

THESE

présentée par

Paul ROBIN

Ingénieur Agronome

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L' INSTITUT NATIONAL AGRONOMIQUE PARIS-GRIGNON

ET DE L' ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE PARIS
(en Hydrologie et Hydrogéologie Quantitatives)

AFTH15

MINISTÈRE DE L'AGRICULTURE
I. N. R. A.
Station de Bioclimatologie
B.P. 91 - Domaine Saint-Paul
84143 MONTFAVET CEDEX
FRANCE
17 AVR. 1991

BILAN HYDRIQUE DES SOLS :

QUANTIFICATION DE LA VARIABILITE SPATIALE ET DE L'INCERTITUDE

Application à la modélisation hydrologique de la Guadeloupe, île de Basse-Terre.

Soutenue le 21 mai 1990 devant la commission d'examen composée de :

M. BOCQUILLON	Professeur à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc	<i>Président</i>
M. RIOU	Directeur de Recherches I.N.R.A.	<i>Rapporteur</i>
M. de MARSILY	Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie	<i>Rapporteur</i>
M. CHOISNEL	Ingénieur en Chef Météorologie Nationale	<i>Examineur</i>
M. GIRARD	Directeur de Recherches ORSTOM	<i>Examineur</i>
M. PERRIER	Professeur à l'I.N.A. P.-G.	<i>Examineur</i>
M. SZOLLOSI-NAGY	Directeur des Sciences de l'Eau, U.N.E.S.C.O.	<i>Examineur</i>

RESUME

En vue de représenter un système naturel par un modèle mathématique, le modélisateur a besoin d'un ensemble d'observations. Celles-ci doivent être représentatives de la variabilité spatio-temporelle de ce système et cohérentes entre elles. Nous présentons ici une méthodologie qui permet de juger l'adéquation entre des données et un objectif de modélisation.

Notre application utilise des observations au pas de temps journalier, de pluie sur une île de 850 km² (île de Basse-Terre, Guadeloupe) et de débit pour cinq petits bassins versants. Elle utilise également un modèle déterministe conceptuel du cycle naturel de l'eau. Nous montrons comment notre méthodologie permet de reconnaître certains ensembles de données. Les uns paraissent *a priori* favorables à une modélisation en vue d'améliorer le modèle et d'affiner notre connaissance du système (objectif de recherche). Pour les autres l'utilisation de la modélisation est limitée par la cohérence entre les données, ces dernières permettent seulement d'adapter un modèle de simulation (objectif d'application).

Dans une première partie nous présentons le site, l'île de Basse-Terre, où la variabilité des pluies et de la végétation est très grande et où, par conséquent, celle des bilans hydriques l'est aussi. Nous estimons l'imprécision sur les pluies à 30 mm/j ; elle est liée à la variabilité spatiale et à la chaîne d'acquisition des valeurs ; elle reflète la cohérence interne du fichier. Nous estimons une imprécision pour les débits qui est spécifique de chaque station hydrométrique ; elle est liée à l'instabilité des courbes de tarage (transformation des hauteurs d'eau en débits) et à notre méconnaissance des prélèvements d'eau réels. Pour l'évapotranspiration potentielle nous estimons une imprécision et une variabilité spatiale probables. Dans un dernier paragraphe, nous présentons les choix de représentation mathématique des phénomènes, propres au modèle que nous avons utilisé.

La seconde partie introduit notre outil : la théorie de l'information de Shannon. Le calcul sur les ensembles d'observations, classés au préalable en fonction des imprécisions, permet de distinguer différents ensembles de données, en particulier ceux qui paraissent favorables à une modélisation à des fins de recherche.

La troisième partie retrace les principales étapes de la modélisation, effectuée durant quatre années au pas de temps journalier : analyse de sensibilité du modèle, extrapolation des pluies dans les zones sous-échantillonnées, ajustement du modèle, amélioration de la cohérence des données et du modèle. Nous voyons alors que ce dernier point est positif pour les bassins versants que nous avons repéré en deuxième partie : des données cohérentes entre elles, confrontées à des contraintes de calcul, permettent d'affiner notre connaissance du système naturel. Aux autres bassins versants certaines périodes seulement sont cohérentes, les autres le sont beaucoup moins en particulier lorsque la répartition spatiale réelle de la pluie ou les prélèvements d'eau sont insuffisamment observés.

La dernière partie sert de conclusion. Nous y ouvrons des perspectives pour traiter les cas comportant de nombreuses données manquantes et pour prendre en considération la complexité des modèles.

MOTS-CLE : bilan hydrique, débit, données manquantes, erreur, imprécision, information, modèle hydrologique, pluie, sensibilité.

AVANT - PROPOS

“Je ne suis pas de ceux qui plongent à fond dans leur travail sans attendre nulle confirmation, succès ou approbation venant de l'extérieur ; j'ai toujours eu besoin de savoir que les autres croient en mon travail, à son sens et à son avenir. Mais d'autre part, j'ai été souvent étonné de la confiance qu'on me faisait, alors que moi-même je n'en avais que très peu. De temps en temps, j'ai essayé de me débarrasser de la responsabilité que cette confiance sans faille faisait peser sur moi - je me disais : 'En fait, ils ne savent rien de ce que je fais. Comment pourraient-ils savoir ce que j'ignore moi-même ?' ”¹ N'est-ce pas tout-à-fait vrai ?

Le livre de BATESON qui commence par ces mots, est à l'origine du principal contenu de mon travail. L'auteur y insiste sur deux principes :

- une idée est vraie dans son contexte ;
- l'erreur vient d'une confusion dans les règles de manipulation.

Ramené à un travail de modélisation, le premier principe signifie que le modèle est adapté à une catégorie de sites ; le second principe signifie que, lors que le modèle ne marche pas, une des relations mathématiques utilisées ne traduit pas le phénomène réel. Ces deux principes sont donc une évidence pour tous ceux qui pratiquent la modélisation ; l'apport de BATESON était de souligner qu'il fallait raisonner en termes “d'idées”, de “contextes” et de “règles”.

Cela m'a conduit à classer les données, à évaluer leur “ordre” en leur attribuant une “quantité d'information” et à proposer des catégories de données pour tel ou tel objectif de modélisation.

De nombreux collègues ont été étonnés que j'en arrive à ce sujet. En voici une brève histoire.

Mon premier objectif était d'étudier la variabilité des bilans hydriques à travers des mesures de pluie et de débit : c'est-à-dire d'utiliser un modèle pour reconstituer le cycle de l'eau au jour le jour et atteindre ainsi les termes du bilan hydrique (évapotranspiration, stockage dans le sol, percolation vers la nappe, outre la pluie et les pertes par ruissellement).

Nous supposions qu'avec l'énorme quantité d'observations disponibles -pluies de 1939 à 1978 à 112 postes ; débits journaliers à 8 stations sur une île de la Guadeloupe par 16° de latitude Nord- il était possible d'adapter quasi-parfaitement un modèle déterministe du cycle de l'eau. Cela était d'autant plus vrai que les données avaient déjà fait l'objet d'une étude statistique approfondie (CHAPERON & al, 1985) et que le modèle (GIRARD & al, 1981) avait fait l'objet depuis les années 70 de multiples études et thèses sur des sites variés.

Or, il s'est avéré que la simple mise en oeuvre de l'équation du bilan hydrique au pas de temps journalier était considérablement plus exigeante que le traitement statistique. Le modèle introduisait une contrainte qui échappait au traitement statistique. Il fallait connaître les pluies en continu dans le temps et dans l'espace et

¹BATESON G. 1971. - Vers une écologie de l'esprit. Ed. Seuil, 1977.

il fallait que les écoulements soient cohérents avec les pluies (par exemple, strictement inférieurs sur une longue période). Ce n'était pas le cas des pluies car, à cause des nombreuses lacunes du fichier et de l'énorme variabilité spatiale (2 000 à 10 000 mm/an en 20 km !), il nous était impossible de connaître précisément les volumes de pluie réels : l'imprécision était non seulement grande mais aussi variable.

Du coup, notre travail de modélisation devenait secondaire par rapport à celui sur les données. Nous avons cherché un outil permettant de caractériser les données avant la modélisation et en vue de la modélisation. Cela, pour proposer à nos successeurs une méthodologie permettant de juger de l'adéquation entre des données et un objectif de modélisation. En d'autres termes, il s'agissait de leur offrir un outil pour répondre à la question : "Voilà des données, voilà un modèle : que puis-je faire avec ?" La lecture de BATESON, la réflexion et un intérêt ancien pour la théorie de l'information ont fait le reste : contextes... classification... ordre... information.

Le modèle était connu : un organigramme et des équations. Le problème venait des données. Il fallait y mettre de l'ordre. Dire qu'il existe une relation entre les pluies et les débits signifie que nous avons observé des "événements" où telle pluie entraînait tel débit. "L'avoir observé" signifie que nous l'avons vu plusieurs fois avant d'établir la relation. Cela implique deux choses : d'une part, que la relation (ou l'évènement) représente un ensemble de journées où il s'est passé la même chose ; d'autre part, que la relation est connue avec une certaine imprécision car toutes les journées de cet ensemble n'étaient pas strictement identiques. Mettre de l'ordre c'est donc identifier tous les événements possibles (définir toutes les classes de journées) et c'est aussi admettre que la réalité est insaisissable (définir l'imprécision de chaque classe). Il ne faut pas s'illusionner avec une formulation mathématique continue qui est en réalité une règle approximativement valable pour plusieurs classes.

Classes et imprécisions caractérisaient donc les données. Nous avons ensuite mesuré l'ordre par une "quantité d'information". Tout cela pouvait être fait sur les données indépendamment du modèle. Mais c'était bien les relations qui étaient en jeu et de ce fait nous avons travaillé en vue de la modélisation.

La méthodologie que nous proposons sert à juger l'adéquation entre les données et l'objectif de modélisation. Elle ne sert pas à calculer les débits à partir des pluies. Elle ne sert pas non plus à extrapoler les pluies ou à reconstituer une certaine variabilité spatiale. Par contre, à partir des données, nous pouvons dire si celles-ci peuvent servir à améliorer notre connaissance ou si elles permettent seulement de tester un modèle. Par exemple, dans notre cas, sur un bassin versant il était possible d'ajuster le modèle suffisamment bien pour vérifier les valeurs d'évapo-transpiration (objectif de connaissance), alors que sur d'autres bassins versants l'ajustement permettait seulement de dire si le modèle était ou non adapté au site et si les observations étaient ou non suffisantes (objectif appliqué). Cette différence entre des types de données peut être faite avant la modélisation en comparant les quantités d'information et la redondance des ensembles de données.

Tel est le résultat de notre travail, cette méthodologie étant beaucoup plus rapide et simple à mettre en oeuvre que la modélisation : estimer les imprécisions, en déduire des classifications des données, calculer les quantités d'information et de redondance.

Ce travail est désormais achevé et quand une thèse se termine, il y a celui qui soutient et tous ceux qui soutiennent celui qui soutient ; il y a ceux qui ont contribué directement au travail et tous ceux dont les observations et les travaux anciens ou récents sont à la base de la réflexion. Comme dans un fichier de pluie, il est donc possible de définir des ensembles, des niveaux et de mettre de l'ordre !

Je voudrais remercier toutes ces personnes, à commencer par les plus nombreuses, les inconnues, celles dont les idées ont permis que les miennes avancent et celles dont le devoir était de relever régulièrement les pluies, les niveaux d'eau et les bandes des pluviographes et limnigraphes, de saisir ces données et de les maintenir accessibles,

M. GIRARD avec sa grande expérience de terrain et des innombrables anecdotes qui a eu la patience de me rappeler sans cesse "d'être simple", que "le mieux est l'ennemi du bien", qu'il faut chercher sans cesse à distinguer l'essentiel de l'accessoire,

M. PERRIER qui a donné l'impulsion de départ à ce travail et qui régulièrement trouvait le temps d'en discuter longuement et savait renouveler une confiance parfois en perte de vitesse,

M. LEDOUX qui m'a accueilli au Centre d'Informatique Géologique durant deux années, avec humour et d'utiles suggestions, en veillant à la bonne économie du réseau informatique ; et M. BONHOMME qui m'a accueilli à la station sylvo-agro-pédo-climatique de l'I.N.R.A. en Guadeloupe et qui m'encourageait à revenir aux "vraies" questions ;

M. BOCQUILLON qui s'est intéressé à mon travail et m'a fait l'honneur de présider le jury,

MM. RIOUX et DE MARSILY qui ont bien voulu lire et commenter un manuscrit parfois difficile à lire,

MM. CHOISNEL et SZOLLOSI-NAGY qui ont trouvé le temps d'enrichir ce travail de leurs commentaires,

MM. MEROT, MOREL et ROSSIGNOL qui ont bien voulu partager leur expérience de bioclimatologue, pédologue, hydrologue et météorologiste,

ceux qui m'ont aidé à la rédaction et à la préparation de l'oral : Emmanuel, Tania, ceux et celles du C.I.G, les collègues de Grignon,

et tous ceux dont le soutien était bien nécessaire lors des passages difficiles...

A tous ceux-là, je voudrais exprimer ici ma profonde reconnaissance.

Paul ROBIN

TABLE DES MATIERES

RESUME	i
AVANT-PROPOS	ii
TABLE DES MATIERES	v
INTRODUCTION	x
LEXIQUE	xiv
I - LES DONNEES DE L'ETUDE	1
A - Les observations	5
I.1 - La géographie de l'île	5
I.2 - Les pluies	11
I.2.1 - Le réseau et la répartition des pluies	11
I.2.2 - Le fichier des pluies, les prétraitements et la reconstitution des données manquantes	14
• Introduction	14
• Les observations, le fichier et l'imprécision sur les valeurs	14
• Les méthodes de reconstitution possibles	18
• Notre démarche de reconstitution des données manquantes	20
I.3 - Les débits	23
I.4 - L'évapotranspiration	27

I.4.1 - Description des phénomènes et de leur représentation mathématique	27
I.4.2 - La démarche adoptée	30
B - Les modèles	35
I.5 - La démarche de modélisation et ses contraintes	35
I.6 - Présentation de différents types de modélisation	37
I.6.1 - Quelle classification des modèles ?	37
I.6.2 - Les composantes des bilans hydrique et hydrologique	40
• La pluie	40
• La percolation	40
• Le ruissellement	41
• L'évapotranspiration	42
• Le débit	43
• Les flux dans la couche de sol non-saturé	43
• Les flux dans la zone saturée	43
I.6.3 - Conclusion sur les divers types de modèles	44

II - CALCUL DE L'INCERTITUDE POUR LES ENSEMBLES DE DONNEES	45
II.1 - Introduction : les raisons de notre choix	45
II.1.1 - Définition de l'incertitude	45
II.1.2 - Définition de l'erreur	48
II.1.3 - Niveaux de modélisation et niveaux d'étude	50
II.2 - L'incertitude dans la bibliographie	51
II.2.1 - Comparaison des débits reconstitués à l'aide d'un critère global	51
II.2.2 - Comparaison des valeurs prédites et observées en fonction de l'erreur initiale	52
II.2.3 - Comparaison des modèles et transposabilité des paramètres	52
II.2.4 - Recherche de l'intervalle des valeurs possibles de débit à partir des observations disponibles et des valeurs calculées	53
II.2.5 - Quelques méthodes permettant d'inclure l'incertitude dans la structure des modèles	54
II.2.6 - Conclusion	54
II.3 - Procédure de calcul	55
II.3.1 - Choix des classes d'après l'imprécision	55
II.3.2 - Calcul des fréquences de chaque classe	57
II.3.3 - Calcul d'une quantité d'information	57
II.4 - Résultats	59
II.5 - Interprétation	64

III - MODELISATION HYDROLOGIQUE, VARIABILITE SPATIALE ET INCERTITUDE DES BILANS HYDRIQUES	65
III.1 - Démarche	65
III.1.1 - Modèle et modélisation	65
III.1.2 - Cohérence temporelle, représentativité spatiale, compatibilité du modèle avec le site d'étude	67
III.1.3 - Conséquences sur les quantités d'information	68
III.1.4 - Utilisation successive des quantités d'information et du modèle	69
III.2. - Exemple 1 : analyse de sensibilité du modèle	69
III.2.1. - Introduction	69
III.2.2. - Présentation de la fonction de production	71
III.2.3. - Comment mener une analyse de sensibilité ? les enseignements de la bibliographie	71
III.2.4. - Les données et les résultats de l'analyse de sensibilité du modèle	77
• Présentation des données et de la méthode adoptée	77
• Recherche des conditions optimales en modifiant les paramètres (calage avec données parfaites)	83
• Recherche des limites de l'ajustement par modification des données	89
<i>une comparaison classique</i>	89
<i>l'apport des quantités d'information</i>	91
• Conclusion	95
III.3 - Exemple 2 : modélisation hydrologique de l'île de Basse-Terre	95
III.3.1. - Préparation des données	95

•	Prise en compte de la surface	95
•	Prise en compte des pluies	98
•	Prise en compte de l'évapotranspiration	103
•	Prise en compte des débits	105
III.3.2 -	Choix des bassins versants pour l'ajustement	105
III.3.3. -	Résultats de l'ajustement avec les données brutes	106
•	Introduction	106
•	Résultats par bassins	111
•	Conclusion	113
III.3.4 -	Amélioration de la cohérence des observations et commentaire de l'ajustement	117
III.3.5 -	Application : description de la variabilité spatiale des bilans hydriques des sols	117
IV -	COMPLEMENTS ET CONCLUSION	123
IV.1 -	Proposition pour une définition de l'“incertitude de structure” d'un modèle	123
IV.2 -	Calcul d'une incertitude avec de nombreuses données manquantes	128
IV.3 -	Synthèse	129
	Références bibliographiques	131
	Liste des figures	138
	Liste des tableaux	141
	Liste des annexes	142

INTRODUCTION

Les agronomes ainsi que les hydrologues sont concernés quotidiennement par le suivi et la modélisation des bilans hydriques et hydrologiques. Les premiers pour que la croissance des cultures soit optimale, les seconds pour assurer correctement la gestion de l'eau et satisfaire aux besoins humains.

Les questions de variabilité spatiale et d'incertitude apparaissent dès que l'on s'intéresse à une petite région. Elles traduisent le fait que la pluie peut changer d'un lieu à l'autre, que la végétation et les sols changent aussi. Ainsi, pour comprendre le fonctionnement de l'ensemble, nous devons nous intéresser aux parties. Comme le coût d'une observation exhaustive est démesuré, l'ensemble des mesures représente un aspect de la réalité. Notre travail propose une méthode d'évaluation de la qualité de cet ensemble en vue de son utilisation par un modèle : des mesures abondantes, "bien faites", durant de longues périodes, permettent d'améliorer la connaissance du système ; alors que l'investigation est limitée lorsque les mesures sont incomplètes ou incohérentes entre elles. Cette méthode permet de choisir des ensembles de valeurs.

Le choix de notre site d'étude s'est porté sur la Guadeloupe du fait de l'abondance des observations pluviométriques (112 postes ; 1939-1978) et hydrométriques (8 stations disponibles sur les 18 observées plus ou moins longtemps entre 1950 et 1978). Nous avons restreint l'étude à l'île montagneuse, la Basse-Terre, où les variations de pluie et de végétation sont très nettes. La période d'étude a été limitée à quatre ans pour réduire les temps de calcul tout en gardant une période suffisamment longue, et nous avons choisi les années 1972-1975 qui avaient le plus d'observations pluviométriques.

Dans les prochains paragraphes, nous présentons les principaux termes de notre titre, puis le contexte pratique et scientifique de notre étude, avant d'en exposer les traits principaux.

Le bilan hydrique d'un sol donne l'état de son stock en eau en fonction des flux de pluie, de ruissellement, d'infiltration et d'évapotranspiration. Nos données, constituées de mesures de pluie et de débit, permettent de valider les calculs à l'échelle des bassins versants (échelle régionale).

La spatialisation a pour résultat une carte de valeurs. Le tracé demande d'identifier un chiffre à une réalité : deux chiffres "peu différents" correspondent à la même réalité, deux chiffres "très différents" correspondent à deux réalités. La limite entre "peu" et "très" correspond à l'imprécision sur le chiffre. Nous cherchons à définir l'incertitude en sorte qu'elle quantifie l'ensemble des imprécisions. Les cartes de ré-

sultats montrent d'abord que nous avons réussi à distinguer différentes réalités. Elles montrent aussi que nous savons décrire la distribution de ces réalités dans l'espace même si les limites tracées devraient être des plages de transition.

La spatialisation a un intérêt fondamental et un intérêt technique. Le premier est qu'elle ouvre la porte à une étude plus fine des phénomènes, en montrant qu'il existe des cas particuliers. Elle constitue de ce fait un élément important du changement d'échelle. Le second, l'intérêt technique, vient de ce qu'elle contribue aux études qui précèdent les aménagements fonciers, en permettant d'étudier l'impact d'une modification locale du milieu.

La Guadeloupe, petit archipel français à la limite du Golfe du Mexique, comporte deux îles principales : Grande-Terre et Basse-Terre. L'île volcanique de Basse-Terre, qui culmine à 1467 m à la Soufrière, présente une importante variabilité spatiale de pluie, de 2 à 10 m par an. L'installation d'une conduite pour transférer une partie des eaux de l'île de Basse-Terre vers l'île de Grande-Terre, calcaire, plus sèche, en vue de l'irrigation, pose la question de la ressource en eau. Modéliser les bilans hydriques à travers un modèle hydrologique a donc un intérêt opérationnel. Nous allons en voir l'intérêt scientifique.

Les modèles hydrologiques ainsi que les modèles de bilan hydrique sont nombreux et ils ont chacun leurs points forts. Cependant BEVEN (1989) rappelle qu'il restera toujours une distance infranchissable entre un modèle et la réalité. HROMADKA (1989) propose une méthode pour inclure le traitement de l'incertitude dans le modèle et il souligne le besoin de la régionaliser. Il souligne aussi le besoin d'étudier l'évolution de l'incertitude lorsque la complexité du modèle augmente. Ajoutons que l'utilisation croissante de modèles conduit à travailler simultanément à plusieurs échelles d'espace et de temps distinctes, et à diversifier les sources d'information. D'où les questions centrales de ce travail auxquelles nous tentons de répondre dans la première partie :

- comment apprécier la représentativité spatiale des données, c'est-à-dire comment savoir si elles sont suffisantes pour la modélisation envisagée ? (par exemple y a-t-il suffisamment de postes pluviométriques pour estimer la pluie ?)
- comment apprécier la cohérence temporelle des données, c'est-à-dire comment savoir si elles correspondent à des réalités comparables (par exemple les cumuls de pluie journalière sont-ils faits entre 8h et 8h ? l'éprouvette du pluviomètre, la bande du pluviographe étaient-elles correctes ? l'observateur a-t-il fait le relevé tous les jours ? La réponse, si elle existe, est délicate à donner au vu des valeurs).
- comment apprécier la compatibilité du modèle avec le système que nous voulons représenter, c'est-à-dire notre choix de phénomènes correspond-il aux principaux ? Représentons-nous correctement ces phénomènes ?

Le jugement sur la cohérence temporelle, la représentativité spatiale des données et la compatibilité du modèle permet d'identifier les données puis les résultats aux réalités qu'ils traduisent. Les cartes de résultat proposées sont donc l'élément final de notre travail de quantification de la variabilité spatiale et de l'incertitude. Mais après ces résultats nous avons voulu terminer en affinant notre analyse de la démarche de modélisation.

La première partie donne une rapide idée des données de notre étude. Plutôt que de retracer la chronologie de notre difficile chemin à travers des fichiers de pluies et débits aux formats variables, à travers les cartes topographiques de l'Institut Géographique National (I.G.N.) parues par miracle au cours de notre étude, à travers la multitude des modèles, nous avons préféré en exposer le résultat tantôt classique (physiographie, évapotranspiration), tantôt plus surprenant (pluie, débit) à cause du site choisi pour l'étude.

L'originalité réside dans l'estimation des imprécisions. Il y en a en effet plusieurs types différents. Notre application étant une modélisation, les imprécisions sont issues de deux distances, celle entre la réalité et les observations (pluie, débit, évapotranspiration), celle entre la réalité et notre modèle (représentation déterministe de phénomènes).

La seconde partie traduit les "imprécisions" des valeurs particulières en "incertitudes" des ensembles de valeurs ce qui nous a amené à définir quelques caractéristiques de la qualité des données pour la modélisation.

Cette partie ne donne pas de solution miracle au choix des réseaux d'observation. Elle ne résoud pas non plus les difficultés d'une modélisation opérationnelle. Par contre nous espérons que la méthode proposée permettra d'appréhender à l'avance les difficultés de la modélisation de façon à en évaluer une partie des coûts et les résultats potentiels. En effet, à l'issue de ce travail nous proposons une technique pour évaluer la "valeur" d'un ensemble de données ; puis en fonction de cette "valeur" pour obtenir des indications sur la modélisation et l'utilisation des résultats. Cette technique est basée sur un calcul de quantité d'information pour lequel la difficulté est ramenée au choix des classes de valeurs. La quantification de l'imprécision conduit à ce choix : une classe représente l'ensemble des chiffres identifiables à une même réalité.

La troisième partie montre les résultats de la modélisation sur les différents ensembles de valeurs. Alors que les observations sont séparées dans le temps ou l'espace, le modèle conserve les mêmes paramètres et n'est pas réinitialisé à chaque période. Il impose donc une unité de comportement à tous les bassins versants et la conservation des quantités d'eau sur une période de 4 ans. Ce fonctionnement contraignant révèle par un autre chemin la qualité des données de nos différents ensembles et l'on voit l'économie que permet le calcul d'incertitude. Certes, on aurait pu pousser la modélisation plus loin, affiner le calcul des bilans hydriques en particulier ceux de l'évapotranspiration réelle et de l'infiltration. Mais il nous a paru plus utile, scientifiquement, de réfléchir à une technique d'évaluation de la modélisation.

La quatrième partie reprend les points principaux en forme de synthèse avant d'en tirer les conclusions. Un lecteur pressé, insatisfait par le résumé, pourra la lire avec profit.

the 1990s, the number of people in the UK who are aged 65 and over has increased from 10.5 million to 13.5 million (13.5% of the population).

There is a growing awareness of the need to address the needs of older people, and the Government has set out a strategy for the 21st century in the White Paper on *Ageing Better: The Government's Strategy for Older People* (Department of Health 1999). This strategy is based on the following principles:

- (i) Older people should be able to live independently and actively in their own homes.
- (ii) Older people should be able to live in their own communities, and be able to participate in the life of their communities.
- (iii) Older people should be able to live in good health, and be able to manage their own health.

The White Paper also sets out a number of key objectives for the Government's strategy for older people:

- (i) To ensure that older people are able to live in their own homes, and are able to manage their own homes.
- (ii) To ensure that older people are able to live in their own communities, and are able to participate in the life of their communities.
- (iii) To ensure that older people are able to live in good health, and are able to manage their own health.

The White Paper also sets out a number of key actions for the Government's strategy for older people:

- (i) To ensure that older people are able to live in their own homes, and are able to manage their own homes.
- (ii) To ensure that older people are able to live in their own communities, and are able to participate in the life of their communities.
- (iii) To ensure that older people are able to live in good health, and are able to manage their own health.

The White Paper also sets out a number of key actions for the Government's strategy for older people:

- (i) To ensure that older people are able to live in their own homes, and are able to manage their own homes.
- (ii) To ensure that older people are able to live in their own communities, and are able to participate in the life of their communities.
- (iii) To ensure that older people are able to live in good health, and are able to manage their own health.

The White Paper also sets out a number of key actions for the Government's strategy for older people:

- (i) To ensure that older people are able to live in their own homes, and are able to manage their own homes.
- (ii) To ensure that older people are able to live in their own communities, and are able to participate in the life of their communities.
- (iii) To ensure that older people are able to live in good health, and are able to manage their own health.

LEXIQUE

Les étoiles (*) dans le texte renvoient à ce petit lexique. PASCAL (1658) donne trois règles pour les définitions :

"1. n'entreprendre de définir aucune des choses tellement connues d'elles-mêmes qu'on n'ait point de terme plus clair pour les expliquer.

"2. n'admettre aucun des termes un peu obscurs ou équivoques sans définition.

"3. n'employer dans la définition des termes que des mots connus ou déjà expliqués."

ajustement : procédure qui conduit à donner aux paramètres des valeurs optimales. La procédure utilise un ensemble de simulations, le jeu de valeurs finales est considéré comme étant le meilleur possible selon un critère choisi au préalable. Pour nous ce critère est soit le critère le plus riche : l'adéquation visuelle (sur graphique) des débits observés et calculés, soit la somme qui permet de tenir compte des valeurs ponctuelles et de la forme de la courbe et de trier parmi les crues significatives ; la somme des carrés des écarts entre les débits observés et calculés (cf. analyse de sensibilité avec données imparfaites).

ambiguïté : caractère de ce qui présente deux ou plusieurs sens possibles (d'après le Petit Robert, 1979) Nous utilisons ce terme pour qualifier une valeur qui peut représenter deux réalités différentes, par exemple une pluie pouvant appartenir à deux classes de précipitations (voir équivocation).

bassin versant : surface dont toutes les eaux de ruissellement (*) s'écoulent par un même point d'un cours d'eau ; ce point est appelé exutoire (*) ; exutoire et bassin versant se définissent mutuellement puisqu'ils n'existent pas l'un sans l'autre.

bilan hydrique : équation traduisant le principe de conservation de la masse d'eau, exprimé pour un volume de sol. Ce volume de sol a une surface de quelques mètres carrés à quelques hectares. L'équation indique que la variation de stock d'eau dans le sol est égale à la somme des entrées (précipitations, irrigations) moins la somme des sorties (évaporation, absorption racinaire, ruissellement de surface, transferts dans le sol).

bilan hydrologique : équation traduisant le principe de conservation de la masse d'eau, exprimé pour un volume de sols, sous-sols, lacs et cours d'eau ; la surface concernée variant de quelques hectares à plusieurs km², voire milliers de km². La différence par rapport au bilan hydrique est donc d'abord une question d'échelle. Il en découle une différence de volume d'eau en nature et en quantité : les nappes et les cours d'eau deviennent des lieux de stockage internes ; et une différence de fonctionnement due à la variabilité spatiale.

écoulement : flux d'eau qui sort du bassin versant par la rivière (écoulement à surface libre), par les drains (écoulement de conduite) ou bien à travers le sol et

le sous-sol (inféroflux) ; on compte positivement l'eau qui sort du bassin versant et négativement l'eau qui entre.

équivocation : D'après le Petit Robert (1979), est équivoque "ce qui peut s'interpréter de plusieurs manières" ; nous utilisons ce terme pour qualifier les réalités qui peuvent être représentées par différentes valeurs (par exemple, une classe de précipitation qui regroupe plusieurs valeurs de pluie : la classe $[10;20[$ est équivoque alors que la classe $[0;0]$ ne l'est pas).

erreur : caractéristique d'une valeur mesurée ou calculée, exprimée en pourcentage ; l'erreur permet d'associer à celle-ci un intervalle de valeurs possibles, elle établit donc le lien entre la valeur et la réalité possible.

Cela suppose que la variable existe : par exemple nous pouvons définir la conductivité hydraulique d'un cube de sol de 50 cm de côté, mais nous estimons que la conductivité hydraulique est indéfinissable pour un volume de sol de 50 cm d'épaisseur et de 1 km² de surface parce qu'avec le changement d'échelle, cette caractéristique n'intervient plus de la même manière.

Parler d'erreur suppose également que la variable est parfaitement définie : pluie moyenne durant telle durée sur telle surface ; débit moyen durant telle durée, pour telle rivière, en considérant tels phénomènes, sans considérer tels autres phénomènes.

Pour des raisons pratiques (cf. II.1.2) nous considérons que 0 % d'erreur correspond à une variable parfaitement connue : la valeur mesurée correspond exactement à la variable telle que nous l'utilisons (par exemple, pour le bilan hydrique d'un évapotranspiromètre pesable, la variation de poids correspond exactement à sa variation de stock d'eau entre deux instants) ; la valeur calculée résulte d'un calcul parfait, où les données d'entrée et les paramètres et les lois de calcul représentent parfaitement les phénomènes ; c'est le cas du stock d'eau de l'évapotranspiromètre pesable quand la pluie, l'évapotranspiration et le drainage sont parfaitement mesurés car le principe de conservation de la masse d'eau est une loi de calcul "parfaite".

Et nous considérons que 100 % d'erreur correspond à une variable parfaitement inconnue : la valeur mesurée est totalement déconnectée de la variable telle que nous l'utilisons (pour caricaturer, la pluie à Paris ne nous renseigne pas sur la pluie à Sidney). Par exemple pour notre étude, nous considérons que la pluie maximale est inconnue étant donné que le maximum observé en Guadeloupe est de 438,5 mm (le 29 août 1979 à Congo) lors d'un cyclone, alors qu'un total de 1870 mm sur 24H a été mesuré entre les 15 et 16 mars 1952 à Cilaos (Réunion). Quant à la valeur calculée, dire que l'erreur associée vaut 100 % signifie que la valeur peut ne pas représenter du tout la réalité à cause des données, des paramètres ou des lois de calcul (par exemple un débit de crue calculé ne correspondra pas à la réalité si la pluie a eu lieu la veille, si l'averse observée au poste n'a arrosé qu'une toute petite partie du bassin versant, si l'infiltration est sous-estimée, ...).

L'erreur a donc pour nous une signification différente de l'imprécision et de

l'incertitude. Elle sert à caractériser notre connaissance d'une variable bien définie. A cette variable est affecté un chiffre, attaché à un lieu et à un instant, et un intervalle de valeurs possibles.

** évapotranspiration : flux d'eau venant du sol et de la végétation, allant vers l'atmosphère ; elle est composée de la transpiration des végétaux, de l'évaporation des sols et de l'évaporation de l'eau libre qui reste après une pluie soit à la surface du sol soit à la surface des végétaux ; l'énergie consommée pour transformer l'eau liquide en vapeur vient principalement du rayonnement et secondairement du pouvoir évaporant de l'air, ce dernier augmente avec le vent et diminue quand l'humidité de l'air augmente.*

Du fait de la forte imprécision sur les valeurs journalières et du fait des fortes humidités de l'air, nous ne distinguons pas l'évapotranspiration potentielle de l'évapotranspiration réelle.

exutoire : point d'un cours d'eau par lequel passent toutes les eaux de ruissellement du bassin versant amont ; généralement une station de jaugeage.

imprécision : caractéristique d'une valeur mesurée ou calculée, exprimée dans une unité typique de la variable considérée : millimètre pour la pluie, pourcentage pour les débits (cf. §I.3).

L'imprécision sert à distinguer les différentes classes de réalités possibles à la différence de l'erreur qui caractérise la distance entre un chiffre et ce que ce chiffre représente. Par exemple, pour la pluie observée à un poste dans une zone à fort gradient pluviométrique comme la nôtre : l'imprécision est faible si la surface affectée à la mesure est faible ; l'imprécision est forte si la surface est élevée car une petite pluie observée (ex 10 mm) ne nous dit pas si la pluie sur la surface était faible (pourquoi pas 2 mm) ou forte (pourquoi pas 40 mm).

L'imprécision intervient seulement si l'on a plusieurs valeurs (contrairement à l'erreur) : si l'écart entre deux valeurs dépasse l'imprécision alors nous sommes certains d'être dans deux situations différentes (deux classes distinctes de réalité), si l'écart est inférieur, alors nous ne sommes sûrs de rien. L'imprécision est donc caractéristique d'une valeur isolée en tant qu'élément d'un ensemble, permettant d'associer ou de distinguer cette valeur des autres valeurs, elle a une signification différente de l'incertitude.

incertitude : caractéristique d'un ensemble de valeurs, exprimée en unités d'information (bit, l'abréviation de "binary digit") ; l'ensemble peut regrouper des valeurs de types plus ou moins semblables (pluies à 1 poste ; pluies à 10 postes ; pluies, débits, évapotranspirations ; valeurs calculées et observées, etc...). Le calcul de l'incertitude nécessite d'avoir caractérisé l'imprécision de toutes les valeurs. A partir de là, le calcul a lieu en trois étapes : choix d'une classification pour chaque ensemble en fonction des imprécisions ; classification des valeurs ; calcul des probabilités de chaque classe ; calcul des quantités d'information -au sens de SHANNON- pour les

ensembles de valeurs séparés et regroupés. Contrairement à l'imprécision et à l'erreur qui caractérisent des valeurs isolées, l'incertitude caractérise donc un ensemble de valeurs.

X infiltration (ou percolation) : flux d'eau vertical à travers le sol (plus généralement la zone non-saturée) qui alimente la nappe ; cette quantité d'eau intervient dans le bilan hydrique car elle n'est pas stockée dans le sol ; dans le bilan hydrologique, elle n'intervient pas nécessairement (variable intermédiaire). Certains auteurs considèrent comme infiltration toute l'eau qui pénètre le sol. De ce fait ils incluent ce que nous appelons "écoulement latéral dans le sol". Du fait de notre conceptualisation (trois stocks : sol, nappe, rivière), le texte est plus clair si nous restreignons cette définition au seul flux vers la nappe, et l'écoulement latéral comme une partie du ruissellement. Remarquons que la quantité d'eau que nous calculons n'est pas identifiable à une quantité d'eau de pluie qui alimenterait la nappe. Dans notre calcul, la quantité d'eau qui alimente la nappe un jour j est une partie de la pluie du jour j . En réalité, l'eau qui alimente la nappe n'est pas constituée uniquement d'eau de pluie mais aussi de l'eau du sol. Par conséquent, elle correspond à un ensemble de volumes d'eau d'origines différentes et nous déconseillons d'utiliser cette valeur d'infiltration pour calculer un transfert de masse (de polluant) au pas de temps journalier.

interception : hauteur d'eau retenue par la végétation qui n'arrive pas directement au sol. Cette eau peut ensuite s'évaporer, s'égoutter et tomber au sol ou ruisseler le long des branches et des troncs et ainsi humidifier le sol autour de l'arbre.

Elle est difficilement quantifiable avec le réseau pluviométrique existant. GIRARD (1974) note au cours d'une journée jusqu'à 6,4 mm d'interception sur une pluie de 35 mm avec 16 pluviomètres sur 40 m² en Nouvelle Calédonie. PENMAN (1963) distingue l'interception verticale, les feuilles retenant la pluie, et l'interception horizontale, les feuilles retenant les nuages et brouillards poussés par le vent ; la première dépasse 7 mm, la seconde atteint 45 mm pour 40 jours d'été sans pluie mais elle concerne essentiellement la lisière de la forêt qui sert de filtre.

maille : surface élémentaire carrée, utilisée dans la modélisation pour représenter un "petit morceau" du système modélisé -ici l'île de Basse-Terre- relativement homogène quant à ses caractéristiques de végétation, de sol et de sous-sol ou pour lequel on dispose de peu d'observations. Les mailles ont quatre tailles emboîtées (2x2 km - 1x1 km - 0,5x0,5 km - 0,25x0,25 km ; cf §III.3.1) ; le bilan hydrique est calculé spécifiquement pour chaque maille, l'écoulement d'une maille est affecté directement à l'exutoire.

modèle : représentation mathématique de phénomènes naturels à l'aide d'un ensemble de règles de calcul combinant des valeurs observées et ajustées (exemple : condensation et précipitation de la pluie ; pluie et écoulement de l'eau ; rétention de l'eau dans le sol et évapotranspiration, etc...).

On distingue différents types de modèles (BEVEN, 1989) : ils sont déterministes ou probabilistes, les premiers calculant un résultat unique, les seconds calculant une

distribution de résultats possibles ; conceptuels ou physiques, les premiers représentant la réalité par un ensemble de boîtes dont les caractéristiques sont ajustées, les seconds utilisant des lois dont les paramètres sont mesurables ; globaux ou spatialisés, les premiers caractérisant le bassin versant dans son ensemble, les seconds caractérisant le bassin versant à travers un ensemble de surfaces élémentaires.

modélisation : action d'utiliser un modèle ; quatre objectifs sont envisageables : la vérification des données, la vérification des lois de calcul, la recherche en vue d'améliorer notre connaissance du système, ou l'application qui est la simulation de différents scénarios.

nappe : lieu de stockage souterrain de l'eau ; son extension est limitée en haut par le "toit de la nappe" et en bas par son "mur". Le volume d'eau stockée dépend du volume de sous-sol concerné et de sa capacité à emmagasiner l'eau. La restitution de l'eau d'une nappe à une rivière ou à une source dépend de la différence de charge hydraulique entre la nappe et la rivière ainsi que de la capacité du sous-sol à laisser filtrer l'eau ; à l'intérieur de la nappe les transferts vont des zones à charge élevée vers les zones à faible charge, une même nappe peut donc alimenter plusieurs rivières.

niveau d'étude : choix d'approche pour la réflexion ; ainsi nous distinguons trois niveaux : le "niveau" modélisation (étude des phénomènes) qui est inférieur au "niveau" de l'analyse de sensibilité (étude de la modélisation) qui lui-même est inférieur au "niveau" du commentaire sur l'analyse de sensibilité (étude sur l'étude de la modélisation).

niveau de modélisation : choix d'échelles -espace et temps- où est fait un calcul ; un modèle peut opérer à plusieurs niveaux de modélisation.

percolation : voir infiltration

pragmatique : ensemble de travaux d'où l'on peut tirer des enseignements pratiques directement applicables.

✕ **précipitation** : flux d'eau venant de l'atmosphère, allant vers le sol ; outre la pluie ce terme comprend la neige, la grêle, la rosée, la gelée blanche, les brouillards et les crachins. Dans notre cas, du fait de l'importance du volume des pluies et de l'incertitude qui pèse sur son estimation, les termes de "pluie" et de "précipitation" sont équivalents, nous utilisons donc les deux mots pour éviter de trop nombreuses répétitions. Lorsque ces deux termes s'appliquent au modèle, une nuance supplémentaire intervient : il s'agit de l'eau théoriquement disponible au niveau du sol pour le ruissellement et l'infiltration, par conséquent dans des conditions plus froides il s'agirait à la fois de l'eau de pluie et de l'eau de fonte de neige.

✕ **ruissellement** : flux d'eau à la surface ou à travers le sol, latéralement ; cette quantité intervient dans le bilan hydrique car elle n'est pas stockée dans le sol.

Le ruissellement est différent de l'écoulement : le premier concerne uniquement le sol tandis que le second concerne un bassin versant (sol + sous-sol + nappe +

rivière).

Dans le bilan hydrologique par contre, c'est un flux interne, l'ensemble des ruissellements s'ajoute aux échanges entre nappe et rivière pour former le débit du cours d'eau. ERICHSEN & NORDSETH (1984) détaillent les composantes du ruissellement, mais pour notre étude, la nature des données ne nous permet pas de vérifier une modélisation aussi fine.

tarage : étalonnage d'une station de mesure du débit ; en effet la mesure classique est une mesure de hauteur d'eau par un limnimètre (ou échelle de crue) ou par un limnigraphe. Cette mesure de hauteur est transformée en débit par une "courbe de tarage". Dans les stations fiables, installées sur un seuil rocheux, la courbe est univoque : une mesure de hauteur correspond à un débit, et stable dans le temps : d'une année à l'autre la courbe reste la même. Ce n'est pas le cas général, en particulier en Guadeloupe où les cyclones sont l'occasion de crues violentes qui modifient le cours de la rivière et donc la courbe de tarage ; on parle de stations "instables" (cf. annexe 4).

unité géographique ou unité de reconstitution : partie du système modélisé, l'île de Basse-Terre, relativement homogène quant à sa situation topoclimatique et où la densité de postes pluviométriques est, elle aussi, relativement homogène ; nous en distinguons six qui servent lors de la reconstitution des valeurs manquantes de pluie ; on considère alors qu'à l'intérieur d'une unité, tous les postes sont potentiellement utilisables pour reconstituer la pluie à un poste quelconque, mais en pratique nous utilisons les trois postes les plus proches et nous vérifions le résultat par des tests de cohérence.

zone "météo" : ensemble de mailles pour lesquelles on considère une pluie ainsi qu'une évapotranspiration potentielle ; c'est une des caractéristiques de la structure du modèle ; les mailles sont affectées à un poste pluviométrique d'abord en fonction de la distance et ensuite en fonction de l'altitude relative des mailles et des postes (cf. §III.3.1).

... (text continues) ...

the 1990s, the number of people with a university degree has increased from 10% to 20%.

There are several reasons for the increase in the number of people with a university degree. One reason is that the number of people who go to university has increased. Another reason is that the number of people who complete a university degree has increased. A third reason is that the number of people who have a university degree but do not work in a university has increased.

The increase in the number of people with a university degree has led to a change in the structure of the labour market. There is a shift from low-skilled to high-skilled jobs. This is because high-skilled jobs require a university degree, while low-skilled jobs do not.

The shift from low-skilled to high-skilled jobs has led to a change in the demand for skills. There is a higher demand for high-skilled workers and a lower demand for low-skilled workers. This has led to a change in the supply of skills.

The change in the supply of skills has led to a change in the wage structure. There is a higher wage for high-skilled workers and a lower wage for low-skilled workers. This is because high-skilled workers are more productive than low-skilled workers.

The change in the wage structure has led to a change in the distribution of income. There is a higher income for high-skilled workers and a lower income for low-skilled workers. This is because high-skilled workers receive a higher wage than low-skilled workers.

The change in the distribution of income has led to a change in the social structure. There is a higher income for high-skilled workers and a lower income for low-skilled workers. This is because high-skilled workers are more productive than low-skilled workers.

The change in the social structure has led to a change in the political structure. There is a higher income for high-skilled workers and a lower income for low-skilled workers. This is because high-skilled workers are more productive than low-skilled workers.

The change in the political structure has led to a change in the economic structure. There is a higher income for high-skilled workers and a lower income for low-skilled workers. This is because high-skilled workers are more productive than low-skilled workers.

The change in the economic structure has led to a change in the social structure. There is a higher income for high-skilled workers and a lower income for low-skilled workers. This is because high-skilled workers are more productive than low-skilled workers.

The change in the social structure has led to a change in the political structure. There is a higher income for high-skilled workers and a lower income for low-skilled workers. This is because high-skilled workers are more productive than low-skilled workers.

The change in the political structure has led to a change in the economic structure. There is a higher income for high-skilled workers and a lower income for low-skilled workers. This is because high-skilled workers are more productive than low-skilled workers.

The change in the economic structure has led to a change in the social structure. There is a higher income for high-skilled workers and a lower income for low-skilled workers. This is because high-skilled workers are more productive than low-skilled workers.

I - LES DONNEES DE L'ETUDE

Le bilan hydrique représente le principe de conservation de la quantité d'eau pour le sol et sa végétation :

$$\Delta S_s = P - ET - R - I$$

où ΔS_s est la variation de stock dans le sol, P la précipitation (*), ET l'évapotranspiration (*), R le ruissellement (*) et I la percolation (*) vers la nappe. En fait comme nous n'avons que peu d'observations d'évapotranspiration, on considèrera ce terme de façon très approximative (cf. §1.4). Pour le rappeler, nous utilisons le terme d'évapotranspiration, sans préciser si elle est réelle ou potentielle. Dans les conditions de la Guadeloupe, l'évapotranspiration réelle est probablement proche de l'évapotranspiration potentielle car les pluies sont abondantes et la végétation généralement bien alimentée (mises à part les zones côtières où les pluies annuelles sont plus faibles).

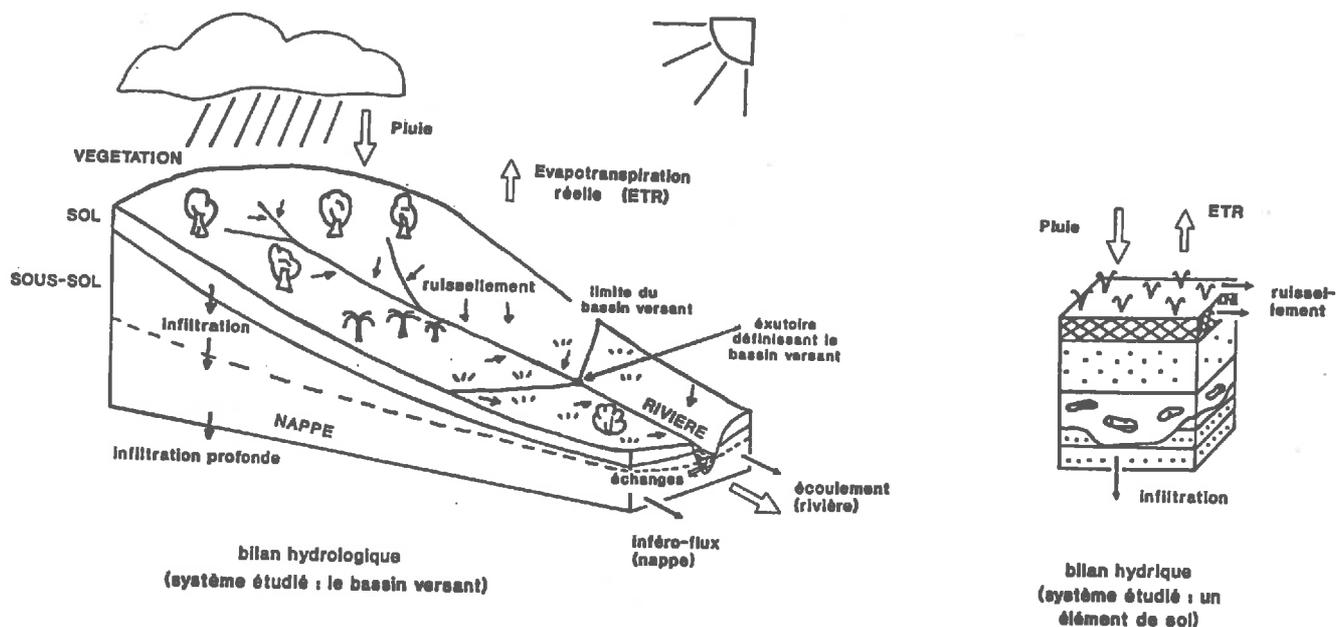


Figure 1.1 : les bilans hydrique et hydrologique.

Le bilan hydrologique englobe le bilan hydrique, il représente le principe de conservation de la quantité d'eau pour un bassin versant :

$$\Delta S_{bv} = P - ET - EC$$

où ΔS_{bv} est la variation de stock dans le sol et la nappe pour le bassin versant, P et ET ont la même signification que ci-dessus, EC représente les écoulements (*) à l'exutoire du bassin, c'est-à-dire au point par lequel passent toutes les eaux (fig. I.1 et I.2). Dans la mesure où la surface concernée par le bilan hydrologique est bien supérieure à celle concernée par le bilan hydrique, de nouveaux phénomènes apparaissent. La variabilité spatiale des pluies et des caractéristiques de végétation, de sol et de sous-sol nécessite un autre mode de calcul dès lors qu'une même pluie moyenne correspond à des variations moyennes de stock, des écoulements moyens ou des évapotranspirations moyennes différents. Il faut alors plusieurs mesures de pluie, des paramètres ou des fonctions différentes pour les différents types de végétation ou de sol.

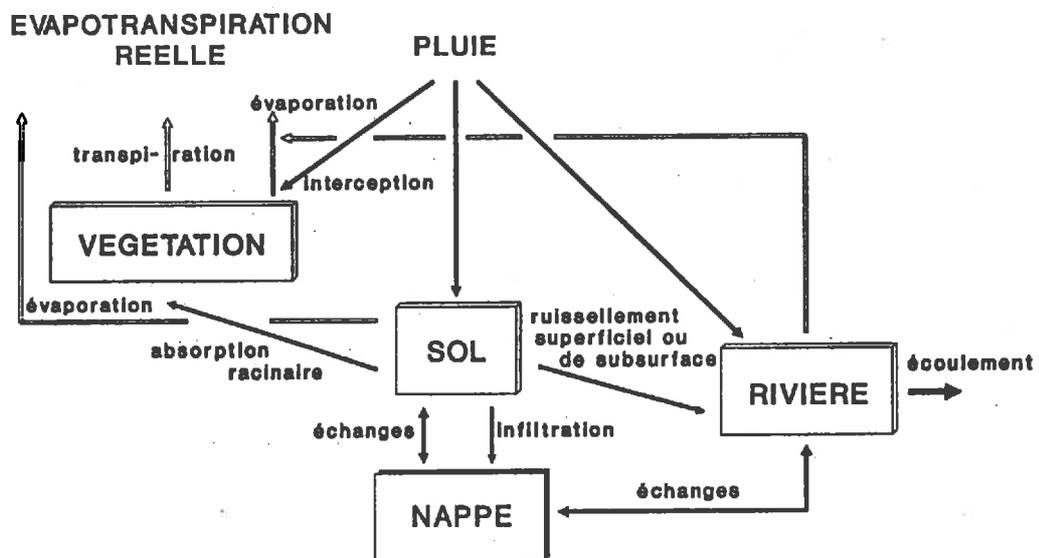


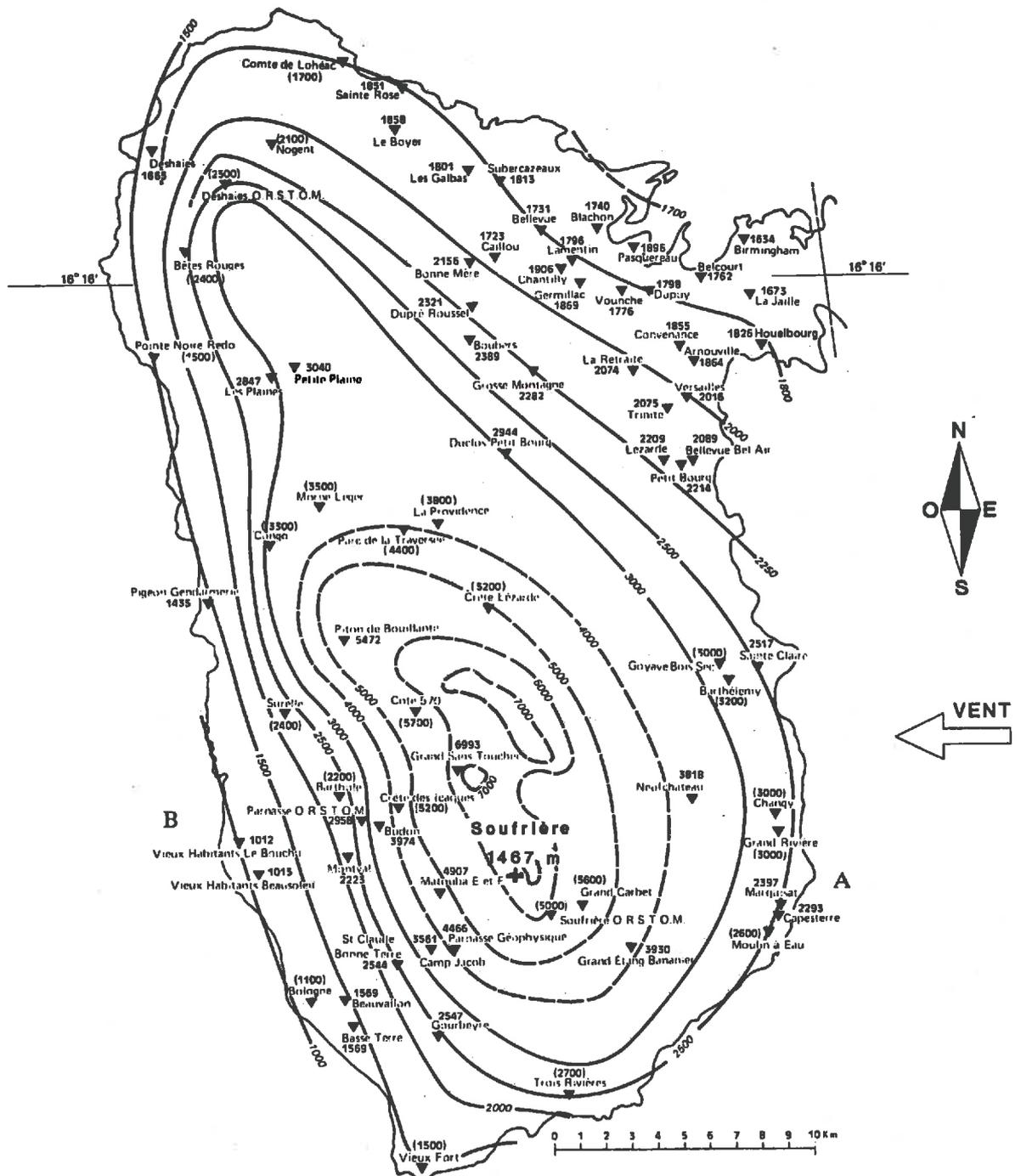
figure I.2 : organigramme des flux et des stockages dans le bilan hydrologique.

Pour l'agronome, les termes utiles du bilan hydrique pour caractériser le sol et sa végétation, sont l'évapotranspiration et le stock en eau. Pour l'hydrologue, les termes utiles du bilan hydrologique pour caractériser un bassin versant, sont les écoulements et la percolation vers la nappe. Ces deux principes de conservation sont des lois "parfaites". A des pas de temps courts, les erreurs de calcul viennent de notre partage des pluies entre trois termes : stockage, évapotranspiration, écoulement. Pour une période de plusieurs années, les variations de stock deviennent négligeables

devant les autres termes. Par conséquent, les erreurs de calcul viennent du partage de la pluie entre deux termes : évapotranspiration et écoulement. C'est donc pour de longues périodes que, connaissant pluies et débits avec une certaine imprécision, nous pouvons vérifier l'estimation de l'évapotranspiration avec une certaine imprécision.

Dans cette première partie nous présenterons d'abord les données géographiques, car elles conditionnent la variabilité des différents termes : la topographie influence la répartition des pluies; la végétation et l'altitude influencent l'évapotranspiration ; les sols et sous-sols déterminent les stockages et la percolation ; l'occupation humaine modifie les débits naturels à travers les prélèvements d'eau. Puis nous décrirons, dans l'ordre d'importance en volume, les pluies (1 000 à 10 000 mm en moyenne annuelle), les débits (1 000 à 9 000mm/an) qui résultent du ruissellement et de la percolation, et les évapotranspirations potentielles (probablement 800 à 1 700 mm/an, cf. §I.4). Puis nous présenterons différents types de modélisation de ces termes afin de montrer les choix du modèle utilisé.

Figure I.4 : Carte des isohyètes interannuelles et des postes ayant servi à les tracer. Jusqu'à 3000 mm/an, elles sont estimées avec un intervalle de confiance à 95 %, qui devient inférieur à 80 % pour les isohyètes supérieures à 4000 mm/an. Nous remarquons ici le gradient pluviométrique considérable entre la côte et les sommets ainsi que les dissymétries Est-Ouest et Nord-Sud dues à la ligne de crêtes dont les sommets au Sud dépassent 1000 m d'altitude. La coupe A-B renvoie à la figure I.5 (d'après CHAPERON & al, 1985).



A - Les observations

I.1 - La géographie de l'île



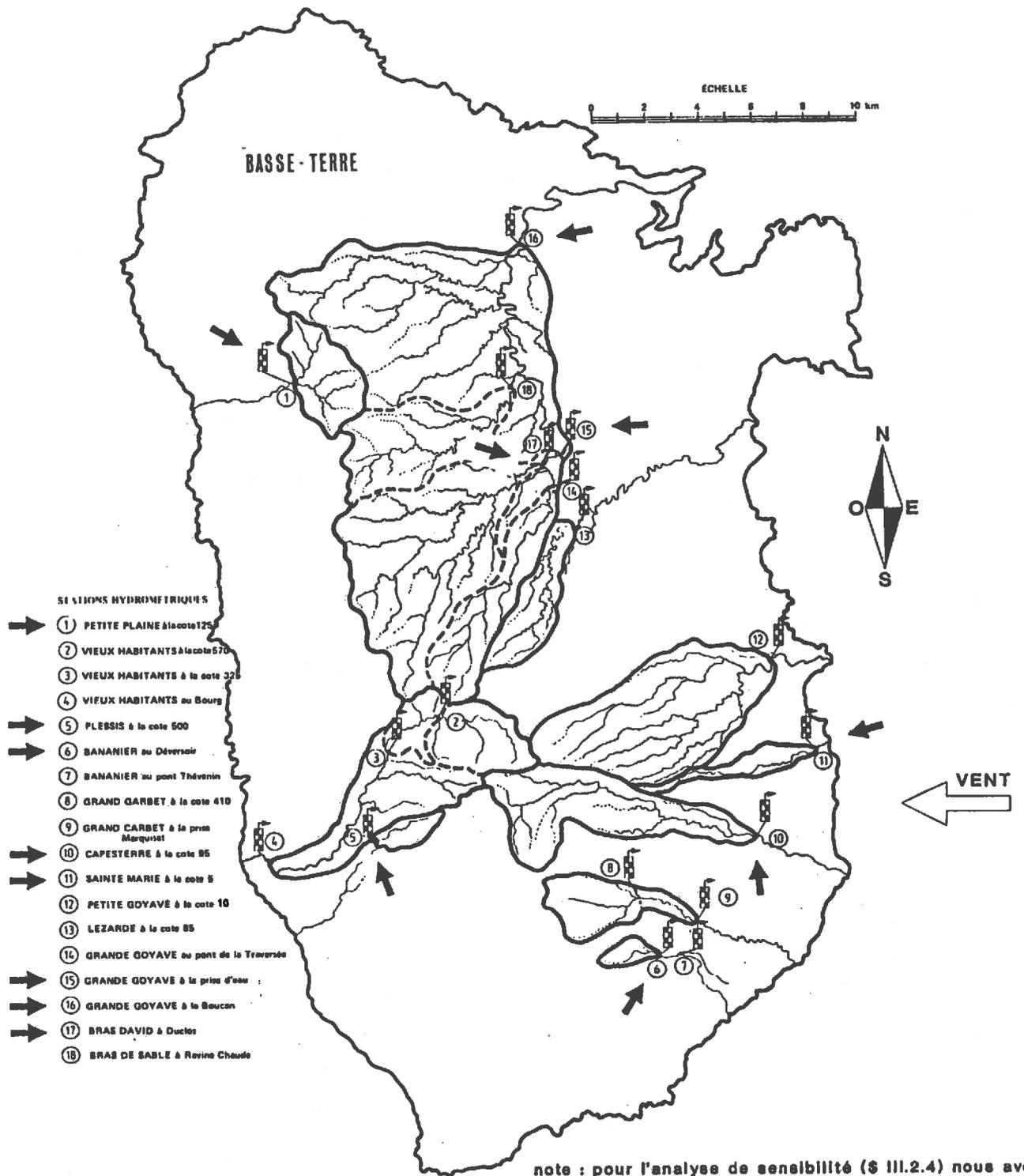
Figure I.3 : situation géographique de la Guadeloupe.

L'île est située par 16° de latitude Nord et 61° de longitude Ouest dans l'arc des Petites Antilles, entre la Floride et le Vénézuéla (fig. I.3).

La spatialisation des couverts végétaux et du relief, est faite à partir des cartes topographiques ($1/25\ 000^e$) de l'Institut Géographique National (I.G.N.) et géologiques ($1/50\ 000^e$) du Bureau de Recherche Géologique et Minière (B.R.G.M.), et de la monographie de l'Institut Français pour la Recherche et le Développement en Coopération (ORSTOM) Les ressources en eau de surface de la Guadeloupe (CHAPERON & al, 1985). On a ainsi une idée de la répartition des pluies, de l'infiltrabilité des sols, et des réserves en eau souterraines.

Globalement, l'île ressemble à une ellipse dont le grand axe est orienté NNW-SSE, qui culmine à 1467 m au sommet de la Soufrière (fig. I.4). Les pentes fortes en altitude s'adoucissent vers la mer (fig. I.5). Le relief fait obstacle aux alizés et marque à la fois la répartition des pluies, entre côte au-vent et côte sous-le-vent,

Figure I.6 : les bassins versants contrôlés et ceux pour lesquels nous disposons d'observations journalières (d'après CHAPERON & al, 1985).



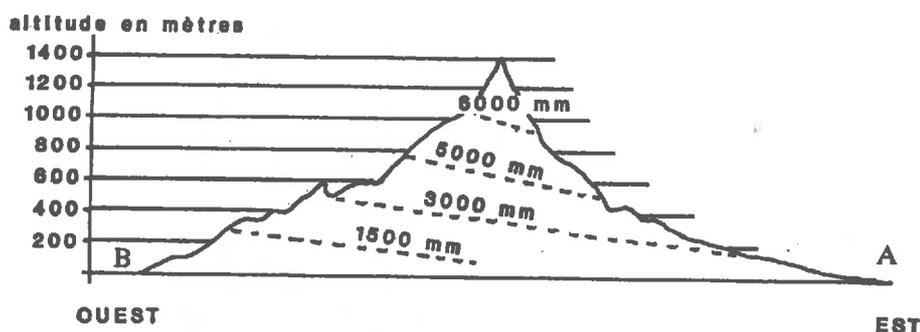


Figure 1.5 : coupe pluviométrique au Sud de la Basse-Terre (d'après CHAPERON & al, 1985).

entre plaine et altitude, et la structure du réseau hydrographique dont les cours d'eau descendent en étoile des sommets vers la mer (fig. I.6). La nature volcanique des roches et les conditions d'altération intense - température moyenne de 25°C, pluie moyenne annuelle de 3 500 mm - conduisent à des formations altérées très épaisses et filtrantes. L'occupation humaine de l'île se traduit, du point de vue hydrologique, par la mise en culture du pourtour de l'île et par des prélèvements d'eau. Ainsi l'action de l'homme modifie les bilans hydriques et les bilans hydrologiques des bassins.

Dans le détail, partant du Nord-Est, on rencontre une vaste plaine drainée principalement par la Grande Rivière à Goyave où nous disposons d'observations à trois stations : La Boucan, Bras David à Duclos, Prise d'Eau. Le relief, ondulé, influence la répartition des précipitations au pas de temps journalier. Pourtant, les vents perturbés par la Grande-Terre engendrent des "traînées de nuages" (fig. I.7) ; la pluie tombe le long de ces traînées tandis qu'il fait sec à côté. Pour ces journées, les isohyètes sont donc orientés d'Est en Ouest, parallèles aux vents et aux traînées de nuages. Par conséquent, le gradient de pluie est orienté NNE-SSO quasi-perpendiculairement à la direction des altitudes croissantes.

Dans cette zone, il est donc possible qu'un jour donné la répartition spatiale de la pluie soit très différente de celle indiquée par les isohyètes annuelles. Nous ne les avons donc pas utilisées pour reconstituer les pluies journalières.

Les sols sont relativement homogènes ; par contre la végétation est plus variée : savane humide et forêt tropicale en altitude ; vergers et prairies en plaine à côté de cultures de canne-à-sucre, de plantations de bananiers et de cultures maraîchères.

Le piémont Sud-Oriental comporte des interfluves larges et régulièrement inclinés. Le bassin de surface est délimité en supposant que le ruissellement de surface et l'écoulement latéral (dans la première tranche de sol dit "de subsurface"), circulent parallèlement à la pente. En profondeur, il aurait été important de connaître les variations de hauteur du toit de la nappe* pour tracer la ligne souterraine de partage des eaux. La limite est donc imprécise dans le cas des bassins de Capesterre, Sainte

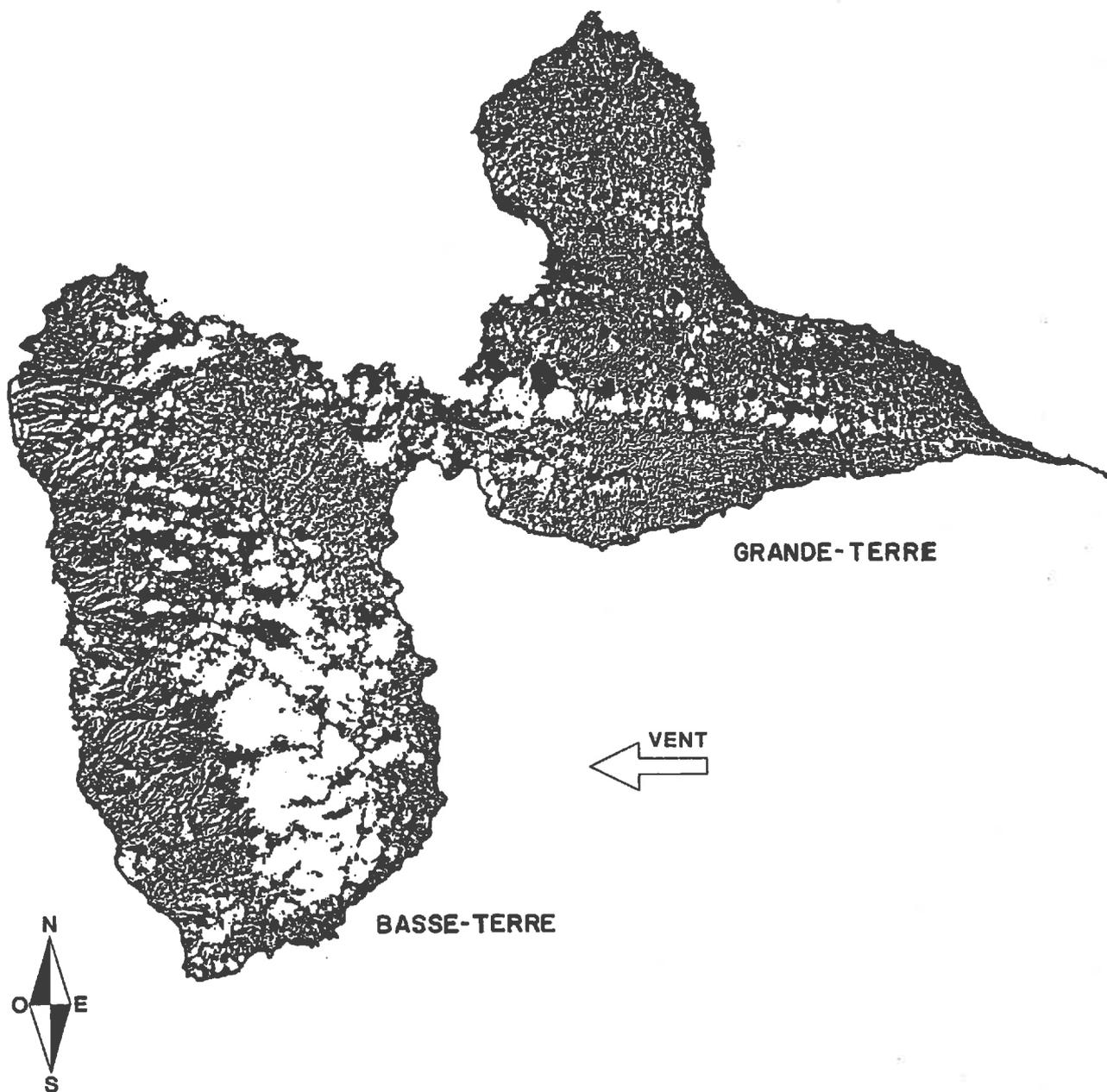


Figure I.7 : Reproduction d'une photographie SPOT de la Guadeloupe montrant une situation courante. Nous observons un "amas de nuages" d'origine orographique (dû au relief) au sud de la Basse-Terre ainsi qu'une "ligne de nuages" se développant de la pointe Est de la Grande-Terre au Nord de la Basse-Terre (d'après ROSSIGNOL, 1989).

Au Sud de la Basse-Terre, l'"amas de nuages" se traduit par une augmentation des pluies avec l'altitude sous forme de petites averses plus fréquentes qu'en plaine. Par ailleurs, cette répartition spatiale des nuages est une des raisons pour lesquelles nous avons choisi de faire varier l'évapotranspiration potentielle par palier (cf. § I.4. et fig. I.15).

Au Nord de la Basse-Terre, la "ligne de nuages" se traduit par une répartition des pluies particulière : les isohyètes journalières sont orientées Est-Ouest, c'est-à-dire quasi-perpendiculairement aux isohyètes annuelles (fig. I.4). Cela rend ces dernières inutilisables pour la reconstitution des pluies au pas de temps journalier et illustre combien les phénomènes peuvent être modifiés au cours d'un changement d'échelle (ici temporelle : jour->année).

Marie et Petite Goyave. L'abondance des bananeraies irriguées occasionne des prélèvements importants, en particulier par des canaux dont certains, d'après la carte topographiques, franchissent les limites de bassin versant.

Sur le versant au-vent près des crêtes, les pluies sont abondantes et le relief accidenté. Les bassins ont donc un temps de réponse rapide et les crues sont brèves. Le bassin de Bananier jouxte des zones endoréiques (i.e. fermées pour le ruissellement de surface) pour lesquelles nous ignorons le devenir des volumes d'eau infiltrés vers la nappe.

Les vallées encaissées et orientées à l'Est canalisent les vents et influencent la trajectoire des masses d'air. Cependant au pas de temps journalier nous négligerons cette hétérogénéité devant le comportement d'ensemble du versant du fait de l'incertitude sur les pluies. La faible densité du réseau de postes pluviométriques dans cette zone ne nous permet pas de connaître suffisamment la variabilité des pluies. La géologie devient plus contrastée avec l'apparition de coulées à porosité fissurale. Les coulées étant moins perméables que les sols, elles favorisent l'écoulement latéral dans la zone de transition. Elles constituent également une réserve à long terme qui alimente lentement quelques sources dispersées au pied du front de coulée. Nous négligerons cet écoulement souterrain.

En côte sous-le-vent, l'altitude s'abaisse rapidement tandis que les pluies diminuent de plus de 7 000 à 1 000 mm par an (fig. 1.5). Au pas de temps journalier l'hétérogénéité des bilans hydriques est difficile à quantifier en raison des difficultés pour estimer les volumes de pluies. Aux pas de temps mensuel et annuel elle est liée aux différences de terrain (sous-sol constitué de brèches, de cendres ou de coulées) et de végétation.

Deux conclusions ressortent de ces paragraphes.

La variabilité considérable des pluies entraîne une forte imprécision que nous évaluerons plus tard (cf. §1.2.2). La méconnaissance des nappes nous conduit à modéliser le sol indépendamment du domaine souterrain alors que parfois, la majorité des transferts d'eau a lieu en souterrain (cf. zone endoréique jouxtant le bassin versant amont de la rivière Bananier). L'imprécision affecte le modèle en ce qu'il représente un choix de phénomènes.

Au pas de temps journalier les données de terrain montrent que la variabilité des pluies et des percolations est difficile à caractériser en raison de l'imprécision à la fois sur les pluies, sur les limites et sur les caractéristiques souterraines des bassins versants. Nous conservons cependant ce pas de temps de façon à exploiter au maximum l'information disponible dans les observations et pour éviter une erreur systématique (HOWARD & LLOYD, 1979) sans pour autant accorder beaucoup de valeur au résultat journalier.

Aux pas de temps mensuel et annuel la variabilité est issue des différences de végétation pour le bilan hydrique, tandis que la géologie (coulées ou brèches) entraîne

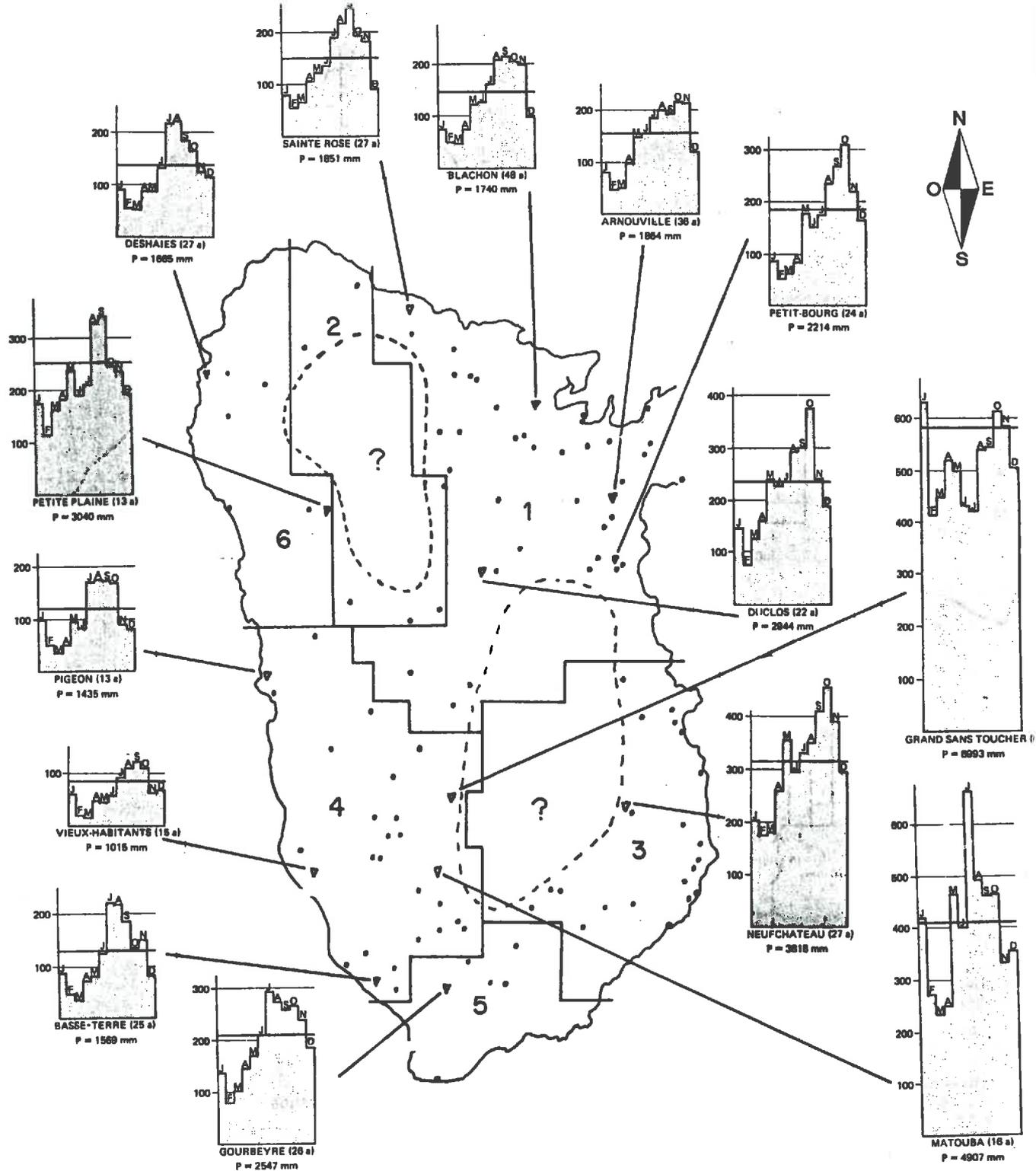


figure 1.8 : localisation de tous les postes de Basse-Terre ayant eu des observations durant la période 1939-1978.

on note : - les deux "trous pluviométriques", l'un entre le nord de la zone 3 et le sud de la zone 1, l'autre dans la zone 2 ; dans ces deux "trous" (indiqués par un "?"), l'estimation de la pluie est nécessairement imprécise au pas de temps journalier.

- la répartition hétérogène des postes dans la zone 5 ;
- la ressemblance entre ces unités que nous avons choisies et celles de CHAPERON & al (1985) ; nous avons distingué de plus une zone Sud où l'effet barrière est moins marqué (5) et une zone Nord où le nombre de postes est particulièrement faible (2).
- la variabilité considérable des volumes de pluie entre les côtes au-vent et sous-le-vent, ainsi qu'entre la plaine et la montagne ; les maxima d'été en côte sous-le-vent et d'automne en côte au-vent.

des différences de stockage et de restitution de l'eau. L'imprécision sur les valeurs moyennes mensuelles est inférieure à celle au pas de temps journalier.

Pour ce type de données, qui donnent une idée des phénomènes, un modèle de type "conceptuel" (*) paraît bien adapté par rapport à des modèles "physiquement basés", qui demandent des observations plus fines, ou par rapport à des modèles "statistiques" qui servent surtout à des applications particulières mais n'essaient aucunement de représenter les phénomènes. Un modèle de type "conceptuel" (*) sera d'autant mieux adapté à notre étude s'il permet de spatialiser des informations qualitatives (sols, végétation, topographie) et quantitatives (pluie, infiltrabilité, évapotranspiration).

I.2 - Les pluies

I.2.1 - Le réseau et la répartition des pluies

Une analyse détaillée des précipitations de la période 1939-1978 est faite dans l'étude de CHAPERON & al (1985). Les traits principaux utiles à notre travail sont présentés ci-après.

Le réseau comporte 112 postes en Basse-Terre entre 4 m et 1354 m d'altitude (annexe 1), localisés irrégulièrement dans l'île (fig. I.8) : plus denses en plaine (0 à 100 m) et sur la côte sous-le-vent (entre Basse-Terre et Matouba), moins denses en altitude (tabl. I.1). Or les précipitations varient rapidement en altitude, il nous faudra donc y extrapoler les observations.

L'île constituant une barrière Nord-Sud face à un alizé d'Est qui pousse l'air marin sur l'île, le climat et la végétation sont marqués par l'opposition entre côte au-vent (Est) et côte sous-le-vent (Ouest). Cet effet de barrière déjà évoqué au paragraphe précédent, est plus marqué au Sud où les crêtes sont plus hautes et régulières. A l'opposition Est-Ouest s'ajoute donc une nuance Nord-Sud. Ces deux tendances apparaissent sur les figures I.4 et I.7 : en moyenne interannuelle comme à un instant donné.

Sous ce climat tropical, la saison des pluies dure de Juin à Novembre et la saison sèche, le Carême, de Décembre à Mai. Entre Juillet et Septembre il y a risque de cyclone ou tempête tropicale. La figure I.8 montre la variabilité spatiale et mensuelle des précipitation :

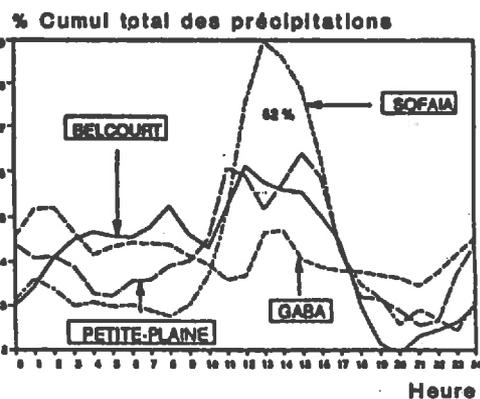
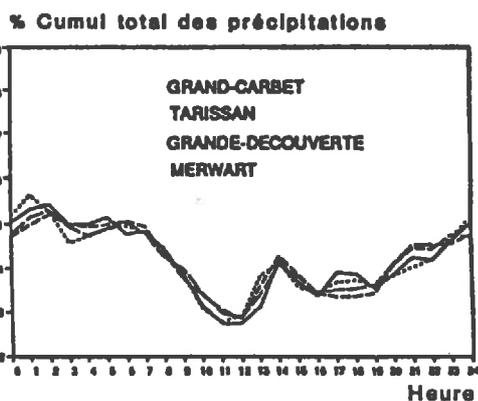
- il pleut plus en altitude et en côte au-vent ;
- l'écart entre le mois le plus et le moins arrosé diminue aux postes d'altitude et aux postes de plaine de la côte sous-le-vent.

ROSSIGNOL (1989) approfondit ces observations en interprétant sur des mesures plus récentes les intensités de pluie par pas de temps de 1 minute à 12 pluviographes entre 35 et 1 445 m d'altitude, entre 1984 et 1989. L'accroissement de

Figure 1.9 : répartition diurne des précipitations
(d'après ROSSIGNOL, 1989).

a) quatre postes d'altitude situés dans le massif de la Soufrière (à l'intérieur de l'isohyète 5000 mm/an, fig. 1.4).

b) quatre postes de plaine situés dans la moitié Nord de l'île.



c) localisation des postes.

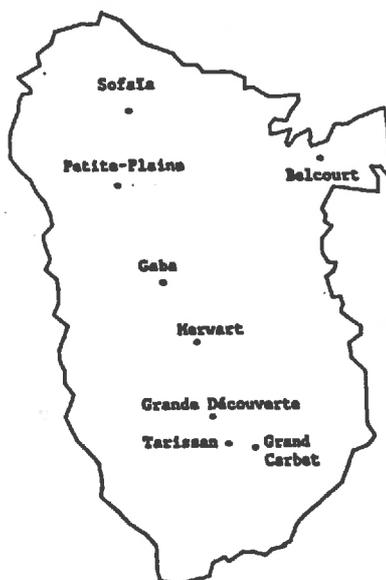


Tableau I.1 : répartition des postes par tranche d'altitude.

Tranche d'altitude (m)	Nombre de mailles concernées	Pluie moyenne (mm)*	Volume moyen annuel (hm ³)	Surface (km ²)	Nombre de postes	Densité (postes/100 hm ³ /an)
0.- 100.	580	2087.	715.778	343.00	28	3.91
100.- 200.	276	2716.	349.825	128.81	4	1.14
200.- 300.	232	3157.	302.116	95.69	1	.33
300.- 400.	220	3556.	273.625	76.94	5	1.83
400.- 600.	299	4212.	408.784	97.06	1	.24
600.- 800.	179	5286.	245.447	46.44	4	1.63
800.- 1000.	94	5972.	145.944	24.44	1	.69
1000.- 1200.	34	6263.	39.144	6.25	2	5.11
1200.- 1400.	5	6250.	.546	.88	1	18.29

(*) d'après CHAPERON & al (1985).

note : la densité est exprimée en nombre de postes par unité de volume de pluie. D'une part une même surface peut recevoir des volumes de pluie considérablement différents selon qu'elle est située en bord de mer ou près des crêtes ; d'autre part le calcul d'un volume de pluie à partir d'une observation ponctuelle entraîne une imprécision. Comme notre calcul reconstitue un écoulement nous devons estimer un volume de pluie journalier à partir d'observations ponctuelles. C'est pourquoi une "densité" exprimée ainsi rend mieux compte de la représentativité du réseau pour notre calcul.

précipitation avec l'altitude est attribué à des intensités inférieures à 10 mm/heure et à des pluies qui durent plus longtemps sans augmentation de l'intensité maximale. La répartition diurne, très homogène en altitude, plus hétérogène en plaine (fig. I.9), montre que l'origine des pluies y est différente.

