période de calme hydrologique relatif, et son transport durant les périodes de forte activité hydrologique; toute baisse d'intensité en provoque la redéposition sélective. D'où le caractère très intermittent des processus de transformation et transport du matériel, encore plus marqué que pour l'eau (Fig. 7.3).

Figure 7.3: A l'exutoire de ce bassin versant alpin de 5670 km², l'exportation de matière en suspension (MES) en 1995 a été considérable (près de 7 Mt) mais très irrégulière au cours de l'année (Peiry, 1997): 83 % du tonnage annuel exporté durant la période 5/5-15/7/1995 (soit 20 % de l'année), et même 35 % pour la seule période 30/5-4/6/1995 (soit 1.6 % de l'année): durant cette crue de fonte nivale, associant de forts débits (jusqu'à 670 m³/s) à de très fortes concentrations (jusqu'à 18.65 g/l), le flux de MES a atteint 8.9 t/s. Tout le reste de l'année, les concentrations sont restées beaucoup plus faibles (généralement < 0.5 g/l), malgré plusieurs autres crues d'importances similaires en débit. Ces autres épisodes de crue n'ont pas été "contributifs", soit qu'ils n'aient pas été "actifs" (érosifs), soit que leur production n'ait pu être exportée faute de connexion hydraulique suffisamment puissante. Il est aussi probable que le bassin présente des zones "actives" (érosives) et "contributives" assez réduites mais différentes selon les événements. L'importance de cette période contributive très courte mais très intense de 1995 serait complètement masquée si on ne considérait que les valeurs moyennes de débit (236 m³/s), de concentration (0.96 g/l) et de flux (0.221 t/s) de cette année. Ces périodes "contributives" à l'exportation des MES, dont la plupart correspondent à des crues de fonte nivale entre avril et juillet, varient en durée et intensité selon les années.

Peiry J.L. (1997): Recherches en géomorphologie fluviale dans les hydrosystèmes fluviaux des Alpes du Nord. Mémoire de Diplôme HDR, IGA-LAMA, UJF, Grenoble (F), 308 p + ann.

La gélifraction ne s'exerce qu'en périodes froides, peu propices aux écoulements. Une érosion intense se produit dans le lit des cours d'eau sibériens, dont l'écoulement provoque le dégel superficiel du permafrost. La fonte rapide de la neige est souvent associée à des bouffées d'acidité dans les sols et lacs scandinaves. Les premières crues suivant une longue sécheresse sont souvent très chargées par le lessivage des éléments peu à peu libérés dans les sols ou déposés en surface. Les débits de base sont généralement plus dilués en hautes eaux qu'en basses eaux.

Ce caractère largement intermittent et localisé des flux de matière (notamment particulaire) rend ainsi dangereux l'usage des seules moyennes spatiales et temporelles des flux non seulement pour analyser et comprendre le fonctionnement d'un bassin, mais aussi pour l'aménager.

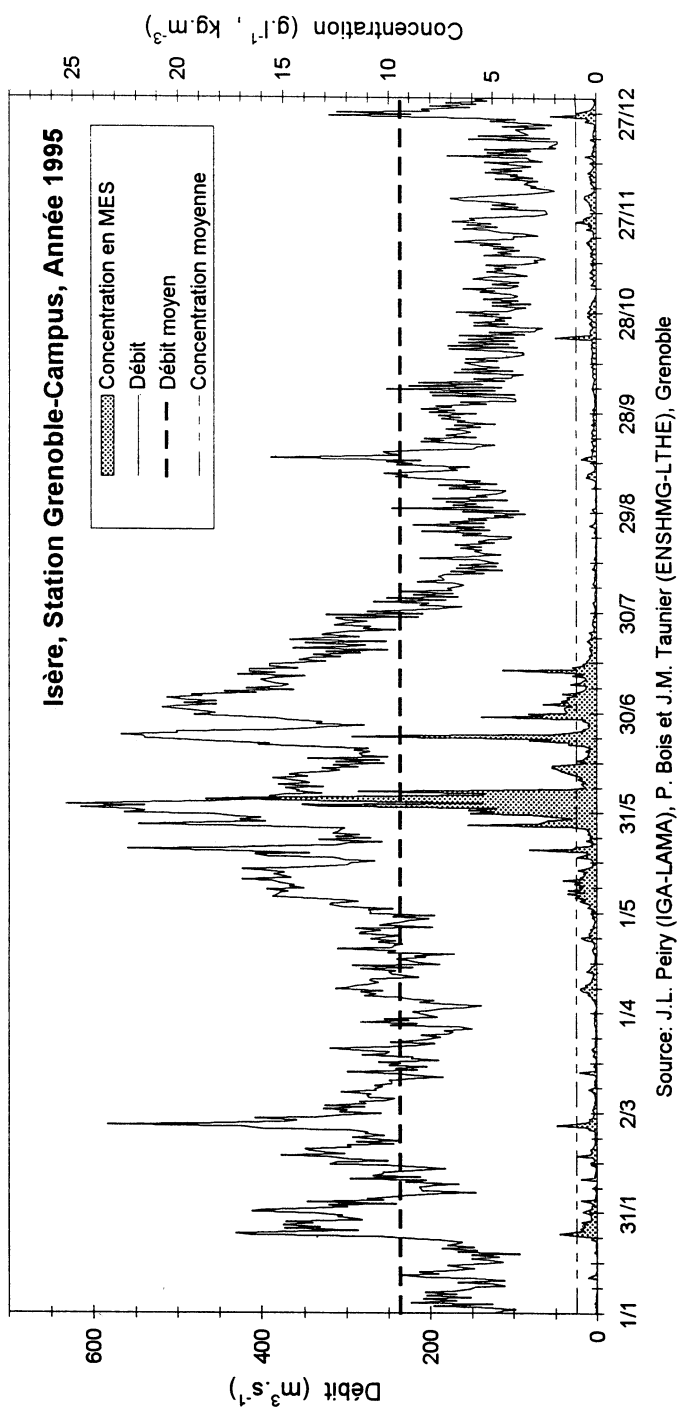


Figure 7.3: Exemple de périodes contributives en relation avec la non-linéarité des systèmes [d'après Peiry, 1997]: variabilité temporelle des débits d'eau et des concentrations en matière en suspension (MES) dans l'Isère à Grenoble (F).

Les flux d'érosion ou de pollution dans un bassin sont généralement caractérisés par des moyennes exprimées en tonnes/hectare/an, obtenues en divisant le tonnage recueilli à l'exutoire par la surface du bassin et la période de collecte. Ces flux proviennent en fait de secteurs souvent très limités du bassin, à l'occasion d'un nombre souvent très limité d'événements. Les actions à entreprendre pour les limiter ne sont pas les mêmes selon que, à même valeur globale moyenne, le flux de sédiments provient d'une érosion généralisée ou localisée. Il en est de même pour les flux de polluant, pouvant provenir d'une source de pollution diffuse ou ponctuelle, chronique ou accidentelle.

Enfin, entraînant du matériel ayant pu être préparé ou redéposé dans des conditions très différentes, le flux de matière à l'exutoire est généralement à lui seul un mauvais indicateur de l'activité érosive actuelle d'un bassin.

7.4. Rétroactions

Ces flux d'énergie et de matière liés à l'eau ont en retour, à plus ou moins long terme, une influence sur les flux hydriques, en modifiant de diverses façons complémentaires ou concurrentes certains facteurs hydrologiques du milieu.

A court terme, l'érosion pluviale génère des croûtes de battance, alors que la bioturbation accroît la rugosité de surface - avec des effets contraires sur l'infiltration et le ruissellement. A moyen terme, le développement de la végétation augmente l'interception et la transpiration et leur part relative dans l'évapotranspiration. L'incorporation de matière organique favorise la structuration des sols, alors que la salinisation tend à les déstructurer - avec des effets contraires sur la rétention hydrique et la percolation. A long terme, le façonnement des versants et la dynamique fluviale modifient les conditions d'écoulement en surface; la différenciation en horizons des sols, les variations de porosité induites par les réactions de précipitation/dissolution dans les nappes alluviales, le développement de systèmes karstiques, modifient les conditions d'écoulement souterrain.

Du fait de ces rétroactions aux temps caractéristiques différents, tout bassin versant est le produit d'une longue évolution éco-morpho-pédologique, et son fonctionnement hydrologique actuel est en grande partie hérité de conditions (paléo)climato-hydrologiques très différentes. Mais il est également soumis à une influence croissante des activités humaines, interférant dans tous ces couplages:

par l'introduction de produits nouveaux ou des apports excessifs dans le système (fertilisants et pesticides agricoles; rejets domestiques, urbains et industriels mal épurés); par une modification massive des états de surface et de l'occupation du sol; par une artificialisation croissante de la couverture végétale; par une régularisation des débits et des vitesses; par le drainage des zones humides tampons.

8

FONCTIONNEMENT ET ECHELLES

8.1. Intégration des flux

Du fait des différences des vitesses, longueur et temps caractéristiques ainsi que des zones et périodes actives selon les processus, l'intégration spatio-temporelle des flux à l'intérieur d'un bassin versant se traduit par une certaine redistribution spatiale (verticale, latérale) des apports, un certain lissage de leurs variations temporelles, un certain décalage temporel des réponses: à tout moment et en tout point d'un bassin, des eaux d'âges très variés peuvent coexister dans les réservoirs et être mobilisées par les flux.

L'évapotranspiration ou l'écoulement de crue peut concerner des eaux apportées par plusieurs événements antérieurs, en mélange variable selon les processus générateurs. En réponse à une averse unique, des processus de vitesses très différentes peuvent générer une crue à pics multiples, dont certains peuvent se produire bien après la fin de la pluie. Affecté par l'évapotranspiration diurne, le profil hydrique du sol se rééquilibre la nuit. Une période de tarissement fortement influencé par l'évaporation peut être suivie d'une période de remontée lente des débits d'un cours d'eau, par simple rééquilibrage avec la nappe qu'il draine.

Cette intégration se manifeste à toutes les échelles, mais avec des effets variés sur le lissage des hétérogénéités locales.

Les différences locales de statut des arbres se manifestent par la variabilité des taux de transpiration dans un peuplement. Celles des vitesses de percolation dans les sols hétérogènes, par l'irrégularité du front d'infiltration. Celles des temps de transfert dans et sur les versants, par la forme plus ou moins étalée de l'hydrogramme de crue. Celles des vitesses d'écoulement, par la dispersion progressive d'une pollution locale dans une nappe, ou d'un traceur lors d'un jaugeage par dilution en cours d'eau. Par contre, l'extraction d'un système racinaire bien développé tend à réduire la variabilité locale des teneurs en eau liée aux microhétérogénéités du sol; l'effet des variations d'intensité de pluie sur

les hydrogrammes de crue diminuent quand la taille du bassin augmente; la turbulence tend à homogénéiser les masses d'air ou d'eau.

Il en résulte que les fonctionnements et, à plus long terme, les régimes hydrologiques peuvent être marqués par des **processus dominants** ou des combinaisons de processus dominants, variables selon les milieux [Falkenmark et Chapman, 1989] mais aussi, pour un bassin donné, selon les périodes - en relation notamment avec le caractère intermittent des précipitations et les variations d'état hydrique.

Les écoulements dominent durant la saison humide, et l'évapotranspiration durant la saison sèche. Dans les régions agricoles limoneuses, la redistribution des précipitations est contrôlée par la formation rapide de croûtes de battance favorisant le ruissellement et l'érosion. Les écoulements sont essentiellement souterrains et matriciels dans les milieux granitiques tempérés très perméables, essentiellement souterrains et en macropores dans les milieux calcaires karstiques, essentiellement superficiels dans les milieux méditerranéen et soudano-sahéliens à encroûtement de surface généralisé ou en milieu urbanisé fortement imperméabilisé. Les bassins versants comportant des glaciers importants ont un régime plus influencé par l'énergie disponible pour la fonte que par les précipitations.

Certains processus dominants peuvent être associés à des **cheminements préférentiels** de l'eau à l'intérieur du bassin: il s'agit de motifs linéaires ou de zones aux propriétés de transfert nettement plus élevées que le milieu environnant, à travers lesquels l'eau peut s'écouler beaucoup plus rapidement jusqu'aux bornes du bassin ou entre ses réservoirs - pour autant bien sûr que les conditions hydriques permettent de les activer.

En période de stress hydrique dans le sol, des racines profondes peuvent permettre à la végétation de prélever directement de l'eau dans les nappes. Lorsqu'ils sont alimentés en eau libre, les macropores permettent de court-circuiter la matrice du sol ou le massif rocheux moins perméable. Les écoulements dans les versants sont plus rapides dans les zones de convergence généralement plus humides et donc plus conductrices. Les eaux dans les aquifères alluviaux hétérogènes s'écoulent préférentiellement dans les niveaux ou lentilles de gravier et de sable. Sur des parcelles cultivées, le ruissellement exploite les lignes d'inter-semis et les traces de roues. Les eaux de surface se concentrent dans le réseau hydrographique pérenne, ainsi que dans le réseau temporaire (fossés, ravines, rigoles,...) quand il est alimenté. Le courant est le plus fort dans le bras principal d'un lit majeur anastomosé.

Ceci souligne d'ailleurs le danger de ne considérer dans la description d'un bassin que les valeurs moyennes des distributions spatiales de ses paramètres hydrologiques, puisque les cheminements préférentiels, qui jouent dans

certaines conditions un rôle majeur dans son fonctionnement, sont en fait associés à des valeurs extrêmes des paramètres de transfert.

Ces processus dominants et cheminements préférentiels sont particulièrement importants à prendre en compte dans l'analyse des **aléas hydrologiques** que constituent les crues et sécheresses exceptionnelles, et des risques qu'ils représentent pour les activités humaines selon leur vulnérabilité. Ces aléas sont associés à des valeurs extrêmes des distributions fréquentielles des forçages atmosphériques mais aussi des zones et périodes contributives:

- *Les crues exceptionnelles [Roche, 1987; SHF, 1994; Casale, 1996] sont généralement associées à des apports d'eau exceptionnellement importants sur une courte période, portant à leur extension maximale les zones hydrologiquement actives et contributives, et conduisant au dépassement de nombreux seuils de stockage et de transfert. Ceci permet l'activation momentanée sur une grande partie voire la totalité du bassin des processus et cheminements d'écoulement les plus rapides (ruissellement, intumescence de nappe; macropores, réseau de drainage total). L'évacuation rapide de ces volumes d'eau très importants peut aussi provoquer en aval des inondations et donc une recharge des nappes alluviales sur une zone exceptionnellement étendue.*
- *Inversement, les sécheresses exceptionnelles [Choisnel et Noilhan, 1995] sont généralement associées à une combinaison d'apports exceptionnellement faibles en eau et forts en énergie sur une longue période, réduisant à leur extension minimale les zones hydrologiquement actives et contributives. L'assèchement des sols et le flétrissement de la végétation conduisent progressivement à l'arrêt de l'évapotranspiration sur une partie exceptionnellement étendue du bassin; et le tarissement des nappes et des sources, à l'arrêt des écoulements tant dans les versants que dans une proportion exceptionnellement importante du réseau de drainage.*

Dans un milieu donné, la fréquence des aléas hydrologiques n'est généralement pas la même que celle des apports exceptionnels d'eau ou d'énergie, du fait du rôle important joué aussi par les conditions initiales dans leur genèse.

Dépassant largement les capacités de stockage limitées d'un bassin versant, toute précipitation exceptionnelle provoque bien sûr une crue exceptionnelle; mais une telle crue peut également être générée par des précipitations de période de retour plus courte si l'état initial du bassin est déjà proche de la saturation du fait des précipitations antérieures (cf. Fig. 5.3). Il en est de même pour les effets d'une période de sécheresse, d'autant plus sévères que les conditions initiales sont plus sèches. Ou encore, dans le cas d'un glissement de terrain ayant obstrué le fond d'une vallée, la rupture de ce barrage instable lors d'une crue ultérieure peut

provoquer en aval une inondation catastrophique, sans commune mesure avec l'intensité de l'événement.

Due au dépassement de seuils de déclenchement ou d'arrêt de processus et au rôle amplificateur des conditions hydriques initiales, la non-linéarité des fonctionnements rend difficile la prévision des effets hydrologiques de conditions exceptionnelles à partir de la connaissance des fonctionnements en conditions normales. Il est néanmoins généralement possible de définir au moins, à l'aide des concepts précédents, des **zones et périodes à risques** à différentes échelles.

Les crues catastrophiques sévissant fréquemment en début d'automne sur le nord du pourtour méditerranéen occidental correspondent à des conditions spatio-temporelles bien particulières: des précipitations très intenses, liées le plus souvent à un type de situation météorologique caractérisé par un blocage sur les reliefs proches de la mer de masses d'air au potentiel de précipitations très élevé après leur fort échauffement au dessus de la péninsule ibérique puis leur saturation en vapeur d'eau au dessus de la Méditerranée. Dans les régions montagneuses tempérées, les crues les plus fortes sont souvent associées à des pluies pas forcément exceptionnelles mais provoquant aussi la fonte rapide du manteau neigeux. La morphologie des plaines alluviales et de leur réseau hydrographique permet de cartographier les zones inondables associées à tout débit exceptionnel donné. Les risques d'avalanches sont maximaux pour certaines conditions de manteau neigeux et dans certaines configurations de terrain.

8.2. Décomposition des flux globaux aux limites - Traceurs

Plusieurs méthodes complémentaires peuvent être utilisées pour tenter d'analyser cette complexité de fonctionnement à l'aide des concepts dynamiques et systémiques précédents, et notamment pour "déconvoluer" les flux intégraux mesurés aux limites du bassin ou de ses parties: il s'agit d'identifier leurs processus générateurs, leurs zones et périodes contributives et leurs cheminements, ainsi que de quantifier les volumes correspondants.

L'**observation directe** sur le terrain peut permettre d'identifier certains processus et cheminements, certaines zones et périodes d'activité; mais les fonctionnements souterrains ne sont généralement pas visibles. Même s'il existe pour la plupart des flux et des paramètres qui les contrôlent des méthodes de **mesure in situ** fiables [Goudie, 1981; Linsley et al., 1982; de Marsily, 1986; Guyot, 1997], il s'agit généralement de méthodes stationnelles, donnant des

mesures locales difficiles à étendre à tout un bassin. Certaines nécessitent des dispositifs lourds et coûteux et ne peuvent être appliquées qu'en un nombre de sites limité - comme par exemple dans les bassins versants de recherche [Toebes et Ouryvaev, 1970]. D'où l'intérêt des **méthodes indirectes** donnant des informations plus spatialisées (télédétection) ou plus intégrées (traçages).

Les méthodes de **télédétection** aéroportée et surtout satellitale sont de plus en plus performantes pour cartographier et suivre l'évolution de nombreux paramètres et variables hydrologiques: topographie et morphologie, occupation du sol, couvertures végétales et neigeuses, états de surface, humidité des sols et extension des surfaces saturées, températures de surface et flux à l'interface sol-plante-atmosphère, champs de précipitation,... [van den Griend et Engman, 1985; Engman et Gurney, 1991; Andrieu et al. 1992; Bonn, 1996; Stewart et al., 1996]. Elles devraient à terme fournir des cartographies répétées d'informations non plus locales mais déjà intégrées à l'échelle du pixel. Il reste cependant encore beaucoup à faire pour valider in situ ces méthodes indirectes, pour les combiner à d'autres méthodes d'observation, pour améliorer leur résolution spatio-temporelle.

Certaines caractéristiques physico-chimiques (température, conductivité électrique, turbidité,...) et géochimiques (concentrations en éléments majeurs, éléments traces, substances organiques, isotopes) fournissent depuis longtemps des **traceurs** naturels ou artificiels très utiles pour analyser, qualitativement au moins, certains aspects des fonctionnements hydrologiques [Hötzl et Werner, 1992] - au prix d'enregistrements, échantillonnages et analyses parfois coûteux.

Les variations longitudinales de température, de conductivité électrique, voire même de couleur dans un cours d'eau permettent de localiser des arrivées d'eau latérales diffuses. L'injection localisée de traceurs chimiques ou colorimétriques est utilisée pour jauger les cours d'eau ou identifier des cheminements préférentiels (ruissellement diffus, macropores du sol, circulations karstiques, zones de fissuration) [André, 1960]. Les isotopes naturels stables (^2H , ^{18}O) ou radioactifs (^3H) liés à l'eau, mais aussi d'autres isotopes stables (^{13}C , ^{15}N , ...) et radioisotopes (^{14}C , ^{36}Cl , ^{222}Rn ,...) extrinsèques, servent en hydrologie et paléohydrologie à dater les eaux et identifier leur provenance, estimer les temps de résidence et les taux de recharge des aquifères [Fontes, 1976; Fritz et Fontes, 1980; Maloszewski et al., 1983].

C'est en particulier le cas des méthodes indirectes de décomposition des flux utilisant des **traceurs conservatifs naturels** et des **modèles de mélange** à l'échelle du bassin ou d'un réservoir. Si un flux global peut être considéré comme un mélange d'eaux de qualités différentes, décrites par certaines caractéristiques physico-chimiques mesurables, la connaissance des qualités

respectives du flux global et de ces pôles de mélange permet d'en déduire une estimation de leurs proportions dans le mélange. Ceci suppose que les caractéristiques prises comme traceurs soient conservatives, c'est-à-dire qu'elles suivent étroitement l'eau dans son déplacement sans réagir avec l'environnement. N traceurs conservatifs indépendants permettent d'estimer les contributions de (N+1) pôles (Fig. 8.1).

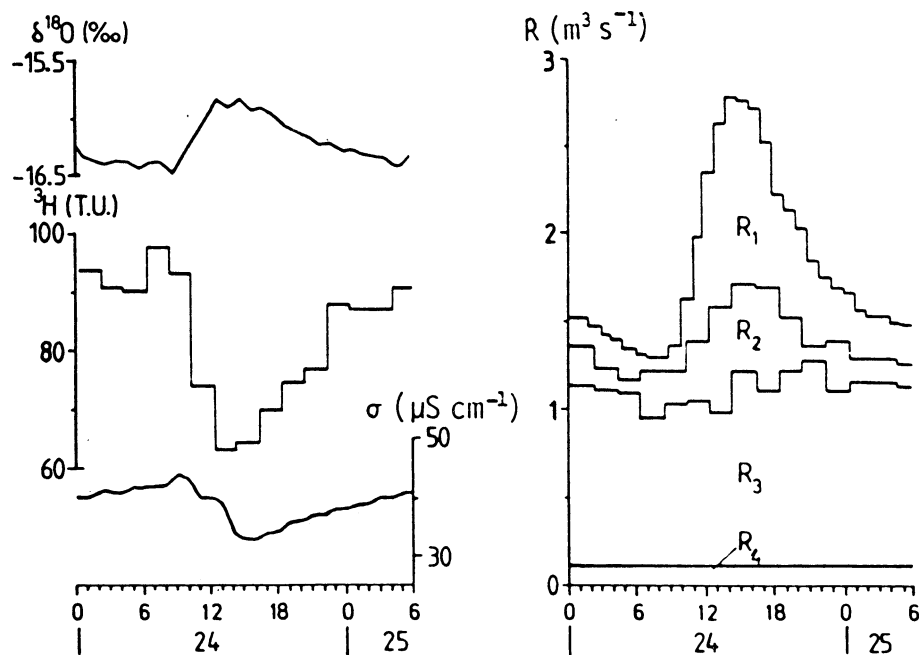


Figure 8.1: Exemple de décomposition multitraceur d'un hydrogramme de crue [In: Stichler et Herrmann, 1983] : bassin versant du Vernagtbach (A ; 11,4 km²). Evolution au cours d'une crue de fonte nivo-glaciaire des 3 traceurs conservatifs indépendants (¹⁸O, ³H, conductivité électrique σ) et des 4 composantes (R₁-R₄).

Figure 8.1: Dans cet hydrogramme de crue de fonte nivo-glaciaire, la conductivité électrique σ permet d'identifier la faible contribution R₄ d'eau de nappe plus minéralisée que les eaux de fonte. Parmi celles-ci, le Tritium ³H permet de séparer la contribution R₁ du glacier (eau très ancienne sans tritium), marquant fortement la crue journalière; et l'Oxygène ¹⁸O, de distinguer les contributions R₂ de la neige récente superficielle plus riche en isotope et R₃ des névés alimentant l'essentiel du débit de base.

Ce problème de décomposition se pose pour tous les flux intégraux, notamment en relation avec les problèmes d'environnement dont la solution nécessite la connaissance non seulement de la quantité des flux mais aussi de leur qualité, elle-même très dépendante des origines et cheminements de l'eau.

Ainsi, les traceurs isotopiques sont utilisés pour estimer les contributions relatives de la vapeur d'eau d'origine maritime ou continentale dans les précipitations incidentes [Joussaume et al., 1984] - ce qui pourrait contribuer à mieux évaluer la part du recyclage local dans l'atmosphère, augmentant avec la taille du bassin [Eltahir et Bras, 1996]. Ou pour décomposer le flux global d'évapotranspiration en ses trois composantes (évaporation de l'eau interceptée ou retenue en surface, évaporation de l'eau du sol, transpiration par la végétation) [Bariac et al., 1996], ainsi que pour identifier la profondeur d'extraction de l'eau évapotranspirée [Le Roux et al., 1995]. Ou pour quantifier et localiser la recharge des nappes, qui peut selon les endroits et les moments résulter de processus différents et suivre des cheminements différents [Payne, 1988].

Mais, pour illustrer l'intérêt mais aussi les limitations de ces approches, seules sont présentées ici brièvement les différentes méthodes utilisées pour aboutir à une **décomposition des hydrogrammes** - c'est-à-dire à la quantification des flux contribuant au débit des cours d'eau, notamment lors des crues.

Décomposition des hydrogrammes

Il existe différentes techniques [Atkinson, 1978] pour la **mesure directe in situ** des flux dans et sur les versants - permettant ainsi d'identifier diverses contributions possibles au débit, définies alors selon un **critère de cheminement**. Ces mesures locales des flux sur un cheminement donné ne renseignent cependant pas toujours à elles seules sur les processus générateurs, qui peuvent être multiples. Elles sont difficiles à étendre ou extrapoler à tout un bassin pour en déduire une estimation globale de ces contributions. Elles nécessitent des dispositifs souvent lourds, envisageables seulement dans des sites-ateliers ou bassins versants de recherche bien suivis. D'où l'intérêt de méthodes indirectes de décomposition des hydrogrammes de crue donnant des estimations plus globales.

La méthode de décomposition la plus employée en ingénierie hydrologique est encore la **décomposition graphique** de l'hydrogramme de crue, adoptant un **critère de vitesse** des contributions [Dubreuil, 1974; Linsley et al., 1982]. Généralement basée sur l'analyse des seuls débits à l'exutoire, elle permet de séparer trois composantes d'écoulements rapide, retardé et lent au moyen de critères empiriques souvent arbitraires - comme l'hypothèse d'une décroissance exponentielle de la vidange des réservoirs contributifs (Fig. 8.2). Peu fondée scientifiquement, cette méthode peut cependant donner des indications utiles,

notamment lorsque d'autres informations (courbes de récession, piézométrie à proximité du cours d'eau,...) sont disponibles pour introduire dans cette analyse des contraintes permettant d'en limiter l'arbitraire. Séduisante par sa simplicité, l'assimilation sans précaution de ces trois composantes aux ruissellement de surface, écoulement hypodermique dans les sols et drainage des nappes a considérablement gêné l'intégration en hydrologie des résultats des recherches sur les processus, qui avaient très vite conduit - notamment à l'aide de traceurs - à remettre en cause la validité de cette assimilation dans de nombre cas.

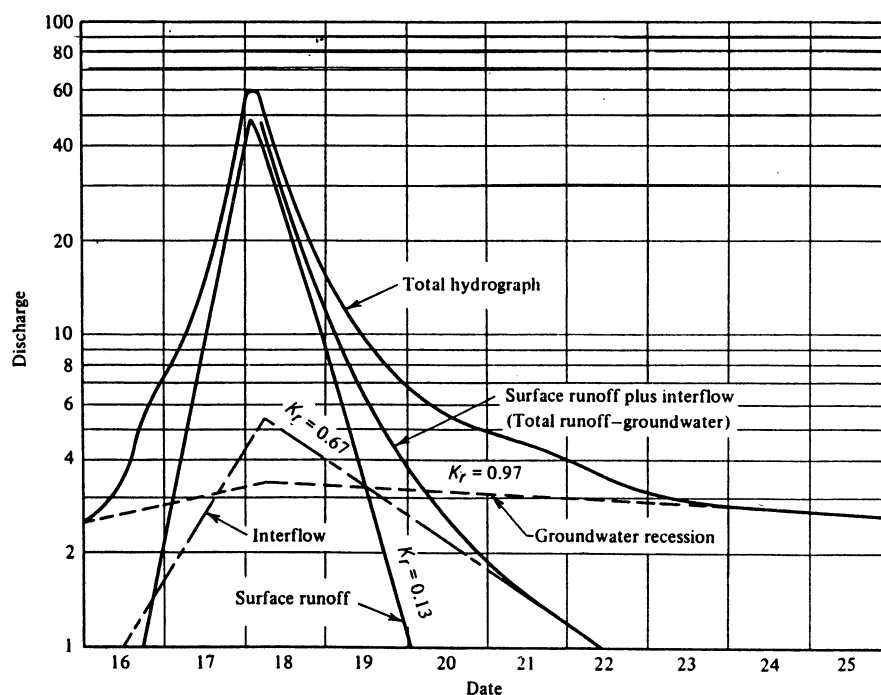


Figure 8.2: Décomposition graphique d'un hydrogramme de crue
[In: Linsley et al., 1982].

Figure 8.2: Ce schéma en échelles semi-logarithmiques illustre la décomposition d'un hydrogramme de crue en plusieurs composantes additives, distinguées selon un critère de rapidité de leur réponse aux précipitations (mesurée par leurs pentes K_r de montée et de récession). Malgré le caractère quelque peu arbitraire de ce découpage, il apparaît acceptable et utile tant que ces composantes ne sont considérées que comme écoulements rapide, retardé et de base. Par contre, l'assimilation qui y est faite de chaque composante à un type de processus donné (ruissellement de surface / *surface runoff*, écoulement hypodermique / *interflow*, écoulement de nappe / *groundwater*) est beaucoup plus problématique, puisque par exemple les écoulements rapides de crue ne correspondent pas forcément à du ruissellement.

Les résultats les plus novateurs ont été trouvés depuis les années 1970 avec les traceurs isotopiques associés naturellement (^{18}O , deutérium ^2H) ou artificiellement (tritium ^3H) à l'eau [Buttle, 1994]. La composition isotopique des précipitations présente souvent une forte variation selon les saisons mais aussi selon les épisodes pluvieux, voire au cours d'un épisode. Ces variations peuvent être largement tamponnées par mélange dans des réservoirs importants comme les nappes ou les sols. Si les compositions isotopiques de l'eau des pluies, des nappes, des sols et des cours d'eau sont connues, des modèles de mélange simples permettent d'estimer les proportions respectives dans les débits d'eau "nouvelle" précipitée (*new* ou *event water*) et d'eau "ancienne" préstockée (*old* ou *pre-event water*) tout au long d'une crue [Rodhe, 1987; Hubert, 1989]. Fondée sur un **critère d'origine temporelle** des contributions (l'ancienneté relative de l'eau dans le bassin), cette **décomposition isotopique** a permis de montrer que nombre de crues comportent une contribution importante, voire prédominante, d'eau "ancienne" (Fig. 8.3) [Crouzet et al., 1970; Loÿe-Pilot, 1990; Sklash, 1990].

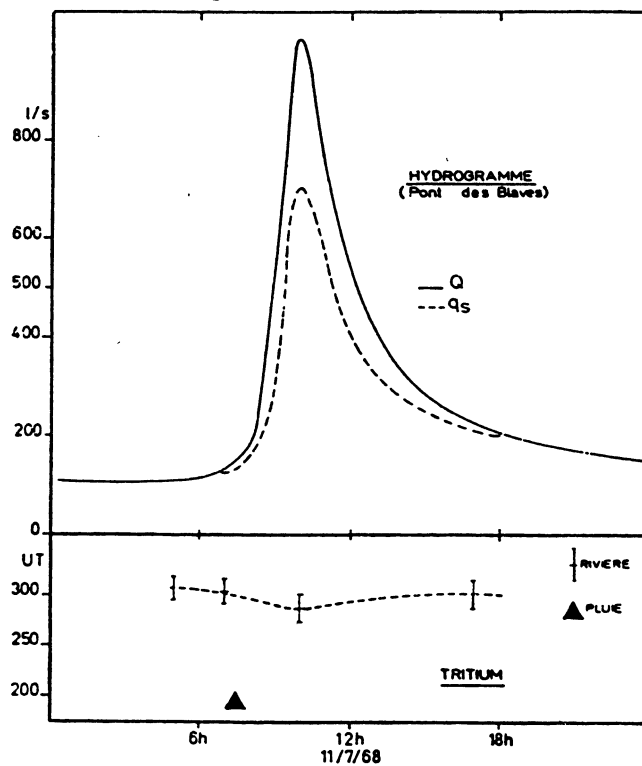


Figure 8.3: Exemple de décomposition isotopique d'un hydrogramme de crue [In: Crouzet et al., 1970] : bassin versant des Blaves (F; 15 km^2). Tritium ^3H .
 Q : débit total. q_s : contribution de l'eau "ancienne" à la crue.

Figure 8.3: Dans cette décomposition isotopique pionnière, la concentration en Tritium ^3H nettement plus faible dans la pluie de 31 mm que dans le débit de base a permis de mettre en évidence une contribution largement majoritaire à la crue d'eau "ancienne", déjà présente dans les nappes et les sols du bassin avant cet épisode pluvieux. Retrouvé depuis lors dans de très nombreux cas, ce type de résultat a conduit à réviser les conceptions classiques antérieures, où les crues sont générées essentiellement par le ruissellement de l'eau de pluie.

Amorcée aussi depuis longtemps [Pinder et Jones, 1969; Pilgrim et al., 1979; Anderson et Burt, 1982], l'utilisation d'autres traceurs physico-chimiques ou chimiques conservatifs est en plein développement pour décomposer les hydrogrammes - avec par exemple la méthode EMMA "*End-Member Mixing Analysis*" [Christophersen et al., 1990; Hooper et al., 1990]. La décomposition géochimique suppose l'existence dans le bassin de plusieurs réservoirs (sol, nappe,...) aux compositions chimiques suffisamment constantes pour leur servir de signatures géochimiques (*geochemical fingerprints*). Dans des diagrammes de mélange, les variations de concentration de certains éléments à l'exutoire peuvent alors s'avérer bornées par les concentrations de ces pôles stables: ceci permet d'estimer les contributions respectives de ces pôles tant au cours d'une crue que sur l'année (Fig. 8.4). Fondée sur un **critère d'origine spatiale** des contributions (les réservoirs sources), cette **décomposition géochimique** ouvre de très intéressantes perspectives, en utilisant à des fins hydrologiques une information hydrochimique déjà disponible dans de nombreuses études environnementales.

Nécessitant des informations isotopiques et géochimiques détaillées coûteuses à obtenir en routine, s'appuyant sur des hypothèses simplificatrices fortes parfois peu réalistes (nombre, nature et homogénéité spatio-temporelle des pôles de mélange retenus *a priori*; conservativité et indépendance des traceurs choisis), supposant un contraste suffisant entre les pôles de mélange, fournissant dans tous les cas une solution numérique dont les valeurs s'avèrent très sensible aux pas d'échantillonnage temporel et spatial, les méthodes de décomposition par traceurs donnent des résultats difficiles à valider sur le terrain et assortis souvent d'une large **incertitude** [Bazemore et al., 1994]. Leur amélioration passe par la caractérisation de ces variabilités et leur prise en compte dans des modèles de mélange moins simplistes. Elle passe aussi par l'usage d'un plus grand nombre de traceurs indépendants, afin de mieux adapter le nombre de pôles à la réalité étudiée et surtout de réduire, par une certaine redondance entre traceurs, le problème de **non-unicité** des décomposition numériquement acceptables.

Ces méthodes fournissent néanmoins déjà des éclairages spécifiques complémentaires et très utiles sur le fonctionnement hydrologique d'un bassin: elles renseignent notamment sur l'origine spatio-temporelle des flux - mais pas directement, à elles seules, sur les processus et cheminements correspondants.

Montrant clairement que les crues comportent dans de très nombreux cas une contribution importante d'eau "ancienne" souterraine, déjà présente dans les sols et les nappes et poussée par l'eau "nouvelle", elles ont remis fondamentalement en cause les conceptions classiques de crues constituées essentiellement d'eau nouvelle ruisselante. Mais ces décompositions par traceurs ont longtemps fait l'objet de polémiques, jusqu'à ce que soient identifiés les processus capables de mobiliser rapidement cette eau souterraine lors d'une crue (cf. Fig. 4.2b).

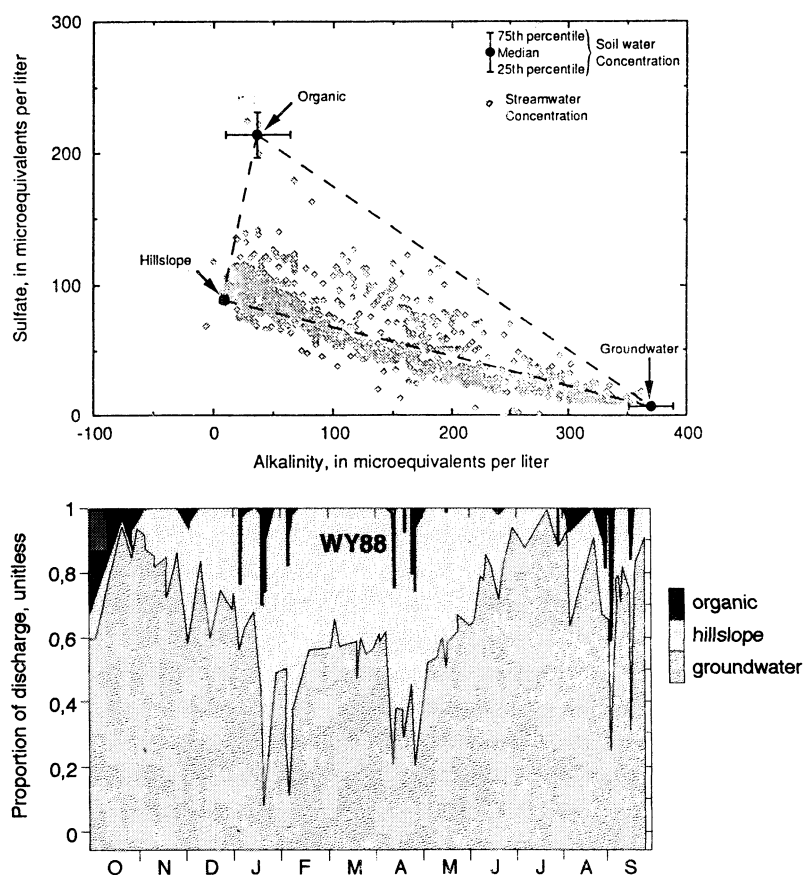


Figure 8.4: Exemple de décomposition hydrogéochimique des hydrogrammes par la méthode EMMA "End-Member Mixing Analysis" [In: Hooper et al., 1990]: bassin versant de Panola Mountain (VA, USA; 0.41 km²). (a): identification des 3 pôles (nappe, versant, horizon organique) sur un diagramme de mélange SO₄²⁻/Alcalinité. (b): décomposition résultante en 3 composantes de l'hydrogramme annuel, 1987-88.

