

Cahiers ORSTOM
Série HYDROLOGIE

Vol. XXI, n° 3 – 1984-1985

ORSTOM
PARIS
—
1986

Manuscrits acceptés par le Comité de Rédaction et reçus au Service des Éditions de l'ORSTOM le 12 décembre 1985

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective », et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1^{er} de l'article 40).
« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal. »

© ORSTOM 1986

Prédétermination des écoulements et des débits

Daniel IBIZA (1)

Avant-propos

Le programme HYDRO-PHYS (2) consiste dans la prédétermination des paramètres hydrologiques en fonction des caractéristiques physiographiques du milieu, par l'interprétation de l'application de techniques informatiques de simulation des débits (modèles hydropluviométriques) sur des petits bassins versants étudiés par l'ORSTOM dans des régimes climatiques variés.

Les articles 1, 2, 3 du présent recueil sont des éléments d'une première partie de ce programme consacrée à l'étude des phénomènes de production des écoulements.

L'article 4 constitue une ouverture sur la deuxième partie consacrée aux paramètres hydrologiques de transfert. C'est également une application des résultats acquis dans la première partie. On y développe en effet deux méthodes distinctes très simplifiées de prédétermination des débits des crues rares, qui prennent en compte la forme moyenne de l'averse par le biais des courbes Intensités-Durées. Les valeurs calculées par ces méthodes sont confrontées avec les valeurs obtenues par ajustements statistiques directs des débits observés, sur 16 petits bassins antillais.

Foreword

The HYDRO-PHYS programme consists in predetermining the hydrological parameters as related to the physiographic characteristics of the environment by interpreting the discharge simulation data processing techniques (hydropluviometric models) applied to the small drainage basins studied by ORSTOM under various climatic conditions.

The papers 1, 2 and 3 are included in the first part of this programme devoted to the study of the flow production phenomena.

Paper 4 is an introduction to the second part devoted to the transfer hydrological parameters. It also deals with the application of the results obtained in the first part. Two highly simplified methods for predetermining the discharges of the rare floods are described and they take account of the mean shower pattern through the storm duration curves. The values obtained by these methods are compared to those obtained by the direct statistical adjustments of the discharges observed in 16 small basins of the West Indies.

(1) *Hydrologue ORSTOM*, 70, route d'Aulnay, 93140 Bondy.

(2) UR B 12 : Fonctionnement et transfert aux interfaces sol-plante-atmosphère.

Point de vue sur les fonctions de production

D. IBIZA

RÉSUMÉ

Les hydrologues de l'ORSTOM bénéficient de l'expérience originale de cet organisme qui est de travailler dans des régimes climatiques très variés, et sont tentés de rechercher des fonctions de production des écoulements utilisables dans la plus grande gamme de climats possible. L'approche déterministe, qui consiste à comprendre et à décrire les phénomènes physiques de l'hydrodynamique dans le sol, est souvent préférée à une approche stochastique entièrement aveugle dont la plage d'application est forcément limitée dans l'espace.

Une description de toutes les dynamiques de l'eau dans le sol est cependant complexe, même si on ne se limite qu'à une approche globale des phénomènes dominants. Les dynamiques ont des vitesses différentes. Elles sont généralement plus rapides à la surface du sol et plus lentes en profondeur. Il y a la dynamique de Horton qui traduit la réhumidification, pendant l'averse, des tranches proches de la surface et leur ressuyage rapide, qui durent quelques heures. La dynamique de Kohler traduit l'assèchement en surface du sol pendant les périodes sèches et le ressuyage lent, sur quelques jours. Les tarissements des nappes peuvent se prolonger plusieurs mois et les dynamiques des aquifères profonds sont encore souvent plus lentes.

Il faut une bonne douzaine de paramètres pour décrire l'ensemble des phénomènes en suivant le principe du bilan hydrique, avec trois paramètres pour les réservoirs de surface (entrée, stockage, sortie) et deux paramètres pour les réservoirs plus profonds, un ou deux paramètres de perméabilité et un paramètre d'hétérogénéité spatiale.

Il n'est cependant pas nécessaire de décrire toujours tous les phénomènes et de sortir en toutes circonstances toute l'artillerie. Des simplifications importantes sont possibles suivant les problèmes pratiques spécifiques à résoudre. Le choix du pas de temps permet de faire le tri nécessaire. A un pas de temps donné, en effet, on ne peut décrire avec une certaine précision que les phénomènes plus lents que ce pas de temps. La simplification est d'autant plus importante que le pas de temps est plus grand et le nombre de paramètres de calage est diminué en conséquence.

Le pas de temps mensuel donne les lames écoulées, décrit globalement le régime de la rivière et peut donner des bases pour les problèmes de stockage, dans une phase d'avant-projet, mais il n'est pas suffisant dans les régimes climatiques trop déficitaires. Le pas de temps journalier est le plus employé : Il peut donner des indications sur les débits et les utilisations au fil de l'eau. Il est également intéressant pour le calcul de l'ETR. Les petits pas de temps sont réservés aux études fines et à l'élaboration de méthodes de prédétermination des débits de pointe des crues rares.

L'auteur, qui travaille sur des petits bassins versants dont le temps de base est inférieur à vingt-quatre heures, propose une chaîne de programmes compatibles pour différents pas de temps, avec des paramètres de calage communs. L'utilisation des grands pas de temps permet de faciliter le calage aux pas de temps plus petits et de rendre plus rigoureuse la procédure de calage.

MOTS-CLÉS : régimes climatiques variés – déterminisme – description des phénomènes physiques – pas de temps mensuel – pas de temps journalier – petits pas de temps.

ABSTRACT

ABOUT THE PRODUCTION FUNCTIONS

The ORSTOM hydrologists benefit by the original experience of this institution which consists in working under extremely various climatic conditions and they are tempted to find flow production functions which can be used in the largest possible range of climates. The determinist approach which consists in understanding and describing the physical phenomena of hydrodynamics in the soil is often preferred to a completely stochastic approach whose application is necessarily limited in space.

However, it is difficult to describe all the water dynamics in the soil even though only the prevailing phenomena are tackled. Dynamics are characterized by different speeds. Generally, they are faster on the soil surface and slower in depth. There is the Horton's dynamics which reveals during the shower the rehumidification of the upper layers of soil and their fast interflow within a few hours. The Kohler's dynamics reveals the drying up on the soil surface during the dry periods and the slow interflow over a few days. The groundwater depletions can be observed over several months and the dynamics of the deep aquifers are still often slower.

Over a dozen parameters are necessary to describe the whole phenomena following the principle of the water balance including three parameters for the surface stores (inlet, storage, outlet), two parameters for the deeper stores, one or two permeability parameters and a space heterogeneity parameter.

However, it is not necessary to describe all the phenomena and to use all the methods available under any circumstances. It is possible to make some significant simplifications according to the specific problems to be solved. Selecting the step time allows to make the necessary sorting out. Given a certain step time, one can describe with some accuracy only the phenomena which are slower than this step time. The simplification is all the more important as the step time is larger and therefore, the number of adjustment parameters is reduced.

The monthly step time defines the depths of runoff, describes the river regime as a whole and can give some basic data concerning the storage problems in a preliminary project, but it is not adequate under poor climatic conditions. The daily step time is the most commonly used : it can give some information about the discharges and the uses downstream. It is also useful to evaluate the actual evapotranspiration. The small step times are reserved for the fine studies and for the development of methods for the predetermination of the peak discharges of the rare floods.

The author who works on the small drainage basins whose base time is lower than 24 hours suggests to launch a series of programmes which, given different step times, should be consistent with common adjustment parameters. Using large step times allows to make the adjustment easier at the smaller step times and to make the adjustment method stricter.

KEY WORDS : various climatic conditions – deterministic methods – describing physical phenomena – monthly step time – daily step time – small step time.

I. AVANT-PROPOS

La pluie est discrète : le phénomène des précipitations a une structure essentiellement granulaire. La répartition des intensités de pluie dans l'espace, à un certain instant, se fait selon une composante aléatoire fortement marquée et les intensités de la pluie, en un point, constituent un échantillon d'une population statistique d'intensités, sur un espace donné, dont les individus sont faiblement liés entre eux. Le nombre de pluviographes installés sur un bassin versant est habituellement trop faible pour satisfaire aux conditions de répétition minimales d'échantillonnage et pour appréhender avec une précision suffisante le phénomène global des précipitations sur une courte période. Sur des périodes assez longues toutefois, à l'échelle de l'averse ou de la journée, les différentes pluies cumulées mesurées tendent vers une certaine homogénéité par le jeu de pondération des moyennes et sous l'effet d'une forte persistance climatique pluvieuse, locale, momentanée. L'hétérogénéité spatiale des précipitations augmente lorsque la période de temps diminue.

Lorsque la pluie tombe sur le sol, chaque particule d'eau est soumise à un processus d'infiltration singulier et le comportement hydrique d'une petite surface est le résultat de l'accumulation d'une population de comportements singuliers. On peut le décrire par un comportement moyen mais cette notion est plutôt statistique et on doit lui associer des paramètres décrivant la dispersion de la population. Ils sont appelés « paramètres d'hétérogénéité spatiale ». Il n'y a aucune raison pour que le résultat du comportement moyen soit, en toutes circonstances, exactement le même que le résultat de la somme des comportements élémentaires.

Le ruissellement est la quantité d'eau qui ne peut s'infiltrer : il est lié aux phases paroxysmiques de l'averse, qui sont habituellement les plus hétérogènes dans l'espace.

La comparaison des écoulements naturels et de la pluie naturelle sur bassins versants, au moyen des modèles hydropluviométriques, est une technique complexe et néanmoins peu précise d'étude indirecte des phénomènes de l'infiltration et de l'évaporation, mais c'est la seule technique d'approche des phénomènes réels et qui utilise un dispositif de mesure suffisamment discret pour ne pas risquer de les dénaturer.

Quelle que soit la finesse de la technique de simulation des débits sur bassins versants à partir des pluies, il subsistera toujours une dispersion résiduelle irréductible entre les valeurs observées et les valeurs calculées, liée

à la mauvaise connaissance des précipitations, et aux erreurs de méthode dues à la substitution d'un mécanisme moyen d'infiltration à une population de comportements. Cette dispersion incitera à une certaine prudence dans l'interprétation des résultats et on ne pourra pas, en particulier, attendre de ces techniques qu'elles puissent prouver la supériorité d'une théorie de l'infiltration sur une autre.

Les études de ce type sont cependant indispensables et complémentaires aux mesures d'infiltration ponctuelles, en régime artificiel, car elles illustrent la complexité des phénomènes réels et permettent de nous mettre en garde contre le danger de simplifications excessives des expériences, d'interprétations simplistes des mesures et de transpositions trop rapides des résultats en régime artificiel.

Nous nous proposons d'étudier, malgré une forte dispersion prévisible des résultats, les relations de causes à effets hydrologie-physiographie dans les processus de production des écoulements et de « traquer » leurs déterminismes jusqu'aux limites de la vraisemblance. Nous utiliserons comme mode d'investigation les techniques de simulation numérique des événements hydrométriques à partir de la pluie, ou modèles hydropluviométriques, et comme méthode de valorisation des mesures d'hydrométrie la confrontation entre les écoulements simulés et les écoulements observés, résultant de ces mesures.

II. LES MODÈLES HYDROPLUVIOMÉTRIQUES

II.1. RÉPÉTITION DANS LE TEMPS ET TRANSPPOSITION DANS L'ESPACE

Un modèle hydropluviométrique est la formulation mathématique d'un ensemble de mécanismes et de règles permettant de calculer les débits des rivières à partir de la pluie recueillie sur le bassin versant. Certains types de modèles procèdent au calcul préalable de l'ETR à partir de la valeur régionale de l'ETP.

Dans l'expression « modèle hydropluviométrique », le mot « modèle » est utilisé, comme en couture, dans le sens d'un « gabarit » destiné à être reproduit. Un objet mathématique règle l'évolution d'un certain nombre de variables sur une petite période de temps appelée « pas de temps », à partir des valeurs initiales de ces variables données au début du pas de temps. Il est ensuite répété indéfiniment, en prenant, à chaque fois, pour conditions initiales des variables, les valeurs calculées à la fin du pas de temps précédent. La notion de « modèle hydropluviométrique » implique nécessairement l'idée d'une répétition dans le temps, ce qui suppose que les mécanismes sont répétitifs dans le temps selon un certain déterminisme des conditions initiales des sols.

Le mot « modèle » n'a pas le sens « d'exemple à suivre » et n'exprime pas nécessairement l'idée de répétition dans l'espace ou de transposabilité d'un bassin versant à un autre. Tout modéliste espère néanmoins que son modèle est transposable dans l'espace.

II.2. MODÈLES D'EXTENSION ET MODÈLES D'ÉTUDE

Les modèles d'extension servent à calculer, en un lieu d'étude qui correspond généralement à un site probable d'exploitation des eaux de surface, des débits et des écoulements vraisemblables sur une longue période de temps pour permettre des analyses statistiques, à partir de mesures pluviométriques régionales effectuées sur cette période. Les précipitations sont, dans une étape préalable, corrigées et complétées en séries chronologiques continues par un traitement d'homogénéisation des pluies régionales.

L'opérateur de calcul des écoulements et des débits à partir de la pluie est quantifié et adapté aux caractéristiques du lieu d'étude par la détermination des valeurs d'un certain nombre de paramètres, appelés « paramètres de calage ». On dit que l'on procède à une « extension » lorsque le calage a été obtenu à partir d'une période plus courte de mesures hydrométriques effectuées sur le lieu d'étude. Lorsque le calage est effectué à partir d'une « transposition » de mesures hydrométriques sur des rivières voisines ou à partir d'une évaluation, pour le lieu d'étude, des paramètres de calage, on dit que l'on procède alors à une « transposition » des débits ou des écoulements. Toutes les situations réelles sont, en pratique, intermédiaires entre l'extension pure et la transposition. Tout dépend en effet de la quantité et de la qualité des mesures effectuées. Dans la plupart des cas, on se sert, à la fois, de mesures fractionnaires et souvent insuffisantes effectuées sur le lieu d'étude et d'éléments de transposition tirés de la connaissance des régimes régionaux.

Les modèles d'extension sont conçus selon une logique opérationnelle de calage optimal des paramètres, effectuée parfois par minimisation quadratique des écarts observé-calculé. Cette logique suppose que le nombre de paramètres de calage soit aussi restreint que possible, et que les différents paramètres aient des effets distincts. C'est peut-être un artifice qui s'oppose au souci de décrire fidèlement les mécanismes naturels.

On pourrait appeler « modèle d'étude », par opposition aux modèles d'extension, des modèles dont la fonction essentielle est de traduire le plus fidèlement possible les mécanismes observés, dans l'optique d'une meilleure compréhension des phénomènes. La conception de ce type de modèle peut être plus complexe. Les paramètres peuvent paraître, dans certains cas, plus nombreux que nécessaires pour obtenir une bonne adéquation des résultats. Leur action peut, parfois, aller dans le même sens que celle d'autres paramètres et produire des effets voisins mais ils ont une signification physique précise et on peut les évaluer à partir de mesures du milieu physique : humidité, infiltration, niveaux piézométriques, etc. Ils peuvent également être déterminés par calage, selon une procédure précise, lorsqu'on ne dispose pas des mesures d'investigation nécessaires. On peut les appeler « paramètres hydrologiques de calage ».

II.3. FONCTION DE PRODUCTION, FONCTION DE TRANSFERT

Un modèle hydropluviométrique est constitué d'une « fonction de production » et d'une « fonction de transfert ». La fonction de production calcule globalement la production d'écoulement sur un espace élémentaire qui peut cependant être assez vaste. La fonction de transfert décrit la propagation de l'onde de crue de l'amont vers l'aval et du flux d'eau souterrain. Elle utilise à son tour une fonction « organisation » qui organise l'espace et établit, à partir d'un fichier de saisie des données physiographiques, les différentes liaisons existant entre les différents espaces élémentaires.

II.4. BILAN HYDRIQUE ET MODÈLE A RÉSERVOIRS

Le principe du bilan hydrique est basé sur l'équation de continuité. L'espace souterrain est découpé en systèmes qui ont des dynamiques différentes : système « interception de surface », système « horizon végétal », système nappe, etc. qui sont reliés entre eux par un certain nombre de transferts. L'équation de continuité revient à écrire que ce qui sort d'un système est égal à ce qui y entre moins ce qui s'y accumule. Une fonction de production basée sur le principe du bilan hydrique se présente sous la forme d'une série d'additions et de soustractions qui gèrent les différents stockages des différents systèmes. On peut, d'un certain point de vue, assimiler ces différents systèmes à des réservoirs. Certaines fonctions de production, plus anciennes, décrivaient précisément le remplissage, en cascade, d'une succession de réservoirs. Chaque réservoir représentait une interception qui fonctionnait en tout ou rien, c'est-à-dire que l'interception était totale tant que le réservoir n'était pas plein et nulle lorsque le réservoir était rempli. Actuellement, le mode de remplissage de ces réservoirs est plus complexe et traduit des lois physiques et des mécanismes.

Nous estimons qu'il convient de limiter la dénomination de « fonction à réservoirs » aux fonctions qui décrivent des réservoirs qu'on peut dessiner et d'en exclure les fonctions dont le dessin des mécanismes de remplissage et de vidange serait trop complexe pour apporter un éclaircissement supplémentaire par rapport à leur description.

III. SITUATION DE L'ÉTUDE, POSITION DU PROBLÈME, POINT DE VUE DE L'AUTEUR

On s'intéresse aux mécanismes de l'infiltration sur versants, aux phénomènes de stockage souterrains sur place résultant de la montée de la « nappe topographique » qui suit plus ou moins la surface topographique et qui peut avoir une incidence, en retour, sur l'infiltration en surface. On espère dégager les relations de cause à effet hydrologie-physiographie entre les comportements hydrologiques ordinaires et les caractéristiques physiographiques.

L'étude est entreprise à partir de mesures effectuées sur un certain nombre de bassins versants « ordinaires » et avec le support de mesures ponctuelles de toute nature lorsqu'elles existent. Nous définissons ci-dessous les normes des bassins que nous qualifions « d'ordinaires » par rapport à l'optique de l'étude essentiellement axée sur des phénomènes d'infiltration.

– Transfert : on se limite autant que possible aux petits bassins dont le temps de base est inférieur à 24 heures de façon à limiter les problèmes de transfert. Il n'y a pas de transfert pour les pas de temps égaux ou supérieurs à la journée, et on se restreint à un transfert global, sur le bassin, pour les pas de temps inférieurs à la journée. On s'en tient alors strictement à l'hydrogramme type.

– Accumulations en surface qui peuvent être dues à des zones d'inondation, des marais, des lacs et des rizières ou aussi à des stockages neigeux. Dans les climats humides, on tolère toutefois des marais et des rizières dans des proportions qui ne dépassent pas 6 à 7 % de la superficie du bassin.

– Complexité des transferts souterrains. Bassins appartenant à des systèmes d'eau souterrains plus vastes dont l'organisation dans l'espace est complexe et qui peut présenter de fortes singularités : systèmes karstique, gréseux, etc. On se limite aux bassins à peu près « étanches », c'est-à-dire ceux dont la plus grande partie du drainage de la nappe est assurée par la rivière du bassin versant et passe par la station de contrôle hydrométrique.

La technique de simulation des événements hydrologiques nous paraît la seule méthode qui permette de faire une synthèse d'un ensemble de mesures effectuées sur bassins versants et de mesures ponctuelles. Les modèles utilisés sont essentiellement centrés sur des fonctions de production et ils contiennent une multitude de tests destinés à contrôler la bonne adéquation globale des débits calculés aux débits observés, mais également à vérifier certains points de détail.

La première étape de l'étude consiste à mettre au point des fonctions de production « d'étude » utilisables indifféremment sur des parcelles élémentaires homogènes de petite superficie et sur des espaces plus vastes constitués d'une ou de plusieurs vallées entièrement organisées. Elles doivent pouvoir « fonctionner » globalement sur un bassin versant entier et elles contiennent, à ce titre, des éléments de transfert latéraux et des paramètres d'hétérogénéité spatiale. Elles doivent, en outre, être transposables et s'appliquer dans la plus grande gamme de climats possible.

Elles sont basées sur la technique du bilan hydrique, qui calcule les écoulements par différence entre la pluie et l'ETR, elle-même calculée à partir de l'ETP.

III.1. TRANSPOSABILITÉ D'UNE FONCTION DE PRODUCTION

Une fonction de production transposable s'appuie sur les quelques éléments du climat et de l'hydrodynamique transposables en hydrologie. Elle doit séparer aussi clairement que possible l'influence du climat, dans la production des écoulements, de celle des caractères physiographiques propres du bassin et s'appuyer sur un mécanisme de l'infiltration standard complet.

– Les éléments du climat qui interviennent au premier degré dans le processus de l'infiltration sont essentiellement le régime des précipitations et l'ETP, elle-même liée aux autres paramètres du climat, et, dans une moindre mesure, à la végétation. On calcule l'ETR à partir de l'ETP. L'exigence d'une transposabilité toutes latitudes impose en premier lieu une méthode de calcul de l'ETR très précise, tout particulièrement dans les régions où le déficit hydrique est très grand. Une méthode de calcul défectueuse entraîne, par contrecoup, une distorsion dans la détermination de la « réserve facilement utilisable ».

– Certaines caractéristiques physiographiques comme, par exemple, la végétation et la nature du sol, sont également influencées par le climat, et la séparation qu'on a préconisée plus haut ne peut malheureusement pas être aussi claire qu'on l'aurait souhaitée. La nature, qui aime le flou, s'accommode assez mal d'une classification simple.

– Le mécanisme de l'infiltration qui est décrit est un mécanisme global moyen et il n'est pas nécessaire, pour être plus convaincant, d'en revenir strictement aux équations fondamentales de l'infiltration. On peut s'en tenir à des algorithmes équivalents qui traduisent globalement et avec simplicité les mouvements de l'eau dans le sol. Lorsqu'on représente, par exemple, une corrélation entre l'écoulement et la pluie disponible (excédent de la pluie après réhumidification des sols) par une courbe parallèle à la première bissectrice, quelle que soit la durée du pas de temps, on traduit le fait que l'infiltration tend vers une valeur finie lorsque les précipitations augmentent indéfiniment et on n'a pas véritablement besoin d'invoquer de façon explicite la loi de Darcy.

– ce mécanisme doit être cependant complet et on doit se défier des simplifications qui pourraient être suggérées par l'observation sous certains climats et sur certains bassins particuliers. La seule méthode possible est de travailler simultanément sous des climats très différents.

III.2. NOMBRE DE PARAMÈTRES

Il y a une évolution qui est l'assèchement du sol, une dynamique rapide qui règle la réhumidification et la saturation du sol pendant l'averse, et le ressuyage après l'averse. A l'autre extrémité, il y a la dynamique très lente du tarissement de la nappe et, on le verra, la dynamique assez lente du « drainage rapide », en relation avec le système nappe qui traduit le « débordement de la nappe », ou une reprise sur la nappe, par des sources perchées.

Chacune de ces dynamiques est représentée par un réservoir géré par deux ou trois paramètres (entrée, sortie, capacité). Lorsqu'on y rajoute les paramètres de perméabilité, d'hétérogénéité, on arrive au total des 14 paramètres des tableaux des pages 11 et 12, nécessaires pour décrire le mécanisme de base de l'infiltration.

Notre attitude, dans l'optique de l'étude entreprise, est de ne pas effectuer de simplification a priori. Toute simplification entraînerait une régionalisation et une limitation géographique de validité de la fonction de production.

L'objectif à terme est la prédétermination des écoulements et on se propose d'étudier les corrélations qui pourraient exister entre différents paramètres et d'explicitier les plus significatifs d'entre eux. Mais, pour y arriver, il faut d'abord que les différents paramètres soient transparents et que l'on puisse comprendre les phénomènes et il est préférable d'avoir un ou deux paramètres de trop que de risquer de confondre deux phénomènes distincts par suite d'une conception a priori trop étreiquée.

IV. MODE OPÉRATOIRE

IV.1. ÉTUDE À PLUSIEURS PAS DE TEMPS

L'utilisation conjointe de plusieurs pas de temps, mensuel, journalier et élémentaire, permet d'éclairer les phénomènes sous des lumières différentes.

La description phénoménologique complète n'est possible et elle n'est intéressante qu'aux petits pas de temps, inférieurs à une heure.

Au pas de temps journalier, les différents écoulements rapides se sont déjà regroupés. On ne possède plus d'information sur la forme de l'averse et on se satisfait d'algorithmes de substitution qui tiennent compte d'une forme moyenne d'averse pour un certain climat.

Au pas de temps mensuel, la détermination des écoulements se fait à partir de considérations encore plus globales de bilans hydriques alors que les phénomènes transitoires de décroissance de l'infiltration pendant l'averse deviennent très secondaires. Les écoulements mensuels résultent de l'accumulation d'un ensemble d'événements météorologiques et sont faiblement influencés par les circonstances particulières de ces événements.

Le nombre de paramètres augmente au fur et à mesure que la description des phénomènes devient plus précise, c'est-à-dire que le pas de temps diminue.

IV.2. DES GRANDS PAS DANS LES PETITS PAS

Il est évidemment souhaitable que les différentes fonctions de production à des pas de temps différents, qui traduisent une approche différente des mêmes phénomènes, aient en commun le plus grand nombre possible de paramètres, mais ce résultat n'est pas automatique et ne peut être obtenu qu'après un assez long travail de réglage des algorithmes divers utilisés dans ces fonctions de production, de façon à les rendre compatibles.

Une fois ce résultat acquis, on dispose alors d'une chaîne de programmes de calcul, à différents pas de temps, qui s'emboîtent les uns dans les autres.

Le mode opératoire, pour obtenir un calage fiable des « paramètres hydrologiques de calage », consiste à opérer progressivement, de proche en proche, depuis les pas de temps les plus longs, qui fournissent les paramètres de volume les plus essentiels, jusqu'aux petits pas de temps qui précisent les fonctionnements de détail.

IV.3. AVANTAGES ET INCONVÉNIENTS RESPECTIFS DE CHAQUE PAS DE TEMPS

Les différents pas de temps ont leur intérêt propre, et peuvent être utilisés séparément pour répondre à des problèmes précis partiels.

(a) *Pas de temps mensuel* : le principal intérêt de ce pas de temps, qui utilise en entrée les précipitations et l'ETP mensuelles, est sa rapidité et sa simplicité de mise en œuvre. Il peut très bien convenir pour une prédétermination des écoulements mensuels ou dans une phase provisoire ou préliminaire à une étude plus conséquente. Le principal inconvénient de ce pas de temps se situe au niveau des transferts. On ne peut concevoir, en effet, de transfert au pas de temps mensuel. Sur les bassins de grande dimension où le transfert n'est pas total dans le pas de temps, on doit traiter ce problème en se ramenant à un pas de temps pseudo-journalier obtenu en divisant l'écoulement mensuel produit par le nombre de jours du mois.

(b) *Pas de temps journalier* : le pas de temps journalier est assez hybride du point de vue de la fonction de production. La forme de l'averse n'est pas connue, et le calcul de la production des écoulements rapides est très approximatif. Le transfert au pas de temps journalier est, par contre, intéressant pour la plupart des bassins d'assez grande dimension. C'est en fait le pas de temps le plus pratique pour les extensions de données. Il ne faut pas oublier toutefois qu'on ne peut faire une extension fiable qu'à partir d'un fichier de précipitations journalières homogénéisées.

Sur le plan théorique l'utilisation du pas de temps journalier peut permettre d'étudier les mouvements lents des écoulements, débit de tarissement, ressuyage lent, et le calage des paramètres qui règlent ces écoulements.

(c) *Pas de temps élémentaire* : la mise en œuvre de modèles aux petits pas de temps est assez lourde puisqu'elle nécessite l'utilisation de relevés d'enregistrements de pluie à un ou à plusieurs pluviographes.

Ce pas de temps est essentiellement destiné à l'étude et à la compréhension des phénomènes de distribution temporelle des débits et a pour objectif pratique l'étude des débits de pointe et l'élaboration de méthodes de prédétermination de ces débits.

V. LES DIFFÉRENTS PARAMÈTRES AUX DIFFÉRENTS PAS DE TEMPS

Les tableaux suivants font l'inventaire des différents paramètres hydrologiques de calage utilisés aux différents pas de temps sur des bassins à substratum étanche. Il existe d'autres « paramètres de fuite » pour traduire les infiltrations profondes vers des aquifères plus vastes, mais ils ne seront pas utilisés dans la présente étude.

Les différents paramètres ont été regroupés en quatre tableaux sous quatre rubriques : paramètres de volume, paramètres de perméabilité et d'hétérogénéité spatiale, paramètres de réglage des écoulements lents et paramètres intervenant dans le ruissellement.

Un parcours rapide du premier tableau montre que les paramètres de volume, qui fixent la quantité d'écoulement annuel, sont communs aux trois pas de temps : mensuel, journalier et élémentaire. On les détermine au pas de temps mensuel et ils sont prédéterminés aux autres pas de temps si on utilise le protocole complet de progression des plus grands pas de temps aux plus petits. Le coefficient A n'intervient que lorsque la donnée pluviométrique disponible est différente de la pluie moyenne vraie : postes éloignés du bassin, correction d'altitude, etc. Dans le cas de bassins représentatifs, fortement équipés en postes pluviométriques, la valeur de A est imposée et égale à 1. De la même façon, le coefficient de passage COEF de l'ETP régionale à celle du bassin est également fixé à 1 sauf si un coefficient de correction est nécessaire : correction d'altitude, mesure de l'ETP peu représentative (Piche), etc. La valeur de la dimension de l'horizon végétal est actuellement assez bien connue : elle peut être reliée à la nature du volume de la végétation et à son mode d'adaptation au climat (Ibiza, 1983).

Les différents paramètres de perméabilité du deuxième tableau sont spécifiques à chaque pas de temps. On retrouve à tous les pas de temps une capacité d'infiltration maximale, après réhumidification et, éventuellement, saturation de l'horizon végétal, qui caractérise la perméabilité en régime permanent. Au pas de temps journalier, la perméabilité est plutôt conditionnée par la valeur du coefficient d'écoulement rapide q qui fixe la part de l'écoulement rapide dans la pluie disponible. On espère pouvoir établir, après coup, des corrélations entre ces différents paramètres capables de servir d'abaques de conversion de la perméabilité d'un pas de temps à un autre.

Le troisième tableau donne les paramètres de stockage et de vidange des réserves souterraines. Ces paramètres conditionnent le régime de la rivière et les reports d'écoulements d'un mois sur l'autre. Ils interviennent également dans le processus de réduction de l'infiltration lorsque ces réserves se saturent.

1. Paramètres de volume

| PARA. | DÉFINITIONS | PAS DE TEMPS | | |
|--------|---|--------------|------|-----|
| | | MENS | JOUR | PPT |
| A | Coefficient d'ajustement entre la donnée pluviométrique disponible et la pluie moyenne vraie. Lorsque la pluie moyenne est bien connue $A = 1$ | * | * | * |
| COEF | Coefficient d'ajustement entre l'ETP du bassin et l'ETP régionale. Lorsque l'ETP est connue $COEF = 1$ | * | * | * |
| DEFMAX | Dimension de l'horizon végétal : Réserve facilement utilisable (RFU) | * | * | * |

2. Paramètres de perméabilité et d'hétérogénéité spatiale

| PARA. | DÉFINITIONS | PAS DE TEMPS | | |
|--------|--|--------------|------|-----|
| | | MENS | JOUR | PPT |
| PERMAX | Capacité d'infiltration maximale mensuelle après réhumidification de l'horizon végétal | * | | |
| q | Coefficient d'écoulement rapide journ. compris entre 0 et 1 | | * | |
| FJo | Capacité d'infiltration maximale journ. après réhumidification de l'horizon végétal | | * | |
| FIo | Seuil d'infiltration nominale : Capacité d'infiltration instantanée après réhumidification et saturation de l'horizon végétal | | | * |
| X | Coefficient d'hétérogénéité spatiale du recouvrement végétal | | * | * |

3. Paramètres de réglage des écoulements lents

| | | | | |
|------|---|---|---|---|
| AL | Coefficient de tarissement du réservoir nappe (jour-l) | * | * | * |
| HNo | Hauteur du réservoir nappe | | * | * |
| R2 | Coefficient de drainage rapide (heure-l) | | * | * |
| HNol | Capacité du réservoir à drainage rapide | | * | * |
| Z | Paramètre intervenant dans l'algorithme de séparation entre tarissement et ressuyage lent (faible importance) | | * | * |

4. Paramètres intervenant dans la production de ruissellement

| | | | | |
|----|--|--|--|---|
| R1 | Coefficient de ressuyage (rapide) (heure-l) | | | * |
| Ho | Dimension du réservoir de sursaturation | | | * |
| G1 | Gradient d'assèchement : paramètre d'entrée du réservoir DEFMAX | | | * |
| G2 | Gradient de sursaturation : paramètre d'entrée du réservoir Ho Habituellement G1 = G2 | | | * |

Ces paramètres sont déterminés au pas de temps journalier et ils sont transposés tels quels pour les études aux petits pas de temps.

Le dernier tableau donne les paramètres de remplissage, de stockage, et de vidange des réserves de l'horizon végétal dont le remplissage conditionne l'évolution de l'infiltration pendant l'averse en régime transitoire. Ces paramètres n'interviennent qu'aux petits pas de temps.

VI. CONCLUSION

Dans le domaine des modèles hydropluviométriques, la tendance actuelle semble être de proposer des mécanismes qui fonctionnent avec un nombre de paramètres de calage de plus en plus réduit.

On comprend bien que cette tendance répond au désir de séduire l'utilisateur éventuel et de donner de la modélisation l'impression d'une certaine simplicité. Notre démarche est différente puisque les fonctions de production à divers pas de temps qui ont été établies ici ont pour objectifs essentiels de comprendre et de quantifier les phénomènes de base de l'infiltration. Les études qui suivent dans ce cahier procèdent de cette démarche et donnent les premiers résultats obtenus dans cette optique. Les fonctions de production proposées ici sont expérimentales et ne sont pas nécessairement conçues dans un objectif d'application immédiate. Des simplifications seront proposées dans une deuxième étape : elles seront faites en connaissance de cause, dans un certain contexte climatique ou géographique.

BIBLIOGRAPHIE

IBIZA (D.), 1983. - Un modèle simplifié de calcul des écoulements mensuels par bilan hydrique. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XX, n° 1 : 3-45.

ANNEXE I

LES DIFFÉRENTS BASSINS ÉTUDIÉS

La première série de bassins étudiés est alimentée de bassins versants connus de l'auteur ou de bassins ayant fait l'objet de mesures d'infiltration sur parcelles (minisimulateur de pluies), ou encore de bassins Antillais qui doivent servir de support à une étude de l'influence de la forme de l'averse sur la forme des crues (Article 4).

Cette première série fournit un très large éventail de climats, de types de végétation, de perméabilités et de pentes différentes. Les superficies restent modestes : rappelons qu'on s'est limité, pour minimiser les phénomènes de transfert, à des bassins versants dont le temps de base de la crue reste inférieur à vingt-quatre heures.

| ÉTAT | BASSINS | SUPER. (Km ²) | PENTE I. Global | PLUIE INTERAN. | CLIMAT |
|------------|-----------------------------------|------------------------------|--------------------|-------------------|------------------------|
| Burkina | Polaka (Oursi) | 9,2 | 12 | 450 | Semi-aride |
| Tunisie | Bassins versants Nord (B.V.N.) | 13,9 3,2 | 39 99 | 800 900 | Méditerranéen humide |
| R.C.A. | Sarki | 3,9 | 27 | 1 400 | Tropical transition |
| C. Ivoire | Korhogo | 3,6 | 15 | 1 450 | Tropical transition |
| C. Ivoire | Tai | 37,8 | | 1 900 | Équatorial transition |
| C. Ivoire | Agbeby | 11 | 10 | 2 100 | Équatorial transition |
| Guadeloupe | Pte Plaine | 8,8 | 117 | 3 000 | Insulaire hyper-humide |
| Guadeloupe | Gde Goyave | 54,3 | 68 | 4 700 | » |
| Guadeloupe | Pte Goyave | 30,3 | 112 | 4 000 | » |
| Martinique | Lézarde | 13,3 | 99 | 4 000 | Insulaire hyper-humide |

Les caractéristiques sommaires de ces bassins, ainsi que celles du climat environnant sont précisées ci-dessous.

Bassin de Polaka (Oursi)

Superficie : $S = 9,6 \text{ km}^2$ $I_p = 0,092$

Sols : sols compacts argileux (40 % environ) et placages sableux (60 %)

Végétation : graminées et cultures vivrières (mil) sur les placages sableux, un peu de brousse tigrée : 54 %.

Sols argileux nus ou brousse tigrée à très faible recouvrement : 36 %, cuirasse 10 %.

Précipitations, ETP : Pluie an. = 450 mm ETP = 2 676 mm.

| Janv. | Févr. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept. | Oct. | Nov. | Déc. |
|-------|-------|------|-------|-----|------|-------|------|-------|------|------|------|
| | | | 7 | 18 | 41 | 119 | 106 | 66 | 6 | | |
| 189 | 196 | 260 | 252 | 288 | 273 | 238 | 208 | 192 | 204 | 186 | 183 |

ETP évaluée à partir de mesures bac et formule de Penman
Pluie moyenne sur quatre ans

Bassins de Tunisie nord, Bassin AmontSuperficie : S = 3,2 km² IG = 99 m/km

Sols : argileux recouverts d'un manteau de colluvion sablo-argileux

Végétation : taillis de lentisques bien conservé

Précipitations, ETP : Pluie an. = 850 mm, ETP = 1 168 mm

| Janv. | Févr. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept. | Oct. | Nov. | Déc. |
|-------|-------|------|-------|-----|------|-------|------|-------|------|------|------|
| 69 | 123 | 63 | 55 | 40 | 17 | 8 | 21 | 22 | 169 | 162 | 75 |
| 56 | 56 | 90 | 105 | 115 | 126 | 150 | 150 | 105 | 96 | 66 | 53 |

Pluie : moyennes mensuelles sur quatre ans

ETP : évaluation à partir de mesures bac

Bassin de Sarki (Mbilali), République de Centre AfriqueSuperficie : S = 3,9 km² IG = 26,8 m/km

Sols : ferrallitiques

Végétation : savane arbustive à arborée

Précipitations, ETP : P. annuelle = 1 400 mm, ETP = 1 817 mm

| Janv. | Févr. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept. | Oct. | Nov. | Déc. |
|-------|-------|------|-------|-----|------|-------|------|-------|------|------|------|
| 0 | 4 | 64 | 110 | 131 | 174 | 354 | 281 | 282 | 119 | 4 | 0 |
| 188 | 202 | 191 | 175 | 175 | 136 | 104 | 93 | 103 | 124 | 155 | 171 |

Pluies mensuelles moyennes sur trois années

ETP : mesures bac Colorado

Bassin de Korhogo, Côte d'IvoireSuperficie : S = 3,6 km² IG = 15 m/km

Sols : ferrallitiques

Végétation : cultures vivrières : mil, manioc et rizières, quelques bois de Teck

Précipitations, ETP : P. annuelle : 1 450 mm, ETP = 2 050 mm

| Janv. | Févr. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept. | Oct. | Nov. | Déc. |
|-------|-------|------|-------|-----|------|-------|------|-------|------|------|------|
| 14 | 10 | 56 | 80 | 137 | 163 | 177 | 346 | 292 | 147 | 47 | 15 |
| 179 | 204 | 236 | 233 | 179 | 169 | 175 | 175 | 114 | 108 | 132 | 146 |

Pluies mensuelles moyennes sur quatre années

ETP évaluée à partir Piche et calage sur bassin versant

Bassins de Tai, Côte d'IvoireSuperficie : S = 1,42 km² à 37,8

Sols : ferrallitiques appauvris

Végétation : forêt dense

Précipitations, ETP : P. annuelle = 1 900 mm, ETP = 1 163 mm

| Janv. | Févr. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept. | Oct. | Nov. | Déc. |
|-------|-------|------|-------|-----|------|-------|------|-------|------|------|------|
| 21 | 65 | 148 | 170 | 216 | 269 | 124 | 132 | 293 | 240 | 108 | 47 |
| 102 | 104 | 121 | 99 | 99 | 84 | 71 | 78 | 90 | 102 | 114 | 99 |

Pluies mensuelles moyennes sur trente années

ETP : Mesures obtenues sur bac Colorado à Tiassalé

Bassin de l'Agbeby, Côte d'IvoireSuperficie : S = 11 km² IG = 10 m/km

Sols : ferrallitiques appauvris

Végétation : forêt dense 70 %, Cacao 30 %

Précipitations, ETP : P. annuelle = 2 100 mm, ETP = 1 163 mm

| Janv. | Févr. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept. | Oct. | Nov. | Déc. |
|-------|-------|------|-------|-----|------|-------|------|-------|------|------|------|
| 31 | 54 | 114 | 126 | 368 | 565 | 210 | 48 | 68 | 210 | 192 | 89 |
| 102 | 104 | 121 | 99 | 99 | 84 | 71 | 78 | 90 | 102 | 114 | 99 |

Pluies mensuelles moyennes à Abidjan sur trente années
ETP : Mesures obtenues sur bac Colorado à Tiassalé

Bassin de Petite Plaine, GuadeloupeSuperficie : S = 8,8 km² IG = 117 m/km

Sols : fersiallitiques, Oxysoils et Andosols

Végétation : forêt dégradée insulaire

Précipitations, ETP : P. an = 3 000 mm ETP = 1 300 mm

| Janv. | Févr. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept. | Oct. | Nov. | Déc. |
|-------|-------|------|-------|-----|------|-------|------|-------|------|------|------|
| 216 | 160 | 183 | 124 | 164 | 134 | 130 | 332 | 332 | 276 | 255 | 240 |
| 106 | 116 | 136 | 125 | 116 | 116 | 109 | 106 | 96 | 96 | 89 | 89 |

ETP : mesures Piche et calage sur bassin versant
Pluies : moyenne sur quatre années

Bassin de Grande Goyave, GuadeloupeSuperficie : S = 54,3 km² IG = 68 m/km

Sols : fersiallitiques, Oxysoils et Andosols

Végétation : forêt dégradée insulaire

Précipitations, ETP : P. an = 4 700 mm ETP = 1 182 mm

| Janv. | Févr. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept. | Oct. | Nov. | Déc. |
|-------|-------|------|-------|-----|------|-------|------|-------|------|------|------|
| 438 | 240 | 268 | 322 | 266 | 274 | 213 | 422 | 455 | 460 | 314 | 326 |
| 96 | 106 | 124 | 115 | 106 | 104 | 99 | 96 | 88 | 86 | 82 | 80 |

Pluie : moyenne sur trois années
ETP : Mesures Piche et calage sur bassin versant

Bassin de Petite Goyave, GuadeloupeSuperficie : S = 30,3 km² IG = 111 m/km

Sols : fersiallitiques

Végétation : forêt dégradée insulaire

Précipitations, ETP : P. an = 4 000 mm ETP = 1 316 mm

| Janv. | Févr. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept. | Oct. | Nov. | Déc. |
|-------|-------|------|-------|-----|------|-------|------|-------|------|------|------|
| 255 | 188 | 187 | 205 | 335 | 148 | 212 | 337 | 493 | 783 | 718 | 461 |
| 105 | 118 | 136 | 126 | 118 | 114 | 118 | 102 | 99 | 96 | 90 | 87 |

Pluies mensuelles moyennes sur trois années
ETP : Mesures Piche et calage sur bassin versant

Bassin de Lézarde au quartier Lézarde III (Gros Morne), Martinique

Superficie : S = 13,3 km² IG = 99 m/km

Sols : fersiallitiques

Végétation : forêt dégradée insulaire

Précipitations, ETP : P. an = 4 000 mm ETP = 1 100 mm

| Janv. | Févr. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept. | Oct. | Nov. | Déc. |
|-------|-------|------|-------|-----|------|-------|------|-------|------|------|------|
| 257 | 212 | 300 | 279 | 324 | 296 | 400 | 374 | 475 | 364 | 391 | 337 |
| 102 | 95 | 109 | 112 | 104 | 86 | 76 | 76 | 73 | 77 | 89 | 95 |

Pluies mensuelles moyennes sur quatre années

ETP : évaluée à partir de mesures Bac classe A et calage sur bassin versant

Étude de l'infiltration au pas de temps journalier sur des petits bassins versants. Refus à l'infiltration par saturation des réserves souterraines

D. IBIZA

RÉSUMÉ

Le pas de temps journalier permet d'étudier les écoulements lents qui conditionnent les régimes des rivières : tarissement, dimensions des stockages souterrains. Comme ces écoulements résultent des quantités d'eau qui ont percolé, on peut penser que ces écoulements reflètent la perméabilité du bassin. On a choisi d'étudier à ce pas de temps l'infiltration sur des petits bassins et plus particulièrement les problèmes de réduction, en surface, de l'infiltration, sous l'effet de la saturation des stockages souterrains, phénomène qui se produit plus particulièrement dans les climats humides et tempérés.

On met d'abord en évidence un phénomène peu étudié, de drainage rapide, interprété comme un drainage temporaire supplémentaire de la nappe par des points hauts ou si on préfère, un « débordement de la nappe ». Plus le niveau de la nappe est haut et plus la nappe « déborde ».

On traduit ce phénomène de débordement progressif par un mécanisme équivalent et par un algorithme. La réduction de l'infiltration est, elle aussi, traduite par une image de « refus » à l'infiltration.

Le phénomène est étudié sur un ensemble de petits bassins versants situés en zone humide. Les résultats font apparaître un état d'équilibre de la nappe en saison des pluies, résultant d'un équilibre entre les entrées et les sorties de la nappe, qualifié « d'équilibre maximal ». Dans ces conditions les différents paramètres de stockage et de forme qui régissent les différents écoulements lents sont liés entre eux et aux caractéristiques physiques du bassin : perméabilité du bassin et pente. On en déduit indirectement la capacité d'infiltration moyenne du bassin à prendre en compte dans le calcul de prédétermination des crues rares.

Pour que cet équilibre ait lieu, il faut que la pluie soit suffisante pour saturer les stockages souterrains et que l'épaisseur du sol soit suffisante pour permettre à la nappe d'évoluer librement. Dans le cas contraire, le problème est plus complexe mais certaines corrélations restent néanmoins valables.

Ces propriétés peuvent être utilisées pour les problèmes si délicats de prédétermination des débits de base garantis sur des petits bassins en s'aidant si possible d'une transposition de mesures régionales. De là à le faire vraiment, il n'y avait qu'un pas, qui a été franchi.

MOTS CLÉS : Pas de temps journalier – Infiltration – Refus à l'infiltration – Ressuyage lent – Dimensions des stockages souterrains – Débits de base garantis – Bilan hydrique.

ABSTRACT

STUDY OF INFILTRATION AT THE DAILY STEP TIME IN SMALL DRAINAGE BASINS. REJECTED INFILTRATION PRODUCED BY SUBSOIL STORE SATURATION

The daily step time allows to study the slow flows on which the river regimes depend : slow interflow, groundwater depletion, capacities of the subsoil stores. As these flows result from amounts of percolating water, one can think that these flows reveal the permeability of the basin. One has chosen to study infiltration as this step time in small drainage basins and more particularly the reduction problems of surface infiltration under the influence of the saturated subsoil stores, which occurs more particularly under the humid and temperate climatic conditions.

First, stress is laid on the slow interflow which is not often studied and is interpreted as a supplemental temporary drainage of the water table by high points or if you like, an "overflowing of the water table". The higher the level of the water table, the more it "overflows".

This gradual overflowing is revealed by an equivalent mechanism and by an algorithm. The reduced infiltration is also revealed by a concept of "rejected" infiltration.

This phenomenon is studied in a series of small drainage basins situated in a humid zone. The results show a balanced water table during the rainy season resulting from a balance between the inlets and the outlets of the water table which is termed as "maximum balance". Under these conditions, the different parameters concerning the storage and the pattern which governs the different slow flows are linked to one another and to the physical characteristics of the basin : permeability of the basin and slope. One can indirectly infer from it the mean infiltration capacity of the basin which must be considered in order to predetermine the rare floods.

In order to reach this balance, the amount of rainfall must be adequate to saturate the subsoil stores and the soil must be thick enough to allow the level of the water table to move freely. Otherwise, the problem is more complex but, nevertheless, some correlations are still valid.

These properties can be used in order to solve the critical problems raised by the predetermination of the firm base discharges in the small drainage basins by transposing, if possible, the regional measurements. There was only one step forward to take in order to make it real and it was taken.

KEY WORDS : daily step time – infiltration – rejected infiltration – slow interflow – capacities of subsoil stores – firm base discharges – water balance.

INTRODUCTION

Les modèles hydropluviométriques servent à obtenir des extensions des données hydrométriques à partir des données pluviométriques, mais ils peuvent également servir à la compréhension des processus et permettre d'établir des corrélations entre paramètres hydrologiques de calage et les caractéristiques physiographiques des bassins, pour peu que les concepts introduits aient un certain sens physique.

L'objectif de cette étude est double :

(a) On s'intéresse aux facteurs intervenant dans la « perméabilité d'un bassin » et, plus particulièrement, aux phénomènes de limitation de l'infiltration par saturation des capacités de stockage souterraines. Dans les pays humides ces phénomènes jouent un rôle principal dans le conditionnement de la perméabilité réelle des terrains au moment des précipitations qui produisent les fortes crues et ils devraient intervenir dans les calculs de prédétermination des crues rares.

Cette étude est entreprise au pas de temps journalier par l'application d'un programme (MODQJD) sur des petits bassins versants (temps de base inférieur à 24 heures).

(b) On souhaite rattacher les paramètres de calage du modèle simplifié au pas de temps mensuel (Ibiza, 1983), aux paramètres hydrologiques établis au pas de temps journalier et établir la représentativité physique de l'indice PERMAX déterminé dans le programme mensuel.

On considère que ces bassins versants sont des unités élémentaires de systèmes plus vastes et l'on s'impose d'étudier ces bassins globalement ou selon une discrétisation spatiale réduite à deux ou trois sous-bassins. Cette discrétisation n'est entreprise que lorsqu'elle est justifiée par l'hétérogénéité des paramètres physiographiques mesurables.

Au pas de temps journalier, les forts débits sont mal simulés car il arrive que l'averse qui a provoqué les crues soit coupée en deux et répartie sur deux jours, à moins que ce ne soit le cas des crues ou encore que la pluie et la crue ne soient séparées d'une journée.

Mais on peut, par contre, étudier les mouvements lents : tarissement et ressuyage lent, et on espère que ces mouvements vont refléter la perméabilité du bassin, si le substratum est étanche, en partant du principe que ce qui s'infiltré réapparaît tôt ou tard à la surface.

SIGNIFICATION DES VARIABLES ET PARAMÈTRES

UNITÉS

– Les variables correspondant à des volumes d'écoulement ou à des volumes de transfert interne sont des volumes

spécifiques ou des quantités d'eau. Elles sont exprimées en millimètres ($m^3/1000 \times m^2$).

– Les variables correspondant à des débits sont des volumes spécifiques par unité de temps. Elles sont exprimées en millimètres par unité de temps.

R1, R2, AL, α : Coefficient de ressuyage ou de tarissement d'un écoulement de forme exponentielle. Le coefficient de ressuyage ou de tarissement est le multiplicateur du temps dans l'exposant

$$Q = Q_0 \times e^{-\alpha \times t} \quad \alpha : \text{coefficient de tarissement}$$

T : Temps de ressuyage ou temps de tarissement

Dans le cas d'un écoulement exponentiel : temps nécessaire pour que le débit décroisse de 1 à 0,1.

$T = \frac{2,3}{\alpha}$ si α est le coefficient de ressuyage ou de tarissement

VARIABLES ALGÈBRIQUES VALABLES POUR UNE DURÉE QUELCONQUE

DE : Déficit d'écoulement, DJ sur une journée
 FE : Capacité de percolation, FJ sur une journée
 CE : Capacité d'infiltration, CJ sur une journée
 DEFC : Déficit initial de l'horizon végétal
 ETR : Évapotranspiration réelle
 ST : Capacité de stockage souterrain
 S : Débit de sortie des capacités souterraines
 Lr : Lamelle ruisselée
 Rs : Quantité de ressuyage rapide
 EC : Écoulement rapide EC : Lr + Rs
 P : Pluie pendant le pas de temps
 p : Pluie disponible $p \approx P - DEFC$

VARIABLES AU PAS DE TEMPS JOURNALIER

(a) Variables et paramètres définissant les écoulements de surface

EC : Écoulement rapide (V)
 DEFC : Déficit initial de l'horizon végétal (V)
 DEFMAX : dimension de l'horizon végétal (RFU) (P)
 q : Coefficient d'écoulement rapide (P)
 Ho : Pluie disponible qui correspond à une capacité d'infiltration FJo (P)
 FJo : Capacité de percolation maximale en entrée
 FJ : Capacité de percolation moyenne pour les fortes crues dans les conditions initiales moyennes d'humectation et de saturation

(b) Variables (V) et paramètres (P) définissant les écoulements et transferts souterrains

R1 : Coefficient de ressuyage rapide R1 (P)
 R2 : Coefficient de ressuyage lent (P)
 AL : Coefficient de tarissement en jour — 1 (P)
 HNo : Niveau limite supérieur de la nappe (P)
 HNAP : Niveau de la nappe (V)
 HNo1 : Niveau limite supérieur du réservoir à drainage rapide (P)
 HNI : Niveau de la capacité à drainage rapide (V)
 HN1S : Niveau précédent après une pluie fictive de hauteur Ho
 EB : quantité percolée (V)
 EBS : quantité EB fictive après une pluie fictive de hauteur Ho
 EB2 : quantité d'eau qui alimente la nappe (V)
 EBB : refus de la nappe $EBB = EB - EB2$ (V)
 EB1 : quantité d'eau entrant dans le réservoir à drainage rapide (V)
 EB1 + EB2 : Alimentation efficace des Hydrogéologues
 RS1 : refus à l'infiltration $RS1 = EB - EB1 - EB2$ (V)
 RSS1 : Refus simulé après une pluie fictive de hauteur Ho
 EBAS1 : débit de drainage rapide
 EBAS2 : débit de tarissement
 EBAS : débit de base $EBAS = EBAS1 + EBAS2$

DISCRÉTISATION SELON L'HYSOMÉTRIE

s1, s2 : pourcentage des superficies des sous-bassins par rapport au bassin principal

AD : Altitude de séparation
 A 95 : Altitude dépassée sur 95 % du bassin
 A 5 : Altitude dépassée sur 5 % du bassin
 IG1, IG2 : Indices de pente partiels des sous-bassins
 IG : Indice de pente global
 L : Longueur du rectangle équivalent

VARIABLES DU PROGRAMME MENSUEL

PERMAX : Indice de perméabilité

TAR : Valeurs de l'écoulement de tarissement reportées sur le mois suivant

$$TAR = HNAP (1 - e^{-AI} \times 30)$$
 si HNAP est la hauteur initiale de la nappe en début de mois.

1. ÉLÉMENTS MÉTHODOLOGIQUES

1.1. PERMÉABILITÉ : DÉFINITIONS

La perméabilité d'un bassin est une notion familière aux hydrologues : elle traduit l'aptitude d'un bassin au ruissellement. C'est cependant une notion subjective car elle est la résultante d'un ensemble de facteurs. On peut lui donner deux définitions.

1.1.1. Dans l'optique du bilan hydrique

La capacité à la percolation qui est la quantité maximale qui peut percoler, lorsque la pluie est suffisante, est un paramètre qui traduit bien la perméabilité d'un bassin. Dans les conditions où la pluie est très excédentaire FE vaut :

$$FE = P - ETR - EC - \Delta (DEFC)$$

Mais l'équation du bilan hydrologique, qui revient à dire que tout ce qui rentre sur un bassin est égal à tout ce qui sort, s'écrit :

$$P - ETR - \Delta (ST) - \Delta (DEFC) - EC - S = 0$$

De sorte que la capacité à la percolation peut s'écrire aussi :

$$FE = \Delta (ST) + S$$

Cette formule montre que la perméabilité du bassin est liée à la variation des stocks souterrains et aux débits de ressuyage et de tarissement de ces réserves. L'étude de ces écoulements lents doit permettre de caractériser la perméabilité du bassin.

Au pas de temps mensuel, la capacité à la percolation est représentée par le paramètre PERMAX. Au pas de temps journalier, on l'appelle FJ, lorsque les conditions initiales de saturation sont moyennes. Sur les petits pas de temps, la capacité de percolation devient FIo que l'on qualifie dans l'article suivant de seuil d'infiltration, notion usuelle en hydrologie.

Cette grandeur n'est pas mesurable directement sur un bassin versant. On peut néanmoins, dans certains cas particuliers, l'appréhender à partir de grandeurs plus empiriques comme la « capacité d'infiltration » ou encore le « déficit d'écoulement ».

La capacité d'infiltration CE est la quantité maximale d'eau qui peut s'infiltrer sur un bassin, pendant un certain intervalle de temps.

Si la pluie est suffisante, CE est égal à : $CE = P - ETR - EC$, $CE = FE + \Delta (DEFC)$.

Lorsque le déficit initial de l'horizon végétal est nul, c'est-à-dire lorsque le sol est à l'état d'humidité au champ, on a à ce moment-là : $CE = FE$

Nous appelons CJ la capacité d'infiltration au pas de temps journalier et aux petits pas de temps elle devient la capacité d'infiltration instantanée, notion également usuelle en Hydrologie. On la désigne habituellement par FN.

La dernière notion est le déficit d'écoulement DE : C'est ce qui a disparu sur un bassin pendant un intervalle de temps donné.

$$DE = P - EC - S$$

C'est aussi, d'après l'équation du bilan : $DE = ETR + \Delta (ST) + \Delta (DEFC)$

Au pas de temps de l'année hydrologique, on peut habituellement négliger les variations de stockage souterrain et superficiel et le déficit d'écoulement est alors égal à l'ETR. On va l'appeler DJ au pas de temps journalier.

Dans certaines conditions, on peut passer d'une de ces grandeurs à une autre. Au pas de temps journalier, pour les fortes pluies, on a par exemple : $DJ \simeq CJ - S$

Il y avait en plus, dans l'équation, le terme en ETR que l'on peut négliger pour les jours de fortes pluies.

Dans les climats humides enfin, on peut en plus faire l'hypothèse que l'état initial d'humidité dans le sol, avant les fortes pluies, est l'état au champ, puisqu'il pleut pratiquement tous les jours, et à ce moment-là : $DJ \simeq FJ - S$

Cette dernière formule donne la capacité à la percolation, à partir du déficit d'écoulement, au débit de base près que l'on peut évaluer directement.

Nous aurons l'occasion, dans cette étude, d'utiliser l'une ou l'autre de ces formules simplifiées pour comparer les résultats théoriques avec les mesures effectuées.

La capacité à la percolation est une notion complexe que l'on se propose d'étudier dans cette note. Elle fait intervenir les caractéristiques intrinsèques de perméabilité des sols mais également l'état de remplissage des réserves souterraines :

(a) *La perméabilité en entrée des sols*

– Les mesures de perméabilité des sols par les moyens traditionnels (Porchet, Muntz) étaient peu satisfaisantes, car elles entraînaient la destruction de l'organisation superficielle des sols et de l'implantation de la végétation. L'apparition de l'infiltromètre à aspersion dit « Mini Simulateur de pluie » va pouvoir sans doute améliorer considérablement cette situation.

– Lorsque l'horizon de surface est plus perméable que les horizons inférieurs, l'interprétation de ces mesures risque cependant d'être délicate.

b) *L'état de remplissage des réserves souterraines peut également intervenir dans le sens d'une limitation à l'infiltration.*

1.1.2. *Pourcentage de l'écoulement de base par rapport à l'écoulement total*

Cette notion est simple si on sait définir sans ambiguïté l'écoulement de base. Ce pourcentage peut servir d'indice de perméabilité de référence, mais son application à la prévision des crues est moins immédiate.

1.2. LES DIFFÉRENTS TYPES D'ÉCOULEMENT

Un programme informatique conçu dans l'optique de l'étude des écoulements lents a pour objectif essentiel de faciliter l'identification et la séparation des différents écoulements observés.

La technique de base consiste à observer les débits journaliers en coordonnées semi-logarithmiques selon la méthode la plus traditionnelle qui soit. Cette méthode est parfois contestée mais on ne demande rien d'autre aux logarithmes que de séparer des écoulements très différents les uns des autres.

Les débits calculés, pour leur part, servent à constituer des gabarits qui facilitent l'identification des différents types d'écoulement. Ces écoulements sont les suivants :

1.2.1. *Écoulement rapide EC*

C'est la somme de la lame ruisselée LR, pendant les crues, et du ressuyage rapide RS (drainage oblique), qui est également parfois appelé écoulement hypodermique, et dont on assimile la décroissance à un mouvement exponentiel, de coefficient de ressuyage R1 : $EC = LR + RS$

Ces deux types d'écoulement se produisent dans la journée sur les bassins dont le temps de base est inférieur à 24 heures.

Le ressuyage rapide, pour sa part, se prolonge 8 à 15 heures après la crue ce qui correspond à des valeurs du coefficient de ressuyage rapide R1 qui varient de 0,30 à 0,15 heure⁻¹ ou de 7,2 à 3,6 jour⁻¹.

1.2.2. *Écoulements produits par la nappe topographique*

On appelle « nappe topographique », ou nappe, l'ensemble des systèmes de stockage en relation avec la rivière dans le sens nappe → rivière. Elle comprend la nappe phréatique, ainsi qu'un ensemble de systèmes satellites qui ressuient dans celle-ci. Il peut y avoir des nappes perchées, mais il y a aussi la quantité d'eau, en état de percolation, accumulée dans l'horizon aéré, à la fin de la saison des pluies. Cette quantité d'eau peut jouer un rôle important dans le bilan de la nappe.

La figure 1 (Ibiza, 1972-75) montre l'évolution, par rapport à l'état de saturation, des profils hydriques que l'on observe sur terrains moyennement perméables. On voit que l'abaissement du niveau de la nappe entraîne une

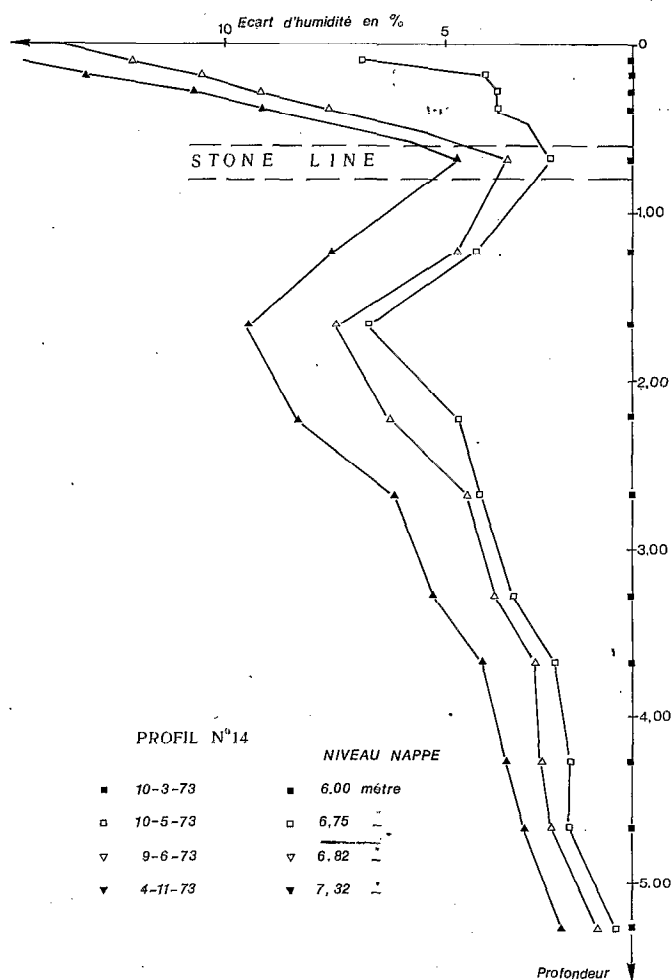


FIG. 1. - Évolution de la teneur en eau dans le sol lorsque le niveau de la nappe descend.

faible variation de teneur en eau dans la zone de battement de la nappe, mais une variation importante de teneur en eau dans l'horizon aéré du sol, traduisant un ressuyage de cet horizon dans la nappe. La notion de « Frange capillaire », qui sous-entend qu'une partie du stockage du système « nappe » se trouve au-dessus du niveau piézométrique, traduit à peu près le phénomène, du point de vue des quantités d'eau, mais pas de la cinétique.

La nappe topographique produit deux types d'écoulement : le tarissement EBAS2 et un débit de drainage rapide EBAS1. Le débit de base, tel qu'on le calcule habituellement, EBAS, est la somme des deux termes précédents :

$$EBAS = EBAS1 + EBAS2$$

Tarissement

Mouvement exponentiel de coefficient de tarissement AL, ou combinaison de plusieurs mouvements exponentiels de ce type. La valeur la plus forte du coefficient de tarissement AL vaut 0,1, tout au plus. On peut rencontrer une valeur aussi élevée sur des bassins à pentes très fortes, ou sur des bassins dont l'épaisseur du sol (partie dégradée de la roche) est faible (cf. par. 2.4.2).

On appelle « Réservoir nappe » le réservoir qui se vide avec un coefficient de tarissement AL et dont la dimension n'as pas nécessairement de réalité physique. La partie supérieure de la nappe peut en effet produire des écoulements de drainage rapide.

Le réservoir nappe est bien représenté par un tarissement dont le débit journalier vaut :

$$EBAS2 = HNAP \times (1 - e^{-AL}) \simeq HNAP \times AL$$

Dans le cas d'une discrétisation spatiale, c'est la somme des écoulements de plusieurs réservoirs de ce type.

Drainage rapide :

Entre les ressuyages rapides, inclus dans les écoulements rapides, et les écoulements lents de la nappe, correspondant au tarissement AL, on peut également observer des écoulements intermédiaires dont la décroissance, de type exponentiel, correspond à un coefficient de ressuyage R2, intermédiaire entre R1 et AL.

On appelle « drainage rapide » ce type d'écoulement et on l'observe plus particulièrement sur des bassins en pente. Lorsqu'on sépare les écoulements, ce type d'écoulement est habituellement inclus dans le débit de base.

Le temps de drainage rapide varie de quatre à dix jours et on se propose d'étudier très attentivement ce type d'écoulement car le coefficient de drainage R2, qui varie de 0,6 à 0,3 jour⁻¹, se rapproche de l'exposant d'un indice de Kohler.

On a pu observer sur des bassins de 30 ha (Ibiza, 1972-75) que ces écoulements étaient plus particulièrement localisés dans les dépressions secondaires latérales au thalweg principal.

La figure 2-a montre l'évolution de niveaux piézométriques provenant d'observations piézométriques effectuées à Madagascar sur des petits bassins versants (Ibiza, 1972-75). On voit que ces niveaux accusent une brusque remontée au cours d'une forte séquence pluvieuse, mais qu'ils redescendent également rapidement, selon un mouvement de 4 à 6 jours, en relation avec le drainage rapide. Ces mouvements sont d'autant plus amples que le niveau piézométrique est plus proche de la surface et ils traduisent un transfert d'écoulement parfois important.

