Les processus de genèse des débits

Cette présentation des processus de genèse des débits s'appuie sur les revues bibliographiques de Kirkby [Kirkby, 1978], de Beven [Beven, 2006] et d'Ambroise [Ambroise, 1999]. Par souci de clarté, les processus ne sont pas présentés dans l'ordre chronologique de leur découverte. Deux grands types de processus sont identifiés et présentés séparément : les processus de surface et les processus de subsurface. Compte tenu du fait que nous étudions principalement la genèse des débits dans les rivières, le cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant n'est pas présenté dans son intégralité. Des processus comme l'interception par la végétation ou l'évaporation qui ont un rôle majeur dans le cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin ne seront pas présentés en détail. L'accent est donc mis sur les processus de transferts d'eau à la surface du sol et dans le sol.

1.1 Les processus souterrains

L'idée selon laquelle les débits dans les rivières étaient principalement constitués d'eau provenant des écoulements de surface a été dominante pendant des décennies. Néanmoins, dès les années 1930-1940, des hydrologues ont observé des régimes d'écoulements dans les bassins ne pouvant s'expliquer par les concepts de ruissellement hortonien ou de ruissellement sur surface saturée (e.g. [Hursh, 1936], [Hursh, 1941]). Ils supposent alors que les écoulements souterrains, et particulièrement les écoulements de subsurface, peuvent être dans certains cas des processus dominants d'alimentation du réseau hydrographique. L'eau des rivières n'est plus simplement de l'eau qui ruisselle à la surface mais plutôt de l'eau qui s'infiltre et transite par le sol. Ces processus pourraient expliquer la contribution d'eau ancienne à l'hydrogramme. Ceux-ci ont été identifiés très tôt dans l'histoire de l'hydrologie mais par manque d'applicabilité et de théories sous-jacentes, cette vision de la genèse des débits a mis plus de temps à s'imposer. Dans cette partie consacrée aux processus souterrains de genèse des débits, nous décrirons successivement les processus d'écoulement hypodermique, d'effet piston, d'intumescence de nappe et d'écoulement en macropores.

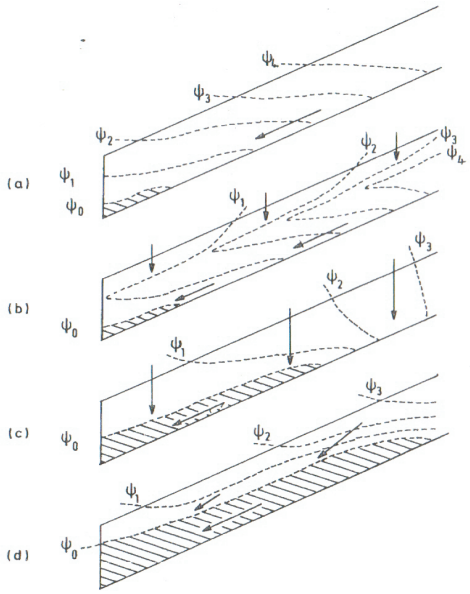

FIG. 1.1 – Illustration des différentes phases de genèse d'un écoulement hypodermique (a) état initial avec écoulement non saturé (b) état après une pluie, apparition de percolation verticale (c) recharge de la zone saturée (d) écoulement hypodermique saturé installé (d'après [Weyman, 1973]).

1.1.1 Écoulement hypodermique

Dès les années 30/40, l'idée d'une contribution non négligeable du domaine souterrain au débit de crue est apparue. Hursh [Hursh, 1936] suggéra l'existence d'un écoulement latéral préférentiel de subsurface plus rapide que les écoulements de nappe. Ses études sur les petits bassins forestiers ont ensuite montré [Hursh, 1941] que ce processus peut représenter une partie plus importante de l'hydrogramme que le phénomène de ruissellement. Il apparaît alors possible que les débits dans les rivières soient produits par des écoulements dans des zones proches de la surface. Les travaux de Whipkey [Whipkey, 1965], Hewlett [Hewlett, 1961] et Kirkby [Kirkby, 1969] ont permis de mieux comprendre dans quelles conditions ces écoulements préférentiels, appelés écoulements hypodermiques, apparaissent.