Figure 8.4: Les eaux à l'exutoire d'un bassin peuvent souvent être considérées comme un mélange, en proportions variables au cours du temps, d'eaux provenant de différents réservoirs ayant des signatures géochimiques stables et contrastées. Le suivi hydrogéochimique des eaux tant à l'exutoire que dans ces réservoirs permet de quantifier leurs contributions respectives, avec une incertitude qui reste néanmoins encore très large. (a): dans des diagrammes géochimiques binaires associant des éléments chimiques supposés suffisamment conservatifs, les variations de concentrations en ces éléments des eaux prélevées à l'exutoire (1 point par échantillon) s'inscrivent pour l'essentiel dans des triangles dont les 3 sommets s'avèrent correspondre aux eaux de 3 réservoirs (nappes/*groundwater*, horizons minéraux des versants/*hillslope*, horizons organiques/*organic*) aux concentrations beaucoup moins variables: chaque échantillon apparaît ainsi comme un mélange d'eaux provenant de ces 3 pôles de mélange. (b): des modèles de mélange simples permettent alors de quantifier l'évolution des contributions relatives de ces 3 pôles au débit à l'exutoire, très variables selon les saisons et les conditions hydrologiques.

La décomposition des hydrogrammes de crue a ainsi été abordée par des approches très différentes, aboutissant souvent à des résultats apparemment contradictoires - sources de confusion et de polémiques inutiles, faute d'une clarification suffisante et d'une formalisation unifiée. Identifiant des volumes et non des processus, toutes ces méthodes butent sur la difficulté fondamentale de "déconvoluer" à partir d'une information limitée une réalité complexe, où circulent des eaux très différentes par leur cheminement, leur qualité et leur ancienneté relative. Le problème essentiel vient d'une **interprétation souvent abusive en termes génétiques** des composantes identifiées en termes de cheminement, de vitesse ou d'origine spatio-temporelle selon la méthode utilisée: plusieurs combinaisons de processus et de facteurs pouvant *a priori* aboutir au même résultat, il n'est généralement pas possible d'identifier avec certitude la combinaison réelle à partir d'une seule méthode.

Analysant la même réalité selon des points de vue et critères différents, ces méthodes aboutissent à des résultats qui ne sont pas directement comparables, mais qui sont complémentaires. Comme l'ont déjà suggéré Sklash et Farvolden [1979], Christophersen et Neal [1990] et Bonell et Fritsch [1997], **c'est par la combinaison de ces approches que pourra être enrichie et unifiée une théorie générale de la genèse des flux**, en associant des informations hydriques, hydrologiques, isotopiques, géochimiques pour contraindre davantage les interprétations et réduire ce problème de non-unicité.

8.3. Variabilité, représentativité et transposabilité

Le caractère à la fois fortement organisé et aléatoire des variabilités observées tant dans les bassins que dans les forçages, et la complexité résultante très dépendante des échelles d'observation restent encore malgré tout difficiles à apprécier et analyser dans l'état actuel des connaissances.

- C'est probablement par une approche plus génétique de l'organisation d'un bassin, largement héritée de conditions passées, que des critères typologiques vraiment pertinents pourront être définis pour le découper en unités relativement homogènes dans leur fonctionnement hydrologique. Il en est de même pour l'analyse du régime des forçages.
- C'est probablement par des échantillonnages plus denses et étendus que pourront être estimées les variabilités intra-unité ou intra-saisonnière, largement aléatoires: une meilleure précision est nécessaire sur les distributions statistiques - et notamment sur les valeurs extrêmes, toujours dangereuses à extrapoler ou à négliger, compte tenu de leur influence

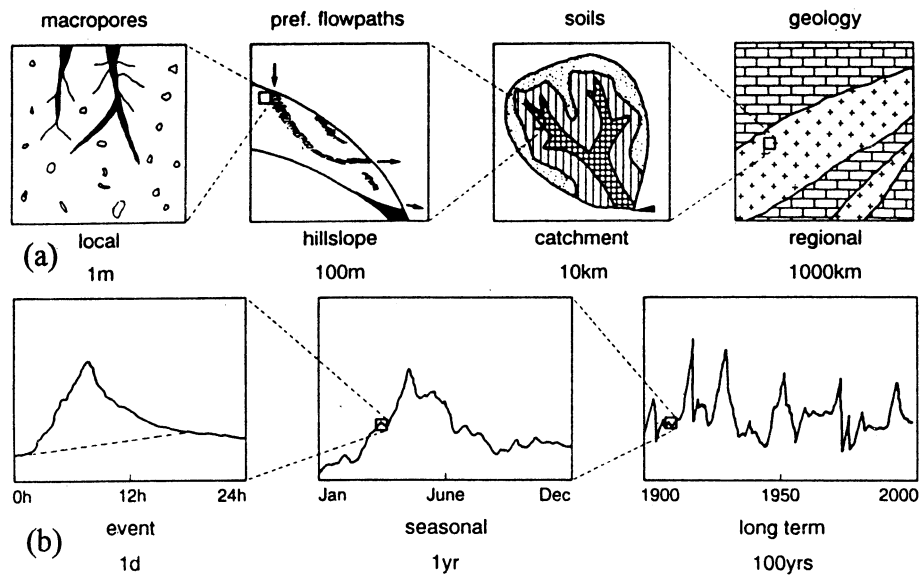
souvent majeure sur les cheminements préférentiels et les événements exceptionnels.

Ceci rend particulièrement difficile la comparaison des fonctionnements hydrologiques dans différents milieux et/ou à différentes échelles et la recherche de similitude.

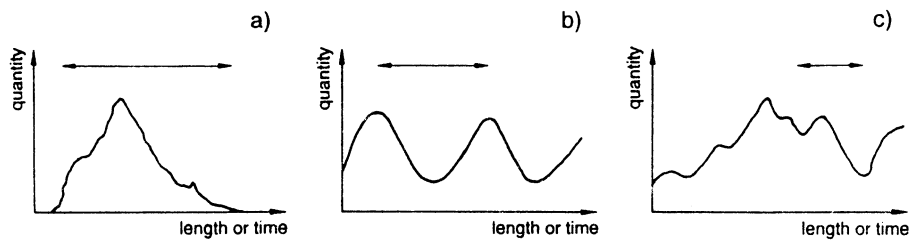
A l'échelle du bassin versant, l'approche dynamique et systémique a déjà permis de définir certains indices à bases physiques permettant, moyennant des hypothèses simplificatrices, de caractériser la **similitude** et la variabilité de certains aspects du fonctionnement hydrologique au sein d'un bassin. C'est par exemple le cas des indices d'humidité, combinant en chaque point des caractéristiques topographiques et hydrodynamiques pertinentes: les points de même indice sont hydrologiquement similaires, et la fonction de distribution de l'indice au sein du bassin résume la variabilité interne des conditions d'écoulement et de saturation [Beven et Kirkby, 1979]. Déjà employés dans toute une classe de modèles, de tels indices de similitude hydrologique restent à trouver à l'échelle régionale pour caractériser globalement la variabilité entre bassins, même si l'analyse descriptive des régimes donne déjà des indications typologiques très utiles sur leur similitude [Gustard et al., 1989; Oberlin, 1997].

Enfin, le "**changement d'échelle**" - c'est-à-dire le transfert d'information d'une échelle à l'autre, par agrégation ou désagrégation (*upscaling*, *downscaling*) - est une question encore loin d'être résolue en hydrologie, comme dans de nombreux domaines connexes [Sivapalan et Kalma, 1995]. Les théories disponibles sur les flux (ruissellement, transfert en milieu poreux, évapotranspiration) ont été établies pour des échelles spatio-temporelles fines, sur des milieux idéaux continus et homogènes, alors que le milieu naturel apparaît comme très hétérogène et ce, sur une large gamme d'échelles (Fig. 8.5). Il n'est pas démontré que ces théories développées à l'échelle locale puissent vraiment s'appliquer telles quelles aux échelles régionale et continentale auxquelles se posent les problèmes de gestion intégrée des ressources en eau ou de "changements globaux": la forte non-linéarité des systèmes hydrologiques rend problématique l'estimation *a priori* de "paramètres équivalents", intégrant à ces échelles les variabilités locales.

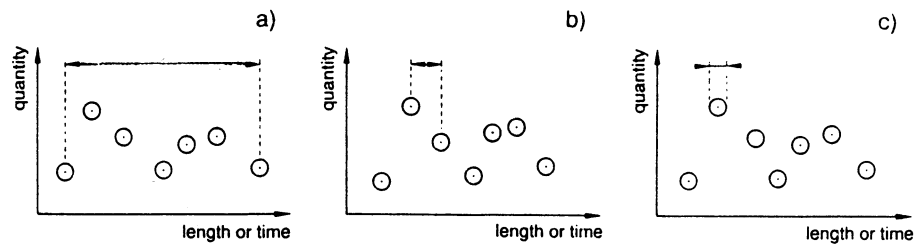
Les grandeurs pertinentes et les formulations théoriques pour décrire un phénomène ne sont probablement pas les mêmes selon les échelles spatio-temporelles. Malgré la complexité des fonctionnements, il est possible que se produise à chaque échelle une certaine **émergence** de nouveaux concepts et propriétés, qu'il s'agit alors d'identifier.



Hétérogénéité (variabilité) des bassins versants et des processus hydrologiques pour une gamme d'échelles spatiales (a) et temporelles (b)



Définitions alternatives des échelles spatiale et temporelle d'un processus:
a) extension, durée; b) période; c) longueur, durée de corrélation



Définitions alternatives des échelles spatiale et temporelle de mesure:
a) domaine échantillonné; b) résolution; c) domaine d'intégration

Figure 8.5: Définitions relatives aux échelles spatio-temporelles des hétérogénéités, processus et mesures [d'après Blöschl et Sivapalan, 1995].

C'est par exemple le cas des courbes de tarissement non influencé, intégrant à l'échelle mégascopique du bassin toute la variabilité des transmissivités hydrauliques locales, elles-mêmes intégrant à l'échelle macroscopique la complexité présente à l'échelle microscopique du pore.

Il se pourrait aussi que, au moins dans des régions suffisamment homogènes, un minimum de variabilité ou un début de stationnarité spatiale apparaisse au delà d'une taille critique de bassin - probablement de l'ordre de quelques km² mais variable selon les milieux (Fig. 8.6). A partir de ce seuil, l'hétérogénéité présente aux tailles inférieures n'interviendrait plus que de façon statistique dans les fonctionnements et pourrait être prise en compte implicitement par une simple paramétrisation - l'hétérogénéité associée aux tailles supérieures restant représentée explicitement à l'aide de mosaïques d'unités hydrologiques supposées homogènes. C'est à l'échelle des petits bassins que la complexité et l'hétérogénéité semblent maximales et les plus difficiles à caractériser et à prendre en compte dans des modèles: un certain lissage des variabilités et des non-linéarités semble souvent intervenir quand la taille du bassin augmente.

Ces limitations rendent difficiles à apprécier la **représentativité** des bassins et la **transposabilité** des résultats (d'un bassin à l'autre, d'un milieu à l'autre, d'une période à l'autre, d'une échelle à l'autre). Faute de bons critères de similitude hydrologique pour définir tant la similarité entre deux bassins que la représentativité d'un bassin dans une région donnée, l'approche globale et empirique initialement utilisée avec les bassins représentatifs a rendu souvent difficile la transposition de leurs résultats. C'est que les propriétés d'émergence spatiale ou temporelle des systèmes hydrologiques semblent limitées, du fait de leur complexité, de leur grande variabilité spatio-temporelle, et de leur comportement fortement non-linéaire et hystérétique [de Marsily, 1990]. Ce qui est alors transposable, ce ne sont plus les résultats quantitatifs obtenus pour un bassin donné, souvent trop spécifiques, mais plutôt les clés de lecture et d'analyse qui y ont été trouvées pour identifier les processus et paramètres dominants et formaliser les interactions et leurs effets - et qui, elles, peuvent avoir une portée plus générale [Ambroise, 1994].

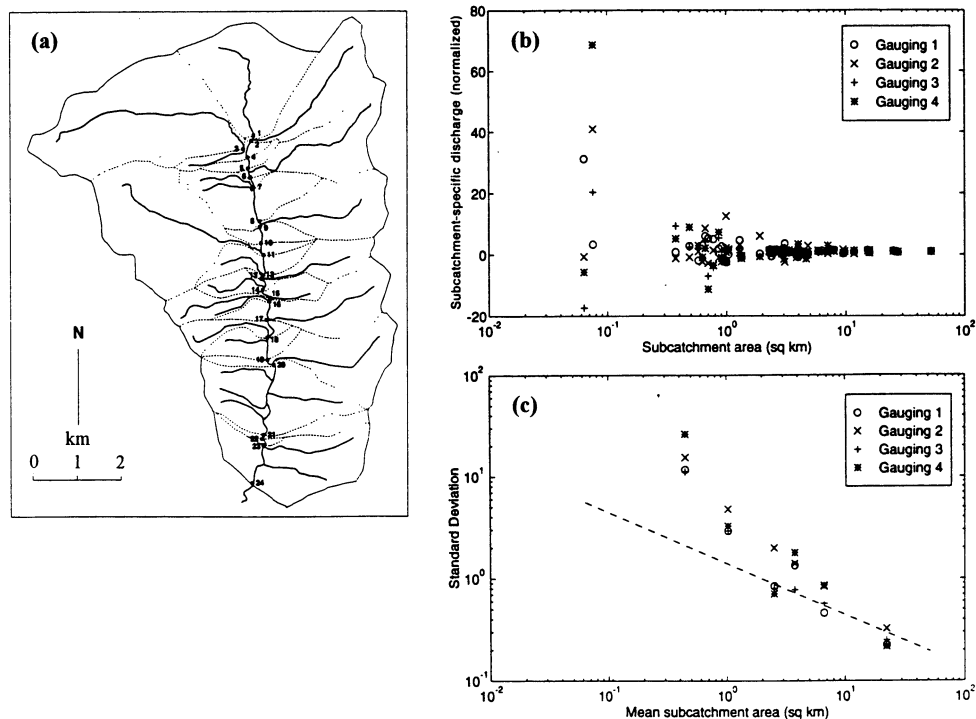


Figure 8.6: Essai d'identification d'une "Aire Élémentaire Représentative" (REA ; [Wood et al., 1990]) [d'après Woods et al. 1995] : bassin versant de Lewis River (NZ; 52.4 km²). (a): localisation des points de jaugeage. (b): pour 4 dates, variations des débits spécifiques normalisés. (c): pour 4 dates, variations des écarts-types des débits spécifiques normalisés pour 8 classes de taille de sous-bassin - la droite représente la variation théorique pour un milieu aléatoire stationnaire. Les débits négatifs correspondent à des pertes par infiltration entre 2 points de jaugeages.

Figure 8.6: Dans ce bassin versant montagneux forestier très incisé dans des grauwackes et à climat montagnard très humide, les débits ont été jaugés à 4 reprises en 24 points du réseau hydrographique, délimitant par combinaison 48 sous-bassins. Pour les rendre tous comparables, les débits spécifiques ont été normalisés par rapport aux débits à l'exutoire général. La variabilité spatiale des débits pour les 4 dates de jaugeages diminue rapidement quand la taille du bassin augmente, et semble rester constante au delà de quelques km² - au moins dans la gamme de surfaces échantillonnée. Significativement plus rapide que celle correspondant au simple effet d'une intégration spatiale croissante d'un milieu aléatoire stationnaire, cette forte baisse de variabilité semble être liée aux effets hydrologiques de l'organisation spatiale à l'échelle fine du bassin: en deçà de ce seuil, l'organisation interne influe directement sur le fonctionnement hydrologique; au delà, elle ne jouerait plus que statistiquement.

9

CONCLUSIONS

Ainsi, tout bassin versant apparaît comme un **système ouvert**, dont le fonctionnement en réponse aux forçages atmosphériques conduit - en relation avec les apports d'énergie - à une certaine redistribution temporelle (décalage, étalement, amortissement) et spatiale (verticale, latérale) des apports d'eau, tendant à concentrer l'eau en certaines zones, le long de certains cheminements. Ces réponses sont contrôlées par le caractère à la fois organisé et aléatoire des forçages et du bassin: les apports d'énergie sont plutôt périodiques (jour, année), les apports d'eau plutôt épisodiques. Quant au système bassin versant, il est constitué, tant en surface qu'en profondeur, d'unités spatiales ayant des fonctions hydrologiques différentes mais présentant d'importantes hétérogénéités internes. Le fonctionnement actuel d'un bassin dépend ainsi indirectement de conditions (paléo) climato-hydrologiques très différentes, puisque cette organisation résulte d'une dynamique à très long terme sous l'action de nombreux processus géomorphologiques, pédologiques, écologiques et, plus récemment, anthropiques - où se trouvent couplés les cycles d'eau, d'énergie et de matière: un bassin versant garde la mémoire du passé.

Ces réponses sont très variables, tant pour un même bassin selon son état hydrique que d'un bassin à l'autre selon leurs caractéristiques physiographiques. Même s'il n'est pas sûr que puissent être définis des critères de similitude hydrologique suffisamment généraux pour apprécier la représentativité d'un bassin, une approche dynamique et systémique a déjà permis de progresser dans l'analyse de la complexité des fonctionnements hydrologiques. Les principaux cheminements et processus hydrologiques, les larges gammes de leurs échelles de temps et d'espace caractéristiques, les seuils, forces et facteurs en jeu, ont été identifiés - grâce notamment à la mise au point de nouvelles méthodes (de mesure, de traçage). De nouveaux concepts, facilement transposables à d'autres flux, ont été introduits: "offre du milieu" et "demande extérieure" (de stockage, de transfert), "zones et périodes actives ou contributives variables". Ces acquis fournissent des **clés de lecture et d'analyse** facilitant dans chaque cas l'analyse des interactions fonctionnelles, spatiales et temporelles intervenant dans l'intégration complexe réalisée au sein d'un bassin, et notamment l'identification des **processus et facteurs dominants** (ou de leurs combinaisons dominantes).

Loin de pouvoir être considéré comme un tout indifférencié au fonctionnement linéaire - comme le supposent encore, plus ou moins implicitement, de nombreuses méthodes d'ingénierie hydrologique - un bassin versant apparaît ainsi comme un **système dynamique fortement non-linéaire** (par dépendance des conditions initiales, dynamique des zones contributives, effets de seuils, interdépendance des paramètres) et de ce fait souvent très sensibles aux valeurs extrêmes des forçages ou des paramètres: un événement rare par la quantité ou l'intensité des apports, une petite zone où les paramètres dominants ont des valeurs extrêmes peuvent avoir une contribution très importante au fonctionnement, sans commune mesure avec leur extension temporelle ou spatiale faible. D'où, dans l'étude des fonctionnements et régimes hydrologiques, le danger d'une prise en compte des seules moyennes temporelles et/ou spatiales, ne donnant aucune information sur la distribution statistique réelle et sa répartition spatio-temporelle.

C'est notamment le cas pour les moyennes spatio-temporelles fréquemment utilisées en hydrologie pour caractériser et comparer les flux à l'exutoire, aussi bien d'eau (mm/an) que de matière (t/km²/an). Une même valeur de flux moyen peut tout aussi bien provenir d'un flux moyen continu sur toute l'année et généralisé sur le bassin que d'un flux beaucoup plus intense mais très épisodique et localisé - dont la gravité se trouve alors masquée en le rapportant à la superficie totale du bassin et à l'année entière. Ce problème d'interprétation des flux moyens, et la conception sous-jacente du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant, ont des implications importantes, non seulement théoriques mais aussi opérationnelles. S'il s'agit d'aménager le bassin pour limiter les effets néfastes de ces flux ou en accroître les effets positifs, l'interprétation faite de son fonctionnement conditionne la nature des mesures à prendre (traiter tout le bassin un peu et/ou en permanence, ou seulement une partie beaucoup et/ou rarement?), mais leur efficacité dépendra du réalisme de cette interprétation.

Ainsi, même s'il reste encore beaucoup à faire pour répondre pleinement à la question initiale des "chemins de l'eau", les travaux interdisciplinaires menés depuis une trentaine d'années, notamment sur des bassins versants de recherche emboîtés, ont permis de bien progresser dans la compréhension des fonctionnements hydrologiques. Un résultat fondamental, notamment pour les problématiques environnementales, est qu'**un même flux peut être généré par plusieurs processus, qu'un même processus peut concerner des eaux d'âges et de qualités différents, qu'un même type d'eau peut suivre plusieurs cheminements, et qu'en conséquence la qualité de l'eau peut évoluer tout au long de son transit dans un bassin.**

Partie 2:
La Modélisation Hydrologique

INTRODUCTION

La première partie s'est attachée à présenter l'état des connaissances sur le fonctionnement hydrologique des petits bassins versants, et à montrer que la complexité et la diversité des fonctionnements observés peuvent s'analyser et s'interpréter à l'aide de "clés de lecture" relativement simples, issues d'une approche systémique et dynamique.

Pour représenter cette réalité complexe, un formidable effort de développement de modèles mathématiques a été réalisé depuis une trentaine d'années, grandement favorisé par le développement concomitant des moyens informatiques. L'analyse des nombreuses synthèses bibliographiques qui leur ont été consacrés [SHF, 1971; Clarke, 1973; Ambroise et al., 1982; Haan et al., 1982; Anderson et Burt, 1985; Morel-Seytoux, 1989; Bowles et O'Connell, 1991; Singh, 1995] permet d'évaluer les succès obtenus mais aussi les progrès restant à faire pour incorporer ces connaissances et concepts nouveaux dans les modèles hydrologiques.

Cette deuxième partie porte spécifiquement sur les modèles permettant de simuler par des chroniques événementielles ou continues tout ou partie du cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant. Elle n'analysera donc pas les modèles plus synthétiques de l'hydrologie statistique. Elle évoquera à peine les modèles portant sur un seul processus ou compartiment hydrologique, ou ceux concernant le bilan hydrique à l'échelle stationnelle, ou ceux (bien moins nombreux) portant sur le couplage avec les flux d'énergie ou de matière (sédiments, solutés, biomasse). Beaucoup des points abordés ici ont cependant une portée très générale.

Après une présentation des grands types de modèles, de leurs avantages et limitations respectifs et de leurs conditions d'utilisation, cette partie analyse les problèmes rencontrés dans leur élaboration et leur application, et indique certaines pistes actuellement suivies ou envisagées pour les résoudre. Les équivalents en anglais de certains termes sont indiqués en *italique*.

11

MODELES HYDROLOGIQUES

Pour tenter d'y voir plus clair dans le foisonnement souvent très redondant de modèles hydrologiques - il y a presque autant de modèles que d'hydrologues - il est utile d'en définir les grands types, avant de préciser et comparer certaines de leurs caractéristiques pouvant servir comme critères dans le choix d'un modèle.

11.1. Typologie de modèles

En tant qu'interprétation orientée de la réalité, décrite d'un certain point de vue et en fonction d'un certain objectif, tout **modèle mathématique** résulte d'une interaction complexe entre la réalité et le modélisateur, introduisant de nouvelles approximations de la réalité à chaque stade de la modélisation: perception du phénomène, formalisation en un cadre conceptuel, traduction en un logiciel. D'où son caractère doublement relatif, dépendant tout à la fois de la justesse des conceptions et hypothèses sur lesquelles il repose et de l'objectif poursuivi. D'où aussi la nécessité, trop souvent oubliée, d'explicitier clairement tant le point de vue que l'objectif adoptés, ainsi que les choix, hypothèses et approximations qui en découlent, de façon à pouvoir définir les limites de son **domaine de validité** et donc de son **champ d'application**.

Aussi ne faut-il pas trop s'étonner de la multiplicité et de la diversité des modèles possibles pour un même objet d'étude. Chaque type de modèle fournit une image plus ou moins simplifiée de la réalité, a ses avantages et ses limites propres et donc son domaine d'application privilégié. C'est particulièrement le cas en hydrologie, où sont multiples tout à la fois:

- les points de vue, faute de théories suffisamment unifiées pour fournir un cadre conceptuel unique, mais aussi du fait de la complexité des systèmes;
- les objectifs, qui recouvrent une très large gamme [O'Connell, 1991]: depuis ceux de l'ingénierie hydrologique (gestion, prévision, aménagement de ressources en eau), qui ont en fait orienté l'essentiel du développement des méthodes pour décrire les séries de données mesurées et générer des séries de données synthétiques; jusqu'à ceux de la recherche hydrologique,

cherchant à comprendre les mécanismes et les fonctionnements à différentes échelles, à tester des hypothèses et à dégager des concepts et des lois.

Pour caractériser et comparer les modèles afin de les choisir au mieux pour chaque application, il est utile de les classer selon plusieurs critères complémentaires - avec une terminologie encore quelque peu fluctuante et pas toujours exempte d'ambiguïté, ce qui entretient une certaine confusion:

- modèles *déterministes* ou *stochastiques*, selon la nature de leurs variables et paramètres et/ou de leurs relations;
- modèles *empiriques* ou *physiques* (ou *théoriques*; "physically-based models"), selon la nature des relations utilisées; avec la classe intermédiaire des modèles *conceptuels* (ou *paramétriques* - termes bien ambigus), reposant sur une certaine conceptualisation du fonctionnement du système mais faisant intervenir des relations empiriques pour le décrire;
- modèles *globaux* ("lumped models") ou *spatialisés* (ou *à discrétisation spatiale*; "spatially-distributed models"), selon que l'unité spatiale de base dans les équations est l'ensemble du bassin ou chacun de ses points; avec la classe intermédiaire des modèles *semi-spatialisés* ("semi-distributed models") où le bassin est découpé en sous-unités supposées homogènes et considérées chacune globalement;
- modèles *cinématiques* (descriptifs) ou *dynamiques* (explicatifs), selon que l'évolution temporelle est simplement décrite ou mise aussi en relation avec les forces qui la causent.

11.2. Modèles empiriques globaux

Il y a tout d'abord les modèles empiriques classiques, visant à caractériser globalement les relations pluies-débits par des traitements de séries chronologiques à partir d'approches soit déterministes, soit stochastiques [Clarke, 1994]: c'est par exemple le cas des modèles régressifs, des modèles non-linéaires "à réseaux de neurones" ou des méthodes basées sur les fonctions de transfert - comme l'hydrogramme unitaire [Jakeman et Whitehead, 1996] ou la DPFT [Duband et al., 1993].

Ces modèles ont en commun de ne faire appel qu'aux seules variables d'entrée et de sortie d'un bassin, sans faire intervenir de données sur sa nature physique: le bassin y est considéré comme une boîte noire (*blackbox*). Même s'ils permettent d'estimer certaines valeurs caractéristiques de la réponse du bassin (vitesses de transfert, temps de résidence,...), ils s'appuient sur des fonctions et paramètres globaux sans grande signification physique ou non directement reliables à des propriétés mesurables, donnant une description purement mathématique et numérique du fonctionnement du bassin.

Les modèles empiriques globaux (*lumped empirical blackbox models*) sont très utiles et utilisées en ingénierie hydrologique: simples à mettre en œuvre, donnant de bonnes simulations avec très peu de paramètres, ils suffisent pour bien des applications liées aux ressources en eau. Très dépendants des données utilisées pour les établir, ces modèles sont cependant dangereux à utiliser en dehors de ce domaine d'observation, tant en extrapolation pour le même bassin (événements extrêmes), qu'en transposition soit à un autre bassin similaire, soit au même bassin modifié (impact d'un aménagement). Nombre d'entre eux s'appuient sur la théorie des systèmes linéaires, peu adaptée - à moins d'une linéarisation par partie - à la forte non-linéarité des réponses hydrologiques. Et surtout, ils ne conviennent pas du tout à l'analyse du fonctionnement interne d'un bassin et sont donc de peu d'utilité pour la recherche à cette échelle. Il n'en sera plus question dans ce qui suit.

11.3. Modèles conceptuels globaux

Les recherches menées sur de nombreux bassins ont conduit à considérer tout bassin versant comme un système complexe, dans lequel les précipitations se répartissent entre plusieurs niveaux de stockage temporaire en interaction (végétation, surface, sol, nappe, cours d'eau), avant de retourner dans l'atmosphère par évapotranspiration ou d'être évacuées hors des limites du bassin par écoulement dans les cours d'eau et les nappes (Fig. 11.1).

Cette représentation d'un bassin comme un assemblage de réservoirs interconnectés a permis l'émergence dans les années 1960 d'une classe de *modèles dits "conceptuels" ou "à réservoirs"* ("*conceptual*" ou "*explicit soil moisture accounting*" models). C'est par exemple le cas du modèle SWM de Stanford à 8 réservoirs et 27 paramètres [Crawford et Linsley, 1966] ou plus récemment du modèle GR3J à 3 réservoirs et 3 paramètres [Edijatno et Michel, 1989] et de ses versions plus récentes et complexes GR4J [Makhlouf, 1994] ou GRHUM [Loumagne et al., 1996].

Dans ces modèles, chaque réservoir est décrit par 1 variable (le niveau d'eau) et 2 types de paramètre (les niveaux et coefficients de vidange des orifices), et son fonctionnement par 2 types d'équations [Roche, 1971] (Encadré 11.1):

- une **équation de bilan** assurant la conservation de l'eau dans le réservoir en reliant ses variations de niveau aux flux entrants et sortants,
- une **loi de vidange** pour chaque orifice, dont le débit est généralement considéré comme une fonction puissance du niveau - avec le cas particulier très utilisé des réservoirs linéaires pour lesquels le débit est simplement proportionnel au niveau, et le tarissement une fonction exponentielle décroissante du temps.

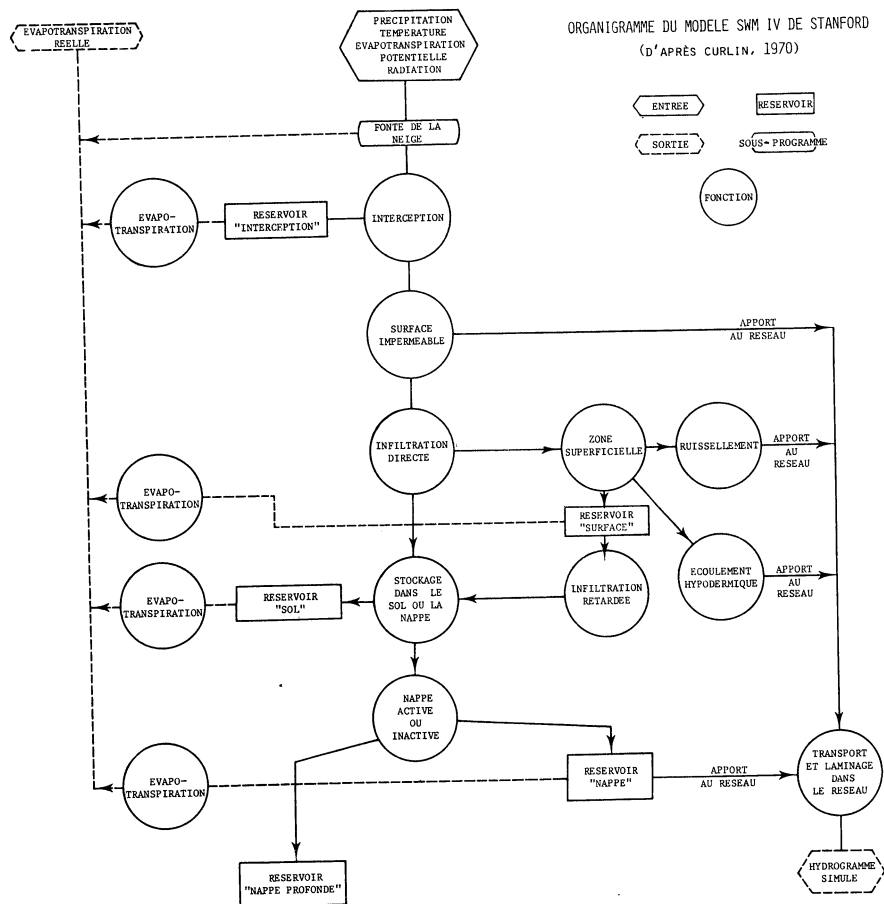


Figure 11.1: Représentation systémique du cycle de l'eau dans un bassin versant: organigramme du modèle conceptuel global SWM [d'après Curlin, 1970].

Figure 11.1: Tous les modèles conceptuels s'appuient sur une représentation de ce type, même si le nombre des réservoirs, le réseau de leurs connexions, la nature des fonctions de stockage et de vidange, et le nombre des paramètres utilisés peuvent varier dans chaque cas.

Connaissant le niveau initial des réservoirs et les forçages atmosphériques (précipitations, évapotranspiration potentielle, ...) à chaque pas de temps, il est alors possible, de proche en proche, de simuler l'évolution des niveaux et des flux échangés et donc des flux sortants du bassin (débits à l'exutoire, évapotranspiration réelle,...) (Fig. 11.2).

S'appuyant sur un cadre conceptuel (seuils fonctionnels, valeurs caractéristiques) issu de l'approche systémique du fonctionnement des bassins versants, permettant de simuler toutes les composantes du cycle de l'eau (évapotranspiration, recharge et contribution des nappes, stockage hydrique) et non plus seulement les débits, ces modèles globaux (*lumped models*) se sont avérés simples à utiliser et utiles pour synthétiser l'information climatohydrologique disponible sur un bassin et simuler l'évolution conjointe des réserves dans chaque compartiment.

Les limites de ces modèles sont cependant nombreuses:

- l'analogie avec le fonctionnement de réservoirs interconnectés reste bien sûr une représentation grossière du fonctionnement réel d'un bassin: les relations de vidange utilisées sont empiriques et le plus souvent arbitraires;
- même s'ils peuvent s'interpréter conceptuellement, les paramètres utilisés sont généralement sans grande signification physique: n'étant ni mesurables, ni corrélables à des caractéristiques mesurables du bassin; ils ne peuvent être estimés que par calage du modèle sur des débits mesurés;
- utilisant des paramètres globaux ou moyens pour décrire le bassin et ses différents compartiments, ils ne permettent pas de tenir compte directement de son hétérogénéité et de sa structure, ni donc d'analyser leur influence sur son fonctionnement.

De ce fait, ils sont peu adaptés à la résolution de nombreux problèmes: par suite de leur calage généralement sur les seuls débits, leur simulation des autres variables hydrologiques est affectée d'une large incertitude - ce qui rend difficile le couplage avec d'autres flux; et ce calage étant relatif à un bassin donné dans un état donné, ils sont également inadéquats pour évaluer l'impact hydrologique d'un aménagement ou pour simuler un autre bassin non jaugé.

11.4. Modèles conceptuels semi-spatialisés

Les modèles conceptuels semi-*spatialisés* (*semidistributed conceptual models*) représentent un grand progrès sur ces modèles globaux quand il s'agit d'analyser le fonctionnement interne d'un bassin.

Figure 11.2: Le modèle GR4Ja été conçu de façon à simuler les débits à l'exutoire avec le minimum de paramètres de calage. Il fonctionne au pas de temps journalier. (a): GR4J comporte seulement 2 réservoirs (i) 1 réservoir sol, dont le taux de remplissage contrôle la partition entre l'eau gravitaire et l'eau de rétention qui l'alimente, ainsi que l'évapotranspiration qui n'affecte que ce réservoir; (ii) 1 réservoir de routage par où transite 90% de l'eau gravitaire après transformation par un hydrogramme unitaire, et dont le tarissement suit une loi de vidange d'ordre 5; les 10% restants rejoignent directement l'exutoire après transformation par un autre hydrogramme unitaire, reprenant le précédent avec une symétrie. Les 4 paramètres du modèle sont les 2 capacités maximales A et B des réservoirs, la constante de temps C des 2 hydrogrammes unitaires et un paramètre D contrôlant le sens et l'intensité des échanges nappes-rivières, modulés aussi par les taux de remplissage des 2 réservoirs. Arbitrairement mais soigneusement choisies de façon à bien simuler numériquement le comportement "moyen" des bassins français, ces fonctions de partition, de routage et de vidange représentent des hypothèses fortes sur le fonctionnement du bassin, difficiles à vérifier dans chaque cas. Comme on le voit en (b), ce modèle - déjà testé avec de bons résultats sur de nombreux bassins - semble convenir, après calage, pour simuler les débits de tels bassins "moyens". Il semble moins performant pour des bassins moins conformes aux hypothèses faites, et ne permet pas vraiment de bien simuler les autres composantes (ETR, recharge de nappe,...) du cycle de l'eau dans un bassin versant.

Un maillage systématique ou un découpage plus physique ou naturaliste discrétise le bassin en **unités spatiales** considérées comme **homogènes** et se vidant les unes dans les autres d'amont en aval. C'est chaque unité, et non plus le bassin globalement, qui est représentée par un assemblage de réservoirs interconnectés (Fig. 11.3). Ceci permet de tenir compte de la répartition spatiale des facteurs du milieu et des forçages atmosphériques, et donc des zones actives et contributives, de suivre la genèse et la propagation des débits à l'intérieur du bassin, de simuler à chaque pas de temps des cartes des stocks dans chaque réservoir ou des flux qu'ils échangent, et de prendre en compte toute modification localisée ou non (Fig. 11.4). C'est par exemple le cas du modèle CEQUEAU-ORSTOM [Girard et al., 1972; Morin et al., 1981] ou plus récemment du modèle SLURP [Kite, 1995].

Cette bien meilleure prise en compte de la structure du bassin se paie par une mise en œuvre beaucoup plus lourde que pour les modèles globaux, du fait de la discrétisation à réaliser et du nombre de données bien plus important à collecter et manipuler. De plus, restant des modèles à réservoirs, ils en gardent les autres limites: les paramètres et relations utilisés n'ayant souvent pas grand sens physique, il s'agit là encore d'une représentation, si détaillée soit-elle, du fonctionnement interne d'un bassin, et non pas d'une explication.

11.5. Modèles physiques spatialisés

Les modèles physiques spatialisés (*physically-based, spatially-distributed models*) s'appuient sur les progrès récents de l'hydrodynamique et de l'écophysologie pour représenter et expliquer le fonctionnement du système étudié.