La figure 2-b montre ces zones d'écoulement préférentiel sur l'un d'entre eux, d'une superficie de 30 ha.

Ces écoulements augmentent lorsque le niveau de la nappe s'élève. On peut simplifier ce phénomène en l'assimilant à une reprise sur la nappe par des sources temporaires perchées.

Après une forte séquence pluvieuse, la surface piézométrique de la nappe est déséquilibrée et tend à revenir rapidement vers un état d'équilibre, imposé, en certains points, par ces prévèlements.

Pour simplifier encore davantage ce concept, on peut dire que la nappe « déborde ». Il ne s'agit évidemment pas du débordement en tout ou rien d'une casserole mais d'un débordement progressif au fur et à mesure que la nappe tend vers une surface piézométrique maximale, représentée par son niveau HNo.

Cette notion de limite supérieure de la nappe est sans doute assez juste sur les bassins à pente assez forte, où le ressuyage lent est proportionnellement plus important.

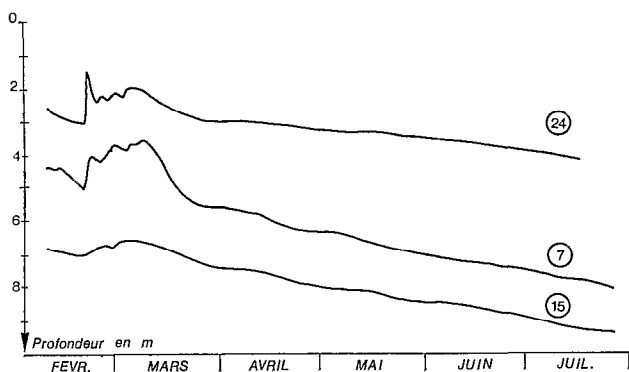


FIG. 2a. - Variations lentes et rapides des niveaux piézométriques.

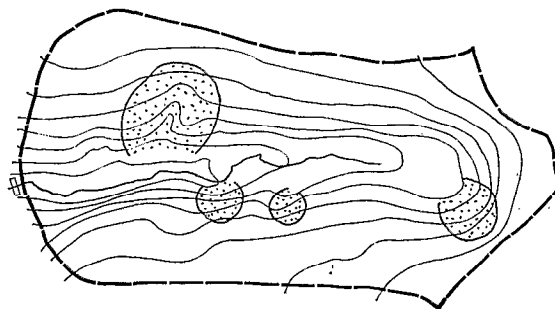


FIG. 2b. - Bassin de 30 ha. Zones préférentielles à ressuyage lent produisant des écoulements temporaires observés ou présumés.

1.2.3. Calcul du coefficient de drainage rapide R2

On imagine que le drainage rapide est en fait une combinaison de toute une gamme d'écoulements dont les coefficients de ressuyage évoluent progressivement depuis R1, coefficient de ressuyage rapide, jusqu'à AL, coefficient de tarissement.

La valeur du coefficient R2 est intermédiaire entre celle de R1, prise égale à 7,2 jour⁻¹, et AL. On peut initialiser la valeur de ce paramètre à :

$$R2 = \sqrt{AL} \times \sqrt{R1}$$

Cet algorithme correspond à une moyenne dans un espace géométrique. Il est obtenu en prenant pour logarithme de R2 la moyenne des logarithmes de R1 et de AL.

Exemple : AL = 0,03

$$R2 = \sqrt{0,03} \times \sqrt{7,2} = 0,46 \text{ j}^{-1} \text{ ou } 0,019 \text{ heure}^{-1}$$

Ce mode de calcul de R2 donne de bons résultats sur les bassins observés.

1.2.4 Infiltrations profondes

Des infiltrations profondes vers des aquifères plus vastes, ou dans le cas de structure karstique, peuvent se produire mais ce n'est pas le cas des bassins étudiés ici qui peuvent être considérés comme étanches.

Lorsque les pentes sont fortes, la rivière constitue souvent un drain efficace pour les différents compartiments géologiques et les infiltrations profondes sont dans ce cas souvent faibles.

1.3. RÉDUCTION DE L'INFILTRATION PAR SATURATION DES RÉSERVES SOUTERRAINES

1.3.1. Réduction de l'infiltration : description du processus réel

Lorsque les réserves souterraines du sol se saturent, l'infiltration est réduite. Les deux phénomènes qui ont été évoqués dans le paragraphe précédent conditionnent ce processus :

– Après un fort épisode pluvieux, la partie aérée du sol est à l'état de saturation, pratiquement jusqu'en surface, même si le niveau de la nappe se maintient bien au-dessous du niveau du sol (fig. 1). Les réserves souterraines sont pratiquement saturées. L'infiltration en surface est alors considérablement réduite et tend vers le débit de base EBAS, c'est-à-dire vers la somme des sorties de la nappe : EBAS1 + EBAS2.

Si FJo représente la capacité de percolation journalière maximale, liée aux caractéristiques intrinsèques du sol à la sortie de l'horizon végétal, et FJ la capacité de percolation réelle, on a : $FJ \leq FJo$

– Le phénomène de drainage rapide permet aux sols saturés de se dégorger assez rapidement et d'y faire réapparaître, en quelques jours, une disponibilité de stockage dans le sol. Ce phénomène va jouer, indirectement, un rôle déterminant dans le processus de réduction de l'infiltration au profit de l'écoulement rapide.

1.3.2. Refus à l'infiltration : un artifice de calcul équivalent

Le phénomène de réduction de l'infiltration, lorsque les réserves souterraines se saturent, apparaît très complexe et il ne semble pas raisonnable de vouloir le résoudre à partir d'une analyse stricte du processus physique, d'autant plus que le drainage rapide que l'on peut observer est, en fait, une accumulation d'effets singuliers.

On préfère lui substituer un processus artificiel équivalent.

On admet, dans un premier temps, que l'infiltration n'est pas réduite. La quantité d'eau EB ($EB \leq FJo$) commence par produire un premier débordement EBB du réservoir nappe HNo dont la proportion augmente avec l'état de remplissage de ce réservoir HNo.

$$EBB = EB - EB_2$$

La fraction EB₂ de EB qui est restée dans le réservoir nappe HNo est calculée en fonction de EB par l'algorithme (1) (cf. 1.4.2). La quantité EBB alimente à son tour un deuxième réservoir souterrain appelé « réservoir à drainage rapide », de dimension HN₀₁. Le débordement éventuel de ce dernier réservoir RS1 est appelé « refus à l'infiltration » et va s'ajouter à l'écoulement rapide EC.

$$RS1 = EBB - EB_1 = EB - EB_1 - EB_2$$

si EB₁ représente la quantité d'eau qui est restée dans le réservoir HN₀₁.

1.3.3. Refus à l'infiltration au moment des fortes crues

A l'occasion des fortes crues, on a : $EB = FJo$. La capacité de percolation finale FJ, liée à l'état de saturation initial des réserves souterraines, vaut : $FJ = FJo - RS1$ avec $RS1 \geq 0$

L'écoulement final ECT vaut : $ECT = EC + RS1$.

Et, en définitive : $FJ = EB_1 + EB_2$.

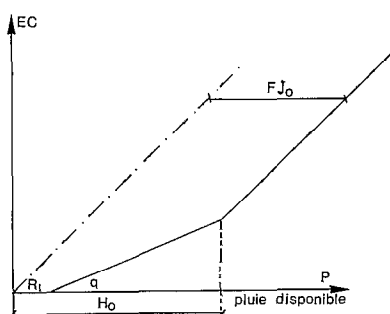


FIG. 3a. - Fonction de production au pas de temps journalier.
Séparation entre infiltration et écoulements rapides.
Corrélation entre écoulements rapides EC et pluie disponible p.

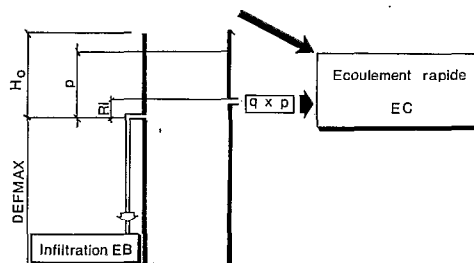


FIG. 3b. - Fonction de production au pas de temps journalier.
Séparation entre infiltration et écoulements rapides.
Analogie mécanique de la corrélation précédente.

1.4. ALGORITHMES DE LA FONCTION DE PRODUCTION AU PAS DE TEMPS JOURNALIER

1.4.1. Infiltration en entrée (fig. 3).

La corrélation entre l'écoulement rapide EC et la pluie disponible $p (\approx P - DEF C)$, après réhumidification de l'horizon végétal, est représentée par un ensemble de trois tronçons de droite, dont le dernier est parallèle à la première bissectrice. Ce schéma de séparation des écoulements rapides et de la quantité d'eau percolée est désormais classique : on le retrouve dans toutes les fonctions de production, basées sur le principe du bilan hydrique (exemple : Fonction de Production Girard, Orstom 1972).

RI

RI représente la quantité de pluie disponible p qui s'infiltré totalement. On a choisi ici des valeurs de RI assez faibles et à peu près égales au débit maximal de tarissement sortant, soit : $RI = H_{No} \times AL$. Les valeurs de RI évoluent entre 3 et 10 mm. Il faut remarquer toutefois que les pluies produisant des pluies excédentaires inférieures à 10 mm peuvent être très nombreuses dans certains climats et leur somme peut représenter un total non négligeable.

Coefficient q

On l'appelle « coefficient d'écoulement rapide ». C'est la pente de la droite intermédiaire et q est exprimé en pourcentage. C'est plutôt un terme statistique qui prend en compte la forme moyenne des averses du lieu et, dans une certaine mesure, l'hétérogénéité du bassin. Lorsque les intensités de la pluie régionale sont faibles (régimes tempérés), la valeur de q est voisine de zéro. Ce paramètre n'est donc pas entièrement physiographique, mais sa valeur va, cependant, conditionner la quantité d'eau totale annuelle infiltrée.

Le paramètre q se cale par adéquation avec les écoulements rapides observés mais ce n'est pas simple ; il se cale surtout en veillant à ce que le remplissage simulé de la nappe soit aussi proche que possible du remplissage réel, déduit des débits observés.

- Il faut augmenter q si le remplissage simulé de la nappe est trop rapide.
- Il faut diminuer q lorsque le remplissage de la nappe est trop lent par rapport au remplissage observé.

Valeur de FJo

La droite parallèle à la première bissectrice est paramétrée par l'abscisse H_0 de l'intersection avec la droite de pente q . Elle caractérise la capacité de percolation FJ_0 . FJ_0 est lié à H_0 par la relation :

$$FJ_0 = (H_0 - RI) \times (1 - q) + RI$$

L'objectif de cette fonction de production est précisément d'étudier le déterminisme de FJ_0 , mais on admettra, dans un premier temps, que le paramètre H_0 est entièrement indépendant des autres paramètres du programme.

La valeur de H_0 peut être calée directement à partir des valeurs observées si on possède de forts épisodes pluvieux sur la période d'observations. On peut aussi le calculer indirectement (cf. 2.5.) à partir de l'évaluation du refus moyen. C'est là que les choses se compliquent un peu.

La grandeur qui nous intéresse vraiment est la capacité de percolation FJ dans les conditions moyennes d'humidité et de saturation initiales. C'est cette grandeur qui va permettre de prédéterminer le ruissellement du bassin au moment des fortes crues. Pour étudier cette grandeur, le programme simule ce que serait le refus RSS1 pour une pluie de valeur H_o avec des conditions initiales d'humidité en situation réelle, calculées par la fonction de production. Cette pluie H_o produit une pluie disponible inférieure ou égale à H_o de sorte que le réservoir H_o ne « déborde » jamais par le haut. Pour chaque valeur de H_o on calcule FJ en faisant : $FJ = FJ_o - RSS1$.

On fait varier progressivement H_o jusqu'à ce qu'on obtienne du refus. A partir du moment où le refus moyen RSS1 est significatif, de l'ordre de 10 mm environ, la valeur de FJ se stabilise et devient indépendante de FJ_o . En effet, lorsqu'on continue à faire augmenter H_o , tout l'excès de FJ_o va se retrouver dans le refus, puisqu'on a atteint la saturation des réserves souterraines. La valeur de la capacité réelle de percolation réduite FJ est alors asservie ce qui permet de la calculer avec une grande fiabilité. Bien entendu, la valeur la plus intéressante de H_o est la plus petite possible c'est-à-dire celle qui commence à produire un refus significatif, de l'ordre d'une dizaine de millimètres. C'est cette valeur que l'on s'attache à rechercher.

1.4.2. Transfert nappe ↔ réservoir à drainage rapide (fig. 4)

Nous proposons un algorithme de calcul de la quantité d'eau EB2 qui percole dans le réservoir nappe, en fonction de la quantité d'eau EB infiltrée au cours d'une averse et du stockage encore possible dans ce réservoir. C'est :

$$EB2 = EB \times \frac{HN_o - HNAP}{EB + HN_o - HNAP} \tag{1}$$

Cet algorithme permet un remplissage dégressif de la nappe de telle façon que son niveau final ($HNAP + EB2$) reste toujours inférieur à HN_o . Il fonctionne assez bien dans le cas de bassins à fortes pentes mais on peut le généraliser pour les bassins à faible pente en introduisant un paramètre Z inférieur ou égal à 1.

$$EB2 = EB \times Z \times \frac{HN_o - HNAP}{EB + HN_o - HNAP} \tag{2}$$

Le refus de la nappe vaut $EBB = EB - EB2$ (3)

Une partie seulement EB1 de ce refus peut pénétrer dans la capacité à drainage rapide qui s'écrit :

$$EB1 = \text{MINIMUM} (EBB, HN_{o1} - HN1) \tag{4}$$

Le reste $RS1 = EB - EB1 - EB2$ représente le refus à l'infiltration.

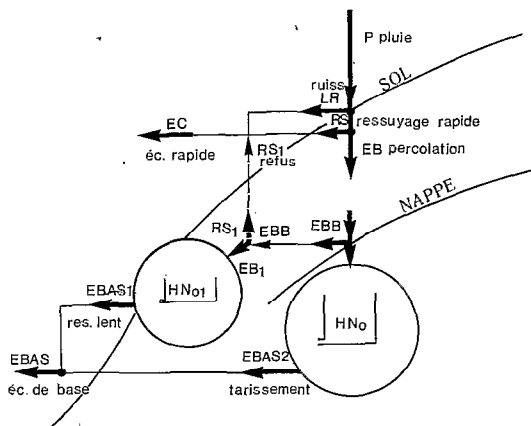


FIG. 4. - Refus à l'infiltration : organisation de la fonction de production.

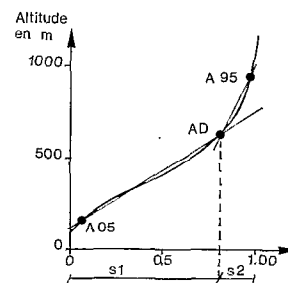


FIG. 5. - Discretisation spatiale selon la pente.

1.4.3. Refus à l'infiltration simulé RSSI pour une pluie fictive de hauteur H_0

On peut également simuler ce que serait chaque jour le refus RSSI à une pluie de valeur H_0 en utilisant les variables calculées par la fonction de production sous pluies réelles. Cette simulation est obtenue à partir de la formule approximative, tirée de (2) et (3) :

$$EBS = \text{MAXIMUM} (0, H_0 - ETR - DEFC - RI) \times (1 - q) + RI$$

et

$$HN1S = EBS \times (1 - Z \times \frac{HN_0 - HNAP}{EB + HN_0 - HNAP}) + HN1$$

Avec Z pris égal à 1 la plupart du temps.

On a alors la valeur du refus à l'infiltration RSSI, chaque jour, pour une pluie H_0 , avec les conditions initiales correspondant aux précipitations réelles.

$$RSSI = \text{Maximum} (0, HN1S - HN_0)$$

1.4.4. Coefficient d'hétérogénéité X du bassin

Les débits de base observés se maintiennent en fin de saison sèche et en début de saison des pluies grâce à l'apport des pluies de pré-saison des pluies. Pour restituer ce phénomène, on admet que l'horizon végétal ne recouvre qu'une fraction X du bassin pour traduire l'hétérogénéité du recouvrement végétal. Dans le cas contraire l'horizon végétal aurait tendance à absorber toutes ces petites pluies. Le paramètre X d'hétérogénéité du recouvrement végétal vaut entre 1 et 0,7 dans le cas général.

Cela revient à admettre que la pluie disponible est au minimum égale à $(1 - X)P$.

- Si $DEFC > X \times P$ la quantité d'eau qui percole vaut $(1 - X) \times P$

- Si $DEFC < P$ cette correction n'apporte aucun changement.

Le paramètre d'hétérogénéité X n'intervient qu'en fin de saison sèche lorsque le déficit dans l'horizon végétal est grand.

1.5. DISCRÉTISATION SPATIALE (conf. fig. 5)

1.5.1. Pédologie

Les bassins de Guadeloupe sont constitués d'oxysols plus ou moins désaturés selon l'altitude et les précipitations. On a des andosols sur le bassin de Lézarde II en Martinique.

La différenciation des sols à l'intérieur de chaque bassin n'est pas suffisamment nette pour nécessiter une discrétisation spatiale.

1.5.2. Hypsométrie

Le seul élément physiographique justifiant une discrétisation spatiale est l'hypométrie, qui fait apparaître des ruptures de pente sur certains bassins.

Le découpage selon la pente s'effectue de la façon suivante :

$$IG1 = \frac{AD - A_{05}}{s1 \times L} \quad IG2 = \frac{A_{95} - AD}{s2 \times L}$$

$s1$ et $s2$ sont mesurés sur la courbe hypsométrique du bassin et on a la relation :

$$IG = s1 \times IG1 + s2 \times IG2$$

Exemple : Grande rivière à Goyave $S = 54.3 \text{ km}^2$

$$\begin{aligned} A_{05} &= 150 \text{ m} & AD &= 573 \text{ m} & A_{95} &= 900 \text{ m} \\ s1 &= 0,77 & s2 &= 0,23 & & \\ IG &= 68 \text{ m/km} & L &= 11,05 \text{ km} & & \\ IG1 &= \frac{423}{0,77 \times L} = 50 \text{ m/km} & & & & \\ IG2 &= \frac{327}{0,23 \times L} = 128 \text{ m/km} & & & & \end{aligned}$$

1.6. RÉCAPITULATIF

Nous avons exposé une méthode d'étude de l'infiltration à partir de l'observation des mouvements lents des écoulements. Nous avons décrit les phénomènes de drainage rapide, d'une durée de quatre jours environ, qu'on observe aux exutoires des bassins versants, et qu'on pouvait associer au concept global de « débordement de la nappe ». Nous avons schématisé ce concept et l'avons traduit par l'algorithme de l'équation (1). Cet algorithme a été testé : il donne d'assez bons résultats sur des bassins à pentes moyennes ou élevées.

Le scénario est maintenant complet. La pièce commence au paragraphe 2 avec pour acteurs des bassins versants situés en régime humide ou à faibles réserves souterraines, où les problèmes de saturation de ces réserves sont susceptibles de réduire leur perméabilité. Mais nous l'avons également fait jouer par le pompier de service.

1.7. KORHOGO : LE POMPIER DE SERVICE

Ce bassin de Côte d'Ivoire est très plat comparativement aux autres bassins étudiés dans cette note et il ne remplit pas du tout les conditions précisées au paragraphe précédent. On ne sera pas surpris, dans ces conditions, si ce bassin manifeste une certaine originalité dans son comportement par rapport à la série des autres bassins étudiés dans cette note. Mais cette différence de comportement que l'on précisera à chaque fois permettra de mieux comprendre les phénomènes.

2. RÉSULTATS OBTENUS ET INTERPRÉTATION

2.1. CHOIX DES BASSINS ET DES POSTES PLUVIOMÉTRIQUES

Les caractéristiques morphologiques des bassins étudiés sont présentées dans le tableau I.

– Parmi les bassins antillais dont on disposait, on a retenu ceux pour lesquels il existait, à proximité, un ou plusieurs postes pluviométriques bien représentatifs de la pluie moyenne du bassin. Cette situation n'est pas fréquente : le gradient pluviométrique est fortement variable avec l'altitude et l'exposition. Les précipitations annuelles évoluent de 2 500 mm en bordure de mer à 7 000 mm au point culminant. Les précipitations d'altitude sont plus également réparties dans l'année que les précipitations du littoral.

On essaie de rechercher des postes pluviométriques dont l'altitude est plutôt supérieure à l'altitude moyenne du bassin mais les postes situés à l'intérieur, dans le massif forestier, sont peu nombreux.

* Le bassin de Petite Plaine est corrélé avec le poste de Petite Plaine situé à l'intérieur du bassin ;

* Pour le bassin de Lézarde au Quartier Lézarde II, on a utilisé le poste de Morne Bellevue situé en bordure du bassin ;

* Le bassin de Grande Rivière à Goyaves à Prise d'Eau a fait l'objet d'une étude particulière de 1973 à 1975 et on dispose, durant cette période, de cinq postes à l'intérieur du bassin ;

* Le bassin de Petite Goyave a été retenu principalement dans le but d'étendre la gamme des paramètres hydrologiques mais le poste de Neufchâteau utilisé a une altitude trop faible et la pluie moyenne du bassin obtenue en multipliant les valeurs de Neufchâteau par 1,28 est assez peu satisfaisante. Ce calcul donne des précipitations trop fortes, en saison des pluies, par rapport à celles qui sont réellement recueillies par le bassin, et trop faibles en saison sèche.

– Pour le bassin de Korhogo, on utilise la pluie moyenne du bassin (cf. par. 1.7.).

– Le bassin de Tunisie BVN2 permet de donner une indication du comportement d'un bassin imperméable.

TABLEAU I

| | SS.BAS | GRANDE GOYAVE PRISE D'EAU | PETITE GOYAVE (GUAD) | LEZARDE Q.LEZ II (MART) | PETITE PLAINE (GUAD) | KORHOGO BVN2 (CI) | |
|------------------|--------|---------------------------------|----------------------------|-------------------------------|----------------------------|-------------------------|------|
| Superficie | | 54,3 | 30,3 | 13,0 | 8,8 | 3,6 | 3,2 |
| Pourcentage | s1 | 0,77 | 0,75 | – | – | – | – |
| SS bassins | s2 | 0,23 | 0,25 | – | – | – | – |
| | s | | | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| Coef.GRAVELIUS | | 1,22 | 1,18 | 1,15 | 1,16 | 1,13 | 1,16 |
| Indice global | IG(1) | 49 | 67 | – | – | – | – |
| de pente | IG(2) | 127 | 247 | – | – | – | – |
| | IG | 68 | 112 | 99 | 117 | 15 | 99 |
| Classe de relief | | R6 | R7 | R6 | R6 | R3 | R5 |

2.2. CARACTÉRISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES DES BASSINS ÉTUDIÉS

Elles sont regroupées dans le tableau I.

Tous les bassins étudiés doivent être rangés dans des classes de relief élevées : R5, R6, R7, à l'exception du bassin de Korhogo qui entre dans la catégorie R3.

2.3. VALEURS DES PARAMÈTRES HYDROLOGIQUES OBTENUS PAR CALAGE

Les résultats sont regroupés dans le tableau II et on a représenté, à titre d'illustration, en annexe I, les débits d'une année de chaque station.

TABLEAU II
Paramètres physiographiques des bassins et paramètres hydrologiques de calage

| | SS Bas. | GRDE GOYAVE PRISE D'EAU GUAD | PTE GOYAVE (GUAD) | LEZARDE Q. LEZ II MART | PTE PLAINE (GUAD) | KORHOGO (C I) | BVN2 TUNISIE |
|--|-----------|------------------------------------|----------------------|------------------------------|----------------------|------------------|-----------------|
| Superficie | | 54.3 | 30.3 | 13.0 | 8.8 | 3.6 | 3.2 |
| Pourcentage | ss.-bas 1 | <u>0,77</u> | <u>0,75</u> | - | - | - | - |
| ss-bassins | ss.-bas 2 | 0,23 | 0,25 | - | - | - | - |
| | bassin | - | - | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| Coef GRAVELIUS | | 1,22 | 1,18 | 1,15 | 1,16 | 1,13 | 1,16 |
| Indice global | ss.-bas 1 | <u>49</u> | <u>67</u> | - | - | - | - |
| de pente | ss.-bas 2 | 127 | 247 | - | - | - | - |
| m/Km | bassin | 68 | 112 | 99 | 117 | 15 | 99 |
| Coef. écoult ^t | ss.-bas 1 | <u>0,5</u> | <u>0,25</u> | - | - | - | - |
| rapide q | ss.-bas 2 | 0,5 | 0,30 | - | - | - | - |
| | bassin | 0,5 | 0,26 | 0,30 | 0,45 | 0,3 | 0,75 |
| Période d'observation | | 73-75 | 75-78 | 65-69 | 72-78 | 62-66 | 73-78 |
| % écoult. ^t base EBAS1 + EBAS2 | | 0,61 | 0,82 | 0,78 | 0,67 | 0,79 | 0,48 |
| % écoult. ^t tar. EBAS2 | | 0,41 | 0,58 | 0,57 | 0,50 | 0,71 | 0,29 |
| Coef. de TAR | ss.-bas 1 | <u>0,009</u> | <u>0,014</u> | - | - | - | - |
| AL (jour ⁻¹) | ss.-bas 2 | 0,015 | 0,035 | - | - | - | - |
| | bassin | 0,010 | 0,019 | 0,025 | 0,025 | 0,006+0,011 | 0,09 |
| H No (mm) | ss.-bas 1 | <u>400</u> | <u>600</u> | - | - | - | - |
| | ss.-bas 2 | 270 | 250 | - | - | - | - |
| | bassin | 370 | 513 | 250 | 140 | 300+330 | 10 |
| R2 (heure ⁻¹) | ss.-bas 1 | <u>0,009</u> | <u>0,013</u> | - | - | - | - |
| | ss.-bas 2 | 0,015 | 0,020 | - | - | - | - |
| Coefficient de Ressuyage lent | bassin | - | - | 0,017 | 0,018 | 0,009+0,011 | 0,032 |
| HNo1 (mm) | ss.-bas 1 | <u>70</u> | <u>110</u> | - | - | - | - |
| | ss.-bas 2 | 70 | 60 | - | - | - | - |
| | bassin | 70 | 97,5 | 70 | 40 | 10+22 | 20 |

Les écoulements journaliers totalisés en valeur mensuelle sont corrélés avec les données d'observation. Les coefficients de corrélation sur les couples (lame mensuelle simulée, lame mensuelle observée) sont de 0,91 sur trois ans à Grande Goyave, 0,98 sur trois ans à Petite Goyave, 0,97 sur 4 ans à Lézarde, 0,96 sur 6 ans à Petite Plaine, 0,96 sur 6 ans à Korhogo, 0,98 sur 5 ans à BVN2.

Les résultats suggèrent quelques commentaires :

2.3.1. Discrétisation

La discrétisation effectuée selon le critère de l'hypsométrie est volontairement réduite au strict minimum et on ne l'opère que lorsque les paramètres physiographiques du bassin justifient une discrétisation.

La plupart des bassins sont traités globalement avec une fonction de production unique.

Les bassins de Gde Goyave et de Pte Goyave ont été divisés en deux sous-bassins chacun, en raison de la rupture de pente marquée accusée par la courbe hypsométrique. Dans les deux cas, l'un des deux sous-bassins a une superficie nettement prépondérante, de l'ordre de 75 %, et on ne conservera dans les corrélations des paragraphes suivants que les paramètres relatifs au sous-bassin dominant (valeur soulignée dans le tableau II).

2.3.2. Coefficient d'écoulement rapide q

Les valeurs de perméabilité obtenues constituent un assez large éventail de variation de ce paramètre.

2.3.3. Écoulement de base, de tarissement (EBAS1 et EBAS2)

– Le pourcentage d'écoulement de base EBAS1 + EBAS2 par rapport à l'écoulement total, donné dans le tableau II, correspond à la moyenne interannuelle des pourcentages annuels sur la période d'observation.

Ce pourcentage est faiblement variable d'une année sur l'autre.

– Le pourcentage annuel de tarissement EBAS2 varie sensiblement d'une année sur l'autre. Il est d'autant plus faible que l'année est pluvieuse. Ce résultat est normal : la hauteur de la nappe est limitée et elle se décharge sous forme de drainage rapide EBAS1 (cf. § 1.4.2.) dans des proportions d'autant plus fortes que son niveau se rapproche de HNo.

– Au cours des mois pluvieux, lorsque la nappe est au plus haut, la quantité d'écoulement en ressuyage lent EBAS1 peut dépasser la valeur de l'écoulement de tarissement EBAS2.

| Bassins | Valeurs maximales du rapport EBAS1/EBAS2 | | | |
|-----------------|--|---------------|---------------|-------------|
| | Date | EBAS2 mm/mois | EBAS1 mm/mois | EBAS1/EBAS2 |
| GRANDE GOYAVE | Oct. 75 | 101 | 158 | 1,56 |
| LÉZARDE Q.L. II | Juil. 66 | 175 | 223 | 1,27 |
| PETITE PLAINE | Nov. 77 | 91 | 120 | 1,32 |
| KORHOGO | Sep. 64 | 59 | 29 | 0,49 |
| BVN2 | Nov. 75 | 14 | 36 | 2,57 |

2.3.4. Coefficients de tarissement AL

Le bassin de Korhogo est évolutif. La valeur du coefficient de tarissement, entre autres choses, double presque de 1962 à 1966. Il pourrait s'agir d'un effet consécutif à l'aménagement de rizières (drainage des bas-fonds, suralimentation de la nappe) mais l'étude de ce phénomène déborde le sujet de cette note.

2.3.5. Valeurs de HNo , $HNo1$

Pour les bassins BVN2, le débit de base résulte d'une petite nappe localisée dans des sables d'origine gréseuse et la valeur de 10 mm rapportée à la superficie totale du bassin n'a, dans ce cas, aucune signification physique.

2.4. INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

2.4.1. Relation entre paramètre d'écoulement q et pourcentage des débits de base (fig. 6)

Cette relation est quasi organique et résulte de la définition de q . La fraction $1 - q$ représente en effet le volume infiltré qui réapparaît sous la forme de débit de base, à la valeur de RI près. Rappelons-le, cette valeur de RI a été prise égale au débit maximal de tarissement (cf. 1.4.1., RI).

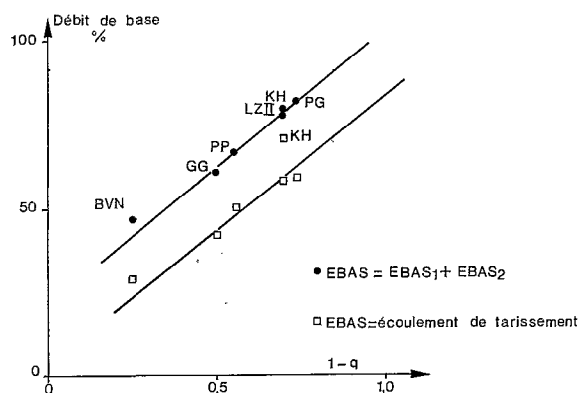


FIG. 6. - Relation entre le paramètre de perméabilité $1 - q$ et les pourcentages d'écoulement de base.

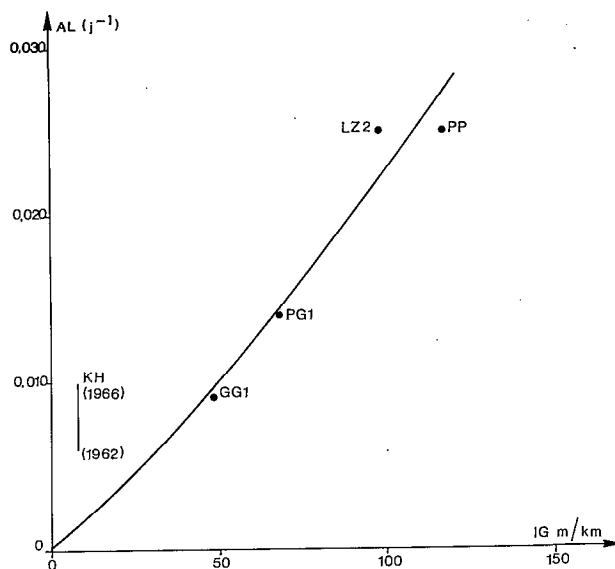


FIG. 7. - Corrélation entre coefficient de tarissement AL et indice de pente global IG dans les conditions d'équilibre maximal.

On a également reporté sur le même graphique la valeur du pourcentage de tarissement $EBAS_2$ par rapport à l'écoulement total.

Les deux droites sont à peu près parallèles pour des bassins de classe de relief élevée R5, R6, R7, mais pour les bassins à faible pente (Korhogo) l'écart, qui représente le pourcentage du ressuyage lent $EBAS_1$ par rapport à l'écoulement total, devrait se réduire et pourrait tendre vers zéro dans le cas théorique où les pentes seraient nulles.

2.4.2. Corrélation entre AL et la pente des bassins (fig. 7)

Le débit de tarissement vaut à peu près (formule approchée de 1.2.2., tarissement)

$$EBAS_2 = H_{NAP} \times AL$$

Ces deux paramètres n'interviennent que par leur produit et il est parfois difficile de bien les séparer. On va voir que le coefficient AL intervient souvent et on souhaiterait pouvoir le prédéterminer à partir des caractéristiques physiographiques du bassin.

La figure 7 montre que le coefficient AL est très nettement lié à l'indice de pente du bassin pour des bassins à forte pente.

Dans le cas du bassin de Korhogo et, plus généralement, pour les bassins à faible pente, la valeur de ce coefficient AL est sans doute influencée par de nombreux paramètres et il faudrait une étude plus fine pour en rendre compte.

Tous les bassins utilisés dans cette corrélation satisfont aux conditions de « l'équilibre maximal » tel qu'on va le définir au paragraphe suivant. Il est préférable de restreindre la validité de cette corrélation aux bassins de ce type. On a trouvé sur des bassins de Malaisie (Sircoulon, 1984) forestiers, plats, perméables, sur substratum granitique, des valeurs de AL élevées, égales à 0,08 et une valeur du réservoir nappe H_{No} faible de 130 mm. Ces bassins ne satisfont pas au test de l'équilibre maximal de la figure 10 car la quantité de débit de base est de l'ordre de 500 mm. Comme le climat est suffisamment pluvieux (pluie annuelle de 2 800 mm), on en a déduit que la dimension de la nappe est limitée par la capacité de stockage physique du sol. La faible épaisseur du sol expliquerait la valeur élevée de AL .

2.4.3. Corrélation entre $H_{No} \times AL$ et la perméabilité (fig. 8)

Le niveau maximal de la nappe H_{No} est une valeur fictive déduite de l'observation des débits de tarissement maximaux et du coefficient de tarissement AL .

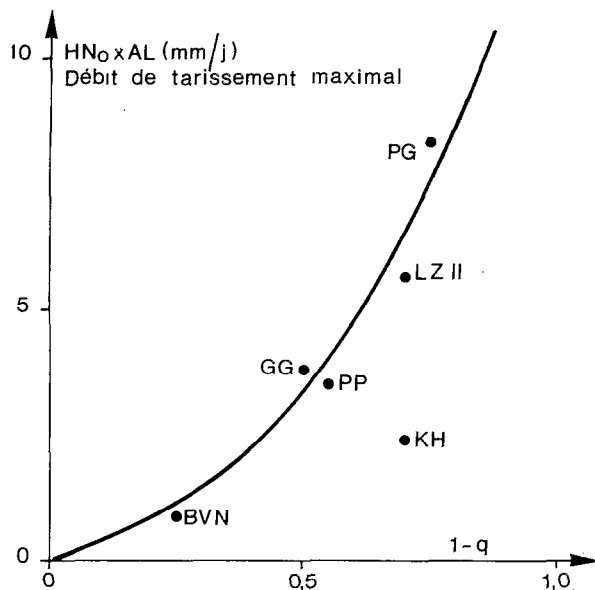


FIG. 8. - Corrélation entre débit maximal de tarissement et perméabilité d'entrée, en régime d'équilibre maximal de la nappe.

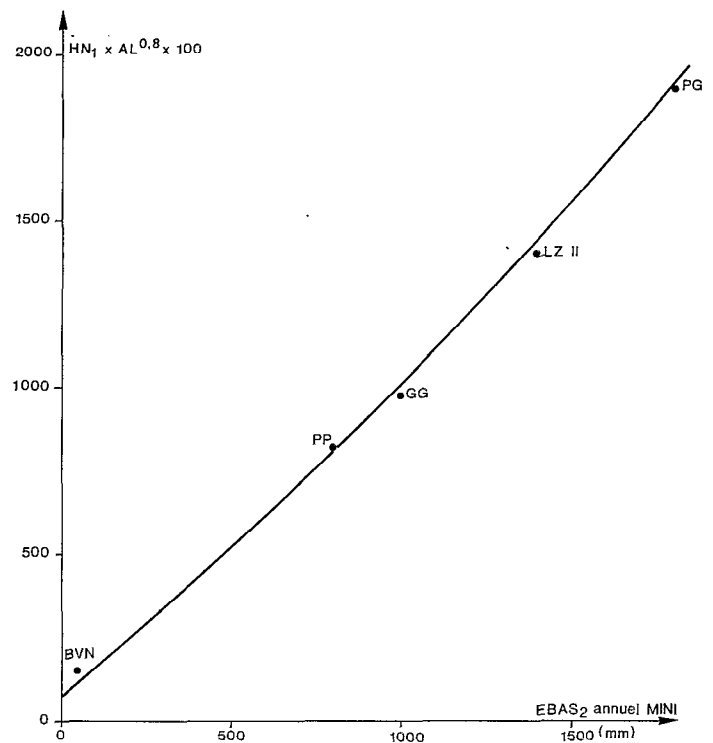


FIG. 9. - Quantité minimale de la lame annuelle infiltrée EBAS₂ nécessaire pour atteindre l'équilibre maximal de la nappe.

On a en effet la relation approchée : $EBAS2 \text{ MAXI} \approx HNo \times AL$

Le débit de tarissement maximal n'est lui-même identifié que par l'interprétation qu'on a faite du processus. En pleine saison des pluies, il est habituellement masqué par le débit de ressuyage lent EBASI mais on le voit apparaître, de temps à autre, au cours des périodes moins pluvieuses.

(a) Cas de bassins en régime très pluvieux - Équilibre maximal de la nappe

Les précipitations abondantes finissent par saturer les réserves souterraines et il s'établit une sorte d'équilibre entre les entrées d'eau à la nappe et les sorties, qualifié d'« équilibre maximal ».

- Les entrées sont en premier lieu limitées par le coefficient de perméabilité des sols, mais également par le délestage de la nappe provoqué par le drainage rapide.

Ce drainage augmente lorsque le niveau de la nappe augmente et on atteint rapidement le niveau d'équilibre HNo .

- Les sorties de la nappe EBAS₂ sont d'autant plus importantes, pour une même hauteur de nappe, que le coefficient AL est élevé.

Pour les bassins situés dans des climats à précipitations très excédentaires, on obtient une corrélation (fig. 8) entre le débit maximal $HNo \times AL$ et le paramètre q qui traduit cet état d'équilibre, qualifié « d'équilibre maximal de la nappe ».

Les points qui correspondent à une valeur de AL faible se situent au-dessus de la courbe et il semble qu'une expression de la forme $HNo \times AL^{0.8}$ donnerait dans la corrélation de meilleurs résultats que l'expression $HNo \times AL$ utilisée.

(b) Équilibre maximal

La courbe établie représente une enveloppe maximale des valeurs de HNo lorsque les conditions d'équilibre maximal sont réalisées, c'est-à-dire lorsque le régime est suffisamment pluvieux et lorsque l'épaisseur du sol est suffisante pour ne pas constituer une limite physique aux capacités de stockage souterrain.

Le tableau suivant donne la valeur minimale de tarissement annuel EBAS2 nécessaire pour remplir les conditions. Cette valeur est tirée des observations effectuées sur les cinq bassins qui ont atteint cet équilibre.

| Bassins | BVN2 | PTE PLAINE | GDE GOYAVE | LÉZARDE II | PTE GOYAVE |
|------------------------|------|------------|------------|------------|------------|
| $HN_0 \times AL^{0,8}$ | 150 | 732 | 924 | 1 300 | 1 900 |
| EBAS2 annuel (mm) | 50 | 700 | 1 000 | 1 400 | 1 800 |

La corrélation de la figure 9 précise les conditions nécessaires pour réaliser cet équilibre maximal.

La figure 10 définit l'ensemble des conditions auxquelles doit satisfaire un bassin versant pour se trouver en état d'équilibre maximal.

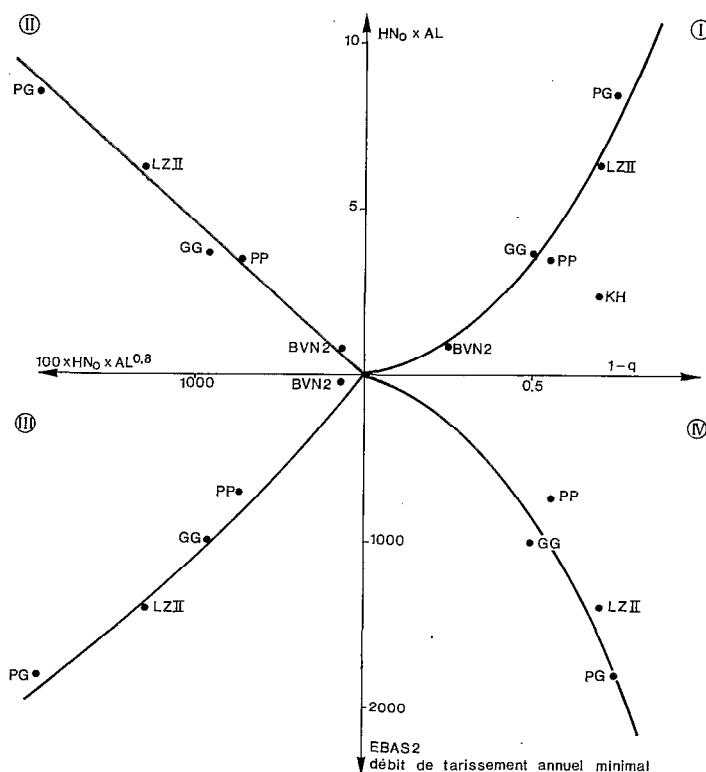


FIG. 10. - Abaques caractérisant l'équilibre maximal.

(c) Cas du bassin de Korhogo

Dans le cas du bassin de Korhogo, il est clair qu'on n'a pas atteint les conditions d'équilibre maximal qui, d'après les corrélations précédentes, correspondraient à une valeur de HN_0 de 950 mm environ et à une quantité d'infiltration annuelle de 1 900 millimètres à peu près, alors qu'elle est en réalité de 450 mm.

Les précipitations sont insuffisantes pour atteindre cet équilibre mais deux cas de figure sont encore possibles :

- Les capacités de stockage du sol sont suffisantes pour emmagasiner la hauteur d'eau équivalant à l'équilibre et dans ce cas le bassin n'est jamais saturé et la capacité d'absorption journalière n'est limitée que par l'infiltration d'entrée. La capacité maximale de stockage HN_0 peut être prise égale à la valeur virtuelle déduite de la corrélation de la fig. 8.

- Les capacités de réserve du sol sont insuffisantes et on ne peut conclure que si le bassin se sature malgré tout. Les valeurs calculées atteintes par la nappe, en utilisant dans le programme la valeur virtuelle HN_0 , correspondent alors aux valeurs saturantes.

2.4.4. Hauteurs de la capacité à ressuyage lent HNo1

La valeur de HNo1 va jouer un rôle déterminant dans la valeur de la capacité de percolation FJo puisqu'on devra toujours avoir $FJo > HNo1$.

On a remarqué une liaison entre HNo et HNo1 mais on peut également expliciter la valeur de HNo1 directement.

(a) Liaisons entre HNo et HNo1 (fig. 11)

On a remarqué une certaine invariance entre le débit maximal de tarissement EBAS2 et le débit maximal de ressuyage lent HNo. C'est-à-dire que :

$$EBAS1 \text{ maxi} = k \times EBAS2 \text{ maxi}$$

ou

$$HNo1 \times R2 = k \times HNo \times AL$$

Sur ces bassins le débit maximal EBAS1 vaut environ quatre fois le débit de tarissement maximal EBAS2.

La figure 11 représente cette liaison.

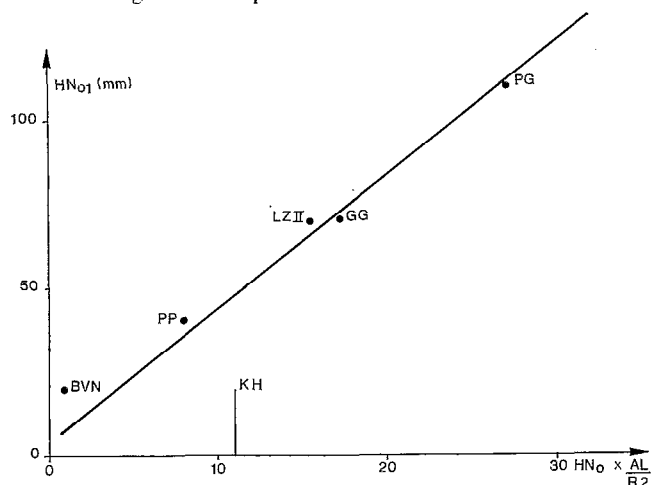


FIG. 11. - Liaison entre capacité maximale du réservoir nappe HNo et capacité du réservoir à drainage oblique HNo1 dans les conditions d'équilibre maximal.

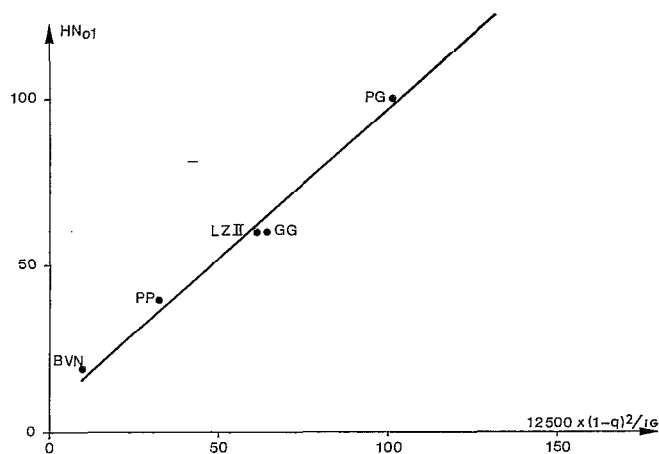


FIG. 12. - Relation $HNo1 = f(q, IG)$ dans les conditions d'équilibre maximal et bassins à fortes pentes.

(b) Liaison directe entre HNo1 et paramètres physiographiques (fig. 12)

L'algorithme utilisé en abscisses est directement inspiré des corrélations des figures 7, 11 et de celle de la fig. 8, où le produit $HNo \times AL$ apparaît lié à $(1 - q)^2$. On multiplie par 12 500 pour avoir des valeurs comparables à HNo. C'est : $12\ 500 \times (1 - q)^2 / IG$.

Cette corrélation est assez satisfaisante et le bassin imperméable BVN2 n'y fait pas mauvaise figure. N'oublions pas que ce bassin se sature aussi en raison de ses faibles réserves souterraines. Il est, toutefois, prudent de la restreindre : à des bassins à pente assez forte ($30 < IG < 100$).

2.5. CALCUL DE LA CAPACITÉ D'INFILTRATION FJ A PARTIR DE L'ÉVALUATION DU REFUS

2.5.1. Déficits journaliers moyens observés DJ* (fig. 13)

A partir des plus fortes crues observées sur une période assez longue, on peut établir des corrélations entre les débits moyens journaliers et les précipitations correspondantes. Cette opération n'est pas immédiate lorsqu'il y a report d'une partie des écoulements rapides sur le jour suivant, par le jeu du découpage à heures fixes. On estime alors la valeur de ce report en retranchant le débit de base du jour suivant. Les hydrogrammes des crues, dessinés à partir des débits instantanés, nous ont aidé dans ce travail.

Sur le bassin de Petite Goyave, la corrélation des débits journaliers avec les pluies de Neufchâteau est assez peu satisfaisante.

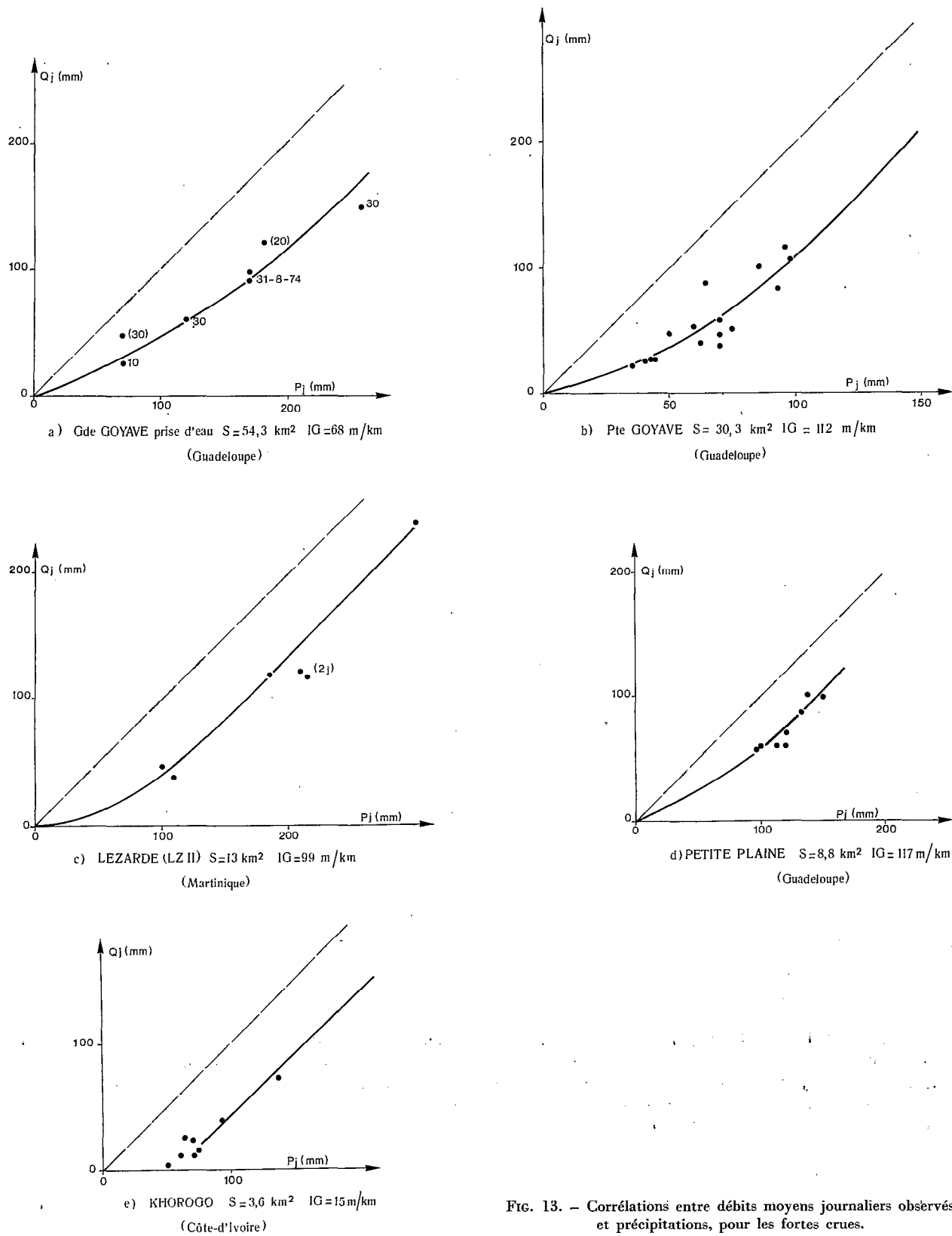


FIG. 13. - Corrélations entre débits moyens journaliers observés et précipitations, pour les fortes crues.

Les déficits journaliers moyens DJ' sont reportés dans le tableau suivant :

| Bassins | GDE GOYAVE | PTE GOYAVE | LEZARDE II | PTE PLAINE | KORHOGO | BVN2 |
|-------------------|------------|------------|------------|------------|---------|------|
| Déficits DJ' (mm) | 80 | 90 | 65 | 45 | 60 | 20 |

2.5.2. Indice de Kohler (cf. Annexe II)

Un indice de type Kohler est calculé au jour j en fonction de la pluie et de l'indice du jour précédent par la formule $IK_j = (IK_{j-1} + P_{j-1}) \times e^{-\alpha}$

Avec une valeur de α prise égale à 0,5, le coefficient $e^{-\alpha}$ vaut 0,61. Cette méthode de calcul donne chaque jour la valeur de l'indice avant la pluie du jour.

2.5.3. Calcul de la capacité à la percolation FJ

On évalue dans un premier temps le refus de la nappe pour une pluie disponible H_0 , puis la valeur (HN1S) que prendrait la hauteur d'eau HN1 selon la méthode de calcul indiquée en 1.4.3.

Le refus du bassin lorsque les capacités souterraines sont saturées vaut :

$$RSS1 = \text{MAXIMUM} (0, HN1S - HN01).$$

La valeur de H_0 est choisie de telle façon que la valeur FJo qui en découle d'après la formule de 1.4.1. (valeur de FJo) soit sensiblement supérieure à HN01.

La valeur FJ capacité de percolation moyenne au moment des crues est déduite de FJo en retranchant la valeur moyenne (RSS1) du refus RS1.

Le tableau III donne les valeurs de H_0 , FJo, FJ obtenues sur chaque bassin.

TABLEAU III
Valeurs des capacités de percolation maximales journalières

| | SS-Bas. | GRDE GOYAVE PRISE D'EAU (GUAD) | PTE GOYAVE (GUAD) | LEZARDE Q. LEZ II (MART) | PTE PLAINE (GUAD) | KORHOGO (C I) | BVN2 (TUNISIE) |
|---|-----------|--------------------------------------|----------------------|--------------------------------|----------------------|------------------|-------------------|
| Ho (mm) | ss.-bas 1 | 200 | 160 | - | - | - | - |
| | ss.-bas 2 | 200 | 120 | - | - | - | - |
| | bassin | 200 | - | 130 | 130 | 70 | 100 |
| FJo capacité de percolation maximale (mm) | ss.-bas 1 | 102 | 122 | - | - | - | - |
| | ss.-bas 2 | 102 | 87 | - | - | - | - |
| | bassin | 102 | 113 | 93 | 66 | 78 | 26 |
| FJ = FJo - RSS1 (mm) | | 89 | 115 | 86 | 56 | 70 | 20 |

Ces valeurs de la capacité de percolation FJ vont être confirmées par la confrontation avec les valeurs empiriques au paragraphe suivant. Le nombre de bassins étudiés est encore insuffisant pour permettre une étude systématique des variations de FJ. Il apparaît que la perméabilité en entrée des sols, précisée ici par le paramètre q , joue un rôle important sur la valeur de FJ mais d'autres éléments qui conditionnent les capacités de stockage des réserves souterraines interviennent aussi fortement.

2.5.4. Calcul du déficit journalier DJ

Dans les pays humides on peut faire l'hypothèse que le sol est presque tous les jours à l'état de rétention au champ et dans ces conditions : $CJ = FJ$.

Le déficit moyen DJ est obtenu en retranchant à FJ le débit de base pris égal à : (cf. paragr. 1.1.1.)

$$EBAS = HNo \times AL + HNol \times (12 \times R2)$$

On suppose en effet que le ressuyage lent consécutif à la pluie ne dure en moyenne que 12 heures pendant la première journée de l'averse.

(a) Bassin de GRANDE GOYAVE à PRISE D'EAU

Pour une pluie H_o de 200 mm $FJ_o = 102$ mm

Refus moyen (3 ans) sur les mois A, S, O, N, D, J = 13 mm

$$FJ = 102 - 13 = 89 \text{ mm}$$

$$DJ = 89 - 3,6 - 7,5 = 78 \text{ mm}$$

Cette valeur est sensiblement identique à la valeur empirique du § 2-5-1

(b) Bassin de PETITE GOYAVE

Pour une pluie $H_o = 160$ mm $FJ_o = 120$ mm

Refus moyen (3 ans) sur la période J, A, S, O, N, D = 5 mm

$$FJ = 120 - 5 = 115 \text{ mm}$$

Déficit moyen DJ

$$DJ = 115 - 8 - 15 = 92 \text{ mm}$$

La valeur expérimentale était de 90 mm

(c) Bassin de LEZARDE II

Pour une pluie $H_o = 130$ mm $FJ_o = 93$ mm

Refus moyen (4 ans) sur la période J, A, S, O, N, D = 7 mm

$$FJ = 93 - 7 = 86 \text{ mm}$$

$$DJ = 86 - 6,3 - 13 = 67 \text{ mm}$$

Valeur expérimentale : 65 mm

(d) Bassin de PETITE PLAINE

Pour une pluie $H_o = 130$ mm $FJ_o = 66$ mm

Refus moyen (6 ans), période de J, A, S, O, N, D = 10 mm

$$FJ = 66 - 10 = 56 \text{ mm}$$

$$DJ = 63 - 3,5 - 8 = 51 \text{ mm}$$

Valeur légèrement supérieure à la valeur observée qui est 45 mm.

(e) Bassin de KORHOGO

– Les précipitations sont insuffisantes pour atteindre le niveau d'équilibre maximal et dans ce cas, si l'épaisseur du sol est suffisante pour permettre des réserves potentielles suffisantes, le bassin ne se sature jamais et $FJ = FJ_o$.

La valeur de FJ_o qui ne dépend que de q ne peut être déterminée qu'empiriquement, soit à partir de fortes crues observées, soit directement à partir de mesures d'infiltrométrie.

– On peut également faire l'hypothèse pessimiste que les réserves se saturent avec le niveau maximal atteint par la nappe, en raison d'une limitation physique de ces réserves par la dimension de l'épaisseur du sol.

Dans ces conditions :

Pour $H_o = 110$ mm $FJ_o = 78$ mm

Refus moyen 4 ans sur période de J, J, A, S, O = 8 mm

$$CJ = 78 - 8 = 70 \text{ mm}$$

$$DJ = 70 - 2,4 - 2,4 = 65 \text{ mm}$$

La valeur empirique est de 60 mm

(f) Bassin BVN2 (TUNISIE)

Rappelons que ce bassin se sature et atteint l'équilibre maximal en raison de ses faibles réserves souterraines (bassin imperméable) et malgré un régime de précipitations faibles.

Pour $H_0 = 100$ mm $FJ_0 = 27$ mm
 Refus moyen (5 ans) sur la période O, N, D, J, F, M = 1 mm
 $FJ_0 = 27 - 1 = 26$ mm
 $DJ = 26 - 1 - 7 = 19$ mm

Valeur empirique : 20 mm

(g) Récapitulatif

Les valeurs de DJ, déficits moyens journaliers pour les fortes crues, calculées à partir des paramètres de calage du modèle sont très proches des valeurs de DJ' déduites des observations du paragraphe 2-5-1. La dimension de la capacité à ressuyage lent contribue largement à la détermination de la valeur de la capacité de percolation moyenne FJ.

Les valeurs moyennes mensuelles du refus sont données, chaque mois, en Annexe II, ainsi que la valeur correspondante de l'indice de Kohler.

On voit que les valeurs de ces refus, dans l'hypothèse de saturation des réserves souterraines, sont plus élevées en fin de saison des pluies qu'au début. Les conditions moyennes initiales avant la crue apparaissent fortement liées à l'état de remplissage de la nappe.

2.6. MODÈLE SIMPLIFIÉ MENSUEL - PARAMÈTRE PERMAX. Figures 14 et 15

Le programme (MODLMI) fournit la valeur d'un paramètre PERMAX (Ibiza, 1983). Ce paramètre représente la capacité d'absorption maximale de la nappe en entrée qui détermine la quantité d'écoulement de tarissement EBAS2. Le ressuyage lent EBAS1 est en effet trop rapide, au pas de temps mensuel, pour pouvoir provoquer un report important d'un mois sur l'autre.

Pour chacun des bassins étudiés on a calé le modèle mensuel et on a reporté dans le tableau suivant les valeurs de PERMAX, les valeurs maximales TAR MAX de la variable TAR qui représente le report sur le mois suivant d'écoulement de tarissement et le paramètre AL, commun aux deux programmes.

| Bassins | GDE GOYAVE | PTE GOYAVE | LEZARDE II | PTE PLAINE | KORHOGO | BVN2 |
|--------------|------------|------------|------------|------------|---------|------|
| PERMAX (mm) | 120 | 280 | 180 | 140 | 180 | 50 |
| TAR MAX (mm) | 105 | 200 | 150 | 100 | 66 | 10 |
| AL (j-1) | 0,01 | 0,014 | 0,02 | 0,025 | 0,008 | 0,09 |

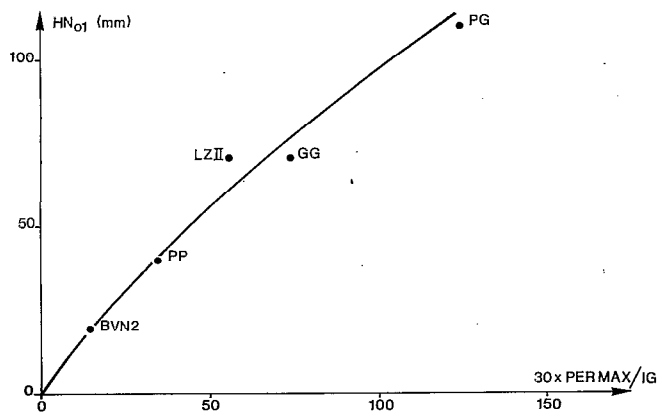


FIG. 14. - Liaison entre HN_{01} et $PERMAX/IG$ lorsque l'équilibre maximal est atteint. Bassins à forte pente.

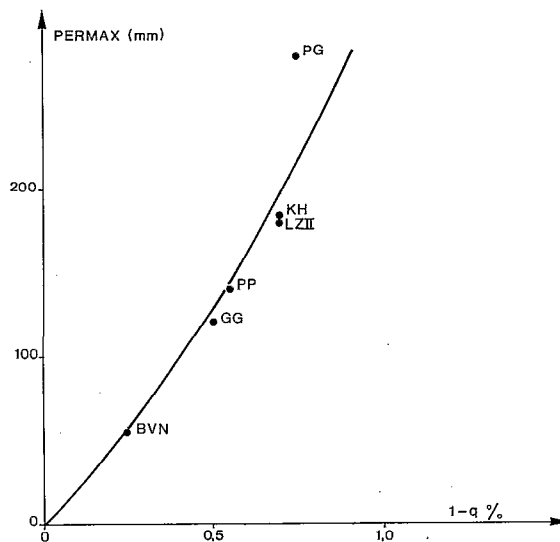


FIG. 15. - Liaison entre PERMAX et q .

Dans ce tableau, certaines valeurs de PERMAX sont différentes de celles qui avaient été publiées antérieurement (Ibiza, 1983 et Chaperon *et al.*, 1985), ainsi que certaines valeurs de AL.

On s'aperçoit que les écoulements calculés par ce modèle varient peu lorsqu'on fait varier PERMAX et AL, dans les régimes à précipitations fortement excédentaires, toute l'année. L'estimation de AL exige alors en effet un examen attentif des débits journaliers, les débits de tarissement étant masqués la plupart du temps par les précipitations.

Les valeurs de PERMAX et de AL sont par contre estimées avec précision lorsque la saison sèche est fortement accusée, sur des bassins moins pluvieux.

2.6.1. Représentativité de PERMAX comme indice de perméabilité

Le paramètre PERMAX est à la fois un indice de perméabilité et un indice de stockage. La figure 15 montre la relation obtenue entre PERMAX et la perméabilité $1-q$.

2.6.2. Évaluation de la hauteur maximale de la nappe

La variable TAR, report du débit de tarissement sur le mois suivant, vaut :

$$TAR = H_{NAP} \times [1 - \exp(-AL \times 30)]$$

et TAR MAX vaut à peu près $TAR_{MAX} = H_{No} \times [1 - \exp(-AL \times 30)]$

cette formule permet d'obtenir la valeur approximative de H_{No} à partir du calage du programme journalier.

2.7. CONCLUSIONS

Les conclusions sont multiples, du point de vue tant méthodologique que phénoménologique.

2.7.1. Du point de vue méthodologique : Programme mensuel

– Le programme mensuel donne de bons résultats au pas de temps mensuel. Les coefficients de corrélation sur les couples (lames mensuelles calculées observées) sont inférieurs de 2 points au plus par rapport aux résultats fournis par le programme journalier.

– Le paramètre PERMAX est un paramètre de perméabilité mais la précision obtenue sur le calage de ce paramètre est assez faible dans les régimes à précipitations très excédentaires.

Elle est par contre suffisante dans les régimes à saison sèche bien marquée.

2.7.2. Du point de vue phénoménologique

Le schéma de simulation utilisé est très simpliste mais il a, semble-t-il, permis d'apporter un certain éclaircissement sur les phénomènes de refus à l'infiltration par saturation des réserves souterraines.

– Il semble qu'on puisse ranger les bassins en trois catégories selon leur comportement et le régime climatique.

(a) Ceux dont l'équilibre maximal est atteint (cf. 2.4.3.a) lorsque les précipitations sont suffisamment abondantes et lorsque la capacité physique de stockage des sols est suffisante (fig. 6 à 10).

Les bassins placés dans cette situation, et à fortes pentes, ont un comportement bien réglé. Tous les paramètres hydrologiques sont corrélés entre eux et la connaissance de la perméabilité des sols en entrée et du coefficient de tarissement AL permet de prédéterminer l'aptitude au ruissellement du bassin ainsi que le régime de la rivière.

* La perméabilité des sols intervient en premier lieu pour déterminer l'aptitude au ruissellement du bassin.

* Mais la pente intervient également dans le sens d'une augmentation du ruissellement.

* Les conditions initiales moyennes au moment des crues sont fortement liées à l'état de remplissage des réserves et un indice de Kohler ne représente que très grossièrement le phénomène (cf. Annexe II). On voit, en effet, que les variations de RSSI ne suivent que très approximativement celles de IK.

(b) Dans le cas où les précipitations sont peu abondantes, et lorsque la capacité physique de stockage du sol reste suffisante, la capacité d'infiltration ne dépend que de la perméabilité en entrée des sols et de l'état d'humectation de l'horizon végétal. Ce cas de figure est vraisemblablement assez rare.

(c) Lorsque la pluie du lieu est abondante mais que la capacité de stockage des sols est physiquement limitée, il est très possible que la valeur du coefficient de tarissement AL apparaisse anormalement élevée par rapport aux normes établies pour « l'état d'équilibre maximal ».

– On notera enfin que toutes ces considérations « terre à terre » laissent bien peu de place à la nature du couvert

végétal, au pas de temps journalier. Il est vrai que tous les bassins antillais ont un couvert végétal semblable que l'on peut assimiler à une forêt humide mésophile.