Ainsi, selon l'échelle d'espace considérée la variabilité a une origine différente :

- à l'échelle de l'île elle est liée à l'interaction entre la masse d'air et le relief ;
- pour une zone de l'île, un jour donné, la répartition de la pluie est déterminée par son origine (cyclonique, convective, orographique, ou une combinaison des trois).

Selon les différences de comportement et de densité du réseau nous avons découpé l'île en six unités homogènes pour les calculs de reconstitution (fig. I.8). "Homogène" signifie ici qu'une pluie observée à un poste de la zone est utilisable pour reconstituer la pluie manquant à un poste de la même zone ; cela n'entraîne pas que la pluie soit homogène sur toute l'unité.

I.2.2 - Le fichier des pluies, les prétraitements et la reconstitution des données manquantes.

*** Introduction**

Le fichier d'origine contient l'ensemble des observations pour toutes les îles de la Guadeloupe (Basse-Terre, Grande-Terre, les Saintes, Marie Galante, la Désirade, Saint Martin, Saint Barthélémy) de 1939 à 1978. La période retenue est celle qui contient le plus de postes observés (annexe 2). Etant donnée la très forte variabilité spatiale des pluies, nous avons utilisé toutes les observations existantes pour cette période, contrairement à l'habitude qui consiste à éliminer d'abord les postes trop peu fiables. Les pluies constituent une entrée du modèle. Comme la modélisation ne souffre aucune lacune dans les entrées, nous devons donc reconstituer les valeurs manquantes de pluie aux postes observés.

Notre pas de temps est la journée. Les paragraphes suivants présentent les données et leur homogénéisation. Après une rapide revue des méthodes de reconstitution possible, nous présentons la méthode mise au point.

*** les observations, le fichier et l'imprécision sur les valeurs**

La hauteur de pluie mesurée dépend du type d'appareil choisi, de la dimension et de la forme de la surface réceptrice, de sa hauteur au-dessus du sol et de son environnement. Ces choix conditionnent la représentativité de la mesure pour la zone environnante.

SEVRUK (1985) montre pour des bassins versants dans les Alpes suisses que l'erreur d'estimation de la pluie pour un bassin versant (extrapolation de l'observation au bassin versant) augmente :

- pour les bassins au-vent (11 à 12%) par rapport aux bassins sous-le-vent (8 à 9%) ;
- pour les séries de mesure courtes par rapport aux séries pluriannuelles ;
- lorsque les pluviomètres sont installés à l'aval des bassins versants par rapport à ceux situés au centre ou à la périphérie du bassin.

Il est bien entendu qu'elle augmente aussi avec la taille et la complexité du bassin versant.

SEVRUK (1972) montre également l'effet du vent en particulier sur les versants à pente forte. Cependant lorsque le rapport des mesures est de 1 à 2, la forme et la disposition de la bague n'expliquent peut-être pas à eux seuls une telle différence.

Outre l'imprécision liée à l'appareil et à son environnement, on doit considérer celle liée à l'origine des mesures. La Météorologie Nationale les centralise, les gère et les commercialise. Mais elles sont collectées par divers organismes : la Météorologie

Tableau I.2 : Extrait du fichier de pluie avant et après homogénéisation
(pluies en dixièmes de millimètre).

POSTES →	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1114 18.01.75	13	0	0	-10	-10	0	0	45	30	0	0	15
1115 19.01.75	27	53	40	-10	-10	59	0	0	0	0	0	10
1116 20.01.75	97	18	20	-10	-10	149	30	0	0	220	0	40
1117 21.01.75	196	147	100	-10	-10	90	80	370 !	20	30	40	! 360
1118 22.01.75	25	18	180	-10	-10	0	150	122	50	0	! 300	120
1119 23.01.75	0	0	0	-10	-10	27	30	5	40	0	20	15
1120 24.01.75	70	48	0	-10	-10	69	0	80	60	0	40	100
1121 25.01.75	78	51	60	-10	-10	0	40	130	50	320 !	10	110
1122 26.01.75	109	0	120	-10	-10	325 !	0	! 490	70	280	60	! 505
1123 27.01.75	135	395 !	90	-10	-10	0	60	! 450	150	0	30	! 457
1124 28.01.75	2	0	! 330	-10	-10	37	270	7	652 !	0	110	28
1125 29.01.75	113	52	20	-10	-10	15	0	130	0	60	0	136
1126 30.01.75	22	21	0	-10	-10	0	50	18	0	0	0	34
1127 31.01.75	8	16	70	-10	-10	80	50	19	0	20	20	18
1128 01.02.75	3	0	0	-10	-10	0	0	27	0	0	10	17
1129 02.02.75	0	0	0	-10	-10	0	0	15	99	0	30	0
1130 03.02.75	0	0	0	-10	-10	0	0	0	0	0	0	0

(a) Avant

POSTES →	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1114 18.01.75	7	0	0	-10	-10	0	0	0	30	0	0	15
1115 19.01.75	13	0	40	-10	-10	0	0	45	0	70	0	15
1116 20.01.75	27	53	20	-10	-10	0	30	0	0	0	0	10
1117 21.01.75	97	18	100	-10	-10	59	80	0	20	0	40	40
1118 22.01.75	196	147	180	-10	-10	149	150	370	50	220	300	360
1119 23.01.75	25	18	0	-10	-10	90	30	122	40	30	20	120
1120 24.01.75	0	0	0	-10	-10	0	0	5	60	0	40	15
1121 25.01.75	70	48	60	-10	-10	27	40	80	50	0	10	100
1122 26.01.75	78	51	120	-10	-10	69	0	130	70	0	60	110
1123 27.01.75	109	0	90	-10	-10	0	60	490	150	320*	30	505
1124 28.01.75	135	395	330	-10	-10	325	270	450	652	280	110	457
1125 29.01.75	2	0	20	-10	-10	0	0	7	0	0	0	28
1126 30.01.75	113	52	0	-10	-10	37	50	130	0	0	0	136
1127 31.01.75	22	21	70	-10	-10	15	50	18	0	60	20	34
1128 01.02.75	8	16	0	-10	-10	0	0	19	0	0	10	18
1129 02.02.75	3	0	0	-10	-10	80	0	27	99	20	30	17
1130 03.02.75	0	0	0	-10	-10	0	0	15	0	0	0	0

(b) Après

Paramètres: seuil de détection 30 mm (300 en 1/10 mm),
écart minimum: 30 mm (300 en 1/10 mm),
pourcentage inférieur accepté: 20%,
pourcentage supérieur accepté: 20%.

* On serait tenté de répartir cette hauteur sur les trois jours précédents car d'une part les postes 10 et 11 sont proches (à moins de 5 km) et d'autre part car cette hauteur dépasse les observations aux autres postes de plaine, nous la laissons pourtant car elle est proche de l'imprécision (seuil de détection=30 mm).

Nationale, l'ORSTOM (Institut Français de la Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération), l'INRA (Institut National de la Recherche Agronomique), l'IRFA (Institut de Recherche sur les Fruits et Agrumes), d'autres organismes publics ou entreprises privées ou encore des particuliers.

La règle veut que les cumuls journaliers correspondent aux observations faites à 8h00 heure locale, que le cumul observé à un jour j soit affecté au jour $j-1$, la veille. Des décalages peuvent donc apparaître soit parce que l'affectation de l'observation est faite au jour j , soit parce que le cumul d'un relevé pluviographique est effectué entre 0h et 24h et que la pluie tombe avant 8h.

Du fait de ces incertitudes sur les observations, la reconstitution des données manquantes passe par deux étapes de prétraitement avant le calcul des données manquantes :

- tests de cohérence entre postes, les postes sont dits "fiables" s'ils sont cohérents entre eux ; "acceptables" ou "suspects" s'ils ne sont pas cohérents avec un poste proche ;
- homogénéisation du fichier par rapport à ces postes.

La recherche des postes fiables a lieu graphiquement en portant sur un graphique les pluies journalières à un couple de postes (1 point correspond à une journée). Le test visuel sur un graphique nous a semblé mieux adapté à des données hétérogènes qu'un coefficient de corrélation car le graphique permet d'interpréter l'ensemble des points et non une résultante seulement. Ces graphiques montrent :

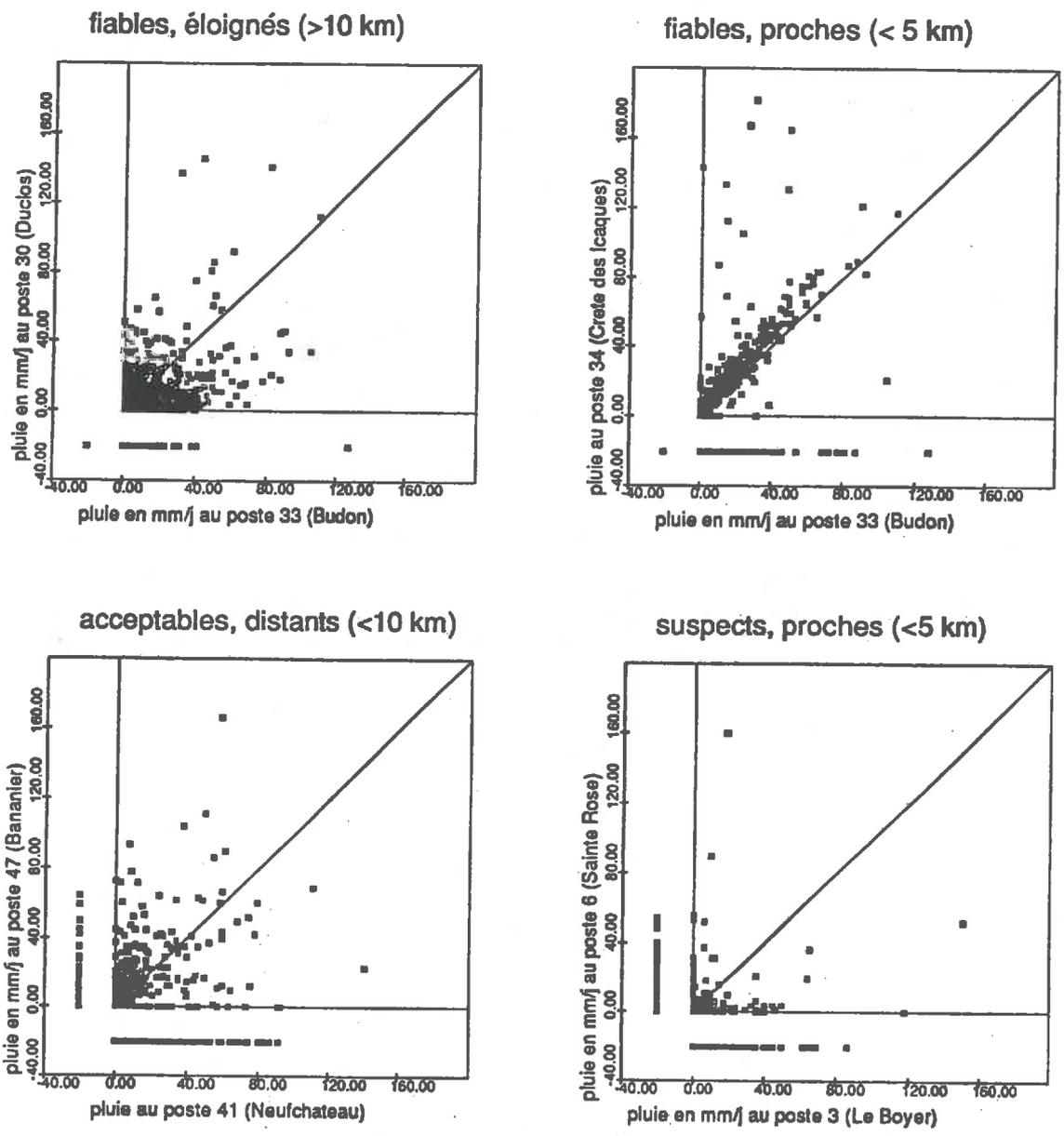
- l'existence de postes cohérents quelle que soit la distance qui les sépare ;
- la persistance d'un écart de pluie atteignant couramment 30 mm entre deux postes, quelle que soit la distance. Ne pouvant pas connaître avec précision les valeurs réelles de pluie, nous nous sommes contentés de cet écart comme valeur de l'imprécision globale sur la pluie.

L'ensemble des graphiques nous a conduit à distinguer (subjectivement) un groupe de postes "fiables", cohérents entre eux (peu de points s'écartent du nuage), un groupe de postes "acceptables", supposés cohérents (il existe un nuage de points mais il est relativement large), et un groupe de postes "suspects" (on ne voit pas de nuage de points, il y en a partout !). La figure I.10 et le tableau I.2 illustrent notre démarche. Etant donné l'écart journalier de 30 mm, nous avons jugé inutile de pousser plus loin les tests statistiques et la correction des valeurs.

L'homogénéisation est faite à partir des postes fiables.

L'objectif est d'abord de modifier aussi peu que possible le fichier, ensuite d'avoir un fichier "réaliste" où la pluie arrive par vagues qui durent quelques jours. Les observations y sont donc synchrones aux différents postes, en particulier elles sont homogènes par zone géographique et par journée.

figure I.10 : comparaison des séries pluviométriques deux a deux (données brutes).
 Les couples de postes sont classés en fonction de la distance entre deux postes : <5 km "proches" ; 5-10 km "distants" ; >10 km "éloignés". Selon la classe de distance et l'aspect du principal nuage de points, on les qualifie de "fiables", "acceptables" ou "suspects". Les critères sont d'abord l'aspect ramassé ou dispersé du nuage, ensuite la proportion de points situés près des axes : faible aux postes "fiables", croissante aux postes "acceptables" et "suspects".
 Remarque : les valeurs négatives représentent les données manquantes.



En effet, il nous semble physiquement impossible qu'à deux postes éloignés de quelques kilomètres, avec un vent moyen de 8 m.s^{-1} en altitude, les vagues de pluies soient décalées de un ou deux jours. De même, il nous semble impossible dans une situation synoptique donnée avec un vent régulier qu'une averse de 40 mm puisse être observée alors qu'il fait beau dans un périmètre de quelques kilomètres.

La procédure est automatisée à partir des résultats précédents :

- chaque poste à vérifier est associé à deux postes fiables ;
- une journée anormale est détectée si elle répond aux conditions suivantes :
 - la pluie du jour est supérieure à un seuil (30 mm, ce qui est élevé) ;
 - l'écart avec le poste fiable le plus proche est supérieur à un seuil (30 mm, pas nécessairement identique au précédent) ;
 - l'écart avec le poste fiable le plus proche est supérieur, en pourcentage, à un seuil (20% à 50% selon l'éloignement). En fait ce test sur l'écart en pourcentage s'est avéré inutile lorsque l'écart en valeur absolue (test ci-dessus) a été fixé à 30mm. Nous l'avons maintenu pour le cas où un fichier plus cohérent devrait être traité.

Pour chaque journée détectée l'opérateur choisit s'il modifie ou non le fichier. Le tableau I.2 illustre quelques corrections d'une séquence de journées incohérentes sur l'ensemble du fichier (jours 1115 à 1125). L'opérateur peut décaler une séquence de journées ou bien répartir une valeur qui est "manifestement" un cumul : hauteur exceptionnellement élevée après quelques jours sans pluie, à l'intérieur d'une séquence pluvieuse aux postes voisins, cette définition est de plus en plus ambiguë au fur et à mesure que les deux postes associés sont plus éloignés.

À ce stade "le bon sens" étant difficile à informatiser et comme il est "bon" de prendre conscience du contenu du fichier, tous les choix sont conscients, logiques ou, à défaut, intuitifs. Le résultat est contenu dans trois fichiers : les pluies homogénéisées, la liste des périodes modifiées à chaque poste, la liste des postes modifiés à chaque journée. De ces prétraitements résulte une incertitude concernant les hauteurs et les dates des pluies.

*** les méthodes de reconstitution possibles**

Les auteurs proposent des techniques :

- d'interpolation (CREUTIN & OBLED, 1982, pour une comparaison dans une région montagneuse ; RUSSO & JURY, 1987, pour les champs non stationnaires ; BENICHOU & LE BRETON, 1987, pour l'utilisation des données topographiques) ;
- de reconstitution des champs de pluie dans l'espace et le temps (WAYMIRE & GUPTA, 1981, pour l'analyse théorique ; FOFOLA-GEORGIU &

Tableau I.3 : récapitulation des différentes méthodes de reconstitution des données manquantes.

TECHNIQUES	HYPOTHESES	OBSERVATIONS	INCERTITUDES	REFERENCES
INTERPOLATION par régression	Les résidus de l'estimation sont indépendants, homoscedastiques (variance constante) ; leur distribution suit une loi normale d'espérance nulle. Les observations sont sans erreur.	Valeurs ponctuelles de pluie (topographie par maille régulière).	50 mm, pour une pluie minimale de 50 mm. 11 mm pour une valeur moyenne de 80 mm. 1 à 9 % selon la densité des observations et la dimension de la zone.	Creutin et Obled (1982) Benichou et Le Breton (1987) Lebel et al. (1987)
EXTRAPOLATION (Thiessen = plus proche voisin)	L'effet de la distance domine l'hétérogénéité (par rapport à l'élévation, l'orientation, la situation,....). Les observations sont sans erreur.	Valeurs ponctuelles de pluie : mesures horaires ; intensité jusqu'à 100 mm/h ; 34 postes ; 50x60 km dans notre référence).	2 à 80 % selon la densité des observations et la dimension de la zone.	Lebel et al. (1987)
RECONSTITUTION spatio-temporelle	Les résidus de l'estimation sont homoscedastiques, leur distribution est normale, la dépendance est traitée comme un processus de Markov. Les observations sont sans erreur.	Valeurs ponctuelles de pluie.	On ne compare pas les pluies mais les caractéristiques de leur distribution (moyenne, variance, autocorrélation, corrélations entre postes).	Fofoula-Georgiou et Georgakakos (1988) Islam et al. (1988)
MODELISATION de l'influence du relief	Il existe un modèle adapté au cas de l'étude (ajusté et validé). Les observations sont sans erreur.	Topographie, température, humidité pression de l'air, force et direction du vent. Vents géostrophique et thermique à 850 mb, températures de l'air à la surface de la terre et de l'eau (Watanabe et Ogura).	16 mm (pour une pluie moyenne de 3 mm, comprise entre 0 et 40 mm). Bonne concordance entre les zones de convergence et les zones dont l'écho radar est important.	Bell (1978) Watanabe et Ogura (1987)

GEORGAKAKOS, 1988, pour une présentation critique des méthodes) ;

- de modélisation de l'influence du relief (des collines aux hautes montagnes : GRABOWSKI, 1989; STOREBO, 1976; BELL, 1978; WATANABE & OGURA, 1987; MARINO & PONTAUD, 1984; AL PERT, 1986).

Par un chemin différent, ces techniques aboutissent au calcul d'un champ de pluie, c'est-à-dire d'une distribution spatiale des hauteurs d'eau. Quelles observations et quelles hypothèses demandent-elles ? A quelle incertitude conduisent-elles ? Et finalement lesquelles sont adaptables à notre étude ?

Dans le tableau I.3, nous répondons aux deux premières questions. L'hypothèse toujours nécessaire est d'avoir des observations fiables. C'est le but des prétraitements ou de la sélection des données. L'hypothèse la plus contraignante est, pour la modélisation, d'avoir un modèle adapté aux données disponibles, adapté au site et donnant de bons résultats. Bien que BELL (1978) montre sans ambiguïté l'intérêt de la modélisation. Nous avons cependant renoncé à cette méthode car un modèle micro-physique du nuage (MARINO & PONTAUD, 1984) était trop lourd à mettre en oeuvre tandis qu'un simple modèle thermodynamique convenait à seulement 20% des journées (ROBIN & ROSSIGNOL, 1988).

Moins contraignantes sont les hypothèses statistiques liées à l'interpolation ou à la reconstitution spatiotemporelle des pluies. Cependant, LEBEL & al (1987) montrent pour une petite région, que ces méthodes ne donnent pas des résultats bien meilleurs que les méthodes simples (moyenne arithmétique, polygones de Thiessen) et que le résultat est d'autant plus lié à la densité du réseau que le bassin versant est petit.

D'après LEBEL & al (1987) (cf. tabl. I.4) le krigeage devrait conduire à 15 % d'erreur et l'extrapolation (Thiessen) à 19 % ou plus si le bassin est plus petit, et cela avec des observations représentatives des zones considérées. En acceptant une erreur de 30 mm (ou 20 %) nous dépassons largement cette précision. Les deux méthodes sont donc équivalentes quant au résultat et nous choisissons la plus simple (extrapolation) pour mieux contrôler les calculs.

*** Notre démarche de reconstitution des données manquantes**

Nous devons travailler au pas de temps journalier. Nous avons vu plus haut que la cohérence interne des valeurs observées se traduit graphiquement par la dispersion des pluies journalières à deux postes.

Dans notre cas, l'influence du relief renforce la dépendance spatiale et incite à moduler l'extrapolation en fonction du relief. Comme les pluies tombent essentiellement sous forme d'averses, nous avons donc considéré les journées comme indépendantes entre elles. Pour tenir compte de la dépendance spatiale, nous nous sommes placé dans des zones homogènes pour la reconstitution, celles choisies précédemment (cf. §I.2.1.). Et pour chaque donnée manquante, la valeur est calculée à partir de

Tableau I.4 : variance des erreurs d'estimation d'une pluie moyenne : calcul par bassin versant, en fonction de la densité des postes et de la taille du bassin versant (Sud de la France ; d'après LEBEL & al., 1987).

	Nombre de stations			
	17 (112)*	14 (145)*	11 (207)*	Télémesure (242)*
<i>Gardon à Saint-André (53 km²)</i>				
Krigeage	0,152	0,221	0,230	0,563
Spline	0,234	0,274	0,298	0,899
Thiessen	0,194	0,327	0,327	0,814
<i>Gardon à Saint-Jean (no 1 ; 165km²)</i>				
Krigeage	0,040	0,054	0,063	0,148
Spline	0,060	0,097	0,080	0,203
Thiessen	0,047	0,067	0,078	0,210
<i>Gardon de Mialet (237 km²)</i>				
Krigeage	0,028	0,040	0,113	0,185
Spline	0,053	0,059	0,132	0,235
Thiessen	0,035	0,063	0,153	0,289
<i>Gardon à Saint-Jean (no 2 ; 265km²)</i>				
Krigeage	0,033	0,039	0,042	0,080
Spline	0,060	0,068	0,057	0,100
Thiessen	0,039	0,049	0,054	0,110
<i>Gardon d'Anduze (545 km²)</i>				
Krigeage	0,015	0,020	0,039	0,074
Spline	0,020	0,030	0,049	0,091
Thiessen	0,020	0,031	0,055	0,108

(*) Surface par poste (km²)

note : nous voyons ici, dans une région de moyenne montagne, que la variance des erreurs d'estimation du volume de pluie (hauteur pour la surface des bassins) diminue quand la taille du bassin augmente -de haut en bas- et augmente quand la densité des postes diminue -de gauche à droite.

Ces tendances sont sans doute plus marquées en Guadeloupe du fait de la variabilité spatiale largement supérieure.

Nous remarquons également que les estimation par krigeage et par les polygones de Thiessen sont statistiquement proches ici ; dans les conditions de la Guadeloupe où l'imprécision sur la pluie est très élevée nous avons préféré la seconde méthode plus légère à mettre en oeuvre au pas de temps journalier et avec peu de postes (cf. §I.2.2, tabl. I.1 et annexes 11 et 12).

Tableau I.5 : Quelques caractéristiques de 14 bassins versants de Basse Terre (d'après Chaperon et al., 1985).

Nom	Altitude (m)	Surface (km ²)	Pluie moyenne (mm) ⁽¹⁾	Volume écoulé (hm ³) ⁽¹⁾	Nombre de postes (2)	Densité (3)	Lame (4) (mm)
Petite Plaine	125	8,80	3080	27,1	1	3,7	1710 (1370)
Vieux Habitants-Bourg	22	28,20	4330	122,0	5	4,1	4130 (200)
Du Plessis cote 500	500	2,09	3420	7,15	3	41,0	1950 (1470)
Bananier-Déversoir	340	1,84	4570	8,41	-	0,0	4200 (370)
Grand Carbet cote 410	410	7,28	5620	40,9	-	0,0	5040 (580)
Capesterre cote 95	95	18,60	5540	103,0	1	1,0	5490 (50)
Sainte Marie cote 5	5	7,59	3610	27,4	1	3,6	1530 (2080)
Petite Goyave cote 10	10	30,30	4270	129,0	3	2,3	3400 (870)
Lézarde cote 85	85	8,40	4590	38,6	1	2,6	3840 (750)
Grande Goyave-Traversée	125	14,40	5100	73,4	3	4,1	3850 (1250)
Grande Goyave-Prise d'eau	200	54,30	4580	249,0	3	1,2	3400 (1180)
Grande Goyave-La Roucan	5	130,10	3530	459,0	9	2,0	2200 (1330)
Bras David-Duclos	110	37,50	4470	168,0	4	2,4	3200 (1270)
Bras de Sable-Ravine Chaude	50	16,20	3280	53,1	-	0,0	1790 (1490)

(1) Calculés d'après la carte des isohyètes de Chaperon et al. (1985) avec des limites de bassin d'après la topographie; la pluie correspond à une estimation à 95% pour les isohyètes inférieurs à 2500 mm, à 80% pour les autres; le volume est calculé en tenant compte de la surface. Pour toute l'île: 3030 mm/an, 2480 hm³/an.

(2) Nombre de postes utilisables pour la période 1972-1975 sur le bassin. Pour toute l'île de Basse-Terre, on en compte 47.

(3) Nombre de postes utilisés pour estimer un volume de 100 hm³/an. Cet indice de densité (1.89 pour l'ensemble de l'île) est préféré à la densité en postes par km² en raison de la forte variabilité des pluies : un poste en altitude sert à estimer un volume de pluie supérieur par rapport à un poste en bord de mer.

(4) Lame écoulée en moyenne, d'après Chaperon et al. (1985). La différence avec la pluie moyenne (déficit d'écoulement [P-Q], noté entre parenthèses) fait ressortir la difficulté de comparer directement les valeurs moyennes de pluie et de débit : le déficit varie de 50 mm/an à Capesterre à plus de 2000 mm/an à Sainte Marie !

l'observation au poste le plus proche et en utilisant un gradient calculé à partir des trois postes les plus proches dans la zone concernée :

- lorsque les postes sont proches (distance < 10 km), l'extrapolation utilise la distance pour reconstituer ;
- lorsque les postes sont éloignés (distance > 10 km), l'extrapolation utilise la différence d'altitude pour reconstituer ;
- après les calculs de reconstitution, le résultat est testé par rapport aux postes environnants à l'aide des mêmes tests d'homogénéité que précédemment.

Dans le meilleur des cas, on dispose de trois observations et la valeur calculée passe avec succès les trois tests d'homogénéisation. Lorsqu'il n'y a que deux observations voire une seule dans la zone et que d'autres observations sont recherchées sur un autre versant ou dans l'autre moitié de l'île, il arrive que les tests d'homogénéisation interrompent le déroulement. A ce moment l'opérateur choisit une valeur en fonction d'une carte ou de la succession des pluies : le choix, d'autant plus intuitif que les observations sont variées, est difficile à informatiser.

Cette méthode est suffisamment fiable pour fonctionner dans un grand nombre de journées, et suffisamment sensible pour s'arrêter en cas d'hétérogénéité trop forte. La figure I.13 montre les résultats de l'extrapolation par rapport aux observations. La dispersion est grande, mais dans la mesure où elle correspond aux nuages des postes acceptables, nous pouvons difficilement envisager d'aller plus loin. Nous avons essayé d'autres méthodes d'interpolation. Les résultats n'ont pas été franchement meilleurs et la méthode choisie reste la mieux justifiée d'après la littérature et d'après notre imprécision sur les données.

I.3 - Les débits

En valeurs journalières moyennes, le service hydrologique de l'ORSTOM nous a fourni les débits à huit stations (tabl. I.5, fig. I.6). L'annexe 3 présente leurs caractéristiques pour le modèle : leurs tailles varient de 1,8 à 130 km² ; leurs pluies moyennes de 3 600 à 5 000 mm/an. Celles-ci servent à caler tous les paramètres du modèle et à les valider. Les périodes sans observation sont peu gênantes. Puisque le débit est une variable de sortie, les lacunes n'empêchent pas le déroulement des calculs. Par contre plusieurs années sont nécessaires pour évaluer la cohérence des valeurs observées.

En valeurs mensuelles, CHAPERON & al (1985) indiquent les débits à neuf stations pour la période 1972-1975. Ces valeurs permettent d'ajuster les paramètres du modèle dont le rôle dépasse le mois. Nous entendons par là ceux du bilan à long terme (calcul de l'évapotranspiration) et ceux du stockage en profondeur (représentant la nappe).

Tableau I.6 : imprécision sur le débit pour les cinq bassins versants de l'ajustement
 (l'imprécision est exprimée comme une erreur rapportée au maximum ; cf. §II.2.1).

BASSIN VERSANT	MODULE (m ³ /s)	PRELEVEMENTS (m ³ /s)	TARAGE BASSES EAUX (% valeur)	TARAGE HAUTES EAUX (% valeur)	IMPRECISION TOTALE		
					module (%)	base (%)	crue (%)
Grande Goyage à la Boucan	9,03	1,80	20	20	20	60	20
Du Plessis (cote 500)	0,129	0,052	50	20	40	50	20
Capesterre (cote 95)	3,23	0,38	20	10	12	20	10
Sainte Marie (cote 5)	0,369	0,006	40	30	2	40	30
Bananier au Déversoir	0,245	0,030	40	30	12	40	30

A l'instar des pluies, les débits doivent présenter une certaine cohérence. Au pas de temps journalier, les "vagues" de pluie doivent être associées à des hausses de débit. La cohérence doit être encore plus forte au pas de temps mensuel. Ce que vérifient CHAPERON & al (1985).

On rencontre une première imprécision (*) sur les débits issue de la méconnaissance des prélèvements d'eau et des limites des bassins en profondeur : la limite topographique en surface est-elle celle du bassin hydrologique y compris le souterrain ?

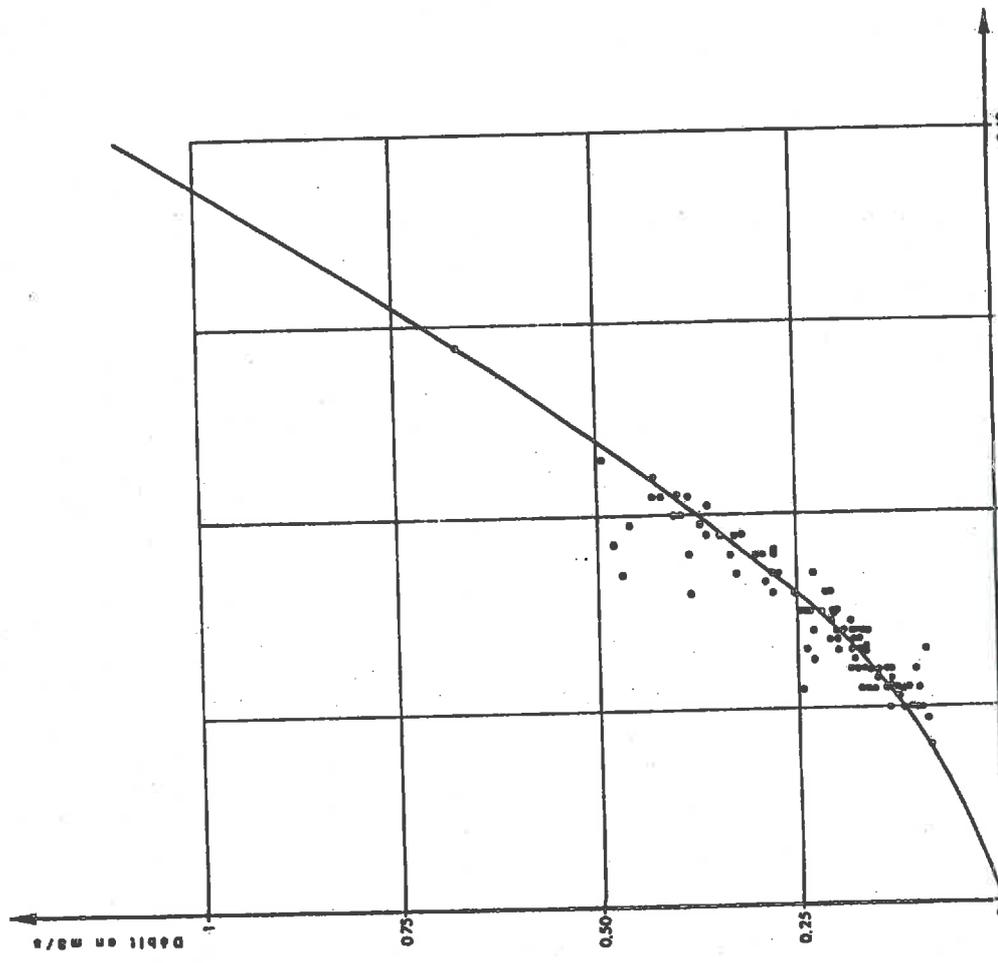
Nous devons nous attendre à une imprécision en décalage des pointes de crue, et en valeur des débits. Et ceci du fait des différentes sources possibles d'imprécision :

- imprécision de la mesure elle-même. Des comparaisons de hauteurs montrent en effet que des appareils similaires, installés sur les mêmes sites donnent des observations différentes des mêmes événements. L'erreur relative sur le débit moyen journalier est ainsi estimé à 12 % et le décalage des postes de crues à 1h environ.
- problèmes de stabilité des stations. Du fait des crues violentes liées au régime des pluies cycloniques, le lit des rivières évolue parfois brutalement. Ainsi CHAPERON & al (1985) notent l'instabilité des stations de Petite Plaine (830110), Vieux Habitants au bourg (420110), du Plessis à la cote 500 (840110) ; Cette instabilité se traduit sur la variabilité des courbes de tarage* (fig. I.11 et annexe 4) ;
- imprécision liée aux prélèvements par des canaux de dérivation ou par des pompes (annexe 5), en particulier en basses eaux ; dans ce cas même avec une mesure parfaite du débit réel le calcul surestimerait les observations parce que le volume calculé correspond aux conditions naturelles ;
- imprécision liée à l'extrapolation des courbes d'étalonnage et, parfois même, de la courbe des hauteurs d'eau en fonction du temps (reconstitution du limnigramme).

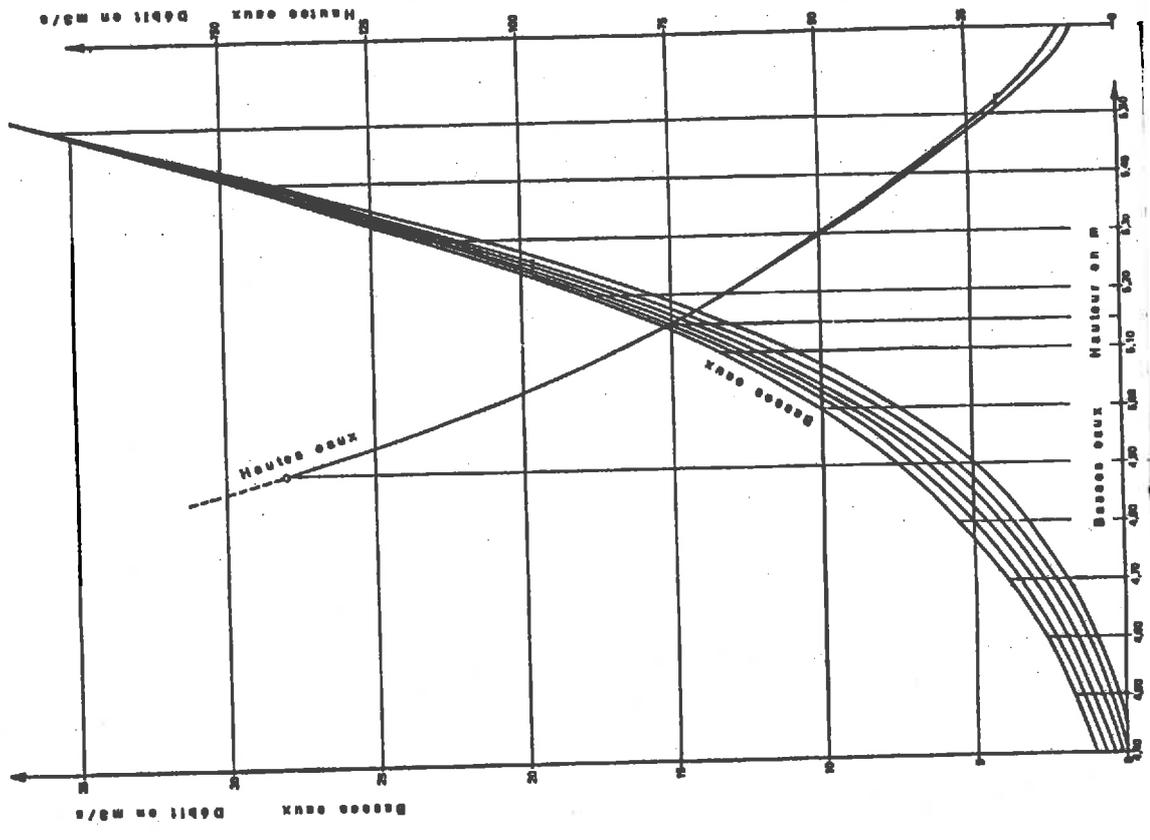
Etant donnée la spécificité des bassins versants et des stations hydrométriques, nous ne pouvons comparer une à une les valeurs. C'est pourquoi, nous cherchons à connaître l'imprécision à travers l'intervalle des valeurs possibles. Pour les débits observés, celui-ci dépend des problèmes cités dans la première partie. Le décalage qui apparaît dès que l'on s'intéresse à la cohérence temporelle des données peut expliquer une erreur de 80 % : car les crues sont plus rapides et il suffit d'une journée de décalage pour comparer un débit de crue avec un débit de base. Les prélèvements varient beaucoup selon l'altitude de la station : de 99 litres par seconde en altitude à 400 litres par seconde en plaine. Pour évaluer la stabilité des stations, on peut se servir de la courbe de tarage qui reflète l'histoire de la station. L'imprécision est très liée à la station de mesure et au bassin qu'elle contrôle ; nous ne pouvons donc pas comparer deux mesures proches et chercher à reconnaître un nuage de points. C'est pourquoi nous proposons des valeurs spécifiques exprimées comme une "erreur" alors

Figure I.11 : exemple de deux courbes de tarage
(d'après CHAPERON & al, 1985).

a) station de la rivière Bananier au Déversoir :
la station est suffisamment stable pour avoir
une seule courbe de tarage pour la période
1955-1978 ; cependant une même hauteur a
pu donner des débits différents.



b) station de la rivière Capesterre (cote 95m) :
la station est instable du fait des crues violentes
qui modifient le lit du cours d'eau ; cette instabi-
lité se traduit par une variabilité des courbes qui
est plus grande en basses eaux qu'en hautes eaux.



que pour la pluie, l'imprécision avait un caractère régional propre au réseau de mesure (Tabl. I.6).

I.4 - L'évapotranspiration

Dans le cadre de la bioclimatologie l'importance de ce terme découle de ce qu'il intervient dans les calculs d'efficience de l'eau et dans les calculs de contrainte hydrique. Ces deux concepts sont l'intermédiaire entre le bilan hydrique et le rendement des cultures. Dans le cadre de l'hydrologie son importance vient de ce qu'en volume ce terme dépasse généralement les écoulements, bien que ce ne soit pas le cas de l'île de Basse-Terre.

Malgré son importance l'estimation de ce terme est actuellement imprécise pour des surfaces de l'ordre du kilomètre carré bien que la compréhension et l'observation des processus de régulation de l'évapotranspiration de l'eau et de la transpiration des végétaux ait beaucoup progressé depuis une quarantaine d'années.

I.4.1 - Description des phénomènes et de leur représentation mathématique

Dans le cycle de l'eau, l'évapotranspiration correspond au retour de l'eau liquide sous forme de vapeur. Cette transformation demande de l'énergie, c'est pourquoi la valeur potentielle d'équilibre est déterminée par le bilan d'énergie de la surface évaporante tandis que le flux réel dépend de la facilité des transferts. Dans la réalité c'est un équilibre dynamique qui change en permanence du fait d'une part des variations d'énergie, d'autre part des variations de disponibilité en eau du sol et de régulation par les plantes.

D'après BRUTSAERT (1982) la théorie actuelle trouve son origine au XIX^{ème} siècle. DALTON (1802) propose des tables d'évolution de la pression de vapeur saturante de l'air en fonction de la température. Il rappelle les connaissances de son époque : le rôle de la nature du liquide ; la taille de la surface évaporante ; la température du liquide ; la vitesse du vent et l'humidité de l'air. On peut traduire cela par la formule suivante qui ressemble fort à l'expression d'un flux en fonction d'un gradient :

$$E = f(u).(e_s - e_a)$$

où E est l'évaporation de l'eau, e_s et e_a sont les pressions de vapeur saturante à la surface de l'eau et dans l'air respectivement, $f(u)$ une fonction de la vitesse moyenne du vent.

DAUBREE (1847) et surtout MAURY (1861) introduisent le concept de bilan d'énergie et le rôle du rayonnement solaire comme source d'énergie. PENMAN (1948) propose de calculer une "évapotranspiration potentielle", terme purement climatique, comme somme de deux termes : le premier lié au rayonnement, le second au déficit hydrique de l'air (i.e. $e_s - e_a$).

Dans nos conditions le rayonnement est très variable dans l'espace : sur la côte l'ensoleillement domine ; près des crêtes l'ennuage est presque permanent. Il varie dans le temps au cours d'une journée du fait des passages nuageux. Par contre le second terme reste faible car l'air marin est très humide dès la côte et son humidité relative croît avec l'altitude par refroidissement de l'air ($-0.67 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$).

Plus tard MONTEITH (1963) puis THOM (1972), PERRIER (1975) et d'autres introduisent le rôle de la végétation à travers des "résistances" : résistance aérodynamique du couvert, résistance au transfert d'eau dans les végétaux :

$$ETP = \frac{\left(\frac{P'}{P'+\gamma}\right)(Rn + G) + \left(\frac{\gamma}{P'+\gamma}\right)E_a}{1 + \left(\frac{\gamma}{P'+\gamma}\right)\left(\frac{r_{cn}}{r_a}\right)}$$

où Rn est le rayonnement net climatique, E_a le "pouvoir évaporant" de l'air, G le flux de chaleur dans le sol, P' la pente de la pression de vapeur saturante en fonction de la température, γ la constante psychrométrique, r_a la résistance aérodynamique et r_{cn} la résistance minimale du couvert lorsque celui-ci est bien alimenté en eau.

Ainsi en plus du terme purement climatique d'évapotranspiration potentielle, on calcule le terme d'évapotranspiration réelle qui dépend de la disponibilité de l'eau pour la plante.

Actuellement dans les recherches menées à des pas de temps plus courts, les bilans d'énergie et de masse d'eau font intervenir le stockage de quantité de mouvement et d'eau dans des structures turbulentes. Quant à nous, nous sommes loins d'atteindre cette finesse.

Dans nos conditions l'eau est globalement en excès. Les couverts sont généralement hétérogènes et haut : cultures de canne-à-sucre et de bananes, forêt tropicale. Cependant la disponibilité de l'eau est limitée en saison sèche au bord de la mer où la végétation présente des caractères xérophytes (petites feuilles vernies, port arbustif).

Le calcul le plus proche des phénomènes physiques est certainement celui de Penman enrichi des travaux de ses successeurs. Cette approche physique demandant une certaine lourdeur expérimentale dans les conditions favorables d'une grande parcelle homogène et plate, de nombreuses procédures simplifiées ont été proposées :

- un premier pas consiste à choisir des résistances aérodynamiques et stomatiques au lieu de les mesurer ;
- un second pas consiste à moduler l'évapotranspiration directement en fonction du type de végétal et d'une réserve d'eau dans le sol ;
- un troisième consiste à simplifier le calcul de l'évapotranspiration en n'utilisant plus que la durée d'insolation et la température de l'air voire seulement l'une de ces deux variables d'entrée ;

- un quatrième consiste à faire un bilan d'eau sur une longue période en sorte de pouvoir négliger les variations de stock, l'évapotranspiration réelle est alors estimée par la différence entre la somme des précipitations et la somme des écoulements.

En somme aux courts pas de temps, les calculs sont fondés sur un bilan d'énergie tandis qu'aux pas de temps plus longs ils sont fondés sur un bilan de masse d'eau.

Dans les travaux de recherche la disponibilité des observations détermine largement le type de calcul mis en œuvre. Notre rôle ici n'est pas de juger ces formules mais de trouver une démarche adaptée à nos conditions. Pour connaître l'influence relative des différents phénomènes et le rôle des observations (variables d'entrée) et des constantes (paramètres de calcul), nous avons utilisé les analyses de sensibilité proposées dans la littérature.

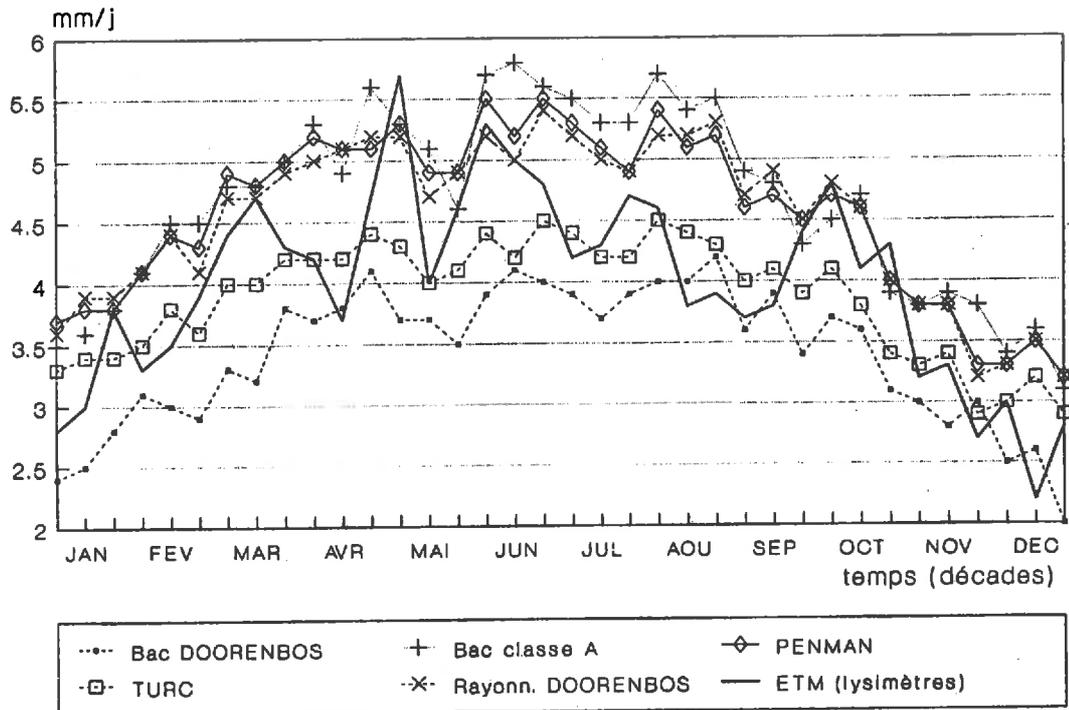
En ce qui concerne le terme climatique, l'évapotranspiration potentielle calculée par la formule de Penman, les deux variables d'entrée importantes sont d'abord le rayonnement et ensuite l'humidité de l'air, d'autant plus pour nous puisque l'humidité reste relativement constante et élevée. MEYER & al (1989) évoquent une variation supérieure à 1 mm/j lorsque le rayonnement global double. HOWARD & LLOYD (1979) évoquent un écart de 11 % lorsque la température humide change de 0.3 °C. Quant aux constantes paramétriques, ces derniers montrent qu'une variation de 10 % de l'évapotranspiration potentielle peut venir des constantes *a* et *b* du calcul du rayonnement global à partir de la durée d'insolation (formule de BRUNT). Ils rappellent aussi le rôle important de l'albédo¹ dont ITIER & de PARCEVAUX (1974) avaient déjà bien expliqué l'influence : une variation de 10 % conduit à une variation de 16 % de l'évapotranspiration potentielle.

Par conséquent l'imprécision journalière probable sur le calcul pourrait être d'environ 2 mm/j sur une valeur inférieure à 8 mm/j. D'une part à cause de l'absence de mesures spatialisées du rayonnement et des températures de l'air sèche et humide -problème de représentativité spatiale ; la température pouvant baisser de 10 °C entre la côte et le sommet à 1 500 m. D'autre part à cause du manque de vérification du bon choix des constantes paramétriques -problème de compatibilité de la formule avec le site. D'une formule à l'autre l'imprécision reste importante : BASTERGUE & MOUNIER (1986) en confrontant à des mesures sur lysimètres dix formules en moyennes glissantes sur trois jours, trouvent des coefficients de corrélation compris entre 0.30 et 0.50 ! La figure I.12 montre la diversité des résultats selon la formule utilisée.

Dans le calcul de l'évapotranspiration réelle, nous avons déjà remarqué le rôle essentiel de la taille du réservoir sol (la "réserve utile" des agronomes) dans une paramétrisation simple du bilan hydrique (ROBIN, 1986). Dans une représentation plus physique, celle de Penman-Monteith, BEVEN (1979) montre à travers une analyse de

¹coefficient de réflexion du rayonnement de courtes longueurs d'onde par la surface ; il dépend de la couleur de la surface et de l'angle des rayons incidents.

figure I.12 : variabilité des résultats calculés par diverses formules ; moyennes sur les années 1969,1971,1972,1978,1979,1981.



(d'après BASTERGUE & MOUNIER, 1986)

sensibilité en conditions sèches, combien l'évapotranspiration réelle est sensible aux paramètres de régulation : la résistance aérodynamique liée au type de couvert et à la vitesse du vent et la résistance du couvert fonction de l'heure de la journée et du type de couvert.

Quelle démarche est donc la plus adaptée ? Tout en sachant : que nous disposons de peu d'observations ; que le calcul du terme climatique, l'évapotranspiration potentielle, est délicat quelle que soit la représentation mathématique choisie ; que le calcul de la régulation par le couvert est délicat que ce soit par une méthode conceptuelle ou physique ; que nous devons vérifier le bilan d'eau sur une longue période pour tous les bassins versants modélisés. Notre choix a été de rester le plus proche possible des mesures existantes, c'est-à-dire en réduisant autant que possible le nombre des calculs.

I.4.2 - La démarche adoptée

Notre calcul de l'évapotranspiration tient compte de cinq points essentiels :

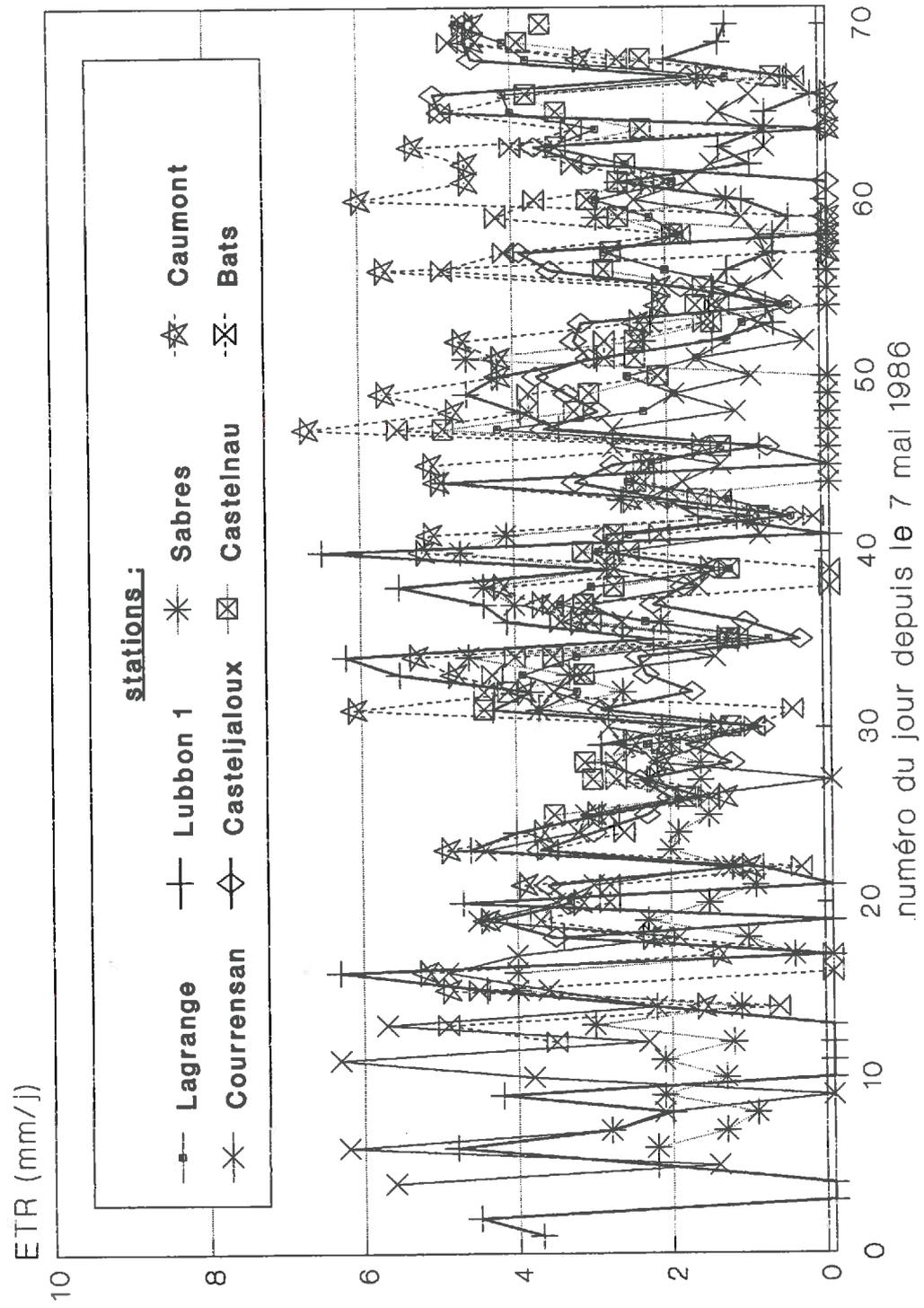
- dans le calcul de l'évapotranspiration sous climat tropical humide, la part due au rayonnement est supérieure à celle due à l'advection ;
- l'évapotranspiration au cours d'une journée varie sans doute de quelques

millimètres entre le bord de mer et la zone des crêtes. La figure I.7 montre un exemple typique de répartition des nuages. Comment estimer la variabilité journalière ? Bien que le climat du Sud-Ouest de la France n'ait pas du tout les mêmes caractéristiques climatiques, la variabilité spatiale de l'évapotranspiration reste liée à la variabilité de l'énergie radiative (ensoleillement) et de l'énergie d'advection (vent, humidité de l'air). Dans la littérature, les observations spatialisées sont très rares. Les données de BESSEMOULINS (1987) au pas de temps journalier pour un carré de 100 x 100 km² permettent d'avoir un ordre de grandeur de la variabilité spatiale : ils mesurent l'évapotranspiration réelle à 12 postes dans le Sud-Ouest de la France, région a priori plus homogène que l'île de la Basse-Terre. GIRARD (communication personnelle) a regroupé ces valeurs en un graphique (fig. I.13) qui montrent que l'évapotranspiration réelle est faible et homogène les jours de pluie, qu'elle varie dans une gamme de 5 mm/j pour les journées où il pleut peu ou prou. Par ailleurs, NULLET & GAMBELLUCA (1990) observent pour un hiver aux îles Hawaï, une amplitude moyenne journalière de 2 mm/j environ selon l'exposition et l'altitude des stations de mesure. Cela pour l'évaporation de l'eau libre et non pour l'évapotranspiration d'un couvert qui dépend non seulement de la disponibilité de l'eau et du type de sol mais aussi du type de végétation.

- les formules d'estimation de l'évapotranspiration potentielle se révèlent plus ou moins bien adaptées à nos conditions (BASTERGUE & MOUNIER, 1986). Par conséquent le calcul de l'évapotranspiration en altitude, avec d'une part une formule pas encore adaptée et d'autre part des variables climatiques extrapolées, risque d'être entaché d'une erreur systématique que nous ne maîtriserions pas. Cette erreur entraînerait une dérive des volumes d'eau calculés ;
- bien que nous acceptions une erreur journalière élevée (cf. 30 mm sur les pluies), nous voulons vérifier si la valeur de l'évapotranspiration cumulée sur l'année est suffisamment correcte pour éviter une dérive (erreur systématique) des calculs. Or même en moyenne interannuelle, l'incertitude sur les isohyètes d'altitude dépasse 20%, soit plus de 600 mm/an à partir de l'isohyète 3 000 mm/an (plus de 40% de la surface modélisée). Dans ces conditions la validité de notre estimation de l'évapotranspiration ne peut être prouvée que par une simulation continue durant plusieurs années, l'ensemble des valeurs utilisées compte donc plus que les valeurs isolées.

Pour ces quatre points nous avons choisi de représenter l'évapotranspiration par des valeurs moyennes mensuelles. Nous avons pris comme base celles de Duclos (côte au-vent, 110 m d'altitude ; valeurs utilisées à titre indicatif pour estimer les besoins en eau des cultures, BONHOMME & VALANCOGNE, 1986). Pour les moduler en fonction de l'altitude, nous avons transposé à la Guadeloupe des résultats acquis à l'île de la Réunion où des mesures ont été faites entre 58 et 1 315 m d'altitude. Cette île se trouve également en région tropicale, soumise au flux des alizés auxquels fait

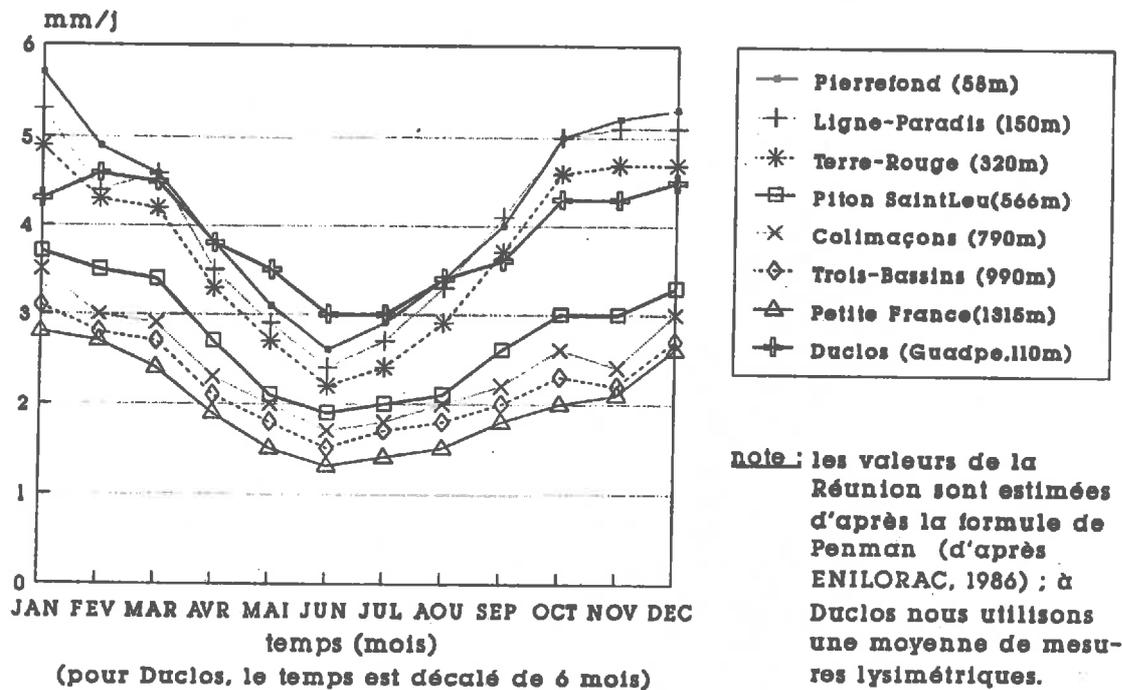
Figure I.13 : exemple de variabilité spatiale de l'ETR, observée dans le Sud-Ouest de la France (8 SAMER sur 100x100km).



l'ETR est très variable dans l'espace
sauf certains jours où elle est faible.

les données manquantes sont indiquées
par la valeur -0,1.
(d'après BESSEMOULINS & al, 1987).

figure I.14 : variabilité saisonnière des ETP en fonction de l'altitude ; on remarque deux groupes de stations : l'un à moins de 400 m et l'autre à plus, l'ETP annuelle diminue avec l'altitude ainsi que l'amplitude de variation.

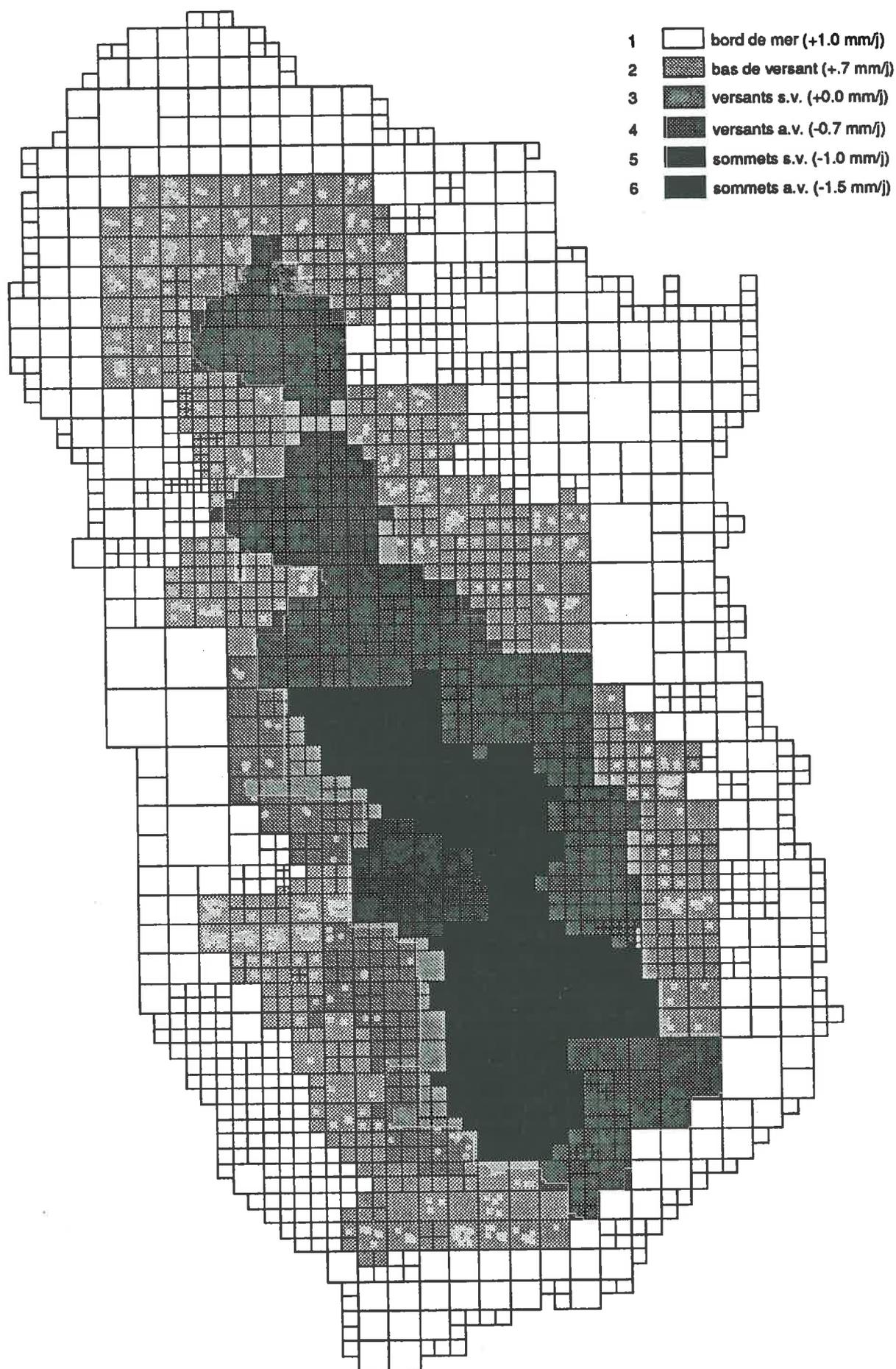


obstacle un relief dépassant 3 000 m d'altitude (ENILORAC, 1986).

Les valeurs mensuelles y ont été calculées par la formule de Penman, principalement sous le vent du relief. Dans la première tranche d'altitude (0-400 m) le total annuel est comparable aux valeurs standard à Duclos. L'amplitude de variation est par contre plus importante ce qui peut être lié à l'effet sous-le-vent (ennuage-ment moins fréquent, températures plus élevées à altitude égale par effet de foehn). Dans la seconde tranche d'altitude (> 400 m), on ne dispose pas de valeurs pour la Guadeloupe. Cependant les cinétiques sont proches de celles de Duclos tandis que le total annuel décroît ce que l'on pourrait expliquer par un ennuagement de plus en plus fréquent ; l'écart entre la courbe au-vent (Bébourg) et une courbe sous-le-vent à altitude comparable (Petite-France) peut encore être interprété comme un effet de foehn (ennuage-ment moins fréquent et réchauffement de l'air). L'ensemble des courbes proposées pour la Réunion semble donc cohérent, intuitivement, avec les conditions de l'île de Basse-Terre (fig. I.14), même le seuil d'altitude de 400 m qui correspond approximativement à l'altitude où les nuages deviennent persistants en côte au-vent (cf. fig. I.7 pour une illustration).

Cette homogénéité relative, en rapport avec nos exigences (également très relatives) et une préférence pour une modification minimale du modèle et du programme de calcul utilisé, nous ont conduit à moduler les valeurs standard à Duclos en fonction

figure I.15 : zones d'évapotranspiration potentielle homogène en Guadeloupe (Basse-Terre).
(coefficients ajoutés aux valeurs standard ; s.v. : sous-le-vent ; a.v. : au-vent)



de l'altitude (bord-de-mer, piémonts, sommets) et de l'orientation (sommets au-vent, sommets sous-le-vent) à l'aide d'un coefficient additif à l'évapotranspiration moyenne mensuelle (fig. I.15).

A l'instar des pluies, les valeurs sont distribuées selon des zones d'évapotranspiration identiques regroupant quelques zones pluviométriques. Pour une zone, nous considérons que l'imprécision vaut 3 mm au pas de temps journalier.

Une telle méthode nous permet de contrôler une éventuelle dérive. Sa simplicité est compatible avec l'incertitude de 30 mm acceptée pour les pluies journalières. A la suite des ajustements, nous rendrons cohérents les ensembles de valeurs de pluie, débit, évapotranspiration potentielle et les paramètres du modèle là où le modèle donne de bons résultats.

B - Les modèles

I.5 - La démarche de modélisation et ses contraintes

Nous devons caractériser la variabilité des bilans hydriques. Nous venons de passer en revue les données disponibles, voyons maintenant comment nous allons les utiliser.

Notre travail ne comporte aucune partie expérimentale. Il tente d'exploiter au mieux les données d'un réseau d'observation. L'intérêt des modèles est de pouvoir utiliser des observations d'origines diverses, et, par conséquent, d'exploiter plus finement des mesures passées. Le danger pour le modélisateur est de se détacher de l'expérimentateur et du gestionnaire, et de confondre des types de données : par exemple utiliser la série des pluies horaires à un seul poste pour une région de 1 000 km². Inévitablement, les résultats du calcul reflètent le manque ou la "mauvaise qualité" des données. Plus généralement il semble que la modélisation ait besoin d'une part d'une pragmatique (*) du phénomène expérimental et du passage des chiffres observés aux valeurs utilisées dans le modèle, d'autre part d'une théorie des changements d'échelle et de l'incertitude (DOOGE, 1986; BEVEN, 1989).

La figure I.16 illustre la définition d'un modèle (*) et la démarche de modélisation.

On remarque que l'étape de calibration impose un retour sur le modèle avec modification de son état. Le critère d'arrêt de modification des paramètres est une différence négligeable dans les résultats entre les deux dernières simulations. Un critère d'arrêt de modification des règles de calcul pourrait être un seuil de variation acceptable en fonction d'un objectif opérationnel, mais nous ne disposons d'aucun outil pour modifier logiquement les règles de calcul.

Les règles de calcul correspondent aux phénomènes pris en compte, les opérateurs sont arithmétiques (comportement linéaire comme la vidange d'un réservoir)

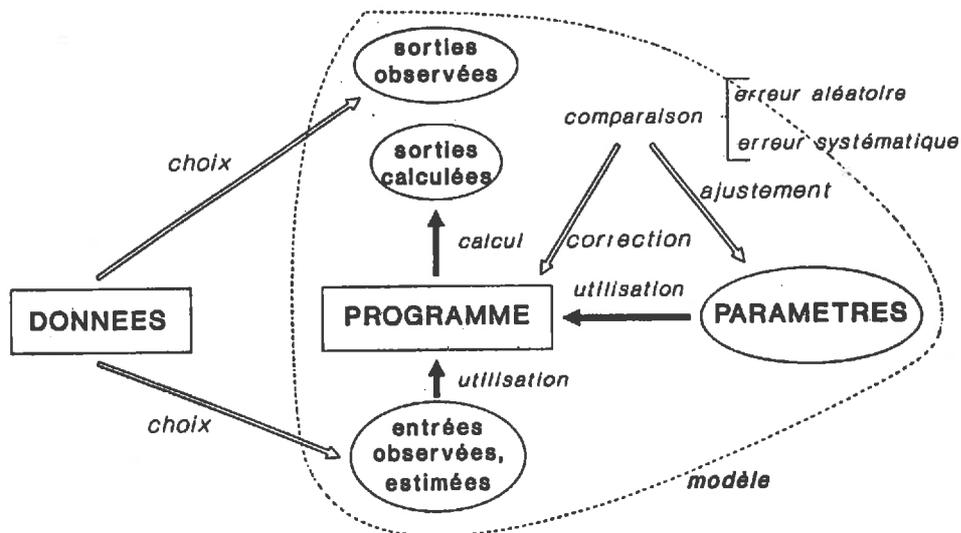


figure 1.16 : schéma de la démarche de modélisation.

ou logiques (comportement non-linéaire comme le débordement d'un réservoir). Les valeurs observées correspondent aux données présentées aux paragraphes précédents. Les données sont réparties entre un échantillon de calage et un échantillon de validation. L'interaction entre données et règles conduit à choisir des valeurs pour les paramètres d'ajustement. L'écart entre résultats calculés et sorties observées est analysé généralement en termes d'erreur systématique et d'erreur aléatoire. Le symptôme de l'erreur aléatoire est l'absence de tendance à surestimer ou à sous-estimer les observations ; son interprétation invoque des valeurs extrêmes en certains points (par exemple une pluie très forte sur un sol très sec) ou une différence de distribution statistique entre les valeurs observées et celles utilisées (par exemple une averse très localisée alors qu'on suppose la pluie homogène). Le symptôme de l'erreur systématique est la persistance du signe des écarts entre valeurs calculées et observées ; l'interprétation remet en cause les règles de calcul local (pour une surface élémentaire, par exemple l'ordre de calcul des termes du bilan hydrique), les valeurs des paramètres d'ajustement (taille d'un réservoir par exemple) ou les règles de combinaison des valeurs locales (algorithmes de reconstitution des pluies journalières par exemple).

La démarche est influencée par trois contraintes :

- la nature des données : l'échelle des cartes topographiques et géologique (1/25 000^e et 1/50 000^e), la nature "régionale" des valeurs d'ETP utilisées, le pas de temps des pluies de un jour, la taille des bassins versants contrôlés entre 2 et 130 km². Ceci implique, quels que soient les pas de calcul, que la caractérisation des bilans hydriques sera faite à l'échelle régionale, à des pas de temps supérieurs à la journée, et que cette caractérisation demande

une période suffisamment longue pour que le terme résiduel de stockage soit négligeable vis-à-vis des flux ;

- la taille de l'île et des bassins versants contrôlés, qui oblige à calculer un bilan hydrologique (pluies, écoulements, évapotranspiration) pour évaluer le bilan hydrique local ;
- l'objectif de caractériser le bilan hydrique, qui oblige à utiliser une représentation du couvert végétal et du sol pour calculer la variation de stock d'eau pour différentes associations : les phénomènes à considérer sont donc au minimum les pluies et leur répartition spatiale, la percolation, le ruissellement, l'évapotranspiration et le stockage dans le sol, ainsi qu'une synthèse des ruissellements et restitutions de la nappe pour calculer les débits et contrôler les calculs.

Le modèle utilisé considère ces phénomènes. Appelé "Modèle Couplé à Discretisation Spatiale", il est le fruit d'une collaboration entre l'ORSTOM (Institut pour la Recherche Scientifique et le Développement en Coopération), l'INRS eau (Institut National de Recherche Scientifique, Québec) et le CIG (Centre d'Informatique Géologique de l'École des Mines de Paris). Il est présenté ici à côté d'autres modèles pour montrer qu'il est bien adapté à notre étude (heureusement !). Ceci pour trois raisons : d'une part un modèle conceptuel répond aux questions de type "bilan" et nous considérons les bilans journaliers ou annuels ; ensuite les termes du bilan hydrique sont connus avec une forte incertitude qu'un modèle quasi-physique risque d'amplifier (BEVEN, 1989) ; enfin lorsque le terrain est mal connu, les paramètres sont difficiles à choisir a priori ; il est donc nécessaire de les ajuster.

De plus cette présentation tente de répondre à la question "à quel contexte tel modèle est-t-il adapté ?". Il est opportun de répondre à cette question car actuellement, les publications sont nombreuses qui décrivent l'application d'un modèle à un cas particulier, voire l'application de plusieurs modèles. Par ailleurs devant la demande croissante d'une modélisation hydrologique (étude d'impact, calcul de ressource, dimensionnement d'ouvrage) le problème est moins de programmer des expériences, que d'apporter un début de réponse avec les données existantes en réservant l'expérimentation pour approfondir un aspect ponctuel.

I.6 - Présentation de différents types de modélisation

I.6.1 - Quelle classification des modèles ?

Pour classer les modèles, le critère peut être l'objectif et par conséquent les phénomènes à considérer (tabl. I.7), mais certains modèles peuvent servir plusieurs objectifs dès lors qu'ils combinent les phénomènes nécessaires. Un autre critère peut être l'échelle d'espace et de temps associée aux phénomènes (tabl. I.8), mais certains modèles opèrent à plusieurs échelles. Un autre critère peut être le type de démarche probabiliste ou déterministe, physique ou conceptuelle, mais là encore certains mo-

Tableau I.8 : Disciplines "hydriques" associées aux différentes échelles de temps et d'espace (d'après Dooge, 1986). Nous remarquons qu'à chaque échelle les propriétés sont de nature différente.

DISCIPLINE	OBJET D'ETUDE	ECHELLES		PROPRIETE
		LONGUEUR (m)	TEMPS (s)	
Chimie physique	Molécule d'eau	10^{-10}	10^{-13}	Anisotropie
Biochimie	Agrégats de molécules d'eau	10^{-8}	10^{-11}	Isotropie, propriétés physiques élevées (point de fusion, ébullition,...).
Biologie	Cellule	10^{-6}	10^{-6}	Vivante du fait des échanges avec l'extérieur.
	Tissus	10^{-2}	10^{-1}	Élément d'un organisme défini par une fonction.
Hydraulique	Flux turbulent	10^{-2}	10^{-2}	Une interaction microscopique engendre une structure macroscopique dans certaines conditions.
Hydrologie	Parcelle expérimentale	10	10	L'homogénéité peut être contrôlée.
	Petit bassin versant	10^2	10^2-10^3	Les limites peuvent être contrôlées.
	Grand bassin versant	10^4-10^5	10^4	Les modifications de structure (occupation des sols, cours d'eau) ont des conséquences sur l'écologie et le climat de l'ensemble.
Etudes climatiques	Circulation atmosphérique générale.	10^5	10^6	Indécidabilité du futur.

Tableau I.7 : Classification des modélisations en fonction de l'objectif recherché ; phénomènes à considérer.

OBJECTIF	PHENOMENES
Qualité des eaux, pollution chimique, thermique.	Equilibres chimiques ; transferts de masse, de chaleur ; couplages entre équilibres, transferts.
Equilibre agro-sylvo-pastoral ; aménagement rural ; érosion	Bilan hydrique par type d'association sol-végétation ; transferts de masse ; bilans de matière ; équilibres économiques.
Ressource en eau.	Bilan hydrologique ; répartition des pluies ; évolution des stockages (nappe et sol) ; et des écoulements.
Dimensionnement d'ouvrage hydraulique ; protection contre les crues ; prévision des crues.	Hydrodynamique en fonction de la forme du lit du cours d'eau ; pas de temps courts (15 min.,..., 24 h).
Enseignement et recherche.	Tous les phénomènes, de façon modulaire.

dèles utilisent plusieurs types d'approche.

Ici nous avons choisi de traiter successivement les phénomènes que nous devons considérer. Les paragraphes suivants ne constituent pas une critique des modèles actuels, critique qui nous semble d'ailleurs difficile compte tenu de la diversité des objectifs poursuivis et des sites modélisés, mais plutôt une description du contexte actuel de modélisation en sorte que le lecteur sache situer les caractéristiques du Modèle Couplé par rapport à d'autres modèles hydrologiques.

I.6.2 - Les composantes des bilans hydrique et hydrologique

* La pluie

Elle constitue l'entrée principale du modèle et détermine à la fois l'ampleur de la crue et les conditions dans lesquelles le bassin répondra lors de l'évènement suivant.

Le problème de la reconstitution et de la distribution spatiale des pluies est rarement évoqué dans les études hydrologiques. La pluie est supposée être correctement mesurée et le réseau est supposé être représentatif. Ce n'était pas toujours notre cas.

Nous avons évoqué au paragraphe I.2.2 les différentes approches possibles pour la reconstitution et celle adoptée. Elle respecte le gradient calculé pour une journée à partir de trois valeurs observées. Nous acceptons un écart de 30 mm/j (ou 20%) par rapport aux postes les plus proches pour la valeur reconstituée.

Nous sommes dans une situation où les pluies varient très rapidement dans l'espace. L'écoulement qui suit une pluie résulte de l'interaction entre la pluie, la végétation et le sol. Tenant compte de la variabilité spatiale des sols et végétations, il est normal de représenter autant que possible la distribution spatiale des pluies. Comme le réseau des postes pluviométriques observés est trop dispersé, nous avons ajouté des zones d'extrapolation pluviométrique (cf. §III.3.1).

* La percolation

Dans les modèles "physiques", elle est calculée à l'aide des équations de RICHARDS (1931) avec des pas de temps horaires ou plus courts (CHEBOTAREV, 1983; ROGERS & al, 1985; ABBOTT & al, 1986) ou plus simplement à partir de la courbe d'infiltration cumulée (méthode dite "Time Compression Approximation", REEVES & MILLER, 1975). Dans les modèles "conceptuels" opérant avec des pas de temps plus longs, elle est calculée soit comme le remplissage d'un réservoir (CHOISNEL, 1985), soit en fonction d'un indice des pluies antérieures, soit comme le complément du ruissellement (SPRINGER & al, 1984; FOREST, 1985).

Dans le Modèle Couplé, que nous utilisons, l'algorithme calcule d'abord ce qui reste dans le sol après une pluie en fonction de l'état précédent du réservoir sol, puis il calcule la percolation à la nappe et les différents types de ruissellement. (cf. §III.2.2).

Ainsi, selon la complexité du modèle, le nombre de paramètres varie de un (taille du réservoir) à deux courbes $K(\theta)$ et $\psi(\theta)$: conductivité hydraulique et potentiel de l'eau en fonction de l'humidité. Alors que le résultat dépend, dans ce dernier cas, des paramètres, du niveau de discrétisation, de la technique de résolution numérique (HAYHOE, 1978), le résultat dépend uniquement de la hauteur de pluie dans le cas le plus simple (et de la taille du réservoir). Le choix du paramètre influence donc plus directement le calcul et son ajustement est plus simple.

* Le ruissellement

Physiquement, l'eau qui ne s'infiltré pas s'accumule dans le micro-relief du sol ("détention") puis ruisselle. Dans le Modèle Couplé, l'eau de détention est comptabilisée dans le réservoir de surface et participe ensuite à l'évaporation ; en volume cette quantité est négligeable devant l'incertitude que nous acceptons.

Dans la littérature, le ruissellement est calculé de diverses façons :

- directement à partir de la pluie (tableau de correspondance ; cf. STROOSNIJDER, 1982) ; en ajustant les coefficient d'une régression entre les pluies et les écoulements (LOAGUE & FREEZE, 1985 ; HEWLETT & al, 1977).
- à partir d'un paramètre caractéristique des sols (méthode du "curve number" du Soil Conservation Service aux Etats-Unis ; cf. SPRINGER & al, 1984 ; CHEN, 1981 pour une critique de la procédure)
- à l'aide d'un "hydrogramme unitaire" , c'est-à-dire en associant une courbe de réponse du débit à une pluie nette unitaire instantannée (HROMADKA & WHITLEY, 1988), cette pluie nette étant généralement calculée à partir de la pluie brute observée et d'un "indice de saturation" du bassin versant ;
- d'après le principe des "aires contributives" où l'on considère que les écoulements sont issus des zones saturées (GASCUEL-ODOUX & al, 1983).
- après le calcul de la percolation, le ruissellement est la part restante de la pluie ; c'est le cas du modèle couplé et de la majorité des modèles de bilan hydrique conceptuels. Comme le bilan d'eau doit être bouclé (la somme des flux égale la variation des stocks) l'ordre de calcul influence le partage de l'eau entre les différents termes.

L'imprécision dans le calcul du ruissellement est liée d'abord à la méconnaissance de la répartition spatiale des intensités de pluie et de leur répartition temporelle (HROMADKA II & Mc CUEN, 1988; TROUTMAN, 1983; LUXMOORE & SHARMA, 1980), et ensuite à la variabilité spatiale des caractéristiques hydrauliques des sols (BEVEN, 1989; BATHURST, 1986). Elle est liée ensuite au choix des paramètres et au type de modèle retenu, selon qu'il modélise ou non les différentes composantes de l'écoulement (ERICHSEN & NORDSETH, 1984).

Du fait de cette imprécision, LOAGUE & FREEZE (1985) rappellent qu'un modèle plus simple, demandant moins de données qu'un modèle quasi-physique, peut donner d'aussi bons, voire de meilleurs résultats. Reste à choisir si l'objectif est seulement d'avoir de bons résultats ou aussi d'approfondir notre connaissance des phénomènes.

Selon la technique de calcul utilisée, le bassin versant est considéré globalement (régression pluie-débit, hydrogramme unitaire) ou découpé en surfaces élémentaires (refus à l'infiltration, "curve numbers", aires contributives).

Pour nous, le choix du modèle couplé semble bien adapté car les observations de pluie, autant que celles sur les sols, sont peu denses vis-à-vis de la variabilité. La surface est discrétisée, le ruissellement est calculé avec un modèle à réservoirs où la part du ruissellement dans la pluie augmente lorsque le réservoir de surface se remplit.

*** L'évapotranspiration**

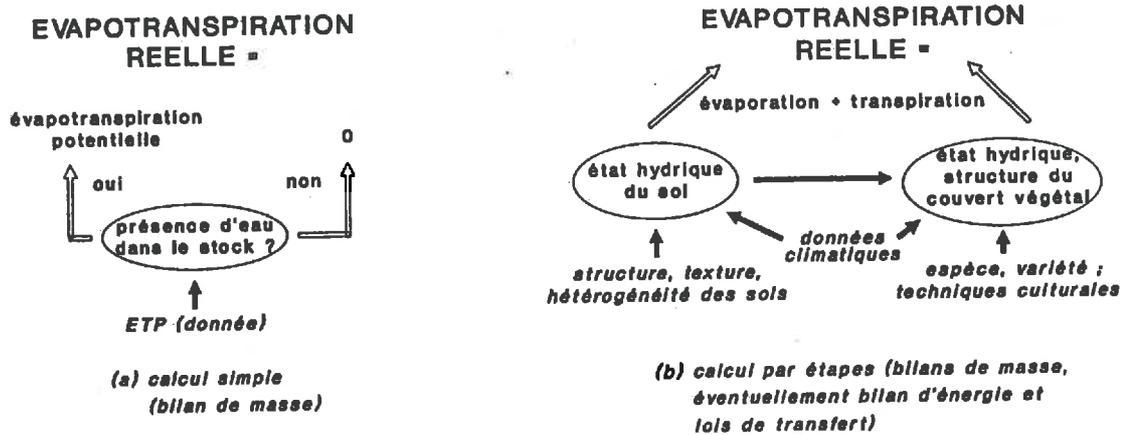


figure 1.17 : paramétrisations du calcul de l'évapotranspiration réelle.

Dans le cas le plus simple, on part d'une donnée d'entrée, l'évapotranspiration potentielle, qui est prélevée dans le sol jusqu'à ce que la réserve hydrique soit vide (fig. 1.17). Le Modèle Couplé la calcule ainsi (cf. §III.2.2). Dans le cas le plus compliqué, elle est décomposée en plusieurs termes : trois termes en général - évaporation du sol, transpiration de la plante et évaporation de l'eau interceptée par les feuillages ; évaporation du sol, de la litière de feuilles mortes, du tronc des arbres, des couronnes de feuilles et transpiration des arbres dans l'étude de NIZINSKI (1986) sur la forêt de Fontainebleau (53 variables et paramètres). Un tel découpage des phénomènes serait incohérent avec l'imprécision de nos données et le type de modèle utilisé. L'approche simple a donc été conservée.