Dans les sols pour lesquels la conductivité hydraulique diminue avec la profondeur, le processus d'infiltration peut être ralenti voire stoppé par des niveaux de subsurface moins perméables (voir Fig 1.1). La zone au dessus de ce niveau peut se saturer complètement (apparition d'une nappe perchée) et un écoulement hypodermique saturé se produit sous l'effet de la pente et de la gravité. L'intensité de l'écoulement augmente dans les couches plus fines. Si le niveau saturé atteint la surface, du ruissellement sur surface saturée peut apparaître [Kirkby, 1969]. Ce processus se produit plus généralement dans des conditions non saturées et les bassins versants forestiers sont particulièrement sujets à ce phénomène. L'existence de racines et d'horizons superficiels plus perméables (humus, ...) fait de la partie superficielle du sol une zone très perméable qui peut parfois conduire à

des écoulements hypodermiques rapides. Hewlett [Hewlett et Hibbert, 1963] et Whipkey [Whipkey, 1965] ont étudié ce processus expérimentalement et montré que les écoulements de subsurface pouvaient dans certains cas maintenir le débit de base et représenter une part non négligeable de l'hydrogramme.

L'organisation des écoulements de subsurface peut également conduire au processus d'exfiltration [Dunne et Black, 1970]. Il apparaît dans les zones où les apports liés aux écoulements latéraux (en conditions saturées ou non saturées) dépassent la capacité de transfert d'eau. Il y a alors saturation du profil et le flux en excès s'écoule à la surface. Dans ce cas, la surface du sol devient saturée et le ruissellement sur surface saturée apparaît. Il est d'ailleurs difficile de distinguer ce type de ruissellement du ruissellement par exfiltration. Plus de détails sur l'ensemble de ces phénomènes sont donnés dans [Whipkey et Kirkby, 1978].

1.1.2 L'effet piston

Un autre concept est souvent utilisé pour expliquer la contribution importante d'eau ancienne à l'écoulement de crue : c'est l'effet piston [Hewlett et Hibbert, 1967]. Ce mécanisme suppose que l'impulsion liée aux précipitations est directement transmise par une onde de pression qui se propage le long de la pente. Dans des conditions d'humidité importante, cette onde peut provoquer une forte exfiltration en bas de versant. Dans ce cas, il faut distinguer la vitesse réelle de l'eau qui est relativement lente de celle de l'onde de pression qui peut être rapide et caractérise la vitesse de réponse du bassin. Ce phénomène a été étudié en laboratoire [Horton et Hawkins, 1965] et observé sur le terrain [Zimmerman et al,1966]. Néanmoins, il apparaît que ce processus ne libère qu'une quantité faible d'eau de subsurface et ne se produit que dans le cas où la partie supérieure du sol a une capacité de stockage très faible.

1.1.3 Intumescence de nappe

Le comportement des zones en bas de versant est considérablement modifié par l'existence d'une zone située au dessus du niveau de nappe et très proche de la saturation appelée frange capillaire [Gillham, 1984]. Dans les zones où le niveau de nappe et la frange capillaire sont très proches du niveau de la surface, un petit volume de pluie s'infiltrant suffit à transformer l'eau sous tension de la frange capillaire en eau libre. On observe alors un relèvement rapide du niveau de la nappe. Ce processus est particulièrement important dans les zones proches des cours d'eau et est appelé intumescence de nappe [Abdul et Gillham, 1984]. L'augmentation du gradient hydraulique lié à la saturation de la frange capillaire augmente considérablement la contribution de la nappe au débit de crue. La vitesse de l'onde de perturbation est bien supérieure à celle du mouvement de l'eau réelle et peut dans certains cas expliquer la contribution rapide et majoritaire de l'eau ancienne dans l'hydrogramme [Sklash et Farvolden, 1979]. Lorsque l'intumescence de nappe atteint la surface du sol, elle crée des zones saturées actives où de l'exfiltration et du ruissellement sur surface saturée se produisent.

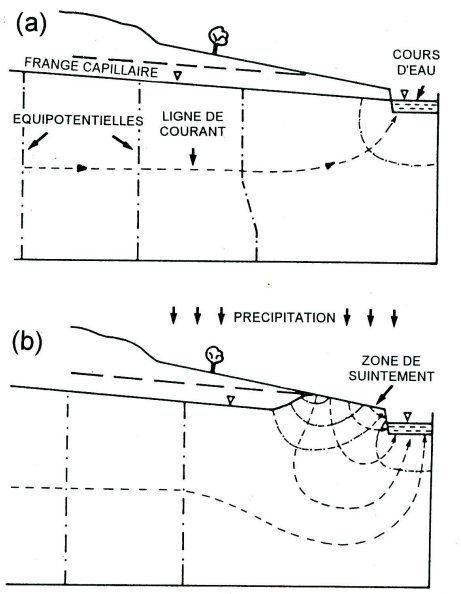

FIG. 1.2 – Schématisation du phénomène d'intumescence de nappe (d'après [Abdul,1984])