Un couvert végétal dense est cependant susceptible d'intervenir indirectement par sa protection du sol contre l'érosion, en maintenant une certaine épaisseur de la couche dégradée.

Mais il faut également rappeler que la forêt produit une augmentation de l'ETP et une augmentation de l'horizon végétal DEFMAX. Ces deux évolutions produisent une baisse de la production totale d'écoulement. Il y a aussi un transfert de ruissellement en ressuyage rapide, mais cette dernière évolution ne pourra être observée qu'aux petits pas de temps.

2.7.3. Du point de vue de la prédétermination des écoulements

Dans les problèmes de prédétermination des écoulements, lorsqu'on ne dispose pas sur le lieu d'étude de mesures hydrométriques qui permettent de caler les paramètres, on est amené, par nécessité, à « forcer » un peu le déterminisme des corrélations entre les paramètres hydrologiques et les caractéristiques physiographiques du bassin versant. On peut se permettre alors d'avoir un raisonnement plus rond.

On suppose que l'on connaît la perméabilité du bassin, c'est-à-dire le coefficient d'écoulement rapide q , par analogie avec des bassins régionaux connus qui ont la même géologie. Si on peut en outre estimer le coefficient de tarissement AL , le problème est résolu puisque les autres paramètres se déduisent de ces deux paramètres.

– Dans le premier cas où on peut faire l'hypothèse que l'équilibre maximal a été atteint (pluie abondante et sol à profusion), on peut même se passer de la valeur du coefficient de tarissement AL puisque celle-ci est alors liée à la pente, si celle-ci est forte ; tous les paramètres se déduisent de la valeur de q .

– Lorsque la pluie est insuffisante, on a intérêt à admettre, par prudence, que les réserves du sol se saturent malgré tout. On procède alors en deux étapes successives : un premier passage « à blanc » du programme avec les paramètres de l'équilibre maximal permet de déterminer les valeurs maximales atteintes par les niveaux dans les réservoirs souterrains ; un deuxième passage est alors effectué en prenant pour valeurs limites HN_0 et HN_01 les valeurs maximales calculées dans le premier passage.

– On peut difficilement prévoir le fonctionnement dans les climats humides lorsque l'épaisseur du sol est réduite si on ne connaît pas la valeur du coefficient de tarissement AL . Dans le cas contraire, il semble que les corrélations de la figure 16, tirées des abaques de la figure 10 et de la figure 11 qui avaient été établies pour « l'équilibre maximal », donnant HN_0 et HN_01 en fonction de AL et de q , restent à peu près valables. Une étude effectuée en Malaisie, avec $AL = 0,08$, nous permet de le supposer, sous réserve de démenti ultérieur. La valeur de R_2 , qui intervient dans la corrélation de la figure 16.b, est par contre moins sensible aux variations de AL que celle qui résulte du mode de calcul de R_2 imaginé au paragraphe 1.2.3., drainage rapide. Ces bassins qui ont des réserves souterraines faibles en climats pluvieux se comportent, la plupart du temps, comme des bassins imperméables parce que les capacités souterraines sont très vite saturées et il nous semble indispensable, dans ce cas, d'en tenir compte et de ne pas se fier uniquement aux caractéristiques intrinsèques de la perméabilité des sols en surface. Les précisions que l'on est en état de fournir sur le sujet sont pour l'instant minces, mais en matière de simulation des écoulements, on a toujours avantage à prendre en compte un phénomène que l'on connaît mal, plutôt que de préférer l'ignorer sous prétexte que ce n'est pas simple.

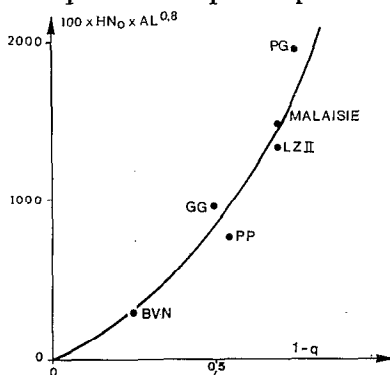


FIG. 16a. – Relations internes entre paramètres de stockage souterrain et perméabilité, lorsque la pluie est suffisante : $HN_0 = f(q, AL)$.

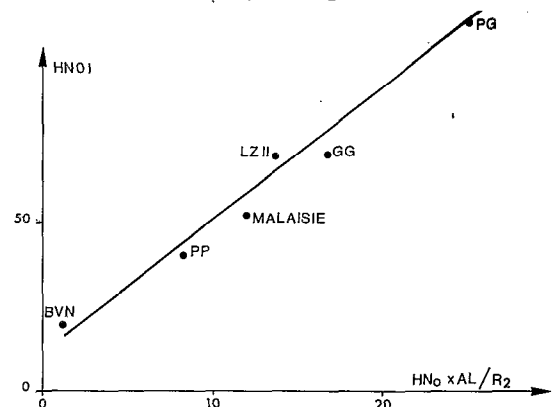


FIG. 16b. – Relations internes entre paramètres de stockage souterrain et perméabilité, lorsque la pluie est suffisante : $HN_01 = f(HN_0, R_2, AL)$.

– Récapitulation. Les corrélations de la figure 16 qui donnent les valeurs des capacités de stockages souterrains en fonction de q , de AL et, dans une moindre mesure, de $R2$ semblent avoir un caractère assez général, pour peu que la pluie du lieu soit suffisante. Dans le cas contraire, la prédétermination de ces grandeurs se fait par un mode de calcul en deux étapes.

2.7.4. Remarque générale

– On a étudié et, semble-t-il, testé avec succès, un processus de transfert souterrain global, qui traduit les phénomènes de refus à l'infiltration par saturation des réserves souterraines. Cette approche pourra peut-être donner satisfaction dans des études plus fines aux petits pas de temps, sur des bassins où l'infiltration est liée au niveau de la nappe phréatique.

Dans l'article n° 3, on étudiera les phénomènes rapides transitoires, pendant l'averse, qui conditionnent le ruissellement (Fonction de production aux petits pas de temps).

– On a tracé l'ébauche d'une méthode globale simplifiée de prévision et de prédétermination des forts débits moyens journaliers (QMOY), au moment des crues, à partir de la détermination de la capacité d'infiltration moyenne journalière (FJ), qui est elle-même déduite, moyennant certaines hypothèses, de l'observation des écoulements lents. La méthode n'est d'ailleurs pas véritablement hydropluviométrique.

On a fait appel à la pluie du lieu pour fabriquer des gabarits qui ont permis de reconnaître les mouvements de l'écoulement réel, mais la méthode reste, en fait, basée sur l'observation des écoulements réels. Dans les problèmes de simulation des débits on pourra se passer de la pluie du lieu et se contenter de la seule observation des petits et moyens débits dans la phase de calage des paramètres. On aura ensuite recours à une pluie régionale pour procéder à l'extension.

– L'étude du rapport $C = QMAX/QMOY$, effectuée dans l'article 4, permettra d'aboutir à la prévision des débits de pointe des fortes crues sur des bassins dont le temps de base reste inférieur à 24 heures. Les valeurs ainsi obtenues pourront être utilement confrontées à celles des méthodes habituelles.

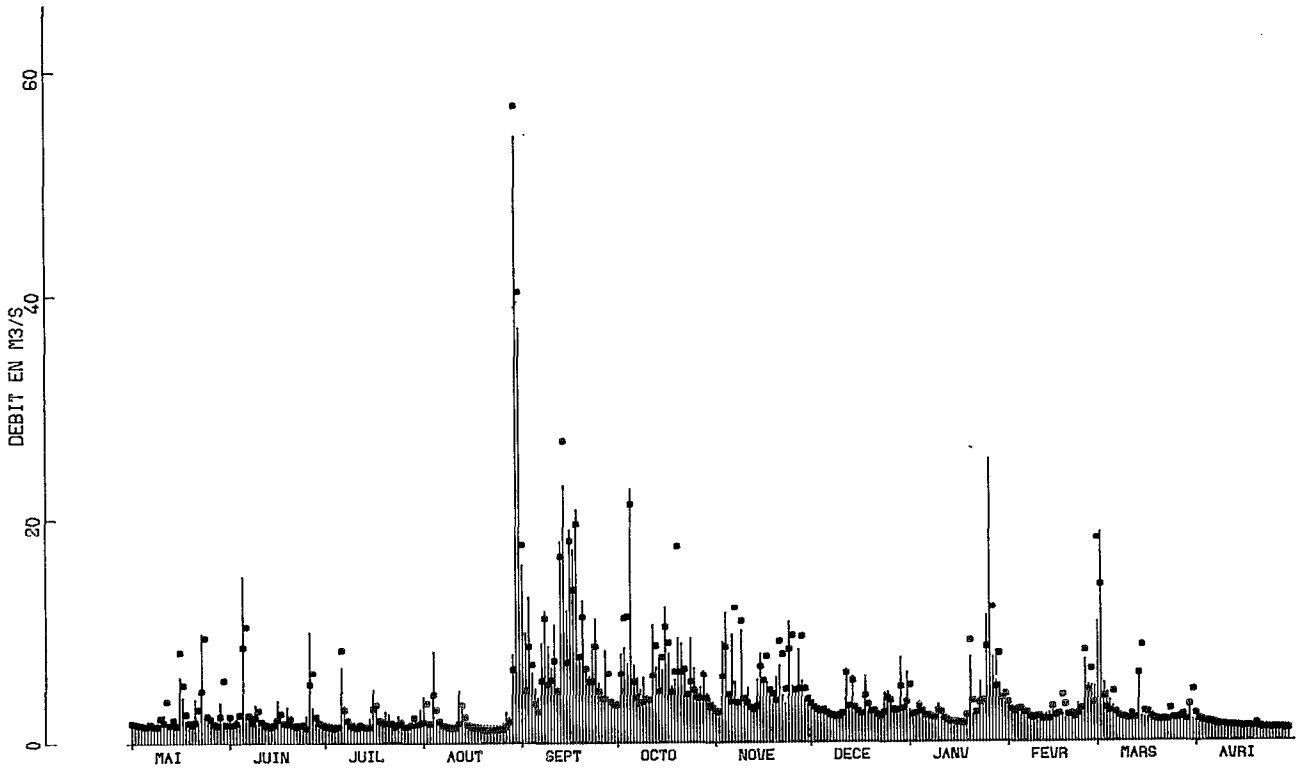
BIBLIOGRAPHIE

- GIRARD (G.), MORIN (G.), CHARBONNEAU (R.), 1972. – Modèle précipitations – débits à discrétisation spatiale. *Cahiers ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol IX, n° 4.
- IBIZA (D.), 1983. – Modèle simplifié de calcul des écoulements au pas de temps mensuel. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. II, n° 1.
- IBIZA (D.), 1972-75. – Bilan hydrique sous prairies naturelles et artificielles. *Multigr. ORSTOM*.
- CHAPERON (P.), LHOUE (Y.), VUILLAUME (G.), 1985. – Monographie de la Guadeloupe. *Collection Monographies ORSTOM n° 7*.
- SIRCOULON (J.), IBIZA (D.), 1984. – Daily flow samples elaboration on five river sites. *Multigr. ORSTOM*.

STATION 62310116

JEUDI 19 JANVIER 1984

HYDROGRAMME CALC ET OBS (•) ANNEE 1974 75

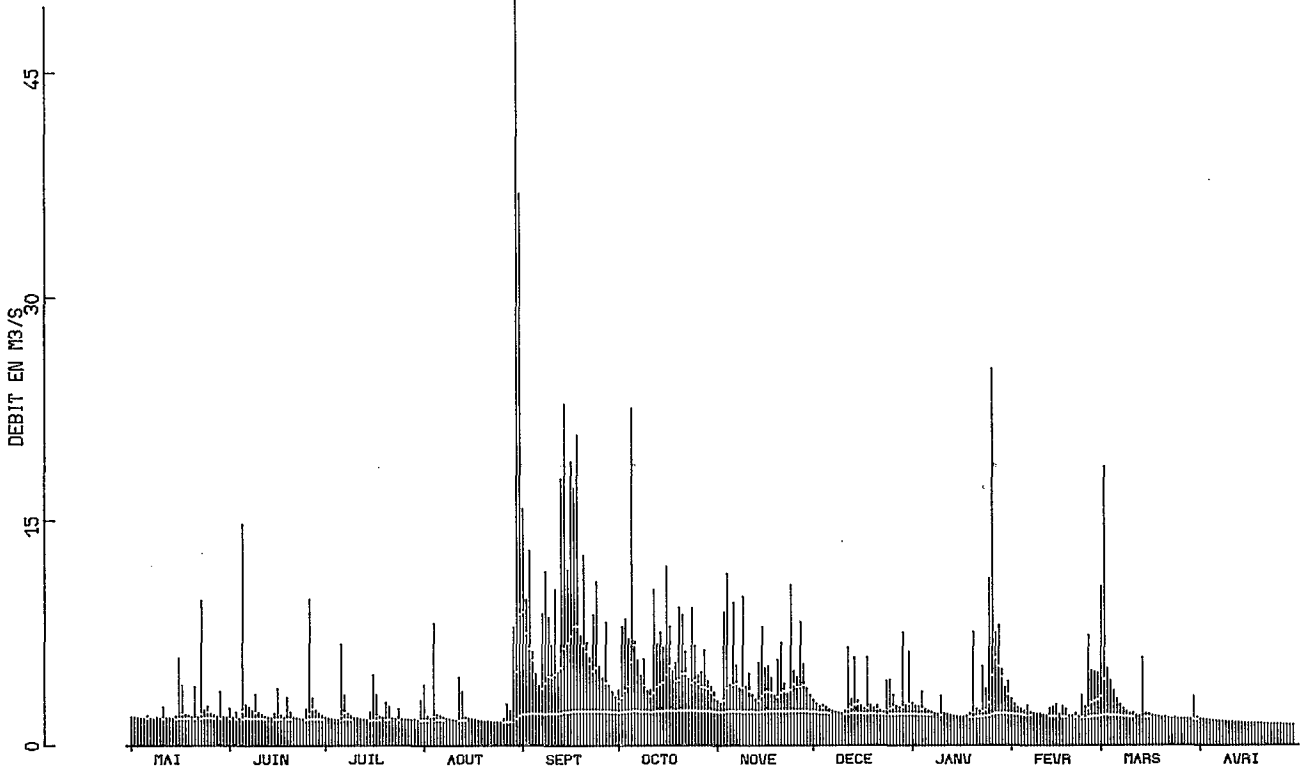


a. Débits calculés à partir de cinq postes à l'intérieur du bassin.

STATION 62310116

JEUDI 19 JANVIER 1984

HYDROGRAMME CALC ANNEE 1974 75

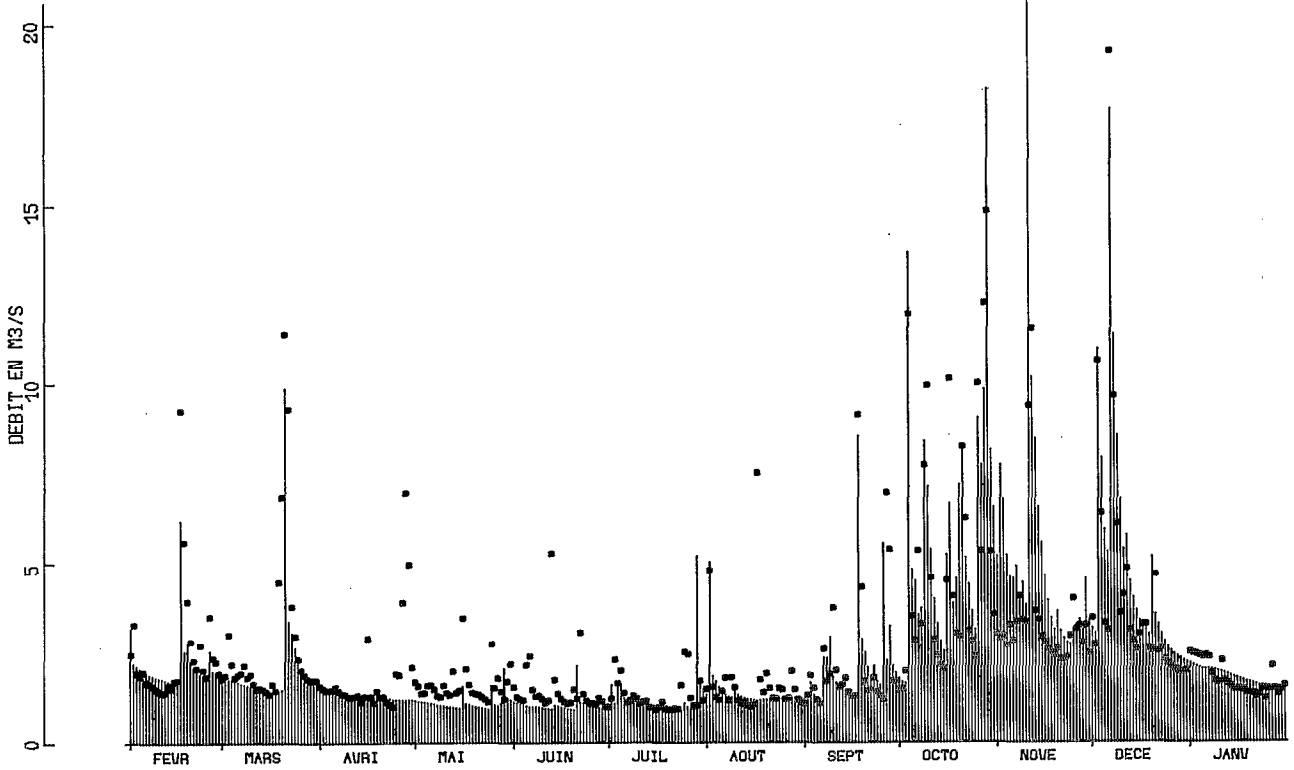


b. Débit de tarissement, ressuyage lent, écoulement rapide.

STATION 62270111

VENDREDI 27 JANVIER 1984

HYDROGRAMME CALC. ET OBS (.) ANNEE 1976 77

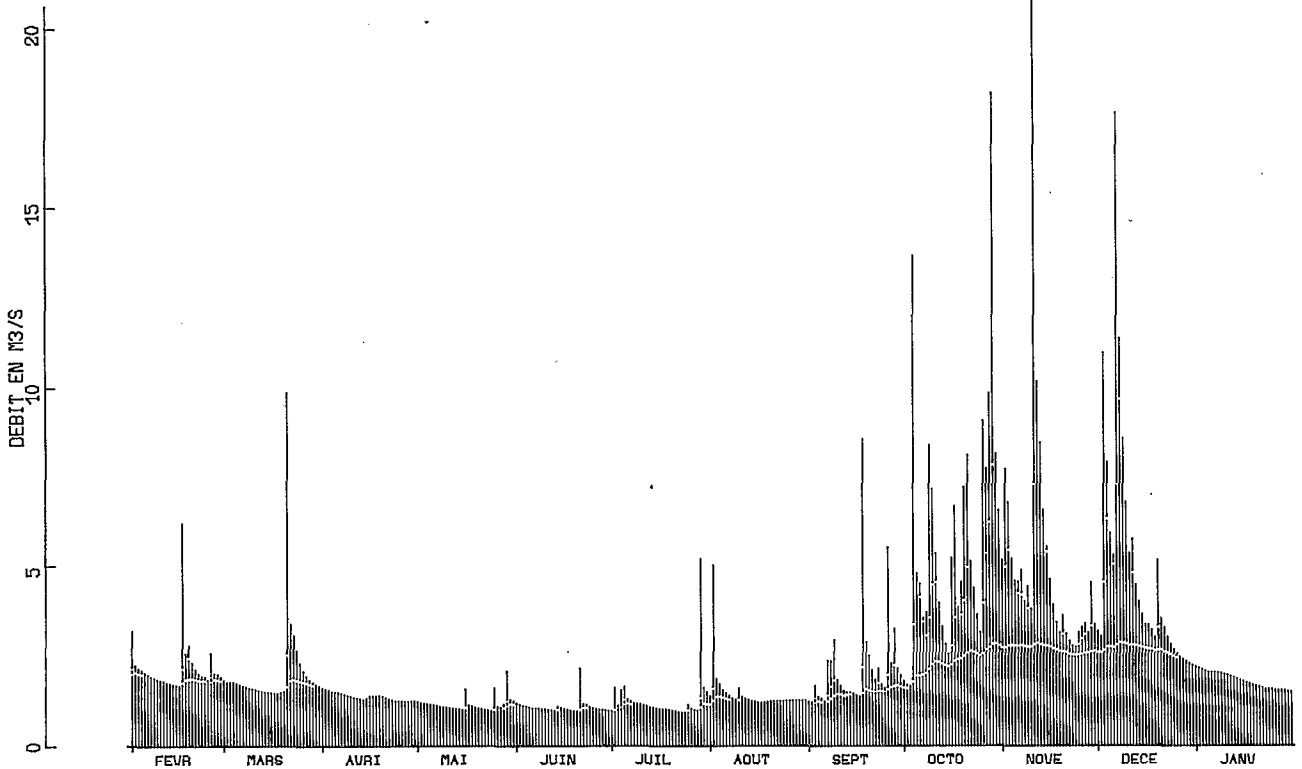


STATION 62270111

a. Débits calculés à partir d'un poste situé à l'extérieur du bassin.

VENDREDI 27 JANVIER 1984

HYDROGRAMME CALC ANNEE 1976 77

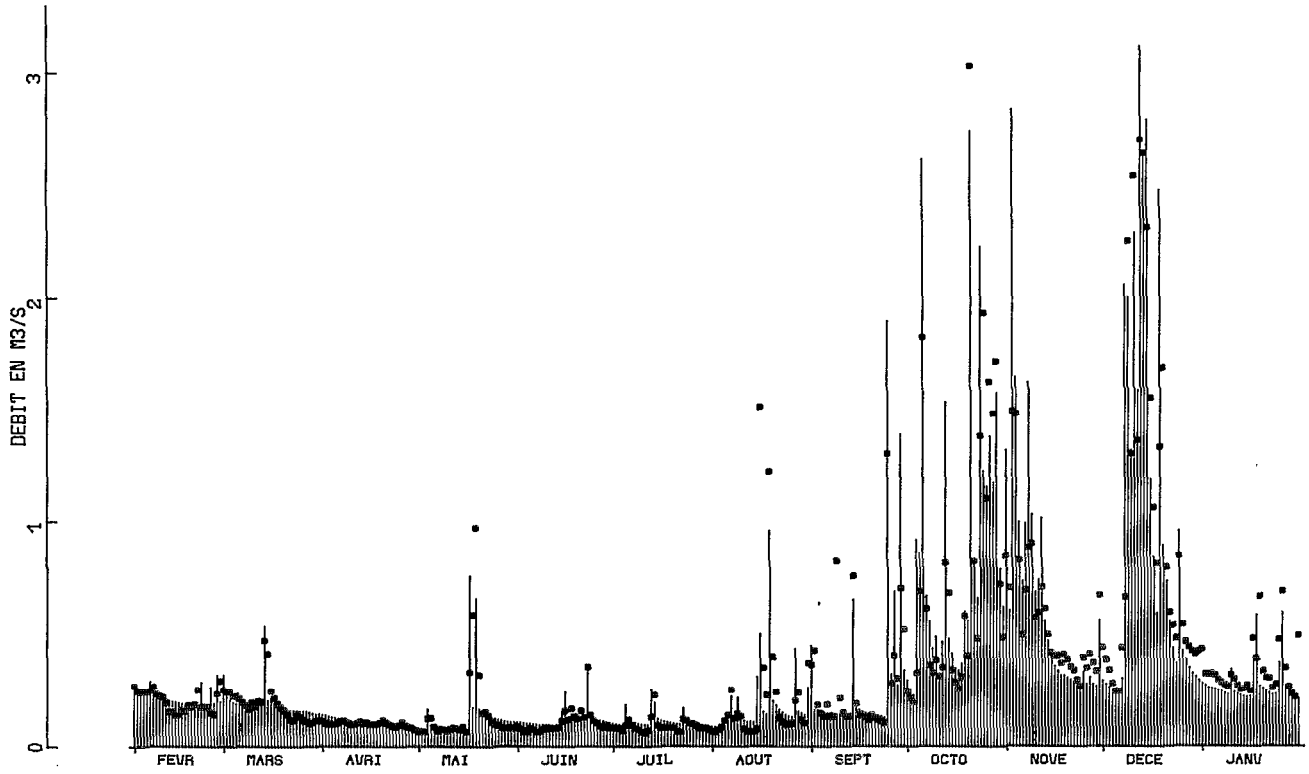


b. Débit de tarissement, ressuyage lent, écoulement-rapide.

STATION 62830112

VENDREDI 27 JANVIER 1984

HYDROGRAMME CALC ET OBS (..) ANNEE 1975 76

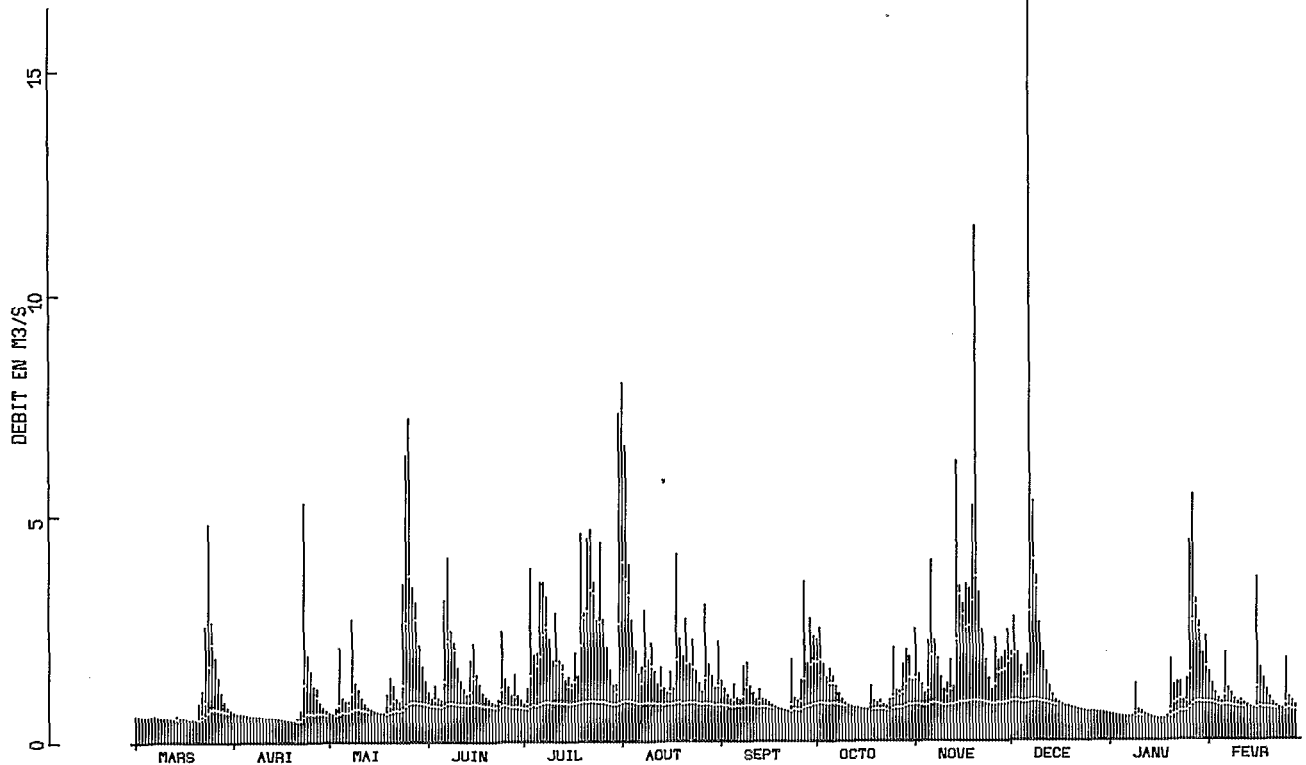


a. Débits calculés à partir d'un poste pluviométrique en bordure.

STATION 61350141

JEUDI 23 FEVRIER 1984

HYDROGRAMME CALC ANNEE 1966 67



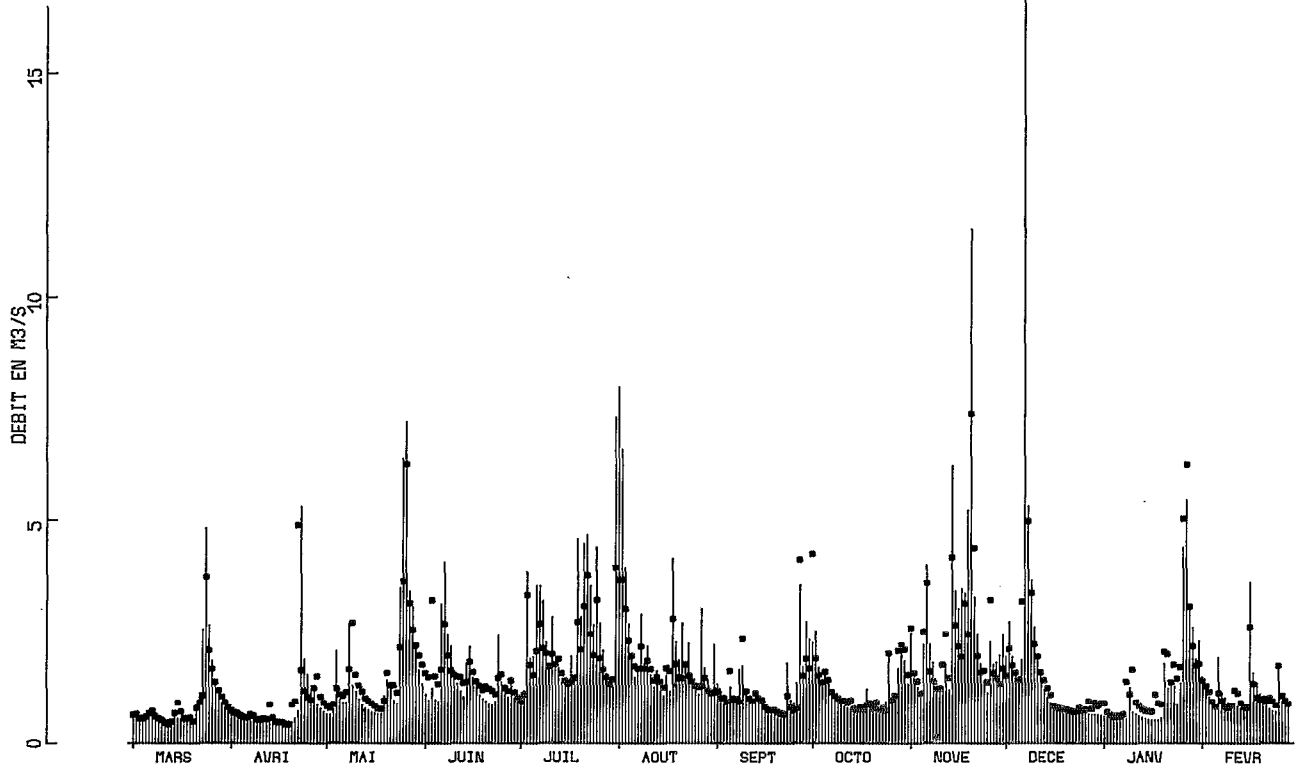
b. Débit de tarissement, ressuyage lent, écoulement rapide.

ANNEXE I.4
Rivière de petite plaine. S = 8,8 km², IG = 117 m/km.

STATION 61350141

JEUDI 23 FEVRIER 1984

HYDROGRAMME CALC ET OBS (.) ANNEE 1966 67

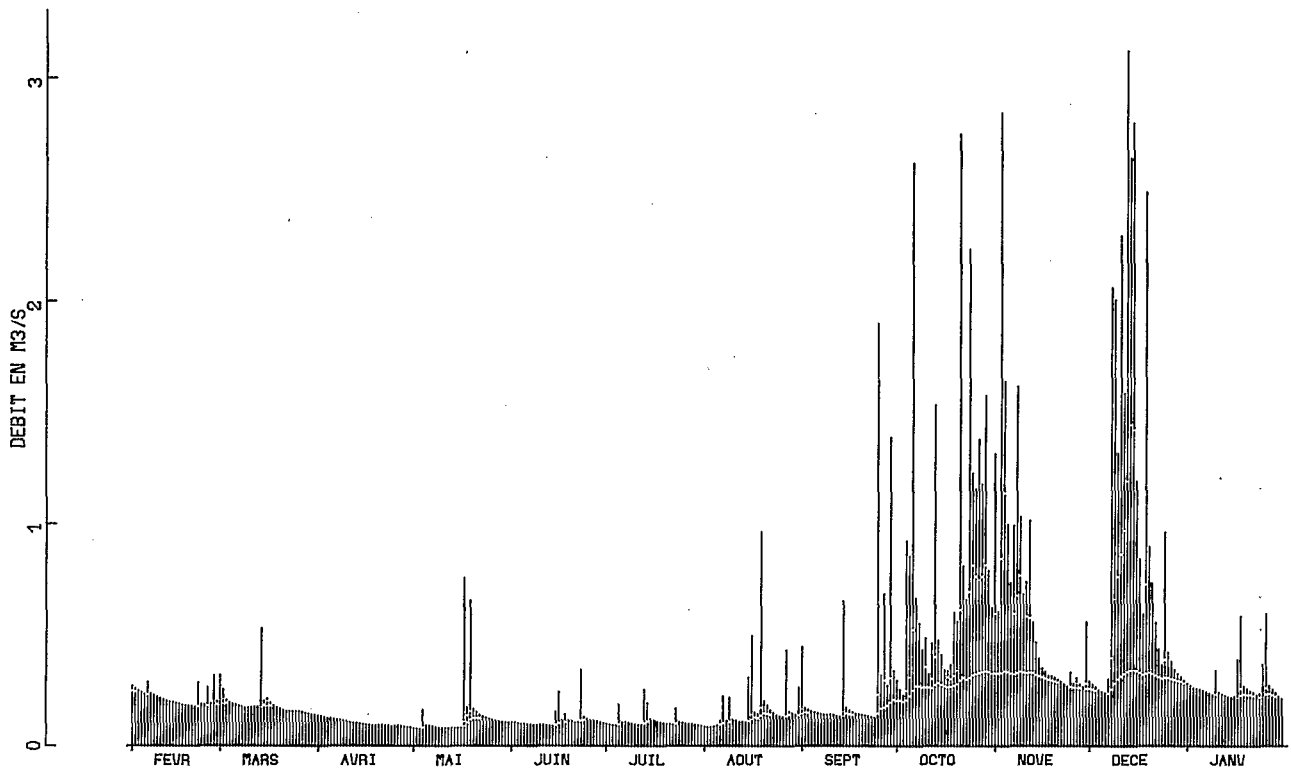


STATION 62830112

a. Débits calculés à partir d'un poste à l'intérieur du bassin.

VENDREDI 27 JANVIER 1984

HYDROGRAMME CALC ANNEE 1975 76



b. Débit de tarissement, ressuyage lent, écoulement rapide.

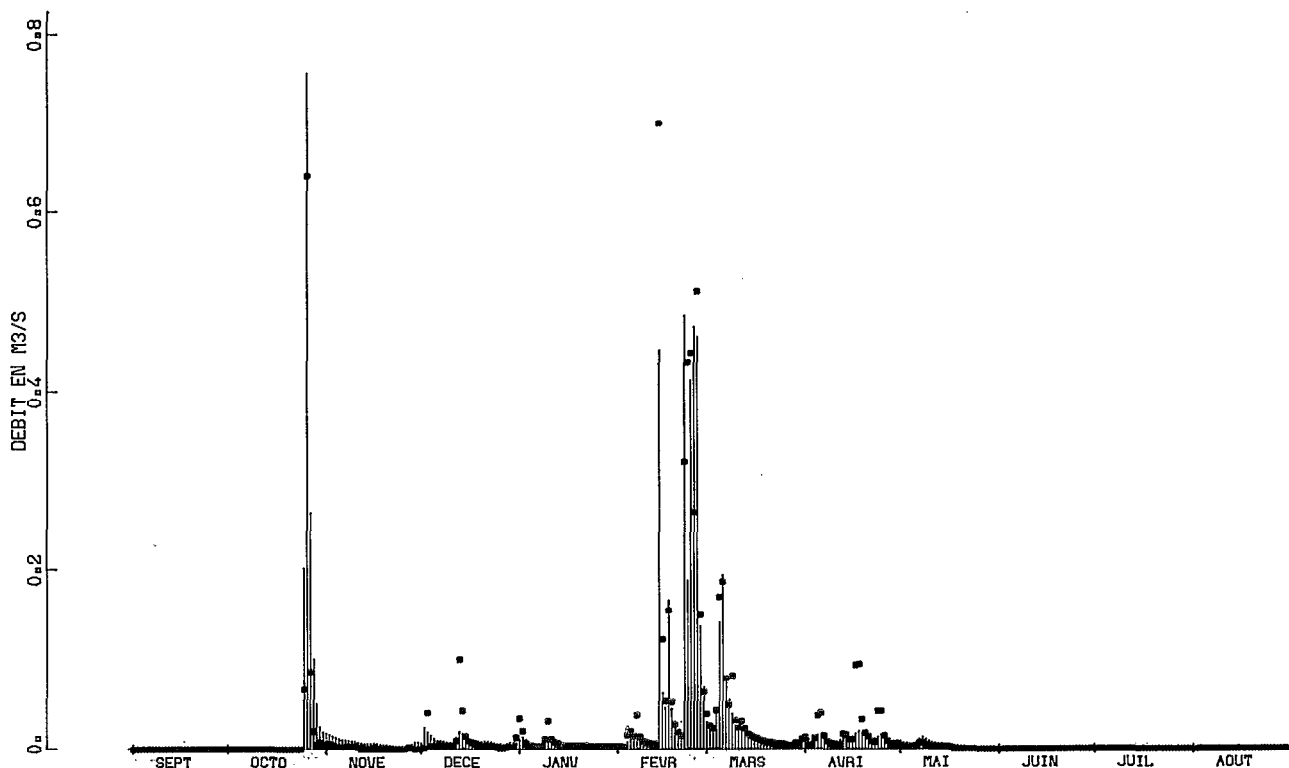
ANNEXE I.5

Bassin BVN 2 (Tunisie). S = 3,2 km², IC = 99 m/km.

STATION 48359023

VENDREDI 17 FEVRIER 1984

HYDROGRAMME CALC ET OBS (.) ANNEE 1973 74

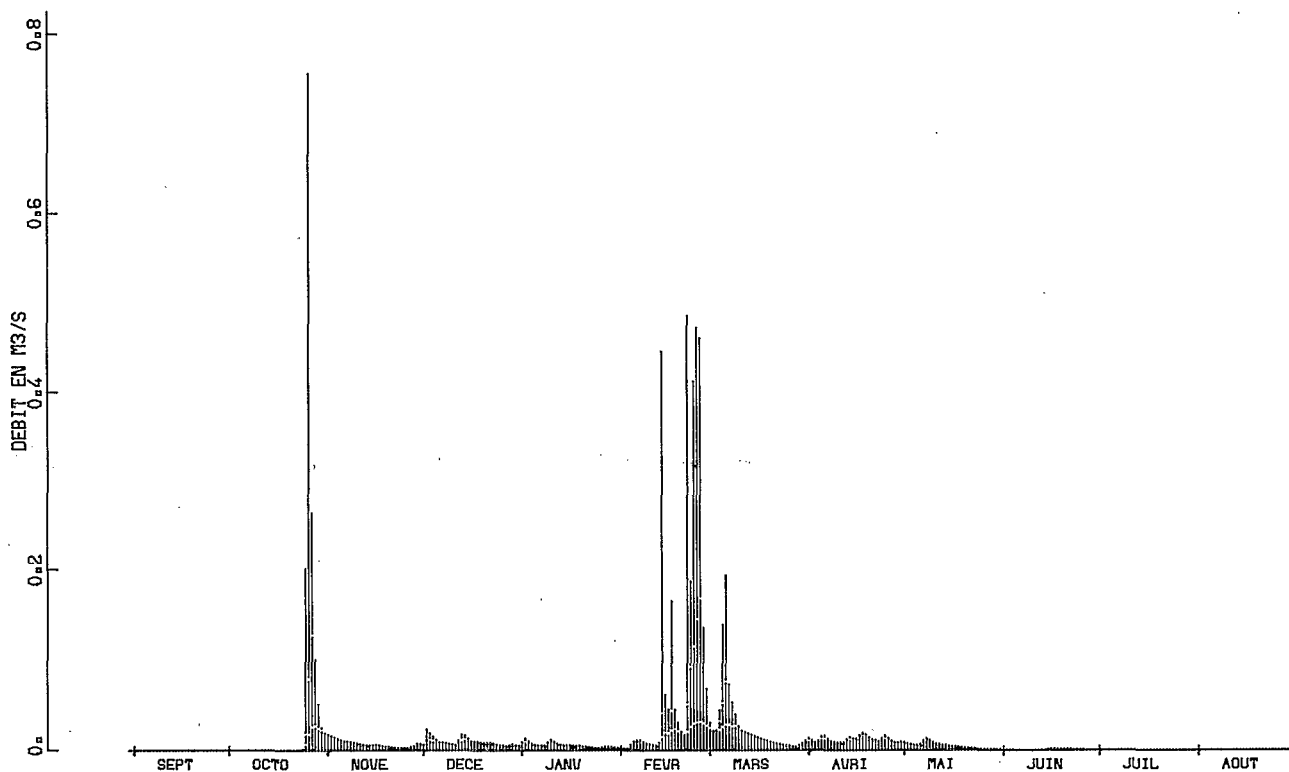


a. Débits calculés à partir de la pluie moyenne.

STATION 48359023

VENDREDI 17 FEVRIER 1984

HYDROGRAMME CALC ANNEE 1973 74



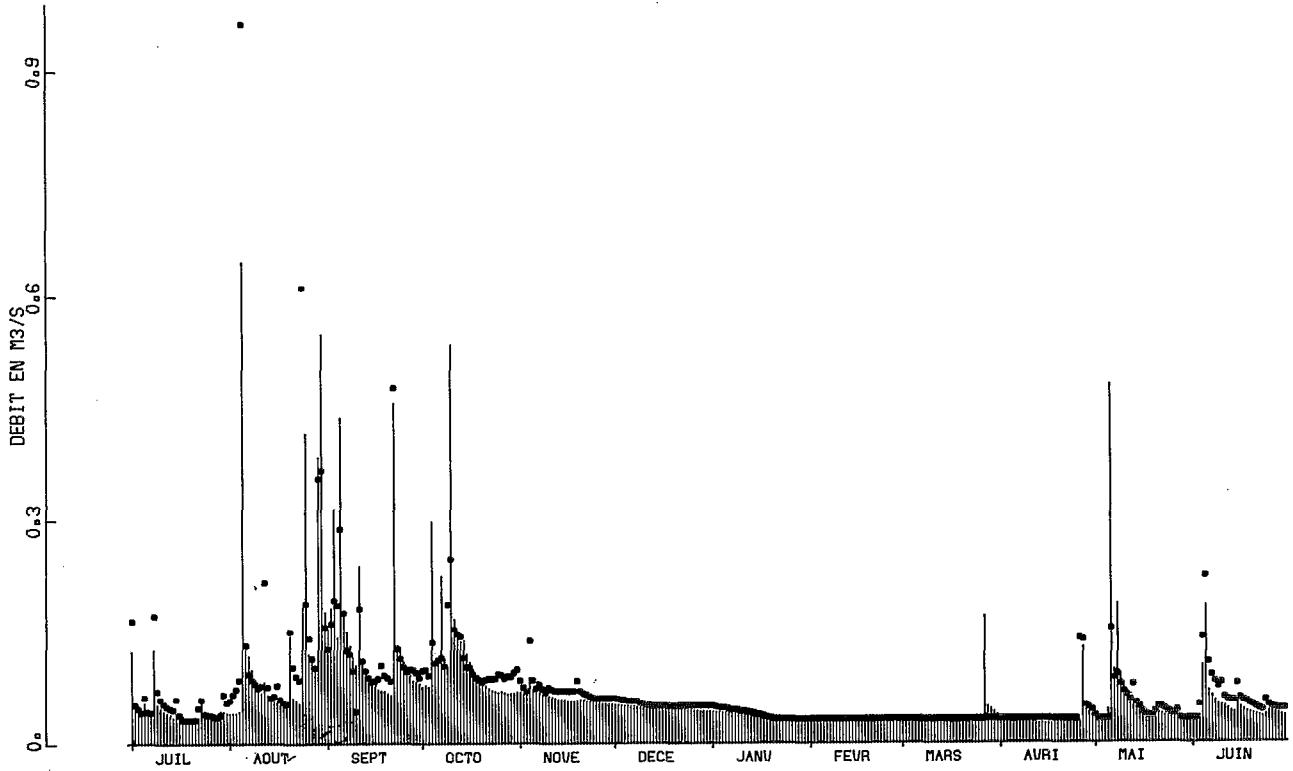
b. Débit de tarissement, ressuyage lent, écoulement rapide.

ANNEXE I.6
Bassin de Korhogo (Côte d'Ivoire). S = 3,6 km², IG = 15,4 m/km.

STATION 901 9113

MARDI 10 SEPTEMBRE 1985

HYDROGRAMME CALC. ET OBS. (.) ANNEE 1963 64

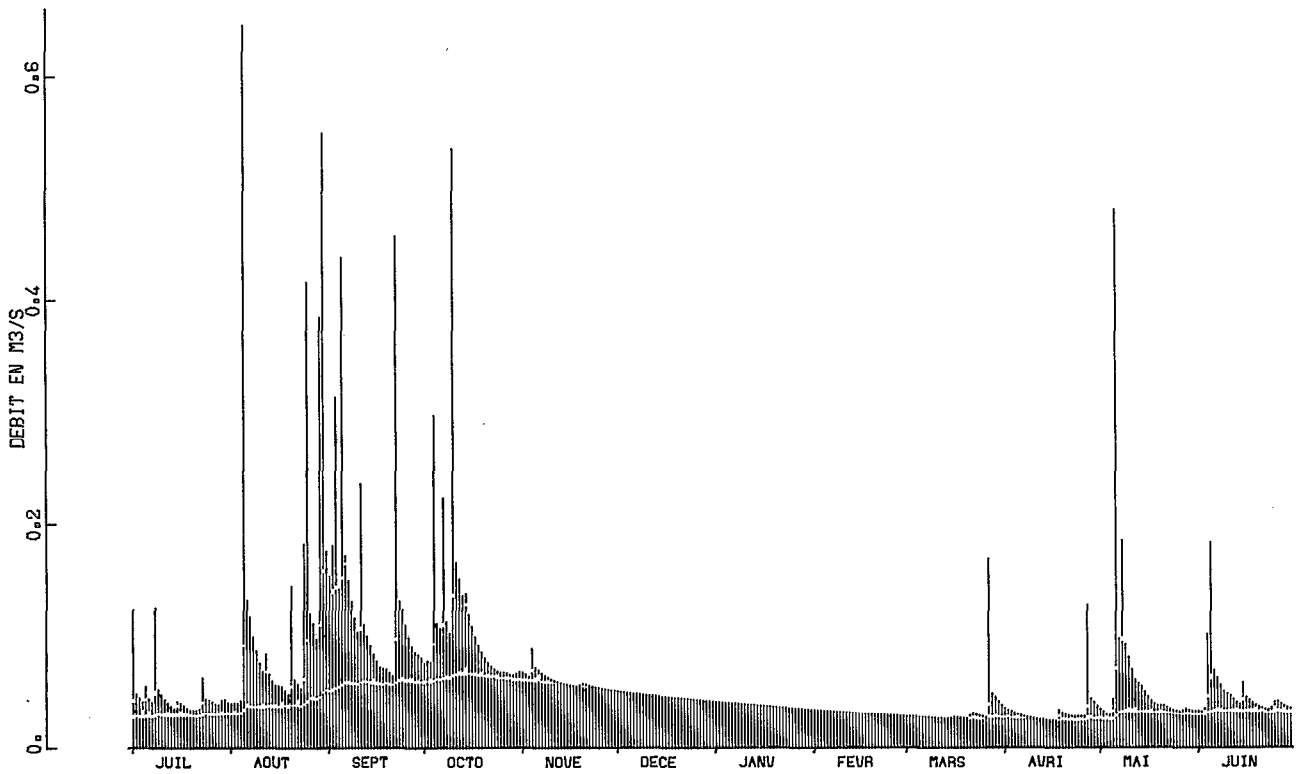


a. Débits calculés à partir de la pluie moyenne.

STATION 901 9113

MARDI 10 SEPTEMBRE 1985

HYDROGRAMME CALC. ANNEE 1963 64



b. Débit de tarissement, ressuyage lent, écoulement rapide.

ANNEXE II

Valeurs moyennes d'un indice de type Kohler IK, hauteurs moyennes dans la capacité à drainage rapide HNI, pour une pluie Ho et refus à l'infiltration RSSI = MAXI (o, HNI - HNoI)

II-1 Bassin de GRDE GOYAVE à PRISE D'EAU

Pour une pluie Ho = 200 mm HNoI = 70 mm

| | | AOUT | SEPT | OCT | NOV | DEC | JAN | Moy. |
|-----------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|------|
| 1973-1974 | IK | 24 | 24 | 21 | 11 | 10 | 25 | 19 |
| | HNI | 74 | 85 | 96 | 72 | 61 | 87 | - |
| | RSSI | 4 | 15 | 26 | 2 | 0 | 17 | 11 |
| 1974-1975 | IK | 14 | 38 | 21 | 17 | 10 | 9 | 18 |
| | HNI | 46 | 104 | 99 | 93 | 73 | 66 | - |
| | RSSI | 0 | 34 | 29 | 23 | 3 | 0 | 15 |
| 1975-76 | IK | 15 | 15 | 28 | 19 | 27 | 25 | 22 |
| | HNI | 54 | 63 | 90 | 98 | 106 | 63 | - |
| | RSSI | 0 | 0 | 20 | 28 | 36 | 0 | 14 |

II-2 Bassin de PTE RIV. à GOYAVE

Pour une pluie Ho = 160 mm HNoI = 97,5 mm

| | | JUIL | AOUT | SEPT | OCT | NOV | DEC | Moy. |
|---------|------|------|------|------|-----|-----|-----|------|
| 1975-76 | IK | 8 | 10 | 13 | 27 | 28 | 27 | 19 |
| | HNI | 29 | 33 | 36 | 89 | 106 | 107 | - |
| | RSSI | 0 | 0 | 0 | 0 | 9 | 10 | 3 |
| 1976-77 | IK | 9 | 7 | 16 | 31 | 21 | 18 | 17 |
| | HNI | 29 | 31 | 39 | 80 | 104 | 97 | - |
| | RSSI | 0 | 0 | 0 | 0 | 7 | 0 | 1 |
| 1977-78 | IK | 8 | 22 | 30 | 29 | 42 | 11 | 24 |
| | HNI | 25 | 44 | 97 | 125 | 137 | 77 | - |
| | RSSI | 0 | 0 | 0 | 28 | 40 | 0 | 11 |

II-3 Riv. LEZARDE au QUARTIER LEZARDE II (MARTINIQUE)

Pour une pluie $H_o = 130$ mm $HNo1 = 70$ mm

| | | JUIL | AOUT | SEPT | OCT | NOV | DEC | Moy. |
|---------|------|------|------|------|-----|-----|-----|------|
| 1965-66 | IK | 21 | 15 | 24 | 23 | 15 | 16 | 19 |
| | HNI | 48 | 55 | 70 | 66 | 61 | 50 | - |
| | RSS1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 1966-67 | IK | 33 | 32 | 18 | 19 | 37 | 25 | 27 |
| | HNI | 95 | 91 | 65 | 67 | 91 | 72 | - |
| | RSS1 | 25 | 21 | 0 | 0 | 21 | 2 | 12 |
| 1967-68 | IK | 16 | 22 | 17 | 25 | 20 | 12 | 19 |
| | HNI | 41 | 62 | 89 | 80 | 68 | 45 | - |
| | RSS1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 1968-69 | IK | 13 | 19 | 17 | 13 | 19 | 22 | 17 |
| | HNI | 56 | 58 | 54 | 50 | 58 | 63 | - |
| | RSS1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

II-4 Riv. PETITE PLAINE

Pour une pluie $H_o = 130$ mm $HNo1 = 40$ mm

| | | JUIL | AOUT | SEPT | OCT | NOV | DEC | Moy. |
|---------|------|------|------|------|-----|-----|-----|------|
| 1972-73 | IK | 8 | 14 | 20 | 13 | 22 | 13 | 15 |
| | HNI | 27 | 33 | 57 | 50 | 65 | 58 | - |
| | RSS1 | 0 | 0 | 17 | 10 | 25 | 18 | 12 |
| 1973-74 | IK | 6 | 18 | 16 | 12 | 8 | 11 | 12 |
| | HNI | 4 | 24 | 41 | 48 | 34 | 36 | - |
| | RSS1 | 0 | 1 | 8 | 0 | 0 | 0 | 2 |
| 1974-75 | IK | 8 | 14 | 27 | 16 | 10 | 8 | 14 |
| | HNI | 11 | 28 | 66 | 60 | 46 | 33 | - |
| | RSS1 | 0 | 0 | 26 | 20 | 6 | 0 | 9 |
| 1975-76 | IK | 5 | 13 | 20 | 22 | 14 | 20 | 16 |
| | HNI | 4 | 11 | 30 | 54 | 60 | 62 | - |
| | RSS1 | 0 | 0 | 0 | 14 | 20 | 22 | 9 |
| 1976-77 | IK | 10 | 18 | 20 | 20 | 21 | 14 | 17 |
| | HNI | 20 | 44 | 58 | 63 | 57 | 64 | - |
| | RSS1 | 0 | 4 | 18 | 23 | 17 | 24 | 14 |
| 1977-78 | IK | 7 | 22 | 19 | 18 | 27 | 10 | 17 |
| | HNI | 4 | 32 | 56 | 64 | 68 | 51 | - |
| | RSS1 | 0 | 0 | 16 | 24 | 28 | 11 | 13 |

ANNEXE II (suite)

II-5 Bassin de KORHOGO

Essai dans le cadre de l'hypothèse 2 (cf 2.5.4 e)

Pour Ho = 110 mm

et HNo1 = 22 mm

| | | JUIN | JUIL | AOUT | SEPT | OCT | Moy. |
|---------|------|------|------|------|------|-----|------|
| 1962-63 | IK | (10) | 16 | 17 | 19 | 8 | - |
| | HNI | (16) | 15 | 34 | 52 | 46 | - |
| | RSS1 | 0 | 0 | 12 | 30 | 24 | 13 |
| 1963-64 | IK | 7 | 11 | 17 | 13 | 9 | - |
| | HNI | 16 | 24 | 32 | 42 | 41 | - |
| | RSS1 | 0 | 2 | 10 | 20 | 19 | 10 |
| 1964-65 | IK | 9 | 10 | 15 | 14 | 6 | - |
| | HNI | 22 | 18 | 32 | 42 | 30 | - |
| | RSS1 | 0 | 0 | 10 | 20 | 8 | 7 |
| 1965-66 | IK | 10 | 7 | 10 | 20 | 5 | - |
| | HNI | 22 | 17 | 23 | 40 | 27 | - |
| | RSS1 | 0 | 0 | 1 | 18 | 6 | 5 |

II-6 Bassin de BVN2 (TUNISIE)

Pour Ho = 100 mm

HNo1 = 20 mm

| | | OCT | NOV | DEC | JAN | FEVR | MARS | Moy. |
|---------|------|-----|-----|-----|-----|------|------|------|
| 1973-74 | IK | 7 | 2 | 4 | 2 | 9 | 3 | 5 |
| | HNI | 6 | 12 | 14 | 14 | 19 | 17 | - |
| | RSS1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 1974-75 | IK | 8 | 9 | 4 | 3 | 9 | 5 | 6 |
| | HNI | 1 | 15 | 16 | 13 | 22 | 20 | - |
| | RSS1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 |
| 1975-76 | IK | 6 | 17 | 4 | 4 | 6 | 4 | 7 |
| | HNI | 1 | 19 | 19 | 17 | 22 | 17 | - |
| | RSS1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 |
| 1976-77 | IK | 11 | 11 | 5 | 4 | 3 | 2 | 6 |
| | HNI | 7 | 21 | 21 | 21 | 18 | 12 | - |
| | RSS1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 |
| 1977-78 | IK | 1 | 7 | 1 | 6 | 8 | 4 | 4 |
| | HNI | 1 | 2 | 2 | 3 | 22 | 16 | - |
| | RSS1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 |

Une fonction de production aux petits pas de temps

D. IBIZA

RÉSUMÉ :

Une fonction de production aux petits pas de temps doit être déterministe car elle ne présenterait autrement aucun intérêt. Elle décrit les phénomènes de l'infiltration dans le sol.

Sur le plan théorique, elle constitue un instrument de mesure qui permet de vérifier certaines hypothèses, d'interpréter les mesures sur bassins versants et les mesures ponctuelles, de classer les phénomènes qui interviennent sur l'infiltration selon leur importance afin de ne retenir que les phénomènes dominants. La méthode de progression est expérimentale et consiste en un aller-retour permanent entre les concepts et les mesures.

L'application pratique en hydrologie est la prédétermination des débits de pointe des rivières ou la prévision en temps réel des débits à partir de la pluie.

La fonction de production proposée est le résultat de nombreuses mesures sur bassins versants et s'appuie sur l'interprétation de mesures neutroniques d'humidité. Elle est basée sur le principe du bilan hydrique et sur des techniques améliorées de modèle à réservoir. Un effort particulier a été fait dans le sens d'une séparation aussi claire que possible des effets de la végétation et des caractéristiques propres du sol, et d'une paramétrisation faisant intervenir des grandeurs physiques directement mesurables (RFU, seuil d'infiltration, interception de surface et de proche surface, etc.). La dynamique de l'infiltration produite n'est pas contradictoire avec celle des théories modernes mais on prend néanmoins un certain recul vis-à-vis de ces théories pour ne pas s'enfermer dans la physique trop restrictive de la seule microporosité.

Le calcul de l'ETR a été également amélioré par rapport aux concepts usuels de façon à donner des résultats satisfaisants même dans les régions très déficitaires.

Après l'exposé des concepts et des algorithmes de base, l'application est illustrée sur des parcelles et sur trois bassins versants en régimes climatiques très différents : bassin sahélien de Polaka d'une part, bassins montagneux forestiers, en régime hyperhumide des Antilles de l'autre.

Les variations des différents paramètres sont également précisées selon le type de couvert végétal et les sols.

MOTS-CLÉS : Méthode déterministe – Bilan hydrique – Dynamique des systèmes – Prédétermination – Débits de pointe.

ABSTRACT

A SMALL STEP TIME PRODUCTION FUNCTION

A small step time production function must be deterministic for, otherwise, it should be of no interest. It describes the phenomena of infiltration in soil.

From a theoretical point of view, it is a method of measurement which allows to check certain hypotheses, to interpret the measurements in the drainage basins and the pinpoint measurements, to classify the phenomena influencing infiltration in order to consider only the main phenomena. The progression method is experimental and consists of a permanent swing between concepts and measurements.

The practical application in hydrology consists in predetermining the peak discharges of the rivers or forecasting the real time discharges based on rainfall.

The production function suggested results from numerous measurements made in the drainage basins and depends on the interpretation of neutron measurements of humidity. It is based on the principle of the water balance and on the improved techniques of the tank model. A special effort was made to separate as clearly as possible the effects of vegetation and the soil characteristics and to achieve a parameterization involving physical effects which can be measured directly (upper soil store, infiltration threshold, surface and subsurface interception etc.). The dynamics of

the resulting infiltration is not inconsistent with that of the modern theories, but, nevertheless, one adopts a detached attitude to these theories in order not to be confined to the too restrictive physics of microporosity.

The evaluation of actual evapotranspiration has also been improved as compared to the usual concepts so as to give some satisfactory results even under very poor climatic conditions.

After having presented the concepts and the basic algorithms, a tentative application is made in plots and in three drainage basins under very different climatic conditions such as the Polaka Sahelian basin on the one hand and the West Indies forest mountainous basins under very humid climatic conditions on the other hand.

The variations in the different parameters are also specified in relation to the type of vegetation cover and to the soils.

KEY WORDS : Deterministic methods – Water balance – Dynamic of systems – Predetermination – Peak discharges.

1. INTRODUCTION

Les modèles hydropluviométriques servent à obtenir des extensions de séries chronologiques d'écoulements et de débits à partir des données pluviométriques, mais ils constituent également un matériel scientifique expérimental indispensable pour la compréhension des phénomènes de production de ces écoulements et de leur transfert, dans les bassins versants naturels.

– Au niveau de la conception, ils interviennent pour vérifier les hypothèses, ou pour permettre la transposition spatiale des mesures ponctuelles. La confrontation d'un concept avec un ensemble de mesures hydropluviométriques, au niveau d'un bassin versant, constitue une acquisition de connaissances, qui peut entraîner une modification du concept initial si elle entraîne également une amélioration sur d'autres bassins. L'aller-retour permanent entre le modèle et les mesures constitue la base d'une méthode expérimentale d'analyse qui nous paraît plus enrichissante qu'une méthode statistique aveugle telle que celle des corrélations multiples.

– Au niveau des applications, ils permettent l'exploitation des connaissances acquises, pour générer des séries de débits à partir des séries pluviométriques, lorsque les informations hydrologiques sont insuffisantes. Mais rien ne remplace finalement des séries d'observations hydrologiques consistantes.

1.1. UN DÉTERMINISME PLUS PRÉCIS POUR LES PETITS PAS DE TEMPS

Des algorithmes stochastiques sont destinés à compenser l'absence d'informations consécutive à l'utilisation de certains pas de temps.

– Au pas de temps mensuel, le principe du bilan hydrique repose sur une perception globale des phénomènes tels que le rôle spécifique joué par l'horizon végétal dans le calcul de l'ETR, un stockage en profondeur, reportable sur le mois suivant. Mais l'essentiel du calcul de l'écoulement repose sur des algorithmes stochastiques inspirés de considérations statistiques sur le climat.

– Au pas de temps journalier, on a pu étudier, dans l'article précédent, la genèse des écoulements lents et approcher globalement un processus de refus à l'infiltration, lorsque les réserves souterraines se saturent. Mais le pas de temps journalier occulte les mécanismes rapides réels puisque la durée de l'averse ne peut être prise en compte. L'opérateur qui sépare les écoulements rapides de la percolation profonde doit, en principe, tenir compte de façon plus ou moins explicite, d'un facteur climatique régional qui traduit la forme moyenne des averses.

Le pas de temps journalier est un pas de temps hybride, du point de vue de la fonction de production, mais c'est le pas de temps le plus courant des données pluviométriques d'entrée et il est intéressant, du point de vue du transfert, sur les bassins de grande taille. C'est en fait le pas de temps le plus couramment utilisé pour les extensions de débits journaliers.

– Aux petits pas de temps l'approche doit être nécessairement plus phénoménologique, selon une certaine conception que l'on a des phénomènes, car elle ne présenterait autrement aucun intérêt.

L'informatique ne supporte cependant pas le flou et des algorithmes restent nécessaires pour traduire certains détails de fonctionnement peu précis ou dont la perception reste qualitative. On ne peut pas, en définitive, se défendre contre l'impression d'un certain bricolage.

1.2. FONCTION DE PRODUCTION AUX PETITS PAS DE TEMPS

L'objectif recherché est ici la connaissance des mécanismes d'infiltration et la cible visée, la prédétermination des débits de pointe, ou leur prévision, en temps réel, à partir des informations pluviographiques.

On essaie de fabriquer un instrument de mesure qui puisse quantifier l'influence spécifique des différents facteurs qui interviennent dans la production des écoulements. Une fonction de production aux petits pas de temps, conçue dans cet esprit doit être phénoménologique, couvrir la plus grande plage géographique possible, de façon à fournir une bonne espérance de transposabilité, faciliter, autant que possible, le calage des paramètres et séparer au mieux l'influence respective des différents facteurs. Elle doit, à ce titre, satisfaire aux contraintes techniques suivantes :

- Simplification suffisante des mécanismes pour ne conserver que les mécanismes de base transposables, mais on doit, par contre, éviter les simplifications qui peuvent résulter, au plan régional, de l'interdépendance de certains paramètres physiographiques, dans un certain contexte climatique.

- Séparation aussi claire que possible des influences respectives des différents facteurs physiographiques qui interviennent dans le mécanisme de l'infiltration. Ce dernier point est, sans doute, le plus difficile à réaliser, du fait de la convergence dans le même sens d'effets d'origine différente. C'est tout le problème des approches déterministes. Pour un site donné, plusieurs facteurs peuvent se superposer pour produire le même effet. Pour le calage de ces modèles, le savoir-faire de l'opérateur est aussi important que le test de minimisation quadratique qui ne fonctionne bien que lorsque les paramètres ont un effet distinct. Cette dernière contrainte n'est souvent obtenue qu'au prix d'une perte de signification physique de l'ensemble de la construction.

- Elle est conçue pour pouvoir s'appliquer à des entités homogènes sol-végétation, fractions de bassins versants ou sous-bassins, pour faciliter la transposabilité de mesures ponctuelles, mais elle doit également pouvoir simuler le fonctionnement d'un bassin versant entier, considéré comme unité élémentaire dans le maillage d'une structure plus vaste. Elle contient de ce fait des éléments de transfert latéraux et un coefficient d'hétérogénéité spatiale (X) du couvert végétal, qui est le même que celui qui a été défini dans l'étude au pas de temps journalier. Pour le calage sur des petites entités homogènes, ce coefficient vaudra 1 (pas d'hétérogénéité spatiale).

La fonction de production proposée ici est le résultat d'une synthèse d'observations effectuées depuis 1973, sur bassins versants et sur parcelles. Des versions plus anciennes donnaient déjà de bons résultats en zones humides, mais il restait à affiner les mécanismes pour obtenir un bon fonctionnement en régimes arides, ce qui ne pouvait se faire qu'à condition de bien maîtriser le calcul du déficit initial du sol, très élevé dans ces régions, et de son effet sur le ruissellement. Cette dernière étape a, semble-t-il, été réalisée avec succès.

Cette fonction est basée sur le principe du bilan hydrique.

2. LES PHÉNOMÈNES DE BASE

Nous esquissons dans ce paragraphe les grandes lignes de la dynamique de l'eau dans le sol, telle que nous la concevons.

2.1. PRINCIPE DU BILAN HYDRIQUE

Ce principe est, comme son nom l'indique, basé sur la conservation de la masse d'eau, à tous les niveaux et dans tous les transferts : c'est l'application de l'équation de continuité.

En période de précipitations, l'infiltration, à une certaine profondeur, est habituellement plus faible qu'en surface, puisque l'humidité a tendance à croître avec la profondeur et que la capacité d'infiltration de chaque tranche de sol croît lorsque l'humidité décroît.

On admet, en outre, que l'infiltration n'est pas réduite en surface. Chaque tranche de sol de l'horizon végétal est supposée plus perméable que la tranche de sol sous-jacente suivante, de sorte que le ruissellement qui se produit lorsque la tranche de surface est saturée, ne peut avoir lieu que lorsque des tranches plus profondes de cet horizon le sont.