Dans les modèles "physiques", aux pas de temps et d'espace courts, le calcul est fondé sur les phénomènes observés : régulation stomatique des plantes, dessèchement de la surface du sol, redistribution dans le sol ou dans la plante.

IBIZA (1983) utilise une fonction de la pluie et du déficit hydrique pour calculer les écoulements de bassins versants de 3 à 64 km² lorsque les observations sont peu nombreuses. Plusieurs auteurs utilisent un système de réservoirs pour calculer le bilan hydrique. ALLEY (1984) rappelle que selon les algorithmes, la taille des réservoirs ajustés peut être différente. Par contre, CHEVALLIER (1988) montre que pour deux

modèles "à réservoir" (i.e. "conceptuels" (*)) nettement différents, l'ajustement conduit à deux valeurs proches pour un paramètre représentant la "capacité de rétention en eau du sol" globalement pour le bassin versant ; ces valeurs sont corroborées par des profils d'humidité de sols mesurés par la sonde à neutron.

L'identification à des grandeurs physiques est donc seulement indicative.

Lorsque l'on dispose de toutes les données pour pouvoir choisir une formule, COLEMAN & de COURSEY (1976) recommandent d'utiliser la formule qui minimise la somme de la variance de l'erreur de prévision et la variance de l'erreur instrumentale.

* Le débit

Dans le cas le plus simple, il est obtenu par la somme des écoulements de tous les éléments de surface, éventuellement décalés pour tenir compte de l'éloignement. C'est la procédure employée par la partie "surface" du Modèle Couplé. Dans le cas d'un modèle global, le débit est obtenu directement pour l'ensemble du bassin.

Le Modèle Couplé modélise le stockage dans les cours d'eau et l'inertie qu'il entraîne. Pour tenir compte des échanges par évaporation ou infiltration dans le cours d'eau, la rivière est découpée en biefs et chaque bief est traité séparément comme tronçon de rivière.

Les modèles "physiques" tiennent compte de la forme du lit du cours d'eau et calculent le champ des vitesses d'écoulement, en supposant que l'écoulement est fluvial (par opposition au régime torrentiel) et en résolvant les équations de St Venant (ROGERS & al, 1985; ABBOTT & al, 1986). Cette discrétisation fine permet de calculer des transferts à des pas de temps de quelques minutes mais demande de connaître la forme du lit du cours d'eau et d'être dans des conditions favorables : pas de végétation, pas de transport de blocs, vitesses suffisantes, écoulement fluvial.

* Les flux dans la couche de sol non-saturé

Les modèles "conceptuels" utilisent un ou plusieurs réservoirs. Le Modèle Couplé a juste le nombre et le coefficient de vidange d'un ensemble de réservoirs identiques (modèle de Nash) pour rendre compte du décalage et de l'amortissement de l'alimentation à la nappe par rapport à l'infiltration en surface.

Les modèles "physiques" utilisent l'équation de Richards pour la dimension verticale (ROGERS & al, 1985; ABBOTT & al, 1986), tandis que les flux horizontaux sont négligés.

* Les flux dans la zone saturée

Lorsque le milieu souterrain est discrétisé, les transferts entre deux éléments adjacents sont bien représentés par la loi de Darcy : le flux est proportionnel à la différence de charge hydraulique entre les deux éléments adjacents ; le stockage dans un élément est proportionnel à la variation de charge hydraulique et à un coefficient

d'emménagement (LEDOUX, 1980; ROGERS & al, 1985; ABBOTT & al, 1986).

I.6.3 - Conclusion sur les divers types de modèles

Quelques points importants ressortent des paragraphes précédents.

On a coutume de distinguer, dans les modèles hydrologiques, une "fonction de production" et une "fonction de transfert". La première sert à calculer une "pluie efficace pour l'écoulement" qui peut être ensuite répartie sur plusieurs journées. C'est précisément cette fonction qui calcule le bilan hydrique dans notre cas. Selon les modèles cette fonction calcule d'autres termes du bilan hydrique : interception, évapotranspiration réelle, stockage dans le sol, infiltration à la nappe. La seconde gouverne les transferts dans le réseau des cours d'eau, lacs et étangs. On reconnaît que la fonction de production est la plus délicate à mettre en place. Nous avons vu la diversité d'approches qui en résulte, la diversité des observations utilisées, des calculs mis en œuvre, mais aussi la présence inévitable d'une imprécision pour laquelle on pourrait songer à une loi de conservation.

La démarche de modélisation tente de minimiser ou au moins de bien connaître l'imprécision sur les résultats. La surface du bassin versant est prise en compte globalement ou de façon discrétisée. Ayant pour objectif de recherche de distinguer les processus et de disposer d'une certaine souplesse, il est préférable d'utiliser un modèle distribué, d'autant plus que la variabilité spatiale des situations est grande dans le site étudié.

Nous aurions voulu proposer ici une méthode permettant de calculer l'incertitude liée à la structure du modèle. La présentation de la méthode étant un peu longue, ce calcul est proposé plus loin (cf. §IV.1).

Afin d'interpréter correctement les résultats, nous devons respecter la cohérence des pas de temps et d'espace. Au pas de temps d'une journée, minimum imposé par les données de pluie, nous ne pouvons considérer les processus à l'échelle du mètre ou plus fine (dynamique de l'infiltration, du ruissellement). Pour les petits bassins versants, le plus petit couvre ici 1,8 km², la crue a lieu dans les heures qui suivent la pluie et le débit moyen journalier masque les maxima. D'une part il serait dommage de travailler au pas de temps de 10 jours ou un mois, d'autre part il est difficile de découper finement le bassin versant alors que les pluies autant que les sols sont peu connus. Il me semble que le choix d'un pas de temps d'une journée et d'éléments de surface de taille kilométrique, résulte d'un bon compromis. Suffisamment fin pour être intéressant, il reste suffisamment large pour pouvoir se passer de certaines observations. De ce point de vue la comparaison des modélisations, (contextes, observations, types de modèles présentés dans les publications) a été enrichissante.

The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that every entry, no matter how small, should be recorded to ensure the integrity of the financial statements. This includes not only sales and purchases but also expenses, income, and transfers. The document also highlights the need for regular reconciliation of accounts to identify any discrepancies early on.

In addition, the document provides a detailed overview of the accounting cycle, which consists of eight steps: identifying the accounting cycle, journalizing, posting, determining debits and credits, preparing a trial balance, adjusting entries, preparing financial statements, and closing the books. Each step is explained in detail, with examples provided to illustrate the process.

The document also covers the preparation of financial statements, including the balance sheet, income statement, and statement of cash flows. It explains how these statements are derived from the accounting records and how they provide a comprehensive view of the company's financial performance and position.

Finally, the document discusses the importance of internal controls and the role of the auditor. It emphasizes that a strong internal control system is essential for preventing fraud and ensuring the accuracy of the financial statements. The auditor's role is to provide an independent opinion on the fairness and accuracy of the financial statements.

II - CALCUL DE L'INCERTITUDE POUR LES ENSEMBLES DE DONNEES

II.1 Introduction : les raisons de notre choix

II.1.1 Définition de l'incertitude

Comment définir l'incertitude (*) en sorte de pouvoir la quantifier ? Le sens courant du mot indique qu'il y a de l'incertitude lorsqu'on a le choix entre plusieurs éventualités. Dans la littérature scientifique, l'utilisation du mot incertitude (uncertainty) ne permet pas de distinguer sa signification de celle de l'erreur (error) ni de celle de l'imprécision (inaccuracy). Nous voulons montrer qu'il est opérationnel de revenir au sens courant avant de le préciser.

Une théorie traitant cette question de façon simple est la théorie de l'information. La quantité d'information est égale à l'incertitude levée par la réalisation de l'évènement ; lorsqu'une éventualité est réalisée parmi un ensemble de cas possibles, l'incertitude avant la réalisation de l'évènement est :

$$H = - \sum_{i=1}^N p(i) \log_2 p(i)$$

où H est la quantité d'information pour l'ensemble des cas possibles, N est le nombre de cas possibles, p(i) est la probabilité d'occurrence du cas i.

Deux propriétés sont importantes à rappeler :

- H croît avec le nombre d'éventualités (N ↑) ;
- H croît lorsque l'on tend vers l'équiprobabilité (p(i) → 1/N).

Ces deux propriétés correspondent bien à notre conception courante de l'incertitude en tant que choix face à plusieurs éventualités.

H correspond donc précisément à la définition que nous recherchons : elle caractérise un ensemble de valeurs et elle est quantifiable. Longtemps, certains auteurs ont identifié entropie et information. Ces deux concepts sont différents bien qu'ayant la même forme mathématique. ATLAN (1972, p.20) citant BRILLOUIN, remarque que "l'identité formelle recouvre une identité profonde". Cela signifie que les deux chiffres sont comparables, certes, mais non qu'ils sont égaux. Et il remarque plus loin que le passage d'une quantité d'information exprimée en bits à une entropie physique mesurée en ergs/°C se fait en multipliant le nombre de bits par un facteur 10^{-16}

(pp. 73 et 175). Ce facteur est largement différent de 1. Intuitivement, on conçoit qu'un moteur thermique dissipe de l'énergie alors qu'on imagine plus difficilement la chaleur dissipée par la dégradation d'un fichier de 10 000 chiffres en une moyenne. Remarquons au passage que si cette moyenne est ajoutée au fichier, les 10 001 chiffres ne contiennent pas plus d'information mais plus de redondance.

Cette confusion s'est sans doute maintenue dans le langage car on associait au concept d'entropie sa signification en termes d'ordre en oubliant l'aspect énergétique de la définition ($dS = dQ/T$ où S est l'entropie, Q la quantité de chaleur et T la température). SHANNON (1948) dans sa présentation de la théorie utilise d'ailleurs principalement le terme "entropy" et l'on sent le glissement de langage dès la définition qu'il propose pour la quantité d'information : "the only H satisfying the three above assumptions is of the form :

$$H = -K \cdot \sum_{i=1}^N p(i) \cdot \log p(i)$$

where K is a positive constant.[...] The form of H will be recognized as that of entropy as recognized in certain formulations of statistical mechanics" (c'est nous qui soulignons). Le choix de K correspondait effectivement à un choix d'unité dont SHANNON semblait se désintéresser : il élimine K de sa définition dès la page suivante et écrit plus loin : $1/2 \log (1/2) + 1/2 \log (1/2) = 1$ bit per symbol !

L'unité d'information, qui est effectivement le bit, correspond au choix entre deux événements équiprobables (par exemple pile ou face) ; pour avoir $-K [1/2 \log (1/2) + 1/2 \log (1/2)] = 1$, il faut nécessairement $K = 1/\log 2$. Dans ce cas, la quantité d'information mesure *uniquement l'ordre que nous connaissons*. On peut imaginer le rapport avec l'énergie en pensant à l'énergie que nous devons dépenser pour connaître cet ordre.

La littérature dans le domaine de l'hydrologie traite cette quantité d'information à partir d'une loi continue de distribution des probabilités (BENDJOURI, 1983). Nous pensons qu'il serait plus juste de l'utiliser avec un nombre fini de cas et la distribution discrète des fréquences observées. En effet, que signifie ce calcul ? A l'origine, chaque cas représente un symbole dans un message à transmettre. Chaque symbole a son importance propre et la théorie a été développée pour chercher une manière de transmettre la suite des symboles de façon optimale. C'est-à-dire, pour que dans chaque message reçu, on puisse distinguer les symboles différents. Si la loi est continue, cela signifie que les symboles sont quasiment semblables c'est-à-dire que la mesure représente parfaitement la réalité, de même que la loi de distribution statistique.

La première partie a montré que dans un ensemble de données, il existe une imprécision affectée à chaque valeur. Par conséquent, l'ensemble des valeurs n'est pas une suite d'états quasiment semblables mais un ensemble de valeurs proches, semblables en deçà de l'imprécision, différentes au-delà. L'existence de l'imprécision implique l'existence d'un nombre fini de cas possibles ; et cela quel que soit l'appareil

de mesure, que ses caractéristiques permettent ou non un ensemble continu de valeurs -ou pour le limnigraphe, non pour le pluviographe.

AMOROCHO & ESPILDORA (1973) utilisent une loi de distribution de probabilité continue. Lors de l'application à leur cas particulier, il rappellent :

- l'importance du choix du pas de discrétisation (δx pour la variable x) sur le résultat du calcul de la quantité d'information ;
- l'importance du choix de la loi de distribution qui se base sur une moyenne et un écart type empiriques soumis aux fluctuations de l'échantillonnage ;
- que le calcul utilise des approximations qui sont valables pour de petites valeurs de δx ; cependant, ils choisissent δx en fonction de la précision de l'estimation, laissant ainsi supposer que leur méthode n'est utilisable que pour les observations quasi-parfaites que l'on rencontre rarement (δx faible pour une distribution continue) ;
- que "les dates pour lesquelles l'entropie conditionnelle est voisine de zéro correspondent aux jours où le modèle prédit la vraie valeur moyenne de x [le débit observé] avec une incertitude de $\pm \delta x / 2$ ", ce qui signifie dans le langage que nous utilisons, que la précision de l'estimation (δx) détermine alors l'intervalle des valeurs possibles.

Les trois premiers points montrent toute la subjectivité du calcul d'information (appelée "entropie" par AMOROCHO & ESPILDORA) lorsqu'on utilise une loi de distribution de probabilité continue et ajustée. Le quatrième point par contre, montre la double utilité du calcul :

- en choisissant δx d'après la précision que l'on a sur les données, on mesure l'incertitude qui existe entre les résultats du modèle et les observations, c'est-à-dire l'information qui nous manque pour effectuer une simulation parfaite ;
- en choisissant δx pour annuler la quantité d'information conditionnelle (définition ci-dessous) des débits observés connaissant les débits calculés, on a d'emblée l'intervalle des valeurs possibles et surtout on peut ajuster un δx spécifique à chaque classe de débit : c'est-à-dire très large sur les basses eaux si on s'intéresse aux crues, très large sur les crues si on s'intéresse aux étiages ; et dans chaque cas, on mesurera une quantité d'information adaptée au but poursuivi.

On reconnaît là toute la souplesse que l'approche par une fonction continue ne permet pas. On reconnaît aussi que la base de calcul est la classification choisie. Et l'on retrouve une évidence : mieux on connaît le système, plus fine est la classification, plus les quantités d'information mises en jeu sont importantes ; à l'inverse, plus notre connaissance est grossière, plus larges sont les classes et moins grandes sont les quantités d'information calculées.

Cette définition de l'incertitude est adimensionnelle et n'a besoin d'aucune hypothèse sur la distribution des probabilités des erreurs. Le résultat du calcul, H, tient compte de tous les cas possibles et pour chacun, de sa probabilité d'occurrence.

II.1.2 Définition de l'erreur.

Dans la littérature scientifique, l'erreur est généralement exprimée en pourcentage de la valeur correspondante. Nous avons voulu conserver cette tendance tout en restreignant la définition. Il se trouve que pour notre étude, la connaissance des valeurs maximales des précipitations comme la connaissance des débits de crue réels est très approximative. Par conséquent, pour un intervalle de valeurs possibles très large, l'erreur en pourcentage est très différente selon qu'on la ramène au centre, au minimum ou au maximum de l'intervalle. Nous avons donc délibérément rapporté l'erreur à la borne maximale de l'intervalle des valeurs possibles. Les intérêts de la méthode sont présentés ci-dessous, voyons d'abord la démarche.

- **objectif :**

on veut calculer l'intervalle des valeurs possibles en connaissant la valeur calculée ou estimée et le pourcentage d'erreur.

Par exemple, l'intervalle des valeurs possibles de pluie pour un bassin versant, en connaissant l'ensemble des pluies observées et extrapolées et les surfaces concernées.

- **modalité :**

soit X_{obs} la valeur hypothétique réelle et X_{cal} une valeur calculée, on considère que le pourcentage d'erreur noté err , est toujours ramené au maximum possible c'est-à-dire :

si $X_{obs} > X_{cal}$ alors $X_{obs} - X_{cal} < err * X_{obs}$ (err est ramené à X_{obs})

si $X_{obs} < X_{cal}$ alors $X_{cal} - X_{obs} < err * X_{cal}$ (err est ramené à X_{cal})

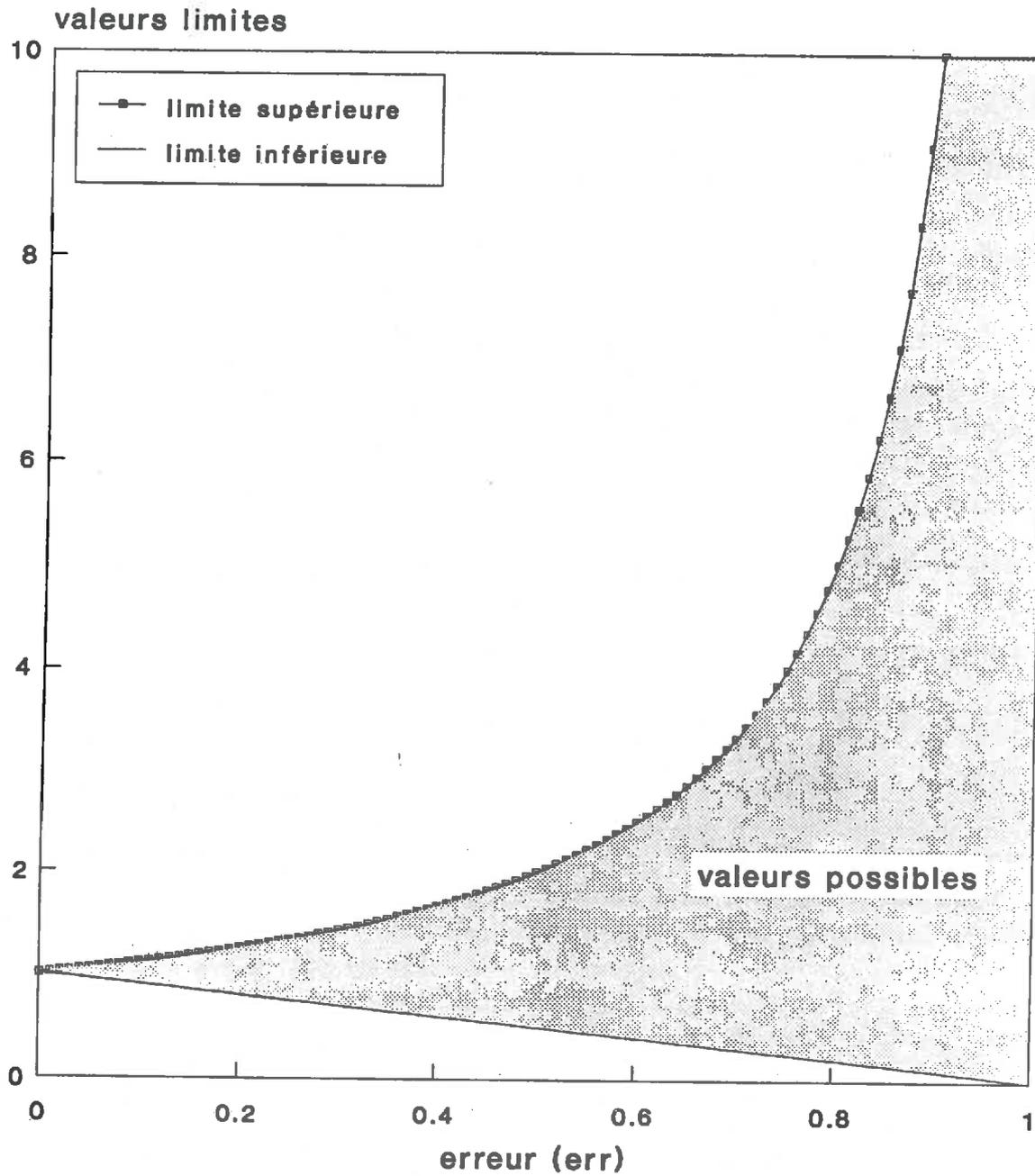
ce qui donne : $X_{cal} - err * X_{cal} < X_{obs} < err * X_{obs} + X_{cal}$

ou encore : $X_{cal} - err * X_{cal} < X_{obs} < X_{cal} / (1 - err)$

$(1 - err)$ et $X_{cal} (1 - err)$ constituent donc les bornes minimales et maximales de l'intervalle des valeurs possibles quand on connaît la valeur calculée (X_{cal}) et le pourcentage d'erreur (err).

- **résultat (il est présenté à la figure II.1)**

Figure II.1 : bornes maximale et minimale de l'intervalle des valeurs possibles associées à une valeur idéale de 1 et une erreur variant entre 0 et 1.



limite supérieure = $1/(1-err)$
limite inférieure = $1-err$

Paul Robin, 1990.

• intérêt :

- conceptuel : l'erreur peut être considérée comme un rendement associé à un calcul ; en effet l'erreur est toujours comprise entre 0 et 1, 0 lorsque le résultat est parfaitement déterminé (calcul déterministe exact), 1 lorsque le résultat est inconnu (l'ensemble des valeurs possibles est R_+) ;
- mathématique :
 - a) l'ensemble des erreurs possibles est borné ($[0;1]$)
 - b) l'intervalle des valeurs possibles, quelle que soit l'erreur, ne contient jamais de valeurs négatives (c'est-à-dire une pluie négative !) ce qui serait le cas si on exprimait l'intervalle de la façon suivante :
$$P_{cal} - err * P_{cal} < P_{obs} < P_{cal} + err * P_{cal}$$
avec $err = 200\%$ par exemple
 - c) l'intervalle des valeurs possibles lorsque l'erreur vaut 1 (100%) est le même quelle que soit la valeur calculée (ex : pluie inconnue si $P_{cal}=0\text{mm/j}$ ou si $P_{cal}=200\text{mm/j}$) ;
 - d) la première partie de la courbe est quasi-linéaire, ce qui correspond à l'expression habituelle :
$$P_{obs} = P_{cal} \pm \epsilon \text{ où } \epsilon = err * P_{cal}$$
- pratique : on peut passer de l'erreur "err" (en % du maximum) à l'erreur "ε" à l'aide de deux formules:

$$err = 2 \cdot \epsilon / (1 + \epsilon)$$

$$\epsilon = err / (2 - err)$$

II.1.3 Niveaux de modélisation et niveaux d'étude

Ce choix de définitions relève de notre travail de caractérisation des diverses situations où un modèle donne une certaine qualité de résultats.

À plusieurs reprises nous parlerons de "niveaux":

- des échelles différentes constituent des "niveaux" de modélisation différents, par exemple l'échelle centimétrique et l'échelle kilométrique pour l'étude des transferts d'eau dans le sol ;
- les "niveaux d'étude" signifient autre chose : le "niveau" modélisation (étude des phénomènes) est inférieur au "niveau" de l'analyse de sensibilité (étude de la modélisation) qui est inférieur au "niveau" du commentaire sur l'analyse de sensibilité (étude sur l'étude de la modélisation).

II.2 - L'incertitude dans la bibliographie

Pourquoi utiliser la théorie de l'information dans une étude de l'incertitude ? De la première partie, il ressort que parmi les données de pluie, certaines séries sont fortement cohérentes et d'autres moins ; que certaines séries de débit doivent être corrigées absolument (prélèvements) pour être comparées aux calculs, alors que pour d'autres, ce n'est pas nécessaire ; que les valeurs d'évapotranspiration sont correctes, mais qu'en les modulant en fonction de l'altitude, on améliore sensiblement la qualité des ajustements ; enfin que pour un même bassin, certaines périodes sont bien simulées et d'autres moins bien. Cela montre que l'incertitude pour un modèle et un jeu de données résulte d'une multitude de situations selon plusieurs "niveaux de modélisation", et qu'à un "niveau", chaque situation peut être interprétée comme un cas particulier : les pluies sont mal reconstituées, les prélèvements particulièrement faibles, les phénomènes physiques mal reproduits par le calcul...

Comme d'autres auteurs, nous considérerons une incertitude globale, mais nous tenterons de nous rapprocher d'un calcul "cas par cas" en choisissant des classes d'imprécisions. Dans ce paragraphe, nous avons cherché comment quelques auteurs (cf. annexe 15 également) considèrent l'incertitude des ensembles de valeurs : des approches les plus globales à celles les plus distribuées, avec quelques variantes pour chaque type d'approche¹.

Pour nous, la théorie de l'information appartient aux approches distribuées ; elle a l'avantage d'être facile à utiliser puisqu'elle requiert peu de connaissances mathématiques comme nous le verrons au second paragraphe (III.2 - Principes de calcul).

II.2.1 - Comparaison des débits reconstitués à l'aide d'un critère global

On utilise un critère de comparaison entre une série de valeurs observées et une série calculée lors de l'ajustement automatique d'un modèle ou lorsque l'on veut juger la qualité d'un modèle.

SOROOSHIAN (1988) montre que pour un modèle conceptuel simple, (un réservoir caractérisé par sa taille et son coefficient de vidange), la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts, constitue un meilleur critère que la somme des valeurs absolues des différences, ou que la racine carrée moyenne des écarts entre les logarithmes des débits. Il n'évoque pas le critère de Nash recommandé par d'autres auteurs.

L'importance du critère avait déjà été signalé par plusieurs auteurs (ISABEL & VILLENEUVE, 1986 ; STEDINGER & TASKER, 1986) ; CHARBONNEAU & al

¹une partie des références citées, antérieures à 1987, est issue d'une interrogation de la banque de références PASCAL de l'Agence Spatiale Européenne, sur les mots-clé : incertitude, erreur, prédictibilité, précision et leur équivalents anglais ; dans les domaines de l'hydrologie, de la climatologie et de la bioclimatologie ; en restreignant à ce qui concerne les modèles ou les simulations. Cependant, nous sommes certains de n'avoir pas recensé toutes les publications car certaines revues scientifiques sont absentes de cette banque.

(1971) soulignent de plus que la qualité du critère peut être différente pour les crues et pour les étiages. PICKUP (1977) montre que non seulement le critère de comparaison mais aussi l'algorithme d'optimisation, l'indépendance des paramètres et leur nombre -c'est-à-dire le nombre de dimensions de l'espace de calage- influencent le résultat de l'ajustement.

Un critère global, utilisé pour son objectivité et sa rigueur mathématique, se révèle donc empreint de "subjectivité" du fait de l'utilisation qui en est faite.

KUCZERA (1982,1983) reconnaît cette difficulté et tente de la contourner en ajoutant de nouvelles observations (pluies, débit, stock du sol, nappe) ou en transformant les débits.

II.2.2 - Comparaison des valeurs prédites et observées en fonction de l'erreur initiale

Dans les modèles de prévision météorologique, l'erreur est exprimée en termes de "temps de prédictibilité" (predictability). Elle dépend essentiellement de l'erreur sur l'état initial qui croît à mesure que le modèle opère sans nouveau calage de ses variables d'état. BENZI & CARNEVALE (1989) montrent que l'erreur la plus probable est inférieure à l'erreur moyenne. SEIDMAN (1981) remarque que le "temps de prédictibilité" augmente si l'on utilise la moyenne d'un ensemble de prévisions mensuelles ou saisonnières ; il note la présence de deux modes d'anomalie climatique : pour l'un, les prévisions sont possibles ; pour l'autre, elles sont difficiles.

Cela signifie pour nous que, en distinguant des situations différentes, l'incertitude est connue avec plus de précision.

II.2.3 - Comparaison des modèles et transposabilité des paramètres

On a vu au premier paragraphe qu'un critère global était empreint de subjectivité. L'utilisation en est cependant presque systématique pour comparer les modèles (LOAGUE & FREEZE, 1985 ; SCHILING & FUCHS, 1986). Or le calcul de quantité d'information permet ainsi de quantifier l'efficacité d'un modèle à représenter un système (HARMANCIOGLU , cité par BENDJOURI, 1983) et même de quantifier son efficacité selon les périodes de l'année (AMOROCHO & ESPILDORA, 1973). On peut donc s'interroger sur la validité de ces comparaisons de modèles qui favorisent telle ou telle modélisation sans avoir discuté la nature des algorithmes en tant que représentation d'un phénomène. Lors d'une comparaison à l'aide d'un critère global, le résultat dépend donc du jeu de données utilisé, de la procédure de calage et du critère de comparaison choisi. Mais est-ce qu'un modèle reconnu ainsi pour ses résultats sera transposable en d'autres lieux ? C'est-à-dire est-ce que les comparaisons de modèles sont utilisables pour choisir un modèle ?

GUPTA & SOROOSHIAN (1983) analysent la transposabilité théoriquement, à partir d'un jeu de données parfaites. Ils montrent l'importance de la structure même

du modèle.

GILLE & al (1985) puis ALBERGEL & al (1987) analysent la transposabilité au cours d'applications pratiques. Ils montrent que la transposabilité des paramètres est effective dès lors que certaines conditions sont remplies :

- les paramètres correspondent à des caractéristiques du terrain qui déterminent la nature des phénomènes (on retrouve le rôle de la structure du modèle) ;
- ces paramètres ont été ajustés (ou vérifiés) dans des conditions semblables à celles rencontrées là où l'on veut transposer ;
- le bassin où l'on veut transposer le modèle est bien connu ; il n'y a pas (ou peu) de situations autres que celles déjà rencontrées, la description du bassin suit les mêmes règles que pour le(s) bassin(s) où l'ajustement a été fait ; par conséquent, le modèle et les paramètres choisis auparavant sont adaptés.

A nouveau, la connaissance des différentes situations possibles, dans l'espace et au fil des années permet de mieux connaître l'incertitude, celle liée au modèle et celle liée aux ensembles de données.

II.2.4 - Recherche de l'intervalle des valeurs possibles de débit à partir des observations disponibles et des valeurs calculées

La recherche de l'intervalle des débits possibles est une étape cruciale pour le dimensionnement des ouvrages hydrauliques. C'est pourquoi, certains auteurs intègrent d'emblée les questions économiques de coût des aménagements à leur démarche de recherche en hydraulique.

MOSS (1979) s'intéresse aux pointes de crue. Il utilise comme critère, la différence des logarithmes des débits de crues observés et estimés. Il considère non seulement la moyenne des erreurs mais aussi la loi de distribution de ces erreurs pour étudier en particulier l'effet du modèle utilisé en plus de l'étude plus classique du nombre et de la durée d'observation des stations de mesure.

HROMADKA & Mc CUEN (1988, 1989) montrent que la loi de distribution de probabilité change selon la situation dans la crue. BAO & al (1987) avaient en effet montré l'importance de distinguer différentes lois de distribution pour mieux approcher l'incertitude sur le débit de crue.

Pour optimiser l'information existante, TROUTMAN (1982, 1983) utilise les probabilités conditionnelles (approche dite "Bayésienne"). Il considère les données à trois niveaux :

- pour ajuster le modèle ;
- pour ajuster le bruit sur les données qui entraîne une erreur aléatoire sur

les résultats ;

- pour ajuster le bruit sur les paramètres, induit par le bruit sur les données, qui entraîne une erreur systématique sur les résultats.

Pour évaluer les débits de crue en optimisant les informations existantes, SONUGA (1976) utilise le principe de maximisation de "l'entropie" : les informations définissent des contraintes, "l'entropie" est maximale lorsque l'incertitude est maximale, ce qui se traduit par l'intervalle maximum des débits de crue possibles étant données les informations existantes. Ces démarches, en distinguant un nombre croissant de situations possibles, deviennent de plus en plus complexes.

II.2.5 - Quelques méthodes permettant d'inclure l'incertitude dans la structure des modèles

Pour la prévision de crue en temps réel, il est essentiel de traiter l'erreur en temps réel ; c'est l'objet de la méthode dite "du filtre de KALMAN" (REFSGAARDS & al, 1985 ; ROCHE, 1987).

Pour estimer la distribution des valeurs d'une variable (pic de crue, volume ruisselé...) en fonction d'une pluie hypothétique étant données des séries d'observations de pluie et débit ainsi que la précision des mesures de ruissellement, HROMADKA II (1989) propose d'utiliser la méthode des équations intégrales stochastiques ("stochastic integral equation method"). Pour estimer les valeurs de paramètres distribués, en fonction de la variabilité spatiale, de la disponibilité des données, de l'approximation du modèle par rapport aux phénomènes réels, des méthodes utilisées pour estimer les entrées du modèle (extrapolations à partir d'observations extérieures au système pour la même période, utilisation de valeurs de la bibliographie, ...), Mc LAUGHIN & WOOD (1988) proposent d'utiliser des équations aux dérivées partielles stochastiques ("stochastic partial differential equations").

Pour estimer la crue maximale, les hydrologues continuent d'utiliser la méthode du Gradex qui considère qu'au delà de la capacité de rétention du bassin, toute pluie supplémentaire contribue au volume de la crue. La pluie étant connue avec une certaine erreur (dont le pourcentage diminue à mesure que la hauteur croît), on en déduit l'imprécision sur le volume de crue. Ces deux dernières méthodes nécessitent de solides connaissances de la théorie des processus stochastiques (BODO & al, 1987) que nous n'avons pas eu le temps d'approfondir.

II.2.6 - Conclusion

Le fait d'intégrer l'incertitude dans la formulation des équations, c'est-à-dire dans la structure du modèle nous semble une direction essentielle d'amélioration des modèles hydrologiques. On y reconnaît la nature non totalement déterministe des phénomènes naturels. Par ailleurs, l'objectif d'une simulation étant de mieux envisager l'avenir, il me semble important de connaître l'éventail des situations possibles et celles les plus probables.

La démarche que nous présentons est d'accès plus facile en ce qu'elle nécessite d'abord du bon sens. Son principal avantage est d'être totalement indépendante de la modélisation. Elle permet d'envisager l'éventail des cas possibles à travers une classification des situations.

II.3 Procédure de calcul

Les étapes du calcul découlent des principes exposés au paragraphe d'introduction (cf. §II.1) :

- tenir compte de l'imprécision sur les valeurs particulières ;
- classer les valeurs particulières en "réalités distinguables" ;
- calculer les fréquences de chaque classe dans notre jeu de données ;
- calculer les quantités d'information associées à différents ensembles : postes pluviométriques, stations hydrométriques, données hydro-pluviométriques par bassin versant...).

L'interprétation des résultats montre la cohérence des ensembles en vue de la modélisation.

II.3.1 Choix des classes d'après l'imprécision

Chaque classe est définie par un centre et une norme. La distance entre deux centres est égale à l'imprécision. De même la norme, c'est-à-dire la largeur de la classe, est égale à l'imprécision. Dans le cas des pluies, la première classe est celle des jours secs (!) ($P = 0$), car il est conceptuellement important de distinguer les jours de pluies des jours secs. La classe suivante sert d'intermédiaire ($0 < P \leq 15$ mm/j, de centre 7,5 mm/j) entre la classe 1 et la classe 3. La classe 3 est la première dont le centre, 30 mm/j, est distinct de la première classe du fait de l'imprécision. Les classes suivantes ont une largeur égale à l'imprécision (30 mm/j) jusqu'à la dernière classe qui contient les valeurs maximales observées (fig. II.2a) et c)).

Dans le cas des débits, l'imprécision est exprimée par un pourcentage d'erreur par rapport à la borne supérieure de l'intervalle. Or, nous avons noté deux types d'incertitude : en basses eaux, en hautes eaux estimées dans les deux cas, d'après les courbes de tarage. Pour utiliser ces 2 types, nous avons pris le module comme noeud de séparation entre les classes associées aux "basses eaux" et celles associées aux "hautes eaux" (fig. II.2b)).

Dans le cas de l'évapotranspiration, l'imprécision est telle que nous n'avons qu'une seule classe de valeurs au pas de temps journalier (information nulle). Dans les calculs d'incertitude nous nous limiterons donc aux pluies et débits puisque l'évapotranspiration n'apporte aucune information. En effet :

$$H(ETP) = - p(ETP) \cdot \log_2 p(ETP) = 0 \text{ puisque } p(ETP) = 1.$$

Figure II.2 : schéma de calcul d'une quantité d'information.

PREMIERE ETAPE : CLASSIFICATION

- deux classes sont séparées en fonction de l'imprécision sur les valeurs observées :

a) choix des classes de pluie :

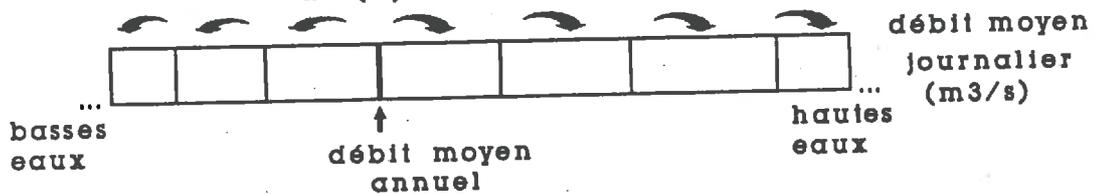
imprécision = 30 mm/j

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	
centres	0.	7.5	30.	60.	90.	120.	...
limites	0.	15.	45.	75.	105.	135.	...

pluies journalières (mm/j)

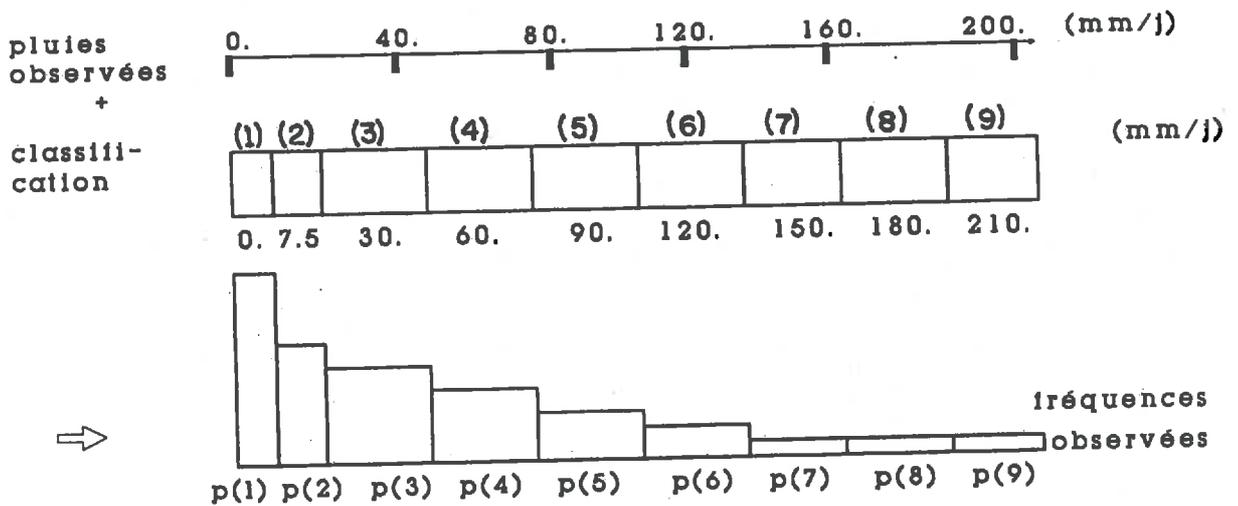
b) choix des classes de débit :

imprécision = x_b (%) en basses eaux
 x_h (%) en hautes eaux



SECONDE ETAPE : CALCUL D'INFORMATION (exemple de la pluie)

c) calcul des fréquences des classes



d) calcul d'information :

$$H(P) = - \sum_{i=1}^9 p(i) \log_2 p(i)$$

II.3.2 Calcul des fréquences de chaque classe

Pour chaque classe, la probabilité $p(i)$ est calculée comme la fréquence observée dans la série utilisée (fig. II.2c). La classification permet de calculer la quantité d'information d'un ensemble de données, par exemple les pluies, comme pour plusieurs ensembles de nature différente (pluies et débits). Dans la littérature les applications pratiques se limitent au cas de deux ensembles (pluie et débit) bien que la théorie soit développée pour n ensembles. Après avoir défini les concepts dans le cas de deux ensembles, nous présenterons notre calcul utilisable pour un nombre quelconque (mais fini) d'ensembles de données : pour un bassin versant, pluies à tous les postes pluviométriques et débits.

II.3.3 Calcul d'une quantité d'information

Dans le cas de deux ensembles, la figure II.3 montre à quoi correspondent les termes de quantité d'information totale d'un système, quantité d'information conditionnelle d'un ensemble en connaissant d'autres ensembles, et quantité d'information mutuelle (ou transinformation) de deux ensembles. Pour définir ces concepts mathématiquement, nous notons X_j l'ensemble des classes d'une variable (pluies à 1 poste ou débits à une station) ; N_j le nombre de classes de l'ensemble X_j ; i_j une classe particulière de l'ensemble X_j . Soient trois ensembles X_1, X_2, X_3 , et trois classes particulières i_1, i_2, i_3 , nous calculons les probabilités $(p(i_1), p(i_1, i_2, i_3), p(i_3/i_1, i_2))$ d'après les fréquences observées. Soient N_{tot} le nombre de jours dans la classe i_1 ; $n(i_1, i_2)$ le nombre de jours communs aux classes i_1 et i_2 ; $n(i_1, i_2, i_3)$ pour les trois classes i_1, i_2, i_3 on calcule donc

$$p(i_1) = n(i_1)/n_{tot}$$

$$p(i_1, i_2, i_3) = n(i_1, i_2, i_3)/n_{tot}$$

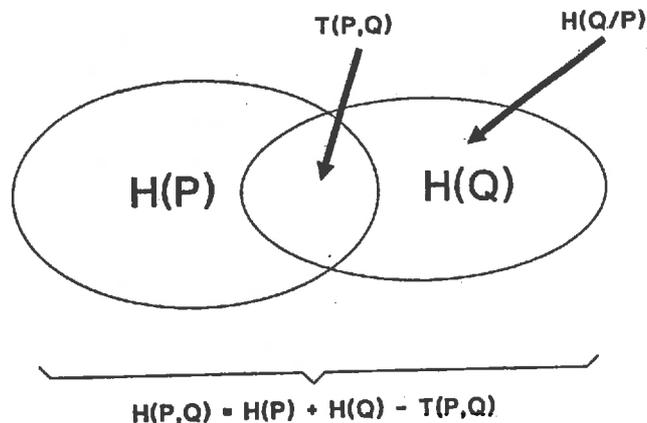
$$p(i_3/i_1, i_2) = n(i_1, i_2, i_3)/n(i_1, i_2)$$

Ainsi on calcule :

la quantité d'information totale d'un système de deux ensembles (ne dépend pas de l'ordre de ces deux ensembles (X_1, X_2 ou X_2, X_1) :

$$H(X_1, X_2) = - \sum_{i_1=1}^{N_1} \sum_{i_2=1}^{N_2} p(i_1, i_2) \log_2 p(i_1, i_2)$$

que l'on étend au cas d'un système constitué de nb ensembles :



- H(P) ▪ Information apportée par P
- H(Q) ▪ Information apportée par Q
- H(P,Q) ▪ information totale du système
- H(Q/P) ▪ information apportée par Q quand on connaît P
- T(P,Q) ▪ information mutuelle ou transinformation de P et Q
- R(Q,P) ▪ redondance de Q quand on connaît P (= T(P,Q)/H(Q))

Figure II.3 : représentation des concepts utilisés dans le calcul des quantités d'information. Cas d'un système composé de deux ensembles P et Q.

$$H(X_1, X_2, \dots, X_{nb}) = - \sum_{i_1=1}^{N_1} \dots \sum_{i_{nb}=1}^{N_{nb}} p(i_1, \dots, i_{nb}) \log_2 p(i_1, \dots, i_{nb})$$

la quantité d'information conditionnelle de X_2 connaissant X_1 qui traduit le fait qu'entre deux ensembles liés, le second apporte moins d'information si l'on connaît déjà le premier :

$$H(X_2/X_1) = - \sum_{i_1=1}^{N_1} \sum_{i_2=1}^{N_2} p(i_1, i_2) \log_2 p(i_2/i_1)$$

la quantité d'information mutuelle entre X_1 et X_2 ou transinformation :

$$T(X_1, X_2) = H(X_1) + H(X_2) - H(X_1, X_2)$$

Le calcul dans le cas d'un grand nombre d'ensembles devient difficile à cause du nombre de cas à traiter : $N_1 * N_2 * \dots * N_{nb}$ probabilités à calculer (par exemple pour

100 postes pluviométriques et 4 classes de précipitation, il faudrait un tableau de 4^{100} variables, ce qui dépasse les capacités d'un ordinateur ordinaire). Or le nombre de cas effectivement rencontrés est largement inférieur, le tableau des cas existant occupe au maximum autant de place que le fichier des valeurs brutes. Notre procédure, qui compte donc uniquement les cas ayant existé, est structurée en quatre parties : classification du fichier initial ; tri de ces classes ; comptage des classes ; calcul de la quantité d'information de ce tableau de classes. Le calcul sur le tableau des classes triées est fondé sur la propriété suivante de la quantité d'information d'un système (BENDJOUDI, 1983) :

$$H(X_1, \dots, X_{nb}) = H(X_1) + H(X_2/X_1) + \dots + H(X_{nb}/X_1, X_2, \dots, X_{nb-1})$$

Par conséquent pour calculer ces informations conditionnelles, nous devrions calculer sur le tableau des classes les compteurs suivants : $n(i_1)$, ($i_1 = 1, N_1$) ; $n(i_1, i_2)$, ($i_1 = 1, N_1 ; i_2 = 1, N_2$) ; \dots ; $n(i_1, \dots, i_{nb})$, ($i_1 = 1, N_1 ; \dots ; i_{nb} = 1, N_{nb}$). Comme toutes les situations (i_1, i_2, \dots, i_j) ne sont pas nécessairement observées, nous comptons seulement les situations dans le tableau des classes. Pour cela, nous avons besoin de deux tableaux : l'un regroupant les nb valeurs d'information conditionnelle de chaque ensemble $H(X_j/X_1, \dots, X_{j-1})$, l'autre regroupant les nb * nclass compteurs pour compter les nombres de cas (nclass = nombre maximum de classes pour les nb ensembles). La place mémoire nécessaire pour ce calcul est alors acceptable.

Il reste un autre problème, celui des données manquantes : lorsqu'une des variables caractéristiques X_{nb} manque dans une classe, on n'incrmente pas les compteurs concernant $H(X_{nb}/X_1, \dots, X_{nb-1})$; ainsi cette forme de procédure traite le cas des données manquant à la dernière série, par exemple les débits après toutes les données pluviométriques du bassin versant. Nous évoquerons une généralisation plus tard (IV.2).

II.4 Résultats

Le calcul sur le fichier des pluies (tabl. II.1) montre l'hétérogénéité des postes lorsqu'ils sont pris isolément (entre 1.25 et 2.15 bits/poste). La quantité d'information conditionnelle apportée par un poste aux postes précédents décroît rapidement pour devenir inférieure à un dixième de bit à partir du vingtième poste. En fait il peut difficilement en être autrement. Le nombre de bits correspond en effet au nombre de questions binaires (réponse par oui ou non) que l'on doit poser pour identifier une situation : 10 questions donnent le choix entre 2^{10} (1024) éventualités. Comme notre fichier contient au maximum 1461 cas (chaque journée est un cas particulier), le nombre de questions est donc strictement inférieur à 11. Or on ne peut pas affirmer être capable de reconnaître autant de classes de précipitation pour l'ensemble de l'île. Un calcul plus réaliste devrait donc utiliser des classes plus globales, valables pour l'ensemble du système et non pour un poste en particulier, c'est-à-dire changer de "niveau" de modélisation (classes de classes).

Tableau II.1 : resultat du calcul d'information sur le fichier des pluies.
 La premiere ligne et la premiere colonne servent a reperer les postes par leur numero. Nous remarquons la decroissance de l'information conditionnelle apportee par un poste ajoute aux precedents (b). Nous remarquons egalement l'information importante aux postes d'altitude (tableau d : postes 49 a 55). De plus amples commentaires sont donnees a l'annexe 16.

47 postes reels (postes 1 a 47)
 51 zones d'extrapolation (postes 48 a 98)

(a) INFORMATION TOTALE : 10.4502

(b) INFORMATIONS CONDITIONNELLES :

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	1.3271	1.1517	.9953	.7246	.4018	.3467	.4201	.9300	.6615	.618
1	.4917	.3685	.2968	.1833	.1349	.0853	.0881	.0133	.1347	.022
2	.0641	.0146	.0117	.1227	.1758	.0870	.0225	.0922	.0397	.011
3	.0154	.0742	.0796	.0485	.0254	.0297	.0112	.0151	.0051	.019
4	.0244	.0031	.0033	.0052	.0046	.0014	.0128	.0014	.0000	.000
5	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.000
6	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.000
7	.0000	.0000	.0037	.0188	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.000
8	.0000	.0053	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.000
9	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.000

(c) INFORMATIONS CONDITIONNELLES CUMULEES :

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	1.3271	2.4787	3.4740	4.1987	4.6005	4.9472	5.3673	6.2973	6.9588	7.57
1	8.0691	8.4375	8.7343	8.9176	9.0525	9.1378	9.2259	9.2392	9.3740	9.39
2	9.4610	9.4756	9.4873	9.6100	9.7858	9.8727	9.8953	9.9875	10.0271	10.03
3	10.0540	10.1282	10.2078	10.2563	10.2818	10.3115	10.3227	10.3378	10.3429	10.36
4	10.3866	10.3897	10.3929	10.3981	10.4027	10.4041	10.4169	10.4183	10.4183	10.41
5	10.4183	10.4183	10.4183	10.4183	10.4183	10.4183	10.4183	10.4183	10.4224	10.42
6	10.4224	10.4224	10.4224	10.4224	10.4224	10.4224	10.4224	10.4224	10.4224	10.42
7	10.4224	10.4224	10.4261	10.4449	10.4449	10.4449	10.4449	10.4449	10.4449	10.44
8	10.4449	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.45
9	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.45

(d) INFORMATIONS POSTES SEULS :

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	1.3271	1.2936	1.3776	1.3761	1.4127	1.3719	1.3658	1.4566	1.2418	1.41
1	1.4440	1.5040	1.3327	1.3353	1.3291	1.3593	1.3448	1.3397	1.4691	1.31
2	1.3806	1.3546	1.3590	1.2407	1.9338	1.7173	1.8004	1.5036	1.6260	1.51
3	1.4300	1.5704	1.6086	1.4678	1.6722	1.8201	1.5546	1.2029	1.2209	1.61
4	1.5754	1.4034	1.3232	1.5329	1.7175	1.5396	1.8088	1.5776	2.0976	2.01
5	1.6232	2.1213	1.8815	2.0843	2.1248	1.5790	1.4417	1.6403	1.5974	1.81
6	1.5077	1.4413	1.6530	1.7543	1.8231	1.8705	1.9274	1.8979	1.4578	1.61
7	1.4631	1.3384	1.2938	1.7441	1.9282	1.5697	1.3987	1.5291	1.8038	1.61
8	1.4133	1.3862	1.4001	1.6087	1.8576	1.3693	1.5597	1.6967	1.8775	1.21
9	1.2766	1.4483	1.8069	1.6836	1.6072	1.2412	1.2301	1.3486		

(e) nombres de classes aux postes (permet d'evaluer l'information maximale possible) :

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	4	5	6	5	6	5	6	5	5	6
1	6	6	6	4	5	5	6	6	6	5
2	5	6	6	5	6	6	6	6	6	6
3	6	6	6	6	6	6	6	5	5	6
4	6	6	5	6	6	6	6	6	6	6
5	6	6	6	6	6	6	6	6	5	6
6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
7	6	6	6	6	6	6	5	5	6	6
8	5	5	5	6	6	5	6	6	6	5
9	5	6	6	6	6	4	5	6		

Pour calculer les quantités d'information apportées par les débits, nous avons considéré les bassins versants séparément, de manière à limiter le nombre de situations venant de la classification des pluies. Le tableau II.2 donne donc les résultats de deux calculs : les quantités d'information conditionnelles ($H(Q_{cal}/P)$ dans la dernière colonne et $H(Q_{obs}/P)$ dans l'avant-dernière) et les quantités d'information totales ($H(Q_{cal})$ en dernière colonne et $H(Q_{obs})$ en avant-dernière) ; les quantités d'information conditionnelles cumulées sont données à titre indicatif, pour connaître par exemple la quantité d'information due aux postes pluviométriques seulement ($H(P)$ avant-avant-dernière colonne).

L'interprétation des quantités d'information s'appuie d'une part sur la classification choisie, traduisant de façon adimensionnelle l'imprécision sur les observations ; d'autre part, sur notre objectif de modélisation, on note trois types de situation :

- celle où le débit n'apporte plus d'information lorsqu'il est comparé aux pluies ($H(Q_{obs}) > 0$, $H(Q_{obs}/P) = 0$; c'est le cas de Grande Goyave à la Boucan et de Capesterre) ; toute l'information sur les débits est redondante ($T(Q_{obs}, P) = H(Q_{obs})$), ce que l'on peut interpréter de deux façons : soit les pluies sont mal classées (effet d'échelle évoqué ci-dessus, classification trop fine) et le bruit sur les pluies masque toute l'information des débits ; soit l'imprécision des débits est trop grande pour pouvoir identifier la diversité des situations possibles. Dans ces conditions l'ajustement peut être précis mais ne le restera pas nécessairement si la période de simulation est allongée ;
- celle où le débit apporte une quantité d'information faible lorsqu'il est ajouté aux pluies ($H(Q_{obs}) > H(Q_{obs}/P) > 0$; cas de Du Plessis) ; c'est la situation idéale pour la modélisation. En effet l'imprécision sur les pluies est comparable à celle sur les débits, et l'on peut mesurer la redondance du système, c'est-à-dire la quantité d'information qui justifie de relier les pluies aux débits. Dans cette situation on peut étudier les limites du modèle et l'améliorer. Soit R la redondance (ATLAN, 1972) ; il devient intéressant de caractériser les données plus en détail par leur redondance :

$$R_{obs} = (H(Q_{obs}) - H(Q_{obs}/P)) / H(Q_{obs})$$

$$R_{cal} = (H(Q_{cal}) - H(Q_{cal}/P)) / H(Q_{cal})$$

si $R_{obs} > R_{cal}$ le modèle calcule des débits qui correspondent à des situations qui n'existent pas, c'est le cas de Du Plessis où les pointes de crue calculées sont plus élevées et plus variables que les pointes observées ; si $R_{obs} < R_{cal}$ le modèle calcule des débits mais il ne représente pas tous les phénomènes à l'origine de la diversité des situations observées ; si $R_{obs} = R_{cal}$ le modèle est parfait pour ce critère avec la classification choisie c'est-à-dire avec l'incertitude existante dans les observations ;

Tableau II.2 : quantites d'information aux bassins versants modelises.
 Ces bassins versant ont servi au calage du modele avec les donnees brutes.
 Les premiers postes caracterisent les postes pluviometriques les deux
 derniers postes se rapportent respectivement aux debits observes et calcules.
 Les calculs d'information sont faits sur l'ensemble des journees disponibles,
 c'est-a-dire en ne tenant compte des debits non observes que lors du calcul
 de l'information conditionnelle et de l'information "isolee" apportees
 par les debits observes.
 Nous observons que les debits "observees" apportent generalement plus
 d'information que les debits calcules (valeurs $H(Q/P)$) ; c'est logique dans
 la mesure ou ils sont calcules a partir des pluies et ou ni le modele ni
 notre connaissance de la pluie ne nous permet de represente la diversite des
 situations possibles.
 L'information "isolee" des debits observees est plus grande que celle des
 debits calcules quand la diversite des situations possibles n'est pas
 representee (Sainte Marie ; Bananier : distribution reguliere des frequences
 des classes). Elle est legerement plus faible a Capesterre car la distri-
 bution des frequences des classes observees est moins reguliere. Elle est
 proche a Du Plessis et a Grande Goyave car le nombre et la frequence des
 classes de debits (observees et calcules) sont semblables.

I. bassin de la Grande Goyave a La Boucan

22 zones pluviometriques dont 11 observees
 poste 23 : debits observees
 poste 24 : debits calcules

(a) INFORMATION TOTALE	:	8.2662									
(b) INFORMATION DISTRIBUEE	:										
dizaine\unite	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
0	1.3761	1.4676	0.7135	0.3807	0.9195	0.8568	1.0457	0.6245	0.0000	0.5368	
1	0.0000	0.0000	0.0000	0.0014	0.0033	0.0256	0.0598	0.0745	0.0000	0.1806	
2	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000							
(c) INFORMATION CUMULEE	:										
dizaine\unite	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
0	1.3761	2.8436	3.5571	3.9378	4.8573	5.7140	6.7598	7.3842	7.3842	7.9211	
1	7.9211	7.9211	7.9211	7.9224	7.9257	7.9513	8.0111	8.0856	8.0856	8.2662	
2	8.2662	8.2662	8.2662	8.2662							
(d) INFORMATION POSTES SEULS	:										
dizaine\unite	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
0	1.3761	1.5975	1.3658	1.3693	1.3485	1.6088	1.8810	1.6404	1.6088	1.3448	
1	1.3835	1.6008	1.3721	1.3749	1.3524	1.6127	1.8843	1.6436	1.6127	1.3489	
2	1.3891	1.6023	1.3778	1.3750							
(f) Caracteristiques globales :											
	!	H (P)	!	H (P,Q)	!	H (Q)	:	H (Q/P)	!	R (P,Q)	!
debits observees	!	8.2662	!	8.2662	!	1.3778	:	0.0000	!	1.0000	!
debits calcules	!	8.2662	!	8.2662	!	1.3750	:	0.0000	!	1.0000	!

II. bassin de la riviere Du Plessis

3 zones pluviometriques dont 3 observees
 poste 4 : debits observees
 poste 5 : debits calcules

(a) INFORMATION TOTALE (Qobs)	:	4.6818									
INFORMATION TOTALE (Qcal)	:	4.5567									
(b) INFORMATION DISTRIBUEE	:										
dizaine\unite	1	2	3	4	5						
0	1.3797	0.8277	1.7470	0.7274	0.6023						
(c) INFORMATION CUMULEE	:										
dizaine\unite	1	2	3	4	5						
0	1.3797	2.2074	3.9543	4.6818	4.5567						
(d) INFORMATION POSTES SEULS	:										
dizaine\unite	1	2	3	4	5						
0	1.3797	1.3512	1.9342	0.8855	0.8008						
(f) Caracteristiques globales :											
	!	H (P)	!	H (P,Q)	!	H (Q)	:	H (Q/P)	!	R (P,Q)	!
debits observees	!	3.9543	!	4.6818	!	0.8855	:	0.7274	!	0.1785	!
debits calcules	!	3.9543	!	4.5567	!	0.8008	:	0.6023	!	0.2478	!

III. bassin de la riviere de Capesterre (cote 95m)

 10 zones pluviometriques dont 3 observees
 poste 11 : debits observes ; poste 12 : debits calcules

(a) INFORMATION	TOTALE	:									9.2129
(b) INFORMATION	DISTRIBUEE	:									
dizaine\unite	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
0	1.5037	1.4846	1.2520	1.2335	0.9277	0.6698	0.6320	0.4511	0.6715	0.3869	
1	0.0000	0.0000									
(c) INFORMATION	CUMULEE	:									
dizaine\unite	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
0	1.5037	2.9883	4.2403	5.4738	6.4016	7.0714	7.7034	8.1545	8.8260	9.2129	
1	9.2129	9.2129									
(d) INFORMATION	POSTES SEULS	:									
dizaine\unite	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
0	1.5037	1.6261	1.5396	1.8982	1.7177	1.5547	1.2028	1.2208	1.6044	1.3589	
1	1.5058	1.6303									
(f) Caracteristiques globales :											
	!	H (P)	!	H (P,Q)	!	H (Q)	:	H (Q/P)	!	R (P,Q)	!
debits observes	!	9.2129	!	9.2129	!	1.5058	:	0.0000	!	1.0000	!
debits calcules	!	9.2129	!	9.2129	!	1.6303	:	0.0000	!	1.0000	!

IV. bassin de la riviere Sainte Marie

 4 zones pluviometriques dont 2 observees
 poste 5 : debits observes ; poste 6 : debits calcules

(a) INFORMATION	TOTALE	(Qobs)	:							6.6414	
INFORMATION	TOTALE	(Qcal)	:							6.2532	
(b) INFORMATION	DISTRIBUEE	:									
dizaine\unite	1	2	3	4	5	6					
0	1.3737	1.4880	1.2204	1.3166	1.2428	0.8546					
(c) INFORMATION	CUMULEE	:									
dizaine\unite	1	2	3	4	5	6					
0	1.3737	2.8617	4.0820	5.3986	6.6414	6.2532					
(d) INFORMATION	POSTES SEULS	:									
dizaine\unite	1	2	3	4	5	6					
0	1.3737	1.6261	1.4578	1.8982	1.8642	1.4247					
(f) Caracteristiques globales :											
	!	H (P)	!	H (P,Q)	!	H (Q)	:	H (Q/P)	!	R (P,Q)	!
debits observes	!	5.3986	!	6.6414	!	1.8642	:	1.2428	!	0.3333	!
debits calcules	!	5.3986	!	6.2532	!	1.4247	:	0.8546	!	0.4001	!

V. bassin de Bananier au Deversoir

 3 zones pluviometriques dont 1 observee
 poste 4 : debits observes ; poste 5 : debits calcules

(a) INFORMATION	TOTALE	(Qobs)	:						3.4316		
INFORMATION	TOTALE	(Qcal)	:						2.8193		
(b) INFORMATION	DISTRIBUEE	:									
dizaine\unite	1	2	3	4	5						
0	0.3876	1.1934	1.0090	0.8416	0.2292						
(c) INFORMATION	CUMULEE	:									
dizaine\unite	1	2	3	4	5						
0	0.3876	1.5810	2.5901	3.4316	2.8193						
(d) INFORMATION	POSTES SEULS	:									
dizaine\unite	1	2	3	4	5						
0	0.3876	1.2275	1.1072	0.9744	0.2973						
(f) Caracteristiques globales :											
	!	H (P)	!	H (P,Q)	!	H (Q)	:	H (Q/P)	!	R (P,Q)	!
debits observes	!	2.5901	!	3.4316	!	0.9744	:	0.8416	!	0.1363	!
debits calcules	!	2.5901	!	2.8193	!	0.2973	:	0.2292	!	0.2289	!

- celle où le débit apporte plus d'information lorsqu'il est ajouté aux pluies que lorsqu'il est pris seul ($H(Q_{obs}/P) > H(Q_{obs}) > 0$; cas de Bananier et de Sainte Marie) ; cela signifie que l'imprécision sur le débit ne permet pas de distinguer toutes les situations possibles, la classification est trop grossière et tout se passe comme si des "sous-classes" de débit apparaissaient lors de la confrontation des débits avec les pluies. Dans ce cas ne connaissant pas la redondance du système on doit s'attendre à une modélisation difficile où l'on pourra difficilement améliorer le modèle et dont l'utilisation des résultats, les débits calculés, devra respecter certaines précautions.

II.5 Interprétation

L'analyse bibliographique a montré l'intérêt d'une approche distribuée et l'on a vu comment les calculs de quantité d'information permettaient d'envisager la modélisation et de juger les résultats de celle-ci. Les conditions favorables à la modélisation sont remplies lorsque $H(Q_{obs}) > H(Q_{obs}/P) > 0$. L'interprétation des résultats montre l'importance du choix des classes : une classification trop grossière des débits empêche d'analyser les résultats ($H(Q_{obs}) = 0$ ou $H(Q_{obs}/P) > H(Q_{obs})$: cas de Bananier ou de Capesterre) tandis qu'une classification trop fine donnerait l'illusion de bien connaître le système alors qu'une même réalité serait représentée par deux ou plusieurs classes de valeurs. Avons-nous les outils adéquats pour arriver au meilleur choix ?

Deux outils existent mais il faut les adapter aux besoins du modélisateur. Ce sont l'intelligence artificielle d'une part, l'analyse d'images et la reconnaissance de formes d'autre part. Le premier permettrait d'identifier une situation à un cas dont on a reconnu l'existence et de replacer cette situation dans son contexte. Le second outil permettrait de reconnaître un cas à l'intérieur d'un ensemble de valeurs où chaque classe est constituées d'un sous-ensemble. Par exemple, pour les pluies d'une même journée à plusieurs postes, chaque classe étant définie par un centre et une norme, il faudrait déterminer l'ensemble des pluies possibles à chaque poste ainsi que la pluie la plus probable. C'est une des voies permettant d'améliorer le traitement des erreurs et la représentation mathématique des phénomènes. Car une fois qu'une situation est reconnue comme particulière, le modèle le mieux adapté peut être utilisé (ABBOTT, 1988) et l'on peut approfondir notre connaissance de cette situation. Au fur et à mesure que notre connaissance des phénomènes s'améliore et que la modélisation progresse, le calcul des quantités d'information continue à donner un avis subjectif mais précis sur la valeur des données et des modèles.

The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that every entry should be supported by a valid receipt or invoice. This not only helps in tracking expenses but also ensures compliance with tax regulations.

In the second section, the author provides a detailed breakdown of the company's revenue streams. This includes sales from various product lines and services. The analysis shows that while one product line is currently the primary source of income, there is significant potential for growth in other areas.

The third section focuses on the company's operational costs. It identifies the major expense categories and highlights areas where costs can be reduced without compromising the quality of products or services. Strategic planning is suggested to optimize resource allocation.

Finally, the document concludes with a summary of the overall financial health and a set of recommendations for future growth. It stresses the need for continuous monitoring and adjustment of financial strategies to stay competitive in the market.

III - MODELISATION HYDROLOGIQUE, VARIABILITE SPATIALE ET INCERTITUDE DES BILANS HYDRIQUES

III.1 - Démarche

Afin de donner à cette partie une portée qui dépasse notre application pratique, nous allons tout d'abord nous détacher des données, mettre l'accent sur le modèle et la modélisation pour revenir aux données en fin de partie.

III.1.1 - Modèle et modélisation

Le modèle est un outil ; la modélisation est l'action d'utiliser un modèle. Le modèle constitue un ensemble de contraintes logiques. De ces contraintes, découlent des relations entre variables de sorties et variables d'entrée. Or les premières ne sont pas aléatoires. C'est pourquoi, nous pouvons utiliser le modèle à des fins diverses :

- vérifier des lois de calcul, c'est-à-dire vérifier si notre représentation de la réalité est correcte ; cela suppose donc que les observations faites sont "suffisamment" fiables ;
- vérifier la cohérence temporelle d'observations ou leur représentativité spatiale ; cela suppose que les lois de calcul simulent "correctement" les phénomènes naturels principaux. L'intérêt énorme du modèle est d'associer en un même calcul des observations de natures différentes.
- améliorer notre connaissance des phénomènes naturels ; cela suppose que les observations sont "suffisamment" fiables et que les phénomènes sont généralement "bien" représentés sauf dans certaines situations, celles où l'on veut gagner en précision ;
- simuler la réalité dans diverses situations fictives pour mieux appréhender l'avenir ; cela suppose la confiance dans notre connaissance des situations réelles.

La modélisation suppose donc toujours la qualité des observations ou du modèle. Les modèles déterministes calculant une seule situation possible ont d'ailleurs été développés à l'époque où l'on pensait pouvoir représenter exactement la réalité grâce aux ordinateurs. En fait, les résultats correspondent toujours à une gamme de valeurs possibles : la valeur calculée assortie d'une erreur.

La figure III.1 représente comment l'imprécision sur la valeur calculée (GAMM4 : débit calculé) résulte des imprécisions sur les données d'entrée (GAMM2 : pluie, GAMM3 : évapotranspiration) ou sur les phénomènes représentés (GAMM1 : sol

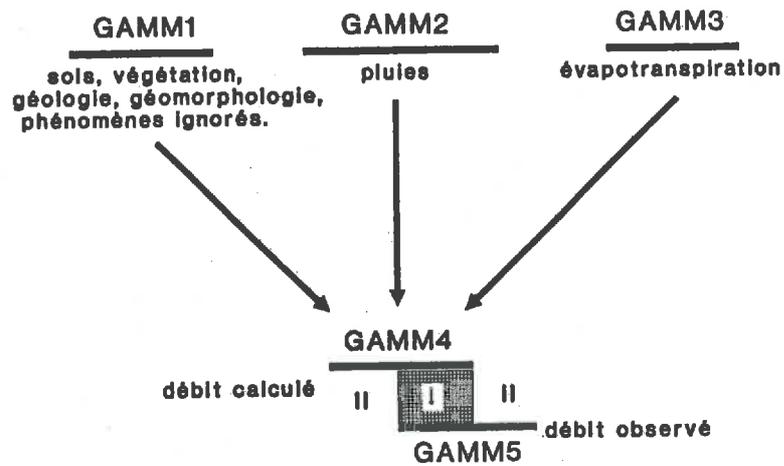


Figure III.1 : imprécisions sur les observations de pluie (GAMM2), de débit (GAMM5), d'évapotranspiration (GAMM3), sur la connaissance du terrain (GAMM1) ou sur les résultats du calcul (GAMM4).
I : zone de recoupement (calculs et observations sont suffisamment proches vis-à-vis de l'imprécision ;
II : zone de différence (compte-tenu des imprécisions).

et végétation). Selon les valeurs de sortie calculées et observées et leur imprécision respective (GAMM4 et GAMM5 : débit observé) on se trouve dans la zone de recoupement ou de différence. Dans la zone de recoupement nous considérons que les observations et le modèle représentent suffisamment la réalité ; ailleurs, l'ensemble est en défaut. En termes d'information, nous dirions que si les débits observés apportent une information lorsque l'on connaît le débit calculé (la figure II.3 illustre l'information conditionnelle avec deux autres ensembles, P et Q), alors le modèle ne représente pas toute la réalité observée ($H(Q_{obs}/Q_{cal}) > 0$).

La démarche de modélisation (fig. I.16) montre les opérations qui permettent de préciser les imprécisions c'est-à-dire d'identifier les situations où l'ensemble concorde, celles où l'application du modèle est en défaut et celles où les données ne permettent pas d'avoir une idée réaliste de la réalité.

Commencer la modélisation suppose que l'on fasse confiance a priori à une certaine connaissance : aux observations, par exemple pour ceux qui les ont faites personnellement, ou au modèle, par exemple pour ceux qui l'ont déjà testé en de multiples occasions, ou aux deux, par exemple parce que la région étudiée est suivie depuis de longues années.

Les calculs de quantité d'information sont une aide à la modélisation que nous proposons pour donner un poids chiffré à cette confiance a priori. Nous avons appliqué la méthode à la modélisation hydrologique de l'île de Basse-Terre mais nous pensons qu'elle a une portée plus générale. Voici comment la qualité des données se répercute à la fois sur les résultats du modèle et les quantités d'information.

III.1.2 - Cohérence temporelle, représentativité spatiale, compatibilité du modèle avec le site d'étude

En introduction, nous avons posé des questions concernant la cohérence temporelle, la représentativité spatiale des données et la compatibilité du modèle.

Lorsque ces trois points sont corrects, les résultats sont satisfaisants. Voyons l'origine des divergences et les conséquences sur les quantités d'informations.

Pour répondre à la première question, deux types de cohérence peuvent être distingués :

- cohérence des données de même nature entre elles ; dans la première partie, concernant les pluies, la difficulté venait de ce nous disposions de valeurs brutes et que celles-ci venaient de sources diverses ;
- cohérence de données de natures différentes ; en particulier entre les pluies et les débits, la différence vient de l'origine différente des valeurs ainsi que du découpage temporel différent (8h-8h pour les pluies du jour $j-1$; 0h-24h pour les débits du jour j).

Pour la question de représentativité, le modèle ne tenant pas compte de la chaîne

d'acquisition, il effectue ses calculs dans des conditions où :

- les pluies du fichier représentent une image fidèle de la pluie un jour donné sur une zone autour du poste ; la surface de cette zone est variable : elle diminue lorsque la densité du réseau d'observation augmente ou si le relief est de plus en plus accidenté ;
- les débits calculés à partir d'une hauteur mesurée dans la rivière ou d'un ensemble de hauteurs mesurées au cours de la journée, représentent le même écoulement que celui que l'on calcule : dans notre cas, nous calculons un débit naturel (sans intervention humaine, prélèvements ou rejets dans la rivière) sans transferts par le souterrain.

En outre, nous devons envisager la compatibilité du modèle avec le site et l'utilisation prévue :

- les concepts utilisés (modèle à réservoirs, percolations importantes, transferts par la nappe négligés) correspondent-ils effectivement aux principaux phénomènes ?

Or, il est impossible de vérifier la représentativité spatiale sur les seules données de pluie pour deux raisons. Tout d'abord la "pluie moyenne" ne correspond pas à une réalité puisque non seulement la surface qui reçoit effectivement la pluie est difficile à délimiter, mais de plus, comme l'écoulement résulte de l'interaction entre la pluie et l'ensemble sol-végétation, le volume ruisselé dépend pour partie du volume total tombé et pour partie de la distribution relative de la pluie, des sols et de la végétation. Deuxième raison, la mesure du débit lors d'une crue peut être biaisée par la présence d'un arbre, le creusement du lit de la rivière, le blocage du flotteur, ... Ainsi, pour vérifier la représentativité des pluies et débits, l'un pour l'autre, le calcul est également nécessaire pour avoir deux ensembles comparables. On peut se déclarer satisfait si l'on se trouve régulièrement dans la "zone de recoupement" présentée sur la figure III.1.

III.1.3 - Conséquences sur les quantités d'information

La connaissance des imprécisions avant d'avoir modélisé permet d'évaluer les résultats du modèle. La modélisation permet ensuite de mieux connaître les imprécisions : en confrontant des observations de natures différentes et en permettant de distinguer des situations dans une série chronologique.

Indépendamment du modèle, pour la quantité d'information, la connaissance des imprécisions se traduit dans les calculs par certaines valeurs des quantités d'information totale, de quantité d'information conditionnelle ou de redondance. La quantité d'information permet aussi de traiter des ensembles de nature différente.

L'incohérence temporelle brise la régularité de l'association des classes : pour plusieurs postes pluviométriques proches, on trouverait un ensemble disparate d'associations de classes alors que le nombre d'associations serait plus faible avec des postes très cohérents ; en termes de quantité d'information cela se traduit par une redon-

dance plus faible, une quantité d'information conditionnelle importante, et une quantité d'information de l'ensemble qui augmente avec l'incohérence.

L'absence de représentativité spatiale brise la régularité de l'association des pluies et débits : les forts débits ne sont pas associés systématiquement aux fortes pluies ; le nombre de classes associées aux forts débits augmente, et l'effet est le même que ci-dessus : baisse de la redondance, augmentation de l'information conditionnelle, augmentation de la quantité d'information totale.

III.1.4 - Utilisation successive des quantités d'information et du modèle

Ainsi, en comparant des quantités d'information totale, conditionnelle ou redondante, on peut mettre en évidence des variations signes d'un changement de la qualité des données.

Nous voulons montrer ci-dessous deux exemples d'interprétation.

Dans le premier exemple, une analyse de sensibilité du modèle permet de balayer une large gamme de possibilités. Nous imaginons une situation idéale où il existe une série d'observations parfaites, où le modèle peut représenter parfaitement la réalité. Le premier paragraphe nous conduit à une procédure d'ajustement logique aboutissant à des paramètres de calage presque parfaits. Les étapes de cette procédure représentent une compatibilité progressive du modèle avec le site : bon ajustement du bilan global, puis des volumes de crue, puis de l'écoulement de base.

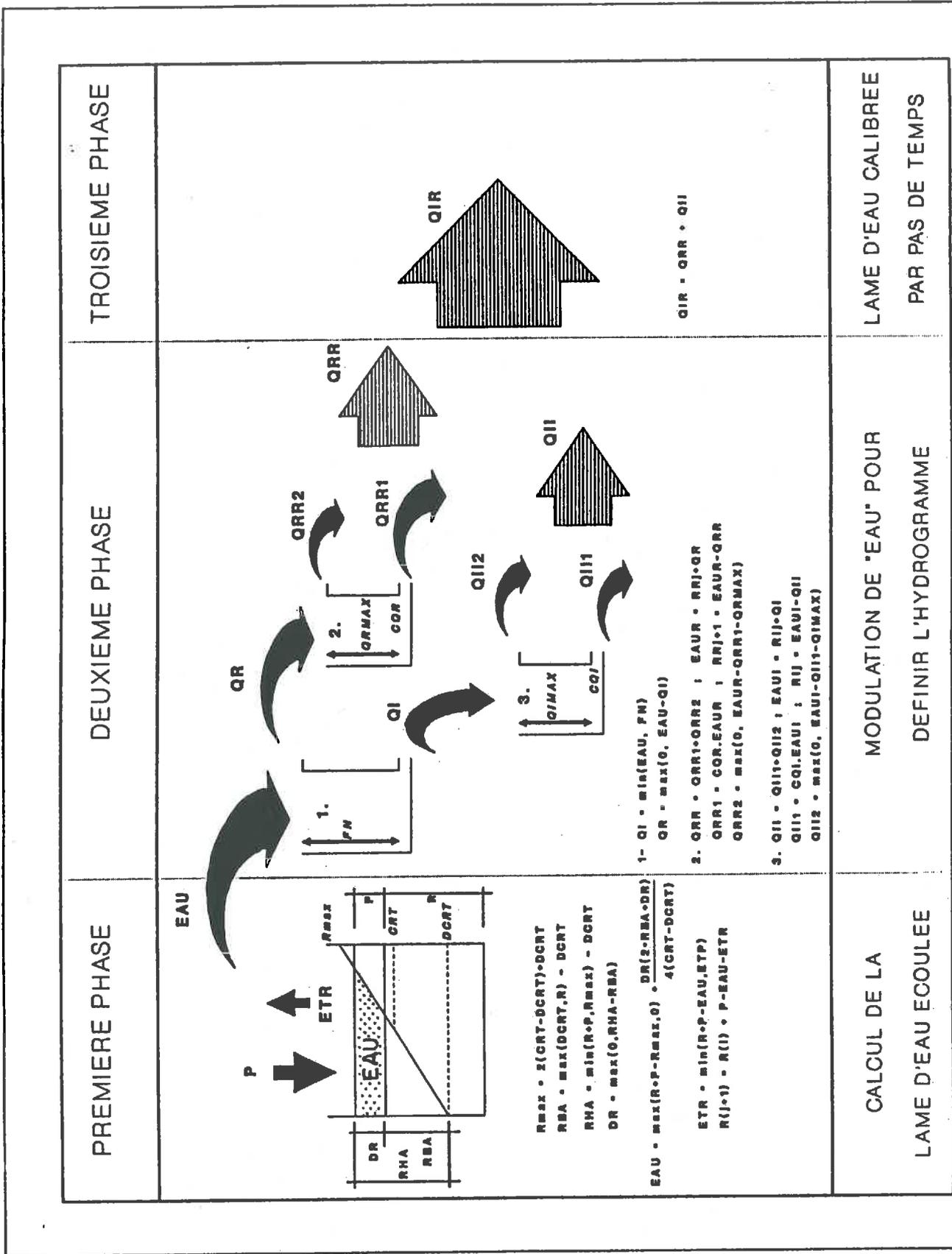
Le second paragraphe de cet exemple envisage la dégradation des observations parfaites : en représentativité spatiale, en modifiant les valeurs ; en cohérence temporelle, en décalant les valeurs sans modification des totaux ; à la fois en représentativité et en cohérence en combinant les deux effets ci-dessus. Les différents cas de figure permettent donc de relativiser l'importance de nos trois questions : le degré de compatibilité du modèle dépend de l'objectif visé mais aussi de la qualité des données pour vérifier cette compatibilité ; la cohérence temporelle perturbe les résultats du modèle plus que la représentativité spatiale.

Le second exemple résume tout notre travail de modélisation depuis la longue préparation des données jusqu'aux résultats de l'ajustement. Il montre comment le modèle permet d'augmenter la cohérence des données en imposant des contraintes physiques. Il montre aussi que l'utilisation du modèle est plus ou moins adaptée aux objectifs selon la qualité des données.

III.2. Exemple 1 : analyse de sensibilité du modèle

III.2.1. Introduction

Pour cette analyse de sensibilité, nous avons focalisé l'étude sur la partie "bilan hydrique" du modèle, appelé ici "fonction de production", en laissant de côté les aspects plus informatiques tels que l'interaction des discrétisations temporelle et



spatiale.

La "fonction de production" a pour rôle de répartir l'entrée, la pluie, entre les différents réservoirs, sol et nappe et de calculer les flux de ruissellement, percolation et évapotranspiration.

Après avoir décrit l'algorithme de calcul, nous chercherons d'après la bibliographie, comment conduire l'analyse, après quoi, nous exposerons les résultats.

III.2.2. Présentation de la fonction de production (d'après GIRARD, 1983)

Le schéma ci-contre montre le déroulement du calcul en trois phases.

III.2.3. Comment mener une analyse de sensibilité ? les enseignements de la bibliographie

Le tableau III.1 présente six modélisations dans divers domaines avec leurs paramètres, variables d'entrée et de sortie, les critères de comparaison entre les simulations, les objectifs et les méthodes des analyses de sensibilité. Il définit les sigles utilisés par la suite pour indiquer les différentes analyses de sensibilité.

Les modèles représentent soit le bilan hydrologique (GIGI, SHE), soit une de ses composantes : évapotranspiration (COCO, MEHU), fonte des neiges (CHAFO), comportement d'un réservoir (SOSC). Ce tableau peut être lu horizontalement : le "niveau" de la modélisation est suivi du "niveau" de l'analyse de sensibilité. Il peut être lu verticalement : les quatre premières colonnes permettent de comparer entre eux les modèles, les deux dernières colonnes servent à comparer les analyses entre elles. A ce moment, on se situe donc au "niveau" du commentaire sur l'analyse de sensibilité. La colonne objectif montre que toutes les analyses servent à la fois à connaître le fonctionnement du modèle et à connaître la réalité qu'il simule. Les tableaux III.2 et III.3 donnent des indications sur la conduite d'une analyse de sensibilité et sur l'utilisation des divers modèles.

Le tableau III.2 croise les objectifs et les méthodes en vue de déterminer des indications pratiques. Pour le construire, les deux dernières colonnes du tableau III.1 donnent des classes de "méthode" et de "critère de comparaison" ; pour chaque classe, les analyses sont citées dans les colonnes correspondant aux objectifs recherchés.

Voici les indications que nous avons déduites :

- les données sont modifiées pour étudier leur influence dans les phénomènes réels ;
- les paramètres sont modifiés pour étudier l'ajustement à la réalité ;
- les modifications sur données et paramètres sont introduites pour étudier les limites de l'ajustement ;
- les résultats sont comparés graphiquement pour avoir plus de finesse de

Tableau III.1 : présentation de six études de sensibilité.

AUTEURS	SIGLE	PARAMETRES ajustés	PARAMETRES observés	VARIABLES		MODALITES DE COMPARAISON	OBJECTIFS & METHODES de l'ANALYSE
				entrées	sorties		
COLEMAN & COURSEY (1976) 5 modèles de calcul de l'évaporation	COCO	1. calcul de la pression de vapeur saturante à partir de la température (3 p.) 2. fonction du vent (2 p.)	1. un paramètre calculé à partir de l'E _v bac	1. vent, humidité relative, température de l'eau	1. évaporation d'un lac	<ul style="list-style-type: none"> critères : -sensibilité ($\partial E / \partial x_i$) (E : évaporation, x_i : variable d'entrée) 	<ul style="list-style-type: none"> comparer les modèles ; étudier l'influence de l'erreur expérimentale sur l'estimation ;
		3. pente de la pression de vapeur saturante, calcul du rayonnement net, 2 p. de choix entre 'lac' et 'bac' (16 p.)		2. vent, humidité relative, température de l'air 3. vent, humidité relative, temp. de l'air, rayonnement global	2. évaporation d'un bac 3. évaporation d'un bac ou d'un lac	<ul style="list-style-type: none"> -sensibilité relative : $\frac{(x_i - x_{i0}) \Delta E}{E \Delta x_i}$ (x_{i0} : valeur optimale de x_i) 	<ul style="list-style-type: none"> analyse de variance des erreurs ; classification des modèles d'après une courbe $E[\text{var}(\text{err})]$ en fonction du mois.
		4. comme ci-dessus mais sans les deux paramètres de choix entre 'lac' et 'bac' (14 p.)	4. un paramètre calculé à partir de l'E _v bac	4. vent, humidité relative, temp. de l'air, rayonnement global	4. évaporation	<ul style="list-style-type: none"> -variance des erreurs $E[\text{var}(\text{err})] = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\Delta E}{\Delta x_i} \right)^2 \text{var}(x_i)$ un poste, 4 périodes de 15 jours (pour chaque saison) 	
		5. formule utilisant 3 p.		5. temp. de l'air, rayonnement global	5. évaporation transpiration		

Tableau III.1 : présentation de six études de sensibilité (suite).

AUTEURS	SIGLE	PARAMETRES		VARIABLES		MODALITES DE COMPARAISON	OBJECTIFS & METHODES de l'ANALYSE
		ajustés	observés	entrées	sorties		
MEYER, HUBBARD, & WILHITE (1989) calcul de l'évapotranspiration	MEHU	fonction du vent, calcul du rayonnement net, pente de la pression de vapeur saturante, coefficient cultural, constante psychrométrique. (13 p.)	albédo	température de l'air, durée d'inso- lation, rayonnement global, humi- dité relative, vent.	évapotrans- piration	<ul style="list-style-type: none"> critère : erreur standard sur la valeur calculée. 4 postes, 7 mois. 	<ul style="list-style-type: none"> étudier l'influence de l'erreur expérimentale sur le résultat calculé ; simule une erreur aléatoire et/ou une erreur systématique sur les variables d'entrée prises séparément.
SOROOSHIAN (1988) modèle pluie-débit	SOSO	volume et coefficient de vidange d'un réservoir (pas d'initialisation)		pluie	débit	<ul style="list-style-type: none"> critères : <ul style="list-style-type: none"> -MLS moyenne des carrés des écarts ; -ABS moyenne des valeurs absolues des écarts ; -LOG moyenne des écarts entre les logarithmes des débits ; -surface de réponse des trois critères précédents quand les deux paramètres varient (volume et coef.) ; -sensibilité, sensibilité conditionnelle. 	<ul style="list-style-type: none"> identifier le rôle des paramètres en termes de fonctionnement ; rechercher des relations modèle-ajustement-observations ; variations simultanées des deux paramètres.
GILLE, GIRARD (1985) modèle hydrologique	GIGI	volume d'un réservoir, seuil de ruissellement (pas d'initialisation).		pluie, évapo- transpiration potentielle.	lame écoulee	<ul style="list-style-type: none"> critère : hauteur de la lame écoulee annuelle. un an, un poste fictif. 	<ul style="list-style-type: none"> évaluer le rôle des paramètres et des données sur la sortie du modèle ; étudier la relation données-ajustement ; variations séparées des données ; variations séparées et simultanées des paramètres.