1.1.4 Écoulement en macropores

L'ensemble des processus précédemment décrits peuvent être accélérés ou amplifiés par l'existence d'écoulement en macropores [McDonnell, 1990]. Les macropores sont définis comme des pores où le phénomène de capillarité ne se produit pas. La décomposition d'un système racinaire, les galeries d'animaux, les fractures ou les karsts peuvent être à l'origine de leur existence. Les macropores constituent un réseau où des écoulements préférentiels sont possibles et modifient considérablement le processus d'infiltration. Dans le cas d'une macroporosité, le phénomène d'infiltration est très rapide et peut difficilement être représenté par un écoulement de type Darcy. Les macropores permettent des transferts verticaux ou latéraux rapides à travers la matrice et peuvent parfois connecter différents niveaux qui ne le seraient pas s'ils n'existaient pas. On voit donc que la macroporosité peut considérablement influencer les processus de genèse de débit en accélérant la réponse des bassins. Pour des raisons de simplicité, ce processus ne sera pas pris en compte dans le modèle présenté ultérieurement.

1.2 Les processus de surface

La théorie de ruissellement de Horton [Horton, 1933] a été pendant longtemps la théorie dominante pour expliquer la réponse rapide des bassins versants aux événements pluvieux. Celle-ci stipule que le réseau hydrographique est principalement alimenté par les processus de surface, et en particulier par le processus de ruissellement par dépassement d'infiltrabilité. Les nombreux modèles s'appuyant sur cette théorie se sont montrés efficaces pour prédire les débits. Un autre type de ruissellement a été identifié plus tard

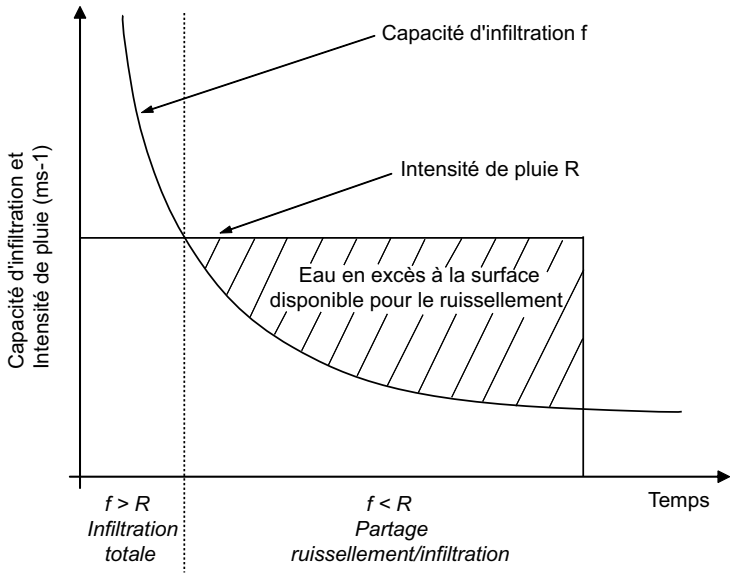

FIG. 1.3 – Représentation schématique du ruissellement hortonien

par Cappus [Cappus, 1960] et Dunne et Black [Dunne et al, 1991] : le ruissellement sur surface saturée. Ces deux types de ruissellement sont décrits successivement dans cette partie.

1.2.1 Ruissellement par dépassement d'infiltrabilité

Horton [Horton, 1933] est le premier à avoir développé un modèle conceptuel pour expliquer la genèse des débits dans les cours d'eau. Au début des années 1930, il observe que le flux d'eau de pluie s'infiltrant à la surface d'un sol décroît avec le temps. Il imagine alors la surface du sol comme une interface capable de séparer les précipitations disponibles après interception. Une partie des précipitations pénètre dans le sol et alimente le processus d'infiltration, tandis que l'autre s'accumule en surface et alimente le processus de ruissellement. Selon lui, ce partage ruissellement/infiltration est contrôlé par une grandeur caractéristique du sol appelée « capacité d'infiltration » ou « infiltrabilité » (homogène à une vitesse), qui définit la capacité d'un sol à absorber la pluie. Lors d'épisodes de pluie importante, cette capacité d'infiltration suit une courbe définissant la capacité maximale. Dans l'article fondateur de cette théorie [Horton, 1933], Horton définit l'infiltrabilité maximale d'un sol en fonction du temps comme une fonction exponentielle décroissante minorée par une valeur minimale :