2.1.1. Effet de la végétation

Cette hypothèse semble convenir plus spécialement, au départ, pour des sols dont le recouvrement végétal est suffisant.

On imagine, en effet, l'équilibre d'un sol végétal comme un équilibre dynamique sans cesse régénéré, où la végétation intervient par son effet de protection du sol, mais surtout par l'activité des racines et par l'activité biologique qui y est associée, dans le sens d'une aération de l'horizon végétal par le développement d'une macroporosité qui tend à augmenter la perméabilité dans cet horizon.

En période d'assèchement, l'extraction de l'eau par les racines dans le sol, résultant de l'évapotranspiration, entraîne des phénomènes de retrait multiformes qui accentuent encore la perméabilité en surface.

2.1.2. *Les sols nus* se comportent finalement d'une façon similaire, car ils sont soumis à l'évaporation directe, sous l'effet du soleil, et la tranche de surface peut être assimilée, par son fonctionnement, à un pseudo-horizon végétal.

Sur un sol courant, la dimension de ce pseudo-horizon est de 40 mm, selon Riou, 1979 ; mais elle peut être bien plus élevée sur des vertisols à larges fentes de retrait et atteindre 180 mm (Ibiza, 1983 b). Les fentes de retrait jouent alors le rôle d'un pseudo-horizon végétal de grande capacité.

2.1.3. *Gradient de perméabilité – Lessivage oblique*

La densité et l'activité des racines décroissent rapidement de la surface vers le fond. L'effet de macroporosité dans l'horizon de surface entraîne une mise en charge, pendant l'averse, de cet horizon, susceptible de provoquer un drainage oblique sur les sols en pente, peut-être le long de microcannelures d'écoulements préférentiels. Ce drainage oblique peut produire à son tour du lessivage oblique et une disparition progressive des éléments fins du sol, de sorte que le sol peut évoluer dans le sens d'une différenciation, selon la profondeur, de la granulométrie.

Ces deux phénomènes d'accroissement, en surface, de la microporosité et de la macroporosité sont tous deux regroupés et associés sous le concept de « gradient de perméabilité décroissant de la surface vers le fond ».

Le corollaire de ce simple énoncé est que le drainage oblique, également appelé ressuyage (rapide) externe ou écoulement hypodermique, ne peut apparaître que sur des terrains en pente et qu'il sera sans doute proportionnel au volume de la végétation en surface et à son implantation racinaire.

2.1.4. *Gradient de perméabilité – Stockage de surface*

Bien que la notion de « gradient de perméabilité » ne soit pas encore très avancée, on conçoit aisément que le volume d'interception sur lequel on opère est d'autant plus proche de la surface que le gradient est élevé. Ce pourra être, à la limite, le stockage de surface proprement dit.

Le stockage de surface, que l'on a tendance à exprimer, de plus en plus souvent, par la notion de rugosité, dépend de l'implantation de la végétation au sol. Certains faciès, tels que ceux qui sont modelés par des touffes de graminées pérennes, peuvent produire une interception importante, parce que les touffes isolent entre elles des sortes de godets où l'eau s'accumule avant de ruisseler.

On a trouvé à Madagascar une interception de surface de 12 millimètres pour une organisation de ce type, lorsque les centres des touffes sont espacés de 30 cm environ (Ibiza, 1973-76). L'ensemble de ces notions d'interception de surface et de subsurface est regroupé sous le vocable de « sursaturation ».

2.2. UNE CINÉTIQUE A PLUSIEURS VITESSES

Quoi qu'on veuille, la dynamique de l'eau dans le sol est réglée par plusieurs cinétiques qui interviennent différemment sur l'infiltration et de façon différente selon les climats. Il y a une dynamique rapide du remplissage des réserves de surface, ou souterraines proches de la surface, que l'on peut appeler « Dynamique de Horton », et il y a la dynamique de l'assèchement du sol et celle de la vidange des stockages profonds, qui interviennent dans la détermination des états d'humectation initiaux et que l'on pourrait appeler « Dynamique de Kohler ». Une fois que la pluie est amorcée, on change de vitesse, et l'indice de Kohler n'intervient plus.

2.2.1. *Cinétique rapide*

Pendant l'averse, la production de ruissellement est essentiellement conditionnée par les cinétiques rapides de réhumidification et de saturation de l'horizon végétal, de remplissage du stockage de surface. On peut les traduire par une cinétique exponentielle de Horton, avec un exposant vingt à trente fois supérieur à celui d'un exposant de Kohler. Elles entraînent une diminution rapide de l'infiltration pendant l'averse en un temps qui varie de 20 minutes à quatre heures, selon les sites. Ces capacités d'interception de surface et de subsurface sont presque toujours actives parce qu'elles se vidangent ou se ressuint également rapidement en produisant des écoulements

retardés ou « écoulement hypodermique ». Les hydrologues l'ont toujours su intuitivement qui traçaient des courbes de capacités d'infiltration rapidement décroissantes. Ce qui serait nouveau, ce serait que cette cinétique n'existe plus.

2.2.2. Assèchement de l'horizon végétal

L'assèchement de l'horizon végétal sous l'effet de l'ETR correspond à une dynamique plus lente qu'on peut assimiler à une dynamique de Kohler.

2.2.3. Saturation progressive des réserves souterraines

Elle est réglée par le remplissage et la vidange de ces réserves et elle est liée aux mouvements lents : drainage rapide et tarissement.

Elle peut entraîner une réduction de la perméabilité en surface. Le processus a été étudié au pas de temps journalier dans l'article précédent.

2.3. INDICE DE KOHLER

Un indice de type Kohler, avec un coefficient de 0,5, traduit une cinétique de ressuyage lent de quatre à cinq jours.

Il peut être mis grossièrement en corrélation avec le remplissage progressif des réserves souterraines, mais ces corrélations ne sont pas transposables car cet indice ne donne aucune indication sur la dimension des capacités de stockage d'un bassin.

Cet indice peut aussi traduire, mais alors assez mal, l'assèchement de l'horizon végétal (DEFMAX). Comme on le verra au paragraphe 4, cette évolution se fait avec une vitesse essentiellement variable selon la saison, le climat régional (ETP) et la dimension de l'horizon végétal (DEFMAX), dans des proportions telles qu'ils semble préférable de calculer cet assèchement directement.

2.4. BILAN HYDRIQUE ET PELLICULE DE BATTANCE

Les pellicules de battance sont une réalité physique. Leur influence prépondérante sur l'infiltration, en régime naturel de précipitations, n'est qu'une hypothèse. On pourrait appeler « théorie de la pellicule de battance » une théorie qui donnerait un rôle essentiel, dans l'infiltration, aux organisations de surface du sol. Cette théorie s'opposerait au principe du bilan hydrique si elle était basée sur le principe d'une réduction de l'infiltration en surface, sous l'effet de ces organisations de surface. L'infiltration pourrait alors ne plus être un phénomène répétitif selon un déterminisme de l'état initial d'humidité du sol, mais un phénomène plus ou moins aléatoire, selon les processus de formation et de démantèlement de cette pellicule de battance.

L'application du principe du bilan hydrique semble donner de bons résultats dans le Sahel, où le pourcentage de sols nus est élevé. Notre opinion actuelle, pour l'instant seulement fondée sur les résultats obtenus au paragraphe 6 de cette étude, est que ces organisations de surface ne modifient pas fondamentalement la dynamique de l'eau dans le sol, sur une grande surface.

Elles doivent, par contre, pouvoir expliquer certaines divergences de fonctionnement mineures, ou locales. Les pellicules argileuses, qui sont les plus filtrantes, semblent, en effet, apparaître plus particulièrement sur les sols dénudés et compactés qui seraient, de toutes façons, imperméables.

2.5. LES MESURES D'INFILTRATION AU MOYEN D'UN MINI-SIMULATEUR DE PLUIES

Elles constituent une nouvelle technique de mesure d'infiltration dont l'intérêt est manifeste. Son originalité par rapport aux mesures antérieures est que l'on peut étudier le comportement de sols naturels, en place, sans remaniements ni mutilations. Les résultats obtenus sont dès à présent considérables pour la compréhension des phénomènes de production des écoulements. Il semble qu'une interprétation fine des résultats permette encore de les valoriser.

3. HYDRODYNAMIQUE SIMPLIFIÉE DES SOLS

Les théories actuelles de l'infiltration sont basées sur la loi générale de l'infiltration, déduite de la loi de Darcy

généralisée et de l'équation de continuité. Elle s'écrit : $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} (K(\theta) \overline{\text{grad}} H)$.

On en tire des équations différentielles exprimées en fonction de la teneur en eau θ , ou de la pression effective h , dans lesquelles le phénomène de diffusion est très prépondérant devant le terme gravitaire sur sol initialement sec. L'infiltration devient alors un phénomène non orienté où la diffusion latérale ou « perméabilité horizontale » (Hillel) est aussi importante que l'infiltration verticale. Le phénomène gravitaire ne devient prépondérant que lorsque le sol est entièrement réhumidifié.

Ces équations n'admettent évidemment pas de solutions analytiques. Il y a deux démarches possibles, pour en venir à bout : se donner une expression analytique valable dans certains cas simples (solution de Philip), ou entreprendre une résolution numérique qui utilise généralement une méthode par itération.

Cette théorie et ses différentes techniques de résolution ne sont pas facilement applicables aux problèmes qui se posent en hydrologie, domaine où elle est à la fois insuffisante et superflue.

- La théorie impose des hypothèses restrictives d'utilisation draconiennes : milieu homogène et absence de macroporosités, qui excluent, a priori, les phénomènes complexes de l'horizon végétal, où les effets de la végétation et du sol sont en permanence imbriqués. Cette rigidité entraîne une certaine inaptitude à appréhender ces phénomènes.

- Les mesures en laboratoire ou sur parcelles destinées à vérifier ces théories sont effectuées sur des matériaux qui satisfont à peu près aux hypothèses d'homogénéité et d'isotropie, mais qui s'éloignent d'autant des sols plus complexes habituellement rencontrés sur le terrain. Leur comportement hydrique est aussi parfois très différent de celui des sols courants. Les résultats que nous présentons dans cette note proviennent de sols ordinaires : nous les qualifions de sols « agricoles », par opposition aux sols « minéraux », parce que leur structure, suffisamment complexe, leur permet d'accueillir de la végétation.

- Ces théories sont bien adaptées à l'étude des phénomènes d'infiltration dans des conditions d'apport localisé où la diffusion latérale joue un rôle important, par exemple : parcelles d'infiltration ou irrigation par gravité.

Par contre, sur des aires de quelques hectares, en régime de pluies naturelles, uniformément varié à cette échelle, les phénomènes de diffusion latérale restent importants car l'infiltration se fait plutôt par diffusion à partir de zones préférentielles, mais il s'agit, en quelque sorte, d'un mouvement « Brownien », dont la résultante est nulle. *En hydrologie, on peut se satisfaire, à peu de choses près, d'un schéma de l'infiltration à une dimension.*

Le schéma proposé s'inspire dans une certaine mesure des théories précédentes, mais aussi, et surtout, d'observations de mesures d'humidité neutronique, effectuées sur sols naturels, et sous pluies naturelles. Il n'a aucune prétention à la rigueur mathématique, mais on espère qu'il a une certaine réalité physique. Il s'inspire également des formules de Horton (1940) et Holtan (1967).

Nous faisons une utilisation de la loi exponentielle qui peut paraître abusive. Cette loi présente l'avantage de simplifier la formulation des algorithmes, mais c'est surtout la loi la plus naturelle qui soit. On la retrouve en effet chaque fois qu'une variable est proportionnelle à sa variable intégrale. C'est le cas de la loi de Darcy, mais l'ETR peut également avoir cette évolution, en période d'assèchement.

3.1. ÉTAT DE RÉTENTION - ÉTAT DE SATURATION

Après un fort épisode pluvieux, la teneur en eau tend, en chaque point du profil, vers une teneur maximale qui ne peut être dépassée. Si on se promenait, sous la pluie, avec une tarière, on pourrait parfois faire apparaître des niveaux d'eau libre, à faible profondeur, mais le phénomène est cependant trop fugitif pour qu'on puisse parler de « nappe perchée ». Cet état peut être qualifié « d'état de saturation au champ ». Selon les hydrogéologues, la teneur en eau reste globalement inférieure, à ce moment-là, à la teneur en eau à l'état de saturation du sol dans une nappe. Si le milieu est homogène, cette teneur est constante sur tout le profil. On appellera θ_{sc} la teneur en eau à l'état de saturation au champ.

La notion d'état de rétention est commode parce qu'elle permet de séparer, dans le sol, l'eau gravitaire de l'eau capillaire, mais on est prêt à prendre immédiatement du recul avec cette notion, sitôt qu'elle devient gênante. L'état de rétention : c'est la capacité au champ. On le caractérise par une teneur en eau θ_R qui équilibre les forces de succion.

L'eau dont la teneur, dans le sol, est supérieure à θ_R est de l'eau gravitaire, libre dans le sol, qui percole sous l'effet d'une certaine charge. L'eau qui correspond à une teneur inférieure à θ_R est piégée sur place par les forces capillaires et ne peut être extraite que sous l'action d'une certaine énergie qui s'oppose à ces forces. C'est l'énergie solaire ou, indirectement, l'énergie d'extraction des racines, mais dans tous les cas, son seul mouvement possible est, selon nous, celui d'un transfert sous forme d'évaporation. Ce phénomène ne concerne habituellement que l'horizon végétal ou, à défaut, un horizon superficiel qui en tient lieu.

La réalité est plus complexe. On constate, en effet, qu'un front d'humidité provoqué, dans un sol initialement sec, par une alimentation d'eau, progresse très peu lorsque l'alimentation s'arrête. Sur un sol ordinaire, agricole, le rééquilibrage du profil est un phénomène très lent, qui peut durer plusieurs jours ou beaucoup plus, et l'eau gravitaire reste, en fait, largement accessible à l'évaporation. Cela tient au fait que la pression effective n'est pas nulle à l'état de rétention mais qu'elle est négative. Elle est, selon nous, de — 20 cm d'eau environ (1). On en reparlera au paragraphe 3.3.2.g.

3.1.1. Dans la partie minérale du sol

On peut considérer que le sol est à peu près homogène. La teneur en eau à l'état de saturation au champ est plus ou moins constante.

On peut admettre, dans ces conditions, que l'état de rétention correspond à un profil d'humidité parallèle au profil de l'état de saturation, caractérisé par sa teneur en eau θ . Lorsqu'il y a une nappe à faible profondeur, la teneur en eau augmente progressivement de l'état de rétention jusqu'à l'état de saturation, mais on peut « deviner » cet état de rétention sur les profils d'humidité (fig. 4). C'est un point plus ou moins invariant, à la sortie de l'horizon végétal.

* La différence $\theta_{sc} - \theta_R$ est très faible sur des sols argileux et représente 2 % environ. Les deux profils sont très proches l'un de l'autre.

* Ce pourcentage augmente lorsque la perméabilité croît. Il peut atteindre 10 % sur des sols assez perméables, mais encore cultivables, ou plus sur des sols grossiers. La teneur en eau θ , à l'état de rétention, peut dans ce dernier cas être très faible.

3.1.2. Dans l'horizon végétal

La teneur en eau à l'état de rétention a tendance à chuter, au fur et à mesure que l'on se rapproche de la surface, avec la disparition progressive des éléments fins du sol, tandis que la teneur en eau à l'état de saturation s'accroît dans les mêmes proportions. Ce dernier état est parfois qualifié « d'état de sursaturation ». Il est fugitif et les mesures neutroniques d'humidité le mettent rarement en évidence parce qu'il faut le « saisir » pendant l'averse ou tout de suite après.

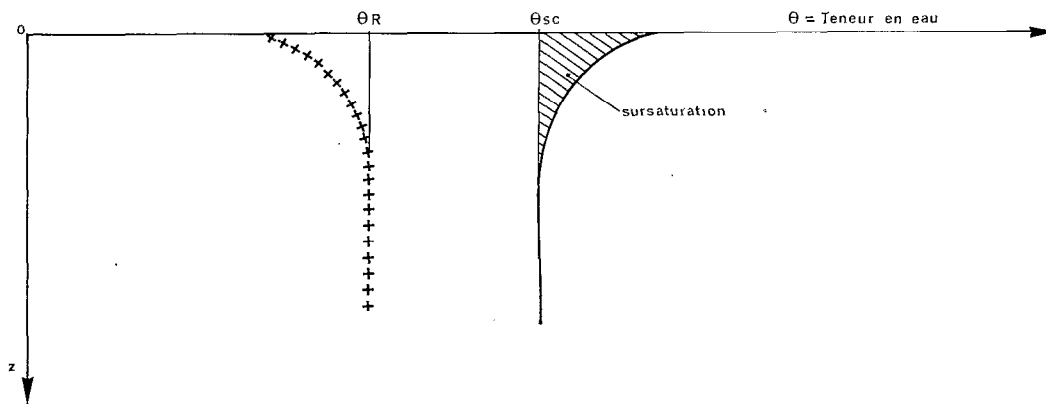


FIG. 1 - État de rétention, état de saturation.

(1) L'état de rétention au champ est le point de basculement qui sépare la fin de la phase d'assèchement du début de la phase de saturation. On peut le situer approximativement sur les diagrammes expérimentaux qui donnent la pression effective h en fonction de la teneur en eau.

Le livre de Vaucelin (*et al.*) donne deux de ces courbes, l'une pour un sol argileux, le Yolo Light Clay, l'autre pour un sol sableux. Selon notre interprétation personnelle, cet état au champ correspond à une pression d'environ — 25 cm pour le Yolo Light Clay et — 15 cm pour le sol sableux.

3.2. MESURES NEUTRONIQUES D'HUMIDITÉ

3.2.1. *Sols argileux.* Les dessins de la figure 2, montrent des profils hydriques d'humidité, effectués par Delhumeau, en Tunisie, sur des sols argileux, recouverts d'un manteau sablo-argileux, sous une végétation de maquis ligneux, et leur évolution en période d'assèchement.

Ils sont exprimés en écarts d'humidité volumique, par rapport à la teneur en eau observée la plus élevée, considérée comme état de saturation.

Le schéma de la figure 4 montre l'interprétation dynamique qui en est faite par l'auteur. L'état de rétention est atteint et peut être matérialisé à la sortie de l'horizon végétal. Il est proche du profil de saturation et à peu près parallèle à ce dernier. On n'a, par contre, aucune information sur l'évolution de l'état de rétention dans l'horizon végétal.

3.2.2. *Sols perméables.* Les dessins de la figure 3 montrent des profils hydriques effectués par l'auteur à Madagascar sur des sols ferrallitiques appauvris assez perméables sous couvert de graminées pérennes (Ibiza, 1973-76).

On voit que l'horizon végétal est, là aussi, identifiable par les prélèvements d'eau importants opérés par les racines. La dimension physique de cet horizon ne dépasse pas 60 cm de sol, pour une capacité de stockage (DEFMAX) de cet horizon de 60 millimètres environ.

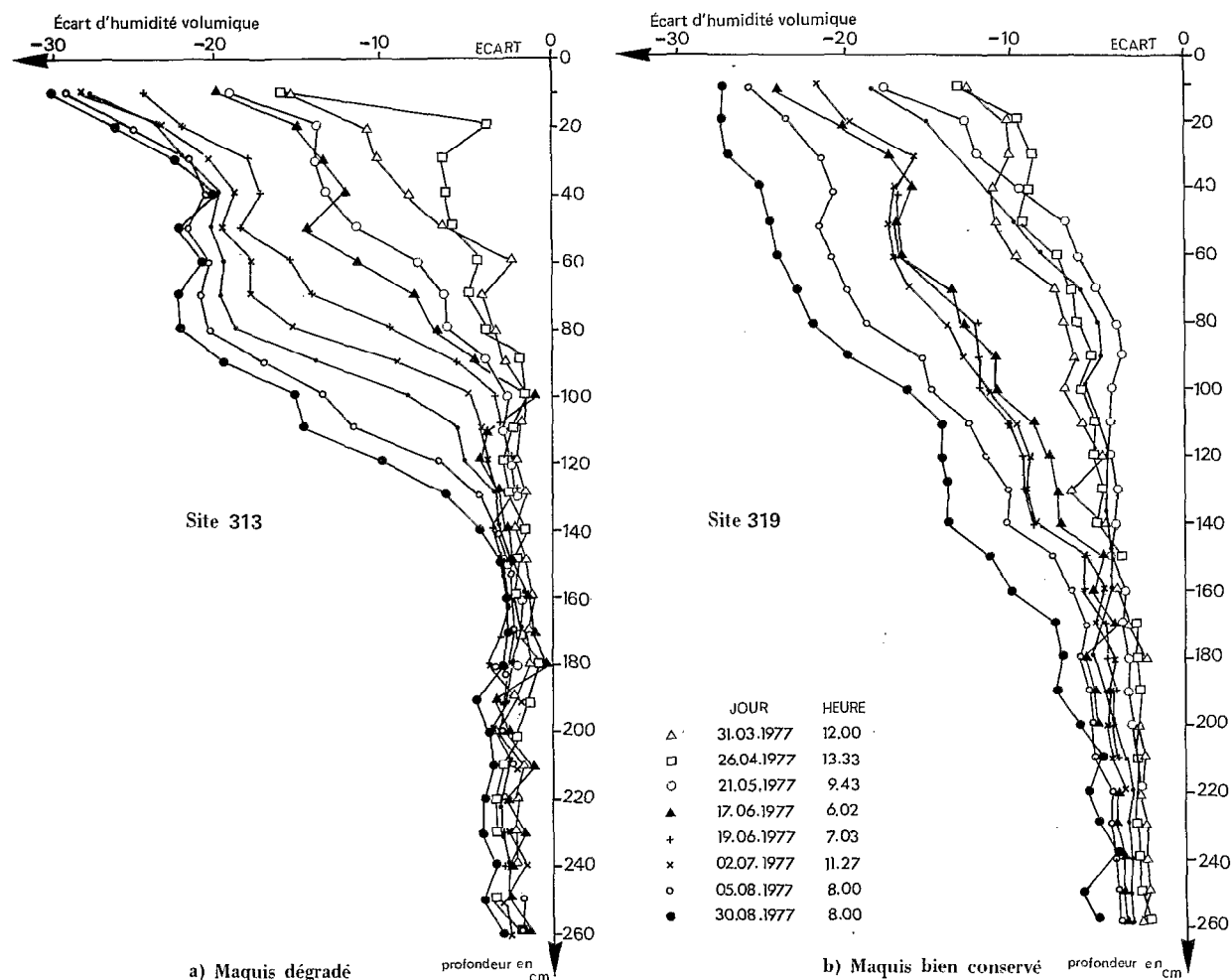


FIG. 2. - Profils d'humidité sur sols argileux recouverts d'un manteau sablo-argileux. Phase d'assèchement.

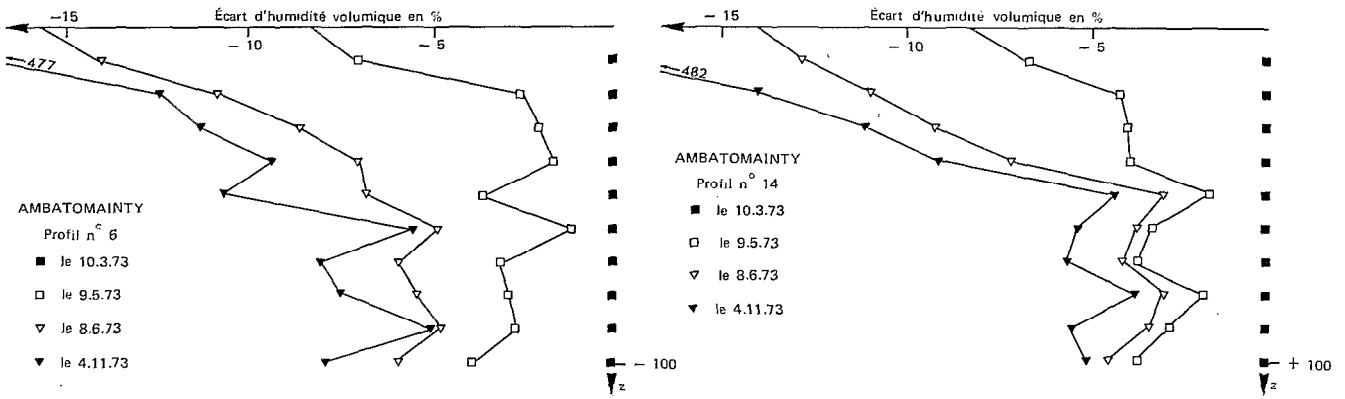


FIG. 3. - Profils d'humidité sur sols assez perméables et couverts de graminées pérennes. Phase d'assèchement.

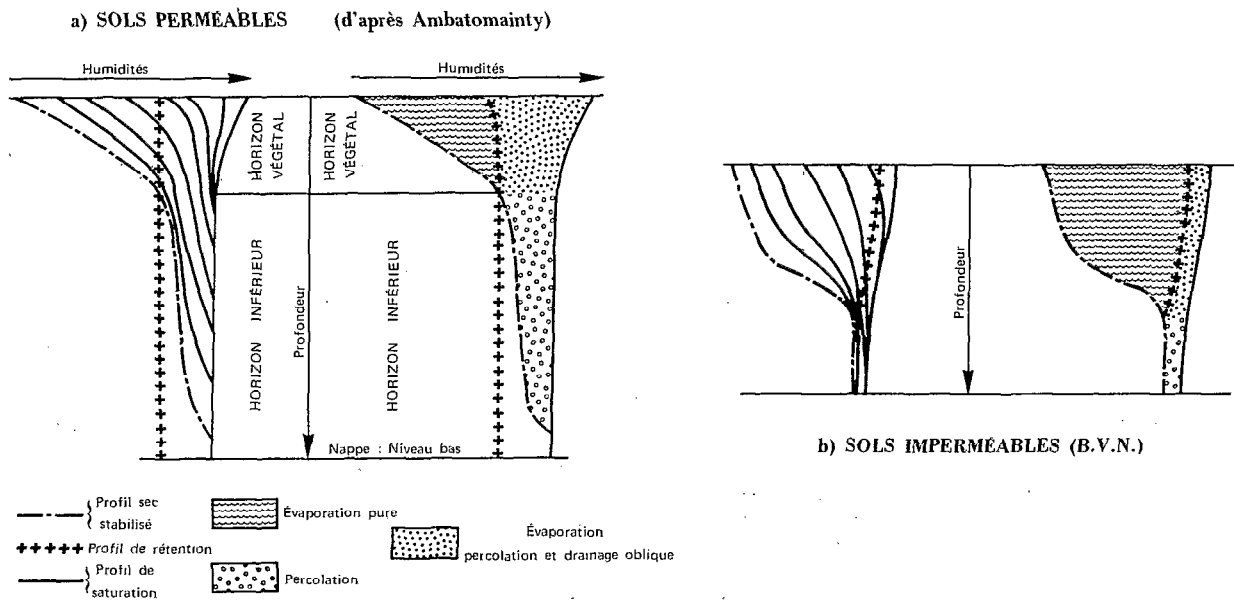


FIG. 4. - Sols à recouvrement végétal. Profils hydriques. Hydrodynamique. Stockage.

3.3. ALGORITHMES DE BASE

Les calculs qui suivent montrent comment nous avons obtenu les algorithmes de base de la fonction de production et, au paragraphe 3.3.1., on verra dans quelle mesure on peut les rattacher aux théories simples et schémas existants. On procède en commençant par un cas simple pour aboutir au cas le plus général :

- Cas théorique d'un sol homogène qui serait initialement réhumidifié à l'état de rétention et soumis à des intensités de pluie saturantes toujours au moins égales à l'intensité maximale d'infiltration.
- Cas d'un sol réel, soumis à des intensités de pluie saturantes, avec un profil initial d'humidité tel qu'on peut l'observer dans la nature mais qui aurait un drainage en profondeur suffisant pour éviter la saturation par remontée de la nappe (sol infini).
- Cas du même sol naturel bien drainé en profondeur, sous des intensités de pluie quelconques.
- Cas d'un sol naturel qui se sature progressivement par remontée de la nappe.

On rappelle ci-dessous la définition des paramètres et des variables utilisés, pour la plupart introduits aux pas de temps journalier et mensuel (cf. article 1). Les mentions (V) et (P), en fin de ligne, permettent de différencier les variables et les paramètres.

Variables et paramètres intervenant dans le processus du ruissellement

a) Les différents types d'écoulement

| | | |
|-------|--|-----|
| ID | Pas de temps élémentaire exprimé en minutes | |
| ECT | Écoulement total. $ECT = EC + RS + RS1 + EBAS1 + EBAS2$ | (V) |
| EC | Ruissellement pur | |
| EBAS2 | Écoulement de tarissement | (V) |
| | $EBAS2 = HNAP \times (1 - \text{EXP}(-AL \times ID/1440))$ | |
| HNAP | Niveau actuel de la nappe | (V) |
| AL | Coefficient de tarissement exprimé en jour ⁻¹ | (P) |
| EBAS1 | Écoulement de tarissement lent | (V) |
| | $EBAS1 = HN1 \times (1 - \text{EXP}(-R2 \times ID/60))$ | |
| HN1 | Niveau actuel du réservoir à ressuyage lent | (V) |
| R2 | Coefficient de ressuyage lent (voir article précédent) | (P) |
| | R2 est exprimé en heure ⁻¹ | |
| RS1 | Refus à l'infiltration (voir article précédent) | (V) |
| RS | Ressuyage rapide externe ou drainage oblique | |
| Ho | Réservoir de sursaturation | (P) |
| H | Lame infiltrée dans Ho | (V) |
| R1 | Coefficient de ressuyage rapide | (P) |
| | R1 est exprimé en heure ⁻¹ | |

b) Coefficient de perméabilité

| | | |
|-----------------|--|-----|
| F _{Io} | Seuil d'infiltration ou infiltration nominale du sol | (P) |
| | F _{Io} est exprimé en 1/10 mm/h | |
| G1 | Gradient d'assèchement | (P) |
| G2 | Gradient de sursaturation. Dans la plupart des cas on fera G1 = G2 | (P) |

c) Fonctionnement de l'horizon végétal

| | | |
|--------|--|-----|
| DEFMAX | Dimension de l'horizon végétal : RFU | (P) |
| X | Coefficient d'hétérogénéité de l'horizon végétal | (P) |
| DU | Dimension actuelle de cet horizon | (V) |
| D1 | Déficit actuel dans cet horizon de dimension DU | (V) |
| ETR | ETR journalière | (V) |
| ETP | ETP journalière en 1/10 mm/j (donnée d'entrée) | |
| | En période d'assèchement $ETR = ETP \times (DU - D1)/DU$ et sur un pas de temps ID : | |
| | $D1 = AMINI(DU, D1 + ETR \times ID/1440)$ | |
| D | DEFC Déficit initial au début de chaque pas de temps. | |
| | $DEFC = D1 + DEFMAX - DU$ | |

3.3.1. Infiltration sous pluies saturantes dans un milieu homogène infini, initialement très humide, cas théorique (fig. 6)

Pour l'étude de ce cas théorique, les états de rétention et de saturation ont les définitions qu'on leur a données au paragraphe 3.1. avec toutes les réserves que cela suppose.

Supposons qu'un sol homogène infini, caractérisé par sa teneur en eau à l'état de saturation au champ θ_{SC} et par sa teneur en eau à l'état de rétention θ_R , et initialement réhumidifié à son état de rétention, soit soumis à des précipitations saturantes qui ne produisent pas de charge, en surface. Un tel cas de figure est purement théorique et n'a aucune chance d'exister dans la nature. Il est représenté sur la figure 6.

On admet que le front d'humidité se propage dans le sens vertical suivant la dynamique de « l'effet piston » (1). Au bout d'un certain temps, ce front aura atteint la cote z_0 et L sera la lame d'eau infiltrée (volume par unité de surface) pendant le même temps.

(a) Loi de Darcy

La loi de Darcy s'écrit, dans l'hypothèse d'un écoulement vertical à une dimension, selon l'approche très simpliste de la dynamique de l'effet piston

$$FI_0 = K \times \frac{\mathcal{J}e}{z}$$

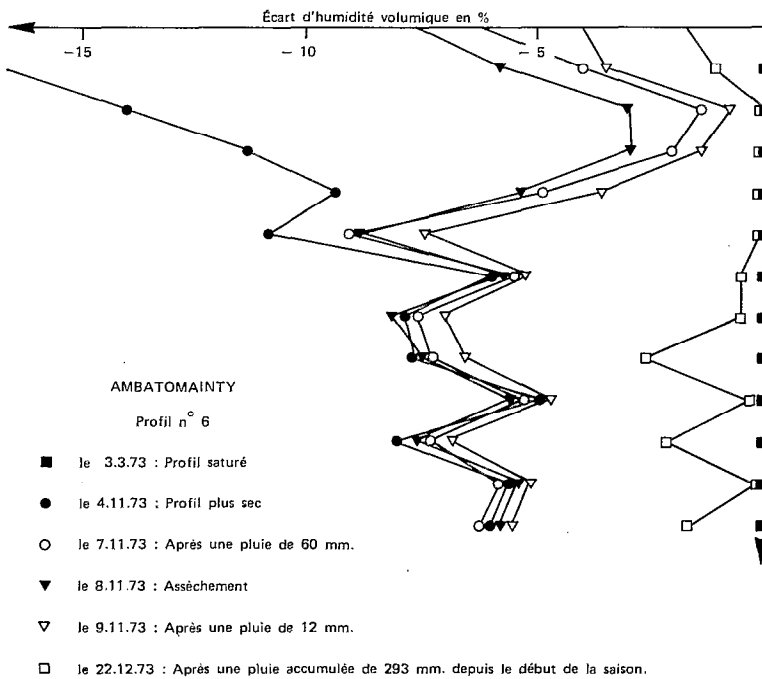


FIG. 5. - Calcul de l'ETR.
Réhumidification d'un sol
au début de la saison des pluies.

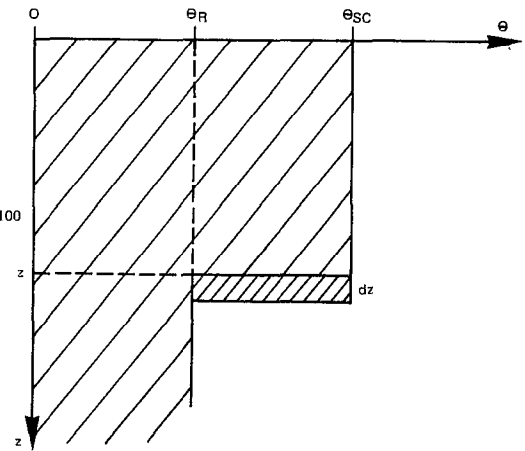


FIG. 6. - Saturation d'un sol en cours d'averse.
Cas théorique d'un sol uniforme initialement réhumidifié
à l'état de rétention θ_R .

K est le coefficient de conductivité hydraulique. On peut admettre que K est constant dans l'intervalle de variation de θ , dont les bornes sont θ_R et θ_{SC} . Lorsqu'il n'y a pas de charge aérienne, la pression, au niveau du front z , vaut $\mathcal{J}e = z - hf$, où hf est la pression de succion. Mais hf est ici nul, par la définition que l'on a donnée de l'état de rétention.

$$FI_0 = K_s \tag{1}$$

où K_s est la conductivité hydraulique à l'état de saturation naturelle.

(1) La théorie de l'effet piston est basée sur une perception très simplifiée des phénomènes. On admet, entre autres choses, que la pression de l'air, en dessous du front, est à la pression atmosphérique. Cette dernière hypothèse paraît raisonnable, en milieu naturel. La réhumectation, en période de pluie, doit se faire plutôt, en effet, par diffusion, à partir de zones d'infiltration préférentielle et l'air doit pouvoir s'échapper par les points hauts, dans les macropores, ou par les microcannelures de lessivage oblique qui permettent une fuite vers le bas.

(b) Équation de continuité

L'équation de continuité s'écrit, si L est la lame d'eau infiltrée depuis le début :

$$F_{Io} = \frac{dL}{dt} = \frac{dL}{dz} \times \frac{dz}{dt} = (\theta_{sc} - \theta_R) \frac{dz}{dt}$$

Si on pose $dz/dt = K_o/(\theta_{sc} - \theta_R)$, on a : $K_o = F_{Io}$

K_o est constant : on peut l'appeler « coefficient de perméabilité ». Il caractérise le régime d'infiltration uniforme ou régime permanent, lorsque le sol a été entièrement réhumecté, et sa valeur peut être rattachée aux caractéristiques intrinsèques du sol. Elle peut être égale, dans certaines circonstances, et c'est le cas ici, au coefficient de conductivité hydraulique, mais on peut ignorer ce dernier résultat, obtenu à partir d'une approche excessivement simplifiée. Dans le cas le plus général, en effet, K est fonction de la teneur en eau θ .

F_{Io} représente la capacité d'infiltration caractéristique de la perméabilité d'un sol homogène infini, initialement à l'état de rétention.

On propose de l'appeler « seuil d'infiltration » ou « capacité d'infiltration nominale ».

3.3.2. Infiltration sous pluies saturantes en milieu naturel infini

On appelle pluies saturantes des pluies dont les intensités sont sans arrêt au moins égales aux intensités d'infiltration. On obtiendrait la même infiltration sous une charge aérienne très faible.

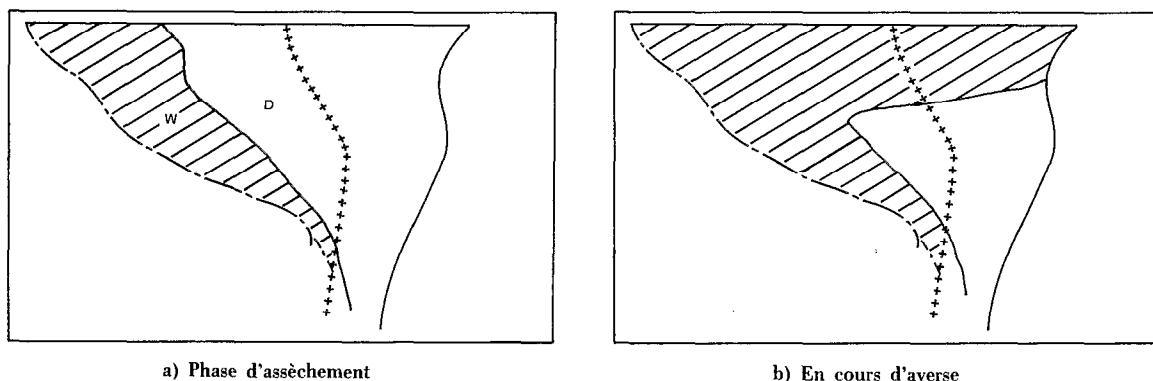


FIG. 7. - Cas général : évolution d'un profil hydrique.
Légende : W : eau disponible dans le sol ; D : déficit par rapport à l'état de rétention ; $W + D = DEFMAX$.

(a) État initial avant l'averse (fig. 7-a)

On admettra que le sol retrouve, à la sortie de l'horizon végétal, les propriétés d'un sol homogène.

L'horizon végétal de ce sol naturel est matérialisé par les différents profils d'humidité de cet horizon : sol initialement sec, profil actuel, profil de saturation, et on imagine, en plus, un profil à l'état de rétention non identifiable. La figure 7-a représente cet horizon.

La réserve en eau initiale, par rapport au point de flétrissement, est W et D représente le déficit par rapport à l'état au champ. On a : $W + D = DEFMAX$ si $DEFMAX$ est Réserve Facilement Utilisable (RFU) que nous appelons également « dimension de l'horizon végétal ».

(b) Humidification sous des intensités de pluie saturante

Un front d'humidité va se propager en saturant progressivement tout le profil. La figure 5 montre, jour après jour, la progression d'un tel front, provoquée par la première pluie de l'année, sur un sol initialement assez sec (Ibiza, 1973-76). La figure 7-b montre un front d'humidification, au cours d'une averse, sous des précipitations à intensités saturantes.

(c) Schématisation et simplification de la dynamique (fig. 8)

On suppose que le front d'humidité se propage par plans horizontaux comme le montre la figure 8-b.

Du point de vue de l'hydrodynamique, on décompose la plage de variation d'humidité en trois caissons étanches pour l'instant (on précisera au paragraphe 3.3.2.g leurs échanges) comme le montre la figure 8-a.

- Un triangle curviligne de gauche de réhumidification jusqu'à l'état de rétention, l'eau reste sur place.
- Un canal médian, pour lequel le profil de saturation est parallèle au profil de rétention et sur lequel on a fait l'hypothèse d'un milieu homogène.

Cette hypothèse fait que la vitesse de propagation du front d'humectation peut ne pas être la même que celle de la base des triangles adjacents. C'est, bien entendu, une vue de l'esprit.

- Un triangle de droite qui représente la « sursaturation » du profil et le drainage oblique.

Cette décomposition est plus aisée à concevoir si on fait entrer en jeu la différenciation spatiale des horizons végétaux sur le bassin. Le profil dessiné sur la figure 8-a représente, en fait, un profil moyen qui est une superposition de comportements hydriques ponctuels intermédiaires entre deux dynamiques extrêmes : celle d'un milieu homogène à drainage vertical (triangle de gauche + canal médian) et celle d'un milieu différencié à drainage oblique (triangle de gauche + triangle de droite).

Sur les hauts des monts où le sol est plutôt perméable, la dynamique de drainage serait plutôt verticale. Dans les pentes, à proximité des drains, elle serait plutôt oblique.

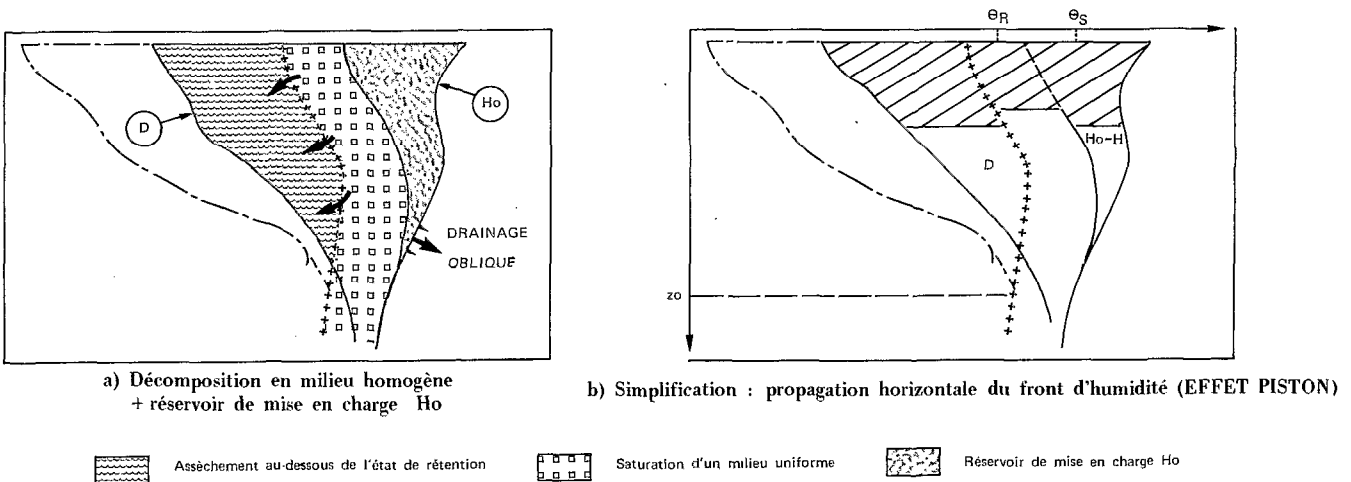


FIG. 8. - Schématisation de la dynamique.

(d) Hypothèse de travail

L'application du principe de continuité revient à dire que l'intensité i de l'infiltration à la surface du sol est sans arrêt égale à l'intensité au niveau du front.

La teneur en eau au-dessus du front est en effet à l'état de saturation et aucun autre stockage n'est possible que celui produit par la progression du front

$$i = i_a + F_{Io} + i_s \quad (4)$$

- i_a : infiltration pour la réhumidification du sol (triangle de gauche) ;
- F_{Io} : infiltration à saturation dans un milieu homogène. Cette valeur dite « seuil d'infiltration minimal » est liée aux caractéristiques physiques intrinsèques du sol en dehors de l'horizon végétal ;
- i_s : infiltration de sursaturation du triangle de droite.

(e) Gradient de perméabilité

L'équation (4) s'écrit :

$$i_a + i_s = \frac{dL}{dt} - F_{Io} = \frac{dL_a}{dt} + \frac{dH}{dt} = \left(\frac{dL_a}{dz} + \frac{dH}{dz} \right) \frac{dz}{dt} \quad (5)$$

où La est la lame qui s'infiltré dans le triangle de gauche et H la lame qui s'infiltré dans le réservoir de sursaturation de dimension Ho (triangle de droite).

La dérivée par rapport à z est totale puisque le schéma d'infiltration est à une dimension.

– La courbe des teneurs en eau initiales dans le triangle de gauche peut, si on veut, se mettre sous la forme d'une fonction puissance :

$$\theta = (n - 1) A (z_0 - z)^{n-1}$$

où z_0 est la profondeur physique de l'horizon végétal et z la cote atteinte par le front de réhumectation et le déficit D , surface tendue par la courbe précédente, en supposant que le triangle curviligne est rectangle :

$$D = D_0 (z_0 - z)^n / z_0^n \quad \text{homogène à (L)}$$

– Le déficit par rapport à l'état de sursaturation peut de la même façon se mettre sous la forme :

$$Ho - H = Ho (z_0 - z)^m / z_0^m \quad \text{homogène à (L)}$$

$$dLa = -dD$$

$$dH = -d(Ho - H)$$

Et :

$$d(z_0 - z) = -dz$$

De sorte que :

$$ia + is = -\frac{dD}{dt} - \frac{d(Ho - H)}{dt} = -\left(\frac{dD}{d(z_0 - z)} + \frac{d(Ho - H)}{d(z_0 - z)}\right) \frac{d(z_0 - z)}{dt}$$

$$ia + is = -\left[n D_0 \frac{(z_0 - z)^{n-1}}{z_0^n} + m Ho \frac{(z_0 - z)^{m-1}}{z_0^m}\right] \times \frac{d(z_0 - z)}{dt} \quad (6)$$

Les termes entre parenthèses sont sans dimension.

dz/dt était constant au paragraphe 3-3-1-b, et lié au coefficient de perméabilité Ko .

On admet, ici, que dans ces triangles la vitesse de propagation va diminuer progressivement et devenir nulle lorsque $z = z_0$

On pose $\frac{dz}{dt} = ko(z_0 - z)$ avec $ko = \text{constant}$

ko est appelé « gradient de perméabilité », homogène à $(T)^{-1}$

Il s'ensuit que la profondeur du front est reliée au temps par une loi exponentielle :

$$z_0 - z = z_0 e^{-ko t}$$

Le déficit suit une loi exponentielle :

$$D = D_0 e^{-n ko t}$$

$$ia = n ko D_0 e^{-n ko t} = n ko D$$

Le déficit dans le réservoir de sursaturation également :

$$Ho - H = Ho e^{-m ko t}$$

$$is = m ko Ho e^{-m ko t} = m ko (Ho - H)$$

Comme on va faire intervenir un coefficient de ressuyage apparent $R1$, on pose :

$$G1 \times R1 = n \times ko \quad G1 \text{ sans dimension}$$

Et :

$$G2 \times R1 = m \times ko \quad G2 \text{ sans dimension}$$

L'équation (4) de l'infiltration, en phase de pluie saturante, s'écrit :

$$i = G1 R1 D + Fi_0 + G2 R1 (Ho - H) \quad (7)$$

$R1$ est exprimé en heure^{-1}

(f) Calcul sur un petit pas de temps

Sur un petit pas de temps de durée ID , où ID est exprimé en minutes, si D représente le déficit initial :

Au temps t :

$$ia(t) = \frac{G1 R1 D}{60}$$

Au temps $t + ID$:

$$ia(t + ID) = \frac{G1 R1 D}{60} e^{-\frac{G1 R1 ID}{60}}$$

R1 est exprimé en heure⁻¹.

La quantité d'infiltration pendant le pas de temps ID vaut :

$$ID \times \frac{ia(t) + ia(t + ID)}{2} = \frac{G1 R1 ID}{60} \left(\frac{1 + e^{-\frac{G1 R1 ID}{60}}}{2} \right) D$$

Ou, en posant : $EBOO = \frac{G1 R1 ID}{60} \frac{1 + e^{-\frac{G1 R1 ID}{60}}}{2}$

$$ia = EBOO D$$

Et, de même, en posant : $EO = \frac{G2 R1 ID}{60} \frac{1 + e^{-\frac{G2 R1 ID}{60}}}{2}$

$$isa = EO(HO - H)$$

L'équation (7) devient :

$$i \times ID = EBOO D + \frac{FIO ID}{60} + EO (Ho - H) \quad (8)$$

Cette équation, qui donne la quantité d'eau infiltrée pendant un pas de temps de durée ID sous des précipitations d'intensité saturante, constitue l'algorithme de base de la fonction de production.

(g) Aménagement

L'eau de gravité du front d'humidité, c'est-à-dire celle du canal médian, au-dessus de l'état de rétention, devrait percoler. Dans la réalité, on observe que ce dernier mouvement est très lent, pour peu que le sol ne soit pas trop grossier. Il dure quatre jours, ou beaucoup plus, et il est suffisamment lent pour que la plus grande partie de cette quantité d'eau soit accessible à la reprise par évaporation. Pour comptabiliser ce phénomène, on inclut dans l'horizon végétal DEFMAX la quantité d'eau qui percole dans le canal médian tant que ce réservoir n'est pas plein, ou tant que le déficit D (DEFC) n'est pas nul.

On voit que la séparation des écoulements n'est pas aussi claire que sa représentation sur les figures 7. Le réservoir DEFMAX déborde sur le canal médian. La notion d'état de rétention devient plus floue dans l'horizon végétal.

(h) Rattachement aux théories simples existantes

Rappelons l'équation (7) de l'infiltration : $i = G1 R1 D + FIO + G2 R1 (Ho - H)$

Le dernier terme traduit un écoulement oblique. Les deux autres termes traduisent une dynamique verticale et peuvent être rattachés à des théories ou schémas de l'infiltration à une dimension.

Schéma de Horton

L'infiltration, en période de pluie à intensités saturantes, a une évolution exponentielle en fonction du temps

$$i = (FNo - FIO) \times e^{-\alpha t} + FIO$$

Le premier terme de l'équation (7) est le terme de Horton si le déficit a une évolution exponentielle et on a : $\alpha = G1 R1$

En fait, le déficit D n'a plus une évolution tout à fait exponentielle depuis l'aménagement du paragraphe précédent.

Théorie de Philip

Dans le cadre d'un écoulement monodimensionnel, Philip propose une solution analytique qui s'exprime de façon simplifiée sous la forme suivante :

$$i = 1/2 s t^{-1/2} + Io, t \text{ en heures}$$

où Io est un terme constant, mais qui dépend de la teneur en eau initiale, supposée indépendante de la profondeur.

Le terme décroissant avec le temps qui traduit le remplissage des réserves de surface est une fonction « puissance ». Il n'y a rien qui ressemble davantage à une exponentielle qu'une fonction puissance au voisinage de zéro et lorsque l'exposant est négatif. Cela en est à un point tel que la valeur de 1/2 de Philip peut très bien servir de valeur initiale au produit G1 R1 du gradient d'assèchement. On verra que la valeur observée de ce produit est plus élevée sous végétation à faible implantation racinaire (non ligneuse basse) où elle dépasse la valeur de 1.

Le schéma retenu est intermédiaire entre les deux schémas précédents. Il présente l'avantage d'introduire la valeur de la réserve facilement utilisable RFU, notion agronomique simple et ancienne, mais à laquelle nous tenons parce que son existence est confirmée par les mesures de sonde à neutrons. Elle est caractérisée par le paramètre

DEFMAX que nous appelons « dimension de l'horizon végétal ». DEFMAX va jouer un rôle important dans le calcul de l'évapotranspiration réelle.

(i) Deux gradients au lieu d'un

On avait annoncé un gradient de perméabilité et, en fait, on en a deux. Le premier $G1$ $R1$ est lié à l'allure des profils d'assèchement et on pourrait l'appeler « gradient d'assèchement » et le second est lié au remplissage du réservoir de sursaturation et on pourra l'appeler « gradient de sursaturation ». Cette réalité n'est pas de nature à faciliter le calage. En pratique, un des deux gradients, plus dominant, va déteindre sur l'autre et on aura, le plus souvent, $G1 = G2$. En régime aride, peu propice au développement de la végétation, le gradient d'assèchement sera déterminant, alors que le gradient $G2$ fera la loi dans les régions humides, où le déficit initial est faible et où la dimension de H_o est élevée. Il y aura une exception à cette règle : ce sera lorsque le réservoir H_o est essentiellement constitué d'interception de surface. On sait déjà (cf 2.1.4) que l'interception sera alors brutale et la valeur de $G2$ élevée (peut-être 10).

Remarquons enfin, pour terminer ce paragraphe, que des valeurs élevées de $G1$ et de $G2$, de l'ordre de 10, produisent un fonctionnement proche des « modèles à réservoirs » classiques où l'interception se fait en tout ou rien.

(j) Ressuyage après l'averse, en milieu naturel infini

La production de ruissellement et la percolation seront interrompues dès la fin de l'averse, mais quelques évolutions pourront se produire, qui font encore partie de la dynamique rapide.

– Ressuyage rapide ou drainage oblique jusqu'à épuisement complet du réservoir de sursaturation H_o

$$RS = H \times (1 - \exp(-RI \text{ ID}/60))$$

– Évaporation. Elle se produira en priorité dans le réservoir H_o , avant de créer du déficit dans l'horizon végétal. Les deux réservoirs H_o et DEFMAX sont gérés séparément.

3.3.3. Intensités d'averse quelconques en milieu naturel infini

(a) Reprenons la formule (4), inspirée de la figure 8, qui explicite l'intensité d'infiltration i comme la somme de plusieurs intensités élémentaires : $i = i_a + FIo + i_s$

Le mécanisme va se développer de façon plus ou moins complète suivant la valeur de l'intensité de la pluie IP .

On admet les règles suivantes :

– Si $IP < i_a$, il y a réhumidification de l'horizon végétal et aucun type d'écoulement ne se produit. On a supposé, pour l'instant, que l'horizon végétal était homogène (coefficient d'hétérogénéité $X = 1$).

– Si $IP < i_a + FIo$, il ne se passe pas grand-chose de plus tant qu'il persiste du déficit dans l'horizon végétal puisque la quantité qui percole FIo est réabsorbée par l'horizon végétal, mais dès que cet horizon est réhumidifié, une partie de la pluie peut percoler, jusqu'à concurrence de FIo .

– Si $IP > i_a + FIo$ et $IP < i_a + FIo + i_s$, il y a remplissage du réservoir de sursaturation H_o , en plus des phénomènes précédents.

– Si $IP > i_a + FIo + i_s$, apparition du ruissellement. Sa valeur vaut $IP - i$.

(b) Lorsque X est inférieur à 1. On rappelle que X est un coefficient d'hétérogénéité de l'horizon végétal déterminé au pas de temps journalier. Il intervient principalement, en fin de saison sèche, lorsque l'horizon végétal est asséché. Lorsque X est inférieur à 1, la fraction $1 - X$ de la pluie JP , pendant le pas de temps ID , percole, quelle que soit la valeur du déficit DEFC dans l'horizon végétal, sans toutefois dépasser la valeur maximale $FIo/(1 - X)$.

3.3.4. Infiltration en milieu naturel limité

Le problème de la réduction de l'infiltration lorsque les réserves souterraines se saturent est étudié au pas de temps journalier (cf. article précédent), à partir de l'observation des écoulements lents. Tous les paramètres qui précisent les capacités des stockages souterrains, HN_o , HN_o1 sont également déterminés à ce pas de temps. Aux petits pas de temps, la valeur du refus $RS1$ vient limiter la valeur de l'infiltration nominale FIo .

L'algorithme (2) de l'article précédent qui permettait d'évaluer la quantité $EB2$ qui entrait dans le Réservoir Nappe, en fonction de la quantité d'eau totale percolée EB , devient :

$$EB2 = EB \times Z \times \frac{HN_o - HNAP}{EB [(1440/ID)^{1/2}] + HN_o - HNAP}$$

Le coefficient d'adaptation de la formule au changement de pas de temps a été provisoirement pris égal à la racine carrée du rapport 1440/ID.

4. CALCUL DE L'ETR (fig. 9)

Le calcul de l'ETR demande, en hydrologie, un soin considérable et on peut dire que la simulation des écoulements est un excellent champ expérimental de mise au point de méthodes de calcul de l'ETR. Qu'on en juge en effet par quelques chiffres : au Sahel, à Oursi par exemple, la pluie moyenne est de 450 mm répartie sur cinq mois environ. La valeur de l'ETP pendant la même période est de 1 200 mm et l'écoulement est de 30 mm. Pour retrouver ces trente millimètres à partir des chiffres précédents, il faut beaucoup de précision.

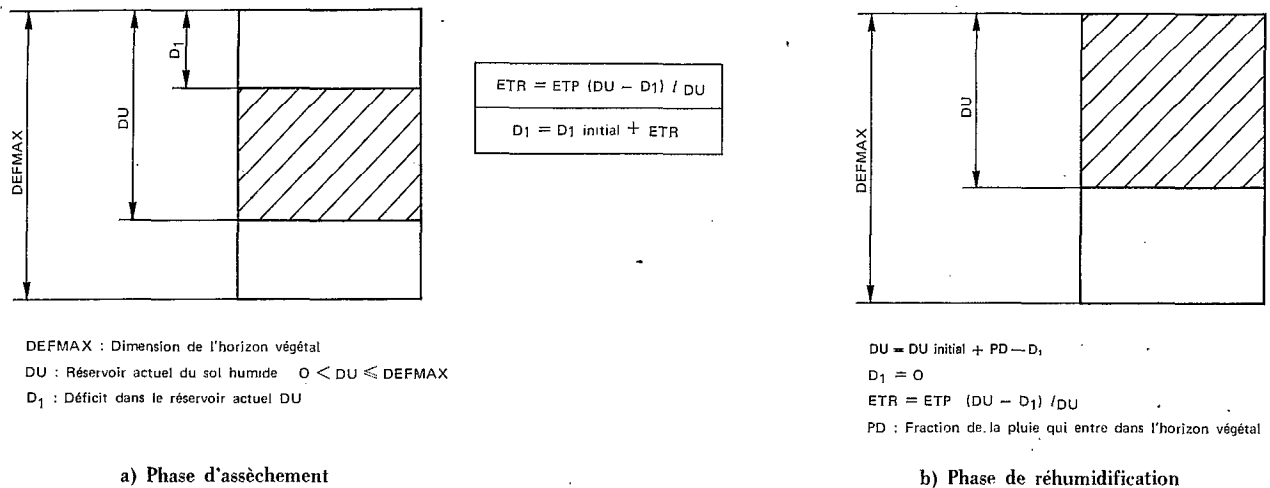


FIG. 9 - Calcul de l'E.T.R. Fonctionnement stylisé de l'horizon végétal.

Après un long travail d'essais successifs sur des bassins tunisiens (Ibiza, 1983, b) nous pensons avoir apporté une amélioration sensible dans le calcul de l'ETR, en introduisant un réservoir de dimension variable DU, compris entre zéro et DEFMAX, qui représente la partie réhumidifiée de l'horizon végétal et dont la valeur est liée aux précipitations antérieures. Cette méthode de calcul restitue mieux la réalité des phénomènes physiques. Comme elle est inspirée du mode de calcul de l'indice de Kohler, elle permettra d'apprécier en outre les simplifications que l'on fait quand on utilise un indice de Kohler pour évaluer l'humectation initiale de l'horizon végétal.

4.1. EN PÉRIODE D'ASSÈCHEMENT

Les profils neutroniques tracés sur la figure 2 ou sur la figure 3, en période d'assèchement, sont évasés vers le haut et montrent que la plante prélève beaucoup plus en surface qu'en profondeur. Cette tendance est générale et explique le fait que la réserve facilement utilisable soit approximativement moitié moindre que la réserve utilisable. Elle est, à peu près, égale à 10 mm d'eau pour 10 cm de sol. On a fait des hypothèses pour expliquer cette « stratégie de la consommation » de la plante. L'une d'entre elles est sans doute assez fautive si on la prend au pied de la lettre, mais elle permet, néanmoins, de se faire une idée globale assez juste du phénomène. On peut la qualifier d'hypothèse « iso-potentiel ».

Dans le champ (θ, z) , de la figure 2, l'axe des abscisses représente, à une transformation près, l'énergie d'extraction nécessaire à la plante pour s'opposer aux forces de succion. Ces forces croissent, en effet, lorsque la teneur en eau dans le sol diminue.

Dans le sens des ordonnées, l'énergie d'extraction est égale à l'énergie potentielle nécessaire pour remonter l'eau à la surface. Si on imagine que l'eau qui produit l'ETR est extraite selon un principe de dépense constante

d'énergie, par fainéantise de la plante ou parce que ses moyens sont limités, les différents profils d'assèchement à des périodes différentes prennent alors, plus ou moins, la signification de courbes iso-potentiel.

Si cette énergie est, en plus, constante dans le temps, on conçoit que la quantité d'eau extraite sous forme d'ETR décroît lorsque la teneur en eau dans le sol décroît. On admet actuellement couramment que l'ETR, en période d'assèchement, diminue en proportion avec le stock d'eau W actuel facilement utilisable dans le sol.

Avec nos notations $W = DU - D1$ (fig. 9)

$$ETR = ETP (DU - D1)/DU \quad (10)$$

Comme l'équation de continuité permet d'écrire que $ETR = -dW/dt$, l'évolution de l'ETR est exponentielle et on peut écrire : $ETR = ETP e^{-ETP/DU t}$

Le terme ETP/DU correspond à la valeur du coefficient de l'indice de Kohler, qu'il faudrait prendre si on voulait se servir de cet indice pour calculer les conditions initiales d'humidité de l'horizon végétal. Cette valeur est essentiellement variable, avec le climat, mais, également, avec la période de l'année.

En résumé, le déficit $D1$ et l'ETR sont calculés, en période d'assèchement, par les formules suivantes :

$$ETR = ETP (DU - D1)/DU$$

et, pendant le pas de temps ID :

$$D1 = AMIN1(DU, D1 + ETR*ID/1440) \text{ (FORTRAN)}$$

La variable DU reste constante pendant tout ce temps-là et le déficit total, dans l'horizon végétal, $DEFC$, ou D , est égal à : $D = D1 + DEFMAX - DU$

4.2. EN PÉRIODE DE PRÉCIPITATIONS

L'eau qui pénètre dans le sol est, de nouveau, immédiatement accessible par la plante, et son énergie d'extraction est nulle. L'ETR n'est plus réduite et elle vaut de nouveau l'ETP. Si PD est la fraction de pluie de JP qui a pénétré dans l'horizon végétal, pendant le pas de temps ID , le stock d'eau, $DU - D1$, va être augmenté d'autant :

$$DU = AMAX1(0., PD + DU - D1 - ETR*ID/1440) \text{ (FORTRAN)}$$

et : $D1 = 0$

L'ETR pour sa part est toujours calculé par la formule 10, et le déficit total $DEFC$, ou D , vaut toujours :

$$D = D1 + DEFMAX - DU$$

Le même calcul, avec les mêmes valeurs des paramètres $DEFMAX$ et X est effectué au pas de temps journalier.

5. EXEMPLE D'ÉVALUATION DES PARAMÈTRES DU RUISSELLEMENT A PARTIR DE MESURES PONCTUELLES D'INFILTRATION : MINISIMULATEUR DE PLUIES

On peut évaluer les paramètres qui conditionnent le ruissellement à partir d'une interprétation en séquence des mesures d'infiltrométrie ponctuelles réalisées au moyen d'un mini-simulateur de pluie. On propose d'illustrer ce mode d'interprétation à partir des mesures d'infiltration sur parcelles effectuées en milieu sahélien sur la Mare d'Oursi.

5.1. MESURES D'INFILTRATION SUR LE BASSIN DE POLAKA (OURSIS)

L'étude hydrologique de la Mare d'Oursi (Claude *et al.*, 1976-1980) portait sur six bassins versants, de superficie variable, dont celui de Polaka, qui nous intéresse tout particulièrement, en raison de sa faible superficie de 9,2 km². P. Chevallier a effectué, sur ces bassins, en 1980 (Chevallier, 1982), une campagne de mesures d'infiltrations ponctuelles au moyen d'un mini-simulateur de pluies.

Pour le bassin de Polaka, l'infiltration a été étudiée sur trois sites de mesures, judicieusement choisis pour leur représentativité, après une enquête pédologique : ce sont les sites A, B et C. Chacun d'eux faisait l'objet de trois répétitions de mesures appelées X, Y et Z. Les parcelles X sont recouvertes de graminées annuelles, tandis que les parcelles Y, Z ont été implantées sur des sols nus.

Le protocole de mesure qui consiste en une succession de séquences pluvieuses, représentant des averses calibrées typiques, et d'intervalles sans pluies intermédiaires, de durée variable, est le même pour toutes les parcelles. Le tableau de la figure 10 récapitule rapidement ce protocole. Les trois averses annuelles P1, P2, P3 sont constituées de quatre séquences de 10 minutes chacune. La séquence des plus fortes intensités est produite en deuxième position, ce qui permet de mieux apprécier l'évolution régressive de l'infiltration sur la parcelle.

Ce protocole semble avoir été bien conçu, puisqu'il donne satisfaction pour un mode d'interprétation des mesures que les auteurs n'avaient pas prévu.

Il nous a cependant paru assez lourd à supporter pour le sol et on a choisi, pour notre analyse, de ne pas tenir compte des résultats obtenus à la fin de la cinquième averse ni de ceux de la sixième averse. On considère, en effet, que le sol est plutôt compacté, à ce moment-là, sous l'effet des averses précédentes et qu'il n'a plus ses réactions naturelles.

| POLAKA : Protocole des pluies simulées | | | |
|--|----------------|-------------------|----------------|
| Sol initialement sec | | | |
| P ₁ : Pluie d'imbibition | de | 30 mm. | en 30 minutes |
| S ₁ : Intervalle sans Pluie | de 1/2 journée | ETP ≈ 10 mm./jour | |
| P ₂ : Pluie annuelle | de | 47 mm. | en 40 minutes |
| S ₂ : Intervalle sans Pluie | de 1 jour | | |
| P ₃ : Pluie annuelle | de | 47 mm. | en 40 minutes |
| S ₃ : Intervalle sans Pluie | de 4.5 jours | | |
| P ₄ : Pluie annuelle | de | 47 mm. | en 40 minutes |
| S ₄ : Intervalle sans Pluie | de 1.5 jours | | |
| P ₅ : Pluie décennale | de | 90 mm. | en 105 minutes |

FIG. 10. - Protocole des averses simulées.

5.2. INTERPRÉTATION DES MESURES

Les mesures sont interprétées en séquence, selon le principe du bilan hydrique c'est-à-dire que l'on étudie l'évolution de l'humidité des sols pendant les séquences pluvieuses et, également, pendant les séquences sèches, puisque les parcelles sont alors soumises à l'ETR.