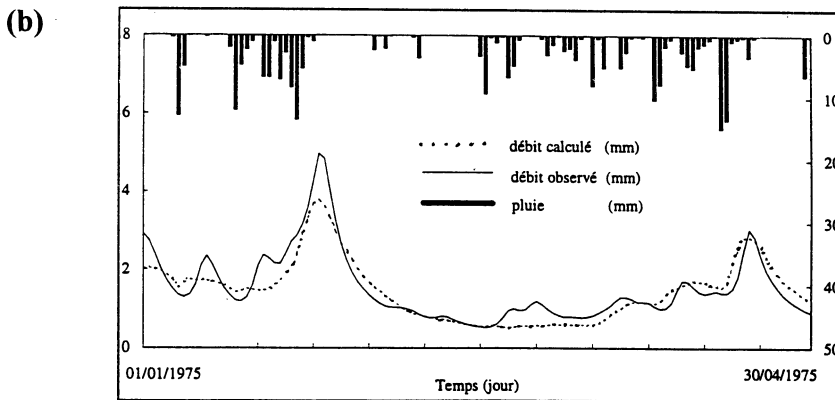
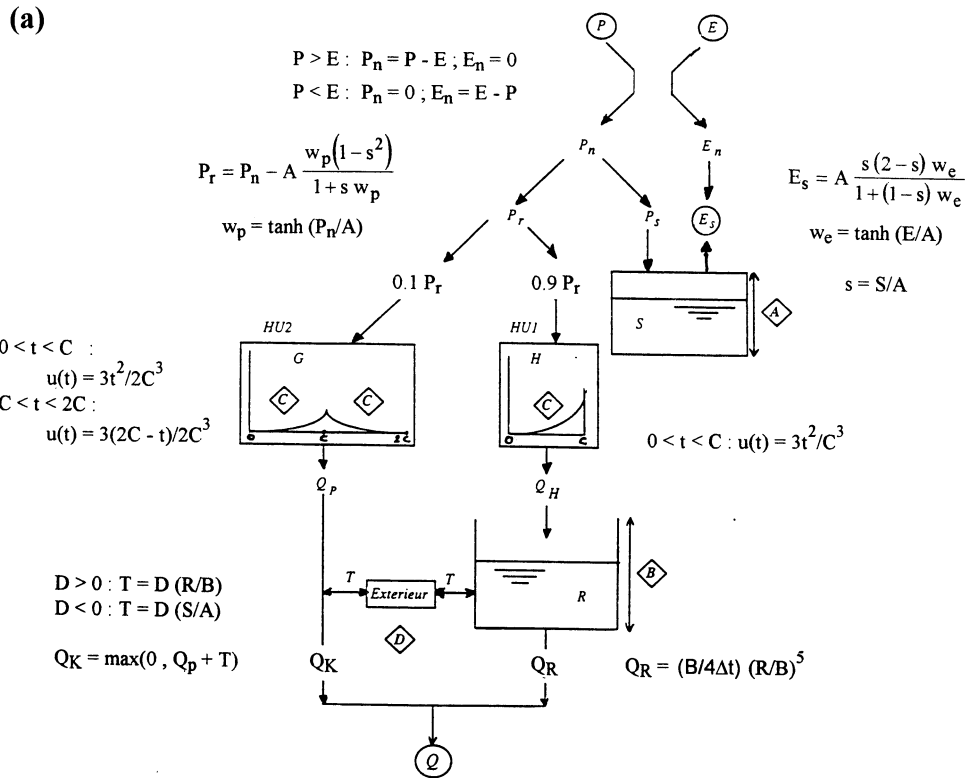


Figure 11.2: Exemple de modèle conceptuel global: le modèle GR4] [In: Makhoul, 1994]. (a): organigramme. (b): application au bassin de Bar-sur-Seine (F; 2340 km²).

Figure 11.3: Un des pionniers de ce type, le modèle CEQUEAU-ORSTOM a été testé avec de bons résultats sur un grand nombre de bassins, de tailles et de milieux très variés. (a): comme le montre cet exemple du bassin de l'Oued Ghorfa (Mauritanie; 1120 km²) à mailles de 4 km, il repose sur une discrétisation en mailles carrées - chacune pouvant être subdivisée en sous-mailles homogènes: à chaque sous-maille sont associés le numéro de la maille qui la draine et le type d'unité physiographique auquel elle appartient. (b): la redistribution de l'eau en chaque maille est simulée à l'aide d'un petit nombre de réservoirs et paramètres, faciles à adapter en chaque cas. Dans cet exemple, 2 réservoirs ont été retenus: 1 réservoir "sol" à 4 niveaux de vidange, et 1 réservoir "nappe" qu'il alimente; et 3 paramètres: 1 seuil de capacité H0 et 2 coefficients de vidange XKS et XKN. Les valeurs de ces paramètres de calage sont supposées identiques pour toutes les mailles d'une même unité physiographique.

Ils font appel à des **variables d'état** (variables extensives, potentiels énergétiques), reliées entre elles en tout point par des **relations d'état**, des **relations dynamiques** (reliant les flux aux gradients de potentiel et aux résistances du milieu) et des **relations de conservation** (bilans de matière, d'énergie, de quantité de mouvement,...). Ces relations s'expriment sous forme d'équations aux dérivées partielles par rapport au temps et à l'espace, avec des **paramètres** mesurables *en principe* et caractérisant les propriétés physiques du milieu. Si les **conditions initiales** et les **conditions imposées aux limites** sont connues, la résolution (le plus souvent approchée) de ces équations locales permet de simuler l'évolution du système en tout point et tout instant d'une **discrétisation** spatio-temporelle fine.

Permettant une description théorique unifiée de la plupart des flux observés dans un bassin versant selon un même formalisme général [Freeze et Harlan, 1969] cette approche dynamique a dans un premier temps servi à modéliser les principaux processus hydrologiques (Encadrés 11.2-11.5), comme par exemple:

- l'écoulement de surface dans les cours d'eau, à partir des équations de Saint-Venant ou de leurs approximations, combinant les équations de conservation de l'eau et de la quantité de mouvement [Fread, 1985].
- l'écoulement en milieu saturé, à partir de l'équation de diffusivité combinant la loi de Darcy à l'équation de conservation de l'eau [de Marsily, 1986].
- l'écoulement en milieu non saturé, à partir de l'équation de Richards combinant la loi de Darcy généralisée à l'équation de conservation de l'eau [Morel-Seytoux, 1989].
- l'évapotranspiration, à partir d'équations de conservation (bilans hydrique, énergétique et radiatif) et de relations entre flux (quantité de mouvement, vapeur d'eau, chaleur sensible), gradients (vitesse, concentration, température) et termes de résistance des différents compartiments [Brutsaert, 1982].

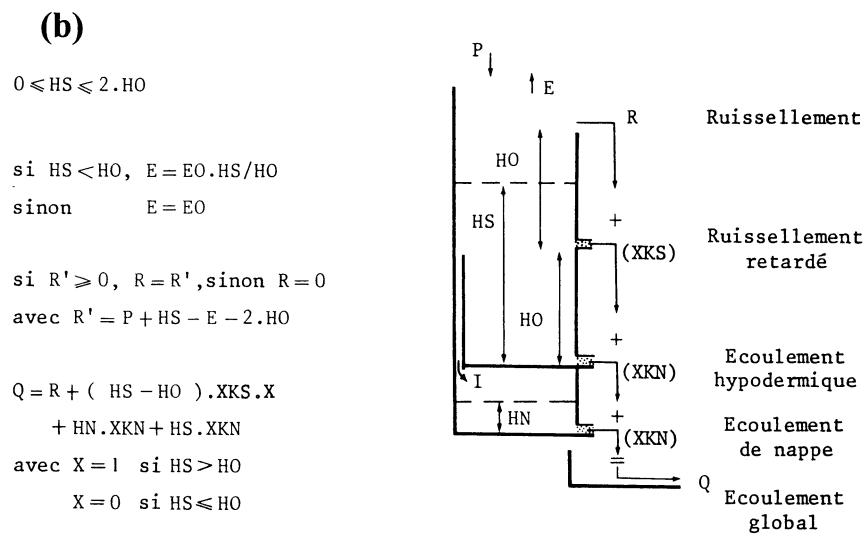
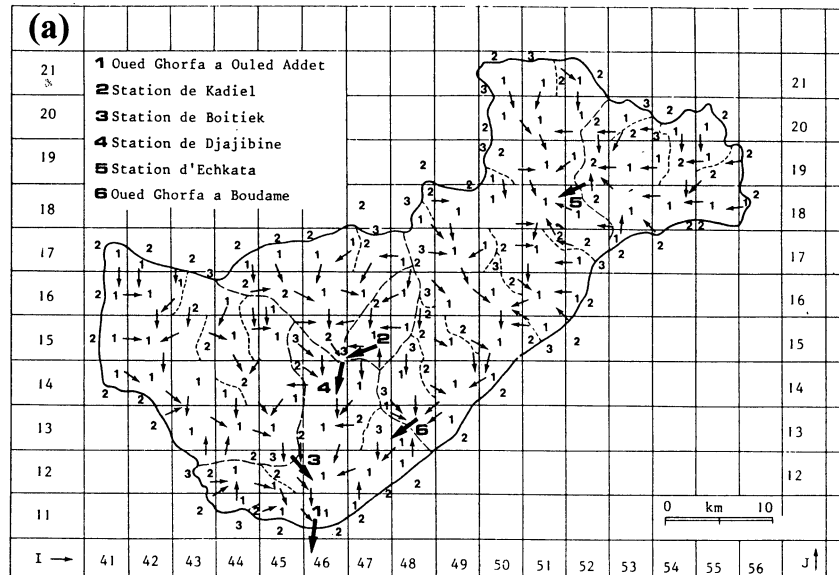


Figure 11.3: Exemple de modèle conceptuel semi-spatialisé: le modèle à discrétisation spatiale CEQUEAU-ORSTOM: **(a)** principe de discrétisation spatiale [In: Girard, 1975]. **(b):** sous-modèle de redistribution de l'eau en chaque maille [In: Girard et al., 1972].

Figure 11.4: Le modèle couplé MC dérive du modèle CEQUEAU-ORSTOM et inclut un module hydrodynamique de nappe. Moyennant quelques adaptations, ce modèle a été appliqué au bassin de la Fecht, dans les Vosges cristallines. Après estimation a priori de la plupart des paramètres, le calage des quelques paramètres restant a été fait sur 1 année et 1 bassin seulement - avec une validation multiéchelle et multivariable. Obtenus sans aucun autre calage et présentés en Q et logQ pour mieux visualiser les bas débits, les résultats de validation (globale, interne) et de transposition (procédures de paramétrisation et discrétisation; calage) aux bassins semblables de la vallée voisine de la Weiss sont dans l'ensemble satisfaisants - malgré certains problèmes de simulation des étiages (jouant peu en volume) et de synchronisation de crues de fonte de neige.

- la fonte, à partir du bilan d'énergie du manteau neigeux [Morris, 1991].

Puis des tentatives ont porté sur le couplage de plusieurs processus:

- modèles de bilan hydrique stationnel ("*SVAT models*") simulant les flux hydriques dans le système sol-végétation-atmosphère [Halldin et al., 1984/85; PROSPER: Huff et Swank, 1985; SiSPAT: Braud et al., 1995].
- couplage "sol saturé-sol non saturé" [Vauclin et al., 1979b], couplage infiltration-ruissellement [Smith et Hebbert, 1983] (Fig. 11.5).
- modèles hydrologiques de versant ou de la dynamique des surfaces saturées [Freeze, 1978; Troendle, 1985; THALES/TAPES-C: Grayson et al., 1995].

Ce n'est que dans les années 1980 que sont apparus des modèles tentant de représenter l'ensemble du fonctionnement hydrologique d'un bassin par un couplage de ces modèles physiques partiels: c'est le cas des modèles SHE [Abbott et al., 1986] et IHDM [Calver et Wood, 1996] (Fig. 11.6, Fig. 11.7).

Ces modèles déterministes, à discrétisation spatiale, à bases physiques et à paramètres mesurables fournissent en général un cadre conceptuel explicatif satisfaisant. Ils permettent en principe de tenir compte de la structure spatiale d'un bassin, de simuler en 3 dimensions les écoulements en toutes conditions, de transposer le modèle à des bassins non jaugés, de tester l'impact de tout changement, de préparer le couplage avec les autres flux associés à l'eau.

Néanmoins, leur utilisation à l'échelle d'un bassin se heurte en pratique à des contraintes limitant sérieusement leurs avantages de principe [Beven, 1985, 1989a]: il s'agit de modèles complexes à élaborer et lourds à exploiter, nécessitant des temps de calcul encore très importants, et faisant appel à un grand nombre de données, rarement disponibles avec la densité et la qualité requises - ce qui fait réserver leur emploi à des objectifs de recherche. De plus, complexité du modèle n'est pas garantie de précision des résultats.

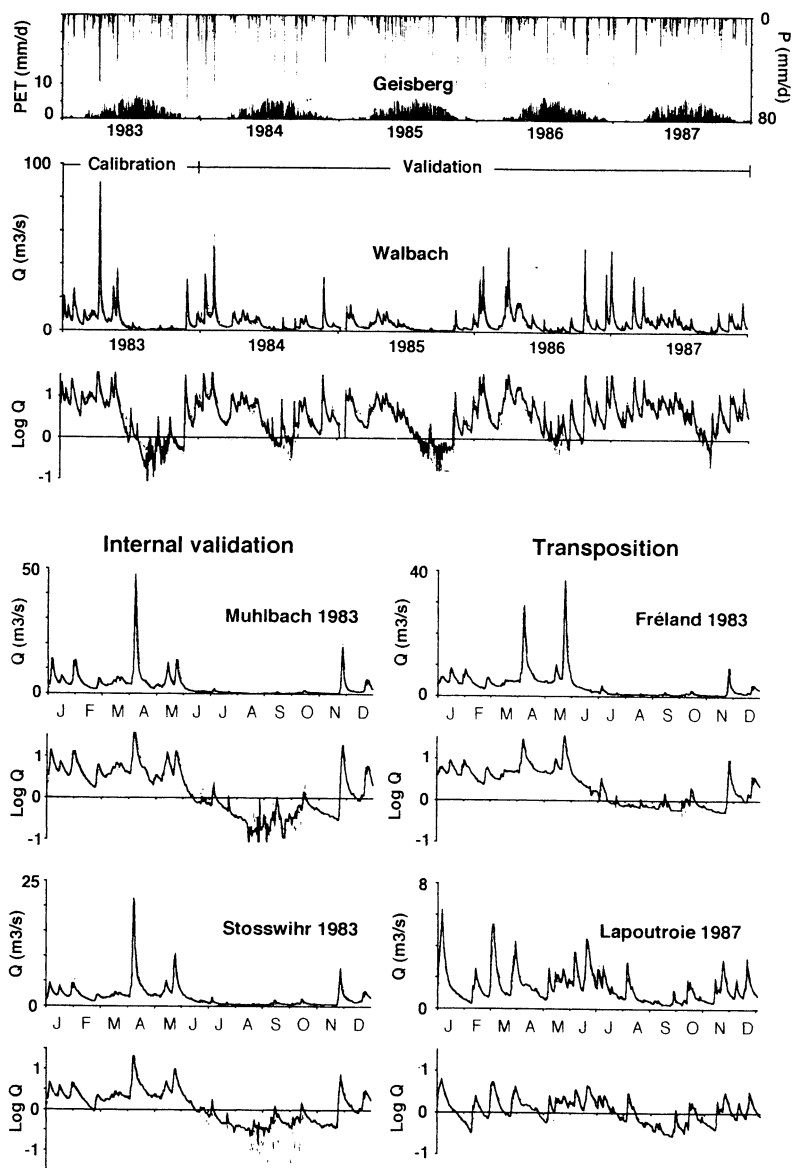


Figure 11.4: Exemple de simulation avec un modèle conceptuel spatialisé [In: Ambroise et al., 1995b]: application du modèle MC [Girard et al., 1981] aux bassins versants emboîtés de la Fecht (F; 211 km²) pour les 5 années 1983-1987. Calage (1 an) et validation globale: bassin de Walbach (211 km²); validation interne: sous-bassins de Muhlbach (74 km²) et Stosswihr (46 km²); transposition: bassins emboîtés voisins de Lapoutroie (39 km²) et Fréland (117 km²). Précipitation P, évapotranspiration potentielle PET, débit Q.

Figure 11.5: Dans un dispositif expérimental contenant une tranche verticale mince de sable fin homogène, initialement en équilibre avec une nappe à niveau constant H_0 , une infiltration à débit constant est imposée sur une partie de la surface. L'évolution des profils de teneur en eau est mesurée sur plusieurs verticales. Dans ces conditions bien contrôlées, le modèle hydrodynamique 2-D en régime transitoire simule correctement la progression verticale et latérale du front d'infiltration et la recharge de la nappe à travers ce milieu poreux à taux de saturation variable - ce qui serait plus difficile en conditions naturelles plus hétérogènes.

11.6. Modèles physico-conceptuels semi-spatialisés

Pour tenter de dépasser les limites de chacune des approches précédentes (modèles statistiques trop empiriques, modèles à réservoirs trop peu réalistes, modèles théoriques trop complexes), il apparaît intéressant de tenter une modélisation hydrologique qui soit à la fois [Ambroise et al., 1982]:

- à bases physiques, c'est-à-dire fondée explicitement sur les processus élémentaires réels, en tirant parti des acquis théoriques pour le choix des variables et paramètres pertinents, tout en simplifiant les modèles correspondants pour les rendre opérationnels à l'échelle du bassin versant;
- semi-spatialisée, c'est-à-dire fondée sur un découpage de l'espace en unités relativement homogènes dans leur fonctionnement hydrologique, en tirant parti des méthodes naturalistes pour définir la structure du bassin et la variabilité interne de ses propriétés.

De tels modèles hydrologiques devraient sans doute être de type mixte:

- déterministe dans leur représentation simplifiée des processus en jeu;
- stochastique dans leur paramétrisation et leur application, pour tenir compte de l'incertitude inévitable sur les paramètres et variables d'entrée.

En plein développement grâce à une meilleure identification des facteurs et processus dominants et à une meilleure caractérisation des hétérogénéités, ce type de modélisation est actuellement tenté de plusieurs façons:

- en combinant dans les modèles - selon les processus, les objectifs et l'état des connaissances - des modules physiques et des modules plus conceptuels ou même empiriques: c'est par exemple le cas du modèle semi-spatialisé MC [Girard et al., 1981] couplant un module à réservoirs pour les écoulements de surface et dans la zone non saturée, à un module hydrodynamique de nappe.
- en simplifiant les modèles théoriques tout en en gardant la base physique: c'est par exemple le cas des modèles paramétriques du bilan hydrique stationnel, comme EARTH [Choisnel, 1985] conçu pour utiliser les données journalières du réseau météorologique, ou ISBA [Noilhan et Planton, 1989] conçu pour être couplé à des modèles tant météorologiques qu'hydrologiques.

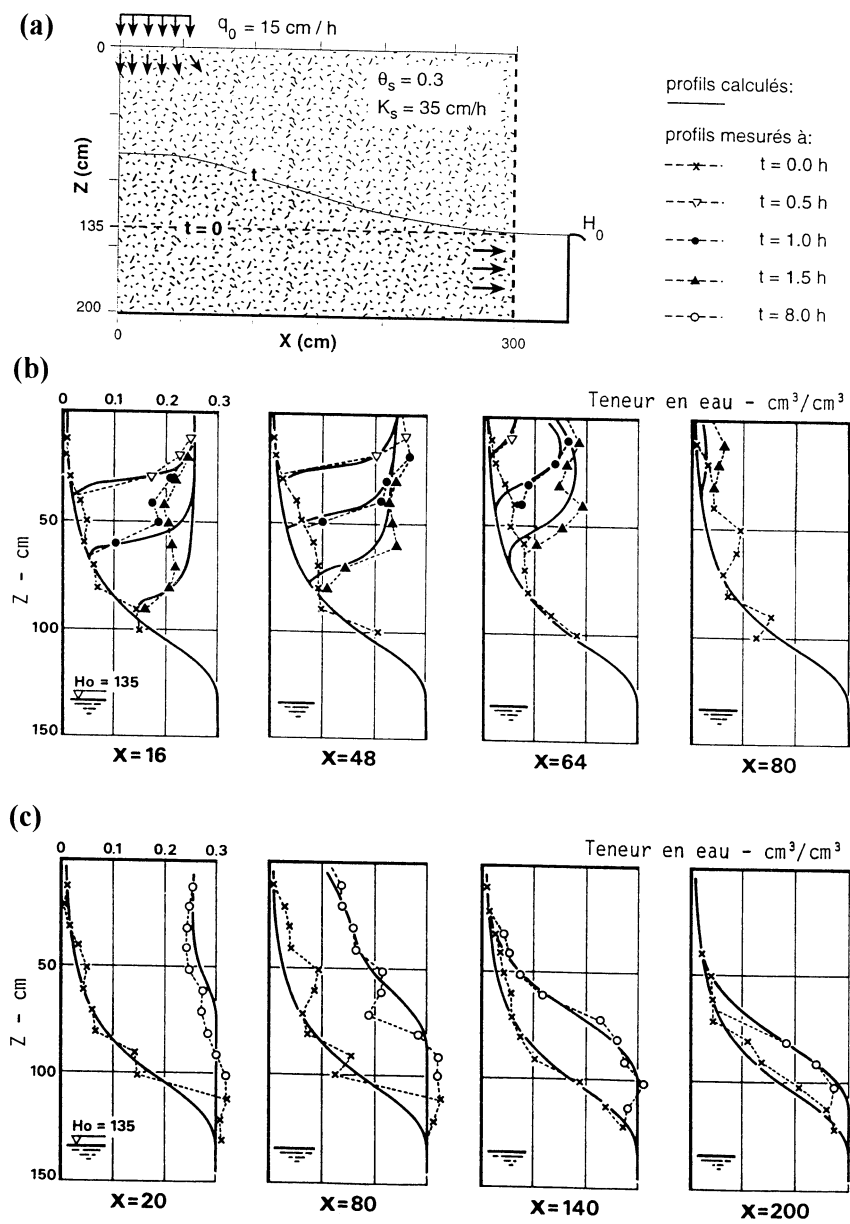


Figure 11.5: Exemple de simulation avec un modèle hydrodynamique 2-D de milieu poreux à saturation variable [d'après Vaucelin et al., 1979b]. (a): dispositif expérimental en laboratoire. En certaines verticales X : (b) évolution des profils hydriques mesurés et calculés; (c) profils initiaux et finaux mesurés et calculés. Nappe à niveau constant H_0 imposé à l'exutoire.

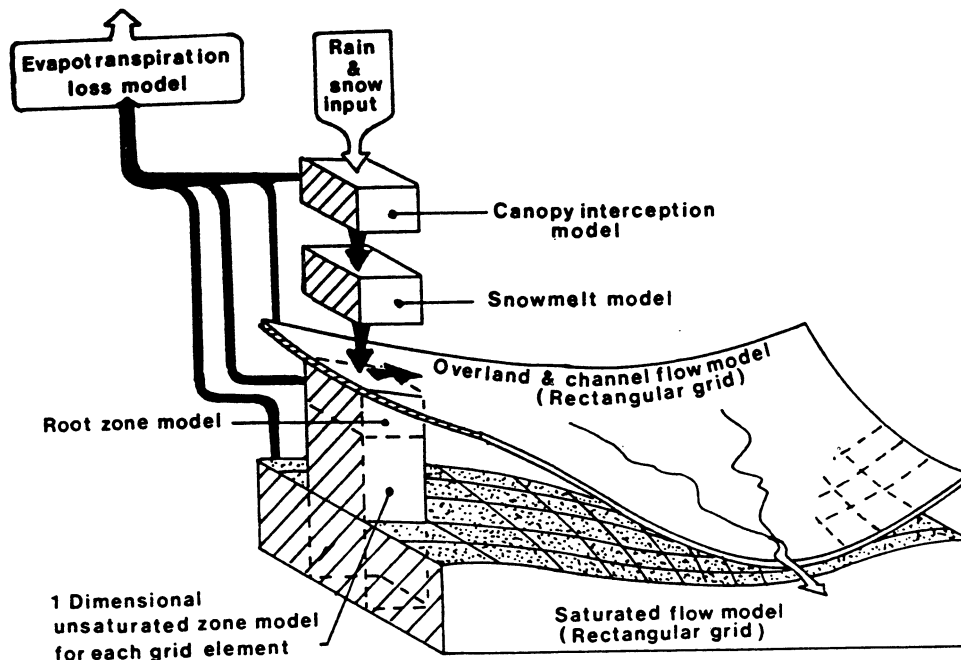


Figure 11.6: Exemple de modèle physique spatialisé de bassin versant [In: Abbott et al., 1986]: organigramme de principe du modèle SHE, par couplage de modules à bases physiques 1-D ou 2-D.

Figure 11.6: Le modèle SHE (Système Hydrologique Européen) combine des sous-modèles physiques spatialisés établis pour les principaux processus se produisant dans un bassin versant: modèle de Rutter pour l'interception par la végétation, bilan d'énergie pour la fonte de neige, équation de Penman-Monteith pour l'évapotranspiration, équations de Richards pour les écoulements en milieu poreux non saturé et de Darcy en milieu poreux saturé, équations de Saint-Venant pour le ruissellement et l'écoulement fluvial. Théoriquement possible mais pratiquement inapplicable en 3-D à l'échelle d'un bassin versant, la résolution de ces équations est réalisée moyennant certaines approximations : flux 1-D verticaux dans la zone non saturée et latéraux dans les cours d'eau, flux 2-D latéraux sur les versants et dans les nappes (Boussinesq). Malgré ces simplifications parfois peu réalistes, il est très lourd à mettre en œuvre, et nécessite un calage le rendant difficile à valider. Néanmoins, il simule à pas de temps fin l'évolution spatio-temporelle de nombreux flux et variables internes du bassin - ce que ne font pas des modèles plus simples.

Figure 11.7: Le modèle SHE a été appliqué à ce petit bassin gallois pour une simulation événementielle au pas de temps horaire. (a): malgré le nombre déjà très important de points de calcul (169 mailles, 39 noeuds par verticale), le maillage carré de 250 m ne donne qu'une approximation relativement grossière de la forme et de la surface du bassin et de ses sous-bassins, et de la forme et de la longueur du réseau hydrographique. (b): après calage de certains paramètres importants sur un seul événement, le modèle reproduit correctement la forme des hydrogrammes, moins bien leur amplitude, à l'exutoire tant du bassin que de ses sous-bassins.

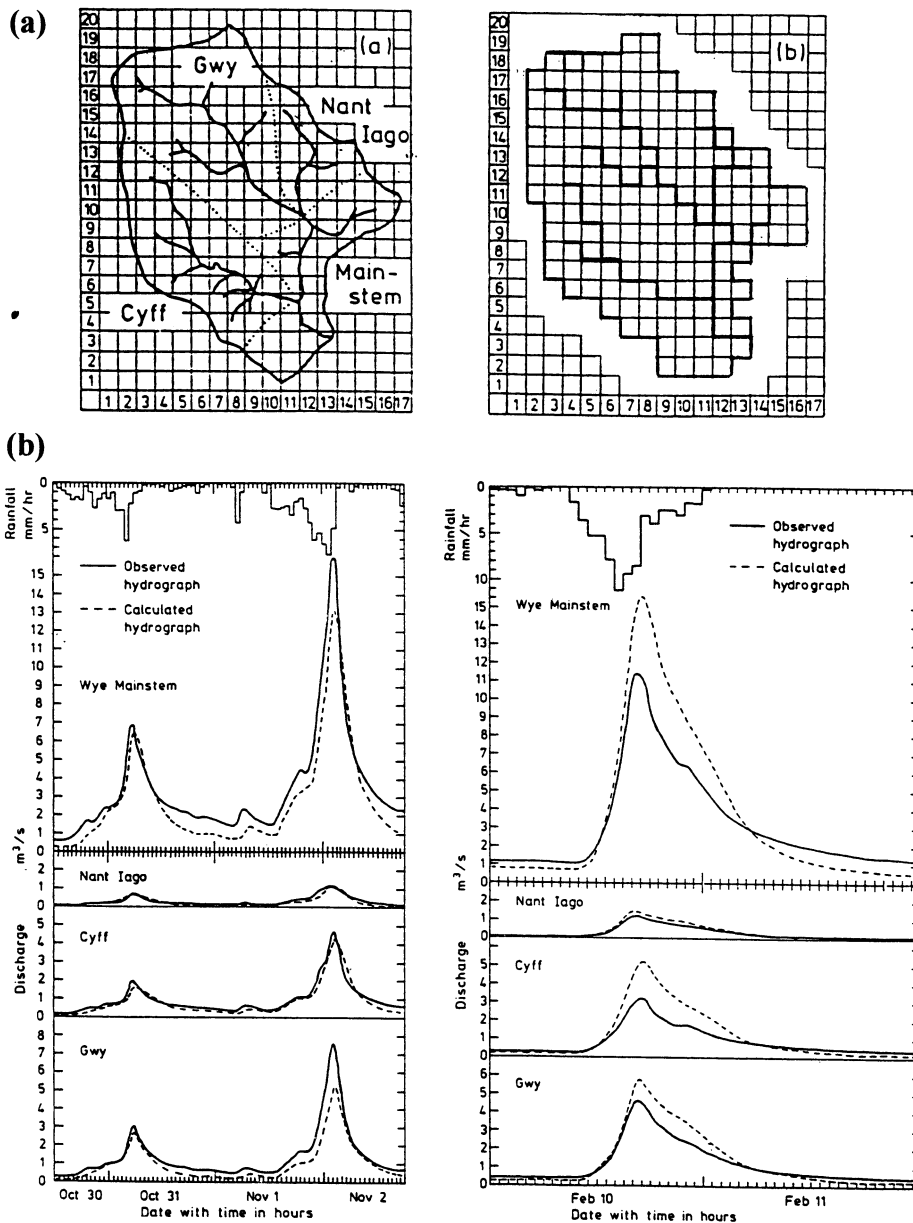


Figure 11.7: Exemple de simulation avec un modèle physique spatialisé [In: Bathurst, 1986]: application du modèle SHE au bassin versant de la Wye (UK; 10.5 km²). (a): principe de spatialisation. (b): hydrogrammes mesurés et simulés aux exutoires du bassin et de 3 sous-bassins.

- en introduisant plus de "physique" dans les modèles conceptuels: c'est ainsi que dans le modèle MC les paramètres contrôlant la capacité et la vidange des réservoirs du module conceptuel sont généralement déterminés par calage; dans certains cas au moins, ils peuvent être déduits des propriétés hydriques des sols et des courbes de tarissement non influencé [Ambroise et al., 1995b].
- en tenant compte explicitement, même de façon simplifiée, de la distribution statistique des paramètres du milieu liée aux hétérogénéités: c'est d'ailleurs ce que faisait déjà le modèle SWM, supposant une loi de distribution uniforme pour certains paramètres importants.

Mais c'est sans doute l'incorporation de nouveaux concepts qui permettra de simplifier encore la modélisation. C'est déjà le cas par exemple avec:

- pour la propagation des débits, le concept d'hydrogramme unitaire instantané géomorphologique (GIUH), prenant en compte explicitement la structure du réseau hydrographique [Rodriguez-Iturbe et Valdès, 1979; Rinaldo et Rodriguez-Iturbe, 1996].
- pour la genèse des débits, les indices de similitude hydrologique comme les indices topographiques [Kirkby, 1975; Burt et Butcher, 1986; O'Loughlin, 1986] utilisés dans des modèles topo-hydrologiques pour représenter explicitement l'effet de la topographie sur les écoulements, dominant souvent celui de l'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques [TOPMODEL: Beven et Kirkby, 1979; Beven et al, 1995; Beven, 1997].

Ainsi, TOPMODEL estime en tout point d'un bassin les flux latéraux dans le sol à partir de la transmissivité du profil, et d'un indice similitude hydrologique faisant intervenir la pente et la surface amont drainée en ce point (Encadré 11.6). Déduite d'un modèle numérique de terrain [Quinn et al., 1991], la fonction de distribution spatiale de cet indice synthétise l'information topographique hydrologiquement utile en une courbe simple à base physique. Tous les points de même indice ayant le même comportement, un calcul par classes d'indice suffit. Privilégiant le rôle de la topographie, ce modèle permet avec peu de paramètres, et sans grande perte de réalisme, une représentation plus simplifiée des conditions hydrodynamiques, privilégiées dans les modèles physiques (Fig. 11.8) - moyennant un calage limité et quelques hypothèses modifiables dans chaque cas [Ambroise et al., 1996a].

Figure 11.8: A partir de la connaissance de la fonction de distribution statistique de l'indice topographique $a / \tan\beta$ - où a et β sont la surface drainée et la pente en chaque point du bassin - TOPMODEL simule la dynamique des surfaces contributives saturées et les hydrogramme à l'exutoire, avec 2 paramètres de calage: les valeurs moyennes de transmissivité latérale et de profondeur effective du sol. Moyennant certaines adaptations, TOPMODEL est bien adapté au fonctionnement hydrologique du petit bassin granitique du Ringelbach, à relief très marqué et à sol très perméable. (a): déduite d'un modèle numérique de terrain à résolution de 5 m, la carte de l'indice topographique indique en foncé les zones susceptibles d'être le plus fréquemment saturées - correspondant aux valeurs d'indice les plus élevées. Situées surtout dans les bas-fonds, ces zones correspondent bien aux surfaces saturées observées, malgré quelques différences locales pouvant provenir de l'hypothèse faite, peu réaliste, d'une transmissivité uniforme. (b): les hydrogrammes sont correctement reproduits, tant en crue qu'en tarissement, même si une certaine sous-estimation de l'extension des surfaces saturées en basses-eaux conduit à sous-estimer les petites crues estivales - ce qui joue peu sur les volumes écoulés.

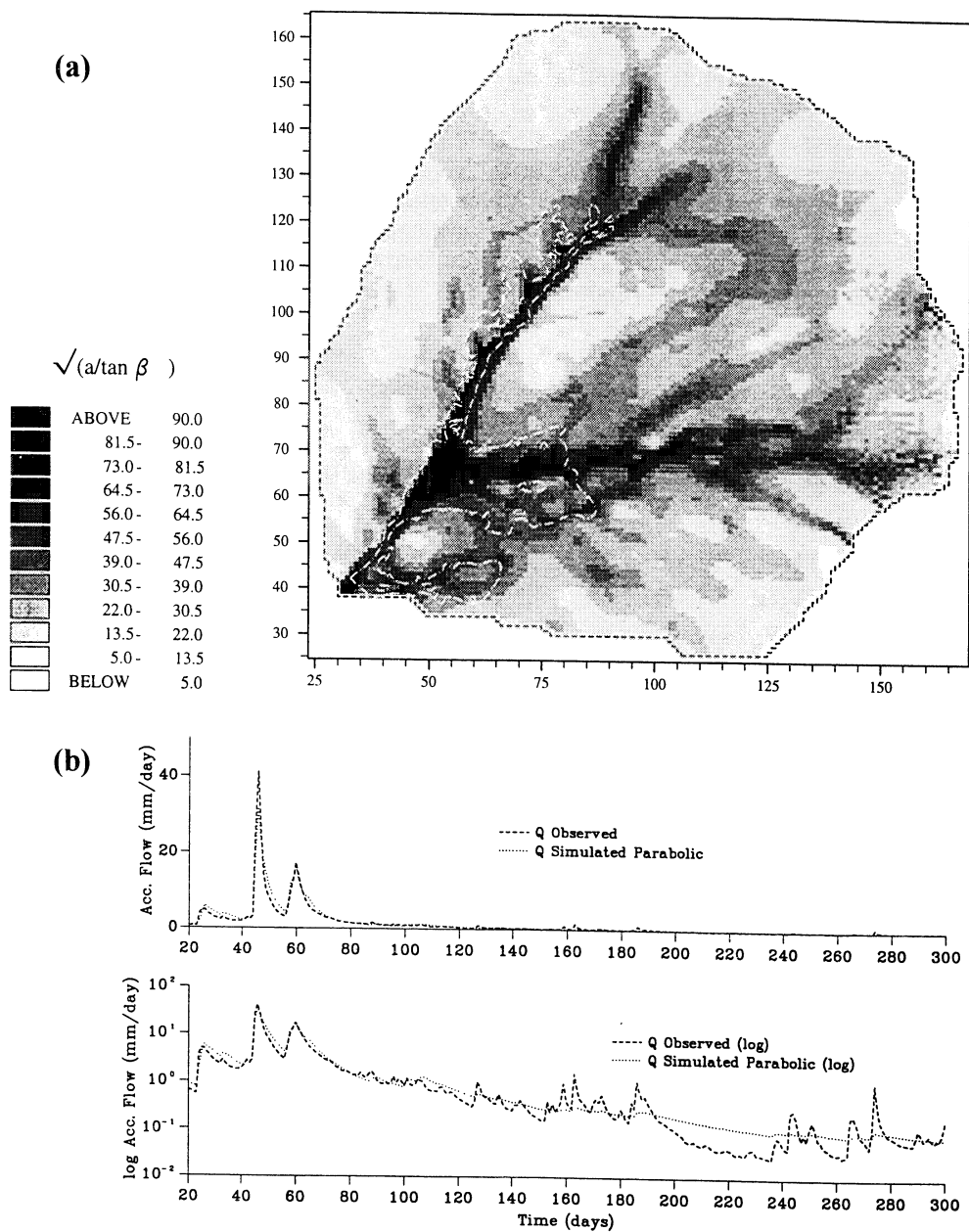


Figure 11.8: Exemple de simulation avec un modèle physico-conceptuel semi-spatialisé [In: Ambroise et al., 1996b]: application du modèle TOPMODEL [Beven et Kirkby, 1979] au bassin versant du Ringelbach (F; 0.36 km²). (a): carte de l'indice topographique et comparaison avec l'extension maximale des surfaces saturées (tireté blanc). (b): comparaison des hydrogrammes (Q et LogQ) mesurés et simulés au pas de temps de 18' pour une partie de l'année.