$$f = f_c + (f_0 - f_c)exp(-kt) \tag{1.1}$$

où f est la capacité d'infiltration instantanée maximale à laquelle le sol peut absorber les précipitations, f_c la capacité d'infiltration limite (considérée comme constante), f_0 la

capacité d'infiltration initiale considérée comme maximale, k une constante dépendant de la conductivité hydraulique du sol considéré et t le temps. La décroissance de la capacité d'infiltration au cours du temps est principalement liée à la saturation progressive de la surface mais aussi au tassement du sol lié à l'impact des gouttes et à la redistribution des particules les plus fines. La valeur minimale correspond à la capacité d'infiltration à saturation. D'autres formules ont été développées depuis pour caractériser la capacité d'infiltration d'un sol (e.g. [Vauclin, 1984], [Diskin et al, 1995] et [Parhi et al, 2006]).

Pour déterminer les volumes d'eau infiltré et ruisselé, Horton compare la capacité d'infiltration du sol à l'intensité de la pluie. Son modèle est un modèle empirique à seuil. Quand l'intensité de la pluie est inférieure à la capacité d'infiltration, toutes les précipitations disponibles s'infiltrent. Quand l'intensité de pluie est supérieure à la capacité d'infiltration, le sol n'est pas capable d'absorber l'intégralité de la pluie. Une partie s'infiltre et sature la surface du sol. L'eau en excès s'accumule en surface, remplit les dépressions superficielles, puis s'écoule sur le versant pour alimenter l'écoulement rapide de crue (voir Fig 1.3). Le ruissellement de Horton est donc aussi appelé ruissellement par dépassement d'infiltrabilité. Dans les deux cas, l'eau infiltrée contribue à la recharge de la nappe, s'écoule lentement dans les formations superficielles et participe à l'écoulement de base.

Les contributions de Rubin [Rubin et al, 1963, Rubin et al, 1964, Rubin, 1969] et Smith [Smith, 1972] sont de première importance pour la compréhension de ce type de ruissellement. Les travaux de Rubin montrent que les courbes expérimentales observées par Horton peuvent être déterminées théoriquement à partir de l'intensité de la pluie, des conditions initiales et des courbes caractéristiques du sol et que la capacité minimale d'infiltration est égale à la conductivité hydraulique à saturation du milieu. Ces auteurs mettent également en évidence deux conditions d'apparition de ce ruissellement : (i) l'intensité de pluie doit être supérieure à la conductivité hydraulique à saturation du sol et (ii) la durée de la pluie doit être supérieure au temps nécessaire pour saturer complètement la surface du sol. La dynamique de ce ruissellement est donc très dépendante de l'intensité de pluie et de l'état initial de saturation du sol.

Il faut noter que le ruissellement hortonien peut apparaître préférentiellement lorsque le phénomène de battance se produit [Hillel, 2004]. Sur les sols nus ou peu couverts par la végétation (sols agricoles, chemins de terre, régions arides), l'impact des gouttes de pluie modifie l'état de surface [Le Bissonnais et Singer, 1992]. L'énergie cinétique de la pluie se transmet au sol, tasse la surface, met en suspension et redistribue les particules les plus fines. Les pores en surface se retrouvent occupés par des particules fines et la surface du sol s'imperméabilise progressivement. Lors de la formation de telles structures, la capacité d'infiltration de la surface du sol diminue et le ruissellement hortonien est plus susceptible d'apparaître. L'existence de végétation diminue la probabilité d'observer le phénomène de battance puisque les racines stabilisent le sol et le phénomène d'interception diminue l'énergie cinétique et donc l'effet déstructurant des gouttes de pluie.