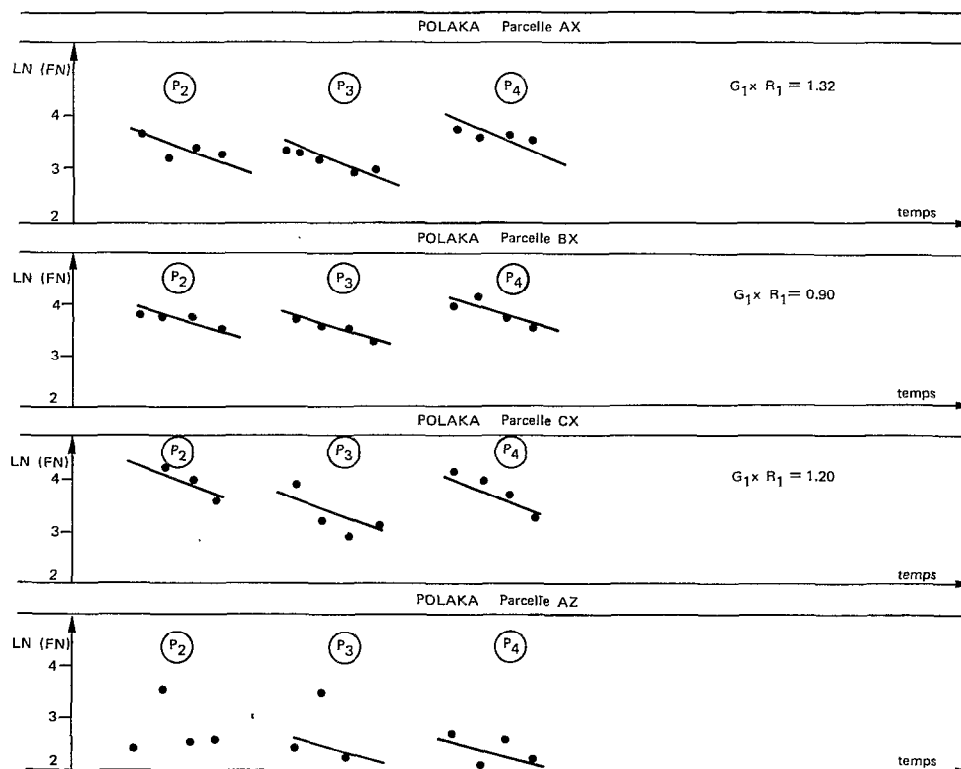


FIG. 11. - Évaluation du gradient d'assèchement à partir de mesures sur simulateur de pluies.

5.2.1. Évaluation du gradient d'assèchement

Pour ne pas compliquer systématiquement, on a choisi de se contenter, dans un premier temps, d'étudier l'évolution, en coordonnées logarithmiques népériennes, des capacités d'infiltration brutes FN, déduites des observations sur les séquences élémentaires de pluie. La pente de la droite donne la valeur du produit G1 R1.

Les graphiques de la figure 11 montrent l'évolution, en cours d'averse, des valeurs de FN sur les parcelles où on a observé de l'infiltration. On voit qu'on peut établir une évolution type qui se reproduit systématiquement au cours des trois averses P2, P3 et P4. Il reste une dispersion des points due à des effets secondaires, parfois liée à l'intensité de la pluie.

5.2.2. Évaluation de FIo et de DEFMAX

L'évaluation de ces paramètres est obtenue en étudiant simultanément l'évolution du stock en eau dans le sol et celle de la capacité d'infiltration FN.

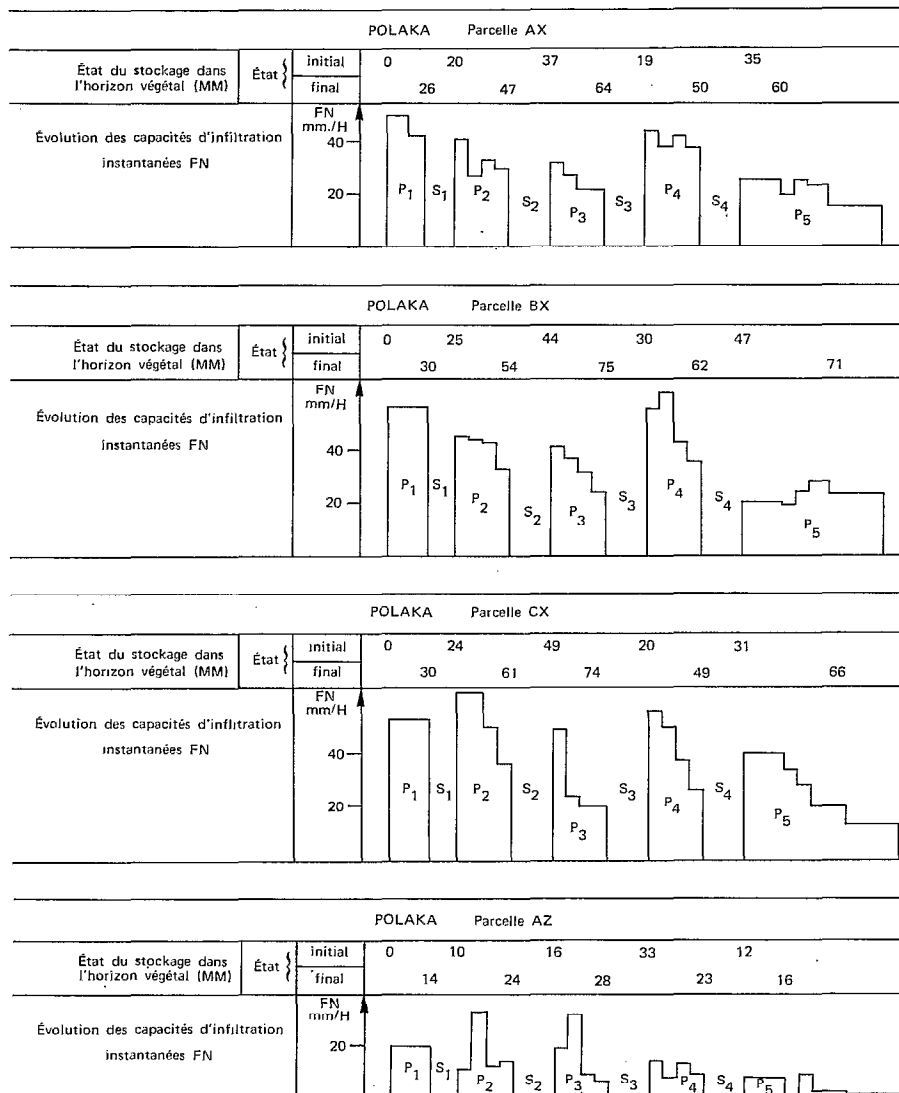


FIG. 12. - Évaluation de DEFMAX et de FIo à partir du mini-simulateur de pluies.

- Le stock en eau dans le sol : on part d'un sol initialement sec de fin de saison sèche (ce ne sera pas toujours le cas dans tous les climats). On peut évaluer l'état du stock en fin d'averse, et même à la fin de chaque séquence élémentaire, en rajoutant au stock initial les quantités d'eau qui se sont infiltrées sur la parcelle. On peut évaluer l'état du stock de surface, en début d'averse, en retranchant l'ETR, estimée pendant la période sèche intercalaire à partir de l'ETP du lieu, du stock final de l'averse précédente.

- Évolution des capacités d'infiltration FN : on recherche le moment où la capacité d'infiltration FN se stabilise et tend vers le seuil d'infiltration minimal F_{Io} . A ce moment-là, le déficit dans l'horizon végétal est nul, et sa dimension est égale au stock accumulé dans le sol depuis le début.

Les graphiques de la figure 12 montrent que le seuil a été atteint, dans l'ensemble, à la fin de l'averse P3 et au cours de la cinquième averse. Ces deux averses sont celles qui bénéficiaient, au départ, des meilleures conditions d'humectation du sol. Par contre, les sols n'ont pas atteint la capacité au champ ni le régime d'infiltration constante à la fin des averses P2 et P4, parce qu'ils étaient plus secs au départ.

Les valeurs de DEFMAX et de F_{Io} , déduites de cette analyse, sont les suivantes :

PARCELLE AX

DEFMAX = 60 mm et F_{Io} = 20 mm/heure

PARCELLE BX

DEFMAX = 70 mm et F_{Io} = 23 mm/heure

PARCELLE CX

DEFMAX = 70 mm et F_{Io} = 20 mm/heure

PARCELLE AZ

DEFMAX = 25 mm et F_{Io} = 0 mm/heure

PARCELLES BY, BZ, CY, CZ

Ces parcelles ruissellent pratiquement à 100 % et dans ce cas :

DEFMAX = 0 mm et F_{Io} = 0 mm/heure

5.3. CONCLUSION

Ces résultats montrent qu'une interprétation suivant le principe du bilan hydrique est très satisfaisante, en milieu sahélien. On observe sur ces parcelles une répétition des phénomènes selon un déterminisme des conditions initiales d'humectation du sol. Celles-ci jouent un rôle important puisque les infiltrations obtenues sur sol initialement humide (averses P3, P5) sont sensiblement plus faibles que celles observées sur sol initialement sec (averses P1, P2, P4).

Les valeurs de la RFU (DEFMAX) observées sur sols à couverture de graminées confirment les valeurs qu'on utilise couramment dans les modèles en régimes tropicaux, sur des couverts végétaux analogues (non ligneux bas), et qui étaient jusqu'à présent déterminées par calage.

On a enfin été agréablement surpris de constater la bonne convergence des résultats des mesures sur couvert végétal et de ceux obtenus sur sols nus.

6. RÉSULTATS OBTENUS SUR DES BASSINS VERSANTS

L'objectif de la première étude, effectuée sur le bassin versant de Polaka (Mare d'Oursi, Claude *et al.*, 1976-80), est de montrer que la technique du bilan hydrique donne de bons résultats dans les régimes où les déficits hydriques sont très élevés, bien que son domaine habituel d'utilisation concerne les zones climatiques où on peut faire l'hypothèse d'un recouvrement végétal suffisant. Les deux autres bassins, antillais, sont exposés à des climats très humides, avec une pluie moyenne de 3 000 à 6 000 mm. Ce sont des bassins à forte pente, à couvert végétal hygrophile, essentiellement forestier. Il serait difficile de trouver, en zone non tempérée, des bassins qui offrent un contraste plus saisissant avec le premier bassin sahélien.

Leur analyse nous sera également utile dans le dossier que nous présentons dans l'article suivant : on espère, ainsi, faire d'une pierre deux coups.

Ces derniers bassins sont intéressants du point de vue phénoménologique parce que ce sont des bassins forestiers à fortes pentes, et qu'ils permettent d'étudier, sur les crues, les influences contraires de l'effet agressif de la pente et de l'effet atténuateur de la forêt. Mais il faut préciser que les mesures effectuées sur ces bassins sont, dans l'ensemble, de mauvaise qualité. Les stations hydrométriques font partie du réseau hydrométrique ; les rivières sont des torrents au lit instable dont l'étalonnage, sans cesse remis en cause, est particulièrement contraignant.

6.1. BASSIN DE POLAKA (Mare d'Oursi, Claude *et al.*, 1976-80)

Ce bassin, d'une superficie de 9,2 km², de pente IG = 12 m/km, est situé en zone semi-aride (sahélienne) avec des précipitations annuelles de 450 mm. On se reportera, pour plus d'informations, à la fiche signalétique de l'article n° 1. Les crues y sont assez rapides, bien que les pentes soient faibles, mais c'est normal pour un bassin sahélien, à faible recouvrement végétal. Le pas de temps retenu pour cette étude est de dix minutes.

6.1.1. Découpage en zones homogènes et utilisation des mesures ponctuelles

On a examiné, dans le paragraphe précédent, les résultats des mesures d'infiltration relatives à ce bassin. Les parcelles Z fournissent des résultats presque identiques à ceux des parcelles Y, sauf lorsqu'elles ont été utilisées pour tester des effets spéciaux (Wischmeyer), et on dispose finalement d'un échantillon de six comportements type des sols : trois sous couvert de graminées AX, BX, CX et trois en sols nus : AY, BY, CY.

Le découpage « hydrologique » en sept unités homogènes (Chevallier, 1982) a été effectué à partir d'un regroupement partiel de la carte pédologique, qui inventorierait onze unités de sol, et à partir de la carte de la végétation, qui distingue quatre types de végétation.

Les six premières unités sont associées, chacune, à une parcelle qui en représente le comportement type. La septième unité, non représentée, est constituée de cuirasse ferrugineuse.

Il n'y a pas de problème de transposition pour les quatre parcelles qui ont montré de l'infiltration : on admet qu'il y a identité de comportement entre l'unité homogène et la parcelle correspondante.

Les deux parcelles qui ont pratiquement ruisselé à 100 % représentent 36 % de la superficie du bassin. Un examen rapide de l'hydrométrie du bassin montre que la plupart des petites crues ont produit un écoulement très inférieur à 36 % des précipitations et qu'on ne peut pas transposer tels quels les résultats obtenus sur parcelles. Ces aires dénudées finissent par se recouvrir de quelques centimètres de boue, après une averse, ce qui atteste qu'il y a, malgré tout, un peu d'infiltration et l'eau peut d'autre part être stockée dans les flaques des bas-fonds ou dans les bourrelets sableux qui peuvent absorber le ruissellement. On a admis que tous ces effets pouvaient être globalement traduits par un pseudo-horizon végétal, accessible à l'évaporation, de 20 millimètres. Chevallier, 1982, pour sa part, retranche 7 millimètres environ à sa formule empirique $L_r = f(P, IK)$ qui donne la lame ruisselée L_r en fonction de la pluie P et de l'indice d'humidité IK . Ces deux légers aménagements produisent à peu près les mêmes effets.

Les valeurs des paramètres finalement retenues pour chaque unité homogène, inspirées des résultats sur parcelles, sont regroupées dans le tableau suivant.

Valeurs des paramètres de chaque unité homogène

| UNITÉ | % SUP | PARCELLE | DEFMAX mm | F ₁₀ mm/h | G1 | G2 | H ₀ mm | R1 heure ⁻¹ |
|-------|-------|----------|--------------|----------------------|----|----|-------------------|------------------------|
| 1 | ,24 | AX | 60 | 20 | 5, | 5, | 1, | 0,25 |
| 2 | ,06 | AY, (AZ) | 30 | 0 | 5, | 5, | 0, | 0,25 |
| 3 | ,10 | BX | 70 | 23 | 5, | 5, | 1, | 0,25 |
| 4 | ,10 | BY, (BZ) | 20 | 0 | 5, | 5, | 0, | 0,25 |
| 5 | ,20 | CX | 70 | 23 | 5, | 5, | 1, | 0,25 |
| 6 | ,20 | CY, (CZ) | 20 | 0 | 5, | 5, | 0, | 0,25 |
| 7 | ,10 | | 10 | 0 | 5, | 5, | 0, | 0,25 |

– Estimation des paramètres H₀ et R1

Les valeurs de ces paramètres ne sont pas déduites des mesures sur parcelles. Dans ce contexte sahélien, les valeurs de H₀ sont trop faibles pour qu'on puisse apprécier l'effet de ce réservoir sur l'infiltration. Dans d'autres climats, il faudrait d'ailleurs, pour y arriver, imaginer un mode d'interprétation plus complexe. Ces paramètres peuvent, par contre, être évalués, au moins globalement, à l'échelle du bassin, à partir des observations des débits de ressuyage rapide dans la rivière. Pour ce bassin sahélien, le débit de ressuyage est très faible, mais non nul, et les valeurs de H₀ du tableau précédent ont été évaluées en conséquence : 1 millimètre sur les sols à recouvrement végétal et zéro sur les sols nus.

– Valeur du coefficient d'hétérogénéité X. Les parcelles étudiées sont suffisamment différentes pour qu'on n'ait pas besoin d'introduire une hétérogénéité à l'intérieur des unités homogènes. Il faut également rappeler que ce

coefficient introduit une hétérogénéité dans la dimension de l'horizon végétal et que son effet consiste essentiellement à soutenir les débits de base en fin de saison sèche. Le problème ne se pose pas ici puisqu'il n'y a pas de débit de base. On peut faire, sans problème : $X = 1$, c'est-à-dire qu'on n'introduit pas d'hétérogénéité.

– Valeurs des paramètres de gestion des stockages souterrains.

On a pris des valeurs arbitraires pour les paramètres HNo, HNo1, R2 et AL. Ces paramètres sont inutiles ici puisqu'il n'y a pas de débit de base. Dans le cas contraire, ces valeurs seraient déterminées au pas de temps journalier.

6.1.2. Observations sur le bassin

(a) Enregistrements pluviographiques

Le bassin était équipé de trois pluviographes : PP7, en amont du bassin, PP3 au milieu et PP6 en aval. Les mesures effectuées à PP7 ne sont malheureusement pas encore disponibles dans la banque de données.

Les mesures de pluie obtenues à PP3 sont surprenantes. Les hauteurs de pluie mesurées à cet appareil sont, certaines années, systématiquement très inférieures aux pluies moyennes du bassin et à celles des postes pluviométriques voisins. Il y a là, sans doute, une anomalie de fonctionnement de l'appareil.

Les relevés effectués à PP6 sont bons et ces mesures constituent l'essentiel de notre information pluviométrique. Il a fallu se contenter de ce seul appareil pour 1976 et 1977.

(b) Précipitations journalières. Elles sont de bonne qualité. On a essayé de faire une correction systématique des relevés pluviographiques par la pluie moyenne du bassin. Cette correction améliorerait le calcul des belles crues, mais il a fallu y renoncer sur ce bassin parce qu'il se posait, pour les petites pluies, d'autres problèmes de report d'une fraction de la pluie d'une journée sur l'autre, qui entraînaient des corrections intempestives et produisaient des petites crues parasites.

(c) Mesures d'hydrométrie. Elles sont de très bonne qualité.

(d) Mesures d'évaporation sur bac. L'ETP du bassin a été prise égale à l'ETP régionale, calculée (Claude *et al.*, 1976-82) à partir de mesures de la station climatologique installée pour cette étude, et qui était équipée, entre autres appareils, d'un évaporomètre de type bac Colorado.

6.1.3. Résultats

La dispersion des résultats est essentiellement liée à la mauvaise représentativité de la pluie mesurée. Elle se manifeste surtout en 1976, 1977 où on ne disposait que d'un seul appareil opérationnel. C'est peu dans un climat sahélien où l'hétérogénéité spatiale de l'averse est grande ; mais rien n'est jamais parfait en hydrologie.

On n'a pas réussi à atteindre, pour les coefficients de corrélation, le seuil de 0,90 qu'on s'était fixé, mais on s'en rapproche sensiblement.

Le coefficient de corrélation des couples de débits maximaux (observé-calculé) sur les 33 crues, dont l'un des deux maximums au moins a dépassé le seuil de 2 m³/s, est de 0,875. Il est de 0,881 sur les couples de lames écoulées (observée-calculée) des mêmes crues.

(a) Débits de pointe

Le graphique de la figure 13 montre la corrélation entre les débits de pointe calculés et les débits de pointe observés. La contrainte qu'on s'est imposée d'un transfert global sur tout le bassin vient ajouter une légère dispersion supplémentaire par rapport aux défauts déjà mentionnés. Cette contrainte est assez sévère dans une région climatique où les averses sont très localisées sur le bassin. Elle explique les décalages dans le temps observés, sur les petites crues, entre les hydrogrammes calculés et les hydrogrammes observés.

(b) Observations des lames écoulées

Le graphique de la figure 14 montre la corrélation entre les lames écoulées observées et les lames écoulées calculées. On observe que les écarts des points par rapport à la première bissectrice ne croissent pas lorsque la lame croît. Ce résultat est tout à fait normal avec la technique de calcul du bilan hydrique qui consiste essentiellement en une succession d'additions et de soustractions : l'erreur absolue est constante, et l'erreur relative est plus importante sur les petites crues.

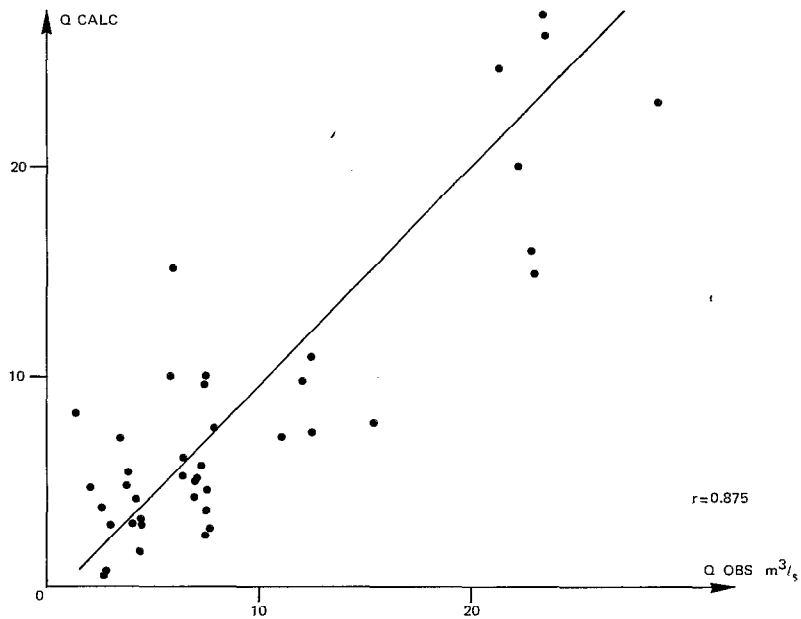


FIG. 13. - Polaka. Corrélation entre débits maximums calculés ↔ observés.

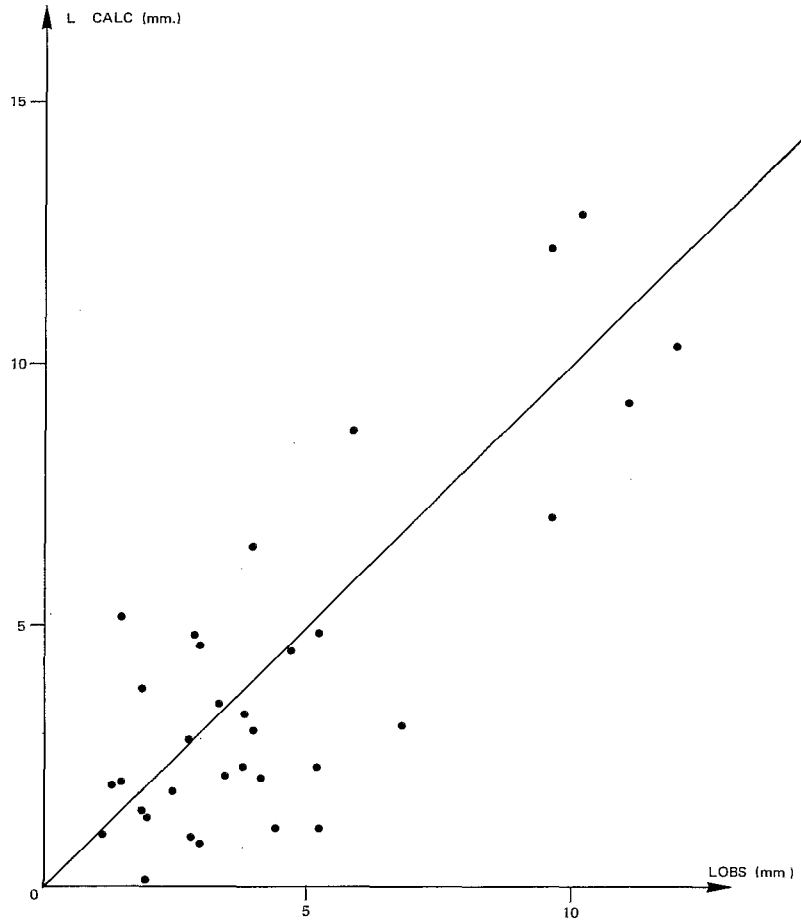


FIG. 14. - Polaka. Corrélation entre lames calculées et lames observées sur 33 crues dont un des débits de pointe > 3 m³/s.

Le tableau II-1 de l'annexe II résume les caractéristiques essentielles de ces crues : pluie moyenne sur le bassin, lame calculée et lame observée, déficit initial moyen du sol et déficit final. On voit que le pourcentage d'écoulement est faible sur les petites crues, de l'ordre de 10 %.

Le bilan de ces différents termes fait apparaître un déficit de 2 mm. Il correspond à l'ETR calculée pendant la période écoulée entre l'instant initial et l'instant final.

(c) L'hydrodynamique dans le sol en régime sahélien

Les deux dernières lignes qui donnent le déficit initial moyen, sur le bassin, en début d'averse et le déficit final, six heures après l'averse résumant, à notre avis, toute l'hydrodynamique des sols en milieu sahélien.

Les déficits initiaux sont presque toujours très proches du déficit maximal DEFMAX du bassin ; la valeur moyenne de DEFMAX sur le bassin, qui vaut 44,2 mm, est fréquemment atteinte. C'est dire que le sol est presque toujours sec en début d'averse. Comme les averses sont de courte durée, le déficit final dans le sol est encore très élevé parce que l'eau n'a pas eu le temps de s'infiltrer. Il va de soi qu'il n'y a pas de percolation dans ces climats et donc pas de nappe, sauf cas d'alimentation par épandage des crues. Les valeurs du déficit données ici sont des valeurs moyennes sur le bassin. Elles n'ont pas de signification physique précise, mais le programme calcule les déficits et l'ETR, individuellement, sur chaque unité, ce qui pourrait présenter un certain intérêt pour l'agriculture.

(d) Quelques belles crues

On donne, à titre d'illustration, dans l'annexe I-1-a, le dessin de quatre crues, choisies parmi les plus belles observées.

(e) En changeant le gradient

Le gradient d'assèchement joue un rôle primordial dans le Sahel, puisque c'est lui qui détermine les quantités d'eau qui ruissellent, même lorsque le déficit dans le sol n'est pas élevé.

La valeur moyenne du gradient d'assèchement finalement retenue sur ce bassin est de $5 \times 0,25 = 1,25$ heure⁻¹ ou si on préfère de 30 jour⁻¹, d'après les résultats empiriques fournis par la figure 11. On voit que cette dynamique rapide de « Horton », pendant la pluie, est 60 fois plus rapide qu'une dynamique de Kohler où on aurait pris un coefficient de 0,5.

Pour montrer l'effet de ce paramètre, on a reproduit dans l'annexe I-1-b les hydrogrammes calculés, pour un certain nombre de crues, dans les conditions normales de calage et, sur la page suivante, les hydrogrammes calculés, pour les mêmes crues, avec une valeur du gradient prise égale à 0,5 heure⁻¹ au lieu de 1,25. C'est la première bande dessinée à scénario hydrologique.

6.2. BASSIN DE PETITE PLAINE (GUADELOUPE)

Le bassin de Petite Plaine en Guadeloupe, d'une superficie de 8,8 km², est un bassin montagneux à très fortes pentes et son indice global vaut 117 m/km. Il est situé dans un climat hyperhumide sous des précipitations moyennes annuelles de l'ordre de 2 500 mm. La pluie est fortement différenciée avec l'altitude. Elle varie du simple au double du point le plus bas au point le plus haut. La végétation hygrophile qui le recouvre est assez hétérogène. La forêt y est dense à certains endroits mais elle a tendance à se dégrader en altitude pour laisser la place à une végétation plus basse, bien qu'encore dense. La couverture végétale moyenne peut être qualifiée de forêt moyennement dense.

La carte pédologique systématique de la région est assez peu précise et ne donne aucune indication quantitative sur la perméabilité des sols qui entrent globalement dans la catégorie « d'oxysols faiblement ou moyennement désaturés ».

Les fortes pentes en font un bassin très agressif malgré l'effet fortement atténuateur de la végétation. Le débit maximum d'une crue unitaire correspondant à une lame ruisselée de 10 mm est de 18 m³/s. Ce même débit vaut 24 m³/s sur le bassin de Polaka d'une superficie de 9,6 km². On voit que ces deux bassins ont à peu près la même agressivité bien que situés dans des régimes climatiques très différents. La rapidité des crues explique l'utilisation d'un pas de temps de dix minutes, comme sur le bassin de Polaka.

La pluie moyenne sur le bassin n'est connue que par le biais des mesures effectuées au pluviographe de Petite Plaine. C'est très insuffisant pour un bassin montagneux où les précipitations sont aussi hétérogènes.

La méconnaissance de la pluie et des caractères physiographiques du bassin justifie l'utilisation d'une méthode globale de simulation des écoulements, mais il ne faut évidemment pas attendre une grande précision de cette étude.

On se propose de montrer, à propos de ce bassin, la méthode d'évaluation par calage de tous les paramètres hydrologiques, en l'absence de mesures permettant de les déterminer directement.

6.2.1. Calage des paramètres hydrologiques

(a) Les paramètres de réglage des écoulements lents, HNo, AL, HNo1, R2 sont déterminés au pas du temps journalier (cf. article précédent).

(b) Paramètre de perméabilité. Dans ce climat très humide, il pleut pratiquement tous les jours en saison des pluies et les sols sont presque toujours à l'état de rétention au champ, c'est-à-dire que le déficit DEFMAX dans l'horizon végétal DEFMAX est presque toujours voisin de zéro. La quantité d'eau qui percole vers la nappe est essentiellement limitée par la capacité d'infiltration nominale FIo et dans une moindre mesure par le coefficient d'hétérogénéité de l'horizon végétal X, qui a été évalué au pas de temps journalier. Le processus de réglage de l'hétérogénéité spatiale ne fonctionne pas exactement ici comme au pas de temps journalier. Tant que le déficit dans l'horizon végétal n'est pas nul, la quantité d'eau qui percole est bien toujours égale, comme au pas de temps journalier, à la fraction $(1 - X) \times JP$ de la quantité de pluie tombée JP pendant le pas de temps mais elle ne peut dépasser FIo. Lorsque l'horizon végétal est réhumidifié, la quantité d'eau qui percole est égale à la pluie, si JP est inférieur à FIo, ou à FIo dans le cas contraire.

On détermine FIo en recherchant la meilleure adéquation Observé-Calculé des écoulements lents de vidange des réserves souterraines. Ce travail s'effectue graphiquement, à partir des débits journaliers, en prenant pour débits journaliers calculés la somme des différents écoulements calculés aux pas de temps élémentaires.

(c) Les paramètres de réhumidification de l'horizon végétal sont DEFMAX et le gradient d'assèchement G1. La dimension de l'horizon végétal DEFMAX a été déterminée au pas de temps mensuel et c'est de toutes façons un paramètre végétal régional qui n'intervient pratiquement pas ici puisque le déficit réel n'atteint jamais la valeur de DEFMAX, même en fin de saison sèche.

La valeur de G1 est évaluée à partir des quelques crues qui présentent un déficit initial important. La valeur trouvée est ici moitié moindre que celle obtenue à Polaka, mais pour une dimension de l'horizon végétal double. Le produit $G1 \times R1$ vaut 0,5 et la valeur du gradient d'assèchement G1 est égale à 2.

(d) La dynamique de la saturation est obtenue par le calage des paramètres de remplissage, de dimension et de vidange G2, Ho, R1 du réservoir de sursaturation Ho.

La valeur du coefficient de ressuyage (rapide) R1 est déterminée par l'observation des ressuyages des crues, en coordonnées logarithmiques.

Le mode de remplissage exponentiel du réservoir Ho fait que la charge H dans ce réservoir n'atteint théoriquement jamais la valeur de Ho. La valeur pratique de Ho est obtenue par l'observation des ressuyages des crues assez importantes produites par des averses abondantes et prolongées.

La valeur du gradient de sursaturation est obtenue à partir des crues de moindre importance ou produites par des averses de courte durée.

On a trouvé $Ho = 20$ mm, $R1 = 0,25$ heure⁻¹ et $G2 \times R1 = 0,5$ avec une valeur de $G2 = 2$, égale à G1.

On voit que les valeurs des dimensions des réservoirs DEFMAX et Ho, qui caractérisent l'influence du couvert végétal, sont bien plus importantes dans cet environnement forestier que celles que l'on avait trouvées sur le bassin sahélien de Polaka où la végétation est rare et rabougrie. Mais il semblerait que les gradients soient, en contrepartie, plus faibles.

(e) Récapitulatif : les valeurs des paramètres hydrologiques moyens qui caractérisent les écoulements de ce bassin sont précisées dans le tableau suivant :

| DEFMAX | Ho | FIo | G1 | G2 | R1 |
|--------|----|------|----|----|---------------------|
| mm | mm | mm/h | | | heure ⁻¹ |
| 120 | 20 | 10 | 2 | 2 | 0,25 |

6.2.2. Résultats obtenus

Les résultats obtenus ne sont pas excellents. On obtient un coefficient de 0,866 sur les 50 couples de lames ruisselées des crues observées et calculées de la période d'observation, dont un des deux maximums au moins a

dépassé la valeur de $14 \text{ m}^3/\text{s}$. L'écart entre la valeur observée et la valeur calculée dépasse parfois 10 mm. Cette dispersion aléatoire est essentiellement due à la mauvaise connaissance que l'on a de la pluie moyenne du bassin, qui n'est représentée que par un poste, et à la forte hétérogénéité spatiale des averses résultant du contexte régional. Il convient de rappeler en effet que la pluie est, en moyenne, deux fois plus élevée au sommet du bassin que dans sa partie basse. Les débits observés ne sont pas eux-mêmes hors de tous soupçons : on a dit qu'on avait affaire à un torrent de montagne à l'étalonnage de basses et de moyennes eaux instable, sans cesse à recommencer. Cette dispersion aléatoire importante masque la distorsion systématique éventuelle qui pourrait résulter d'un défaut de la fonction de production ou de calage des paramètres.

6.2.3. Quelques belles crues

L'annexe I-2-a reproduit un certain nombre de crues choisies parmi les plus « photogéniques ». Il n'y a pas eu, durant toute la période observée, d'épisode véritablement exceptionnel. On peut néanmoins se rendre compte que les crues sont, pour la plupart, complexes, en conformité avec le régime des précipitations : les corps d'averse sont multiples dans la journée.

6.2.4. Dynamique de l'infiltration et du ruissellement

Dans le tableau II-2, on peut se rendre compte que le déficit initial par rapport à l'état de rétention est presque toujours faible.

La production de ruissellement pur, pendant les séquences des fortes intensités, est essentiellement conditionnée par le remplissage du réservoir qui représente les interceptions de surface et de subsurface. La valeur H_0 de ce réservoir est relativement élevée sur ce bassin, en raison de l'essence forestière du couvert végétal. Cette valeur ne vaut cependant que 20 mm et ce réservoir de sursaturation ne devrait finalement pas intervenir considérablement sur les très fortes crues.

L'effet amortisseur de la forêt intervient surtout sur les petites et moyennes crues.

6.2.5. Supprimons le réservoir de sursaturation

Sur les dessins de crues de l'annexe I-2-c qui représentent les mêmes événements que ceux de l'annexe I-2-b, on a supprimé les interceptions de surface et de subsurface en donnant à H_0 la valeur de zéro.

On voit que les crues simulées sont alors plus agressives et que le ruissellement pur y est plus élevé. On a supprimé en même temps le ressuyage rapide ou l'écoulement hypodermique dont l'effet apparaît, par contrecoup, sur les valeurs observées.

6.3. BASSIN DE LA LÉZARDE AU GROS MORNE

Le bassin de la rivière Lézarde, en Martinique, à la station de Gros Morne, encore appelée Quartier Lézarde II, a une superficie de $13,3 \text{ km}^2$. Il se situe à une altitude moyenne de 410 mètres et il est très arrosé avec des précipitations annuelles de 4 500 millimètres environ. La végétation y est fortement forestière. Les pentes sont fortes avec un indice global de pente IG de $99 \text{ m}/\text{km}$, assez voisin de celui de Petite Plaine. La réponse du bassin est rapide, malgré le couvert forestier. Le débit de pointe d'une crue unitaire de 10 millimètres est de $30 \text{ m}^3/\text{sec}$ contre $18 \text{ m}^3/\text{sec}$ sur Petite Plaine mais pour un bassin sensiblement plus petit.

Ces deux bassins se ressemblent, du moins du point de vue du modélisateur, qui nécessite que l'on ait oublié presque tout ce que l'on a pu voir sur le terrain, mais l'analyse au pas de temps journalier de l'article précédent le donne pour beaucoup plus perméable et il était intéressant de vérifier que l'on retrouvait bien cette particularité aux petits pas de temps et d'étudier également, sur ce bassin, l'effet spécifique de la perméabilité sur les pointes de crues.

La pluie moyenne du bassin n'est approchée que par les mesures faites au poste pluviographique de Morne Bellevue, situé à la périphérie du bassin, et sa faible représentativité de la pluie moyenne explique certains écarts importants constatés entre les lames observées et les lames calculées. Il faut rappeler que ces bassins du réseau hydrométrique n'ont jamais été étudiés avec le soin qu'il convient d'apporter à une étude de bassin versant représentatif, mais la contrepartie avantageuse de ce statut est que les observations portent sur une longue période, de sorte qu'il a été possible d'évaluer directement, à partir d'ajustements statistiques, le débit de pointe des crues décennales et centennales.

6.3.1. Résultats obtenus

Le tableau de l'annexe II-3 donne les éléments du bilan hydrologique de toutes les crues observées de 1974 à 1977 pour lesquelles un des deux maximums Observé-Calculé, dépasse la valeur de 20 m³/s.

Comme on peut le voir, les déficits initiaux dans l'horizon végétal sont à peu près nuls, ce qui signifie que les sols sont presque toujours à l'état au champ en début d'averse.

Si on avait sous les yeux la liste des débits maximums, on pourrait constater que la relation entre débit maximal et volume de la crue représentée sur ce tableau par la lame ruisselée, est à peu près inexistante. Sans doute parce que les débits de pointe sont davantage conditionnés par la forme des averses que par les quantités de pluie précipitées. La pluie du 13/12/75, par exemple, d'une valeur de 240 mm, a provoqué 138 mm d'écoulement rapide et un débit maximal de 18 m³/s, alors que la pluie du 27/11/74 d'une valeur de 94 mm a produit 35 mm d'écoulement et un débit de pointe de 46,8 m³/s.

6.3.2. Calage des paramètres hydrométriques

Les valeurs des paramètres hydrologiques de ce bassin, déterminées par calage, sont les suivantes :

| DEFMAX mm | Ho mm | F _{Io} mm/h | G1 | G2 | R1 heure ⁻¹ |
|--------------|----------|-------------------------|----|----|---------------------------|
| 120 | 20 | 20 | 2 | 2 | 0,25 |

On voit que la valeur de l'infiltration nominale F_{Io}, qui caractérise la perméabilité intrinsèque des sols du bassin, est effectivement plus élevée sur ce bassin que sur le bassin de Petite Plaine.

6.3.3. Quelques belles crues

Les dessins de l'annexe I-3-c reproduisent quelques belles crues parmi celles qui ont été étudiées. On peut apprécier la diversité des formes de crues qui résultent de celle des formes d'averse.

6.3.4. Rendons le bassin imperméable

Les annexes graphiques I-3-a et I-3-b vont permettre d'apprécier l'influence de la perméabilité intrinsèque des sols sur la production du ruissellement et sur les débits de pointe des crues.

Dans l'annexe I-3-b, on a reproduit un certain nombre de crues observées et calculées, avec le calage des paramètres hydrologiques qui convient au bassin. Dans l'annexe I-3-c qui lui fait face, on montre les réactions qui seraient celles d'un bassin placé dans les mêmes conditions mais qui serait devenu tout à coup imperméable. Pour cela, on a modifié la valeur de l'infiltration nominale F_{Io} : on lui a donné la valeur de 1 mm/heure au lieu de 20. On voit que le volume des crues et leur débit de pointe sont nettement liés à la perméabilité intrinsèque du bassin.

Ces histoires illustrées ont permis de montrer, à partir des matériaux fournis par trois bassins, l'influence des principaux paramètres hydrologiques qui interviennent dans la production des écoulements de crue.

7. VARIATIONS DES PARAMÈTRES QUI CONDITIONNENT LE RUISSELLEMENT

Les différentes valeurs de F_{Io}, Ho, DEFMAX, G1, G2 obtenues sur les trois bassins précédents donnent une assez bonne idée des variations de ces paramètres, qu'on commence à connaître assez bien actuellement, à l'exception de celles des gradients d'assèchement et de sursaturation qui sont des notions nouvelles.

7.1. INFILTRATION NOMINALE F_{Io} (1)

Ce paramètre caractérise la perméabilité des sols saturés en surface et il devrait être lié aux caractéristiques intrinsèques des sols, à la sortie de l'horizon végétal. La valeur de F_{Io} se rapproche de la valeur du « seuil minimal d'infiltration » que de nombreux hydrologues se sont attachés à déterminer, sur des bassins versants, par interprétation de corrélations hydropluviométriques. On peut craindre cependant que le « seuil minimal d'infiltration » corresponde à une valeur réduite de F_{Io}, sur les bassins où les réserves souterraines se saturent.

– On a trouvé deux millimètres/heure pour des bassins assis sur des argiles géologiques (Tunisie-BVN), et cette valeur n'est pas modifiée lorsque ces argiles sont recouvertes d'un manteau de colluvions sablo-argileux dont l'épaisseur ne dépasse pas, toutefois, le mètre.

– Des valeurs de F_{Io} de l'ordre de 20 millimètres/heure correspondent à des valeurs moyennes sur bassins déjà fortement perméables. C'est ce qu'on obtient, par exemple, sur des sols ferrallitiques lessivés en climat tropical humide (Ambatomainity). On s'attend à trouver des valeurs de cet ordre sur Korhogo, ou, peut-être, un peu plus.

– On peut trouver des valeurs moyennes supérieures, sur des bassins d'arènes gréseuses par exemple, et on peut s'attendre à trouver des valeurs très supérieures sur parcelles, mais pas sur un sol agricole.

On doit pouvoir « étalonner » les autres paramètres qui caractérisent la perméabilité, à d'autres pas de temps, PERMAX et le coefficient d'écoulement rapide q , à partir de corrélations entre ces paramètres et F_{Io}. On le fera lorsqu'on disposera d'un répertoire suffisant de valeurs.

7.2. RÉSERVOIR DE SURSATURATION H_o

La capacité du réservoir de sursaturation H_o augmente avec le volume et la densité de la végétation. Ce réservoir est pratiquement inexistant en régime sahélien : c'est ce qu'on vient de voir sur Polaka.

Pour H_o = 10 mm, on peut avoir un couvert de graminées pérennes en milieu humide (Ambatomainity) assez dense, aux touffes jointives, qui produit une interception de surface importante, comprise dans ces 10 mm. On peut aussi avoir un couvert plus volumineux de maquis, avec une interception de surface plus faible (Tunisie-BVN).

Les couverts forestiers produisent des valeurs de H_o comprises entre 20 et 30 millimètres, suivant l'importance de la forêt. Sur les bassins antillais que l'on vient d'étudier, la forêt n'est pas très dense, en moyenne, parce que celle-ci se dégrade en altitude. Elle n'y résiste pas aux précipitations trop abondantes et y cède la place à une végétation de taillis. Elle doit être grossièrement équivalente, en moyenne, à une belle forêt européenne. La forêt du bassin de Perinet D3 à Madagascar sur laquelle on avait trouvé H_o = 30 mm (non publié) est une forêt qui se rapproche sensiblement d'une forêt équatoriale primaire avec une strate arborescente fournie et une densité de recouvrement voisine de 100 %. Lorsqu'on marche dans la forêt, on ne voit pratiquement pas la lumière du ciel.

7.3. VARIATIONS DE R₁

Les temps de ressuyage du ressuyage rapide que l'on observe sont habituellement compris entre 8 et 15 heures, ce qui correspond à des temps de ressuyage compris entre 7,2 et 3,6 jour — 1, ou entre 0,30 et 0,15 heure — 1. Ces temps de ressuyage pourraient augmenter lorsque les sols sont plus imperméables, mais c'est une impression qui demande à être vérifiée.

7.4. VARIATIONS DE DEFMAX

La dimension de l'horizon végétal ou réserve facilement utilisable peut être mesurée sans trop de difficultés, dans les climats à saison sèche fortement accentuée, lorsque le déficit en fin de saison sèche est pratiquement égal à DEFMAX. On peut la déterminer à partir de mesures neutroniques d'humidité ou indirectement à partir de mesures de l'infiltration, mais il faut veiller à effectuer un nombre suffisant de répétitions des mesures. On peut également le déterminer par bilan hydrique lorsqu'on pense savoir calculer l'ETR avec précision : une sous-estimation systématique de l'ETR, en début de saison des pluies, entraîne, par compensation, une sous-estimation de DEFMAX.

Dans notre chaîne de programmes cette variable peut être calculée aux différents pas de temps : mensuel, journalier et petits pas de temps.

(1) Le paramètre F_{Io} est le seul paramètre qui décrit les caractéristiques intrinsèques du sol, les autres paramètres étant fortement ou totalement liés aux caractéristiques de la végétation. F_{Io} vaut, à peu près, la valeur du coefficient de conductivité hydraulique à la saturation K_s (cf. 3.3.1.a).

Des abaques assez imprécises (Ibiza, 1983a) permettent d'évaluer la valeur de DEFMAX en relation avec la végétation, les sols et le climat. En résumé, ce paramètre varie de 120 à 160 mm, en proportion de la végétation, dans les régions climatiques où la saison sèche n'est pas très accusée. Dans le cas contraire, les plantes ont deux façons de s'adapter à cette sécheresse saisonnière : les plantes non ligneuses basses cessent toute activité pendant la saison sèche et la dimension de la RFU est alors faible, de 60 à 100 mm ; les plantes ligneuses doivent trouver dans le sol grâce à un enracinement profond les réserves suffisantes pour subsister pendant la morte saison et, à ce moment-là, la dimension de l'horizon végétal est très élevée, surtout lorsque la plante profite de la grande aptitude de stockage des sols à forte tendance argileuse. On peut citer le cas de certaines variétés d'Eucalyptus surdouées qui arrivent à maîtriser et à gérer des réserves de 230 mm de RFU (Tunisie-BVN).

7.5. VALEURS DES GRADIENTS G1 ET G2

Si on en juge par les résultats obtenus dans cette note la valeur du gradient d'assèchement serait élevée sur les couverts végétaux à faible enracinement et pour des dimensions de l'horizon végétal DEFMAX faibles. Il aurait tendance à décroître lorsque la dimension de l'horizon végétal augmente.

8. CONCLUSION

(a) DU POINT DE VUE PHÉNOMÉNOLOGIQUE

On a montré qu'une méthode utilisant le principe du bilan hydrique peut donner des résultats satisfaisants dans des régimes climatiques variés.

On a également montré, en se contentant, pour la simulation des débits, d'un transfert global des écoulements produits sur versants au moyen d'un opérateur de transfert global, que les phénomènes d'écoulement observés à l'exutoire d'un bassin versant sont déjà contenus en puissance dans les phénomènes d'infiltration sur versants. Ces phénomènes de versant produisent, à partir d'une pluie, une séquence d'écoulements que l'on retrouve à peu près telle quelle à l'exutoire, après transformation par l'hydrogramme type. Il est exact que tous les bassins étudiés ont été précisément sélectionnés parce qu'ils ne présentaient pas d'accidents de transfert et qu'on les a présentés dans notre introduction (cf. Art. 1, par. III) comme des bassins ordinaires. Il n'en demeure pas moins vrai que les mesures ponctuelles d'infiltration sur versants du type « mini-simulateur de pluie » constituent un apport nouveau irremplaçable pour la compréhension des phénomènes de production des écoulements, à condition, toutefois, de s'en tenir à des protocoles d'averses vraisemblables et de faire l'effort d'une interprétation plus fine des phénomènes observés.

(b) DU POINT DE VUE DE LA PRÉDÉTERMINATION DES CRUES

La méthode présentée, qui peut être d'ailleurs améliorée ou simplifiée, peut paraître complexe, mais elle permet une investigation approfondie du bassin versant étudié, et les résultats acquis, parce qu'ils sont transposables, font bouler de neige et facilitent le calage et l'interprétation des résultats ultérieurs.

Lorsqu'on a obtenu, sur un bassin, une fonction de production suffisamment précise, on a fait la preuve qu'on peut également calculer, avec la même précision, les conditions initiales d'humectation des sols. Le problème du calcul des conditions initiales moyennes à prendre en compte pour la prédétermination des fortes crues est résolu du même coup : il suffit, alors, de « faire tourner le programme », pendant quelques années, sur des mesures régionales.

Ces résultats montrent que l'indice de Kohler n'est plus vraiment indispensable et qu'on peut raisonnablement penser à lui réserver une place d'honneur au musée des indices empiriques qui ont trop servi.

L'indice de Kohler est un bon indice puisqu'il permet de rendre compte à la fois de l'état des réserves souterraines (cf. article précédent) et de l'état d'humectation des sols en surface, mais ce mode de calcul reste cependant très grossier et le principal défaut de cet indice est qu'il ne fournit aucune information sur le bassin et qu'il n'est pas transposable. C'est une méthode d'ingénieur, au coup par coup, qui ne peut être utilisée pour une analyse systématique des comportements hydriques des bassins, sauf peut-être dans un cadre régional très précis.

Les conditions initiales d'humectation peuvent, dans certains climats, avoir une influence assez faible sur la production d'écoulement parce qu'elles restent à peu près inchangées d'une averse à l'autre. Dans le Sahel, on l'a vu sur Polaka, les sols sont presque toujours initialement secs, et dans les régions humides ils sont presque

toujours à la capacité au champ sauf au début de la saison des pluies. Mais elles jouent cependant un rôle considérable d'un point de vue global de compréhension des phénomènes du comportement des sols à l'écoulement, au point qu'on ne peut espérer entreprendre sérieusement l'étude des autres problèmes qui se posent en hydrologie si on n'a pas franchi cette étape préalable.

Avec une bonne fonction de production et des conditions initiales moyennes calculées avec précision, on peut, par exemple, essayer de savoir quelle forme moyenne de l'averse, caractéristique du climat, on doit prendre en compte pour aboutir à la prédétermination des débits de crues rares d'une certaine fréquence à partir de la hauteur de pluie de même fréquence.

C'est ce qu'on se propose de faire, dans l'article suivant, sur les climats antillais.

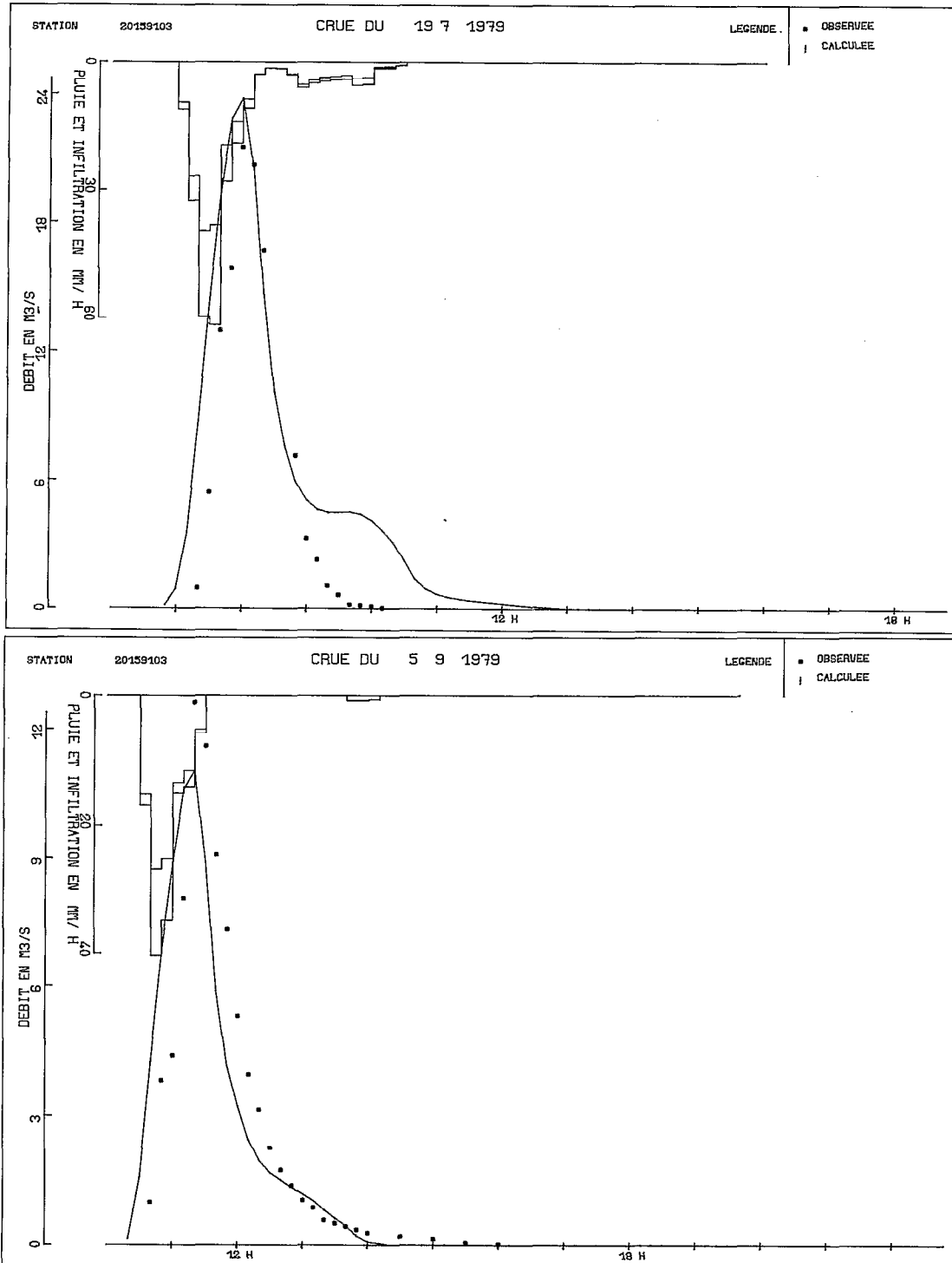
BIBLIOGRAPHIE

- CHEVALIER (P.), 1982. - Simulation des pluies sur deux bassins versants (Mare d'Oursi). ORSTOM multigr.
- CLAUDE *et al.*, 1976-82. - Observations climatologiques à la station de Jalafanka (Mare d'Oursi). ORSTOM multigr.
- CLAUDE *et al.*, 1976-82. - Étude hydrologique de sept bassins alimentant la mare d'Oursi. ORSTOM multigr.
- DE MARSILLY (G.). - Hydrogéologie quantitative (Masson).
- HILLEL (D.), 1974. - L'eau dans le sol. Principes et processus physiques. Van Der Leuven, Bruxelles.
- HOLTAN (H.N.), 1961. - A concept for infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys.*, 14.
- HORTON (R.E.), 1940. - An approach to the physical interpretation of infiltration capacity. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, 5.
- IBIZA (D.), 1973-76. - Bilan hydrique sous prairies naturelles et artificielles. Madagascar. ORSTOM multigr.
- IBIZA (D.), 1983 (a). - Modèle simplifié au pas de temps mensuel. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XX, n° 1.
- IBIZA (D.), 1983 (b). - Analyse et modélisation des écoulements sur des bassins dans le nord Tunisien. ORSTOM multigr.
- RIOU (Ch.), 1977. - Évaporation du sol nu en Tunisie. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XIV, n° 3.
- VAUCLIN (M.), HAVERKAMP (R.), VACHAUD (G.). - Résolution numérique d'une équation non linéaire. Application à l'infiltration de l'eau dans les sols non saturés (Presses de Grenoble).

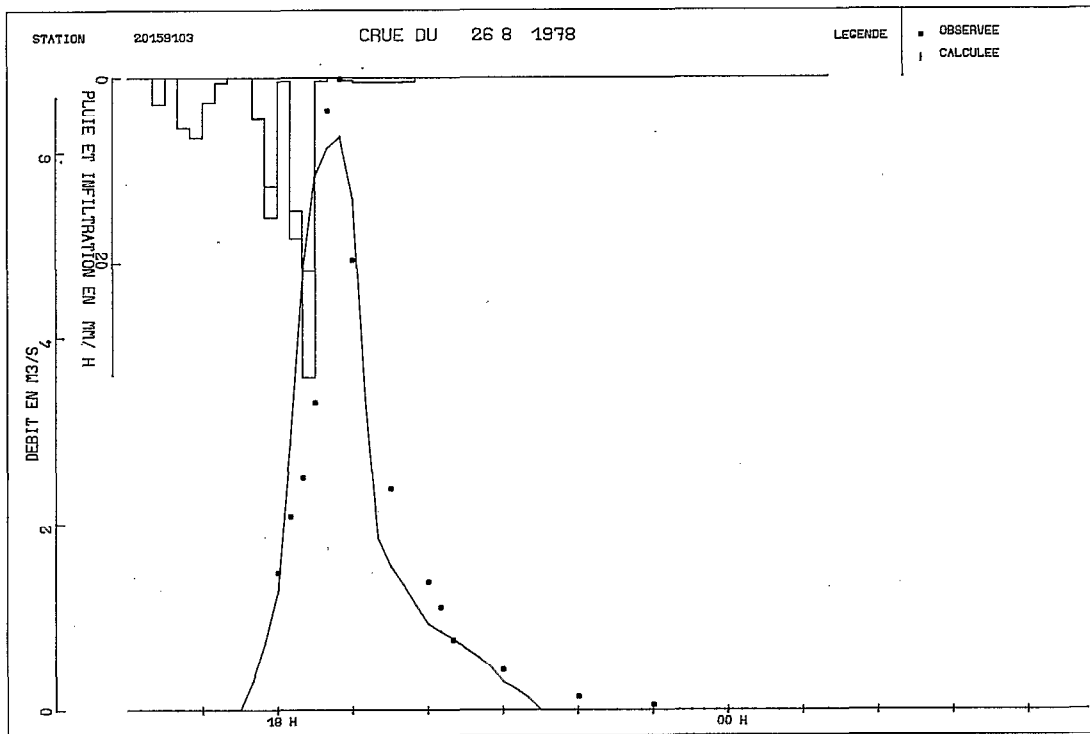
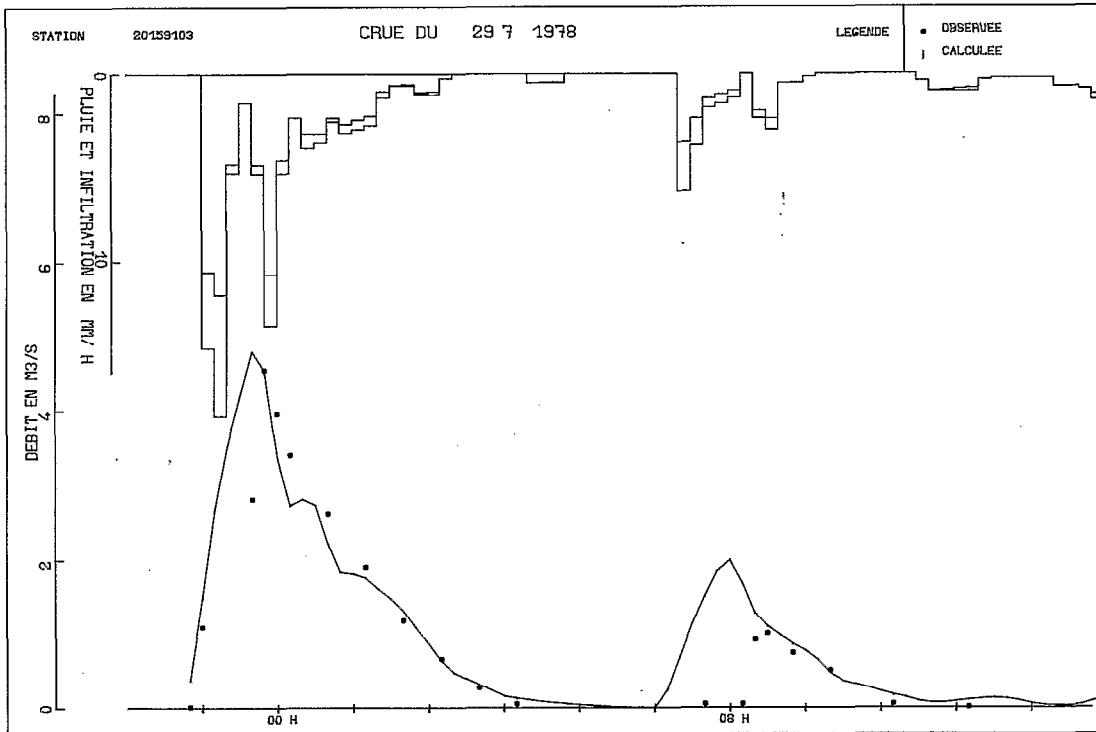
ANNEXE I

Quelques belles crues et rôle des différents paramètres sur le ruissellement

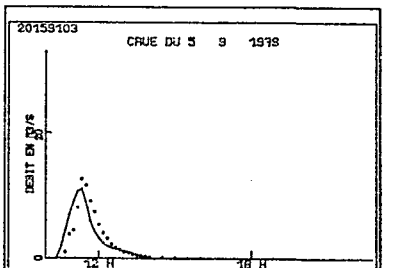
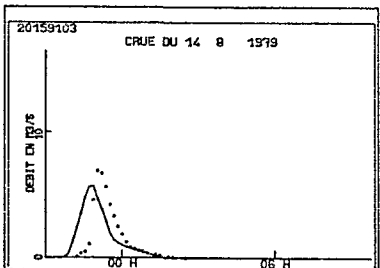
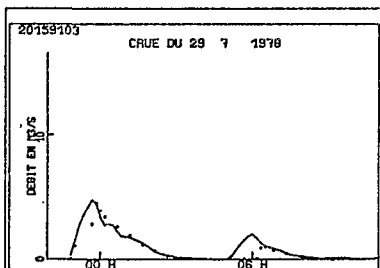
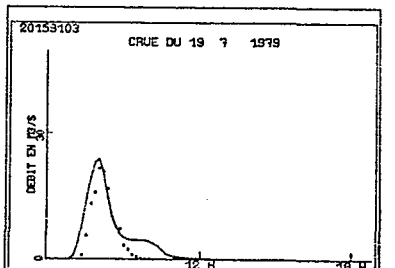
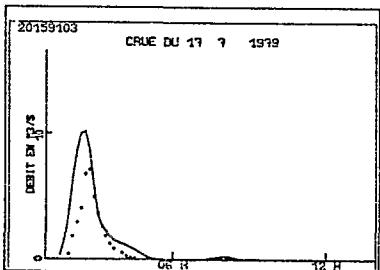
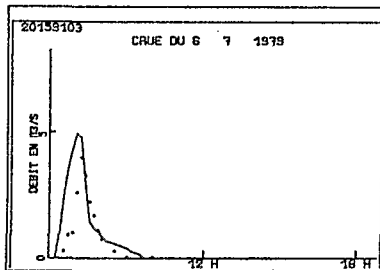
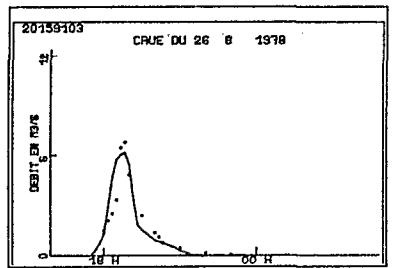
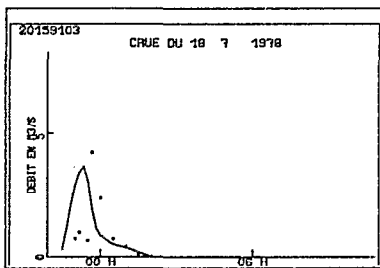
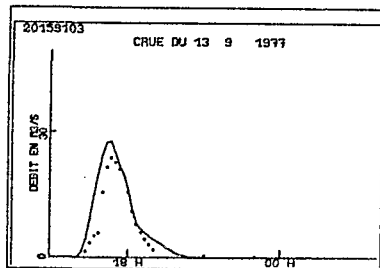
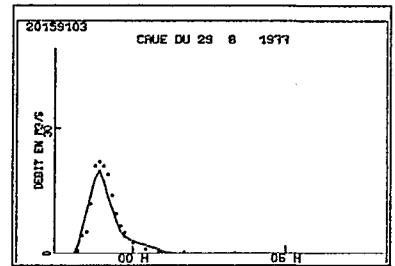
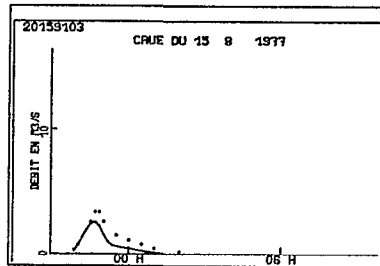
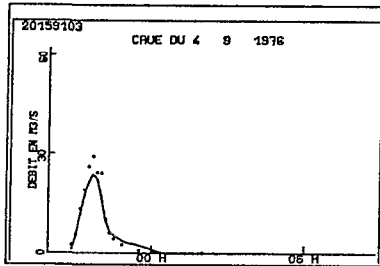
ANNEXE I.1.a
Bassin de Polaka. Quelques belles crues



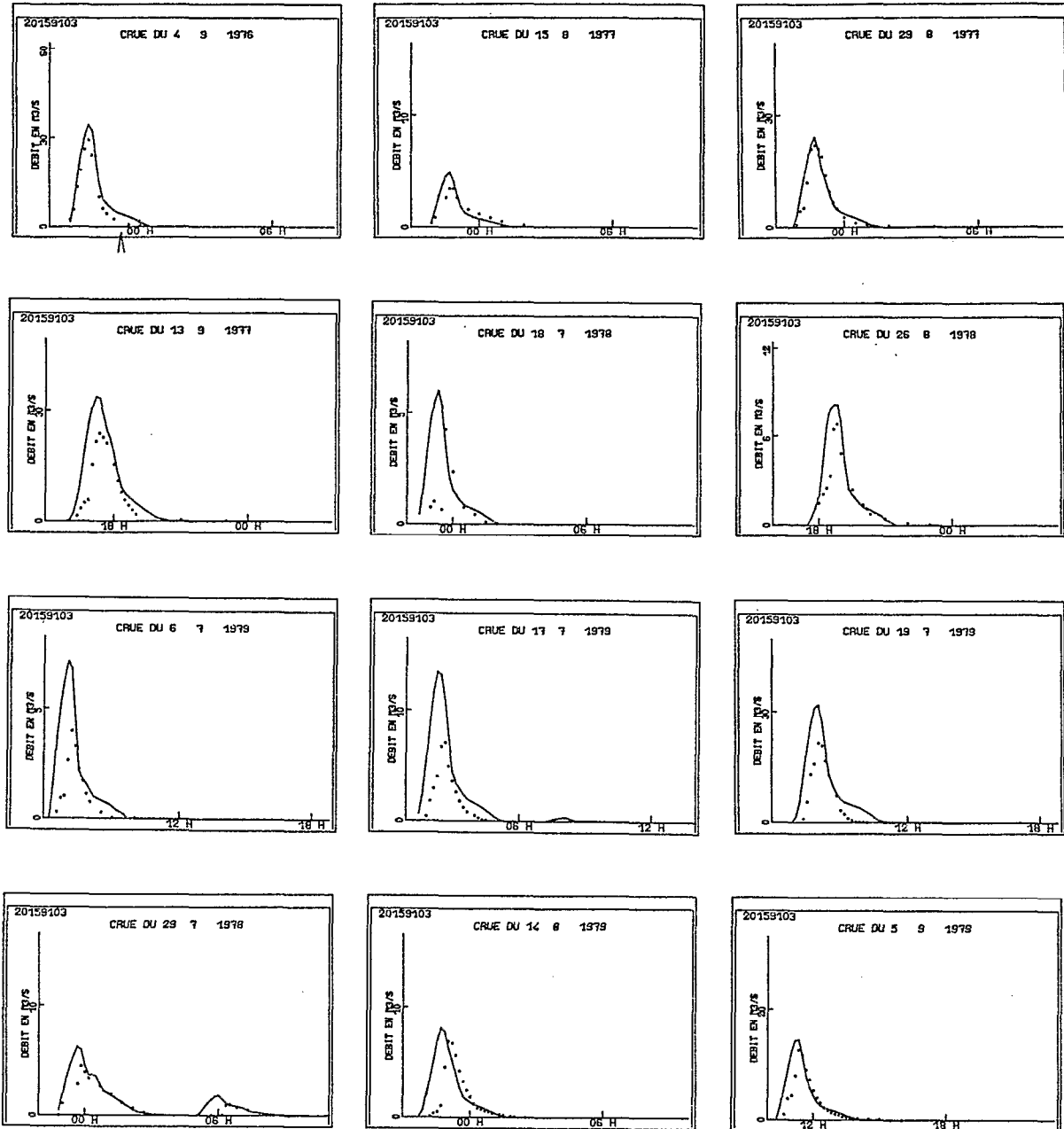
ANNEXE I.1.a (suite)



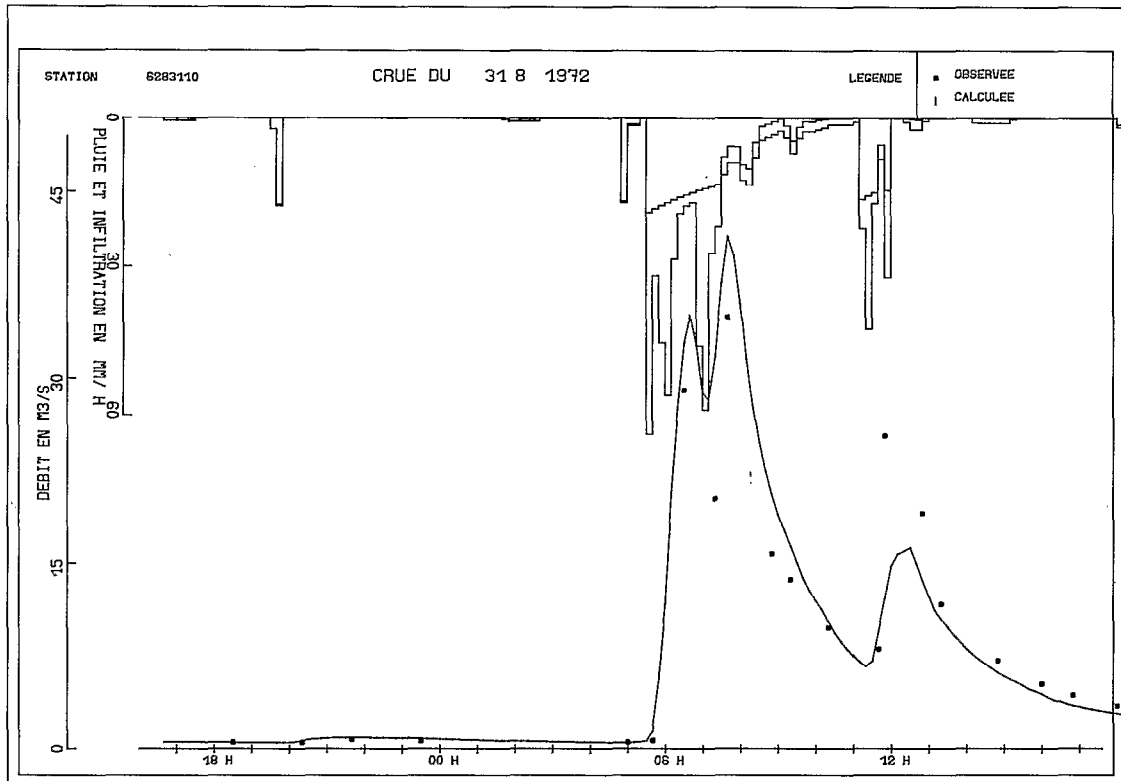
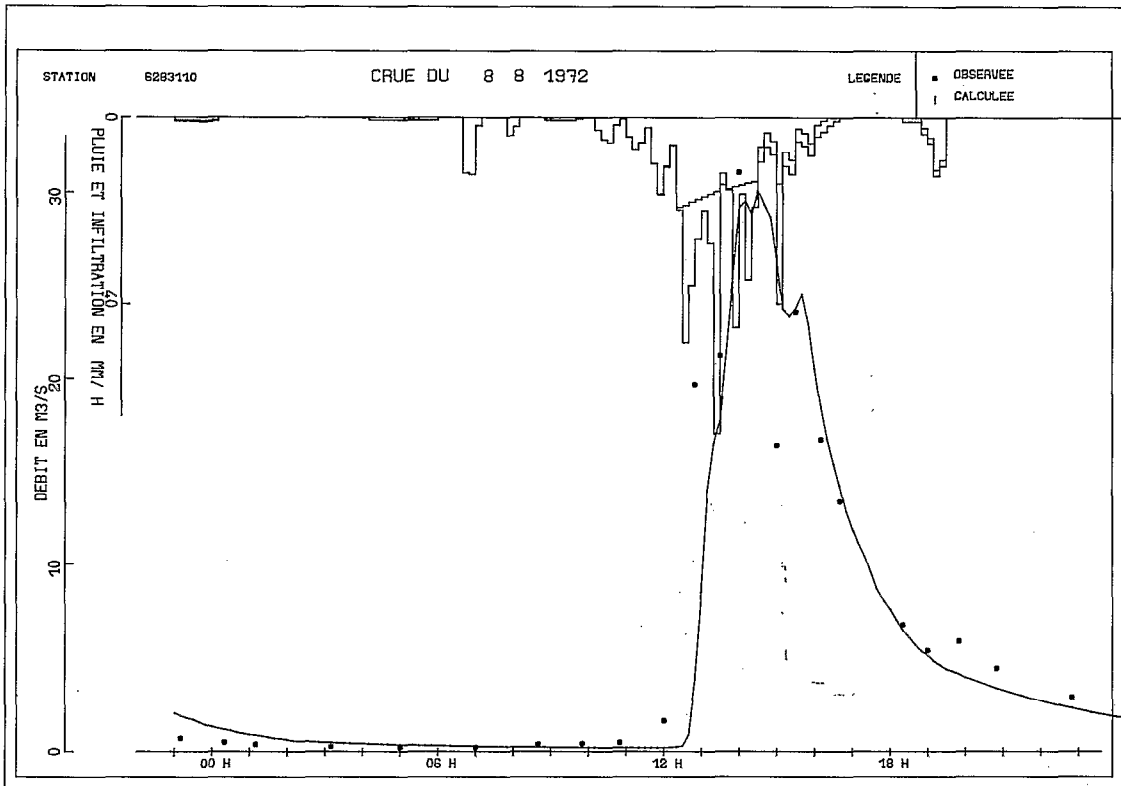
ANNEXE I.1.b
 Bassin de Polaka (mare d'Oursi). Débits calculés et observés.