Tableau III.1.1 : présentation de six études de sensibilité (suite).

AUTEURS	SIGLE	PARAMETRES		VARIABLES		MODALITES DE COMPARAISON	OBJECTIFS & METHODES de l'ANALYSE
		ajustés	observés	entrées	sorties		
CHARBONNEAU, FORTIN, GIRARD (1971) modèle de fonte de neige	CHAFO	taux de fonte de neige (avec et sans forêt), seuils de température (avec et sans forêt), taux de percolation, coefficient d'évapo-transpiration. (6 p.)	surface boisée, surface déboisée	pluie, neige évapo-transpiration potentielle, température de l'air.	débit	<ul style="list-style-type: none"> critères : <ul style="list-style-type: none"> -courbe des débits (hydrogramme), -somme des débits, -rapport des sommes des débits observés et simulés, -critère de Nash : $(F0 - F1) / F0$ (*) -somme des carrés des écarts, -surface de réponse de la somme des carrés des écarts quand deux des six paramètres varient. 4 stations, 3 mois. 	<ul style="list-style-type: none"> déterminer l'influence de l'erreur expérimentale sur l'ajustement. variations séparées des données (pluie, couverture forestière) ; puis variations des paramètres séparément et deux à deux ; puis variations du critère d'optimisation.
BATHURST (1986) modèle hydrologique : "Système Hydrologique Européen"	SHE	-paramètres de résolution numérique des équations de Penman, St Venant Richards, Boussinesq, fonte des neiges, -pas de temps et taille de maille.	22 paramètres observés (topographie, répartition des sols, des pluies et végétations ; fonctionnement hydrique des sols, végétations et cours d'eau)	neige, intensités de pluie, humidité relative, température de l'air, rayonnement global, flux aux limites des cours d'eau et des nappes (entrant, sortant).	débit	<ul style="list-style-type: none"> critères : <ul style="list-style-type: none"> -moyenne des carrés des écarts ; -erreur relative sur le pic de crue : $EQ = (Q_{po} - Q_{pc}) / Q_{po} \times 100$ (**) -erreurs relatives à la simulation avec le meilleur ajustement : $\epsilon_{MLS} = \frac{MLS_{obs} - MLS}{EQ} \times 100$ (***) $\epsilon_{EQ} = \frac{EQ_{obs} - EQ}{EQ} \times 100$ (****) 1 station, 2 crues. 	<ul style="list-style-type: none"> déterminer la précision nécessaire pour chaque paramètre, afin d'optimiser le nombre de mesures de terrain ; utiliser l'ajustement pour extrapoler les données ; variations séparées des 9 paramètres de flux (cours d'eau, végétation, zone non-saturée, zone saturée, répartition spatiale), de la taille de maille et du pas de temps ; interprétation physique des différences.

(*) on note : $FO = \sum_{duree} (Q_{obs} - Q_{obs moy})^2$ et $F1 = \sum_{duree} (Q_{obs} - Q_{cal})^2$.

(**) on note : EQ : erreur relative sur le pic de crue ; Q_{po} : débit de pointe observé ; Q_{pc} : débit de pointe calculé.

(***) on note : ϵ : erreur relative (pour MLS ou EQ) ; MLS : moyenne des carrés des écarts (calculée sur 17 ou 38 points selon la crue) ;

Tableau III.2 : différences entre les analyses de sensibilité selon les procédures utilisées.

PROCEDURES UTILISEES	OBJECTIF "MODELE"		OBJECTIF "REALITE"	
	Précision de l'ajustement	Erreur sur les résultats calculés	Extrapolation des mesures	Limites de la la modélisation
Comparaison par un critère global (1)	SOSO, GIGI, CHAFO SHE	COCO, MEHU, SOSO GIGI, CHAFO, SHE	CHAFO, SHE	GIGI, CHAFO
Comparaison par la courbe des débits (2)	CHAFO, SHE	CHAFO, SHE	CHAFO, SHE	CHAFO
Variations sur les valeurs observées (3)	GIGI, CHAFO, SHE	COCO, MEHU, GIGI, CHAFO, SHE	CHAFO, SHE	GIGI, CHAFO
Variations sur les valeurs ajustées (4)	SOSO, GIGI, CHAFO	SOSO, GIGI, CHAFO	CHAFO	GIGI, CHAFO
Variations simultanées des paramètres (5)	SOSO, GIGI, CHAFO	SOSO, GIGI, CHAFO	CHAFO	GIGI, CHAFO
Variations simultanées des paramètres et des données (6)	GIGI, CHAFO	GIGI, CHAFO	CHAFO	GIGI, CHAFO
Durée des simulations en jours (7)	SHE	COCO, SHE	SHE	
Durée des simulations en mois (8)	GIGI, CHAFO	MEHU, GIGI, CHAFO	CHAFO	GIGI, CHAFO
Sorties de référence réelles (9)	CHAFO, SHE	COCO, MEHU, CHAFO, SHE	CHAFO, SHE	CHAFO
Sorties de référence fictives (10)	SOSO, GIGI	SOSO, GIGI		GIGI

note : - ce tableau montre comment les analyses considérées répondent à un objectif en utilisant une procédure plutôt qu'une autre ; dans le texte ce tableau permet de déduire des indications pour une analyse de sensibilité ;

- sur une ligne nous indiquons toutes les analyses qui utilisent la procédure décrite en première colonne : par exemple SOSO et GIGI sont les seules à utiliser des sorties de référence fictives ;
- nous interprétons le tableau en cherchant dans quelles conditions une analyse "disparaît" d'une colonne ou d'une case le long d'une ligne :
 - par exemple SOSO "disparaît" dans les deux dernières colonnes tandis qu'elle ne considère ni les données ni les observations (procédures 2, 3, 6 ou 9) ;
 - SHE "disparaît" de la ligne (7) en dernière colonne tandis que la durée des simulation est de l'ordre de quelques jours et que seules les observations sont modifiées (3 et non 4, 5 ou 6) ;
 - COCO et MEHU sont présentes seulement dans la deuxième colonne tandis qu'elles ne considèrent que les variations sur les données observées (procédure 3, 9 et non 4, 5, 6 ou 10) ;
 - CHAFO et SHE qui utilisent la courbe des débits (2) sont les seules dans la troisième colonne.

comparaison ou pour interpréter les écarts ;

- la double interaction des paramètres entre eux et des paramètres avec les données est prise en compte pour analyser la réalité ;
- une courte période de simulation suffit à connaître le fonctionnement global du modèle, mais une longue période est utilisée pour en étudier les limites par rapport à la réalité.

Tableau III-3 - Possibilités d'utilisation de différents niveaux d'observation par les six modèles.

Niveau d'Observation	Paramètres	Variables	
		ENTREES	SORTIES
Métrique	Observés (COCO,SHE)	Observées (COCO, SHE)	Observées ou estimées (COCO)
Hectométrique	Observés (CHAFO) extrapolés ou ajustés (COCO, MEHU, GIGI, CHAFO, SOSO, SHE)	Extrapolées (COCO, MEHU SOSO, GIGI CHAFO, SHE)	Observées ou estimées (COCO, MEHU SOSO, GIGI, CHAFO, SHE)
Kilométrique	Observés (CHAFO) Ajustés (MEHU, SOSO, GIGI)	Extrapolées (MEHU, SOSO, GIGI, CHAFO)	Observées ou estimées (COCO, MEHU, SOSO, GIGI)

Le tableau III.3 sert à comparer les modèles à travers les échelles auxquelles correspondent les paramètres, les variables d'entrée et les variables de sortie. Pour le constituer, on reprend chaque modèle et l'on cherche à quelle(s) échelle(s) sont évalués les paramètres et quelle(s) échelle(s) les données sont censées représenter (cette précaution de style est nécessaire puisque l'évapotranspiration réelle est délicate à mesurer, et que la pluie par exemple, généralement mesurée sur une surface de 400 cm², peut représenter plusieurs dizaines de kilomètres carrés, en fonction du besoin). Chaque ligne représente donc un "niveau" de modélisation.

L'interprétation du tableau amène à définir deux concepts : "capacité d'intégration" et "vulnérabilité". Par exemple, SHE permet de calculer un débit à l'échelle kilométrique à partir de mesures faites aux échelles métrique ou centimétrique (conductivité hydraulique, par exemple), on dira donc que sa "capacité d'intégration" est grande. A l'inverse SOSO opère sur un seul "niveau" : données et paramètres sont estimés au même "niveau" que le débit ; on dira donc que sa "capacité d'intégration" est minimale.

Le concept de "vulnérabilité" reflète la relation entre la qualité de l'estimation

des paramètres et la qualité du résultat. Une valeur B (paramètre ou variable) utilisée à un niveau correspond à un ensemble A de valeurs au niveau inférieur ; l'extrapolation consiste à évaluer B à partir de quelques éléments de A, tandis que l'ajustement consiste à évaluer B sans faire appel au niveau inférieur. Dans le cas de l'extrapolation, l'imprécision sur B augmente quand les éléments de A sont moins représentatifs. Dans le cas de l'ajustement, l'imprécision augmente quand B est évalué à partir d'éléments C du niveau supérieur puisque chaque élément C donne un ensemble de valeur lorsqu'il est ramené au même niveau que B. On dira donc que la "vulnérabilité" de B augmente quand augmente le nombre de changements de niveaux nécessaires pour l'estimer ; et on remarque qu'elle diminue quand augmente le nombre de valeurs (A ou C) utilisées pour calculer B. (fig. III.2).

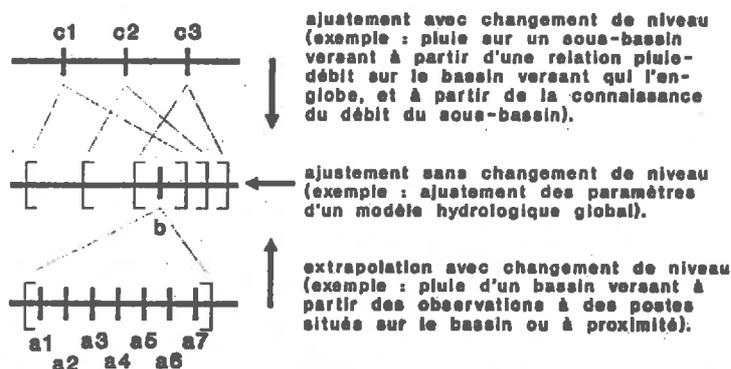


figure III.2 : modalités de l'estimation des paramètres.

Ces deux concepts reflètent subjectivement les résultats potentiels d'un modèle (sa finesse d'ajustement), et les résultats probables au vu des données disponibles (l'incertitude sur les valeurs calculées qui résulte de celle sur les observations).

III.2.4. Les données et les résultats de l'analyse de sensibilité du modèle

* présentation des données et de la méthode adoptée.

Imaginons une situation idéale où la série des pluies serait parfaitement représentative, celle des débits lui correspondant parfaitement, le modèle serait parfaitement compatible avec le site. Dans ces conditions, il existerait un jeu de paramètres permettant de recalculer exactement les débits observés. Le plus simple pour

se trouver dans cette situation, est d'utiliser une série de pluies, une série d'évapotranspirations et un bassin versant existant, de faire tourner le modèle avec un jeu de paramètres réalistes pour ce bassin et de calculer ainsi une série de débits de référence.

A partir de cet ensemble de données et de paramètres, deux directions se présentent : celle qui étudie la compatibilité du modèle avec le site en modifiant les paramètres tout en conservant les pluies, évapotranspirations et débits "idéaux" ; celle qui étudie la représentativité des données en les modifiant de façon graduée. Nous explorerons ces deux directions.

Par rapport aux six analyses présentées dans le tableau III.1, notre approche est différente des autres analyses qui utilisent des valeurs soit fictives, soit réelles, exclusivement. Elle est différente de celles qui se placent d'emblée au voisinage des paramètres "parfaits" puisque dans notre cas, nous commençons avec un ensemble de paramètres inconnus.

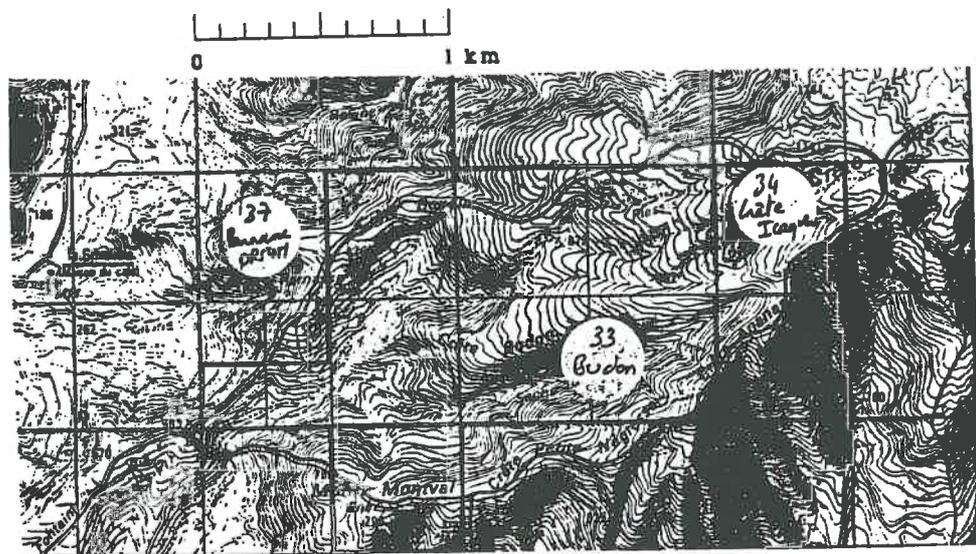


Figure III.3 : topographie du bassin versant associé à la rivière Du Plessis (station à la côte 500). Les trois postes pluviométriques les plus proches sont localisés. Pour simplifier l'analyse de sensibilité, nous avons utilisé une pluie homogène sur le bassin versant, celle au poste de Budon.

Les figures III.3 à III.5 présentent le bassin, sa schématisation, les valeurs de pluie, d'évapotranspiration et de débit à l'exutoire. Sa localisation est indiquée dans la figure I.6. La taille n'intervient pas dans la logique du calcul dans la mesure où les temps de concentration des bassins sont tous identiques et égaux à 1 jour. Pour nous une taille plus grande se traduirait par des volumes d'eau plus importants et par la

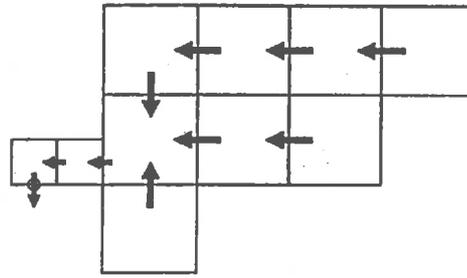
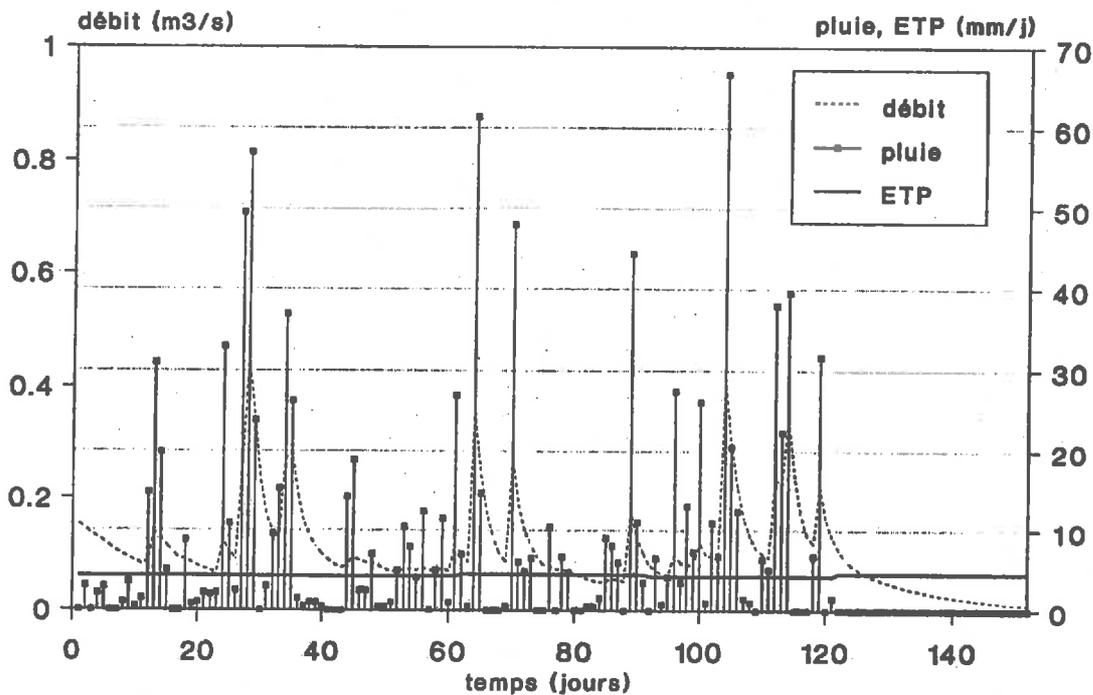


Figure III.4 : maillage et arbre de drainage du bassin versant.

figure III.5 : données de référence pour l'analyse de sensibilité.



nécessité de tester l'effet de la variabilité de la pluie. Nous avons préféré limiter notre analyse de sensibilité à l'ajustement des paramètres et à la consistance des données.

Le schéma de fonctionnement de la fonction de production a été présenté au paragraphe précédent. L'analyse porte donc sur neuf paramètres pour une fonction de production : (CRT, DCRT, Rinit, FN, CQI, QIMAX, CQR, QRMAX, Rnap), deux variables d'entrée (pluie, évapotranspiration) et une de sortie (débit).

La première direction explore le rôle des neuf paramètres. Pour étudier la compatibilité du modèle, nous comparons les valeurs de débit dans le détail, une à une, par des graphiques chronologiques (débit/temps) ou par des graphiques comparatifs

Figure III.6 : modalites de choix du type de bruit, du nombre de journees et de leur repartition. Ce bruit s'applique sur les valeurs journalieres de pluie et de debit et sur les valeurs mensuelles d'evapotranspiration potentielle.

a) modification des valeurs pour les journees choisies.

modifications type de bruit	faible	moyenne	elevee
amplitude	<=10% de la valeur [1]	<=50% de la valeur [2]	<=100% de la valeur [3]
decalage	+1 jour toutes les journees [4]	+1j pour 75% , +2j pour 25% des journees [5]	+1j pour 50% , +2j pour 50% des journees [6]
amplitude et decalage	les deux types de bruit sont combines pour chaque colonne [7] [8] [9]		

b) choix des journees : nombre de journees et morcellement des periodes.

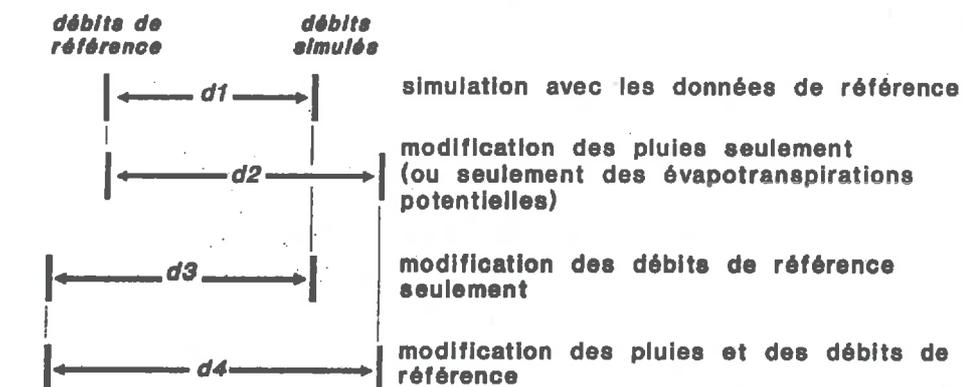
	morcellement	faible	eleve	
nombre de journees	p10	0,1	0,7	p01 : probabilite d'avoir un jour modifie apres un jour normal ; p01 determine le nombre de jours modifies.
	p01			
faible	0,03	[1]	[2]	p10 : probabilite d'avoir un jour normal apres un jour modifie ; p10 determine le morcellement des periodes modifiees.
eleve	0,90	[3]	[4]	

c) resultat : le bruit est caracterise par deux chiffres, le premier indique le type de bruit (nos 1 a 9 ; tableau a)), le second caracterise le nombre et le morcellement des periodes modifiees (nos 1 a 4 ; tableau b)). Ces deux chiffres sont repris dans l'annexe 7 pour caracteriser les niveaux de bruit.

(débits calculés/débits observés).

Comme les paramètres sont inconnus au départ, le résultat de cette démarche est une procédure d'ajustement "intelligente" : nous y cherchons des conditions optimales d'ajustement de chaque paramètre et on détermine quelle précision on pourrait atteindre avec des données parfaites et un modèle parfaitement adapté.

Après avoir déterminé les conditions optimales d'ajustement des paramètres avec des données parfaites, nous étudierons jusqu'où peut aller l'ajustement avec des données imparfaites (fig. III.7). Pour ce faire, nous modifierons les variables comme indiqué dans la figure III.6 : d'abord, les journées à modifier sont choisies à l'aide de deux probabilités ; on a ainsi toute liberté pour choisir le nombre de journées et le morcellement des périodes ; ensuite, les valeurs sont modifiées pour les journées choisies en amplitude ou en décalage, selon trois classes de modification croissante. Par la suite le bruit est identifié par deux chiffres (ex : 1 1 ; 1 4 ; 7 3), qui correspondent aux chiffres dans les tableaux de la figure III.6.



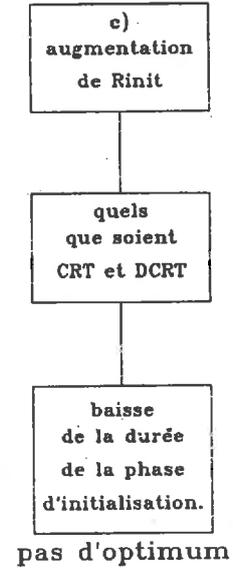
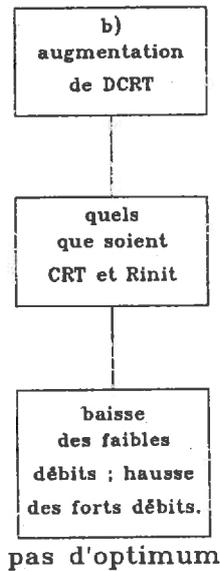
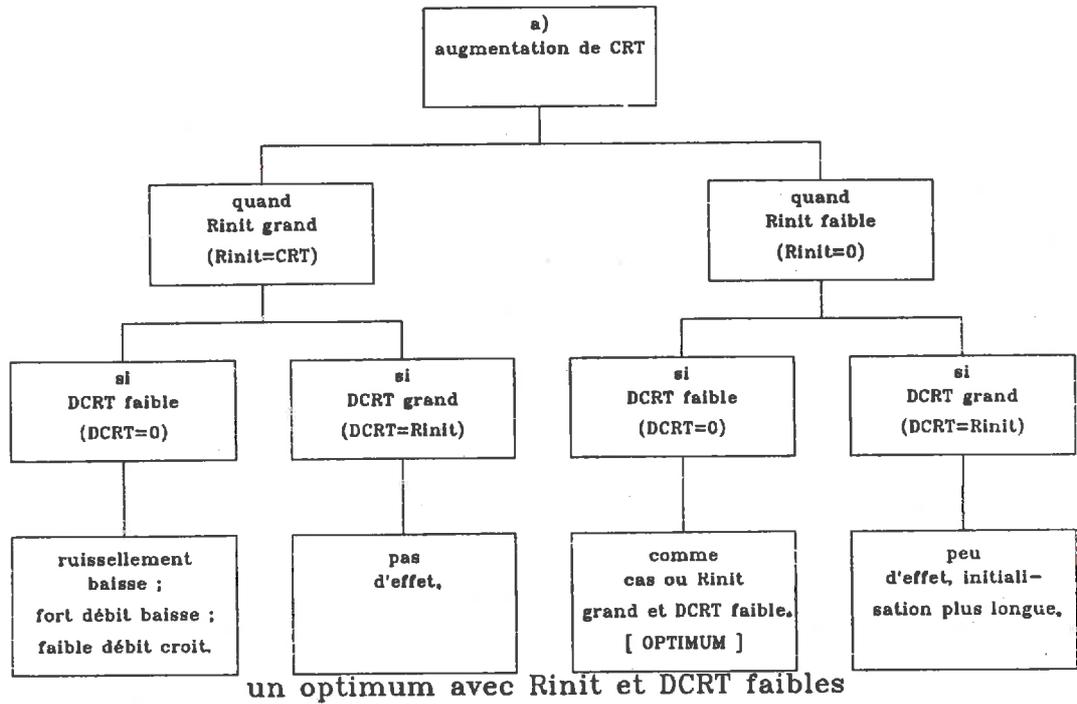
d_i : distance entre les débits calculés et les débits de référence, estimée par la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts.

critère d'arrêt : si $d_i - d_1 < d_1$ ($i=2,3,4$) on considère que la simulation reste éloignée d'une simulation normale mais que l'amélioration apportée aux paramètres n'est plus significative, on arrête donc l'ajustement.

Figure III.7 : définition du critère d'arrêt d'ajustement.

Pour comparer les simulations, étant donné leur nombre, nous les avons comparé globalement. Pour cela, nous avons utilisé le critère le plus courant, toutes disciplines scientifiques confondues - la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts - appliqué entre les débits calculés et ceux de référence et désigné par le sigle MLS.

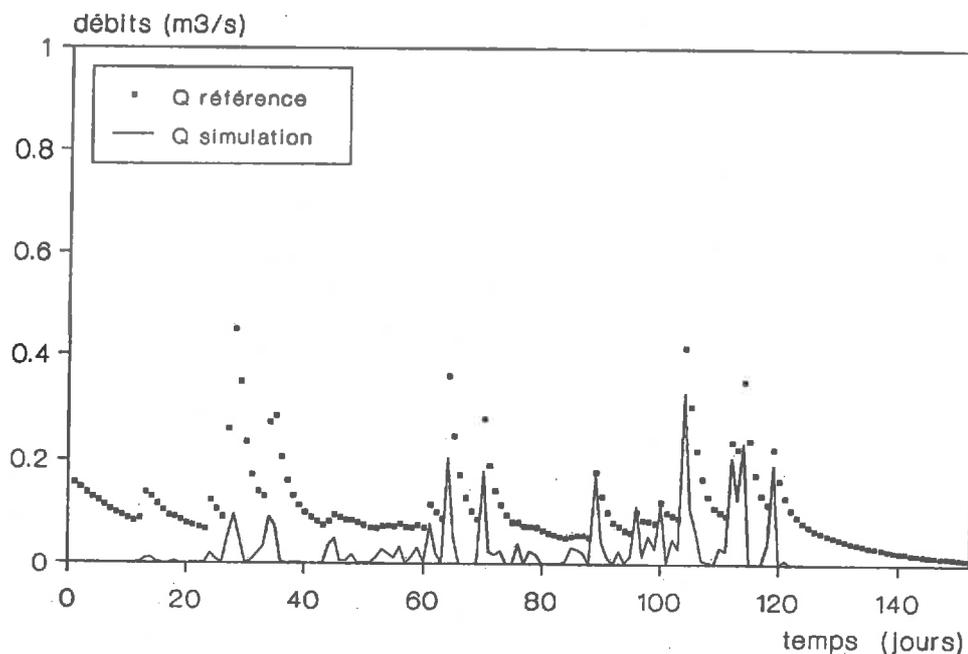
tableau III.4 : effet des variations des paramètres de surface (CRT, DCRT, Rinit)



d) conclusion : on ajuste d'abord CRT avec DCRT et Rinit faibles puis on ajuste les autres paramètres.

*** Recherche des conditions optimales en modifiant les paramètres (calage avec données parfaites)**

figure III.8 : première simulation d'ajustement.



Ici, nous décrivons la procédure que nous avons choisie après avoir déterminé les conditions optimales d'ajustement de chacun des paramètres.

Pour caractériser chaque situation décrite dans les tableaux III.4 à III.6, nous avons simulé les débits avec une large gamme de variation de chaque paramètre.

*** réservoir de surface**

Le tableau III.4 décrit l'effet des variations des paramètres CRT, DCRT et Rinit dans différentes conditions.

L'ensemble des simulations montre que :

- a) CRT, paramètre déterminant du bilan à long terme correspondant au concept de "réserve utile" des agronomes, est ajusté en premier avec des valeurs faibles de DCRT et Rinit. Il est ajusté par diminution progressive de CRT jusqu'à ce que les valeurs calculées atteignent les pics de crue de référence ; à ce moment, le volume total ruisselé durant la période est également bien ajusté.
- b) Rinit est augmenté jusqu'à ce que l'écart (positif) entre les débits calculés et ceux de référence soit stable dès le départ.
- c) DCRT est augmenté en dernier, jusqu'à ce le nombre de pics soit jugé satisfaisant.

figure III.10 : comparaison des débits avant ajustement des paramètres de ruissellement retardé.

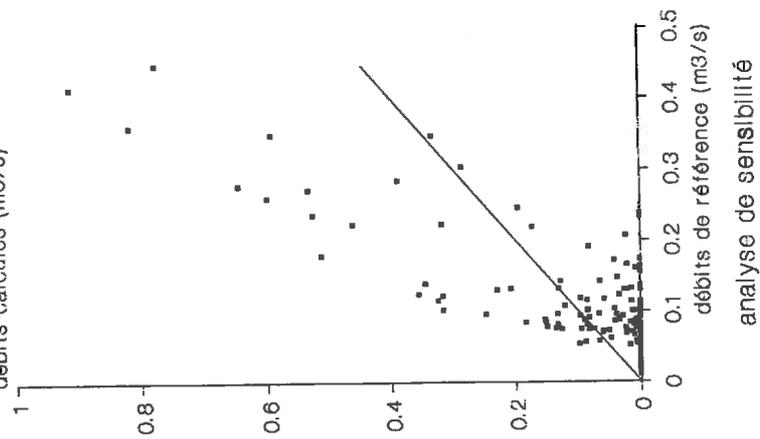


figure III.11 : comparaison des débits après ajustement de Q_{RM} (remarque : certains points n'apparaissent pas sur le graphique).

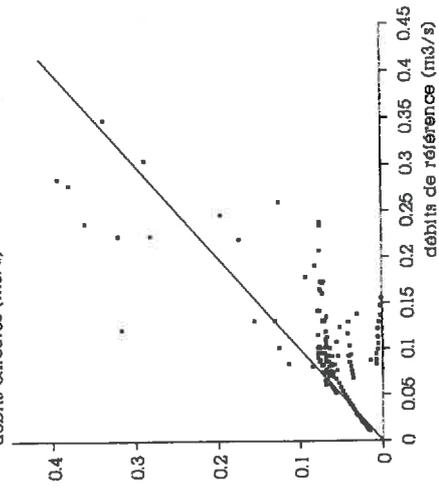
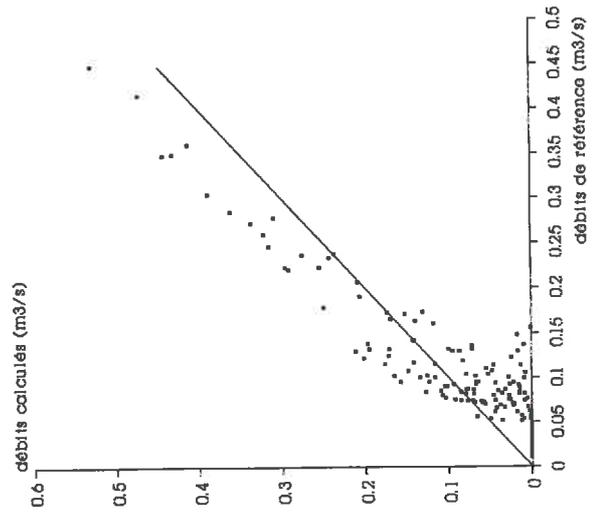


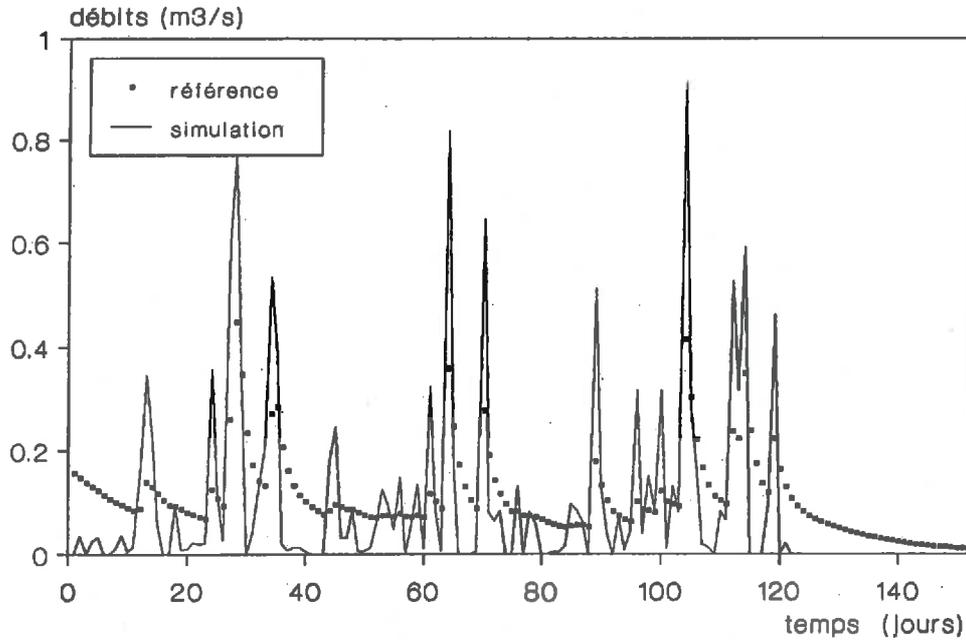
figure III.12 : comparaison des débits après ajustement de CQR et Q_{RM}.



analyse de sensibilité

Paul Robin, 1990.

figure III.9 : simulation avec les paramètres de surface ajustés (CRT, DCRT, Rinit).



Les figures III.8 et III.9 montrent l'état de la modélisation avant et après l'ajustement de ces trois paramètres, tous les autres étant nuls.

*** réservoir de ruissellement retardé**

Le tableau III.5 décrit l'effet des variations de QRMAX et de CQR dans différentes conditions.

figure III.13 : simulation avec les paramètres de surface et de ruissellement retardé ajustés (CRT,DCRT,Rinit,CQR,QRMAX).

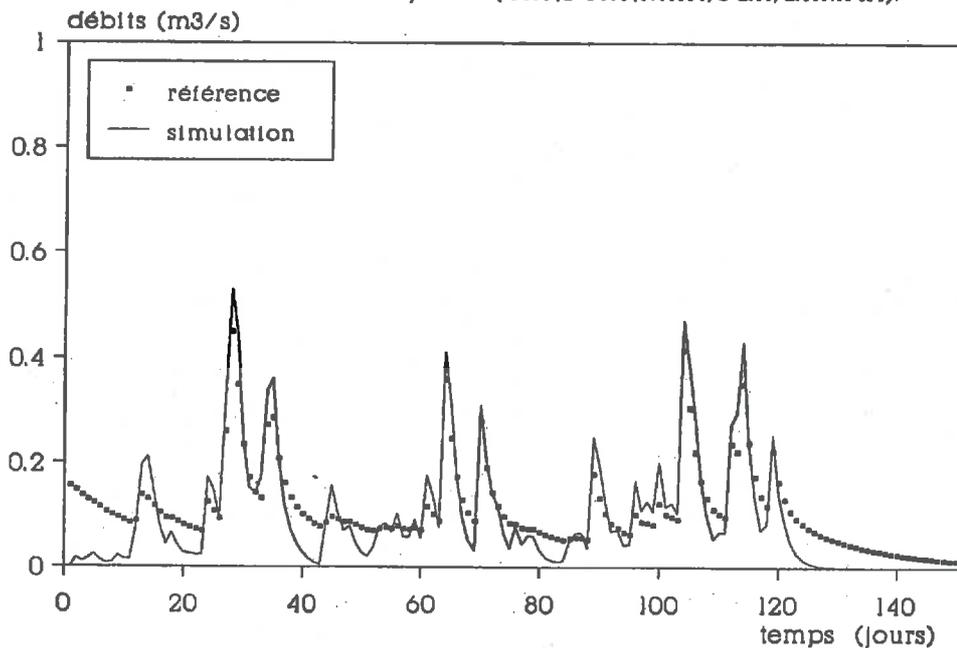
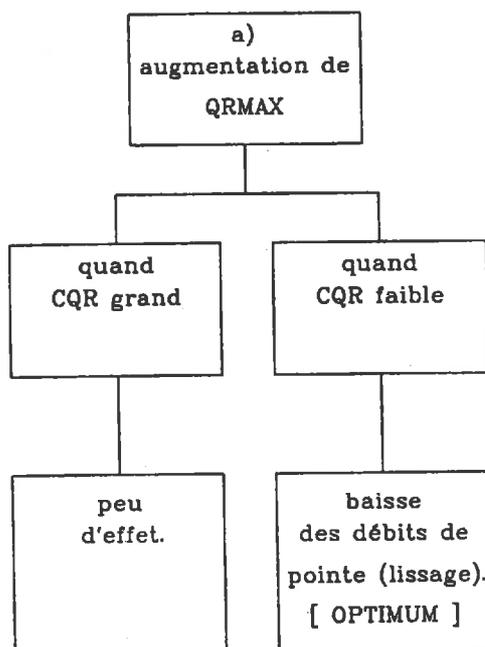


Tableau III.5 : effet des variations des paramètres de ruissellement retardé (CQR, QRMAX).



b) augmentation de CQR : quel que soit QRMAX, la retombée de crue est plus rapide (pas d'optimum).

c) conclusion : on ajuste d'abord QRMAX avec CQR faible puis on ajuste CQR.

En conclusion :

- a) QRMAX est ajusté par augmentation quand CQR est faible. On s'arrête quand la représentation des débits faibles est satisfaisante après la phase d'initialisation ; à ce moment, sur le graphique des débits calculés en fonction des débits de référence, la première partie de la courbe est parallèle à la première bissectrice (fig. III.11 ; la figure III.10 montre l'état initial).
- b) CQR est augmenté jusqu'à ce que tous les pics soient représentés, voire légèrement surévalués. A ce moment, sur le même type de graphique, la deuxième partie de la courbe est parallèle à la première bissectrice (fig.

III.12). La représentation des débits faibles s'est détériorée mais ce sera corrigé par l'utilisation du troisième réservoir. La figure III.13 montre les débits calculés avec deux réservoirs.

* réservoir de nappe

Le tableau III.6 décrit l'effet des variations de FN, QIMAX, Rnap et CQI dans différentes conditions.

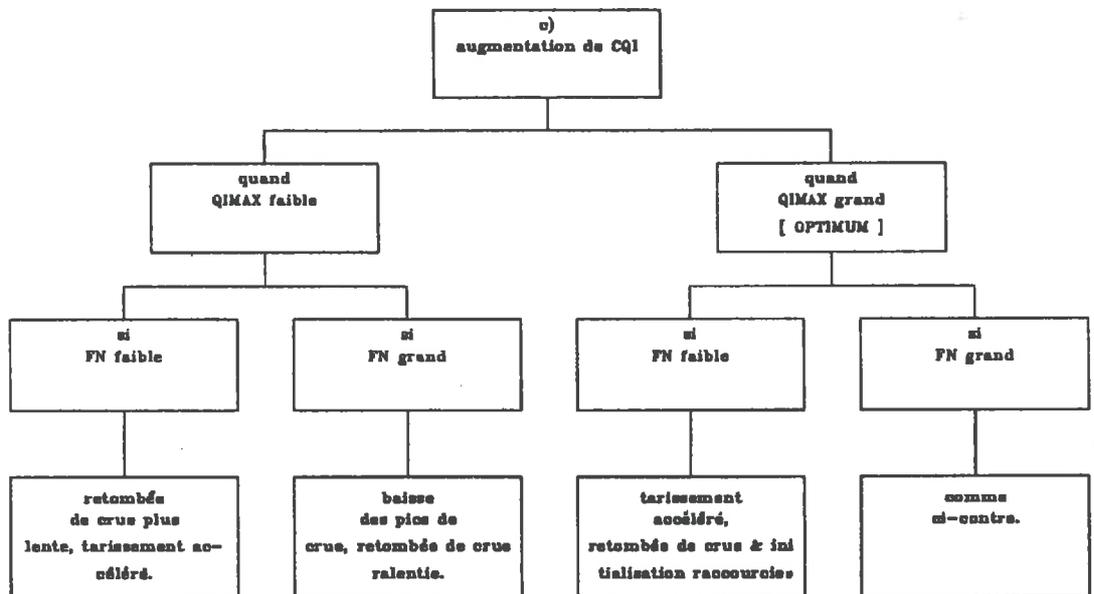
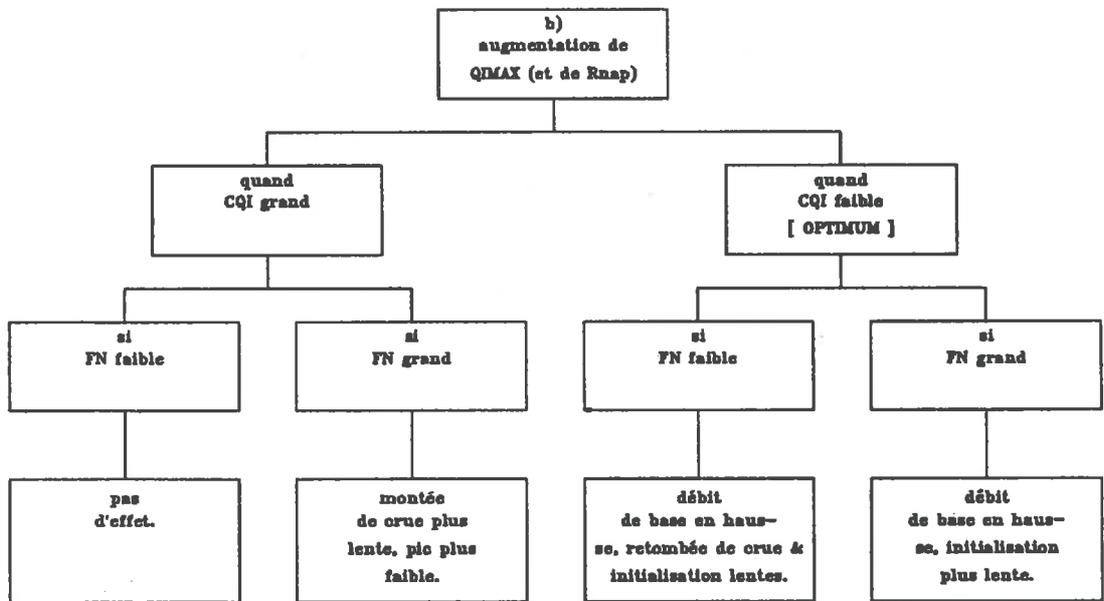
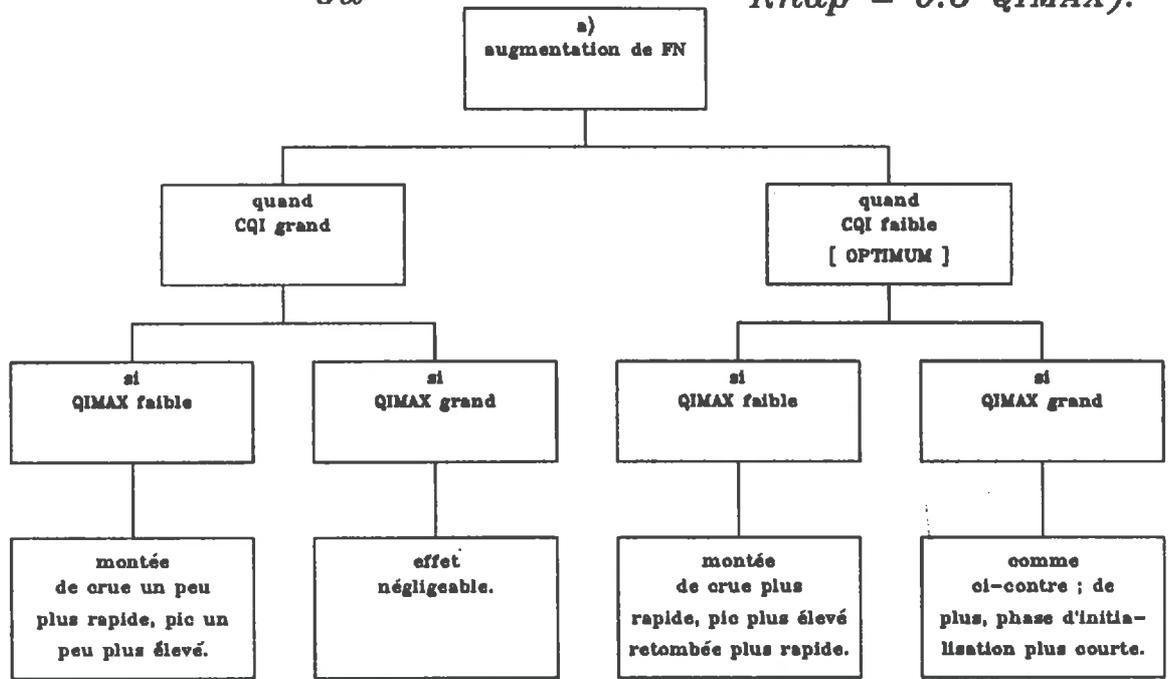
Par conséquent :

- a) les conditions d'ajustement sont d'avoir FN faible devant QIMAX en sorte que le réservoir puisse recevoir les quantités d'eau infiltrées, et d'avoir CQI suffisamment faible pour que le réservoir joue son rôle de tampon à long terme. Il faut également se trouver en période sèche pour que l'effet du réservoir se fasse sentir au-delà de l'effet de QIMAX, et autant que possible en dehors de la phase d'initialisation ;
- b) dans ces conditions, on augmente QIMAX et Rnap jusqu'à ce que l'augmentation ne joue plus sur les pics de crue, c'est-à-dire que le réservoir ne fonctionne plus en débordement (à l'exception des cas où la nappe arrive effectivement à la surface) et que la courbe de tarissement dure suffisamment longtemps ;
- c) CQI est alors augmenté jusqu'à ce que la forme de la courbe de tarissement soit correctement simulée; de même que pour ajuster QIMAX, on utilise le graphique des débits en fonction du temps ;
- d) puis FN est augmenté pour que l'excès des pointes de crue soit restitué lors des périodes sèches ;
- e) et on recommence à augmenter QIMAX et Rnap et ainsi de suite autant de fois que nécessaire.

La figure III.14 montre l'état de la modélisation à la fin de l'ajustement. L'annexe 6 donne les paramètres utilisés dans les quarante-huit simulations qui conduisent à l'ajustement final. La dernière ligne donne la précision obtenue sur les paramètres de ce dernier ajustement. Si l'on est certain que la nappe n'est jamais arrivée à la surface, il est préférable de surevaluer QIMAX par rapport à la valeur ajustée pour se prémunir contre un fonctionnement en débordement. Par contre, Rnap doit retrouver en fin de simulation une valeur proche de sa valeur initiale.

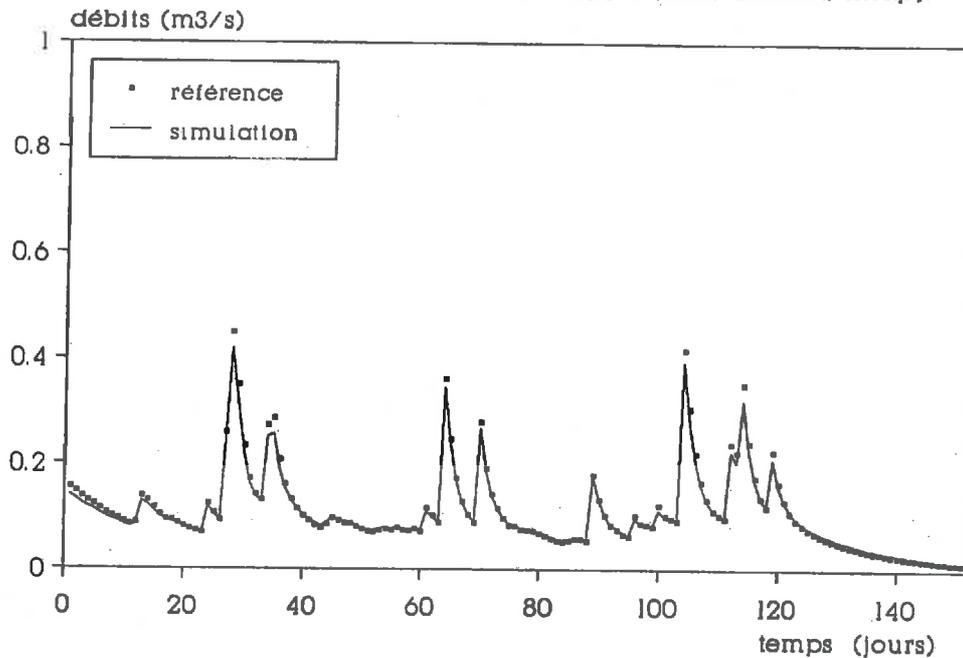
Cette méthode montre la dépendance des paramètres entre eux et leur rôle au cours des différentes périodes de l'année. La dépendance des paramètres vis-à-vis des données est nécessaire puisqu'ils sont ajustés. Pour pouvoir appliquer la méthode jusqu'à la fin, on doit disposer de mesures fiables. Nous allons voir maintenant dans quelle mesure les types de bruit limitent l'ajustement et à quelles observations (pluie, débit ou évapotranspiration potentielle) l'ajustement est le plus sensible.

Tableau III.6 : effet des variations des paramètres du réservoir de nappe (FN, CQI, QIMAX, Rnap où $Rnap = 0.5 * QIMAX$).



d) conclusion : par itérations successives, on augmente QIMAX puis CQI puis FN.

figure III.14 : simulation avec tous les paramètres ajustés : surface, ruissellement retardé et nappe (CQI, QIMAX, Rnap).



analyse de sensibilité

* Recherche des limites de l'ajustement par modification des données

* une comparaison classique

Les données qui ont fait l'objet d'une modification, ont été successivement l'évapotranspiration potentielle, les débits, les pluies puis les pluies et les débits à la fois. Nous présentons ici la méthode et les résultats principaux. Ils sont déduits des résultats détaillés présentés dans l'annexe 7 sous forme de tableaux des précisions obtenues sur les paramètres à la fin des ajustements.

Dans ces tableaux chaque ligne résulte d'un ensemble de quarante-huit simulations. Chaque simulation est comparée aux débits de référence par un critère global. De même, la simulation équivalente sans bruit sur les données (mêmes valeurs des paramètres) est comparée aux débits de référence sans bruit.

Chaque simulation (151 jours) est donc condensée en une distance (fig. III.7) que l'on compare à la valeur maximale acceptable ; on détermine ainsi approximativement les simulations qui permettent d'ajuster et celles pour lesquelles on ne peut déceler une amélioration. Comme à chaque simulation correspond une certaine précision sur les paramètres, on déduit de l'ensemble des simulations "efficaces" la précision de l'ajustement de chaque paramètre. Si aucune simulation n'est "efficace", nous qualifions l'ajustement d'"impossible". Nous reviendrons sur ce terme à la fin de ce paragraphe.

Les résultats sont considérablement simplifiés. Pour pouvoir traiter l'ensemble

Figure III.15 : évolution des quantités d'information ;
cas où les pluies sont modifiées.

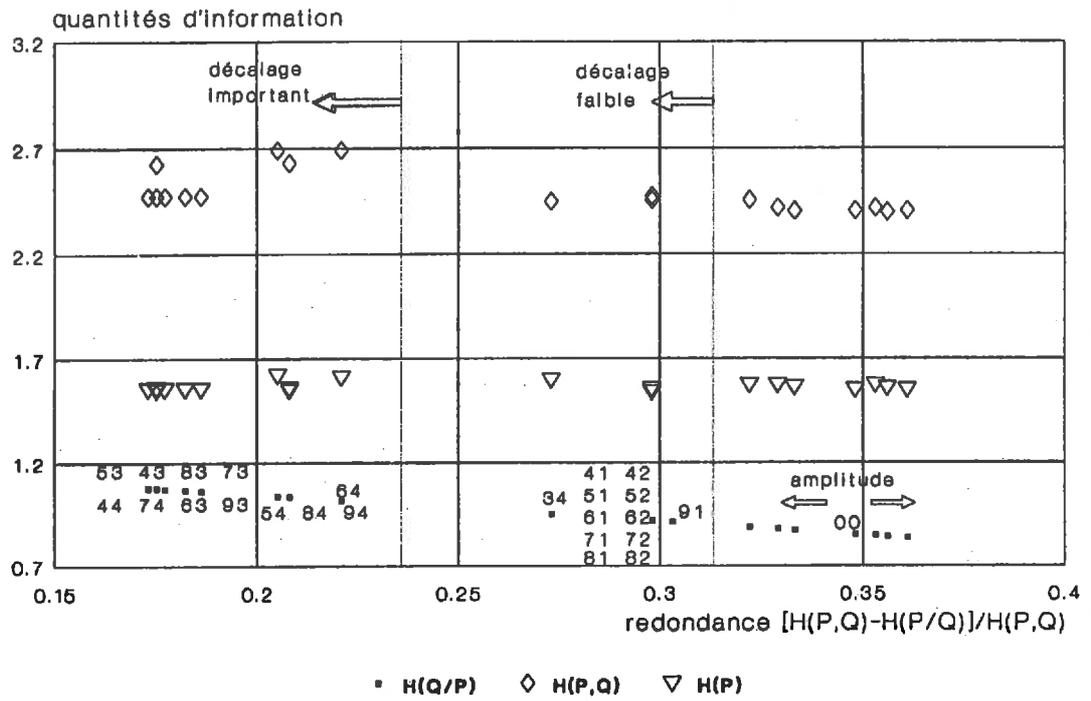
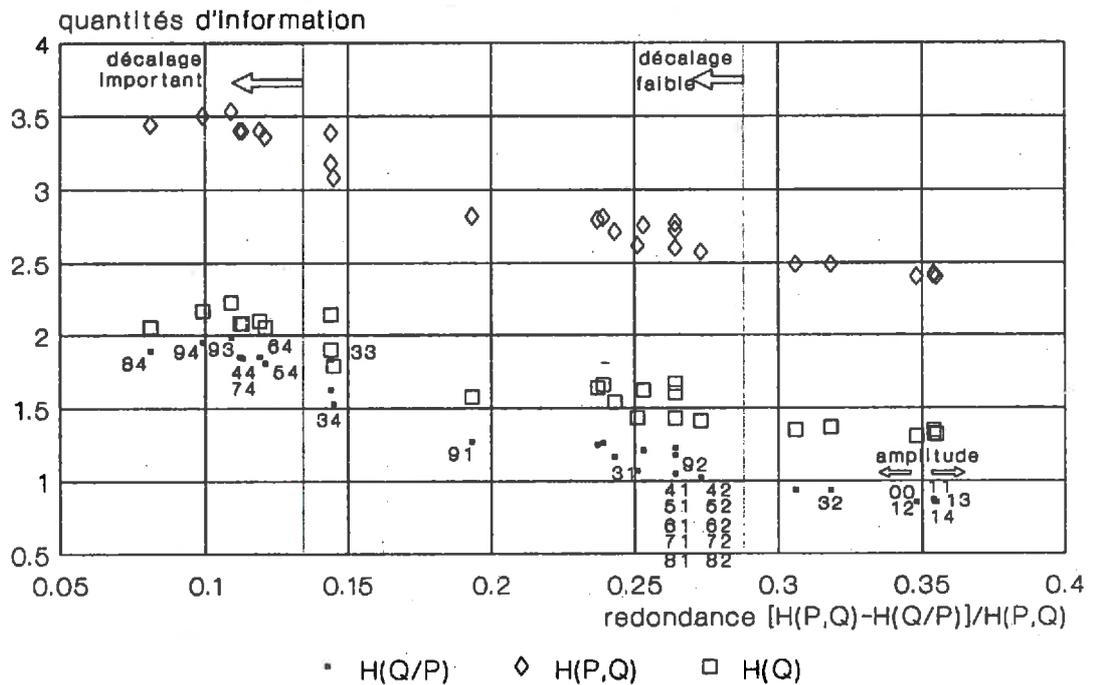


Figure III.16 : évolution des quantités d'information ;
cas où les débits sont modifiés.



des résultats ($48 \times 36 \times 4 = 6912$ simulations), nous sommes contraints d'utiliser un critère de comparaison global ; d'où l'absence de graphique.

Le paragraphe précédent a montré l'interaction entre paramètres -l'existence de conditions optimales d'ajustement- et l'interaction entre paramètres et données -l'ajustement lui-même. Les précisions indiquées dans l'annexe 7 sont donc indissociables des données, en valeurs absolues.

Le tableau III.7 présente les résultats de façon qualitative. Il est important de noter que la méthode choisie ne permet d'établir un diagnostic fin ni sur les niveaux de bruit acceptables, ni sur la précision la meilleure à laquelle peut aboutir un ajustement. En effet l'utilisation d'un critère global ne permet pas de faire la part entre l'effet d'un point très différent et l'effet de plusieurs points peu différents, ni de modérer l'effet d'un simple décalage. Et la comparaison à une "simulation idéale" est irréaliste puisque dans la pratique cette simulation est impossible (le modèle, et les données peuvent généralement être améliorés). Mais la méthode donne une idée relative de l'effet du bruit sur la précision de l'ajustement. Comme les résultats sont très tranchés, la portée des conclusions dépasse probablement cette étude particulière.

Un bruit même très élevé (tabl. III.8) sur l'évapotranspiration potentielle n'empêche pas l'ajustement ; un bruit sur les débits non plus, bien qu'il limite la précision des paramètres de ruissellement retardé et de nappe.

Par contre un excès de décalage dans les données de pluie peut empêcher l'ajustement, et l'ajustement est imprécis même avec peu de décalages. En effet, à chaque décalage, on compare deux fois le débit de base au débit de crue. Ainsi une forte incohérence des données, c'est-à-dire des décalages sur les pluies et sur les débits à la fois, entraîne rapidement l'"impossibilité" d'ajuster le modèle. Ce résultat qui découle de la comparaison globale des simulations -avec les limites que nous avons évoquées- est modulé dans la pratique puisque l'on se sert des graphiques. Cependant, il incite à faire très attention à la cohérence temporelle des observations.

* l'apport des quantités d'information

Le calcul des quantités d'information est exécuté uniquement sur les pluies et les débits pour lesquels nous avons une classification (cf. \$I.2, \$I.3 et \$II.3). Les valeurs modifiées ont été les pluies, les débits puis les pluies et débits simultanément. Les tableaux de résultat sont présentés à l'annexe 8. Nous commentons ici les figures III.15 à III.18. qui en sont déduites.

Les trois premières montrent que les valeurs sont plus dispersées lorsque les pluies et les débits sont modifiés simultanément (figure III.17 par rapport aux figures III.15 et III.16). La redondance varie fortement au lieu de baisser régulièrement car, du fait de notre procédure, les modifications de forte amplitude ont lieu sur les mêmes journées. Les figures précédentes montrent chacune que la redondance diminue et que l'écart $H(P) - H(Q/P)$ s'amenuise lorsque le bruit devient plus important. Ces deux paramètres semblent pertinents. Leur diminution systématique traduit un ajustement

Figure III.17 : évolution des quantités d'information ; cas où les pluies et les débits sont modifiés.

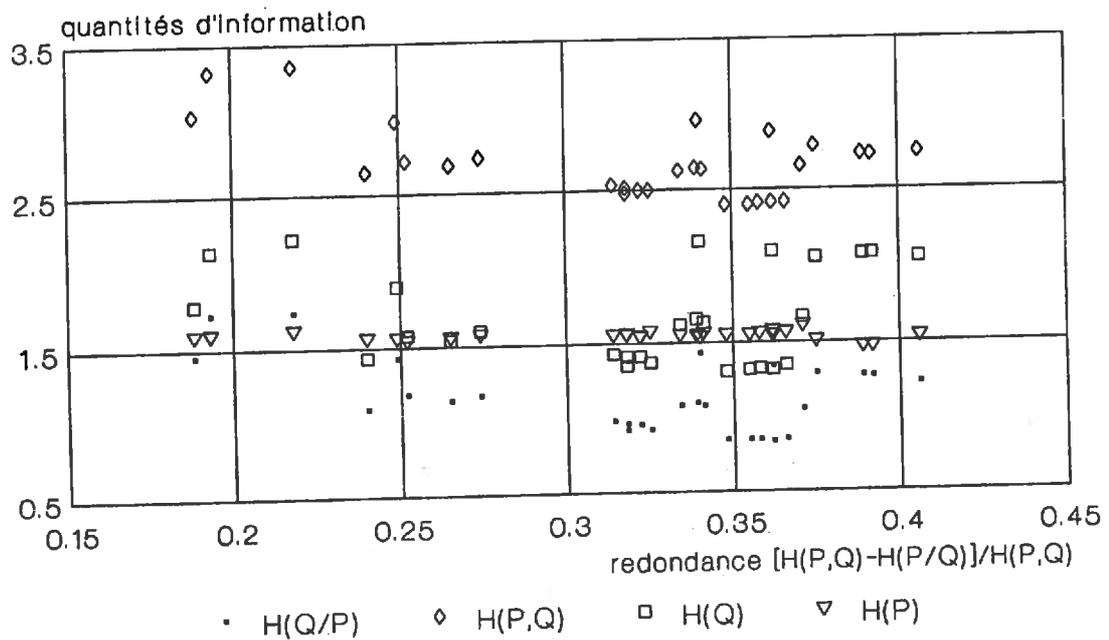


Figure III.18 : évolution des quantités d'information ; cas où les pluies et les débits sont modifiés.

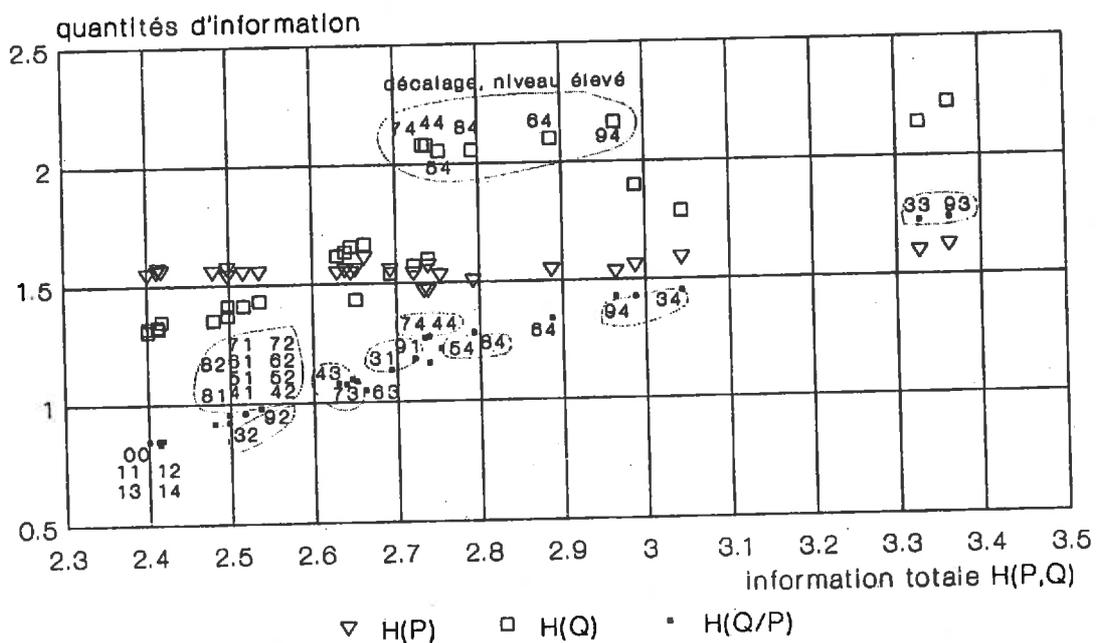


Tableau III.7 : degré de précision de l'ajustement en fonction des données modifiées et du type de modification (amplitude ou décalage).

DONNEES → BRUIT	ETP	DEBITS	PLUIES	PLUIES + DEBITS
AMPLITUDE	précis	précis	imprécis	imprécis
DECALAGE	précis	imprécis	impossible	impossible
AMPLITUDE + DECALAGE	imprécis	imprécis	impossible	impossible

note : - lors de l'analyse de sensibilité, une précision sur chaque paramètre ainsi qu'une distance à la simulation de référence (cf. fig. III.7) correspondent à chaque simulation ;

- la précision est indiquée ici qualitativement par les trois termes "précis", "imprécis" et "impossible" qui signifient respectivement : "de nombreuses simulations sont utilisables pour l'ajustement" ; "peu de simulations sont utilisables" ; "aucune simulation n'est utilisable".

La précision sur chaque paramètre est celle obtenue lors de l'ajustement tant que le critère d'arrêt (cf. fig. III.7) n'est pas rempli (les valeurs sont données à l'annexe 7) ; elle s'améliore lorsque le nombre de simulations utilisables augmente car la précision augmente au fil des simulations d'ajustement ;

- la précision est spécifique de la méthode d'ajustement et du critère d'arrêt choisi ;
- pour chaque type de modification nous nous sommes placés dans les cas où les journées modifiées sont nombreuses (cf. fig. III.6b : n° 3 et 4).

de plus en plus difficile : des valeurs de débit de plus en plus "déconnectées" des pluies.

Les modifications d'amplitude entraînent de petites variations de redondance, positives ou négatives alors que les décalages diminuent toujours la redondance.

Dans la dernière figure (fig. III.18) on interprète les groupes de points. Les groupes (41,71), (42,72), (43,73), (44,74), (51,81), (52,82), (54,84) montrent qu'avec peu de journées modifiées, la cohérence temporelle (décalage) a plus d'effet que la représentativité spatiale (amplitude). En revanche, les groupes (31,91), (32,92), (33,93), (34,94) montrent qu'avec un grand nombre de journées modifiées, c'est la représentativité spatiale (amplitude) qui perturbe le plus. L'effet du décalage est net sur les valeurs de débit (H(Q)) lorsqu'il concerne de nombreuses journées (points 44, 54, 64, 74, 84, 94).

tableau III.8 : bruit sur les donnees; caracterise par la racine carree de la moyenne des carres des ecartis (MLS).

bruit (nos)	E T P	M L S		B R U I T		nature
		Pluie	Debit	niveau		
1 1	0,000	0,044	0,00029]]	
1 2	0,000	0,021	0,00015] faible]	
1 3	1,871	0,059	0,00058]]	
1 4	1,397	0,046	0,00047]]	
2 1	0,000	0,218	0,00143]]	
2 2	0,000	0,104	0,00072] moyen]	amplitude
2 3	8,961	0,296	0,00290]]	
2 4	6,879	0,231	0,00236]]	
3 1	0,000	0,435	0,00286]]	
3 2	0,000	0,209	0,00145] eleve]	
3 3	17,779	0,592	0,00581]]	
3 4	13,757	0,462	0,00472]]	
4 1	0,000	0,641	0,00399]]	
4 2	0,000	0,621	0,00401] faible]	
4 3	9,411	1,252	0,00592]]	
4 4	28,404	1,262	0,00966]]	
5 1	0,000	0,641	0,00399]]	
5 2	0,000	0,621	0,00401] moyen]	decalage
5 3	13,148	1,251	0,00604]]	
5 4	31,946	1,308	0,01009]]	
6 1	0,000	0,641	0,00399]]	
6 2	0,000	0,621	0,00401] eleve]	
6 3	13,148	1,348	0,00645]]	
6 4	31,946	1,073	0,00866]]	
7 1	0,000	0,640	0,00399]]	
7 2	0,000	0,621	0,00401] faible]	
7 3	9,597	1,250	0,00592]]	
7 4	28,484	1,267	0,00967]]	
8 1	0,000	0,639	0,00404]]	amplitude
8 2	0,000	0,621	0,00403] moyen]	+
8 3	15,232	1,259	0,00649]]	decalage
8 4	31,946	1,275	0,01005]]	
9 1	0,000	0,644	0,00418]]	
9 2	0,000	0,621	0,00405] eleve]	
9 3	20,712	1,428	0,00831]]	
9 4	31,946	1,130	0,01009]]	

Ainsi, ces valeurs donnent des indications plus précises que le critère global en particulier lorsque les valeurs s'éloignent des valeurs "parfaites".

Conclusion

La comparaison de six analyses de sensibilité nous a conduit à introduire les concepts de "capacité d'intégration" et de "vulnérabilité" pour comparer les modèles. Ces deux concepts dépendent du nombre de niveaux d'observation des phénomènes modélisés, et du nombre de changements de niveau nécessaires à l'estimation des paramètres.

Dans le cas de cette fonction de production, la "capacité d'intégration" est limitée à deux niveaux (maille et bassin versant) et la "vulnérabilité" est faible puisqu'un seul changement de niveau intervient (débit du bassin versant pour ajuster les paramètres d'une maille). Ce modèle devrait donc permettre une simulation correcte des débits. Cependant, l'ajustement n'est pas gagné. Il résulte de l'interaction entre le modèle et les données. Il est donc souhaitable de poursuivre des recherches pour faire ressortir cette "cohérence" directement dans les observations. Ceci permettra de distinguer l'incertitude issue des données de l'imperfection du modèle. Dans cette voie, l'utilisation des quantités d'information à partir d'une classification semble prometteuse.

III.3 Exemple 2 : modélisation hydrologique de l'île de Basse-Terre

III.3.1. - Préparation des données

Ce paragraphe présente les traitements nécessaires avant de pouvoir simuler :

- le découpage de la surface de l'île en mailles et la caractérisation de celles-ci ;
- la constitution d'un fichier de pluies sans lacune représentant les pluies journalières sur l'ensemble de l'île.
- le choix des stations hydrométriques pour l'ajustement et pour la validation des paramètres de calage du modèle.

Au cours de cette présentation, nous rappelons les valeurs d'imprécision sur les pluies, débits et évapotranspiration, au pas de temps journalier et, si possible, annuel.

* Prise en compte de la surface

Les règles de discrétisation sont présentées par LEDOUX (1980).

Pour notre travail, il importe de savoir que :

- les mailles sont carrées, de tailles variées (250 m, 500 m, 1 km et 2 km de côté ; fig. III.19) allant de la surface d'une grande parcelle (6,25 ha) à un petit bassin versant (400 ha) ;

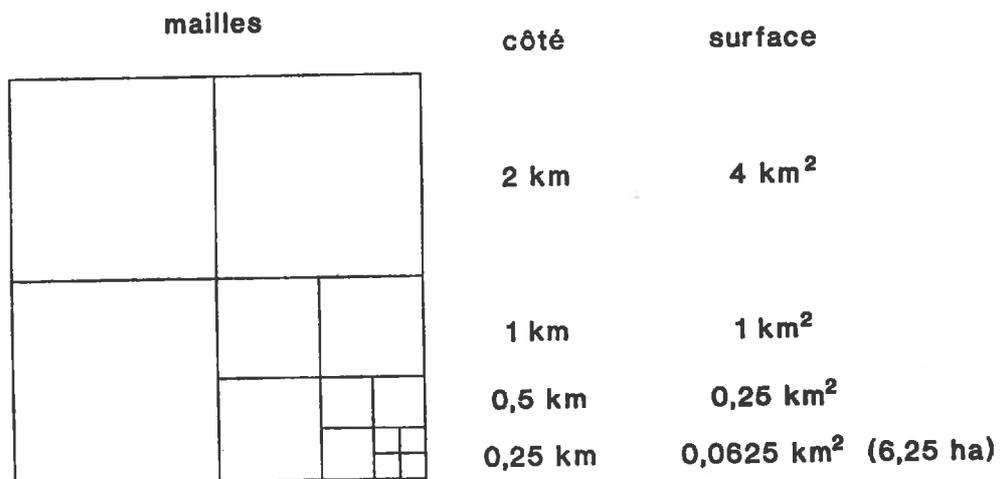


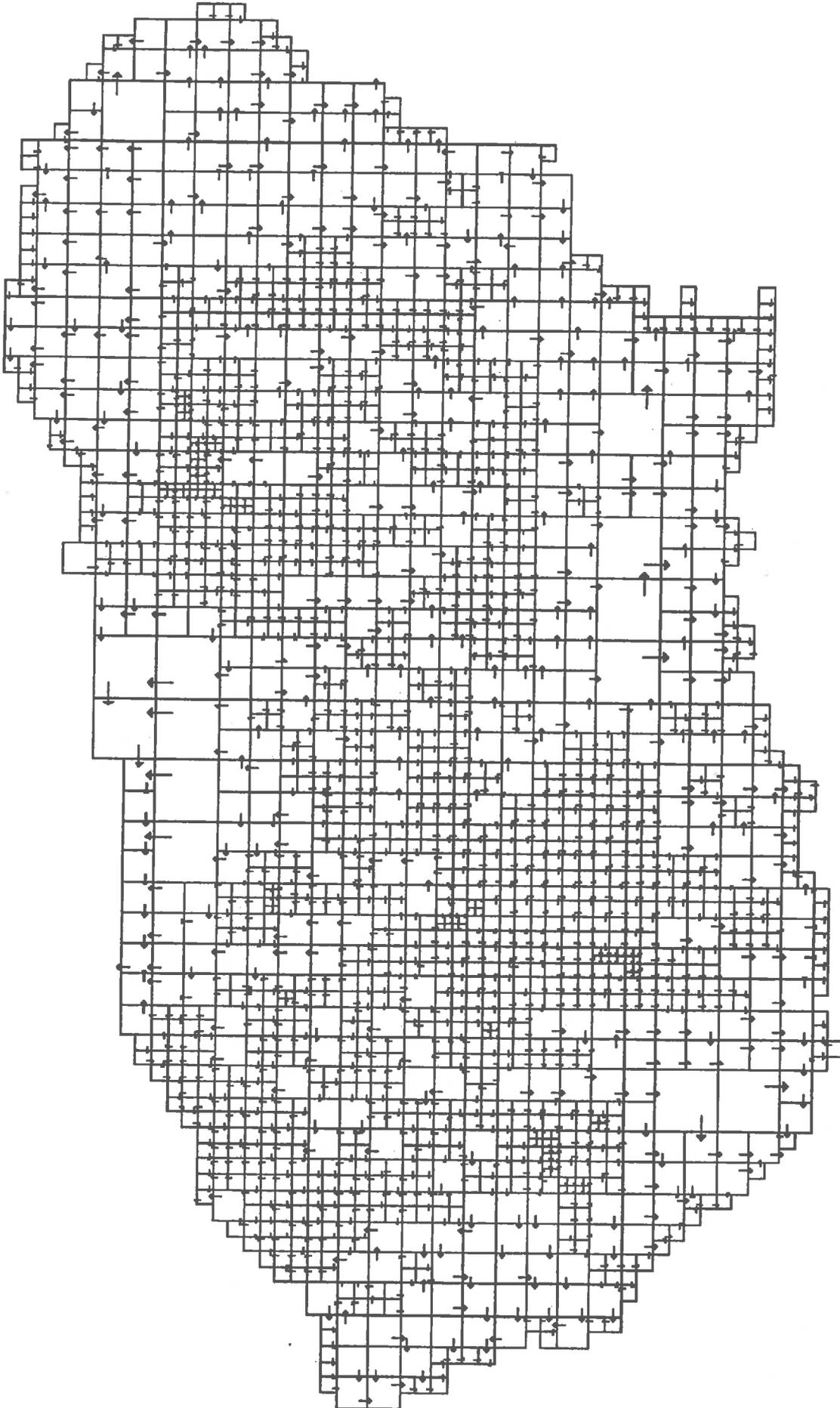
figure III.19 : schéma des différentes tailles de maille.

- les grandes mailles sont utilisées dans les bassins versants non contrôlés ; les petites mailles sont utilisées pour suivre les limites des bassins versants en terrain accidenté, ainsi la surface modélisée est très proche de la surface réelle du bassin versant ;
- pour chaque maille, on note l'altitude minimale, la direction de drainage la nature du sous-sol, le type de végétation, la présence ou non d'une rivière, la pluie moyenne interannuelle d'après la carte des isohyètes proposée par CHAPERON & al (1985) (cf. fig. I.4).

La figure III.20 montre la distribution des directions de drainage et la figure III.21 la distribution des altitudes de chaque maille. La nature du sous-sol est déduite de la carte géologique. Les types de végétation sont repérés sur la carte topographique.

Chaque ensemble sous-sol - sol - végétation conditionne l'évolution du bilan hydrique : ruissellement, percolation, stockage souterrain, évapotranspiration. Or, dans le modèle, le calcul du bilan hydrique est assuré par la "Fonction de Production" Ici, elle est ajustée par sept paramètres de fonctionnement et deux d'initialisation. Quatorze jeux de paramètres sont autorisés ; nous avons donc regroupé ou éliminé certaines associations sous-sol - sol - végétation (annexes 9 et 10) car le nombre de combinaisons dépassait largement quatorze. Deux associations ont été regroupées dans une même "fonction" lorsque leur comportement était comparable (sous-sol

figure III.20 : directions de drainage du maillage ; modèle de la Guadeloupe, Basse-Terre.
(remarque : les flèches autour de l'île sont une contrainte du modèle)



constitué de brèches ou de conglomérats), certaines associations ont disparu car les surfaces concernées étaient trop petites (cas des vertisols). La figure III.22 montre la distribution des végétations et des sous-sols.

La fonction de production opère au pas de temps journalier. Elle calcule les traits principaux du bilan hydrique (cf. schéma, §III.2.2) :

- trois types d'écoulement qui constituent le débit calculé pour la rivière : l'écoulement rapide de crue, le ruissellement retardé et le débit de base ;
- l'évapotranspiration réelle ;
- les stocks en eau dans le sol et dans la nappe ;
- la percolation vers la nappe.

Par contre elle ne considère pas :

- les relations entre horizons de sol, en particulier l'apparition de nappes perchées du fait d'un horizon moins perméable ;
- la réalimentation du stock en eau du sol par la nappe et ses conséquences sur le calcul de l'évapotranspiration ;
- les relations entre sols de mailles voisines ;
- l'interception (initialement introduite, elle n'a pas été retenue par la suite) ;
- la régulation de l'évapotranspiration en fonction du stock en eau du sol.

L'imprécision sur le modèle (notée GAMM1 dans la figure III.1) est liée d'une part à cette simplification des phénomènes, d'autre part à la simplification de la surface réelle ramenée à des carrés homogènes d'environ 1 km de côté (0,25 à 2 km).

*** Prise en compte des pluies**

L'objectif est de reconstituer les pluies journalières à la fois en volume global, en distribution sur les bassins versants et sans interruption au cours du temps.

Le modèle considère une pluie homogène sur une "zone météo" c'est-à-dire sur un ensemble de mailles affectées à un poste pluviométrique. Ainsi, le calcul du bilan hydrique est fait pour chaque poste et chaque fonction de production pour toutes les journées.

Au pas de temps journalier la description en première partie de la répartition des pluies dans l'espace et de la nature du fichier, montre que les valeurs reconstituées aux postes observés sont entourées d'un intervalle de valeurs possibles large d'environ 30 mm/j.

figure III.21 : altitude des mailles ; modèle de la Guadeloupe, Basse-Terre.
(la ligne de crêtes du sud de l'île dépasse 1000 m)

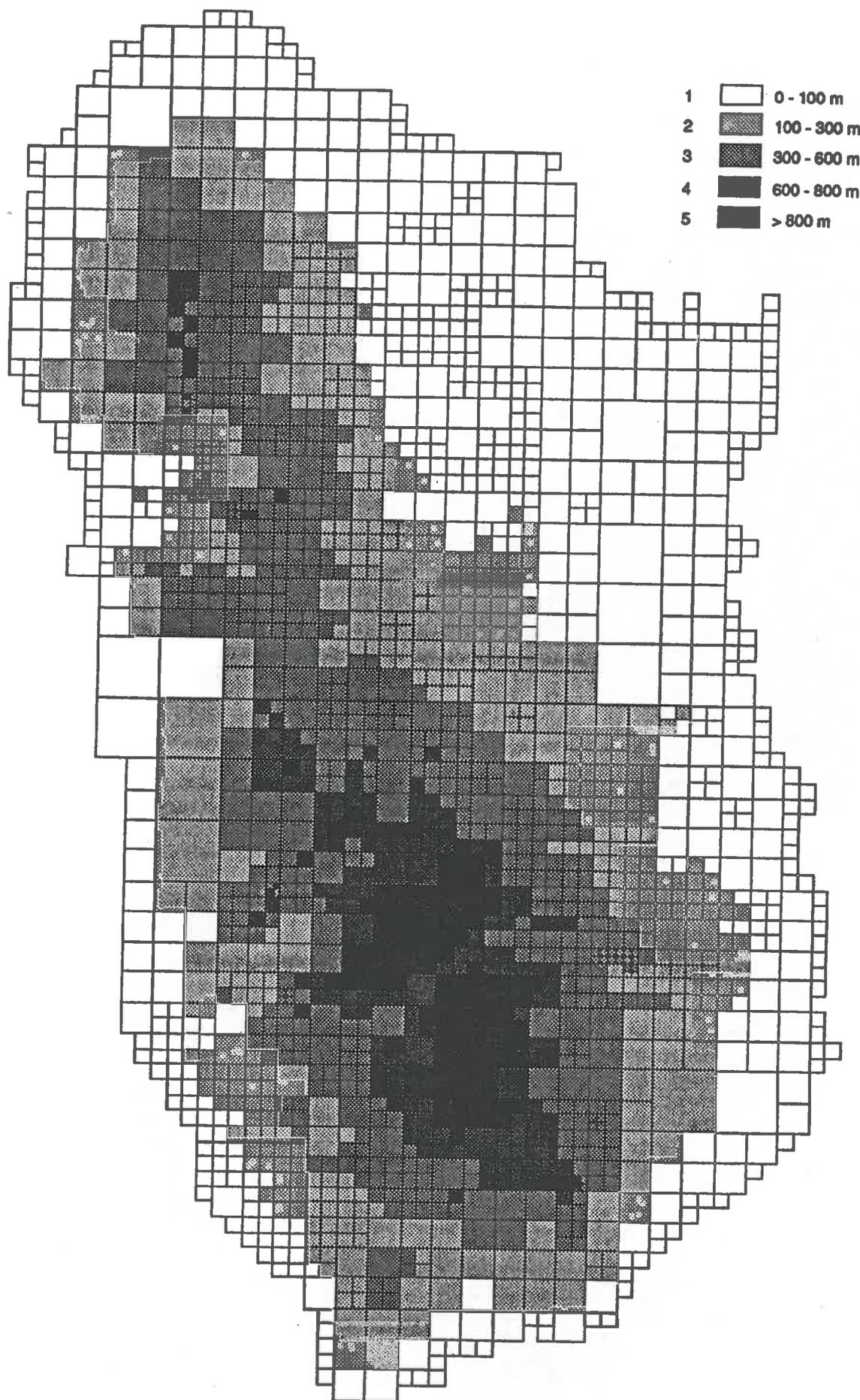


figure III.22 : carte des fonctions de production :
a) carte des végétations



figure III.22 (suite) : b) carte des sous-sols

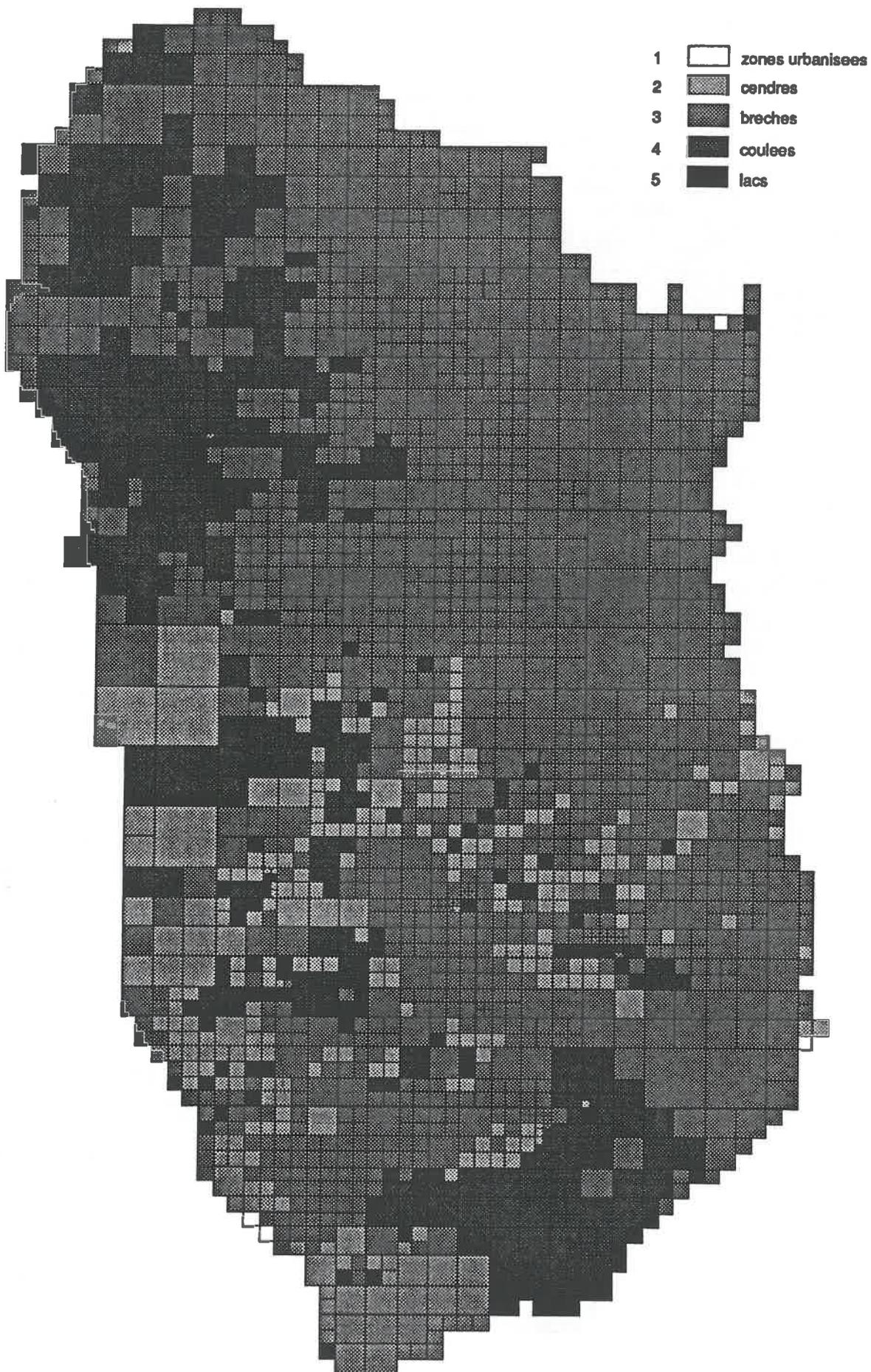
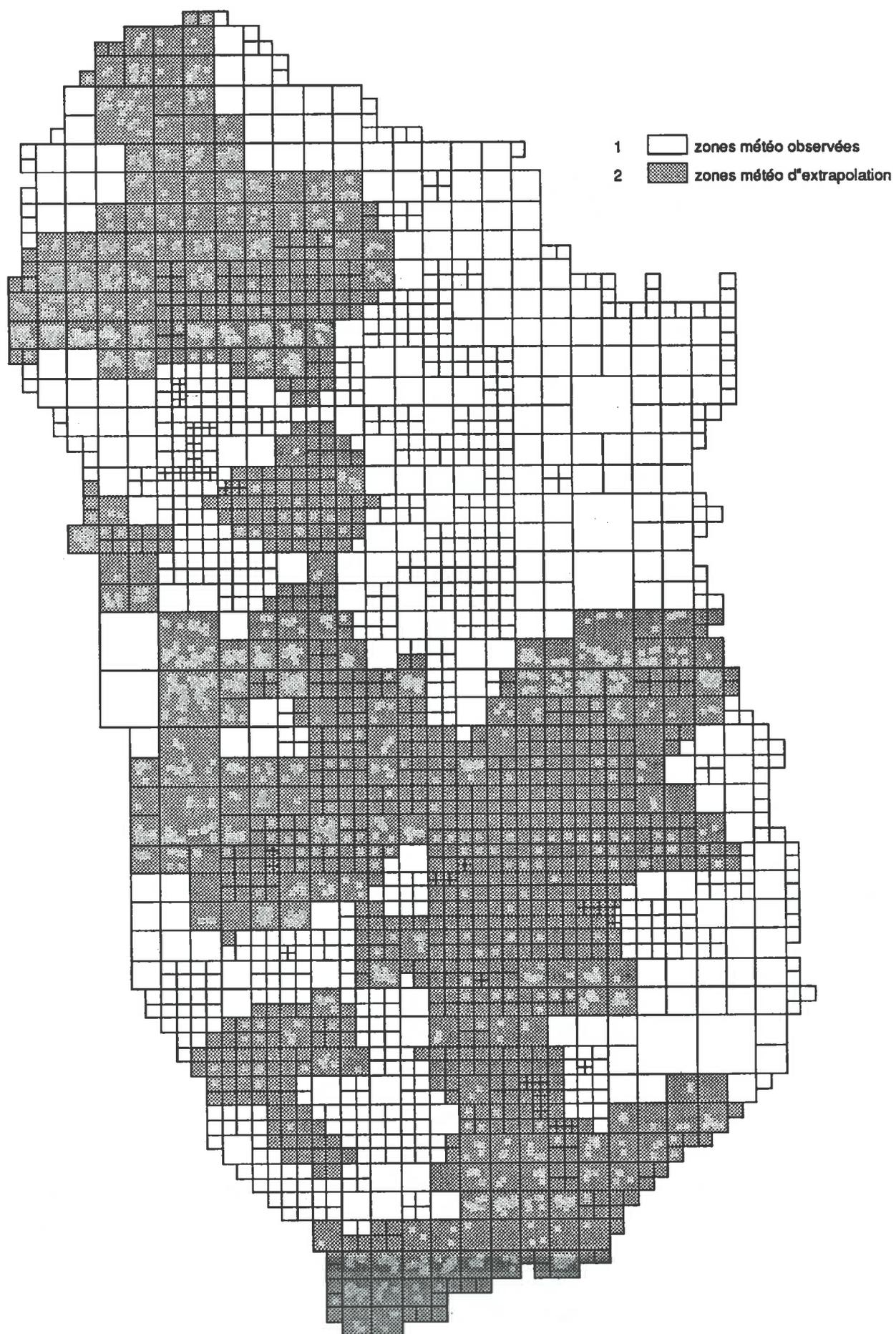


figure III.23 : zones pluviométriques observées et extrapolées. On remarque les zones insuffisamment observées au nord et au sud du versant au-vent.