Encadré 11.1: Modélisation hydrologique à réservoirs

Le réservoir le plus simple utilisable en hydrologie comporte au sommet un exutoire de débordement (fixant sa capacité maximale V_{\max} ou son niveau maximal H_{\max}) et à la base un orifice de drainage ou un bouchon plus ou moins perméable. Hors période de débordement, l'évolution de ce système en fonction des conditions imposées (stock initial; chroniques des précipitations et demandes évaporatoires) est simulé à partir des variables et relations suivantes [Coutagne, 1948]:

- **Variables d'état**
à tout instant t [T]:
le volume d'eau dans le réservoir $V \leq V_{\max}$ [L³]
et/ou la hauteur d'eau dans le réservoir $H \leq H_{\max}$ [L]
- **Relation de définition** variable additionnelle
(1) $\alpha = Q/V$ coefficient de tarissement [T⁻¹]
- **Relation d'état**
(2) $V = \dot{V}(H)$ fonction dépendant de la forme du réservoir
(2') $V = S H$ cas d'un réservoir cylindrique de section S [L²]
- **Relation de bilan**
le volume V varie à tout moment en fonction des flux entrants (précipitations P) et sortants (débit Q ; évaporation ET):
(3) $dV/dt = (P - ET) S - Q$ équation de continuité [L³T⁻¹]
- **Relations empiriques de flux**
- le débit Q à l'exutoire du réservoir est généralement considéré comme une fonction puissance du volume d'eau V (ou de la hauteur d'eau H) dans le réservoir:
(4) $Q = k_v V^n$ ou $Q = k_H H^n$ relation de vidange [L³T⁻¹]
où le coefficient de vidange k_v (ou k_H) et l'exposant n sont des paramètres caractéristiques de la résistance hydraulique de l'orifice ou du bouchon du réservoir
- l'évaporation à la surface du réservoir est généralement considérée comme une fonction de la demande évaporatoire ETP et du volume d'eau disponible V :
(5) $ET = ET(ETP, V) \leq ETP$ relation d'évaporation [LT⁻¹]

En période de tarissement pur (à $t \geq t_0$), sans échange avec l'atmosphère ($P = ET = 0$):

$$Q = -dV/dt = k_v V^n$$

$$\alpha = Q/V = k_v V^{n-1}$$

<p>si $n = 1$ (réservoir linéaire):</p> $Q = Q_0 e^{-\alpha_0(t-t_0)}$ $V = V_0 e^{-\alpha_0(t-t_0)}$ $\alpha = Q_0/V_0 = \alpha_0$ <p>avec $\alpha_0 = k_v$ vidange exponentielle</p>	<p>si $n \neq 1$ (réservoir non linéaire):</p> $Q = Q_0 [1 + (n-1) \alpha_0(t-t_0)]^{n/(1-n)}$ $V = V_0 [1 + (n-1) \alpha_0(t-t_0)]^{1/(1-n)}$ $\alpha = \alpha_0 [1 + (n-1) \alpha_0(t-t_0)]^{-1}$ <p>avec $\alpha_0 = k_v V_0^{n-1}$ si $n > 1$: vidange hyperbolique d'ordre $n/(n-1)$</p>
---	---

Encadré 11.2: Modélisation hydrodynamique en milieu poreux non saturé

Dans un milieu poreux non saturé - supposé continu, indéformable, isotherme, sans hystérésis - les écoulements verticaux (1-D) en régime transitoire sont simulés à partir d'un système de 6 équations à 6 inconnues, définies à l'aide de 3 variables d'état et des relations hydrodynamiques suivantes - où les potentiels énergétiques sont exprimés en charge (énergie par unité de poids) [Musy et Soutter, 1991]:

- **Variables d'état**

à tout instant t [T] et en tout point de profondeur z ($0 \leq z \leq z_{\max}$) [L]:

la teneur en eau volumique θ [L³/L³]

la charge de pression matricielle $h \leq 0$ ou la tension hydrique $|h|$ [L]

la conductivité hydraulique K [LT⁻¹]

- **Relations de définition** variable additionnelle

(1) $H = -z + h$ charge hydraulique [L]

(2) $C = C(h) = \partial\theta/\partial h$ capacité capillaire [L⁻¹]

- **Relations d'état** fonction en tout point

(3) $\theta = \theta(h) \leq \theta_{\text{sat}}$ courbe de rétention hydrique

(4) $K = K(h) \leq K_{\text{sat}}$ courbe de conductivité hydraulique

- **Relations dynamique de processus** fonctionnement en tout point

(5) densité de flux $\vec{v} = -K(h) \text{grad} \vec{H} = -K(h) \frac{\partial \vec{H}}{\partial z}$ *loi de Darcy généralisée* [LT⁻¹]

- **Relation de bilan** interactions entre points

(6) $\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\text{div}(\vec{v}) + q = -\frac{\partial v}{\partial z} + q$ *équation de continuité* [T⁻¹]

où $q(z,t)$ est un éventuel terme de source/puits local (extraction racinaire,...)

La combinaison des équations (1) à (6) permet d'obtenir une équation à une seule inconnue h , de type parabolique et fortement non-linéaire:

- **Relation de diffusivité de Richards**

(7) $C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] + q$ [T⁻¹]

Les valeurs de h en tout point z et tout instant t sont obtenues en résolvant (7) en tenant compte des conditions imposées:

- **conditions initiales:** à $t = 0, \forall z$
- **conditions aux limites** (de flux, de potentiel, mixte): à $z = 0$ et $z_{\max}, \forall t$
- **conditions locales** (source/puits): $q(z,t), \forall t, z$

Les valeurs correspondantes de H, θ, K, C et v en tout point z et tout instant t sont obtenues en substituant ces valeurs de h dans les équations (1) à (5).

Encadré 11.3: Modélisation hydrodynamique en milieu poreux saturé

Un milieu poreux saturé est caractérisé par une charge de pression $h \geq 0$, une teneur en eau $\theta = \theta_{sat}$ égale à la porosité ω , une conductivité hydraulique $K = K_{sat}$ [LT^{-1}]. Dans un tel milieu - supposé continu et isotherme - les écoulements en régime transitoire sont simulés à partir d'un système de 5 équations à 5 inconnues, à l'aide des 3 variables d'état et des relations hydrodynamiques suivantes - où les potentiels énergétiques sont exprimés en charge (énergie par unité de poids) [de Marsily, 1986]:

- **Variables d'état**
à tout instant t [T] et en tout point d'altitude z [L]:
 - la charge de pression hydrostatique $h \geq 0$ [L]
 - la masse volumique de l'eau ρ_e (si compressible) [ML^{-3}]
 - la porosité du milieu ω (si compressible) [L^3/L^3]
- **Relations de définition** variable additionnelle
(1) $H = z + h$ charge hydraulique [L]
- **Relations d'état** fonction en tout point
(2) $\partial \rho_e / \rho_e^2 = g \beta \partial h$ compressibilité de l'eau
(3) $\partial \omega / (1 - \omega) = g \rho_e \alpha \partial h$ compressibilité du milieu
- **Relation dynamique de processus** fonctionnement en tout point
(4) densité de flux $\vec{v} = -K_{sat} \text{grad} H$ loi de Darcy [LT^{-1}]
- **Relation de bilan** interactions entre points
(5) $\partial(\rho_e \omega) / \partial t = -\text{div}(\rho_e \vec{v}) + q$ équation de continuité [T^{-1}]
où $q(x, y, z, t)$ est un éventuel terme de source/puits local (prélèvement, rejet).

La combinaison des équations (1) à (5) aboutit à l'équation de diffusion à une inconnue H , résolvable en tenant compte des conditions imposées (initiales, aux limites, locales).

Si les écoulements peuvent être considérés comme essentiellement horizontaux (hypothèse de Dupuit), le problème général en 3-D se ramène à 2-D, par intégration verticale sur l'épaisseur Z de la nappe - ce qui introduit la transmissivité hydraulique $T(Z) = \int_0^Z K_{sat} dz$ [L^2T^{-1}] et le débit cumulé par unité de surface $Q(Z) = \int_0^Z q dz$ [LT^{-1}]:

- **Aquifère non confiné** isotrope, de niveau piézométrique H , milieu et eau incompressibles:
(6) $\omega_e \partial H / \partial t = \text{div}[T(H) \text{grad} H] + Q(H)$ équation de diffusion [LT^{-1}]
avec ω_e porosité efficace [-]
- **Aquifère confiné** isotrope, d'épaisseur e , milieu et eau compressibles:
(6') $S \partial H / \partial t = \text{div}[T(e) \text{grad} H] + Q(e)$ équation de diffusion [LT^{-1}]
avec $S = \rho_e g e (\beta \omega + \alpha) \ll \omega_e$ coefficient d'emmagasinement [-]

Encadré 11.4: Modélisation hydrodynamique de l'écoulement fluvial

Dans un cours d'eau, les écoulements turbulents longitudinaux (1-D) en régime transitoire sont simulés à partir d'un système de 7 équations à 7 inconnues, à l'aide de 5 variables d'état et des relations hydrodynamiques suivantes - où les potentiels énergétiques sont exprimés en charge (énergie par unité de poids) [Chow et al., 1988]:

- **Variables d'état**

à tout instant t [T] et en tout point d'abscisse x [L] du cours d'eau de pente S_o [-]:

- la hauteur d'eau y [L]
- la vitesse moyenne de l'eau v [LT⁻¹]
- le périmètre mouillé P [L]
- la surface mouillée A [L²]
- la perte de charge par frottement h_f [L]

- **Relations de définition**

variables additionnelles

- (1) $Q = A v$ débit d'eau [L³T⁻¹]
- (2) $S_f = -\text{grad } h_f = -\partial h_f / \partial x$ pente de frottement [-]

- **Relations d'état**

fonctions en tout point

- (3) $P = P(y), \forall x$ dépendant de la forme
- (4) $A = A(y), \forall x$ de la section du chenal

- **Relation dynamique de processus**

fonctionnement en tout point

- (5) $v = C (A/P)^{1/2} |S_f|^{1/2}$ loi de Chézy [LT⁻¹]

où C est le coefficient de Chézy; ou bien:

- (5') $v = n^{-1} (A/P)^{2/3} |S_f|^{1/2}$ loi de Manning [LT⁻¹]

où $n = C^{-1} (A/P)^{1/6}$ est le coefficient de rugosité de Manning

- **Relations de bilan**

interactions entre points

équations de Saint-Venant

conservation de la quantité (volume) d'eau:

équation de continuité

- (6) $\partial A / \partial t = -\partial Q / \partial x + q$ [T⁻¹]

où $q(x, t)$ est un éventuel terme d'apport latéral (ou de prélèvement/rejet local)

conservation de la quantité de mouvement:

équation dynamique

- (7) $A^{-1} \partial Q / \partial t = -A^{-1} \partial (Q^2 / A) / \partial x - g \partial y / \partial x + g S_o - g S_f$ [LT⁻²]

accélération locale	accélération convective	force de pression	force de gravité	force de frottement
---------------------	-------------------------	-------------------	------------------	---------------------

Ce système est résolu en tenant compte des conditions imposées (initiales, aux limites, locales, latérales). Il présente plusieurs approximations utiles, lorsque certains termes de (7) peuvent être négligés (cas d'écoulements uniformes et/ou permanents):

- (7') $A^{-1} \partial Q / \partial t + A^{-1} \partial (Q^2 / A) / \partial x + g \partial y / \partial x - g (S_o - S_f) = 0$ [LT⁻²]

			onde cinématique
			onde diffusante
			onde dynamique

Encadré 11.5: Modélisation énergétique de l'évapotranspiration

Une méthode pour déterminer le flux massique d'évapotranspiration E [$\text{ML}^{-2}\text{T}^{-1}$] provenant d'une surface évaporante (eau libre, sol, végétation) consiste à estimer la densité de flux associée de chaleur latente dans l'air LE [MT^{-3} ; Wm^{-2}] à proximité de la surface, en combinant bilan d'énergie et relations aérodynamiques [Brutsaert, 1982]:

- **Variables d'état**
à tout instant t [T] et en tout point d'altitude z [L] dans l'air (a) ou en surface (s):
les températures T_s, T_a , de la surface et de l'air [K]
les pressions de vapeur d'eau e et de vapeur saturante e^* ($e \leq e^*$) [$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$]
- **Relation d'état** fonction en tout point
(1) $e^* = e^*(T)$ de pente $\Delta = \partial e^*/\partial T = \Delta(T)$ *équation de Clausius-Clapeyron*
- **Relations dynamiques de processus** fonctionnement en tout point *loi de Fick*
densité de flux de chaleur latente densité de flux de chaleur sensible
(2, 3) $LE = -\rho_a c_p \gamma^{-1} K_V \partial e_a / \partial z$ $H = -\rho_a c_p K_H \partial T_a / \partial z$ [MT^{-3}]
où L [L^2T^{-2}] est la chaleur latente de vaporisation, ρ_a [ML^{-3}] et c_p [$\text{L}^2\text{T}^{-2}\text{K}^{-1}$] la masse volumique et la capacité thermique isobare de l'air, γ [$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}\text{K}^{-1}$] la constante psychrométrique; et où les diffusivités [L^2T^{-1}] de la chaleur K_H et de la vapeur K_V dans l'air sont des fonctions complexes des conditions aérodynamiques.
- **Relation de bilan** bilan d'énergie de la couche superficielle
(4) $\partial W / \partial t = (R_n - G) - LE - H \approx 0$ *conservation de l'énergie* [MT^{-3}]
où R_n est le rayonnement net incident, G le flux de chaleur dans le sol, et W [MT^{-2}] l'énergie stockée par unité de surface (souvent négligeable pour des couverts bas).
Faute de connaître les propriétés en surface et les diffusivités, certaines hypothèses simplificatrices sont souvent nécessaires pour estimer LE et H à partir de R_n et G :
 - en supposant $K_H \approx K_V$, et en intégrant entre la surface et un niveau de référence z_a :
(2', 3') $LE = \rho_a c_p \gamma^{-1} (e_s - e_a) / r_a$ $H = \rho_a c_p (T_s - T_a) / r_a$ [MT^{-3}]
et, pour la transpiration, en supposant aussi la vapeur saturante dans les stomates:
(2'') $LE = \rho_a c_p \gamma^{-1} (e_s^*(T_s) - e_s) / r_s = \rho_a c_p \gamma^{-1} (e_s^*(T_s) - e_a) / (r_s + r_a)$ [MT^{-3}]
où r_a et r_s sont les résistances [L^{-1}T] aérodynamique et stomatique.
 - avec 2 niveaux de mesure z_1 et z_2 proches de la surface, la méthode du rapport de Bowen permet d'éliminer r_a :
(5) $\beta = H/LE \approx \gamma (T_1 - T_2) / (e_1 - e_2)$ *rapport de Bowen* [MT^{-3}]
(6, 7) $LE = (R_n - G) / (1 + \beta)$ $H = (R_n - G) \beta / (1 + \beta)$ [MT^{-3}]
 - avec 1 seul niveau de mesure z_a , l'approximation $(e_s^* - e_a^*) / (T_s - T_a) \approx \Delta(T_a)$ permet d'estimer les propriétés en surface en conditions humides (évaporation d'une surface mouillée: $e_s = e_s^*$, $r_s = 0$; transpiration d'un couvert végétal: stomates à e_s^* et r_s):
(6') $LE = \frac{\Delta (R_n - G) + \rho_a c_p (e_a^* - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma (1 + r_s / r_a)}$ *équation de Penman-Monteith* [MT^{-3}]

Encadré 11.6: Modélisation physico-conceptuelle: TOPMODEL

TOPMODEL (*a TOPography based hydrological MODEL*) est un modèle hydrologique à bases physiques mais simplifiées et à 3 paramètres seulement [Beven et al., 1995]. Bien adapté à des bassins à sols minces perméables et à cours d'eau drainant des nappes peu profondes, il simule l'évolution des débits et des surfaces saturées contributives à l'aide d'un indice de similitude topo-hydrologique $\lambda_i = \text{Ln}[a_i/\tan\beta_i]$, moyennant des hypothèses simplificatrices qui, dans sa version de base, portent sur:

- la **structure** du modèle:

- la dynamique est représentée par une succession d'états quasi-stationnaires
- les flux latéraux ne se font qu'en saturé, dans des nappes, et suivent la loi de Darcy

- la **paramétrisation** du modèle:

- le gradient hydraulique des nappes est supposé égal à la pente $\tan\beta_i$ du versant
- la recharge verticale des nappes R [LT^{-1}] par les précipitations à travers la zone non saturée du sol est supposée uniforme sur le bassin
- les paramètres que sont la conductivité hydraulique en surface K_0 [LT^{-1}] ou la transmissivité maximale T_0 [L^2T^{-1}], la capacité au champ $S_{r_{\max}}$ [L], et une épaisseur de sol caractéristique m [L] sont supposés uniformes sur le bassin
- en tout point i , les profils de conductivité hydraulique à saturation $K_i(z)$ ou de transmissivité latérale $T_i(z)$ décroissent exponentiellement avec la profondeur z_i [L] du toit de la nappe - ou, de façon équivalente, avec le déficit de saturation du profil de sol $D_i = \omega_e z_i$ [L], où ω_e [-] est la porosité efficace:

$$K_i(z) = K_0 \exp(-z_i/m) \quad \text{ou} \quad T_i(z) = \int_z^\infty K_i(z) dz = T_0 \exp(-z_i/m)$$

Avec ces hypothèses, en tout point i et tout instant t , la recharge de la surface amont $a_i(t)$ [L] drainée par unité de courbe de niveau autour du point fixe le flux $q_i(t)$ [L^2T^{-1}] en transit par unité de courbe de niveau, et contrôle le niveau $z_i(t)$ de la nappe:

$$a_i R(t) = q_i(t) = T_0 \exp(-z_i(t)/m) \tan\beta_i \leq T_0 \tan\beta_i \quad \text{flux en chaque point } i$$

$$z_i(t)/m - \text{Ln}[R(t)/T_0] = \text{Ln}[a_i/\tan\beta_i] \equiv \lambda_i \quad \text{relation locale en chaquepoint } i$$

$$\bar{z}(t)/m - \text{Ln}[R(t)/T_0] = \overline{\text{Ln}[a/\tan\beta]} \equiv \bar{\lambda} \quad \text{moyenne spatiale sur le bassin}$$

$$[z_i(t) - \bar{z}(t)]/m = \lambda_i - \bar{\lambda} \quad \text{élimination de } R \text{ par différence}$$

Ainsi, en tout point i , l'écart entre les niveaux local z_i et moyen \bar{z} de la nappe est constant et ne dépend que de l'écart entre les indices local λ_i et moyen $\bar{\lambda}$.

- Lorsqu'au point i le flux $q_i(t)$ provenant de l'amont dépasse le flux maximal $T_0 \tan\beta_i$ écoulable dans le sol, il y a saturation du profil et exfiltration de la nappe. A tout instant t , tous les points d'indice $\lambda_i \geq \bar{\lambda} + \bar{z}(t)/m$ ont un profil saturé: les points de fort indice sont plus facilement et donc plus fréquemment saturés. Toute nouvelle précipitation sur ces points contribue par ruissellement au débit de crue.
- En période de tarissement non influencé ($R = 0$), l'intégration des contributions q_i tout le long du cours d'eau donne le débit de base Q_b [L^3T^{-1}] à l'exutoire du bassin de surface A [L^2] - avec une courbe de tarissement hyperbolique d'ordre 1 par rapport au temps, à partir d'un instant de référence t_s au débit Q_s :

$$Q_b = A T_0 \exp(-\bar{\lambda}) \exp(-\bar{z}(t)/m) \quad Q_b(t-t_s) = Q_s [1 + (t-t_s)Q_s/A m \omega_e]^{-1}$$

11.7. Conclusions: choix et usage

Ainsi, la plupart des acquis des approches systémique et dynamique des fonctionnements hydrologiques mentionnés dans la première partie se retrouvent dans les différents types de modèle. Le choix entre ces types, puis entre les modèles d'un même type, dépend de l'objectif et des moyens disponibles, et passe par l'analyse et la comparaison de leurs domaines de validité et d'application. Ceci suppose que les choix de modélisation (point de vue adopté, hypothèses, approximations,...) faits dans chaque modèle soient clairement explicités dans la documentation des logiciels diffusés - ce qui n'est pas toujours le cas. En pratique, un critère de choix important est leur coût total de mise en œuvre (temps de calcul et ressources informatiques, temps et coût d'acquisition et de mise en forme des données, temps d'interprétation), augmentant vite avec leur degré de sophistication.

Même si les capacités de calcul et de stockage informatiques sont de moins en moins un frein à l'utilisation de modèles à bases physiques, l'effort beaucoup plus grand d'analyse du système et de préparation des données qu'ils nécessitent par rapport aux modèles empiriques ou conceptuels globaux n'est vraiment justifié que si on s'intéresse non pas seulement, par exemple, aux débits à l'exutoire mais aussi aux autres variables simulées et, dans le cas de modèles spatialisés, à leur cartographie: un modèle simple donne souvent de meilleurs résultats qu'un modèle complexe, mais pour un nombre beaucoup plus limité de variables et de conditions. Néanmoins, mieux un modèle intègre la physique des phénomènes, plus le cadre conceptuel qu'il fournit est évolutif, permettant d'intégrer toute nouvelle connaissance. De plus en plus, le véritable choix se pose entre des modèles physiques très détaillés, plus "universels" mais moins optimisés, et plutôt probablement des modèles plus simplifiés mais spécialisés (en fonction d'un processus, facteur ou objectif dominant).

Quel que soit le modèle choisi, il faut absolument se garder d'une utilisation de type "presse-bouton" - ce qu'encourage parfois la diffusion de logiciels "boîtes noires", faciles d'emploi mais insuffisamment documentés. Il ne peut y avoir de bonne modélisation sans une bonne connaissance des hypothèses simplificatrices et des méthodes de résolution sur lesquelles le modèle repose - information indispensable notamment pour interpréter les résultats et, le cas échéant, identifier ce qui doit être modifié dans le modèle.

Enfin, la modélisation hydrologique est encore trop souvent freinée par une disponibilité insuffisante d'interfaces informatiques permettant une modélisation plus aisée et interactive - facilitant la manipulation des données, la discrétisation du bassin, la représentation graphique et cartographique des données et résultats, et donc aussi la validation visuelle des simulations.

La profusion actuelle des modèles traduit une redondance certaine dans leur développement. De façon à mieux capitaliser les efforts tout en conservant une nécessaire diversité des choix en modélisation hydrologique, une meilleure concertation serait nécessaire, notamment pour développer des "boîtes à outils" permettant, par une approche modulaire, la constitution de modèles à la demande, au sein d'un environnement informatique et graphique adapté [Leavesley et Stannard, 1995; Bouvier et al., 1996].



12

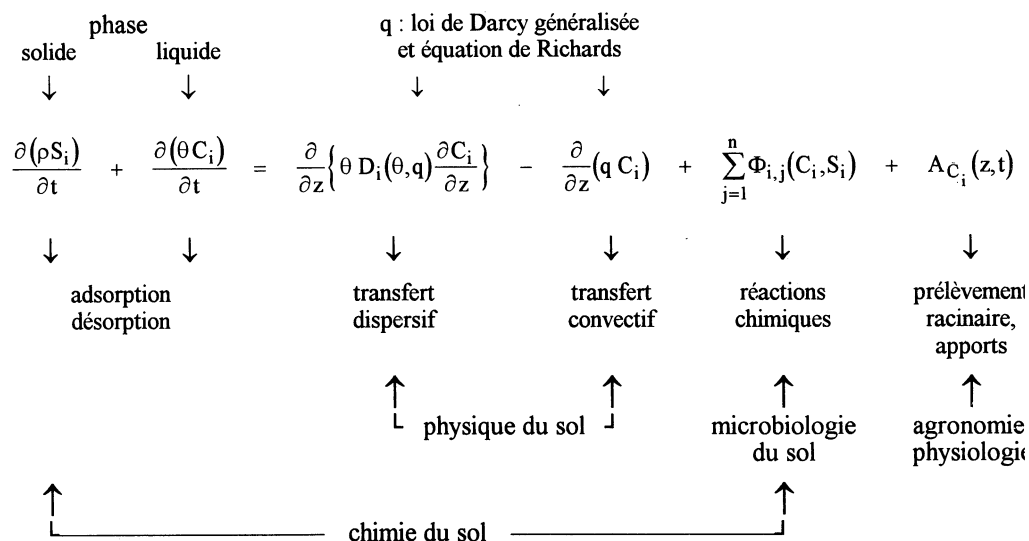
PROBLEMES A RESOUDRE

Ainsi, les succès rencontrés dans les études sur le terrain et le développement de modèles mathématiques ont permis de progresser dans la réponse aux questions posées à l'hydrologie. Mais de nombreux problèmes restent à résoudre pour parvenir à des modèles qui soient vraiment à la fois fondés scientifiquement et opérationnels. C'est que toute modélisation est assortie d'erreurs difficiles à réduire ou compenser, provenant tant du modèle que des données. Ces problèmes seront présentés dans l'ordre où ils se présentent généralement au cours du processus de modélisation.

11.1. Couplages entre modèles

Tout d'abord, il est bon de rappeler que la simulation des seuls écoulements dans un bassin versant n'est plus, et de loin, le seul objectif auquel doit répondre la modélisation hydrologique: de nombreux problèmes environnementaux nécessitent l'élaboration de modèles couplant les flux hydriques aux flux d'énergie ou de matière (sédiments, solutés, biomasse). Ces couplages font intervenir de nombreux processus et interactions encore très mal connus, dont la formalisation théorique et la modélisation passent par une concertation interdisciplinaire beaucoup plus étroite mais encore difficile à mettre en œuvre. C'est par exemple le cas du transport de solutés et polluants par l'eau dans les sols [Vachaud et al., 1990; Mangold et Tsang, 1991; Vauclin, 1994] (Fig. 12.1), de l'érosion hydrique et du transport de sédiment par ruissellement [Bates et Lane, 1998; Boardman et Favis-Mortlock, 1998], ou des flux d'eau et d'énergie dans le système sol-végétation-atmosphère à différentes échelles spatio-temporelles [Schmugge et André, 1991; Giorgi et Avissar, 1997] en vue d'une modélisation hydrologique et météorologique couplée (Fig. 12.2).

Un préalable indispensable à l'obtention de tels modèles couplés est bien sûr une modélisation satisfaisante des flux hydriques - ce qui est loin d'être assuré pour les raisons indiquées dans ce qui suit. Mais, inversement, la perspective de ces nécessaires couplages peut et doit orienter le développement des modèles hydrologiques, par exemple en vue d'une meilleure représentation des chemins de l'eau ou de l'interface sol-plante-atmosphère, et d'une meilleure prise en compte des différences d'échelle spatio-temporelle des processus en jeu.



C_i, S_i : concentrations des phases fluide et solide de la substance i
 ρ : masse volumique du sol sec; θ : teneur en eau volumique du sol
 D_i : coefficient apparent de dispersion hydrodynamique
 q : densité de flux d'eau volumique; A_{C_i} : terme de source/puits de la substance i
 $\Phi_{i,j}(C_i, S_i)$: termes de production/destruction de la substance i dans la réaction j

Figure 12.1: Couplage entre modèles hydrodynamique et hydrochimique dans un sol [d'après Vauclin, 1994].

Figure 12.1: La modélisation des transferts couplés d'eau et de solutés dans un profil de sol passe par la résolution d'un système d'équations composé de l'équation de Richards simulant les flux d'eau q et d'une équation par espèce chimique i reliant les variations temporelles de ses concentrations en phases liquide et solide aux divers processus de transfert (diffusion, convection) et de transformation (chimique, biochimique) qui l'affectent dans le sol ainsi qu'aux apports et prélèvements directs. Le couplage s'exprime à travers le flux d'eau q intervenant dans les 2 termes de transfert de l'espèce i . Bien que très général, ce formalisme théorique reste encore très difficile à appliquer, faute de connaissances suffisantes sur nombre de ces processus, et notamment sur les transformations. Une meilleure collaboration entre les disciplines concernées serait nécessaire pour progresser en ce domaine important par ses enjeux environnementaux.

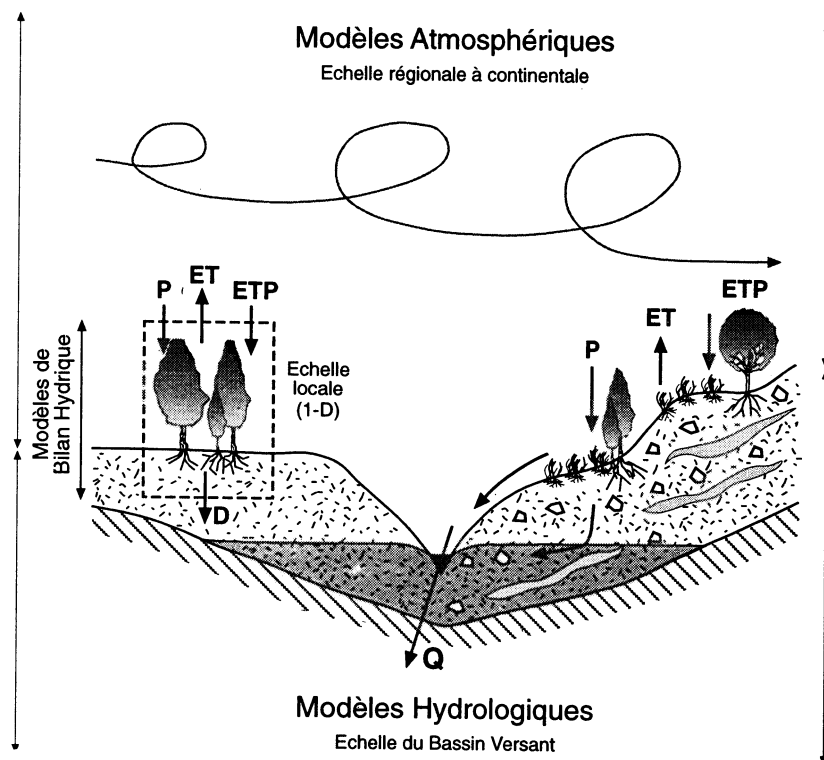


Figure 12.2: Couplage entre modèles atmosphériques et hydrologiques. Précipitations P, évapotranspirations potentielle ETP et réelle ET, drainage vertical D, débit à l'exutoire Q.

Figure 12.2: La modélisation de l'ensemble du cycle de l'eau continental passe par le couplage entre des modèles atmosphériques et des modèles hydrologiques spatialisés, simulant la redistribution verticale et surtout latérale de l'eau (et de l'énergie). Elle nécessiterait la mise au point de modules d'interfaçage simulant explicitement les flux échangés en surface entre l'atmosphère et le sol: actuellement, les précipitations sont un flux imposé et l'évapotranspiration un flux simulé dans les modèles hydrologiques, et inversement dans les modèles atmosphériques. Simulant seulement les transferts verticaux dans le système sol-végétation-atmosphère, les modèles disponibles de bilan hydrique (*SVAT models*) sont des modèles stationnels, surtout adaptés à des terrains plats et à des sols et végétation homogènes et uniformes (partie gauche). Négligeant les advections latérales dans l'atmosphère et le sol, ils conviennent encore mal aux conditions naturelles beaucoup plus hétérogènes (partie droite). Les résolutions spatiales et temporelles de ces modèles restent difficilement compatibles: le maillage des modèles atmosphériques est encore trop grossier pour permettre aussi une prise en compte correcte de l'hétérogénéité du milieu dans les modèles hydrologiques; et la rapidité des processus atmosphériques impose des pas de temps très courts, souvent inutiles pour de nombreux processus hydrologiques.

11.2. Erreurs liées à la structure du modèle

Même les plus complexes des modèles à bases physiques ne sont, par construction, que de grossières approximations de la réalité, par manque de théories adéquates ou par incorporation partielles des théories existantes.

11.2.1. *Limites théoriques*

Notons tout d'abord que la distinction empirique/théorique apparaît souvent comme subjective et relative à l'échelle de perception: c'est par exemple le cas de la loi de Darcy, relation phénoménologique macroscopique qui gouverne cependant les écoulements en milieu poreux saturé avec un large degré de généralité. Ensuite, certains processus sont encore trop mal connus sur le plan théorique pour pouvoir être incorporés dans des modèles physiques: c'est par exemple le cas des écoulements préférentiels dans les macropores [Germann, 1990; Germann et DiPietro, 1996], ou des instabilités dans les fronts d'infiltration [Hillel, 1987]. De plus, les lois physiques établies pour des milieux homogènes et continus ne s'appliquent pas forcément aux milieux hétérogènes rencontrés dans la nature: quelle est par exemple la validité du concept de "volume élémentaire représentatif" dans des formations superficielles complexes? Enfin, les couplages et interactions de processus ne sont pas toujours simples à formaliser, notamment aux interfaces: c'est le cas des échanges nappes-rivières.

11.2.2. *Simplifications théoriques*

Même si les théories sont disponibles, elles conduisent souvent à des équations trop complexes dans leur formulation générale pour être utilisables dans des modèles. La plupart des modèles utilisent des approximations des équations théoriques complètes, par simplification de certains termes ou l'emploi de relations physico-empiriques. Ceci conduit à négliger des processus, forces ou interactions, qui dans certaines conditions peuvent pourtant jouer un rôle déterminant dans les fonctionnements hydrologiques.

Des exemples de formulations simplifiées sont fournis par l'approximation par onde cinématique des écoulements de surface [Henderson et Wooding, 1964], ou par l'approximation de Green et Ampt [1911] pour l'infiltration. De même, l'équation de Richards représentant les écoulements en milieu non saturé suppose en fait l'eau et le milieu incompressibles et isothermes, avec des flux monophasiques ne dépendant que des gradients de potentiel hydraulique. Dans la plupart des cas, l'hystérésis des propriétés hydriques des sols est aussi négligée, alors qu'elle semble pouvoir expliquer la rapidité de certains transferts

d'eau et de solutés dans des sols partiellement saturés [Stauffer et Dracos, 1986] Fig. 12.3). De même, la formulation temporelle et spatiale de ces lois est généralement simplifiée: ainsi, le modèle SHE combine des formulations monodimensionnelles de l'infiltration et de l'écoulement en cours d'eau, et bidimensionnelles du ruissellement et des écoulements en nappe (cf. Fig. 11.6); dans TOPMODEL, les évolutions sont assimilées à une succession d'états stationnaires.

12.2.3. *Approximations numériques*

A ces simplifications de nature conceptuelle et théorique s'ajoutent des approximations de nature numérique: les équations différentielles utilisées dans les modèles physiques n'ont généralement pas, ou seulement dans des cas simples [Parlange et al.], de solutions analytiques exactes, continues dans l'espace et le temps. Il faut en rechercher des solutions numériques approchées, à l'aide d'**algorithmes** dont la **vérification** et la comparaison peuvent d'ailleurs se faire par référence aux solutions analytiques disponibles: intégration par différences finies [Remson et al., 1971; Vauclin et al., 1979a], ou par éléments finis [Zienkiewicz, 1977; Dhatt et Touzot, 1984], ou par d'autres méthodes dérivées [Chavent et Roberts, 1991; Mosé et al., 1994]. - avec, dans le cas d'équations non-linéaires, une linéarisation à l'aide de techniques itératives. Ces méthodes, dont chacune recouvre toute une famille de schémas de résolution, font intervenir une discrétisation du temps et de l'espace, pas toujours facile à adapter aux contrastes de vitesse des processus en jeu.

12.2.4. *Discrétisations temporelle et spatiale*

Cette discrétisation spatio-temporelle est une étape délicate de la modélisation, puisque les approximations qu'elle introduit croissent avec la taille des pas de temps et d'espace choisis: toute hétérogénéité de taille inférieure à ces pas est négligée, ainsi donc que ses effets hydrologiques éventuels - qui peuvent pourtant dans certains cas être amplifiés par les non-linéarités du système. Elle doit être adaptée aux longueurs et temps caractéristiques des processus: trop grossière, elle provoque des approximations voire même des instabilités numériques inacceptables; trop fine, elle accroît inutilement les temps de calcul.

Le pas de temps choisi doit tout à la fois être compatible avec la résolution temporelle des données disponibles, être adapté aux variations temporelles des flux à simuler et, le cas échéant, respecter un critère de stabilité numérique. Plutôt qu'un pas de temps constant, il peut être judicieux d'utiliser un pas de temps variable selon l'intensité de l'activité hydrologique, diminuant lors des événements pluvieux, augmentant durant les périodes de tarissement. De plus, l'approximation temporelle revient à supposer les forçages constants sur toute la durée du pas de temps, ce qui est d'autant moins plausible que le pas de temps est plus long: ainsi, le pas de temps journalier fréquemment utilisé introduit un décalage aléatoire dans les crues simulées, différent selon que la pluie est en réalité concentrée en début ou en fin de journée.

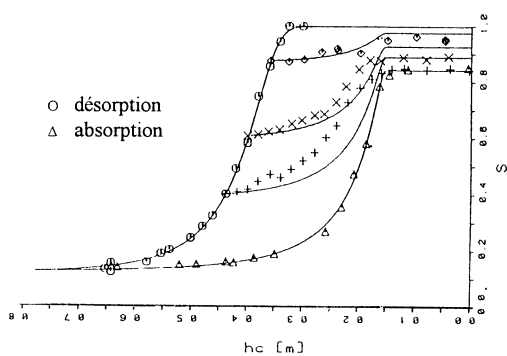
Figure 12.3: Le dispositif expérimental contient une tranche verticale mince de sol stratifié (3 couches de sables fin, grossier et fin), initialement en équilibre avec une nappe à niveau constant dans la couche inférieure. Une infiltration à débit constant est imposée sur une partie de la surface, en utilisant une solution aqueuse diluée de NaCl. La mesure sur plusieurs verticales de l'évolution des teneur en eau, tensions hydriques et concentrations en NaCl permet de suivre le transfert de cette solution jusqu'à l'exutoire. Un modèle hydrodynamique 2-D en régime transitoire simule la recharge de la nappe et le transport convectif du soluté à travers ce milieu poreux stratifié à taux de saturation variable, avec et sans prise en compte de l'hystérésis de la rétention hydrique. (a): la rétention hydrique du sable fin présente, entre les 2 courbes enveloppes obtenues en régime de désorption puis d'absorption, un large domaine d'hystérésis - bien représenté par le modèle d'hystérésis de Mualem (1974). (b): négliger l'hystérésis conduirait à une forte sous-estimation de la recharge de la nappe et des débits à l'exutoire dans la phase transitoire, surtout pour de faibles taux d'infiltration $Q_0 (= N)$. (c), (d): l'évolution des débits relatifs et des concentrations relatives à l'exutoire est correctement simulée, à condition de prendre en compte l'hystérésis.

Qu'ils soient conceptuels semi-spatialisés ou physiques spatialisés, les modèles s'appuient aussi sur un découpage de l'espace en éléments supposés homogènes, constituant les unités spatiales de base pour les calculs. Cette discrétisation spatiale peut prendre plusieurs formes (Fig. 12.4):

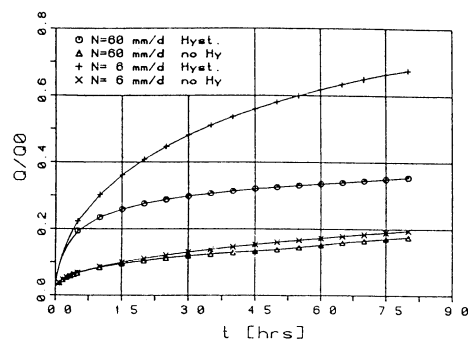
- maillage systématique régulier (modèle SHE) ou emboîté (modèle MC), facilitant une résolution en différences finies, simple à générer mais peu adapté au traitement des limites et discontinuités;
- découpage à partir de critères fonctionnels, plus réaliste et plus souple mais plus complexe à mettre en oeuvre: éléments finis [Jayawardena et White, 1977], tubes de courant pour les écoulements dans les versants [TAPES-C: Grayson et al., 1995], facettes de versant pour les calculs de fonte de neige ou d'évapotranspiration.

Aucune de ces méthodes de discrétisation spatiale ne semble cependant convenir à toutes les applications [Moore et al., 1991].