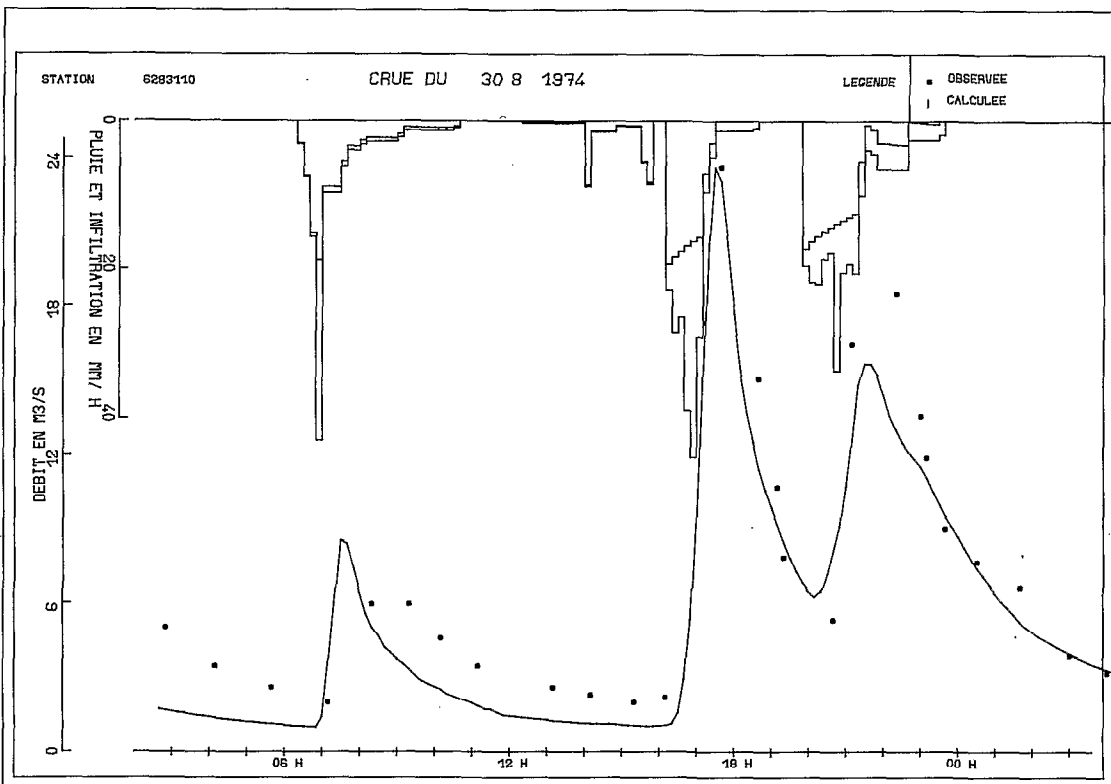
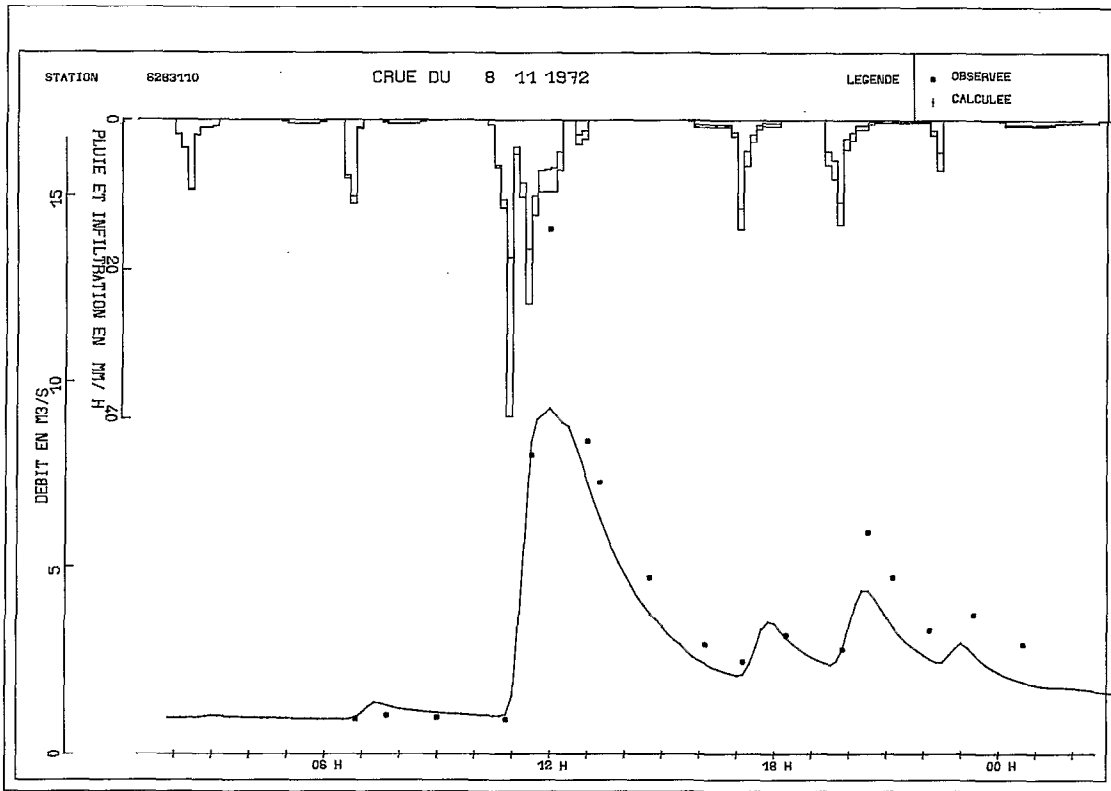
ANNEXE I.1.c
Bassin de Polaka. Changeons le gradient $G_1 R_1$; 0,625 au lieu de 1,25.



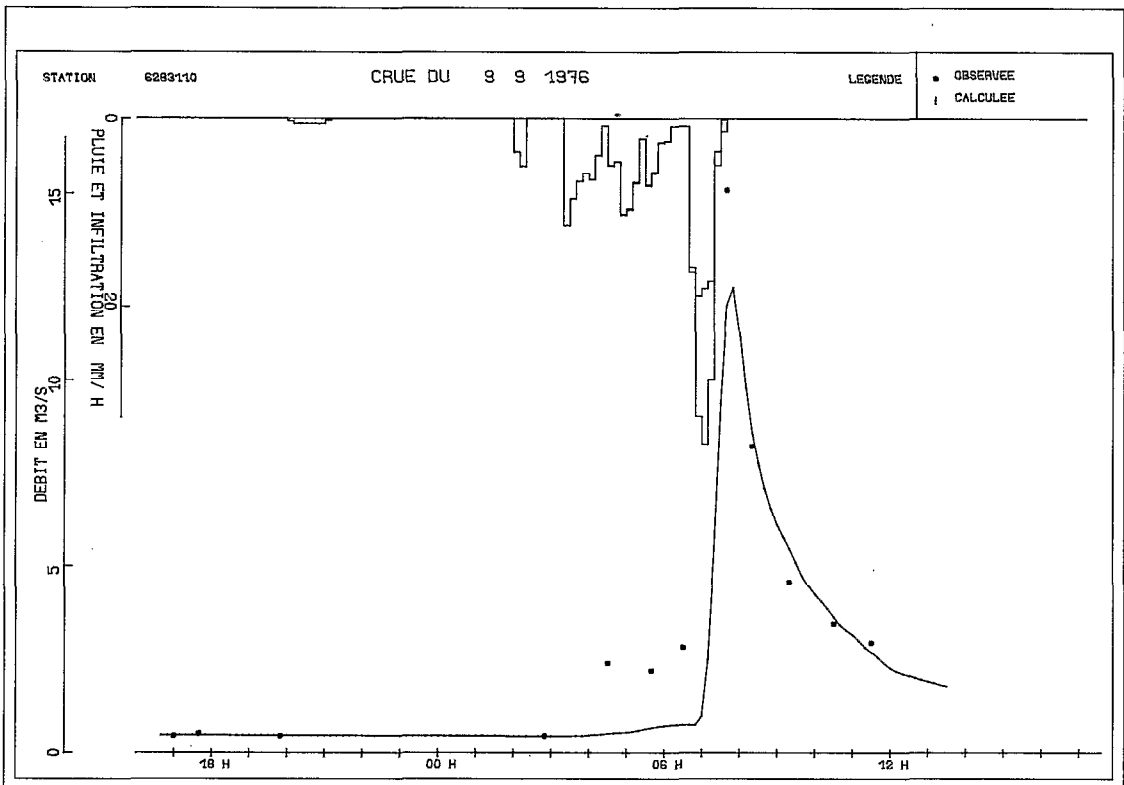
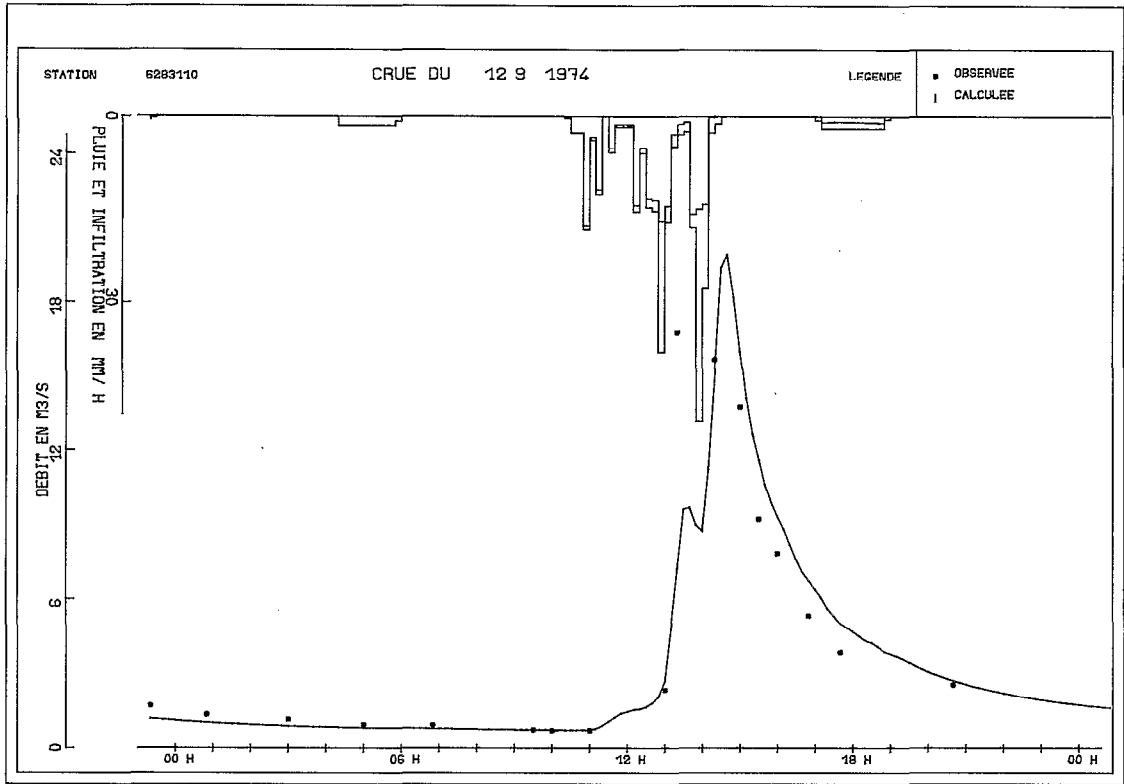
ANNEXE I.2.a
Bassin de Petite Plaine. Quelques belles crues.



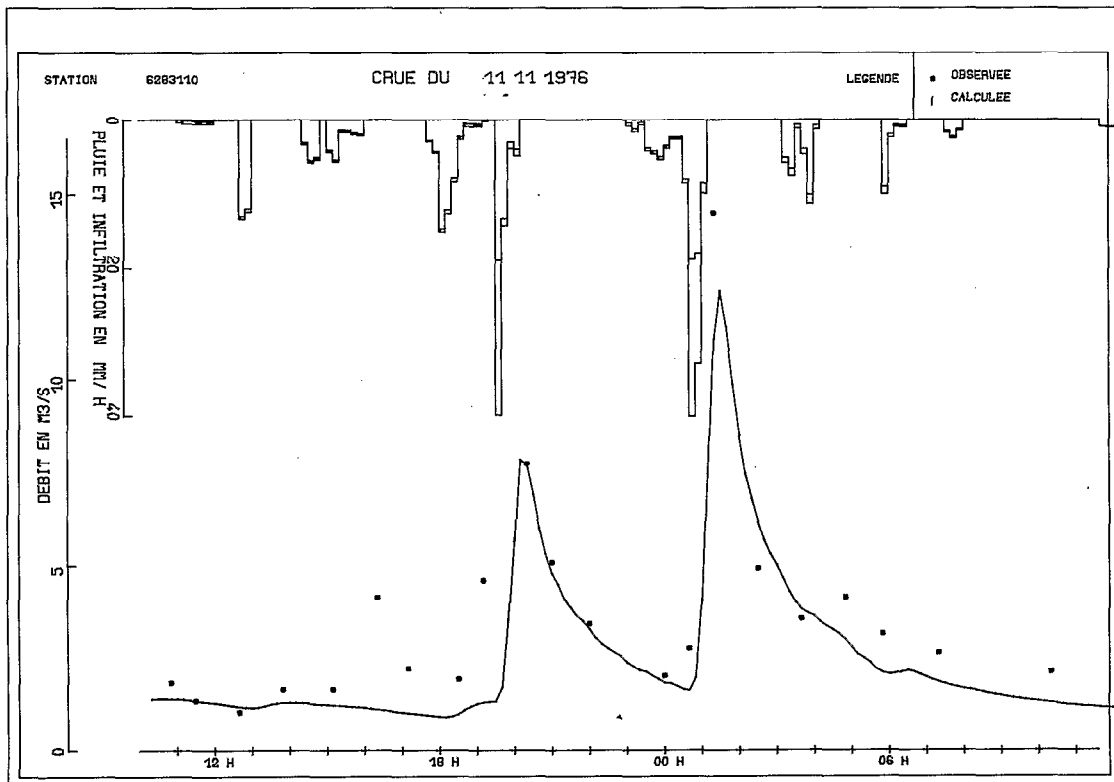
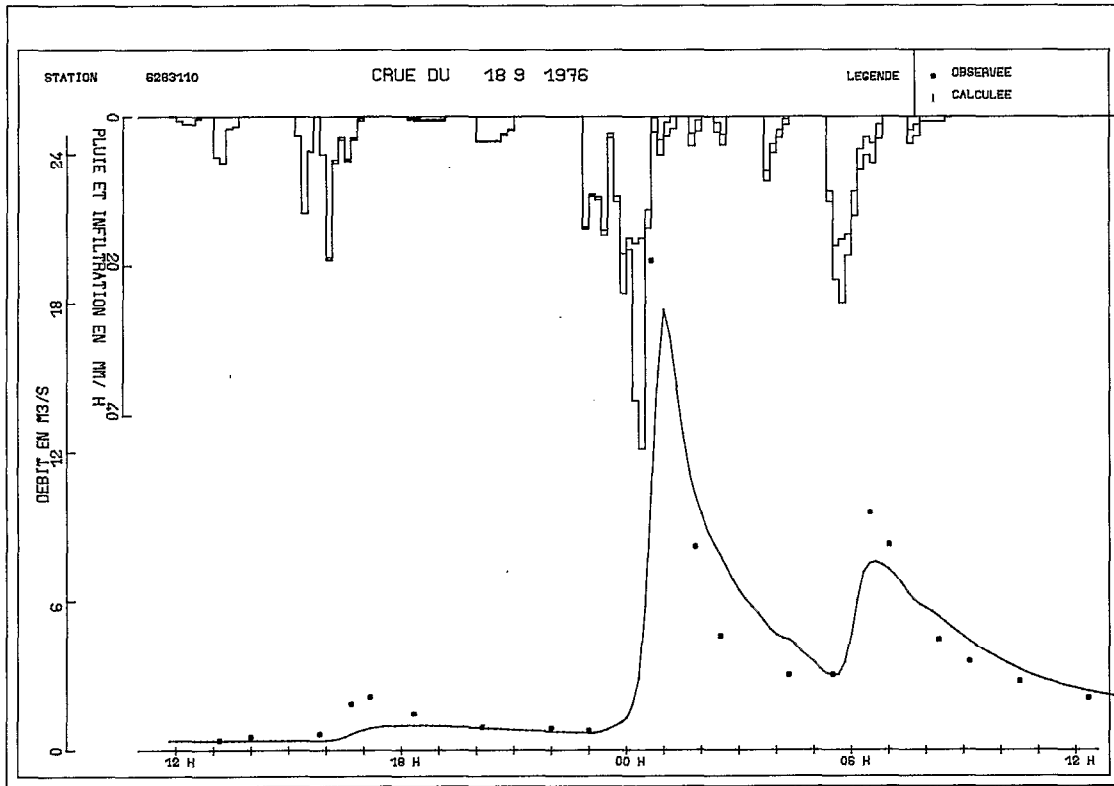
ANNEXE I.2.a (suite)



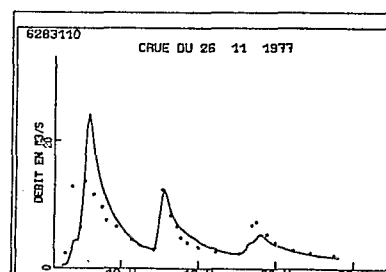
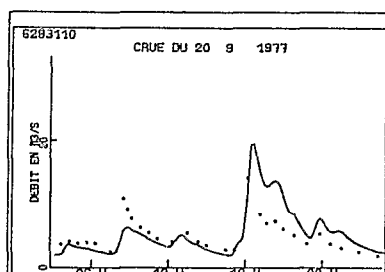
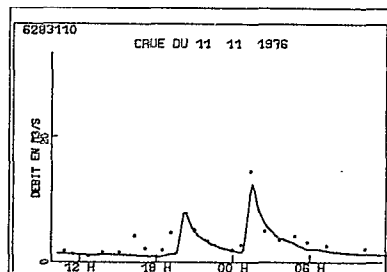
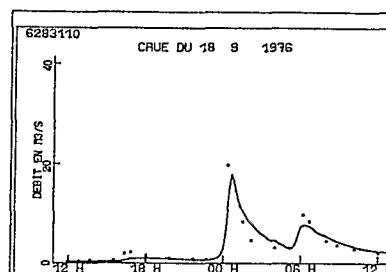
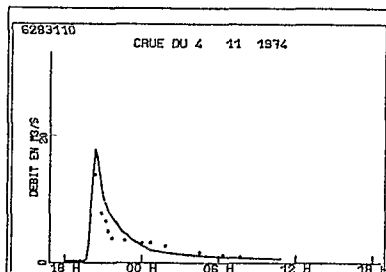
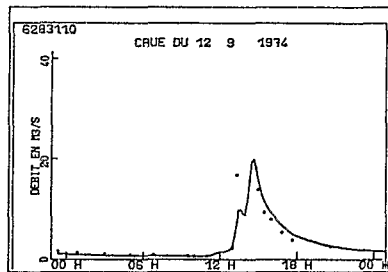
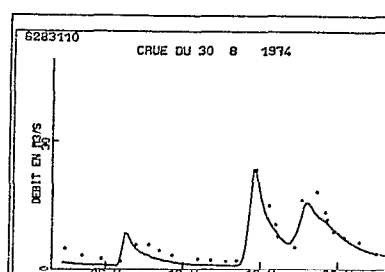
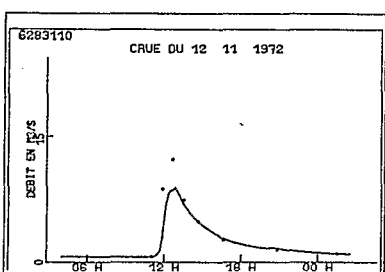
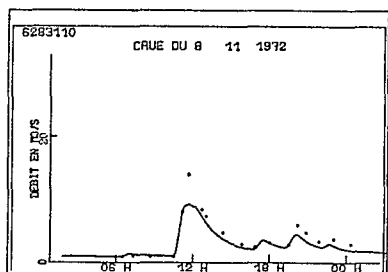
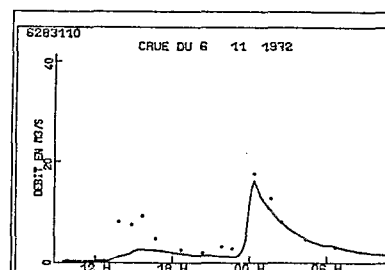
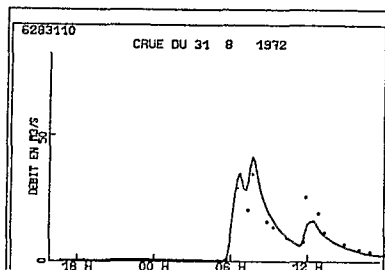
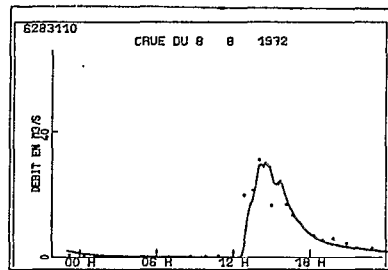
ANNEXE I.2.a (suite)



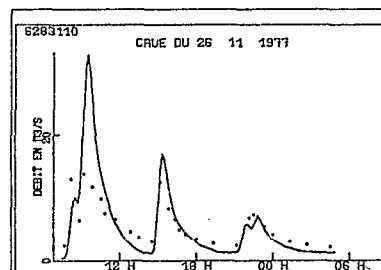
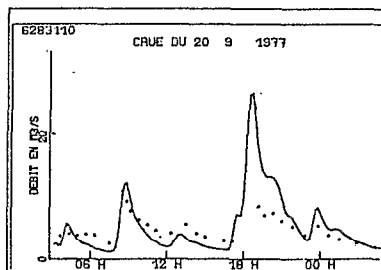
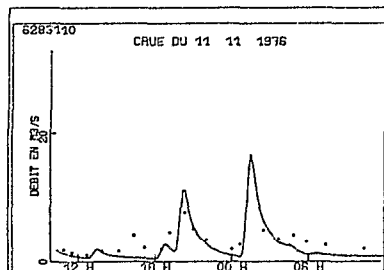
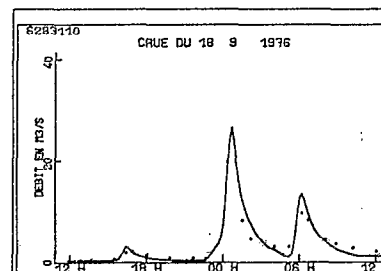
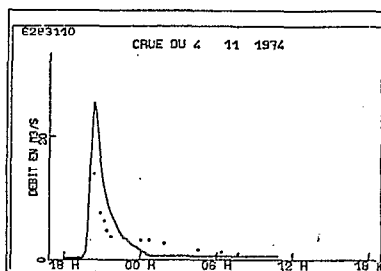
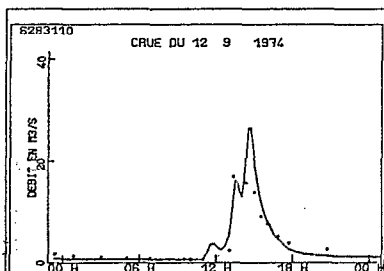
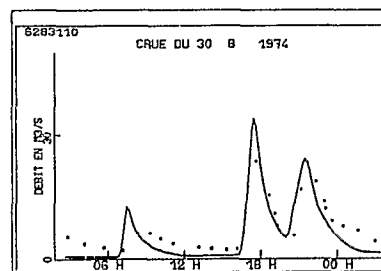
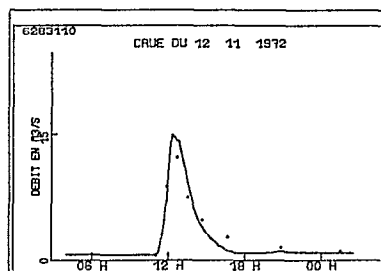
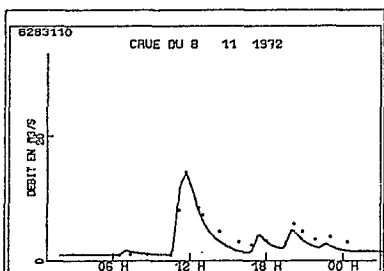
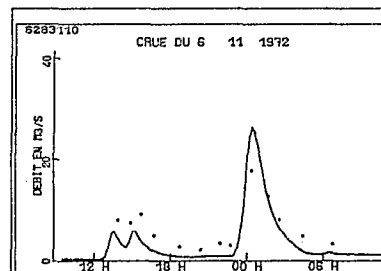
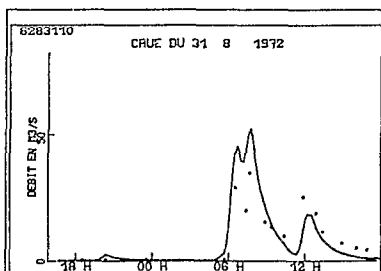
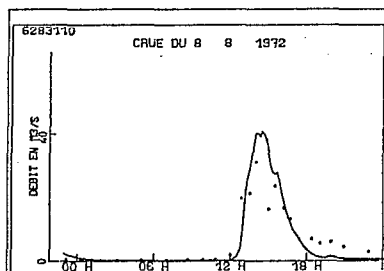
ANNEXE I.2.a (suite)



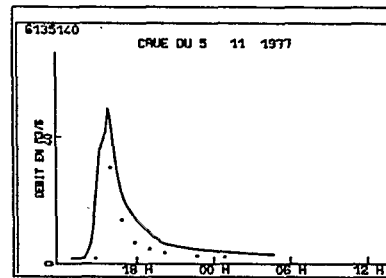
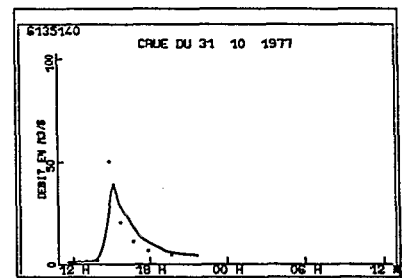
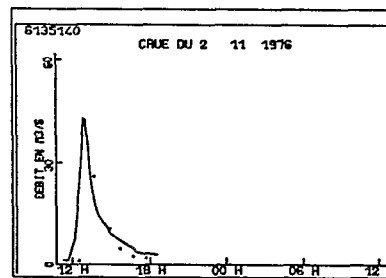
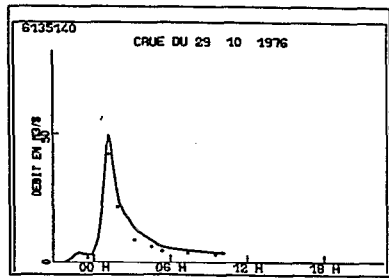
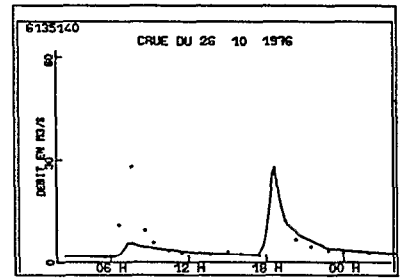
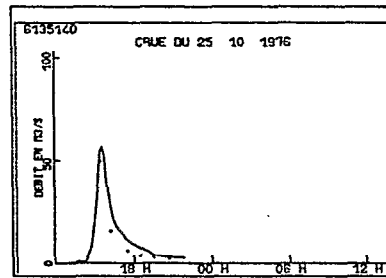
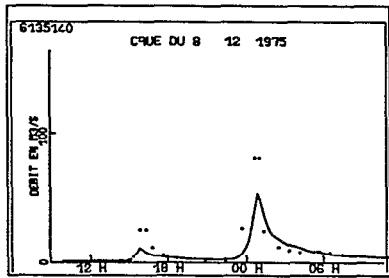
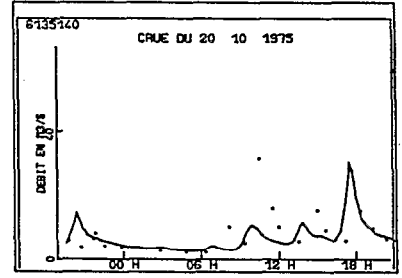
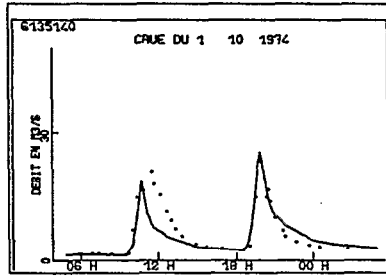
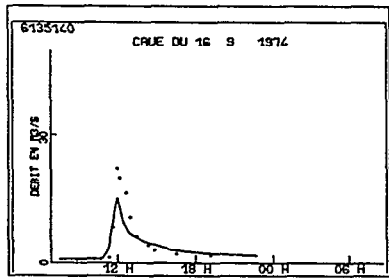
ANNEXE I.2.b
Bassin de Petite Plaine (Guadeloupe). Débits observés et calculés.



ANNEXE I.2.c
 Bassin de Petite Plaine (Guadeloupe)..
 Supprimons le réservoir de sursaturation, $H_0 = 0$ au lieu de 20 mm.

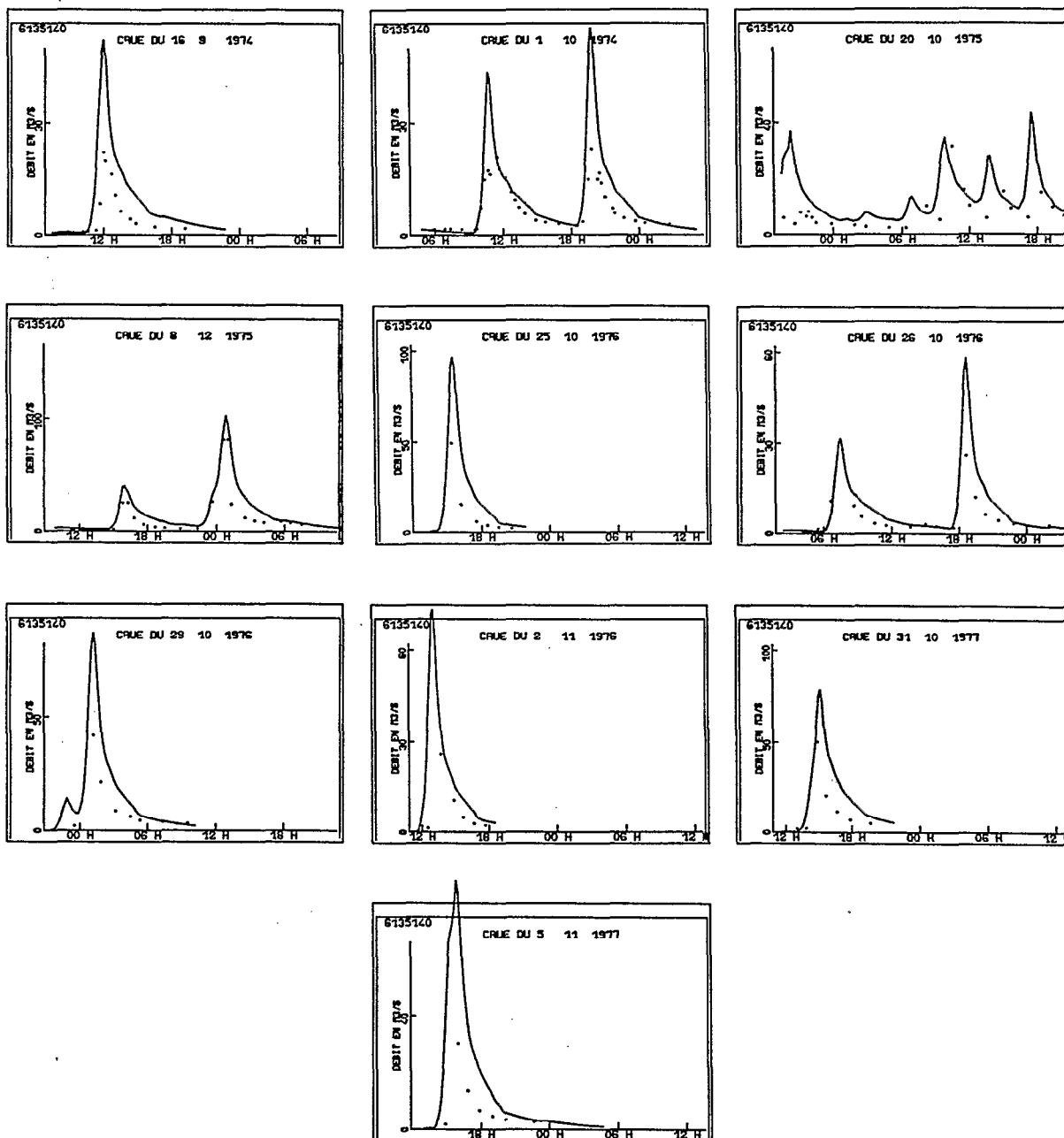


ANNEXE I.3.a
La Lézarde à Gros Morne (Martinique). Débits calculés et observés.

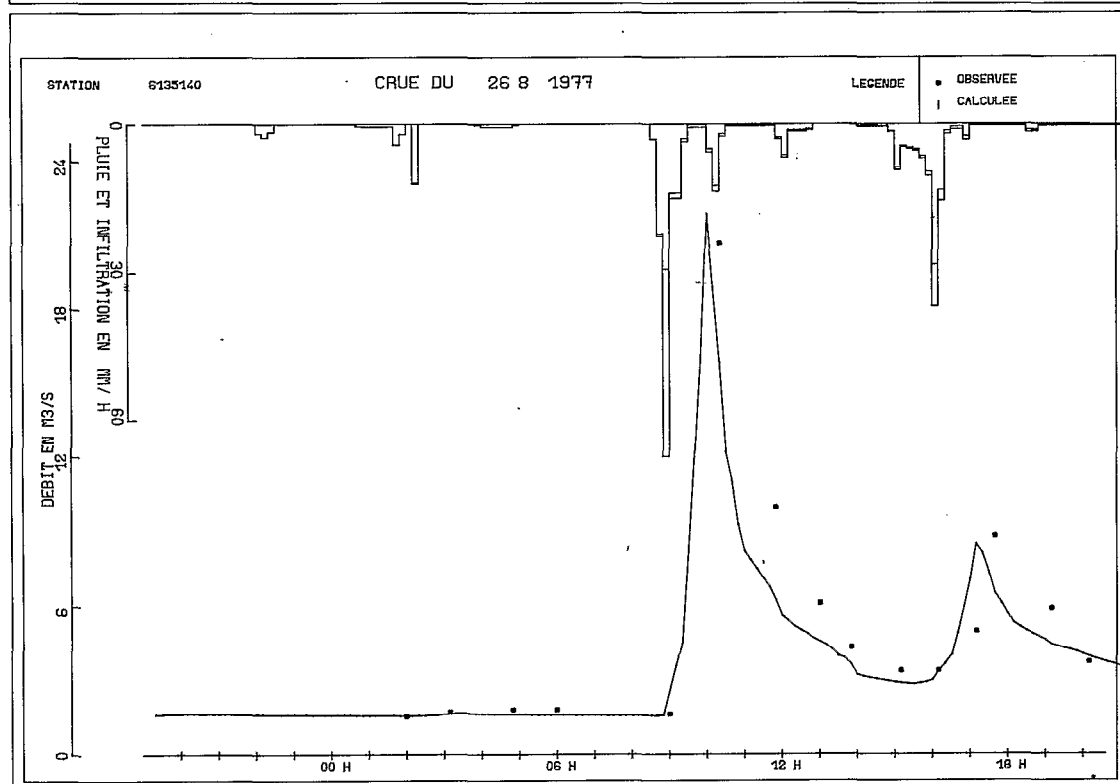
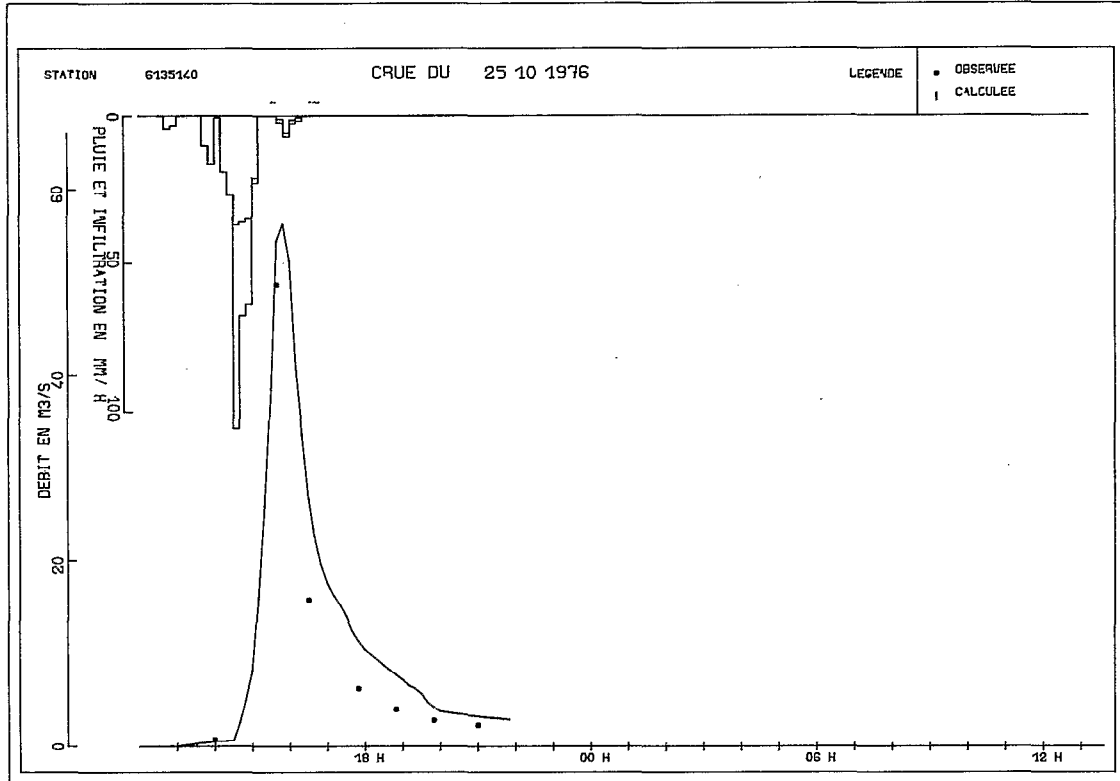


ANNEXE I.3.b

La Lézarde à Gros Morne (Martinique). Changement le seuil d'infiltration nominal $F_{I0} = 0$ au lieu de 20 mm/h.



ANNEXE I.3.c
La Lézarde à Gros Morne (Martinique). Quelques belles crues.



ANNEXE II
Fonction de production aux petits pas de temps

ANNEXE II.1
Bassin de Polaka (Mare d'Oursi). Précipitations et écoulements observés et calculés.

| | | | | | | | | | | | |
|-----------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|---|
| : ANNEE: | 76 | 76 | 76 | 76 | 76 | 77 | 77 | 77 | 77 | 77 | : |
| : DATE: | 6/8 | 13/8 | 4/9 | 9/9 | 13/10 | 12/6 | 3/7 | 22/7 | 3/8 | 13/8 | : |
| : | | | | | | | | | | | : |
| : PLUIE: | 27.3 | 24.3 | 33.3 | 31.0 | 21.5 | 18.0 | 23.2 | 11.2 | 21.2 | 18.7 | : |
| : L.CALC: | 4.6 | 6.5 | 10.3 | 7.2 | 2.2 | 3.1 | 3.5 | 1.0 | 2.1 | 1.9 | : |
| : L.OBS.: | 4.8 | 4.0 | 12.2 | 9.6 | 3.5 | 6.9 | 3.4 | 2.7 | 1.5 | 2.5 | : |
| :DEF.INI: | 44.2 | 38.8 | 44.2 | 32.4 | 44.2 | 44.2 | 44.2 | 44.2 | 44.2 | 44.0 | : |
| :DEF.FIN: | 24.2 | 23.7 | 22.9 | 11.9 | 27.8 | 33.3 | 27.3 | 36.3 | 27.8 | 31.1 | : |

| | | | | | | | | | | | |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|---|
| : ANNEE: | 77 | 77 | 77 | 77 | 78 | 78 | 78 | 78 | 78 | 78 | : |
| : DATE: | 15/8 | 27/8 | 29/8 | 13/9 | 25/4 | 5/6 | 24/6 | 8/7 | 18/7 | 22/7 | : |
| : | | | | | | | | | | | : |
| : PLUIE: | 13.6 | 27.5 | 28.8 | 54.8 | 25.5 | 17.2 | 16.2 | 20.2 | 10.3 | 14.7 | : |
| : L.CALC: | 1.2 | 3.9 | 9.3 | 16.8 | 5.2 | 2.1 | 1.3 | 3.4 | 1.6 | 3 | : |
| : L.OBS.: | 5.2 | 1.8 | 11.3 | 14.9 | 1.5 | 4.3 | 1.4 | 3.7 | 1.6 | 2.0 | : |
| :DEF.INI: | 37.4 | 44.2 | 32.8 | 41.9 | 40.6 | 44.2 | 44.2 | 44.2 | 41.1 | 44.0 | : |
| :DEF.FIN: | 27.3 | 23.2 | 16.0 | 6.3 | 23.9 | 32.0 | 32.5 | 30.5 | 34.8 | 32.6 | : |

| | | | | | | | | | | | |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|---|
| : ANNEE: | 78 | 78 | 78 | 78 | 78 | 78 | 78 | 79 | 79 | 79 | : |
| : DATE: | 27/9 | 2/8 | 11/8 | 26/8 | 4/9 | 6/9 | 13/9 | 14/5 | 6/7 | 16/7 | : |
| : | | | | | | | | | | | : |
| : PLUIE: | 42.6 | 17.6 | 11.0 | 14.9 | 11.5 | 15.3 | 12.1 | 39.3 | 12.1 | 22.8 | : |
| : L.CALC: | 12.8 | 2.3 | 7 | 3.0 | 1.5 | 2.4 | 1.4 | 8.7 | 2.0 | 4.7 | : |
| : L.OBS.: | 10.2 | 5.2 | 3.0 | 4.1 | 1.9 | 3.6 | 2.0 | 5.8 | 1.4 | 3.0 | : |
| :DEF.INI: | 33.2 | 25.0 | 37.8 | 44.2 | 44.2 | 42.5 | 43.8 | 44.2 | 44.2 | 44.2 | : |
| :DEF.FIN: | 11.8 | 11.9 | 29.5 | 34.4 | 36.0 | 31.5 | 35.3 | 18.3 | 36.4 | 30.6 | : |

| | | | | | |
|-----------|------|------|------|------|---|
| : ANNEE: | 79 | 79 | 79 | 79 | : |
| : DATE: | 19/7 | 14/8 | 5/9 | 6/9 | : |
| : PLUIE: | 44.9 | 20.0 | 21.5 | 22.2 | : |
| : L.CALC: | 12.4 | 2.8 | 4.9 | 4.9 | : |
| : L.OBS.: | 9.6 | 2.7 | 5.2 | 2.8 | : |
| :DEF.INI: | 38.8 | 41.2 | 44.2 | 34.5 | : |
| :DEF.FIN: | 9.3 | 26.4 | 29.8 | 20.3 | : |

ANNEXE II.2
Bassin de Petite Plaine (Guadeloupe). Précipitations, écoulements observés et calculés.

| | | | | | | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|------|
| : ANNEE : | 72 | 72 | 72 | 72 | 72 | 72 | 72 | 72 | 72 | 72 |
| : DATE : | 29/ 2 | 18/ 5 | 8/ 8 | 31/ 8 | 14/9 | 1/10 | 13/10 | 20/10 | 6/11 | 7/11 |
| : PLUIE : | 78.8 | 60.3 | 123.0 | 141.1 | 30.4 | 35.6 | 24.2 | 38.9 | 78.4 | 48.0 |
| :L CALC.: | 23.7 | 14.2 | 54.1 | 78.4 | 15.4 | 10.4 | 12.2 | 20.9 | 31.7 | 19.2 |
| :L OBS.: | 41.3 | 28.9 | 62.5 | 88.6 | 10.9 | 16.4 | 2.8 | 22.7 | 52.2 | 29.3 |
| :D.INIT: | 1.1 | 25.2 | 17.4 | 1.2 | 1.5 | 3.5 | 13.7 | 2.7 | 1.9 | 2.5 |
| :D.FINAL: | 1.4 | .9 | .8 | .8 | .9 | .9 | 5.7 | .6 | .9 | .9 |
| :H NAPPE: | 1067 | 650. | 585. | 968. | 1173. | 1052 | 979. | 906. | 1129. | 1321 |

| | | | | | | | | | | |
|-----------|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| : ANNEE : | 73 | 73 | 73 | 74 | 74 | 74 | 74 | 74 | 74 | 74 |
| : DATE : | 13/ 8 | 8/ 9 | 10/10 | 29/ 8 | 7/9 | 12/ 9 | 17/ 9 | 18/ 9 | 30/ 9 | 21/10 |
| : PLUIE : | 155.8 | 39.9 | 56.0 | 206.1 | 22.8 | 91.7 | 49.4 | 41.3 | 65.5 | 36.1 |
| :L CALC.: | 36.9 | 20.7 | 30.7 | 100.7 | 10.9 | 35.6 | 31.8 | 23.0 | 37.7 | 17.8 |
| :L OBS.: | 75.3 | 6.7 | 21.0 | 105.8 | 2.1 | 44.3 | 26.1 | 17.3 | 16.0 | 6.4 |
| :D. INIT: | 45.1 | 12.9 | 4.7 | 1.6 | 9.0 | 5.2 | 1.7 | 1.4 | 1.9 | 6.8 |
| : .FINAL: | .9 | 1.6 | .9 | .8 | 4.2 | .9 | .8 | 1.5 | .9 | .9 |
| :H NAPPE: | 559 | 822 | 1114 | 634 | 1276 | 1182 | 1318 | 1340 | 1183 | 1166 |

| | | | | | | | | | | |
|-----------|------|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|
| : ANNEE : | 74 | 75 | 75 | 75 | 75 | 75 | 75 | 75 | 75 | 75 |
| : DATE : | 4/11 | 24/ 1 | 14/ 9 | 25/ 9 | 29/ 9 | 4/10 | 5/10 | 20/10 | 29/10 | 8/12 |
| : PLUIE : | 40.4 | 100.7 | 43.7 | 61.3 | 29.9 | 25.6 | 56.5 | 62.7 | 22.3 | 140.1 |
| :L CALC.: | 16.2 | 36.2 | 17.6 | 23.7 | 14.4 | 10.3 | 24.8 | 23.9 | 14.9 | 58.5 |
| :L OBS.: | 16.5 | 41.5 | 5.8 | 13.6 | 7.6 | 1.7 | 17.5 | 28.5 | 8.7 | 56.0 |
| :D. INIT: | 2.8 | 7.5 | 13.0 | 19.5 | 1.6 | 7.1 | 1.3 | 2.3 | 1.0 | 2.3 |
| :D.FINAL: | 1.2 | 1.0 | 1.0 | .8 | .8 | .9 | 1.1 | .8 | .8 | .7 |
| :H NAPPE: | 1089 | 737 | 596 | 583 | 739 | 764 | 870 | 1081 | 1342 | 956 |

| | | | | | | | | | | |
|-----------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| : ANNEE : | 76 | 76 | 76 | 76 | 76 | 76 | 76 | 76 | 76 | 76 |
| : DATE : | 24/ 7 | 9/ 9 | 18/ 9 | 12/10 | 20/10 | 22/10 | 24/10 | 11/11 | 28/11 | 2/12 |
| : PLUIE : | 55.1 | 42.3 | 77.4 | 19.0 | 58.4 | 48.9 | 35.1 | 74.6 | 27.1 | 64.6 |
| :L CALC.: | 15.0 | 12.3 | 31.2 | 11.1 | 27.9 | 29.9 | 28.0 | 28.2 | 10.9 | 28.9 |
| :L OBS.: | 9.1 | 19.3 | 34.7 | 0.0 | 19.8 | 22.3 | 24.5 | 41.1 | 6.6 | 52.7 |
| :D. INIT: | 46.6 | 3.9 | 5.9 | 1.5 | 4.6 | 2.4 | 0. | 1.8 | 1.8 | 5.5 |
| :D.FINAL: | 18.7 | .8 | 1.0 | .8 | .8 | .9 | .8 | .7 | .7 | .8 |
| :H NAPPE: | 460 | 1151 | 1201 | 1208 | 1079 | 1205 | 1340 | 1055 | 1165 | 1148 |

| | | | | | | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|-------|-------|-------|
| : ANNEE : | 77 | 77 | 77 | 77 | 77 | 77 | 77 | 77 | 77 | 77 |
| : DATE : | 10/ 9 | 18/ 9 | 19/ 9 | 31/10 | 3/11 | 4/11 | 5/11 | 14/11 | 23/11 | 26/11 |
| : PLUIE : | 37.5 | 24.2 | 144.9 | 60.8 | 26.6 | 53.7 | 48.4 | 36.1 | 57.5 | 74.1 |
| :L CALC.: | 12.4 | 16.4 | 70.4 | 36.5 | 14.3 | 34.8 | 30.0 | 17.8 | 23.1 | 41.1 |
| :L OBS.: | 4.3 | 3.9 | 61.7 | 27.5 | 8.8 | 15.8 | 11.4 | 8.7 | 20.7 | 26.9 |
| :D. INIT: | 11.3 | 3.7 | 2.9 | 2.7 | 2.5 | 2.7 | 1.8 | 3.8 | 8.4 | 1.0 |
| :D.FINAL: | .8 | 1.0 | 10. | 1.0 | .8 | .8 | 1.1 | .7 | .9 | .8 |
| :H NAPPE: | 959 | 1062 | 1044 | 1300 | 1303 | 1310 | 1333 | 1167 | 1040 | 1279 |

ANNEXE II.3

Bassin de Lézarde au quartier Lézarde II (Morne Bellevue). Précipitations et écoulements observés et calculés.

| | | | | | | | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---|
| : ANNEE: | 74 | 74 | 74 | 74 | 74 | 74 | 74 | 75 | 75 | 75 | : |
| : DATE : | 14/5 | 6/9 | 16/9 | 20/9 | 30/9 | 4/10 | 27/11 | 10/10 | 12/10 | 15/10 | : |
| : | | | | | | | | | | | : |
| : PLUIE: | 72.5 | 31.5 | 46.5 | 44.0 | 115.5 | 21.5 | 94.0 | 35.5 | 95.5 | 10.0 | : |
| : L CALC: | 19.9 | 19.3 | 18.5 | 17.3 | 45.6 | 3.6 | 30.5 | 13.5 | 22.6 | .7 | : |
| : L OBS : | 17.8 | .9 | 14.4 | 9.0 | 44.5 | 10.0 | 35.2 | 21.3 | 50.6 | 7.8 | : |
| :DEF.INI: | 2.6 | 3.5 | 1.1 | 2.7 | 3.0 | 2.7 | 5.5 | 1.7 | 1.1 | 2.6 | : |
| :DEF.FIN: | 1.1 | .7 | .8 | .9 | .9 | 1.3 | 1.1 | .9 | .7 | .8 | : |
| :H.NAPPE: | 130.8 | 135.5 | 181.5 | 194.9 | 215.0 | 236.2 | 154.0 | 172.0 | 187.7 | 224.0 | : |

| | | | | | | | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|---|
| : ANNEE: | 75 | 75 | 75 | 75 | 75 | 76 | 76 | 76 | 76 | 76 | : |
| : DATE : | 20/10 | 24/10 | 26/10 | 8/12 | 13/12 | 8/80 | 1/9 | 25/10 | 25/10 | 29/10 | : |
| : | | | | | | | | | | | : |
| : PLUIE: | 160.5 | 125.0 | 10.0 | 198.5 | 240.0 | 31.3 | 68.5 | 65.5 | 74.5 | 67.0 | : |
| : L CALC: | 76.8 | 65.4 | 1.2 | 102.1 | 130.1 | .4 | 16.5 | 38.3 | 33.8 | 38.3 | : |
| : L OBS : | 59.9 | 50.7 | .0 | 99.3 | 138.8 | 21.4 | 14.0 | 24.8 | 31.5 | 25.9 | : |
| :DEF.INI: | 2.2 | 4.6 | .4 | 2.6 | 1.6 | 7.5 | 6.9 | 4.6 | 1.3 | .8 | : |
| :DEF.FIN: | .3 | .9 | 1.0 | 1.1 | 1.1 | .9 | .8 | .8 | .7 | .8 | : |
| :H.NAPPE: | 216.8 | 235.8 | 244.8 | 216.7 | 241.5 | 114.3 | 164. | 204.1 | 214.6 | 236.4 | : |

| | | | | | | | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---|
| : ANNEE: | 76 | 76 | 77 | 77 | 77 | 77 | 77 | 77 | 77 | 77 | : |
| : DATE : | 2/11 | 12/11 | 9/8 | 26/8 | 5/9 | 12/9 | 18/9 | 3/10 | 15/10 | 31/10 | : |
| : | | | | | | | | | | | : |
| : PLUIE: | 49.5 | 102.5 | 84.5 | 58.5 | 65.5 | 45.5 | 197.5 | 98.5 | 89.5 | 71.0 | : |
| : L CALC: | 27.8 | 33.1 | 15.7 | 17.8 | 16.5 | 18.5 | 77.9 | 36.3 | 40.9 | 37.6 | : |
| : L OBS : | 11.4 | 80.1 | 11.4 | 24.5 | 21.9 | 30.7 | 87.9 | 30.3 | 46.9 | 28.4 | : |
| :DEF.INI: | 8.1 | 1.0 | 10.5 | .2 | 6.6 | 7.7 | 4.3 | .4 | .8 | 1.2 | : |
| :DEF.FIN: | .8 | .9 | .4 | .9 | .8 | .8 | .9 | .7 | .8 | .8 | : |
| :H.NAPPE: | 227.1 | 222.6 | 122.7 | 232.3 | 216.9 | 216.8 | 205.9 | 206.3 | 228.4 | 241.8 | : |

| | | | |
|-----------|-------|-------|---|
| : ANNEE: | 77 | 77 | : |
| : DATE : | 5/11 | 7/11 | : |
| : | | | : |
| : PLUIE: | 73.0 | 34.5 | : |
| : L CALC: | 47.8 | 6.5 | : |
| : L OBS : | 16.0 | 21.9 | : |
| :DEF.INI: | 1.7 | 2.3 | : |
| :DEF.FIN: | .9 | .9 | : |
| :H.NAPPE: | 237.3 | 234.5 | : |

VII. CONCLUSION

Nous avons montré, dans la première partie de cette étude, que la forme de l'averse peut intervenir dans le processus de formation de la crue dans le sens d'un étalement de celle-ci et d'une pondération du maximum de crue, et qu'il fallait prendre en compte ce rôle d'étalement joué par la forme de l'averse dans le calcul de prédétermination des crues rares, sous peine de surestimer fortement le débit de pointe. Aux Antilles, par exemple, le débit de pointe d'une crue de fréquence donnée pouvait être, sur un bassin à réponse rapide, du tiers du débit obtenu en appliquant l'hydrogramme-type à la pluie journalière de même fréquence.

Dans la deuxième partie, nous proposons une méthode globale de prédétermination des crues, plus spécialement intéressante sur les bassins à temps de réponse rapide, qui utilise le temps caractéristique θ du bassin, la pluie tombée durant la même période, évaluée à partir des courbes intensité-durée, et la capacité d'infiltration journalière FJ, paramètre hydrologique obtenu par un modèle au pas de temps journalier. Les débits maximums des crues rares calculés par cette formule sur 16 bassins antillais très diversifiés sont en excellente concordance avec les résultats fournis par ajustement statistique direct des résultats observés.

Dans la troisième partie nous exposons une méthode analytique de prédétermination des crues rares qui utilise une fonction de production aux petits pas de temps et qui s'appuie fortement sur les courbes intensité-durée des précipitations. Les débits maximaux des crues rares obtenus par l'application de cette méthode à deux bassins des Antilles coïncident exactement avec les débits obtenus au moyen des deux méthodes précédentes.

Ces résultats montrent que les courbes intensité-durée, bien que n'ayant aucune signification physique, caractérisent bien un risque moyen de forme d'averse qui permet de calculer le débit maximal d'une crue de fréquence donnée si on lui associe des conditions moyennes d'humidité initiale des sols et une hauteur de précipitation de même fréquence.

La bonne convergence de résultats entre une méthode de prédétermination des crues au pas de temps journalier et une méthode aux petits pas de temps, selon des approches et des concepts différents, prouve également la bonne correspondance qui existe entre le paramètre FJ qui caractérise globalement la capacité de percolation moyenne journalière et les paramètres qui déterminent l'infiltration aux petits pas de temps.

BIBLIOGRAPHIE

- CHAPERON (P.), LHOTE (Y.), VUILLAUME (G.), 1985. - Les ressources en eau de surface de la Guadeloupe (Monographie ORSTOM, n° 7).
 DUBREUIL (P.), 1966. - Les caractères physiques et morphologiques des bassins versants ; leur détermination avec une précision acceptable.
 GUISCAFRÉ (J.), KLEIN (J.-C.), MONIOD (F.), 1976. - Les ressources en eau de surface de la Martinique (Monographie ORSTOM, n° 4).
 GUISCAFRÉ (J.), MONIOD (F.), 1979. - Intensités des averses et forme des crues dans une petite région homogène, Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., vol XII, n° 1.
 IBIZA (D.), 1983. - Modèle simplifié de calcul des écoulements mensuels. Cah. ORSTOM, Ser. Hydrol., vol XX, n° 1.
 KLEIN (J.C.), 1977. - Étude hydrologique de la grande rivière à Goyaves. ORSTOM multigr.
 ROCHE (M.), 1976. - Hydrologie et aménagement des eaux. (Méthodes structurales). Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., vol XIII, n° 4.
 RODIER (J.), 1976. - Estimation des crues décennales pour les petits bassins forestiers en Afrique tropicale. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., vol XIII, n° 4.
 RODIER (J.), AUVRAY (C.), 1965. - Estimation des débits des crues décennales pour les petits bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique occidentale. CIEH ORSTOM.

Enquête aux Antilles

*Influence de la forme de l'averse
sur la forme de la crue
Application : méthode globale de
prédétermination des crues rares
Méthode analytique*

D. IBIZA

RÉSUMÉ

Cet article est une ouverture sur les phénomènes de transfert de la crue et sur l'étude du temps caractéristique de l'hydrogramme-type. C'est aussi une application des résultats acquis dans les parties précédentes.

On commence d'abord par étudier l'influence de la forme de l'averse sur la forme de la crue par l'étude systématique du rapport $C = Q_{MAX}/Q_{24}$ entre le débit de pointe et le débit en 24 heures sur une période centrée autour du maximum de crue, puis les variations du temps caractéristique sur un ensemble d'une quinzaine de bassins antillais.

On en déduit une formule globale de prédétermination des crues à partir de ce temps caractéristique et de la capacité à la percolation FJ qui peut être évaluée à partir des méthodes de l'article 2. Cette formule qui intéresse plus particulièrement les petits bassins à pente assez forte se rapproche assez de la formule CIA qui devient tout à fait rationnelle lorsqu'on prend le temps caractéristique comme temps de concentration du bassin.

On propose également une formule analytique d'évaluation de la crue à partir du calcul des fractions élémentaires d'écoulement par une fonction de production aux petits pas de temps et d'une recombinaison des différents hydrogrammes élémentaires.