La simplicité du modèle de Horton a fait son succès. De nombreuses méthodes et modèles de l'ingénierie hydrologique y font encore référence. Néanmoins, on sait aujourd'hui

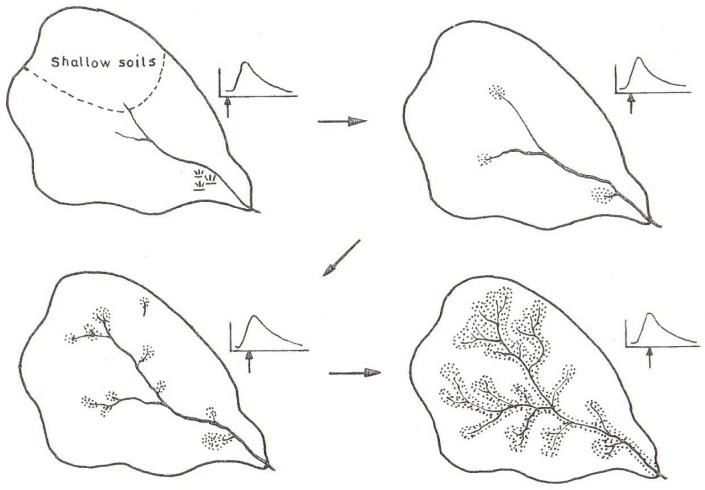

FIG. 1.4 – Évolution des surfaces saturées contributives au cours d'un événement pluvieux (d'après [Hewlett et Nutter, 1970]) : pour chacune des figures, l'hydrogramme ainsi que l'instant auquel est représenté l'état du système sont présentés à droite ; l'aire du bassin versant, son réseau hydrographique et les surfaces saturées en gris sont présentés à gauche

que ce modèle s'applique surtout aux régions arides où les intensités de pluie sont très élevées et les sols peu couverts de végétation. En région tempérée, de nombreuses études ont montré que ce type de ruissellement n'apparaît que dans des cas extrêmes. Il est donc rarement observé. De plus, il ne se produit généralement que sur une petite partie de la surface totale du bassin, du fait de l'hétérogénéité spatiale du sol et de la pluie [Betson, 1964] [Ragan, 1968]. L'eau ruisselante peut alors participer au débit de crue ou s'infiltrer plus en aval sur le versant. Des crues ont également été observées fréquemment pour des intensités de pluie inférieures à la capacité d'infiltration. Enfin, ce processus ne permet pas d'expliquer la contribution majeure d'eau ancienne à l'hydrogramme de crue. Le ruissellement par dépassement d'infiltrabilité ne peut donc pas expliquer à lui seul la genèse du débit de crue. D'autres processus sont à prendre en compte.

1.2.2 Ruissellement sur surface saturée

Le ruissellement sur surface saturée a été observé conjointement par Cappus [Cappus, 1960] et Dunne et Black [Dunne et Black, 1970] dans les années 1960-1970. Leur travaux ont montré que le phénomène de ruissellement peut également apparaître dans les zones où le profil de sol est entièrement saturé. Un sol saturé n'est pas capable de stocker d'eau ou de la transmettre latéralement. L'eau de pluie tombant sur ces surfaces saturées ne peut donc pas s'infiltrer. Elle s'accumule alors en surface et se met à ruisseler.

Ce cas de figure peut se produire pour de nombreuses raisons. La saturation de la surface du sol peut apparaître quand le sol est peu profond ou la zone saturée suffisamment proche de la surface topographique. Un petit volume de pluie s'infiltrant suffit alors à saturer l'ensemble du sol sur la verticale. La remontée d'une nappe, due à sa recharge

par infiltration, ou l'accumulation d'eau en bas de pente, suite à des écoulements de subsurface, peuvent également être à l'origine de ces surfaces saturées. Ces surfaces sont souvent présentes en fond de vallon près des cours d'eau où la nappe est presque affleurante. Les sols minces et les pentes faibles favorisent la saturation « par dessous ». Il faut noter que la superficie de ces surfaces saturées évolue au cours d'un événement pluvieux en fonction de l'apport d'eau, de la topographie et de l'organisation des écoulements de surface (Fig 1.4) [Ambroise, 1988]. L'augmentation ou la diminution de ces surfaces saturées a un effet direct sur le volume d'eau ruisselé et donc sur la forme de l'hydrogramme.

Ce concept de ruissellement est largement accepté dans la communauté hydrologique mais la formation de ces surfaces est encore sujette à discussion. Comme décrit précédemment, leur existence est liée à l'historique des pluies, à la saturation par les pluies précédentes, à la configuration topographique ou à l'existence de niveaux imperméables. Leur formation est donc relativement complexe. De plus, ce concept suppose que l'intégralité de l'eau qui atteint le réseau hydrographique est de l'eau de pluie et ne peut en aucun cas expliquer la contribution importante d'eau pré-événementielle observée dans de nombreuses expériences de séparation d'hydrogramme.