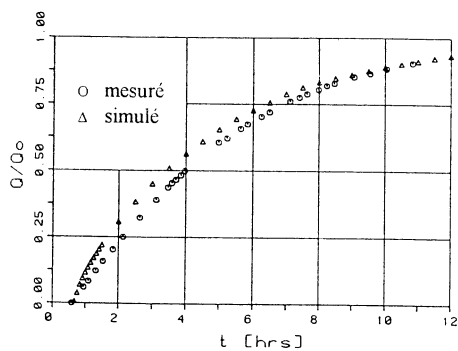
Les maillages réguliers - de plus en plus utilisés avec le développement des modèles numériques de terrain (MNT) et de la télédétection satellitale (à base de pixels) - apparaissent en fait assez peu adaptés à certains processus hydrologiques (ou géomorphologiques) d'extension plutôt linéaires; de plus, la même résolution spatiale n'est généralement pas requise partout sur un bassin: une résolution fine est surtout nécessaire dans les zones à fort gradient (forçages, facteurs) et/ou à forte activité hydrologique, ainsi qu'aux limites des unités pour respecter les longueurs, surfaces et formes. Ainsi, des mailles de 25 à 50 m généralement utilisées pour des bassins de quelques km² et bien suffisantes pour les parties supérieures des versants peuvent s'avérer beaucoup trop larges pour décrire correctement la dynamique des zones actives et contributives, d'extension souvent limitée mais variable - comme les zones hydromorphes, aux formes plutôt linéaires le long des cours d'eau.



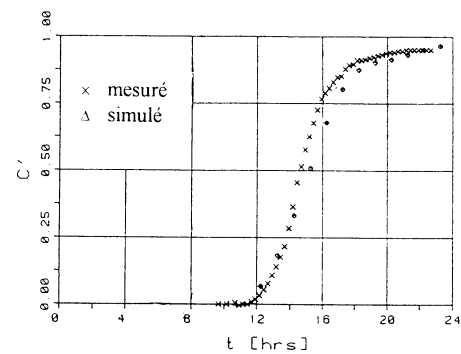
(a) Relation hystérique entre le taux de saturation S et la tension hydrique h_c



(b) Débits relatifs à l'exutoire simulés avec et sans hystérésis

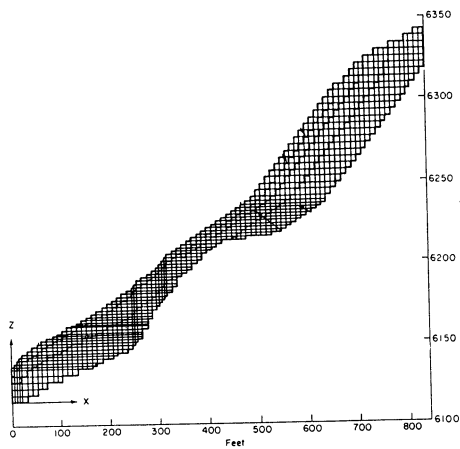


(c) Débits relatifs à l'exutoire mesurés et simulés avec hystérésis

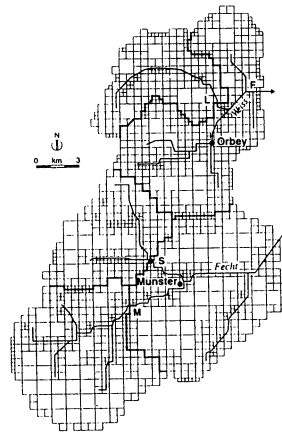


(d) Concentrations à l'exutoire mesurées et simulées avec hystérésis

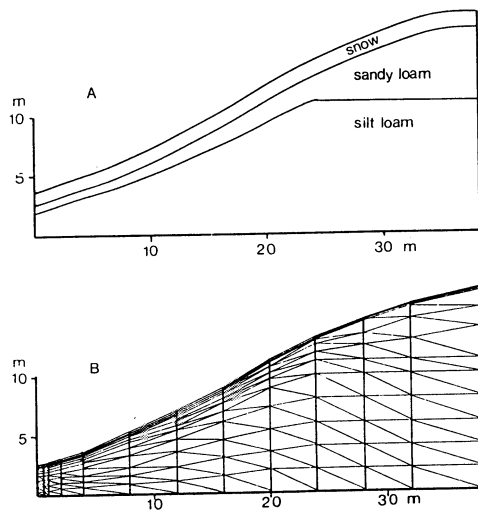
Figure 12.3: Effet de l'hystérésis de la rétention hydrique sur les flux d'eau et de solutés dans un sable stratifié [d'après Stauffer et Dracos, 1986].
 (a): hystérésis mesurée et simulée de la courbe de rétention hydrique du sable fin.
 (b): effet de la prise en compte de l'hystérésis sur la simulation des flux, pour 2 taux d'infiltration N . (c), (d): validation des simulations avec hystérésis des flux d'eau et des concentrations en soluté (NaCl).



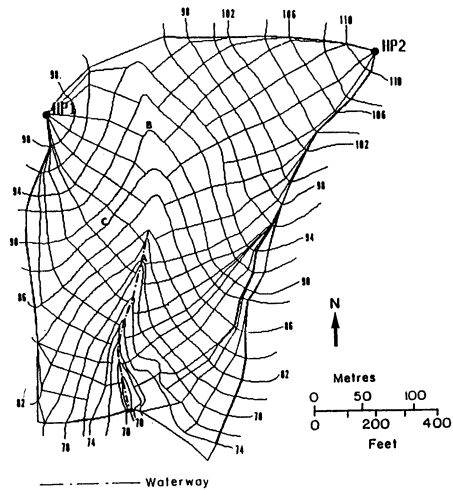
(a) Maillage en différences finies d'un versant du bassin de Reynolds' Creek, Idaho



(b) Maillage emboîté du bassin de la Fecht, Vosges, pour le modèle couplé MC



(c) Maillage en éléments finis d'un versant du bassin de Sleepers River, Vermont



(d) Maillage avec TAPES-C du bassin R-5 de Chickasha, Oklahoma

Figure 12.4: Exemples de schéma de discrétisation spatiale en hydrologie: (a) maillage rectangulaire semi-régulier pour différences finies [d'après Freeze, 1978]; (b) maillage carré emboîté [d'après Ambroise et al., 1995b]; (c) découpage en éléments finis triangulaires [d'après Beven, 1985]; (d) découpage en éléments de tube de courant [d'après Moore et Grayson, 1991].

12.3. Disponibilité des données

Même en supposant acceptables ces approximations liées à la structure des modèles, la modélisation se heurte souvent à un problème de disponibilité de la grande masse de données requises pour paramétrer les modèles, pour fixer les conditions initiales et aux limites des simulations, pour disposer d'informations sur les variables internes ou de sortie pour leur validation (Tab. 12.1).

Tableau 12.1: Liste des paramètres et variables à définir en chaque maille carrée ou chaque bief pour le modèle SHE [In: Abbott et al., 1986]

Data and parameter requirements for each grid square (or channel link) in the SHE model	
Input data and model parameters for each component	
<i>Frame component</i>	
Model parameters	Ground surface elevation Impermeable bed elevation Distribution codes for rainfall and meteorological source stations Distribution codes for soil and vegetation types
<i>Interception component</i>	
Model parameters (for each crop type)	Drainage parameters Canopy storage capacity (time varying) Ground cover indices (time varying) Rainfall rate
Input data	
<i>Evapotranspiration component</i>	
Model parameters (for each crop type)	Canopy resistance Aerodynamic resistance Ground cover indices (time varying) Ratio between actual and potential evapotranspiration as a function of soil moisture tension Root distribution with depth Meteorological data
Input data	
<i>Overland and channel flow component</i>	
Model parameters	Strickler roughness coefficients for overland and river flows Coefficients of discharge for weir formulae Specified flows or water levels at boundaries Man-controlled diversions and discharges Topography of overland flow plane and channel cross sections
Input data	
<i>Unsaturated zone component</i>	
Model parameters (for each soil type)	Soil moisture tension/ content relationship Unsaturated hydraulic conductivity as a function of moisture content
<i>Saturated zone component</i>	
Model parameters	Porosities or specific yields Saturated hydraulic conductivities Impermeable bed elevations Specified flows or potentials at boundaries Pumping and recharge data
Input data	
<i>Snowmelt component</i>	
Model parameters	Degree-day factor Snow zero plane displacement Snow roughness height
Input data	Meteorological and precipitation data

12.3.1. Problèmes métrologiques

Malgré un très rapide développement technologique de l'instrumentation de terrain - qui a permis d'améliorer considérablement la fiabilité et la précision des capteurs et d'automatiser de nombreuses mesures, même dans des environnements difficiles - la métrologie en hydrologie doit encore beaucoup progresser, notamment par des collaborations accrues avec des physiciens.

Tout d'abord, l'**accessibilité** à certaines informations reste limitée, faute de méthodes de mesure appropriées. C'est par exemple le cas de la géométrie et de la distribution statistique des réseaux de macropores dans le sol et le sous-sol [Bour et Davy, 1997]; ou encore, de la géométrie et de la structure des formations superficielles en trois dimensions: un effort important reste à faire pour adapter les méthodes de prospection géophysique aux besoins de l'hydrologie [Benderitter, 1990; Meyer de Stadelhofen, 1991].

De plus, certaines méthodes disponibles ont un **domaine de validité** limité, n'étant bien adaptées qu'à certaines conditions. C'est par exemple le cas de la mesure des précipitations (notamment neigeuses) [Sevruk, 1986, 1989], difficile dans les régions venteuses (déficit de captation), en milieu forestier (interception) ou encore en montagne (cf. Fig. 5.7); ou encore, des méthodes aérodynamiques ou énergétiques de mesure de l'évapotranspiration, développées en terrain horizontal homogène (sol, végétation) mais encore mal adaptées aux versants hétérogènes [Brutsaert, 1982]. L'utilisation de matériels, méthodes et procédures différents - soit au cours du temps, soit d'un site à l'autre - oblige à de difficiles intercalibrations, pas toujours réalisées avec tout le soin nécessaire (Fig. 12.5).

Enfin, chaque méthode de mesure effectue une certaine intégration spatiale et/ou temporelle, définissant son **échelle de mesure** caractéristique. Ceci rend les mesures provenant de différents appareils parfois difficiles, en toute rigueur, à comparer ou à combiner dans des modèles, si leurs échelles caractéristiques sont différentes: ainsi, l'humidimétrie neutronique concerne des volumes de sol supérieurs à ceux des humidimétries gravimétriques ou TDR - **Time Domain Reflectometry** - ainsi qu'à ceux des mesures tensiométriques auxquelles elles sont pourtant combinées pour simuler l'évolution du profil hydrique. La plupart des méthodes disponibles donnent des mesures ponctuelles, à une échelle spatiale beaucoup plus fine que la discrétisation spatiale choisie - d'où une comparaison problématique des résultats simulés par maille à ces mesures locales. La nécessaire adéquation entre les échelles spatiales des données, de la théorie et du modèle est rarement respectée [Cushman, 1986] - d'où le besoin de nouvelles méthodes capables de fournir directement des mesures aux échelles adéquates.

Figure 12.5: Cette figure présente un inventaire non exhaustif des pluviomètres utilisés dans le monde. Chaque appareil a ses propres caractéristiques aérodynamiques et donc son propre pouvoir de captation des précipitations incidentes. Ceci rend difficile la comparaison de mesures obtenues, dans le temps et dans l'espace, avec des pluviomètres différents.
Sevruk B., Klemm S. [1989]: Catalogue of national standard precipitation gauges. Instruments and Observing Methods Report No. 39, WMO/TD-No. 313, 50 p.



Figure 12.5: Exemple de problème métrologique: la diversité des pluviomètres [d'après Sevruk et Klemm, 1989].

12.3.2. Problèmes méthodologiques

Les données ne sont généralement pas disponibles avec la résolution spatiale et temporelle requise: il est rarement possible, sauf dans des bassins de recherche bien équipés, de multiplier les points de mesure - ne serait-ce que pour des raisons de coût des appareillages et du traitement des données. Ceci pose plusieurs types de problèmes, difficiles à résoudre dans chaque cas:

- Définition d'un plan d'échantillonnage (nombre et localisation des sites, fréquence et répétition des mesures) à l'échelle du bassin: il peut être considérablement allégé en s'appuyant sur une **typologie** préalable du temps et de l'espace en périodes et unités relativement homogènes, à partir de critères naturalistes souvent simples - en s'appuyant notamment sur l'identification des périodes et zones "actives" et/ou "contributives". Ainsi, la forte variabilité temporelle des forçages atmosphériques peut être ramenée à un nombre restreint de types de situations météorologiques et de temps locaux beaucoup moins variables. De même, un échantillonnage stratifié des sols et de la végétation peut être fait par grands types d'unités "géomorpho-pédo-écologiques" présentant une variabilité inter-unités bien supérieure à la variabilité intra-unité [Viville et al., 1986; Bruand et al., 1996].
- Recherche de méthodes de mesures indirectes, permettant d'estimer la variabilité d'une propriété difficile à mesurer à partir de celle d'autres propriétés plus accessibles: c'est le cas des modèles d'estimation des courbes de conductivité hydraulique des sols à partir de leurs courbes de rétention hydrique, ou de ces courbes de rétention à partir de leurs courbes granulométriques plus largement disponibles [van Genuchten et al., 1992]; ou de l'utilisation des courbes de tarissement non influencé et de corrélations "débit de base - extension des surfaces saturées" pour estimer à partir des débits de base l'état des réserves hydrologiques et l'extension de ces surfaces contributives (Fig. 12.6).
- Détermination des conditions initiales, toujours très difficile même à partir de méthodes indirectes ou d'indices de conditions antérieures (Fig. 12.6). Dans le cas de systèmes pas trop fortement non-linéaires, une erreur sur l'état initial influera surtout sur le début des simulations (compensation progressive des erreurs): d'où l'intérêt de prévoir une "période de chauffe" du modèle en conditions à peu près stationnaires avant le début de la période d'intérêt, notamment dans le cas d'une simulation événementielle (crue isolée,...).

Figure 12.6: Dans ce petit bassin versant des Vosges granitiques, des cartographies répétées des surfaces saturées dans le fond du vallon ont permis de montrer que leur extension était très bien corrélée au débit de base à l'exutoire - représentatif de l'état hydrologique du bassin. Cette relation permet à tout moment d'estimer avec une précision satisfaisante, à partir du débit de base plus facile à mesurer, l'extension de ces surfaces contributives contrôlant le fonctionnement hydrologique du bassin mais difficile à suivre en continu.

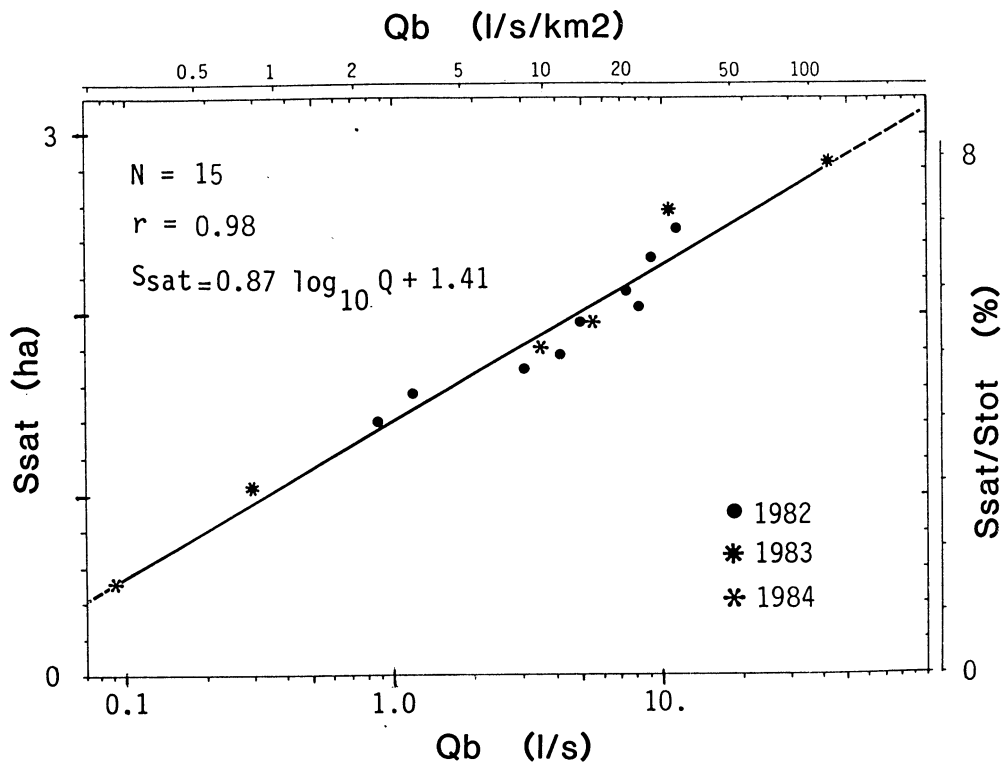


Figure 12.6: Exemple d'estimation indirecte des conditions initiales [In: Ambroise, 1986]: relation entre le débit de base Q_b et l'extension S_{sat} des surfaces saturées dans le bassin versant du Ringelbach (F; 0.36 km^2).

- Définition de méthodes d'interpolation (géostatistiques,...) entre sites et dates de mesures, pour cartographier les conditions aux limites, les variables et les paramètres en tenant compte des discontinuités et hétérogénéités ainsi que des corrélations entre variables. C'est par exemple le cas des champs de précipitation fortement affectés par le relief, mais différemment selon les types de temps [Creutin et al., 1980; Bénichou et Le Breton, 1987; Krajewski et Creutin, 1992; Humbert, 1995]; ou de la cartographie des propriétés physiques et hydriques des sols [Voltz et al., 1997].

- Développement de logiciels de traitement de **Modèles Numériques de Terrain (MNT)**, avec des procédures automatiques et interactives d'extraction des caractéristiques topographiques et morphométriques intéressant l'hydrologie [Depraetere, 1991; Moore et al., 1991], ou encore de discrétisation spatiale à pas variable selon les zones du bassin. Toute l'information topographique utile n'est cependant pas accessible à partir de MNT, voire même de cartes topographiques: c'est le cas de la microtopographie de surface ou des réseaux de fossé et talus, jouant pourtant un rôle essentiel sur les ruissellements.
- Mise au point de procédures fiables de gestion des données, pour assurer la critique, l'archivage, la mise à jour, la consultation, la représentation et l'extraction de cette masse d'information, souvent considérable dans le cas de réseaux de centrales d'acquisition automatique: l'interfaçage des modèles hydrologiques spatialisés avec des **Systèmes d'Informations Géographiques (SIG)** et de **Gestion de Bases de Données (SGBD)** - en rapide développement, malgré leur lourdeur relative - devrait permettre à terme d'assurer plus simplement ces fonctions, en amont et en aval de la modélisation [Kovar et Nachnebel, 1993, 1996; Gurnell et Montgomery, 1998].

12.3.3. Apports de la télédétection

Pour augmenter la disponibilité des données spatialisées en hydrologie et remédier à certains des problèmes précédents, beaucoup d'espoirs ont été mis dans la télédétection aéroportée et surtout satellitale, grâce notamment:

- à la rapide amélioration de la résolution spatiale: les pixels de 20 m déjà disponibles pour certains capteurs rendent la télédétection satellitale intéressante même à l'échelle de petits bassins, avec des informations à une échelle spatiale directement compatible avec celle des modèles spatialisés;
- à l'exploration des apports possibles d'une gamme de plus en plus large de longueurs d'onde (visible, proche infrarouge, infrarouge thermique, micro-ondes passives et actives) et de leurs combinaisons.

Des progrès très importants ont été réalisés en télédétection pour cartographier et suivre l'évolution de nombreux paramètres et variables hydrologiques [van den Griend et Engman, 1985; Brun et al., 1990; Engman et Gurney, 1991; Schmutge et Becker, 1991; Andrieu et al., 1992; Bonn, 1996; Stewart et al., 1996]: état physiographique et hydrique du bassin (topographie et morphométrie, occupation du sol, couvertures végétales et

neigeuses, états de surface, humidité des sols et extension des surfaces saturées, température de surface), mais aussi flux échangés avec l'atmosphère (suivi des champs de précipitations et d'évapotranspiration) - composantes essentielles mais encore très mal connues et modélisées du cycle hydrologique.

Mais il reste encore beaucoup à faire pour relier les signaux électromagnétiques enregistrés à des variables et paramètres hydrologiques, valider ces méthodes d'inversion par des mesures in situ, tirer parti des informations multispectrales et multicapteurs, améliorer leur fréquence et leur disponibilité, développer de nouveaux modèles hydrologiques capables de les assimiler - ce que font déjà certains modèles [Ottlé et Vidal-Madjar, 1994; HYDROTEL: Fortin et al., 1995; SLURP: Kite, 1995].

12.4. Adéquation des données: hétérogénéité spatiale

Même si les données nécessaires sont disponibles, leur adéquation pour la modélisation reste à assurer. La fréquente non-adéquation déjà mentionnée entre les échelles de mesure et de modélisation pose le problème d'une représentation satisfaisante des hétérogénéités et des fonctionnements tant à l'échelle des unités de discrétisation que de l'ensemble du bassin.

12.4.1. Paramétrisation et variabilité intra-unité

Une fois délimitées les unités spatiales de calcul, il reste à les paramétrer. Or, les études de terrain ont montré que dans des unités considérées comme homogènes persistait une variabilité résiduelle souvent importante: c'est par exemple le cas de flux comme les précipitations [Jacquet, 1960] ou de variables internes comme le stock hydrique [Gascuel-Oudoux et Mérot, 1986], ou de paramètres comme les propriétés hydriques des sols [Nielsen et al., 1973; Bouma et Bell, 1983; Vauclin, 1983] (Fig. 12.7, Fig. 12.8). Cette variabilité est parfois assortie d'une autocorrélation spatiale qui, dans le cas des propriétés des sols, peut amplifier la variabilité des flux hydriques [Sharma et al., 1987; Binley et al., 1989b] (Fig. 12.9). Même si elles peuvent être caractérisées et prises en compte dans les interpolations et intégrations spatiales - par exemple, par les méthodes de la géostatistique comme le krigeage [Delhomme, 1976; Journel et Huijbregts, 1978; de Marsily, 1986] - encore bien peu de recherches ont porté sur l'explication de la genèse de ces variabilités et autocorrélations.

Figure 12.7: Dans ce petit bassin versant des Vosges granitiques, un échantillonnage à 2 échelles (fosse de 2 m de large; transect de 100 m de long) a permis de caractériser la variabilité spatiale au sein d'une unité de sol homogène. Les propriétés hydriques ont été mesurées au laboratoire sur des échantillons de sol non remanié. Dans ce sol à matériel très grossier, la rétention hydrique est assez faible et la conductivité hydraulique à saturation très forte. La dispersion autour des moyennes est importante, surtout dans les horizons supérieurs. La variabilité observée à l'échelle du transect est pour l'essentiel déjà atteinte à l'échelle de la fosse. Les distributions statistiques sont normales pour la rétention hydrique (comme pour toutes les variables statiques), et lognormales pour la conductivité hydraulique (comme pour toutes les variables dynamiques).

Non-linéarité et non-stationnarité des processus, autocorrélation spatiale des paramètres et des flux, topologie complexe des chemins de l'eau ont une conséquence importante: à l'échelle d'une unité, les **paramètres "équivalents"** ("*effective parameters*") - valeurs que devraient prendre les paramètres pour donner les mêmes résultats si l'unité était homogène et uniforme - diffèrent des moyennes et/ou cumuls de leurs valeurs locales et ne peuvent généralement pas être déduits a priori de leurs distributions statistiques dans l'unité [Vauclin et al., 1983; Binley et al., 1989a]. C'est que dans un système non-linéaire, l'ordre des opérateurs (moyenne, intégrale,...) influe directement sur les résultats: la moyenne spatiale des simulations avec les paramètres locaux diffère de la simulation obtenue avec les paramètres moyens (Fig. 12.10).

Ceci pose plusieurs problèmes:

- celui de l'estimation de la représentativité spatiale des mesures, fonction à la fois des méthodes utilisées et de l'hétérogénéité du milieu, et que doit prendre en compte la stratégie d'échantillonnage;
- celui de la caractérisation de cette variabilité résiduelle, en utilisant par exemple des techniques à base de "facteur d'échelle" ("*scaling factor*") [Warrick et al., 1977; Hillel et Elrick, 1990]: dans le cas de sols suffisamment homogènes, la variabilité observée pour diverses propriétés hydriques peut être représentée par celle d'un unique facteur d'échelle (Fig. 12.11);
- celui de la prise en compte **explicite** de cette variabilité intra-unité: des modèles à bases physiques mais à paramétrisation stochastique [Freeze, 1980; Gelhar, 1986] semblent pouvoir donner des résultats moyens plus réalistes que des modèles purement déterministes (Fig. 12.10).

12.4.2. Intégration spatiale et changement d'échelle

Cette utilisation de données *locales* pour paramétrer des unités *spatiales* en vue d'une simulation *globale* pose en fait les problèmes plus fondamentaux de l'intégration spatiale (mais aussi temporelle) et des changements d'échelle, pour lesquels il manque toujours une théorie générale [Gupta et al., 1986; Beven, 1991a; Sivapalan et Kalma, 1995].

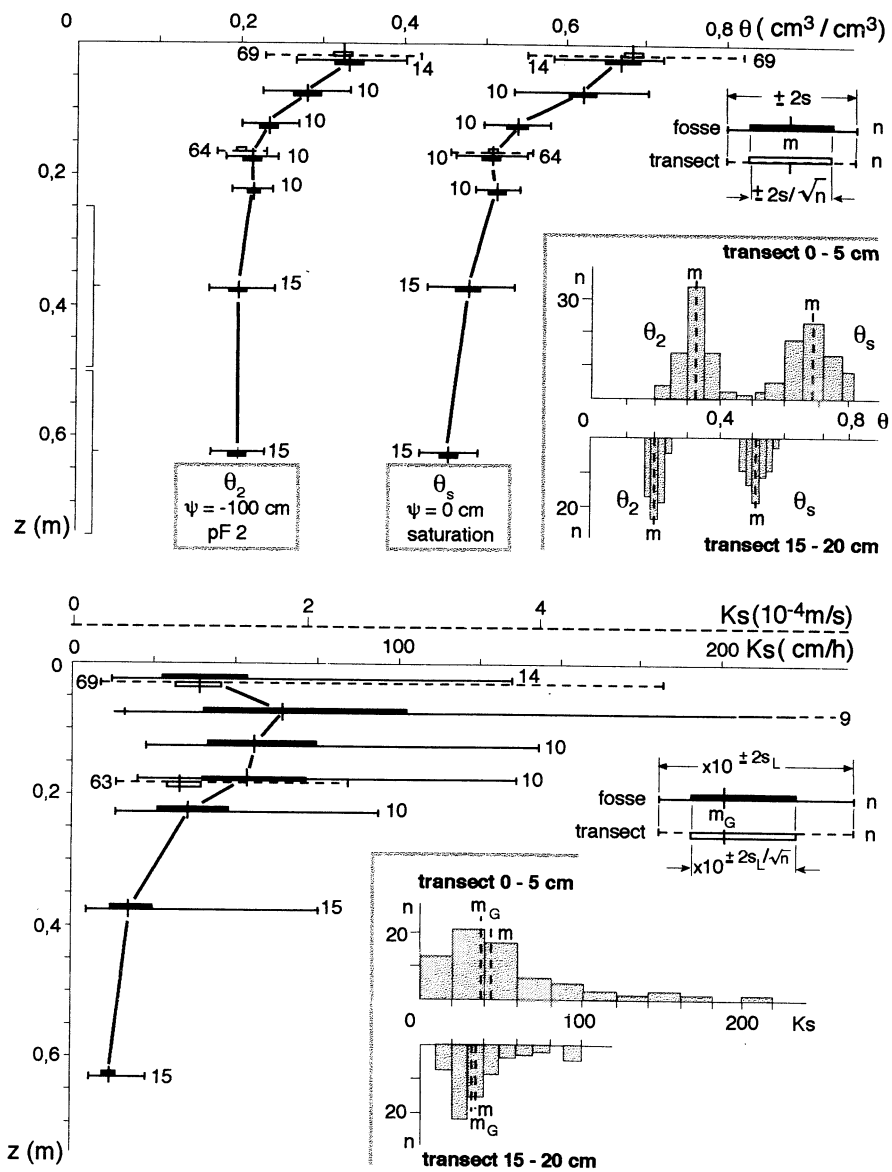


Figure 12.7: Exemple de variabilité intra-unité des propriétés hydriques d'un sol [d'après : Ambroise et Viville, 1986]: variabilité spatiale dans une unité de sol du bassin versant du Ringelbach ($F; 0,36 \text{ km}^2$). **Haut:** rétention hydrique à la saturation et à pF 2. **Bas:** conductivité hydraulique à la saturation K_s . Profils des moyennes et écarts-types dans une fosse et sur un transect; histogrammes des mesures à 2 profondeurs sur le transect.

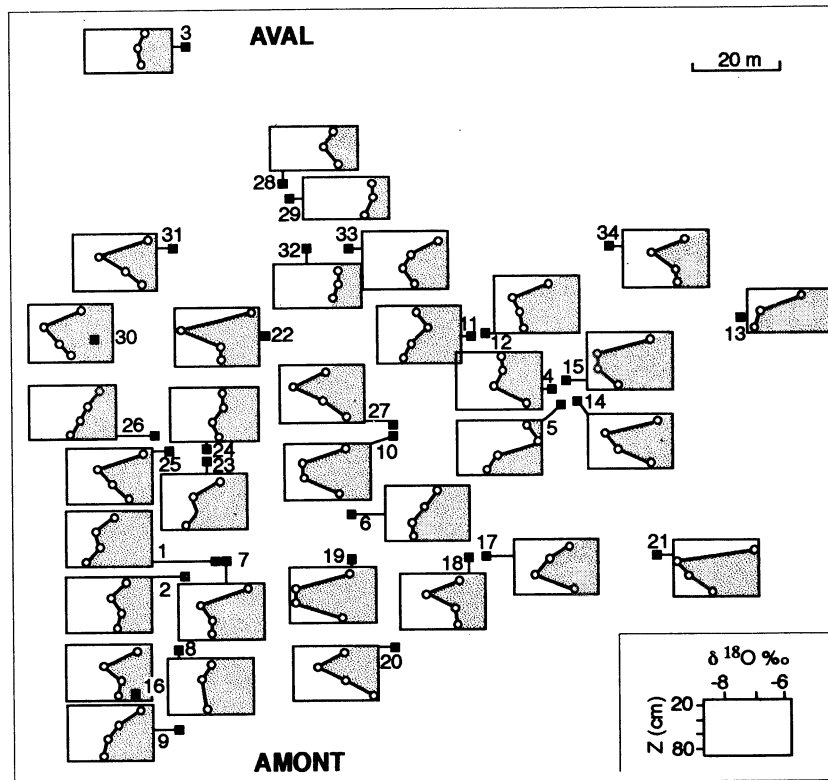


Figure 12.8: Exemple de variabilité intra-unité des variables hydriques d'un sol [d'après: Gascuel-Oudou et Mérot, 1986]: variabilité spatiale des profils isotopiques (^{18}O) de l'eau du sol dans une parcelle.

Figure 12.8: Dans une parcelle (2.6 ha) de sol limoneux en Bretagne, 34 sites ont été échantillonnés à 4 profondeurs pour déterminer les profils isotopiques (^{18}O) de l'eau du sol. La teneur en ^{18}O est prise comme traceur des vitesses locales de transfert dans le sol des précipitations hivernales. Dans cette parcelle pourtant assez homogène, ces profils présentent une forte variabilité spatiale, même pour des points voisins (cf. par ex. les points 4, 5, 14, 15).

Les grandeurs pertinentes, et donc les formulations théoriques des phénomènes et les méthodes de mesure, ne sont probablement pas les mêmes à chaque échelle [Cushman, 1986]. Les théories disponibles sur les flux (ruissellement, transfert en milieu poreux, évapotranspiration) ont été établies pour des échelles spatio-temporelles fines, sur des milieux continus et homogènes, alors que le milieu naturel apparaît comme très hétérogène et ce, sur une large gamme d'échelles. La "physique de l'hydrologie", valable à l'échelle du versant et du bassin, est vraisemblablement différente de celle de l'hydrodynamique (échelle du monolithe et de la parcelle) mais reste encore à établir. Plusieurs approches sont actuellement tentées pour résoudre ces problèmes d'hétérogénéité et de changement d'échelles.

L'une, déjà ancienne, part du constat de l'émergence de nouveaux concepts et propriétés à chaque échelle, et cherche à les identifier [Dooge, 1986]: Darcy l'a réussi en hydrodynamique avec l'identification de la conductivité hydraulique, caractérisant simplement à l'échelle macroscopique du monolithe les transferts en milieu poreux, pourtant très complexes à l'échelle microscopique du pore. C'est ce qui reste à trouver pour caractériser globalement la réponse complexe d'un versant ou d'un bassin, sans référence directe à l'hétérogénéité des réponses locales: les courbes de tarissement non influencé pourraient par exemple jouer ce rôle [Ambroise, 1988]. Par analogie avec les "volumes élémentaires représentatifs" des milieux poreux, ceci pourrait passer par l'identification d'"aires élémentaires représentatives" (REA), fixant une taille seuil (de l'ordre du km^2 ?) à partir de laquelle une certaine stationnarité est atteinte [Wood et al., 1990] (cf. Fig. 8.6): au delà de ce seuil, les caractéristiques statistiques (moyenne, variance, distribution) de l'hétérogénéité locale sous-jacente interviennent encore sur les fonctionnements, mais plus ses caractéristiques topologiques (disposition relative, connectivité).

Des approches plus récentes, donnant un nouvel éclairage à de nombreux constats empiriques anciens, visent au contraire à rechercher les invariances:

- invariance fonctionnelle, cherchant à partir de la théorie de la similitude et de l'analyse dimensionnelle à définir des variables réduites indépendantes des échelles spatio-temporelles et permettant par une formulation adimensionnelle de comparer entre eux les fonctionnements de systèmes (sols, bassins,...) très différents [Miller, 1980; Wood et al., 1990];

- invariance selon les échelles, par une analyse fractale de l'hétérogénéité - considérée comme autosimilaire sur une large gamme d'échelle - permettant d'interpréter les nombreuses "lois en puissance" découvertes empiriquement dans la nature [Mandelbrot, 1989]. Cette analyse fractale ou multifractale a déjà été appliquée par exemple à l'analyse des chroniques de pluies ou de débits [Hubert et Carbonnel, 1989; Tessier et al., 1996], ou aux propriétés hydriques des sols [Tyler et Wheatcraft, 1990; Rieu et Sposito, 1991].

Toutes ces recherches en cours soulignent que c'est sans doute à l'échelle cruciale des petits bassins que la complexité et l'hétérogénéité sont maximales et les plus difficiles à caractériser et à prendre en compte dans des modèles. Pour de plus grands bassins, au delà d'un seuil encore mal connu, une certaine linéarisation de la réponse semble souvent intervenir [Kirkby, 1988]: pour des cours d'eau pérennes, plus la taille du bassin augmente, moins les hydrogrammes de crue semblent sensibles aux non-linéarités liées à la "fonction de production" des interfluves générant le volume de la crue, et plus ils semblent contrôlés par la "fonction de transfert" dans le réseau hydrographique assurant la répartition temporelle de ce volume.

Figure 12.9: Une expérience numérique à l'aide d'un modèle hydrodynamique 3-D a permis de tester l'effet hydrologique de la dépendance spatiale des propriétés hydriques sur un versant hypothétique soumis à une infiltration. Pour ce sol de type limoneux, la variabilité autour des valeurs moyennes de rétention hydrique et de conductivité hydraulique est représentée par la fonction de distribution d'un facteur d'échelle α , présentant aussi une certaine autocorrélation spatiale. (a): 4 niveaux de corrélation ont été testés avec des variogrammes exponentiels: depuis l'absence de structure spatiale jusqu'à une forte dépendance. Pour chaque niveau, un tirage au hasard des valeurs de α dans sa distribution autocorrélée a permis de paramétrer les 200 points du maillage du versant et de simuler l'écoulement hypodermique à la base du versant. (b): en régime transitoire, cet écoulement est d'autant plus rapide que le milieu est plus autocorrélé. A même distribution statistique, la dépendance spatiale tend en effet à regrouper les points à forte (resp. faible) rétention ou conductivité, créant ainsi des amorces de cheminement préférentiel. Lorsque les propriétés hydriques des sols ne sont pas indépendantes dans l'espace, il est ainsi nécessaire de connaître en plus de leur distribution statistique (moyenne, variance,...) le variogramme mesurant leur autocorrélation spatiale.

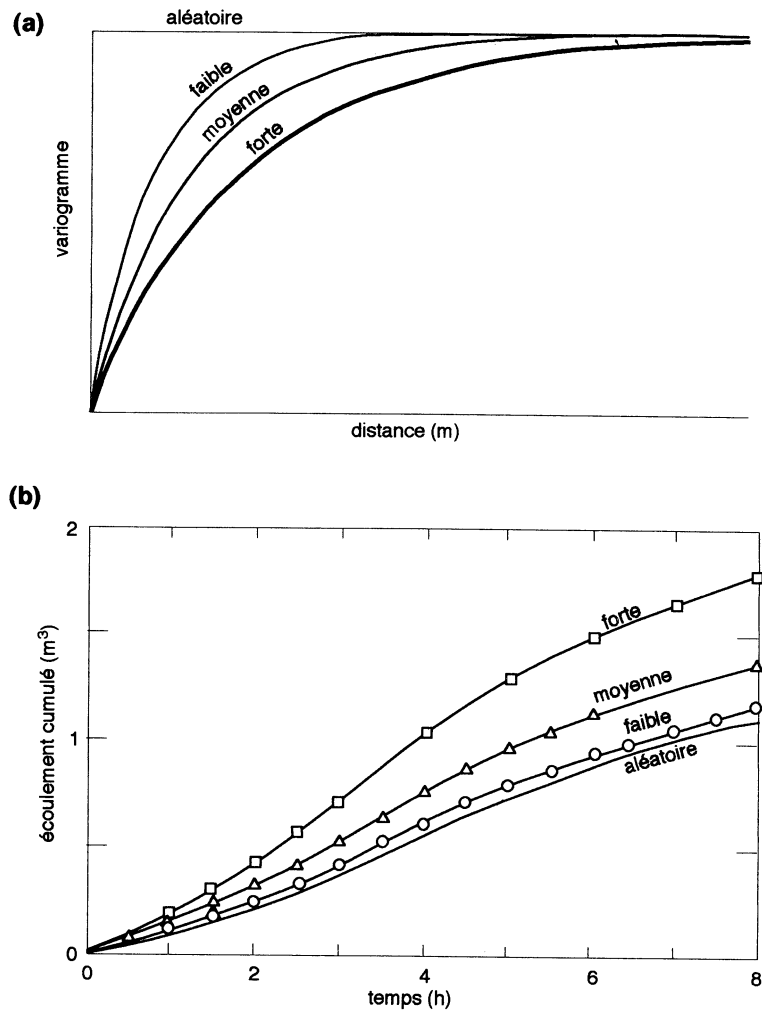


Figure 12.9: Effet hydrologique de l'autocorrélation spatiale des propriétés hydriques d'un sols [d'après Sharma et al., 1987]. (a): variogrammes exponentiels à autocorrélation croissante utilisés dans les simulations. (b): écoulements hypodermiques cumulés simulés à la base d'un versant hypothétique pour ces 4 niveaux de corrélation.