La confrontation des estimations des débits de pointe des crues rares fournies par les deux méthodes entièrement indépendantes et la comparaison avec les valeurs, dites observées, obtenues par ajustements statistiques directs des valeurs observées permet d'affirmer que les courbes intensité-durée des averses constituent bien un risque moyen de forme d'averse qui permet de calculer le débit maximal de période donnée, à partir de la quantité de pluie de même période de retour et de conditions d'humidité initiales du sol également moyennes.

MOTS-CLÉS : Transfert – Forme de l'averse – Hydrogramme type – Estimation des débits de pointe,

ABSTRACT

SURVEY CONDUCTED IN THE WEST INDIES. Influence of the shower pattern on the flood pattern. Applications : general method for the predetermination of the rare floods. Analytical method.

This paper is an introduction to the transfer phenomena of the flood and to the study of the characteristic time of the type hydrograph. It also deals with the results obtained in the preceding parts.

First, one begins by studying the influence of the storm shape on the flood shape through the systematic analysis of the ratio $C = Q_{MAX}/Q_{24}$ between the peak discharge and the 24-hour discharge during the maximum flood period and the variations in the characteristic time in about fifteen basins of the West Indies.

One can infer from that a general method for the predetermination of floods on the basis of the characteristic time and of the FJ percolating capacity with can be evaluated using the methods mentioned in paper 2. This method which deals more particularly with the small basins whose slope is rather steep is rather close to the CIA method which becomes quite rational when the characteristic time is used as the concentration time of the basin.

An analytical method is also suggested in order to evaluate the flood by calculating the elementary flow fractions with a small step time production function and by recombining the different elementary hydrographs.

Comparing the evaluations of the peak discharges of the rare floods made through the two completely independent methods with the so-called observed values obtained by the direct statistical adjustment allows to assert that the storm-duration curves represent a mean shower probability which allows to evaluate the maximum discharge of the period under consideration on the basis of the amount of rainfall observed in the same return period and of mean humid soil conditions.

KEY WORDS : Transfer – Storm pattern – Typical hydrograph – Flood peaks estimates.

INTRODUCTION

Dans les problèmes de prédétermination des crues rares, on a largement étudié, en hydrologie, l'influence des conditions initiales d'humidité dans le processus de formation des crues, mais on s'est beaucoup moins intéressé au rôle joué par la forme de l'averse sur la forme de la crue. Le but de cet article est, dans un premier temps, de pallier cette lacune, puis de proposer des méthodes de prédétermination des crues rares qui tiennent compte de l'allure moyenne des formes d'averse, caractéristique régionale du climat.

Les débits observés à l'exutoire d'un bassin versant sont le résultat du transfert des différents écoulements produits sur le bassin. Les écoulements peuvent être simulés à partir des précipitations au moyen d'une fonction de production. Le transfert utilisé dans le cadre de notre étude, sur des petits bassins à réponse assez rapide, peut rester global, sur l'ensemble du bassin. On utilise l'« hydrogramme-type » : la crue résultante simulée à l'exutoire est la superposition de l'ensemble des crues unitaires produites, chacune, par les écoulements élémentaires calculés par la fonction de production sur chaque pas de temps. C'est ce qu'on appelle, en bref, le procédé de transfert par « affinités-translations ». Dans le cas de bassins plus vastes, on aurait, sans doute, recours aux méthodes plus élaborées et plus complexes de « discrétisation spatiale » et à des fonctions de transfert du genre de celles qui ont été mises au point, en particulier par G. Girard, mais le processus reste en fin de compte le même.

Une méthode de prédétermination des crues et des débits rares pourrait s'inspirer du même principe. Son champ d'application a des chances d'être très large si elle s'appuie sur une fonction de production qui décompose clairement tous les mécanismes de production des crues et qui sépare distinctement les effets spécifiques propres au bassin versant de ceux qui résultent du climat. La fonction de production étudiée dans l'article précédent répond à ces critères.

On suppose que le comportement au ruissellement, propre au bassin, a été caractérisé soit, directement, à partir de mesures effectuées sur ce bassin, soit, indirectement, à partir d'une connaissance régionale assez bonne du milieu ou encore par transposition de résultats obtenus sur d'autres bassins versants analogues, et que l'on a déterminé les valeurs des paramètres « hydrologiques de calage » qui fixent ce comportement.

On passe alors en revue les différentes variables climatiques qui interviennent dans le processus du ruissellement :

- Il y a d'abord la pluie journalière moyenne sur le bassin, dont les valeurs de fréquence de récurrence donnée sont une caractéristique régionale du climat, obtenue à partir d'une synthèse régionale de la pluviométrie, sur laquelle on a appliqué l'abattement.

- Les conditions initiales d'humectation des sols et de stockages des réserves souterraines sont également une donnée climatique puisqu'elles sont essentiellement liées à la fréquence et à la quantité des précipitations antérieures, et à la valeur de l'ETP régionale. On peut calculer ces conditions initiales en faisant « tourner » la fonction de production sur des précipitations régionales journalières.

- La forme de l'averse intervient dans la production de ruissellement mais également dans la contribution au débit maximum de la crue. Nous pensons à introduire les courbes intensité-durée pour rendre compte de ce phénomène.

Dans les régions climatiques où les précipitations sont assez étalées le long des jours pluvieux, la fraction de la pluie en 24 heures qui contribue au maximum de la crue peut être très faible, surtout lorsque la réponse du bassin est rapide. Pour étudier l'influence de la forme de l'averse sur la forme de la crue, nous avons procédé à l'analyse systématique des variations du rapport C du débit maximal au débit moyen en 24 heures, effectué sur toutes les fortes crues, qu'elles soient simples ou complexes, sur un ensemble de 16 bassins des Antilles françaises. La comparaison des valeurs moyennes dégagées de C avec les valeurs des paramètres correspondants des hydrogrammes-type est pleine d'enseignements.

Nous utiliserons les résultats de cette étude pour proposer des méthodes de prédétermination et de prévision des crues rares plus particulièrement adaptées aux bassins à fortes pentes et nous les testerons en comparant les valeurs calculées par ces méthodes aux valeurs obtenues par les ajustements statistiques qui ont été effectués sur

ces 16 bassins et dont les résultats sont publiés dans les monographies de la Guadeloupe et de la Martinique.

Cette étude a été centrée sur les Antilles françaises pour des raisons qui sont essentiellement d'ordre matériel. Les mesures sur lesquelles elle porte, qui proviennent des réseaux hydrométriques de base de ces deux îles, présentent le gros avantage d'être saisies et de figurer dans les fichiers de banque de données de l'ORSTOM. Ces mesures hydrométriques sur des torrents de montagne ne sont pas d'excellente qualité mais il est assez rare de pouvoir disposer d'un ensemble aussi considérable de petits bassins observés, chacun, sur des périodes allant de 8 à 15 années. Leur superficie varie de 2 à 130 km². Beaucoup d'entre eux sont des bassins à fortes pentes et leur réponse aux averse est, dans l'ensemble, brutale.

Il y a également des raisons d'ordre théorique et d'intérêt pratique au choix des Antilles comme base d'étude. Les précipitations aux Antilles sont d'origine climatique variée et ont des formes très diversifiées qui se prêtent bien à l'étude envisagée. Enfin, les phénomènes qui se produisent sur les bassins montagneux sont complexes et généralement difficiles à mesurer, mais ces bassins présentent un intérêt pratique évident puisqu'ils sont recherchés en priorité pour les aménagements hydro-électriques.

I. FORME DES CRUES : RÔLE DE LA FORME DE L'AVERSE

I.1. LES FORMES D'AVERSE ET LES CLIMATS

Dans les régions tropicales pures ou sahéliennes, les hydrologues proposent souvent comme forme de l'hydrogramme décennal des formes assez voisines de celles de l'hydrogramme-type. Cette assimilation n'est possible que parce que les précipitations résultent d'orages de condensation, avec un corps d'averse massif et unique, et qu'elles peuvent être assimilées à des « averse unitaires » surtout sur les bassins à faible pente, pour lesquels la montée en crue assez lente permet d'accepter dans cette catégorie des averse assez longues. Mais il s'agit là d'une simplification propre à ce type de climat et il importe de ne pas perdre de vue la complexité du phénomène dans des climats différents et sur des pentes fortes.

Dans les régions tropicales plus humides, les précipitations sont encore, en majorité, orageuses, mais les traînes d'averse, ou les petites rechutes de pluie secondaires indépendantes du corps principal de l'averse, à faibles intensités, qui ne produisent pas de ruissellement, constituent une partie importante de la pluie et l'hypothèse précédente d'un corps d'averse unique n'est déjà plus valable.

Dans les régions tropicales balayées par les dépressions tropicales, la superficie de la partie centrale du cyclone, productrice de fortes intensités, est relativement faible en comparaison de l'ensemble de la région concernée par la dépression et les pluies à faibles intensités et de longue durée, résultant d'une situation périphérique par rapport à la dépression, sont également nombreuses. On a pu observer à Madagascar des précipitations pouvant atteindre 200 mm en 24 heures sans jamais dépasser 20 mm/heure.

Dans les régions tempérées, enfin, on retrouve ces averse orageuses en marge de la saison des pluies ou à contre-saison, mais ces orages sont souvent localisés dans l'espace et ne constituent pas un risque élevé de crues rares, sitôt qu'on s'intéresse à des bassins assez étendus. Pendant la saison des pluies, les précipitations, qui correspondent à des dépressions atmosphériques concernant de vastes étendues, peuvent se poursuivre de façon plus ou moins continue pendant plusieurs jours avec, de temps à autre, des regains d'intensité dépassant rarement 20 mm/h et les crues générées dans ces conditions sont toujours complexes.

Entre ces deux types extrêmes et opposés de précipitations, il y a toutes sortes de situations atmosphériques intermédiaires complexes provoquant des précipitations très variées. Parmi elles, on peut citer, par exemple, les phénomènes de front orageux qui peuvent être intenses tout en étant assez prolongés, concerner des régions assez étendues et constituer un risque élevé de crues rares.

On voit qu'il est également simpliste d'imaginer que les précipitations survenant en un lieu puissent être rangées en deux populations d'averse aux caractéristiques nettement tranchées à savoir, par exemple, les pluies cycloniques d'une part et les pluies orageuses de l'autre.

I.2. INFLUENCE DE LA FORME DE L'AVERSE SUR LE DÉBIT DE POINTE

I.2.1. Aperçu théorique

La lame ruisselée L_r d'une crue est la somme des différents écoulements élémentaires produits au cours de l'averse. Elle est fonction de la pluie journalière P . Elle dépend des conditions d'humidité du sol et des différents états de stockage du sol, dont l'ensemble caractérise les conditions initiales du bassin et que l'on désigne

symboliquement par la variable IK. Elle dépend de la forme de l'averse représentée symboliquement par la variable F et enfin des caractéristiques intrinsèques du bassin, constantes sur le bassin, et représentées par un paramètre b. On peut écrire :

$$L_r = F(P, IK, F, b)$$

P, IK et F sont les trois variables dont dépend la lame de la crue, pour un bassin donné.

Le débit de pointe, pour sa part, dépend également des paramètres de transfert t, supposés rester invariants sur le bassin mais il peut être également fortement influencé aussi par la forme de la crue induite par la forme de l'averse F. On peut écrire qu'il est le résultat de l'application en série (notée x) sur la pluie des deux opérateurs de la fonction de production et de l'opérateur de transfert T sous l'écriture symbolique suivante :

$$Q_{MAX} = F(P, IK, b, F) \times T(t, F)$$

P, IK et F peuvent être considérées a priori comme indépendantes entre elles. La probabilité pour obtenir un certain débit est une fonction des différentes probabilités d'occurrence (Po) et de récurrence (Pr) de ces différentes variables. Elle peut s'écrire sous la forme :

$$Pr(Q_{MAX}) = f(Po(IK), Pr(Pu), Po(F))$$

On veut dire par là qu'il existe une infinité de crues de volume et de forme variés pouvant atteindre un débit QMAX de fréquence donnée. Lorsque la forme de l'averse joue un rôle important, un débit décennal peut résulter d'une averse de hauteur d'eau précipitée bien plus rare, avec une forme d'averse molle et inversement.

En pratique, une approche assez simple (1) permet de régler le problème des conditions initiales d'humidité qui interviennent dans la production d'écoulement : on admet que le débit maximal classé de fréquence donnée est obtenu par une pluie de même fréquence qui survient dans des conditions initiales d'humidité moyennes.

De la même façon, il est raisonnable d'admettre, comme hypothèse sur la forme de la crue, une forme moyenne produite par une forme d'averse moyenne.

Si QMAX₁₀ est le débit de fréquence donnée, décennal par exemple, et P₁₀ la pluie de même fréquence, on aura alors :

$$Q_{MAX_{10}} = f(IK_{moy}, P_{10}, F_{moy})$$

Cette approche n'est acceptable que si la hauteur de pluie est l'élément dominant dans la contribution au débit de pointe. Elle est d'autre part purement conventionnelle. La crue de forme moyenne produite par une forme moyenne d'averse n'a pas plus de réalité physique que l'averse moyenne elle-même. Elle doit pouvoir donner satisfaction pour les besoins courants, mais pour certains projets il ne serait pas inutile d'étudier plusieurs scénarios correspondant à des formes d'averse différentes.

1.2.2. Approche pratique : étude des variations de C = QMAX/Q24

Pour montrer et pour quantifier l'influence de la forme de l'averse sur la forme de la crue, nous avons choisi d'étudier les variations de la forme des crues à partir de l'étude systématique de C et de C_j, rapports entre le débit maximal et le débit moyen sur une période de 24 heures entourant le maximum.

- C'est le rapport entre le débit maximal et le débit moyen calculé sur une période coulissante de 24 heures choisie de telle façon que le maximum de la crue ait lieu 6 heures après le début de la période.

- C_jn est le rapport entre le débit maximal et un débit moyen sur une période de 24 heures découpées selon un horaire fixe de n heures à n + 24.

C_j6 fera, par exemple, intervenir le débit moyen journalier calculé de 6 heures à 6 heures.

La comparaison entre les populations des valeurs de C et de C_j sur un même bassin doit permettre de faire la part de l'effet de distorsion d'échantillonnage induit par un découpage des débits à heures fixes et provenant de l'éventuelle répétitivité des pluies à des heures privilégiées de la journée.

Le calcul des valeurs de C et de C_j a été effectué de façon systématique sur l'ensemble des crues dont le maximum était supérieur à un seuil Q₀, que la crue soit simple ou complexe, présélectionnée ou non. Les fichiers de débits de l'ORSTOM proposent, en effet, des crues qui ont été présélectionnées, au moment de la saisie mécanographique, par des signaux de début et de fin de crue, mais cette technique de présélection, qui est pratique pour certains types d'études, n'a pas été retenue ici car nous avons pensé qu'elle risquait de produire un échantillonnage des crues sélectif en fonction de critères esthétiques subjectifs de l'opérateur : pour un hydrologue, une « belle crue » est assez souvent plus unitaire que la moyenne des crues.

(1) La technique la plus fiable consiste à faire passer un modèle sur un ensemble chronologique d'enregistrements à un poste régional de longue durée, selon un processus de reconstitution historique. Cette approche n'est cependant pas réaliste car il est rare que l'on possède des données saisies d'enregistrements pluviographiques de longue durée.

II. DÉTERMINATION DES HYDROGRAMMES-TYPE

Avant d'étudier les variations de C et de Cj, il faut d'abord déterminer les hydrogrammes-type dont les paramètres serviront de points de référence pour comparer les bassins versants entre eux. Ces paramètres ont déjà été calculés dans le cadre des Monographies de la Martinique (Guiscafré et al., 1976) et de la Guadeloupe (Chaperon et al., 1985) selon des méthodes voisines mais différentes et il est apparu nécessaire de les recalculer selon une méthode unique afin de rendre les résultats homogènes et comparables entre eux. On a utilisé le programme de P. Vauchel, établi pour les besoins de la Monographie de la Guadeloupe et s'inspirant de travaux antérieurs de Moniod (Guiscafré et al., 1976).

II.1. MODE D'OBTENTION ET CHOIX DES PARAMÈTRES

II.1.1. Définition de l'hydrogramme-type (Rappel)

C'est la réponse à une impulsion de pluie homogène dans l'espace, qualifiée de « pluie unitaire ». En pratique, on range dans cette catégorie les averses assez homogènes dont la durée ne dépasse pas les 2/3 du temps de montée de la crue. D'après la théorie de l'hydrogramme standard, l'hydrogramme-type est une forme caractéristique invariante du bassin et toutes les crues unitaires se déduisent les unes des autres par une affinité dans le rapport de leur volume.

Pour établir un hydrogramme-type bien représentatif du bassin, il est généralement nécessaire d'éliminer les hydrogrammes correspondant à des quantités de ruissellement faible, disons $LR < 5$ mm, qui ont une forme généralement trop molle, mais il est recommandé, par contre, d'utiliser les crues moyennes et de ne pas se limiter uniquement aux fortes crues, rarement unitaires et dont le tracé nécessite l'utilisation de la portion des hautes eaux de la courbe d'étalonnage, parfois mal connue.

II.1.2. Détermination de l'hydrogramme-type par approche statistique : Programme de P. Vauchel

Les critères de sélection de l'hydrogramme-type portent sur l'averse. Ils supposent que l'on ait une bonne connaissance de l'averse aussi bien dans le temps que dans l'espace et seuls les bassins versants équipés en bassins versants représentatifs satisfont à ces conditions.

Sur le réseau hydrométrique, où l'on ne dispose pas de toutes ces informations, on peut utiliser une méthode informatique mise au point par P. Vauchel, selon une approche différente, entièrement statistique, à partir de l'ensemble des crues observées. Son programme procède comme suit :

- On sélectionne toutes les crues observées dont le débit maximum est supérieur à une valeur Q_0 et on élimine de ces crues toutes les parties complexes, susceptibles de résulter d'une combinaison de formes simples : par exemple toute la partie postérieure au premier maximum lorsque deux maximums nettement séparés apparaissent.
- Lorsque toutes les crues étudiées ont été ramenées par affinité au même maximum, on dispose pour chaque pas de temps d'un ensemble de 30 à 40 points correspondant aux crues observées et on détermine alors le point correspondant au quartile inférieur de cette population. L'hydrogramme-type est obtenu en joignant tous ces points.

Cette méthode revient en pratique à considérer qu'un quart des crues observées ont une forme plus aiguë que l'H.T. parce qu'elles résultent d'averses partielles et que les trois autres quarts ont une forme moins aiguë parce qu'elles proviennent d'averses trop longues et non unitaires.

II.1.3. Précautions d'emploi

L'utilisation d'une trop longue période d'observation peut conduire à un trop grand volume de crues à traiter et si on veut restreindre le matériau d'étude à 30 ou 40 crues on est alors amené à relever anormalement le seuil Q_0 de sélection des crues. A ce moment-là, on ne sélectionne que les fortes crues et on exclut les crues moyennes. Il est alors préférable de réduire la période d'étude, à cinq années par exemple. On peut constater que les hydrogrammes-type obtenus par cette méthode, sur le même bassin, mais sur deux périodes de temps successives qui ne se recoupent pas sont identiques. C'est un des rares cas, en hydrologie, où on ait à se plaindre d'un excès de mesures !

La figure 1 donne un exemple (Capesterre) des sorties produites par le programme.

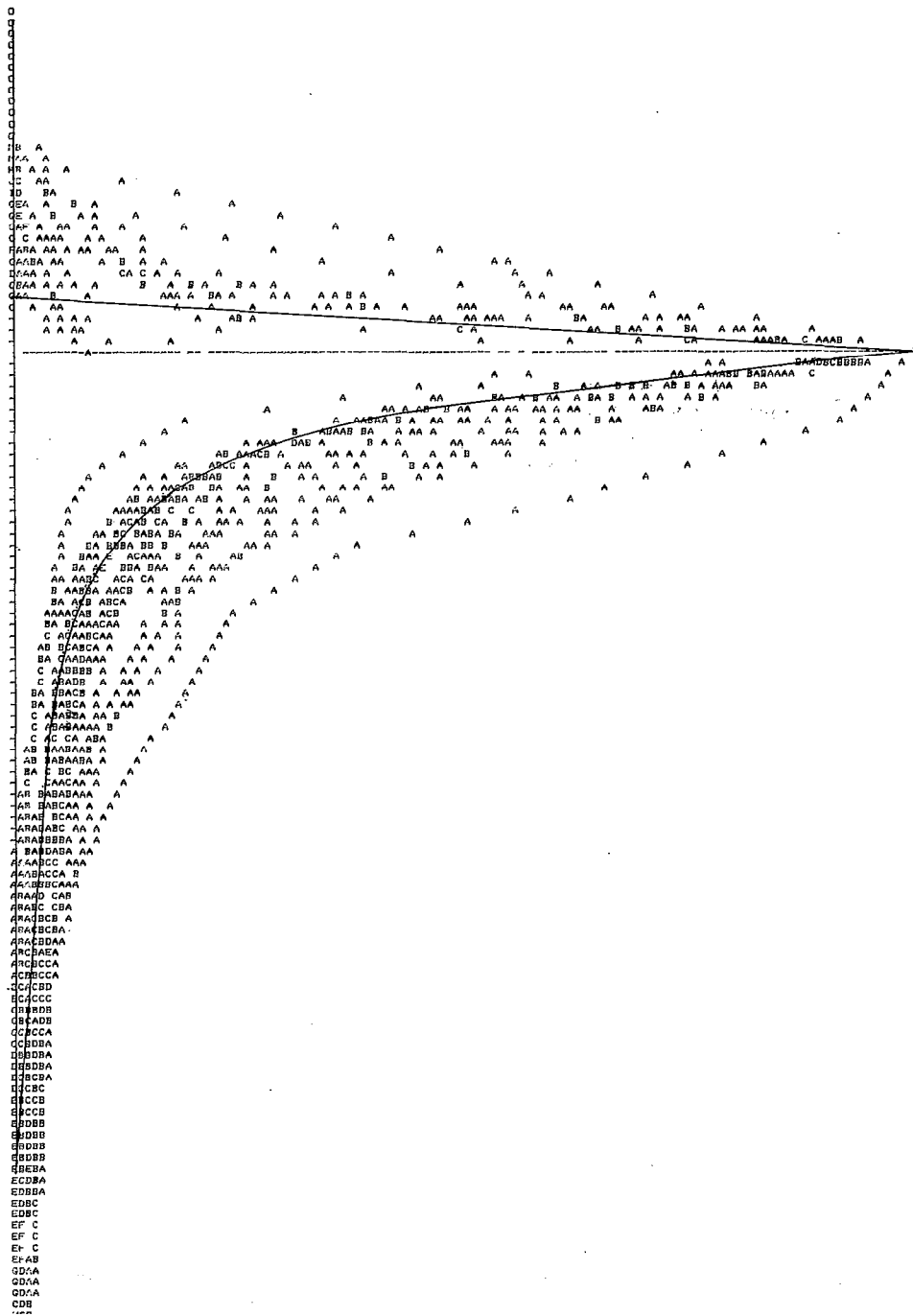


FIG. 1 - Détermination de l'hydrogramme-type par synthèse des formes simples de crues observées. Programme de P. Vauchel

II.1.4. Choix des paramètres de l'hydrogramme-type : temps caractéristique et t_m

Les paramètres habituels sont le temps de base de la crue t_B , le coefficient de forme K et le temps de montée t_m .

$$\text{On pose (Rodier) : } Q_{\text{moy}} = \frac{V}{t_B} = \frac{\text{Volume ruisselé}}{\text{temps de base}}$$

$$\text{et } \frac{Q_{\text{max}}}{Q_{\text{moy}}} = K \qquad Q_{\text{max}} = \frac{K}{t_B} \cdot V$$

Le coefficient K est commode car il permet de comparer l'agressivité des crues entre elles, par référence à une crue de forme triangulaire pour laquelle $K = 2$. Cependant, la détermination du temps de base est malaisée, surtout dans le cadre d'un traitement systématique sur un fichier informatisé, et, en posant : $\theta = \frac{t_B}{K}$, on peut ramener à deux paramètres principaux le nombre de paramètres de l'hydrogramme-type :

Le premier paramètre θ , appelé « temps caractéristique de base » (Moniod, Chaperon) et qui vaut $t_B/2$ dans le cas d'un hydrogramme triangulaire, est donc défini par la relation : $\theta = \frac{V}{Q_{\text{max}}}$ (homogène à un temps).

Il permet d'obtenir Q_{max} à partir de V sans passer par le temps de base.

Le deuxième paramètre est le temps de montée t_m . Aux Antilles les hydrogrammes sont suffisamment aigus pour que l'on puisse assimiler la portion de l'hydrogramme correspondant à la montée en crue à une portion de droite tracée de façon à respecter le volume écoulé pendant la montée en crue et qui vaut alors : $\frac{1}{2} t_m Q_{\text{max}}$.

Avec ces deux paramètres, θ et t_m , on peut positionner le maximum de la crue et tracer la décrue suivant une forme de son choix avec un volume de décrue égal à : $V_x(1 - t_m/2\theta)$ et en se souvenant que K est ici très supérieur à 2. Le coefficient de forme joue alors un rôle très secondaire et il n'intervient que pour affiner la forme de la décrue.

Les valeurs de θ et de t_m des hydrogrammes-type obtenues par la méthode précédente figurent dans le tableau II.

II.2. CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES DES BASSINS VERSANTS

Le tableau I présente les paramètres hydromorphologiques obtenus sur 16 bassins versants antillais. Dans notre tableau, certains de ces paramètres, tels que θ , ont des valeurs différentes de celles qui ont été publiées antérieurement. Les nôtres ne sont pas nécessairement meilleures que les précédentes mais elles sont plus homogènes entre les deux îles, comme nous l'avons déjà dit.

Ces bassins ont été choisis parce que les courbes d'étalonnage étaient à peu près fiables mais aussi parce qu'ils représentent un échantillonnage assez varié du point de vue de leurs caractéristiques physiques.

II.2.1. Superficie

La superficie de ces bassins varie assez régulièrement de 2 à 130 km², bien que la taille la plus fréquente se situe entre 8 et 14 km².

Ces bassins sont représentés sur les cartes de la figure 2.

II.2.2. Coefficient de Gravelius

Les bassins de Martinique sont dans l'ensemble assez ronds, mais, lorsqu'on y ajoute ceux de Guadeloupe, aux formes allongées parce que les rivières y empruntent de préférence de longues failles rectilignes, on obtient alors un ensemble de bassins aux formes variées avec un éventail de valeurs qui couvre presque toute la plage de variation de ce paramètre morphologique.

II.2.3. Indice de pente I_p

Les bassins qui s'appuient sur les massifs montagneux présentent de fortes pentes et leur indice de pente de Roche varie entre 0,250 et 0,514.

On a rajouté à cet ensemble le bassin de la Ravine Gachet à Duval, de Grande Terre, qui est très plat, afin d'élargir la gamme des pentes. Les paramètres de Gachet à la route RN6 ne sont donnés qu'à titre indicatif car le temps de base de l'hydrogramme-type dépasse 24 heures.

TABLEAU I
Caractéristiques physiques de 16 bassins antillais

G = Guadeloupe - M = Martinique - HI = Hyperhumide Insulaire - TT = Tropical de Transition

| : : | : Alt : | S : | Kc : | Ip : | Kc-1,2 : | Ind. Clima : |
|----------------------|---------|--------|--------|---------|----------|--------------|
| : ILE: BASSINS : | : | : | : | : | S : | : |
| : G : DU PLESSIS | : 815 | : 2,1 | : 1,29 | : 0,500 | : 0,06 | : HI |
| : G : GD CARBET | : 805 | : 7,3 | : 1,25 | : 0,482 | : 0,02 | : HI |
| : G : LEZARDE | : 355 | : 8,4 | : 1,54 | : 0,315 | : 0,12 | : HI |
| : G : PETITE PLAINE: | 455 | : 8,8 | : 1,16 | : 0,392 | : -0,01 | : HI |
| : G : CAPESTERRE | : 730 | : 18,6 | : 1,59 | : 0,315 | : 0,09 | : HI |
| : G : VX. HABITANTS: | 735 | : 28,2 | : 1,43 | : 0,332 | : 0,04 | : HI |
| : G : PETITE GOYAVE | : 290 | : 30,3 | : 1,18 | : 0,362 | : 0,00 | : HI |
| : G : PRISE D'EAU | : 405 | : 54,3 | : 1,22 | : 0,289 | : 0,00 | : HI |
| : G : BOUCAN | : 290 | : 130, | : 1,36 | : 0,207 | : 0,01 | : HI |
| : G : DUVAL | : 46 | : 14,4 | : 1,39 | : 0,074 | : 0,05 | : TT |
| : G : GACHET | : 30 | : 63,8 | : 1,23 | : 0,075 | : 0,00 | : TT |
| : : | : | : | : | : | : | : |
| : M : PAQUEMAR | : 104 | : 2,0 | : 1,14 | : 0,308 | : -0,04 | : TT |
| : M : ALMA | : 725 | : 4,3 | : 1,14 | : 0,514 | : -0,03 | : HI |
| : M : GROS MORNE | : 410 | : 13,0 | : 1,15 | : 0,360 | : -0,01 | : HI |
| : M : MADAME | : 217 | : 14,3 | : 1,23 | : 0,281 | : 0,01 | : - |
| : M : SAUT BABIN | : 427 | : 34,1 | : 1,25 | : 0,250 | : 0,01 | : HI |
| : M : SOUDON | : 295 | : 62,5 | : 1,35 | : 0,238 | : 0,02 | : HI |

TABLEAU II
Paramètres des crues-types de 16 bassins antillais
 θ , t_m et t_B sont exprimés en minutes

| : : | : : | : t_m : | t_m/θ : | t_B : | K : | |
|----------------------|------------|--------------|----------------|---------|--------|---------|
| : : Bassins : | θ : | $1/\theta$: | : | : | : | |
| : G : DU PLESSIS | : 47 | : 0,021: | 20 | : 0,43 | : 200 | : 4,3 : |
| : G : GD CARBET | : 45 | : 0,022: | 30 | : 0,67 | : 250 | : 5,6 : |
| : G : LEZARDE | : 78 | : 0,013: | 10 | : 0,13 | : 315 | : 4,0 : |
| : G : PETITE PLAINE: | 74 | : 0,014: | 35 | : 0,47 | : 305 | : 4,1 : |
| : G : CAPESTERRE | : 82 | : 0,012: | 40 | : 0,49 | : 340 | : 4,1 : |
| : G : VX. HABITANTS: | 88 | : 0,011: | 20 | : 0,23 | : 340 | : 3,9 : |
| : G : PETITE GOYAVE | : 84 | : 0,012: | 40 | : 0,48 | : 350 | : 4,2 : |
| : G : PRISE D'EAU | : 95 | : 0,010: | 40 | : 0,42 | : 350 | : 3,7 : |
| : G : BOUCAN | : 167 | : 0,006: | 100 | : 0,60 | : 710 | : 4,3 : |
| : G : DUVAL | : 506 | : 0,002: | 240 | : 0,47 | : 1440 | : 2,9 : |
| : G : GACHET | : 718 | : 0,001: | 340 | : 0,47 | : 1920 | : 2,7 : |
| : : | : | : | : | : | : | : |
| : M : PAQUEMAR | : 65 | : 0,015: | 45 | : 0,62 | : 250 | : 3,8 : |
| : M : ALMA | : 58 | : 0,017: | 50 | : 0,95 | : 255 | : 4,4 : |
| : M : GROS MORNE | : 75 | : 0,013: | 60 | : 0,80 | : 360 | : 4,8 : |
| : M : MADAME | : 97 | : 0,010: | 60 | : 0,62 | : 360 | : 3,7 : |
| : M : SAUT BABIN | : 107 | : 0,009: | 75 | : 0,70 | : 450 | : 4,2 : |
| : M : SOUDON | : 138 | : 0,007: | 70 | : 0,51 | : 520 | : 3,8 : |

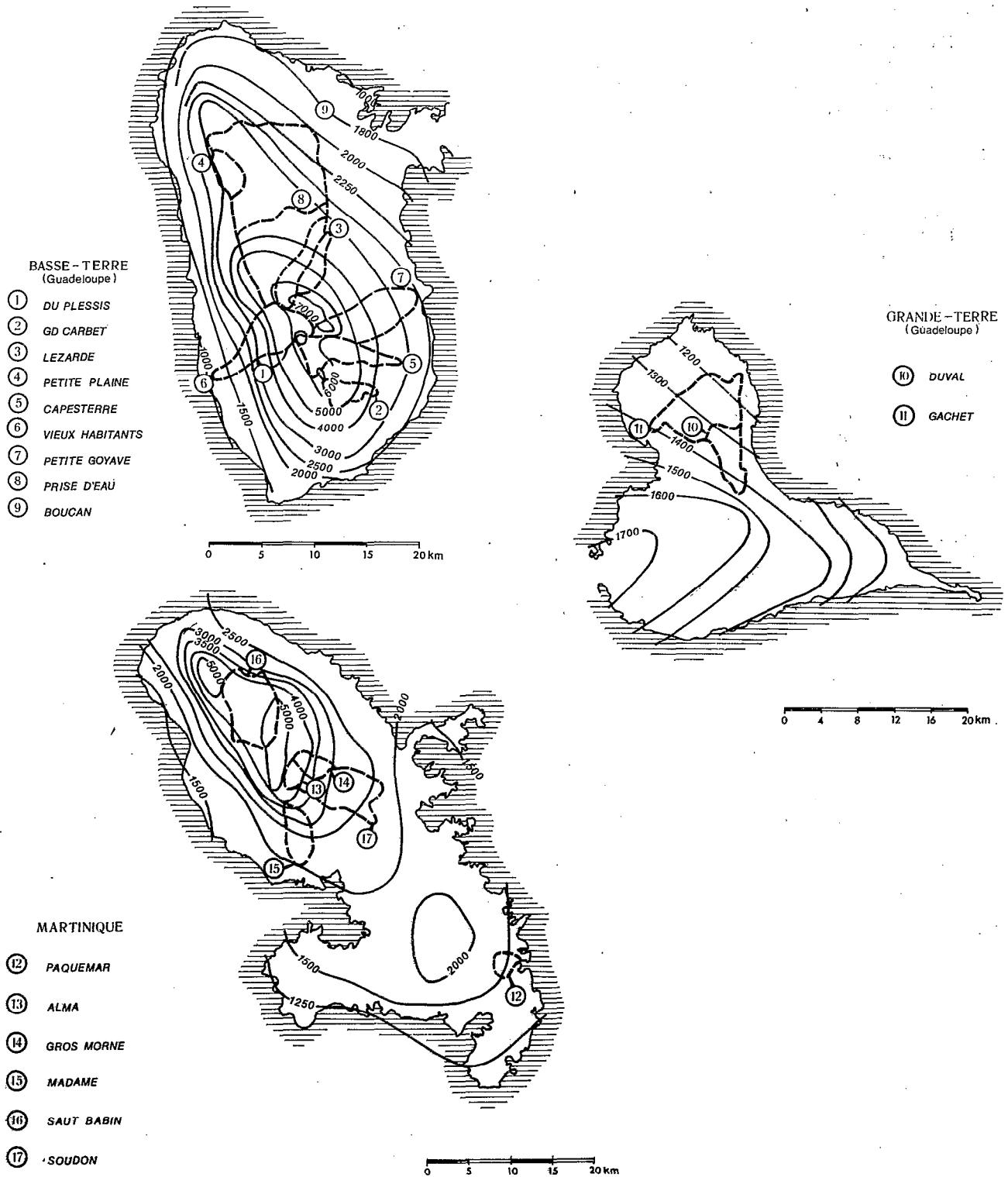


FIG. 2. - Situation des bassins versants et pluviométrie annuelle

II.2.3.1. Liaison entre S et Ip

Il existe une liaison entre S et Ip dans tout système de relief homogène, mais cette relation varie d'un système à un autre. Sur ces bassins antillais, on obtient un coefficient de corrélation entre S et Ip de 0,82 dans le massif forestier montagneux, mais ce coefficient descend à 0,79 lorsqu'on inclut le bassin de Paquemar situé dans une zone de piémont et chute à 0,14 quand on introduit Duval situé sur le plateau récifal de Grande Terre.

II.2.3.2. Représentativité de Ip

L'indice Ip est loin d'être parfait mais il semble cependant qu'il donne une information suffisante sur la pente moyennant certaines précautions.

Le terme du numérateur est parfait et traduit bien les variations hypsométriques du bassin.

Au dénominateur il y a L, la longueur du rectangle équivalent, paramètre tant critiqué.

- L dépend du coefficient de Gravelius Kc et on sait qu'il faut interpréter la mesure du périmètre du bassin soit en le stylisant pour se ramener à une échelle de référence, soit au contraire, dans certains cas, en rajoutant des incursions insolites du contour à l'intérieur du bassin (Dubreuil, 1966).

Mais il semble nécessaire de préciser, à un moment ou à un autre, la forme du bassin et Kc reste un coefficient de forme simple sinon rigoureux.

- Le rapport L/\sqrt{S} varie d'une façon discontinue suivant Kc.

* Dans la plage la plus défavorable une variation de Kc de 1,12 à 1,20 entraîne sur Ip une variation de 20 %.

* Une variation de Kc de 1,5 à 1,6 entraîne une variation sur Ip de 4 %.

II.2.3.3. Additivité de Ip

On peut être parfois amené, pour des besoins de prédétermination des écoulements, à diviser grossièrement un bassin en sous-bassins, le long de lignes de niveau. Cette séparation est commode car elle va dans le sens des isohyètes et, dans ce cas, la somme pondérée des indices Ip partiels est égale à l'indice total c'est-à-dire que l'on a :

$$I_p = \sqrt{\alpha_1} I_{p1} + \sqrt{\alpha_2} I_{p2}$$

si α_1 , I_{p1} et α_2 , I_{p2} sont les pourcentages de superficie et l'indice de pente des deux sous-bassins 1 et 2.

C'est là l'avantage pratique du rectangle équivalent.

II.2.4. Indice climato-végétal

La figure 2 permet de situer les bassins par rapport aux isohyètes interannuelles. Les bassins de Duval et Paquemar, situés sous des précipitations inférieures à 2 400 mm par an, ont été classés dans un complexe climato-végétal qualifié de « régime tropical de transition » pour se référer aux zones climatiques du continent africain.

La végétation établie sous ces précipitations doit en effet supporter trois à quatre mois de saison sèche qui devient très déficitaire, pendant un mois ou deux, au moment du « carême ». Elle est constituée de broussailles sèches et de savanes sèches.

Pour des précipitations supérieures à 2 500 mm la saison sèche, bien qu'assez marquée, est faiblement déficitaire, ce qui permet le développement d'une forêt humide. Le couvert végétal est cependant très différencié selon l'altitude. Entre 500 m et 1 000 m la forêt dense, composée de plusieurs strates de végétation, peut être assimilée à une forêt pseudo-équatoriale mais au-delà de 1 000 mètres la végétation, composée d'arbustes, est rabougrie et son aspect chétif est essentiellement lié à un excès des précipitations (> 6 000 mm).

Au-dessous de 500 mètres d'altitude la forêt mésophile, moins dense, laisse progressivement la place aux cultures vivrières et aux bananeraies.

Le complexe végétal qui recouvre les bassins d'altitude, très différencié selon l'altitude et le climat à fort gradient de précipitations, est typiquement insulaire. Il équivaut en moyenne, du point de vue de son incidence sur l'écoulement, à une forêt humide, mais vraisemblablement moins dense que la forêt équatoriale homogène. On le qualifie provisoirement d'hyperhumide insulaire. Si on voulait classer ce complexe végétal parmi les grands ensembles climato-végétaux des zones chaudes, il faudrait l'assimiler à un complexe de type « équatorial de transition ».

Le bassin de la rivière Madame, peu boisé, se trouve entre les deux types précédents.

II.3. RÉSULTATS OBTENUS

II.3.1. Relation $\theta = f(I_p)$

Nous avons choisi de représenter le temps caractéristique θ en fonction de l'indice de pente I_p plutôt qu'en fonction de la superficie S parce que c'est la pente qui conditionne la rapidité de concentration des eaux, avec la rugosité superficielle. Ce dernier paramètre, lié à la végétation, est bien représenté par un indice climato-végétal.

On a reporté, sur le graphique de la figure 3, les valeurs de $1/\theta$ en fonction de l'indice de pente I_p .

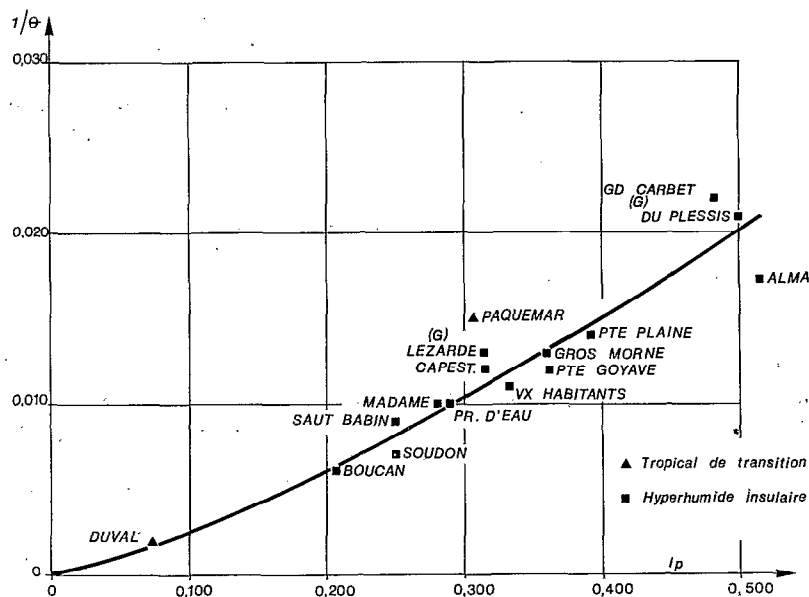


FIG. 3. - Relation $\theta = f(I_p)$.

On obtient une assez bonne corrélation entre ces deux paramètres.

Le point correspondant aux valeurs $(I_p, 1/\theta)$ de Paquemar est situé au-dessus de la courbe de corrélation en raison de sa couverture végétale assez faible qui le distingue des autres bassins.

Le point correspondant à Alma se trouve en dessous, vraisemblablement aussi pour une question de végétation.

Pour ce qui concerne les autres points, les écarts par rapport à la courbe sont faibles mais on peut, si on veut, les expliquer par des influences secondaires : les grands bassins comme Boucan, Soudon, Prise d'Eau, Vieux Habitants seraient plutôt placés au-dessous de la courbe tandis que les bassins ayant un fort coefficient de Gravelius seraient plutôt au-dessus. L'influence de la forme du bassin est ici secondaire. Elle peut être cependant plus importante dans d'autres contextes de climat et de végétation et a bien été montrée par J. Rodier (Rodier et al., 1965).

Le temps caractéristique semble finalement, à première vue, presque indépendant de la surface et de la forme du bassin. Ce résultat se limite au contexte régional des petites Antilles mais est peut-être en partie extensible à d'autres bassins à couvert végétal forestier.

II.3.2. Relation entre t_m/θ et K_c

Pour la Martinique, Moniod avait pu exprimer le rapport t_m/θ en fonction de la superficie parce que K_c y est fortement lié à S mais en rajoutant les bassins de Guadeloupe on s'aperçoit que ce rapport est influencé par K_c . La corrélation représentée sur le graphique de la figure 4 n'est pas excellente mais il semble difficile de faire mieux. On aurait de toute façon du mal à expliquer les fortes différences du rapport t_m/θ observées entre les bassins de Vieux Habitants et de Capesterre qui ont des formes et des superficies assez voisines.

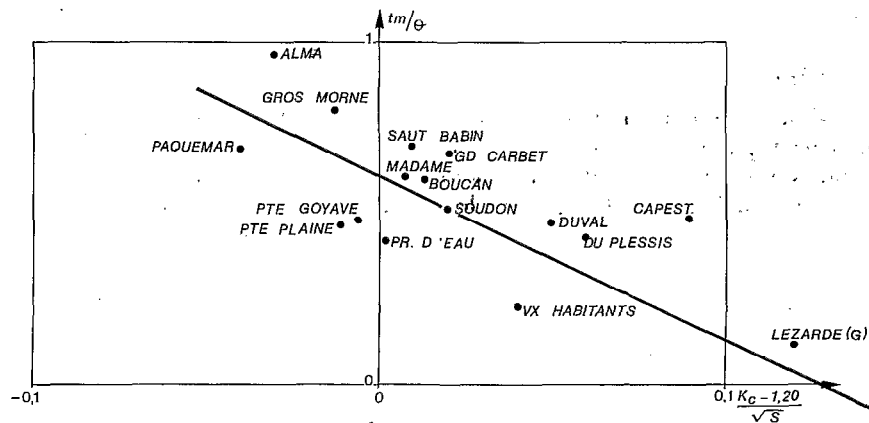


FIG. 4. - Relation entre tm/θ et Kc, \sqrt{S}

$$tm = 0,6 \theta \left(1 - \frac{77 Kc - 1,2}{\sqrt{S}}\right)$$

II.3.3. Coefficient de forme K

Les valeurs indiquées dans le tableau 2.2.B ne sont peut-être pas très représentatives, le programme de Vauchel ayant peut-être tendance à laisser une traînée de crue qui augmente peut-être artificiellement le temps de base et donc la valeur de K . Ces valeurs sont néanmoins élevées.

On constate qu'elles tendent à diminuer avec la pente, à augmenter avec la valeur de Kc .

III. ÉTUDE DE C ET DE C_j

III.1. DÉFINITION DES RAPPORTS C ET C_j

On définit successivement :

- le rapport $C = Q_{MAX}/Q_{24}$: c'est le débit maximum rapporté au débit moyen d'une période de 24 heures découpée de façon à ce qu'elle débute à un nombre d'heures fixé, ici 6 heures, avant la pointe de la crue.

Le programme QMQJI effectue ce travail et calcule la valeur du rapport C pour toutes les crues dont le débit de pointe Q_{MAX} dépasse une valeur donnée Q_0 . On cherche sur une période de 24 heures un débit Q_{MAX} bien individualisé (ne coïncidant pas avec le premier ou le dernier débit de la période). On examine la période de 24 heures telle qu'elle vient d'être définie et on cherche s'il n'existe pas dans cette période un autre maximum Q_{MM} supérieur au précédent. Si c'est le cas on décale la période de 24 heures de façon à la recaler sur Q_{MM} et $Q_{MAX} = Q_{MM}$.

Le calcul de $C = Q_{MAX}/Q_{24}$ n'est pas effectué si $Q_{MAX} < Q_0$ ou si la période de 24 heures correspondante comporte une lacune.

- le rapport $C_j = Q_{MAX}/Q_{j6}$ où Q_{j6} représente le débit moyen journalier pour une journée commençant à 6 heures du matin. Ce coefficient C_j est calculé par le programme QM qui est une variante du programme QMQJI.

La comparaison entre C et C_j va permettre d'apprécier dans la distribution de C_j la part aléatoire qui revient au mode de découpage de la période sur laquelle on calcule le débit moyen Q_{24} ou Q_j .

III.2. COMMENTAIRES SUR LES VARIABLES Q_{MAX} ET Q_{24} OU Q_j

Débit maximal de pointe

Il n'y a pas grand-chose à dire sur cette grandeur si ce n'est que les forts débits ne valent que ce que valent les courbes d'étalonnage et les courbes d'étalonnage en hautes eaux de toutes les stations utilisées ici ne sont que très approximatives, ne s'appuyant dans cette zone que sur un nombre restreint de jaugeages aux flotteurs seulement sur quelques-unes d'entre elles.

Débit moyen en 24 heures

Il s'agit bien du débit global qui représente la somme des trois écoulements suivants :

* Ruissellement pendant 24 heures quelle que soit la forme de la crue. Il peut d'ailleurs s'agir de la somme de deux crues ou de deux portions de crues nettement séparées. Mais dans le cas d'une crue simple la totalité de cette crue est contenue dans cette période de 24 heures car les temps de base de tous les bassins sont nettement inférieurs à 24 heures.

* Le ressuyage apparent ou drainage oblique peut être important dans ces régions à forte pente. On suppose en effet que les cheminements obliques de subsurface, responsables du drainage oblique, augmentent avec la pente topographique du terrain.

Ce ressuyage n'est pas négligeable même pour les fortes crues et on a essayé de le prendre en compte entièrement dans le calcul de Q_{24} en plaçant le maximum de la crue à 6 heures après le début de la période. Dans l'optique qui nous intéresse, il est finalement naturel d'englober ce débit qui est imputable à la pluie P_j et d'en tenir compte dans l'établissement de la relation $Q_j = f(P_j)$.

* Débit de base

Il faut distinguer entre le débit de base antérieur à la crue, induit par le bassin, que l'on peut estimer au plus à 10 mm/jour, et l'accroissement de débit de base produit par l'averse ayant provoqué la crue. Cette augmentation n'est pas non plus négligeable. On observe en effet après la période de ressuyage une phase de tarissement rapide (ou si l'on préfère de drainage rapide) qui restitue dans la journée un écoulement important.

III.3. RÉSULTATS OBTENUS

III.3.1. Comparaison de C et de C_j

Avant d'essayer d'interpréter les résultats obtenus concernant les variations de C , il faut s'assurer que ces variations proviennent bien uniquement des variations de forme de l'averse et que le mode de découpage des débits en périodes de 24 heures, pour le calcul du débit moyen en 24 heures, ne vient pas y rajouter une dispersion supplémentaire de méthode.

La comparaison de C et de C_j montre que les valeurs correspondant à une même crue sont à peu près identiques, à 10 % près, quels que soient le bassin et la crue. Les valeurs de C_j sont toutefois légèrement supérieures aux valeurs de C correspondantes, ce qui est normal car le volume en 24 heures, calculé sur une période centrée sur le maximum de la crue, est généralement plus élevé qu'un volume qui serait calculé selon un découpage invariable.

On observe que les valeurs de C_{j0} , rapport du débit maximal au débit moyen journalier de 0 heure à 0 heure, sont également proches de C et de C_j pour une crue donnée.

Les variations de C observées résultent donc bien essentiellement des variations de la forme des précipitations en 24 heures.

III.3.2. Examen global des variations de C

On a dessiné sur les graphiques des figures 5, 6 et 7 les variations de C en fonction de la variable Q_{max} . La dispersion des points sur certains bassins est considérable et on a parfois du mal à trouver une certaine logique dans les résultats.

III.3.3. Recherche d'enveloppes

Nous avons admis que les points correspondant aux couples de valeurs (Q_{max} , C) d'un même bassin versant pouvaient être contenus, dans l'ensemble, par deux enveloppes, supérieure et inférieure, qui englobent un assez large espace pour les faibles valeurs de Q_{max} mais qui tendent à se rejoindre progressivement pour les fortes valeurs de Q_{max} , délimitant un intervalle de variation des valeurs de C autour d'une valeur moyenne constante.

On peut donner des explications pour justifier l'allure de ces enveloppes :

- Pour l'enveloppe supérieure, on trouve dans la gamme des petits débits des crues partielles aux formes très aiguës qui produisent de fortes valeurs de C , mais les crues de ce type disparaissent progressivement lorsque Q_{max} augmente.
- Pour l'enveloppe inférieure, la proportion de débit de base dans le débit en 24 heures diminue au fur et à mesure que la crue est plus importante.

(G) GUADELOUPE (M) MARTINIQUE

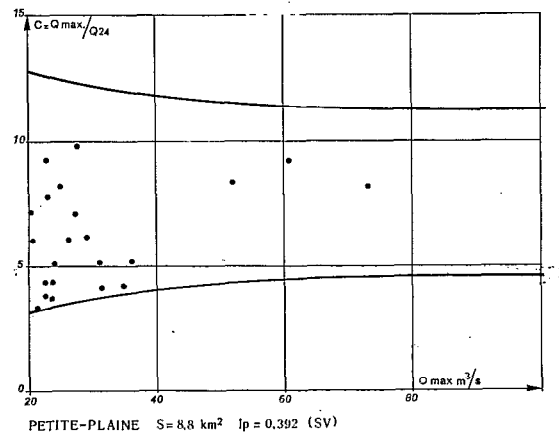
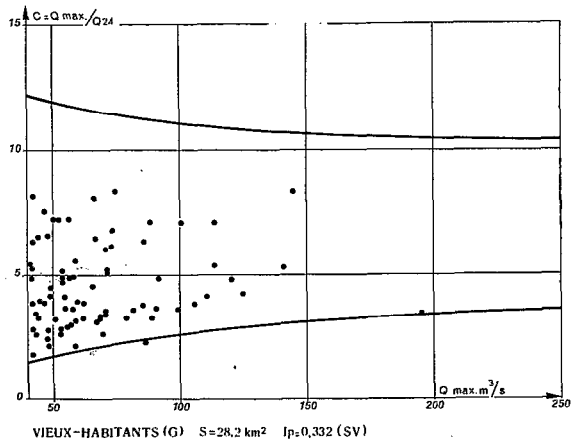
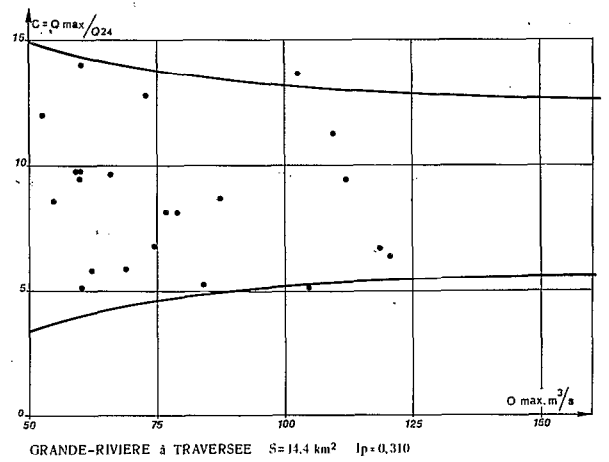
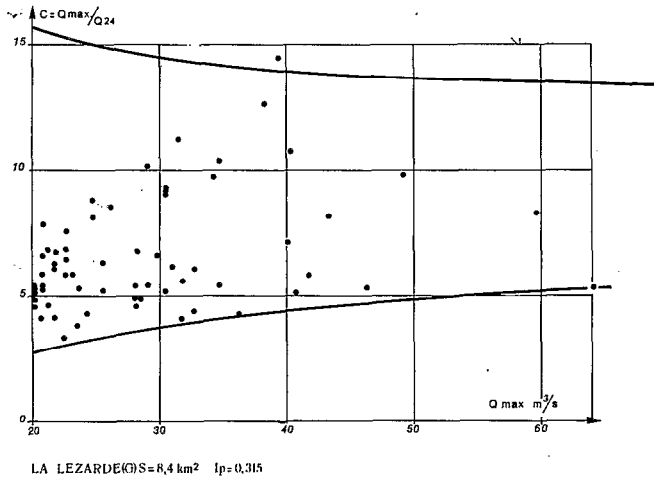
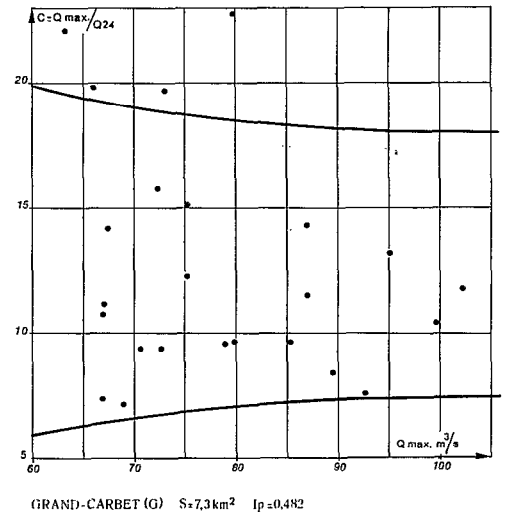
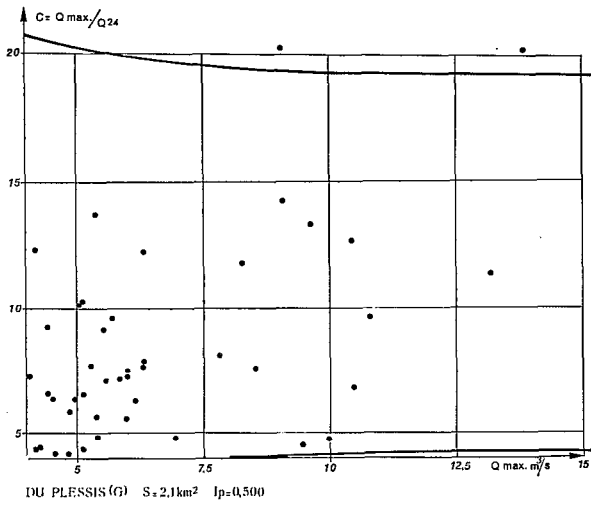


FIG. 5. - Variations de $C = Q_{MAX}/Q_{24}$ en fonction de Q_{MAX}

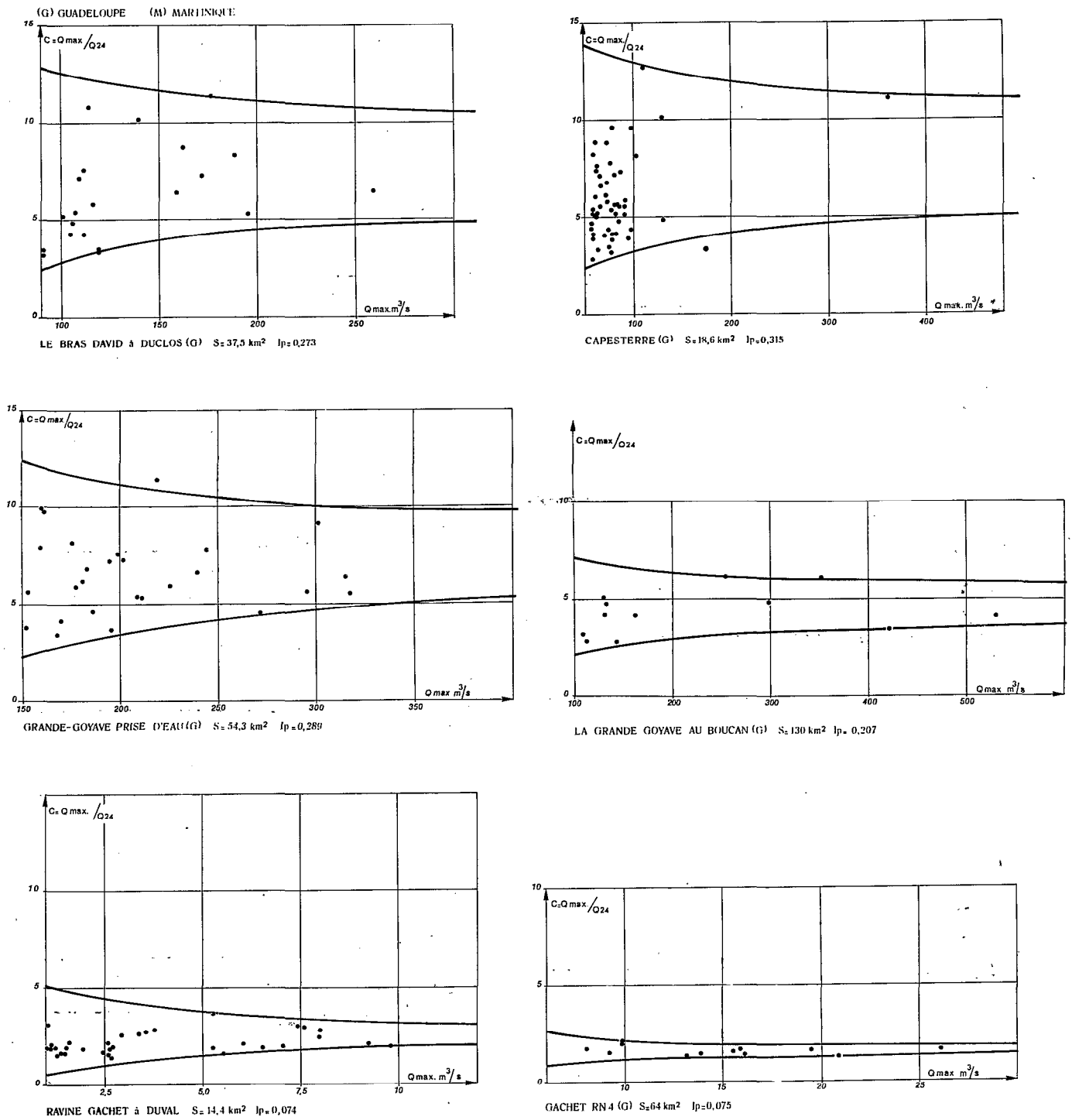


FIG. 6. - Variations de $C = Q_{MAX}/Q_{24}$ en fonction de Q_{MAX}

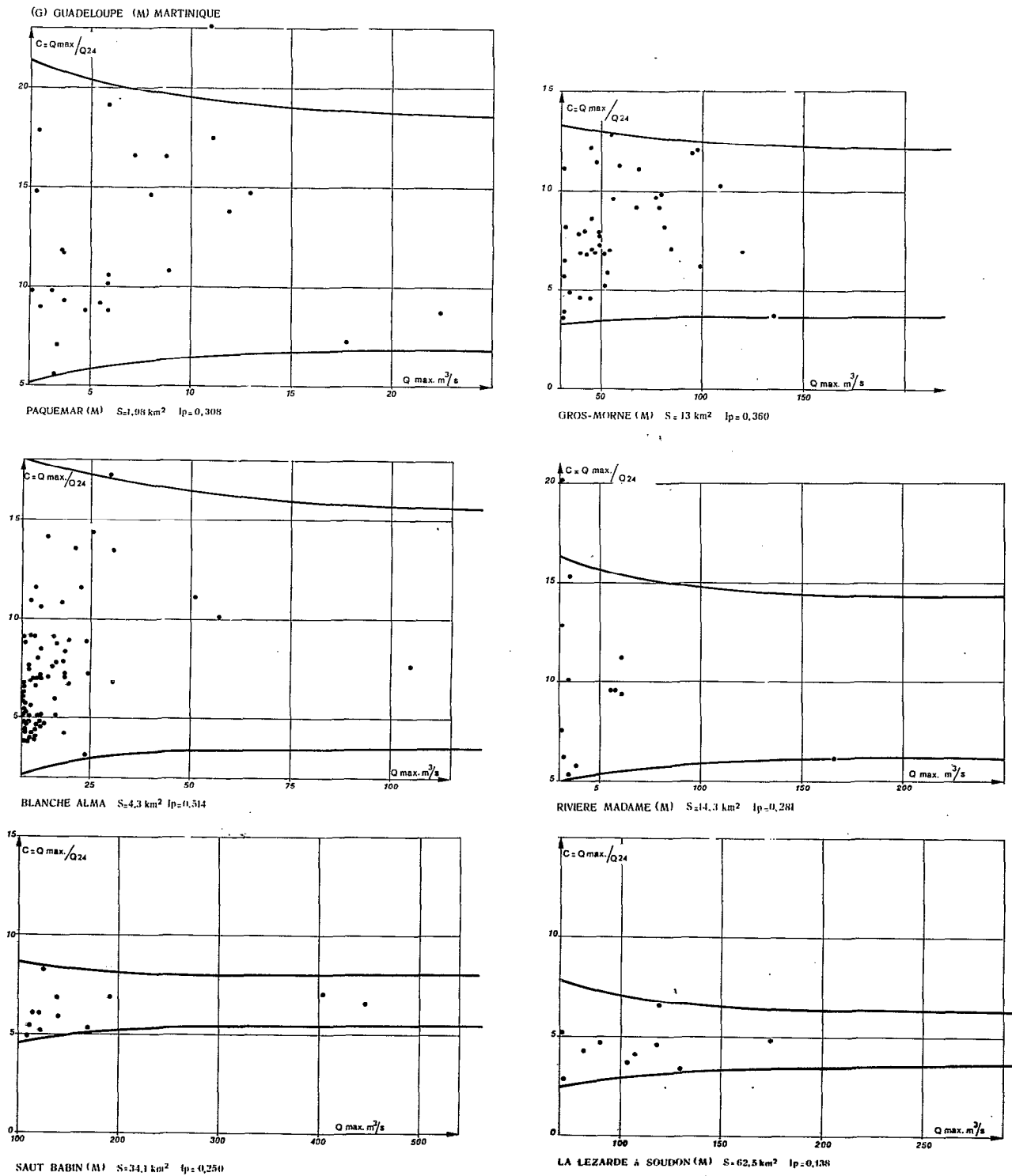


FIG. 7. - Variations de $C = Q_{MAX}/Q_{24}$ en fonction de Q_{MAX}

– Pour les deux enveloppes on admet implicitement que les averses productrices de très fortes crues ne sont pas vraiment quelconques, qu'elles sont massives et néanmoins assez longues et que leur forme est plus centrée et moins variable que la population de l'ensemble des averses. Cette impression subjective est plutôt en retrait par rapport à l'hypothèse théorique de départ faite au paragraphe I.2.1, selon laquelle la forme de l'averse était indépendante de la hauteur de pluie, mais cela ne change rien à notre analyse, entièrement empirique.

Les résultats observés semblent effectivement se contenter de cet arrangement. Cela est net pour les bassins à faibles variations de C (Soudon, Boucan, Saut Babin, Gachet, Duval) mais cela l'est moins pour les bassins qui présentent une forte dispersion des valeurs de C. Dans tous les cas il est assez rare, cependant, que la plus forte crue observée produise une valeur extrême, supérieure ou inférieure à toutes les autres. C'est le cas de Petite Plaine mais l'enregistrement de la crue du 20/11/69 est assez contestable. C'est aussi le cas à Du Plessis.

III.3.4. Amplitude des variations de C

Elle est très différente d'un bassin à l'autre. Dans l'ensemble elle décroît en raison inverse de la superficie du bassin et en raison directe de l'indice de pente I_p . Ce résultat est logique : la crue du bassin est une réponse aux précipitations d'autant plus amortie que le bassin est vaste et que sa pente est faible. A la limite, dans le cas de Gachet par exemple, la réponse du bassin devient indépendante de la forme de l'averse. On précisera davantage ces observations au paragraphe suivant.

III.4. ANALYSE QUANTITATIVE DES RÉSULTATS

Nous avons retenu les valeurs de C correspondant aux dix plus fortes crues observées, par leur débit maximal, et nous avons admis que cet échantillon était représentatif des variations de C pour les fortes crues.

Le tableau III donne la valeur moyenne établie à partir de ces 10 valeurs, la plus forte valeur observée $C_{0,1}$, qui correspond à la fréquence au dépassement empirique de 0,1, et la plus faible valeur dont la fréquence d'occurrence empirique est de 0,9.