Au pas de temps pluri-annuel, les postes observés peuvent-ils représenter les volumes de pluie effectivement tombés ? Pour le vérifier on se place au pas de temps annuel. Le critère correct n'est pas la densité des postes en nombre/km² mais en nombre/hm³/an car on veut que chaque poste serve à reconstituer le même volume de pluie. Le tableau I.1 montre que le nombre de postes au-dessus de 400 m d'altitude est plus faible (9 postes) qu'en-dessous de 100 m (28 postes) alors que le volume de pluie est supérieur en moyenne annuelle au-dessus de 400 m. Ce même tableau montre également qu'entre 100 et 1 000 m d'altitude, la densité des postes est minimale : inférieure à 1 poste/100 hm³/an.

Les annexes 11 et 12 complètent ces remarques en considérant les tranches de pluie (tranche 2 000 à 7 000 mm/an moins bien représentée) ou les zones géographiques (zones 2, 3, 4 et 6 moins bien représentées). CHAPERON & al (1985) indiquent un intervalle de confiance à 80 % ou moins pour les isohyètes supérieurs à 2 250 mm/an. ROSSIGNOL (1989) propose une carte élaborée à partir de données plus complètes en altitudes, plus récentes. Le maximum étant supérieur de 1 500 mm/an à celui de CHAPERON & al, nous estimons que l'intervalle de confiance au-dessus de 4 000 mm/an est de 75 %, c'est-à-dire un intervalle de valeurs possibles large de 2 000 mm/an en total annuel au sommet du relief.

Pour représenter la variabilité des pluies, le réseau paraît donc insuffisant au-dessus de l'isohyète 2 000 mm/an (annexe 11) puisque dans certaines "zones météo" l'intervalle entre les pluies moyennes annuelles minimales et maximales dépasse 5 000 mm/an. Nous avons donc choisi d'ajouter des "zones d'extrapolation" en sorte que l'amplitude de variation de la pluie moyenne annuelle soit inférieure à 2 000 mm/an dans chaque zone. A cause de cette contrainte liée à l'imprécision sur la pluie moyenne annuelle, 51 "zones d'extrapolation" ont donc été ajoutées (fig. III.23).

Au pas de temps journalier, les pluies y sont extrapolées comme lors de la reconstitution des données manquantes, en fonction d'un gradient moyen observé (cf. §I.2.2.) Selon le nombre de valeurs observées dans chaque "unité homogène" pour la reconstitution des pluies, l'incertitude associée à la reconstitution (GAMM2 dans la figure III.1) sera faible (30 mm en zones 1 ou 5), moyenne (50 mm en zones 4 ou 6) ou élevée (70 mm en zones 2 ou 3). Par contre, pour une période d'un an, on espère représenter ainsi correctement à la fois le volume global et sa distribution de manière à éviter un biais (ou dérive) des débits calculés. La modélisation sur une longue période nous indiquera si la reconstitution a été fidèle (cf. §III.3.3).

* Prise en compte de l'évapotranspiration

Les valeurs proposées dans la première partie sont conservées ; la gamme de variation est d'environ 3 mm/jour (GAMM3 sur la fig. III.1).

Au pas de temps annuel on pourrait estimer l'incertitude à l'issue des calculs. En fait, la bibliographie montre qu'elle est inférieure à 200 mm/an et même probablement inférieure à 100 mm/an si l'on distingue les versants au vent et sous le vent (ENILORAC, 1986 ; BASTERGUE & MOUNIER, 1986 ; GIRARD, 1983).

Tableau III.9 : bilan des imprécisions sur le débit aux cinq bassins versants de l'ajustement. Les imprécisions sont exprimées comme une erreur rapportée au maximum des valeurs possibles (cf. §II.1.2 et §I.3).

Les variations sur les paramètres correspondent aux dernières modifications lors des simulations d'ajustement ; les variations sur les pluies et sur les ETP correspondent à l'imprécision sur ces données. Ces trois types de variations entraînent chacun une imprécision sur les débits calculés (cf. fig. III.1). Cette dernière est évaluée pour chaque type de variations grâce à l'analyse de sensibilité : une valeur de "GAMM4" est associée à chaque valeur de "GAMM1" (paramètres), "GAMM2" (pluies) et "GAMM3" (ETP). La réunion de ces trois imprécisions sur les débits nous indique l'imprécision maximale possible (ligne "Réunion"). "GAMM5" correspond à l'imprécision sur le débit observé (tabl. I.6).

Nous distinguons l'imprécision sur le débit de base (Q_{base}) de l'imprécision sur le débit de crue (Q_{crue}) et de l'imprécision sur le débit moyen (Q_{crue}).

BASSIN VERSANT	G ^d e GOYAVE (LA BOUCAN)		DU PLESSIS cote 500		CAPESTERRE cote 95		S ^t e MARIE cote 5		BANANIER (DEVERSOIR)	
	Q_{base}	Q_{crue}	Q_{base}	Q_{crue}	Q_{base}	Q_{crue}	Q_{base}	Q_{crue}	Q_{base}	Q_{crue}
•Variations liées aux paramètres	60	20	25	30	15	15	35	25	30	20
•Variations liées aux pluies	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
•Variations liées à l'ETP	40	25	40	25	40	25	40	25	40	25
Réunion	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Variations observées	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
	Q_{moyen} (module)		Q_{moyen} (module)		Q_{moyen} (module)		Q_{moyen} (module)		Q_{moyen} (module)	
Paramètres	15		5		15		25		5	
Pluies	30		30		30		30		30	
ETP	25		25		25		25		25	
Réunion	70		60		70		80		60	
Variations observées	2		50		20		40		50	
(GAMM 5)	(20)		(40)		(12)		(2)		(12)	

En valeurs journalières (Q_{base} et Q_{crue}) l'écart entre valeurs calculées et valeurs observées correspond bien à l'imprécision sur le débit calculé. L'indétermination totale (100 %) vient de ce que pour une journée donnée nous ne sommes jamais sûrs d'utiliser des valeurs correctes de pluie.

En valeurs moyennes, l'écart observé est par deux fois nettement inférieur à l'imprécision théorique là où, par chance, les pluies sont suffisamment bien reconstituées (globalement sur les quatre ans) et où la part des débits prélevés est suffisamment faible (Grande Goyave et Capesterre). Par contre la connaissance trop imprécise soit des pluies (Sainte Marie), soit des débits (Du Plessis), soit du terrain (Banancier), conduit à un écart moyen important entre les valeurs calculées et observées (40-50 %).

* Prise en compte des débits

Dans la première partie, le tableau I.5 présente les bassins versants contrôlés pour lesquels nous disposons d'observations journalières ou mensuelles durant la période 1972-1975. L'annexe 3 présente leurs caractéristiques pour le modèle (I.3) ; les fonctions de production représentées sont les fonctions forêt, savane, culture sur brèche et cendre, canne et banane sur brèche. La forêt est prédominante puis viennent les plantations de banane, les cultures et les steppes avant la canne à sucre. Le plus grand bassin, celui de la Grande Goyave à la Boucan, reflète cette distribution des fonctions de production dans l'île. Deux fonctions de production ne sont pas utilisées : les zones urbanisées et les cultures sur coulées. Elles sont cependant maintenues à cause de leur importance en surface de l'île (cultures sur coulées) ou parce que leur fonctionnement est radicalement différents (zones urbanisées très imperméables).

Dans d'autres bassins, les savanes d'altitude ou les bananeraies prennent une plus grande part (Capesterre cote 95, Sainte Marie cote 5).

Les stations sont réparties en deux groupes, l'un pour le calage du modèle et l'autre, pour sa validation. Dans les deux groupes, on doit trouver : des pluies plus ou moins bien estimées ; les principales fonctions de production représentées, des bassins de taille variable.

L'intervalle des valeurs possibles pour un débit observé dépend des problèmes cités dans la première partie. L'imprécision étant très liée à la station de mesure et au bassin qu'elle contrôle nous avons proposé des valeurs spécifiques en pourcentage (tabl. III.9).

Pour les pluies, nous avons préféré utiliser une imprécision à caractère régional propre au réseau de mesure, qui n'est donc pas spécifique des postes pluviométriques. De même pour l'évapotranspiration.

III.3.2 - Choix des bassins versants pour l'ajustement

L'échantillon de validation étant plus restreint (30 % des données), nous le choisissons d'abord.

Sur les huit bassins où nous disposons de débits journaliers, nous choisissons de réserver les stations de Petite Plaine, de Bras David et la Grande Goyave à Prise d'Eau à la validation. Les stations de Bras David et Grande Goyave à Prise d'Eau permettent plus que la simple vérification du calage des paramètres : la cohérence du modèle avec un ensemble de stations et la cohérence de trois stations entre elles (Bras David, Grande Goyave à Prise d'Eau et Grande Goyave à la Boucan) entre elles. GILLE & al (1985) montrent que les paramètres sont transposables si les bassins versants d'ajustement contiennent déjà les fonctions de production (cf. §II.2.3) : c'est le cas pour Grande Goyave à la Boucan ; c'est moins le cas pour Petite Plaine (Nord, isolé, sous-le-vent mais données fiables). Nous avons conservé les autres stations pour l'ajustement (Du Plessis, Capesterre, Grande Goyave à la Boucan, Sainte Marie,

Bananier).

La procédure d'ajustement doit tenir compte de l'incertitude sur les variables d'entrée, pluie et évapotranspiration, et sur les variables de sortie, les débits. C'est pourquoi, une première estimation des paramètres de surface (CRT, Rinit) est déduite des bilans sur deux ans. Puis, on utilise les observations journalières.

L'ajustement des paramètres nécessite d'avoir confiance dans les observations et dans l'algorithme vis-à-vis des discrétisations spatiales et temporelles adoptées (1 jour, 1 km² environ). Pour choisir les observations, on peut utiliser nos résultats précédents montrant que Du Plessis était apte à la modélisation, que les pluies pouvaient poser un problème à Capesterre et à la Boucan, que les débits pouvaient être gênants à Sainte Marie et Bananier.

La procédure doit également tenir compte de la diversité des fonctions de production sur chaque bassin versant.

C'est pourquoi on ajuste d'abord deux des fonctions "forêts" (n^{os} 1 et 4) avec Du Plessis ; les fonctions "forêt sur brèche" (n^o 3) et "savane" (n^{os} 12, 13 et 14) avec Capesterre ; les fonctions "banane" (n^{os} 5 et 6) avec Sainte Marie ; puis, les fonctions "autres cultures" et "canne" (n^{os} 8 à 11) avec Grande Goyave à la Boucan et l'on vérifie aussi l'ajustement "forêt sur brèches" (n^o 3) ; enfin, la fonction "eau libre" (n^o 2) est ajustée avec Bananier au Déversoir .

La procédure doit tenir compte du nombre de simulations : il en fallait une cinquantaine pour un bassin homogène avec des données idéales (cf. analyse de sensibilité) ; il nous en faudra un peu plus pour des bassins hétérogènes utilisant une dizaine de fonctions de production. Notre outil informatique (SPS 9 de BULL) exécutait durant 1H30 environ le traitement des 1919 mailles pour 4 années. Pour ne pas attendre trop longtemps les résultats, nous avons ajusté d'abord les deux premières années 1972 et 1973 car à la durée de la simulation, il faut ajouter le temps de dépouillement des graphiques de résultat (2 à 17 selon le nombre de bassins).

On arrête l'ajustement quand les modifications apportent autant d'amélioration que de détérioration des courbes, selon l'amplitude de variation que l'on peut alors apporter aux paramètres, on a une idée de l'incertitude sur ceux-ci.

III.3.3. - Résultats de l'ajustement avec les données brutes

* Introduction

Ces résultats doivent être replacés dans leur contexte, celui d'un modèle conceptuel adapté à une région tropicale montagnaise dont le régime hydrique est marqué par des fortes pluies, des sols filtrants et une végétation couvrante.

Du fait des imprécisions sur les pluies, sur les évapotranspirations et sur les débits, on cherche un moyen de vérifier si les observations représentent effectivement

la réalité. SEVRUK (1987) pose clairement la question pour les pluies : "Pourquoi ne sont-elles pas corrigées ?". Nous pensons que les données doivent être "adaptées" de même que le modèle est choisi. Soit parce qu'elles sont peu représentatives (extrapolation d'une pluie biaisée, prélèvement non négligeable dans un cours d'eau) soit à la suite d'une erreur dans la chaîne d'exploitation (détarage d'une station, erreur d'éprouvette de pluviomètre, ou de barème de conversion des hauteurs d'eau en débits, confusion de stations par suite d'un changement des numéros d'identification...).

Pour ajuster correctement le modèle et vérifier les observations, nous utilisons les graphiques chronologiques de comparaison des débits calculés et observés. L'hypothèse suivante est nécessaire : nous considérons que, étant donné la grande complexité d'un hydrogramme sur une période de quatre ans, la concordance régulière des valeurs observées et calculées est possible si et seulement si le modèle et les observations représentent effectivement la réalité. Les contraintes physiques imposées par le modèle sont la conservation des volumes d'eau et l'identité du fonctionnement d'un type de couvert quelque soit sa position dans l'île.

Un écart de bilan révèle un problème sur les volumes de pluies observés, les volumes d'écoulement observés ou sur les paramètres de calcul de l'évapotranspiration.

Un écart sur le volume d'une crue révèle un problème sur le volume de pluie observé ou sur le débit observé ou sur les paramètres de partage entre ruissellement et stockage. Dans ce dernier cas, on doit observer une dérive. Une différence sur la forme de l'hydrogramme de crue (retombée) ou sur la forme des courbes de tarissement révèle un problème sur le volume stocké (pluies antérieures) ou sur les paramètres réglant la vidange des réservoirs.

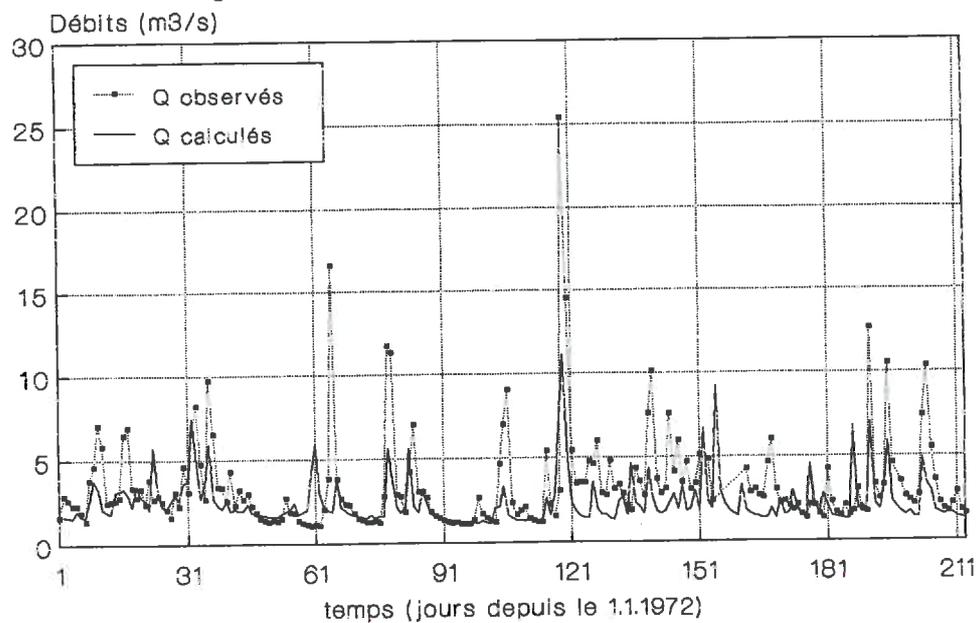
La complexité de l'hydrogramme réside dans sa durée, sa forme et son amplitude. Un écart pour une crue n'est pas significatif. Par contre, la répétition d'une même différence ou l'absence de différence donnent un indice. C'est pourquoi, notre diagnostic s'appuie sur le découpage de l'hydrogramme en périodes d'au moins un mois (plus de trente valeurs), homogènes pour l'écart entre valeurs calculées et observées.

Un avantage non négligeable de travailler par période est d'atténuer l'effet des décalages dont l'analyse de sensibilité a montré l'importance sur un critère global de comparaison (ici le décalage atteint 3 jours !)

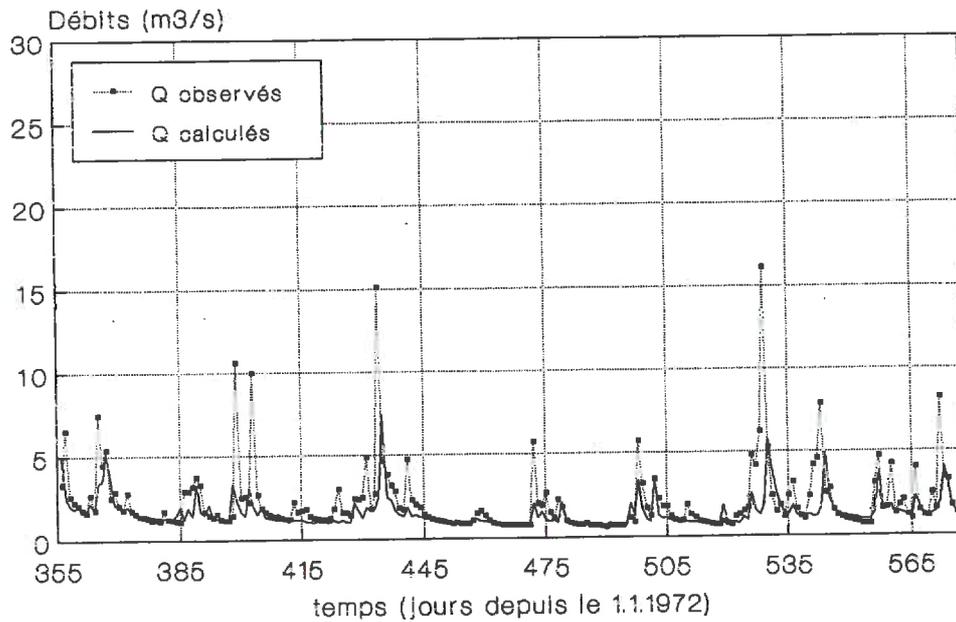
Les résultats sont donc présentés sous deux formes : les graphiques (fig. III.24 et annexe 13) et le tableau descriptif (tabl. III.10).

Ces graphiques résultent d'une simulation faite avec "un certain choix" de paramètres déterminés après de très nombreuses simulations. Le meilleur ajustement est imparfait. Notre objectif est d'abord de répondre correctement aux questions sur la qualité des données et leur imprécision ; ensuite, de définir les domaines d'utilisation du modèle en fonction de la qualité des résultats et en fonction des quantités d'information sur les données.

figure III.24 : comparaison des débits observés et calculés avant homogénéisation des données (a,b : Capesterre ; c,d : Bananier).



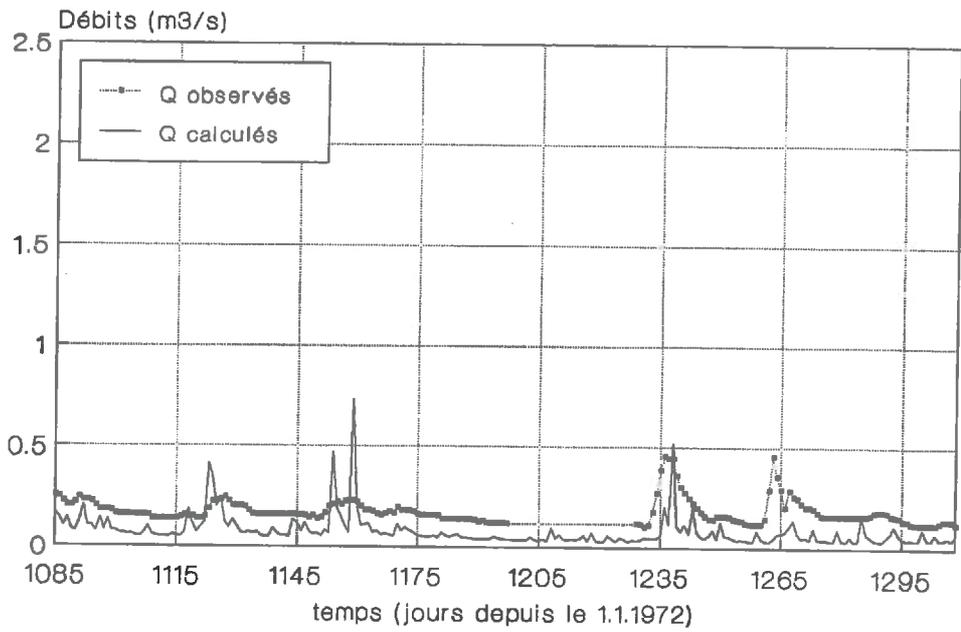
a) Capesterre, du 1.1.1972 au 31.7.1972



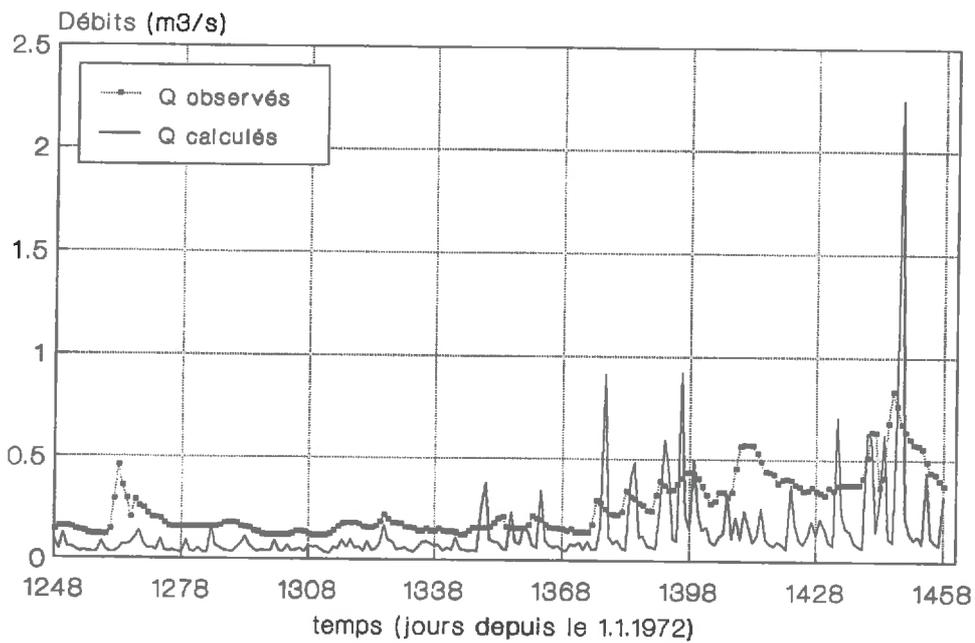
b) Capesterre, du 20.12.1972 au 31.7.1973

Paul Robin, 1990.

figure III.24 (suite)



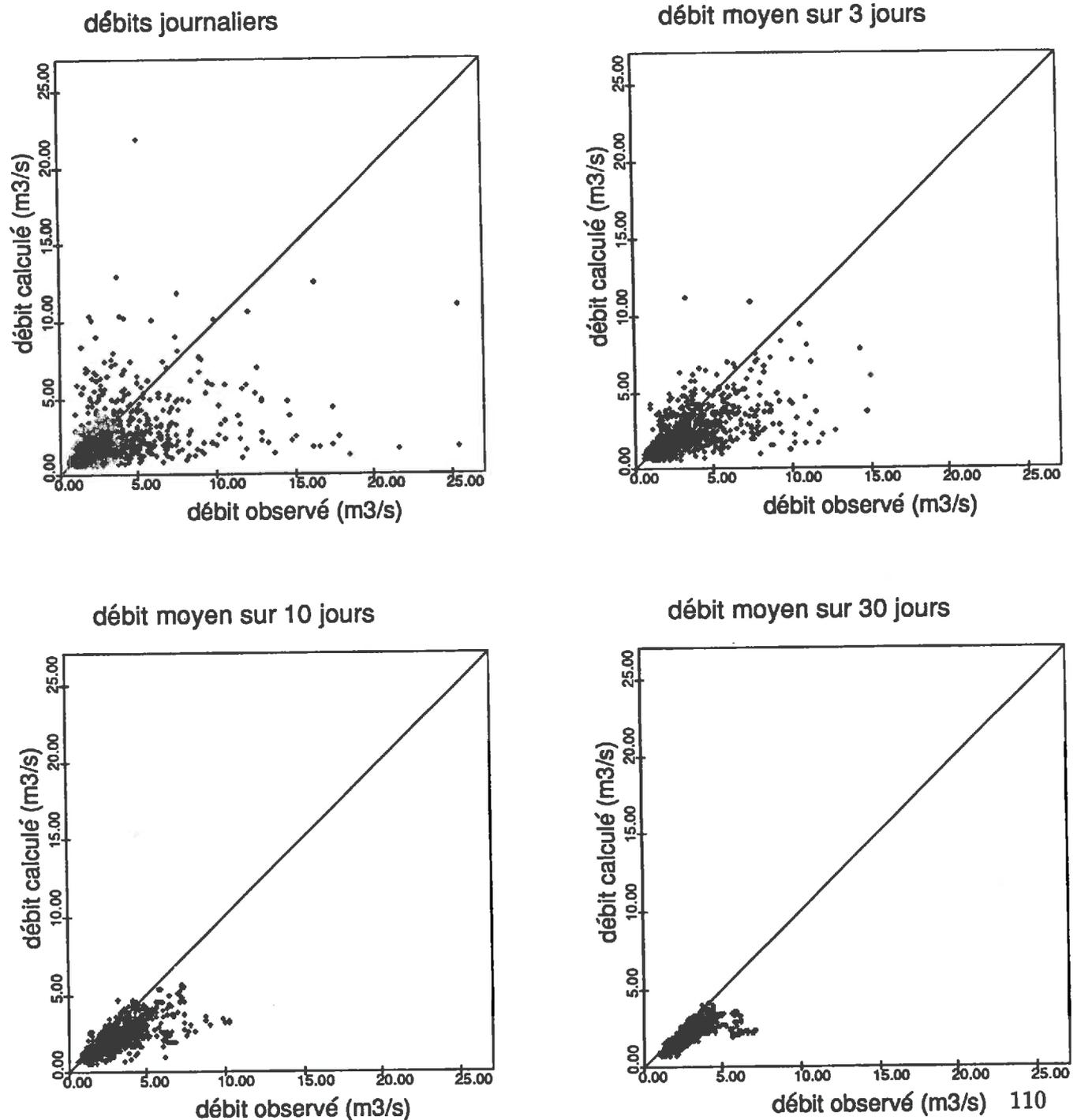
c) Bananler, du 20.12.1974 au 31.7.1975



d) Bananler, du 1.6.1975 au 31.12.1975

Paul Robin, 1990.

figure III.25 : comparaison des débits observés et calculés. Si l'on considère que la cohérence des deux ensembles correspond à l'étroitesse du nuage, la cohérence augmente en regroupant un nombre croissant de journées. On note cependant qu'un biais systématique apparaît montrant que les pluies sont globalement sous-estimées. Ce biais est dû à la nécessaire extrapolation pour les journées manquantes et les régions sous-échantillonnées. En effet alors qu'il est raisonnable d'imaginer une pluie faible lorsqu'il pleut beaucoup à des postes éloignés, nous pouvons difficilement imaginer une forte pluie quand tous les postes environnant donnent un enregistrement faible. Sauf si nous connaissons précisément le gradient pluviométrique ce qui n'est pas notre cas.



* Résultats par bassins

La figure III.24 montre quelques extraits graphiques de résultats. L'annexe 13 présente l'ensemble des résultats.

Ainsi, à Du Plessis, on considère que l'erreur est aléatoire car à la fin de la période de simulation l'écoulement de base est toujours aussi bien calculé. On note que la surestimation des crues n'entraîne pas de dérive. On attribue cette surestimation à la surestimation des volumes de pluie sur le bassin ou à la sous-estimation du débit. Elle ne se traduit pas par une dérive car l'excès (relatif) de pluie s'écoule dans les quelques jours qui suivent et l'état du système (les réservoirs du modèle) n'en est pas affecté.

Pour ce bassin pris isolément, on conclut que le modèle est compatible avec le site (forme correcte de l'hydrogramme) mais que les valeurs de pluie, débit et évapotranspiration ne concordent pas entre elles. Une meilleure précision sur les valeurs de pluie et débit permettrait de préciser l'évapotranspiration.

A Capesterre, on remarque que l'ajustement peut être bon (jours 500-800 ou 970-1090 en particulier) alors qu'à la fin, les pointes de crues sont sous-estimées et l'écart augmente entre valeurs calculées et observées.

Puisque la forme de l'hydrogramme est correcte à certaines périodes, comme les phénomènes sont stables sous ce climat, le modèle est compatible avec le site et les paramètres sont utilisables pour d'autres bassins versants. L'erreur est considérée comme aléatoire au cours de la simulation sauf pour les deux dernières périodes où elle devient systématique. On l'interprète à travers les pluies : le bassin est situé surtout en altitude où les pluies étant extrapolées, (zones d'extrapolation : 50, 51, 57 et 58) on peut difficilement les vérifier (faible densité de postes observés dans l'unité de reconstitution 3).

Cette faiblesse des pluies extrapolées entraîne une dérive des calculs (fig. III.25) qui empêche de vérifier l'ajustement des paramètres de nappe : (les réservoirs se vident plus vite qu'ils ne devraient ; ainsi, au moment de la pluie et dans les jours qui suivent les écoulements sont sous-estimés. Par comparaison avec Du Plessis, on conclut qu'il est préférable de surestimer les pluies plutôt que les sous-estimer pour vérifier la compatibilité du modèle. On conclut aussi, comme pour l'analyse de sensibilité, qu'une forte imprécision sur les pluies gêne l'ensemble de la modélisation.

A Sainte Marie, l'ajustement est correct en saison sèche et moins bon en saison humide. Dans ce cas, on considère que l'erreur est systématique car l'écart augmente (jours 980 à 1050 ; 1330 à 1430) puis diminue (jours 1050 à 130 ; après 1430). On suppose ici que les pluies sont surestimées (observations non représentatives) et que contrairement à Du Plessis, l'état du système se dégrade car trop d'eau s'infiltré (paramètres mal adaptés). Comme ci-dessus, l'imprécision sur les pluies empêche de poursuivre la modélisation.

A Grande Goyave à la Boucan on peut s'étonner du bon ajustement global

Note sur le bassin versant de la station de Bananier au Déversoir

La morphologie (a) et la géologie (b) du bassin versant de la station de Bananier au Déversoir montrent que ce bassin n'est pas hydrologiquement indépendant de son environnement.

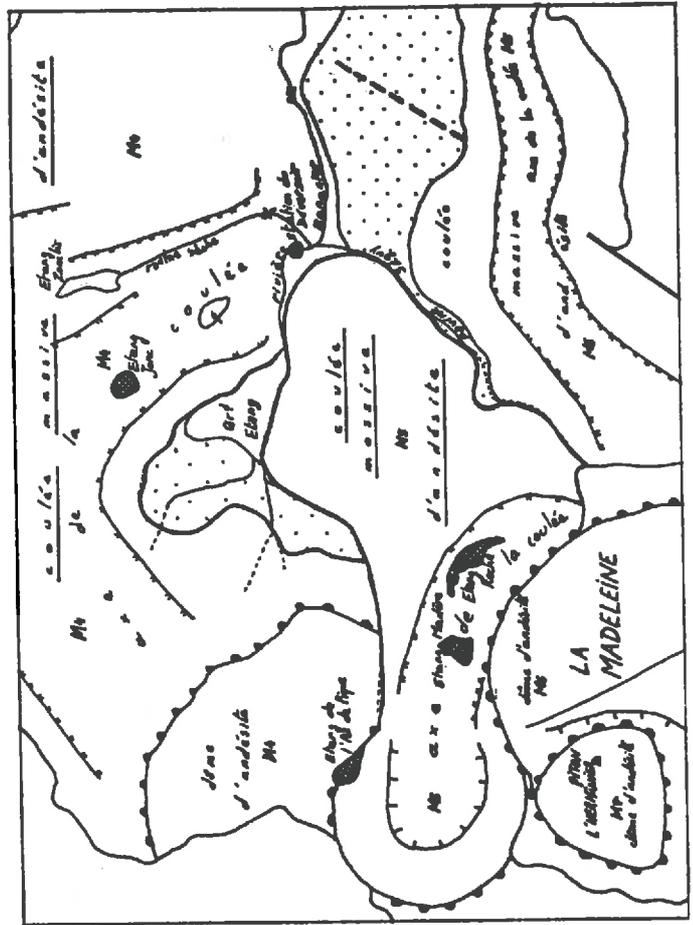
La pluie (> 3000 mm/an) dépasse largement l'évapotranspiration potentielle (< 1400 mm/an). Par conséquent dans les zones endoréiques (i.e. sans écoulement de surface : étangs As de Pique, Madère, Roche, Jonc), l'eau de pluie s'infiltré et s'écoule à travers le sous-sol.

a) morphologie



La géologie montre qu'une coulée issue de l'ancien volcan de la Madeleine constitue le sous-sol de l'ensemble de ces zones, cette coulée rassemble probablement les eaux infiltrées, dans ces zones pour les redistribuer à sa périphérie. Or elle se trouve en contact avec la rivière Bananier, c'est pourquoi nous supposons qu'une partie des eaux de pluie de ces zones endoréiques alimente l'écoulement de la rivière Bananier en amont de la station de jaugeage.

b) géologie



alors qu'un bon tiers des zones pluviométriques sont extrapolées, en particulier celles d'altitude comme à Capesterre, et que les fonctions de production sont multiples (forêt, banane, canne-à-sucre, cultures diverses). Les choix de pluie, évapotranspiration, paramètres et modèle sont donc cohérents globalement entre eux et avec les débits. Cependant, les valeurs calculées ne reproduisent pas la variation rapide de l'écoulement de base (jours 960-980 ; 1380-1400). Puisqu'on ne peut invoquer les observations (globalement bonnes), ni les paramètres (le modèle calcule correctement à d'autres périodes) ; on doit remettre en cause le mode de calcul dans ce cas particulier.

La fonction de production ne peut reproduire une augmentation brutale de l'écoulement de base en l'absence de forte pluie car dans le calcul, le remplissage des réservoirs se traduit par une montée régulière de l'écoulement de base (jours 960-1020 ; 1300-1400) suivie d'une décroissance régulière (1030-1130).

A Bananier au Déversoir, on note que l'écoulement est sous-estimé et qu'il a une forme hérissée de pics contrairement à l'écoulement observé. L'erreur sur l'écoulement est systématique mais les écarts n'augmentent pas. Dans le calcul l'écoulement issu de chaque maille est affecté directement à l'exutoire alors que la forme de l'hydrogramme observé montre le rôle tampon du souterrain.

L'erreur systématique vient sans doute des données et du modèle choisi. Données de pluies : on a vu que le poste 47 était dans la zone 3, donc imprécis pour la reconstitution des données manquantes. Cela ne suffit pourtant pas à expliquer une telle amplitude. Modèle choisi : on doit supposer qu'il existe une alimentation souterraine régulière issue des sols à l'extérieur des limites du bassin versant topographique, c'est-à-dire que l'"impluvium" dépasse les limites du bassin versant. On pourrait vérifier cela avec des observations supplémentaires concernant le bassin versant qui contient l'ensemble des mailles. La note ci-contre montre que les zones endoréiques à la périphérie du bassin peuvent alimenter le cours d'eau à travers le souterrain (une coulée de même époque sans faille, par conséquent probablement en continuité avec le sous-sol du bassin versant de Bananier).

* Conclusion

Nous voyons combien un simple bilan de masse calculé à la fois au pas de temps journalier et en continu pendant quelques années est un outil d'analyse puissant pour vérifier les données et pour analyser quantitativement la dynamique de l'eau.

L'analyse des résultats aux cinq bassins versants de calage a donc permis de déterminer le type d'erreur, aléatoire ou systématique, et l'origine des écarts, les observations, les paramètres ou les modèles. Le prochain paragraphe montre dans quelle mesure l'homogénéisation des observations améliore les résultats. Avant cela, voyons comment se transforme l'imprécision sur les entrées en imprécision sur les débits calculés (GAMM4 dans la figure III.1).

L'analyse de sensibilité a montré comment se transformait l'imprécision sur les pluies et sur l'évapotranspiration en imprécision sur les débits calculés en basses eaux,

Tableau III.10 : résultats globaux de la modélisation aux cinq stations ayant servi au calage du modèle.
La comparaison est faite uniquement sur les journées observées aux stations.

(a) modélisation avec les données brutes :

Station	durée de comparaison (j)	surface (km ²)	lame observée		lame calculée		écarts relatif ⁽¹⁾ (%)	
			totale (mm)	moyenne (mm/an)	totale (mm)	moyenne (mm/an)	absolu (hm ³)	relatif ⁽¹⁾ (%)
Du Plessis	484	2,12	2 197	1 657	3 225	2 431	2,18	47
Banancier au Déversoir	395	1,82	4 432	4 095 ⁽²⁾	2 377	2 197 ⁽²⁾	3,74	46
Capesterre	1 427	18,82	18 745	4 796	15 168	3 880	67,30	19
Sainte Marie	492	7,63	1 638	1 215	2 639	1 956	7,63	61 ⁽³⁾
G ^d e Goyave à La Boucan	1 002	130,30	4 219	1 537	4 118	1 500	13,24	2

(1) par rapport à la lame observée.

(2) notez la disproportion entre les lames calculée et observée d'une part et par rapport à la lame observée à Du Plessis d'autre part.

(3) par rapport à la lame calculée cette valeur est seulement de 37 % ; le débit naturel que nous calculons (sans écoulements souterrains ni intervention humaine) est une meilleure référence car la lame moyenne (1 200 mm/an) est très faible par rapport à la pluie moyenne (3 300 mm/an environ).

(b) modélisation avec les données homogénéisées :

Station	durée de comparaison (j)	surface (km ²)	lame "naturelle" ⁽²⁾		lame calculée		écarts relatif ⁽¹⁾ (%)	
			totale (mm)	moyenne (mm/an)	totale (mm)	moyenne (mm/an)	absolu (hm ³)	relatif ⁽¹⁾ (%)
Du Plessis	484	2,12	3 220	2 427	2 821	2 128	0,85	12
Banancier au Déversoir	395	2,81	3 232	2 986	3 355	3 099	0,35	4
Capesterre	1 427	18,82	21 236	5 431	17 672	4 519	67,05	17
Sainte Marie	492	7,63	1 671	1 241	2 206	1 635	4,08	32
G ^d e Goyave à La Boucan	1 002	130,30	5 416	1 971	4 779	1 741	82,94	12

(1) par rapport à la lame observée.

(2) lame observée augmentée des prélèvements.

en hautes eaux et en moyenne sur la période.

La dispersion des valeurs et des paramètres lors des dernières simulations d'ajustement donne l'amplitude de variation des débits calculés (tabl. III.9).

On retrouve au pas de temps journalier l'impossibilité attendue d'ajuster les débits (erreur de 100 % même si l'ajustement est visuellement correct, c'est-à-dire en l'absence d'observation, très peu de confiance dans le calcul). Par contre, en moyenne sur la période, l'ajustement conduit à un écart plus faible que l'écart attendu.

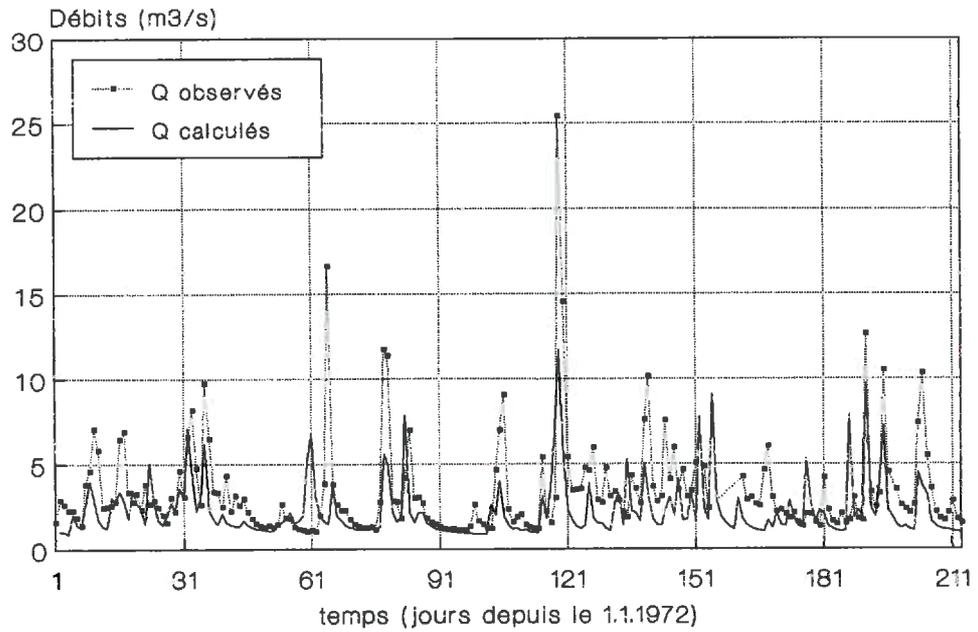
Cela montre que certains groupes de données (pluies, débits par période et bassin versant) sont cohérents entre eux, c'est-à-dire vérifiés par recoupement réciproque des pluies et débits. Lorsque l'hydrogramme calculé (une série de débits) a les mêmes caractéristiques de forme que l'hydrogramme observé, c'est-à-dire débit de base, hauteur de crue, montée et retombée de crue. Cela montre que les lois de calcul sont correctes (modèle compatible pour les principaux phénomènes). Cependant, pour une journée particulière, l'erreur de calcul (en pourcentage du débit maximum) peut atteindre 60 % si l'erreur sur les pluies s'ajoute à celle due à un phénomène non représenté.

Nous pouvons donc conclure quant à la cohérence et à la représentativité des données :

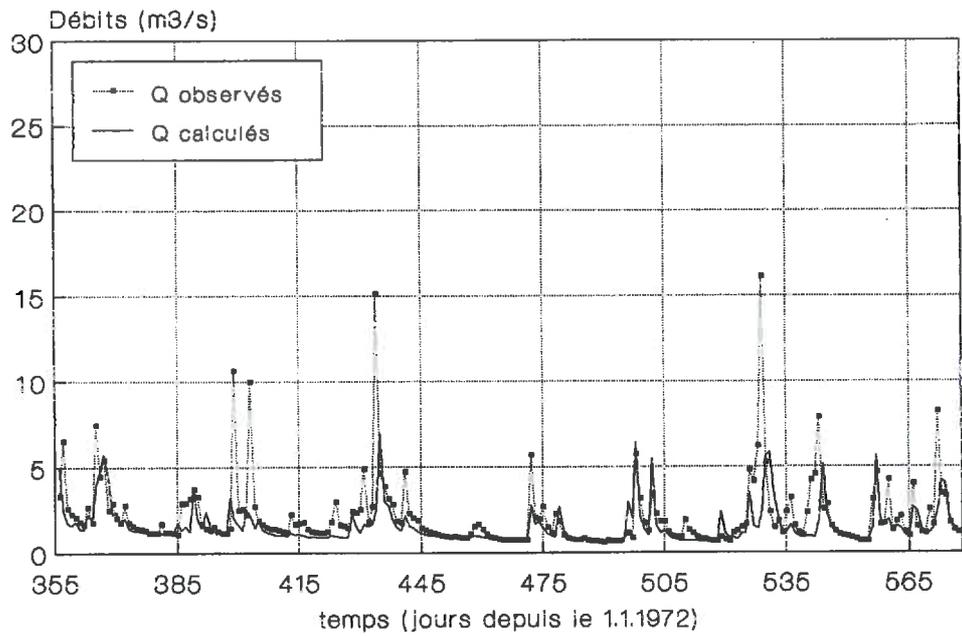
- la concordance des pluies et débits n'est pas suffisante pour calculer un débit fiable au pas de temps journalier : on peut calculer une crue alors que les eaux restent basses, ou au contraire, calculer un débit de base alors qu'une crue est observée ; cependant, les graphiques (annexe 13) montrent que le modèle est compatible avec tous les bassins sauf celui de Bananier. Le modèle est donc utilisable en simulation sur les bassins où l'on est certain de connaître les prélèvements et la géologie.
- la concordance des débits calculés et observés s'améliore lorsque le pas de temps s'allonge, ce que montre l'évolution des graphiques où l'on compare les débits moyennés sur plusieurs jours (3, 7, 10, 30 jours ; fig. III.23) ;
- la représentativité des données et du modèle est globalement insuffisante pour calculer un débit fiable pour tout bassin versant de l'île ; cependant, dans les bassins contrôlés pour certaines périodes, on peut estimer les pluies à mieux que 30 mm/j. C'est pourquoi, le calage des débits sur les bassins contrôlés conduit à une estimation des modules meilleure que prévue.

Dans notre cas, le modèle ne peut donc pas être utilisé sans contrôle des résultats par des observations. Mais, utilisé en association avec celles-ci, il les corrobore et permet de vérifier leur cohérence. En vue de gérer la ressource en eau, il permet d'avoir une idée de ce qui se passerait pour d'autres bassins versants, pour d'autres distributions des couverts végétaux ou pour des années plus sèches ou plus humides, à condition de poser quelques hypothèses sur les prélèvements et sur la géologie.

figure III.26 : comparaison des débits observés et calculés après homogénéisation des données (a,b : Capesterre ; c,d : Bananier).



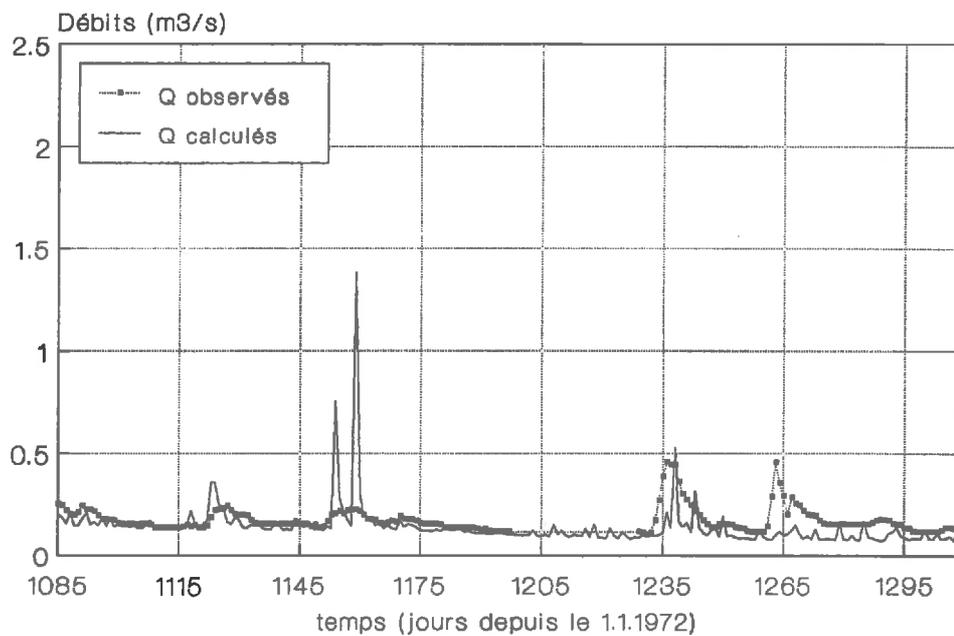
a) Capesterre, du 1.1.1972 au 31.7.1972



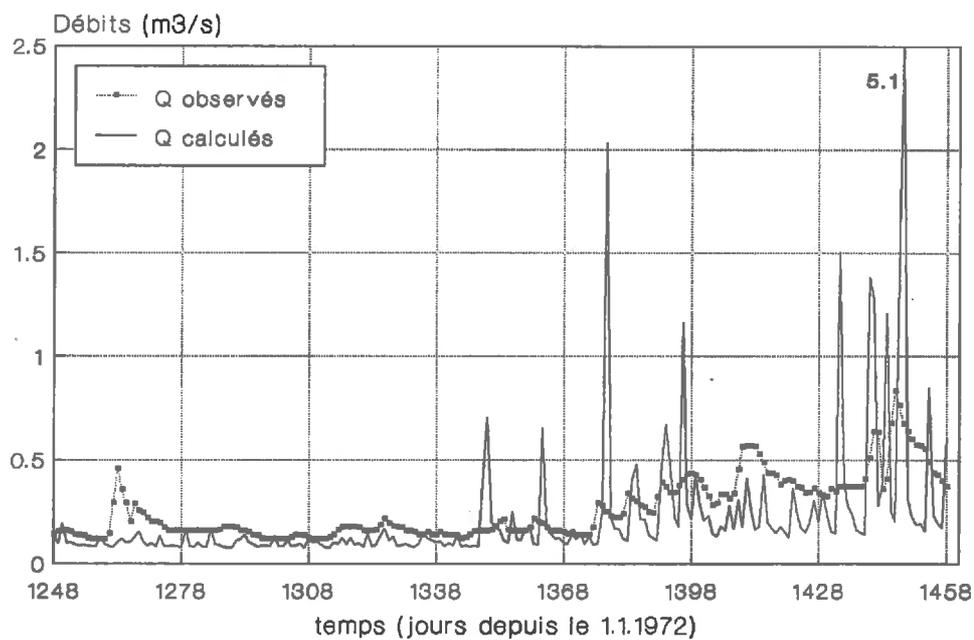
b) Capesterre du 20.12.1972 au 31.7.1973

Paul Robin, 1990.

figure III.26 (suite)



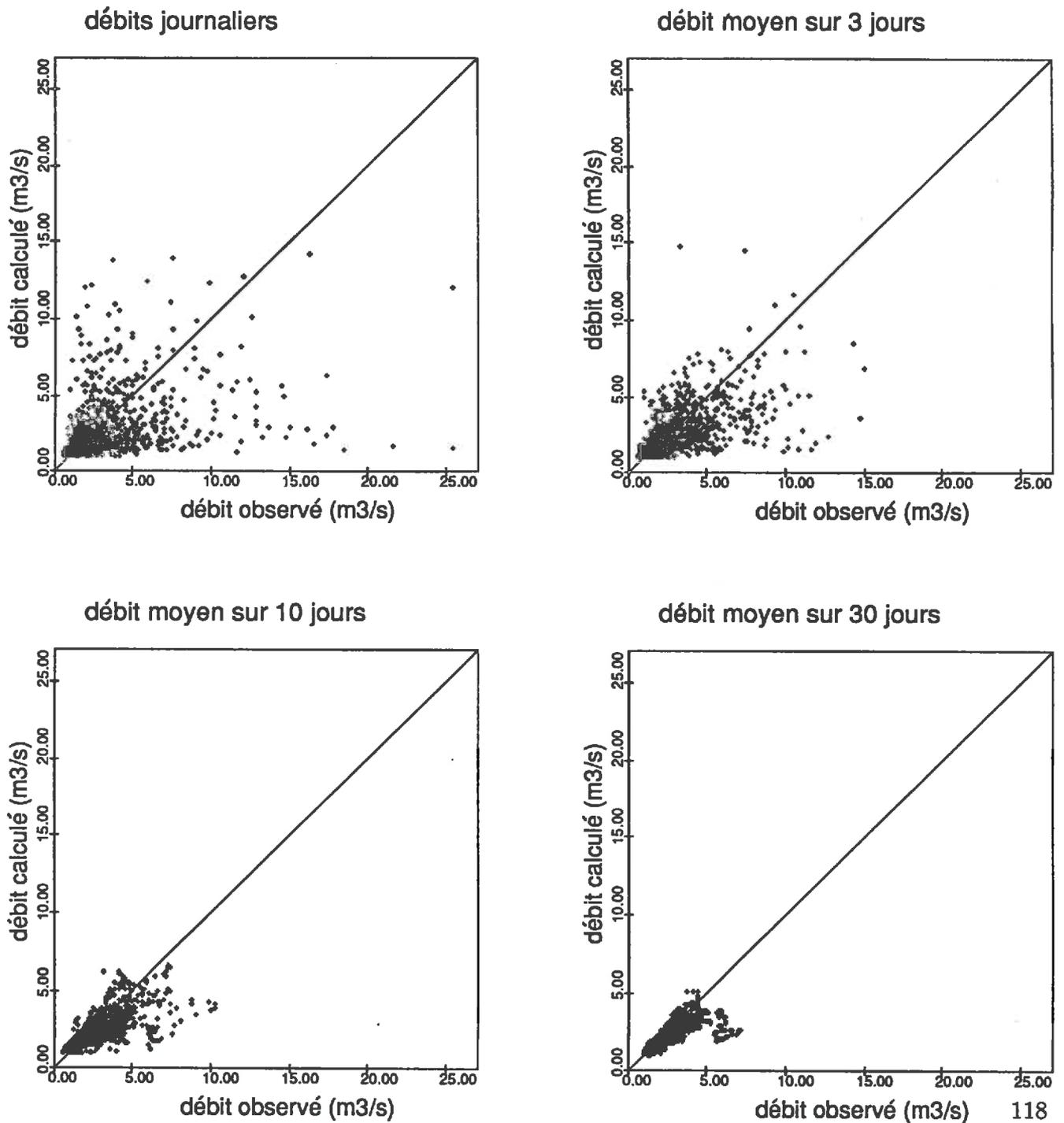
c) Bananier, du 20.12.1974 au 31.7.1975



d) Bananier, du 1.6.1975 au 31.12.1975

Paul Robin, 1990.

figure III.27 : comparaison des débits observés et calculés après homogénéisation des données. Par rapport à la figure III.25, nous remarquons une légère amélioration du biais systématique tandis que la "cohérence" évolue de façon similaire. Cependant le biais systématique subsiste sur les débits de crue, montrant qu'en deçà d'une certaine densité d'échantillonnage (en nombre de mesures par unité de volume d'eau) la modélisation ne peut plus répondre à certains objectifs, ici par exemple, la reconstitution des crues.



III.3.4 - Amélioration de la cohérence des observations et commentaire de l'ajustement

La liste des modifications est donnée à l'annexe 14. Elles résultent des conclusions de l'analyse de sensibilité. Elles concernent donc les pluies journalières, les débits observés (ajout des prélèvements), les évapotranspirations (modulées en fonction de l'altitude et de l'exposition), les affectations des mailles aux postes pluviométriques et aux bassins versants.

Les graphiques chronologiques (fig. III.26 à Capesterre et à Bananier au Déversoir ; annexe 15 pour l'ensemble) montrent que le résultat est meilleur (meilleure représentativité) mais les graphiques de comparaison (fig. III.27) rappellent premièrement que la cohérence des données n'en est pas meilleure, c'est-à-dire qu'il reste toujours des décalages entre certaines journées correspondant aux mêmes événements ; deuxièmement que l'extrapolation des pluies est délicate malgré un réseau dense.

III.3.5 - Application : description de la variabilité spatiale des bilans hydriques des sols

La "variabilité spatiale" s'exprime à travers des cartes (fig. III.28 à III.30). Chaque carte montre la distribution d'une valeur ou d'un groupe de valeurs organisées en classes. Ici, nous présentons des cartes de pluies, d'évapotranspirations et de ruissellements au pas de temps annuel. Les classes sont choisies en fonction de l'imprécision estimée : 2 000 mm/an pour les pluies, 1 000, 2 000, 4 200 et 8 500 mm/an pour l'écoulement (quatre classes avec 30 % d'erreur : en partant de 1 000 mm/an, la classe suivante commence à $1\,000/[0,7^{**2}]$, la suivante à $1\,000/[0,7^{**4}]$, etc.). Pour l'évapotranspiration nous présentons simplement une carte des évapotranspirations potentielles estimées a priori puis vérifiées à l'aide de nos observations avec une imprécision probable de 200 mm/an (cf. §III.3.1). Nous ne présentons pas de carte de variation du stock en eau du sol car les unités n'auraient pas de sens du fait de l'imprécision de l'ajustement à laquelle s'ajoutent l'imprécision sur les pluies, sur les évapotranspirations réelles et sur les écoulements.

Ces cartes de résultats dépendent de l'imprécision dans les observations. De ce fait, les zones sont plus vastes et regroupent plusieurs zones pluviométriques ou bassins versants. Une zone est considérée comme homogène du fait de l'imprécision, même si elle renferme une certaine variabilité (intra-classe) utilisée seulement pour la modélisation.

En outre, la variabilité s'exprime à l'intérieur du modèle par la distribution des valeurs entre les fonctions de production et les zones pluviométriques. Ces tableaux sont édités par le modèle et utilisables en simulation. Nous ne les joignons pas à cause de leur taille considérable (98 postes et 14 fonctions de production) bien qu'ils aient un intérêt pour l'utilisateur du modèle dans ce contexte.

figure III.28 : précipitations moyennes annuelles (1972-1975) par classes de 2000 mm/an.
L'imprécision fixée à 2000 mm/an pour le tracé de la carte est en réalité variable selon les régions de l'île (cf. texte § III.3.1).

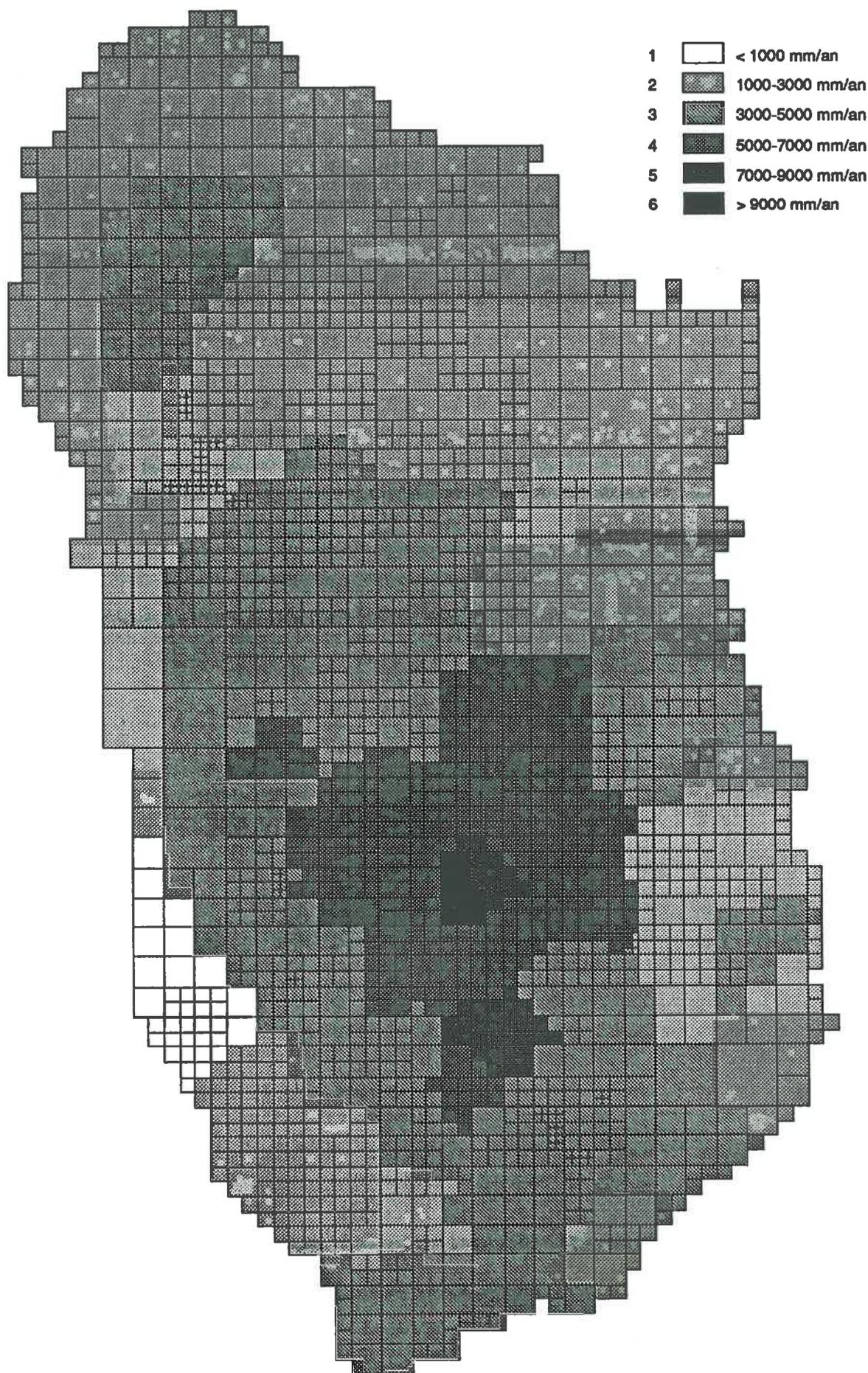


figure III.29 : écoulements moyens annuels (1972-1975) par classes de largeur croissante.
(remarque : étant donnée l'imprécision sur les débits calculés, les limites devraient être des plages de transition, mais alors la carte perdrait de sa clarté)

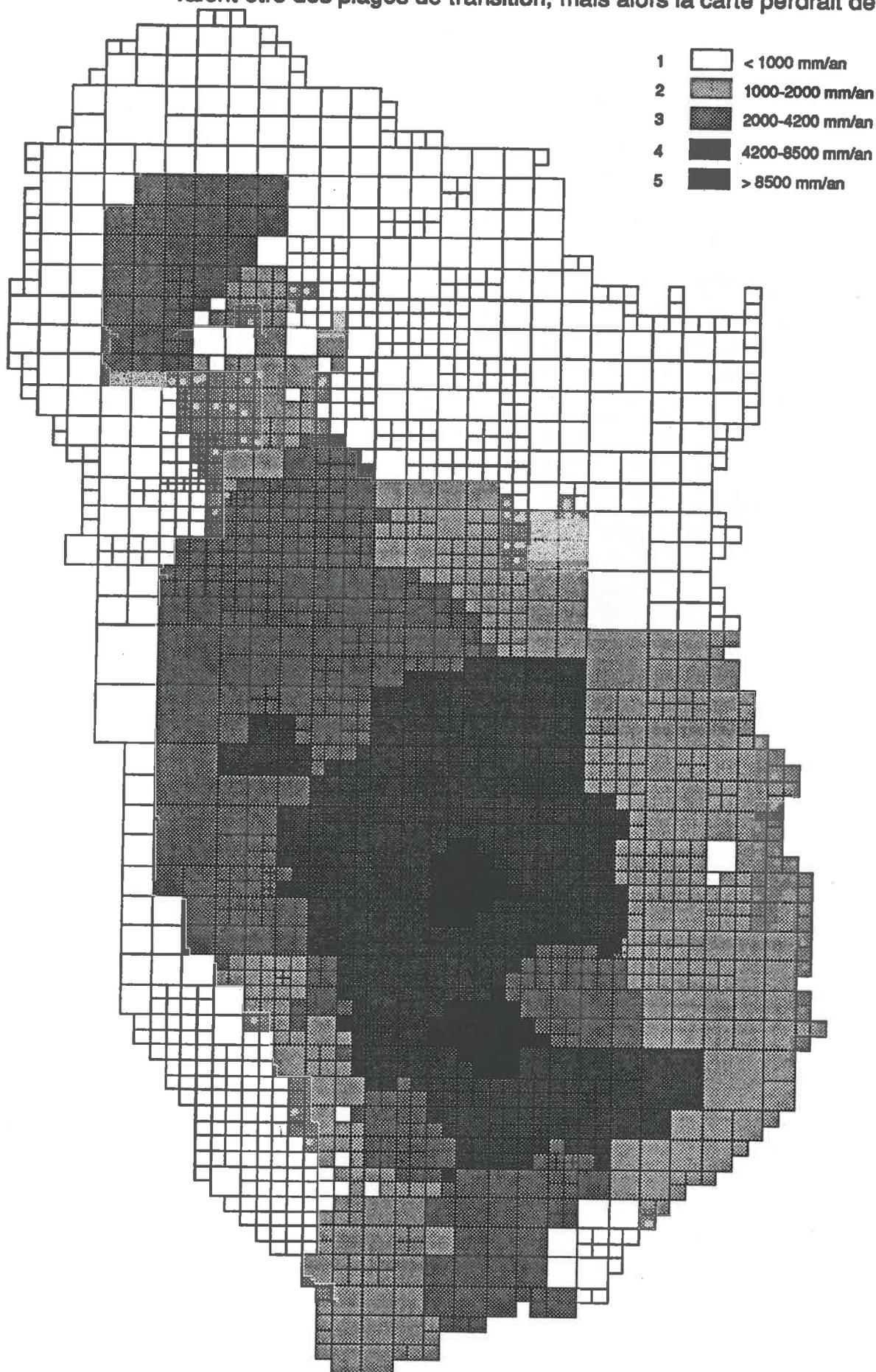
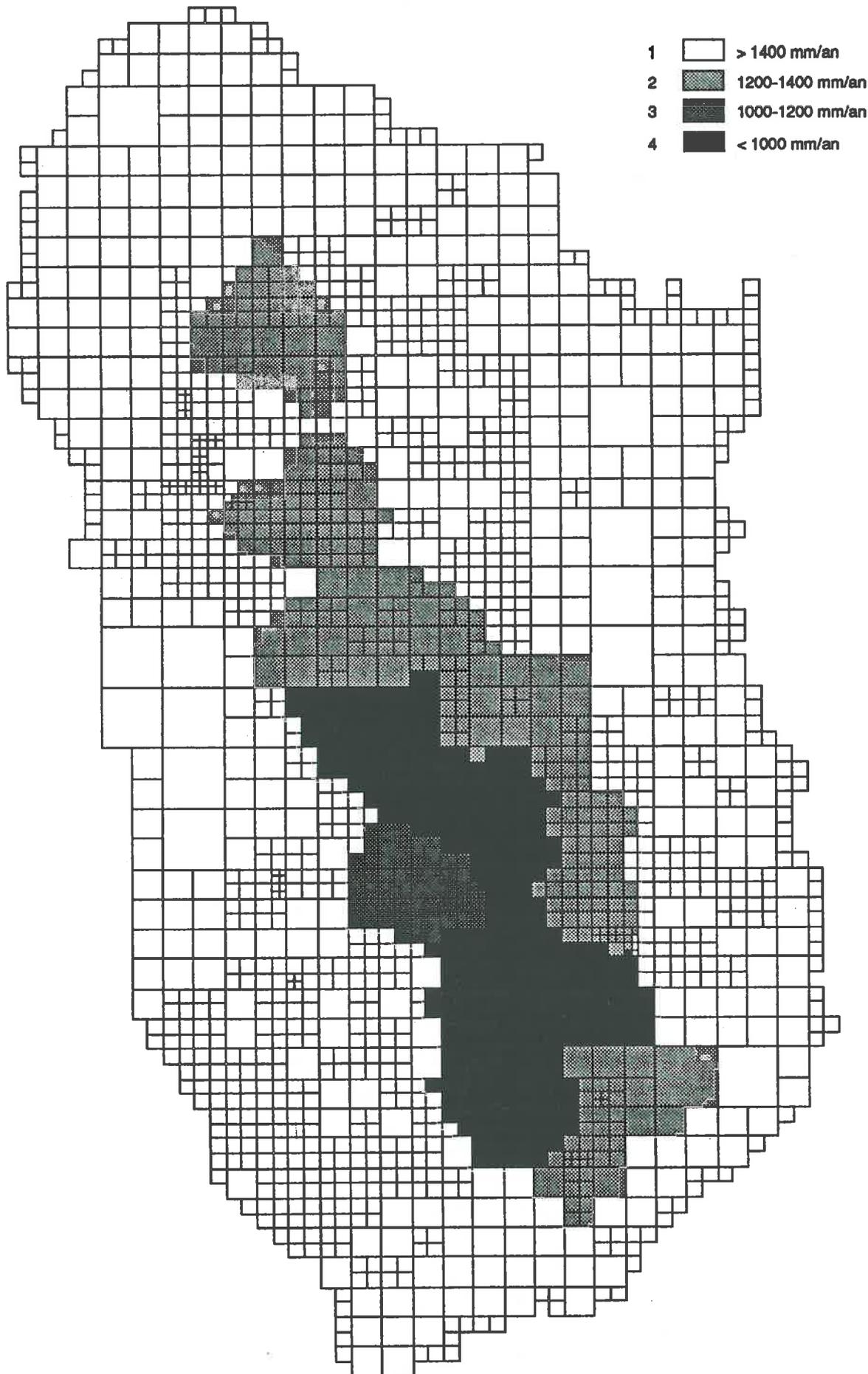
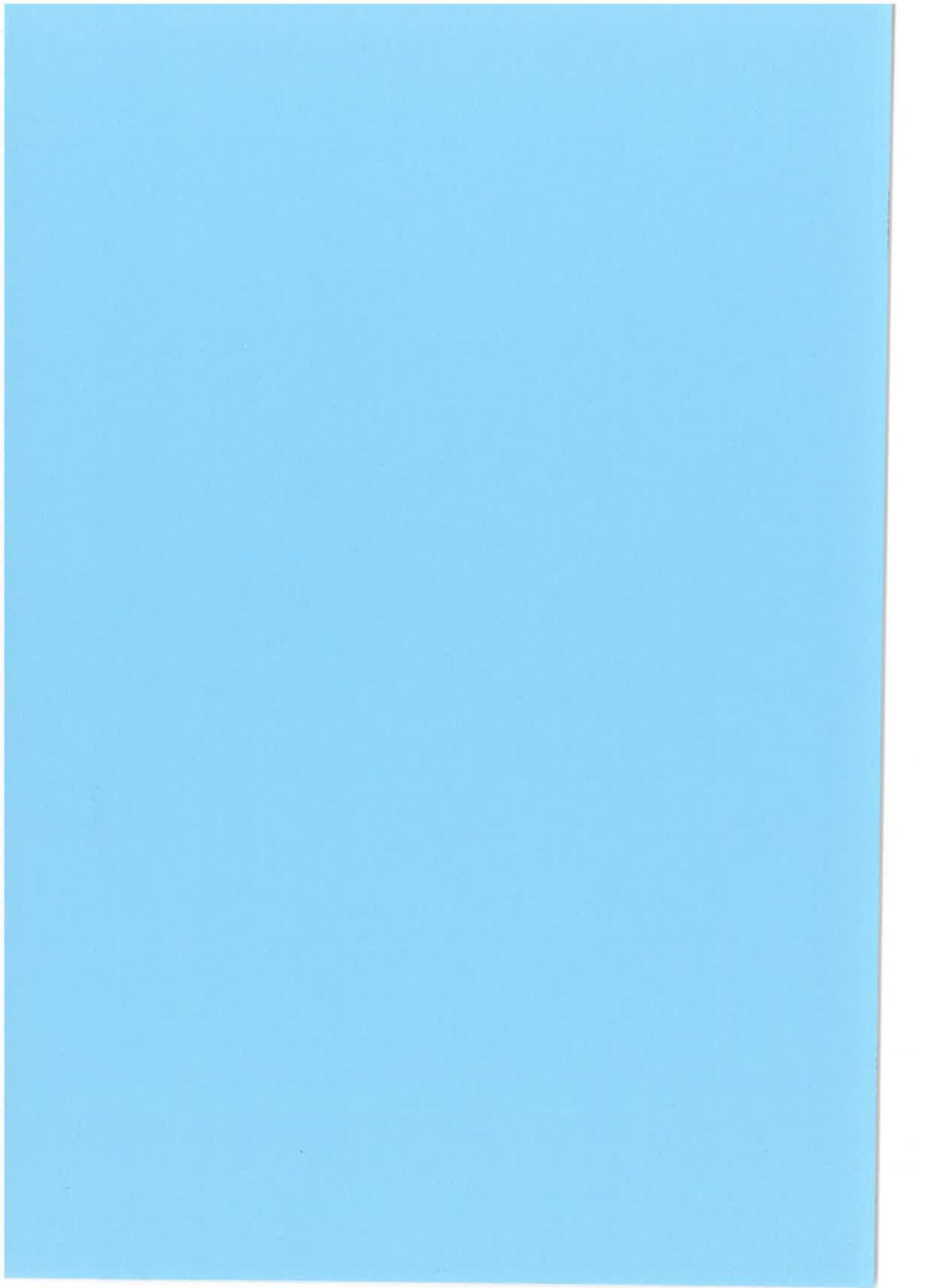


figure III.30 : évapotranspiration potentielle annuelle par classes de 200 mm/an.
La largeur de chaque classe (200 mm/an) correspond à l'imprécision sur les valeurs annuelles dont nous avons une idée d'après la bibliographie.





IV - COMPLEMENTS ET CONCLUSION

IV.1 - Proposition pour une définition de l'“incertitude de structure” d'un modèle

Actuellement, on note dans la littérature une grande diversité de modèles pour les mêmes phénomènes, par exemple la relation pluie-débit. Pour les modèles les plus simples, les entrées-sorties (une pluie, un débit) sont très liées alors que pour les modèles les plus complexes le débit dépend de plusieurs postes pluviométriques, de l'évolution du couvert végétal et du niveau des nappes.

La théorie de l'information permet de considérer autant d'ensembles de données que l'on veut. La quantité d'information totale des entrées et sorties augmente avec la complexité du modèle utilisé. D'une part, parce que le nombre d'ensembles augmente, d'autre part parce que ces ensembles sont de plus en plus indépendants.

Or, pour vérifier un modèle de plus en plus complexe, on doit vérifier qu'il fonctionne correctement dans un nombre croissant de situations différentes (augmentation de la quantité d'information avec le nombre de situations) et lorsque la même situation se répète (augmentation de la redondance si le nombre de situations répétées augmente).

Par conséquent, si la complexité du modèle augmente, l'ensemble de données nécessaires à la modélisation doit voir augmenter sa quantité d'information et sa redondance. Nous avons vu précédemment comment calculer la quantité d'information et la redondance. Comment chiffrer la complexité du modèle ? Est-ce une question d'échelle de temps ou d'espace ? Est-ce une question d'algorithme ?

Nous avons choisi d'évaluer la complexité à travers le nombre d'états possibles du système. Un état est caractérisé par certaines valeurs des variables et paramètres. Le calcul se déroule en trois étapes :

- dénombrement des variables et paramètres (nb) ;
- choix d'un nombre fini de classes possibles (N_i) pour chaque variable et chaque paramètre (i) ; l'analyse de sensibilité peut servir à choisir les largeurs de classe de façon objective, en se rapportant à l'imprécision sur le débit calculé ;
- calcul de la quantité d'information associée :

$$H(X_1, \dots, X_{nb}) = - \sum_{i_1=1}^{N_1} \dots \sum_{i_{nb}=1}^{N_{nb}} p(i_1, \dots, i_{nb}) \log_2 p(i_1, \dots, i_{nb})$$

Tableau IV.1 : Comparaison de quelques modèles cités dans le texte en fonction des choix d'échelle d'espace et de temps et des nombres de paramètres et variables (cités dans les publications).

cm	échelle	notation
1	cm ²	cm
10000	m ²	m
10 ⁸	ha	parcelle
10 ¹⁰	km ²	km
10 ¹²	100 km ²	b.v.
10 ¹⁴	10 000 km ²	région

b.v. = bassin versant

mn	échelle	notation
1	minute	mn
10 ²	heure	h
10 ³	jour	j
10 ⁴	semaine	semaine
5.10 ⁴	mois	mois

REFERENCE	PAS DE TEMPS	PAS D'ESPACE	NOMBRE DE PARAMETRES ET VARIABLES CITES	TYPE DE MODELISATION
1. Waymire & Gupta (1981) 2. Grabowski (1989)	mn mn-h	km m-km	34 32	Structure spatio-temporelle des pluies, formation, grossissement, chute, évaporation des gouttes d'eau.
3. Chebotarev (1983)	j-mois	région	21	Calculs de ruissellement et stock en eau dans le sol.
4. Jacobs & al. (1988)	mn-h	km	31	Structure spatio-temporelle des pluies.
5. Rogers & al. (1985)	mn-h	parcelle	6 50	Infiltration, ruissellement, écoulement, évapotranspiration, interception.
6. Abbott & al. (1986) Système Hydrologique Européen	mn	parcelle (petit b.v.)	63	Hydrologie d'un petit bassin versant.
7. Choissnel (1984)	h	parcelle	>30	Bilan hydrique et thermique du sol.
8. Forest (1985)	5-10 j	parcelle	21	Ruissellement, ressuyage, drainage, évapotranspiration, stockage dans le sol.
9. Springer & al. (1984)	j	b.v.	48	Ruissellement, évapotranspiration, redistribution de l'eau dans le sol, fonte des neiges, écoulement, érosion, transport solide.
10. Stroosnijder (1982)	j	parcelle	64	Interception, ruissellement, infiltration, stockage dans le sol, évaporation, transpiration.

REFERENCE	PAS DE TEMPS	PAS D'ESPACE	NOMBRE DE PARAMETRES ET VARIABLES CITES	TYPE DE MODELISATION
11. Hromadka & Whitley (1988)	mn-h-j	b.v.	48	Hydrogramme unitaire par élément de surface, écoulement dans les cours d'eau (crues simulées de façon indépendante entre elles).
12. Gascuel-Odoux & al. (1983)	j	parcelle	8	Débit à l'exutoire d'un petit bassin versant ; extension des zones saturées.
13. Hewlett & al. (1977)	h	km	11	Ecoulement de crue, débit de pointe.
14. Hunt & Nobel (1987)	h	cm (plante)	39	Absorption racinaire en deux dimensions par des plantes désertiques ; flux dans les racines, température du sol, évaporation et transpiration.
15. Stewart & Dwyer (1985)	h	région	37	Elaboration du rendement, évapotranspiration.
16. Ibiza (1983)	mois	b.v.	30	Ecoulement rapide-lent, stockage dans le sol, dans la nappe, évapotranspiration.
17. Stanford Watershed Model.	mn	b.v. région	~30 par région	Calcul des lignes d'eau et des volumes dans les réservoirs, fonte des neiges, interception, infiltration, ruissellement, évapotranspiration, stockage nappe.
18. de Smedt & al. (1982)	semaine	parcelle	8	Niveau d'eau dans les lacs d'une région marécageuse.
19. Alley (1984)	mois	b.v. région	5 à 7	3 modèles de calcul du ruissellement, stockage et évapotranspiration.
20. Loagne & Freeze (1985)	mn	m à b.v.	12 15 ?	Calcul du débit à l'exutoire ; - modèle régressif, - hydrogramme unitaire, - modèle quasi-physique.
21. Ledoux (1980)	1-10 j	ha-km (b.v.)	56	Ruissellement, infiltration, stockage, évapotranspiration, flux dans les zones saturée et non saturée, échanges nappe-rivière.

Le nombre maximum d'états théoriquement possibles est donc :

$$NE_{max} = C_1 \cdot C_2 \cdot \dots \cdot C_{nb}$$

si les variables et paramètres sont indépendants, ce qui est physiquement difficile à imaginer dans la réalité.

Pratiquement, pour calculer H, on se place d'abord dans le cas de l'équiprobabilité et on compte le nombre d'états possibles. H ($H = -\log_2 1/NE_{max}$) représente l'incertitude maximale. Lorsque l'on estime en savoir assez sur les probabilités d'occurrence, on calcule une seconde valeur, plus réaliste :

$$H = - \sum_{i=1}^{NE_{max}} p(i) \log_2 p(i)$$

Ainsi cette formule est utilisable après une analyse de sensibilité et l'incertitude calculée diminue lorsque notre connaissance augmente du fait de l'application du modèle à des situations concrètes.

Cette incertitude est une caractéristique du modèle, indépendante des incertitudes sur les entrées ou sur les phénomènes modélisés.

Pour calculer l' "incertitude de structure" des modèles en l'absence d'analyses de sensibilité détaillées, et pour que tous les modèles soient considérés de la même manière, la procédure employée est la suivante :

- on choisit des classes de valeurs des paramètres et variables ;
- on estime la fréquence d'occurrence de chaque classe ;
- on calcule la quantité d'information à l'aide de la formule ci-dessus.

Pour choisir les classes a priori, on suppose qu'il existe une classe des valeurs optimales ; trois est donc le plus petit nombre possible de classes : une classe des valeurs trop faibles, une pour les valeurs optimales et une pour les valeurs trop fortes.