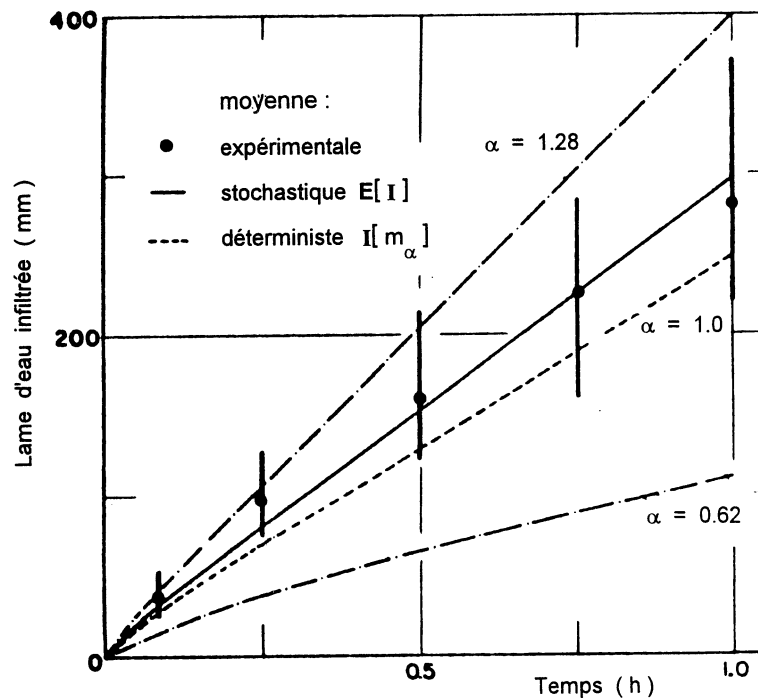


Figure 12.10: Paramètres moyens et paramètres équivalents [In: Vauclin et al., 1983]: comparaison de paramétrisations déterministe et stochastique pour la modélisation de l'infiltration moyenne dans une parcelle, avec mise en échelle des propriétés hydriques du sol. Les barres verticales correspondent au domaine de variation des infiltrations mesurées en 23 sites.

Figure 12.10: L'effet de la variabilité spatiale des propriétés hydriques du sol sur l'infiltration moyenne à l'échelle d'une unité homogène a été étudié sur une parcelle (1 ha) de sol sablo-limoneux à Bambey (Sénégal). En 23 sites, le suivi des profils hydriques et tensiométriques lors d'essais d'infiltrométrie a permis d'établir les 23 courbes locales de rétention hydrique et de conductivité hydraulique. Leur mise en échelle a permis d'estimer leurs 2 courbes moyennes et la distribution statistique du facteur d'échelle α pour cette parcelle. Les infiltrations cumulées mesurées aux 23 sites présentent une forte variabilité autour de la courbe moyenne expérimentale, représentative de l'infiltration sur la parcelle. Un modèle hydrodynamique a été utilisé de 2 façons pour simuler cette infiltration cumulée moyenne $I(t)$: (i) une application déterministe, avec une seule simulation à l'aide des paramètres hydriques moyens (comme si le sol était homogène et uniforme: $\alpha = 1$) conduisant à une nette sous-estimation de l'infiltration moyenne expérimentale; (ii) une application stochastique, de type Monte-Carlo, où 100 simulations ont été faites en pondérant les paramètres hydriques moyens par 100 facteurs d'échelle différents, tirés au hasard dans leur distribution statistique expérimentale: la moyenne statistique des 100 infiltrations locales simulées est beaucoup plus proche de l'infiltration moyenne expérimentale; le domaine de variation observé pour les 2 quartiles centraux de la distribution ($0.62 < \alpha < 1.28$) englobe largement le domaine de variation expérimental. Du fait des non-linéarités fonctionnelles, les paramètres "équivalents" de la parcelle ne sont pas ses paramètres moyens.

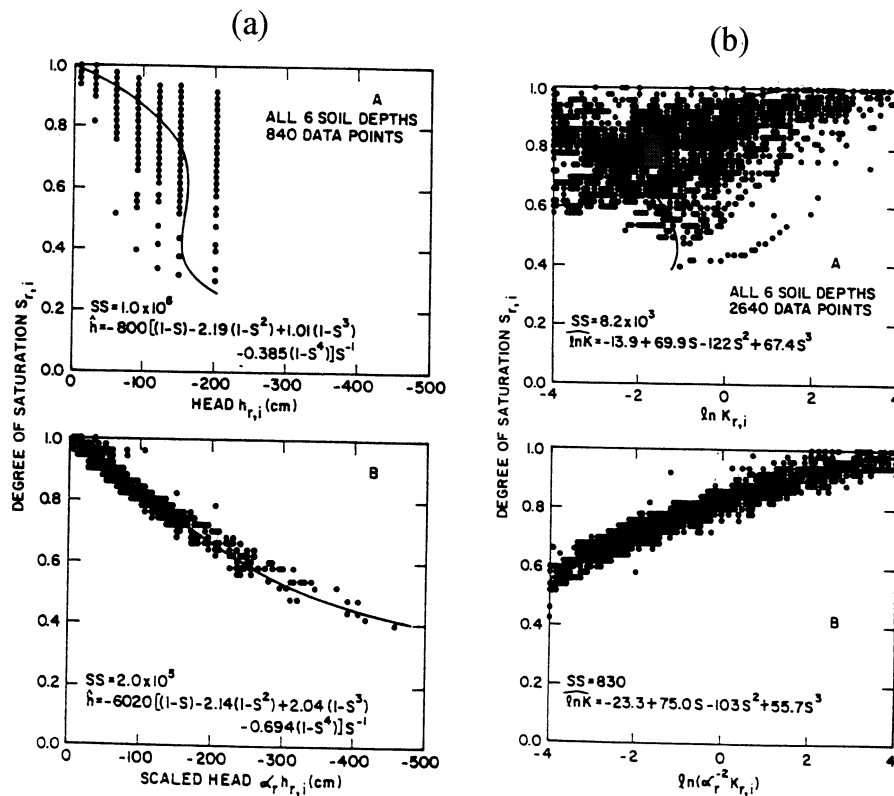


Figure 12.11: Exemple de mise en échelle des propriétés hydriques d'un sol [d'après Warrick et al., 1977]. (a): courbes de rétention hydrique relative. (b): courbes de conductivité hydraulique. Haut: courbes mesurées. Bas: courbes transformées par mise en échelle.

Figure 12.11: D'après la théorie de la similitude, des milieux poreux sont similaires si leurs propriétés prennent des valeurs pouvant se déduire les uns des autres moyennant une simple transformation affine: chaque milieu r a son propre coefficient multiplicateur (ou facteur d'échelle) λ_r , représentant sa dimension porale caractéristique - ou, par rapport à un milieu de référence moyen m , $\alpha_r = \lambda_r / \lambda_m$. C'est le même facteur α_r qui intervient pour toutes les propriétés, mais avec un exposant différent selon la propriété considérée: 1 pour la courbe de rétention hydrique $h(S)$, -2 pour la courbe de conductivité hydraulique $K(S)$. Ainsi, à même taux de saturation S , leurs tensions hydriques sont reliées par la relation $h_r = \alpha_r h_m$, et leurs conductivités hydrauliques par la relation $K_r = \alpha_r^{-2} K_m$. Cette approche peut être utilisée pour caractériser la variabilité spatiale dans une unité de sol homogène. C'est ce que montre cette application aux données de rétention hydrique (7 points par courbe) et de conductivité hydraulique obtenues pour 120 échantillons prélevés à 6 profondeurs en 20 sites d'un sol (Panoche soil). Placées sur un même graphique, toutes ces courbes montrent une forte variabilité, tant en rétention (a) qu'en conductivité (b); mais après transformation affine de chacune avec son facteur d'échelle spécifique α_r , toutes ces courbes se ramènent dans les 2 cas à une seule courbe moyenne - avec une très faible dispersion résiduelle. Ainsi, la variabilité interne de cette unité de sol est pour l'essentiel résumée dans ces 2 courbes moyennes et la distribution statistique d'un unique facteur d'échelle (une valeur de α_r pour chaque échantillon). L'hypothèse de similitude est bien valable pour ce sol.

12.5. Calage et validation du modèle

Une fois choisie la structure du modèle, vérifiés les algorithmes et définie sa paramétrisation en fonction du bassin versant, des simulations sont en principe possibles pour toutes conditions initiales et aux limites. Mais avant une utilisation en routine, il reste encore, le cas échéant, à compléter cette paramétrisation, et surtout à vérifier la qualité du modèle en simulation.

12.5.1. Calage et analyse de sensibilité

Certains paramètres restent souvent impossibles à mesurer ou évaluer, ou alors seulement dans une fourchette assez large. Cette **identifiabilité** incomplète du modèle oblige à estimer les paramètres manquants par calage (ou calibrage, ou réglage; "*calibration*"): il s'agit de rechercher quelles valeurs de ces paramètres permettent de simuler au mieux, au vu d'un critère choisi, une série de données de référence sans modifier les paramètres déjà bien identifiés [Sorooshian, 1991; Sorooshian et Gupta, 1995; Walter et Pronzato, 1997]. Ce calage par "**méthode inverse**" est utilisé pour estimer les "paramètres équivalents", notamment dans le cas de modèles spatialisés [Kool et al., 1987; Renard et de Marsily, 1997].

Le choix de la période de référence est crucial pour la qualité du calage: plus la période est contrastée, plus est large la gamme de fonctionnement dont elle est représentative, et plus sont nombreuses les combinaisons de processus et facteurs qu'elle permet d'activer dans le modèle. C'est donc le contenu informatif de la période de calage qui importe, plus que sa durée - au delà d'une durée minimale, fonction du nombre de paramètres à estimer.

La qualité de la simulation sur cette période est généralement évaluée en prenant comme critère la valeur d'une "**fonction-objectif**", fournissant une certaine mesure globale de l'écart entre les séries des valeurs mesurées et simulées des variables de calage choisies. Le calage revient à rechercher les valeurs des paramètres correspondant au minimum (ou maximum, selon la fonction) de la "surface de réponse", représentant les variations de la fonction-objectif dans l'espace des paramètres de calage. Différentes fonctions peuvent être définies selon l'objectif poursuivi, les plus fréquemment utilisées étant :

- du type "moindres carrés" (approche supposant implicitement les résidus indépendants, centrés et gaussiens) - comme par exemple le taux d'efficacité (ou efficacité; "*efficiency*") [Nash et Sutcliffe, 1970] mesurant la part de la variance des mesures expliquée par le modèle;
- du type "maximum de vraisemblance" (approche plus générale, mieux adaptée aux caractéristiques probabilistes complexes des erreurs).

Chaque fonction privilégiant certains aspects, il est préférable d'utiliser conjointement plusieurs fonctions [Hornberger et al., 1985] - avec, comme complément indispensable, une **comparaison visuelle** mieux à même d'identifier les périodes à problèmes.

Plusieurs types de méthode d'ajustement sont possibles:

- **"manuel"**, par "essais et erreurs": différents jeux de valeurs de paramètres sont testés successivement jusqu'à en trouver un semblant convenir; bien qu'apparemment très simple, cette méthode nécessite une bonne expérience du modèle et peut s'avérer peu concluante même avec un petit nombre de paramètres de calage, du fait de leur possible interdépendance;
- **automatique**, à l'aide d'algorithmes d'optimisation cherchant, à partir d'un jeu initial plausible de paramètres, à converger itérativement vers l'extremum absolu de la surface de réponse, en évitant les extrema locaux;
- **stochastique**, de type "Monte Carlo": l'échantillonnage systématique, par tirage au hasard, de tout le domaine des paramètres permet une exploration détaillée de la surface de réponse, au prix de très nombreuses simulations.

Le calage joue en fait un **double rôle**:

- l'un, explicite, d'estimation de paramètres non connus,
- l'autre, implicite et trop souvent oublié, de compensation sur ces seuls paramètres de toutes les erreurs liées au modèle ou aux données.

Il en résulte de nombreux problèmes, rendant problématique cette étape malgré l'apparente facilité qu'elle offre pour paramétrer un modèle:

- les données de référence utilisées pour le calage ne sont pas elles-mêmes exemptes d'erreurs; il n'est d'ailleurs pas rare que, par sa cohérence interne, un modèle permette de détecter des données erronées.
- le résultat du calage dépend largement du choix de la méthode d'ajustement, de la fonction-objectif et des périodes et variables de référence, voire même de la discrétisation choisie: ainsi, le calage de TOPMODEL donne des valeurs de conductivité hydraulique croissant avec la taille des mailles du MNT utilisé - ce qui explique les valeurs irréalistes fréquemment obtenues pour ce paramètre de calage lorsque cet effet n'est pas corrigé [Bruneau et al., 1995; Saulnier et al., 1997];
- contrairement à ce qui est souvent supposé, interdépendances et non-linéarités rendent généralement la surface de réponse peu lisse voire discontinue, même pour des modèles à peu de paramètres: les multiples extrema locaux rendent plus difficile la détection de l'extremum absolu;

- la "surparamétrisation" de la plupart des modèles spatialisés - par rapport à la quantité des données disponibles pour le calage - peut conduire à une forte indétermination, les rendant non identifiables: des simulations très semblables peuvent être obtenues avec des jeux de paramètres calés très différents, du fait de compensations liées à l'interdépendance des paramètres: comment alors identifier le "bon" jeu de paramètres ?
- des résultats similaires peuvent être obtenus avec des modèles très différents, reposant donc sur des représentations très différentes de la même réalité [WMO, 1975, 1986; Loague et Freeze, 1985; Franchini et Pacciani, 1991]: comment alors identifier le "bon" modèle ? Avec un nombre suffisant de paramètres de calage, il est en effet possible de "bien" caler numériquement un "mauvais" modèle - ce qui peut conduire à des conclusions tout à fait irréalistes et/ou dommageables: à condition de bien "tourner les boutons" de rugosité et infiltrabilité, il est possible de simuler correctement à l'aide d'un modèle de ruissellement une crue d'origine purement souterraine, mais certainement pas aussi les variations correspondantes d'humidité des sols ou de niveau piézométrique.

Ce problème de **non-unicité** ("*equifinality*") de la paramétrisation et de la modélisation, par rapport à la fonction-objectif choisie, peut sans doute être en partie résolu par une réduction des degrés de liberté lors du calage. Trop de modèles sont calés sur les seuls débits à l'exutoire, ce qui laisse une large indétermination sur la simulation des autres grandeurs. Intégrer aussi dans la fonction-objectif d'autres flux hydriques et/ou d'autres variables internes (stocks hydriques locaux, niveaux piézométriques, débits de sources ou de sous-bassins, extensions de zones actives ou contributives,...) simulés par le modèle, voire même à terme des flux couplés (énergie, solutés, sédiments,...), permettraient de fortement restreindre le nombre de jeux de paramètres et de structures de modèles numériquement équivalents. C'est sans doute moins en prolongeant la période de calage qu'en augmentant le nombre de sites et de variables utilisés que pourra être amélioré le calage des modèles.

Une **analyse de sensibilité** du modèle peut éventuellement compléter cette étape de calage [Sorooshian et Gupta, 1995]: faire varier, successivement ou simultanément, les paramètres autour de leurs valeurs optimales (mesurées ou calées) permet de préciser le "domaine d'indifférence" de chaque paramètre, à l'intérieur duquel la qualité des simulations n'est pas significativement altérée. Ceci permet de détecter les paramètres auxquels le modèle est peu sensible, tout au moins dans les conditions retenues, et de simplifier le cas échéant sa structure pour les éliminer. De telles analyses ont montré que 3 ou 4 paramètres suffisent en fait à caler correctement des modèles conceptuels globaux [Sorooshian, 1991]; des analyses systématiques restent à faire pour les modèles spatialisés, où le risque de surparamétrisation est bien plus grand. Ce type d'analyse est rendu délicat par l'interdépendance des paramètres; ses résultats

restent relatifs au jeu de données utilisé, limitant leur transposition à d'autres conditions. Il tend à être supplanté par l'approche stochastique bien plus souple et générale (Fig. 12.12).

12.5.2. Validation multicritère

Cette étape de calage ne suffit cependant pas à s'assurer du réalisme du modèle: il reste encore à le valider, en vérifiant si le modèle calé simule correctement des séries de données spatio-temporelles de référence non utilisées lors du calage, portant de nouveau si possible sur plusieurs variables d'intérêt - et non pas seulement sur les débits, comme c'est encore trop souvent le cas. Comme le recommande Klemes [1986b], cette validation devrait au minimum comporter les étapes itératives suivantes (cf. Fig. 11.4):

- **calage** sur une période et un bassin de référence, si possible pour plusieurs variables d'intérêt;
- **validation** sur d'autres périodes pour le même bassin (split-sample test) et sur plusieurs flux et variables internes du bassin, sans modifier le jeu de paramètres estimés ou calés;
- **transposition** à d'autres bassins similaires (proxy-bassin test) et pour les périodes de référence disponibles, en conservant ou adaptant le jeu de paramètres précédent sans nouveau calage.

Chacune de ces étapes peut conduire à remettre en cause la paramétrisation ou la structure du modèle en cas de simulation insatisfaisante au vu de la fonction-objectif choisie: tout échec ou erreur en modélisation est en fait plein d'enseignements!

Encore trop rarement appliquée en hydrologie, une telle procédure de validation multiéchelle et multivariable oblige à définir au préalable une stratégie d'utilisation optimale des données de référence, rarement disponibles en grande quantité [Ambroise et al., 1995b]. Et la nécessaire comparaison des modèles passe par la définition de procédures standards et d'une gamme de critères d'évaluation robustes et bien adaptés à différentes conditions, que devrait alors indiquer toute publication en ce domaine [WMO, 1986]: trop peu de publications sur la modélisation hydrologique donnent des indications détaillées sur la procédure de validation employée et sur la qualité des simulations faites. Il faut cependant noter que, très dépendantes de la variabilité des données de référence utilisées, les valeurs des fonctions-objectif peuvent être utilisées pour comparer plusieurs modélisations sur le même jeu de données, mais pas pour des bassins et/ou périodes différents.

Cet indispensable calage de certains paramètres, cette difficile validation des modèles imposent une contrainte d'"unités de temps, de lieu et d'action" [de Marsily, 1994] limitant considérablement leur utilisation "en extrapolation", notamment pour tester des scénarios de changement. La plus grande prudence est recommandée dans leur exploitation en dehors des conditions pour lesquelles ils ont été validés: pour simuler des événements exceptionnels (crues, sécheresse,...), prédire l'impact de perturbations importantes d'un bassin (changement d'occupation du sol, aménagement,...) ou des conditions aux limites (changement climatique,...), modéliser des bassins non jaugés (calage et validation impossibles). Pour le test de scénarios de changement, il peut d'ailleurs être préférable de retenir pour le calage et la validation du modèle des périodes et/ou des bassins aussi différents que possible ("*differential split-sample test*") - par exemple, pour vérifier en conditions plutôt de hautes eaux la qualité du modèle calé en conditions plutôt de basses eaux ou inversement, selon les changements escomptés.

Ce sont pourtant ces applications "en extrapolation" qui sont invoquées pour justifier le développement de modèles physiques complexes... En pratique, tels qu'ils sont utilisés faute d'informations suffisantes, ces modèles diffèrent peu des modèles conceptuels dans leurs limitations [Beven, 1989a; de Marsily, 1994] - même si bien sûr leur habillage théorique et mathématique fournit un cadre conceptuel et formel beaucoup plus évolutif.

Figure 12.12: Une modélisation à paramétrisation stochastique, de type Monte-Carlo (10.000 simulations), a été faite par tirage au hasard de jeux différents de 6 paramètres du modèle hydrologique TOPMODEL dans des distributions statistiques réalistes pour ce petit bassin versant vosgien. La distribution des valeurs du critère de vraisemblance choisi pour évaluer la qualité de chaque simulation présente une très forte dispersion pour la plupart des paramètres, des simulations tout aussi vraisemblables étant obtenues pour des jeux de paramètres très différents. Les 3 paramètres ZMAX, SRMAX et "Surface Time Delay" semblent présenter une certaine plage de valeurs optimales, le modèle semblant très peu sensible aux 3 autres. A condition de faire un nombre suffisant de simulation, ce type de procédure permet d'échantillonner finement tout l'espace des paramètres - beaucoup mieux que par les analyses de sensibilité classiques.

12.6. Conclusions: Incertitude et intervalle de confiance

Les approximations liées à la structure du modèle, les insuffisances des données disponibles (conditions initiales et aux limites, variables internes et paramètres), les imprécisions dues à l'hétérogénéité du milieu (variabilité spatio-temporelle, conflit d'échelles), les compromis introduits lors du calage conduisent à des simulations assorties d'une **incertitude** plus ou moins large selon les points et les instants, difficile à estimer, le plus souvent ignorée ou négligée par l'approche déterministe classique, et pourtant bien utile à connaître: par exemple, pour identifier les périodes (ou zones) à problèmes en comparant les intervalles de confiance des courbes (ou cartes) mesurées et simulées; ou pour vérifier si un écart, même important, entre valeurs simulées et mesurées est vraiment significatif au vu de cette incertitude.

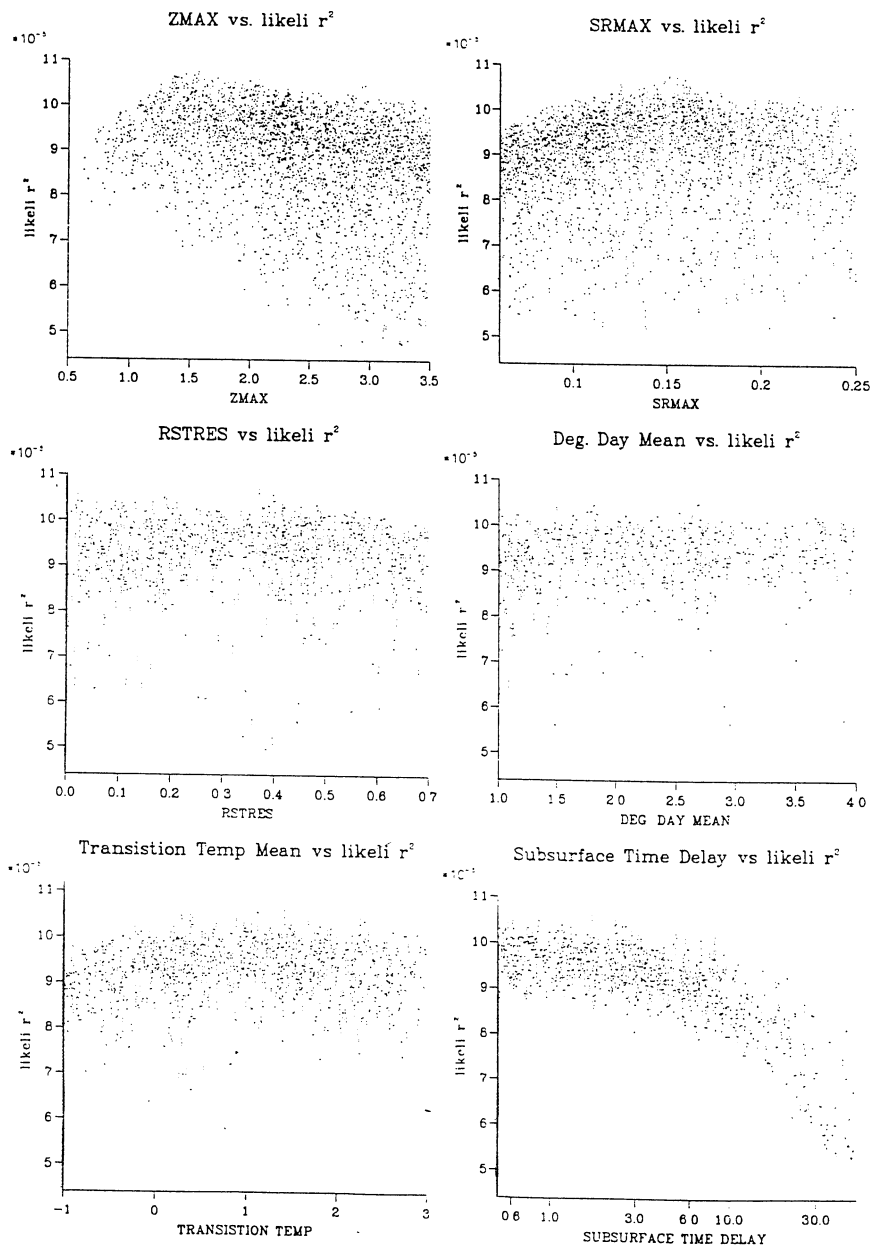


Figure 12.12: Exemple d'analyse stochastique de la sensibilité d'un modèle [In: Freer et al., 1996]: paramétrisation stochastique du modèle TOPMODEL appliqué au bassin versant du Ringelbach (F; 0.36 km²): "nuages de points" des mesures de vraisemblance (likeli r^2) en fonction des valeurs tirées au hasard de 6 paramètres pour 10.000 simulations (1 point par simulation).

Il est quelque peu paradoxal, et déontologiquement problématique, que dans un domaine aussi complexe et donc aussi sujet à l'incertitude que l'hydrologie, on se contente encore souvent d'une modélisation purement déterministe, capable seulement de fournir dans chaque cas UNE simulation, prise ensuite comme référence pour d'éventuelles décisions. Caractériser cette incertitude, en déduire un intervalle de confiance ou une fonction de vraisemblance des simulations doit être désormais un thème de recherche prioritaire en hydrologie [Beven, 1991b].

Des voies de recherche prometteuses en ce sens résident dans l'appel à la théorie des ensembles flous [Ganoulis, 1996] et surtout dans une utilisation stochastique (par exemple, de type "Monte Carlo") de ces modèles déterministes, que le développement rapide des moyens de calcul rend de plus en plus accessible. Au lieu de chercher à tout prix à éliminer l'hétérogénéité en utilisant des paramètres moyens ou "équivalents", ou à identifier par calage des paramètres "optimaux" à partir de données de référence elles-mêmes "bruitées", pourquoi en effet ne pas prendre en compte explicitement - au prix d'un effort qui n'apparaît plus comme réhibitoire - les informations même subjectives souvent déjà disponibles sur ces hétérogénéités et imprécisions? C'est ce que s'efforcent déjà de faire les générations numériques, conditionnées par toutes les mesures disponibles, de milieux synthétiques ayant les mêmes propriétés stochastiques que le milieu réel étudié [de Marsily, 1994]; ou des approches comme GLUE ("Generalised Likelihood Uncertainty Estimation") [Beven et Binley, 1992] permettant d'estimer l'incertitude tant sur les paramètres calés que sur les simulations (Fig. 12.13).

Figure 12.13: Une modélisation à paramétrisation stochastique, de type Monte-Carlo (10.000 simulations), a été faite par tirage au hasard de jeux différents des paramètres du modèle hydrologique TOPMODEL dans des distributions statistiques réalistes pour ce petit bassin versant vosgien. Après élimination des simulations ne respectant pas un critère de vraisemblance fixé a priori (méthode GLUE), cette modélisation stochastique a permis de déterminer l'intervalle de confiance des simulations compte tenu de l'incertitude sur les paramètres, et ainsi d'identifier les périodes où les simulations sont significativement différentes des observations. Cet intervalle est d'amplitude très variable selon les périodes: ainsi, des valeurs observées et simulées proches peuvent s'avérer significativement différentes si leur intervalle de confiance est très petit, et des valeurs éloignées ne pas l'être si l'intervalle est très grand.

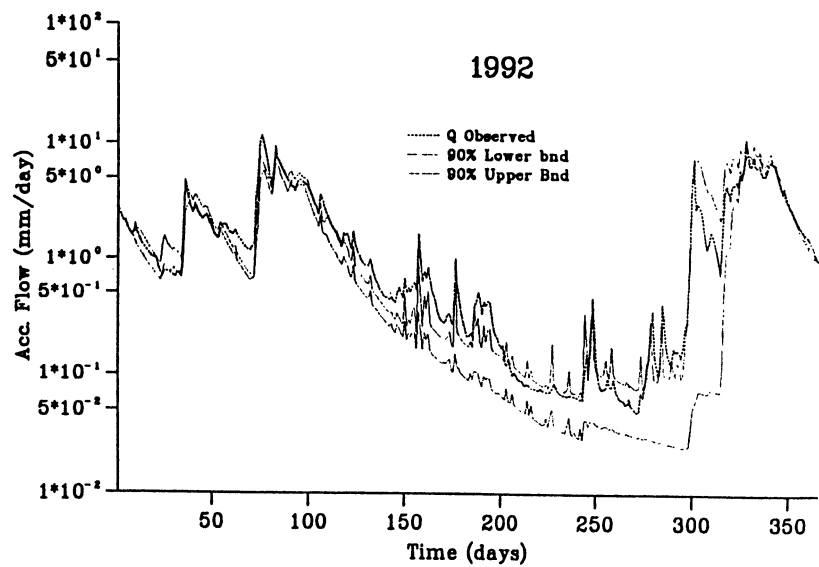
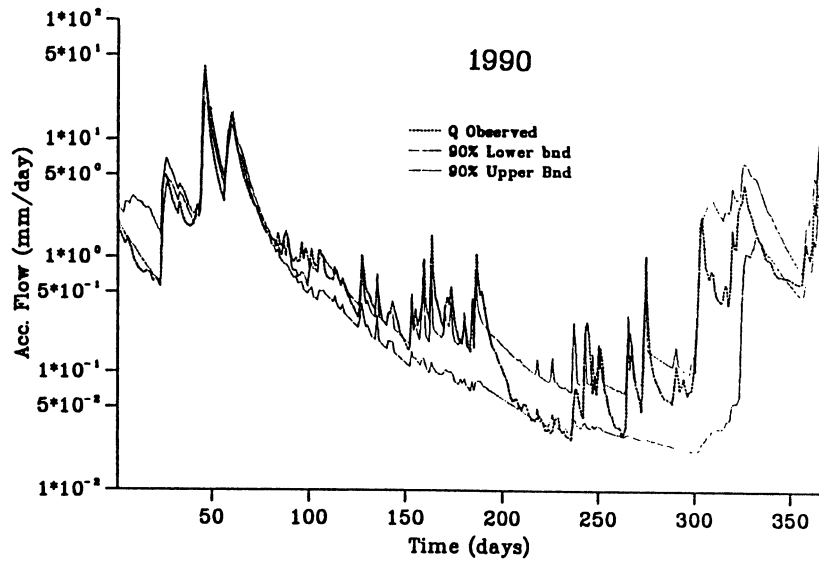


Figure 12.13: Estimation par la méthode GLUE (Beven et Binley, 1992) de l'incertitude des simulations [In: Freer et al., 1996]: intervalle de confiance (à 80 %) des hydrogrammes simulés avec TOPMODEL, et comparaison avec l'hydrogramme Q observé dans le bassin versant du Ringelbach (F; 0.36 km²).

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES: interactions "terrain-modèle"

Ainsi, même si de grands progrès ont été réalisés depuis une vingtaine d'années dans la compréhension et la modélisation de la réalité complexe qu'est tout bassin versant, il reste beaucoup à faire pour aboutir à une représentation satisfaisante des **chemins de l'eau**. Limitant la transposabilité des résultats, les fortes hétérogénéités et non-linéarités constatées à toutes les échelles doivent encore être mieux caractérisées et prises en compte. Enfin, la prolifération actuelle des modèles doit souvent plus à une "mathématocaille" assez stérile (la "mathematistry" citée par Klemes [1986a]) qu'à de véritables progrès conceptuels et méthodologiques: même les modèles les plus sophistiqués, les mieux ancrés dans les théories hydrodynamiques apparaissent en fait, tout au moins tels qu'ils doivent encore généralement être utilisés, comme peu différents de modèles plus conceptuels ou empiriques.

C'est que toute modélisation résulte d'une interaction entre un modèle et un jeu de données, tous deux assortis d'incertitudes: les approximations dans la structure du modèle, la disponibilité, l'adéquation et la précision limitées des informations utilisées, et la faible compatibilité des trois échelles (point de mesure, maille de discrétisation, bassin versant) auxquelles elles sont acquises, rendent difficiles tout à la fois le calage et la validation du modèle, et assortissent les simulations d'une incertitude souvent large mais trop rarement connue. Si bons soient-ils, un modèle n'est pas la réalité, une simulation n'est pas une expérience; un modèle ne donne pas de preuves, tout au plus des arguments - mais c'est déjà beaucoup! Interfaces désormais indispensables entre théorie et pratique, les modèles sont utiles et utilisables malgré leurs défauts et limites, sous réserve que puisse être apprécié le degré de confiance à accorder à leurs simulations et prévisions [Morton, 1993].

Comme le souligne Beck [1987], le choix d'un modèle pose un dilemme:

- soit un modèle simple, facile à caler mais à domaine de validité étroit, ayant un faible pouvoir d'extrapolation.
- soit un modèle détaillé, à large domaine de validité mais difficile à caler, fournissant des simulations correctes mais assorties d'une large incertitude.

Il apparaît en tout cas indispensable:

- d'adapter la complexité du modèle utilisé à la nature, à la quantité et à la qualité des données disponibles tout en restant proche des processus réels.
- de limiter au maximum la part du calage dans la paramétrisation, quitte à ne pas obtenir le modèle "optimal" du seul point de vue numérique.

Des recherches interdisciplinaires assurant une meilleure intégration des différentes approches (climato-hydrologique, hydrodynamique, topomorphométrique, géophysique, géochimique, écologique, ...) du cycle de l'eau, une plus forte interaction entre les études de terrain et le développement de modèles devraient permettre à terme de dépasser ces limitations:

- le terrain peut stimuler la formalisation, en identifiant de nouveaux processus et combinaisons de processus, en contredisant les aspects trop simplistes des modèles et des théories.
- la modélisation peut guider les recherches de terrain, par le test d'hypothèses à l'aide d'expériences numériques ou par l'analyse des écarts entre simulations et observations.

Observation et mesures *in situ*, expérimentation sur le terrain et au laboratoire, effort de formalisation et de modélisation sont indispensables et complémentaires - à condition de les mener dès le départ en concertation.

Cette étroite coopération entre les hydrologues de terrain et les modélisateurs - "les Caïn et Abel de l'hydrologie" [Dunne, 1983] -, dont la nécessité et l'urgence sont de plus en plus largement ressenties [Dubreuil, 1989; Christophersen et Neal, 1990; DeCoursey, 1991; Dozier, 1992], devrait rapidement conduire la communauté hydrologique:

- à mieux focaliser sur un petit nombre de **zones-ateliers** bien équipées et représentatives des différents milieux l'effort actuel considérable de recherches *in situ*, difficile à bien valoriser car beaucoup trop dispersé sur une multitude de sites différant par le spectre des informations recueillies, la qualité de l'instrumentation, la durée du suivi et l'extension spatiale. Ce pourrait être le cas de réseaux de bassins versants de recherche à **long terme**, intégrant des dispositifs de mesure emboîtés à plusieurs échelles (parcelle, versant, bassin élémentaire, bassin versant, transect régional): par leur quadruple fonction de laboratoire de terrain (mesures, expérimentations), de site de validation (méthodes, modèles), d'observatoire du milieu (tendances à long terme) et de lieu de formation (universitaire, technique), ces bassins de recherche sont des sites privilégiés pour de telles études interdisciplinaires [Ambroise, 1994].
- à mieux concevoir *a priori* l'acquisition de données sur ces sites en termes de **test d'hypothèse** (ou de méthode, ou de modèle) - à l'exemple d'autres domaines proches (atmosphérique, océanique, géophysique): la modélisation

hydrologique doit trop souvent, *a posteriori*, "faire avec" des jeux de données acquis en routine mais rarement bien adaptés. De grandes expérimentations l'ont déjà réussi sur certains aspects du cycle de l'eau, comme par exemple les champs de précipitations (EPSAT: Lebel et al. [1996]) ou le bilan hydrique spatialisé (HAPEX-MOBILHY: Schmugge et André [1991]; HAPEX-Sahel: Goutorbe et al. [1997]).

Telles sont quelques-unes des voies que, pour progresser, devrait probablement suivre l'hydrologie, depuis trop longtemps écartelée entre:

- une ingénierie hydrologique ignorant encore trop les résultats des recherches sur les processus et utilisant, faute de mieux, des méthodes et outils souvent reconnus comme peu réalistes;
- une recherche hydrologique parvenant progressivement à démêler la complexité du réel mais encore trop peu capable de traduire ses résultats en méthodes et modèles opérationnels.

Tendance accentuée d'ailleurs par une formation en hydrologie un peu trop stéréotypée et pas assez renouvelée depuis une vingtaine d'années: le manuel nouveau de l'hydrologie moderne reste à écrire...!

L'émergence d'une véritable science hydrologique, encore trop dépendante actuellement des nombreuses sciences connexes, passe par l'identification de nouveaux concepts et de nouvelles lois hydrologiques [Dooge, 1986], permettant d'aboutir à des modèles restant à bases physiques mais suffisamment simples pour être opérationnels, mais aussi par le développement de nouvelles techniques de mesures aux échelles appropriées.

Trop longtemps pilotée par la solution immédiate de problèmes de ressources en eau et de maîtrise des débits qui l'ont focalisée sur les relations pluie-débit, l'hydrologie a pu se satisfaire de solutions empiriques et globales, ce qui a beaucoup freiné son développement comme science [Yevjevich, 1968; Klemes, 1986a, 1988]. Fortement sollicitée depuis une quinzaine d'années par l'aggravation des questions d'environnement (pollutions, érosion, impact des changements d'occupation des terres ou des changements climatiques,...) liées aux quatre fonctions de l'eau (ressource, agent, vecteur, biotope), l'hydrologie connaît actuellement une nouvelle impulsion, qui l'oblige à une approche plus scientifique et plus complète du cycle de l'eau - dont la connaissance et la modélisation sont un préalable indispensable à celles des autres flux couplés.