TABLEAU III
Valeurs de C et de C_j : Valeurs moyennes et extrêmes sur les 10 plus fortes crues

| Bassins | S | Kc | Ip | C | | | Cj6 | | |
|---------------|------|------|-------|-----------|-----------|-----------|------------|------------|------------|
| | | | | $C_{0,1}$ | C_{MOY} | $C_{0,9}$ | $C_{j0,1}$ | C_{jMOY} | $C_{j0,9}$ |
| DU PLESSIS | 2,1 | 1,29 | 0,500 | 20,1 | 10,0 | 4,9 | 21,7 | 10,9 | 5,0 |
| GD CARBET | 7,3 | 1,25 | 0,482 | 14,5 | 10,2 | 4,4 | 14,2 | 10,6 | 5,6 |
| LEZARDE | 8,4 | 1,54 | 0,315 | 14,4 | 7,6 | 5,1 | 10,7 | 8,1 | 5,1 |
| PETITE PLAINE | 8,8 | 1,16 | 0,392 | (10,8) | 7,2 | 4,2 | 14,9 | 8,1 | 4,4 |
| TRAVERSEE | 14,4 | 1,65 | 0,310 | 13,9 | 8,4 | 5,4 | - | - | - |
| CAPESTERRE | 18,6 | 1,59 | 0,315 | 12,7 | 7,6 | 4,0 | 14,0 | 8,3 | 4,8 |
| VX.HABITANTS | 28,2 | 1,43 | 0,332 | 8,8 | 5,5 | 3,2 | 9,8 | 5,7 | 4,1 |
| PRISE D'EAU | 54,3 | 1,22 | 0,289 | 11,3 | 6,8 | 4,5 | 11,7 | 7,9 | 5,5 |
| BOUCAN | 130 | 1,36 | 0,207 | 6,1 | 4,6 | 2,7 | - | - | - |
| DUVAL | 14,4 | 1,39 | 0,074 | 3,0 | 2,2 | 1,7 | - | - | - |
| GACHET | 63,8 | 1,23 | 0,075 | 1,7 | 1,5 | 1,3 | 1,8 | 1,6 | 1,3 |
| PAQUEMAR | 2,0 | 1,14 | 0,308 | 23,9 | 14,0 | 7,3 | 26,7 | 14,5 | 7,3 |
| ALMA | 4,3 | 1,14 | 0,514 | 17,9 | 10,2 | 3,1 | 18,0 | 11,3 | 6,7 |
| GROS MORNE | 13,0 | 1,14 | 0,360 | 11,9 | 8,5 | 3,5 | 15,0 | 8,9 | 3,2 |
| MADAME | 14,3 | 1,23 | 0,281 | 15,3 | 9,0 | 5,4 | 15,9 | 9,2 | 4,5 |
| SAUT BABIN | 34,1 | 1,25 | 0,250 | 8,3 | 6,1 | 4,6 | 10,1 | 6,8 | 3,7 |
| SOUDON | 62,5 | 1,35 | 0,238 | 6,6 | 4,5 | 2,9 | 7,3 | 4,8 | 3,1 |

TABLEAU IV
Valeurs de $C_{0,1}$ — $C_{0,9}$ et de C_{MOY} sur 17 bassins antillais

| : Bassins | : S | : I_p | : I_{p1} | : K_c | : $C_{0,1}$ | : $C_{0,9}$ | : C_{MOY} | : θ | : $\frac{C \times \theta}{c}$ |
|-----------------|--------|---------|------------|---------|-------------|-------------|-------------|------------|-------------------------------|
| | | | | | | | | : min | : 1440 |
| : DU PLESSIS | : 2,1 | : 0,500 | : 1,35 | : 1,29 | : 15,2 | : 10,0 | : 47 | : 0,33 | : |
| : GD CARBET | : 7,3 | : 0,482 | : 0,79 | : 1,25 | : 10,1 | : 10,2 | : 45 | : 0,32 | : |
| : LEZARDE(G) | : 8,3 | : 0,315 | : 0,49 | : 1,54 | : 9,3 | : 7,6 | : 78 | : 0,41 | : |
| : PETITE PLAINE | : 8,8 | : 0,392 | : 0,60 | : 1,16 | : 6,6 | : 7,2 | : 74 | : 0,37 | : |
| : CAPESTERRE | : 18,6 | : 0,315 | : 0,35 | : 1,59 | : 8,7 | : 7,6 | : 82 | : 0,43 | : |
| : VX HABITANTS | : 28,2 | : 0,332 | : 0,32 | : 1,43 | : 5,6 | : 5,5 | : 88 | : 0,34 | : |
| : PRISE D'EAU | : 54,3 | : 0,289 | : 0,21 | : 1,22 | : 6,8 | : 6,8 | : 95 | : 0,45 | : |
| : BOUCAN | : 130 | : 0,207 | : 0,11 | : 1,36 | : 3,4 | : 4,6 | : 167 | : 0,53 | : |
| : DUVAL | : 14,4 | : 0,074 | : 0,09 | : 1,39 | : 1,3 | : 2,2 | : 506 | : 0,77 | : |
| : GACHET | : 63,8 | : 0,075 | : 0,05 | : 1,23 | : 0,4 | : 1,5 | : 718 | : 0,75 | : |
| : | : | : | : | : | : | : | : | : | : |
| : PAQUEMAR | : 2,0 | : 0,308 | : 0,85 | : 1,14 | : 16,6 | : 14,0 | : 65 | : 0,63 | : |
| : ALMA | : 4,3 | : 0,514 | : 1,07 | : 1,14 | : 14,8 | : 10,2 | : 58 | : 0,41 | : |
| : GROS MORNE | : 13,0 | : 0,360 | : 0,47 | : 1,14 | : 8,4 | : 8,5 | : 75 | : 0,44 | : |
| : MADAME | : 14,3 | : 0,281 | : 0,35 | : 1,23 | : 9,9 | : 9,0 | : 97 | : 0,61 | : |
| : SAUT BABIN | : 34,1 | : 0,250 | : 0,22 | : 1,25 | : 3,7 | : 6,1 | : 107 | : 0,45 | : |
| : SOUDON | : 62,5 | : 0,238 | : 0,16 | : 1,35 | : 3,7 | : 4,5 | : 138 | : 0,43 | : |

Les valeurs de C_j correspondantes, calculées sur certains bassins, figurent également dans ce tableau.

Certaines valeurs maximales de C dépassent 20. Cela veut dire que le débit maximal de la crue correspondante Q_{MAX} est 20 fois supérieur au plus fort débit en 24 heures possible incluant la pointe de crue. Les valeurs moyennes de C (C_{MOY}) varient d'un bassin à l'autre de 1,5 pour Gachet à 14 pour le bassin de Paquemar. Dans l'ensemble, la valeur de C_{MOY} est d'autant plus élevée que la pente est forte et que la superficie est petite. Nous allons le voir au paragraphe suivant : la valeur moyenne de C (C_{MOY}) est surtout liée aux caractéristiques propres au bassin : elle est représentative de la rapidité de réponse du bassin.

Les variations de C sur un même bassin autour de la valeur moyenne traduisent, pour leur part, l'effet de la forme de l'averse sur la forme de la crue.

III.5. ÉTUDE DES VARIATIONS DE C AUTOUR DE LA VALEUR MOYENNE C_{MOY}

Dans le tableau IV, on retrouve les caractéristiques physiques essentielles des bassins étudiés ainsi que les différences entre les deux valeurs extrêmes de C : $C_{0,1}$ — $C_{0,9}$ et les valeurs moyennes de C (C_{MOY}).

III.5.1. Relation $C_{0,1}$ — $C_{0,9} = f(C_{MOY})$

On constate que l'amplitude de variation de C , représentée par l'écart entre les deux valeurs extrêmes, pour un bassin donné, est d'autant plus forte que la valeur de C_{MOY} est élevée. La figure 8 montre encore mieux ce phénomène.

Cela signifie que les formes de crues sont d'autant plus sensibles aux formes des averses que la réponse du bassin est rapide. Les variations de C sont du même ordre de grandeur que la valeur moyenne de C , et même plus importantes, dans le cas des petits bassins à réponse très rapide de Du Plessis et de Paquemar. C'est dire que la forme de l'averse intervient autant et même plus, dans la forme des crues, que les caractéristiques intrinsèques du bassin. Les variations de C deviennent inférieures à la valeur moyenne de C sur les bassins d'assez grande superficie ou de pente assez faible. Pour le bassin de la Ravine Gachet, par exemple, l'écart entre les valeurs extrêmes de C n'est que de 0,4.

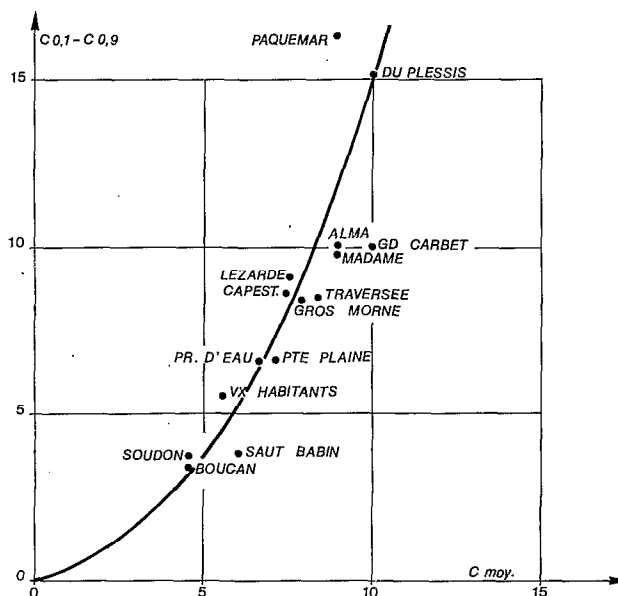


FIG. 8. — Variations de C autour de la valeur moyenne CMOY. Relation $C_{0,1} - C_{0,9} = f(CMOY)$.

Ce résultat nous paraît tout à fait normal. On peut, si on n'a pas peur des images grossières, comparer un bassin à une casserole percée d'un trou ; le diamètre du trou serait plus ou moins proportionnel à la pente du bassin tandis que la largeur de la casserole serait en liaison directe avec la surface du bassin. Plaçons la casserole sous un robinet, qui représente le débit d'entrée de la pluie : le débit qui sort par le trou est d'autant plus proche du débit entrant que le trou est plus grand et que la casserole est plus étroite. Si on prend maintenant une casserole plus large, on va avoir un léger stockage d'eau qui entraîne un amortissement de la réponse au débit d'entrée et cet amortissement sera d'autant plus fort que le débit stocké sera élevé, c'est-à-dire que la casserole sera plus large et le trou du fond plus étroit. A la limite, lorsque la casserole sera bien remplie, le débit sortant sera presque indépendant des variations rapides d'entrée du débit.

III.5.2. Choix d'un indice de rapidité de réponse I_{p1}

L'amortissement du débit sortant du bassin sera faible si la réponse du bassin est rapide mais également si la superficie du bassin est petite. La pente du bassin est l'agent moteur du transfert. La superficie du bassin est liée à la capacité d'inertie du bassin. La rugosité, pour sa part, en relation avec la nature du couvert végétal, produit une force de frottement qui s'oppose à la force active de gravité.

Les indices géomorphologiques utilisés en hydrologie sont généralement choisis a priori, avant que l'on connaisse dans le détail les relations entre les effets hydrodynamiques et les causes physiques qui les produisent, et sans savoir si leur forme est adaptée aux phénomènes mis en cause. Toute la difficulté du choix d'un indice pour caractériser la rapidité de réponse réside dans le fait que la superficie et la pente interviennent simultanément en sens inverse dans le transfert, mais que ces deux variables sont déjà naturellement liées en sens inverse dans un certain contexte géomorphologique : il est toujours difficile de séparer avec précision l'influence de la superficie de celle de la pente.

L'indice que nous proposons ici doit permettre de caractériser la rapidité de réponse d'un bassin, pour un type de végétation donné. Nous l'avons essayé sur de nombreux bassins différents, autres que ceux de la série antillaise proposée ici et il semble donner des résultats acceptables. C'est : $I_{p1} = I_p \left(\frac{25}{S}\right)^{0,4}$

La pente joue un rôle déterminant dans cette expression et la superficie prend l'allure d'un terme correctif. Nous aurons sans doute l'occasion de reparler de cet indice. Nous admettons, pour l'instant, que cet indice caractérise la rapidité de réponse des bassins étudiés.

III.5.3. Relation $C_{0,1} - C_{0,9} = f(Ip1)$

La figure 9 représente les écarts entre les deux valeurs extrêmes de C, en fonction de l'indice I_{p1} . Elle montre que les variations de C sont directement liées à la rapidité de réponse du bassin. Il existe cependant une assez forte dispersion résiduelle dont on recherchera les causes, dans le paragraphe suivant, au moment de l'étude des variations de C_{MOY} .

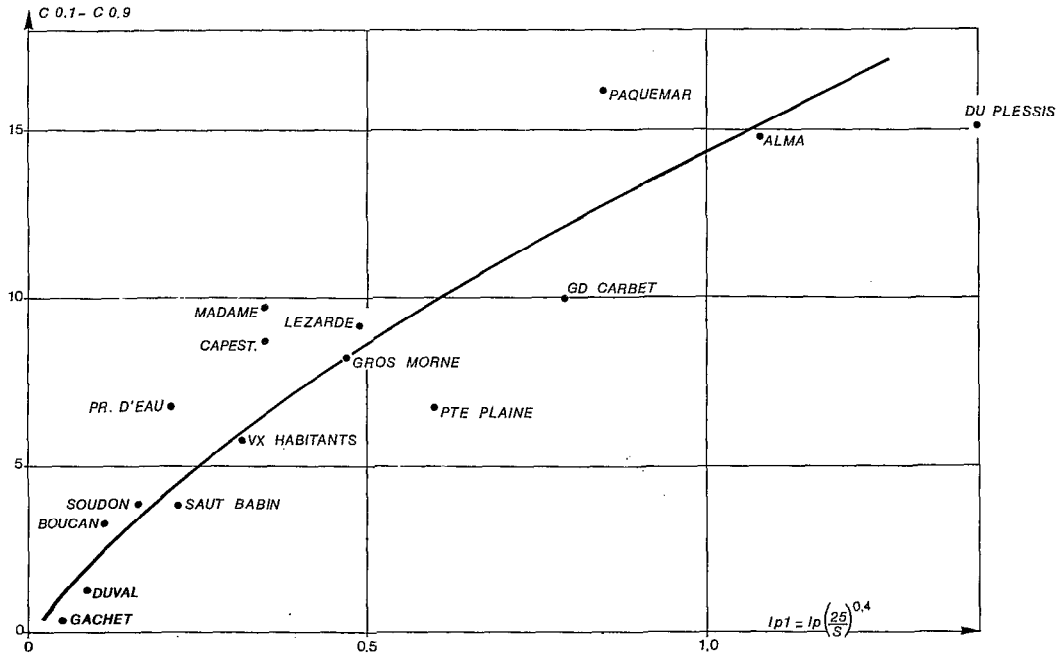


FIG. 9. - Variations de C, autour de la valeur moyenne C_{MOY} . Relation $C_{0,1} - C_{0,9} = f(I_{p1})$.

III.6. ÉTUDE DES VARIATIONS DE C_{MOY}

Les variations du rapport C_{MOY} sont assez complexes et sont influencées par une multitude de variables dont certaines sont liées aux caractéristiques physiques du bassin et d'autres à l'environnement climatique dans lequel il se trouve.

Nous nous proposons d'explicitier ces variations, au niveau des Antilles, ce qui nous entraîne à des digressions régionales, mais nous le faisons dans l'optique globale de la compréhension des phénomènes de formation des crues, plutôt que dans celle de l'étude des crues aux Antilles, dont l'intérêt est finalement assez limité. Le fichier des débits antillais ne sert que de support pour aboutir aux conclusions générales du paragraphe suivant.

La figure 10 représente les valeurs de C_{MOY} de chaque bassin en fonction de l'indice $I_{p1} = I_p \times (25/S)^{0,4}$ qui caractérise, selon nous, la rapidité de réponse du bassin. On voit que la valeur de C_{MOY} de chaque bassin est nettement liée à I_{p1} . Elle est de l'ordre de 10 pour les bassins à réponse très rapide et voisine de 1 pour les bassins plats d'assez grande superficie, comme Gachet à RN6.

La dispersion des points s'explique en partie par des variations liées à des influences secondaires : il y a les paramètres secondaires qui interviennent dans le transfert et qui expliquaient déjà en partie les écarts à la courbe des points de la figure 3, comme par exemple la forme du bassin, et il y a également des paramètres qui font entrer en jeu le mode de production des écoulements : allure moyenne des précipitations et perméabilité du bassin.

III.6.1. Influence du climat : allure moyenne des précipitations

Les bassins d'altitude de la côte au vent : Boucan, Soudon, Saut Babin, Prise d'Eau, Capesterre, Lézarde de Guadeloupe, Gros Morne, occupent sur ce graphique une position élevée tandis que les bassins sous le vent de Petite Plaine, Vieux Habitants et Du Plessis se retrouvent en position basse. Les bassins d'altitude d'Alma et

de Grand Carbet occupent une position intermédiaire. Le point correspondant au bassin de Paquemar de faible altitude, situé sur le flanc au vent, occupe pour sa part une position très élevée.

On voit que les réactions des bassins, du point de vue des valeurs de C_{MOY} , dépendent de leur situation géographique et de leur exposition : bassins « au vent », bassins d'altitude, bassins « sous le vent ». Les valeurs de C_{MOY} , calculées à partir de la valeur du débit journalier, dépendent de l'allure moyenne des précipitations qui dépendent elles-mêmes de l'exposition et donc, en définitive, du climat.

Ce rôle joué par le climat était inattendu mais nous pouvons lui donner une explication assez simple.

Les climats antillais sont un manteau d'Arlequin ; les deux îles sont balayées en saison des pluies par des vents de secteur est fortement chargés de pluie. Les précipitations totales augmentent en qualité et en nombre lorsque l'altitude augmente. Les valeurs annuelles passent, sur le versant exposé à la pluie, de 2 500 mm à 6 000 mm aux points les plus élevés. Sur la côte sous le vent, les précipitations rediminuent jusqu'à atteindre 1 500 millimètres aux endroits les plus abrités.

Les séquences des fortes intensités ne suivent pas exactement la même loi : au fur et à mesure que la pluie tombe, les grains fortement chargés ont tendance à perdre de leur puissance et les pluies en montagne ou sur la côte sous le vent sont en moyenne plus régulières et mieux réparties tout au long de la journée que les pluies qui surviennent sur les versants fortement exposés, en bordure de littoral. Les écoulements produits par la pluie sont également plus étalés sur les versants abrités, pour une même hauteur de pluie.

On peut confirmer ces résultats par l'examen des courbes intensité-durée des précipitations. Le tableau V donne les valeurs des quantités moyennes de pluies précipitées pendant un certain pas de temps pour les pluies de hauteur journalière P de fréquence décennale. Ces valeurs ont été tirées des courbes intensité-durée établies par J. Guiscafré sur la Martinique et par G. Vuillaume sur la Guadeloupe à différents postes pluviographiques. Nous admettons que ces différentes valeurs sont comparables entre elles, bien que la qualité et la longueur des observations soient différentes d'un poste à l'autre.

TABLEAU V
Hauteurs-intensités-durées pour une pluie de hauteur journalière décennale à différents postes pluviographiques aux Antilles

| Code: Pays | Poste | p(45') | p(60') | p(120') | p(180') | p(360') | P(jour) |
|------------|-------------------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|
| B | M : MORNE BELLEV. | 74 | 101 | 146 | 167 | 201 | 210 |
| S | M : STE CECILE | 73 | 84 | 117 | 142 | 181 | 200 |
| D | M : DOMINANTE | 66 | 78 | 100 | 116 | 151 | 170 |
| L | M : LAMENTIN | 69 | 74 | 87 | 100 | 144 | 170 |
| R | G : RAIZET | 62 | 71 | 90 | 100 | 116 | 153 |
| P | G : PARNASSE | 57 | 68 | 87 | 104 | 132 | 194 |
| PP | G : PETITE PLAINE | 49 | 57 | 79 | 90 | | 179 |

Le rapport de la pluie en 1 heure à la pluie journalière vaut 0,48 au poste bien exposé de Morne Bellevue. Il vaut 0,46 au poste de Dominante, situé en altitude à la Martinique, légèrement sous le vent. Il vaut à peu près la même valeur aux postes de faible altitude de la côte au vent de Raizet en Guadeloupe et de Lamentin, mais qui sont légèrement abrités. Ce même rapport passe à 0,43 pour le poste de Sainte-Cécile, poste d'altitude sous le vent, et il descend à 0,35 et à 0,32 pour des postes très abrités comme Parnasse et Petite Plaine en Guadeloupe, qui sont représentatifs de la côte sous le vent de Guadeloupe. On ne dispose pas de poste très exposé, en plein flanc de la côte au vent, dans une situation analogue à celle du bassin de Paquemar, mais ce rapport y dépasse probablement la valeur de 0,48 obtenue à Morne Bellevue.

III.6.2. Influence de la perméabilité des bassins

La perméabilité des bassins intervient aussi vraisemblablement. Les écoulements de base, renforcés sur les bassins perméables, grossissent les débits journaliers moyens au détriment du ruissellement et donc du débit maximal.

Les roches aux Antilles sont constituées de matériaux de provenances variées : elles peuvent être d'origine volcanique et sont compactes, dans le cas, par exemple, des coulées de lave massive, ou poreuses dans le cas de cendres et de lapillis. Les marnes et les calcaires récifaux rencontrés dans les régions à faible altitude sont de formation

marine. Ces matériaux ont subi une évolution fortement différenciée selon l'altitude et les précipitations. Ils ont été fortement dégradés en altitude et ont donné naissance à des sols très lessivés, ferrallitiques ou oxysols, ferrallitiques sur les formations plus anciennes du nord-ouest de la Basse-Terre en Guadeloupe. Les matériaux plus calcaires et moins arrosés de Grande-Terre ont produit des sols vertiques argileux et imperméables mais l'épaisseur de ces sols est variable et l'imperméabilité du bassin n'est assurée que si l'épaisseur des sols imperméables est suffisante. Le bassin de Paquemar est plutôt imperméable tandis que les bassins de Gachet à Duval et au pont RN4 sont plutôt perméables car les sols y sont habituellement squelettiques sur la périphérie, alors que la présence dans la partie centrale de terrains très argileux, consacrés à la culture de la canne à sucre, pourrait faire croire le contraire.

III.6.3. Relation $C_{MOY} = f(Ip1)$ (fig. 10)

L'influence du climat dans la formation du débit de pointe QMAX va être précisée dans le paragraphe suivant. On voit pour l'instant que les variations de C_{MOY} sont bien explicitées. La position très marginale du point correspondant au bassin de Paquemar s'explique en particulier par une exposition au vent particulièrement favorable du bassin, ses sols imperméables, et la pauvreté relative de son couvert végétal, réduit à l'état d'une végétation de broussailles sèches adaptée au climat local, à saison sèche assez accusée, et que l'on peut apparenter à un climat « tropical de transition ». Une végétation plutôt claire et des sols assez peu perméables expliquent également la relative marginalité de la valeur de C observée sur la rivière Madame.

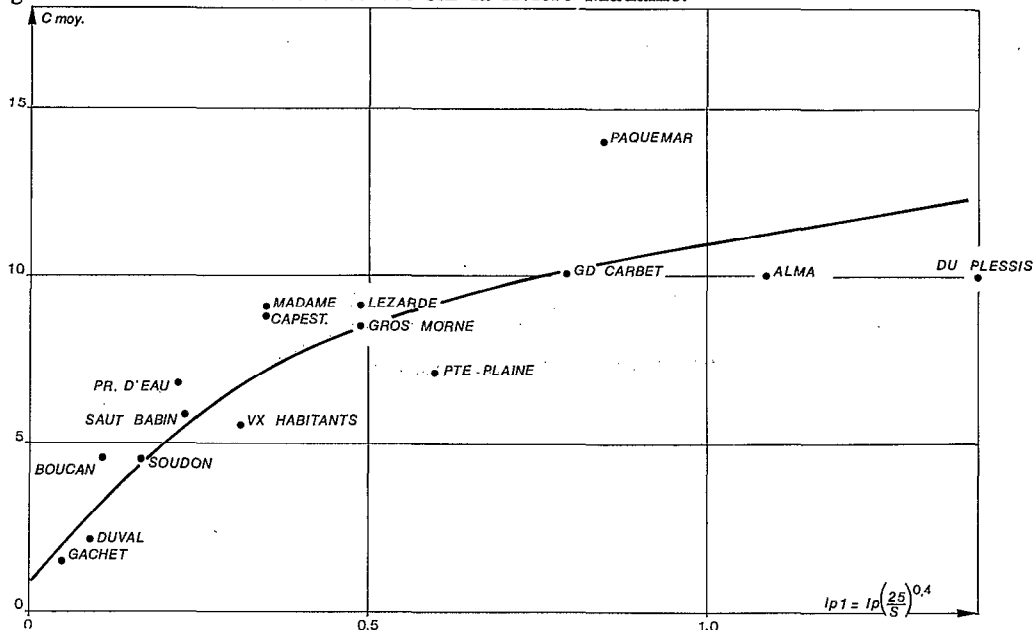


FIG. 10. - Variations de C_{MOY} . Relation $C_{MOY} = f(I_{p1})$.

III.7. ÉTUDE DES VARIATIONS DE $c = \theta C_{MOY}/1440$

Nous allons essayer de réduire au mieux, dans les variations de la valeur du rapport C, l'influence des caractères spécifiques pente, végétation du bassin et de renforcer l'effet du climat. Nous nous proposons d'étudier, pour cela, les variations de la variable normée c, rapport de C_{MOY} à l'inverse du temps caractéristique θ .

La formule du paragraphe II.1.4. qui a servi à définir le temps caractéristique du bassin θ donne un premier débit maximal QMAX2 :

$$QMAX2 = V / \theta \quad (1)$$

qui est le débit produit par le bassin par une crue unitaire de volume V correspondant à une pluie P, à condition que cette pluie soit unitaire, c'est-à-dire de courte durée.

Le débit QMAX1 observé dans un certain contexte climatique, avec une forme d'averse moyenne et typique des fortes averses du lieu, et donc du climat, s'écrit, pour sa part :

$$QMAX1 = C_{MOY} \times Q24 \quad (2)$$

Le rapport $c = Q_{MAX1}/Q_{MAX2}$ donne l'amortissement sur le débit maximal induit par une forme d'averse moyenne typique du climat du lieu

$$c = \frac{Q_{MAX1}}{Q_{MAX2}} = \frac{C_{MOY} \times Q_{24} \times \theta}{V} \quad (3)$$

Pour des crues dont le temps de base est inférieur à 24 heures, le volume en 24 heures, sur une période centrée, est égal à V , si on néglige l'écoulement de base qui représente au plus 15 mm, ce qui est faible par rapport aux 200 millimètres de l'averse décennale. Q_{24} est égal alors à $V/86400$ ou $V/1440$, si θ est exprimé en minutes. La formule précédente s'écrit alors :

$$c = \frac{Q_{MAX1}}{Q_{MAX2}} = \frac{C_{MOY} \times \theta}{1440}$$

Les valeurs de c ont été calculées dans le tableau IV. On voit que ces valeurs de Q_{MAX1}/Q_{MAX2} sont assez faibles. Elles varient de 0,32 sur les bassins d'altitude à fortes pentes à 0,77 sur les bassins de plaine fortement exposés aux vents. La figure 11 donne les variations de ce rapport en fonction de l'indice de rapidité de réponse I_{p1} . Le rapport c apparaît fortement influencé par le climat et, dans une moindre mesure, par la perméabilité des bassins. On a des fortes valeurs pour le bassin de Paquemar, bien exposé aux vents humides et bassin imperméable. Les bassins plus perméables de Gachet en Grande-Terre, mais également exposés au vent, donnent des valeurs également élevées. Sur une autre ligne très au-dessous, on trouve les bassins d'altitude exposés au vent et assez perméables. Les bassins sous le vent d'altitude apparaissent enfin sur une ligne inférieure parce que les pluies y sont relativement plus étalées dans la journée.

Les valeurs de c décroissent lorsque la rapidité de réponse du bassin croît.

Le rôle de la perméabilité du bassin qui intervient dans la limite du débit de base ne suffit pas à expliquer les fortes différences qui existent entre le débit observé Q_{MAX1} et le débit qui serait obtenu si on appliquait à la pluie P l'hydrogramme-type. En fait le débit de pointe Q_{MAX1} n'est produit que par une fraction de l'averse P et une partie importante du ruissellement ne contribue pas au débit maximum de la crue, en raison de l'étalement, dans le temps, de la pluie. Cela est particulièrement vrai pour les bassins à réponse rapide.

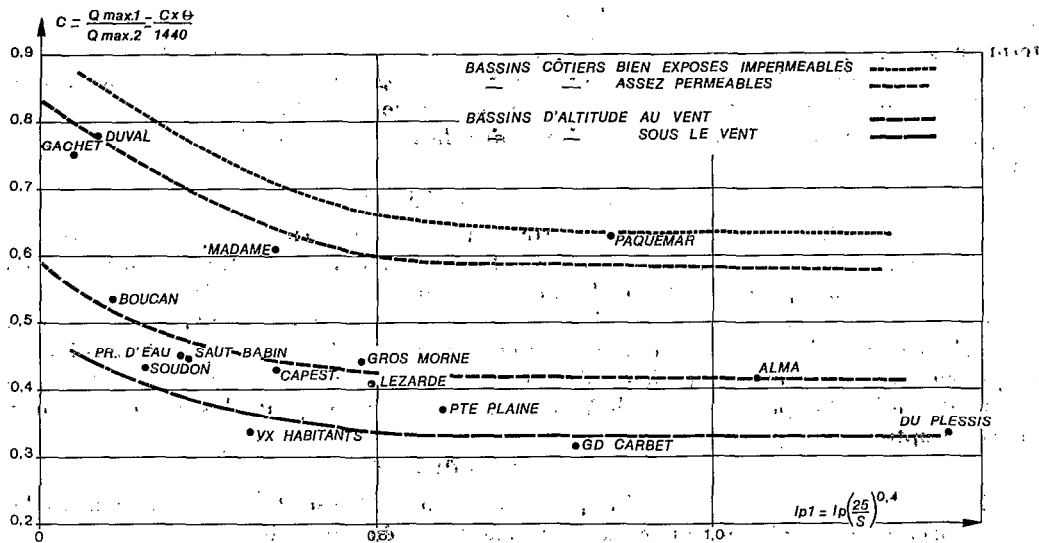


FIG. 11. - Influence de la forme de l'averse sur la forme de la crue

III.8. RÉCAPITULATION

L'étude systématique de C , rapport du débit maximal au débit moyen, a permis de montrer l'influence de la forme de l'averse sur la forme de la crue sans avoir à faire intervenir des découpages entre différents types d'écoulement, plus ou moins contestables parce qu'ils reposent sur une sélection subjective des crues faite a priori par l'opérateur. Nous avons montré que les variations de C autour d'une valeur moyenne C_{MOY} , consécutives aux variations de forme de l'averse, peuvent être aussi importantes que la valeur moyenne sur des bassins à réponse rapide. Nous avons montré également que l'amortissement sur le débit de pointe de la crue induit par un certain étalement de la pluie tout au long de la journée, lié au climat du lieu, était important puisque les débits maximaux observés pouvaient être du tiers de ceux qui auraient été obtenus avec une crue unitaire de même volume.

Les variations du rapport C du débit maximal au débit moyen en 24 heures sont d'ailleurs intéressants en elles-mêmes parce qu'on peut être amené, dans certains cas, à prédéterminer les débits maximaux instantanés à partir des débits journaliers.

Ces variations sont cependant trop complexes pour qu'on puisse songer à établir une méthode simple de prédétermination des crues à partir de l'étude des variations de ce rapport : elles sont en effet liées à une multitude de facteurs. On retrouve ceux qui caractérisent habituellement la rapidité de transfert d'un bassin : rugosité de la végétation, pente, superficie, forme du bassin, mais il y a également des paramètres climatiques qui interviennent comme l'allure moyenne des précipitations.

La méthode de prédétermination globale que nous proposons dans le paragraphe suivant n'utilise pas le rapport C, mais elle est néanmoins directement inspirée par cette étude.

IV. MÉTHODE GLOBALE DE PRÉDÉTERMINATION DES DÉBITS MAXIMAUX

La méthode simplifiée globale proposée ici s'inspire de l'étude précédente. Elle est globale dans le temps parce qu'elle fait intervenir la quantité globale de pluie qui a contribué à la formation du débit de pointe de la crue, à partir de considérations sur la forme moyenne de l'averse, sans avoir recours à un découpage de la pluie en différentes fractions élémentaires ni à une méthode de recombinaison des différents écoulements élémentaires produits. Elle est particulièrement adaptée aux bassins dont la réponse à la pluie est rapide, avec un temps de base de la crue bien inférieur à 24 heures, et dans des régions humides.

Reprenons l'équation (3) du paragraphe précédent :

$$Q_{MAX1} = c \times Q_{MAX2}$$

En introduisant le temps caractéristique θ par la formule du paragraphe II.1.4., on a :

$$Q_{MAX1} = c \times V / \theta \quad (4)$$

Le terme $c \times V$ peut être considéré comme la fraction du volume de la crue qui contribue à la formation du maximum de crue dans la logique de la technique de l'hydrogramme-type. Cela revient à dire que Q_{MAX1} est le débit obtenu en appliquant l'hydrogramme-type au volume $c \times V$.

Le volume ruisselé V d'une forte crue dont le temps de base était inférieur à 24 heures peut s'écrire sous la forme (1) :

$$V = (a \times P - FJ) \times S$$

P est la pluie journalière ponctuelle, a est l'abattement, FJ est la capacité de percolation moyenne journalière dont l'étude des variations a été entreprise dans l'article II. La capacité FJ peut être considérée comme constante (2) pour un bassin donné et indépendante de la pluie P si la pluie P est assez élevée.

Pour que la crue de volume $c \times V$ soit unitaire, il faut que la pluie correspondante le soit. On a admis jusqu'à présent qu'il fallait que sa durée soit inférieure au temps de montée de la crue-type du bassin. Comme le temps caractéristique constitue une limite supérieure de t_m , on admettra que ce temps caractéristique est la dernière limite, dans l'optique la plus pessimiste, au-delà de laquelle la pluie ne peut plus contribuer au maximum de la crue. Dans cette optique :

$$c \times V = (a \times p(\theta) - fj) \times S$$

$p(\theta)$ est la fraction des plus fortes intensités pendant le temps θ lue sur les courbes régionales d'intensité-durée, fj est la capacité de percolation sur le bassin pendant la même période.

Comme l'infiltration n'est pas proportionnelle au temps, on admettra que fj est une fraction de FJ au pro-rata des pluies $p(\theta)/P$ et non pas proportionnelle au temps.

Et la formule (4) devient alors, si on se ramène au débit spécifique q_{max} : (Q_{MAX1}/S)

$$q_{max1} = \frac{a p(\theta) - p(\theta)/P FJ}{\theta} \quad (5)$$

(1) La formule la plus générale serait : $V = (aP - CJ)$ où CJ est la capacité d'absorption (voir article II). $CJ = FJ + D$ où D est le déficit moyen initial dans l'horizon végétal. Dans les pays humides $CJ = FJ$ car le déficit initial est à peu près nul. L'état initial moyen est à peu près l'état au champ.

(2) L'article II précise les conditions sur la pluie pour qu'on puisse considérer constante la capacité d'infiltration FJ . Cette condition est satisfaite lorsque $P > FJ/(1-q)$, q étant le coefficient d'écoulement rapide.

qui permet de calculer le débit maximum d'une certaine fréquence donnée à partir :

- du temps caractéristique θ du bassin étudié ;
- de la capacité de percolation journalière du bassin FJ ;
- de la pluie $p(\theta)$ de même fréquence tombée pendant la durée du temps caractéristique ;
- de la pluie journalière de même fréquence ;
- de l'abattement régional, caractéristique climatique qui donne la pluie moyenne sur une certaine superficie en fonction de la pluie ponctuelle.

Remarque : rattachement à la formule C I A

Si on met $a p(\theta)$ en facteur dans la formule (5), on obtient : $q_{max1} = a i(\theta) (1 - FJ/aP)$

On retombe sur la formule rationnelle C I A où A est égal à 1 puisqu'on travaille ici sur des débits spécifiques et en prenant comme temps de concentration le temps caractéristique θ . Le coefficient de ruissellement est ici égal à : $C = 1 - FJ/aP$

L'utilisation de cette formule rationnelle était rendue difficile par une mauvaise définition du temps de concentration considéré comme le temps nécessaire pour que les écoulements produits au point le plus éloigné du bassin se rendent à l'exutoire. Cette définition correspondait au temps de base de l'hydrogramme-type. Les utilisateurs anglo-saxons de cette formule ont pris l'habitude de prendre comme valeur de T_c le temps de montée de l'hydrogramme-type (minimal time of rise of a flood hydrograph). La valeur la plus rationnelle du temps de concentration T_c de cette formule rationnelle semble être le temps caractéristique θ .

IV.1. APPLICATION AUX ANTILLES

IV.1.1. Évaluation de l'abattement

Dans des régions aussi montagneuses que les Antilles, avec des effets orographiques aussi importants que ceux que l'on a décrits, on peut présumer un abattement important entre la pluie ponctuelle et la pluie moyenne d'un bassin versant.

Le réseau pluviométrique de base, insuffisant, se prête mal à une étude systématique de l'abattement. Les postes pluviométriques sont le plus souvent installés dans les petites plaines côtières, à des altitudes généralement inférieures à 200 mètres, et les précipitations d'altitude sont mal contrôlées.

Une étude hydrologique de bassins versants emboîtés va cependant nous permettre d'évaluer l'abattement sur des bassins assez grands, jusqu'à 130 km², aux Antilles. Elle porte sur la rivière de Grande Goyave en Guadeloupe (Klein, 1977). Pendant les trois années de campagne, de 1973 à 1975, on avait renforcé sur ces bassins le dispositif de mesure de la pluie et on avait pu mesurer un certain nombre de pluies journalières importantes. Le tableau VI donne les valeurs de l'abattement, pour ces pluies journalières, sur le bassin de Prise d'Eau de 54 km² et pour le bassin Aval de Boucan d'une superficie de 130 km².

TABLEAU VI
Évaluation de l'abattement aux Antilles. Bassin de Grande Goyave

| | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------|-------------|--------|------|---------|--------|--------|------|---|-----|---|-------|---|------|
| : superficie | : | 54 KM2 | : | 130 KM2 | : | | | | | | | | |
| :Date des pluies: | PMax | : Pmoy | : | a | : PMax | : Pmoy | : | a | | | | | |
| : | 12 / 6 / 73 | : | 98 | : | 78,2 | : | 0,80 | : | 98 | : | 64,0 | : | 0,66 |
| : | 15/ 8 / 73 | : | 190 | : | 135,0 | : | 0,71 | : | 190 | : | 121,0 | : | 0,64 |
| : | 31/ 8 / 74 | : | 191 | : | 164,0 | : | 0,86 | : | 191 | : | 141,0 | : | 0,74 |
| : | 20/ 5 / 75 | : | 143 | : | 86,0 | : | 0,60 | : | 143 | : | 65,0 | : | 0,46 |
| : Val. moyennes: | | : | 0,74 | : | | : | | : | | : | 0,63 | : | |

Les deux valeurs moyennes obtenues prennent en compte à la fois l'abattement proprement dit, terme aléatoire résultant de l'hétérogénéité spatiale de l'averse, mais également l'effet systématique du gradient de précipitations imputable au relief. Les valeurs de l'abattement proprement dit retenues sont de 0,75 pour Prise d'Eau et 0,70 pour Boucan.

Avec ces deux valeurs et celle de 0,92 obtenue sur le bassin de la Traversée, de 14 km², sur la même rivière, on peut tracer la courbe de l'abattement sur le bassin de la Grande Goyave et on admettra que cette courbe est valable pour les Antilles.

Les valeurs de l'abattement sur les pluies sont lues sur cette courbe pour chacun des bassins étudiés et figurent au tableau VII.

IV.1.2. Valeurs de $p(\theta)$, P et de FJ

IV.1.2.1. Valeurs de $p(\theta)$: représentativité des postes pluviographiques

Les valeurs de $p(\theta)$ sont lues sur les courbes intensité-durée ; on prend la valeur de la pluie qui correspond à l'intervalle de temps θ pour la fréquence de la récurrence choisie.

Le pluviographe de Morne Bellevue est bien situé pour représenter les bassins d'altitude très exposés au vent. Mais l'échantillon des mesures recueillies à ce poste l'est moins : les mesures portent sur une période relativement courte très riche en épisodes pluvieux exceptionnels et les courbes intensité-durée établies sur cette période donnent des résultats un peu trop forts. Nous avons choisi le poste de Sainte-Cécile pour représenter les bassins d'altitude au vent et les valeurs de $p(\theta)$ du tableau VII pour ces bassins sont celles que l'on lit sur les courbes intensité-durée obtenues à Sainte-Cécile.

Les valeurs de $p(\theta)$ utilisées pour les bassins côtiers de Grande Terre et de Paquemar sont fournies par le poste de Raizet.

La plus grande partie du bassin de Vieux Habitants est située en altitude sous le vent et nous avons affecté à ce bassin le poste de Dominante en Martinique.

Les précipitations sur les bassins très abrités de Petite Plaine et de Du Plessis sont, enfin, représentées par les postes pluviographiques qui équipaient ces bassins : Petite Plaine et Parnasse.

IV.1.2.2. Valeurs de P

Les valeurs des pluies journalières de fréquence classée proposées dans le tableau VII sont celles qui résultent des études statistiques des pluies journalières de 7 h à 7 h et non pas les valeurs centrées produites par l'analyse des intensités.

IV.1.2.3. Valeurs de FJ

Les capacités de percolation moyennes journalières ont été calculées dans l'article de l'étude de l'infiltration au pas de temps journalier.

On trouvait, pour cinq bassins étudiés, dont trois aux Antilles :

| | | | |
|----------------|--------|---------------|-------|
| Grande Goyave | 89 mm | Petite Plaine | 56 mm |
| Prise d'Eau | | | |
| Petite Goyave | 115 mm | Korhogo | 70 mm |
| Lézarde (Mart) | 86 mm | Tunisie | 20 mm |
| Gros Morne | | B.V.N. | |

Aux Antilles les valeurs de FJ variaient, sur les bassins d'altitude, de 60 millimètres à 120 millimètres. On trouvait 70 millimètres sur des bassins moyennement perméables et à pentes fortes. D'après cette étude, en effet, les bassins en pente avaient des capacités de stockage souterraines plus faibles et se saturaient plus rapidement, ce qui entraînait une réduction de la capacité de percolation moyenne du bassin. Les valeurs les plus élevées étaient obtenues sur les formations anciennes du nord-ouest de la Basse-Terre très dégradées, dont les sols ont évolué en sols ferrallitiques, et sur des bassins à pente plus faible. Le cas-type est celui du bassin de Petite Goyave, mais la rivière de la Lézarde en Guadeloupe draine également ces formations, dans la partie aval de son bassin versant.

Pour chacun des bassins étudiés, nous avons évalué une valeur de FJ en fonction de la perméabilité présumée de ces bassins, décrite au paragraphe III.6.2. Sur les bassins d'altitude, la valeur-type la plus fréquente de FJ retenue est de 70 mm. Nous avons pris un peu plus pour les Lézarde (une en Martinique et une en Guadeloupe), un peu

TABLEAU VII
Méthode globale de prédétermination des débits maximaux crues décennales et centennales aux Antilles

| | | | | | PLUIE | | | | DEBIT MAXIMAL | | | |
|---------------|---------|----------|----|-----|-------------|------------|-------------|-----------|---------------|------|------|------|
| | Bassins | θ | a | FJ | DECENNALE | CENTENNALE | DECENNAL | CENTENNAL | | | | |
| | | | | | $p(\theta)$ | P | $p(\theta)$ | P | qmax | qmax | qmax | qmax |
| | | | | | | | | | calc | obs | calc | obs |
| DU PLESSIS | 47 | 0,98 | 70 | 59 | 194 | 90 | 290 | 13 | 12 | 23 | 28 | |
| GRAND CARBET | 45 | 0,95 | 70 | 73 | 200 | 107 | 310 | 16 | 16 | 28 | 20 | |
| LEZARDE | 78 | 0,94 | 90 | 100 | 200 | 155 | 310 | 10 | 10 | 21 | 11 | |
| PETITE PLAINE | 74 | 0,94 | 60 | 68 | 170 | 95 | 287 | 9 | 8 | 16 | 18 | |
| CAPESTERRE | 82 | 0,88 | 70 | 103 | 200 | 160 | 310 | 13 | 11 | 21 | 20 | |
| VX HABITANTS | 88 | 0,83 | 70 | 90 | 170 | 150 | 290 | 7 | 10 | 17 | 17 | |
| PRISE D'EAU | 95 | 0,75 | 90 | 106 | 200 | 175 | 310 | 6 | 8 | 14 | 12 | |
| BOUCAN | 167 | 0,70 | 90 | 135 | 200 | 220 | 310 | 5 | 6 | 10 | 8 | |
| DUVAL | 506 | 0,90 | 50 | 125 | 153 | 195 | 240 | 2 | - | 4 | - | |
| GACHET RN6 | 718 | 0,74 | 70 | 145 | 153 | 210 | 240 | 1 | 1 | 2 | - | |
| PAQUEMAR | 65 | 0,98 | 20 | 78 | 153 | 110 | 240 | 17 | - | 26 | - | |
| ALMA | 58 | 0,97 | 70 | 87 | 200 | 135 | 310 | 16 | 16 | 29 | 30 | |
| GROS MORNE | 75 | 0,92 | 80 | 96 | 200 | 155 | 310 | 11 | 12 | 23 | 22 | |
| MADAME | 97 | 0,90 | 60 | 98 | 170 | 158 | 250 | 9 | - | 18 | - | |
| SAUT BABIN | 107 | 0,82 | 80 | 115 | 200 | 180 | 310 | 8 | 8 | 16 | 16 | |
| SOUDON | 138 | 0,75 | 80 | 130 | 200 | 210 | 310 | 6 | 6 | 13 | 12 | |

calc : à partir de la formule (5)

obs : à partir d'analyse statistique directe des valeurs observées

moins pour le bassin de la rivière Madame, un peu moins perméable. Nous avons pris la valeur assez faible de 20 mm sur le bassin imperméable de Paquemar : c'est celle que l'on avait trouvée sur le bassin BVN de Tunisie. La détermination de FJ est plus difficile sur les bassins de Grande-Terre de la Ravine Gachet, très hétérogènes ; la perméabilité du terrain dépend alors, en effet, de l'épaisseur de la couche de sol argileux. Ils sont plutôt perméables lorsque les sols sont squelettiques et deviennent très imperméables lorsque la couche de sols vertiques dépasse 60 cm. Nous avons finalement adopté, pour ces bassins, des valeurs moyennes de FJ de 50 mm.

IV.2. PRÉDÉTERMINATION GLOBALE DES CRUES DÉCENNALES ET CENTENNALES SUR LES BASSINS ÉTUDIÉS

Le tableau VII donne les différents éléments du calcul des débits spécifiques décennaux et centennaux pour chacun des bassins étudiés ; l'abattement a , les capacités d'infiltration FJ sont identiques pour les deux fréquences de récurrence. Les débits « calculés » par la formule (5) figurent également dans ce tableau et nous leur avons opposé des débits correspondants dits « observés » qui résultent d'un ajustement statistique des plus fortes crues observées sur ces bassins pendant la période d'observation, d'une durée de cinq à vingt ans.

Les valeurs des débits décennaux calculés sont très voisines des valeurs observées.

Les débits spécifiques centennaux calculés sont également proches des débits observés, sauf sur les trois premières stations, où on observe parfois des différences importantes. Les valeurs « observées » sont peu sûres. Il suffit que la période d'observation des débits soit assez courte et qu'elle présente peu d'événements importants pour que la valeur centennale obtenue par extrapolation de l'ajustement des valeurs observées soit fortement erronée. La faible valeur centennale du débit spécifique « observé » de la Lézarde s'explique difficilement en effet. D'un autre

côté les valeurs expérimentales de $p(\theta)$ tirées des courbes intensité-durée aux pluviographes de Parnasse et de Petit-Plaine devraient peut-être être revues en hausse, toujours pour une question de non représentativité de la période d'observation. Les intensités représentatives de ce type de climat en situation très abritée resteraient cependant très inférieures à celles des postes bien exposés.

Pour résumer, on peut dire que les différences constatées entre les valeurs des débits spécifiques calculés par la formule (5) et ceux qui ont été obtenus par interprétation statistique des mesures effectuées sont dans l'ensemble faibles et plutôt imputables à une connaissance encore imprécise des régimes des précipitations et des cours d'eau qu'à un défaut de méthode.

IV.3. RÉCAPITULATIF

Les formes des crues, plus particulièrement celles des bassins à réponse rapide, sont influencées par la forme des averses et il est nécessaire de prendre en compte une forme moyenne d'averse, typique du climat, dans le calcul des débits de pointe des crues.

La méthode globale de prédétermination des débits maximaux proposée dans ce paragraphe, plus spécialement adaptée aux bassins à réponse rapide, donne de bons résultats sur la série de bassins étudiés qui réunit un grand nombre de comportements hydrologiques distincts. Ces bassins, bien que tous situés aux Antilles, constituent en effet un large éventail de bassins très différenciés par leur taille, leurs pentes, leur forme, leur environnement climatique et leur couvert végétal, avec des débits spécifiques centennaux qui varient de 2 à 30 $m^3/s/km^2$.

V. MÉTHODE ANALYTIQUE DE PRÉDÉTERMINATION DES CRUES RARES

La méthode analytique, par opposition à la méthode globale, est une méthode qui calcule les débits, à partir d'une averse dont la forme a été précisée, par recombinaison des différents écoulements élémentaires produits sur les différents pas de temps. Cette méthode qui, il faut le préciser, reste néanmoins globale dans l'espace au niveau du transfert, fait distinctement la part des différents facteurs qui interviennent dans la constitution d'une crue : forme de l'averse, conditions initiales d'humidité, réaction spécifique du bassin.

La mise en œuvre est assez lourde mais la méthode est plus complète et permet de répondre à des questions plus complexes, d'ordre phénoménologique, ou faisant intervenir, par exemple, des hypothèses spécifiques sur la forme de l'averse. C'est une application de la fonction de production aux petits pas de temps de l'article précédent. Nous proposons de l'illustrer avec les deux bassins antillais qui avaient été étudiés aux petits pas de temps dans cet article et pour lesquels on a tous les paramètres qui interviennent sur le ruissellement.

Nous rappelons les différents éléments qui entrent dans le processus de prédétermination des crues. La plupart de ces éléments de méthode ont déjà été utilisés dans des études hydrologiques et les références ne manquent pas dans ce domaine de la prédétermination des crues qui constitue un peu le plat de prédilection des hydrologues. Nous nous contentons de citer celles qui font autorité en la matière :

- On prend la hauteur d'averse journalière de même fréquence de récurrence que celle du débit de pointe que l'on veut calculer, et des conditions moyennes pour les autres facteurs qui interviennent dans le processus de formation de la crue : conditions d'humidité initiales et forme de l'averse (Rodier).
- La pluie moyenne sur le bassin est déduite de la pluie ponctuelle précédente au moyen de « l'abattement » (Roche) dont les valeurs courantes sont données en Afrique Occidentale par les formules de Vuillaume.
- La forme moyenne de l'averse est fournie par les courbes intensité-durée. Il risque de se poser un petit problème de compatibilité entre la pluie journalière centrée calculée à partir des relevés pluviographiques, et la pluie journalière donnée par les pluviomètres relevés à heure fixe, qui n'a pas été résolu jusqu'à présent, dans le cas général.
- On dispose encore de la liberté de l'organisation en séquences des différentes fractions de pluie qui sont fournies par les courbes intensité-durée. On doit retenir, parmi toutes les formes possibles d'averse, celle qui produit les plus forts écoulements (Roche). Cette particularité est obtenue lorsque les plus fortes intensités sont produites en fin de séquence pluvieuse lorsque les sols sont saturés. Quelques auteurs (Klein) essaient d'aménager un hétérogramme qui conserve une certaine réalité physique tout en remplissant les conditions précédentes. Pour des raisons de clarté et d'homogénéité nous préférons, en ce qui nous concerne, reproduire les courbes intensité-durée telles quelles, mais à l'envers, dans l'ordre des intensités croissantes. Les courbes intensité-durée, résultat de l'amalgame de plusieurs types d'averse, n'ont en effet aucune réalité physique et il ne nous semble pas indispensable

de respecter une certaine vraisemblance : L'essentiel de la méthode consiste à recomposer un hydrogramme fictif avec le plus de soins possible, ce qui n'a rien à voir avec une reconstitution historique (1).

– On applique une fonction de production avec des conditions initiales d'humidité des sols et de remplissage des réserves souterraines équivalant aux conditions moyennes, en saison des pluies ; elle va donner les différentes fractions d'écoulement produites sur les différents pas de temps élémentaires. Cette opération était jusqu'à présent souvent abordée de façon très globale, par l'évaluation d'un coefficient de ruissellement.

– On applique enfin l'hydrogramme-type (Roche) à ces différentes fractions d'écoulement, selon le procédé « d'affinités translations ».

Il faut souligner que l'ensemble des calculs peut être exécuté à la main, si c'est nécessaire, ou avec une bonne calculatrice programmable.

V.1. BASSIN DE PETITE PLAINE (GUADELOUPE)

V.1.1. Calage des paramètres hydrologiques

Le calage des paramètres hydrologiques, aux petits pas de temps, a été effectué dans l'article précédent.

V.1.2. Conditions initiales moyennes

Les conditions initiales portent sur les états des différents réservoirs de surface et souterrains.

Pour l'état de la nappe on a pris le niveau initial moyen de la nappe en début d'averse, tel qu'il a été calculé dans l'étude de ce bassin, pour les crues de saison des pluies (fig. 12 et 13). La valeur moyenne de HNAP est de 120 mm ; elle est légèrement supérieure à la moyenne du niveau initial de toutes les crues. Le réservoir de ressuyage lent est initialement vide ($H_{N1} = 0$), ainsi que le réservoir de ressuyage rapide H_0 ($H = 0$), ce dernier étant naturellement vide une dizaine d'heures après chaque averse.

Le déficit initial dans l'horizon végétal est pris égal à zéro: les sols sont supposés être à l'état au champ en début d'averse avec $DEF_{FC} = 0$.

Les valeurs des intensités des averses décennales et centennales sont lues sur les courbes qui ont été tracées pour le pluviographe de Petite Plaine, à partir des observations effectuées à ce poste. La période de mesures correspond peut-être à une période assez sèche et les valeurs fournies par les courbes sont peut-être un peu faibles et susceptibles d'être révisées en hausse, surtout si on les compare aux résultats journaliers fournis par l'analyse des pluies journalières. Notre objectif actuel est de comparer les résultats fournis par cette méthode analytique aux résultats de la méthode globale du paragraphe IV ; aussi les appliquerons-nous telles quelles, sans correction.

V.1.3. Résultats obtenus

Crue décennale

Débit maximum : 78,1 m³/s, soit un débit spécifique de 8,88 m³/s/Km² pour 8 m³/s par la méthode globale, de 8 m³/s par ajustement direct des valeurs observées.

Crue centennale

Débit maximum : 121,1 m³/s, soit un débit spécifique de 13,4 m³/s/km² pour 15 m³/s par la méthode globale et 18 m³/s par ajustement statistique direct des valeurs observées.

La relative faiblesse des valeurs calculées s'explique en partie par les valeurs très faibles des courbes intensité-durée à Petite Plaine, qui donnent une image exagérée de la situation de poste « sous le vent », peut-être parce que la période d'observation est pauvre en événements pluvieux forts.

Le poste de Parnasse, également « sous le vent », en Guadeloupe, donne des résultats faibles par rapport aux postes très exposés, mais néanmoins plus forts que ceux de Petite Plaine.

(1) Dans les climats humides, la teneur en eau initiale moyenne du sol est élevée, les averses rares sont abondantes, et le débit de pointe est finalement indépendant de l'organisation en séquence des différentes intensités de l'averse. Dans les climats arides, le sol est initialement asséché et le débit de pointe est lié à l'ordre séquentiel des intensités élémentaires de l'averse. Il faut alors se donner une forme typique d'averse.

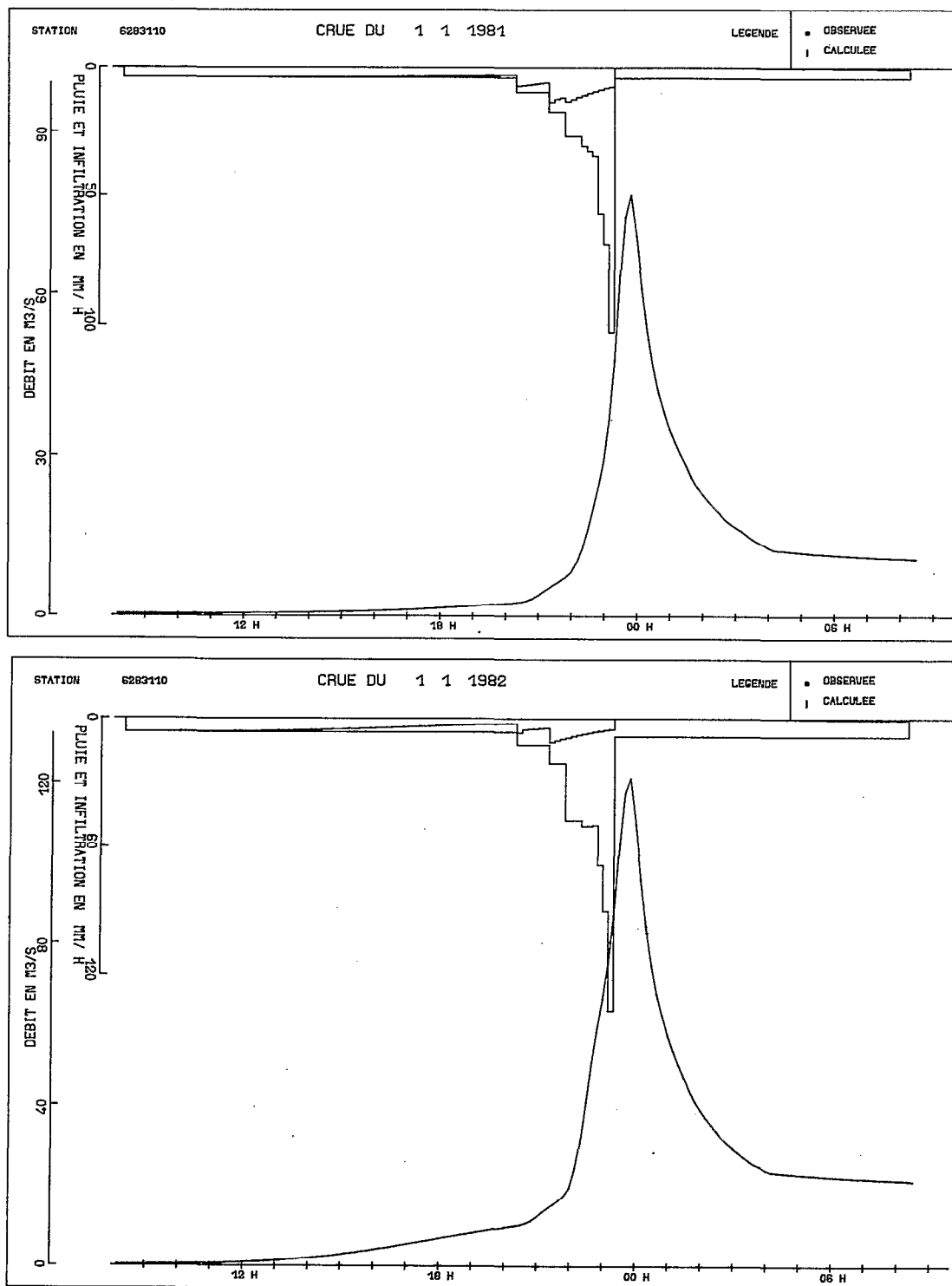


FIG. 12. - Méthode analytique de prédétermination des crues rares. Petite plaine (Guadeloupe)
 En haut : crue décennale - En bas : crue centennale

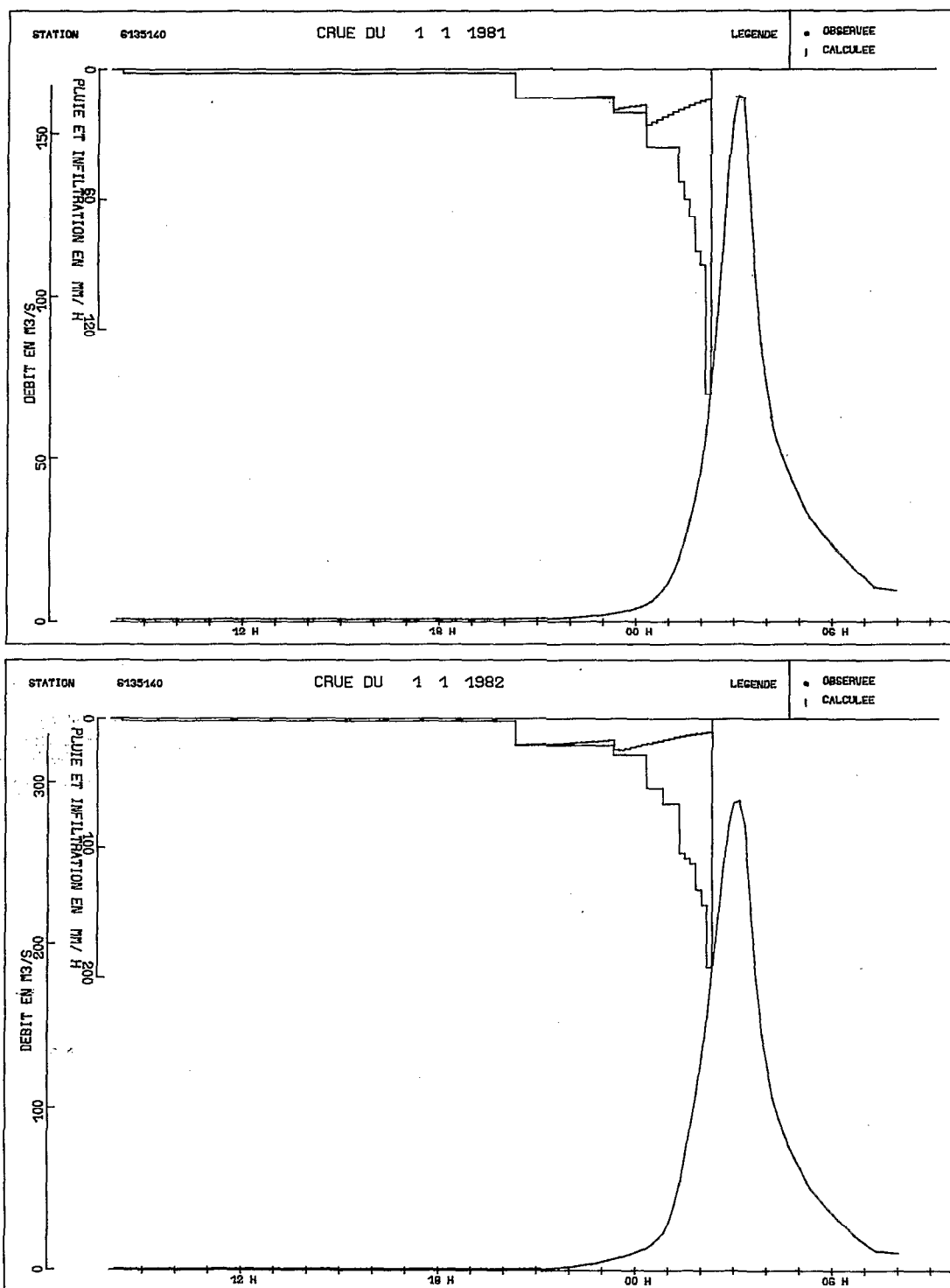


FIG. 13. - Méthode analytique de prédétermination des crues rares. Lézarde à Gros Morne (Martinique)
 En haut : crue décennale - En bas : crue centennale

V.2. BASSIN DE LEZARDE A GROS MORNE

V.2.1. Calage des paramètres hydrologiques (voir article précédent)

V.2.2. Conditions initiales moyennes

Le niveau moyen de la nappe est estimé sur ce bassin à 210 mm, valeur assez proche de la cote maximale HNo estimée à 250 mm (cf étude au pas de temps journalier). Les niveaux des réservoirs de ressuyage lent et rapide sont au plus bas, $H = 0$ et $HNI = 0$, comme pour le bassin précédent, et le déficit dans l'horizon végétal est également nul. $DEFC = 0$. A l'exception de la valeur de la nappe qui est spécifique au bassin et qui est liée au niveau de débordement HNo, ces conditions initiales peuvent être considérées comme des valeurs « standard » pour tous les bassins situés en région humide.

Les courbes intensité-durée des averses décennales et centennales sont celles du poste de Sainte-Cécile, représentatif du climat « au vent » d'altitude, et déjà utilisé au paragraphe IV.

V.2.3. Résultats obtenus

Crue décennale

Débit maximum : 162 m³/s, soit un débit spécifique de 12,4 m³/s/km² contre 13 m³/s par la formule globale et 12 m³/s pour la valeur déduite des observations.

Crue centennale

Débit maximum : 289 m³/s, soit un débit spécifique de 22,2 m³/s contre 23 m³/s par la formule globale et 22 m³/s pour la valeur déduite des observations.

V.3. RÉCAPITULATIF

On voit que les courbes intensité-durée définissent bien l'allure d'une averse à risque moyen, et qu'on a intérêt à les introduire dans les calculs de prédétermination des crues pour traduire l'influence sur la crue de l'allure habituelle des précipitations du lieu d'étude, caractéristique du climat régional. Il convient de rappeler que ces courbes intensité-durée n'ont aucune signification physique puisqu'elles ont été obtenues en faisant la moyenne d'averses de type différent et d'origine climatique variée.

VI. APPLICATION A LA TUNISIE SEPTENTRIONALE

L'ORSTOM a étudié de 1973 à 1977 une série de bassins emboîtés dans la partie septentrionale de la Tunisie, au nord du bassin de la Medjerda, en régime méditerranéen humide. Ces bassins, appelés bassins versants nord ou B.V.N., sont argileux, à pentes élevées et recouverts, dans une forte proportion, d'une végétation naturelle de maquis. Les plantations d'eucalyptus y réussissent bien également et recouvrent 20 % environ de la superficie du plus grand bassin, appelé Bassin Aval. Ce bassin a une superficie de 13,9 km², un indice de pente global de 39 m/km, ce qui permet de le ranger dans une classe de relief R5. L'hydrogramme-type accuse un débit maximal de 26 m³/s pour une lame de 10 mm, ce qui en fait un bassin assez agressif, avec un temps caractéristique de 89 minutes.

Les courbes intensité-durée sont par contre assez molles. Celles qui ont été établies à Tunis à partir de quarante années d'observation donnent une hauteur d'eau de 30 mm en une heure.

L'application de la formule (5) donne un débit décennal spécifique de 4,5 m³/s avec les valeurs suivantes des paramètres de la formule :

- Capacité d'infiltration journalière FJ de 20 mm/h
- Coefficient d'abattement de 0,94
- Pluie décennale en 89 minutes de 33 mm
- Pluie journalière décennale de 100 mm.

Ce résultat relativement modéré pour un bassin imperméable à fortes pentes, bien que dépassant sensiblement les normes établies pour les régimes tempérés (cf. Crupedix par exemple pour la France), s'explique par la modération des courbes intensité-durée.