Ne connaissant pas la fréquence d'occurrence de chaque classe, on se place dans la situation du plus ignorant : tous les états sont équiprobables.

L'incertitude ainsi calculée est sur-estimée à cause du nombre élevé de cas envisagés. Malgré cette imperfection, le calcul permet de comparer les modèles indépendamment d'une application particulière, c'est-à-dire sans aborder les deux questions de l'adaptation du modèle au site de l'étude, et de l'adaptation des observations au modèle.

La figure IV.1 montre la répartition logarithmique des "incertitudes de structure" calculées pour une vingtaine de modèles de la littérature (tabl. IV.1). Le calcul simple permet seulement de tirer deux conclusions générales :

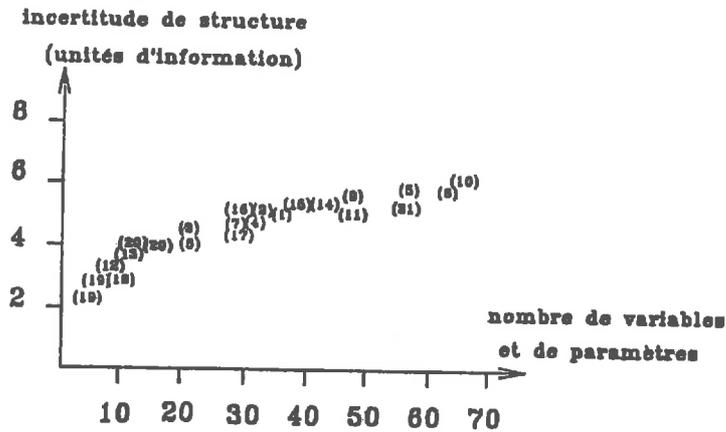


Figure IV.1 : évolution de l'incertitude de structure (cf. texte pour le calcul) avec le nombre de paramètres et de variables. [Remarque : les numéros correspondent aux références du tableau des modèles ; les références 19 et 20 sont notées en double car elles correspondent à plusieurs modèles dont nous avons noté les extrêmes].

- dans les modèles avec peu de paramètres, l'incertitude sur les sorties viendra plutôt des observations que de la structure du modèle ; c'est l'inverse pour les modèles plus compliqués d'où le besoin de données plus précises pour ces modèles ;
- les modèles à grand nombre de paramètres offrent plus de souplesse d'utilisation, ils s'adaptent à un plus grand nombre de situations avec plus de finesse (plus d'états possibles) ; en contrepartie ils sont plus exigeants vis-à-vis de la caractérisation de leurs paramètres et variables d'état ; alors qu'un modèle simple est facile à mettre en œuvre mais rigide lors de son utilisation.

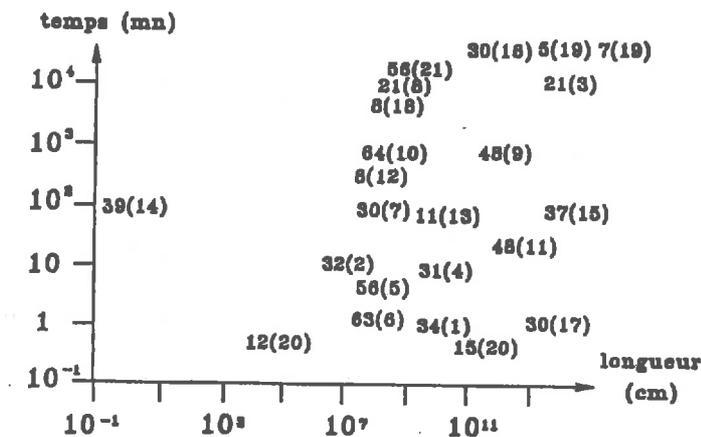


Figure IV.2 : relation entre le nombre de paramètres et de variables et le choix des échelles d'espace et de temps. [Remarque : le premier numéro indique le nombre de variables et de paramètres, le second, entre parenthèses, renvoie à une référence du tableau des modèles ; comme sur la figure IV.1 les références 19 et 20 sont notées deux fois ; un modèle opérant sur une gamme d'échelles est noté au centre de la gamme (17 par exemple)].

La comparaison avec la figure IV.2, déduite directement du tableau IV.1 montre que l'incertitude de structure est peu liée au choix d'échelles d'espace et de temps mais plutôt au nombre de phénomènes pris en compte.

Après cette première utilisation simple du calcul d'incertitude, il nous faut voir comment on peut préciser ce calcul à mesure que notre connaissance de la modélisation progresse. La formulation proposée a le double avantage de la simplicité et de la souplesse. Elle déplace le calcul dans un domaine où il peut être résolu de façon graduée : le domaine de la typologie des cas possibles et de leur dénombrement. C'est aussi un domaine où les composantes d'un modèle (cf. fig. I.16) deviennent comparables, par exemple la complexité du calcul évapo-transpiration par rapport au calcul de la redistribution de l'eau dans le sol ou à celui du ruissellement.

IV.2 - Calcul d'une incertitude avec de nombreuses données manquantes

Actuellement, le problème est contourné. Les données manquantes sont reconstituées dans le cadre de prétraitements ou alors les données sont restreintes à un site et une période où toutes les observations sont disponibles. Cependant, les données manquantes continuent d'être présentes dans les séries de relevés, en particulier dans le domaine de l'hydrologie.

De notre côté, nous avons reconstitué les données manquantes de pluie et d'évapotranspiration soit aux points d'observation, soit pour les besoins de spatialisations. Mais nous avons conservé les débits observés en sorte que le calcul avec les données manquantes oblige à un choix conceptuel entre différentes éventualités :

- éliminer les pas de temps avec données manquantes ;
- considérer une donnée manquante comme une classe de valeurs différentes des autres classes ;
- remplacer la donnée manquante par la classe la plus probable ;
- traiter la donnée manquante comme si toutes les classes existantes étaient possibles ; ce qui revient à remplacer ce pas de temps par un ensemble des pas de temps possibles (n , si n classes existantes) ;
- traiter la donnée manquante comme si toutes les classes existantes étaient possibles ainsi qu'une classe exceptionnelle imaginaire, jamais observée (comme ci-dessus mais $n+1$ pas de temps si n classes existantes).

Nous pensons que ces choix sont adaptés à des contextes différents :

- le premier choix est adapté aux jeux de données où les données manquantes sont rares ; la suppression de quelques pas de temps ne change pas la structure de l'ensemble et elle signifie à la fois le calcul et l'interprétation des résultats ;
- le deuxième est à rejeter dans toutes les situations car il est impossible qu'une

- donnée manquante soit systématiquement différente des valeurs observées ;
- le troisième est adapté aux contextes où une classe est largement dominante, par exemple la classe des jours secs dans l'Afrique sahélienne ;
 - le quatrième pour les contextes où plusieurs classes sont dominantes comme en Europe de l'ouest où les types de temps se succèdent au cours de l'année sans que l'un d'eux domine largement ;
 - le cinquième est délicat à utiliser sauf s'il existe de fortes présomptions pour un événement exceptionnel, un ouragan en Bretagne par exemple.

Pour conclure ce paragraphe, nous rappellerons seulement qu'au cours de notre travail, les valeurs nous ont appris beaucoup dès qu'elles étaient comparées entre elles. Ici, nous pourrions donc conseiller d'interpréter à partir des résultats calculés avec les premier, troisième et quatrième choix.

IV.3 - Synthèse

Notre travail contribue à la réflexion scientifique sur deux points :

- la définition plus restreinte des termes d'imprécision (inaccuracy), erreur (error) et incertitude (uncertainty) ;
- le pont jeté entre les observations et les modèles à travers un outil indépendant : le calcul des quantités d'information à partir d'une classification des mesures.

Quant au premier point, nous pouvons dire que l'imprécision caractérise une valeur à l'intérieur d'un ensemble d'observations. En deçà de l'imprécision deux valeurs peuvent représenter la même réalité ; au-delà elles représentent de façon certaine deux réalités bien distinctes. L'imprécision est exprimée de façon appropriée pour chaque variable.

L'erreur caractérise l'intervalle des valeurs possibles (c'est-à-dire la réalité possible) associé à une valeur ; elle établit le lien entre une valeur et la réalité. L'erreur est exprimée en pourcentage, elle appartient toujours à l'intervalle $[0;1]$. L'incertitude caractérise un ensemble d'observations quel que soit leur nombre et leur type. Elle est calculée comme une quantité d'information et permet d'évaluer la qualité des données pour la modélisation.

L'imprécision permet de classer les valeurs d'un ensemble et d'affirmer que deux classes sont réellement distinctes. Ainsi, nous avons pu tracer des cartes de valeurs où les classes sont effectivement distinctes même si les limites devraient être des plages de transition.

Pour calculer l'incertitude, la première étape est d'estimer l'imprécision, soit en comparant entre elles les observations, ce que nous avons fait pour les pluies ; soit a priori, en analysant ce que représente la valeur d'après d'autres observations ou en

s'aidant de la bibliographie ; nous l'avons fait pour l'évapotranspiration potentielle. Notre travail pratique sur l'île de la Basse-Terre a montré que l'imprécision, même considérable, n'empêche pas de travailler ; bien au contraire, elle enrichi notre connaissance de la réalité en précisant la signification des chiffres. La seconde étape est de classer l'ensemble des observations en accord avec les imprécisions. La troisième est de calculer les fréquences de chaque classe dans l'ensemble des observations. La quatrième est le calcul des quantités d'information en fonction des fréquences de chaque classe.

Une quantité d'information seule apporte peu de chose. Mais la comparaison des quantités calculées sur les pluies $H(P)$, sur les pluies et débits $H(P, Q)$, sur les débits connaissant les pluies $H(Q/P)$, sur les débits seuls $H(Q)$, ainsi que la redondance de l'ensemble des pluies et des débits $R(P, Q)$, donne des indications sur la qualité des données pour la modélisation. C'est le deuxième point.

Ce calcul a lieu sur les valeurs observées. Du fait de la classification des valeurs, on peut associer autant d'ensembles que l'on veut, même s'ils sont de natures différentes. Cela permet d'associer en un même calcul les entrées et les sorties du modèle.

Or, un modèle peut servir à plusieurs objectifs selon la confiance a priori que l'on a dans les observations ou dans le modèle : tant des objectifs de recherche comme l'amélioration du modèle ou une meilleure connaissance de la distribution spatiale des mesures ; que des objectifs appliqués comme la vérification des mesures brutes ou la simulation de différents scénarios.

Ainsi, en ayant désormais le moyen d'évaluer la qualité d'un ensemble de données, on peut mesurer la "confiance a priori" et envisager avec plus de lucidité l'utilisation d'un modèle à telle ou telle fin.

Ce travail est loin d'être achevé :

- notre méthode devrait être généralisée en comparant plusieurs modèles dans différentes situations ;
- le traitement des données manquantes peut être approfondi ;
- la complexité des modèles n'est pas encore clairement explicitée, on pourrait l'aborder à travers le nombre d'échelles possibles ;
- le choix de l'imprécision pourrait être affiné, peut-être avec des algorithmes de reconnaissance de forme non-dirigé, ce qui permettrait de comparer des groupes de valeurs choisies objectivement dans le temps et l'espace.
- les changements d'échelles pourraient être étudiés à travers des classifications en définissant l'échelle par le "plus petit événement visible" ;
- enfin on pourrait imaginer de traiter l'irréversibilité du temps en considérant l'augmentation irréversible d'information lorsque l'on veut déterminer l'état de l'eau à partir de son entrée dans le système (le nombre d'états possibles du système augmente ou encore l'état exact du système est connu avec une imprécision croissante).

the 1990s, the number of people in the world who are under 15 years of age is expected to increase from 1.1 billion to 1.5 billion.

As a result of the demographic changes, the number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

The number of people in the world who are aged 65 and over is expected to increase from 300 million in 1990 to 600 million in 2025.

- ABBOTT M.B., BATHURST J.C., CUNGE J.A., O'CONNELL P.E., RASMUSSEN J.** 1986. – An Introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE", 1 : History and philosophy of a physically-based distributed modeling system. – *J. of Hydrology*, 87, pp 45-59.
- 2 : Structure of a physically-based, distributed modeling system. – *J. of Hydrology*, 87, pp 61-77.
- ABBOTT M.B.** 1988. – Application of expert systems to the modeling of hydrologic systems. – *NATO Asi symposium*.
- ALBERGEL J., CHEVALLIER P., LORTIC B.** 1987. – D'Oursi à Gagara, transposition d'un modèle de ruissellement dans le Sahel (Burkina Faso). – *Hydrologie Continentale*, 2 (2), pp 77-86.
- ALLEY W.M.** 1984. – On the treatment of evapotranspiration soil moisture accounting, and aquifer recharge in Monthly Water Balance Models. – *Water Resour. Res.*, 20 (8), pp 1137-1149.
- ALPERT P.** 1986. – Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountain. – *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, pp 532-545.
- AMOROCHO J., ESPILDORA B.** 1973. – Entropy in the assessment of uncertainty in hydrologic systems and models. – *Water Resour. Res.*, Vol.9 (6), pp 1511-1522.
- ATLAN H.** 1972. – L'organisation biologique et la théorie de l'information. – *Ed. Hermann, Paris*.
- BAO Y., TUNG Y.K., HASFURTHER V.R.** 1987. – Evaluation of uncertainty in flood magnitude estimator on annual expected damage costs of hydraulic structures. – *Water Resour. Res.*, 23 (11), pp 2023-2029.
- BASTERGUE P., MOUNIER E.** 1986. – Mesure et estimation de l'évapotranspiration potentielle à la Guadeloupe. – *Rapport de fin d'études - INRA bioclimatologie, station de Guadeloupe*.
- BATHURST J.C.** 1986. – Sensitivity of the Système Hydrologique Européen for an upland catchment. – *J. of Hydrology*, 87, pp 103-123.
- BELL R.S.** 1978. – The forecasting of orographically enhanced rainfall accumulations using 10-level model data. – *Meteorological Magazine*, 107, pp 113-124.
- BENDJOUDI H.** 1983. – Application du concept d'entropie dans les sciences de l'eau. – *Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris et de l'université de Pierre et Marie Curie - Paris VI - 1er juillet 1983*, .
- BENICHOU P., LE BRETON O.** 1987. – Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statiques. – *La Météorologie 7e série*, 19, pp 23-34.
- BENZI R., CARNEVALE G.F.** 1989. – A possible measure of local predictability. – *J. of the Atmospheric Sciences*, 46 (23), pp 3595-3598.
- BESSEMOULIN P., DESROZIER G., PAYEN M., TARRIEU C.** 1987. – Atlas des données SAMER - Programme Hapex Mobilhy. – *EERM - CNRM, juillet 1987*, .
- BEVEN K.** 1979. – A sensitivity analysis of the Penman-Monteith actual evapotranspiration estimates. – *J. of Hydrology*, 44, pp 169-190.
- BEVEN K.** 1989. – Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models. – *J. of Hydrology*, 105, pp 157-172.

- BONHOMME R., VALANCOGNE C. 1986.** – Besoins en eau des cultures aux Antilles. – *Bull. Agron. Antilles-Guyane*, 4, pp 1-16.
- BLUMENSTEIN R.R., RAUBER R.M., GRANT L.O., FINNEGAN W.G. 1987.** – Application of ice nucleation kinetics in orographic clouds. – *J. of Climate and Applied Meteorology*, Vol.26, pp 1363-1376.
- BODO B.A., THOMPSON M.E., UNNY T.E. 1987.** – A review on stochastic differential equations for applications in hydrology. – *Stochastic Hydrology & Hydraulics*, 1, pp 81-100.
- BRUTSAERT N. 1982.** – Evapotranspiration into the atmosphere - theory, history and applications. – *D. REIDEL publishing company*.
- BRGM** . – Carte géologique au 1/50 000e et sa notice.
- CHAPERON P., L'HOTE Y., VUILLAUME G. 1985.** – La ressource en eau de la surface de la Guadeloupe. – *Monographie hydrologique*, 7 - Editions de l'ORSTOM.
- CHARBONNEAU R., FORTIN J-P., GIRARD G. 1971.** – Précision & sensibilité des modèles paramétriques. – 8ème symposium canadien sur l'hydrologie, Québec.
- CHEBOTAREV Y.A. 1983.** – A dynamic stochastic model for soil water balance. – *Meteorologiya i Gidrologiya*, 10, pp 26-93.
- CHEN C.L. 1981.** – An evaluation of the mathematics and physical significance of the soil conservation service curve - Number procedure for estimating runoff volume - Proceedings of the international symposium on rainfall - Runoff modeling - May 18-21, 1981 at Mississippi State University. – *Water Resources Publications*.
- CHEVALIER P. 1988.** – Complexité hydrologique du petit bassin versant - Exemple en savanne humide Boroo-Borotou (Côte d'Ivoire). – Thèse soutenue le 29.11.88 à l'Université des sciences & techn. du Languedoc (Montpellier), .
- CHOISNEL E. 1984.** – Le modèle "EARTH" de bilan hydrique de la division climatologique (Météorologie Nationale). – *Compte-rendu de la journée "Modélisation de l'interface sol-atmosphère"*, 28 mars 1984 au CNET/CRPE, .
- CHOISNEL E. 1985.** – Un modèle agrométéorologique opérationnel de bilan hydrique utilisant des données climatiques. – *Les besoins en eau des cultures (PERRIER A. & RIOUX C. (eds)) - Conférence internationale CIID, Paris 11-14 septembre 1984, INRA Paris*, pp 115-132.
- COLEMAN G., DE COURSEY D.G. 1976.** – Sensitivity and model variance analysis applied to some evapotranspiration models. – *Water Resour. Res.*, 12, (5), pp 273-279.
- CREUTIN J.D, OBLED C. 1982.** – Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields : an objective comparison. – *Water Resour. Res.*, 18, (2), pp 413-431.
- CUTCHAN M.H., FOX D.G. 1986.** – Effects of elevation and aspect on wind temperature and humidity. – *J. of Climate and Applied Meteorology*, 25, (12), pp 1996-2013.
- DALTON 1802.** – Cité par BRUTSAERT, 1982.
- DAUBREE 1847.** – Observations sur la quantité de chaleur annuellement employé à évaporer de l'eau à la surface du globe, ... etc.. – *Comptes-rendus hebd. Acad. Sc., Paris*, 24 (cité par Brutsaert, 1982), pp 548-550.

- DOOGE J.C.I.** 1986. - Looking for hydrologic laws. - *Water Resour. Res.*, 22 (9), pp 465-529.
- DOUGLAS C.K.M., GLASSPOOLE J.** 1947. - Meteorological conditions in heavy orographic rainfall in the british isles. - *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 73, pp 11-38.
- ENILORAC M.P.** 1986. - Contribution à l'étude de l'évapotranspiration potentielle sous climat tropical humide et d'altitude. - *Mémoire de fin d'études - INA Paris/Grignon - ENSAM - ENGREF - ESAT, novembre 1986.*
- ERICHSEN B., NORDSETH K.** 1984. - Runoff models - do they tell what actually happens !. - *Nordic Hydrology*, 15, (4.5), pp 273-282.
- FOUFOULA-GEORGIU E., GEORGAKAKOS K.P.** 1988. - Recent advances in space-time precipitation modelling and forecasting NATO-Asi on recent advances in the modeling of hydrologic systems - Sintra (Portugal) July 1988.
- FOREST** 1985. - Notice du logiciel BIP : Bilan hydrique des cultures pluviales - Editions de l'IRAT.
- GASCUEL-ODOUX C., BLANCHARD J.P., MEROT P.** 1983. - Essai de caractérisation globale et de modélisation du fonctionnement hydrique d'un bassin versant. - *Sc. du sol - Bulletin de l'A.F.E.S.*, 1, pp 3-15.
- GILLE E., GIRARD G.** 1985. - Adaptation de modèles hydrologiques ; application d'un modèle couplé à discrétisation spatiale aux bassins de la Moselle et de la Meuse ; analyse de sensibilité.. - *Min. de l'environnement, Services de la recherche des études et du traitement de l'information sur l'environnement, ORSTOM Dpt des ressources renouvelables, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Centre d'Informatique Géologique (conventions 82.079 et 83.149) sept. 1985*, pp 175-184.
- GILLE E., GIRARD G., LEDOUX E., ZUMSTEIN J.F.** 1985. - Problématique de la transposition des modèles à discrétisation spatiale de simulation conjointe des écoulements superficiels et souterrains sur des bassins versants voisins. - *Hydrogéologie*, 3, pp 191-202.
- GIRARD G.** 1974. - Etude de l'interception par la forêt aux îles loyales (Iles Lifou). - *ORSTOM rapport interne.*
- GIRARD G.** 1983. - SIMMQE : simulação a malhas quadradas embutidas. - *Vol. 1 : conceituação - Vol. 2 : aplicação à Bacia do Rio Paraíba do Sul, Brasil - Departamento Nacional de Aguas à Energia electrica - Divisão de controle de Recursos Hidricos.*
- GIRARD G., LEDOUX E., VILLENEUVE J.P.** 1981. - Le modèle couplé : simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. - *Cah. ORSTOM, sér. hydrol.*, (4), pp 195-280.
- GRABOWSKI W.W.** 1989. - On the influence of small-scale topography on precipitation. - *Q.J.R. Meteorol. Sce*, 115, pp 633-650.
- GUPTA U.K., SOROOSHIAN S.** 1983. - Uniqueness and observability of conceptual rainfall-runoff model parameters : the percolation process examined. - *Water Resour. Res.*, 14 (1), pp 269-276.
- HAYHOE H.N.** 1978. - Study of the relative efficiency of finite difference and Galerkin techniques for modeling soil-water transfer. - *Water Resour. Res.*, 14, (1), pp 97-102.
- HEWLETT J.D., FORSTON J.C., CUNNINGHAM G.U.** 1977. - The effect of rainfall intensity on storm flow and peak discharge from forest land. - *Water Resour. Res.*, 13, (2), pp 259-348-395.

- LEDOUX E.** 1980. – Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. – *Thèse de Dr Ingénieur - Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris - Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)*.
- LOAGUE K.M., FREEZE R.A.** 1985. – A comparison of rainfall-runoff modeling techniques on small upland catchments. – *Water Resour. Res.*, 21, (2), pp 229-248.
- LUXMOORE R.J., SHARMA M.L.** 1980. – Runoff response to soil heterogeneity : experimental simulation comparisons for two contrasting watersheds. – *Water Resour. Res.*, 16, (4), pp 675-684.
- MARINO J.L., PONTAUD M.** 1984. – Nuage orographique et précipitations associées sur la partie montagneuse de l'île de la Guadeloupe. – *Rapport de stage - Ecole Nationale de Météorologie*.
- MAURY M.F.** 1861. – The physical geography of the sea and its meteorology, 8th ed. (cité par Brutsaert, 1982).
- MEYER S.J., HUBBARD K.G., NICHITE D.A.** 1989. – Estimating potential evapotranspiration : the effect of random and systematic errors. – *Agric. and Forest Meteorology*, 46, pp 285-296.
- MONTEITH J.L.** 1963. – Principles of environmental physics. – *American Elsevier publ. Co, N.Y.*, pp 341.
- MOSS M.E.** 1979. – Space, time and the third dimension (model error). – *Water Resour. Res.*, 15 (6), pp 1797-1800.
- NIZINSKI J.** 1986. – Modélisation du bilan de l'eau d'une futaie de chênes en forêt de Fontainebleau. – *Thèse de doct.ing. en écologie végétale soutenue le 20.02.86 à l'Université de Paris-Sud, Centre D'Orsay*.
- NULLET D., GAMBELLUCA T.W.** 1990. – Winter evaporation on a mountain slope, Hawaiï. – *J. of Hydrology*, 112, pp 257-265.
- PASCAL B.** 1658. – De l'esprit géométrique. – *Paris, Gallimard 1976*.
- PENMAN H.L.** 1948. – Natural evaporation from open water, bare soil and grass. – *Proc. Roy. Soc. London A193*, pp 120-146.
- PENMAN H.L.** 1963. – Technical communication n° 53. – *Commonwealth Bureau of soils, Harpenden*, pp 8-20.
- PERRIER A.** 1975. – Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles - I : Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles. – *Ann. Agron.*, 26 (1), pp 1-18.
– II : Expressions et paramètres donnant l'évapotranspiration réelle d'une surface mince. – *Ann. Agron.* 26 (2), pp 105-123.
- PICKUP G.** 1977. – Testing the efficiency of algorithms and strategies for automatic calibration of rainfall-runoff models. – *Hydrological sciences - Bulletin des Sciences hydrologiques XXII*, (2), pp 257-274.
- REEVES M., MILLER E.E.** 1975. – Estimating infiltration for erratic rainfall. – *Water Resour. Res.*, (1), pp 102-105.
- REFSGAARD J.C., ROSBJERG D., MARKUSSEN L.M.** 1985. – Application of the Kalman Filter to real time operations and to uncertainty analyses in hydrological modeling. – *IAHS - AISH publication*, 147, pp 273-282.

- HOWARD K.N.F., LLOYD J.W.** 1979. – The sensitivity of parameters in the Penman evaporation equations and direct recharge balance. – *J. of Hydrology*, 41, pp 329-344.
- HROMADKA T.V.** 1989. – Approximating rainfall runoff modeling uncertainty using the stochastic integral equation method. – *Adv. Water Resour.*, 1989, 12, pp 21-25.
- HROMADKA T.V., Mc CUEN R.H.** 1988. – Uncertainty estimates for surface runoff models. – *Adv. Water Resour. Vol.11, mars 1988*, pp 2-14.
- HROMADKA T.V., Mc CUEN R.H.** 1989. – An approximate analysis of surface runoff model uncertainty. – *J. of hydrology*, 111, pp 321-360.
- HROMADKA T.V., WHITLEY R.J.** 1988. – The design storm concept in flood control design and planning. – *Stochastic Hydrology & Hydraulics, Vol. 2*, pp 213-239.
- HUNT E.R.Sr, NOBEL P.S.** 1987. – A two-dimensional model for water uptake by desert succulents : implications for root distribution. – *Annals of Botany*, 59, pp 559-569.
- IBIZA D.** 1983. – Un modèle simplifié de calcul des écoulements mensuels par bilans hydriques. – *Cahiers ORSTOM, Série hydrologique*, 20, (1), pp 3-45.
- I.G.N.** 1987. – (carte topographique au 1/25 000e).
- ISABEL D., VILLENEUVE J.P.** 1986. – Importance of the convergence criterion in the automatic calibration of hydrological models. – *Water Resour. Res.*, 22 (10), pp 1367-1370.
- ISLAM S., BRAS G.R.L, RODRIGUEZ-ITURGE I.** 1988. – Multidimensional modeling of cumulative rainfall : parameters estimation and model adequacy through a continuous of scales. – *Water Resour. Res.*, 24, (7), pp 985-992.
- ITIER B., DE PARCEVAUX S.** 1974. – Albédo et agriculture. – *Société hydrotechnique de France - IIIèmes journées de l'hydraulique - Question III, rapport 1*, pp 1-8.
- JACOBS B.L., RODRIGUEZ-ITURBE, EAGLESON P.S.** 1988. – Evaluation of a homogeneous point process description of Arizona thunderstorm rainfall. – *Water Resour. Res.*, 24, (7), pp 1174-1186.
- KUCZERA G.** 1982. – On the relationship between the reliability of parameter estimates and hydrologic time series data used in calibration. – *Water Resour. Res.*, 18 (1), pp 146-154.
- KUCZERA G.** 1983 (a). – Improved parameter inference in catchment models : 1-Evaluation parameter uncertainty. – *Water Resour. Res.*, 19 (5), pp 1151-1162.
- 2-Combining different kinds of hydrologic data and testing their compatibility. – *Water Resour. Res.*, 19 (5), pp 1163-1172.
- KUCZERA G** 1983 (b). – Effect of sampling uncertainty and spatial correlation on an empirical bayes procedure for combining site and regional information. – *J. of Hydrol.*, 65 (4), pp 373-398.
- Mc LAUGHLIN D., WOOD E.F.** 1988. – A distributed parameter approach for evaluation the accuracy of ground water model predictions - theory of application. – *Water Resour. Res.*, 24 (7), pp 1037-1060.
- LEBEL T., BASTIN G., OBLED C., CREUTIN J.D.** 1987. – On the accuracy of areal rainfall estimation : a case study. – *Water Resour. Res.*, 23, (11), pp 2123-2134.

- RICHARDS L.A.** 1931. – Capillary conduction of liquids through porous medium. – *Physics*, 1, pp 318-333.
- RICHARD E., CHAUMERLIAC N., MAHFOUF J.F., NICKERSON E.C.** 1987. – Numerical simulation of orographic enhancement of rain with a mesoscale model. – *J. of Climate and Applied Meteorology*, 26, (6), pp 661-669.
- ROBIN P.** 1986. – Calcul du bilan hydrique, évaluation et ajustement d'un modèle agrométéorologique. – *Mémoire de fin d'études soutenu le 25 septembre 1986 à l'Institut National Agronomique de Paris-Grignon*.
- ROBIN P., ROSSIGNOL D.** 1988. – Calcul des pluies orographiques en Guadeloupe à l'aide d'un modèle thermodynamique. – *Note interne*, p.24.
- ROCHE P.A.** 1987. – Guide de prévision des crues. – *Ed. du Ministère de l'Environnement*, pp 407-419.
- ROGERS C.C.M., BEVEN K.J., MORRIS E.M., ANDERSON M.G.** 1985. – Sensitivity analysis, calibration and predictive uncertainty of the institute of hydrology distributed model. – *J. of Hydrol.*, 81, pp 179-191.
- ROSSIGNOL D.** 1989. – Régimes pluviométriques de la Guadeloupe. – *Note interne - ORSTOM département Terre-océan-atmosphère*.
- RUSSO D., JURY W.A.** 1987. – A theoretical study of the estimation of the correlation scale in spatially variable fields : 2. non-stationary fields. – *Water Resour. Res.*, 23 (7), pp 1269-1279.
- SCHILLING W., FUCHS L.** 1986. – Errors in stormwater modeling - a quantitative assessment. – *ASCE J. of hydraulic engineering*, 112 (2).
- SEIDMAN A.N.** 1981. – Averaging techniques in long-range weather forecasting. – *Mon. Weather Rev.*, Vol. 109 (7), pp 1367-1379.
- SEVRUK B.** 1972. – Precipitation measurements by means of storage gauges with stereo and horizontal orifices in the Baye de Montreux watershed. – *Geilo symposium on distribution of precipitation in mountainous areas, Norway, Vol. II (W.M.O., 326)*.
- SEVRUK B.** 1985. – Accuracy of summer season areal precipitation estimates in small mountainous basins. – *12th international conference on carpatian meteorology - 2 bornik meteoroloskih ; meteoroloskih radova, Beograd*, pp 20-84.
- SEVRUK B.** 1987. – Point precipitation measurements : why are they not corrected ?. – *Water for the future - IAHS publ.*, 164, pp 477-486.
- SHANNON** 1948. – Theory of Communication. –
- DE SMEDT F., VANLISHOUT H., VON DER BEKEN A.** 1982. – A water balance model applied to the problem of maintaining a swamp nature reserve in an agricultural area in polders of the world. – *Vol. 2, Wageningen - International Institute for land reclamation and improvement*, pp 714-723.
- SONUGA J.O.** 1976. – Entropy principle applied to the rainfall-runoff process. – *J. of Hydrology* 30, pp 81-94.
- SOROOSHIAN S.** 1988. – Parameter estimation, model identification and model validation : case of conceptual type models - Recent advances in modeling hydrologic systems. – *NATO-Asi symposium*.

- SPRINGER E.P., JOHNSON C.W., COOLEY H.R., ROBERTSON D.C. 1984.** – Testing of the SPUR hydrology component on rangeland watersheds in South-West Idaho. – *Trans. of the ASAE*, 27 (4), pp 1040, 1054.
- STEDINGER J.R., TASKER G.D. 1986.** – Regional hydrologic analysis : 2. model-error estimators, estimation of sigma and Log-Pearson type 3 distributions. – *Water Resour. Res.*, 22 (10), pp 1487-1499.
- STEWART P.W., DWYER L.M. 1985.** – A resistance model for water balance calculations and yield estimates of spring wheat. – *Advances in Evapotranspiration*.
- STOREBO P.B. 1976.** – Small scale topographical influences on precipitation. – *Tellus*, Vol. 28, pp 45-59.
- STROOSNIJDER L. 1982.** – Simulation of the soil water balance. – In : *simulation of plant growth and wrap production - F.W.T. Penning de VRIES & H.N. VON LAAR Nagingen*.
- THOM A.S. 1972.** – Momentum, mass and heat exchange of vegetation. – *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 98, pp 124-134.
- TROUTMAN B.M. 1982.** – An analysis of input errors in rainfall-runoff models using regression with errors in the independent variables. – *Water Resour. Res.*, 18 (4), pp 947-964.
- TROUTMAN B.M. 1983.** – Runoff predictions errors and bias in parameters estimation introduced by spatial variability of precipitation. – *Water Resour. Res.*, 19 (3), pp 791-810.
- WATANABE H., OGURA Y. 1987.** – Effects of orographically forced upstream lifting on mesoscale heavy precipitation : a case study. – *J. of the Atmospheric Sciences*, 44, pp 661-675.
- WAYMIRE Ed., GUPTA V.K. 1981.** – The mathematical structure of rainfall representations : 1 - A review of the stochastic rainfall models. – *Water Resour. Res.*, 17 (5), pp 1261-1272.
- WAYMIRE E.V., GUPTA V.K., RODRIGUEZ-ITURBE I. 1984.** – Spectral theory of rainfall intensity at the mesoscale. – *Water Resour. Res.*, 20 (10), pp 1453-1465.

the 1990s, the number of people in the UK who are aged 65 and over has increased from 10.5 million to 13.5 million (1990-2000) (ONS 2001).

There is a growing awareness of the need to address the health and social care needs of the ageing population. The Department of Health (2001) has set out a strategy for the 21st century, which includes a commitment to 'improve the health and well-being of older people, and to help them to live longer, healthier lives'.

There is a growing awareness of the need to address the health and social care needs of the ageing population. The Department of Health (2001) has set out a strategy for the 21st century, which includes a commitment to 'improve the health and well-being of older people, and to help them to live longer, healthier lives'.

There is a growing awareness of the need to address the health and social care needs of the ageing population. The Department of Health (2001) has set out a strategy for the 21st century, which includes a commitment to 'improve the health and well-being of older people, and to help them to live longer, healthier lives'.

There is a growing awareness of the need to address the health and social care needs of the ageing population. The Department of Health (2001) has set out a strategy for the 21st century, which includes a commitment to 'improve the health and well-being of older people, and to help them to live longer, healthier lives'.

There is a growing awareness of the need to address the health and social care needs of the ageing population. The Department of Health (2001) has set out a strategy for the 21st century, which includes a commitment to 'improve the health and well-being of older people, and to help them to live longer, healthier lives'.

There is a growing awareness of the need to address the health and social care needs of the ageing population. The Department of Health (2001) has set out a strategy for the 21st century, which includes a commitment to 'improve the health and well-being of older people, and to help them to live longer, healthier lives'.

There is a growing awareness of the need to address the health and social care needs of the ageing population. The Department of Health (2001) has set out a strategy for the 21st century, which includes a commitment to 'improve the health and well-being of older people, and to help them to live longer, healthier lives'.

There is a growing awareness of the need to address the health and social care needs of the ageing population. The Department of Health (2001) has set out a strategy for the 21st century, which includes a commitment to 'improve the health and well-being of older people, and to help them to live longer, healthier lives'.

There is a growing awareness of the need to address the health and social care needs of the ageing population. The Department of Health (2001) has set out a strategy for the 21st century, which includes a commitment to 'improve the health and well-being of older people, and to help them to live longer, healthier lives'.

LISTE DES FIGURES

Figure I-1 :	Les bilans hydrique et hydrologique	1
Figure I-2 :	Organigramme des flux et des stockages dans le bilan hydrologique	2
Figure I-3 :	Situation géographique de la Guadeloupe	5
Figure I-4 :	Carte des isohyètes interannuelles	4
Figure I-5 :	Coupe pluviométrique au sud de la Basse-Terre	7
Figure I-6 :	Carte des bassins versants	6
Figure I-7 :	Reproduction d'une photographie SPOT de la Guadeloupe	8
Figure I-8 :	Localisation des postes pluviométriques ; variabilité des pluies mensuelles	10
Figure I-9 :	Répartition diurne des précipitations	12
Figure I-10 :	Cohérence des séries de pluie journalières	17
Figure I-11 :	Exemple de deux courbes de tarage	26
Figure I-12 :	Variabilité de l'évapotranspiration selon les formules d'estimation	30
Figure I-13 :	Variabilité spatiale de l'évapotranspiration journalière	32
Figure I-14 :	Variabilité spatiale et saisonnière de l'évapotranspiration	33
Figure I-15 :	Zones d'évapotranspiration homogène	34
Figure I-16 :	Schéma de la démarche de modélisation	36
Figure I-17 :	Paramétrisations du calcul de l'évapotranspiration	42
Figure II-1 :	Intervalle des valeurs possibles associé à une erreur	49
Figure II-2 :	Schéma de calcul d'une quantité d'information	56
Figure II-3 :	Concepts utilisés dans le calcul des quantités d'information	58
Figure III-1 :	Imprécisions sur les entrées et sorties d'un modèle	66
Figure III-2 :	Modalités de l'estimation des paramètres	77

Figure III-3 :	Topographie du bassin versant de l'analyse de sensibilité	78
Figure III-4 :	Maillage du bassin versant de l'analyse de sensibilité	79
Figure III-5 :	Données de référence pour l'analyse de sensibilité	79
Figure III-6 :	choix du type et du niveau de modification des données	80
Figure III-7 :	Définition du critère d'arrêt de l'ajustement	81
Figure III-8 :	Première simulation d'ajustement de l'analyse de sensibilité	83
Figure III-9 :	Simulation avec les paramètres de surface ajustés	85
Figure III-10 :	Débits avant ajustement des deux paramètres de ruissellement retardé	84
Figure III-11 :	Débits après ajustement d'un paramètre de ruissellement retardé	84
Figure III-12 :	Débits après ajustement des deux paramètres de ruissellement retardé	84
Figure III-13 :	Simulation avec les paramètres de surface et de ruissellement retardés	85
Figure III-14 :	Simulation avec tous les paramètres ajustés	89
Figure III-15 :	Evolution des quantités d'information quand les pluies sont modifiées	90
Figure III-16 :	Evolution des quantités d'information quand les débits sont modifiés	90
Figure III-17 :	Quantités d'information quand les pluies et les débits sont modifiés	92
Figure III-18 :	Quantités d'information par rapport à l'information totale	92
Figure III-19 :	Schéma des différentes tailles de maille	96
Figure III-20 :	Maillage et directions de drainage	97
Figure III-21 :	Altitude des mailles	99
Figure III-22 :	Carte des fonctions de production (végétations ; sous-sols)	100
Figure III-23 :	Zones pluviométriques	102
Figure III-24 :	Comparaison des débits observés et calculés avant homogénéisation des données	108
Figure III-25 :	Cohérence des débits observés et calculés avant homogénéisation des données	110
Figure III-26 :	Comparaison des débits observés et calculés après homogénéisation des données	116

Figure III-27 :	Cohérence des débits observés et calculés après homogénéisation des données .	118
Figure III-28 :	Carte des précipitations moyennes annuelles reconstituées	120
Figure III-29 :	Carte des écoulements moyens annuels reconstitués	121
Figure III-30 :	Carte des évapotranspirations potentielles estimées	122
Figure IV-1 :	Evolution de l'incertitude de structure pour 20 modèles	127
Figure IV-2 :	Relation nombre de paramètres-choix des échelles d'espace et de temps	127
	• Schéma de la fonction de production du Modèle Couplé	70
	• Note sur la géologie du bassin versant de la station de Bananier au Déversoir. .	112

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I-1	: Répartition des postes par tranche d'altitude	13
Tableau I-2	: Extraits du fichier des pluies avant et après homogénéisation	15
Tableau I-3	: Différentes méthodes de reconstitution des données manquantes	19
Tableau I-4	: Variances des erreurs d'estimation d'une pluie moyenne	21
Tableau I-5	: Caractéristiques de 14 bassins versants de Basse-Terre	22
Tableau I-6	: Imprécision sur le débit pour les cinq bassins versants de l'ajustement	24
Tableau I-7	: Classification des modélisations en fonction de l'objectif recherché	39
Tableau I-8	: Disciplines associées aux différentes échelles d'espace et de temps	38
Tableau II-1	: Résultat du calcul d'information sur le fichier des pluies	60
Tableau II-2	: Quantités d'information aux bassins versants modélisés	62
Tableau III-1	: Présentation de six analyses de sensibilité	72
Tableau III-2	: Différences entre les analyses de sensibilité	75
Tableau III-3	: Utilisation de différents niveaux d'observation par les six modèles	76
Tableau III-4	: Effet des variations des paramètres de surface	82
Tableau III-5	: Effet des variations des paramètres de ruissellement retardé	86
Tableau III-6	: Effet des variations des paramètres du réservoir de nappe	88
Tableau III-7	: Degré de précision de l'ajustement	93
Tableau III-8	: Bruit sur les données	94
Tableau III-9	: Bilan des imprécisions sur le débit	104
Tableau III-10	: Résultats globaux de la modélisation	114
Tableau IV-1	: Comparaison de quelques modèles	124

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 :	Liste des postes pluviométriques	A.1 - 1
Annexe 2 :	Liste des années disponibles aux postes de Basse-Terre	A.2 - 1
Annexe 3 :	Description des bassins versants modélisés	A.3 - 1
Annexe 4 :	Inventaire des courbes de tarage	A.4 - 1
Annexe 5 :	Inventaire des prélèvements d'eau	A.5 - 1
Annexe 6 :	Paramètres des simulations d'ajustement de l'analyse de sensibilité	A.6 - 1
Annexe 7 :	Détail des résultats de l'analyse de sensibilité	A.7 - 1
Annexe 8 :	Quantités d'information avec modification des pluies et des débits	A.8 - 1
Annexe 9 :	Caractéristiques hydriques des végétations, des sols et des sous-sols	A.9 - 1
Annexe 10 :	Fonctions de production choisies	A.10 - 1
Annexe 11 :	Postes pluviométriques par tranche de pluie moyenne annuelle	A.11 - 1
Annexe 12 :	Postes pluviométriques par unité homogène pour la reconstruction	A.12 - 1
Annexe 13 :	Résultats de la modélisation	A.13 - 1
Annexe 14 :	Liste des modifications apportées aux données	A.14 - 1
Annexe 15 :	Analyse de différentes approches de l'incertitude	A.15 - 1
Annexe 16 :	Interprétation des quantités d'information du fichier des pluies	A.16 - 1

Annexe 1 : liste des postes pluviométriques

numero	nom	latit.	longit.	ait.	responsable	numero	nom	latit.	longit.	ait.	responsable
621305	ARNOUVILLE	161406	613531	32	DARBOU.	622440	LA DIGUE	160433	613517	179	PRIVE
621405	BATE MAHAULT DESTRELAN	161505	613457	25	METEO	621440	LA JAILLE	161532	613415	20	DARBOU.
622110	BARBOTTEAU HABITATION	161148	613900	160	GSE MONT.	622020	LA PROVIDENCE	161047	614108	276	E&F
622407	BARTHELEMY SCAFRED	160723	613407	85	SCAFRED	621360	LA RETRAITE	161354	613653	50	DARBOU.
622310	BARTHOLE	160458	614321	230	ORSTOM	621355	LAMENTIN GENDARMERIE	161614	613810	40	METEO
622510	BASSE TERRE HOP. ST. HYACINTHE	160003	614330	70	METEO	620520	LE BOYER	162005	614125	15	BONNE MERE
622515	BASSE TERRE JARD. BOYA.	160001	614310	60	METEO	622535	LE PARNASSE	160130	614050	640	PRIVE
622518	B-TERRE PALAIS ORLEANS	155945	614305	75	PRIVE	620530	LE PORNARD	161831	614022	25	BONNE MERE
622520	BEAUVALLON	160039	614315	160	BOLOGNE	620540	LES GALBAS	161813	614018	25	BONNE MERE
621310	BELCOURT	161551	613522	31	DARBOU.	622650	LES MINEURS	160124	613441	55	PRIVE
621315	BELLEVEU HABITATION	161659	613844	29	BONNE MERE	621140	LES PLAINES	161340	614530	150	METEO
621115	BELLEVUE ROGES	161644	614632	428	ORSTOM	622145	LEZARDE	161204	613608	10	DARBOU.
622115	BELLEVEU BEL AIR	161201	613535	37	DARBOU.	622150	LEZARDE E&F	161299	613699	-1	E&F
621415	BIRMINGHAM	161639	613424	20	DARBOU.	622540	LIARD DESIRE PALMISTE	160031	614034	550	DARBOU.
621320	BLACHON	161657	613731	18	DARBOU.	622445	MARQUISAT USINE	160237	613347	25	MARQUISAT
622410	BOIS NIANT	160499	613699	160	MARQUISAT	620440	MATOUBA DESHAIES	161817	614655	190	METEO
622522	BOLOGNE	160036	614400	45	BOLOGNE	622340	MATOUBA E & F	160257	614116	685	ORSTOM
621210	BONNE MERE USINE	161620	614018	20	BONNE MERE	622155	MONT LEZARD	161159	613635	15	DARBOU.
621220	BOUBERS HABITATION	161439	614022	51	GSE MONT.	622345	MONTVAL	160342	614312	450	ORSTOM
622315	BUDON	160421	614245	825	ORSTOM	622030	MORNE LEGER	161109	614348	608	ORSTOM
622415	CAFETERE DU PEROU	160399	613599	-1	DARBOU.	622655	MOULIN A EAU SCEFA	160206	613409	35	SCEFA
621325	CAILLOU HABITATION	161623	613946	20	BONNE MERE	622350	MOULIN A EAU SCEFA	160311	614132	640	METEO
622525	CAMP JACOB	160144	614127	510	METEO	622455	NEUFCHATEAU	160452	613541	245	IFAC
622420	CAPESTERRE GENDARMERIE	160247	613337	11	METEO	620545	NOGET	161853	614435	245	ORSTOM
622422	CAPESTERRE N CHRISTOPHE	160653	613407	25	ASSOBAG	620640	NOLIVIER	161758	613945	16	BONNE MERE
622610	CAPESTERRE S MOULIN EAU	160225	613407	50	ASSOBAG	622541	PALMISTE DARBOUSSIER	160099	614099	-1	DARBOU.
622425	CAPESTERRE S MOULIN EAU	160435	613359	35	SCEFA	622040	PARC DE LA TRAVERSEE	161038	614150	300	ORSTOM
621330	CHANTILLY	161605	613811	40	DARBOU.	622550	PARNASSE GYOPHYSIQUE	160143	614057	650	METEO
620510	COMTE DE LOHEAC	162035	614258	25	METEO	622355	PARNASSE ORSTOM	160422	614253	650	ORSTOM
621335	CONVENANCE	161356	613628	48	DARBOU.	621365	PASQUEREAU	161636	613643	35	DARBOU.
622320	CRETE DES ICAQUES	160440	614204	1010	ORSTOM	622160	PETIT BOURG GENDARMERIE	161157	613545	32	METEO
622010	CRETE LEZARDE	160857	614004	425	ORSTOM	621240	PETITE PLAINNE	161410	614406	389	ORSTOM
620420	DESHAIES GENDARMERIE	161845	614711	65	METEO	621950	PIGEON	160900	614600	85	METEO
620425	DESHAIES ORSTOM	161803	614528	503	E&F	621955	PIGEON GENDARMERIE	160910	614614	35	METEO
622125	DOUVILLE E&F (BAS. TERRE)	160855	613521	62	E&F	622050	PITON DE BOUILLANTE	160813	614320	1088	ORSTOM
622130	DUCLOS PETIT BOURG	161211	613938	110	CRA	621150	POINTE NOIRE REDO	161422	614715	40	METEO
622135	DUCLOS PLYTOGRAPHE	161211	613938	110	CRA	622165	PRISE D EAU COMPEROU	161224	613836	148	PRIVE
622620	DOMANOIR	160226	613527	175	METEO	622260	SAINTE CLAIRE SCEPLAG	160742	613416	20	SCEPLAG
622325	DU FLESSIS (500)	160404	614306	500	ORSTOM	622460	SAINTE MARIE (CAPEST.)	160608	613334	4	METEO
621230	DUPRE ROUSSEL	161518	614021	35	BONNE MERE	620550	SAINTE ROSE	161956	614146	31	METEO
621340	DUPUY	161525	613630	22	DARBOU.	622660	SOUFRIERE	160223	613853	1040	ORSTOM
621345	GERMILLAC	161548	613758	15	DARBOU.	622465	SOURCE PEROU	160311	613345	32	MARQUISAT
622530	GOUBEYRE	155950	614118.	340	METEO	622560	ST CLAUDE BONNE TERRE	160123	614210	370	METEO
622140	GOYAVE BOIS SEC	160747	613505	30	METEO	620660	SUBERCAZEUX	161754	613927	11	BONNE MERE
622435	GRAND CARBET	160238	613826	720	ORSTOM	622670	SURELLE	160645	614433	610	ORSTOM
622430	GRAND CARBET A	160250	613734	450	ORSTOM	620358	THEVENIN	160144	613645	290	PRIVE
622635	GRAND EPANG-BANANTER	160145	613705	370	ORSTOM	622670	THEVENIN	160144	613645	290	PRIVE
622437	GRAND RIVIERE SCEFA	160407	613351	25	SCEFA	622680	TROIS RIVIERES	161308	613604	15	DARBOU.
622330	GRAND SANS TOUCHER	160531	614049	1354	ORSTOM	621375	VERSAILLES	155838	613828	103	METEO
622630	GRANDE ANSE	160123	613929	700	ORSTOM	621375	VERSAILLES	161323	613544	32	DARBOU.
622014	GRANDE GOYAVE 490	160930	614206	490	ORSTOM	622370	VIEUX FORT	155703	614139	34	METEO
622015	GRANDE GOYAVE 750	160804	614042	750	ORSTOM	622370	VX-HABITANTS BEAUSOLEIL	160322	614505	140	METEO
621350	GROSSE MONTAGNE	161403	613905	70	GSE MONT.	622365	VX-HABITANTS COTE 325	160559	614243	325	ORSTOM
621430	HOUELBORG	161425	613404	30	DARBOU.	622360	VX-HABITANTS COTE 570	160647	614145	570	ORSTOM
622640	JAQUEMEL	160014	613940	480	ORSTOM	622375	VX-HABITANTS LE BOUCHU	160401	614532	20	IFAC
621435	JARDIN D'ESSAIS	161512	613122	5	METEO	621380	VOUNCHE	161534	613703	30	DARBOU.
622335	JOSEPHINE HABITATION	160242	614152	450	PRIVE						

	39	41	43	45	47	49	51	53	55	57	59	61	63	65	67	69	71	73	75	77	79	80
LA DIGUE																						
LA JAILLE																						
LA PROVIDENCE																						
LA RETRAITE																						
LAMENTIN GENDARMERIE																						
LE BOYER																						
LE PARNASSE																						
LEOTARD																						
LES GALBAS																						
LES MINEURS																						
LES PLAINES																						
LEZARDE																						
LEZARDE E&F																						
LIARD DESIRE PALMAIST																						
MARQUISAT USINE																						
MATOURA DESHAIES																						
MATOURA E & F																						
MONT LEZARD																						
MONTVAL																						
MORNE LEGER																						
MOULIN A EAU SCEFA																						
NADAL																						
NEUFCHATEAU																						
NOGENT																						
NOLIVIER																						
PALMISTE DARBOUSSIER																						
PARC DE LA TRAVERSE																						
PARNASSE GEOPHYSIQUE																						
PARNASSE ORSTOM																						
PASQUEREAU																						
PETIT BOURG GENDARME																						
PETITE PLAINE																						
PIGEON																						
PIGEON GENDARMERIE																						
PITON DE BOUILLANTE																						
POINTE NOIRE REDO																						
PRISE D EAU COMPEROU																						
SAINTE CLAIRE SCEPLA																						
SAINTE MARIE (CAPEST)																						
SAINTE ROSE																						
SOUFRIERE																						
SOURCE PEROU																						
ST CLAUDE BONNE TERR																						
SUBERCAZEUX																						
SURELLE																						
THEVENIN																						
TRINITE																						
TROIS RIVIERES																						
VERSAILLES																						
VIEUX FORT																						
VX-HABITANTS BEAUSOL																						
VX-HABITANTS COTE 32																						
VX-HABITANTS COTE 57																						
VX-HABITANTS LE BOUC																						
VOUNCHE																						

nbre stations completes : 5 3 4 8 8 3 7 10 10 8 8 10 4 12 12 5 13 14 12
 par periode de 4 ans : 7 2 9 6 4 5 9 9 5 9 13 8 9 9 7 6 19 6 0
 nbre stations possedant : 22 25 24 29 29 34 34 39 36 35 35 35 40 37 38 46 47 46 51
 quelques observations : 4 23 25 26 30 31 35 38 37 37 33 36 38 36 43 49 48 50 47

(*) stations retenues pour la modelisation

Annexe 3 : description des bassins versants modélisés (débits disponibles).

Station	Période observée (pas de temps)	Données marquantes durant la période 1972-1975
GRANDE GOYAVE A PRISE D'EAU - cote 200 - n° 100115	1.1.1972-31.12.1975 (journalier) 1.1972-12.1975 (mensuel)	jours: 3-10.1.1973 ; 25-26.4.1975 ; 28.4-4.5.1975 7-10.5.1975 ; 12-5.1975
GRANDE GOYAVE A LA BOUCAN - cote 5 - n° 100101	21.3.1973-31.12.1975 (journalier) 1.1972-12.1975 (mensuel)	jours: 13.18.1973 ; 29.8.1974 ; 12-13.6.1975 15-16.6.1975 ; 5-6.7.1975 1.1.1972-20.3.1973
BRAS DAVID A DUCLOS - cote 110 - n° 101501	1.9.1974-31.12.1975 (journalier)	jours: 17-19.1.1975 ; 3.4-17.5.1975 ; 26.5-17.6.1975 ; 19-23.6.1975 ; 26.6-13.7.1975 ; 15.7-4.8.1975 ; 24-28.8.1975 ; 1.1.1972-31.8.1974
PETITE PLAINE - cote 125 - n° 300110	1.1.1972-31.12.1975 (journalier) 1.1972-12.1975 (mensuel)	jours : 6-9.1.1973 ; 22-23.4.1973 ; 21, 27 et 28.6.1973 ; 9-30.7.1973 ; 13.7.1975
DU PLESSIS - cote 500 - n° 840110	1.1.1972-30.4.1975 (journalier) 1.1972-12.1975 (mensuel)	jours: 1.5.1973-31.12.1975
BANANIER AU DEVERSOIR - cote 340 - n° 100110	1.11.1974-31.12.1975 (journalier) 1.1972-12.1975 (mensuel)	jours : 1.1.1972-31.10.1974 ; 12.4-12.5.1975
CAPESTERRE - cote 95 - n° 000110	1.1.1972-31.12.1975 (journalier) 1.1972-12.1975 (mensuel)	jours: 3-9.6.1972 ; 15.7.1972 ; 25-28.8.1972 ; 9-16.9.1972 ; 9.5.1973 ; 18-26.8.1974 ;
SAINTE MARIE - cote 95 - n° 000110	20.8.1974-31.12.1975 (journalier) 9.1974-12.1975 (mensuel)	jours : 1.1.1972-19.8.1974 ; 10.8.1974 ; 21-26.8.1975 mois : 1.1972-8.1974

Annexe 3 : description des bassins versants modélisés (caractéristiques physiques).

Station	Localisation	Surface (km ²)	Pluie moyenne n° de postes*	Surfaces par fonction de production**													
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Du Plessis - cote 500 - n° 840110	côte sous le vent, moitié Sud	2,09	3400 mm/an 3 postes réels 0 z. extrapol.	1,0	-	-	0,81	0,25	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-
Banancier au Déversoir - cote 340 - n° 100110	côte au vent, moitié Sud	1,84	4600 mm/an 1 poste réel 2 z. extrapol.	1,0	0,25	0,25	0,13	-	-	-	-	-	-	-	-	0,49	-
Capesterre - cote 95 - n° 000110	côte au vent, moitié Sud	18,6	5500 mm/an 3 postes réels 7 z. extrapol.	2,44	-	6,13	2,75	-	0,56	-	-	-	-	-	0,25	5,63	1,06
Sainte Marie - cote 5 - n° 500110	côte au vent, moitié Sud	7,6	3600 mm/an 2 postes réels 2 z. extrapol.	0,25	-	3,69	0,25	-	3,19	-	-	-	-	0,25	-	-	-

- (*) La pluie moyenne est calculée d'après CHAPERON & al. (1985) ; les "postes réels" correspondent aux postes pluviométriques pour lesquels nous avons des observations durant la période 1972-1975 ; les "zones d'extrapolation" correspondent aux groupes de mailles pour lesquels la pluie était calculée au jour le jour afin de tenir compte de la variabilité spatiale des pluies (cf. §I.2.2 et §III.3.1).
- (**) La somme des surfaces par fonction de production correspond au maillage. Elle peut donc être légèrement différente de la surface réelle indiquée en troisième colonne.

Annexe 3 : description des bassins versants modélisés (caractéristiques physiques ; suite).

Station	Localisation	Surface (km ²)	Pluie moyenne n ^{bre} de postes*	Surfaces par fonction de production**															
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
Grande Goyave à Prise d'Eau - cote 200 - n° 100115	côte au vent, moitié Nord	54,3	4600 mm/an 3 postes réels 3 z. extrapol.	8,0	-	35,25	8,0	-	0,5	-	0,5	-	0,5	-	2,0	-	-	-	-
Grande Goyave à la Boucan - cote 5 - n° 100101	côte au vent, moitié Nord (plaine Nord- Orientale)	130,1	3500 mm/an 10 postes réels 11 z. extrapol.	23,75	-	66,75	8,0	-	3,75	-	9,75	-	18,25	-	-	-	-	-	-
Bras David à Duclos - cote 110 - n° 101501	côte au vent, moitié Nord	37,5	4500 mm/an 4 postes réels 3 z. extrapol.	6,5	-	26,75	4,0	-	-	-	-	-	0,25	-	-	-	-	-	-
Petite Plaine - cote 125 - n° 300110	côte sous le vent moitié Nord	8,8	3100 mm/an 1 poste réel 0 z. extrapol.	6,31	-	2,56	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

(*) La pluie moyenne est calculée d'après CHAPERON & al. (1985) ; les "postes réels" correspondent aux postes pluviométriques pour lesquels nous avons des observations durant la période 1972-1975 ; les "zones d'extrapolation" correspondent aux groupes de mailles pour lesquels la pluie était calculée au jour le jour afin de tenir compte de la variabilité spatiale des pluies (cf. §I.2.2 et §III.3.1).

(**) La somme des surfaces par fonction de production correspond au maillage. Elle peut donc être légèrement différente de la surface réelle indiquée en troisième colonne.

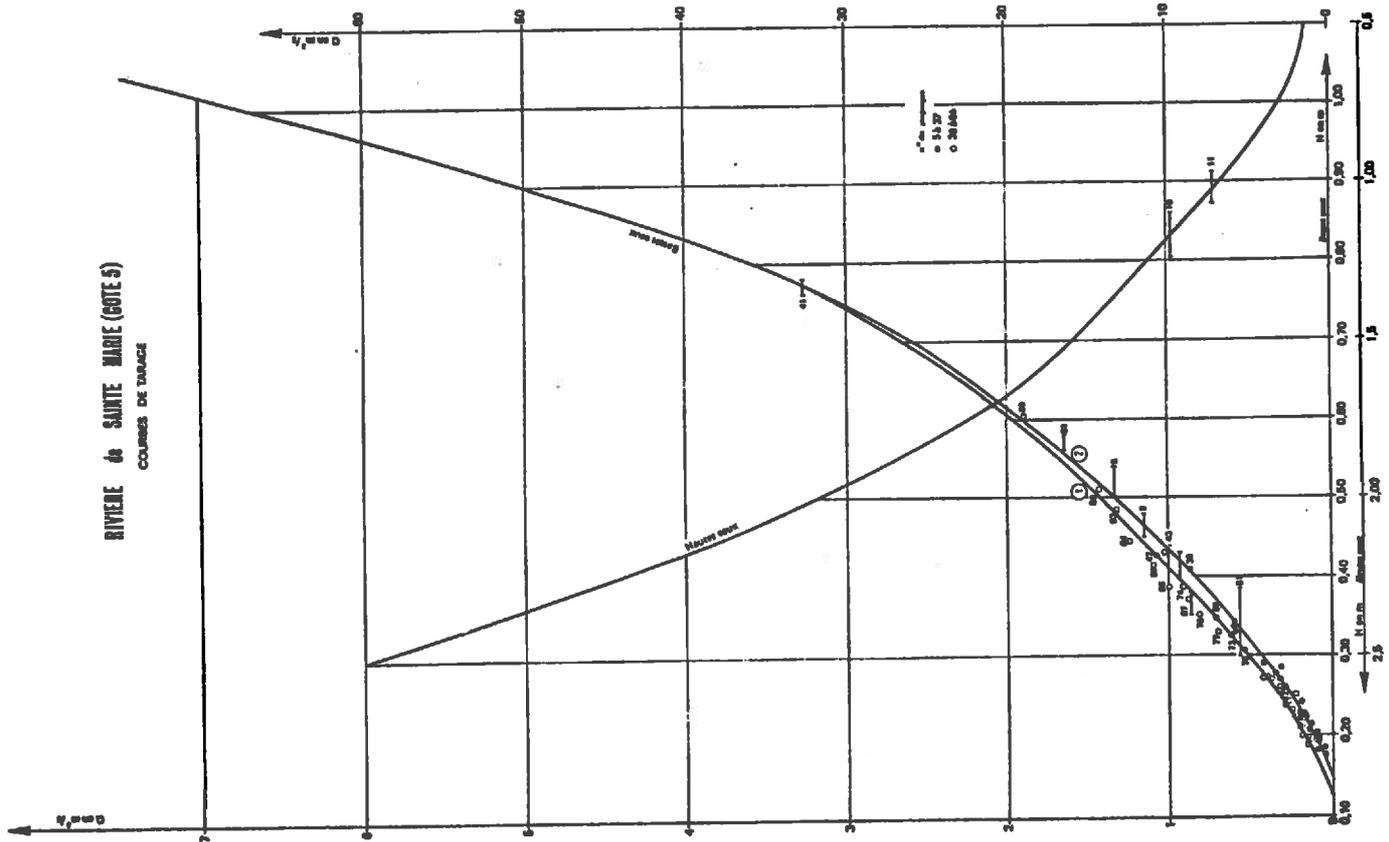
Annexe 4 : inventaire des tarages aux bassins versants modélisés (d'après CHAPERON & al, 1985). Nous remarquons dans la dernière colonne que la durée moyenne de validité d'une courbe de tarage est de 1 à 3 ans. Cela montre l'instabilité des stations due aux pluies violentes de cette région tropicale.

Station	Période d'étude	nombre de tarages	périodes stables	
			nombre	durée moyenne
Petite Plaine	1965-1978	181	15	1 an
Du Plessis	1962-1978	244	21	0,8 an
Banancier au Déversoir	1955-1978	81	1	14 ans
Capesterre	1968-1978	145	45	0,2 an
Sainte Marie	1974-1978	86	2	2,5 ans
G ^{de} Goyave à Prise d'Eau	1951-1978	196	18	1,6 ans
G ^{de} Goyave à La Boucan	1973-1975	2 courbes	-	-
Bras David à Duclos	1973-1978	3 courbes	-	-

Dans les pages suivantes, les courbes de tarage des stations sont présentées. Nous les avons utilisées pour estimer l'imprécision des débits due à l'observation. Pour ce faire nous avons choisi la valeur maximale correspondant soit à un mauvais choix de courbe, soit aux points écartés de la courbe.

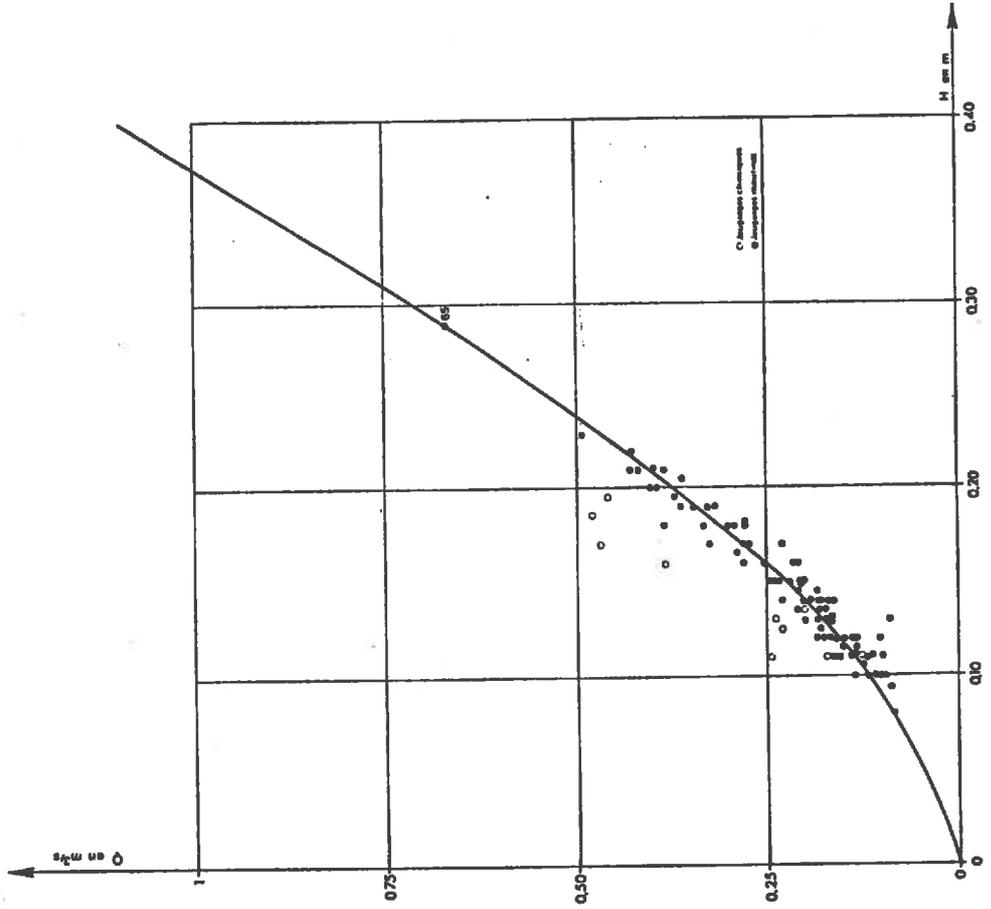
(extrait de CHAPERON & al, 1985)

RIVIERE de SAINTE MARIE (COTE S)
COURSES DE TARAGE

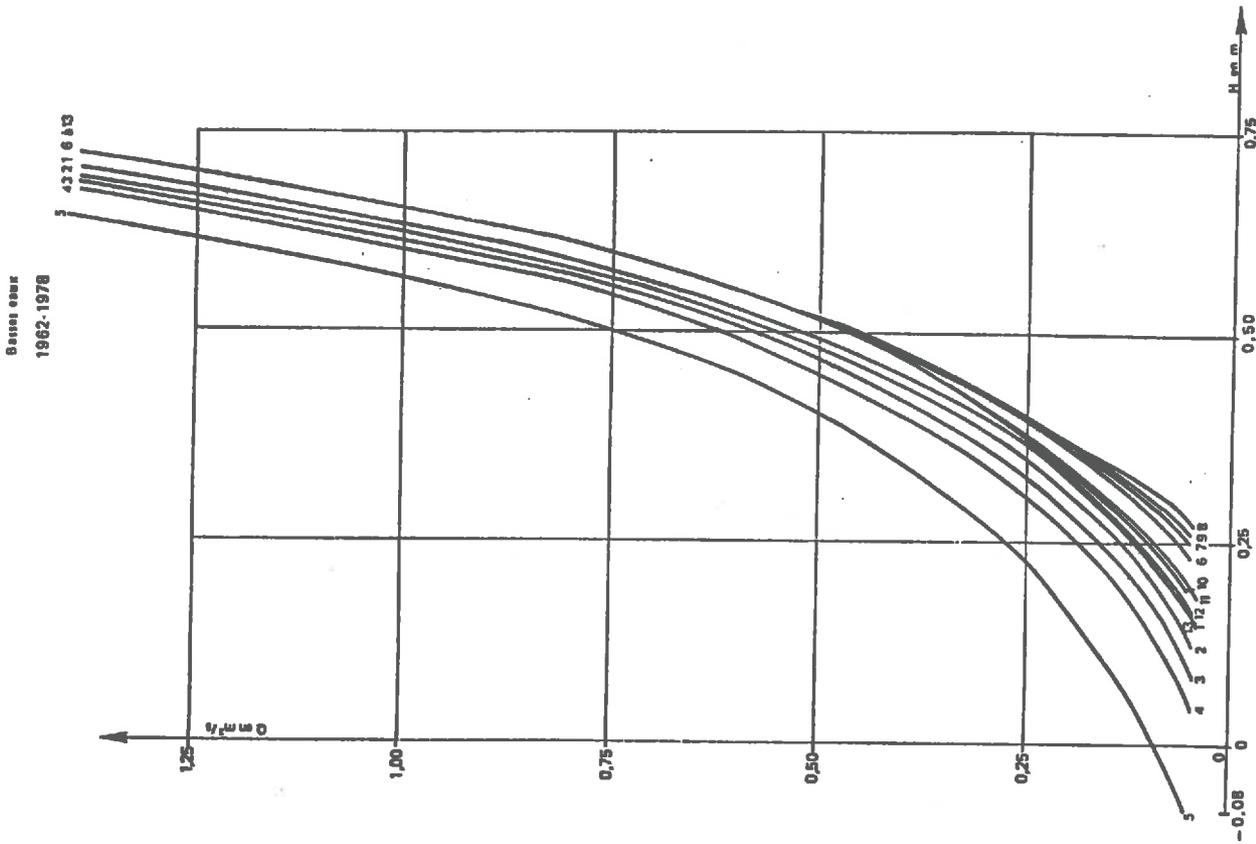


RIVIERE BANANIER AU DEVERSOIR

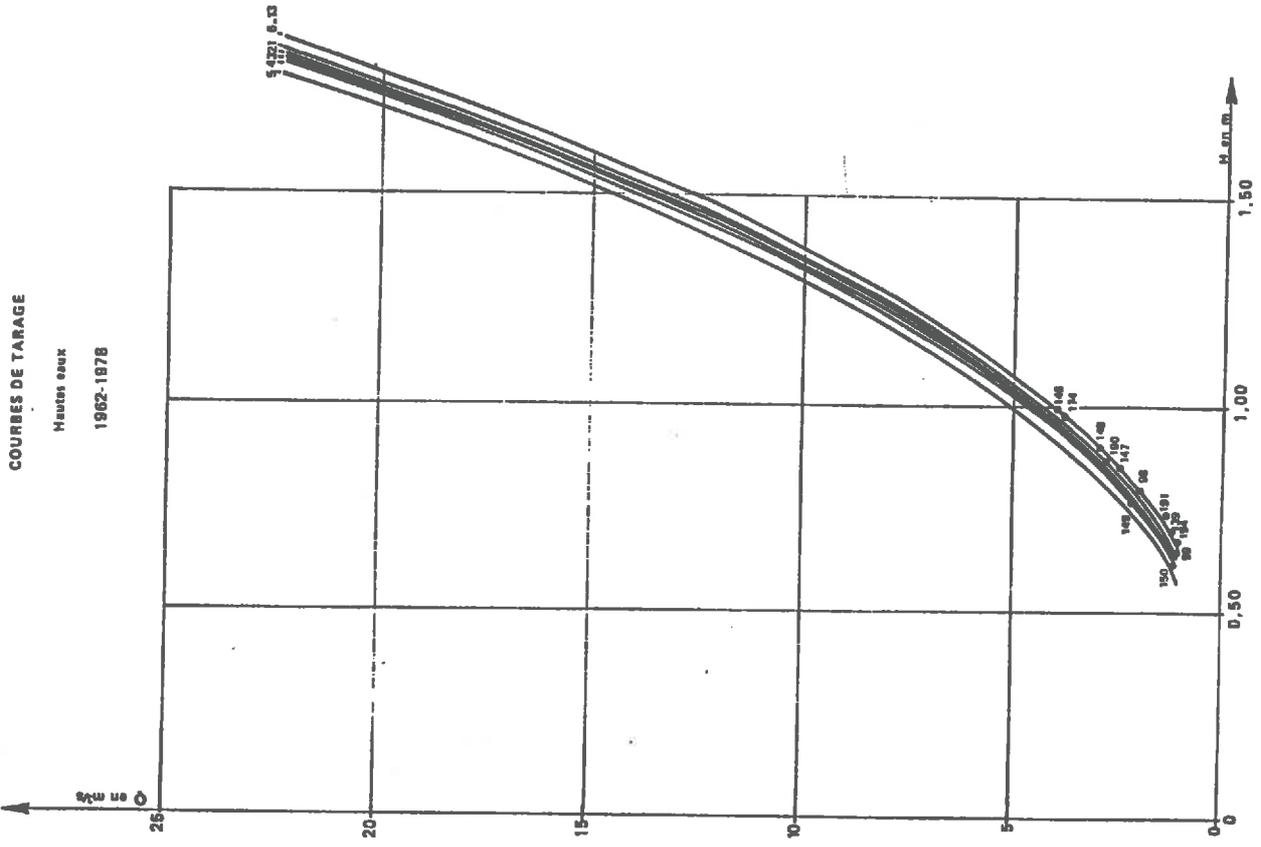
COURBE DE TARAGE (1955-1978)



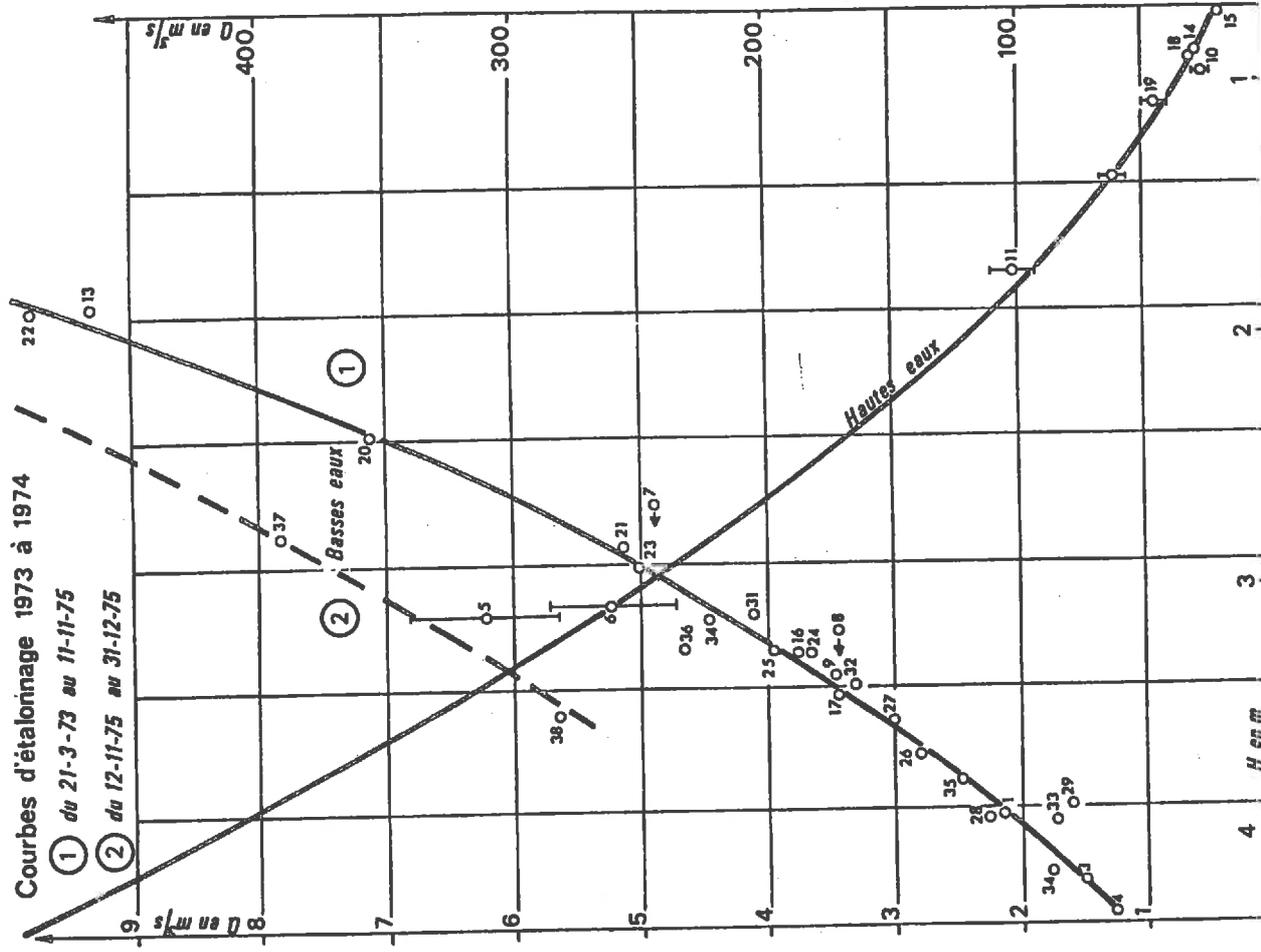
BASSIN DE LA RIVIERE DU PLESSIS A LA COTE 500
 COURBES DE TARAGE



(extrait de CHAPERON & al, 1985)

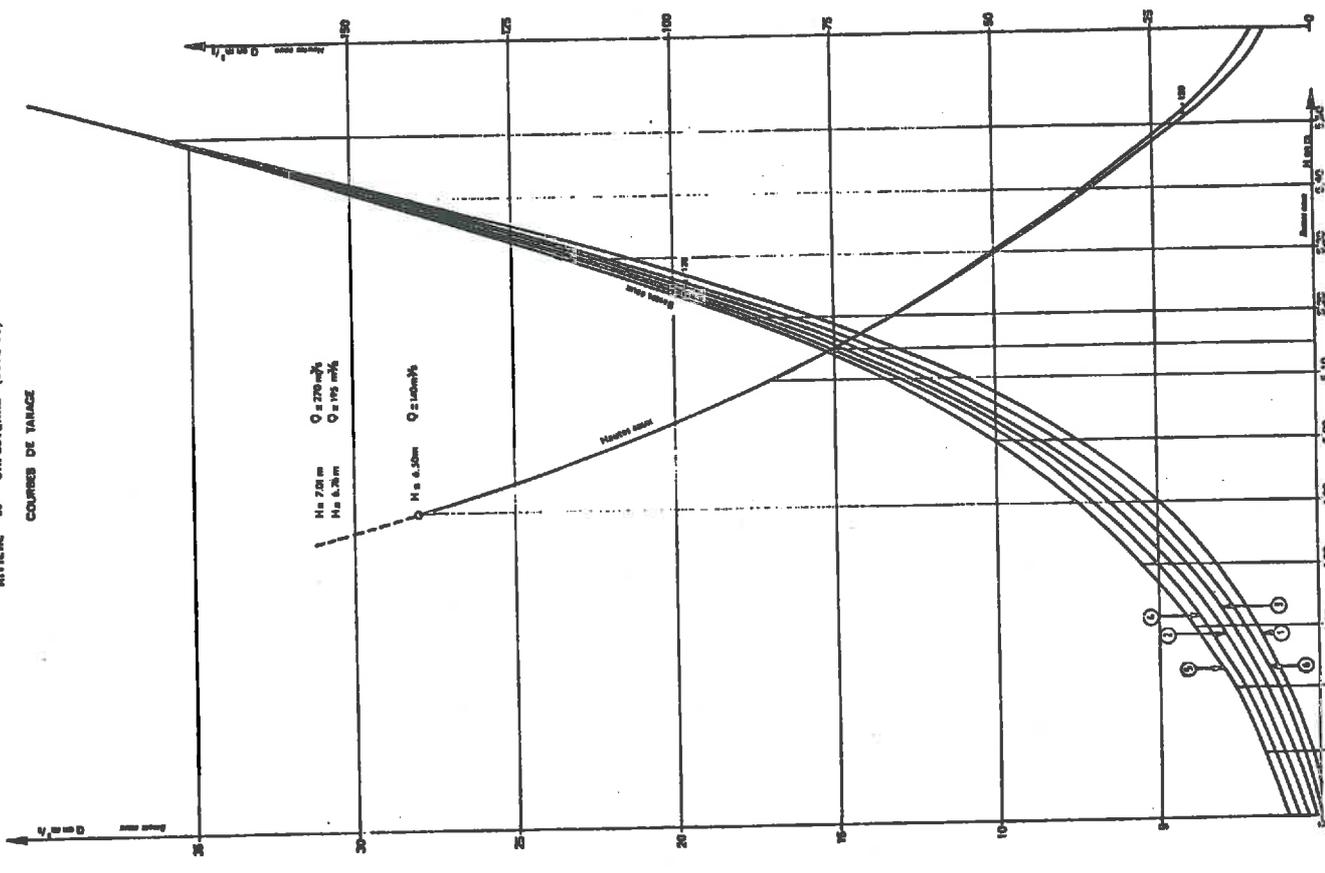


La GRANDE RIVIERE à GOYAVES du PONT de la BOUCAN

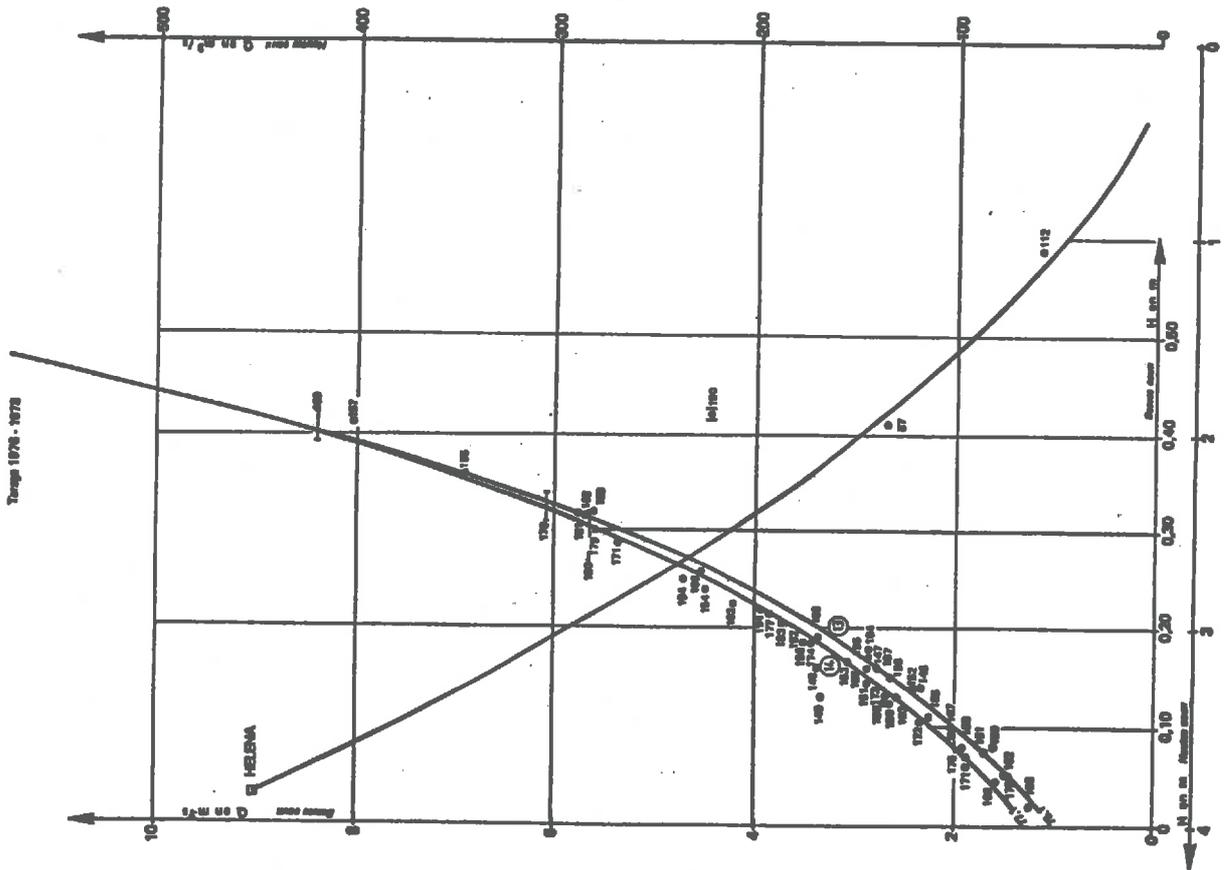


RIVIERE de CAPESTERRE (COTE 95)

COURSES DE TARAÇE

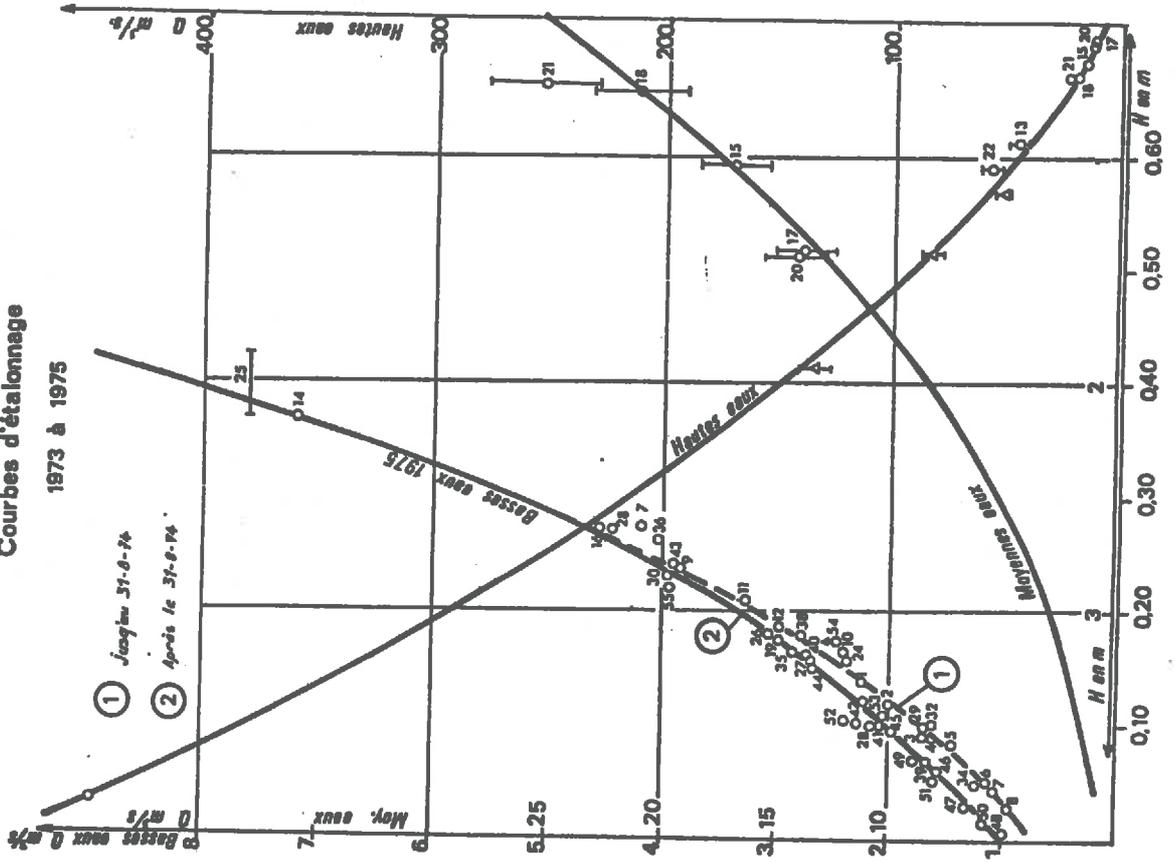


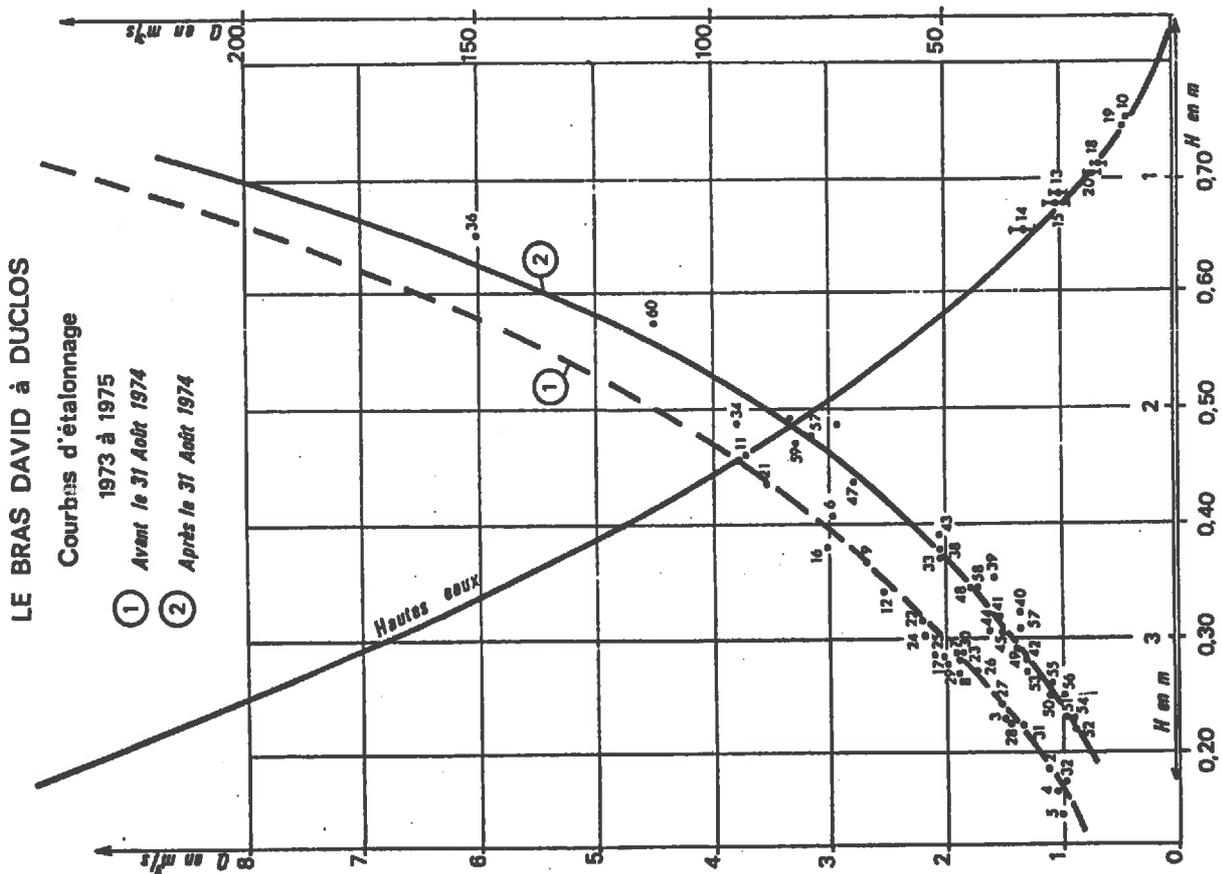
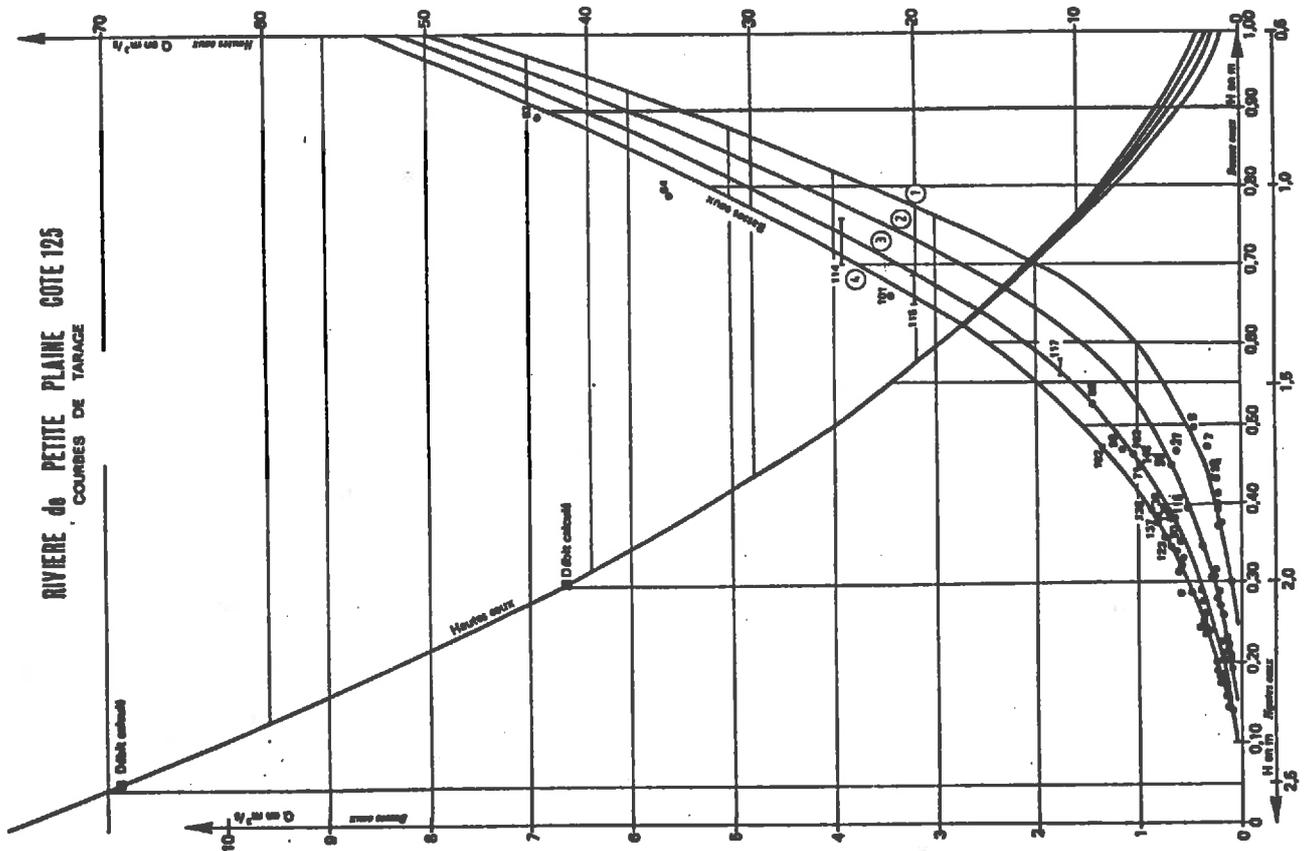
LA GRANDE RIVIERE A LA GOYAVES A LA PRISE D'EAU



LA GRANDE RIVIERE à GOYAVES à PRISE D'EAU

Courbes d'étalonnage





Annexe 5 : inventaire des prélèvements effectués en amont des stations modélisées.