BIBLIOGRAPHIE

14.1. Références citées

- ABBOTT M.B., BATHURST J.C., CUNGE J.A., O'CONNELL P.E., RASMUSSEN J., 1986. An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen "SHE". *J. Hydrol.*, 87, 45-77.
- ABDUL A.S., GILLHAM R.W., 1984. Laboratory studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Water Resour. Res.* 20(6), 691-698.
- ABDUL A.S., GILLHAM R.W., 1989. Field studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *J. Hydrol.* 112, 1-18.
- ADJIZIAN-GÉRARD J., AMBROISE B., 1995. Topographie et précipitation locale: approche trigonométrique. *Ann. Géogr.*, 581/582, 173-177.
- AMBROISE B., 1986. Rôle hydrologique des surfaces saturées en eau dans le bassin du Ringelbach à Sultzzen (Hautes-Vosges), France. In "*Recherches sur l'Environnement dans la Région*", Rentz O., Streith J., Zilliox L. [Ed.], Actes 1^{er} Colloque Scientifique des Universités du Rhin Supérieur, 27-28/6/86, ULP/Conseil de l'Europe, Strasbourg, 620-630.
- AMBROISE B., 1988. Interactions eaux souterraines - eaux de surface dans le bassin du Ringelbach à Sultzzen (Hautes Vosges, France): rôle hydrologique des surfaces saturées. In "*Interaction between Groundwater and Surface Water*", Dahlblom P., Lindh G. [Ed.], Proc. Int. Symp. IAHR, Ystad (S), 30/5-3/6/1988, Univ. Lund (S), 231-238.
- AMBROISE B., 1991. Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré - Processus et modèles. Séminaire "*Les Flux dans les Volumes Pédologiques et à leurs Limites: Approches à l'Echelle Spatiale du Bassin Versant*" du Conseil Scientifique du Département "Science du Sol" de l'INRA, Dijon, 26-27/03/1991. CEREG, Strasbourg (F), 53 p.
- AMBROISE B., 1994. Du BVRE, bassin versant représentatif et expérimental, au BVR, bassin versant de recherche. In "*Du Concept de BVRE à celui de Zone-Atelier dans les Recherches menées en Eaux Continentales*", Houi D., Verrel J.L. [Ed.], Actes du Séminaire National Hydrosystèmes, Paris, 10-11/5/1994, GIP Hydrosystèmes, CEMAGREF Editions, Antony (F), 11-24.

- AMBROISE B., 1995. Topography and the water cycle in a temperate middle mountain environment: the need for interdisciplinary experiments. *Agric. For. Meteorol.*, 73, 217-235.
- AMBROISE B., 1998. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: 1 - Processus et facteurs. *Rev. Sci. Eau*, 11(4), 471-495.
- AMBROISE B., 1999. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: 2 - Modélisation systémique et dynamique. *Rev. Sci. Eau*, 12(1), (à paraître).
- AMBROISE B. et al., 1994. Les bassins de recherche vosgiens (Ringelbach, Strengbach, Fecht). In "*Du Concept de BVRE à celui de Zone-Atelier dans les Recherches menées en Eaux Continentales*", Houli D. et Verrel J.L. [Ed.], Actes du Séminaire National Hydrosystèmes, Paris, 10-11/5/1994, GIP Hydrosystèmes, CEMAGREF Editions, Antony (F), 71-88.
- AMBROISE B., ADJIZIAN-GÉRARD J., 1989. Test of a trigonometrical model of slope rainfall in the small Ringelbach catchment (High Vosges, France). In "*Precipitation Measurement*", B. Sevruk [Ed.], Proc. WMO/IAHS/ETH Workshop, St. Moritz (CH), 3-7/12/1989. ETH, Zürich (CH), 81-85.
- AMBROISE B., AUZET A.V., HUMBERT J., MERCIER J.L., NAJJAR G., PAUL P., VIVILLE D., 1995a. Le cycle de l'eau en moyenne montagne tempérée: apport des bassins versants de recherche vosgiens (Ringelbach, Strengbach, Fecht). *Ann. Géogr.*, 581/582, 64-87
- AMBROISE B., BEVEN K.J., FREER J., 1996a. Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrological similarity. *Water Resour. Res.*, 32(7), 2135-2145.
- AMBROISE B., FREER J., BEVEN K., 1996b. Application of a generalized TOPMODEL to the small Ringelbach catchment, Vosges, France. *Water Resour. Res.*, 32(7), 2147-2159.
- AMBROISE B., GOUNOT M., MERCIER J.L., 1982. Réflexions sur la modélisation mathématique du cycle hydrologique à l'échelle d'un bassin versant. *Rech. Géogr. à Strasbourg* 19/20/21, 5-24.
- AMBROISE B., NAJJAR G., 1983. Cartographie de l'évapotranspiration journalière en région montagneuse. Application au petit bassin du Ringelbach, Hautes Vosges (France). *Les Colloques de l'INRA* 15, 187-200.
- AMBROISE B., PERRIN J.L., REUTENAUER D., 1995b. Multicriterion validation of a semidistributed conceptual model of the water cycle in the Fecht catchment (Vosges massif, France). *Water Resour. Res.*, 31(6), 1467-1481.
- AMBROISE B., VIVILLE D., 1986. Spatial variability of textural and hydrodynamical properties in a soil unit of the Ringelbach study catchment, Vosges (France). In "*Geomorphology and Land Management*",

- Balteanu D., Slaymaker O. [Ed.], Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd 58, 21-34.
- AMOROS C., PETTS G.E., 1993. Hydrosystèmes Fluviaux. Masson, Paris (F), 300 p.
- ANDERSON M.G., BURT T.P., 1978. The role of topography in controlling throughflow generation. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 3, 331-344.
- ANDERSON M.G., BURT T.P., 1982. The contribution of throughflow to storm runoff: an evaluation of a chemical mixing model. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 7, 565-574.
- ANDERSON M.G., BURT T.P. [Ed.], 1985. Hydrological Forecasting. Wiley, Chichester (UK), 604 p.
- ANDERSON M.G., BURT T.P. [Ed.], 1990. Process Studies in Hillslope Hydrology. Wiley, Chichester (UK), 539 p.
- ANDRÉ H., 1960. Méthode chimique de dilution - Procédé par intégration. *La Houille Blanche*, N° spécial B, 833-843.
- ANDRIEU H., CREUTIN J.D., ROCHE P.A., 1992. Le radar météorologique: un outil pour l'hydrologie. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.*, 180, 43-58.
- ATKINSON T.C., 1978. Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes. In "*Hillslope Hydrology*", M.J. Kirkby [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 73-120.
- AUZET A.V., 1987. L'Érosion des Sols par l'Eau dans les Régions de Grande Culture: Aspects Agronomiques. Min. Env./Min. Agric., CEREG, Strasbourg (F), 60 p.
- AUZET A.V., AMBROISE B., 1996. Soil creep dynamics, soil moisture and temperature conditions on a forested slope in the granitic Vosges mountains, France. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 21, 531-542.
- BARIAC T., MAILLARD P., BONNEFOND J.M., 1996. Apports de la méthodologie isotopique à l'analyse du transfert de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère. In "*Tome 1: De la Plante au Couvert Végétal*", Cruziat P., Lagouarde J.P. [Ed.], Actes Ecole Chercheurs INRA en Bioclimatologie, Le Croisic, 3-7/4/1995, INRA, Bordeaux (F), 593-616.
- BARROS A.P., LETTENMAIER D.P., 1994. Dynamic modelling of orographically induced precipitation. *Rev. Geophys.*, 32(3), 265-284.
- BATES P., LANE S. [Ed.], 1998. High Resolution Flow Modelling in Hydrology and Geomorphology. *Hydrol. Process. Special Issue*, 12(8), 1129-1396.
- BATHURST J.C., 1986. Physically-based distributed modelling of an upland catchment using the Système Hydrologique Européen. *J. Hydrol.*, 87, 79-102.
- BAZEMORE D.E., ESHLEMAN K.N., HOLLENBECK K.J., 1994. The rôle of soil water in stormflow generation in a forested headwater catchment:

- synthesis of natural tracer and hydrometric evidence. *J. Hydrol.*, 162, 47-75.
- BECK M.B., 1987. Water quality modeling: a review of the analysis of uncertainty. *Water Resour. Res.*, 23(8), 1393-1442.
- BENDERITTER Y., 1990. Geophysical methods and rugged topography: influence of topography on measurements. In "*Water Resources in Mountainous Regions*", A. Parriaux [Ed.], IAH Mémoires Vol. XXII Part 2, EPFL, Lausanne (CH), 778-785.
- BÉNICHOU P., LE BRETON O., 1987. Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, 7^e Série, 19, 23-34.
- BETSON R.P., 1964. What is watershed runoff ? *J. Geophys. Res.*, 69, 1541-1552.
- BEVEN K.J., 1985. Distributed models. In "*Hydrological Forecasting*", M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 405-435.
- BEVEN K.J., 1989a. Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models. *J. Hydrol.*, 105, 157-172.
- BEVEN K.J., 1989b. Interflow. In "*Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling - Theory and Practice*", H.J. Morel-Seytoux [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 275, Kluwer, Dordrecht (NL), 191-219.
- BEVEN K.J., 1991a. Scale considerations. In "*Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*", D.S. Bowles et P.E. O'Connell [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer, Dordrecht (NL), 357-371.
- BEVEN K.J., 1991b. Spatially distributed modelling: conceptual approach to runoff prediction. In "*Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*", D.S. Bowles et P.E. O'Connell [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer, Dordrecht (NL), 373-387.
- BEVEN K.J. [Ed.], 1997. TOPMODEL. *Hydrol. Process.*, Special Issue, 11(9), 1069-1355.
- BEVEN K.J., BINLEY A.M., 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrol. Process.*, 6, 279-298.
- BEVEN K.J., KIRKBY M.J., 1979. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24(1), 43-69.
- BEVEN K.J., KIRKBY M.J. [Ed.], 1993. Channel Network Hydrology. Wiley, Chichester (UK), 319 p.
- BEVEN K.J., LAMB R., QUINN P., ROMANOWICZ R., FREER J., 1995. TOPMODEL. In "*Computer Models of Watershed Hydrology*", V.P. Singh [Ed.], Water Resources Publications, Highlands Ranch (CO, USA), 627-668.
- BINLEY A.M., BEVEN K.J., ELGY J., 1989a. A physically-based model of heterogeneous hillslopes, II. Effective hydraulic conductivities. *Water Resour. Res.*, 25(6), 1227-1233.

- BINLEY A.M., ELGY J., BEVEN K.J., 1989b. A physically-based model of heterogeneous hillslopes, I. Runoff production. *Water Resour. Res.*, 25(6), 1219-1226.
- BLACK P.E., 1997. Watershed functions. *J. AWRA*, 33(1), 1-11
- BLÖSCHL G., KIRNBAUER R., GUTKNECHT D., 1991. Distributed snowmelt simulations in an Alpine catchment, I. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. *Water Resour. Res.*, 27(12), 3171-3179.
- BLÖSCHL G., SIVAPALAN M., 1995. Scale issues in hydrological modelling: a review. *Hydrol. Process.*, 9, 251-290.
- BOARDMAN J., FAVIS-MORTLOCK D. [Ed.], 1998. Modelling Soil Erosion by Water. NATO ASI Series "Global Environmental Change", Vol. 55, Springer, Berlin (D), 531 p.
- BOARDMAN J., FOSTER I.D.L., DEARING J.A. [Ed.], 1990. Soil Erosion on Agricultural Land. Wiley, Chichester (UK), 687 p.
- BONELL M., 1993. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *J. Hydrol.*, 150, 217-275.
- BONELL M., BALEK J., 1993. Recent scientific developments and research needs in hydrological processes of the humid tropics. In "*Hydrology and Water Management in the Humid Tropics*", M. Bonell, M.M. Hufschmidt, J.S. Gladwell [Ed.], UNESCO-Cambridge University Press (UK), 167-206.
- BONELL M., FRITSCH J.M., 1997. Combining hydrometric-hydrochemistry methods: a challenge for advancing runoff generation process research. In "*Hydrochemistry*", N.É. Peters, A. Coudrain-Ribstein [Ed.], *IAHS Publ.*, 244, 165-184.
- BONN F. [Ed.], 1996. Précis de Télédétection - Vol. 2: Applications Thématiques. Presses Univ. Québec/AUPELF, Sillery (PQ, CAN), 633 p.
- BOULET R., CHAUVEL A., HUMBEL F.X., LUCAS Y., 1982. Analyse structurale et cartographie en pédologie, 1- Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 19(4), 309-321.
- BOUMA J., BELL J.P. [Ed.], 1983. Spatial Variability. *Agricult. Water Manag.*, 6(2/3), 89-320.
- BOUR O., DAVY P., 1997. Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resour. Res.*, 33(7), 1567-1583.
- BOUVIER C., DELCLAUX F., CRESPIY A., 1996. ATHYS: atelier hydrologique spatialisé. In "*L'Hydrologie Tropicale: Géoscience et Outil pour le Développement*", P. Chevallier, B. Pouyaud [Ed.], *IAHS Publ.* 238, 425-435.
- BOWLES D.S., O'CONNELL P.E., [Ed.], 1991. Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems. NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer,

- Dordrecht (NL), 667 p.
- BRAUD I., DANTAS-ANTONINO A.C, VAUCLIN M., THONY J.L., RUELLE P., 1995. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT): development and field verification. *J. Hydrol.*, 166, 213-250.
- BRAVARD J.P., PETIT F., 1997. Les Cours d'Eau - Dynamique du Système Fluvial. Armand Colin, Paris (F), 222 p.
- BRUAND A., DUVAL O., WÖSTEN H., LILLY A. [Ed.], 1996. The Use of Pedotransfer in Soil Hydrology Research in Europe. Proc. INRA - EC/JRC Ispra Workshop , Orléans, 10-12/10/1996, INRA, Orléans (F), 211 p.
- BRUN C., BERNARD R., VIDAL-MADJAR D., GASCUEL-ODOUX C., MÉROT P., DUCHESNE J., NICOLAS H., 1990. Mapping saturated areas with a helicopter-borne C band scatterometer. *Water Resour. Res.*, 26(5), 945-955.
- BRUNEAU P., GASCUEL-ODOUX C., ROBIN P., MÉROT P., BEVEN K., 1995. Sensitivity to space and time resolution of a hydrological model using digital elevation model. *Hydrol. Process.*, 9, 69-81.
- BRUSSEAU M.L., 1994. Transport of reactive contaminants in heterogeneous porous media. *Rev. Geophys.*, 32(3), 285-313.
- BRUTSAERT W.H., 1982. Evaporation into the Atmosphere - Theory, History and Applications. Reidel, Dordrecht (NL), 299 p.
- BURT T.P., BUTCHER D.P., 1986. Development of topographic indices for use in semi-distributed hillslope runoff models. In "*Geomorphology and Land Management*", Balteanu D., Slaymaker O. [Ed.], Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd 58, 1-19.
- BUTTLE J.M., 1994. Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Phys. Geogr.*, 18(1), 16-41.
- CALLÈDE J., HALLAIRE M., DAUDET F.A., 1978. Oscillations journalières de la profondeur des nappes en l'absence de précipitations. *Ann. Agron.*, 29(2), 111-122.
- CALVER A., WOOD W.L., 1996. The Institute of Hydrology Distributed Model. In "*Computer Models of Watershed Hydrology*", V.P. Singh [Ed.], Water Resources Publications, Highlands Ranch (CO, USA), 595-626.
- CALVET R [Ed.], 1988. Études sur les Transferts d'Eau dans le Système Sol-Plante-Atmosphère. INRA Publications, Paris (F), 362 p.
- CAPPUS P., 1960. Bassin expérimental d'Alrance - Etude des lois de l'écoulement - Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche* No A, 493-520.

- CASALE R. [Ed.], 1996. *Hydrological and Hydrogeological Risks*. Proc. 1st Review Meeting, Bruxelles, 30-31/1/1995, EUR 16799, European Commission, Luxembourg (L), 439 p.
- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989. Les États de Surface de la Zone Sahélienne - Influence sur l'Infiltration. Éditions ORSTOM, Paris (F), 229 p.
- CHAPMAN T., 1989. Hydrological systems and processes. In "*Comparative Hydrology - An Ecological Approach to Land and Water Resources*", M. Falkenmark et T. Chapman [Ed.], UNESCO, Paris (F), 479 p.
- CHAVENT G., ROBERTS J.E., 1991. A unified physical presentation of mixed, mixed hybrid finite elements and standard finite difference approximations for the determination of velocities in water flow problems. *Adv. Water Resour.*, 14(6), 329-348.
- CHEVALLIER P., PLANCHON O., LAPETITE J.M., 1990. Le fonctionnement hydrologique du bassin versant. In "*Structure et Fonctionnement Hydro-pédologique d'un Petit Bassin Versant de Savane Humide*", Équipe HYPERBAV [Ed.], Études et Thèses, ORSTOM, Paris (F), 207-223.
- CHEVALLIER P., POUYAUD B. [Ed.], 1996. L'Hydrologie Tropicale: Géoscience et Outil de Développement. IAHS Publ. N°238, 435 p.
- CHOCAT B. [Ed.], 1997. Encyclopédie de l'Hydrologie Urbaine et de l'Assainissement. Lavoisier, Paris (F), 1124 p.
- CHOISNEL E., 1985. Un modèle agrométéorologique opérationnel de bilan hydrique utilisant des données climatiques. In "*Les Besoins en Eau des Cultures*", A. Perrier, C. Riou [Ed.], INRA, Paris (F), 115-132.
- CHOISNEL E., NOILHAN J., 1995. La prévision des sécheresses. *La Recherche*, vol. 26, n° 272, 34-40 p.
- CHORLEY R.J., 1978. The hillslope hydrological cycle. In "*Hillslope Hydrology*", M.J. Kirkby [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 1-42.
- CHOW V.T., MAIDMENT D.R., MAYS L.W., 1988. Applied Hydrology. McGraw-Hill, New-York (NY, USA), 572 p.
- CHRISTOPHERSEN N., NEAL C., 1990. Linking hydrological, geochemical and soil chemical processes on the catchment scale: an interplay between modeling and field work. *Water Resour. Res.* 26(12), 3087-3100.
- CHRISTOPHERSEN N., NEAL C., HOOPER R.P., VOGT R.D., ANDERSEN S., 1990. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members - A step towards second-generation acidification models. *J. Hydrol.* 116, 307-320.
- CHURCH M.R., HORNBERGER G.M. [Ed.], 1990. Hydrogeochemical Responses of Forested Catchments. *Water Resour. Res.* (Special Section), 26(12), 2947-3100.

- CLARKE R.T., 1973. A review of some mathematical models used in hydrology, with observation on their calibration and use. *J. Hydrol.*, 19, 1-20.
- CLARKE R.T., 1994. *Statistical Modelling in Hydrology*. Wiley, Chichester (UK), 426 p.
- COSANDEY C., 1994. Formation des crues "cévenoles" dans des bassins élémentaires du Mont-Lozère. *Rev. Sci. Eau*, 7, 377-393.
- COSANDEY C., DIDON-LESCOT J.F., 1990. Etude des crues cévenoles: conditions d'apparition dans un petit bassin forestier sur le versant sud du Mont-Lozère, France. *IAHS Publ.*, 191, 103-115.
- COUSSOT P., 1993. Rhéologie des Boues et Laves Torrentielles - Étude de Dispersions et Suspensions Concentrées. "Études" du CEMAGREF, Série Montagne, n° 5, Grenoble (F), 416 p.
- COUTAGNE A., 1948. Météorologie et hydrologie: Étude générale des variations de débit en fonction des facteurs qui les conditionnent - 2. Les variations de débit en période non influencée par les précipitations. *La Houille Blanche*, 3, 416-436.
- CRAVE A., GASCUEL-ODOUX C., 1997. The influence of the topography on time and space distribution of soil surface water content. *Hydrol. Process.*, 11, 203-210.
- CRAWFORD N.H., LINSLEY R.K., 1966. Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV. *Technical Report N° 39*, Depart. Civil Engineer., Univ. Stanford (CA, USA), 210 p.
- CREUTIN D., OBLED C., TOURASSE P., 1980. Analyse spatiale et temporelle des épisodes pluvieux cévenols. *La Météorologie*, 6^e Série, 20/21, 233-242.
- CROUZET E., HUBERT P., OLIVE P., SIWERTZ E., MARCE A., 1970. Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface - Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. *J. Hydrol.* 11, 217-229.
- CRUIZIAT P., LAGOUARDE J.P. [Ed.], 1996. De la Plante au Couvert Végétal. Actes École Chercheurs INRA en Bioclimatologie, Le Croisic, 3-7/4/1995, INRA, Bordeaux (F), 654 p.
- CRUIZIAT P., TYREE M.T., 1990. La montée de la sève dans les arbres. *La Recherche*, vol. 21, n° 220, 406-414.
- CURLIN J.W., 1970. Models of the hydrologic cycle. In "*Analysis of Temperate Forest Ecosystems*", D.E. Reichle [Ed.], Springer, Berlin (D), 268-285.
- CUSHMAN J.H., 1986. On measurement, scale and scaling. *Water Resour. Res.*, 22(2), 129-134.
- DE MARSILY G., 1986. *Quantitative Hydrogeology - Groundwater Hydrology*

- for Engineers. Academic Press, San Diego (CA, USA), 440 p.
- DE MARSILY G., 1990. Rapport d'évaluation du Programme BVRE du CEMAGREF. In "*Bilan d'activité pour la période 1985-89 - Contribution à une évaluation des BVRE*", CST/BVRE, CEMAGREF, Lyon (F), Annexe D2, 1-6.
- DE MARSILY G., 1994. Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. *Rev. Sci. Eau*, 7(3), 219-234.
- DECOURSEY D.G., 1991. Mathematical models: research tools for experimental watersheds. In "*Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*", D.S. Bowles et P.E. O'Connell [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer, Dordrecht (NL), 591-612.
- DELHOMME J.P., 1976. Applications de la Théorie des Variables Régionalisées dans les Sciences de l'Eau. Thèse Doct. Ing., Paris (F), 160 p.
- DEPRAETERE C., 1991. DEMIURGE 2.0, chaîne de production et de traitement de modèles numériques de terrain. Laboratoire d'Hydrologie, ORSTOM, Montpellier (F).
- DESCONNETS J.C., GALLE S., LEDUC C., PEUGEOT C., 1996. Les processus de redistribution des eaux en région sahélienne: l'hydrologie dans l'expérience Hapex-Sahel. In "*L'Hydrologie Tropicale: Géoscience et Outil pour le Développement*", P. Chevallier et B. Pouyaud [Ed.], IAHS Publ. 238, 125-137.
- DHATT G., TOUZOT G., 1984. Une présentation de la méthode des éléments finis. Maloine, Paris (F), 543 p.
- DIKAU R., BRUNDSSEN D., SCHROTT L., IBSEN M.L. [Ed.], 1996. Landslide Recognition - Identification, Movement and Causes. Wiley, Chichester (UK), 251 p.
- DOOGE J.C.I., 1986. Looking for hydrologic laws. *Water Resour. Res.*, 22(9), 46S-58S.
- DOSSEUR H., 1964. Contribution à la définition de caractéristiques d'état du bassin expérimental d'Alrance (Aveyron) pour la prévision hydrologique. Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Montpellier-EDF, Montpellier (F), 178 p. + ann.
- DOZIER J., 1992. Opportunities to improve hydrologic data. *Rev. Geophys.*, 30(4), 315-331.
- DUBAND D., OBLED C., RODRIGUEZ Y., 1993. Unit Hydrograph revisited: an alternate iterative approach for U.H. and effective precipitations identification. *J. Hydrol.*, 150, 115-149.
- DUBAYAH R., DOZIER J., DAVIS F.W., 1990. Topographic distribution of clear-sky radiation over the Konza prairie, Kansas. *Water Resour. Res.*, 26(4), 679-690.

- DUBREUIL P.A., 1974. *Initiation à l'Analyse Hydrologique*. Masson, Paris (F), 216 p.
- DUBREUIL P.L., 1985. Review of field observations of runoff generation in the tropics. *J. Hydrol.* 80, 237-264.
- DUBREUIL P.L., 1986. Review of relationships between geophysical factors and hydrological characteristics in the tropics. *J. Hydrol.* 87, 201-222.
- DUBREUIL P.L., 1989. Pour un suivi à long terme de l'évolution des ressources en eau grâce à un réseau européen de bassins de référence. *Hydrogéologie*, 2, 111-114.
- DUCHAUFOR P., 1977. *Pédologie - 1. Pédogenèse et Classification*. Masson, Paris (F), 477 p.
- DUNNE T., 1978. Field studies of hillslope flow processes. In "*Hillslope Hydrology*", M.J. Kirkby [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 227-293.
- DUNNE T., 1983. Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *J. Hydrol.*, 65, 25-48.
- DUNNE T., BLACK R.D., 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resour. Res.* 6(2), 478-490.
- DUNNE T., MOORE T.R., TAYLOR C.H., 1975. Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions. *Hydrol. Sci. Bull.* 20(3), 305-327.
- DUVIGNEAUD P., 1980. *La Synthèse Écologique*. Doin, Paris (F), 380 p.
- EAGLESON P.S., 1986. The emergence of global-scale hydrology. *Water Resour. Res.*, 22(9), 6S-14S.
- EAGLESON P.S., 1991. Hydrologic science: a distinct geoscience. *Rev. Geophys.*, 29(2), 237-248.
- EDIJATNO, MICHEL C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, 2, 113-121.
- ELTAHIR E.A., BRAS R.L., 1996. Precipitation recycling. *Rev. Geophys.*, 34(3), 367-378.
- ENGMAN E.T., GURNEY R.J., 1991. Recent advances and future implications of remote sensing for hydrologic monitoring. In "*Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*", D.S. Bowles et P.E. O'Connell [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer, Dordrecht (NL), 471-495.
- FALKENMARK M., CHAPMAN T. [Ed.], 1989. *Comparative Hydrology - An Ecological Approach to Land and Water Resources*, UNESCO, Paris (F), 479 p.

- FLAGEOLLET J.C., MAQUAIRE O., MARTIN B., WEBER D.. Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern Alps, France). *Geomorphology* (à paraître)
- FONTES J.C., 1976. Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles. *La Houille Blanche*, 3-4, 205-221.
- FORTIN J.P., MOUSSA R., BOCQUILLON C., VILLENEUVE J.P., 1995. Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'informations géographiques. *Rev. Sci. Eau*, 8(1), 97-124.
- FOUQUART Y., BURIEZ J.C., HERMAN M., KANDEL R.S., 1990. The influence of clouds on radiation: a climate-modeling perspective. *Rev. Geophys.*, 28(2), 145-166.
- FRANCHINI M., PACCIANI M., 1991. Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models. *J. Hydrol.*, 122, 161-219.
- FREAD D.L., 1985. Channel routing. In "*Hydrological Forecasting*", M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 437-503.
- FREER J., BEVEN K., AMBROISE B., 1996. Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data: an application of the GLUE approach. *Water Resour. Res.*, 32(7), 2161-2173.
- FREEZE R.A., 1972. Role of subsurface flow generating surface runoff - 2. Upstream source area. *Water Resour. Res.*, 8(5), 1272-1283.
- FREEZE R.A., 1974. Streamflow generation. *Rev. Geophys.* 12(4), 627-647.
- FREEZE R.A., 1978. Mathematical models of hillslope hydrology. In "*Hillslope Hydrology*", M.J. Kirkby [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 177-225.
- FREEZE R.A., 1980. A stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope. *Water Resour. Res.*, 16(2), 391-408.
- FREEZE R.A., HARLAN R.L., 1969. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. *J. Hydrol.*, 9, 237-256.
- FRITZ B., 1975. Étude Thermodynamique et Simulation des Réactions entre Minéraux et Solutions. Application à la Géochimie des Altérations et des Eaux Continentales. *Sci. Géol. Mém.* 41, 152 p.
- FRITZ P., FONTES J.C. [Ed.], 1980. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, 1. The Terrestrial Environment. Elsevier, Amsterdam (NL), 532 p.
- GANOULIS J., 1996. Sur la modélisation des phénomènes hydrologiques. *Rev. Sci. Eau*, 9(4), 421-434.
- GASCUEL-ODOUX C., CROS-CAYOT S., DURAND P., 1996. Spatial variations of sheet flow and sediment transport of an agricultural field. *Earth*

- Surf. Proc. Landf.*, 21, 843-851.
- GASCUEL-ODOUX C., MÉROT P., 1986. Variabilité spatiale du transfert de l'eau dans le sol: utilisation du traçage et analyse géostatistique. *J. Hydrol.*, 89, 93-107.
- GELHAR L.W., 1986. Stochastic subsurface hydrology from theory to applications. *Water Resour. Res.*, 22(9), 135S-145S.
- GERITS J.J.P., LIMA M.P. de, VAN DEN BROEK T.W.M., 1990. Overland flow and erosion. In "*Process Studies in Hillslope Hydrology*", M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 173-214.
- GERMANN P.F., 1990. Macropores and hydrologic hillslope processes. In "*Process Studies in Hillslope Hydrology*", M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 327-363.
- GERMANN P.F., DIPIETRO L., 1996. When is porous-media flow preferential? A hydromechanical perspective. *Geoderma*, 74, 1-21.
- GIORGI F., AVISSAR R., 1997. Representation of heterogeneity effects in earth system modelling: experience from land surface modelling. *Rev. Geophys.*, 35(4), 413-438.
- GIRARD G., 1975. Application du modèle à discrétisation spatiale au bassin versant de l'oued Ghorfa (Mauritanie). *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 12(3), 167-188.
- GIRARD G., LEDOUX E., VILLENEUVE J.P., 1981. Le modèle couplé - Simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. *Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol.*, 18(4), 195-280.
- GIRARD G., MORIN G., CHARBONNEAU R., 1972. Modèle précipitations-débits à discrétisation spatiale. *Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol.*, 9(4), 35-52.
- GOUDIE A. [Ed.], 1981. *Geomorphological Techniques*. George Allen et Unwin, London (UK), 395 p.
- GOUTORBE J.P., DOLMAN A.J., GASH J.H.C., KERR Y.H., LEBEL T., PRINCE S.D., STRICKER J.N.M. [Ed.], 1997. HAPEX-SAHEL. *J. Hydrol.* (Special Issue), 188-189(1/4), 1079 p.
- GRAY D.M., MALE D.H. [Ed.], 1981. *Handbook of Snow - Principles, Processes, Management and Use*. Pergamon Press, Toronto (CAN), 776 p.
- GRAYSON R.B., BLÖSCHL G., MOORE I.D., 1995. Distributed parameter hydrologic modelling using vector elevation data: THALES and TAPES-C. In "*Computer Models of Watershed Hydrology*", V.P. Singh [Ed.], Water Resource Publications, Highlands Ranch (CO, USA), 669-696.
- GREEN W.A., AMPT G.A., 1911. Studies in soil physics: 1. Flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.*, 4, 1-24.
- GUPTA V.K., RODRIGUEZ-ITURBE I., WOOD E.F., [Ed.], 1986. *Scale Problems in Hydrology*. Reidel, Dordrecht (NL), 246 p.

- GURNELL A., MONTGOMERY D. [Ed.], 1998. Hydrological Application of GIS. *Hydrol. Process.* Special Issue, 12(6), 821-993.
- GUSTARD A., ROALD L.A., DEMUTH S., LUMADJENG H.S., GROSS R. [Ed.], 1989. Flow Regimes from Experimental and Network Data (FRIEND) - Volume 1. Hydrological Studies. FRIEND, IHW, Wallingford (UK), 344 p.
- GUYOT G., 1997. Climatologie de l'Environnement - De la Plante aux Ecosystèmes. Masson, Paris (F), 505 p.
- HAAN C.T., JOHNSON H.P., BRAKENSIEK D.L., [Ed.], 1982. *Hydrologic Modeling of Small Watersheds*. ASAE Monograph No 5, ASAE, St Joseph (MI, USA), 533 p.
- HALL F.R., 1968. Base-flow recessions - A review. *Water Resour. Res.*, 4(3), 973-983.
- HALLDIN S., SAUGIER B., PONTAILLER J.Y., 1984/85. Evapotranspiration of a deciduous forest: simulation using routine meteorological data. *J. Hydrol.*, 75, 323-341.
- HENDERSON F.M., WOODING R.A., 1964. Overland flow and groundwater flow from a steady rainfall of finite duration. *J. Geophys. Res.*, 69(8), 1531-1540.
- HERRMANN A., FINKE B., SCHÖNIGER M., MALOSZEWSKI P., STICHLER W., 1990. The environmental tracer approach as a tool for hydrological evaluation and regionalization of catchment system. *IAHS Publ.* 191, 45-58.
- HEWLETT J.D., 1961. Watershed Management. In "*Annual Report 1961*", USDA Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station, Asheville (NC, USA), 61-66.
- HEWLETT J.D., 1974. Comments on letters relating to 'Role of subsurface flow in generating surface runoff, 2. Upstream source areas' by R. Allen Freeze. *Water Resour. Res.* 10, 605-607.
- HEWLETT J.D., HIBBERT A.R., 1963. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. *J. Geophys. Res.* 68(4), 1081-1087.
- HEWLETT J.D., HIBBERT A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In "*Forest Hydrology*", W.E. Sopper, H.W. Lull [Ed.], Pergamon, Oxford (UK), 275-290.
- HEY R.D., NEWSON M.D., 1997. Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management. Wiley, Chichester (UK), 376 p.
- HILLEL D., 1987. Unstable flow in layered soils: a review. *Hydrol. Process.*, 1, 143-147.
- HILLEL D., ELRICK D.E., [Ed.], 1990. Scaling in Soil Physics - Principles and Applications. SSSA Special Publ. n° 25, Madison (WI, USA), 122 p.
- HÖTZL H., WERNER A. [Ed.], 1992. Tracer Hydrology. Balkema, Rotterdam

(NL), 464 p.

- HOOPER R.P., CHRISTOPHERSEN N., PETERS N.E., 1990. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members - An application to the Panola Mountain catchment, Georgia, USA. *J. Hydrol.* 116, 321-343.
- HORNBERGER G.M., BEVEN K.J., COSBY B.J., SAPPINGTON D.E., 1985. Shenandoah watershed study: calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resour. Res.*, 21(12), 1841-1850.
- HORTON R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. Amer. Geophys. Union* 14, 446-460.
- HUBERT P., 1989. La séparation de l'hydrogramme - Apport des méthodes isotopiques. *Hydrogéologie* 3, 143-150.
- HUBERT P., CARBONNEL J.P., 1989. Dimensions fractales de l'occurrence de pluie en climat soudano-sahélien. *Hydrol. Continent.*, 4, 3-10.
- HUFF D.D., SWANK W.T., 1985. Modelling changes in forest evapotranspiration. In "*Hydrological Forecasting*", M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 125-151.
- HUMBERT J., 1995. Cartographie automatique des précipitations mensuelles et annuelles en zone montagnaise. *Ann. Géogr.*, 581/582, 168-173.
- HUMBERT J., NAJJAR G., 1992. Influence de la forêt sur le cycle de l'eau en domaine tempéré - Analyse de la littérature francophone. CEREG-ULP, Strasbourg (F), 85 p.
- HURSH C.R., 1936. Storm-water and absorption. *Trans. Amer. Geophys. Union* 17, 301-302.
- HURSH C.R., BRATER E.F., 1941. Separating storm hydrographs from small drainage areas into surface and subsurface flow. *Trans. Amer. Geophys. Union* 22, 863-870.
- JACQUET J., 1960. Répartition spatiale des précipitations à l'échelle fine et précision des mesures pluviométriques. *IAHS Publ.* 53, 317-342.
- JAKEMAN A.J., WHITEHEAD P.G., [Ed.], 1996. Unit Hydrograph Methods and Applications. *Hydrol. Process.*, 10(6), 771-893.
- JAYAWARDENA A.W., WHITE J.K., 1977. A finite element distributed catchment model, 1. Analytical basis. *J. Hydrol.*, 34, 269-286.
- JOURNEL A.G., HUIJBREGTS C., 1978. Mining Geostatistics. Academic Press, London (UK), 600 p.
- JOUSSAUME S., JOUZEL J., SADOURNY R., 1984. A general circulation model of water isotopes cycles in the atmosphere. *Nature*, 311, 24-29.

- KIRKBY M.J., 1975. Hydrograph modelling strategies. In "*Process in Physical and Human Geography*", R. Peel, M. Chisholm, P. Haggett [Ed.], Heinemann, London (UK), 69-90.
- KIRKBY M.J. [Ed.], 1978. Hillslope Hydrology. Wiley, Chichester (UK), 389 p.
- KIRKBY M.J., 1985. Hillslope hydrology. In "*Hydrological Forecasting*", M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 37-75.
- KIRKBY M.J., 1988. Hillslope runoff processes and models. *J. Hydrol.*, 100, 315-339.
- KITE G.W., 1995. The SLURP model. In "*Computer Models of Watershed Hydrology*", V.P. Singh [Ed.], Water Resource Publications, Highlands Ranch (CO, USA), 521-562.
- KLEMES V., 1986a. Dilettantism in hydrology: transition or destiny ?. *Water Resour. Res.*, 22(9), 177s-188s.
- KLEMES V., 1986b. Operational testing of hydrologic simulation models. *Hydrol. Sci. J.*, 31(1), 13-24.
- KLEMES V., 1988. A hydrological perspective. *J. Hydrol.*, 100, 3-28.
- KOOL J.B., PARKER J.C., VAN GENUCHTEN M.T., 1987. Parameter estimation for the unsaturated flow and transport models, a review. *J. Hydrol.*, 91, 255-293.
- KOVAR K., NACHNEBEL H.P. [Ed.], 1993. Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management. IAHS Publ. 211, 694 p.
- KOVAR K., NACHNEBEL H.P. [Ed.], 1996. Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management. IAHS Publ. 235, 712 p.
- KRAJEWSKI W.F., CREUTIN J.D., 1992. Modélisation mathématique des champs de pluie - quelques types d'approches et leurs applications. *La Météorologie* VII, 4-15.
- LE ROUX X.L., BARIAC T., MARIOTTI A., 1995. Spatial partitioning of the soil water resource between grass and shrub components in a West Africa humid savanna. *Oecologia*, 104, 147-155.
- LEAVESLEY G.H., STANNARD L.G., 1995. The precipitation-runoff modeling system PRMS. In "*Computer Models of Watershed Hydrology*", V.P. Singh [Ed.], Water Resource Publications, Highlands Ranch (CO, USA), 281-310.
- LEBEL T., AMANI A., CAZENAVE F., LECOCQ J., TAUPIN T., ELGUERO E., GREARD M., LE BARBÉ L., LAURENT H., D'AMATO N., ROBIN J., 1996. La distribution spatio-temporelle des pluies au Sahel: apports de l'expérience EPSAT-Niger. In "*L'Hydrologie Tropicale: Géoscience et Outil*

- pour le Développement*", P. Chevallier, B. Pouyaud [Ed.], IAHS Publ. N°238, 77-98.
- LELONG F., DURAND P., DIDON-LESCOT J.F., 1988. Comparaison des bilans hydrochimiques, des taux d'altération et d'acidification dans trois petits bassins versants granitiques similaires à végétation contrastée (Mont-Lozère, France). *Sci. Géol. Bull.*, 41(3), 263-278.
- LESAFFRE B., ZIMMER D., 1987. Régime hydrique d'un sol drainé: comparaison des phases débit de pointe et tarissement. *Science du Sol* 25(4), 217-229.
- LIKENS G.E., BORMANN F.H., PIERCE R.S., EATON J.S., JOHNSON N.M., 1977. *Biogeochemistry of a Forested Ecosystem*. Springer, New-York (NY, USA), 146 p.
- LINSLEY R.K., KOHLER M.A., PAULHUS J.L.H., 1982. *Hydrology for Engineers*, 3rd edition, McGraw-Hill, New-York (NY, USA), 508 p.
- LOAGUE K.M., FREEZE R.A., 1985. A comparison of rainfall-runoff modeling techniques on small upland catchments. *Water Resour. Res.*, 21(2), 229-248.
- LOUMAGNE C., CHKIR N., NORMAND M., OTTLÉ C., VIDAL-MADJAR, D., 1996. Introduction of the soil/vegetation/atmosphere continuum in a conceptual rainfall/runoff model. *Hydrol. Sci.*, 41(6), 889-902.
- LOÏE-PILOT M.D., 1990. Isotopic and chemical hydrograph separation for a forested headwater mediterranean stream flood - A critical view. In *"Hydrological Research Basins and the Environment"*, J.C. Hooghart, C.W.S. Posthumus, P.M.M. Warmerdam [Ed.], TNO Committee Hydrol. Res. Proc. and Inform. No 44, CHO-TNO, Den Haag (NL), 189-198.
- LUDWIG B., AUZET A.V., BOIFFIN J., PAPY F., KING D., CHADOEUF J., 1996. États de surface, structure hydrographique et érosion en rigole de bassins versants cultivés du Nord de la France. *Étude et Gestion des Sols*, 3(1), 53-70.
- MAKHLOUF Z., 1994. Compléments sur le Modèle Pluie-Débit GR4J et Essai d'Estimation de ses Paramètres. Thèse de Doctorat Université Paris 11 Orsay, CEMAGREF, Antony (F), 426 p.
- MALOSZEWSKI P., RAUERT W., STICHLER W., HERRMANN A., 1983. Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data. *J. Hydrol.*, 66, 319-330.
- MANDELBROT B., 1989. *Les Objets Fractals*. Flammarion, Paris (F), 268 p.
- MANGOLD D.C., TSANG C.F., 1991. A summary of subsurface hydrological and hydrochemical models. *Rev. Geophys.*, 29(1), 51-79.

- MERCIER J.L. [Ed.], 1982. Structure et Fonctionnement d'un Bassin Versant de Montagne -Exemples des Bassins de la Petite Fecht et du Ringelbach à Soultzeren, Hautes-Vosges (France). *Rech. Géogr. à Strasbourg*, 19/20/21, 276 p.
- MÉROT P. (1988): Les zones de sources à surface variable et la question de leur localisation. *Hydrol. Continent*. 3(2), 105-115.
- MÉROT P., EZZAHAR B., WALTER C., AUROUSSEAU P., 1995. Mapping waterlogging of soils using digital terrain models. *Hydrol. Process.*, 9, 27-34.
- MEUNIER M., 1991. Éléments d'Hydraulique Torrentielle. "Études" du CEMAGREF, Série Montagne, n° 1, Grenoble (F), 278 p.
- MEYER DE STADELHOFEN C., 1991. Application de la Géophysique aux Recherches d'Eau. Lavoisier, Paris (F), 183 p.
- MILLER E.E., 1980. Similitude and scaling of soil-water phenomena. In: D. Hillel [Ed.] "*Applications of Soil Physics*", Academic Press, New-York (NY, USA), 300-318.
- MOLZ F.J., REMSON I., FUNGAROLI A.A., DRAKE R.L., 1968. Soil moisture availability for transpiration. *Water Resour. Res.*, 4(6), 1161-1169.
- MONTEITH J.L., 1980. The development and extension of Penman's evaporation formula. In "*Applications of Soil Physics*", D. Hillel [Ed.], Academic Press, New-York (NY, USA), 247-253.
- MOORE I.D., FOSTER G.R., 1990. Hydraulics and overland Flow. In "*Process Studies in Hillslope Hydrology*", M.G. Anderson et T.P. Burt [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 215-254.
- MOORE I.D., GRAYSON R.B., 1991. Terrain-based catchment partitioning and runoff prediction using vector elevation data. *Water Resour. Res.*, 27(6), 1177-1191.
- MOORE I.D., GRAYSON R.B., LADSON A.R., 1991. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrol. Process.*, 5(1), 3-30.
- MOREL-SEYTOUX H.J. [Ed.], 1989. Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling - Theory and Practice. NATO ASI Series C, Vol. 275, Kluwer, Dordrecht (NL), 531 p.
- MORIN G., FORTIN J.P., LARDEAU J.P., SOCHANSKA W., PAQUETTE S., 1981. Modèle CEQUEAU: Manuel d'Utilisation. Rapport scientifique n°93, INRS-Eau, Ste-Foy (PQ, CAN), 449 p.
- MORRIS E.M., 1991. Physics-based models of snow. In "*Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*", D.S. Bowles et P.E. O'Connell [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer, Dordrecht (NL), 85-112.
- MORTON A., 1993. Mathematical models: questions of trustworthiness. *Brit. J. Phil. Sci.*, 44, 659-674.

- MOSÉ R., SIEGEL P., ACKERER P., CHAVENT G., 1994. Application of the mixed hybrid finite element approximation in a groundwater flow model: luxury or necessity? *Water Resour. Res.*, 30(11), 3001-3012.
- MUSY A., SOUTTER M., 1991. *Physique du Sol*. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne (CH), 335 p.
- NASH J.E., SUTCLIFFE J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, I. A discussion of principles. *J. Hydrol.*, 10, 282-290.
- NEAL C., HORNUNG M. [Ed.], 1991. Transfer of Elements through the Hydrological Cycle. *J. Hydrol.* (Special Issue), 116, 416 p.
- NIELSEN D.R., BIGGAR J.W., ERB K.T., 1973. Spatial variability of field measured soil-water properties. *Hilgardia*, 42, 215-259.
- NOILHAN J., PLANTON S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Weather Rev.*, 17(3), 536-549.
- OBERLIN G. [Ed.], 1997. FRIEND - Flow Regimes from International Experimental and Network Data. Third Report: 1994-97. UNESCO/IHP IHP IVet V, CEMAGREF Editions, Antony (F), 431 p.
- O'CONNELL P.E., 1991. A historical perspective. In "*Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*", D.S. Bowles et P.E. O'Connell [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer, Dordrecht (NL), 3-30.
- O'LOUGHLIN E.M., 1986. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resour. Res.*, 22, 794-804.
- OTTLÉ C, VIDAL-MADJAR D., 1994. Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region. *J. Hydrol.*, 158, 241-264.
- PARLANGE J.Y., STEENHUIS T.S., HAVERKAMP R., BARRY D.A., CULLIGAN P.J., HOGARTH W.L., PARLANGE M.B., ROSS P. Soil properties and water movement. In "*Vadose Zone Hydrology, Cutting across Disciplines*", M.B. Parlange, J.Hopmans [Ed.], Oxford Univ. Press, Oxford (UK) (à paraître)
- PAYNE B.R., 1988. The status of isotope hydrology today. *J. Hydrol.*, 100, 207-237.
- PENMAN H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc.*, A 193, 120-146.
- PENMAN H.L., 1963. *Vegetation and Hydrology*. Commonwealth Bureau of Soils, *Technical Communication No 53*, Commonwealth Agricultural Bureaux, Farnham Royal, Bucks (UK), 124 p.

- PERRIER A., 1975a. Étude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles - 1. Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles. *Ann. Agron.*, 26(1), 1-18.
- PERRIER A., 1975b. Étude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles - 2. Expressions et paramètres donnant l'ETR d'une surface "mince". *Ann. Agron.*, 26(2), 105-123.
- PERRIER A., 1975c. Étude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles - 3. Évapotranspiration réelle et potentielle des couverts végétaux. *Ann. Agron.*, 26(3), 229-243.
- PERRIER A., RIOU C. [Ed.], 1985. Les Besoins en Eau des Cultures. CIID, INRA, Paris (F), 929 p.
- PERRIN DE BRICHAMBAUT C., 1978. Estimation de l'énergie solaire disponible au sol. *La Météorologie*, VI^e série, 15, 5-45.
- PHILIP J.R., 1969. The theory of infiltration. *Adv. Hydrosci.*, 5, 215-305.
- PILGRIM D.H., HUFF D.D., STEELE T.D., 1979. Use of specific conductance and contact time relations for separating flow components in storm runoff. *Water Resour. Res.* 15(2), 329-339.
- PINDER G.F., JONES J.F., 1969. Determination of the groundwater component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Water Resour. Res.* 5(2), 438-445.
- PIÑOL J., LLEDÓ M.J., ESCARRÉ A., 1991. Hydrological balance of two Mediterranean forested catchments (Prades, northeast Spain). *Hydrol. Sci. J.*, 36(2), 95-107.
- POURRIOT R., MEYBECK M. [Ed.], 1995. Limnologie Générale. Collection d'Ecologie n°25, Masson, Paris (F), 956 p.
- PROBST A., VIVILLE D., FRITZ B., AMBROISE B., DAMBRINE E., 1992. Hydrochemical budgets in a small granitic catchment exposed to acid deposition: the Strengbach catchment case study (Vosges massif, France). *Water Air Soil Poll.*, 62, 337-347.
- QUINN P., BEVEN K.J., CHEVALLIER P., PLANCHON O., 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrol. Process.*, 5(1), 59-79.
- RAMADE F., 1984. Éléments d'Écologie - Écologie Fondamentale. McGraw-Hill, Paris (F), 397 p.
- REMSON I., HORNBERGER G.M., MOLZ F.J., 1971. Numerical Methods in Subsurface Hydrology. Wiley, Chichester (UK), 389 p.
- RENARD P., DE MARSILY G., 1997. Calculating equivalent permeability: a

- review. *Adv. Water Resour.*, 20(5/6), 253-278.
- RIEU M., SPOSITO G., 1991. Fractal fragmentation, soil porosity and soil water properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55(5), 1231-1244.
- RINALDO A., RODRIGUEZ-ITURBE I., 1996. Geomorphological theory of the hydrological response. *Hydrol. Process.*, 10(6), 803-829.
- ROCHE M., 1971. Les divers types de modèles déterministes. *La Houille Blanche*, 2, 111-129.
- ROCHE M.A., 1982. Évapotranspiration réelle de la forêt amazonienne en Guyane. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 19(1), 37-44.
- ROCHE P.A. [Ed.], 1987. Guide de Prévision des Crues. SHF, Paris (F), 750 p.
- ROCHEFORT M., TRICART J., 1959. Rôle de l'écoulement sub-superficiel dans l'alimentation de certains cours d'eau. *C.R. Acad. Sci.*, 248, 267-270.
- RODHE A., 1987. The origin of Streamwater Traced by Oxygen-18. Uppsala Univ. Dept. Phys. Geogr. Div. Hydrol., *Report Series A N° 41*, 260 + 73 p.
- RODRIGUEZ-ITURBE I., VALDÈS J.B., 1979. The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resour. Res.*, 15(6), 1409-1420.
- SAULNIER G.M., OBLED C., BEVEN K., 1997. Analytical compensation between DTM grid resolution and effective values of saturated hydraulic conductivity within the TOPMODEL framework. *Hydrol. Process.*, 11(9), 1331-1346.
- SCANLON B.R., TYLER S.W., WIERENGA P.J. (1997): Hydrologic issues in arid, unsaturated systems and implications for contaminant transport. *Rev. Geophys.* 35(4), 461-490.
- SCHMUGGE T.J., ANDRÉ J.C. [Ed.], 1991. Land Surface Evaporation - Measurement and Parameterization. Springer, New-York (NY, USA), 424 p.
- SCHMUGGE T.J., BECKER F., 1991. Remote sensing observations for the monitoring of land-surface fluxes and water budgets. In "*Land Surface Evaporation - Measurement and Parameterization*", T.J. Schmugge, J.C. André [Ed.], Springer, New-York (NY, USA), 337-347.
- SEVRUK B. [Ed.], 1986. Correction of Precipitation Measurements. Proc. ETH/IAHS/WMO Workshop Zürich, 1-3/4/1985, Zürcher Geographische Schriften, Heft 23, ETH, Zürich (CH), 288 p.
- SEVRUK B. [Ed.], 1989. Precipitation Measurement. Proc. WMO/IAHS/ETH Workshop, St. Moritz (CH), 3-7/12/1989. ETH, Zürich (CH), 584 p.
- SHARMA M.L., LUXMOORE R., DE ANGELIS R., WARD R.C., YEH G.T., 1987. Subsurface water flow simulated for hillslopes with spatially dependent soil hydraulic characteristics. *Water Resour. Res.*, 23(8), 1523-1530.
- SHARON D., 1980. The distribution of hydrologically effective rainfall incident on sloping ground. *J. Hydrol.*, 46, 165-188.

- SHF [Ed.], 1971. Les Modèles Hydrologiques en Hydrologie de Surface. *La Houille Blanche*, 2/3, 184 p.
- SHF [Ed.], 1994. Crues et Inondations. Actes 23^e J. Hydraulique (2 Volumes), Congrès SHF, Nîmes, 14-16/9/1994, SHF, Paris (F), 800 p.
- SIGG L., STUMM W., BEHRA P., 1994. Chimie des Milieux Aquatiques. Masson, Paris (F), 391 p.
- SINGH V.P. [Ed.], 1995. Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resource Publications, Highlands Ranch (CO, USA), 1130 p.
- SIVAPALAN M., KALMA J.D., [Ed.], 1995. Scale Issues in Hydrological Modelling. *Hydrol. Process.* (Special Issue), 9(3/4-5/6), 237-482.
- SKLASH M.G., 1990. Environmental isotope studies of storm and snowmelt runoff generation. In "*Process Studies in Hillslope Hydrology*", M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 401-435.
- SKLASH M.G., FARVOLDEN R.N., 1979. The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.* 43, 45-65.
- SMITH R.E., HEBBERT R.H.B., 1983. Mathematical simulation of interdependent surface and subsurface hydrologic processes. *Water Resour. Res.*, 19, 987-1001.
- SOMERVILLE C.R., SOMERVILLE S.C., 1984. Les photosynthèses des plantes. *La Recherche*, vol. 15, n° 154, 490-501.
- SOROOSHIAN S., 1991. Parameter estimation, model identification and model validation: conceptual-type models. In "*Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*", D.S. Bowles et P.E. O'Connell [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer, Dordrecht (NL), 443-467.
- SOROOSHIAN S., GUPTA V.K., 1995. Model calibration. In "*Computer Models of Watershed Hydrology*", V.P. Singh [Ed.], Water Resources Publications, Highlands Ranch (CO, USA), 23-68.
- STAUFFER F., DRACOS T., 1986. Experimental and numerical study of water and solute infiltration in layered porous media. *J. Hydrol.*, 84, 9-34.
- STEWART J.B., ENGMAN E.T., FEDDES R.A., KERR Y. [Ed.], 1996. Scaling Up in Hydrology Using Remote Sensing. Wiley, Chichester (UK)
- STICHLER W., HERRMANN A., 1983. Application of environmental isotope techniques in water balance studies of small basins. IAHS Publ. 148, 93-112.
- SUMMER G.N., 1988. Precipitation - Process and Analysis. Wiley, Chichester (UK), 455 p.
- TESSIER Y., LOVEJOY S., HUBERT P., SCHERTZER D., PECKNOLD S., 1996. Multifractal analysis and modelling for rainfall and rivers flows: scaling of causal transfer functions. *J. Geophys. Res.*, 101(21D), 427-440.

- THIÉRY J.M., D'HERBÈS J.M., VALENTIN C., 1995. A model simulating the genesis of banded vegetation patterns in Niger. *J. Ecol.*, 83, 497-507.
- TOEBES C., OURYVAEV V. [Ed.]. Representative and Experimental Basins - An International Guide for Research and Practice. Studies and Reports in Hydrology n° 4, UNESCO, Paris (F), 348 p.
- TRÉMOLIÈRES M., CARBIENER D., CARBIENER R., EGLIN I., ROBACH F., SANCHEZ-PÉREZ J.M., SCHNITLER A., WEISS D., 1991. Zones inondables, végétation et qualité de l'eau en milieu alluvial rhénan: l'Île de Rhinau, un site de recherches intégrées. *Bull. Ecol.*, 22(3-4), 317-336.
- TRICART J., 1965. Principes et Méthodes de la Géomorphologie. Masson, Paris (F), 496 p.
- TROENDLE C.A., 1985. Variable source area models. In "*Hydrological Forecasting*", M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 347-403.
- TYLER S.W., WHEATCRAFT S.W., 1990. Fractal processes in soil water retention. *Water Resour. Res.*, 26(5), 1047-1054.
- VACHAUD G., VAUCLIN M., ADDISCOTT T.M., 1993. Solute transport in the vadose zone: a review of models. In "*Technologies for Environmental Cleanup: Soil and Groundwater*", A. Avogadro, R.C. Ragaini [Ed.], ECSC-EEC-EAEC, Bruxelles-Luxembourg, 157-185.
- VAN DEN GRIEND A.A., ENGMAN E.T., 1985. Partial area hydrology and remote sensing. *J. Hydrol.*, 81, 211-251.
- VAN GENUCHTEN M.T., LEIJ F.J., LUND L.J. [Ed.], 1992. Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. USDA-Univ. of California, Riverside (CA, USA), 718 p.
- VAUCLIN M., 1983. Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols. *Les Colloques de l'INRA* 15, 9-43.
- VAUCLIN M., 1994. Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol. *Rev. Sci. Eau*, 7, 81-102.
- VAUCLIN M., HAVERKAMP R., VACHAUD G., 1979a. Résolution Numérique d'une Equation de Diffusion Non-linéaire. Presses Universitaires, Grenoble (F), 183 p.
- VAUCLIN M., IMBERNON J., VACHAUD G., DANCETTE C., 1983. Description expérimentale et modélisation stochastique des transferts par la mise à l'échelle des propriétés hydrodynamiques des sols. In: "*L'Emploi des Techniques Isotopiques et des Rayonnements dans les Études sur la Physique des Sols et l'Irrigation*", IAEA-SM267/25, Wien (A), 103-124.

- VAUCLIN M., KHANJI D., VACHAUD G., 1979b. Experimental and numerical study of a transient two-dimensional unsaturated-saturated water table recharge problem. *Water Resour. Res.*, 15, 1089-1101.
- VIVILLE D., AMBROISE B., KOROSSEC B., 1986. Variabilité spatiale des propriétés texturales et hydrodynamiques des sols dans le bassin versant du Ringelbach (Vosges, France). In "*Erosion Budgets and their Hydrologic Basis*", Vogt H., Slaymaker O. [Ed], Z. Geomorph. N.F., Suppl-Bd 60, 21-40.
- VOLTZ M., LAGACHERIE P., LOUCHART X., 1997. Predicting soil properties over a region using sample information from a mapped reference area. *Eur. J. Soil Sci.*, 48, 19-30.
- WALTER E., PRONZATO L., 1997. Identification of Parametric Models from Experimental Data. Springer, London (UK), 413 p.
- WARRICK A.W., MULLEN G.J., NIELSEN D.R., 1977. Predictions of the soil water flux based upon field-measured soil-water properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41, 14-19.
- WEBSTER P.J., 1994. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Rev. Geophys.*, 32(4), 427-476.
- WHIPKEY R.Z., 1965. Subsurface stormflow from forested slopes. *Hydrol. Sci. Bull.* 10(2), 74-85.
- WMO, 1975. Intercomparison of Conceptual Models Used in Operational Hydrological Forecasting. *Operational Hydrology Report N° 7*, WMO-No 429, Genève (CH), 172 p.
- WMO, 1986. Intercomparison of Models of Snowmelt Runoff. *Operational Hydrology Report N° 23*, WMO-No 646, Genève (CH), 36 p. + ann.
- WOOD E.F., SIVAPALAN M., BEVEN K., 1990. Similarity and scale in catchment storm response. *Rev. Geophys.*, 28(1), 1-18.
- YAIR A., LAVEE H., 1985. Runoff generation in arid and semi-arid zones. In "*Hydrological Forecasting*", M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 183-220.
- YEVJEVICH V., 1968. Misconceptions in hydrology and their consequences. *Water Resour. Res.*, 4(2), 225-232.
- ZIENKIEWICZ O.C., 1977. La méthode des éléments finis. Ediscience, Paris (F), 533 p.

14.2. Manuels généraux

- BAUMGARTNER A., LIEBSCHER H.J., 1990. Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie. Gebrüder Borntraeger, Berlin (D), 673 p.
- BLACK P.E., 1996. Watershed Hydrology. Ann Arbor Press, Chelsea (MI, USA), 449 p.
- BONNEAU M., SOUCHIER B., 1979. Pédologie - 2. Constituants et Propriétés du Sol. Masson, Paris (F), 459 p.
- BOREL L., 1991. Thermodynamique et Énergétique. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne (CH), 710 p.
- BRUTSAERT W.H., 1982. Evaporation into the Atmosphere - Theory, History and Applications. D. Reidel, Dordrecht (NL), 299 p.
- CHAMAYOU H., LEGROS J.P., 1989. Les Bases Physiques, Chimiques et Minéralogiques de la Science du Sol. Techniques Vivantes, P.U.F., Paris (F), 593 p.
- CHOW V.T., MAIDMENT D.R., MAYS L.W., 1988. Applied Hydrology. McGraw-Hill, New-York (NY, USA), 572 p.
- DE MARSILY G., 1986. Quantitative Hydrology - Groundwater Hydrology for Engineers. Academic Press, San Diego (CA, USA), 440 p.
- DUCHAUFOR P., 1977. Pédologie - 1. Pédogenèse et Classification. Masson, Paris (F), 477 p.
- DUVIGNEAUD P., 1980. La Synthèse Écologique. Doin, Paris (F), 380 p.
- FREEZE R.A., CHERRY J.A., 1979. Groundwater. Prentice-Hall, Englewood Cliffs (NJ, USA), 604 p.
- GEIGER R., 1980. The Climate Near the Ground. Harvard University Press, Cambridge (MA, USA), 611 p.
- GRAY D.M., MALE D.H. [Ed.], 1981. Handbook of Snow - Principles, Processes, Management and Use. Pergamon, Toronto (ON, CAN), 776 p.
- GUYOT G., 1997. Climatologie de l'Environnement - De la Plante aux Écosystèmes. Masson, Paris (F), 505 p.
- HILLEL D., 1980. Fundamentals of Soil Physics. Academic Press, New-York (NY, USA), 413 p.
- HILLEL D., 1980. Applications of Soil Physics. Academic Press, New-York (NY, USA), 385 p.
- KUTILEK M., NIELSEN D.R., 1994. Soil Hydrology. Catena, Cremlingen (D), 370 p.
- LINSLEY R.K., KOHLER M.A., PAULHUS J.L.H., 1982. Hydrology for Engineers. McGraw-Hill, New-York (NY, USA), 508 p.

- McILVEEN R., 1992. *Fundamentals of Weather and Climate*. Chapman & Hall, London (UK), 497 p.
- MUSY A., SOUTTER M., 1991. *Physique du Sol*. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne (CH), 335 p.
- POURRIOT R., MEYBECK M. [Ed.], 1995. *Limnologie Générale*. Masson, Paris (F), 956 p.
- RAMADE F., 1984. *Éléments d'Écologie - Écologie Fondamentale*. McGraw-Hill, Paris (F), 397 p.
- ROCHE M.F., 1986. *Dictionnaire Français d'Hydrologie de Surface - avec Equivalents en Anglais, Espagnol, Allemand*. Masson, Paris (F), 288 p.
- SIGG L., STUMM W., BEHRA P., 1994. *Chimie des Milieux Aquatiques*. Masson, Paris (F), 391 p.
- SUMMER G.N., 1988. *Precipitation - Process and Analysis*. Wiley, Chichester (UK), 455 p.
- TRICART J., 1965. *Principes et Méthodes de la Géomorphologie*. Masson, Paris (F), 496 p.
- UNESCO/WMO, 1992. *International Glossary of Hydrology (quadrilingue)*. UNESCO/WMO, Paris (F), 413 p.
- WARD R.C., ROBINSON M., 1990. *Principles of Hydrology*. McGraw-Hill, London (UK), 365 p.
- WMO, 1992. *International Meteorological Vocabulary (quadrilingue)*. WMO No. 182, Genève (CH), 784 p.
- YOUNG H.D., 1992. *Physics*. Addison-Wesley, Reading (MA, USA), 1356 p.

15

LISTE DES ILLUSTRATIONS

15.1. Encadrés

Encadré 3.1: Propriétés extensives et potentiels énergétiques	20
Encadré 3.2: Le concept de bilan	21
Encadré 3.3: Forces et flux généralisés	23
Encadré 11.1: Modélisation hydrologique à réservoirs	126
Encadré 11.2: Modélisation hydrodynamique en milieu poreux non saturé	127
Encadré 11.3: Modélisation hydrodynamique en milieu poreux saturé	128
Encadré 11.4: Modélisation hydrodynamique de l'écoulement fluvial	129
Encadré 11.5: Modélisation énergétique de l'évapotranspiration	130
Encadré 11.6: Modélisation physico-conceptuelle: TOPMODEL	131

15.2. Tableaux

Tableau 6.1: Gammes courantes de capacité de stockage et de temps de renouvellement dans les réservoirs hydrologiques [In: Chapman, 1989]	56
Tableau 12.1: Liste des paramètres et variables à définir en chaque maille carrée ou chaque bief pour le modèle SHE [In: Abbott et al., 1986]	143

15.3. Figures

Figure 2.1: Diversité et complexité des hydrogrammes observés sur de petits bassins versants [In: Freeze, 1972]	12
Figure 3.1: Bilan hydrologique d'un bassin versant et couplage avec les flux d'énergie	17
Figure 4.1: L'eau dans le système sol-plante-atmosphère: principaux processus et réservoirs	26
Figure 4.2: Genèse des débits de crues: principaux processus d'écoulement et effet des conditions initiales	29
Figure 4.3: Rôle de la frange capillaire dans l'intumescence de nappe [In: Abdul et Gillham, 1984]	31
Figure 4.4: Exemple de régime hydrologique fortement perturbé par les activités humaines [In: Lindström, 1993]	34

Figure 4.5: Interactions eaux superficielles - eaux souterraines. Cas d'une nappe phréatique; cas d'une nappe captive	36
Figure 4.6: Exemple de crue à contribution essentiellement souterraine [In: Hermann et al., 1990]	40
Figure 5.1: Exemples de bilans hydrologiques annuels en différents milieux climatiques	43
Figure 5.2: Hyétogrammes et hydrogrammes hypothétiques selon la localisation des zones pluvieuses dans un bassin versant [In: Black 1997]	45
Figure 5.3: Exemple de non-linéarité des crues liée aux conditions initiales [In: Cosandey et Didon-Lescot, 1990]	45
Figure 5.4: Relation entre la forme du versant et l'aire drainée en chaque point ...	49
Figure 5.5: Exemple de convergence des écoulements dans les versants et de dynamique des nappes au cours d'une crue [In: Anderson et Burt, 1978]	51
Figure 5.6: Exemple de modulation spatiale des apports d'eau et d'énergie par la topographie locale [In: Ambroise et Adjizian, 1989 ; Ambroise et Najjar, 1983]	53
Figure 5.7: Interception des précipitations par des surfaces inclinées [In: Adjizian-Gérard et Ambroise, 1995]	54
Figure 6.1: Gammes d'échelles spatiales et temporelles associées aux processus hydrologiques [In: Blöschl et Sivapalan, 1995]	59
Figure 6.2: Zones et périodes "actives" et "contributives" variables	61
Figure 6.3: Exemple de zones actives et contributives variables [In: Cosandey, 1994]	63
Figure 6.4: Exemple de zones "actives" non "contributives": la "brousse tigrée" [In: Thiéry et al., 1995]	65
Figure 6.5: Exemple de variation d'extension des surfaces saturées en fonction de l'état hydrologique du bassin [In: Ambroise, 1986] ...	68
Figure 6.6: Exemple de variation d'extension des surfaces saturées contributives et du réseau de drainage au cours d'une crue [In: Chorley, 1978]	69
Figure 6.7: Bilan hydrologique des surfaces saturées contributives et dynamique des débits [In: Ambroise, 1988]	70
Figure 7.1: Le cycle global de l'eau [In: Eagleson, 1991]	79
Figure 7.2: Capacités d'érosion, de transport et de dépôt des particules selon leur taille et la vitesse du courant d'eau [In: Campy et Meybeck, 1995]	81
Figure 7.3: Exemple de périodes contributives en relation avec la non- linéarité des systèmes [In: Peiry, 1997]	85
Figure 8.1: Exemple de décomposition multitraceur d'un hydrogramme de crue [In: Stichler et Herrmann, 1983]	92
Figure 8.2: Décomposition graphique d'un hydrogramme de crue [In: Linsley et al., 1982]	94
Figure 8.3: Exemple d'identification par traçage isotopique de la contribution de l'eau "ancienne" préstockée au débit d'une crue [In: Crouzet et al., 1970]	95

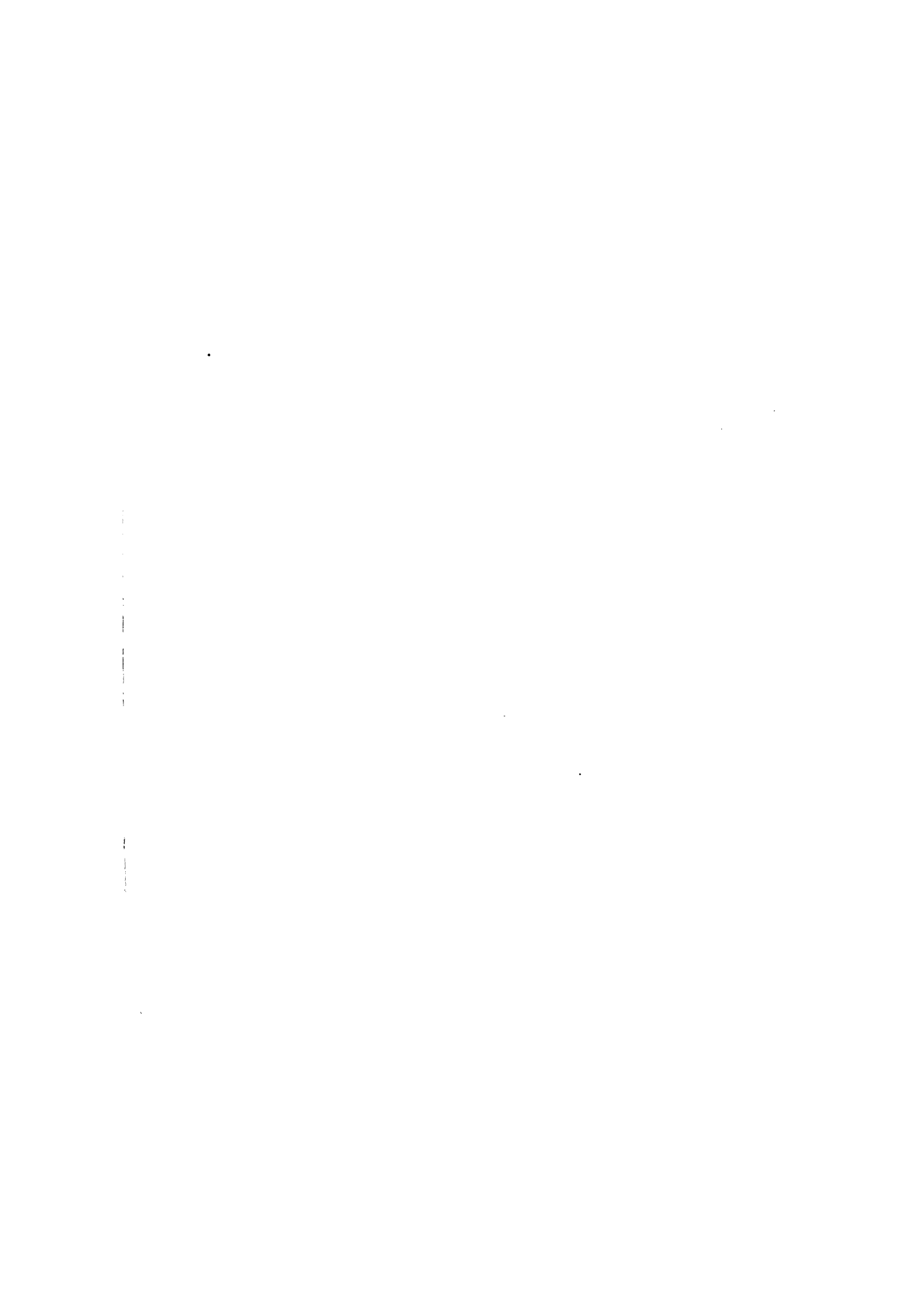
Figure 8.4: Exemple de décomposition hydrogéochimique des hydrogrammes par la méthode EMMA "End-Member Mixing Analysis" [In: Hooper et al., 1990]	97
Figure 8.5: Définitions relatives aux échelles spatio-temporelles des hétérogénéités, processus et mesures [In: Blöschl et Sivapalan, 1995]	100
Figure 8.6: Essai d'identification d'une "Aire Élémentaire Représentative" REA [In: Woods et al. 1995]	102
Figure 11.1: Représentation systémique du cycle de l'eau dans un bassin versant: organigramme du modèle conceptuel global SWM [In: Curlin, 1970]	112
Figure 11.2: Exemple de modèle conceptuel global: le modèle GR4J [In: Makhlof, 1994]	115
Figure 11.3: Exemple de modèle conceptuel semi-spatialisé: le modèle CEQUEAU-ORSTOM à discrétisation spatiale [In: Girard, 1975; Girard et al, 1972]	117
Figure 11.4: Exemple de simulation avec un modèle conceptuel semi-spatialisé [In: Ambroise et al., 1995b]	119
Figure 11.5: Exemple de simulation avec un modèle hydrodynamique 2-D de milieu poreux à saturation variable [In: Vauclin et al., 1979b] ...	121
Figure 11.6: Exemple de modèle physique spatialisé de bassin versant: le modèle SHE [In: Abbott et al., 1986]	122
Figure 11.7: Exemple de simulation avec un modèle physique spatialisé [In: Bathurst, 1986]	123
Figure 11.8: Exemple de simulation avec un modèle physico-conceptuel semi-spatialisé [In: Ambroise et al., 1996b]	125
Figure 12.1: Couplage entre modèles hydrodynamique et hydrochimique dans un sol [In: Vauclin, 1994]	136
Figure 12.2: Couplage entre modèles atmosphériques et hydrologiques	137
Figure 12.3: Effet de l'hystérésis de la rétention hydrique sur les flux d'eau et de solutés dans un sable stratifié [In: Stauffer et Dracos, 1986] ...	141
Figure 12.4: Exemples de schéma de discrétisation spatiale en hydrologie [In: Freeze, 1978; Ambroise et al., 1995b; Beven, 1985; Moore et Grayson, 1991]	142
Figure 12.5: Exemple de problème météorologique: la diversité des pluviomètres [In: Sevruk et Klemm, 1989]	145
Figure 12.6: Exemple d'estimation indirecte des conditions initiales [In: Ambroise, 1986]	147
Figure 12.7: Exemple de variabilité intra-unité des propriétés hydriques d'un sol [In: Ambroise et Viville, 1986]	151
Figure 12.8: Exemple de variabilité intra-unité des variables hydriques d'un sol [In: Gascuel-Oudou et Mérot, 1986]	152
Figure 12.9: Effet hydrologique de l'autocorrélation spatiale des propriétés hydriques d'un sol [In: Sharma et al., 1987]	155
Figure 12.10: Paramètres moyens et paramètres équivalents : modélisations déterministe et stochastique [In: Vauclin et al., 1983]	156

Figure 12.11: Exemple de mise en échelle des propriétés hydriques d'un sol [In: Warrick et al., 1977]	157
Figure 12.12: Exemple d'analyse stochastique de la sensibilité d'un modèle [In: Freer et al., 1996]	163
Figure 12.13: Estimation par la méthode GLUE (Beven et Binley, 1992) de l'incertitude des simulations [In: Freer et al., 1996]	165

15.4. Crédits des illustrations

Les illustrations suivantes sont reproduites avec l'autorisation des Maisons d'Editions détentrices des droits d'auteur:

- American Geophysical Union (AGU): **Figures : 2.1, 4.3, 7.1, 11.4, 11.5, 11.8, 12.4b, 12.4d, 12.9, 12.11, 12.12, 12.13**
- American Water Resources Association (AWRA): **Figure 5.2**
- Blackwell Science: **Figure 6.4**
- Elsevier Science: **Tableau 12.2, Figures 8.3, 8.4, 11.6, 11.7, 12.3, 12.8**
- Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung: **Figure 12.7**
- International Atomic Energy Agency (IAEA): **Figure 12.10**
- International Association of Hydrological Sciences (IAHS): **Figures 4.6, 5.3, 8.1**
- John Wiley & Sons: **Figures 5.5, 6.1, 6.6, 8.6, 12.4a, 12.4c**
- Lavoisier: **Figure 6.3**
- Masson: **Figure 7.2**
- ORSTOM: **Figure 11.3**
- Springer-Verlag: **Figure 11.1**
- Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI): **Figure 4.4**
- The McGraw-Hill Companies: **Figure 8.2**
- UNESCO: **Tableau 12.1**
- World Meteorological Organization (WMO): **Figure 12.5**



Livres édités dans le cadre du programme

TEMPUS S_JEP 09781/95-98:

Ion GIURMA	COLMATAREA LACURILOR DE ACUMULARE
F. LEHMANN; Ph. ACKERER	WAMOS 1D. SIMULATION OF WATER MOVEMENT IN SOIL
Ionel HAIDU	ANALIZA SERIILOR DE TIMP. APLICAȚII ÎN HIDROLOGIE
Aurel VARDUCA	HIDROCHIMIE ȘI POLUAREA CHIMICĂ A APEI
Petre STANCIU	METODOLOGIA BOX-JENKINS. APLICAȚII ÎN HIDROLOGIE
Pierre HUBERT	EAUPUSCULE
Mihai MANOLIU; Cristina IONESCU	DEZVOLTARE DURABILĂ ȘI PROTECȚIA MEDIULUI
André MERMOUD	ELEMENTS DE PHYSIQUE DU SOL
Ioan BICA	POLUAREA ACVIFERELOR. TEHNICI DE REMEDIERE
Petre GÂȘTESCU	LIMNOLOGIE ȘI OCEANOGRAFIE
Radu POPA	MODELAREA CALITĂȚII APEI DIN RÂURI
Ionel HAIDU; Călin HAIDU	S.I.G. ANALIZĂ SPAȚIALĂ
Corina ROȘU; Gheorghe CREȚU	INUNDAȚII ACCIDENTALE
Alexandru MĂNESCU	ALIMENTĂRI CU APĂ. APLICAȚII
André MUSY	HYDROLOGIE APPLIQUÉE



**ÉCOLE POLYTECHNIQUE
FÉDÉRALE DE LAUSANNE**

L'édition de ce livre a été possible grâce à la contribution suisse au programme TEMPUS S_JEP 09781/95-98 "Gestion et Protection de la Ressource en Eau", développé à l'Université Technique de Construction de Bucarest (UTCB) en Roumanie.

Les coordinateurs remercient vivement l'Office Fédéral de l'Éducation et de la Science (OFES) et l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL) pour leur soutien au programme roumain de formation postuniversitaire et plus particulièrement le professeur André Musy de l'Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux de l'EPFL, responsable suisse du programme TEMPUS entre l'UTCB et l'EPFL, pour sa généreuse implication.

ISBN: 973-98530-7-2