Station	ancienne valeur⁽¹⁾ (l/s)	valeur actuelle⁽²⁾ (l/s)
Petite Plaine	0	80
Du Plessis	15 (1968-1973) 35 (1974-1978)	52
Bananier au Déversoir	0	30
Capesterre	3 à 10	380
Sainte Marie	0	6
G ^{de} Goyave à Prise d'Eau	150 à 300	765
G ^{de} Goyave à La Boucan	720 à 870	1800
Bras David à Duclos	0	180

(1) d'après CHAPERON& al (1985).

(2) d'après la Direction de l'Agriculture et de la Forêt (D.A.F., Service des Aménagements Hydrauliques & Fonciers, (97) Basse-Terre : inventaire des prélèvements d'eau de la Basse-Terre, 1985).

Annexe 6 : parametres utilises dans les 48 simulations d'ajustement dans l'analyse de sensibilit e.

numero simulation	nom F.P.	CRT	DCRT	Rinit	FN	CQR	QRMAX	CQI	QIMAX	Rnap	MLS	parametres
1	aj.	225.	75.	225.	-10.	.45	57.	.07	180.	90.	.00000	simulation ideale
2	aj.	1000.	0.	0.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.00827	ajustement de CRT
3	aj.	600.	0.	0.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.00760	
4	aj.	300.	0.	0.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.00765	
5	aj.	200.	0.	0.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.00831	
6	aj.	100.	0.	0.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.00994	
7	aj.	50.	0.	0.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.01234	
8	aj.	200.	0.	10.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.00830	
9	aj.	200.	0.	50.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.00834	
10	aj.	200.	0.	100.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.00865	
11	aj.	200.	0.	150.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.00922	
12	aj.	200.	0.	200.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.00999	ajustement de DCRT
13	aj.	200.	10.	200.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.01002	
14	aj.	200.	30.	200.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.01010	
15	aj.	200.	70.	200.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.01035	
16	aj.	200.	100.	200.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.01069	
17	aj.	200.	150.	200.	0.	.0	0.	.0	0.	0.	.01245	
18	aj.	200.	10.	200.	0.	.05	30.	.0	0.	0.	.00885	
19	aj.	200.	10.	200.	0.	.05	35.	.0	0.	0.	.00850	
20	aj.	200.	10.	200.	0.	.05	40.	.0	0.	0.	.00821	
21	aj.	200.	10.	200.	0.	.05	45.	.0	0.	0.	.00782	
22	aj.	200.	10.	200.	0.	.05	50.	.0	0.	0.	.00744	
23	aj.	200.	10.	200.	0.	.05	55.	.0	0.	0.	.00718	
24	aj.	200.	10.	200.	0.	.05	60.	.0	0.	0.	.00707	
25	aj.	200.	10.	200.	0.	.35	60.	.0	0.	0.	.00336	ajustement de CQR
26	aj.	200.	10.	200.	0.	.40	60.	.0	0.	0.	.00366	
27	aj.	200.	10.	200.	0.	.45	60.	.0	0.	0.	.00406	
28	aj.	200.	10.	200.	0.	.50	60.	.0	0.	0.	.00451	
29	aj.	200.	10.	200.	0.	.55	60.	.0	0.	0.	.00500	
30	aj.	200.	10.	200.	0.	.30	60.	.0	0.	0.	.00317	
31	aj.	200.	10.	200.	-5.	.45	55.	.005	10.	5.	.00527	
32	aj.	200.	10.	200.	-5.	.45	55.	.005	100.	50.	.00474	
33	aj.	200.	10.	200.	-5.	.45	55.	.005	150.	75.	.00447	
34	aj.	200.	10.	200.	-5.	.45	55.	.005	200.	100.	.00420	
35	aj.	200.	10.	200.	-5.	.45	55.	.005	250.	125.	.00384	
36	aj.	200.	10.	200.	-5.	.45	55.	.020	150.	75.	.00248	ajustement de CQI
37	aj.	200.	10.	200.	-5.	.45	55.	.040	150.	75.	.00185	
38	aj.	200.	10.	200.	-5.	.45	55.	.060	150.	75.	.00166	
39	aj.	200.	10.	200.	-5.	.45	55.	.100	150.	75.	.00187	
40	aj.	200.	10.	200.	-7.	.45	55.	.050	150.	75.	.00121	ajustement de FN
41	aj.	200.	10.	200.	-9.	.45	55.	.050	150.	75.	.00100	
42	aj.	200.	10.	200.	-8.	.45	55.	.050	160.	80.	.00099	ajustement de QIMAX et de Rnap
43	aj.	200.	10.	200.	-8.	.45	55.	.050	170.	85.	.00090	
44	aj.	200.	10.	200.	-8.	.45	55.	.050	190.	95.	.00073	
45	aj.	200.	10.	200.	-8.	.45	55.	.060	160.	90.	.00059	ajustement de CQI
46	aj.	200.	10.	200.	-8.	.45	55.	.070	160.	90.	.00060	
47	aj.	200.	10.	200.	-8.	.45	55.	.070	170.	90.	.00060	QIMAX rejete
48	aj.	200.	10.	200.	-9.	.45	55.	.063	160.	90.	.00037	ajustement de FN
49	aj.	200.	10.	200.	-11.	.45	55.	.063	160.	90.	.00065	
etat final		10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	.00035	(precision)

Annexe 7 : détail des résultats de l'analyse de sensibilité.

Le paragraphe III.2.4 a montré l'interaction entre paramètres -l'existence de conditions optimales d'ajustement- et l'interaction entre paramètres et données -l'ajustement lui-même. Les précisions indiquées ici sont donc indissociables des données, en valeurs absolues.

Pour les lire, on part de la précision obtenue à la fin des simulations avec données idéales (annexe 6) et on regarde son évolution à mesure que le bruit devient plus important (du haut vers le bas). Les niveaux de bruit renvoient à la figure III.6 : le premier chiffre (1 à 9) correspond au type (décalage ou amplitude) et à l'ampleur de la modification d'une valeur particulière ; le second chiffre (1 à 4) correspond au nombre de journées modifiées et au morcellement des périodes modifiées. Le bruit en décalage commence donc à la 13^{ème} ligne (bruit [4 1]). Dans le tableau, on regarde en particulier le nombre de "?" symbolisant l'impossibilité de distinguer globalement si l'ajustement avec bruit évolue comme l'ajustement sans bruit. (fig. III.8). On regarde également les niveaux de bruit auxquels l'ajustement des paramètres de ruissellement retardé et de nappe (CQR, QRMAX, FN, CQIMAX) devient difficile (incertitude de 30, 50 voire 80 % des valeurs théoriques optimales).

Il est important de noter que la méthode choisie ne permet d'établir un diagnostic fin ni sur les niveaux de bruit acceptables, ni sur la précision la meilleure à laquelle peut aboutir un ajustement. Elle en donne une idée relative. Cependant, les résultats sont très tranchés, la portée des conclusions dépasse donc probablement cette étude particulière.

Le tableau A7.1 montre qu'un bruit même très élevé (tabl. III.8) sur l'évapotranspiration potentielle n'empêche pas l'ajustement ; par contre, l'augmentation du morcellement des périodes accroît la gêne durant l'ajustement.

Le tableau A7.2 montre qu'un bruit même très élevé sur les débits (tabl. III.8 et fig. III.6) n'empêche pas l'ajustement, bien qu'il limite la précision des paramètres de ruissellement retardé et de nappe.

Le tableau A7.3 montre par contre qu'un excès de décalage dans les données de pluie peut empêcher l'ajustement, et que l'ajustement est imprécis même avec peu de décalages.

En effet, à chaque décalage, on compare deux fois le débit de base au débit crue et de plus, le décalage d'une pluie importante agit sur une période plus longue quand CQI ou CQR sont faibles (conséquence d'un bruit sur une entrée). Par contre, à l'inverse des ETP et des débits, l'augmentation du morcellement réduit la gêne (simulations avec bruit de type : [2 2] et [2 4], bruit en amplitude, moyen, durant un nombre de journées faible ou plus important ; [3 4] : bruit important en décalage, sur de nombreuses journées ; et [9 2] : bruit important en amplitude et en décalage sur un faible nombre de journées).

Le tableau A7.4 montre qu'une forte incohérence des données entraîne rapidement l'impossibilité d'ajuster le modèle. Ce résultat qui découle de la comparaison globale des simulations est modulé dans la pratique puisque l'on se sert des graphiques. Cependant, il incite à faire très attention à la cohérence des observations.

Les tableaux A7.1 à A7.4 sont donnés aux pages suivantes.

tableau A7.1 : précision obtenue par l'ajustement lorsque seules les évapotranspirations sont modifiées (MLS : racine carrée de la moyenne des carrés des écarts).

paramètres	CRT	DCRT	Rinit	FN	CQR	QRMX	CQI	QIMAX	Rnap	MLS
données idéales	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
bruit										
1 1	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
1 2	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
1 3	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00025
1 4	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00003
2 1	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
2 2	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
2 3	10%	90%	10%	15%	5%	5%	20%	20%	20%	0,00110
2 4	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00009
3 1	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
3 2	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
3 3	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00216
3 4	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00014
4 1	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
4 2	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
4 3	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00012
4 4	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00334
5 1	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
5 2	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
5 3	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00021
5 4	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00307
6 1	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
6 2	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
6 3	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00021
6 4	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00307
7 1	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
7 2	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
7 3	10%	90%	10%	15%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00045
7 4	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00334
8 1	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
8 2	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
8 3	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00210
8 4	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00307
9 1	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
9 2	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
9 3	10%	90%	10%	30%	5%	80%	80%	20%	20%	0,00425
9 4	10%	90%	10%	30%	5%	80%	80%	20%	20%	0,00307

tableau A7.2 : précision obtenue par l'ajustement lorsque seules les valeurs de débit sont modifiées (MLS : racine carrée de la moyenne des carrés des écarts).

paramètres	CRT	DCRT	Rinit	FN	CQR	QRMAX	CQI	QIMAX	Rnap	MLS
données idéales	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
bruit										
1 1	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00029
1 2	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00015
1 3	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00058
1 4	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00047
2 1	10%	90%	10%	30%	5%	5%	20%	20%	20%	0,00143
2 2	10%	90%	10%	15%	5%	5%	20%	20%	20%	0,00072
2 3	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00290
2 4	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00236
3 1	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00286
3 2	10%	90%	10%	30%	5%	5%	20%	20%	20%	0,00145
3 3	10%	90%	10%	30%	80%	5%	80%	50%	50%	0,00581
3 4	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00472
4 1	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00399
4 2	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00401
4 3	10%	90%	10%	30%	80%	5%	80%	50%	50%	0,00592
4 4	10%	90%	100%	30%	80%	80%	80%	50%	50%	0,00966
5 1	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00399
5 2	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00401
5 3	10%	90%	10%	30%	80%	5%	80%	50%	50%	0,00604
5 4	10%	90%	100%	30%	80%	80%	80%	50%	50%	0,01009
6 1	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00399
6 2	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00401
6 3	10%	90%	10%	30%	80%	5%	80%	50%	50%	0,00645
6 4	10%	90%	100%	30%	80%	80%	80%	50%	50%	0,00866
7 1	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00399
7 2	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00401
7 3	10%	90%	10%	30%	80%	5%	80%	50%	50%	0,00592
7 4	10%	90%	100%	30%	80%	80%	80%	50%	50%	0,00967
8 1	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00404
8 2	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00403
8 3	10%	90%	10%	30%	80%	5%	80%	50%	50%	0,00649
8 4	10%	90%	100%	30%	80%	80%	80%	50%	50%	0,01005
9 1	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00418
9 2	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00405
9 3	10%	90%	10%	30%	80%	5%	80%	50%	50%	0,00831
9 4	10%	90%	100%	30%	80%	80%	80%	50%	50%	0,01009

tableau A7.3 : précision obtenue par l'ajustement lorsque seules les valeurs de pluie sont modifiées (MLS : racine carrée de la moyenne des carrés des écarts; '?' : ajustement globalement impossible).

paramètres	CRT	DCRT	Rinit	FN	CQR	QRMAX	CQI	QIMAX	Rnap	MLS
données idéales	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
bruit										
1 1	10%	90%	10%	10%	5%	5%	80%	10%	5%	0,00066
1 2	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00019
1 3	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00065
1 4	10%	90%	10%	15%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00782
2 1	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00200
2 2	10%	90%	10%	30%	5%	5%	20%	10%	5%	0,00094
2 3	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00349
2 4	10%	90%	10%	30%	5%	5%	20%	20%	20%	0,00195
3 1	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00405
3 2	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00195
3 3	10%	90%	10%	30%	80%	80%	80%	50%	50%	0,00994
3 4	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00350
4 1	10%	90%	10%	30%	5%	80%	80%	20%	20%	0,00907
4 2	10%	90%	10%	30%	5%	80%	80%	20%	20%	0,00341
4 3	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
4 4	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
5 1	10%	90%	10%	30%	5%	80%	80%	20%	20%	0,00344
5 2	10%	90%	10%	30%	5%	80%	80%	20%	20%	0,00341
5 3	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
5 4	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
6 1	10%	90%	10%	30%	5%	80%	80%	20%	20%	0,00344
6 2	10%	90%	10%	30%	5%	80%	80%	20%	20%	0,00341
6 3	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
6 4	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
7 1	10%	90%	10%	30%	5%	80%	80%	20%	20%	0,00343
7 2	10%	90%	10%	30%	5%	80%	80%	20%	20%	0,00341
7 3	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
7 4	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
8 1	10%	90%	10%	30%	5%	80%	80%	20%	20%	0,00346
8 2	10%	90%	10%	30%	5%	80%	80%	20%	20%	0,00341
8 3	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
8 4	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
9 1	10%	90%	10%	30%	80%	80%	80%	50%	50%	0,01079
9 2	10%	90%	10%	30%	5%	80%	80%	20%	20%	0,00341
9 3	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
9 4	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?

tableau A7.4 : précision obtenue par l'ajustement lorsque les valeurs de pluie et de débit sont modifiées (MLS : racine carrée de la moyenne des carrés des écarts; '?' : ajustement globalement impossible).

paramètres	CRT	DCRT	Rinit	FN	CQR	QRMAX	CQI	QIMAX	Rnap	MLS
données idéales	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00000
bruit										
1 1	10%	90%	10%	15%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00062
1 2	10%	90%	10%	10%	5%	5%	10%	10%	5%	0,00031
1 3	10%	90%	10%	15%	5%	5%	20%	20%	20%	0,00115
1 4	10%	90%	10%	15%	5%	5%	20%	10%	5%	0,00072
2 1	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00321
2 2	10%	90%	10%	30%	5%	5%	20%	20%	20%	0,00155
2 3	10%	90%	10%	30%	80%	5%	80%	50%	50%	0,00717
2 4	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00380
3 1	10%	90%	10%	30%	80%	80%	80%	50%	50%	0,01037
3 2	10%	90%	10%	30%	5%	5%	80%	20%	20%	0,00316
3 3	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
3 4	10%	90%	10%	30%	80%	80%	80%	50%	50%	0,01002
4 1	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
4 2	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
4 3	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
4 4	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
5 1	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
5 2	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
5 3	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
5 4	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
6 1	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
6 2	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
6 3	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
6 4	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
7 1	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
7 2	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
7 3	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
7 4	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
8 1	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
8 2	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
8 3	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
8 4	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
9 1	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
9 2	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
9 3	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
9 4	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?

Annexe 8 : évolution des quantités d'information avec modification progressive des pluies et des débits.

Le premier tableau montre avec quelques valeurs imaginées l'effet des décalages de valeurs et l'effet de l'apparition de données manquantes (notées "0").

Les trois tableaux suivants présentent l'évolution de cinq termes de quantité d'information :

- la quantité d'information des pluies : $H(P)$
- la quantité d'information des débits : $H(Q)$
- la quantité d'information des pluies et des débits : $H(P,Q)$
- la quantité d'information des débits connaissant les pluies : $H(Q/P)$
- la redondance des débits connaissant les pluies : $R(P,Q)$

L'évolution tiend compte d'une modification progressive des pluies (à $H(Q)$ constante), des débits à $H(P)$ constante ou des deux. Les modifications sont celles de notre analyse de sensibilité et les valeurs présentées ici sont synthétisées dans les figures III.15 à III.18.

L'étude de ces tableaux et de ces figures nous a conduit à considérer arbitrairement qu'une variation de 0,05 bit d'information est significative.

Les modifications d'amplitude affectent les quantités d'information lorsque l'amplitude est fortement modifiée (niveaux [3 1], [3 2]) ou si les journées modifiées sont nombreuses (niveaux [2 3], [2 4], [3 3], [3 4]). Ces modifications abaissent la redondance $R(P,Q)$ et augmentent la quantité d'information conditionnelle $H(Q/P)$.

Les modifications en décalage affectent les quantités d'information dès qu'un petit nombre de journées est concerné. L'effet est également d'abaisser la redondance et d'augmenter la quantité d'information conditionnelle.

Tableau A8.1 : exemple de distorsion des quantites d'information entrainees par l'apparition de decalages puis de donnees manquantes.

DONNEES NORMALES

eff.	P	Q
60	1	1
10	1	2
15	2	1
15	2	2
16	3	3
9	3	4
19	4	3
6	4	4

Valeurs pour les debits observes :

!	H (P)	!	H (P,Q)	!	H (Q)	:	H (Q/P)	!	R (P,Q)	!
!	1.8392	!	2.6049	!	1.7529	:	.7657	!	.5632	!

DECALAGES (-> apparition de nouvelles classes)

eff.	P	Q
60	1	1
10	1	2
15	2	1
15	2	2
3	3	1
15	3	3
7	3	4
1	4	1
18	4	3
6	4	4

De nouvelles classes apparaissent, H(Q/P) augmente alors que H(Q) et la redondance R(P,Q) diminuent.

Valeurs pour les debits observes :

!	H (P)	!	H (P,Q)	!	H (Q)	:	H (Q/P)	!	R (P,Q)	!
!	1.8392	!	2.7060	!	1.7044	:	.8669	!	.4914	!

DECALAGES ET DONNEES MANQUANTES

eff.	P	Q
68	1	0
1	1	1
1	1	2
26	2	0
2	2	1
2	2	2
20	3	0
3	3	1
1	3	3
1	3	4
20	4	0
4	4	1
1	4	3

(-> changement des effectifs des classes de debit)

L'apparition des donnees manquantes "cache" l'existence de nombreuses journees ce qui modifie la distribution des frequences des classes et provoque dans notre exemple une diminution de H(Q) et de R(P,Q) tandis que H(Q/P) continue de croitre.

Valeurs pour les debits observes :

!	H (P)	!	H (P,Q)	!	H (Q)	:	H (Q/P)	!	R (P,Q)	!
!	1.8392	!	2.8682	!	1.5016	:	1.0290	!	.3147	!

TABLEAU DES RESULTATS AVEC MODIFICATION PROGRESSIVE DES PLUIES

	H(P)	H(P,Q)	H(Q)	H(Q/P)	R(P,Q)
0 0	1.5518	2.4009	1.3028	.8490	.3483
1 1	1.5518	2.4009	1.3028	.8490	.3483
1 2	1.5518	2.4009	1.3028	.8490	.3483
1 3	1.5654	2.3985	1.3028	.8330	.3606
1 4	1.5623	2.4307	1.3028	.8684	.3334
2 1	1.5613	2.3939	1.3028	.8327	.3608
2 2	1.5756	2.4140	1.3028	.8384	.3564
2 3	1.5764	2.4506	1.3028	.8742	.3290
2 4	1.5645	2.4482	1.3028	.8837	.3217
3 1	1.5613	2.3939	1.3028	.8327	.3608
3 2	1.5756	2.4140	1.3028	.8384	.3564
3 3	1.6004	2.4439	1.3028	.8435	.3525
3 4	1.5926	2.5394	1.3028	.9468	.2733
4 1	1.5565	2.4706	1.3028	.9140	.2984
4 2	1.5565	2.4706	1.3028	.9140	.2984
4 3	1.5508	2.6235	1.3028	1.0728	.1766
4 4	1.4687	2.5437	1.3028	1.0749	.1749
5 1	1.5565	2.4706	1.3028	.9140	.2984
5 2	1.5565	2.4706	1.3028	.9140	.2984
5 3	1.5506	2.6278	1.3028	1.0771	.1732
5 4	1.5331	2.5653	1.3028	1.0322	.2077
6 1	1.5565	2.4706	1.3028	.9140	.2984
6 2	1.5565	2.4706	1.3028	.9140	.2984
6 3	1.6127	2.6878	1.3028	1.0751	.1748
6 4	1.5490	2.5634	1.3028	1.0144	.2214
7 1	1.5565	2.4706	1.3028	.9140	.2984
7 2	1.5565	2.4706	1.3028	.9140	.2984
7 3	1.5626	2.6235	1.3028	1.0609	.1857
7 4	1.4687	2.5437	1.3028	1.0749	.1749
8 1	1.5425	2.4507	1.3028	.9083	.3028
8 2	1.5565	2.4706	1.3028	.9140	.2984
8 3	1.5623	2.6278	1.3028	1.0654	.1822
8 4	1.5081	2.5405	1.3028	1.0324	.2076
9 1	1.5425	2.4507	1.3028	.9083	.3028
9 2	1.5565	2.4706	1.3028	.9140	.2984
9 3	1.6239	2.6889	1.3028	1.0651	.1825
9 4	1.5360	2.5719	1.3028	1.0359	.2049

TABLEAU DES RESULTATS AVEC MODIFICATION PROGRESSIVE DES DEBITS

	H(P)	H(P,Q)	H(Q)	H(Q/P)	R(P,Q)
0 0	1.5518	2.4009	1.3028	.8490	.3483
1 1	1.5518	2.4009	1.3153	.8490	.3545
1 2	1.5518	2.4009	1.3028	.8490	.3483
1 3	1.5518	2.4203	1.3443	.8685	.3540
1 4	1.5518	2.4069	1.3235	.8551	.3539
2 1	1.5518	2.4871	1.3478	.9352	.3061
2 2	1.5518	2.4009	1.3153	.8490	.3545
2 3	1.5518	2.7299	1.6006	1.1781	.2640
2 4	1.5518	2.6230	1.4302	1.0712	.2510
3 1	1.5518	2.7171	1.5393	1.1653	.2430
3 2	1.5518	2.4850	1.3672	.9331	.3175
3 3	1.5518	3.3830	2.1402	1.8312	.1444
3 4	1.5518	3.0796	1.7862	1.5278	.1447
4 1	1.5518	2.5757	1.4086	1.0239	.2731
4 2	1.5518	2.5757	1.4086	1.0239	.2731
4 3	1.5518	2.7619	1.6192	1.2101	.2527
4 4	1.5518	3.3945	2.0770	1.8427	.1128
5 1	1.5518	2.5757	1.4086	1.0239	.2731
5 2	1.5518	2.5757	1.4086	1.0239	.2731
5 3	1.5518	2.8135	1.6569	1.2616	.2385
5 4	1.5518	3.3567	2.0531	1.8049	.1209
6 1	1.5518	2.5757	1.4086	1.0239	.2731
6 2	1.5518	2.5757	1.4086	1.0239	.2731
6 3	1.5518	2.7775	1.6664	1.2257	.2644
6 4	1.5518	3.3997	2.0972	1.8478	.1189
7 1	1.5518	2.5757	1.4086	1.0239	.2731
7 2	1.5518	2.5757	1.4086	1.0239	.2731
7 3	1.5518	2.7986	1.6339	1.2468	.2369
7 4	1.5518	3.3990	2.0795	1.8472	.1117
8 1	1.5518	2.5757	1.4086	1.0239	.2731
8 2	1.5518	2.5757	1.4086	1.0239	.2731
8 3	1.5518	3.1757	1.8970	1.6239	.1440
8 4	1.5518	3.4395	2.0540	1.8877	.0810
9 1	1.5518	2.8228	1.5746	1.2709	.1928
9 2	1.5518	2.6022	1.4273	1.0504	.2641
9 3	1.5518	3.5324	2.2230	1.9806	.1091
9 4	1.5518	3.5005	2.1637	1.9487	.0994

TABLEAU DES RESULTATS AVEC MODIFICATION PROGRESSIVE DES PLUIES ET DES DEBITS

	H(P)	H(P,Q)	H(Q)	H(Q/P)	R(P,Q)
0 0	1.5518	2.4009	1.3028	.8490	.3483
1 1	1.5518	2.4009	1.3153	.8490	.3545
1 2	1.5518	2.4009	1.3028	.8490	.3483
1 3	1.5654	2.4179	1.3443	.8525	.3659
1 4	1.5623	2.4125	1.3235	.8503	.3576
2 1	1.5613	2.4804	1.3478	.9191	.3180
2 2	1.5756	2.4140	1.3153	.8384	.3625
2 3	1.5764	2.7379	1.6006	1.1615	.2743
2 4	1.5645	2.6514	1.4302	1.0870	.2400
3 1	1.5613	2.6934	1.5393	1.1321	.2645
3 2	1.5756	2.4981	1.3672	.9226	.3252
3 3	1.6004	3.3274	2.1402	1.7271	.1930
3 4	1.5926	3.0431	1.7862	1.4505	.1879
4 1	1.5565	2.5175	1.4086	.9610	.3178
4 2	1.5565	2.5175	1.4086	.9610	.3178
4 3	1.5508	2.6296	1.6192	1.0788	.3337
4 4	1.4687	2.7380	2.0770	1.2692	.3889
5 1	1.5565	2.5175	1.4086	.9610	.3178
5 2	1.5565	2.5175	1.4086	.9610	.3178
5 3	1.5506	2.6457	1.6569	1.0951	.3391
5 4	1.5331	2.7520	2.0531	1.2189	.4063
6 1	1.5565	2.5175	1.4086	.9610	.3178
6 2	1.5565	2.5175	1.4086	.9610	.3178
6 3	1.6127	2.6616	1.6664	1.0489	.3705
6 4	1.5490	2.8873	2.0972	1.3383	.3619
7 1	1.5565	2.5175	1.4086	.9610	.3178
7 2	1.5565	2.5175	1.4086	.9610	.3178
7 3	1.5626	2.6387	1.6339	1.0760	.3414
7 4	1.4687	2.7330	2.0795	1.2643	.3920
8 1	1.5425	2.4978	1.4086	.9553	.3218
8 2	1.5565	2.5175	1.4086	.9610	.3178
8 3	1.5623	2.9877	1.8970	1.4253	.2486
8 4	1.5081	2.7924	2.0540	1.2843	.3748
9 1	1.5425	2.7206	1.5746	1.1781	.2518
9 2	1.5565	2.5362	1.4273	.9797	.3136
9 3	1.6239	3.3619	2.2230	1.7380	.2182
9 4	1.5360	2.9645	2.1637	1.4285	.3398

Annexe 9 : caractéristiques des végétations, des sols et sous-sols de l'île de Basse-Terre en Guadeloupe.

VEGETATION	SURFACE (% de l'île)	CARACTERISTIQUES ATTENDUES
Forêt	56%	- évapotranspiration élevée, - stockage de surface important.
Mangrove	?	(zones de transition avec la mer, pas concernées par notre modélisation.)
Savanes et steppes d'altitude	4%	- évapotranspiration limitée par la demande en altitude, par la disponibilité de l'eau en bord de mer, - stockage de surface faible à modéré.
Canne à sucre	7%	- sol nu avant plantation et après récolte mécanique (Mars à Juillet), - évapotranspiration croissante, stable, puis décroissante (maturation), - stockage de surface très variable selon l'âge.
Banane	9%	- évapotranspiration élevée, - stockage de surface important (irrigation en bord de mer).
Vergers et prairies	20%	- évapotranspiration élevée, - stockage de surface modéré.
Cultures maraîchères	4%	- évapotranspiration faible, - stockage de surface faible, - sol nu entre chaque cycle de culture.
SOLS		
Ferrallitiques	97%	- stockage important, - infiltration aisée, - écoulements latéraux dans le sol.
Vertisols	3%	- stockage modéré à important, - infiltration presque uniquement par les fissures quand le sol est sec ($K_s \neq 1 \text{ cm/j}$), - ruissellement de surface.
SOUS-SOLS		
Sables, vases, alluvions de rivières Cendres et ponces	15%	- grande capacité de stockage souterrain, - écoulement aisé à l'intérieur. - grande capacité de stockage souterrain, - écoulement aisé.
Conglomérats et terrasses fluviales Brèches	62%	- grande capacité de stockage souterrain, - écoulement perturbé par les gros cailloux. - grande capacité de stockage souterrain (l'épaisseur atteint 700 m !), - écoulement perturbé par les éléments grossiers.
Coulées	23%	- grande capacité de stockage souterrain, - écoulement lent, à travers les fissures.

Annexe 10 : choix des fonctions de production

NUMERO	NOM*	CARACTERISTIQUES **				
		ETR	Stock Surface	Infiltration de l'eau	Stock Souterrain	Restitution de l'eau
1	forêt sur coulées	élevée	élevé	importante	élevé	lente
2	lacs (eau libre)	élevée	élevé	absente	absente	absente
3	forêt sur brèches	élevée	élevé	importante	élevé	soutenue
4	forêt sur cendres	élevée	élevé	importante	élevé	soutenue
5	bananes sur coulées	élevée	élevé	importante	moyen	lente
6	bananes sur cendres	élevée	élevé	importante	élevé	soutenue
7	zones urbanisées	faible	faible	faible	faible	brève intense
8	cannes à sucre sur sols ferrallitiques	moyenne	important	moyenne	élevé	soutenue
9	cultures diverses sur coulées	moyenne	moyen	importante	moyen	lente
10	cultures diverses sur brèches	moyenne	moyen	importante	élevé	soutenue
11	cultures diverses sur cendres	moyenne	moyen	importante	élevé	soutenue
12	savane sur coulées	moyenne	moyen	importante	moyen	lente
13	savane sur brèches	moyenne	moyen	importante	élevé	soutenue
14	savane sur cendres	moyenne	moyen	importante	élevé	soutenue

(*) - les vertisols étant minoritaires et absents des bassins versants contrôlés, nous n'en tenons pas compte ;

- de même pour la mangrove qui est figurée par les savanes (cf. fig. III.22a, Nord-Est);
- vergers et cultures maraîchères sont regroupés car la carte I.G.N. ne permet pas de les distinguer.

(**) les caractéristiques sont données de façon qualitative : en fonction de notre connaissance a priori pour la végétation et les sols (ETR, Stock Surface, Infiltration) ; en fonction de la notice de la carte géologique pour le sous-sol (Stock Souterrain, Restitution). On tient compte de ces qualités lors du choix des paramètres d'ajustement.

Annexe 11 : répartition des postes pluviométriques par tranche de pluie moyenne annuelle.

Tranche de pluie (mm/an)	Nombre de mailles	Volume annuel moyen (hm ³ /an)**	Surface (km ²)	Nombre de postes*	Densité (/100 hm ³ /an)
1000-2000	368	352.2	206.7	22	6.2
2000-3000	522	632.3	259.8	11	1.7
3000-4000	448	588.5	175.9	6	1.0
4000-5000	228	308.5	69.9	4	1.3
5000-6000	207	356.7	66.0	2	.56
6000-7000	110	194.7	30.9	0	0
> 7000	30	50.4	7.1	1	1.98

(*) le total n'atteint pas 47, car nous n'avons pas considéré la tranche < 1000 mm/an.

(**) calculée d'après CHAPERON & al (1985).

- note :**
- la densité est exprimée en nombre de postes par unité de volume de pluie. D'une part une même surface peut recevoir des volumes de pluie considérablement différents selon qu'elle est située en bord de mer ou près des crêtes ; d'autre part le calcul d'un volume de pluie à partir d'une observation ponctuelle entraîne une imprécision. Comme notre calcul reconstitue un écoulement nous devons estimer un volume de pluie journalier à partir d'observations ponctuelles. C'est pourquoi une "densité" exprimée ainsi rend mieux compte de la représentativité du réseau pour notre calcul ;
 - le calcul des densité par unité de surface conduirait à conclure à la bonne représentation des tranches 4000-5000 et > 7000 mm/an ce qui n'est en fait pas le cas ;
 - une tranche de pluie regroupe en fait des situations assez différentes ; la diversité augmente si l'on distingue les zones Nord ou Sud, les versants au vent ou sous le vent de l'île (cf.annexe 12).

Annexe 12 : répartition des postes pluviométriques par unité homogène pour la reconstitution (cf. fig. I.8 et §I.2.2).

Unité	Pluie moyenné* (mm/an)	Volume moyen annuel* (hm ³ /an)	Surface (km ²)	Nombre de postes	Densité (postes/100 hm ³ /an)
1	2663	597	224	23	3,85
2	2803	304	108	3	0,98
3	4027	702	174	4	0,57
4	2758	172	63	2	1,16
5	3215	528	164	12	2,27
6	2128	183	86	3	1,64

(*) calculée d'après CHAPERON & al (1985).

- note : ● la densité est exprimée en nombre de postes par unité de volume de pluie. D'une part une même surface peut recevoir des volumes de pluie considérablement différents selon qu'elle est située en bord de mer ou près des crêtes ; d'autre part le calcul d'un volume de pluie à partir d'une observation ponctuelle entraîne une imprécision. Comme notre calcul reconstitue un écoulement nous devons estimer un volume de pluie journalier à partir d'observations ponctuelles. C'est pourquoi une "densité" exprimée ainsi rend mieux compte de la représentativité du réseau pour notre calcul ;
- ce tableau est à rapprocher de la figure I.8 ; on remarque la très faible densité dans les zones 2 et 3 (< 1 poste/100 hm³/an) ; la densité relativement élevée de la zone 5 correspond à des zones plus ou moins bien représentées.

Annexe 13 : résultats de la modélisation.

Nous présentons ici de façon sommaire les résultats de la modélisation. L'essentiel de notre travail réside dans l'évaluation des ensembles de données à l'aide de la théorie de l'information. La modélisation sert donc plus d'illustration de notre démarche. Cependant, pour que le lecteur intéressé puisse l'apprécier, nous en présentons ici l'ensemble des résultats, libre à lui de les interpréter selon son expérience personnelle.

Nous disposons d'observations journalières à huit stations (cf. §III.3.2) parmi lesquelles nous en avons retenu cinq pour le calage et trois pour la validation. Cette dernière a été totalement indépendante c'est-à-dire que nous avons appliqué les mêmes paramètres sans nouvel ajustement.

Nous avons effectué deux calages : l'un avec les données brutes, l'autre avec les données homogénéisées afin de mieux représenter les "débits naturels" calculés pour les cinq stations. Cette homogénéisation ne change pas grand chose si les données sont correctes (Grande Goyave). Elle améliore très nettement les résultats si l'on arrive à remédier à la faille principale (Du Plessis : prélèvements ; Bananier : flux souterrains). Mais on ne peut rien faire quand les pluies sont méconnues (Capesterre) ou que l'on ignore les prélèvements ou les pertes souterraines (Sainte Marie). Les conclusions générales sont traduites dans le tableau A13.1.

Les graphiques aux stations de calage (Du Plessis, Bananier, Capesterre, Sainte Marie, Grande Goyave à la Boucan) montrent qu'à certaines périodes, les crues sont observées mais non calculées. Cela vient du fait que nous ne pouvons imaginer une pluie forte sur un bassin s'il a plu très peu aux alentours. A Sainte Marie, le débit observé anormalement faible peut s'expliquer soit par des pertes vers le domaine souterrain, soit par des prélèvements non répertoriés.

Aux stations de validation (Bras David, Grande Goyave à Prise d'Eau, Petite Plaine) la qualité de la reconstitution est tout à fait comparable à celle aux stations de l'échantillon de calage. Par conséquent, sous réserve de la connaissance nécessaire des pluies et du domaine souterrain (cf. cas de Bananier au Déversoir), notre calage semble être extrapolable aux autres stations de versant. L'extrapolation est valable dans les limites d'imprécision que nous nous sommes fixées (cf. tabl.III.9).

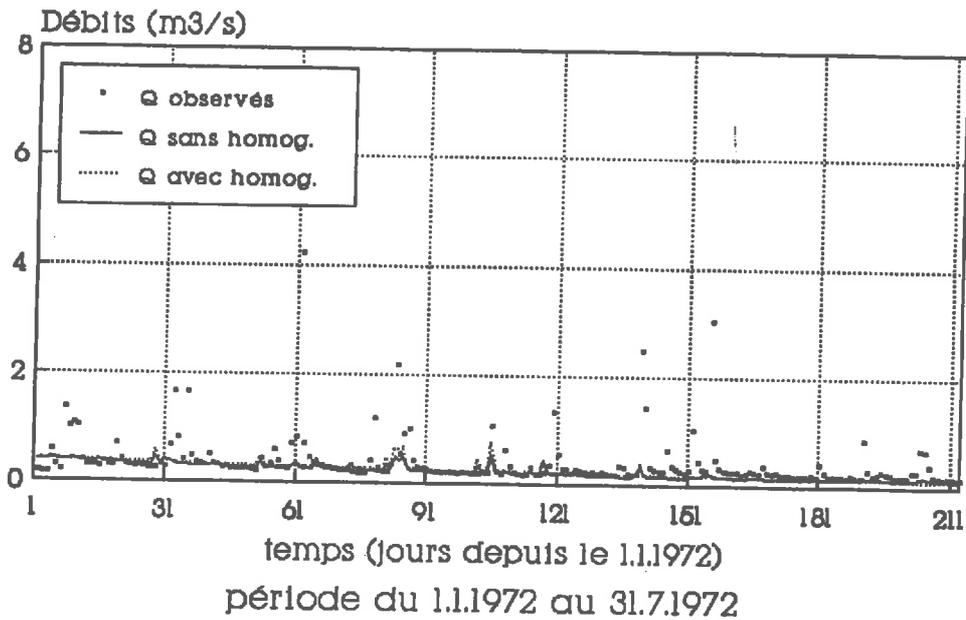
Tableau A13.1 : évolution de l'écart relatif d'estimation (en % du débit observé) par périodes d'au moins 60 jours.

1 : simulation avant homogénéisation des données ; 2-7 : simulation avec homogénéisation des données. L'homogénéisation modifie les données progressivement (cf. annexe 14). L'écart est exprimé en pourcentage du débit observé ; les périodes sont choisies au vu des graphiques de comparaison des valeurs observées et calculées : au cours d'une période, les caractéristiques de l'écart restent uniformes en amplitude et en distribution (hautes eaux, basses eaux).

BASSIN VERSANT	PERIODE (jours)	SIMULATIONS						
		1	2	3	4	5	6	7
Sainte Marie	globale	-37	-31	-26	-26	-26	-29	-32
	980-1050	-53	-43	-30	-25	-30	-25	-26
	1050-1150	-31	-34	-56	-55	-56	-52	-47
	1150-1360	-23	-19	-22	-27	-22	-41	-58
	1360-1460	-36	-29	-16	-13	-16	-14	-15
Grande Goyave à la Boucan	globale	2	10	11	11	11	11	12
	450-1030	6	15	17	17	17	16	17
	1030-1120	-13	-4	-13	-11	-13	-7	-6
	1120-1240	20	32	27	25	27	25	18
	1240-1390	-20	-2	6	6	6	3	8
	1390-1460	3	-8	0,6	0,5	1	-1	5
Du Plessis	globale	-47	1	0	0	0	8	12
Capesterre	globale	19	17	17	17	17	17	17
	1-90	(*)	(*)	(*)	(*)	(*)	(*)	(*)
	90-170	38	34	34	34	34	34	34
	170-370	21	18	19	20	19	19	18
	370-970	11	9	8	8	8	8	8
	970-1090	-0,5	-5	-0,3	-0,4	-0,3	-2	-4
	1090-1180	10	13	9	8	8	10	10
	1180-1370	24	26	25	24	25	24	23
	1370-1460	47	45	48	48	48	47	46
Bananier Déversoir	globale	46	8	8	8	8	5	-4

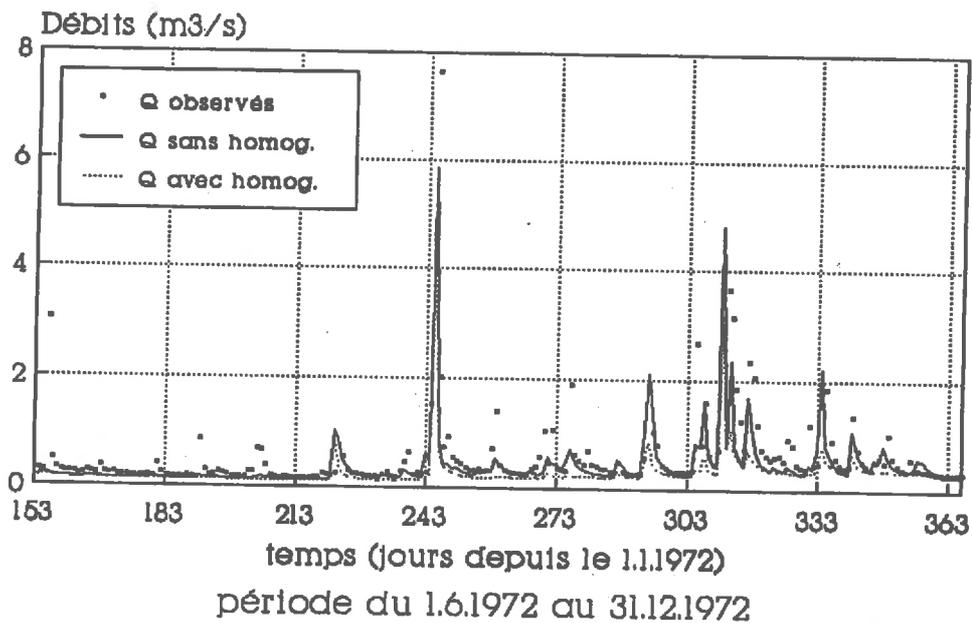
(*) phase d'initialisation, non considérée.

Débits observés et calculés ;
station de **Petite Plaine** (cote 125 m)



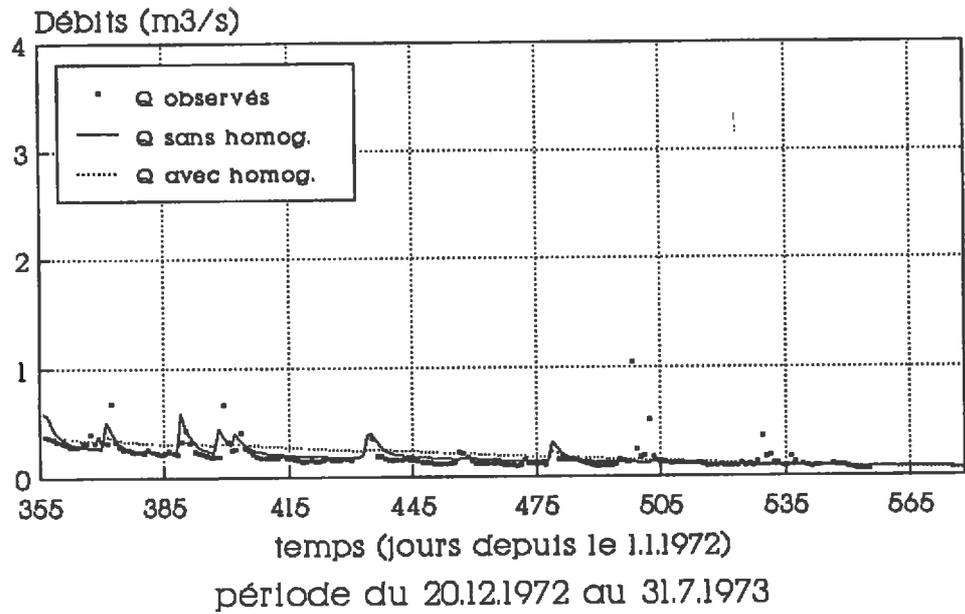
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Petite Plaine** (cote 125 m)



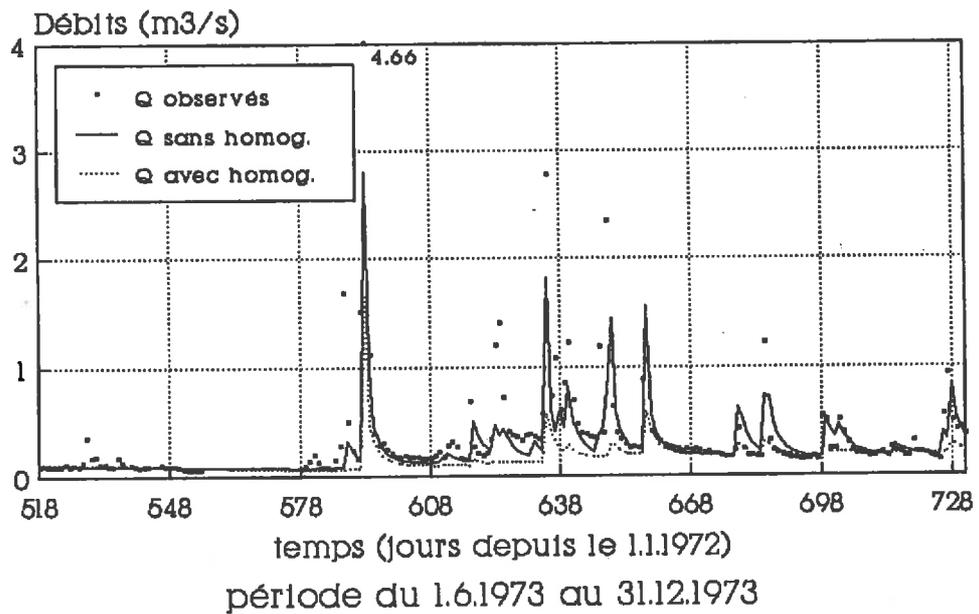
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Petite Plaine (cote 125 m)**



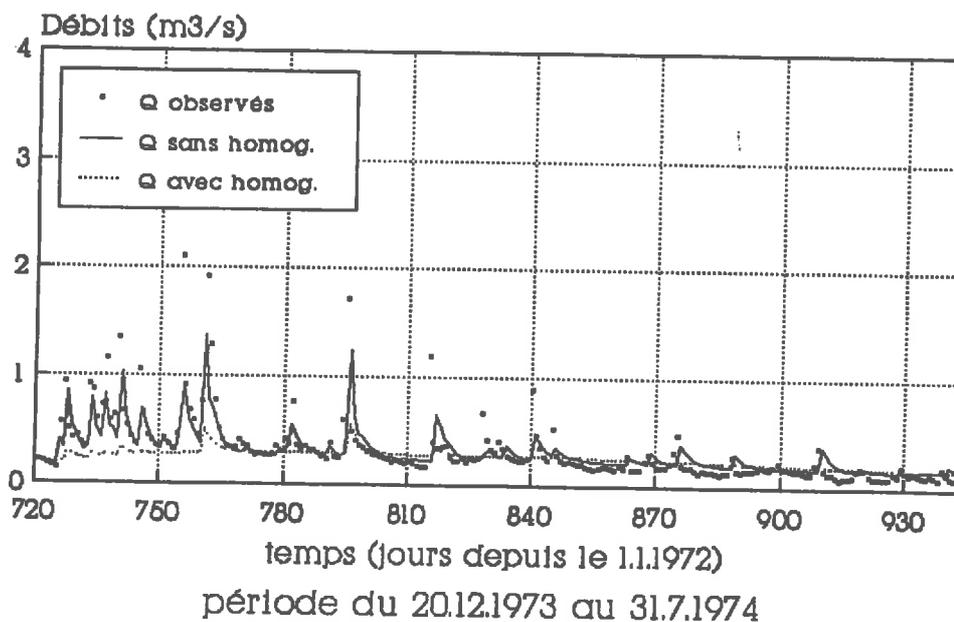
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Petite Plaine (cote 125 m)**



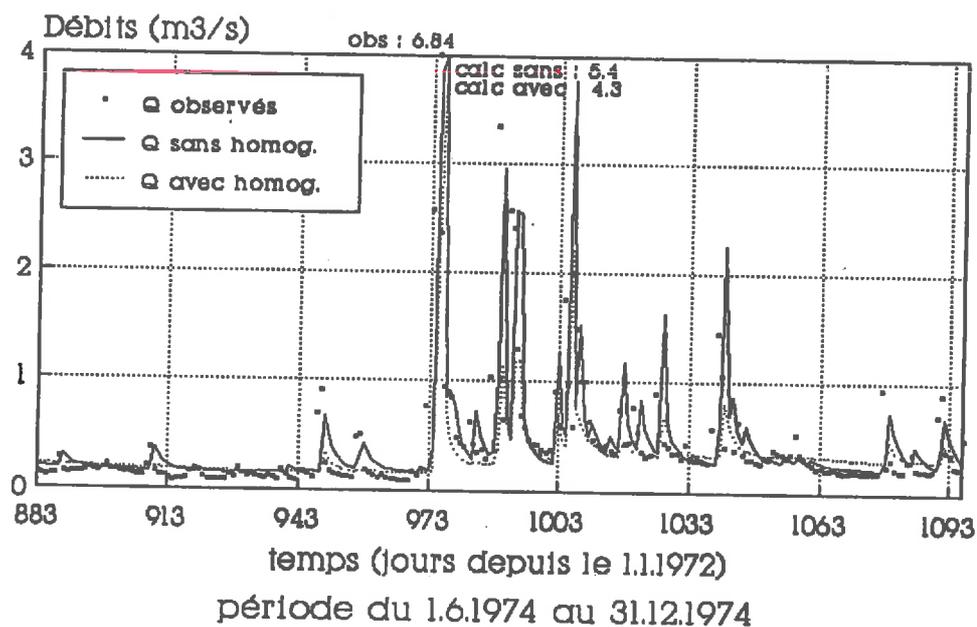
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Petite Plaine (cote 125 m)**



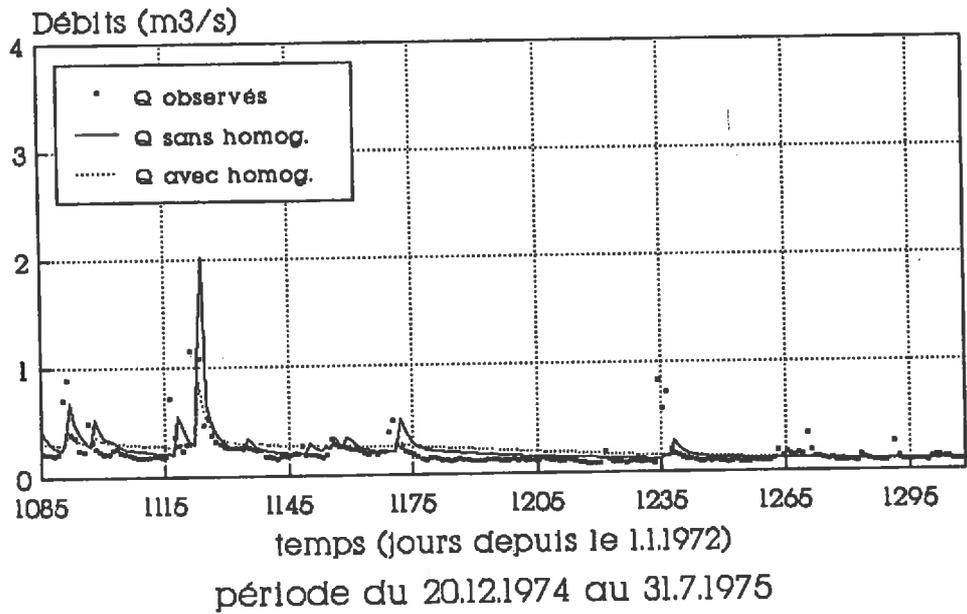
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Petite Plaine (cote 125 m)**



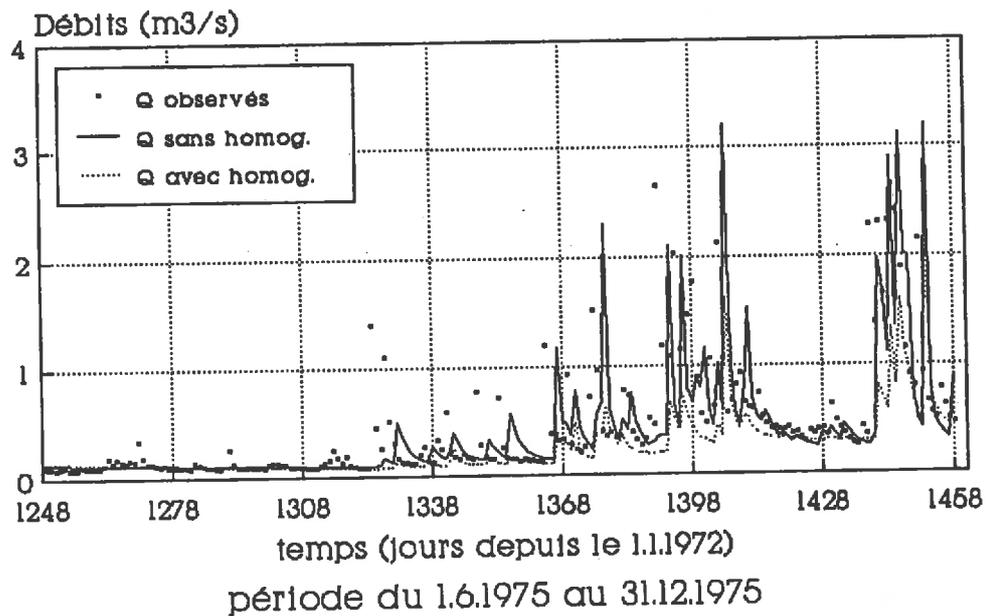
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Petite Plaine** (cote 125 m)



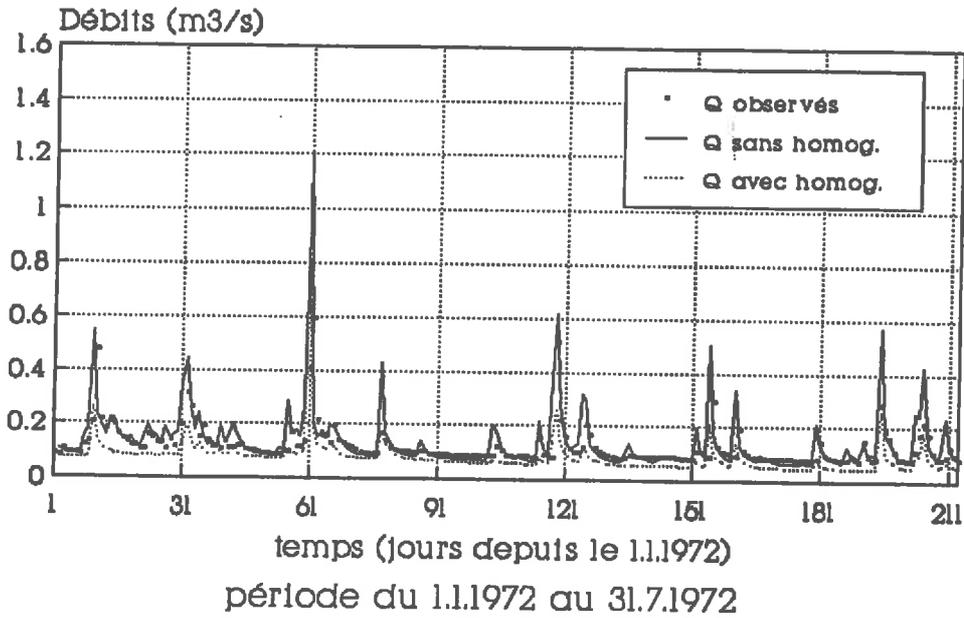
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Petite Plaine** (cote 125 m)



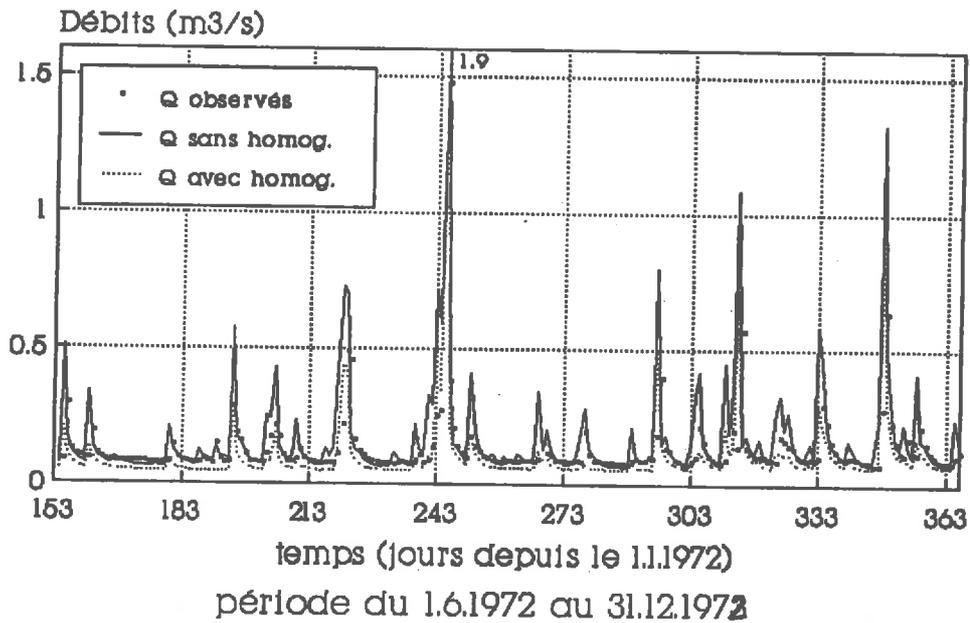
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Du Plessis (cote 500 m)**



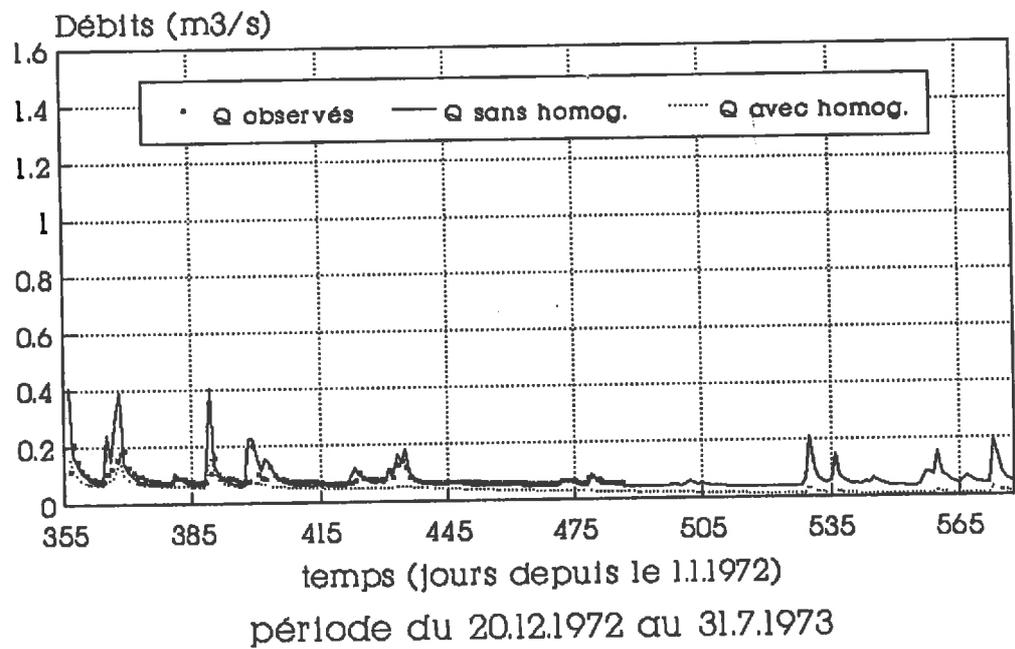
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Du Plessis (cote 500 m)**



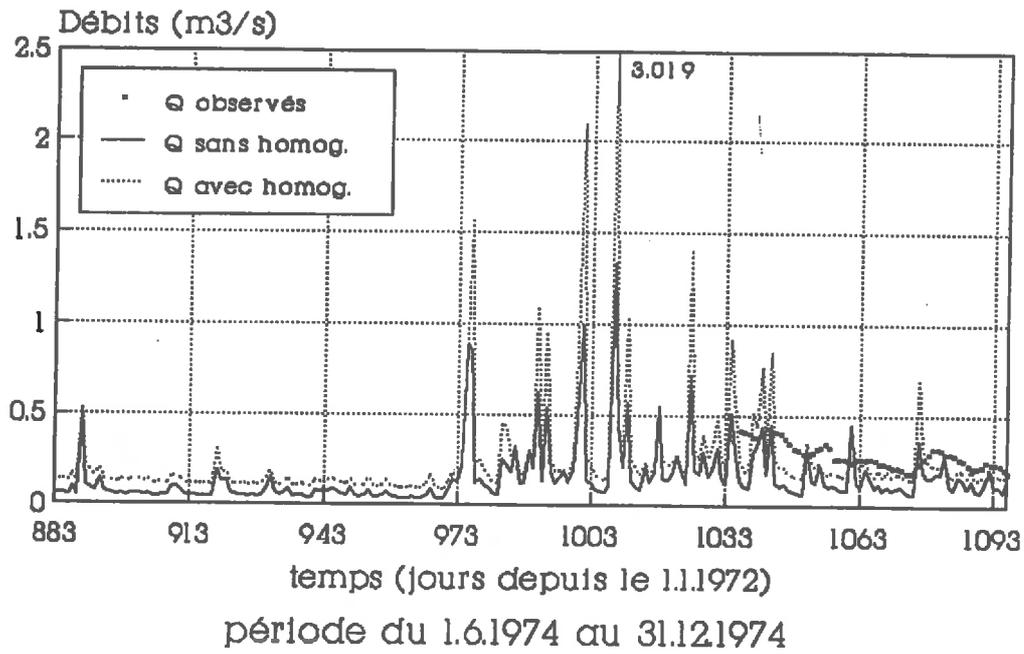
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de Du Plessis (cote 500 m)



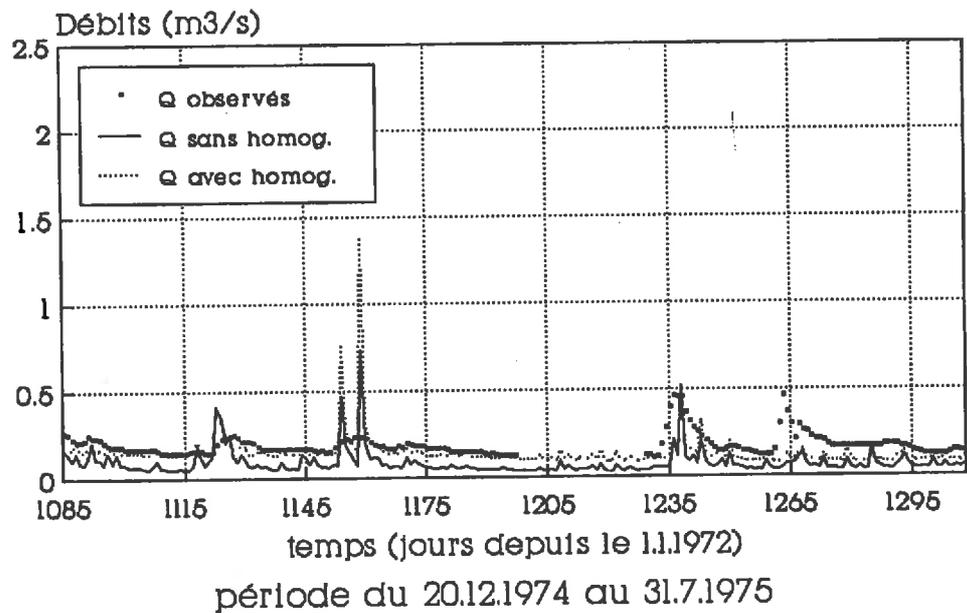
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Bananier au Déversoir**



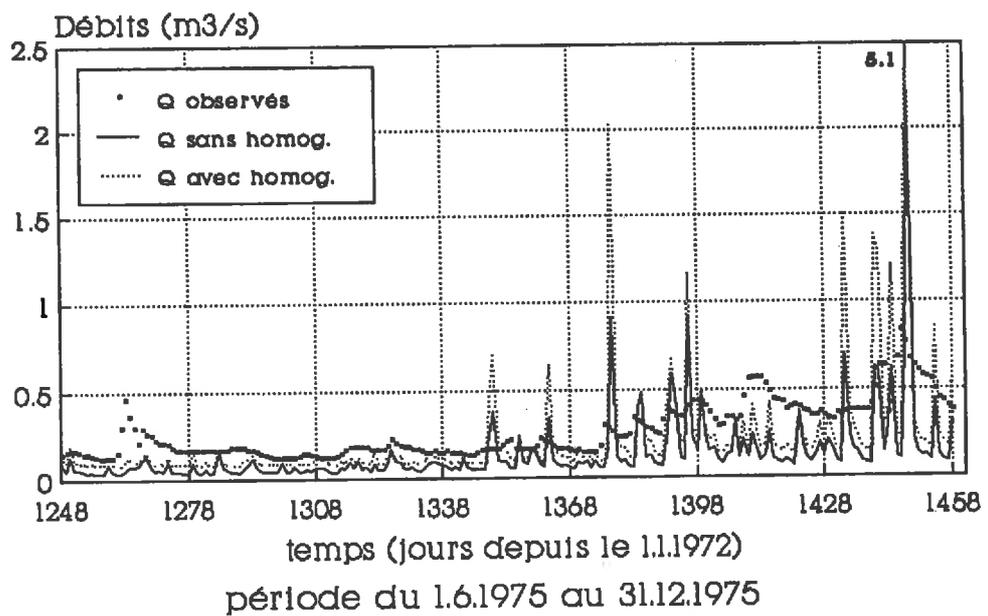
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Bananier au Déversoir**



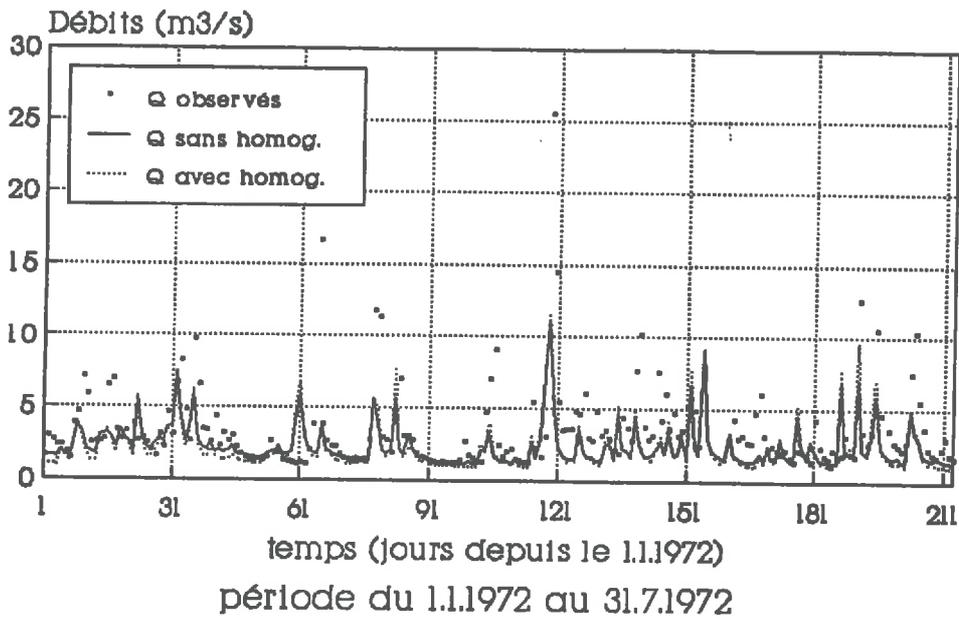
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Bananier au Déversoir**



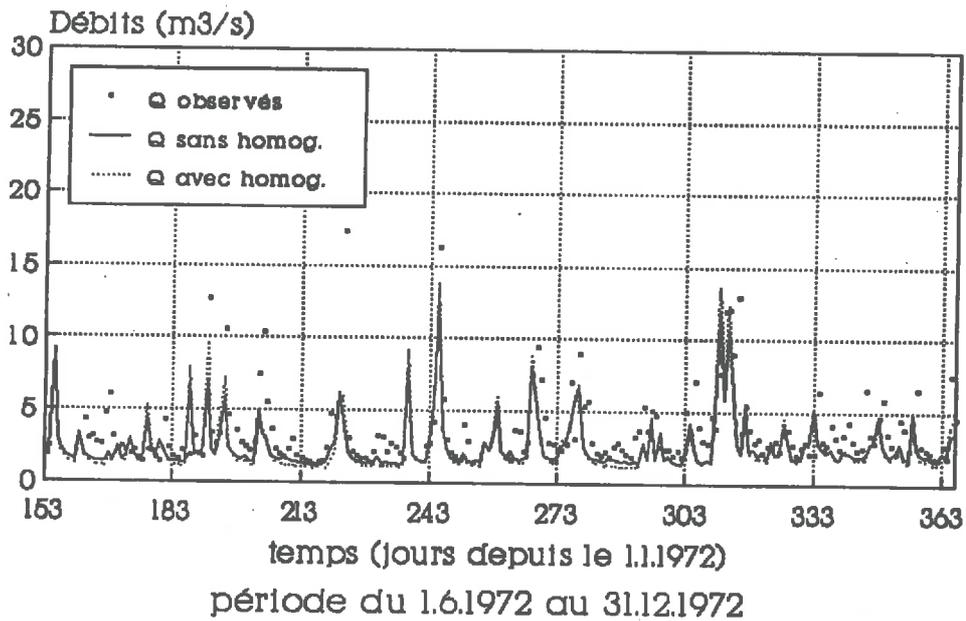
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Capesterre** (cote 95 m)



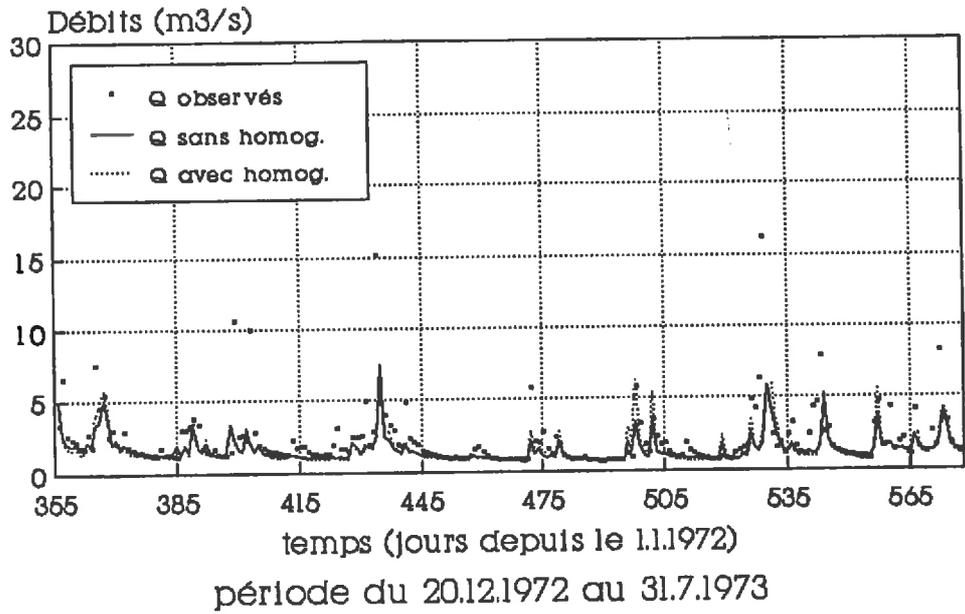
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Capesterre** (cote 95 m)



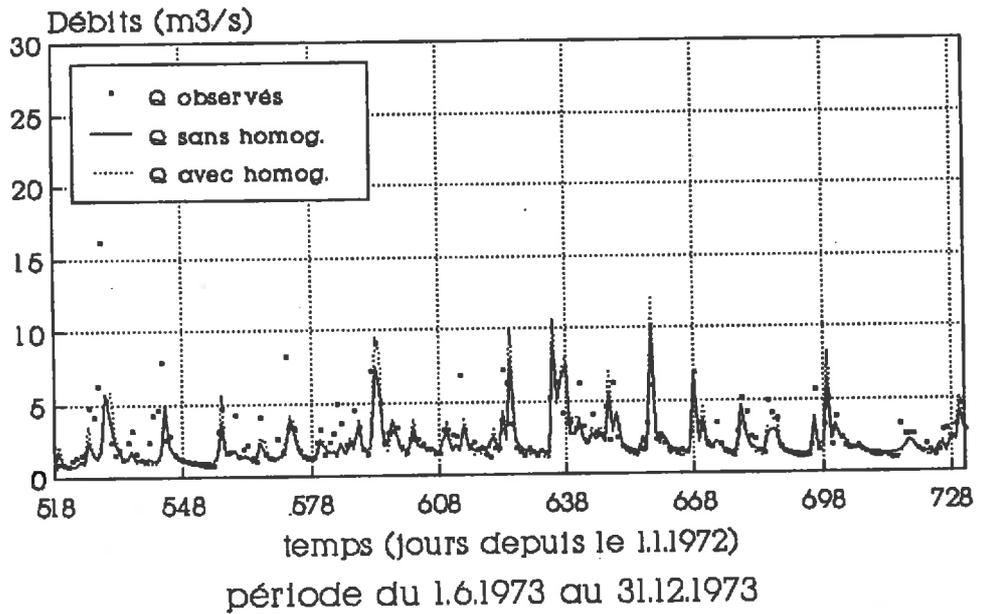
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Capesterre** (cote 95 m)



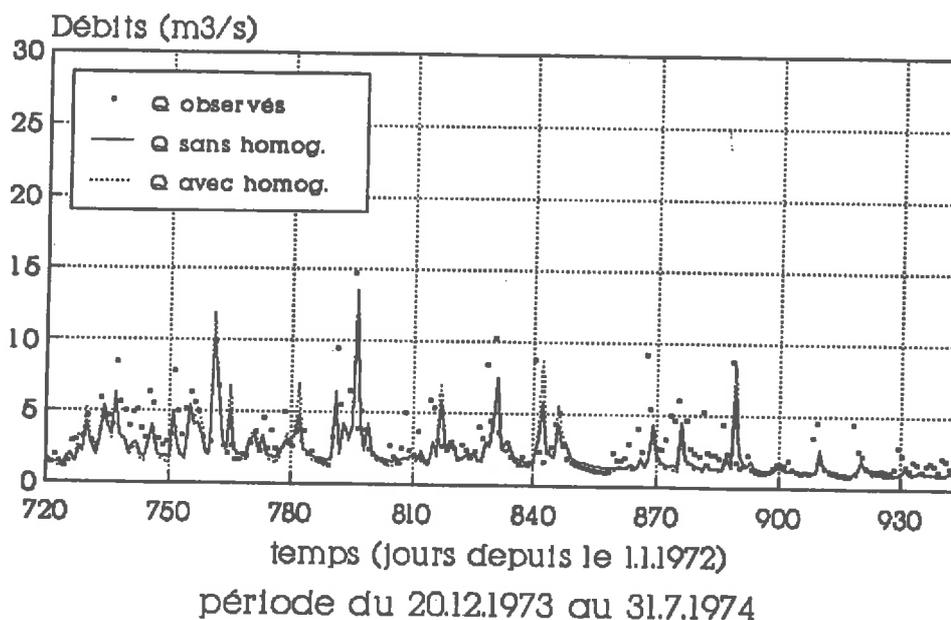
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Capesterre** (cote 95 m)



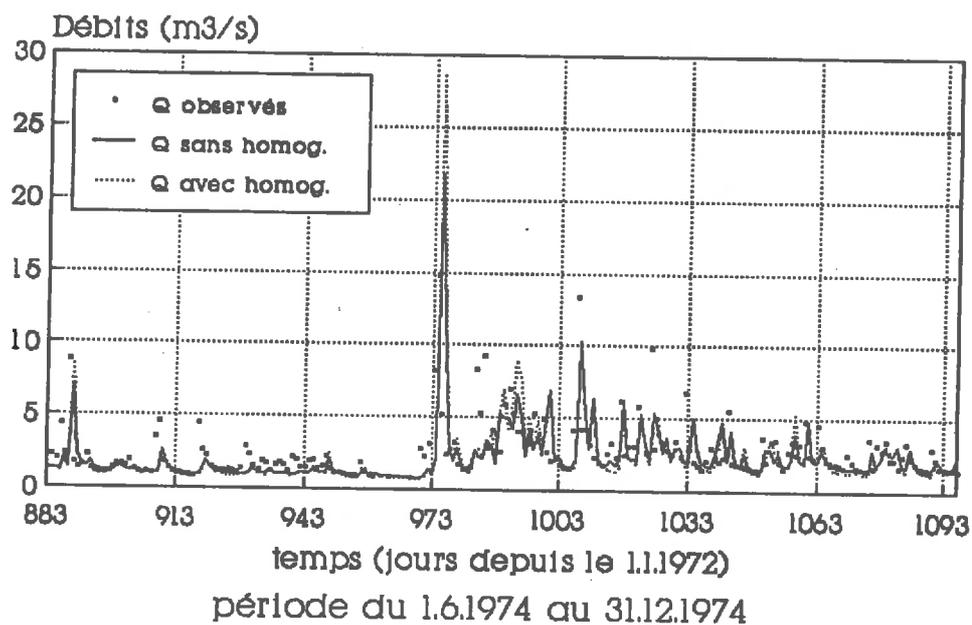
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Capesterre (cote 95 m)**



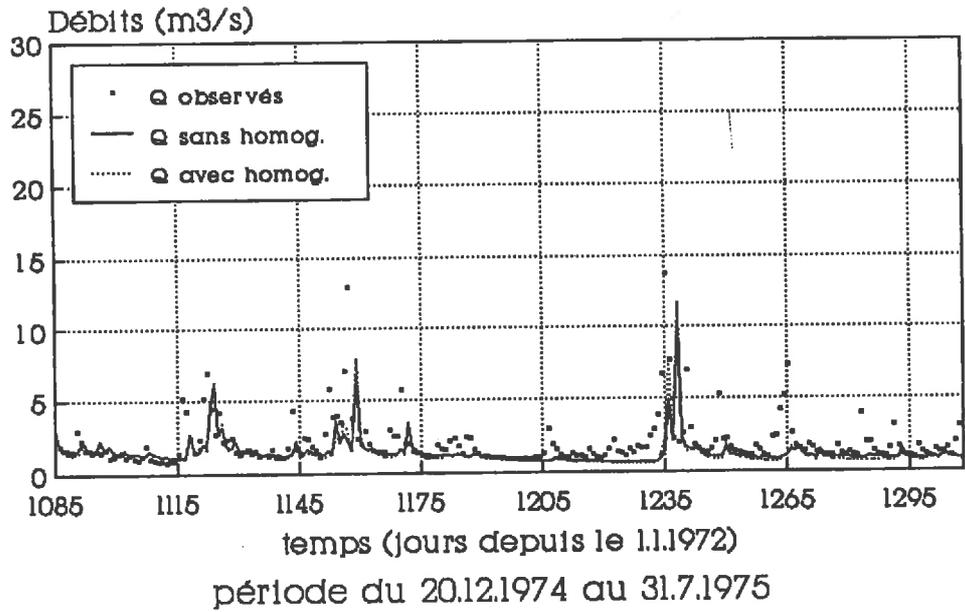
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Capesterre (cote 95 m)**



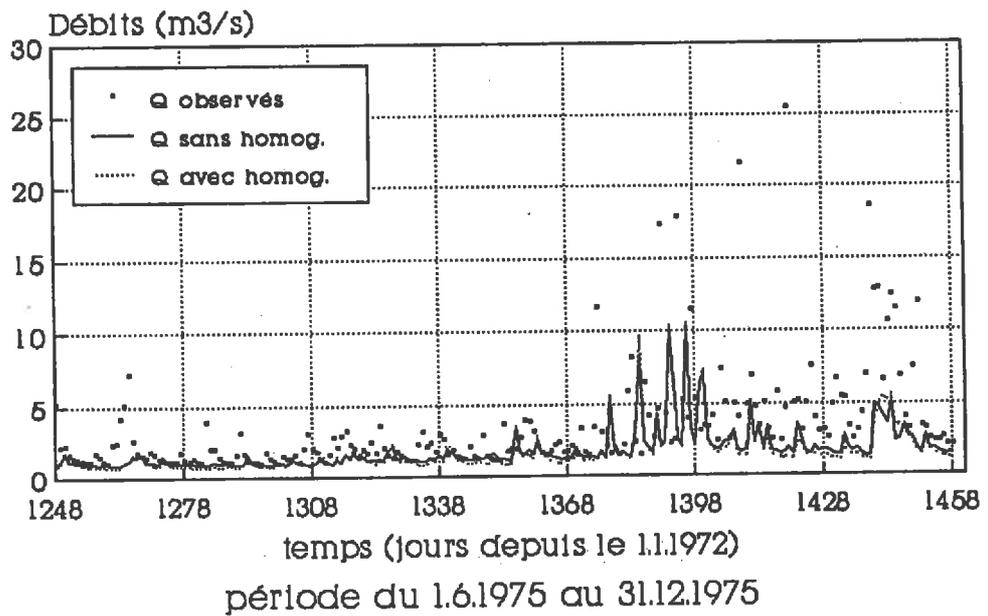
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Capesterre** (cote 95 m)



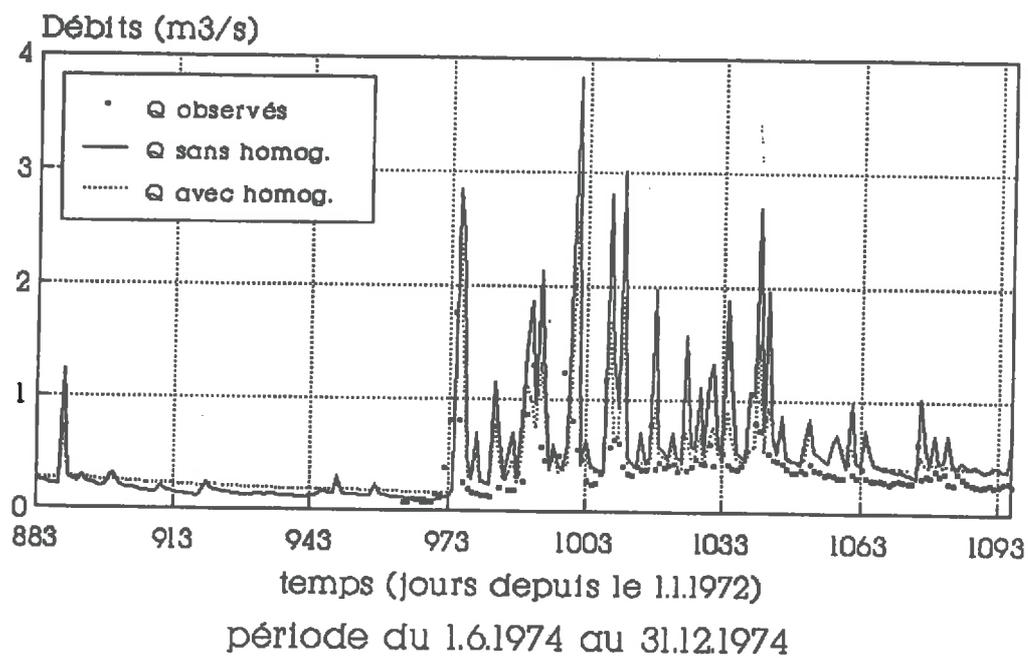
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Capesterre** (cote 95 m)



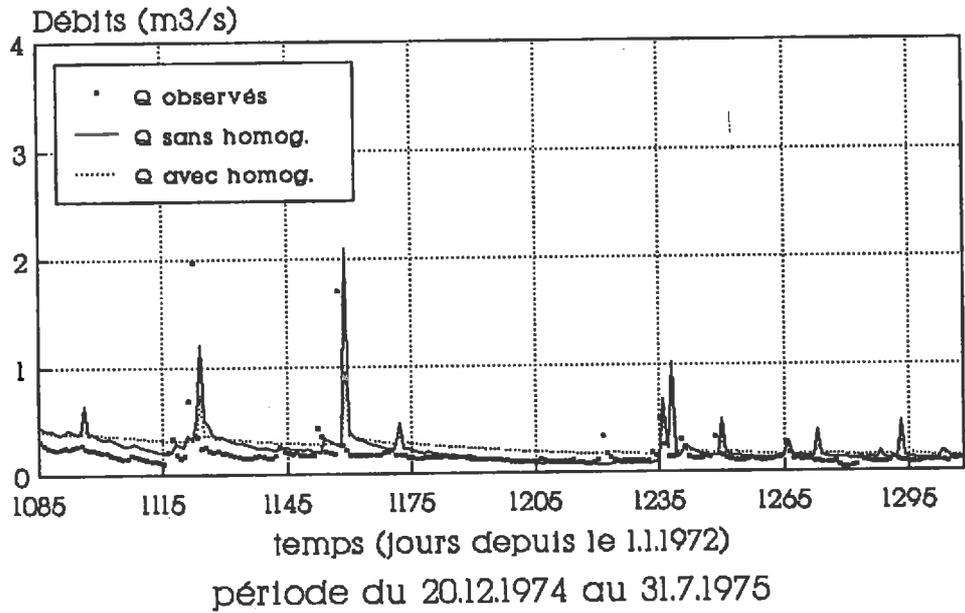
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Sainte Marie** (cote 5 m)



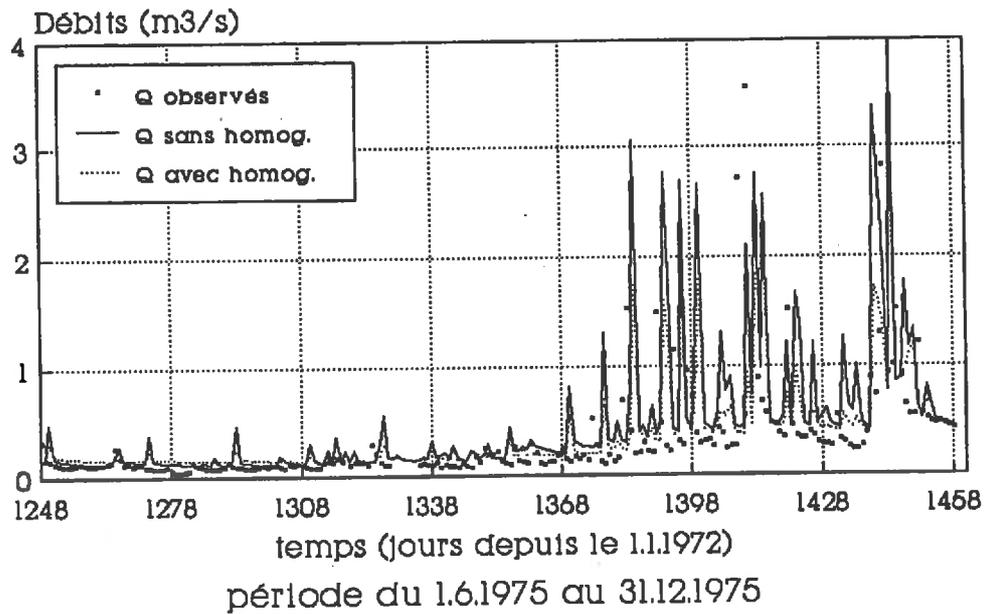
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Sainte Marie (cote 5 m)**



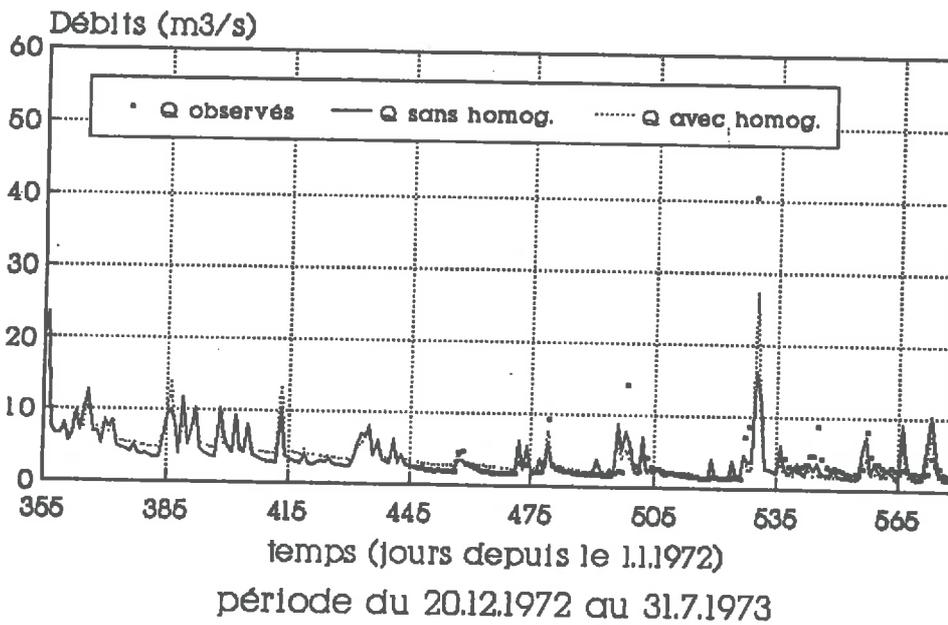
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Sainte Marie (cote 5 m)**



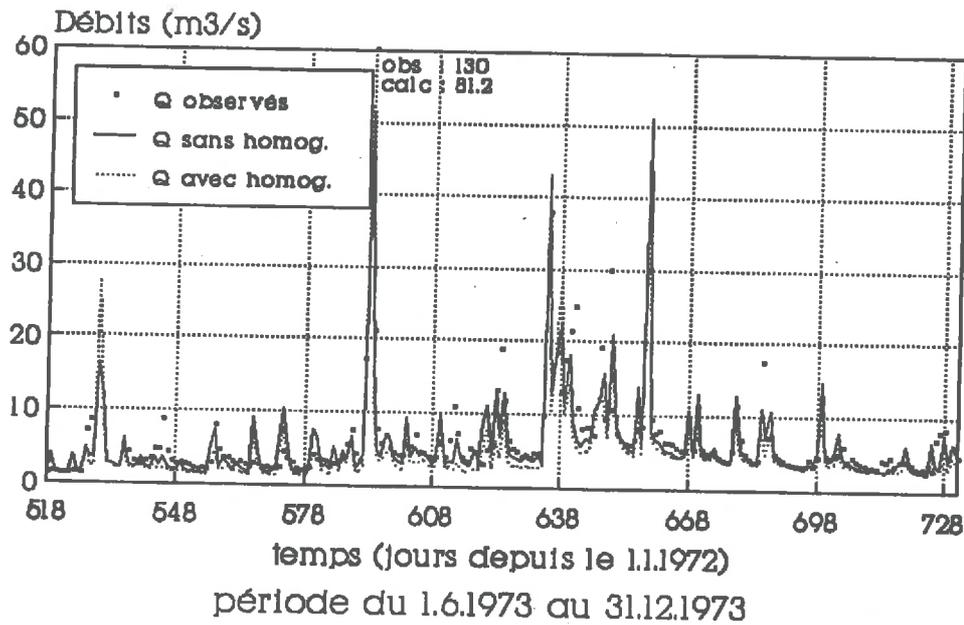
Paul Robin, 1990.

**Débits observés et calculés ;
Grande Goyave à la Boucan**



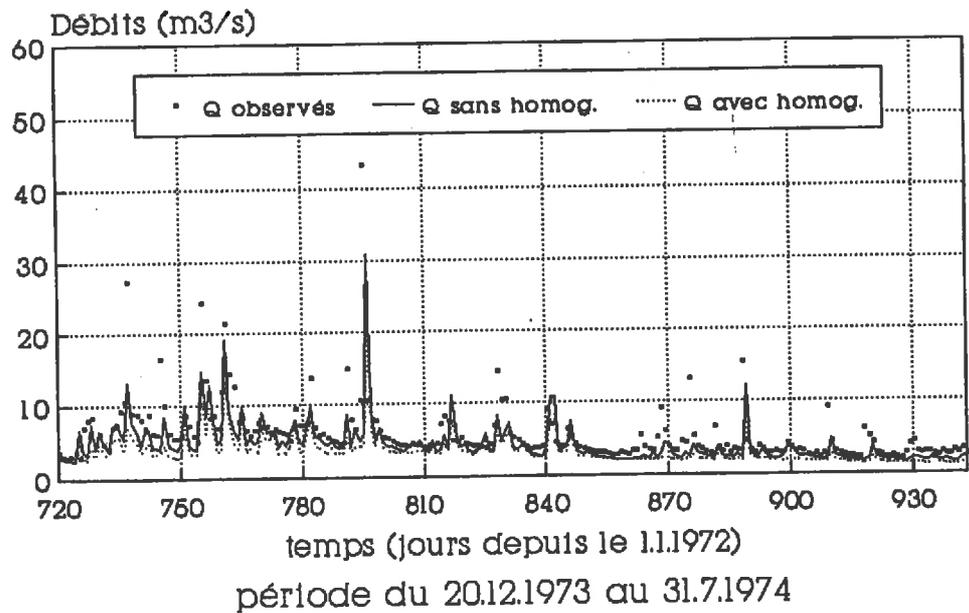
Paul Robin, 1990.

**Débits observés et calculés ;
Grande Goyave à la Boucan**



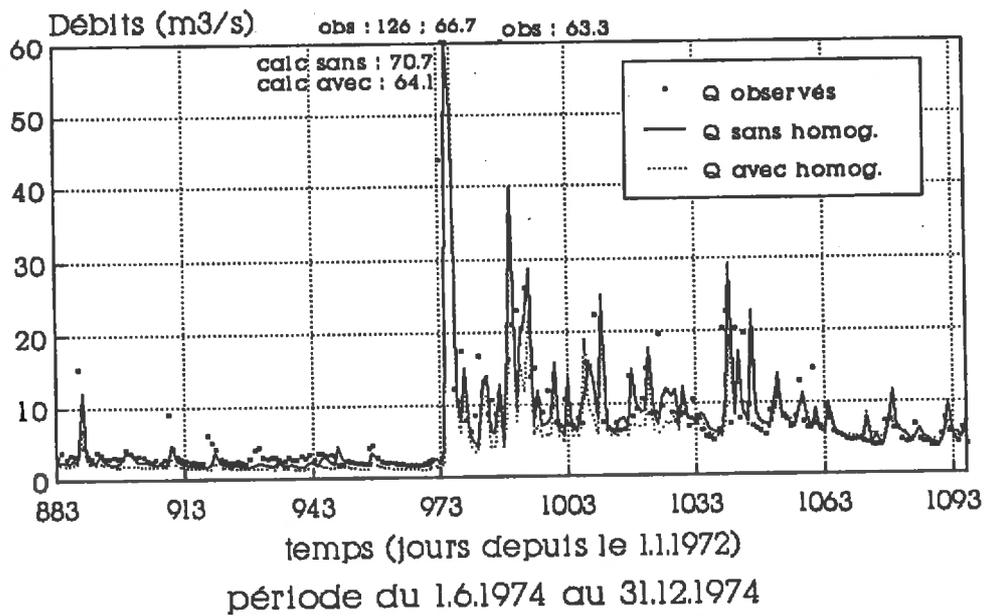
Paul Robin, 1990.

**Débits observés et calculés ;
Grande Goyave à la Boucan**



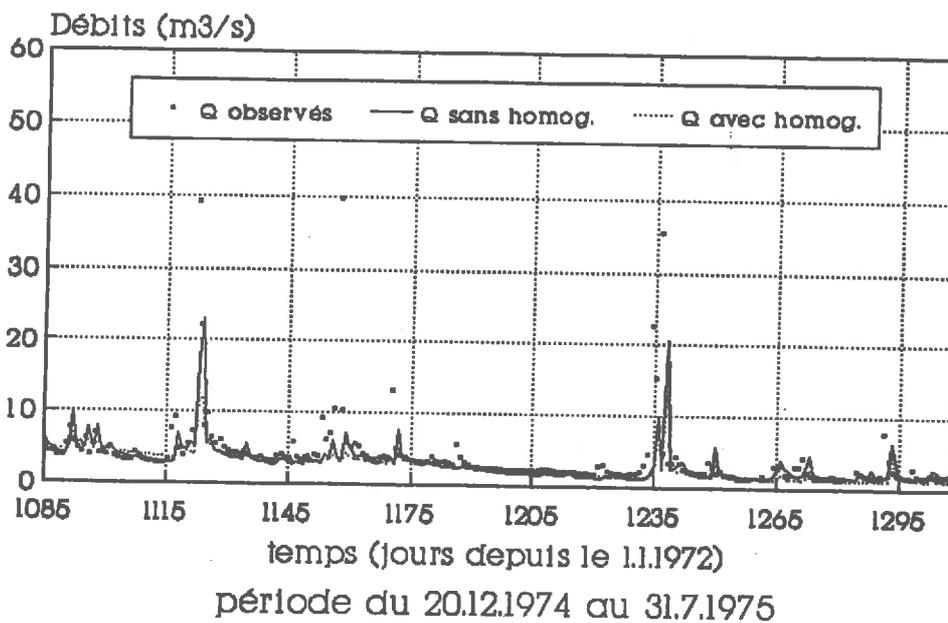
Paul Robin, 1990.

**Débits observés et calculés ;
Grande Goyave à la Boucan**



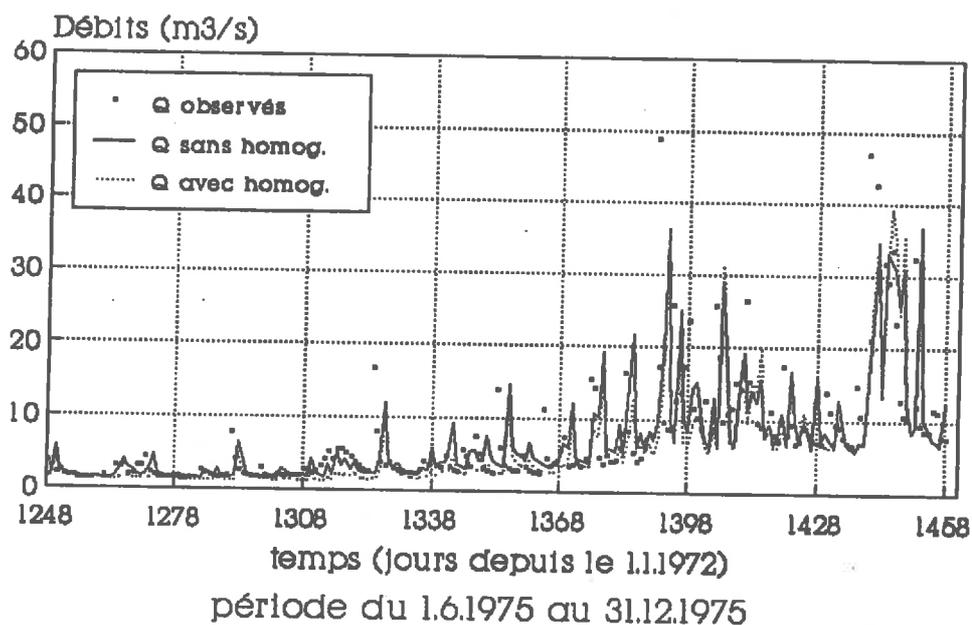
Paul Robin, 1990.

**Débits observés et calculés ;
Grande Goyave à la Boucan**



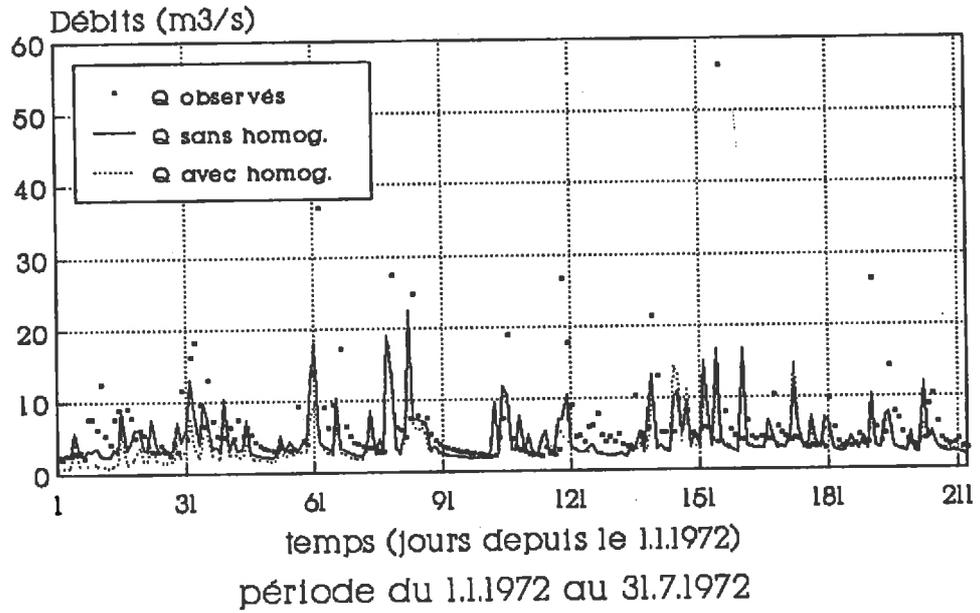
Paul Robin, 1990.

**Débits observés et calculés ;
Grande Goyave à la Boucan**



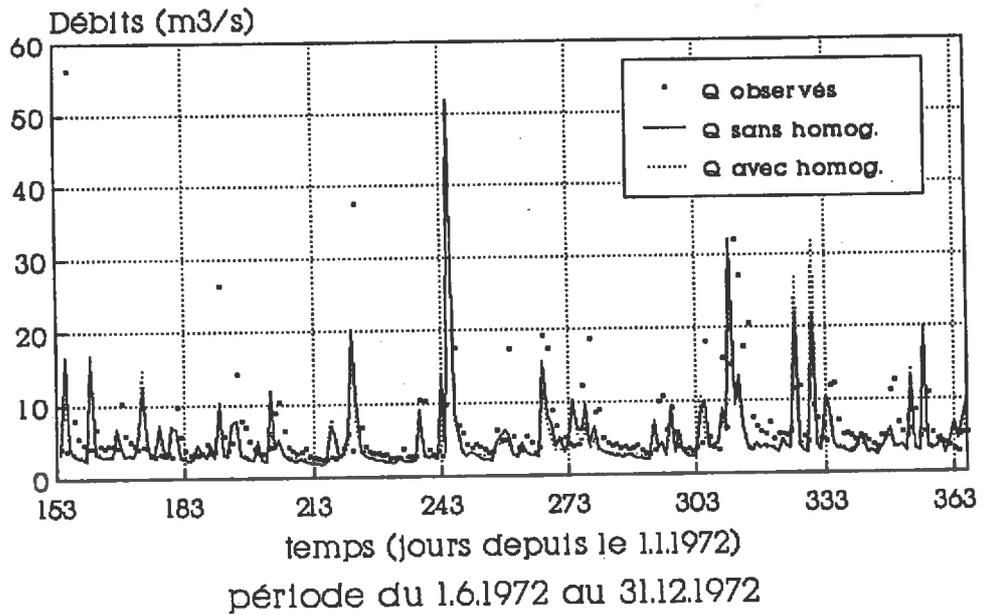
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
Grande Goyave à la Prise d'Eau



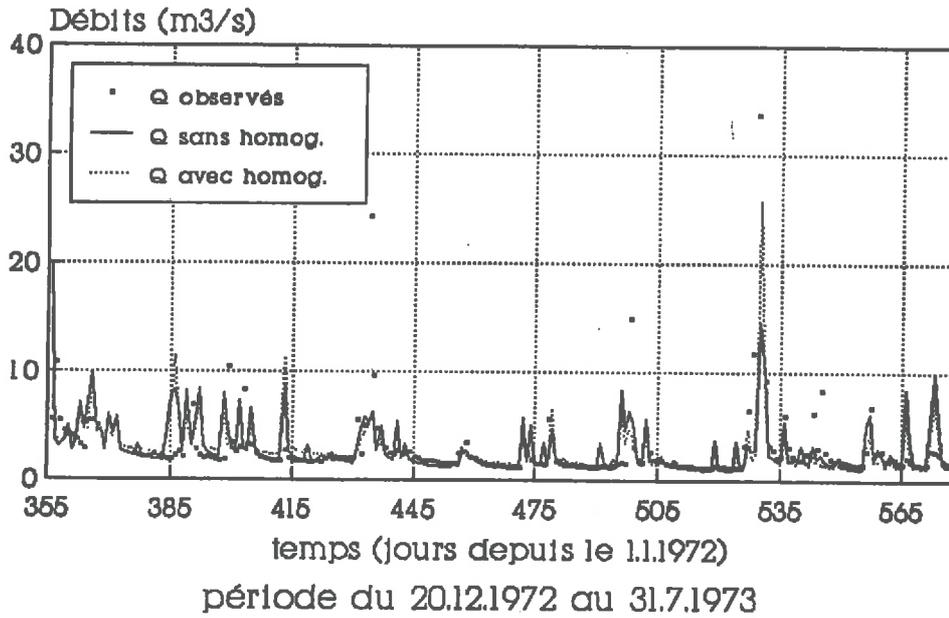
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
Grande Goyave à la Prise d'Eau



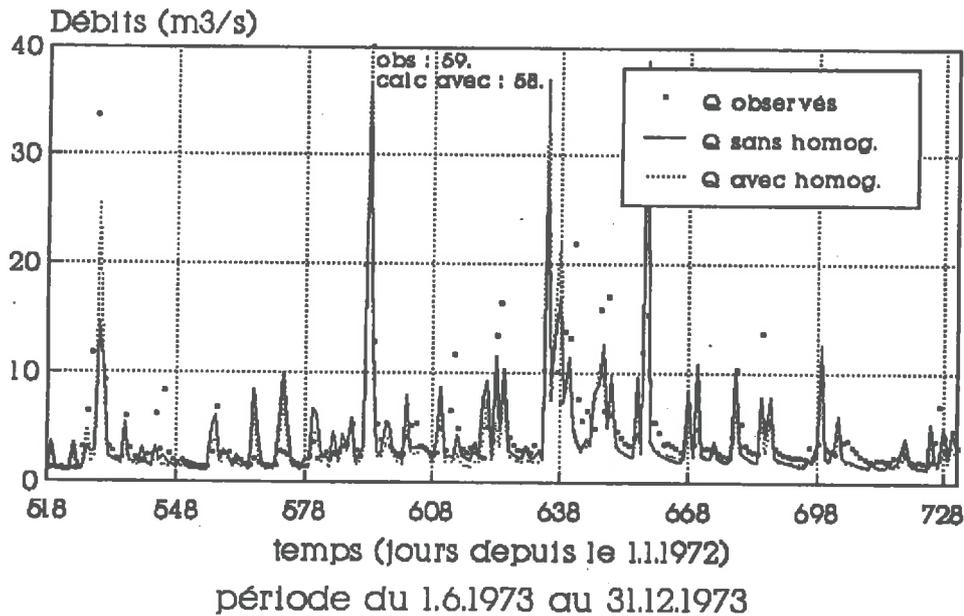
Paul Robin, 1990.

**Débits observés et calculés ;
Grande Goyave à la Prise d'Eau**



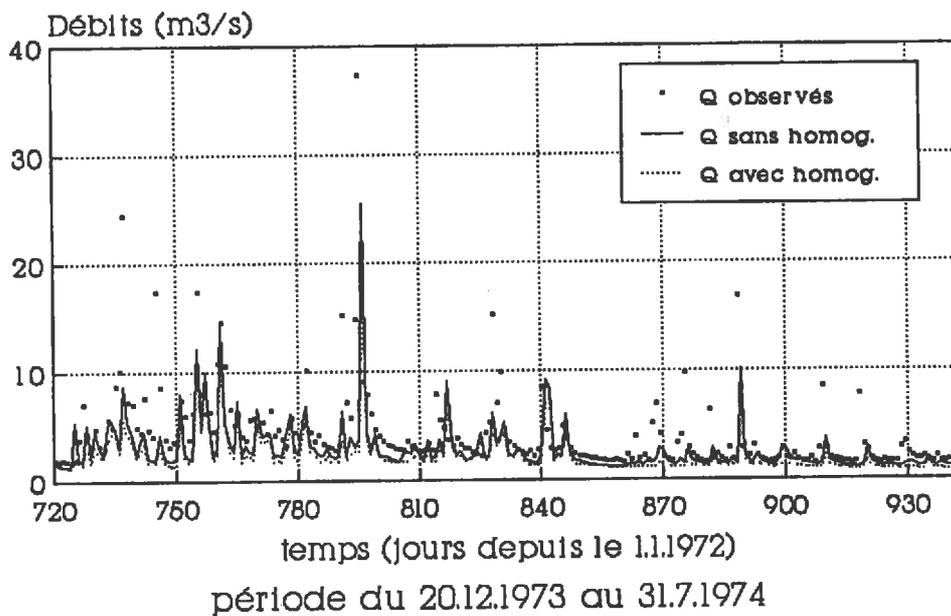
Paul Robin, 1990.

**Débits observés et calculés ;
Grande Goyave à la Prise d'Eau**



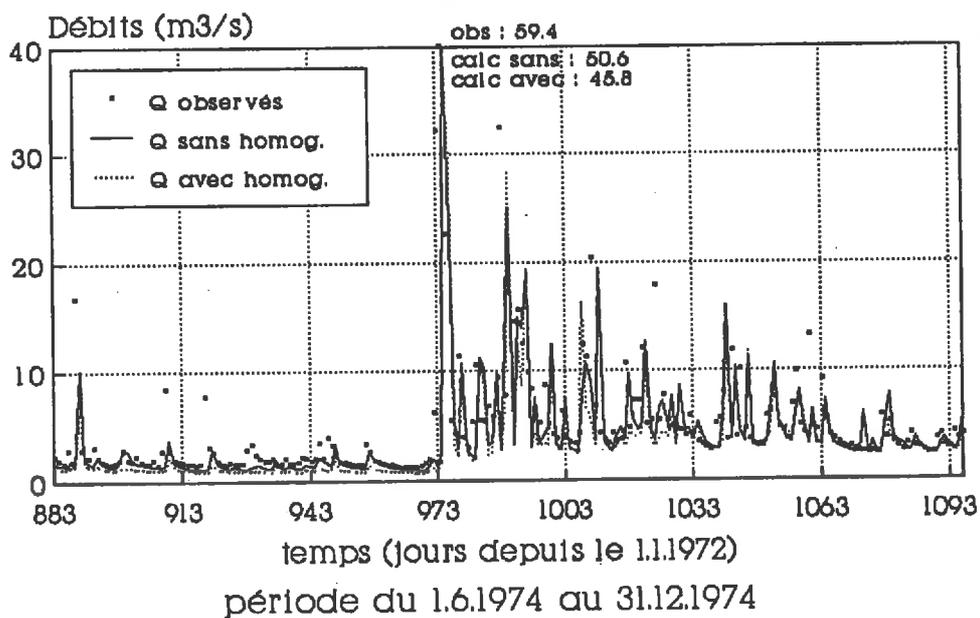
Paul Robin, 1990.

**Débits observés et calculés ;
Grande Goyave à la Prise d'Eau**



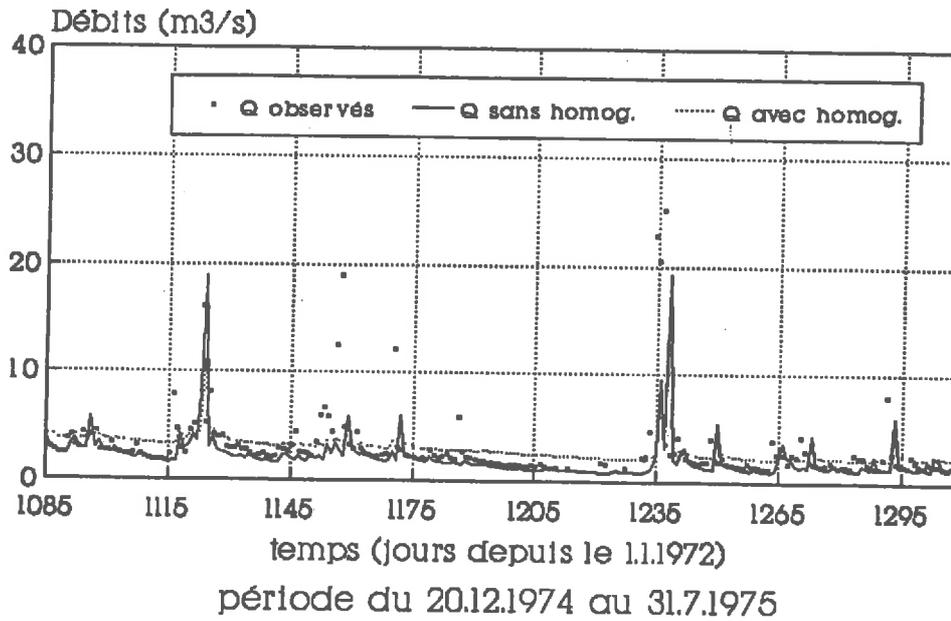
Paul Robin, 1990.

**Débits observés et calculés ;
Grande Goyave à la Prise d'Eau**



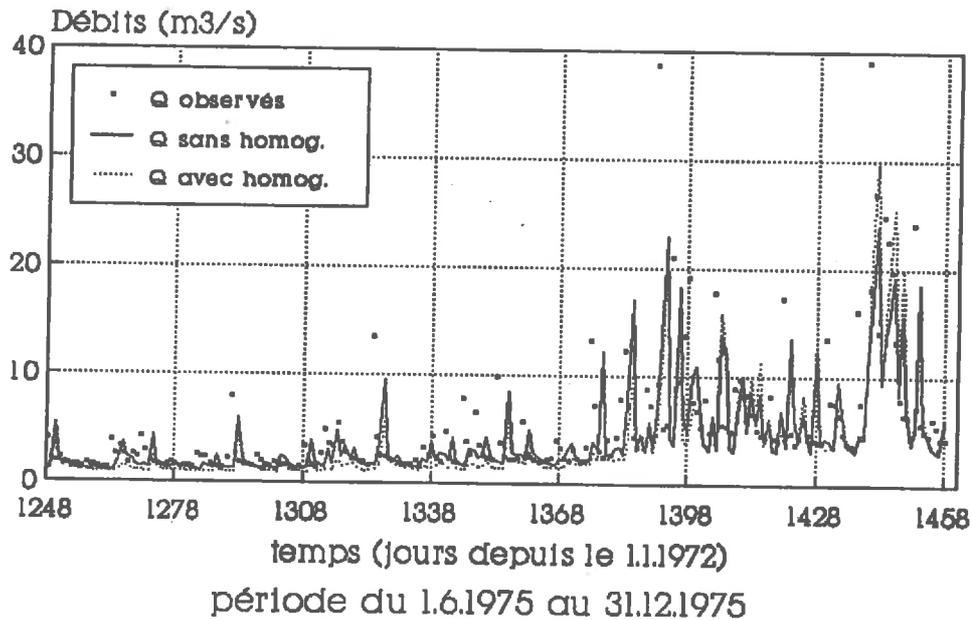
Paul Robin, 1990.

**Débits observés et calculés ;
Grande Goyave à la Prise d'Eau**



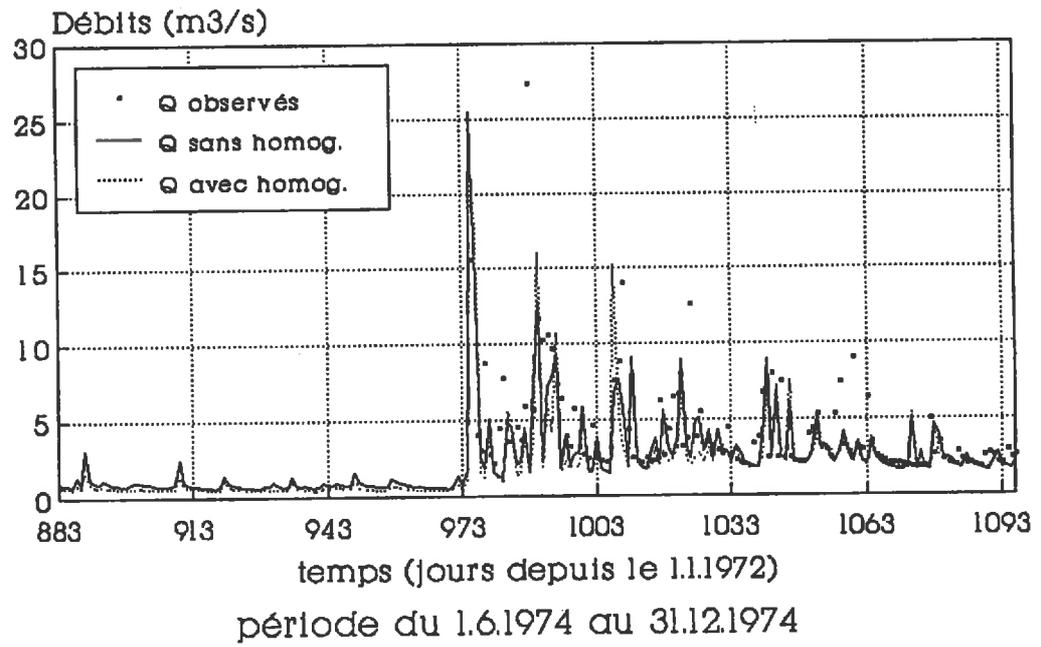
Paul Robin, 1990.

**Débits observés et calculés ;
Grande Goyave à la Prise d'Eau**



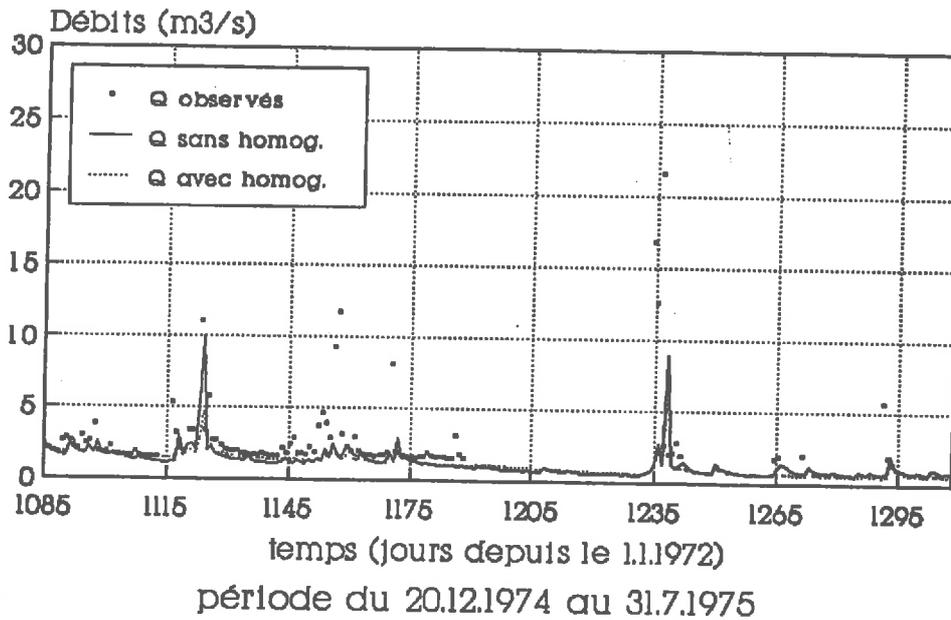
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de **Bras David à Duclos**



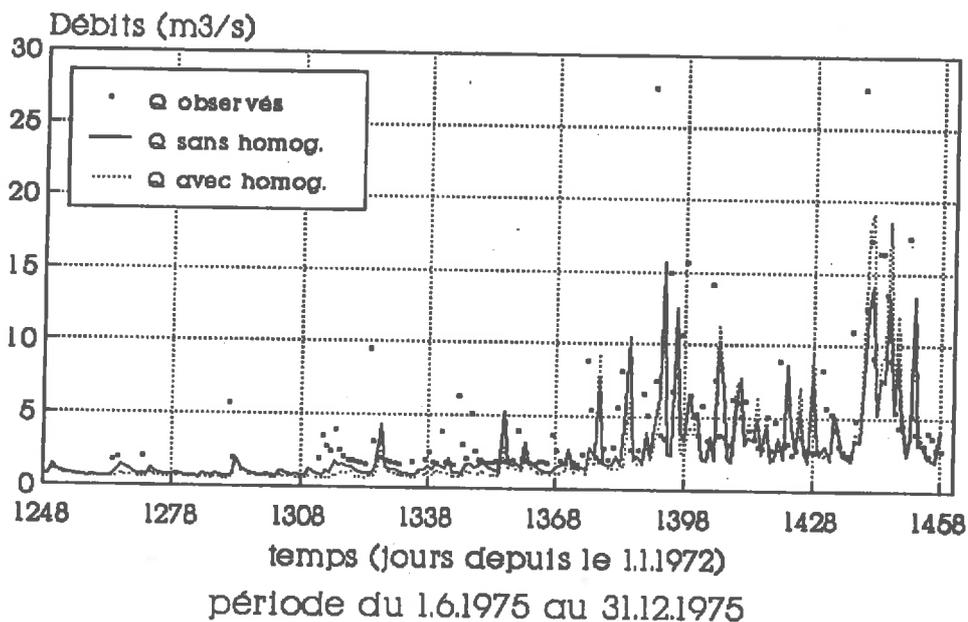
Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de Bras David à Duclos



Paul Robin, 1990.

Débits observés et calculés ;
station de Bras David à Duclos



Paul Robin, 1990.

Annexe 14 : Liste des modifications apportées aux données pour en augmenter la cohérence.

NATURE DE L'OPERATION	DETAILS DE L'OPERATION	BASSINS VERSANTS CONCERNES
<p>●Augmentation des pluies aux postes d'altitude³ :</p>	<p>$P_j \times 1.5$ pour les journées pluvieuses aux postes observés : 27,29,30,35,47. postes d'extrapolation : 48,50,51, 52,55,56,57,59,60,61,63,64,74,84.</p>	<p>Capesterre, Du Plessis, Grande Goyave à la Boucan Banancier au Déversoir.</p>
<p>●Réduction des pluies à quelques postes de la côte sous-le-vent³ :</p>	<p>$P_j \times 0,5$ pour les journées pluvieuses aux postes d'extrapolation : 81,82,83,85,89.</p>	<p>(aucun)</p>
<p>●Réaffectation des mailles aux postes pluviométriques (modification des "zones météo") :</p>	<p>39 mailles en bord de mer réaffectées à des postes de côte en remplacement d'un poste de versant (exemple: 41→32, ou 41→40).</p>	<p>Du Plessis, Sainte Marie.</p>
<p>●Modification d'un bassin versant de surface :</p>	<p>modification des directions de drainage des mailles¹ (augmentation ou diminution de taille des bassins concernés).</p>	<p>Banancier au Déversoir (augmentation de la surface).</p>
<p>●Ajout aux débits des prélèvements répertoriés :</p>	<p>- Grande Goyave: 1,8 m³/s - Du Plessis: 0,052 m³/s - Capesterre: 0,38 m³/s - Ste Marie: 0,006 m³/s - Banancier au Déversoir: 0,03 m³/s</p>	<p>les cinq bassins versant de l'ajustement.</p>
<p>●Modulation de l'évapotranspiration potentielle (standard à Duclos) en fonction de l'altitude et de l'exposition aux vents² :</p>	<p>6 classes (cf. fig. I.15) :</p> <p>1: +1.0 mm/j bords de mer 2: +0.7 mm/j bas de versants 3: 0.0 mm/j versants sous-le-vent 4: -0.7 mm/j versants au-vent 5: -1.0 mm/j sommets sous-le-vent 6: -1.5 mm/j sommets au-vent</p>	<p>les cinq bassins versant de l'ajustement.</p>

¹ mailles pour lesquelles le sens d'écoulement souterrain est ambigu.

² On module la valeur standard mensuelle avec un coefficient additif correspondant aux six classes indiquées.

³ les facteurs de correction sont choisis de façon à maintenir les modifications dans la gamme d'imprécision des valeurs moyennes annuelles ; cela explique pourquoi on peut avoir pour une journée pluvieuse donnée, une modification supérieure à l'imprécision journalière.

Annexe 15 : analyse de différentes approches de l'incertitude.

DEFINITION	METHODE	UTILISATION	AUTEURS
<p>Variance de l'erreur d'estimation ou "model error" :</p> $\sigma^{*2} = VAR(\hat{Y}/X^* = x^*)$ $f(x^*, \beta^*) = E(Y/X^* = x^*)$ <p>où : \hat{Y} = débit (Q) ou log Q estimés ; X = ensemble des entrées ;</p> <p>x = une classe particulière d'entrées ;</p> <p>β = ensemble des paramètres.</p> <p>L'astérisque (*) indique que les ensembles sont sans erreur.</p>	<p>- Hypothèses : données parfaites, par conséquent l'erreur σ^{*2} est due seulement à l'imperfection du modèle et non à l'imperfection des données d'entrée.</p> <p>- Erreur d'estimation : $E(\hat{Y}/X = x) - E(\hat{Y}/X^* = x^*)$</p> <p>- Erreur de prévision : $\left[\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m (\hat{Y} - Y^*)^2 \right]^{1/2}$</p> <p>- Calcul d'une régression entre débits et pluies ;</p> <p>- Calcul des espérances $E()$ et variances $VAR()$ pour $X/X^*, X^*/X, \hat{Y}/X^*, \hat{Y}/X$;</p> <p>- Génération aléatoire de pluies variables dans l'espace.</p>	<p>Analyse de l'effet d'une erreur dans les données d'entrée (pluie), sur les estimations de débit et sur les paramètres de calage.</p>	<p>B.M. Troutman (1982, 1983)</p>
<p>Equation de l'intégrale stochastique</p> <p>L'erreur est due à :</p> <ul style="list-style-type: none"> - l'approximation des phénomènes ; - l'erreur de mesure des pluies, des débits ; - l'erreur "inexplicable" (due à la variabilité qui n'a pas été effectivement observée). 	<p>- Couplage d'un modèle stochastique au modèle pluie-débit multilinéaire :</p> <p>→ bruit amplitude et décalage</p> $P_j^i(t) = \lambda_j^i P^i(t - \theta_j^i)$ <p>i = événement j = élément de surface P^i = hauteur de pluie observée pour l'évènement i P_j^i = pluie pour i sur l'élément de surface j λ_j^i = coefficient d'extrapolation de la pluie observée i à la surface j</p> <p>→ calcul de fréquences associées à certaines variables (volume ou pic de crue)</p> <p>→ calcul d'un intervalle de confiance associé à chaque calcul (pas de temps : 1/4 h).</p>	<p>- Utilisation optimale des observations pluie-débit ;</p> <p>- Sélection optimale de l'estimateur des pluies efficaces lors de l'estimation des débits de pointe (durée de retour T années) ;</p> <p>- Effet de l'incertitude sur le dimensionnement des ouvrages hydrauliques.</p>	<p>T.V. Hromadka R.H. McCuen (1989)</p>

note : la notation Y/X signifie "Y connaissant X".

Annexe 15 : Analyse de différentes approches de l'incertitude (suite).

DEFINITION	METHODE	UTILISATION	AUTEURS
<p>L'entropie de l'ensemble des événements possibles est égale à l'incertitude moyenne d'occurrence d'un événement.</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Choix des contraintes ; - Calcul de la distribution de probabilités ; - Paramétrisation de la loi de distribution avec moyenne des pluies, moyenne des ruissellements, covariance des pluies et ruissellements ; - Calcul d'abaques en fonction des covariances. 	<p>Calcul en maximisant l'entropie, d'une distribution de probabilité celle des valeurs de ruissellement associées à une pluie.</p>	<p>J.O. Sonuga (1976)</p>
<p>Erreur : $\frac{\ x_i(t) - x_i'(t)\ }{\ \delta x_{i,0}\ } = R(t, x_{i,0}, \delta x_{i,0})$</p> <p>où : $x_i(t)$ = variable x_i à l'instant t avec comme conditions initiales $x_{i,0}$</p> <p>$x_i'(t)$ = variable x_i à l'instant t avec comme conditions initiales $x_{i,0} + \delta x_{i,0}$</p> <p>$\delta x_{i,0}$ = écart des conditions initiales pour la variable x_i</p> <p>Notation : $\ a_i\ = \left(\sum_{i=1}^N a_i^2 \right)^{1/2}$: norme de a_i</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Calcul de R pour des valeurs de t croissantes ; - Calcul des moments d'ordre 1 à 10 ; - Calcul de l'erreur moyenne, de l'erreur la plus probable. 	<p>Mesure de la "prédictabilité" locale dans un modèle de circulation atmosphérique globale.</p>	<p>R. Benzi & G.F. Carnevale (1989)</p>
<p>Incertitude globale (pluie et modèle) = distribution des corrélations entre débits calculés et observés.</p>	<ul style="list-style-type: none"> - hydrogramme unitaire, transfert entre mailles ; - bassin versant divisé en surfaces élémentaires ; - pluie variable selon les surfaces (coefficient) ; - classification des événements ; - distribution des probabilités selon les phases de débit. 	<p>Calcul d'une limite inférieure de la variance des estimations de ruissellement, ces derniers étant calculés par un modèle pluie-débit.</p>	<p>T.V. Hromadka R.H. McCuen (1988)</p>

Annexe 15 : Analyse de différentes approches de l'incertitude (suite).

DEFINITION	METHODE	UTILISATION	AUTEURS
<p>Erreur :</p> $\int_0^t k_1(t, s; \omega) * h(s, k_2(s, \omega)) ds$ <p>où ω caractérise un événement type ; t : un instant de cet événement ; k_1 et k_2 sont des fonctions du temps $(k_1 =$ pluie, débit ou pluie efficace, $k_2 =$ sortie du modèle) ; h : le coefficient de corrélation entre k_1 et l'erreur du modèle ($X_{obs} - X_{calc}$).</p> <p>Variance de l'erreur :</p> $\sigma_0^2(t) \# \sum_{i=1}^m \left(\int_0^t k_1(t, s; \omega_0) * h(s, k_2(s, \omega_0)) ds \right)^2$ <p>où : m est le nombre d'événements du type ω_0 ; σ_0 caractérise les événements ω_0</p>	<p>SIEM : "Stochastic integral equation method" pour représenter l'écart entre une série de mesures de ruissellement et les valeurs calculées.</p> <p>Hypothèses :</p> <ul style="list-style-type: none"> • absence de détention (bassins, retenues) • modèles classiques de transfert (onde cinématique, Muskingum) utilisables • bassin homogène • Choix d'une classe d'événements ; • Calcul des pluies efficaces (k_1), des ruissellements (k_2) des coefficients de corrélation (h) ; <p>- Calcul des distributions de probabilités d'une variable associée à une pluie, à l'aide de la distribution des coefficients de corrélation ;</p> <p>- Réduction de l'incertitude (c.a.d. de la variance de l'erreur) en ajustant le modèle ou en incluant d'autres phénomènes.</p>	<p>- Intégrer l'incertitude dans la structure du modèle ;</p> <p>- Répondre à la question : quelle est la distribution des valeurs d'une variable (pic de crue, volume ruisselé, vitesse moyenne,...) associée à une pluie hypothétique, étant donné une série de mesures de pluies et de débits et la précision de l'estimation du ruissellement ?</p>	<p>T.V. Hromadka (1989a)</p>
<p>Erreur modèle définie par :</p> $\gamma^2 = E[(\ln \hat{Q} - \ln Q)^2]$ <p>où \hat{Q} : débit estimé Q : débit observé</p>	<p>NARI : "Network analyses for regional information" :</p> <ul style="list-style-type: none"> - Choix d'un modèle pour estimer la variable ; - Calcul de l'espérance de l'erreur de modèle en fonction de l'erreur d'estimation lorsque le nombre de paramètres du modèle augmente ; - Calcul de l'espérance de l'erreur de modèle pour différentes durées d'enregistrement et différents nombres de stations ; - Calcul de la médiane de la précision lorsque l'espérance de l'erreur de modèle diminue ; - Calcul du taux de changement de l'erreur avec l'allongement de la durée d'observation lorsque l'espérance de l'erreur de modèle diminue. 	<p>Affiner le modèle en vue d'améliorer un système régional d'acquisition d'observation et en vue d'améliorer le "potentiel d'information" des observations futures. (ici le modèle permet d'estimer un débit de pointe ayant un temps de retour fixé).</p>	<p>M.E. Moss (1979)</p>

Annexe 15 : Analyse de différentes approches de l'incertitude (fin).

DEFINITION	METHODE	UTILISATION	AUTEURS
<p>"Entropie conditionnelle" du débit observé (noté X) connaissant le débit calculé (noté Y) :</p> $H(X/Y) = - \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} p(x_i, y_j) \log p(x_i, y_j)$ <p>N_x, N_y = nombre d'événements possibles ; X, Y = ensembles des événements ; x_i, y_j = événements possibles (ou classes) ; $p(x_i, y_j)$ = probabilité d'obtenir en même temps les événements x_i et y_j.</p>	$EC(X/Y, S_i, \Delta x) = \sum_i \sum_j f(x_i, y_j) (\Delta x)^2$ $* \log \frac{1}{f(x_i, y_j)} + \log \frac{1}{\Delta x}$ $IM(X, Y, S_i, \Delta x) = \sum_i f(x_i) \log \frac{1}{f(x_i)} \Delta x$ $- \sum_i \sum_j f(x_i, y_j) \log \frac{1}{f(x_i, y_j)} (\Delta x)^2$ <p>f = distribution lognormale des probabilités ; Δx = pas de discrétisation choisi selon la précision de l'estimation ; S_i = jour ; EC = entropie conditionnelle ; IM = information marginale.</p> <p>N.B. : les auteurs utilisent les logarithmes népériens dans leur calcul de quantité d'information alors que notre choix d'unité nous a conduit à utiliser les logarithmes en base 2.</p>	<p>• Efficience du modèle aux différentes périodes de l'année :</p> <ul style="list-style-type: none"> - les dates pour lesquelles l'entropie conditionnelle est voisine de zéro correspondent aux jours où le modèle prédit la vraie valeur moyenne de X avec une incertitude de $\pm \Delta x / 2$. <p>Remarques :</p> <ul style="list-style-type: none"> - on voit l'importance du choix de Δx comme paramètre du calcul ; - les approximations sont valables pour de petites valeurs de Δx ; - le choix des distributions (f) se base sur une moyenne et un écart-type empiriques, soumis aux fluctuations d'étalement. <p>• Choix d'un modèle pour un but donné à l'aide d'un critère objectif.</p>	<p>J. Amorocho & B. Espildora (1973)</p>

**Annexe 16 : interprétation des quantités d'information du fichier des pluies
(données brutes).**

le tableau II.1 (rappelé ci-contre) appelle quelques développements qui auraient été disproportionnés dans notre texte.

Nous utiliserons les concepts de quantités d'information définis au chapitre II et nous appellerons classe une classe de pluie à un poste et "super-classe" une classe constituée par l'ensemble des classes d'un groupe de postes.

Nous devons également rappeler que notre situation est particulière : forte variabilité des pluies ; forte imprécision ; nombreuses données manquantes aux postes observés (ici reconstituées) ; insuffisance du réseau pour représenter toute la variabilité spatiale et extrapolation des données. Afin de généraliser nos résultats, il serait souhaitable dans le cadre d'un autre travail d'appliquer une démarche analogue à des situations différentes et plus diverses.

- L'information totale (a) est indépendante de l'ordre de classement des postes. Elle dépend uniquement des fréquences d'occurrence des "super-classes" constituées par les combinaisons des classes de pluie aux 98 postes qui sont effectivement réalisées.
- L'information conditionnelle (b) d'un poste n est nulle si la prise en compte de ce poste ne fait pas apparaître de nouvelles "super-classes" par rapport à celles qui existent déjà dans le groupe des n-1 postes précédents. L'information conditionnelle est ici toujours inférieure à l'information d'un poste isolé car l'ajout d'un poste ne change pas suffisamment le nombre et la distribution des fréquences des "super-classes" - par rapport aux classes et à leur fréquence au poste isolé.
- La décroissance de l'information conditionnelle que nous observons est liée au fait qu'ici, de moins en moins de "super-classes" apparaissent lorsque l'on ajoute un nouveau poste. Cette décroissance n'est pas nécessaire, nous pouvons imaginer une situation où l'ajout d'une série apporterait plus d'information que toute celle existante : par exemple si à un ensemble de postes situés dans le désert (très peu de pluie, très peu d'information) on ajoute un poste situé en zone humide, le nombre et la distribution des fréquences des "super-classes" vont brusquement changer et l'information de l'ensemble va beaucoup augmenter.
- Il existe une limite théorique à l'information conditionnelle cumulée (c) : puisque la période dure 1461 jours, nous aurons au maximum 1461 "super-classes" différentes (et équiprobables) c'est-à-dire une information totale maximale égale à $-\log_2 \frac{1}{1461} = 10,51$ (bits)
- Le tableau (d) montre l'information calculée indépendamment aux différents postes. L'amplitude de variation dépasse 0,9 bit (postes 38 et 55) ce qui est relativement important : l'analyse de sensibilité au bruit (§III.2.4 et annexe 8) montre qu'un écart de 0,1 bit est significatif. Nous attribuons cet écart à la différence de distribution des pluies entre les postes de plaine et de bas de versant où les jours sans pluie sont nombreux, et les postes d'altitude où il pleut régulièrement.
- Les gammes de variation des quantités d'information pour les postes observés d'une part (1,20 au poste 38 à 1,93 au poste 25) et pour les zones d'extrapolation d'autre part (1,23 au poste 97 à 2,12 au poste 55) se recourent largement.

Il semble donc que vis-à-vis de l'imprécision journalière de 30 mm/j notre méthode de reconstitution ait respecté les caractéristiques générales du réseau des postes en termes de variabilité entre les stations (largeur des gammes) et de distribution des fréquences des classes (valeurs proches). Par ailleurs une zone d'extrapolation prise isolément apporte en moyenne plus d'information qu'un poste observé (tableau d), ce qui correspond à un plus grand nombre de jours de pluie. Notre méthode de reconstitution paraît donc satisfaisante car nous voulions reconstituer les pluies d'altitude sans pour autant changer les caractéristiques générales du fichier des pluies : l'information totale du fichier -10,45- n'est pas significativement différente de l'information des 47 postes observés -10,42- tandis que l'augmentation des pluies avec l'altitude est constituée par des jours de pluie plus nombreux (ROSSIGNOL, 1989).

Annexe 16 (suite) : rappel du tableau II.1.

resultat du calcul d'information sur le fichier des pluies.
La premiere ligne et la premiere colonne servent a reperer les postes par leur numero. Nous remarquons la decroissance de l'information conditionnelle apportee par un poste ajoute aux precedents (b). Nous remarquons egalement l'information importante aux postes d'altitude (tableau d : postes 49 a 55). De plus amples commentaires sont donnees a l'annexe 16.

47 postes reels (postes 1 a 47)
51 zones d'extrapolation (postes 48 a 98)

(a) INFORMATION TOTALE : 10.4502

(b) INFORMATIONS CONDITIONNELLES :

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	1.3271	1.1517	.9953	.7246	.4018	.3467	.4201	.9300	.6615	.618
1	.4917	.3685	.2968	.1833	.1349	.0853	.0881	.0133	.1347	.022
2	.0641	.0146	.0117	.1227	.1758	.0870	.0225	.0922	.0397	.011
3	.0154	.0742	.0796	.0485	.0254	.0297	.0112	.0151	.0051	.019
4	.0244	.0031	.0033	.0052	.0046	.0014	.0128	.0014	.0000	.000
5	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.000
6	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.000
7	.0000	.0000	.0037	.0188	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.000
8	.0000	.0053	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.000
9	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.000

(c) INFORMATIONS CONDITIONNELLES CUMULEES :

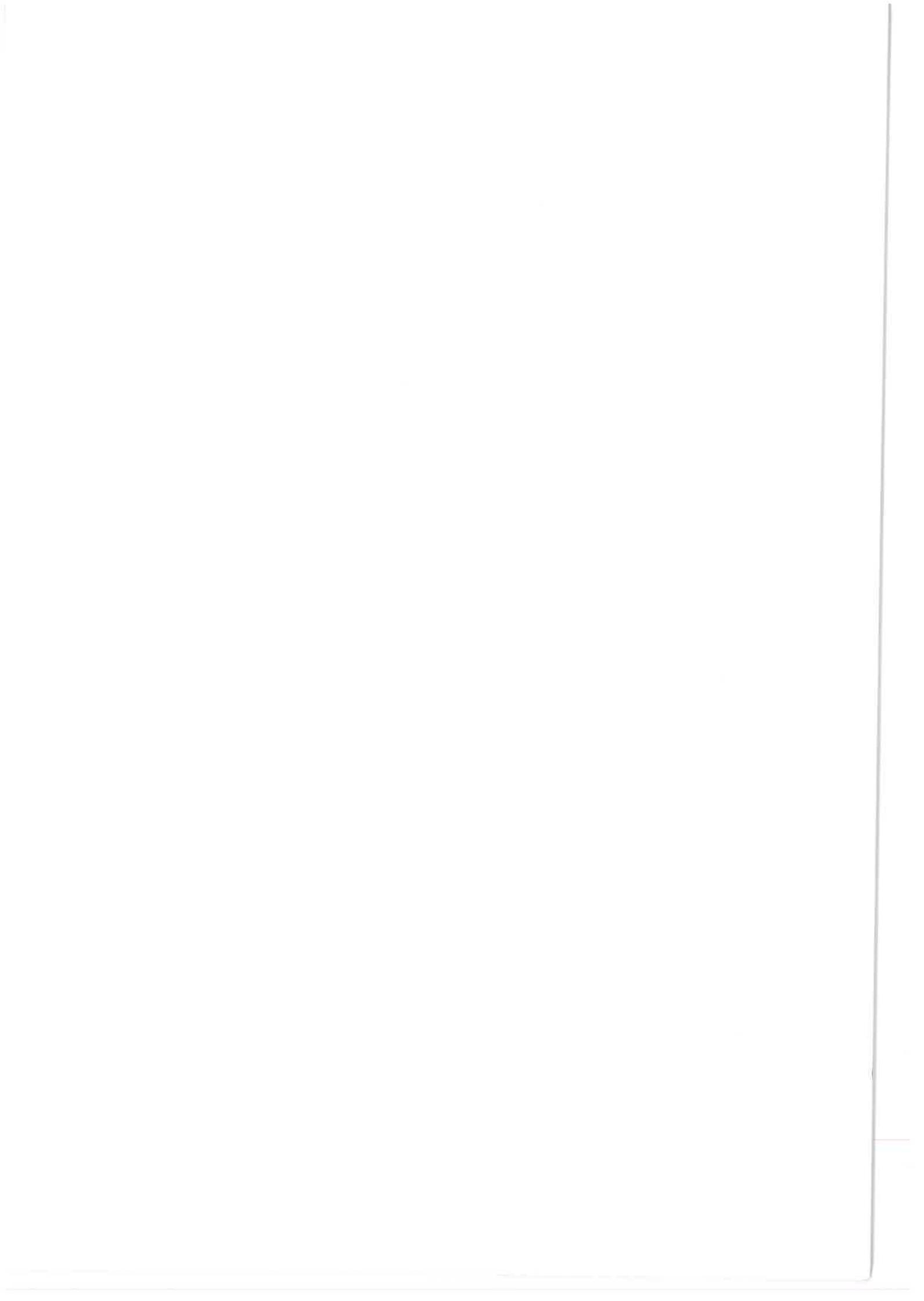
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	1.3271	2.4787	3.4740	4.1987	4.6005	4.9472	5.3673	6.2973	6.9588	7.577
1	8.0691	8.4375	8.7343	8.9176	9.0525	9.1378	9.2259	9.2392	9.3740	9.398
2	9.4610	9.4756	9.4873	9.6100	9.7858	9.8727	9.8953	9.9875	10.0271	10.038
3	10.0540	10.1282	10.2078	10.2563	10.2818	10.3115	10.3227	10.3378	10.3429	10.362
4	10.3866	10.3897	10.3929	10.3981	10.4027	10.4041	10.4169	10.4183	10.4183	10.418
5	10.4183	10.4183	10.4183	10.4183	10.4183	10.4183	10.4183	10.4183	10.4224	10.422
6	10.4224	10.4224	10.4224	10.4224	10.4224	10.4224	10.4224	10.4224	10.4224	10.422
7	10.4224	10.4224	10.4261	10.4449	10.4449	10.4449	10.4449	10.4449	10.4449	10.444
8	10.4449	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.450
9	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.4502	10.450

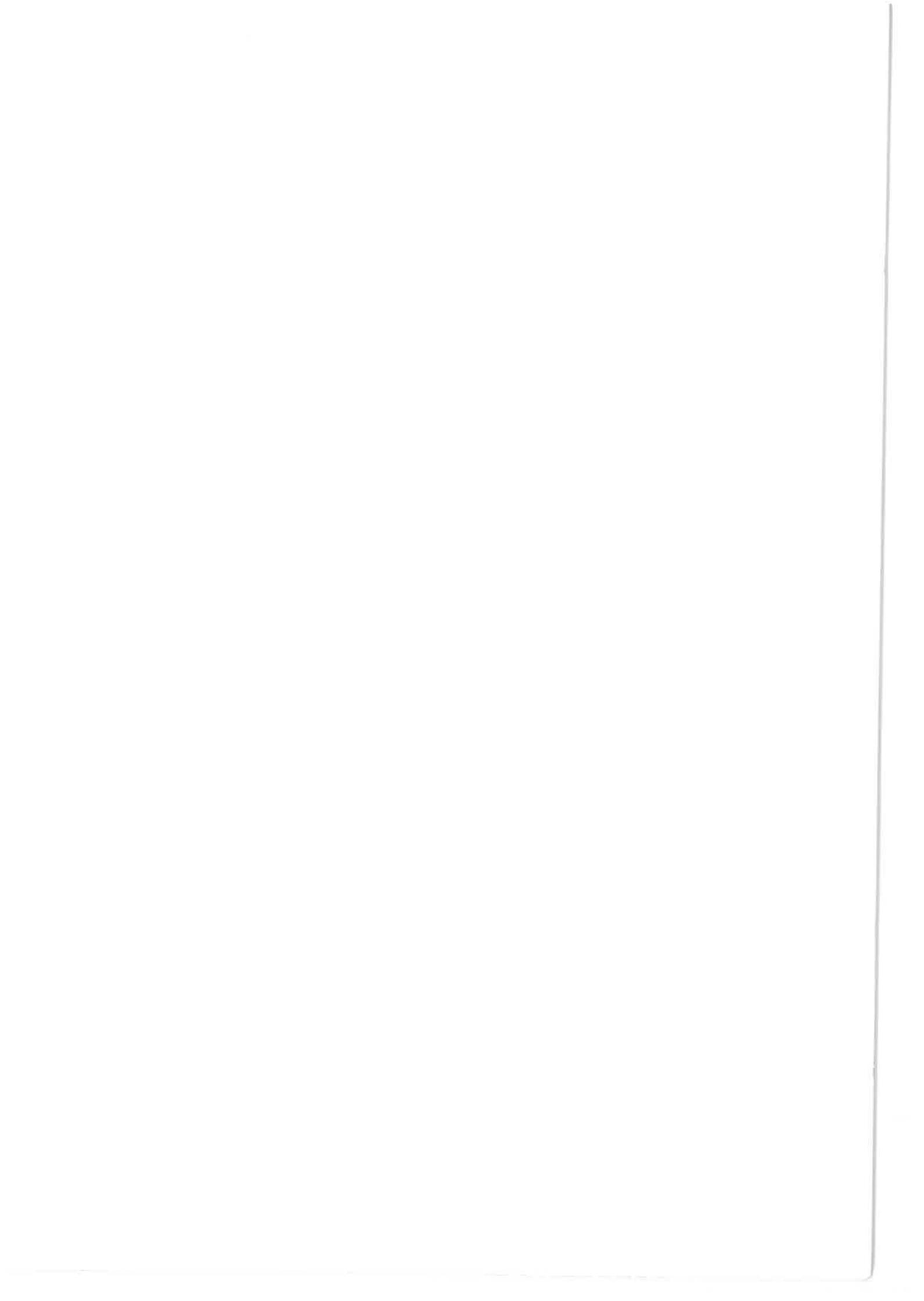
(d) INFORMATIONS POSTES SEULS :

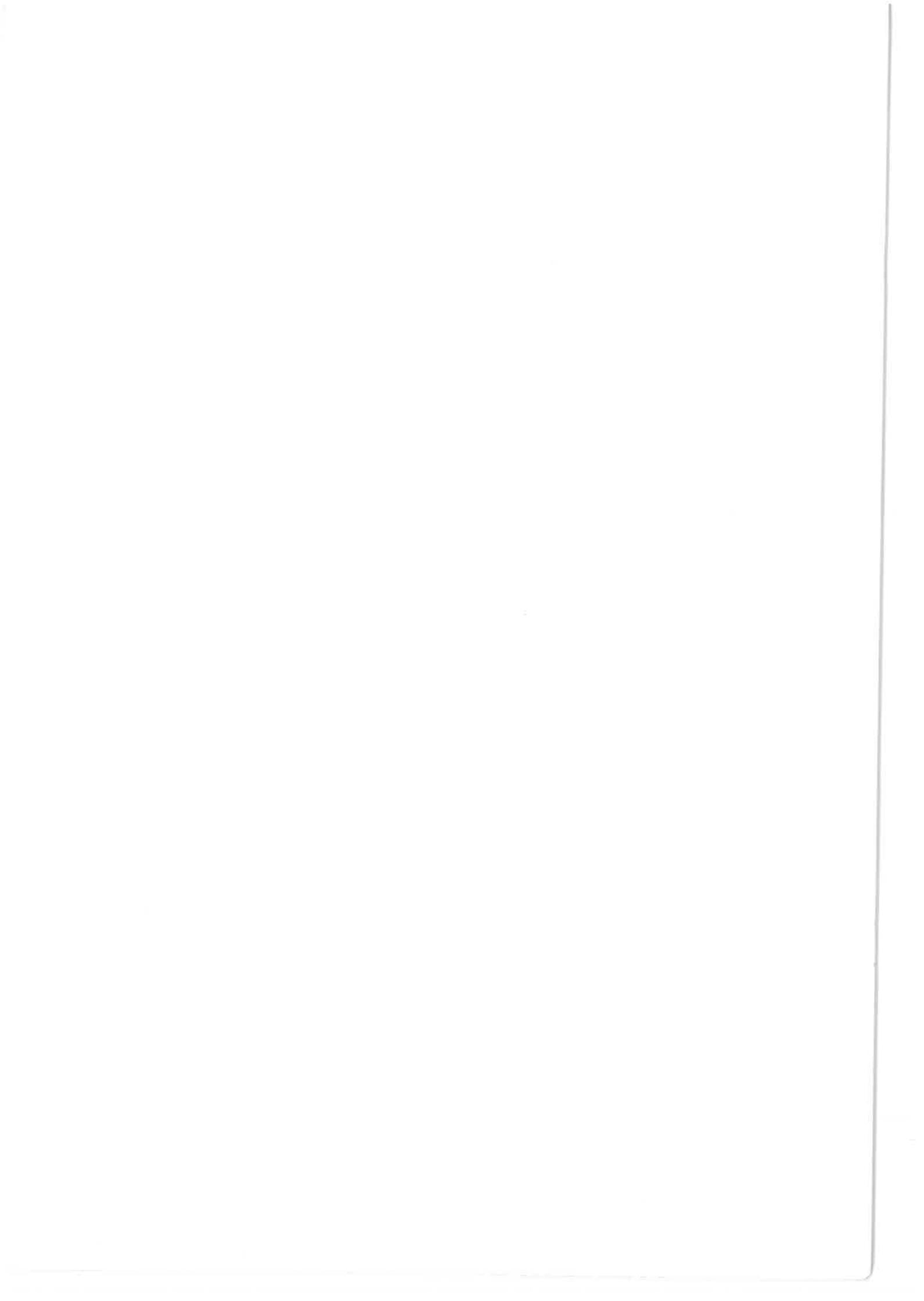
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	1.3271	1.2936	1.3776	1.3761	1.4127	1.3719	1.3658	1.4566	1.2418	1.40
1	1.4440	1.5040	1.3327	1.3353	1.3291	1.3593	1.3448	1.3397	1.4691	1.37
2	1.3806	1.3546	1.3590	1.2407	1.9338	1.7173	1.8004	1.5036	1.6260	1.56
3	1.4300	1.5704	1.6086	1.4678	1.6722	1.8201	1.5546	1.2029	1.2209	1.60
4	1.5754	1.4034	1.3232	1.5329	1.7175	1.5396	1.8088	1.5776	2.0976	2.09
5	1.6232	2.1213	1.8815	2.0843	2.1248	1.5790	1.4417	1.6403	1.5974	1.88
6	1.5077	1.4413	1.6530	1.7543	1.8231	1.8705	1.9274	1.8979	1.4578	1.65
7	1.4631	1.3384	1.2938	1.7441	1.9282	1.5697	1.3987	1.5291	1.8038	1.62
8	1.4133	1.3862	1.4001	1.6087	1.8576	1.3693	1.5597	1.6967	1.8775	1.27
9	1.2766	1.4483	1.8069	1.6836	1.6072	1.2412	1.2301	1.3486		

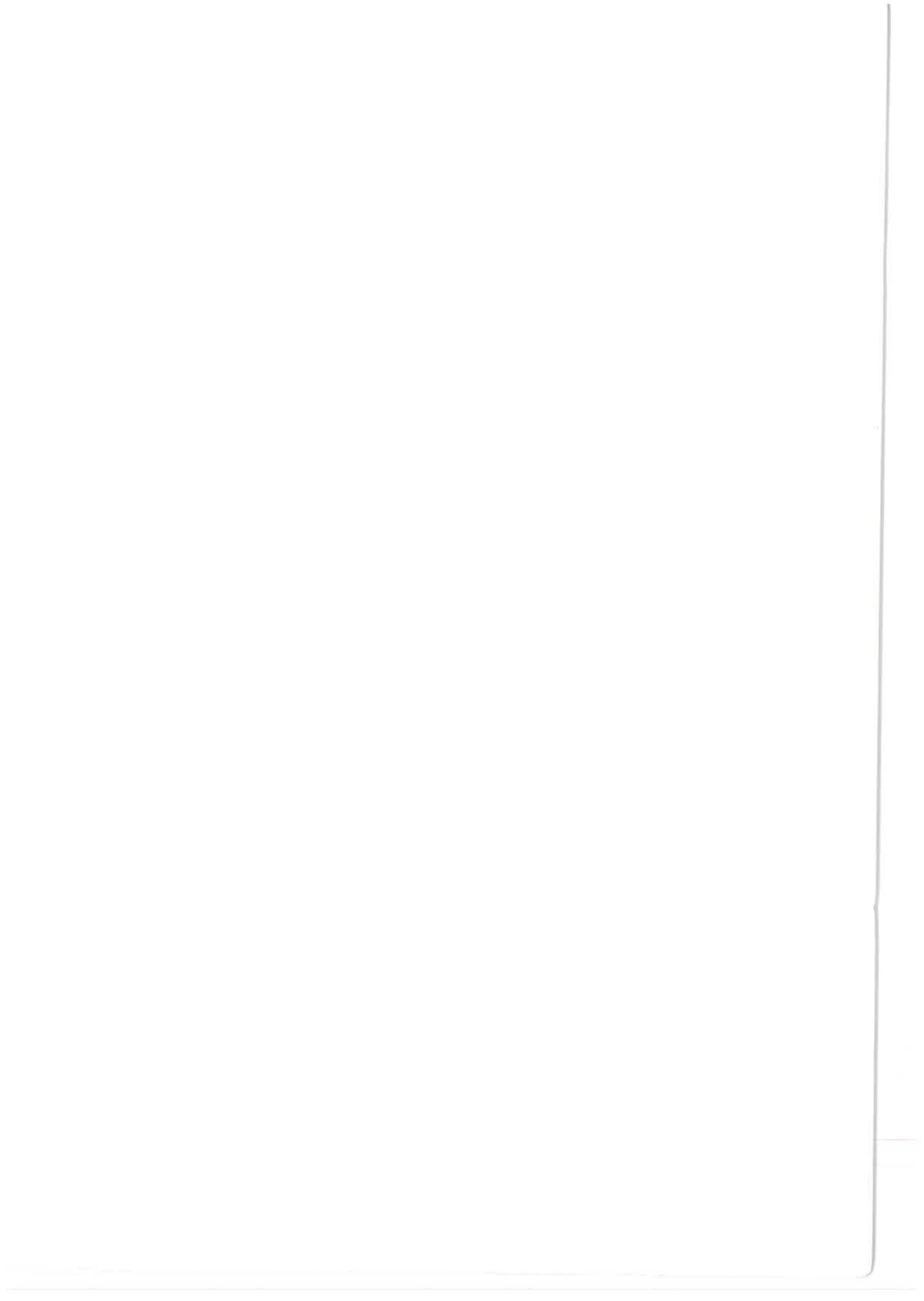
(e) nombres de classes aux postes (permet d'evaluer l'information maximale possible) :

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	4	5	6	5	6	5	6	5	5	6
1	6	6	6	4	5	5	6	6	6	5
2	5	6	6	5	6	6	6	6	6	6
3	6	6	6	6	6	6	6	5	5	6
4	6	6	5	6	6	6	6	6	6	6
5	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
6	6	6	6	6	6	6	6	6	5	6
7	6	6	6	6	6	6	5	5	6	6
8	5	5	5	6	6	5	6	6	6	5
9	5	6	6	6	6	4	5	6		









RESUME

En vue de représenter un système naturel par un modèle mathématique, le modélisateur a besoin d'un ensemble d'observations. Celles-ci doivent être représentatives de la variabilité spatio-temporelle de ce système et cohérentes entre elles. Nous présentons ici une méthodologie qui permet de juger l'adéquation entre des données et un objectif de modélisation.

Notre application utilise des observations au pas de temps journalier, de pluie sur une île de 850 km² (île de Basse-Terre, Guadeloupe) et de débit pour cinq petits bassins versants. Elle utilise également un modèle déterministe conceptuel du cycle naturel de l'eau. Nous montrons comment notre méthodologie permet de reconnaître certains ensembles de données. Les uns paraissent *a priori* favorables à une modélisation en vue d'améliorer le modèle et d'affiner notre connaissance du système (objectif de recherche). Pour les autres l'utilisation de la modélisation est limitée par la cohérence entre les données, ces dernières permettent seulement d'adapter un modèle de simulation (objectif d'application).

Dans une première partie nous présentons le site, l'île de Basse-Terre, où la variabilité des pluies et de la végétation est très grande et où, par conséquent, celle des bilans hydriques l'est aussi. Nous estimons l'imprécision sur les pluies à 30 mm/j ; elle est liée à la variabilité spatiale et à la chaîne d'acquisition des valeurs ; elle reflète la cohérence interne du fichier. Nous estimons une imprécision pour les débits qui est spécifique de chaque station hydrométrique ; elle est liée à l'instabilité des courbes de tarage (transformation des hauteurs d'eau en débits) et à notre méconnaissance des prélèvements d'eau réels. Pour l'évapotranspiration potentielle nous estimons une imprécision et une variabilité spatiale probables. Dans un dernier paragraphe, nous présentons les choix de représentation mathématique des phénomènes, propres au modèle que nous avons utilisé.

La seconde partie introduit notre outil : la théorie de l'information de Shannon. Le calcul sur les ensembles d'observations, classés au préalable en fonction des imprécisions, permet de distinguer différents ensembles de données, en particulier ceux qui paraissent favorables à une modélisation à des fins de recherche.

La troisième partie retrace les principales étapes de la modélisation, effectuée durant quatre années au pas de temps journalier : analyse de sensibilité du modèle, extrapolation des pluies dans les zones sous-échantillonnées, ajustement du modèle, amélioration de la cohérence des données et du modèle. Nous voyons alors que ce dernier point est positif pour les bassins versants que nous avons repéré en deuxième partie : des données cohérentes entre elles, confrontées à des contraintes de calcul, permettent d'affiner notre connaissance du système naturel. Aux autres bassins versants certaines périodes seulement sont cohérentes, les autres le sont beaucoup moins en particulier lorsque la répartition spatiale réelle de la pluie ou les prélèvements d'eau sont insuffisamment observés.

La dernière partie sert de conclusion. Nous y ouvrons des perspectives pour traiter les cas comportant de nombreuses données manquantes et pour prendre en considération la complexité des modèles.

MOTS-CLE : bilan hydrique, débit, données manquantes, erreur, imprécision, information, modèle hydrologique, pluie, sensibilité.

SUMMARY

In order to represent a natural system by a mathematical model, one needs observed data representative of the spatio-temporal variability of the system, in which model's input and output must be coherent. In this work we present a methodology which may be used as a tool to judge if the data are adequate with a given modelling purpose.

We test this methodology with a hydrological modelling by using rainfall and streamflow data from Guadeloupe, a tropical mountainous island of 850 km². This is a conceptual deterministic distributed model of the natural water cycle. Our work is presented in four parts.

In the first part we show that the variability of rainfall and vegetation is very high and so is the variability of the water balance. This high variability gives as a result an inaccuracy of 30 mm/day of rainfall in spite of a dense network. For the streamflow data, because of the heavy tropical rainfalls, the rating curves of the streamflow recording stations are unstable and cause inaccuracies specifically of each watershed. For the evapotranspirations, we use the bibliography in order to estimate inaccuracy and spatial variability.

In the second part we present our tool, Shannon's information theory. For one observed series of data, first of all we classify the values according to the inaccuracies previously estimated, then we calculate each class' frequency in order to compute the informations. Thus we can choose some groups of series which are sufficiently coherent. They can be used for a modelling with a scientific purpose : the improvement of the model and of our knowledge of the system.

The third part presents the modelling results : sensitivity analysis of the production function of the model, extrapolation of the missing rainfall data, calibration of the model parameters, and the hydrograms for five small watersheds during four years at a daily time step. For the watersheds which we chose in the second part, it is possible to improve our knowledge. For them the coherence of rainfall and streamflow data is improved due to the models laws.

Finally in the fourth part we conclude with some remarks concerning the research directions to better account for the missing data and the model complexity.

KEY-WORDS : error, hydrological model, inaccuracy, information, missing data, rainfall, sensitivity, streamflow, water balance.

MINISTÈRE DE L'AGRICULTURE
I. N. R. A.
Station de Bioclimatologie
B.P. 91 - Domaine Saint-Paul
84143 MONTFAVET CEDEX
FRANCE